

総合地質

General Geology

Vol. 4 No. 1

論説

古倶知安湖の検証：北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 1-7
嵯峨山 積・関根達夫・星野フサ

Investigation of the Paleo-Lake Kutchan: Diatom and pollen analyses of the late Pleistocene sediments in the Kutchan, Hokkaido, Japan・・ 1-7
Tsumoru Sagayama, Tatsuo Sekine and Fusa Hoshino

北海道札幌市北区の上部更新統～完新統ボーリング層序；札幌扇状地堆積物の基底年代と
MIS 5aの海面高・・ 9-18
嵯峨山 積・井島行夫・岡村 聡・阪田義隆

Stratigraphy of the upper Pleistocene to Holocene boring in the Kita Ward, Sapporo, Japan; Geologic time of the Sapporo fan deposits, and sea level of the MIS 5a・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 9-18
Tsumoru Sagayama, Yukio Izima, Satoshi Okamura and Yoshitaka Sakata

報告・資料

インド・デカン高原をたずねてー2020年3月インド訪問報告・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 19-26
山岸宏光

Visiting Deccan Trap -Report of travelling in India in March, 2020・・・・・・・・・・・・・・・・ 19-26
Hiromitsu Yamagishi

韓国 Jeju 島のジオパークを訪ねて-2019年第12回アジア地域応用地質学会(12th_ARC of IAEG, 2019)に
参加・・ 27-34
山岸宏光・Dou Jie

Visiting Geoparks on Jeju Island, Korea-Participating the 12th Asian Regional Conference of IAEG, 2019
Hiromitsu Yamagishi and Dou Jie・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 27-34

自由投稿

樽前山1874年噴火を見た人たち・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 35-42
宮坂省吾

論文紹介

・・ 43-49

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター Hokkaido Research Center of Geology

理事長：前田仁一郎 President: Jinichiro Maeda
副理事長：嵯峨山 積 Vice President: Tsumoru Sagayama

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：宮下純夫 Chief Editor: Sumio Miyashita
副委員長：岡 孝雄 Editor: Takao Oka
委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami
委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda
委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura
委員：柳下文夫 Editor: Fumio Yagishita

<論 説>

古倶知安湖の検証：北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析

嵯峨山 積^{1) 2)}・関根 達夫^{1) 3)}・星野 フサ⁴⁾

Investigation of the Paleo-Lake Kutchan: Diatom and pollen analyses of the late Pleistocene sediments in the Kutchan, Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, Tatsuo Sekine^{1) 3)} and Fusa Hoshino⁴⁾

2020年6月9日受付

2020年8月1日受理

1) 北海道総合地質学センター 〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12 嵯峨山気付
Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu 069-0834, Japan

2) 酪農学園大学 〒069-8501 江別市文京台緑町582番地
Rakuno Gakuen University, Ebetsu 069-8510, Japan

3) 株式会社北海道技術コンサルタント 〒065-0043 札幌市東区苗穂町4丁目2-8
Hokkaido Gijutsu Consultants Co. Ltd., Sapporo, 065-0043, Japan

4) 北海道大学総合博物館(植物・図書ボランティア) 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目
Hokkaido University Museum, Sapporo, 060-0810, Japan

Corresponding author: T. Sagayama, tsaga@hrcg.jp

Keywords: Paleo-Lake Kutchan, diatom fossils, pollen fossils, late Pleistocene, varved sediment, Kutchan, Hokkaido

はじめに

倶知安町の約18 km 南東に位置する喜茂別町では、純度の高い珪藻土の産出が古くから知られ、堆積当時の湖沼の存在が推定されている(河島・素木, 1941a, b)。土居・長谷川(1956)は、第四系の留寿都層(長尾・佐々, 1933)堆積当時は尻別川沿いの地域などに浅い湖沼が広がっていたと述べている。藤原(1964)は、留寿都村泉川に分布する珪藻土が留寿都層を不整合に覆う真狩別層(長尾・佐々, 1933)の下部に胚胎すると述べている。更に、藤原(1976)は真狩村や喜茂別町留産の珪藻土の生成環境を淡水湖成としている。羊蹄山麓グループ(1958)は真狩別層の下部付近には層厚10 m以上の縞模様粘土層が存在し、その当時は倶知安付近に湖沼が広がっていたと述べている。前田(2012)は羊蹄山北西麓に分布する縞状粘土の堆積当時の倶知安盆

後志地域の羊蹄山北域に広がる倶知安町周辺には湖(古倶知安湖)が存在していたとされている。湖の形成時代や広がりなどを検証するために縞状堆積物を含む後期更新世の地層について珪藻と花粉の分析を行った。珪藻分析では浮遊性淡水生種の多産から湖沼性の堆積環境が推定された。花粉分析では *Picea* や CYPERACEA などが優勢で、現在よりも冷涼な環境が想定された。分析用試料の採取層は真狩別層と考えられるものの、より詳細な地質年代を明らかにする必要がある。

地は湖で、その原因は約45,000年前の羊蹄山の大崩壊と推定している。広報くっちゃん(2014)および矢吹(2016)は縄文時代の倶知安盆地に広がっていた湖を「古倶知安湖」とし、同湖は羊蹄山の大規模崩壊により尻別川が堰き止められ出現したと述べている。

この様に、羊蹄山周辺には淡水成の珪藻土が分布し、倶知安市街を含む地域には留寿都層と真狩別層が堆積した時代の異なる2つの湖が存在した可能性がある。古い湖は留寿都層堆積時で、洞爺火砕流(106 ka 噴出; 東宮・宮城, 2020)の直後とされ(小元, 1971)、新しい湖は真狩別層堆積時で、それらの詳細な時代や成因については十分解明されていない。今回、筆者らは古倶知安湖の形成時代や広がりなどを検証するために真狩別層について珪藻と花粉の分析を行ったので、これらの結果を報告する。



Fig. 1 Geologic map and location of the outcrop of the late Pleistocene sediments in the Kutchan. Geologic map is compiled from Ishida et al. (1991). 50,000-scale topographic maps of the Iwanai and Kutchan quadrangles (Geospatial Information Authority of Japan) are used.

倶知安周辺の地形と地質

倶知安町の南には蝦夷富士とも称される羊蹄山（標高1,898 m）が位置し、西にはニセコアンヌプリ（標高1,308 m）をはじめとするニセコ火山群が広がる。更に、北～東にかけては標高800～1,000 m前後の山地が連なり、倶知安町から京極町にかけての標高190～230 mの低地はこれらに囲まれ小盆地を呈する。同盆地内を流れる尻別川は、大滝村（現、伊達市）と千歳市の境界部を源

流とし、喜茂別町を経て、羊蹄山北麓を回り込んで京極町や倶知安町を流れ、蘭越町を経由し日本海に至る総延長126 kmの河川である。

倶知安町市街の北～東に広がる山地は新第三紀の堆積岩や溶岩からなる。羊蹄山は形成開始が約6～7万年前とされ（中川・星住，2010），溶岩や火山碎屑物などからなり、その山麓部には崖錐堆積物が分布する。倶知安町から京極町にかけての低地周辺には、洞爺火砕流堆積物とその再堆積物である留寿都層が分布し、同層を火



Fig. 2 Outcrop of the late Pleistocene sediments from which samples are corrected for diatom and pollen analyses.

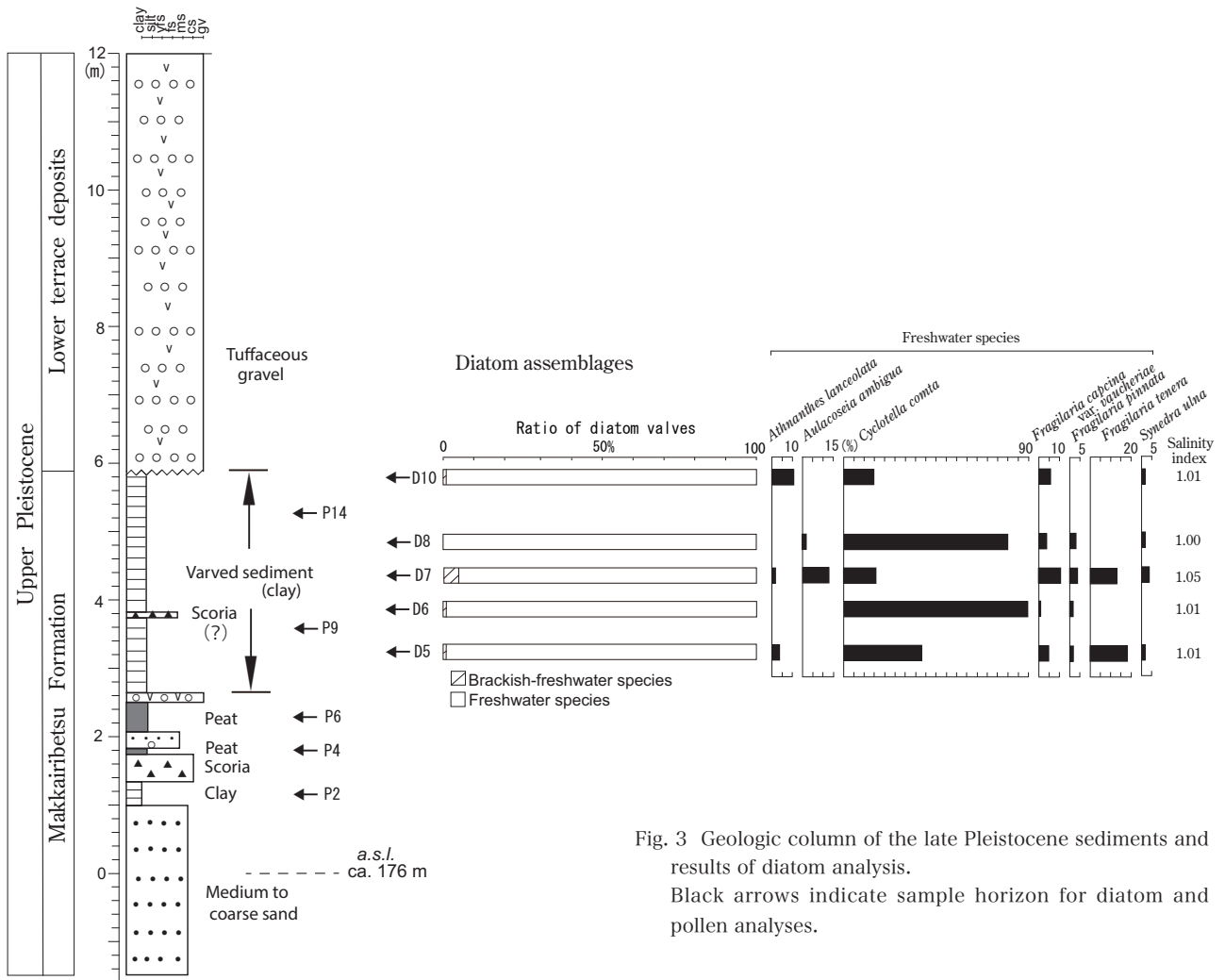


Fig. 3 Geologic column of the late Pleistocene sediments and results of diatom analysis. Black arrows indicate sample horizon for diatom and pollen analyses.

山灰質砂や礫、粘土などからなる真狩別層が不整合で覆っている。更に上位には砂礫や粘土などからなる倶知安盆地堆積物や段丘堆積物が分布する (Fig. 1).

地質露頭概要

今回、珪藻と花粉の分析用試料を採取した地質露頭(北緯 42° 52' 50.2", 東経 140° 45' 09.1") は倶知安町市街の約 3 km 南にあり (Fig. 1, Fig. 2), 地盤標高は約 176 m である。本露頭の位置は 5 万分の 1 地質図幅「倶知安」(土居・長谷川, 1956) では低位段丘堆積物として、20 万分の 1 地質図幅「岩内」(石田ほか, 1991) では倶知安盆地堆積物として塗色されている。

地質露頭の層相は以下の通りである (Fig. 3)。最下部は所々に 1 cm 大の安山岩礫や軽石を含む厚さ 220 cm の淘汰良好な中～粗砂からなり、その上位に厚さ 35 cm の暗灰色粘土が累重する。次に、厚さ 2 cm の白色～暗緑色の軽石層と厚さ 40 cm のスコリア (最大径 1cm の垂角礫状) が重なる。その上には厚さ 6 cm の泥炭～泥炭質粘土、厚さ 30 cm の礫混じり細砂、厚さ 37 cm の泥炭、大きく 2 層からなる厚さ 10～20 cm の軽

石堆積物 (径 5～10 mm) が累重する。厚さ 493 cm の縞状堆積物は暗灰色と明灰色の厚さ 2 mm の粘土の互層からなり、ほぼ中央部に厚さ 8 cm でスコリア質(?) なシルト～細砂が挟在する。本堆積物の走向・傾斜は N 80° W・3° N である。最上部は斜層理構造を呈する淘汰不良な凝灰質砂礫からなり、走向・傾斜は N 75° W・12° S である。礫は最大径 5 cm の軽石や安山岩からなる。本層の基底部は径 3～4 cm の礫が点在する厚さ約 3 cm の褐鉄部からなり、下位の縞状堆積物を軽微に削

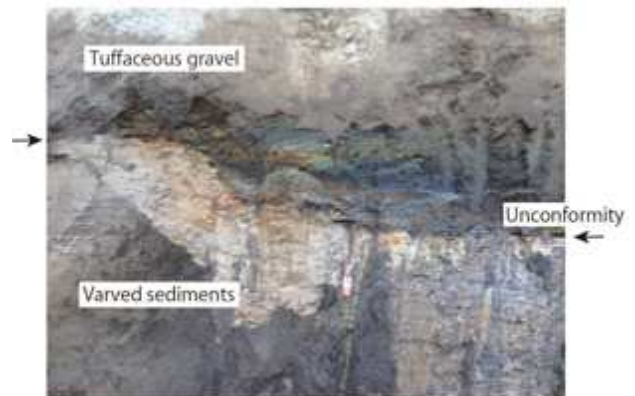


Fig. 4 Unconformity between varved sediments and gravel deposits.

Table 1 Diatom fossils yielded from the varved sediments.

Name of species /	Geologic sample	Ecol.	D10	D8	D7	D6	D5
<i>Achnanthes lanceolata</i> Bréb.		F	11		2		4
<i>Amphora libyca</i> Ehr.		F	1		1		1
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grun.) Simonsen		F		2	14		
<i>A. granulata</i> (Ehr.) Simonsen		F	2				
<i>Caloneis silicula</i> (Ehr.) Cleve		F			1		1
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve		F					1
<i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Kütz.		F	15	80	16	90	38
<i>Cymbella naviculiformis</i> Auerwald		F					1
<i>C. silensiacae</i> Bleisch		F	7		3		3
<i>C. tumida</i> (Bréb.) Van Heurck		F	3				2
<i>Diatoma mesodon</i> (Ehr.) Kütz.		F	1		1	1	
<i>D. tenuis</i> Agardh		F			1		
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.		F					1
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehr.) Mills		F	2		1		
<i>E. implicata</i> Nörpel et. Lange-Bertalot		F	1				
<i>E. paludosa</i> Grun.		F		1			
<i>E. praerupta</i> Ehr.		F			2		
<i>E. sp.</i>		F	1				
<i>Fragilaria arcus</i> var. <i>recta</i> Cleve		F	7		5	2	3
<i>F. capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> Kütz.		F	6	4	11	1	5
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.		F	2		1		
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.		F	4				
<i>F. pinnata</i> Ehr.		F		3	4	2	2
<i>F. tenera</i> (W. Smith) Lange-Bertalot		F			13		18
<i>Frustulia rhomboides</i> var. <i>aracsinervia</i> (Bréb.) Ross		F	3				
<i>F. vulgaris</i> Thwaites		F					1
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kütz.) Rabh.		F					2
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.		F	4	1	1		1
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) W. Smith		B-F			2		
<i>Meridion circulare</i> (Graville) Agardh		F		1			2
<i>Navicula clementioides</i> Hust.		F	1				
<i>N. contenta</i> Grun.		F	3		1		
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.		F	11				1
<i>N. detenta</i> Hust.		F			1		
<i>N. digitoradiata</i> (Greg.) Ralfs		F			3		
<i>N. elginensis</i> (Greg.) Ralfs		F		1			
<i>N. mutica</i> Kütz.		B-F			2		
<i>N. pupula</i> Kütz.		F			1		
<i>N. riparia</i> Hust.		F					5
<i>N. stankovitchii</i> Hust.		F			3		
<i>N. striolata</i> (Grun.) Lange-Bertalot		F		5			
<i>N. tuscula</i> Ehr.		F				1	3
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehr.) Kramer		F	1				
<i>N. dubium</i> (Ehr.) Cleve		F			1		
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.		F				1	
<i>N. clausii</i> Hantzsch		B-F					1
<i>N. inconspicua</i> Grun.		F					1
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.		F	5		1		
<i>P. gibba</i> Ehr.		F					1
<i>P. subcapitata</i> (Ehr.) Greg.		F			3		
<i>P. subrostrata</i> (A. Cleve) Cleve-Euler		F	3				
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (C. Agardh) Lange-Bertalot		B-F				1	
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.		F	1				
<i>Surirella minuta</i> Bréb.		B-F	1		1		
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehr.		F	2	2	4		2
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.		F	2				
<i>Tetracyclus rupestris</i> (Braun) Grun.		F				1	
Total valves counted			100	100	100	100	100
(×5) M			0	0	0	0	0
(×4) M-B			0	0	0	0	0
(×3) B			0	0	0	0	0
(×2) B-F			1	0	5	1	1
(×1) F			99	100	95	99	99
Total			100	100	100	100	100
Index (mean value)			1.01	1.00	1.05	1.01	1.01

剥する (Fig. 4). 一方, 本露頭最下部の中～粗砂から縞状堆積物までには削剥現象は認められない。

珪藻分析用の試料は縞状堆積物から採取し, 下位より D5～D10 (5 試料) である (Fig. 3). プレパラートの作成や珪藻の同定・解析の方法は嵯峨山ほか (2010) とほぼ同様で, 鑑定は 1,000 倍の生物用光学顕微鏡で 1 試料につき 100 個体を目途に行い, 海水と淡水の割合の目安となる塩分指数 (嵯峨山, 2018) を求めた。

花粉分析用の試料は粘土と泥炭から採取し, 下位より P2～P14 の 5 試料である (Fig. 3). 処理と鑑定方法は以下の通りである (星野, 1990, 1994). 約 2 cc の試料に 10 % KOH を注ぎ 1 昼夜ほど放置後, 分散させ

105 μm ほどの網を通し放置する。傾斜法で上澄みの除去を続け, 花粉より小さい粒子を取り除いた試料に希釈した塩酸を加え石灰質微粒子を溶かした。更に, 茶わんの底に沈んだ珪酸分を取り除き, アセトリシス処理に続き塩化亜鉛過飽和溶液で花粉を浮かせ超音波発振器で分散を促進した後, グリセリンゼリーでスライドガラス上に封入した。同定は 1,000 倍の生物用光学顕微鏡で行い, 花粉や胞子を 100 個になるまで数え, 植物進化の順 (米倉, 2012) に従って記録した。

珪藻および花粉の分析結果

産出した珪藻殻はほとんどが淡水生種で, わずかに

Table 2 Pollen fossils yielded from the late Pleistocene sediments.

Sample number	<i>Sphagnum</i>	LYCOPODIACEA	Trilete spore	Monotreme spore	<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i> (Hap.)	<i>Tsuga</i>	CYPERACEAE	POACEAE	RANUNCULACEAE	<i>Thalictrum</i>	<i>Sanguisorba</i>	<i>Fagus crenata</i>	<i>Myrica gale</i>	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	CARYOPHYLLACEAE	ERICACEAE	ASTERACEAE	<i>Artemisia</i>	<i>Cirsium</i>	APIACEAE	Total count number	Pollen zone
P14	1	4	4	18	1	48	7			3		1		1	1	2	7	1	1					100	A
P9				2	7	86			1							3	1							100	A
P6	1	2		1	4	29			35	2		2				4	15				1	2	2	100	B
P4				2	6	48	2		8	1	1	7				2	4			7	2	10		100	C
P2		2		1	4	29	2	1	35	3	2		7			3	3			4	4			100	C

Order of plant name was by Yonekura (2012)

汽～淡水生種が認められる。D5では浮遊性淡水生種の *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz. が全体の38%を占め、次に付着性淡水生種の *Fragilaria tenera* (W. Smith) Lange-Beltalot が18%で多産し、D6では *Cyclotella comta* が90%を占め、いずれも付着性淡水生種の *Fragilaria pinnata* Ehr. や *Nitzschia amphibia* Grun. などがわずかに随伴する。D7では *C. comta* は16%と少なく、浮遊性淡水生種の *Aulacoseira ambigua* が14%、*Fragilaria tenera* が13%を占め、D8では *C. comta* は80%、いずれも付着性淡水生種の *Navicula striolata* (Grun.) Lange-Beltalot と *Fragilaria capcina* var. *vaucheriae* (Kütz.) Lange-Beltalot が随伴する。D10では *C. comta* は15%、いずれも付着性淡水生種の *Achnanthes lanceolata* Bréb. や *Navicula cryptocephala* Kütz. がそれぞれ11%を占める。5試料の塩分指数(嵯峨山, 2018)は淡水環境を示す1.00～1.05である (Table 1)。

花粉分析の結果は以下の通りである。P2ではCYPERACEA (カヤツリグサ科) が35個体、*Picea* (トウヒ属) が29個体と優勢で、P4では *Picea* が48個体と多産する。P6ではCYPERACEAが35個体、*Picea* が29個体、*Betula* (カバノキ属) が15個体である。P9では *Picea* が86個体で、P14では *Picea* が48個体と多産する。花粉帯は下位よりA、BおよびCの3帯が設定でき、A帯は *Picea* が多く、CYPERACEA や *Thalictrum* (カラマツソウ属)、*Cirsium* (アザミ属) が注目される。B帯はCYPERACEA、*Picea* と *Betula* が多く、C帯の下部で *Picea* が86%となる。上部で羊歯植物であるLYCOPODIACEA、Trilete spore および Monotreme spore の増加が認められる (Table 2)。

考察

地質露頭では、最上位の凝灰質砂礫が下位の縞状堆積物を削剥していることから両者は不整合の関係にあり、

同凝灰質砂礫は土居・長谷川 (1956) の低位段丘堆積物または石田ほか (1991) 俱知安盆地堆積物に相当すると考える。一方、縞状堆積物以下の地層は整合状態で堆積しており、5万分の地質図幅「俱知安」の地層分布から、低位段丘堆積物や俱知安盆地堆積物より一つ古い真狩別層と推定される。羊蹄山麓グループ (1958) は真狩別層下部付近に縞模様粘土層が存在すると述べている。また、藤原 (1964, 1976) は珪藻土の胚胎層準は真狩別層下部としており、上記の推定はこれらの見解と調和する。

5試料から産した珪藻はほとんどが淡水生種で、多産した *C. comta* は安藤 (1990) では湖沼浮遊生群の標徴種に、千葉・澤井 (2014) では湖沼浮遊性群集の標徴種Aに分類されており、縞状堆積物の堆積環境は流れの弱い湖沼域 (古俱知安湖) であったと推定される。一方、花粉分析ではコナラ亜属が産出しないことから現在の俱知安より冷涼な気候が推定され、例えば中山峠にみられる針葉樹が生育する環境が想定される。

柏原ほか (1976) は羊蹄山起源の下位よりYo.Ps-3～Yo.Ps-1の3枚の軽石・スコリア層を報告している。降下年代はYo.Ps-3とYo.Ps-2は約25,000～30,000年前、Yo.Ps-1は約15,000年前で、最大層厚はYo.Ps-3が178 cm、Yo.Ps-2が45 cm、Yo.Ps-1が159 cmと述べている。今回調査した露頭は羊蹄山火口から約7 km北西方と非常に近く、下部付近に挟在するスコリアは羊蹄山起源の可能性が高い。今後の火山灰分析や放射性炭素年代測定などにより対比の可否を明らかにする必要である。

要約

1) 羊蹄山の北域に広がる俱知安町周辺には、かつて湖 (古俱知安湖) が存在していたとされ、その時代や広がりなどを検証するために後期更新世の地層 (真狩別層) について珪藻と花粉の分析を行った。2) 珪藻分析

では浮遊性淡水生種が多産することから湖沼性の堆積環境が、花粉分析では現在よりも現在より冷涼な環境がそれぞれ推定された。3) 今後、火山灰分析や放射性炭素年代測定などにより真狩別層の地質年代を明らかにする必要がある。

謝 辞

岡村 聡氏（北海道土質試験協同組合，北海道教育大学名誉教授）および小田桐 亮氏（倶知安風土館）からは文献を提供していただいた。査読は君波和雄氏（山口大学名誉教授）により行われ、本論を改善することができた。珪藻分析は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の施設と装置を使用し行った。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 安藤一男，1990，淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用。東北地理，**42**，73-88。
- 千葉 崇・澤井祐紀，2014，環境指標種群の再検討と更新。Diatom（日本珪藻学会誌），**30**，17-30。
- 土居繁雄・長谷川 潔，1956，5万分の1地質図幅「倶知安」及び同説明書。札幌 - 第28号，北海道開発庁，47 p。
- 藤原哲夫，1964，留寿都村泉川付近の珪藻土。地下資源調査所報告，32，79-80。
- 藤原哲夫，1976，北海道における珪藻土資源。地下資源調査所報告，48，123-127。
- 星野フサ，1990，花粉化石は何個数えればよいか？春日井昭教授退官記念論文集，93-96。
- 星野フサ，1994，わく法による現存植生と表層堆積花粉の関連性について一石狩平野西部月ヶ湖南西岸の場合一日本花粉学会会誌，**40**，25-37。
- 石田正夫・三村弘二・広島俊夫，1991，20万分の1地質図「岩内」。地質調査所，NK-54-19・20。
- 柏原 信・広瀬保志・香川正人・菅 恵一・春日井 昭・山岸一夫，1976，羊蹄火山のテフラー降下軽石・スコリア堆積物とその14C年代について一。第四紀研究，**15**，75-86。
- 河島千尋・素木洋一，1941a，本邦産珪藻土及び其工業的應用に關する基礎的研究（第4報）；本邦に於ける珪藻土鑛床の地理的分布，産出状況及び珪藻殻の顕微鏡觀察に就いて（1）。大日本窯業協會雑誌，**49**，209-222。
- 河島千尋・素木洋一，1941b，本邦産珪藻土及び其工業的應用に關する基礎的研究（第6報）；各地珪藻土鑛床（樺太及び北海道地方）の現地調査に就いて（1）。大日本窯業協會雑誌，**49**，350-358。
- 広報くっちゃん，2014，大昔の倶知安。平成26年6月号，19。
- 前田寿嗣，2012，行ってみよう！道央の地形と地質。北海道新聞社，147 p。
- 長尾 巧・佐々保雄，1933，北海道西南部の新生代層と最近の地史（1）。地質雑，**40**，555-577。
- 中川光弘・星住りべか，2010，羊蹄火山。日本地方地質誌1「北海道地方」，朝倉書店，302-303。
- 小元久仁夫，1971，留寿都層の堆積年代と倶知安湖盆の消失。東北地理，**23**，165。
- 嵯峨山 積，2018，汽水湖の塩分濃度と湖底堆積物の珪藻遺骸群集から求めた塩分指数の関係。Diatom（日本珪藻学会誌），**34**，1-7。
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則，2010，北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境。地質雑，**116**，13-26。
- 東宮明彦・宮城磯治，2020，洞爺噴火の年代値。火山，**65**，13-18。
- 矢吹敏男，2016，倶知安二万年史一増補改訂版一。倶知安郷土研究会・倶知安風土館，44 p。
- 米倉浩司，2012，日本維管束植物目録。邑田 仁監修，北隆館，384p。
- 羊蹄山麓グループ，1958，倶知安盆地のおいたち。郷土の科学，**19**，13-15。

Abstract

It has been suggested that the Paleo-Lake Kutchan spread in the Kutchan area at the late Pleistocene. In order to investigate the detail geologic time and areas of lake deposits, diatom and pollen analyses of geologic samples picked from the late Pleistocene sediments, which outcrops to the south of the Kutchan downtown, were carried out. Diatom analysis yielded a lot of planktonic freshwater species reconfirmed the existence of the Paleo-Lake Kutchan. Results of pollen analysis show some lower temperature compared with present day. The lake deposits may be assigned to the Makkaribetsu Formation, although further dating studies are necessary to confirm the surmise.

