

最近 4500 年間の鳥海火山の噴火活動

—湿原堆積物に保存された火山灰層の解析—

大場 司*・林 信太郎†・伴 雅雄‡・近藤 梓*・
葛巻 貴大*[§]・鈴木 真悟*^{*,**}・古木久美子*^{*,††}

(2012年1月23日受付, 2012年5月29日受理)

Eruptive History at Chokai Volcano during the Last 4000 Years:
Implication from Ash Layers Preserved in Peat SoilTsukasa OHBA*, Shintaro HAYASHI†, Masao BAN‡, Azusa KONDO*,
Takahiro KUZUMAKI*[§], Shingo SUZUKI*^{*,**} and Kumiko FURUKI*^{*,††}

A series of volcanic ash layers preserved in peat soil at an isolated bog (Oda bog) on the flank of Chokai volcano was examined to determine frequency and eruption types during the last 4,500 years. A total of 54 ash layers overlies the peat soil of which calibrated age is ca. 4500 cal yrs BP (the AMS age is ca. 4,000 years), implying that the frequency of explosive eruption is higher than once every 83 years. The layer of pale-yellow fine ash derived from afar was compared in terms of glass composition and age with Holocene widespread tephra around middle to south Tohoku, and To-b (Towada-b tephra) is consequently the most plausible candidate for correlation with the ash. Hydrothermally-altered lithic fragments and blocky- and irregular-shaped juvenile fragments coexist in most ash layers, implying that phreatomagmatic eruption is dominant at Chokai. Wide variety of proportion of juvenile to altered ash grains demonstrates the wide spectrum of eruption types from magma-dominant to hydrothermal-dominant types. Juvenile fragments in individual ash layers show a wide compositional range from basaltic andesite to rhyolite (SiO₂= 55–75%). These data suggest that batches of compositionally heterogeneous magma repeatedly uprise and interact with subvolcanic hydrothermal system in various degrees, producing a wide variety of eruption styles.

Key words : Chokai volcano, ash components, AMS age, peat soil, phreatomagmatic eruption

1. はじめに

鳥海火山は活火山の一つであり、歴史時代にも噴火を繰り返している。その山体形成史は、約50万年前に始

まる古火山体の形成期(ステージⅠ)、16万年以降の西鳥海火山の活動期(ステージⅡ)、東鳥海火山の活動期(ステージⅢ)の3つの活動期からなる(林, 1984a)。東鳥

* 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学工学資源学研究所
Graduate School of Engineering and Resource Science,
Akita University, 1-1, Tegata Gakuenmachi, Akita, Japan,
010-8502

† 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学教育文化学部
Faculty of Education and Human Studies, Akita University,
1-1, Tegata Gakuenmachi, Akita, Japan, 010-8502

‡ 〒990-8560 山形市小白川町 1-4-12
山形大学理学部
Faculty of Science, Yamagata University, 1-4-12 Kojira-
kawa-machi, Yamagata, 990-8560, Japan

§ 現所属 〒310-8512 茨城県水戸市文京 2-1-1

茨城大学理工学研究科
Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University,
2-1-1 Bunkyo, Mito, Ibaraki, Japan 310-8512

** 現所属 〒013-0046 秋田県横手市神明町 10-39
奥山ボーリング株式会社
Okuyama Boring Co., Ltd. 10-39 Shinmeicho, Yokote,
Akita, 013-0046, Japan

†† 現所属 〒011-0945 秋田県秋田市土崎港西 3-9-15
NPO 秋田地域資源ネットワーク
NPO Akita Regional Resource Network, 3-9-15, Tsuchi-
zaki Minato Nishi, Akita, 011-0945, Japan

Corresponding author: Tsukasa Ohba
e-mail: t-ohba@gipc.akita-u.ac.jp

海馬蹄形カルデラを生じた約 2500 年前の山体崩壊を挟み、ステージⅢの活動期はⅢ a とⅢ b に細分されている。ステージⅢ b の活動は歴史時代まで継続しており、最後の噴火は 1974 年に発生している。鳥海火山の噴火による周辺社会への被害を軽減するためには、最近の噴火履歴を熟知する必要がある。鳥海火山は溶岩流を主体とする火山として知られるが（守屋, 1983）、歴史時代には爆発的噴火を繰り返している。歴史時代の爆発的噴火に関する地質学的研究は林ほか（2000）により行われている。しかし、堆積物の露出が極端に悪く、地質記載に基づく火山活動履歴の解析は容易ではない。林ほか（2000）によると、過去数千年間に堆積した火山灰層を多数観察できるのはわずか 1 地点のみである。噴火の様式や履歴を解析するためには多数の露頭観察を行うのが一般的であるが、鳥海火山ではそれが困難であり、最近の爆発的噴火の詳細は明らかではない。

著者らは、多数の火山灰層が露出する唯一の地点である御田湿原（Fig. 1）において露頭調査と試料採取を行い、年代測定、火山灰の観察、化学分析を行ってきた。露頭数が限られている中で、最大限多くの情報を引き出し、噴火の様式や頻度を解明することを目的としている。本論文では、露頭記載、年代測定結果、試料観察結果、分析結果を報告し、鳥海火山における噴火の頻度と様式について議論する。

2. 御田湿原

御田湿原（Fig. 1）は、鳥海火山北東斜面の標高 1450 m 付近に発達する小規模な湿原（泥炭地）である。鳥海火山山頂（39° 5′ 57″N, 140° 2′ 56″E）より北東 2.4 km、東鳥海馬蹄形カルデラの東壁より東に 900 m の距離にある。ステージⅢ a（林, 1984a）の溶岩上に位置する、北西-南東方向に長い 200 m × 60 m の平坦面からなる高位湿原である。御田湿原より北側 200 m 以内には、北東側に 7° 程度で緩く傾斜する傾斜泥炭地があり、草原および低木帯が発達している。御田湿原からその北東の傾斜泥炭地にかけて、小規模なガリーが複数発達している。

3. 露頭観察結果

本研究では御田湿原周辺の 2 露頭の観察を行った。いずれも、土壌（黒泥、ミズゴケ泥炭土、黒ボク土）中に火山灰層を多数狭在する露頭である。以降、これらの露頭を御田 A および御田 B と呼ぶ。御田 A（39° 7′ 5″N, 140° 3′ 49″E, 標高 1440 m）は、御田湿原北東に広がる傾斜泥炭地の東端に位置し、泥炭地を南西-北東に貫くガリー内に露出する露頭である。黒ボク土（上部 25 cm）と黒泥（下部 105 cm）中に、厚さ 1~50 mm の火山灰層

が 64 層狭在する（以降、上位から順に御田 A の第 1~64 層と称す）。ここでの層の数とは、土壌と土壌に挟まれる火山灰層を 1 層とみなしたものであり、特徴の異なる火山灰層が土壌を挟まずに重なっている場合には、まとめて 1 層としている（例えば第 31 層）。御田 B（39° 7′ 4″N, 140° 3′ 47″E, 標高 1455 m）は御田湿原北西端に位置し、登山道に沿うガリー内に露出する露頭である。林ほか（2000）はこの露頭を記載し、放射性炭素年代測定を行っている。ここでは黒ボク土（上部 26 cm）とミズゴケ泥炭土（下部 85 cm）中に厚さ 1~80 mm の火山灰層が 32 層狭在する（以降、上位から順に御田 B の第 1~32 層と称す）。これら 2 露頭を詳細に記載し、火山灰と土壌試料を採取した。両露頭の柱状図を Fig. 2 に示す。

