

北部フォッサマグナ，中信高原・美ヶ原区での前～中期 更新世における塩嶺火山域の火山活動とテクトニクス — 大規模多重コールドロンの形成 —

宮坂 晃¹・狩野謙一²

Early-Middle Pleistocene volcanism and tectonics of the Enrei Volcanic Field in the Utsukushigahara area, Chu-Shin Highland, North Fossa Magna, central Japan — An example of forming process of large-scale multiple cauldron —

AKIRA MIYASAKA¹ and KEN-ICHI KANO²

Abstract Based on the field studies of the stratigraphy and geologic structures of the Lower Pleistocene Enrei Formation (Fm), we have re-evaluated the volcanic activity and tectonics of the Enrei Volcanic Field (EVF) in and around the Utsukushigahara area, Chu-Shin Highland, North Fossa Magna, central Japan. As well as in the other areas of EVF, the Enrei Fm in this area is mainly composed of lavas and pyroclastic rocks that filled up a collapse basin, about 6 km in NW-SE length and 3-5 km in NE-SW width, fringed by high-angled and irregularly-shaped abut-type unconformity surfaces on the Miocene basement rocks. The unconformity surfaces were originated by normal faultings with about 800m vertical displacements. The volcanism here is approximately ranging in age between 2.1 and 1.3Ma and is correlatable to the volcanism of the Older Enrei Fm in the other areas of EVF. In contrast with the mainly unimodal two-pyroxene andesitic volcanism in the other areas, the Enrei Fm here is characterized by the bimodal volcanism of two-pyroxene andesite and hornblende-bearing dacite in composition. The change of lithofacies and voluminous effusions of lavas and pyroclastic rocks on dry environments suggest that the Utsukushigahara area was situated in one of the volcanic centers of EVF. After the Early Pleistocene volcanism, the overall original near-horizontal structures have mostly been preserved until the present, except for the small scale faulting and gentle up-warping of the Miocene basement rocks and the overlying Enrei Fm in and around this area. This up-warping, that occurred probably during the latest Early to Middle Pleistocene, has been responsible for the rapid upheaval of the southern part of Chikuma Mountains to form the present-day Chu-Shin Highland. The volcanic/tectonic process of EVF is regarded as an example to form large-scale multiple cauldrons (calderas) in a back-arc region.

2021年4月5日受付 2021年6月28日受理.

Received: 5 April 2021 Accepted: 28 June 2021

¹386-0034 長野県上田市中之条528-14

²静岡大学防災総合センター客員教授, 422-8529 静岡市駿河区大谷836

¹528-14, Nakanojo, Ueda City, Nagano Prefecture, 386-0034, Japan

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

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

Keywords: Pleistocene volcanism and tectonics, Utsukushigahara area, Enrei Formation, abut-type unconformity, gentle up-warping, multiple cauldron, Enrei Volcanic Field, Chu-Shin Highland, North Fossa Magna

はじめに

西南日本東部とフォッサマグナとの接合域周辺の地体構造を図1Aに、調査地域の中信高原を含む北部フォッサマグナ南東部周辺の地質概要を図1Bに示した。北部フォッサマグナ南東部の小諸帯（小坂, 1984）の更新統小諸層群（飯島ほか, 1958）、およびその西側の中央隆起帯南部の同じく更新統塩嶺累層（フォッサマグナ研究グループ, 1958; Momose *et al.*, 1959; 諏訪の自然史編集委員会, 1975; など）の層序と構造、互いの関係については、これまでに宮坂・狩野（2015, 2017）、狩野・宮坂（2018, 2020）によって明らかにされてきた。また諏訪盆地を挟んで、糸魚川－静岡構造線（以下、糸静線）の南西側の西南日本東端部に分布する塩嶺累層相当層（以下、南西塩嶺）との関係も狩野・宮坂（2018）、狩野ほか（2021）で検討された。これまでの筆者らの小諸層群・塩嶺累層の研究結果から明らかになった火山活動を含む造構事変（volcanic/tectonic events）は、おおよその年代順に以下のようにまとめられる。

小諸層群・塩嶺累層の火山活動・堆積過程

小諸帯東部では、4Ma頃から広域的引張場のもとで陥没運動（一次陥没）が発生した。この陥没運動は盆地縁辺部で高角に傾斜した不規則に折れ曲がる多面体状のアバット不整合を形成し、盆地内には関東山地や中央隆起帯からの碎屑岩類や、近傍から供給された火山岩・火山碎屑岩類が数100mの厚さで堆積して小諸層群が形成された。

3Ma頃になると、西隣の中央隆起帯南部の糸静線に近い地域でも同様な運動が発生し、両域の陥没盆地は2～1.3Ma頃には連結一体化した。盆地内部には周囲からもたらされた比較的少量の湖沼・河川性碎屑物を挟んで、盆地内部で発生した広域割れ目噴火的な火山活動による玄武岩質安山岩～安山岩質の凝灰角礫岩・溶岩等が広く堆積した。この時期の火山性堆積物を主体とした地層が、古期塩嶺累層である。

その後、短期間の火山活動の休止期および浸食期を経て中心噴火的な火山活動が再開し、霧ヶ峰・鷹山・和田峠火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 宮坂・狩野,

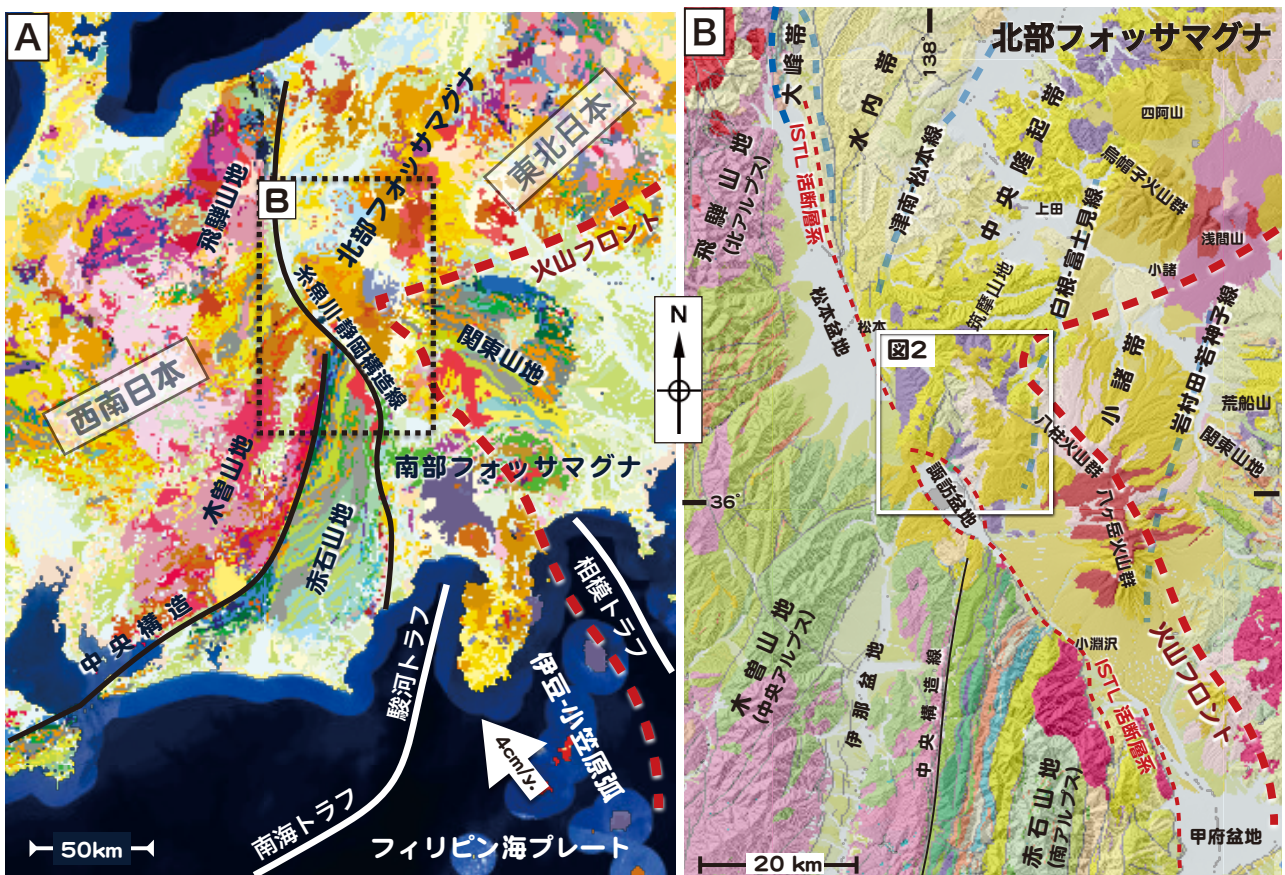


図1 北部フォッサマグナの地質構造要素と調査地域の位置（狩野・宮坂（2018）を一部改変）。地質調査総合センターのシームレス地質図（基本版）を用いて作成、凡例は以下のURLを参照。（https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai_legend_j1.html）。

2017) などの、それぞれ特徴のある安山岩-デイサイト-流紋岩類が複成火山体を作って古期塩嶺累層を覆っている。これら火山体からの噴出物によって構成される新期塩嶺累層の火山活動は、0.8Ma頃から弱体化し、0.6Ma頃までに終息した (Nishiki *et al.*, 2011; 長井ほか, 2015)。

小諸層群分布域の南方、塩嶺霧ヶ峰区の東方では、古期塩嶺累層とほぼ同時期に活動したと推定される古期八柱火山 (宮坂・狩野, 2017) を覆って、北八ヶ岳の八柱火山群 (西来ほか, 2007; 西来・高橋, 2012) が新期塩嶺累層とほぼ同時期の1.2~0.9Ma頃に活動し、0.6Ma以後に活発となる南八ヶ岳火山群の活動へと継承されていった (Nishiki *et al.*, 2011)。塩嶺累層、八柱火山群、南八ヶ岳火山群の火山活動の領域は計1200km²以上、総噴出量は400km³以上と見積もられている (Nishiki *et al.*, 2011)。

小諸層群分布域の北部においても、0.8Ma頃に火山活動をともなう小規模な陥没 (二次陥没) が発生したが、すぐに終息した。その後、塩嶺-霧ヶ峰区の東部で中期更新世の後期以降に、北八ヶ岳火山群の蓼科山火山や美し松溶岩ドームが形成され、完新世に北横岳火山が活動したが (Nishiki *et al.*, 2011; 新田ほか, 2019)、いずれも局所的である。

小諸層群・塩嶺累層の構造形成

塩嶺累層・小諸層群は、一般的には水平な構造を保っているが、局所的には大きな変形を被っている。それらの中小諸層群分布域中では、その東部の大杭背斜 (小坂・牧野, 1995) を含む北東-南西方向を持つ望月褶曲帯、その西縁部で南北方向に伸びる芦田坂山背斜-箱畳 撓曲-羽黒沢断層帯などの形成である (宮坂・狩野, 2015)。

塩嶺累層分布域における重要な造構事変は、西北西-東南東方向の大門追分地溝 (宮坂・狩野, 2017)、同じく北西-南東方向の長軸を持ち糸静線の左横ずれ活動にともなうプリアパート堆積盆とされる諏訪盆地 (藤森, 1991) の形成である。さらに、糸静線が諏訪盆地と隣接する松本盆地との間の断層帯の屈曲で生じた歪の解消をになう塩嶺-砥川区でも、塩嶺累層内に中~高角に傾斜した逆転構造をともなう強水平圧縮変形構造が形成されている (狩野・宮坂, 2020)。

これらの造構事変の多くは0.8Ma頃から始まり、一部は活断層運動による変動地形の形成、筑摩山地南部の急速上昇などをともなって現在も活動を継続している (狩野・宮坂, 2018, 2020)。

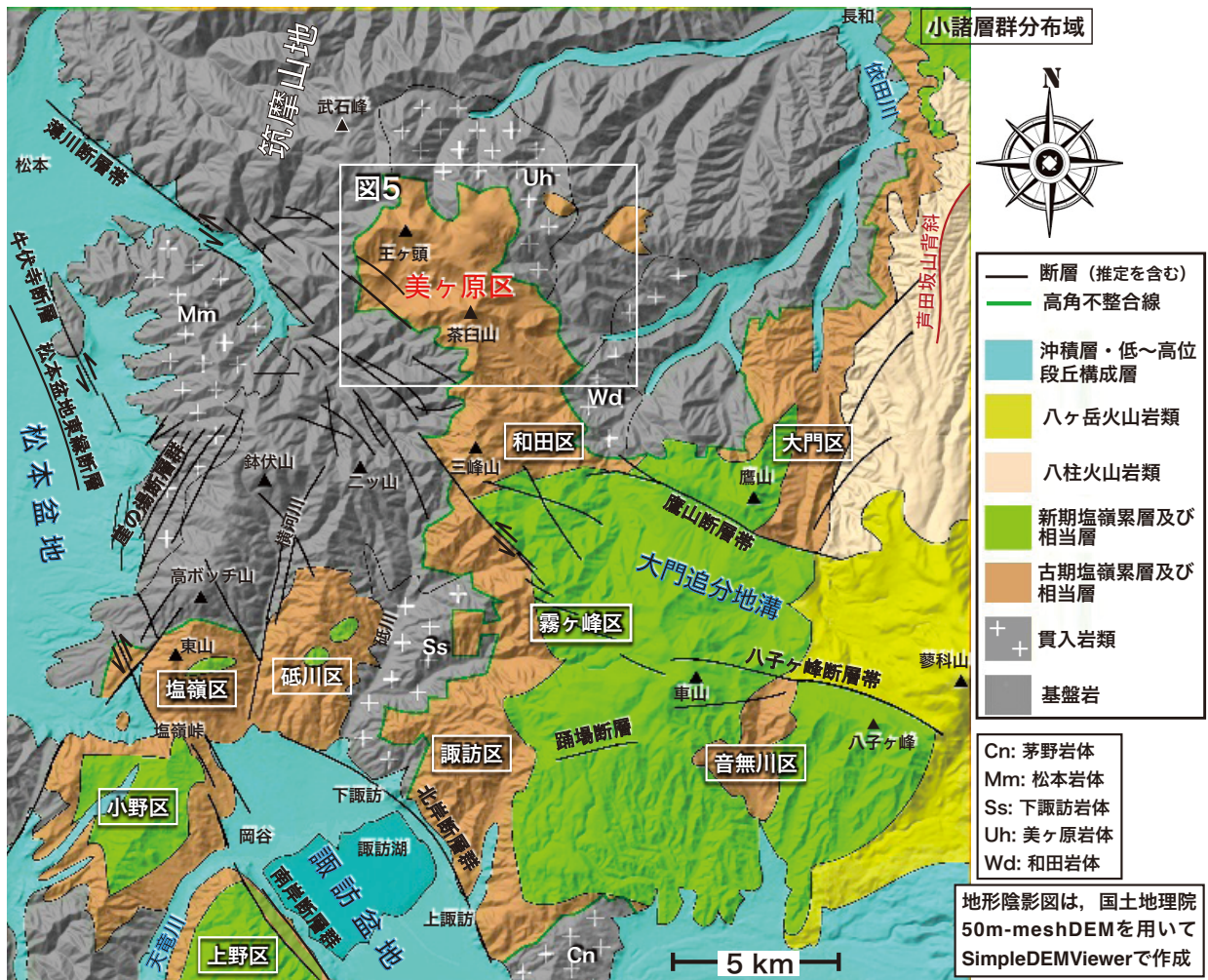


図2 諏訪盆地~小諸盆地西部にかけての地質概略図と、中信高原・美ヶ原区を含む塩嶺火山域の位置 (狩野・宮坂 (2018) を一部改変)。

本報での調査対象と目的

糸静線以北、北部フォッサマグナ側の古期塩嶺累層の分布域は、おおそ西から東へ塩嶺・砥川・美ヶ原・和田・霧ヶ峰・諏訪・大門・音無川の7区に分けられる(図2)。これらのうち東部の大門区は、小諸層群分布域(宮坂・狩野, 2015)の西部に連続する。和田・霧ヶ峰・諏訪・大門・音無川区については宮坂・狩野(2017)で、塩嶺・砥川区については狩野・宮坂(2020)で、塩嶺累層の層序・構造を記載し、火山活動を含むテクトニクスを議論してきた。

本報では、中信高原北西部に位置するこれまで未調査であった美ヶ原区の塩嶺累層の層序と構造の検討結果を記載した。その結果をふまえて、塩嶺累層・小諸層群の分布域では最大規模の上下変位800m前後に達する一次陥没構造と、陥没盆地を埋積する火山活動の関係を議論する。そして、これまでに判明した諏訪盆地以北に分布する塩嶺累層の火山活動の経緯および東方の小諸層群の地質とテクトニクスを総括し、中信高原を含む中央隆起帯南部の隆起過程に重点を置いたテクトニクス、および背弧域であり島弧接合域でもある塩嶺累層分布域周辺における大規模多重コールドロンの形成過程を議論する。

美ヶ原区周辺の地形概説

登りついて不意にひらけた眼前の風景に
しばらくは世界の天井が抜けたかと思う。
やがて一步を踏みこんで岩にまたがりながら、
この高さにおけるこの広がりへの把握になおくるしむ。
無制限な、おおどかな、荒っぽくて、新鮮な、
この風景の情緒はただ身にしみるように本源的で、
尋常の尺度にはまるで桁が外れている。

秋の雲の砲煙がどンドン上げて、
空は青と白との眼もさめるんだら。
物見石の準平原から和田峠の方へ
一羽の鷺が流れ矢のように落ちて行った。

尾崎喜八(1942), 「美ヶ原溶岩台地」

中信高原は、美ヶ原・霧ヶ峰・蓼科・白樺高原を核として、北部フォッサマグナ地域、中央隆起帯南部に広がる高原地帯で、その西部は地形的には筑摩山地に含まれ、東部は八ヶ岳山塊に連続する。そのおおらかな自然景観を活写し、深田久弥(1964)も「日本百名山」の中で引用した尾崎喜八(1942)の詩碑(美しの塔)が建つ北西部の美ヶ原高原は、松本市東部から上田市南西部、長和町西部にかけての南北約4km、東西約5kmにわたって広がる標高1900~2000mの低起伏な台地状の高原である。そこ

