

磐梯火山最初期噴出物におけるマグマ組成の時間変化：  
裏磐梯高原コアの化学分析結果

山元 孝広\*

(2011年6月23日受付, 2011年11月18日受理)

Magmatic Evolution in the Initial Products of Bandai Volcano, NE Japan:  
Geochemical Results from the Ura-Bandai-Kogen Core on the Northern Flank

Takahiro YAMAMOTO\*

Bandai volcano is one of active volcanoes in the southern part of the NE Japan. The Japan Meteorological Agency made a new 100.6-m-deep borehole (JMA-V19) within the 1888 collapse crater of this volcano in 2009. I analyzed bulk chemical compositions of the core samples. This core consists of three units as follows: the Ura-Bandai-Kogen core lower unit (UBL; 100.6 to 72.8 m in depth), the Ura-Bandai-Kogen core middle unit (UBM; 72.8 to 20.3 m in depth) and the 1888 debris avalanche deposit (20.3 to 3.5 m in depth), in ascending order. UBL is made up of andesite to dacite pyroclastic flow and debris flow deposits, showing a distal volcanic fan facies. UBM is composed of a basal basaltic andesite lava flow and overlying andesite lava flows, showing a proximal volcanic cone facies. Geochemical features of UBL are well reconciled with the calc-alkalic rocks corresponding to the medium-K series of Nekoma volcano, which is older than Bandai volcano. On the other hand, UBM is made up of unique tholeiitic rocks, although the superficial products of Bandai volcano (Akahani-Kushigamine, Kobandai and Obandai edifices) consist solely of calc-alkalic andesite. UBM is regarded as concealed initial products of Bandai volcano.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios for the basal basaltic andesite in UBM are 0.70406 and 0.51282, respectively. These values are further depleted than those of the younger edifices of Bandai volcanoes and other frontal volcanoes in the southern part of NE Japan, and manifest the beginning of Bandai volcano. Trace element variations of the subsequent tholeiitic andesite samples in UBM show that the tholeiitic andesite was not derived from the initial basaltic andesite, but was generated by a partial melting of a crustal material. Such geochemical change presumably implies temperature-increasing processes caused by intrusion of depleted melt from the mantle into the lower crust.

**Key words:** Bandai volcano, JMA-V19, core, geochemistry

## 1. はじめに

気象庁の2009年度ポアホール型火山観測施設整備に伴い採取された全国47地点のコア試料については、火山噴火予知連絡会に設置されたコア解析グループのもとで記載が実施されている(火山噴火予知連絡コア解析グループ, 2011)。本報告では、これらのうちの磐梯火山で掘削された裏磐梯高原コア(JMA-V19)中の火山岩の地球化学的特徴を明らかにし、磐梯火山の山体形成史を再検討する。ボーリング掘削の優れた点は、地表では露出しない試料を直接入手可能なことにあることは言うまで

もない。特に火山では形成最初期の噴出物が、山体の成長に伴い地下に埋没してしまうことが常であり、ボーリング掘削なしには火山形成史全体の復元は難しい。

磐梯火山は、東北本州弧の南部、福島県猪苗代湖の北に位置する活火山で、1888年の噴火・山体崩壊(Sekiya and Kikuchi, 1890; Yamamoto *et al.*, 1999)が良く知られている。この火山の山体形成史についてはNakamura (1978)による最初の総括的な報告以降も、吉田・鈴木(1981)、中馬・吉田(1982)、三村(1988)、守屋(1988)、千葉・他(1994)、小荒井・他(1994)、山元・須藤(1996)、

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7  
産業技術総合研究所 地質情報研究部門  
Geological Survey of Japan, AIST, Higashi 1-1-1  
Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan.

Corresponding author: Takahiro Yamamoto  
e-mail: t-yamamoto@aist.go.jpAbstract

千葉・木村 (2001) と研究が重ねられてきた。この中でも吉田・鈴木 (1981) と中馬・吉田 (1982) は磐梯火山の活動が翁島泥流 (翁島岩屑なだれ: Fig. 1) を挟んで新旧に分かれることを層序学的に初めて示したこと、三村

(1988) と守屋 (1988) は磐梯火山を構成する複数の山体を記載し、その分布を示したこと、千葉・他 (1994) と山元・須藤 (1996) は磐梯火山の風成層中に挟まれる降下堆積物の詳細な記載を行い、山体形成史に時間軸を与え

