

青葉山周辺から産する鉱物標本の産出層準

－ 仙台地域の地学教材の基礎資料 －

* 川 村 寿 郎・** 猪 瀬 文 野・*** 佐 藤 奈 月
**** 檀 原 徹・**** 岩 野 英 樹

Stratigraphic horizons of mineral specimens occurring around the Aobayama Hill :
Foundational data for geology-teaching materials in the Sendai area

KAWAMURA Toshio, INOSE Ayano, SATO Natsuki,
DANHARA Tohru and IWANO Hideki

Abstract

Mineral specimens occurring around the Aobayama Hill have been utilized as scientific study objects, also as familiar geology-teaching materials in the Sendai area. We investigate the background geology of their occurrences including stratigraphic horizons, depositional conditions, and radiometric age. Large crystals of anorthite and augite, originally produced as crystal bombs of volcanic eruptions, are collected from a tuff breccia bed of the lowest part of Upper Miocene Mitaki Formation which unconformably covers the Nashino Formation. Large pseudomorph specimens of high-quartz are obtained from matrix-supported conglomerate, tuffaceous sandstone or pebble-containing mudstone beds, which strata overlie the Mitaki Formation. Zircon grains from the high-quartz horizon are dated to 8.0 ± 0.7 Ma as fission-track age by the LA-ICP-MS method combined with the U-Pb dating. The strata including high-quartz horizon beds, often showing chaotic or dipping, are covered by a flat bed of clast-supported conglomerate underlying the Pliocene Tatsunokuchi Formation. They belong not to the Pliocene Kameoka Formation as a conventional thought, but probably to the Upper Miocene Shirasawa Formation or the upper part of Nashino Formation, which two formations have been regarded as contemporaneous to the Mitaki Formation. Possibly, high-quartz have been derived from pumice tuff of the Nashino Formation which had been exposed in adjacent area at that time.

(206語)

Key words : mineral specimens (鉱物標本)

anorthite (灰長石)

high quartz (高温石英)

occurrence horizon (産出層準)

zircon fission-track dating (ジルコンフィシオントラック年代)

school science material (理科教材)

* 理科教育講座
** 会津若松市立大戸小学校
*** 鮫川村立鮫川小学校
**** (株)京都フィション・トラック

1. はじめに

宮城教育大学の位置する青葉山丘陵の北西部周辺では、新第三系中新統～鮮新統の地層の中に、標本価値の高い鉱物が産出することがよく知られている。特に三滝層から産出するCaに富む斜長石（以下、「灰長石」）と亀岡層から産出する両錘状の高温型石英（ β -石英）仮像（以下、「高温石英」）はいずれも巨晶として産することから（図1）、古くより鉱物学的に研究されてきた（Kozu, 1914; 神津ほか, 1937; 神津・加藤, 1941; Sunagawa and Sugibuchi, 1986 など）ばかりでなく、地元で採集できる鉱物標本として、仙台地域の代表的な地学教材としても利用されてきた（宮城県高等学校理科研究会地学部会編, 1975; 地学団体研究会仙台支部編, 1980, 1993, 2011）。宮城教育大学理科教育講座でも、大学の立地条件を活かし、1970年代より「地学実験」の授業の中で野外観察の対象としてきている。

しかし、そうした研究や教材の好対象であるにもかかわらず、これら鉱物標本の産出の地質学的背景に関しては、未だ不明な点を多く残している。特に、産出層準と年代、およびその層序的な位置づけについては不明確なままとなっている（例えば、地学団体研究会仙台支部, 2011）。

本研究では、鉱物標本の産出地点周辺の地質を再検討して、産出層準を明確にするとともに、その層序的な位置づけについて、新たに得られたジルコンのフィッシュトラック年代（以下、「FT年代」）測定結果もふまえて議論する。

2. 青葉山周辺の地質

層序区分

青葉山丘陵周辺には、新第三紀中新世～鮮新世および第四紀の地層が分布し、層序区分がなされている（北村ほか, 1986; 藤原ほか, 2013）。新第三紀の地層は、下位より、綱木層（名取層群）、梨野層、白沢層、三滝層（以上、秋保層群）、仙台層群の亀岡層、竜の口層、向山層、大年寺層（以上、仙台層群）に区分される（図2）。また、第四紀の地層は、下位より、青葉山層、段丘堆積物層、沖積層からなる（図2）。

名取層群の綱木層は中新世後期の海成層であり、火

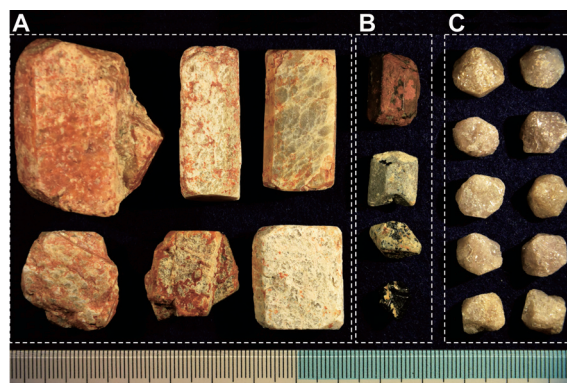


図1 青葉山周辺から産する灰長石・普通輝石と高温石英の標本

A: 灰長石。主軸長は最大4 cmに達する。双晶をなすものが多い。B: 普通輝石。主軸長は最大1.5 cmに達する。C: 高温石英。主軸長は1 cmを超える。

山礫凝灰岩、凝灰質砂岩、角礫岩などの互層からなり、青葉山丘陵では主に南西部に分布する。秋保層群の梨野層は、中新世後期の陸成層を主とし、軽石凝灰岩、泥岩、礫岩、亜炭などからなり、乱堆積構造やスランプ褶曲がよく見られる。下位の綱木層を不整合に覆うとされるが（北村ほか, 1986）、整合との見方もある（遅沢, 2002）。青葉山丘陵では南西部や北部の広瀬川沿いに分布する。白沢層は、梨野層の上位に重なる内陸性の湖成層であり、主に凝灰岩と凝灰質シルト岩の互層からなる。三滝層は、玄武岩～安山岩質の溶岩や火山砕屑岩からなり、青葉山丘陵北部からさらに北西方の西風蕃山-権現森丘陵にかけて分布する。梨野層や白沢層とは、一部指交関係にあるとされる（北村ほか, 1986）。この点に関して、本報告で特に言及し議論する。

