

北部フォッサマグナ中央隆起帯の下部更新統塩嶺累層：活発な火山活動と大規模陥没盆地の形成

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2017-08-03 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	<a href="https://doi.org/10.14945/00010368">https://doi.org/10.14945/00010368</a>

# 北部フォッサマグナ中央隆起帯の下部更新統塩嶺累層 — 活発な火山活動と大規模陥没盆地の形成 —

宮坂 晃<sup>1</sup>・狩野謙一<sup>2</sup>

## Violent volcanism and large collapse basins recorded in the Lower Pleistocene Enrei Formation in the Median Uplift Belt of the North Fossa Magna region, central Japan

Akira MIYASAKA and Ken-ichi KANO

**Abstract** Volcanic and tectonic history of the Median Uplift Belt (MUB) of the North Fossa Magna region in central Japan is not well understood. Our study focused on the Kirigamine area in the southern part of the MUB, where the Lower Pleistocene (mainly Calabrian) Enrei Formation (Fm.), one of the main constituents of the MUB, is widely exposed. Our work reveals the following events recorded in the Enrei Fm. The basement rocks of MUB, mainly composed of the Miocene volcani-clastic rocks and minor intrusive bodies, were regionally uplifted during the Pliocene and Early Pleistocene. In the late stage of this uplifting, about 2.0 to 1.3 Ma, faulting produced a large inland basin, more than 15 km in N-S length and about 12 km in E-W width with the depth of about 250m or more. The basin, fringed by irregular, polygonal and high-angled extensional fractures, was filled with mafic lavas and volcani-clastic rocks of the Lower Enrei Fm. forming abut-type unconformities on the fracture surfaces. After the deposition of the Lower Enrei Fm. the NW-trending volcanoes, including the Kirigamine and Yashigamine volcanoes, produced violent bimodal volcanic rocks of the Upper Enrei Fm in the central part of the Kirigamine area. The volcanic rocks form the present-day low-relief highland landform. Regional stress regime changed at about 0.8Ma which is responsible for the formation of a new collapse basin in the central part of this area, the Daimon-Oiwake Graven (DOG), about 16 km in WNW-ESE length and 3-4 km in ENE width. Both sides of the DOG are now bordered by high-angled normal faults with the vertical-slip displacements of 200 m in maximum. These faults and minor folds in and around the DOG do not support a uniform stress regime during the basin development, but suggest locally changing compressive and extensional stresses in complex manner. The Kirigamine area is bounded by the NW-striking Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) to the SW. Previous workers suggested that the Suwa Basin on the SW of ISTL is an active pull-apart basin produced by the Late Quaternary left-lateral strike-slip faulting. Our study shows no evidence supporting the strike-slip faulting in this area. Instead, we propose that a flexure structure of the Enrei Fm. plunged basin-ward (i.e. SW-ward) in response to reverse faulting. Our proposed interpretation is supported by the seismic reflection data in the area.

**Keywords:** Quaternary tectonics, Kirigamine area, Median Uplift Belt, North Fossa Magna, Enrei Formation, polygonal collapse basin, Daimon-Oiwake Graven, Suwa Basin, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line

---

<sup>1</sup>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  
Committee on Education, Tatেশina Town, Kita-Saku Gun, Nagano Prefecture, 2532, Ashida, Tatেশina Town, Kita-Saku gun, Nagano, 385-2305, Japan

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

<sup>2</sup>静岡大学防災総合センター, 422-8529 静岡市駿河区大谷 836

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

## はじめに

本州弧中央部の北部フォッサマグナ地域西部はほぼN-S方向に伸びるいくつかの帯に区分され、それらはW～NW側から、大峰帯・水内帯・中央隆起帯[注1]・小諸帯と呼ばれている(小坂, 1984)(図1)。中央隆起帯の南部、霧ヶ峰地域には膨大な量の火山岩類からなる下部更新統[注2]の塩嶺累層(Momose *et al.*, 1959)が分布する。その分布域は、東隣の小諸帯の西縁部と、糸魚川静岡構造線(以下、糸静線)のSW側の西南日本東端部におよんでいる。ここは中央構造線と糸静線が交差する場所にあたり、中新世以降のテクトニクスや、島弧会合部で発生する火山活動などの点で、多くの研究テーマを抱える地域である。

糸静線のSW側、諏訪盆地のSW方に分布する塩嶺累層については窪田(1999)の詳しい研究があり、層序・火山活動の変遷および構造発達史について言及されている。彼によると、中央構造線と並走するN-S方向の垂直～高角東または西傾斜のantitheticな断層活動によってN-S長5～8km、E-W幅5km程度のN-S方向に伸長した3

個の西方傾動堆積盆地が2.3～2.0Ma頃(後述するように、三輪・星(2002)による年代改訂あり)に発生し、この傾動堆積盆地が発達する過程での火山活動は、珪長質から苦鉄質に移り変わるステージが4回繰り返されたことなどが指摘された。

一方、糸静線のNE側、霧ヶ峰地域周辺に分布する塩嶺累層については多くの研究があり(田中・平林, 1963; 諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 山崎ほか, 1976; 小松・小坂, 2006; 向井ほか, 2009)、さらに最近はその一部で下部から上部にわたって火山岩類の層序解析や岩石学的記載がなされるとともに多数の年代測定が行なわれて、火山活動履歴が明らかにされてきた(たとえば、Nishiki *et al.*, 2011)。ここでの塩嶺累層は、基盤岩に対して高角なアバット不整合であることが一部で報告されている(向井ほか, 2009)。本地域における重要な地質構造は、この高角アバット不整合に加えて八子ヶ峰断層群と鷹山断層群に挟まれた大門追分地溝(“追分火山性地溝”(河内, 1974)を改称[注3])である。また、塩嶺累層分布域南西縁の山地とSW側の諏訪盆地との境界付近には、糸静線諏訪湖北岸断層群(今泉ほか, 1999; など)が通

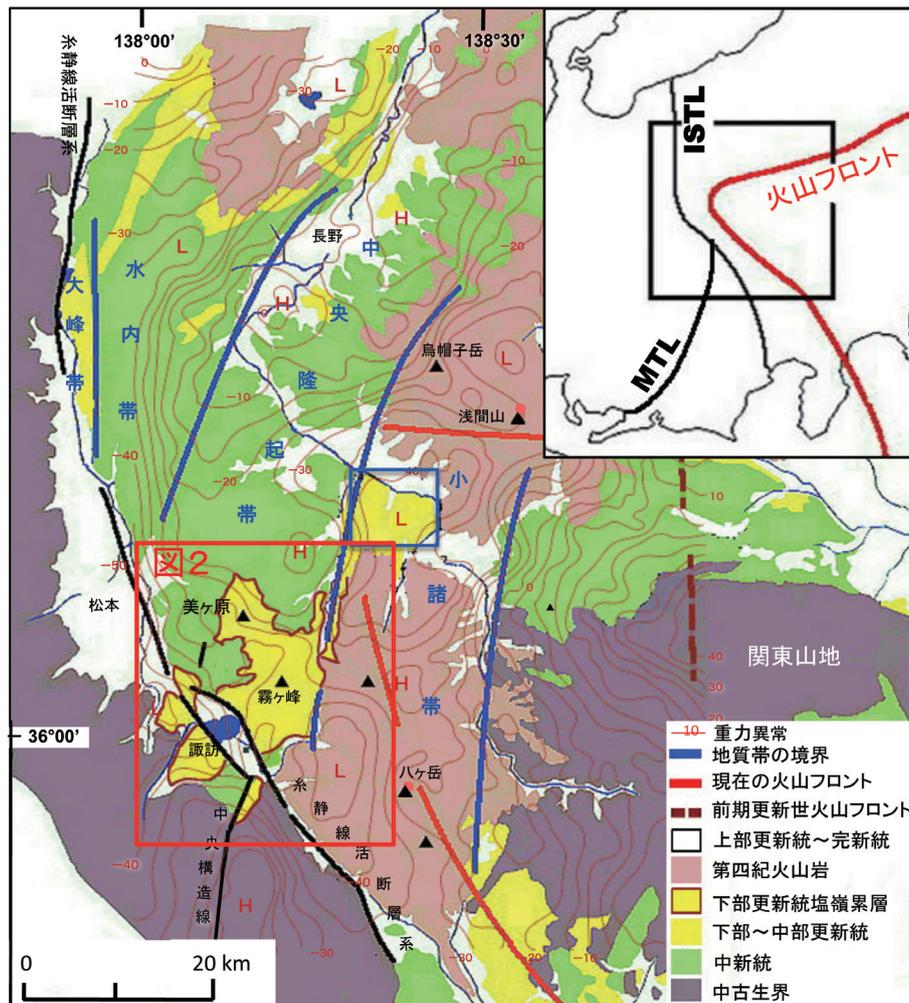


図1 北部フォッサマグナ中・南部の地質概要。小坂ほか(1982)、Takeuchi(2004)、Nakamura *et al.*(2014)、佐藤(2012)などを参考に作成。ブーゲ等重力異常線(間隔=5mGal, 仮定密度=2.5g/cm<sup>3</sup>)は花岡(1995)からトレース。L: 低重力異常地域。H: 高重力異常地域。青枠は宮坂・狩野(2015)の調査位置。ISTL: 糸魚川-静岡構造線, MTL: 中央構造線

過している(図2)。

今回の研究によって、霧ヶ峰地域の塩嶺累層の下部はほとんどの場所で基盤に対して高角な多面体状アバット不整合関係で接していることが判明した。基盤に接している塩嶺累層はほぼ同一の岩相を示す凝灰角礫岩層であり、堆積盆地の発生と大量の凝灰角礫岩を放出した火山活動は密接な関係を持っている。また、大門追分地溝は河内(1974)の想定よりもW側へ延長されることや、糸静線のNE側では、糸静線諏訪湖北岸断層群の活動と関係がある断層や褶曲・拗曲などの変形構造が存在していることが判明した。諏訪盆地SW側で提唱されている傾動堆積盆地構造(窪田, 1999)はNE側の霧ヶ峰方面には延長されず、SW側とは全く異なった地質構造を呈している。

北部フォッサマグナの南東縁、本調査地域のNE方に位置する小諸帯(小坂, 1984)には、塩嶺累層とほぼ同時期の鮮新世～更新世の湖成層である小諸層群が分布している(図1)(宮坂・狩野, 2015)。小諸層群では、基盤との接触関係が露出する西縁部では多くの場合、不規則で多面体状の高角アバット不整合である。この陥没盆

地は火山性の陥没でなく、数10kmに及ぶ広域的なテクトニクス場で発生し、その西縁部で400m以上、東縁部で700m以上に達する陥没後に低密度の碎屑物で埋積されている(宮坂・狩野, 2015)。そのために、小諸層群分布域は低重力異常域(花岡, 1995; Komazawa, 2004; など)(図1)[注4]と一致している(宮坂・狩野, 2015)。塩嶺累層と見なせる更新統分布域も、糸静線の南北両側ともに低重力域と一致していることが認められる(図1)。塩嶺累層と小諸層群は分布が連続しているにもかかわらず、両者の関係は今まで明らかにされていない。本論では調査地域である霧ヶ峰地域の塩嶺累層と諏訪盆地のSW側の塩嶺累層およびNE側の小諸層群の関係を明らかにし、これらの形成過程について言及する。さらに周辺地域の火山活動・テクトニクスともからめて、本地域での調査結果の意義を議論していく。

### 地形・地質概説

本論の調査域である霧ヶ峰地域は、北部フォッサマグナの中央隆起帯の南部に位置し、北東部を千曲川支流の

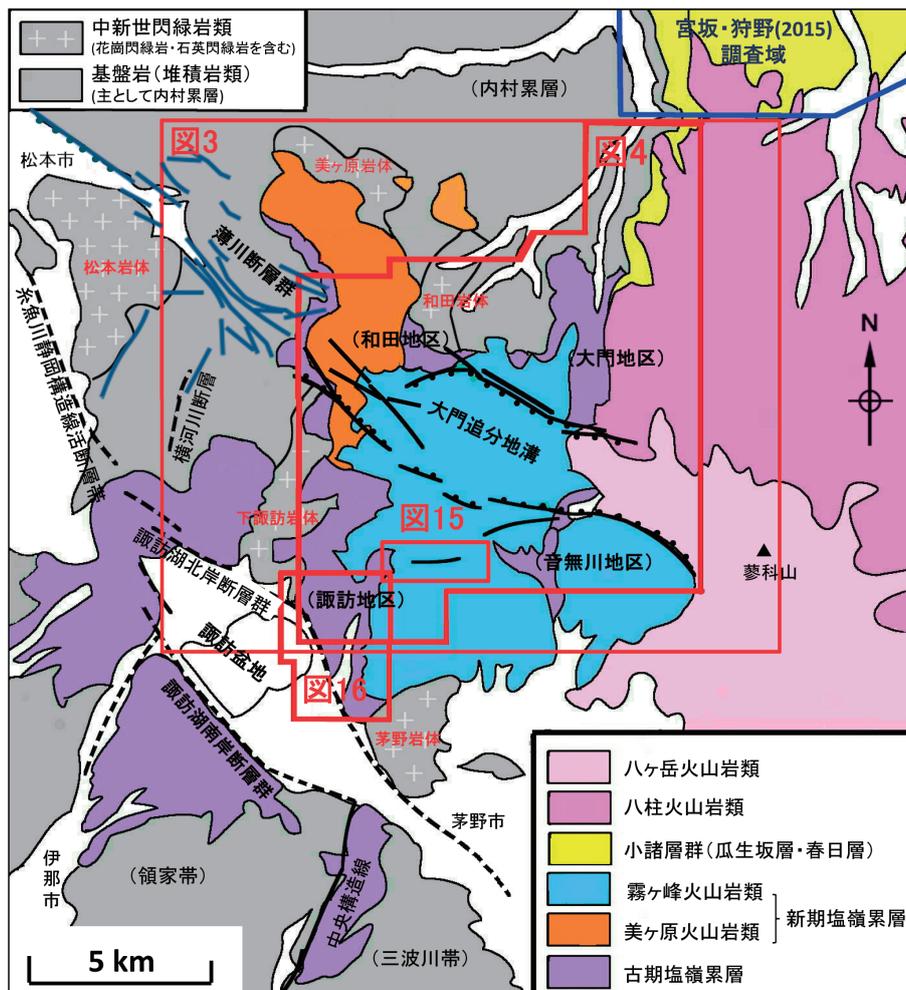


図2 諏訪-霧ヶ峰地域周辺の地質概略図。窪田(1999), Nishiki et al.(2011)をもとに編図。薄川断層群(小山・大塚, 2017)を含む調査域北西方の主要な断層を抜粋して、青実線で示した。

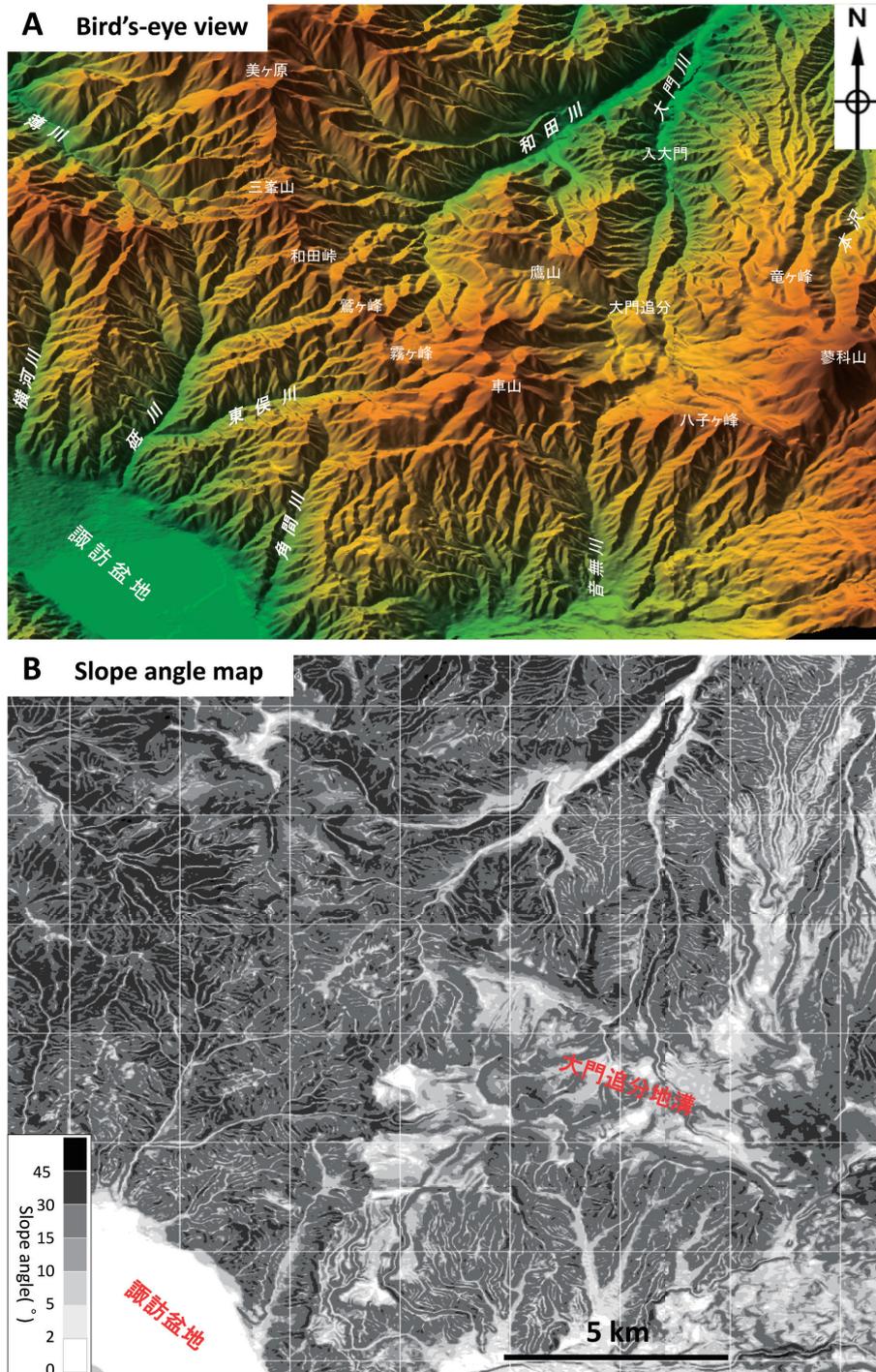


図3 霧ヶ峰地域周辺の地形概観。A：鳥瞰図（無限遠方から俯角50°Nで展望，縦誇張1.5倍），B：斜面傾斜角度分布平面図。いずれも国土地理院50mメッシュ数値地図（標高）を用いてSimple DEMViewer 5.8.9で作成。

依田川流域の低地（谷底標高650m前後），南西部は糸静線諏訪湖北岸断層群を介して諏訪盆地（諏訪湖湖面標高759m）にはさまれた山地である。その最高地点は東端部の蓼科山（2531m）で，中央部に車山（1925m），北西端部に美ヶ原（1980m）などを有する中信高原と呼ばれる高山地帯である。これらの山頂をつなぐNW-SE方向の稜線は，天竜川水系（太平洋側）と千曲川・信濃川水系（日本海側）の分水嶺となっている。以下にこの地域

の地形・地質の概要を，諏訪-霧ヶ峰地域の地質概略図（図2）と，数値標高データ（DEM）による地形鳥瞰図（図3 A）および同斜面角度分布図（図3 B）をもとに解説する。

この地域の中央隆起帯は中新統内村累層を主体とし，これに貫入している閃緑岩類（花崗閃緑岩・石英閃緑岩），及びこれらを不整合に覆う砥沢累層（小滝山層群）からなる。これらの基盤岩類は，主として火山砕屑物からな

る下部更新統の塩嶺累層によって不整合に覆われている。

塩嶺累層の下部は火山碎屑岩類を主体とし、主に4ヶ所にまとまって分布する。岩相の類似性と下位及び上位に接する地層との関係から、本論ではすべてを同一の地層と認定し、古期塩嶺累層と呼ぶ。また、この古期塩嶺累層に重なる溶岩類を主とする地層を新期塩嶺累層と呼ぶ(図2)。地域西部、和田峠付近の新期塩嶺累層から産出する黒曜石は、日本の石器時代の文化の一端を担った史跡として考古学的に著名である(杉原ほか, 2009; 牧野ほか, 2015; など)。

基盤岩類と古期塩嶺累層の大部分は低標高地域に分布し、全体としては、現河川による浸食が進行し、小谷が発達した起伏の激しい地形を作っている。それに対して、およそ1500m以上の高標高地域の大部分は、火山原面を一部に残し小谷が未発達な斜面角度25°以下の高原状の低起伏地形を呈している。この部分は、新期塩嶺累層に属する前期更新世の後半以降に活動した火山群からの溶岩を主体とする噴出物で構成されている。

標高1800m前後からそれ以上にかけてのなだらかな地形は、火山性斜面上に生じた周氷河作用による斜面平滑化が寄与している(諏訪の自然誌編集委員会, 1975)。この高標高・低起伏山地のほぼ中央部には、WNW-ESE方向に約15km以上、幅約4 km程度の、周囲よりも数10~200mほど低標高で、その内部が周辺よりもさらに低起伏な盆地が挟まれている。この盆地が大門追分地溝である。盆地内部および周辺には八島ヶ原、車山、踊場湿原などの高層湿原が散在し、湿原内の植物群落は史跡名勝天然記念物に指定されている。

## 地質各説

今回の調査に基づいてまとめた霧ヶ峰地域の地質図を図4に示す。この地質図は特に基盤岩と塩嶺累層の関係を面的な踏査をふまえて、細区分した塩嶺累層の正確な分布が示されているとともに、小諸層群との関係が立体的に明らかにされている。また、調査域内に存在する主要な断層・褶曲等も記載されている初めての地質図である。

今回の研究は、野外地質調査に重点をおいた塩嶺累層の層序と、前~中期更新世の構造運動の解明を主目的としている。したがって、本論では広域的に分布する古期塩嶺累層の概要を中心に記載し、岩石学的な記載は最小限にとどめた。地層のアルファベットの略称は、図4および図5内の地層区分の略称に対応する。各分布地域における地層の層序関係を図5に示す。

## 基盤岩(B)

本地域の基盤の主体を構成する前~中期中新世(N8~N9)の内村累層(本間, 1931)はいわゆるグリーンタフに属する地層で、主に緑色に変質したガラス質安山岩溶岩からなり、一部に玄武岩・デイサイト・流紋岩の溶岩を挟む(歌代ほか, 1958)。なお、西部の砥川流域の中新統分布域内では、三波川変成岩に対比されている下

諏訪変成岩(沢村・大和, 1953; 三好, 1991)が最大1km四方の広がりで見事に露出している。この変成岩類の周囲は多くの場所で閃緑岩岩体に囲まれ、ルーフペンダント状の産状である。

基盤の一部を構成する閃緑岩類(花崗閃緑岩・石英閃緑岩を含む)岩体は五ヶ所に露出し、それぞれの長径が5 km程度で、北側から美ヶ原・和田・松本・下諏訪・茅野岩体と呼ばれ(図2)貫入する内村累層に熱変成を与えている。これらのうち、美ヶ原岩体から $12.7 \pm 1.0$ 、 $13.5 \pm 0.9$ Ma(フィッシュトラック法、以下、FT)(輿水・山岸, 1987)、和田岩体からは8.6Ma(K-Ar)(河野・植田, 1966)茅野岩体からは8.5Ma(K-Ar)(河野・植田, 1966)、 $11.2 \pm 0.6$ 、 $10.8 \pm 0.5$ Ma(K-Ar)(佐藤, 2012)の後期中新世を示す年代が得られている。

