利尻火山の地質

小林 哲 夫*

Geology of Rishiri Volcano

Tetsuo KOBAYASHI*

Abstract Rishiri Volcano, which is composed of a main stratovolcano and many parasitic volcanoes, rests on the original Rishiri Island composed of Tertiary basement rocks. The total volume of the volcano is about 40 km³. Volcanic history is conveniently divided into two stages, Older and Younger, which roughly correspond to the stages of stratovolcano and of parasitic volcanoes, respectively. The Older stage is further subdivided into three substages, and the Younger stage into two substages, respectively. Although exact age of the Older stages is not known, the Younger stage started about 20,000 years ago and ceased about 3,500 years ago.

A volcanic fan occupies more than a half of the island. Although a large supply of debris is necessary to form a volcanic fan, the existence of basement rocks also contributes to the formation of a large one.

Many modes of eruptions have occurred, *e.g.* mainly vulcanian in the Older stage, and plinian, lava fountain, strombolian, and phreato-magmatic explosions in the Younger stage. Many types of cones and lavas were formed by these eruptions. There are two types of basaltic lava flow, both aa and pahoehoe.

The erupted rocks are composed of basalt, andesite, dacite and rhyolite. In the Older stage, the rocks of stage 1 and of stage 2 are composed of olivine-bearing pyroxene andesite with a small amount of basalt, while those of stage 3 are olivine-free pyroxene andesite. Ultramafic and mafic inclusions are typically found in the rocks of stage 3. In the Younger stage, the erupted rocks are mainly basalt with a small amount of andesite and rhyolite, but a large amount of dacitic magma also erupted during the plinian eruption.

One of the important volcanic phenomena is that a series of magmas which are different in chemical composition erupted in a single eruptive episode, or within a short period.

はじめに

利尻火山は北海道の北西の海上に位置する第四紀の火山である (Fig. 1)。別名利尻富士とも呼ばれる成層火山であるが、その山体は著しく侵食されており、見る方向により山容が変化する。本火山は千島弧と東北日本弧の会合部付近に位置しており、古くは那須火山帯の火山とされていたが、最近では千島弧のアルカリ岩石区の火山

とみなされている (KATSUI *et al.*, 1978)。和達一ベニオフ面までの深さは約 300 km である。

本火山の地質はまず阿部 (1934, MS) より、その概略が明らかにされた。KATSUI (1953) はそれをもとに岩石化学的研究を行ったが、化石の発見など、地質面にも新たな知見を加えた。松井ほか (1967) は 5 万分の 1 の地質図幅を作成し、新たな地質区分を行った。また、その中で 17 個の化学分析値と ¹⁴C 年代を公表した。吉田ほか (1981) は玄武岩溶岩流内での分化現象の成因を議論したが、地質については松井ほか (1967) の考えを概略踏襲している。また、道北地方に分布する火山灰については、

1987 年 4 月 6 日受付。1987 年 8 月 3 日受理。

* 鹿児島大学理学部地学教室。Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, 890 Japan.

Fig. 1. Index map of Rishiri Volcano.

- 1 : Rishiri-san,
 - 2 : 1218 m peak,
 - 3 : Oshidomari Pon-yama,
 - 4 : Ichinosawa scoria cone,
 - 5 : Giboshi-numa,
 - 6 : Oniwaki Pon-yama,
 - 7 : Araragi-yama,
 - 8 : Otadomari Pon-yama,
 - 9 : Menuushoro Pon-yama,
 - 10 : Senhoshi Pon-yama,
 - 11 : Beutankeushi crater,
 - 12 : Maoyani crater,
 - 13 : Numaura maar,
 - 14 : Hime-numa,
 - R1 : Tobiusheinai-sawa,
 - R2 : Obiyatannai-sawa,
 - R3 : Otchushinai-sawa,
 - R4 : Otchushinai Okarasawa,
 - R5 : Ishizaki-gawa,
 - R6 : Yamunai-sawa,
 - R7 : Maoyani-sawa,
 - R8 : Beutankeushi Okarasawa,
- Contours are lined at 200 m intervals.

重粘地グループ(1964, 1967), 更別グループほか(1966), 斎藤(1971), 佐々木ほか(1971), 富岡・音羽(1973)などの研究がある。これらの研究により, 降下軽石層と玄武岩質の火山灰層が識別され, それらの噴出年代も判明してきた。しかし, 島内の噴出物との対比では, 不明な点が多く残されてきた。

火山地質の解明には周辺地域に分布するテフラと火山体との両側面からのアプローチが不可欠であるが, テフラが主に堆積している道北地方との間は海域となっており, 噴出源との詳細な対比は難しい。また, 古い時期のテフラは侵食あるいは埋積のため発見されにくい。そのため現時点ではテフラによる利尻火山の発達史の解明には限界がある。

筆者は利尻火山の岩石学的研究の前提として地質調査を行ったが, 火山地質や噴火現象, また, テフラの対比等で, 新たな知見を得ることができた。本論では主としてそれら地質の記載を行うが, 今回明らかになった事実の中にはマグマの成因を考察するうえで無視できない重要な現象も多い。

地形および地質概略

利尻島は径約 16 km のほぼ円形の火山島であり, その中心に利尻火山(1719 m)が位置している(Plate I-A)。利尻火山は海底から成長した火山ではなく, 古利尻島ともいべき島の上に形成されている。基盤岩は島の東半部に多く露出しているが, 厚い噴出物等に覆われ, 全体の分布様式は不明である。しかし, 火山の東側山麓では河川の水量が多いことから, 不透水層としての基盤岩の分布高度が西側山麓に比較して高いことが推定されている(森谷, 1965)。基盤岩類は港町層・^{おじどまり}鷺泊層・貫入岩体に区分される。

利尻火山は大きな成層火山体と多数の側火山から構成されている。火山の発達史の概略を Table 1 に示す。侵食の進んだ成層火山体には多数の岩脈が露出しており, また, 山麓には広大な火山麓扇状地が形成されている。側火山の分布は北北西—南南東方向に卓越しており, そこから流出した溶岩のため, 島の外形も同方向に延びた形態となっている。岩脈の卓越方向も側火山の分布とほぼ一致している。側火山や岩脈の分布の集中する

Table 1. History of development of Rishiri Volcano.

