

## 北海道奥尻島，勝瀨山火山の噴出物と構造

鹿野和彦\*・吉村洋平\*\*・石山大三\*\*・Geoffrey J. ORTON\*\*・大口健志\*\*

(2006年1月19日受付，2006年5月29日受理)

Eruption Products and Structure of Katsuma-Yama Volcano,  
Okushiri Island, Hokkaido, Northern JapanKazuhiko KANO\*, Yohei YOSHIMURA\*\*, Daizo ISHIYAMA\*\*,  
Geoffrey J. ORTON\*\* and Takeshi OHGUCHI\*\*

This paper describes the eruption products and structure of Katsuma-Yama volcano. Katsuma-Yama volcano is located in the northern part of Okushiri Island off the Oshima Peninsula, Hokkaido and has three eruption centers: Horonai-Gawa caldera, Katsuma-Yama crater and west Katsuma-Yama crater. Horonai-Gawa caldera is 2 km by 1.5 km in dimension, and is filled mainly with massive breccias to tuff breccias, fine-grained lacustrine sediments and bedded lapillistone to tuff. Massive breccias to tuff breccias are exposed along the western wall of the caldera and have been recovered by drilling in the central portions of the caldera. The breccias contain fragments mainly of dacite, dacite pyroclastic rocks, andesite, and granodiorite together with minor fragments of perlitic rhyolite. The majority of the rock fragments are quite similar in their constituents and textures to the surrounding basement rocks. Perlitic rhyolite, however, is relatively fresh and cannot be recognized in the surrounding basement rocks. This rock is, therefore, thought to be juvenile, although no eruption products remain outside the caldera. The fine-grained lacustrine sediments are wavy stratified with a wavelength up to a few meters and locally contain sulfur deposits. Bedded lapillistone to tuff comprises mostly fragments of glassy biotite-rhyolite, and projectiles derived from the direction of Mt. Katsuma Yama formed sag structures in the beds. Katsuma-Yama crater occurs at Mt. Katsuma Yama. The crater has a diameter of 740 m across and is filled with bedded lapillistone to tuff. The constituents are mostly non- to poorly vesicular polyhedral or platy fragments of glassy biotite-rhyolite and are thought to be phreatomagmatic in origin. Although the outflow deposits partly remain on the western and southeastern flanks of Mt. Katsuma Yama, most of the expected pyroclastic ring or cone has been removed through later erosion. Katsuma-Yama lava of similar composition occurs through the crater infill, spreads over the eroded surface of the outflow deposits, and is distributed mainly on the southwestern flank of Mt. Katsuma Yama and further to Horonai-Gawa caldera. The lava has a thickness of 100 m at Mt. Katsuma Yama, thins to the downflow directions with a variable thickness of flow breccias, and is intruded into the infill of Horonai-Gawa caldera, with plastic deformation of the caldera deposits along the contact. West Katsuma-Yama crater opens through Katsuma-Yama lava at its western margin, with a diameter of 180 m. The major infillings comprise rock fragments mostly similar to those from the Katsuma-Yama crater. A minor volume of pyroclastic surge deposits from this crater remains on Katsuma-Yama lava in the summit area of Mt. Katsuma Yama, and rests on the brown soil of a few centimeters that covers the eroded surface of the western rim of Katsuma-Yama crater. The eruption volume from Horonai-Gawa caldera is unknown but could be between 1 and 10 km<sup>3</sup>. The eruption volume from Katsuma-Yama crater perhaps slightly exceeds 0.6 km<sup>3</sup>, and the eruption volume from west Katsuma-Yama crater is very small, perhaps

\* 〒305-8567 つくば市東1丁目1-1, つくば中央第7  
産業技術総合研究所地質情報研究部門  
Institute of Geology and Geoinformation, Geological  
Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1,  
Higashi 1-chome, Tsukuba 305-8567, Japan.

\*\* 〒010-8502 秋田市手形学園町1-1  
秋田大学工学資源学部

Faculty of Engineering and Resource Science, Akita  
University, 1-1, Tegatagakuen-cho, Akita 010-8502,  
Japan.

Corresponding author: Kazuhiko Kano  
e-mail: kazu.kano@aist.go.jp

less than  $0.01 \text{ km}^3$ . Katsuma-Yama lava is dated by fission-track methods to be 0.2–0.7 Ma, and no soil occurs between the lava and the overlying pyroclastic surge deposits of the west Katsuma-Yama crater origin. A thin brown soil between the pyroclastic deposits of Katsuma-Yama and west Katsuma-Yama craters represents a short dormancy in volcanic activity. Lacustrine deposits in Horonai-Gawa caldera indicate a high wave-energy setting. Sulfur precipitated in the deposits suggests fumarolic activity in the caldera lake. These facts likely demonstrate post-caldera volcanism, and the plastic deformation of the caldera fill by the intrusion of Kamui-Yama lava suggests that the post-caldera volcanism was succeeded by the activities of Katsuma-Yama and west Katsuma-Yama craters.

**Key words:** Katsuma-Yama volcano, rhyolite, phreatomagmatic eruption, caldera, Pleistocene

## 1. はじめに

勝澗山火山は、北海道南部渡島半島沖合 30~60 km の日本海に浮かぶ奥尻島の第四紀火山である (Fig. 1). 奥尻島は南北 20 km, 東西 10 km の奥尻海嶺上の島で, その約 60 km 南には活動的な渡島大島火山がある. さらに渡島大島火山の南方 110 km には久六島火山, そして久六島の南方 70 km には戸賀火山 (鹿野・他, 2002) や目潟火山がある. すなわち, 勝澗山火山は, これら火山と

ともに東北日本弧の最も背弧側に位置する第四紀の火山列をなしている.

勝澗山 (標高 427.7 m) は, 奥尻島の北部, 幌内川上流北側に位置する. これがガラス質流紋岩溶岩からなることは古くから知られていた (鈴木・園木, 1935, 1936) が, 日本の火山 (一色・他, 1968) では火山として認定していない. 勝澗山が火山として認定されたのは日本の火山第 2 版 (小野・他, 1981) が初めてであろう. 日本の第四紀火山カタログ (第四紀火山カタログ委員会, 1999) 中では, 宇井・中川 (1999) が, これを分布面積  $4 \text{ km}^2$ , 体積  $0.2 \text{ km}^3$  の流紋岩溶岩 (勝澗山流紋岩: 秦・他, 1982) からなる小規模な中期更新世の単成火山としている. しかし, これまでに勝澗山火山に関する火山地質学的記載は殆どなされていないため, その実態は不明である.

本論文では, 2003 年と 2004 年に勝澗山とその周辺を筆者らが調査した結果を基に, この火山の噴出物と構造について報告する.

その名称については, 日本の火山第 2 版 (小野・他, 1981) では, これを奥尻火山とし, 日本の第四紀火山カタログ (第四紀火山カタログ委員会, 1999) では奥尻 (勝澗山) 火山としており, 正式な名称についての合意は得られていない. 小野・他 (1981) が与えた奥尻火山という名称は, より広い奥尻という地名にちなんでおり, 場所を特定する上では, 勝澗山火山とする方が分かりやすい. 勝澗山火山という名称は既に宇井・中川 (1999) が非公式に与えているが, 本論文ではこれを正式名称とすることを提案する.

勝澗山火山は, 従来考えられていた溶岩ドーム (勝澗山流紋岩: 秦・他, 1982) よりも複雑で, 三つの噴出中心を持つ. 勝澗山山頂付近には勝澗山火口 (新称) と勝澗山西火口 (新称) があり, 勝澗山南側, 幌内川上流域には, これらの火口が開く前に形成された幌内川カルデラ (新称) がある (Fig. 2).

勝澗山火口からは流紋岩火砕サージ・火砕流が噴出した後に, 流紋岩溶岩 (勝澗山流紋岩: 秦・他, 1982) が噴出している. 勝澗山西火口は, 勝澗山火口から噴出した

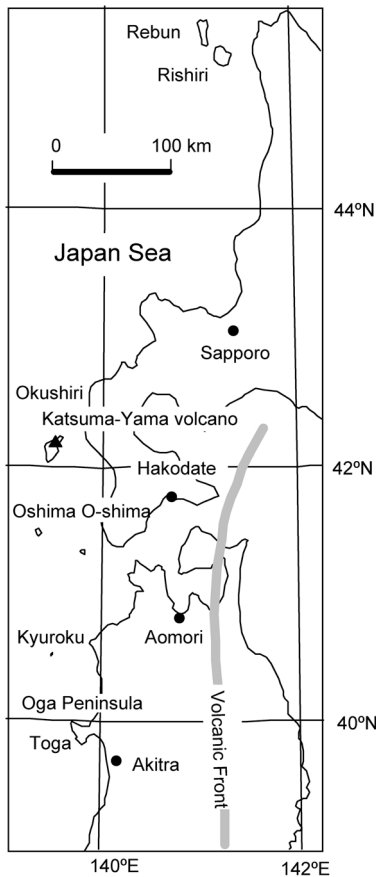


Fig. 1. Location of Katsuma-Yama volcano, Okushiri Island.