上部中新統小滝山層群(美ヶ原団地研究グループ, 1990)は内村累層及び閃緑岩類に高角不整合の関係で接し(砥沢団地研究グループ・永田, 1991)、一般に弱い変質を被っている。現在は地域西端の砥沢上流域の狭い分布であるが、美ヶ原、霧ヶ峰、および八ヶ岳の下位に広く分布しているものと推察される。

## 塩嶺累層

塩嶺累層とは、もともとは諏訪盆地周辺に分布する下部の火山碎屑岩類と上部の溶岩類の総称であった(Momose *et al.*, 1959)。その後、火山碎屑岩類は分布域によって、古期火山碎屑岩類(諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 向井・小坂, 2008)、八丁倉沢層・仏岩火砕岩(山崎ほか, 1976)、霧ヶ峰火山岩類(古期)(小松・小坂, 2006)、環諏訪湖火山岩類・唐沢火山岩類(向井ほか, 2009)、などと呼ばれている。上部の溶岩を主とする層は、それらの分布域に基づいて、美ヶ原火山岩類、霧ヶ峰火山岩類、八子ヶ峰火山岩類などと呼ばれるようになった(たとえば向井ほか, 2009; 西来・高橋, 2012)。また、この名称は、下部の火山碎屑岩類をも含む場合が多く、塩嶺累層の名称については先行研究の定義に対して注意を払う必要がある。

図4、図5では本論で採用する名称での地層区分を示した。塩嶺累層は、諏訪湖の北部だけでも本調査域の2倍程度の面積を占めるが、これについては別稿で述べる。

## 古期塩嶺累層(EI・Em・Eu)

調査域内では、古期塩嶺累層はSW側の諏訪盆地の北方山地(諏訪)、SE側の茅野市北部の音無川上流域(音無川)、およびNW側の和田川上流域(和田)、NE側の大門川流域(大門)の4地区に分布する(図2、図5)。

古期塩嶺累層の最下部は、調査域のW方、岡谷市川岸付近に分布する三沢砂岩泥岩層で、基盤の美濃帯-領家帯を不整合で覆うとされている(窪田, 1999)。この上に最大層厚450mの火山碎屑岩類を主体とする層(E)が乗る。調査域内では三沢砂岩泥岩層は未露出または分布せず、ほとんどの場所で基盤に対して高角なアバット不整合の関係で接する地層は、主にこの火山碎屑岩類(E)

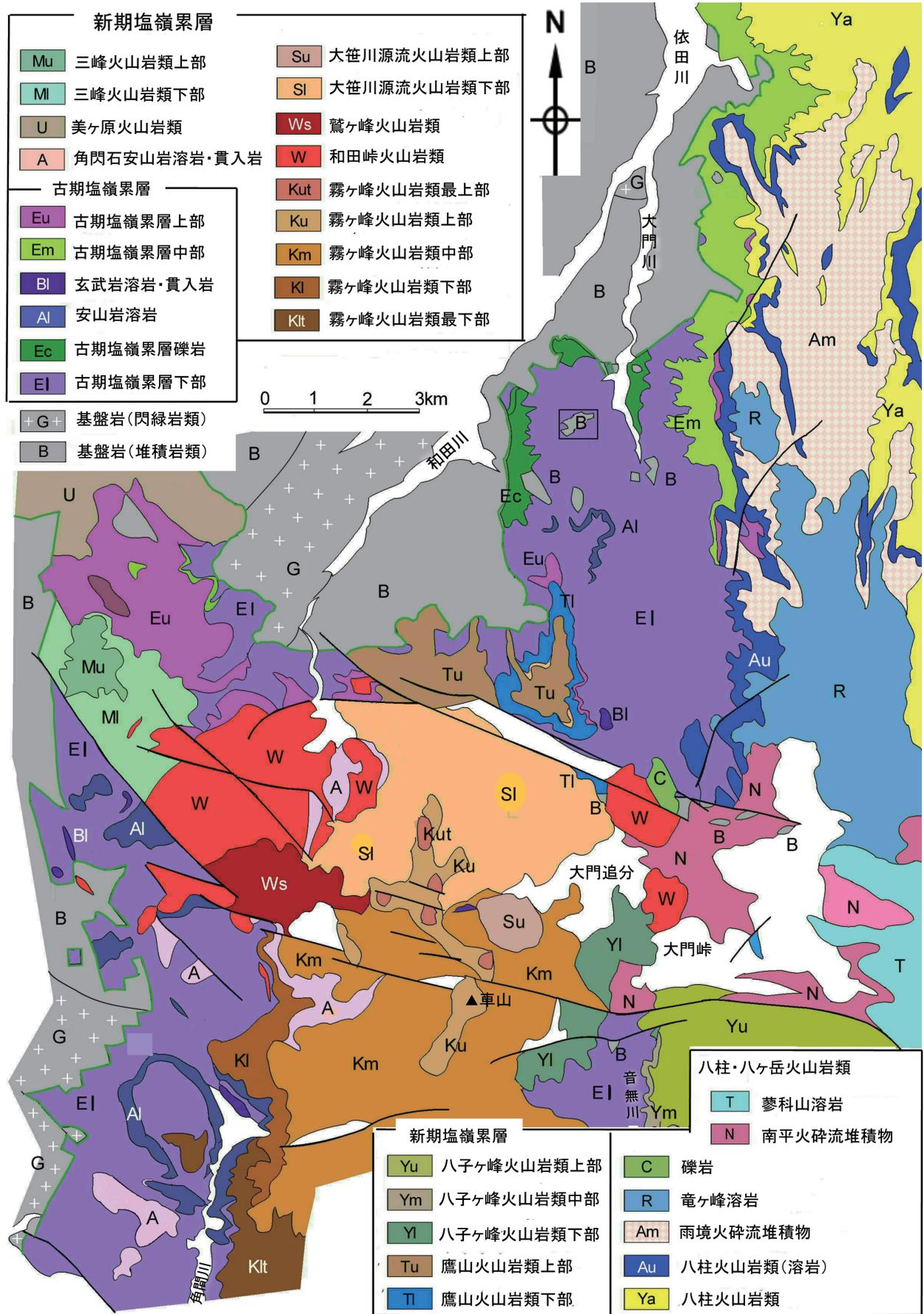


図4 霧ヶ峰地域の地質図。



表1 古期塩嶺累層分布地区での特徴の対比表. 年代に関する文献は図5を参照. 各地区での下位の基盤岩と古期塩嶺累層下部層との関係は, 堆積盆縁辺部では不規則多面体状で高角なアバット不整合.

地区名	諏訪	音無川	和田	大門
分布域	諏訪湖北方～三峰山西 霧ヶ峰地区西部を含む	音無川上流域 霧ヶ峰地区南東部を含む	和田川上流域 鷹山地区を一部含む	本沢・大門沢上流域 霧ヶ峰地区北東部を含む
被覆層	N: 霧ヶ峰火山岩類 S: 和田峠火山岩類	八子ヶ峰火山岩類 霧ヶ峰火山岩類	美ヶ原・和田峠 鷹山火山岩類 三峰火山岩類	N ↑ S 八柱火山岩類 鷹山火山岩類 美し松溶岩 南平火砕流
年代	1.56～1.52Ma (K-Ar)	1.88Ma (K-Ar)	2.07Ma (K-Ar) (最下部)	1.52Ma (K-Ar) (下部)
層厚	450m±	220m+ (下限不明)	290m+ (下:140m+, 中:20m, 上:130m)	380m± (下:230m+, 中:10m+, 上:60m)
岩相・層序	上部	多数の岩脈貫入 凝灰角礫岩 (150m) 玄武岩質火山角礫岩 玄武岩質溶岩	安山岩質凝灰角礫岩	不淘汰礫岩 白色凝灰角礫岩
	中部		成層砂岩	不淘汰礫岩・凝灰質砂岩
下部	多数の岩脈貫入 黒色凝灰角礫岩が主体 凝灰質砂岩・溶岩 などを挟む		赤褐色凝灰角礫岩 安山岩質火山角礫岩	多数の岩脈貫入 安山岩溶岩 成層凝灰角礫岩 (100m) 黒色凝灰角礫岩
下位	石英閃緑岩・内村累層	小滝山層群	閃緑岩	内村累層・小滝山層群

デイサイト・流紋岩と多様である。岩脈は幅が数10m, 長さが数100～1kmで, 長軸は玄武岩や輝石安山岩はほとんどがNW-SE方向で, 流紋岩岩脈はNNE-SSW, NE-SW方向のものが多く, 和田峠の西南西約2km地点では, 凝灰角礫岩, 安山岩溶岩にNNW-SSE方向に貫入した玄武岩質安山岩が噴出岩に移化する給源岩脈 (feeder dyke) が記載されている (名取, 2005)。

#### [音無川地区]

分布: 調査城南東部, 音無川上流部で2.5km四方にわたって分布する。

層厚: 220m±

層序: 本層は小滝山層群 (砥沢累層) に対比される緑色変質した角閃石安山岩礫岩からなる凝灰角礫岩を不整合に覆い, 八子ヶ峰火山岩類に不整合に覆われる。南東部では霧ヶ峰火山岩類に不整合に覆われる。

岩相: 下位より層厚約70mのかんらん石複輝石玄武岩の溶岩・同質の角礫を主とした火山角礫岩, 層厚約150mの輝石安山岩の角礫を含む凝灰角礫岩から成る。この層は, 水流下で堆積した層理の発達した岩相の部分が多いが, 一部で角礫と基質が密着し, 無層理の高温状態での堆積環境を示す部分がある。

この層からは, 1.88±0.11Ma (K-Ar) が得られている (西来ほか, 2009)。

#### [和田地区]

分布: 調査城北西部の和田川上流域のE-W4km, N-S2kmにわたって下～上部層が分布する。

層厚: 下限は不明であるが, 290m以上。

層序: 本層は基盤の閃緑岩類岩体にアバット不整合で接する。上位は, 北部では美ヶ原火山岩類, 東部は鷹山火山岩類および和田峠火山岩類に不整合で覆われる, 西部では, 三峰火山岩類が地形的上位に位置するが, 後述

するように関係は不明である。南部では断層を介して和田峠火山岩類と接している。

岩相: 下部層は, 八丁倉沢付近に最下部が露出し, 輝石安山岩の数10cm大の角礫を含む黒色の無層理火山角礫岩からなる。この層は層厚140m以上で, 最下部付近から2.07±0.02MaのK-Ar年代値が得られている (Nishiki *et al.*, 2011)。上部は輝石安山岩の角礫および灰色, 黄色, 赤色などのスコリアを含む赤褐色凝灰角礫岩から成り, 層厚2～3mの成層した泥岩・砂岩を挟む。

中部層は成層状態の良い層厚20mの砂礫層からなる。礫は最大径40cm程度の亜角～亜円礫で, 礫種は基盤起源のグリーンタフ, 閃緑岩, および下部層起源の安山岩である。上部層は層厚130mで, 角閃石安山岩の凝灰角礫岩を主とし, 層厚5～10mの砂礫層・凝灰岩層・輝石安山岩溶岩を挟む。

#### [大門地区]

分布: 地域北東部の本沢・大門川上流域. N-S8km, E-W4kmにわたって本層下～上部層が分布する。これらはNE側の小諸層群に連続する。本層は, 上位は八柱火山岩類 (西来ほか, 2007) に不整合に覆われているが, さらにE方の地下に広く分布しているものと考えられる。

層厚: 380m±

層序: 下位は, 基盤岩の内村累層に対してほとんどの場所で高角なアバット不整合で接している。入大門付近では, 本層下部中に基盤岩が400m～1km程度の大きさでいくつか島状に露出している (たとえば, 図9中で図11の位置を示す枠内)。この周囲の境界面も高角である。また, 大門追分付近を通過する鷹山断層南では, 中心部まで緑泥石化した基盤岩 (小滝山層群) の安山岩や白色変質した泥質岩とNW-SE方向の断層で接している。

上位は, 北部では八柱火山岩類の春日火山岩類・長門溶岩類 (河内, 1974) に不整合に覆われる。南部では同

じく八柱火山岩類の宇山堰溶岩（河内，1974）および鷹山火山岩類（山崎ほか，1976）に不整合で覆われる。南端の鷹山断層群付近では、美し松溶岩（西来ほか，2009），南平火砕流堆積物層（河内，1974）に不整合に覆われる。この層は、N方では小諸層群大杭層上部層（宮坂・狩野，2015）に漸移する。

岩相：地区全域での下部層の積算層厚は230m前後である。NE方に隣接する小諸層群との対比（p.88）のために、入大門周辺での鍵テフラ層を含む下部層の概略的な柱状図を図22に示した。

下部層の最下部（入大門周辺では未露出）は黒色凝灰角礫岩で、数cm大の輝石安山岩の角礫を含む。1cm大の黄色パミスを含むことが多く、成層状態は不良である。この上位に数10cm大の輝石安山岩や基盤岩の垂円礫を含む厚さ約30mの礫岩が乗る。この層中には、厚さ5mの軽石流堆積物が挟まっている。この軽石流は、大門川のE側に点々と露出し、N方では小諸層群、西部大杭層上部層の最下部に挟在される「キヌパミ」（八ヶ岳団体研究グループ，1988）に連続する。

この上位に厚さ100mの成層した凝灰角礫岩を主体として、砂岩、泥岩などを挟む層が重なる。岩相は場所によって多少異なるが、一般に多孔質のカンラン石含有複輝石玄武岩質安山岩の角礫を不淘汰に含む単調な凝灰角礫岩から成り、礫径は1mを超えるものがある。凝灰角礫岩中の不淘汰な角礫の含まれ方から、洪水堆積物や土石流堆積物が繰り返し重なった状況が想定される。この凝灰角礫岩は頻りに層厚数cm～数mの薄褐色泥岩・凝灰質砂岩を挟み、ラミナが発達することがある（図6B）。

この下部層は、小諸層群の布引観音層（宮坂・狩野，2015）に岩相が類似している。下部層上部の特徴的な狭在物として、和田川と大門川の間では層厚1mの白色軽石層（仁王門タフ）が存在している。この軽石層の下位層準から $1.52 \pm 0.05\text{Ma}$ の年代が得られている（西来・高橋，2012）。下部層最上部付近では基質が褐色になり、黄色パミス、黒・灰・褐色・赤色などを呈するスコリアや火山岩角礫を大量に含む。

図6Cの露頭下部は、下部層上部の凝灰角礫岩層中の板状節理が発達した安山岩質浅所貫入岩体（おそらくはシート状）で、その上面から上位の凝灰角礫岩層中に岩脈が派生している。岩脈と母岩の凝灰角礫岩との境界は不規則・不定型で、両者が混じり合っペペライト（Skilling *et al.*, 2002）状を呈している部分がある。このような産状から、未～半固結状態で間隙水に富んでいた母岩に貫入した

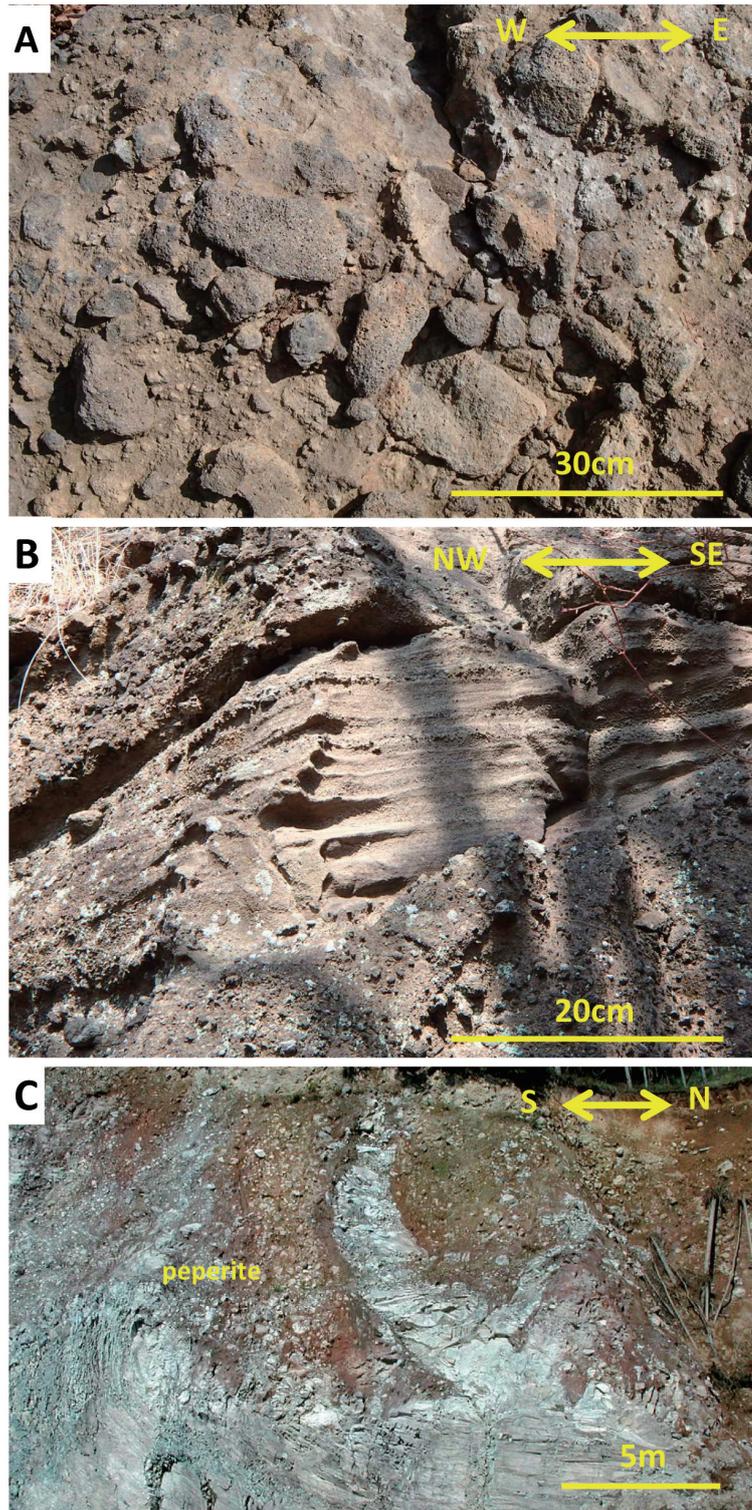


図6 古期塩嶺累層下部層（E1）の典型的な岩相。A：安山岩質火山角礫岩層（転石に見える部分は垂直露頭からの突出した角礫部）（長和町仏岩： $36^{\circ} 08' 48'' \text{N}$ ,  $138^{\circ} 14' 15'' \text{E}$ ），B：不淘汰凝灰角礫岩層（土石流堆積物？）とラミナが発達した砂岩・細礫岩との互層（長和町大門迫分： $36^{\circ} 08' 50'' \text{N}$ ,  $138^{\circ} 14' 16'' \text{E}$ ），C：露頭下部の板状節理を伴う塊状溶岩（岩相は溶岩だが、産状はシート状？の浅所貫入岩体）から派生して、上部の凝灰角礫岩層に貫入する岩脈群（長和町大門小茂谷： $36^{\circ} 10' 32'' \text{N}$ ,  $138^{\circ} 14' 01'' \text{E}$ ）左方の岩脈はペペライト状に破碎・母岩と混合。

マグマは急冷破砕されて母岩と混合して、上昇を停止したと判断できる。すなわち、この岩体は凝灰角礫岩の堆積から時間をおかずに貫入している。

中部層は不淘汰で層理の不明瞭な下部層起源の輝石安山岩礫が大部分を占める垂円礫岩層からなり、北部ほど厚く層厚は90m以上に達する。本層を北に追跡すると、大杭層上部（宮坂・狩野，2015）に連続する。

上部層は層厚60mで、複輝石含有角閃石安山岩、角閃石安山岩の角礫を含む白色凝灰角礫岩および不淘汰礫岩からなり、凝灰質砂岩を挟む。この層は、N方で小諸層群の岡森層（宮坂・狩野，2015）に連続する。

### 新期塩嶺累層

古期塩嶺累層を不整合に覆う新期塩嶺累層は、調査域のW側からE側に向かって三峰火山岩類、和田峠火山岩類、霧ヶ峰火山岩類、大笹川源流火山岩類、鷹山火山岩類、八子ヶ峰火山岩類に区分できる（図5）。以下ではこの順に概説する。

#### 三峰火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会，1975）(Ml・Mu)

分布：地域西部の三峰山（1887m）一帯

層厚：420m ±

層序：本火山岩類は古期塩嶺累層を覆う。ただし、両者は年代的にはほぼ重複しており、両者の関係は検討課題である。

岩相：本火山岩類下部（Ml）は輝石安山岩質溶岩と、同質の凝灰角礫岩により構成される。上部（Mu）はかんらん石輝石安山岩質溶岩と、同質の凝灰角礫岩からなる。下部の溶岩から $1.51 \pm 0.01\text{Ma}$ 、上部の溶岩から $1.41 \pm 0.01\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られている（Nishiki *et al.*, 2011）。

#### 和田峠火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会，1975）(W)

分布：和田峠～大門峠にかけて、大門追分地溝周辺に分布する。

層厚：330m ±

層序：本火山岩類は、大門追分地溝のN側で古期塩嶺累層上部層を、地溝内では角閃石安山岩含有凝灰角礫岩を、S側では古期塩嶺層下部層を不整合に覆う。上位は鷲ヶ峰火山岩類に覆われる。地溝内において最下部を占める角閃石安山岩含有凝灰角礫岩は古期塩嶺累層上部層と岩相は類似しているが、同一の地層であるかは不明である。

岩相：黒雲母流紋岩溶岩、火砕流堆積物からなる。溶岩流の周辺部や岩脈は黒曜岩化している。和田峠南の岩体や美し松溶岩（後述）の下部には層厚3m以上の黒雲母含有白色流紋岩質凝灰岩が挟まれている。

和田峠付近の流紋岩については、多数のK-Ar法やFT法による年代値が得られている。たとえば、 $1.15 \sim 0.85\text{Ma}$  (FT) (Kaneoka & Suzuki, 1970),  $1.1 \sim 0.6\text{Ma}$  (K-Ar) (杉原ほか, 2009),  $0.85 \pm 0.05\text{Ma}$  (FT) (Suzuki, 1970)

などである。全体としては、 $1.1 \sim 0.6\text{Ma}$ の値が多い。山崎ほか（1976）は、Kaneoka（1969）, Kaneoka *et al.*（1970）, 鈴木（1969, 1970）などの多数の測定値を引用して、和田峠火山岩類の流紋岩の年代は $1.3\text{Ma}$ 頃と $0.9\text{Ma}$ 頃に集中していることを指摘している。今回の調査結果では、 $1.3\text{Ma}$ 頃の比較的古い値を示す流紋岩は大門追分地溝の外側（S側）に、 $0.9\text{Ma}$ 頃の比較的若い値を示す流紋岩は地溝内部に分布している。

