

総合地質

General Geology

Vol. 8 No. 1

総説

現世と過去の収束域における水平および低角沈み込みの地質的影響と成因：君波和雄

An overview of geological manifestations and causes of present-day and ancient flat-slab and low-angle subduction in convergent margins : *Kazuo Kiminami* 1-24

論説

北海道野幌丘陵東方の後期更新世～完新世の長沼アイス1号孔の珪藻分析：嵯峨山 積

Diatom analysis of the NGA-1 boring core, late Pleistocene to Holocene, drilled in the Naganuma, central Hokkaido, Japan: *Tsumoru Sagayama* 25-32

論説

北海道中央部千歳川水系舞鶴遊水地の第四紀末地質と 2,000 年前頃以降の環境変遷：岡 孝雄・星野フサ・

安井 賢

Latest Quaternary geology and environmental changes over the last 2000 years of the Maizuru Retarding Basin in the Chitosegawa-River system, central Hokkaido: *Takao Oka, Fusa Hoshino, and Satoshi Yasui* 33-58

自由投稿

ライマンと北海道—日米文化交流の視点から—：関 秀志

Benjamin S. Lyman and Hokkaido – From the view of cultural exchange between Japan and United States - : *Hideshi Seki* 59-73

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：宮下純夫 President: Sumio Miyashita

副理事長：中川 充 Vice President: Mitsuru Nakagawa

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

副委員長：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura

委員：田近 淳 Editor: Jun Tajika

委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami

委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda

<総説>

現世と過去の収束域における水平および低角沈み込みの地質的影響と成因

君波和雄¹⁾

An overview of geological manifestations and causes of present-day and ancient flat-slab and low-angle subduction in convergent margins

Kazuo Kiminami¹⁾

要旨

現世と過去の水平・低角沈み込みの特徴や地質的影響、成因をレビューする。現世沈み込み帯の約10%は水平・低角沈み込みだとされている。水平沈み込みと低角沈み込みとは区別されることなく使用されてきた。しかし、両者は異なる点も多く、区別して扱うのが適切と考えられる。典型的な水平沈み込みは、チリの Pampean flat-slab、ペルーの Peruvian flat-slab、メキシコの Mexican flat-slab である。Pampean flat-slab と Peruvian flat-slab では、非震性海嶺が沈み込んでいる。低角沈み込みは、北米のカスケード、南部アラスカ、西南日本などに認められる。水平・低角沈み込みの成因には、多くの見解があり、現在も議論が続いている。それらは、1) 浮揚性地塊の沈み込み、2) 上盤プレートの前進、3) マントル吸引力、4) 幅広い (> 6,000 km) 沈み込み帯での長期間にわたる (> 80–110 my) 沈み込み。これら要因の2つ以上が作用して水平・低角沈み込みが形成される可能性が高い。

2024年7月31日受付

2024年9月10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: 830-0047 久留米市津福本町 198-2-701

Address: 807-3, 198-2-701, Tsubuku Motomachi, Kurume
830-0047, Japan

Keywords: flat-slab subduction, low-angle subduction, buoyant ridge, suction force, slab dip

はじめに

沈み込む海洋プレートがマントルウェッジに会合する深さ (40–50 km) まで (thrust zone もしくは seismogenic zone= 地震発生帯) のスラブ傾斜角は、一般に低角度である (Syracuse and Abers, 2006; Syracuse et al., 2010). Jarrard (1986) によりコンパイルされた世界の沈み込み帯の諸パラメータに基づけば、海溝から深さ 60 km までのスラブの平均傾斜角は、多くが 30° 以下である。Lallemand et al. (2005) によれば、海溝から深さ 125 km までのスラブの平均傾斜角

の中間値は、大陸地殻の下のスラブで 27.5°, 海洋地殻の下のスラブで 42.5° である。海洋地殻の下のスラブで傾斜角がより大きい傾向は、深さ 125 km から 670 km のスラブにおいても認められる。Syracuse and Abers (2006) によれば、世界の各沈み込み帯における深さ 50–250 km のスラブの平均傾斜角は、30° から 60° である。また、England et al. (2004) も深さ 80–400 km までのスラブの平均傾斜角の多くが 30° から 60° であることを示している。しかし、世界のいくつかの沈み込み帯では、thrust zone を超えて海溝から数 100 km 離

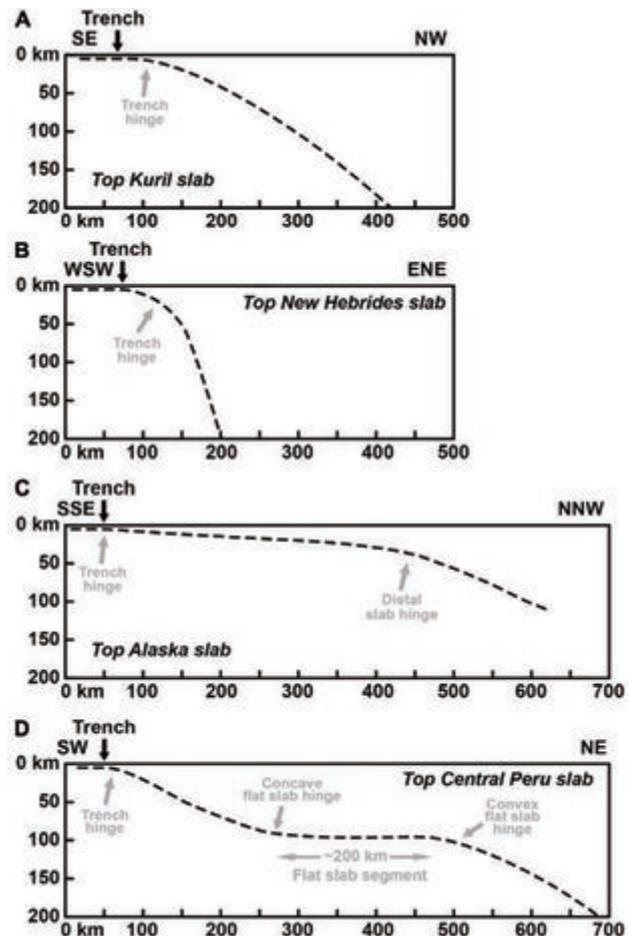
れた所まで、水平もしくは非常に低角に沈み込むスラブの存在が知られている。本論では、こういった沈み込み様式をそれぞれ水平沈み込み (flat-slab もしくは flat-slab subduction) および低角沈み込み (low-angle subduction) と呼ぶ。Gutscher et al. (2000a) によれば、現世の沈み込み帯の約 10 % が水平もしくは低角沈み込みである。水平沈み込みは中央チリやペルー南部-北部、メキシコ、低角沈み込みはカスケードや南部アラスカ、四国などで知られている。また、過去の水平もしくは低角沈み込みは、古第三紀の北米西部 (例えば、Coney and Reynolds, 1977) やトリアス紀の南東中国 (Li and Li, 2007)、後期ジュラ紀-前期白亜紀の東アジア (Kiminami and Imaoka, 2013) などで知られている。水平・低角沈み込みは、火成弧の位置や火成活動の消長、地形、上盤プレートの造構環境・温度などに重要な影響を与えると考えられ、その地質的影響や形成要因に関して多くの研究が行われてきた (例えば、Gutscher et al., 2000a; van Hunen et al., 2004; Espurt et al., 2008; Kay and Coira, 2009; Schellart and Strak, 2021; Horton et al., 2022)。

本論では、現世および過去の水平・低角沈み込みの分布や特徴、成因などに関する研究を紹介し、その重要性や意義を概観する。

水平および低角沈み込みの特徴と定義

水平沈み込みと低角沈み込みは、一般に区別されることなく用いられる (例えば、Gutscher et al., 2000a)。一方、Pérez-Gussinyé et al. (2008) は、スラブが約 100 km の深さで水平に変化し、内陸側に数 100 km にわたって続く水平沈み込みと、スラブが比較的 low angle で進入し、深さ 70–100 km で急角度になり、マントルに入っていく低角沈み込み (南アラスカ、コスタリカ、カスケード、南海など) を区別している。また、Schellart (2020) は、水平沈み込みと低角沈み込みとの違いに関して次のように述べている。「For most active subduction zones on Earth, the uppermost ~200 km of the slab is defined by one convex-upward slab hinge located close to the trench (Figures 1A, B) (e.g., Kuril–Kamchatka, Izu–Bonin–Mariana, Sunda, Tonga–Kermadec–Hikurangi, New Hebrides). Some subduction segments, however, show two or three slab hinges in the uppermost 200 km. The former generally has a very gentle, convex upward, slab hinge near the trench and a second, more pronounced, convex upward hinge several

hundred kilometers downdip, with a very low angle slab segment in between (Figure 1C) (e.g., Alaska, Nankai, Cascadia). The latter, with three slab hinges, has one convex-upward hinge near the trench, one concave upward hinge that marks the start of a flat slab segment dipping $\leq 10^\circ$, and one convex-upward hinge that marks the end of the flat slab segment (Figure 1D). It is this subduction geometry, with three slab hinges that is most enigmatic and that is the subject of this study. In this contribution, only the subduction geometry with three slab hinges will be referred to as flat slab subduction.」このように、Schellart (2020) は、3つのヒンジを有する沈み込みタイプを水平沈み込みと定義している。一方、低角沈み込



第1図. 現世スラブ (上部 200 km) の形状と傾斜角に基づく 4 つの沈み込みタイプ (Schellart, 2020). A: 南千島スラブ. 一つの凸型ヒンジと通常のスラブ傾斜角を有する. B: 南ニューヘブリディーズスラブ. 一つの凸型ヒンジと高角度のスラブ傾斜角を有する. C: アラスカスラブ. 2つの凸型ヒンジとその間の低角のスラブを有する. D: 中央ペルースラブ. 3つのヒンジ (海溝近くの凸型ヒンジ, およびその外側の凹型ヒンジと凸型ヒンジ) と凹型ヒンジと外側の凸型ヒンジの間のほぼ水平なスラブを有する.

みについては、スラブのヒンジが2つであり、通常の沈み込みの亜種としている。また、Schellart and Strak (2021)によれば、低角沈み込みのスラブ平均傾斜角（深さ200 kmまで）は 20° 以下である。

本論では、基本的にSchellart (2020)およびSchellart and Strak (2021)の分類に従い、水平沈み込みと低角沈み込みを区別して記述する。

水平沈み込みおよび低角沈み込みの分布

1. 水平沈み込み

沈み込み帯周辺の震源分布から沈み込む海洋プレートの形状が明らかになるのに従い、南米西部で非常に低角の沈み込みが存在することが明らかになってきた（例えば、Isacks and Molnar, 1971; Barazangi and Isacks, 1976）。そして、これらの低角の沈み込みと非震性海嶺の沈み込みや弧火山活動の停止との相関が注目されてきた（例えば、Isacks and Barazangi, 1977; Pilger, 1981）。Cross and Pilger (1979)やPilger (1981)は、水平沈み込みをlow-angle subductionと表現しており、浮揚性の非震性海嶺の沈み込みや上盤プレートの前進でこれらが形成されたことを指摘するとともに、低密度のアセノスフェアが押し出されて沈み込んだスラブと上盤プレートが直接接しているとした。

水平沈み込みの典型的事例は、南米西岸でナスカプレートが沈み込む 30° S付近の中央チリ、 10° S付近のペルー、および中米西岸でココスプレートが沈み込む 17° N付近のメキシコ南部である。ここでは、それぞれをPampean flat-slab, Peruvian flat-slab, およびMexican flat-slabと呼ぶ。Pampean flat-slabではファンフェルナンデス海嶺（Juan-Fernandez Ridge）が、Peruvian flat-slabではナスカ海嶺（Nazca Ridge）がペルー-チリ海溝に衝突している。

赤道付近のエクアドル下にも水平沈み込みの存在が推定されている（Gutscher et al., 2000a; Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002, 2003）。エクアドルのペルー-チリ海溝ではCarnegie海嶺が衝突している。しかし、エクアドル下の中発地震の震源分布（和達-ベニオフ面の深度）が明確になっておらず、地表で幅の広い（110 km）火山帯が認められるため、水平沈み込みの存在は必ずしも明確ではない（Bourdon et al., 2003; Garrison and Davidson, 2003）。Espurt et al. (2008)は、Carnegie海嶺がまだ十分に沈み込んでいないので、エクアドル下では水平沈み込みに至っていないとしている。

Mexican flat-slab (Pardo and Suárez, 1995) の形

成にはTehuantepec海嶺の沈み込みが関連していると考えられた（Gutscher et al., 2000a）。しかし、Skinner and Clayton (2011)は、Tehuantepec海嶺が沈み込んでいる場所のスラブ傾斜角が 30° なので、この海嶺の沈み込みはスラブの傾斜角にあまり影響を与えていないとしている。Manea et al. (2013)やGérault et al. (2015)は、メキシコ南部の水平沈み込みが非震性海嶺の沈み込みとは無関係としている。

2. 低角沈み込み

Pérez-Gussinyé et al. (2008)やSchellart (2020)は、ファンデフカプレートが沈み込む 48° N付近のカスケード下やアリューシャン海溝東部で太平洋プレートが沈み込む南部アラスカ下（ 61° N付近）、フィリピン海プレートが沈み込む西南日本下に低角沈み込みを認めている。

Finzel et al. (2011)は、南部アラスカ下の低角沈み込み（Finzel et al. 論文では水平沈み込みと記述している）の上盤プレートの地質構造や造構史を検討している。Gutscher et al. (2000a)やFinzel et al. (2011)は、アリューシャン海溝東縁におけるYakutatマイクロプレートの沈み込みがこの低角沈み込みに関与しているとしている。

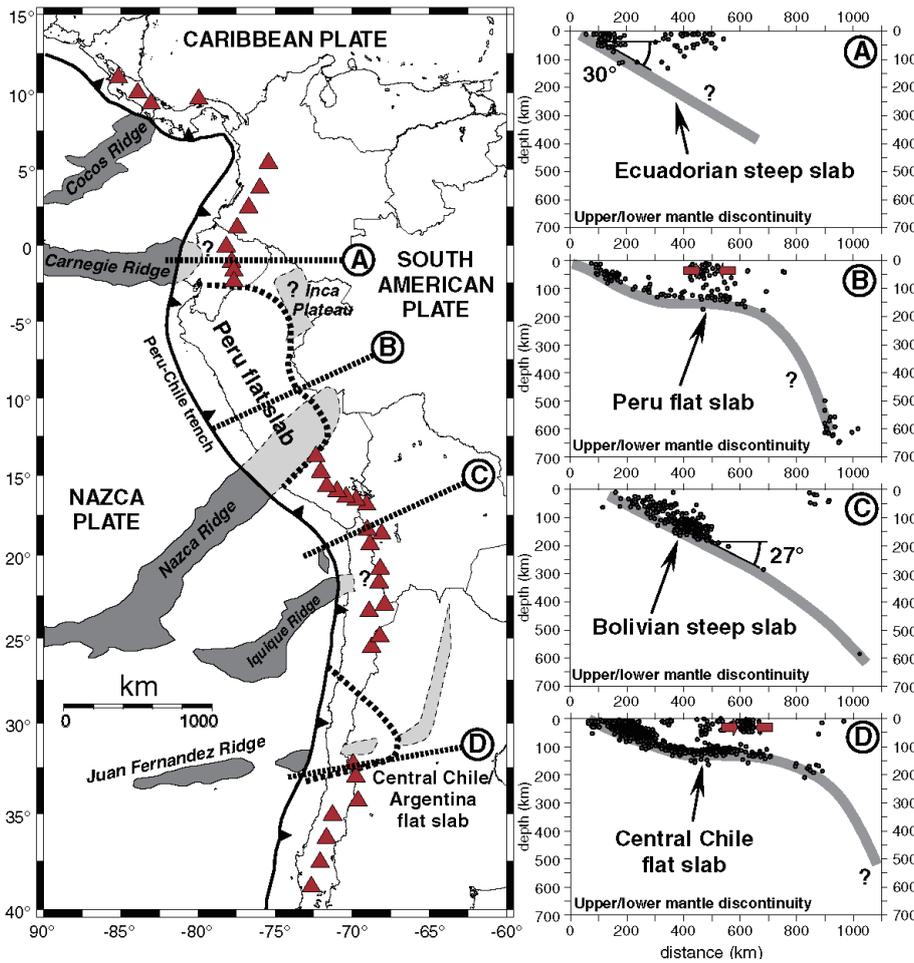
カスケード下の低角沈み込みは、バンクーバー島南部からワシントン州北西部にかけて分布する。対応する非震性海嶺の沈み込みは認められない（Gutscher et al., 2000a）。ここでは非常に若い（7-8 Ma）ファンデフカプレートが沈み込んでいる。

西南日本下の低角沈み込みは、Hirose et al. (2008)やNakajima and Hasegawa (2007), Shiomi et al. (2008)などの断面図に基づけば、南海トラフから 133° E付近の四国や中国地方の下に沈み込むフィリピン海スラブである。 136° E付近にも小規模な低角沈み込みが認められる。Gutscher et al. (2000a)は、九州-パラオ海嶺の沈み込みがこの低角沈み込みに関与しているとした。しかし、Cao et al. (2014)によれば、15 Ma以降の九州-パラオ海嶺は、低角沈み込みセグメントの西側の九州下やさらにその西方に沈み込んでおり、九州-パラオ海嶺の沈み込みが低角沈み込みの原因となる可能性は低いと推定される。

水平・低角沈み込みスラブの形態

1. 水平沈み込み

典型的な水平沈み込みは、南米西岸に2カ所、メキシコ西岸に1カ所存在する。前述したように、水平沈み込みの場合、海溝に直行する断面においてスラブは3つの



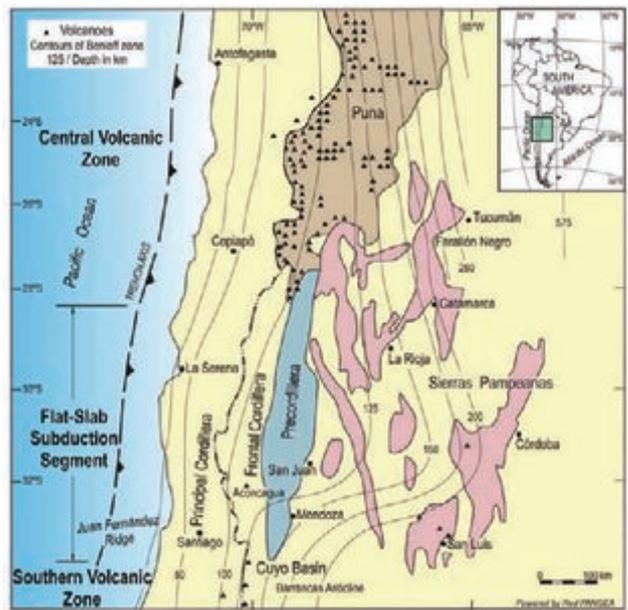
第2図. 南米西岸域における非震性海嶺、水平沈み込みおよび活火山(▲)の分布、およびいくつかのルート(○A~○D)のスラブの形状 (Martinod et al., 2010).

ヒンジを有する：海溝近くに1つ、水平スラブの両端に各1つ。ここでは、水平スラブの海溝側のヒンジをプロキシマル (proximal) ヒンジ (凹型)、海洋側のヒンジをディスタル (distal) ヒンジ (凸型) と呼ぶ。また、プロキシマルヒンジとディスタルヒンジの間の距離を水平スラブセグメントの長さとする。

1) Pampean flat-slab

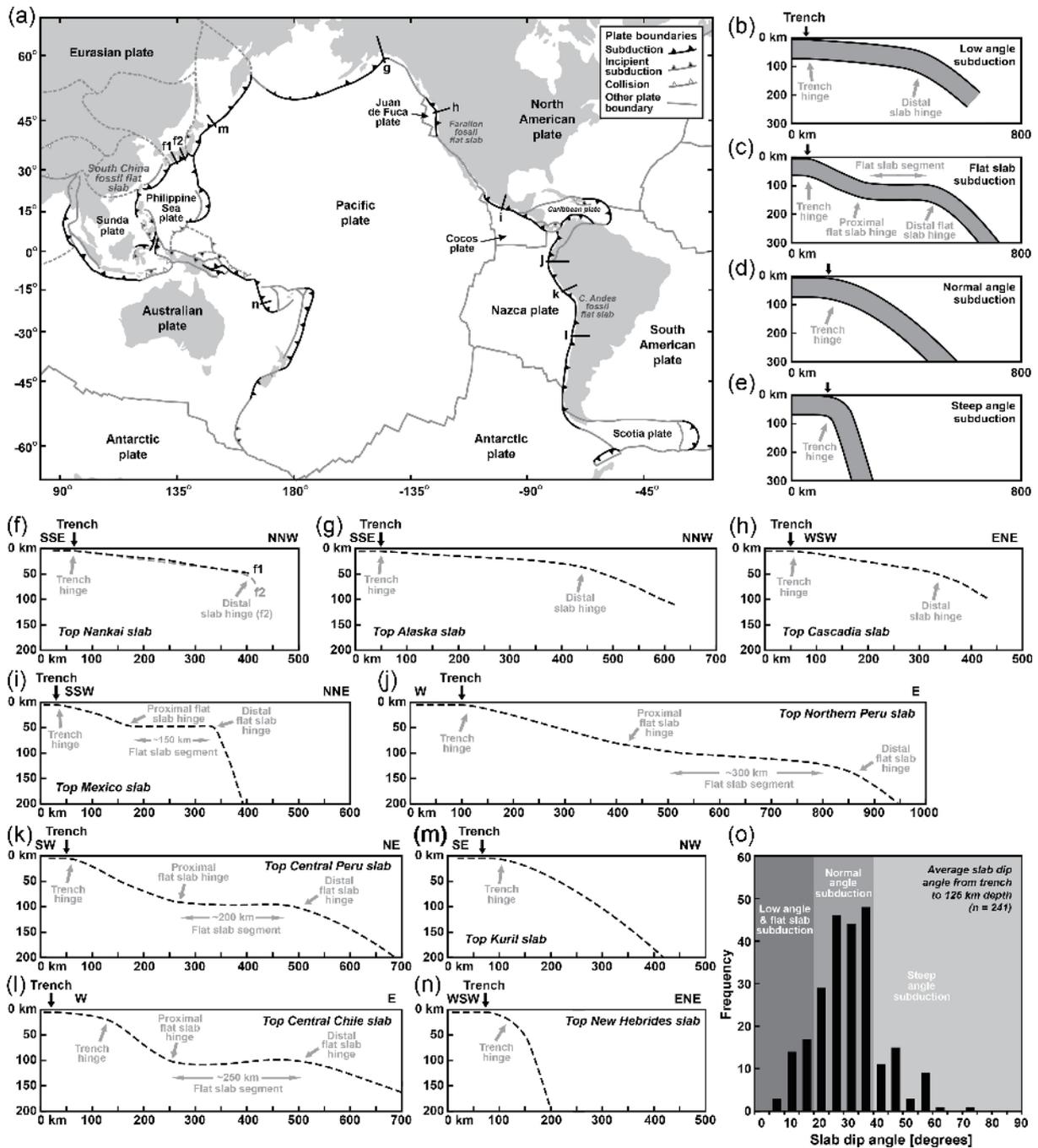
第2図 (Martinod et al., 2010) は、南米西岸の海溝に衝突する主要な非震性海嶺と西岸沿いの活火山の分布およびいくつかの地域のスラブの形状を示した面である。水平沈み込みが認められるのは、30° S 付近の中央チリと 10° S 付近のペルーの下である。

中央チリの水平スラブセグメント (第3図, Ramos et al., 2002) は、沈み込んだファンフェルナンデス海嶺の軌跡と一致する (Yáñez et al., 2002)。水平スラブセグメントは、北に尖った三角形を呈する。北側は通常の沈み込みに漸移し、南端は 32° S 付近で通常の沈み込みに急速に変化する。南端には南米の最高峰であるアコンカグアがある。水平スラブセグメントの上およびその東側では活火山をほとんど欠いている。Schellart and Strak (2021) の断面によれば (第4図1), プロキシマルヒンジとディスタルヒンジの深さは約 100 km、海溝



第3図. Pampean flat-slab 周辺のナスカスラブ上面の等深度線。黒三角 (▲) は活火山 (Ramos and Folguera, 2009)。

とディスタルヒンジの距離は 500 km である。また、水平スラブセグメントの長さは、250 km である。水平スラブの形状を高い精度で解析した Gans et al. (2011) によれば、水平スラブセグメントの深さは 100 km、海溝



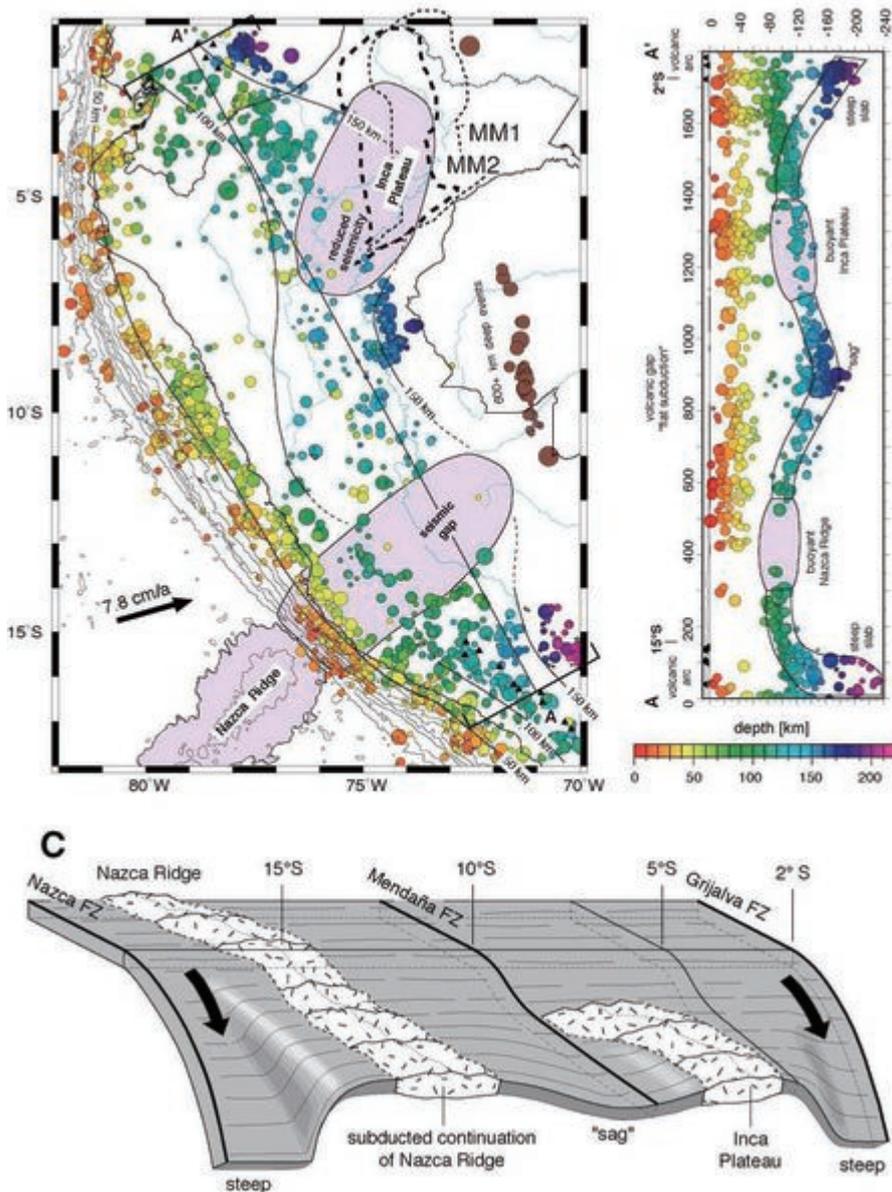
第4図. 現世の低角および水平沈み込みの分類とその実例 (Schellart and Strak, 2021). a: 太平洋とインド洋地域の沈み込み帯を示す造構図. b-e: スラブ傾斜角 (海溝から 200 km の深さ) とヒンジの位置に基づく沈み込みスラブの分類. f-h: 低角沈み込みの分布およびスラブの形状. (i-l) 水平沈み込みの分布およびスラブの形状. m, n: 標準的な沈み込み帯のスラブの形状. o: 海溝から深さ 125 km までのスラブ傾斜角の頻度分布 (241 個の沈み込みセグメント.)

とディスタルヒンジの距離は約 500 km である.

2) Peruvian flat-slab

ペルーの水平沈み込みでは、ナスカ海嶺が沈み込んでいる。水平スラブセグメントは、海溝方向に長辺 (約 1,500 km) をもった長方形を呈しており、その南部にナスカ海嶺が沈み込んでいる (第2図)。北端と南端は比較的急に通常の沈み込みに変化する。海溝と平行な方向に非常に長い Peruvian flat-slab に関しては、2 分割する見解がある。Gutscher et al. (1999) は、ナス

カ海嶺の沈み込みと沈み込みによって現在失われてしまったインカ海台 (Inca Plateau) によって幅の広い水平スラブセグメントが形成されたと考えた (第5図)。Baudino and Hermoza (2014) や Schellart (2020), Schellart and Strak (2021) もこの見解を採用している。インカ海台は、マルキーズ (Marquesas) 海台と対をなす海台として古第三紀に東太平洋海嶺で形成されたと考えられている (Gutscher et al., 1999; Baudino and Hermoza, 2014). Schellart and Strak (2021) の断面(第



第5図. ペルーにおける海台・海嶺の沈み込みと地震活動 (Gutscher et al., 1999). A(上の左): ペルー地域の1964年から1995年の地震活動。黒三角は活火山。B(上の右): 第5図A中のA-A'の断面。活火山が分布する北側と南側の端部では高角度のスラブからなる。長さ1,500 kmの水平スラブは、2つの浮揚性地塊によって支えられる。C: 2つの浮揚性地塊を伴ったナスカスラブの形状。

4図k)によれば、プロキシマルヒンジとディスタルヒンジの深さは約100 km、海溝とプロキシマルヒンジの距離は200 km、海溝とディスタルヒンジの距離は450 kmである。また、水平スラブセグメントの長さは、約250 kmである。

3) Mexican flat-slab

メキシコ南部の水平沈み込みは、非震性海嶺を伴っていない。水平スラブセグメントは、北西から南東に伸びた紡錘形をしており、北西側は比較的急に、南東側は緩く通常の沈み込みに変化する(第6図, Gérard et al., 2015)。Kim et al. (2012)やGérault et al. (2015), Schellart and Strak (2021)の断面によれば、プロキシマルヒンジとディスタルヒンジの深さは約50 km、海溝とプロキシマルヒンジの距離は150 km、海溝とディスタルヒンジの距離は300 kmである。また、水平スラブセグメントの長さは、約150 kmである。

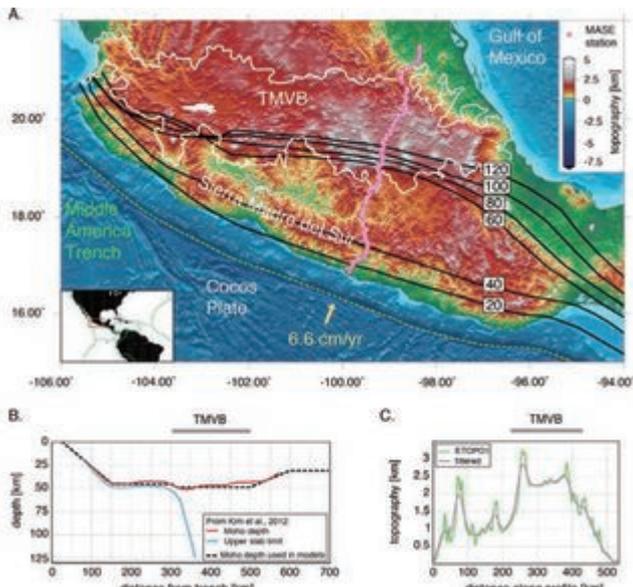
2. 低角沈み込み

低角沈み込みは、カスケード、アラスカ、西南日本などに認められる。低角沈み込みの場合、スラブは海溝に近い位置と離れた位置に凸状のヒンジを有する。ここでは、後者のヒンジをディスタルヒンジと呼ぶ。

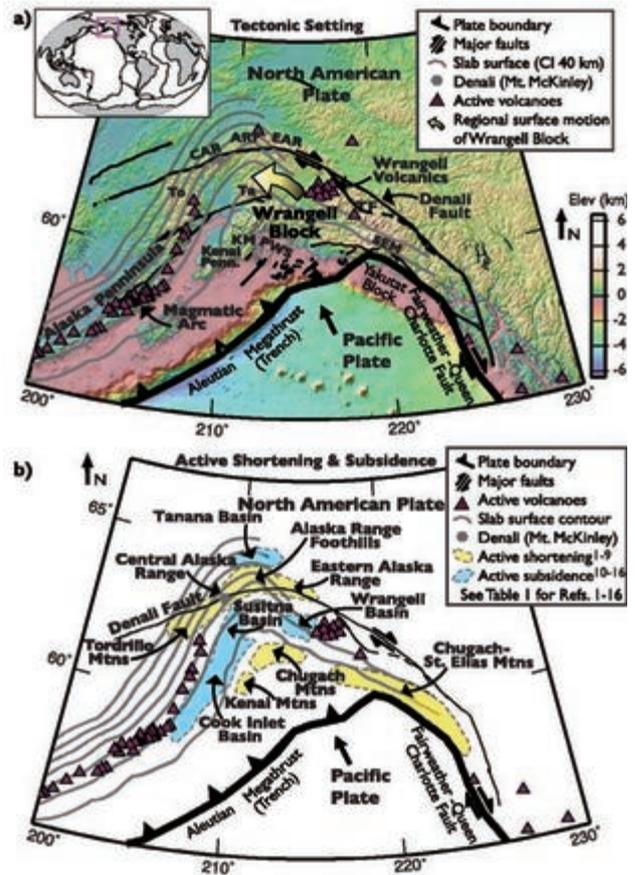
1) カスケードの低角沈み込み

若いファンデフカプレートが沈み込むカスケード低角沈み込みは、McCroory et al. (2012)によれば、バンクーバー島南部からワシントン州北部にかけてスラブ表面の等深度線が緩く内陸(東)側に張り出した形をしており(第7図)、北側と南側の境界は通常の沈み込みに漸移する。Schellart and Strak (2021)の断面によれば、ディスタルヒンジは、海溝からおよそ300 km東方にあり、深さが約50 kmである。

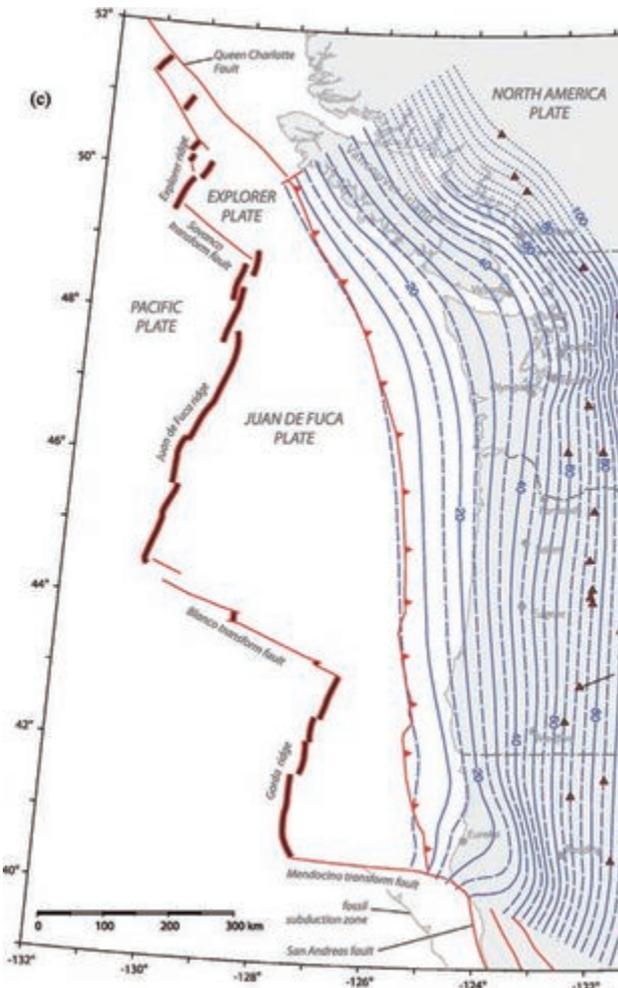
2) アラスカの低角沈み込み



第6図. A: 南西メキシコの地形とココススラブ上面の等深度線 (Gérault et al., 2015). 白線は、メキシコ横断火山帯 (TMVB). ピンク色の小円は、中米沈み込み実験の測点 (MASE). B: 赤線はモホ面の深さ、青線はスラブの上面の深さ、破線は計算モデルから単純化したモホ面の深さ. C: 図A中のピンクの小円 (MASE) に沿う地形. 緑線は実測、赤線は平滑化.



第8図. a: 南-中央アラスカの造構図 (Jadamec et al., 2013). 灰色のコンターは、南-中央アラスカの太平洋スラブ表面の等深度線. ARF: Alaska Range Foothills, CAR: Central Alaska Range, EAR: Eastern Alaska Range, KM: Kenai Mountains, PWS: Prince William Sound, SEM: St. Elias Mountains, Ta: Talkeetna Mountains, TF: Totschunda Fault, To: Tordrillo Mountains. b: 活動的な短縮領域 (黄色)・沈降領域 (水色) の位置.

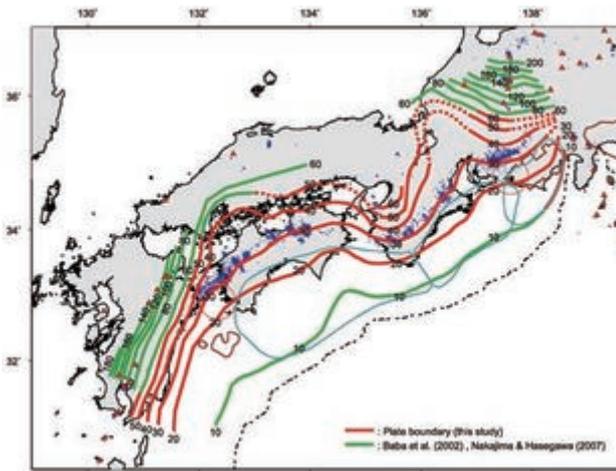


第7図. ファンデフカスラブ表面の等深度線 (McCrory et al., 2012).

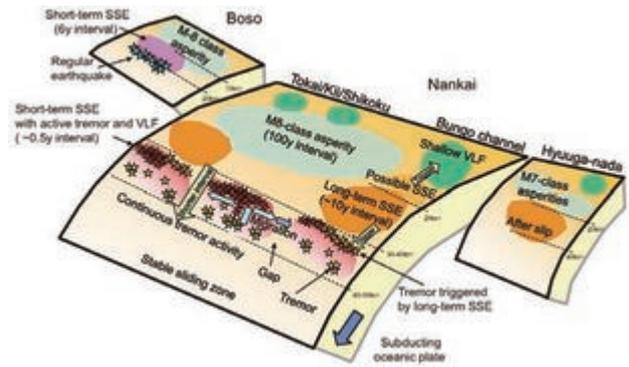
太平洋プレートが沈み込むアラスカ低角沈み込みは、アリューシャン海溝の東縁に位置し、スラブ表面の等深度線が北側に張り出した形をしている (第8図, Jadamec et al., 2013). 東側はいくつかの右ずれの走行移動断層と接する. Schellart and Strak (2021) の断面によれば、ディスタルヒンジは、海溝からおよそ 400 km 北方にあり、深さが約 40 km である.

