

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

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2020-08-17 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 狩野, 謙一, 宮坂, 晃 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00027589

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

狩野謙一¹・宮坂 晃²

Activity of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line recorded on the Lower Pleistocene Enrei Formation in the northern side of the Suwa Basin, North Fossa Magna, central Japan.

KEN-ICHI KANO¹ and AKIRA MIYASAKA²

Abstract Based on the geological research of the Enrei Formation in the Enrei-Tokawa area in the southern part of Median Uplift Belt of the North Fossa Magna region, central Japan, we discuss here the late Early to Middle Pleistocene tectonics in and around this area including the motion on the central part of the left-lateral Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system (ISTL-AFS). The ISTL-AFS runs through the southwestern margin of this area and is situated in the connecting portion between the NNW-SSE~N-S trending northern segment in the Matsumoto Basin and the NW-SE trending southeastern segment in the Suwa Basin. The Enrei Formation here has steeply to moderately dipping chaotic structures without distinctive preferred orientations in map-scale, in contrast with the overall near-horizontal structures of this Formation and the coeval Komoro Group outside of the study area. The complicated horizontal shortening to form some folds with gently-plunging axes and irregular block-rotations about vertical axes probably formed this structural architecture. The age and space relationships between the Enrei Formation and the ISTL-AFS suggest that the chaotic structures were formed in association with the left-lateral strike-slip motion on the ISTL-AFS that formed the pull-apart Suwa Basin after 0.8Ma and before 0.4Ma. During and after this event, this area uplifted and eroded to form a gentle relief surface. The surface on the western side was then covered by the younger gravels derived from the Chikuma Mountains on the east that have uplifted at the average rate of about 2.5m/ky. since 0.4Ma. The activity of N-S~NNE-SSW trending high-angled faults, the Gakenoyu-Midoriko Faults, played an important role in this uplift. These sequential events including horizontal shortening, vertical-axis rotations, faultings, and rapid uplifting of the Chikuma Mountains were probably caused under the transpressional regime associated with the restraining bend of the left-lateral ISTL-AFS. Marked differences in tectonic landforms on both sides of the Suwa Basin are also responsible for its lateral motion.

Key words: Pleistocene tectonics, Enrei Formation, Suwa Basin, North Fossa Magna, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, Tokawa-Enrei area, Median Uplift Belt

2020年3月23日受付. 2020年5月19日受理.

Received: 23 March 2020 Accepted: 19 May 2020

¹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

²386-0034 長野県上田市中之条528-14

¹Guest Professor, Center for the Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836, Ohya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

E-mail: 4849kanoken@gmail.com

²528-14, Nakanoyjo, Ueda City, Nagano Prefecture, 386-0034, Japan

はじめに

由来本地方は西南及東北日本の境界線上に横り、ジュウス、原田、ナウマン、リヒトホーヘン、小川、矢部の諸大家によって古くから本邦地質構造を論ずる際に最も重要視された所の地方の一であり、日本列島の弓状構造が構成された結果として生じた大轉位の地帯上にあることは諸大家の意見の一致する所であるが其の構造の手讀に關する考察に至っては必ずしも一定しない。(中略) フォッサマグナ地帯に於ける運動も或は其の頃(著者注: ジュラ紀末期頃)から起こりかけて居たかもしれぬ。此の種の大局論から推しても諏訪湖附近の地質構造は古くから起つた所の幾多の地殻運動の結果として現状に到達したものであって、その真相を闡明するの困難はもとより大抵でないことが想像できる。

(本間, 1925: 原文は縦書き)

上記は、信州中部周辺の地質研究に大きな影響を与えた『信濃中部地質誌』(本間, 1931)の刊行に先立って、本間不二男が1925年に発表した『諏訪盆地の地質構造に關する知識』のなかの一段落である。E. ナウマンの『日

本列島の構造と起源について』から40年後、現在からは95年前に遡るこの指摘に対して、本報を含めた我々の一連の報告が、その答えの一部となれば幸いである。

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, 調査地域を含む信州中部周辺の地質概要を同1Bに示した。北部フォッサマグナの中央部に位置する中央隆起帯には下部更新統の火山岩類を主体とする塩嶺累層が、その最南東側の小諸帯には同時代の碎屑岩類・火山岩類を主体とする小諸層群が分布している(図2)。これらの地層中には、北部フォッサマグナ中～南部における更新世の火山活動や造構運動、および糸魚川-静岡構造線(以下、糸静線)の活動史を考えるうえで重要な情報が記録されている。これまでの我々の小諸層群・塩嶺累層の研究結果(宮坂・狩野, 2015, 2017; 狩野・宮坂, 2018)を総合して年代順にまとめると、以下の通りである。

小諸帯では4Ma頃から広域的に陥没運動(一次陥没)が発生し、高角アバット不整合の形成を伴って小諸層群を堆積させた内陸盆地が形成された。この一次陥没運動は南西側に伝播し、西側の中央隆起帯の南部、中信高原地域とその周辺においては3~2Ma頃から陥没運動が始まった。陥没した盆地の内部は南東方の関東山地の先新

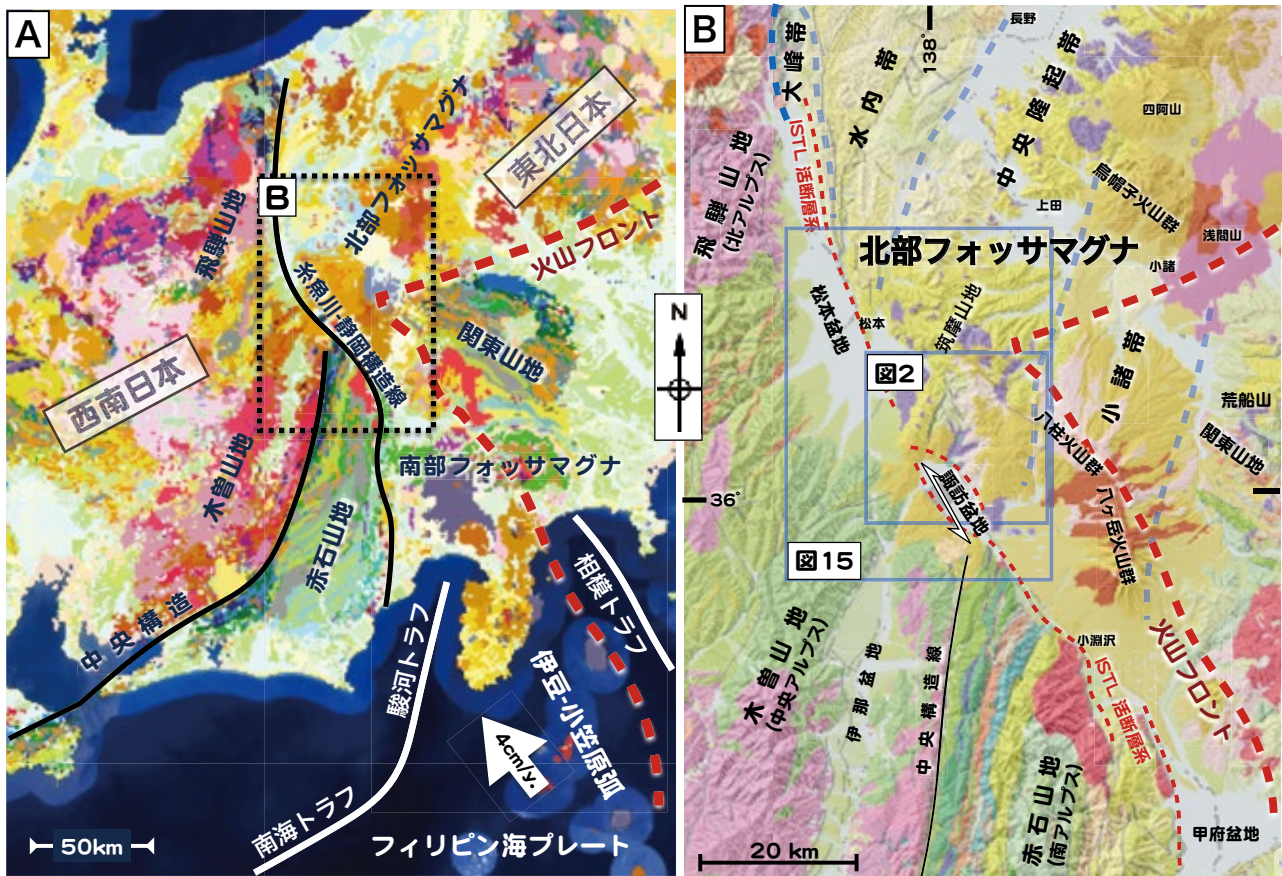


図1 フォッサマグナ周辺の地質構造要素と調査地域の位置(狩野・宮坂(2018)を一部改変)。A: 西南日本東部とフォッサマグナの接合域, B: 信州中～南部地域の地質概要。諏訪盆地付近の白色両矢印は、糸静線による中央構造線-横河川断層の12km左横ずれ変位を示す。A, Bとも地質調査総合センターのシームレス地質図(基本版)を用いて作成, 凡例は以下のURLを参照。(https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai_legend_j1.html)。

第三系や、西もしくは北側の中央隆起帯の新第三系分布域から運搬された碎屑物や火山性碎屑物、あるいは盆地内で3Ma頃から始まった火山活動による噴出・流出物などで埋積されている。陥没による沈降は西縁部で最大300m程度、東縁部では700m程度と推定される。盆地内で発生した火山活動のうち、2～1.3Ma頃のは広域的にほとんど同質な“洪水安山岩”（永尾ほか, 1995; 窪田, 1999; Nishiki *et al.*, 2011）状の割れ目噴火で、玄武岩質安山岩の凝灰角礫岩・溶岩等が広く、ほぼ平坦に堆積し、給源となった同質の貫入岩が多数発達している。この時期の堆積物が古期塩嶺累層下部層である。宮坂・狩野（2017）が記載したこの中信高原地域での古期塩嶺累層の主要な分布域を和田、大門、諏訪、音無川区と呼ぶ（図2）。

その後、火山活動は中心噴火的な活動に移行し、古期塩嶺累層を覆って霧ヶ峰火山岩類・鷹山火山岩類・和田峠火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会, 1975）などの特徴的な安山岩～流紋岩質火山岩類が噴出・流出し、それぞれまとまりのある複成火山体を構成している。これらの

噴出・流出物を新期塩嶺累層とし、古期塩嶺累層と新期塩嶺累層の分布域をあわせて、霧ヶ峰塩嶺地域（宮坂・狩野, 2017）と呼ぶ。

小諸層群分布域の南方および霧ヶ峰塩嶺地域の東方には、新期塩嶺累層とほぼ同時期の八柱火山岩類（高橋・西来, 2006）が分布している。新期塩嶺累層・八柱火山岩類をもたらした火山活動は0.8Ma頃から弱化したついで0.6Ma頃まで続いた（Nishiki *et al.*, 2011; 長井ほか, 2015）。小諸盆地では新期塩嶺累層活動期の末期に、より小規模な陥没が生じ、霧ヶ峰塩嶺地域では同末期～中期更新世にかけて、大門追分地溝が形成された。これらが二次陥没である。その後、火山活動は霧ヶ峰区東端部の蓼科山・横岳、および南東方の八ヶ岳火山（図1B）に移行した（西来ほか, 2007; Nishiki *et al.*, 2011; など）。

塩嶺累層の層序・構造の対比に基づく、糸静線の活動とかかわる諏訪盆地の形成は、二次陥没の形成と連動して、従来の研究よりも若い0.8Ma頃に開始され、活断層を伴う現在のテクトニクス環境に移行した。この前期～中期更新世に至る期間に、塩嶺累層分布域周辺は局地

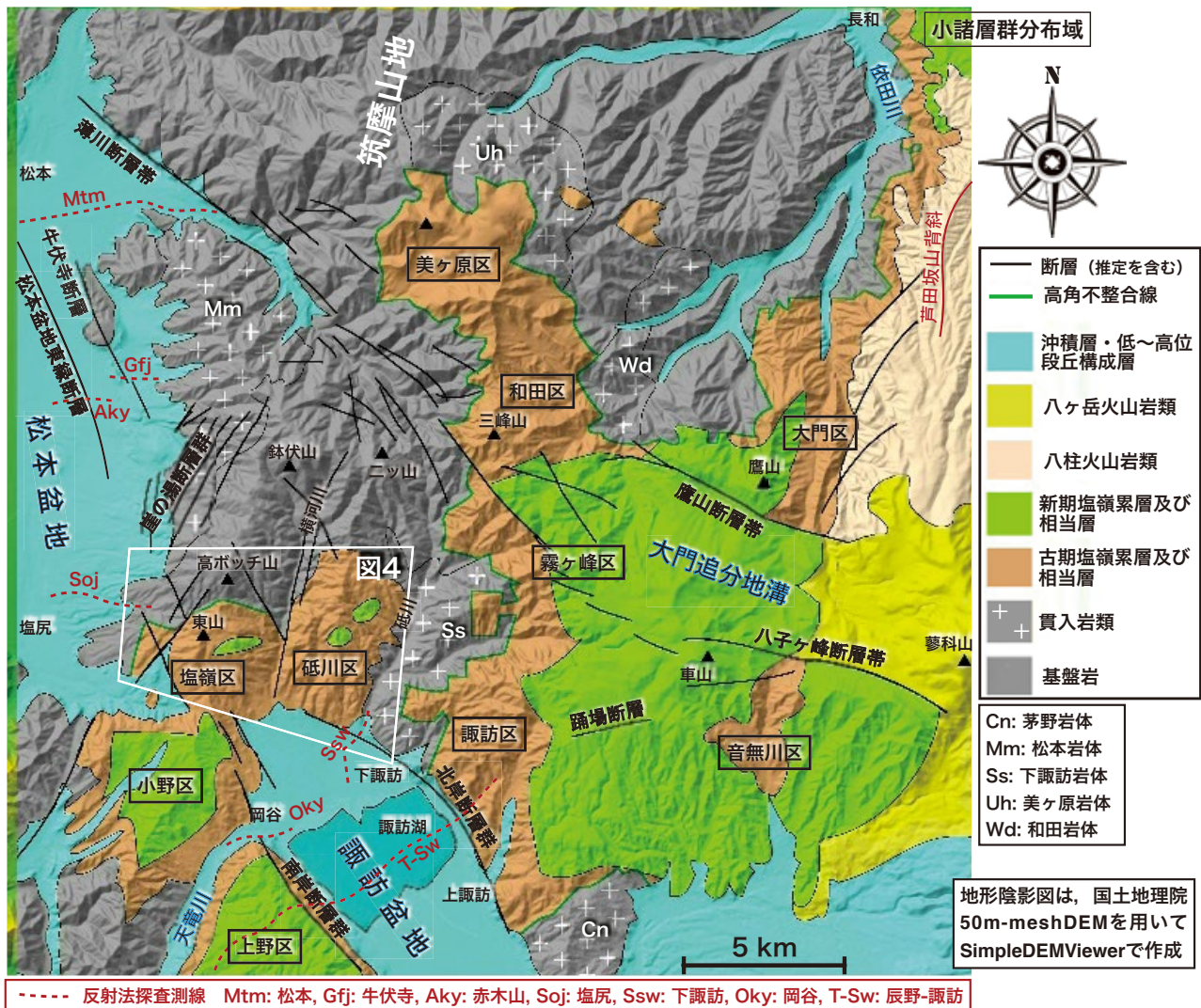


図2 諏訪盆地 - 霧ヶ峰 - 美ヶ原 - 小諸盆地にかけての地質概略図 (狩野・宮坂 (2018) を一部改変)。

的応力場が複雑に変遷してきた。

塩嶺累層は霧ヶ峰塩嶺地域以外に、その西方、諏訪盆地の北側の塩嶺-砥川地区、および霧ヶ峰区の北西方の美ヶ原区にも分布している(図2)。本報告では、塩嶺-砥川地区周辺の基盤岩類の概略と、今までに詳しい報告がなされていなかった塩嶺累層の層序と構造を主に述べる。この地区では、霧ヶ峰塩嶺地域の塩嶺累層と同様に、一次陥没によって広域的な火山活動が開始し、その後の層序もおおよそ対比できる。しかしながらこの地区には、他地区には分布しない塩嶺累層の最下部層や特異な構造運動が存在することも判明した。本報告は、この地区での調査結果にもとづく塩嶺累層の層序と構造の記載と、それらの結果をふまえた更新世のテクトニクスに係わる議論が主眼である。本地区の塩嶺累層についての詳細な岩石学的記載は、諏訪の自然誌編集委員会(1975)、塩尻市誌編集委員会(1991)などを参照されたい。

塩嶺区の山地南部および砥川区と諏訪盆地との境界には糸魚川-静岡構造線活断層系が通過するとされていたが、その地質学的実態は明らかではなかった。今回その一部が解明され、塩嶺累層の構造形成と密接に係わっていることが明らかになったので、あわせて報告する。美ヶ原区の塩嶺累層を含めた糸静線以北の塩嶺累層・小諸層群が記録する更新世のテクトニクスの総括は、次報で述べる予定である。

諏訪盆地北方、塩嶺-砥川地区周辺の地形・地質概説と研究史

地形概説

以下では、原則として西から東、あるいは北から南に向けて地形・地質を記述していく。

調査地域は、信州中部、筑摩山地南部の鉢伏山(1928m)および二ツ山(1828m)付近からほぼ並行して南~南南西方向に伸びる2つの尾根を含む地域である(図2)。両尾根は北部ほど標高が高く(1900~1500m前後)、開析され小谷が発達した山地地形を作り、南方の諏訪盆地側に向かって低下していく。また西側尾根の西麓は、松本盆地の南端部の東縁に位置し、丘陵状の地形から緩斜面・低起伏地形に移化していく。

西側の鉢伏山から高ボッチ山(1665m)、東山(1430m)を経て塩尻峠(999m)を結ぶ尾根は、太平洋側と日本海側の水系を分かち中央分水界を構成し、山地西麓・丘陵部と松本盆地との境界高度は800m前後である。この尾根は、塩尻峠を越えてさらに南方の小野区の小起伏山地に連続している。

二ツ山を起点とする東側の尾根は諏訪盆地に向かって南流する横河川と砥川の間位置し、標高850~820m程度に低下した諏訪盆地の埋積層からなる扇状地・沖積低地に達する。諏訪盆地の中心の諏訪湖の湖面標高は759mである。砥川の東(左岸)側は、宮坂・狩野(2017)が報告した諏訪区の西縁にあたる。

山地南部の塩嶺累層分布域のうち、西側の松本盆地と横河川に挟まれた地区が塩嶺区、横河川と東側の砥川にはさまれた地区が砥川区で(図2)、分布域の北限は、塩

嶺区の尾根ではおよそ1400m程度、砥川区の尾根ではおよそ1540mである。

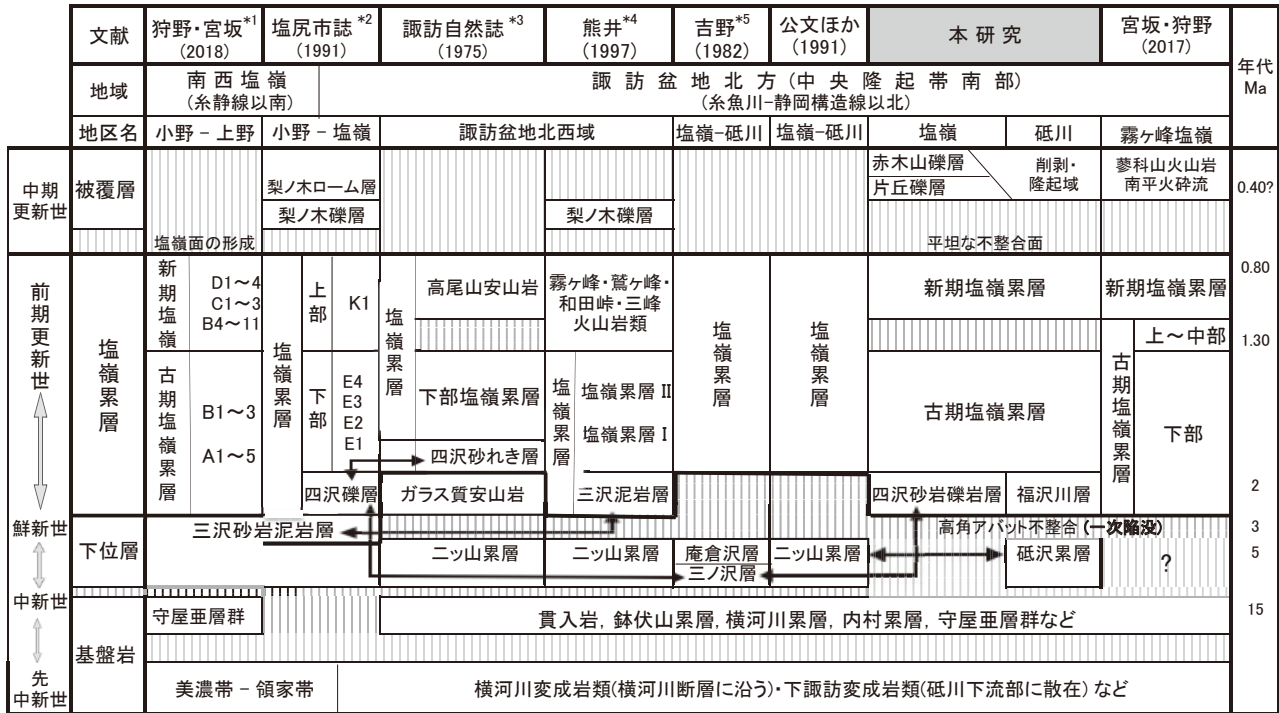
地質の概要と研究史

本報の古期塩嶺累層に相当する[諏訪図幅]内の火山岩については、第四紀に活動した“諏訪湖周辺の火山”とし、特定の名称を与えられていない(沢村・大和, 1954)。フォッサマグナ研究会(1958)、Momose *et al.* (1959)はこの火山岩類を“塩嶺累層”と呼び、以後、分布域ごとに異なる名称も与えられているが、一般にはこの塩嶺累層が名称として普及している。この時点では、塩嶺累層は鮮新世の火山活動として扱われていた。塩嶺累層分布域とその周辺の地質の概要は、諏訪の自然誌編集委員会(1975)によってまとめられた。それをふまえて小坂ほか(1988)、塩尻市誌編集委員会(1992)、熊井(1997)などにより周辺地域を含めた小縮尺の地質図が提示された。霧ヶ峰塩嶺地域の本層については、その後年代データを含めた多数の報告がなされ、更新世の下限年代が改訂されたことも合わせて、現在では前期更新世の火山活動の産物とみなされている(宮坂・狩野(2017)およびその引用文献を参照)。

