

## 利尻島・礼文島の海成段丘

植木 岳雪

〒 192-0397 東京都八王子市南大沢1-1 東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻

### Description on marine terraces in the Rishiri and Rebun Islands, eastern margin of the Sea of Japan

Takeyuki Ueki

Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University, Minami-osawa 1-1, Hachioji, Tokyo, 192-0397 Japan

**Abstract.** Two levels of Late Pleistocene marine terraces crop out in the Rebun Island, northernmost area of the eastern margin of Japan Sea. Lower Horodomari surface is characterized by wide and successive distribution along the northeastern coast, and composed of silt to sand-sized valley-fill deposits. Compared with the present course of the Shiretoko River, fluvial Shiretoko surface, which is distributed in the dissected valley of the Horodomari surface, has a steeper gradient. Loess deposit, overlying the Horodomari surface, contains a patch-like layer of scoriaceous volcanic sand (newly referred to as the Rishiri-Nairo Ash Fall Deposit in this study), in which the Shikotsu Pumice Fall-1 Deposit (Spfa-1) is contaminated. These facts suggest that the Horodomari surface was formed at the Last Interglacial Age (Oxygen Isotope Stage 5e). The heights of former shoreline at the northwestern tip (49 m) and southern area (45-68 m) are higher than those along the northeastern coast (23-25 m), indicating that the Rebun Island has been tilted eastward during the Late Pleistocene with uplift rate 0.2 to 0.5 mm per year. No Pleistocene marine terrace is found in the Rishiri Island, suggesting that the Rishiri Island has been subsided as a result of volcanic activities during the Late Pleistocene.

**Key words:** Marine terrace, The Last Interglacial Age, Tilting, Shikotsu Pumice Fall-1 Deposit, Eastern margin of the Sea of Japan

#### はじめに

北米—ユーラシアプレート境界が北海道北部からサハリンにかけての日本海東縁にあるという考えは、小林 (1983) と中村 (1983) によって独立に提案された。近年では、日本海東縁は、北米プレートとユーラシアプレートからそれぞれ独立した、アムールプレートとオホーツクプレートの境界であるとされて

いる(たとえば、瀬野、1993; 瀬野・魏、1998)。プレート境界に沿っては東に傾く断層面を持つスラストがあり(図1)、その運動に伴って道北地方の海成段丘は東に向かって傾動していると考えられている(奥村、1988; 奥村ほか、1994; Okumura、1996)。礼文島の東方および北方沖には南北方向の断層・褶曲群があり(岡村、1998ab)、利尻島および礼文島を

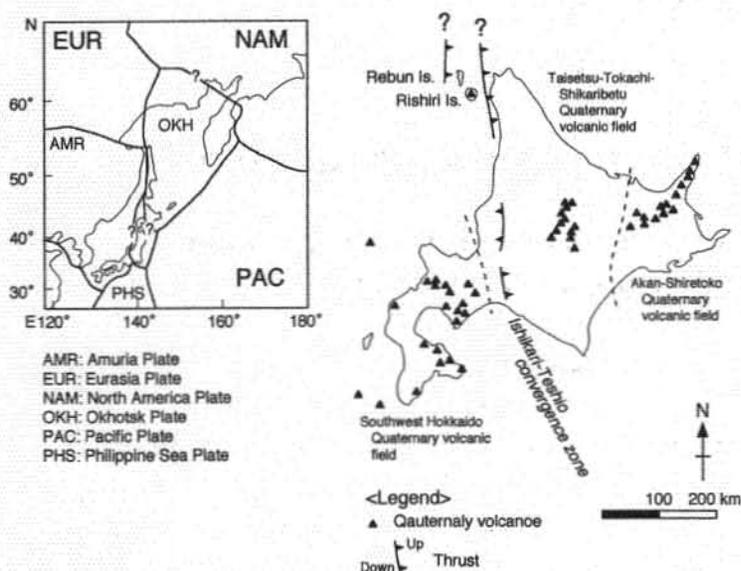


Figure 1 Tectonic setting of Hokkaido. Inset map shows plate boundaries after Seno and Wei (1998). Distribution of Quaternary volcanoes and volcanic fields are referred to Nakagawa et al. (1995). Note that the large-scaled thrusts are located along the Ishikari-Teshio convergence zone, central Hokkaido.

含む天塩沖の海域は地震空白域であることから、マグニチュード7.5以上の地震が起きる可能性が指摘されている(石川, 1994)。しかしながら、地震空白域の抽出にあたってはプレート境界の位置を考慮する必要があり(石川, 1998)、プレート境界の認定やプレート運動の性質は、現在の地震活動だけでなく、海成段丘面の対比・年代とその旧汀線高度から復元された広域の第四紀地殻変動様式からも議論されなくてはならない。道北地方の海成段丘面は、奥村(1988)、Miura(1995a)、Okumura(1996)によって記載され、広域火山灰層を用いて対比されているが、利尻島および礼文島における詳しい海成段丘面の調査は行われていない。

