

Multi-phase deformations of the Middle Miocene Uchimura Formation in the southern Central Uplift Belt, North Fossa Magna, central Japan. : Is the Belt a non-folded area?

|       |   |
|-------|---|
| メタデータ | 言語: jpn<br>出版者:<br>公開日: 2023-01-27<br>キーワード (Ja):<br>キーワード (En):<br>作成者: 宮坂, 晃, 狩野, 謙一<br>メールアドレス:<br>所属: |
| URL   | <a href="http://hdl.handle.net/10297/00029310">http://hdl.handle.net/10297/00029310</a>                   |

# 北部フォッサマグナ，中央隆起帯南部に分布する 中部中新統内村累層の重複変形 — 中央隆起帯は“無褶曲地区”か？ —

宮坂 晃<sup>1</sup>・狩野謙一<sup>2</sup>

## Multi-phase deformations of the Middle Miocene Uchimura Formation in the southern Central Uplift Belt, North Fossa Magna, central Japan. — Is the Belt a non-folded area ? —

AKIRA MIYASAKA<sup>1</sup> and KEN-ICHI KANO<sup>2</sup>

**Abstract** The Central Uplift Belt of the North Fossa Magna region, central Japan, has long been believed to be a non-folded or weakly-deformed area except for its western area. The Uchimura Formation in the southern part of this belt is mainly composed of basaltic-andesitic lavas and volcanoclastic rocks of the syn-rifting stage of Sea of Japan interfingering with clastic sedimentary rocks of the late Early to Middle Miocene in age. In addition with the precise geological surveys of this formation, We statistically evaluated the distribution patterns and dispersion-concentration ratios of the attitudes of bedding planes applying the orientation tensor method. As the results, we recognized complicated folded structures of the Uchimura Formation in contrast with previous research reports. The folded structures were produced by multi-phase deformations since the late Middle Miocene. The first phase deformation was the formation of gentle-open folds of more than several tens of meters in wavelength with non- to gently-plunging axes under a horizontal compressive regime. Then, vertical-axis rotations of gently-moderately dipping strata and overprinting of multiphase foldings in different directions resulted in the formation of complicated structures until the Late Miocene in association with a regional tectonic block rotation to form the Akaishi-Kanto Syntaxis and the Fossa Magna due to the lateral collision with the northern tip of the Izu-Bonin Arc. These folds were then re-folded during the Pliocene, probably due to the E-W horizontal compression that affected widely the back-arc side of the Northeast Japan Arc. The latest phase deformation occurred during the Middle Pleistocene, including local foldings, faultings and formations of flexures, further superimposed on the pre-existing structures. The rapid uplifting of the Central Uplift Belt to form the present-day Chikuma Mountains and the surrounding subsidences of the Suwa, Matsumoto and Ueda Basins have occurred during this latest phase deformation in association with a left-lateral motion of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line on the southwest.

**Keywords:** North Fossa Magna, Central Uplift Belt, Uchimura Formation, geologic structures, orientation tensor analysis, multi-phase deformations, superimposed folds, tectonic block rotation, Middle Miocene - Middle Pleistocene tectonics

---

2022年3月31日受付 2022年5月18日受理.

Received: 31 March 2022 Accepted: 18 May 2022

<sup>1</sup>386-0034 長野県上田市中之条528-14

<sup>2</sup>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

<sup>1</sup>528-14, Nakanojo, Ueda City, Nagano, 386-0034, Japan

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

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

## はじめに

信州地域の北部フォッサマグナは、北西側から南東側に向かって大峰帯、水内帯、中央隆起帯<sup>(注1)</sup>、小諸帯に区分されている(小坂, 1984; など)。これらのうち、水内帯および中央隆起帯には、下位より内村、別所、青木、小川、<sup>しがらみ</sup>猿丸の各累層(または層)からなる下部中新統最上部~下部更新統の海成層が整合関係で累重している(本間, 1931; 小坂・山岸, 1988; 小坂ほか, 1992; など)。中央隆起帯には最下位の内村累層が、西側の中央隆起帯および水内帯にはより上位の中部中新統~鮮新統が、東側の小諸帯には上部鮮新~下部更新統の河成~湖成層を主体とする小諸層群(飯島ほか, 1956)が内村累層を不整合に覆って分布している。

この中央隆起帯は別所累層堆積時の後期から隆起を始め、小川累層堆積時には陸化し、北部フォッサマグナ堆積盆を2分したことから与えられた名称である(飯島ほか, 1956, 1958)。中央隆起帯の南部には、火山岩類を主体とする上部中新統の砥沢累層(砥沢団体研究グループ(以下、砥沢団研)・永田, 1991)や陸上噴出の火山岩類を主体とする下部更新統の塩嶺累層(フォッサ・マグナ研究グループ, 1958; Momose *et al.*, 1959; 諏訪の自然誌編集委員会, 1975; など)が内村累層を不整合に覆っている。

内村累層は、変質した玄武岩~流紋岩質の火山岩類を大量に含む“グリーンタフ”の典型的な地層と見なされている(小坂・山岸, 1988; など)。また、近年の前~中期中新世における日本海の開裂、古本州弧のアジア大陸からの分離・回転テクトニクス(星, 2018a; など)を踏まえると、内村累層はそれらの活動期間を含む地層であり、別所累層以降の地層はそれらの末期あるいは終了した後形成された堆積盆を埋積した地層となる。

西南日本弧・東北日本弧の接合域に対する伊豆-小笠原弧の側面衝突、赤石山地-関東山地間の先新第三系基盤の南に開いた「ハ」の字型の大屈曲構造(赤石-関東対曲<sup>[注2]</sup>)の形成(星, 2018b; など)との関係からみると、内村累層分布域は大屈曲構造のヒンジ部、「ハ」の字の両字画面間の上部空白部に位置している。また、その堆積期は屈曲構造の形成開始期以後にあたり、別所累層以後の地層は北部フォッサマグナの発展期の地層となる。そして中央隆起帯南部は、太平洋プレートの沈み込みが作る火山フロントが大きく屈曲するヒンジ部に位置し、塩嶺累層などの更新世の火山活動が活発だった地域でもある(図1)。

このように内村累層とそれ以後の北部フォッサマグナ構成層は、西南日本弧と東北日本弧、および伊豆-小笠原弧の北端部が衝突・付加した地塊からなる南部フォッサマグナとの接合域として、中新世~更新世にかけてのテクトニクスを記録している重要な地層である。

中央隆起帯については、前述した信州の新第三系の基本層序を提唱し、その後の研究に大きな影響を与えた「信濃中部地質誌」(本間, 1931)では、以下のように記されている。

「本地域(=北部フォッサマグナ:筆者注)の褶曲

状況を通観すれば、第一に石英閃緑岩及び閃緑玢岩の侵入を受けた地域(=中央隆起帯:筆者注)の地層は褶曲に屈した跡が比較的少なく(中略)然るに善光寺平、麻績窪地、会田窪地及び松本市を連ぬる地帯よりも以西松本平に至る迄の山地(=水内帯:筆者注)では褶曲が頗る甚だしく(中略)依って本地域の第三紀層地区は初めに述べた無褶曲地区と後に述べた褶曲地区との二つに分れ、後者は更に甚褶曲区と緩褶曲区の二つに分かれるのである。」

この指摘以来、中央隆起帯を構成する内村累層分布域は“無褶曲地区”(あるいは“弱変形地帯”)として位置付けられてきた。例えば、20万分の1地質図幅「長野」(中野ほか, 1998)、長野県デジタル地質図(原山ほか, 2015)には、内村累層分布域内に褶曲は示されていない。分布域の東半部にあたる上田盆地以南の内村累層については、部分的には緩い褶曲構造はあるものの、全体としては北方に低角度で傾斜する単斜構造をなす(内村団体研究グループ(以下、内村団研), 1953; 稲葉, 1959; など)とみなされてきた。だが、この地域での内村累層は著しくグリーンタフ変質を受け、原岩の判別が困難な火山岩類が多いために、その後の60年以上にわたって層序や地質構造の研究はほとんどなされてこなかった。

一方で中央隆起帯西部の松本盆地側、内村累層の非火山性碎屑岩層(後述する本郷層)分布域では、N-S方向の軸を持つ波長1~3km程度の褶曲構造が認定されている(内村団研, 1953; 稲葉, 1959; 佐藤・小坂, 1993; 山田ほか, 2004; など)。また、水内帯との境界域にあたる北方の坂城図幅南部に分布する別所、青木、小川累層中にもN-S方向の緩やかな褶曲が記載されている(Kato, 1979; 加藤, 1980)。

したがって、中央隆起帯の全域が必ずしも“無褶曲地区”とは言いがたい。しかしながら、前~中期中新世に生じた日本海の拡大が明確になってきた1980年代後半以降での北部フォッサマグナのテクトニクスにおける議論(Yano, 1990; Sato *et al.*, 2004a, b; Takeuchi, 2004; 足立, 2018; など)でも、中央隆起帯は“無褶曲の隆起地帯”という位置づけだけで、その内部の変形については議論の外に置かれていた。

中央構造線のフォッサマグナ内への延長断層と考えられている横河川断層(吉野, 1976; など)は、内村累層分布域の地下で直角に屈曲して関東山地に延び、その屈曲によって内村累層、砥沢累層が影響を受けていることが指摘されている(美ヶ原団体研究グループ(以下、美ヶ原団研), 1990; 佐藤・小坂, 1993; など)。

こうした状況下で、中央隆起帯の内村累層を不整合で覆う東側の小諸層群や、南側で同じく内村累層およびその相当層と上部中新統砥沢累層を不整合で覆う塩嶺累層には、強く変形した部分があることが明確になってきた(宮坂・狩野, 2015, 2017, 2021; 狩野・宮坂, 2020)。このことから、これら鮮新-更新統の基盤である内村累層全体の地質構造を再検討することが、中央隆起帯を含めた北部フォッサマグナ地域の中新世以後のテクトニクスの理解にとって重要であると考えられる。

以上のような現況をふまえて、今回、中央隆起帯の内

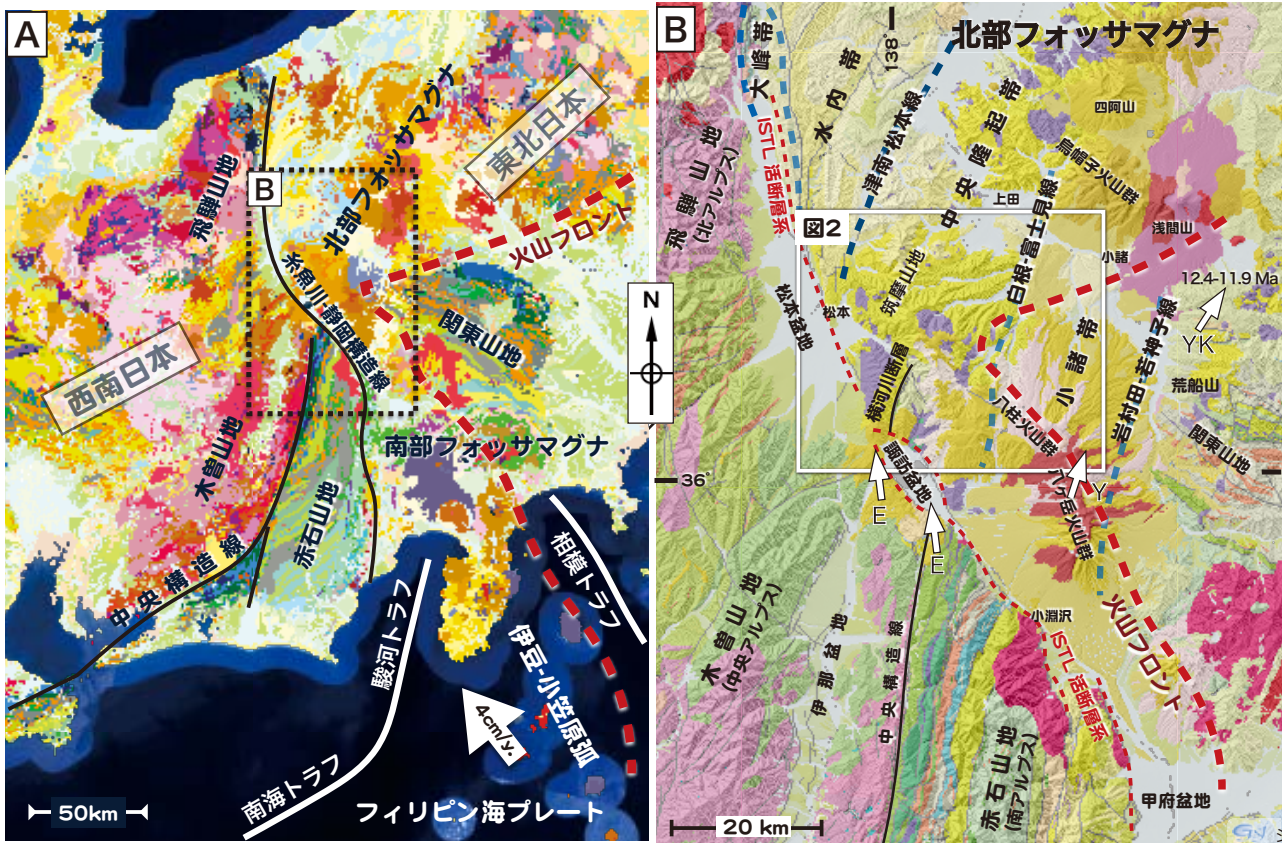


図1 フォッサマグナ周辺の地質構造要素と調査地域の位置 (狩野・宮坂 (2018) を一部改変). A: 西南日本東部とフォッサマグナの接合域の地質概略図, B: 信州中～南部地域の地質概要, 白矢印は古地磁方位, E: 更新統塩嶺累層 (三輪・星, 2002), Y: 下～中部更新統八ヶ岳火山岩類 (秋元ほか, 2002), YK: 中部中新統八重久保層 (Takahashi & Watanabe, 1993). A, Bともに地質調査総合センターのシームレス地質図 (基本版) を用いて作成, 凡例は以下の URL を参照. [https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai\_legend\_j1.html].

村累層分布域の地質構造を調査した. その結果, 内村累層は隆起帯西部だけでなく, 中部～東縁部まで多数の褶曲構造を有し, それらの形成時期や応力場が異なるいくつかの変形が重複した複雑な構造を持つことが明らかになった. さらに, 内村累層を不整合に覆う砥沢累層・塩嶺累層・小諸層群の変形とも関わりがあるとみなされる. 本論では, 今回判明した内村累層の複雑な地質構造をふまえて, 北部フォッサマグナ地域, 中央隆起帯周辺の中期中新世～中期更新世にかけてのテクトニクスについての我々の見解を述べていく.

### 中央隆起帯南部の地形・地質概説

フォッサマグナの帯状区分のうち, 北西部の大峰帯には下部更新統の大峰累層が, 水内帯及び中央隆起帯には日本海の開裂以後に形成された堆積盆を埋積した海成層の内村～猿丸累層の下部中新統最上部～下部更新統が分布している (小坂ほか, 1992; など). 水内帯と中央隆起帯との境界は“津南-松本線”, 中央隆起帯と小諸帯との境界は“白根-富士見線”とされているが (図1B) (小坂, 1984), いずれも狭い範囲で明瞭な地質・地形の変換帯は認定されていない.

本論での調査域と, その周辺の地質・地形の概要を図2

に示した. 調査域を構成する千曲川以南の中央隆起帯南部が作る山塊 (筑摩山地) は, 南北および東西幅約30kmの規模をもつ. その中央部やや西側に位置する中信高原には, 王ヶ頭 (2034m) を最高峰とする美ヶ原地域周辺が, 最も高い2000m前後の標高を有し, その南東側には車山 (1925m) を最高峰とする霧ヶ峰高原が広がり, さらに東側は蓼科高原, 白樺高原に連続している. この山塊を作る基盤は, 下部中新統最上部から中部中新統にかけての内村累層で構成され, その分布高度は最高2000mに達している.

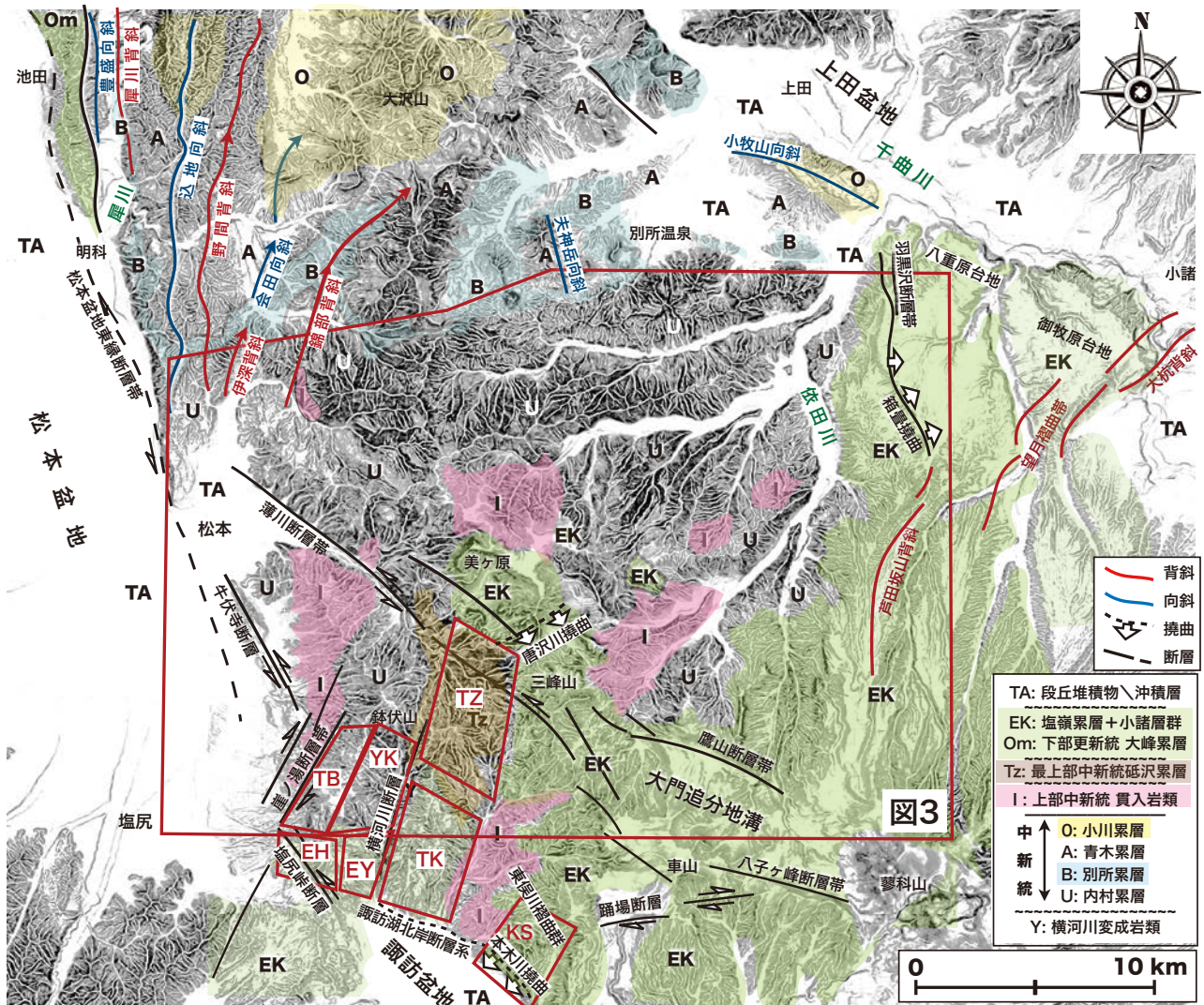
内村累層は後期中新世に花崗閃緑岩, ひん岩などに貫入され, それらは一部で陸成の火山岩類を主体とする上部中新統の砥沢累層に不整合で覆われている (小坂・山岸, 1988). 山塊の中心部は, 地形的にも地質的にも西側に隣接する水内帯に対してはおよそ比高600m, 垂直層序隔離は2500m以上, 東側の小諸帯に対してはおよそ比高500mで, 1000m程度の上下層序隔離が生じている. このように, 中央隆起帯には北部フォッサマグナの中では古期の地層や貫入岩類が分布することを反映して, 非火山性碎屑岩層を主体とする水内帯や小諸帯, 中期更新世以降の盆地埋積層で覆われる諏訪-松本盆地などに比べて高ブーゲ重力異常地帯となっている (中野ほか, 1998; など).

この山塊の高標高部に広がり標高1500～2000mの中信高原を作る小起伏面は、内村累層と貫入岩類を不整合に覆う前期更新世の陸上に噴出した火山岩類からなる塩嶺累層で構成されている(宮坂・狩野, 2017; など). その東部には中期更新世の後半に活動した成層火山の蓼科山(2531m)が突出し、南東側には新期塩嶺累層の活動と同期している古期八ヶ岳火山を構成する八柱火山群(高橋・西来, 2006; 西来・高橋, 2012), さらに0.5Ma以降の中期更新世に活動した南方の新期八ヶ岳火山群に連続している(Nishiki *et al.*, 2011; など).

山塊の南西部は、東から車山-三峰山(1888m)-鉢伏山(1929m)に続く東西方向の中央分水界を形成している. この分水界は鉢伏山から南下して、高ボッチ山(1665m), 東山(1430m)を経て塩尻峠(999m)にいたる. この分水界にそって、鉢伏山から東山の北側の間は内村累層に対比される横河川累層, 鉢伏山累層(公文

ほか, 1990)が分布し、それより南から塩尻峠を経て諏訪盆地の南方まで塩嶺累層に覆われている(諏訪の自然誌編集委員会, 1975; 狩野・宮坂, 2020; など). 諏訪盆地の両側から松本盆地の東縁に連続する糸魚川-静岡構造線(以下, 糸静線)は、この塩尻峠付近を通過している.