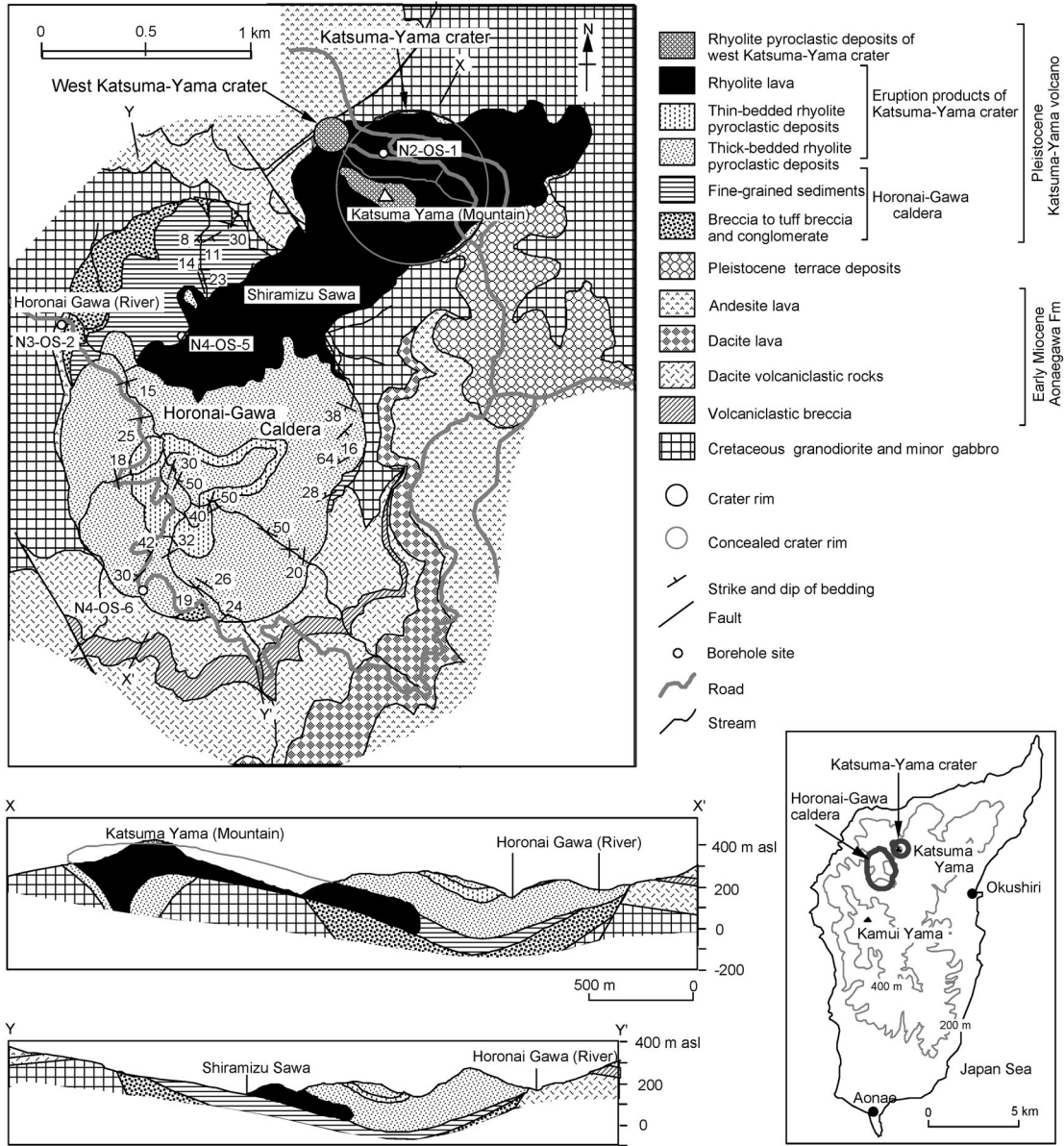


Fig. 2. Geologic map of Katsuma-Yama volcano.

流紋岩溶岩上に開口し，流紋岩火砕サージを噴出している。幌内川カルデラは，湖成堆積物（勝瀨層：鈴木・園木，1935，1936）に埋積された南北2 km，東西1.5 kmの盆状構造である。カルデラ形成時の噴出物は確認できないものの，湖成堆積物中に硫黄が沈殿していることから，従来から火口湖（富田，1930；田中館，1931），湯沼（鈴木・園木，1936）あるいは陥没盆地（秦・他，1982）とされている。この構造は重力の負の異常に重なり，湖成堆積物に間欠的な爆発的噴気活動を想起させる岩相も

認められる。しかも，勝瀨山火口から噴出した流紋岩が幌内川カルデラの湖成堆積物に塑性変形を与えて貫入していることから，その形成時期は勝瀨山火口や勝瀨山西火口の形成直前である可能性が高い。本論文ではこの盆状構造をカルデラと考えて幌内川カルデラと命名・定義する。さらに，幌内川カルデラと勝瀨山火口，勝瀨山西火口を噴出源とする火山を勝瀨山火山と定義する（Figs. 2, 3）。また，勝瀨山の流紋岩溶岩ドームについては，勝瀨山流紋岩の名称が与えられていたが，本報告では記載

の煩雑さを避け、また、勝澗山火口の噴出物であることを強調する意味で、これを勝澗山溶岩と記述する。本報告で用いる術語は火山岩の産状編集委員会(2000)による。

## 2. 地質概説

奥尻島の地質は秦・他(1982)に詳しくまとめられている。これによれば、奥尻島に露出する最古の岩石は白亜紀の流紋岩火砕岩、安山岩溶岩などと、これら貫く花崗閃緑岩、そして少量の斑れい岩と石英閃緑岩である。これらは、漸新世の松江玄武岩から漸新世の烏頭川層を経て前期中新世の青苗川層に至る火山岩を主体とした地層に不整合に覆われており、中期中新世後期の釣懸層から後期中新世の千畳層に至る海進堆積物がこれらに重なる。さらに、奥尻島の北部では、鮮新世の海退期の粗粒海成堆積物と水底定置の安山岩ないしデイサイト火山岩とが指交して分布する。これら鮮新世の地層群は、下位から順に仏沢層・米岡層と神威層に区分されている。米岡層と仏沢層は分布する地域を異にするが、ほぼ同層準にあって構成岩も似ていることから、同時異相と考えられる。神威層は、神威山(標高584.5m)を最高点とする溶岩主体の火山体をなしている。米岡層安山岩と神威層安山岩のジルコンのフィッション・トラック年代値はそれぞれ  $3.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$  と  $3.3 \pm 0.3 \text{ Ma}$  であり、神威層安山岩火砕岩のそれは  $2.6 \pm 0.3 \text{ Ma}$  であ

る(鴈沢, 1992)。これらの年代値は近接しており、両層にわたって断続的に火山活動があったことを示唆する。

奥尻島では海岸段丘の発達が著しく、神威山山頂の神威山I段丘を最高位面として、11の段丘面が識別されている(秦・他, 1982)。秦・他(1982)が勝澗山流紋岩と名付けた勝澗山火山の流紋岩溶岩(本報告の勝澗山溶岩)は、勝澗山周辺の高位段丘とされる青苗川段丘またはそれより一段下のフケ歌沢段丘堆積物を覆っており、また、勝澗山南西側斜面を流下して、幌内川カルデラを埋積する堆積物中に貫入している。

幌内川カルデラを埋積する堆積物は、鈴木・園木(1935, 1936)が定義・記載した勝澗層に相当する。幌内川カルデラを埋積する堆積物中の流紋岩について、鈴木・園木(1935, 1936)は、これを溶岩と見なして勝澗層上部に対比している。また、秦・他(1982)も、これが勝澗層を被覆する露頭のスケッチを示し、さらに、この溶岩を勝澗層の堆積物とは起源が異なる新たな層序単位と見なして勝澗山流紋岩と名付けている。勝澗山を構成する流紋岩溶岩のジルコンのフィッション・トラック年代として  $0.20 \pm 0.06 \text{ Ma}$  (鴈沢, 1992) と  $0.71 \pm 0.11 \text{ Ma}$  (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994) の値が報告されている。また、ガラスのフィッション・トラック年代として  $0.31 \pm 0.09 \text{ Ma}$  (玉生, 1978) の値が報告されている。

Geologic age	Geologic unit		Lithofacies	Constituent rocks
Holocene	Alluvial fan deposits		Debris flow and hyper-concentrated flow	Excavated debris from sulfur mines
Middle Pleistocene	Katsuma-Yama volcano	Eruption products from west Katsuma-Yama crater	Pyroclastic surge and fall	Bedded and graded tuff to lapillistone of biotite-rhyolite
		Eruption products from Katsuma-Yama crater	Lava flow and sill	Biotite-rhyolite lava and breccia
		Subaqueous volcanoclastic facies	Pyroclastic surge, flow, and fall	Bedded and graded tuff to lapillistone of biotite-rhyolite
		Higher terrace deposits*	Non- to shallow marine	Tuffaceous sandstone and granule conglomerate
Early Pleistocene	Horonai-Gawa caldera	Caldera lake deposits	Fine-grained sediment facies	Parallel to wavy stratified claystone to fine-grained sandstone
		Syn-caldra deposits	Breccia facies	Poorly sorted breccia and tuffaceous conglomerate
Early Miocene	Aonaegawa Formation		Lava flow	Pyroxene andesite
			Pyroclastic flow	Bitotite-dacite volcanic breccia Bitotite-dacite pumice-lapilli tuff
Cretaceous	Plutonic rocks			Gabbro and quartz diorite Hornblende-biotite granite

\* The deposits underlie the eruption products from Katsuma-Yama crater but the relation to the lower units of Horonai-Gawa caldera fills remains unknown.

Fig. 3. Stratigraphy of Katsuma-Yama volcano and related rocks.



### 3. 幌内川カルデラ

幌内川中流～上流域では，白亜紀の花崗閃緑岩や前期中新世の青苗川層などにアバットし，環状に囲まれて分布する一群の堆積物が認められる．本論文では，これらの堆積物に埋積された凹地を幌内川カルデラと呼ぶ (Fig. 2).

幌内川カルデラを埋積する堆積物は，秦・他 (1982) の勝澗層にほぼ相当する．ただし，秦・他 (1982) が勝澗層とした堆積物の内，勝澗山及びその北側に分布するものは，青苗川段丘あるいはフケ歌沢段丘の堆積物であり，また，大岩生川流域に分布するものは青苗川層を被覆し，かつ幌内川のものに比べてその基底面高度が 50 m 以上高いことから，幌内川のものとは異なる堆積物と考えられる．幌内川流域においても，青苗川層のデイサイト火砕流堆積物や凝灰質堆積物は勝澗山層の火砕岩にみかけが似ていることから勝澗層とされている場合がある．

#### 3-1 構造

幌内川カルデラを埋積する堆積物は，幌内川上流域を占めて，白亜紀花崗閃緑岩や青苗川層などの基盤にアバットし，環状に囲まれて分布する．また，緩やかに波曲して走向傾斜は必ずしも一定しないが，全体に分布域の縁から中心に向かって  $20^{\circ}$ ～ $40^{\circ}$  傾斜している．これらのことは，ここに盆状構造があって，堆積物が中心ほど厚いために圧密によって沈降したことを示唆する．盆状構造の中心部付近では局所的に堆積物が  $40^{\circ}$  以上傾斜しているが，そこはカルデラ充てん堆積物中に貫入する勝澗山溶岩の延長上に当たり，貫入によって変形した可能性がある．堆積物の分布から推定されるこの盆状構造の大きさは，ふつうの火口よりも大きく，南北 2 km，東西



Fig. 4. Poorly sorted, non-stratified breccia in Horonai-Gawa caldera. Photo taken at a small tributary of Shiramizu Sawa, Horonai Gawa (River).