3) 西南日本の低角沈み込み

西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートは、シンフォームとアンチフォームを繰り返しており (第9図, Hirose et al., 2008), アンチフォーム部が低角沈み込みになっている. 幅広いアンチフォームをなす四国から中国地方の下の低角スラブの幅は約 250 km である. この低角沈み込みの西端は急に正常な沈み込みに変化する. Obara (2011) は、ここでスラブが切断されている



第9図. 西南日本におけるフィリピン海スラブ表面の等深度線 (Hirose et al., 2008)



第10図. 西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートの構造と地震活動 (Obara, 2011). 低角で沈み込む四国下のスラブとより高角で沈み込む九州下のスラブの間(図中の Bungo channel と Hyuuga-nada の間)でフィリピン海スラブが破断している

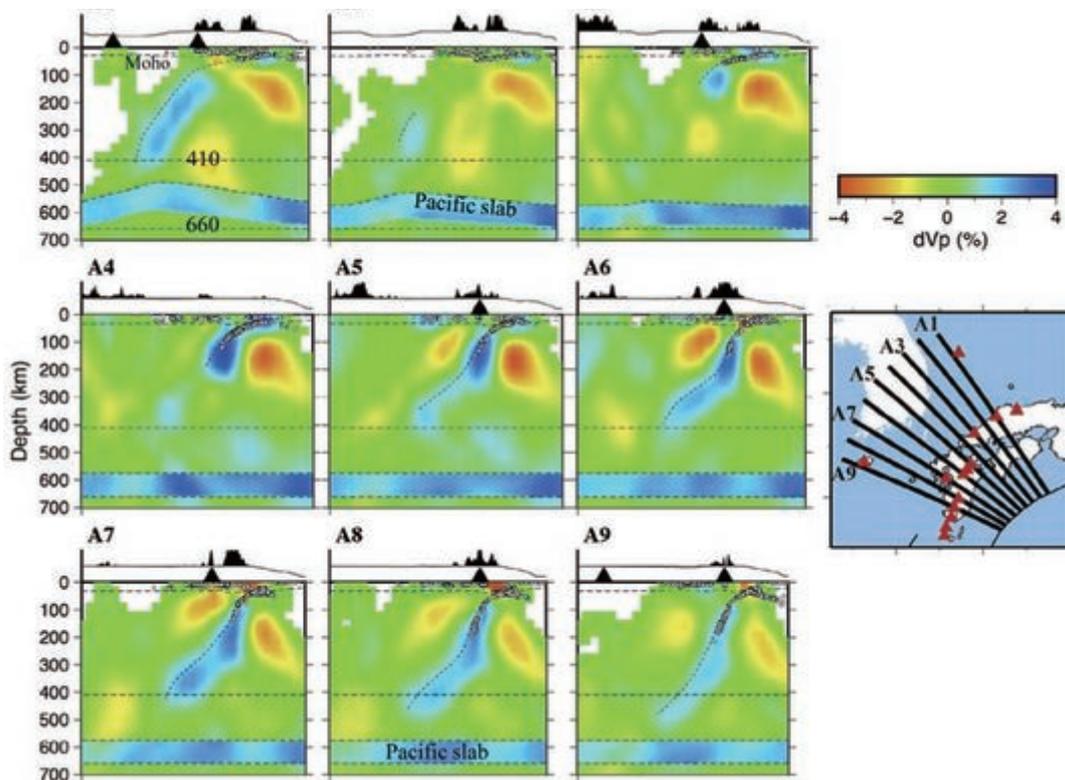
としている(第10図). また, 東側ではフィリピン海スラブがシンフォームとアンチフォームを繰り返す. 四国中央部を通る北西-南東の断面図(第11図 A1, Huang et al., 2013)によれば, 海溝から低角で沈み込んだフィリピン海スラブは, 日本海に面した山陰地域の下で急角度の沈み込みに転じる. ディスタルヒンジは, 海溝から300 km 内陸側にあり, 深さがおよそ 50-60 km である. また, Schellart and Strak (2021) の断面によれば, ディスタルヒンジは, 海溝から約 350 km, 深さ 50 km である.

地質的影響

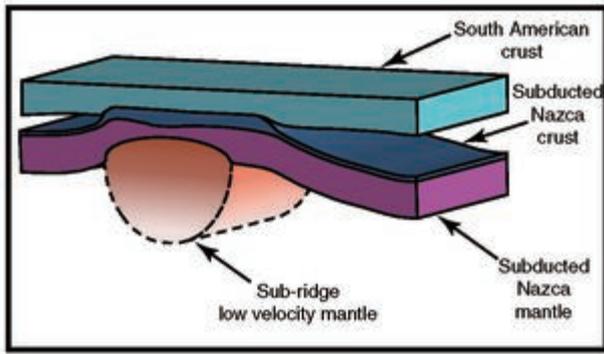
1. 水平沈み込み

1) 火山活動と熱流量

水平沈み込みが進行している地域では, 火山活動が停止もしくは通常よりも海溝から離れた内陸側に位置し, 全般的に活動が低下している. 例えば, Pampean flat-slab では水平スラブセグメント上に活火山はなく, ディスタルヒンジの東(内陸)側に散点的に出現する(例えば, Ramos, 1999; Ramos and Folguera, 2009). ま



第11図. 四国から九州にかけてのP波トモグラフィーの垂直断面 (Huang et al., 2013). 各断面に沿う地表の地形は, 各図の最上部に示す. A1 から A9 中の斜めの破線は, 沈み込むフィリピン海スラブの上面, モホ面, 410 km 不連続面, および 660 km 不連続面も破線で示す



第12図. 中央ペルーの下に沈み込むナスカ海嶺の模式的3次元モデル (Bishop et al., 2017). 薄い青:大陸地殻, 濃い青:沈み込んだナスカプレート (中央部の厚い部分が沈み込んだナスカ海嶺), 紫:沈み込んだナスカマントル, オレンジ:沈み込んだナスカ海嶺の下にある低速度物質, 大陸地殻 (薄い青) の下にある空白部は, 大陸性のリソスフェアマントル. ナスカ海嶺の下の低速度物質 (オレンジ) は, 熱 (部分熔融を含む) もしくは組成に起因する低密度体と推定される.

た, Peruvian flat-slab では, 水平スラブセグメント上だけではなく, その東側にも活火山は認められない. Mexican flat-slab では, フラットスラブセグメントの上に活火山は存在しないが, ディスタルヒンジを超えたスラブ深度 100 km 付近の上位に多くの活火山が存在する.

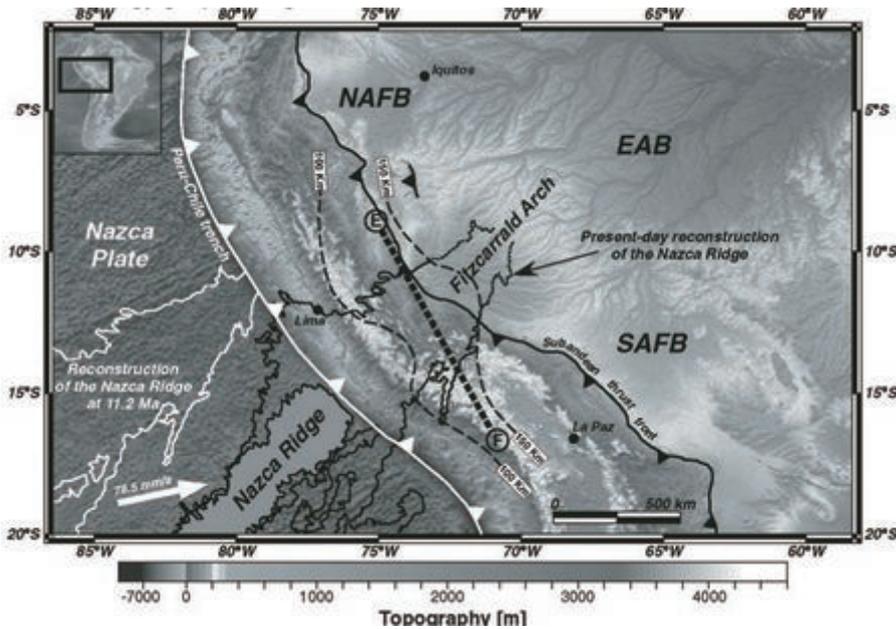
水平沈み込みの地域におけるこういった特異な活火山の分布は, 水平スラブセグメント領域における小さな熱流量 (Hamza et al., 2005) と調和的である. Marot et al. (2014) のトモグラフィモデルと岩石学的モデルによれば, Pampean flat-slab (31–32° S) とそのすぐ南側の通常の沈み込み帯 (34° S) とでは熱構造に明瞭な相違がある. 水平スラブ上のマントル (深さ約 100–50 km) の温度が約 600–500° C と見積もられるのに対し, その南側の通常の沈み込み帯では 700–1,100° C と見積もられる.

Kay and Mopodozis (2001, 2002) は, Pampean flat-slab 地域の漸新世末以降の火山活動を検討し, この地域が通常の沈み込みから低角の沈み込みに変化して, 火山活動が内陸側に移動したことを明らかにした. この過程でマントルウェッジのアセノスフェアが押し出され, スラブとリソスフェアが直接接したと推定した. Wager et al. (2006) は, Pampean flat-slab の地震波の解析から, 水平スラブの上に低温のマントルが存在し, 通常のコーナー流が存在しないこと, スラブからの脱水によりこの部分のマントルが蛇紋岩化している可能性を指摘している. Litvak et al. (2007) も Pampean flat-slab 地域の始新世以降の火山活動・造構運動を検討し,

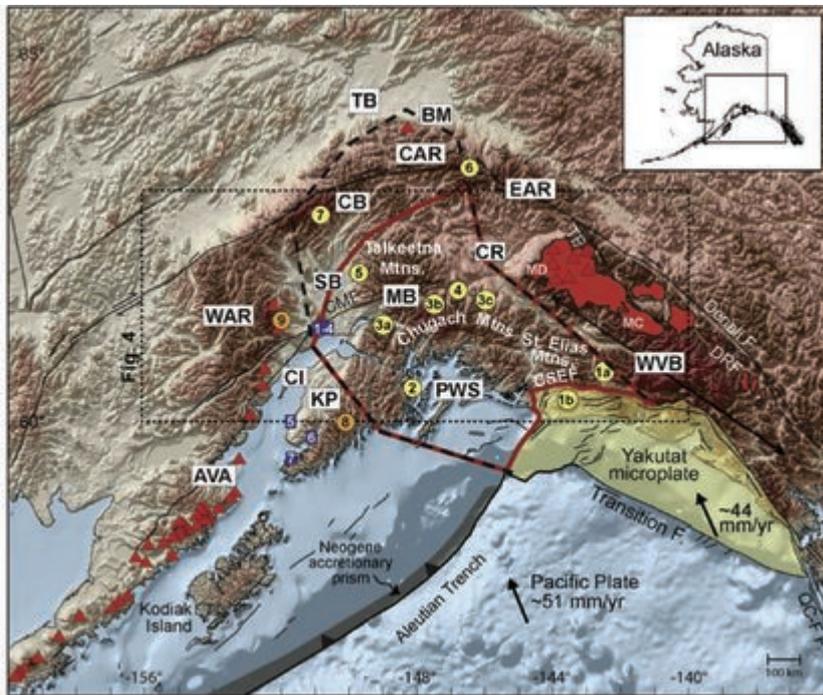
ファンフェルナンデス海嶺が前期–中期中新世に沈み込み始めると, スラブが低角になり, 火山活動が東方 (内陸) に移動し始め, 地殻が圧縮場になって厚化したことを明らかにした. Capaldi et al. (2020) は, Pampean flat-slab 地域の新生代の堆積作用, 火山活動, 堆積物の供給, 碎屑性ジルコンの U–Pb 年代などを検討し, スラブの低角化にともなって火山活動や堆積作用が内陸側に移動したことを明らかにした.

Gutscher (2002) によれば, Peruvian flat-slab は, 隣接した通常の沈み込み帯に比べて熱流量が明瞭に小さい. ナスカ海嶺の移動史を検討した Hampel (2002) は, ナスカ海嶺と海溝との衝突が 11° S でおよそ 11.2 Ma に始まり, 衝突域が数 10mm/年の速度で南に移動したことを明らかにした. Bishop et al. (2017) は, Peruvian flat-slab 地域で沈み込んだナスカプレート, ナスカ海嶺および上盤の大陸リソスフェアのモホ面の深さや形態を解析し, ナスカ海嶺が海溝から 300–350 km まで沈み込んだ付近で急速にエクロジャイト化していることを明らかにした. そして, エクロジャイト化よりもさらに内陸までフラットスラブが連続している (海溝とディスタルヒンジの距離は 450 km) ので, フラットスラブを支えるためには, 非震性海嶺の沈み込みだけではなく, さらなる浮力もしくは揚力が必要であることを指摘した. Bishop et al. (2017) は, 非震性海嶺の下のマントルの蛇紋岩化もしくは部分熔融が附加的な浮力を与えている可能性を指摘している (第12図).

Mexican flat-slab 地域の火山は, 通常に沈み込む両側の地域よりも内陸側に位置し, スラブ面の 100 km 等深度線に沿う形で弧状に分布する (Mori et al., 2007). 南米の2つの水平沈み込みとは異なり, 非震性海嶺の衝突は認められない. また, Mori et al. (2007) は, 20 Ma 以降の火山活動の変遷を検討し, フラットスラブの内陸側への前進と後退に応じて火山活動の場が移動したことを明らかにしている. この火山活動場の変遷は, Skinner and Clayton (2011) の検討結果とほぼ一致している. Ferrari (2004) は, 水平沈み込みの北側に海洋島玄武岩やアダカイトを伴った苦鉄質火山帯の存在を報告しており, 11 Ma から 8 Ma に東側に向かってスラブが断裂したとしている. Manea et al. (2006) は, 中央メキシコでは深さ 60–80 km で玄武岩質岩からエクロジャイトに転移する温度構造なので, Mexican flat-slab ではエクロジャイト化が進行していないとしている. Manea and Manea (2011) は, Mexican flat-slab 地域の熱構造を検討し, 大陸地殻のモホ面と直接接したフラットスラブの上面が 500° 以下の低温状態であると



第13図. ペルーアンデスの造構図 (Espurt et al., 2007). アマゾン盆の西部は2つの沈降盆からなる: 北部アマゾン前縁地盆 (NAFB) と南部アマゾン前縁地盆 (SAFB). その間には隆起帯である Fitzcarrald arch がある. Fitzcarrald arch の東側は, 東アマゾン盆 (EAB) によって境される. ナスカ海嶺が沈み込んだと推定される所と Fitzcarrald arch とは重なる.



第14図. 南アラスカの地形と地質構造 (Finzel et al., 2011). 黒色の太い破線は, Yakutat マイクロプレートが沈み込んだと想定される領域. 赤色の太い実線は, flat-slab セグメントの領域. CI, TB, CB, MB, SB, CR: 堆積盆. AVA: アラスカ半島-アリューシャン火山弧. WVB: ラングェル火山帯. CMF, CSEF, DRF, QC-FF, TF: 断層.

推定した. この地域のディスタルヒンジの深さは, 約 50 km なので, フラットスラブ末端部のエクログャイト化によって, 通常の沈み込みに移行しているのかもしれない.

2) 地質構造

Pampean flat-slab 地域は, アンデス山脈の最も高い部分と一致する (Ramos and Folguera, 2009). Kay and Mopodosis (2001) は, Pampean flat-slab 地域において, スラブの低角化に伴い, 火山が東側に移動すると同時にフラットスラブ上の地殻の短縮と厚化が起きたとしている. Ramos et al. (2002) もスラブの低角化に伴い, 断層活動が東側に移動したとしている. Gutscher (2002) は, Pampean flat-slab の上の地殻に

おいて放出される地震エネルギーが通常の沈み込み帯のそれよりも有為に大きいこと, およびそれら地震の発震機構が海溝に直交する方向の圧縮であることから, フラットスラブセグメントと上盤プレートとのカップリングが強いと推定した. Rosenbaum et al. (2005) は, ファンフェルナンデス海嶺の沈み込み軌跡と銅や金, 亜鉛の鉱床形成場の変遷との関係を明らかにした.

Ramos and Folguera (2009) は, Peruvian flat-slab 地域の基本的な特徴が Pampean flat-slab 地域の特徴と共通するとしている. ナスカ海嶺が沈み込んだ延長部には Fitzcarrald Arch と呼ばれるドーム状の隆起帯が存在する (例えば, Espurt et al., 2007; Bishop et al., 2017). この隆起帯は, NE-SW 方向に伸長してお

り(幅 200 km, 長さ 750 km), その頂部は大陸下に沈み込んだナスカ海嶺の頂部と一致している(第 13 図). Espurt et al. (2007) は, ナスカ海嶺の沈み込みによってこの隆起帯が形成されたとしている. Rosenbaum et al. (2005) や Sun et al. (2010) は, 南米アンデスに多数分布する銅や金, 亜鉛の鉱床が水平スラブセグメントの上に位置することを示し, これらの金属鉱床が非震性海嶺や海台の沈み込みに関連して形成されたと考えた. そして, ナスカプレートの沈み込みから推定される非震性海嶺の移動と鉱床の形成が連動していることを示した. また, この過程で Peruvian flat-slab 北部に沈み込んでしまった海台(Inca Plateau)の存在を推定した.

Pérez-Campos et al. (2008) は, 地震波の解析に基づき, Mexican flat-slab 地域では海溝から 250 km の距離に渡ってココスプレートの構造的底付けが行われているとしている. また, 非常に薄い(10 ± 3 km) 低粘性の地質体によって水平スラブが地殻から切り離されているとしている. これを反映したためか, Mexican flat-slab 地域では海岸から 10 km 内陸の地域をのぞいて大きな地震が起きていない. Stubailo et al. (2012) は, 水平スラブセグメントの北西側が垂直の断裂によって切断されているとしている. Gérard et al. (2015) は, Mexican flat-slab が南米の現世水平沈み込みと異なる点として, 活発な火山活動(鮮新世-第四紀の Trans-Mexican Volcanic Belt)が認められる, 火山弧が展張場である, 地震活動が不活発である, 大陸性のマントルリソスフェアが非常に薄いか存在しない, 近くに continental root (マントル中に張り出した大陸性基盤=keel)が存在しないなどを列挙している.

2. 低角沈み込み

カスケードの低角沈み込みでは, 沈み込むプレートの年代は, およそ 7 Ma であり(Syracuse et al., 2010), その北側や南側の通常の沈み込み帯に比べて活火山の分布がまばらになっている. McCrory et al. (2012) によれば, カスケード低角沈み込みの南方のカリフォルニア州 Eureka 付近(40.5° N)にも小規模な低角沈み込みが存在する(第 7 図). この低角沈み込みのディスタルヒンジは, 海溝から 130 km の距離にあり, 深さが 25 km 程度である. Calvert et al. (2003, 2006) によれば, バンクーバー島南部の下で低角に沈み込んだファンデフカスラブの上には, 厚さ 10 km 程度の低角な構造をもった付加体が存在する. McCrory et al. (2012) は, 若いプレートが沈み込むカスケードではおよそ 40-45 km の深さでエクログジャイト化が始まっている.

アラスカの低角沈み込みでは, 30 Ma 以降に火山

活動が途絶えている(Finzel et al. 2011). その北端部は沈降帯をなし(Cook Inlet 盆など), さらにその北側は北米最高峰のデナリを含む短縮域になっている(Jadamec et al., 2013). Finzel et al. (2011) は, アラスカ低角沈み込み地域の造構運動には Yakutat マイクロプレートの沈み込み(第 14 図)が重要な役割を演じているとしている. Yakutat マイクロプレートは, 厚さ 5 km 以上の新第三紀珪碎屑性(siliciclastic)堆積層からなり, 沈み込んだ部分がアラスカ低角沈み込み地域に重なる(Finzel et al. 2011). Yakutat マイクロプレートの沈み込みは, アラスカ低角沈み込み地域の褶曲や逆断層などの圧縮変形および火山活動の停止に重要な役割を演じている(Finzel et al. 2011).

西南日本の低角沈み込みのディスタルヒンジは, 日本海に面した地域の下にあり, 最も若いステージ(4-0 Ma)の火山岩類の分布域(山陰帯)とほぼ一致している. 最も若いステージの火山岩類は, アルカリ玄武岩やアダカイトからなる(Kimura et al. 2005). Kiminami et al. (2017) や君波(2021) は, 四国の下で低角に沈み込むフィリピン海プレートがマントルウェッジを欠いて上盤の地殻と直接接しているとした. Hasebe et al. (1993) および Tagami et al. (1995) は, アパタイト FT 年代の検討から, およそ 10 Ma に四万十帯が広域的に冷却・上昇(exhumation)したと推定した. また, 溝口ほか(2009)の室戸地域の四万十帯の研究は, 四万十付加体の上に堆積した海溝斜面堆積物が中期中新世以降に強く短縮変形したことを示している. これらの事実は, 四国南部(新生代四万十帯)が中新世もしくはそれ以降に強く短縮したことを示唆しており, 低角沈み込みによる上盤プレートの変形を反映している可能性がある.

過去の水平沈み込みもしくは低角沈み込み

過去の沈み込み帯においては, 水平沈み込みと低角沈み込みを識別することが難しい場合が多い. そのため, ここでは両者を区別することなく, 水平沈み込みとして説明する.

過去のケースで最も有名なのは, 北米西岸のララミー水平沈み込みである. Coney and Reynolds (1977) は, カリフォルニアからアリゾナに分布する白亜紀-新生代の火山岩の放射年代をコンパイルし, 120 Ma から 55 Ma にかけて火山岩類の年代が東(内陸)側に若くなり, 55 Ma から 40 Ma に火山活動がほぼ休止し, 40 Ma から 20 Ma にかけて西側に若くなることを明らかにした. 火山活動の移動距離は, 太平洋岸から 800 km に達する. そして, スラブが深さ 150 km 沈み込んだところで

火山が発生すると考えて、火山の移動をスラブ傾斜角と結びつけた。こうして、Coney and Reynolds (1977) は、火山活動場の時空変化を沈み込むスラブの水平化とその後に続くスラブのロールバックで説明した。Livaccari et al. (1981) は、ララミー水平沈み込みの原因を大きな海台（ヘス海台と対をなす、太平洋-ファラロン海嶺で形成された海台）の沈み込みによるとした。北米における過去の水平沈み込みに関する研究は多数に及ぶ。紙数の制限もあるため、ここではそれらの文献をリストアップしておく：Bird (1988), Dumitru et al. (1991), Livaccari and Peery (1993), Humphreys (1995), Murphy et al. (1999), English et al. (2003), Humphreys et al. (2003), Murphy et al. (2003), Saleeby (2003), Chapin et al. (2004), English and Johnston (2004), Lee (2005), Smith and Griffin ((2005), Bedle and van der Lee (2006), Valencia-Moreno et al. (2006), Liu et al. (2008), Wells and Hoisch (2008), Humphreys (2009), Liu et al. (2010), Currie and Beaumont (2011), Jones et al. (2011).

O'Driscoll et al. (2012) は、20° S 付近の南米西岸（ペルーとチリの境界付近）に Manihiki 海台と対をなす海台が 50 Ma 頃に沈み込むことによって 40 Ma 頃に水平沈み込みが形成され、火成弧の内陸側への移動や地殻の短縮などが起きたとしている。この水平沈み込みの形成には、海台の沈み込みとともに continental root の存在による吸引力 (suction force) の強化が重要な役割を演じたとしている。南米のファンフェルナンデス海嶺やナスカ海嶺と海溝との交点は、プレートの沈み込みとともに南側に移動している。そのために、非震性海嶺の沈み込みによって起こる地質現象は、時間の経過とともに南側に移動していくはずである。Kay and Mpodozis (2001, 2002) や Kay and Coira (2009) は、この観点 (diachroneity) に基づいて南米のファンフェルナンデス海嶺やナスカ海嶺の過去の沈み込みを復元している。

Zhou and Li (2000) は、南東中国に分布する火成岩類の時空分布を検討し、180–80 Ma に火成活動が約 1,000 km 内陸から海岸付近まで移動したことを明らかにした。そして、南東中国の下に沈み込んでいた古太平洋スラブの傾斜角が水平からより高角に変化したと推定した。Li et al. (2007) および Li and Li (2007) は、南東中国における中生代の SHRIMP U–Pb ジルコン年代および褶曲断層帯・堆積盆などの時空分布を整理し、250 Ma から 190 Ma にかけてのスラブ傾斜角の低下、flat-slab の形成、スラブの分離と沈下などが起こった

とした。Li et al. (2012) は、火成岩の地球化学や新たな年代データに基づき、280–250 Ma のアンデス型沈み込み、海台の沈み込みによる 250–190 Ma における火成活動の内陸方向への移動と火成活動の停止、190–90 Ma のスラブのロールバックを提案している。Meng et al. (2012) は玄武岩の新たな年代データや地球化学に基づき、この地域の水平沈み込みやスラブの分離と沈下、ロールバックに言及している。この地域の水平沈み込みやロールバックについては、反論も含め Chen et al. (2008), Jiang et al. (2009), Zhang et al. (2009), Zhu et al. (2009), He and Xu (2012), Dai et al. (2020), Wang and Yan (2021), Wu et al. (2021) などとも言及している。

Sagong et al. (2005) は、韓国の後期ジュラ紀から前期白亜紀にかけて（約 50 my）火成活動に休止期があること、そしてその原因の一つとしてスラブの水平沈み込みの可能性を示唆した。君波ほか (2009) は、西南日本のジュラ-白亜紀付加体砂岩の火山岩岩片量や全岩化学組成を検討し、中期ジュラ紀から前期白亜紀前期の砂岩が火山岩岩片をほとんど含まず、花崗岩類や大陸基盤からおもに供給されたことを明らかにした。そして、韓半島から遼東半島北側の Tan Lu 断層までの花崗岩類の放射年代をコンパイルして、前期ジュラ紀から中期ジュラ紀に火成弧が内陸側に移動したことを明らかにした。西南日本付加体砂岩で確認された花崗岩・大陸基盤からの供給期は火成活動の休止期とほぼ一致する。君波ほか (2009) は、これらのことを踏まえて、西南日本から Tan Lu 断層までの地域で認められる一連の現象を沈み込むスラブの低角化とそれに続く水平沈み込み、スラブのロールバックで説明した。Kiminami and Imaoka (2013) は、西南日本から Tan Lu 断層までの火成岩の放射年代の時空分布とこの地域の中生代の造構運動を統合し、ジュラ紀におけるスラブの低角化と水平スラブの形成、前期白亜紀におけるスラブのロールバックを提案した。そして、その原因として海台の沈み込みと continental root の存在による吸引力の増強を主張した。この水平沈み込みの形成は、北中国地塊の下と考えられる。古生代の北中国地塊は、厚さ 200 km を超える非常に厚いリソスフェアを有していたが、その後北中国地塊東部のリソスフェアが厚さ数 10 km にまで急速に薄化したと考えられている（例えば、Xu, 2001; Menzies et al., 2007）。このリソスフェアの薄化に関しては極めて多数の報告があり、中国の地質学の重要な研究テーマになっている。薄化の時期に関しては、コン

センサスが得られていないものの、多くの研究者が前期白亜紀もしくは白亜紀と推定している。薄化の原因に関しても多くの見解があり、意見の一致をみていない。仮に前期白亜紀に薄化したとすると、ジュラ紀には continental root の存在によってスラブ吸引力が大きく、それが水平沈み込みの形成に関与していた可能性が考えられる。Lin et al. (2020) は、北中国地塊北部の地質構造と火山岩・深成岩のジルコン U-Pb 年代を検討し、この地域が 143–129 Ma に圧縮から展張に転じたことを明らかにした。そして、その原因をイザナギスラブが約 144 Ma に水平沈み込みからロールバックに転じたためとした。Ma and Xu (2021) は、北中国地塊の火成岩の地球化学や年代、時空分布などを検討し、185–145 Ma に火成活動が内陸方向（西）に 1,000 km 以上移動したこと、145–140 Ma に東に移動し、同時に造構環境が圧縮から展張に転じたことを明らかにした。また火成岩類の地球化学的特徴もこれに連動して変化したことを示し、一連の変化を沈み込むスラブの低角化とロールバックで解釈した。Liu et al. (2021) は、東アジアの中期ジュラ紀から前期白亜紀の水平沈み込みとラミー水平沈み込みとを比較検討した。そして、東アジアで沈み込んだスラブがより浮揚性のある大陸リソスフェアであったこと、大きな複合水平スラブを成していたことを指摘している。この地域の水平沈み込みやロールバックについては、Kee et al. (2010), Zhang et al. (2010), Kim et al. (20016), Park et al. (2018, 2019), Sun et al. (2018), Ji et al. (2019), Cheong and Jo (2020), Lee et al. (2021), Wu et al. (2021), Cheong et al. (2023) なども言及している。

水平沈み込みおよび低角沈み込みの成因

前述したように、水平沈み込みと低角沈み込みとは、いくつかの異なる点がある（例えば、ヒンジの数、ディスタルヒンジの深さ、非震性海嶺の沈み込みなど）。両者の成因的な関係は明確ではなく、両者を別物ととらえるのか、それとも低角沈み込みが水平沈み込みの不完全型（もしくは発達段階の一つ）と捉えるのか明らかではない。ここではおもに水平沈み込みの成因についてレビューする。

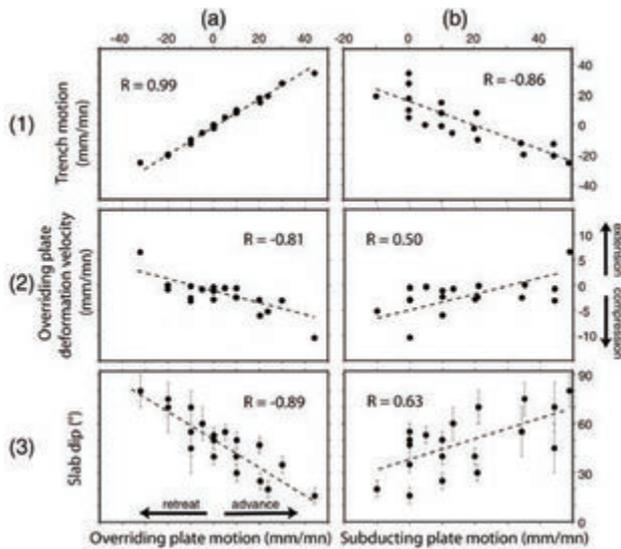
水平沈み込みと低角沈み込みの成因は、スラブ傾斜角を支配するパラメータの問題でもある。ここで扱うスラブ傾斜角は、深さ 400 km までのある区間の平均傾斜角とする。スラブ傾斜角の支配要因に関しては、これまでに多くの議論が行われている。Ueda (1983) や上田 (1989) により提案されたチリ型沈み込み（前進する南

米大陸の下に若いプレートが低角度で沈み込む）とマリアナ型沈み込み（背弧海盆を伴い、後退するフィリピン海プレートの下に古い太平洋プレートが急角度で沈み込む）の 2 つの類型が学界で広く認められることにより、若いプレートが低角で沈み込み、古いプレートが高角で沈み込むといった図式が広く行き渡った。しかし、沈み込みパラメータの関係を詳細に吟味したいいくつかの研究は、この仮説を支持していない。

世界各地の収束域の沈み込みパラメータは、いくつかの論文でコンパイルされている（例えば、Jarrard, 1986; England et al., 2004; Lallemand et al., 2005; Syracuse and Abers, 2006; Wada and Wang, 2009; Syracuse, 2010; Abers et al., 2017）。England et al. (2004) や Syracuse and Abers (2006) によりコンパイルされた、沈み込むプレートの年代とスラブの平均傾斜角とはほとんど相関を示さない。なお、England et al. (2004) のスラブ傾斜角は深さ 80 から 400 km の平均値、Syracuse and Abers (2006) のスラブ傾斜角は深さ 50 から 250 km の平均値である。沈み込む海洋プレートの年代がスラブ傾斜角と相関しないことは、多くの研究論文で指摘されている（例えば、Lallemand et al., 2005; Hayes et al., 2012）。

非震性海嶺が沈み込む場で活火山を欠き、スラブ傾斜角が小さいことが古くから指摘されていた（例えば、Isacks and Barazangi, 1977; Cross and Pilger, 1979; Pilger, 1981; Ben-Avraham, 1989）。これらの研究では非震性海嶺の沈み込みが火山活動の停止やスラブ傾斜角の低角化に寄与しているとしている。一方、非震性海嶺が沈み込んでいるにもかかわらず、スラブ傾斜角が低角になっていないケースもある（例えば、南米の 22° S 付近にある Iquique 海嶺）。しかし、Espurt et al. (2008) が指摘するように、こういった所では海嶺がまだ十分に深く沈み込んでいないのかもしれない。また、Mexican flat-slab やカスケード、西南日本のように、非震性海嶺の沈み込みがないにもかかわらず、水平もしくは低角沈み込みが認められるケースもある。

Lallemand et al. (2005) と Heuret et al. (2007) は、現世収束域の沈み込みパラメータの相関やアナログ実験に基づくパラメータ間の相関を検討している。Lallemand et al. (2005) によれば、現世沈み込み帯のスラブ傾斜角は、スラブプルの大きさや、沈み込むプレートの年代、収束速度などとは相関せず、上盤プレートの前進によって低角になる。Heuret et al. (2007) のアナログ実験も上盤プレートの前進・後退は、スラブ傾斜角の重要な支配要因であることを示している（第 15 図）。



第 15 図. アナログ実験に基づく沈み込みパラメータの関係 (Heuret et al., 2007). 海溝の移動速度 (列 1), 上盤プレートの変形速度 (列 2), スラブ傾斜角 (列 3) vs. 上盤プレートの移動速度 (欄 a), 沈み込むプレートの速度 (欄 b). スラブ傾斜角の測定精度は, 沈み込みスタイル (I と II) に強く依存する. スタイル I (上盤プレートが前進) の場合は, 深さにあまり依存せずほとんど一定であり, スラブの傾斜角の測定が容易である. スタイル II (上盤プレートが後退) の場合は, 深さによって大きく変化し, 傾斜角の測定精度が低い

それに対して, Hu et al. (2016) は, 最近のプレート復元 (例えば, Müller et al., 2008; Seton et al., 2012) において, 新生代における南米大陸の西進が小さいことを根拠に水平沈み込みの形成にとって, 上盤プレートの前進は重要ではないとしている. Artemieva et al. (2016) は, 大陸-大陸, 大陸-海洋および海洋-海洋の 3 タイプの収束域のそれぞれに関して色々な地球物理ファクターがプレート運動に及ぼす影響を検討した. そして, 大陸-海洋型のスラブ傾斜角はプレート年代と相関しないが, 海洋-海洋型ではプレート年代が大きくなるとスラブ傾斜角が小さくなるとしている.

非震性海嶺や海台のような浮揚性地塊の沈み込みが水平沈み込みの形成にとって極めて重要であることが多くの研究者によって指摘されている. アナログ実験や計算モデルの結果もこれを支持している (van Hunen et al., 2002a, b; Espurt et al. 2008; Rosenbaum and Mo, 2010). Gerya et al. (2009) の 2D 計算モデルによれば, スラブの低角化や火山活動の停止には, 沈み込む非震性海嶺や海台のサイズが十分に大きい必要がある. 同論文は中程度のサイズ (200 km × 18 km) の海嶺や海台の沈み込みではスラブの低角化は起きないが, 上盤プレートの上昇や構造浸食, 海溝の陸側への後退が起こるとしている. Tassara et al. (2006) は, チリ縁辺のブー

ゲ異常に着目した 3D 計算モデルの結果から, 水平沈み込みに浮揚性地塊の沈み込みが重要な役割を演じているが, 上盤プレートの前進や上部マントルの加水なども必要としている.

以上のように, 水平沈み込みの形成にとって浮揚性地塊の沈み込みと上盤プレートの前進が重要であると考えられる. これらに加えて, 吸引力の重要性も多くの研究者によって主張されている. Stevenson and Turner (1977) や van Hunen et al. (2004), Manea and Gurnis (2007), Pérez-Gussinyé et al. (2008) は, 吸引力の強化がスラブの低角化に関与していることを指摘している. O'Driscoll et al. (2009) は, 有限要素法を用いて沈み込み帯における continental root の影響をモデル化し, root の存在がマントルウェッジのコーナーフローを制限して吸引力を増大させることを明らかにした. 3D モデルでは root がマントルウェッジの端から 400 km 以上の距離にあると吸引力が急激に減少している. すなわち適切な位置に root の発達した大陸地殻の下に沈み込むプレートでは吸引力が強く作用して水平 (低角) 沈み込みを起こしやすいことになる. 南米では海溝から 600 km ほど離れた位置に深さ 200 km を超える root が存在する (O'Driscoll et al., 2012). マントルウェッジの厚さが薄く, 粘性が大きくなり, 沈み込みが速くなると, 吸引力はより強くなるとされている (Stevenson and Turner, 1977; Pérez-Gussinyé et al., 2008; Manea and Gurnis, 2007; O'Driscoll et al., 2009). O'Driscoll et al. (2009) の研究の後も水平 (低角) 沈み込みの形成に吸引力の関与を指摘する研究者は多い (Jones et al., 2011; Roda et al. 2011; Manea and Manea, 2011; Manea et al., 2012; Taramón et al., 2015; Schepers et al., 2017; Schellart, 2020; Schellart and Strak, 2021) が, その影響を限定的だとする主張もある (Hu et al., 2016; Huangfu et al., 2016).

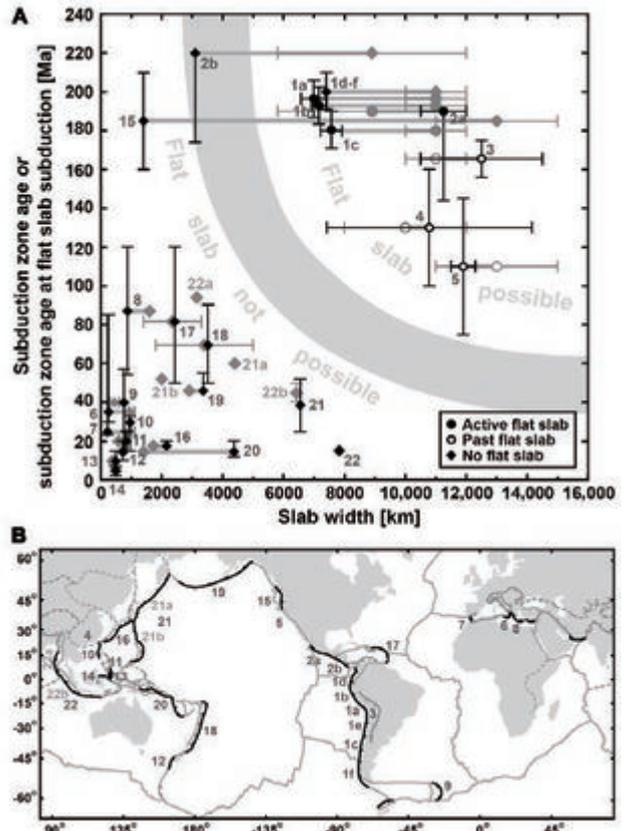
これまで述べた以外にも水平 (低角) 沈み込みの形成要因に言及した論文は多い. Manea and Gurnis (2007) は, 計算モデルに基づいて, スラブ上位の低粘性ウエッジがスラブ傾斜角を低下させ, 水平 (低角) 沈み込みが形成されることを示した. 低粘性ウエッジは, スラブと上盤プレートとのカップリングを弱めるので, 水平スラブセグメントの上の大陸地殻に圧縮環境を発生させない. Mexican flat-slab では, Pampean flat-slab や Peruvian flat-slab とは異なり, 非震性海嶺の沈み込みが認められず, 水平スラブセグメントの上の地殻に圧縮に伴う構造変形が認められない. Manea and Gurnis

(2007) は、スラブの上のマントルが低粘性だとスラブの低角化を阻害しないので、水平スラブの形成にとって低粘性のマントルウェッジが有利だとしている。Manea and Gurnis (2007) や Skinner and Clayton (2011) は、スラブからの脱水によってマントルが加水して粘性が低下し、Mexican flat-slab が形成されたと推定した。Kim et al. (2012) は、S 波の観測から Mexican flat-slab セグメントの境界付近のマントルに低粘性の層 (厚さ 7–8 km) が存在することを示し、これがスラブを低角化させたと考えた。しかし、マントルウェッジの粘性が低下すると吸引力も低下する (例えば、Stevenson and Turner, 1977; Pérez-Gussinyé et al., 2008; Manea and Manea, 2011; Schellart and Strak, 2021) ので、マントルウェッジの低粘性化は水平スラブの形成にとっては負の要因となる。

Roda et al. (2011) は、計算モデルに基づき、厚い大陸リソスフェアと薄い海洋プレートの組み合わせがスラブを低角にすることを示した。上盤プレートが厚く、冷たいとマントルウェッジの粘性が増大し、吸引力が大きくなると考えられるので、これは吸引力の増大に起因するスラブの低角化と考えられる。

Schellart (2020) は、非震性海嶺や海台が沈み込んでいるにもかかわらず水平沈み込みが起きていないケース (例えば、西太平洋) があつたり、非震性海嶺や海台の沈み込みがないにもかかわらず水平沈み込みが起きている (例えば、メキシコ) ことに注目し、水平沈み込みを形成する要因を現世沈み込み帯の 3 次元的な形状や計算モデルから検討した。その結果、長い沈み込み帯 (海溝に平行な方向の広がり) が >6,000 km。著者注: スラブの幅が沈み込みに与える影響は、Schellart et al., 2007 を参照) において、長期間 (>80–100 my) に渡って沈み込みが続くと、沈み込み帯の中央部で水平沈み込みが形成されると主張した (第 16 図, 第 1 表)。さらにこの計算モデルは、幅広い海溝でスラブ傾斜角が小さくなると、スラブ表面の垂直的な偏差展張力 (deviatoric tensional stress) が増大 (すなわち、吸引力が増大) し、水平沈み込みを形成しやすくなることを示す。

Schellart and Strak (2021) は、深さ 200 km までのスラブの形態に基づき、現世の沈み込み帯を低角沈み込み (low angle subduction), 水平沈み込み (flat slab subduction), 通常沈み込み (normal angle subduction), 高角沈み込み (steep angle subduction) に区分した (第 4 図)。前述したように、低角沈み込みは、深さ 200 km までのスラブ平均傾斜角が 20° 以下で、2 つのヒンジを持ち、水平沈み込みは、水平スラブセグメ



第 16 図. A: 現世沈み込み帯におけるスラブの幅 (海溝に平行な方向のスラブの長さ) と沈み込みの継続時間およびスラブの形状との関係 (Schellart, 2020). 黒丸: 水平沈み込み, 白丸: 過去の水平沈み込み, 黒ダイヤ: 非水平沈み込み. B: A で用いている沈み込み帯の位置.