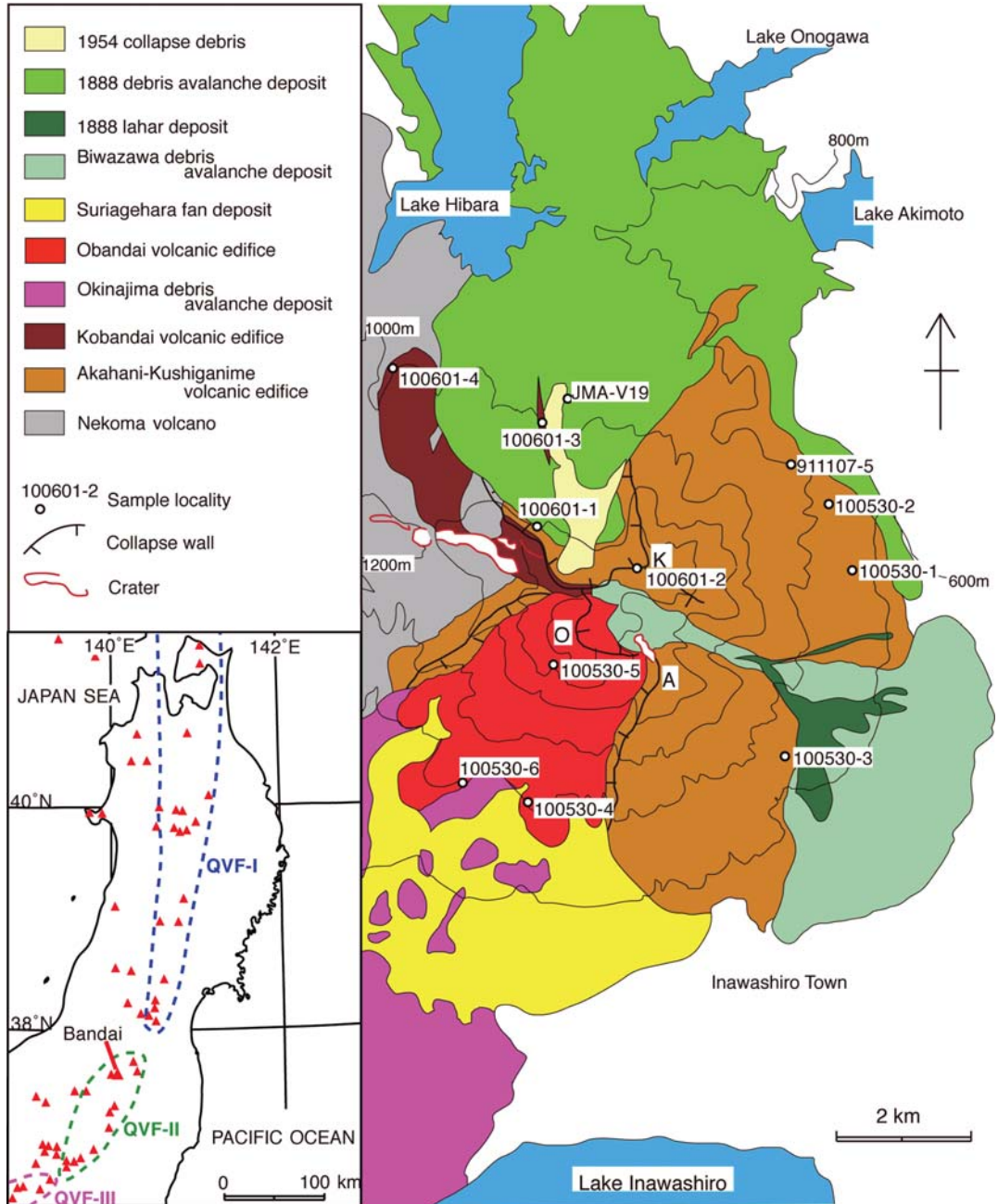


Fig. 1. Geologic map of Bandai volcano and localities for analyzed samples. Numerals are the sample numbers. *A* = Mt. Akahani; *K* = Mt. Kushigamine; *O* = Mt. Obandai; *JMA-V19* = borehole. Modified from Yamamoto and Suto (1996). *QVF-I*, *-II* and *-III* in the index map are three groups in Nd-Sr isotopic space (Kimura and Yoshida, 2006).

たことで特に重要である。磐梯火山では1990年にも1888年崩壊壁内でボーリング調査が実施され(田中・他, 1995), 地表には露出しない中期更新世玄武岩質安山岩が伏在することが確認されている(中村・他, 1992)。この玄武岩質安山岩は今回も掘削されており, その意義をコアの分析結果から改めて考えることにする。

## 2. 磐梯火山の地質

磐梯火山は底径7~10km, 比高約1kmの安山岩質成層火山で(Fig. 1), 大磐梯山(標高1818.6m)・櫛ヶ峰(標高1636m)・赤埴山(標高1430m)の三峰から構成されている(Fig. 1)。1888年崩壊壁内には, かつて小磐梯山と呼ばれた山頂部があり, 大磐梯山よりも標高のやや低い程度の山体であったことが, 噴火前の記録や絵画から復元されている(Yonechi, 1987; 米地, 1989)。北麓には1888年崩壊で発生した総量約1.5km<sup>3</sup>の岩屑なだれ堆積物が広がって谷を埋め桧原湖・小野川湖・秋元湖などの湖沼群を生成するとともに, 流れ山と呼ばれる小丘を無数に形成した(Nakamura, 1978)。流れ山地形で特徴づけられる堆積物は, 南麓の丘陵地にも広く分布している(翁島岩屑なだれ堆積物: 守屋, 1978)。

磐梯火山の形成史は, 前述の研究者毎に区分や年代が若干異なり必ずしも一致しているわけではないが, 休止期をはさんで新旧二つの活動時期に大別することについてはほぼ合意されている。すなわち, 赤埴-櫛ヶ峰を作る山体が古く, 南の大磐梯山体と噴火で大半が失われた北の小磐梯山体が新しい(Fig.1)。山元・須藤(1996)の層序を採用すると, 下位から赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物(古期山体噴出物), 葉山2火砕堆積物, 小磐梯噴出物, 翁島岩屑なだれ堆積物/葉山1火砕堆積物, 大磐梯噴出物, 磨上原扇状地堆積物, 琵琶沢岩屑なだれ堆積物, 1888年噴出物を含む最新期噴出物の順になる(地質図では葉山2・1火砕堆積物は省略)。赤埴-櫛ヶ峰火山は約25万年前の噴火を最後に活動停止し, 約8万年前の葉山2火砕堆積物まで大きな活動休止期がある。翁島岩屑なだれ堆積物の発生と葉山1火砕噴火はほぼ同時に発生しており, その年代は4.6万年前である。葉山1火砕堆積物の直下からは42kaのAMS放射年代値が得られていたが(試料AB201: 山元, 2003), これをFairbanks *et al.* (2005)を使い暦年補正すると46calkaとなる。また, 大磐梯山は始良Tnテフラ降下直前にはマグマの噴出を停止している。

磐梯火山の西には, 安山岩成層火山体の猫魔火山(Nakamura, 1978; Kimura *et al.*, 2001; 三村, 2002)が隣接し, 磐梯火山の赤埴-櫛ヶ峰山体に覆われる。この火山は, 一部の稜線上に初生的な火山地形が僅かに残るほかは, 著しく開析されている。Kimura *et al.* (2001)によ

ると, 猫魔火山の中央から西側には, 極低カリウム系列(ELK)~低カリウム系列(LK)の安山岩質山体があり, これを不整合に覆って山体東部には, 中カリウム系列(MK)の安山岩質山体が分布する。極低~低カリウム系列の安山岩溶岩からは1.11~0.60 Maの8個のK-Ar年代値(NEDO, 1990)と, 1.43 ± 0.51 Maと0.68 ± 0.04 MaのK-Ar年代値(三村, 2002)が報告されている。一方, 中カリウム系列の安山岩溶岩(猫魔岳溶岩)からは0.47 ± 0.10 MaのK-Ar年代値が報告されている(NEDO, 1990)。