大門峠付近の美し松山周辺には美し松溶岩（西来ほか, 2009）, 大門峠溶岩（山岸, 1989）からなる2つの流紋岩岩体が存在する。前者は鷹山火山岩類を不整合に覆う。後者は直接の境界は見られないが、分布高度などから八子ヶ峰火山岩類を不整合に覆うと考えられる。両岩体ともに南平火砕流堆積物層に不整合に覆われる。美し松溶岩はNW-SE方向の長軸を持つ長径1.7km、短径1.3kmのドーム状の楕円体形で、美し松溶岩ドームとよばれている（西来ほか, 2009）。このドームの東1kmの古期塩嶺累層下部層中には、NW-SE方向に伸びる長さ約2km、幅150mの範囲で、幅1m、長さ数m程度の流紋岩の貫入岩体が点々と分布している。

美し松溶岩から $0.24 \pm 0.01\text{Ma}$ 、大門峠溶岩から $1.07 \pm 0.01\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（西来ほか, 2009）。美し松溶岩の年代は和田峠火山岩類に比べて若く、八ヶ岳火山類に帰属するという考えがある（西来ほか, 2009）。

以上述べてきた和田峠・大門峠の流紋岩岩体のほかに、鷲ヶ峰（1798m）の東のゼブラ山（1776m）付近、殿城山付近にも数10mの厚さの流紋岩岩体が存在し、これらも和田峠火山岩類と同時期の $1\text{Ma}$ 頃の活動と思われる。また、砥川流域や三峰山の東斜面、小日向山（1667m）西斜面、東俣川上流などでは古期塩嶺累層、三峰火山岩類、鷹山火山岩類の下部を切る幅数10m、長さ数10～数100mのNE-SW、N-S方向などに伸びる流紋岩岩脈が存在している。

#### 鷲ヶ峰火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会，1975）(Ws)

分布：諏訪地区のN側の鷲ヶ峰（1798m）の山体を構成し、一部はE側にも分布する。

層厚：350m ±

層序：本火山岩類は和田峠流紋岩を覆い、東部では霧ヶ峰火山岩類に覆われる。

岩相：本火山岩類は、主に複輝石角閃石デイサイト溶岩類からなり、部分的に黒色ガラス質流紋岩も存在する。この火山岩からは、 $0.83 \pm 0.01\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（Nishiki *et al.*, 2011）。

#### 霧ヶ峰火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会，1975）(Klt・Kl・Km・Ku)

分布：本火山岩類は諏訪地区と音無川地区に挟まれた角間川東から車山一帯にかけて広く分布する。

層厚：460m ±

層序：本火山岩類は古期塩嶺累層を不整合に覆い、大



図7 新期塩嶺累層，霧ヶ峰溶岩類最下部層（Klt）の板状節理の発達した溶岩層，道路脇の転石（鉄平石石材）にも注意（諏訪市四賀：36° 03' 32" N, 138° 08' 30" E）。

笹川源流火山岩類と指交関係にある。

岩相：霧ヶ峰火山岩類は，安山岩質溶岩・凝灰角礫岩により構成され，岩相と重なり方から5層に細分できる。

最下部層（Klt）は，諏訪の自然誌編集委員会（1975）のKIaにあたる。層厚90mのカンラン石含有複輝石安山岩の溶岩および凝灰角礫岩から成る。溶岩は板状節理が極めてよく発達し，「鉄平石」の名で大規模に採掘されている（図7）。この溶岩からは $1.17 \pm 0.06\text{Ma}$ （佐藤，2004）， $1.33 \pm 0.02\text{Ma}$ （内海，1998）のK-Ar年代値が得られている。

下部層（Kl）は諏訪の自然誌編集委員会（1975）のKIbにあたり，層厚60mの角閃石含有複輝石安山岩および凝灰角礫岩からなる。諏訪地域では最下部層を覆う。東俣川では古期塩嶺累層を不整合に覆い，その基底部に厚さ最大4mの凝灰岩層を挟む。この凝灰岩は大量の黒曜石片を含み，下部層が流下する直前に流紋岩の活動が周辺部で発生したことを示唆している。

中部層（Km）は諏訪の自然誌編集委員会（1975）のKIIb～KIIcにあたり，霧ヶ峰一帯の地表に広く分布する。層厚210mの流理構造が顕著な複輝石含有角閃石デイサイト質溶岩からなる。

上部層（Ku）は層厚80mの角閃石含有複輝石安山岩溶岩で，車山やそのN方の尾根の頂上部に分布する。この溶岩からは $0.75 \pm 0.03\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（Oikawa & Nishiki, 2005）。

最上部層（Kut）は層厚20mの複輝石含有角閃石デイサイト質溶岩からなり，車山のN方の尾根にのみ分布する。

#### 大笹川源流火山岩類（新称）（S・Su）

分布：大笹川源流火山岩類(S)は，車山のNNW方1.2kmの標高1838mの山頂（通称：大笹峰，以下，大笹峰）のW側およびN側のなだらかな斜面（火山原面？）を構成している（図8）。大笹峰東斜面（現：エコバレースキー場）は急傾斜で，NW方向に2km，幅1kmの東に開いた馬蹄形に削られ，斜面には水平に近い溶岩層が露出

している。これらの状況から，東斜面が爆裂火口の西縁部だったと考えられる。河内（1974）も記述はないが，火山配列図等で推定火口の表示をしている。東斜面のほぼ中央部に突出する殿城山（1802m）は，直径約1kmの溶岩円頂丘（Su）である（図8）。諏訪の自然誌編集委員会（1975）では，大笹峰付近の火山岩類は霧ヶ峰火山岩類に含めているが，上述したように大笹峰が単独の火山山体を形成しているとみなして，霧ヶ峰火山岩類から分離した。溶岩類の重なり方からは，霧ヶ峰火山岩類と同時期の活動であることを示す。

層厚：390m ±

層序：本火山岩類は鷹山火山岩類を覆い，上部は鷹山火山岩類及び霧ヶ峰火山岩類と指交関係にある。

岩相：本火山岩類は角閃石含有複輝石安山岩溶岩及び同質火山角礫岩，輝石安山岩溶岩などからなる。輝石安山岩溶岩から $0.85 \pm 0.02\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（Oikawa & Nishiki, 2005）。E側斜面においては玄武岩や輝石安山岩の貫入岩体が存在している。溶岩円頂丘は，下部に黒雲母流紋岩および同質凝灰岩が存在し，その上に複輝石含有角閃石安山岩が乗る。この溶岩から， $0.78 \pm 0.14\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（長井ほか，2007）。

#### 鷹山火山岩類（山崎ほか，1976）（Tl・Tu）

分布：和田地区と大門地区に挟まれた小日向山・鷹山一帯に分布する。

層厚：160m ±

層序：本火山岩類は古期塩嶺累層を不整合で覆い，大笹川源流火山岩類と指交関係にある。

岩相：主に溶岩層で，岩相の変化により下部・上部に区分される。下部（Tl）は層厚100mの斜長石の斑晶が目立つ青灰色角閃石輝石安山岩，上部（Tu）は層厚50mの黒色で流理構造の発達したガラス質角閃石輝石安山岩（ピッチストーン），さらに層厚10m黒色の角閃石含有輝石安山岩が重なる部分がある。下部と上部の間に，層厚15mの大笹川源流火山岩類に属する白色角閃石安山岩を



図8 新期塩嶺累層，大笹川源流火山岩類 (SI) 分布域中央の爆裂火口跡（蓼科山から西方を望む）。殿城山は溶岩円頂丘 (Su)。周囲のなだらかな地形の大部分は火山原面 (?), 手前の植生部は蓼科山溶岩が作る山麓斜面。

含む凝灰角礫岩が挟まれる。

#### 八子ヶ峰火山岩類 (河内, 1974) (Y1・Ym・Yu)

分布：音無川地区W側の八子ヶ峰および白樺湖北西部一帯に分布する。

層厚：210m ±

層序：本火山岩類は古期塩嶺累層を不整合に覆う。八子ヶ峰断層を挟んで八ヶ岳火山岩類と接している。西部では霧ヶ峰火山岩類に覆われる。

岩相：本火山岩類のうち、八子ヶ峰に分布するものは、下部 (Y1) が層厚70mの複輝石玄武岩質溶岩および無斑晶溶岩，中部 (Ym) が層厚40mの輝石安山岩溶岩，上部 (Yu) が層厚100mの輝石角閃石安山岩溶岩類からなる。下部から上部にわたって  $1.22 \pm 0.03\text{Ma}$  (及川ほか, 2004),  $1.22 \pm 0.04$ ,  $1.07 \pm 0.02$ ,  $0.88 \pm 0.02\text{Ma}$  (及川ほか, 2006) の K-Ar 年代値が得られている。

白樺湖北西部一帯に分布する溶岩類は、従来の研究 (たとえば、諏訪の自然誌編集委員会, 1975) では古期塩嶺累層に含まれているが、分布高度から判断すると八子ヶ峰付近から周囲に流下しており、下位層の構造とも不調和である。また、白樺湖周辺では  $1.04 \pm 0.03\text{Ma}$  の K-Ar 年代値が得られている (西来ほか, 2009)。したがって、古期塩嶺累層の溶岩の岩相に類似しているが、構造や年代から、この溶岩を八子ヶ峰火山岩に含めた。

#### 八柱火山岩類 (高橋・西来, 2006) (Ya・Au)

八柱火山岩類は本地域大門地区、蓼科山 (2531m) のN方からE方にかけて広く分布する火山岩類の総称で、その基盤の主体は小諸層群と考えられる (宮坂・狩野2015)。本地域内に分布するのは、下位から春日火山岩類、雨境火砕流堆積物層、竜ヶ峰溶岩類である。

#### 春日火山岩類 (高橋・西来, 2006)

分布：本火山岩類は、調査域内では依田川の東尾根に薄く小露出し、調査域E方の八ヶ岳北部側で広く分布する。

層厚：調査域内では最大90mである。調査域よりE側

が厚く250mに及ぶ (高橋・西来, 2006)。本火山岩類は、河内 (1974) の春日火山岩類を高橋・西来 (2006) が再定義した地層で、本論でもこれにしたがう。本火山岩類は古期塩嶺累層の上部層を不整合に覆い、雨境火砕流堆積物層に不整合に覆われる。

岩相：輝石安山岩の角礫を含む凝灰角礫岩及び砂岩泥岩互層などから成り、中～上位に溶岩類 (Au) が何枚か挟まれる。これらのうち、調査域内に露出するのは、長門溶岩 (河内・荒牧, 1979)、宇山堰溶岩 (河内, 1974)、豊石溶岩 (河内, 1974) である。

長門溶岩は複輝石安山岩溶岩からなり、層厚最大120mで、依田川の東尾根に3kmにわたって露出する。

宇山堰溶岩は層厚60mで、本沢上流で8kmにわたって連続的に分布する。青灰色ち密な、板状節理の発達した複輝石安山岩溶岩で、肉眼では斜長石の斑晶のみが認められる。下部ではカンラン石、上部では角閃石を含む。本溶岩からは  $1.08 \pm 0.01\text{Ma}$  の K-Ar 年代値が報告されている (Nishiki *et al.*, 2011)。

豊石溶岩は調査域東端部の八丁地川流域に分布し、板状節理の発達した複輝石安山岩溶岩で、100m以上の厚さがある (高橋・西来, 2006)。本溶岩からは  $1.28 \pm 0.06\text{Ma}$  の K-Ar 年代値が報告されている (寺尾, 2001)。

#### 雨境火砕流堆積物層 (河内, 1974) (Am)

分布：本層は北東部の雨境峠から芦田坂山まで、N-S方向に細長く分布する。

層厚：本層は浸食の進んだ谷地形を埋積して下位層を覆っているために、層厚変化が著しく、最大層厚は90m程度である。

層序：本層は宇山堰溶岩を不整合に覆い、竜ヶ峰溶岩類に不整合に覆われる。

岩相：白色角閃石安山岩の角礫～亜円礫を含む凝灰角礫岩層で、中部に連続性の良い最大層厚1mの白色凝灰岩を挟み、この中には閃緑岩の数cm大の角礫を多く含んでいる。本層上部では水流の影響下で成層している部分がある。

**竜ヶ峰溶岩類 (河内, 1974) (R)**

分布：本溶岩類は竜ヶ峰 (1854m) から噴出し, N方の雨境峠付近にかけて流下している。

層厚：100m

層序：雨境火砕流堆積物層を不整合に覆う。

岩相：本溶岩は角閃石含有複輝石安山岩からなる。本溶岩からは  $1.00 \pm 0.03\text{Ma}$  の K-Ar 年代値が報告されている (高橋・西来, 2006)。

**八ヶ岳火山岩類 (西来ほか, 2007)**

八ヶ岳火山岩類は, 塩嶺累層, 小諸層群, 八柱火山岩類を不整合に覆う新期の火山岩類で, 本地域の E 方に広く分布する。調査域内では大門地区南東部に, 南平火砕流堆積物層と蓼科山溶岩が分布する。

**南平火砕流堆積物層 (河内, 1974) (N)**

分布：本層は蓼科山及び前蓼科山 (2354m) から W 方にかけて広く分布する。

層厚：50m

層序：本層は竜ヶ峰溶岩を不整合に覆い, 蓼科山溶岩に不整合に覆われる。

岩相：複輝石含有角閃石安山岩を含む凝灰角礫岩で, 火山岩ブロックと火山灰の混合体から成る。  $0.176 \pm 0.006\text{Ma}$  (松本ほか, 1999) の K-Ar 年代値が得られている。

**蓼科山溶岩 (河内, 1974) (T)**

分布：本溶岩は調査域東端部に分布し, 蓼科山山頂部から周囲に流下した溶岩類からなる (図 8)。

層厚：200m 土

層序：本溶岩は蓼科山西麓で南平火砕流堆積物層を不整合に覆う。

岩相：角閃石含有複輝石安山岩溶岩である。活動時期は 15 万年前以降 (河内, 1974) とされ, 本地域内では最新期の火山岩類である。

**地質構造**

本地域で見られる特徴的な地質構造を図 9 にまとめた。本地域の地層は, 大局的にはほぼ水平な地質構造を持ち (図 10), 地形的低所に基盤岩類や古期塩嶺累層が, 高所には新規の火山岩類が分布している。ただし部分的にはいくつかの露頭規模以上の変形構造も存在する。時期的な重複はあるが, 現在見られる変形構造を大局的な形成順に列記すると, 塩嶺累層を堆積させた一次陥没構造, 古期塩嶺累層中に発達する褶曲群, 新期塩嶺累層堆積後に形成された二次陥没としての大門追分地溝およびその形成に関連する断層群と傾動・褶曲構造, 小諸層群から連続する褶曲構造, 糸静線および関連する断層群や撓曲構造などである。

**一次陥没構造**

調査域内において, 基盤と接している西縁部の塩嶺累層の層準はほとんど古期塩嶺累層下部層で, その関係は多くの場所で高角なアバット不整合である。この堆積盆地発生時の陥没構造を一次陥没構造, この際に形成された不整合面の地表トレースを不整合線 (宮坂・狩野, 2015) と呼ぶ。調査域内の塩嶺累層の西縁部の不整合線は延長 42km にわたり (図 2, 4, 9), 更に N 方は依田川沿いで小諸層群の不整合線 (宮坂・狩野, 2015) へと連続する。両地域を合わせた不整合線の N-S 方向の距離は 55km におよぶ。

不整合線は地形によらず 1~2km の範囲内は直線的で, 不整合面は  $70^\circ \sim 90^\circ$  の高角なものが多い。しかしながら, その範囲を超えるとジグザクに折れ曲がり, 3 次元的には不規則多面体型の形態をもつ。直線部では不整合線は様々な方向を持つが, 大局的には N-S 方向と E-W 方向が卓越している。基盤岩と古期塩嶺累層は密着し, 小諸層群で見られたような基盤由来の不淘汰角礫岩は挟まれていない所が多い。また, 基盤岩中の断層面の姿勢が不整合面の姿勢と一致するものが多い事から, これらの一部は陥没構造が発生した際の基盤中に形成された断層方向を表していると考えられる。基盤岩中の断層の変位量は数 10cm 程度で, 断層面は固結していることから, 最近では活動していない。

図 11 は, 大門地区において古期塩嶺累層中に島状に露出する基盤岩の周囲における不整合の状況を表した踏査図である。図 12 は, 露頭での不整合面の直接計測や図学的な手法から得られた不整合面の姿勢, および基盤岩中の断層の姿勢を示した。このうち図 12C (大門地区) には, 図 11 内から得られたデータを含む。以下, 基盤との関係がみられる 3 地区 (古期塩嶺累層分布域と同じ地区) ごとに特徴を述べる。

[諏訪地区] 不整合線は諏訪湖から NE 方向に直線的に伸び, 東俣川では N-S 方向と E-W 方向が交差しつつ不整合線が形成され, 砥川以北は N-S 方向が卓越する。東俣川では, 基盤の最高分布高度と, 古期塩嶺累層の最低分布高度の差は 250m になる。

[和田地区] 不整合線は, E-W 方向と NNW-SSE 方向の組み合わせからなり, 落差はおおよそ 250m である。図 13A はこの地区でのアバット不整合の露頭の例で, N 側に基盤の石英閃緑岩が, S 側に古期塩嶺累層下部層の凝灰角礫岩が露出する。両者は S 傾斜の高角な不整合面で接し, 不整合面を挟んで両者は密着している。

[大門地区] 不整合線は, 鷹山北で E-W 方向から直交する N-S 方向に向きを変える。入大門付近では NE-SW 方向に変わり, 北部では N-S 方向, NNE-SSW 方向が卓越する。北部の不整合線は, 小諸層群の西縁の不整合線 (宮坂・狩野, 2015) へと連続する。

不整合線が NE-SW 方向に屈曲する部分では, 基盤岩が 500m~1km 程度の大きさで島状に古期塩嶺累層中に突出している (図 4, 図 11)。この島周辺の不整合線は, E-W および NW-SE 方向が多い。図 13B の例では, 基盤の内村累層に対して, 古期塩嶺累層下部層の凝灰角礫岩

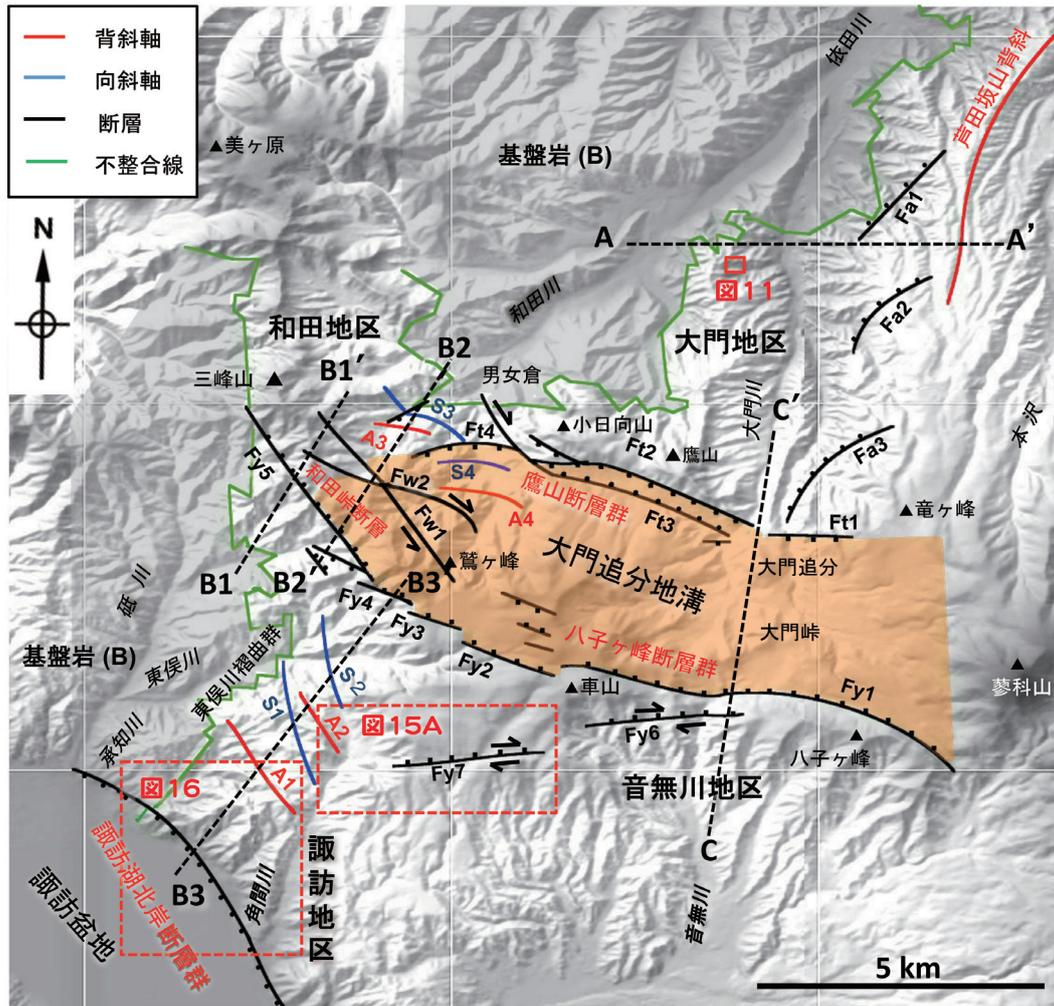


図9 霧ヶ峰地域塩嶺累層の地質構造図。背景のDEM地形陰影図は、50mメッシュ数値地図(標高)を用いてSimpleDEMViewer 5.8.9で作成。

が屈曲する不整合面にアバット関係で接している。この地域では、古期塩嶺累層の露出高度と、周辺に位置する基盤岩の最高分布高度との比較から、落差は230m程度と見積もられる。

### 古期塩嶺累層の褶曲構造

諏訪地区の古期塩嶺累層内には、NW-SE方向のほぼ水平な軸を持つ褶曲構造が存在する(図9)。

#### 東俣川褶曲群(新称)

角間川から東俣川にかけて翼の開いた2背斜(A1, A2), 2向斜(S1, S2)が存在し(図7, B3-3'断面), これらを東俣川褶曲群と呼ぶ。A1は軸長3.5kmで、西翼の傾斜が20~50°, 東翼の傾斜が20°程度の背斜である。諏訪湖に近い南西部ほど西翼の傾斜は50°以上にまで増し撓曲的である。S2は軸長3.7km, 両翼の傾斜が20~40°の向斜で、古期塩嶺累層中の溶岩層(A1)が両翼に分布している(図4)。A2は軸長2.5km, 西翼40°, 東翼20°

傾斜の背斜。S2は軸長2km, 両翼20~30°傾斜の向斜である。

#### 和田峠褶曲群(新称)

三峰山の東に位置するE-W方向で、軸長がそれぞれ1.5km, 2.5kmの背斜(A3)と向斜(S3)。軸間距離(半波長)は500mで、両翼の傾斜は最大で40°程度である(図7, B2-2'断面)。

#### 男女倉褶曲群(新称)

大門追分地溝帯西部に存在するE-W方向, 軸長2.5kmの背斜(A4)と向斜(S4)で、両翼の傾斜は30°程度である。周囲の鷹山断層群の断層(Ft4)と分布などが調和的である。

#### 芦田坂山背斜(撓曲)(宮坂・狩野, 2015)

小諸層群中に存在する背斜構造で、芦田坂山の北から

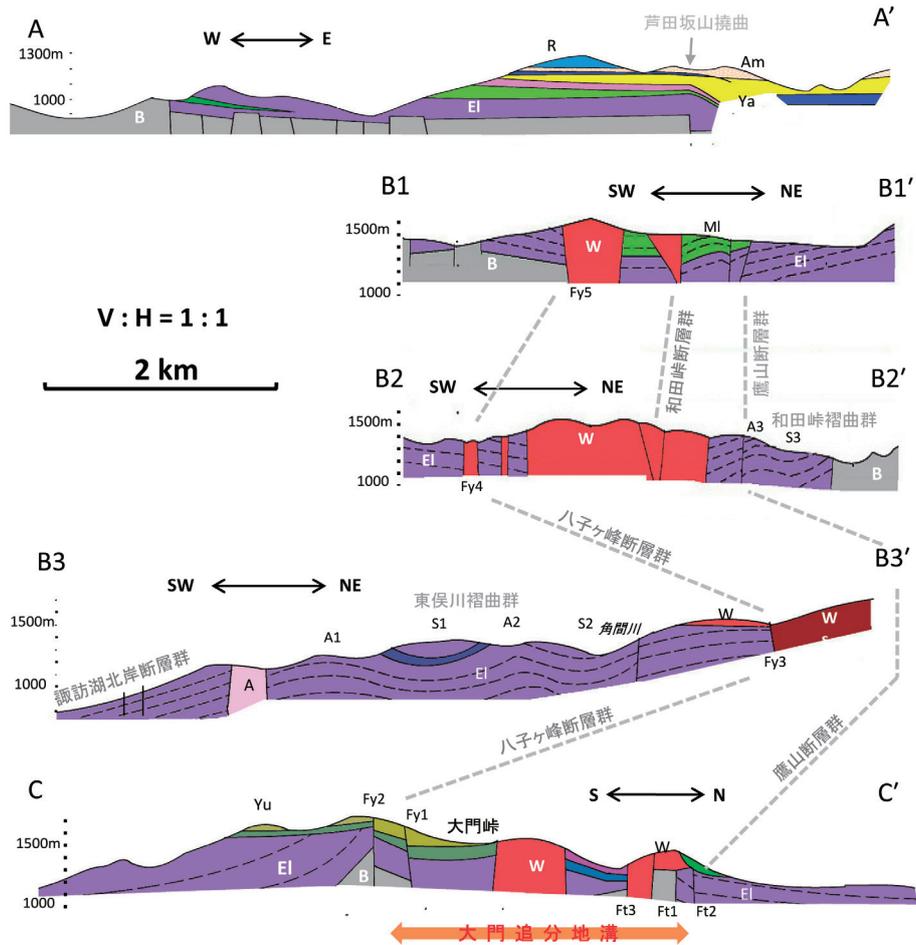


図10 霧ヶ峰地域塩嶺累層の地質断面図 (凡例は図4, 断面位置は図9参照).