両露頭の火山灰層は、肉眼観察により暗色砂質火山灰、明色粘土質火山灰、灰色火山灰、淡黄色細粒火山灰の 4 つに大別できる。暗色砂質火山灰は、黒褐色ないし暗灰色を呈し、泥炭土や黒ボク土に挟在する場合は目立たない。砂サイズの火山灰粒子から成り、ガラス質火山灰粒子と結晶質火山灰粒子を主成分とし、斜長石、輝石、磁鉄鉱の結晶片を伴う。細粒~粗粒砂サイズの火山灰粒子からなる層が多いが、細礫サイズのスコリアや火山礫に富む層もある。暗色砂質火山灰は粘土分に乏しい。明色粘土質火山灰は、灰白色ないし乳白色の粘土からなる。細粒な粘土を主成分とし、砂~礫サイズの変質岩粒子を少量含む。灰色火山灰は、粘土成分が卓越するものと、全体的に粗粒なものがある。いずれも、明色粒子と暗色粒子が混合し、全体として灰色を呈している。淡黄色細粒火山灰は、細粒な軽石型ガラス質火山灰粒子からなる。両露頭にてそれぞれ一層のみ存在し、林ほか（2000）は御田 B 中の淡黄色細粒火山灰層を十和田 a 火山灰に對比している。下部が明色粘土質火山灰、上部が暗色砂質火山灰といった複数種の火山灰から構成される層もある。御田 A の第 31 層から第 26 層にかけて、そのような層が多数認められる。

Fig. 2 には両露頭間の対比結果も示す。御田 A の第 15 層と御田 B の第 17 層は、それぞれの露頭で唯一の淡黄色細粒火山灰層であり、構成粒子種、粒径には差異が認められない。両露頭ともに、淡黄色細粒火山灰層の下位には厚さ約 10 mm の灰色火山灰（御田 A 第 17 層と御田 B 第 18 層）が、上位には厚さ 10 mm 程度の粗粒な暗色砂質火山灰層 2 層（御田 A の第 13・14 層と御田 B の第 15・16 層）がある。それら 3 層の構成粒子や粒径も両露頭で違いは認められない。結局、御田 A の第 13, 14, 15, 17 層は、御田 B の第 15, 16, 17, 18 層にそれぞれ対比される。御田 A の第 27 層と第 31 層は、厚さ、層相、層序から、それぞれ御田 B の第 25 層と第 29 層に対比さ

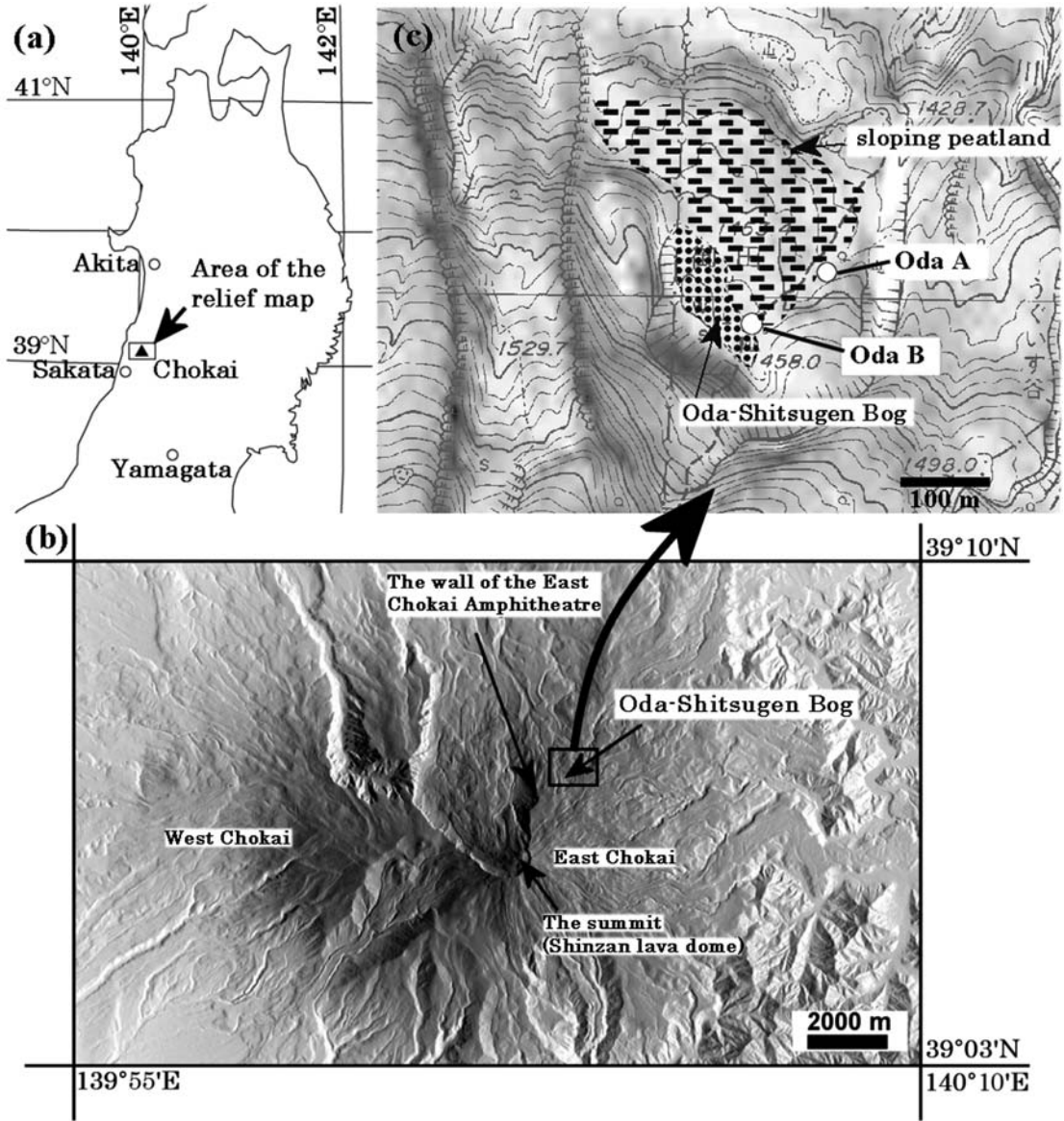


Fig. 1. Maps showing the locations of (a) Chokai, (b) Oda bog (drawn by Kashmir 3D with Fundamental Geospatial Data (DEM) provided by Geospatial Information Authority of Japan), and (c) the studied outcrops (1:10000 Volcanic Base Map Chokai San by Geospatial Information Authority of Japan).

れる。これら2層は、特徴的な層相（下部が明色粘土質火山灰もしくは灰色火山灰、上部が暗色砂質火山灰からなる）と層厚（40～70 mmであり、他の層より厚い）により、露頭間での対比が容易である。以上の6層を基準とし、それらの間に挟まれる火山灰層や、御田A第12層より上位の火山灰層についても、層相や厚さを比較することによって大部分が両露頭間で対比可能である。その

結果、御田Bに露出する火山灰層の多くは御田Aの第34層から上位の火山灰層と対比される。御田Aの第34層より下位には、御田Bに露出しない古い火山灰層が露出している。ただし、細かい層序は露頭間で異なる。御田Aの第12層と第13層は、特徴的な層相（第12層は粗粒でやや明色の灰色火山灰）や層位関係（上位に土壌を挟んで薄い暗色砂質火山灰層が多数重なる）を基に御