## 3. 裏磐梯高原コアの層序

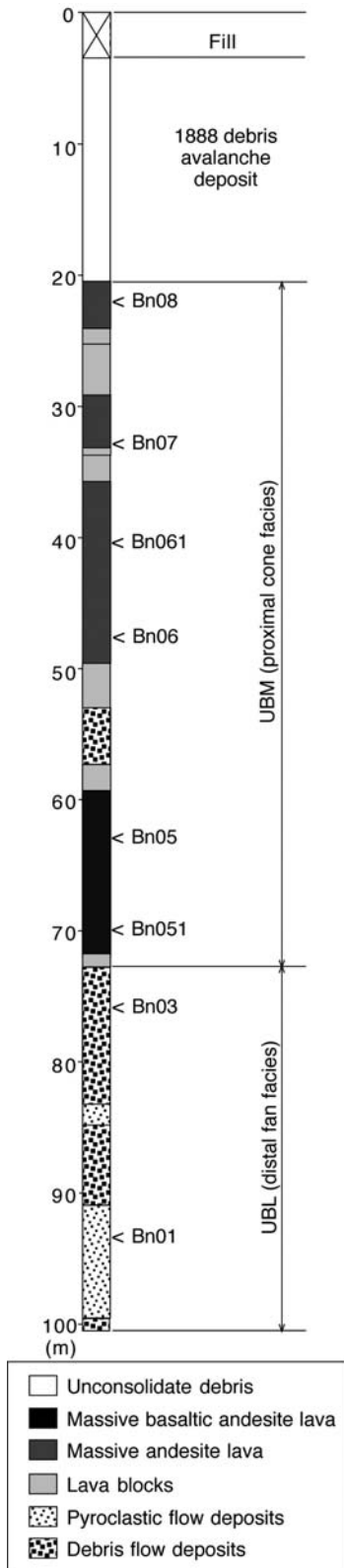
裏磐梯スキー場(東経140°04'12.1", 北緯37°38'00.5")の標高902.1mにおいて長さ100.6mのコア(JMA-V19)が気象庁により2009年に掘削されている(Fig. 2)。コアは産総研のコアライブラリーに保管されており, 記載も産総研のコア作業スペースで実施した。コアはその岩相から以下の4ユニットに大別可能で, その詳細は火山噴火予知連コア解析グループ(2011)に記載されている。

地表面から深度3.5mまでは, 盛り土である。

深度3.5mから20.3mまでは, 角礫状のコアからなり本来の岩相は特定しづらいものの, 地表の地質と部分的なコアの特徴から, 1888年岩屑なだれ堆積物とみられる。

深度20.3mから72.8mまでは, 4層の厚い溶岩流を主体とし, 成層火山錐構成相からなる。深度20.3mから53.0mまでは, 厚さ7~18mの斜方輝石単斜輝石安山岩の三枚の溶岩流からなる。上位2層の溶岩流は溶結構造が顕著で, 火砕物起源(clastogenic)の溶岩流とみられる。岩質は3層の溶岩とも類似し, 共通して斑晶量が10~20%(Table 1), 石基はハイアロオフィティック組織やフェルシティック組織を持つ。深度53.0mから57.4mまでは, 土石流堆積物からなる。深度57.4mから72.8mまでは, 厚い斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩の溶岩流からなり, 溶結構造による細かな流理が認められる。またその斑晶量は15~20%で(Table 1), 石基は粗粒なインターサータル組織を持つ。試料Bn08は深度21.8-22.0mの安山岩溶岩, Bn07は深度32.7-32.9mの安山岩溶岩, Bn061は深度40.0-40.1mの安山岩溶岩, Bn06は深度47.5-47.6mの安山岩溶岩, Bn05は深度62.9-63.0mの玄武岩質安山岩溶岩, Bn051は深度69.9-70.0mの玄武岩質安山岩溶岩から採取した。

深度72.8mから孔底の100.6mまでは, 主に火山麓扇状地堆積物からなり, 間に軽石流堆積物や石質の火砕流堆積物を挟む成層火山縁辺相である。扇状地堆積物は安山岩砂礫からなる土石流堆積物と高密度洪水流堆積物の互層で構成されている。軽石流堆積物は深度83.2mから



84.8 m に出現し、白色の斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石を主体とし非溶結である。また、石質の火砕流堆積物は深度 90.95 m から 99.6 m に出現し、その本質岩片はガラス質で斑晶量の多い斜方輝石単斜輝石安山岩で、緻密～やや発泡した黒色の火山岩塊・火山礫からなり、非溶結である。このほか緻密な灰色の安山岩岩片が類質物として含まれるがその量は少ない。土石流堆積物や扇状地堆積物中の安山岩はいずれも斑晶量 40～55 % で (Table 1), 多斑晶質である。試料 Bn03 は深度 75.8-75.9 m の土石流堆積物中の安山岩岩片, Bn01 は深度 94.2-94.3 m の火砕流堆積物中の安山岩本質岩片から採取した。

#### 4. 化学分析

主な噴出物の全岩化学組成分析と Nd-Sr 同位体比測定を行った。全岩化学組成分析はコアの 8 試料のほか、地表に露出する古期の赤埴-櫛ヶ峰山体と新期の小磐梯山体・大磐梯山体のそれぞれ 6 試料を対象とした。同位体比測定はコアの 2 試料と古期の赤埴-櫛ヶ峰山体からの 1 試料を対象とした。分析は Activation Laboratories 社に依頼し、主成分元素及び Sc, V, Ba, Sr, Y, Zr については Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP, これら以外の微量成分については Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MS で測定された。Sr-Nd 同位体比は Finningan MaT 261 8-collector Mass spectrometer で分析されている。各試料の採取位置は Appendix 1 に示している。分析試料については、Bn01 と Bn03 は UBL (裏磐梯高原コア下部), Bn05 から Bn08 は UBM (裏磐梯高原コア中部) に分類され、赤埴-櫛ヶ峰山体の試料を AK, 大磐梯-小磐梯山体の試料を OK と略称する。

#### 5. 主成分・微量成分組成

JMA-V19 の岩石は、UBM の Bn05 と Bn051 が  $\text{SiO}_2$  含有量 52.7～53.1 wt% の玄武岩質安山岩, 残りの試料は 56.8～61.6 wt% の安山岩である (Table 2)。安山岩組成の火山岩が卓越する特徴は地表の磐梯火山噴出物 (AK 及び OK) と共通するものの、他の主成分との比較では分類したユニット毎に組成の違いが認められる (Fig. 3)。すなわち、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$  図では UBM が、明らかなソレイト系列領域にプロットされるのに対して、AK はソレイト-カルクアルカリ系列の境界部, UBL と OK はカルクアルカリ系列領域にプロットされる。また、

Fig. 2. Lithofacies of the JMA-V19 core. Bn01 to Bn08 show the sample positions. UBL = the Ura-Bandai-Kogen core lower unit; UBM = the Ura-Bandai-Kogen core middle unit.



Table 1. Modal compositions of phenocrysts.

*Pl* = plagioclase; *Cpx* = clinopyroxene; *Opx* = orthopyroxene; *Opq* = opaque minerals;  
*gm* = groundmass; *tr* = trace (<0.1%).