利尻島においては、<sup>おしどまり</sup>鷺泊および<sup>せんほうし</sup>仙法志の周辺に海成段丘堆積物が分布するという報告がある(岩波書店編集部, 1962)。しかしながら、松井ほか(1967)によれば利尻島には海成段丘面およびその堆積物は存在しておらず、吉田ほか(1981)、小林(1987)、三浦・高岡(1992)、石塚(1999)でも海成段丘に関する記載はない。礼文島の海成段丘は、瀬川(1961)によって、高度100~120mの香深面、80

mの弁財泊面、30~40mの幌泊面に分けられている。一方、長尾ほか(1963)は、礼文島の海成段丘面を高度40~60mの高位面と10~20mの低位面に分類し、Kosugi(1970)はⅢ~Ⅴ面の3面に分類している。これらの研究では、互いに大きく異なる海成段丘面の分布が示されており、瀬川(1974)によってそれぞれの段丘面の対比が試みられている。このように、利尻島および礼文島における海成段丘面の分類や分布については、一致した見解が示されていない。また、海成段丘面の形成年代についても、従来の研究では全く考察されていない。

本研究では、利尻島および礼文島における海成段丘面の記載を行い、その形成年代を考察する。利尻島および礼文島における海成段丘面の分布、高度および年代は、日本海東縁における第四紀後期の地殻変動を議論する際に基礎となるデータである。

#### 地形および地質の概要

利尻島の大部分は利尻火山から構成される。中央部には侵食が進んだ成層火山体があり、多数の側噴火噴出物が認められる(長尾ほか, 1963; 小林, 1987;

石塚、1999)。側噴火噴出物は、北西—南東方向に配列する火口から噴出した溶岩ヤスコリアである。石塚(1999)によれば、利尻火山は約20万年前に活動を開始し、活動様式・噴出中心・噴出物の岩質の違いから、噴火時期は前期・中期・後期に細分される。最新の活動時期は7000～8000年前である。北海道北部は定常的に熱源が上昇する環境にはなく、利尻火山を形成した熱源はほぼ寿命を終えたと考えられている。成層火山体の基部には、傾斜が $10^{\circ}$ 以下の火山麓扇状地が発達している(守屋、1975)。北部の鴛泊周辺には、中新世の火山砕屑岩からなる港町層と、それを不整合で覆う中新世から鮮新世の泥岩からなる鴛泊層が分布し(長尾ほか、1963;小林、1987;石塚、1999)、8～13万年前のデイサイト質の溶岩ドーム群に貫かれている(石塚・中川、1994)。利尻火山は最終氷期極相(約2万年前)に少なくとも海拔約1700 mの高度まで成長していたと考えられており(三浦・高岡、1993)、氷河地形と氷成堆積物が確認されている(澤口ほか、1994)。

礼文島には海拔500 m以下の丘陵状の緩斜面がひろがり、その斜面を開析して樹枝状の水系が発達している。この緩斜面は、宗谷丘陵で典型的に見られる最終氷期に形成された周氷河性緩斜面(鈴木、1962)と考えられる。西海岸にそって、激しい海食によって比高50～150 mの急崖が連続するが、北西部の須古頓、北東部の東海岸地域および南部の知床周辺には1～2段の海成段丘面が発達している。北部の船泊では、大備川および大沢川の河口付近に比高10 m以下の完新世の砂丘が分布している(瀬川、1961)。礼文島の地質は下部白亜系の礼文層群とそれを不整合に覆う新第三系から構成され、それぞれ火山砕屑岩と砂岩・泥岩から構成される(長尾ほか、1963)。北西部の須古頓および海驢島には、時代未詳の玄武岩が分布している。

### 海成段丘の記載

空中写真判読と現地調査によって明らかになった、利尻島および礼文島における海成段丘面の分布と、その構成層および被覆層の層相は以下の通りである。

利尻島においては、鴛泊や仙法志の周辺に海成段丘堆積物が分布するとされている(図2;岩波書店編集部、1962)。しかしながら、空中写真判読によれば、それらの地域には更新世の海成段丘面は認め

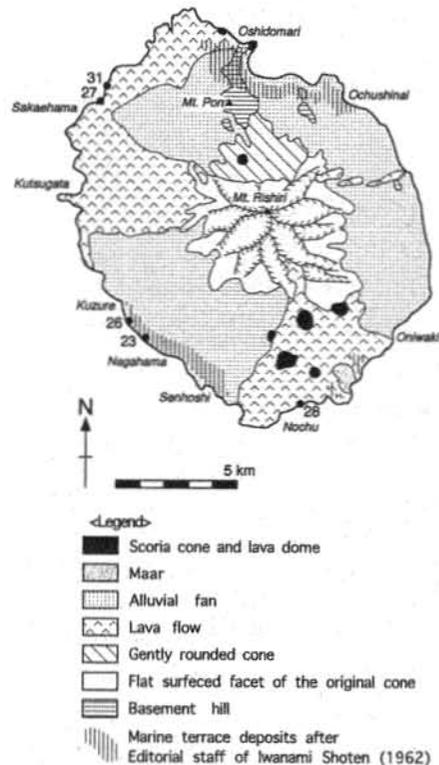


Figure 2 Geomorphologic map of the Rishiri Island after Ishizuka (1999). Shaded area indicates the marine terrace deposits after Editorial staff of Iwanami Shoten (1962). Numbers correspond to the localities, at which typical alluvial fan deposits were observed (Locs. 23 and 31) and cross-sections across the Holocene marine terraces were examined (Locs. 26-28). Note that no Pleistocene marine terrace is found in the Rishiri Island.