中信高原の西縁からは内村累層と貫入岩類からなる山地を女鳥羽川, 薄川が流下し、西方およそ10kmに位置する標高600m前後の松本盆地に向かって急激に高度を減じていく. 北東側の山地は西側に比べれば緩傾斜で、同じく内村累層からなる山地内を内村川, 武石川, 和田川が流下し、東方およそ20kmを北流する依田川に合流したのちに、標高450m程度の上田盆地で千曲川と合流する. 上田盆地を横断して西流する千曲川の北方(右岸側), 中央隆起帯北部の山塊(河東山地)は内村累層と貫入岩類を基盤として、前~中期更新世の烏帽子-四阿火山群(西来ほか, 2013, 2014; など)が覆い、再び2000m



内村累層分布域以外のドメイン名: TZ = 砥沢, TB = 高ボッチ, YK = 横河川, EH = 塩嶺東山, EY = 塩嶺横河, TK = 砥川, Ks = 上諏訪

図2 水内帯南部-中央隆起帯-小諸帯周辺の地質構造図. 内村-別所累層境界より北側は主としてKato (1979)に、それより南側は本研究(赤線枠内), 東側は宮坂・狩野 (2015, 2017), 南西側は狩野・宮坂 (2020)に基づく. 赤線枠内の褶曲については、図3を参照. [EK: 塩嶺累層+小諸層群]には八柱火山岩類(高橋・西来, 2006; 西来・高橋, 2012)を含む. 内村累層内の小規模貫入岩体は省略した. 背景の傾斜量による地形陰影図は、国土地理院50m-mesh DEMデータを用いてSimpleDEMViewerで作成.

を超える高度となる。

依田川とその上流の大門川沿いが中央隆起帯と小諸帯との境界となり，東方の小諸帯には標高700～1000m程度のなだらかな丘陵地帯（八重原台地，御牧ヶ原台地）がひろがり，その北縁は千曲川によって浸食されている。この丘陵地帯の基盤は，上部鮮新統～中部更新統の湖沼・河成堆積物の小諸層群で構成され，分布域の南側で八柱火山岩の溶岩・火山砕屑岩類と指交し，南八ヶ岳火山群の噴出物によって覆われている（宮坂・狩野，2015；など）（図2）。

中央分水界の南側は，糸静線活断層系のおよそ12kmに達する左横ずれ変位により形成されたプリアート堆積盆とされている諏訪盆地（藤森，1991；など）に向かって地形面は序々に高度を下げていき，盆地中央部の諏訪湖の湖面標高は759mである。この山地を削り込んで直線的に南流する横河川谷底と左岸側には，三波川変成岩に対比されている横河川変成岩類，および中央構造線の延長とされる横河川断層が最大東西幅400m前後の範囲で露出し，その東側の砥川の谷底にはみかぶ緑色岩類に対比される下諏訪変成岩が点在している（河内ほか，1966；三好，1991；など）。諏訪盆地の両側の山地は分布高度を低下させた塩嶺累層が覆い，-300m前後に達する盆地中央部の埋積層の基底も塩嶺累層により構成されていると推定される（文科省ほか，2010；狩野・宮坂，2018；など）。

## 地質各説

中央隆起帯に広く分布する内村累層は，これまで主に層序や変質作用にかかわる研究がなされてきた（本間，1927，1931；内村団研，1953；フォッサ・マグナ研究グループ，1958；歌代ほか，1958；稲葉，1959；山岸，1965；杉山ほか，1973；歌田，1973；河内・荒牧，1979；佐藤・小坂，1993；山田ほか，2004；原山ほか，2009；など）。それらの多くは分布域の中～西部を主要な研究対象としており，東部域の内村川および武石川下流域，和田川，依田川流域での地質構造についての調査は充分になされているとはいえない。

今回，内村累層分布域全域をほぼ同一の精度で調査し，その結果をまとめて作成した地質図を図3Aに，断面図を同3Bに示した。この図は，内村累層を構成する各層の区分ではなく，火山岩・火山砕屑岩類を主とする“グリーンタフ”相と，非火山性砕屑岩類を主とする岩相の2区分になっている。本研究では内村累層および相当層の地質構造が主な調査対象のため，この図3Aでは軸長が1km以上の褶曲の存在を強調してある。同累層中に多数貫入しているひん岩類については，分布幅数100m以下の小規模岩体は図3Aでは省略した。

以下では内村累層の岩相・層序の概要を紹介し，一部で調査域に入る別所累層については簡単に述べ，さらに上位の青木・小川・柵・猿丸の各累層については調査域外となるために記述を省略する。調査域南方で内村累層に対比される横河川・鉢伏山累層，および内村累層を不整合に覆う砥沢累層，小諸層群，塩嶺累層および貫入岩体については，先行研究に基づきそれらの概要を紹介す

る。

## 内村累層

内村累層のうち“グリーンタフ”相の部分は調査域中～東部に広く分布し，西部では非火山性砕屑岩類を主とした岩相の部分が優勢となる。両者は松本市と上田市の境界の三才山峠付近で層厚1600m以上に達する大規模な指交関係で接し（内村団研，1953；歌代ほか，1958），ともに“グリーンタフ変質”を被っている（稲葉，1959；杉山ほか，1973；歌田，1973；など）。本層の下～中部からは示準化石は報告されていないが，東北日本弧の“グリーンタフ”相火山岩類との対比，後述する本層最上部および本層を被覆する別所累層の年代から，前期中新世の後期から中期中新世の中期にいたる日本海開裂に伴うリフト帯形成の最盛期（syn-rifting stage）に当たる地層（原山，2006；鹿野，2018；など）とみなされる。

歌代ほか（1958），稲葉（1959）は，内村累層を東部の火山岩・火山砕屑岩類を主とする“グリーンタフ”相を，下位より武石層・一之瀬層・虚空蔵層・富士山層に区分し，西部の非火山性砕屑岩類を主とする地層を本郷層と命名し，虚空蔵層・富士山層と上位の別所累層とあわせて小県累層とした。杉山ほか（1973）は，富士山層を三区分し，虚空蔵層とあわせて，鹿教湯累層とよんでいる。一方，小坂・山岸（1988）は虚空蔵層と富士山層を内村累層に含め，小県累層，鹿教湯累層を採用していない。その後の研究（佐藤・小坂，1993；山田ほか，2004；原山ほか，2009）では，さらに地層を細分して別名称を与えている。

これらの地層のうち，西部地域で主体となる非火山性砕屑岩層は，N-S方向の構造を持つものに対して，東部地域で主体となる“グリーンタフ”相火山岩類はほぼE-Wの走向を持ち，南から北に向かって上位の地層が累重する。その最上位の富士山層を覆う別所累層は，調査域の北縁側に分布する（図2）（小坂・山岸，1988；中野ほか，1998；原山ほか，2015；など）。

本論では小坂・山岸（1988）と同様に，虚空蔵層・富士山層を内村累層に含め，歌代ほか（1958），稲葉（1959）の区分・名称にしたがって，各層の特徴を概略的に述べる。以下の記載のうち，各層の分布域・岩相・層厚・等については，小坂・山岸（1988）を参照した。西部域での詳しい岩相記載は山田ほか（2004），東部域では稲葉（1959）を，火山岩類の岩石化学的特徴は三宅ほか（1995）を，変質については稲葉（1959），山岸（1965），杉山ほか（1973），歌田（1973）を参照されたい。

武石層：中央隆起帯の東端の依田川流域から袴越山を経て薄川流域まで，内村累層に貫入する閃緑岩類（後述する和田岩体・美ヶ原岩体）を囲むように分布している。下限は不明である。主に玄武岩～安山岩質の溶岩・火砕岩からなり，粗粒砂岩層も頻繁に挟まれる。火山岩のほとんどは暗緑～褐色を示し，強く変質している。層厚1500m以上。

一之瀬層：主に内村川と武石川流域に挟まれた地域に分布している。武石層を整合に覆い，主として流紋岩質の火砕岩からなり，一部に安山岩・玄武岩を含む。層厚約1300m。

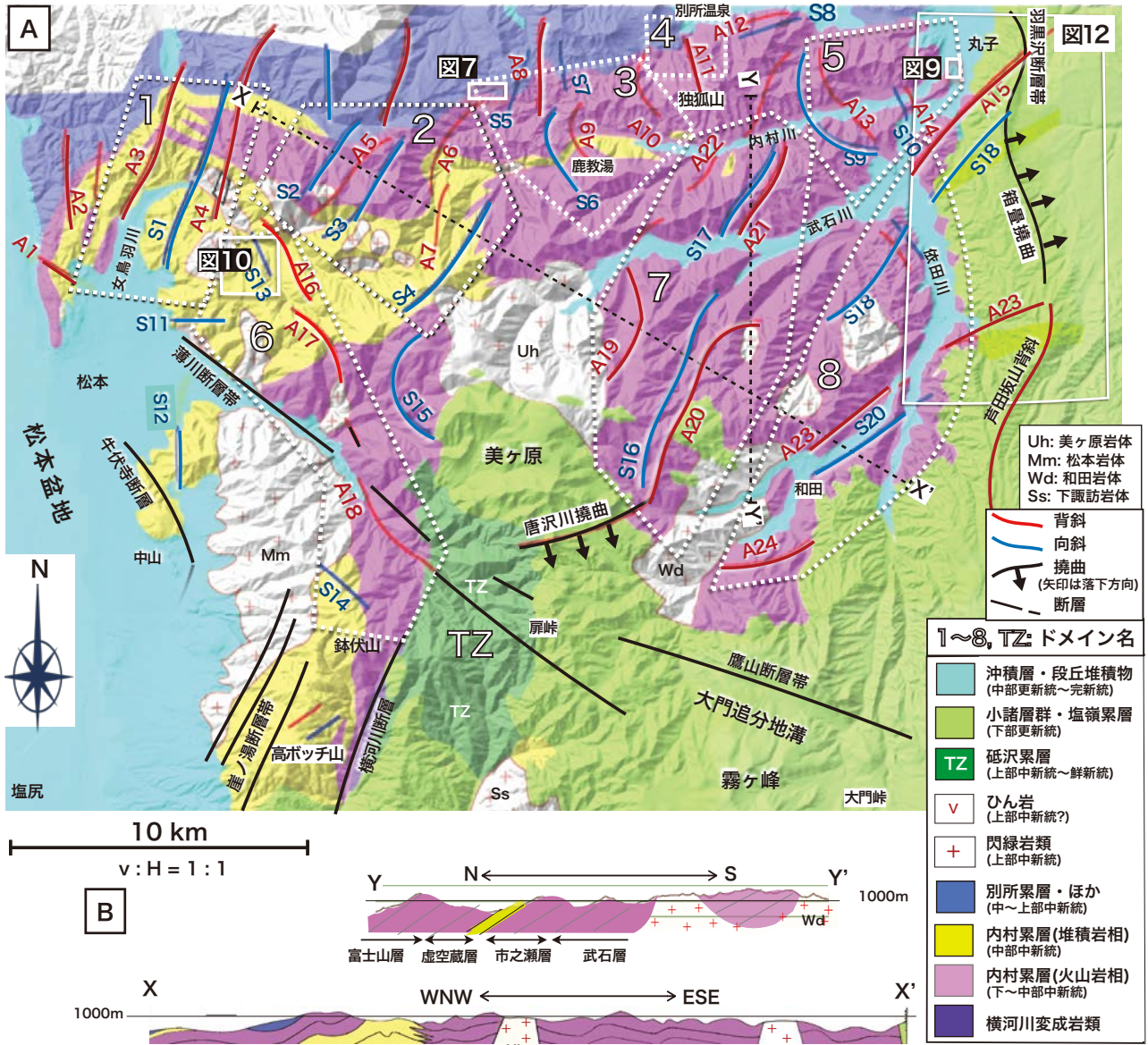


図3 調査域の地質図(A)と、内村累層分布域を横断する地質断面図(B)。地質図の背景の地形陰影図は、国土地理院50mメッシュDEMデータを用いてSimpleDEMViewerで作成。断面Y-Y'は内村団体研究グループ(1953)および稲葉(1959)にもとづく。

虚空蔵層：内村川沿いに分布する。一之瀬層を整合に覆う。主に玄武岩質溶岩，凝灰角礫岩から成り，枕状溶岩が数カ所で観察される。図4A, Bは枕状組織とピロウプレッチャ組織が混在した溶岩層の例である。層厚約700m。

富士山層：内村川と保福寺川に挟まれた地域に東西方向に細長く分布する。虚空蔵層を整合に覆い，別所累層に整合に覆われる。安山岩質溶岩(図4C)を主とし，玄武岩や流紋岩質溶岩も挟む。西部地域では火山角礫岩ないしは凝灰角礫岩をはさみ，その一部は水冷破碎組織を有している。下位層の火山岩類と比べて，比較的層理が明瞭である。層厚約1300m。

本郷層：薄川と女鳥羽川に挟まれた地域を主とし，薄川南部の中山丘陵付近，女鳥羽川の北部などにも分布し，全層厚は1600mに達する碎屑岩層である(稲葉, 1959)。本層は武石層・一之瀬層・虚空蔵層・富士山層と複雑な

指交関係を示す。図4Bは本層の砂岩泥岩互層と虚空蔵層の安山岩溶岩とが整合的に指交関係で接する例である。本層は層理面が明瞭で，三才山峠以东の内村川流域にも点々と分布し，東端は依田川流域付近まで分布しているので，全域の地質構造の解明に有効な層である。

本層は主として数cm~数10cm程度の単層を持つ凝灰質な砂岩，泥岩，礫岩などからなる(図4D)。砂岩は粗粒で，礫岩も礫径10cm以上のものを含む。礫岩の礫種はチャート・硬砂岩が多いが，三才山の南方では横河川変成岩類(河内ほか, 1966; 三好, 1991; など)と同岩質の結晶片岩礫を約40%含む(山田ほか, 2004)。

本層中部に挟まれる凝灰岩層では， $15.8 \pm 1.3\text{Ma}$ のフィッシュトラック(以下，FT)年代が得られている(Kosaka *et al.*, 1998)。また本層の最上部付近からはN9(15.1~14.0Ma頃)に相当する浮遊性有孔虫化石が報告

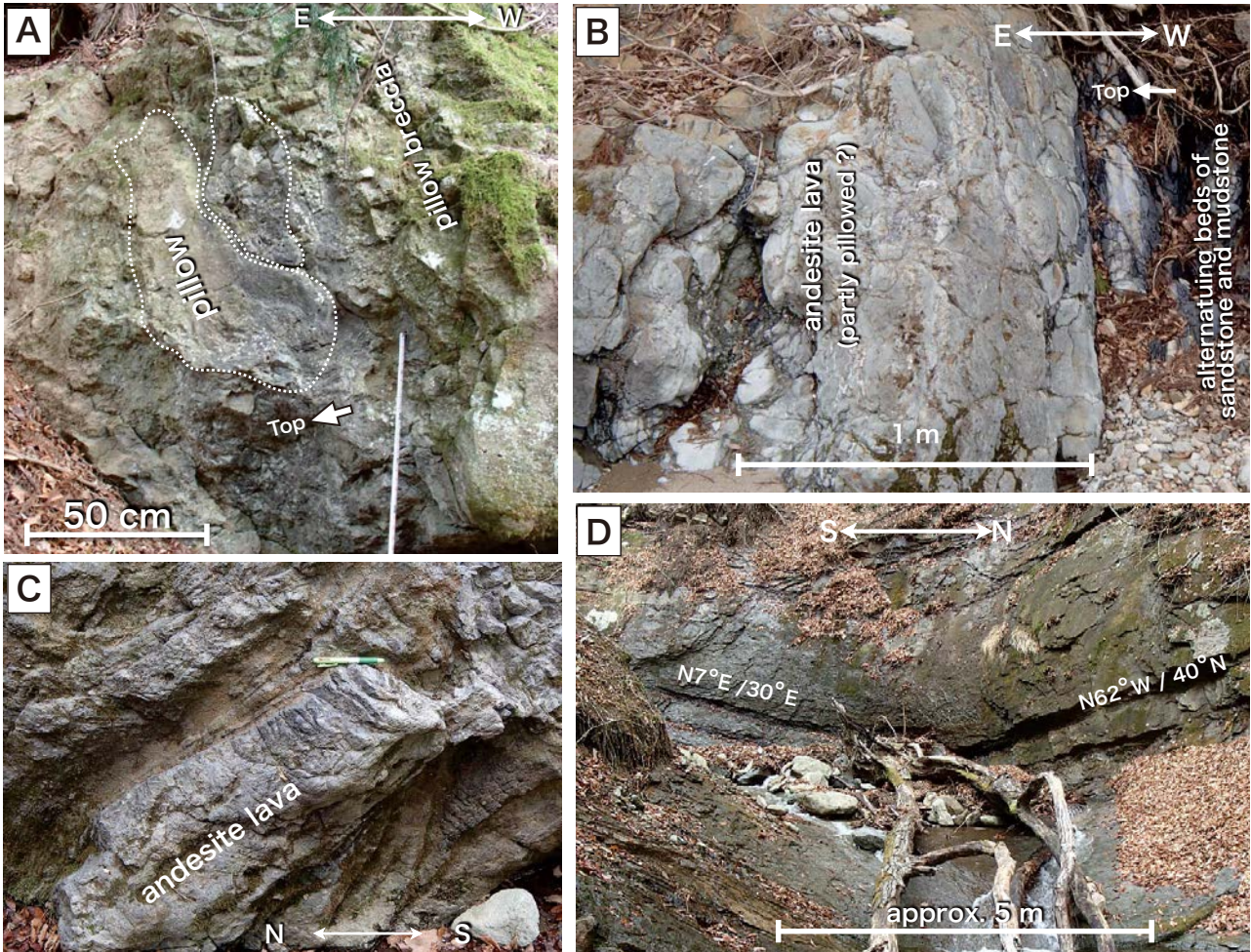


図4 内村累層の代表的岩相。A：枕状組織とピロープレッチャ組織が混在する虚空蔵層の溶岩層（138°08′01″，36°18′15″）。高角急傾斜した逆転層。B：急傾斜した虚空蔵層溶岩と本層砂岩泥岩層両層の指交関係の一部を示す（138°08′08″，36°18′16″）。C：明瞭な層理面を持つ富士山層の安山岩溶岩（138°18′35″，36°18′42″）。D：ゆるやかな向斜を作る本郷層の砂岩層（138°05′19″，36°17′48″）。

されている（小坂ほか，1989）。上位の別所累層の堆積年代（p. 8）を考慮すると，本層の大部分は前期中新世最後期～中期中新世前期のN8（17.0～15.1Ma）（Hoshi *et al.*, 2019; 鈴木ほか，2019; など）であると考えられる。底生有孔虫化石群集からは，本層は中部漸深海帯（700m以深）の環境であった（山田ほか，2004; 磯村ほか，2019）。

#### 調査域南方に分布する内村累層相当層

調査域南方で岩相および堆積年代から内村累層に対比される横河川・鉢伏山累層（公文ほか，1990）を内村累層相当層と呼称する。なお，吉野（1982）は両累層を一括して高ボッチ亜層群と呼んでいる。また，本層は諏訪盆地南方に分布する守屋層（累層）に対比されてきた（本間，1931; 吉野，1982; など）。本論での主要な調査対象ではないが，内村累層との対比のために吉野（1982），公文ほか（1990），狩野・宮坂（2020）に基づき概要を記述する。両累層は小規模な閃緑岩・ひん岩岩体に不調和に貫入されている。

#### 横河川累層（公文ほか，1990）

本層は調査域南方の横河川の右岸側河床から山腹斜面

下部に分布し，東側はNNE-SSW走向の横河川断層を介して三波川変成岩に対比される横河川変成岩類と接し，上位は砥沢累層や塩嶺累層に不整合に覆われる。本層の下部は泥岩・砂岩・礫岩，上部は緑色凝灰岩層から成る。この上部層は，分布域の連続性や岩相の類似性から，内村累層の武石層に対比される（小坂・山岸，1988）。層厚約1400mで，下部の泥岩層からはN8を示す放射状化石群集が産出している（公文ほか，1990）。

#### 鉢伏山累層（公文ほか，1990）

横河川累層の北西方の高ボッチ山から鉢伏山にかけて広く分布する地層で，横河川累層とは断層で接し，西部では松本岩体に貫入されている。南部では塩嶺累層に不整合に覆われる（公文ほか，1990）。本層は主として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。本層の層厚についての記述はないが，500m前後に達するものと推定される。本層の大部分は，内村累層の本郷層に対比されている（小坂ほか，1989）。

#### 別所累層（本間，1931）

内村累層分布域の北側で内村累層を整合に覆って広く



分布し、さらに北方の調査域外で青木累層に整合に覆われる。調査域内では上田市別所温泉南西方（後述するドメイン4の北部）に、本層下部が内村累層最上位の富士山層を整合的に覆って分布する。

本層は主に黒色の泥岩からなり、西部では砂岩泥岩互層を挟む。西部の松本市四賀で最大層厚2000m以上に達する。浮遊性有孔虫群集解析では、本層下部にN8/N9境界（15.1Ma）があると指摘されている（磯村ほか, 2019）。四賀付近から産出した浮遊性有孔虫化石はPF2～PF3帯（N9～N10）（15.1～13.3Ma）、石灰質ナンノ化石から推定される年代はCN5a亜帯（13.6～13.1Ma）で、中期中新世を示す（加藤ほか, 2011）。一方、模式地（別所温泉）の別所累層の浮遊性有孔虫化石群集はPF4帯（N12～N16）（13.4～8.5Ma）に対比され（渡辺, 1986; 生路・花方, 1997）、堆積年代の相違が指摘されている（加藤ほか, 2011）。また、底生有孔虫は上部～中部漸深海帯上部の環境を示す（加藤ほか, 2011; 磯村ほか, 2019）。本層およびその上位の青木累層は、日本海開裂後に形成された堆積盆を埋積した海進期の堆積物とみなされる。

#### 閃緑岩類

中央隆起帯には内村累層とその相当層に貫入する酸性～中性の深成～半深成岩類（花崗岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・ひん岩など）が散在している（興水・山岸, 1987; 川野, 2017; など）。これらの大部分は岩株状の非調和岩体（稲葉, 1959）で、西部地域の小規模なひん岩の多くは岩床状であるとされている（稲葉, 1959; 山田ほか, 2004）。以下では、これらの貫入岩体の総称を、閃緑岩類として記述する。

これら貫入岩体のなかで長径5km程度に達する岩体が図2内では4ヶ所に露出し、北側から美ヶ原（Uh）、和田（Wd）、松本（Mm）、下諏訪（Ss）岩体と呼ばれている（小坂ほか, 1988）。以下、川野（2017）にしたがって、これらの概要を述べる。

美ヶ原岩体は美ヶ原の北方山地に露出する石英閃緑岩質岩体で砥沢累層に不整合に覆われ、13.5～12.7Ma（FT法）の年代値が報告されている。和田岩体は地域南東部に分布する石英モンゾニ岩質岩体で、11.8～6.4Ma（FT法）、美ヶ原西方から松本盆地にかけて分布する松本岩体は花崗閃緑岩質岩体で、12.7Ma（FT法）の年代値が報告されている。霧ヶ峰南方から諏訪盆地にかけて分布する下諏訪岩体は、中粒のトーナル岩と花崗岩からなり、10.2Ma（FT法）の年代値（大平ほか, 1999）が得られている。この下諏訪岩体は塩嶺累層に覆われているために、内村累層およびその相当層との関係は不明である。したがって、これらの岩体の貫入時期は中期中新世後期～後期中新世で、別所累層堆積以後にあたると思われる。