Younger stages	Stage 5	Maars Scoria cones and basaltic lava flows (Hotoku volcanic ash deposit) Wankonosawa pumice fall deposit (ca.15,000 y.B.P.)
	Stage 4	Tanetomi lava Kutsugata lava(ca.20,000 y.B.P.)
	Stage 3	
	Stage 2	Stratovolcano
Older stages	Stage 1	
Intrusive Bodies		
Basement rocks		Oshidomari Formation Minatomachi Formation

部分は山頂の南約 1 km の所にあり、そこには巨大な複合岩脈岩体が突出している (Plate I-B).

成層火山体はみかけ上 2 つの山体から構成されており、北斜面の 1218 m のピークを中心とした山体は下位の火山体が露出したものである。山頂西側には南西方向に開いた馬蹄形の火口 (ベウタンケウシ火口) があり、大きな沢の源流となっている。また、その内側にそびえ立つローソク岩 (Plate I-C) は岩脈の一部が巨大化した岩頸である。沢の集中する山頂付近は侵食が進み原地形をとどめないほどであるが、傾斜変換点付近の火山体斜面には溶岩地形が比較的鮮明に保存されている。なお、南東斜面にある大きな凹地形も火口 (マオヤニ火口) であるが、その後の噴出物の埋積により地形はやや不鮮明となっている。

成層火山の南東・北西斜面にはスコリア丘が点在しており、その多くはアア溶岩を伴っている。また、西側山麓にはパホイホイ溶岩が広く分布している。南南東の沼浦の海岸には大きなマールがある。その西隣と北側の本泊海岸にも類似した地形があり、内陸の姫沼とともにマールと推定される。

利尻火山は地形区分上は成層火山と側火山とに区別される。側火山は 2 万年以降の噴火で形成されたものであり、噴出物の表面地形も鮮明に保っている。2 万年前を境に噴火様式が変化したようにも見られるが、それ以降の溶岩の 1 つは山頂火口から流出している。また、後に

述べるように、2 万年以前にも側噴火は発生しているが、地形的に不鮮明なだけである。それゆえ地質区分を成層火山期・側火山期と 2 分するのは不自然である。しかし、地質を記載するうえでは、地形による区分に従った方が便利な点が多い。そのため本報では便宜的に 2 万年前を境に、それ以前を古期、それ以降を新期と呼ぶが、両者間の時間間隙が大きかったという証拠は何もない。

成層火山を構成する古期火山噴出物では溶岩流を地形単位で識別することは難しい。そのため著しい風化帯を境に地質区分を行い、第 1~3 期の 3 つに区分した。新期火山噴出物は主には玄武岩質であるが、絶対年代および岩質の違いにより第 4・5 期の 2 つに区分される。新期火山噴出物は火砕丘あるいは溶岩単位で識別が可能のため、記載にあたっては各々に固有名をつけた。ただし、第 5 期では小規模な溶岩流の数が多いため、それらは地質図 (Fig. 2) およびその断面図 (Fig. 3) では記号名で示されており、固有名は本文中に記載されている。

基盤岩類

1. 港町層

港町層は本島で最も古い地層であり、北海岸と東山麓の 2 か所に露出するのみである。北海岸では本層の下部は火山性の堆積岩類と溶岩とからなるが、上部はスコリア質の凝灰岩や火山性の砂岩・礫岩など、やや細粒の物質からなる。地層の走向・傾斜は N65~70°W, 50~60°N

Fig. 2. Geologic map of Rishiri Volcano.

Fig. 3. Cross sections of Rishiri Volcano.

A-A' to C-C' are shown in Fig. 2. Legends are same as those in Fig. 2.

である。溶岩は自破碎状を示すことが多く、堆積岩類と互層している。これらの産状から、本層はかつての海岸付近が浅海底での火山活動に伴って形成されたものと推定される。なお、東斜面の小露頭では変質した溶岩と凝灰角礫岩からなるが、全体の構造は不明である。

2. 鴛泊層

鴛泊層の露出は北海岸、ポン山および東山麓に分布している。本層は水平層であり、傾斜した港町層を傾斜不整合で覆っている。北海岸では本層は塊状の珪藻質シルト岩であり、少量の砂岩や軽石質砂岩～シルト岩を伴う。変質した安山岩や珪質岩、砂岩、チャートなどの小礫をまばらに含む。泥質ノジュール中には貝化石や魚の化石が発見される (KATSUI, 1953; 松井ほか, 1967)。鴛泊ポン山では貫入岩体のために地層が乱されている。ここでは塊状の砂岩と凝灰質シルトと泥岩の互層とからなり、まばらに安山岩質の小礫を含む。東山麓では礫質の塊状泥岩である。本層は道北地方に分布する中新世の声間層と岩相が類似しており、同時期の堆積物と推定されている (松井ほか, 1967)。

3. 貫入岩体

貫入岩体は潜在円頂丘あるいはシルの形態であり、周辺の鴛泊層に熱変質を与えている。北海岸では小規模な岩体が配列しているが、それらは潜在円頂丘が海岸侵食で露出したものと推定される。岩質は角閃石安山岩・デイサイトであり、多くの同源捕獲岩を含んでいる。鴛泊ポン山では岩体は一部露出するのみであるが、その内部