Unit	Sample	Pl	Cpx	Opx	Opq	gm	Total
Obandai edifice (OK)	100530-5	27.2	5.2	3.2	0.9	63.5	100.0
	100530-4	19.8	7.5	0.3	tr	72.4	100.0
Kobandai edifice (OK)	100601-4	29.1	4.3	1.0	1.0	64.6	100.0
	100601-3	23.8	3.3	1.7	0.2	71.0	100.0
Akahani-Kushigamina edifice (AK)	100530-3	36.7	8.6	4.6	1.7	48.4	100.0
	100530-1	32.8	7.3	1.8	1.8	56.3	100.0
Ura-Bandai-Kogen core middle unit (UBM)	Bn08	7.0	0.7	tr	0.2	92.1	100.0
	Bn07	10.2	4.3	4.3	0.2	81.0	100.0
	Bn06	9.8	1.6	1.6	0.9	86.1	100.0
	Bn05	13.1	3.3	0.5	0.2	82.9	100.0
Ura-Bandai-Kogen core lower unit (UBL)	Bn03	31.1	10.5	10.5	0.2	47.7	100.0
	Bn01	30.7	4.7	4.7	1.3	58.6	100.0

SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 図では全ての試料が中カリ系列領域にあるものの同一 SiO<sub>2</sub> 含有量での K<sub>2</sub>O 含有量は UBM, OK と UBL, AK の順に低くなり, ユニット毎に異なるトレンドを作っている. 同様な傾向は主成分の MgO, TiO<sub>2</sub> 含有量 (Fig. 3), 微量成分の Rb 含有量 (Fig. 4) でも顕著で, 各々の化学組成の特徴からユニットの識別が可能である.

次に UBM 内の組成の変化に注目すると, 同ユニット内の玄武岩質安山岩と安山岩とでは SiO<sub>2</sub> 組成のギャップが大きいだけでなく, 微量成分において同一のトレンドにないことが明瞭である (Fig. 4). 特に, 液相集元素であるはずの Ba 含有量が玄武岩質安山岩よりも安山岩で低く, 単純な結晶分化では前者から後者が導けないことを意味している.

希土類元素 (REE) に注目すると, UBL・UBM・AK・OK とも軽希土に富み, 重希土はフラットな, 島弧火山岩に標準的なパターンが認められ, ユニット間での違いはほとんどない (Fig. 5). UBM の玄武岩質安山岩は他と異なり, Eu の負の異常を欠くが, これは斜長石の関与が相対的に小さかったことの表れと考えられる.

## 6. Nd-Sr 同位体比

UBL の Bn01 (安山岩) は, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51265 と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.70512, UBM の Bn05 (玄武岩質安山岩) は <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51282 と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.70406, AK の 100530-1 (安山岩) は <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51267 と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.70506 と測定された (Table 3). また, OK の大磐梯噴出物からは既に <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51272 と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.70468 の値が報告されている (Kimura and Yoshida, 2006). UBL と AK はかなり類似した Nd-Sr 同位体比をもつものの, これらと UBM (玄武岩質安山岩), 更には OK の Nd-Sr 同位体比の隔たりは大きく, ユニット毎に異なった特徴を示している (Fig. 6). UBM 以外の磐梯火山及び周辺の第四

紀火山噴出物は, いずれも Kimura and Yoshida (2006) による QVF-II に属している. しかし, UBM 玄武岩質安山岩の Nd-Sr 同位体比は, 東北日本弧の第四紀火山としては枯渇した特徴が顕著である. すなわち, この UBM 玄武岩質安山岩は, 東北日本弧のフロント沿いの火山に認められる, QVF-I から QVF-III へと南に向かって同位体的に肥沃になる地理的な傾向 (Fig. 1; Kimura and Yoshida, 2006) からは明らかに外れている.

## 7. 考察

### 7-1 コア層序の検討

今回の JMA-V19 の西南西 200 m に位置する, 防災科学技術研究所により 1990 年に掘削された BD-1 (深度 100.0 m) では, 今回のコアとほぼ同じ UBM 玄武岩質安山岩溶岩までの岩相層序が, その孔底まで報告されている (田中・他, 1995). 田中・他 (1995) によると, 深度 64 m 付近の安山岩溶岩から  $0.14 \pm 0.06$  Ma ~  $0.15 \pm 0.07$  Ma の K-Ar 年代値, 深度 81 ~ 98 m の同一の玄武岩質安山岩溶岩 3 試料から  $0.41 \pm 0.26$  Ma ~  $0.86 \pm 0.39$  Ma の K-Ar 年代値が報告されている. ただし深度 64 m の安山岩の K-Ar 年代値は, 被覆テフラの放射年代値から決まる上位の赤埴-櫛ヶ峰山体の年代 (25 万年前以前; 山元・須藤, 1996) よりも有意に若く, 信頼性に乏しい. また, 玄武岩質安山岩の K-Ar 年代値も誤差が大きく噴出年代の特定は難しい. 酒井・他 (1995) の磁化伏角の検討によると, 孔底までの玄武岩質安山岩を含む BD-1 のコアは全てブリュンヌ正磁極期に対比されている. 従って, この玄武岩質安山岩の年代は, 中期更新世前半の, いずれかの時期までにはしか絞り込めていない. 三村 (1994) は, 1888 年崩壊壁の西側下部に露出する安山岩溶岩から  $0.7 \pm 0.2$  Ma の K-Ar 年代値を得て, これを根拠に先磐梯火山の存在を主張し, BD-1 孔底の玄武岩質