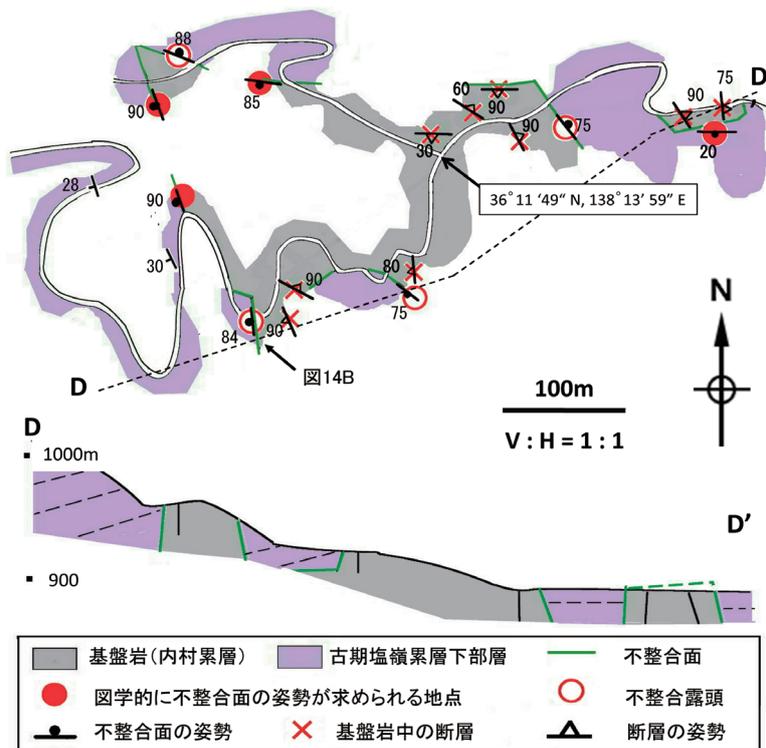


図11 大門地区の基盤岩と古期塩嶺累層下部層との高角多面体状アバット不整合の状況 (位置は図9参照).

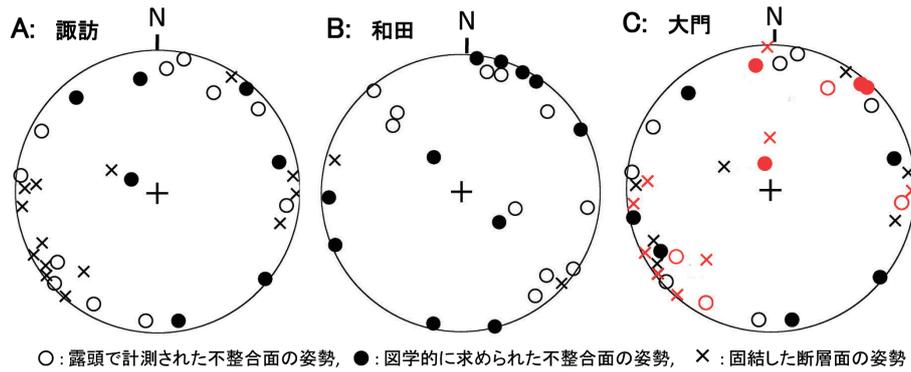


図12 調査域内における基盤岩と古期塩嶺累層との不整合面および基盤岩中の固結した断層面の極の  $\pi$ -ポールダイアグラム (シュミットネット下半球使用)。A: 諏訪地区, B: 和田地区, C: 大門地区 (赤データは図11内で得られたもの)。

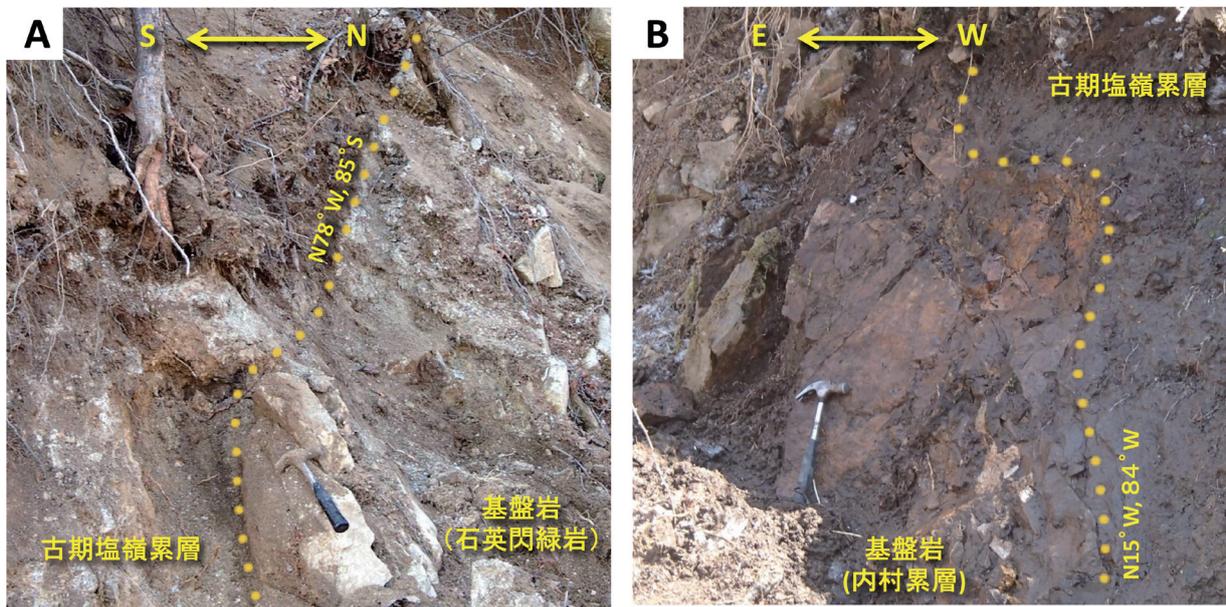


図13 基盤岩と古期塩嶺累層との高角アバット不整合露頭の例。A: 和田地区 (36°09' 50.2" N, 138°10' 19.7" E), B: 大門地区 (位置は図8参照), 露頭内で多面体状を示す。

始まり, N-S方向に9km伸びる。南端は雨境火砕流堆積物層 (Am) に覆われるが, さらに南に4km程度伸びている。この褶曲に参加する地層は, 雨境火砕流堆積物層より下位の地層である。東翼が40~60°, 西翼が10~20°傾斜の非対称褶曲で, 参加する地層は, 東側で約100m分布高度が下がる。南側ほど西翼が緩傾斜になり撓曲的な構造に変化する (図10, A-A' 断面)。この背斜構造のW側及びSW方延長には, NE-SW方向のW傾斜の3条の正断層が左 (杉型) 雁行配列しながら存在している (図9, Fa1~3)。Fa1の走向は直線的である。Fa2, 3は南側がN-S方向に変化する。これらの断層は, 50~80mNE側落下成分を持つ。これらの断層のうち, Fa2, 3は雨境火砕流堆積物層と, その上位の竜ヶ峰溶岩類 (R) を切るので, この溶岩が流下した以降もこの断層運動は継続している。

### 大門追分地溝 (二次陥没構造)

大門追分地溝 [注3] は, 本地域中央部をE-Wに走る第一級の地質構造である。この地溝は, 南を八子ヶ峰断層群と北を鷹山断層群とに囲まれたE-W長16km, N-S幅最大4.4kmの多角形~楕円形の地域で, 東縁部は蓼科山溶岩 (T) に覆われている。中~東部では比高200m以下のなだらかな凹地を形成し, 地質の分布高度も60~200m程度下がる (図3)。凹地西方の霧ヶ峰ピーナスライン, 霧ヶ峰スキー場-八島ヶ原湿原間以西については, 砥川, 角間川, 和田川流域の谷頭浸食を受けて, 小谷が発達した急峻な地形を呈している (図3)。

以下では最初に地溝の周囲を縁取る断層, 次にそれらと関係があると考えられる断層を記載する。これらの断層については, 断層露頭はほとんど認められず, 地質の不連続および地形から存在を推定している。

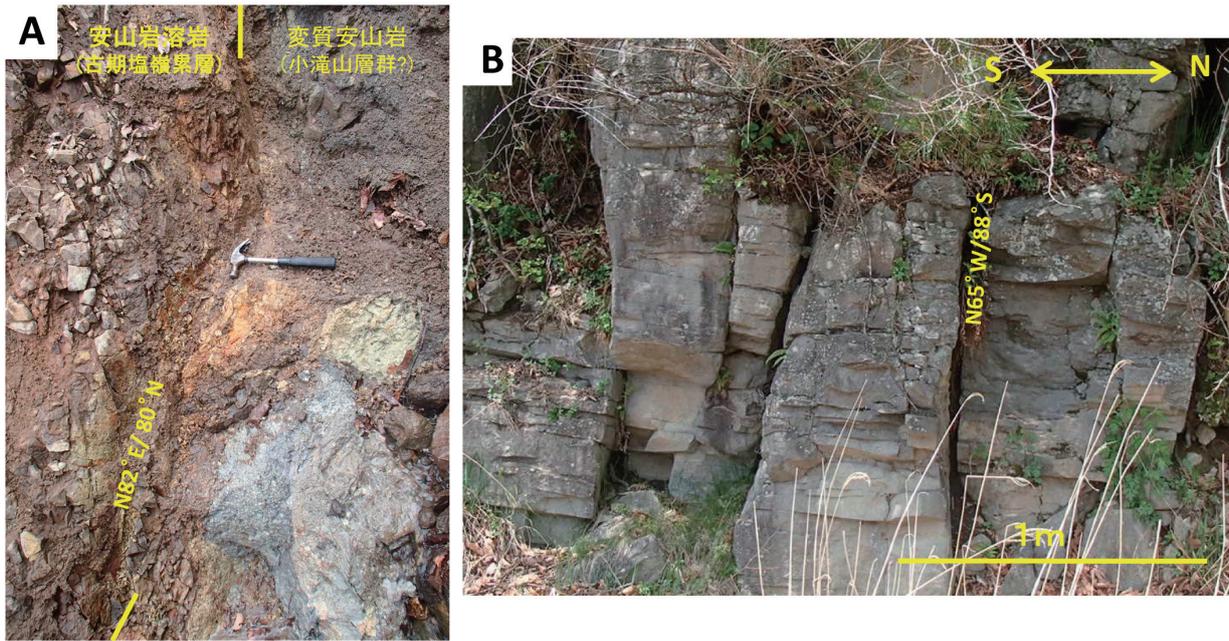


図14 大門追分地溝周辺の断層群の露頭写真。A：基盤岩（小滝山層群？）と古期塩嶺累層下部の安山岩溶岩との境界のFy6の断層露頭（茅野市：36° 05' 39" N, 138° 13' 28" E），B：鷹山断層群，鷹山火山岩類上部層の水平な板状節理を持つ溶岩層を切るFt2断層の高角小断層群（長和町鷹山：36° 09' 08" N, 138° 12' 24" E），全体として左側（＝南側）が落下。

**地溝南縁部の断層群：八子ヶ峰断層群（新称）**

河内（1974）の“八子ヶ峰断層”を含むこの断層群は、八子ヶ峰の東端から始まり、三峰山の西までほぼ平行に、また不連続に分布する。すべての断層は垂直または高角N傾斜で、N側が落下する正断層である。これらの断層をE側からFy1～Fy5とする（図9）。

Fy1は河内（1974）の“八子ヶ峰断層”とほぼ一致し、八子ヶ峰の東端から始まり、その北麓をE-W方向に通過する。河内（1974）では、この断層は八子ヶ峰の西縁部の音無川を西端としているが、さらに西に伸び、車山の北まで9kmの長さがある。仁科ほか（1985）は地形・地質踏査により、また、活断層研究会・編（1991）は空中写真判読により、ともにN側200mの落差を推定している。断層の両側に分布する八子ヶ峰火山岩類（Y）の分布高度差から、八子ヶ峰の北では200m、音無川付近で150mの落差がある。車山の東では、八子ヶ峰火山岩類の分布域中に霧ヶ峰火山岩類（Km）が高角度の断層を介して落ち込み、落差は120mである。このように、この断層はE側ほど落差が大きい。断層はすべての八子ヶ峰火山岩類を切る。この火山岩類の最も若い年代は0.88Ma（及川ほか、2006）であることから、これ以降に活動が開始したと考えられる。音無川付近では、この断層のN側の南平火砕流堆積物層（N）の上に層厚10m程度の薄い湖成層が分布し、断層活動後、すなわち大門追分地溝形成直後に一時滞水したことが認められるので、この断層は南平火砕流堆積物層の堆積後も活動している。断層のSE端では、八子ヶ峰火山岩類と蓼科山溶岩との境界を形成している（図2、図4）。

Fy2, Fy3, Fy4はWNW-ESE方向で、右（ミ型）雁行

配列する長さ1.2～2.5kmの断層である。Fy2は車山の西からW方に延びるが、Fy1の延長線上よりS側に位置している。溶岩等の分布高度差からは、これらの断層の垂直隔離成分は90m程度である。また、地形的には30～50m程度の落差成分をもち（活断層研究会・編、1991）、八島ヶ原湿原の南西縁を画している。

Fy5はNW-SE方向の6km以上の断層で、一次陥没の不整合線を切っている。この断層の落差は150m以上である。

**地溝南側の断層群、特にFy7断層**

八子ヶ峰断層群のS側には、2条の断層（Fy6, Fy7）が存在する。Fy6は淡路（1938）の“車山断層”に相当し、音無川付近から車山のSW方まで3.5kmにわたってENE-SWS方向に伸びる。活断層研究会（編）（1991）は、空中写真判読によりFy6に沿って100～200mの右横ずれを報告している。この断層は高角にN側に傾斜し、音無川河床ではこの断層のS側に緑色変質した基盤岩の小滝山層群相当層と考えられる凝灰角礫岩がN-S方向に30m程度の幅で露出し、一部で高角の断層面が観察できる（図14A）。本断層は60mN側落下の正断層で、車山の約1km南では断層によって切られた尾根が右横ずれ200m程度の変位を示している。

Fy2, Fy3のS方約2～3kmに位置するFy7は、約3.5kmの長さで、踊場湿原の南縁を画する明瞭なりニアメントを持つ断層である（図15）。淡路（1938）はこのリニアメントを“オドリバの池断層線”と呼び、周辺の地形を詳細に記載している。仁科ほか（1985）は地形・地質踏査により500～800mの右横ずれ、活断層研究会（編）

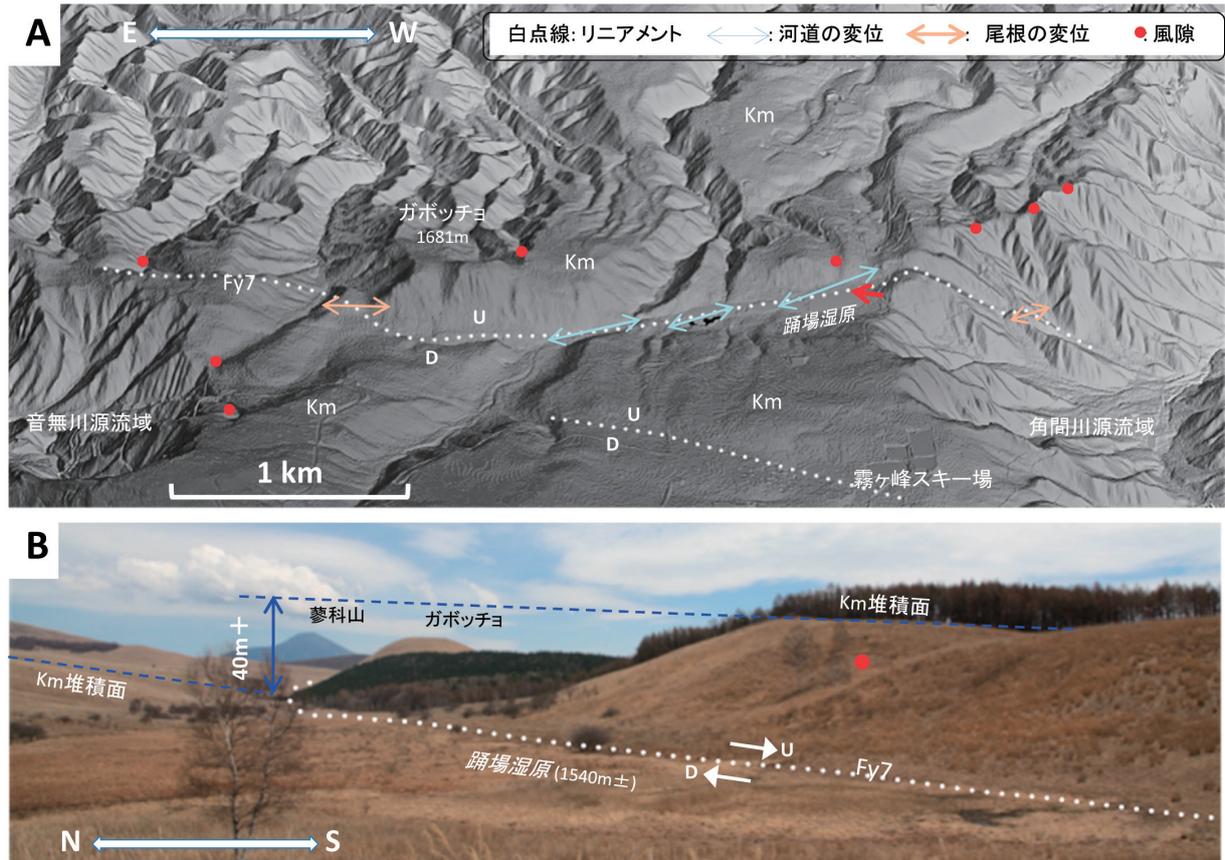


図15 霧ヶ峰南麓斜面，八子ヶ峰断層群，Fy7断層周辺の地形。Km：霧ヶ峰溶岩類中部層堆積面，U：upthrown-side，D：downthrown-side。  
A：DEM鳥瞰図（無限遠方から俯角40°Sで展望，縦誇張2倍，国土地理院5mメッシュ数値標高データを用いてSimple DEMViewer5.8.9で作成），赤矢印はBの撮影位置と方向。B：Fy7沿いの小崖地形と地形面の変位。風隙を示す赤丸は，直上のA内の赤丸に対応。

(1991)は断層を横断する河川のずれから，100～200mの右横ずれ変位を報告している。このFy7断層と変動地形およびそのN側のWNW-ESE方向のリニアメント(図15A)やFy2～4断層など(図9)を含めて，今泉ほか(1999)により霧ヶ峰断層群として認定されている。

Fy7断層は，新时期塩嶺累層，霧ヶ峰溶岩層中部層(Km)が作る緩斜面の高度差から判断すると，N側が最大100m落下する正断層成分(図15Bの位置では40m以上)と，右横ずれ最大300mの成分を持つ(図15A)。現地での地形観察およびDEM地形解析(図15A)によって，このFy7断層を含む区域で以下のような前期更新世末期(0.8Ma)以降の本地域周辺での地形形成過程を読み取ることができる。

- ①：霧ヶ峰の南麓斜面を構成するKmによる大局的には火山原面に近似できる20°S以下の低起伏・緩斜面の形成。この地形面の形成時期は，霧ヶ峰火山の形成末期に近い0.8Ma頃と考えられる。
- ②：S方の諏訪湖方面に流下するガリー状河川浸食の開始。①で形成された緩斜面は，Fy7よりS側の東部斜面では浸食されて失われ，同西部の高標高域では残存している。
- ③：①，②で形成された地形を切って，右横ずれ最大300m，N側落下数10mのFy7断層の活動による河

道，尾根線の変位，風隙と踊場湿原(標高1540m前後)の形成。

- ④：前述した①，②，③の地形を浸食して，東部では音無川源流域での，西部では角間川源流域での谷頭浸食によって小谷が発達し解析が進んだ起伏の激しい地形の形成。この浸食作用によって，②で作られたガリー状の小谷の上流部が削割されて風隙が形成され，裁頭谷に変化している。源流域内には明瞭な変動地形が認められないので，Fy7断層はこの浸食期間から現在まで不活発であった。この過程は山地の浸食・運搬作用が活発化する最終氷期以降に生じたと考えられる。

#### 地溝北縁部の断層群：鷹山断層群(新称)

鷹山断層群は，東からFt1～Ft4の断層から構成され，竜ヶ峰西方から始まり，鷹山の南麓をNW-SE方向に通過し，小日方山付近でE-W方向に，更にNE-SW方向に変わる。この断層群は，河内(1974)の想定した“鷹山断層”よりもE方に2km，W方に3km程度伸びる。

