雁行脈を用いた関東山地跡倉層中の古応力場解析

Paleostress-field analysis by en-échelon veins in the Atokura Formation, Kanto Mountains, central Japan

新井宏嘉*

*Hiroyoshi Arai**

2002年3月22日受付.

2002年6月18日受理.

* 早稲田大学理工学総合研究センター
早稲田大学教育学部地球科学教室気付
Advanced Research Institute for Science and
Engineering, Waseda University
c/o Department of Earth Sciences, School of
Education, Waseda University, Nishiwaseda,
Shinjuku-ku, Tokyo, 169-8050 Japan

Abstract

En-échelon veins hosted by sandstone and mudstone of the Atokura Formation were examined to clarify the paleostress field in that formation which constitutes the Atokura Nappe in a northern part of the Kanto Mountains. The veins are morphologically classified into two groups: 1) a similar fold type with smoothly curved limbs, the vein tips pinch out and are not linked to any other fractures (type A) and, 2) a chevron fold type, the vein tips linked to joints formed before the vein opening (type B). The two types show a different texture and assemblage of infilling minerals. The type A consists mostly of fibrous to polygonal quartz and chlorite with lesser amounts of calcite and albite, whereas the type B of polygonal to prismatic calcite and quartz with lesser amounts of plagioclase and chlorite. Regardless of the vein type, morphology of the en-échelon sigmoidal veins is represented by a similar fold, but that of bridges is close to a parallel fold. The presence of undulatory extinction and subgrains in the fibrous quartz and pressure-solution cleavage in the bridges, which are considered to have simultaneously formed, indicates that the en-échelon veins were formed in a brittle-ductile shear zone.

According to the paleostress analysis with conjugate sets of type-A vein arrays, the maximum (σ_1) principal stress axis is inferred to have been oriented in the NW-SE to NNE-SSW direction and horizontal, intermediate (σ_2) principal stress axis vertical, and minimum (σ_3) principal stress axis in the NE-SW to WNW-ESE direction and horizontal. The veining could have occurred during the formation of E-W trending open upright folds of the Upper Cretaceous Atokura Formation.

Key words: en-échelon vein, paleostress-field analysis, Atokura Nappe, Kinshozan Nappe, Atokura Formation, Gumma Prefecture

はじめに

岩石中に発達する雁行脈に関しては、古くからその幾何学的特徴や形成機構について多くの研究がなされてきた (例えば Shainin, 1950; Roering, 1968; Hancock, 1972; Beach, 1975; 佃, 1976; Pollard et al., 1982; Nicholson and Ejiófor, 1987; Craddock and van der Pluijm, 1988; Nicholson, 1991; Olson and Pollard, 1991; Smith, 1996 a, 1996 b, 1997, 1999; 竹下ほか, 1997; 萩原・石井, 2000; 石井, 2001). とくに共役をなす雁行脈については、それから推定される主応力方向によって古応力場を解明することが可能であり、ある地域の構造発達史の解明に、より具体的な造構運動情報を提供し得る.

関東山地北縁部における三波川変成岩類の構造的上位には、主に上部白亜系跡倉層からなる跡倉ナップと、これに累

重し、ペルム紀花崗岩類を主体とする金勝山ナップとが分布する. これらのナップを構成する岩石は、かつて三波川帯と領家帯との間に存在したとされる古領家帯を構成していたと考えられている (例えば高木・柴田, 1996, 2000). このうち下仁田地域に分布する跡倉層には、数多くの雁行脈が観察される. 戸谷 (1964) は学会講演要旨の中で跡倉層中の雁行脈を初めて報告し、それから推定される最大圧縮主応力軸 (σ_1 -axis) が N 30°~40° W 方向に集中することを報告した. しかし雁行脈の測定地点・方法などが述べられておらず、また、雁行脈の示す応力方向と跡倉層の大構造との関連も明らかにされていない. 跡倉層に発達する雁行脈に関しては、その後まったく報告されないまま現在に至っている.

内田 (1961) は下仁田地域の跡倉層が広範囲に逆転していることを見出し、逆転層の分布パターンから、跡倉層は北西からの押被せ褶曲をなしていると報告した. 新井・高木

Fig. 2. Schematic profile of the Atokura-Kinshozan nappe and surrounding geological units.

Broken line in the Atokura Nappe show the superposed fold of the Atokura Formation.

(1998) は跡倉層の層序および構造を詳細に調べ、岩相層序学的・構造地質学的・堆積学的の3つの観点から、跡倉層は南南東への押被せ褶曲と、それを曲げる東西トレンドの正立褶曲からなる重複褶曲構造をなすことを明らかにした。一方 Kobayashi (1996) は、跡倉ナップ基底断層の断層岩構造解析により、跡倉ナップが、上盤西→上盤北西→北→上盤北の3つの移動ステージをもつことを明らかにした。新井ほか (2000 a) は、金勝山ナップ基底断層の断層岩構造解析から上盤南および上盤北の2つの運動ステージを識別し、前者は跡倉ナップの運動に先立つもの、後者は跡倉ナップの上盤北への運動と同時に起こったものであるとした。共役雁行脈から推定される古応力場と、金勝山ナップ・跡倉ナップの運動像および跡倉層の地質構造との関連性を解明することは、これらナップの構造発達史を明らかにする上で重要なだけでなく、金勝山ナップおよび跡倉ナップを形成した当時の広域応力場の変遷を高解像度で解明する上でも重要である。さらに近年、西南日本全域にわたる、秩父累帯の統一的ユニット区分およびその構造発達史の解明がなされつつあり (例えば松岡ほか, 1998), 黒瀬川帯と、跡倉ナップ南縁部に分布する緑色岩メランジュ (平島, 1984) との類似性 (竹内・牧本, 1995; 小川町史編さん委員会, 1999) も含め、金勝山ナップおよび跡倉ナップの構造発達史は日本列島の地体構造発達史を考える上で無視できないものとなっている。

本論では跡倉層に発達する雁行脈の産状を報告するとともに、それから推定される古応力場と広域古応力場の関係を明らかにし、さらに雁行脈の形成過程についての若干の考察を行った。ここに報告し、諸賢のご批判を仰ぐ次第である。

地質概説

調査地域である群馬県南西部の下仁田地域には、三波川変成岩類の構造的上位に、跡倉ナップおよび金勝山ナップ構成要素が比較的広範囲に分布する (Fig. 1)。金勝山ナップは跡倉ナップに累重する別のナップである (小林・高木, 1991; 高木・小林, 1994; 新井ほか, 2000 a; Fig. 2)。

金勝山ナップは主にペルム紀花崗岩類からなり、ホルンフェルスに密接に伴う。花崗岩類は K-Ar 角閃石年代 (250~277 Ma: 小野, 1983; 高木ほか, 1989; 端山ほか, 1990) および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値 (0.7038~0.7042: 柴田・高木, 1989) から、南部北上帯薄衣礫岩中の花崗岩礫に対比されている (柴

SYSTEM	STAGE	STRATIGRAPHIC UNIT	THICKNESS (m)	LITHOLOGY
CRETACEOUS	TURONIAN - CONIACIAN ~	Shirakawa Mudstone Member (Upper Mudstone Member)	460+	Mudstone and fine-grained sandstone Fossil occurrence: <i>Inoceramus</i> cf. <i>teshioensis</i> <i>I.</i> cf. <i>uvajimensis</i> <i>Acanthotrignia</i> cf. <i>dilapsa</i> (after Arai et al., 1963)
		Shirakawa Congl. Member	110	Conglomerate
		Miyawake Sandstone Member (Middle Sandstone Member)	270	Mainly sandy flysch, partly normal flysch Occurring of en-échelon veins
		Okuwahara Sandstone Member (Lower Sandstone Member)	460+	Okuwahara Sandstone Member: Bedded or massive sandstone, partly pebbly sandstone, sandy flysch in lower part
		Atokura Conglomerate Member	350+	Atokura Conglomerate Member: Mostly conglomerate, partly massive and pebbly sandstone
JURASSIC-CRETACEOUS	SAMBAGAWA AND CHICHIBU BELTS			Sambagawa Belt: Greenstone, pelitic schist, psammitic schist, and greenschist Chichibu Belt: Chert, limestone, sandstone, mudstone, greenstone, gabbro, and serpentine

Fig. 3. Generalized columnar section of the Atokura Formation, modified from Arai and Takagi (1998).