#### 内村累層を不整合に覆う被覆層

内村累層とその相当層は北部では前述した別所累層に整合的に、南部ではより新期の上部中新統砥沢累層と更新統塩嶺累層に傾斜不整合で覆われている。また、東部では下部更新統を主体とする小諸層群に不整合で覆われる。

#### 砥沢累層（砥沢団研・永田, 1991）

本層は、内村累層分布域の南方、砥川流域の北部から薄川上流域にかけて、南北長約12km、東西幅約5kmの範囲に分布する。この層のうち、薄川流域に分布する地層は小滝山層群と呼ばれている（美ヶ原団研, 1990; 向井ほか, 2009; 小山・大塚, 2017; など）。下位は横河川変成岩類、内村累層相当層（横河川・鉢伏山累層）と、それらに貫入する下諏訪岩体を不整合に覆い、上位は塩嶺累層に傾斜不整合に覆われる。本層は分布域西縁で、横河川断層から延長される南北方向の直線的な境界で内村累層と接している。層厚650m前後。

本層は主として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なり、泥岩、砂岩、礫岩、凝灰岩などの層を頻りに挟む（美ヶ原団研, 1990; 砥沢団研・永田, 1991）。碎屑岩層中に植物化石群集を含むことなどから、陸成層とみなされている（美ヶ原団研, 1990）。本層は全体的に強く変質して“プロピライト”化し、淡緑色を呈している（吉野, 1982）。美ヶ原団研（1990）では、本層を小川累層に対比している。砥川上流域の本層からは、後期中新世の後期を示唆する $6.07 \pm 1.03\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている（名取, 2018）。

#### 小諸層群（飯島ほか, 1956）

中央隆起帯東部と小諸帯の西部の境界として依田川沿いに想定されている“白根－富士見線”の東側を構成する小諸層群は、河成～湖成層で、八重原台地の西部で基盤である内村累層をアバット不整合に覆い、東側の御牧ヶ原台地にかけて広く分布し、分布域東縁部で最大層厚600～700m程度に達している（図2）。本層群についての詳細は、宮坂・狩野（2015）を参照されたい。

本層群は、下部の碎屑岩や火山碎屑岩からなる大杭層、火山碎屑岩からなる布引観音層、上部の大規模泥流堆積物である上ノ平泥流堆積物層、碎屑岩類からなる瓜生坂層の順に重なる。これらの堆積年代は、鮮新世（4Ma頃）を含み1.3Ma以前の下部更新統を主体としている。この上に、前期更新世の後期の火山活動によって噴出した北部の北御牧火山岩類・袴越山凝灰角礫岩や、南方から供給された北八ヶ岳火山の主体を構成する八柱火山岩類（高橋・西来, 2006）起源の溶岩・火山碎屑岩類が覆い、更に0.5Ma以降の新期八ヶ岳火山噴出物が重なっている（西来ほか, 2007）。

#### 塩嶺累層（フォッサ・マグナ研究グループ, 1958; Momose *et al.*, 1959）

本累層は中央隆起帯の南部、美ヶ原～霧ヶ峰～諏訪盆地周辺にかけて広く分布する（図2）。本累層のうち、美ヶ原周辺については宮坂・狩野（2021）、霧ヶ峰周辺については宮坂・狩野（2017）、砥川・横河川周辺については狩野・宮坂（2020）が詳しく記載している。

同層の最下位の変質した火山岩類からなる層厚250m前後の福沢川層（狩野・宮坂, 2020）は、砥川の右岸沿いのみ小分布し、3～2Maの年代（小松・小坂, 2021）を示す。同じく塩嶺区の東山の西部には、本層の最下位の約30%の量比を占める横河川変成岩類起源の結晶片礫、および非火山性の碎屑物・美濃帯起源のチャート礫などからなる四沢砂岩礫岩層（狩野・宮坂, 2020）が小

分布している。

本層の主体をなす古期塩嶺累層は、デイサイト質火山岩類が比較的多い美ヶ原区を除くと、広域的にほぼ様な岩相を持つ最大層厚500m程度の玄武岩質安山岩～安山岩質の溶岩・火山砕屑岩類からなり、2～1.3Maの年代を示している（宮坂・狩野, 2017）。本層は依田川流域でより北東側に分布する小諸層群に移化する。

古期塩嶺累層は、霧ヶ峰・和田峠・鷹山・八子ヶ峰火山岩類（諏訪の自然誌編集委員会, 1975）など、それぞれ独立した安山岩～流紋岩質の火山体を構成する新期塩嶺累層（宮坂・狩野, 2017）により不整合に覆われる。この火山体上部の中新統の基盤岩類および古期塩嶺累層からの比高は、数100mに達している。この新期塩嶺累層は1.3～0.6Maの年代を示している。より東側に分布する八柱火山岩類と同時期の火山活動の産物である。

これらの前期更新世の火山岩類分布域の総称として、塩嶺火山域（Enrei Volcanic Field）を用いる。

### 地質構造

内村累層のうち、調査地域西部に分布する砕屑岩層を主とする本郷層は成層状態が良好に保存されている。それに対して“グリーントフ”相の溶岩・火山砕屑岩類、特に武石層分布域では後生的な強い変質および変形を受けて、初生的な堆積面の姿勢を判断するのが困難な層が多く、強変質域では原岩の種類すら判明できない。これが“グリーントフ”相分布域の地質構造解析を難しくしている一因である。ただし、武石層に比べると、富士山層の層理面の保存状態は比較的良好である。

本研究では、このような地層の初生的な層理面の認定は、所々に挟まれる非火山性砕屑岩類の層理面、溶岩の流理構造、凝灰角礫岩の角礫の配列方向などを用いている。また水平もしくは緩傾斜した溶岩や凝灰角礫岩では層理面の走向の計測誤差が大きくなるので、後述（p. 9-11）する方位統計解析においては、水平～緩傾斜した地層の姿勢データ数は少なめになっていることに留意されたい。

図3および表1に、調査域における軸長が1km以上の褶曲軸のトレースと各褶曲・撓曲の構造要素をまとめた。これらの褶曲は原則として西から東、北から南に向かって、背斜はA、向斜はSを付した番号をつけた。また、表1のなかで軸長が“5～”としている褶曲は、内村累層分布域内では5kmだが、北側に分布する上位の別所累層中にも連続していることを示している。上述したように、層理面が判定不能な場所もあり、軸長1km未満の褶曲も存在しているので、図表内の褶曲がすべてではない。

露頭の制約により軸トレースが狭い範囲に特定できない場合も多いので、それらの軸長の多くは±数100mの誤差がある。そこから導いた半波長も正確ではなく、半波長1km以下の褶曲については±数10mの、1km以上の褶曲については±数100mの誤差を見込む必要がある。層内に鍵層や対比可能な地層境界が欠如しているので、山型褶曲と仮定して褶曲の半波長と両翼の傾斜角から求めた波高の誤差は、過大に見積もっている傾向がある。

表1の〔波高または落差〕列の灰色部は、波高/軸長

が1/3以上の“鞘状褶曲”に分類されるもの（狩野・村田, 1998; など）を示している。“鞘状褶曲”は一般的には変成岩地域での塑性剪断変形によって形成される褶曲なので、浅部で生じる火山岩類を含む地層の脆性的な変形とは調和しておらず、1/3以下であっても誤差は大きいと推定される。したがって、これらの数値自体は、相対的な規模の大小を示すおおまかな目安とみなすべきである。

以下では、内村累層の全体的な構造を把握するために用いた層理面の姿勢の3次元方位統計解析法の概要を解説し、各構造ドメイン内での褶曲を含めた構造を記載した後に、被覆層を含めた地質構造を解説する。

### 方位統計解析のための構造ドメインの認定

本地域全域において数10m以上の露頭間隔において477箇所計測された内村累層の層理面の極の姿勢のデータを等積投影図（図5）にまとめた。この図に示されるように、地層は60°以下の低～中角傾斜を示すのが大部分だが、その走向は分散し、明瞭な卓越方位を示さない。

各露頭で得られた層理面の姿勢を2.5万分の1地形図に記入していくと、ある範囲で大局的に平行な走向を保っていた層理面の姿勢が急変する位置が示されてくる。このような位置を連ねると、直線あるいは緩く湾曲する曲線に囲まれた区域が認められてくる。この姿勢変換部の位置を境として便宜的に8つの構造ドメインを設定して、調査域北西から南東方向に、ドメイン1～8と呼ぶことにする。

現状では、それらの便宜的なドメイン境界位置に、明瞭な褶曲軸面や断層などの地質構造が特定されているわけではない。また露出不良地域も含まれるので、今後の調査によって区画が改訂される可能性がある。なお、ドメイン1の西側のA1, A2背斜は、ドメイン1の褶曲とは走向が異なり、範囲が狭く、得られた姿勢データも少ないために、ドメイン外（表1では空白）とした。同様の理由でドメイン外とした褶曲が、表1にはいくつか含まれている。

### 方位テンソル解析法

等積投影図上にプロットされた層理面姿勢のデータ群の集中パターン、集中-分散度、類似-相違度などの評価については、主観の入る目視で判断することが多い。本論では目視による評価に加えて、比較的単純・簡便な方位統計解析による客観的・定量的な評価を試みた。

ここで使用した方位統計解析での層理面姿勢の統計処理は、ビンガム軸分布（Bingham axial distribution）を用いた方位テンソル解析法（orientation tensor method）（Woodcock, 1977; Kanagawa & Yoshida, 1988）である。この手法は岩石中の結晶方位の3次元統計解析を目的としたものであるが、狩野・竹田（1999）、狩野（2002a）では、美濃帯ジュラ紀付加コンプレックス内の高角に傾斜した層理面、およびスレート劈開が発達した地帯の数100m以上の規模の屈曲構造の解析に応用されている。

露頭条件に制約され姿勢の計測精度やデータ採取密度の異なる野外地質データ群は、薄片サイズでの結晶方位のように、一定区画を一定間隔でスキャンして得られる



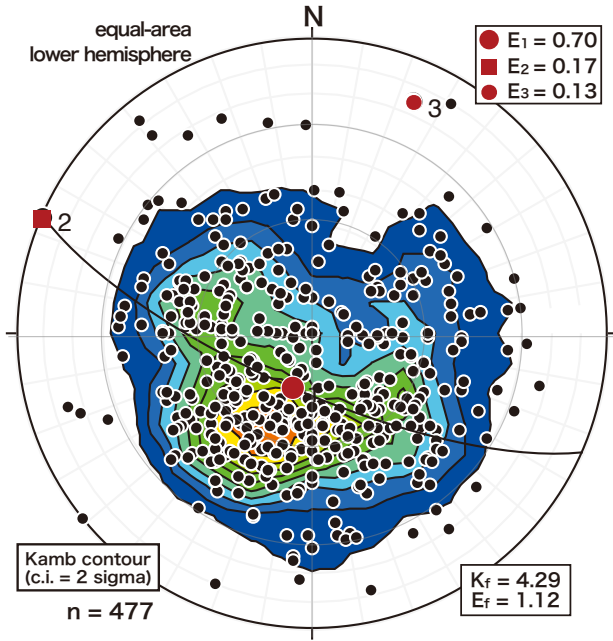


図5 調査域全域の内村累層の層理面の極の下半球等積投影図。

こうして求められた最大固有値を示す  $E_1$  ベクトルの姿勢はデータの最密点を示し、この方位を極とする大円 (girdle) はドメイン内に分布する内村累層の層理面の平均姿勢となる。最小固有値の  $E_3$  ベクトルの姿勢は、データが最も空疎な方位となる。  $E_3$  を極とし、  $E_1$  および中間固有値の方位を示す  $E_2$  をとおる大円が、このデータ集団が示す最適大円 (best-fit girdle) となり、褶曲の場合には  $E_3$  ベクトルはドメイン内での平均的な褶曲軸の姿勢を示す。

等積投影図上で得られた内村累層分布域の各ドメインでの層理面姿勢の方位データ群 (図4, 5) は、データの分散 (バラツキ) は大きい、クラスター (束) 状 (cluster)

もしくは大円状分布パターンを示し、複数のクラスターを作るパターンや小円 (small circle) 状分布パターンなどを示さないと視認した。このような場合には、これらの固有値と固有ベクトルの姿勢をもとにして、方位データ群のクラスター-大円状の分布パターンの程度を示すパラメーター  $K_f$  (Woodcock, 1977) と、集中-分散の程度を示すパラメーター  $E_f$  (Gapais & Brun, 1981) が、それぞれ以下の式から求められる。

$$K_f = \ln(E_1/E_2)/\ln(E_2/E_3) \quad (\text{Woodcock, 1977})$$

$$E_f = (1/3^{1/2})[\{\ln(E_1/E_2)\}^2 + \{\ln(E_2/E_3)\}^2 + \{\ln(E_1/E_3)\}^2]^{1/2} \quad (\text{Gapais \& Brun, 1981})$$

このうち  $K_f$  値が0に近いほど層理面の極は大円集中パターンを、  $K_f = 1$  前後で大円-クラスター遷移域を、さらに数値が大きくなるほどクラスター状集中パターンであることを示す。  $E_f$  値が示すデータの集中-分散度については、  $E_f = 0$  でデータが完全に分散 (ランダム化) し、その値が大きくなるほどデータの集中度が良くなることを示している。

ここでは Kanagawa & Yoshida (1988), 狩野 (2002a) と同様に、  $K_f$  値については、  $K_f > 5.0$  を強くクラスター状、  $5.0 > K_f > 1.25$  をクラスター状、  $1.25 > K_f > 0.8$  を大円-クラスター遷移域、  $0.8 > K_f > 0.2$  を大円状、  $0.2 > K_f$  を強く大円状に5領域に区分した。  $E_f$  値については、  $E_f > 1.2$  を集中、  $1.2 > E_f > 0.8$  を集中-分散境界、  $0.8 > E_f$  を分散の3領域に区分した。

以上の過程を経ることで、各ドメインにおける方位データの分布パターンと分散-集中度に、ステレネットでの目視による定性 (主観) 的評価に、主観を入れない定量 (統計) 的な評価を加味することができる。このアプリでは、すべての方位データ集団に対して最適大円を求めてくれるが (図6)、  $K_f$  値が大きくなるほど、また  $E_f$  値が小さくなるほど、その信頼性は低くなる。

表2には、こうして得られた各構造ドメインでの姿勢データ群の固有値、固有ベクトルの姿勢、  $K_f$  値、  $E_f$  値を

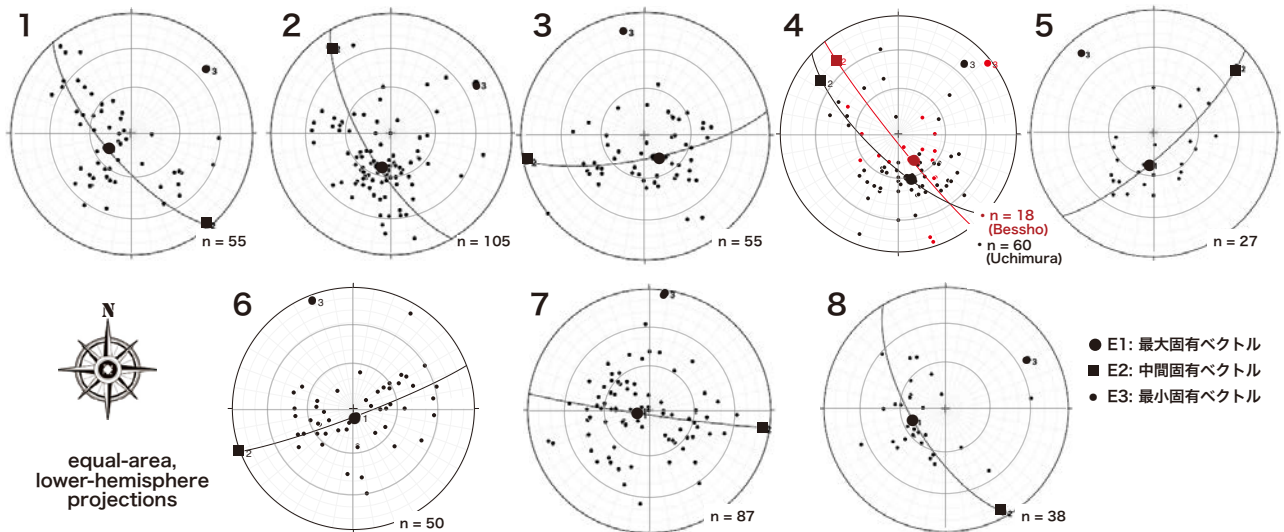


図6 内村累層分布域の各構造ドメイン内での同累層の層理面の極の下半球等積投影図。ドメイン区画は図3を参照。ドメイン4は、別所累層の層理面データ (赤点および赤大円) を含む。

表2 内村累層とその相当層および被覆層の層理面の極の方位統計解析による基礎データ。ドメイン1～8および砥沢 (TZ) ドメインの位置は図3, 横河川 (YK) および高ボッチ (TB) ドメイン, 塩嶺累層分布域の4ドメインの位置は図2を参照。E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub>, E<sub>3</sub>は, それぞれビンガム軸分布に基づく最大, 中間, 最小固有値と, 固有ベクトルの姿勢 [360°時計回り方位/プランジ角], E<sub>f</sub>値 (Woodcock, 1977) はクラスター-大円状の分布パターンの程度を, K<sub>f</sub>値 (Gapais & Brun, 1981) は集中-分散の程度を示すパラメーター。詳細は本文参照。

| ドメイン名  | データ数 | E <sub>1</sub> |        | E <sub>2</sub> |        | E <sub>3</sub> |        | K <sub>f</sub> | E <sub>f</sub> |       |
|--------|------|----------------|--------|----------------|--------|----------------|--------|----------------|----------------|-------|
|        |      | value          | vector | value          | vector | value          | vector |                |                |       |
| 1      | 55   | 0.669          | 243/71 | 0.245          | 140/05 | 0.085          | 048/18 | 0.948          | 1.489          |       |
| 2      | 105  | 0.783          | 201/67 | 0.126          | 322/12 | 0.091          | 056/20 | 5.621          | 1.698          |       |
| 3      | 55   | 0.734          | 156/75 | 0.175          | 258/03 | 0.091          | 349/15 | 2.190          | 1.255          |       |
| 4      | 内村   | 60             | 0.759  | 169/59         | 0.143  | 305/23         | 0.098  | 043/19         | 4.415          | 1.648 |
|        | 別所   | 18             | 0.765  | 154/70         | 0.169  | 320/19         | 0.066  | 051/04         | 1.260          | 1.653 |
| 5      | 27   | 0.773          | 187/69 | 0.173          | 052/15 | 0.054          | 318/14 | 1.289          | 1.887          |       |
| 6      | 50   | 0.687          | 155/85 | 0.228          | 249/00 | 0.085          | 339/05 | 1.118          | 1.460          |       |
| 7      | 87   | 0.700          | 256/83 | 0.188          | 098/07 | 0.116          | 008/03 | 2.726          | 1.315          |       |
| 8      | 38   | 0.744          | 253/73 | 0.140          | 153/06 | 0.117          | 052/16 | 8.469          | 1.515          |       |
| 内村累層全域 | 477  | 0.704          | 200/74 | 0.167          | 293/1  | 0.129          | 024/16 | 4.287          | 1.121          |       |
| 横河川    | 28   | 0.714          | 102/45 | 0.233          | 316/40 | 0.053          | 210/17 | 0.757          | 1.563          |       |
| 高ボッチ   | 49   | 0.53           | 323/50 | 0.294          | 151/40 | 0.176          | 053/04 | 1.150          | 0.780          |       |
| 砥沢累層   | 32   | 0.734          | 236/74 | 0.168          | 053/16 | 0.098          | 143/01 | 2.737          | 1.232          |       |
| 塩嶺累層   | 塩嶺東山 | 32             | 0.592  | 349/19         | 0.247  | 080/02         | 0.160  | 175/71         | 1.048          | 0.941 |
|        | 塩嶺横河 | 28             | 0.605  | 346/08         | 0.346  | 221/76         | 0.050  | 078/11         | 0.289          | 1.151 |
|        | 砥川   | 23             | 0.498  | 154/10         | 0.340  | 017/76         | 0.162  | 245/09         | 0.516          | 0.807 |
|        | 諏訪   | 30             | 0.856  | 046/57         | 0.091  | 215/33         | 0.053  | 308/05         | 4.142          | 2.080 |

まとめた。この方法で全域での内村累層全域での層理面の極の姿勢データの分布パターン (図5) を評価すると, K<sub>f</sub> = 4.29のクラスター状分布域に入り, E<sub>f</sub> = 1.12の集中-分散境界領域を示している。

#### 各構造ドメインの特徴

以下では, 各ドメイン内での調査データに基づく, 前述した3次元方位統計解析をふまえて, 各構造ドメイン内の地質構造, 特に褶曲構造の概要を記載する。ただし, 前述したように水平~緩傾斜した地層, 特に凹凸した層理面を有する溶岩層, 火山砕屑岩層の走向の計測は困難または誤差が大きくなるので, それらの姿勢データ数は少なくなる傾向がある。

これまでの本論では, 地理的位置関係の記述には東西南北を用いてきた。以下での地質構造の方位, 移動方向, 応力方向の記述では, EWSNを使用する。

#### ドメイン1 (松本市岡田周辺)

本構造ドメインは調査域の北西端に位置し, その北西部は水内帯との接続領域を含む東西幅約5km, 南北長約8kmの区域で, 北側は別所累層の分布域である。区域内での内村累層はNWからSE方向に中~低角 (<60°) に傾斜し, 層理面の姿勢分布は調査域内では最も大円分布に近いクラスター-大円遷移域 (K<sub>f</sub> = 0.95) を示し, 想定される最適大円の極 (E<sub>3</sub>) は20°程度NEにプランジする。