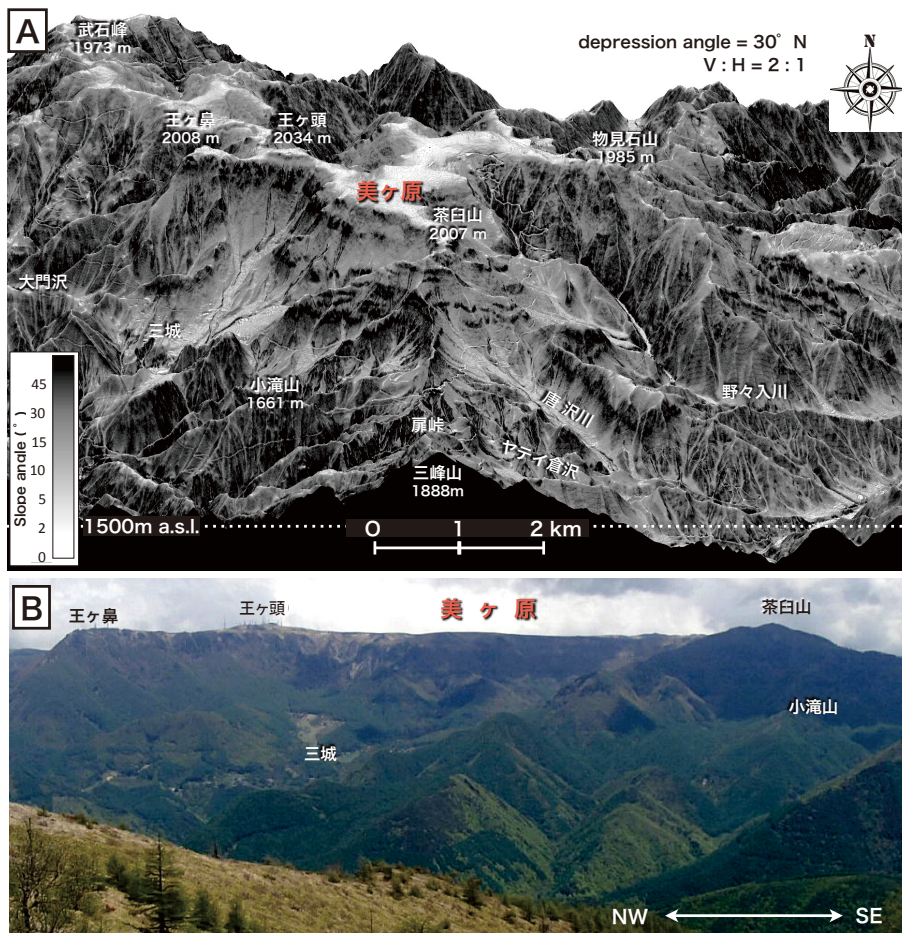


図3 中信高原・美ヶ原区の地形概観。
A: 美ヶ原高原周辺の国土地理院5m-mesh DEM dataによる傾斜量図にもとづく地形鳥瞰図(俯角30°で北方を望む、縦2倍誇張)、
B: 美ヶ原高原中心部の地形。鉢伏山山頂から北東を望む。王ヶ鼻-茶白山間の距離は約4km。

から最高点の王ヶ頭(2034m)や、王ヶ鼻(2008m)、牛伏山(1980m)、物見石山(1985m)、茶白山(2006m)などの比高数10mの小丘状の高まりが散在している(図3)。高原のほぼ全域は夏期には放牧地として利用され、中部山岳地域の全容が望める大展望等もあって人気の高い観光地となっている。

この低起伏・台地状の地形は、詩のタイトルにあるような玄武岩が作る“溶岩台地”でも、詩中にあるような地形輪廻末期の“準平原”そのものでもない。それは、鮮新世頃に形成された低起伏地形を覆ってほぼ水平に積層した塩嶺累層の最上部を構成する上部美ヶ原火山岩類(p.47)に属する安山岩質溶岩流(王ヶ頭溶岩)が作るほぼ平坦な堆積面が、最終氷期を含む周氷河作用によって浸食・平滑化し、キャップロックとして山頂部に残された地形(メサ)(図4)とみなされている(古谷, 2006; など)。

このメサ状地形を縁取る急崖は、王ヶ鼻から茶白山にかけての松本盆地側の南西向き斜面、約4km間に発達している(図3, 4)。南西向き斜面とは異なり、北および東向き斜面には明瞭なメサ状地形は発達しておらず、他の塩嶺累層とその相当層の分布域にも王ヶ鼻-茶白山間の急崖に匹敵する地形は存在しない。

この高原地帯は、西側からは標高650~500mの松本盆地に流下する薄川とその支流、北側および東側からは北

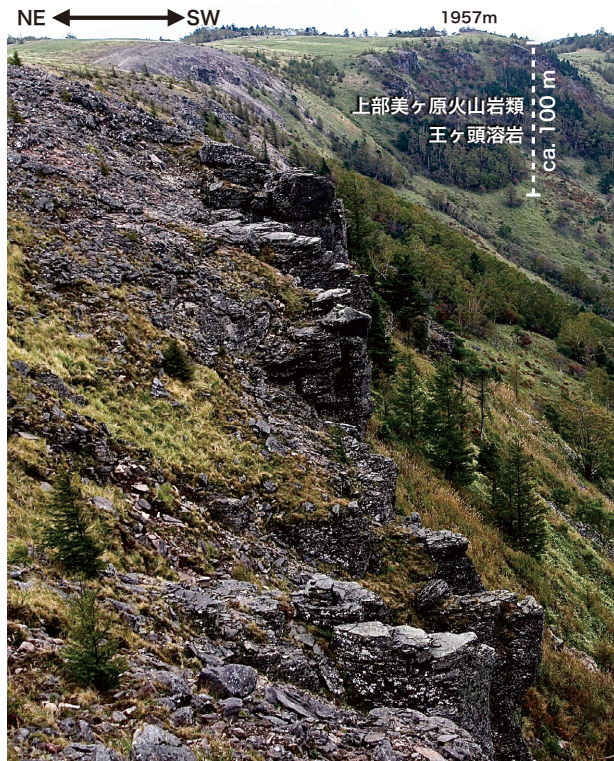


図4 美ヶ原高原上面のメサ状地形と、それを作るほぼ水平な板状節理が発達した古期塩嶺累層・上部美ヶ原火山岩類最上部の複輝石安山岩(王ヶ頭溶岩層)。後方の比高約100mの急崖は、王ヶ頭溶岩層で構成されている。百曲り下降点付近(N36°13'01", E138°07'14")から南東方を望む。

東方の500~400mの上田盆地に流下する依田川支流の武石川、野々入川、和田川などによる最終氷期以降の浸食によって形成された標高1900m前後にある明瞭な遷急線を境にして、小谷に刻まれた比高1000m以上の山腹斜面に取り囲まれている。この比高と山腹斜面での激しい浸食作用によって、次にのべる全層厚800m以上に達するほぼ水平な塩嶺累層の層序を観察することができる。

美ヶ原より南方は、扉峠(1580m)で和田区に接続し、三峰山(1888m)を経て、さらに南西方で太平洋側と日本海側を分かち中央分水界を作る二ツ山(1827m)、および鉢伏山(1928m)から高ボッチ山(1665m)、塩嶺区の東山(1430m)を経て、塩嶺峠(999m)に至る尾根に連続する(図2)。この尾根の南東側には、標高850~760mの諏訪盆地が形成され、その中央部に諏訪湖(湖面標高=759m)が位置している。塩尻峠より南方は、糸静線を越えて南西塩嶺分布域である西南日本弧北東端部の小野区の尾根に接続する。

美ヶ原区を構成する地質：層序概説

基盤岩類

美ヶ原高原を含む美ヶ原区の高標高部に分布する下部更新統の塩嶺累層を取り囲むように、低標高部の開析が進行した山腹斜面の東部および北西縁部には、中央隆起帯の塩嶺累層の基盤を構成する下~中部中新統の内村層(本間, 1931)が分布する。塩嶺累層分布域の北側と南東側には、内村層に貫入する貫入岩類が分布し、塩嶺累層の活動に関係したと考えられる貫入岩類と区別するために、以下では古期貫入岩類と呼ぶ。南西側には、これらを高角アバット不整合に覆う砥沢累層(砥沢団体研究グループ・永田(以下、砥沢団研), 1991)が分布している(図2, 5)。

内村層

内村層(または累層)は、下~中部中新統の非火山性碎屑岩類を主とした海成相の部分と、強く変質した火山岩や火山碎屑岩類を主としたいわゆる“グリーンタフ相”の部分とが共存し、西部域では前者が優勢、東部域では後者が卓越している(歌代ほか, 1958)。両者は松本市と上田市との境界の三才山峠付近で大規模な指交関係にある。調査域に分布する内村層は、最下部の“グリーンタフ相”に属する武石層(歌代ほか, 1958; 美ヶ原団体研究グループ(以下、美ヶ原団研), 1990)に相当する。

武石層は中央隆起帯の東端から西端付近の薄川流域まで、後述する古期貫入岩類を囲むように分布し、全層厚は1500m以上で、主に玄武岩~安山岩質の溶岩・火砕岩からなり、粗粒砂岩層も頻りに挟まれる。本調査地域周辺の火山岩のほとんどは暗緑~褐色を示し、強く変質している。武石層を含めた本調査地域周辺の内村層は、西縁部を除いて北方への単斜構造をなすとされている(佐藤・小坂, 1993; など)。

古期貫入岩類

中央隆起帯には、内村層に貫入する酸~中性の深~半深成岩類(花崗岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・玢岩など)が多数散在している(柴田ほか, 1976; 奥水・山岸, 1987;

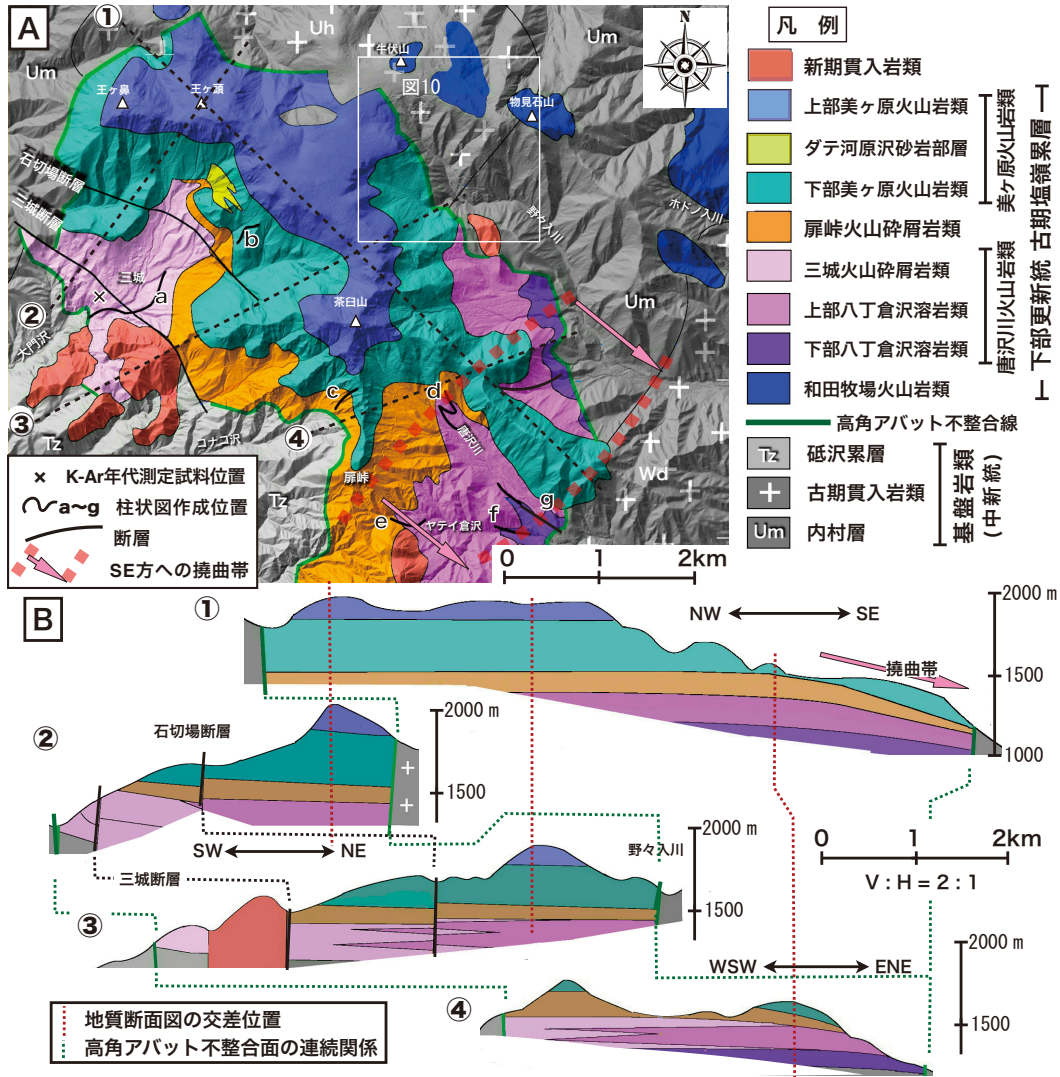


図5 中信高原・美ヶ原区の塩嶺累層分布域の地質図 (A) と地質断面図 (B)。Aの背景の地形陰影図は、国土地理院5m-mesh DEM data により作成。

川野, 2017; など)。これらのうち調査域内では、長径5km程度に達する比較的大きな岩体が2ヶ所に露出し、北側は美ヶ原 (Uh)、南東側は和田 (Wd) 岩体と呼ばれている (柴田ほか, 1976) (図2)。前者は細～中粒の石英閃緑岩、後者は細粒石英モンゾニ岩と中～粗粒の花崗岩からなる (川野, 2017)。

美ヶ原岩体では13.5～12.7Ma (フィッシュン・トラック法: 以下, FT法) (興水・山岸, 1987)、和田岩体では11.8～6.4Ma (FT法) (大平ほか, 1999) および同岩体中のペグマタイトからは7.3 ± 0.6Ma (黒雲母)、7.0 ± 0.4Ma (正長石) のK-Ar年代値 (柴田ほか, 1976) がえられている。したがって、これらの岩体の貫入年代は中期中新世後期～後期中新世となる。

砥沢累層 (砥沢団研, 1991)

本層は、砥川の右岸域から美ヶ原区の三城にかけての南北方向の長さ12km、幅4～5kmの範囲に細長く分布する層厚650m前後の陸成層である (砥沢団研, 1991)。この地層は諏訪の自然史編集委員会 (1975) のニッ山層の

大部分にほぼ相当し、美ヶ原区と接する北半分は美ヶ原団研 (1990)、向井ほか (2009)、小山・大塚 (2017) の小滝山層群と一致し、木船ほか (1996) の大門沢累層に相当する。本層の下部は横河川変成岩類 (河内ほか, 1966; 吉野, 1976; など)、横河川累層・高ボッチ累層などの内村層相当層 (公文ほか, 1990) と、それらに貫入する古期貫入岩類の下諏訪岩体 (Ss) を不整合に覆い、上部は塩嶺累層に不整合に覆われる。

本層は、主に普通角閃石 (以下、角閃石) を含む複雑石安山岩質溶岩や凝灰角礫岩からなり、泥岩、砂岩、礫岩、凝灰岩などの層を頻繁に挟む (美ヶ原団研, 1990; 砥沢団研, 1991)。全体的に強く変質し、火山岩類は“プロピライト”化し、淡緑色を呈している (吉野, 1982)。

本層中には北東-南西方向の褶曲構造 (美ヶ原団研, 1990) や、北西-南東方向の断層が多数存在するが、これらは不整合で上位に重なる塩嶺累層中にはほとんど発達しておらず、両者の間に大きな構造的ギャップが存在する (向井ほか, 2009; 小山・大塚, 2017)。後期中新世の

後期を示唆する $6.07 \pm 1.03\text{Ma}$ の K-Ar 年代値がえられた 砥川区の赤渋沢岩体 (名取, 2018) は, その岩相と分布位置から砥沢累層に対比できる。

塩嶺累層

美ヶ原区での概要

美ヶ原区では, 塩嶺累層が基盤岩に対して南方の和田区三峰山方面から北西方に“湾入”するような形態で, 北西-南東長約6km, 北東-南西幅約3~5kmの範囲に分布している (図5)。これはこの地区の塩嶺累層の下部層 (後述する唐沢川火山岩類) が, 基盤岩との高角アバット不整合 [注1] により, 周囲の基盤岩よりも低標高域に分布しているためであり, 単純な上下の被覆関係ではなく“湾入”の表現にかなっている。この美ヶ原区の塩嶺累層の火山岩類は, 最下部層でおよそ2.1Ma, 最上部層付近でおよそ1.2Maなので, ほとんどの層準が他の塩嶺累層分布域の古期塩嶺累層 (宮坂・狩野, 2017) に対比される。

宮坂・狩野 (2017) および狩野・宮坂 (2018) では, 美ヶ原区の火山岩類とその南方の和田区西部の三峰山周辺の三峰山火山岩類を, それぞれ独立して活動した火山体 (向井ほか, 2009) に由来するとみなし, 他地区の古期塩嶺累層の広域的割れ目噴火で特徴づけられる噴火形式との相違により, 美ヶ原区の火山岩類を新期塩嶺累層に区分していた。本報では当区の火山岩の年代値を重視し, すべての層準を古期塩嶺累層に対比する。すなわち, 古期塩嶺累層の分布は三峰山周辺まで連続し, 和田峠火山岩類, 霧ヶ峰火山岩類などからなる新期塩嶺累層はその東側の和田区から霧ヶ峰区にかけて広く分布する (宮坂・狩野, 2017) (図2)。

層序区分と先行研究との対比

美ヶ原区を除く塩嶺累層分布域の古期塩嶺累層下部層は, 主に比較的均質な複輝石安山岩質の溶岩・火山碎屑岩・貫入岩で構成されている。それらに対して美ヶ原区の古期塩嶺累層相当層は, 中部にオパサイト化が進行した角閃石斑晶を含むデイサイト~安山岩質の活動が挟まれ, 他地区とは異なった火山活動史を持っている。した

がって, 角閃石斑晶の有無にもとづくデイサイト~安山岩の区分に焦点を当てて層序を組み立てることが, 他地域との関連性や塩嶺累層全体の火山活動を考察するうえで重要である。

美ヶ原区の塩嶺累層については, いくつかの先行研究 (山崎ほか, 1976; 田中ほか, 1979, 1980; 美ヶ原団研, 1990; 木船ほか, 1996; 向井ほか, 2009; など) がなされており, それらによる地層対比の相関関係を図6にまとめた。それらのうち, 山崎ほか (1976) では, 美ヶ原区南東方を含めた和田区に重点が置かれているので, 図6に含めていない。田中ほか (1979, 1980) では, 美ヶ原区西部 (松本盆地側) の三城地区の“三城累層” [注2] に焦点を当て, 美ヶ原団研 (1991) では三城地区の南方の基盤岩類 (“小滝山層群”) が, 木船ほか (1996) も西部側の基盤岩類と塩嶺累層の関係が記載の中心である。