田・高木, 1989)。ホルンフェルス (竹内, 2000 の風口層) は花崗岩類に貫入されている (新井ほか, 1963)。また、ホルンフェルスの産状、変成鉱物組み合わせ、および化学組成から、その源岩は砂岩・泥岩・凝灰岩・石灰岩であると考えられる (高木ほか, 1992; 竹内, 2000)。したがってホルンフェルスの源岩はペルム紀以前の堆積岩であるといえる。

跡倉ナップは主に上部白亜系跡倉層で構成され、白亜紀中頃の深成岩-変成岩複合岩体 (寄居複合岩体: 高木ほか, 1995; 高木・柴田, 1996) を伴う (新井・高木, 1998)。寄居複合岩体に関しては、それが周囲の岩体と常に高角断層で接して露出することから、金勝山ナップおよび跡倉ナップとは別の異地性岩体をなすとする見解 (高木・柴田, 1996) もある。その産状ははっきりしていないが、寄居複合岩体が金勝山ナップ構成要素 (ペルム紀岩体) と接することはまれで、跡倉層に取り囲まれて分布することが多い。よって本論では、新井・高木 (1998) と同様、寄居複合岩体を跡倉ナップに含めておく。寄居複合岩体は 92~112 Ma の K-Ar 角閃石年代 (小野, 1990; 高木ほか, 1989) および 0.7052 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値 (柴田・高木, 1989) を示す花崗岩類と、105~113 Ma の K-Ar 角閃石年代 (小野, 1985, 1990, 2000; 高木ほか, 1989; 端山ほか, 1990) を示す変成岩類からなり、阿武隈帯に帰属すると推定されている (柴田・高木, 1989; 小野,

Fig. 4. Blocks divided for structural analysis (shown by large capital letters and numbers) and lower-hemisphere and equal-area projections of poles to bedding planes for each block.

Localities of en-echelon veins are also shown by small capital letters and numbers. Data for the dip and strike of strata are after Arai and Takagi (1998).

1990; 高木, 1991).

跡倉層は主にタービダイトと推察される砂岩・泥岩、および礫岩からなる。新井・高木 (1998) は跡倉層の岩相層序区分を行い、下位より順に跡倉礫岩・下部砂岩層・中部砂岩泥岩互層・中ノ萱礫岩・上部泥岩層の5部層に区分した。しかしこの名称は日本地質学会地層命名の指針 (1952年2月18日制定; 2001年4月1日改訂) や国際層序ガイド (日本地質学会訳編, 2001) に準拠しておらず、問題があった。よって Fig. 3 に示すように、下位より順に跡倉礫岩部層 (Atokura Conglomerate Member)・^{おくわはら}大桑原砂岩部層 (Okuwahara Sandstone Member)・^{みやむろ}宮室砂岩泥岩部層 (Miyamuro Sandstone-Mudstone Member)・^{なかのや}中ノ萱礫岩部層 (Nakanokaya Conglomerate Member)・^{しもかのや}下叶屋泥岩部層 (Shimokanoya Mudstone Member) と改名する。なお、跡倉層および跡倉礫岩部層のように同一の地名を異なる単元に用いることは推奨されていないが、藤本ほか (1953) の命名以来これらの名称が定着していると考えられるので、混乱をさけるためにそのまま使用することにした。また、同ガイドは岩相名に複合語 (例えば“頁岩・砂岩”) や成因的用語 (例えば“タービダイト”, “フリッシュ”) を使用してはならないとしているが、新井・高木 (1998) の中部砂岩泥岩互層はフ

リッシュ相の砂岩泥岩互層からなる部層であり、“砂岩泥岩”の語を用いなければ部層の岩相を表現することができない。したがって本稿では宮室砂岩泥岩部層とした。跡倉層の堆積年代は産出化石 (新井ほか, 1963; Fig. 3) により Turoonian~Coniacian と推定されるが、下限および上限とも断層で境されているため、下限はさらに古く、上限はさらに若くなる可能性がある。跡倉層に対比される関東山地東部寄居地域の栃谷層 (前田, 1954) および北西部内山地域の大月層 (渡部, 1954; 藤本, 1958 の初谷層) から、白亜紀後期の年代を示す放散虫化石が産出すること (渡辺ほか, 1990; 石井ほか, 1991) から、広義の跡倉層の年代は Turoonian~Campanian と考えられている (埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995)。砂岩組成および碎屑性ザクロ石化学組成からみて、跡倉層の碎屑物供給源は金勝山ナップ構成要素および寄居複合岩体の変成岩類を主体とし、黒瀬川帯構成要素も含まれる可能性があることが指摘されている (新井ほか, 2000 b)。

跡倉層の地質構造は、南南東への押被せ褶曲とそれを曲げる東西トレンドの正立褶曲で特徴づけられる (新井・高木, 1998; Figs. 1, 2)。この重複褶曲構造は金勝山ナップ基底断層および跡倉ナップ基底断層に切られており (Figs. 1, 2), 金

Fig. 5. Schematic block diagram showing geometry of conjugate arrays of en-échelon veins, and the definition of conjugate angle (CA) and vein-array angle (V-AA; Smith, 1996 b).

σ_1 : maximum principal compressive axis, σ_2 : intermediate principal compressive axis, σ_3 : minimum principal compressive axis. Coupled arrows indicate inferred shear sense along vein-arrays.

勝山ナップが跡倉ナップに衝上する前に形成されたものと判断される(新井ほか, 2000 a). 調査地域の跡倉層は, 正序層および逆転層の分布と, 押被せ褶曲の翼との関係から, A1, A2, B, C の4つのブロックに区分される(新井・高木, 1998; Fig. 4).

金勝山ナップおよび跡倉ナップの分布北限は, 東西走向・高角北傾斜の大北野-岩山線(藤本ほか, 1953)により規定される. これより北方には領家帯構成要素が分布することか

ら, 大北野-岩山線は関東山地北縁部における中央構造線とみなされている(例えば新井ほか, 1966; 小林, 1995). 大北野-岩山線に伴う断層ガウジの構造解析により, 上盤北~北北西の剪断センスが報告されている(小林, 1995).

雁行脈の産状

跡倉層の主体をなす宮室砂岩泥岩部層には, 雁行鉱物脈が数多く観察される. 砂岩泥岩互層は単層の厚さ 5~30 cm で, 主に砂岩優勢のフリッシュ相を呈する. 大桑原砂岩部層の成層砂岩または塊状砂岩にも石英脈が認められるが, 砂岩泥岩互層に認められる雁行脈とは異なり, 無秩序で方向性の認められない場合がほとんどである. 以下に述べる記載において, 彎曲した個々の脈のある特定の部分を指す場合, 褶曲の例に倣って, 便宜的に“ヒンジ部”, “翼部”のように呼ぶことにする. また, 個々の脈が雁行配列してできる面を“脈配列面”, 雁行配列する個々の脈に挟まれた部分の岩石を“ブリッジ”(bridge: Nicholson and Pollard, 1985)とよぶ. 雁行脈の幾何学的記載のパラメーターには, Smith (1996 b)により定義された共役角および vein-array angle (以下, V-A 角)を用いる(Fig. 5). 跡倉層に発達する雁行脈は, ほとんどの場合, 露頭において1つの脈配列面を異なる2面で観察することができ, 脈配列面の姿勢を3次的に測定可能である. V-A 角は脈配列面の姿勢から想定される σ_1 - σ_3 面(共役雁行脈配列から主応力軸を推定する手法については後述する)から見通し, 配列方向と個々の脈の方向のなす角を測定した. 個々の脈が彎曲している場合には, 配列方向と脈の尖端部の方向とのなす角を測定した. 観察された雁行脈は, σ_1 - σ_3 面が層理面とほぼ平行であるものが多い. 共役角は露頭で測定した脈配列面の姿勢をもとに計算で求めた.

跡倉層に認められる雁行脈は, その産状によって, (1) σ_1 - σ_3 面での個々の脈の長さが比較的短く, 直線状または滑らかに彎曲した形態をなし, 脈尖端部で割れ目が尖滅するものと,

Table 1. Types and characteristics of en-échelon veins in the Atokura Formation.

	Type A	Type B
Vein length	2-15 cm	2-30 cm
Vein thickness	1-10 mm	2-10 mm
Morphology	Planar or sigmoidal (smoothly curved)	Planar or sigmoidal (with large curvature around the hinge zone)
Vein tips	Terminating	Linking to joint
Infilling minerals	Quartz and chlorite with subordinate albite and calcite	Calcite and quartz with subordinate chlorite and plagioclase
Mineral fabric	Fibrous or prismatic	Polygonal or prismatic
Deformation structures within the bridge	Bridge-normal cleavage	Bridge-normal, wedge-shaped fissure in the extrados bridge-normal cleavage in the intorados
Conjugation	Common	—
Occurrence	Common	Rare

Fig. 6. Occurrence of en-échelon vein arrays.