<論 説>

北海道札幌市北区の上部更新統～完新統ボーリング層序；札幌扇状地 堆積物の基底年代と MIS 5a の海面高

嵯峨山 積^{1) 2)}・井島 行夫³⁾・岡村 聡^{1) 4) 5)}・阪田 義隆⁶⁾

Stratigraphy of the upper Pleistocene to Holocene boring in the Kita Ward,
Sapporo, Japan; Geologic time of the Sapporo fan deposits, and sea level of
the MIS 5a

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, *Yukio Izima*³⁾, *Satoshi Okamura*^{1) 4) 5)}
and *Yoshitaka Sakata*⁶⁾

2020年6月8日受付

2020年8月1日受理

1) 北海道総合地質学研究センター 〒069-0834 江別市文京台東
町18番地の12 嵯峨山気付

Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama,
Ebetsu 069-0834, Japan

2) 酪農学園大学 〒069-8501 江別市文京台緑町582番地
Rakuno Gakuen University, Ebetsu 069-8510, Japan

3) 〒061-1132 北広島市北進町3丁目4番地10
Hokushin 3-4, Kitahiroshima 061-1132, Japan

4) 北海道土質試験協同組合 〒003-0831 札幌市白石区北郷1条8
丁目
Hokkaido Soil Research Co-operation, Sapporo 003-0831,
Japan

5) 北海道教育大学 〒002-8502 札幌市北区あいの里5条3丁目
Hokkaido University of Education, Sapporo 002-8502,
Japan

6) 北海道大学大学院工学研究院 〒060-8628 札幌市北区北13条
西8丁目
Faculty of Engineering, Hokkaido University, Sapporo 060-
8628, Japan

Corresponding author: T. Sagayama, tsaga@hrcg.jp

Keywords: stratigraphy, upper Pleistocene to Holocene,
boring, Sapporo fan deposits, sea level, MIS 5a

はじめに

石狩湾沿岸から苫小牧沿岸に至る石狩低地帯（長尾，1941）の北部に位置する石狩平野（狭義）は，扇状地や氾濫原，後背湿地，砂丘などが広がり，地下には氷河性海水準変動の影響を受け堆積した上部更新統～完新統が分布する．同平野には多くの都市が存在し，同層の層序や分布の解明は地震防災や地下空間利用，地下水資源開発などにとって重要な課題である．石狩平野の地下地質の層序や堆積環境などは徐々に解明されつつあるものの，地層区分や地質年代が明瞭なボーリングは今なお少

要旨

札幌市北区で長さ44.00 mのN 8・1コア（後期更新世～完新世堆積物）が採取され，同堆積物の層序や堆積環境の解明のために火山灰分析と珪藻分析を行った．火山灰分析で深度43.58 m前後で約10.6万年前降灰の洞爺火山灰（Toya）を，深度19.42 m前後で約4.1万年前噴出の支笏軽石流堆積物（Spfl）の挟在層準を認定し，珪藻分析で深度24.35 m前後のシルトの堆積環境は淡水域であったことを明らかにした．札幌扇状地堆積物の堆積開始は後期更新世のMIS 5e，またはそれ以前と考えられる．N 8・1と北大地盤観測井（HU），地質研究所井（GSH）に挟在する泥質物の堆積環境から，MIS 5aの最高海面は標高-13 m前後と推定した．

なく，更なる研究が必要とされている．

2011年に札幌市北区で建築物の基礎調査用ボーリングが行われ，掘削位置は北8条西1丁目であることから，名称をN 8・1ボーリングとし以下に述べる．得られたコアは主に砂礫からなる扇状地堆積物で，同堆積物の層序と堆積環境を明らかにするために，火山灰と珪藻の分析を行った．その結果，約106 ka降灰（東宮・宮城，2020）の洞爺火山灰（以下，Toyaと称す）と約41 ka噴出（許ほか，2001）の支笏軽石流堆積物（Katsui，1963：Spfl）の挟在層準と淡水生珪藻の産出を確認し，更に扇状地堆積物基底の地質年代やMIS 5a期の最高海

面高を検討した。なお、札幌扇状地は豊平川扇状地とも称される（例えば山口ほか，1964；大丸，1989 など）が、本文では同扇状地の最初の研究である小山内ほか（1956）に従い前者を用いることとし、同扇状地を形成する堆積物を札幌扇状地堆積物とした。

主な研究

石狩平野地下の上部更新統～完新統の層序検討は小山内ほか（1956）による5万分の1地質図幅調査が最初で、その後、山口ほか（1964，1965）が水理地質学の立場から帯水層区分を行い、湊ほか（1968）はSpflより上位の地層を軟弱地盤地質系統として区分している。更に、大島（1974）の沖積層区分や基底深度の研究、五十嵐・熊野（1974）の札幌市手稲中継ポンプ場と荻戸中継ポンプ場の沖積層についての花粉分析、松下（1979）の石狩海岸部の埋没地形や上部更新統～完新統層序解析、赤松・松下（1984）の貝化石群集や放射性炭素年代（¹⁴C年代）測定値による第四系の層序区分、五十嵐ほか（1989）の札幌市新琴似でのToyaの挟在を公表している。大丸（1989）は完新世における豊平川扇状地と氾濫原低地の形成過程を解明し、高木ほか（1990）は札幌市東区栄町のボーリングコア中の貝化石群集から地史を検討している。佐藤ほか（2001）は新篠津村武田地区での沖積層ボーリングコアについて解析し、川上ほか（2012d）により再整理され、廣瀬ほか（2011）は既存ボーリング資料を用いて沖積層基底礫層の上限標高を示している。嵯峨山ほか（2007）は

北大地盤観測井（以下，HU）の層序を検討し、北川ほか（1985）は同コアの標高-139～-123 mに逆帯磁期が認められ、その中の標高-137～-136 mに存在する正帯磁期はJaramillo事件に相当するとしている。嵯峨山ほか（2010）の珪藻分析による沖積層の広域的検討や、川上ほか（2012a, b, c）の堆積学的観点からの沖積層の層序解明がなされている。また、沖積層の特徴的な2層準の検討（嵯峨山ほか，2013）や地質研究所観測井（以下，GSH）の層序検討とHU孔の層序対比（嵯峨山ほか，2014）、札幌市東区のSL-2（佐藤ほか 2014；嵯峨山ほか 2018）の検討、4本のボーリングの珪藻群集による堆積環境対比（嵯峨山ほか，2015）、野幌丘陵と近隣低地の中～上部更新統の層序検討（嵯峨山ほか，2016）、沖積層の基底とMIS 5e 堆積面の研究（嵯峨山ほか，2017）などが行われている。

地形・地質とボーリング概要

札幌市の北半分を含む石狩低地は石狩平野の石狩湾臨海部に位置し、地形は扇状地と氾濫原・後背湿地に大きく区分される。扇状地は西方の山地に沿って南より札幌扇状地、円山扇状地、琴似扇状地、発寒扇状地および星置扇状地が発達する。豊平川により形成された札幌扇状地は、扇状地面の高さの違いにより平岸面（小山内ほか，1956）と札幌面（藤木，1974）に区分され、平岸面は札幌市南区真駒内付近の標高80～90 mを扇頂とし、札幌面はJR札幌駅北側の標高15 m付近まで広がる。氾濫原・後背湿地は札幌扇状地以北に広がり、礫や

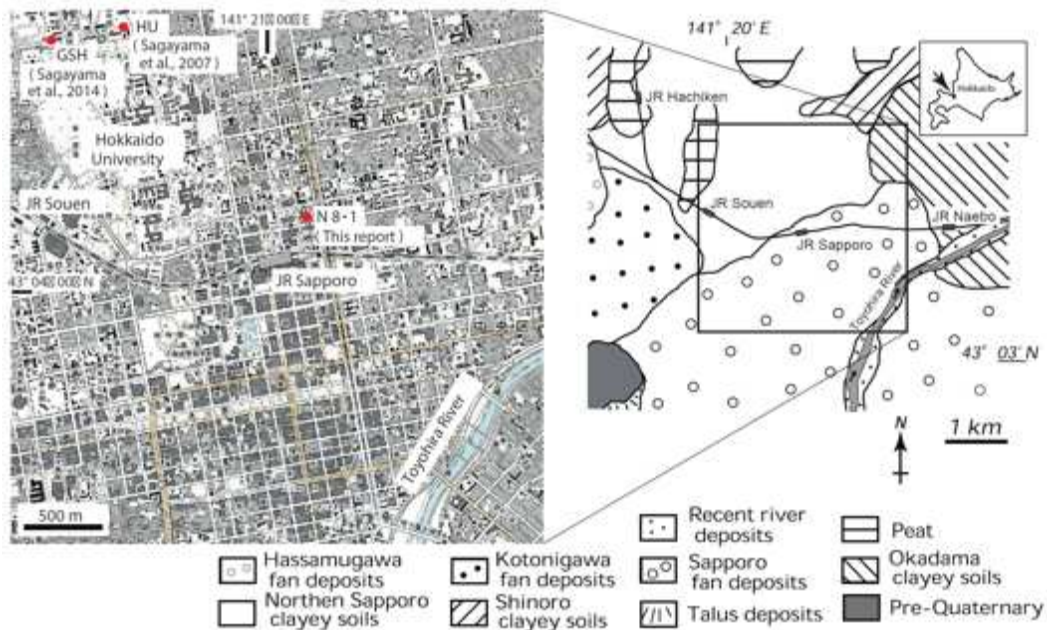


Fig. 1 Boring sites of N8・1, HU and GSH in Sapporo on topographic map of the Sapporo quadrangle (1 : 25,000-scale) of Geospatial Information Authority of Japan.

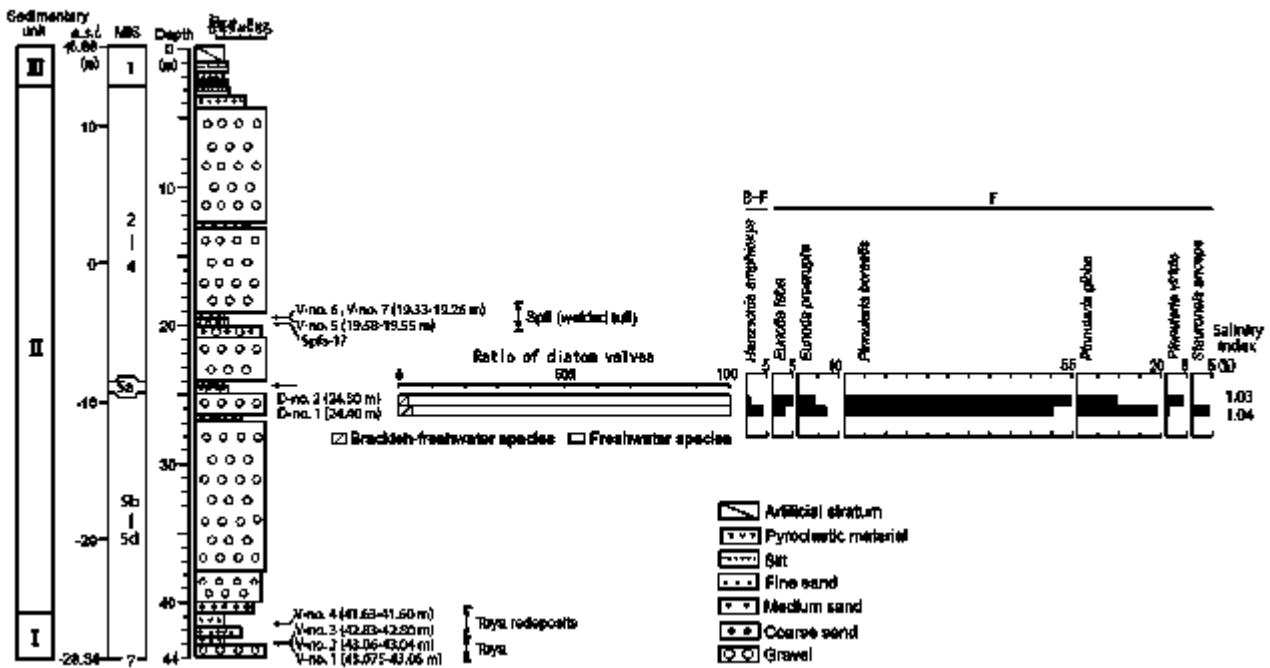


Fig. 2 Geologic column, sampling horizons, results of diatom analysis, salinity index obtained by diatom analysis and N values for N8-1 core. Toya: Toya volcanic ash, Spfl: Shikotsu Pumice Flow deposits, B-F: brackish to freshwater species, F: freshwater species.

砂，粘土からなる河川堆積物や泥炭などが分布する。

扇状地を形成する札幌扇状地堆積物は豊平川などにより供給された砂や礫，粘土などからなる。厚さは50 m前後で，深度25～30 mのシルト層を境に上下に区分され（北川，1990），上部は主に中礫以上の砂礫からなり，下部は砂礫層からなる。小山内ほか（1956）は，ほぼ同じ標高で広く分布する厚さ数mの泥炭層や泥炭質シルト層（山口ほか，1965）より上位の砂礫層を札幌扇状地堆積物としている。札幌扇状地堆積物の地質年代については，札幌市教育員会編（1989）は最終氷期から完新世のものとしている。大丸（1989）は更新世の扇状地礫層（平岸面堆積物）の下位にSpflより古い扇状地礫層が存在するとしている。また，大丸（2003）は，Spflより下位に連続性のよい埋没段丘面があり，本面は豊平川扇状地を示すものの，詳細な年代については不明としている。

N 8-1 ボーリングコアは，2011年3月に建物の支持基盤層確認のために深度44.50 m（標高-28.34 m）までの掘削により採取された。掘削位置はJR札幌駅より約325 m北東方の札幌市北区北8条西1丁目（北緯43° 04' 16.1"，東経141° 21' 11.7"）で（Fig. 1），札幌扇状地（札幌面）のほぼ末端部に位置し，地盤標高は15.66 mである。孔内地質は著者の一人（阪田）により記載され，以下にそれに基づいて述べる。砂礫が大半を占め，下部付近に火山灰が，中央部に火山灰とシルトがそれぞれ挟在し，最上部は砂や粘土からなり，層相に

基づき下位よりI～IIIのユニットに区分される。ユニットIは深度44.00～40.95 mで，深度44.00～43.07 mは粗砂と安山岩質な直径1 cm前後の細礫からなる。深度43.07～42.68 mは褐色の細粒火山灰～砂質火山灰で，深度43.075～43.06 m，同43.06～43.04 m，同42.83～42.80 mで火山灰分析用試料V-no. 1～V-no. 3を採取した。深度42.68～41.97 mは淘汰良好な暗褐色の火山灰質砂で，深度41.97～40.95 mは砂混じりな粗粒火山灰からなり，深度41.63～41.60 mで火山灰分析用試料V-no. 4を採取した。ユニットIIは深度40.95～2.70 mで，深度40.95～39.70 mは褐色で直径1 mm前後の粗砂からなり，全体的に火山灰質である。39.70～37.89 mは安山岩質な直径1 cm前後の細礫からなる。深度37.89～26.87 mは直径6 cm以下の安山岩質礫と中～粗砂を主体に，一部に粘土を含む。深度26.87～26.62 mは褐色の火山灰質砂で，深度26.62～25.05 mは安山岩質礫と中～粗砂からなり，深度25.05～24.48 mは厚さ数cm単位の火山灰質シルトと細砂の互層を呈する。深度24.48～24.13 mはやや砂混じりの塊状シルトで，深度24.40 mと同24.30 mで珪藻分析用試料D-no. 1とD-no. 2を採取した。深度24.13～20.22 mは安山岩質礫と中～粗砂からなり，部分的に粘土を挟む。深度20.22～19.73 mは火山灰質砂から火山灰質シルトへと上方細粒化し，深度19.73～19.60 mでは褐色で淘汰良好な火山灰が認められる。深度19.60～19.20 mは白色の火

山灰と直径数 cm の軽石や岩片からなり、硬く溶結している。火山灰分析用試料 V-no. 5 は深度 19.58 ~ 19.55 m で、同 V-no. 6 と V-no. 7 は深度 19.33 ~ 19.26 m で採取した。深度 19.20 ~ 13.01 m は安山岩質礫と中〜粗砂を主体に、部分的に火山灰や粘土が混入する。深度 13.01 ~ 12.67 m は淘汰良好な中砂からなり、上方粗粒化を呈する。深度 12.67 ~ 4.30 m は安山岩質礫と中〜粗砂からなり、部分的に火山灰や粘土が混じる。礫は直径 5 cm 以下で、垂角〜垂円状である。深度 4.30 ~ 2.70 m は細〜中砂からシルト質砂、シルトへと上方細粒化を呈し、細〜中砂は火山灰質で、シルト質砂には長さ数 mm の植物根が混入する。ユニット III は深度 2.70 ~ 0.00 m で、深度 2.70 ~ 1.15 m は下位より火山灰質なシルト質砂、粘性のあるシルト、厚さ数 cm の火山灰を挟むシルト質砂が累重する。最上部の深度 1.15 ~ 0.00 m は垂角礫やビニール片などが混入する人工層である (Fig. 2)。

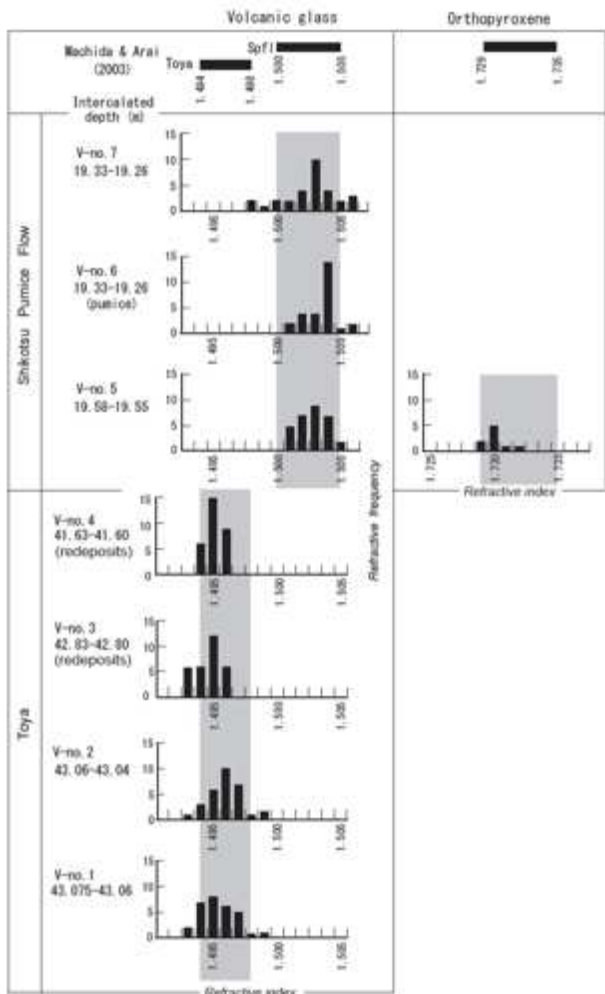


Fig. 3 Refractive index histograms of volcanic glass and orthopyroxene for Shikotsu Pumice Flow deposits (Spfl) and Toya volcanic ash fall (Toya) in N8-1 core.

Table 1 List of diatom fossils yielded from two geologic samples, D-no. 1 and D-no. 2, of N8-1 core.