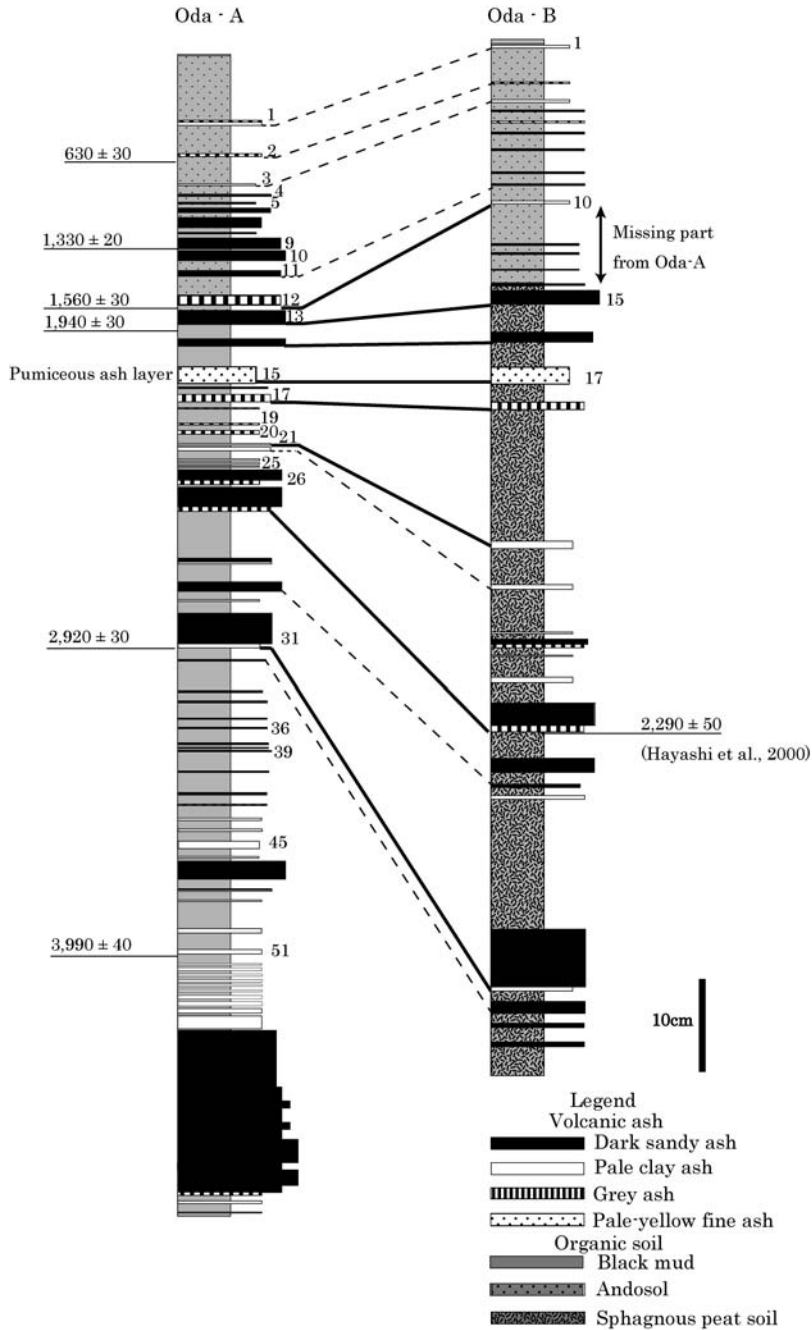


Fig. 2. Stratigraphic columns and correlation of ash layers at Oda bog. Results of the ^{14}C dates on the left of the Oda A column are fully described in Table 1. Solid lines represent confident correlations of distinct ash layers. Dashed lines are correlation lines for other layers. Column width of each ash layer roughly indicates relative grain-size.

田 B の第 10 層と第 15 層に対比できる。しかし、それらの層間の厚さは著しく異なる。御田 A では層間に約 5 mm の土壌が認められるのみだが、御田 B では合計 80

mm の土壌と、それに狭在する 4 層の暗色砂質火山灰が認められる (Fig. 2 の Missing part from Oda A)。御田 A における土壌の堆積休止もしくは削剥を示していると考え

Table 1. AMS ^{14}C ages for organic soil samples from Oda-A.

Sample ID	Stratigraphic position*	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (yrBP) [†]	Calendar age [‡]	Laboratory [§]
ODA-A2	2	-28.2	630 ± 30	1287calAD – 1399calAD (95.4)	Beta
ODA-A4.5	9	-26.6	1330 ± 20	650calAD – 712calAD (83.4) 746calAD – 767calAD (12.0)	IAA
ODA-A5	12	-28.1	1560 ± 30	424calAD – 565calAD (95.4)	Beta
ODA-A6	13	-26.3	1940 ± 30	8calAD – 11calAD (0.7) 17calAD – 127calAD (94.7)	IAA
ODA-A20	31	-26.2	2920 ± 30	1256calBC – 1237calBC (3.7) 1215calBC – 1017calBC (91.7)	IAA
ODA-A32	51	-27.0	3990 ± 40	2621calBC – 2451calBC (91.5) 2445calBC – 2451calBC (0.4) 2420calBC – 2405calBC (1.3) 2378calBC – 2350calBC (2.2)	Beta

*: Numbers of ash layers overlying the sampled soil.

†: All errors are 1-sigma of standard deviation.

‡: The ages are based on 2-sigma of standard deviations. Numbers in parentheses are probability values (%).

§: IAA is *Institute of Accelerator Analytical Ltd.* Beta is *Beta Analytical Inc.*

えられる。しかし、ほぼ一定の厚さで第 13 層、土壌、第 12 層が水平に重なっており、削剥を示す目立った構造は認められない。この期間は堆積が休止していたと考えられる。また、御田 A に認められる暗色砂質火山灰薄層のいくつかは（第 16, 18, 19, 20 層）、御田 B では確認できない。対応する層準はミズゴケ泥炭土であり、黒色で粗粒な未分解植物遺骸からなる。少量の細粒砂質火山灰が粗粒植物遺骸中に拡散し、層として保存されていない可能性がある。

4. 放射性炭素年代

御田 A より採取した土壌試料 6 点の放射性炭素年代測定を行った。火山灰層直下の土壌を採取しており、測定結果は直上の火山灰の堆積年代に近いものと考えられる (Okuno *et al.*, 1997)。3 試料については株式会社加速器分析研究所に測定を依頼した。別の 3 試料については、株式会社地球科学研究所に依頼し、測定は Beta Analytical Inc.にて行われた。酸による前処理が行われ、すべて加速器質量分析法 (AMS) により測定が行われた。 ^{14}C 年代の算出には Libby の半減期 5568 年が使用され、 $\delta^{13}\text{C}$ による同位体分別補正が行われている。1950 年を基準として遡る年代値を ^{14}C 年代値 (yrBP) とする。測定結果を Table 1 に示す。表中には、較正曲線

データセット IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) を用い、較正プログラム OxCal4.1 (Bronk Ramsey, 2009) を使用し較正した暦年代範囲を記す。

約 4,000yrBP から 630yrBP の年代測定結果が得られ、層序と整合的である。Fig. 2 には ^{14}C 年代測定結果も示している。林ほか (2000) は御田 B の泥炭土試料から 2,290 ± 50 yrBP の ^{14}C 年代測定値を得ており、本研究結果とは調和的である (Fig. 2)。御田 A の第 12 層と第 13 層の年代の開きは約 400 年であるが、間の土壌層厚はわずか 5 mm である。この結果は、前章での露頭対比に基づく堆積休止または削剥という解釈を支持する。

5. 火山灰粒子の岩石学的特徴

5-1 実体顕微鏡観察

御田 A の第 1 層～第 51 層より火山灰試料を採取した。層の上部と下部から採取した試料や（第 26 層、第 27 層、第 31 層）、層厚が極端に薄く十分な量を採取していない層（第 25 層、第 30 層、第 35 層）があり、採取試料数は 50 である。これらの試料について構成粒子の実体顕微鏡観察を行った。試料を水洗し、篩分けした後、粒径 0.2～0.4 mm 部分について実体顕微鏡観察を行った。