詳細に美ヶ原区の塩嶺累層全体の層序や岩石学的記載がなされ, 本調査域とも重複している向井ほか (2009) では, 美ヶ原区の塩嶺累層は下位より和田牧場火山岩類, 唐沢川火山岩類, 美ヶ原火山岩類に区分されている。さらに, 唐沢川火山岩類は岩相によりヤテイ倉沢溶岩類・三城火山碎屑岩類・扉峠火山碎屑岩類に細分され, 美ヶ原火山岩類については7層に細区分されている (向井ほか, 2009)。本報でも向井ほか (2009) とほぼ同様な岩相と層序を確認したので, 基本的には彼らにしたがって地質の概略を記載する。ただし, 角閃石斑晶を含むデイサイト~安山岩質火山岩類の存否を重視して層序を若干改訂し, 扉峠火山碎屑岩類を唐沢川火山岩類から独立させ, 美ヶ原火山岩類を下部, 上部に二分した (p.46)。

図7には, 唐沢川火山岩類から下部美ヶ原火山岩類にかけての, a~gの7ルート (位置は図5A) での柱状図を示した。これらの柱状図では火山岩, 特に肉眼判定にもとづく複輝石安山岩と含角閃石デイサイト~安山岩の岩相変化に注目している。最下位だが高標高域に分布する和田牧場火山岩類を除いた全層準の単純積算層厚は800m以上と推定され, 基本的にはほぼ水平に累重しているため, 各層は標高に規制されて露出する。

これに対して向井ほか (2009) では, 主要な構成層で

| 田中ほか (1979) | | 美ヶ原団研 (1990) | | 松本市史編さん室 (木船ほか, 1996) | | 向井ほか (2009) | | 本研究 | |
|--------------------------------|---------------------|--------------|--------|-----------------------|--------|-------------|--------------|------------|---------------|
| 美ヶ原区 累層 | 凝灰角礫岩 | 美ヶ原区 累層 | 上部 | 美ヶ原区 累層 | 上部 | 美ヶ原区 累層 | 王ヶ頭溶岩 | 美ヶ原区 累層 | 上部美ヶ原 火山岩類 |
| | 溶岩層 立壁沢 砂岩泥岩層 | | 下部 | | 中部 | | 百曲り火山碎屑岩類 | | 百曲り 火山碎屑岩類 |
| | | | | | 下部 | | 上部王ヶ頭溶岩 | | |
| | | | | | | | 下部王ヶ頭溶岩 | | |
| | | | | | | | ダテ河原沢砂岩部層 | | 下部美ヶ原 火山岩類 |
| | | | | | | | 中山沢溶岩 | | |
| | | | | | | | 広小場溶岩 | | |
| 扉峠 | 凝灰角礫岩層 | 扉峠 | 凝灰角礫岩層 | 扉峠 | 凝灰角礫岩層 | 唐沢川 | 扉峠火山碎屑岩類 | 唐沢川 | 扉峠火山碎屑岩類 |
| 三城 | 凝灰岩層 | 三城 | 凝灰岩層 | 三城 | 凝灰角礫岩層 | 唐沢川 | 三城火山 碎屑岩類 | 唐沢川 | 三城火山 碎屑岩類 |
| 大門沢 | 砂質 泥岩層 | | | 大門沢 | 累層 | 唐沢川 | ヤテイ倉沢 溶岩類 | 唐沢川 | 上部八丁倉沢 溶岩類 |
| 扉鋳泉 | れき岩層 | | | | | 唐沢川 | 溶岩類 | 唐沢川 | 下部八丁倉沢溶岩類 |
| | | | | | | 唐沢川 | ? | 唐沢川 | ? |
| | | | | | | 唐沢川 | 和田牧場火山岩類 | 唐沢川 | 和田牧場火山岩類 |
| | | | | | | 唐沢川 | ? | 唐沢川 | ? |
| 基盤岩類 [内村層・古期貫入岩類・砥沢累層 (小滝山層群)] | | | | | | | | | |

図6 中信高原・美ヶ原区周辺での塩嶺累層の先行研究との地層区分・層序対比。

ある火山岩類の積層関係を示す柱状図は示されておらず、非火山性堆積物の累重関係に重点がおかれ、柱状図作成位置も本報とは異なっている。以下では、各層の岩相の記載は最小限にとどめており、詳細な火山岩石学的記載は向井ほか(2009)を参照されたい。西部域の碎屑岩層の記載は、木船ほか(1996)に詳しい。

調査地域周辺の塩嶺累層では、1970年以前に計測されたK-Ar年代値が報告されている(Momose *et al.*, 1966; 兼岡・小島, 1970)。これらの記述の範囲内では、試料の採取位置・層準などが特定できず、測定精度上の問題(兼岡, 1998; など)もあるので、本報では採用していない。

和田牧場火山岩類(向井ほか, 2009)

向井・小坂(2008)によれば、本層は牛伏山溶岩、ホドノ入川溶岩類からなる。本報では向井ほか(2009)にしたがい、それらを一括して扱う。

分布: 本火山岩類は、高標高部の5区域に分かれて他の塩嶺累層とは孤立して分布する(図5)。それらのうち牛伏山溶岩は最北西部の牛伏山頂付近に小分布し、ホドノ入川溶岩類は物見石山の頂上部北方周辺、およびホドノ入川上流域の南北両側の尾根付近の4区域に分布する。

層厚: 牛伏山溶岩は上限不明、露頭で確認できる範囲で1m?, ホドノ入川溶岩類は約250mで上限不明。

層序: 本火山岩類は、本報では向井ほか(2009)と同様に、年代値を根拠として美ヶ原区塩嶺累層の最下部層として扱う。牛伏山溶岩は小分布のため詳細は不明、ホドノ入川溶岩類は基盤岩(内村層, 古期貫入岩類)をほぼ平坦な不整合で覆う。分布域内においては、この層を覆う上位層はなく、美ヶ原区の主体を構成する塩嶺累層(唐沢川火山岩類-美ヶ原火山岩類)とは孤立して分布しているために、これらとの相互関係は不明である。

岩相: 牛伏山溶岩は塊状の複輝石安山岩質溶岩からなり、一部に板状節理が発達する。ホドノ入川溶岩類は、カンラン石複輝石安山岩溶岩および火山礫凝灰岩を主体とする火山碎屑岩層から成る。塊状溶岩の一部には板状節理が発達する。火山碎屑岩層の下部には基盤岩起源の最大径20cm程度の角~亜円礫を含む(向井ほか, 2009)。

年代: ホドノ入川溶岩類の最下部付近から2.11 ± 0.05Ma(石基)のK-Ar年代値がえられている(向井・小坂, 2008)。この年代は各地で多数えられている古期塩嶺累層下部層の年代(宮坂・狩野(2017)の引用文献参照)よりも古い。

唐沢川火山岩類(向井ほか, 2009)

本火山岩類は、向井ほか(2009)による複輝石安山岩溶岩、角閃石複輝石安山岩、カンラン石複輝石安山岩の溶岩や火山碎屑岩からなるヤテイ倉沢溶岩類、デイサイト質の火山碎屑岩類よりなる三城火山碎屑岩類から構成されている。

これらのうち、ヤテイ倉沢溶岩類については、輝石、角閃石斑晶の含有程度を反映した肉眼観察にもとづく岩相変化をふまえて、下位から以下のように区分する。(1) 複輝石安山岩からなる火山岩類、(2) 基盤岩類や下位層

由来の複輝石安山岩の礫を含む礫岩・砂岩・泥岩などの非火山性碎屑岩層、(3) 含角閃石デイサイト~安山岩質火山碎屑岩類、(4) デイサイト~安山岩質溶岩や火山碎屑岩が交互に重なる地層(図7d, e, f, g)。

(2) を挟んで周囲の環境およびマグマの性質が急変している。そこで本報ではヤテイ倉沢溶岩類を2区分し、最下位(1)の輝石安山岩の火山岩類を主とする部分を下部八丁倉沢溶岩類、それより上位の(2), (3), (4)層をまとめて上部八丁倉沢溶岩類と定義する[注3]。

下部八丁倉沢溶岩類(新称)

分布: 北から野々入川右岸、唐沢川、ヤテイ倉沢流域の標高1200~1300m付近。

層厚: 80m+ (下限不明)

層序: 基盤岩(古期貫入岩類)をアバット不整合で覆う(向井ほか, 2009)。上位は上部八丁倉沢溶岩類に整合に覆われる(図7f, g)。

岩相: 本層は複輝石安山岩質溶岩及び同質の火山角礫岩~凝灰角礫岩を主体とする上記の(1)層からなり、後者の一部は基質が赤褐色を呈する(図8A)。この層は他地域で古期塩嶺累層下部層と区別されている地層と岩相が類似している。

年代: ヤテイ倉沢の本層中部(図7f)から、2.07 ± 0.02Ma(石基)のK-Ar年代値がえられている(Nishiki *et al.*, 2011)。このことから本層下部は、和田牧場火山岩類と同時代層の可能性がある。

上部八丁倉沢溶岩類(新称)

分布: 北から野々入川流域、唐沢川流域、ヤテイ倉沢流域の標高1300~1500mに分布する。

層厚: 200m

層序: 下部八丁倉沢溶岩類に整合に重なる上記の(2)層が本層の最下部を構成し、それを(3)層および(4)層が覆う。上位は扉峠火山碎屑岩類に整合に覆われる(図7d, e, f, g)。西方に分布する三城火山碎屑岩類と指交関係である。

岩相: 最下部を構成する(2)層は、基盤の内村層や古期貫入岩類、および塩嶺累層下部層由来の亜角礫を含む層厚10~20mの礫岩層や砂岩層からなる。その上位に角閃石複輝石デイサイト~安山岩質凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩を主とする層厚100m前後の(3)層、数cm~数m厚の含角閃石デイサイト~安山岩、角閃石複輝石安山岩、複輝石安山岩の3種類の溶岩、および礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩の薄層を頻りに挟む層厚約70mの(4)層が重なる(図7f, g)。ヤテイ倉沢においては最上位付近にも数枚のデイサイト質凝灰岩が挟まれる(図7e)。最下位付近と最上位の凝灰岩は山崎ほか(1976)、向井ほか(2009)により、次に述べる三城火山碎屑岩類中の凝灰岩に対比されている。

三城火山碎屑岩類(向井ほか, 2009)

分布: 美ヶ原高原の西側斜面、大門沢流域の標高1200~1450mの間一帯。3km離れた高原の東部の同高度地帯ではほとんど分布していない。図5Bの断面図④において本層が現れていないのは、高角アバット不整合のためである。

層厚: 300m+

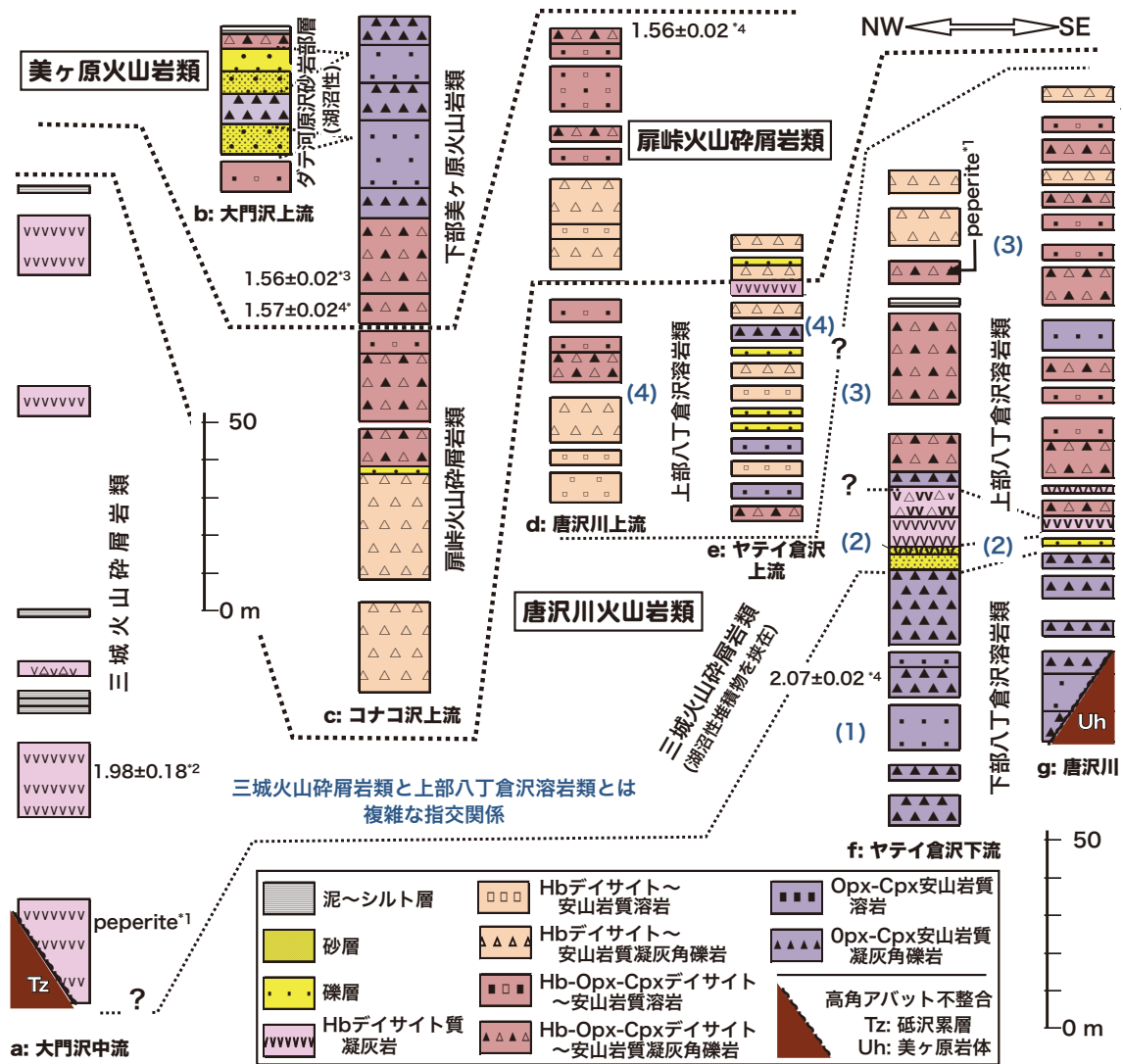


図7 中信高原・美ヶ原区の塩嶺累層の柱状図。柱状図作成位置は図6を参照。(1)～(4)は本文p.44を参照, Hb: 普通角閃石, Opx: 直方(斜方)輝石, Cpx: 単斜輝石。数値は該当層準付近からえられているK-Ar年代値(Ma)。年代値のデータソースは次のとおり, *1: 向井ほか(2009), *2: 本研究, *3: 松本ほか(2007), *4: Nishiki *et al.* (2011)。柱状図aおよびg下部のアバット不整合は、実際にはそれぞれの柱状図内の全層準におよぶ。

層序: 下部八丁倉沢溶岩類に整合に重なる。地域西部の大門沢では基盤の砥沢累層にアバット不整合で接している(図7a)。上位は、北部では下部美ヶ原火山岩類に、南部では扉峠火山岩類に整合に覆われる。南東方のほぼ同一高度に分布する上部八丁倉沢溶岩類と複雑な指交関係にある(図7a, d, e, f, g)。

岩相: 角閃石を大量に含む白色凝灰岩を主とし、径数cm程度の角閃石デイサイト～安山岩質角礫を含む。数mの厚さの凝灰角礫岩～火山角礫岩、および数10cm～数mの厚さの凝灰質砂岩、泥岩、礫岩の薄い層を頻りに挟む。基盤の近くでは、基盤の内村層および砥沢累層起源の緑色変質岩の径数cm～数10cm大の崖錐性角礫を多量に含む(図8B)。

年代: 大門沢(図5A, X地点: N36°12'15", E138°05'38")から採取した本層の最下部付近の凝灰岩(図7a)試料のK-Ar年代値は、 1.98 ± 0.18 Ma(普通角閃石)で

あった(Appendix I)。この年代値によれば、この凝灰岩層は 2.07 ± 0.02 Maの年代値を持つ下部八丁倉沢溶岩類と同時期か直後の堆積になり、この火山碎屑岩層の主要な堆積時期は2Ma以降になる。また、この年代値は本層と上部八丁倉沢溶岩類との指交関係とも調和する。

扉峠火山碎屑岩類(向井ほか, 2009)

分布: 南部では三峰山周辺の標高の1450m～1700mの間、北部では三城の標高1450m～1550mの間。

層厚: 50～250m

層序: 唐沢川火山岩類を整合に覆い、美ヶ原火山岩類に整合に覆われる(図7c, d, e)。扉峠の西方からコナコ沢にかけては、高角アバット不整合面を介して基盤岩(砥沢累層)と接している。