Name of species / Geologic sample	Ecol.	D-no.1 D-no.2	
		24.4	24.3
<i>Cymbella naviculiformis</i> Auerswald	F	1	1
<i>C. silerisiaca</i> Bleisch	F	1	
<i>Eunotia faba</i> (Ehr.) Grun.	F	3	5
<i>E. glacialis</i> Maister	F		2
<i>E. praerupta</i> Ehr.	F	7	4
<i>E. spp.</i>	F		2
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	B-F	4	1
<i>Navicula contenta</i> Grun.	F	4	1
<i>N. mutica</i> Kütz.	B-F		2
<i>N. bisulcatum</i> (Lagenstedt) Cleve	F	1	
<i>Pinnularia aestuarii</i> Cleve	F	1	2
<i>P. borealis</i> Ehr.	F	50	54
<i>P. gibba</i> Ehr.	F	19	14
<i>P. lagenstedtii</i> (Cleve) Cleve-Euler	F	2	
<i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cleve	F	1	
<i>P. subcapitata</i> (Ehr.) Greg.	F		1
<i>P. sudetica</i> (Hilse) Peragallo	F		3
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.	F		3
<i>P. spp.</i>	F	2	4
<i>Stauroneis anceps</i> Ehr.	F	4	1
Total valves counted		100	100
	(x5) M	0	0
	(x4) M.B	0	0
	(x3) B	0	0
	(x2) B-F	4	3
	(x1) F	96	97
Total		100	100
Index (mean value)		1.04	1.03

M: Marine species, M.B: Marine to brackish species, B: Brackish species, B-F: Brackish to freshwater species, F: Freshwater species

分析方法

1. 火山灰分析

火山灰分析用試料の V-no. 1 (細粒火山灰) は深度 43.075 ~ 43.06 m, V-no. 2 (細粒火山灰) は深度 43.06 ~ 43.04 m, V-no. 3 (砂質火山灰) は深度 42.83 ~ 42.80 m, V-no. 4 (砂質火山灰) は深度 41.63 ~ 41.60 m, V-no. 5 (軽石質火山灰) は深度 19.58 ~ 19.55 m, V-no. 6 (軽石) と V-no. 7 (火山灰) は深度 19.33 ~ 19.26 m でそれぞれ採取された。これら 7 試料を水洗いした後、約 60 °C で乾燥し、粒径 0.125 ~ 0.063 mm の火山ガラス、斜方輝石および角閃石を選別して、温度変化型屈折率測定装置により 1 試料 30 個を基本に屈折率を測定した。本方法は横山ほか(1986)により実用化された温度変化型測定法の一つで、井島・春日井 (1980) や春日井ほか (1980) により改良されたものである。火山ガラスの形態は町田・新井 (2003) の分類によった。

2. 珪藻分析

珪藻分析用試料は深度 24.40 m (D-no. 1) と同 24.30 m (D-no. 2) で採取したシルトで、生物用顕微鏡の 1,000 倍で鑑定を行った。試料の処理やプレパラート作成、鑑定方法は嵯峨山ほか (2010) と同様である。算定数は 1 試料につき 100 殻で、群集組成から塩分指数 (嵯峨山ほか, 2010, 2014) を求めた。本指数は海生種や海〜汽水生種が多い場合には 5 に近くなり、当時

の塩分濃度が高かったと、淡水生種や汽～淡水生種が多い場合には1に近くなり、塩分濃度が低かったと推定される。

分析結果

1. 火山灰分析

V-no. 1 は火山ガラスが極めて豊富で、厚みのある形状をなし、町田・新井 (1992) の軽石型を示す。火山ガラス屈折率のレンジとモードは、それぞれ1.493-1.499 と1.494-1.497である。V-no. 2も同様に火山ガラスが極めて豊富で、厚みのある形状をなし、軽石型を示す。火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.493-1.499 と1.495-1.497である。V-no. 3も火山ガラスが極めて豊富で、厚みのある形状をなし、軽石型を示す。火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.493-1.496 と1.495である。V-no. 4も同じく火山ガラスが極めて豊富で、厚みのある形状をなし、軽石型が多く町田・新井 (1992) のバブル壁型がわずかに存在する。火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.494-1.49 s 6 と1.495である。V-no. 5は火山ガラスは豊富で、多くの軽石型とわずかなバブル壁型が存在し、有色鉱物は乏しい。火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.501-1.505 と1.502-1.504で、斜方輝石屈折率のレンジは1.729-1.732である。V-no. 6は同様に火山ガラスが豊富で、軽石型とバブル壁型のいずれもが認められる。火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.501-1.506 と1.504である。

V-no. 7も火山ガラスが豊富で、軽石型とバブル壁型が存在し、有色鉱物は極めて乏しく、火山ガラス屈折率のレンジとモードは1.498-1.506 と1.503である (Fig. 3)。

2. 珪藻分析

D-no. 1 (深度24.40 m) とD-no. 2 (深度24.30 m) ではいずれも淡水生種が95%以上を占め、わずかに汽～淡水生種である *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. や *Navicula mutica* Kütz. が産する。優勢種は付着性淡水生種の *Pinnularia borealis* Ehr. で、D-no. 1では50%、D-no. 2では54%を占める。その他、*Pinnularia gibba* Ehr. や *Eunotia praeurupta* Ehr. が随伴する (Table 1, Fig. 2)。千葉・澤井 (2014) によれば、*Hantzschia amphioxys* や *Navicula mutica*, *Pinnularia borealis* は陸生珪藻A群集に、*Pinnularia gibba* は湖沼湿地付着生種群に区分される。塩分指数はD-no. 1が1.04、D-no. 2が1.03で、いずれも淡水の区分に相当する。

考察

1. N8・1コアと札幌扇状地堆積物の地質年代

今回の火山灰分析の結果から、V-no. 1～V-no. 2の火山ガラスの屈折率がToyaの1.494-1.498 (町田・新井, 2003) にほぼ相当し、厚みのあるガラス形状や軽石型を示す点から、これらはToyaに対比可能と考える。V-no. 3～V-no. 4は、上記の2試料に比べ、屈折率レンジが異なることからToyaの再堆積の可能性はある。V-no. 5～V-no. 7の火山ガラスの屈折率はSpfl

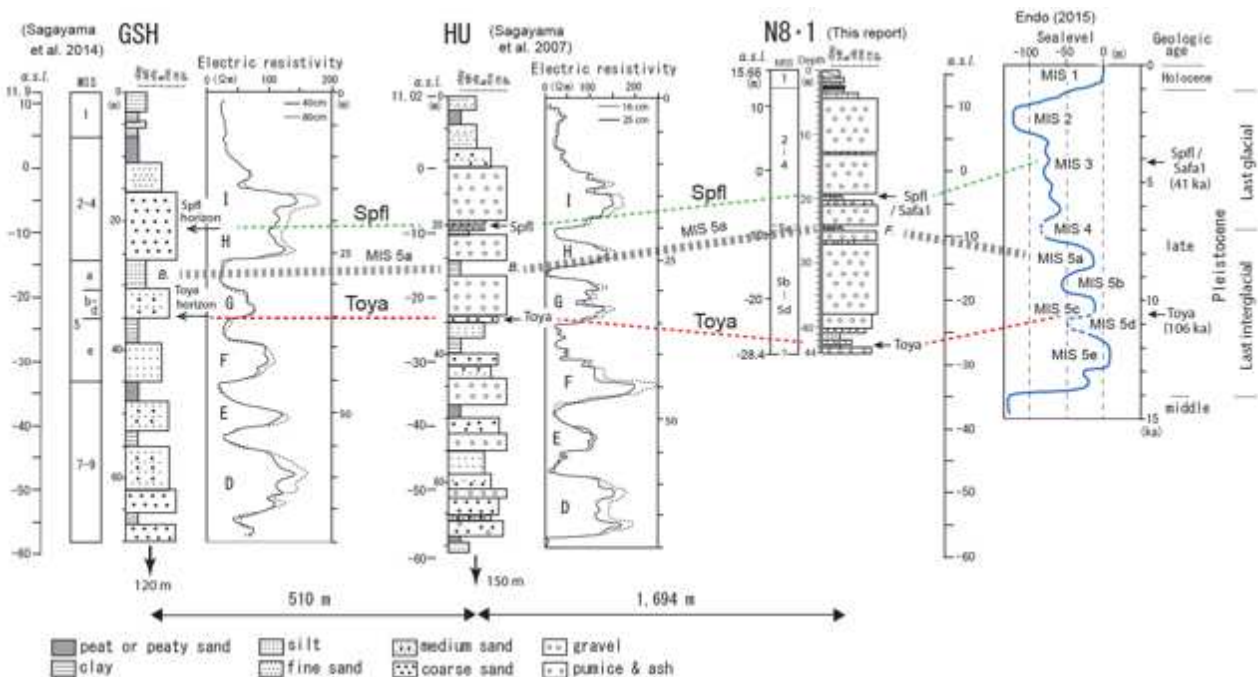


Fig. 4 Correlation of N8・1 core with two neighboring boring cores (HU and GSH), and sea level curve for the late Pleistocene to Holocene. The coring sites are shown in Fig. 1. Geologic columns of HU and GSH are after Sagayama (2007, 2014). Toya: Toya volcanic ash fall, Spfl: Shikotsu Pumice Flow deposits, Spfa 1: Shikotsu Pumice Fall deposits 1, B.: Brackish, F.: Freshwater.

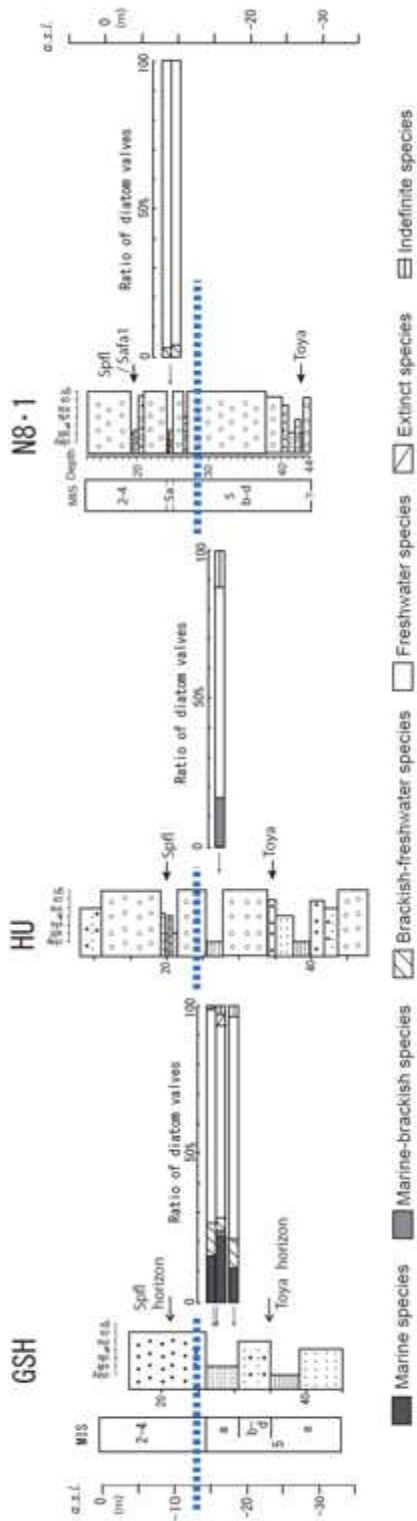


Fig. 5 Ratio of diatom valves of MIS 5a stage deposits in three boring cores, and the maximum sea level at that time. Blue broken line shows sea level in MIS 5a.

の 1.500-1.505 (町田・新井, 2003) にほぼ相当し, V-no. 5 の斜方輝石の屈折率も約 41 ka 噴出の Spfl の 1.729-1.735 (町田・新井, 2003) 以内に収まる. このため, これら 3 試料は Spfl に相当すると考えるものの, V-no. 7 の屈折率レンジは他の 2 試料に比べ低い部分 (1.498 - 1.499) が認められる. 以上から, N 8・1 コアは基底部に Toya を挟在する後期更新世～完新世の堆積物と考える.

D-no. 1 と D-no. 2 の産出珪藻種から, 深度 24.48 ~ 24.13 m の塊状シルトは沼沢湿地における堆積物と推定される.

以上から, N8・1 コアの地質年代は深度 44 ~ 25.05 m は下部に Toya が挟在することから MIS 5d ~ MIS 5b, 深度 25.05 ~ 24.13 m は次章で述べる根拠から MIS 5a, 深度 24.13 ~ 2.70 m は Spfl を挟在することから MIS 4 ~ MIS 2, 深度 2.70 ~ 0.00 m は MIS 1 と推定した (Fig. 2).

N 8・1 の層相記載では, 標高約 3 m に挟在する Spfl (厚さ 40 cm) は溶結しているとされている. 札幌市南区石山をはじめ様々な所で観察でき, Spfl の溶結部は非溶結部と累重している. 一方, N 8・1 コアでは非溶結部は認められないことから溶結部の礫の可能性もあり, 今後の検討が必要である. また, 溶結部の下位の火山灰 (深度 19.73 ~ 19.60 m) は淘汰良好であることから降下火山灰の可能性が考えられ, 今後の検討課題である.

次に, 札幌扇状地堆積物の地質時代について検討する. 小山内ほか (1956) は水井戸柱状図から札幌扇状地堆積物の厚さは最大で 60 ~ 70 m とし, 同堆積物の直下に泥炭層を確認している. 山口ほか (1965) は, 札幌扇状地堆積物の厚さを 50 m 前後とし, 同堆積物直下に泥炭や泥炭質シルトが存在することを認めている. 札幌扇状地堆積物と泥炭や泥炭質シルトの境界は札幌面の扇央部で深度 54 m 前後, 扇端部で深度 45 m 前後で, 標高はほぼ -30 m ~ -37 m である. N 8・1 コア掘削地点の約 1.7 km 北西方に位置する HU では標高 -38 m 前後に厚さ約 2 m の泥炭や泥炭質粘土が, 同じく GSH では標高 -35 m 前後に厚さ約 3 m の泥炭がそれぞれ挟在し, 上記の標高 -30 m ~ -37 m とほぼ同じ高度であることから, これらの泥炭や泥炭質シルト, 泥炭質粘土はほぼ水平に連続すると考える. HU では, 約 106 ka (MIS 5d) 降灰の Toya の標高は -22.98 m で, 上記の泥炭や泥炭質粘土は Toya より古く, 同堆積物基底の時代は MIS 5e またはそれ以前と思われる.

2. 既存井対比と MIS 5a 期の海面高

N 8・1 コア掘削地点の北西方の HU (嵯峨山ほか, 2007) と GSH (嵯峨山ほか, 2014) では礫を主体とする中～後期更新世堆積物が累重する. HU には Toya (106 ka) と Spfl (41 ka) の層準が確認されており, GSH では電気検層曲線に基づく HU との対比から, 両火山灰の層準は推定されている (嵯峨山ほか, 2014). これら 3 本のボーリングの地質対比を Fig. 4 に示す. N 8・1 の Toya 層準は標高約 -27.40 m で, HU の標高 -22.98 m に比べ約 4.4 m 低く, 原因としては扇状地における

微地形、または当時の豊平川の河川流路の可能性が考えられる。

札幌扇状地堆積物は深度 25 m 付近に細砂またはシルトの薄層を挟在し (山口ほか, 1965), これを境に上下に区分される (北川, 1990). N 8・1 においても深度 24.48 ~ 24.13 m (標高 - 7.88 ~ 7.53 m) に塊状シルトが, HU では深度 27 m (標高 - 15.98 m) 付近に厚さ 1.3 m の粘土がそれぞれ認められ, これらの泥質堆積物は Toya と Spfl の挟在層準のほぼ中央に位置することから同時代の堆積物で, 更に, GSH の深度 27 m (標高 - 15.10 m) 付近の粘土まで水平方向に追跡できる. 上記の 3 つのボーリングの泥質堆積物からは珪藻化石が産し, 今回明らかにした様に N 8・1 での堆積環境は淡水域を示唆する, 一方, HU の粘土からは海～汽水生種が 16 殻, 淡水生種が 71 殻で (嵯峨山ほか, 2007), GSH の粘土では海～汽水生種は 11 ~ 23 殻, 汽～淡水生種は 70 ~ 84 殻産し (嵯峨山ほか, 2014), いずれも低塩分濃度の汽水的環境を示す (嵯峨山ほか, 2007, 2014). すなわち, 当時の海水は HU や GSH まで達していたものの, N 8・1 までは到達しなかったと考える. 後期更新世～完新世海面変化曲線 (遠藤, 2015) によれば, 高海面期は最終間氷期の MIS 5e, MIS 5c, MIS 5a と, 完新世の MIS 1 で, Toya と Spfl の間に存在する上記の泥質堆積物は MIS 5c または MIS 5a に堆積したと推定できる. 同堆積物の時代が MIS 5c (105.6 ~ 93.6 ka; 五十嵐, 2009) の高頂期とすると, これと Spfl (41 ka) 間の約 6 万年間の堆積物の厚さは約 5 m のみであることから MIS 5c の可能性は低く, 同堆積物は MIS 5a のものと思われる.

N 8・1 コア中の MIS 5a の堆積物である塊状シルトの挟在標高は約 - 7.70 m で, 淡水の堆積環境を示し, 同じく HU や GSH の粘土層は約 - 15.50 m で, 汽水を示すことから, 当時の海面高は - 15.50 m と - 7.70 m の間に位置すると推定される. 更に, HU や GSH の粘土層から産した海生種や海～汽水生種の割合が小さいことから少量の海水が流入した低塩分濃度の堆積環境であることが読み取れる. このため, 粘土層堆積当時の海面は標高約 - 15.50 m より若干上位, すなわち標高 - 13 m 前後に存在していたと考える (Fig. 5). 町田 (2003) は, 海洋酸素同位体変動 (Shackleton, 1987) からは MIS 5c や 5a の最高海面高はともに標高 - 20 ~ - 25 m と見積られるものの, アイソスタシーやジオイド性ユースタシーの影響が無視できるバハマでの標高 - 15 ~ - 18 m (Richards et al., 1994) や, バルバドスの標高 - 13 ~ - 18 m (Gallup et al., 1994), ハイチの標高

- 13±2 m (Dodge et al., 1983) を考慮し, 「海成段丘アトラス」(小池・町田, 2001) ではいずれの期の最高海面高も標高 - 15 m としたと述べている. 本海面高は, 今回の推定した海面高とはわずか 2 m 差で, ほぼ一致すると考える. なお, 垂直地盤変動量については論じるための具体的資料がないことから考慮しておらず, 更なる検討データが必要と考える.

おわりに

石狩平野地下に分布する上部更新統～完新統の層序や堆積環境の研究にとって火山灰分析と珪藻分析は有用な解析手段で, 特に Toya と Spfl は地質時代を認定する鍵層となる. これに ¹⁴C 年代や古地磁気測定, 花粉分析などを加味することで飛躍的に研究精度は高くなると考える.

本論の要約は次の通りである. 1) 札幌市北区で長さ 44.00 m の N 8・1 コア (後期更新世～完新世堆積物) が採取され, 同堆積物の層序や堆積環境の解明のために火山灰分析と珪藻分析を行った. 2) 火山灰分析では深度 43.58 m 前後で約 10.6 万年前降灰の洞爺火山灰 (Toya) と深度 19.42 m 前後で約 4.1 万年前噴出の支笏軽石流堆積物 (Spfl) の挟在層準を認定し, 珪藻分析では深度 24.35 m 前後のシルトで淡水域環境を確認した. 3) 札幌扇状地堆積物の堆積開始は MIS 5e またはそれ以前と考えられる. 4) N 8・1 と隣接の北大地盤観測井 (HU), 地質研究所観測井 (GSH) との地層対比を行い, MIS 5a とした泥質堆積物の堆積環境を基に, 当時の最高海面は標高 - 13 m 前後と推定した.

謝辞

8・1 再開発組合からは N8・1 コアの研究と公表について許可していただき, 伊藤組土建の小野忠廣氏には仲介の労を取っていただいた. 査読は北海道総合地質学研究センターの会員の宮坂省吾氏 (株式会社アイピー) と岡 孝雄氏 (株式会社北海道技術コンサルタント) により行われ, 適切な指摘により本論を改善することができた. 火山灰分析は北海道教育大学札幌校の, 珪藻分析は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の施設と装置を利用して行った. 記して感謝申し上げます.

引用文献

- 赤松守雄・松下勝秀, 1984, 石狩西部地下における更新統の貝化石群と層序区分. 第四紀研究, **23**, 183-195.
- 千葉 崇・澤井祐紀, 2014, 環境指標種群の再検討と

- 更新. *Diatom* (日本珪藻学会誌), **30**, 17-30.
- 大丸裕武, 1989, 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫原の形成過程. *地理評*, **62**, 589-603.
- 大丸裕武, 2003, 豊平川扇状地. *日本の地形 2 北海道*, 東京大学出版会, 256-257.
- Dodge, R. E., Fairbanks, R. G., Benniger, L. K. and Maurrasede, F., 1983, Pleistocene sea level from raised coral reefs of Haiti. *Science*, **219**, 1423-1425.
- 遠藤邦彦, 2015, 日本の沖積層—未来と過去を結ぶ最新的地層—. *富山房インターナショナル*, 415p.
- 藤木忠美, 1974, 北海道主部における最終氷期の河川地形変動. *第四紀研究*, **12**, 211-221.
- Gallup, C. D., Edwards, R. I., and Johnson, R. G., 1994, The timing of high sea level over the past 200,000 years. *Science*, **263**, 796-800.
- 廣瀬 亘・川上源太郎・大津 直・木村克己, 2011, 地盤ボーリングデータベースを用いた石狩低地沖積層解析谷地形の解析. *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, HQR022-P01.
- 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令祐, 2001, 支笏火山噴出層年代の再検討. *地球科学*, **55**, 145-156.
- 五十嵐八枝子, 2009, 北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS 6 以降の花粉記録: 陸域資料との対比. *地質学雑誌*, **115**, 357-366.
- 五十嵐八枝子・熊野純男, 1974, 札幌市北方低地帯における沖積世の古気候変遷. *第四紀研究*, **13**, 48-53.
- 五十嵐八枝子・山田 治・松下勝秀, 1989, 札幌市北部新琴似町における埋没泥炭の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (171) —. *地球科学*, **43**, 186-188.
- 井島行夫・春日井 昭, 1980, 位相差偏光顕微鏡による斜方輝石, 角閃石および火山ガラスの屈折率の測定. *軽石学雑誌*, **6**, 83-86.
- 春日井 昭・藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫, 1980, 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ—斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究—. *地球科学*, **34**, 1-15.
- Katsui, Y., 1963, Evolution and magmatic history of some krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, **11**, 631-650.
- 川上源太郎・舟引彩子・嵯峨山 積・中島 礼・仁科健二・廣瀬 亘・大津 直・磯前陽介・木村克己, 2012a, 北海道石狩平野, 石狩市親船地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HIS-1) の層序学および堆積学的解析. *地調研究報告*, 63, 129-146.
- 川上源太郎・小松原純子・嵯峨山 積・仁科健二・木村克己・廣瀬 亘・大津 直, 2012b, 北海道当別町川下地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTB-1, GS-HTB-2) の層序学および堆積学的解析. *地質雑誌*, **118**, 191-206.
- 川上源太郎・嵯峨山 積・仁科健二・中島 礼・廣瀬 亘・大津 直・木村克己, 2012c, 北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTF-1) の層序学および堆積学的解析. *地調研究報告*, 63, 21-34.
- 川上源太郎・佐藤博文・石井正之・秋葉文雄・大津 直・田近 淳, 2012d, 北海道新篠津村武田地区で掘削された沖積層ボーリングコアの層序・珪藻化石および ^{14}C 年代. *北海道地質研究所報告*, 84, 69-78.
- 北川芳男, 1990, 札幌周辺地域. *日本の地質 1 北海道地方*, 共立出版, 134-136.
- 北川芳男・赤松守雄・松下勝秀・五十嵐八枝子, 1985, 石狩低地帯の第四系 (1) —中・下部更新統について—. *北海道開拓記念館研究年報*, 13, 1-10.
- 小池一之・町田 洋編著, 2001, 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105p.
- 町田 洋, 2003, 海面変化史. *第四紀学*, 朝倉書店, 147-152.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史, 1987, 北日本を広くおおむね洞爺火山灰. *第四紀研究*, **26**, 129-145.
- 松下勝秀, 1979, 石狩海岸平野における埋没地形と上部更新統—完新統について—. *第四紀研究*, **18**, 69-78.
- 湊 正雄・藤原嘉樹・熊野純男, 1968, 札幌市周辺の地盤について. *北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究*, 4, 9-26.
- 長尾 巧, 1941, 札幌—苫小牧低地帯 (石狩低地帯). *矢部教授還暦記念論文集*, 2, 677-694.
- 大島和雄, 1974, 釧路平原の沖積世地盤変動について. 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, Part 1, 研究代表者: 酒井良男, 昭和48年度文部省科学研究費自然災害特別研究 (1) 802029, 1-9.

- 小山内 熙・杉本良也・北川芳男, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「札幌」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 64p.
- Richards, D. A., Smart, P. L. and Edwards, R. L., 1994, Maximum sea levels for the last glacial period from U-series ages of submerged speleothems. *Nature*, **367**, 357-360.
- 嵯峨山 積, 2018, 汽水湖の塩分濃度と湖底堆積物の珪藻遺骸群集から求めた塩分指数の関係. *Diatom* (日本珪藻学会誌), **34**, 1-7.
- 嵯峨山 積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡・山田悟郎・外崎徳二, 2013, 北海道石狩平野の沖積層層序と特徴的な 2 層準の対比. 北海道地質研究所報告, 85, 1-11.
- 嵯峨山 積・五十嵐八枝子・近藤 務・鎌田耕太郎・吉田充夫・地徳 力・外崎徳二・工藤千春・岡村 聡・加藤 誠, 2007, 札幌市街域における 150 m 掘削コアの第四系層序. *地質雑*, **113**, 391-405.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡, 2014, 北海道札幌市北区の地質研究所観測井の地質層序. 北海道地質研究所報告, 86, 37-45.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田吾郎, 2016, 北海道野幌丘陵と近隣低地の中～上部更新統ボーリングコアの層序. *地球科学*, **70**, 5-19.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田吾郎・宿田浩司・赤松周平, 2017, 北海道石狩平野の沖積層の基底と MIS5e 期の堆積面. *地球科学*, **71**, 43-61.
- 嵯峨山 積・川上源太郎・仁科健二・大津 直・廣瀬 亘・木村克己, 2015, 北海道石狩平野における沖積層ボーリングコアの珪藻群集. 北海道地質研究所報告, 87, 21-81.
- 嵯峨山 積・佐藤 明・井島行夫・岡村 聡, 2018, 北海道札幌市東区のボーリングコアにおける上部更新統～完新統の堆積環境と層序. *総合地質*, **2**, 1-11.
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則, 2010, 北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境. *地質雑*, **116**, 13-26.
- 札幌市教育委員会編, 1989, 札幌の自然. 新札幌市史第 1 巻, 通史 1, 3-122.
- 佐藤 明・嵯峨山 積・岡村 聡・井島行夫・橋本綾佳, 2014, 札幌市東区で掘削したボーリングコアから読む堆積環境 - pH・電気伝導度測定と珪藻分析 -. 日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会平成 26 年度研究発表会講演予稿集, 34, 7-8.
- 佐藤博文・石井正之・大津 直・田近 淳, 2001, 石狩低地帯, 新篠津村の沖積層一層序・年代・堆積環境 -. 日本応用地質学会北海道支部, 平成 13 年度研究発表会講演予稿集, 21, 9-12.
- Shackleton, N. J., 1987, Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quatern. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- 下川和夫, 1996, 札幌の扇状地. さっぽろ文庫 77, 地形と地質, 札幌市教育委員会編, 40-49.
- 高木俊男・赤松守雄・高橋輝明, 1990, 北部石狩低地帯の完新世自然貝殻層と古環境. 北海道開拓記念館研究年報, 18, 1-17.
- 東宮明彦・宮城磯治, 2020, 洞爺噴火の年代値. *火山*, **65**, 13-18.
- 山口久之助・小原常弘・早川福利・佐藤 巖・二間瀬 洌・横山英二・小山内 熙・松下勝秀・国府谷盛明, 1964, 北海道水理地質図幅説明書, 8, 札幌, 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 山口久之助・小山内 熙・佐藤 巖・二間瀬 洌・小原常弘・早川福利・横山英二, 1965, 札幌周辺の地盤と地下水. 北海道水理地質図幅説明書, 8, 札幌別冊, 北海道立地下資源調査所, 72p.
- 横山卓雄・壇原 徹・山下 透, 1986, 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究, **25**, 21-30.