(a) Conjugate set of type-A en-échelon vein arrays (vein No. A2-15). (b) Bird's-eye view of the boxed area in (a). Note that the profile plane shows no σ_2 -parallel (nearly vertical in this case) displacement of veins and the veins cut the axial plane cleavage of the overfold of the Atokura Formation. (c) Conjugate set of type-A en-échelon vein arrays in the block C (No. C-01). Note that the vein arrays intersect the steeply dipping bedding plane (S_0). (d) Left-stepping array of type-B en-échelon veins (No. B-01). The bedding is nearly horizontal and the vein-array plane is nearly vertical. Relatively large-scale veins and linkage to the joint at the vein tip characterize this type of veins. S_0 : bedding, σ_1 : maximum principal compressive axis. Coupled arrows indicate inferred shear sense along vein-arrays.

Fig. 7. Diagram showing vein-array angle versus conjugate angle (after Smith, 1996 b).

All plotted data are measured from conjugate sets of type-A en-échelon veins.

(2) σ_1 - σ_3 面における個々の脈の長さが(1)に比べて長く、直線状または“ヒンジ部”で急激に彎曲した形態をなし、脈先端部が節理に連続するものの2つに分けることができる。本論では、(1)をAタイプ、(2)をBタイプと呼ぶことにする (Table 1).

1. Aタイプ雁行脈

個々の脈は σ_1 - σ_3 面において直線状～S字状の形態を呈し、S字状に彎曲する場合は“翼部”から“ヒンジ部”にかけて滑らかに彎曲する (Figs. 6.a, 6.c). 個々の脈の長さは2～15 cmであり、幅は中央部または“ヒンジ部”が最も厚く、1～10 mm程度である。肉眼では脈先端部から脈配列外部に続くような機械的不連続面は認められない。脈配列の長さ(連続性)は10～60 cm程度である。脈配列面は層理面と高角をなす場合が多く、ほとんどのものは層理面と70°以上の角度をなす。また、脈配列中心部に、配列方向と平行な断裂が認められる場合もある。このような場合、その断裂面にはスリッケンライン(擦痕およびスリッケンファイバー)が認められ、数mmの変位を示すことがある。この変位は雁行脈の配列パターンから推定される剪断センスと同一センスである。 σ_1 - σ_3 面に直交する σ_2 軸を含む面では、 σ_1 - σ_3 面では彎曲している脈であっても、 σ_2 軸と平行な方向に延びる直線状の脈と

Fig. 8. (a)-(e) Photomicrographs of three differently directed sections of a vein (No. A2-23). White arrowheads of the same coordinate define the same direction.

(a) Fibrous quartz in the vein of a left-stepping en-échelon array on the σ_1 - σ_3 (array-normal) plane. Bridge-normal cleavage is also recognized. Taken under the plane polarized light (hereinafter, PPL). (b) Enlargement of the boxed area in (a). Taken under the crossed polarized light (hereinafter, XPL). (c) Enlargement of the boxed area in (a). Undulatory extinction and subgrains of vein-filling quartz (arrows) are observed. XPL. (d) Non-fibrous quartz on the vein-parallel plane. XPL. (e) Fibrous quartz on the array-parallel plane. XPL. (f) A sigmoidal vein with sigmoidal fibre traces in a right-stepping en-échelon array (No. A2-10). See Fig. 9 for the position in the array. PPL. Qtz : quartz and Chl : chlorite.

して現れ (Fig. 6. b), 雁行配列をなすものは認められない。 σ_2 軸を含む面では、脈は長さ数 cm~10 cm であり、両端に向かって尖滅する。脈の厚さは 1~10 mm であり、中心部で最も厚い。

このタイプの雁行脈は、右雁行と左雁行とが共役をなす場合がほとんどであり、その共役角 (Fig. 5) は $17^\circ \sim 88^\circ$ 、V-A 角は $12^\circ \sim 56^\circ$ とさまざまである (Fig. 7)。個々の脈方位は共役セットの鋭角二等分線 (σ_1 軸方位) に向かって収れんするもの (Fig. 7 の bisector-parallel の直線よりも右側にプロッ

トされるもの) がほとんどである (Fig. 7)。また、雁行脈の中に、2 次オーダーの雁行脈が認められる場合もしばしば認められる。

彎曲した雁行脈およびブリッジの形態を褶曲と捉えと、脈は Ramsay (1967) の等傾斜線 (dip isogon) における class 3 のパターン、ブリッジは class 1B に近いパターンを示す場合がほとんどである。しかしいくつかのブリッジは直交層厚 (orthogonal thickness) が一定でなく、class 3 に似た形態を示すことがある。

Fig. 9. Detailed sketch of a vein array from a photomicrograph mosaic.

Note that the vein density decreases away from the central part of the vein array.

雁行脈を充填する鉱物は主に石英および緑泥石からなり、方解石およびアルバイトを少量伴う。脈を構成する石英は、 σ_1 - σ_3 面に平行な薄片において、粒径数 $10\mu\text{m}$ ~ 0.3mm のポリゴナル~柱状粒子からなる場合と、幅 $10\sim 50\mu\text{m}$ の繊維状ないし幅 0.1mm 程度の長柱状の形態をなす場合 (Figs. 8.a, 8.b, 8.f) の両方が観察される。1つの脈内でポリゴナル~柱状な石英と繊維状の石英とが共存する場合もある。脈配列面と平行な方向の薄片においても、脈を構成する石英にはポリゴナル~柱状なものとは繊維状のものとが認められる。 σ_1 - σ_3 面に平行な薄片において石英が繊維状の形態を呈する場合、脈配列面と平行な薄片においても石英は繊維状をなしている (Fig. 8.e)。一方、脈と平行な薄片では、石英は繊維状の形態を示さず、数 $10\mu\text{m}$ ~ 0.1mm の粒子からなる (Fig. 8.d)。彎曲した脈の場合、脈先端部では脈壁と直交する繊維状石英が認められ、脈の幅が厚いところ (脈のヒンジ部付近) ほど繊維状石英自体も彎曲し、脈壁に対して低角度で斜交する (Fig. 8.f)。彎曲した右雁行脈の場合、脈はS字状になるが、それを充填する繊維状石英もS字状の形態を示す (Fig. 8.f)。一方逆S字状をなす左雁行脈では、充填する繊維状石英も逆S字状となる。繊維状石英に沿って、緑泥石も彎曲している。脈縁部 (脈壁付近) では緑泥石が多く認められる。繊維状石英は波動消光を呈する場合や、1つの繊維状粒子内に亜結晶粒子が存在する場合もしばしば認められる (Fig. 8.c)。

ブリッジは、母岩の性質や、その彎曲形態・部位により変形の程度に差がみられる。跡倉層の宮室砂岩泥岩部層の泥岩部にはしばしば劈開が発達し、跡倉層の押被せ褶曲に伴って形成されたものと考えられている (新井・高木, 1998)。劈開は層理面と低角に斜交しており、砂岩泥岩互層の層理に垂直な断面で最も良く観察されるが、この劈開は雁行脈に切られ

ている (Fig. 6.b)。このような層理と低角をなす劈開が認められない露頭と、認められる露頭とから採取した試料を比較してみると、劈開が認められない試料を σ_1 - σ_3 面に平行な薄片で観察した場合、ブリッジにはそれとほぼ直交する方向の弱い劈開がしばしば観察される (Fig. 8.a)。これは母岩が泥質の場合に顕著である。劈開はブリッジでは顕著であるが、脈配列の外部ではほとんど観察されない。脈先端部では、ブリッジ内部から連続する劈開が脈を切断している場合がある。これに対し、層理と低角に斜交する劈開が認められる試料においては、 σ_1 - σ_3 面におけるブリッジ内部の劈開は、ブリッジ直交方向とやや斜交し、劈開のトレースは脈配列の外部にまで延長する (Figs. 8.f, 9)。どちらの場合も、ブリッジ中の碎屑性石英粒子に波動消光や亜結晶粒子などの塑性変形を示す証拠は認められない。

肉眼で認識できる鉱物脈のほか、顕微鏡下では幅 $20\mu\text{m}$ 以下の鉱物脈が数多く発達するのが観察される (Fig. 9)。これらの鉱物脈を構成する鉱物は、肉眼でも観察できる雁行鉱物脈を構成するものと同様である。鉱物脈の発達は雁行脈配列中心ほど頻度が高く、それから離れるにつれて頻度が低くなる傾向が認められる (Fig. 9)。

ブリッジが彎曲している場合には、ブリッジ外弧側の雁行脈から派生した引張割れ目がしばしば認められる。この引張割れ目は、ブリッジ外弧側では脈とブリッジの境界面と高角をなすが、その延長に沿って次第に雁行脈先端部における脈の方向と平行な方向に近づく (Fig. 9)。引張割れ目は等次元状の石英粒子で充填される場合と、その外壁に直交する方向の繊維状石英および緑泥石で充填される場合とがあり、後者の場合、それは雁行脈本体の外縁部に認められる鉱物繊維の伸びの方向と平行である。

Fig. 10. (a) A polished surface of a type-B en-échelon vein (No. B-01) sampled from the portion shown in Fig. 6.d. Note that the sample showing right-stepping en-échelon array is a counterpart of the left-stepping en-échelon array. (b) Enlargement of the boxed area in (a). Note wedge-shaped, mineral-filled cracks in the extrados of bridges (arrows). (c) A wedge-shaped crack filled with quartz (arrow) in the extrados of the bridge at the left-hand side and bridge-normal cleavage in the intrados of the bridge at the right-hand side. Relatively large prismatic calcite fills the vein. PPL. (d) Type-B vein consisting of blocky quartz and calcite. Chlorite is also recognized at the vein margin. XPL. Qtz: quartz, Chl: chlorite, and Cal: calcite.