今回報告する塩嶺-砥川地区の塩嶺累層の層序と構造については、詳細な記載がなされていなかった。宮坂・狩野(2017)、狩野・宮坂(2018)では、塩嶺-砥川地区の塩嶺累層を暫定的に“古期塩嶺累層”として一括している。この地区周辺での先行研究と本研究との相違をまとめた調査地域周辺の層序対比表を図3に示した。各報告での重点調査地域と調査対象が異なることを反映して、塩嶺累層の下部あるいは下位層の区分や名称が異なっている。図3内では、それらの対応関係を両矢印で示した。吉野(1982)、公文ほか(1990)による主要な調査対象は塩嶺累層の基盤岩で、塩嶺累層自体についてはわずしか言及していない。

調査地域に分布する塩嶺累層の基盤は、横河川変成岩類(沢村・大和, 1954; など)、下諏訪変成岩(諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 三好, 1991)、中新統の横河川累層・鉢伏山累層(公文ほか, 1990)、およびそれらに貫入する深成~半深成岩類、さらにそれらを不整合に被覆する砥沢累層(砥沢団体研究グループ・永田, 1991)などで構成されている。塩嶺累層は、地域西縁部で中部更新統の片丘礫層・赤木山礫層(松本盆地団体研究グループ, 1972, 1977)に不整合に覆われる。

塩嶺区に南接する小野区とともに諏訪盆地の南西側の上野区や松倉区には、美濃-領家帯の岩石と中新統守屋垂層群(吉野, 1982)を基盤とする塩嶺累層相当層(以下、南西塩嶺と略す[注1])の北部が露出している(塩尻市誌編集委員会, 1991; 窪田, 1999)(図1B)。宮坂・狩野(2017)では、南西塩嶺を古期塩嶺累層相当層として一括した。さらに狩野・宮坂(2018)では、窪田(1999)の層序ユニット区分と三輪・星(2002)による古地磁気層序に基づいて、年代データの多い霧ヶ峰塩嶺地域の塩嶺累層との対比を行い、サブユニットB3以前を古期、同B4以後を新期の塩嶺累層相当層に二分している(図3、最左列)。



- *1: 狩野・宮坂(2018)による対比は、窪田(1999)の層序と三輪・星(2002)の古地磁気層序に基づく。*2: 塩尻市誌編集委員会。*3: 諏訪の自然誌編集委員会。ガラス質安山岩は、本研究の福沢川層(赤沢層)に対応?。*4: 諏訪湖周辺の広域地質図に基づき、塩嶺-砥川地区周辺の層序を読み図、詳しい記載・解説なし。*5 吉野(1982)の三ノ沢層は三ノ沢礫岩層、庵倉沢層は庵倉沢緑色火山岩類の略
- ・ おおよそ西から東に地区を配列。南西塩嶺(宮坂・狩野, 2017)は諏訪盆地南西方の塩嶺累層分布域。
- ・ 霧ヶ峰塩嶺は霧ヶ峰区、諏訪区、和田区、大門区(宮坂・狩野, 2017)を合わせた古期塩嶺累層分布地域
- ・ 霧ヶ峰塩嶺地域とその北東方の小諸帯の同時代層(小諸層群)分布域および周辺火山岩類との層序対比は、宮坂・狩野(2017)を参照

図3 塩嶺 - 砥川地域の塩嶺累層分布域周辺の先行研究との層序対比

糸魚川 - 静岡構造線活断層系と横河川断層 - 中央構造線
 諏訪盆地から松本盆地にかけては、糸静線の断層帯が通過するとされ、それに属する活断層系を総称して糸静線活断層系と呼ばれている(下川ほか, 1995)。北側の松本盆地内では活断層系は牛伏寺断層を含む松本盆地東縁断層帯を構成し、その南方で前述した塩嶺区から小野区に連続する尾根を横断する(図1B)。塩嶺区と砥川区との境界付近で、糸静線活断層系は二つの断層群に分岐する(図2)。そのうち諏訪盆地北東側の断層群が諏訪湖北岸断層群(諏訪断層群)、南西側が同南岸断層群(岡谷断層群)、(藤森, 1991; 下川ほか, 1995; 今泉ほか, 1999; など)である。盆地南東端部の茅野付近で、両断層群は合流して南東方向に連続していく。これらの活断層群に挟まれた諏訪盆地は、両断層群による計12km前後の左横ずれ変位によって形成されたプリアパート堆積盆とみなされている(藤森, 1991; など)。

塩嶺区と砥川区の地質境界を南北に走る横河川断層(諏訪の自然誌編集委員会, 1975)は、諏訪盆地南西側の赤石山地北東端部の南西塩嶺分布域である松倉区を縦断する中央構造線の北方延長とされている(河内ほか, 1966; 吉野, 1976; など)。横河川断層と中央構造線は共に塩嶺累層分布域を穿掘する河谷(横河川と藤沢川)を含めた諏訪盆地両側の水系対比とあわせて、この12kmに達する左横ずれ変位の大半は塩嶺累層堆積後に生じた可

能性が大きい(藤森, 1991)。

松本盆地南部の牛伏寺断層や、諏訪盆地南端部以南の茅野断層や釜無山断層群を含む糸静線活断層系は、明瞭な左横ずれ変動地形を伴っている(下川ほか, 1995; など)。しかしながら、後述(p.37)するように、塩嶺-砥川地区南部と諏訪区南縁部には小規模な変動地形を有する活断層群は確認されているが(澤ほか, 2007; 田力, 2007; 谷口ほか, 2011; など)、数km以上の左横ずれ変位を担う断層(群)の存在は地形的にも地質的にも不明瞭である。この点を強調して、塩嶺区南部は“塩尻峠ギャップ”(土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会, 2004)と呼ばれることもある。

変動地形の解析と反射法地震探査結果をあわせて、松本盆地東縁断層群は左横ずれ成分を持つ東傾斜の低角逆断層とされている(Ikeda et al., 2004; 文科省ほか, 2010; 池田・岡田, 2015; など)。それに対して、砥川区南部・諏訪区南部を含む北岸断層群では南西側落下の、南岸断層群では北東側落下の正断層成分を持つとされている(文部科学省研究開発局(以下, 文科省)ほか, 2010; 池田・岡田, 2015)。すなわち塩嶺区南部は、南北で性格の異なる糸静線活断層系の“接合域”にあたる。

このように塩嶺 - 砥川地区は、中央構造線と糸静線の活動を含めて長野県中部地域での更新世以降のテクトニクスを論じる上で重要な地域とみなされる。

地質各論

本報で主題とする塩嶺-砥川地区に分布する塩嶺累層とその基盤岩および被覆層の分布状況を図4に示した。本地域の塩嶺累層の主体は古期塩嶺累層の下部層で、新期塩嶺累層は小範囲に分布する。塩嶺累層に覆われる基盤岩類は、西南日本外帯の岩石に対比できる横河川変成岩類および下諏訪変成岩類と、火山碎屑岩類を含む北部フォッサマグナ地域の碎屑岩類、それらに貫入する後期中新世の花崗岩～閃緑岩類、およびそれらを不整合に覆う砥沢累層からなる。

基盤岩

横河川変成岩類 (沢村・大和, 1954)

横河川の左岸(東)側に南北3kmにわたり、東西幅最大520mの範囲に分布する。黒色片岩、緑色片岩などから成り、三波川変成岩に対比され、岩石学的記載がなされている(沢村・大和, 1954; 河内ほか, 1966; 吉野, 1976; 三好, 1991; など)。一部に蛇紋岩の小岩体をともなう。

西縁部は後述する横河川断層を介して横河川累層と接し、東縁部は砥沢累層・塩嶺累層に、南縁部は塩嶺累層に不整合に覆われる。

下諏訪変成岩類 (諏訪の自然誌編集委員会, 1975)

この岩石は砥川両岸において、後述する下諏訪岩体に周囲を囲まれて数百～数十m大のブロック状に点在して分布しているが、小規模岩体は図4には示していない。砥川支流、東俣川の南では塩嶺累層に不整合に覆われる。弱い片理を示す緑色岩と、片理の発達した結晶片岩類・角閃岩・変斑れい岩などからなる。結晶片岩類は砥川左(西)岸域に見られ、緑色岩は変成岩体の大部分を占め右(東)岸域を中心に分布している。岩相・変成様式および配置関係から、本変成岩類の西側の一部が三波川帯、東側の大部分が御荷鉢緑色岩類に対比されている(三好, 1991)。

横河川累層 (公文ほか, 1990)

本層は横河川の河床付近に分布し、諏訪の自然誌編集委員会(1975)、吉野(1982)、塩尻市誌編纂委員会(1991)による高ボッチ累層の下部にほぼ相当する碎屑岩

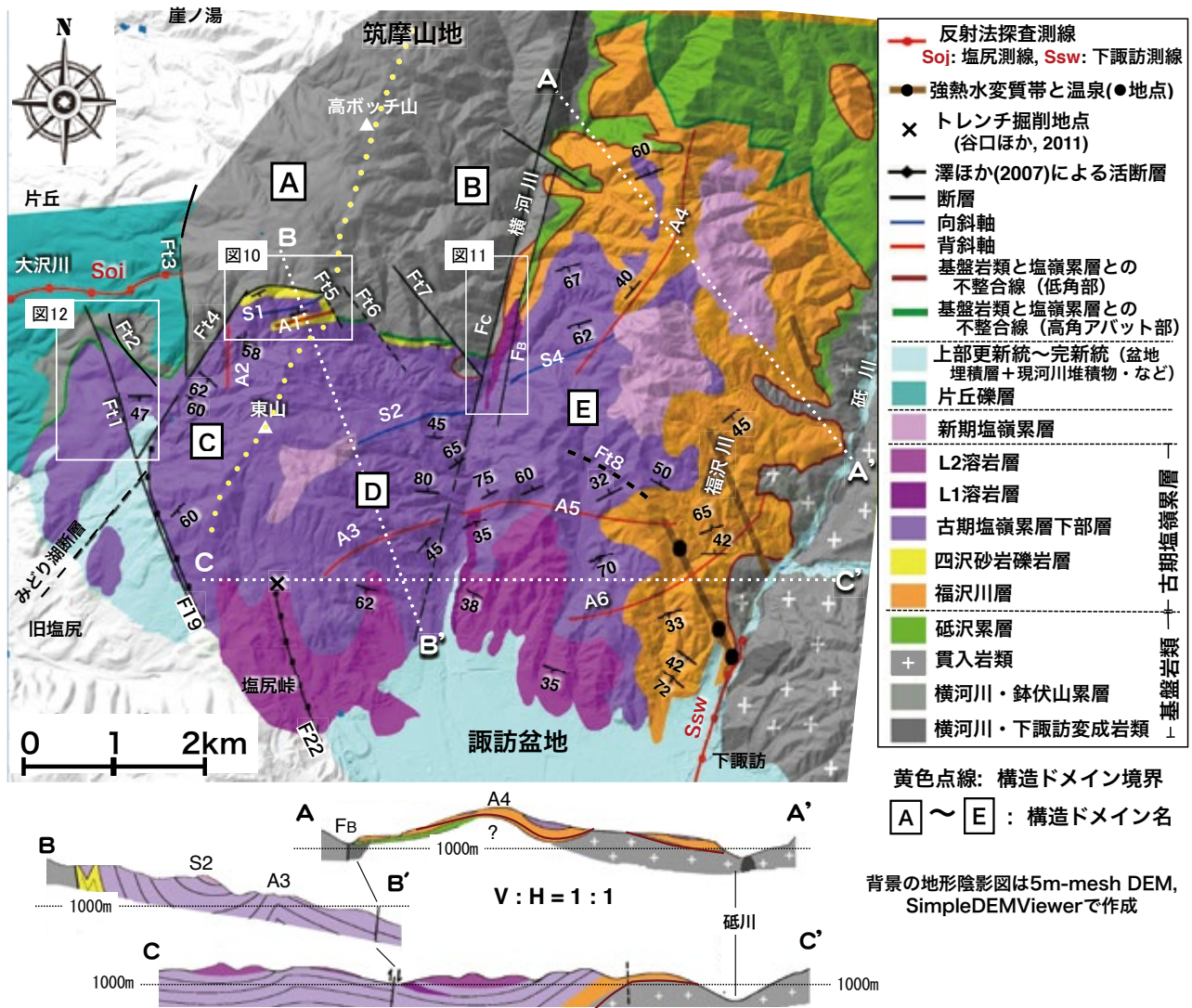


図4 塩嶺-砥川地域の地質図 (A) と断面図 (B).

類を主体とする地層である。下位より中の沢砂岩層（層厚210m+）、棚小場黒色泥岩層（層厚460m+）、横河川礫岩層（層厚100m+）、檜川沢緑色岩層（層厚600m+）に区分され、棚小場黒色泥岩層からは前期中新世最後期（N8）の放散虫が産出している（公文ほか, 1990）。上位は砥沢累層や塩嶺累層に不整合に覆われる。

鉢伏山累層（公文ほか, 1990）

塩嶺区の北方、前述した西側の尾根周辺に広く分布する。本層は諏訪の自然誌編集委員会（1975）による高ボッチ亜層群、吉野（1982）による横河川累層上半部、塩尻市誌編纂委員会（1991）による高ボッチ累層の上部にほぼ相当する。横河川累層とは断層で接し、塩嶺累層に不整合に覆われる（公文ほか, 1990）。全体としては砂岩や泥岩などの碎屑岩類と安山岩質の溶岩および凝灰岩からなる。本層からは年代資料が得られていないが、岩相・層序の対比および変質作用の類似性などから、美ヶ原区北西方に分布する“グリーンタフ”の内村層に対比され、N8以降の前期中新世末期～中期中新世前期の海成堆積物とみなされている（吉野, 1982; 公文ほか, 1990; 山田ほか, 2004）。

貫入岩類

中央隆起帯南部には、中新統に貫入する酸性～中性の深成～半深成岩類（花崗岩、石英閃緑岩、花崗閃緑岩、閃緑岩、玢岩、など）が散在している。これらのうち長径5km程度に達する岩体が5カ所に露出し、北側から美ヶ原（Uh）・和田（Wd）・松本（Mm）・下諏訪（Sh）・茅野（Cn）岩体と呼ばれている（小坂ほか, 1988）（図2）。これら貫入岩類の岩石学的記載については川野（2017）を参照されたい。

上記の5岩体のうち調査域内では、塩嶺区の西端部に中～粗粒の花崗岩・花崗閃緑岩からなる松本岩体が、東縁部の砥川下流域に中粒のトータル岩・花崗岩からなる下諏訪岩体が露出している。これら2岩体は強い変質を受け破碎されているために、原岩の組織が失われている所が多い。松本岩体からは12.7Ma（フィッシュトラック法；以下、FT法）、下諏訪岩体からは10.2Ma（FT法）の年代値が得られている（大平ほか, 1999）。また、美ヶ原岩体では13.5～12.7Ma（FT法）（興水・山岸, 1987）、和田岩体では7.0Ma（K-Ar法）（河野・植田, 1966; 柴田ほか, 1976）および11.8～6.4Ma（FT法）（大平ほか, 1999）、茅野岩体では11.2Maおよび10.8Ma（K-Ar法）が得られている（佐藤, 2012）。したがって、これらの岩体の貫入年代は中期中新世後期～後期中新世と考えられる。

砥沢累層（砥沢団体研究グループ・永田, 1991）

この層は、調査域内では砥川区塩嶺累層の北西部～北東部にかけて分布する。下位は横河川変成岩類、横河川累層と、それらに貫入する下諏訪岩体を不整合に覆い、上位は塩嶺累層最下部の福沢川層に不整合に覆われる。本層は調査域内では、諏訪の自然誌編集委員会（1975）および公文ほか（1990）のニッ山累層、吉野（1982）の庵倉沢層に相当する。

調査域内の本層は、主に複輝石角閃石安山岩、角閃石デイサイトを含む溶岩や凝灰角礫岩から成り、泥岩、砂岩、礫岩、凝灰岩などの層を頻りに挟む。この層は全体

的に強く変質して“プロビライト”化し、淡緑色を呈している（吉野, 1982）。本層からは、後期中新世後期を示唆する $6.07 \pm 1.03\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（名取, 2018）。

塩嶺累層

本報では調査域の塩嶺累層を下位より塩嶺区のみに分布する四沢砂岩礫岩層、砥川区のみ分布する福沢川層（赤渋沢層から改称）、両地区に分布する古期塩嶺累層下部層、新期塩嶺累層に区分する。ただし、四沢砂岩礫岩層については堆積年代が不明なため、福沢川層との層位関係は確定していない。また、霧ヶ峰区に分布する古期塩嶺累層中部層および同上部層（宮坂・狩野, 2017）は、砥川 - 塩嶺地区には分布していない（図3）。

霧ヶ峰塩嶺地域や塩嶺累層と同時代層の小諸層群分布域の縁辺部では、基盤岩と塩嶺累層およびその同時代層は高角アバット不整合関係で接している（宮坂・狩野, 2015, 2017）。本地区でも、両者の境界の不整合線（不整合面と地形面との交線のトレース）が地形の凹凸とは無関係に直線的であり、部分的にジグザグに不規則な屈曲する部分があるので、両者は一部で高角アバット不整合関係にあるものと推定される。しかしながら、小諸層群分布域や霧ヶ峰塩嶺地域で認められたような不整合露頭は見出していない。図4ではおよそ傾斜角 30° を目安として、不整合面を高角部と低角部に区分したが、その境界は厳密ではない。

この地域の塩嶺累層分布域は露出が不良で、有効な鍵層が欠如し、地質構造が複雑（p.34-35）なため、各ルートにそって欠損の少ない柱状図の作成が困難である。本論では、地層の全般的な分布状況に基づいて総合した模式柱状図（図5）にしたがって、この地域の塩嶺累層の概要を記述する。

福沢川層（新称）Fs

砥川区では、ほとんど変質を受けていない典型的な塩嶺累層の下位に、一部変質した黒色安山岩溶岩を主とする地層が分布し、小坂ほか（1988）は赤渋沢層 [注2]、小松・小坂（2006）は赤渋沢安山岩層と呼んでいる。諏訪の自然誌編集委員会（1975）の“ガラス質安山岩”は、この層に相当すると思われる。この層については塩嶺累層に含めない研究（諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 美ヶ原団体研究グループ, 1990; 小松・小坂, 2006）もある。今回の調査によって、本層は模式地とされた赤渋沢流域での分布が小範囲なのに対して、南方の福沢川右岸では分布も広く、観察しやすいことが明らかになったので、本報では模式地を変更し、福沢川層に改称した。さらに、本層とその上位の塩嶺累層下部層とは多くの場所で整合的なので、時空的に連続した火山活動の産物とするのが妥当と判断し、古期塩嶺累層に含めた。