1.5 km に達する．秦・他 (1982) や新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) も幌内川上流の勝澗層が小規模な陥没盆地に堆積したとしているが，その形状や根拠については述べていない．

#### 3-2 カルデラ充てん堆積物

上記の構造が噴火によって生じたのであれば，その地下には，カルデラ形成時に崩壊した基盤岩あるいは噴出物が存在する可能性が高い．

幌内川カルデラ西端では，カルデラ壁に沿って安山岩が分布する．この安山岩は，大きな露頭が殆ど無いため，産状を直接確認することはできないが，分布が局所的で，周辺の青苗川層安山岩とは連続しないことから，噴火時に岩屑なだれあるいは地滑りによってカルデラ内にもたらされたブロックである可能性が考えられる．これを除けば，幌内川カルデラを埋積する堆積物のうち，地表に露出するものは，下位から順に，角礫岩～凝灰角礫岩及び礫岩からなる岩相 (角礫岩相)，粘土岩～細粒砂岩が卓越する岩相 (細粒堆積岩相)，水底定置の火山砕屑岩からなる岩相 (水底火山砕屑岩相) に区分できる (Figs. 2, 3). 下限は不明であるが，全体の厚さは 150 m を超える．

#### 角礫岩相

角礫岩相は，幌内川中流とそこから北側に分岐する白水沢西側の沢において，花崗閃緑岩あるいは青苗川層の安山岩に近接して露出する．

角礫岩～凝灰角礫岩は，花崗閃緑岩と接する白水沢西側において最も広く分布する．安山岩，デイサイト，デイサイト火砕岩，花崗閃緑岩などの角礫～亜角礫と凝灰質基質からなり，層理は認められない (Fig. 4). 角礫～亜角礫の径は，多くの場合 1～5 cm であるが，ときに 0.5～1 m に達する．花崗閃緑岩と接するカルデラ壁付近では殆ど花崗閃緑岩のみで構成されている．

勝澗山西方の尾根から南側に向かう幌内川支流の上流域では，上述の角礫岩～凝灰角礫岩よりも粒径は小さくなるが同種の亜角礫ないし亜円礫からなる中礫岩～粗粒砂岩が花崗閃緑岩もしくはこれに囲まれた斑れい岩または石英閃緑岩の小岩体にアバットし，さらに下刻した沢底を埋めて上流側にオンラップしている．

これら角礫岩相の下限は不明であるが，走向傾斜から推定される厚さは 40 m を越える．

#### 細粒堆積岩相

細粒堆積岩相は勝澗層分布域北部の大半を占めて分布し，角礫岩相に重なる．厚さは 20～30 m 程度である．その多くは，厚さ数 mm 単位の粘土岩とシルト岩，もしくは極細粒～細粒砂岩とシルト岩とが互層して平行～波状層理をなし，厚さ数 m の間隔でところどころに厚さ数

cm～数10 cm の正級化した砂岩もしくは細礫岩を挟む。泥質岩に対する砂岩や細礫岩の割合は最上部厚さ数 m のところで増加し、上位の水底火山砕屑相に移化する。

泥質堆積物は水に飽和した状態では青みを帯びた黒褐色を呈する。乾燥すると淡灰色を呈し、葉理に沿って剥離することが多い。鏡下では、無色透明でほぼ等方的な破片を主体とし、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母をわずかに含む。無色透明な破片は火山ガラスに見えるが、全岩粉末 X 線回折ではクリストバライトが認められる。

細礫岩や砂岩は、多くの場合、直下の細粒砂岩～シルト岩を削剥し、深さ数 cm～数10 cm、幅数10 cm～数 m のチャンネルをなして堆積している。層理は明瞭で、波長数10 cm、ときに数 m に達するハンモックまたはスウェール状の波状層理を示すことが多い (Fig. 5)。北側のカルデラ壁付近では、ハンモック状斜交層理が発達した細粒砂岩～シルト岩の中にガラス質安山岩岩片が局所的にレンズ状、または、さや状に濃集し、あるいは散在して母岩の砂岩～シルト岩とともに回転していることがある (Fig. 6)。さらに、その露頭に近接して、無層理で厚さ2.5 m の礫質凝灰質泥岩が認められる。この岩石は、主にシルト以下の粒径の不透明物質と硫黄からなり、その中に石英、斜長石などの結晶片と、径20～30 cm 以下の塑性変形した縞状粘土岩～シルト岩や黒色ガラスと石英、斜長石などからなる溶結凝灰岩などの岩片、径1～2 cm 以下の自然硫黄、軽石もしくは様々な程度に発泡したガラス質などの小片が散在する (Fig. 7)。基質や硫黄の破片には多数の微細な空隙があり (Fig. 7A)、その一部に自然硫黄の結晶が晶出している。また、不透明物質と硫黄からなる基質には径10 μm 程度の微小球体が散在しているが、その本体は硫黄で、これを不透明物質

が覆っている (Fig. 7B)。全岩粉末 X 線回折では硫黄とクリストバライト、石英、長石、非晶質物質が検出されているが、基質を構成する不透明物質の正体は不明である。礫質凝灰質泥岩の分布は局所的であり、直上の粘土岩～シルト岩との境界も不規則で、その一部が粘土岩～シルト岩に注入している。

現在は採掘され尽くしているため、産状の詳細は不明であるが、礫質凝灰質泥岩の直上の泥質堆積物中にはかつて自然硫黄が胚胎していた (富田, 1930: 田中館, 1931)。白水沢入り口付近のズリ置き場で採取した硫黄鉱石には径1～2 cm 以下で、黒色緻密なガラス質の流紋岩片と白濁したガラス質の流紋岩片が硫黄の中に散在している。これらのガラス質流紋岩の岩片は、真珠状割れ目が発達しガラスが水和しているものの、鏡下ではほぼ等方的に見える。泥質堆積物が暗色を示すのは硫化物が沈殿しているためで、まれに硫化鉄に置換された木片が認められる。また、詳細は不明であるが、淡水棲らしき魚やブナ属 *Fagus* と思われる落葉広葉樹の葉の化石を産する (富田, 1930)。

#### 水底火山砕屑岩相

水底火山砕屑岩相は、鈴木・園木 (1935) によって「玻璃質流紋岩岩片を含む凝灰質砂岩・頁岩互層」と記載された岩相である。本岩相は、凝灰岩～火山礫岩薄互層と凝灰岩～火山礫凝灰岩厚層の二つの岩相からなる。いずれも流紋岩質で、ほぼ例外なく、ガラス質流紋岩岩片と石英、斜長石、黒雲母などの結晶片を主体とし、少量の安山岩、デイサイト、角閃石黒雲母石英閃緑岩などの岩片を伴う。ガラス質流紋岩火山灰粒子は多面体もしくは様々な程度に湾曲した薄板をなすものが多い (Fig. 8)。



Fig. 5. Wavy cross-stratified siltstone and fine sandstone in Horonai-Gawa caldera. Lens cap is 6 cm across. Photo taken at the upper stream of Shiramizu Sawa, Horonai Gawa (River).



Fig. 6. Glassy andesite fragments rotated together with the host, bedded siltstone and fine sandstone in Horonai-Gawa caldera. Lens cap is 6 cm across. Photo taken at the upper stream of Shiramizu Sawa, Horonai Gawa (River).



凝灰岩～火山礫岩薄互層には粒度構成と堆積構造の異なる二つの種類がある。ひとつは、厚さが4～10 cmで、正級化し、かつ平行～波状斜交葉理が明瞭な凝灰岩が幾重にも重なる。もうひとつは、Fig. 9に示すように、厚さ0.5～10 cmで不明瞭な平行～波状斜交葉理を示し、かつ細粒成分に乏しい火山礫岩～火山礫凝灰岩と、厚さ1～15 cmで平行～波状斜交葉理が明瞭な凝灰岩とからなり、これらが一組となって幾重にも重なる。火山礫岩～火山礫凝灰岩の基底面は荷重変形しており、ところどころで径1～6 cmのガラス質流紋岩岩片や様々な円磨度の礫が下位の凝灰岩に斜めに沈み込み、いわゆるサグ構造をなしている。幌内から奥尻へ抜ける旧道沿いで観察できるサグ構造の沈み込みの方向は北北東から南南西であ

り、勝瀨山方向から岩片や礫が飛来したことを示唆する。上記二種類の薄互層のうち、前者は最大で20 m前後、後者は10 m前後の厚さをなす。

凝灰岩～火山礫凝灰岩厚層は、全体に塊状で、基底部分数cmは粗粒成分を欠き、最上部数10 cm～数mは級化成層していることがある。厚さは1～10 mで、ときに20

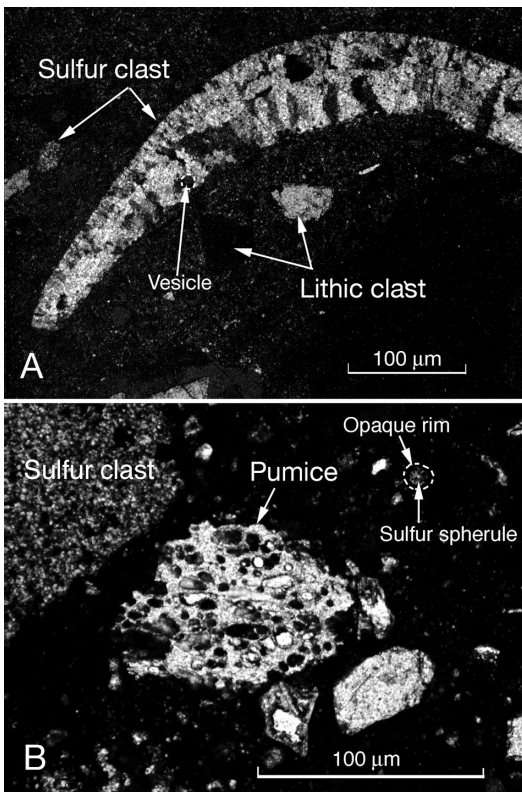


Fig. 7. Thin section of a sulfur-bearing gravelly tuffaceous mudstone in Horonai-Gawa caldera. (A) Sulfur clasts and lithic clasts set in the mudstone matrix composed mainly of sulfur and opaque materials, under crossed polarized light. A tiny vesicle is visible in the sulfur clasts. (B) Pumice and sulfur clasts set in the mudstone matrix, under plane polarized light. A sulfur spherule surrounded by opaque materials is visible in the right upper part.