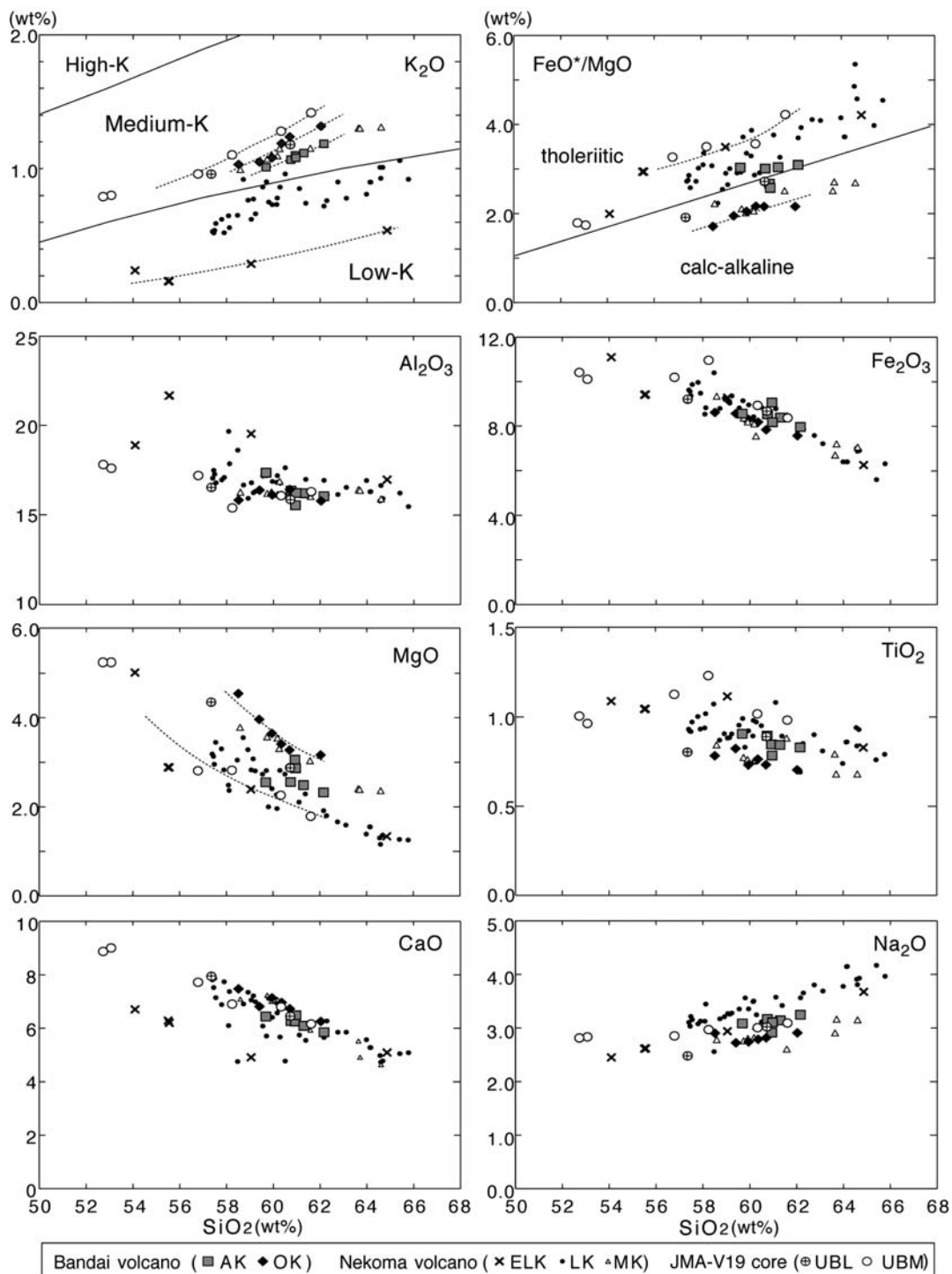


Fig. 3. Bulk major element variations of the products of Bandai and Nekoma volcanoes. SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O, FeO\*/MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO and Na<sub>2</sub>O. The boundaries defining the low-, middle- and high-K fields in the K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> diagram are from Gill (1981), and that between tholeiitic and calc-alkalic fields in the FeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub> diagram is from Miyashiro (1974). AK=the Akahani-Kushigamine edifice, OK=the Obandai-Kobandai edifice; UBL=the Ura-Bandai-Kogen core lower unit; UBM=the Ura-Bandai-Kogen core middle unit. Data for the extreme-low K (ELK), low K (LK) and medium K rocks (MK) of Nekoma volcano are taken from Kimura *et al.* (2001).

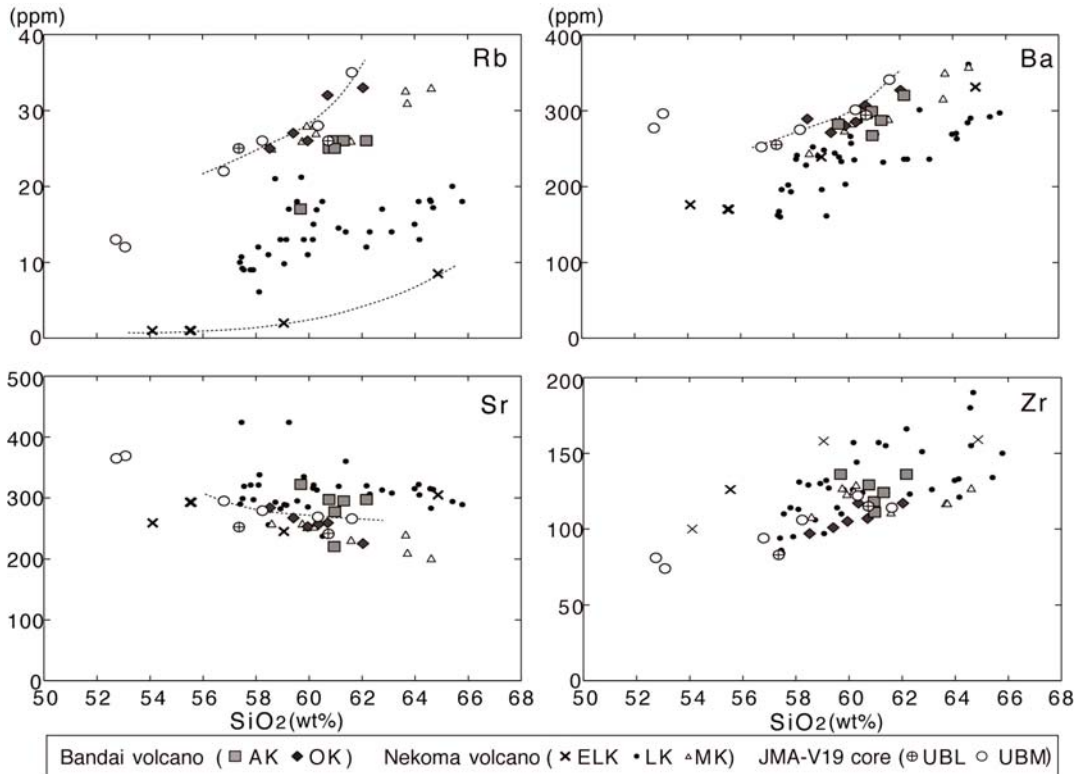


Fig. 4. Bulk trace element variations of the products of Bandai and Nekoma volcanoes.  $\text{SiO}_2$  versus Rb, Ba, Sr and Zr. Data for *ELK*, *LK* and *MK* of Nekoma volcano are taken from Kimura et al. (2001; 2002).