Ft1はWNW-ESE方向に4.4km伸びる。断層のN側には塩嶺累層下部層および鷹山火山岩類の下部層(T1)が分布し，S側には，基盤の小滝山層群に属する緑色変質

した安山岩溶岩や、白色変質した凝灰角礫岩が200mの幅で露出し、上位は南平火砕流堆積物層（N）に属する角閃石安山岩溶岩や凝灰角礫岩が覆っている。Ft1に切られる鷹山火山岩類の分布高度差から、落差50m以上と推定される。

Ft2は、“鷹山断層”（河内，1974）に相当し、竜ヶ峰W方から鷹山の南麓をNW-SE方向に通過し、小日方山まで6.3kmの長さを持つ。高角S傾斜の正断層で、鷹山火山岩類（T1）および大笹川源流火山岩類（SI）を切るが、美し松溶岩は切らない（図10，C-C'断面）。図14Bでは、鷹山火山岩類上部層（Tu）を変位させる、全体としてS側落下を示す多数の小断層群からなる本断層の一部を示した。鷹山火山岩類下部層のずれから、S側が120m落下する成分を持つ。

Ft3は、竜ヶ峰W方から男女倉<sup>おめぐら</sup>までの8.6kmにわたって伸び、Ft2の南側400mをFt2に並走する。この断層は美し松溶岩を切り、高角な60mN側落下の正断層成分と150m右横ずれ成分を持つ。

Ft4は小日方山の南からE-W方向に伸びる全長5km、S側が80m落下する高角な正断層で、西端では走向をNE-SW方向に変える。和田峠火山岩類（W）の北西部はFt4に平行な直線の境界で区切られており、この境界が断層であれば、地溝帯の西縁はこの断層になる。

以上の断層群は、切り合いの関係から、E-Wの走向を持つFt1・Ft4が最初に活動し、次にNW-SWの走向を持つFt2・Ft3が活動している。

### 地溝内部の断層群

この地溝内部にはNW-SE方向のいくつかの断層群が存在し、以下に主だったものを記述する。

#### 和田峠断層（新称）

和田峠断層は和田峠火山岩類（W）を切る断層群で、交差する2条の断層（Fw1・Fw2）からなる。Fw1は、NW-SE方向に5km伸長する高角な右横ずれ断層である。Fw2は、WNW-ESE方向のS傾斜の左横ずれ断層である。これらの断層によって和田峠火山岩類の流紋岩体の分布域が西に800m張り出している。一方、E側は、流紋岩体の分布域が500m西にずれる。両断層が共役関係であれば、これらの形成にあたっては、NW-SE方向の圧縮場が想定される。これらの断層は、大笹川源流火山岩類には影響を与えていないので、和田峠火山岩類の噴出直後に形成されている。

#### 大笹峰断層（新称）

大笹峰頂上部に存在するWNW-ESEで、長さ約1kmの4～5条のS傾斜およびN傾斜の正断層群からなる（Fs1・その他）。これらのうち、Fs1では、N側が20m程度落下する。

#### 糸魚川静岡構造線（諏訪湖北岸断層群または諏訪断層群）

調査域内南西端部は、諏訪盆地のNE側を通過する糸魚川静岡構造線帯諏訪湖北岸断層群（今泉ほか，1999）の通過位置にあたる（図2）。図16，図17Aは、今回の地表調

査に基づく周辺地質図及び断面図である。この図17Aには、2007年に実施した諏訪湖を横断する反射法地震探査（Line7）〔注5〕で得られた重合後マイグレーション深度断面（文部科学省研究推進本部ほか，2008）のうち、本調査に密接に関係する北東部分の浅部域（図17B）を切りとって重ねた。探査測線は調査地域内では地質断面線にほぼ平行にそのSE側約500mに位置している。この反射法測線は地質断面線とほぼ平行し、諏訪地区を構成する古期塩嶺累層の走向は断面線と直交する北岸断層群の走向と平行なので（図18）、地質断面と反射法探査による地下断面を統合することによって、古期塩嶺累層の地下構造が推定できる。以下では地質・地形データに基づいて記述し、反射法断面との対応については議論の章（p.91～92）で考察する。

諏訪地区全体としては、古期塩嶺累層の層理面の姿勢はほぼ水平である（図10，B3-B3'断面）。この水平構造は諏訪盆地に向かって傾斜を増し、山地と南西側の諏訪盆地とのNW-SE方向の地形境界（図17A，CDP=1420付近）から約1.3km離れたCDP=1550付近から、地形境界と平行する走向で、尾根付近のデイサイト溶岩（A）の分布が示すように20度前後SW側に傾斜するようになる。ただし、露頭ではより急傾斜を呈する場所がある。そして地形境界から数100m以内では、さらに傾斜を増し、最大50°前後に達する（図17A，図20）。

先行研究では、この山地と盆地の地形境界、承知川と角間川との間の約2kmに諏訪湖北岸断層群の直線的な地表トレースがひかれている（藤森，1991；下川ほか，1995；今泉ほか，1999；田力ほか，2007；など）。たとえば、藤森（1991）はこの地形境界を彼の“F8断層”の地表表現とし、断層は高角で、両側の地形面の高度差から150～200mW側落下の変位を想定している。本論でのFis1断層は、この地形境界を構成する断層である（図16，図19）。さらに藤森（1991）は、盆地側のボーリング資料を用いて、盆地地下数10m以浅に数条の断層の存在を推定しているが、変動地形は報告していない。

このFis1断層に沿う推定断層通過位置から10m東のP1地点（図16）では、30mにわたってほぼ連続的に露出する古期塩嶺累層下部層は諏訪湖側（SW側）に50°程度傾斜しているが、成層状態は良好に保存され、変位が認定できる断層は露頭内に存在しない（図20）。この露頭近傍では、地形面の段差から計11mの上下変位が推定されている（田力ほか，2007）。

P2地点に露出する古期塩嶺累層中に貫入する安山岩には節理が発達しているが、断層に関連した剪断変形構造は見られない。この露頭付近では、地形面の段差から計10mの上下変位が推定されている（田力ほか，2007）。

承知川左岸のP3地点では、断層を挟んだ不整合面の高度差は、およそ30mである。さらにNW方の承知川の右岸側では、地形的にも地質的にも変位は認められない。Fis1断層のSE延長は、角間川右岸側の南北方向の尾根を通過するとされている（諏訪の自然誌編集委員会，1975；藤森，1991；下川ほか，1995；今泉ほか，1999；など）。さらにSE方の角間川左岸側の尾根に分布する安山岩層には明瞭な変位が認められない。



図16 諏訪盆地北東方，糸魚川-静岡構造線（諏訪湖北岸断層群）周辺の地質図。青破線は反射法地震探査CDP重合測線（文部科学省研究推進本部ほか，2008），P1（諏訪市大和：36° 03′ 35″ N, 138° 07′ 0.1″ E），P2（諏訪市高木：36° 03′ 59″ N, 138° 06′ 36″ E），P3（承知川左岸：36° 04′ 30″ N, 138° 05′ 59″ E）地点については本文参照。上諏訪地区の源泉分布の東縁を示す赤点線（上諏訪源泉東縁線）は，諏訪の自然誌編集委員会（1975）に基づきトレース。

Fis1断層にはほぼ平行で，高角SW傾斜の正断層がFis1のNE側に数条推定される。これらの断層が尾根を通過する場合は鞍部を形成しているが，露頭は未確認である。これらのうちFis2断層はFis1断層のNE800mに位置し，これに切られる古期塩嶺累層の安山岩溶岩やデイサイト溶岩の分布高度差から約40mの垂直隔離を持つ。Fis3断層はFis1断層のNE方1.6kmに位置し，同じく溶岩の分布高度差から約50mの垂直隔離を持つ。

角間川右岸側でFis1断層の通過位置からS方に張り出す尾根にはFis1と平行な盆地側への落下を伴うリニアメントが認められるが（図16，図19）（今泉ほか，1999；など），変動地形の存在は不明である。角間川左岸のFis4断層は，右岸側のリニアメントのSE延長上に位置し，霧ヶ峰溶岩（Klt）の分布高度に約20mの垂直隔離が生じている。

諏訪湖周辺の古期塩嶺累層下部層中には高角な小断層が多数存在している。これらの断層の走向はFis1断層にほぼ平行で（図18），変位量は正確に測定できないものが多いが，それらの多くは10cm以下のSW側落下である。

古期塩嶺累層がほぼ水平に堆積したとすれば，図17Aに表現されるようにデイサイト溶岩（A）の基底が示すFis1断層よりもNE側の垂直変位は，400～500m程度である。この中には，この間に存在する比較的大きな断層（Fis1 + Fis2 + Fis3）による落下成分が含まれている。

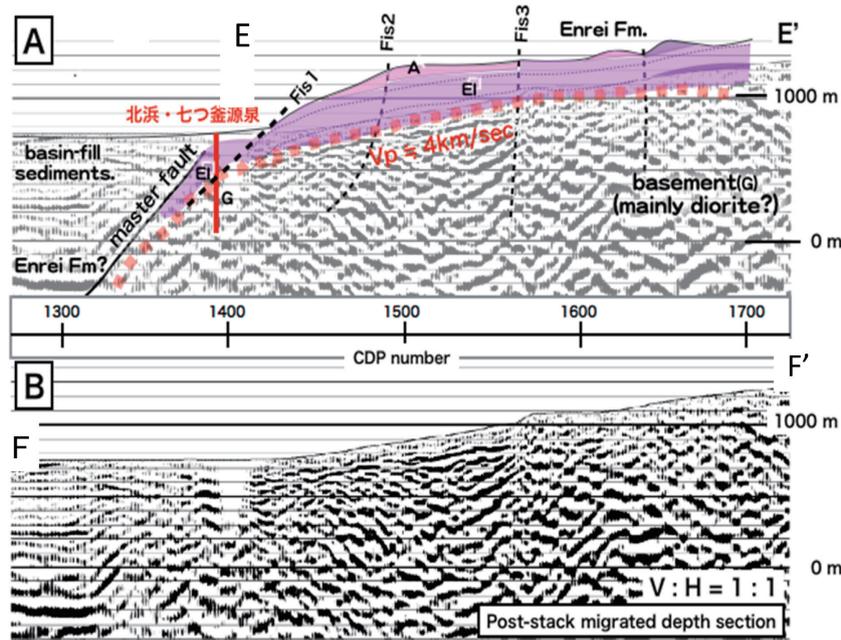
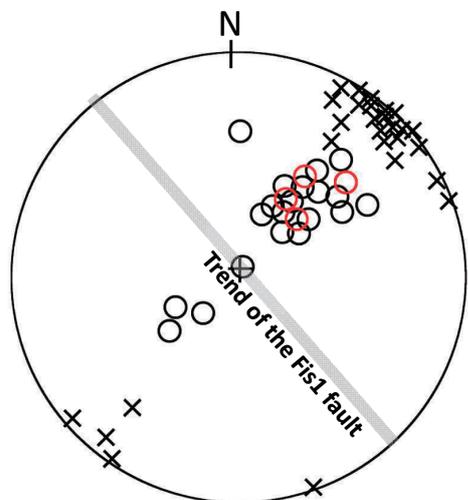


図17 地質断面と反射法地震探査断面. A: 本調査に基づく地質断面 (着色部) と反射法重合後深度断面 (文部科学省研究推進本部ほか, 2008) を重ねた地質構造解釈図 (断面位置と凡例は図16参照). P波等速度線 (赤破線:  $V_p = 4\text{km/sec}$ ) は図23Bに基づく. B: 重合後反射法深度断面 (Aの原図).



○ 層理面の姿勢 × 小断層面の姿勢  
 ○ 図20内の層理面の姿勢

図18 図16域内の古期塩嶺累層下部層の層理面と小断層面の姿勢のπ-ポールダイアグラム (シュミットネット下半球使用).

**考察: 霧ヶ峰地域の塩嶺累層に記録された前~中期更新世 (2~0.2Ma) における火山活動・テクトニクス**

**概要**

調査域である霧ヶ峰地域の塩嶺累層 (以下, 霧ヶ峰塩嶺) とその周辺における前期更新世の前期 (Gelasian)

から中期更新世 (Ionian) にかけての層序, 火山活動, テクトニックイベント (事変) を, 図21にまとめた. この図の左列の諏訪湖南西地域の塩嶺累層 (以下, 南西塩嶺) は, 最大900mの層厚を有する. この南西塩嶺の層序については, 窪田 (1999) の層序ユニット区分 (A~D) と三輪・星 (2002) の古地磁気層序に基づいている. 諏訪盆地については, 池田・岡田 (2015) などを参考にし, 北東縁部での本調査結果を加えた. NE方の小諸層群の火山活動・地質構造形成史は, 宮坂・狩野 (2015) にしたがった. 中央隆起帯に位置するN方の美ヶ原地区の火山活動については, 向井 (2009) にしたがった. 小諸帯北方の上信火山群の活動については西来ほか (2013, 2014), 南東方の小諸帯南端部の八柱・新期八ヶ岳火山については, 西来ほか (2007), 西来・高橋 (2012) を参照した. 南平・蓼科山火山は新期八ヶ岳火山に属するが (河内, 1974), 霧ヶ峰塩嶺地域で重要な大門追分地溝を不整合に覆うために, 霧ヶ峰塩嶺の列内に含めた. 最右列に, 関連する周辺地域での主要なテクトニックイベントを含めた.

霧ヶ峰塩嶺域では2 Ma頃に一次陥没が発生した. 形成された堆積盆に広く一様な性質の凝灰角礫岩を主体とする苦鉄質火山活動が発生し, 1.3Ma頃までに古期塩嶺累層下部層として堆積した. その後, 大門峠付近ではNW-SE方向に伸びる地域が隆起を開始し, 削剥された碎屑物は隆起帯のN方に運ばれ, 古期塩嶺累層中部層として堆積した. 1.5Ma頃から調査域の北西部から新たな火山活動が始まり, 順次東へと活動が移動し, 三峰, 霧ヶ峰, 大笹川源流, 八子ヶ峰, 鷹山などの新期塩嶺累層を構成する火山岩類を噴出・堆積させた (図5). 先に隆起

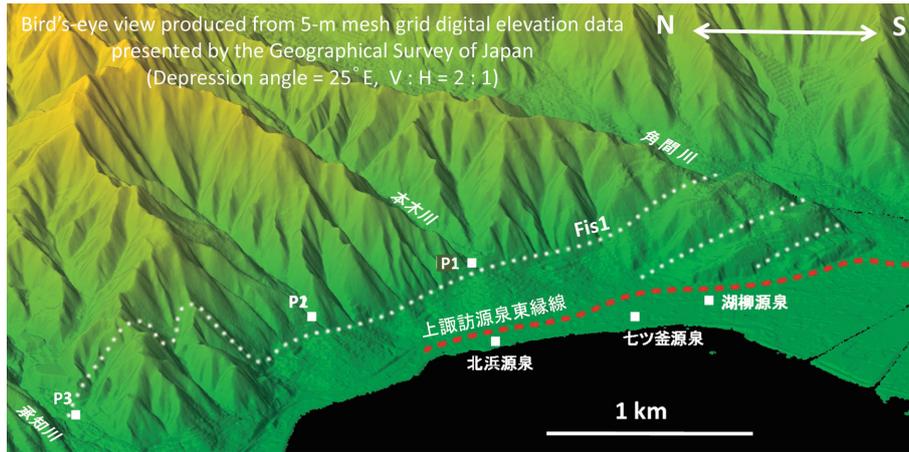


図19 諏訪湖北岸断層帯周辺のDEM鳥瞰図。国土地理院5mメッシュ数値標高データを用いて、SimpleDEMViewer 5.8.9で作成（無限遠方から俯角 = 25°Eで展望，縦誇張2倍）



図20 諏訪湖北岸断層帯Fis1断層NE側の諏訪盆地（SW）側に傾斜する古期塩嶺累層下部層の風化した凝灰角礫岩（土石流堆積物？）（図16，P1地点）。A：露頭全容のスケッチ，B：Aの一部の露頭写真。

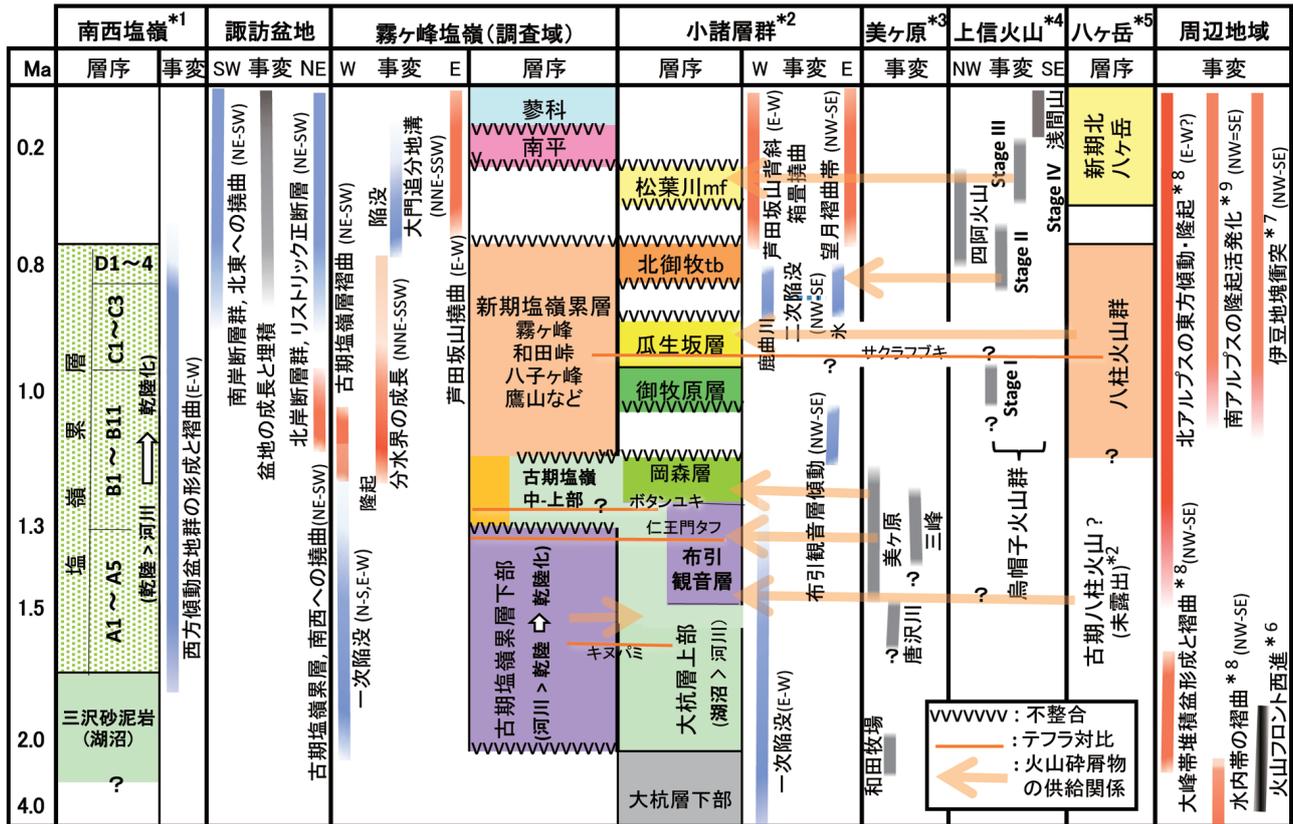
した大門峠一帯では長さ16km，最大幅4.4kmにわたって2回目の陥没が発生し，大門追分地溝を形成した。この運動は0.8Ma頃に始まり0.2Ma頃まで継続した。糸静線の活動による諏訪盆地の形成に伴い，断層のNE側の古期塩嶺累層分布域では，盆地内部に撓曲するような動きが発生した。

この章では図21をベースとして，まず霧ヶ峰塩嶺と南西塩嶺および小諸層群との対比について述べ，一連の地史の中で，特に霧ヶ峰塩嶺で特徴的なイベントである一次陥没，大門追分地溝の形成，火山活動の変遷，糸静線の活動などについて考察する。

#### 霧ヶ峰塩嶺と南西塩嶺の対比

南西塩嶺の層序は，窪田（1999）によって明らかにされた。この時点での南西塩嶺の年代は，1地点でのK-Ar年代（内海ほか，1998）と，年代データが数地点で得られていた霧ヶ峰塩嶺との類似性に基づいて推定された。その後，この年代論は古地磁気層序学に基づいて再検討されている（三輪・星，2002）。次段落での古地磁気正逆境界年代（Ma）は酸素同位体年代で，町田（2017）のまとめにしたがう。

三輪・星（2002）によると，南西塩嶺のユニットA～



- 放射年代データおよびテクトニックイベント(事変)については、以下の文献を参考にした。\*1: 窪田 (1999), 三輪・星 (2002), \*2: 宮坂・狩野 (2015), \*3: 向井ほか (2009), Nishiki *et al.* (2011), \*4: 西来ほか (2013, 2014), \*5: Nishiki *et al.* (2011), 西来・高橋 (2012), \*6: 佐藤 (2004), Nakamura *et al.* (2014), \*7: Amano (1991), 青池 (1999), \*8: 原山 (2015), \*9: 狩野 (2002), 末岡ほか (2011)
- テフラ対比(赤横線)は本文とAppendixを、小諸層群への火山碎屑物の供給関係(オレンジ色横矢印)は\*2を参照。
- 霧ヶ峰・大門地区の古期塩嶺累層中部層は、小諸層群大杭層上部(\*2)に、同上部層は小諸層群岡森層(\*2)に分布が連続する。
- 霧ヶ峰塩嶺の古期塩嶺累層下部層の最上部には、美ヶ原地区の三峰火山岩類(\*3)が含まれる。
- 霧ヶ峰塩嶺の芦田坂山撓曲は、北東方の小諸の芦田坂山背斜・箱置撓曲(\*2)に連続する。
- 霧ヶ峰・追分大門地溝北東縁を構成する鷹山断層群の南東延長域には、八柱火山の火口列(\*5)が存在する。
- 霧ヶ峰・南平-蓼科山火山の南東方延長は、新期北八ヶ岳火山の火口列(\*5)に連続する。
- 南西塩嶺の西方傾動地塊運動(\*1)は、南アルプス北部の西方傾動隆起(\*9)に連続する。
- 事変の列内の青バーは引張場での変形、赤バーは圧縮場での変形・事変を示す。応力方向については、本文参照。
- tb: 凝灰角礫岩, mf: 泥流堆積物。

図21 霧ヶ峰塩嶺累層分布域と周辺地域との前～中期更新世における層序・火山活動・テクトニックイベント(事変)の対比図。詳細は本文参照。

Dから得られた火山岩試料の多くは逆帯磁を示し、霧ヶ峰塩嶺との岩相の類似性を考慮すると、Oldubaiサブクロン(1.95~1.79Ma)より後の松山逆磁極クロン(上限0.78Ma)の年代にあたる。ただし、ユニットBの中位、サブユニットB6とB8からの試料は正帯磁を示し(三輪・星, 2002), Cob Mountain(1.19Ma)とJaramillo(1.07~0.99Ma)のサブクロンのどちらか、またはそれぞれに対応する可能性が大きい。この年代は霧ヶ峰塩嶺の古期塩嶺累層上部層の堆積以後、新期塩嶺累層の堆積時期頃に相当する。また、サブユニットA3の安山岩試料からの $1.44 \pm 0.02$ MaのK-Ar年代値(内海ほか, 1998)