2. B タイプ雁行脈

このタイプの脈の産出はまれであり、今回の調査では1地点でのみ(脈露頭番号 B-01: Fig. 4)認められた。個々の脈は σ_1 - σ_3 面において直線状～S字状の形態を呈する。彎曲したものは“翼部”で直線状をなし、“ヒンジ部”で急激に彎曲したシェブロン褶曲に近い形態を呈する(Fig. 6.d)。個々の脈の長さは2～30 cmであり、幅は2～10 mmで、中央部または“ヒンジ部”で最大となる。脈配列面は層理面と高角をなす(Fig. 6.d)。V-A角は40°である。脈露頭番号 B-01では左雁行のみが認められる。脈配列の中心は断層となっているが、正確な変位量は不明である。断層面上(N66°W 86°NE)には、北西に22°ブランチした擦痕が認められる。

彎曲した脈はclass 3の等傾斜線パターン、ブリッジはclass 1Bのパターンを示す場合が多い(Fig. 10.a)。Bタイプのブリッジは、Aタイプのものと比べて、よりはっきりとしたclass 1Bパターンを示す。

雁行脈を構成する鉱物は主に方解石および石英からなり、少量の斜長石および緑泥石を伴う。脈の中心部は方解石で充填され、周縁部が石英で充填される傾向がある(Fig. 10.d)。緑泥石は主に脈最外縁部に認められる。方解石は粒径0.1～2.5 mmの柱状～長柱状をなす(Figs. 10.c, 10.d)。石英は粒

径0.1～0.8 mmの半自形～他形粒子で構成され、Aタイプ雁行脈の石英に見られるような繊維状・S字状の形態や、波動消光は認められない。脈幅が減少すると相対的に方解石の量が減少し、石英が多くなること、また、本来1つの粒子であったと考えられる、同一の消光位をもつ石英粒子を割って方解石が生じていることから、石英が先に沈澱し、方解石は後から晶出したものと考えられる。

ブリッジは外弧側と内弧側で明瞭に異なった変形組織を示す。外弧側では層直交方向に伸びる引張割れ目がしばしば認められ、内弧側に向かってその幅を減ずる楔形の形態をなす(Figs. 10.b, 10.c)。この引張割れ目は雁行脈本体と同様の石英または方解石によって充填されている。内弧側には層直交方向の劈開が密に発達するが(Figs. 10.b, 10.c)、外弧側に向かうにつれてその発達は弱くなり、消滅する。これらの微細構造から推定される歪のパターンは、座屈褶曲における外弧側での伸張、内弧側での短縮によるものと非常に良く一致する。Aタイプ雁行脈の場合と同様に、ブリッジ内部の碎屑性石英粒子には波動消光や亜結晶粒子などの塑性変形を示す証拠は認められない。

以上述べた2つのタイプのほか、脈のサイズや形態はAタイプに当てはまるが、脈先端部が節理に連続するものもま

れに認められる。しかしこのような脈は、節理に連続する以外の特徴は A タイプと何ら変わらないので、本論では A タイプに一括した。

3. 雁行脈の分布傾向

跡倉層の雁行脈は、調査地域に普遍的に認められるものではない。雁行脈が最も良く観察されるのはブロック A2 (Fig. 4) の南牧川沿いの露頭においてである。これに対し、その他のブロックでは雁行脈の出現頻度は低い。先に述べたように、共役雁行脈配列の交線は層理と高角をなす場合が多く（すなわち共役雁行脈の観察に適した σ_1 - σ_3 面が層理面とほぼ平行）、南牧川沿いのブロック A2 では緩傾斜～ほぼ水平の地層が良好に露出しているため、雁行脈が観察されやすい可能性がある。露出の良い南牧川沿いでも、ブロック A2 とブロック B とでは、雁行脈の観察される頻度は異なり、明らかにブロック A2 においてよく観察される。ブロック B の跡倉層は逆転した緩傾斜の地層からなり (Fig. 4)、砂岩優勢砂岩泥岩互層の底面（中粒～粗粒砂岩）が露出しやすい。一般的には、インコンピテントな泥岩よりも、コンピテントな砂岩の方が雁行脈の発達が良いとされる。しかし跡倉層においては、雁行脈の発達は泥岩部～細粒砂岩部の方が良好である。したがって、より粗粒な単層底部においては脈の発達が不良であったり、認識しにくい可能性がある。ブロック A2 の跡倉層は、跡倉層の重複褶曲構造を横断する南北走向、高角西傾斜の正断層である宮室断層（新井・高木, 1998）によって、最も深い部分が現れており、それ以外のブロックの跡倉層は相対的に浅い部分が露出していると考えられ（新井・高木, 1998 ; Figs. 1, 2）、構造レベルに差異がある。したがって、雁行脈の形成環境の差異によって、分布の傾向が異なる可能性もある。雁行脈の形成条件については後述するが、脈の出現頻度が何に支配されているのかは明瞭ではない。

古応力場解析

1. 方法

従来、岩石中に発達する繊維状鉱物からなる脈は造構応力下で形成されたとする考えが支配的であった。しかし Means and Li (2001) は、造構応力下でない場合でも、既存の断層に沿って、鉱物の結晶化力 (force of crystallization) によって繊維状鉱物脈が成長し得ることを述べている。そうした造構応力下でない状態では、Means and Li (2001) に示されるような繊維状鉱物が、結晶化力によって既存の断層を押し広げつつ成長したとしても、脈全体が彎曲することは考えられない。すでに述べたように、跡倉層中の雁行脈は共役をなして産し、個々の脈は彎曲している。したがって、これらの脈が造構応力の支配下で、それと同時に形成されたことは間違いないであろう。

雁行脈のうち右雁行と左雁行とが共役をなす場合、その幾何学的配列をもとにして形成時の主応力方向を推定することが可能であり、古くから古応力場解析に用いられてきた（例えば Shainin, 1950 ; Ramsay and Graham, 1970 ; 佃, 1976 ; Shiota et al., 1993）。すなわち Fig. 5 に示すように、右雁行

と左雁行をなす脈配列面の交線が σ_2 軸（中間圧縮主応力軸）、 σ_2 軸に直交し、両雁行配列面のなす鋭角側を二等分する方向が σ_1 軸（最大圧縮主応力軸）、 σ_1 軸と σ_2 軸の両者に直交する方向が σ_3 軸（最小圧縮主応力軸）とされる。この手法は小断層解析における共役断層法と同一である。

山路 (2001) は小断層解析法のレビューを行い、従来本邦で主に用いられてきた共役断層法が多くの理論的問題を含むことを指摘し、逆解法 (stress inversion method) の方がより好ましいとした。この逆解法においては、断層面の姿勢とスリップベクトルとが必須となる（例えば Angelier, 1979, 1984 ; Marrett and Allmendinger, 1990 ; 三野・山路, 1999 ; 山路, 1999, 2001 ; 富田・山路, 2001）。山路 (2001) の指摘にあるように、共役断層法の問題点は、岩石の変形が 3 次元であるのに、それを 2 次元的に捉えていることと、実際には共役関係にない断層をも共役関係にあるものとみなしてしまっていることにある。跡倉層中の雁行脈配列は緩傾斜の層理面に対して高角をなし (Figs. 4, 11)、右雁行と左雁行の配列面の交線が鉛直に近い場合が多い。このような場合、雁行脈配列を垂直断面 (Fig. 5 の σ_2 軸に平行な断面) で観察できることがしばしばある。先に述べたように、共役断層法で決めた σ_2 軸を含む断面の薄片において、脈をなす繊維状石英の成長方向は σ_2 軸に完全に直交しているわけではないので、 σ_2 軸に平行な変位も多少存在する (Fig. 8.e)。しかし露頭における垂直断面において、個々の雁行脈は右雁行と左雁行の配列面の交線に平行な方向の脈として現われ (Fig. 6.b)、その断面で雁行配列や彎曲を示さず、層理面を変位させることなく、脈の延び方向の変位は認められない。このことは、メソスコピックには雁行脈が共役雁行脈の交線 (σ_2 軸方向) と直交する方向の開口によって形成され、 σ_2 軸方向には変位をもたないとみなせることを示している。換言すれば、共役をなす雁行脈配列が平面歪の変形構造に近似できることを示している。したがって、共役断層法を用いて跡倉層中の共役雁行脈から古応力軸方向を推定することが可能である。本論ではこの手法およびその結果の信頼度を上げるために、それぞれの露頭において明らかに共役関係にある雁行脈のデータのみを用いて古応力軸方向を求めた。雁行脈の古応力場解析に逆解法を適用することは今後の課題となろう。