られない。鴛泊の周辺には基盤岩類とそれを貫く溶岩ドーム群からなる丘陵や、火山麓扇状地が分布する。また、仙法志の周辺には火山麓扇状地が広く発達する。長浜 (Loc. 23) における火山麓扇状地の構成層は、淘汰が悪く、弱く平行層理のある中礫～大礫サイズの亜角礫～亜円礫であり、層厚は 10 m 以上である。栄浜 (Loc. 31) では、守屋 (1975) によって記載されたような典型的な火山麓扇状地の堆

積物が観察される。すなわち、下位から層厚 400 cm 以上の礫層、層厚 5～15 cm のシルト層をはさむ層厚 400 cm の平行層理が発達する粗砂層および層厚 100 cm の細砂層からなり、その上を層厚 60 cm の腐植土層と層厚 30 cm の泥炭層が覆っている。

完新世の海成段丘面は、久連くづねから長浜にかけての地域と野中において認められる。その高度は海拔 5～10 m であり、現在の後浜上限とは比高 1～3 m

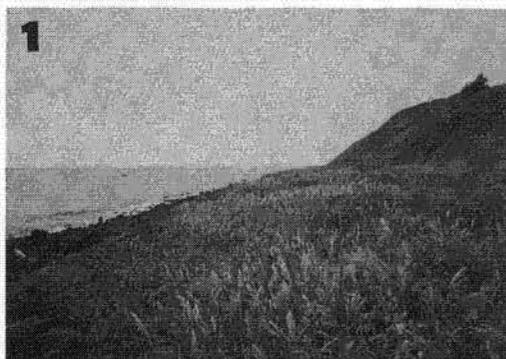


Figure 3 Typical Holocene marine terrace at Locality 28, Nochu, southern Rishiri Island. 1. Whole view of the terrace. View to the west. Note that this terrace has remarkably minor extent, compared with the Pleistocene Horodomari surface in the Rebun Island as shown in Figures 8 and 10. 2. Gravelly deposit of the terrace. Scale is a wall scraper 25 cm long. Note that peaty soil less than 10 cm thick overlies the gravels.

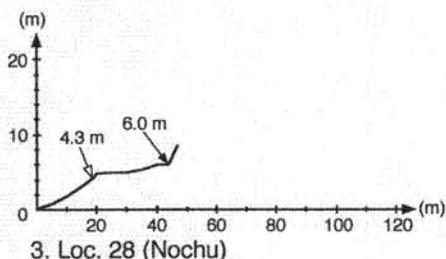
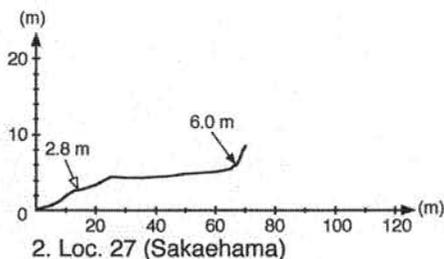
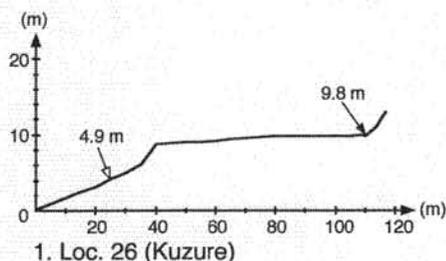


Figure 4 Cross-sections across the typical Holocene marine terraces in the Rishiri Island. Localities correspond to the numbers in Figure 2. Solid arrow indicates the height of the upper limit of backshore on the terrace and open arrow indicates one on the present beach. Ordinate scale is 2.5 times exaggerated to abscissa.

の小崖を作っている (図 3-1、図 4)。段丘面の構成層は最大礫径が 10 ~ 30 cm の円礫からなり、層厚 10 cm 以下の腐植土層に覆われる (図 3-2)。

礼文島には瀬川 (1961) によって記載された香深面は認められず、2 段の更新世の海成段丘面が存在する (図 5)。高位の弁財泊面は北東端の金田ノ岬付近のみに分布する。旧汀線高度は海拔 53 m である。模式地である弁財泊 (Loc. 15) における段丘構成層およびその被覆層は以下の通りである (図 6、図 7)。段丘構成層は、著しく風化した基盤岩の安山岩を覆う層厚 1 ~ 3 m の礫層である。礫層は全体に淘汰

が悪く、堆積構造に乏しい。上方に向かってクラストサポートからマトリクスサポートへと漸移し、細粒化する。安山岩の円礫~亜角礫からなり、多くの礫は風化して破碎されている。最大礫径は 50 cm である。段丘礫層の被覆層は、下位から層厚 25 cm のクラックが発達する塊状のローム層、層厚 25 cm の団粒構造を持つ腐植土層および層厚 15 cm の砂質ローム層である。下位のローム層には 1 ~ 5 cm の角礫が少量含まれ、ローム層の最上部を覆うように礫が集中している。Loc. 16 においては、基盤岩の安山岩の上を層厚 1 m 以下の角礫層が覆っており、