と、逆帯磁データが得られた層順を考慮すると、ユニットAの最下部(A1)からサブユニットB4までは1.79~1.19Maの期間内、ユニットCの最下部(C1)からユニットDの最上部(D4)までは0.99~0.78Maの期間内に限定できる可能性が大きい。

以上から、南西塩嶺の下位の三沢砂泥岩層(最大300m厚)、唐沢礫層(最大40m厚)、赤羽礫層(最大30m厚)は古期塩嶺累層下部層の下部、南西塩嶺のユニットAは古期塩嶺累層下部層の中～上部、ユニットBの下部は古期塩嶺累層下部層の上部、同ユニットBの上部からC、Dにかけては新期塩嶺累層に対比される。しかしな

がら、南西塩嶺内では放射年代データが不足しているために、各ユニット境界の年代を限定することができない。また、南西塩嶺と霧ヶ峰塩嶺間での正確な対比は、両塩嶺に共通な鍵層が認定されていないために現状では困難である。

### 霧ヶ峰塩嶺と小諸層群との対比

霧ヶ峰塩嶺、大門地区の[入大門]周辺での古期塩嶺累層下部と、小諸層群西部域[八重原]および同東部域[御牧原]を対比した柱状図を図22に示す。ただし、[入大門]の柱状図は欠損（不明）部分が多いために正確とはいえない。

[入大門]の古期塩嶺累層下部層の下部に挟まれている軽石流堆積物は、小諸層群の「キヌパミ」（八ヶ岳団体研究グループ、1988）に分布が連続する。キヌパミからは、 $1.58 \pm 0.10\text{Ma}$ のFT年代値が得られている（宮下ほか、1984）。大門川東から採取したサンプル（大門試料）と[八重原]の上部大杭層最下部から採取したキヌパミサンプル（丸子試料）は、重鋳物組成、火山ガラス形態、ガラス屈折率等が類似しており、同一層とみなされる（Appendix, 図24A）。なお、このキヌパミは、[御牧原]では大杭層最上部に狭まれる軽石質凝灰岩に連続している。

古期塩嶺累層下部層と小諸層群の布引観音層とは、ともに多孔質の玄武岩質輝石安山岩角礫を含む黒色凝灰角礫岩からなり、岩相が類似している。大門と和田地区の境界付近、[入大門]の古期塩嶺累層下部層の上部に挟まれる白色軽石層から採取したサンプル（和田試料）と、[御牧原]の布引観音層上部に挟まれる仁王門タフ（寺尾、2001）から採取したサンプル（小諸試料）は、重鋳物組成、火山ガラス形態、ガラス屈折率等が類似する（Appendix, 図24B）。したがって、両者は同一層であると認定できる。

和田峠火山岩類の活動は2回あり、その時期は1.3Ma頃と0.9Ma頃であることをp.74に述べた。隣接する小諸層群に狭在される凝灰岩のなかで、黒雲母を多く含む鍵層は2つある。一つはおおよそ1.3~1.2Ma頃の、大杭層上部の最上部に含まれるボタンユキ（八ヶ岳団体研究グループ、1988）、もう一つが八柱火山岩類中に狭在され、 $0.90 \pm 0.12\text{Ma}$ の年代（鈴木、1988）を示すサクラブキ（八ヶ岳団体研究グループ、1988）である。これらは、この2回の活動に対応している。

すなわち、古期塩嶺累層と小諸層群とは、キヌパミの堆積年代である1.6Ma頃より以降については、テフラ対比と連続的な分布から、図21、図22のように対比が可能である。これにもとづけば、古期塩嶺累層下部層（および布引観音層）の分布面積は糸静線の北側で砥川より東部だけでも500km<sup>2</sup>を超える。これらのテフラ以外に、小諸層群中の火山碎屑物の岩質、粒径、粒形、量比および層厚などの変化から、給源火山を推定することができる（宮坂・狩野、2015）（図21）。なお、布引観音層と大杭層上部は小諸地域では同時異相関係であり（宮坂・狩野、2015）、今回の調査域でも古期塩嶺累層下部層と大杭層

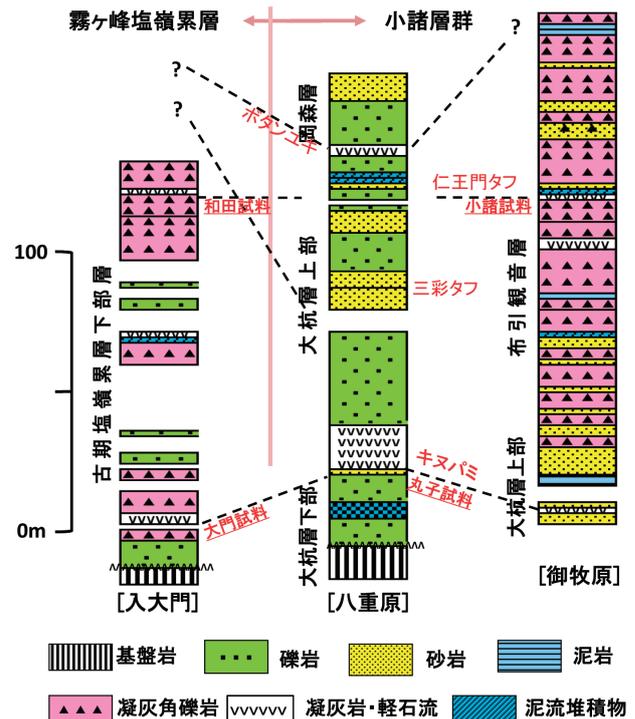


図22 テフラ試料に基づく霧ヶ峰塩嶺の古期塩嶺累層と小諸層群との対比。[八重原]と[御牧原]の柱状図は、それぞれ宮坂・狩野（2015）の図5内の②深山（西部・八重原台地）と⑧布引観音（東部・御牧原台地）に対応。

上部は同時異相であることが確認された。

### 一次陥没構造の成因

霧ヶ峰塩嶺地域において、古期塩嶺累層を堆積させた一次陥没構造は、同地域のNE方の小諸帯に連続している。小諸帯に分布する小諸層群では、4Ma頃から基盤の陥没が起こり、陥没盆地が形成され、この運動は1.5Ma頃まで継続していた（宮坂・狩野、2015）。塩嶺累層と小諸層群の不整合線は連続し、陥没の形態も類似していることから、小諸層群に遅れた塩嶺累層の堆積開始時にも、小諸帯と同様に陥没盆地が形成されたものと考えられる。

小諸層群において基盤との関係がわかるのは西縁部だけである。ここでは不整合面はジグザグ多面体状ではあるが、大局的には不整合線はN-S方向のトレースを描く（宮坂・狩野、2015）。このトレースは、小坂（1984）の白根-富士見線に一致する。今回の調査でも、一次陥没で形成された不整合線は、小諸帯との境界部に位置する大門地区ではN-S方向が卓越している。一方、中央隆起帯に当たる長和町南部では不整合線はE-W方向に向きを変え、霧ヶ峰塩嶺西縁部では再びN-S方向が顕著になる。一次陥没による落差は調査域内ではどこでも250m程度で、小諸層群の西縁部の陥没量（200~300m）（宮坂・狩野、2015）とほぼ同程度である。ただし、古期塩嶺累層の最大層厚が450m±であること、この層は不整合面を

超えて基盤岩側に分布が見られないこと等を考慮すると、中心部では陥没量はさらに大きかったと考えられる。

今回の調査によって、霧ヶ峰塩嶺地域と小諸帯にかけて形成された陥没盆地は、N-S方向の距離が50km以上の規模を持つことが判明した。その盆地のE-W方向の幅は、最も分布幅が広がる糸静線付近では40kmを超えると推定され、内陸の陥没盆地としては大規模である。

古期塩嶺累層は4地区にわたって岩相はどこでも類似しており、かつ随所で薄い溶岩層が頻りに挟まれている。また浅所貫入岩体と岩脈が多数存在している。このことから、一次陥没に関連して形成された弱線に沿う多数の火口からの割れ目噴火が想定される。この層の年代は、各地から2.2~1Maの値が得られているので、陥没は2Ma頃に始まったと考えられる。小諸層群と同様に、この陥没盆地の発生前には大規模な火山活動は生じておらず、陥没発生後に大規模な火山活動が開始されている。この陥没開始年代は、南西塩嶺に大量の火山性物質が供給され始める年代であるOldubaiサブクロン(上限1.78Ma)以降(三輪・星, 2002)よりは先行している。

小坂(1984)は北部フォッサマグナの地帯区分の際に、NE-SW~N-S方向に配列する水内帯・中央隆起帯・小諸帯などを「信越方向」と呼び、松本以北でN-S方向の、糸魚川静岡構造線の走向に平行な大峰帯等を「大峰方向」と呼んだ。塩尻以南では糸静線の方向はNW-SE方向になる(図1)。小坂(1984)によれば「信越方向」形成後に、それを切って更新世初期頃に陥没が起こり、「大峰方向(=糸静線の方向)」が形成されたとしている。これに対して、三村・原山(2002)は大峰帯を構成する地層の年代を2Ma頃と限定したうえで、大峰帯の成因を糸静線によるプリアパート堆積盆と考えた。霧ヶ峰塩嶺の一次陥没は大峰帯とほぼ同じ2Ma頃に発生したが、不整合線は糸静線に近い部分でもこれに直交し、糸静線との関連は認められない。

霧ヶ峰塩嶺側では、N-S方向に配列する北部フォッサマグナの地帯区分(中央隆起帯)を横断して、N-S, E-W, NE-SW等の方向の引張性断裂により多面体型の陥没盆地が発生した。その原因は不明だが、北部フォッサマグナの東縁と南縁部は更新世初期に広域的な張力場に置かれていたことが推察される。盆地埋積物は、大局的には水平な構造を保っている。その後、局所的なWNW-ESE方向の長軸を持つ基盤隆起に引き続いて大門追分地溝が形成されている。

一方、南西塩嶺の堆積盆の形成は、古期塩嶺累層下部層と小諸層群の堆積をもたらした一次陥没構造の形成に遅れている。ここでは、中央構造線を含むN-S方向の高角な3条の成長断層(growth faults)の活動により、1.6Ma頃から0.8Ma頃にかけてantitheticな3つの堆積盆が発生・成長するとともに、断層の引きずりによる向斜構造が形成された(窪田, 1999; 三輪・星, 2002)。その後、諏訪湖SW側の糸静線(諏訪湖南岸断層群または岡谷断層帯)の活動が始まっている(窪田, 1999)。図21では堆積盆の発生と成長が、傾動形態と断層を高角正断層とみなしてE-W引張としたが、詳細は不明である。ただし、この西方傾動隆起は、SE側の南アルプスに連続してい

る。南アルプスの隆起は3.2Ma頃に開始し、1Ma前後から西方傾動運動が活発化している(狩野, 2002; 末岡ほか, 2011)。この活発化は、1Ma頃にはじまる南部フォッサマグナへの伊豆地塊の衝突(Amano, 1990; 青池, 1999)に関連したNW-SE方向の圧縮に起因していると考えられる(狩野, 2002)。

### 古期塩嶺累層堆積時の古環境・古地理

一次陥没構造の形成によって霧ヶ峰塩嶺地域のほぼ全域に堆積した古期塩嶺累層下部層は、河川による碎屑層堆積域(fluvial)と乾陸域(subareal)が混在した古環境であり、上位に向かって乾陸化していった。小諸層群分布域、特にその西部(八重原台地)域では、この時期は大部分が湖沼(lacustrine)~河川環境で、S~SE側からは火山性碎屑物が、W~NW側(中央隆起帯側)からは基盤岩起源の礫を含む碎屑物が供給されている(宮坂・狩野, 2015)。

南西塩嶺の下位層である三沢砂岩泥岩層は湖沼性である。三沢砂岩泥岩層などの下位の地層を含む南西塩嶺では、西方傾動地塊のE側に基盤岩類との間の平坦な不整合面が露出し、ユニットA~B下部は主として乾陸、一部浅水環境であったと推定されている(窪田, 1999)。ユニットA~B下部は最大積算層厚が400~500m程度で、古期塩嶺累層下部層の層厚(450m±)と大きな差はない。

以上から、少なくとも1.6Ma頃から1.3Ma頃までの中央隆起帯南部の霧ヶ峰塩嶺地域から南西塩嶺地域、小諸層群分布域は、湖沼、河川、乾陸域を含み大量の火山碎屑物・溶岩類を広範囲に堆積できるようなほぼ連続した低起伏地域であったとみなされる。そして、この時点では諏訪盆地も分水界も存在していなかった。霧ヶ峰塩嶺地域N方および小諸堆積盆地のNW方の中央隆起帯も、大量の粗粒碎屑物を供給できるような高起伏山地ではなかったと考えられる。鮮新世後期から更新世前期にかけての本州弧は低起伏・低標高であったと考えられている(米倉ほか, 2001; など)、塩嶺累層分布域周辺でも同様な古地理であった。

### 塩嶺累層周辺での火山活動の変遷

2Ma前後は、東北日本弧西部の長野-群馬県境付近から霧ヶ峰塩嶺分布域に火山フロントが西進している(図1)(佐藤, 2004; Nakamura *et al.*, 2014)。霧ヶ峰塩嶺での古期塩嶺累層を堆積させた火山活動は、この時期に広範囲で開始し、1.3Ma頃に終息している。古期塩嶺累層は分布域内ではほぼ同様な岩相を持ち、その中には火山岩組織を持つ岩脈が多数貫入している。これらの岩脈の一部は、古期塩嶺累層中の溶岩・火山碎屑岩の給源岩脈である(名取, 2005)。また、岩脈の一部は間隙水を含んだ堆積物中に貫入したことを示すペライト状組織を有し(図6C)、堆積と貫入の時期が近接していたことが示唆される(p.73)。すなわち、古期塩嶺累層下部層中の火山岩類は、同層分布域内に生じた多数の割れ目噴火に

よって供給されたものと考えられる。

窪田 (1999) は南西塩嶺の火山岩類が広域的に類似した岩相を持つことから、火山岩類は“洪水安山岩”的活動により供給されたとした。しかしながら、南西塩嶺には“洪水安山岩”を供給する要因の一つとされる割れ目噴火を示唆する多数の岩脈は存在していない (窪田, 1999)。この岩脈の発達・未発達という点が、両地域の塩嶺累層の相違点である。

前述 (p.89) したように霧ヶ峰塩嶺、古期塩嶺累層下部層上部の火山岩類の堆積時には、E方の小諸層群の西部域は全体として湖水・河川環境にあった (図22の[八重原])。これに対して、さらに小諸層群の東部域 (図22の[御牧原]) は凝灰角礫岩を大量に含み、SE側ほど角礫の径や量が大きく多くなる (宮坂・狩野, 2015)。この時期の火山岩が現在地表に露出するのは霧ヶ峰塩嶺地域だけであるが、小諸層群西部域の古環境や火山角礫の径・量の変化から見て、霧ヶ峰方面から小諸層群西部域を越えて、同東部域の大杭層上部および引観音層への火山碎屑物の供給は考えがたい。したがって、小諸層群東部域に火山碎屑物を供給した火山群 (古期八柱火山群) (図21) が、御牧原台地のS~SE方、現在の八ヶ岳周辺の地下に存在していると考えられる (宮坂・狩野, 2015)。

新时期塩嶺累層の火山活動の時期は、美ヶ原・三峰火山が1.6~1.4Ma、和田峠・霧ヶ峰火山が1.3~0.8Ma、八子ヶ峰火山が1.2~0.9Ma、八柱火山が1.2~0.8Maと、開始時期がE側ほど新しくなる (Nishiki *et al.*, 2011)。上信火山の浅間・烏帽子火山群のStage Iの活動も1Ma頃に始まり、現在の浅間山の活動 (Stage IV) に向かって火山活動の場がNWからSE側に移動していく (西来ほか, 2013)。

霧ヶ峰塩嶺の火山岩の性質に注目してみると、古期塩嶺累層の大部分は苦鉄質で、最上部は玄武岩および角閃石デイサイトに代表されるようにパイモダルな活動になる。これを覆う霧ヶ峰火山岩類は、最初は苦鉄質で末期は角閃石安山岩の活動が顕著になり、次第に珪長質へと変化している。これと同時期に、大門追分地溝内では流紋岩の活動が生じた。流紋岩の活動も和田峠付近、殿城山、美松山へと、活動の場がWからEに移動している。ただし、前述 (p.74) のとおり美松溶岩は八ヶ岳火山活動の一環という考えがある (西来ほか, 2009)。同じ霧ヶ峰塩嶺のSE方では八柱火山が活動を開始し、玄武岩質マグマの活動が盛んであった。その後、この地域でも安山岩~デイサイトの活動へと移行している (高橋・西来, 2006)。ただし、霧ヶ峰塩嶺の火山岩類は、南西塩嶺で提唱されているような上方苦鉄質化サイクル (窪田, 1999) は明瞭ではなく、全体としては苦鉄質から珪長質へと変化している。

霧ヶ峰塩嶺の新时期塩嶺累層に関連した八子ヶ峰、大笹川源流、霧ヶ峰、和田峠、三峰山などの火山体は現在でも大局保存されている。これに対して、同時代の南西塩嶺ユニットC、D中には明瞭な火山体は認められていない。したがって、ユニットC、Dへの火山岩類の供給源は、霧ヶ峰塩嶺側の新时期塩嶺累層の火山であったと考えられる。すなわち、前述した1.3Ma以前に引き続いて、

ユニットD堆積期 (上限0.8Ma頃) まで、霧ヶ峰塩嶺方面からの火山碎屑物の供給を妨げる諏訪盆地は顕在化していなかった。

### 大門追分地溝の形成過程

霧ヶ峰塩嶺の分布域内中央部の大門追分地溝 [注3] は、八子ヶ峰の北麓を通過する八子ヶ峰断層群と、鷹山の南麓を通過する鷹山断層群の間の陥没構造 (図9, 図10) で、地形的にも凹地を形成している (図3)。大門峠を通るN-S方向の図10、C-C'断面によれば、古期塩嶺累層は南部の音無川地区ではS傾斜の同斜構造で、北部の大門側では同層下~上部まではN傾斜の同斜構造である。このような古期塩嶺累層の大構造から、中央隆起帯の方向とほぼ直交する霧ヶ峰火山群と八柱火山群を結んだWNW-ESE方向の長さ12km以上、幅10kmに及ぶ地域が最初に曲隆し、曲隆 (背斜) の冠部付近では上昇した基盤岩が露出する程度まで剝削された後に、陥没したとみなされる。古期塩嶺累層の中部層は小諸層群大杭層との対比から、1.3~1.2Ma頃に堆積した礫岩層で、礫のほとんどが古期塩嶺累層下部層起源の安山岩礫であり (p.74)、下部層の堆積直後に剝削されたものと考えられる。したがって、陥没に先立つ基盤隆起はこの頃に開始している。

隣接する小諸層群西縁部では、一次陥没構造に並走して盆地側が沈降するような後生的な断層帯・撓曲構造が存在している (宮坂・狩野, 2015)。今回の調査域でも和田地区において、大門追分地溝の一部は一次陥没構造と並走する構造を持ち (図9)、陥没を起こした断層が再活動した可能性がある。

以上のように地溝を形成している断層の姿勢が一次陥没の不整合線と調和的な部分があり、地溝と関係の深い1Ma以降の火山岩が分布していない場所にも断層が存在している。また、鷹山断層群の一部が右横ずれ成分を持ち、八子ヶ峰断層群が右雁行配列することを考慮すると、地溝全体が西に水平移動した可能性もある。これらから、大門追分地溝はカルデラ・コールドロンを想起させる“火山性陥没”とされていたが (河内, 1974)、水平圧縮による広域的な曲隆 (背斜) 構造の冠部での外弧側の局地的引張場に形成された“構造的”地溝とみなされる [注6]。ただし、和田峠火山岩類の流紋岩の活動が地溝周辺部に限られること等から、火山性の要素があることも否定できない。

大門追分地溝は、そのSE側延長上に八ヶ岳の火口列が存在することから河内 (1974) も注目していた。Oikawa & Nishiki (2005) および及川ほか (2006) は、火山岩類の年代を重視して地溝の形成は1.4Ma頃に開始し、0.86Ma頃にほぼ完成したと指摘した。八柱火山岩類を噴出した八柱火山列 (西来ほか, 2007) はこの地溝帯の鷹山断層群のE方延長部に位置し (図2)、その活動時期は1.1~0.9Ma (西来・高橋, 2012) である。このことから、地溝の形成は八柱火山の活動時期頃に開始したことになる。前述 (p.74) したように、地溝の外側に分布する和田峠火山岩類の流紋岩は1.3Maで古く、地溝内に存在する流紋岩はおおよそ0.9Maで若い。地溝を形成した断層群は、

地溝内の流紋岩岩体や八子ヶ峰火山岩類を切り、それらの一部は、地溝の陥没量の大勢を担う100~200m程度の地質学的・地形学的変位をもたらしている。これらの関係から、断層活動の活発化と地溝の主要な成長期間は、新期塩嶺累層の火山活動が終了した0.8Ma以降になる。

長井ほか(2015)は、地溝の形成期間は0.8~0.3Ma頃であると指摘している。しかしながら、地溝を縁取る一部の断層(特にFy1)の活動は、東部では新期八ヶ岳火山の南平火砕流・蓼科火山の活動が開始する0.2Ma頃以降まで続いていた。西部では新期塩嶺累層による火山原面にガリー状浸食が生じる中期更新世(?)を経て、その後生じた砥川、角間川、音無川源流域の谷頭浸食域内にはリニアメントは認められるが、明瞭で系統的な変動地形は報告されていない(図3B, 図15)。このことは、後期更新世の最終氷期以降では地溝周辺の断層活動は活発ではなかったことを示唆している。

本地域のNW方の薄川中~上流域には、塩嶺累層の基盤である内村累層および小滝山層群を変位させるNW-SE~E-W方向で高角傾斜の“薄川断層群”が存在する(小山・大塚, 2017)(図2)。断層群に伴うカタクレーサイト・断層ガウジの複合面構造組織[注6]の解析から、NW-SE系は左横ずれ、E-W系は右横ずれ成分を持つ(小山・大塚, 2017)。この断層群は、さらにNW方の確実度II、活動度B級、北東側上昇150mの活断層とされた“薄川断層”(仁科ほか, 1985)に連続する。この間の断層群の地表トレースは10数kmで、南東部で最大3kmの幅をもつ。この断層群はさらにSE方で調査域北西端の鷹山断層群、八子ヶ峰断層群および和田峠断層に連続する可能性が大きい(図2)。これが正しければ、薄川断層群-大門追分地溝は総延長30km以上に達する一連の断層帯になる[注3]。ただし、薄川断層群については、地溝的な性格は明瞭ではない。その活動時期については現状では中新世以降としか特定できないが、塩嶺累層堆積以前の活動があったかもしれない。あるいは塩嶺累層を変位させた大門追分地溝周辺の断層は、既存の断層の再活動だったという可能性もある。薄川断層群では、断層活動と火山活動との間には、密接な関連は認められない。