このドメインを構成する褶曲は, 本郷層および富士山層中に見られる。これらのうち, A3背斜は伊深背斜 (関,

1964; 山田ほか, 2004; 原山ほか, 2009) に相当する。この背斜のW翼は大部分の場所で直立~一部逆転しているのに対して, E翼は30°前後E傾斜の非対称褶曲である。この背斜の西側の内村・別所累層中には, 波長 (約600m) や軸長 (約2km) の短い褶曲が多数存在している。またA4背斜は内村累層よりもその上位の別所累層中で発達し, 調査範囲内での軸長は6.4km以上で, 南端部は15°S前後, 北端部では20°N前後プランジする非円筒状褶曲で, W翼が中角W傾斜, E翼が低角E傾斜の非対称褶曲である。この背斜の北方延長では, 軸長13kmで30~45°Nプランジする軸を持つ錦部背斜 (田中, 1958; Kato, 1979; 加藤, 1980) として命名・記載されている。両背斜の中間に位置し, 両翼の傾斜20°程度のNNE-SSW走向のS1向斜は, 左横ずれとされる薄川断層帯 (小山・大塚, 2017) をはさんで南方のS12向斜に連続する可能性がある。この場合には, 薄川断層帯は約1.5kmの変位量を持つことになる。

#### ドメイン2 (松本市三才山周辺)

本構造ドメインは, 前述したドメイン1の東隣に位置し, 東西幅約7km, 南北長約7kmである。ドメイン北縁で別所累層と接している。このドメインは中~南部は層理が明瞭な本郷層で構成されているために, 他地域に比べて層理面の姿勢データが最も多地点 (n = 105) で得られている。全体として地層は, 低~中角 (<60°) に傾斜し, NE-SW方向が優勢である。強クラスター状分布 (K<sub>f</sub> = 5.62) を示し, 集中-分散遷移域 (E<sub>f</sub> = 1.70) に入る。各固有ベクトルの方位はドメイン1に類似している。

このドメインの中～南部では，傾斜方向の変化から，稲葉（1959），佐藤・小坂（1993），山田ほか（2004）に記載されたN-S～NE-SW方向で翼の開いた3背斜（A5, A6, A7）と，今回認定された3向斜（S2, S3, S4）が存在する．A6とA7間の本郷層の砂岩層中にみられる軸長1km以下の開いた向斜の軸部を図4Dに示す．

ドメイン3（上田市鹿教湯周辺）

本ドメインは，前述したドメイン2と後述するドメイン6と東側の東西幅約6km，南北幅約6kmの区域である．本ドメインでは，南部に一之瀬層，虚空蔵層，北部に富士山層が広く分布し，これらの間に狭く本郷層が挟在される．地層は全体として低～中角（ $<45^\circ$ ）のN傾斜が優勢で，クラスター状分布（ $K_f = 2.19$ ）を示し，集中領域（ $E_f = 1.89$ ）に入る．地層の連続性からはE-W走向を持つが（佐藤・小坂，1993），露頭間での走向は分散し，NE-SW方向が優勢である．

地層の姿勢の地域変化から，このドメイン内では全体としてNに緩傾斜する構造にほぼ直交する平均褶曲軸（ $E_3$ ベクトル）が $15^\circ$ 程度Nプランジする軸長が2～3km，半波長が0.5～1km程度の両翼が中角にEまたはWに傾斜する3背斜（A8, A9, A10），3向斜（S5, S6, S7）が認められる．これらのうち，A8, A10背斜およびS5向斜は，別所累層中に連続する．A9背斜の西翼部では高角E傾斜逆転している虚空蔵層の枕状溶岩が観察できる（図4A）南部の2背斜（A9, A10），1向斜（S6）の軸面は，その北部で走向がNE-SW，南部でNW-SE方向に変化し「く」の字型に屈曲している．S7向斜の北方は，別所・青木累層中の夫神岳向斜（Kato, 1979）に連続する．

本ドメイン北西部，長沢川上流域の別所累層との境界に隣接する富士山層分布域での褶曲群の例を図7に示す

が，個々の褶曲の軸長が確認されていないために，図3や表1には掲載していない．ここではその西部と東部で異なるパターンの層理面姿勢が認められる．またドメイン全体の分布パターンとも異なっている．ともにデータ数は少ない（西部： $n = 11$ ，東部： $n = 10$ ）が，それぞれ $K_f = 1.61$ および1.11の弱クラスター-大円遷移域を示す．西部域では半波長約500mの1背斜，1向斜が認められ，それらの平均褶曲軸（ $E_3$ ベクトル）は $20^\circ$ 前後Nプランジする．一方，東部域での半波長500m以上の1向斜は，西部域とは直交し $20^\circ$ 前後Wプランジする．両地域の層理面の姿勢の変換部に，N-S方向の断層の存在が推定される（図7）．

ドメイン4（上田市別所温泉南方）

本ドメインは調査域北部，上田盆地，別所温泉南方の北向き山腹斜面に位置する東西約2km，南北約1.5kmの狭い区域で，西側でドメイン3の北部，東側でドメイン6の北部，南側でドメイン7の北部と接している．ここでは得られた姿勢データの密度が大きく，調査域北東部での内村累層の構造を代表しているとみなされるために，一つのドメインとして独立させた．本ドメインの南方には，内村川流域との境界をなす独鉦山（1266m）を含む東西方向の尾根が走り，標高は高くはないが急峻な岩稜からなる山岳地形を呈している．

本ドメインの大部分は富士山層の中では層理面が比較的明瞭な地層で構成され，北西部には別所累層が露出している．このうち富士山層の大部分は低～中角（ $<50^\circ$ ）に傾斜し，高角に傾斜する部分は少ない．全体としてはNに傾斜する部分が多く，姿勢データ群はクラスター状分布（ $K_f = 4.42$ ）を示し，集中度（ $E_f = 1.65$ ）は良好である．一方，別所累層の姿勢データ数は少ないが（ $n =$

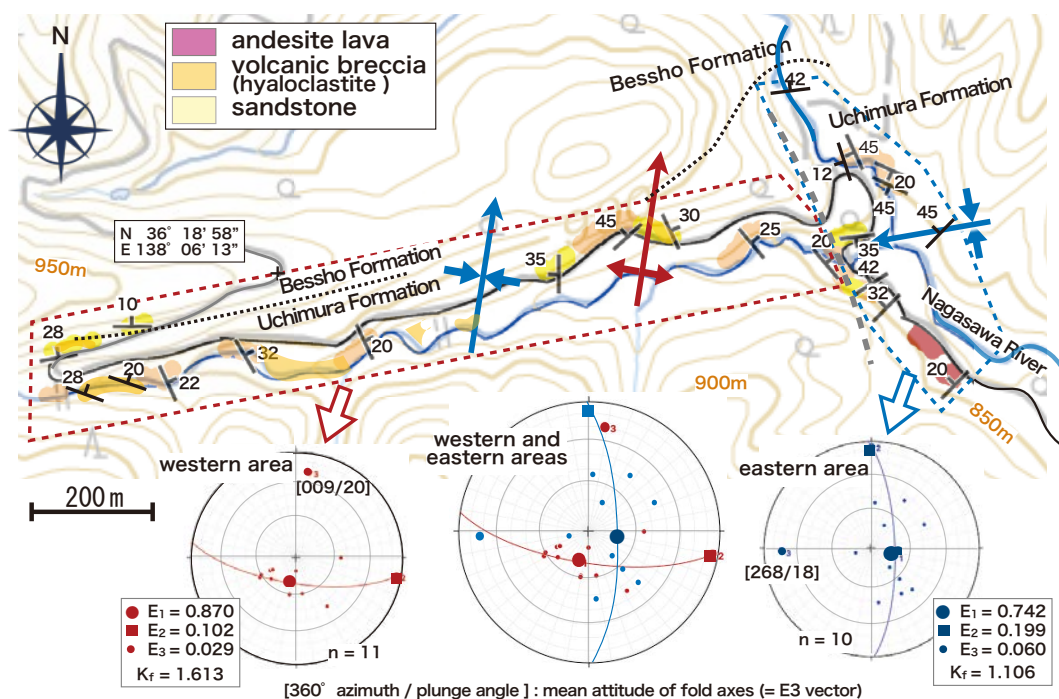


図7 内村累層中の褶曲の例（その1）．長沢川上流域（ドメイン2西部）の富士山層分布域のルートマップ（位置は図3参照）．背景の地形図は，国土地理院（電子国土Web）を使用．

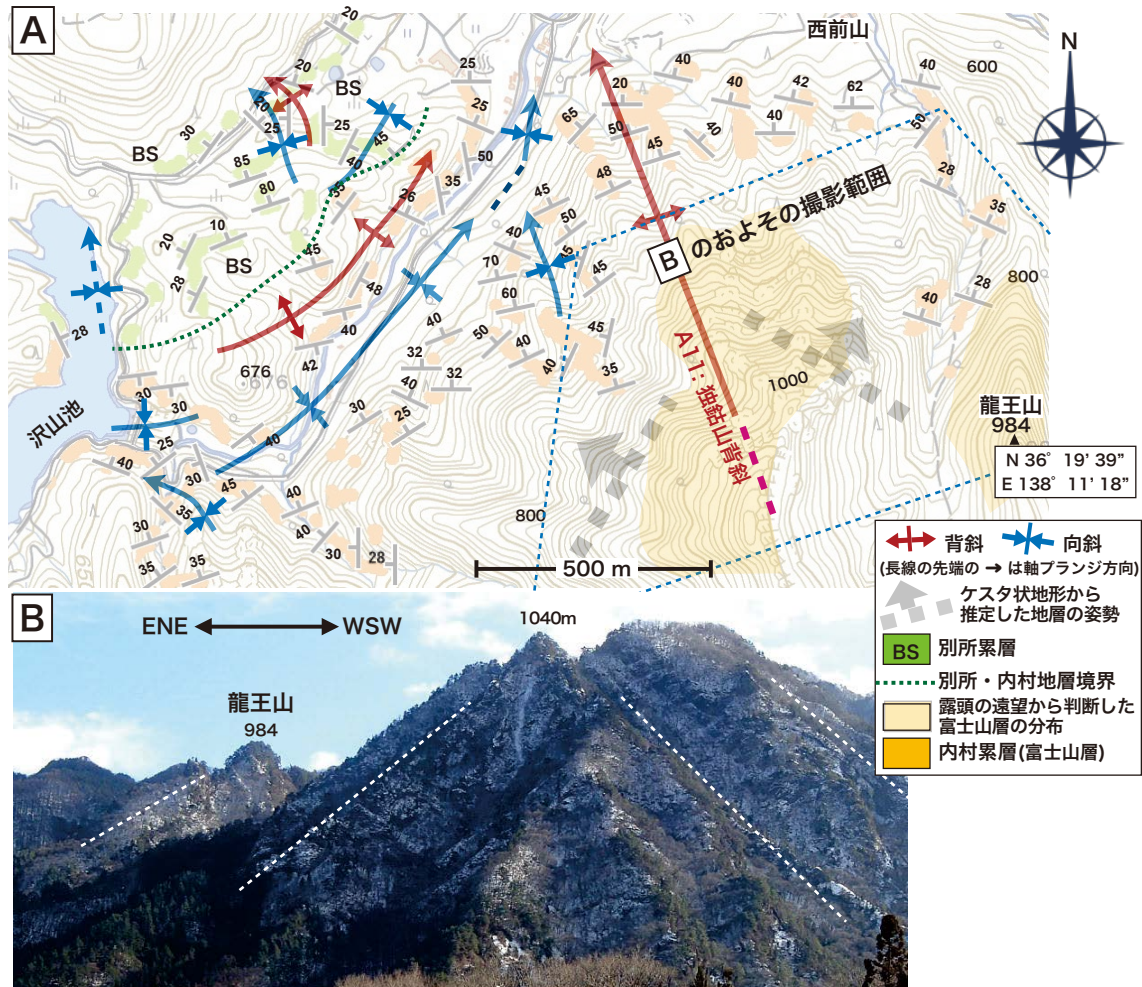


図8 内村累層中の褶曲の例 (その2) A: ドメイン4での内村累層・別所累層の褶曲を示すルートマップ。背景の地形図は、国土地理院(電子国土Web)を使用。B: Aのほぼ青枠内の範囲を北側からみた写真。富士山層からなる山型褶曲と両翼の中角傾斜層が作るケスタ状地形。

18), 固有値, 固有ベクトルの姿勢は南東側の富士山層のそれらに近く(表1), 大円-クラスター状遷移域に近いクラスター状分布( $K_f = 1.29$ )を示し, 集中度は良好( $E_f = 1.65$ )である。

本地域での最大の構造要素は, ドメイン中央部でNNW-SSE方向での軸長1km以上, 半波長1km以上と推定されるNプランジしたA11背斜である。この背斜を, 独鈷山背斜と呼ぶ。この背斜は北部の低標高地域では走向が緩やかに変化していくが(図8A), 南部の急峻な山腹斜面を作る高標高部では両翼が45°程度傾斜した山型の正立褶曲の形態を有し, 層理面を反映したケスタ状の地形を形成している(図8B)。この高標高部での軸のプランジは40°NNWで, 軸方向はドメイン全体の $E_3$ ベクトルの方位(図6)から約50°反時計回りに斜交している。

独鈷山背斜の次にこの地域を特徴づけているのは, 地域西部をNE-SW方向で延びる低角にNEプランジしたgentle-open foldの形態を持つ一背斜と一向斜のペアで, その軸長は約1km未満, 半波長は200~300mの規模を持つ(図8A)。この褶曲のペア, 特に北西側の背斜が南東側の内村累層と北西側の別所累層の地表分布を規制し

ている。

その他にこのドメインでは, 軸長が数100m程度でNNW-SSE方向およびNE-SW方向の小規模な褶曲も存在している。これらのうち, 上記のNE-SW方向の背斜・向斜のペアの南西端部では, 径500m以内の狭い範囲で頻繁に富士山層の姿勢が変化しており, 異なる方向の褶曲が重複しているとみなされる。以上から, このドメイン内での内村累層の層理面の走向の分散は, NNW-ESE方向とNE-SW方向の褶曲とが混在していることに帰因している。

ドメイン5(上田市丸子周辺)

本ドメインは調査域北東部の丸子周辺に位置し, 東西幅約5km, 南北幅約5kmの区画である。このドメインは主として層理面が不明瞭な富士山層で構成されているために, 得られた姿勢データ数は少ない( $n = 27$ )。地層は45°以下に傾斜している。全体としては層理面の姿勢はクラスター-大円遷移領域に近いクラスター状分布( $K_f = 1.29$ )を示し, 調査域内では最も集中度が良好( $E_f = 1.89$ )で,  $E_3$ ベクトルが示すNW-SE方向が平均的な走向となる。

ドメイン内での層理面姿勢の変化からは、NW-SE～E-W方向の2背斜(A13, A14)と2向斜(S9, S10)が認められる。このドメインの東縁部に位置する宝蔵寺周辺では、調査域内では数少ない露頭規模の褶曲構造(軸長不明なために番号は無い)を観察することができる(図9)。この向斜は図9Aのスケールで見れば平板状の両翼を持つ山型の形態を持つが、その軸部周辺は波長30～40mの2向斜で構成され、向斜の間の背斜の位置は特定できない(図9B)。そのうち南側の向斜(図9C, D)は脆性破断を受けた安山岩溶岩で構成され、翼間角90°前後で、褶曲軸はWNW方向に15°前後プランジしている。この向斜部と、その東側でE-W走向、N傾斜に層理面姿勢は急変し、その姿勢の変換部付近にNE-SW方向でNWに中角傾斜する幅数10cm程度の固結した角礫状破砕帯を持つ断層が存在する(図9B, C, D)。

ドメイン6(松本市薄川右岸側～美鈴湖周辺)

本ドメインは調査域南西部に位置し、東西幅約4km、南北幅約11kmの細長い区域で、その北部はドメイン1およびドメイン2の南部に挟まれている。その北部側は本

郷層で、南部側は武石層で構成され、南西側は松本岩体と接している。このドメインの北部では、N-S方向の背斜が提示されている(山田ほか, 2004)。この背斜は本報でのA16に相当する。このドメイン内の層理面の大部分は60°以下の低～中角傾斜で、NNW-SSE方向が優勢な大円-クラスター遷移域( $K_f = 1.12$ )を示し、集中度は良好( $E_f = 1.47$ )である。

このドメイン北部の本郷層中では、NNW-SSE方向の半波長400～600m程度の並走する褶曲群が認められる。これらのうち、A16～18の3背斜は、杉型(左)雁行状に配列している。褶曲が認識できる美鈴湖周辺の東西および南北約2kmの小区画(図10)内では、数箇所での例外を除けば、地層の多くはWまたはEに低～中角(<45°)に傾斜し、半波長数100m前後のN-S方向のgentle-open foldが認められる。それらの平均褶曲軸( $E_3$ )はほぼN-Sで、プランジはわずかである。この小区画内では $E_f = 1.92$ となり、ドメイン全体よりも集中度が良好になる。本ドメイン内では、褶曲構造に不調和に東西幅300m以下のひん岩岩体が貫入している。

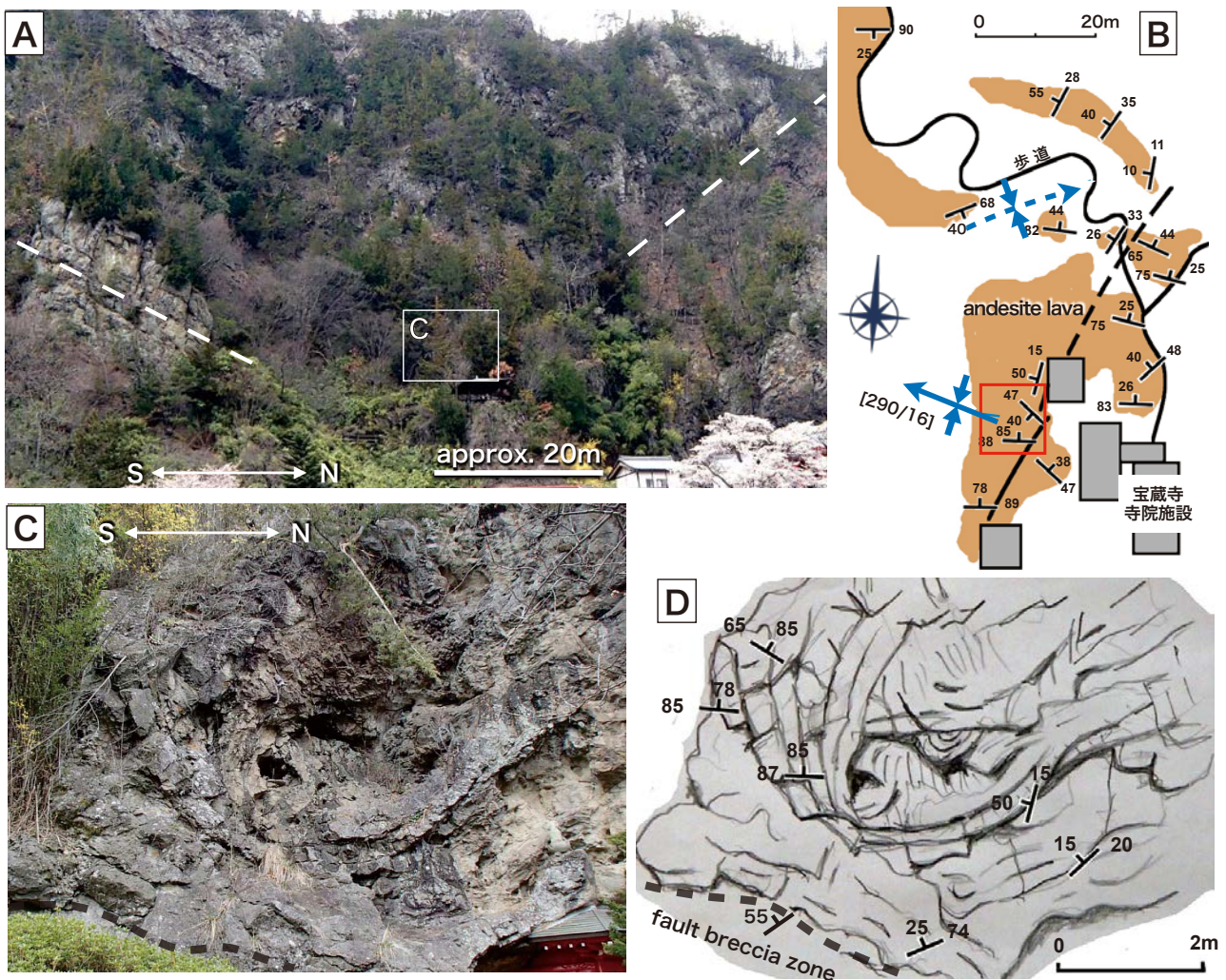


図9 内村累層中の褶曲の例(その3)。上田市丸子(ドメイン5)の宝蔵寺西側(位置は図3参照)の富士山層中の山型向斜。A:露頭全景、白枠はC, Dの位置、白破線は層理面の傾斜を示す、B:露頭の平面見取り図、赤枠はC, Dの位置、C:向斜軸部の露頭写真、D:同露頭スケッチ、層理面の姿勢は紙面上方を北として表示。