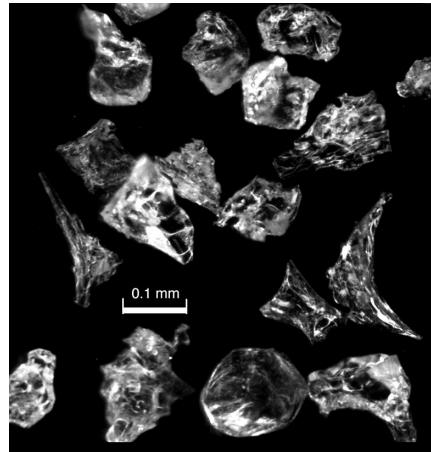


Fig. 8. Ash grains of rhyolite glass in a thin lapilli tuff bed in Horonai-Gawa caldera. Sample 03072502-04 collected from the upper stream of Horonai Gawa.

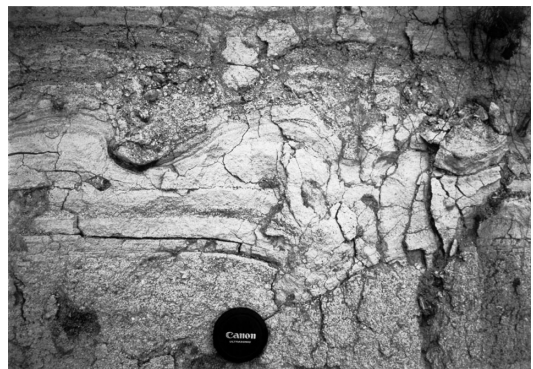


Fig. 9. Inter-bedded lapilli tuff to lapillistone and tuff in Horonai-Gawa caldera. Tuff is wavy to parallel laminated. Lapillistone to lapilli tuff is vaguely laminated with sparse block-sag structures. Lens cap is 6 cm across. Two sag structures are discernible above the lens cap. These structures develop from upper right to lower left, indicating blocks came from the right side. Photo taken at a roadside cut along the Horonai Gawa (River).

mを超える。凝灰岩～火山礫凝灰岩厚層は幌内川本流沿いの水底火山砕屑相上部層準にあって凝灰岩～火山礫岩薄互層に数多く挟まれている。

### 3-3 カルデラの構造と堆積物の起源

#### カルデラの構造

幌内カルデラ内には地熱調査に関連して三カ所でボーリングが行われている (Fig. 2)。それらボーリングの記載資料 (Fig. 10: 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994) によれば、幌内川合流点から 400m 上流の白水沢で掘削されたボーリング N4-OS-5 では、本論文でカルデラ充てん堆積物とした細粒堆積岩相が地表から深さ 35 m まであり、そこから 830 m までは前期中新世青苗川層と漸新世烏頭川層を構成するデイサイト溶岩・火砕岩が連続し、花崗閃緑岩に達する。

最下部の花崗閃緑岩は 880 m まで続くが、様々な程度に破碎されており、880 m から 1,140 m までは、花崗閃緑岩の岩片をとこところ混えるデイサイト角礫岩が連続する。その直下から 1,300 m までは花崗閃緑岩、1,300 m から 1,400 m までは再び花崗閃緑岩岩片をとこところ混えるデイサイト角礫岩が連続し、1,400 m から掘止の 1,500 m までを花崗閃緑岩が占める。新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) は、デイサイト角礫岩を花崗閃緑岩中の岩脈と解釈しているが、花崗閃緑岩が様々な程度に破碎されていて、両者が繰り返し出現していることから、むしろ、デイサイト角礫岩を基質とし、花崗閃緑岩を巨大岩塊とする岩屑なだれ堆積物の可能性がある。

青苗川層や烏頭川層に対比された深度 35 m～830 m の岩相については、デイサイト凝灰角礫岩～凝灰岩とデイサイトからなる点において、烏頭川層に対比することは難しい。地表に分布する烏頭川層は流紋岩質 (秦・他, 1982) であり、これらとは岩質が異なる。烏頭川層としたデイサイトのコア 2 試料について得られたジルコンのフィッシュン・トラック年代値  $35.4 \pm 2.5 \text{ Ma}$  と  $31.2 \pm 2.0 \text{ Ma}$  は、地表に露出する烏頭川層のそれ ( $31.9 \pm 0.8 \text{ Ma}$ ,  $28.8 \pm 0.6 \text{ Ma}$ : 雁沢, 1987) に近いが、デイサイトは角礫化しており、その場に定置した溶岩または岩脈とする根拠はない。デイサイト凝灰角礫岩～凝灰岩とデイサイト溶岩は、青苗川層の構成岩相ではあるが、幌内川カルデラ周辺の水底火山砕屑相上部層準ではデイサイト凝灰角礫岩～凝灰岩の上にデイサイト溶岩が重なっており、両者が交互に出現することはない。したがって、ボーリング中のデイサイト凝灰角礫岩～凝灰岩とデイサイトは、岩質から青苗川層に対比できるかもしれないが、それらは何らかの過程で二次的に混合し、再堆積したことになる。また、この

部分が青苗川層であるとしても、幌内川上流域における花崗閃緑岩と青苗川層との境界は、推定される盆状構造の外側に緩く傾斜しており、したがって、周辺に比べて 800 m、あるいはそれ以上深いところまで落ち込んでいると考えられる。

幌内川カルデラ南東縁のボーリング N4-OS-6 では、カルデラを埋積した堆積物が深度 60 m まで続き、その直下からおよそ 115 m までを青苗川層のデイサイト火山礫凝灰岩が占める。そこから掘止の 1,200 m までは花崗閃緑岩が連続する。また、幌内川カルデラ西縁のボーリング N3-OS-2 では、青苗川層のデイサイト火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩が深度 107 m まで続き、その直下から掘止の 1,206 m までは石英閃緑岩と花崗閃緑岩が交互に出現する。これらのボーリングにおける花崗閃緑岩または石英閃緑岩の出現深度は、N4-OS-5 の 800 m に比べてはるかに浅く、幌内川カルデラの盆状構造が漏斗状の形態であることを示唆する。この漏斗状の凹地形は、周囲よりも 2～3 mgal 程度低い重力異常域 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994) にほぼ重なっている。以上から、幌内川カルデラは爆発的噴火によって開口した漏斗型カルデラであり、ボーリングによって得られたデイサイト凝灰角礫岩～凝灰岩とデイサイトはこのカルデラ形成時の噴出物か、そのときに崩壊した基盤に由来する岩屑なだれ堆積物と考えられる。この岩屑なだれ堆積物は、ボーリング N4-OS-5 で見る限り、浅くとも 1,500 m 前後の深さまでは続く (Fig. 10)。

#### カルデラ充てん堆積物の起源

地表に露出する角礫岩相のうち、角礫岩～凝灰角礫岩は、淘汰が悪く、構成粒子の円磨度も低い。また、これを構成する岩片も近接する基盤の花崗閃緑岩のみならず、花崗閃緑岩を被覆して周辺に分布する青苗川層に由来すると考えられるものが少なくない。このようなことから、角礫岩～凝灰角礫岩はカルデラ形成時に爆発または重力崩壊によって生じた基盤の岩片が集積したものと考えられる。また、礫岩は、構成粒子が角礫岩～凝灰角礫岩に似ているが、それらに比べて淘汰が良いことから、カルデラ形成時またはそれ以後に角礫岩～凝灰角礫岩が再移動して堆積したものと考えられる。

細粒堆積岩相については、海成である証拠はなく、閉鎖された淡水域に堆積したと考えられる。また、堆積粒子は細粒で、粗粒なものは極めて限られており、この水域へ大量の土砂を持ち込むような大きな河川はなかったと考えられる。それにもかかわらず、顕著な平行～波状層理は細粒粒子が高いエネルギー状態で堆積したことを示しており、この水域は決して静穏ではなかったといえる。



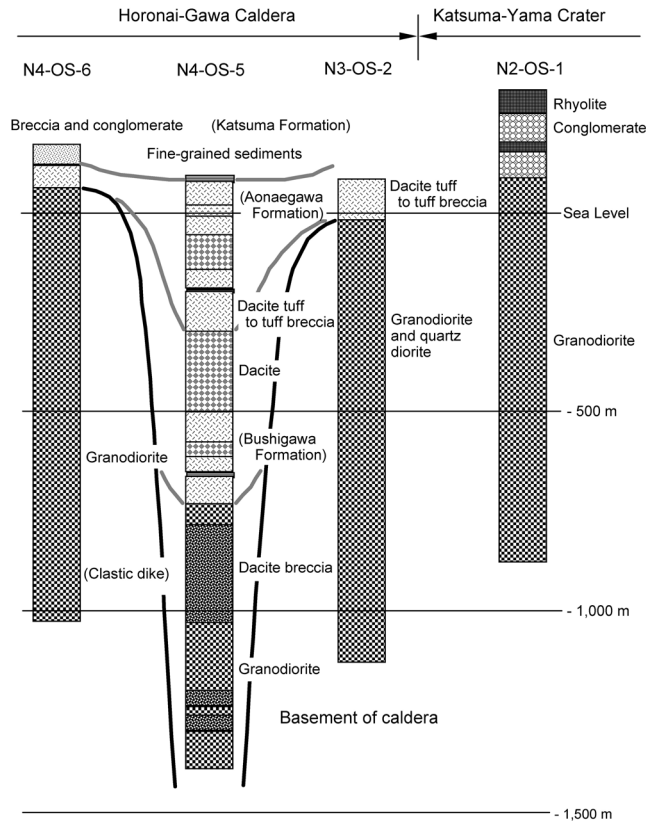


Fig. 10. Geologic columns of bore holes N4-OS-5, N4-OS-6, N3-OS-2 and N2-OS-1, compiled after NEDO (1994). The boring sites are shown in Fig. 2. Stratigraphic units in parentheses are those assigned in the original description by NEDO (1994), but are interpreted in this paper to be intra-caldera debris avalanche or rockslide deposits.