岩相: 含角閃石デイサイト～安山岩角礫を含む凝灰角礫岩～火山角礫岩を主とし、同質の溶岩層、凝灰角礫岩

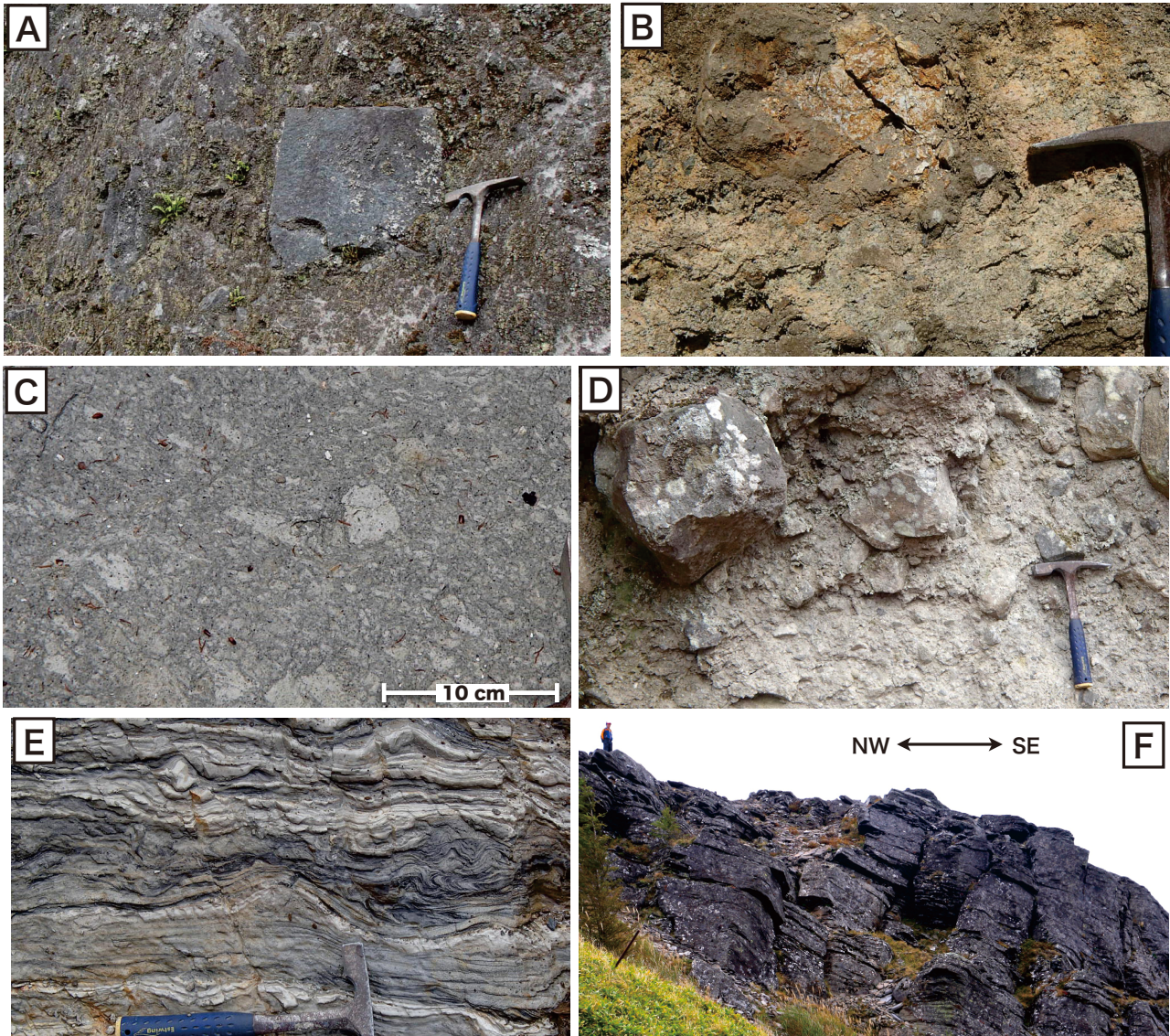


図8 中信高原，美ヶ原区の塩嶺累層構成層の代表的な岩相。A：下部八丁倉沢溶岩類中の複輝石安山岩質凝灰角礫岩（N36°10′53″，E138°09′04″），B：上部八丁倉沢溶岩類に挟まれる凝灰岩（三城火山碎屑岩類）（N36°11′07″，E138°09′07″），大量の内村層起源の基盤岩礫や下部八丁倉沢溶岩類の輝石安山岩角礫を含む。C：三城火山碎屑岩類のデイサイト質凝灰岩（N36°12′16″，E138°05′37″），D：扉峠火山碎屑岩類の角閃石複輝石デイサイト質火山角礫岩（N36°11′10″，E138°07′34″），E：ダテ河原沢砂岩部層中のコンポリュートラミナが発達した泥岩層（N36°13′37″，E138°06′31″），F：板状節理が発達した上部美ヶ原火山岩類最上部の複輝石安山岩溶岩層（王ヶ頭溶岩）（左上方に人物）（N36°12′58″，E138°07′10″）。

層（図8D）を挟む。場所によって礫岩，砂岩，泥岩，凝灰岩の数m～数10cmの厚さの層を挟む。

この層中には茶白山西部（田中ほか，1979）や扉峠南部などで径10cm大の結晶片岩の角礫が含まれている。この結晶片岩礫は，南方の塩嶺－砥沢区の境界部の横河川断層に沿って露出し，三波川変成岩類に対比される横河川変成岩（河内ほか，1966；吉野，1976；など）由来のものと考えられ，同変成岩が近傍に露出していたことを示唆している。

唐沢の上流部では本層の凝灰角礫岩が淡褐色～白色に変質し，見かけは内村層や砥川区の福沢川層（狩野・宮坂，2020）の岩相に類似しているが，側方で非変質の凝灰角礫岩に漸移している。この変質帯は南北方向に長軸

を持つ長さ1.7km，幅1kmの帯状～楕円形の分布をしており，諏訪の自然誌編集委員会（1975）によって指摘された砥川流域の変質帯の分布方向と一致する。中央隆起帯の変質は中新世に完了したとされているが（歌田，1973），砥川区の福沢川層（狩野・宮坂，2020）や本層の存在は，熱水変質が前期更新世後期からそれ以降までの期間に起きていたことを示す。

年代：図7dの最上位とほぼ同層準の扉峠の本層上部のデイサイト質溶岩から， $1.56 \pm 0.02\text{Ma}$ （石基）のK-Ar年代値がえられている（Nishiki *et al.*, 2011）。

美ヶ原火山岩類（向井ほか，2009）

本層下部は向井ほか（2009）により，下部に位置し角

閃石安山岩、角閃石複輝石安山岩の火山岩を主とし分布域の異なる広小場溶岩・中山沢溶岩、およびこれらを覆うダテ河原沢砂岩部層に区分されている。本報ではこれらを一括して美ヶ原火山岩類下部層とした。また、複輝石安山岩を主とする火山岩類からなる下部王ヶ鼻溶岩・上部王ヶ鼻溶岩・百曲り火山碎屑岩類・王ヶ頭溶岩（向井ほか, 2009）をあわせて、本報では同上部層とした（図6）。

この下部層と上部層の区分は、以下の説明を簡略化するためであり、向井ほか（2009）の細区分を否定するものではない。また、この区分は、木船ほか（1996）による下部層と、中-上部層の区分に相当する

下部美ヶ原火山岩類（新称）

分布：標高1550～1850mの美ヶ原高原の中腹部に分布する。溶岩層のうち、南部の大門沢流域に分布する溶岩層が広小場溶岩、北西部の中山沢に分布する溶岩層が中山沢溶岩である（向井ほか, 2009）。

層厚：300m±

層序：扉峠火山岩類を整合に覆い、上部美ヶ原火山岩類に整合に覆われる（図7c）。野々入川上流部では、基盤岩（美ヶ原岩体）と、王ヶ鼻西方および北方では基盤岩（内村層）とアバット不整合で接する。

岩相：下部は角閃石複輝石デイサイト～安山岩質角礫からなる凝灰角礫岩を主とし、火山角礫岩、凝灰岩などを挟む。上部はカンラン石、角閃石含有複輝石安山岩溶岩を主とする。このうち中～東部に分布する広小場溶岩層の平均層厚は150m、同じく北西部に分布する中山沢溶岩層も約150mの層厚を持つ単一のフローユニットとみなされている（向井ほか, 2009）。両溶岩層の塊状部には、板状節理が発達する。

両溶岩層の上部には、立壁沢層（田中ほか, 1979; 木船ほか, 1996）またはダテ河原沢砂岩部層と呼ばれる非火山性の堆積物からなる層厚150mの湖成層が挟まれ、詳細な柱状図が提示されている（木船ほか, 1996; 向井ほか, 2009）。この部層は砂層・泥-シルト層・礫層の互層で、下部の泥岩-シルト層中には数cm前後のラミナが発達している（図8E）。上部は礫層が優勢である。この部層の北側は高角な平面を介して火山岩類と分布域が接しているが、直接の関係は不明である。一方、南側は火山岩類と指交関係である（図7b）。

年代：広小場溶岩層の下部からは、 $1.56 \pm 0.02\text{Ma}$ （石基）（松本ほか, 2007）、中山沢溶岩層からは、 $1.57 \pm 0.02\text{Ma}$ （石基）（Nishiki *et al.*, 2011）のK-Ar年代値がえられている（図7c）。したがって、両溶岩層の噴出年代はほぼ同時期と見なされる。

上部美ヶ原火山岩類（新称）

分布：大部分は標高1850m以上の高所に分布し、その最上部は急崖で縁取られた美ヶ原高原頂上部の台地状低起伏地形（メサ）を作る。

層厚：170m±

層序：調査域では最上位の地層で、下部美ヶ原火山岩類を整合に覆う。野々入川最上流部では、基盤岩（美ヶ原岩体）とアバット不整合で接する。

岩相：厚さ数cm程度に剥離しやすい板状節理が発達した複輝石安山岩、カンラン石複輝石安山岩質溶岩を主と

し（図4, 8F）、同質の凝灰角礫岩を挟む。最下部の下部王ヶ鼻溶岩は、層厚150～30mの、その上位の上部王ヶ鼻溶岩も層厚100～50m程度の、それぞれ単一フローユニットからなるブロック溶岩である。本層の中部には最大層厚約100mの半固結状態の礫層を主体とし、砂層や泥層の薄層をともなう百曲り火山碎屑岩類（向井ほか, 2009）が挟まれている。礫層中の礫は、淡褐色に変質した径数cm大の輝石安山岩の垂円礫が多く、見かけは内村層や、前述（p.46）した扉峠火山碎屑岩類の変質した凝灰角礫岩中の礫に類似している。上部の溶岩層（王ヶ頭溶岩）は、単一のフローユニットとみなされ、その最大層厚は約100mに達する（向井ほか, 2009）（図3）。

年代：本層では、王ヶ鼻溶岩の下部から $1.53 \pm 0.03\text{Ma}$ （石基）（松本ほか, 2007）、 $1.50 \pm 0.07\text{Ma}$ （石基）（Mankinen and Dalrymple, 1979）、王ヶ頭溶岩の最上部から $1.25 \pm 0.06\text{Ma}$ （石基）（Mankinen and Dalrymple, 1979）および $1.32 \pm 0.02\text{Ma}$ （石基）（松本ほか, 2007）のK-Ar年代値が報告されている。王ヶ頭溶岩の年代値は、霧ヶ峰区の古期塩嶺累層の上限年代（宮坂・狩野, 2017）に相当する。

新期貫入岩類

調査域内には、塩嶺累層の活動と関係していると考えられる火山岩組織をもつ浅所貫入岩体が分布し、それらを新期貫入岩類と総称する。それらのうち比較的規模の大きい岩体は、(1) 塩嶺累層分布域の西端部で三城の南、(2) 塩嶺累層分布域の東端部の野々入川流域、(3) 扉峠の南に露出する3岩体である。

(1) の岩体は砥沢累層と塩嶺累層の境界部付近に分布し、北東側の塩嶺累層分布域内では三城火山碎屑岩類と接している。北西-南東方向の長径約1kmの楕円形の堅硬で緻密な岩体で、周囲から300m程度突出した標高1612mに達する急峻な地形を構成している（図9A）。この岩体は角閃石輝石デイサイト～安山岩質で、角閃石はほとんど変質（オパサイト化）していない。美ヶ原団研（1990）および砥沢団研（1991）では、この岩体を貫入岩として扱い、前者では貫入時期を塩嶺累層堆積前とし、後者では貫入時期を明示していない。向井ほか（2009）、小山・大塚（2017）では、南方に分布する砥沢累層（小滝山層群）と一連の岩体として表現している。この場合には、残丘状に突出した岩体を塩嶺累層がアバット不整合で覆うことになるが、このような関係は見出されていない。

本報では三城火山碎屑岩との分布関係や変質状況の相違から、本岩体を三城火山碎屑岩の堆積以降に貫入し、削割が進行した火山岩類と解釈した。この岩体の現在の上面高度は、デイサイト質の扉峠火山碎屑岩類および下部美ヶ原火山岩類の分布高度に相当し、これらの給源であった可能性が大きい。これと同様な産状を示す岩体が、変質した砥沢累層分布域中の観峰（1424m）とその南側にも分布し（図5）、これらも塩嶺累層の噴出に関連した新期貫入岩体に帰属させた。

(2) の岩体は調査域東北端に位置し、北西-南東方向の長径500mの楕円形で、周囲は基盤岩の美ヶ原岩体であ

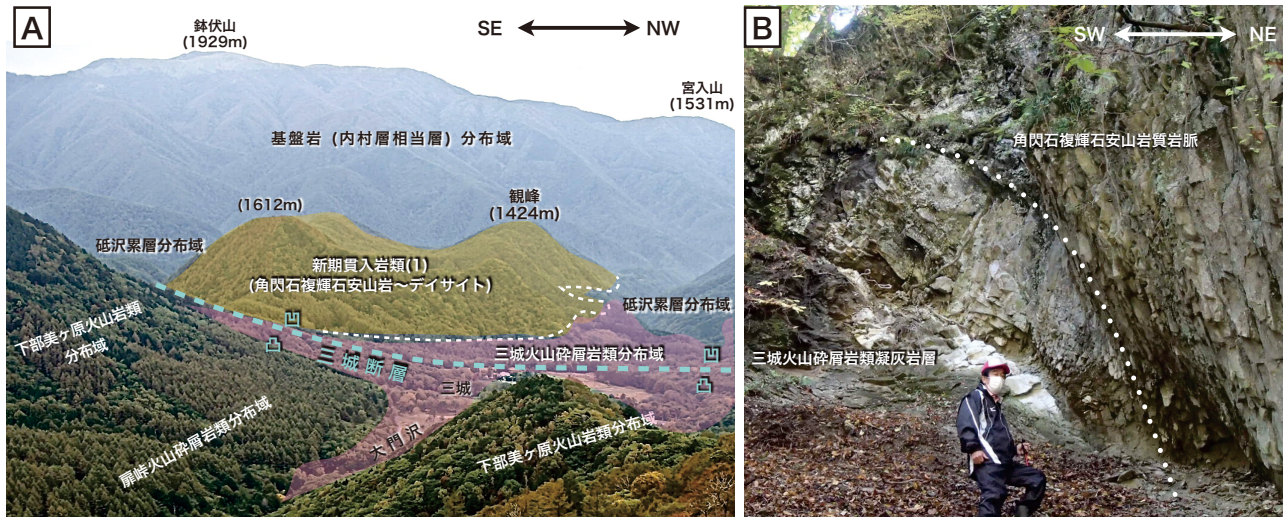


図9 古期塩嶺累層、三城火山碎屑岩類分布域中の新时期貫入岩体。A：基盤の砥沢累層および三城火山碎屑岩分布域中に突出する角閃石複輝石安山岩質貫入岩体（火山岩類？）、美ヶ原、百曲下降点付近（N36°13'01"，E138°07'14"）から南西方を望む。B：角閃石複輝石安山岩質岩脈、露頭下部では貫入面（白点線）は高角、上部では低角化し、上方に広がる（向井ほか（2009）の Fig. 8 東部の岩脈）（N36°12'18.6"，E138°05'29.1"）。

る。(3)の岩体は南北方向の長径約800mの楕円形で、扉峠火山碎屑岩類中に貫入している。これらの岩体は、ともに緻密で堅硬な角閃石輝石安山岩質で、地形的に突出しているので火山岩類の可能性がある。

図5では省略したが、大門沢、扉峠および唐沢上流に複輝石角閃石デイサイト～安山岩および複輝石安山岩質の幅数m～数10m程度の小規模な貫入岩体が存在する。図9Bは、向井ほか（2009）の Fig. 8 の東部に示されている三城火山碎屑岩類の凝灰岩層に貫入する幅約30mの北東-南西方向・高角の角閃石複輝石安山岩岩脈である。この岩脈からの $1.35 \pm 0.04\text{Ma}$ （石基）のK-Ar年代値（Nishiki *et al.*, 2011）は、近傍のX地点（図5）での三城火山碎屑岩類のK-Ar年代値（ $1.98 \pm 0.18\text{Ma}$ ）（p.46）よりは新しい。向井ほか（2009）は、この岩脈の貫入面周辺、およびヤチ倉沢の上部八丁倉沢溶岩層・扉峠火山碎屑岩類と貫入岩体（3）との境界付近に、貫入時に母岩の三城火山碎屑岩類が帯水していたことを示唆するペライトの存在を報告している（図7a, f）。したがって、上記の年代値は複輝石安山岩からなる上部美ヶ原火山岩類の年代値とほぼ一致するが、これらの角閃石を含有する貫入岩は、三城火山碎屑岩類・扉峠火山碎屑岩類・下部美ヶ原火山岩類のいずれかの給源岩脈または給源火道の可能性が大きい。

地質構造

今回の調査によって、美ヶ原区の塩嶺累層は、和田牧場火山岩類を除くと、分布域の西縁部、北縁部、東縁部で周囲の基盤岩に対して高角アバット不整合に囲まれて接していることを確認した。東縁部と西縁部の一部については、既に美ヶ原団研（1990）および向井ほか（2009）に高角アバット不整合関係の記載がある。その南部は和田区西部の三峰山に続く塩嶺累層分布域周囲のアバット

不整合（宮坂・狩野，2017）に連続している。この型式の不整合については、具体的な事例は示されていないが、フォッサ・マグナ研究グループ（1958）による以下のような先駆的な指摘がある。

「（前略）本累層の縁辺部は古い岩類にたいして急勾配で被ふくることが多く、凝灰角礫岩の噴出とどうじに、その片縁部が断層で切れて、全体が陥ちこむような事実のあったことをしめしている。」（著者注：文中の本累層とは、塩嶺累層を指す）

したがって、美ヶ原区でも他地域で報告してきた小諸層群および塩嶺累層によって埋積される一次陥没（宮坂・狩野，2015，2017；狩野・宮坂，2020）により、堆積盆が形成されたと考えられる。この陥没盆地を埋積した塩嶺累層は、美ヶ原団研（1990）、向井ほか（2009）などで既に指摘されているように、ほとんど水平な構造を保っている。本調査での断面図（図5B）は、向井ほか（2009）の断面図の切断位置とは異なるが、見解はほぼ一致している。ただし、西縁部で北西-南東方向の断層活動が、南東縁部で南東側に傾動する構造が認められる。以下、これらについて記載する。

一次陥没構造

基盤岩類と古期塩嶺累層との不整合線（地形面とアバット不整合面との交線の地表トレス）は、地域東南部の和田川～唐沢川にかけては北西-南東方向で、唐沢川からは南北方向に変わり、野々入川流域では再び北西-南東方向になる（図5A）。さらに北部では東西方向に伸び、西側はほぼ南北方向、南西部は再び北西-南東方向に戻る。扉峠以南は南北方向で、全体としては北西-南東方向に伸びた多角形の陥没盆地の形態を呈している。この屈曲する不整合線は、塩嶺累層・小諸層群の分布を規制する第一級の広域的な断層をともなう地質構造（一次陥没構造）の一部である。向井ほか（2009）も美ヶ原