Abstract

In order to elucidate stratigraphy and sedimentary environments of the Pleistocene and Holocene in the Ishikari Lowland, we carried out analyses of volcanic ash and diatom for a boring core (N8・1) of 44 meters long obtained from the Kita Ward, Sapporo, central Hokkaido. Results of volcanic ash analysis show the geologic horizons of following two late Pleistocene ash layers: the Shikotsu Pumice Flow deposits (Spfl) of ca 41 ka in ca 19.42 m depth and the Toya volcanic ash (Toya) of ca 106 ka in ca 43.58 m depth. Diatom analysis indicates that silt bed in ca 24.35 m depth of the core deposited in fresh water environments. Meanwhile the analysis of clay beds, being correlated with the silt bed in neighboring two cores, HU and GSH, shows sedimentary environments brackish. It is inferred that geologic age of those muddy beds is MIS 5a by two ash layers, Spfl and Toya, and maximum sea level of MIS 5a stage was ca 13 m below the present sea level.

<報告・資料>

インド・デカン高原をたずねて - 2020年3月インド訪問報告 - 山岸宏光¹⁾

Visiting Deccan Trap -Report of travelling in India in March, 2020

*Hiromitsu Yamagishi*¹⁾

2020年6月29日受付

2020年7月23日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology (HRCG)

要旨

2020年3月初旬に、インド西部のムンバイの近くのプネ大学から招聘され、同大学の概要を視察したことで、広大なデカン高原玄武岩の地質の概要を見ることができた。報告では、その景観、溶岩・岩脈、火山砕屑岩の産状やそれに関わる地すべり・崩落、岩石に彫られた仏教遺跡、溶岩の空隙に発達する貴重な鉱物などを紹介する。

まえがき

2020年2月29日から3月10日まで、インド西部のムンバイ近くのプネ大学と付近のデカン高原玄武岩の地質見学に参加した。当初は、同じ日程で、インドの首都デリー市で開催予定の第36回万国地質学会議(36th International Geological Congress)に参加し、講演もする予定であったが、直前になって、この会議が新型コロナウイルス蔓延のため、延期になった。そこで、当初から訪問予定になっていた、数年前からコンタクトがあり、友人研究者のプネ大学の Duraiswami 博士や愛媛大学時代の弟子の和田壮平君(マンゴアのビジネスでインドに滞在)からの連絡で、同大学で招聘するからぜひ来てほしいとのことだったので、急遽予定は変更して、世話になることにした。

プネ大学の概要と講演

この大学のホームページ (<http://www.unipune.ac.in/>)によると、この大学は1848年の創立で、インド西部のマハラジャ州プネ市にあって、最近では Savitribai Phule Pune University と名称が変わった公立の高等教育機関である(図1)。周辺の学部教育もリードしているが、主に大学院生を教育している。当然、海外からの留学生も多く受け入れている。このキャンパスには、法学部から動物学部まである総合大学で、20以上の department (学科)があり、地質学科もその一つである(図2)。日本と異なり、これらの学部は、そ



図1 プネ大学の本部(イギリス統治時代に建てられ、大学の記念式典などにも使われている。この石材は、近くで採掘されたデカン玄武岩溶岩(写真真ん中は Duraiswami 博士、その右が博士課程在学中の Monteiro さん)。

Fig. 1 The headquarter building of the Pune University. This building is also used for the ceremony and was formed of mostly Deccan Basalt.



図2 地質学科の建物(右手3階建て、近く沸石博物館も建てられる予定という)。

Fig.2 The building of the Geology of Department (right hand side). Zeolite Museum will be built by this department soon.

れぞれ独立したビルを有している。

インド全体では7番目、世界では605番目の公立大学で、学生数は7000人以上、日本でいう大学院大学で学部生はいない。学長は州知事で、大学の実質的トップは副学長 Prof. (Dr.) Karmalkar 博士で、オフィオライトを研究する地質学者でいまでも研究は続けているという。Duraiswami 博士の恩師にあたるらしい。大学では、宿泊施設としてキャンパス内のゲストハウスを提供され、ほとんどはここで寝泊まりした。また、学内のいくつかのラボラトリーを見せてもらった。また、2日にわたり講演を依頼された。1日目は「GISを使った斜面災害の研究」、2日目は「枕状溶岩と水冷破碎岩」であった。ほとんどは大学院生であったが、驚いたのは、12歳の少年も聴衆にいて、専門的な質問をしてくれた。歯科医のお父さんも一緒に来ていた。講演終了後に、記念の盾とショールをいただいたが、贈呈者は副学

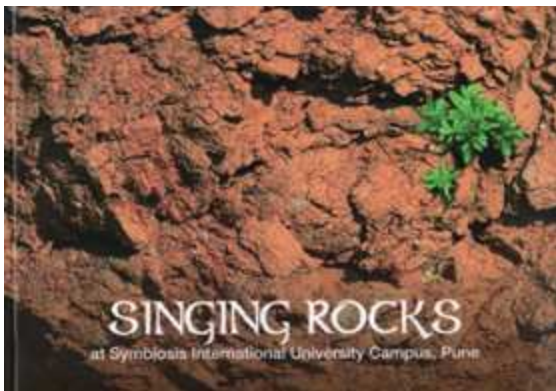


図3 Thigale and Duraiwami (2015) による写真集 Singing Rocks の表紙。

Fig.3 The cover of the atlas "Singing Rocks"(Thigale and Duraiwami, 2015) published by Symbiosis International University, Pune.

長の Dr Karmalkar さんであった。この大学の Geology of Department では、主にデカン玄武岩の岩石学的研究や地下水の研究が主なテーマであった。また、この Geology of Department の建物は、デカン玄武岩の上に位置していることもあり Singing Rocks というカラー写真集を出版していて、岩石や鉱物を紹介している(図3)

デカン高原玄武岩について

デカン高原玄武岩は、50万 Km² におよぶ広大な面積を占め、日本全域の面積より広い。このような玄武岩台地は、洪水玄武岩とか台地玄武岩といわれ、Wikipedia <https://ja.wikipedia.org/wiki/> (最終閲覧日: 2020年6月19日) によると、以下のものが代表的である。

世界の洪水玄武岩

- シベリア・トラップ(ロシア東北部中央シベリア高原)、ペルム紀、700万 km²
- カルー玄武岩(南アフリカ、ドラケンスバーグ山脈)、三畳紀、14万 km²
- パラナ玄武岩(ブラジル)、白亜紀、120万 km²
- デカントラップ(インド、デカン高原)、白亜紀～暁新世、50万 km²
- コロンビア川台地(アメリカ合衆国)、中新世、20万 km²

とくに、デカン高原(図4)の台地玄武岩は約6500万



図4 デカン高原の位置と主な河川と山脈。

Fig.4 Map showing the location of Deccan Plateau and rivers and ranges of India.

年前に噴火し、インド西部には隕石も落下した時代とほぼ同じであり、当時生息していた恐竜などを絶滅させたKT境界問題とも関連させて議論され、地球に大きな環境変化をもたらしたといわれている。

デカン玄武岩については、当時の東大荒牧重雄教授を団長として、文部省昭和44年度科学研究費補助金（海外学術調査）により、「インド・デカン高原玄武岩の総合調査」のテーマで行なわれた（1969年12月14日～1970年1月11日）。その報告の概要を団員として参加した倉沢一博士（「当時の地質調査所（現産総研）」が地質ニュースNo195号にその概要を書いている（倉沢，1970）。この調査団は、1972年12月18日～1973年1月31日）にも二次調査として実施された（倉沢，1974）。それから20年後に、東大を中心とした研究があるので、まず、藤井ほか（1993）の概要を以下に紹介する。

「本研究期間内に現地調査を3度行なった。第1回目

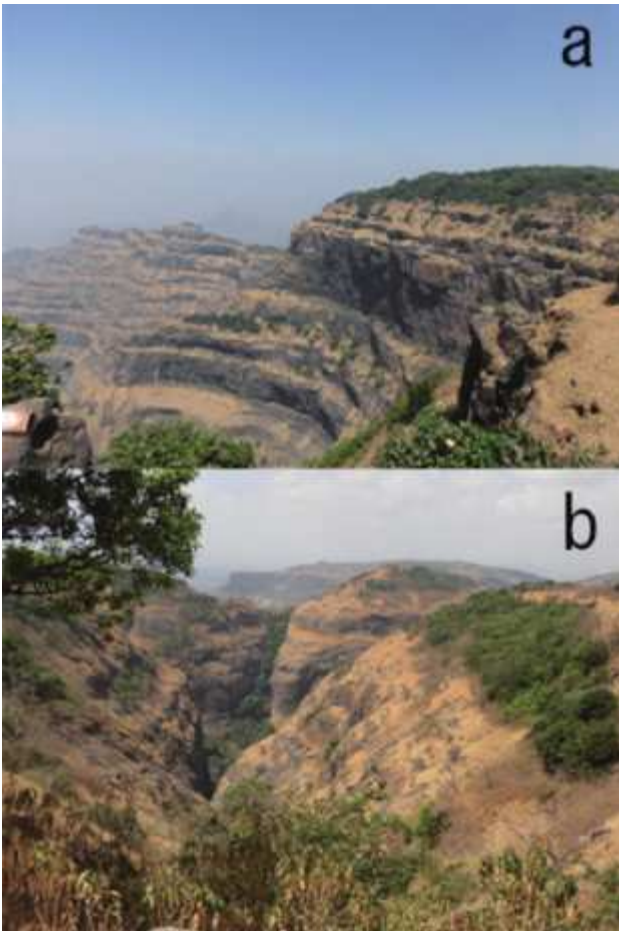


図5 デカン高原玄武岩の景観 a. 頂上から見晴らし台から見たもの。b. 正面の谷の鬱蒼とした森林は、透水率が高いことを示唆している。つまり、新しい透水性の高い溶岩が谷に沿って流れたためらしい。

Fig. 5 Landscape of Deccan Trap, a View from the outlook at the top, b. Deep forest along the river, indicates the high porosity. Therefore, new lavas flowed along the valley.

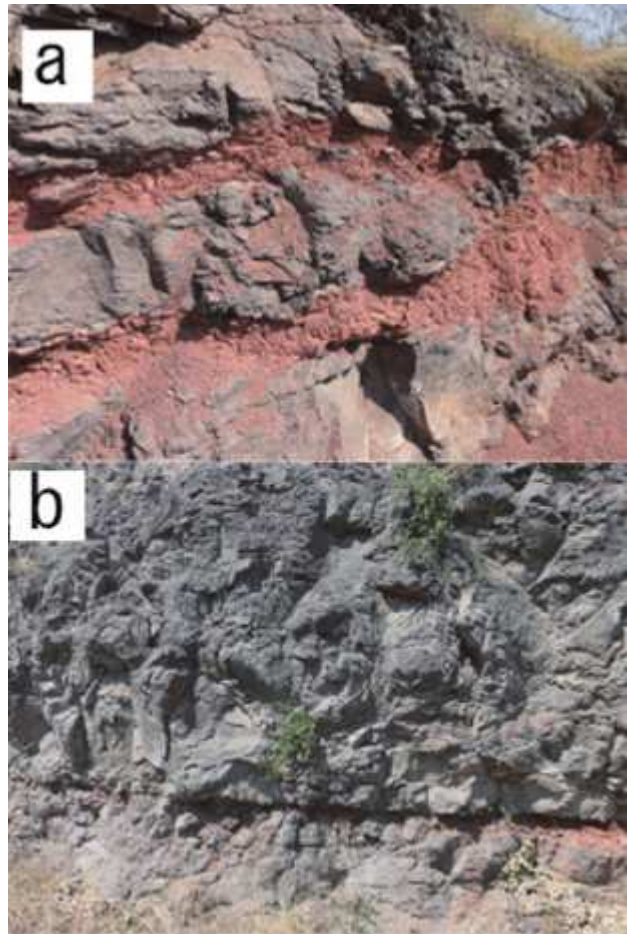


図6 a. 溶岩ローブと酸化したアア状溶岩, b. 下位の溶岩の上に直接載る溶岩. 下位の溶岩は流動して空気と触れることなく、上位の溶岩が載ったためであろう。

Fig.6 a. Lava lobe and oxidized AA lava. b. A massive lava resting directly on underlying lava which did not contact with air.

は1993年1月に、マハラシュトラ州の洪水玄武岩の分布域をほぼ横断する約1000kmのルートで、地質調査と試料採取を行なった。第2回目は1993年9月から10月にかけて、洪水玄武岩およびキンバーライト中に含まれるマントル捕獲岩および捕獲結晶の採取を目的として、マデヤ・プラデーシュ州、グジャラート州の山地の調査を行なった。第3回目は1993年12月から1994年1月にかけて、洪水玄武岩のフィーダーと考えられる岩脈群の調査をマハラシュトラ州西部、グジャラート州南部で行なった。これらの現地調査で明らかになった点は以下のようなものである（藤井ほか，1993）。

1) 西ガート山脈の噴出中心から数百km離れた地点とされていたブルダナ地域で、噴出口近傍の堆積物と考えられる火山弾等の溶結物を発見し、デカン洪水玄武岩の噴出口が西ガート山脈に限らないことが明らかになった。また、洪水玄武岩の分布東限に近いアホール地域でも噴出時に空中に飛散し急冷したものが堆積・溶結したガラス質の溶岩が存在することが判明して、洪水玄武岩

の噴出口は少なくとも数箇所以上で、しかも広い範囲にわたって存在した可能性があることがわかった。

2) 省略

3) ナルマダ川下流域の岩脈群の調査では、東西性の岩脈と南北性の岩脈が相互に切り会い関係にあることが判明し、デカン洪水玄武岩の活動時期に2方向の割れ目系が存在していたことが明らかになった。また、これまでガブロ（斑レイ岩）質の貫入岩体とされた部分を精査し

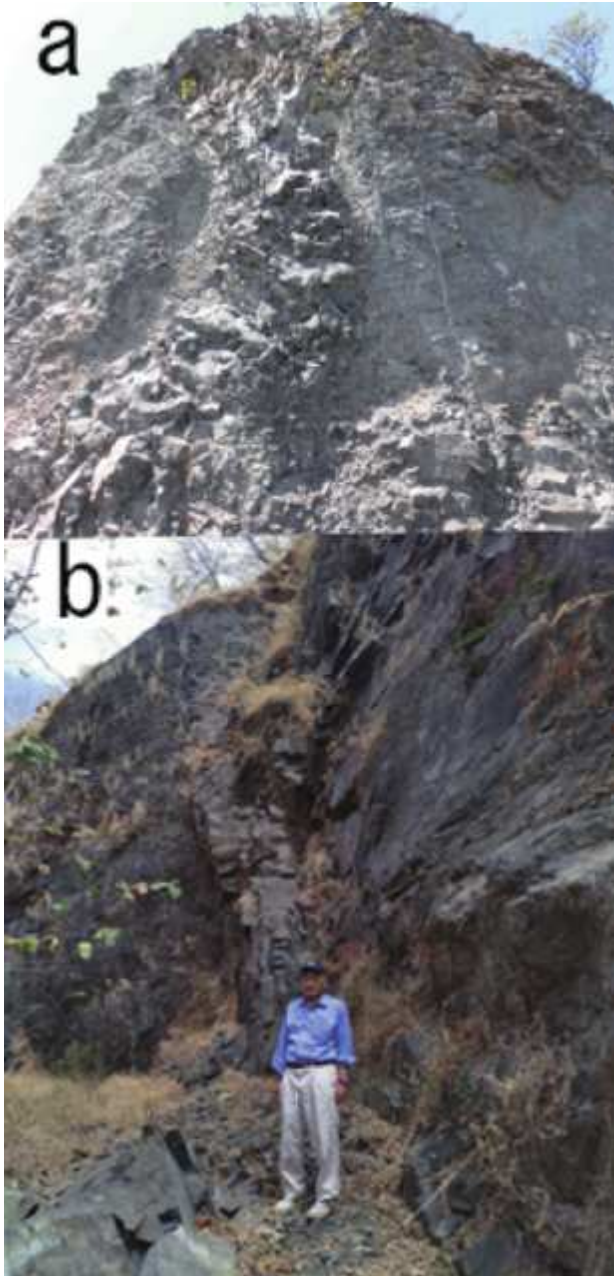


図7 a. 岩脈が上位で溶岩に移行したもの、b. 周りの岩体を完全に貫いたもの。

Fig. 7 a. A exposure of feeder dyke extended to lava flow on top, b. A feeder dyke intruded into the previous lava flow. Notice that finger structure showing a branch in the middle.

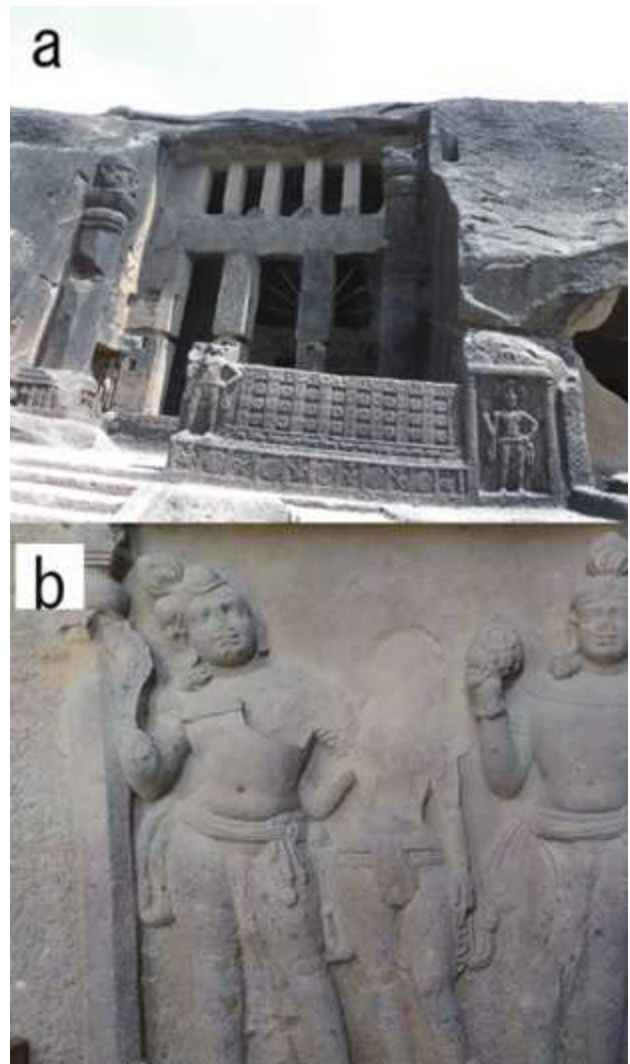


図8 ムンバイ市の Sanjay Gandhi 国立公園にある仏教遺跡。a. Kanheri 洞窟 No2, b. 同じく Kanheri 洞窟の玄武岩から安山岩質の火山砕屑岩に彫られた石像彫刻。

Fig. 8 Buddhist heritage at Sanjay Gandhi National Park. A. Kanheri Cave No.2, b. Rock sculpture at the same. These rocks are not basalt lavas, but basaltic to andesitic pyroclastic rocks.

た結果、明瞭な細粒玄武岩質の急冷周縁相が確認されて、本来、玄武岩マグマの貫入岩体ではあるが、冷却期間が長かったため粗粒岩相になったことが判明した。

デカン高原玄武岩のいくつかの産状

1. 景観

デカン玄武岩は厚さ数 10m の陸上溶岩の積み重なりからなり、その景観はステップ状となっている(図5)。硬い部分は溶岩体の内部で、上下にアア溶岩やパホイホイ溶岩を伴い熱帯のため赤く酸化している。

2. 陸上溶岩

デカン洪水玄武岩は、陸上で噴出した溶岩が主であり、既述の学術調査団の倉沢(1970)によると、ほとんどはソレイト系の玄武岩で、一枚一枚の溶岩の平



図9 a. Sanjay Gandhi 国立公園 Boravari の Dahisar 川床に露出した枕状溶岩, b. 先のピローロープの中から drain outした象の鼻状のピローロープ.
Fig.9 a. Exposures of the pillow lavas along the Dahisar River bed, Boravari, Sanjay Gandhi National Park, b. An elephant trunk which drained out from the hollow of the previous pillow lobe.

均の厚さは平均 30m, 合計 1500m に達したという。Duraiswami 博士の話では、合計の厚さは 1800 m で、花崗岩の上に直接乗っているという。実際に見せていただいた露頭では、ラテライト化したアア溶岩(図6a)に挟まれた黒い岩体からなっていたり、柱状節理や風化による楕円体のブロック(spheroidal block; 図6b)も見える。日本では玉ねぎ状風化と呼ばれるが、筆者は、“キャベツ状”風化というべきと考えている。

3. 岩脈

溶岩には、多くの大きささまざまな岩脈が貫いている(図7)。これらはほとんど溶岩と同岩質であり、途中で枝別れたもの(図7b)や直上の溶岩と繋がっているものも見える(図7a)。この台地玄武岩のフィーダーであろう。前述の藤井ら(1993)の報告では「噴火口もいくつか発見されている。岩脈群の調査では、東西性の岩脈と南北性の岩脈が相互に切り会い関係にある」と述べている。今回見学した岩脈は、この台地玄武岩の噴出火道あるいは途中で止まったものであろう。

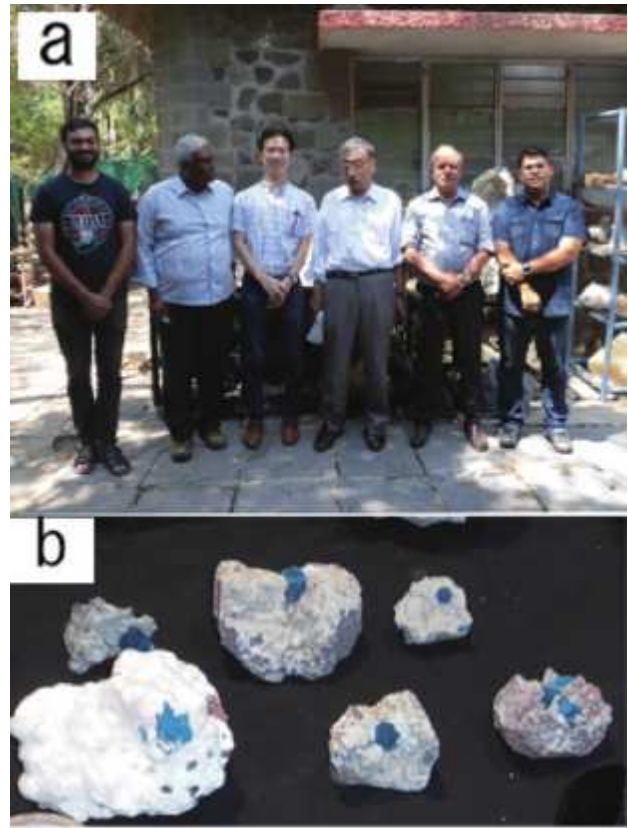


図10 a. Makki Samiさんとお父さんで経営する鉱物店での記念撮影(向かって左から右へ順に: 大学院生の Moneteiro さん, Draiswami 博士, 和田壮平君, 山岸, Makki 社長, 息子さんの Makki Sami 氏), b. 青い色の Cavansite(バナジウムを含む)でデカン玄武岩に特有の鉱物.
Fig. 10 a. Group photo at the front of the Makki Company (from left to right; Monteiro, Draiswami, Wada, Yamagishi, Makki President, Makki Sami), b. Cavansite showing blue color representing Deccan Basalt mineral.