分布：本層の分布域の主要部は、横河川の左岸（東）側、赤渋沢上流域を含む砥川の右岸側から福沢川流域の山地内。

層厚：250m ±

岩相・層序：基盤岩である下諏訪岩体および砥沢累層に不整合に重なる。赤渋沢の右岸（南）側では、基盤の

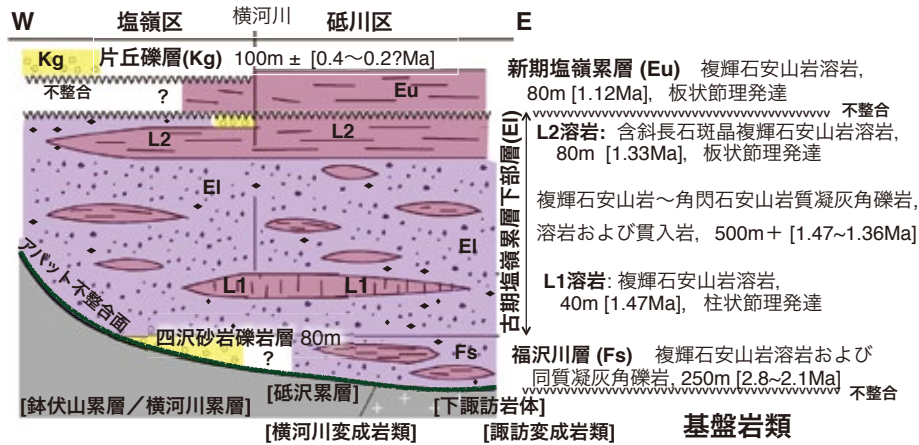


図5 塩嶺-砥川区に分布する塩嶺累層の模式柱状図。

砥沢累層との境界の地表トレースは大局的には直線的であるが、数100m以下の範囲では地形によらず、入り組んだ境界を形成している。この分布関係から両者の境界は平面的な断層ではなく、高角のアバット不整合関係であると推定される。塩嶺-横河川区の東縁、横河川の右岸側山地には福沢川層は分布していない。それに対して、横河川の左岸（東）側では河床に近い低所に福沢川層が分布し、基盤岩と塩嶺累層との接触部の高度差は約450mに達している。したがって、この層の北西側も高角不整合の可能性はあるが、後述 (p.36-37) する横河川断層の活動によって西側が相対的に隆起した可能性もある。本層の上位は、古期塩嶺累層下部層に整合的に漸移する。

本層は、径3~5mm程度の斜長石斑晶が目立つ輝石安山岩 (図6A) や、斑晶の乏しい玄武岩質輝石安山岩を含む凝灰角礫岩溶岩、貫入岩等からなる。A2背斜 (p.35) 付近では、厚さ5mの溶結凝灰岩層が挟まれる (図6B)。

凝灰角礫岩は砥川流域や横河川流域では基質が白~褐色に変質し、含まれる安山岩も一部褐色~緑色に変質している。砥川流域では南北方向の熱水変質帯が発達し (歌田, 1973)、砥川と福沢川の間地帯は熱水による変質が

特に著しく、基盤岩 (下諏訪岩体・砥沢累層) との判別も困難となる。ここでは最大幅40m以上の露頭全体に原岩および地層の組織を全く失った白色粘土状岩石が露出し、硫化水素臭がして植生もない。

本層からの2.24Ma (及川ほか, 2004), 2.61~2.1Ma (諏訪教育会自然研究部地学委員会, 2017), 2.82~2.31Ma (業田, 2016) のK-Ar年代値は、これまで美ヶ原区の塩嶺累層で得られている最古の年代値である2.11Ma (K-Ar法) (向井・小坂, 2008) と比べてやや古い。したがって、本層は古期塩嶺累層下部層の広域的な火山活動に先立つ鮮新世末期?~前期更新世の前期に生じた先駆的で局所的な活動の産物と見なされる。また、塩嶺累層と連続する小諸層群の最下位層 (線矢川溶結凝灰岩) の年代である約4Ma (宮坂・狩野, 2015) より若い。四沢砂岩礫岩層 (“四沢砂れき層” (小林, 1955) を改称) Yo

小林 (1955)、諏訪の自然誌編集委員会 (1975) は本層を砂れき層と命名したが、固結した地層なので砂岩礫岩層に改称した。本層は吉野 (1976, 1982) により塩嶺累層の下位層とされた “三ノ沢礫岩層” に相当する。諏訪の

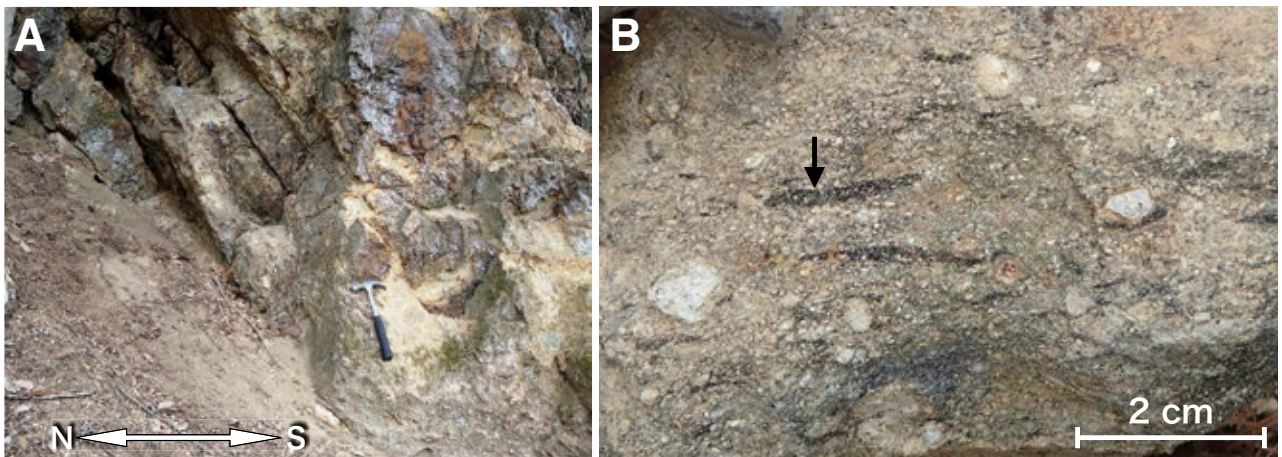


図6 古期塩嶺累層の下部、福沢川層の弱変質部の岩相。A: 急傾斜 (75°SE) した凝灰角礫岩 (138°04' 24"E, 36°06' 06"N), B: 溶結凝灰岩礫, 黒矢印は黒色ガラス質レンズ状体 (138°04' 30"E, 36°05' 50"N)。

自然誌編集委員会(1975)や塩尻市誌編纂委員会(1991)では、この砂岩礫岩層を南西塩嶺・小野区の塩嶺累層下部の湖沼成または河成の“三沢砂岩泥岩層”に対比している。本層と“三沢砂岩泥岩層”は、それらが分布する地区における塩嶺累層の最下位層であることと、非火山性の碎屑岩層であること以外は共通要素が乏しく、それらを対比できるかどうかは今後の問題である。

分布：塩嶺区の東山の北方約1kmにおいて、後述(p.34)する閉じた褶曲構造(S1向斜, A1背斜)によってZ字状に分布する。横河川右岸ではE-W方向に細長く数十m程度の幅で小分布する。

層厚：50m ±

岩相・層序：塩嶺 - 東山区北東縁部で、基盤の横河川累層、鉢伏山累層とE-W走向、高角南傾斜の境界で接している(図10)。この境界に“荷直峠断層(群)”が推定されているが(吉野, 1982; 公文ほか, 1990)、塩嶺累層分布域の縁辺部には高角アバット不整合関係が認められているため(宮坂・狩野, 2017)、ここでも同様の不整合関係の可能性がある。本層の上位は、古期塩嶺累層下部層に整合に覆われる。

本層は最大数10cm, その多くは数cm径の亜円~亜角礫からなる不淘汰基質支持の礫岩層(図7A)で、基質は泥岩~粗粒砂岩~細礫岩からなる。礫岩を構成する礫種は横河川変成岩類が約3割程度で、鉢伏山累層起源の頁岩, 砂岩, 礫岩, 緑色凝灰岩, おそらく美濃帯起源のチャートなどを含む(塩尻市誌編纂委員会, 1991)。数十cmの厚さの砂岩, 泥岩層を挟み、礫岩層との間で級化層理や、底痕などが認められ、亜円礫の一部は覆瓦状構造を作って配列している(図7B, C)。本層は現在よりも横河川変成岩類が広く露出していた近接した供給源からの土石流~タービダイト起源の堆積物とみなされる。

古期塩嶺累層下部層(宮坂・狩野, 2017) E1

本層は霧ヶ峰塩嶺地域の古期塩嶺累層下部層(宮坂・狩野, 2017)の岩相と酷似し、年代的にも重複していることから、同一名称を用いた。

分布：調査域内に広域的に分布する地層で、砥川区東縁部から塩嶺区西縁部にかけての東西8km, 南北4.5kmの範囲に分布する。本層は調査域外の塩尻峠以南の南西塩嶺地域小野区にも連続して分布し、塩尻市誌編纂委員会(1991)のE1~E4層に相当する。

層厚：霧ヶ峰塩嶺地域の本層の層厚とほぼ同様で、およそ500m ±。

岩相・層序：塩嶺区では四沢砂岩礫岩層を整合に覆い、その西部では片丘礫層に不整合に覆われる。塩嶺区の一部では高角アバット不整合関係で基盤岩類を覆い、砥川区では下位の福沢川層を整合に覆い、上位は新規塩嶺類層に不整合に覆われる。

本層最下部では、火山岩角礫とともに下位の四沢砂岩礫岩層と同様な非火山性の円礫を多く含んでいる。そこから漸移する本層の主体は火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 溶岩の互層で、火山角礫岩および凝灰角礫岩は径数cm~数m大の安山岩角礫を含み、不淘汰で同質の基質からなる(図8A, B, C)。また数m~数十mの厚さの溶岩層(図8D)を頻繁に挟む。この層は場所によって岩相が大きく

変化する。下部層の溶岩および凝灰角礫岩中の安山岩角礫は大半が複輝石安山岩で、一部にカンラン石または角閃石斑晶を含むものがある。塩嶺区の北縁部では、最下部から約50m上の層準に特に角閃石含有複輝石安山岩が多く、層厚70cmの角閃石含有ガラス質凝灰岩層も挟まれている。調査域の北半分では凝灰角礫岩中に層理を有している部分があり、湛水環境であったと推定される。南

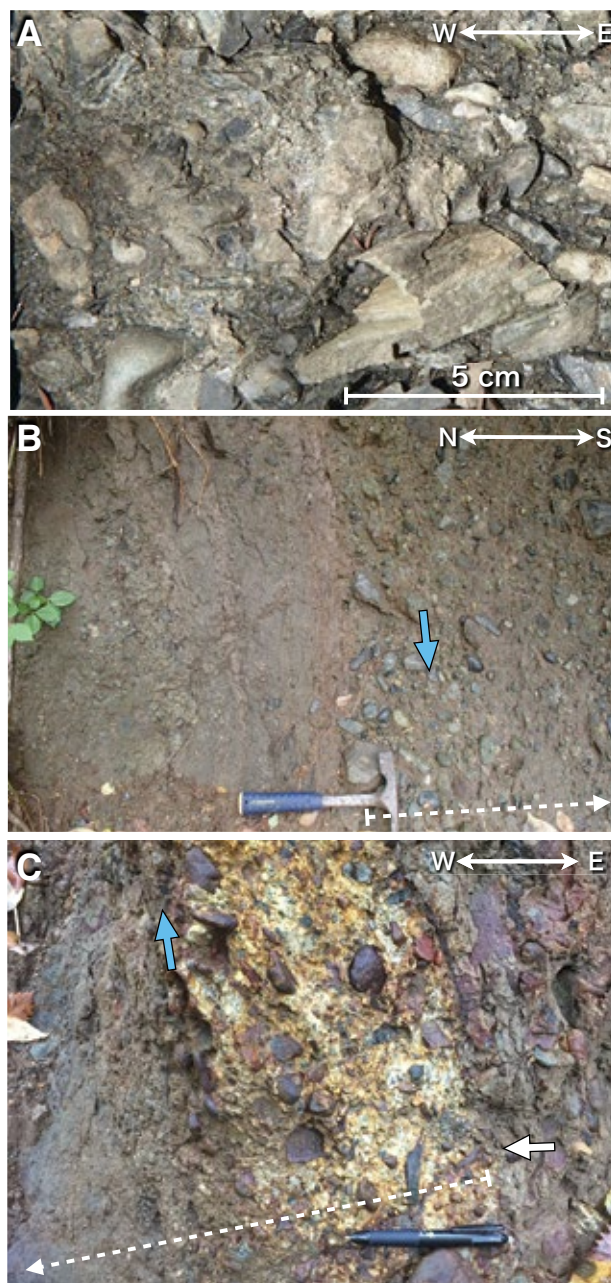


図7 古期塩嶺累層下部、四沢砂岩礫岩層の岩相。A：不淘汰亜角礫岩、礫のおよそ3割は横河川変成岩類起源(?)の結晶片岩(138°01'43"E, 36°07'12"N)、B：直立(N85°E, 90°)した砂岩礫岩互層(138°01'42"E, 36°07'09"N)、C：急傾斜・逆転(N22°E, 85°E)した砂岩礫岩互層(138°01'51"E, 36°07'09"N)。白細矢印は級化成層が示す上位方向、白太矢印は下位の含礫泥岩層を削り込んだチャンネル、水色矢印は礫の覆瓦状構造が示す古流向。

半分は赤褐色を呈した無層理の凝灰角礫岩～火山角礫岩が広く分布し(図8A), 噴出物供給源およびその堆積域は乾陸環境であった。

頻繁に挟まれる溶岩層のうち, 特に厚く分布の広い2枚の溶岩層を, 地質図では下位よりL1(層厚40m), L2(層厚80m)で示した。L1溶岩層(図8E)は横河川中流の河床付近に分布し, 顕著な柱状及び板状節理を持つ。上位は同質火山岩からなる凝灰角礫岩に移化している。横河川の中流域では, この溶岩が基盤である横河川累層に接しており, 両者はアバット不整合関係であることを示唆している。塩嶺-砥川区の南部に分布するL2溶岩層は, 一部で板状節理が発達し, 径数mm程度の斜長石斑晶が目立つ安山岩である(図8F)。L2溶岩層およびL2のやや下位の層準に挟まれる安山岩溶岩にも, 輝石以外に

角閃石斑晶が比較的多く含まれる。

塩嶺-横河川区, 横河川の右岸(西側)の本層の最上位には, 厚さ約10mの礫岩層が重なる(図5)。この礫岩層は凝灰質の基質を持つ不淘汰・基質支持で, 結晶片岩, 緑色変質岩, および下位の古期塩嶺累層由来の安山岩等の最大30cm程度の亜角礫を含む。

年代: 本層に挟まれる溶岩層は, 各地でK-Ar年代が報告されている。横河川流域の安山岩(添付されている地質図等から判別すると, L1溶岩層に相当?)では1.47Ma, その上位の安山岩溶岩から1.39Ma(小松・小坂, 2006)を示す。湖北トンネル岡谷入口周辺の安山岩(L2に相当?)では1.33Ma(小松・小坂, 2006)および1.40Ma(北澤・藤森, 2010), L2のやや下位層準の安山岩では1.42Ma(小松・小坂, 2006), 1.54Ma(北澤・藤

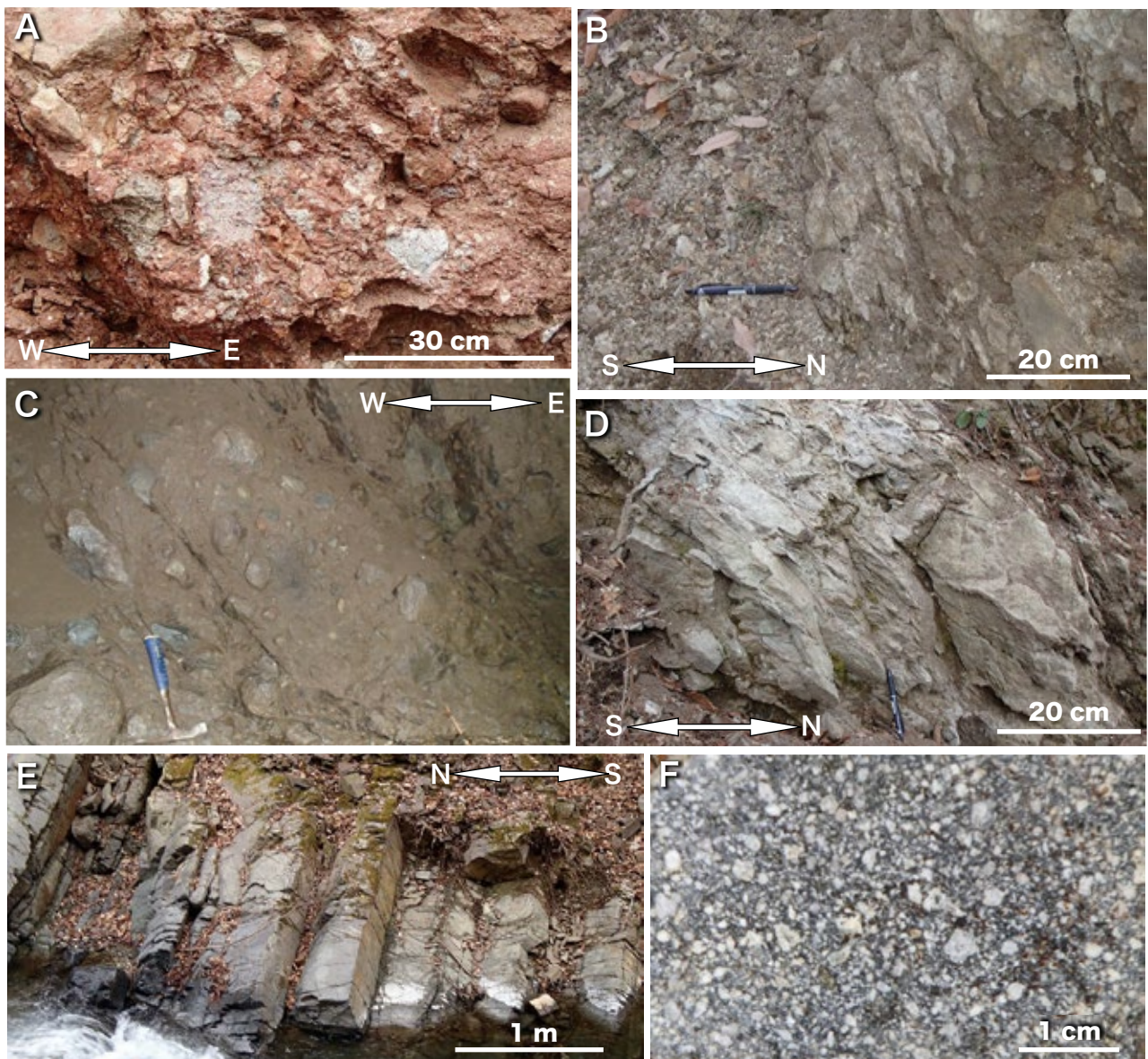


図8 古期塩嶺累層層下部層の火山岩類。A: 赤褐色基質を持つ凝灰角礫岩 (138°02' 43"E, 36°06' 03"N), B: 直立 (E-W, 90°) した凝灰角礫岩～火山角礫岩 (上下不明) (138°02' 56"E, 36°06' 17"N), C: 急傾斜・逆転した基質支持の凝灰角礫岩 (138°01' 38"E, 36°07' 08"N), D: 凝灰角礫岩中に挟まれる急傾斜 (65°N) した溶岩層 (138°02' 56"E, 36°06' 17"N), E: 柱状節理が発達したL1溶岩 (138°03' 14"E, 36°06' 52"N), F: 斜長石斑晶が発達したL2溶岩 (138°02' 24"E, 36°05' 56"N)

森, 2010) を示す。一部に層序とは不調和な年代値も認められるが、全体としては霧ヶ峰塩嶺地域の古期塩嶺累層下部層から得られた年代値(宮坂・狩野, 2017)とは調和的である。