2. 結果

跡倉層中に発達する雁行脈配列のうち、1 つの露頭で共役セットとして産するもの、計 32 セットから、上述の方法で古応力軸方向を求めた。すでに述べたように、共役をなして産する雁行脈は A タイプのものに限られるため、古応力場解析に用いたものはすべて A タイプの雁行脈である。

Fig. 12.a に示すように、跡倉層に認められる共役雁行脈から求めた古応力軸は、現在の状態で、ブロック A2 では σ_1 軸が北西-南東方向でほぼ水平、 σ_2 軸がほぼ鉛直、 σ_3 軸が北東-南西方向でほぼ水平の姿勢を示す。ブロック B ではややばらつきが認められ、 σ_1 軸が北北西-南南東～北北東-南南西方向でほぼ水平、 σ_2 軸がほぼ鉛直、 σ_3 軸が東北東-西南西～北東-南西方向でほぼ水平の姿勢を示す。ブロック C に関してはデータが少なく、はっきりとしたことはいえないが、 σ_1 軸

Fig. 11. Lower-hemisphere and equal-area projections of poles to vein-array planes.

(a) Present attitude. (b) Attitude after the unfolding of upright folds of the Ato-kura Formation. N_R : number of right-stepping arrays and N_L : number of left-stepping arrays.

Fig. 12. Lower-hemisphere and equal-area projections of the principal paleostress axes inferred from conjugate arrays of en-échelon veins.

(a) Present attitude. (b) Attitude after the unfolding of upright folds of the Ato-kura Formation.

が北北東-南南西～北北西-南南東方向でほぼ水平、 σ_2 軸がほぼ鉛直、 σ_3 軸が西北西-東南東～北東-南西方向でほぼ水平の姿勢を示す。したがって最大圧縮主応力軸 (σ_1 -axis) は、すべてのブロックにおいて、おおむね北西-南東～北北東-南南西方向の水平圧縮を示すことになる。跡倉層が重複褶曲構造をなしていることは先に述べたが (Figs. 1, 2), この褶曲構造

と雁行脈との関係は後に議論する。

議 論

1. 雁行脈の形成条件

一般に、S字状に彎曲した個々の脈からなる雁行脈は、脆性-延性剪断帯 (brittle-ductile shear zone) で形成されたも

のと考えられている (Ramsay and Huber, 1987). 一般に岩石の延性度は、温度・圧力条件、および歪速度などに依存すると考えられる。跡倉層中の雁行脈およびブリッジには、先述したようにブリッジから脈内部にまで延長する圧力溶解劈開や、ブリッジ内部の圧力溶解劈開、脈石英中の波動消光および亜結晶粒子 (Fig. 8. c) が認められる。圧力溶解劈開は粒界拡散、波動消光および亜結晶は結晶塑性変形によって形成されると考えられ、雁行脈では、石英脈中での結晶塑性変形と泥質なブリッジ中での圧力溶解が、ほぼ同時に起こっていると判断される。このような変形機構の共存は、石英の脆性-塑性遷移領域では普遍的に認められるものである (例えば Takeshita and Hara, 1998). Sibson (1983) による断層帯の概念図に照らし合わせると、圧力溶解は約 250°C 以上、石英の結晶塑性変形は 300°C 以上で卓越する変形機構である。Stöckhert et al. (1999) は、石英の脆性-塑性転位温度を 280°C ± 30°C と見積もっている。一般に雁行脈の形成は、ある程度の封圧下において間隙水圧が上昇し、有効応力が低下することで生じると考えられている。したがって跡倉層の雁行脈の形成環境は、ある程度の温度と深さを必要とする。下仁田地域東部では、跡倉層の細礫岩および砂岩がマイロナイト化しており (内田, 1962a の semi-schist に相当), それらは脆性-延性遷移領域 (温度約 300°C, 深さ 10 数 km) で形成されたと推定されている (小林, 1993 a, 1993 b). この温度圧力条件はぶどう石-パンペリー石相の変成相 (おおむね 200°C ~ 300°C : 例えば都城, 1994 ; Frey and Robinson, 1999 ; 坂野ほか, 2000) に相当するが、下仁田地域では明瞭でないものの、寄居地域の跡倉層がぶどう石-パンペリー石相の変成作用を被っていること (平島, 1984) と調和的である。ぶどう石-パンペリー石相の変成作用は跡倉ナップおよび金勝山ナップ構成要素にのみ認められる現象であり、周囲の三波川帯や秩父帯の岩石では確認されない (平島, 1984). したがって、この変成作用時に両ナップ構成要素は互いに近接していたか、あるいは両者が接合した後に変成を受けたものと考えられる。後述するように、雁行脈は跡倉層の重複褶曲構造のうちの正立褶曲群形成時後期に形成されたと考えられ、また、金勝山ナップの跡倉ナップへの衝上は跡倉層の重複褶曲構造後の現象である。したがって、ぶどう石-パンペリー石相の変成作用と、跡倉層の重複褶曲作用および雁行脈の形成との前後関係を明らかにすることは難しい。しかし少なくとも前者の変成作用は、跡倉ナップおよび金勝山ナップが三波川帯の岩石と構造接触するまでには終了していたと考えられる。一方跡倉層のマイロナイト面構造は、東西~西北西-東南東走向・垂直傾斜を示し、線構造は低角度で東または西に沈下する (小林, 1993 a, 1993 b). しかしシアバンドの配列から求めた剪断センスは右横ずれと左横ずれの両方が存在し (小林, 1993 a, 1993 b), 跡倉ナップおよび金勝山ナップの構造発達史上の位置づけに関してはいまだ不明な点が多い。いずれにせよ、跡倉層がある時期において石英の脆性-塑性転位点付近の温度条件にあったことは確実であろう。

2. 雁行脈の形成機構

彎曲した雁行脈の形成モデルには、大きく分けて 1) 脆性-

延性剪断帯において、割れ目の伝播と開口とが同時に起こり、脈の彎曲は剪断変形による脈の差別的回転に起因するとするモデル (例えば Durney and Ramsay, 1973 ; Ramsay and Huber, 1987) と、2) 割れ目の形成後にブリッジが褶曲することで割れ目が開口し、脈の彎曲はブリッジの彎曲によるモデル (例えば Nicholson and Ejiofor, 1987 ; Nicholson, 1991 ; Smith, 1996 b, 1999) の 2 つがある。Smith (1999) は 1) を脈回転モデル (vein-rotation model), 2) をブリッジ回転モデル (bridge-rotation model) と呼んだ。脈回転モデルの場合、ブリッジの長さおよび厚さは剪断変形により変化し得るのに対し、ブリッジ回転モデルの場合、理想的にはブリッジの長さおよび厚さは変形により変化しない。Nicholson and Ejiofor (1987) は、雁行脈配列のブリッジ形態が class 1B 褶曲に相当することを指摘した。跡倉層に認められる雁行脈は、そのタイプにかかわらず、個々の雁行脈の長さが有限であり、厚さを減じながら次第に尖滅する。したがって、脈の等傾斜線が class 3 のパターンを示すのは至極当然である。一方、雁行脈に伴うブリッジは class 1B に近いパターンを示す場合が多い。このことは、これらのブリッジが初生的に層厚一定で形成され、それが曲げ褶曲作用 (flexure folding) によって褶曲したことを示唆している。ブリッジの中には直交層厚 (orthogonal thickness) が一定でないものもしばしば認められるが、これは彎曲していない直線状の雁行脈に伴うブリッジにおいても同様に認められる。したがって、彎曲した雁行脈に伴うブリッジにおいて、その直交層厚が一定でないもの (class 1B からはずれるもの) は、もともと厚さが一定でなかったものが曲げ褶曲作用を被った結果形成された可能性が高い。層厚が一定でないブリッジの内部の変形組織が、層厚一定のものと同様の組織を呈することも、これを支持している。したがって、A タイプ、B タイプ共に、脈がブリッジの褶曲によって受動的に形成されたとするブリッジ回転モデルで説明することは可能である。しかし A タイプ雁行脈の場合、彎曲した脈を切って新たな脈が重複している場合があり (Fig. 9), また、割れ目は脈尖端で消滅する。さらにブリッジ内部には、その全域に渡って層直交方向に劈開が認められる場合がほとんどである。こうした特徴は脈回転モデルと調和的である。先に述べたように、跡倉層中の A タイプ雁行脈には、脈石英の塑性変形とブリッジ中の圧力溶解という異なる 2 つの変形機構が共存しており、それらは石英の脆性-塑性転位温度付近の温度条件 (一般に約 300°C) で生じたものと考えられる。Smith (1996 a) も、雁行脈内部の石英の剪断変形を報告している。このような変形構造が共存する原因として、極細粒な石英および雲母粘土鉱物からなるブリッジでは粒径に強く依存する圧力溶解-沈澱クリープが、比較的粗粒な石英からなる雁行脈では粒径に依存しない転位クリープ (結晶塑性変形) が生じたことが可能性として挙げられる。以上のことから、A タイプ雁行脈は、脈回転モデル (より延性的な変形過程) とブリッジ回転モデル (より脆性的な変形過程) の両方の特徴を備えているといえる。