ントの傾斜角が 10° 以下で、3 つのヒンジをもつ。さらに、計算モデルから、次の 3 つのタイプの水平沈み込みがあることを指摘している: 短期間の水平沈み込み, 長期間の水平沈み込み, および間欠的な水平沈み込み。深さ 660 km の不連続帯でスラブの折りたたみがあると、上部マントル中のスラブ傾斜角が間欠的に変化する。上盤プレートの強度が大きいかしくは沈み込むプレートが厚いと間欠的な水平沈み込みが起こる。上盤プレートの短縮と厚化が起きると、マントルウェッジ先端の角度が増大し、吸引力が弱くなるので、水平沈み込みが終わる (これに関する詳細は、Schellart and Strak 論文の Fig. 15 を参照)。上盤プレートの強度が地殻の短縮の程度を支配するので、上盤プレートの強度は、水平沈み込みの継続時間に強く影響する。最も弱い上盤プレートでは水平沈み込みの継続時間は 6 my 程度であり、最も強い上盤プレートではその継続時間は 75 my を超える。Schellart and Strak (2021) による計算モデルの結果は、水平沈み込みの開始・継続時間・終焉に関して示唆に富み、興味深い。

沈み込む海洋プレートのエクロジャイト化は、水平沈

第1表. 水平スラブを有する沈み込み帯の諸特徴 (Schellart, 2020). 表中の2つ目の欄の番号は, 第15図を参照.

Subduction zone	Number in Figure 2	Slab width (average) at flat slab initiation* [km]	Slab width (min.-max.) at flat slab initiation [km]	Distance to closest slab edge at flat slab initiation* [km]	Slab width during/close to subduction zone formation [km]	Subduction zone age (best estimate/average)† [Ma]	Subduction zone age (min.-max.) [Ma]	Time of flat slab inception [Ma]	Subduction zone age at flat slab initiation‡ [Ma]
With present-day flat slab									
South America (Southern Peru) [§]	1a	6992 ^(1,2)	6571–7413	2200	11,000 ± 1000 ⁽²⁾	200 (be)	191–210 ^(2,3)	4 ⁽²⁾	196
South America (Central Peru) [§]	1b	7162 ^(1,2)	6911–7413	1400	11,000 ± 1000 ⁽²⁾	200 (be)	191–210 ^(2,3)	8 ⁽²⁾	192
South America (Central Chile) [¶]	1c	7570 ^(1,2)	7212–7928	2400	11,000 ± 1000 ⁽²⁾	200 (be)	191–210 ^(2,3)	20 ⁽⁶⁾	180
Mexico-Central America (Mexico) [¶]	2a	11,250 ^(2,13)	10,500–12,000	2100	~5800 ⁽²⁾ or 11,000 ± 1000 ⁽²⁾	220 (be)	174–201 ⁽¹¹⁾ or 220 ⁽¹²⁾	30–25 ^(13–15)	190
With past flat slab									
South America (Central Andes) [§]	3	12,500 ^(2,13)	10,500–14,500	3800	11,000 ± 1000 ⁽²⁾	200 (be)	191–210 ^(2,3)	35 ⁽¹⁶⁾	165
South China [¶]	4	10,784 ⁽¹⁷⁾	7421–14,146	3000	10,000 ± 2000 ⁽¹⁷⁾	360 (av)	330–390 ^(17,18)	230 ⁽¹⁹⁾	130
Farallon [§]	5	11,900 ^(2,13)	11,500–12,300	1700–2700	13,000 ± 2000 ⁽²⁾	185 (av)	160–210 ^(20,21)	85–65 ^(22–24)	100–120

*Slab width is based on the average of the estimated minimum and maximum slab width at the time of inception of flat slab subduction. It is derived from tectonic reconstructions presented in Gordon and Jurdy (1986); Collins (2003); Schellart et al. (2007, 2010); Domeier and Torvik (2014) and Seton et al. (2012). †Trench-parallel distance from flat slab segment to closest lateral slab edge at the time of flat slab inception. ‡Subduction zone age (time of subduction zone initiation) based on the best estimate (be) or average (av) of the estimated minimum and maximum age. §Age of the subduction zone at the time of inception of flat slab subduction. ¶Southern Peru flat slab spatially correlated with the subducting Nazca Ridge (Piger, 1981; Gutscher et al., 2000). ¶Central Peru flat slab possibly related to subduction of the Inca plateau (Gutscher et al., 2000). ¶Central Chile flat slab spatially correlated with the subducting Juan Fernandez Ridge (Piger, 1981; Gutscher et al., 2000). ¶Mexican flat slab, not spatially associated with any ridge or plateau (Skinner and Clayton, 2011). Note that a flat slab subduction initiation age of 30–25 Ma is chosen, based on the timing of migration of arc magmatism from the Sierra Madre del Sur to the Trans-Mexican Volcanic Belt (Farrar et al., 1999; Morán-Zenteno et al., 1999; Kim et al., 2010), and not a younger initiation age of 15–9 Ma proposed more recently (Mano et al., 2017). A consequence of adopting the older age is that the slab width then includes the South American segment and Mexico-Central America segment (and possibly the Baja California segment), because the Nazca and Cocos plates still formed one single plate until ~23 Ma (Lonsdale, 2005). ¶Central Andes (southern Peru–northernmost Chile) flat slab in the latest Eocene-Oligocene (Ramos and Folguera, 2009). ¶South China flat slab in the Middle Triassic–Early Jurassic (Li and Li, 2007). ¶Farallon flat slab in western North America, thought to be responsible for the Laramide orogeny and eastward migration of the magmatic arc (Dickinson and Snyder, 1978; Henderson et al., 1984). The numbers in between the brackets refer to the following references: †Schellart et al. (2007), ‡Seton et al. (2012), §Collins et al. (1982), ¶Vásquez et al. (2011), ¶Scheuber et al. (1994), ¶van der Meer et al. (2018), ¶Rosenbaum et al. (2005), ¶Kay and Abbinuzi (1996), ¶Schellart et al. (2010), ¶Gordon and Jurdy (1986), ¶Centeno-García (2017), ¶Boschman et al. (2018), ¶Kim et al. (2010), ¶Morán-Zenteno et al. (1999), ¶Farrar et al. (1999), ¶Ramos and Folguera (2009), ¶Domeier and Torvik (2014), ¶Collins (2003), ¶Li and Li (2007), ¶Burchfiel and Davis (1975), ¶DeCelles (2004), ¶Henderson et al. (1984), ¶Liu et al. (2010), ¶Copeland et al. (2017).

み込みを終わらせて, 通常の沈み込みに転換させるのに重要であると考えられる. 水平沈み込みにおいては, 一般にホットなアセノスフェアを欠き, 水平スラブセグメントが冷たい大陸リソスフェアと接するので, 沈み込む玄武岩質岩のエクロジヤイト化が遅れると考えられている (例えば, Gutscher et al., 2000b; van Hunen et al., 2002b; Arrial and Billen, 2013). Pampean flat-slab や Peruvian flat-slab では, 水平スラブセグメントの深さが 100 km 程度であり, 一般的な沈み込み帯におけるこの深さではスラブ上部の玄武岩質岩はエクロジヤイト化している. 前述したように, Bishop et al. (2017) は, Pampean flat-slab の水平スラブセグメントがエクロジヤイト化してもさらに水平に沈み込んでいると主張している. Currie and Beaumont (2011) は, 計算モデルの結果から, 海嶺や海台のような厚い海洋地殻を暖めるのには時間がかかり, 玄武岩質岩からエクロジヤイトへの転移が遅れが生じるとしている. 一方, McGary et al. (2014) は, カスケード地域 (ワシントン州中央部) の地磁気地電流のデータから, 深さ 40–45 km で上部地殻の玄武岩がエクロジヤイトに, 深さ 75–90 km で下部地殻のハンレイ岩がエクロジヤイトに転移していることを明らかにした. このように, 海洋地殻全体がエクロジヤイト化するには, かなりの時間がかかる. 海溝に直交する方向の収束速度を 30 km/my とすると, カスケードの海洋地殻が全体的にエクロジヤイト化するのに少なくとも 3 my を要する. 海嶺や海台などの厚い地殻ではさらに長い時間が必要になるだろう. Schepers et al. (2017) は, エクロジヤイト化が 3 my 遅れることで長さ 250 km の Pampean flat slab を説明しようとして

いる. また, van Hunen et al. (2004) は, 400–800 °C においても玄武岩質岩が準安定の状態が存在できるとしている. エクロジヤイト化と水平沈み込みとの関係は, 今なお十分に解明されていないが, 水平沈み込みから通常沈み込みへの転換過程の解明にとってエクロジヤイト化はキーポイントと考えられる.

むすび

水平沈み込みと低角沈み込みの成因の関係が明確ではないことおよび両沈み込みスタイルの特徴の違いから, Pérez-Gussinyé et al. (2008) や Schellart and Strak (2021) が主張するように, 両者を分けて扱うのが適切と考えられる. また, 水平沈み込みにおいても Mexican flat-slab は, Pampean flat-slab や Peruvian flat-slab といくつかの基本的特徴が異なる. 前述した個々の水平・低角沈み込みの特徴と成因についてのレビューは, 水平沈み込みと低角沈み込みが単一の要因に支配されているのではなく, 複数の要因によって, またそれら要因の組み合わせによって, しかも各要因が作用する程度によって異なった沈み込み形態が出現することを示唆している. それでも水平沈み込みや低角沈み込みを生み出す基本的な要因はかなり明らかになっている. プレーートの沈み込みに関連するパラメータは多数存在し, スラブ傾斜角の支配要因を決定することは容易ではないが, 浮揚性地塊の沈み込みがスラブ傾斜角に影響を及ぼすことは, 現世水平沈み込み帯における観察および計算モデルやアナログ実験の結果などから間違いないだろう. しかし, 浮揚性地塊が小さいと十分な浮力が発生しない. また, 上盤プレートの前進 (海溝の後退) がス

ラブ傾斜角を小さくすることは、計算モデルやアナログ実験が示しているが、Pérez-Gussinyé et al. (2008) が指摘するように、上盤プレートの前進だけで flat-slab を形成するのは困難だと考えられる。Pérez-Gussinyé et al. (2008) は、吸引力が強化される要因として、沈み込み速度の増大、マントルウェッジの粘性の増大、マントルウェッジが狭くなるなどを挙げている。Continental root の存在が吸引力を増大させる (O'Driscoll et al., 2009) といった計算モデルの結果は、マントルウェッジの広さ (とくに先端部の) が吸引力に影響しているということだろう。上盤プレートが厚くて強い (すなわち、冷たい) とマントルウェッジは狭くなり、粘性が増大し、吸引力が大きくなるのだろう。このように、吸引力の大きさを支配する要因は複数あると考えられ、これが水平沈み込みの成因を特定することを難しくしていると考えられる。

マントルの流れがスラブ傾斜角に影響を与えているといった見解も少なからずある (Doglioni et al., 2009; O'Driscoll et al., 2009; Jadamec and Billen, 2012; Cramer and Tackley, 2014; Taramón et al., 2015; Huangfu et al., 2016; Ficini et al., 2017)。水平沈み込みもしくは低角沈み込みとそれに関係したスラブのロールバックは、スラブの垂直切断 (例えば, Rosenbaum et al., 2008; Dilek and Altunakaynak, 2009) や delamination (例えば, Wells and Hoisch, 2008; Kay and Coira, 2009; Ramos and Folguera, 2009), アダカイトの形成 (例えば, Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2003) などとも密接にかかわっており、水平・低角沈み込みに関連した地質現象の広がり大きい。本論でレビューした論文や地質現象は、多くの関連論文と関連事象の一部であり、それらをすべて網羅することは、筆者の力量を超えている。

謝辞: 査読者の川村信人博士の有益なご助言によって本稿は改善された。記して感謝申し上げる。

文 献

- Abers, G.A., van Keken, P.E. and Hacker, B.R., 2017, The cold and relatively dry nature of mantle forearcs in subduction zones. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NGEO2922.
- Arrial, P.-A. and Billen, M.I., 2013, Influence of geometry and eclogitization on oceanic plateau subduction. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **363**, 34–43.
- Artemieva, I.M., Thybo, H. and Shulgin, A., 2016, Geophysical constraints on geodynamic processes at convergent margins: A global perspective. *Gondwana Res.*, **33**, 4–23.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686–692.
- Baudino, R. and Hermoza, W., 2014, Subduction consequences along the Andean margin: Thermal and topographic signature of an ancient ridge subduction in the Marañón Basin of Perú. *Geologica Acta*, **12**, 287–306.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotton, J., Silva, J., Bourdon, E. and Eissen, J.-P., 2001, Mio–Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **192**, 561–570.
- Bedle, H. and van der Lee, S., 2006, Fossil flat-slab subduction beneath the Illinois basin, USA. *Tectonophys.*, **424**, 53–68.
- Ben-Avraham, Z., 1989, Oceanic plateaus and the Pacific Ocean margins. In Ben-Avraham, Z., ed., *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*. Oxford Univ. Press, New York, 7–19.
- Bird, P., 1988, Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model. *Science*, **239**, 1501–1507.
- Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A. and Tevera, H., 2017, Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere*, **13**, 1392–1407.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L. and Cotton, J., 2003, Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet. Sci. Letts.*, **205**, 123–138.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. and Hall, M., 2002, Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metamorphism beneath the Andean northern volcanic belt. *Jour. Petrol.*, **43**, 199–217.
- Calvert, A.J., Fisher, M.A., Ramachandran, K. and Trehu, A.M., 2003, Possible emplacement of crustal rocks into the forearc mantle of the Cascadia Subduction Zone. *Geophys. Res. Letts.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018541.
- Calvert, A.J., Ramachandran, K., Kao, H. and Fisher, A., 2006, Local thickening of the Cascadia forearc crust and the origin of seismic reflectors in the uppermost mantle. *Tectonophys.*, **420**, 175–188.
- Cao, L., Wang, Z., Wu, S. and Gao, X., 2014, A new

- model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu–Palau Ridge subduction. *Tectonophys.*, **636**, 158–169.
- Capaldi, T.N., Horton, B.K., McKenzie, N.R., Mackaman-Lofland, C., Stockli, D.F., Ortiz, G. and Alvarado, P., 2020, Neogene retroarc foreland basin evolution, sediment provenance, and magmatism in response to flat slab subduction, western Argentina. *Tectonics*, 10.1029/2019TC005958.
- Chapin, C.E., Wilks, M. and McIntosh, W.C., 2004, Spacetime patterns of Late Cretaceous to present magmatism in New Mexico: comparison with Andean volcanism and potential for future volcanism. *New Mexico Bureau Geol. Min. Resou. Bull.*, **160**, 13–400.
- Chen, C.-H., Lee, C.-Y. and Shinjo, R., 2008, Was there Jurassic paleo-Pacific subduction in South China?: Constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of the Mesozoic basalts. *Lithos*, **106**, 83–92.
- Cheong, A.C.-sik and Jo, H.J., 2020, Tectonomagmatic evolution of a Jurassic Cordilleran flare-up along the Korean Peninsula: Geochronological and geochemical constraints from granitoid rocks. *Gondwana Res.*, **88**, 21–44.
- Cheong, A.C.-sik, Jung, M.-J., Jo, H.J., Kim, J., Lee, S. and Jeong, Y.-J., 2023, Lithospheric thinning and ignition of a Cordilleran magmatic flare-up: Geochemical and O–Hf isotopic constraints from Cretaceous plutons in southern Korea. *Sci. Front.*, **14**, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101492>
- Coney, P.J. and Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones. *Nature*, **270**, 403–406.
- Cramer, F. and Tackley, P.J., 2014, Spontaneous development of arcuate single-sided subduction in global 3-D mantle convection models with a free surface. *Jour. Geophys. Res.*, **119**, doi:10.1002/2014JB010939.
- Cross, T.A. and Pilger, Jr. R.H.P. 1979, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 545–562.
- Currie, C.A. and Beaumont, C., 2011, Are diamond-bearing Cretaceous kimberlites related to low-angle subduction beneath western North America? *Earth Planet. Sci. Letts.*, **303**, 59–70.
- Dai, L., Wang, L., Lou, D., Li, Z.-H., Dong, H., Ma, F., Li, F., Li, S. and Yu S., 2020, Slab rollback versus delamination: Contrasting fates of flat-slab subduction and implications for South China evolution in the Mesozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **125**, doi:10.1029/2019JB019164.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş., 2009, Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. In van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A. and Govers, R., eds., *Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 311, 213–233.
- Dogliani, C., Tonarini, S. and Innocenti, F., 2009, Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E–NE-directed subduction zones. *Lithos*, **113**, 179–189.
- Dumitru, T.A., Gans, P.B., Foster, D.A. and Miller, E.L., 1991, Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction. *Geology*, **19**, 1145–1148.
- England, P., Engdahl, R. and Thatcher, W., 2004, Systematic variation in the depths of slabs beneath volcanos. *Geophys. Jour. Int.*, **156**, 377–408.
- English, J.M. and Johnston, S.T., 2004, The Laramide orogeny: What were the driving forces? *Internat. Geol. Rev.*, **46**, 833–838.
- English, J.M., Johnston, S.T. and Wang K., 2003, Thermal modelling of the Laramide orogeny: Testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **214**, 619–632.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C. and Brusset, S., 2008, Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, **27**, doi:10.1029/2007TC002175.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Galas-Gismondini, R. and Bolanos, R., 2007, How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology*, **35**, 515–518.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, **32**, 77–80.
- Ficini, E., Dal Zilio, L., Dogliani, C. and Gerya, T.V., 2017, Horizontal mantle flow controls subduction dynamics. *Sci. Rep.*, **7**, doi:10.1038/s41598-017-06551-y.
- Finzel, E.S., Trop, J.M., Ridgway, K.D. and Enkelmann, E., 2011, Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska. *Earth Planet. Sci.*

- Letts.*, **333**, 348–360.
- Gans, C.R., Beck, S.L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. and Linkimer, L., 2011, Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: New high-resolution results. *Geophys. Jour. Internat.*, **186**, 45–58.
- Garrison, J.M. and Davidson, J.P., 2003, Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, **31**, 565–568.
- Gérault, M., Husson, L., Miller, M.S. and Humphreys, E.D., 2015, Flat-slab subduction, topography, and mantle dynamics in southwestern Mexico. *Tectonics*, **34**, doi:10.1002/2015TC003908.
- Gerya, T.V., Fossati, D., Cantieni, C. and Seward, D., 2009, Dynamic effects of aseismic ridge subduction: Numerical modeling. *Eur. Jour. Mineral.*, **21**, 649–661.
- Gutscher, M.-A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **15**, 3–10.
- Gutscher, M.-A., Maury, R.M., Eissen, J.-P. and Bourdon, E., 2000a, Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, **28**, 535–538.
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P. and Maury, R., 1999, The “lost Inca Plateau”: Cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet.Sci. Letts.*, **171**, 335–341.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E.R., 2000b, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and Geochemistry tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814–833.
- Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation. *Earth Planet.Sci. Letts*, **203**, 665–679.
- Hamza, V.M., Silva Dias, F.J.S., Gomes, A.J.L. and Delgadillo Terceros, Z.G., 2005, Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics Earth Planet Inter.* **152**, 223–256.
- Hasebe, M., Tagami, T. and Nishimura, S., 1993, Evolution of the Shimanto accretionary complex: A fission-track thermochronologic study. In Underwood M.B., ed., *Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An Example of Ridge–Trench Interaction*. Geological Society of America Special Paper, **273**, 121–36.
- Hayes, G.P., Wald, G.P. and Johnson, R.L., 2012, A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, doi.org/10.1029/2011JB008524.
- He, Z.-Y. and Xu, X.-S., 2012, Petrogenesis of the Late Yanshanian mantle-derived intrusions in southeastern China: Response to the geodynamics of paleo-Pacific plate subduction. *Chem. Geol.*, **328**, 208–221.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C. and Lallemand, S., 2007, Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth Planet.Sci. Letts.*, **256**, 473–483.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **13**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Horton, B.K., Capaldi, T.M. and Perez, N.D., 2022, The role of flat slab subduction, ridge subduction, and tectonic inheritance in Andean deformation. *Geology*, **50**, 1007–1012.
- Hu, J., Liu, L., Hermosillo, A. and Zhou, Q., 2016, Simulation of late Cenozoic South American flat-slab subduction using geodynamic models with data assimilation. *Earth Planet.Sci. Letts.*, **438**, 1–13.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.-H. and Kang, I.-B., 2013, Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *Jour. Asian Earth Sci.*, **75**, 82–94.
- Huangfu, P., Wang, Y., Cawood, P.A., Li, Z.-H., Fan, W. and Gerya, T.V., 2016, Thermo-mechanical controls of flat subduction: Insights from numerical modeling. *Gondwana Res.*, **40**, 170–183.
- Humphreys, E.D., 1995, Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States. *Geology*, **23**, 987–990.
- Humphreys, E., 2009, Relation of flat subduction to magmatism and deformation in the western USA. In Kay, S.M., et al., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **204**, 85–98.
- Humphreys, E., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G.L., Erslev, E. and Atwater, T., 2003, How Laramide-age hydration of north American lithosphere by the Farallon slab controlled subsequent activity in the western United States. *Internat. Geol. Rev.*, **45**, 575–595.

- Isacks, B.L. and Barazangi, M., 1977, Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In Talwani, M. and Pitman III, W.C. eds., *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 1, 99–114.
- Isacks, B. and Molnar, P., 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103–174.
- Jadamec, M., Billen, M.I. and Roeske, S.M., 2013, Three-dimensional numerical models of flat slab subduction and the Denali fault driving deformation in south-central Alaska. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **376**, 29–42.
- Jadamec, M.A. and Billen, M.I., 2012, The role of rheology and slab shape on rapid mantle flow: Three-dimensional numerical models of the Alaska slab edge. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, doi:10.1029/2011JB008563,
- Jarrard, R.D., 1986, Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, **24**, 217–284.
- Ji, Z., Meng, Q.-A., Wan, C.-B., Zhu, D.-F., Ge, W.-C., Zhang, Y.-L., Yang, H., Dong, Y. and Jing, Y., 2019, Generation of late Mesozoic felsic volcanic rocks in the Hailar Basin, northeastern China in response to overprinting of multiple tectonic regimes. *Science Reports*, 9, doi.org/ 10.1038/s41598-019-52181-x.
- Jiang, Y.-H., Jiang, S.-Y., Dai, B.-Z., Liao, S.-Y., Zhao, K.-D. and Ling, H.-F., 2009, Middle to Late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, **107**, 185–204.
- Jones, C.H., Farmer, G.L., Sageman, B. and Zhong, S., 2011, Hydrodynamic mechanism for the Laramide orogeny. *Geosphere*, **7**, 183–201.
- Kay, S.M. and Coira, B.L., 2009, Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 204, 229–259.
- Kay, S.M. and Mopodosis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, **11**, 4–9.
- Kay, S.M. and Mopodosis, C., 2002, Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *South Amer. Earth Sci.*, **15**, 39–57.
- Kee, W.-S., Kim, S.W., Jeong, Y.-J. and Kwon, S., 2010, Characteristics of Jurassic continental arc magmatism in south Korea: Tectonic implications. *Jour. Geol.*, **118**, 305–323.
- Kim, Y.H., Miller, M.S., Pearce, F., Clayton, R.W., 2012, Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochem. Geophys. Geosysts.*, **13**, doi:10.1029/ 2012GC004033.
- Kim, S.W., Kwon, S., Park, S.-I., Lee, C., Cho, D.-L., Lee, H.-J., Ko, K. and Kim, S.J., 2016, SHRIMP U–Pb dating and geochemistry of the Cretaceous plutonic rocks in the Korean Peninsula: A new tectonic model of the Cretaceous Korean Peninsula. *Lithos*, **262**, 88–106.
- 君波和雄, 2021, 日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを関連づける造構モデル. *総合地質*, **5**, 1–12.
- Kiminami, K. and Imaoka, T., 2013, Spatiotemporal variations of Jurassic–Cretaceous magmatism in eastern Asia (Tan-Lu Fault to SW Japan): Evidence for flat-slab subduction and slab rollback. *Terra Nova*, **25**, 414–422.
- Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H. and Mori, Y., 2017, Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, **135**, 291–302.
- 君波和雄・木下生一・今岡照喜, 2009, 西南日本のジュラ紀付加体砂岩におけるジュラ紀中世の組成変化とその意義. *地質雑*, **115**, 578–596.
- Kimura, J.-I., Stern, R.J. and Yoshida, T., 2005, Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **117**, 969–986.
- Lallemant, S., Heuret, A. and Boutelier, D., 2005, On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosysts.*, **6**, doi:10.1029/2005GC000917.
- Lee, C.-T. A., 2005, Trace element evidence for hydrous metasomatism at the base of the North American lithosphere and possible association with Laramide low-angle subduction. *Jour. Geol.*, **113**, 673–685.
- Lee, S., Oh, C. and Jung, S., 2021, Jurassic igneous activity in the Yuseong area on the southern margin of the Gyeonggi Massif, Korean Peninsula, and its implications for the tectonic evolution of northeast Asia during the Jurassic. *Minerals*, **11**, doi.org/10.3390/min11050466.
- Li, Z.-X., Li, X.-H., Chung, S.-L., Lo, C.-H., Xu, X. and

- Li, W.-X., 2012, Magmatic switch-on and switch-off along the South China continental margin since the Permian: Transition from an Andean-type to a Western Pacific-type plate boundary. *Tectonophysics*, **532–535**, 271–290.
- Li, H.-H., Li, Z.-X., Li, W.-X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. and Qi, C., 2007, U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, **96**, 186–204.
- Li, Z.-X. and Li, X.-H., 2007, Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, **35**, 179–182.
- Lin, Y., Zhang, C., Li, C., 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.jseas.2019.104139.
- Litvak, V.D., Poma, S. and Kay, S.M., 2007, Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **24**, 117–137.
- Liu, L., Spasojecić, S. and Gurnis, M., 2008, Reconstructing Farallon plate subduction beneath north America back to the Late Cretaceous. *Science*, **322**, 934–938.
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M., Saleeby, J., Müller, D. and Jackson, M., 2010, The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. *Nature Geosci.*, doi: 10.1038/NGE0829.
- Liu, L., Liu, L. and Xu, Y.-G., 2021, Mesozoic intraplate tectonism of East Asia due to flat subduction of a composite terrane slab. *Eart-Sci. Rev.* **241**, doi.org/10.1016/j.earscirev. 2021.103505.
- Livaccari, R.F., Burke, K. and Sengór, M.C., 1981, Was the Laramide orogeny related to subduction of oceanic plates? *Nature*, **289**, 276–278.
- Livaccari, R.F. and Perry, F.V., 1993, Isotopic evidence for preservation of Cordilleran lithospheric mantle during the Sevier-Laramide orogeny, west United States. *Geology*, **21**, 719–722.
- Ma, Q. and Xu, Y.-G., 2021, Magmatic perspective on subduction of Paleo-Pacific plate and initiation of big mantle wedge in East Asia. *Eart-Sci. Rev.* **213**, doi.org/10.1016/j.earscirev. 2020.103473.
- Manea, V. and Gurnis, M., 2007, Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth Planet.Sci. Letts*, **246**, 22–45.
- Manea, V. and Manea, M., 2011, Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1475–1487.
- Manea, V.C., Manea, M. and Ferrari, L., 2013, A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, **609**, 56–81.
- Manea, V.C., Pérez-Gussinyé, M., Manea, M., 2012, Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*, **40**, 35–38.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G. and Pardo, M., 2014, Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional travelttime tomography and petrological modeling of central Chile and western Argentina (29°–35° S). *Geophys. Jour. Int.*, **199**, 1633–1654.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B. and Espurt, N., 2010, Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth Planet.Sci. Letts*, **299**, 299–309.
- McCrorry, P.A., Blair, J.L., Waldhauser, F. and Oppenheimer, D.H., 2012, Juan de Fuca slab geometry and its relation to Wadati-Benioff zone seismicity. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, doi:10.1029/2012JB009407.
- McGary, R.S., Evans, R.L., Wannamaker, P.E., Elsenbeck, J. and Rondenay, S., 2014, Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, **511**, 338–340
- Meng, L., Li, Z.-X., Chen, H., Li, X.-H., Wang, X.-C., 2012, Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model. *Lithos*, **132–133**, 127–140.
- Menzies, M., Xu, Y., Zhang, H. and Fan, W., 2007, Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. *Lithos*, **96**, 1–21.
- 溝口秀治・君波和雄・今岡照喜・亀井淳志, 2009, 室戸地域における中新世の海溝近傍火成活動. *地質雑*, **115**, 17–30.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. and Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction of the

- Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chem. Geol.*, **244**, 452–473.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W.R., 2008, Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosystems.*, **9**, doi:10.1029/2007GC001743.
- Murphy, J.B., Hynes, A.J., Johnston, S.T. and Keppie, J.D., 2003, Reconstructing the ancestral Yellowstone plume from accreted seamounts and its relationship to flat-slab subduction. *Tectonophysics.*, **365**, 185–194.
- Murphy, J.B., van Staal, C.R. and Keppie, J.D., 1999, Middle to late Paleozoic Acadian orogeny in the northern Appalachians: A Laramide-style plume-modified orogeny? *Geology*, **27**, 653–656.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2006JB004770.
- Obara, K., 2011, Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Jour. Geodynam.*, **52**, 229–248.
- O'Driscoll, L.J., Humphreys, E.D. and Saucier, F., 2009, Subduction adjacent to deep continental roots: Enhanced negative pressure in the mantle wedge, mountain building and continental motion. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **280**, 61–70.
- O'Driscoll, L.J., Richaards, M.A. and Humphreys, E.D., 2012, Nazca–South America interactions and the late Eocene–late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, **31**, doi:10.1029/2011TC003036.
- Pardo, M. and Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 12357–12373.
- Park, S.-I., Kwon, S., Kim, S.W., Hong, P.S. and Santosh, M., 2018, A Mesozoic orogenic cycle from post-collision to subduction in the southwestern Korean Peninsula: New structural, geochemical, and chronological evidence. *Jour. Asian Earth Sci.*, **157**, 166–186.
- Park, S.-I., Noh, J., Cheong, H.J., Kwon, S., Song, Y., Kim, S.W. and Santosh, M., 2019, Inversion of two-phase extensional basin systems during subduction of the Paleo-Pacific Plate in the SW Korean Peninsula: Implication for the Mesozoic “Laramide-style” orogeny along East Asian continental margin. *Geosci. Frontiers*, **10**, 909–925.
- Pérez-Campos, Kim, Y.H., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Menea, V.C. and Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophys. Res. Letts.*, **35**, doi:10.1029/2008GL035127.
- Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Morgan, J.P. and Tassara, A., 2008, Effective elastic thickness variations along the Andean margin and their relationship to subduction geometry. *Geochem. Geophys. Geosystems.*, **9**, doi:10.1029/2007GC001786.
- Pilger, R.H. Jr., 1981, Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **92**, 448–456.
- Ramos, V.A., 1999, Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, **22**, 183–190.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. and Pérez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **15**, 59–78.
- Ramos, V.A. and Folguera, A., 2009, Andean flat-slab subduction through time. In Murphy, J.B., Keppie, J.D. and Hynes, A.J. eds., *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., **327**, 31–54.
- Roda, M., Marotta, A.M. and Spalla, M.I., 2011, The effects of the overriding plate thermal state on the slab dip in an ocean-continent subduction system. *C. R. Geosci.*, **343**, 323–330.
- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A. and Miller, M.S., 2008, Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*, **27**, doi:10.1029/2007TC002143.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F. and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **239**, 18–32.
- Rosenbaum, G. and Mo, W., 2010, Tectonic and magmatic responses to the subduction of high bathymetric relief. *Gondwana Res.*, **19**, 571–582.
- Sagong, H., Kwon, S.-T. and Ree, J.-H., 2005, Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. *Tectonics*, **24**, TC5002.
- Saleeby, J., 2003, Segmentation of the Laramide Slab—evidence from the southern Sierra Nevada region. *GSA Bull.*, **115**, 655–668.
- Schellart, W.P., 2020, Control of subduction zone age and size on flat slab subduction. *Frontiers Sci.*, **8**, doi:10.3389/feart.2020.00026.

- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L. and May, D., 2007, Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446, doi:10.1038/nature05615.
- Schellart, W.P. and Strak, V., 2021, Geodynamic models of short-lived, long-lived and periodic flat slab subduction. *Geophys. Jour. Internat.*, **226**, 1517–1541.
- Schepers, G., van Hinsbergen, D.J.J., Spakman, W., Koster, M.E., Boschman, L.M. and McQuarrie, N., 2017, South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes. *Nature Comms.*, doi: 10.1038/ncomms15249.
- Seton, M., Muller, R.D., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. and Chandler, M., 2012, Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci. Rev.*, **113**, 212–270.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K., 2008, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophys. Jour. Internat.*, **173**, 1018–1029.
- Skinner, S.M. and Clayton, R.W., 2011, An evaluation of proposed mechanisms of slab flattening in Central Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1461–1474.
- Smith, D. and Griffin, W.L., 2005, Garnetite xenoliths and mantle–water interactions below the Colorado Plateau, southwestern United States. *Jour. Petrol.*, **46**, 1901–1924.
- Stevenson, J.T. and Turner, J.S., 1977, Angle of subduction. *Nature*, **270**, 334–336.
- Stubailo, I., Beghein, C. and Davis, P.M., 2012, Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, doi:10.1029/2011JB008631.
- Sun, M., Chen, H., Milan, L.A., Wild, S.M., Jourdan, F. and Xu, Y., 2018, Continental arc and back-arc migration in eastern NE China: New constraints on Cretaceous paleo-Pacific subduction and rollback. *Tectonics*, **37**, doi.org/10.1029/2018TC005170.
- Sun, W.D., Ling, M.X., Yang, X.Y., Fan, W.M., Ding, X. and Liang, H.Y., 2010, Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: An overview. *Sci. China Earth Sci.*, **53**, 475–484.
- Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2006, Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, doi:10.1029/2005GC001045.
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E. and Abers, G.A., 2010, The global range of subduction zone thermal models. *Physics Earth Planet. Inter.*, **183**, 73–90.
- Tagami, T., Hasebe, N. and Shimada, C., 1995, Episodic exhumation of accretionary complexes: Fission-track thermochronologic evidence from the Shimanto Belt and its vicinities, southwest Japan. *The Island Arc*, **4**, 209–230.
- Taramón, J.M., Rodríguez-González, J., Negrodo, A.M. and Billen, M.I., 2015, Influence of cratonic lithosphere on the formation and evolution of flat slabs: Insights from 3-D time-dependent modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **16**, 2933–2948.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S. and Hackney, R., 2006, Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JB003976.
- Uyeda, S., 1983, Comparative subductology. *Episodes*, 1983, 19–24.
- 上田誠也, 1989, プレート・テクトニクス. 岩波書店, 1–268.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A. and González-León, C., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous–early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende geochronology of granitic rocks. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **22**, 22–38.
- van Hunen, J., van den Berg, A.P. and Vlaar, N.J., 2004, Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study. *Physics Earth Planet. Inter.*, **146**, 179–194.
- van Hunen, J., van den Berg, A.P. and Vlaar, N.J., 2002a, The impact of the South-American plate motion and the Nazca Ridge subduction on the flat subduction below South Peru. *Geophys. Res. Letts.*, **29**, doi: 10.1029/2001GL014004.
- van Hunen, J., van den Berg, A.P. and Vlaar, N.J., 2002b, On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics*, **352**, 317–333.
- Wada, I. and Wang, K., 2009, Common depth of slab–mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, doi:10.1029/2009GC002570.
- Wagner, L.S., Beck, S., Zandt, G. and Ducea, M.N., 2006, Depleted lithosphere, cold, trapped asthenosphere,

- and frozen melt puddles above the flat slab in central Chile and Argentina. *Earth Planet.Sci. Letts*, **245**, 289–301.
- Wang, S. and Yan, J., 2021, Coexisting Early Cretaceous arc-type and OIB-type mafic magmatic rocks in the eastern Jiangnan Orogen, South China Block: Implications for paleo-Pacific plate subduction. *Lithos*, **400–401**, doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106421.
- Wells, M. and Hoisch, T.D., 2008, The role of mantle delamination in widespread Late Cretaceous extension and Magatism in the Cordilleran orogen, western United States. *GSA Bull.*, 120, 515–530.
- Wu, G.-L., Meng, Q.-R., Zhu, R.-X., Fan, L.-G., Meng, K., Wei, H.-H., Duan, L. and Zhu, J.-C., 2021, Middle Jurassic orogeny in the northern North China block. *Tectonophys.*, 801, doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228713.
- Xu, Y.-G., 2001, Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino- Korean craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth (A)*, **26**, 747–757.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. and Selles, D., 2002, The Challenger–Juan Fernandez–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Jour. South Amr. Earth Sci.*, 15, 23–38.
- Zhang, J.-J., Zheng, Y.-F. and Zhao, Z.-F., 2009, Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, **110**, 305–326.
- Zhang, J.-H., Gao, S., Ge, W.-C., Wu, F.-Y., Yang, J.-H., Wilde, S.A. and Li, M., 2010, Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction-induced delamination. *Chem. Geol.*, 276, 144–165.
- Zhou, X.M. and Li, W.X., 2000, Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophys.*, **326**, 269–287.
- Zhu, G., Niu, M., Xie, C. and Wang, Y., 2009, Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu fault zone: Evidence for geodynamic switching of the east China continental margin. *Jour. Geol.*, **28**, 277–293.

Abstract

Flat (low-angle) subduction is an enigmatic style of subduction where the slab attains a horizontal (low-angle) orientation for up to several hundred kilometers below the base of the overriding plate. Flat or low-angle subduction occurs in 10% of the subduction zones present-day. I herein review geological features and manifestations, and causes of present-day flat-slab and low-angle subductions, as well as ancient examples. Flat-slab subduction has equated with low-angle subduction in general, although, it is more appropriate to distinguish between the two subduction styles, because there are some different features in the both. Typical flat-slab subduction is well established beneath South America, in central Chile (Pampean flat-slab) and Peru (Peruvian flat-slab), and beneath Mexico (Mexican flat-slab). Pampean flat-slab and Peruvian flat-slab are associated with overthickened oceanic crust. Low angle subduction is found beneath Cascadia, south Alaska, and SW Japan. A number of possible hypotheses have been proposed to explain the formation of flat-slab (low-angle) subduction, although, the origin remains controversial. These hypotheses include: 1) subduction of anomalously buoyant oceanic crust such as aseismic ridges and oceanic plateaus, 2) rapid trenchward motion of the overriding plate, 3) increased suction force (a large negative pressure above the slab interface which is enhanced by the existence of continental root), 4) preferentially occurs at wide and prolonged subduction zones. Two or more of these would be responsible for the formation of flat-slab (low-angle) subduction. A change in subduction style from flat (shallow) to steep (normal) would depend largely on the basalt-to-eclogite transition of the subducting slab with overthickened oceanic crust, although, the relationship between eclogitization and flat-slab subduction is still unclear.

<論説>

北海道野幌丘陵東方の後期更新世～完新世の 長沼アイス1号孔の珪藻分析¹⁾

嵯峨山 積²⁾³⁾

Diatom analysis of the NGA-1 boring core, late Pleistocene to Holocene,
drilled in the Naganuma, central Hokkaido, Japan¹⁾

Tsumoru Sagayama^{2) 3)}

2024年7月15日受付

2024年9月14日受理

1) 日本地質学会北海道支部 2023年講演会にて口頭発表

2) 北海道総合地質学研究中心

連絡先: 〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12

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

3) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条
西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan

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

Keywords: diatom analysis, NGA-1 boring core, late
Pleistocene to Holocene, Naganuma, central Hokkaido

はじめに

我が国の沿岸域には沖積層が分布し、沖積平野を形成している。同層は最終氷期極盛期の約2万年前以降から現在まで堆積した地層で、氷河性海水準変動の影響を受けている。また、未固結で軟弱な堆積物であることから地震動を増幅させる特徴があり、沖積層の分布や層序を正確に把握することは地震に伴う被害予測や評価の精度を向上させるために必要である。さらに、地下空間の利用や地下水資源開発にとっても重要な研究課題である。

北海道中央部の石狩低地帯には第四系が厚く堆積している。同低地帯は千歳市東方部を境に北の石狩平野と南の勇払平野に2分され、石狩平野は野幌丘陵を境に西の石狩低地と東の長沼低地に細分される。

石狩平野には、層序の解明に極めて有効な火山灰が堆積している。その1つは本州最北部から北海道中央部にかけて分布する洞爺火山灰(以下、Toyaと表記)で、石狩平野周辺には層厚約30cmで堆積し(町田ほか、

要旨

北海道中央部の長沼低地で掘削された長さ30mのNGA-1ボーリングコアから22地質試料を採取し、堆積環境解明のために珪藻分析を行った。堆積相は5ユニットに区分され、最下部のユニット1はMIS 5eで、最上部のユニット5はMIS 1である。ユニット5の堆積物からは縄文海進によりもたらされた海水生種～汽水生種の珪藻が多産した。洞爺火山灰が降灰した約109,000年前には石狩低地の大半は海水や汽水に覆われ、長沼低地では泥炭地が広がっていた。

1987)、降灰年代は約106kaあるいは109±ca.3kaとされる(東宮・宮城, 2020)。もう1つは約41ka噴出(許ほか, 2001)の支笏軽石流堆積物(以下、Spfl)で、噴出源に近い石狩低地の南域や長沼低地では堆積物の層準認定が可能である(嵯峨山ほか, 2007, 2016など)。

石狩平野の地下地質は5万分の1地質図幅(小山内ほか, 1956)以来、さまざまな研究・調査が行われ層序などが解明されてきた。しかし、関東平野や大阪平野などの研究と比べて遅れた状況にあり、さらなる沖積層解析が必要である。

今回、分析対象とした長沼アイス1号孔(NGA-1)は長沼低地の長沼町と北広島市の境界付近に位置する(Fig. 1)。2021年8月に掘削され、上部更新統～完新統のコアが得られた。筆者は同コアの層序や堆積環境を明らかにするために珪藻分析を行い、周辺ボーリングコアとの対比やToya降灰時の古環境について検討した。なお、長沼アイス1号孔の珪藻分析結果については嵯峨山(2023a)が口頭発表し、その後、岡ほか(2023)が同

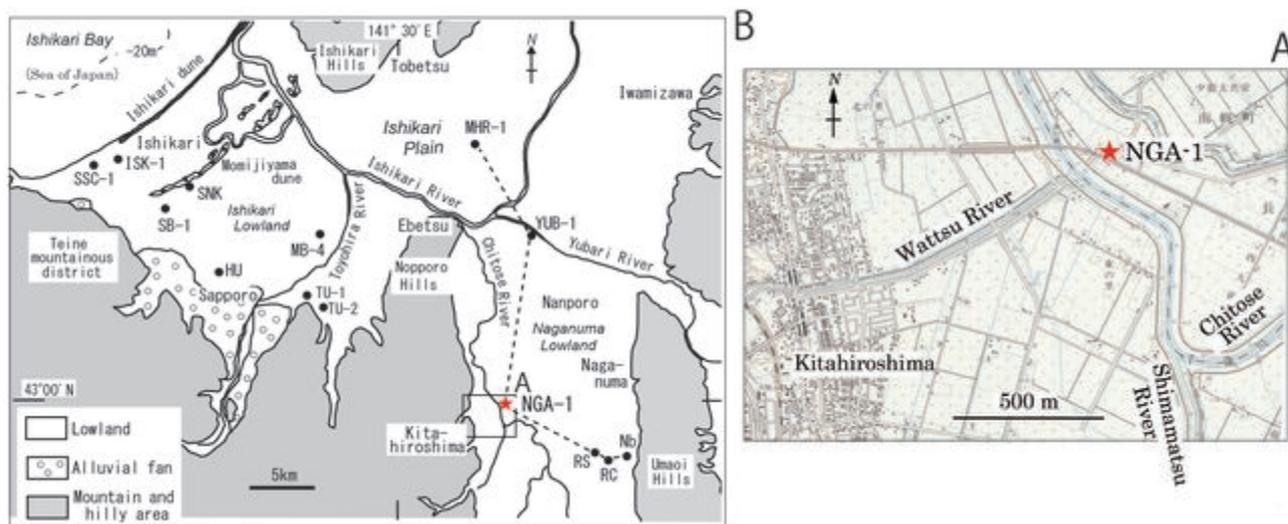


Fig. 1. Site of NGA-1 boring and correlative line of Fig. 3

Fig 1-A is used the topographic map of Ishikarihiroshima quadrangle (1 : 25,000-scale) of Geospatial Information Authority of Japan.