新期塩嶺累層(宮坂・狩野, 2017) Eu

分布: 塩嶺区の尾根付近の1ヶ所, 砥川区の尾根上部の2ヶ所, の計3ヶ所にのみ分布する。

層厚: 80m+

岩相・層序: 調査域内では最上位の地層で, 古期塩嶺累層下部層を不整合に覆う。一部で板状節理が発達する黒灰色の複輝石安山岩溶岩層で, 周囲は凝灰角礫岩にしばしば移化する。この岩相は, 霧ヶ峰区北部で古期塩嶺累層下部層に挟まれる三峰火山岩類(宮坂・狩野, 2017)の溶岩層に類似している。この溶岩層から1.12MaのK-Ar年代が得られている(小松・小坂, 2006)。霧ヶ峰塩嶺地域では古期・新期塩嶺累層の境界年代がおおよそ1.3Maのため(宮坂・狩野, 2017), この溶岩層を新期塩嶺累層に区分した。霧ヶ峰区の新期塩嶺累層は火山体を構成していたが, ここでの分布範囲は狭く下位の古期塩嶺累層中に火道が見出せないで, 他の供給源(霧ヶ峰区?)から流下してきた溶岩流と考えられる。

片丘礫層・赤木山礫層(松本盆地団体研究グループ, 1972, 1977) Kg

分布: 片丘礫層は, 塩嶺区西縁と松本盆地東縁の間の東西幅約3kmの低起伏山地から台地・丘陵地帯にかけて分布する。図4では西端部の大沢川流域に分布し, この間で本層の基底面の標高は, 後述(p.37)する崖の湯断層群の運動によって, 東に向かって800m以下から1200m前後に変化する(高畑, 2015)。赤木山礫層は調査域の西方(図4外)に分布し, 片丘礫層を覆う。

層厚: 片丘礫層は, 模式地の塩尻市片丘周辺で30mの厚さを持つ(松本盆地団体研究グループ, 1977)とされたが, 模式地周辺ではその下限・上限とも不明である。本論では, それより東方の分布域での分布高度変化および後述(p.39)する反射法地震探査塩尻測線の結果から, 本層の厚さは100m±, もしくはそれ以上と推定した。

岩相・層序: 両礫層は調査域内では新期の河川堆積物・崖錐・表土などの被覆層を除けば最上位の地層で, 西方(松本盆地側)に向かって10°程度傾斜するほぼ平坦な傾斜不整合を境として鉢伏山累層と松本岩体を, 最南部では鉢伏山累層を不整合に覆う。そのうち下位の礫層を片丘礫層(松本盆地団体研究グループ, 1977), その上に軽微な不整合で重なり調査域西方に分布する礫層を赤木山礫層(松本盆地団体研究グループ, 1972)と呼んでいる。本調査域内の大沢川流域の片丘礫層に相当する礫層を, 安藤ほか(2014)は礫層1, 同2に区分している。

片丘礫層はきわめて不淘汰で層理不明瞭な基質支持の亜角礫層で, 最大径60cmの礫を含む。礫は松本岩体起源の花崗閃緑岩類, 美濃帯起源の碎屑岩類, 鉢伏山累層起源の変質した安山岩, 砂岩, 泥岩および塩嶺累層起源の安山岩礫を含む(高畑, 2015)。大沢川流域では, 本層の礫の多くは鉢伏山累層起源である。赤木山礫層も同様に閃緑岩礫を豊富に含む不淘汰な亜角礫層で, 一部に泥炭質シルト層を挟む。上部の礫層の基質は火山灰質にな

る。

年代: 片丘礫層は, 松本盆地西方に分布する梨ノ木礫層(0.78~0.64Ma; 竹下ほか, 2007)を覆う梨ノ木ローム層中部には含まれる黒雲母密集層(クリスタルアッシュまたは大町Apmテフラ)に対比できる層を挟む(松本盆地団体研究グループ, 1977)。大町Apmテフラの年代は0.35~0.30Ma頃(鈴木・早川, 1990)とされているので, 本層は中期更新世の中期(0.4~0.2Ma?)頃の地層と考えられる。赤木山礫層はおおよそ0.1Maの御岳第一軽石層(On-Pm1)に不整合に覆われるので, 0.3Ma以降の中期更新世後期の地層である(松本盆地団体研究グループ, 1977)。

地質構造

塩嶺-砥川区の古期塩嶺累層の地質構造については, 今までに十分な記載はなされていなかった。塩尻市誌編集委員会(1991)によると, 塩嶺区内では北縁部を除いてほぼ水平な構造を想定している。しかしながら, 今回の調査によって, 塩嶺-砥川区の塩嶺累層は多くの部分で中~高角度に傾斜し, 全体的に地質図規模の褶曲を伴うことが明らかになった。北側に分布する基盤岩の構造と比較しながら, 塩嶺累層の構造の特徴を把握するために, 基盤岩および塩嶺累層分布域における層理面の姿勢データを小ドメイン(図4)に分割して等積投影図にプロットした(図9)。断層については次章で記述する。

基盤岩分布域 [A], [B]

基盤岩の中新統(横河川累層・鉢伏山累層)は, 塩嶺累層を主題とする本調査の主要調査対象ではないため, 一部は既存資料(諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 吉野, 1982; 公文ほか, 1990)の地質図から読み取った塩嶺区北方の層理面の姿勢データを, 西側の東山-高ボッチの尾根周辺から西側山腹斜面にかけての塩嶺-東山ドメイン[A]と, 東側の横河川右岸の塩嶺-横河川区北方のドメイン[B]に2分してプロットした(図9A, B)。

塩嶺区北方の中新統の層理面の姿勢の分布パターンは, 西側ドメイン[A]と東側ドメイン[B]との間で異なっている。ドメイン[A]には, [B]よりも上位層が分布し, 全体として層理面の姿勢は[B]に比べて分散し, 乱雑な構造を持つことを示唆しているが, NE-SW走向で南東に低~高角に傾斜する傾向が弱く認められる(図9A)。

ドメイン[B]内では下位層がより東側に分布し, その多くは東縁の横河川断層とほぼ平行なN-S~NNE-SSW走向を持ち, 吉野(1982)のA-A', B-B'断面図に示されるように, 中角西傾斜を示す(図9B)。また南部ではE-W走向を持つことから, 吉野(1982)は“西に開いた半盆状構造”としている。一部(特に西部)に高角東傾斜や低角な部分も認められているので, 露頭規模以上の褶曲が存在する可能性がある。ドメイン[A]から[B]にかけての層理面姿勢の変化状況から, 両ドメインの境界付近にN-S~NE-SW方向の複向斜構造の存在が推定される。

これらの中新統基盤岩類には, 松本岩体およびそれと関連すると考えられる岩珠状の岩体が貫入し, 周囲に熱

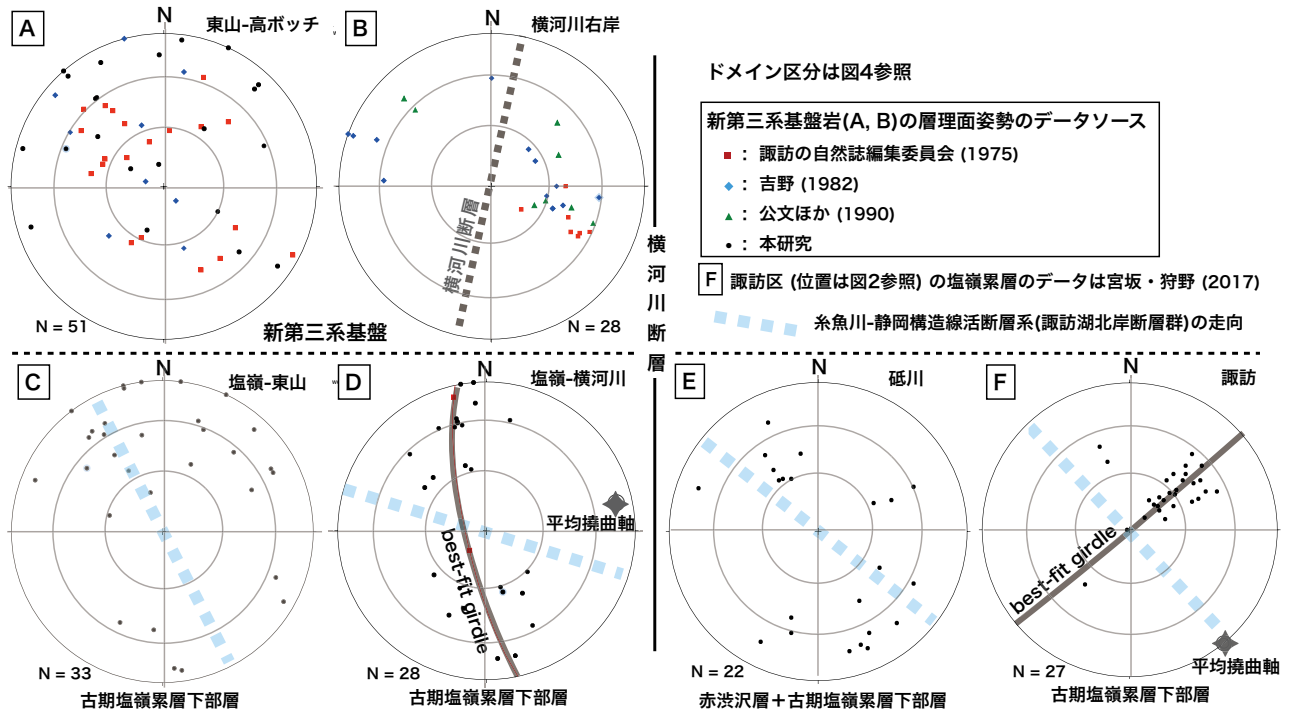


図9 塩嶺-砥川区基盤岩および同地区と諏訪区の古期塩嶺累層の層理面の姿勢（シュミットネット下半球使用）。A：塩嶺区北方，東山-高ボッチ周辺の新第三系基盤岩，B：塩嶺-横河川区の新第三系基盤，C：塩嶺-東山区周辺，D：塩嶺-横河川区，E：砥川区，福沢川流域周辺の塩嶺累層，F：諏訪区の塩嶺累層。ドメインA～Eの位置は図4，Fの位置は図2を参照。

変質を与えているので（吉野，1982），基本的な地質構造は7Ma以前に形成されたことを示唆している。

塩嶺累層分布域

塩嶺累層分布域については，北西側から南東側に以下の4ドメインの層理面データを表示した。

C 塩嶺区の東山より西側で，尾根上の林道および四沢上流域でのデータが多い。

D 東山の東側～横河川右岸側流域一帯。

E 砥川区の砥川右岸側およびその西方の福沢川流域一帯で，福沢川層と古期塩嶺累層下部層の下部からのデータが多い。

F 諏訪区は，砥川区との間に下諏訪岩体を挟んで，その南東方（図4外）に位置している（図2）。今回の調査対象地域ではないが，塩嶺-砥川区との比較のために，古期塩嶺累層下部層の層理面データ（宮坂・狩野，2017）を示した。

各ドメインの南西縁，塩嶺区では南方の小野区との境界付近，砥川区から諏訪区にかけては諏訪盆地との境界付近の地下には糸静線活断層系の存在が推定されている。ドメイン間で異なるこの活断層系のトレンドも図9に示した。

以下で述べる古期塩嶺累層中の褶曲については，本報告で初めて認定されたもので，原則として西から東に略称を付記した。図4内の断面図では，これらの褶曲の一部を正弦波状の形態をもつとして描いたが，実際には傾斜角度が徐々に変化していく部分や軸部周辺の屈曲部が露出していないので，正確さにかける。褶曲の一部は，断層を伴って折れ曲がった山型（chevron type）もしくは

キंक状の形態を持つ可能性もある。また図4のC-C'断面の方向は地層の傾斜方向と大きく斜交しているために，実際よりも地層の傾斜が緩やかに表現されている。

C 塩嶺-東山区：このドメイン内の尾根付近の緩斜面には地すべり地形が発達している（八木ほか，2003）。本調査では地すべり土塊が存在すると推定される山腹斜面での計測を避けている。計測された中～高角傾斜部の地層の姿勢は，地すべり地形が発達しない谷底の浸食域の露頭での姿勢の傾向と変わらないので，地すべりの影響は少ないと考えられる。

この地区の北東縁部にあたる四沢の上流域で，基盤の鉢伏山累層と高角断層または不整合で接する四沢砂岩礫岩層および古期塩嶺累層下部層の最下部層の分布域に推定したのが，軸がENE-WSW走向を持つ軸長1.2km，半波長400m弱のS1向斜，A1背斜である（図4，10）。これらのうちS1向斜の南翼部，すなわちA1背斜の北翼の地層は直立～高角南傾斜で，四沢砂岩礫岩層の堆積構造（図7B，C）および塩嶺累層下部層下部の層序関係（図3）からは北～北西上位で逆転を示している。A1背斜の南翼も垂直～高角南傾斜なので，この向斜-背斜は南に急傾斜した軸面を持つ，閉じた（tightな）山型～等斜（isoclinal）褶曲に近い形態であると推定される（図4，B-B'断面北端部）。

このドメイン内の凝灰角礫岩を主体とする塩嶺累層下部層は無層理な部分が多いが，全体的には古期塩嶺累層下部層はNまたはSに中～高角（>50°）に傾斜し，その姿勢は分散している（図9C）ので，褶曲形態を正確に求めるのは困難である。しかしながら，姿勢の変化から四

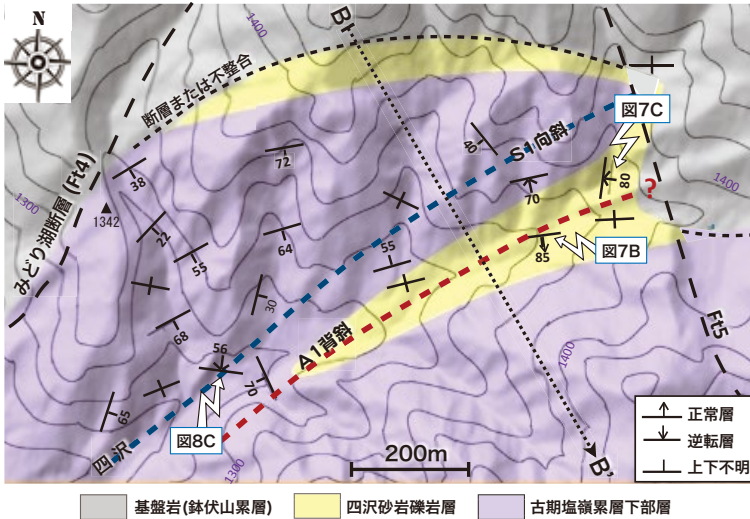


図10 塩嶺 - 東山区北部, 四沢上流地域の地質図. 5m-mesh DEMを用いて SimpleDEMViewerで作成した地形陰影図を重ねた.

沢の下流部で推定されるA2背斜(図4)は, N-S方向の走向を持つ軸長および半波長2km程度で, 西翼が60°SW傾斜, 東翼は85°SE傾斜を示し, 軸部付近では地層が北上位逆転している(図8C). 褶曲に参加する地層の分布状況から, 背斜軸は南方へ高角プレンジしていると推定される. この背斜軸の東側には, より波長の短い一対の半波長250m程度の向斜・背斜構造が存在している. これらの褶曲構造は, みどり湖-崖の湯断層群(p.37)に属するFt4断層と右横ずれ水平隔離を持つFt5断層に挟まれた三角形の狭い地域に分布している.

㊦ 塩嶺 - 横河川区: このドメイン内の古期塩嶺累層下部層の層理面の姿勢は一定していないが, 中~高角(>30°)に傾斜し, 全体として層理面の極の分布は走向N12°Wで西傾斜80°の最適大円上に分布する(図9D). したがって, 本地域内で推定される平均褶曲軸はE-W~ENE-WSW方向となる. 地層分布と層理面の姿勢データの地域的変化から, 半波長0.5km程度のS2向斜とA3背斜の存在が推定される(図4, B-B'断面).

S2向斜の軸長は約2kmで, ENE-WSW方向の軸を持つ. 向斜の軸部は緩やかに開いた緩傾斜だが, 南翼, 北翼ともに軸から離れるほど傾斜が増し垂直近くになる(図8B, D). A3背斜の軸長は約1.5kmで, 軸は中央部ではN70°E方向だが, 東西両端はN-S方向に変化する. この背斜は軸面が南に高角傾斜した, 北翼の傾斜は30~90°Nで, 南翼は軸に近い部分では60°S傾斜の部分もあるが, 一般には30°S程度で非対称な山型の形態を持つ(図4, B-B'断面南部). 横河川河床付近では, 背斜の北翼側に凝灰岩礫岩, 南翼側は厚い溶岩層が露出し, 軸部を挟んで岩相が急変するので, 軸部付近に断層が存在する可能性がある. 背斜西端部付近に分布する火山岩類は無層理なため, 軸がここまで延長できるかどうかは不明である.

調査域の南縁に分布するL2溶岩層下底の分布高度変化から推定すると, 南縁部のほとんどの場所でSSW側に35°前後傾斜し, 諏訪盆地方向への撓曲構造を形成している(図4, B-B'断面南端部).

㊧ 砥川 - 福沢川区: この地区の福沢川層および古期塩嶺累層下部層は, 中~高角(>30°)に傾斜する層理面の姿勢が分散し, 一定方向を示さない(図9E). 層理面の姿勢の地域変化と岩相分布からは, この地区北部にN-S~NNE-SSW方向の開いたA4背斜が想定される. この背斜は地形的な山の尾根と軸の位置が一致する(図4, A-A'断面). このため, 背斜の軸部に当たる尾根の高い部分に福沢川層が, 尾根の両側のやや低い部分に古期塩嶺累層下部層や新期塩嶺累層が露出している. その軸が南にプレンジしているため, 上位の古期塩嶺累層下部層が南方に広く分布している(図4).

地区南西部の福沢川中流域の福沢川層中に, E-W方向で軸長約2km, 両翼が最大70°程度傾斜する山型の形態を持つA5背斜(図4)の存在が推定される. この背斜の西部, 横河川の左岸側では軸の走向はNE-SWに変化することから, A5背斜は塩嶺-横河川区のA3背斜に連続していた可能性がある(図4). 図6Aはこの背斜の南翼の急傾斜部である. その南方約1km付近で福沢川下流部を横断するNE-SW方向のA6背斜は, 両翼の傾斜は40°程度の開いた背斜で, その軸長は3km前後である.

地区最南部では, L2溶岩層下底の分布高度の変化と内部での層理面の姿勢から, 全体として諏訪盆地の北縁部と平行なWNW-ESE走向で, 中角南傾斜の構造をもち, 諏訪盆地への撓曲を示唆している.

㊨ 諏訪区: 東俣川褶曲群(宮坂・狩野, 2017)の南西側の背斜の南西翼から諏訪盆地北東縁部に向かうNE-SW方向での幅3km以上の範囲で, 古期塩嶺累層下部層は低角から南西に中角度の傾斜に変化し, 山地と盆地の境界付近で60°程度の傾斜に変化していく(宮坂・狩野(2017)の図16~18を参照). この姿勢の変化を示す層理面の極は, NE-SW方向で急角度(≒90°)に傾斜した最適大円を描くので(図9F), その平均褶曲(撓曲)軸はNW-SE方向で, ほぼ水平になる. すなわち, 砥川区, 諏訪区はともに, 山地南西縁部付近での撓曲(本木川撓曲[注3])軸が, 諏訪盆地と周囲の山塊との地形的境界線と平行に配列している.

断層

砥川 - 塩嶺地区には, 糸静線活断層系に関連すると考えられる断層(群)や中央構造線の北方延長部とみなされている横河川断層などの, いくつかのグループに分けられる断層(群)が認められる. 図4および図10~12内の断層の地表トレースは, 地表地質調査による露頭および転石による岩石分布をふまえて, 国土地理院5m-mesh DEMから作成したステレオペアの実体視, 傾斜量図[注4], SRVC立体地図などによる地形解析を加えて確定した.