### 糸魚川-静岡構造線: 諏訪湖北岸断層群の位置づけ

#### 北岸断層群の地表付近での地形・地質

諏訪盆地周辺における糸静線は、そのS側とN側に分布する中央構造線(N側では横河川断層)や三波川帯(N側では横河川変成岩)の位置や水系が12kmずれていることから(図1, 図2)、左横ずれ断層であるとされている(河内ほか, 1966; 藤森, 1991)。この断層は諏訪湖周辺では、湖のSW側とNE側を通過するものに分岐し、前者は南岸断層群、後者は北岸断層群と呼ばれている(今泉ほか, 1999)。この両断層群に挟まれた諏訪盆地一帯は、プリアパート堆積盆とみなされている(山崎ほか, 1988; 藤森, 1991; など)。

糸静線の最近の活動に係る変動地形学的研究(Ikeda & Yonekura, 1986; 糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988; 澤, 1985; 東郷, 1987; 藤森, 1991; 下川ほ

か, 1995; 澤ほか, 2007; 文部科学省研究開発局ほか, 2008など)によると、糸静線は、諏訪湖のSE側の茅野市では8~10m/ky。(藤森, 1991)、NW側の松本市では8.6m/ky。(Ikeda & Yonekura, 1986)の左横ずれ成分を持つ活断層とされている。しかしながら、調査地域を含む北岸断層群の主要部には、左横ずれを示す明瞭かつ系統的な変動地形は認められない。

諏訪湖北岸断層群においてはSW傾斜の正断層が多く記述されているが、大部分は地形面の上下変位にもとづいてそれらの存在が推定されている。たとえば、藤森(1991)は周辺の地形から、北岸断層群は150~200mの垂直変位を持つことを指摘し、その平均変位速度を1~3m/ky.と見積もった。しかし、断層による地質体の変位量を明示した報告はない。

霧ヶ峰塩嶺分布域においては、地層分布の不連続や露頭規模の小断層での垂直隔離量は、変位量不明のFis1断層を除けば、最大でもFis4断層の50mである(p.83~84)。Fis1断層の承知川のNW方や角間川のSE方延長には地形・地質学的に大きな変位が認められないので、地形的に明瞭な同断層の主体部の変位量は、多くても数10m程度であろう。北岸断層帯近傍の地古期塩嶺累層下部層の走向は断層群の走向とほぼ平行するが、左横ずれを示唆する時計回り(P方向)に斜交する圧縮性の褶曲や断裂、反時計回り(R1方向)に斜交する引張性の断裂は発達しない(図18)[注6]。

### 地質断面と反射法断面・既存ボーリング資料との対応

諏訪湖北岸断層群のうち地形的に最も明瞭なFis1断層の北東山地側には霧ヶ峰塩嶺・諏訪地区の古期塩嶺累層が分布し、その表層付近の構造は糸静線に向かって水平から中角度に傾斜していく“撓曲状”構造を有することが示された(図17A)。以下では図16および図17と、より広範囲、地下深部までをとらえた反射法地震探査断面に重ねた屈折法P波速度( $V_p$ )断面(トモグラフィ断面)(図23B、文部科学省研究開発局ほか(2008)の図17C)[注5]、および既存の数100m深度の源泉ボーリング資料とをあわせて、北岸断層帯の地下構造を推定する。なお、ボーリング資料の大部分は非公開であるが、北岸断層帯付近の3本(図16)については、以下のよう

な簡単な記述がある。  
**北浜源泉**: 0~29m(地表からの深度, 以下同様): 土砂, 砂粘土礫互層, 29~226m: 安山岩・凝灰角礫岩(塩嶺累層), 226~283m: 珪化変質帯, 283~400m: 石英閃緑岩(基盤岩)(諏訪の自然誌編集委員会, 1975: 柱状図掲載)

**七ツ釜源泉(間欠泉センター)**: 191~365m: 塩嶺累層, このうち226m~300m付近に珪化変質帯, 365~700m: 石英(または花崗)閃緑岩(信濃毎日新聞社編集局(編), 1998; 熊井, 1998)

**柳湖源泉**: 0~180m付近: 腐植土・砂層, 180付近~400m: 安山岩(塩嶺累層)(熊井, 1998)

図12Bでは山地側の地表部からおよそ地下150~200m付近で、上部の反射イベントが不明瞭な部分から下部の

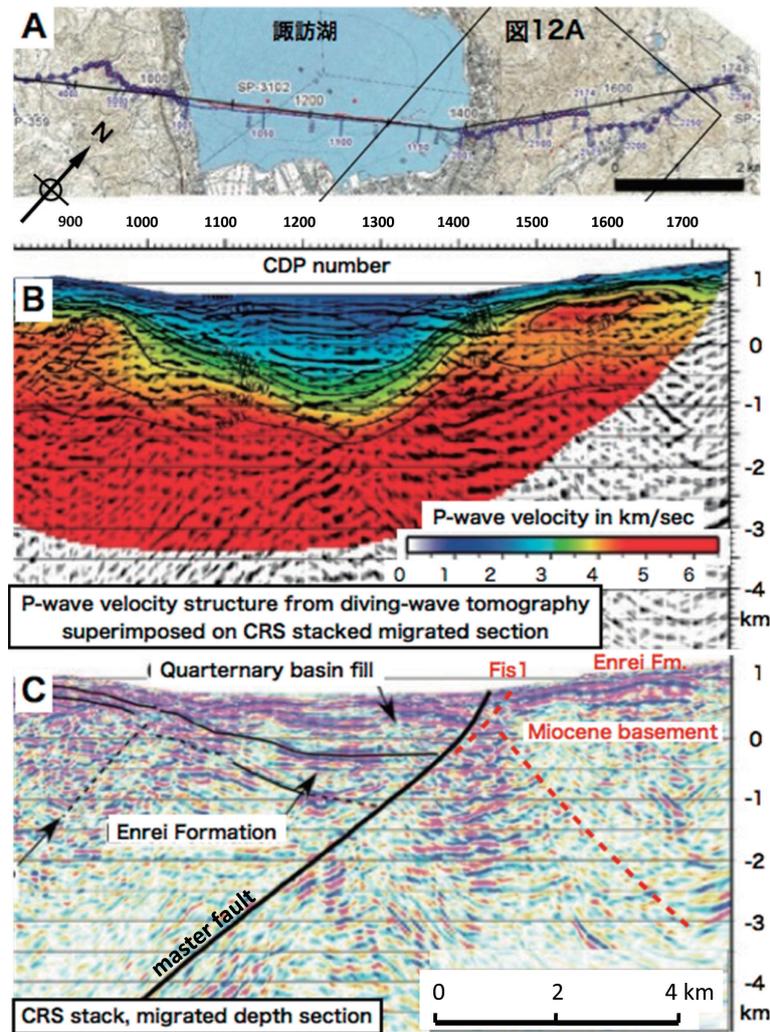


図23 2007年辰野-諏訪測線 (Line 7) での反射法地震探査結果の一部 (文部科学省研究推進本部ほか, 2010). A: 探査測線 (諏訪湖横断部分のみを表示), B: CRS重合 (common reflection surface stack) 深度断面と屈折波トモグラフィによるP波速度構造の合成図, C: CRS重合深度断面 (Bと同じ図) とその地質学的解釈 (赤字, 赤破線は本研究による加筆; 説明は本文参照).

複雑に屈曲したイベントが発達する部分に急激に変化する. この位置は  $V_p$  が急激に変化する図21Bの淡青-黄緑-黄色部分にあたる. 図17Aでは,  $V_p \approx 4\text{km/sec}$ にあたる黄色部分のおよその位置を赤破線で示した. この赤破線の深度付近が, 古期塩嶺累層と基盤岩類 (主体は下諏訪-茅野閃緑岩体) との境界 (不整合面?) であると推定できる. この深度は, 諏訪地区の古期塩嶺累層の層厚が450m ± と見積もられていること (表1) とも調和している. なお, 塩嶺累層と基盤岩との関係は多面体状高角アバット不整合であることを強調したが, それは縁辺部であり, 本断面位置は縁辺部からは3km程度離れている.

地表部の古期塩嶺累層も諏訪盆地に向かって傾斜を増していくのと調和的に, この  $V_p$  急変部は諏訪盆地に向かって中角度に傾斜していく. この中角傾斜部分のE側をそのまま直線的に地表に延長させた位置が, 山地と諏訪盆地の地形境界である Fis1 断層につながる. この中角傾斜部分はSW側の水平な構造をもつ低速 ( $V_p = 1.3 \sim$

$2.5\text{km/sec.}$ ) な部分を構成する諏訪盆地埋積層と中角W傾斜帯の上面と接する (図12南西部). 文部科学省研究開発局ほか (2008) では, 盆地埋積層とその下位の地層 (塩嶺累層上面?) との境界は海拔0 ~ 200m程度であると示し (図17B, 図23C), この境界面を諏訪湖北岸断層群の“主断層” (master fault) とみなしている. この“主断層”の地表延長は Fis1 断層が示す地形境界ではなく, より盆地 (SW) 側約300m (CDP = 1400付近) になる (図17A). なお, この位置は, 上諏訪温泉群の源泉の分布のNE縁を示す線 (上諏訪源泉東縁線) 付近になるので (図16), この東縁線がほぼ“主断層”の地表トレースにあたる可能性が大きい. ただし, “主断層”および東縁線の位置は厳密ではなく, 周辺はJR中央本線, 国道20号線, 湖岸道路, 温泉街, 住宅などの各種施設が密集し, 人工土地改変が進んでいるため, “主断層”が地表に達していたとしても現地形には全く反映されていない. また, Fis1断層から“主断層”周辺にかけて, より変位量の少ない断層が並走し, 断層帯を構成している可能性も大き

い。

探査測線を挟んだ北浜・七ツ釜源泉の位置は、ほぼ東縁線上もしくはその西側近傍にあり、源泉浅部は“主断層”の下盤側で古期塩嶺累層からなる。その基底は山地側から徐々に低下していく。その下位は基盤の閃緑岩類からなるので、塩嶺累層と基盤岩の境界付近の珪化変質帯内部、深度およそ280～300mをFis1断層が通過すると考えられる。すなわち塩嶺累層の主部はFis1断層の上盤側、基盤岩類は下盤側に位置することになる(図17A)。

“主断層”は、海拔-4km付近まで傾斜が緩やかに減少するlistricな正断層として連続している(図23C)(文部科学省研究開発局ほか, 2010)。池田・岡田(2015)は塩嶺累層の変位から、北岸断層帯の垂直隔離を1700～1800mと推定した。だが、この推定には今回明らかにされたようなSW側に傾斜する古期塩嶺累層の“撓曲状”構造が考慮されていない。また、“主断層”の上部は断層ではなく、“撓曲崖”にアバットしながら堆積していく諏訪盆地埋積層の高角不整合面である可能性が生じてきた。

諏訪地区の古期塩嶺累層は削剝をうけているので正確ではないが、SW側の“主断層”上盤側の塩嶺累層上面の“主断層”+Fis1+2+3断層などによる総垂直隔離量は1500m以上と見積もられる。また、上盤側の塩嶺累層下限(基底)深度は不明瞭ではあるが海拔-1000m前後であるとし(図21C)、下盤側のFis1断層付近での塩嶺累層基底深度を500mとすれば、この“主断層”は1500m前後の垂直隔離量を持つ。ただし、下盤側で断層から離れて水平構造を持つ部分の基底深度は800～1000m前後なので、“撓曲状”構造を加えた塩嶺累層基底の鉛直隔離量は1800～2000mに達すると推定できる。すなわち、塩嶺累層基底と上面との垂直隔離量に大きな差はないことになる。したがって、これらの断層はこの周辺での塩嶺累層堆積後に活動が開始されたことの傍証になる。

#### 諏訪湖北岸断層帯の活動：諏訪盆地はプリアパート堆積盆か？

糸静線の活動時期については、諏訪の自然誌編集委員会(1975)が、断層を挟む中新統の分布状況などから、中新世に左横ずれの運動が完了し、塩嶺累層の噴出後、糸静線を利用して火山性の陥没が起きたとした。藤森(1991)は最近の糸静線の左横ずれの速度から、糸静線の左横ずれの活動は1.5～1.3Ma頃に始まったと考えた。

諏訪盆地がプリアパート堆積盆であれば、左横ずれ運動開始とともに、盆地側に落ち込む正断層群も同時期に形成され始めると考えられる。しかし諏訪地区の古期塩嶺累層中には、小断層によって切られてはいるが、乱堆積構造などは認められず、層厚変化は少なく諏訪湖側ほど層厚が増すようにも見えない。したがって、古期塩嶺累層が堆積期の1.5～1.3Ma頃は、諏訪盆地側への垂直変位は少なく、“撓曲状”構造の形成は古期塩嶺累層堆積後の1.3Ma以降に開始されている。前述(p.89)したように南西塩嶺のDユニット堆積時の0.8Ma頃以前には、諏訪盆地は顕在化していなかった。

文部科学省研究開発局ほか(2010)、池田・岡田(2015)では、盆地埋積層と塩嶺累層との境界面は盆地側に落下

する正断層であると指摘された。ところが、“撓曲状”構造は引張性の正断層に伴って下盤側の浅部に形成されることは難しく、水平圧縮による逆断層の上盤側地表～浅部付近に形成されるのが一般的である[注6]。正断層の存在そのものを否定しているわけではないが、この点からすると、北岸断層群の地下には正断層運動に先立って、NE傾斜の逆断層が地下数100m以深に伏在している可能性が考えられる。図23Cの反射パターンでは明瞭ではないが、その推定位置を赤破線で示した。

一方で、糸静線南岸断層群側では、南西塩嶺分布域にNE傾斜の正断層群が認められ、その変位量は300m程度に見積もられているが、盆地側に傾斜する構造は認められていない(澤ほか, 2007; 窪田, 1999)。地表下においては、反射法地震探査により、NE方に沈下する“撓曲状”構造が推定され、諏訪盆地底の“主断層”に向かって緩傾斜に漸移する(図23B, C)(文部科学省研究開発局ほか, 2008, 2010; 池田・岡田, 2015)。この“撓曲状”構造の形成は、南西塩嶺の西方傾動運動末期のユニットDが堆積する0.8Ma頃(三輪・星, 2002)以降に生じたと考えられる。

以上から、今回の地表地質調査と既存の地下構造探査の結果をまとめると、以下のようになる。

- 北岸断層群の中核部には、左横ずれ変位を示す地形・地質構造は認められない。
- 北岸側の下部更新統古期塩嶺累層は盆地側に落ち込む“撓曲状”構造を持つ。
- 北岸側での古期塩嶺累層と盆地埋積層との境界は、中角傾斜の正断層、あるいは“撓曲”崖へのアバット不整合面、あるいはそれらの複合である。
- 諏訪盆地は非対称な構造を持ち、NE側の陥没量が大きい。

これらから、「諏訪盆地が糸静線の開放性屈曲(releasing bend)部に生じた典型的なプリアパート堆積盆である」とする単純なモデルは再検討する必要がある。盆地形成期間中に生じた応力場の変換や火山活動の変化を伴った既存断層の再活動ないしは構造反転(tectonic inversion)、各断層でのすべり変位の分配(slip partitioning)などを取り込んだ複雑な形成過程を経てきた可能性を考慮する必要がある。糸魚川-静岡構造線活断層系の北～中部セグメントでの構造反転・すべり分配の存在については、既に池田・岡田(2015)などで指摘されている。

#### 大門追分地溝と諏訪盆地との比較

本研究によって、今まで十分には解明されていなかった大門追分地溝(以下、前者)の地質学的実態が明確になった。また、霧ヶ峰塩嶺地域とは糸静線諏訪湖北岸断層群によって境される諏訪盆地(以下、後者)の形成過程の一端が明らかとなった。両盆地とも古期塩嶺累層分布域に形成された陥没盆地で、類似した楕円形もしくは部厚い凸レンズ状の平面形態を持ち、前者は16×4.4km、後者は14×4.5kmと規模もほぼ同一である。ただし、前述した薄川断層群(小山・大塚, 2017)のSE延長部が地溝形成と関わっていれば、前者の総延長はさらに長く

なる。両者は日本海と太平洋との分水嶺をはさんで10数km離れてほぼ並走している。両盆地とも両側を断層群によって区切られている。そして、両盆地とも1.0~0.8Ma以降に形成されている。このような類似点はあるが、以下のような相違点も見出される。

- 前者の長径の方向はWNW-ESE (N75°W) に対して、後者はNW-SE (N45°W) で、30°程度異なっている。
- 平面的には両者ともほぼ同規模であるが、陥没量は前者では200m程度であるのに対して、後者では2000m近くにまで達している。
- 前者では陥没に先立ち広域的な隆起が認められ、現在は高所に位置し、全体的には浸食域にある。後者では隆起の傾向は認められず、形成直後から沈降域であり堆積盆地として埋積されている。
- 前者では地溝の両側の塩嶺累層中に撓曲状構造は認められないが、後者には両側に撓曲状構造が存在する。
- 前者では陥没にともなって火山活動が生じたが、後者では明瞭な火山活動は認められない。
- 前者では地溝内外に右横ずれを示す明瞭な変動地形が認められている(今泉ほか, 1999)(図15)。それに対して、後者は左横ずれの糸静線活断層系によるプリアパート堆積盆とみなされてきたが(藤森, 1991; など)、北岸断層群中核部には左横ずれを示す明瞭な変動地形は認められない(今泉ほか, 1999; など)。
- 前者のWNW方延長は不明瞭になり(あるいは薄川断層群に連続し)、ESE方延長は蓼科溶岩類で覆われているが、さらにその延長には八柱火山列(西来・高橋, 2012)が存在する。それに対して後者のNW方およびSE方延長は盆地両側の断層が合流する断層帯に移化し、数100m規模の変位を示す明瞭な左横ずれ変動地形が発達している(池田・岡田, 2015; など)。

以上のように、大門追分地溝と諏訪盆地は近接して並列に配置する平面的には同規模の陥没盆地であるのに、その性格は異なっている。両者の成因については、今後は対(ペア)として考察していく必要がある。

大門追分地溝の隆起地帯に対してのNE側の沈降地帯は、約30km離れてNW方向に流下する上田、小諸市を含む千曲川の低地域にあたり、さらにNE側の隆起地帯は、西阿山から烏帽子岳・浅間山にかけてNW-SE方向に連続する中期更新世の上信火山群地域(西来ほか, 2013, 2014)になる。すなわち、これらによる地変は、現在の中~上信地域の大地形の形成に大きな影響を与えている。

#### 霧ヶ峰塩嶺地域での前~中期更新世におけるテクトニックイベントの時空系列と応力場の変遷

これまでの記載・議論をふまえて、霧ヶ峰塩嶺の調査によって明らかになった火山・テクトニックイベントを時系列順に並べると、以下のようになる。

- (1) 高角多面体状断裂によるアバット型不整合面の形成を伴う一次陥没盆地の発生開始(2Ma頃)
- (2) 広域的かつ均質な古期塩嶺累層の火山活動(2~1.3Ma頃)
- (3) 古期塩嶺累層のNW-SE方向の東俣川褶曲群の褶曲

- および大門追分地溝帯周辺部の隆起(1.2Ma頃?)
- (4) NWからSEへと移動する霧ヶ峰、八子ヶ峰などの新期塩嶺累層の火山活動(1.3~0.8Ma)
- (5) WNW-ESE方向の鷹山断層群、八子ヶ峰断層群の活動による大門追分地溝の形成・成長(0.8~0.2Ma)
- (6) 和田峠断層等の大門追分地溝内の変形(0.8Ma頃~)
- (7) 糸静線と関連のあるNW-SE走向の“撓曲状”構造や断層活動(1Ma~現在?)
- (8) NE-SW方向の芦田坂山背斜(撓曲)の形成(0.8Ma~)
- (9) 新期八ヶ岳火山のNW~SE方向の火山活動(0.2Ma~?)