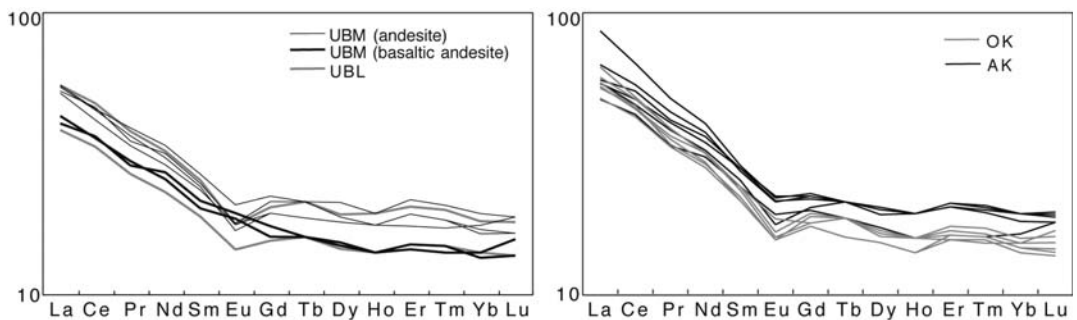


Fig. 5. Chondrite-normalized rare earth element patterns for *UBL*, *UBM*, *AK* and *OK*. Chondrite-normalized values are after Sun and McDonough (1989).

安山岩と同じ活動の産物の可能性を指摘している。しかしながら、三村・中村 (1995) も指摘するようにこの安山岩 (本報告の 100601-1) の全岩化学組成は、*AK* の赤埴一嶺ヶ峰山体の溶岩組成の範囲に含まれるもので、*UBM*, *OK* や後述する猫魔火山 *MK* のものとは明らかに異なっている。従って、本報告では三村 (1994) の先磐

梯火山の存在を支持しない。

*JMA-V19* の岩相は、その下部 (*UBL*) が遠方相の火山麓扇状地堆積物、中部 (*UBM*) が火口近傍相の成層火山錐構成物を示している (Fig. 2)。*UBL* 扇状地堆積物の給源として最も考えやすいのは西に隣接する猫魔火山である。本来、給源近傍相があると期待される磐梯火山山体



Table 3. Sr and Nd isotopic ratios.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Bn01	0.705121	0.000011	0.512650	0.000007
Bn04	0.704055	0.000009	0.512818	0.000004
100530-1	0.705063	0.000007	0.512670	0.000010

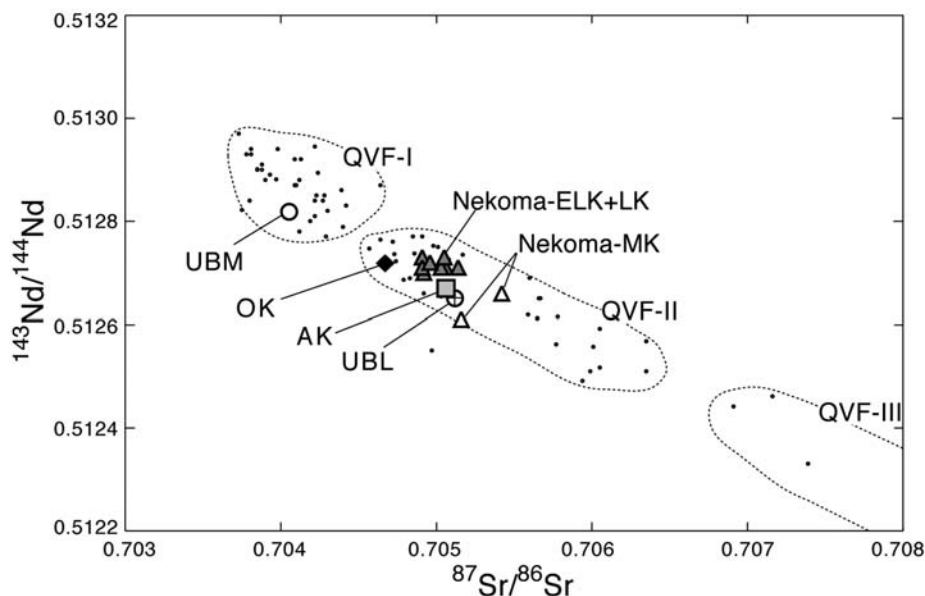


Fig. 6.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  diagram. Data of Quaternary volcanoes, including *OK* and *Nekoma*, in NE Japan are from Kimura and Yoshida (2006) and Kersting *et al.* (1996). Symbols are same in Fig. 3. *QVF-I*, *-II* and *-III* fields are shown in Figure 1.

内での掘削にもかかわらず、その縁辺相としての岩相は異質である。しかも *UBL* の主成分・微量成分組成は、猫魔火山の東部、すなわち磐梯火山側を構成する 50 万年前々後の *MK* のトレンド上にあり、磐梯の *AK* とは若干離れている (Figs. 3, 4)。また、Nd-Sr 同位体比についても *UBL* は *MK* にかなり近い値となっている (Fig. 6)。これらの地球化学的な特徴は、*UBL* を猫魔火山の縁辺部堆積物とすることと矛盾しない。一方、火口近傍相である *UBM* については、化学組成で *UBM* に対応する噴出物の地表露出はなく、その分布は現山体内に収まっていたことは確実である。従って、現在の磐梯火山の位置で火山活動が始まったのは *UBM* からとなり、これが同火山形成時の最初期の噴出物であると解釈できよう。

### 7-2 最初期噴出物が示す地球化学的变化

磐梯火山は、カルクアルカリ系列の安山岩の卓越する、典型的な島弧の成層火山である。しかしながら、その最初期には、同位体的に枯渇した玄武岩質安山岩や、

ソレイト系列の安山岩が噴出していたことが、今回の掘削で確認された。この 2 系列のマグマの噴出順序は、守屋 (1983) の唱えた、島弧における成層火山発達史モデルと基本的に共通するものである。また、Fujinawa (1988) は、東隣の安達太良火山において、ソレイト系列とカルクアルカリ系列の噴出物間で Sr 同位体比が異なり、両者の起源が異なることを明らかにしている。さらに、東北日本弧における第四紀火山の総合的な岩石学的モデルを組み立てた Kimura and Yoshida (2006) は、火山岩の Nd-Sr-Pb 同位体比の変化を、マントル由来成分と下部地殻成分との混合で説明できることを示している。この考えに従えば、*QVF-II* に属する磐梯火山噴出物 (*AK*・*OK*) に先行して同位体的に枯渇したマグマが噴出していたことは (Fig. 6)、マントル由来成分と下部地殻成分との混合の度合いが火山の発達史において変化したこと、すなわち最初期には下部地殻成分があまり混合することなくマントル由来成分が噴出できたものが、火