仙台層群は、最後期中新世～鮮新世の一連の地層であり、青葉山丘陵では縁辺部や丘陵を下刻する谷沿いに分布する。仙台層群には、陸成層の上に海成層が重なる海進が2回記録されている。陸成層である亀岡層は、礫岩、砂岩、亜炭などからなり、下位の三滝層などを不整合に覆う。竜の口層は亀岡層に整合的に重なる海成層であり、泥岩、砂岩、凝灰岩などからなり、二枚貝化石を多く含む。向山層は下位の竜の口層などを不整合に覆う陸成層であり、砂岩、シルト岩、亜炭などからなり、中部に火砕流起源の厚い軽石凝灰岩（広瀬川凝灰岩部層）を含む。大年寺層は向山層の上に整合または軽微な不整合で重なる海成層であり（藤原ほか, 2013）、砂岩、シルト岩からなり、貝化石を含む。

青葉山丘陵では、新第三紀の地層を不整合で覆っ

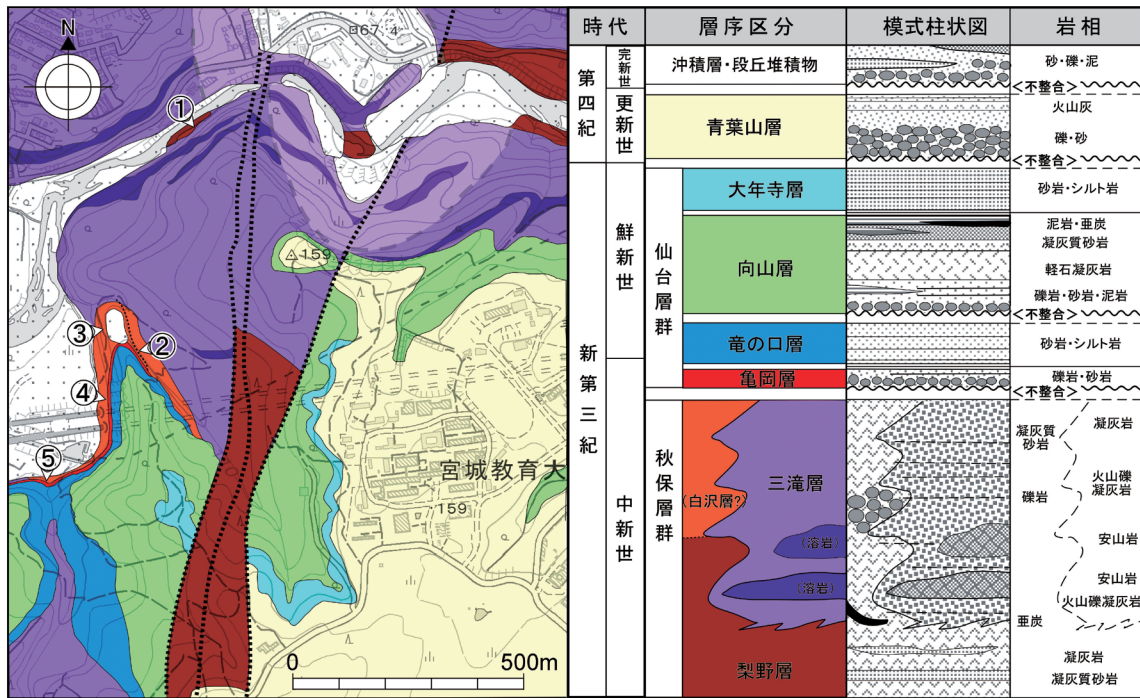


図2 青葉山北西周辺の地質図(左)と岩相層序(右)

地質図は遅沢(2002)を一部改変。細破線は「青葉断層帯」の3断層、粗破線は地すべり面(「青葉山地すべり」)を表す。背景地図は国土院地図(電子国土 web: <https://maps.gsi.go.jp/#17>)を使用。岩相層序の区分は北村ほか(1986)および藤原ほか(2013)に基づき、一部改変。

て、第四紀の青葉山層が、高位段丘面をなす丘陵一帯の表層に広く分布する。青葉山層は第四紀更新世の扇状地性堆積物である下部の礫・砂と上部の火山灰からなる(北村ほか, 1986)。そのほか、丘陵の東縁部や広瀬川沿いには、おもに砂礫や粘土層からなる河岸段丘堆積物と沖積層が分布する。

地質構造

新第三紀の地層は、青葉山丘陵の東部ではおおむね南東方向に緩く傾斜しているが、丘陵の西部では、北西-南東方向の撓曲構造と北北東-南南西の断層帯(「青葉断層帯」)によって、変形・変位している。丘陵南西部では、「鉤取-愛子撓曲」の「佐保山背斜」(遅沢, 2002, 2004a)の北翼をなして、仙台層群までの地層は、北西-南東の走向で10~70°北東に単傾斜しており(遅沢, 2002, 2005)、その構造は「青葉西断層」まで続く。丘陵北西部では、同じく「鉤取-愛子撓曲」の「金剛沢向斜」の軸部付近にあたり、北翼では北西-南東の走向で20~30°南西に傾斜し、南翼では西北西-東南東の走向で20~30°北に傾斜する。ただし、ここでは秋保層群までの地層が向斜構造に参加し、仙台層群はその構造に参加していない可能性がある(後述)。丘陵西部の断層帯は、「青葉西断層」、「青

葉中央断層」、「青葉東断層」からなり、いずれもほぼ垂直で、屈曲しながら北北東-南南西の方向に延び、阿武隈山塊東縁の双葉断層帯の北方延長とされる(遅沢, 2004b)。特に「青葉東断層」は、左横ずれで青葉山層や段丘堆積物層も変位しているため、活断層とみられている(遅沢ほか, 2004b)。「青葉断層帯」に沿って、丘陵北西部では断層に挟まれて下位の梨野層が分布し、また丘陵北縁部の広瀬川沿いでは地すべり(「青葉山地すべり」)となっている。