の大半は貫入岩体と推定される。岩石は角閃石デイサイトである。

南東山麓の石山は紫蘇輝石安山岩であり、側火山 (KATSUI, 1953) あるいは成層火山を構成する溶岩の一部 (松井ほか, 1967; 吉田ほか, 1981) と考えられていた。しかし、大隅石を含む類似した岩石が基盤岩とともに東山麓にも産出する (小林, 1978) ことから、石山溶岩も大隅石を含む岩石と同じ基盤岩の一部として扱うことにする。これら岩体の貫入時期は絶対年代の測定値がないので確かではないが、中新統を貫くことや侵食による露出状況や岩体の風化の程度などを考慮すると、鮮新世～洪積世初期と推定される。

利尻火山

1. 古期火山噴出物

1) 第1期噴出物

このステージの噴出物は深く侵食された沢底や沢の源流部付近にわずかに露出するのみである。しかし、山体の体積は非常に大きく、約 15 km³ と推算される。岩質や産状は沢ごとに多少異なり、さらに細分が可能かもしれないが、本報では第2期噴出物に覆われるものを一括した。

ベウタンケウシ大空沢の源流部は爆裂火口底であり、成層火山体の最も内部が観察できる。そこでは下部は黄褐色の凝灰角礫岩と薄い玄武岩質の溶岩からなり、上部は暗灰色の凝灰角礫岩と薄い安山岩質溶岩との互層であ

る。玄武岩は暗緑～黒色，多孔質で，粗粒な普通輝石・カンラン石玄武岩である。下部は全体に弱い熱水変質を受けており，玄武岩の気孔中には多くの針状のアラゴナイトが形成されている。安山岩はすべてカンラン石含有輝石安山岩であり，熱水変質の影響は微弱である。岩石は一般に緻密で硬く，暗緑～黒色を呈す。

ヤムナイ沢においては，黄褐色から灰色の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩が主体であり，薄い玄武岩～安山岩質の溶岩が挟まれている。石崎川では主に黄褐色の凝灰角礫岩と安山岩溶岩の薄い挟みとからなる。マオヤニ沢では，第2期の溶岩類の下位に厚い凝灰岩・火山礫凝灰岩が沢壁に露出している。それより下部は万年雪のため観察することができないが，第1期の噴出物と推定される。

このステージの火山体の形態は南北にやや長い楕円形の底面をしており，最高峰は海拔約 800 m と推定される。中心火口の位置は，現在の山頂の位置とはほぼ一致する。火山噴出物では火砕物が多く，溶岩との比率は 10:1 ほどである。成層火山体の中心部に近く，苦鉄質の火砕物質が厚く堆積しているにもかかわらず，溶結現象は認められない。ただし，弱い焼結現象は認められ，そのために堆積物の傾斜が 40° 以上のこともある。なお，火砕流堆積物は発見されていない。岩石の大半はカンラン石を含む輝石安山岩であり，わずかに普通輝石・カンラン石玄武岩を伴う。

2) 第2期噴出物

成層火山体の北側斜面の大部分はこの期の噴出物であり，また，各沢に沿って露出している。岩石の大半は安山岩質であるが，火山体の北斜面と雄忠志内大空沢には玄武岩質の火山碎屑岩と溶岩もある。最も露出状態の良い雄忠志内沢の上流部では，溶岩と火砕岩の互層が約 200 m の崖をなして露出している。下部は薄い玄武岩質の溶岩からなるが，崖の大半は厚さ 2～3 m ほどの薄い安山岩質の溶岩と非溶結火砕岩の互層である。この間には著しい時間間隙を示す証拠は見られない。玄武岩は普通輝石・カンラン石玄武岩であり，石基は完晶質である。安山岩はカンラン石の斑晶を含む輝石安山岩である。組成範囲はやや苦鉄質から珪長質まで変化に富むが，玄武岩質安山岩は欠如している。暗灰～灰色であり，一般に緻密で硬い。

雄忠志内大空沢では，玄武岩が最もよく観察できる。一部は自破碎しており，また，同質の岩脈に貫かれている。海拔 1000 m 付近では第1期噴出物と正断層 (N30° E, 65° W) で接している。また，オビヤタンナイ沢では火砕岩中に多くのパン皮状の火山弾が見られる。野中の

海岸では赤褐色と黒色の流理構造の発達した溶岩が露出している。山体部の溶岩との直接的な関連は不明であるが，岩石は角閃石・カンラン石含有輝石安山岩であり，角閃石斑晶の存在を除けば，第2期の溶岩の特徴と類似する。そのため第2期の溶岩と判断したが，露出が海岸に限定されており，全体の分布状況は不明である。ただし，山頂火口からの溶岩にしては分布が不自然であり，この時期の側噴火で流出した溶岩と推定される。

北斜面の 1218 m ピーク付近に露出する岩脈もこの期に貫入したものである。第2期噴出物での火砕物：溶岩の割合は約 5:1 であり，溶岩の占める割合が大きくなっている。山頂火口の位置は第1期とほとんど同じであるが，高さはそれほど増してはいない。火山体の体積は約 16 km³ である。

3) 第3期噴出物

この期の噴出物は大半の沢で露出しているが，特にベウタンケウシ火口の壁では約 600 m の厚さがあり，噴出物全体の堆積状況が観察できる。ここでは下部は少なくとも 13 枚の溶岩が重なっており，火砕物の占める割合は非常に小さい。一枚の溶岩の厚さは約 10 m ほどである。中～上部になると溶岩の厚さは下位のものに比べ薄くなり，また，色も暗灰から黒色のものが多くなる。また，火砕岩の割合が増すが，それらはすべて非溶結である。本質物質の発泡は悪く，ブルカノ式噴火に特徴的な噴出物である。最上部ではまた淡灰色の溶岩が出現するが，類似した溶岩は東山麓にも認められ，そこまで流下したものと推定される。なお，西側山麓には表面地形が比較的新鮮に保存された塊状溶岩が認められる。露出状況が悪いためかもしれないが，山体部分にも山麓部にも火砕流堆積物は見られない。