B タイプの雁行脈は、A タイプのものに比べて大きく、脈

先端部は節理に連続し、ヒンジ付近で急激に曲率を増すシェブロン褶曲様の形態を呈する。さらにブリッジ内部では、ブリッジの座屈に由来すると考えられる変形微細構造（外弧での引張割れ目と内弧での劈開：Figs. 10. b, 10. c）が顕著である。こうした特徴から考えて、Bタイプの雁行脈は、節理形成後のブリッジの座屈褶曲によって、そのヒンジ付近に形成された鞍状鉞脈（saddle reef）様の雁行脈（Nicholson and Ejiofor, 1987；Nicholson, 1991；Smith, 1996 a, 1996 b, 1999）である可能性が高い。すなわち、その形成過程はブリッジ回転モデルで良く説明できる。Bタイプの脈の場合、それを充填するのは主にポリゴナル～柱状の方解石および石英である。Bons (2001), Hilgers et al. (2001) は鉞物脈の結晶成長シミュレーションを行い、脈壁の平滑度と開口速度によって充填鉞物のファブリックが変化し、必ずしも脈開口の軌跡をトレースするような繊維状鉞物が成長するわけではないことを明らかにした。特に、脈壁が平滑な場合と、脈開口速度が結晶成長速度よりも速い場合には、ポリゴナルな粒子が形成されやすいことを示している。また、空隙が形成された後に流体から鉞物が沈澱すれば、その組織が自形性の良い形態を呈するであろうことは容易に推定される。Bタイプ雁行脈における脈鉞物の組織上の特徴は、このことと調和的である。

脈の形成機構と関連して、脈形成に伴う母岩の体積変化も重要であろう。雁行脈の体積を正確に測定することは難しいが、Fig. 9 に示した試料で試算してみることにする。Fig. 9 は薄片の顕微鏡写真を貼り合わせたもの（倍率 20 倍、合成後の大きさ約 50 cm×36 cm）をトレースし、縮小したものをデジタル化した図であるが、この画像データ（画像サイズ約 26 cm×19 cm、解像度 300 dpi）を Macintosh 用画像処理ソフト『Adobe Photoshop 6.0』で計算すると、試料の全面積は 3.78 cm² となる。一方、脈部分の面積は 0.54 cm² である。したがって、母岩部分は 3.24 cm² となり、劈開形成による母岩の体積減少を考慮しない場合、雁行脈形成による面積増加は 16.6% となる。実際には 3 次元で考えなければならず、雁行脈は σ_2 軸方向にもその幅を減ずる（無限に続く平板ではない）ので、もう少し低い割合になるであろう。これに劈開形成や間隙率低下による母岩の体積減少が加われば、その差引の割合はさらに低くなるはずである。また、脈配列をすべてとらえられるわけではないので、測定範囲の違いによる誤差も大きいと予想される。いずれにせよ、脈鉞物の安定同位体比等を検討し、脈鉞物を沈澱させた流体の起源を解明することと併せて考える必要がある。

3. 跡倉ナップ構造発達過程における雁行脈の位置づけ

新井ほか (2000 a) は、跡倉ナップおよび金勝山ナップを複合ナップと捉え、

1) ペルム紀花崗岩類（金勝山ナップ構成要素）の張り出しに伴う跡倉層の押被せ褶曲および正立褶曲の形成（上盤南南東移動および南北圧縮）

2) 金勝山ナップの跡倉層への衝上（上盤南～南西移動）

3) 跡倉-金勝山ナップの移動（上盤西移動→上盤北西～北移動→上盤北移動：Kobayashi, 1996）

の順に発達したと考えた。

先述したように、共役雁行脈から求めた最大圧縮主応力軸は、北西-南東～北北東-南南西方向に集中する（Fig. 12. a）。このような応力方向は、上述 1) のステージのものとはほぼ一致する。3) の跡倉-金勝山ナップの移動のうち、上盤北西～北および上盤北のものは、三波川帯の上昇に伴う伸張テクトニクス下で形成された可能性が指摘されており（高木・小林, 1994；新井ほか, 2000 a）、圧縮場が期待される雁行脈の形成には該当しない。

跡倉層は南フェルゲンツの押被せ褶曲と、それを曲げる東西トレンドの開いた正立褶曲群からなる重複褶曲構造をなすことが報告されている（新井・高木, 1998）。跡倉層の宮室砂岩泥岩部層の泥岩部には劈開が発達するが、この劈開は押被せ褶曲に伴って形成されたものと考えられている（新井・高木, 1998）。跡倉層に認められる雁行脈はこの劈開を切って発達している（Fig. 6. b）。したがって、雁行脈は押被せ褶曲に伴う劈開形成後に発達したものとと言える。

共役雁行脈から求めた σ_1 軸はほぼ水平、 σ_2 軸はほぼ鉛直であり、跡倉層のどのブロックにおいても大きな違いはない。しかしすでに述べたように、ブロック A2 および B では σ_1 軸が層理と平行に近いのに対し、ブロック C ではほぼ垂直である。また、 σ_1 軸方向は、ブロック A2 および B では北西-南東～北北東-南南西方向、ブロック C では北北東-南南西～北北西-南南東方向である。雁行脈と跡倉層の正立褶曲構造との前後関係を調べるために、新井・高木 (1998) と同様の方法により共役雁行脈から求めた主応力軸の姿勢（Fig. 12. a）を正立褶曲を開いた状態に戻す作業を行うと、それらは Fig. 12. b のようになる。ブロック A2 は、もともと緩傾斜～ほぼ水平の層理面をもつ地層からなるので、正立褶曲を開く前と開いた後の主応力軸の姿勢および分布傾向の変化は少ない。一方ブロック B のデータは、どちらの場合も主応力軸の集中度にほとんど変わりはないが、正立褶曲を開く前の状態の方が、 σ_1 軸は南北～北西-南東方向に、 σ_3 軸は東北東-西南西方向といったように、それぞれの主応力軸の方向性が揃っている傾向が弱いながら認められる。ブロック C では上述のように、ほかのブロックと同様に σ_1 - σ_3 面がほぼ水平であるのに対し、層理面は正立褶曲によって高角に傾斜している（Figs. 4, 6. c, 12）。正立褶曲を開くと、 σ_1 - σ_3 面は垂直に近い傾斜に変化してしまう（Fig. 12. b）。このように、少なくとも正立褶曲を開いた後より開く前の方が、各ブロック間の主応力方向に類似性が認められる。したがって、先に述べた重複褶曲構造から推定される最大圧縮主応力軸方向、層理面と主応力軸との関係、ブロックごとの σ_1 軸方向、正立褶曲を開く前と開いた後の変化を考えると、跡倉層中に認められる雁行石英脈は、跡倉層の正立褶曲群形成時後期に形成されたものと考えることができる。先に述べたように、 σ_1 軸方向はブロック A2 および B（北西-南東～北北東-南南西方向）とブロック C（北北東-南南西～北北西-南南東）とでやや異なっており、両者が異なるステージで形成された可能性も考えられる。ブロック C からの古応力場データは少ないため、はっきりとしたことはいえないが、先に述べたように、少なくとも A タイプの雁行脈を形成した環境は、ある限られた環境

にあったと考えられるので、ブロック C の雁行脈が他のブロックの雁行脈とまったく別のステージで形成されたと考えるよりも、両者が一連の期間内で形成されたと考える方が妥当であろう。