4. 仏教彫刻

インドは、仏教の発祥地であり、デカン高原地域にも石像彫刻遺跡も多数ある(「これがインドの石彫美術! 世界遺産石窟遺跡群 in デカン高原」<https://www.travel.co.jp/guide/article/5773/>, など)が、今回はムンバイ市にある Sanjay Gandhi 国立公園の中にある 100 以上の Kanheri 洞窟とその周辺に、そのいくつかを見ることができた(図8a,b)。これらの石仏や石彫の年代は、紀元前1世紀から紀元11世紀にかけて制作された、仏教の初めから終わりまでを示す仏教遺跡である。これらの岩石もデカン玄武岩一連のものらしいが、岩相は全くことなり、玄武岩の溶岩でなく、玄武岩から安山岩の火山砕屑岩で後述の枕状溶岩を覆い、浅海性の爆発的な噴火によるものである。かなり硬いが、溶岩のように節理などの割れ目がなく、凝灰岩や凝灰角礫岩なので彫りやすいのかもしれない。



図 11 デカン高原周辺の地すべり・崩落. a 高原を走る道路に発生した崩落 (スケールは Babaji 博士), b. デカン高原山頂部の小規模地すべり (矢印は滑動方向), c. デカン高原山頂部の側端崖付近の開口亀裂, d. 山頂部玄武岩の側端崖の崩落トップリングと下の地すべり斜面.

Fig. 11 Landslides around the Deccan Trap. a. Small scale rock fall along the road on the plateau, b. Small scale slip on the top of the Deccan Trap, c. Opening crack on the top, into which surface water penetrated in the Monsoon rainy season, causing the toppling of the cliffs like d photo.

5. 枕状溶岩

デカン玄武岩はほとんど乾陸で噴出したが、ムンバイ付近では、浅い海 (submarine environment) に玄武岩溶岩が流れて枕状溶岩を形成したのがある。図 9 はムンバイ市の Sanjay Gandhi 国立公園の Boravari 川 (Dahisar 川の支流) に露出したもの (図 9a) で、ローブ構造がきれいなピローローブの集合体で、象の鼻状のものがローブのなかから流動したもの (図 9b) も見える (Duraiwami et al., 2019)。

6. 玄武岩の空隙に晶出した鉱物

デカン高原玄武岩には、その空隙に様々な珍しい鉱物が晶出していて、Makki 社ではそれらを展示販売している (図 10a,b)。これらの希少鉱物には、Calcedony, Agate, Calcite などの貴石のほか、Apophyllite, Okenite, Mesolite, Stilbite, Heulandite, Cavansite, Pentagonite などの沸石の美しい結晶がある。これらはいずれも玄武岩のなかにできた空洞 (ガ

マ) に結晶が晶出して発達したものである。とくに、Cavansite, は青色の結晶で、デカン高原特有のものという。帰りに Makki さんから菓子箱に入れて土産にいただいたが、帰国後に、北大博物館に寄贈した。その後、Makki さんから、もっと大きな Cavansite の標本を寄贈すると連絡があった。また、PUNE 大学の Geology of Department では、沸石博物館を建てる計画だという。

7. 崩落と地すべり

インドの地すべりについての研究は、主にインドヒマラヤ地域でよく研究されている (Shantanu Sarkar and Kanungo, 2017 など) が、最近では、インド大陸内部で、Duraiwami and Maskare (2009), Maskare (2019) などデカン高原玄武岩にかかわるランドスライドの研究も進んできたようである。今回の見学では、Duraiwami 博士と Maskare 博士が案内してくれた。

デカン高原の道路の切土には溶岩体の崩落 (図 11a)

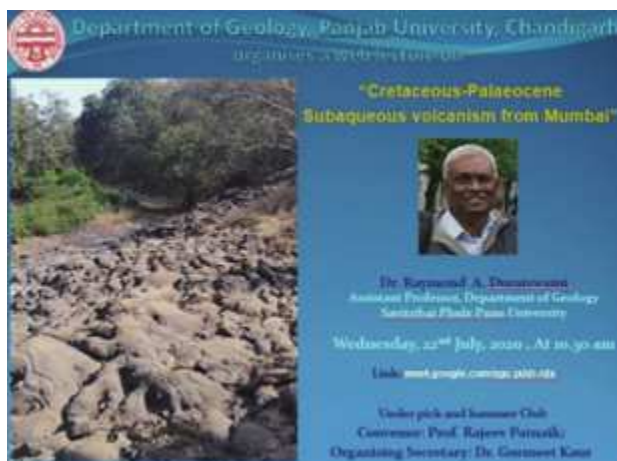


図 12 2020年7月22日 web 講演会のポスター。

Fig.12 Webnir lecture by Dr. Duraiswami hosted by Prof. Gurmeet Kaur of Panjab (Chandigarsh) University.

が時々見えたり、山頂部では、赤褐色の風化した層が小規模な地すべりを起している（図 11b）。また、玄武岩の側端崖付近では、開口亀裂が開いていて（図 9c）、本体からトップリングして傾いて（図 11d）、いずれ崩落にいたるようだ。この場合は、6月から9月の雨季に、1日1000mmの降雨のある時などには、降水が地表を流れて（図 11cの右側に流路が数条見える）、開口亀裂に入り下部の地すべり（図 11d）などを不安定化させ、流動化して下流部に土砂災害を発生させるという。

あとがき

今回の訪問では、インド デカン高原玄武岩をひととおり見学させていただいた。どれも素晴らしい景観や地質露頭、地すべり・崩落に感激した時間であった。プネ大学には日本人の地形学者はよく訪問していると聞いたが、デカン高原玄武岩については、述べたように、1970年代と1990年代に当時の地質調査所の倉沢一博士などや、東大の荒牧重雄・兼岡一郎、藤井敏嗣先生などが地質調査をしているが、とくにプネ大学を訪問した日本の地質屋は私が初めてらしい。今回の地質見学で一番気になったのは、素晴らしい景観のデカン高原はいまだに世界遺産に登録されておらず、ましてジオパークが一つもないのは驚いた。この理由を Duraiswami 博士に聞いてみたら、地質に対するインド人の認識が弱いのではないかということであった。当初、参加予定で講演もする予定の IGC（万国地質学会）で私が参加予定の分科会は、地質遺産、ジオパークがテーマであったので、議論が期待されたが参加できなくて残念であった。今度のインド訪問が、貴重な鉱物の縁に、プネ大学と北大、あるいは北海道との研究交流のきっかけとなれば幸いである。また、ネットの組織であるが、わが国にも秋田の鈴

木聡博士が主宰する「水中火山岩研究会」<http://kazan.okuyama.co.jp/> もあり、インドとのこの分野の交流が促進されれば幸いである。なお、本報告投稿中の2020年7月22日の現地時間午前10時30分から2時間にわたって、webによる講演会（講師：Duraiswami 博士；ムンバイにおける白亜紀から古第三紀の水中火山活動；Panjab 大学(Chandigarsh) Gurmeet Kaur 教授の主催）が開催され筆者も参加した（図 12）。

謝 辞

今回のインド紀行にあたり、新型コロナウイルス (Covid-19) の蔓延のはじめころで、シン技術コンサルの志村一夫会長には種々ご心配とご配慮いただきました。現地では、プネ大学 Duraiswami 博士とその学生諸君には懇切丁寧なガイドしていただき厚く謝意を表します。また、和田壮平君には、入国前からビザ取得にあたり援助いただき、現地では細かい旅程表も作っていただき、送り迎えなどにも感謝します。

引用文献

- Duraiswami, R. A. and Maskare, B.B. (2009) Landslide Hazards along the Patan Lateritic Plateau, Western Ghats, *India Gond. Geol. Mag.*, **24**, 91-108
- Duraiswami, R. A., Jutzeler, M., Karve, A.V., Gadpallu, P. and Kale, M. G. (2019) Subaqueous effusive and explosive phases of late Deccan volcanism: evidence from Mumbai Islands, India. *Arabian Journal of Geoscience* 12: 703, <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4877-z>
- 藤井敏嗣ほか(1993) デカン洪水玄武岩の地学的研究。文部省科学研究費成果報告書。
- 倉沢 一 (1970) インド・デカン高原の玄武岩—海外学術調査。地質ニュース No. 195, pp. 1-19.
- 倉沢 一 (1974) 第2次インド・デカン高原学術調査。地質ニュース No. 235, pp.46-61.
- Maskare, B.B (2019) Geospatial mapping of landslide hazards along Lateritic Plateau from Western Ghat, Maharashtra, India. PHD Dissertation of Savitribai Phule Pune University.
- Sarkar, S. and Kanungo, D. P. (2017) GIS Application in Landslide Susceptibility Mapping of Indian Himalayas. In Yamagishi H. and Bahndary Netra (eds) *GIS Landslide*, Springer Nature, pp. 211-216.

Thigale, S.S. and Duraiwami, R. A, (2015) *Singing Rocks at Symbiosis International University Campus, Pune*. Symbiosis International University Campus, Pune. SYMBIOSIS. 142p.

Absatract

In the beginning of March, 2020, I was visiting Savitribai Phule Pune University, Pune, India, because of invited by the university, and going to the many geological sites of the Deccan Basalt. In this report, I introduce the landscape, variable occurrences such as lava flows, dykes, pyroclastic rocks, and related landsides, and Buda heritages. In addition, the precious minerals formed in the cavities in the basalts are introduced.

<報告・資料>

韓国 Jeju 島のジオパークを訪ねて -2019 年第 12 回アジア地域応用地質学会 (12th_ARC of IAEG, 2019) に参加して

山岸宏光¹⁾・Dou Jie²⁾

Visiting Geoparks on Jeju Island, Korea-Participating the 12th Asian Regional Conference of IAEG, 2019

Hiromitsu Yamagishi¹⁾ and Dou Jie²⁾

2020年6月29日受付

2020年9月10日受理

1) 北海道地質学センター

2) 長岡技術科学大学

Keyword: Jeju 島, ジオパーク, 火山地質, サージ堆積物, タフォニ

2019年9月23-27日に韓国 Jeju 島で、第12回アジア地域応用地質学会 (12th Asian Regional Conference of International Association of Engineering Geology) が開催された。Jeju 島は比較的新しい火山島で、島全体がユネスコの世界ジオパークに登録され、多くは海岸線にそって多くのジオパークが存在する。この報告では、文献やガイドブックにもとづいた Jeju 島の紹介と、主に会期中に訪問したいくつかのジオパークの火山地質の露頭について、筆者らの見解を含めて紹介する。

会議とジオパークの概要

1. 会議の概要

筆者らは、アジア地域で2年ごとに開催される、アジアの応用地質の研究者・技術者が集まる国際会議 (第12回アジア地域応用地質学会; 2019年9月23-27日: 韓国 Jeju 島) に参加した (図1)。今回は世界的に有名な韓国 Jeju 島で会議が開催され、会場は島の南部の最高

級ホテル Booyoun Jeju) で開催された。主にアジア地域から400名が参集した。会議では、いくつかの基調講演と多くの講演が口頭とポスターで発表された。口頭発表はテーマごとの分科会に分かれて実施されたが、その主なテーマは1) 土質工学, 2) 岩石力学, 2) 災害の予測と解析 (筆者らはこの分科会で講演), 3) 地盤調査解析, 4) 環境と水, 5) トンネル・ダム建設と保守, 6) 応用地質学における新技術の適用 (リモートセンシング, ドローン, レーザー計測) などの分野であった。会議の



図1 第12回アジア地域応用地質学会大会のポスター (<http://www.iaegarc12.org/>).

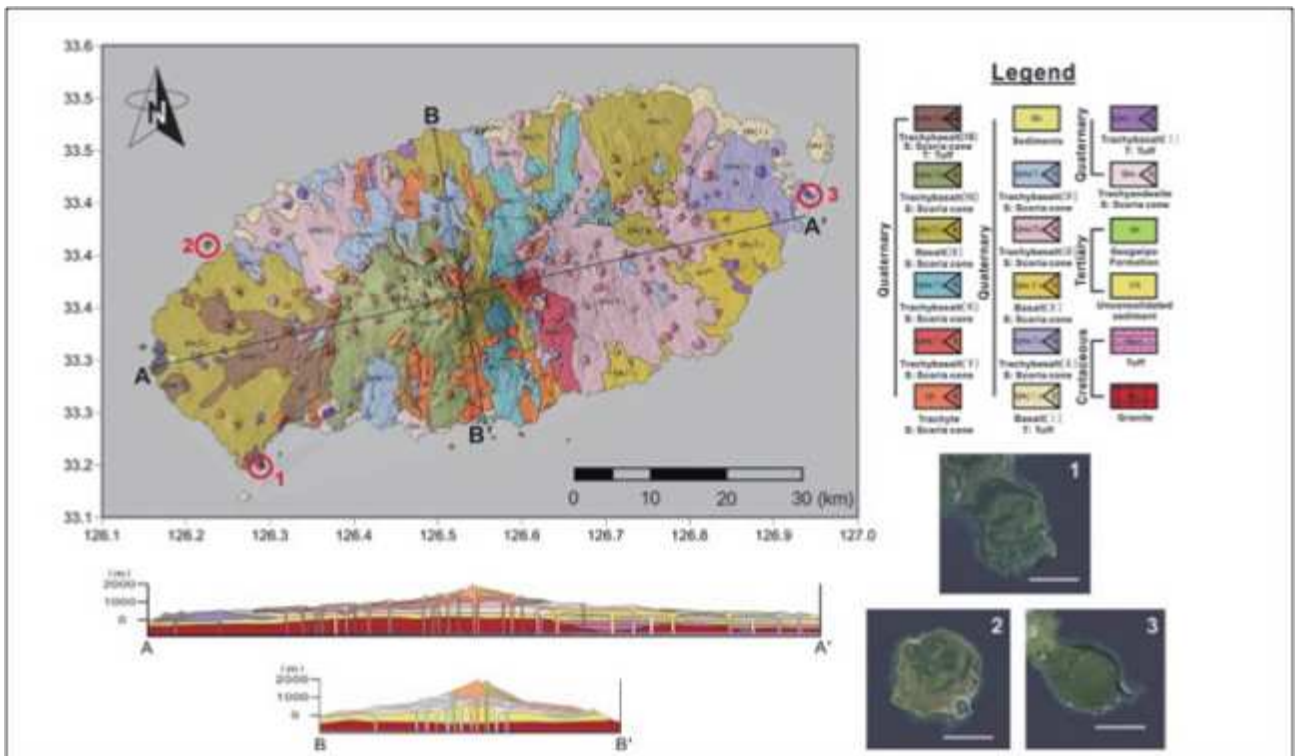


図2 Jeju 島の地質図と断面図など (Ko and Ymu, 2016).

Jeju 島の地形地質

1. Jeju 島の地質概要

Jeju 島は韓国の南の沖合に位置する火山島である。この島は代表的な楕円状火山で、なだらかな地形と東北東に伸びた楕円形を呈する。東西 73 km, 南北 31km で、面積は 1,847km²に及ぶ。この島の地質については、Woo, Y.S. et al (2016) によると、以下のように解説されている (図 2)。つまり、この島は主に 80 万年前から 3 万年前に火山活動が活発であり、歴史時の噴火の記録もあるというが定かではない。

この島は玄武岩から粗面岩が広く分布し、Mt Halla 山 (図 3, 標高 1950m) が中心をなし、島全体に 360 個の volcanic cone が散在する (Sohn and Park 2007)。

しかし、表面近くにはマグマ水蒸気爆発によるタフリングやタフコーン (tuff rings and tuff cones) から供給された火山碎屑物や関連する堆積物が分布する (Sohn and Park 2004; Sohn et al. 2008)。これらの堆積物は南東の黄海における大陸縁辺 (水が豊富に存在した環境のため, hydrovolcanic explosion が起りやすい) で火山活動が始まったことを意味する。つまり、初期は hydrovolcanic な活動で、後期には溶岩噴泉の活動に移行し、最終的には陸上の楕円状火山となった。海洋火山島とも異なる shelfal 楕円状火山 (shelfal shield volcano) と定義されている。浅い海底で生まれたか、あるいは浸

食面や古土壌層を挟む火山性あるいは非火山性堆積物の上に誕生したらしい。ちなみに、Jeju 島に河川がないのは、こうした透水性の高い地質のため、帯水層が存在せず、水はすべて地下水を使っている。したがって、1960 年代以来、数千に上る地下水のボーリング孔が掘られていて、表層の地質の理解を助けたという。

基盤の地質は花崗岩と珪質の火山岩で、ジュラ紀から白亜紀にあたる。それらを覆う砂岩泥岩層は厚さ 70-250m で、火山活動の前に大陸棚に堆積した淘汰の良い石英砂岩や泥岩であるという。それを覆って厚さ 100m の玄武岩質の火砕岩 (マグマ水蒸気爆発による) や化石の豊富な堆積物が載っているという。

2. ジオパークの地質概要

Jeju 島は島全体が世界遺産とユネスコの世界ジオパークに登録され (2014)、各地にローカルなジオパークが 20 箇所存在する (図 3)。済州観光公社のホームページによると、この島は「多様な火山地形と地質資源を備え、島全体が世界地質公園 (世界ジオパーク) である。それらの地質について、Woo, Y.S. et al (2016) が各々の概要を以下のように紹介している。まず、象徴的な Halla 山 (図 3 G) が島の中心にあり、Suwolbong tuff ring (図 3 A 水月峰) は水蒸気爆発地形としてよく知られている。Sanbangsan Lava dome (図 3 B 山房山) は珪質な溶岩ドームで、80 万年前に形成され海拔 395m ある。Yongmeori Tuff Ring (図 3 C 竜頭海岸) は、初期のころの水蒸気爆発でできた地形であり、その噴火活動で形

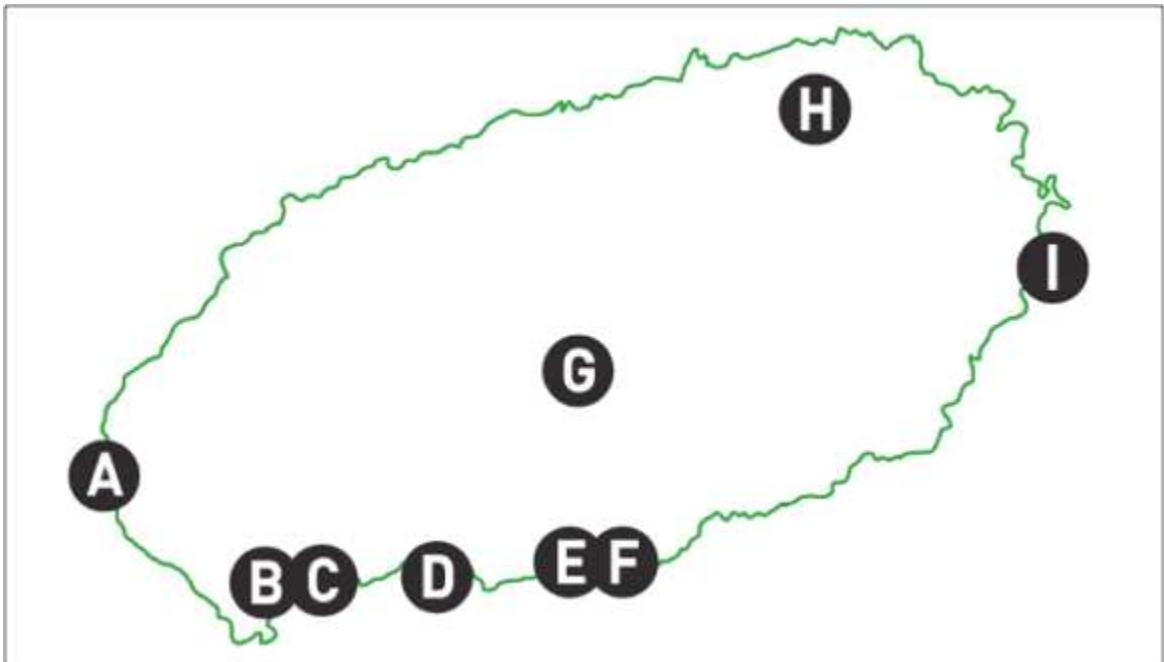


図 3 Jeju 島のジオパークの位置図（済州観光公社：世界ジオパーク <https://ijto.or.kr/japanese/?cid=12> より）。A. Suweolbong Tuff Ring（水月峰）B. Sanbangsan Lava Dome（山房山）、C. Yongmeori Tuff Ring（竜頭海岸）、D. Jungmun Daepo Columnar-Jointed Lava（柱状節理）、E. Seogwipo Formation（西帰浦層）、F. Cheonjiyeon Waterfall（天地淵滝）、G. Halla 山（漢拏山）、H. Manjanggul Lava Tube（万丈窟）、I. Seongsan Ilchulbong Tuff Cone（城山日出峰）。ゴシック字は、今回訪問したジオパーク。

成された厚い堆積物とその周辺に分布する。Jungmun Daepo（図 3 D）では典型的な柱状節理が見える。ここでは形態学習の場として有名であり、火山爆発後、溶岩が冷却する際に体積が減った結果、縦に割れて 5 ～ 6 角形の柱状形になったと説明されている。人気のあるサイトの一つである。Seogwipo Formation（図 3 E 西帰浦層）は貝化石を含んだ堆積物である。Cheonjiyeon Waterfall（図 3 F 天地淵滝）は堆積岩を浸食して谷ができ、その後退によりできたものと説明されている。Seongsan Ilchulbong Tuff Cone（図 3 I 城山日出峰）は「夜明け岬」と呼ばれ、代表的なタフコーンの地形である。最後に Manjanggul 洞窟（図 3 H 万丈窟）は Geomunoreum 溶岩トンネルで、一般に開放されている。

本文では、主に見学で訪れた 9 か所のジオパークで見学したいくつかの露頭について筆者らの観察や見解を紹介する。

Jeju 島のジオパークの露頭の産状

前述したジオパークのうち、B, C, D は山岸が訪問し、H は Dou が訪問した。以下にそれぞれのサイトの露頭の産状について、文献を参照しつつ、筆者らの見解をまじえて解説してみたい。

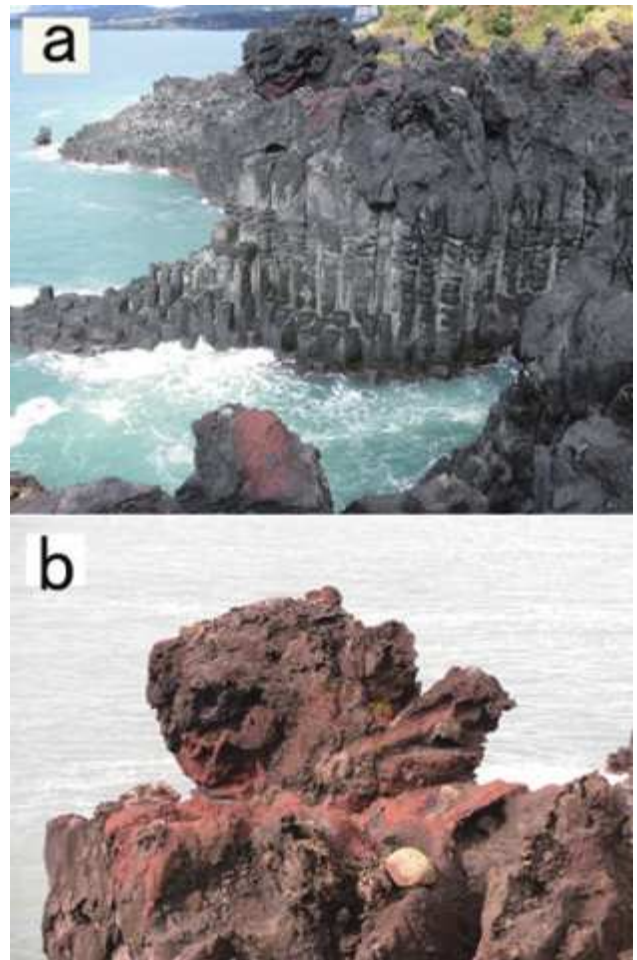


図 4. Jungmun Daepo 海岸（図 3 D）の陸上溶岩流。a: 下部が柱状節理、上部が AA 溶岩、b: AA 溶岩のラバーボール。全体に酸化して赤茶けている。



図5 Sanbangsan Lava Dome(図3B)を背景にした参加者の集合写真。溶岩ドームは白っぽく、珪質岩らしい。

a. D. Jungmun Daepo Columnar-Jointed Lava

最初に訪問したのは、今回の会議の表題の写真にも使われている海岸で、陸上の玄武岩の溶岩流であり、海面下は見えないが、見える範囲では下部が柱状節理、上部がAA溶岩である(図4a)。上部のAA溶岩にはラバーボールと呼ばれる岩塊が見える(図4b)。

b. 溶岩ドーム

図3B, 図5は、柱状節理の発達した白っぽい珪質の溶岩ドームで、Sanbangsan Lava Dome(山房山)と呼ばれている。北海道の昭和新山(標高398m)と標高もほぼ同じであり、岩質も似ており“屋根山”があるのもそっくりである。昭和新山の場合は、屋根山のために内部構造は見えないが、このように柱状節理が発達していると推定される。

c 浅海性の水性火山砕屑岩

図3CとDのあるYongmeori海岸では、浅海性のhydrovolcanicな堆積物で、近くのTuff Ring由来の降下堆積物が露出している(図6a)。Tuff Ringの降下堆積物の上部の崖(図6b)には化学風化による窪み(タフォニ;西山ほか2010)が見える。また、共役の面なし断層も見える。Tuff Ringの降下堆積物の水平露頭には、bomb sag構造が見える(図6c)。この内部には、落下したときにできた衝撃による破碎した岩塊がめり込