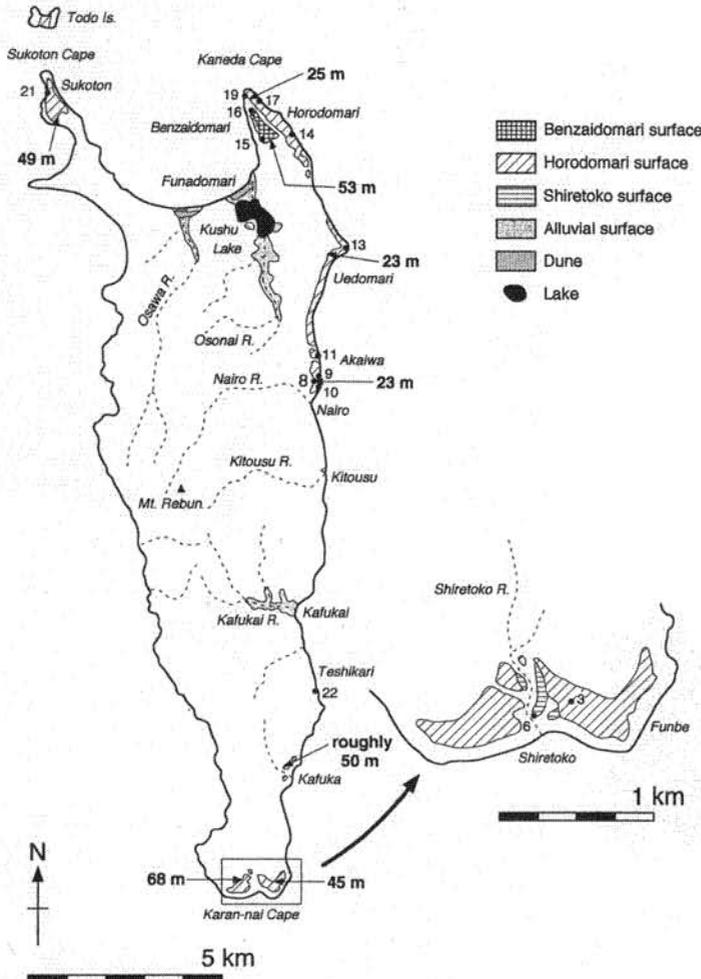


Figure 5 Geomorphologic map of the Rebus Island. Numbers correspond the localities, at which the columnar sections were made as shown in Figure 6. The heights indicate the former shoreline ones of the Benzaidomari and Horodomari surfaces. Note that two levels of Pleistocene marine terraces crop out, indicating the eastward tilting of the Rebus Island, in contrast to the Rishiri Island.

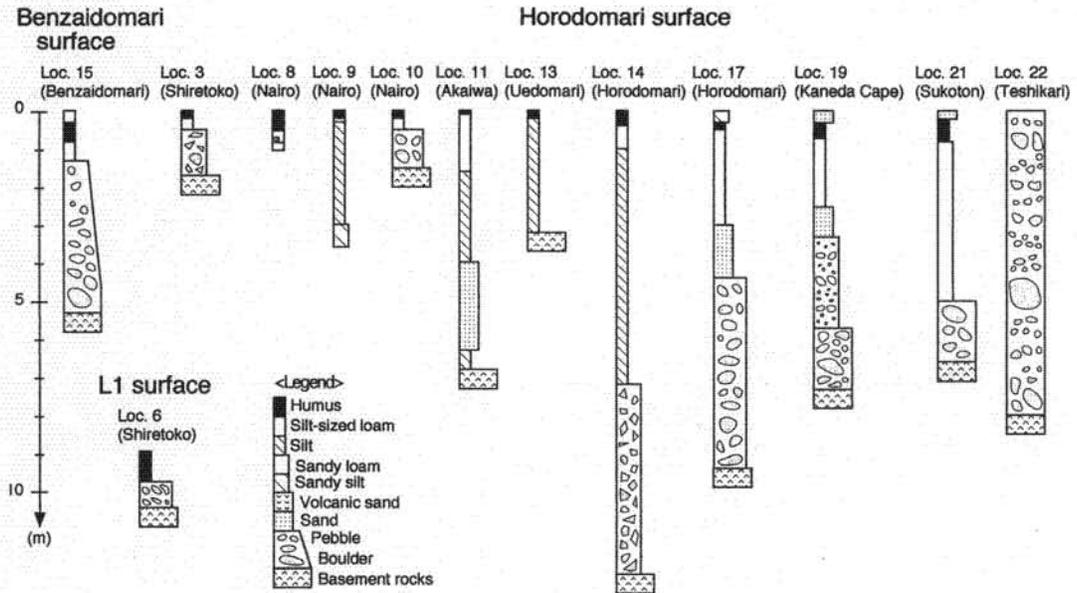


Figure 6 Columnar sections of the Benzaidomari, Horodomari and Shiretoko surfaces in the Rebun Island. Localities correspond to the numbers in Figure 4. Note that the Horodomari surface has silt to sand-sized valley-fill deposits, strongly suggesting that the surface was formed at the Last Interglacial Age (Oxygen Isotope Stage 5e).



Figure 7 Gravelly deposit of the Benzaidomari surface at Locality 15. Note that fairly weathered particles and matrices result in a reddish-colored exposure.