御田 A の第 15 層（御田 B の第 17 層）、淡黄色細粒火山灰層のみ、他の火山灰層とは構成火山灰粒子の特徴が

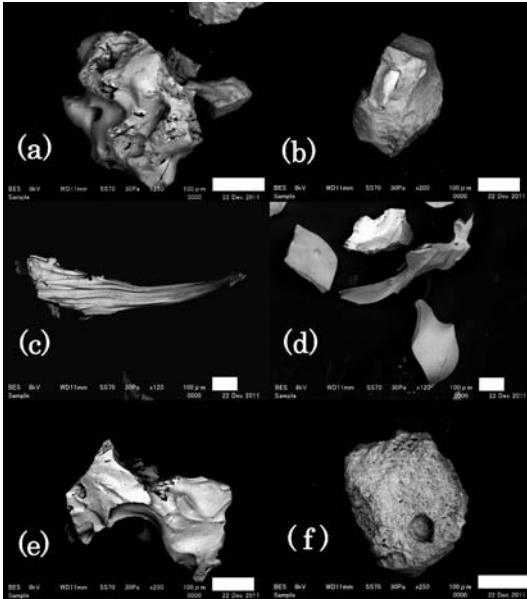


Fig. 3. SEM images of ash grains. (a): black irregular ash grain, (b): black blocky ash grain, (c): colourless lucid fibrous ash grain, (d): colourless lucid platy ash grains, (e): colorless lucid irregular ash grain, (f): altered lithic fragment (blocky with unclear edges). The white scale bar in the lower right of each image is 100 micrometres long.

著しく異なる。それ以外の層に含まれる火山灰は、鏡下での特徴が互いに類似した火山灰粒子より構成される。ただし、その火山灰粒子の種類は多様であり、かつその量比は層によって著しく異なる。そこで、鏡下での特徴を基に、御田 A 第 15 層を除く火山灰層中の粒子を、黒色火山灰粒子、透明ガラス質火山灰粒子、変質岩粒子、鉱物粒子の 4 種に大別する。代表的な火山灰粒子の走査型電子顕微鏡写真を Fig. 3 に示す。

黒色火山灰粒子は黒色不透明な新鮮火山灰粒子であり、不定形とブロック状に分類できる。不定形黒色火山灰粒子 (Fig. 3a) は凹凸に富む不規則形状をなし、光沢が強くとスムーズな表面を持つ。径 $10\sim 50\mu\text{m}$ 程度の球形気泡を含むものがあり、気泡どうしは連結せずにまばらに分布する。小粒子が集合したような苔状を示す不定形黒色粒子が希に認められる。ブロック状黒色火山灰粒子 (Fig. 3b) には、表面の光沢が強いものとつや消し状のものがある。光沢が強い粒子の表面は火山ガラスからなり、つや消し状の粒子表面には微細な結晶が含まれる。平面または曲面と、それらの間に発達する明瞭な稜よりなる。気泡を含むものは少なく、密なものが多い。

透明ガラス質火山灰粒子は新鮮で無色透明な火山ガラ

スからなる。繊維状、板状、不定形、ブロック状に分けられる。繊維状透明ガラス質火山灰粒子 (Fig. 3c) は繊維を束ねたような形状であり、真っ直ぐに長く伸びるもの、カーブして笹の葉形のものなどがある。輝石や長石が繊維状火山灰に貫入するように含まれることがあり、それらの鉱物の周りはガラス被膜に覆われる。板状透明ガラス質火山灰粒子 (Fig. 3d) は平板または曲板状のガラス片であり、しばしば Y 字もしくは T 字状の気泡壁構造が認められる。不定形透明ガラス質火山灰粒子 (Fig. 3e) は、光沢が強いスムーズな表面を持ち、凹凸に富む不規則形状をなす。ブロック状透明ガラス質火山灰粒子は、明瞭な稜に境される平面または曲面からなる。その形態や表面光沢といった点で光沢のあるブロック状黒色火山灰粒子と類似するが、無色透明である点が異なる。不定形透明ガラス質火山灰粒子とブロック状透明ガラス質火山灰粒子には、黒色の磁鉄鉱が点在することが多い。

変質岩粒子は、不明瞭な稜を持つブロック状 (Fig. 3f)、米粒形、凹凸に乏しい不規則形状等を呈する。明色のもものが多く、白、淡褐色、淡紅色、灰色を呈する。白、淡褐色、淡紅色といった明色の変質岩粒子は、強変質岩 (珪化変質、粘土化変質) からなる。灰色の変質岩粒子中には未変質の長石や輝石が含まれることがあり、変質の程度は弱い。

鉱物粒子は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石からなる。これらの鉱物粒子は鳥海火山の火山岩中に普遍的に認められる鉱物である。多くの鉱物粒子は結晶面がよく発達した自形結晶であり、全体が結晶面に囲まれるものと、一部または全体が破断面からなるものがある。また、結晶表面に火山ガラスが付着している鉱物粒子もある。

御田 A 第 15 層淡黄色細粒火山灰を除く全ての火山灰層は上記 4 種類の粒子を全て含む。その量比は層によって大きく異なり、その傾向は 3 章で述べた肉眼観察による火山灰の分類とよく対応する (Fig. 4)。鉱物粒子の量は顕著な傾向が認められないので、Fig. 4 からは除いている。透明ガラス質火山灰粒子は、例外はあるものの (第 24 層)、黒色火山灰粒子が多い試料中に透明ガラス質火山灰粒子が多い傾向がある。肉眼での分類とよく対応するのは、黒色火山灰粒子と変質岩粒子の量である。暗色砂質火山灰は黒色火山灰粒子に富み、変質岩粒子は比較的乏しい。粘土分に乏しく黒色火山灰粒子に富む特徴により、肉眼では暗色を呈する。実体顕微鏡観察を行った粒子径は細粒砂～中粒砂サイズであるが、暗色砂質火山灰はより粗粒な粒子 (粗粒砂サイズ～火山礫・発泡の悪いスコリア) を含むものが多い。それらも黒色を呈する。暗色砂質火山灰には、不定形黒色火山灰粒子に比較的富

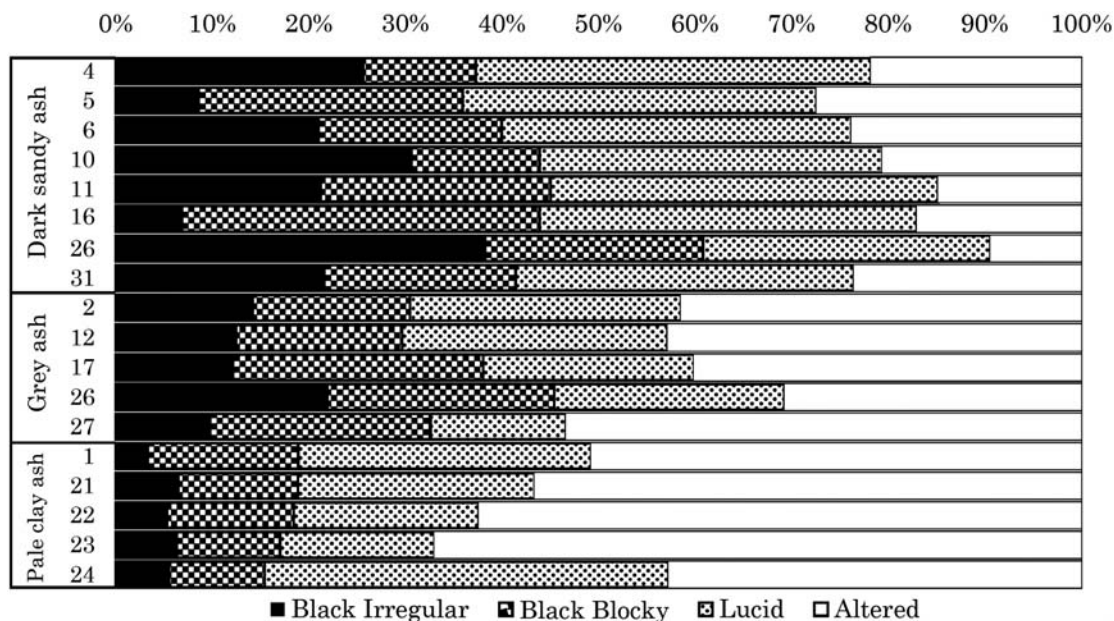


Fig. 4. Proportions of ash components in representative samples from Oda A. Mineral grains are excluded. The numbers of ash layers are labeled on the left to the bars. The 26th ash layer appears twice in the graph because the layer consists of upper dark sandy ash and lower grey ash.