3. 灰長石の産出層準と産状

産出層準

青葉区落合から八幡にいたる広瀬川沿いに分布する三滝層の火山碎屑物や溶岩には、灰長石の巨晶が含まれることが以前より知られている(Kozu, 1914; 根本, 1930; 神津・加藤, 1941; 宮本ほか, 2013)。特に青葉山丘陵北縁の広瀬川右岸(八幡7丁目)(図2-①)に露出する三滝層の凝灰角礫岩からは、図1に示すような4cmに達する灰長石のほか、1.5cmに達する普通輝石(単斜輝石)が産出する(宮城県高等学校理科研究会地学部会編, 1975; 地学団体研究会仙

台支部, 2011)。これらの鉱物は、図3の柱状図に示すように、三滝層とその下位にある軽石凝灰岩(梨野層)の基底境界から6m上位にある塊状の凝灰角礫岩

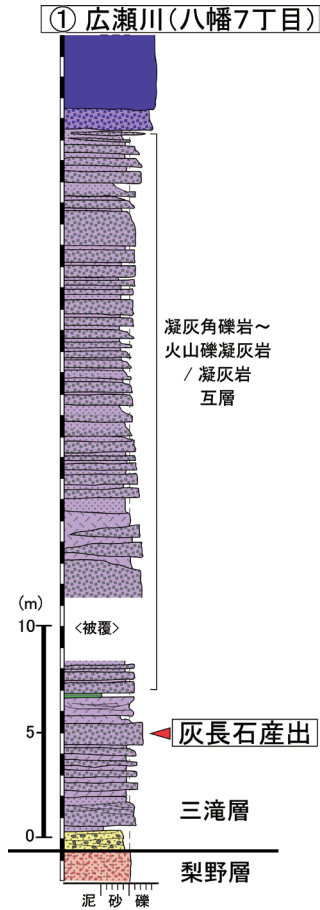


図3 灰長石の産出層準を含む三滝層下部の計測柱状図
作成地点は図2を参照。

層(層厚約3m)に多く含まれる(図4-A、B)。灰長石の産出層より下位や直ぐ上位には、黄灰色～ピンク色の砂質凝灰岩や凝灰角礫岩があり、トラフ型斜交層理が見られる(図3)。産出層より10m上位には、暗紫色～暗灰色を呈し、沸石類で一部空隙充填された凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との中～厚層理互層が重なる。さらに上位には赤色化した火山礫凝灰岩層を覆う礫状ないし塊状溶岩が見られ、玄武岩溶岩流とその熱で赤色変質したことを物語る(宮本ほか, 2013)。なお、三滝層の下位にある広瀬川沿いの梨野層は、宮城県高等学校理科研究会地学部会編(1975)では白沢層、北村ほか(1986)では梨野層と綱木層として地質図に図示され、川村(2013)の宮城教育大学ボーリング資料では綱木層とし、層序区分上問題を残しているが、ここでは遅沢(2002)などにならない、梨野層として取り扱う。

産状

①のセクションの産出層準において、灰長石や普通輝石は、緑灰色や紫色をまだらに呈する塊状の凝灰角礫岩の中に乱雑に散在する(図4-C)。角礫は1～10cm大の玄武岩であり、黒褐色の多孔質なスコリアを含む。標本となる巨晶は、火山灰基質の中、あるいは凝灰岩や玄武岩の礫の中に含まれている。風化して脆いため、乾燥した状態では劈開に沿って割れることが多いが、やや湿潤な状態では個体で取り出すことができる。鉱物の表面は風化によって赤褐色であるが、結晶面は明瞭であり、双晶をなすものが多い。

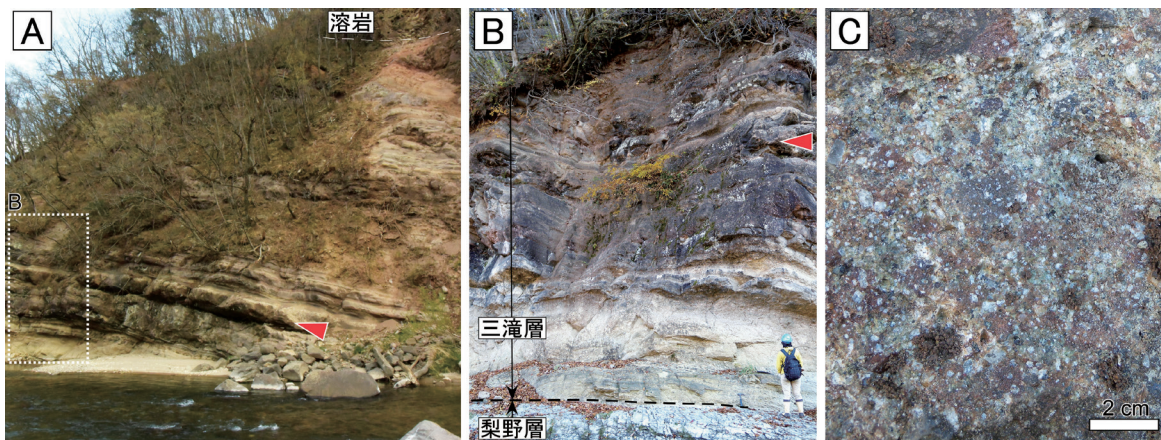


図4 灰長石の産出層と産状(野外写真)

A: 灰長石の産出層付近の露頭。赤矢印が灰長石の産出層準。上方に玄武岩溶岩があり、その下位の凝灰角礫岩は赤色を呈する。広瀬川右岸(八幡7丁目)。B: 灰長石の産出層準(赤矢印)とその上下層。梨野層の軽石質凝灰岩の上に三滝層の凝灰角礫岩が重なる。位置はAの破線範囲。C: 灰長石の産出層(凝灰角礫岩)の接写。灰長石(白色の斑点)を多く含む緑灰色/紫色の角礫からなる。