んでいる。一方、図6dはbomb sag構造の断面で、岩塊が垂直に落下したというよりは斜め上方から降下したように見える。図6eは降下堆積物(ラピリタフ)に載るジョイントドブロック(山岸, 1998; 亀の子状の割れ目は冷却節理)であり、水中を通過したかもしれない。図6fはサージ堆積物のdune構造(いわゆる横殴り噴火により右から左へ流動したらしい)と思われる。Sohn, Y. K. and Park, K.H. (2005)を参照。

d. 溶岩トンネル

溶岩洞窟(図3H。Manjanggalは会期中最後の見学地(図7a, b, c)であったが、当日は悪天候であったが、洞窟内(溶岩トンネル)は見学できた。図7cは溶岩洞窟内部に発達した石筍lava stalgmiteで、天井から垂れ下がってできた塔状の石筍に相当するものらしい。この場合は陸上の溶岩洞窟でできたものであるが、水中でもできることがある(Yamagishi, 1991)。

用語解説：

ラバーボール(Lava ball)

Glossary of Geology (4th Edition) (Jackson J. A ed. 1997)によると、Lava ballとはA globular mass of lava that is scoriaceous inside and compact

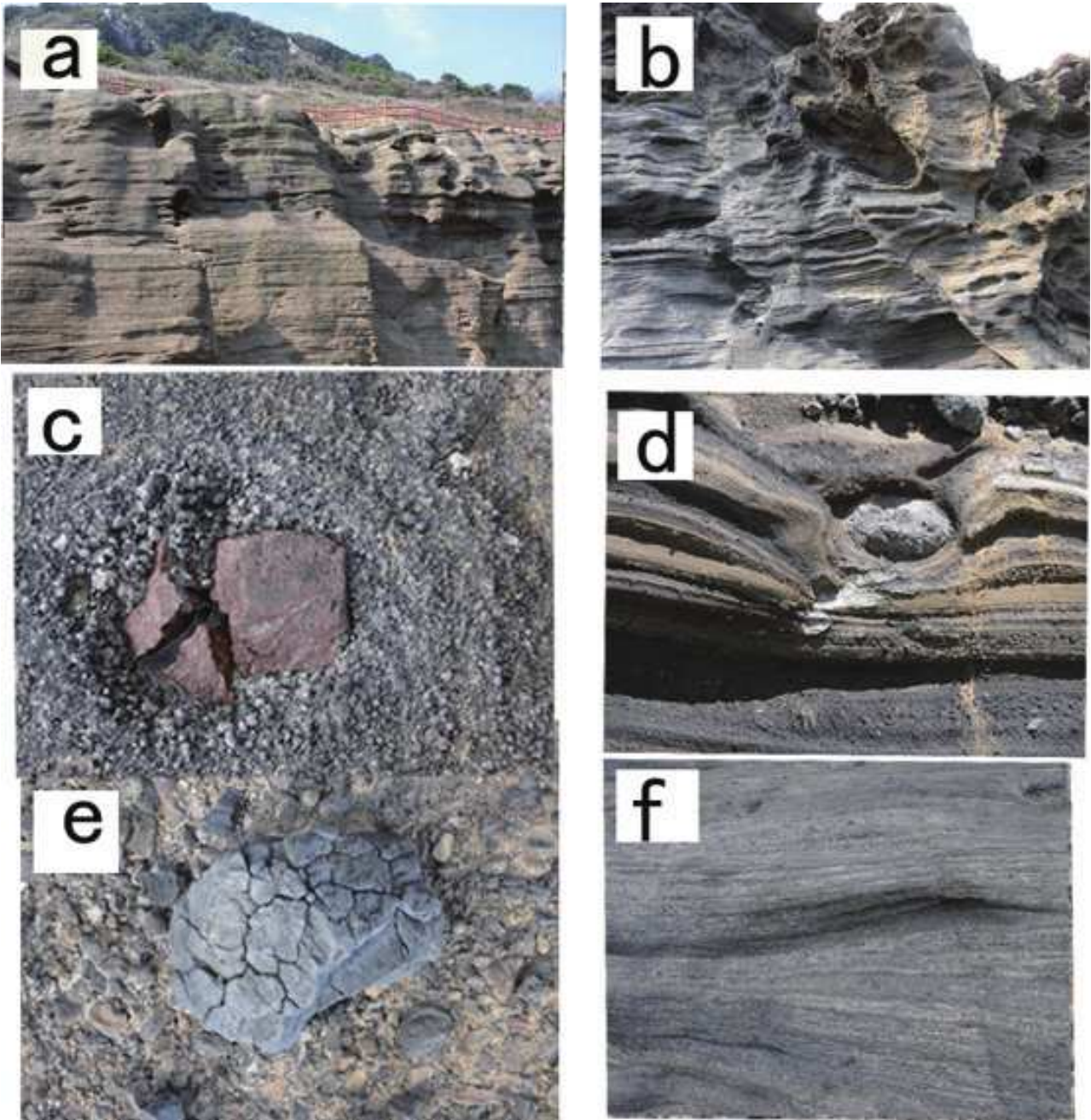


図6 a: Tuff Ring の降下堆積物 (Yongmeori 海岸 図3C), b: 上部の崖に見られる化学風化によるタフォニ, c: 水平露頭に見られる bomb sag 構造, d: 垂直露頭に見られる bomb sag 構造, e: 水平露頭に見られるジョイントッドブロック, f: サージ堆積物の dune 構造で, 向かって右から左へ流動したらしい.

on the outside, and it is formed by the coating of a fragment of scoria by fluid lava. Syn. Pseudo bombs, volcanic ball

ボンブサグ (bomb sag) 構造

Encyclopedia.com <https://www.encyclopedia.com/science/dictionaries-thesauruses-pictures-and-press-releases/bomb-sag> によると, 以下のように解説されている

B o m b s a g The deformation of primary,unconsolidated, volcanoclastic bedding structures by the impact of a large ballistic block.

The block, which can be a volcanic bomb or a fragment of crystalline country rock, is ejected from its source vent during a period of violent explosive activity. The asymmetry of the deformation structure it produces, can be used to locate the position of the source vent.

また, 前述の Glossary of Geology , 4th edition (1997) では ,bedding-plane sag の同意語とされ, 以下のように解説されている .Depressed and disturbed strata or laminae of tuff or other deposit into which a volcanic block or bomb has fallen. Cf: secondary



図7. 溶岩洞窟(図3のH. Manjanggul), a: 入口, b: 説明のプレート, c: 溶岩洞窟内部に発達したLava stalgmiteらしい。

crater.

ジョイントド ブロック (Jointed block)

山岸(1988)は、「jointed blockとは、冷却に起因する脆性破壊によって形成された平滑な面で囲まれた多面体のブロックをいう。」また、「その表面構造は、断面では外形に直角な小さい割れ目(冷却節理)が発達し、平面では、亀の甲状(六角形)の割れ目となる」。また、空中高く放出された jointed blockは落下した時の衝撃により、冷却割れ目が大きく開くことがある。実際、1988年の十勝岳噴火の際、同様なジョイントドブロックが多数放出された(Yamagishi and Feebrey, 1994)。

Dune 構造

Duneとは「砂丘」の意味で、宝田(2017)によると、火砕サージなどの低角度で噴出する火砕流の堆積物に見られる。トラクションカレントと呼ばれるメカニズムで形成されるとされる。

層理があり、上位の層が下位の層を浸食したり、削ったりする現象。

タフォニ浸食

凝灰岩などのような地質工学的軟岩の急崖には、凹んだ穴がよく見られることがある(西山・横田, 2010,

など)。特に海岸に多い。この産状は、元々は、宮城一女高の宇留野勝敏氏が提唱した「雲形浸食」と同じもので、波浪などの物理的な風化でなく、含まれる長石や火山ガラスなどの化学的風化によるとされている。

あとがき

2018年9月に、韓国有数の観光地であり、火山島でもあるJeju島で開催された第12回アジア地域応用地質学会(12th ARC of IAEG)の参加の際に訪問したジオパークのいくつかを紹介した。最後の見学地であるManjanggul(万丈窟)は、筆者の一人山岸の帰国便が早まったため、参加できず、共著者のDou博士が参加して、写真を提供してもらった。

今回、案内されたジオパークはいずれも英字表記の看板が整備され、バス5台で回った時などは、英語のできる案内者が1名ずつ配置され詳しい案内をしてくれた。もちろん火山地質学者ではないようで、筆者のような火山地質に詳しいものには物足りないところもあったが、他の応用地質の参加者には十分のようであった。活火山のない韓国では、こうした火山地質がよく観察される露頭は貴重であり、火山を学ぶ格好の場所である。ま

た, 露頭状態もよく, 本文でも引用したように, 浅い爆発的火山の噴出メカニズムや堆積機構の研究が精力的になされている (Sohn and Park, 2005, Sohn and Yoon, 2010) .

全体として, 会場も Jeju 島一番のホテルで開催された会議も盛況であった. 見学地がすべて“火山”であったのは, 応用地質や地盤工学などの専門家にとっては, 多少不本意であったかもしれないが, 巡検会はいずれも盛況であった.

謝辞 この会議の主催側の実行委員長 Chungbuk National University の Seo 教授は私の古い友人であり, 会議の初日に, 前国際応用地質学会 (IAEG) 会長 Scott Burns 博士らとともに dinner に招待いただいた. また, ジオパークそのものの火山地質の論文を直接送っていただいた Sohn 博士には謝意を表します. 最後に, 本会議の出席にご支援いただいたシン技術コンサル (株) に謝意を表します.

引用文献

- Jackson J. A ed. (1997) *Glossary of Geology (4th Edition)* American Geological Institute Alexandria, Virginia,
- Ko B. and Yun S.-H. (2016) A Preliminary Study on Calculating Eruptive Volumes of Monogenetic Volcanoes and Volcanic Hazard Evaluation in Jeju Island *Jour. Petrol. Soc. Korea* , **25**, 143-149, 2016 <http://dx.doi.org/10.7854/JPSK.2016.25.2.143> 143.
- 西山賢一・横田修一郎 (2010) 熊本県, 天草上島の古第三系砂岩に分布するタフォニの形状. 応用地質, **51**, 122-129.
- 産総研地質調査総合センター 池田火山 https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/ikedada/page4_2_3.html.
- Sohn, Y. K. and Park, K.H. (2005) Composite tuff ring/cone complex in Jeju Island, Korea: possible consequences of substrate collapse and vent migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Res.*, **141**, 157-175.
- Sohn, Y. K. and S.-H.Yoon (2010) Shallow-marine records of pyroclastic surges and fallouts over water in Jeju Island, Korea, and their stratigraphic implications. *Geology*, **38**, 763-766.
- 宝田晋治 (2017) 火砕流の流動堆積機構. *Proceedings of the International Meeting on Eruptive History and Informatics* (2017, No.2).
- 宇留野勝敏 (1978) 雲形浸食について. 日本地質学会講演要旨. DOI https://doi.org/10.14863/geosocabst.1978.0_63.
- Woo Y. S., Sohn Y. K., Yoon S.-H., Ahn U. S. and Spate, A. (2016) *Jeju Island Geopark-A volcanic World of Korea*, Springer 96p.
- Yamagishi, H (1991) Lava Spelothem in the Pillow Lavas from the Oshoro Peninsula, Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **36**, 453-455.
- 山岸宏光 (1998) ジョイントドブロック. 地球科学, **52**, 244-245.
- Yamagishi, H. and Feebrey, C. (1994) Ballistic ejecta from the 1988-1989 andesitic vulcanian eruptions of Tokachidake Volcano, Japan: Morphologies and genesis. *Jour. Volcanol Geotherm Res.*, **59**, 269-278.

abstract

The 12th Asian Regional Conference of International Association of Engineering Geology was held at Jeju Island, Korea, during 23 to 27 September Jeju island. It is relatively new volcanic island and was registered as UNESCO Global Geopark in 2014, and many local geoparks are existing mostly along the coastline. In this report, we introduce the outline of Jeju Island based on the references and guidebooks, and show the volcanic geology of the our visiting geopark, including our remarks.



樽前山 1874 年噴火を見た人たち

宮坂省吾¹⁾

2020年7月 2日受付

2020年7月12日受理

¹⁾北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

連絡先: 札幌市東区中沼町 29 番地 283

Nakanuma-cho 29-283, Higashi-ku, Sapporo City, Hokkaido 007-0890, Japan, miyasaki@hrcg.jp

はじめに

樽前山は、1909(明治42)年4月に溶岩円頂丘を生成したことによって、火山学界に知られるようになった。

その35年前の1874(明治7)年2月の樽前山噴火は、札幌本府建設が一段落した40kmほど北の市民を驚かせた。この噴火で火口の南南東側に降下火砕堆積物、火口の周囲に火砕流堆積物を堆積した。

開拓使は船越長善に現地での観察・記録を命じた。彼は札幌から苫小牧への各地で噴火活動のスケッチのほか、現地での聞き取り調査を行い、出張復命書を作成した。

開拓使お雇い外国人・地質学者のベンジャミン・スミス・ライマンは、札幌に滞在中で『北海道地質総覧』(1878年6月刊)に噴火の記事を短く記している。

1878年の夏、女性旅行家イザベラ・ルーシー・バードは未踏の火山を見たいと熱望し、アイヌの案内で火口原まで到達した。

後の地質学者たちは1874年噴火状況を確認、5万分の1地形図(国土地理院)は噴火や森林火災の痕跡を記載した。

今回は、噴火直後の3人の記録を紹介するとともに、噴火による森林荒廃の一端を紹介する。

本稿の内容は2015年地質学会北海道支部例会、北海道火山勉強会での報告を基礎としたものである。発表の

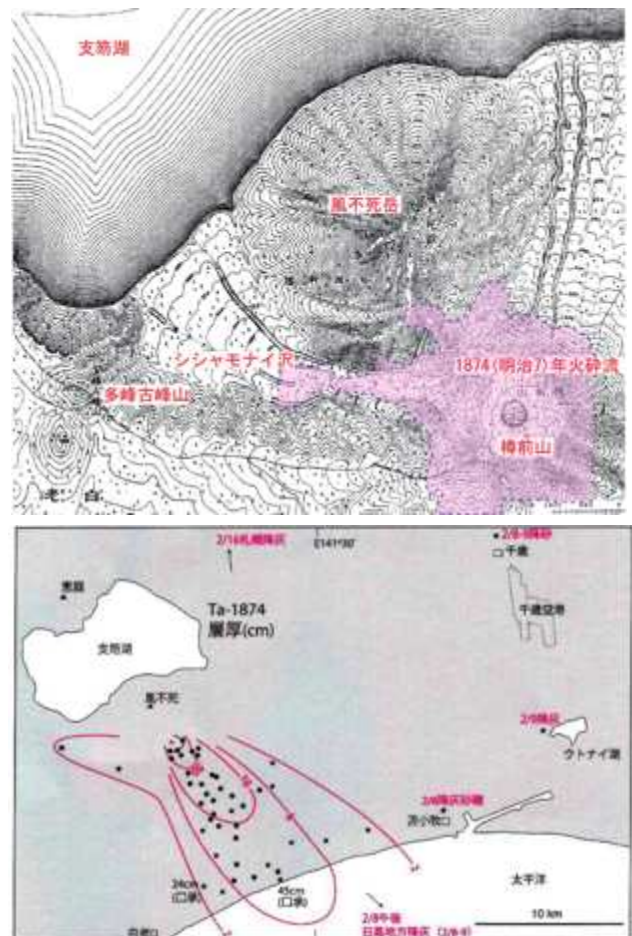


図1 [上] 1874年の分布(地図は5万分の1地形図「樽前山」(国土地理院)、火砕流堆積物の分布は古川・中川2010による)。
[下] Ta-1874の層厚分布(古川・中川2010)



図2 Ta-af1にのる1874fl 白線が境界。2015年9月25日撮影。

機会をいただいた方々に感謝する次第である。

1874年火山噴出物

1874(明治7)年噴火では、中央火口丘内にあった溶岩ドームが破壊され、降下火砕物と火砕流を噴出した(古



図3 黒色炭化物層と含まれていた一枚の炭化葉片。2015年9月25日撮影。



図4 Ta-af1(溶結凝灰岩)を侵食してできた小谷。左岸側上部に1874flが堆積している(図5)。2016年6月18日撮影。



図5 Ta-af1に累重する1874fl。写真上端の草の生えた所が微高地の尾根をなしている。2016年6月18日撮影。

川・中川 2010)。両者の分布を図1に示す。

1. 火砕流堆積物

火口北西のシシャモナイ沢に流れた火砕流堆積物は、石川ほか(1972)により中央火口丘スコリア流堆積物と呼ばれた。古川・中川(2010)は1874年火砕流堆積物(1874fl)と再定義し、分布を詳細に図示した(図1[上])。

石川ほか(1972)が中央火口丘スコリア流堆積物として示した露頭写真は、本稿の図2に相当すると推測される。

ここでは、下位から1739(元文4)年の火砕流堆積物(Ta-af1)、炭化物層、1874flが順次累重している。1874flの層厚は約7mである。

1874flは多数の炭化樹幹を含むことから、石川ほか(1972)は森林が焼き払われたと推測した。この露頭でも1874fl直下の炭化物層に炭化した木の葉や細い枝が含まれ、火砕流により発生した森林火災による燃えカスとその底に残されて堆積したことを示している。

現在でも、山麓の各所で炭化樹幹を見ることができ、火砕流が火口周辺で森林火災を起こしたことを実感できる。

さらに下流には1739年噴火のTa-af1(下部は溶結凝灰岩)を削剥した箱型の谷がある(図4)。このような谷は、下流の「苔の洞門」と同様に、火砕流堆積後に再開された侵食作用によって形成されたものである。

左岸側の谷壁上部には1874flがTa-af1に累重しているので(図5)、この火砕流は谷を埋めながら流下したとみることができる。

1874flがTa-af1に累重する左岸露頭では、侵食が認められない。その判定根拠は、Ta-af1の帯赤色帯(図5の下半部)が火砕流堆積時の高温酸化によるもので、地表近くが残っていることを示すものであることだ。図3と



図6 苫小牧市樽前に堆積したTa-1874(中央の暗褐色の地層) 地団研北海道支部 2019 年度巡検で用意された剥土露頭である。

同じく、この上位に薄層の黑色炭化物層が載っており、侵食間隙が無いことは明らかである。

小谷沿いの露頭(図5)は微高地をなすが、そこから離れるに従って低くなり、10 数 m ほど続く。この微地形は自然堤防のように見え、火砕流は小谷を主流路として流れたが、一部は脇に溢れて氾濫したと考えられる。

2. 降下火砕物

降下火砕物は瀬尾ほか(1968)により樽前火山灰層Ⅲa層とされ、石川ほか(1972)は「堅硬な角礫状のスコリア」(大部分岩片?)および軽石からなるとし、古川・中川(2010)は降下火砕物(Ta-1874)と再定義した。分布の中心は火口から南南東方向に延び、層厚は最大60cm強・海岸付近で10cm前後である(図1[下])。

苫小牧市樽前の海岸近くでは、径1~2cm以下のス

コリアや岩片が層厚6~10cmで堆積している(図6)。

樽前山 1874 年噴火を見た 3 人

1874 年噴火を観察・記録した人は少ない。北海道開拓使製図主任の船越長善(1830-1881)は、札幌本府で大爆発を見届け、翌朝には千歳へ向かい、さらに苫小牧で噴火が治まるまで滞在した。残念ながら、噴火の鳴動と雪に阻まれて樽前山に向かうことはできなかった。

この出張観察の結果が樽前山噴火の図および復命書に残されたことは古くから知られている(石川ほか1972, 高倉1976, 1987再録など)。

地質学者のベンジャミン・スミス・ライマン(1835-1920)は、1872~1876年のあいだ、開拓使のお雇い外国人として北海道の地質調査を行っていた。滞在期間中に樽前山1874年噴火が起り、『北海道地質総覧』(1878)に短い記事を掲載した。



図8 1874(明治7)年2月8日午後8時 札幌本庁から(図13 ②)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図2」(北海道大学附属図書館所蔵) 赤い噴煙柱を上げる樽前山、図中右のモンベツノホリ(紋別岳)は風不死岳の誤記、紋別岳はその右の山だろう。中央に恵庭岳、右手は藻岩山である。



図7 1874(明治7)年2月8日午後7時 札幌本庁から(図13 ①)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図6」(北海道大学附属図書館所蔵) 中央右下に「タルマイ山」と付された山は白老岳の誤記と思われる。その右は恵庭岳である。



図9 1874(明治7)年2月9日午後2時30分 漁にて(図13 ③)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図3」(北海道大学附属図書館所蔵))



図10 1874(明治7)年2月9日午後8時 千歳駅(図13 ④)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図4」(北海道大学附属図書館所蔵))

イザベラ・ルーシー・バード(1831-1904)は、1878年に樽前山頂上まで踏破した。この英国婦人はその様子を書き残したことによって、最初の火口観察者となった。紀行文は1880年に『Unbeaten Tracks in Japan』として出版され、樽前火山がヨーロッパやアメリカで知られることになった(金坂2012)。

1. 船越長善が見た噴火の経過

船越の復命書(苫小牧駐在員談)によると、「8日午前11:25に始まった噴火は午後2:30まで続き(第1の大噴火)、小噴火2回の後、午後6時ふたたび鳴動して10倍もの規模の噴火が起り11時過ぎに鳴動は止んだ(第2の大噴火)。(括弧内は筆者)。

この噴火を札幌本庁で観察した船越は、午後7時に噴煙と雷光(図7)、8時に赤い噴煙柱を描いた(図8)。

図7には「明治7年2月8日午後7時過ぎ樽舞嶽(樽前山のこと)噴火破裂火煙縦横飛電の実景」と付記されている。この絵の特徴は噴煙が山麓を這うように描かれていることで、まさに「噴煙は縦横に流れているように」見える。筆者は、この横に流れる噴煙が火砕流を示すのではないかと想像している。

1時間後に描かれた図8は、赤い噴煙柱が恵庭岳(標高1,320m)よりはるかに高く吹き上がって、噴煙は相変わらず雷光を飛ばしている。その様子を体験した札幌本府の市民は、次のように語った(前森永明談『さっぽろの昔話 明治編上』)。

「明治7年樽前山噴火。午後9時頃大砲の如き音して障子振動、間もなく半鐘なる。出て見れば南方は真赤にて普通の火とは思われず。烟焰(えんえん)東になびきて火焰の千歳方向に通りほとぼしるを見たり。」

2月9日は、船越復命書によると北広島市輪厚で黒煙に遭遇した(図13「輪厚」)。そこを過ぎて恵庭市では黒炎が棚引くだけで、「噴火鎮定」とみられる様子だっ



図11 1874(明治7)年2月10日午後4時30分 苫小牧駅(図13 ⑤)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図5」北海道大学附属図書館所蔵) 山名は、紋別岳(モンベツノホリ)と恵庭岳(エニワノホリ)が入れ替わっている。



図12 1874(明治7)年2月11日 札幌本庁から(図13 ⑥)(船越長善「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図7」北海道大学附属図書館所蔵)

た(図9)。

この後の恵庭市から千歳市にかけての状況は、『開拓使日誌』に以下のように書かれている(大井上1909)。

「2月9日(略)午後1時島松駅(略)一里余「イサリ(恵庭市漁のこと)」ニ至ル。初テ樽前山ヲ西南ニ見ル。頂上白烟ヲ噴キ風ニ從イテ揺曳シ千歳駅ノ近傍、沙灰(火山灰のこと)堆ヲ為ス。厚サ三四分(1分は3mm)ナリ。(括弧内は筆者)

千歳に到着後の午後8時、地震に引き続いて黒煙柱が

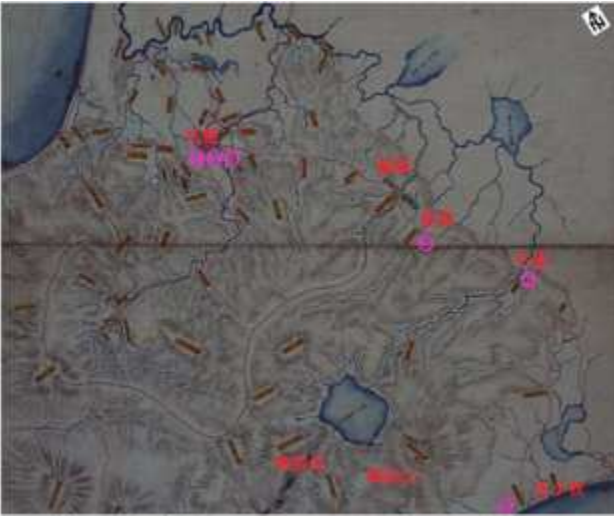


図13 札幌本府から樽前山への略図（船越長善「胆振国勇
 払郡樽前岳噴火之図1」北海道大学附属図書館所蔵）（図
 番号と地名を付記）

高く上がり数次にわたって火を噴いたが、間もなく止んだ(図10)。これが、第3の大噴火と言えるかも知れない。

図の右下に流れる川は千歳川で、脇の大きな建物は千歳駅通とされた(高倉1987)。道路は今の国道36号で、市民が橋の近くで噴火を見上げ、カラスが慌てふためいている様子が良く表現されている。かつて『千歳市史』(1969)は真っ暗でこんなふうには描けないとして「絵空事」と述べた。しかし、高倉(1976)は作者の筆力を高く評価して、その見方を退けた。筆者も高倉に同意する。