岩石はすべて輝石安山岩であり，これ以前の噴出物のようにカンラン石斑晶を含まない。しかし，集斑状結晶にも富んでおり，その核にはカンラン石が見られることもある。このステージの噴出物中からは wehlite, hornblende pyroxenite, hornblendite, hornblende gabbro, gabbro などの超苦鉄質～苦鉄質捕獲岩，角閃石の巨斑晶とともに多くの異質捕獲岩を産出する。このうち超苦鉄質～苦鉄質捕獲岩は下部の溶岩に多く含有されており，上部溶岩からはほとんど発見されていない。

この期の岩脈は山頂の南 1 km の所の巨大な複合岩脈岩体に集中しており，ここが主要な火口であったと推定される。山頂西側のベウタンケウシ火口は新期の野塚溶岩の噴出後に拡大した爆裂火口である。また，山頂の南方側は著しく侵食されているが，これは崩壊により拡大した地形と判断される。火山体の表層部は非溶結の火砕

物が多いため侵食作用には弱い、放射状の岩脈群が侵食の拡大を防いでいる。第3期の噴出物の体積は約 8 km³ であり、成層火山全体の体積は約 40 km³ である。

2. 新期火山噴出物

1) 第4期噴出物

この期の噴出物は杓形溶岩と種富溶岩の2つであり、前者の噴出年代は 20,800±1,000 yBP. (¹⁴C 法: 松井ほか, 1967) であり、後者も同時期の噴出物と推定される。

杓形溶岩は成層火山の西側山腹から海岸にかけて広く分布している。噴火口は山頂に近い西側斜面にあったと推定されるが、侵食のため火口地形は残っていない。本溶岩の流出した2万年前はウルム氷期の最盛期で海水準はかなり低下しており、溶岩は現在の海面下にも広く分布しているものと推定される。森谷(1965)によると、杓形町での溶岩の厚さは40m以上である。そのため溶岩の噴出量は約 1 km³ と推定される。岩質は普通輝石・カンラン石玄武岩であり、カンラン石の斑晶に富んでいる。

杓形溶岩は典型的なパホイホイ溶岩であり、その表面には大きなプレッシャーリッジや塚状の小丘 (tumulus) が点在している (Plate I-D)。プレッシャーリッジの大きなものは長さが100m以上もあるが、高さはせいぜい数m程度である。盛り上がった背斜部にそって開口性の割れ目が発達しており、柱状節理がばらけて遠望すると菊の花のように見える。割れ目から二次的に溶岩の流出している例はない。プレッシャーリッジは長軸方向に配列する傾向も見られるが、特に規則的な配列を示さず、密集していることが多い。縄状構造は溶岩表面でしばしば観察される。

溶岩の断面は海岸部の崖で観察できるが、特に北海岸では高さが10mほどの崖となっており、パホイホイ・トウの断面が良く観察できる。トウの集積した層準は塊状の溶岩に覆われたり、あるいはその上を覆ったりしている (Plate I-E)。トウの大きさは20cmほどの小型のものから数mにおよぶものまで多様である。トウの表面は鮫肌状であり、また、トウ間に火砕物はまったく存在していない。一部のトウは中空であり、溶岩のつらや石筍が見られる。

杓形溶岩には多くの分化生成物(分化体)が形成されている。それらの形態は層状のもの、パイプ状のもの、ストック状のものなど多様であり、溶岩がほぼ停止し、固結していく過程で形成されたものである(吉田ほか, 1981)。母岩にくらべ一般に多孔質であり、一部にはガスが濃集し、風船ないし泡状に膨れ出たものもある。気泡

2 cm

Fig. 4. Tree rings preserved in the tree mold. Note the rounded forms of the vesicles which are typical in the pahoehoe lava flow.

の径は数 cm 以内であるが、“lava blisters”に類似している。母岩の石基は完晶質のため、外見は灰色の場合が多いが、分化体は不透明鉱物に富んでいるためか、暗灰～黒色である。また、分化体内にはごく少量ではあるが、さらに分化した優白質の部分も存在する。

本溶岩と基盤の鴛泊層との間には未固結の海浜砂層がある。溶岩の基底面の下約20cmの砂層中からは、倒れた状態で炭化した樹木が産出する。材質は *Picea* sp. であり、また、赤外吸収スペクトルによる炭化推定温度は300～350°C である。パホイホイ溶岩の温度はかなり高温であったと推定されるが、熱の下方への伝導は非常に小さいことがわかる。また、炭化樹木の産出地点の付近では溶岩樹型の破片が採取される。その内壁には樹皮の焼けた時に生ずる特徴的な長方形の模様が残されている。また、年輪がそのまま保存されているものもあり (Fig. 4)、溶岩が非常に低粘性であったことを示している。炭化木片や溶岩樹型が多産するということは、この付近にはかつてエゾマツの林があったことを示している。

のであろう。

種富溶岩は珪長質な溶岩であり、西側山腹を流下し山麓の緩傾斜部で2つに分かれ停止している。溶岩末端崖や溶岩じわは明瞭に残っているが、火口付近は著しい植生のために地形が不明瞭であり、火口位置を特定することができない。本溶岩が杓形溶岩を覆う地点では、両者の間には腐植層や火砕堆積物がまったく存在しておらず、短い時間間隔で噴出したものと思われる。ただし、杓形溶岩は現在でも土壌や扇状地堆積物に被覆されていない部分があり、両者の時間間隔は露頭で推定したほど短くはないのかもしれない。溶岩は緻密で硬く、角閃石・カンラン石含有輝石安山岩である。斑晶に乏しく、まれに同源捕獲岩を産する。溶岩の体積は約 0.1 km^3 である。