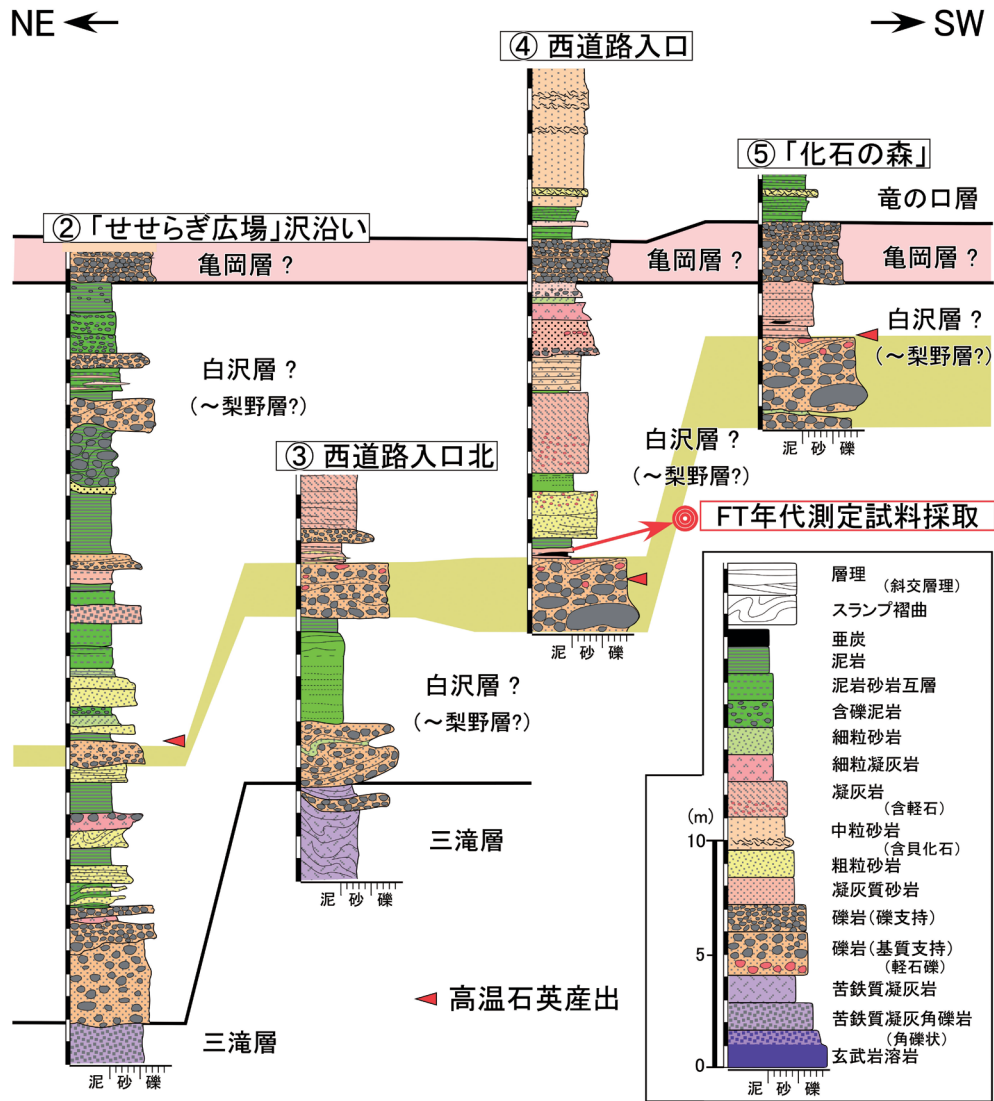


図5 高温石英の産出層準を含む白沢層？—竜の口層下部の計測柱状図
作成地点は図2を参照。

4. 高温石英の産出層準と産状

産出層準

青葉山丘陵北西縁辺部の青葉区郷六周辺は、以前より高温石英の産地として知られ、郷六南方の沢入口（「化石の森」：図2-⑤）では、図1に示すような両錘形を保ち、時に1 cmを超えるような巨晶が多く産する（地学団体研究会仙台支部編，1980など）。さらに西道路入口北（図2-④）や東方の「せせらぎ広場」沢沿い（図2-②）などでも、わずかに産する。高温石英を含む層は、図5および図6に示すように、産出地点によって、②では含礫泥岩、④では礫岩、⑤では砂質泥岩と異なるがいずれも、竜の口層の貝化石層の下にあ

る連続性の良い礫支持礫岩（層厚2～3m）より下位にあり、玄武岩や凝灰岩の巨礫～岩塊を含みスランプ褶曲の見られる基質支持礫岩（最大層厚4 m以上）の中または直上から産する（図5）。礫支持礫岩は、地学団体研究会仙台支部編（2011）で竜の口層基底として図示されるもので、亜角～亜円状の玄武岩を主とする中礫～大礫礫岩で、砂岩～細礫岩を挟んで斜交層理を示す。

②のセクションでは、地層が北西－南東の走向で30°南西に傾斜しており、高温石英の産出する含礫泥岩層より12m下位には、三滝層の凝灰角礫岩を覆う基質支持礫岩層がある。③のセクションでも地層は南西に20～30°傾斜するが、褶曲や破断で乱堆積相を呈する。

④のセクションでは、高温石英を含む基質支持礫岩層とその上位の泥岩や凝灰岩の層は南西に20～30°傾斜するが、それらの上位の礫支持礫岩層や竜の口層はほぼ水平であり、礫支持礫岩層は下位層を傾斜不整合で覆っている(図6-A)。それらに対して⑤のセクションでは、高温石英を含む砂質泥岩の層は東-西の走向で30°北に傾斜しており、それを傾斜不整合で覆う形ですぐ上位に礫支持礫岩層および竜の口層がほぼ水平に累重している。このことは礫支持礫岩層の下位の地層が、西道路付近で北北西方向に伸びる軸をもつ向斜構造に支配されており、②～④のセクションの北翼側と⑤のセクションの南翼側で傾斜が異なることを現している。ただし、この向斜構造は礫支持礫岩から上位の地層の堆積以前に形成されていたものであり、仙台層群堆積後の形成とされる「金剛沢向斜」(遅沢, 2005)とは異なるものとみられる。

産状

②のセクションでは、灰色(内部は青灰色)の含礫

泥岩(層厚1m)の中に、玄武岩などの角礫とともに、泥基質中に散在して含まれる(図6-D)。この含礫泥岩の上位や下位にある粗粒砂岩層にも破碎された高温石英が多く含まれている。④のセクションでは、層厚3m以上の基質支持礫岩の上部で、おもに玄武岩の中礫～大礫の間の砂～泥質基質中に散点的に含まれる(図6-C)。風化により礫岩は褐色を呈し、高温石英も表面や結晶中の割れ目に沿って水酸化鉄で汚染されている。⑤のセクションでは、灰色(内部は青灰色)の泥岩の中に散在するほか、層理をなす細粒砂岩と泥岩の中に含まれる。砂岩には碎片化された石英も多い。高温石英は濡れた状態では半透明でやや紫がかっているが、内部に割れ目が生じているため乾燥状態では白色を呈する。高温石英の産する泥岩の直下には凝灰質砂岩を基質とする基質支持礫岩があり、径2mを超える玄武岩岩塊～大礫のほか、軽石凝灰岩、泥岩、亜炭などの層状岩塊が破断され褶曲した状態で乱雑に含まれる(図6-B)。