NNE - SSW ~ N - S方向の断層群
横河川断層

諏訪の自然誌編集委員会（1975）によれば、横河川断層は東西約50～150mの間隔で並走する3条の断層群からなるとされ、東側から横河川断層FA～cと命名されている。FAは横河川変成岩とこれに貫入する蛇紋岩との、FBは蛇紋岩と棚小場黒色泥岩層との、Fcは棚小場黒色泥岩層と横河川礫岩層との境界断層とされている。これらのうち、FB断層がフォッサマグナ内における中央構造線の延長部とみなされている（河内ほか, 1966; 吉野, 1976, 1982; など）。

従来の研究（諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 吉野, 1982; 公文ほか, 1990; 塩尻市誌編纂委員会, 1991; 三好, 1991; など）では、横河川断層は塩嶺累層に変位を与えていないとされてきた。しかしながら、狩野・宮坂（2018）によってFc断層の南方延長部（位置は図11B）で、塩嶺累層を変位させる右横ずれ・西側上昇成分を示す破碎帯を伴う高角西傾斜の逆断層露頭が記載された。このFcが走る横河川の直線性は明瞭ではあるが、それに沿う変動地形は不明瞭である。

今回の調査では、FB断層も塩嶺累層を変位させている

ことが判明した。ふとう沢の北では、FBを挟んで低標高部に塩嶺累層が、高標高部に砥沢累層が露出し、両者の分布高度差から垂直隔離量は約50mと推定される（図11C, A-A'断面）。ふとう沢の南のFBの延長上では、地形の遷急線と断層の通過を示唆する鞍部が作る延長1km以上の直線状リニアメントをはさんで、支流の小谷が最大120m程度左に屈曲している（図11A, B）。以上から、FBは塩嶺累層堆積後以降は、東側上昇で、かつ左横ずれを伴う高角断層として活動したと判断できる。FBは図11CのC-C'断面の鞍部以南は地形的に不明瞭になる。Fcが横河川河床沿いにN20°E方向に直線的に走っているのに比べ、FBはFcに並走する部分とN-S方向に振れる部分とがある。塩嶺-横河川区のA3背斜とS2向斜は、砥川区のA5背斜とS4向斜に連続する可能性がある（図4）。その場合、横河川断層との交差部では褶曲軸の向きが反時計回りのN-S方向に屈曲するので、横河川断層の左横ずれ運動の影響を受けていたと推定される。

以上のように、横河川断層は古期塩嶺累層下部層堆積後に、Fc断層露頭の破碎帯が示す右横ずれ・西側上昇変位をしているのに対して、FB断層沿いの地形は、左横ずれ・東側上昇変位を示している。近接して並行する断層

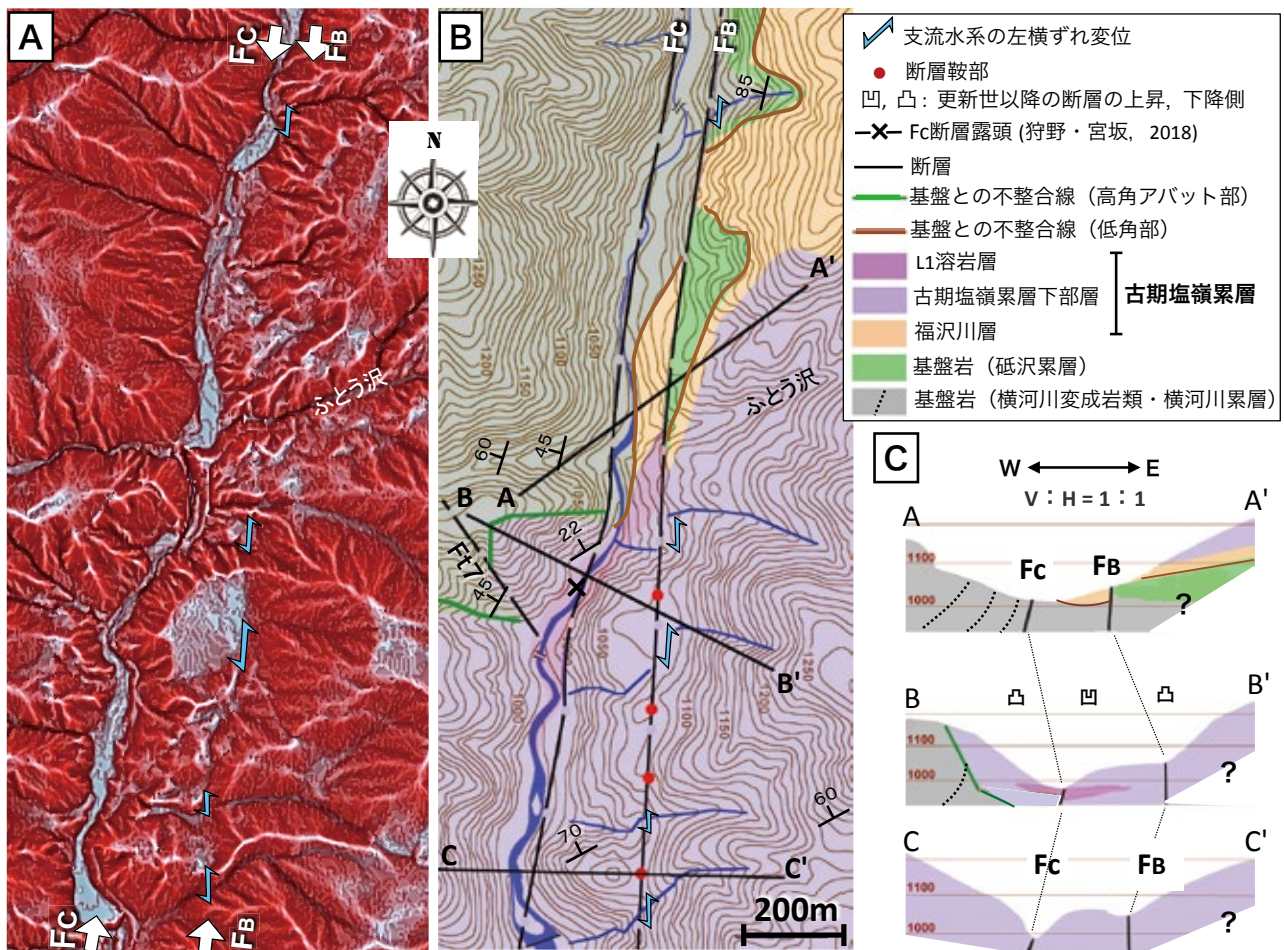


図11 砥川-塩嶺地区境界部、横河川断層南部周辺のA: 5m-mesh DEMによるSRV3D立体地図 (SimpleDEMViewerで作成)、B: 地質図と変動地形分布図、およびC: 地質断面図。狩野・宮坂（2018）の指摘より前には、横河川断層（FB & Fc）は図南半部の塩嶺累層分布域には延長されていなかった。

で逆の変位が認められたことについては、以下のように考えられる。複合面構造をもつFc断層の破碎帯は地下浅部(数km以浅?)での繰り返し断層運動の産物なので、Fc断層の破碎帯はより古くに、Fb断層の変動地形は最近形成され、この間で応力場が変化した。

崖の湯-みどり湖断層群(高畑, 2015)(Ft4)

東山の西麓でNNE-SSW方向で長さ2km前後のFt4断層は、北部で西側の鉢伏山累層とE-W走向の塩嶺累層下部層との境界となり、南部では塩嶺累層中を通過している(図4, 10)。この間で断層は高角傾斜を示唆する直線的なリニアメントを伴い、断層を挟んで基盤岩類と塩嶺累層との境界が左方に約400mずれる水平隔離成分を持つが、地形面の上下変位は不明瞭である。

このFt4断層は、“みどり湖断層”(仁科ほか, 1985; 塩尻市誌編纂委員会, 1991)[注2]に相当する。塩尻市誌編纂委員会(1991)では、高角東傾斜の断層露頭を記載し、900~1000mの落差を持つ西側上昇の正断層であるとしているが、その算定根拠は示されていない。落下側に分布する塩嶺累層の全層厚は数100m程度なので、この変位量の見積りは過大に感じられる。この断層は南部でNNW-SSE方向のFt1断層(塩尻峠断層)と交差し、西側上昇成分を持つリニアメントを作ってさらに南西方の旧塩尻-みどり湖方面の松本盆地南端部の被覆層下に伏在していく(図4)。

Ft4断層より北方の高ボッチ山から鉢伏山にかけての尾根の西麓の基盤岩(主として松本岩体)と片丘礫層が分布する東西幅約3.5kmの地域に発達するNNE-SSW方向の幅広い破碎帯を伴う高角断層群が“崖の湯断層群”である(図2)(高畑, 2015)。高畑(2015)では、“みどり湖断層”をこの断層群に含め、崖の湯-みどり湖断層群と呼んでいる。断層の大部分は逆断層成分をもち、その多くが右横ずれ成分を伴い、一部に正断層も記載されている。片丘礫層の基底面の400m以上の高度変化(p.33)は、全体が西側に緩傾斜する構造に加えて東側上昇成分が卓越するこの断層群の逆断層変位を伴って形成された。断層群の南西端部で交差する左横ずれの糸静線断層群(牛伏寺断層群)と“互いに切りつ切れつ”の関係にあり、両者は共役断層系とみなされている(高畑, 2015)。

高畑(2015)の地質図では、この断層群分布域の南部は“新第三紀安山岩”とされた地域内を通過するとされたが、“新第三紀安山岩”の北部は中新統鉢伏山累層、南部は古期塩嶺累層下部層である。また、断層リスト(高畑, 2015)に掲載されている断層の位置や断層面の姿勢等のデータを見ると、“崖の湯-みどり湖断層”はリスト中のFgk-13ではなくFgk-12の可能性が高い。

その他のN-S~NNE-SSW方向の断層

塩嶺区北部の基盤と塩嶺累層の境界部付近に存在するN-S方向のFt3断層(図4)は、高畑(2015)による牛伏寺断層群の最南端に位置するFgf-6に一致する。この断層は、東山の西では基盤岩と塩嶺の境界を、さらに北方では基盤岩と水平な片丘礫層との間を通過し、幅3mほどの灰白色粘土帯(熱水変質または断層ガウジ?)を伴っている。これらから、Ft3は東側上昇成分を持つと

推察される。

仁科ほか(1985)は、砥川の右岸(西岸)にNNE-SSW方向の高角活断層が存在するとして“砥川断層”の名称を与えた。この“砥川断層”に相当する断層を図示している小縮尺地質図もある(小坂ほか, 1988; 熊井, 1997; 長野県地質図活用普及事業研究会・編, 2015; 小山・大塚, 2017; など)。しかしながら、その後の報告ではこの“砥川断層”は、活断層として認知されていない(今泉ほか, 1999; 澤ほか, 2007; など)。本調査でも、高角断層を示唆するN-S方向で直線的なリニアメントを伴う基盤岩と福沢川層の地層境界は認められず、断層の存在を認定できない。ただし、仁科ほか(1985)の位置より東側の砥川に沿って変位量の大きな断層が存在する可能性がある。

NW-SE方向の断層群

塩嶺区糸静線活断層系

この方向の断層(群)で最も顕著なのは、糸静線活断層系に属する断層群である。諏訪盆地周辺における糸静線は、大局的には約12km変位量を持つ左横ずれ活断層で、その運動に伴ってプリアパート堆積盆としての諏訪盆地が形成されたとみなされている(p.27, 図1B)。盆地内での断層群通過位置に沿っては、斜面および扇状地堆積物中に数十m以下の垂直変位を示す変動地形が認められている(藤森, 1991; 澤ほか, 2007; 田力ほか, 2007; など)。しかしながら、藤森(1991)が指摘した横河川-砥川間の水系変位以外に、横ずれを示す明瞭かつ系統的な変動地形は認められていない。

糸静線活断層系のうち、北岸断層群の北部が諏訪盆地と砥川区南部の山地との境界付近を通過して、塩嶺区南縁部と小野区との境界付近で南岸断層群と合流して塩嶺累層分布域内に達する。澤ほか(2007)は、塩嶺区塩尻峠周辺で塩嶺累層分布域内の小谷群がリニアメントに沿って左横ずれ変位をしていることを認めた。彼らのF22断層(図4)に沿っては、最大300m程度の左横ずれを示唆する系統的な屈曲をしていることを報告している。このF22断層のトレンチ掘削調査(位置は図4)では、南西側の塩嶺累層に高角アバット不整合関係でおおよそ10万年前の木曾御岳第一軽石層(On-Pm1)を含む被覆層が覆い、不整合面から北東側に約1m離れた被覆層は、高角の小断層群によって切断変位されている(谷口ほか, 2011)。このことから、高角不整合面は塩嶺累層内の高角断層の変位に起因して形成された北東向き低断層崖を作っていた可能性が高い。なお、ここではおおよそ7000年前以降に複数回の断層活動があり、最新活動は1,700~1,310cal.yr.B.P.の間だと推定されている(谷口ほか, 2011)。

塩尻峠断層(Ft1)

塩嶺区西部には仁科ほか(1985)、塩尻市誌編纂委員会(1991)によって“塩尻峠断層”[注2]と呼ばれた北東側上昇成分を持つ正断層(本論の塩尻峠断層(Ft1)にほぼ相当)が推定されている。池田ほか(1997)もほぼ同一の場所に活断層を推定した。土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会(2004)は、断層のほぼ中央部でのトレンチ掘削調査で、3.6万年前の堆積物中に断層活

動の痕跡は認められないとしている。澤ほか(2007)は、この断層(彼らのF19)は牛伏寺断層群のF18活断層の南延長上に存在する事、東山の南西に位置する小河谷が50m左屈曲と西側落下変位を伴う事などから、不確実ながら活断層と認定した(図4)。

今回の調査で、東山の南西方約2km, NNW-SSE方向のF19断層(澤ほか, 2007)の北西延長上に断層(Ft1)の存在を示唆する地質の変位と変動地形が見出された(図4, 12)。なお、澤ほか(2007)では、F19の北西端部で断層の走向をN-S方向に屈曲させている。このFt1断層と南東側のF19断層とをあわせて、塩尻峠断層として再定義する。塩尻峠断層が通過する北部では、露頭と転石および地形変化から推定される高角アバット不整合面を含む基盤岩と塩嶺累層下部層との境界の位置を図12に示した。この範囲のNE-SW方向の尾根地形の南側で90m(図12, a), 北側で同110m(同, b)程度の左横ずれの水平変位を生じている。塩嶺累層基底面の分布からみると、南側で90m(同, c), 北側で140m(同, d)の左横ずれ水平隔離を示す。この塩尻峠断層については地形・地質ともに有為な上下変位は確認できず、断層露頭は見出されていない。

その他のNW-SE方向の断層

塩嶺区の北東部のBとDのドメイン境界周辺の塩嶺累層分布域から基盤岩分布域にかけては、地層分布の変位と直線的なリアメントから4条の断層, Ft2, Ft5, Ft6, Ft7の存在が推定される(図4)。これらは、基盤岩と塩嶺累層の中~高角傾斜の地層境界(不整合?)を変位させる高角断層で、Ft2では約250m(図12), Ft5では約250m(図10), Ft6では85°Sの姿勢で約200mの右横ず

れ水平隔離を示す。それらに対してFt7では、約150mの左横ずれ水平隔離成分を持つ。このFt7断層に付随する間隔約80cmで並走する2条の小断層の姿勢はN62°W, 75°Nである。塩嶺累層の堆積域縁辺部での基盤岩類との不整合関係は、正断層変位に起因していると考えられるため(宮坂, 狩野, 2017), 断層の再活動を考慮すると、隔離成分が変位センスと変位量を直接示しているわけではない。

砥川区の福沢川層分布域の変質帯(p.30)の中で特に著しい変質箇所はNNW-SSE方向に3列直線状に並んでおり、地下からの熱水が湧出する断層が存在するものと推定される(図4)。これらのうち最南列には、北から洪の湯, 神乃湯, 宮乃湯源泉が配置し、その南東方は上諏訪源泉東縁線(宮坂・狩野, 2017)に連続する。この温泉列の北西延長部の古期塩嶺累層下部層分布域内には、南西側が落下する長さおよそ1.2kmの直線的な南西向き急崖に連続しており、その急崖下に断層(Ft8)が推定される(図4)。

反射法地震探査結果の再検討

2002年から2007年にかけて、糸静線活断層系を横断して、北から松本(Mtm), 牛伏寺(Gfj), 赤木山(Akg), 塩尻(Soj), 下諏訪(Ssw), 岡谷(Oky), 辰野-諏訪(T-Sw), 茅野の8測線(図2)で浅層反射法地震探査が行われた(文科省ほか, 2010)。これらのうち今回の調査域と重複する塩尻, 下諏訪測線については、文科省ほか(2010)の見解をふまえて地表地質を加味した再検討結果(図13)を述べる。諏訪区を横断する辰野-諏訪測線については、宮坂・狩野(2017), 狩野・宮坂(2018)

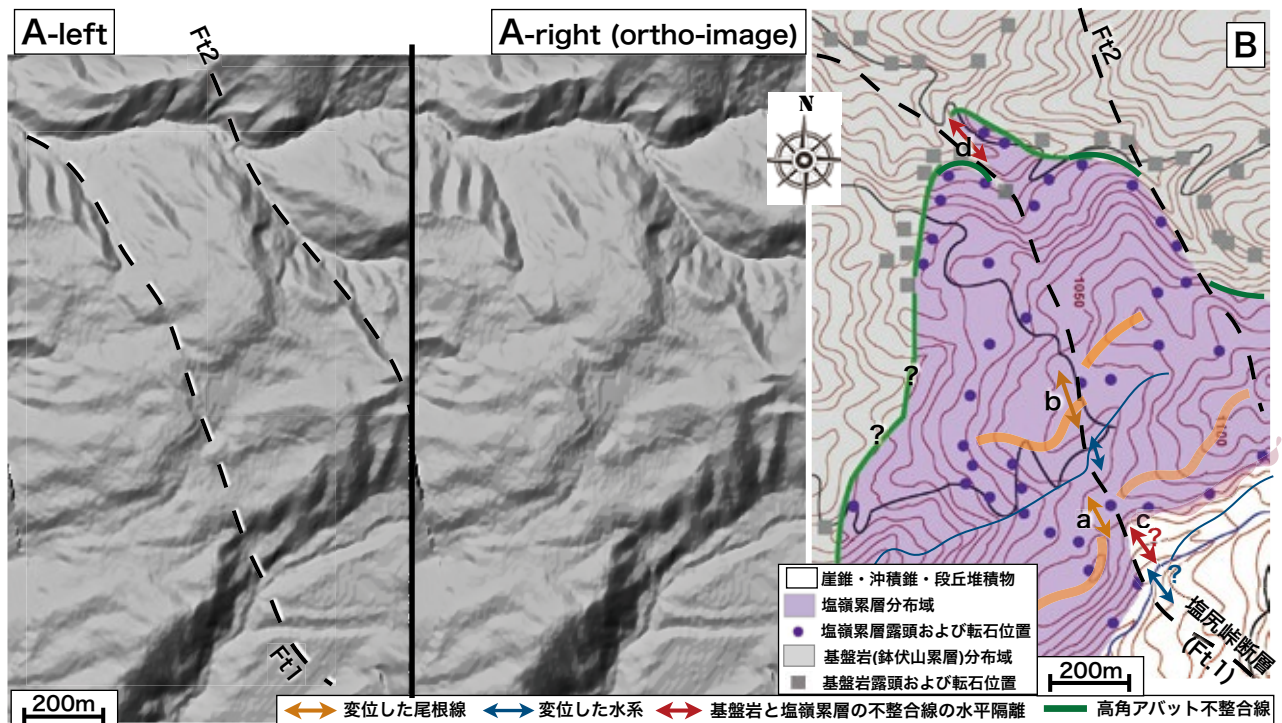


図12 塩嶺区西部, 塩尻峠断層(Ft1)北部周辺の変動地形と地質。A: 塩尻峠断層北部の地形ステレオ画像(5m-mesh DEMを用いてSimpleDEMViewerで作成, 縦2倍誇張), 右側が正射画像, B: 地質図と変動地形の認定。

での検討結果を簡略化して紹介する。その他の測線については、松多ほか (2007), 文科省ほか (2010), 池田・岡田 (2015) などを参照されたい。

塩尻測線: 本測線の東半部は、本論での塩嶺区の西縁部、松本盆地に流下する大沢川に沿い、林道沿いを片丘に下り松本盆地底に達している。その東端部は牛伏寺断層の南方延長のリニアメント (Ft2断層) が通過し、東側には基盤岩である鉢伏山累層の泥岩を主とする地層が、そこから片丘までの開析された台地・丘陵 (高位段丘) の大部分には片丘礫層 (p.33) が分布している (図4)。

測線周辺の片丘礫層は基盤岩起源の泥岩礫が大部分で、塩嶺累層起源の火山岩礫はほとんど認められない。文科省ほか (2010) ではこの測線の地下を構成するのは「鮮新世 - 第四紀盆地堆積物 (塩嶺累層を含む)」とみなしたが、周囲の地質とあわせるとそれらが分布する可能性は低い。中新統基盤岩の地表分布と反射パターンの変化から判断すると、片丘礫層と基盤岩との不整合面は深度数 10 ~ 200m 程度に位置し、西に 10° 前後傾斜していると推定できる (図13A)。この傾斜は片丘礫層の基底が西傾斜を示す (高畑, 2015) こと (p.33) と調和的である。測線区間は崖の湯 - みどり湖断層群および牛伏寺断層 (群) の発達域を横断しているが、探査断面には有為な断層変位は認められない。