段丘礫層は見られない。

低位の幌泊面は、東海岸の金田ノ岬から内路まで連続的に分布する(図5、図8)。香深周辺では断片的であるが、南端の知床から奮部にかけては広い分布を示す。また、北東端のスコトン岬付近および海驢島にも広く分布する。段丘面はほとんど開析されていない。旧汀線高度は、幌泊から内路にかけては海拔23~25m、香深では約50m、須古頓では49mである。知床から奮部にかけては、旧汀線高度が東に向かって海拔68mから45mへと低くなる。段丘構成層は一般に基盤岩を覆う層厚数mの未風化の礫層からなる。上泊から内路にいたる地域(Locs. 9、11)や、上泊(Loc. 13)、幌泊南東(Loc. 14)では層厚2~4mの谷埋め堆積物を伴う(図6)。

模式地である幌泊(Loc. 17)における段丘構成層およびその被覆層は以下の通りである。段丘構成層は、基盤岩の玄武岩および緑色岩を覆う層厚2.5mの礫層と、その上位の層厚70cmの細砂からなる。



Figure 8 Whole view of the Horodomari surface at Nairo, northwestern coast of the Rebun Island. View to the north.



Figure 9 Valley-fill deposit of the Horodomari surface at Locality 11, Akaiwa, northwestern coast of the Rebun Island.

礫層は堆積構造に乏しく、淘汰されていない。流紋岩や安山岩の亜円～亜角礫からなり、最大礫径は20 cmである。礫層の基底はほぼ同じ高度で側方に連続することから、基盤岩の上面は波食台であると考えられる。段丘礫層の被覆層は、下位から層厚70 cmの塊状のローム層、層厚50 cmのクラックが発達する塊状の赤色化したローム層、層厚10 cmの団粒構造が発達する腐植土層および層厚15 cmの砂質腐植土層である。須古頓 (Loc. 21) における段丘構成層およびその被覆層は以下の通りである。段丘構成層は、基盤岩の砂岩を覆う層厚最大80 cmの礫層である。砂岩の上面から1～2 mは風化して細砂になっており、礫層は堆積構造に乏しく、淘汰されていない。全体に砂岩の角礫が多いが、玄武岩の円礫が少量含まれる。最大礫径は30 cmである。礫層の基底はほぼ同じ高度で側方に連続することから、基盤岩の上面は波食台であると考えられる。段丘礫層の被覆層は、下位から層厚85 cmの小礫を含む砂質ローム層、層厚210 cmの腐植質な層準を伴う砂質ローム層、層厚15 cmの団粒構造の発達する砂質ローム層および層厚10 cmの腐植質細砂層である。

赤岩 (Loc. 11) における段丘構成層は、基盤岩の玄武岩および火山碎屑岩を覆う層厚260 cmのシルト層と細砂層である (図9)。基盤岩上面は明瞭な谷地形を示さないが、細粒で材化石を多量に含むこと



から、段丘構成層は谷埋め堆積物であると考えられる。下位から層厚25 cmの塊状の腐植質シルト層、層厚50 cmの材化石を多く含む腐植質細砂層、層厚65 cmの腐植質細砂層および層厚120 cmの上方細粒化を示す塊状の腐植質シルト層に細分される。上位の腐植質の細砂層およびシルト層には、高師小僧が多量に含まれる。段丘構成層の被覆層は、下位から層厚65 cmの赤色化したローム層、層厚10 cmのローム層および層厚5 cmの腐植土層からなる。内路では、Loc. 9で層厚2 m以上の塊状のシルト層が見られ、その200 m南方のLoc. 10では基盤岩の上を層厚50 cmの礫層が覆っている。したがっ

て、Loc. 9 および 10 において観察される段丘堆積物は、ゆるい谷壁をもつ谷地形とそれを埋める細粒堆積物であると解釈できる。Loc. 8 では、地表から層厚 30 cm の腐植土層の下に層厚 25 cm 以上のローム層が見られる。このローム層中には、パッチ状の発泡の悪いスコリア質の粗粒火山砂があり、バブルウォール型の火山ガラスが少量含まれる。

知床から奮部にかけては、基盤岩の火山砕屑岩の上を層厚 50～70 cm の崖錐堆積物が覆っているが、段丘礫層は認められない。香深においては露頭を見つけることができなかつたため、段丘構成層の詳細は不明である。

#### 更新世段丘面の形成年代

礼文島における幌泊面は、最低位の更新世の海成段丘面である。東海岸では現在の海岸線に沿って連続的に広く分布し、細粒な谷埋め堆積物を伴う。これらの特徴から、幌泊面は約 13 万年前の最終間氷期の高海面期（酸素同位体ステージ 5e）に形成された南関東の下末吉面に相当する海成段丘面と考えられる。

内路（Loc. 8）においてローム層中に見られるパッチ状の火山砂層は、その粒径から広域火山灰とは考えられず、利尻火山を給源とするテフラと考えられる。この火山砂層は、単斜輝石を多量に含み、斜方輝石、磁鉄鉱および石英を少量含む。斜方輝石の屈折率は、1.693 - 1.713 であり、著しく大きなレンジを持つ。従来報告されている利尻火山を給源とするテフラの中で、Loc. 8 の火山砂層の記載岩石学的特徴と一致するものはない（表 1）。更別グループほか（1966）、小林（1987）、Miura（1995ab）によれば、利尻豊徳火山灰層、利尻ワンコの沢火山灰層および利尻アチャル火山灰層は、利尻火山の東方に東から東北東方向の軸を持つ分布域を示す。利尻島から北西に 10km 以上離れた礼文島には、これらのテフラが分布することは期待できない。したがって、Loc. 8 における火山砂層は、従来報告されてい