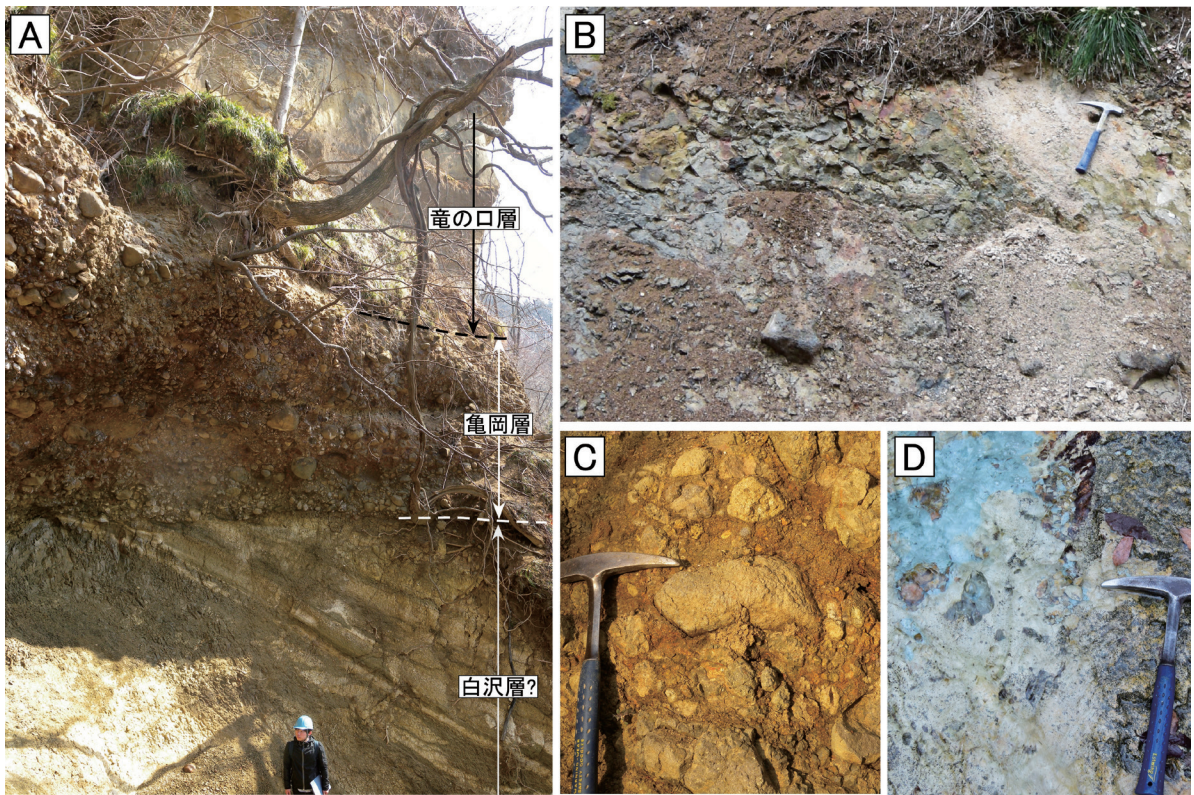


図6 高温石英の産出層と産状(野外写真)

A: 白沢層? \ 亀岡層 \ 竜の口層の累重。亀岡層の礫支持礫岩層が白沢層?の凝灰岩層の上に傾斜不整合で重なる。西道路入口。B: 白沢層?の高温石英の産出層準に見られる乱堆積相(スランブ)。泥岩・凝灰質砂岩・含礫泥岩が乱雑に重なる。「化石の森」。C: 高温石英を含む基質支持礫岩。基質中に高温石英が産する。西道路入口北。D: 高温石英を含む含礫泥岩。「せせらぎ広場」北方の沢沿い。

5. 高温石英の産出層準の FT 年代

測定試料と測定方法

年代測定用試料は、西道路入口北における④のセクション(図2および図4、採取位置:北緯38° 15' 39.00" / 東経140° 49' 23.96")において、高温石英の産出層準である基質支持礫岩層の直上に重なる細粒砂質〜シルト質凝灰岩を採取した。この凝灰岩は、野外では灰白色または一部有機質で紫灰色を呈し、弱い平行層理を示す。凝灰岩試料300g(乾燥重量)中で、ジルコン粒子は約5000個含まれており、含有量が多い。

最初にジルコン粒子を抽出し、結晶の色調・晶癖・自発 FT 密度の違いから、少なくとも4つ以上の年代集団の粒子が混在すると判断した。そして、相対的に年代の若いとみられる2集団(全体の80%)のみを測定対象として、ランダムに粒子を選んで測定した。FT年代測定は、レーザーアブレーション ICP 質量分析(LA-ICP-MS)法(岩野ほか,2012)によって行った(表1)。測定条件などはすべて岩野ほか(2012)に基づく。本質結晶の有無を検証するために、同一粒子のウラン・鉛法による年代(以下、「U-Pb年代」)も併行して測定した。

表1 ジルコン FT 年代測定結果

試料	(1) (2)		結晶数(個)	自発核分裂飛跡		U総計数		(3),(4)		Zeta値 (cm ² ・yr ⁻¹)	(5) 相関係数 r	(6) χ^2 検定 Pr(χ^2)	ウラン濃度(ppm)	(7),(8),(9) 年代値(Ma) Age $\pm 1\sigma$
	測定鉱物	測定方法		ρ_s (cm ⁻²)	N_s	ρ_U (cm ⁻²)	N_U	Uスタンダード計数 pustd ($\times 10^9$ cm ⁻²)	Nustd					
	Zr	Ext.S	28	2.32×10^5	181	4.72×10^9	3,677,657	2,900	46,401	56.4 ± 3.0	0.522	3	120	8.0 \pm 0.7
(全粒子)	Zr	Ext.S	36	2.43×10^5	254	4.45×10^9	4,659,711	2,900	46,401	56.4 ± 3.0	0.479	0	120	(参考) 8.9 \pm 0.7