なお、本泊の湾は地形的にはマールと判断されるが、その噴出物を確認しておらず、その形成時期も不明である。

2) 第5期噴出物

この期のテフラは道北地方にも分布しており、その噴出年代(^{14}C 法)としては $14,800 \pm 1,000 \text{ yBP}$. (佐々木ほか, 1971), $5,240 \pm 100 \text{ yBP}$. と $3,570 \pm 120 \text{ yBP}$. (富岡・音羽, 1943)の値がある。すなわち第5期の火山活動は約1万5000年前に始まり、約3500年前頃まで継続したものと推定される。なお、斎藤(1971)は砂丘上の天然林の発達程度と火山灰の関係から、最新の火山灰の降灰年代を200~300年前と推定した。しかし、筆者はその火山灰を確認しておらず、それが利尻火山起源であるかは判断できない。最新の噴火年代については、今後さらに究明しなくてはならない。

ここではまず利尻島内の火山噴出物を記載し、その後に道北地方のテフラについて記載する。

a) 利尻島内における火山噴出物

成層火山の山麓には原形をとどめたスコリア丘が点在しており、その多くは溶岩を流出している。割れ目火道に沿った小火口列からの溶岩や山頂火口から流下した溶岩もある。また海岸にはマールがある。噴出単位が多く相互の対比が難しいため、全体の層序を決めることができない。そのため代表的、特徴的なものを選び記載するが、必ずしも噴出順とはなっていない。なお、この期のマグマの主体は玄武岩質であるが、少量の安山岩、デイサイト、流紋岩を伴う。玄武岩溶岩は第4期とは異なり暗灰色、緻密であり、すべてアア溶岩である。岩石としてはカンラン石・輝石玄武岩、輝石・カンラン石玄武岩、カンラン石玄武岩などからなる。

スコリア丘を伴う溶岩 仙法志ポン山は大きなスコリア

Fig. 5. Geomorphological sketch of Senhoshi Pon-yama and its associated lava flow.

丘の代表であり、流出した溶岩(L12)は後に述べる仙法志溶岩(L9)を覆っている。スコリア丘の東側基底には噴火の初期に流出した溶岩があり、スコリア丘はその上に形成されている。このような産状から噴火はまず溶岩噴泉の活動で始まり、その後スコリア丘を形成するようなストロンボリ式に移行したものと推定される。溶岩地形も活動の変化に対応して2つの形態の異なる部分からなる(Fig. 5)。東側に分布する溶岩は初期に流出したものであり、溶岩末端崖や自然堤防、溶岩じわなどが良く保存されている。一方、南西方向に流出した部分では厚さが薄く、かつ表面地形が比較的平坦な面をなしている。東側の溶岩がまず流出・停止した後に溶岩の側面が破れ、内部の溶岩やその後のスコリア丘からの溶岩が南西方向に流出したものと推定される。この溶岩の表面部分は紡錘状やリボン状の火山弾を含む厚いスコリア層に覆われている。火山弾は30 cm以上の大きさのものもあり、スコリアとともに火口近傍に堆積したものが溶岩の流れにより、運搬されたものである。また、内部の溶岩がスコリア層を押し上げてできた小突起地形が点在している。この地形の断面を観察すると、中心の火道部は溶岩であるが、地表付近では発泡度を増し、スコリアが溶結した状態となっている。小突起地形そのものはプレッシャーリッジの一種であるが、その先端付近に限ればスパター・コーンと類似した産状を示している。

南東山麓ではこの他に鬼脇ポン山(L6)、オタダマリポン山(L7)、メヌショロポン山(L8)が溶岩の流出を伴っ

ている。

北側斜面では一の沢スコリア丘が溶岩 (L2) を伴っている。このスコリア丘は急な谷斜面上に出現しており、そこから溢れ出した溶岩は一の沢に流下し、その後谷沿いに流下している。谷中の溶岩の表面には部分的にスコリア層が見られる。火口の内部にも溶岩が残っており、それはなだらかなドーム状の地形を示している。

割れ目火道からの溶岩 仙法志溶岩 (L9) は南側山腹から海岸にかけて広く分布し、何本かの割れ目火口に沿って流出している。溶岩はマオヤニ火口を埋め立て、南側の火口壁から溢れ出し、海岸へと流下している。海岸付近でのボーリングの結果によると、扇状地堆積物と溶岩が互層している(野地, 私信)。そのため仙法志溶岩は一度だけの噴火ではなく、何回かの噴火による溶岩の総体である可能性もある。ただし、この溶岩の一部は、さらに古い活動に伴うものかもしれない。例えばアララギ山は仙法志溶岩に覆われたスコリア丘であり、ここからも溶岩が流出した可能性が大きい。

仙法志溶岩上には小さなスコリア丘が点在しているが、それらが同一輪廻の活動の産物であるかははっきりしない。また、マオヤニ沢の出口では岩脈が溶岩 (L11) に移化している露頭があり、これも割れ目火道からの溶岩の一例であるが、仙法志溶岩との関係は不明である。仙法志溶岩の噴出量は約 0.3 km^3 である。

鬼脇溶岩 (L10) は植生のため溶岩の表面構造はやや不鮮明であるが、溶岩の末端崖や自然堤防の発達から見ると、多くの割れ目火道から噴出した溶岩が合流し、一体となって鬼脇の海岸にまで流下しているのがわかる。鬼脇溶岩は仙法志溶岩や沼浦マールを覆っているが、オタドマリボン山の噴出物には覆われているようである。