む火山灰層（例えば御田 A の第 10、第 26 上部）と、ブロック状黒色火山灰粒子に富む火山灰層（例えば御田 A の第 5 層と第 16 層）がある。明色粘土質火山灰は変質岩粒子に富む。暗色砂質火山灰や灰色火山灰よりも新鮮な火山灰粒子に乏しい。変質岩粒子は明色を呈する（白色～淡褐色）ものが多く、肉眼観察による色調とよく一致する。ただし、肉眼での明るい色調は、主に粘土の色によるものである。灰色火山灰中の変質岩粒子と黒色火山灰粒子の量比は、暗色砂質火山灰中の量比と明色粘土質火山灰中の量比との中間である。灰色火山灰は、黒色火山灰粒子と明色物質が混合しているために灰色を呈する。この明色物質は主に細粒粘土であり、他により粗粒な変質岩粒子と透明ガラス質火山灰粒子も含まれる。

御田 A 第 15 層の淡黄色細粒火山灰は、他の火山灰層とは構成火山灰粒子の特徴が著しく異なっており、その構成物の大部分が無色透明の軽石型ガラス質火山灰粒子である。繊維状やスポンジ状を示し、よく発泡している。他層中の透明ガラス質火山灰粒子は発泡が悪く、本層のガラス質火山灰粒子とは異なる形態を示す。斜方輝石、単斜輝石、斜長石、黒色～暗灰色火山灰粒子を少量含む。変質岩粒子はほとんど認められない。

5-2 SEM-EDX 分析

SEM-EDX を用い、火山灰粒子の化学組成分析を行った。御田 A 第 1 層～第 31 層からの採取試料について火

山灰粒子の SEM-EDX 分析を行った。63 μm ～2mm の粒子を樹脂に包埋し研磨片を作製し、分析用試料とした。分析に用いた SEM-EDX は OXFORD 社製 EDX(INCA X-act)を搭載した走査型電子顕微鏡(JEOL JSM6610LV)であり、秋田大学教育文化学部設置されているものである。ワーキングディスタンス 10mm、加速電圧 15kV、測定時間 70 秒で分析を行った。

SEM-EDX 分析では、任意の形状の面積内の組成を分析できるフリーハンド領域分析モードを用いた。御田 A 第 15 層の淡黄色細粒火山灰についてはガラス質火山灰粒子中の火山ガラスを対象とし、300 μm^2 以上の領域について分析した。その他の層の試料については、個々の新鮮火山灰粒子全体（面積は 300 μm^2 以上）の化学組成を分析した。補正計算には $\phi(\rho z)$ 法を用いた。SEM-EDX 分析で正確な分析値を得るには適切な標準試料の選択が必要である（大場ほか, 2011）。そこで、帯広市十勝川産黒曜石試料の SEM-EDX 分析と蛍光 X 線分析を行い、両分析値が最も近くなるように標準試料選択を行った。この分析条件では照射により火山ガラスからの Na の揮散は生じないことを確認している。新鮮火山灰粒子全体の組成を測定する際、火山ガラスのみからなる粒子と微細な鉱物を含んでいる粒子を区別せず、同一の条件で分析を行っている。ただし、斑晶を含む火山灰は分析対象としなかった。結晶を含む火山灰粒子の全体分

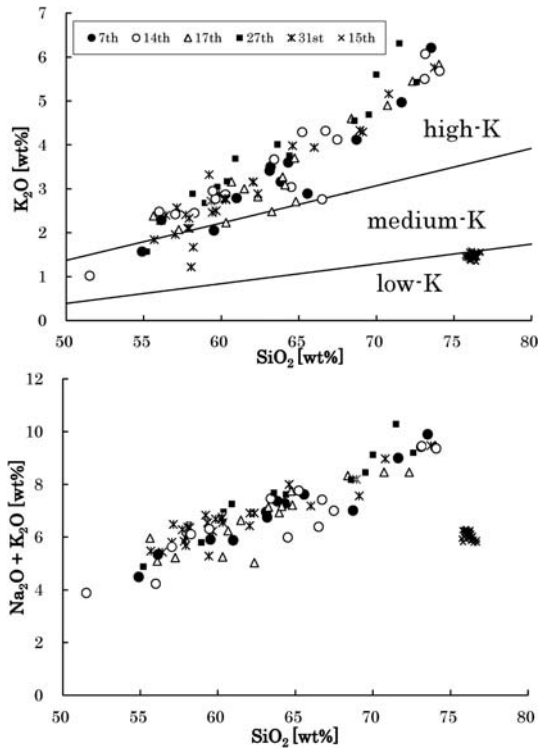


Fig. 5. The SiO_2 vs. K_2O (Field boundaries after Le Maitre, 2001) and SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagrams showing ash grain compositions from the 7th, 14th, 17th, 27th, and 31st layers of Oda A, and glass compositions of the 15th layer (pale-yellow fine ash). Compositions of altered lithic fragments and mineral grains are excluded from the diagram.

析に先立ち、下司・吉田(2001)の方法に従い、結晶質火山灰について組成マッピングに基づいた組成分析を行い、フリーハンドモード領域分析結果と比較した。その結果、組成マッピングに基づく分析値と著しく異なるのはFeO(領域分析は1wt%程度低い値)であった。組成マッピングの測定時間は20000秒であるが、この測定時間ではMnO等の低含有量元素について分析精度が十分に得られず、比較できなかった。その他の主成分元素はよく一致した。 SiO_2 は1wt%以内、 MgO は0.5wt%以内、 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O は0.2wt%以内の差で一致した。

分析結果を SiO_2 対 K_2O および SiO_2 対全アルカリ図に示す(Fig. 5)。Fig. 5には代表的な5層(御田A第7層、第14層、第17層、第27層、第31層)の火山灰粒子組成と御田A第15層(淡黄色細粒火山灰)の火山ガラス組成をプロットした。御田A第15層の火山ガラスはlow-K流紋岩組成を示し、組成のばらつきは少ない。そ

他の層中の火山灰粒子は、同一試料内で玄武岩質安山岩(55wt% SiO_2)から流紋岩(75wt% SiO_2)までの幅広い組成を示す。希に玄武岩組成を示す火山灰粒子も認められる。一つの組成トレンドを成し、低 SiO_2 側の一部を除いてhigh-K(Le Maitre, 2001)の特徴がある。分析を行った他層の試料も単一層内で幅広い組成を示し、この組成トレンド上にプロットされる。

実体顕微鏡下では、多くの火山灰層中で透明ガラス質火山灰粒子と黒色火山灰粒子が混在している。透明ガラス質火山灰粒子にのみ認められる板状や繊維状の火山灰粒子は SiO_2 に富み、黒色火山灰粒子にのみ認められる径10~50 μm 程度の球形気泡を持つ不定形火山灰粒子は SiO_2 に乏しい傾向がある。そのため、黒色火山灰粒子は玄武岩~安山岩組成の粒子、透明ガラス質火山灰粒子はデイサイト~流紋岩組成の粒子であると考えられる。不定形な火山灰粒子は、低 SiO_2 から高 SiO_2 まで同一試料内で連続的な組成範囲を示す。不定形な火山灰粒子には黒色のものと透明のものがある事実と矛盾しない。ただし、鏡下での特徴と化学組成の関係を全粒子について確認したわけではない。