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコン
- (2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (外部面: Ext.S)
- (3) ²³⁸U濃度, U-Pb年代測定用標準試料:91500(Zr)
- (4) レーザービーム径: 40 μ m相当
- (5) r: ρ_s と ρ_U の相関関係
- (6) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)
- (7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_U) \cdot \text{pustd}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)
- (8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_U + 1/\Sigma N_{\text{ustd}} + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$
- (9) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

表2 ジルコン粒子年代測定結果

U-Pb年代において、** (1個)は異種年代, * (7個)はディスコード年代を示すため、除外した粒子。

粒子番号	FT年代(Ma)		U-Pb年代(Ma)	
	年代	誤差(1 σ)	²³⁸ U- ²⁰⁶ Pb年代	誤差(2 σ)
no.1	7.89 \pm 4.30		6.57 \pm 1.01	18.15 \pm 7.91 *
no.2	15.76 \pm 7.07		7.28 \pm 0.81	6.02 \pm 3.41
no.3	9.63 \pm 7.93		7.50 \pm 1.05	8.61 \pm 5.23
no.4	16.87 \pm 15.19		8.29 \pm 1.15	10.90 \pm 6.13
no.5	12.15 \pm 7.13		7.80 \pm 0.77	8.15 \pm 3.64
no.6	8.59 \pm 7.05		7.30 \pm 1.22	10.92 \pm 6.95
no.7	9.58 \pm 8.62		8.22 \pm 1.53	9.30 \pm 7.50
no.8	5.75 \pm 3.24		7.44 \pm 0.64	6.28 \pm 2.75
no.9	11.84 \pm 9.75		6.73 \pm 1.16	1.72 \pm 2.67 *
no.10	6.42 \pm 7.45		6.97 \pm 1.04	7.97 \pm 5.14
no.11	7.45 \pm 5.03		7.24 \pm 1.16	11.78 \pm 6.88
no.12	23.65 \pm 12.46		7.11 \pm 1.07	17.91 \pm 8.03 *
no.13	12.87 \pm 9.83		7.59 \pm 0.98	28.38 \pm 9.25 *
no.14	11.91 \pm 6.72		6.01 \pm 0.92	8.64 \pm 5.10
no.15	8.69 \pm 6.22		7.91 \pm 1.17	5.30 \pm 4.38
no.16	15.05 \pm 11.48		8.82 \pm 1.35	10.62 \pm 6.86
no.17	8.48 \pm 8.52		8.90 \pm 1.86	28.96 \pm 15.86 *
no.18	6.84 \pm 6.87		6.48 \pm 1.20	7.37 \pm 5.91
no.19	6.79 \pm 5.59		7.38 \pm 0.76	10.89 \pm 4.22
no.20	3.91 \pm 4.54		6.38 \pm 0.69	9.75 \pm 3.89
no.21	21.25 \pm 16.22		7.21 \pm 1.17	12.07 \pm 7.00
no.22	2.72 \pm 2.45		7.88 \pm 0.74	8.59 \pm 3.51
no.23	12.45 \pm 8.40		7.91 \pm 0.94	16.34 \pm 6.30 *
no.24	10.41 \pm 9.38		7.93 \pm 1.28	14.18 \pm 7.93
no.25	11.94 \pm 7.66		13.71 \pm 1.41	15.26 \pm 6.78 **
no.26	7.80 \pm 7.85		7.54 \pm 1.17	6.26 \pm 4.89
no.27	6.34 \pm 5.22		7.16 \pm 1.08	15.62 \pm 7.42
no.28	15.51 \pm 11.08		6.98 \pm 1.09	5.90 \pm 4.61
no.29	5.17 \pm 3.95		7.86 \pm 0.85	6.21 \pm 3.44
no.30	4.51 \pm 9.03		6.88 \pm 1.15	11.74 \pm 6.99
no.31	8.82 \pm 7.94		7.72 \pm 0.84	9.91 \pm 4.38
no.32	11.35 \pm 11.42		7.37 \pm 1.39	8.1 \pm 6.76
no.33	3.53 \pm 5.01		7.21 \pm 1.17	13.47 \pm 7.44
no.34	3.23 \pm 3.74		8.12 \pm 1.19	12.66 \pm 6.0
no.35	9.06 \pm 6.11		7.10 \pm 1.13	23.92 \pm 9.81 *
no.36	7.13 \pm 10.12		7.69 \pm 1.49	18.70 \pm 10.92

測定結果

測定したジルコン粒子は36個であり、全粒子のデータは比較的よくまとまる。しかしU-Pb年代測定では、1個が明らかに古い年代値を示す異種粒子であり、さらにディスコード年代を示す粒子も7個含まれる(表2)。そのため、これら8個を除く28個の粒子を最

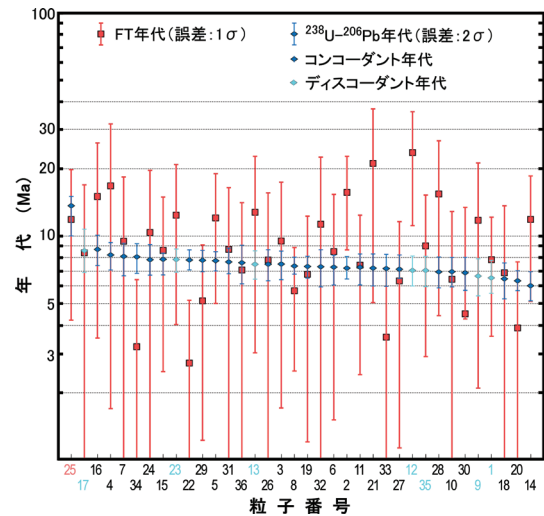


図7 ジルコン粒子の FT 年代と U-Pb 年代
粒子は U-Pb 年代の古い順から配列。粒子番号の赤字と青字は除外した粒子。

も若い FT 単一年代集団とみなした。この粒子集団の FT 年代値は、 $8.0 \pm 0.7\text{Ma}$ である (表 1)。一方、同じ集団の U-Pb 年代値は、 $6.0 \pm 0.9\text{Ma} \sim 8.8 \pm 1.4\text{Ma}$ の間に分布して誤差 3σ 内で一致し、その平均値は $7.4 \pm 0.2\text{Ma}$ である (表 2、図 1)。この平均値は、同じ集団の FT 年代値と誤差範囲内で一致することから、粒子結晶の生成年代と噴出年代が一致するものと判断される。