る利尻火山を給源とするテフラとは異なり、利尻火山の北西または西方に分布域を持つと考えられ、本論では利尻内路火山灰層と命名する。利尻内路火山灰層のスコリア質火山砂には、粒径が 0.25 mm 以下の細粒なバブルウォール型の火山ガラスが少量含まれる。その屈折率は 1.500-1.503 であり、Loc. 8 において幌泊面を覆うローム層の上部には含まれるという層序を考慮すると、この火山ガラスは支笏第一降下テフラ（勝井、1958；勝井、1959；町田・新井、1992）に対比される。支笏第一降下テフラは、約 38,000～44,000 前に噴出したと考えられており（柳田、1994；加藤ほか、1995）、利尻兜沼 3 火山灰層と利尻ワンコの沢火山灰層の間には含まれる（Miura, 1995ab）。利尻内路火山灰層は、支笏第一降下テフラとはほぼ同じで利尻ワンコの沢火山灰層の下位にあると考えられるが、詳しい層位は不明である。利尻島の南海岸では、支笏第一降下テフラが火山麓扇状地堆積物を覆い、その直上には野中火砕岩と呼ばれる降下スコリア堆積物、ベースサージ堆積物が見出されること（石塚、1999）から、Loc. 8 において支笏第一降下テフラを含んでいる火山砂層は、野中火砕岩の降下堆積物に対比される可能性がある。

知床川に沿う幌泊面を開析する谷中には、河成の知床面が分布する（図 10）。知床面は山地の緩斜面から連続し、その縦断面は知床川の現河床の縦断面よりも急な勾配を持つ（図 11）ことから、最終氷期の低海面期に形成されたと考えられる。

幌泊面を支笏第一降下テフラを含む利尻内路火山灰層が覆うことと、知床面の従断面形が現在の河床従断面形よりも急な勾配を持つことは、幌泊面が約 13 万年前の最終間氷期の高海面期（酸素同位体ステージ 5e）に形成されたという考えを支持するものである。香深井川、大備川、大沢川にそって認められる沖積面は、現河床とほぼ同じ高度を持ち、周囲の周氷河性緩斜面には連続しないことから、完新世に形成されたものであろう。

Table Petrographic properties of the tephra layers erupted from the Rishiri Volcano, and the Shikotsu Pumice Fall-1 Deposit.

Tephra name	Abbreviation	Phenocrysts	Volcanic glass		Orthopyroxene Refractive index= $\gamma$ (mode)	Hornblende Refractive index= $n_2$ (mode)
			Shape	Refractive index= $n$ (mode)		
Rishiri-Hotoku	Rs-Ht	ob>cpx>mt				
Rishiri-Wankonosawa	Rs-Wn	ho>cpx, opx>ol; pl	pm	1.519-1.523 (1.5205)	1.696-1.702 (1.7000)	1.694-1.692 (1.6890)
Rishiri-Kabutonuma3	Rs-Kb3	ol, cpx; (qz)				
Rishiri-Kabutonuma2	Rs-Kb2	opx>mt; pl			1.697-1.701 (1.6985)	
Rishiri-Kabutonuma1	Rs-Kb1	opx, mt; pl			1.699-1.702 (1.7005)	
Rishiri-Acharu2	Rs-Ac2	opx, mt; pl			1.699-1.703 (1.7010)	
Rishiri-Nairo	Rs-Nr	cpx>opx, mt, (ol); qz			1.693-1.713 (1.7020)	
Shikotsu Pumice Fall-1 Deposit	Spfa-1		bw	1.500-1.503 (1.5015)		

## Phenocrysts

cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, mt: magnetite, ol: olivine, opx: orthopyroxene, pl: plagioclase, qz: quartz

## Volcanic glass shape

bw: babble wall type, pm: pumice type

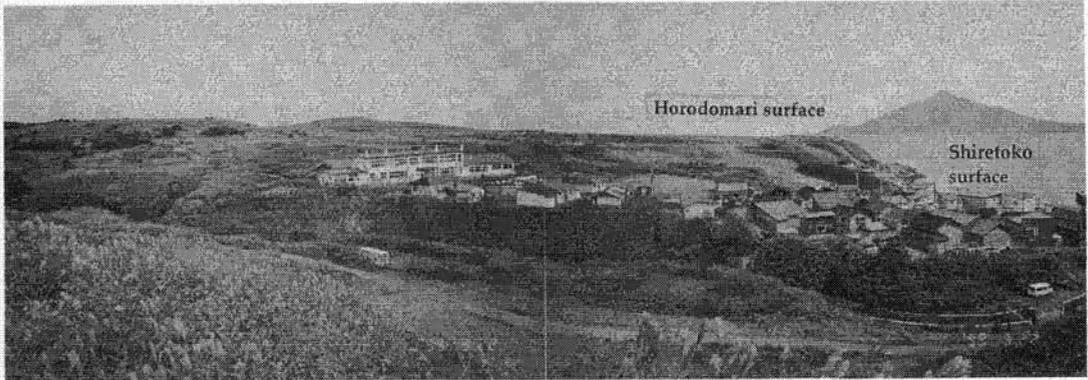


Figure 10 Whole view of the Horodomari and Shiretoko surface at Shiretoko, southern tip of the Rebun Island. View to the north. Note that the Shiretoko surface has steeper gradient than that of the present bed of the Shiretoko River and gradually follows fossil periglacial-smoothed slope.