なお、高倉は「電光のように焼き石が飛び散っている」と記し、雷光(火山雷)ではないと解釈したようだ。たしかに、ジグザグの放電模様はあまり描かれていないとも見える。

2月10日以降は噴煙と鳴動があつたくらいで、大きな噴火は無かった。船越は、10日午後4時の図11に再び「噴火鎮定」と付記した。

このように噴火が治まってきたので、船越は千歳川沿

いに火口を目指したが、11日には鳴動のため、13日には吹雪に阻まれて果たせなかった。そして新たな変動が無いことを確認して、14日に札幌に戻って復命した。

開拓使の測量事業に従事していた船越は、できたばかりの広域図を復命書に添付している。こうして樽前山噴火の全過程と観察の位置関係が記録され、後に歴史学者・高倉新一郎(1902-1990)によって「珍しい画」として世に紹介されるに至った。

筆者は泰斗から地質学者への大切な遺産と受け止め、付記するとともに、紹介した次第である。

2. ライマンの調査

札幌本府に滞在中のライマンは、本人あるいは弟子が、白老方面の内陸で広く降下火砕物(軽石)を観察したらしく、次のように紹介している。

「噴火は、8日の正午に始まり9日の正午に終わった。

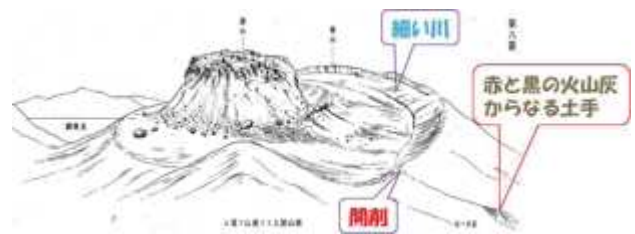


図15 樽前山頂上の地形と露頭。[上] 大井上(1919)による1909年噴火後の地形(解説を付記)[下] 唐沢源頭の露頭(中川2011)



図14 白老から見た凝灰岩丘(左奥に小さく見える三角山と思われる)と樽前山(右端)、2015年2月21日撮影。

8日夕刻5時から翌朝2時までの噴火が最も激しく、噴飛した浮石(軽石のこと)は淡棕(そう)色(薄い茶褐色)、大きさは榛子(ハシバミの実; 1cmくらいか?), 周囲数里(1里は3.9km)内に厚さ10cmほどの軽石を堆積した」(『北海道地質総論』1878: 括弧内は筆者)。

この記述から、ライマンらは火口までは行っていないが、白老海岸あるいは火口に近い山麓で降灰状況を観察していると推察される。図1[下]の降下火砕物の等層厚線図の16cmコンターの付近で確認したと推定される。その場所は、図14の樽前山の冠雪域付近一帯に相当するようだ。

2-3. イザベラ・バードの樽前山行

英国から訪れたバードは、噴火の4年後、1878年8月29日には白老で地形や地質を見て過ごし、樽前火山(volcano of Tarumai)や凝灰岩丘(原文のまま)(tuff cone)を見に行きたいと思うようになった。

ここでは「完訳 日本奥地紀行」(金坂2012)に基づいて、バードの樽前山行を紹介する。文中の<>内は、筆者の補足である。

バードは、9月はじめ、白老川沿いに上って森野で支流のポンベツ川に入り、温泉の湧出を観察した(辻井・窪田2012)。さらに、3時間をかけて尾根筋<白老台地: 支笏火砕流台地>へ辿りついた。

そこに比高60~100m、さらには120mもありそうな円錐形の凝灰岩丘があり、老齢の木々と腐植土におおわれていた。

<凝灰岩丘は多峰古峰(タップコップ)山の南646mピークと考えられ、標高500mの台地面から円錐状をなす小山である。古川・中川(2010)によると、鮮新世の多峰古峰山溶岩が分布している。>

そこから必死の思いで1時間ほど進み、火山円錐丘の頂ぎに上った。<ここは、樽前山の西山であろう。>

ここでバードは、輪郭がはっきりとした噴火口状の非

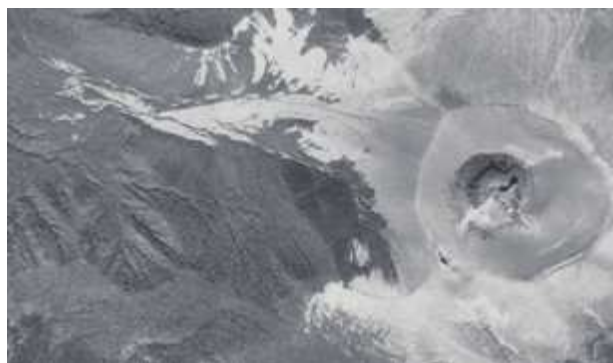


図17 空中写真に撮影された火砕流荒廃地(1947年撮影の米軍撮影の空中写真: 国土地理院) 図16と同様の範囲である。白く写ったところが裸地で、おもに1874年火砕流による荒廃地。左上の裸地付近に唐沢三角点がある。

常に深い空洞(cavity)を見ることができた。

<1739年プリニー式噴火で外輪山内側に大きな火口原ができ、その後の噴火で中央火口丘と小さなドームが成長したが、それは1874年噴火で吹き飛ばされ直径約180mの火口が開いた(勝井2007)。バードが見た「非常に深い空洞」はこの火口であろう。>

バードは、さらに、火山円錐丘の一部を巻くように細かい川が流れ、一部では開削によって赤と黒の火山灰からなる土手があることを見出した。

<細かい川と開削は、田中館(1926)に採録された木村岩太郎談「1874年噴火時には火口原の南にあった水溜りは埋まったが、付近の空沢上に長い裂隙が形成された」と符合する。

それは大井上(1909)の図にも示されていて、土手らしきものまで描かれている(図15[上])。現在は、大火口内から覚生(おぼつぷ)川へ流れる唐沢の源頭部で、赤い1739年火砕流(Ta-af), その上位の黒いTa-1874・1909年火山噴出物を見ることができる(中川2011)。バードの「赤と黒の火山灰の土手」が、ここを指すことは確実である。>



図16 樽前山西麓の荒地(「流土」と「散岩」は筆者の追記) 地図は大正9年版5万分の1地形図(国土地理院)、左側の△453.2mは唐沢三角点。



図18 標高520m付近のエゾマツとダケカンバからなる疎林(2020年4月19日撮影) 後方に樽前山。

バードが登頂した時に図 15 [上] の「新山」(溶岩ドーム)は無かったが、それを外した火口の風景を広々と見ることができただろう。ハワイ諸島北端のカウアイ島の火山を見てきたバードには、懐かしい風景だったと思われる。

イザベラ・バードは、自然に対する並はずれた好奇心をもって白老を歩き、そのもつとも優美な風景である樽前山と「けし粒」のような小山の凝灰岩丘さらに新しい火砕丘の火口に挑戦した。

噴火 4 年後の 1878 年、まだ緑濃い夏、アイヌと小馬たちがバードのきわめて困難な山行を助けた。世界に樽前山 (volcano of Tarumai) を披露できたのは、かれらの献身に支えられていたことによるものだ。忘れたくないシーンだ。

火砕流による森林荒廃

地質学者・神保小虎 (1867～1924) は、噴火 16 年後の明治 23 年に樽前山に登頂し、火口および周辺の状態を詳しく観察した。その文章を読むとイザベラ・バードが見た景色が詳しくわかるが、ここでは省略する。

火砕流により裸地と化した山腹は今も残り、森林の回復は進んでいない。ここでは、火口北西山麓の火砕流堆積地を流れるシシャモナイ沢の復活例を示す。

1. 神保小虎の見た山麓の荒原

神保 (1891) は火口付近の記載に続けて、山麓の荒原は一面軽石に覆われ、安山岩の有稜破片が散在すると述べた。後者は図 18 に散在する岩塊 (パン皮状火山弾を含む) を指しており、大きなものは 1～2m を超える。図 16 では「散岩」として図示されている。

神保の見た山麓荒原は、その 30 年後に発行された大正 9 年版 5 万分の 1 地形図 (国土地理院) に「流土」と「散岩」記号で描かれた所で、古川・中川 (2010) による火砕流 (1874fl) 分布地とほぼ一致している (図 1 参照)。

2. 73 年後に残っていた荒原

1874 年火砕流が及んだ唐沢三角点付近まで、73 年後の 1947 年空中写真でも禿地 (樹木の生えない荒廃地) が残っていた (図 17)。このように、火砕流堆積地に樹木はほとんどなかったとみられる。

一方、そこから北の支笏湖側は早くから広葉樹と針葉樹の森林となっており、林業の対象となっていた。地質学者・田中館 (1884～1951: 旧姓下斗米, 石川俊夫の叔父) は「現今此附近より木材搬出をなし、夏期此河口邊の柚小屋には多数の柚人入る。谷は浮石多く空澤にして雨期の外水なし。」と『北海道火山湖概報』(1915) に記した。

残念ながら、この地域の森は 1954 (昭和 29) 年の洞爺丸台風により大半が風倒木と化し、往時の姿はまったく残っていない。

3. 荒地地復活森林の今

現在、シシャモナイ沢の上流一帯はダケカンバを含むエゾマツ林となっている。養分不足での矮性樹の可能性もあるので、樹齢を探ってみた。

樹齢は古いもので 70 年ほど、中間に 30 年前後のものがあるほか、幼齢樹が認められるものの、空隙はきわめて広い (図 18)。このようにエゾマツ・ダケカンバ林はまだ成熟に至っておらず、疎林と言えるだろう。

これが火砕流堆積 145 年後の復活森林の姿だ。

4. まとめ

露頭観察から 1874 年火砕流がシシャモナイ沢上流域を焼き払ったことが推測される。そこは火砕流が厚く堆積しており、樹木の再生にはきわめて不利に働いたと考えられる。そのため、1947 (昭和 22) 年になっても禿地が残っていたのだろう (図 17)。

現在、その一帯にはエゾマツやダケカンバが侵入している (図 18)。このエゾマツは小径木を主とする疎林で、ダケカンバを伴う特徴がある。

エゾマツ樹齢は大きいもので樹齢 69 (直径 47cm) で、誕生は 1950 (昭和 25) 年とみられる。荒地に最初に芽生えたと推定される。このようなサイズの比率は少なく、1947 年米軍空中写真で裸地が残っていた時期に疎らに復活したのであろう。

そこから残された広い空隙に樹齢 30 年前後以下の若齢樹が育ち、さらに今も芽生えは続いている。このように 146 年前の噴火で火砕流荒地となったシシャモナイ沢の上流一帯の樹林は今なお回復せず、裸地のところも残っている。平衡に至るには、なお数 10 年を要するのかもしれない。

ところで、何故、下流一帯のエゾマツ林のように、トドマツ、ミズナラやカエデ類は進入しないのだろうか？ 樹木学者に聞いてみようと思っているところだ。

おわりに

樽前山・風不死岳・恵庭岳は札幌から見える活火山で、樽前山噴火は開拓使時代の移住者たちを驚かせた。始めての「驚天動地」のことで、夜中に大砲のような音が鳴り、普通の火とは思えない真っ赤な空が見えた。

この時、札幌農学校は開校前で、地質学関係者は資源開発を任せられたライマンとその弟子たちのみだった。残念ながら、噴火の現地で観察する人はいなかったようだ。

しかし、画家でもあった船越長善の噴火一連の図と聴取記録は、後に田中館（1926）に採用され樽前火山研究の基礎となり、樽前山噴火史の一翼を担っている。

バードは平取のアイヌ・コタンへの道半ばであったが、白老の海辺から見える樽前山の姿を見て、険しい道のりを覚悟で登攀を願い出た。船越が雪に阻まれた火口原での観察を彼女が果たしたのだ。地質学の専門家ではない、二人のナチュラルリストに敬意を表するものである。

バードの未踏の地への旅は、コミック「ふしぎの国のバード」(佐々大河)によって横浜から奥羽に至っている。目的地であった蝦夷地版が待ち遠しい。

謝 辞

この一文の最初のトリガーは「苔の洞門研究会」(若松幹男氏主宰)によるシシャモナイ沢エゾマツ林への散策であった。その後の調査も同会にお世話になっている。御礼申し上げます。

また、資料の掲載を許可していただいた北海道大学附属図書館および国土地理院に感謝します。

本稿は『総合地質』誌編集委員長である宮下純夫氏の激励と校閲によりできあがった。記して謝意を表するものである。

また、故勝井義男氏に船越長善のカラー図をお見せしたところ、大変お喜びになったことが忘れられない。その笑顔も、本稿の執筆を後押しして下さった。墓前に手を併せるものである。

引用文献

船越長善 (1874) 「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図 3」(北海道大学附属図書館所蔵)。

古川竜太・中川光弘 (2010) 「樽前火山地質図」(産業技術総合研究所地質調査総合センター)。

石川俊夫・横山 泉・勝井義雄(1972)「樽前山-火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策」北海道における火山に関する研究報告書第1編(北海道防災会議)。

金坂清則 (2012) 「完訳 日本奥地紀行 3- 北海道・アイヌの世界」(平凡社東洋文庫)。

河野常吉編 (1898) 「さっぽろの昔話 - 明治編上 -」(みやま 書房 1978 復刻)。

中川光弘 (2011) 恵庭岳と樽前山。札幌の自然を歩く(第3版)。北大出版会。

大井上義近 (1909) 「樽前岳噴火実況調査報告」(震災予防調査会報告)。

B.S. ライマン (1878) 「北海道地質総覧」(開拓使)。

佐藤伝蔵 (1909) 「樽前山噴火調査報文」(地質調査所月報)。

瀬尾春雄ほか (1968) 「北海道農業試験場土性調査報告, 18 編」(北海道農業試験場)。

高倉新一郎 (1976) 「船越長善 胆振国勇払郡樽前岳噴火図」(新しい道史, 14, 222-25)。

高倉新一郎 (1987) 「挿画に拾う北海道史」(北海道出版企画センター) (再録)。

田中館秀三 (1915) 「北海道火山湖研究概報」(北海道庁)。田中館秀三(1926)「樽前山噴火歴史」(地球, 6, 6, 405-412)。

辻井達一・窪田留利子 (2012) 「イザベラ・バードの道を現代に活かす」(開発こうほう)。

神保小虎 (1891) 「北海道地質報文(下)」(北海道庁)。



論文紹介

A glance at interesting

England, P.C. and Katz, R.F., 2010. Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. *Nature*, 467, doi:10.1038/nature 09417.

沈み込み帯におけるマントルからのマグマの分離は、地球の化学的分化の基本的なメカニズムの一つである。このシステムの基本的な側面、とくにメルトが形成され、地表にもたらされるプロセスは十分に明らかになっていない。火山弧の位置に関する組織的研究、この溶融

の地表での発現は、深部で起こっているプロセスの手がかりになると広く考えられている。しかし、この手がかりには相互に両立しえない多くの解釈が存在する（例えば、文献1-6）。我々は、沈み込み帯における熱輸送の現実的な数学モデルに基づく単純なスケーリング議論を用いてこれらの解釈を評価する。火山弧の位置は、スラブトップ近くで起こる反応に由来する流体の放出によって説明することはできない。火山フロントの鮮明さとともに、それらの位置の組織的研究は、海溝に最も接近した無水ソリダスによって限定された境界の上に位置すべきであることをむしろ要求している。我々は、この領域からマグマが上昇することによって運ばれた熱がウェッジの熱構造の改変に十分であること、wet および dry なメルトが地表に到達する通路を決定づけることを示す。

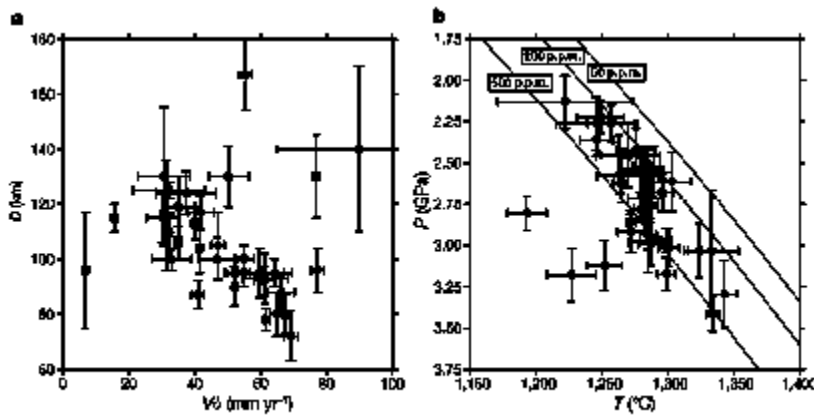


Figure 3 | Systematic variation in depth to the slab beneath volcanic arcs, and its relation to pressure-temperature conditions beneath the arcs. a, Depth to the top of the slab beneath volcanic arcs (see Supplementary Information), plotted against $V\delta$ (equation (3)). b, Conditions beneath the volcanic fronts estimated from calculations with descent speed, V , and dip, δ , corresponding to the arcs investigated in this paper. Dots show the maximum temperature in the mantle wedge beneath the front, and the pressure at which that temperature is reached. For each calculation, the arc front is taken to lie immediately above the place where the top of the slab reaches the depth D ; error bars represent the range in maximum temperature (and the pressure at which it is reached) associated with a ± 5 km uncertainty in the horizontal location of the arc front. Lines labelled 50 p.p.m., 200 p.p.m. and 500 p.p.m. correspond to the solidi for peridotite containing these fractions of water¹⁹.

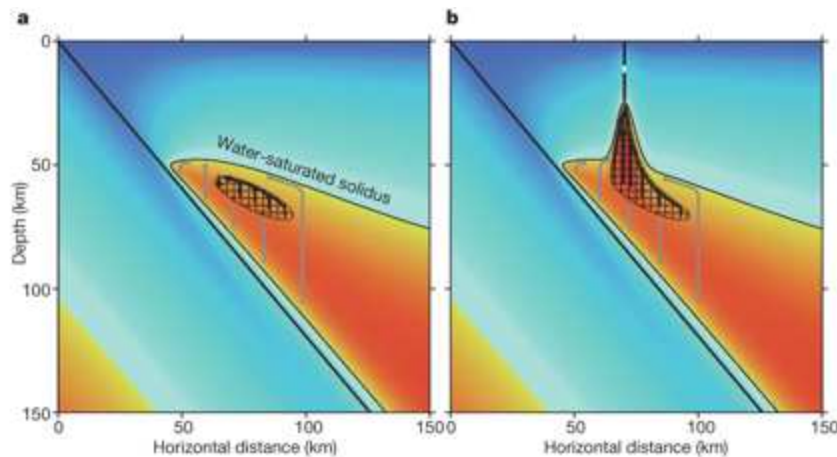


Figure 4 | A sketch of the process that determines the position of volcanoes. The top of the slab is indicated by the diagonal line starting at the origin. The black line separating the blue and yellow-to-red colours within the wedge represents the water-saturated solidus of the mantle, the cross-hatched region is above the nominally anhydrous solidus of ambient mantle. a, The distribution of temperature and melting without heat transport by migrating melt. Grey and black arrows show melt formed above the water-saturated and anhydrous solidi, respectively, rising, then travelling through high-porosity channels to the 'noses' of the solidi. b, A schematic depiction of how melt transport, indicated

by arrows, would modify the distribution in a. Magma rising from the 'nose' of the dry solidus heats the region immediately above, deflecting upwards the dry and wet solidi so that they both reach their shallowest depth in the same horizontal location. Each type of melt travels laterally and upward along its respective solidus towards this location. Melts eventually penetrate the lithosphere by hydrofracture and dyking. In the case of low permeability in the wedge, advection of melt by the moving mantle can cause the trajectories to deviate horizontally²¹; this process could affect the details of the sketch.

(君波和雄)

Perrin, A., Goes, S., Prytulak, J., Rondenay, S. and Davies, D.R., 2018. Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 501. 67-77.

沈み込み帯の上の火山弧の形成を支えるメカニズムには議論がある。いくつかの支配要因が示されている：1) マントルウェッジのソリダスを低下させる水を放出する場所、2) マントルウェッジが最も多く溶融する場所、3) ウェッジの冷たく浅いコーナーによって制約されるメルト形成・移動の限界。ここでは、2-D thermo-mechanical マントルウェッジモデルを用いて、提案されている3つのメカニズムを評価する。2-D 計算モデルでは、沈み込み速度、スラブ傾斜角・年代、上盤プレートの厚さおよび2つのプレート間の decoupling の深さを変数とした。計算モデルの結果は、1)-3) のメカニズムにおいてスラブ傾斜角が増大すると弧-海溝距離 (D) が小さくなることを予測しており、この結果は、現世沈

み込みデータによって示される D とスラブ傾斜角との負の相関関係といった事実と調和的である。モデル計算によれば、もし H (弧の下のスラブの深さ) がウェッジ温度に支配され、上盤プレートの厚さが 50 km 以上までで decoupling の深さを超えなければ、H とスラブ傾斜角とは正の相関を示す。もし H がスラブ温度に支配されれば、H と傾斜角は負の相関を示す (訳者：スラブ傾斜角が大きくなるとスラブからの脱水ポイントが浅い方に移行するということ?)。現世の沈み込み帯では、H と傾斜角は、正の相関を示す。上盤プレートの厚さが大きくなるに従い、最大溶融地点が移動して H と D が小さくなる (訳者：Fig. 5 では D がおおきくなっている)。一方、ウェッジの cold corner に支配される溶融ゾーンの海溝側限界は、上盤プレートが厚くなると、海洋性の沈み込み帯におけるデータトレンドと同じように、移動し H と D が大きくなる。このように、ウェッジコーナーによって規定される溶融とメルト移動の限界が弧の位置の一義的要因として作用していると思われる。

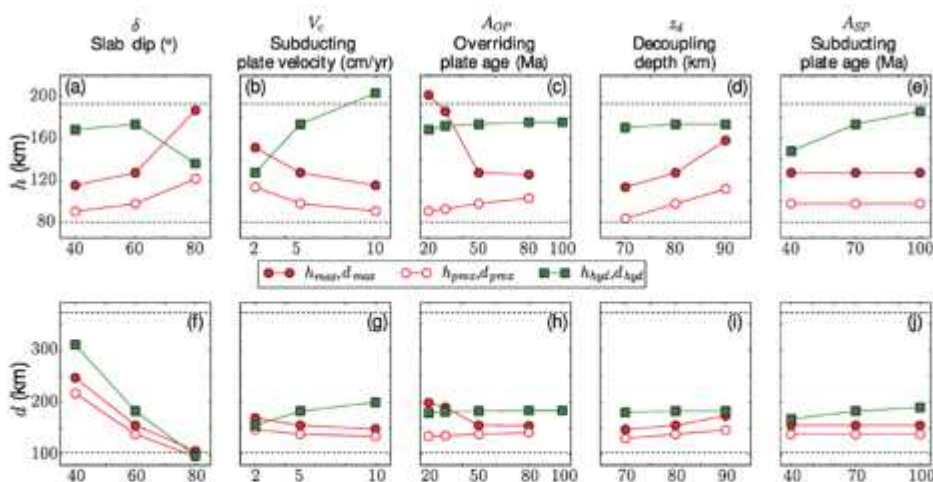


Fig. 9. Model depth of the slab h (a-c) and distance to the trench d (f-j) for different points in the wedge, against the five subduction parameters: (red open circles) h, d_{prox} , closest point to the trench where wedge T exceeds T_m ; (filled red circles) h, d_{max} , the point where $(T - T_m)$ reaches its maximum; (green squares) h, d_{hyd} , maximum slab surface depth above the serpentinite stability field in the slab, as a proxy for the maximum extent to where the wedge may be hydrated. Dashed lines illustrate the observed range in H and D (Fig. 1). For the case with $A_{OP} = 100$ Myr, the wedge is too cold to allow anhydrous melting, i.e., this point is missing. h_{max} and h_{prox} have similar sensitivities except to A_{OP} , while those of h_{hyd} are distinct. Sensitivity to dip dominates the behaviour of d . Comparison to Fig. 2 shows that observed trends are most like those predicted by wedge-temperature controlled mechanisms.

(君波和雄)

Ribeiro, J.M., Ishizuka, O., Lee, C.-T.A. and Girard, G., 2020. Evolution and maturation of the nascent Mariana arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 530, doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115912.