跡倉層の重複褶曲構造（南フェルゲンツの押被せ褶曲と、それを曲げる正立褶曲）と酷似する構造は、四国西部、真穴地域の真穴層からも報告されている（武田ほか, 1993; 武田, 1995）。真穴層は真穴ナップをなし、共にナップをなす深成岩・変成岩との類似性から、広義の跡倉ナップに対比されている（武田, 1995）。跡倉層と真穴層は岩相や碎屑物組成（鹿島, 1992; 武田・長尾, 1992; 武田, 1995; 新井ほか, 2000 b）が類似するだけでなく、地質構造も酷似している。高木・柴田（1996, 2000）は、真穴ナップおよび広義の跡倉ナップの構成要素が、かつて三波川帯と領家帯との間に 1 つの地帯（古領家帯）を形成していたと考えた。しかしこれには反論もあり（例えば山北・大藤, 2000）、いまだ議論の余地がある。しかしいずれにせよ、跡倉層および真穴層に認められる重複褶曲構造は局所的な造構作用に起因するものではなく、広域応力場の影響下で形成されたことを示唆しているといえよう。ただし、真穴ナップのナップ境界は、下盤の三波川帯の正立褶曲に参加している（武田ほか, 1993）のに対し、跡倉ナップでは、緩傾斜のナップ基底断層が高角傾斜の跡倉層の層理面（すなわち正立褶曲構造）と斜交しており（内田, 1962 b）、跡倉層の正立褶曲構造が下盤の三波川帯の構造と不調和であるという違いがあり、両ナップと三波川変成岩類との接合時に、異なるテクトニクスを辿った可能性がある。以下、跡倉-金勝山ナップに限って考察すると、まず跡倉層の堆積年代の上限は、下仁田地域においては Turonian ~ Coniacian 以降と考えられる（新井ほか, 1963; 新井・高木, 1998; Fig. 3）。また、跡倉-金勝山ナップの北限を画する大北野-岩山線（Fig. 1）は、上部中新統本宿層（野村・小坂, 1987）に覆われている。したがって、跡倉-金勝山ナップの一連の造構作用は Coniacian ~ 中期中新世までの間に起こったものといえる。金勝山ナップが跡倉ナップへ衝上した時期が明らかでないため、それ以前と考えられる跡倉層の重複褶曲構造の形成時期、および雁行脈の形成時期をこれ以上絞り込むことは現段階では困難である。しかし今回得られたような、より具体的な応力指示構造である共役雁行脈から求めた古応力場を、他の構造から示唆される古応力場と総合、比較することで、日本の地体構造の大変遷を起こしたと考えられる白亜紀後期 ~ 古第三紀のテクトニクスを解明して行くことがこれからの課題であろう。

ま と め

関東山地北西部、跡倉ナップをなす上部白亜系跡倉層中に認められる雁行脈の構造解析により、以下のことが明らかとなった。

1. 跡倉層中に認められる雁行脈は、A タイプおよび B タイプの 2 つのタイプに識別される。A タイプのものは、個々の脈が彎曲し、右雁行と左雁行とが共役をなして産出する場合がほとんどである。一方、B タイプの雁行脈は、A タイプ

のものに比べてスケールが大きく、脈先端が節理に連続する。このタイプの雁行脈は、共役をなさない左雁行が 1 例のみ認められた。

2. 脈をなす鉱物は、A タイプでは主として石英および緑泥石であり、少量のアルバイトおよび方解石を伴う。鉱物組織は繊維状 ~ 長柱状の場合とポリゴナル ~ 柱状の場合とが認められるが、繊維状をなす場合が多い。B タイプは主に方解石および石英からなり、少量の緑泥石および斜長石を伴う。脈中心部にはポリゴナル ~ 柱状の方解石が認められ、脈外縁部に石英および緑泥石が認められる場合が多い。

3. 雁行脈の形態および組織から判断すると、A タイプのものは脆性-延性剪断帯における変形において形成されたものと考えられる。一方、B タイプのものは、節理形成後、ブリッジが曲げ褶曲作用で変形した際に生じた鞍状鉱床（saddle reef）様の鉱物脈として形成されたものと考えられる。

4. 共役雁行脈から求めた古応力軸方向は、 σ_1 軸が北西-南東 ~ 北北東-南南西方向でほぼ水平、 σ_2 軸がほぼ鉛直、 σ_3 軸が北東-南西 ~ 西北西-東南東方向でほぼ水平の姿勢を示す。

5. 雁行脈と他の変形構造との前後関係、および共役雁行脈から求めた古応力軸の方向から判断すると、雁行脈は跡倉層のなす重複褶曲構造と関連しており、正立褶曲群形成時後期に形成されたものと考えられる。

謝 辞

本研究の一部には、財団法人深田地質研究所の平成 14 年度「深田研究助成」を使用した。本論をまとめるにあたり、早稲田大学教育学部の高木秀雄教授には終始ご指導を賜り、粗稿をご高覧いただいた。同、澤口 隆博士には日々議論していただいた。研究当初、群馬県吾妻町の戸谷啓一郎氏には跡倉層の雁行脈について有益なご意見をいただいた。早稲田大学教育学部の米持賢治氏には EPMA 分析でお世話になった。担当幹事の大阪教育大学石井和彦助教授、および査読者の広島大学竹下 徹教授、新潟大学小林健太博士には有益なご指摘をいただき、小論を大幅に改善することができた。ここに改めて御礼を言上する次第である。

文 献

- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, T 17-T26.
- Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 5835-5848.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963, 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究. 地球科学, no. 64, 18-31.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島考守・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1966, 下仁田構造帯. 地球科学, no. 83, 8-24.
- 新井宏嘉・小林健太・淡路動太・高木秀雄, 2000 a, 跡倉ナップに累重する金勝山ナップの運動像. 日本地質学会第 107 年学術大会演旨, 119.
- 新井宏嘉・村上慎二郎・高木秀雄, 2000 b, 関東山地跡倉層の後背