ところどころに挟まれている厚さ数 cm～数 10 cm の正級化した砂岩もしくは細礫岩は、おそらく間欠的に流入する高密度流 (hyper-concentrated flow) から堆積したと考えられるが、流入時に水域全体に広がるような波を起こしたとは考えにくい。波状層理からまれに推定できる流向は方向が一定せず水域内に多重の振動流があった可能性を示唆する。さらに、そのような流れの堆積物中に硫黄がガラス質流紋岩の岩片とともに沈殿していること、そして硫黄を含む礫質凝灰質泥岩が挟在することを考え合わせると、水域内で爆発的噴気活動が間欠的に起こり、そのときに発生した波が水域を往復することによって平行～波状葉理が顕著に発達した細粒堆積物が生じたと考えられる。平行～波状層理が顕著な堆積物では厚さ数 10 cm、あるいはそれ以上にわたって上方細粒化していることが多く、また、チャンネル状に下位の堆積物を削り、カルデラ壁に近いところでは、その中に基盤の岩片が取り込まれている。このことは、大量の粒子が

一気に運搬されて堆積したことを示す。

細粒堆積岩相中の硫黄沈殿物は、当時の湖内に噴気活動があったことを示唆する (富田, 1930; 田中館, 1931; 鈴木・園木, 1935)。ニセコ火山湯本温泉のお湯沼や登別温泉のお湯沼 (Matsueda, 1992)、草津白根火山の湯釜 (小坂・他, 1980; 気象庁, 1991) などで観察されているように、火口湖もしくは水に満たされた噴気口の水底に自然硫黄が沈殿する例は少なくない。硫黄鉱石のズリに含まれているガラス質流紋岩の岩片は、カルデラ周辺の基盤岩に比べて新鮮なので、噴気活動の原因となった本質マグマである可能性がある。

礫質凝灰質泥岩については、湖内の硫黄沈殿物や細粒堆積物を引きはがして取り込んでおり、また、周囲の基盤に由来する岩片・結晶片の他に殆ど変質していない軽石ないし様々な程度に発泡したガラス質片が認められることから、幌内カルデラの湖内で発生した小規模噴火 (水蒸気爆発またはマグマ水蒸気爆発) に由来する可能

性が高い。軽石ないし様々な程度に発泡したガラス質片はガラスが殆ど変質していない上、多面体のものが多いことから、マグマ水蒸気爆発を引き起こした本質物である可能性がある。基質に多数の孔隙あるいは硫黄が晶出している微小球体は、おそらく気泡の跡で、礫質凝灰質泥岩が噴出したときに大量の水蒸気を含んでいたことを示唆する。噴気活動の合間に水蒸気爆発する例は、草津白根火山湯釜でも知られている(気象庁, 1991)。

水底火山砕屑岩相の火山砕屑堆積物はいずれも重力流堆積物の特徴を示している。高温で位置した証拠はないものの、流紋岩岩片を主体とし、サグ構造が認められることから直接火山噴火に由来する可能性が高い。流紋岩岩片は数%以下の石英と斜長石、黒雲母の斑晶をわずかに含み、ガラス質で真珠岩様割れ目を示すなど勝澗山火山を構成する流紋岩と似た特徴を示す。その多くは火山灰粒子で、貝殻状断面で囲まれた多面体あるいは湾曲した薄板をなす。また、幌内川本流付近においてサグ構造を形成した落下物の飛来方向に勝澗山があり、後述のように、勝澗山火口から流下した勝澗山溶岩が細粒堆積岩相と水底火山砕屑岩相の間に貫入している。このようなことから、水底火山砕屑岩相の火山砕屑堆積物は、勝澗山火口のマグマ水蒸気噴火によってもたらされたと考えられる。凝灰岩～火山礫凝灰岩厚層は火砕流が水域に流入して転換した高密度混濁流の堆積物で、凝灰岩～火山礫岩薄互層は火砕サージが水を取り込んで生じた高密度流もしくは希薄な火砕流が水域に流入して転換した低密度混濁流の堆積物であろう。細粒成分に乏しい粗粒な部分は、降下堆積物と同程度に淘汰が良く、混濁流の中で細粒成分と分離して堆積したことを示唆する。

当時のカルデラ湖の正確な水深は不明である。しかし、カルデラ湖を堆積物が充てんしても湖底面が低下することなく、また、湖水面も一定であったとするなら、充てんした堆積物の厚さを超える程度の深さ、すなわち300～400 m程度の水深はあったことになる。一方、細粒堆積岩相の波状層理をデューンと解釈すると、その波長と水深との関係(Jackson, 1976)から、最大波長を1～2 mとして、1～20 mの水深が得られる。

水底火山砕屑岩相が堆積した当時の湖水面については、現在それらが分布する最大標高300 m付近か、それよりも上にあったと考えられる。この湖水面の位置は、次に述べる勝澗山火口の火口縁の現時点での標高とほぼ同じである。

#### カルデラ噴出物

以上のように幌内川カルデラは、その構造と充てん堆積物から見て、カルデラと判断できる。幌内川カルデラからの噴出量は、Sato and Taniguchi (1997)の火口直径

と噴出量との関係から火口の最大直径を2 kmとして推定すると、マグマ水蒸気爆発の場合で1 km<sup>3</sup>、マグマ爆発の場合で10 km<sup>3</sup>程度である。しかし、幌内川カルデラから噴出した堆積物そのものは確認できていない。その理由のひとつとして、奥尻島の浸食速度が大きいため、削剥されたことが考えられる。奥尻島では島の最高点である神威山をはじめとして、海岸付近まで11もの段丘面が認められ、更新世以降、急速に隆起していると考えられる。勝澗山火口と勝澗山西火口の噴出物自体も高位段丘堆積物(フケ歌沢段丘堆積物または青苗川段丘堆積物)上において削剥されている。したがって、フケ歌沢または青苗段丘よりも高位の段丘面が形成されて次の高位段丘面が形成される前、あるいは最高位の神威山I段丘面が形成される前にカルデラ形成噴火があったのであれば、カルデラ噴出物が浸食され運び去られ、残存していなくても不思議ではない。

## 4. 勝澗山火口

### 4-1 火口の構造

勝澗山火口の存在は、次の三つの事実から推定できる。

- 1) 勝澗山に向かって30°～60°傾斜し、かつ、厚さ30 mを越す凝灰岩～火山礫凝灰岩が、白亜紀花崗閃緑岩に囲まれて勝澗山北側の沢に露出する(Fig. 11)。
- 2) これに類似した凝灰岩が勝澗山南東斜面で勝澗山溶岩に覆われてわずかながら露出する。
- 3) これらに対比できる火砕岩は勝澗山周辺の白亜紀花崗閃緑岩や前期中新世青苗川層が分布する地域に分布しない。

火口充てん堆積物と考えられる凝灰岩～火山礫凝灰岩の分布範囲を最も広く採って推定した火口の直径はおよ



Fig. 11. Bedded lapilli tuff and tuff infilling Katsuma-Yama crater. Photo taken in a valley on the north side of Katsuma Yama.

そ 740 m である (Fig. 2). その範囲内にある勝澗山のボーリング NS2-OS-1 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994) では勝澗山溶岩の直下に礫岩が存在するとしている (Fig. 10). しかし, 周辺にそれほど厚い礫岩は分布していないので, この礫岩は, 段丘礫が火口内に崩落して集積したものかもしれない. もともと火口を充てんしている流紋岩凝灰岩～火山礫岩, あるいは, 間に挟まっている流紋岩溶岩の流動角礫岩 (flow breccia) を誤認している可能性もある.

勝澗山火口は開析され, 勝澗山溶岩に覆われているため, 原地形の形態は不明である. しかし, 次に述べる勝澗山火口噴出物の特徴と, 火口縁堆積物と考えられる堆積物が存在すること, そして, 勝澗山火口から噴出したと思われる火砕岩が幌内川カルデラ内に厚く堆積していることを考え合わせると, 元はマール型火山のうち, タフリングまたはタフコーンをなしていた可能性が高い.

#### 4-2 火口充てん堆積物及び火口縁堆積物

勝澗山火口内を埋める堆積物は, そのほとんどが流紋岩の岩片からなる火山砕屑物である (Fig. 12). 岩片は勝澗山溶岩と同様にガラス質で, わずかに石英, 斜長石, 黒雲母の斑晶を伴う. その径 20~30 cm 以下で, 2~3 cm 以下のものが卓越する. 大きな岩片の表面にはそこから内部に向かってこれに直交する節理が認められ, 火山灰粒子は湾曲した曲面で囲まれた多面体あるいは様々な程度の湾曲した薄板状を呈する. 厚さ 20~80 cm で逆級化ないし正級化し, 連続性の悪い平行～波状葉理を示す火山礫岩～火山礫凝灰岩と厚さ数 10 cm で平行～波状葉理

が明瞭な細粒火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩が厚さ 30 m を超える互層をなす.

これら火砕岩の直下には泥炭を伴う黒色粘土があるが, 筆者らの調査では直接の関係を観察できなかった. 富田 (1930) らは, この粘土は沈殿硫黄を胚胎しており, 勝澗層に位置づけられるとしている. しかし, 幌内川流域の勝澗層よりも分布高度が高いので, むしろ, フケ歌沢段丘堆積物の淡水成粘土層 (秦・他, 1982) など, 高位の海成段丘堆積物に対応する可能性がある.

勝澗山南東の採石場入口付近では, 勝澗山溶岩に覆われて平行葉理の発達した凝灰岩が分布する. また, 勝澗山西側採石場西縁の道路沿いでは, 勝澗山西火口噴出物の直下に, 平行ないし低角斜交層理の発達した火山礫凝灰岩～凝灰岩が分布する (Fig. 13). その表面 2~3 cm は時間間隙を示す褐色土壌となっており, 勝澗山西火口噴出物よりも古い勝澗山火口の噴出物と判断できる. 勝澗山南東採石場入口付近と勝澗山西側採石場に分布するこれらの火砕岩は, いずれもガラス質の流紋岩火山灰粒子からなり, ところどころに径 2~4 mm の火山灰凝集火山礫 (accretionary lapilli) が濃集している. これらの火砕岩は層位関係と構成粒子が似ていることから, 勝澗山北側の沢に分布する火砕岩に対比できる. ただし, 勝澗山西側の火砕岩は, 層理が 10° 以下の角度で火口の外側に傾斜していることから, 火口を埋めているのではなく, 火口縁の堆積物と考えられる. 勝澗山南側, 幌内川カルデラの水底火山砕屑岩相の火山砕屑物は, ちょうどその南西延長上にある.