下諏訪測線: 砥川区の東縁、砥川下流左岸側の L1a 段丘面 (2.5 ~ 2 万年? ; 田力ほか, 2007) から砥川扇状地を経て諏訪湖沿岸にいたる測線で (図4), その概要は狩野・宮坂 (2018) にも示されている。砥川の河谷内の右

岸 (西) 側には塩嶺累層最下部の福沢川層が、左岸 (東) 側には基盤岩の諏訪変成岩類と下諏訪岩体が分布している。

福沢川層と基盤岩類との不整合面は西に緩傾斜しているため、測線下の地質は文科省ほか (2010) が推定した塩嶺累層ではなく、基盤岩の下諏訪岩体とそれに包み込まれる下諏訪変成岩類とみなされる (図13B)。諏訪盆地内、砥川扇状地では、基盤岩類と扇状地堆積物を含む盆地堆積層が中 ~ 低角西傾斜のリストリック正断層で接していると解釈された (図13B)。

ほぼこの測線に沿った断層通過地点で、L1a 面が 25m 以上落下している (田力ほか (2007) の P8 地形断面)。また、砥川右岸側ではおよそ 6.5 ~ 4 万年前の離水年代を持つ M2 面が、47m 以上落下しており、塩嶺 - 砥川地区では最大の高度差を示す (田力ほか (2007) の P5 地形断面; 図13C)。したがって、砥川区と諏訪盆地との間の地下の基盤岩と被覆層との境界に、数 10m 以上の南側落下成分を持つ断層が存在することが推定され、反射法探査結果と調和的である。

辰野 - 諏訪測線北東部: 測線が通過する諏訪区本木川兩岸の山地は古期塩嶺累層下部層で構成され、測線内の北東部では NW - SE 方向で南西に緩傾斜しているが、南西方の諏訪盆地に向かって傾斜を増し、山地と盆地の境界付近で 50° SW 傾斜に達する (p.35)。この地表付近での下部層の構造は、反射法探査断面および盆地内の温泉ボーリング資料と調和し、傾斜角の増加は盆地北東縁の地下に存在する北岸断層群に伴う撓曲構造 (本木川撓曲

[注3]) と見なされる (宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2018)。地形的にこの位置を断層が通過することは、多くの報告に共通している (藤森, 1991; 今泉ほか, 1999; など)。文科省ほか (2010) では、山地と盆地との境界部地下に地表付近から収斂した正断層群に連続し、塩嶺累層に 1km 前後の上下変位をもたらした

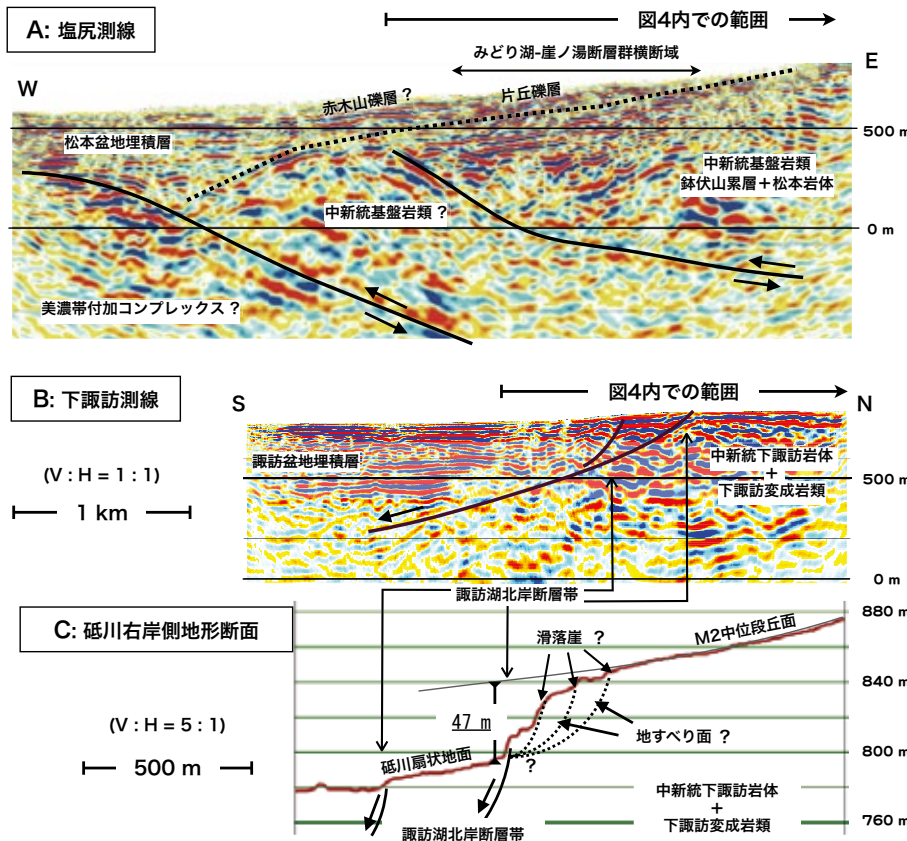


図13 糸魚川 - 静岡構造線活断層帯を横断する反射法 CRS 重合深度断面 (探査測線は図2, 4, 探査仕様などの詳細は文科省ほか (2010) を参照)。A: 松本盆地南端部塩尻測線, B: 諏訪盆地北東部下諏訪測線, 断層 (太実線), 不整合 (点線) などは文科省ほか (2010) に基づき、地質区分は本論での再検討結果を示した。C: 下諏訪測線西方、砥川右岸側の地形断面 (5m-mesh DEM を用いて SimpleDEMViewer で作成)、断面位置と解釈は田力ほか (2007) と同様、断層は図に基づき描画。

南西に中角に傾斜する正断層 (master fault) の存在を指摘している。一方、宮坂・狩野 (2017) では、本木川撓曲は水平圧縮により形成された可能性を指摘し、この正断層 (群) の形成以前に幅数 km の撓曲構造の形成と関連した北東傾斜の逆断層運動があったことを想定している。

議論：砥川 - 塩嶺地区の塩嶺累層が記録する諏訪盆地北部の更新世テクトニクス

造構ステージ区分と造構イベント

霧ヶ峰塩嶺地域および小諸帯周辺については、層序、地質構造の形成、火山活動の推移を総合して、狩野・宮坂 (2018) は鮮新世後期から更新世にかけての造構イベント (tectonic event) をまとめている。このまとめに従うと、2.2Ma 以前? ~ 1.3Ma 頃 (Gelacian 末期 ~ Calabrian 前半) の T.S.I, 1.3 ~ 0.8Ma 頃 (Calabrian 後半) の T.S.II, 0.8 ~ 0.12Ma 頃 (Chibanian) の T.S.III の造構ステージ (tectonic stage; T.S.) に区分できる。このステージ区分は、今回の調査対象である塩嶺 - 砥川地区にも当てはめることができる (図 14)。

この地域にとって重要で以下の本論の前提となる、T.S.I 期に先立って生じ、塩嶺 - 砥川区に影響を与えた広域的な造構イベントを列挙すると、以下のとおりである (図 14 左側)。

- リフト帯の形成を伴って成長した日本海は、およそ 16Ma 頃に拡大を終了した (星, 2018a; など)。
- 日本海の拡大によって移動・分裂した本州弧中部と伊豆 - 小笠原弧との衝突により、17 ~ 15Ma 頃に赤石 - 関東対曲構造の形成が開始され、それらの接合域がフォッサマグナとして成長していった (狩野, 2002; 星, 2018b; など)。
- 北部フォッサマグナでは、中新世最後期までリフト帯を成長させた火成活動と堆積盆の形成を伴った変動 (“グ

リーントフ変動”) が継続し、中央隆起帯は 5Ma 頃までには隆起・削剥域となった (フォッサマグナ地質研究会, 1991; 足立, 2018; など)。

- 6 ~ 4Ma 以降には、東北日本および北部フォッサマグナ地域は圧縮場に転換し (Sato *et al.*, 2004; など)、それに伴って中央隆起帯の北西側の水内帯には水平圧縮による褶曲 - 断層帯が 4.4 ~ 1.7Ma の期間に形成された (Niitsuma *et al.*, 2003)。
- 鮮新世から更新世前期にかけて、中部地域を含めた本州弧全体は低起伏・低標高環境になった (狩野・宮坂 (2018) 中の引用文献参照)。

前述 (p.29-30) したように、今回の調査では古期塩嶺累層下部層の広域的な火山活動に先立って、砥川区での福沢川層を形成させた局所的かつ先駆的な火山活動の存在が明らかになった。また、基盤岩類と塩嶺累層および同時代層の堆積域の縁辺部に形成された広域的な高角アバット不整合 (一次陥没構造) (宮坂・狩野, 2017) が、塩嶺 - 砥川地区にも延長される事が明らかになった。これらは T.S.I 期 (特に前半?) の事変で、その意義については、次報で議論する予定である。この地区では新期塩嶺累層の分布が少ないために、T.S.II 期に相当する記録はほとんどない。それに対して地区周辺では T.S.II の末期から T.S.III 期にかけては様々なイベントが発生している。以下ではこの T.S.III 期での造構過程 (図 4 右側) に注目して議論していく。

基盤岩の構造形成と横河川断層

図 15 では、T.S.III 期とその前後 (前期更新世後半 ~ 中期更新世) の北部フォッサマグナ中 ~ 南部域のテクトニクな環境を模式的にまとめた。中央隆起帯は本間 (1927) の指摘以来、後期中新世以降は隆起・削剥の場となり、一部を除いては褶曲した新第三系が発達しない “無褶曲地域” とされてきた (フォッサマグナ研究グループ, 1958; 小坂, 1984; など)。この “変形が少ない中央隆起帯” の

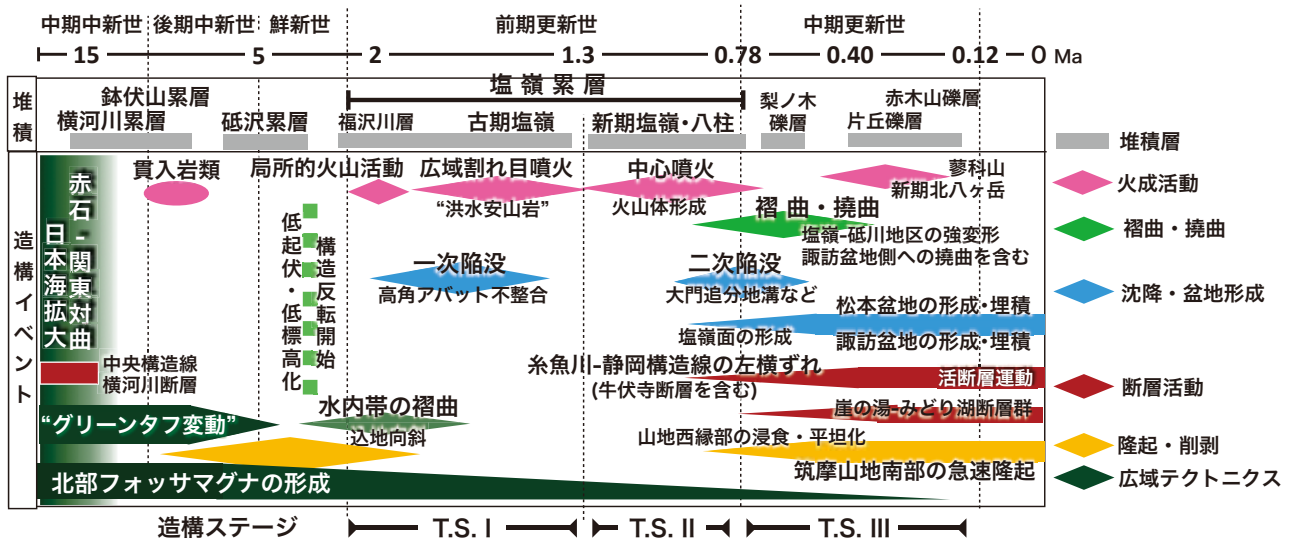


図 14 中期中新世以降の塩嶺 - 砥川地区の塩嶺累層分布域とその周辺の主要造構イベントの変遷。造構ステージ区分 (T.S.I ~ III) は狩野・宮坂 (2018) に基づく。各造構イベントおよび堆積の開始・終了年代は厳密ではない。

イメージが、日本海の急速拡大が明らかになった以後のフォッサマグナ地域のテクトニクスの議論にも影響を与えてきた (Sato *et al.*, 2004; Takeuchi, 2004; など)。ところが、今回の調査によって中央隆起帯の南端部にあたる塩嶺-砥川地区では、更新世の塩嶺累層が他地域の同時代層に比べて中~高角傾斜部が発達した異常に強変形した構造を持つことが明らかになった。この強変形は下位の基盤岩にも影響を与えている (p.33)。少なくともこの地区は、T.S.II期以降は“無褶曲地域”とは言えない。

諏訪盆地南方、赤石山地内の中央構造線は前期中新世の後期から中期中新世にかけて50km以上の左横ずれ断層運動を行ったとされている (松島, 1997; 狩野, 2002)。盆地北方への中央構造線の延長とされる横河川断層 (図2) は、古期塩嶺累層堆積以降での左横ずれ運動は100m前後しかなく (p.36)、断層としての直線性が保たれている。横河川断層と横河川累層および鉢伏山累層との構造関係および、古期塩嶺累層の最下部 (福沢川層) ~下部層の分布状態から判断すると、中期中新世以後に砥川区側の上昇変位が生じている。推定されている複向斜構造 (p.29) の東側のドメインⅢ内 (図4) での基盤岩の走向は横河川断層の走向とほぼ平行で、断層に向かって低角から高角西傾斜に変化している。この傾斜変化は、横河川断層の東側上昇運動に伴う引きずりを示唆し、東側の横河川断層と基盤構造の連続性からは、ドメインⅢの東部、横河川にそった地帯は一体であるとみなされる。この基盤岩 (横河川-鉢伏山累層) 中に貫入する松本岩体やそれに付随する小岩体との関係から (p.29)、地質構造の基本は中新世中~後期に生じた“グリーンタフ変動”によって形成されている (吉野, 1982)。

古期塩嶺累層下部層内の層理面の姿勢分布と基盤岩中のそれを比較すると、前者のほうが低角部分が少ないので、より激しい変形を受けているように見える (図9)。ドメインⅢと接するドメインⅡA、およびドメインⅢと接するドメインⅢのうち特に西部の新第三系の中~高角傾斜部については、後期中新世の変形に加えて古期塩嶺累層下部層堆積後の変形が重複していると推定される。しかしながら、現状では地層分布および層理面の姿勢データだけからでは、塩嶺累層堆積前と堆積後の変形の程度の差を判断することができず、塩嶺累層との高角アバット不整合面の形成時の姿勢を復元することも難しい。

塩嶺-砥川地区の古期塩嶺累層の強変形構造

本調査によって、塩嶺-砥川地区に分布する塩嶺累層は、露頭規模以上で指向性の乏しい中~高角に傾斜した乱雑な地質構造を有していることが明らかになった (図9C, D, E)。比較的低角傾斜 (< 30°) を示すデータは基盤岩類に近接した福沢川層と、塩嶺-砥川地区南東部のL2溶岩層の分布域周辺以外にはほとんど認められない (図9D, E)。

この地区のドメインⅢ, ⅢD, ⅢEを構成する塩嶺累層の乱雑な構造は、地層堆積以後に各小地区ごとに独自の回転運動を起こしたことを示す。各小地区内では露頭スケールでは安定した層理面が観察され、褶曲構造が認められていない。地層の走向が分散していることは、鉛直軸回

転成分の存在を示唆している。これらから、各小地区内では露頭スケール以上で分断されたブロックごとに、水平軸および鉛直軸回転成分が混在した不均質な差動回転運動が発生したと考えられる。各地区内で推定された褶曲の軸長が4km以内と短く、軸のトレースが屈曲しているのはその運動の反映であろう。

塩嶺区で最も変形の著しいA1背斜, S1向斜, A3背斜, S2向斜を横断するNW-SE方向、水平距離3.8kmの図4, B-B'断面に沿って、古期塩嶺累層下部層の褶曲の翼を水平に戻すと、その距離は6.0kmになる。したがって、この断面に沿った褶曲のみの短縮量は6.0-3.8=2.2kmで、短縮率は約35%になる。この単純な見積もりに、断層による地層の重複や剝削による消失を加えれば、さらに短縮量は増加するであろう。

この中~高角傾斜と分散した走向を伴う異常変形は、東側の砥川区の古期塩嶺累層内でも生じている。したがって砥川区の変形を加えると、中央構造線-横河川断層全体の糸静線による地質学的左横ずれ総変位量は12km以上で、砥川区での短縮変位による結果として12kmに縮まった可能性がある。

塩嶺-砥川地区の古期塩嶺累層の乱雑な強変形構造は、その堆積年代末期にあたる1.3Ma以降に生じている。この地区では新期塩嶺累層の分布が狭いので、前期更新世の後半での変形開始時期は限定できない。しかしながら、塩嶺-砥川地区周辺での顕著な造構イベントである諏訪盆地の形成は、新期塩嶺累層を取り込んで、0.8Ma頃に開始したと考えられている (宮坂・狩野, 2017; 狩野・宮坂, 2018)。新期塩嶺累層の火山活動が終息していく時期以降に、霧ヶ峰区では大門追分地溝の形成が開始し (宮坂・狩野, 2017)、小諸盆地では芦田坂山背斜 (図15の北東端部)-箱壘撓曲-羽黒沢断層帯、さらに東方では大杭背斜が成長してくる (宮坂・狩野, 2015)。これらの造構イベントと関連させると、この強変形構造は片丘礫層に覆われる平坦な不整合面が形成される0.4Ma頃以前には完成されている。すなわち、古期塩嶺累層の局所的な強変形構造の主要な形成期間は0.8Ma~中期中新世前半頃のおよそ40万年間以内の間になる。

中期中新世における本州弧の屈曲構造形成に伴って15Ma以前に分断・回転した基盤ブロックが、この時期 (T.S.III前半) に糸静線の横ずれ変位、諏訪盆地の形成に伴って再回転・再転位した可能性が大きい (狩野・宮坂, 2018)、ブロック回転の検証には古地磁気方位データが有効だが、砥川-塩嶺地区を含めた諏訪盆地北東側の塩嶺累層の古地磁気データは不足している [注5]。これに対して、南西塩嶺分布域の小野, 上野, 松倉の3地区でのほぼ平坦な構造をもつ古期・新期塩嶺累層相当層 (窪田, 1999) の古地磁気極の方位は、正逆にかかわらず現在の磁極方位とほぼ一致している (三輪・星, 2002)。すなわち、更新世以降には南西塩嶺分布域の3地区は、その基盤岩である西南日本東端部の先第四系とほぼ一体となり、各地区間で古地磁気により検出できる精度を超えた鉛直軸ブロック回転運動は生じなかった (三輪・星, 2002)。

塩嶺 - 砥川地区と他地区の塩嶺累層の地質構造と地形の比較

糸静線を挟んで西南日本東部とフォッサマグナ側にまたがって中期更新世以前の地層が分布している場所は、諏訪盆地周辺の塩嶺累層分布域以外にはない。特に塩嶺区と南西塩嶺分布域の小野区にかけては、存在が想定されている糸静線を横断して、塩嶺累層とその相当層が連続的に分布している。したがって、塩嶺累層の地質構造と分布域の地形を比較検討することで、T.S.II期の後期からT.S.III期にかけての糸静線の活動履歴が議論できる。図15には、ほぼ水平な構造を持つ塩嶺累層と、中～高角に傾斜し変形が激しい塩嶺 - 砥川地区の古期塩嶺累層の分布域の概要が示されている。削剥された地域を含めれば、前者の分布域はさらに広がるであろう。

以下に述べるように、諏訪盆地を挟んで分布する塩嶺累層の地質構造の相違とともに、山地・丘陵地帯での地形的な相違にも、塩嶺累層堆積以後に諏訪盆地両側では

異なるテクトニクスが進行していたことが示唆される。

霧ヶ峰塩嶺地域での塩嶺累層は、諏訪区の北東部から南西部に向かってSW方向に傾斜が増加する北岸断層群の近傍と大門追分地溝帯南縁の八子ヶ峰断層付近を除けば、ほぼ水平～低角な構造で特徴づけられる(宮坂・狩野, 2017)。前述(p.35)した諏訪区南部、ドメインⅢ内での本木川撓曲のうち、中角に傾斜している部分は糸静線活断層系の近傍約1km以内である。同じく調査地域の北方の美ヶ原区の塩嶺累層では、ほぼ水平な地質断面図が提示されている(向井ほか, 2009)。また、新期塩嶺累層については、開析された部分はあるものの、火山体の形態がほぼ保存されている。