6. 議論

6-1 淡黄色細粒火山灰の給源推定

御田Bの第17層、淡黄色細粒火山灰層は、火山ガラスの化学組成を基に十和田a火山灰(To-a)に対比されている(林ほか, 2000)。しかしTo-aの年代(西暦915年)と本研究のAMS年代測定結果は矛盾する。本火山灰層は $1,940 \pm 30 \text{ yrBP}$ の ^{14}C 年代値が得られた土壌よりも2層下位であり(Fig. 2)、約2000年前の火山灰であると考えられる。そこで、火山ガラスの化学組成分析を基に、この火山灰の起源について検討する。

広域テフラの識別に有効な TiO_2 vs. K_2O 図上(青木・町田, 2006)に淡黄色細粒火山灰の分析結果(ここでは御田A第15層の分析結果)を示す(Fig. 6)。比較のため、東北日本海側中~南部に堆積した完新世テフラ[十和田a(To-a)(青木・町田, 2006)、十和田b(To-b)(久利・栗田, 1999)、十和田中掬(To-Cu)(青木・町田, 2006)、沼沢-沼沢湖(Nm-NM)(鈴木ほか, 2004; 澤井, 2010)、白頭山苦小牧(B-Tm)(青木・町田, 2006)、榛名二ツ岳伊香保(Hr-FP)(Suzuki and Nakada, 2007)]の組成をプロットした。Fig. 6には御田Aの第1層~第31層(第15層以外)中に含まれる流紋岩質火山ガラスのSEM-EDX分析値もプロットした。各層の新鮮な火山灰粒子のうち、最も SiO_2 に富むもの(Fig. 5に示した第15層以外の組成変化トレンド上の最も高 SiO_2 側)をプロットしている。これらは繊維状、不定形、ブロック状を呈する火山灰粒子

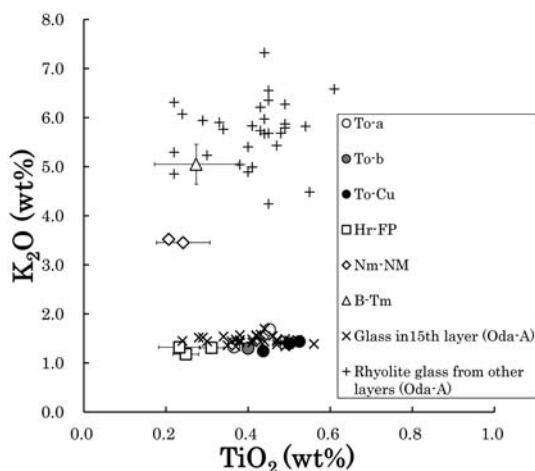


Fig. 6. K_2O vs. TiO_2 diagram depicting the compositional range of glass shards of the pale yellow fine ash (the 15th layer) from Oda A with those of the Holocene widespread tephra (younger than 6 ka) around middle-south Tohoku (Aoki and Machida, 2006; Kuri and Kurita, 1999; Suzuki and Nakada, 2007; Suzuki *et al.*, 2004; Sawai, 2010) and rhyolite glass from other layers at Oda A.

である。

御田 A 第 15 層の淡黄色細粒火山灰の火山ガラスは K_2O 含有量が約 1.5% である。比較した広域テフラの K_2O 量は、B-Tm では高 K_2O (約 5%)、十和田火山起源のテフラと Hr-FP では低 K_2O (1~2%)、Nm-NM ではそれらの中間 (約 3.5%) である。御田の淡黄色細粒火山灰の組成は十和田火山起源のテフラと Hr-FP に近い組成を示し、これらのいずれかに対比される可能性が高い。なお、第 15 層を除く第 1 層~第 31 層中の流紋岩質火山ガラスは高 K_2O (5~7%) の特徴を示し、第 15 層の淡黄色細粒火山灰とは明瞭に異なる。一般に東北日本背弧側火山のマagma組成は高 K_2O の傾向があり (例えば Nielson and Stoiber, 1973; Aramaki and Ui, 1982; 中川ほか, 1986)、珪長質テフラでも同様の傾向がある (青木・町田, 2006)。したがって低 K_2O の淡黄色細粒火山灰が鳥海火山起源である可能性は低い。御田 A 第 1~第 31 層中の高 K_2O 火山ガラスは約 1 ka の B-Tm と組成が類似している。しかし、第 9 層 ($1,330 \pm 20$ yrBP) より下位のものは、B-Tm より古いため、B-Tm 火山灰粒子が混入したものではない。それより上位の層も、第 9 層より下位層と類似した組成範囲や形態を持つ火山灰から成ることから、B-Tm 火山灰が混入したものである可能性は低い。

御田 A 第 15 層淡黄色細粒火山灰の粒子は軽石型であ

り、組成が類似する To-a, To-b, To-Cu, Hr-FP もすべて軽石型火山灰粒子からなる。そのため、形態からは候補を絞り込むことはできない。年代が近いのは、約 2 ka (大池・庄司, 1974) とされる To-b である。次に近いのは、6 世紀の噴出物とされる Hr-FP (奥野ほか, 1994) である。しかし、Hr-FP には含まれない単斜輝石 (町田・新井, 2003) が本層に多く含まれているため、Hr-FP の可能性は低い。これにより To-b に絞り込まれるが、これまで To-b が鳥海火山付近まで分布しているという報告は無い (Hayakawa, 1985; 町田・新井, 2003)。To-b は、鳥海火山より 160 km 北北東に位置する十和田火山より西南西方向への軸をもって狭く分布する火山灰であり、御田 A 第 15 層を To-b に対比するのは難しい。結局、本研究では本層の起源を決定するには至っていない。最近、男鹿半島目湯火山の湖底堆積物中にも給源不明の約 2 ka のテフラが報告されており (上手ほか, 2010)、併せて検討する必要がある。

6-2 噴火頻度

火山灰層数と年代測定結果を基に噴火頻度を推定する。噴火回数の数え方は研究者の観点によって異なる (Lockwood and Hazlett, 2010)。ここでは、休止期間終了から次の休止期間開始までの活動期間全体を 1 回の噴火と見なす。ここでの休止期間とは、火口近傍の泥炭地において (本研究では御田湿原)、火山灰層が堆積せずに土壤層が地層として認識できる程度まで堆積する期間とする。御田 A では、最も薄い土壤層として、第 9 層直下、第 23~26 層、第 37~39 層などに厚さ 2 mm 程度の土壤層が認められる。AMS 年代測定値が得られている 2 層間の土壤の厚さ合計から推定される御田 A での堆積速度は $0.2 \sim 0.3$ mm/年であり、2 mm の土壤が堆積する期間は 7~10 年程度である。従って、露頭から認識される休止期間とは 7 年~10 年以上である。

御田 A においては、約 4500 年前の暦年代 (AMS 年代値は 3990 ± 40 yrBP) が得られた土壤の上位には、51 層の火山灰層がある。第 12 層と 13 層の間には堆積休止もしくは削剥による欠損があり、その期間中には御田 B に 4 層の火山灰が堆積している。これを合わせると、4500 年間に 55 層の火山灰が堆積したことになる。ただし、1 層は他の火山に由来する火山灰であり、鳥海火山の火山灰は 54 層になる。単純に年代を火山灰層の数を除いた値からは、平均 83 年に 1 回噴火が発生していることになる。一方、火山灰層間の土壤層の厚さと年代測定値 (校正した暦年代) を基にした噴火休止期間の平均値は約 73 年である。

山頂から 2.4 km 離れた御田湿原まで火山灰が到達しなかった噴火もある。例えば 1974 年噴火に対比される

火山灰層は、御田湿原では見いだされない。また、13~14世紀頃の年代値(630±30yrBP)が得られた土壌より上位の火山灰層は2層のみだが、それ以降少なくとも6回の噴火が起きていることが文書記録から明らかにされている(植木・堀, 2001)。御田湿原に火山灰が堆積しなかった噴火は、文書記録のない時代にもあったと考えられる。したがって、露頭での火山灰数に基づく推定よりも、実際の噴火頻度は高い。御田湿原の露頭から決定した噴火頻度と比べて実際の噴火頻度がどの程度高いかは不明である。ここでは、噴火頻度は83年に1回よりも高いと結論づけられる。