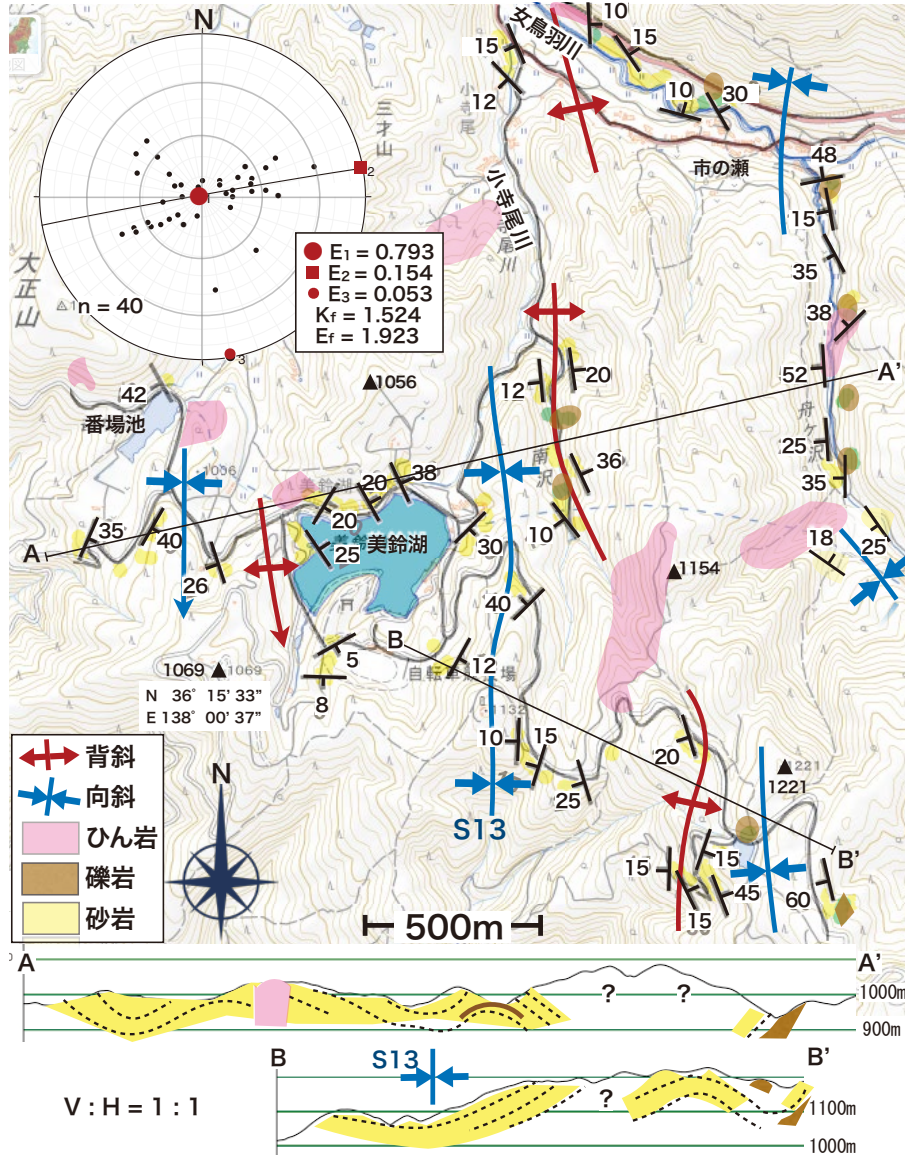


図10 内村累層中の褶曲の例(その4)。美鈴湖周辺(ドメイン6の北部)での本郷層中の褶曲構造を示すルートマップと地質断面図の背景の地形図は、国土地理院(電子国土Web)を使用。

北部域に対して武石層で構成された南部域で認定できる褶曲は、1背斜(A18)のみである。この背斜はその南端部で、武石層を不整合に覆う砥沢累層中の背斜(美ヶ原団研, 1991)に連続する。

ドメイン7(上田市武石周辺)

本ドメインは、美ヶ原高原の東部一帯の東西幅約7km, 南北幅約15kmの広い区画である。西縁部で美ヶ原岩体と、北西縁部でドメイン2と、北東端部でドメイン3および4と、南東部でドメイン8および和田岩体と接し、南西縁部で塩嶺累層に覆われている。本ドメインの南半分は武石層、北半分は一之瀬層、虚空蔵層によって構成されている。北側の内村川の北岸部から本ドメインを横断してドメイン7の西部に至る南北方向の断面(稲葉, 1959; 佐藤・小坂, 1993)では、20~30°N程度傾斜する同斜構造が呈示されている(図3B, Y-Y'断面)。

本ドメイン内の層理面の大部分は中~低角(<50°)の

傾斜で、強クラスター状に近い $K_f = 2.73$ を示し、 $E_f = 1.32$ である。全体として走向の分散は大きい<sup>3)</sup>、層理面の姿勢の地域変化からはNNE-SSW方向の比較的長い軸長を持つ褶曲が推定される。これらの褶曲のうち、A20背斜は最小翼間角60°で約7.4kmの軸長を持つ調査域内では最大規模の褶曲で、その軸は逆「く」の字状に屈曲している。

ドメイン8(長和町和田周辺)

本ドメインは、調査域南東部の南北長幅約10km, 東西幅約5km範囲で、主として武石層で構成されている。北西部でドメイン7と、南西部で和田岩体と接し、東部および南東部で小諸層群および塩嶺累層に覆われる。

本ドメイン内での層理面の大部分は45°以下の傾斜を示し、調査域の中では最も強クラスター状分布( $K_f = 8.47$ )を示し、集中-分散境界域に近い集中域( $E_f = 1.29$ )に入る。地層の姿勢変化からは、NE-SW~ENE-WSW

方向の比較的軸長が長い褶曲が認定できる。それらのうち、東部のA15, A23背斜およびS18向斜は、翼間角70°~110°でNE~NNEに20°程度プランジした軸をもち、後述(p. 18)するように、東方の小諸層群内に連続する(図3)。これらに重なって、依田川左岸側にNW-SE方向の褶曲の存在が推定される。

#### 内村累層中の褶曲構造の分布・配列・形態の特徴

今回の調査によって“無褶曲地区”もしくは変形が弱い地帯とされてきた中央隆起帯内の内村累層分布域には、既にいくつかの褶曲が報告されていた西部地域を含めて、その全域に褶曲が発達していることが明らかになった。以下、今回判明したドメイン1~8内の内村累層中の褶曲の全体的特徴をまとめて、以下に箇条書きで示す。

1. 内村累層には全域にわたって褶曲構造が形成されている。褶曲の発達程度(密度や波高など)は、概略的には西部と北部では強く、南東部では弱い(図3, 6)。これらのうち北部を構成するドメイン1および3のN-S方向の褶曲の一部は、ドメイン北縁で内村累層を整合的に覆う別所累層中に連続する。
2. これら褶曲の半波長は数10m~1km程度が多く、数m程度の露頭規模の褶曲は少なく、褶曲軸面の傾斜はほぼ半数が正立(>85°)で、WやEに急傾斜するものが存在する(表2)。褶曲翼部での層理面の傾斜は一部で逆転していたり垂直に近い高角の部分もあるが(図4A, B)、大部分は低~中角傾斜で(図5)、翼間角は70°以上のgentle~open foldである。
3. 西側ドメインの褶曲軸はN-S走向が卓越し、東側はNE-SW走向が多くなり、東端域ではNNW-SSE走向の褶曲と、NE-SW走向の褶曲が混在している。それらの大部分の軸長は10km以下である(図3, 6)。
4. 褶曲軸は、北部および東部ではNE~N~NWにプランジしている。プランジ角は北部のドメイン4では最大40°のプランジを示し、南東部のドメイン8では、NEに20°前後である。短い軸長、軸のプランジ方向および形態(翼間角)変化などから見て、褶曲は非円筒状(non-cylindrical)である。
5. 美鈴湖周辺の本郷層中の褶曲(図10)のように平行性をもつ褶曲群も存在するが、全体としては褶曲軸の配置は平行性に乏しい褶曲群も存在する。さらに、軸のトレースが「く」の字型に屈曲している褶曲も認められ、逆「く」の字型の屈曲は少ない(図3, 6)。屈曲している褶曲は、虚空蔵層~富士山層分布域に多い。
6. 褶曲の形態は、西部では図10のように層理面姿勢が連続して変化する緩やかな正弦波状に近いものが多く、東部では図8のA11背斜(独鈷山背斜)や図9Aの向斜のように狭い範囲で平坦な面が折れ曲がる山型(シェブロン型)が多い。これは成層状態が良好な堆積岩層と、層理面が発達せず塊状で脆性的な火山岩類の岩相の相違を反映している可能性がある。
7. 以上をまとめると、本調査域内の内村累層の褶曲は異なる方位の褶曲が混在すること、褶曲軸が屈曲すること、非円筒状の形態を持つことなどから、層理面の姿勢、特に走向の変化が激しく、通常の地質図学が適用

できない区域が多い。狭い範囲で地層の姿勢が急変するドメイン3の北西部(図7の東部)、ドメイン4(図8A)、ドメイン5の宝蔵寺周辺(図9B)のような場所は、異なる方向の褶曲の重複(交差)部であると見なされる。

8. 複雑な地質構造を有する本地域での構造解析には“ベタ歩き”的な調査が必要であるが、露頭の制約も大きく、全容を把握することには限界がある。したがって、褶曲による短縮量、歪量などを正確に求めることは現状では困難である。
9. 閃緑岩類は内村累層の褶曲構造を切って不調和に貫入している。たとえばS14に対する松本岩体、A19に対する美ヶ原岩体、A23, A24, S19に対する和田岩体、図10内のひん岩岩体などである。したがって、褶曲の多くは貫入以前に形成されている。小規模なひん岩については岩床とする指摘があるが(稲葉, 1959; 山田ほか, 2004)、今回の調査では明確な事例は見出せなかった。

#### 内村累層相当層(横河川・鉢伏山累層)の地質構造

以下では調査地域の内村累層の地質構造と比較するために、調査域南方、北から鉢伏山-高ボッチ山-東山を結ぶ尾根をはさんで、高ボッチドメインと横河川ドメインに区分し(図2)、横河川と松本盆地の間の山地に分布する横河川累層および鉢伏山累層の地質構造を記述する。吉野(1982)は両ドメインをあわせて中角度にW傾斜する地質断面図を呈示し、全体としてはWに開いた半盆地状の構造を持ち、松本岩体に不調和に貫入されていると指摘している。両ドメインを構成する地層の姿勢データは、狩野・宮坂(2020)の図9A, Bにまとめられており、図11A, Bに再録し、両ドメインにおける固有値・固有ベクトルと、 $K_f$ および $E_f$ 値を求めた(表2)。

高ボッチドメイン：このドメインの西縁部は鉢伏山累層とそれに貫入する松本岩体を中期更新世後半(0.4Ma以降)の片丘礫層が傾斜不整合に覆い、その基底面はドメイン西部に発達するNNE-SSW方向の崖ノ湯-みどり湖断層群によって東西幅1.5kmの間で、400m程度松本盆地に向かって落下している(高畑, 2015)。本ドメイン内の鉢伏山累層は、様々な方向に緩~急傾斜し、内村累層および相当層分布域の中では最も分散( $E_f = 0.78$ )している(図11A)。固有ベクトルのうち $E_1$ はSSEに45°程度プランジし、 $E_3$ はNE方向でEに緩くプランジし、西方に開いた半ドーム状構造(吉野, 1982)を示してはいない。ただし、高ボッチ山西側斜面には、大型の地すべりが発達している(防災科学技術研究所: J-SHIS Map<sup>[注3]</sup>)ので、崖ノ湯-みどり湖断層群と地すべりが複合して、層理面の姿勢の分散に影響を与えているかもしれない。

横河川ドメイン：このドメイン内では、下位の横河川累層は横河川右岸側に沿って分布し、それより以西は上位の鉢伏山層分布域となる。横河川・鉢伏山累層の層理面の一般走向はNE-SWで、東縁を画する横河川断層のNNE-SSW走向とは、時計回りに20°程度斜交し、20~60°W~NW傾斜しているが、一部で高角にE傾斜している部分が存在する(図11B)。このドメイン内のデータ

数は少ない ( $N = 28$ ) が、大円状分布 ( $K_f = 0.76$ ) を示し、 $E_1$  値は1.56で集中領域に入る。 $E_1$  はSSEに45°前後ブランチし、 $E_3$  はSSWに15°程度ブランチしている。

**内村累層の被覆層の地質構造**

前述 (p. 5) したように、内村累層は中部中新統上部の別所累層に整合に覆われ、上部中新統の砥沢累層および下部更新統を主体とする小諸層群と塩嶺累層に不整合に覆われている。これら上位の地層の変形状態は、下位の内村累層の構造形成に影響されて成長していったと考えられる。

**別所累層**

内村累層分布域北西部のドメイン1, 3内のN-S方向の褶曲の一部は、先行研究で示された褶曲に連続している (p. 12-13)。本調査では、ドメイン4の北部で内村累層最上部の富士山層と接する別所累層下部の構造を検討した。図8の北西部での両層の境界付近では、両層はNE-SW方向で半波長数100m程度の褶曲を繰り返しながら接していると推定される。南東側の内村累層の層理面の姿勢データについては前述した (p. 13)。図6-4には内村累層の姿勢データに加えて、別所累層の姿勢データを赤色で示した。内村累層に比べてデータ数は少ないが ( $n = 18$ )、データ群が示す両者の固有ベクトルの姿勢は近接しており、クラスター-大円遷移域に近い $K_f$  値 (1.26)、および集中域に入る $E_1$  値 (1.65) を示している。

**砥沢累層**

ドメイン5の南縁では内村累層を砥沢累層が覆い、さらに東側では砥沢累層を覆って塩嶺累層が分布している。砥沢累層中にはNW-SEおよびNE-SW方向の褶曲構造や、NW-SE方向の断層が多数存在する (美ヶ原団研, 1990)。これらは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とされている (向井ほか, 2009; 小山・大塚, 2017)。

砥沢累層は全体的には45°以下でNEに傾斜する部分が多く、その $E_1$  ベクトルは高角傾斜、 $E_2, E_3$  ベクトルは水平もしくは緩傾斜で (図11C)、北北東側のドメイン5の内村累層の配置と類似しているが、より強くクラスター状分布 ( $K_f = 2.74$ ) を示している。また、南に接する横河川・高ボッチドメインの内村累層相当層の固有ベクトルの姿勢とは大きく異なり、 $K_f$  値、 $E_1$  値も共に異なっている (表2)。これらのうちドメイン6の南部には、NW-SE方向のA18背斜の南東方延長には背斜が認められる。小諸層群

中央隆起帯と小諸帯との境界は“白根-富士見線”とされているが、明瞭な構造境界は見出されていない (小坂, 1984)。前者の東縁部の内村累層と後者の西縁部の小諸層群との境界の地表トレースは複雑に屈曲しているが、大局的には中~高角E傾斜したアバット不整合からなり、その不整合を形成した上下 (陥没) 変位量は200~300m (図12) 程度と推定されている (宮坂・狩野, 2015)。

小諸層群の大部分は、走向の測定誤差が大きくなる水

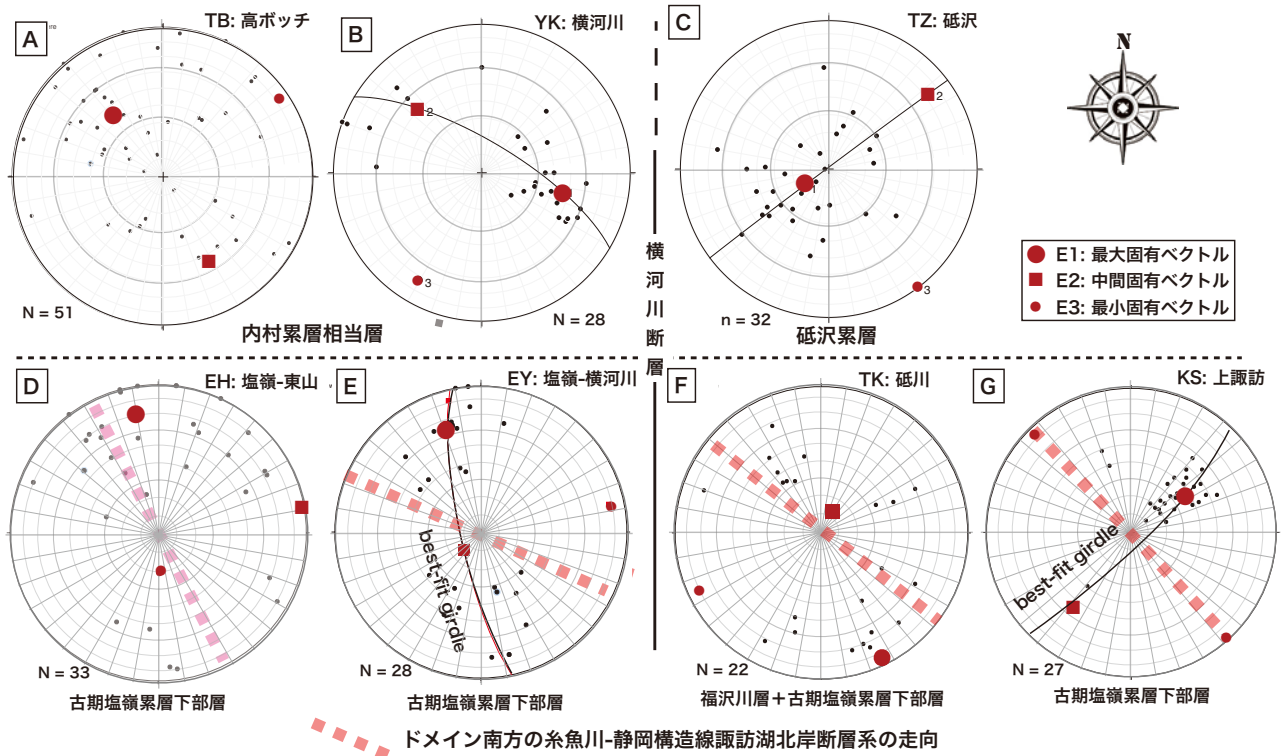


図11 内村累層相当層・砥沢累層および古期塩嶺累層下部層分布域の各ドメイン (位置は図3) の層理面の極の姿勢を示す下半球等積投影図。砥沢ドメイン (TZ) の投影図は本論で初出、その他は狩野・宮坂 (2020) の図9に基づく。D~Gは古期塩嶺累層、そのうちFは塩嶺累層最下部層の福沢川層を含む。AとD、BとE、CとFはそれぞれ被覆関係。分散度が大きい $E_1 < 1.00$ を示す高ボッチ、塩嶺東山、砥川ドメインでの最適大円は省略した。

平～緩傾斜した構造を持つために、層理面姿勢の計測数が少なく、方位統計解析は行っていない。宮坂・狩野(2015)の図3の本層群分布域の全域を横断するA-A'東西断面に地質構造の概要が示されている。本層群内には以下に述べる局所的な変形が認められ、それらは地形にも反映されている(宮坂・狩野, 2015)。

ドメイン8のENE-WSW方向のA15, S18向斜およびA23背斜は、東方に分布する小諸層群中に連続している。その基底面(アバット不整合面)および同層群の下部層と中部層の境界面は、半波長約4kmの背斜部と向斜部の間で200m程度の高度差を生じ(図12)、この高度差が小諸層群中での褶曲の波高となる。

これらの褶曲の2～3km東方延長部では、大局的にはN-S方向で総延長16km以上の羽黒沢断層帯・箱畳撓曲・芦田坂山背斜(宮坂・狩野, 2015)の走向を、A23背斜の延長部では「く」の字型、S18向斜の延長部では箱畳撓曲を逆「く」の字型に屈曲させ、A15背斜の延長部は、箱畳撓曲と羽黒沢断層帯が「く」の字型に屈曲する構造の変換部と一致している。これらの屈曲形態は、ドメイン8の褶曲が16°程度NEプランジしている(図6; 表2)ことと調和的である。

羽黒沢断層帯内部の小諸層群の一部は、逆転部を含む高角傾斜を呈し、箱畳撓曲での小諸層群は最大40°Eの傾

斜を示し、南に連続する芦田坂山背斜のE翼は最大50°傾斜している(図12A, 表1)(宮坂・狩野, 2015)。箱畳撓曲、芦田坂山背斜では、地形的にはE側が100m程度落下していると推定される。芦田坂山背斜の軸の位置は、尾根線と一致している。

さらに東側にはNE-SW方向の望月褶曲帯が存在する(図2)(宮坂・狩野, 2015)。その最東部の大杭背斜はこの褶曲帯の中では最も激しい変形を示し、翼間角は一部で90°以下の閉じた形態で波高180mに達している。そのSE翼を構成する小諸層群下部の大杭層は急傾斜し、一部逆転した軸面がNW方に傾斜した非対称褶曲である(小坂・牧野, 1995; 宮坂・狩野, 2015)。

塩嶺累層

内村累層の南側に分布し、E-W, NE-SW, NW-SE方向が組み合わさって構成された高角アバット不整合で接する古期塩嶺累層は、褶曲した内村累層を覆い、大局的には小諸層群と同様にほぼ水平な構造を保っている。本累層が持つ局所的な変形には前期更新世の最末期の新期塩嶺累層が参加し、それらの地質構造は現地形にも反映されているので、変形構造の位置や規模の推定は地質情報と共に地形情報を使用している。以下の記述の詳細は、宮坂・狩野(2017, 2021), 狩野・宮坂(2018, 2020)を参照されたい。

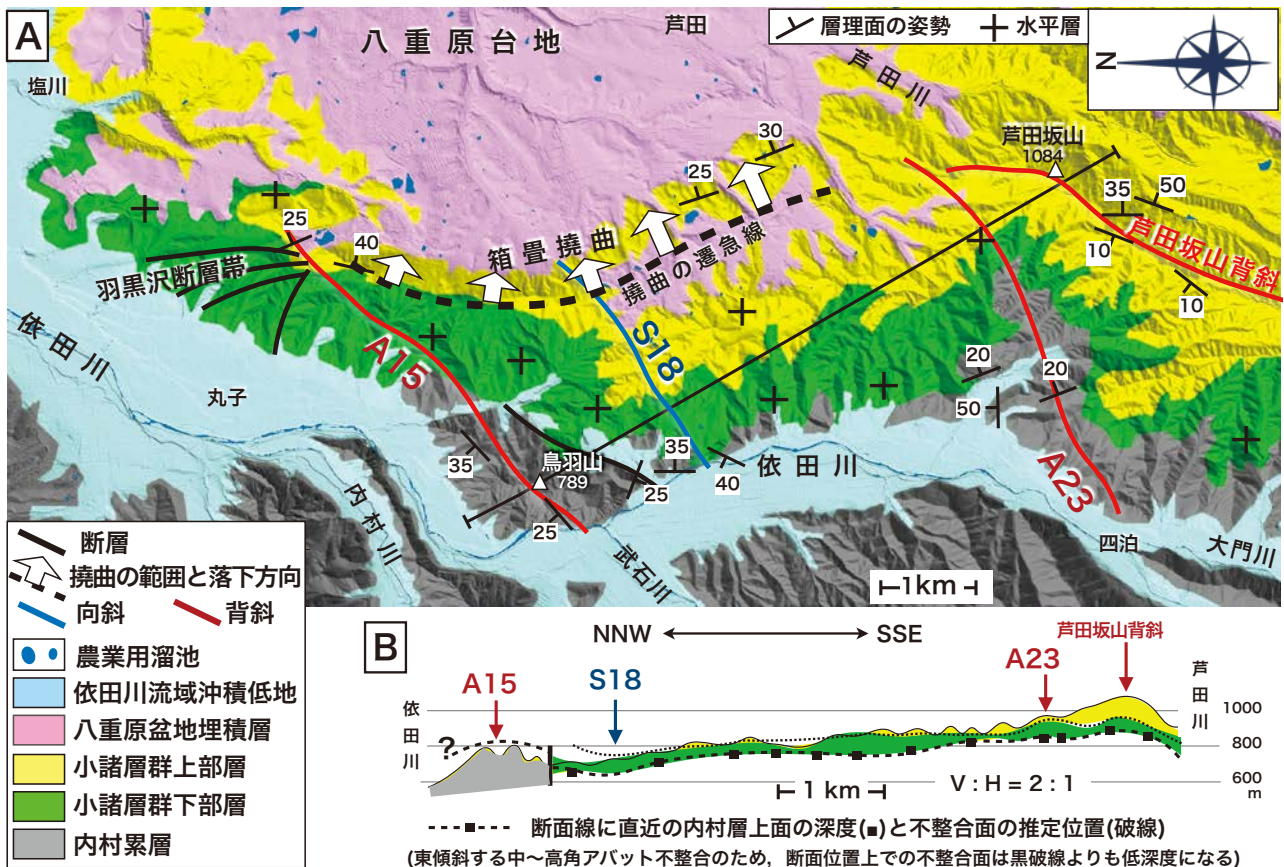


図12 依田川右岸側の内村累層と小諸層群の境界域周辺(位置は図3参照)の地質図(A)と地質断面図(B)。(A)は宮坂・狩野(2015)の図3の西部および同図7に基づいて作成。背景の地形陰影図は、国土地理院5mメッシュDEMデータを用いてSimpleDEMViewerで作成。内村累層内の東方に20°前後プランジした褶曲軸の延長と、不整合面の高度変化、および小諸層群沿いの芦田坂山背斜-箱畳撓曲-羽黒沢断層帯のトレースの屈曲とが調和的。小諸層群下部層と上部層の区分は、本文p.8および宮坂・狩野(2015)を参照。