これらのイベントに対しての古応力場(図21の事変の列内)については、精密に解析されているわけではない。以下では、次のような単純な仮定に基づいて、圧縮・引張のおおよその方位としている[注6]。褶曲軸、撓曲軸、傾斜すべり断層については、それらの走向と直交する方向を圧縮もしくは引張方向とする。横ずれ断層の場合は半剪断面角30°として扱い、transtensionやtranspressionなどの要素は考慮しない。

霧ヶ峰塩嶺地域に隣接する小諸帯では、4~0.8Maの間はE-W引張場で一次陥没構造が形成されている(宮坂・狩野, 2015)。霧ヶ峰塩嶺地域では2Ma以前の記録はないが、それ以後に小諸帯と同様に、(1)、(2)が示すように2~1.3Ma頃までは全域がE-W方向の引張場の環境だった。(3)、(7)では、1.2Ma以降に褶曲軸の方向と直交するNE-SW方向の圧縮場が想定される。

大門追分地溝の形成と関係する(5)、(6)については、N-S~NE-SWに近い方向の引張場となる。Nishiki *et al.* (2011)では、大門追分地溝の形成を左横ずれ成分を伴うtranstensionalな地域応力場によるものと解釈しているが、八子ヶ峰断層群の一部の右雁行配列を除けば、地溝周辺の地形に見られる活断層変位は右横ずれ成分をもつ。大門追分地溝のNW方の薄川断層群の活動はNW-SEの圧縮場によるとされたが(小山・大塚, 2017)、前述(p.91)したようにその時期は特定されていない。小諸帯に連続する(8)および小諸陥没盆地内では、0.8Ma以降にNW-SE圧縮場となる(宮坂・狩野, 2015)。

このように、新期塩嶺累層の火山活動がはじまる1.3Ma以降からは霧ヶ峰地域周辺は一様な広域応力場の影響下ではなく、地域別・年代別に地域応力場が変化していたことが認められる。

中部日本は鮮新世~前期更新世にかけては、圧縮場に置かれていたとされている(塚原・池田, 1991; 竹内, 1991; Takeuchi, 2004; など)。大峰帯や水内帯の変形、および北アルプスの東方傾動隆起は、この期間のE-WないしはNW-SE方向の圧縮場で進行している(Niitsuma *et al.*, 2003; Takeuchi, 2004; 原山, 2015; など)。

これに対して、向井ほか(2009)は美ヶ原火山の研究から、高橋・西来(2006)は八柱・八ヶ岳火山の研究から、それぞれが2~1Maにかけては引張場に置かれていたことを指摘した。調査地域に近接した蓼科山のN~NE方およそ2.5~4kmの八柱火山岩類・春日火山岩類の分布域(高橋・西来, 2006)では、NW-SE方向で高角の

給源岩脈群が分布し、同方向の高角正断層と共存している（松本，1997）。この共存関係から、1Ma頃にはNE-SW方向の引張場であったと推定される。

中部日本の火山活動は0.8Maを境に引張場から圧縮場の活動に転換し、八柱・霧ヶ峰火山を形成した活動から、新期八ヶ岳火山の活動に移行していく（西来ほか，2013）。北東隣の小諸帯でも、0.8Ma頃にE-W～NW-SEの引張場から同方向の圧縮場に変換している（宮坂・狩野，2015）。本地域においても、(4)～(6)が示すように2Ma以降の引張場の環境が、0.8Ma頃に圧縮場へと転換している。大峰帯や水内帯では、0.8Ma頃にそれまでの堆積域から浸食域に転換している（Takeuchi，2004）。

これらから、北部フォッサマグナ全域のテクトニクスに大きく影響する広域応力場の転換が0.8Ma頃に生じたと推察される。その原因として、1Ma頃に南方で生じた南部フォッサマグナと伊豆地塊の衝突開始の影響が指摘されている（宮坂・狩野，2015）。

## まとめ

本論文は、北部フォッサマグナ、中央隆起帯の南部に位置する霧ヶ峰地域に分布する下部更新統塩嶺累層の火山層序と地質構造の解析結果に基づいて、諏訪湖南西側の塩嶺累層、調査域北東側の小諸層群との対比を行った。さらに、塩嶺累層関連域での前～中期更新世にかけての古地理、火山活動史、大規模陥没構造をとまなう地質構造形成史、糸魚川-静岡構造線の活動と諏訪盆地の形成などについて論じた。

本研究によって、中央隆起帯南部の霧ヶ峰塩嶺地域と小諸帯にかかわる地帯構造区分や、糸静線自体のテクトニクス、特に諏訪湖北岸断層群の活動についても再検討する必要が生じた。北部フォッサマグナのうち、少なくとも中央隆起帯南部とその周辺には、東北日本弧に対しての太平洋プレートの西進や伊豆-小笠原弧の北西進による本州弧との衝突による広域応力場がかかわっていることは明らかである。Nishiki *et al.* (2011) では、広域的応力場に加えて局所的な二次的応力場の役割を指摘しているが、彼らの指摘以上にこの地域周辺では時空的に複雑なNW-SE方向の圧縮場・引張場を含む応力場の変遷を経験してきたようである。

本研究での主要な結果は、以下のようにまとめられる。

1. 多様な火山岩・火山砕屑岩類を主体とした下部更新統の塩嶺累層は、2Ma～1.2Ma頃に堆積した下位の古期塩嶺累層と、1.3～0.8Ma頃に堆積した新期塩嶺累層に二分できる。
2. 古期塩嶺累層は凝灰角礫岩を主体として、北部フォッサマグナの中央隆起帯の南部地域において陥没によって生じた一部河川域、一部乾陸域からなる堆積盆地を広域的に埋積している。陥没構造はNE方の小諸帯の小諸層群の陥没構造と連続しており、総面積500 km<sup>2</sup>に及ぶ。この陥没盆地は、2～1.3Maの期間にE-W方向の広域的な引張場において形成された。
3. 古期塩嶺累層を不整合に覆う新期塩嶺累層は、複数の大型火山から供給され乾陸域に流出した溶岩類を

主体とする地層である。

4. 調査域北部の塩嶺累層は、北部フォッサマグナのN-S方向の帯状構造を切って分布しており、同時期に堆積した小諸層群や糸静線の南側の塩嶺累層がN-S方向の断層を基調とする堆積盆を形成しているなかで、特異な分布をしている。
5. 調査域中央部の大門追分地溝は、WNW-ESE方向に長軸をもつ多角形～楕円形で、長さ16km、最大幅4.4kmの規模をもつ。この地溝形成に先立って1.3Ma頃に中軸部が隆起を開始し、地溝は0.8～0.2Ma頃の期間に成長した。
6. 諏訪盆地北東縁の糸静線（諏訪湖北岸断層群）のNE側に分布する古期塩嶺累層中には、撓曲構造が存在し盆地側に落ち込んでいる。この構造を含めた糸静線による古期塩嶺累層の上下変位は、糸静線を南西傾斜の正断層とする反射法地震探査の結果をふまえると2000m前後におよぶ。この諏訪盆地形成は古期塩嶺累層堆積後の0.8Ma以降に開始されている。

## 謝辞

本稿は、宮坂によるおよそ30年間にわたる野外調査データにもとづいて組み立てられている。この間に、調査に協力された多くの方々に感謝する。長期間にわたる調査のために、本稿で紹介したいいくつかの露頭は既に消失していることに留意されたい。本調査地域および小諸地域でのテフラ試料の分析は、(株)蒜山地質研究所に依頼した。本論で引用した諏訪湖横断反射法地震探査の結果は、文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所共同の「糸魚川-静岡構造線における重点的な調査観測」プロジェクト（代表：岩崎貴哉東京大学教授）の中での「断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査」グループ（狩野を含む、グループ長：池田安隆奈良大学教授）によるものである。この探査では同グループ構成メンバー、および探査実務を担当された(株)地球科学総合研究所の方々に協力していただいた。本稿の編集・校閲に際しては、静岡大学理学部地球科学科の道林克偵教授・同北村晃寿教授にお世話いただいた。英文要旨は、University of Ottawa (Canada)の服部恵子教授に校閲していただいた。これらの機関と個人に感謝する。

## 注

- [1] “中央隆起帯”の英文名については、中央: central or median, 隆起: uplift or upheaval, 帯: belt or zone, が組み合わされて使用され、表記が統一されていない。本論の英文タイトルおよびAbstractでは、北部フォッサマグナの地体構造区分を提唱した小坂（1984）にしたがい、“Median Uplift Belt”を採用した。
- [2] 鮮新世と更新世の境界年代が改訂された2009年以前には、塩嶺累層もしくは塩嶺火山岩類は“鮮新統～下部更新統”とされてきた。本論でまとめた年代データが示すように、塩嶺累層は現在の年代区分で

は“下部更新統”(主として Calabrian)になる。

- [ 3 ] “追分火山性地溝”は、八子ヶ峰断層と鷹山断層に挟まれた南北幅3kmの陥没構造と定義された(河内, 1974)。本調査で、この陥没構造を縁取るとされた断層が、河内(1974)の想定よりもW方に延長され、その北縁、南縁の断層ともに複数の断層からなる断層群を構成し、最大幅が4.4kmに達すること(p.80~83)、“火山性”の要素も認められるが“構造性”の性格が強いこと(p.90~91)、などが判明した。それらに加えて、“追分”という地名は日本各所に多数存在し(たとえば信濃追分)、“追分”だけでは位置の検索が困難である。以上が“大門追分地溝”に改称する理由で、“大門追分”は地番として長和町に実在する。なお、p.91で述べるように、大門追分地溝がNE方の“薄川断層群”(小山・大塚, 2017)に連続することが明確になれば、“火山性地溝”という要素はさらに希薄となり、両者をあわせて“薄川-大門追分断層帯”、その東半部を“大門追分地溝”と呼ぶのが適切であろう。
- [ 4 ] 中部日本の重力異常図については複数の報告があるが、それらは仮定密度やコンタ間隔などで多少異なっている。図1では概略的な地質情報と重ね合わせるために、コンタ間隔がマッチする花岡(1995)を用いた。
- [ 5 ] 反射法地震探査、地震波トモグラフィなどの探査手法については、下記の(株)地球科学総合研究所のURL、などを参照。  
<http://www.jgi-inc.com/japanese/technology/reflection.html>
- [ 6 ] 断層、褶曲などに付随する地質構造については、構造地質学の教科書、たとえば、狩野・村田(1998)などを参照。

## 引用文献

- Amano K. (1991), Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315-329.
- 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.
- 淡路正三(1938), 霧ヶ峰に見られる断層地形の一例. 地理学評論, **14**, 42-56.
- 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(2015), 北アルプス鹿島槍ヶ岳-爺ヶ岳に露出する直立した第四紀陥没カルデラ-黒部川花崗岩コンプレックス. 地質学雑誌, **121**, 293-308.
- 藤森孝俊(1991), 活断層からみたプリアパートバイズンとしての諏訪盆地の形成. 地理学評論, **64**, 665-696.
- 本間不二夫(1931), *信濃中部地質誌*. 古今書院, 東京, 331p.
- Ikeda Y. & Yonekura N. (1986), Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in Central Japan. *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, **18**, 49-63.
- 池田安隆・岡田真介(2015), 糸魚川-静岡構造線とその周辺地域の浅部地殻構造と鮮新世-第四紀テクトニクス. 地球科学, **69**, 9-25.
- 今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松多信尚(1999), 1:25,000都市圏活断層図「諏訪」. 国土地理院技術資料, D.1-No.355, 日本地図センター.
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ(1988), 糸静線活断層系中部, 若宮, 大沢断層の性格と第四紀後期における活動-富士見, 茅野における発掘調査-。地震研究所彙報, **63**, 349-408.
- Kaneoka I. (1969), The use of obsidian for K-Ar dating. *Mass Spectrometry*, **17**, 514-521.
- Kaneoka I. & Suzuki M. (1970), K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **76**, 309-313.
- 狩野謙一(2002), 伊豆弧衝突にともなう西南日本弧の地殻構造改変. 地震研究所彙報, **77**, 231-248.
- 狩野謙一・村田明広(1998), 構造地質学. 朝倉書店, 299p.
- 活断層研究会(編)(1991), *新編・日本の活断層—分布図と資料*. 東京大学出版会, 437p.
- 河内晋平(1974), 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)「蓼科山地域の地質」. 地質調査所, 119p.
- 河内晋平・荒牧重雄(1979), 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)「小諸地域の地質」. 地質調査所, 39p.
- 河内洋祐・山田哲雄・横田勇治(1966), 諏訪湖北方, 横河川上流の結晶片岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 21-29.
- 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.
- Komazawa M. (2004), Density structure inferred from gravity anomalies in the eastern area of Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1309-1314.
- 河野義礼・植田良夫(1966), 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 191-211.
- 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.
- 輿水達司・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.
- 小山俊晃・大塚 勉(2017), 長野県松本市入山辺地域に発達する薄川断層群. 信州大学環境科学年報, **39**, 20-34.
- 窪田安打(1999), 長野県諏訪湖南西方における塩嶺累層の火山層序と地質構造-鳥弧会合部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, **105**, 25-44.
- 熊井久夫(1998), 諏訪湖の生い立ち. アーバンクボタ,

- 36, 2-11.
- 町田 洋 (2017), 古地磁気層序学. 日本地形学連合 (編), *地形の辞典*, 朝倉書店, 272-273.
- 牧野州明・高橋 康・中村由克・向井理史・法橋陽美・津金達郎 (2015), 和田峠黒曜岩と石器. *地質学雑誌*, **121**, 249-260.
- 松本佐知子 (1997), 八ヶ岳火山列の岩脈群. *火山*, **42**, 35-45.
- 松本哲一・宇都浩三・水野清秀 (1999), 蓼科山地域に分布する北八ヶ岳火山岩類のK-Ar年代. 日本火山学会1999年度秋季大会講演予稿集, 20.
- 三村弘二・原山 智 (2002), 北部フォッサマグナ大峰帯火山岩のK-Ar年代と大峰帯の堆積・変形. *地質調査研究報告*, **53**, 439-444.
- 三輪哲生・星 博行 (2002), 長野県にみられる後期新生代火山岩類 (塩嶺層) の古地磁気. *地質学雑誌*, **108**, 28-36.
- 宮坂 晃・狩野謙一 (2015), 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. *静岡大学地球科学研究報告*, **42**, 63-83.
- 宮下和久・白田由美子・中西 孝・飯島南海夫 (1984), フィッシュトラック法による小諸層群の年代測定. *放射線*, **11**, 54-59.
- 三好壮一郎 (1991), 諏訪湖周辺の変成岩—横河川変成岩・下諏訪変成岩・三波川変成岩—. *島根大学地質学研究報告*, **10**, 11-24.
- Momose K., Kobayashi K. & Yamada T. (1959), Paleomagnetic and geologic researches for volcanic rocks around Lake Suwa-Paleomagnetic researches for Pliocene volcanic rocks in central Japan (2). *Bulletin of Earthquake Research Institute*, **4**, 487-534.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所 (2008), 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測. 平成20年度成果報告書, 文部科学省研究開発局, 6-27.
- 文部科学省研究開発局・国土等通称国土地理院・東京大学地震研究所 (2010), 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測. 平成17-21年度成果報告書, 文部科学省研究開発局, 6-72.
- 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.
- 長井雅史・杉原重夫・檀原徹 (2007), 塩嶺累層, 和田峠—霧ヶ峰地域の火山層序とフィッシュ・トラック年代. 日本地質学会2007年度学術大会講演要旨, 524.
- 長井雅史・金成太郎・弦卷賢介・柴田 徹・杉原重夫 (2015), 長野野霧ヶ峰地域和田峠火山岩類の地質と年代. 日本地質学会2015年度学術大会講演要旨, 58.
- 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.
- 名取克裕 (2005), 塩嶺累層における火道の発見と炮烙沢溶岩の研究. 諏訪教育会自然研究紀要, **140**, 地学, 1-14.
- 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期の再検討. *地質学雑誌*, **113**, 193-211.
- 西来邦章・及川輝樹・太田 靖・松本哲一・宇都浩三・三宅康幸 (2009), 長野県大門峠地域に分布する流紋岩質溶岩ドームのK-Ar年代: 諏訪—八ヶ岳火山地域の流紋岩類の活動時期について. *火山*, **54**, 61-71.
- Nishiki K., Takahashi, K., Matsumoto A. & Miyake, Y. (2011), Quaternary volcanism and tectonic history of the Suwa-Yatsugatake Volcanic Province, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **203**, 158-167.
- 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.
- 西来邦章・竹下欣宏・田辺智隆・松本哲一 (2014), 中部日本, 四阿火山のK-Ar年代: 四阿火山の火山活動史の再検討. *地質学雑誌*, **120**, 89-103.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄 (1985), 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, **20**, 171-198.
- 及川輝樹・西来邦章・名取克裕 (2004), 諏訪湖周辺の塩嶺火山岩類の年代—塩嶺層における火成活動 (その2) —. 日本火山学会2004年度秋季大会講演予稿集, 156.
- Oikawa T. & Nishiki K. (2005), K-Ar ages of the lavas from Kirigamine Volcano, Central Japan. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, **50**, 143-148.
- 及川輝樹・西来邦章・名取克裕 (2006), 塩嶺—八ヶ岳火山地域, 追分地溝の形成時期: 八子ヶ峰火山の形成年代を中心に. 日本火山学会2006年度秋季大会講演予稿集, 121.
- 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, **8**, 109-118.
- 佐藤興平 (2012), フォッサマグナ中央部の和田峠周辺に分布する花崗岩質岩体群のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, **16**, 11-84.

- 澤 祥 (1985), 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層. 地理学評論, **58A**, 695-714.
- 澤 祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・内田主税・佐藤善輝・石黒聡士・田力正好・杉戸信彦・安藤俊人・隈元 崇・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・渡辺満久・鈴木康弘 (2007), 糸魚川-静岡構造線活断層帯中部, 松本盆地南部・塩尻峠および諏訪湖南岸断層群の変動地形の再検討. 活断層研究, **27**, 169-190.
- 沢村孝之助・大和栄次郎 (1953), 5万分の1地質図幅「諏訪」. 地質調査所, 45p.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995), 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ, 1:100,000 構造図, **11**, 地質調査所.
- 信濃毎日新聞社編集局 (編) (1998), 糸魚川静岡活断層系, 諏訪・岡谷断層群3. 「信州の活断層を歩く」, 信濃毎日新聞社, 96-98.
- Skilling I., White J.D.L. & McPhie J. (2002), Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**, 1-17.
- 末岡 茂・Kohn, B.P.・池田安隆・狩野謙一・堤 浩之・田上高広 (2011), 低温領域の熱年代学的手法に基づいた赤石山脈の隆起・削剥史の解明. 地学雑誌, **120**, 1003-1012.
- 杉原重夫・長井雅史・柴田 徹・壇原 徹・岩野英樹 (2009), 霧ヶ峰, 北八ヶ岳産刻溶岩の岩石学的・岩石化学的検討とフィッシュトラック年代—黒曜石製遺物の原産地推定法に関する基礎的研究—, 駿台史学, **136**, 57-109.
- 諏訪の自然誌編集委員会 (1975), 諏訪の自然誌 (地質編). 諏訪教育会, 531p.
- 鈴木正男 (1969), フィッシュン・トラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第I報) —石器時代黒曜石製石器の原産地推定に関する基礎的推定—. 第四紀研究, **8**, 123-180.
- 鈴木正男 (1970), フィッシュン・トラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第II報) —本州中部, 伊豆諸島産出の黒曜石について—. 第四紀研究, **9**, 1-6.
- Suzuki M. (1970), Fission track ages and uranium contents of obsidians. *Journal of Anthropological Society, Nippon*, **78**, 50-58.
- 鈴木正男 (1988), 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, **30**, 219-221.
- 田力正好・杉戸信彦・澤 祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡士・安藤俊人・内田主税・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘 (2007), 糸魚川-静岡構造線活断層帯中部, 諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠, および変位速度分布. 活断層研究, **27**, 147-168.
- 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.
- 竹内 章 (1991), 中央日本のネオテクトニクスと伊豆小笠原孤. 地学雑誌, **100**, 540-551.
- Takeuchi A. (2004), Basement-involved tectonics in North Fossa Magna, central Japan: The significance of the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1261-1269.
- 田中邦雄・平林照雄 (1963), 美ヶ原・三城付近の地質. 信州大学教育学部紀要, **13**, 63-75.
- 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.
- 東郷正美 (1987), 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位地形. 活断層研究, **4**, 42-46.
- 砥沢団体研究グループ・永田勇夫 (1991), 長野県ニッ山付近の後期中新世の陥没構造. 地団研専報, **38**, 119-127.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1991), 本州中央部の地殻応力分布—応力区とその成因—. 地質学雑誌, **97**, 461-474.
- 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・内村団体研究, 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.
- 内海 茂・中野 俊・宇都浩三 (1998), 20万分の1地質図幅「長野」地域の年代未詳のK-Ar年代. 地質調査所月報, **49**, 189-193.
- 山岸猪久馬 (1989), 地形と地質. 新編長門町誌, 4-43.
- 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976), 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質学雑誌, **82**, 127-137.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀 (1988), 陸域のプレート会合点付近における地震テクトニクスの研究. 科学技術振興調整費・中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究成果報告書, 129-137.
- 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.
- 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高 (編) (2001), 日本の地形I, 総説. 東京大学出版会, 551p.
- 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.

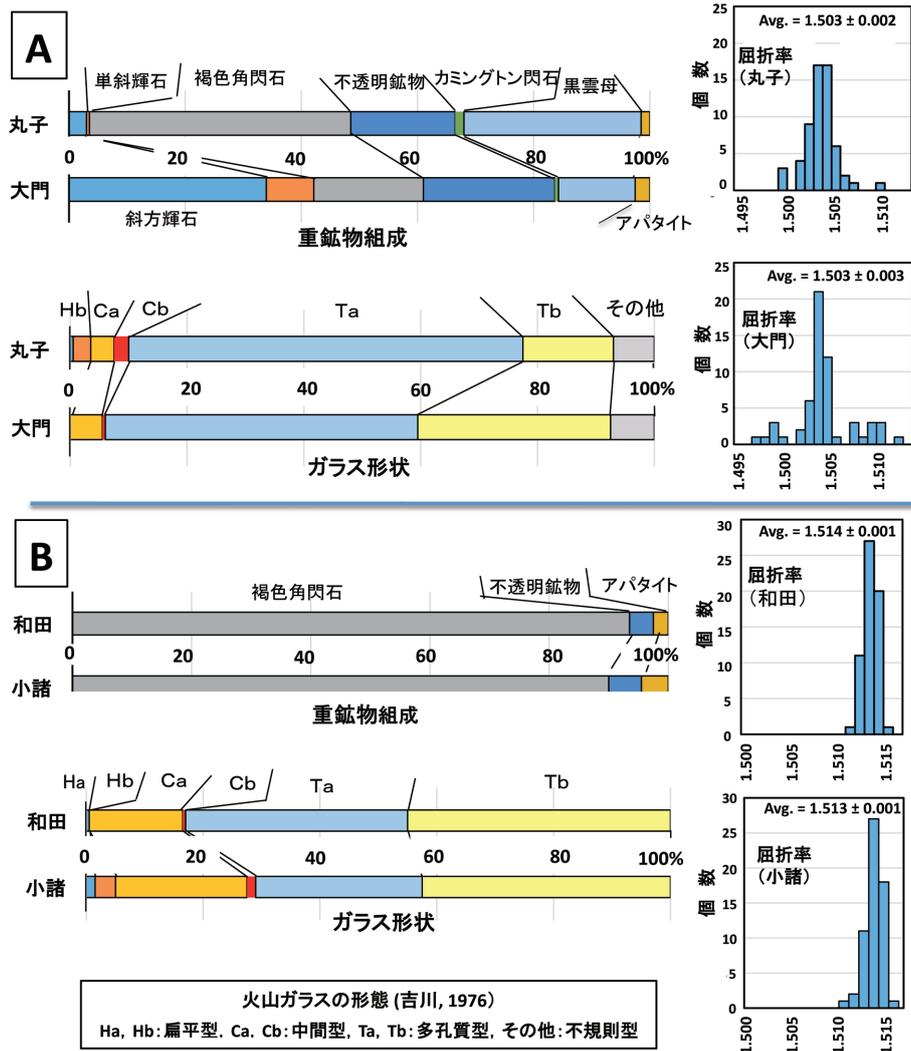


図24 霧ヶ峰地域・古期塩嶺累層と小諸層群のテフラの重厚物組成、火山ガラスの形態、同ガラス屈折率による対比。A：霧ヶ峰地域・大門の古期塩嶺累層下部層中部の軽石流堆積物層と丸子の小諸層群大杭層上部層最上部の軽石流堆積物層（キヌパミ）、B：霧ヶ峰地域・和田の古期塩嶺累層下部層最上部の凝灰岩と、小諸の小諸層群布引観音層上部の凝灰岩（仁王門タフ）。

### Appendix 古期塩嶺累層と小諸層群とのテフラ対比

霧ヶ峰地域北東部、大門地区の古期塩嶺累層と小諸陥没盆地の小諸層群（宮坂・狩野，2015）を対比するために、以下の4地点で採取したテフラ試料の分析を（株）山形地質研究所に依頼した。

- 大門（36° 12' 01.9" N, 138° 14' 45.6" E）：古期塩嶺累層下部層の軽石流堆積物層
- 丸子（36° 20' 04.7" N, 138° 17' 27.2" E）：小諸層群上部大杭層最下部の軽石流堆積物層（キヌパミ）
- 和田（36° 11' 58.9" N, 138° 13' 29.6" E）：古期塩嶺累層下部層上部の凝灰岩
- 小諸（36° 19' 50.5" N, 138° 23' 09.2" E）：小諸層群布引観音層の凝灰岩（仁王門タフ）

なお、和田試料の採取地点は、大門地区と和田地区との境界付近である。分析結果は、以下のとおりである。

大門と丸子試料（図24A）については、重鉱物組成では

黒雲母やカミングトン閃石を特徴的に含み、他の鉱物も含めて組成比が類似している。火山ガラスの形態は、ともに多孔質型のTa型が50%以上をしめる。このように重鉱物組成や量比は類似し、火山ガラスの屈折率はともに  $n = 1.503 \sim 1.504$  が多いことから、両者は類似性が高い。

和田と小諸試料（図24B）については、重鉱物組成は褐色角閃石が90%以上をしめるのが特徴である。火山ガラスの形態は多孔質型（ $Ta < Tb$ ）が70～80%をしめ、扁平型（Ha, Hb）が少なく不規則型を含まない。このように重鉱物組成や火山ガラスの形態の種類や量比は類似し、火山ガラスの屈折率はともに最頻モードが  $n = 1.513$  であることから、両者は類似性が高い。