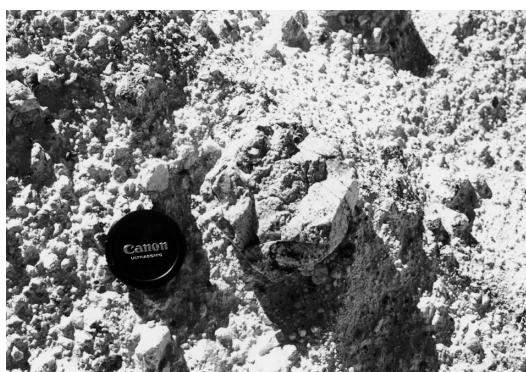


Fig. 12. Polyhedral blocks and lapilli in lapilli tuff of Katsuma-Yama crater. Prismatic joints develop on the surface of the block in the center of this photo. Lens cap is 6 cm across. Photo taken in a valley on the north side of Katsuma Yama.

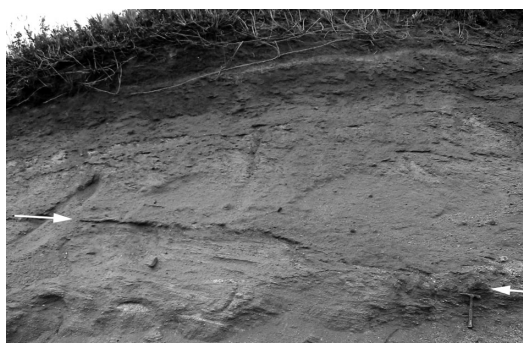


Fig. 13. Pyroclastic surge deposits discordantly rest on those from Katsuma-Yama crater, the surface of which has been turned into brown soil. White arrows indicate the soil layer. Hammer is 30 cm long. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.



### 4-3 勝澗山溶岩

勝澗山溶岩は勝澗山北側の沢において勝澗山火口内側の火砕岩を貫いて勝澗山へと連続する。火口内での接触面は不規則に塑性変形し (Fig. 14), 全体として上方へと延伸する。溶岩の表面は接触面から 40~60 cm の範囲でジグソー割れ目が発達する (Fig. 14)。一方、火砕岩は層状であるが、接触面付近に限って層理面が不明瞭になり、ほとんど確認できなくなる (Fig. 14)。

勝澗山火口から噴出した勝澗山溶岩は勝澗山の北東へ 600~700 m 広がるが、大部分は勝澗山南西斜面を下って幌内川カルデラに流入している。勝澗山から幌内川カルデラに至る流路では溶岩が青苗川層と花崗閃緑岩を直接

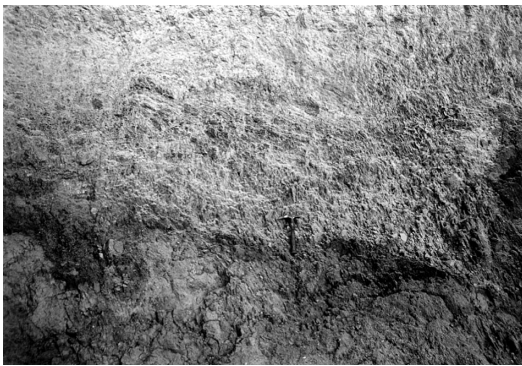


Fig. 14. Jigsaw-fit glassy rhyolite plastically loaded on the lapilli tuff of Katsuma-Yama crater. Photo taken in a valley on the north side of Katsuma Yama. Hammer is 30 cm long.



Fig. 15. Protrusion of Katsuma-Yama rhyolite lava into the surge thin-bedded lapilli tuff and tuff erupted from Katsuma-Yama crater. The protrusion has jigsaw-fit cracks. Photo taken at the upper stream of Shiromizu Sawa, Horonai Gawa (River). The source Katsuma-Yama crater is on the left side.

覆っている。Fig. 2 の地質断面図に示すように、幌内川カルデラに達した勝澗山溶岩は、カルデラ縁を超えて 100~400 m 進入したところでカルデラ内の堆積物中に沈み込み、上位の堆積物を持ち上げながらその傾斜方向に貫入している。

貫入面付近では、溶岩が径数 10 cm~数 m の液滴状に分岐して堆積物中に突入するなど、不規則に塑性変形している。また、発泡して白濁し、ジグソー割れ目が発達している (Fig. 15)。

溶岩は非常に厚く、その厚さは勝澗山付近で 100 m、幌内川支流白水沢上流で幌内川カルデラ充てん堆積物に貫入する位置でも 20~80 m に達する。溶岩は全体に塊状で流理が発達しているが、上面と下面は火山灰粒子~火山礫の大きさに角礫化した溶岩片の集合体、すなわち流動角礫岩となっている (Fig. 16)。勝澗山付近における流動角礫岩の厚さは、下面で 3 m、上面で 8 m 前後である。溶岩内部には 20~60 cm 間隔の柱状節理が発達し、その一部は流動方向に湾曲してランプ構造をなしている。

流理は黒色緻密な層と白濁した灰白色層との重なりからなり、勝澗山付近では黒色緻密な部分に 1 mm~数 10 cm の厚さの白濁した層が 1 mm~数 10 cm 間隔で配列している (Fig. 17)。この白濁した層は、溶岩の表面 (Fig. 16) や先端に近づくほど卓越する。

白濁した層は様々な程度に引き伸ばされた長径 1 mm 以下の空隙やシリカ鉱物などの二次鉱物がなす球果と縞からなる (Fig. 18)。しかし、下流側では、流理に平行な、あるいはこれに斜交する割れ目に沿って白濁した部分が黒色緻密な層に広がる。また、白濁した層は黒色緻密な層とともに流動方向に直交する方向に割れ、その割れ目を黒色緻密な層が埋めている (Fig. 19)。

興味深いことに、溶岩内部では、白濁した層も黒色緻密な層も横切って幅数 mm 以下の極めて細かな柱状節理とこれに直交もしくは湾曲して隣り合う節理へと連結する節理とが発達して真珠岩様割れ目をなしている (Fig. 18)。細かな柱状節理に直交する節理は、流理面にほぼ平行な剥離面、すなわち板状節理とも考えられるが、間隔が小さく、また、必ずしも側方に連続しないことから、柱状節理面を冷却面とする二次冷却節理といえる。

溶岩の表層や、幌内川カルデラに流入した溶岩、とりわけ幌内川カルデラを埋積する堆積物中に貫入した溶岩では、全体にジグソーパズル状の割れ目と真珠岩様割れ目が著しく、多数の孔隙が認められる。

### 4-4 噴出量

勝澗山火口からの噴出物はある程度削剥されており、

元の噴出量を推定することは難しい。現存する勝澗山火口起源の堆積物と溶岩の体積を分布面積と厚さから求めると、堆積物は  $0.5 \text{ km}^3$ 、溶岩は  $0.1 \text{ km}^3$  程度である。ただし、堆積物の体積は火口充てん堆積物の体積を含む。火口充てん堆積物の体積は、火口を直径  $0.74 \text{ km}$ 、傾斜  $60^\circ$  の円錐として近似した。火口壁の傾斜は  $60^\circ$  よりも緩いことがあるので、このようにして求めた火口充てん堆積物の体積はこの半分程度になる可能性もある。

## 5. 勝澗山西火口

### 5-1 火口の構造

勝澗山西火口は、勝澗山の西側にあつて、勝澗山溶岩



Fig. 16. Flow breccia (upper right side) and inner coherent, flow-layered rhyolite lava (lower left side) effused from Katsuma-Yama crater. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.



Fig. 17. Inner coherent flow-layered and folded rhyolite of Katsuma-Yama lava. Black layers are dense and glassy and minor light grey layers are vesicular or filled with secondary silica and feldspar. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.

の西端に開口している (Fig. 2)。その北西側半分は植生に覆われて見えないが、採石場に露出する断面で勝澗山溶岩をえぐって生じた火口内部の構造が観察できる。採石場で観察できる火口縁を外挿して求めた直径は  $180 \text{ m}$  である。高さ  $10 \text{ m}$ 、幅  $100 \text{ m}$  の範囲に連続して露出する火口の断面では、 $30^\circ \sim 80^\circ$  の傾斜をなす勝澗山溶岩の壁面にアバットして火口の中心に向かって緩く傾斜する火砕噴出物が確認できる (Fig. 20)。

勝澗山西火口の火口底は勝澗山溶岩の表面より低く、

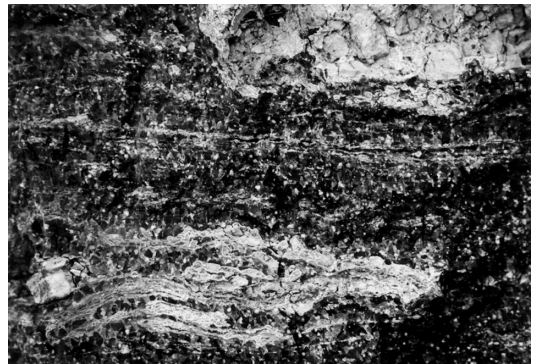


Fig. 18. Close-up of the inner part of Katsuma-Yama lava. Note light grey layers represent flow folds and vesicular portion of the lava. Cracks develop normal to the flow layers and near parallel to the cracks. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.



Fig. 19. Light grey portion develops into and across dense dark layers along flow-parallel joints and brittle fractures in Katsuma-Yama lava. Cracks develop vertically or slightly oblique to light grey layers by flow drag, and adjacent dense portion fills the cracks. Lens cap is  $6 \text{ cm}$  across. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.