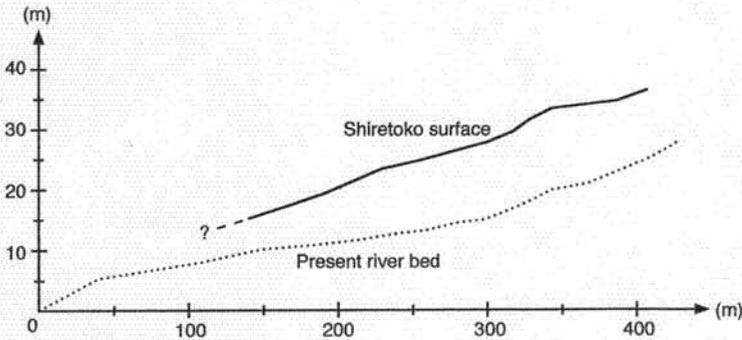


Figure 11 Profiles of the present bed of the Shiretoko River and Shiretoko surface, at Shiretoko, southern tip of the Rebun Island. Note that the gradient of the Shiretoko surface is steeper than that of the present riverbed, suggesting that the Shiretoko surface was formed at the low stand of sea level during the Last Glacial Age.

利尻島において更新世の海成段丘面が存在しないのは、利尻火山がおよそ20万年前から7000年前にかけて多量の溶岩や火山砕屑物を噴出した(石塚、1999)ため、その付加された重みによって後期更新世以降利尻島全体がアイソスタティックに沈降しているためであると考えられる。また、完新世の海成段丘面は、現在の後浜上限との比高が小さく分布が極めて狭いことから、完新世の一時的な相対的高海面期に形成された可能性が高い。

#### 更新世段丘面の高度から推定される地殻変動

礼文島における幌泊面の旧汀線高度は、北西端のスコトン岬と南部の知床周辺や香深で高く、金田ノ岬から内路にいたる東海岸地域では低い(図4)。また、知床から奮部にかけては旧汀線高度が海拔68mから45mへと東に向かって低くなる。このことから、礼文島は第四紀後期以降に全体として東北東から東に向かってゆるく傾動していると考えられる。幌泊面は約13万年前(酸素同位体ステージ5e)に形成されたと考えられることから、最終間氷期以降の平均隆起速度は、北西端のスコトン岬では0.38ミリメートル/年、南部の知床周辺では0.35~0.52ミリメートル/年、金田ノ岬から内路にいたる東海岸地域では約0.18ミリメートル/年となる。また、幌泊面の最終間氷期以降の平均傾動速度は、礼文島中部から北部では $2.0 \sim 3.9 \times 10^{-5}$ パーミル/年、南部の知床付近では $2.1 \times 10^{-4}$ パーミル/年となる。瀬川(1961)は、幌泊面の高度は金田ノ岬よりも内路で低く、礼文島は全体として南東に傾動していると考えている。しかしながら、幌泊面の旧汀線高度は金田ノ岬から内路に至る東海岸地域ではほぼ同じであり、礼文島は全体として東北東から東に傾動していると考えられるほうが適当である。

更新世の海成段丘面の高度と分布から、天売島・焼尻島は第四紀後期に全体として南東に傾動していると考えられており(秦、1960;柳・平川、1998)、宗谷岬の周辺も東に傾動していると推定されている

(奥村、1988;奥村ほか、1994;Okumura、1996)。これらの東への傾動運動は、アムールプレートとオホーツクプレートの境界にある東に傾く断層面を持つスラストの運動によると考えられている(奥村、1988)。礼文島が全体として東北東から東へ傾動していることは、道北地域における第四紀後期の東への傾動運動と調和するものである。

#### まとめと今後の課題

利尻島および礼文島における海成段丘面の分布・年代とその変形については、以下のようにまとめられる。利尻島には更新世の海成段丘面は分布しない。礼文島には2段の更新世の海成段丘面が認められ、低位の幌泊面は分布が広く連続し谷埋め堆積物を伴う。幌泊面を覆うローム層の上部には、支笏第一降下テフラを含むパッチ状の利尻内路火山灰層がはさまれる。また、知床における幌泊面を開析する谷中には、知床川の現河床の縦断面よりも急な勾配を持つ河成段丘面(知床面)が分布する。これらの事実から、幌泊面は約13万年前の最終間氷期の高海面期(酸素同位体ステージ5e)に形成されたものと考えられる。幌泊面の旧汀線高度は、礼文島北西端で海拔49m、南部では45~68mであるが、北東部の東海岸にそって23~25mである。したがって、礼文島における最終間氷期以降の平均隆起速度は0.2~0.5ミリメートル/年となり、礼文島は第四紀後期に全体として東北東から東に傾動していると考えられる。

今後の課題として、幌泊面を覆うローム層から屈斜路羽幌火山灰層などの広域火山灰層を見出すこと、段丘堆積物やそれを覆うローム層(レス)のルミネッセンス年代測定によって、礼文島の海成段丘面の絶対年代を決定することがあげられる。利尻内路火山灰層を利尻島における火砕岩類と対比し、利尻火山を給源とするテフラ群における層位を明らかにしなくてはならない。また、礼文島の海成段丘面と宗谷・サロベツ・天塩・オホーツク海沿岸地域の