大陸地殻に付加するずっと以前に、発生期の島弧がより厚い地殻をもち、成熟した火山体へ発展するプロセスに関しては、長期間にわたる議論がある。成熟した島弧がどうやってその位置を長期間にわたり維持するのかは、まだ明らかになっていない。最近、弧の位置はスラブからの脱水もしくは弧の下のマンツルの熱的な状態によって支配されていると考えられている。しかしながら、多くの研究は、成熟し安定な状態の火山体に発展した現世島弧に焦点をあてている。公表されている地球化学的なデータセットを用いて、南マリアナ弧が北に向かって安定し、より厚い地殻をもった成層火山へ発展したこと

を示す。南マリアナ弧は、沈み込みの初期段階に形成された初期の弧と地球化学的特徴が共通するので、島弧の初期段階に起こったプロセスに重要で新たな制約を加えることができる。南北横断に沿うマリアナ弧の検討は、蛇紋岩化した前弧マンツルの成長が弧のマグマ生成の深さを変えた可能性を示唆する。そして、それは次に弧の成熟期間に火山体の安定化をもたらした。弧の安定化は、深部からの供給されるスラブ由来の流体が弧の下のマンツルウェッジを浸透するのを可能にする。これは北に向かって典型的な弧の特徴をもったマグマを定置することになる。マグマの通路に沿ってメルトが集中することによりさらにマグマの分別、地殻との同化、地殻の厚化が進行することになる。我々は、前弧マンツルの蛇紋岩化が進み、安定化するまで、伊豆-ボニン-マリアナ収束縁における島弧初期に一時的なマグマの活動が起こったかもしれないことをさらに提案する。

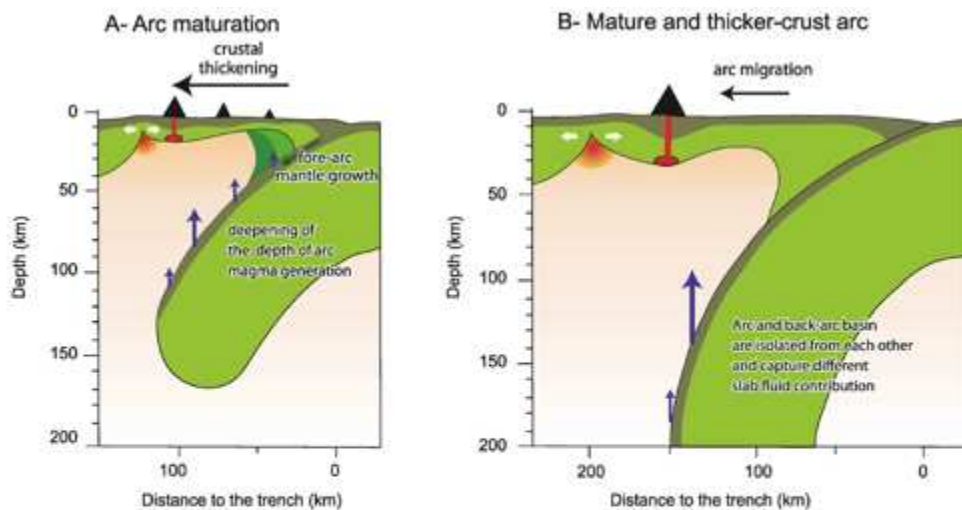


Fig. 7. Maturation of a juvenile island arc during subduction infancy. A) The incipient island arc (southern Marianas) capture a smaller contribution of aqueous fluids that are released from the subducting plate. Juvenile arc magmas are thus produced by decompression mantle melting assisted by slab dehydration. During maturation, the arc volcanoes are randomly emplaced and they are displaced away from the trench (which deepens the depth of arc magma generation), as the serpentinized fore-arc mantle grows (as depicted from light to dark green layers underneath the fore-arc). There is also an increase in the slab fluids contribution as the arc matures. B) In mature island arc (northern Marianas), the depth of mantle melting deepens and is triggered by slab dehydration. The volcanic arc front is spread away from the back-arc basin spreading center. The mature arc magmas thus possess a clear arc fingerprint, which reveals the infiltration of the deeply-sourced slab fluids into the sub-arc mantle wedge, along with the deepening of the arc magma generation. Back-arc magmas captured the fluids released from a subducting plate that has previously dehydrated.

(君波和雄)

Liu, J., Sun, H., Wang, Z., Xia, Q. and Li, W., 2020, Continuous water supply from the subducted Pacific plate to the Eastern Asian big mantle wedge: New insights from the water content of late Cretaceous OIB-like basalts. *Lithos*, 352-353, doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105249.

多くの地震地形学的研究は、東アジア下のマントル遷移帯において西に向かって沈み込む太平洋プレートを示しており、いわゆる大きなマントルウェッジ (BMW) を形成している。また、最近のいくつかの研究は、BMWが白亜紀初期に始まっていることを示唆している。BMW地域における前期白亜紀から新生代の玄武岩の水含有量に関するいくつかの先行研究は、それらの給源が非常に加水していたことを示しており、それは、計算モデルと調和的である。しかし、沈み込んだ太平洋スラブから東部アジア BMW への水供給に関して未解明の2つの疑問がある：1) 東アジアの下の上部マントル

は、白亜紀初期から新生代後期にかけてずっと加水されていたのか？、もしそうであれば、2) 沈み込んだ太平洋自身かなりの量の水を東部アジアの上部マントルへ運搬できたのか？これらの疑問に答えるために、玄武岩中の単斜輝石斑晶の水含有量に基づき、北中国の北部と東部のいくつかの玄武岩 (Yixian の Zhanglaogongtun 玄武岩 (ZLGT), 106Ma; Qingdao の Pishikou 玄武岩 (QDPS), 78-86Ma) の水含有量を決定した。白亜紀後期の ZLGT および QDPS 玄武岩の初源マグマの見積もられた水含有量は、それぞれ 2.18 および 2.87 wt% であり、背弧海盆玄武岩と島弧玄武岩の水含有量レンジにプロットされ、中央海嶺玄武岩や海洋島玄武岩のレベルよりも明らかに高い。そして、計算されたマントルソースのミニマムの水含有量は、それぞれおよそ 2,800 ppm と 1,200 ppm である。既存の研究も考慮すると、本研究は、沈み込んだ太平洋スラブが高い水運搬能力を有しており、前期白亜紀から後期新生代にかけて連続的に BMW に水を供給し続けてきたことを示している。

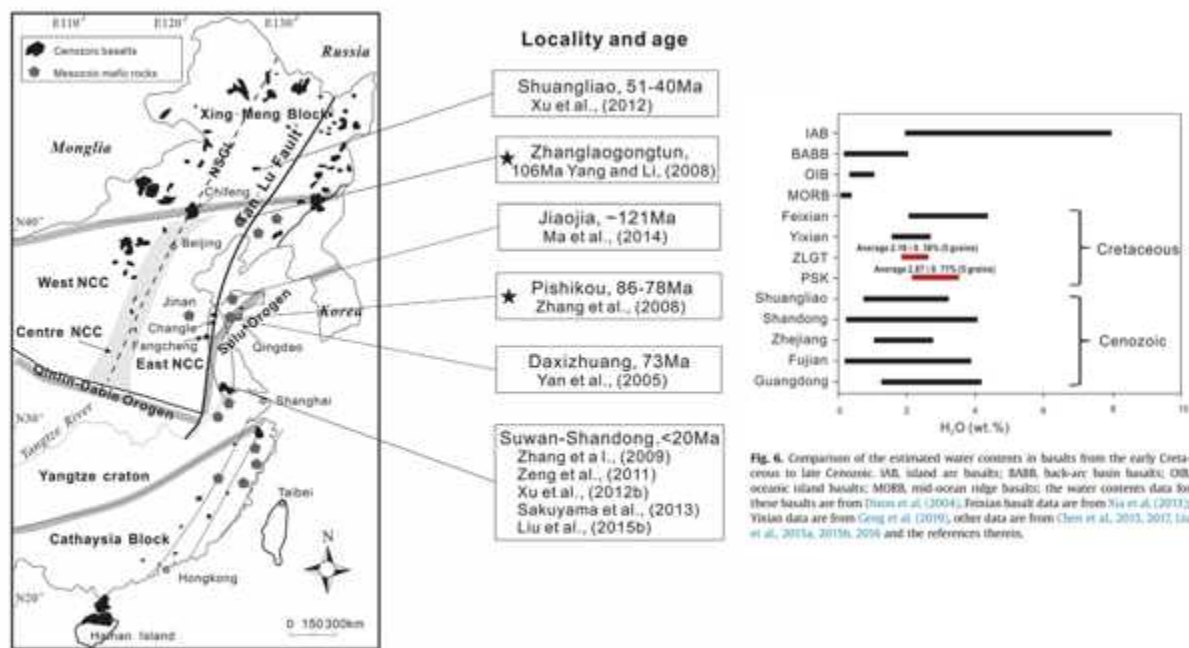


Fig. 1. Simplified tectonic scheme for eastern China and the location of the early Cretaceous to late Cenozoic basalts (modified after Liu et al., 2017). NGL represents the North-South Gravity Lineament. The dark stars mark the sampling sites (Zhanglaogongtun, Pishikou) of this study. NCC = North China Craton.

Fig. 4. Comparison of the estimated water contents in basalts from the early Cretaceous to late Cenozoic. IAB, island arc basalts; BABB, back-arc basin basalts; OIB, oceanic island basalts; MORB, mid-ocean ridge basalts; the water contents data for these basalts are from [Hiron et al. (2004)]. Feixian basalt data are from Xia et al. (2013); Yixian data are from Geig et al. (2019), other data are from Chen et al., 2003, 2007, Liu et al., 2015a, 2015b, 2016 and the references therein.

(君波和雄)

Lin, Y., Zhang, C., Li, C. and Deng, H., 2020. From dextral contraction to sinistral extension of intracontinental transform structures in the Yanshan and northern Taihang Mountain belts during Early Cretaceous: Implications to the destruction of the North China Craton. *Jour. Asian Earth Sci.*, 189, doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104139.

北中国クラトンの中生代テクトニクスは、クラトンの不安定さの様々な程度を生み出したクラトンの改変と崩壊によって特徴づけられる。北中国クラトンの最後の改変の終了から最終的崩壊の開始への変化は、イザナギプレートの沈み込みとロールバックに関連していると考えられる。しかしながら、この造構運動の転換の時期はまだ未解明であり、クラトンの崩壊が起こった地域の広がりもまだ十分に確定していない。Yanshan帯と Taihang Mountain 帯との接合部は、崩壊した北中国クラトン東部の北西縁と考えられてきた。この地域の

詳細なマッピングと年代学は、2つのグループのトランスフォーム構造を明らかにした：1) 143 Ma 以前に発達した右ずれのトランスフォーム構造, 2) 129 Ma 以降にできた左ずれのトランスフォーム構造。右ずれトランスフォーム構造の西側境界は、影響を受けていない北中国クラトン (intact NCC) と改変された北中国クラトン (modified NCC) を分ける。しかしながら、左ずれトランスフォーム構造は崩壊した北中国クラトン (destracted NCC) の北西境界と北側境界を限定する。右ずれから左ずれへの転換は、ca.143-129 Ma に起こった。この年代は、東に向かって若くなる。左ずれトランスフォーム構造の西側境界は、右ずれトランスフォーム構造の西側境界に関して 120 km 以上も東に移動した。これらは、最後の改変の終了から 143-129 Ma に起こった最終的な NCC の崩壊の開始への遷移を示している。広域的な地質において、この遷移は、イザナギプレートの後期ジュラ紀の flat-slab 沈み込みからスラブの rollback への変化と調和的である。

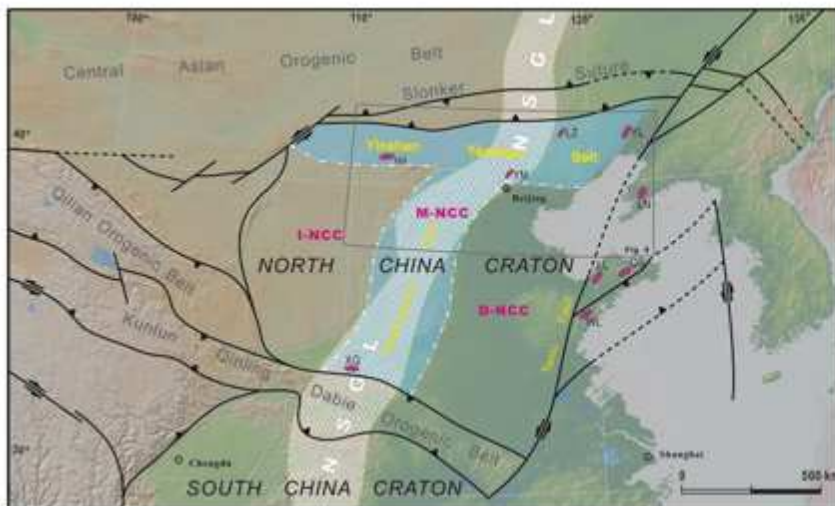


Fig. 1. Tectonic elements of the NCC and the adjacent areas. I-NCC: Intact North China Craton; M-NCC: Modified North China Craton; D-NCC: Destroyed North China Craton. NSGL: North-South Gravity Lineament (Ma, 1989). HH: Hohhot metamorphic core complex (Davis et al., 2002); LL: Linglong metamorphic core complex (Charles et al., 2011); LN: Liaonan metamorphic core complex (Liu et al., 2005); LZ: Louzidian metamorphic core complex (Wang and Zheng, 2005); QS: Queshan metamorphic core complex (Xia et al., 2016); WL: Wulian metamorphic core complex (Ni et al., 2013); XQ: Xiaoqinling metamorphic core complex (Zhang et al., 1998); YL: Yiwulvshan metamorphic core complex (Ma et al., 1999; Darby et al., 2004); YM: Yunnengshan metamorphic complex (Davis et al., 1996).

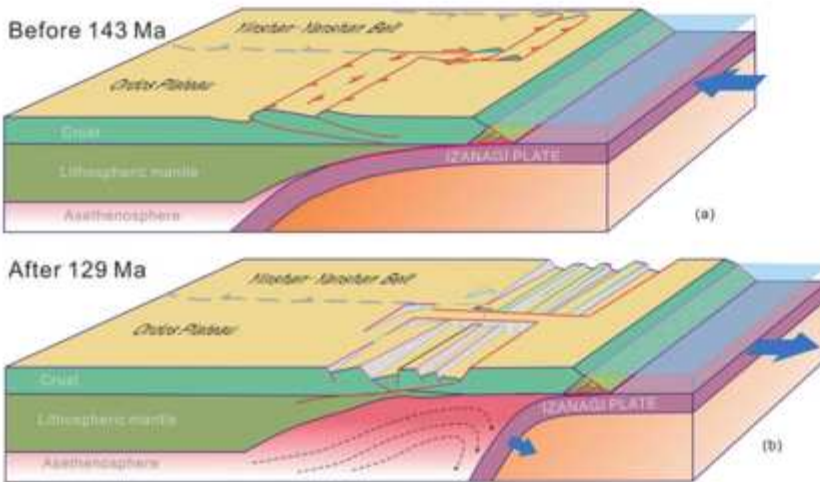


Fig. 19. Cartoons illustrating the plate tectonic settings of the transform contraction before ~143 Ma and probably later than 160 Ma (a) and the transform extension after ~129 Ma and before the end of Cretaceous (b); no scale implied. The associated magmatism and volcano-sedimentary records are not presented for simplification.

(君波和雄)

Ma, P., Liu, S., Gurnis, M. and Zhang, B., 2019. Slab horizontal subduction and slab tearing beneath East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 46, doi.org/10.1029/2018GL081703.

地震波トモグラフィーから推定されるように、マントル中に沈み込んだスラブの現在の構造は、地質時代を通じてのプレートテクトニクスの記録である。東アジア下の660-kmの深さにあるマントル不連続の上にはほぼ水平に存在する異常に大きなスラブは、多分、太平洋プレートの沈み込みであろう。プレート運動の履歴とマントル不均一が不確実性であるために、この水平構造の発達は十分に理解されていない。ここでは、スラブの滞留に貢献する機械的・地球物理学的要因を調べるために計算モ

デルが用いられた。本論で我々は、最新版の造構復元によって制約された前進するマントル流モデルが東アジア下の地震波トモグラフィーにおける主要な特徴とうまく合致することを示した。とくに、顕著な破断が沈み込んだ太平洋スラブを前進して中新世に時計回りの回転をしたフィリピン海プレートをつくり、スラブ内のセグメント化を生じた（訳者注：要するに、古第三紀に西南日本に沈み込んでいた太平洋プレートが北東に移動するT-T-T（琉球, 日本, 伊豆ボニン）三重点でbreakoffして、中新世にフィリピン海プレート創った。切り離された太平洋プレートはマントル中に沈み込む）。我々は、フィリピン海プレートの回転をともなったこの破断がスラブの水平な形状に影響を与えたと考えている。

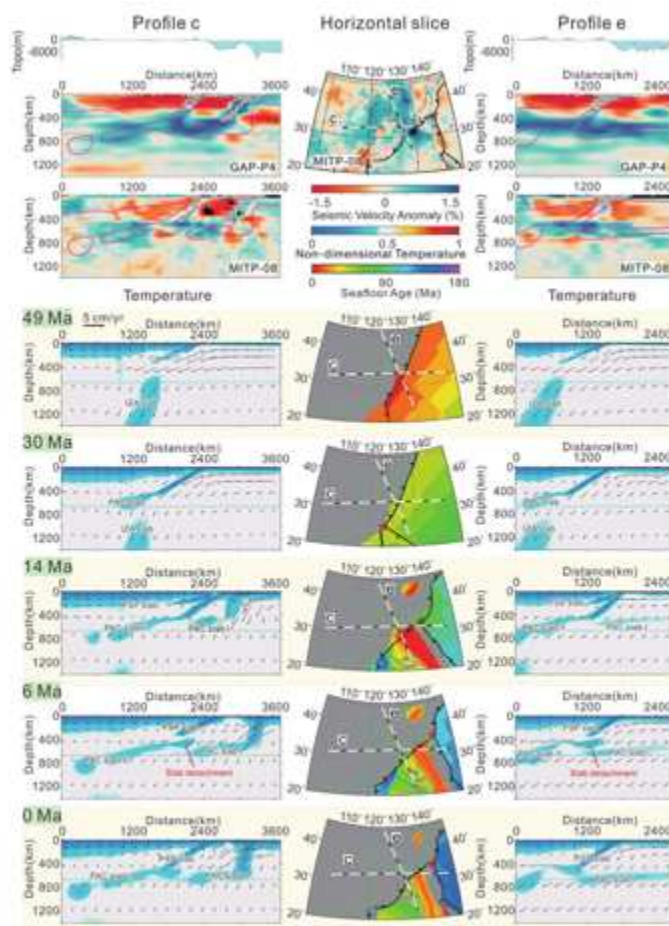


Figure 4. Temporal evolution of subducted slabs along profiles c (left column) and e (right column) with reconstruction (middle column) in case 1-1. The segmented slabs that are associated with the migrating trench model are compared with seismic tomography images in both vertical (left and right columns) and horizontal slices (middle column) for visual identification. All the symbols are the same as those in Figures 2 and 3. The locations of the profiles are shown in Figure 1.



Figure 5. Conceptual model that shows the geodynamic process that is associated with the migrating triple junction. The lateral tearing of the Pacific slab propagated along the East Asian margin at the triple junction. While the Pacific slab was detached along the Ryukyu trench, the Philippine slab was gradually subducting. The torn Pacific slabs subducted into the mantle transition zone. The other symbols are the same as those in Figure 1.

(君波和雄)

Koulakov, I., Kukarina, E., Fathi, I.H., Khrepy, S.E. and Al-Arifi, N., 2015. Anisotropic tomography of Hokkaido reveals delamination-induced flow above a subducting slab. *Jour.. Geophys. Res.: Solid Earth*, 120, 3219–3239.

広域的な地震データベースによるP波とS波到達時間のトモグラフィ解析に基づく、北海道下の地殻と上部マントルの新たな3-D異方性地震モデルを提示する。P波のモデルは、それぞれの地点で方位異方性で記述される3つの変数でパラメーター化された。S波のモデルは、等方体として扱われた。等方性のP波速度とS波速度の異常は、ほぼ完全に一致する。地殻中において、日高・神居古潭帯に沿う中央北海道はそれらの顕著な直線状の異常を示す。この直線上の異常は、日本ブロックが千島前弧の下に東向きにアンダースラストする地域である。日高帯の下の大きな速度の異常は、ディラミネートした苦鉄質地殻と一緒に沈下したマントル・リソスフェアであり、それは衝突帯における地殻短縮により成された。垂直断面の一つは、沈み込み帯では非常に特異な形状を示している：低速度のスラブがマントルウェッジ中の高速度の地質体で覆われている。スラブの表面に沿って沈下しているその高速度のディラミネートした物

質は、スラブの上部からの流体やメルトが上昇するのを妨げている。そこで、流体やメルトは、相転移によってつくられる。その結果、流体の多くは、下方に運ばれ、スラブ中の地震波速度を低下させる。地殻中の方位異方性は、主要構造单元と明らかに調和しており、主要縫合帯を描き出している。マントル中では、異方性は扇形の形状をもっており、南北海道に端を発する流れが方向を変化させ、3方向に分岐していると推定される。西側と東側の流れは、北海道の2つの火山グループに向かっている。これらの2つの流れは、これらの火山グループにおけるカルデラをつくる特徴的な噴火のきっかけとなる物質を運んでいるのであろう。

〈訳者注：日高山脈の下地震波の速度異常は、Miyamachi & Moriya (1984)やMiyamachi et al. (1994), Kita et al. (2010, 2012, 2014), van Keken et al. (2012)などでも認められている。しかし、Miyamachi論文やKita論文、van Keken論文では、この速度異常を高速度ではなく、低速度としており、地殻物質由来であると推定している。Miyamachi論文ではこの地殻物質を東北日本弧が千島弧の下にもぐり込んだためとしている。一方、Kita et al. (2010)やvan Keken et al. (2012)は、これを千島弧としたが、Kita et al. (2012)では東北日本弧と推定している。Kita et al. (2012)は、構造線に沿う千島弧マントルの上昇を推定している。

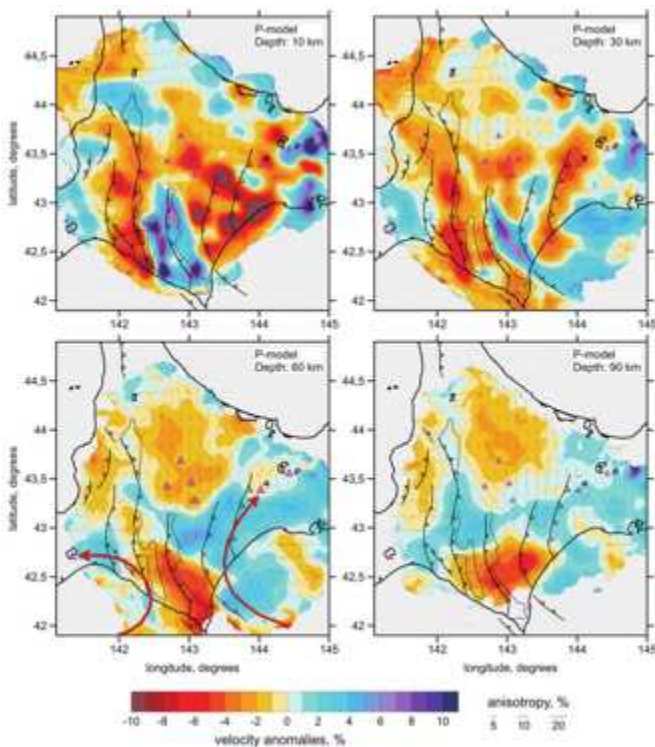


Figure 2. The resulting anisotropic P velocity model in horizontal sections. The color background denotes the isotropic velocity anomalies. The bars denote the orientations of high-velocity; the length of bars denote the amplitude of anisotropy. The black lines denote the major geologic structures as in Figure 1b. The triangles denote the recent volcanoes. The red arrows indicate the possible flow directions in the mantle wedge.

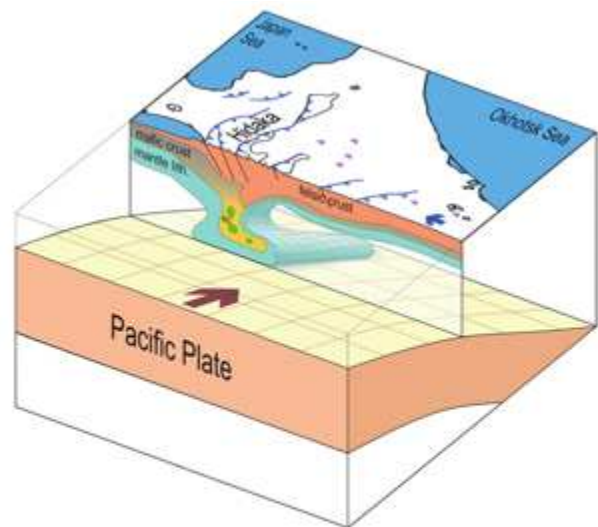


Figure 11. Schematic delamination scenario beneath the Hidaka Belt based on the interpretation of the seismic model. The section roughly corresponds to section A5-B5. Designation "ec" denotes an eclogite body derived from mafic crustal material.

(君波和雄)



HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY

Yamanote 2-3-5-24, Nishi-ku, Sapporo, Hokkaido 063-0002, Japan

E-Mail: office@hrcg.jp Phone: 080-5830-2016 URL: <http://www.hrcg.jp>

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター

063-0002 北海道札幌市西区山の手 2-3-5-28

E-Mail: office@hrcg.jp Phone: 080-5830-2016 URL: <http://www.hrcg.jp>