また、勝澗山溶岩の表面にその噴出物が堆積しているにもかかわらず、火口縁を縁取る火砕丘が見られないことからマールと考えられる。

### 5-2 火砕噴出物

勝澗山西火口内の堆積物は、勝澗山火口噴出物と同様、勝澗山溶岩と似たガラス質の流紋岩岩片を主体とする。岩片の大きさは20~30 cm以下で、細粒火山礫~火山灰粒子大のものが卓越する。発泡しているものもあるが、その程度は極めて低く、様々な程度に湾曲した破断面で囲まれた多面体あるいは薄板をなすことが多い。

勝澗山西側採石場で観察できる噴出物の最下部は、火山礫凝灰岩で、厚さ10 mを超える。無層理で淘汰が悪く、径20~30 cm以下の流紋岩や、安山岩、花崗閃緑岩の岩塊が散在する。その最上部20 cmは、かすかに成層した細粒火山礫凝灰岩で、これを厚さ30 cmの火山礫岩、かすかに成層した厚さ2.5 mの火山礫岩が順に覆う。これらはいずれも勝澗山溶岩のなす壁面、あるいは勝澗山火口縁堆積物にオンラップしているが、そのほかに、30°以上の急角度でこれらと接して覆う淘汰不良の凝灰角礫岩~火山角礫岩が局所的に分布している (Fig. 21)。また、厚さ60 cmで平行~低角斜交層理が明瞭な凝灰岩がこれとこれ以外の下位の火砕岩を不調和に覆い (Fig. 21)、これを黒色土壌が覆う。局所的に分布する淘汰不良の凝灰角礫岩~火山角礫岩には、流紋岩のほかに安山岩、花崗閃緑岩、泥質岩など基盤由来の雑多な角礫と少量の円礫が認められる。

勝澗山北側の勝澗山山頂に近い採石場では、角礫化した勝澗山溶岩の起伏に富んだ表面を直接覆って平行~低角斜交層理が明瞭な凝灰岩が分布する (Fig. 22)。構成物



Fig. 20. Outcrop crossing west Katsuma-Yama crater. Pyroclastic infillings incline to the center and abut the Katsuma-Yama lava. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.

が勝澗山火口や勝澗山西火口内の火砕岩とほとんど同じで、土壌などを挟まずに勝澗山溶岩に重なることから、この凝灰岩は勝澗山西火口からの噴出物といえよう。これと類似した堆積物は勝澗山山頂近くの南側斜面でも確認できる。勝澗山山頂付近の堆積物の厚さは、露頭で確認できる範囲では5 m程度であり、斜面を被覆して堆積していると考え、おそらく最大で10 m前後であろう。

### 5-3 噴出量

勝澗山西火口からの噴出物もある程度削剥されており、元の噴出量を推定することは難しい。現存する勝澗

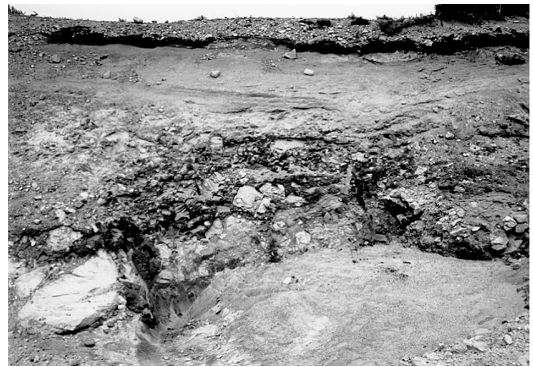


Fig. 21. Poorly-sorted pyroclastic breccia and overlying pyroclastic surge deposit infilling west Katsuma-Yama crater. The surge deposit is 70 m thick and has a down-sag structure (upper right). Rock fragments produced from the quarry cover the surge deposit. Photo taken at the west quarry of Katsuma Yama.



Fig. 22. Pyroclastic surge deposits from west Katsuma-Yama crater, overlying the flow breccia of Katsuma-Yama lava. Hammer is 30 cm long. Photo taken at the north quarry of Katsuma Yama.



山火口起源の堆積物の体積は  $0.01 \text{ km}^3$  に満たない。ただし、堆積物の体積には火口充てん堆積物の体積を含めている。勝澗山火口の場合と同様、火口充てん堆積物の体積は、火口の直径  $0.18 \text{ km}$ 、傾斜  $60^\circ$  の円錐として近似した。

## 6. 勝澗山火口及び勝澗山西火口火砕噴出物の粒度と火砕粒子の形態

勝澗山火口と勝澗山西火口の噴出物はいずれもある程度固結しているが、水に浸して沸騰させることでほぐすことができる。そこで、水でほぐした試料を篩い分けと沈降法とを組み合わせることで粒度階級区分ごとの重量比を求めた。平均粒径  $Md_\phi$  と分散  $\sigma_\phi$  とを組み合わせる判別図上では、勝澗山火口内と勝澗山西火口内の噴出物はもちろんのこと、幌内川流域に分布し勝澗山火口起源と考えられる火山灰屑物も例外なくほぼ火砕サージ堆積物の領域に入ることが分かる (Fig. 23)。この結果は、露頭で観察した堆積構造から噴出物の起源を火砕サージとした判断を支持する。

すでに述べたように、勝澗山火口及び勝澗山西火口からの噴出物を構成する火砕粒子の多くは細粒火山礫～火山灰粒子の大きさで、様々な程度に湾曲した破断面で囲まれた多面体をなす。火山灰粒子では多面体のほか、湾曲した薄板状、あるいは真珠状のものも認められる (Fig. 8)。真珠状の火山灰粒子は、真珠状割れ目によって切り出されており、マグマが急速な冷却と収縮に伴って真珠岩のように割れたことをうかがわせる。薄板状の火山灰粒子は酸性マグマと水との爆発的反応によって生産される (Heiken, 1974; Heiken and Wohletz, 1985)。

## 7. 勝澗山火口及び勝澗山西火口噴出物の岩石学的特徴と化学組成

### 7-1 岩石学的特徴

勝澗山溶岩と、勝澗山火口及び勝澗山西火口内の火砕岩を構成する流紋岩岩片は、いずれも殆どガラスからなり、数%以下の斑晶を含む。斑晶の多くは長径  $1\sim 2 \text{ mm}$  以下の斜長石、石英、黒雲母の自形結晶で、微量のジルコン、アパタイト、鉄鉱を伴う。

すでに述べたように、勝澗山溶岩には黒色緻密なものと同濁したものがある。勝澗山火口や勝澗山西火口から噴出した火砕岩中の流紋岩岩片の多くは白濁している。白濁した流紋岩には真珠岩様割れ目が発達しており、様々な程度に引き延ばされた長径  $1 \text{ mm}$  以下の孔隙が不規則に分布する。孔隙は直径  $0.05 \text{ mm}$  以下の球状のものからレンズ状のものまであり、様々な程度に湾曲または褶曲しているが、真珠状割れ目に切られている。

勝澗山火口や勝澗山西火口からの噴出物ではクリストパライトや長石、時に沸石などが孔隙を埋め、あるいはガラスを置換して生じている。

### 7-2 化学組成

勝澗山火口・勝澗山西火口を充てんする碎屑物中の流紋岩岩片と勝澗山火口起源の勝澗山溶岩について、溶融したガラス試料を成型し、XRFを用いて全岩化学組成を求めた (Table 1)。いずれも互いに良く似た組成で、水を除いて再計算した組成をみると試料間の違いはほとんどない。シリカが  $75\sim 76\%$  で、 $\text{K}_2\text{O}$  が  $4.5\%$  前後、総アルカリ量も  $7\sim 8\%$  と高いが、斑晶にアルカリ長石はない。佐藤・白幡 (1966) の報告した勝澗山溶岩の分析値ではシリカやアルカリの値がここで報告した値よりもや

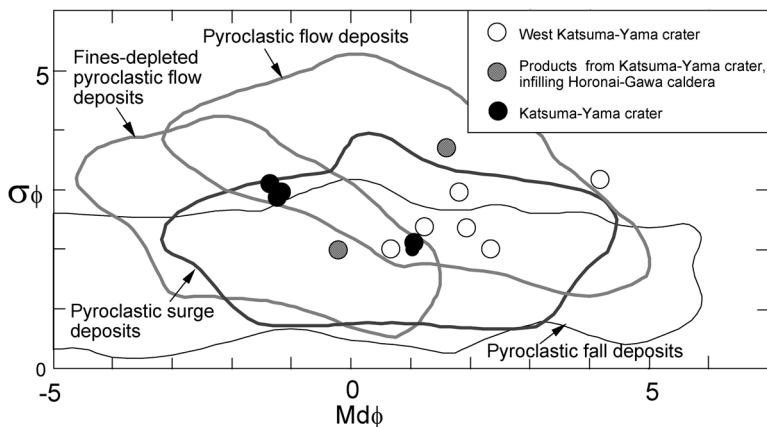


Fig. 23.  $Md_\phi$ - $\sigma_\phi$  plots for the eruption products of Katsuma-Yama and west Katsuma-Yama craters. Boundaries for pyroclastic flow, fines-depleted pyroclastic flow and pyroclastic surge deposits are adopted from Walker (1983). Boundary for pyroclastic fall is adopted from Walker (1971).



や小さい。これは分析方法の違いによるものであろう。いずれにしても、IUGS2002年勧告(Le Maitre *et al.*, 2002)の化学組成に基づく分類では、勝澗山火口及び勝澗山西火口からの噴出物は流紋岩に属する。

水については勝澗山溶岩の黒色緻密な部分と白濁した部分とで明瞭な違いがあり、前者は0.2~0.8%、後者は1.5~2.8%の水を含む。勝澗山火口起源の火砕岩中の流紋岩岩片では3~6%の水を含む。鏡下では流紋岩岩片を構成するガラスが変質して二次鉱物が生じている。溶岩よりも水が多いのは二次鉱物によって水が固定されているためであろう。

### 7-3 流紋岩白濁の原因

勝澗山火口起源の火砕岩中の流紋岩岩片はいずれも白濁しており、勝澗山溶岩の黒色緻密な部分に比べて白濁した部分とともに水に富む。このことは、流紋岩の白濁に水和が関係していることを示唆する。

勝澗山溶岩についていえば、この水和は、白濁した部分が溶岩の上面や下面、そして下流側で卓越しており、おそらく溶岩の流動過程で進んだものと考えられる。勝澗山溶岩は幌内川カルデラへ流入しており、当時水がカルデラ内にあったことは確かである。しかし、緻密なガラス質溶岩中での水の拡散は溶岩が定置するまでの間に全体に及ぶほど速くはない。そこで考えられるのが、冷却割れ目に沿った水蒸気の浸透と溶岩ガラス中への拡散である。水蒸気が割れ目を通して内部に浸透することにより、溶岩のガラスは水和される。一方、水蒸気は大気へと散逸する過程で溶岩の熱を奪うため、やがては全体を冷却して細かな収縮割れ目が形成される。このようにして形成されたのが真珠岩様割れ目であろう。