北東方の同時代層の小諸層群には、局所的にN-S～NE-SW方向の軸を持つ褶曲が認められ、その東縁部の大杭背斜は東フェルゲンツを示す逆転翼を持つ。これらの褶曲の背斜部に比べて向斜部は平坦で、分布域全体としてもほぼ水平な構造を呈している。新期塩嶺累層相当

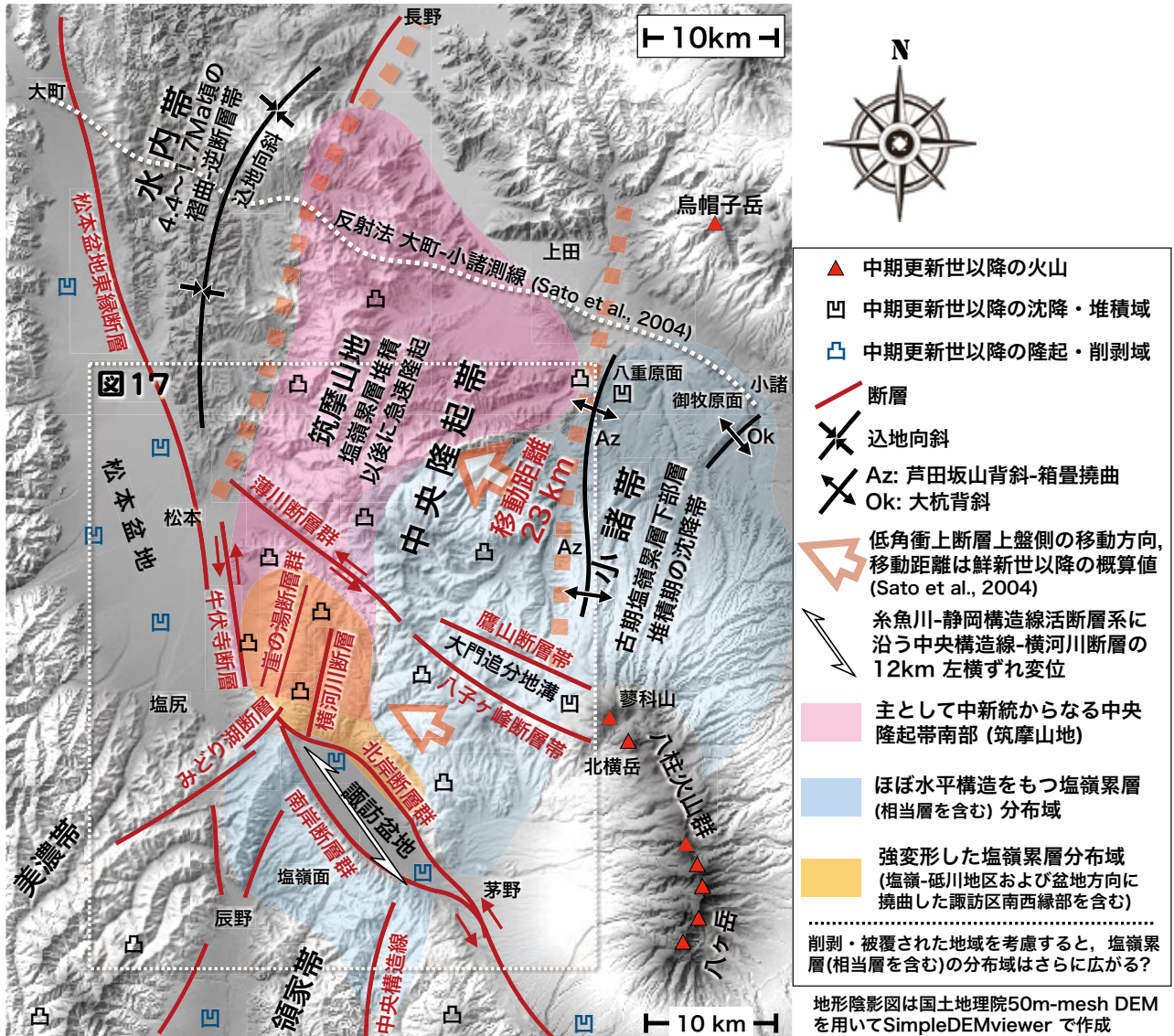


図15 北部フォッサマグナ中～南部の中期更新世以降のテクトニック環境。

層で構成されるその上面は緩やかな標高600~800m程度の丘陵状の小起伏面からなる御牧原・八重原台地を形成している(宮坂・狩野, 2015). 小諸層群分布域の南方, 霧ヶ峰塩嶺地域の東方の新时期塩嶺累層相当層からなる八柱火山岩類でも, 火山体の緩やかな山麓斜面の形態が良好に保存されている(西来・高橋, 2012).

塩嶺区の塩嶺累層のほとんどが古期塩嶺累層に属する(p.33)のに対して, 南に接する小野区の塩嶺累層の主体は新时期塩嶺累層に対比される(狩野・宮坂, 2018). このことは塩嶺区側が小野区側に対して, 地質的には数100m程度上昇していることを示唆し, 地形の大局的な標高差とも調和的である. 小野区および上野・松倉区の南西塩嶺の地質構造は, 地区間にNNE-SSW方向の高角東傾斜の断層が存在し, それらの運動を伴って数度の西方ブロック傾動を生じ, 小野区と上野区の境界断層(川岸-辰野断層)の上盤側(上野区側)では最大30°程度東傾斜している(窪田, 1999). この部分の古期塩嶺累層を除けば, 全体的にはほぼ水平な構造を持ち, 古期から新时期塩嶺累層にかけて累重している(窪田, 1999). 小野区, 上

野区の新期塩嶺累層の堆積上面は2°前後西に傾動する小起伏な地形背面(塩嶺面)(図16A, および同B, Y-Y'断面)として保存され(藤森, 1991), さらに東方の赤石山地北部の西方傾動面に連続している(狩野・宮坂, 2018)の図21).

横河川西方の東山周辺の尾根と, 藤沢川西方の守屋山周辺の高まりが地形的には対応しているように見える(図16B). しかしながら, 前者は強変形した古期塩嶺累層分布域であり, 後者は塩嶺面から突出した緩やかな向斜構造を呈する中新統守屋壱層群(吉野, 1982; 牧本ほか, 1996)から構成される残丘状山地で, 地質的には両者は対応していない.

諏訪盆地の南西側, 藤沢川より北西側の塩嶺面上では中規模河川(北から上野川, 沢底川, 沢川など)が南流し, それらの北側の最上流部は南岸断層群に伴う浸食崖によって裁頭谷状の地形(風隙)が配列している(図16A). これに対して, 糸静線活断層系が変位する以前には, これらの河川の上流部が存在していたと考えられる盆地北東側, 横河川以西の塩嶺区には塩嶺面に相当する

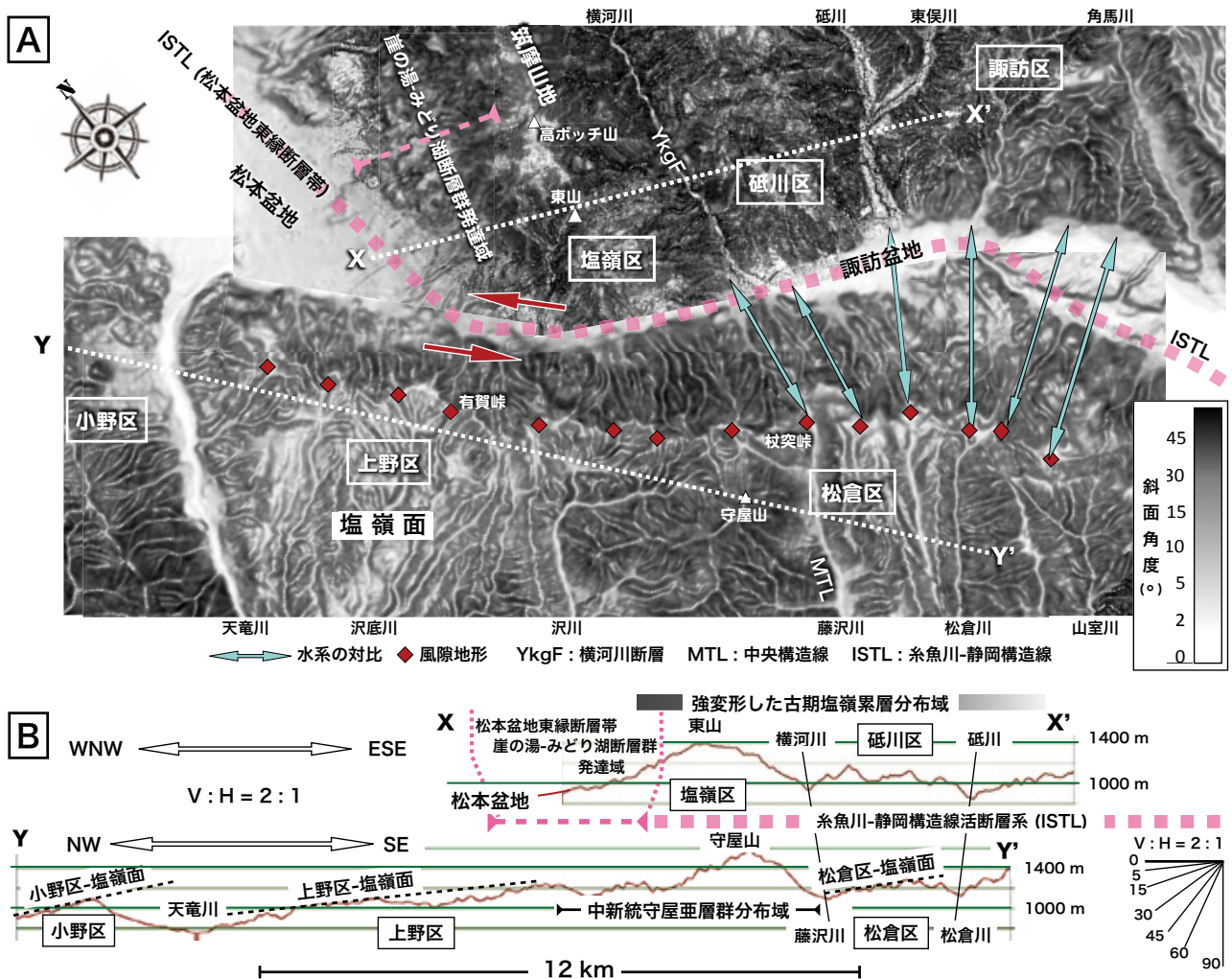


図16 横河川断層と中央構造線との連続性に基づき, 糸魚川-静岡構造線活断層系(ISTL)に沿った12kmの左横ずれ変位を戻して諏訪盆地を閉じた場合の, 盆地両側の地形比較と藤森(1991)を参考にした水系対比. A: 地形平面図(国土地理院5m-mesh DEMを用いて作成した傾斜量図[注4]), B: 地形断面図.

規模の低起伏面は存在せず、前述 (p.26) したように塩嶺-砥川地区では古期塩嶺累層が開析されて、小谷が発達した山地地形を呈している。そして、諏訪盆地南側に連続する上流部の水系も認められない。水系の連続性と変位が提示されているのは、糸静線活断層系の南側では藤沢川以東、北側では横河川以東に限られている (藤森, 1991)。

筑摩山地南部の隆起と諏訪・松本盆地の沈降

糸静線の運動と諏訪盆地の沈降、筑摩山地の隆起から見たこの地域周辺の上下変動も活発である。盆地中央を横断する辰野-諏訪測線の反射法探査では、塩嶺累層の上面 (盆地埋積層との不整合面) の高度は海拔0m以深、基底面は-1000m前後に推定されている (文科省ほか, 2010; 狩野・宮坂, 2018; など)。一方、諏訪盆地両側での塩嶺累層基底面の高度は700~800m程度となる。

盆地北側では塩嶺累層の基底面高度は北側に向かって上昇し、霧ヶ峰区内では1000m程度、西側の高ボッチー鉢伏山間の基盤岩からなる尾根の高度は1700~2000mなので、それより上位の塩嶺累層の基底面は削剥されている。さらに北側の三峰山から美ヶ原区に向かって同累層の基底面高度は1500m前後に下がる (向井ほか, 2009; 小山・大塚, 2017)。もともと基底面がほぼ水平であったとする保証はないが、南北約20kmの区間での諏訪盆地底から見た基底面の比高は霧ヶ峰塩嶺地域で2000m程度 (宮坂・狩野, 2017)、塩嶺区では最大3000m程度と見積もられる。この比高が80万年以降のT.S.III期に形成されたとする、現在までの平均上下変位速度は2.5~3.5m/千年以上となる。

塩嶺区を含む筑摩山地の南端部と松本盆地の間に分布する中期更新世後半の片丘礫層の基底面は、崖の湯断層群によって東西幅約3kmの間で400m以上東側上昇変位をしている (高畑, 2015)。(p.33)。このことは片丘礫層の堆積以前に塩嶺累層は上昇・削剥されて、低起伏面が形成されたことを示唆している (松本盆地団体研究グループ, 1977)。

不整合面の形成とその変位、山地南部の尾根付近との高度および塩尻測線の反射法探査断面 (図13A) とを総合すると、崖の湯断層群の活動を伴って東側の筑摩山地南部は古期塩嶺累層下部層堆積後からT.S.IIIの期間内に、松本盆地に対して1000m前後、あるいはそれ以上の隆起をした可能性が大きい。このうち片丘礫層の基底面 (0.4Ma頃?) の上下隔離から見積もられる筑摩山地南西縁付近でのT.S.III期後半から現在にかけての平均隆起速度は、およそ2.5m/千年となる。片丘礫層とその上位の赤木山礫層に礫を供給した筑摩山地南部の急速隆起は、松本盆地団体研究グループ (1977) によって指摘されていた。

松本盆地南端部~諏訪盆地北西部間の糸魚川-静岡構造線活断層系

今回の調査では、活断層を示唆するリニアメントのうち、塩嶺-東山区の南西側に位置する塩尻峠断層が、基盤岩および古期塩嶺累層下部層に90~140m程度の左横

ずれ水平隔離を与えていることが明らかになった (図12, p.38)。この地質学的変位は地形変位ともほぼ調和的なので、水平隔離は実変位に近似できる。この断層の南東延長部は、澤ほか (2007) のF19断層 (p.38) に一致し、そこでも同程度の地形変位が指摘されている (谷口ほか, 2011)。さらに、その南西側の複数のリニアメントに沿う変動地形 (澤ほか, 2007; 谷口ほか, 2011) を合わせても、左横ずれ変位は1km程度あるいはそれ以下である。

塩尻峠断層の地質・地形変位、各リニアメントが直線的であること、トレンチ壁面に現れたF22断層に伴う被覆層の変位は北東側落下の高角小断層群によるものであることなどを総合すると、塩嶺区内での地表付近の断層 (群) は高角~垂直傾斜であるとみなされる。これに対して塩尻測線での反射法地震探査では、片丘礫層を含む盆地充填堆積層の基盤岩中に西に低角に傾斜する逆断層が推定されている (図13A) (文科省ほか, 2010)。その北側の牛伏寺測線を横断する断層は少なくとも浅部では高角である (松多ほか, 2007)。また、砥川下流の山地と盆地の境界部付近では、最大比高47m程度の上下変位を示す断層崖が報告され (田力ほか, 2007)、近傍の下諏訪測線での反射法地震探査では、その低断層崖の地下に南西方に中角傾斜するリストリック正断層が覆在するとされている (図13B) (文科省ほか, 2010)。

塩尻峠以北の糸静線活断層系は、NNW-SSEからN-S方向に走向を変えて、牛伏寺断層を含む松本盆地東縁断層群の南端部に接続する。牛伏寺断層では、475m前後の左横ずれの水系変位が生じている (池田ほか, 1997; など)。その北方の松本測線での反射法地震探査によると、松本盆地を埋積する完新統堆積物と筑摩山地西縁の基盤岩類と間の不整合面に8km以上の東傾斜の低角衝上断層に伴うWNW-ESE方向の水平短縮変形が推定されている (Ikeda *et al.*, 2004; 池田・岡田, 2015)。牛伏寺断層については、低角逆断層である松本盆地東縁断層に対して、その左横ずれ成分を地表付近で解消するすべり分配 (slip partitioning) を担う断層だとする見解も提示されている (Ikeda *et al.*, 2004; 池田・岡田, 2015)。

安藤ほか (2014)、高畑 (2015) は、糸静線断層帯 (松本盆地東縁断層、牛伏寺断層) と崖の湯-みどり湖断層群は、“共役断層系”として中期更新世以後に活動したとみなした (p.37)。しかしながら、両断層 (帯または群) の交差角 (剪断面角) が120~140°と大きすぎる (図17)。また、諏訪盆地周辺の糸静線とそれに付随する断層群は、日本海拡大を終了した以後にも時間・空間的に不安定な局地的応力場の変遷を受けてきている (狩野・宮坂, 2018)。崖の湯-みどり湖断層群では東傾斜の逆断層が卓越しているが、一部に正断層とみなされた部分がある。幅広い破碎帯の存在は、横河川断層と同様にこの断層群が長期間の活動履歴をもつことを示唆している。崖の湯-みどり湖断層群と並走する横河川断層でも、古期塩嶺累層堆積以後に左横ずれと右横ずれの期間があったことが推定される (p.36-37)、したがって、中期更新世の期間内に、両者が単純な共役関係であったとする見解には問題がある。

以上のように、松本盆地南部から塩嶺-砥川区を経て

北岸断層群にいたる活断層系の接合関係は複雑である。松本盆地中～北部の松本盆地東縁断層にそって、東側上昇変位が主体とされ (Sato *et al.*, 2004; など), km オーダーの地質学的左横ずれ変位をもつ断層 (群) は認められていない。

塩嶺 - 砥川地区での糸魚川 - 静岡構造線の左横ずれ変位の急速解消

松本盆地南部から諏訪盆地にかけての糸静線の活断層系の分岐・合流, N-S方向からWNW-ESE～NW-SE方向への屈曲と左横ずれ変位からは、塩嶺-砥川地域にかけては左横ずれ断層に伴う拘束性屈曲部 (restraining or contractional bend) にあたり, transpressionalな水平圧縮応力場となる。これに対しての transtensionalな開放性屈曲部 (releasing or extensional bend) は諏訪盆地を含む糸静線の南西側である (図17)。地塊の鉛直軸回転は、近傍の横ずれ断層の変位によって拘束性屈曲部側に生じやすい。

前述した塩嶺区での塩嶺累層のNW-SE方向での2.2km以上の水平短縮を伴う特異な強変形 (p.41) は、左横ずれ変位の解消の一部を担い、その西側の崖の湯-み

どり湖断層群 (図4), 牛伏寺断層を含めた松本盆地東縁断層群南端部のWNW-ESE方向の短縮変形 (文科省ほか, 2010; 池田・岡田, 2015) と合わせて、諏訪盆地中心部での12kmの左横ずれ変位の多くが解消されていると考えられる。

水平短縮に伴う上下変位を示す事象は、地質的には塩嶺累層基底の不整合面の高度変化が示す中央隆起帯の隆起と剝削であり、低起伏地形を不整合に覆う片丘礫層への大量な礫の供給である。地形的には筑摩山地南部の急速隆起である (p.44)。塩嶺-砥川地域を含む筑摩山地側は、南西塩嶺分布域 (小野区-上野区) 側に比べて地質的にも地形的にも数百m程度隆起している (p.43)。

以上を総合すると、諏訪盆地の両側の基盤岩類と塩嶺累層を穿掘する水系のずれから推定された糸静線の約12kmの左横ずれ変位は、塩嶺区での古期塩嶺累層の強変形構造の形成を伴って、崖の湯-みどり湖および牛伏寺断層群を含む水平短縮 (p.44) と、それらに起因する地形的には筑摩山地南部、地質的には中央隆起帯南部の上昇によって、そのかなりの部分が解消されていると考えられる。すなわち、崖の湯-みどり湖断層帯および牛伏寺断層群の一部は、左横ずれ変位の末端部でのsplay faults的な役割を果たした。その結果、筑摩山地側に連続するはずの塩嶺面とそれを刻んだ水系の上流側は、水平短縮および隆起・剝削によって消失した。

砥川 - 塩嶺地区の塩嶺累層の地質構造形成と広域テクトニクスとの関連

中央隆起帯から小諸帯にかけての地下10km前後に上盤側が西北西方向に移動する大規模な低角東傾斜、東部でデタッチメントに漸移する衝上断層が存在することが、大町-小諸測線 (図15) での反射法地震探査によって想定されている (Sato *et al.*, 2004)。宮坂・狩野 (2017) と同様に、これまでの議論はこの低角衝上断層の存在を前提としている。この衝上断層は15Ma以前の日本海拡大期にはリフト帯を構成する正断層として成長し、6～4Ma以降に反転して低角逆断層として再活動し、上盤側の中央隆起帯-小諸帯の基盤岩類は西北西方向におよそ23km程度水平に移動した (Sato *et al.*, 2004) (図15)。この断層は現在の糸静線活断層系北部の起源となる断層である。