孔の概要や火山灰分析結果について公表している。

ボーリングの地質概要

長沼アイス1号の掘削深度は30.0 mで、地盤標高6.018 m、掘削位置は千歳川と輪厚川の合流付近（北緯42° 59′ 53.005″，東経141° 35′ 29.451″）の沖積低地で（Fig. 1）、地質は層相に基づき下位よりIからVのユニットに区分される（嵯峨山，2023a）。

ユニットI（深度30.00～26.40 m）は深度27.80 mを境に細砂と砂質シルトに区分される。N値は43以上である。細砂は暗青灰～青灰色で淘汰良好である。砂質シルトは下位の細砂から漸移する。深度27.30 m付近に貝殻片を含む。岡ほか（2023）はこのユニットを厚真層としている。

ユニットII（深度26.40～14.87 m）は黒褐～茶褐色の泥炭が主体で、深度25.15～24.70 mに青灰色の極細砂、深度19.00～17.30 mに青灰～茶青灰色のシルト質細砂が挟在する。深度23.30 m付近と深度22.20 m付近に径4 mm程度の軽石が認められる。N値は9～29である。岡ほか（2023）は深度25.15～24.70 mの極細砂をToyaとし、ユニットIIを北長沼層（能條ほか，2008）に対比している。

ユニットIII（深度14.87～10.00 m）は軽石が混入する赤褐～赤灰～淡灰色の火山灰質砂で、深度14.00 m以下には直径1 mm程度の火山礫と軽石が混在する。最上部の深度10.35 m付近には径30 mmの軽石が認められる。本ユニットは支笏火山噴出物に対比される（岡ほか，2023）。N値は35～48が卓越する。

ユニットIV（深度10.00～6.80 m）は暗灰～黒灰色の粘土質極細砂で、淘汰良好である。N値は3以下で、

非常に軟弱である。

ユニットV（深度6.80～0.00 m）は粘土質粗砂が挟在する暗灰色の粘土と、最上部の厚さ0.55 mの表土からなる。N値は粗砂では13で、他の部分では3以下である（Fig. 2）。

珪藻分析

方法 分析した地質試料は73個で、番号はmを省略した採取深度とした。

試料73個の内、採取層準の間隔が狭い試料や含まれる珪藻殻が少ない試料を除き、ユニットIで3試料、ユニットIIで2試料、ユニットIIIで無試料、ユニットIVで5試料、ユニットVで12試料の計22試料について鑑定を行った。

生物用光学顕微鏡の1,000倍により1試料につき200個体を同定し、Kramer and Lange-Bertalot（1986，1988，1991a, b）などを参考に海水生種（M）、海水～汽水生種（M-B）、汽水生種（B）、汽水～淡水生種（B-F）、淡水生種（F）の5つのグループに分け、先第四系由来の絶滅種は算定から除外した。環境指標種群については、主に千葉・澤井（2014）を参照した。

珪藻帯区分は優勢種の産出状況に基づいて行い、得られた珪藻群集から最小値1、最大値5の塩分指数を求めた。同指数は海水生種の殻数に5、同じく海水～汽水生種に4、汽水生種に3、汽水～淡水生種に2、淡水生種に1の数を乗じ、これらの合計数を分子とし、全体の計数から不明種の数を引いた数を分母として除した値である（嵯峨山，2006；嵯峨山ほか，2010，2014，2018）。

海水生種や海水～汽水生種が多産すると指数は大きく

なり、当時の塩分濃度は高かったと推定され、逆に淡水生種や汽水～淡水生種が多いと同指数は小さくなり、塩分濃度は低かったと考えられる。塩分指数と塩分濃度は比例関係にあり（嵯峨山, 2018）、縄文海進時の最大塩分指数（MSS: Maximum stage of salinity）の層準は高頂期（7-6.5 ka cal BP：遠藤, 2015）の堆積物である（嵯峨山, 2019；嵯峨山ほか, 2024）。

結果 産出リストを文末の Appendix に示す。

ユニット I では 80%以上を淡水生種が占め、海水生種や海水～汽水生種はわずかに産する。いずれも淡水生種の *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsen や *Navicula mutica* Kütz., *Eunotia praerupta* Ehr, *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. などが多産し、珪藻帯は *N. mutica*-*T. fenestrata* 帯である。塩分指数の最大は試料 26.43 の 1.22, 最小は試料 26.70 の 1.14 である。

ユニット II では 2 試料とも淡水生種がほとんどで、わずかに汽～淡水生種が産する。珪藻帯は *E. praerupta* 帯である。塩分指数は 1.19 と 1.07 で、いずれも低い値である。

ユニット IV では淡水生種は 60%前後で、汽水～淡水生種が 20～50%前後を占める。海水生種や海水～汽水生種は 10%前後である。淡水生種の *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Hånsson et Locker が特徴的に多産する。珪藻帯は最上位の試料 6.95 を除いて *T. bramaptrae* 帯である。塩分指数の最大は試料 8.95 の 1.73, 最小は試料 6.95 の 1.41 である。

ユニット V では淡水生種は 80%前後で、汽～淡水生種は 10～30%前後を占める。海水生種や海水～汽水生種の産出は少なく、試料 6.50 から 3.75 まではいずれも浮遊性淡水生種で湖沼沼沢湿地指標種の *A. ambigua* や湖沼浮遊性指標種の *A. granulata* が、試料 3.25 から同 0.55 では *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. や *T. fenestrata* などが多産する。珪藻帯は試料 3.75 と 3.25 を境に下部は *A. ambigua*-*A. granulata* 帯、上部は *S. ulna*-*T. fenestrata* 帯である。塩分指数の最大は試料 3.75 の 1.67, 最小は 1.70 の 1.10 である (Fig. 2)。

考 察

ユニット II の深度 19m 前後に約 10.9 万年前降灰の Toya が挟在することから（岡ほか, 2023）、直下のユニット I（深度 30.00～26.40 m）は最終間氷期期の MIS 5e 堆積物（130-117.3 ka；五十嵐, 2009）の可能性が有る。深度 30～27.80 m の細砂は均質な粒径をなし、もみじ台層の層相（矢野, 1983）と一致する。ユニット I の最上部の深度 27.80～26.40 m の砂質シルト

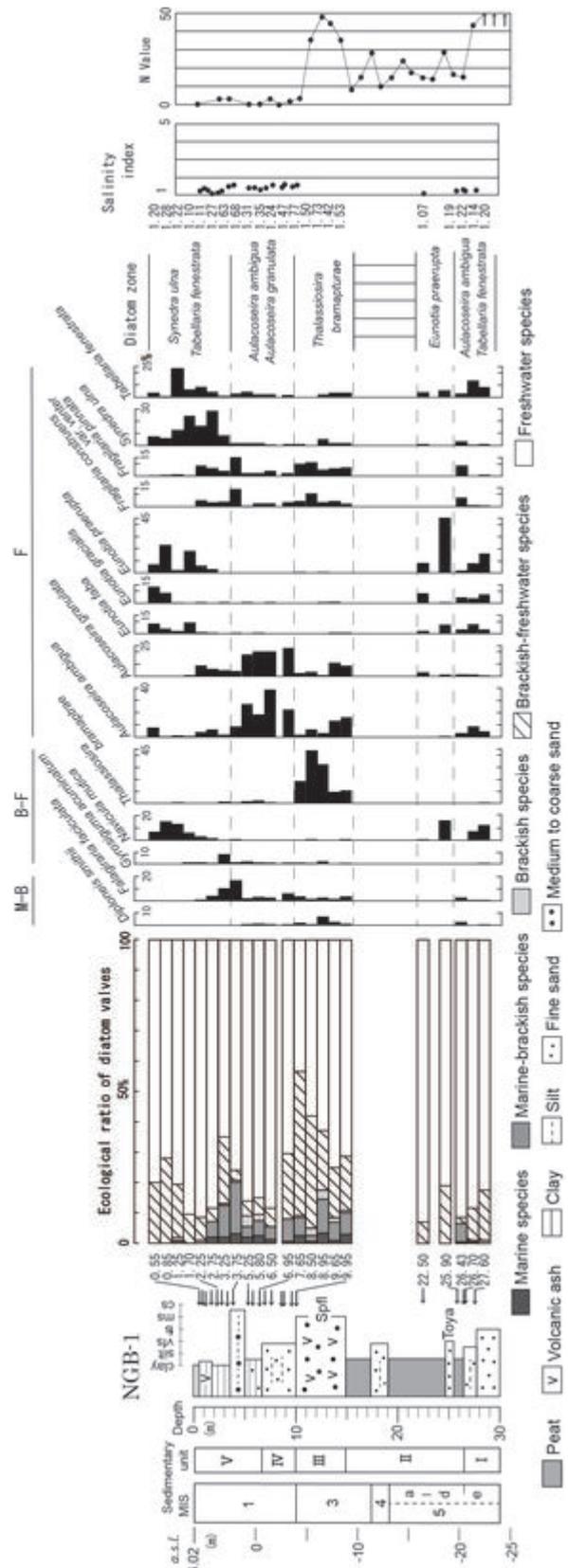


Fig. 2. Sedimentary units, geologic column, results of diatom analysis and N value

はほぼ淡水域を示し、泥炭を主体とする MIS 5d 堆積物に移行する直前の堆積であったと考えられる。すなわち、MIS 5e 堆積物の堆積環境は当時の海面低下に伴い、上位に向かって海水から汽水へ、最後に淡水的なものに変化

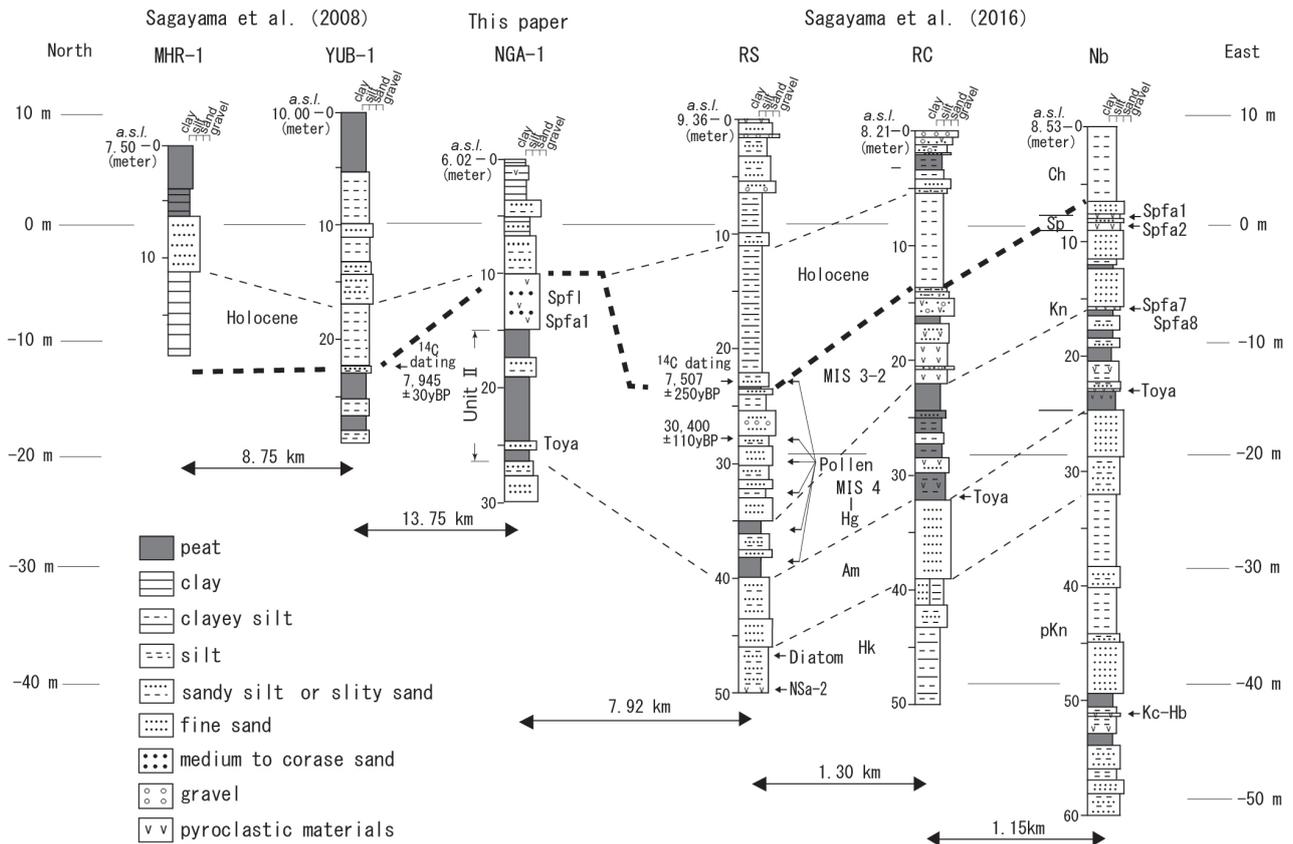


Fig. 3 Correlation with NGA-1 and its vicinal borings
Sites of borings are shown in Fig. 1-B.

していったと思われる。ユニット I から産した珪藻遺骸の *N. mutica* は陸生珪藻 A 群に、*T. fenestrata* は沼沢湿地付着性種群に区分され (千葉・澤井, 2014), 堆積環境はユニット II の泥炭に移行する前の湖沼的環境であったと推定される。

ユニット II (深度 26.40 ~ 14.87 m) の珪藻分析 2 試料は淡水種がほとんどで、堆積環境は淡水域を示す。また、主に泥炭からなることから、このユニットは陸域堆積物と考えられ、以下に述べるユニット III の地質年代から MIS 5 d ~ MIS 3 の堆積物である。

ユニット III (深度 14.87 ~ 10.00 m) の内、最下部の深度 14.87 ~ 14.00m は径 1 mm 程度の火山礫と軽石が混在し、Spfa-1 (支笏降下軽石) (Kasugai et al., 1978) とみられ、上位の深度 14.00 ~ 10.00m は約 4.1 万年前噴出の Spfl と考えられる。当時の海水準は標高 - 75 m 前後とされ (遠藤, 2015), ユニット III の標高は - 8.85 ~ - 3.98 m であることから陸域堆積物である。

ユニット IV (深度 10.00 ~ 6.80 m) では、殻数は少ないものの海水生種や海水～汽水生種が産し、海水の影響が推定される。周辺ボーリング (Fig. 3) で塩分指数が最大となる層準は、MHR-1 (美原ボーリング) で標高 - 7 m 付近、YUB-1 (南幌町ボーリング) で標高 - 9 m 付近、RS (六号水孔) で標高 - 11 m 付近であり (嵯峨

山ほか, 2008, 2013), ユニット IV の基底 (標高 - 3.98 m) は上記 3 ボーリングの同層準よりかなり浅いことから、同ユニットは縄文海進高頂期後の堆積物と推定される。

ユニット V (深度 6.80 ~ 0.00 m) では試料 6.50 から 3.75 まではいずれも浮遊性淡水生種の *A. ambigua* や *A. granulata* が多産することから、湖沼域の堆積が推定される。その上位の試料 3.25 から 0.55 では *S. ulna* や *T. fenestrata* などが多産し、湿地性の堆積環境に変わったと思われる。

周辺ボーリングとの対比を Fig. 3 に、各ボーリングの位置を Fig. 1 の B に示す。

長沼アイス (NGA-1) のユニット II とした泥炭層は、長沼低地の RS (六号水孔) や RC (六号地孔: 嵯峨山ほか, 2016), Nb (下川ほか, 1993) においても対比可能な泥炭層が認められ、同泥炭層の下位付近には Toya が挟在することも共通している。一方、石狩低地の Toya 層準では砂層や礫層が認められ (嵯峨山ほか, 2021), 両地域では異なる堆積環境であったことが推定される。

石狩低地帯は最終間氷期の最高海面期 (MIS 5e, 130-117.3 ka) には日本海と太平洋が繋がる海峡であった (嵯峨山, 2023b) が、その後は海面が徐々に低下し、Toya 降灰時 (約 109 ka) には比較的内陸の長沼低地は

陸化し、泥炭地が広がたと考えられる。一方、海に近い石狩低地では泥炭地は広がらず、一部は海水や汽水に覆われていたと推定される (Fig. 4).

おわりに

長沼低地で掘削されたボーリング孔 (長沼アイス1号孔: 掘削深度 30.0 m) について珪藻分析を行い、層序と堆積環境を検討した。

層相から、ボーリングコアを5つのユニットに区分した。最下部のユニット I は MIS 5e 堆積物で、海水生種や海水～汽水生種が産出した。最上部のユニット V は沖積層上部で、下半部では海水生種や海水～汽水生種が産し、縄文海進による海水の影響が認められた。

約 11 万年前の洞爺火山灰降灰時には、石狩低地の大半は海～汽水域で、長沼低地には泥炭地が広がっていた。

謝辞

ボーリング柱状図と分析用の地質試料は石狩沖積低地研究会より提供していただきました。本論の査読は北海道総合地質学研究会の宮坂省吾氏 (株式会社アイピー) により行われ、同研究会の関根達夫氏からは貴重なご意見をいただきました。記して感謝申し上げます。

引用文献

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.
 遠藤邦彦, 2015, 日本の沖積層—未来と過去を結ぶ最新の地層—. *富山房インターナショナル*, 415p.
 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令緒 (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. *地質雑*, 115, 357-366.
 Kasugai, A., Akiba, C., Kondo, Y., Kosaka, T., Matsui, M., Matsuzawa, I. and Sato H., 1978, Pyroclastic fall deposits. *Monograph of Asso. Geol. Collabo. Japan*, 22, 193-214.
 Kramer, K. and Lange-Bertalot, H., 1986, *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas. Bacillariophyceae, 1. Teil: Naviculaceae*, 876p., Gustav Fischer Verlag,

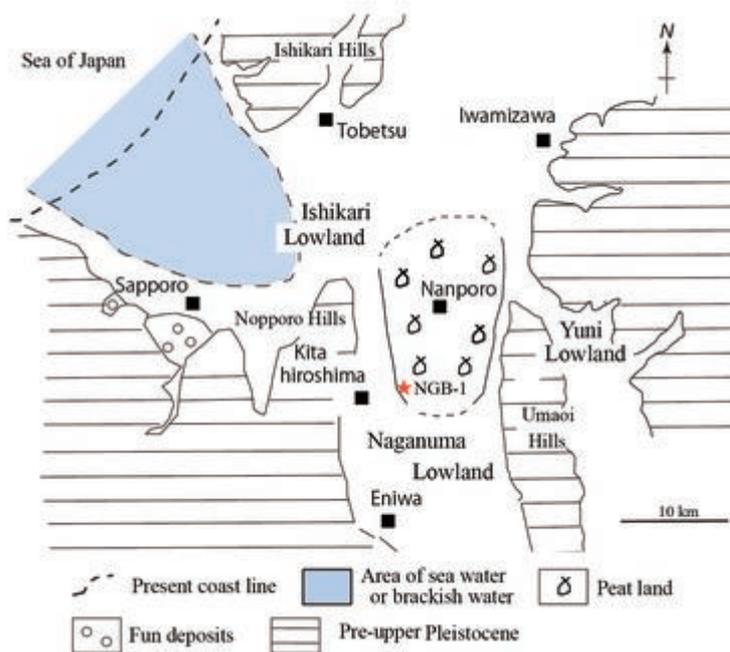


Fig. 4. Paleogeography at the Toya ash fall, ca 109 ka

Suttgart.

Kramer, K. and Lange-Bertalot, H., 1988, *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas. Bacillariophyceae, 2. Teil: Epithemiaceae, Surirellaceae*, 610p., Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
 Kramer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991a, *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas. Bacillariophyceae, 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunoticeae*, 576p., Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
 Kramer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991b, *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas. Bacillariophyceae, 4. Teil: Achnantheaceae Kritische Ergänzungen zu Navicula 1 (Lineolatae) und Gomphonema*, 437p., Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
 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洞爺火山灰. *第四紀研究*, 26, 129-145.
 能條 歩・金川和人・星野フサ・岩見沢団体研究グループ, 2008, 北海道石狩低地帯東縁長沼地域の中～上部更新統層序と古環境. *地球科学*, 62, 307-323.
 岡 孝雄・星野フサ・松井 昭・関根達夫・米道 博, 2023, 北広島市街地北部付近の第四紀の地質と花粉層序. *総合地質*, 7, 27-54.
 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.
- 嵯峨山 積, 2006, 北海道東部の釧路臨海低地下の沖積層。地質学論集, 59, 73-81.
- 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, 2019, 完新世海面変動と珪藻分析による塩分指数の関係: 沖積層ボーリングの例。総合地質, 3, 1-9.
- 嵯峨山 積, 2023a, 北海道長沼町の上部更新統～完新統ボーリング (NGA-1) の珪藻分析。日本地質学会北海道支部例会講演要旨集, 9-10.
- 嵯峨山 積, 2023b, 縄文海進と石狩平野の形成: 珪藻化石からのアプローチ。嵯峨山 積・星野フサ・工藤良衛編「2022年通常総会特別講演: 石狩低地帯の縄文時代: 珪藻・花粉・考古のはなし」, 総合地質, 7, 5-7.
- 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・山田悟郎, 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・岡村 聡・宿田浩司, 2021, 北海道札幌市中沼町のボーリングコアの層序と石狩平野の埋没地形の検討。地球科学, 75, 3-17.
- 嵯峨山 積・近藤玲介・重野聖之・横田彰宏・宮入陽介・百原 新・富士田裕子・矢野梓水・横山祐典, 2018, 北海道北部猿払村の沖積層コアの珪藻分析—塩分指数と電気伝導度の検討—。地球科学, 72, 1-10.
- 嵯峨山 積・近藤玲介・重野聖之・横田彰宏・百原 新・矢野梓水・井上 京・横地 穰・紀藤典夫・宮入陽介・横山祐典・富士田裕子, 2024, 北海道北部猿払村の沖積層ボーリングコアの珪藻分析と堆積環境。地球科学, 78, 89-100.
- 嵯峨山 積・重野聖之・内田康人・七山 太・安藤寿男, 2014, 北海道東部厚岸湾岸の沖積層コアと厚岸湖底表層堆積物の珪藻分析—堆積環境・塩分指数・電気伝導度の検討—。地球科学, 68, 99-108.
- 嵯峨山 積・田中洋行・西田浩太, 2008, 北海道石狩低地帯北部に存在した約6千年前の潟湖の証拠。北海道立地質研究所報告, 79, 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.
- 下川浩一・佃 栄吉・奥村晃史, 1993, 北海道馬追丘陵における後期更新世の地殻変動とその速度について。日本地質学会第100年学術大会要旨, 504.
- 東宮明彦・宮城磯治, 2020, 洞爺噴火の年代値。火山, 65, 13-18.
- 矢野牧夫, 1983, 野幌丘陵北部に分布するもみじ台層。北海道開拓記念館研究年報, 11, 23-33.

Abstract

Diatom analysis was performed to clarify the sedimentary environments of 22 core samples in the NGA-1 boring with 30 m length, drilled in the Naganuma, central Hokkaido. Five units are divided based on sedimentary facies. The lowest part of the core, unit one, is the MIS 5e sediments, and the uppermost part, unit five, is the MIS 1 sediments. Many marine species and marine to brackish species diatoms, supplied by the Jomon transgression, are yielded in the MIS 1 sediments. At the Toya ash fallen, ca 109 ka, marine or brackish water covered in many parts of the Ishikari Lowland, and peat field spread in the Naganuma Lowland.

Appendix List of diatom fossils yielded from the NGA-1 boring core

種名 / 地質試料番号	ユニット区分																
	0.55	0.85	1.25	1.70	2.25	2.75	3.25	3.75	5.25	5.80	6.50	6.95	7.65	8.50	8.95	9.65	9.95
<i>Admanthines inflata</i> (Kütz.) Cleve																	
<i>A. lanceolata</i> Bréb.																	
<i>Actinocyclus senarius</i> (Ehr.) Ehr.																	
<i>Amphora coffeaeformis</i> (Agardh) Kütz.																	
<i>A. libyca</i> Ehr.																	
<i>A. pediculus</i> (Kütz.) Grun.																	
<i>Anomoeoneis brachysira</i> (Bréb.) Grun.																	
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grun.) Simonsen																	
<i>A. ornulata</i> (Ehr.) Simonsen																	
<i>Caloneis permagmas</i> (Bailey) Cleve																	
<i>C. silicula</i> (Ehr.) Cleve																	
<i>Cocconeis disculus</i> (Schumann) Cleve																	
<i>C. placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve																	
<i>C. scutellum</i> Ehr.																	
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.																	
<i>C. sp.</i>																	
<i>Cyclotella comita</i> (Ehr.) Kütz.																	
<i>C. meneschiniana</i> Kütz.																	
<i>Cymbella affinis</i> Kütz.																	
<i>C. naticulaceae</i> Grun.																	
<i>C. naticuliformis</i>																	
<i>C. proxima</i> Renner																	
<i>C. stiersiaca</i> Bleisch																	
<i>C. tumida</i>																	
<i>Diatoma mesodor</i> (Ehr.) Kütz.																	
<i>D. tenuis</i>																	
<i>Diplooneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.																	
<i>D. smithii</i> (Br. ab.) Cleve																	
<i>Epithemia adnata</i>																	
<i>E. sorex</i>																	
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehr.) Mills																	
<i>E. diodon</i> Ehr.																	
<i>E. faba</i> (Ehr.) Grun.																	
<i>E. diacalis</i> Meister																	
<i>E. pectinialis</i>																	
<i>E. praerupta</i> Ehr.																	
<i>E. septentrionalis</i>																	
<i>E. serri</i> Ehr.																	
<i>E. triodon</i>																	
<i>E. sp.</i>																	
<i>Fragilaria arcus</i>																	
<i>F. bicapitata</i> A. Mayer																	
<i>F. brevistriata</i> Grun.																	
<i>F. capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> Kütz.																	
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.																	
<i>F. construens</i> var. <i>binodis</i>																	
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.																	
<i>F. exigua</i> Grun.																	
<i>F. exigua</i> Grun.																	
<i>F. faciculata</i> (Ag.) Lange-Bertalot																	
<i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.																	
<i>F. neoproducta</i> Lange-Bertalot																	
<i>F. nitzschoides</i> Grun.																	
<i>F. pinnata</i> Ehr.																	
<i>F. pulchella</i> (Ralfs ex Kütz.) Lange-Bertalot																	
<i>F. wiescens</i>																	
<i>Frustrulia rhomboides</i>																	
<i>F. vulgaris</i> Thwaites																	
<i>Gomphonema acuminatum</i>																	
<i>G. angustatum</i> (Kütz.) Rabh.																	
<i>G. exiguum</i> Kütz.																	
<i>G. grovei</i> var. <i>lingulatum</i>																	
<i>G. olivaceum</i>																	
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.																	
<i>G. truncatum</i> Ehr.																	
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kütz.) Rabh.																	
<i>Hantzchia amphioxys</i>																	
<i>Melosira lineata</i> (Dillwyn) Agardh																	
<i>Meridion circulare</i>																	
<i>Navicula capitata</i>																	
<i>N. capitata</i> var. <i>hungarica</i> (Grun.) Ross																	
<i>N. concentrica</i> Carter																	
<i>N. contenta</i>																	
<i>N. crucicula</i> (W. Smith) Donkin																	
<i>N. eripocarpus</i> Kütz.																	
<i>N. eripocarpus</i> Lange-Bertalot																	
<i>N. eidriano</i> Carter																	
<i>N. eidriensis</i> (Grecq) Ralfs																	

北海道中央部千歳川水系舞鶴遊水地の第四紀末地質と 2,000年前頃以降の環境変遷

岡 孝雄¹⁾・星野フサ²⁾・安井 賢³⁾

Latest Quaternary geology and environmental changes over the last 2000 years of the Maizuru Retarding Basin in the Chitosegawa-River system, central Hokkaido

Takao Oka¹⁾, Fusa Hoshino²⁾, Satoshi Yasu³⁾

要旨

石狩川支流の千歳川水系の舞鶴遊水地は旧馬追沼の干拓地の一部である。同遊水地とその周辺地域について、ボーリング資料から地下地質を解析し最大25 mの厚さの沖積層の存在を確認し、その最上部についてAMS¹⁴C年代測定・花粉分析・珪藻分析を行った。遊水地の南東部において地表下2 mまでの部分について露頭観察と検土杖調査から、上位から、耕作かく乱土または盛土、腐植質泥炭層（泥炭層A）、Ta-a（1739年降灰）、灰色泥層（シルト質粘土～粘土；馬追沼堆積物）、繊維質泥炭層（泥炭層B）および含有機物泥砂の層序が明らかになった。AMS¹⁴C年代測定により泥炭層B以上の部分は奈良時代末～平安時代初期から現在までの1,200年あまりの期間の堆積物であることが判明した。灰色泥層（馬追沼堆積物）にはその珪藻分析によれば1～15%の海・汽水種が含まれており、縄文海進ピーク後の陸封湖沼の可能性が高い。遊水地周辺のハマナス砂丘付近を含めた花粉分析結果からは、2,000年前頃以降、比較的温暖な環境で推移したが、江戸時代後半の1800年前後にはやや寒冷な環境であったことが示される。

2024年8月10日受付

2024年12月13日受理

1) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., N39W3, Kita-ku, Sapporo 001-0039, Japan

2) 北海道大学総合博物館（植物ボランティア）〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

Hokkaido University Museum, Sapporo, 060-0810, Japan

3) 甲賀地盤調査 〒528-0017 滋賀県甲賀市水口町京町

Koka Foundation Survey Inc. Co., Ltd., Kyomachi, Minakuchi-cho, Koka, Shiga, 528-0017, Japan

Corresponding author: T. Oka, okatakao.otaru@nifty.com

Keywords: Maizuru Retarding Basin, Pollen analysis, Diatom analysis, AMS¹⁴C dating, Maoi-numa, Eastern marginal active fault zone of Ishikari Lowland.

はじめに

千歳川水系の治水対策として北海道開発局札幌開発建設部により、「堤防の整備」、「河道の掘削」および「遊水地群の整備」を3本柱として整備を進められてきた。この遊水地群の整備に関連して、嶮淵（けぬふち）川右岸地区において2009年度より工事が進められ、2014

年度に舞鶴遊水地が完成した（第1図）。完成と共に、洪水対策とは別に遊水地の多目的な利活用計画が進められることになり（島ほか、2014）、北海道大学農学研究院の森本淳子教授を中心にして、石狩開発建設部千歳川河川事務所、寒地土木研究所および雪印種苗株式会社などの協力のもとに「舞鶴遊水地研究会」が組織され、調査・研究が進められた（森本ほか、2017；畔柳ほか、



第1図 舞鶴遊水地 (2015年6月11日に南東角から北西へ向かって撮影)。

2019)。

本研究は、上記の取り組みに関わり同研究会から当該地質、特に過去の湿生植物の遺体を含む泥炭層の形成年代についての検討依頼を受けたことにより取り組んだものである。具体的な調査研究は i) 地質検討, ii) 現地での泥炭層などの地質調査および試料採取, iii) 室内分析・測定 (AMS¹⁴C年代測定, 花粉分析, 珪藻分析) よりなる。i については石狩開発建設部千歳川河川事務所の地質資料整理業務に関連して、2015年に行ったものである。ii については、2015年に上記の舞鶴遊水地研究会に関連して遊水地南東縁付近からその北方のハマナス砂丘までの範囲について、iiiのAMS¹⁴C年代測定については、1点は森本淳子教授の環境省研究総合推進費助成研究の一環で行い、アースサイエンス株式会社を通じて(株)地球科学研究所に依頼した。もう1点は名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部に依頼した。同じく花粉分析と珪藻分析については、泥炭層形成を総合的に検討する趣旨から必要と判断し、それぞれ星野と安井が担当した。なお、本研究の一部については岡ほか(2021)で公表しているが、改めて整理し直した。

本業務を進めるにあたり、北海道大学農学研究院森本淳子教授(森林生態系管理学)を始めとして、石狩開発建設部千歳川河川事務所・寒地土木研究所・雪印種苗株式会社環境緑化部などの関係各位にお世話になった。先行する地質資料整理業務においては株式会社福田水文センターおよびアースサイエンス株式会社にご便宜を頂いた。さらに、石狩沖積低地研究会の各位には適切な議論とご援助を頂いた。北海道大学総合博物館資料部研究員の春木雅寛博士には長沼地域の植生についての助言を頂いた。著者の一人である岡が北海道大学理学部在学中に1学年上であった長沼町出身の松村富男氏には旧馬追沼と残存するハマナスに関する問い合わせと共に資料提供を頂いた。投稿後の査読にあたっては匿名の方と君波和雄氏(北海道総合地質研究センターシニア研究員)に懇

切丁寧な指摘をいただいた。記して感謝の意を表する。

舞鶴遊水地をとりまく地域(長沼低地とその周辺) の地形・地質

1. 地形

検討地域(舞鶴遊水地とその周囲)は長沼低地の南東縁に位置しており(第2図)、馬追丘陵の東側の東千歳台地に源を有する嶮淵川下流沿いの、幅(北北東-南南西方向)2 km・長さ(西北西-東南東方向)3 kmの広がりをもつ。

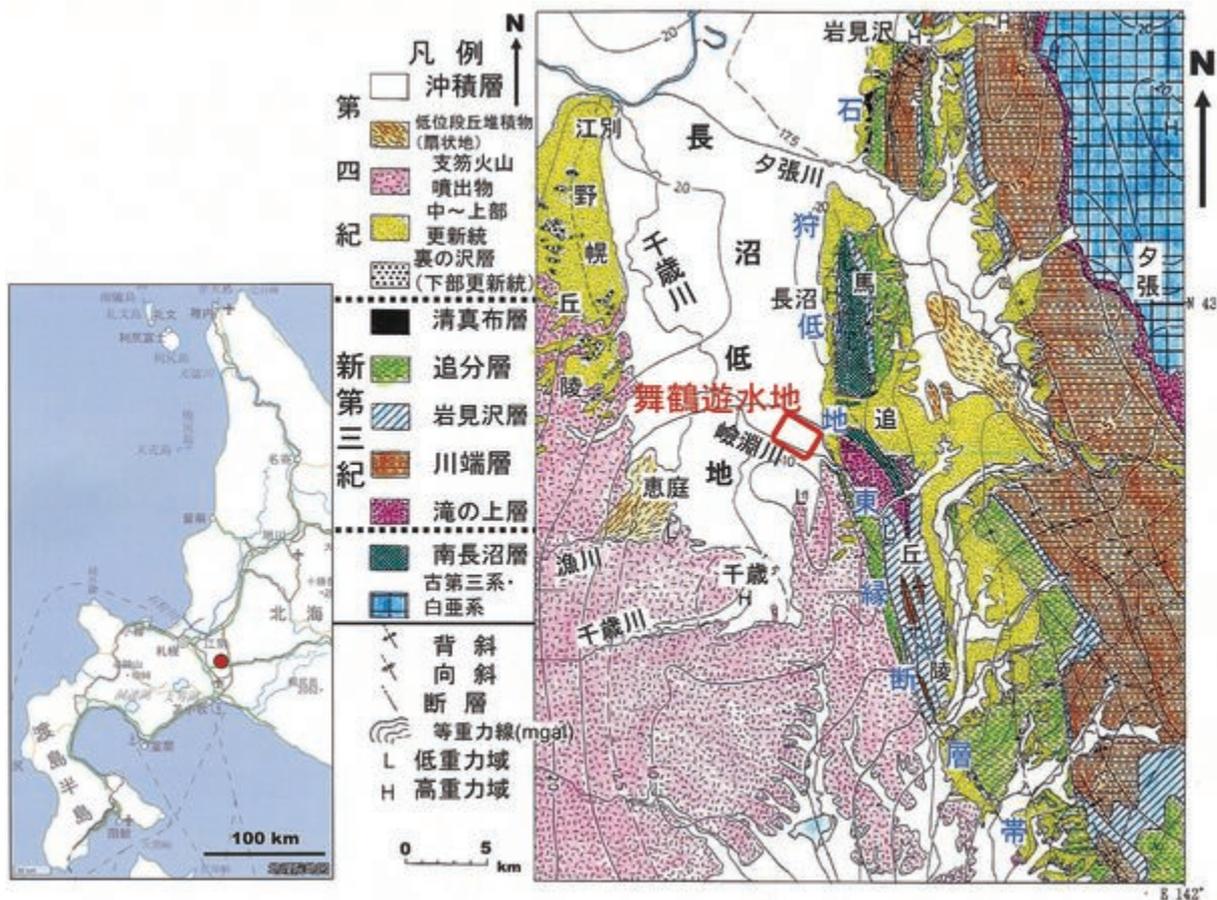
長沼低地は幌向川以南の沖積低地を指し、主に石狩川支流の千歳川水系であり、河川としては西方の札幌-室蘭山地および丘陵・台地群(月寒丘陵南部・支笏火砕流台地・野幌丘陵南部)より流出の千歳川本流、漁川、島松川、輪厚川など、東方の夕張山地および丘陵・台地群より流出の嶮淵川、夕張川(旧夕張川)、幌向川などがある。これらの河川は本来蛇行河川であるが、明治以来の農地開発のためショートカットが進み、夕張川のように水路の位置が大きく変更されている例もある。河川間の後背湿地はいわゆる泥炭地となっており、南から長都原野、幌向原野などと呼ばれていた。このうち長都原野には長都沼・馬追沼などの湖沼が存在していたが、現在は排水・干拓され農地化しており、その一部に、流域の治水対策として、内水被害の軽減機能も持ち合わせた遊水地整備が進められてきた。千歳川本流、漁川および島松川が低地に流入する付近では火山噴出物(主に支笏火山噴出物起源)よりなる扇状地地形(ファンデルタ)が存在し、千歳・恵庭・島松の市街を載せている。

舞鶴遊水地付近では馬追丘陵を先行河川として北西方向に流下する嶮淵川が、直線化された人工河川として千歳川へ向かっている。古くは馬追沼が存在しそれに向かってデルタ状に流入し、さらに南へ西へ続く河川により長都沼、千歳川へ繋がっていた。

元来、馬追丘陵の分水界の西側部分および長沼低地の東半部の河川の大部分は、一部馬追丘陵分水界の東側部分(嶮淵川上流域;東千歳地域-幌加-東丘-)を含めて、合流しながら南へ流れ、長沼低地南部に存在の長都沼-馬追沼に流れ込み、引き続き千歳川として長沼低地西部を北へ向かっていた。すなわち、最終的な排水海域である石狩湾から遠ざかるように流れ、長沼低地南部に停滞水域を作ってから、北方に向かい石狩川に合流していた。