火山灰層間の土壌層の厚さがばらついていることから休止期間にはばらつきがあることが示される。年代測定値(校正した暦年代)と土壌層の厚さに基づく土壌堆積速度から推定した過去4500年間の休止期間は、約9年から約340年までの幅があり、標準偏差は67年である。最後の噴火である1974年の噴火から38年経過しており、これまでの休止期間のばらつきを考えると、次にいつ噴火してもおかしくない。巨大地震の後にはその周辺地域の火山活動が活発することが知られており(Walter and Amelung, 2007)。西暦869年に発生した貞観地震の2年後に鳥海火山では溶岩を噴出する噴火が生じた可能性がある(林, 2001)。2011年は地震活動は低調で、望遠カメラでも噴気などは認められず、火山活動に特段の変化はなく静穏に経過した。火山性地震や火山性微動は観測されていない(仙台管区気象台, 2011)。しかし、東北太平洋沖地震の影響により、今後鳥海火山の噴火が発生する可能性がある。今後も注意深く監視し、噴火への対策を行う必要がある。

6-3 噴火様式の推定

火山灰粒子の観察結果を基に噴火様式を推定する。各火山灰層は、新鮮火山灰粒子(黒色火山灰粒子、透明ガラス質火山灰粒子、鈦物粒子)と変質岩粒子より構成される。新鮮火山灰粒子の形態から示唆される噴火様式はマグマ水蒸気噴火である。ブロック状火山灰粒子とスムーズな表面を持つ不定形粒子が全ての火山灰層中で混在しており、その形態的特徴はWohletz (1983)によるFCI実験結果と天然試料観察とよく一致する。少量認められる苔状の不定形粒子もWohletz (1983)による観察・実験と一致する。マグマが水と混合して非爆発的に細粒化する際には板状の火山灰が生成するとされ(Büttner *et al.*, 1999; Austin-Erickson *et al.*, 2008)、少量含まれる板状火山灰粒子もマグマ-水反応の産物と考えて矛盾はない。一般にマグマ水蒸気噴火噴出物は異質岩粒子に富み、特に、マグマと接する帯水層の岩石に富むとされる(Wohletz and Heiken, 1991)。本研究の火山灰は異質岩粒子として

明色の熱水変質岩由来の粒子を多く含む。このような変質岩粒子は火山体中心部に発達する熱水系に由来し(大場, 2011)、火山体内部の熱水系とマグマが接してマグマ水蒸気噴火が発生したと解釈できる。

新鮮火山灰粒子と変質岩粒子の量比は多様である。その多様性はマグマと熱水系の寄与率が噴火ごとに異なることに起因するだろう。明色粘土質火山灰中には変質岩粒子が圧倒的に多いことから、熱水系由来物質が大半を占め、噴出したマグマはわずかであると判断できる。一方、暗色砂質火山灰は新鮮火山灰粒子に富み、変質岩粒子に乏しいことから、熱水系の寄与が小さいと考えられる。しかし、少ないながらも変質岩粒子を含むことや、火山灰の形態的特徴がWohletz (1983)の実験・観察と一致することから、熱水系の寄与が小さいとはいえ、暗色砂質火山灰はマグマ噴火噴出物ではなくマグマ水蒸気噴火噴出物であると判断できる。灰色火山灰は変質岩粒子と新鮮火山灰粒子をともに多く含む、明色粘土質火山灰と暗色砂質火山灰の中間的なマグマ-熱水系の寄与率であったと考えられる。変質岩粒子と新鮮火山灰粒子の比率が多様かつ連続的である(Fig. 4)ことから、マグマと熱水系の寄与率は連続的に変化しているようである。全ての噴火がマグマ水蒸気噴火であるが、マグマ噴火と水蒸気噴火を端成分とする噴火様式のスペクトラム上を連続的に変化していると見なすことができる。

鳥海火山の噴火様式を便宜的にマグマ優勢型噴火(暗色砂質火山灰)、中間型噴火(灰色火山灰)、熱水優勢型噴火(明色粘土質火山灰)に分類し、噴火様式の時間推移をまとめた図をFig. 7に示す。放射性炭素年代値が得られた近接する2層間では堆積速度が一定であると仮定したため、土壌層厚が植生の影響を大きく受けている地表付近(500年前以降)を除外している。Fig. 7を概観すると、鳥海火山ではマグマ優勢型噴火が最も一般的な噴火タイプであることがわかる。また、活動の連続性および活動様式の変化から、数百年間連続的に活動が続く4つの期間を認識できる(4500~4000年前、3800~2800年前、2300~1700年前、1400~1000年前)。噴火が頻発する活動的な期間にはマグマ優勢型噴火が繰り返される場合が多い。ただし例外もある。2300年前~1700年前の活動期間では、熱水優勢型噴火が続く時期(2300~2200年前)と中間型噴火が続く時期(2200~2100年前)がマグマ優勢型噴火が続く時期(2100~1700年前)に先行する。これは東鳥海馬蹄形カルデラの形成と関連があるかもしれない。これらの噴火は約2500年前の山体崩壊に続く活動期である。山体深部に位置していた熱水系が、山体崩壊によって地表または地下浅所に位置するようになり、熱水系由来物質が地表にもたらされやすくなった

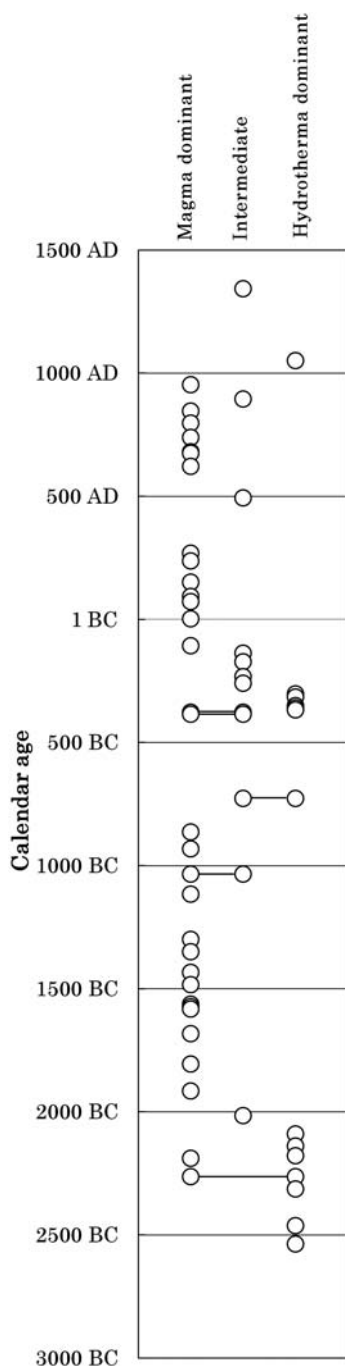


Fig. 7. The diagram showing the eruptive history of Chokai from 3000 cal BC until 1500 cal AD in terms of eruption types.