区内で同様な断層活動にともなう細長い堆積盆を想定している。

美ヶ原区の塩嶺累層中では最古の和田牧場火山岩類(2.11 ± 0.05Ma)は美ヶ原高原の高標高部(約2000m)に、次に古い下部八丁倉沢溶岩類(2.07 ± 0.02Ma)は最低標高部(約1200m)に分布している(図5)。和田牧場火山岩類は乾陸成層であるが、下部八丁倉沢溶岩類の一部は湛水環境(湖沼性?)であった(向井ほか, 2009)。このことなどから、2.1Ma前後からそれ以降に、これまで記載してきた一次陥没構造による陥没量(宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2020)の最大値である800mに達する高度差をもたらした陥没が発生したと解釈される。

東部では下部八丁倉沢溶岩類、北部では美ヶ原火山岩類、西部では三城火山碎屑岩類と扉峠火山碎屑岩類が、基盤岩とアバット不整合面を介して接している(図5)。不整合面を挟んだ埋積層の年代差は少なくとも50万年におよぶ。本地区ではアバット不整合露頭そのものは、現在までに見出していないが、地質図規模での基盤岩類と塩嶺累層の分布状況からは、各所で両者が高角アバット不整合関係で接していることが推定できる。そのなかでも顕著な事例として、調査域東部で南東側に流下する野々入川上流部(図5)での状況を以下に示す。

この周辺では、野々入川の西(右岸)側山腹斜面の下

部から河谷底と東(左岸)側の最高標高およそ2000mの山腹斜面には、基盤岩を構成する下流側の内村層と上流側的美ヶ原岩体が分布している。それに対して、およそ1300m以上の西側山腹斜面の中～上部には下流側の低標高部に下部八丁倉沢溶岩類が、上流部に向かって上部八丁倉沢溶岩類から美ヶ原火山岩類がほぼ水平に積層し、基盤岩類との間のおそらくは西に傾斜する高角アバット不整合によって分布を遮断されている(図5)。この北西-南東方向で約4kmの間で、アバット不整合にはおよそ650mの高度差が生じている。

さらに野々入川最上流部には美ヶ原岩体と最上位の上部美ヶ原火山岩類が近接し、美ヶ原岩体は下部美ヶ原火山岩類よりも一部高所(およそ1950m)に分布している(図10)。したがって、図10の範囲内では南北2kmの間に300m以上の不整合面の高度差が生じている。

西縁部のアバット不整合については、三城南方の大門沢ではおよそ1300mの高度で基盤の内村層と三城火山碎屑岩類が接しているが、北西縁の王ヶ鼻北方ではおよそ1800mで内村層と下部美ヶ原火山岩類とが接している(図5)。基盤岩と塩嶺累層とのアバット不整合面の比高は、西縁部では南北約3.5km間で500m程度に達している。このような基盤岩と被覆層との分布パターンは、他地域の塩嶺累層が示す高角アバット不整合(宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2020)と同様な関係である。

北西-南東方向の断層

調査地域西部の大門沢を含めた薄川中～上流域には、多数の北西-南東方向の断層が存在し、薄川断層群と総称され(小山・大塚, 2017)、その一部はB級の活断層とみなされている(仁科ほか, 1985)。この断層群を構成する断層の多くは低沢累層以下の基盤岩類を切り、断層岩組織から左横ずれ成分が卓越した断層と見なされている(小山・大塚, 2017)。

これらのうち塩嶺累層を変位させるものは少なく、変位センス・変位量も不明瞭である。また、山崎ほか(1976)では、大門・霧ヶ峰・和田区の大門追分地溝の北縁を形成する同一方向の鷹山断層群(宮坂・狩野(2017)のFt2とFt3断層に相当)は、本区内の茶白山南東方約2km付近まで連続すると推定しており、その走向をさらに延長すると薄川断層群の一部(以下に述べる三城断層)に連続する。薄川断層群と鷹山断層群との地質学的連続性は確認できていない。

今回の調査では薄川断層群のうち、塩嶺累層を変位させる2条の断層(三城断層, 石切場断層)の存在を確認もしくは推定できたので、以下に記述する。

三城断層(新称)

三城集落を横断し、前述した新时期貫入岩類の最東部岩体の北東部を通過する断層で、

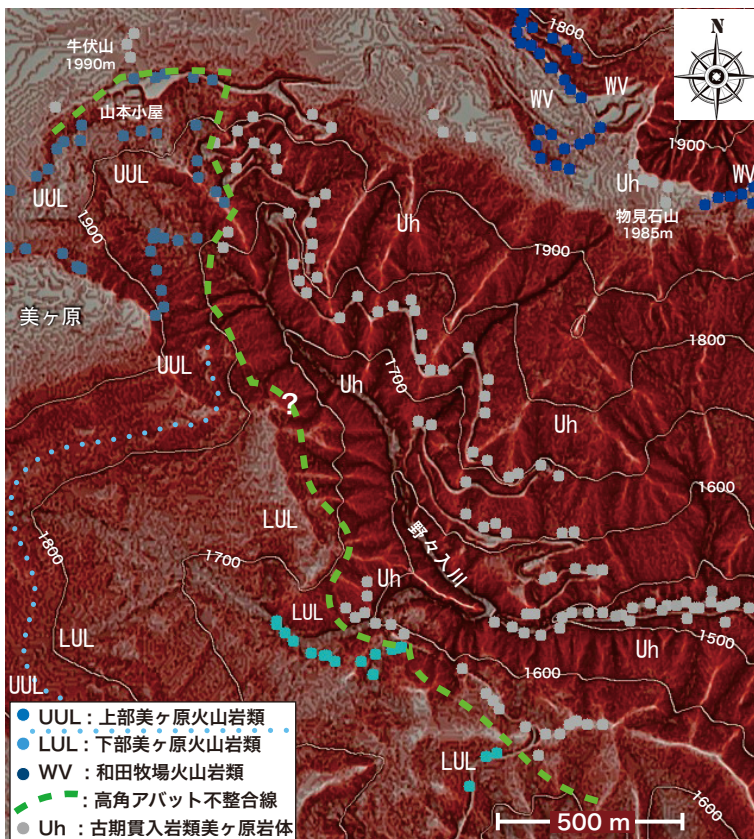


図10 美ヶ原区東部、野々入川上流域の基盤岩類と古期塩嶺累層の分布状態とアバット不整合線の推定トレース(緑色破線)。美ヶ原溶岩類下部と上部の境界位置(青色点線)は、同区西部の両者の境界位置(標高1850m前後)と地形変化から推定。背景のSRVC赤色地図は、国土地理院5m-mesh DEM dataにより作成。

総延長は3.5km以上と推定される(図9A)。この断層は北東-南西方向の尾根の鞍部を通過し、断層の東側には基盤の内村層、西側には塩嶺累層が分布している。高角西傾斜の正断層で、両層境界(不整合面)の垂直隔離は約110mと見積られるが、変動地形は不明瞭である。また塩嶺累層の分布から300m程度の右横ずれ水平隔離を持つと推定される。

この断層は、小山・大塚(2017)が記載した“Loc. 4付近の断層露頭”を通過する薄川断層群に属する断層の延長にあたるが、彼らは南東方の塩嶺累層分布域中には延長させていない。彼らは断層岩組織からは左横ずれの変位センスを持つとしており、塩嶺累層の分布が示す右横ずれ隔離とは一致していない。

石切場断層(新称)

三城断層の北側約1kmをほぼ並走する高角西傾斜の正断層で、三城火山碎屑岩類、扉峠火山碎屑岩類、下部美ヶ原火山岩類分布域を通過する。総延長は約3km程度で、三城北東方の急斜面との間の遷緩線に位置し、茶白山から西方に伸びる尾根に断層鞍部を形成している。この断層による南東側落下の垂直隔離は50m程度と見積られ、下部美ヶ原溶岩類の分布状況から左横ずれ成分を持つ可能性がある。

北東-南西方向, 南東側への撓曲構造

和田牧場火山岩類のホドノ入川溶岩類、扉峠南東に分布する下部美ヶ原火山岩類、その下位の八丁倉沢溶岩類

の南東縁部は、分布が北東-南西方向に直線的に並んでいる。美ヶ原区の塩嶺累層はその構造が一般に水平であるが、この3区域のみ南東に10°程度傾斜している(図5B, 断面①の右部)。図3Aにおいて、物見石山と扉峠を結んだ線の北西側では溶岩層がほぼ水平で、それより南東側では溶岩層が南東傾斜であることが地形にも表れている。この撓曲帯は長さ4km以上に達し、幅約1.7kmの間で最大約300mの南東側落下成分を持つ。

議論: 塩嶺累層・小諸層群の火山活動とテクトニクス

今回の調査で検討した北部フォッサマグナ・中央隆起帯南部の美ヶ原区に分布する塩嶺累層の層序および構造と、霧ヶ峰塩嶺地区の塩嶺累層(宮坂・狩野, 2017)、塩嶺-砥川地区の塩嶺累層(狩野・宮坂, 2020)および小諸帯の小諸層群(宮坂・狩野, 2015)での知見を総合して、塩嶺累層とその同時代層が記録するテクトニクスについてまとめる。諏訪盆地南西方の塩嶺累層相当層(南西塩嶺)および糸静線の運動と係わる議論については、狩野・宮坂(2018, 2020)および狩野ほか(2021)を参照されたい。

以下では、塩嶺累層、小諸層群、および新时期塩嶺累層と同時代の八柱火山群(西来ほか, 2007)の火山岩類分布域を総称して、塩嶺火山域(Enrei Volcanic Field)とよぶことにする。図11には、年代測定結果をふまえた南西塩嶺域、音無川区と八柱火山群域を除く塩嶺火山域の

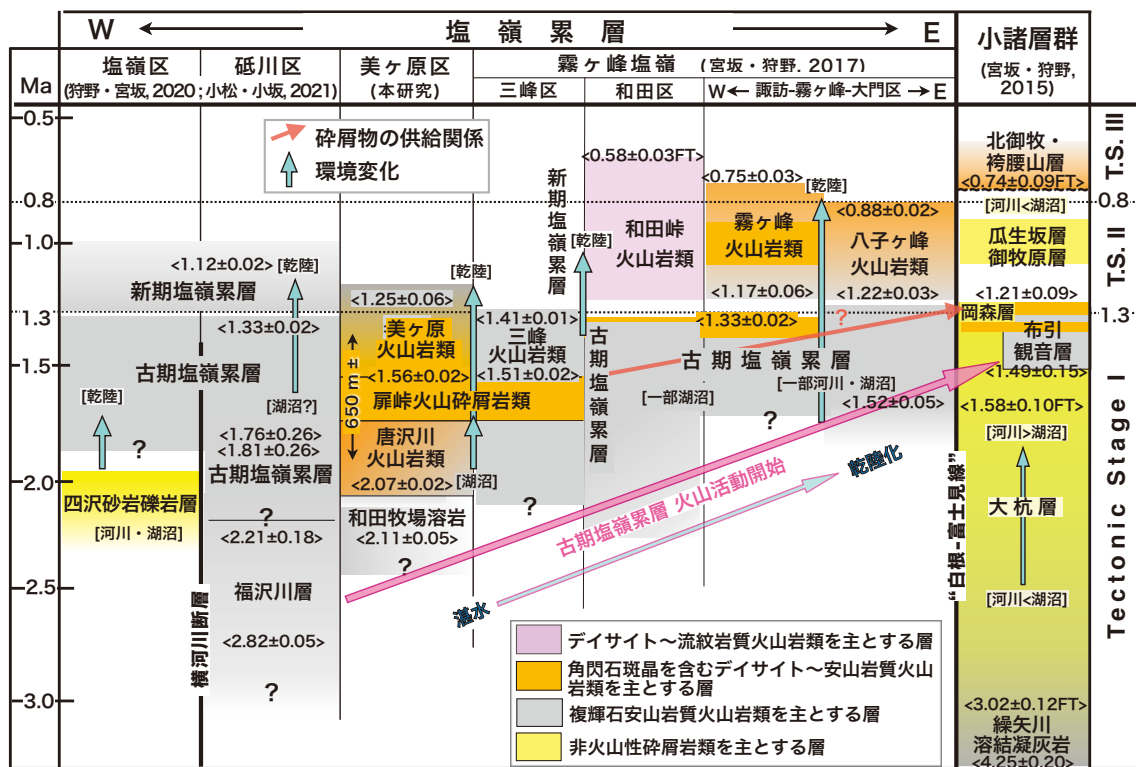


図11 塩嶺火山域(南西塩嶺域, 音無川区と八柱火山群域を除く)での広域層序対比と年代<Ma>。年代値<Ma>はフィッシュトラック年代(FT)を除いて、すべてK-Ar年代、複数の年代値がえられている層については、最古~最新の年代値を表記。地層名・年代値・環境等のデータソースは表記文献の本文および引用文献欄を参照。

火山岩類を中心とした層序対比を模式的に示した。霧ヶ峰塩嶺と小諸層群との対比では、テフラも使用されている(宮坂・狩野, 2017)(図12)。

北部フォッサマグナでは、中新世最後期まで日本海拡大をもたらしたリフト帯の東縁部を成長させた火成活動と、堆積盆の形成を伴った“グリーンタフ変動”が継続し、中央隆起帯は5Ma頃までには隆起・剝削域となった(フォッサ・マグナ地質研究会, 1991; 足立, 2018; など)。およそ3.5Ma以降には、東北日本および北部フォッサマグナ地域は水平圧縮場に転換し(Sato, 1994; など)、それにもなって中央隆起帯の北西隣の氷内帯には褶曲-衝上断層帯(fold-and-thrust belt)が形成された(Niitsuma *et al.*, 2003; Sato *et al.*, 2004; など)。

これらの広域的な圧縮テクトニクスとほぼ同時期の4Ma以降に小諸帯の一次陥没構造(宮坂・狩野, 2015)が形成され、塩嶺累層の火山活動と造構事変(宮坂・狩野, 2017)が発生している。

古期塩嶺累層下部層と小諸層群との層序・火山活動の対比

初期火山活動

塩嶺火山域での最初期の活動は、 $4.25 \pm 0.20\text{Ma}$ および $3.84 \pm 0.11\text{Ma}$ のK-Ar年代値を持つ小諸層群・大杭層最下部の線矢川溶結凝灰岩層(宮坂・狩野, 2015)である。だが、この時代の情報は大部分が被覆されているか、剝削されてしまって、不明な点が多い。

塩嶺累層分布域では、砥沢累層における6Ma頃の火山活動後の休止期を経て、鮮新世末期~前期更新世の前期(3~2Ma)になって、砥川区で福沢川層(狩野・宮坂, 2020)の火山活動が始まる(Appendix IIを参照)。その現在の分布範囲は東西約3km×南北約5kmと小規模で、基盤との不整合面は北縁部を除く大部分で低角である(狩野・宮坂, 2020)。次いで、美ヶ原区では和田牧場火山岩類がほぼ平坦な不整合で基盤岩を覆って堆積した。これらの活動は、複輝石安山岩溶岩が主体となっている。

和田牧場火山岩類は、その後の陥没を伴うアバット不整合の形成場からはずれた高所に断片的に分布する。このことから、この火山岩類は陥没域に積層した唐沢川火山岩類および扉峠火山碎屑岩類には埋積されずに、浸食および被覆から免れた一次陥没構造の形成以前の火山活動の残存物であるとみなされる。

美ヶ原区で古期塩嶺累層下部層にあたる唐沢川火山岩類の火山活動が本格化するのは2Ma頃からである。Nishiki *et al.* (2011)では、美ヶ原区での古期塩嶺累層に相当する火山活動のピークは1.6~1.4Ma頃であり、2Ma頃の活動との間に不活発な期間があったとしている。しかしながら、今回えられた $1.98 \pm 0.18\text{Ma}$ のK-Ar年代値(p.46)を持つ三城火山碎屑岩類の最下部と1.6Ma頃の扉峠火山碎屑岩類の上部層との間には、層厚300m前後の三城火山碎屑岩類下~上部層とそれに指交する層厚200mの上部八丁倉沢溶岩類、およびその上位の層厚50~250m前後の扉峠火山碎屑岩類の下~中部層とが介在している(図7)。したがって、美ヶ原区では既存の年代資料だけでは、2.0~1.6Maの期間に火山活動が不活発な時期があっ

たとは断定できない。

この期間の火山岩類は美ヶ原区および塩嶺-砥川区ではほとんど無層理だが、北東側に離れるほど層理が発達し、古期塩嶺累層下部層と対比できる小諸層群の大杭層・布引観音層(宮坂・狩野, 2015)も含めて、湛水環境を示唆している(図11)。すなわち、塩嶺-砥川区~美ヶ原区においては乾陸域での活発な火山活動が起こり、より東側の地域では小諸層群を含めて現地で発生した火山噴出物と共に、地域外からもたらされた土石流や洪水堆積物の構成率が多いものと考えられる(宮坂・狩野, 2015, 2017)。

美ヶ原区でのバイモーダル火山活動

下部八丁倉沢溶岩類に続く美ヶ原区の火山活動は、他地域で見られるような複輝石安山岩からなる凝灰角礫岩が主体ではなく、角閃石複輝石デイサイト~安山岩を多量に含む火山岩類(三城火山碎屑岩類・上部八丁倉沢溶岩類~扉峠火山碎屑岩類~下部美ヶ原火山岩類)で構成されている。美ヶ原区に存在する含角閃石火山岩類の全層厚は、単純積算で約650mになる(図6, 7, 11)。この岩相は、南方の和田区西部の三峰山火山岩類の中位層では250m、和田区では130m、霧ヶ峰区では20mと薄くなる(宮坂・狩野, 2017)。それら以外には、古期塩嶺累層堆積時のおよそ2.1~1.3Maの期間に、含角閃石火山岩類は糸静線の北側にはほとんど存在していない(図11)。

このようなバイモーダルで、かつ大部分が乾陸環境下での約800mの厚さの火山岩類と、塩嶺累層中に分布する長径1km規模の楕円体状の火山岩類と考えられる新时期貫入岩体が存在すること(p.47)などから、美ヶ原区一帯が火山活動の中心地の一つだったことが示唆される。向井ほか(2009)もこのバイモーダルな火山活動について、美ヶ原区内での一時的・局所的な張力場の環境を想定している。