美ヶ原南方の古期塩嶺累層中には、ドメイン6のA20背斜の40°前後傾斜するSE翼から逆「く」の字型に屈曲して背斜軸のSE翼側から連続するNE-SW方向の長さ約6kmの区間で、最大10°程度SE傾斜する幅約1.5kmの撓曲構造が認められる(宮坂・狩野(2021)の図5B, ①断面)。このSE側落下約300mの変位を有する撓曲構造を唐沢川撓曲と呼ぶ。

内村累層との関係は直接には不明だが、塩嶺累層は局所的に大きく変形している。これらのうち顕著な構造は、分布域中心部でのWNW-ESE方向の大門追分地溝、南西縁部でのNW-SE方向の諏訪盆地である(図2)。いずれも前期更新世の末期(1Ma?)以降に断層運動の影響で形成された構造盆地である(宮坂・狩野, 2017)。

鷹山断層帯と八子ヶ峰断層帯には含まれた大門追分地溝は、およそ16×4.4kmの規模をもち、古期・新期塩嶺累層の分布域を約200m陥没させている(宮坂・狩野, 2017)。諏訪盆地はおよそ14×4.5km程度の規模をもち、糸静線の左横ずれ12km変位と密接に関係して形成され(藤森, 1991)、塩嶺累層と基盤岩類との不整合面の深度は盆地中央部で標高-1000m程度に達し、高低差1600m以上の陥没が生じていると推定される(文科省ほか, 2010; 狩野・宮坂, 2018)。

本累層の分布域の南西側、諏訪盆地北側沿いの古期塩嶺累層は、他の塩嶺累層分布域に比べて中～高角に傾斜している部分が多い、そこで狩野・宮坂(2018)の図9C～Fに呈示された層理面姿勢の方位データに基づき、北西から南東側に向かって塩嶺東山、塩嶺横河川、砥川、上諏訪ドメインとして図11D～Gに再録し、方位統計解析(表2)を加えて、以下にそれらの地質構造の概要を記述する。

塩嶺東山ドメインの塩嶺累層は高ボッチドメインの内村累層相当層を、同じく塩嶺横河ドメインの同層は、横河川ドメインの内村累層相当層を、砥川ドメインの同層は砥沢ドメインの砥沢累層を、それぞれ不整合で覆っている。これら4ドメインの南西縁部には、糸静線活断層系に含まれる諏訪湖北岸断層群(または諏訪断層群)(藤森, 1991; 下川ほか, 1995; 今泉ほか, 1999; など)が伏在している(図2)。

塩嶺東山ドメイン(東山-塩嶺峠周辺): 本ドメインの塩嶺累層は古期塩嶺累層からなり、北および西側で高ボッチドメインの内村累層相当層(鉢伏山・横河川累層)を不整合に覆う。ここでの塩嶺累層は、逆転部を含む高～中角に傾斜し、緩傾斜部が認められず、集中-分散境界領域( $E_f = 0.94$ )に入る姿勢を示す(図12D)。

塩嶺横河川ドメイン(横河川右岸側): 西隣の塩嶺東山ドメインと同様に、本ドメインの塩嶺累層は古期塩嶺累層からなり、北側の鉢伏山ドメインの内村累層相当層(鉢伏山・横河川累層)を不整合に覆う。その西部は崖ノ湯断層群の発達域に入る。この区画の塩嶺累層は全体として中～高角に傾斜する大円状分布( $K_f = 0.29$ )を示し、集中-分散境界領域( $E_f = 1.15$ )に入る(図11E)。

砥川ドメイン(横河川左岸側～砥川右岸域): 本ドメインは横河川左岸から砥川右岸間に位置し、塩嶺累層最下部の福沢川層とその上位の古期塩嶺累層から構成され、

左岸側の下諏訪岩体と接している。福沢川層は強く変質しているために、このドメイン内での層理面のデータ数は十分ではないが( $n = 23$ )、分散領域に近い集中-分散境界領域( $E_f = 0.81$ )に入る(図11F)。

上諏訪ドメイン(本木川撓曲周辺): 砥川ドメインとの間に下諏訪岩体を挟んで、その東側の本ドメインでは諏訪盆地中央部の糸静線の諏訪湖北岸断層群(または諏訪断層群)に向かって北東-南西方向の幅約2kmの範囲で古期塩嶺累層が最大60°SW傾斜する本木川撓曲(狩野・宮坂, 2020)が形成されている。北岸断層群の変位とこの本木川撓曲をあわせて、塩嶺累層の分布高度に1600m以上の差が生じている(池田・岡田, 2015; 宮坂・狩野, 2017)。なお、この撓曲帯の基盤岩は下諏訪岩体の可能性がある。

本ドメイン内ではNE-SW走向を示す2例を除くと、走向のNW-SE方向の30°以内の分散よりも、SWへの傾斜角の分散が大きく、全体としてはクラスター状分布( $K_f = 4.14$ )を示し、中角に強集中( $E_f = 2.08$ )している。この分布から最適大円を求めると、その極( $E_3$ )は糸静線と平行なNW-SE方向でプランジ角はゼロになる(図11G)。

本ドメインの南側は諏訪盆地の中央部に当たるが、この地域周辺には左横ずれ変位を示す明瞭な変動地形は報告されていない。このドメインの北西側の大門追分地溝と諏訪盆地との間の古期塩嶺累層中には、NW-SE方向の緩やかな形態を持つ東俣川褶曲群(宮坂・狩野, 2017)が形成されている。

#### 内村累層とその相当層および被覆層の方位統計解析結果のまとめ

内村累層の重複褶曲と鉛直軸回転による層理面姿勢の分散

海洋プレートの進行方向に支配された広域応力場のもとで形成される褶曲や断層は、斜め沈み込みや海山の衝突・沈み込みの影響が少ない限りは、通常は海洋プレートの進行方向による広域応力場を反映した顕著な指向性を持つことになる。そこで形成される褶曲が正弦波状の形態を持つ場合には、褶曲の各部を構成する地層の層理面の極は大円分布を、同斜もしくは等斜褶曲をしている場合には単一のクラスター状分布を、山型のchevron褶曲の場合には2つのクラスターを有する分布を示す。褶曲が円筒(cylindrical)状の場合には層理面の極の集中度が増し、非円筒(non-cylindrical)状になるほど分散していく。

本調査域内の内村累層の姿勢は、低～中角傾斜する部分がほとんどで、急傾斜部分は一部であり、顕著な指向性をもたない(図5)。地層の姿勢が分散する要因で重要なのは、重力に起因した未固結堆積物のスランプ構造や地すべりなどの“ノンテクトニック”な変形の影響であるが、調査域内では未固結変形は発達しておらず、地すべり土塊と推定される露頭は姿勢の計測から除外してある。

したがって、各露頭内では内村累層の成層状態は比較的良好に保存されているので、姿勢データ群が示す層理

面姿勢の分散状況は，露頭スケールを越える数10m以上のスケールで地層の姿勢が“テクトニック”に変化していることを示唆している。

褶曲軸の分布状況を見ると，径5～10km前後のブロックで褶曲構造の区画（ドメイン）を形成しており，ドメインごとに軸走向が異なり，軸の向きが直交するものもある。前述した層理面姿勢の3次元方位統計解析に基づく，それぞれのドメイン内での層理面姿勢の分布の特徴が示されている。

表2と図13Aには，全域および各構造ドメインにおける層理面の姿勢データ群の固有値と固有ベクトルの姿勢をまとめた，各ドメインにおける固有値と $K_f$ 値との関係を，縦軸を $\ln(E_1/E_2)$ ，横軸を $\ln(E_2/E_3)$ にとって両対数グラフ化した図13Bは，歪開析で用いられるフリンド（Flin diagram）に相当する（Woodcock, 1977）。この図上でプロットした点が縦軸に接近するほど一点集中のクラスター状分布パターンを，横軸に接近するほど大円状

分布パターンを呈していることを示す。また， $E_f$ 値が原点に接近するほどデータの分散度が大きく，原点から遠ざかるほど $E_f$ 値が増加し，より集中していることを示す。

各ドメインとも層理面の極の最大集中方向を示す $E_1$ ベクトルは共通して高角（ $>65^\circ$ ）にプランジし，狭い範囲に集中している（図13A）。極が最も空疎な姿勢となる $E_3$ ベクトルは，いずれのドメインでも低角プランジ（ $<20^\circ$ ）している。したがって， $E_1$ ， $E_3$ と直交する $E_2$ の姿勢も低角（ $<20^\circ$ ）で， $E_2$ と $E_3$ の方位はほぼ水平面内で変化する（図13A）。

褶曲軸の平均姿勢を示す $E_3$ ベクトルを基準とすると，隣り合うドメイン間での相対角度はドメイン2と3，2と6，4と5のように隣同士のドメインで斜交角度が $90^\circ$ 近くに達し，ドメイン1と6，5と7，7と8の間でも数 $10^\circ$ の相違がある（図13A）。またドメイン内での「く」の字型が多数を占める褶曲軸の屈曲も鉛直軸回転を示唆している。ドメイン3内では全体的にN傾斜する構造（図6）

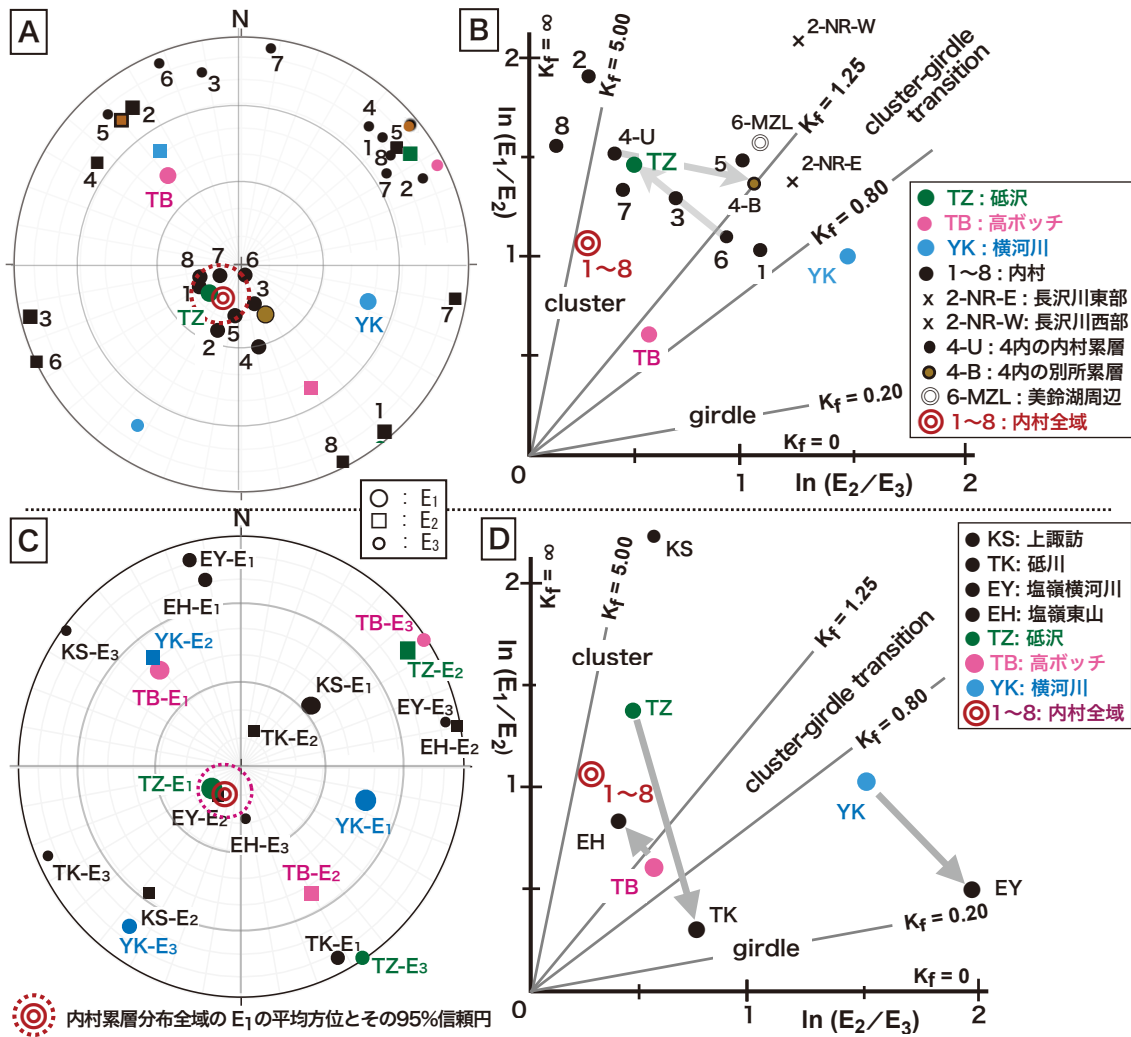


図13 各構造ドメイン内の層理面の極の方位分布から求められた固有ベクトルの姿勢を示す下半球等積投影図と，表2から求められた固有値の比を示す両対数グラフ。A：ドメイン1～8の内村累層およびその相当層分布域（図5）の固有ベクトルの姿勢（ドメイン4内の別所累層および砥沢累層を含む），B：同じく固有値の比を示す両対数グラフ，C：内村累層とその相当層を被覆する砥沢累層，塩嶺累層の各ドメインでの層理面方位データ群（図12）の固有ベクトルの姿勢，D：同じく固有値の比を示す両対数グラフ。B，Dの灰色矢印は不整合を介しての被覆関係（矢側が被覆層）を示す。詳細な説明は本文参照。

と、それに直交するN-S方向の褶曲(図7)が、ドメイン4内ではN-S方向とNE-SW方向の褶曲(図8)が認められる。この異なる方向の構造が重複した前後関係は不明だが、重複変形は層理面姿勢が分散する原因の一つである。

また、長沢川上流部(図7)や宝蔵寺(図9)での例が示すように、ドメインをさらに小区画に区分できるようなケースでは、姿勢の急変部に断層の存在が示唆される。ただし、そのような断層があったとしても、分布する岩相に大きな変化が認められないので、それらの変位量は地質図に表現出来るスケール(数100m以上)には達していない。

各ドメイン内で認められる褶曲軸の一部は屈曲しているので、分散する層理面の姿勢は、方位の異なる水平軸回転の褶曲の重複や、鉛直軸回転に起因する褶曲軸の屈曲によるものと推定される。その結果として、ドメイン区分を大きく取れば、大円からクラスター状分布を示すようになり( $K_f$ 値が大きくなり)、分散傾向が強くなった( $E_f$ 値が小さくなった)と考えられる(図13B)。

これらのドメイン間、ドメイン内での鉛直軸差動回転を含む重複変形によって、元々の中～低角傾斜する大円状分布をしていた層理面の極のデータ群は、分散したクラスター状分布に移行したものと推定される。そして、すべての褶曲構造が時空間的に一様な応力場で形成されたのではなく、不整合や貫入岩との関係からは時期の異なる褶曲が重複したり、回転変形をしている可能性が示唆される。

#### 内村累層とその相当層および被覆層との構造比較

前述(p.7)したように、内村累層と横河川・鉢伏山累層は、岩相と堆積年代からそれぞれ対比できる地層である。だが横河川・高ボッチの両ドメインの内村累層相当層の層理面の姿勢データの方位統計解析結果は両ドメイン間でかなり異なり、内村累層の各ドメインと砥沢累層分布域とも異なっている(図13A)。

横河川ドメインと高ボッチドメインでは、 $E_3$ ベクトルは前者では20°程度SWプランジし、後者ではNE方向でほぼ水平である。これに対して、両ドメインの $E_1$ 、 $E_2$ ベクトルは45°程度プランジし、それらの姿勢は90°前後異なっている。また前者は内村累層分布域の各ドメインと比べて最も強く大円状分布( $K_f = 0.76$ )を示し、集中度も良好( $E_f = 1.56$ )であるが、後者のデータは最も分散( $E_f = 0.78$ )している(図13B)。さらに両ドメインの固有ベクトルの姿勢に対して、内村累層分布域の各ドメインの $E_1$ ベクトルは高角プランジ、 $E_3$ ベクトルは方位は異なるが共通して低角にプランジしている。これらの相違についての解釈は、後(p.27)で議論する。

内村累層の各ドメインでは $E_1$ ベクトルは急プランジし、 $E_2$ 、 $E_3$ ベクトルは低角プランジしている。(図13A)。それに対して、糸静線諏訪湖北岸断層群の北東側の塩嶺累層分布域の4ドメイン内での層理面の姿勢データ群の固有ベクトルはドメイン間で大きく異なっている(図11D～G, 13C)。また、ドメイン間で $K_f$ 値が大きく異なり、 $E_f$ 値は全体に分散傾向が強い(図13D)。上諏訪ドメインのデータ集団は糸静線と平行なNW-SE走向をもち、糸

静線に向かって傾斜が増加する撓曲構造を示す(図11G)が、塩嶺東山、塩嶺横河川、砥川ドメインでは糸静線とは明瞭な関係は認められない。これらの形成に関しては後(p.27)ほど議論する。

また、内村累層の各ドメイン内での層理面の姿勢は、ともに中～低角傾斜が優勢であった(図5)。それらに対して、上諏訪ドメインを除く3ドメイン内の塩嶺累層は中～高角に傾斜する部分が多く、低角部が少ないのが特徴である(図11E, F, G)。これらに対して、塩嶺累層に不整合で被覆される内村累層相当層と砥沢累層では低～中角傾斜部が頻繁に認められ(図11A, B, C)、層理面の傾斜角で比較すると、被覆する糸静線近傍の塩嶺累層のほうが被覆される側の内村累層とその相当層よりも強く変形しているように見える。したがって、被覆される側には、被覆している側の変形が重複しているはずである。

#### 横河川断層とその延長部

諏訪盆地北方、横河川に沿ってN-S方向に伸び急～鉛直に傾斜した横河川断層は、赤石山地の中央構造線(赤石構造線:松島,1997)の北部フォッサマグナ地域への延長部と見なされており(吉野,1976;など)、本調査域南西部での重要な構造要素である。横河川の上流部以北では、横河川断層は内村累層以降の堆積物に覆われている。さらにその延長とされた関東山地北西縁部の“中央構造線”(内山断層)はE-W方向である(藤本・小林,1938;渡部,1954;武井ほか,2017;など)。

赤石-関東対曲構造の位置を考慮すれば、内村累層分布域の地下で“中央構造線”に相当する断層が直角に屈曲していることは、多くの研究者が指摘している(p.2)。調査域における横河川断層とその北方延長の位置や現れ方、運動形態については、鉢伏山付近を境にして南方と北方では異なっている。

南方の横河川流域では横河川断層の東側に横河川変成岩類の結晶片岩が分布し、西側には横河川累層が分布している。このことから、吉野(1976)はこの断層に沿って中期中新世に1500m以上のE側隆起が生じたと指摘した。その南では横河川断層を挟んで上部中新統の砥沢累層(層厚650m)が海拔1050m以上に、W側では海拔1650m以上まで鉢伏山累層が露出し、砥沢累層の基底面の高度差は600m以上になる。武井ほか(2017)はこの高度差を根拠に、美ヶ原から横河川にかけて650m以上のE側沈降が後期中新世に起こったと想定している。

さらにその南方では、横河川断層の東側にのみ分布する塩嶺累層の最下部層である3～2Ma頃の福沢川層(層厚250m)の堆積期に、この断層を利用してE側が沈降したか、あるいはW側隆起によって断層西側にも堆積していた福沢川層が削剝された可能性がある(狩野・宮坂,2020)。横河川断層の南端付近では塩嶺累層の最下部層の結晶片岩礫をおよそ30%含む四沢砂岩礫層(層厚50m)は、供給源である東側の横河川変成岩類の分布域よりも約300m高位置の断層W側に分布している。したがって、四沢砂岩礫層堆積期には断層のE側が一度上昇し、横河川変成岩類が削剝を受けた後に、W側が上昇しなければならない。さらに南方では塩嶺累層を切断する断層露

頭が見出されており(狩野・宮坂, 2018), 支流の小河川が最大120m左に屈曲している(狩野・宮坂, 2020).

横河川断層の北方延長の薄川沿いでは, 砥沢累層と内村累層がN-S方向に直線的に接し, 横河川断層の延長が, 前者の後者に対する高角アバット不整合関係をもたらした可能性が指摘されている(美ヶ原団研, 1991). 横河川断層が北方に延長される可能性を示唆する結晶片岩礫を含む礫岩が, 塩嶺累層分布域内の扉峠付近・茶白山西方から, 内村累層本郷層分布域内の三才山南部にかけてほぼNNW-SSE方向に直線的に並んで露出している(田中ほか, 1979; 山田ほか, 2004; 宮坂・狩野, 2021). これらから, 本郷層の堆積時には近傍に横河川変成岩類が露出し, 三才山南方までは横河川変成岩類と横河川断層が内村累層・砥沢累層分布域の下に伏在していたと考えられる.