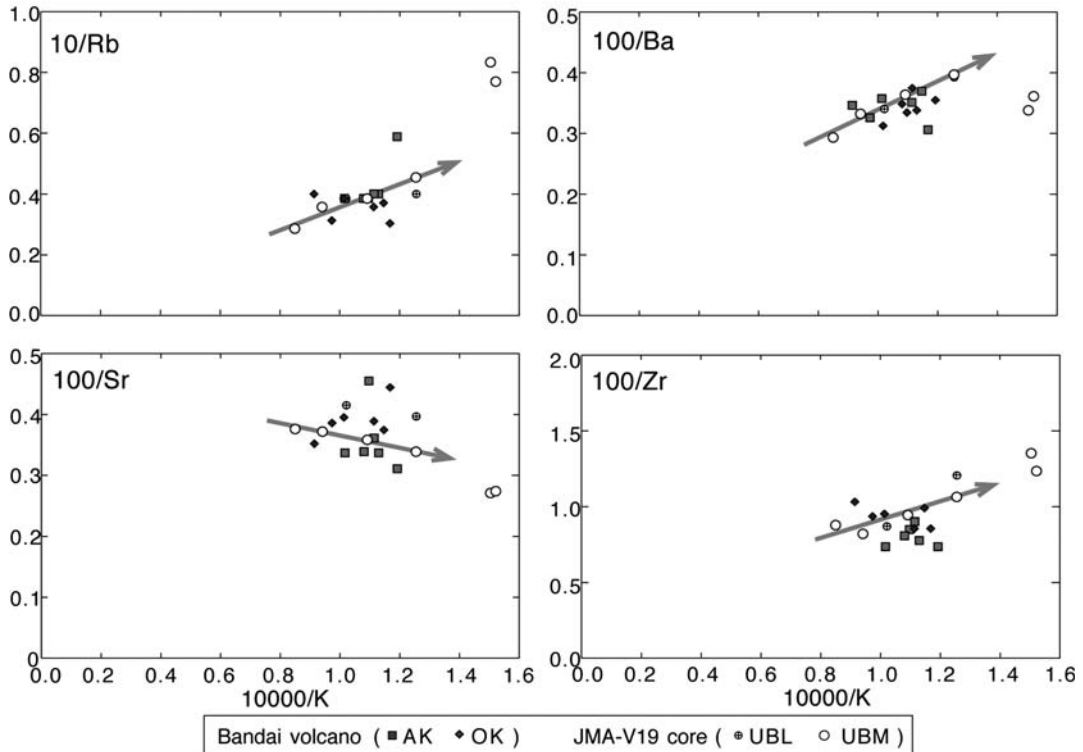


Fig. 7. Reciprocal plots of trace element abundances for *UBL*, *UBM*, *AK* and *OK*. Solid straight lines are the linear correlation lines for the *UBM* andesite.

山が成長した過程で、地殻成分をより多く混合するように変化したことを意味するのであろう。

Kimura *et al.* (2002) は、猫魔火山前期のソレライト系列の安山岩について、これが下部地殻を構成する角閃岩の部分溶融で形成されたものであることを示している。*UBM* のソレライト系列の安山岩は、猫魔火山の同系列の安山岩よりも *K* や *Rb* に富み、化学組成的には異なるものと考えられるが、部分溶融のプロセスについては検討に値しよう。Figure 7 は *K* の逆数を横軸に、*Rb*・*Sr*・*Zr*・*Ba* の逆数を縦軸にとっている。このような図は Sakuyama and Nesbitt (1986) が用いたもので、同一物質がバッチ部分溶融を起こした際には、そのメルト組成はある直線上を変化することになる。この図で明らかなのは、1) *UBM* の安山岩の組成逆数値が直線上に並ぶこと、2) *UBM* の玄武岩質安山岩は安山岩組成逆数値の示す直線上から外れること、3) *AK* や *OK* のカルクアルカリ系列の安山岩には組成逆数の直線性が認められないことである (Fig. 7)。これらのことは、*UBM* のソレライト系列安山岩は玄武岩質安山岩を生じたものとは別のマグマ源からバッチ部分溶融で生成されたことを意味しているよう。

猫魔火山ソレライト系列安山岩との *K* 濃度の違いも、Sisson *et al.* (2005) の溶融実験で示されているように、磐梯火山の源岩角閃岩が *K* に富むことによる組成の違いで説明可能である。さらに、*UBM* 安山岩の層序は最下位のものよりも上位2枚の方が液相濃集元素に乏しく、マグマ源での部分溶融度の上昇を示している。このような部分溶融度上昇トレンドは、同じ福島県内の沼沢火山でも認められ、火山が新規出現する際に下部地殻が再加熱された結果と考えられている (Yamamoto, 2007)。今回 *JMA-V19* で見いだされた化学組成の変化も、これと同様な火山の新規発生の概念で理解することが可能である。つまり、コアで認められたマグマの地球化学的变化は、磐梯火山最初期における枯渇マントル由来の玄武岩質安山岩マグマの新規貫入とその熱による下部地殻の温度上昇を示すと考えられる。こうした活動の後、磐梯火山はカルクアルカリ系列の安山岩主体の活動へと更に変化する。これは火山直下の下部地殻へのマグマの貫入蓄積が継続して地殻の部分溶融が更に進んだため、複数マグマの混合が容易に起きるまで、マグマ供給系が複雑化した結果と見ることが出来る。このようなソレライト系列及びカルクアルカリ系列の成因は、Tatsumi *et al.*

(2008) が蔵王火山を例に示したモデルと基本的には同じである。

東北本州弧の活火山の直下には地震波の速度異常で示される高温部が下部地殻にあることはよく知られている(例えば Nakajima *et al.*, 2001)。しかし、示される物理観測結果はあくまで現在のスナップショットであり、下部地殻の温度構造もマントルからのマグマ供給に応じて時間変化するものであること (Annen *et al.*, 2006) を念頭に置かなければならない。マグマ組成の時間変化はマグマ発生場における物理化学条件の時間変化の反映に他ならない。従って、火山出現初期の噴出物はマグマ発生条件に関する重要な情報を持つものと認識しなければならない。

## 8. ま と め

2009年に磐梯火山で掘削された深度100.6mの裏磐梯高原コア(JMA-V19)試料の化学組成分析を行い以下のことを明らかにした。

1) JMA-V19は下位から、遠方相の火山麓扇状地堆積物(UBL)、火口近傍相の成層火山錐構成物(UBM)、1888年岩屑なだれ堆積物、及び盛り土で構成されている。このうちUBLは西隣の猫魔火山、後期中カリウム系列山体由来の扇状地である。また、UBMは地表には露出していない磐梯火山最初期噴出物である。

2) 磐梯火山最初期噴出物は、同位体的に枯渇した玄武岩質安山岩の噴出で始まり、ソレライト系列の安山岩がこれに続いた。一方、これらを覆う赤埴一嶺ヶ峰山体(古期山体)と大磐梯一小磐梯山体(新时期山体)はカルクアルカリ系列の安山岩からなる。