2. 地質

長沼低地とその周辺(石狩低地帯中部)の地質は、第2図のようにまとめられる(岡, 2007)。



第2図 長沼低地とその周辺地域（石狩低地帯中部）の地質図（岡，2007に加筆・修正）。左側の北海道西半部図に調査地域を赤丸で示す。

長沼低地の地質については、周辺の野幌・馬追丘陵および支笏火砕流台地の地表で確かめられる層序が基本となる。岡（2007）の断面解析を総括し、岡ほか（2024）の北広島市街付近の地質検討結果を参考にすると、下位より早来層（Hk）、厚真層（Am）、本郷層（Hg）、支笏火山噴出物（Sv；支笏火砕流堆積物 Spfl と支笏降下軽石 Spfa 1 で構成）および沖積層（Cs；主部泥層 Csm と最上部泥炭層 Csp）である。

早来・厚真・本郷層については、中～上部更新統であり、研究の進んでいる苫小牧東部および馬追丘陵南端部とその周辺の層序（山田ほか，1981；馬追団体研究会，1983，1987）を適用した。早来層は下半部が海成の泥～細粒砂層で、上半部では泥～細粒砂層に砂礫および泥炭がはさまれ、最終間氷期の一つ前の間氷期の堆積物（中期更新世後期）と見なされる。厚真層は海成の泥～細粒砂層が主体で、12万年前頃を中心とした最終間氷期の海面上昇期の堆積物である。本郷層は Sv 以前の最終間氷期末～最終氷期前半の堆積物で、泥炭を主体とする海面低下の開始期の堆積物である。

支笏火山噴出物については、中川ほか（2018）および産総研地質調査総合センターの大規模噴火データベース（産業技術総合研究所地質調査総合センター編，2023）

によれば、最終氷期最寒冷期前の4.6万年前に噴出したものである。南部の支笏火砕流台地において、最大50mの厚さで構成されている。周辺の台地の表層部では Sv の上位に厚さ最大数 m の厚さの Sv 再堆積物（所により存在）とそれに重なるように存在する火山灰（En-a, Ta-a～d）およびロームで構成される火山性砂礫堆積物（Vs_g）が伴われる。

沖積層については、日本地質学会地質基準委員会編著（2001）に従えば、「最終氷期2万年前の大陸氷河が最も拡大し、海水準が低下した時期から温暖で海水準の高い現在までに堆積した堆積物」で、日本全体では東京湾岸を模式地として最大海面低下期の埋没谷を埋めた七号地層（後期更新世末）とその後の縄文海進と小海退を反映した有楽町層に分けられてきた（日本の地質「関東地方」編集委員会編，1986）。本地域の沖積層は厚さがほぼ30m以下で、沖積層の上半部（有楽町層）に相当する。

ボーリング資料による地質断面解析

舞鶴遊水地とその周囲の深度40m前後までの地下地質および地質構造を明らかにするために断面解析を行った。解析には千歳川河川事務所の平成18年度千歳川右岸地区地質調査業務の地質ボーリング資料（機械ボーリ



第3図 舞鶴遊水地とその周囲の断面解析位置図 (平成18年度千歳川右岸地区地質調査業務の調査位置平面図 1/5,000 使用)。

ング、オランダ式コーン貫入試験およびピートサンプラー)を使用した。これらの孔井と解析断面線の位置を第3図に示す。ボーリング孔は断面解析に使用したものに限定して示し、便宜上、具体名は示さず、断面毎にA1～14孔、B1～13孔、C1～9孔、D1～6孔と称して扱う。

解析断面は西北西-東南東方向のA-A'およびB-B'の2断面と、北北東-南南西方向のC-C'・D-D'の2断面であり、個々に解析結果を説明する。地質区分に統一性をもたすために、予め全断面を総括した地層区分を以下にまとめる。なお、断面解析はボーリングデータに基づいており、層厚はボーリングの記載に準じ、上位より説明を行う。

当該地域は沖積低地である長沼低地の一面を占めており、当該地域を含む長沼低地の地表下50m付近までの地層構成は岡(1998, 2007)に従うと以下ようになる。上位より、地表下には沖積層が存在するが、その下位には鍵層的存在の陸上堆積物である支笏火山噴出物が存在することから、沖積層の下限は同噴出物の上限としてとらえられる。断面解析の範囲に含まれる東側台地では、支笏火山噴出物の上位にEn-a火山灰を含む火山灰質ローム・腐植土層が存在する。支笏火山噴出物の下位には泥炭層に特徴付けられる厚さ20m弱の地層が

存在するが、これは長沼低地下で支笏火山噴出物との対を成すように広く追跡でき本郷層と見なされる。下位を占める厚真層との関係は整合であるが、浅海成の泥・砂を主体とする厚真層から泥炭層の出現を持って本郷層とみなすが、本地域では砂礫層の出現を持って本郷層とみなしている。以上まとめると、上位よりi) 沖積層、ii) 火山灰質ローム・腐植土層、iii) 支笏火山噴出物、iv) 本郷層およびv) 厚真層に区分でき、地層の細区分とその内容および年代などの詳細は第1表に示す。

(1) A-A'断面(第4図)

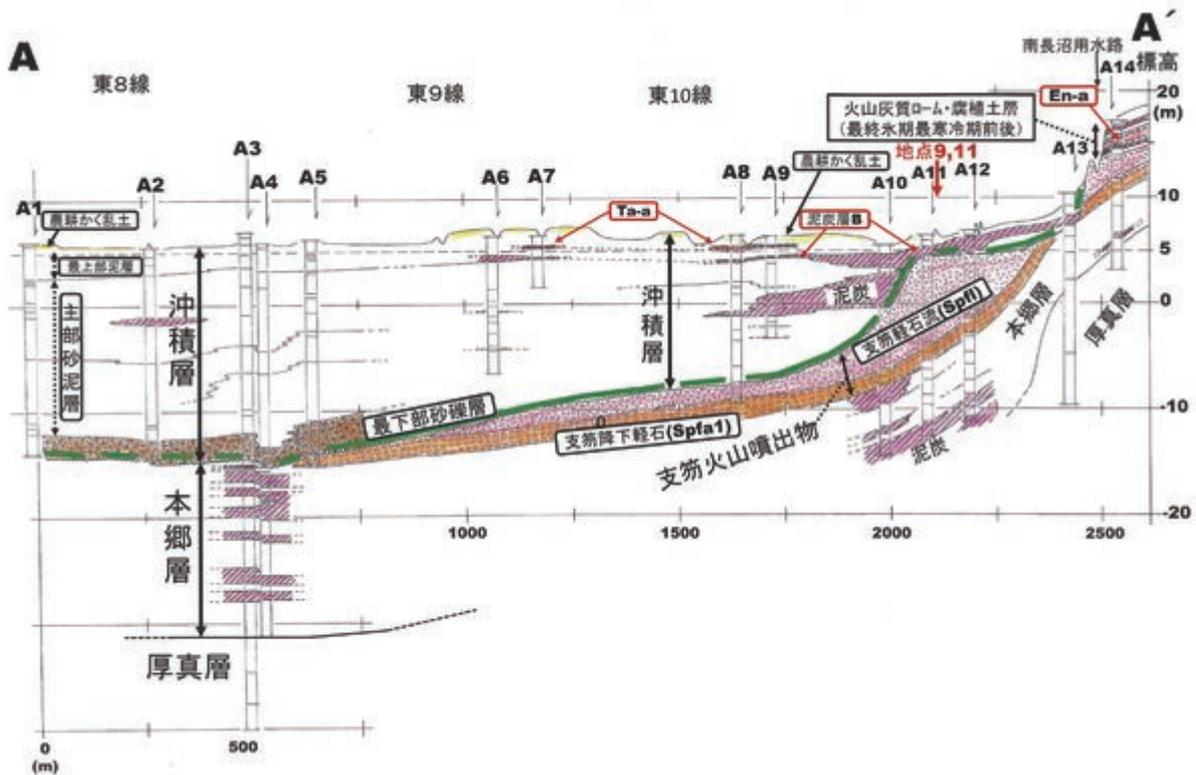
遊水地の北東縁、南11号道路沿いの北西-南東方向の延長2.5kmあまりの断面である。

支笏火山噴出物、本郷層および厚真層が断面右端の馬追丘陵西縁で20/1,000前後の傾斜で東へ向かって上昇するのが明瞭である。後述するように、このような変位は活断層帯である石狩低地東縁断層帯の活動を反映したものである。断面端A'の東方400m付近には、同断層帯を構成する活断層の一つである泉郷断層(北北西-南南東に延びる西傾斜の西上がりの逆断層)の北端部が存在する(岡ほか, 2001)。

沖積層は層厚が最大で20m程度で、上位より盛土(または農耕かく乱土)、最上部泥層、主部砂泥層、最下部砂礫層に区分でき、分布の東(右)端部分(南長沼

第1表 舞鶴遊水地とその周囲の層序. B-T m: 白頭山-苦小牧火山灰 (946年噴火・降灰), MIS: 海洋酸素同位体ステージ.

地層大区分	地層細区分	内容	備考(年代など)
沖積層 (i)	盛土または農耕かく乱土	盛土は堤防・道路など、農耕かく乱は深さ50cm以内.	馬追沼は1951年以降の土地改良事業で水路整備が行われ、耕地化された。
	最上部泥層	泥炭層A(腐植土):Ta-a火山灰をはさむ	Ta-a(樽前火山降下軽石):1739年(江戸中期)降灰
		泥層	平安時代?~江戸時代前期(鎌倉期?~アイヌ文化期)の馬追沼の堆積物
	主部砂泥層	砂(細砂砂主体)と泥が錯綜し、河ロデルタへ湖沼成、馬追丘陵寄りでは泥炭が発達し、湖沼(馬追沼)周辺が湿原状態であったことが伺える。	縄文海進ピーク(約6,000年前)を中心とした沖積層上半部(有楽町層相当)の主体をなす堆積物。
最下部砂礫層		軽石・火山灰に富む砂礫	縄文海進が及ぶ前の河川堆積物(古嶮淵川)で、沖積層下限等深線図(標高表示)の谷地形沿いに分布。
火山灰質ローム・腐植土層 (ii)	火山灰質ローム・腐植土など	表層の腐植土中にはTa-a・B-Tmなどの降下火山灰が含まれる。	En-aは1.7万年前頃降灰で、全体として最終氷期最寒冷期(MIS 2)の堆積物と見なされるが、表層の腐植土(表土)は完新世である。
	En-a(恵庭火山降下軽石)		
	火山灰質ロームなど	羊蹄火山の火山灰をはさむ	
支笏火山噴出物 (iii)	支笏軽石流(Spfl)		4.6万年前(最終氷期最寒冷期前, MIS 3)の支笏カルデラ(湖)形成にともなう。
	支笏降下軽石(Spfa 1)		
本郷層 (iv)	泥炭(一部腐植土)層と火山灰質泥・砂層の互層、所により最下部で砂礫層(河川堆積物)をとまなう。		最終間氷期末~最終氷期前半(MIS 5a~c・4)で、クッタラ・洞爺火山(カルデラ)起源の火山灰を含む。
厚真層 (v)	砂・泥(岩)を主体とした海成層(海進堆積物)で貝化石産出。		最終間氷期(MIS 5e)で石狩低地帯は海峡化。

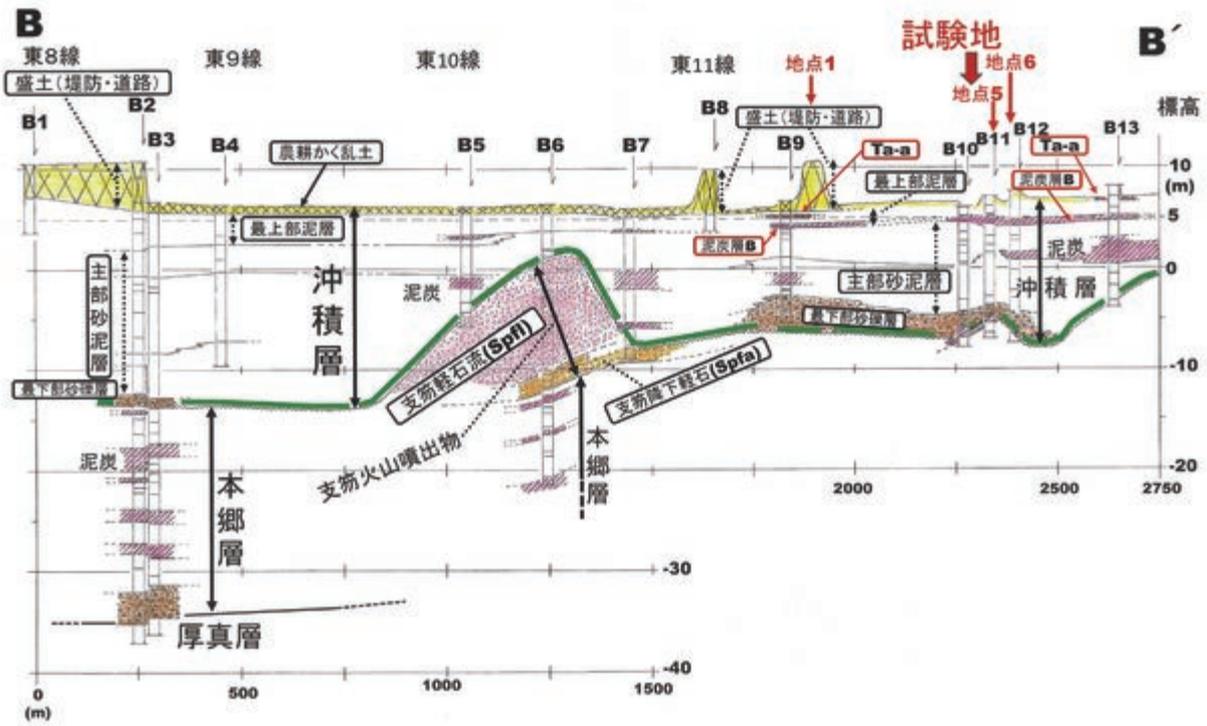


第4図 舞鶴遊水地地下地質解析断面A-A' (遊水地北東縁; 南11号道路沿い). 断面線の位置は第3図に示す.

用水の西側)では層厚2m前後の泥炭層となる。最上部泥層ではA7, A8, A9孔でTa-a火山灰の挟在が確認でき、このうちA9孔ではTa-aの直上40cm程度が有機質泥で、この部分を泥炭(腐植土)層Aとする。さらにA6孔も含めて、これらの孔では深度1.5m~2.5m付近に1~2層程度の泥炭を挟んでおり、これらを泥炭層Bとする。主部砂泥層は層厚が10~15m程度であるが、東寄りでは上位の泥炭層Bを含めて厚い泥炭に移行している。すなわち、断面主部では沼(馬追沼)の状態であったが、馬追丘陵寄りの部分では湿原状態であった

ことを示す。最下部砂礫層は断面西半のA1, A2, A3, A4, A5孔で存在が確認でき、層厚は2~3mで、軽石・火山灰に富む砂礫である。A5孔で下位に支笏火山噴出物(Spfa 1)の存在が確認できる。後述のように、その分布が沖積層下限の示す谷地形の中軸部分に限られることから、古嶮淵川の河川堆積物とみなされる。N値は最上部泥層および主部砂泥層で5前後と軟弱であり、泥炭部分では1~2程度である。最下部砂礫層では10~30前後である。

支笏火山噴出物は東側台地寄りのA10, A11, A12孔



第5図 舞鶴遊水地地下地質解析断面B-B' (遊水地南西縁; 嶮淵川沿い)。断面線の位置は第3図に示す。

では厚さが7～10 mで、支笏軽石流 (Spfl) が主体であるが、基底部は厚さ1.5～2 mの支笏降下軽石 (Spfa1) が占める。A1孔から北西方向へ向かって浸食により薄くなり、A1～A4孔では欠如し、沖積層が本郷層に重なる。N値はSpflで10～30前後であるが、Spfa1で5前後と小さい。

本郷層は層厚が最大15 m程度であり、A3, A4孔では1 m前後の厚さの泥炭6層あまりが、火山灰～火山灰質砂層と互層状態となっている。断面東(右)端の馬追丘陵西縁台地では、5 m程度の厚さになる。N値は20前後で、ときに30～40程度になることがある。泥炭はN値10程度以上になり、沖積層の泥炭と比較する、かなり締まっている。

(2) B-B' 断面 (第5図)

遊水地の南西縁、嶮淵川沿いの北西-南東方向の延長2.8 km 弱の断面である。

断面中部の東10線付近のB5, B6, B7孔で残丘状に支笏火山噴出物および本郷層が浅く潜在し、B6孔では、支笏火山噴出物(支笏軽石流 Spfl) に深度5.1 m で到達する。

沖積層は層厚が上述の残丘状部で最少5 m程度となるが、東西(左右)両側では厚く10～15 m前後となる。最上部泥層ではB9, B13孔でTa-a火山灰の挟在が確認できる。このうちB13孔では深度0 m～1.0 mは礫混じり火山灰質泥は盛土であり、1.0 m～2.15 m間の軽石質火山灰中には、1.3 m～1.5 m間に腐植土がは

さまれることから、この直上部分にTa-aが存在すると予想した。断面中～東(右)部の深度2～3 m付近には層厚20～40 cmの泥炭層が追跡できるが、これは泥炭層Bである。主部砂泥層は層厚が10～15 m程度であるが、上述の残丘状部付近から東側では中部に層厚1～2 m程度の泥炭層を挟む。最下部砂礫層は特に、断面東(右)半部において3 m前後の厚さで存在が確認でき、明瞭に認められるのはB9, B10, B11, B12孔である。

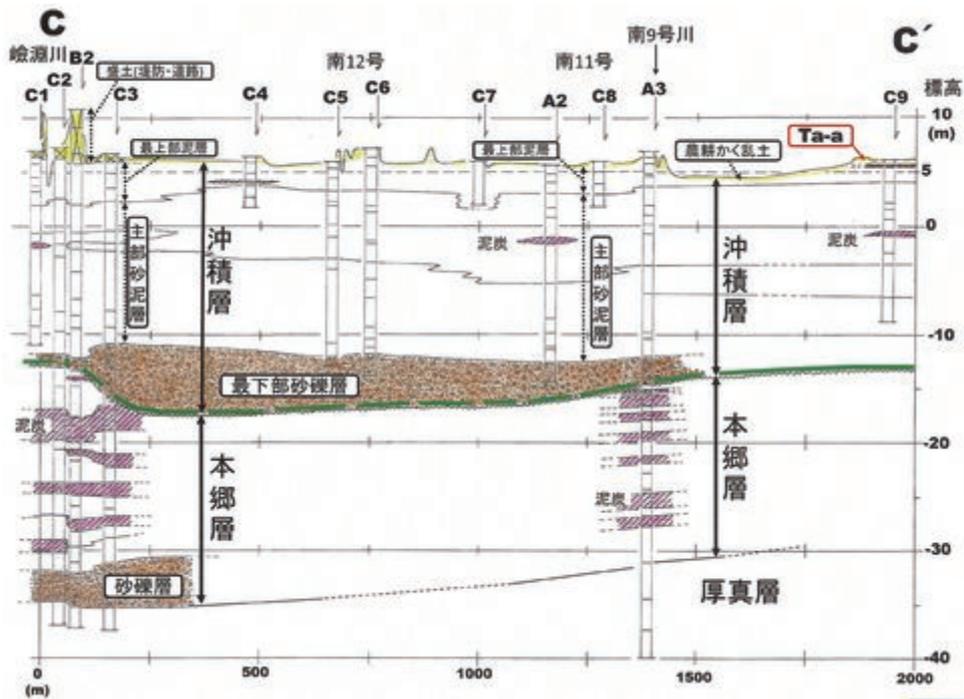
本郷層は層厚20 mあまりで、基底に層厚3 m程度の砂礫層を含む。

(3) C-C' 断面 (第6図)

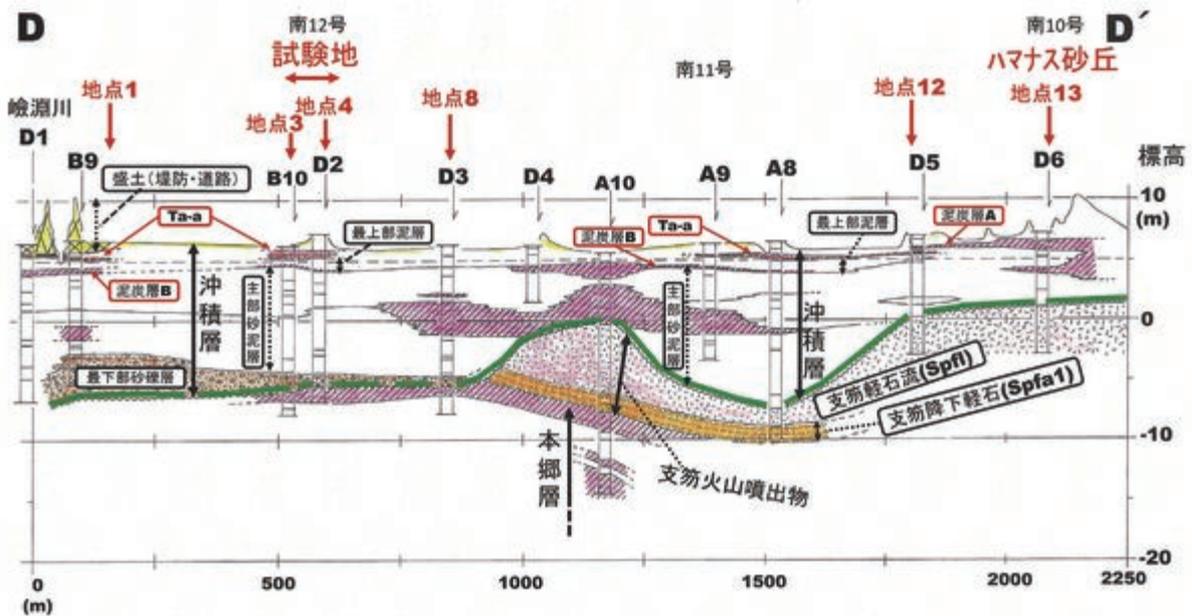
遊水地の北西縁、東8線道路沿いの北東-南西方向の延長2 kmの断面である。

沖積層とその下位の本郷層および厚真層は見かけ上ほぼ水平な層構造を成しているが、支笏火山噴出物は削剥されて欠如している。

沖積層は層厚が10 m前後～25 m前後である。最上部泥層は層厚が2～3 m程度であり、一部で下位の主部砂泥層と指交関係で表現した。C9孔では明らかにTa-a火山灰の挟在が確認できる。泥炭層Aは確認できないが、泥炭層BはC4孔でわずかに認められる。主部砂泥層は層厚が15 m前後であり、中部付近にわずかに泥炭層の挟在が途切れ状に認められる。最下部砂礫層はほぼ全体をとおして分布し、層厚は最大5 m前後に達する。嶮淵川付近のC2, B2, C3孔では、下位の本郷



第6図 舞鶴遊水地地下地質解析断面C-C' (遊水地北西縁; 東8線道路沿い)。断面線の位置は第3図に示す。



第7図 舞鶴遊水地地下地質解析断面D-D' (遊水地東縁)。断面線の位置は第3図に示す。

層をチャンネル状に削り込み、層厚が北へ向かって1 m程度から5 m程度に急激に厚くなる様子が読み取れ、明らかに不整合関係と認められる。

本郷層は全体を通して層厚は20 m前後である。1 m前後の厚さの泥炭が6層あまり、火山灰～火山灰質砂層と互層状態となつてはさまれる。B-B'断面(第5図)で示したように嶮淵川付近では基底に層厚4 m前後の最下部砂礫層を含む。

4) D-D'断面(第7図)

遊水地の東縁を、ほぼ馬追丘陵西縁に沿ってジグザグ

に結ぶ南北方の延長2.2 kmあまりの断面である。北端ははまなす砂丘である。

断面の中央から北部にかけては、支笏火山噴出物がD4孔～A8孔間で微妙に撓み、かつ5 m以上の削剥を受けたようになっている。A-A'断面(第4図)も合わせてとらえると、断面線が直線でないことなどを反映して、見かけ上の撓みのように判断される。A-A'断面に示されるように、馬追丘陵西縁に沿って支笏火山噴出物が浅くに潜在し、沖積層が5 m程度に薄くなっていることを表している。

沖積層は層厚が5～15 m 前後である。最上部泥層は層厚が2～3 m 程度で、北端のハマナス砂丘付近では泥炭が主体になるが、砂丘堆積物との関係は不明である。D1 孔～B9 孔付近、B12 孔～D2 孔付近およびA9 孔～A8 孔～D5 孔付近には明らかに Ta-a 火山灰がはさまれ、D5 孔では Ta-a の上位の深度 0.9 m～1.1 m 間に有機質泥（火山灰質）とあり、泥炭層 A に該当するとみなした。最上部泥層の最下部には 10～50 cm 程度の泥炭層が広く追跡でき、泥炭層 B とみなした。主部砂泥層は D3 孔～A9 孔付近の標高 0 m 前後で泥炭層が厚く発達しており、A-A' 断面で説明したように、馬追沼の東側の馬追丘陵寄りの部分では湿原状態が長期にわたり続いたことを示している。最下部砂礫層は D3 孔の左（南）側で、現嶮淵川付近に分布し、層厚は 1～5 m 程度である。

沖積層最上部の地質調査と試料採取

過去の湿原状態の復元のために、舞鶴遊水地の南東部とその周辺（第 8 図）で地表から深度 2～3 m 付近までの地質について、大部分の地点では排水路および工事掘削の壁面露頭観察を、若干の地点では検土杖により壁



第 8 図 地質調査地点の位置図。青丸と青実線で調査地点を表示する。褐色丸と褐色実線は第 3 図に対応する。赤破線囲みは遊水地の範囲を示す。

面以下の部分について検土杖で調査を行った。必要に応じて、年代測定、花粉分析および珪藻分析の試料を採取した。

1. 地質調査

(1) 層序

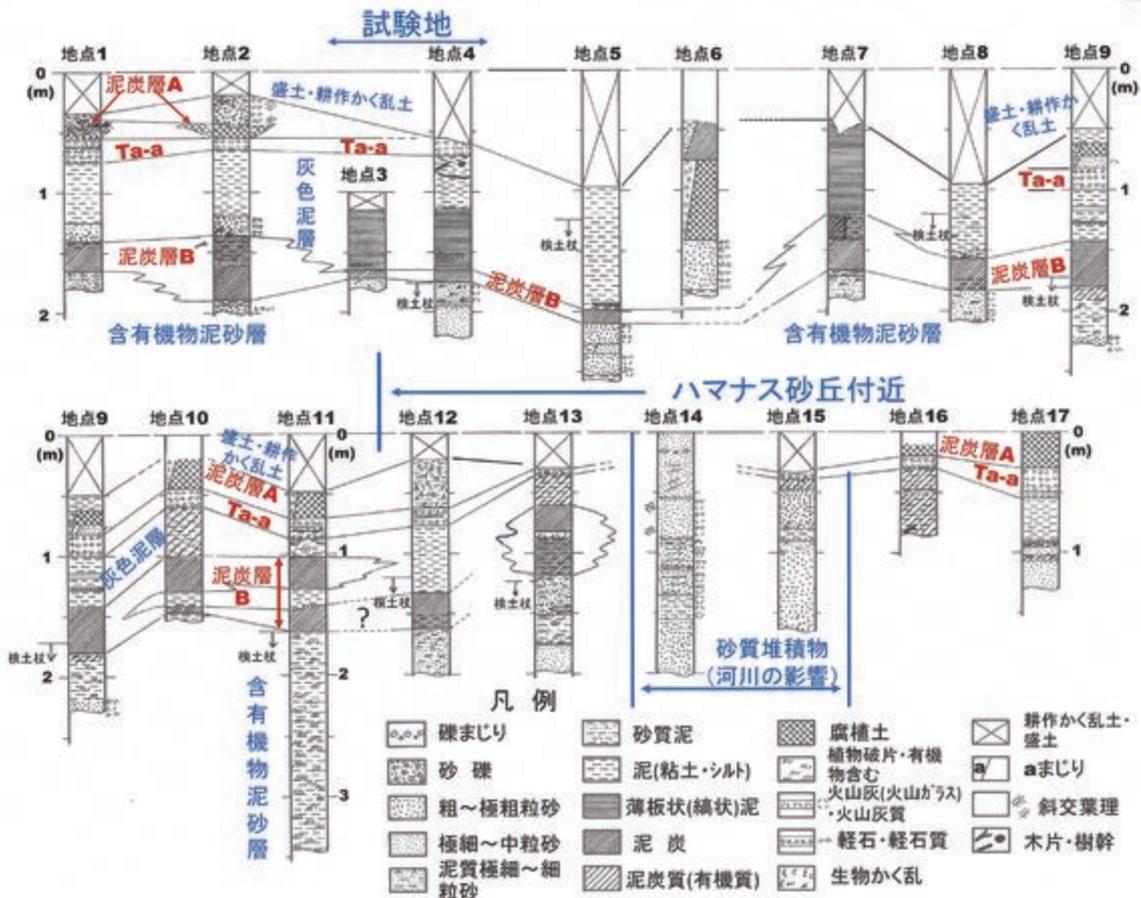
壁面露頭観察地点（検土杖調査を含む）は遊水地の内と外に位置し、第 9 図に露頭観察地点（1～17）の柱状対比を示す。南部（遊水地南東角部）の地点 1～4（第 10 図 a～c）およびハマナス砂丘付近の地点 13（第 11 図 a～d）は各種分析のための試料採取・層相の詳細観察箇所である。なお、各地点の標高は 7.5 m 前後であるが、詳細な標高は不明なため、柱状図の頂部が同じ高度として対比図（第 9 図）を作成した。この内の地点 3 および 4 が湿原環境復元のための観察用の試験地に位置し、泥炭層 B を鍵層として水平に対比した。「ボーリング資料による地質断面解析」に順じ、上位より地層区分を記述する。柱状対比図に基づく、ハマナス砂丘付近の地点 13～17 を除くと、層序（地層区分）は上位から、耕作かく乱土または盛土（I）、腐植質泥炭層（泥炭層 A、II）、降下軽石層（III）、灰色泥層（馬追沼堆積物、IV）、繊維質泥炭層（泥炭層 B、V）および含有機物泥砂層（VI）である。

各層の特徴は以下のとおりである。

盛土または耕作かく乱土（I）：遊水地の範囲内の地点 1～4 および地点 7 では厚さは最大 60 cm であり、工事前には耕作土を主体とした状態であった。しかし、遊水地工事により、削剥・攪乱を受け、耕作土と Ta-a 由来と思われる軽石質火山灰が混在した状態も観察される。遊水地の東側では厚さは 0.5～1 m で排水路建設の排土（地点 6, 8）や旧道路盛土（地点 5, 9）などである。遊水地の北西からハマナス砂丘部分（地点 10～17）では厚さ 0～50 cm で主に耕作土である。

腐植質泥炭層（泥炭層 A、II）：厚さは一般に 30 cm 前後である。泥炭層 B のように繊維質の典型的な泥炭ではない。暗褐色有機質砂質泥で、腐植土と言えるものである。地点 9 や地点 12 では部分的あるいは全体が非泥炭（腐植土）質の泥や生物攪乱の砂質泥である。

降下軽石層（III）：厚さ 5 cm±～25 cm の白色のゴマ塩状のスコリア 1/5 程度含む粗粒の軽石質火山灰（降下軽石層）が明瞭な鍵層として追跡できる。粗粒から極細粒の級化層で 2～3 層に分かれるように見える部分もある。火山灰層の特徴および数 1,000 年前以降の降下火山灰の分布情報（町田・新井, 2003）、すなわち樽前山より東北東方向へ降灰・分布などから Ta-a とみなした。



第9図 地質調査の柱状対比図。第8図に露頭柱状図の位置を示す

灰色泥層（馬追沼堆積物，IV）：厚さは0.5～1 m程度で典型的な岩相は地点4および7で観察できる。すなわち，粘土，シルト，極細粒砂が細かく互層状となる薄板状泥層（湖成堆積物）であり，これは明らかに馬追沼堆積物と見なされる。遊水地の東～北東側（地点9～11）ではVの泥炭層Bと指交関係となっており，ハマナス砂丘付近では消失する。

繊維質泥炭層（泥炭層B，V）：地点3，4，5では10 cm程度と薄い，一般的には30 cm以上で，地点13では90 cmに達する。地点10および11では厚さが50～60 cmで間に10 cm程度の厚さの泥層をはさむ。泥炭としては典型的な繊維質泥炭であるが，地点13および16では上部25 cm程度が腐植土様である。

含有機物泥・砂層（VI）：主に検土杖により調査を行った。遊水地とその東側部分では主としてスコップによる掘り込みで厚さ最大50 cm程度が観察でき，泥炭層Bの直下部分が火山ガラス・軽石質の中～粗粒砂よりなることが確認できる。検土杖では砂が続くと次第に入りづらくなるが，遊水地北東部分では地点11を中心に泥～砂質泥で，厚さ1.65 mの部分を確認できた。植物破片をパッチ状に含み，ときにはやや泥炭質を呈するところもある。断面解析では主部砂泥層としたものの最上部に

該当する（第4，5，7図）。

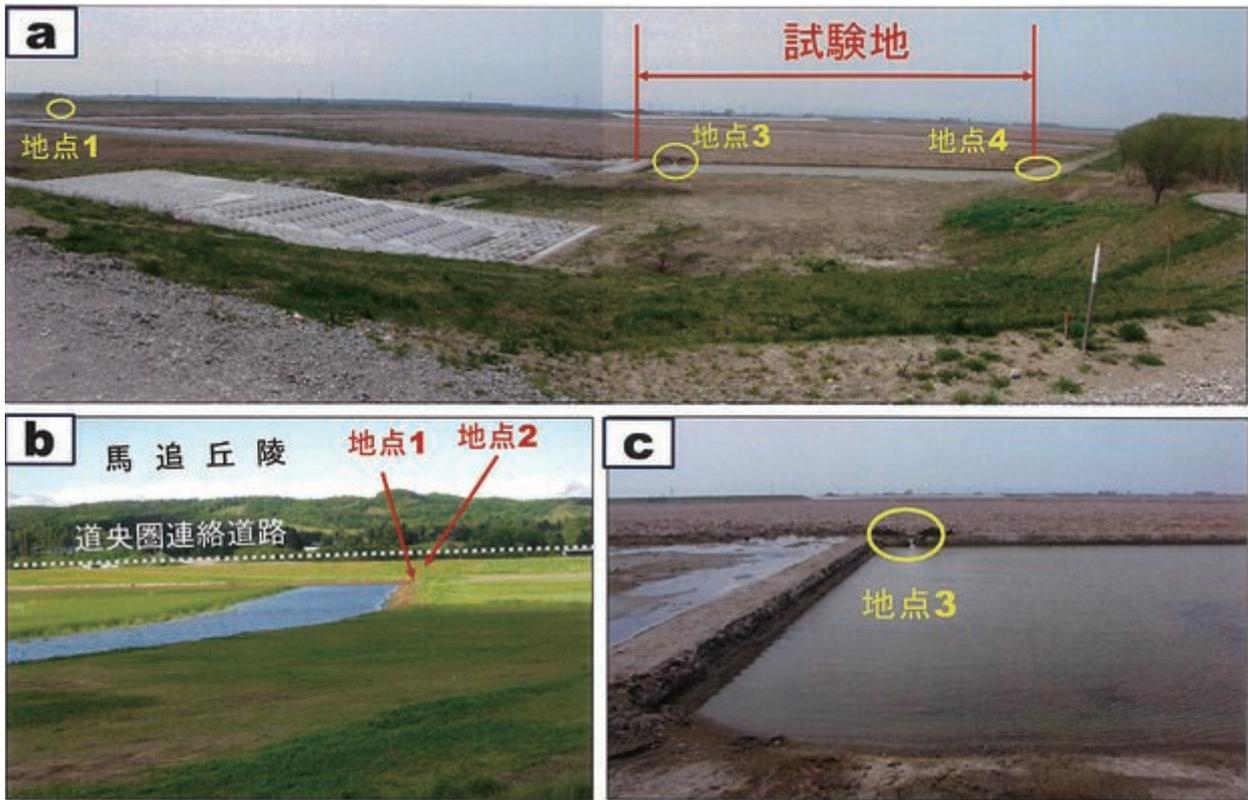
(2) ハマナス砂丘付近の砂質堆積物

一般的には（1）のような層序であるが，ハマナス砂丘付近（第11図a～d）の地点14・15（第9図）では，地表から2 m+は火山灰質砂が主体となっており，葉理が顕著で，ときに円礫まじりや泥質層・泥炭質層を挟む。このような堆積状態から，砂丘堆積物ではなく旧馬追川などの河川の影響を受けた堆積物と見なされる。

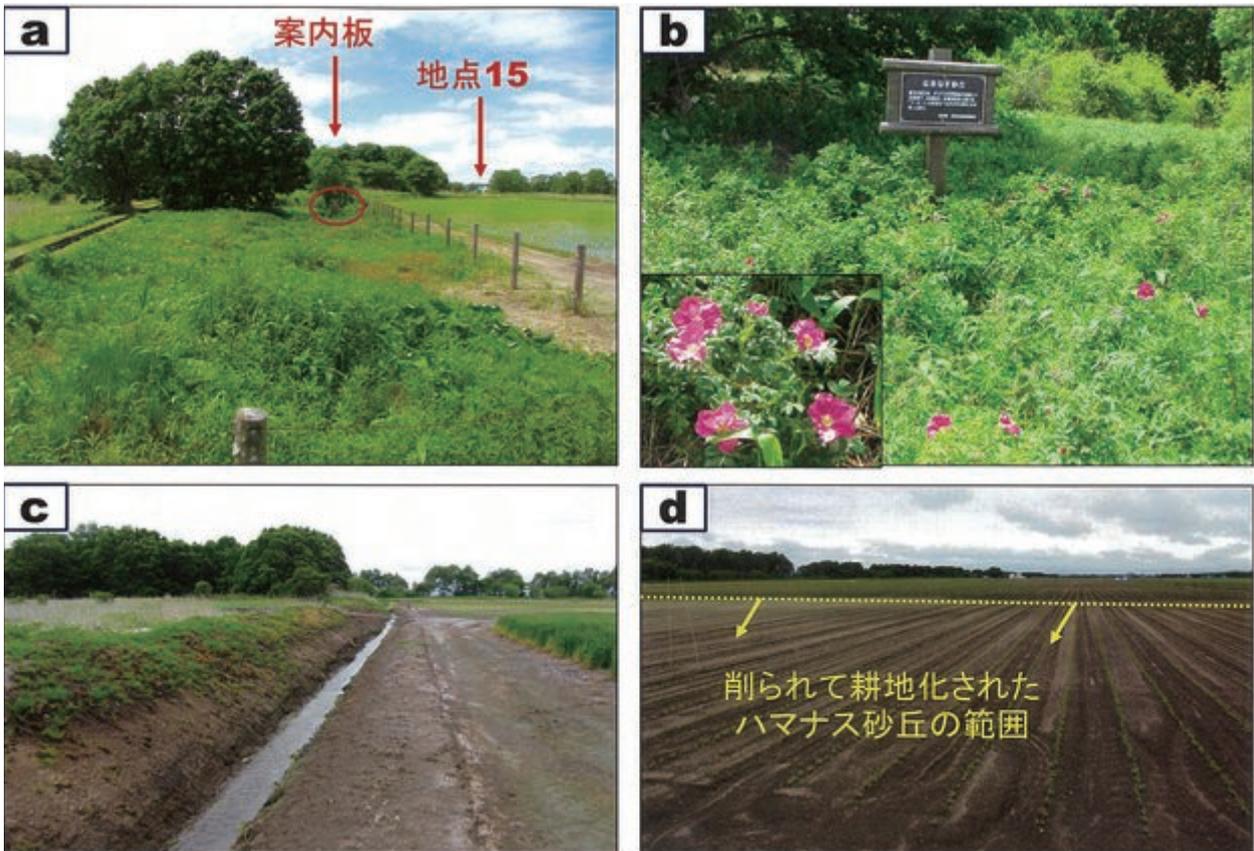
2. 試料採取

本研究の主要な検討地は試料採取を行った舞鶴遊水地内の植生復元試験地付近およびハマナス砂丘付近である（第8図）。主要検討地の地質調査結果および試料採取状況を第12図に示す。ここでは遊水地内の試験地付近について1. 地質調査で述べた層序をさらに補完して説明する。なお，試料採取を行った地点のうち，地点2（第10図b），地点3（第10図a，b），地点4（第10図a）および地点14については，花粉・珪藻分析試料については，それぞれA，B，C，Dとして区別している（岡ほか，2021では地点14についてC扱いとしていたが，本報告では地点4をCとし地点14をD扱いと変更）。