孔隙は様々な程度に塑性変形していて、真珠岩様割れ目に切られていることから、溶岩が流動している最中に形成されたことは確かである。せん断変形の大きな溶岩の表面では、溶岩が不均等に引き延ばされて局所的に引きはがされると、引きはがされた面とその周囲で減圧して発泡し、孔隙が形成される。孔隙中のクリストバライトや長石などは、溶岩の冷却過程で水蒸気または水蒸気が凝集した残液から晶出した可能性が高い。これらの鉱物は孔隙だけでなく、長く連結した割れ目に沿って真珠岩様割れ目を超えて脈状、あるいは球果状に晶出している。また、水和が進んだ試料では全鉄が少なく、シリカやアルカリ成分が試料によって多少増減する。これは、ガラスの水和に伴って様々な成分がわずかながら溶脱沈着したためと考えられる。

火砕岩中の流紋岩岩片については、マグマ水蒸気爆発によって生じていることから、水蒸気に満たされた雰囲気の中で、勝澗山溶岩と同様の過程を経て水和し、ある

いは発泡したことが考えられる。孔隙に沈殿し、あるいはガラスを置換しているクリストバライトや沸石は、主に定置直後から温度が常温になるまでの間に暖められた周囲の間隙水がガラスと反応して生じた可能性が考えられる。

## 8. 火山活動の時期

勝澗山火口は高位段丘堆積物上に、また、勝澗山西火口は勝澗山火口から噴出した勝澗山溶岩の中に開口している。勝澗山火口起源の火砕物と勝澗山西火口の火砕物との間には褐色土壌があることから、勝澗山火口の火砕噴火と勝澗山西火口の火砕噴火の間には土壌化が進む程度の時間間隙があったと考えられる。勝澗山溶岩は、勝澗山火口上の火砕噴出物が浸食された後に勝澗山火口から流出しているが、勝澗山西火口からの噴出物は勝澗山溶岩を直接被覆しており、両者の間にも土壌は認められない。これらのことは勝澗山火口からの火砕噴火後、勝澗山溶岩が噴出するまでは、ある程度の時間間隙があり、勝澗山溶岩噴出後まもなく勝澗山西火口の火砕噴火が起こったことを意味する。

筆者らが調査した限りでは、勝澗山火口と勝澗山西火口からの噴出物は、フケ歌沢段丘堆積物中にはなく、それ以降の段丘堆積物でも確認できない。したがって、勝澗山火口と勝澗山西火口の火山活動は中期更新世のきわめて限られた時期に断続的に起こった可能性が高い。勝澗山溶岩のフィッシュ・トラック年代0.2~0.71 Maとも矛盾しない。

幌内川カルデラでは、勝澗山火口から噴出した火砕サージ・火砕流がカルデラ内に流入・堆積し、勝澗山溶岩がカルデラ内の細粒堆積岩相と水底火山碎屑相に塑性変形を与えている。また、細粒堆積岩相中に硫黄が沈殿するなど火山活動の痕跡が認められる。これらの事実は、カルデラ形成後、堆積物が固結しないうちに、あるいはカルデラ内の火山活動が終息しないうちに勝澗山火口の活動が始まったことを示唆する。カルデラ噴出物が周辺の段丘堆積物に認められないこと、勝澗山において勝澗山火口噴出物に覆われる青苗川段丘堆積物（もしくはフケ歌沢段丘堆積物）や、それよりも高位の神威山I・II段丘堆積物(秦・他, 1982)に対応する堆積物が幌内川カルデラ内に分布していないこと、そして、近接した神威山からの後期鮮新世火山噴出物(神威山層)がカルデラ内に認められないことを考慮すると、幌内川カルデラの形成時期は、青苗川段丘堆積物（もしくはフケ歌沢段丘堆積物）とそれ以前の高位段丘堆積物との間、神威山II段丘堆積物と神威山I段丘堆積物との間、もしくは神威山I段丘堆積物と神威山層との間、すなわち、



前期～中期更新世である可能性が高い。

## 9. まとめ

1) 奥尻島北部に位置する勝澗山火山の構造と噴出物について記載した。

2) 勝澗山火山は、幌内川カルデラと勝澗山火山口、勝澗山西火山口からなる。

3) 幌内川カルデラからの噴出物は確認できないが、カルデラを埋める堆積物の分布と構造によって最大直径2kmのカルデラの存在が推定できる。カルデラ内のボーリング資料に基づけば、このカルデラは漏斗型で、その内部はデイサイト火山岩と花崗閃緑岩などの岩屑で充てんされていると解釈できる。幌内川カルデラからの噴出量はSato and Taniguchi (1997)の火山口直径と噴出量との関係から推定するとマグマ水蒸気爆発の場合で1km<sup>3</sup>、マグマ爆発の場合で10km<sup>3</sup>程度である。

4) 勝澗山火山口はマグマ水蒸気爆発を繰り返して0.5km<sup>3</sup>を超える流紋岩火山砕屑物を放出した後、0.1km<sup>3</sup>程度の体積の流紋岩溶岩を流出した。

5) 勝澗山西火山口は勝澗山火山口に近接した勝澗山の西側にあり、勝澗山溶岩中に開口している。その活動は、0.01km<sup>3</sup>以下の流紋岩火山砕屑物を放出して終わっている。

6) 幌内川カルデラに始まる勝澗山火山の活動は、前期～中期更新世に限定され、勝澗山火山口と勝澗山西火山口の活動は中期更新世のある時期、短期間に断続的に起こったと考えられる。

東北日本の背弧側には勝澗山火山のほか、男鹿半島の戸賀火山(鹿野・他, 2002)など更新世のある短い期間に活動した小規模でアルカリに富む流紋岩火山(単成火山)が点在する。これらは単独で存在するように見えることから、マグマの起源が問題となる。この問題については、微量元素組成とNd-Sr同位体組成などに基づいて稿をあらためて議論したい。

勝澗山溶岩は全体にガラス質であり、真珠岩様割れ目あるいはそれに類する細かな節理が発達している。白濁している部分は真珠岩として採掘され、軽量骨材の原料となっている。真珠岩の形成は冷却過程での割れ目の形成と水とが関与しており、溶岩の定置過程がその広がり深く関わっているように見える。この点についても別途溶岩の産状を詳しく記述し、議論する予定である。

## 謝 辞

勝澗山とその周辺を調査する機会を与えて頂いた太平洋セメント(株)ならびに現地調査に同行し、また調査の便宜を図って頂いた渡邊禎三氏に感謝する。幌内川カ

ルデラ内の硫黄の産状については産業技術総合研究所・下司信夫博士に議論していただいた。また、編集委員とお二人の査読者には原稿の細部にわたってご意見を頂いた。以上の方々に感謝する。

## 引用文献

- 第四紀火山カタログ委員会(宇井忠英・他)編(1999)日本の第四紀火山カタログ1999 Ver. 1.0. 日本火山学会。  
 雁沢好博(1987)東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代-奥尻島・男鹿半島・朝日山地一。地質雑, **93**, 387-401。  
 雁沢好博(1992)西南北海道渡島半島の第三紀層序と古地理。地質学論集, **37**, 11-23。  
 秦 光男・瀬川秀良・矢島淳吉(1982)奥尻島北部及び南部地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 83p。  
 Heiken, G. (1974) An atlas of volcanic ash. *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, **12**, 1-101。  
 Heiken, G. and Wohletz, K.H. (1985) *Volcanic Ash*. Univ. California Press, Berkeley, 246p。  
 一色直記・松井和典・小野晃司(1968)日本の火山および火山文献選集, 1:2,000,000. 地質調査所, 地質図1葉+78p。  
 Jackson, R.G. (1976) Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomena in geophysical flows. *J. Fluid Mechanics*, **77**, 531-560。  
 鹿野和彦・大口健志・林信太郎・宇都浩三・檀原 徹(2002)戸賀火山:東北日本, 男鹿半島西端のアルカリ流紋岩質タフリング。火山, **47**, 373-396。  
 火山岩の産状編集委員会(鹿野和彦・他)編集(2000)日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver. 1.0. 数値地質図G-4, 地質調査所, CD-ROM 2枚。  
 気象庁(1991)草津白根山。日本活火山総覧, 160-169。  
 Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, P.A., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. and Wooley, A.R. (2002) *Igneous rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge Univ. Press, 236p。  
 Matsueda, H. (1992) Globular sulfur in hot lakes of southwestern Hokkaido. 29th IGC Field Trip Guide Book Vol. 6, A04, 19-22。  
 小野晃司・曾屋龍典・三村弘二(1981)日本の火山(第2版)。地質調査所。  
 小坂丈予・平林順一・野村昭之助・小坂知子・林 保・増田保夫(1980)草津白根山湯釜の溶融硫黄について。火山, **25**, 309。  
 佐藤文男・白幡浩志(1966)北海道産針玻璃質岩の研究(1)-奥尻島産パーライト一。岩鉱, **55**, 160-168。  
 Sato, H. and Taniguchi, H. (1997) Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreatomagmatic eruptions; Implications for energy partitioning. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 205-208。

- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) 地熱開発促進調査報告書 No. 33, 奥尻地域. 1108p.
- 鈴木 醇・園木文平 (1935) 北海道奥尻島の地質 (其一). 地学雑, **47**, 563-576.
- 鈴木 醇・園木文平 (1936) 北海道奥尻島の地質 (其二). 地学雑, **48**, 23-33.
- 玉生志郎 (1978) ガラスによるフィッシュン・トラック年代測定. 日本地質学会第 85 年学術大会講演要旨, 288p.
- 田中館秀三 (1931) 奥尻硫黄鉱の成因及鉱床状態. 地学雑, **43**, 40-46.
- 富田芳郎 (1930) 奥尻硫黄鉱山地質調査概報. 地学雑, **42**, 711-715.
- 宇井忠英・中川光弘 (1999) 奥尻 (勝潤山). 第四紀火山カタログ委員会編, 日本の第四紀火山カタログ 1999 Ver. 1.0, 日本火山学会.
- Walker, G.P.L. (1971) Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, **79**, 696-714.
- Walker, G.P.L. (1983) Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 65-88.

(編集担当 宮縁育夫)