海成段丘面を対比する必要がある。

## 謝辞

本研究は、利尻町立博物館による平成 11 年度利尻島調査研究事業の研究助成制度の一環として行われたものである。学芸員の佐藤雅彦氏には、利尻島における野外調査の際にお世話になりました。礼文町の宮本誠一郎氏には、Loc.8 における火山灰層を採取していただきました。深く感謝いたします。

## 引用文献

- 秦 光男 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「焼尻島」および同説明書. 24 p、北海道開発局
- 石塚吉浩 (1999) 北海道北部、利尻火山の形成史. 火山, 44 : 23-40
- 石塚吉浩・中川光弘 (1994) 北海道北部、利尻火山のデイサイト質溶岩ドーム群の K-Ar 年代. 岩鉱, 89 : 360-364
- 石川有三 (1994) 残された空白域. 月刊海洋, 号外 7 : 102-107
- 石川有三 (1997) 日本海の変動帯. 月刊地球, 20 : 490-496
- 岩波書店編集部編 (1962) 日本の地理 第 8 巻 総集編. 230 p、岩波書店
- 加藤茂弘・山縣耕太郎・奥村晃史 (1995) 支笏・クッタラ両火山起源のテフラに関する加速器質量分析 (AMS) 法による  $^{14}\text{C}$  年代. 第四紀研究, 34 : 309-313
- 勝井義雄 (1958) 支笏降下軽石堆積物中の化石林について. 地質学雑誌, 64 : 379-385
- 勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石について—特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山 第 2 集, 4 : 33-48.
- 小林哲夫 (1987) 利尻火山の地質. 地質学雑誌, 93 : 749-760
- 小林洋二 (1983) プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, 5 : 510-514
- Kosugi, K. (1970) Étude Analytique des Dépôts de Sables et Galets Actuels d'Origines Diverses; Application au Processus de Formation des Surfaces de Terrasse Littorale dans le Hokkaidô. The science reports of the Tohoku University, 7th series (Geography), 20: 43-212, 255-366
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 276 p、東京大学出版会
- 松井和典・一色直記・秦 光男・山口昇一・吉井守正・小野晃司・佐藤博之・沢村幸之助 (1967) 5 万分の 1 地質図幅「利尻島」および同説明書. 25 p、北海道開発局
- Miura, H. (1995a) Quaternary geological and geomorphological study on consolidated fine-grained soil occurring in northern Hokkaido. Ph. D. thesis, Tokyo Metropolitan University, 160 p
- Miura, H. (1995b) A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa Tephra (Rs-Wn), the Late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido. Geographical reports of Tokyo Metropolitan University, 30: 133-145
- 三浦英樹・高岡貞夫 (1993) 利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の  $^{14}\text{C}$  年代と樹種同定の意義. 第四紀研究, 32 : 107-114
- 守屋以智雄 (1975) 火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層. 北海道駒沢大学研究紀要, no. 9-10 : 107-126
- 長尾捨一・秋葉 力・大森 保 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「礼文島」および同説明書. 43 p、北海道開発局
- 中川光弘・丸山裕則・船山 淳 (1995) 北海道第四紀火山の分布と主成分化学組成の広域変化. 火山, 40 : 13-31
- 中村一明 (1983) 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, 58 : 711-722.
- 岡村行信 (1998a) 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係. 地質調査所月報, 49 : 1-18
- 岡村行信 (1998b) 日本海東縁海域の逆断層と地殻

- 短縮量推定の試み. 月刊地球、20:460-465
- 奥村見史 (1988) 北海道の第四紀地殻変動とプレート運動. 日本地理学会予稿集、34:18-19
- Okumura, K. (1996) Tephrochronology, correlation and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. Geographical reports of Tokyo Metropolitan University, 31: 19-26
- 奥村見史・佃 栄吉・下川浩一 (1994) 北海道とその周辺の最近 50 万年間の地殻変動. 地球惑星科学関連学会 1994 年度合同大会予稿集:149
- 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. 第四紀研究、5:1-11
- 澤口晋一・長谷川裕彦・三枝 茂・佐々木明彦・三浦英樹 (1994) 利尻岳豊仙沢の水河地形. 日本地理学会予稿集、no. 45: 32-33
- 瀬川秀良 (1961) 北海道礼文島の海岸地形. 東北地理、14: 53-58
- 瀬川秀良 (1974) 日本地形誌 北海道地方. 303 p、朝倉書店
- 瀬野徹三 (1993) 日本付近のプレート運動と地震. 科学、63: 711-719
- 瀬野徹三・魏 東平 (1998) 極東地域のプレート運動: 残された課題. 月刊地球、20:497-504
- 鈴木秀夫 (1960) 北海道北部の周水河地形. 地理学評論、33: 625-628
- 柳 博美・平川一臣 (1998) 北海道北西、天売・焼尻島の変動. 日本地理学会発表要旨集、no. 53: 74-75
- 柳田 誠 (1994) 支笏第一降下軽石層の噴火年代. 第四紀研究、33: 205-207
- 吉田武義・山口輝彦・川崎泰照 (1981) 利尻火山・杓形溶岩流の内部構造. 岩石鉱物鉱床学会誌、76: 181-194