可能性がある。4500～4000年前にも熱水優勢型噴火が頻発しているが、この理由は明らかではない。1回の噴火活動中に熱水優勢型噴火からマグマ優勢型噴火に推移する噴火 (Fig. 7中の横線で結ばれたもの) は、活動が低調な時期または活発な期間が開始する時期に発生しているようにみえる。長い休止期間を挟む場合には山体内に熱水系がよく発達し、噴火様式に影響を与えるのかもしれない。

火山灰粒子のSEM-EDX分析結果に基づく、玄武岩質安山岩から流紋岩の組成幅を持つ不均質マグマが繰り返し上昇し噴出していると考えられる。火山灰層中の新鮮火山灰粒子の組成は、単一層内で玄武岩質安山岩 (一部は玄武岩) から流紋岩まで連続的な範囲を示す (Fig. 5)。形態的に既存岩石由来とは考えにくい火山灰粒子 (繊維状、板状、不定形) の組成範囲が幅広いことから、噴出マグマそのものの組成が幅広いと解釈するのが自然である。鳥海火山ステージⅢの溶岩には、非平衡斑晶鉱物組み合わせ、苦鉄質包有物、かんらん石周囲の不均質な basaltic groundmass 組織など、複数のマグマが不均質に混合した痕跡が認められる (Hayashi, 1985; 林, 1984b)。火山灰噴出時にはまだ混合したマグマの均質化が不十分であったため、多様な組成を持つ火山灰が同時に噴出したものと考えられる。以上より、鳥海火山では玄武岩質安山岩～流紋岩の幅広い組成を持つマグマが上昇し、火山体内の熱水系と様々な程度に反応してマグマ水蒸気噴火が生じていると結論づけられる。

7. まとめ

鳥海火山の最近の火山活動履歴を解明するため、山頂から距離 2.4 km の御田湿原に堆積した火山灰層の観察を行った。その結果、次のことを明らかにした。

- (1) 過去 4500 年間、鳥海火山は 83 年に 1 回よりも高い頻度で噴火が生じている。
- (2) 御田湿原には遠方火山に由来する細粒火山灰が堆積している。化学組成や年代測定値から十和田 b 火山灰の可能性が示されたが、本研究では同定できなかった。今後の詳細な検討が必要である。
- (3) 過去 4500 年間、鳥海火山では山体内部の熱水系と様々な程度に反応してマグマ水蒸気噴火が繰り返し発生している。全体としてマグマ優勢型噴火の頻度が高い。
- (4) 数 100 年間続く活動活発期と活動低調期が繰り返されている。活動活発期にはマグマ優勢型噴火が多いが、山体崩壊の直後には熱水優勢型噴火が続いた。
- (5) 玄武岩質安山岩から流紋岩の組成幅を持つ不均質

なマグマが繰り返し上昇し噴出している。

9. 謝 辞

現地調査の際には秋田大学工学資源学部及川 玄氏、阿部昭広氏、業田顕行氏、南 裕介氏、渡辺 拓氏には調査補助をしていただきお世話になった。本研究を進めるにあたり、秋田大学工学資源学研究科山元正継博士より多くのご助言をいただいた。査読者の中野 俊博士と長谷川健博士からは建設的なコメントをいただき、論文内容が大いに改善された。以上の方々に深謝いたします。なお、本研究には学術振興会科学研究費補助金基盤研究(C)課題番号 21510186 および秋田大学年度計画推進経費を使用した。

引用文献

青木かおり・町田 洋 (2006) 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成-K₂O-TiO₂図によるテフラの識別。地質調査研究報告, **57**, 239-258.

Aramaki, S., Ui, T. (1982) Regional distribution and characteristics. R. S. Thorpe (ed.) *Andesites*: 259-292, John Wiley & Sons.

Austin-Erickson, A., Büttner, R., Dellino, P., Ort, M. H., Zimanowski, B. (2008) Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: experimental and field evidence. *J. Geophys. Res.*, **113**, B11201.

Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, No1, 337-360.

Büttner, R., Dellino, P., Zimanowski, B. (1999) Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, **401**, 688-690.

下司信夫・吉田英人 (2001) EPMA 組成マッピングを用いた火山岩の石基組成の決定法。火山, **46**, 1-10.

Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507-559.

林信太郎 (1984a) 鳥海火山の地質。岩鉱, **79**, 249-265.

林信太郎 (1984b) 鳥海山の岩石学 (その1) 一岩石記載および主成分化学組成一。岩鉱, **79**, 475-483.

Hayashi S. (1985) Petrology of Chokai Volcano, Northeastern Japan. *Science Reports of Tohoku Univ. Ser III*, **XVI**, 269-325.

林信太郎・毛利春治・伴 雅雄 (2000) 鳥海火山東部に分布する十和田 a 直下の灰色粘土質火山灰。歴史地震, **16**, 99-106.

林信太郎 (2001) 鳥海山貞観十三年 (871 年) 噴火で溶岩流は噴出したか?—『日本三代実録』にあらわれた「二匹の大蛇」の記録に関する検討—歴史地震, **17**, 171-175.

上手真基・山田和芳・齋藤めぐみ・奥野 充・安田喜憲 (2010) 男鹿半島、二ノ目湯・三ノ目湯湖底堆積物の年縞構造と白頭山-苦小牧火山灰(B-Tm)の降灰年代。地質雑, **116**, 349-359.

久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期降下火砕物の推移。地質調査所月報, **50**, 699-710.

Le Maitre, RW. (2001) *Igneous Rocks. Classification and Glossary of terms*. 2nd Ed. pp.37, Cambridge.

Lockwood, JP., Hazlett, RW. (2010) *Volcanoes. Global Perspectives*. pp.115-117, Wiley-Blackwell.

町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス: 日本列島とその周辺。pp. 144-158, 東大出版会.

守屋以智雄 (1983) Up Earth Science 日本の火山地形。pp. 44-46, 東大出版会.

中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義 (1986) 青麻-恐火山列: 東北日本弧火山フロンツ。岩鉱, **81**, 471-478.

Nielson, DR, Stoiber, RE. (1973) Relationship of Potassium Content in Andesitic Lavas and Depth to the Seismic Zone. *J. Geophys. Res.*, **78**, 6887-6892.

大池昭二・庄司貞雄 (1974) 十和田 b 降下火山灰の¹⁴C 年代。地球科学, **28**, 99-100.

大場 司 (2011) 熱水変質鉱物に富む火山噴出物-火山直下熱水系との関係, 噴火機構, 繰り返し様式。地質雑, **117**, 344-356.

大場 司・林信太郎・鈴木真悟・近藤 梓・葛巻貴大・緒方武幸 (2011) 秋田大学における造岩鉱物化学組成分析—教育文化学部 SEM-EDX と工学資源学部 WD—EPMA の定量分析値整合性について—。秋田大学大学院工学資源学研究科研究, **32**, 1-6.

Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, H., Kobayashi, T. (1997) AMS radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, southern Kyushu Japan. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res.*, **B123**, 470-474.

奥野 充・守屋以智雄・中村俊夫 (1994) 那須茶臼岳高原山, 日光白根山の最近 6,000 年間の噴火頻度。名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **5**, 207-216.

Reimer, P.J., et al. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, No4, 1111-1150.

澤井祐紀 (2010) 福島県富岡町仏浜周辺の海岸低地における掘削調査。活断層・古地震研究報告, **10**, 23-29.

仙台管区気象台火山監視・情報センター (2011) 平成 23 年 (2011 年) の鳥海山の火山活動。気象庁, 2p.

鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (2004) 東北南部。会津地域周辺における中期更新世テフラの層序と編年。地質雑, **113**, 38-61.

Suzuki, Y. and Nakada, S. (2007) Remobilization of highly crystalline felsic magma by injection of mafic magma: Constraints from the middle sixth century eruption at Haruna volcano, Honshu, Japan. *J. Petrology*, **48**, 1543-1567.

植木貞人・堀修一郎 (2001) 鳥海山の歴史時代の噴火活動に関する再検討。日本火山学会講演予稿集, **2**, 158-158.

Walter, T. R., Amelung, F. (2007) Volcanic eruptions following M ≥ 9 megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology*, **35**, 539-542.

Wohletz, K. (1983) Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **17**, 31-63.

Wohletz K., Heiken, G. (1991) *Volcanology and Geothermal Energy*. pp.89-95, University of California Press.

(編集担当 吉本充宏)