### 議論：北部フォッサマグナのテクトニクスにおける中央隆起帯の位置づけ

#### 中央隆起帯の形成に関する先行研究でのテクトニクスの議論

中新世における日本海の開裂・拡大, アジア大陸東縁部からの本州弧の分離・移動, 本州弧中央部に対する伊豆-小笠原弧北端部の側面衝突, 赤石-関東対曲構造とフォッサマグナなどの形成時期と造構過程の関連性が, 1980年代後半以降に明確になってくる. それ以後から現在にかけて議論されてきた北部フォッサマグナを構成する水内・中央隆起帯の中新世以降のテクトニクスについては, いくつかの異なる意見が呈示されている.

1980年代までの中央隆起帯および赤石-関東対曲構造に関する代表的な見解として, 次のような指摘がなされている. 「古期岩類(赤石・関東山地の先新第三系; 著者注)に共通した屈曲が存在するとすれば, それにみあった第三系の変形は認められないので, 古期岩類の折れ曲がり基本的には新第三系の堆積前におきたことは明白である.」(吉村, 1988). この指摘での第三系には内村累層を含むが, 本調査では以下に述べるように, “それにみあった新第三系(内村累層)の変形”が認められた.

Yano (1990) では, 中央隆起帯は後期中新世から鮮新世にかけて深成岩活動に伴ってドーム状に隆起し, そこを被覆していた別所累層以上の地層が隆起に伴って西方に重力滑動を起こし, 水内帯の褶曲を形成した, としている. 佐藤・小坂(1993)は, 内村累層が松本地区ではN-S走向・W傾斜であるのに対して, 三才山以東では大きく岩相が変化し, E-W走向・N傾斜に転換していることから, 岩相と姿勢の変化は内村累層堆積時から起こった赤石-関東対曲のヒンジに当たる現象によると指摘した. Takeuchi (2004) は, 高角な深部断裂の変位により水内帯の褶曲と同時期の鮮新世に中央隆起帯は上昇しているとみなしている. 足立(2018)では, 後期中新世の火成活動によって中央隆起帯は全般的に隆起し, その中軸部に生じた陥没を埋積したのが砥沢累層(小滝山層群)である, と解釈している.

それらに対して, Sato *et al.* (2004b) は, 小諸-上田

-大町測線での反射法地震探査断面に基づき, 中央隆起帯は東方に緩傾斜するデタッチメント断層の上盤側でランプ背斜(ramp anticline)として形成された隆起帯であり, 断層西縁の地表トレースが現在の糸静線活断層系である, とみなした. そして, 水内帯の褶曲による東西水平短縮歪を含めたデタッチメント断層面上の西方への水平移動距離を約23kmと見積もった. ここで小諸帯から水内帯にかけての想定されたデタッチメント断層の地下深度は約8~5kmである.

これらの見解のうち佐藤・小坂(1993)を除けば, いずれも中央隆起帯は“無褶曲地区”であるという本論冒頭(p. 2)で述べた本間(1931)の指摘を引き継ぎ, その隆起以前の中央隆起帯内での内部変形や地塊回転, 隆起後の変形などは考慮されていない. しかしながら, 前述してきたように, 中央隆起帯の基盤を構成する内村累層には多数の褶曲が発達し, 地質図学の適用が難しい複雑な地質構造を有している.

#### 本論での造構ステージ区分

中央隆起帯の新第三系最下位層である内村累層は複雑な変形を受けており, そのことを踏まえたテクトニクスの再検討が必要となった. 以下では, 周辺地域のテクトニックな状況を含めて, 中央隆起帯周辺の中期中新世以降の変形過程を考察する.

図14では, 狩野・宮坂(2020)の図14を一部改訂して, 内村累層・小諸層群・塩嶺累層分布域周辺の堆積・火山活動・造構ステージをまとめた. ステージ内の各イベントの下限・上限年代は厳密には確定していないものも多い. 中央隆起帯周辺での先行研究をふまえると, 次の5つの造構ステージに区分できる.

中期中新世から鮮新世にかけては, 北部フォッサマグナの地体構造が形成され成長していく“グリーンタフ変動”または“グリーンタフ造山運動”(藤田, 1973; など)の期間なので, その造構ステージをGTとし, およそ6Maを境としてその前半をGT-1, 後半をGT-2とする. 前~中期更新世における造構ステージについては, 小諸・塩嶺累層のテクトニクスの議論で用いた区分(狩野・宮坂, 2018, 2020; 宮坂・狩野, 2021)にしたがって, TS-I, TS-II, TS-IIIに3区分する. 新期になるほど, イベント期間が短く設定されていることに留意されたい.

#### GT-1：前期中新世最後期~後期中新世 リフティング後期~閃緑岩類貫入期間(17~6Ma)

##### 赤石-関東対曲構造の形成期間

このステージの前半は, 日本海拡大期とその後半の伊豆弧の衝突に伴う赤石-関東対曲構造の形成開始期である17~15Ma(星, 2018b)を含む, 多くの研究者が指摘しているように, この対曲構造はアジア大陸東縁部から分離して回転移動する古本州弧と伊豆弧北端部との側面衝突の結果として形成されている. 東北日本弧背弧側ではこの期間は引張応力場で, 火成活動と海進が進行していた(天野・佐藤, 1989; Sato, 1994; 鹿野, 2018; など).

内村累層分布域から東に約30kmに位置し, 北部-南部フォッサマグナの境界域を挟んで西南日本外帯の地質



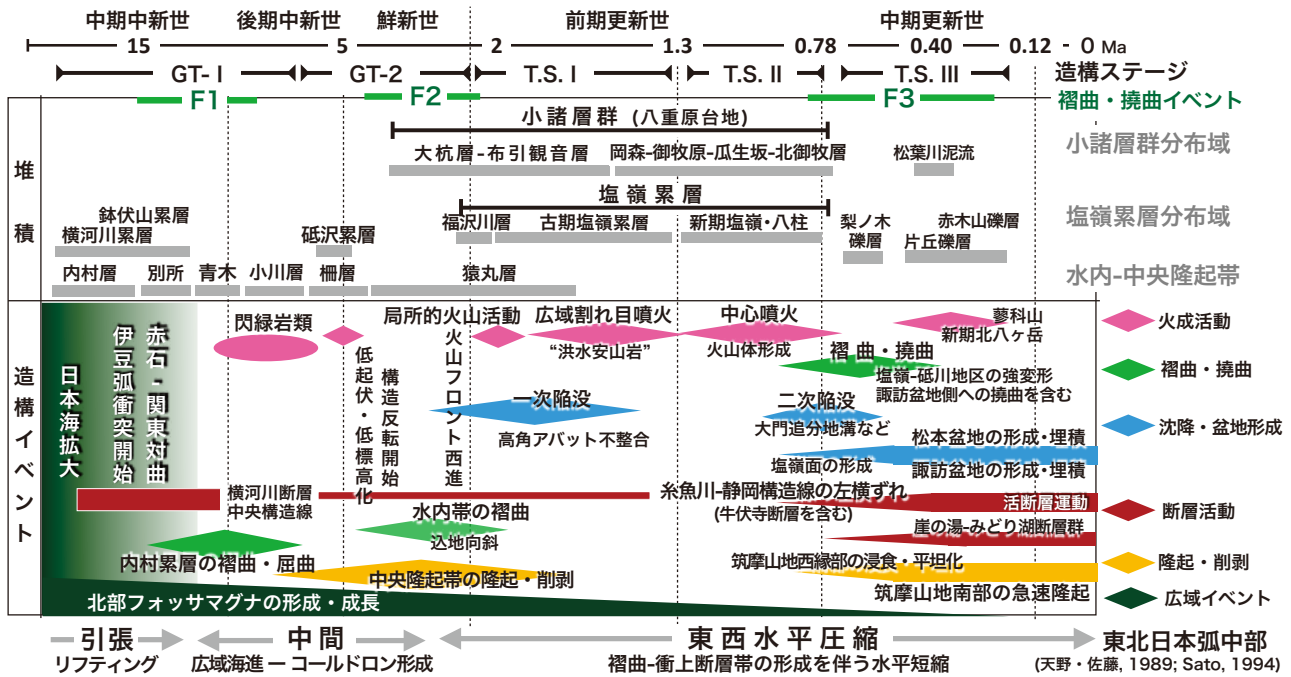


図 14 北部フォッサマグナ、内村累層分布域周辺の堆積・造構過程の時空変遷を示す模式図 (狩野・宮坂 (2020) の図 14 に一部加筆・修正, 東北日本弧中部のテクトニクスは, 天野・佐藤 (1989), Sato (1994) に基づく)。

構造要素が連続するとみなされている関東山地北西縁部の内山地域の八重久保層は、本地域の別所累層に相当する N9 の堆積年代を持つ (磯村ほか, 2019)。この八重久保層の安山岩溶岩を含めた関東山地から得られている古地磁気データと年代資料をまとめて、「ハ」の字型大屈曲の右字画 (ハ) 側の関東山地は、15.5～12Ma の期間に時計回りに 59°、12～6Ma の期間にさらに 35° 回転したことが指摘されている (Takahashi & Watanabe, 1993)。なお、左字画 (ノ) 側の赤石山地の屈曲は、屈曲構造の形成により再配置した西南日本弧外帯側の帯状構造の東端部に貫入する甲斐駒-鳳凰花崗岩の年代 (佐藤ほか, 2015; など) から、14Ma 頃にはほぼ完了している (Kano *et al.*, 1990; 狩野, 2002b, 2021; など)。

本論では内村・別所・青木・小川の各累層の堆積年代を考慮し、12Ma 頃を境として GT-1 ステージを 17-12Ma の前半と、12-6Ma の後半に分けた。内村累層の褶曲の多くは、北側に分布する上位の別所累層中に連続している。そして、このステージの最後期には、内村累層中に貫入岩体の形成に伴って中央隆起帯が上昇してくる。

内村累層中の褶曲の多くがこれら貫入岩類と不調和関係であることから、褶曲の主体は貫入以前に形成されている。この間の褶曲イベントを F1 とする。東北日本弧背弧側には、この時期の褶曲構造は発達していない。

GT-1 前半：リフティングの終了と内村累層の褶曲運動

北部フォッサマグナでは、上記の前半の回転期間にはリフティングに伴う火山岩類と碎屑岩類とが指交する内村累層が堆積し、続いて、それを覆う海進期の堆積物である別所累層が堆積を開始している。内村累層分布域は赤石-関東対曲構造の核心部に位置していることから、前述した累層内での大規模な指交関係は、対曲構造の形

成開始と関連している可能性が大きい (吉野, 1976; 美ヶ原団研, 1990; 佐藤・小坂, 1993)。この期間に美ヶ原以東の内村累層分布域での横河川断層の活動を示唆する記録は認識できない。

F1 褶曲は、形成当初は現在よりも直線的な軸と開いた翼を持つ褶曲であったかもしれない (図 15A)。ステージ後半の広域的な地塊回転に伴った変動により方向の異なる褶曲が形成されたり、あるいはドメイン間およびドメイン内での小規模で不規則な鉛直軸回転が生じた (図 15B)。

ただし、内村累層分布域内では地塊回転の指標となる古地磁気方位データは報告されていない。ここで鉛直軸回転の指標となるのは、各ドメインでの層理面の姿勢データ群のうち最大集中域を示す E<sub>1</sub> ベクトルが急プランジしているのに対して、平均褶曲軸の姿勢を示す E<sub>3</sub> ベクトルが様々な方向を向き低角にプランジしていることと (p. 22)、ドメイン内での褶曲軸のトレースの [く] の字型屈曲である。

この間に赤石-関東対曲構造は成長し、そのヒンジ部に位置した脆性的な溶岩層や凝灰角礫岩層を含む内村累層分布域は強制的に数 10m から数 km 規模のブロックに分断されていった。

GT-1 後半：重複褶曲から、閃緑岩類の貫入・砥沢累層の堆積

前述 (p. 18) したように、ドメイン 4 で示された内村累層富士山層と別所累層での層理面データの固有値と固有ベクトルの方位が近接している (表 2, 図 13A, B)。このことは、両者がほぼ一体となって造構運動を受けたことを示唆しており、内村累層の F1 イベントの褶曲構造は、別所累層堆積以後にほぼ完成したものとみなされ、

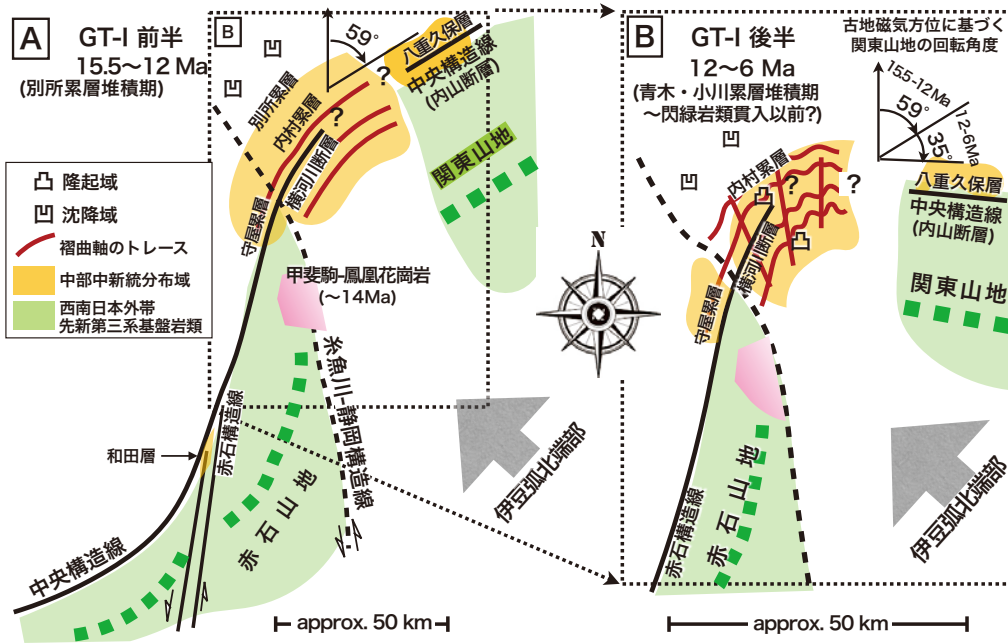


図15 内村累層分布域の中～後期中新世での重複褶曲形成初期 (F1) と関東-赤石対曲構造との関係を示す模式図。A: ステージGT-I前半, B: 同後半。関東山地の回転時期と回転角はTakahashi & Watanabe (1993) の古地磁気データに基づく。このステージでは、NW-SE方向の糸魚川-静岡構造線の左横ずれ12kmの変位は発生していない。

その時期は青木・小川累層の堆積期に当たる。また、その末期の後期中新世には内村累層中に閃緑岩類が不調和に貫入してくる。この重複褶曲と閃緑岩類の貫入により、赤石-関東対曲構造の形成はほぼ終了し、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)。

この時期末期の閃緑岩類の貫入に起因したと思われる陸上火山活動の産物である砥沢累層は、南北に直線的な高角アバット不整合で内村累層と貫入岩類を覆っている。このアバット不整合は、横河川断層の活動によって形成されたと指摘されている(美ヶ原団研, 1990)。

**GT-2 後期中新世後期～鮮新世 貫入岩類活動後、小諸層群・塩嶺累層堆積以前 6～2Ma**  
 東北日本弧背弧側および水内帯での褶曲形成

この期間には、東北日本弧は中間的応力状態から東西水平圧縮応力状態に変換している(天野・佐藤, 1989; Sato, 1994; など)。その結果として、背弧側の堆積盆を埋積した中新～鮮新統分布域には太平洋プレートの進行方向を反映したN-S～NNE-SSW方向の指向性を示す比較的軸長の長い褶曲-断層帯が発達した。

それらの褶曲の方位と程度、断層の変位量などからバランス断面法を用いて数10kmに達する水平短縮歪量が求められ、構造形成過程のシミュレーションが呈示されている(Sato, 1994; 関口ほか, 2009; Okada & Ikeda, 2012; Takahashi, 2017; など)。それらのうち、日本海東縁部(東北日本弧西縁部)の褶曲帯内には、現在も成長している活褶曲を含んでいる。

北部フォッサマグナでは、内村累層分布域の北西側の水内帯が東北日本弧西縁部と同様な褶曲構造を有してい

る(Kato, 1979; など)。ここでは別所・青木・小川・柵累層が参加する高府向斜、込地向斜、野間背斜を含むN-S方向で10km以上の長い軸長と、閉じた形態をもつ半波長数kmの褶曲(Kato, 1979; など)の形成が本格化する。このうち込地向斜は、年代データと古地磁気方位に基づいて柵累層堆積後の4.4～1.7Maの期間内に成長したとされている(Niitsuma *et al.*, 2003)。また、前述(p. 23)したように、水内帯全体では東西方向におよそ23kmの水平短縮を生じたと推定されている(Sato *et al.*, 2004a, b)。したがって、水内帯は褶曲の形態、規模、形成時期などから、東北日本弧背弧側の褶曲-断層帯の南端部を担っているとみなすことができる。なお、Sato *et al.* (2004b)による上記の推定では、中央隆起帯、小諸帯での水平短縮歪は考慮されていない。

**内村累層内での重複変形**

水内帯が強変形するこの期間に、内村累層分布域に発達する比較的軸長の長いN-S～NNE-SSW方向の褶曲も成長していたかもしれない。この期間内での中央隆起帯内の褶曲-撓曲イベントをF2とする。

地域北西部の別所累層中に連続するN-S方向の褶曲の一部(西からA3, S2, A4, S14, A18, など)は、さらに北側の青木・小川累層の分布域の褶曲(Kato, 1979; 加藤, 1980)に連続し(p. 12-13)、西方の水内帯の同方向の褶曲と関連して形成された褶曲であると見なされる。だが、これらの褶曲は、軸長や波高、褶曲形態などで大きな相違があるようにも認められる。この点に関しては、中央隆起帯と水内帯との接合領域での確認が必要となり、次報で詳述する予定である。

上部中新統の砥沢累層中にはNW-SE方向の褶曲が認められ(p. 18)、それらはF2褶曲の可能性が大きい。こ

の褶曲には基盤の内村累層も参加しているはずである。なお、水内帯の褶曲と同方向の横河川断層は、この期間内に上下変位をしている (p. 22)。

#### TS-I：前期更新世 古期塩嶺累層の火山活動期 2Ma以前～1.3Ma

##### 小諸層群・塩嶺累層の堆積盆の形成

鮮新世から更新世前期にかけては、中部地域を含めた本州弧全体は低起伏・低標高環境になり (狩野・宮坂 (2018) 中の引用文献参照)、次のステージの小諸層群、塩嶺累層の堆積盆が形成されてくる。

この時期までに諏訪盆地南西側の塩嶺累層で獲得された古地磁気方位は、現在とほぼ同方向を示している (図1B) (三輪・星, 2002)。したがって、赤石山地を構成する西南日本弧東端部側での対曲構造形成に伴う反時計まわり地塊回転は、前期更新世の前半 (~2Ma?) 以前には完了していた (三輪・星, 2002; など)。なお、諏訪盆地北東側の塩嶺累層の古地磁気については Momose *et al.* (1959) による先駆的な研究があるが、60年以上前に計測されたデータの信頼性と、試料採取位置の特定が困難などの問題があるので、本論の議論には使用しない。

##### 塩嶺火山域の成長

この期間の前半の中央隆起帯は、一次陥没構造が発達する引張応力場におかれている。その先駆的活動として、東方の小諸層群分布域では4Ma頃に大規模な張力場のもとで、その西縁部に高角アバット不整合をもたらした一次陥没構造の形成が開始され、陥没盆地の成長と埋積が進行していく (狩野・宮坂, 2018)。

塩嶺火山域では、少し遅れて砥沢区で福沢川層 (狩野・宮坂, 2020) の、美ヶ原区で和田牧場火山岩類 (向井ほか, 2009) の火山活動が生じる。この時期は、約40km東方の関東山地・荒船山付近にあった南北方向の火山フロントが、西方に移動する期間 (佐藤, 2004; Nakamura *et al.*, 2014; など) と一致している。

2Ma頃には一次陥没は南西方の中央隆起帯側の塩嶺火山域全域に拡大して、広域的な割れ目噴火により大量の安山岩質火山岩類を主体とする古期塩嶺累層下部層が陥没盆地内を埋積する (宮坂・狩野, 2017)。この期間で最も活発な火山活動は、1.6～1.4Ma頃であった (Nishiki *et al.*, 2011)。

1.3Ma頃までの期間の最大の陥没は美ヶ原周辺で800m以上に達し、ここでは他の古期塩嶺累層分布域と比べてデイサイト質の火山活動が活発になる (宮坂・狩野, 2021)。これに伴って中央隆起帯の西部はさらに隆起し、現在の中信高原の基礎を形成した。

塩嶺累層最下部層で横河川断層の西側に分布する四沢砂岩礫岩層と東側に分布する横河川変成岩類、福沢川層の分布高度差は、横河川断層の上下変位に規制されており、TS-III期の活動を示唆する断層露頭と変動地形も存在する (p. 22)。このように、横河川断層に沿っては中期中新世～更新世にかけての上下変位が大きい運動が想定され、長期間にわたって繰り返された運動により、直線的な断層トレースを保ってきたと推定される。

#### TS-II：前期更新世末期：塩嶺火山域形成末期 (1.3～0.8Ma)

##### 引張応力場から圧縮応力場へ

この期間には、南部フォッサマグナ地域に伊豆弧北端部 (伊豆地塊) の衝突が開始し、それに伴って赤石山地も急速に隆起していく (狩野, 2002)。伊豆地塊の衝突開始は小諸帯から中央隆起帯にかけても影響を与えていると推定できるが、水平短縮を伴う褶曲に関しては、明瞭な記録は認められない。ここでは新期塩嶺累層の火山体が多数形成され、南東隣では八柱火山群が活動している。これらから、この期間の中央隆起帯は基本的には引張応力場であった。八柱火山群の岩脈方位からは、NE-SW方向の引張応力場が推定されている (松本, 1997; など)。糸静線の左横ずれ活動を伴って、諏訪盆地が沈降を開始するのも、この時期以降である (狩野・宮坂, 2020; 狩野ほか, 2021)。

内村累層分布域内では褶曲-断層帯に関しての特筆すべきイベントは認識されていないが、次に述べるTS-III期とした小諸層群・塩嶺累層中の褶曲・撓曲の形成開始は、この時期末期に遡れるかもしれない。