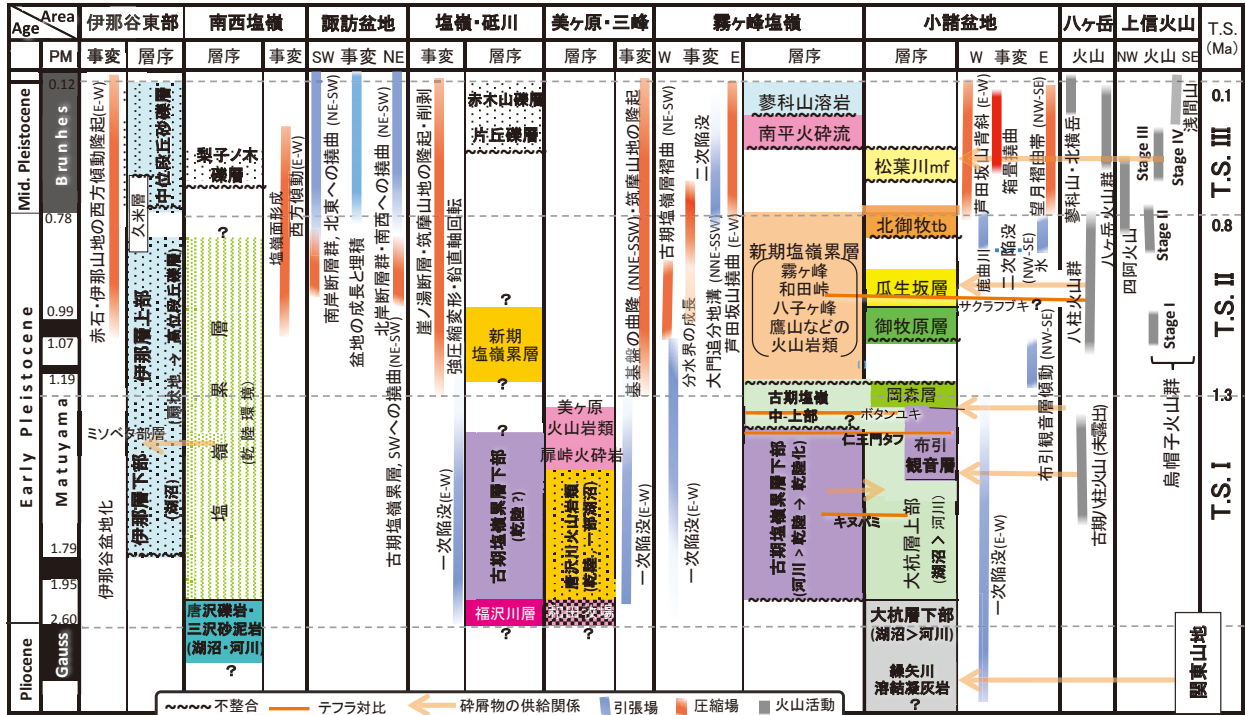
南西塩嶺では角閃石斑晶を含む火山活動を挟んで複輝石安山岩質の火山活動が4ステージあるとされた(窪田, 1999)。しかしながら、最近の斜長石を用いたK-Ar年代測定によって、その根拠となった火山層序自体に疑義が生じている(狩野ほか, 2021)。

およそ20km東方に分布する小諸層群岡森層および大門区の古期塩嶺累層上部層には、角閃石安山岩の角~円礫を含む礫岩層が存在する。これらの層の堆積年代は、上下の地層との関係から1.3~1.2Ma頃であるが、内包している角閃石安山岩礫の年代は唐沢川火山岩類の年代に近い $1.66 \pm 0.19\text{Ma}$ (宮坂・狩野, 2015)である。この時期に美ヶ原区が隆起し、唐沢川火山岩類またはその相当層起源の礫が岡森層まで供給されたものと考えられる(図11のオレンジ色矢印)。

塩嶺累層が記録する前~中期更新世の造構事変

塩嶺火山域に記録されている様々な造構事変は、狩野・宮坂(2018, 2020)に詳しく述べられている。以下では、今回の美ヶ原区での知見を加えて、時系列的に造構事変を総括的にレビューする。

図12は、狩野・宮坂(2018)の図4を増補・改訂して、塩嶺火山域とその周辺の層序・造構事変・造構ステージ



* 近接地区の層序対比のために、層序列と事変(tectonic event)列を配置。PM: 古地磁気層序区分、T.S.: 造構ステージ (tectonic stage)。
 * 各地層および各事変の上限・下限年代の大部分は未確定、おおよその相対的年代関係を示した。地層名の一部は略記した。mf: 泥流堆積物、tb: 凝灰角礫岩
 * 霧ヶ峰塩嶺列は、霧ヶ峰区、諏訪区、和田区、大門区、音無川区を総合、三峰区は和田区の北部に位置しているが、美ヶ原区の南側に連続するので、両者をあわせて美ヶ原・三峰列に含めた
 * 南西塩嶺列は狩野ほか(2021)、美ヶ原・三峰列は本研究、塩嶺-砥川列は狩野・宮坂(2020)による。その他の列は宮坂・狩野(2015, 2017) および狩野・宮坂(2018)に基づき、一部を修正
 * 各列の地層名、層序、火山活動を含む事変の詳細は、本研究、宮坂・狩野(2015, 2017)、狩野・宮坂(2018, 2020)、狩野ほか(2021)、およびそれらに引用されている文献を参照。

図12 塩嶺火山域周辺のテクトニクス総括図。狩野・宮坂 (2018) の図4を増補・改訂 (詳細は本文参照)。本図での霧ヶ峰塩嶺は、和田区、諏訪区および大門区を含む。

などを模式的にまとめた。主要な増補・改訂部分は、本報による美ヶ原区の列および狩野・宮坂 (2020) にもとづく塩嶺-砥川区の列の追加である。さらに、K-Ar年代にもとづいて南西塩嶺のユニット区分(窪田, 1999)を再検討し、その下位層の年代を改訂した(狩野ほか, 2021)。

狩野・宮坂 (2018, 2020) によれば、鮮新世末期から中期更新世にかけての塩嶺火山域のテクトニクスは、およそ1.3Maおよび0.8Ma頃を境として3期 (T.S.I~T.S.III)の造構ステージ (tectonic stage) に区分される (図12, 13)。それら以前の中期中新世にまで遡るこの地域周辺の広域テクトニクスについては、狩野・宮坂 (2020) の本文と其中的の図14も参照されたい。

造構ステージI (T.S.I): 2Ma以前~1.3Ma
 高角アバット不整合 (一次陥没) の形成

東北日本では太平洋プレートの沈み込みに伴う広域的な東西水平圧縮場が想定されている3.5Ma以後 (Sato, 1994; など) のT.S.Iの期間に、小諸層群分布域は大略東西方向の引張場に置かれて一次陥没構造が生じた(宮坂・狩野, 2015)。この引張場は、宮坂・狩野 (2015, 2017)、狩野・宮坂 (2018) で述べてきたように、北部フォッサマグナ形成史の中でも大きな謎の一つである。

小諸盆地から霧ヶ峰地域、塩嶺-砥川地域にかけては、総延長50km以上にわたって大局的には北北東-南南西方向、より詳細に見ると東西、北東-南西、南西-北東方向が組み合わさって構成されているジグザグに屈曲した

高角の破断面に沿って東側が陥没し、アバット不整合を形成しながら小諸層群の下部と古期塩嶺累層が陥没盆地を埋積していった(宮坂・狩野, 2015, 2017)。この高角アバット不整合は数ヶ所の露頭で確認でき、多数の地点での岩石・地層分布によってその存在が推定できる(山岸, 1988; 宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2020) (図13)。渡邊・大塚 (2020) [注4] のF11, F12断層の通過位置にあたる小諸盆地西縁部では、基盤の内村層と小諸層群とが凸凹を有した高角不整合面で密着して接している(宮坂・狩野, 2015)。

美ヶ原区でも、全体としては北西-南東方向に伸びた多角形の陥没盆地の形態を呈している。不整合面に挟まれた埋積層の年代差の50万年 (p.49) は、高角な基盤の崖が短期間に形成されて長期間維持されたのではなく、陥没と埋積が繰り返した結果として成長していったものと考えられる。不整合面から数10mの範囲の三城火山砕屑岩類は、盆地中央方向(南東側)に最大60°程度傾斜している。このことは、小諸層群で見られたように(宮坂・狩野, 2015; 狩野・宮坂, 2018)、盆地埋積中にも陥没運動が継続していたことを示唆している。

向井ほか (2009) は、美ヶ原区のアバット不整合を根拠にして、細長い堆積盆の形成と関係した断層運動による前期更新世に形成された“局所的な火山性陥没モデル”を提唱し、南東方の和田-霧ヶ峰-大門区内の“追分火山性地溝”の形成と関連させた。しかし、“追分火山

性地溝”を大門追分地溝に改称した宮坂・狩野（2017）では、その主要な形成期間は美ヶ原区での火山活動がほぼ終了する1.3Ma以後で、新期塩嶺累層の変位をとまなう0.8Ma以降のT.S.III期の可能性が高く、小諸層群分布域の二次陥没構造（宮坂・狩野, 2015）に対比している。古期塩嶺累層相当層の広域的な火山活動は、“局所的な火山性陥没モデル”をふまえて、以下に述べるように、より広域的な一次陥没構造の形成と関連させて考察すべきである。

基盤岩分布高度と重力構造

図13は、20万分の1長野野幅（中野ほか, 1998）でのブーゲ重力異常の等重力線（仮定密度2.0g/cm³；以下、ブーゲ等重力線）と、これまでの調査（宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2020）で判明した塩嶺火山域でのアバット不整合（図学的に推定されたものを含む）の位置にもとづいて、不整合面高度の変化を示す等高線を重ねた。

この時のアバット不整合が同一高度で形成される必然性はないが、短期間に高さの異なる陥没が各所で発生した証拠もない。したがって、図13は局所的に見るとアバット不整合形成時の高度差（落差）を示すが、広域的に

は不整合形成時以降の基盤の昇降量を表している。図13のようなスケールでは、後者の要素が大きい。なお前述（p.49）したように、調査域内のアバット不整合は、2～1.5Ma頃の期間で形成されている。

美ヶ原区東方、依田川周辺でのブーゲ等重力線は南北～北北東-南南西方向を向き、東側の塩嶺累層・小諸層群分布域（-50mGal前後）は西側の基盤岩分布域（-30mGal前後）に比べて相対的に低重力異常地域を構成している（図13）。塩嶺累層・小諸層群分布域の中央部周辺で重力異常の変化が少ないのは（図13、および狩野・宮坂（2018）の図17）、地下での基盤上面高度に凹凸が少ないこと、すなわち不整合面は、縁辺部では高角で、中央部では低起伏でほぼ平坦な“鍋底状”の形態であることを示唆している。

ブーゲ等重力線は大門追分地溝の東北東縁から美ヶ原区に向かって北西方向に変化し、その屈曲パターンは、一次陥没による不整合線および大門追分地溝の北東縁の鷹山断層群との走向と調和的である。美ヶ原区内で最も基盤高度が高くなるのは、牛伏山から物見石山にかけての尾根の北西側で、その高度は約1900m前後である（図5A）。

基盤岩分布域内での高標高部分は、北方の武石峰



図13 塩嶺火山域周辺のブーゲ重力異常（青色点線）、および基盤岩類と古期塩嶺累層とのアバット不整合面の分布高度（赤色実線）。背景の地形陰影図は、国土地理院50m-mesh DEM dataにより作成。ブーゲ重力異常等重力線（仮定密度：2.0g/cm³）は、中野ほか（1998）からトレース、小四角枠はルートマップおよび露頭で不整合面が推定もしくは確認され記載された位置。記載文献は次のとおり。Mu-09：向井ほか（2009）、MK-15：宮坂・狩野（2015）、MK-17：宮坂・狩野（2017）、KM-20：狩野・宮坂（2020）。

(1973m) 周辺および南方の鉢伏山～ニッ山周辺で、1900～2000mの定高性を有している(図2)。ここは、大門追分地溝が形成される前の、塩嶺累層の曲隆部に一致する。美ヶ原区からは、南および北東方向に離れるほど不整合面高度は低下していく(狩野・宮坂, 2018)。

一方、大門追分地溝の南西縁を作る八子ヶ峰断層群は、北東縁の鷹山断層群に比べて地溝を反映する重力構造には大きな影響を与えているようにはみえない。そこから諏訪盆地に向かって、重力異常値は急速に低下し、諏訪盆地中心部の諏訪湖底で最低($< -70\text{mGal}$)になる。ここでは厚さ1500m前後の盆地埋積層に覆われた基盤岩の上面高度が、標高1000m以上から-500m以深まで大きく低下していることが地下構造探査によって指摘されている(池田・岡田, 2015; 狩野・宮坂, 2018)。

これまで述べてきたように、基盤および被覆層である塩嶺累層、小諸層群および両者の間の高角アバット不整合を伴う一次陥没構造は、このような重力構造の急変部と一致しており、地質構造と対応している可能性が大きい。この陥没は、北方の浅間-烏帽子火山群(西来ほか, 2013)(図1B)をこえて、四阿火山の東方の吾妻川上流部の草津白根山付近まで延長されるとすれば、その南北長は約70km、東西幅は南部で最大30km以上に達する負のブーゲ重力異常地帯を構成している(狩野・宮坂(2018)の図17の淡水色でカバーした区域)。

一次陥没の形成後しばらくは美ヶ原～霧ヶ峰塩嶺地域は湛水環境下、一部は乾陸環境で(図11)、安山岩質溶岩・火山碎屑岩類が広域的にほぼ平坦に堆積した(宮坂・狩野, 2017)。小諸盆地には美ヶ原～霧ヶ峰塩嶺からの古期塩嶺累層下部層分布域を含めた周囲の火山から湖沼・河川に流入した溶岩・火山碎屑岩類と、関東山地を含む周辺の基盤岩山地から碎屑物が供給されている(宮坂・狩野, 2015)。

以上のように、基盤岩類と被覆層である小諸層群・塩嶺累層の分布や全般的な重力構造を規制しているのは、T.S.I期に成長した一次陥没構造である。小諸帯と中央隆起帯の境界とされる“白根-富士見線”(図1B)(小坂, 1984)は、直線的で明瞭な境界ではなく、中央隆起帯の南部では重力構造はそれに対して大きく斜交し、低重力域は中央隆起帯側に広がるようになる。

造構ステージII (T.S.II) : 1.3Ma ~ 0.8Ma

このステージの初期には、一次陥没構造の成長と埋積はほぼ終了したと考えられる。このステージを記録する新期塩嶺累層は、美ヶ原区には分布しておらず、塩嶺-砥川区では高標高部に小範囲に分布する。一方、和田-霧ヶ峰-諏訪区および大門区周辺では新期塩嶺累層は高標高地域に広域的に分布している。

これらの地区では、古期塩嶺累層と比べて明瞭な火山体(鷹山, 車山, 八子ヶ峰, など)が形成され、かんらん石輝石安山岩とともに含角閃石デイサイト～流紋岩質火山岩を伴い、全噴出量は古期塩嶺累層よりも多いと見積もられている(Nishiki *et al.*, 2011)。特に南東方の和田区では、黒曜石(obsidian)を多産する和田峠火山岩類の珪長質火山活動が活発となった(杉原ほか, 2009; 宮坂・狩野, 2017; など)。したがって、美ヶ原区の新期塩

嶺累層相当層と同様に、周辺地域の新期塩嶺累層もバイモーダルな火山活動であった(図11)。

古期塩嶺累層で覆われた霧ヶ峰地域の基盤岩はさらに隆起(曲隆)し、隆起域の中～南東部に新期塩嶺累層および八柱火山群の火山が活発に活動し、中央分水界が成長していった(Nishiki *et al.*, 2011; 狩野・宮坂, 2018)。このステージ末期からT.S.III期にかけては、曲隆部の南西側には東俣川褶曲群や諏訪盆地側に落ち込む撓曲構造(本木川撓曲)が成長し、曲隆域としての諏訪盆地が顕在化してくる。一方、小諸盆地には古期塩嶺累層相当層の最上部の火山碎屑岩を主体とした岡森層の堆積が継続し、湛水環境から乾陸環境に移行していった(宮坂・狩野, 2015)。

塩嶺火山域では、このT.S.II期が時間的にも空間的にも応力状況が最も不規則・不安定であった(宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2018)。たとえば、新期塩嶺累層の火山群と八柱火山群は北西-南東方向の配列(図1B)をしており、これは同方向の圧縮場、北東-南西方向の引張場を示唆している。同様に北隣の烏帽子火山群の西北西-東南東方向の配列(図1B)は、同方向の圧縮応力場を示唆している。

これに対して、T.S.Iの後期以降に生じた広域隆起をともなう美ヶ原区周辺での曲隆と東俣川褶曲群および諏訪盆地側への本木川撓曲の形成は、北東-南西方向の圧縮応力場を示唆する(宮坂・狩野, 2017)。一方、小諸盆地北部では火山活動をともなう二次陥没が、東西～北西-南東方向の引張応力場で生じている(宮坂・狩野, 2015)。この応力方向は、霧ヶ峰塩嶺や烏帽子火山群が示唆する北西-南東方向の圧縮応力場とは不調和であり、局所的に応力方向が変化したことが示唆される。

造構ステージIII (T.S.III) : 0.8 ~ 0.2Ma

霧ヶ峰塩嶺地域ではこの期間の前半には一端火山活動が休止し、大門追分地溝や諏訪盆地が成長する(宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2018)。大門追分地溝は、褶曲の外弧側にあたる上記の曲隆域の地表近傍での引張応力場で形成された可能性が大きい。新期塩嶺累層を変位させる大門追分地溝の北縁の鷹山断層群は、一次陥没構造の縁辺部に位置することから、この陥没構造を形成した断層の再動と考えられる。諏訪盆地では北東-南西方向の引張応力場による正断層運動が顕著になり、盆地は急速に沈降し埋積されていく。

“白根-富士見線”にそって小諸帯西縁部に形成された芦田坂山背斜-箱壘撓曲-羽黒沢断層帯を含めて、一次陥没時に活動した正断層が逆断層に反転して、小諸帯中央部では東西～北西-南東方向の圧縮応力場で望月褶曲帯が形成され、丘陵化が進行していく(宮坂・狩野, 2015; 狩野・宮坂, 2018)。0.5Ma以降には南方で南北方向の八ヶ岳火山群の活動が活発化し、霧ヶ峰区の東方で角閃石含有複輝石安山岩質溶岩からなる蓼科山が成長した(Nishiki *et al.*, 2011)。

美ヶ原区および塩嶺-砥川区を含めた塩嶺累層分布域の西部では、新期塩嶺累層の火山活動が終息したのち、崖の湯断層群(高畑, 2015)や牛伏寺断層を含む筑摩山地南西縁部でのT.S.III期以降に引き続く活断層運動を伴った