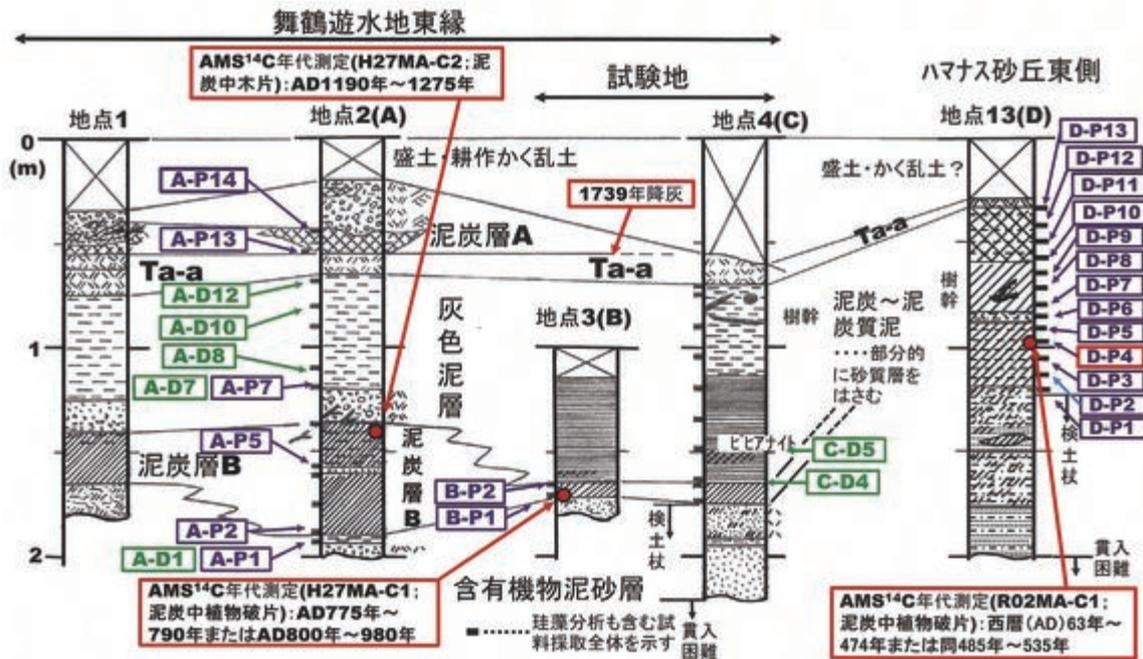
地点1および地点2（第13図a）では，I（耕作かく乱土または盛土）とII（腐植質泥炭層：泥炭層A）の間



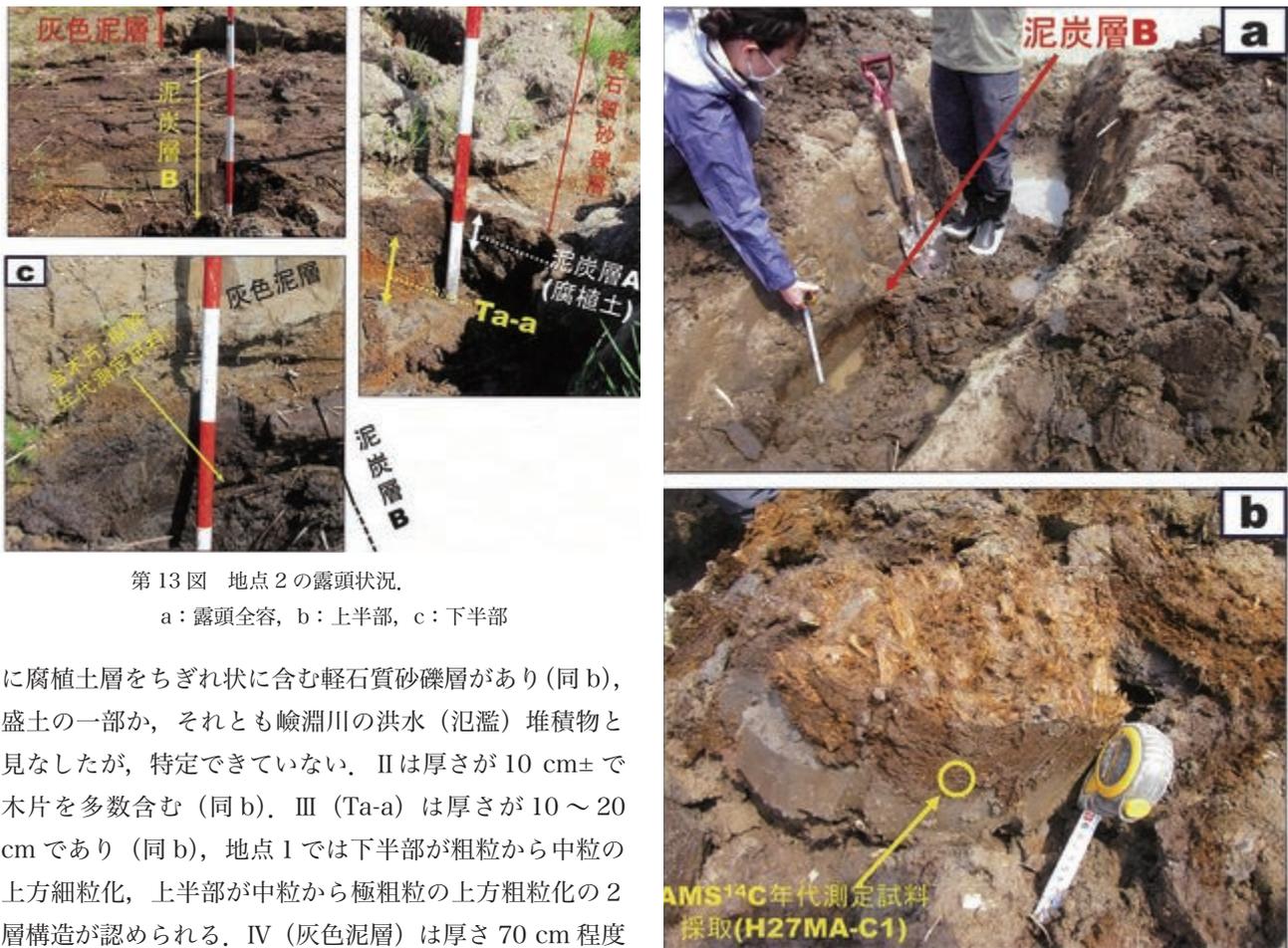
第10図 舞鶴遊水地南東角部の景観 (2015年4月30日撮影)。a: 遊水地南東角部の試験地の東側堤防上から北西を望む。b: 南東角部 (験淵川との境界堤防上から東北東へ向かって撮影)。c: 試験地。



第11図 ハマナス砂丘付近の景観。a: 地点13付近から北北西へ向かって撮影。b: 砂丘案内板とハマナス群落。c: 砂丘北西側 (排水溝設置)。d: 写真cの北西側 (点線より手前の黄褐色混在部は元々の砂丘範囲)。



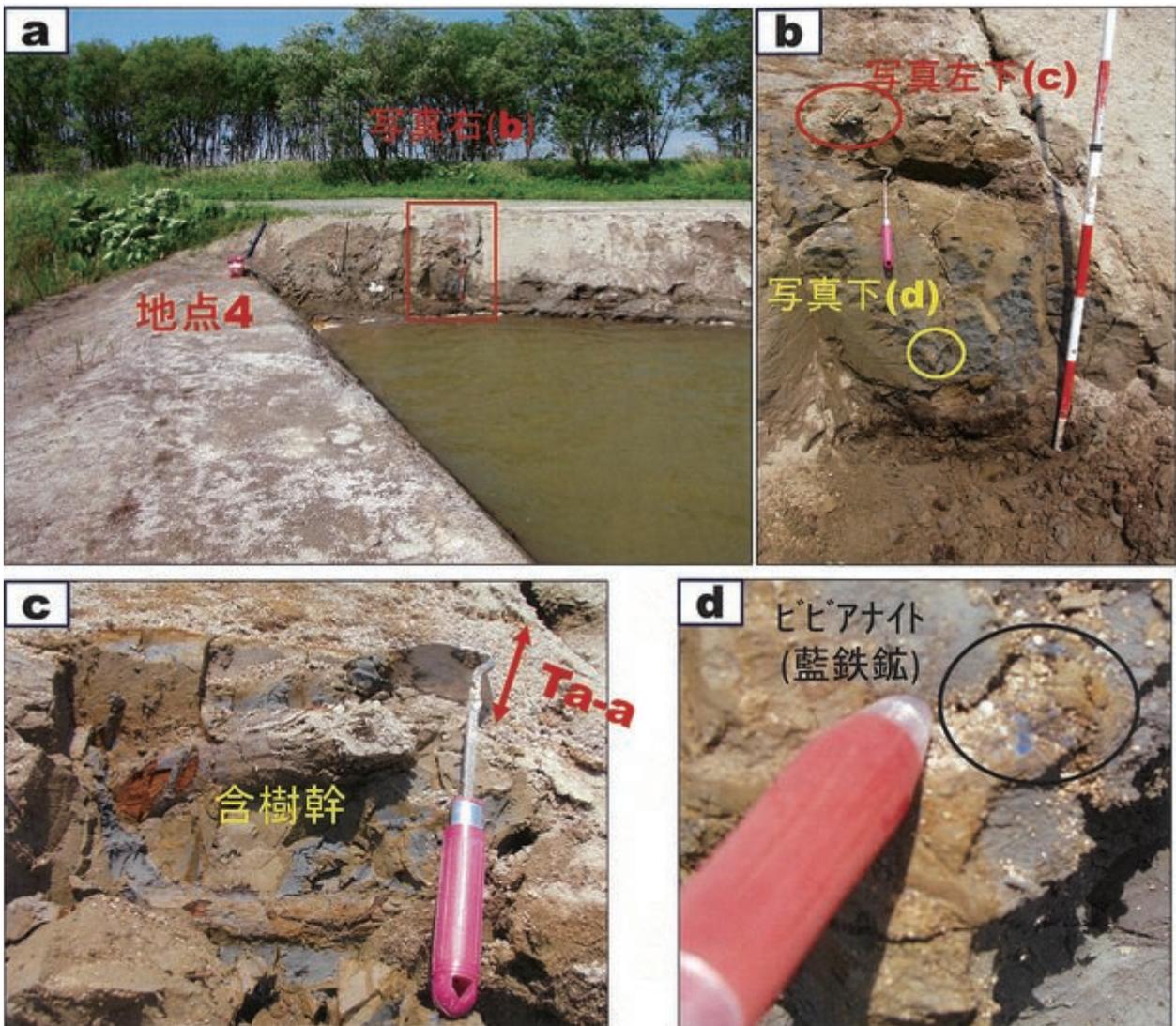
第12図 AMS¹⁴C年代測定・花粉分析・珪藻分析の試料採取箇所の露頭柱状図と試料の採取層準。地質凡例は第9図に従う。赤丸は年代測定、紫色表示は花粉分析、緑色表示は珪藻分析の試料を示す。第8図に露頭柱状図の位置を示す。



第13図 地点2の露頭状況。
a：露頭全容，b：上半部，c：下半部

に腐植土層をちぎれ状に含む軽石質砂礫層があり(同b)、盛土の一部か、それとも嶮淵川の洪水(氾濫)堆積物と見なしたが、特定できていない。IIは厚さが10cm±で木片を多数含む(同b)。III(Ta-a)は厚さが10~20cmであり(同b)、地点1では下半部が粗粒から中粒の上方細粒化、上半部が中粒から極粗粒の上方粗粒化の2層構造が認められる。IV(灰色泥層)は厚さ70cm程度であり、主部は泥(粘土~シルト質粘土)を主体とするが、最下部15cmは軽石質粗粒砂~砂礫で、木片、チャート・珪岩・硬質頁岩の砂粒・細礫を含んでいる。V(泥炭層B)は厚さが25~55cmであり、地点2では最上部で木片

第14図 地点3(試験地南西角)の露頭状況。
a：露頭全容，b：掘り上げた泥炭層B(年代測定試料H27MA-C1採取)



第15図 地点4（試験地北西角露頭）露頭状況。

a：地点4の全景，b：詳細観察・柱状図作成部分，c：Ta-a直下の含樹幹，d：青色のビビアナイト（藍鉄鉱）。

（樹幹の一部）を含み、それをAMS¹⁴C年代測定試料として採取した（第13図c；測定試料H27MA-C2）。VI（含有機物泥・砂層）は厚さ50cm程度が観察でき、泥炭層Bの直下部分が火山ガラス・軽石質の中～粗粒砂よりなる。地点2（A）では、花粉分析または珪藻分析試料として、下位よりA-P1～14を採取したが、そのうち、花粉分析の試料として花粉・胞子を検出したのは、主に泥炭と腐植土で、下位より、VI最上部のA-P1、V最下部のA-P2、V中部のA-P5、IV下部のA-P7、IIのA-P13、14である。珪藻分析の試料として、VIおよびIVからA-D1、A-D7、A-D8、A-D10およびA-D12を選び出した（いずれも泥質）。

試験地では、その南西端と北西端の2地点（地点3および4）で柱状図を作成し試料採取を行った（第14図a，第15図a）。両地点では旧道路の設置の際の切り込み・盛土などのためにII（泥炭層A）を欠いている。

IVは厚さ95cmで、泥（粘土～シルト質粘土）を主体とし、薄板状の層理が顕著である。地点4では最上部で木片（樹幹）を含み（第15図b，c）、下部でビビアナイト（藍鉄鉱）の含有を確認した（同b，d）。Vは厚さ10cm程度の繊維質の泥炭で、地点3（B）では、花粉分析試料として、B-P1およびB-P2を採取し、そのうち下位のB-P1はAMS¹⁴C年代測定試料にも供した（第14図b；測定試料H27MA-C1）。さらに、地点4（C）では花粉・珪藻分析試料としてIVおよびVについて、10試料を採取したが、この内、IV下部の2点について珪藻分析試料として供した（C-D4，D5）。

地点13はハマナス砂丘東側の排水溝の壁面に位置し、そこで花粉分析試料の採取を行った（第12図）。III（Ta-a）以下～88cm下位の間は、上位より暗灰色腐植土（厚さ25cm）、黒褐色繊維質泥炭（23cm）、シルト質火山灰（5cm）、やや泥質の繊維質泥炭（30cm）、含植

第2表 AMS¹⁴C年代測定結果一覧 (Beta- : (株)地球科学研究所測定, NUTA2- : 名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部測定). 第12図に採取地点および層準表示.

試料名 (Lab. No.)	試料種類	Conventional radiocarbon age(years BP)	Calibrated Result(暦年代) (years BP)	σ13 (0/00)	前処理	付記
H27MA-C1 (Beta-415456)	泥炭中小植物破片	1140±30	Cal AD 775 to 790 (Cal BP 1175 to 1160) or Cal AD 800 to 980 (Cal BP 1150 to 970)	-27.8	酸-アルカリ-酸	遊水地内南東角
H27MA-C2 (Beta-415457)	泥炭中小木片	800±30	Cal AD 1190 to 1275 (Cal BP 760 to 675)	-26.1	酸-アルカリ-酸	遊水地内試験地
R02MA-C1 (NUTA2-28423)	泥炭	1750±100	Cal AD 63 to 474 (Cal BP 1887-1476) or Cal AD 485 to 535 (Cal BP 1465-1415)	-26.8	酸-アルカリ-酸	ハマナス砂丘東側

物破片の砂質泥(厚さ5 cm+)の層序であり, 13点(下位よりD-P1~13)の試料採取し, そのうちD-P4についてはAMS¹⁴C年代測定試料にも供した(測定試料R02MA-C1).

AMS¹⁴C年代測定結果

試料の採取・測定は2015年と2020~2021年の2回に分けて行った(岡ほか, 2021). 2015年については, 遊水池南東角の地点2および地点3で採取した泥炭から, それぞれH27MA-C1(泥炭中の植物片), H27MA-C2(泥炭中の小木片)を整えて測定した. 2020~2021年については, ハマナス砂丘付近の地点13で採取した泥炭から, 測定試料として, R02MA-C1(泥炭中の植物片)を整えて測定したが, 岡ほか(2021)では暫定値として報告していた. 測定結果は一括して第2表に示す. 2015年測定の暦年代の較正については, IntCal-13(Reimer et al., 2013)が, 2021年測定については, IntCal-20(Reimer et al., 2020)が使用されている. なお, 較正曲線の表示は省略した.

H27MA-C1は試験地の泥炭層B(層厚8 cm)の基底部, すなわち泥炭Bの堆積の始まりを示す試料で(第12図地点3), 測定結果は暦年代でAD 775年~790年または同800年~980年になった(第2表). これは奈良時代(710年~794年)末または平安時代(794年~1192年頃)の初期という年代である.

H27MA-C2は試験地の南方約400 m地点(第12図地点2)の泥炭層B(層厚55 cm)の最上部に含まれる木片で, この地点の泥炭層Bの堆積の終わりを示す試料である. 測定結果は暦年代でAD 1190年~1275年(第2表), ほぼ鎌倉時代(1185年~1333年)前期の年代である.

R02MA-C1はハマナス砂丘東側のTa-aの下位60 cmの試料(花粉分析試料D-P4に該当)である(第12図地点13). 測定結果はAD 63年~474年または485年

~535年で, 弥生時代中頃から古墳時代, 北海道の時代区分では縄文時代の中~後期である.

花粉分析の方法と結果

1. 分析方法と検鏡

約2 ccの試料に10% KOHを注ぎ1昼夜放置後, 分散させ105 μm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がなくなったら, 試料に希釈した塩酸を加え石灰分微粒子を溶かし, ビーカーの底に沈んだ珪酸分を取り除く. 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進めた後, グリセリンゼリーでスライドガラス上に封入した. Zeiss アキシオスコープ光学顕微鏡1,000倍下で花粉と胞子を同定した. 花粉の表示順はAPG分類体系(高橋・松井, 2015)による. 数える花粉数は星野(1990, 1994)を考慮し, 100個を基準とした.

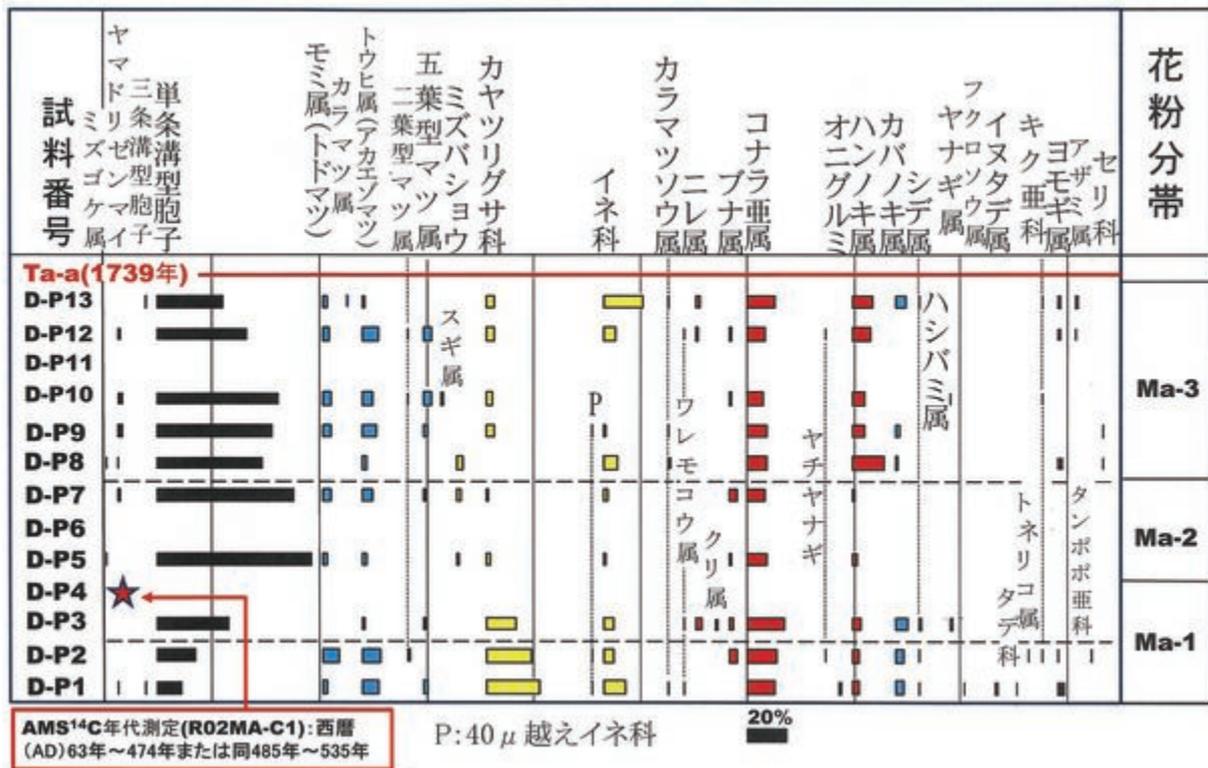
「沖積層最上部の地質調査と試料採取」の「2. 試料採取」で述べたように, 地点2では花粉分析試料として, 下位より14点を採取したが, そのうち, フミン酸を含む反応がみられなかったため処理を行わなかったものもあり, 花粉・胞子を検出したのはA-P1, A-P2, A-P5, A-P7およびA-P13・14である. 地点3では花粉分析試料として, B-P1およびB-P2を, 地点13では下位よりD-P1~13の試料を採取し, 分析に供した.

2. 分析結果と花粉分帯

分析結果を, 一括して第3表にまとめ, 花粉組成図は便宜上, 遊水地南東角の地点2・3およびハマナス砂丘東側の地点13で別々にまとめた. A-P3, A-P6, A-P7, A-P13, B-P2, D-P6およびD-P11については, 検出できた花粉数が数個以下で, 結果の検討対象には不可であった. 50個の測定数となったA-P5を含め100個を数えた試料について, 主な種類の花粉の組成と花粉分帯示すと, 第16, 17図のようになる.

(1) 地点2および地点3の分析結果(第16図)

A-P1(泥炭層堆積前)はカヤツリグサ科48%でコナラ亜属18%となる. これは湿地の拡大した環境で気候良



第 17 図 地点 13 (ハマナス砂丘東側) 沖積層最上部の主な種類の花粉組成図。細点線は少産種を見やすくするために便宜的に引いた。第 12 図に試料の採取層準を示す。右下にパーセンテージスケール (20%) 表示。

クとして D-P13 の 34 % へと次第に減少する。コナラ亜属 10 % 前後、ハンノキ属を 10 ~ 15 % 程度含む。針葉樹のモミ属 (トドマツ)・トウヒ属 (アカエゾマツ) を合わせて 10 % あまり含む。カヤツリグサ科は低率である。D-P13 で、減少したシダ類 (34 %) に対応するようにイネ科が 20 % に急増するのが注目される。拡大した湿地が、次第に乾燥化し、草原環境へ変わる環境である。

(3) 花粉分帯

(1) および (2) の結果を合わせて花粉分帯を行う。そのため、AMS¹⁴C 年代値と降下火山灰 Ta-a (AD1739 年降灰) を手掛かりとして、採取・分析試料を以下のように古い方より順に整理した。なお、岡ほか (2021) では (2) の分析結果を便宜的に (1) の A-P5 ~ A-P14 の花粉分析空白間に当てはめてまとめていたが、本報告では以下の iii の年代値を確定値として扱い再整理を行った。

i) H27MA-C1 (AD 775 年 ~ 790 年または AD 800 年 ~ 980 年) 相当およびそれより下位 (古い) の試料：地点 13 の下位より、D-P1, D-P2, D-P3, D-P4 である。

ii) H27MA-C1 (775 年 ~ 790 年または 800 年 ~ 980 年) 相当およびそれより上位 (新しい) で、H27MA-C2 (AD 1190 年 ~ 1275 年) 付近までの試料：地点 2・3 の下位より、B-P1, B-P2, A-P1, A-P2,

A-P5, A-P7 である。

iii) R02MA-C1 (AD 63 年 ~ 474 年または AD485 年 ~ 535 年) より上位 (新しい) で、上限が Ta-a (AD 1739 年降灰) の試料：地点 13 の下位より、D-P5, D-P6, D-P7, D-P8, D-P9, D-P10, D-P11, D-P12, D-P13 で、ii と一部が時代的に重なる可能性がある。

iv) Ta-a (1739 年降灰) より上位 (新しい) 試料：地点 2 の下位より A-P13, AP-14。

これらに、各試料の花粉構成を勘案して以下のように花粉分帯を行った。

Ma-1 帯 (試料 D-P1 ~ 3, B-P1, A-P1, A-P2) : AD 1000 年頃以前で、北海道の時代区分で言えば、続縄文時代から擦文時代前半である。コナラ亜属が 15 ~ 20 % 程度、単条溝型胞子 (シダ類) とカヤツリグサ科が合わせて 50 % 程度を占め、湿地の拡大した環境で気候良好であるが、針葉樹 (トウヒ属・モミ属) も 15 % ~ 20 % 弱含まれ、調査地東側に存在する馬追丘陵に続く林地の存在を示す。

Ma-2 帯 (試料 A-P5, D-P5, D-P7) : A-P5 ではコナラ亜属は 34 % に増加し、ゼンマイ属が 8 %、単条溝型胞子のシダ類が 12 % 存在し、カエデ属、シデ属の増加によって、気候は A-P2 より温暖化している。針葉樹のモミ属、トウヒ属を 15 % 程度含む。D-P5 および D-P7 は単条溝型胞子のシダ類が極めて多く、75 % 前後を占

める。コナラ亜属 10 % 程度で、これは湿地の拡大した環境で気候良好である。針葉樹のモミ属、トウヒ属を 5 ~ 10 % 程度含む。

Ma-3 帯 (試料 D-P8 ~ 10, D-P12, D-P13) : 単条溝型孢子のシダ類が極めて多く、35 ~ 60 % 程度を占め、D-P10 の 61 % をピークとして D-P13 の 34 % へと次第に減少する。コナラ亜属 10 % 前後、ハンノキ属を 10 ~ 15 % 程度含む。針葉樹のモミ属 (トドマツ)、トウヒ属 (アカエゾマツ) を合わせて 10 % あまり含む。カヤツリグサ科は低率である。D-P13 で、減少したシダ類 (34 %) に対応するようにイネ科が 20 % に急増するのが注目される。拡大した湿地が、次第に乾燥化し、草原環境へ変わる環境である。

Ma-4 帯 (試料 A-P14) : AD 1739 年以降で、落葉広葉樹ではコナラ亜属 14 % 含み、イネ科、カヤツリグサ科が合わせて 25 % を占める。針葉樹のモミ属 (トドマツ) 14 %、トウヒ属 (アカエゾマツ) 17 % で、やや寒冷な気候を示す。

珪藻分析の方法と結果

1. 分析方法

「沖積層最上部の地質調査と試料採取」の 2 に示すように、舞鶴遊水池南東角部の地点 2 の 5 試料 (A-D1, D7, D8, D10, D12) および地点 4 の 2 試料 (C-D4, D5) について分析を実施した (第 12 図)。

試料の処理は次の手順で行った。i) 乾燥した試料を 0.5g 計量する。ii) 試料に過酸化水素水 (30 %) 10 cc を加え、2 時間放置後、沸騰水を加え 1 昼夜放置する。iii) 上澄み液を捨て、蒸留水を加え 2 時間放置し (粘土分の除去)、これを 2 回繰り返す。iv) よく懸濁させ、傾斜法により砂分を除去した後、0.5 cc をプレパラート (カバーガラス 18 mm×18 mm) にマウントメディアで封入する。

殻片の同定は 1,000 の倍率で行い、算定は 1 枚のプレパラートについて 200 殻片に達するまで行なった。殻片の算定は、原則として全体の 2/3 が残されているものについて実施したが、狭長な殻片についてはこの限りではない。さらに、検鏡した行数から 1 枚のプレパラート中の殻片数を算定し、懸濁水の希釈割合から、乾燥試料 1 mg 当たりの殻片数として算出した。1 mg 中の殻片数は VR : 10 殻片未満, R : 10 ~ 99, C : 100 ~ 999, A : 1,000 ~ 9,999, VA : 10,000 殻片以上で表示した。いずれの試料も殻片の保存は良好である。

種の同定や種の生態 (海水生 : M, 海~汽水生 : M/B, 汽水生 : B, 汽~淡水生 : B/F, 淡水生 : F) は主として

Hustedt (1930), Krammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b), Witkowski et al. (2000) を用い、分類体系は Round et al. (1990) に従った。

2. 分析結果 (各試料の珪藻群集) と堆積環境の推定

分析結果の詳細は一覧表 (第 4 表) に、各試料における代表的な珪藻種属の出現状況を第 18 図に示す。試料毎に珪藻群集の特徴とそれから推定される堆積環境について述べると以下のようになり、珪藻群集から推定される堆積環境は A-D1 が池沼、C-D4, D5, D7, D8, D10, D12 が湖沼である。なお、いずれも試料に海~汽水生種が含まれるが、この評価については後述するように、古地理的条件等を勘案し別途検討が必要である。なお、絶滅種は産出してはいないが、現存種であるが生層序学的に初出現 (第四紀初頭) などが問題となる *Neodenticula seminae* が 1 個体、試料 A-D10 で産出している。

A-D1 : 池沼 (海~汽水種をごくわずかに含む)

殻片数は非常に多く (VA), 66 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 2 個 (1 %), 汽~淡水生種 32 個 (16 %), 淡水生種 166 個 (83 %). 淡水生付着性種の *Tabellaria fenestrata* (12.5 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (12.0 %), 淡水生底生種の *Diploneis ovalis* (7.0 %), 淡水生付着性種の *Rhopalodia gibba* (6.0 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (10.0 %) で、海~汽水生種は *Nitzschia coarctata* (0.5 %) と *Nitzschia levidensis* (0.5 %) が出現する。池沼に一般的に出現する種が多く、淡水池沼の環境を示す。

C-D4 : 湖沼 (海~汽水種をごくわずかに含む)

殻片数は非常に多く (VA), 54 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 2 個 (1 %), 汽~淡水生種 16 個 (8 %), 淡水生種 182 個 (91 %). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira alpigena* (54.0 %) が圧倒的な優占種で、淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (5.0 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (4.0 %), 淡水生付着性種の *Tabellaria fenestrata* (4.0 %) が出現する。海~汽水生種は *Nitzschia levidensis* (0.5 %) と *Nitzschia lorenziana* (0.5 %) のほか、汽水湖沼によく見られる汽~淡水生浮遊性種の *Thalassiosira bramptonae* が 1.0 % 出現する。なお、やや水深のある湖沼に一般的な浮遊性種である *Aulacoseira granulata* の出現は低率である。淡水湖沼の環境を示す。

C-D5 : 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)

殻片数は多く (A), 73 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 8 個 (4 %), 汽~淡水生種 47 個 (23.5

第4表 舞鶴遊水地の沖積層最上部の珪藻化石分析結果.

Table with columns: 種名 (Species Name), 生息域 (Habitat), 生態 (Ecology), and 地層 (Stratum) with sub-columns A-D7, C-D6, A-D7, A-D8, A-D10, A-D12.

Table with columns: Species Name and occurrence counts for habitats: F (Freshwater), B (Brackish), E (Euryhaline), and P (Pelagic).

Summary table for Total counts across different habitat types: F, B, E, P.

Habitat: F: Freshwater, B: Brackish, E: Euryhaline, P: Pelagic. Ecology: P: Planktonic, E: Epiphytic, B: Benthic. Occurrence: +: Occurrence.

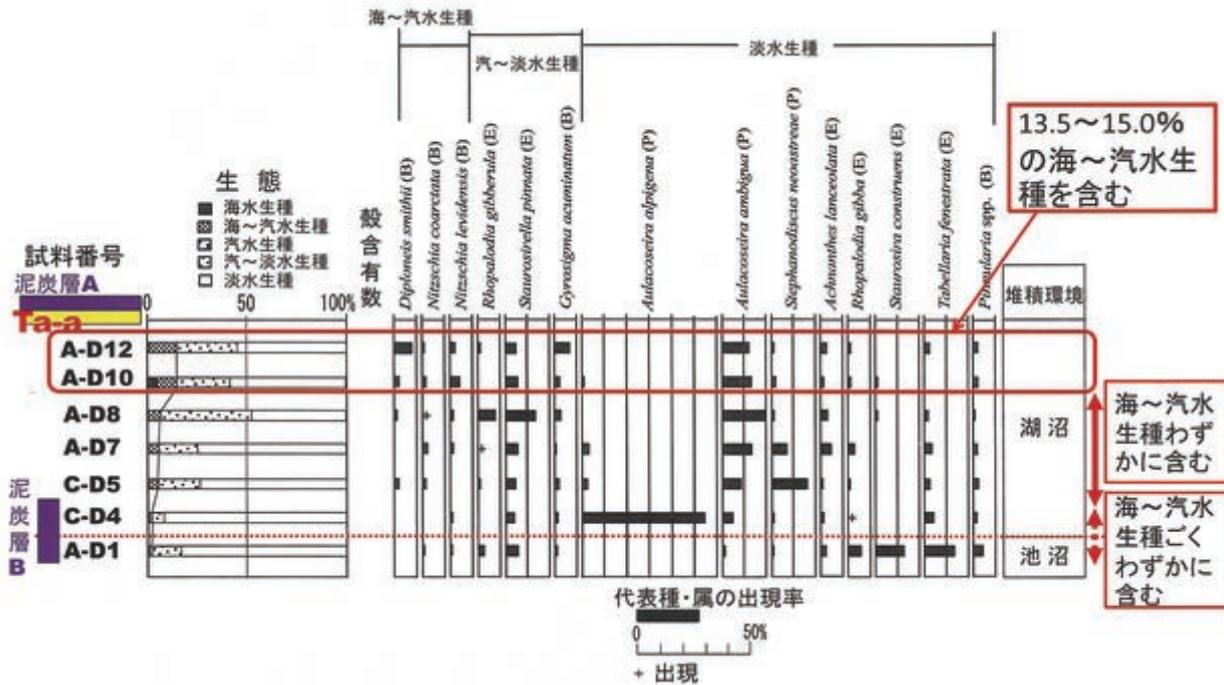
%, 淡水生種 145 個 (72.5 %). 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus neostreae (16.0 %) が優占種で, 淡水生浮遊性種の Aulacoseira ambigua (9.5 %), 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus medius (6.5 %), 汽~淡水生付着性種の Staurosirella pinnata (4.5 %) が出現する. そのほか, 汽~淡水生浮遊性種の Thalassiosira bramaputrae (1.5 %), 海~汽水生底生種の Diploneis smithii (2.5 %) や Nitzschia coarctata (1.0 %) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D7: 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)

殻片数は多く (A), 68 種出現し, 鑑定 200 個のうち 海~汽水生種 10 個 (5 %), 汽~淡水生種 41 個 (20.5

%), 淡水生種 149 個 (74.5 %). 淡水生浮遊性種の Aulacoseira ambigua (23.0 %) が優占種で, 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus neostreae (7.5 %), 汽~淡水生付着性種の Staurosirella pinnata (6.0 %), 淡水生付着性種の Achnanthes lanceolata (4.0 %), 汽~淡水生付着性種 Pseudostaurosira brevistriata (4.0 %) が出現する. 海~汽水生底生種の Nitzschia coarctata (2.5 %), Nitzschia levidensis (1.5 %), 海~汽水生付着性種の Achnanthes delicatula (0.5 %), 海~汽水生底生種の Nitzschia lorenziana (0.5 %) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D8: 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)



第 18 図 代表的な珪藻種属の出現状況. 第 12 図に試料の採取層準を示す.

殻片数は非常に多く (VA), 62 種出現し, 鑑定 200 個のうち海～汽水生種 12 個 (6%), 汽～淡水種 92 個 (46.0%), 淡水生種 96 個 (48.0%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (19.5%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (12.4%), 汽～淡水生付着性種の *Rhopalodia gibberula* (8.0%), 汽～淡水生底生種の *Nitzschia constricta* (7.5%) が出現する. 海～汽水生底生種の *Gyrosigma distortum* (3.0%), *Nitzschia levidensis* (1.5%), *Diploneis smithii* (0.5%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D10: 湖沼 (海～汽水種を 13.5% 含む)

殻片数は多い (A), 67 種出現し, 鑑定 200 個のうち海水生種 8 個 (4%), 海～汽水生種 19 個 (9.5%), 汽～淡水生種 55 個 (27.5%), 淡水生種 118 個 (59.0%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (12.5%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (5.5%), 汽～淡水生底生種で大型種の *Surirella biseriata* (5.0%), 汽～淡水生底生種の *Navicula cryptocephala* (4.0%), 海～汽水生底生種の *Nitzschia levidensis* (4.0%) が出現する. 海・汽水種 (海水生種+海～汽水生底生種+汽水種の合計) の割合が 13.5% を占め, 海～汽水生底生種の *Diploneis smithii* (2.5%), *Nitzschia coarctata* (1.5%), *Gyrosigma distortum* (1.0%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D12: 湖沼 (海～汽水種を 15.0% 含む)

殻片数は多く (A), 68 種出現し, 鑑定 200 個のうち海水生種 1 個 (0.5%), 海～汽水生種 29 個 (14.5%), 汽～淡水生種 61 個 (30.5%), 淡水生種 109 個 (54.5%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (12.0%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (5.0%), 汽～淡水生底生種の *Navicula cryptocephala* (4.0%), 淡水生底生種の *Navicula trivialis* (4.0%) が出現する. 海・汽水種の割合が 15.0% を占め, 海～汽水生底生種の *Nitzschia levidensis* (2.0%) や *Gyrosigma distortum* (2.0%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

考 察

1. 泥炭層などの形成年代について

第 9, 12 図に示すように, 泥炭層 A の直下には樽前 a 火山灰 (Ta-a) が挟まれるがこれは AD 1739 年 (江戸時代中期) の降灰である. 泥炭層 A は腐植土質であり, Ta-a 以降に堆積したものであることから, 江戸時代中期以降の近世の堆積物と見なされる. 上位の農耕かく乱土との関連では, 耕作により失われている場合がある. 泥炭層 B については試験地付近 (地点 3~6) では薄いがその周辺では 30 cm~50 cm 前後と厚くなっている. この厚い泥炭の始まりが, 試験地の薄い泥炭の堆積の始まりと同時であるとした場合, その堆積年代は, 試料 H27MA-C1 の暦年代 (AD 775 年~790 年または 800 年~980 年) ~試料 H27MA-C2 の暦年代 (AD 1190

年～1275年)の間、すなわち奈良時代(710年～794年)末または平安時代(794年～1192年頃)の初期からはほぼ鎌倉時代(1185年～1333年)前期という年代で、奈良時代末または平安時代初期以降の340年～450年間に堆積したものを見なすことができる。北海道における考古年代区分にあてはめれば、この期間はいわゆる擦文時代(飛鳥時代～鎌倉時代初期)のほぼ中～後期に該当する。

泥炭層Aと泥炭層Bの間の均質なシルト質粘土～粘土で、部分的に堆積顕著な灰色泥層は旧馬追沼の堆積物である。年代は上下位の泥炭層A・泥炭層Bとの関連から、平安時代～江戸時代前期(擦文時代～アイヌ文化期)と見なされる。なお、泥炭層Bはこの灰色泥層と一部指交関係になるが、切れ切れながら舞鶴遊水地とその周辺に追跡でき、馬追沼地域における一時的な湿原の広がりを反映していると考えられる。

以上のことから、舞鶴遊水地の南東部付近では、泥炭層B以降の地表下2m～2m弱の厚さの表層部分の年代は奈良時代末～平安時代初期から現在までの1,200年あまりの期間の堆積物であることが判明した。

2. 花粉分析結果のまとめと考察

花粉分帯については、AMS¹⁴C年代測定からMa-1帯(試料D-P1～4, B-P1, A-P1, A-P2)が、AD 63年～474年または485年～535年付近から775年～790年または800年～980年)付近までで、厳密に年代は絞れないが、ほぼ弥生時代中頃～平安時代初期の期間で、北海道の年代区分では続縄文時代中頃～擦文時代中頃である。Ma-2帯(試料A-P5, D-P5, D-P7)およびMa-3帯(試料D-P8～10, D-P12, D-P13)はAD 1190年～1275年付近から1739年のTa-a降灰直前で、平安時代中頃～江戸時代中期である。

Ma-1～3帯では、木本では針葉樹のモミ属(トドマツ)およびトウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)も一定割合で含まれるが、落葉広葉樹が主体で、特にコナラ亜属が10～15%程度含まれ、Ma-2帯のA-P5では34%と極めて高率で、全体として温暖である。Ma-3帯(D-P8～13)ではさらにハンノキ属が6～16%含まれるようになる。草本では、シダ植物(単条溝型)が多く、特にMa-3帯では50%前後となり、D-P5では78%と極めて高率である。シダ植物が減少すると、カヤツリグサ科・イネ科が増える傾向があり、特にMa-1帯ではそれが顕著である。このような変化は湿原状態の変遷を反映したものであると考えられる。

Ma-4帯は、コナラ亜属14%含み、イネ科・カヤツリグサ科が合わせて25%を占め、針葉樹のモミ属(ト

ドマツ)14%、トウヒ属(アカエゾマツ)17%でやや寒冷な気候が示される。AD 1739年のTa-a降灰直後で、江戸時代後期の寒冷のピーク頃(AD 1800年前後の天明・天保の大飢饉)を示しているであろう。参考までに、長沼町史編さん委員会(1977)は明治時代初期の開拓当時の馬追丘陵の周辺台地から尾根部の植生について、「太いカシワを主としハンノキを交えた樹林と近隣のオニグルミ、ヤナギ、シラカバ、馬追山国有林付近にトドマツ、シナノキ、エゾイタヤ、マカバ、ハンノキ、サワシバ、ニレ、カシワ、アサダ、ヤチダモ、オニグルミなどが存在する」としている。

中塚(2022a, b)は、中部日本の過去2,600年間の年輪セルロースの酸素同位体比の気候学的成分、すなわち酸素・水素同位体比を組み合わせて、それらの連立方程式を解くことで、樹齢効果だけを消去して抽出した気候変化の詳細な経年変化などを示している。それによれば、大まかに2,500年前頃～2,100年前頃(弥生時代中期)はかなり温暖、2,000年前頃～900年前頃(弥生時代後期～平安時代)は温暖で、900年前頃以降次第に寒冷が進み、400年前頃～250年前頃(江戸時代前～中期)にやや寒冷で、特に250年前頃にはかなり寒冷な時期があったとされる。Kitagawa and Matsumoto(1995)および北川・松本(1998)は鹿児島県屋久島の屋久杉年輪の炭素同位体比変動から過去2,000年間の気候変動を論じているが、これらも大まかには中塚の示した結果と類似している。本検討地域の花粉分析結果とそれから読み取れる古気候・環境変化も以上のような変化に準じてとらえることが可能である。