ギボン沼溶岩 (L5) は南東山麓のギボン沼を含む割れ目火道から流出しており、山麓の急斜面を下った所で止まっている。この溶岩は組成の異なる2つのユニットから構成されている。両者の堆積関係が観察できる露頭はないが、溶岩地形をなす部分は安山岩質であり、溶岩末端崖から下流側には、沢に沿って玄武岩溶岩が流下している。両者の分布状況から判断すると、玄武岩の方が先に流下した溶岩と思われる。この両者は同じ割れ目火道からの噴出物であり、両者が噴出した時間間隙は非常に小さく、一輪廻の噴出物と判断される。

下部ユニットをなす玄武岩は、他の多くの玄武岩と類似したカンラン石玄武岩であるが、上部ユニットは大きなカンラン石斑晶を含む輝石安山岩である。安山岩の組織はハイアロオフィティックであり、自形～半自形のカンラン石斑晶を含んでいる。このカンラン石は玄武岩中

の斑晶よりも大きなものがある。このように自形～半自形の大きなカンラン石の斑晶をもつ安山岩は、他のステージからは発見されていない。

山頂火口からの溶岩 野塚溶岩 (L4) は山頂火口から北東斜面を流下し、山麓では扇状に広がり海中に没している。北東山麓では雄忠支内大空沢を隔てた南隣の沢から海岸にかけても分布している。これは流路が異なった支流ではなく、それ以降の侵食、あるいは埋積のため、溶岩の分布が切り離されただけである。山頂部のベウタンケウシ火口内にある巨大な岩脈、ローソク岩は火道に相当するが、火口地形は侵食のため失われている。北東斜面の沢では6枚以上の溶岩がスコリア層と互層しているのが見られる。山頂付近は厚いスコリア層に覆われており、その中には長さが1mをこす大きな紡錘状の火山弾もある。また、その中には少量ながら白色の流紋岩質軽石が産出する。軽石片は最大でも3cmほどの大きさであり、その多くはスコリアに被覆されているが、まれには軽石のみが単独に産出することがある。

岩石は他と同じ玄武岩であるが、山頂付近の溶岩では角閃石の斑晶を含むものがあり、また、ローソク岩では石基に硬石膏と黒雲母を伴う(勝井, 1958)。ベウタンケウシ沢の上流では50～70%以上もの捕獲岩に富んだ玄武岩の転石が散在するが、鏡下の特徴から野塚溶岩の一部と推定される。このように野塚溶岩の噴出物は変化に富んでおり、噴火直前のマグマ溜りは組成的に不均質であったと思われる。島内に分布する溶岩の体積は約 0.2 km^3 である。

噴出源不明の溶岩 山麓あるいは沢筋には噴火口が不明な玄武岩溶岩が存在する(例えば L1, L3 など)。それらの多くは火口地形が侵食で破壊・埋積され発見されにくいものかもしれないが、山頂火口から流下した野塚溶岩 (L4) の一支流という可能性もある。溶岩流出時の地形がわからないため断定はできないが、北西側のモトリヤウシナイ沢の溶岩 (L1) や南西山麓に点在する小岩体などは、その可能性がある。いずれにせよ山麓に小規模に点在する溶岩を正確に対比することは難しく、また、分布の広い溶岩同士でも噴出順序は互いに重なりあったものの以外は不明である。

マール 沼浦マールは2つの火口が連結した形をしており、海に面した南東側は火口縁地形が欠如している。火口縁の高さは海拔30～50mであり、火口の径は約1.5kmである。この大きな火口はマグマ-水蒸気爆発によって形成されたものである。火口を縁取る小丘は主に類質の火山岩塊、火山礫や細粒の火山灰からなり、少量の本質および異質岩塊・岩片を伴う。本質物質は水冷した

Fig. 6. Distribution of tephra deposits in northern Hokkaido. (Compiled from JUNENCHI RESEARCH GROUP, 1967).

玄武岩であり、最大 2 m もの大きさがある。その表面にはパン皮状亀裂が発達するが、あるものはカリフラワー状である。異質物質は主にシルト岩片である。堆積物の淘汰は良くないが、ほぼ水平に堆積している。その地層中にはボム・サグ構造や火口内側に向かってスランブした構造などが見られる。これら構造の形成とほぼ同時に生じたと推定される小断層も多く、岩相は露頭ごとに变化する。本質物質は堆積物の下部に多く、上部には少ない傾向が認められる。中部には火山豆石に富んだ細粒な火山灰層が存在している。沼浦マールの西隣りの南浜にもマール状の小地形が見られるが、植生のために噴出物を確認することができず、沼浦マールとの前後関係も不明である。

なお、近接の海岸に露出する堆積層は野中層(松井ほか, 1967)と呼ばれていたが、その構成物はマールや周辺のスコリア丘の噴火に由来する堆積物や扇状地堆積物などであり、ここでは特別な地層としては扱わず、扇状地堆積物として一括した。

b) 道北地方のテフラ層

道北地方にはワンコの沢軽石層と豊徳火山灰層と呼ばれるテフラが分布している (Fig. 6)。前者は降下軽石層、ローム質粘土層、火山砂層などを一括した総称であり、後者はその上位にくる細粒な火山灰層である(更別グループほか, 1966; 重粘地グループ, 1967)。この定義によるワンコの沢軽石層は長期にわたるテフラあるいは二次堆積物の総称であるが、本報では最下位の降下軽石層のみをワンコの沢軽石層、また、その上位の降下火山灰層を豊徳火山灰層と再定義する。前者はデイサイト質であり、後者は玄武岩質である。

ワンコの沢軽石層は利尻火山から東方に延びた主軸を

Fig. 7. Columnar section of Wankonosawa pumice fall deposit near the type locality.

Five fall units are recognized. From bottom to top: unit U1 shows reverse grading; U2 and U3, reverse to normal grading; U4 and U5, normal grading.