筑摩山地全体の隆起が継続している（狩野・宮坂, 2020）。その影響は美ヶ原区周辺では引き続き基盤の隆起（曲隆）と中信高原の成長として表れているが、霧ヶ峰区（おとろば）の踊場断層などの一部の活断層（宮坂・狩野, 2017; など）を除けば、明瞭な変動地形をとともなう顕著な内部変形は発達しておらず、中信高原の縁辺部では隆起にともなう谷頭浸食が急速に進行しつつある。

それに対しての沈降（曲降）域は、南側では諏訪盆地であり、北側では小諸盆地・上田盆地をつなぐ千曲川低地である。

広域テクトニクスとの関連

塩嶺火山域が記録する T.S.I～T.S.III の各ステージを俯瞰した場合、T.S.I 期での高角アバット不整合の形成に伴う一次陥没構造の成長、および T.S.II 後期から現在にかけての筑摩山地南部の隆起、中信高原の成立、および諏訪盆地の形成が最も重要な造構事変である。これらのうち、糸静線の活動との関係をふまえた諏訪盆地の形成過程については、宮坂・狩野（2017）、狩野・宮坂（2018, 2020）、狩野ほか（2021）での議論を参照されたい。

一次陥没構造の成長：大規模コールドロンの形成

小諸層群分布域の東方 20–30km には、火山性陥没盆地（collapse basin）のうち多角形の縁辺部を持ち陥没ブロック内での破壊が少ない“鍋底状”の平板（plate）型、またはピストンシリンダー（piston-cylinder）型カルデラ（またはその断面が露出したコールドロン）（Lipman, 1999; 下司, 2018; など）とされている本陥没盆地（本宿団体研究グループ, 1968, 1970; 野村, 1991; など）が存在する。この本宿陥没盆地は小諸層群分布域の陥没に先立って中新世に形成されている。両者の特徴の相違については、既に宮坂・狩野（2015）で比較・検討されている。

小諸層群分布域の陥没構造は、典型的な平板型コールドロンとは異なり、下部に大量の火山噴出物は確認できず、陥没以前に大規模な隆起をしたという形跡や環状岩脈群（ring dykes）、環状断層群（ring faults）なども認められない。したがって、局所的火山活動よりは広域テクトニクスを反映している可能性を考慮すべきである。

前述（p.52）したように、美ヶ原の塩嶺累層については“局所的な火山性陥没モデル”（向井ほか, 2009）が提示されている。その時点では、霧ヶ峰塩嶺地域（宮坂・狩野, 2017）、塩嶺–砥川地区（狩野・宮坂, 2020）および美ヶ原区（本研究）での知見は含まれていない。これらでえられた広域的な高角アバット不整合などの存在を加えれば、塩嶺火山域での陥没面積は、本宿陥没盆地の数倍に達する。さらに前述（p.53）した北北東–南南西方向の負のブーグ重力異常地帯も加えれば、陥没による推定面積はおよそ 1000km² 以上 [注5] に達し、日本最大級のコールドロンとなる。

この陥没構造を形成した事変を、大規模コールドロンの形成事例として一括りにした場合には、以下のようなになる。ただし、コールドロンとしての形態は異例であり、島弧接合域での特異なテクトニクスの影響を考慮すべきであろう。

古期塩嶺累層下部層：広域的割れ目噴火活動

前述（p.51）したように、塩嶺火山域での最初期の活動は、4Ma 前後の K-Ar 年代値を持つ小諸層群・大杭層最下部の隼矢川溶結凝灰岩層（宮坂・狩野, 2015）であり、次いで、塩嶺累層分布域では、砥川区で福沢川層の火山活動が始まり、2Ma 頃から本格化・広域化する。この活動時期は 4Ma 頃に約 40km 東方の関東山地・荒船山付近にあった火山フロントが、西側の美ヶ原～霧ヶ峰地域に移動を開始する時期（佐藤, 2004; 森ほか, 2012; Nakamura *et al.*, 2014）と一致している。美ヶ原区は、東北日本西部の北東–南西方向から、南部フォッサマグナ・伊豆–小笠原弧に向かう北北西–南南東方向に屈曲する核心部に位置している（図 1）。

火山岩類の岩相変化と年代データに注目した塩嶺火山域構成層の層序対比図（図 11）で示されるように、美ヶ原区の塩嶺累層は、年代的にはそのほとんどが他地域の古期塩嶺累層下部層と同時期になる。2～1.3Ma 頃にかけては、塩嶺累層分布域ではほぼ全域にわたって複輝石安山岩質角礫を含む凝灰角礫岩、火山角礫岩を主とする火山活動が生じ、同質の溶岩層および貫入岩を挟む古期塩嶺累層下部層が広域的に堆積した。

これらのうち凝灰角礫岩、火山角礫岩の産状は多様で、供源岩脈に近接してそれから移化しているもの、溶結組織を含む火砕流的なもの、ペペライトを伴う水中自破砕溶岩的なもの、湖沼・河川性堆積物に挟まれた土石流堆積物的なものを含む（宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2020; など）。全体としては、東側ほど水の影響を受けている。

古期塩嶺累層は多くの場所での広域的割れ目噴火により、ほぼ平坦に堆積した“洪水安山岩的”な性格をもっている（Nishiki *et al.*, 2011; 宮坂・狩野, 2017）。美ヶ原区では唐沢川火山岩類の下部八丁倉沢溶岩層がこれにあたり、凝灰角礫岩よりも溶岩のほうが優勢である。

2Ma 前後に陥没は本格的になり、美ヶ原区、和田–霧ヶ峰–大門区の塩嶺累層分布域の縁辺部に形成された高角正断層起源のカルデラ壁は高角アバット不整合面を形成し、湖沼・河川性堆積物と火山岩類からなる古期塩嶺累層がカルデラ内を埋積する。これらのうち、美ヶ原区での陥没は最大比高 800m 以上に達する。ただし、南西塩嶺側では高角アバット不整合は確認されておらず、岩脈群と給源火山は認められていないので、ここでの火山岩類は、その時点では顕在化していない諏訪盆地北東側から供給されたものとみなされる。

以上から、陥没は時間をおいて局地的に大小のカルデラ群を形成し、各カルデラの成長にともなって合体していった可能性が大きい。このようにして大規模な多重コールドロン（multiple cauldron）を形成した火山群全体としては、およそ 300 万年間以上の長期にわたってその活動が継続した。

東北日本弧脊梁山地では、クラスター状にまとまったカルデラ群が中新世～鮮新世にかけて形成されている（伊藤ほか, 1989; 大竹, 2000; など）。このように捉えると、形成年代は異なるが、脊梁山地と塩嶺火山域との火山活動は類似しているようにもみえる。

中信高原の成立

塩嶺火山域での負のブーグ重力異常地域内での最重要な構造要素である諏訪盆地は、火山性陥没盆地とは考えられない（藤森, 1991; 宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2018; など）。また大門追分地溝の主要な形成時期は新期塩嶺累層の火山活動後であり、その北西方の基盤岩分布域に発達する薄川断層群に連続する可能性が大きい（宮坂・狩野, 2017）。小諸層群分布域の西縁では芦田坂山背斜-箱畳撓曲-羽黒沢断層帯が形成され（宮坂・狩野, 2015）、塩嶺-砥川区の塩嶺累層は中～高角に傾斜している（狩野・宮坂, 2020）。火山活動は、T.S.III期の造構事変にほとんど寄与してはいない。

水内帯と中央隆起帯との境界の“津南-松本線”周辺に形成されていた日本海拡大期の正断層（群）（Sato *et al.*, 2004; など）、あるいは前期更新世に塩嶺区西縁で古期塩嶺累層の堆積盆を形成したT.S.I期の一次陥没による正断層群が、糸静線とそれともなう断層群との接合域でT.S.III期に再活動して、現在の地体構造が形成された。塩嶺火山域の西縁に位置する塩嶺-砥川区および美ヶ原区で基盤高度が上昇し、中央分水界が形成され、中信高原が成立するのは、分布域の南西縁を限る糸静線と西縁を限る崖の湯断層群（図2）（高畑, 2015）のT.S.III期における活動に起因している（狩野・宮坂, 2018, 2020）。

“白根-富士見線”の起源も日本海拡大期に遡り、その一部はT.S.III期に一次陥没構造を形成し、さらにT.S.III期に再動して芦田坂山背斜-箱畳撓曲-羽黒沢断層帯を成長させている。これらの一連の活動が、基盤岩の隆起・

削剥および中信高原の形成と小諸層群分布域の丘陵化に寄与した。

局所応力場と広域応力場

図14に、糸静線より北側の塩嶺火山域一帯のT.S.I～T.S.IIIにおける応力場の変遷をまとめた。この図は、狩野・宮坂（2018）の図16で造構ステージごとに応力場を示した三図を、一つの図にまとめたものとみなして良い。正断層運動と逆断層運動が重なる断層は、構造反転（tectonic inversion）を示す。なお、北東部の小諸層群の変形は、この図とは異なった応力場のもとで発生しており、非常に複雑である（宮坂・狩野, 2015）。

塩嶺火山域は、フォッサマグナの形成、糸静線の活動、および伊豆-小笠原弧衝突の影響を受けた島弧接合域という特異なテクトニクス環境下であり、その複雑な状況がようやく把握できてきた段階である。塩嶺火山域ではカルデラ縁辺部に一般的とされる環状岩脈群、環状断層群（Lipman, 1999; 下司, 2015; など）を伴わず、ジグザグに屈曲した不規則・多角形状の特異な形態を持つ総面積1000km²以上の広域的な陥没構造が形成されている。このような大規模な陥没構造が、さらに広域的な東北日本弧スケールでの東-西～北西-南東方向の水平圧縮応力場（Sato *et al.*, 1994; など）の中で生じた理由は不明である。

図14のように、4Ma以降の中央隆起帯及び小諸層群では、広域的に期待される東北日本弧での東西～北西-南東方向の応力場（Sato, 1994; など）のもとでの一様な運動を示してはいない。むしろ広域応力場とは逆方向であったり、ほぼ同一時期に直交方向の応力場における変形が生じ、また構造反転がいくつかの場所で発生している。このような局所的造構応力場の存在については、高橋・西来（2006）、向井ほか（2009）、Nishiki *et al.*（2011）などで指摘されていたが、それらの指摘よりも時空間的により複雑である。

このような不規則・不安定な局所的造構応力場の要因としては以下のような状況が考えられる。北部フォッサマグナの地殻下部では、17～15Ma前後の本州弧とフィリピン海プレート北東縁部の伊豆-小笠原弧との直交衝突による赤石-関東対曲構造の形成（星, 2018; など）にともなって、数～数十kmのスケールの中新統以前の基盤ブロックの分断化・回転が進行し、再配置された基盤構造の再動によって地殻浅部に発生した局所的応力場による影響と考えられる（狩野・宮坂, 2018）。

1Ma前後から現在にかけては、北西進する伊豆-小笠原弧の北端部の伊豆地塊の衝突による影響が加えられている。これら以外に、広域応力場に非調和な変形や基盤の大規模な隆起・沈降の原因を考える際には、特異なテクトニクス環境下であり、急激に屈曲する火山フロントの西方移動に伴う地下深部からのマグマ供給系の変化も、考慮しなければならない。

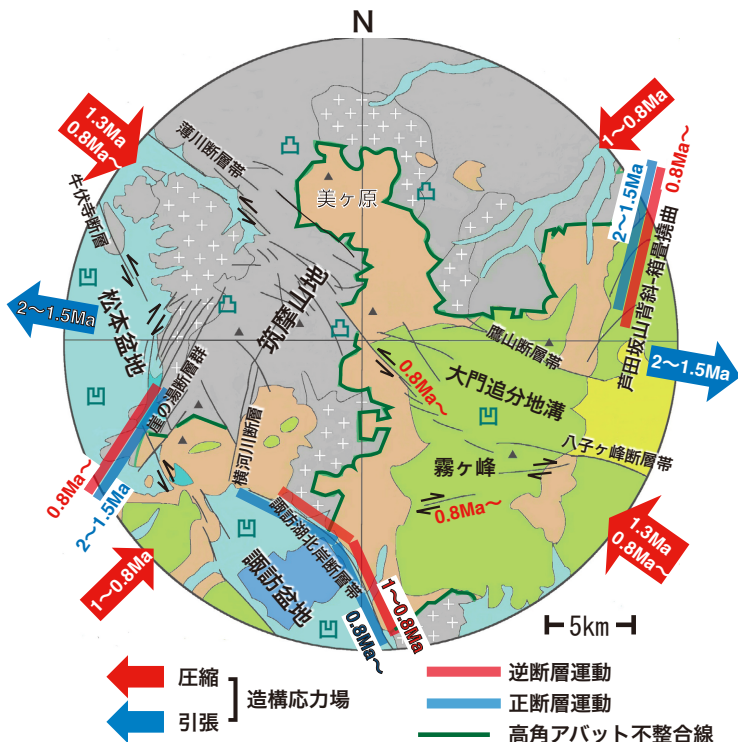


図14 塩嶺火山域周辺の前～中期更新世の局所的浅所地殻応力場の時空変遷を示す模式図。狩野・宮坂（2018）の図16にもとづき再構成。地質凡例は図2を参照、応力方位は概略方向、詳細は本文参照。

まとめ

北部フォッサマグナ・中央隆起帯南部を構成する中信高原・美ヶ原区に分布する下部更新統の塩嶺累層の層序・構造とその造構過程について再検討を行った。その結果は、以下のようにまとめられる。

1. 美ヶ原区の塩嶺累層は2～1.3Ma頃の火山岩類を主体とする地層により構成され、年代的には他地区の古期塩嶺累層に対比できる。塩嶺累層分布域の中でも北西縁に近い美ヶ原区～塩嶺・砥川区の北北東-南南西方向の帯では、2Ma頃に広域的な古期塩嶺累層の火山活動が始まり、時代とともに活動は東方に移動した。新期塩嶺累層に関係する1.3Ma以降の火山活動は、本区周辺には認められない。
2. 美ヶ原区の古期塩嶺累層の火山噴出物の量や溶岩の厚さ、貫入岩の規模と分布などからみて、同層分布域内では最も火山活動が旺盛だった。そこでの火山活動は、他地区での複輝石安山岩質のユニモダルな活動とは異なり、角閃石デイサイト質～複輝石安山岩質のバイモダルな性質を持つことが特徴である。
3. 美ヶ原区でも他地区と同様に、2Ma前後から1.5Ma頃にかけて発生した広域的な一次陥没により、最大落差800mに及ぶ高角アバット不整合をとまなう堆積盆が形成され、積算層厚1000m前後の火山噴出物・碎屑性堆積物からなる古期塩嶺累層によって急速に埋積された。
4. 塩嶺累層分布域東部と小諸帯の境界部付近では、一次陥没構造は北北東-南南西方向であるが、美ヶ原区での一次陥没構造は大局的には北西-南東方向の長軸を持ち、北北東-南南西方向の中央隆起帯の一般的な構造と大きく斜交（ほぼ直交）している。
5. 美ヶ原区の古期塩嶺累層は、他地区の大部分の古期塩嶺累層と同様に、ほぼ水平な構造を保ち、塩嶺-砥川区に見られる中～高角、一部に逆転層をとまなうような顕著な変形は生じていない。
6. 美ヶ原区周辺では基盤岩が周辺に比べて高所に分布し、その周囲に向かって低下する基盤岩・塩嶺累層の分布高度と調和している。このことは、古期塩嶺累層堆積期以降の全般的な隆起（曲隆）を示し、南北方向を持つ筑摩山地南部の隆起と関係している可能性がある。
7. この隆起によって、美ヶ原区では1.5Ma以降（おそらくは0.8Ma以降）に比高800m前後に達する急速な削剥が進行した。その結果、それ以前に生じた急速陥没と埋積によって形成されたコールドロンを構成する塩嶺累層のほぼ水平な内部地質構造が露出した。

今回えられた美ヶ原区の塩嶺累層についての以上の知見を加えて、宮坂・狩野（2015, 2017）、狩野・宮坂（2018, 2020）、狩野ほか（2021）で展開してきた塩嶺累層とその同時代層の小諸層群が記録する塩嶺火山域での前～中期更新世の火山活動・テクトニクスに関する議論を再整理した。

謝辞

本研究で要した費用の一部は、東京地学協会令和2年度研究・調査助成金〔課題名：下部更新統塩嶺累層に記録された諏訪盆地・中信高原地域の成立過程と糸魚川-静岡構造線の活動との関係（代表者：狩野）〕を使用した。国土地理院基盤地図情報・数値標高モデル5m-mesh（航空レーザー測量）および同50m-mesh DEMデータを用いた傾斜量鳥瞰図、SRVC立体地図および地形陰影図の作成には、片柳由明氏によるSimpleDEMViewer, ver.6.9.1を使用した。K-Ar年代測定を依頼した（株）蒜山地質年代学研究所の八木公史博士には、年代測定法とその問題点についてご教示いただいた。原子力規制庁の西来邦章博士、および東京大学の池田昌之准教授からの査読コメントによって、本稿は大幅に改善された。

野外地質調査データに基づく塩嶺火山域での我々の研究報告は、本論で完了した。およそ40年間にわたる調査の過程で、宮坂は小諸団体研究グループのメンバーをはじめとして、多くの方々からのご支援を受けたことを記して、感謝する。

〔注1〕本論での高角アバット不整合とは、露頭で直接計測、あるいは地質分布から図学的に求められるおよそ30°以上、最大は90°に達する交差角度を持つアバット不整合である。正断層起源の不整合面形成後の再動にとまなう“引き摺り”を除けば、上盤側の塩嶺累層はほぼ水平なので、アバット不整合面は形成当初の姿勢を保持していると見なされる。ただし、美ヶ原区では露頭そのものは見出されておらず、塩嶺-砥川区ではその後の変動により不整合面が垂直～急傾斜し、逆転している部分もある。

〔注2〕砥沢累層の上部および塩嶺累層の下部に該当するが、田中ほか（1979, 1980）では基盤岩の二ツ山層に帰属させている

〔注3〕山崎ほか（1976）は、該当する溶岩類とその周囲の湖沼性堆積物を総称して八丁倉沢層と呼称した。本論では命名者の先取権を尊重して、模式地の地名をこの漢字表記に戻して地層名として使用する。宮坂・狩野（2017）で使用した地名も八丁倉沢だが、国土地理院2.5万分の1地形図ではカタカナで表記（ヤテイ倉沢）されている。