3. 珪藻分析結果の考察

遊水地南東部付近の沖積層最上部分のIV(灰色泥層)とVI(含有機物泥・砂層)最上部から採取し、分析した試料には、1～15%の海・汽水種が含まれているが、推定される堆積環境についてはほとんどが「湖沼」であるため、その意味合いについては古地理的な状況等をふまえた考察を行う。海・汽水種の存在は、その含有割合や殻の保存が良いなどの状況から見て誘導化石の可能性は極めて低く、「その時期に海水が浸入したため存在したか」、「以前の海進以降の古地理的变化により生じた陸封湖沼に適応・残存している」のか、のどちらかではないかと考えられる。

海跡湖沼において海進時に海・汽水種が浸入し、その後陸封などによって淡水化した場合、海・汽水種が淡水にも適応してその湖沼や上流の河川に陸封型として残存することはサケ科のヤマメ・アマゴ・イワナ・ニジマス、カジカ、アユ、ウグイ・エイなど魚類ではよく知ら

れている。単細胞性の藻類である珪藻について魚類と同列に論ずることはできないが、分析者の主な研究対象地である新潟の福島潟の事例を紹介すると以下のようである。縄文海進期に砂洲の形成とともに内陸側がラグーン化し、その後砂丘の発達でラグーンが分離し淡水湖沼となったが(安井ほか, 2007)、現在も付着性種の *Achnanthes delicatula* などの海・汽水種が生息している。縄文海進以降に砂丘が壊れて海が再度侵入した時期があり、この時期の珪藻分析結果では低塩分に適応する浮遊性種 *Cyclotella caspia*, *Cyclotella meneghiniana*, *Thalassiosira bramaputrae* などが優占する群集が卓越している。

舞鶴遊水池では汽水生浮遊性種の *Cyclotella caspia* は出現せず、汽～淡水生浮遊性種の *Cyclotella meneghiniana* や *Thalassiosira bramaputrae* は極めて低率で、淡水湖沼に一般的な *Aulacoseira* 属や *Stephanodiscus* 属が高率で出現している。縄文海進期ピーク以降、当地域がどのような環境変遷を経たのか(ラグーン奥→湖沼?)が重要な点であるが、今のところ地理的な位置などから見て、「以前の海進以降の古地理的变化により陸封された湖沼に海・汽水種が適応・残存した」可能性が高いのではないかと考える。今後、本検討地域付近で完新世の最大海進時以降、現在まで連続するボーリングコアにおいて、今回より深い部分の珪藻化石解析が進めばより確かな答えが出るであろう。千歳川で生息するヌマガレイ(松浦武四郎執筆の「夕張日誌」(丸山, 1976)では旧長都沼付近で比目魚一ヒラメやカレイのこととして目撃)も一般的には「海に近い湖沼や河川の汽水・淡で生息可能」とされる。旧長都沼や旧馬追沼を含む千歳川中流域は海域(石狩湾)から50 km程度離れているが、珪藻化石の海・汽水種珪藻の出現やヌマガレイが棲息していたということは、旧長都沼-馬追沼付近(第19図)は生態的な意味や古地理的な意味で、大変興味深い地域であることを示している。

西田(2006, 2009)は長都沼の形成に関して遺跡発掘結果にもとづき、「石狩低地帯南部(千歳市・恵庭市・長沼町)で1960年代まで見られた広大な沼沢地の水位は擦文文化期(1000年前)以降に上昇し、アイヌ文化期には標高8~9 mの高さまで水浸しになった」という主旨のことを述べている。この論述は舞鶴遊水池を含む旧馬追沼地域にもあてはまるが、珪藻分析を行った分析部分が「1. 泥炭層などの形成年代について」で述べたように奈良時代末~平安時代初期からTa-a降灰の直前(江戸時代中期)までである。分析結果で海・汽水種

が含まれ、上位へ向かってその割合が増える傾向にあるということは、上記の西田の論述を裏付けるように思えるが、これが確かであるか、千歳川中流域の他の個所も含めた検討が必要となる。

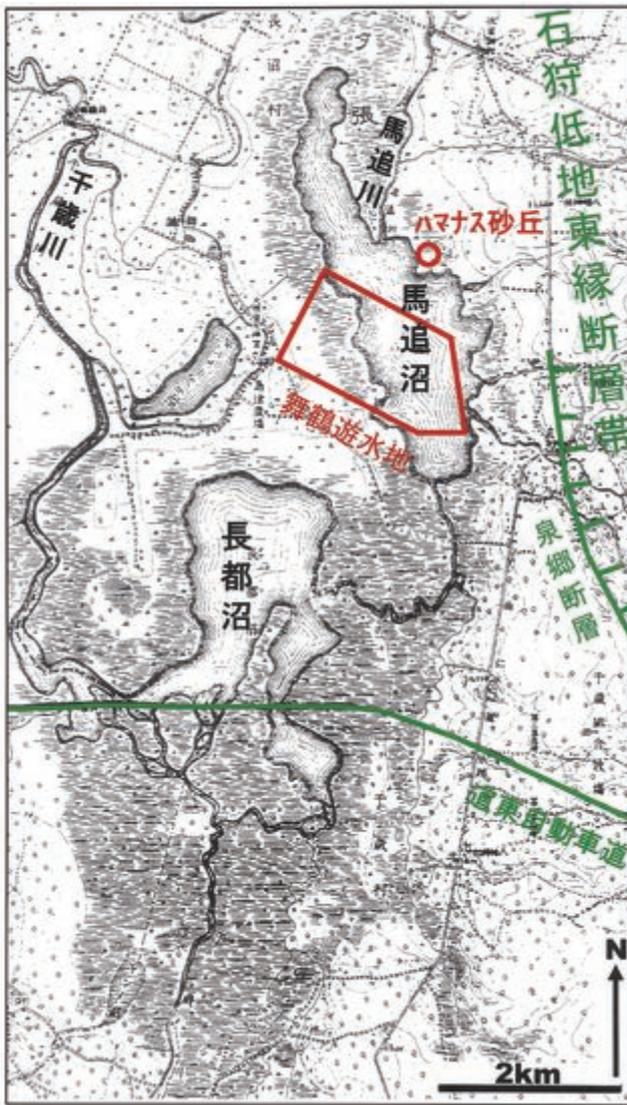
4. 石狩低地東縁断層帯の活動(馬追丘陵の隆起)と馬追沼の関係

第19図に示すように検討地域(舞鶴遊水池とその周囲)は、元々は馬追沼の南半部とその周辺地域に該当し、石狩低地東縁断層帯の西縁から西側地域に該当している。具体的には、同断層帯の一部を構成する泉郷断層が本検討地域の東側において北北西-南南東方向に延びている。この泉郷断層は活断層としては東落ち西上がりで、馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのに対して、逆の動きを示す活断層になっている。これについては、栗田・横井(2000)および岡(2007, 2012)に示されるように、馬追丘陵を本質的に隆起させるものは、地下深部に隠された活断層(ブラインドスラスト)という東上がり西落ちの衝上断層(逆断層)が想定され、地表に見られる活断層(泉郷断層)はそれにとまなう副次的なものである。

このように、石狩低地東縁断層帯の動き(地震活動)は馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのが本質的なものである。本検討地域の南方の道東自動車道沿いの断面では、本郷層下限の垂直変位量が70 mに達するが、本郷層の始まりを10~11万年前とすると0.64 m~0.7 m/1,000年の変位速度となり、1回の地震で3 m程度の垂直変位とすると5,000年に1回程度の大地震が発生したことになる(岡, 2012)。第20図に長沼低地全体にわたる本郷層下限の標高分布図を示すが、これで明らかなように長沼低地の中軸を沈降軸として西側の野幌丘陵および東側の馬追丘陵側で隆起しているのが明瞭である。このことは、本郷層の始まり以降の10~11年万年間の累積した変位量の結果とも言える。これらの沼(旧沼)が沈降の中軸に必ずしも位置しないことについては、第20図に表現されないより細かな変動(変位)が石狩低地東縁帯沿いに生じていることや、5に述べる最終氷期に生じた谷地形の影響も含めて検討する必要がある。

5. 長沼低地全体の沖積層下限谷地形から鶴沼遊水池付近の埋没谷地形をとらえる

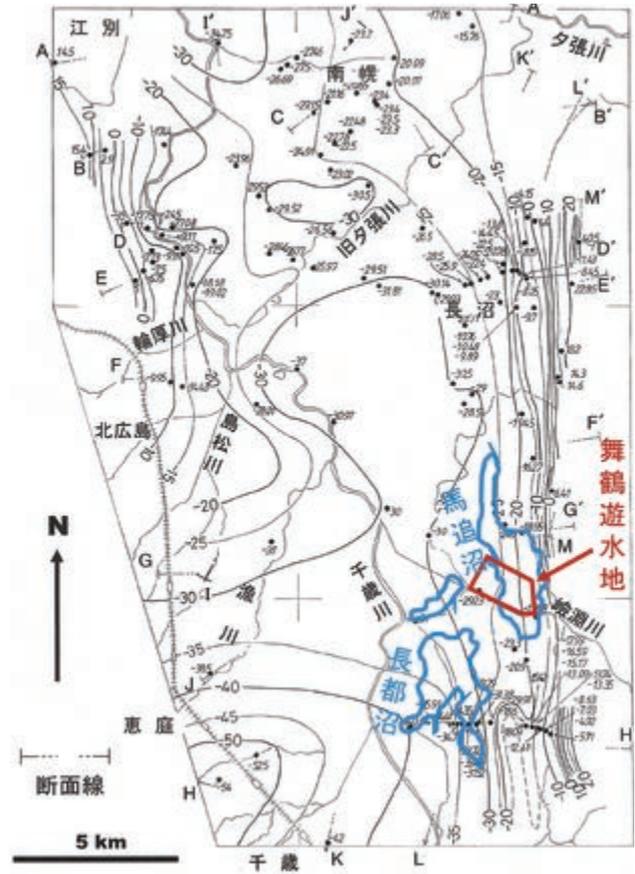
作成した断面図と、断面図に使用しなかったボーリング孔の柱状図を読み取り、検討地域の沖積層下限の標高分布図を5 m間隔で作成した(第21図)。この図で明らかなように、標高-15 mと-10 m両コンターが西



第19図 旧5万分の1地形図「漁」（陸地測量部，1910）の長都沼と馬追沼。下段には道東自動車道の位置を太実線で示す。赤実線囲みで報告地域（舞鶴遊水地とその周囲）を示す。

半部の範囲で、北からの入り江の形で描くことができる。B-B'断面（第5図）に示されるように、東10線付近で支笏火山噴出物（軽石流）が残丘状に潜在することから標高分布図は局所的な盛り上がりを示すが、東側の馬追丘陵との間は谷状の落ち込みとなっている。全体として、旧馬追沼の範囲から嶮淵川に続く谷地形の存在が明らかになる。

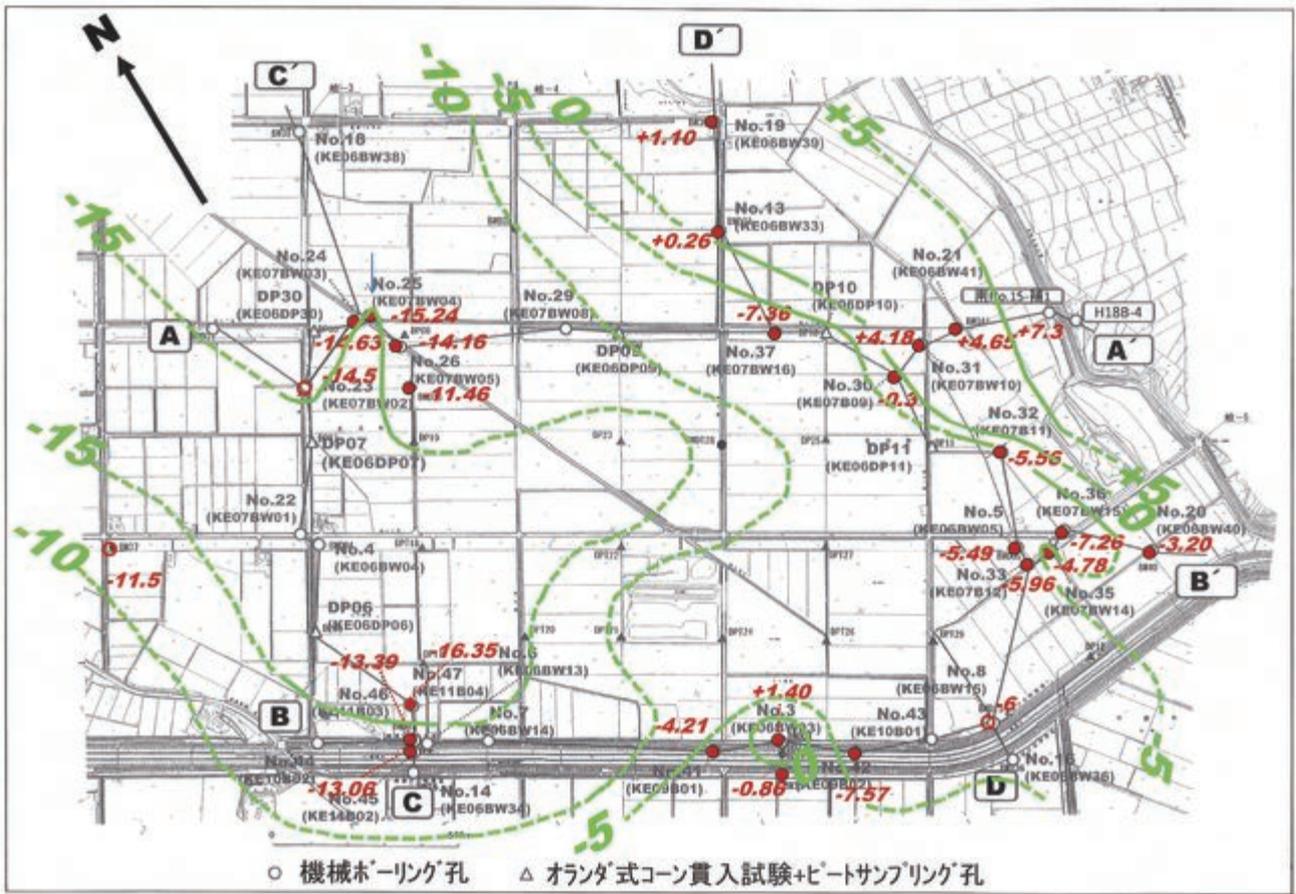
長沼低地全体については岡（2007）が第22図に示すような標高分布図（等深線図）を明らかにしている。大きくは標高-15mコンターで示される晩翠（南幌町西部）付近から南長沼へ向かって上昇する谷が明瞭である。さらに、それから分岐する支谷としては、主にi）北広島～島松付近の枝分かかれ状の谷、ii）舞鶴（長沼町南部）～千歳市街付近の枝分かかれ状の谷およびiii）南長沼南東部の谷が明瞭である。現水系を参考にして判断する



第20図 本郷層下限の標高分布図（単位m）。干拓されて消失した馬追沼および長都沼の位置（第19図）を重ねる。岡（2007）に加筆。

と、これらは全体として北へ向かう古千歳川水系と見なされ、iは現在の輪厚川・島松川・漁川・柏木川などに、iiは長都川・千歳川本流・祝梅川に対応する水系、iiiは嶮淵川に対応する水系と見なされる。

本検討地域は上記iiiの嶮淵川に対応する水系が該当するが、岡（2007）の標高分布図（等深線図；第22図）の検討地域部分はボーリング孔が少なく精確に描かれていないため、第21図に示した結果で修正を加えた（赤線部分）。その結果、本地域には北北西から標高-10mと-15m両コンターに示される谷地形の延長が明瞭である。さらに、-20mコンターの示す凹部も西側に隣接して存在する。これについては、本検討地域の沖積層最下部砂礫層が第4,7,8図に示されるように、岡（2007）のL-L'断面に追跡でき、それとの関連で同じくK-K'、G-G'およびF-F'断面において沖積層下限を修正する。ほぼ-10mコンターで示される範囲内に旧馬追沼は収まるが、谷地形の下流側からとらえると、-20mコンターがそのまま続かず、上流部で凹地となって出現する。このことは、石狩湾岸の海岸線からの石狩川-千歳川水系の成り立ちを考えると、沖積層堆積時、すなわち完新世になってから地殻変動により落ち込んだ



第21図 舞鶴遊水地とその周囲の沖積層下限の標高分布図 (単位 m)。長沼地域のToya (洞爺火山灰; 黄緑丸) の関係点をプロットする。

と考えないと説明がつかない。4で述べたこととの関連で、石狩低地東縁断層帯の活動が関連している可能性がありえる。

なお、沖積層最下部礫層は上記のような谷構造に沿って分布するもので、軽石・火山灰に富む砂礫よりなるが、縄文海進が及ぶ前の谷を流れた千歳川の支流の古嶮淵川の河川堆積物と見なされる。

6. 馬追沼の変遷とハマナス砂丘について

千歳川水系にはかつて長都沼と馬追沼が存在したが(第19図)、現在は河川付替えと排水路の建設により干拓が進みほぼ農地化された。その農地化の経緯については、小野ほか(1982)に詳しく解説されている。これらの沼は第二次大戦前まではほぼ手付かずで残存していた。戦後入植と共に干拓化が進んだが、1960年過ぎまでは縮小した沼域や湿地帯として残存していた。旧馬追沼については、第19図に示すように北北西-南南東にのびた甘藷様の形を示すが、嶮淵川および馬追川が流入しており、南西へ向かっては長都沼につながっていた。「夕張日誌」の古地図によれば長都沼、馬追沼はヲサツトウ(南東部の分岐沼がアンガリトウ)、マライトウと呼ばれていた(丸山, 1976; 池田, 1996)。池田(1996)

は1980年前後に松浦武四郎「夕張日誌」の地名関連でこの付近を歩き地元の人から聞き取りをし、旧馬追沼について「沼の底は火山灰でパンパンだった。水かきは腰下しかなかった。歩きやすい沼だ。沼の東縁は波で打ち上げられた軽石が2~3尺にも積み重なって、土手になっていた」との話や、フナ、コイ、ナマズ、ウグイなどの淡水魚や、ヌマエビ、タニシ、カラスガイなどの貝や、松浦武四郎が旧長都沼付近で比目魚として目撃したヌマガレイも釣れたとの話を紹介している。

馬追川は馬追丘陵内の諸河川の水や低地内の排水を集め、その西縁を南へ流れて馬追沼に注いでいたが、松浦武四郎「夕張日誌」ではツカベツ川として出てくる。その後、第三古川とか山根川と呼ばれることもあったようである。なお、現在の同河川は南長沼用水の一部に取り込まれている。池田(1996)は同様に、馬追沼北縁の昔の自然環境について近くに住む住民に尋ね、「あの砂山(マオイ川河口左岸)は、もともと大きなカシワの林でした。戦後入植者がここに入り田畑の増反奨励で、カシワの立木を伐採していった。それで大分倒され、今残っているのはその一部ですね。その砂山を昭和40年ころだったか、見たとき、ハマナスは50株以上はあったと

厳密には年代は絞れないが、ほぼ弥生時代中頃から江戸時代中期までの期間で、木本では針葉樹が一定割合で含まれるが、落葉広葉樹が主体で、全体として温暖である。Ma-4帯は針葉樹が30%程度を占め、やや寒冷な気候が示される。1739年のTa-a降灰直後で、江戸時代後期の寒冷のピーク頃(AD 1800年前後の天明・天保の大飢饉)を示す。

④ 珪藻分析については、下位よりA-D1, C-D4, C-D5, A-D7, A-D8, A-D10, A-D12の順となり、A-D1が②のVIの最上部、他の全部がIVに属する。珪藻群集から推定される堆積環境はA-D1が池沼、C-D4, C-D5, A-D7～D12が湖沼であり、いずれも試料に海～汽水生種を含むが、A-D1およびC-D4で1%, C-D5で4%, A-D7で5%, A-D8で6%, A-D10で9.5%, A-D12で14.5%であり、A-D12では海生種をごくわずかに含む(0.5%)。このように1～15%の海・汽水種が含まれていることについては、「初期の海進以降の古地理的变化により陸封された湖沼に海・汽水生種が適応・残存した」可能性が高いのではないかと考える。

⑤ 検討地域(舞鶴遊水地とその周囲)は石狩低地東縁断層帯の西縁から西側地域に該当している。石狩低地東縁断層帯の動き(地震活動)は馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのが本質的なものであり、そのような地殻変動と関連して生じた沈降域に馬追沼が生じていた。

⑥ いわゆるハマナス砂丘は舞鶴遊水地付近の松浦武四郎「夕張日誌」の記述や、1910年発行5万分の1地形図「漁」などを参考にとらえると、旧馬追川に注ぐ馬追川の河口の南東側の沼岸に相当していたことが明らかである。

引用文献

畔柳晶仁・森本淳子・志田祐一郎・新庄久尚・矢部和夫・中村太士, 2019, 遊水地造成に伴う湿地植生の回復—千歳川流域舞鶴遊水地の事例—. 日本緑化工学会誌, **45**, 45-50.

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—石狩平野西部 月ヶ湖南西岸の場合—. 日本花粉学会会誌, **40**, 25-37.

Hustedt, F., 1930, Die Kieselalgen Deutschlands, Osterreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der ubrigen Lander Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In

Rabenhorst, L., ed., *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Osterreich und der Schweiz, Teil 1*, 920p, Akademische Verlags-gesellschaft, Leipzig.

池田 実, 1996, 松浦武四郎「夕張日誌」地名解説(夕張郡史料). 長沼町歴史文化研究会, 空知地方史研究協議会編集「白鳥の道・日の出国へ」, 153-239.

Kitagawa, H. and Matsumoto, E., 1995, Carbon isotope variation within trunks of Japanese cedars from Yakushima Island, southern Japan. *Geochemical Journal*, **29**, 149-153.

北川浩之・松本英二, 1998, 屋久杉年輪の炭素同位体比変動から推定される過去2000年間の気候変動. 気象研究ノート, 191, 1-13.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1986, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 1 Teil : Naviculaceae*. 876p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1988, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 2 Teil : Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae*. 610p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1991a, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 3 Teil : Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. 576p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1991b, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 4 Teil : Achnanthaceae Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolata) und Gomphonema*. 437p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

栗田裕司・横井 悟, 2000, 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石油技術協会誌, **65**, 58-70.

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.

丸山道子, 1976, 松浦武四郎著「夕張日誌」(現代語訳). 札幌・凍土社, 109P.

森本淳子・畔柳晶仁・ト部 覚・鈴木 玲・木村浩二・三輪哲哉・志田祐一郎・岡 孝雄, 2017, 農地切り下げ面に再生した湿地植生のポールカメラによるモニタリング. 日本緑化工学会誌, **43**, 324-326.

長沼町史編さん委員会, 1977, 長沼町九十年史.

- 1295p.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平, 2018, 南
西北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学: 支
笏-洞爺火山地域の噴火履歴. 地質学雑誌, **124**,
473-489.
- 中塚 武, 2022a, 気候適応の日本史, 人新世をのり
こえる視点. 吉川弘文館, 歴史文化ライブラリー
544, 246p.
- 中塚 武, 2022b, 樹木年輪セルロースの酸素同位体比
からみた古代日本の気候変動. 国立歴史民俗博物館研
究報告, 232, 11-30.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会編, 1986, 日本の地
質3「関東地方」. 335p.
- 日本地質学会地質基準委員会編著, 2001, 地質基準. 共
立出版, 180p.
- 西田 茂, 2006, 石狩低地帯南部における遺跡の形成と
水位の変動. 北海道考古学, 42, 109-116.
- 西田 茂, 2009, こんな場所に六三〇〇年前の集落があっ
た. 「新千歳市史」機関紙「志古津」, 9, 15-20.
- 岡 孝雄, 1998, 国営農地再編整備事業計画地区, 千歳
地区表層地質調査報告書. 121p, 北海道開発局農業
水産部・北海道立地下資源調査所.
- 岡 孝雄, 2007, 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質
と第四紀末テクトニクス-上部更新-完新統の層序・
層相・構造一. 北海道立地質研究所報告, 78, 99-
148.
- 岡 孝雄, 2012, 石狩低地帯東縁断層帯. 北海道新聞社「北
海道の地震と津波」, 136-139.
- 岡 孝雄・星野フサ・松井 昭・関根達夫・米道 博,
2024, 北広島市街地北部とその東側地域の第四紀の
地質と花粉層序. 総合地質, **7**, 27-54.
- 岡 孝雄・星野フサ・南 雅代・中村俊夫・若松幹男・近藤 務・
関根達夫・米道 博, 2021, 北海道中央部における8
世紀以降の植生・気候変遷の解明の試み. 名古屋大学
年代測定研究, 5, 23-29.
- 岡 孝雄・田近 淳・大津 直・廣瀬 亘・岡崎紀俊・
石丸 聡, 2001, 北海道, 北海道活断層図No.3「石
狩低地帯東縁断層帯」, 活断層図とその解説. 157p.
- 小野潤一・竹内一重・梅田安治, 1982, 長都沼とその周
辺低地における排水と農地の開発(1)一技術史一.
土木試験所報告, 79, 1-27.
- Reimer P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A.,
Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M.,
Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes,
P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J.,
Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning,
S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C.,
van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D.
A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M.,
Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M.,
Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R.,
Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig,
F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020,
The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon
age calibration curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon,
62. 725-757.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W.,
Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.
E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M.,
Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H.,
Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann,
D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F.,
Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R.
W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R.,
Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht,
J., 2013, Intcal 13 and marine 13 radiocarbon
age calibration curves 0-50,000 years cal. BP.
Radiocarbons, 55, 1869-1887.
- 陸地測量部, 1910, 5万分の1地形図「漁」.
- Round F E, Crawford R. M. and Mann D. G.,
1990, The Diatoms. Biology and morphology
of the genera. 747p, Cambridge University Press,
Cambridge.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2023,
大規模噴火データベース (<https://gbank.gsj.jp/volcano/ledb/>) 「支笏カルデラ」.
- 島 絵梨子・小川直樹・村田陽子, 2014, 舞鶴遊水地の
整備後の植生環境について-維持管理を見据えた環境
整備一. 第58回(2014年度)北海道開発技術研究発
表会発表論文集, 11, 6p.
- 高橋英樹・松井 洋, 2015, 北海道維管束植物目録. 松
井洋(出版). 280p, 札幌.
- 安井 賢・藤田 剛・木村 廣・渡辺 勇・吉田真見子・
ト部厚志, 2007, 越後平野北部の沿岸湖沼の珪藻化
石群集と環境変遷史. 地球科学, **61**, 49-62.
- 馬追団体研究会, 1983, 北海道中央部馬追丘陵南東の中・
上部更新統一2つの海進について一. 地球科学, **37**,
8-21.
- 馬追団体研究会, 1987, 石狩低地帯東縁部更新統層序と
古地理の変遷について一. 地球科学, **41**, 303-319.

- Witkowski A., Lange-Bertalot H. and Metzeltin D., Scientific Books.
2000, Diatom flora of marine coasts I . In Lange-
Bertalot, H., ed., *Iconographia Diatomologica* 山田悟郎・和田信彦・赤松守雄, 1981, 苫小牧東方地
Annotated Diatom Micrographs, 7, 925p, Koeltz 域の中・上部更新統一とくに厚真-鷓川付近の丘陵
地域一. 地下資源調査所報告, 52, 31-55.

Abstract

The Maizuru Retarding Basin of the Chitose-gawa River system, occupies a plot of the area of Maoi-numa reclaimed after World War II . The authors examined subsurface stratigraphy and geologic features under the ground by drilling documents with Maizuru Basin and its adjacent area, revealing the presence of alluvial deposits of more than 25 m thick. About the top of the formation, they worked on geological observation of construction section in the basin and agriculture drainage wall in its neighboring area, and performed AMS¹⁴C-dating, and pollen and diatom analysis. In the southeast of the basin, the uppermost 2 meters (of the basin deposits) consists of the layer of cultivation disturbance soil or embankment, the humus peat layer (peat layer A), Ta-a (1739 fall of ash), the gray mud layer (quality of silty clay ~ clay, sediments of Maoi-numa) and the layer of fiber peat (peat layer B) in descending order. The AMS¹⁴C-dating suggests that the parts more than this peat layer B, it became clear the sediment of period for more than 1,200 years, from an end of the Nara era to date. Diatom assemblages from the gray mud member, containing 1-15 % marine and brackish species, show a closed wetland formed just after the Jomon transgression peak. This shows the possibility that this area was wetlands which were confined on the land after the Jomon transgression peak. Pollen analyses indicate that relatively warm environment has been maintained over the last 2000 years, although, slightly chilly environment is presumed around AD 1800, the latter half of the Edo era.

<自由投稿>

ライマンと北海道—日米文化交流の視点から—

関 秀志¹⁾

Benjamin S. Lyman and Hokkaido

- From the view of cultural exchange between Japan and the United States -

*Seki Hideshi*¹⁾

2024年4月18日受付

2024年8月1日受理

1) 北海道史研究協議会 会長, 〒065-0043 江別市野幌代々木町30-13

Nopporo yoyogi-cho 30-13, Ebetsu City, Hokkaido 069-0817, Japan

Corresponding author: Hideshi Seki

Keywords: Benjamin S. Lyman, Hokkaido Colonial Department, geological survey of Hokkaido, cultural exchange, Lyman Collection

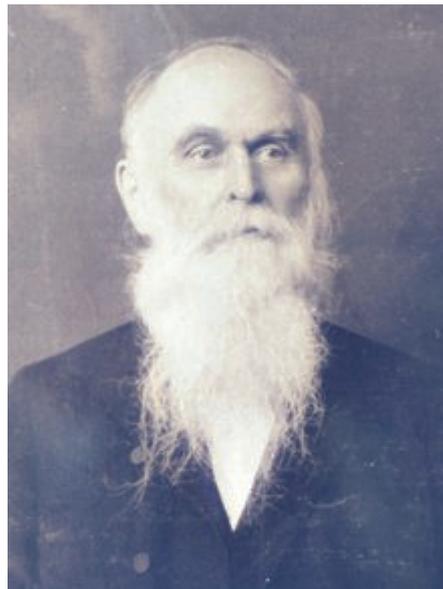
1. はじめに

ベンジャミン・スミス・ライマン (Benjamin Smith Lyman, 1835 ~ 1920) は、開拓使が北海道開拓のために招いた「お雇いアメリカ人」の一人で、明治6年(1873)に来日し、同8年まで地質測量鉱山士長として北海道の地質・鉱床調査に従事し、その後、内務省、工部省に移り、同13年に日本を去るまでのおよそ8年間にわたり、調査と報告書の作成を行うとともに、優れた鉱山技術者を育て上げ、日本、特に北海道の炭鉱などの鉱業開発と地質学の発展に多くの功績を残した。

彼の業績については、既に多くの文献で紹介され、北海道開拓記念館(現北海道博物館)、北海道大学総合博物館などで特別展示会も開催されている。

本稿は、一般にはあまり知られていない地下資源調査以外の北海道開拓政策に関する指導・助言や、親日家だったライマンの日本での暮らしぶりや日本・日本人観、彼が日本で収集・記録し郷里のマサチューセッツに残した膨大な日本・北海道関係資料(ライマン・コレクション)及び道民も協力したその保存運動などに重点を置き、日米文化交流史の視点から見ることにしたい。

なお、本稿は2023年5月27日、北海道大学総合博物館で開催された「ライマン来道150周年・2023年度“地質の日”記念講演会」(主催:地質の日記念事業実行委員会、共催:北海道大学総合博物館)における筆者の講演資料に加筆したものである。



第1図 ベンジャミン・スミス・ライマン(地質測量鉱山士長) [U.MASS]

[註] 図の末尾に記した所蔵機関の略称は次のとおり。

- ①北海道大学附属図書館→〔北大〕, ②マサチューセッツ大学アマースト校図書館→〔U.MASS〕, ③フォーブス図書館→〔FORBES〕, ④ 略称の記載のない図は筆者所蔵・撮影。

2. ベンジャミン・スミス・ライマンの略歴

ライマンの略歴は、次のとおりである。

1835(天保6)年12月11日、マサチューセッツ州ノーサンプトンの旧家に生まれ、ハーバード大学卒業後、フ



第2図 マサチューセッツ州地図 (北海道・マサチューセツ協会『10周年記念訪問団交流記録』2001(平成13)年

ランス, ドイツに留学し, 地質・鉱山学を学ぶ。

1862(文久2)年 帰国。その後, 国内の地質・鉱床調査, インドの油田調査等に従事。

1873(明治6)年1月 来日(37歳)。茅ノ澗炭田・積丹半島, 幌内炭田, 道南部沿岸等を調査し, 第1期調査報文を提出。

1874(明治7)年 石狩川・十勝川流域および北海道沿岸をほぼ一巡し, 調査報文・地図を提出。

1875(明治8)年 札幌・石狩・幌内地方(茅ノ澗・幌内・空知炭田等)を調査。幌内鉄道路線(幌向太一幌内)を測量。

1876(明治9)年 「北海道地質総論」・「日本蝦夷地地質要畧之図」などを提出。開拓使から内務省に移り, 新潟・長野の油田を調査。

1877(明治10)年 工部省に移り, 静岡・新潟の油田, 東北・長野・北陸地方の地質調査に従事。

1878(明治11)年 静岡・新潟の油田, 東北・北陸・中国・九州・四国・近畿地方の地質・油田調査に従事。門下生, 地質学社を創立。

1879(明治12)年 四国・近畿・東海地方を巡視。7月契約満期。『地学雑誌』発刊(翌年, 16号で終刊)。

1880(明治13)年12月 離日。翌年, ノーサンプトンに帰る。

1882(明治15)年 「日本油田之地質及ヒ地形図」を私費で印刷し, 旧門下生(助手)に贈る。

1887(明治20)年 フィラデルフィアに移り, ペンシルベニア州立地質調査所副長に就任(1895年まで)。

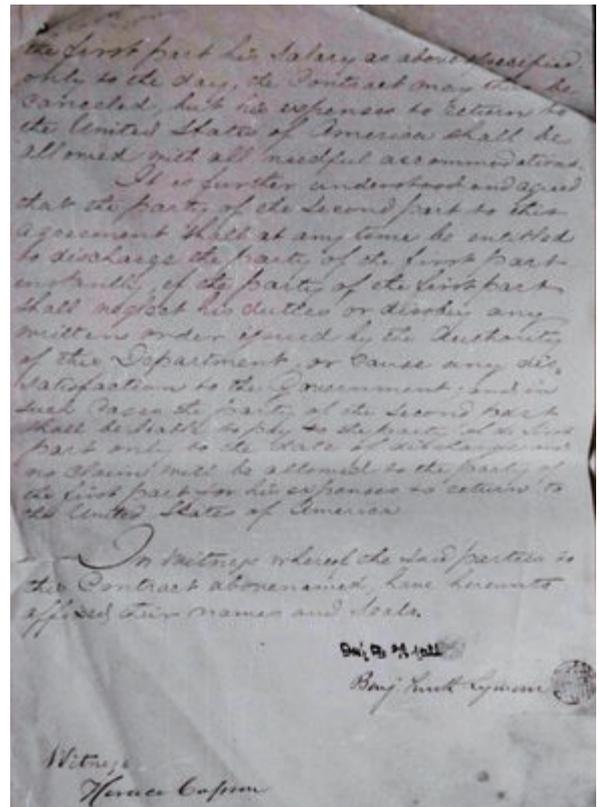
1895(明治28)年 フィラデルフィアに事務所を開設し, 鉱山会社の顧問技師となる。この頃, 日本に関する多数の論文を雑誌に発表。

1906(明治39)年12月 日本で旧門下生と再会。

1920(大正9)年8月30日 フィラデルフィアで死去(84歳)。



第3図 ライマンの旧宅 [左] ノーサンプトン市(現スマイス・カレッジの寮), [右] フィラデルフィア市〔北大〕



第4図 開拓次官黒田清隆とライマンの雇用契約書
1873(明治6)年, 立会人H.ケプロン〔U.MASS〕

3. 明治初期における開拓使の欧米技術・文化導入とライマン

明治政府は近代化を目的とした殖産興業政策を推進するために, 広い分野にわたり多数の外国人専門家を招いた。開拓使が雇った外国人78人の内, アメリカ人が48人を占め, なかでも, 最高顧問のホーレス・ケプロン, 札幌農学校教頭ウィリアム・S・クラークなどマサチューセッツ州出身者が主導的役割を果たし, ライマンもその一人である。

3-1. 地質・鉱床(地下資源)調査

ライマンの待遇と調査内容は, 以下のとおりである。

職名: 地質学鉱山学教師・地質測量鉱山士長, 地質長兼鉱山士(師)・地質兼鉱山士長 (Chief Geologist and Mining Engineer)



第5図 [左] ホーレス・ケプロン (開拓使教師頭取兼顧問)〔北大〕 [右] ウィリアム・スミス・クラーク (札幌農学校教頭)〔北大〕

契約期間：1872年12月7日 (明治5年11月7日)より3カ年 (延期, 明治9年2月内務省, 同10月2日工部省)

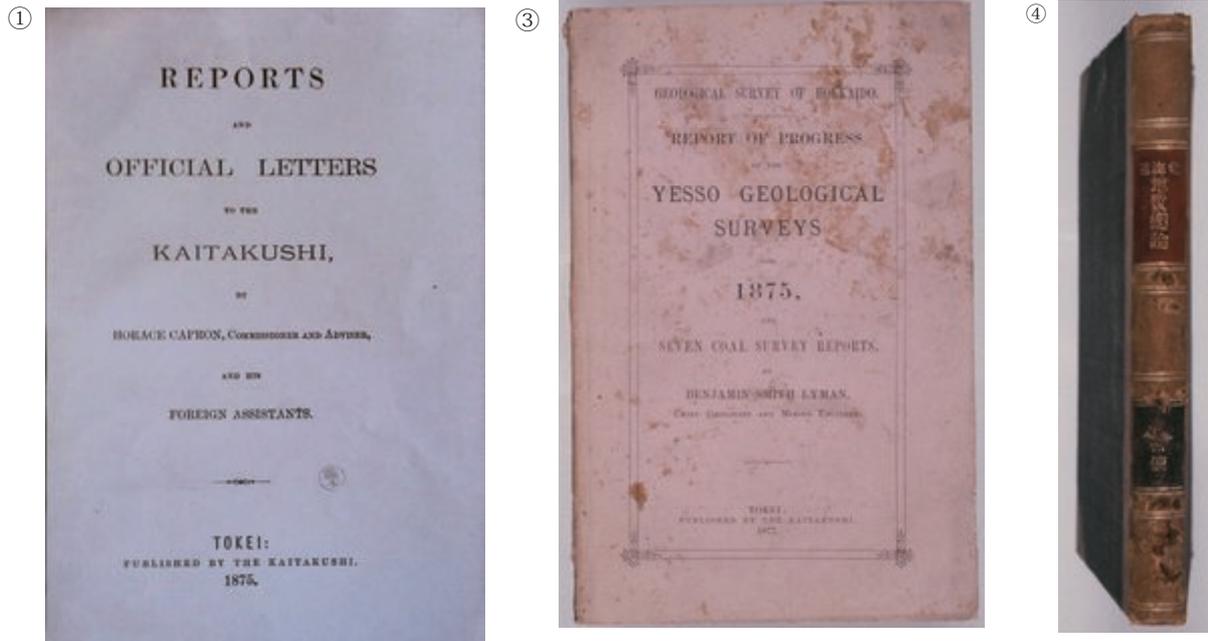
年俸：メキシコ銀7,000ドル〔ケプロン10,000ドル, W.S. クラーク金貨7,200円〕

北海道の調査期間：明治6(1873)年～同8(1875)年, 春～秋 (冬期は東京で調査のまとめ, および報告書作成)

調査の内容：主な調査目的は有用鉱産物の発見とその開発で, それと共に地質の調査, 標本の採集を行う。最も力を注いだ鉱産物は, 石炭〔茅ノ澗 (現在の茅沼), ポロナイ (幌内), ヌッパオマナイ (月形), マクンベツ (静内), ビバイ (美唄) などの煤田 (炭田))で, 石炭以外では金・鉄・石油・硫黄・石灰岩・泥岩・マンガン・鉛・建築用石材など。

当時の踏査地は, 海岸部以外は大部分が道のない未開の原野・山林で, 宿泊施設がないため野営が多く, 危険と困難を伴った。調査には地質鉱山測量補助 (Assistant Geologist and Mining Engineer) のヘンリー・スミス・マンロー, 山内徳三郎外10余名の若い助手たち, 案内と食糧・資材の運搬を兼ねたアイヌの人たちが参加し, 調査隊は数十名に及ぶこともあった。