#### TS-III：中期更新世以降 (0.8Ma～)：塩嶺火山域形成以後

##### 局地的応力場の時空変化を反映した造構イベント

この期間は塩嶺火山域での火山活動がほぼ終了し、現在に至るまでの変動期である。秋元ほか (2002) では、古期八ヶ岳期の火山岩類 (本論での新期塩嶺累層・八柱火山岩類) から現在の南八ヶ岳の南北方向の山列を構成する新期南八ヶ岳火山群より以前 (~0.3Ma?) の火山岩類から、10～15°東偏した古地磁気データを報告し (図1B)、局所的な時計回り地塊回転が起こった可能性を指摘している。

この期間には東部の小諸層群、南部の塩嶺累層分布域内で局所的に変形構造が形成されているが、これらには内村累層からなる基盤岩の造構過程を含むと考えられる。TS-II末期を含めたこの期間内の褶曲・撓曲イベントをF3とする。この現在につながる期間には、局地的応力場の時空変化に対応した地質構造が小諸層群分布域および塩嶺火山域の各所で形成されている (宮坂・狩野, 2015, 2017, 2021; 狩野・宮坂, 2018, 2020)。これらの被覆層の変形は、基盤である内村累層とその相当層の造構イベントに伴った変形であると考えられる。

##### 小諸層群分布域での褶曲・撓曲

小諸層群分布域西部の羽黒沢断層帯-箱置撓曲-芦田坂山背斜は、アバット不整合の形成を含む小諸層群の一次陥没構造を形成した引張による正断層群が、構造反転による水平圧縮によって形成されたものとみなされている (宮坂・狩野, 2015)。前述 (p. 18-19) したように、内村累層分布域東部のドメイン8内のNE-SE～E-W方向のA15, A23背斜およびS18向斜は、羽黒沢断層帯-箱置撓曲-芦田坂山背斜を横断し、小諸層群下部層と上部層の境界面を変位させ、内村累層と小諸層群との不整合面の高度変化をもたらしている (図12)。

さらに東側の小諸層群分布域内では、F3褶曲の背斜構

造として現地形に表現されているN-S～NE-SW方向の望月褶曲帯(図2)が形成されている。望月褶曲帯の東縁部の大杭背斜のSE翼は、高角にNW傾斜した逆転部を含み、WNW-ESE方向の水平圧縮応力下で、西縁部の羽黒沢断層帯-箱壘撓曲-芦田坂山背斜と東縁部の大杭背斜の形成を伴って上昇した。その結果、八重原・御牧ヶ原台地が形成された(宮坂・狩野, 2015)。

これらの小諸層群内の褶曲・撓曲は、軸長・傾斜角・半波長などから見て、内村累層分布域中の褶曲のいくつか(A3, A4, S7, A11; など)に匹敵する。これらの褶曲の向斜部は平坦となるために、軸部の位置は特定できない。

#### 塩嶺累層分布域での褶曲・撓曲

塩嶺累層は小諸層群と同様に全体としてはほぼ水平な構造を有しているが、局所的に変形している。以下に述べる塩嶺累層中の前期更新世の末期から中期更新世にかけての変動の詳細については、宮坂・狩野(2017, 2021)、狩野・宮坂(2018, 2020)、狩野ほか(2021)を参照されたい。この変形の過程で内村累層を被覆する塩嶺累層中へ影響を与えているのは、ドメイン7のA20背斜から南西方に連続する唐沢川撓曲(p. 19)である。

塩嶺累層分布域内での大門追分地溝や東俣川褶曲群が形成された前期更新世最末期から中期更新世にかけてのTS-III変動と、基盤の内村累層の変形との関係は明らかではないが、基盤内の造構イベントが塩嶺累層の変形をもたらした。たとえば、大門追分地溝を北西側に延長した内村累層分布域には、複合面構造を伴う成熟した破砕帯を有する薄川断層帯(小山・大塚, 2017)が存在する(図2)。

中央隆起帯の南縁部では、TS-IIの末期頃からTS-III期にかけて諏訪盆地が成長してくる。盆地の北東側中央部では古期塩嶺累層で構成される本木川撓曲(図2)が形成されるが、糸静線北岸断層系による内村累層相当層とそれに貫入する下諏訪岩体からなる基盤岩の変形が係わっている。

筑摩山地南西部の高ボッチドメイン内の内村累層相当層は、北方の内村累層と比べて層理面姿勢の分散が大きく(表2, 図13B)、中新統分布域の中でも最も複雑な構造を呈している。これと接する南側の塩嶺東山ドメインの古期塩嶺累層は、逆転部を伴う中～高角に傾斜し、高ボッチドメインの中新統よりも急傾斜で分散した層理面の姿勢データ群をもつ(表2, 図11D, 13D)。その南東側の塩嶺横河、砥川ドメインでの古期塩嶺累層も、内村累層の各ドメインおよび砥沢累層と同程度以上に層理面姿勢が分散した複雑な構造を呈している(表2, 図11F, 13D)。糸静線活断層系および崖ノ湯-みどり湖断層群の活動に伴う中央隆起帯南西部の急速隆起

高ボッチ・塩嶺東山ドメインを構成する中央隆起帯南西部と松本盆地の間に発達する崖ノ湯-みどり湖断層群(図2)は、内村累層相当層、松本岩体、塩嶺累層を不整合に覆う中期更新世後半頃(0.4～0.2Ma?)の片丘礫層に総計400m以上の東側上昇変位をもたらした(高畑, 2015; 狩野・宮坂, 2020)。現在の山地高度と松本盆地の地下構造から、塩嶺累層下部層堆積以後からTS-IIIの期

間に、松本盆地に対して筑摩山地は1000m以上隆起したと見積られる(狩野・宮坂, 2020)。

東山ドメインの塩嶺累層の強変形構造(p. 20)は、片丘礫層の基底の不整合面の形成に先立ったTS-III期の前半の期間(0.8～0.4Ma)に形成されたと考えられる。なお、筑摩山地南西縁の急速隆起には、崖ノ湯-みどり湖断層群とともに、NNW-SSE方向の糸静線活断層系の牛伏寺断層の活動(池田・岡田, 2015; 狩野・宮坂, 2020)も関係している。

以上のように、糸静線活断層群に近接した塩嶺東山・塩嶺横河川・砥川ドメインの変形は、諏訪盆地でのNW-SE方向から松本盆地でのNNW-SSEに屈曲する左横ずれの糸静線活断層群の拘束性屈曲(restraining bend)部に位置している。そのうち、最もtranspressionalな場所となる高ボッチドメインの内村累層相当層と塩嶺東山ドメインの塩嶺累層は、強水平圧縮によって、複雑な構造を呈するようになったと考えられる(狩野・宮坂, 2020)。糸静線活断層群と崖ノ湯-みどり湖断層群の活動を伴った中期更新世での変動が、筑摩山地南部の急速隆起に寄与している。その結果、中央隆起帯の西部の美ヶ原-鉢伏山周辺での基盤岩である内村累層の分布高度を標高2000m前後まで上昇させた。

#### おわりに

北部フォッサマグナ、中央隆起帯南部、筑摩山地に分布する下部中新統上部～中部中新統内村累層とその被覆層の地質構造を調査した。その野外データに、層理面の極の姿勢データ群の方位テンソル法による統計解析をふまえた定量的な評価を加味して、中央隆起帯の中新世以降のテクトニクスを議論した。その結果は以下のようにまとめられる。

- ① 今回の調査で、中央隆起帯の内村累層の分布域全域に露頭規模以上の多数の褶曲が発達し、複雑で特異な構造を呈していることが明らかになった。中央隆起帯は、従来からみなされてきたような“無褶曲地区”でも弱変形地区でもなく、中期中新世以後に複雑な変動を繰り返して変形してきた地帯である。
- ② 褶曲の多くはgentle-open foldとして形成され、引き続いて生じた重複褶曲と露頭規模以上の地塊が鉛直軸回転を起こし、地塊間・地塊内での層理面の姿勢が分散した複雑な構造を形成した。この重複変形は、中期中新世に開始した赤石-関東対峙構造の発達に伴って成長し、後期中新世の閃緑岩類の貫入以前に地質構造の大枠が完成された。
- ③ 褶曲の一部には、北西側の水内帯を含めた東北日本弧背弧側の東西方向の水平短縮によって、鮮新世～前期更新世の前期にかけて進行した褶曲-断層帯を形成する変形が重なっている。
- ④ 中央隆起帯南部とその周辺では、塩嶺累層・小諸層群の大部分が堆積した前期更新世末期から中期更新世以降に、南西縁での糸魚川-静岡構造線の左横ずれ断層活動を伴う、局所的な応力場の時空変化を反映した断層活動および褶曲・撓曲構造の形成などによって、

さらに複雑な構造を呈するようになった。

信州中部の北部フォッサマグナ、中央隆起帯周辺の地殻浅部～表層部では、更新世前期から現在にかけて、現状では十分に解析出来ていない局所的応力状態の時空変化を反映して、複雑なテクトニクスが展開されてきたことが明らかになってきた。これらをもたらした不安定な応力状態の要因の一つは、内村累層が被覆する中央隆起帯周辺の先新第三系基盤岩類が、中新世に形成・成長した赤石-関東山地のハの字型大屈曲のヒンジ部に位置したことによって大規模な分断・改変を起し、地下構造の不均質化が進行したことによるものであろう(狩野・宮坂, 2018, 2020)。

我々の一連の調査を含めた近年の地表地質調査、反射法地下構造探査(Sato *et al.*, 2004b; 文科省ほか, 2010; など)などによって、中央隆起帯周辺の表層から地下数kmまでの地殻浅部構造は解明されてきたが、その浅部構造の形成を支配する数km以深の地殻構造は不明のままである。中央隆起帯とその周辺地域では、複雑に時空変化する局所的応力場も含めて、大小地質構造・地形の形成および中～深部での地殻構造の改変、火山活動との関連など、知見の増加に伴って新たに提起されてくる解明すべき課題は多い。中央隆起帯を“無褶曲地区”とした“通説”を破棄した、新たな北部フォッサマグナ地域のテクトニクスの議論を展開していかなければならない。

## 謝辞

本研究で要した費用の一部に、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：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50m-および5m-mesh DEM(航空レーザー測量)を用いた地形陰影図の作成には、片柳由明氏が提供するフリーウェアSimpleDEMViewer, ver.6.9.3を使用した。北村晃寿編集委員長には、本原稿の改善につながる校閲をしていただいた。静岡大学理学部Julien Legrand博士には英文要旨を添削していただいた。

[注1] 中央隆起帯は、高井-美ヶ原帯(小坂, 1984; など)、筑摩帯(Yano, 1990)、美ヶ原帯(小坂, 1995; 山田ほか, 2004)とも呼称されることがある。

[注2] 西南日本弧東部から東北日本弧南部にかけての先新第三系基盤構造の南に開いたハの字型の大屈曲には、様々な名称が与えられてきた(小坂・矢野, 2021)。この大屈曲構造は西南日本外帯の帯状構造との対比に基づいているので、本報では筆者の一人、狩野が一連の報告で使用してきた“赤石-関東対曲構造”を用いた。

[注3] 防災科学技術研究所(NIED)の「地すべり地形分布図」を示すJ-SHIS Mapは、以下のURLで閲覧できる。

<https://jwsvm001.bosai.go.jp/map/>

## 引用文献

- 足立久男(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), ハヶ岳火山列の古地磁気. 火山, **47**, 435–448.
- Allmendinger R.W. (2011-2020), Stereonet, ver. 10.4.6. Application software for Macintosh computer.
- 天野一男・佐藤比呂志(1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, **32**, 81–96.
- 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.
- 藤本治義・小林 学(1938), 群馬県碓氷川および鐮川流域の第三系に就いて, 地質学雑誌, **45**, 205–226.
- 藤森孝俊(1991), 活断層からみたプル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.
- 藤田至則(1973), 日本列島の成立—グリーンタフ造山. 築地書館, 257p.
- Gapais D. and Brun J.P. (1981), A comparison of mineral grain fabrics and strain in amphibolite from eastern Finland. *Canadian Journal of Earth Science*, **18**, 995–1003.
- 原山 智(2006), 北部フォッサマグナ～飛騨山脈:アジア大陸の裂開と島弧テクトニクス. 日本地方地質誌4, 中部地方(日本地質学会・編), 朝倉書店, 316–317.
- 原山 智・赤羽貞幸・石田 桂・小坂共栄・松島信幸・三宅康幸・村松 武・小野和行・大塚 勉・清水岩夫・田辺智隆・富樫 均・山浦直人(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, 長野県環境保全研究所, 自然環境部.
- 原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫(2009), 松本地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 63p.
- 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. 331p.
- 星 博幸(2018a), 中新世にお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はじまったか? 地質学雑誌, **124**, 805–817.
- Hoshi H., Iwano H., Danhara T., Kato D., Ando Y., Hayashi H., Kurihara Y. and Yanagisawa Y. (2019): Age of the N7/N8 (M4/M5) planktonic foraminifera zone boundary: constraints from the zircon geochronology and magnetostratigraphy of early Miocene sediments in Ichishi, Japan. *Chemical Geology*, **530**, doi:10.1016/j.chemgeo.2019.119333.
- 飯島南海夫・石和一夫・甲田三男・田口今朝男(1956),

- いわゆる“塩川層の地質”. 地質学雑誌, **62**, 622-635.
- 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林將喜・矢野和男・山岸いくま (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.
- 生路幸生・花方 聡 (1997), 北部フォッサマグナ地域の新第三系 青木層・別所層・内村累層の有孔虫化石層序. 日本古生物学会第146回例会(豊橋)講演予稿集, 55
- 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.
- 稲葉 明 (1959), 長野県内村地域の火山岩類の変質について—フォッサ・マグナ, 内村団体研究, そのIII—, 地球科学, **43**, 11-22.
- 磯村智香子・小坂共栄・藤白隆司・大須賀早苗 (2019), 北部フォッサマグナ, 新第三系下部~中部中新統の地質年代と古環境. 市立大町山岳博物館研究紀要, **4**, 1-27.
- Kanagawa K. and Yoshida S. (1988), Utility of the orientation tensor method for quantitative representation of preferred orientation of phyllosilicate and amphibolite measured with X-ray texture goniometer. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Sec. II*, **21**, 447-465.
- 鹿野和彦 (2018), グリーンタフの層序的枠組みと地質学的事象. 地質学雑誌, **124**, 781-803.
- 狩野謙一 (2002a), 美濃-丹波帯に発達する急傾斜した軸を持つ地質図規模の褶曲—基盤構造からみた柳ヶ瀬断層の起源—. 地質学雑誌, **108**, 591-605.
- 狩野謙一 (2002b), 伊豆弧衝突に伴う西南日本弧の地殻構造改変. 東京大学地震研究所集報, **77**, 231-248.
- 狩野謙一 (2021), 赤石構造帯南部に分布する下~中部中新統の露頭規模の変形構造—西南日本弧東部の中新世の構造回転との関連—. 地学雑誌, **130**, 403-427.
- Kano K., Kosaka K., Murata A. and Yanai S. (1990), Intra-arc deformations with vertical rotation axes: the case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, **176**, 333-354.
- 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に分布する下部更新統塩嶺累層安山岩溶岩のK-Ar年代. 地学雑誌, **130**, 615-632.
- 狩野謙一・村田明広 (1998), 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
- 狩野謙一・竹田正司 (1999), 美濃-丹波帯に発達する急傾斜した軸を持つ地質図規模の褶曲—琵琶湖北方の野坂山地に見られる例—. 地質学雑誌, **94**, 435-449.
- Kato H. (1979), Folds of Miocene formations in Higashi-Chikuma district, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **30**, 71-130.
- 加藤碩一 (1980), 坂城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- 加藤 進・平松 力・三輪美智子・延原尊美 (2011), 長野県中部中新統別所層に挟在する穴沢石灰岩の地質年代と堆積環境. 瑞浪化石博物館紀要, **37**, 135-147.
- 河内晋平・荒牧重雄 (1979), 小諸地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 39p.
- 河内洋祐・山田哲雄・横田勇治 (1966), 諏訪湖北方, 横河川上流の結晶片岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 21-29.
- 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.
- 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 (1995), 4章 中期岩層—フォッサマグナの発生と発展. 山下 昇 (編著), フォッサマグナ. 東海大学出版会, 37-96.
- 小坂共栄・久保田正史・大塚 繁・備前信之 (1989), 北部フォッサマグナの新第三系内村累層から産出した浮遊性有孔虫化石. 信州大学理学部紀要, **24**, 27-34.
- 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.
- 小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩 (1992), 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, **37**, 71-83.
- Kosaka T., Nakayama C., Koshimizu S., Shiba M., Bizen N. and Isomura T. (1998), The geological age of the middle Miocene formations in the Northern Fossa Magna region, central Japan —The foraminiferal and fission-track ages of the Uchimura and Bessho Formations—. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, **52**, 502-507.
- 小坂共栄・山岸猪久馬 (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, 81-84.

- 小坂共栄・矢野孝雄 (2021), 諏訪対曲とその形成. 地球科学, **75**, 289–304.
- 興水達司・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.
- 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.
- 松本佐知子 (1997), 八ヶ岳火山列の岩脈群. 火山, **42**, 35–45.
- 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.
- 三宅康幸・佐藤友紀・小坂共栄 (1995), 北部フォッサマグナ地域, 中新統・内村累層中の高マグネシウム安山岩について. 地質学論集, **44**, 75–83.
- 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.
- 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.
- 宮坂 晃・狩野謙一 (2021), 北部フォッサマグナ, 中信高原・美ヶ原区に記録された前～中期更新世における塩嶺火山域での火山活動とテクトニクス—大規模多重コールドロン形成の例—. 静岡大学地球科学研究報告, **48**, 37–61.
- 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—. 鳥根大学地質学研究報告, **10**, 11–24.
- Momose K., Kobayashi K. and 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, 三宅康幸, 小坂共栄 (2009), 中部日本, 美ヶ原高原とその周辺地域における後期鮮新世—前期更新世の火山活動史. 地質学雑誌, **115**, 400–422.
- Nakamura H., Oikawa T., Geshi N. and 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・濱崎聡誌・広島俊男・齋澤正夫 (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. and 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. and Miyake Y. (2011), Quaternary volcanism and tectonic history of the Suwa-Yatsugatake Volcanic Province, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **203**, 158–167.
- 西来邦章・竹下欣宏・田辺智隆・松本哲一 (2014), 中部日本, 四阿火山の K-Ar 年代: 四阿火山の火山活動史の再検討. 地質学雑誌, **120**, 89–103.
- Okada S. and Ikeda Y. (2012), Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B01404, doi:10.1029/2011JB008355.
- 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. (1994), The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **99** (B11), 22261–22274. doi: 10.1029/94JB00854.
- Sato H., Iwasaki T., Kawasaki S., Ikeda Y., Matsuta N., Takeda T., Hirata N. and Kawanaka T. (2004a). Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan. *Tectonophysics*, **388**, 47–58.
- Sato H., Iwasaki T., Ikeda Y., Takeda T., Matsuta N., Imai T., Kurashimo E. Hirata N., Sakai S., Elouai D., Kawanaka T., Kawasaki S., Abe S., Ikawa T., Arai Y. and Kato M. (2004b), Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of the northern Fossa Magna, central Japan, and shortening deformation of back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central

- Japan. *Earth Planet Space*, **56**, 1253–1259.
- 佐藤興平 (2004), 妙義・荒船・佐久地域の火山岩類の K-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, **8**, 109–118.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015), 甲府盆地周辺野花崗岩体の年代と南部フォッサマグナ地域の構造発達史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, **19**, 95–109.
- 佐藤友樹・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.
- 関 全寿 (1964), 松本市北部の地質構造. 信州大学教育学部松本分校科学教育研究室研究報告, **6**, 33–45.
- 関口春子・吉野雅行・堀川晴央・吉田邦一・鈴木晴彦・松山尚展・森野道夫・滝沢文教・劉 瑛 (2009), 新潟堆積盆地3次元地盤構造のモデル化. 活断層・古地震研究報告, **9**, 175–259.
- 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.
- 杉山隆二・渡辺晃二・矢口良一・小野和行 (1973), 長野県鹿教湯温泉周辺の新第三系と変質作用. 地質学論集, **2**, 203–213.
- 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.
- 鈴木拓馬・林 弘樹・柳沢幸夫・藤原 治・壇原 徹 (2019), 宮城県仙台市北東部に分布する中新統の統合年代層序. 地質調査研究報告, **70**, 17–41.
- 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.
- Takahashi M. (2017), The cause of the east-west contraction of Northeast Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **68**, 155–161.
- Takahashi M. and Watanabe Y. (1993), Paleomagnetism of the Middle Miocene igneous rocks in the Uchiyama area, central Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 89–101.
- 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.
- 武井暁朔・吉野博厚・小池美津子 (2017), 関東山地北縁における中央構造線の中新世の活動. 下仁田町自然史館研究報告, **2**, 15–26.
- Takeuchi A. (2004), Basement-involved tectonics in North Fossa Magna, central Japan: The significance of the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Earth Planets Space*, **56**, 1261–1269.
- 田中邦男 (1958), 長野県中部会田川上流の地質. 藤本治義教授還暦記念論文集, 260–276.
- 田中邦男・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, 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 晃・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.
- 内村団体研究グループ (1953), フォッサ・マグナ内村地域の団体研究, 地球科学, **14**, 3–8.
- 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.
- 渡部景隆 (1954), 内山断層について—関東山地北西部第三系の地史学的研究—. 東京教育大理学部地質学鉱物学教室研報, **3**, 105–115.
- 渡辺其久男 (1986), 内村—別所層の有孔虫化石の産状について. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 329.
- Woodcock N.H. (1977), Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1231–1236.
- 山田伊久子・備前信之・小坂共栄・磯村智香子 (2004), 北部フォッサマグナ, 下～中部中新統内村累層の地質学的研究. 地球科学, **58**, 1–16.
- 山岸いくま (1965), 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質鉱物について (その1). 地質学雑誌, **71**, 215–227.
- Yano T. (1990), Deformational mechanism of Upper Cenozoic System in northern Fossa Magna, Central Japan. *Memoirs of Geological Society of Japan*, **34**, 155–170.
- 八ヶ岳団体研究グループ (1988), 八ヶ岳山麓の中部更新統. 地団研専報, **34**, 53–89.
- 吉村尚久 (1988), 10. 6グリーンタフ変動. 日本の地質「中部地方1」編集委員会 (編), 共立出版, 267–271.
- 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.
- [役割分担]  
 宮坂 晃: 全域の地質調査, 論文執筆 (特に, 野外調査データの記載部分, 先行研究との対応, 議論) を担当.  
 狩野謙一: 主要露頭・ルートの地質調査, 方位統計解析, 論文執筆 (特に, 議論を含む全体の調整) を担当.