- 地. 地質学論集, no. 56, 123-136.
- 新井宏嘉・高木秀雄, 1998, 関東山地, 跡倉ナップの構造発達: 押被せ褶曲の復元. 地質雑, 104, 861-876.
- 坂野昇平・島海光弘・小畑正明・西山忠男, 2000, 岩石形成のダイナミクス. 東京大学出版会, 東京, 304 p.
- Beach, A., 1975, The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, 245-263.
- Bons, P.D., 2001, Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model. *Jour. Struct. Geol.*, 23, 865-872.
- Craddock, J.P. and van der Pluijm, B.A., 1988, Kinematic analysis of an en-echelon-continuous vein complex. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 445-452.
- Durney, D.W. and Ramsay, J.G., 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In De Jong, K.A. and Scholten, R., eds., *Gravity and tectonics*, John Wiley, New York, 67-96.
- Frey, M. and Robinson, D., 1999 ed., *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, 313 p.
- 藤本治義, 1958, 南佐久郡地質誌. 南佐久教育会, 長野, 314 p.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造. 秩父自然科博研報, no. 3, 1-41.
- 萩原信太郎・石井和彦, 2000, エシェロン状石英脈の形態的特徴. 構造研 2000 年度冬の例会演旨, 38-39.
- Hancock, P.L., 1972, The analysis of en-echelon veins. *Geol. Mag.*, 109, 269-276.
- 端山好和・柴田 賢・内海 茂, 1990, 関東山地北縁の 2・3 の岩石の放射年代. 地質雑, 96, 319-322.
- Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P.D. and Urai, J.L., 2001, Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Jour. Struct. Geol.*, 23, 873-995.
- 平島崇男, 1984, 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, 90, 629-642.
- 石井 醇・高橋 修・金子義道・松川正樹, 1991, 初谷層の再検討. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 147.
- 石井和彦, 2001, エシェロン状石英脈の形態と組織. 日本地質学会第 108 年学術大会演旨, 258.
- 鹿島愛彦, 1992, 四国西部白亜系の砂岩組成と堆積環境. 地質学論集, no. 38, 291-297.
- 小林健太, 1993 a, 跡倉層内部の延性剪断帯. 日本地質学会第 100 年学術大会演旨, 452.
- 小林健太, 1993 b, 関東山地跡倉ナップと四国西端部真穴ナップの類似性. 構造研冬の例会演旨, 33.
- 小林健太, 1995, 関東山地北縁部の中央構造線. 地質雑, 101, 729-738.
- Kobayashi, K., 1996, Rotation of slip direction of the Atokura Nappe viewed from microstructural analyses of brittle shear zones in the Sambagawa belt, Southwest Japan. *Jour. Struct. Geol.*, 18, 563-571.
- 小林健太・高木秀雄, 1991, 断層の内部構造からみた関東山地跡倉ナップの移動方向. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 291.
- 前田四郎, 1954, 関東山地東部の地質構造. 千葉大学文理学部紀要, 1, 160-165.
- Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990, Kinematic analysis of fault-slip data. *Jour. Struct. Geol.*, 12, 973-986.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, 104, 634-653.
- Means, W.D. and Li, T., 2001, A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Jour. Struct. Geol.*, 23, 857-863.
- 三野浩一朗・山路 敦, 1999, 複数の応力状態を経験した地域における小断層解析: 房総半島の更新統を例として. 地質雑, 105, 574-584.
- 都城秋穂, 1994, 変成作用. 岩波書店, 東京, 256 p.
- Nicholson, R., 1991, Vein morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of echelon mineral veins. *Jour. Struct. Geol.*, 13, 635-641.
- Nicholson, R. and Ejiofor, I.B., 1987, The three-dimensional morphology of arrays of echelon and sigmoidal, mineral-filled fractures: data from north Cornwall. *Jour. Geol. Soc. London*, 144, 79-83.
- Nicholson, R. and Pollard, D.D., 1985, Dilatation and linkage of echelon cracks. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 583-590.
- 日本地質学会訳編, 2001, 国際層序ガイド. 共立出版, 東京, 238 p.
- 野村 哲・小坂共栄, 1987, 群馬県南西部の新第三系の地質構造発達史. 群馬大学教養部紀要, 21, 51-68.
- 小川町史編さん委員会, 1999, 小川町の歴史 別編 小川町の自然地質編. ぎょうせい, 東京, 283 p.
- Olson, J.E. and Pollard, D.D., 1991, The initiation and growth of en-echelon veins. *Jour. Struct. Geol.*, 13, 595-608.
- 小野 晃, 1983, 関東山地, 金勝山石英閃緑岩の K-Ar 年齢. 岩鉱, 78, 38-39.
- 小野 晃, 1985, 関東山地皆野町山形の角閃岩相の変成岩類と K-Ar 年代. 地質雑, 91, 19-25.
- 小野 晃, 1990, 関東山地北縁部の三波川帯に阿武隈変成岩類の発見. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 575.
- 小野 晃, 2000, 跡倉ナップのテクトニック・ブロックとその地質学的意義. 地質雑, 106, 620-631.
- Pollard, D.D., Segall, P. and Delaney, P.T., 1982, Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 93, 1291-1303.
- Ramsay, J.G., 1967 ed., *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Ramsay, J.G. and Graham, R.H., 1970, Strain variation in shear belts. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987 ed., *The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures*. Academic Press, London, 700 p.
- Roering, C., 1968, The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays. *Tectonophysics*, 5, 107-123.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995, 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, 49, 271-291.
- Shainin, V.E., 1950, Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61, 509-517.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1989, 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, 95, 687-700.
- Shiota, T., Hara, I., Seki, S., Ikeda, Y., Okudaira, T. and Hide, K., 1993, Sinistral en echelon folding of the Sambagawa schists and its tectonic implication. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 9, 671-683.
- Sibson, R.H., 1983, Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Jour. Geol. Soc. London*, 140, 741-767.
- Smith, J.V., 1996 a, En-echelon sigmoidal vein arrays hosted by faults. *Jour. Struct. Geol.*, 18, 1173-1179.
- Smith, J.V., 1996 b, Geometry and kinematics of convergent conjugate vein array systems. *Jour. Struct. Geol.*, 18, 1291-1300.
- Smith, J.V., 1997, Initiation of convergent extension fracture vein arrays by displacement of discontinuous fault segments. *Jour. Struct. Geol.*, 19, 1369-1373.
- Smith, J.V., 1999, Inter-array and intra-array kinematics of en-echelon sigmoidal veins in cross-bedded sandstone, Merimbula, southeastern Australia. *Jour. Struct. Geol.*, 21, 387-397.
- Stöckhert, B., Brix, M.R., Kleinschrodt, R., Hurford, A.J. and Wirth, R., 1999, Thermochronometry and microstructures of quartz—a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. *Jour. Struct. Geol.*, 21, 351-369.
- 高木秀雄, 1991, 寄居変成岩-関東山地北縁部の異地性変成岩体 その 1. 泥質片麻岩中のざくろ石の化学組成について. 早稲田大学教育学部学術研究一生物学・地学編一, no. 40, 9-25.
- 高木秀雄・小林健太, 1994, 関東山地三波川帯, 跡倉ナップの諸問題. 構造地質, no. 40, 152-154.

- 高木秀雄・朴 容世・益子竜行・田中秀実・小泉雅一・板谷徹丸・坂 幸恭, 1995, 関東山地, 山中地溝帯三山層中の花崗岩礫の K-Ar 年代. 地質雑, 101, 648-658.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1996, 古領家帯の復元. テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 211-219.
- 高木秀雄・柴田 賢, 2000, 古領家帯の構成要素と古領家-黒瀬川地帯の復元. 地質学論集, no. 56, 1-12.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の花崗岩類の K-Ar 年代. 地質雑, 95, 369-380.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・山田隆司, 1992, 関東山地北縁部, 跡倉層中の花崗岩礫の K-Ar 年代. 地質雑, 98, 971-974.
- 武田賢治, 1995, 四国西端部の真穴帯と黒瀬川帯. 日本地質学会第 102 年学術大会見学旅行案内書, 31-46.
- 武田賢治・横坂 敏・板谷徹丸・西村祐二郎, 1993, 四国西端部三瓶地域の真穴帯一構成と地体構造的位置づけ. 地質雑, 99, 255-279.
- 武田賢治・長尾明子, 1992, 四国西端部黒瀬川帯に分布する真穴層砂岩の供給源地について. 日本地質学会第 99 年学術大会演旨, 250.
- Takeshita, T. and Hara, I., 1998, c-Axis fabrics and microstructures in a recrystallized quartz vein deformed under fluid-rich greenschist conditions. *Jour. Struct. Geol.*, 20, 417-431.
- 竹下 徹・直本啓祐・八木公史, 1997, 広島大学理学部地球惑星システム学教室蔵変形岩試料の研究 (3) エシユロン石英脈中の古応力場解析と形成温度. 広島大学博物館研究報告, no. 3, 41-49.
- 竹内圭史, 2000, 関東山地跡倉ナップのペルム紀ホルンフェルス. 地質学論集, no. 56, 137-146.
- 竹内圭史・牧本 博, 1995, 関東山地跡倉ナップ, 緑色岩メランジュ中の角閃岩岩塊の K-Ar 年代. 地質調査所月報, 46, 419-423.
- 富田 智・山路 敦, 2001, 共役断層による小断層解析はすべて誤りか? 新潟県新津丘陵における多重逆解法と共役断層法との比較. 地質雑, 107, 711-721.
- 戸谷啓一郎, 1964, 群馬県下仁田町跡倉層中の羽状割目について (演旨). 地質雑, 70, 396.
- 佃 栄吉, 1976, 累進剪断変形における en-échelon veinlets の形成とその変形. 小島丈児先生還暦記念文集, 広島大学出版研究会, 259-265.
- 内田信夫, 1961, 群馬県・下仁田付近の地質一 (その一) 四つ又山押しかぶせ構造について. 成蹊論叢, no. 1, 177-192.
- 内田信夫, 1962 a, いわゆる跡倉礫岩について一群馬県下仁田付近の地質, その 2. 地質雑, 68, 133-140.
- 内田信夫, 1962 b, いわゆる跡倉クリッペ群について一群馬県下仁田付近の地質, その 3. 成蹊論叢, no. 2, 1-15.
- 渡部景隆, 1954, 内山断層について一関東山地北西部第三系の地史学的研究一. 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室研究報告, no. 3, 105-115.
- 渡辺嘉士・浅野浩正・伊能正行・北村恵美子・高橋 修・益子進一・宮地竜彦・石井 醇, 1990, 関東山地北東部の析谷層から後期白亜紀化石の産出. 地質雑, 96, 683-685.
- 山路 敦, 1999, 多重逆解法: 複数の応力を検出する小断層解析の手法. 構造地質, no. 43, 79-88.
- 山路 敦, 2001, 総説: 新しい小断層解析. 地質雑, 107, 461-479.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000, 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線-黒瀬川断層系による日本列島先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, no. 56, 23-38.

(要 旨)

新井宏嘉, 2002, 雁行脈を用いた関東山地跡倉層中の古応力場解析. 地質雑, 108, 575-590.
(Arai, H., 2002, Paleostress-field analysis by en-échelon veins in the Atokura Formation, Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 108, 575-590)

関東山地北縁部, 跡倉ナップを構成する上部白亜系跡倉層には共役雁行脈が発達する. これを用い, 跡倉層中の古応力場を解析した. 雁行脈はその形態的特徴により, 個々の脈が相似褶曲の形態を呈し, 尖端が他の機械的異方面に連続しないもの (A タイプ) と, A タイプに比べて規模が大きく, 個々の脈がシェブロン褶曲の形態を呈し, 尖端が節理に連続するもの (B タイプ) の 2 つに区分される. 共役雁行脈は A タイプにのみ認められる. A タイプは主に石英および緑泥石からなり, 脆性-延性剪断帯で形成された. B タイプは方解石および石英を主とし, 節理形成後の開口で形成された. 共役雁行脈から求めた古応力場は, 最大圧縮主応力軸: 北西-南東~北北東-南南西方向, 水平, 中間圧縮主応力軸: ほぼ鉛直, 最小圧縮主応力軸: 北東-南西~西北西-東南東方向, 水平である. これらは跡倉層の重複褶曲構造のうち, 正立褶曲群形成時後期に形成された.