もち、南北に狭い帯状の分布を示す。模式地のワンコの沢では厚さが約 1.5 m であり、粒径および色の变化から 5 つのフォールユニット (U1~U5) が識別できる (Fig. 7)。U1 は 20~25 cm の厚さで、灰色軽石に富み、逆級化構造を示す。U2 は主に白色軽石からなり、25~30 cm の厚さで中央の層準が粗い。U3 もほぼ同じ厚さであるが、灰色軽石と多くの岩片からなり、他のユニットよりも暗色である。U4, U5 と厚さは約 10 cm で、それぞれのユニット内で基底の粗い白色軽石から上部に向かって細粒な灰色軽石へと変化している。この下部の 3 つのユニット (U1~U3) はオホーツク沿岸の厚さが 20 cm 以下の所でも容易に識別できる。

軽石は白色と灰色の 2 種あるが、ともに角閃石デイサイトである。岩片は主に類質の安山岩であるが、他に熱変成をうけたシルト岩や深成岩類もある。軽石の粒径や色調の急変からプリニー式噴火が 5 回繰り返されたことがわかるが、分布はほぼ一様であり、噴火は短期間に終了したものと推定される。

利尻島内ではアララギ山の西方 1 km の地点に、ワンコの沢軽石に類似した細粒な軽石質火山灰層が見られる。土石流で埋められているが、露出部だけで約 80 cm の厚さがある。成層状態が良く、層間には火山豆石に富む薄層がある。等層厚線の形態を考慮すると、この堆積物もワンコの沢軽石に対比され、その噴火口はマオヤニ火口と推定される。HAYAKAWA (1985) の式で噴出量を推算すると約 2.5 km³ となる。

豊徳火山灰層はスコリア質の細粒な火山灰層であり、ワンコの沢軽石層よりも広い分布を示す。ワンコの沢付近では約 2.5 m の厚さがある。本層は多くの火山灰の

集積層であり、その間には時に腐植層を挟む。そのため、一度の大規模噴火による堆積物ではなく、長期にわたり形成された地層といえる。供給源は利尻島であるが、それらの岩石学的な性質は互いに類似し、かつ近接した地域に多くのスコリア丘が密集して存在するために、個々の層の噴出源を特定することはできない。ただし、山頂火口での野塚溶岩活動時には多量のスコリアを放出しており、この噴火によるテフラが最も多量に供給されているものと推定される。豊徳火山灰層の噴出総量は不明であるが、溶岩の体積(約 0.5 km^3)と同等かそれ以上に達するものと推定される。

火山地形の形成

利尻火山はみかけ上は成層火山体と側火山とからなるが、先に述べたように新期の玄武岩の1つは山頂火口で活動している。また、成層火山を構成する古期の岩脈も放射状に分布しており、古期にも当然側噴火が行われていたと考えるのが妥当である。成層火山体が岩脈の卓越方向に延びているのは、そのためであろう。成層火山体のふくらみと側火山の分布が一致するのは、富士山など他の成層火山においても知られており(中村, 1969)、このような地形的特徴は、火山体の成長に伴って側噴火の頻度が増したために強調されたものであろう。側火山や岩脈分布の卓越方向は、道北地方の基盤岩類に顕著な断層や褶曲軸の方向とほぼ一致している。それらが同一の構造運動で形成されたものとは限らないが、マグマの噴出もこれら広域的な構造運動に規制されているものと推定される。

火山体の成長とともに侵食作用も急速に進み、扇状地はほぼ同時進行の形で形成された。特に成層火山体は未固結な火砕物の占める割合が高く、侵食されやすい状態となっている。また、火山体の成長後には山体の崩壊も起こり、扇状地形成に寄与したらしい(例えばベウタンケウシ火口・マオヤニ沢上流)。しかし、現在露出しているのは泥流・土石流による堆積物のみであり、山体崩壊による岩屑なだれ堆積物(勝井・知本, 1985)は見られない。堆積物は普通良く成層した未固結な砂礫層である。多様な岩石の亜円礫からなり、淘汰は悪く、守屋(1975)の記載した火山麓扇状地堆積物の性質と類似している。北側海岸の崖には新期のスコリア層に覆われた扇状地堆積物がわずかに露出しているが、それ以外はすべて新期噴出物と互層するか、それらを覆っている。

島の南東側では扇状地形が海中に突出しており、現在でも成長しつつあることを示している。だが南西側の扇状地では海岸で 30 m もの崖となっており、新たな地形

を形成するほどの供給がないことを示している。

火山麓扇状地は利尻島の面積の半分以上を占めている。このような扇状地の形成には多量の供給物質の存在とともに、それらが堆積できるような幅広い緩傾斜地が山麓に存在することも必要である(荒川, 1984)。利尻火山は海底から成長した火山ではなく、すでに存在していた島の上に形成されている。このような基盤岩の存在は土石流あるいは溶岩の流下・広がりをも可能とし、広大な火山麓扇状地の形成に寄与しているのであろう。

ま と め

利尻火山は成層火山と多くの側火山とからなり、第三紀の基盤岩からなる古利尻島上に形成されている。火山体の体積は約 40 km^3 である。火山発達史は2万年を境に便宜的に古期・新期に区分され、それらはほぼ現在確認される成層火山と側火山の活動の時期にそれぞれ対応する。古期はさらに第1~3期に、また新期は第4, 5期に細分できる。古期の具体的な年代は不明であるが、新期の活動は約2万年前から3500年前まで続いた。

侵食の進んだ成層火山には多数の放射状岩脈が露出しており、その卓越方向は側火山の分布方向とも一致している。この方向は道北地方の基盤岩に見られる主要な構造方向とも一致している。侵食のために火山麓扇状地が形成されているが、島の面積の半分以上を占める広大なものである。