6. 議論と考察

標本鉱物の堆積環境

灰長石の産出層準を含む三滝層最下部の砂岩や凝灰岩は、陸成層であり、一部に斜交層理が見られることから、流水の影響を受けて堆積した部分を含む。前述した凝灰角礫岩層から産する灰長石や普通輝石は、巨晶ながら結晶形を保った産状を示すため、マグマ中で晶出して火口から放出された結晶火山弾と考えられている (地学団体研究会仙台支部編, 1993)。それらは火山灰基質の中ばかりでなく凝灰岩や玄武岩の礫 (スコリア?) の中にもあるため、凝灰岩中の結晶礫や火山岩斑晶に由来するものも含まれる。前述した産状から、火山弾やスコリアを含む火山灰や火山噴出物が弱い流水によって一部洗い出されて集積したものとみなされる。

高温石英は、神津ほか (1937) により結晶火山弾とされたが、噴出源の火山は明らかではない。斜長石や軽石片も同時に含まれることから、軽石として放出された後、風化や流水によって洗い出されて結晶が現れたものとみられる。高温石英の産出層準あるいはその直下の基質支持礫岩層や含礫泥岩は、玄武岩や凝灰岩の岩塊を含んで褶曲しており、乱堆積相を呈する。基質支持礫岩は 2 m を超える巨大な岩塊を含むことからすると、かなり高密度の大量移動流体 (例えば、土石流) の堆積物と見られ、高温石英は基質泥に支持されて破碎されずに堆積したものと考えられる。また、基質支持礫岩の上部の破断や褶曲は地すべりによる岩塊の再移動を示しており、そこから産出する高温石英は、泥岩基質中に封じられたことで、地すべりであっても破碎されることがなかったと推測される。

高温石英の産出層準の層序的位置づけ

これまで高温石英の産出する地層は、層序区分上、

仙台層群の亀岡層～竜の口層 (宮城県高等学校理科学研究会地学部会編, 1975) または亀岡層 (地学団体研究会仙台支部編, 2011; 宮本ほか, 2013) とされてきたが、未だに明確ではないとされる (地学団体研究会仙台支部編, 2011)。亀岡層とする考えでは、貝化石を含む竜の口層より下位にあり、玄武岩巨礫を含む層 (本報告の基質支持礫岩) を三滝層としてそれよりも上位にあることで、その広域的な比較に基づいている。亀岡層は、模式地である泉区三共堤周辺では、三滝層を不整合に覆い、おもに泥岩、砂岩、凝灰岩からなり亜炭層を数層挟む (北村ほか, 1986)。このような岩相は、高温石英の産出する地層と比較すると、礫岩が少なく亜炭に富む点でやや異なる。亀岡層の年代はまだ明かではないが、上位に整合的に重なる竜の口層の堆積年代 (約 $5.5 \sim 4.5\text{Ma}$) から、おおよそ $5 \sim 6\text{Ma}$ とみられる (藤原ほか, 2013)。

秋保層群の三滝層は、梨野層に重なるばかりでなく、梨野層およびその上位の白沢層と一部指交関係にあるとされ (北村ほか, 1986)、玄武岩溶岩から $8.21 \sim 7.68\text{Ma}$ の範囲の全岩 K-Ar 年代が得られている (宇都ほか, 1989)。梨野層や白沢層は、中新世後期に形成された「白沢カルデラ」の南縁～東縁において、太白山岩頸や三滝層となる火山体の周囲～中央湖底に不安定な状態で堆積した地層ととらえられている (遅沢, 2005)。梨野層は、三滝層の玄武岩とは岩質の異なる珪長質な軽石凝灰岩やシルト岩を主とし、所により亜炭や三滝層由来の玄武岩礫を含む礫岩をはさみ、地すべり褶曲や乱堆積がよく見られる。凝灰岩中には高温石英が含まれており、青葉山丘陵南西部に分布する梨野層の凝灰岩から $6.4 \pm 0.4\text{Ma}$ のジルコン FT 年代が得られている (Fujiwara et al., 2008; 藤原ほか, 2013)。白沢層は主に珪長質な凝灰岩やシルト岩からなり、ジルコン FT 年代として $9.4 \sim 6.9\text{Ma}$ が報告されている (北村ほか, 1986)。そのため秋保層群は全体として、 $8 \sim 6\text{Ma}$ に堆積したと考えられている (藤原ほか, 2013)。

本報告では、亀岡層または竜の口層基底とされる礫支持礫岩とその下位の地層とは傾斜不整合であること、基質支持礫岩は三滝層ではなく三滝層の上位の層序区分単元に属すること、基質支持礫岩層直上の地層のジルコン FT 年代値は $8.0 \pm 0.7\text{Ma}$ であること、について確認された。ただし FT 年代に関しては、地層の

堆積年代がジルコンの生成年代とは当然異なることも多く、本報告のジルコン粒子の場合にも、生成されたマグマの噴出で直接もたらされた火砕岩などの地層ではなく、後の時代に再堆積した地層に含まれているので、その年代は厳密にはジルコンの由来した火山の噴出年代を示している。もし仮に高温石英が同じ火山に由来するものとするれば、ジルコンのFT年代が高温石英の生成年代とみなすこともできる。

高温石英を含む地層が亀岡層とした場合、亀岡層と竜の口層の間に構造的ギャップを伴う層序間隙が存在することになり、陸成層から海成層への整合漸移的な関係とする従来の一般的見解とは異なる。また、高温石英を含む地層は、模式地や旧模式地（青葉区川内牛越橋下流）の亀岡層の岩相と異なる一方で梨野層や白沢層の岩相に類似し、得られたFT年代も亀岡層よりは秋保層群の年代幅内に収まることを考慮すると、亀岡層ではなく白沢層または梨野層として層序区分する方が適切かと考えられる。周辺で三滝層の下位に梨野層がある（図4）ことを考慮すれば、梨野層の上部？またはそれより上位の白沢層がより妥当と言える。さらにその場合、亀岡層は礫支持礫岩のみに限定され、その直上の貝化石を含む泥岩から上位は竜の口層として区分される（図5、図6-A）。また、白沢層または梨野層上部？とする地層と三滝層との区分境界は基質支持礫岩よりも下位に設定される（図5-②）。ただし、この考えを裏付けるためには、さらに周辺の亀岡層と白沢層や梨野層との累重関係を比較するとともに、模式地の亀岡層の放射年代層序との比較も必要となるであろう。