同じく水内帯と中央隆起帯との境界 (津南-松本線 (小坂, 1984)), 中央隆起帯と小諸帯の境界 (白根-富士見線 (小坂, 1984)) などが日本海拡大に伴って形成され、鮮新世の前期頃に逆断層に転じたと推定される (Sato *et al.*, 2004)。そして、衝上断層上盤側の西端に位置する水内帯では前期中新世～前期更新世の前半には込地向斜を含む褶曲-逆断層帯では水平短縮が生じたが (p.40)、水内帯全体でのこの間の短縮量と、1.7Ma以降での活動性・短縮量は不明である。

上記の津南-松本線周辺に形成された日本海拡大期の正断層 (群) 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、糸静線とそれに伴う断層群との接合域でT.S.III期に再活動したのが、崖の湯-みどり湖断層群の起源と考えられる。白根-富士見線にそって小諸帯西縁部に形

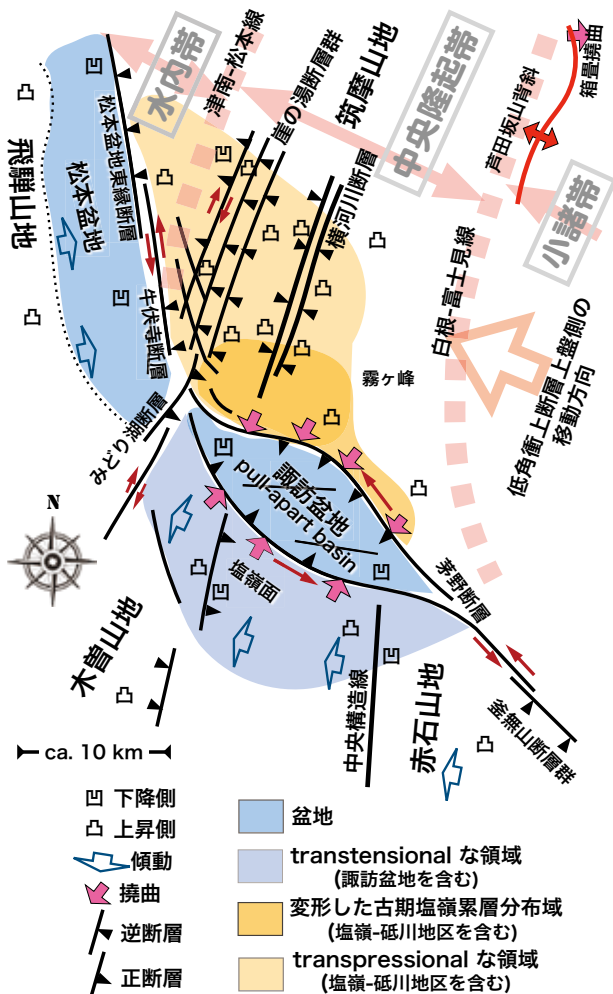


図17 中期更新世以降の塩嶺-砥川地区と諏訪盆地周辺の地質構造要素の配置関係を示す模式図。

成された芦田坂山背斜-箱畳撓曲帯(図16)も、一次陥没時に活動した正断層が、同時期に逆断層に反転したと考えられる(宮坂・狩野, 2015; 狩野・宮坂, 2018)。

塩嶺-砥川地区を含む中央隆起帯南西端部には強変形した古期塩嶺累層下部層が分布しているが、新期塩嶺累層の分布はわずかである。ここではT.S.II期での変形がどの程度であったか不明だが、周囲のテクトニックな状況(狩野・宮坂, 2018)と合わせると、主要な変形は0.8Ma以降のT.S.III期に生じた可能性が大きい(p.41)(図14-16)。すなわち、北東側の低角衝上断層上盤側での約23kmの水平短縮の中で、その南西部の塩嶺-砥川区では塩嶺累層の強変形が、北部フォッサマグナ地域南東縁部での前期更新世後期以降のおよそ12km(あるいはそれ以上)の左横ずれを伴う短縮テクトニクスに寄与している。その活動開始は、水内帯の褶曲形成におよそ90万年遅れている。

低角衝上断層上盤側のNW側側面に形成されたtear faultまたはlateral rampとしてのNW-SE方向の糸静線に沿った左横ずれ変位の北西端において、水内帯と中央隆起帯の境界部(津南-松本線)に形成されていた既存の断層群が再活動し、断層上盤側の水平短縮を担っている(図16)。おそらくは0.8Ma以降から現在までに、松本盆地の反射法断面で示された低角衝上断層による約8kmの水平短縮(Ikeda *et al.*, 2004; 池田・岡田, 2015)(p.44)、塩嶺-砥川地区でのT.S.III期前半の塩嶺累層の強変形、および同期後半の崖の湯-みどり湖断層群の活動と筑摩山地の急速上昇が生じている(p.44)。塩嶺区と小野区の境界付近に存在するはず(?)の糸静線の地質学的実態が不明瞭な原因は、松本盆地東縁断層から塩嶺区にかけて、左横ずれ変位のかなりを解消した結果だと考えれば“塩尻峠ギャップ”(p.27)の謎の一端は解決する。

塩嶺区山地の西縁から西に1.4kmの塩尻市丸山では美濃帯の岩石が露出している(図1B, 図2)。したがって、物質境界としての糸静線はこの1.4kmの間、すなわち塩嶺区と小野区との境界付近の塩嶺累層中を通過していることになる。この間に、塩嶺累層中に地質学的に明瞭なkmオーダーの変位量をもつNW-SE方向の左横ずれ断層(群)が認められていないこと(p.37)、松本盆地側では東傾斜の低角逆断層とされているのに対して、諏訪盆地の両側では低角正断層であること(p.37)、諏訪盆地中心部では左横ずれ変位が不明瞭なこと(p.37)などの相互関係については未解決のままである。

まとめ

北部フォッサマグナ、中央隆起帯南部に位置する諏訪盆地の北側山地の塩嶺-砥川地区には、下部更新統塩嶺累層が分布している。その層序と構造の調査結果に基づいて、この地域周辺の更新世のテクトニクス、特に糸魚川-静岡構造線周辺の中期更新世における造構イベントを議論した。それらは以下のようにまとめられる。

① 調査地域の塩嶺累層は、年代データが豊富な北東方の霧ヶ峰塩嶺地域に分布する塩嶺累層との対比の結果、下位から福沢川層および四沢砂岩礫岩層、古期塩嶺累

層下部層、新期塩嶺累層に区分できる。そのうち、西部の塩嶺区では古期塩嶺累層下部層が主体となり、東部の砥川区では福沢川層と古期塩嶺累層下部層が広く分布する。

- ② 砥川区のみに分布する塩嶺累層最下位の福沢川層の火山活動は、3~2Ma頃に発生した局所的な事変である。古期塩嶺累層下部層の広域的火山活動に移行するのは2Ma以降で、調査域内での古期塩嶺累層の火山活動は1.3Ma頃まで継続する。
- ③ 北東方の小諸地域や霧ヶ峰塩嶺地域で見出されている小諸層群および古期塩嶺累層と中央隆起帯の中新統基盤岩類との高角アバット不整合(一次陥没構造)関係は、塩嶺区にも連続している。
- ④ 砥川-塩嶺地区の古期塩嶺累層は、明瞭な指向性を持たない中~高角に傾斜し、一部に逆転した複雑で乱雑な強変形構造を有している。この構造は、霧ヶ峰塩嶺地域、美ヶ原区や諏訪盆地南西方に分布する塩嶺累層、および東方の塩嶺累層相当層(小諸層群)のほぼ水平な構造とは大きく異なっている。
- ⑤ ④の強変形構造は、古期塩嶺累層が堆積した1.3Ma以後、おそらくは諏訪盆地の形成と連動して0.8Ma以後に局所的な応力場の変換によって形成され、地域西縁部で塩嶺累層を不整合に覆う片丘礫層堆積以前の0.4~0.3Ma頃までに完了している。
- ⑥ 塩嶺区南西縁には、糸静線活断層系に起因する変動地形を有するNW-SE方向の活断層群の存在が知られていたが、今回の調査で古期塩嶺累層に90~140m前後の左横ずれ水平隔離を与えた塩尻峠断層の存在が地質学的に確認できた。この断層と既知の活断層の変位を加えても、活断層群による左横ずれ変位の総計は1kmに達しない。
- ⑦ この地域に局所化された④、⑤の特異な構造は、糸静線活断層系の分岐・合流および屈曲による拘束性屈曲部に生じた水平短縮+鉛直軸ブロック回転変形によって形成された。この変形は、筑摩山地の隆起、⑥の塩尻峠断層や西方の崖の湯断層群などの中期更新世以降の活動を伴って、諏訪盆地内で推定されている糸静線による古期塩嶺累層堆積以後の12kmの左横ずれ変位の急速解消に寄与している。

謝辞

下諏訪町在住の小松宏昭氏には、塩嶺累層に係る資料やデータを提供していただいた。本論で引用した2006年塩尻測線、下諏訪測線および2007年辰野-諏訪測線での反射法地下構造探査結果は、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」(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、グループリーダー:池田安隆奈良大学教授)によるものである。国土地理院基盤地図情報数値標高モデル50m-および5m-mesh DEM(航空レーザー測量)を用いた地形陰影図、地形断面図、傾斜量図、ステレオペア

画像, SRVC 立体地図の作成には, 片柳由明氏が提供するフリーウェア SimpleDEMViewer, ver.6.6.3 を使用した。露頭・地形の最終確認調査および本論の別刷り作成では, 東京地学協会令和2年度調査・研究助成金「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」の一部を使用した。北村晃寿編集委員長と田阪美樹編集委員には, 本原稿を校閲していただいた。以上の個人・機関のご協力に感謝する。

[注1] 諏訪の自然史誌史編集委員会 (1975) では, 本論の塩嶺区と, 小野区, 上野区の塩嶺累層分布域をあわせて“塩嶺西山地域”としたが, 塩嶺区内の代表的地名の1つが“東山”であり, 塩嶺区と小野・上野区は異なるテクトニクスを経験している (p.43-44)。したがって“塩嶺西山地域”として一括するのは不適切と判断し, 塩嶺累層分布域のうち, 小野区・上野区ならびに中央構造線沿いの松倉区を合わせて諏訪盆地の南西側という意味で“南西塩嶺地域” (宮坂・狩野, 2017) と呼ぶ。

[注2] 引用した文献中に記されたこれらの地層名・断層名は, 信州大学の卒業論文・修士論文で最初に呈示されている。いずれも未公開資料であるために, 本論では引用していない。

[注3] 霧ヶ峰区から諏訪区中央部を経て諏訪盆地側に落下する古期塩嶺累層中の撓曲構造は, 宮坂・狩野 (2017), 狩野・宮坂 (2018) で記載されたが, 命名されてはいなかった, この区間の地質断面図 (宮坂・狩野 (2017) の図17) は本木川の北西側の尾根に沿って表現され, 辰野-諏訪測線での反射法探査 (文科省ほか, 2010) は本木川沿いの林道を利用し, 探査断面 (宮坂・狩野, 2017 の図17) に撓曲が表現されている。また, この構造を示す露頭 (同, 図20) は, 本木川の右岸側谷出口に位置している。これらが“本木川撓曲”と命名する理由であるが, 国土地理院2.5万分の1地形図にはこの河川名は掲載されていない。

[注4] “傾斜量図”は, 宮坂・狩野 (2017) で“斜面傾斜角度分布平面図”, 狩野・宮坂 (2018) で“斜面傾斜角度分布図”とした図と同じである。本報では国土地理院の呼称にしたがい, “傾斜量図”に改める。

[注5] 塩嶺累層の溶岩層の古地磁気については, Momose *et al.* (1959) によって先駆的な研究がなされた。この研究で計測された溶岩試料は, 塩嶺累層上部とされた一部が正帯磁であったのを除けば, 多くは逆帯磁を示し, その後に報告された松山逆磁極期の噴出物であることを示唆する多数の放射年代データ (宮坂・狩野 (2017) 中の引用文献を参照) と調和的である。この論文中には方位データの分散 (東偏・西偏) についての古地磁気極の移動に関する議論はあるが, 局地的なブロック回転についての言及はない。今回の調査域内では横河川沿いのデータが提示されているが, 試料採取位置とその周辺の層理面の姿勢が特定できず, 当時の計測精度の問題もあるので, 本文中の議論には採用していない。また, 秋元ほか (2002) は, 霧ヶ峰区の南東方の八ヶ岳火山列では古期~新期の活動期 (前~中期更新世) に共通して偏角に約

10~15°時計回りの偏りがあるとして, 構造運動の可能性を示唆している。八ヶ岳火山列周辺でも, 砥川-塩嶺地区に比べてより広範囲だがより軽微なブロック回転が, 広域テクトニクスの変化を反映して中期更新世に生じていたかもしれない。

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.
- 秋元孝敏・古田俊夫・河内晋平 (2002), 八ヶ岳火山列の古地磁気. 火山, **47**, 435-448.
- 安藤佳凛・千葉春奈・大塚 勉 (2014), 長野県塩尻市南東部高ボッチ山西部の地質環境と崩壊地形. 信州大学環境科学年報, **36**, 88-95.
- 土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会 (2004), 原子力発電所の活断層評価技術-長大活断層系のセグメンテーション-糸魚川-静岡構造線活断層系を例として. 379p. (CD-ROM 1枚)
- フォッサマグナ地質研究会 (1991), フォッサマグナの隆起課程. 地団研専報, **38**, 159-181.
- 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.
- 藤森孝俊 (1991), 活断層からみたプリアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成. 地理学評論, **64**, 665-696.
- 本間不二男 (1925), 諏訪盆地の地質構造に関する知識. 地球, **3**, 275-279.
- 本間不二男 (1927), 長野県中部地方の地質構造 (概報). 地質学雑誌, **34**, 132-153.
- 本間不二男 (1931), 信濃中部地質誌. 古今書院, 東京, 331p.
- 星 博幸 (2018a), 中新世に於ける西南日本の時計回り回転. 地質学雑誌, **124**, 675-691.
- 星 博幸 (2018b), 関東対曲構造の形成はいつ始まったか? 地質学雑誌, **124**, 805-817.
- 池田安隆・松多信尚・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志 (1997), 糸魚川静岡構造線活断層系・松本盆地南部地域の詳細断層地形判読. 活断層研究, **16**, 28-34.
- Ikeda Y., Iwasaki T., Matsuta N. & Kozawa T. (2004), Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 1315-1321.
- 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.
- 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 (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・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.
- 河内晋平 (1974), 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)「蓼科山地地域の地質」. 地質調査所, 119p.
- 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.
- 北澤和男・藤森徳雄 (2010), 下諏訪町北部山地の地質—火山岩の K-Ar 年代及び断層変位—. 軽石学雑誌, **18**, 35-76.
- 小林国夫 (1955), 諏訪湖西方鉢伏山付近の地質, 地質調査報告書, 長野県資源調査研究会編, 155-171.
- 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.
- 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.
- 小坂共栄・鷹野智由・北爪 牧 (1988), 3.2.6. 内村—諏訪地域. 日本の地質『中部地方1』編集委員会 (編), 共立出版, 81-86.
- 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.
- 熊井久雄 (1997), 諏訪湖のおいたち—諏訪盆地とその周辺地域の地史の概要. 特集「諏訪湖」, *URBAN KUBOTA*, **36**, 2-11.
- 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—島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.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和 (1996)「高遠地域の地質」. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114p.
- 松本盆地団体研究グループ (1972), 松本盆地の第四紀地質の概観. 地質学論集, **7**, 297-304.
- 松本盆地団体研究グループ (1977), 松本盆地の第四紀地質—松本盆地の形成過程に関する研究 (3) —. 地質学論集, **14**, 93-102.
- 松島信幸 (1997), 赤石山地形成論—ポスト和田変動と中央構造線付近のまくれ上がりについて—. 飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 145-162.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・戸田 茂・田力正好・加藤 一・石山達也・井川猛・松本反射法地震探査グループ (2007), 糸魚川—静岡構造線活断層系北部・松本地域における反射法地震探査. 地震研究所彙報, **82**, 45-55.
- 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.
- 三輪哲生・星 博幸 (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.
- 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 (文科省)・国土交通省国土地理院・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・金成太郎・弦巻賢介・柴田 徹・杉原重夫 (2015), 長野県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.
- 長野県地質図活用普及事業研究会・編 (2015), 長野県デジタル地質図2015. 長野県地質図活用普及事業研究会, DVD-Rom 1枚.
- 永尾隆志・長谷義隆・井川寿之・長峰 智・阪口和之・山元正継・周藤賢治・林田賢一 (1995), 九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的特徴: “洪水安山岩”の提唱. 地質学論集, **44**, 155-164.
- 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.
- 業田顕行 (2016), Sr, Nd 同位体組成を用いた北部フォッサマグナ後期新生代火山岩のソースマントルの検

- 討. 秋田大学大学院工学資源学研究科博士論文.
 名取克裕 (2018), 花崗閃緑岩木舟岩体及び安山岩赤沢
 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.
- 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.
- 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**.
- 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.
- 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 (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・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 (1954), 5 万分の 1 地質図幅「諏
 訪」および同説明書. 地質調査所, 45p.
- 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.
- 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.
- 塩尻市誌編纂委員会 (1991), 塩尻市誌, 第 1 編 地形・
 地質. 塩尻市, 9-129.
- 諏訪教育会自然研究部地学委員会 (2017), 平成 28 年度
 諏訪教育会自然研究部地学委員会事業報告.
- 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.
- 鈴木毅彦・早川由起夫 (1990), 中期更新世に噴出した大
 町 Apm テフラ群の層位と年代. 第四紀研究, **29**,
 105-120.
- 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 (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.
- 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.
- 竹下欣宏・三宅康幸・酒井潤一 (2007), 中部日本, 古期
 御岳火山起源の中期更新世テフラと松本盆地南縁
 部のテフラとの対比. 第四紀研究, **46**, 131-146.
- 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.
- 谷口 薫・渡辺満久・鈴木康弘・澤 祥 (2011), 糸魚
 川－静岡構造線活断層系中北部で新たに得られた
 活動時期. 地震, **64**, 11-21.
- 砥沢団体研究グループ・永田勇夫 (1991), 長野県二ツ
 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, 特に中
 央隆起帯に見られる変質作用. 地質学論集, **9**,
 215-226.
- 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.
- 八木浩司・清水文建・井口 隆・大八木規夫 (2003), 5
 万分の 1 地すべり地形分布図『諏訪』. 防災科学技
 術研究所資料, 238.
- 山田伊久子・備前信幸・小坂共栄・磯村智香子 (2004),
 北部フォッサマグナ, 下～中部中新統内村層の地
 質学的研究. 地球科学, **58**, 1-16.
- 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 : 狩野・宮坂 (2018) の正誤表

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.

https://shizuoka.repo.nii.ac.jp/?action=pages_view_main&active_action=repository_view_main_item_detail&item_id=10681&item_no=1&page_id=13&block_id=21 [16.5MB]

頁	段	行	図表	誤	修正	備考
31	右	6		解析	開析	
32	右	下4, 下2		解析	開析	
35			12説6	Pm-1	On-Pm1	
36	左	11		Pm-1	On-Pm1	
38	左	28		図12C	図13C	第4段落2行目
39	左	5		p.38	p.37-38	
39	右	2		図15A	図14A	
41	右	下12		図15B	図14B	
41	右	下3		解析	開析	
42	右	18		図 ¹⁴ C	図14C	
42	右	下5		解析	開析	
46	右	7		主体松本	主体は松本	
47	左	下7		解析	開析	
50	左	23		片山	片柳	[注1]の1行目

関連する以下の文献の正誤表は、狩野・宮坂(2018)の Appendix を参照。

・ 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.

http://www.sci.shizuoka.ac.jp/~geo/geoscience_reports/PDF/vol_42/for_print/42-06.pdf [印刷版: 16.5MB]

https://shizuoka.repo.nii.ac.jp/?action=pages_view_main&active_action=repository_view_main_item_detail&item_id=8686&item_no=1&page_id=13&block_id=21 [Web版: 4.4MB]

・ 宮坂 晃・狩野謙一 (2017), 北部フォッサマグナ, 中央隆起帯南部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.

https://shizuoka.repo.nii.ac.jp/?action=pages_view_main&active_action=repository_view_main_item_detail&item_id=8672&item_no=1&page_id=13&block_id=21 [44.5MB]