成層火山体は溶岩と火砕物の互層からなるが、溶結した火砕岩は見られない。また火砕流堆積物も見していない。それゆえ古期の噴火様式はブルカノ式が主であったと推定される。一方、新期ではプリニー式、ストロンボリ式、溶岩噴泉、マグマ-水蒸気爆発など噴火様式は多様であり、さまざまな火山地形が出現した。玄武岩溶岩にはアア溶岩とパホイホイ溶岩の2種類がある。

火山の成長とマグマの組成変化には、特別な関連は認められない。岩石は玄武岩から流紋岩までが産出するが、量的には安山岩が卓越している。しかし、新期に限れば、玄武岩が圧倒的に多く($2 \sim 2.5 \text{ km}^3$)、デイサイト(マグマ量で 0.7 km^3)がそれに次いでいる。

火山現象として注目すべきことは、ギボシ沼溶岩や野塚溶岩、あるいは杓形一種富溶岩のように、組成の異なるマグマが一輪廻の噴火、あるいは極めて短期間の内に噴出していることである。

謝 辞

本報は北海道大学在学中の研究の一部である。その間、勝井義雄・橋本誠二・河内晋平・小林英夫の先生方

および安藤重幸氏(現在日本重化学工業(株))には終始議論や激励をしていただいた。また、東北大学の川崎泰照氏(現在(株)アイ・エヌ・エー新土木研究所)には現地で議論していただいた。木片の炭化温度の測定は信州大学の故小林国夫先生、その種の決定は北海道開拓記念館の三野紀夫氏にいただいた。北海道開発局の野地正保氏にはボーリング資料を見せていただいた。あわせて感謝いたします。

文 献

- 阿部 顕, 1934 MS: 北見国利尻火山地質調査報告(手記). 北大卒論, 62 p.
- 荒川 宏, 1984: 大山火山北西部における火山麓扇状地の形成. 地評, **57**, 831-855.
- HAYAKAWA, Y., 1985: Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- 重粘地グループ, 1964: 東天北地域の表層地質と成因的土壌型. 地球科学, no. 75, 1-12.
- , 1967: 北海道北部の土壌. 195 p., 北海道開発局.
- KATSUI, Y., 1953: Petro-chemical study of the lavas from Volcano Rishiri, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [IV], **8**, 245-258.
- 勝井義雄, 1958: 利尻火山橄欖石玄武岩中の石基硬石膏. 岩鉱, **42**, 188-191.
- ・知本康男, 1985: 北海道駒ヶ岳 1640 年の噴火と噴出物. 火山, 第2集, **30**, 94.
- KATSUI, Y., OBA, Y., ANDO, S., NISHIMURA, S., MASUDA, Y., KURASAWA, H. and FUJIMAKI, H., 1978: Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [IV], **18**, 449-484.
- 小林哲夫, 1978: 北海道利尻島および鹿児島県隼人町産の大隅石について. 鹿大理紀要, no. 11, 61-69.
- 松井和典・一色直記・秦 光雄・山口昇一・吉井守正・小野晃司・佐藤博之・沢村孝之助, 1967: 5 万分の 1 地質図幅「利尻島」および同説明書. 25p., 北海道開発局.
- 森谷虎彦, 1965: 火山々麓の地下水(II)—北海道利尻岳一. 陸水雑, **26**, 76-85.
- 守屋以智雄, 1975: 火山麓扇状地と成層凝灰垂角礫層. 北海道駒沢大研究紀要, no. 9 & 10, 107-126.
- 中村一明, 1969: 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—. 火山, 第2集, **14**, 8-20.
- 斎藤新一郎, 1971: 砂丘天然林の成立からみた利尻火山の最近の降灰年代について. 第四紀研究, **10**, 49-53.
- 更別グループ・藤 則雄・朝比奈正二郎, 1966: 稚内・サロベツ地域の第四系. 同上, **5**, 1-12.
- 佐々木竜雄・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳男, 1971: 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究. 同上, **10**, 117-123.
- 富岡悦郎・音羽道三, 1973: 宗谷支庁管内土壌調査報告. 土壌調査報告, **22**, 154p., 北海道農業試験場.
- 吉田武義・山口輝彦・川崎泰照, 1981: 利尻火山・杓形溶岩の内部構造. 岩鉱, **76**, 181-194.

(要 旨)

小林哲夫, 1987: 利尻火山の地質. 地質雑, **93**, 749-760. (KOBAYASHI, T., 1987: Geology of Rishiri Volcano. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 749-760.)

利尻火山は約 40 km³ の体積の複成火山である。山麓には広大な火山麓扇状地が形成されている。岩脈や側火山の分布など、火山体の構造は広域的な地質構造に規制されている。火山活動は 2 万年前を境に、便宜的に古期(成層火山)と新期(側火山)に区分される。古期はさらに 3 つ、新期は 2 つに細分される。岩石は玄武岩から流紋岩まで産出するが、噴出順序に特別な規則性は見られない。

成層火山体は溶岩と火砕物の互層からなり、噴火様式はブルカノ式が主であった。溶結した火砕岩や火砕流堆積物は発見されていない。一方、側火山の噴火はプリニー式、溶岩噴泉、ストロンボリ式、マグマ—水蒸気爆発など多様であり、さまざまな火山地形が出現した。玄武岩にはアア溶岩とパホイホイ溶岩がある。火山現象で注目すべき点は、組成の異なるマグマが一輪廻の噴火、あるいは短期間に噴出していることである。

Explanation of Plate

Plate I

- A : Rishiri Volcano viewed from Numaura. A small cone of Oniwaki Pon-yama on the right flank and Numaura maar in foreground.
- B : Dyke complex, 1 km south of the summit of Rishiri Volcano.
- C : Rosoku-iwa in the Beutankeushi crater, the largest dyke in the Rishiri Volcano.
- D : Tumulul of the Kutsugata lava flow.
- E : Pahoe-hoe toes of the Kutsugata lava flow. The toes are intercalated with massive lava.