〔注4〕渡邊・大塚（2019, 2020）では、小諸層群分布域内で第四紀に活動したとされる断層群が提示されているが、多くは変位量の少ない変形である。また、これらの報告では、先行研究が適切に引用されておらず、地層の定義に誤りを含み、大局的な変形像・変形史が捉えられていない。小諸層群分布域内で更新世に形成された最も重要な変形構造は、一次陥没構造とともに芦田坂山背斜-箱壘撓曲-羽黒沢断層帯、大杭背斜を含む望月褶曲帯および二次陥没構造である（宮坂・狩野, 2015）。なお、渡邊・大塚（2019）の断層2は、宮坂・狩野（2015）による羽黒沢断層帯に含まれる。

〔注5〕総陥没面積は、p.53で述べた負のブーゲ重力異常域の範囲と、塩嶺累層・小諸層群・八柱火山群の分

布域を考慮し、諏訪盆地を底辺とし北方の吾妻川流域で閉じる南北に延びた細長い不等辺三角形に近似して概算した。この概算値は、実際よりも過小評価しているかもしれない。

引用文献

- 足立久雄 (2018), フォッサマグナ地域における後期中新世の全般的隆起と造構—火成活動. 地球科学, **72**, 41–57.
- フォッサ・マグナ研究グループ (1958), フォッサ・マグナの構造的意義. 地球科学, **37**, 29–33.
- フォッサマグナ地質研究会 (1991), フォッサマグナの隆起過程. 地団研専報, **38**, 159–181.
- 藤森孝俊 (1991), 活断層からみたプリアパートベイゼンとしての諏訪盆地の形成. 地理学評論, **64**, 665–696.
- 古谷尊彦 (2006), 3–2 (1) 筑摩山地—フォッサマグナ中央部の高原. 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄 (編), 日本の地形 5「中部」, 東京大学出版会, 102–104.
- 下司信夫 (2018), 陥没カルデラの構造とその形成メカニズム. 地学雑誌, **127**, 175–189.
- 本間不二男 (1931), 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
- 星 博幸 (2018), 関東対曲構造の形成はいつはじまったか? 地質学雑誌, **124**, 805–817.
- 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・小林将喜・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.
- 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.
- 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後期—鮮新世のカルデラ群について. 地質学論集, **32**, 409–429.
- 兼岡一郎 (1998), 年代測定概論. 東京大学出版会, 315p.
- 兼岡一郎・小島 稔 (1970), 日本の火山岩の放射性元素年代. 火山, **15**, 10–21.
- 狩野謙一・宮坂 晃 (2018), 塩嶺累層とその同時代層の層序・構造の対比に基づく信州中～南部地域の前～中期更新世のテクトニクス. 静岡大学地球科学研究報告, **45**, 23–53.
- 狩野謙一・宮坂 晃 (2020), 北部フォッサマグナ, 諏訪盆地北方の下部更新統塩嶺累層が記録する糸魚川—静岡構造線の活動. 静岡大学地球科学研究報告, **47**, 23–50.
- 狩野謙一・宮坂 晃・山本玄珠・楠 賢司 (2021), 諏訪盆地南西側斜面の下部更新統塩嶺累層安山岩溶岩のK-Ar年代. 地学雑誌, **130**, 印刷中.
- 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 (横河川変成岩). 日本岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 21–29.
- 川野良信 (2017), 北部フォッサマグナ新第三紀深成岩類の地球化学的多様性. 地球科学, **71**, 75–86.
- 木船 清・永田勇夫・遠藤忠慶 (1996), 松本市史 第1巻 自然編, 第2章, 第3節, 第3項 地形・地質. 松本市史編さん室・編, 松本市, 104–136.
- 小松宏昭・小坂秀王 (2021), 長野県岡谷市～下諏訪町に分布する“赤渋沢層”のK-Ar年代. 地球科学, **75**, 125–130.
- 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・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.
- 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オントラック年代. 地質学雑誌, **93**, 773–776.
- 小山俊滉・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.
- 公文富士夫・佐藤玲子・小坂共栄 (1990), 長野県諏訪湖北方の新第三系横河川累層の中新世放散虫化石. 信州大学理学部紀要, **25**, 25–31.
- Lipman P.W. (1999), Calderas. In Sigurdsson, H., Houghton, R.F., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 643–662.
- Mankinen E. & Dalrymple G. B. (1979), Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5m.y.B.P. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 615–626.
- 松本哲一・太田 靖・星住英男・高橋 浩・西岡芳晴・三宅康幸・角田謙朗・清水正明 (2007), 日本列島における年代未詳岩石のK-Ar年代測定—地質図幅作成地域の火山岩・深成岩 (平成17年度分)—. 地質調査研究報告, **58**, 33–43.
- 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.
- 宮坂 晃・狩野謙一 (2017), 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—. 静岡大学地球科学研究報告, **44**, 65–99.
- 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, University of Tokyo*, **4**, 487–534.
- Momose K., Kobayashi K., Yamada T., Oizumi M. & Kanehira I. (1966), Radiometric age of lava flows of the Enrei formation in central Japan. *Journal of Faculty of Science, Shinshu University*, **1**, 93–96.

- 森 慎一・山下浩之・有馬 眞・藤岡換太郎 (2012), 丹沢-大磯地域に分布する火山岩類のK-Ar年代と南部フォッサマグナ地域における鮮新世火山フロントの西方移動. 岩石鉱物科学, **41**, 67-86.
- 本宿団体研究グループ (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.
- 本宿団体研究グループ (1970), グリーンタフ変動の研究—本宿グリーンタフ層についての団体研究—. 地団研専報, **18**, 95p.
- 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・金成太郎・弦巻賢介・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.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊夫・駒澤正夫 (1998), 20万分の1地質図幅「長野」. 地質調査所.
- 名取克裕 (2018), 花崗閃緑岩木舟岩体及び安山岩赤沢岩体のK-Ar年代 (短報). 諏訪教育会自然調査研究紀要, 1-6.
- 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・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 the Suwa-Yatsugatake Volcanic Province, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **203**, 158-167.
- 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.
- 新田寛野・齋藤武士・下岡順直 (2019), 北八ヶ岳, 横岳最新2溶岩の年代推定および横岳最新期の火山砕屑物の特徴. 日本地球惑星科学連合2019年大会. SVC38-P13.
- 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.
- 大平寛人・後藤浩文・山口佳昭 (1999), 北部フォッサマグナ地域の花崗岩類のFT冷却年代. 地学団体研究会第53回総会 (長野) シンポジウム・ポスター要旨集, **53**, 113-114.
- 大竹正巳 (2000), 栗駒南部地熱地域, 赤倉カルデラの層序と火砕流噴出・陥没様式. 地質学雑誌, **106**, 205-222.
- Sato H. (1994), The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, B: Solid Earth, **99**, 22,261-22,274.
- Sato H., Iwasaki T., Kawasaki S., Ikeda Y., Matsuta N., Takeda T., Hirata M. & Kawanaka T. (2004), 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, **8**, 109-118.
- 佐藤友紀・小坂共栄 (1993), フォッサマグナ中央部, 内村累層の層序と地質構造. 地球科学, **47**, 533-547.
- 柴田 賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫 (1976), 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトとK-Ar年代. 地質調査所月報, **27**, 509-516.
- 杉原重夫・長井雅史・柴田 徹・壇原 徹・岩野英樹 (2009), 霧ヶ峰, 北八ヶ岳産黒曜岩の岩石学的・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.
- 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.
- 高畑萌子 (2015), 松本盆地南東部, 高ボッチ西麓に発達する“崖の湯断層群”. 地球科学, **69**, 31-45.
- 田中邦雄・遠藤忠徳・堀内 義・川久保清仁・窪田英夫・永田勇夫・吉田 稔 (1980), 立壁沢砂岩泥岩層の層序と堆積機構についての一考察—美ヶ原三城地域の湖成層の研究 その2—. 信州の自然環境モニタリングと環境科学の総合化に関する研究 (昭和54年度), 45-62.
- 田中邦雄・堀内 義・川久保清仁・永田勇夫・吉田 稔 (1979), 美ヶ原・三城付近の地形と地質. 信州の自然環境モニタリングと環境科学の総合化に関する研究 (昭和53年度), 42-51.
- 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.
- 歌田 実 (1973), 北部フォッサマグナ地域, とくに中央隆起帯にみられる変質作用. 地質学論集, **9**, 215-226.
- 歌代 勤・稲葉 明・林 等・山岸いくま (1958), 日本の新生代の堆積区とその変遷 (7) —フォッサマグナ帯における内村地域の堆積作用と造構運動. 新生代の研究, **26**, 16-23.
- 美ヶ原団体研究グループ (1990), 長野県中央部美ヶ原高原南西部の地質. 信州大学理学部紀要, **25**, 79-99.
- 渡邊和輝・大塚 勉 (2019), 長野県上田盆地における第四紀の構造運動. 信州大学環境科学年報, **41**, 14-32.
- 渡邊和輝・大塚 勉 (2020), 長野県東信地域における第四紀の地質構造. 信州大学環境科学年報, **42**, 54-84.
- 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.
- 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976), 和田峠付近の地質と岩石. 地質学雑誌, **82**, 127-137.
- 吉野博厚 (1976), 諏訪湖北方および南方の中央構造線—特に中新世以後の活動について—. 地質学論集, **13**, 61-72.
- 吉野博厚 (1982), 長野県諏訪湖周辺の新第三系. 地球科学, **36**, 128-149.

Appendix 1 三城火山碎屑岩類下部層のK-Ar年代

唐沢川火山岩類・三城火山碎屑岩層下部 (図5A, ×地点) に挟まれる白色デイサイト質軽石凝灰岩層 (図7, 柱状図a) のK-Ar年代測定は, (株) 蒜山地質年代学研究所に依頼した。

この測定では, 鉬物分離の手順は八木 (2006) にしたがって, 計測には径70~150 μm の普通角閃石を用いた。角閃石は今回の試料中の年代測定対象物のなかで, もっとも新鮮な状態のものを分離・濃集できるからである。角閃石は粒径を出来るだけ微細にしたうえで, 磁気分離により変質したものを取り除いている。Kの定量分析は長尾ほか (1984) の手順にしたがって2回行った。その結果, 0.3268および0.3258wt.%を示し, 平均値は0.326 \pm 0.007wt.%で, 再現性は0.31%であった。今回の2回測定の見誤差は2%未満なので, 試料の不均質さは少なく, 定量の再現性は充分である。Ar同位体比は長尾ほか (1984), 長尾・板谷 (1988), Itaya *et al.* (1991) にしたがって, 同位体希釈法で定量した。放射起源の ^{40}Ar の全量は, 2.51 \pm 0.22 (10 $^{-8}$ cm 3 STP/g) であった。年代値の算出にはSteiger & Jager (1977) の壊変定数を用いた。

それらから求められた年代は1.98 \pm 0.18Ma (誤差は2 σ 水準) で, この凝灰岩の噴出年代に近似していると推定される。

引用文献

- Itaya T., Nagao K., Inoue K., Honjou Y., Okada T. & Ogata A. (1991), Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineralogical Journal*, **15**, 203-221.
- 長尾啓介・板谷徹丸 (1988), K-Ar法による年代測定. 地質学論集, **29**, 5-21.
- 長尾啓介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984), K-Ar法による年代測定. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, **29**, 19-28.
- Steiger R.H. & Jager E. (1977), Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359-362.
- 八木公史 (2006), K-Ar年代測定のための鉬物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号, **0**, 19-25.

Appendix II 砥川区の塩嶺累層・福沢川層 (“赤渋沢層”) のK-Ar年代

本稿の投稿後に, 狩野・宮坂 (2020) および本報に関連する塩嶺火山域・砥川区の塩嶺累層の最下部を構成する福沢川層 (“赤渋沢層”) の分布域の3地点からのK-Ar年代値が, 小松・小坂 (2021) で公表された。また, この報告では砥川区の塩嶺累層からえられている既報のK-Ar年代値もまとめられている。これらは本報での塩嶺累層の初期火山活動に関連する重要なデータであるため, 以下にこの報告に関するコメントを述べる。

この報告は, 業田 (2016) によって「小松私信」として記述された“赤渋沢層”の年代データの詳報であり, 狩野・宮坂 (2020) では業田 (2016) を引用した。したがって, 塩嶺累層の最初期火山活動がおおよそ3~2Maの間であったとする見解 (狩野・宮坂, 2020) には変更はなく, 本文および本報の図11は今回の年代データを踏まえている。

報告された3地点を含めた福沢川層 (赤渋沢層) を含む塩嶺累層のK-Ar年代値と, それらがえられた狩野・宮坂 (2020) による地層区分と, 小松・小坂 (2021) による地層区分との対応関係を表1にまとめた。

“赤渋沢層”は, 諏訪盆地北部, 砥川下流域の右岸側に分布する変質した安山岩類を主体とする地層で, 信州大学卒業論文 (非公開) で提示され, 小坂・山岸 (1988) で概要が紹介された。小松・小坂 (2021) では, “赤渋沢層”を塩嶺累層より下位の地層とみなしている。模式地とされた赤渋沢はこの地層の分布域の北縁部に位置し, この沢沿いで観察できる主要な地層は基盤岩の砥沢累層である。それに対して, 本層の典型的な岩相は赤渋沢よりも南方の福沢川流域で観察され, 年代データ等もこの流域からえられ, 上位の塩嶺累層下部層と整合的である。これらから, 狩野・宮坂 (2020) では本層を塩嶺累層の最下部層とし, 模式地を赤渋沢から福沢川流域に変更して, 福沢川層に改称している。(赤渋沢, 福沢川の名称は, 国土地理院1/25,000地形図には示されていない。)

小松・小坂 (2021) による砥川区の地質図は, 狩野・

表1 塩嶺火山域・砥川区に分布する塩嶺累層のK-Ar年代値（年代順に配列）と、狩野・宮坂（2020）および小松・小坂（2021）の地層区分との対応。

| 年代測定地点 | K-Ar年代値 (Ma) | 試料 | 出典 | 地層区分 (狩野・宮坂, 2020) | 地層区分 (小松・小坂, 2021) |
|---------------|---------------------------|-----|----------------------|--------------------|--------------------|
| 93051603 | 1.12 ± 0.02 | | | 新期塩嶺累層 | |
| 92122303 | 1.33 ± 0.02 | | | 古期塩嶺累層下部層L2溶岩 | |
| 92112902 | 1.39 ± 0.02 | 全岩 | 小松・小坂(2006) | 古期塩嶺累層下部層 | 塩嶺累層 |
| 91120802 | 1.42 ± 0.02 | | | 古期塩嶺累層下部層 | |
| 92110303 | 1.47 ± 0.02 | | | 古期塩嶺累層下部層L1溶岩 | |
| | 1.54 ± 0.07 | 石基 | 北澤・藤森(2010) | 古期塩嶺累層下部層 | |
| 福沢川下流 右岸側 | 1.76 ± 0.26 ^{*1} | 斜長石 | 長野県諏訪地方 事務所(2007) | 古期塩嶺累層下部層？ | 赤洪沢層？ |
| | 1.81 ± 0.26 ^{*2} | | | | |
| 下諏訪町 星ヶ丘付近 | 2.21 ± 0.18 | 石基 | 及川ほか(2004) | | |
| | 2.24 ± 0.13 | | 名取ほか(2005) | | |
| 93061202 | 2.31 ± 0.04 | | | 福沢川層 | 赤洪沢層 |
| 93061207 | 2.77 ± 0.06 | 全岩 | 小松・小坂(2021) | | |
| 91081401 | 2.82 ± 0.05 | | | | |

年代測定地点は小松・小坂(2021)の第1図を、出典は狩野・宮坂(2020)、および小松・小坂(2021)の文献欄を参照
*1: 試錐深度 45.10~45.33 m, *2: 試錐深度 27.75~28.00 m

宮坂（2020）の地質図と大局的には類似しているが、地層区分、基盤岩（上部中新統下諏訪石英閃緑岩体とそれを不整合に覆う最上部中新統砥沢累層）との不整合・断層関係などの解釈で異なる部分も多い。たとえば、福沢川層に重なる塩嶺累層については、狩野・宮坂（2020）では、古期と新期に二分し、前者の中にL1およびL2溶岩層を部層として設定した。これに対して、小松・小坂（2021）では、塩嶺累層を一括して扱っている。これらの解釈の相違についての検証は、今後の研究に委ねたい。

このAppendixでの引用文献は、本論と狩野・宮坂（2020）および小松・小坂（2021）の文献欄を参照されたい。

Appendix III

塩嶺累層・小諸層群についての関連文献（宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2018, 2020）の正誤表（表2）。

表2 塩嶺累層・小諸層群についての関連文献（宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2018, 2020）の正誤表。

狩野謙一・宮坂 晃・(2020), 北部フォッサマグナ, 諏訪盆地北方の下部更新統塩嶺累層が記録する糸魚川-静岡構造線の活動. 静岡大学地球科学研究報告, 47, 23-50.
http://www.sci.shizuoka.ac.jp/~geo/geoscience_reports/PDF/vol_47/for_print/42-06.pdf (6.3MB: Web版)
https://www.sci.shizuoka.ac.jp/~geo/geoscience_reports/PDF/vol_47/high/47-05.pdf (91.7MB: 印刷版)

| 頁 | 段 | 行 | 図表 | 誤 | 修正 | 備考 |
|----|---|-------|-----|-------------|----------------|----------|
| 25 | 右 | 5 | | 火山岩類 | 火山群の火山岩類 | |
| 25 | 右 | 5-6 | | 高橋・西来, 2006 | 西来ほか, 2007 | 引用文献変更 |
| 25 | | | 図2 | 蓼科山 | 下の▲上に移動 | 図右端部 |
| 26 | 右 | 7 | | フォッサマグナ研究会 | フォッサ・マグナ研究グループ | |
| 28 | 右 | 11 | | 左 | 右 | |
| 28 | 右 | 13 | | 右 | 左 | |
| 29 | 右 | 1 | | ピ | ピ | |
| 29 | 右 | 下19 | | 小坂ほか | 小坂・山岸 | |
| 34 | | | 図9E | 赤洪沢 | 福沢川 | 図最下部 |
| 43 | | | 図16 | 角馬川 | 角間川 | 図右上 |
| 47 | 左 | 10 | | 自然史誌史 | 自然誌 | [注1]の1行目 |
| 47 | 右 | 19 | | フォッサマグナ研究会 | フォッサ・マグナ研究グループ | |
| 48 | 左 | 26 | | 鷹野智由・北爪 牧 | 山岸猪久馬 | |
| 48 | 左 | 28 | | 81-86 | 81-84 | |
| 49 | 右 | 16-19 | | | 文献削除 | 文献削除 |

- ・ 狩野・宮坂 (2018): 上記の狩野・宮坂(2020)末尾の正誤表を参照
- ・ 宮坂・狩野 (2015, 2017): 上記の狩野・宮坂(2018)末尾の正誤表を参照