3) 今回確認された磐梯火山におけるマグマの地球化学的变化は、火山出現時における枯渇マグマの新規貫入・噴出と下部地殻の部分熔融によるソレライト系列安山岩の形成、下部地殻へのマグマの貫入蓄積の継続による部分熔融進行とマグマ混合の活発化によるカルクアルカリ系列安山岩の生成へと、マグマ供給系が複雑化したことの結果と見ることが出来る。

## 謝 辞

ボーリングコアは気象庁から提供されたものであり、火山噴火予知連絡会コア解析グループ事務局の方々、産総研のコアライブラリー担当者にはコアの一次記載で便宜を図っていただいた。また、宇都宮大学中村洋一教授にはコア岩相の記載、JAMSTECの木村純一博士には分析結果の考察に対してコメントをいただいた。査読者の次城大学藤縄明彦教授と匿名の方には多数の原稿の不備を指摘頂いた。以上の方々に感謝いたします。

## 引用文献

- Annen, G., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zone. *J. Petrol.*, **47**, 505–539.
- 中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について。福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, 21–32.
- 千葉茂樹・木村純一 (2001) 磐梯火山の地質と火山活動史—火山灰編年法を用いた火山活動の解析—。岩石鉱物科学, **30**, 126–156.
- 千葉茂樹・木村純一・佐藤美穂子・富塚玲子 (1994) 福島県磐梯火山のテフラ—ローム層序と火山活動史。地球科学, **48**, 223–240.
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M. and Nadeau, M.-J. (2005) Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals. *Quaternary Sci. Rev.*, **24**, 1781–1796.
- Fujinawa, A. (1988) Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, Northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. *Lithos*, **22**, 135–138.
- Gill, J.B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390p.
- 火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2011) 気象庁火山観測点ボーリングコアの解析～成果報告書～。気象庁, 403p.
- Kersting, A.B., Arculus, R.J., Gust, D.A. (1996) Lithospheric contributions to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. *Science*, **272**, 1464–1468.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T. (2006) Contributions of slab fluid, wedge mantle, and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *J. Petrol.*, **47**, 2185–2232.
- Kimura, J.-I., Yoshida, T. and Iizumi, S. (2002) Origin of low-K intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu arc, Japan: geochemical constraints for lower-crustal melts. *J. Petrol.*, **43**, 631–661.
- Kimura, J.-I., Tanji, T., Yoshida, T. and Iizumi, S. (2001) Geology and geochemistry of lavas at Nekoma volcano: implications for origin of Quaternary low-K andesite in the north-eastern Honshu arc, Japan. *Island Arc*, **10**, 116–134.
- 小荒井 衛・星野 実・津沢正晴・大谷知生・水越博子・中村洋一・鈴木毅彦・千葉茂樹・早田 勉 (1994) 磐梯火山南麓の岩屑流堆積物について。地理調査部研究報告第11号, 国土地理院技術資料D・1-no.318, 49–58.
- 三村弘二 (1988) 磐梯火山の地質と活動史。地学雑, **97**, 37–42.
- 三村弘二 (1994) 磐梯火山の放射年代—概報—。地調月報, **45**, 565–571.
- 三村弘二 (2002) 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代。火山, **47**, 217–225.
- 三村弘二・中村洋一 (1995) 磐梯山の地質形成史と岩石。磐梯火山, 科技厅科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研

- 究」「岩屑流発生場に関する研究」分科会研究成果, 87-101.
- 守屋以智雄 (1978) 空中写真による火山の地形判読. 火山, **23**, 199-214.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形. 東大出版会, 135p.
- 守屋以智雄 (1988) 磐梯火山の地形発達史. 地学雑, **97**, 51-58.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, **341**, 1-17.
- Nakamura, Y. (1978) Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III*, **14**, 67-119.
- 中村洋一・青木謙一郎・田中耕平・井口 隆・酒井英男・平井 徹・長尾敬介 (1992) 磐梯北壁のボーリング試料で得られた高アルカリソレライト質玄武岩. 日本火山学会予稿集, 34-34.
- NEDO 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) 地熱開発促進調査報告書. 猪苗代地域, no. 21, 1012p
- 酒井英男・里見雅博・平井 徹 (1995) 磐梯火山北壁底のボーリング試料および翁島岩屑なだれ堆積物の岩石磁気調査. 磐梯火山, 科技厅科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」「岩屑流発生場に関する研究」分科会研究成果, 79-86.
- Sakuyama, M. and Nesbitt, R.W. (1986) Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 413-450.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890) The eruption of Bandai-san. *J. Coll. Sci. Imperial. Univ. Tokyo*, **3**, 91-172.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F. (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Cont. Mineral. Petrol.*, **148**, 635-661.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J. eds.), *Geological Society Special Publication*, **42**, 313-345.
- 田中耕平・三村弘二・遠藤秀典・井口 隆 (1995) 1888年磐梯山山体崩壊源のボーリング掘削とすべり面. 磐梯火山, 科技厅科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」「岩屑流発生場に関する研究」分科会研究成果, 69-78.
- Tatsumi, Y., Takahashi, T., Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Kimura, J.-I., Ban, M. and Sakayori, A. (2008) New insights into andesite genesis: the role of mantle-derived calc-alkalic and crust-derived tholeiitic melts in magma differentiation beneath Zao volcano, NE Japan. *J. Petrol.*, **49**, 1971-2008.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告, **54**, 323-340.
- Yamamoto, T. (2007) A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 119-133.
- 山元孝広・須藤 茂 (1996) テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史. 地質調査所月報, **47**, 335-359.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H. (1999) Pyroclastic density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **90**, 191-207
- Yonechi, F. (1987) A new hypothesis on the collapse of Bandai-san volcano in 1888. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, **37**, 159-173.
- 米地文夫 (1989) 絵画資料の分析による小磐梯山山頂の旧形と1888年噴火経過の再検討. 東北地理, **41**, 133-147.
- 吉田 義・鈴木敬治 (1981) 磐梯山南麓地域の第四系について. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 2, 15-26.

(編集担当: 吉本充宏)

## Appendix. Sample localities.

Sample	Location	Latitude (DD.MMSS N)	Longitude (DD.MMSS E)
911107-5	猪苗代町川上	37.3726	140.0634
100530-1	猪苗代町長坂	37.3634	140.0710
100530-2	猪苗代町長坂	37.3706	140.0656
100530-3	猪苗代町見祢	37.3501	140.0628
100530-4	猪苗代町天鏡台	37.3438	140.0353
100530-5	猪苗代町大磐梯山	37.3548	140.0409
100530-6	猪苗代町押立	37.3451	140.0315
100601-1	北塩原村1888崩壊壁	37.3653	140.0357
100601-2	猪苗代町櫛ヶ峰	37.3633	140.0458
100601-3	北塩原村裏磐梯スキー場	37.3752	140.0400
100601-4	北塩原村猫魔スキー場	37.3759	140.0223