高温石英は、その産状からみて軽石から洗い出され再堆積したものであり、産出層準や産地近傍の分布域から、その出所を梨野層の軽石凝灰岩に求めることも可能である。しかし、本報告のFT年代を得たジルコン粒子も同じく梨野層に由来するとみると、Fujiwara et al. (2008) が報告した梨野層の軽石凝灰岩の年代とは必ずしも一致しない。高温石英を晶出させ放出した当時の火山活動を推測してゆくためには、梨野層や白沢層の年代データの蓄積がさらに必要であり、それによって、仙台西部の地質の成り立ちを特徴づける中新世後期の「白沢カルデラ」（遅沢，2005）の形成史もより具体的になるとみられる。

7. まとめ

本報告では、青葉山周辺で知られる鉍物標本について、青葉山丘陵北西部の産地の地質学的背景について再検討した。その結果、

- 灰長石や普通輝石の巨晶は、三滝層最下部の層準の凝灰角礫岩層から産出する。
- 高温石英の巨晶は、三滝層より上位の基質支持礫岩層の上部、またはその直上の砂岩層や泥岩層から産出する。
- 竜の口層の下位の礫支持礫岩は、高温石英を含む層を傾斜不整合で覆う。
- 高温石英の産出層準の凝灰質砂岩に含まれるジルコンFT年代として、U-Pb年代測定を併用したLA-ICP-MS法による測定の結果、 $8.0 \pm 0.7\text{Ma}$ の年代値が得られた。
- 高温石英の産出層準を含む地層は、層序区分上、亀岡層ではなく白沢層（または梨野層上部）として位置づけることが妥当である。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、宮城教育大学の青木守弘名誉教授には、鉍物標本の産出地点と周辺の地質について詳しくご教示いただくとともに、本報告について有益なご助言をいただいた。大越健雄・本郷栄大・菅澤丹杜の各氏には、宮城教育大学在学中に野外調査でご支援いただいた。（株）テクノ長谷の島本昌憲氏には、周辺の地質層序についてご教示いただいた。本研究は、科学研究費補助金（16K00947、代表：川村寿郎）の助成を受けたものである。

文献

- 地学団体研究会仙台支部編 (1980) 新編 仙台的地学. きた出版, 178p.
- 地学団体研究会仙台支部編 (1993) せんだい地学ハイキング. 気分は宝さがし. 宝文堂, 140p.
- 地学団体研究会仙台支部編 (2011) 気分は宝さがし! せんだい地学ハイキング. 創文印刷出版, 190p.
- Fujiwara, O., Yanagisawa, Y., Irizuki, T., Shimamoto, M., Hayashi, H., Danhara, T., Fuse, K. and Iwano, H. (2008) Chronological data for the Middle Miocene to Pliocene sequence around the southwestern Sendai Plain, with special reference to the uplift history of the Ou Backbone Range. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 59, 423-438.
- 藤原 治・鈴木紀毅・林 広樹・入月俊明 (2013) 仙台南西部に分布する東北日本太平洋側標準層序としての中・上部中新統および鮮新統. *地質学雑誌*, 119補遺, 96-119.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継 (2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックと U-Pb ダブル年代測定法の評価. *地質学雑誌*, 118, 351-364.
- 川村寿郎 (2013) 理科学習における地質ボーリング資料の利用 - 仙台地域を例とした展開方法 -. *宮城教育大学紀要*, 48, 105-111.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫 (1986) 仙台地域の地質. *地域地質研究報告* (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 134 p.
- Kozu, S. (1914) Optical, Chemical and Thermal Properties of Anorthite from Three Localities in Japan. *Science reports of the Tohoku Imperial University*, 2nd series, *Geology*, 2, 7-33.
- 神津俣祐・加藤磐雄 (1941) 斜長石の光学方位及び其他の諸性質 (I) 灰長石. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 26, 127-146.
- 神津俣祐・高根勝利・待場 勇 (1937) 仙臺市外郷六産兩錳石英の諸性質及其成因的考察. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 17, 219-238.
- 宮城県高等学校理科研究会地学部会編 (1975) 宮城県の地質案内. 宝文堂, 159p.
- 宮本 毅・蟹澤聰史・石渡 明・根本 潤 (2013) 仙台の大地の成り立ちを知る. *地質学雑誌*, 119(補遺), 27-46.
- 根本忠寛 (1930) 仙臺市外三瀧附近に發達せる安山岩質玄武岩に就て (1). *岩石鉱物鉱床学会誌*, 3, 383-390.
- 遅沢壮一 (2002) 仙台市茂庭・青葉山丘陵の鈎取・愛子線 (単斜) と青葉断層帯の形成過程. *地質学雑誌*, 108, 781-793.
- 遅沢壮一 (2004a) 仙台市西部, 愛子断層を含む活スラスト帯を伴う愛子-奥武士撓曲. *地球科学*, 58, 149-160.
- 遅沢壮一 (2004b) 双葉断層の北方延長・活断層としての仙台の青葉東断層と坪沼断層・長町一利府断層・久の浜一岩沼撓曲について. *地球科学*, 58, 229-244.
- 遅沢壮一 (2005) 仙台市西部の中新統梨野層と基盤との境界にみられるカルデラ崩壊時の円弧すべり. *地球科学*, 59, 301-311.
- 遅沢壮一・佐々木 理・蟹澤聰史 (2006) 仙台市青葉山丘陵, 低位

段丘礫層を切る青葉東断層の露頭発見とその意義. *地球科学*, 60, 501-505.

- Sunagawa, I. and Sugibuchi, A. (1986) Growth and post growth histories of high quartz as revealed by natural and laboratorial etching. *Journal of Japanese Association of Mineralogy Petrology and Economic Geology*, 81, 348-358.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂 (1989) 東北日本新第三紀火山岩の K-Ar 年代: その1. 宮城県仙台地域三滝層および高館層. *地質学雑誌*, 95, 865-872.

(平成30年9月28日受理)