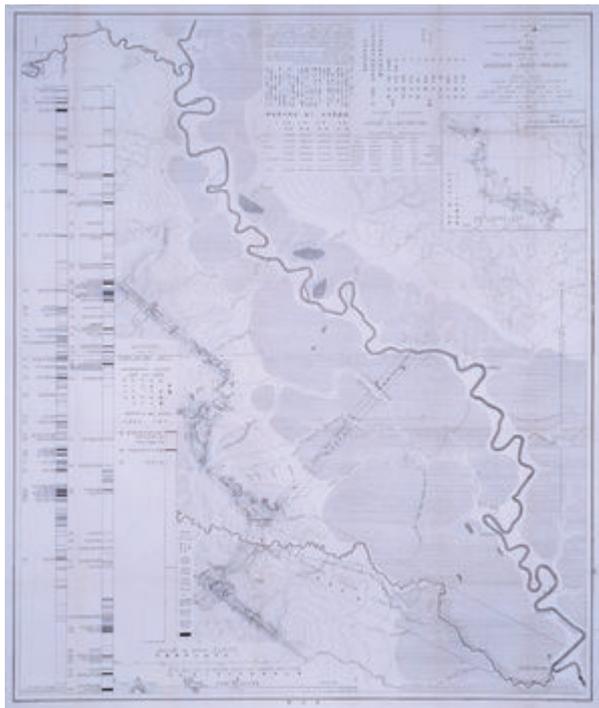
調査報告書と地質・鉱産図：1877 (明治10) 年『北海道地質測量報文』 (英文および和文), 1878 (明治11)



第6図 ライマンの報告書・論文



- ① REPORTS AND OFFICIAL LETTERS TO THE KAITAKUSHI, BY HORACE CAPRON, COMMISSIONER AND ADVISER, AND HIS FOREIGN ASSISTANTS. PUBLISHED BY THE KAITAKUSHI, 1875. 和訳版は『開拓使顧問ホラシケプロン報文』1879 (明治12) 年, 開拓使。ライマンや助手のマンローの調査報告書を含む。
- ② 北海道地質測量報文』— 1877 (明治10) 年, 開拓使 [U.MASS].
- ③ REPORT OF PROGRESS OF THE YESSO GEOLOGICAL SURVEYS FOR 1875, AND SEVEN COAL SURVEY REPORTS, BY BENJAMIN SMITH LYMAN, CHIEF GEOLOGIST AND MINING ENGINEER, PUBLISHED BY THE KAITAKUSHI, 1877 図7-②の英語版 [U.MASS].
- ④ 『北海道地質總論』— 1878 (明治11) 年, 開拓使 (英語版は前年発行) [U.MASS]



第7図 ライマンの地図〔北大〕

- ① [上]「日本蝦夷地質要畧之圖」1876(明治9)年, 開拓使(英文標題付)
- ② [下]「大日本北海道石狩煤田各所ノ測量ヲ合併セル地質的兼地理的圖」1876(明治9)年, 開拓使(英文標題付)

年『北海道地質總論』(英文は前年), 1876(明治9)年「日本蝦夷地質要畧之圖」(明治9<1876>), 1882(明治15)年「日本油田之地質及ヒ地形圖」など。北海道に関する報告書・論文20種以上, 同地質・地形図26種, フィールドノート18冊。

これらの報告書・地図は我が国の近代科学技術史の重要資料であり, 北海道・日本の鉱業開発と地質学の発展に貢献した。

さらに, その内容は, 地質・地下資源にとどまらず, 明治初期の北海道各地の状況と先住民族アイヌの人々の社会・文化を知る上からも価値の高い踏査記録となっている。

3-2. 優れた鉱山技術者の養成—技術教育—

ライマンの調査には10余名の日本人の青年たちが助手(地質補助)として参加。

元開拓使仮学校生徒: 稲垣徹之進, 桑田知明, 賀田貞一, 三澤思襄, 坂市太郎, 齋藤武治, 高橋(杉浦)襄三, 前田精明, 山際永吾, 西山正吾, 島田純一

開拓使御用掛等: 山内徳三郎, 秋山美丸, 前田本方, 安達仁造など。

事前教育: 東京におけるライマンとマンローによる初歩的な数学・物理・化学, 地質測量, 地質・鉱物学の指導。

現地指導: 調査旅行中は助手たちと寝食を共にし, 実用的な地質学と地質調査の方法を指導。

冬期間の指導: 東京で製図方法や基礎的教育を実施。

教え子たちの活躍: ライマンの帰国後, 門下生たちは工部省鉱山局, 開拓使, 農商務省, 北海道庁の地質調査・炭鉱開発等の技術者となり, さらに, 鉱山会社の技術者・経営責任者へと転身するものが輩出し, 我が国, 特に北海道・九州・常磐の炭鉱をはじめとする鉱業の発展に重要な役割を果たした。〔山内—幌内炭鉱, 島田・山際—幾春別炭鉱, 坂—夕張炭鉱・坂炭鉱, 稲垣—三池炭鉱, 西山—三井鉱山(三井砂川), 安達—古河鉱業, 稲垣—明治炭鉱, 杉浦—別子銅山, 島田—日本鉱業会初代理事など〕

3-3. 北海道開拓政策に関する指導・助言

ライマンは調査報告書や書簡の中で, 地質・鉱床調査以外にも, 北海道開拓に関する多様な指導・助言を行った。

茅ノ澗(茅沼)炭鉱の改良: 幕末に箱館奉行が開坑した炭鉱の再開発。〔「茅沼炭山採掘見込報告」(英文), 1875(明治8)年〕

鉄道建設: 幌内鉄道の路線測量など。〔1875(明治8)年〕

道路整備: 原野・沿岸道路と市街地の整備など。〔「北海道道路開通論」(英文), 1873(明治6)年〕

港湾整備: 茶津内・渋井両港(茅沼村)測量。〔「北海道岩内近傍澁井茶津両港概略測量之圖」1874(明治7)年〕

気象予報: 通報網の整備。〔「大日本気候報文」(英文), 1873(明治6)年〕

炭鉱経営: 官営批判(民営論)

博物館設立: 開拓使博物場・物産館(北海道を紹介するための鉱物・動植物・農水産物標本・アイヌ・和人の民俗資料, 写真・地図・図書を収集・陳列する展示・教育施設)の設置。〔1874(明治7)年〕

開拓政策の基本方針: 政府が力(国家資本)を投入す



第8図 ライマンと門下生・助手たち

- ① [左上] 1880 (明治13)年, 東京麹町平河町のライマン邸にて [U.MASS]
- ② [右] ヘンリー・スミス・マンロー (地質鉱山測量補助) [コロンビア大学]
- ③ 1907 [左下] (明治40)年, ライマンと旧助手たちとの再会 [U.MASS]

べきは開拓に不可欠な基盤整備事業であり, 開拓事業 (移民・産業開発など) は民間資本に任すべし。

4. 日米文化交流とライマン―異文化への関心

ライマンは, アングロサクソン系のマサチューセッツ移民の名門出身であることにプライドをもち, 当時のニューイングランドの知識人に多く見られた近代的な合理主義・自由主義・個人主義など西洋的価値観を有する優秀な科学者・技術者であるとともに, 日本の東洋的伝統文化にも強い関心を抱き, 理解しようと努めた大の親日家であった。

4-1. 親日家ライマン

ライマンの人柄から開拓使の問題点を指摘していたが, 日本人の特性を理解した親日家であった。

和名: 邊士來曼, 來岷, 邊司來曼

人柄: 几帳面・勤勉・実直・潔癖・厳格な性格。意欲的・積極的で, 使命感・正義感・責任感・自己主張が強い。菜食主義者, 終生独身。

開拓使との対立: 人柄を反映して, しばしば開拓使と対立し, 批判をくりかえす。通訳・助手への指揮・命令権, 開拓使仮学校生徒の卒業後の奉職義務, 開拓使女学校生徒との結婚問題, オランダ人女性教師に対する役人の無

礼, 役人の怠慢と権威 (官僚) 主義, 役人と商人の癒着, 国家の放漫財政 (予算の無駄遣い), 官営方式 (国家資本) による北海道開拓 (官営工場, 保護移民など) 計画と不透明な事業内容など。

日本・日本人観: 当時の日米関係を「西洋昔物語―森 (もり) の中 (なか) にねむる美女 (うつくしきおんな)」 (Sleeping Beauty) に登場する美麗女 (日本) と王子 (わかぎみ) (米国人) にたとえ, 近代化が遅れている日本を指導し, 発展に協力するのがアメリカ人であるととらえる (図9)。また, 日本人の習慣はアメリカ人のそれと著しく異なるが, 必ずしも一方的に劣っているとは断定できない。日本人は直観的・皮相的・現実的で, 感覚的な洞察力に優れ, 模倣は得意であるが, 西洋人のもつ思考力, 論理性, 創造性に劣り, 真の芸術に必要な深遠さに乏しい, ともとらえる。その一方, アメリカ人について, 自己主張が強く, エネルギッシュで, 利己的なサクソン民族は, 従順で思いやりがあせり, 献身的で親しみやすい日本人と比べ, 優しさと感じの良さで劣る, とも述べている。

4-2. 日本文化への興味・関心

日本語の修得: 彼の業務には日本人の通訳が同行したが, 自ら積極的に日本語を修得し, 日本文化を理解しよ

うと努めた。日本語の練習帳や日記、標題に振り仮名(カタカナ)を付けた図書などが多くみられ、書道も学んだ。さらに、先住民族の言語・アイヌ語の修得にも努めた。

図書・絵画収集： 広い分野にわたる文献や浮世絵・工芸品などを多数収集。〔ライマン・コレクション参照〕

日本での暮らし： 東京では日本庭園付きの和風邸宅(元旗本の「屋敷」)に住み、和食も好み、芝居・落語・義太夫・操り人形・琴・三味線など日本の伝統芸能を楽しむ。屋敷門前の長屋には彼の助手・料理人・門番・馬丁も住んだ。〔ライマン・コレクション参照〕

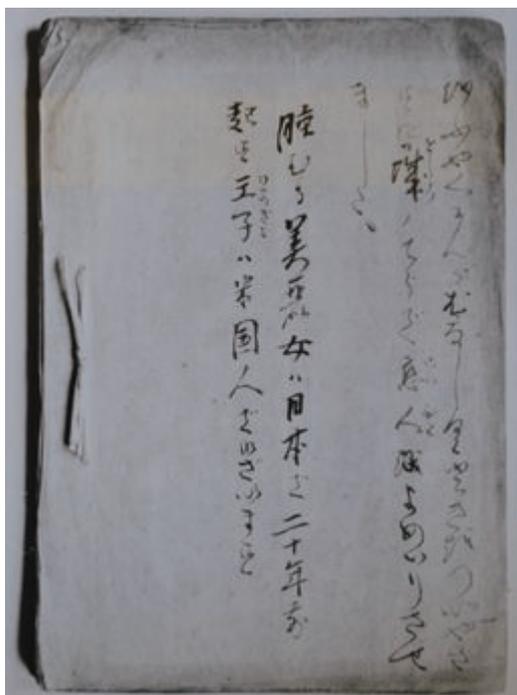
日本の紹介：“Notes on Japanese Grammer”(「日本語の文法について」1877～78)，“The Character of the Japanese”(「日本人の国民性」1885)，“Japanese Sword”(「日本刀」1895)，“The Petroleum Industries of Japan”(「日本の石油産業」1896)などを著し、日本を広く紹介。

帰国後の交流：中嶋 徳(東京時代の馬丁の子息)の教育、門下生・日本人留学生などとの交流・支援が続いた。

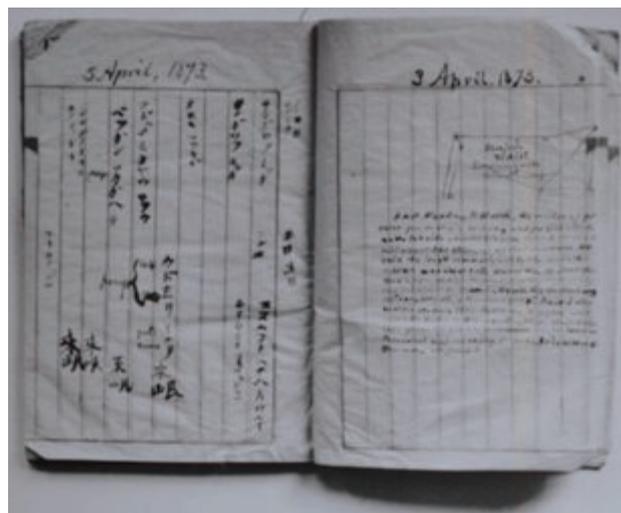
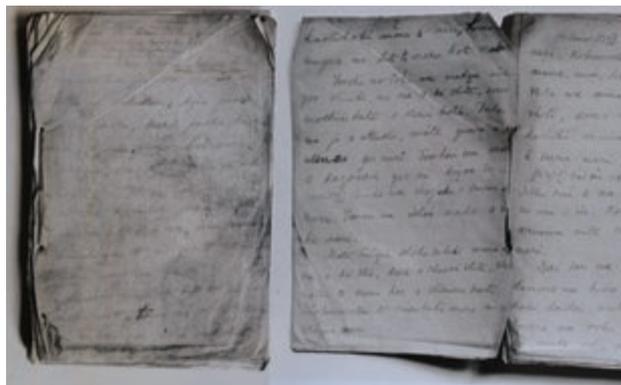
4-3. フォーブス図書館旧蔵のライマン・コレクション

ライマンは几帳面な性格の人物で、親日家でもあったので、彼の死後、日本・北海道関係資料を含む膨大なコレクションが残され、遺族から米国哲学協会、ペンシルベニア歴史協会、郷里ノーサンプトン市のフォーブス図書館などに寄贈された。

フォーブス図書館には1921年、約5,000点が寄贈さ



第9図 ライマン訳『西洋昔物語—森の中にねむる美女』1875(明治8)年、ヨーロッパの民話“Sleeping Beauty”の和訳(助手たちも協力)、手書き(毛筆) 10 [U.MASS]



第10図 日本語習得の記録 [上] 練習帳(ローマ字), [下] 日本語の日記: 1873(明治6)年4月 [U.MASS]

れ、その内の日本関係資料約2,000点がマサチューセッツ農科大学(現マサチューセッツ大学アマースト校)の板野新夫助教授とアマースト大学学生中川久順の協力により整理された。

その内容は社会・歴史・文化・科学技術史研究などで、一級資料が多く含まれる。

○ライマンの作成した報告書・論文・地図・フィールドノート類

先に述べた専門の地質学関係以外のものを含む広い分野にわたる著作物150以上。日本滞在中のフィールドノート40冊のうち北海道関係が18冊を占める。

○往復書簡

往復書簡(控)の綴は、30冊(1864～1892)。ライマンは手まめな人物で、発信した書簡の控(写し)を多く残した。日本滞在中のものは8冊で、黒田清隆・榎本武揚・大島圭介・フェノロサなど著名人宛のものも多い。

○図書・地図類

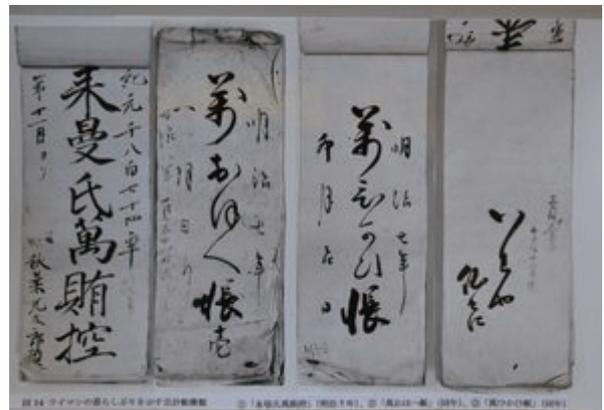
ライマンの蔵書(和書・漢籍・洋書)は約4,000冊。この内、和書は江戸後期～明治初期の出版物が大部分を占め、その内容は、地質学・思想・哲学・文学・歴史・



第11図 ライマンの邸宅—東京平河町（元旗本屋敷），1877（明治10）年～18782年頃〔U.MASS〕
 [左上]和風庭園，[右上]Dining Room(食堂)，[左下]Living Room(居間)，[中下]Office(事務室)，[左下]Library(書齋)



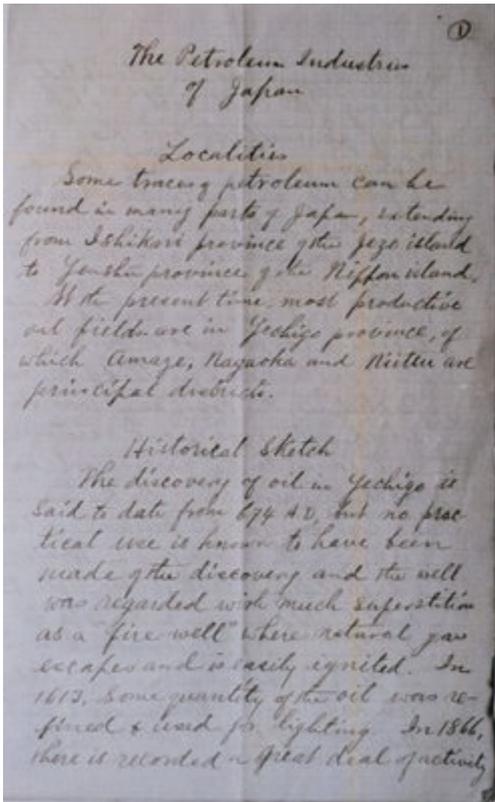
第12図 和装のライマン（右）：1880（明治13）年頃，東京平河町のライマン邸庭園〔U.MASS〕



第13図 ライマンの暮らしぶりを示す会計帳簿類〔U.MASS〕
 左から [上]「来曼氏萬賄控」（明治7年）、「萬おほへ帳」（同年）、「萬ひかひ帳」（同年），[下]「御通」（明治11年）、「日記」（明治10年）

地理・美術・自然科学・教科書・辞典・文法など多岐にわたる。日本地図は数百枚。彼の日本への関心の広さと深さがうかがえる。

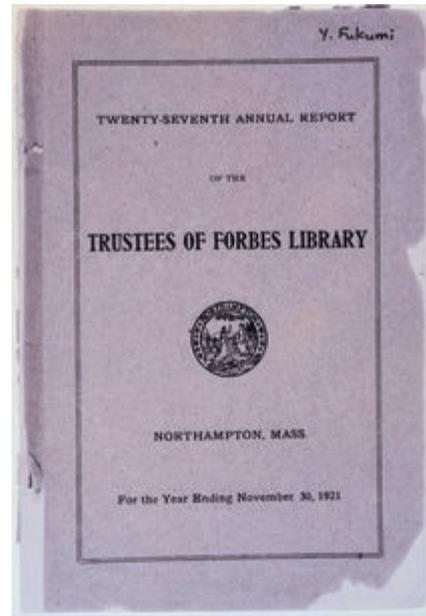
北海道関係では、上原熊次郎『蝦夷方言藻汐草』（1804）、松浦武四郎『東西蝦夷山川地理取調紀行（蝦夷）』



第14図 The Petroleum Industries of Japan : 「日本の石油産業」原稿, 1896(明治29)年 [U.MASS]



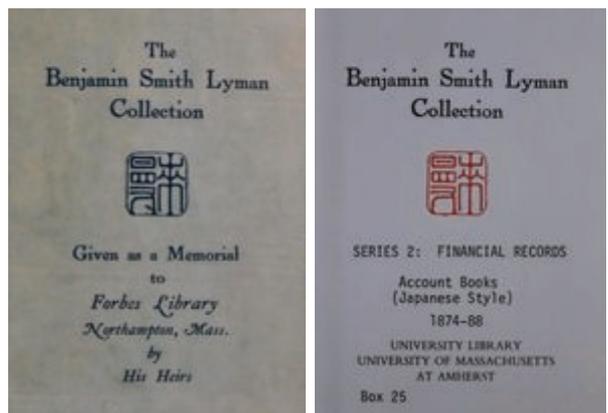
第16図 フォーブス図書館におけるライマン・コレクションの整理作業: 1921年 [FORBES]



第17図 フォーブス図書館の第27回年報 (コレクションの整理作業): 1921年 [FORBES]



第15図 ライマン・コレクション旧所蔵機関のフォーブス図書館: 1981(昭和56)年, マサチューセッツ州ノーサンプトン市



第18図 コレクションに貼られたラベル [左] フォーブス図書館 [右] マサチューセッツ大学アマースト校図書館 [U.MASS]

夷日誌, 10種』(1861~1878), 津田 仙『北海道開拓雑誌』1~41(1880~1881), 北海道庁地理課(西山正吾)『北海道鉱床調査報文』(1896), 松浦竹四郎『東西蝦夷山川地理取調図』(1859)などの重要文献が多い。

○書画・写真類

浮世絵などの書画, 東京の邸宅・助手・日本各地の写真,

○会計簿・大福帳・領収書綴類)

日本滞在中のもの約40冊。食生活, 書籍・地図・工芸品などの購入, 大衆芸能の鑑賞など暮らしぶりがわか

る。

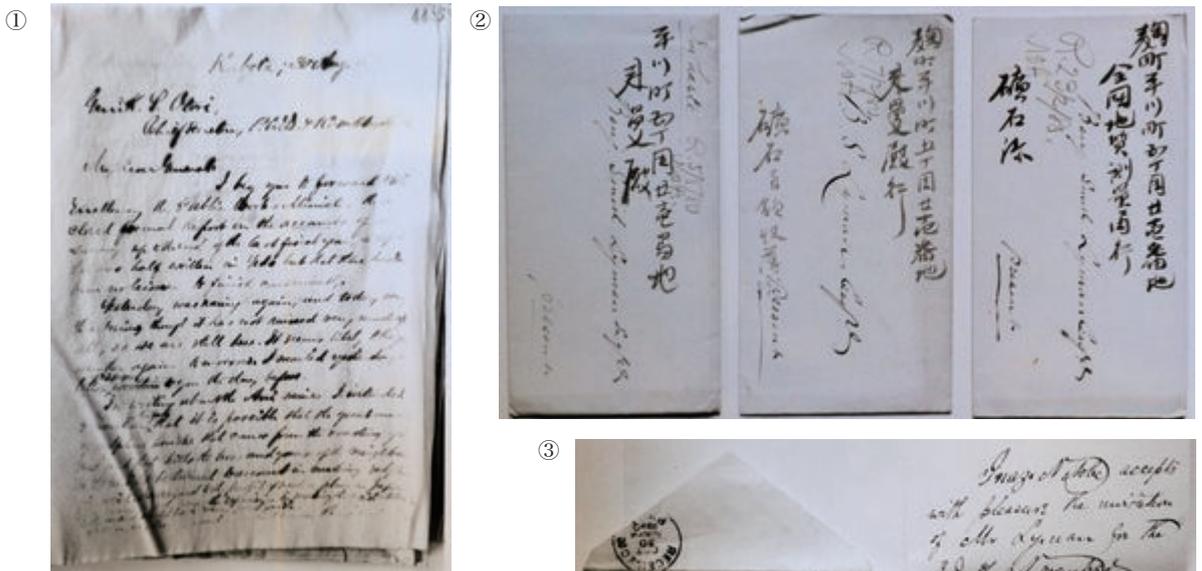
4-4. コレクションの保存運動

1985(昭和60)年, フォーブス図書館が財政難からコ



第19図 報告書・論文・地図・フィールドノート

- ① [左] GEOLOGICAL NOTES BY HENRY S. MUNROE, E.M., Professor of Geology and Mining in the Imperial University of Tokio, and Formerly Assistant Geologist to the Kaitakushi. PUBLISHED BY THE KAITAKUSHI. 1876. 東京大学教授で元開拓使の地質鉱山測量補助マンロー（ライマンの助手）の報告書：1876（明治9）年，開拓使〔U.MASS〕
- ② [中] 「日本北海道山越内石油地方畧測之地質及び地理的の圖」1875（明治8）年，開拓使（英文標題付）〔北大〕
- ③ [右] フィールド・ノート (Survey Note Book L10):1874（明治7）年5月28日（北海道室蘭トッカリモイの部分）〔U.MASS〕



第20図 書簡類〔U.MASS〕

- ① 大鳥圭介宛 ライマン書簡（控）－1877（明治10）年8月30日付
- ② ライマン宛 鉱石・領収書送り状－封筒4通，1880（明治13）年2・5月
- ③ ライマン宛 新渡戸稲造書簡－1890（明治23）年10月30日付

コレクションの売却を決定，近隣のマサチューセッツ大学アマースト校が購入し整理，保存することとなり，そのための資金募集運動が進められた。

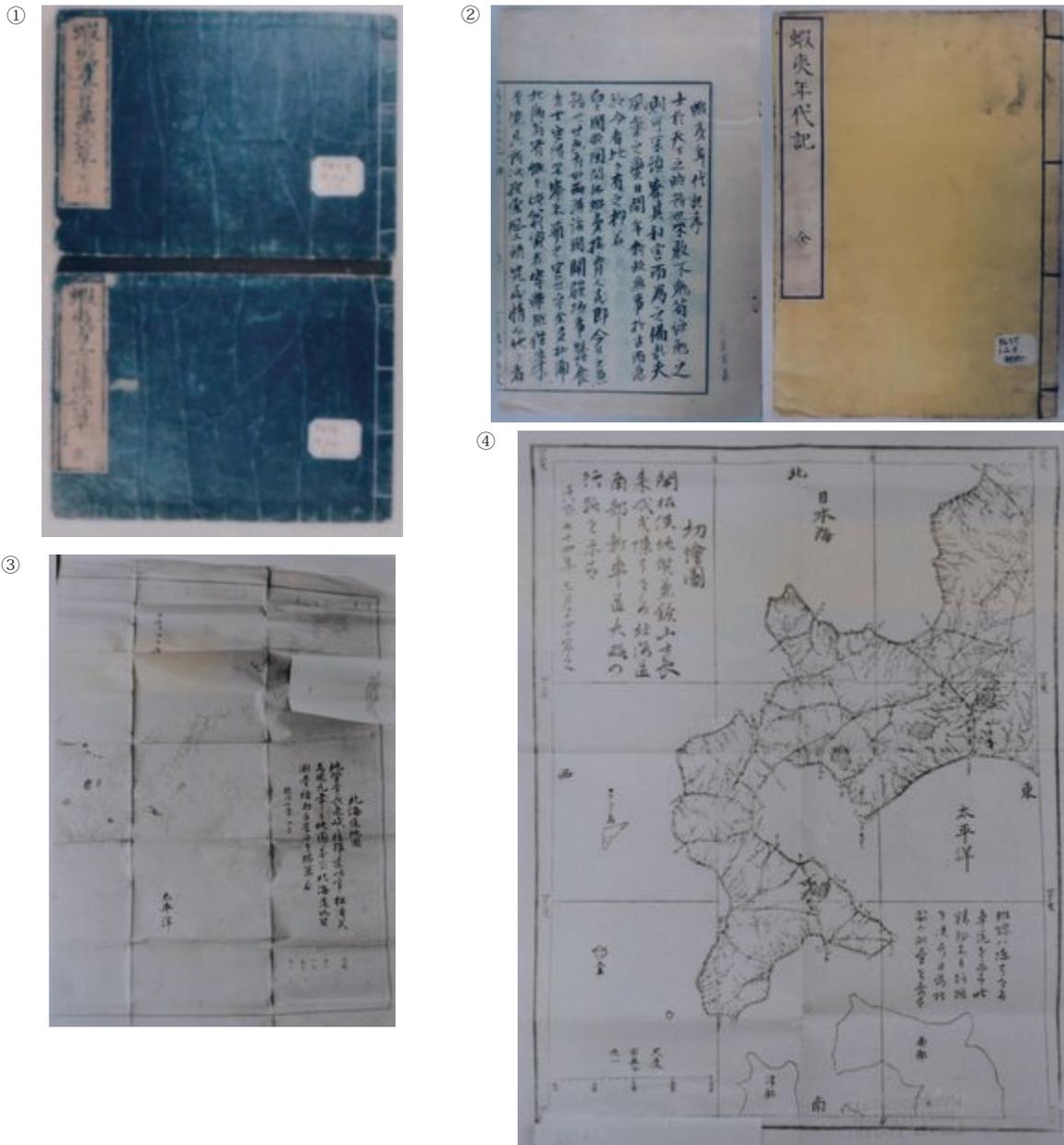
北海道でも，ライマン・コレクション保存協力委員会が結成され，募金活動に協力した。
〔保存活動の経過〕



第 21 図 北海道関係図書・地図 [U.MASS]

① 寺島良安『和漢三才圖會 卷第十三 異國人物』1715 (正徳 5) 年, ②鈴木牧之『北越雪譜 初編』1835 (天保 6) 年, ③瀧澤馬琴『里見八犬傳 第二・九輯』1840 (天保 11) 年, ④市川央坡『英國單語圖解上・下』1872 (明治 5) 年, ⑤ F.A. ボトル『豊(ほう)筑(ちく)石炭山(せきたんざん)報告書』1878 (明治 11) 年, ⑥地質學社(桑田知明・島田純一)編・発行『地學雜誌 第貳號』1879 (明治 12) 年, ⑦明治十三歳十月調査『日本出版書籍目録』

1980(昭和 55) 年 副見恭子 (マサチューセッツ大学 アマースト校図書館東洋図書主任司書), フォーブス図書館ライマン・コレクションの和書・漢籍・洋書(中国・日本関係)を借り出し, 整理・目録・解題作成に着手.



第 22 図 江戸時代～明治初期の図書〔U.MASS〕

①上原熊次郎「蝦夷方言藻汐草」1804(文化元)年, ②松浦武四郎「蝦夷年代記」1870(明治3)年, ③「北海道地図」(部分)1874(明治7)年—ライマンの指揮により松浦武四郎の蝦夷図を助手が複写し調査に使用, ④開拓使「切繪圖—北海道南部新車道大略行路圖—」1874(明治7)年(ライマンの道路建設案)

1983(昭和58)年 副見恭子, 東京でコレクション保存のための募金活動.

1984(昭和59)年 マサチューセッツ大学アマースト校図書館, コレクション調査.

1985(昭和60)年 フォーブス図書館, コレクションの売却計画を表明. マサチューセッツ大学の日本文学教授・日本史学教授・副見恭子ら, 同大学のコレクション購入運動を開始.

1987(昭和62)年 マサチューセッツ大学, コレクション(浮世絵を除く)を購入し, 整理・保存のための募金計画を決定. 北海道でも新聞・TV等が運動を紹介し,

支援の機運高まる. 11月, 副見恭子, 募金運動のため来道.

1988(昭和63)年6月 北海道でライマン・コレクション保存協力委員会発足(会長・樫原泰明)し, マサチューセッツ大学から募金協力依頼状と購入・保存経過報告書届く. 11月, 委員会の募金活動開始.

1990(平成2)年2月 北海道マサチューセッツ姉妹提携記念レセプションの席上, 樫原委員長からマサチューセッツ大学学長ナップ氏にコレクション保存資金を贈呈.

1995(平成7)年8～11月 北海道開拓記念館で「ラ



第 23 図 ライマンの会計帳簿類 [U.MASS]

①「萬ひかひ帳」1874 (明治7年) ②「選帳 壹」1874 (明治7年) ③「御留中日記」1877 (明治10年) ④人馬帳 (人馬継立帳)」1877 (明治10年) (工部省地質学士礦山士長 邊, 司, 来曼) ⑤官金出納日記撰帳 (DAYBOOK, JOURNAL, LEDGER) 1877 (明治10年)

ライマン・コレクション展」開催され、道民にコレクションを紹介。

(ライマン関係資料の主な所蔵機関)

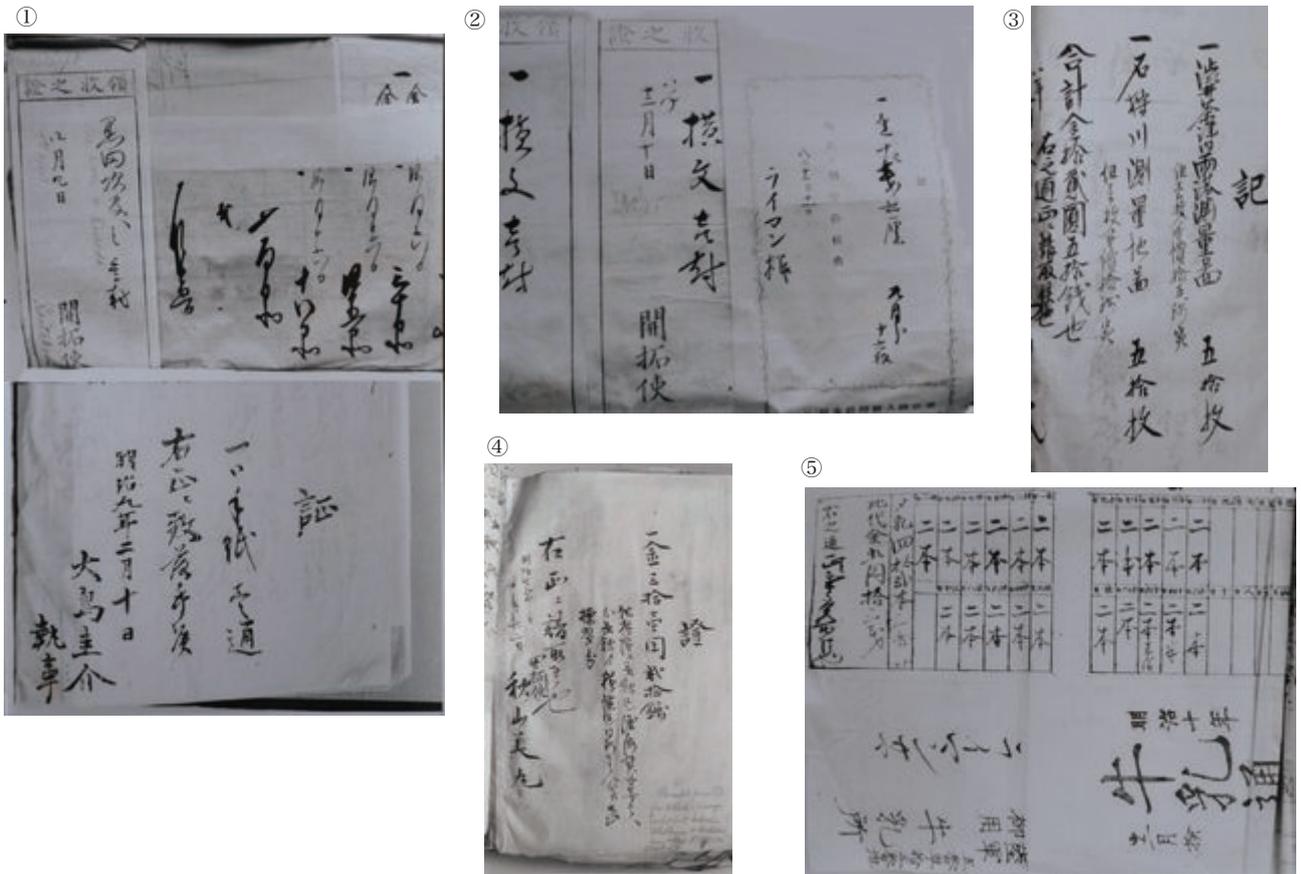
北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園・博物館：主に鉱物標本類。

北海道大学附属図書館：調査報文・論文(出版物と

原稿)、地質・地形図、書簡(原文およびペンシルベニア歴史協会ライマン文庫の写真複製)、写真など。

マサチューセッツ大学アマースト校図書館：上記、ライマンコレクション参照。

ペンシルベニア歴史協会図書館・アメリカ哲学協会図書館：書簡・地質調査記録・地図など。



第 24 図 ライマン宛領収書類 [U.MASS]

①書簡等領収証 [上] 開拓使 (黒田次官宛文書 1 封 [下] 大鳥圭介執事 (大鳥宛手紙 1 通), ②横文 (英文) 新聞代金領収証 [左], [中] 開拓使 (開拓使宛横文 1 封), [右] 東京繪入新聞社 (新聞 16 枚, 13 銭 6 厘), ③澁井茶津内両港測量圖「石狩川測量地圖」代金領収書—写真掛 (各 50 枚, 12 円 50 銭, ④横浜・函館間往復渡海賃領収証— 開拓使 秋山美丸 (1 人分, 31 円 20 銭), ⑤牛乳代金領収書— 陸軍御用牛乳所 (明治 10 年 12 月分, 42 本, 5 円 13 銭)

5. 終わりに

本稿には特に注を付してはいないが、末尾に掲げた参考文献など多くの先学の研究成果に負うところが多い。先ず、謝意を表したい。

また、本稿では、多くの図・写真等を紹介することに努めた。これらは本文で触れたとおり、マサチューセッツ大学アマースト校図書館の尽力によって購入・保存されたライマン・コレクションに含まれるものが多く、筆者が 1981 年に旧蔵機関のフォーブス図書館で複写した資料、ライマン・コレクション保存協力委員会の常任委員として募金活動に協力した際にご提供いただいた資料、さらに、1995 年、筆者の勤務先 (当時) の北海道開拓記念館 (現北海道博物館) における「ライマンコレクション展—明治初期の北海道とマサチューセッツ州の交流」の開催に伴う調査の際に複写した資料を利用させていただいた。当コレクションの保存活動に尽力された故副見恭子氏をはじめ、お世話になった関係機関の多くの方々に深く感謝いたします。

さらに、昨年の記念講演及び本稿の作成にあたり、宮



第 25 図 ライマン・コレクションを購入したマサチューセッツ大学アマースト校図書館 1995 (平成 7) 年

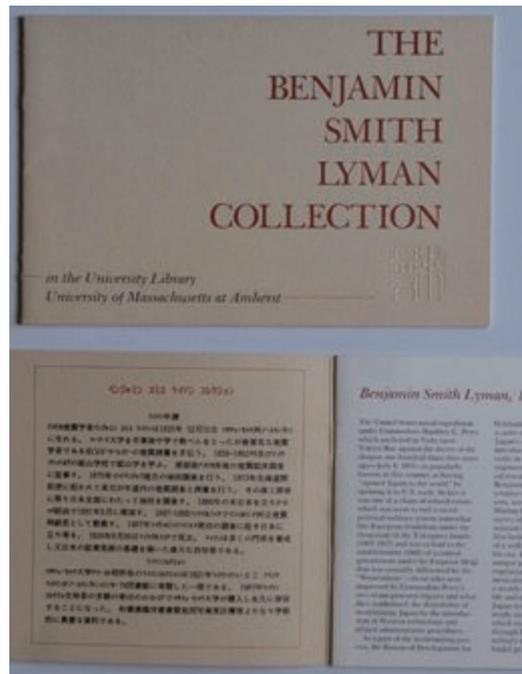
坂省吾氏の特段のご協力をいただいたことを明記し、お礼申し上げます。

(主な参考文献)

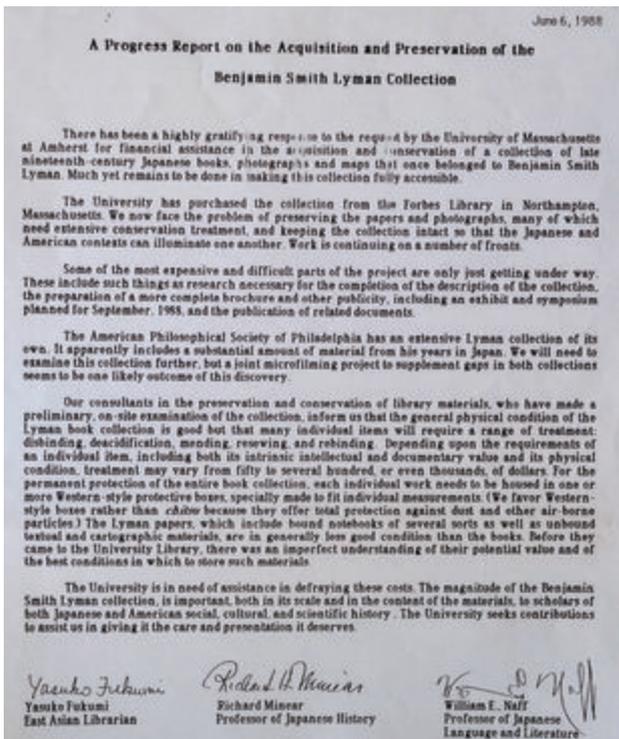
① REPORTS AND OFFICIAL LETTERS TO THE KAITAKUSHI, BY HORACE CAPRON, COMMISSIONER AND ADVISER, AND



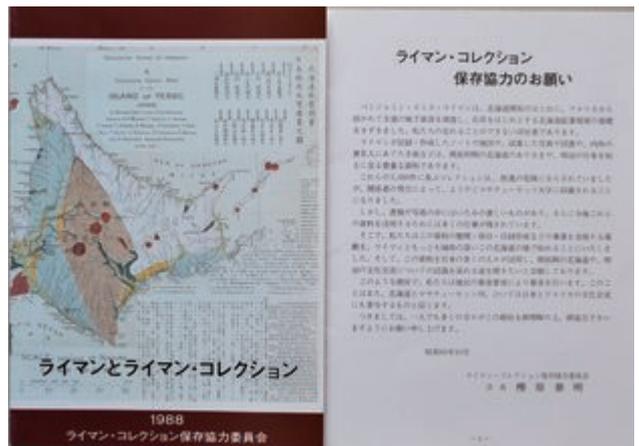
第26図 「ライマン・コレクションが危うい！」－「北海道新聞」1987（昭和62）年11月8日



第28図 THE BENJAMIN SMITH LYMAN COLLECTION－1988（昭和63）年，マサチューセッツ大学アマースト校図書館が購入したコレクションを紹介したパンフレット



第27図 マサチューセッツ大学のコレクション購入・保存に関する経過報告並びに募金協力要請状 1988（昭和63）年6月，大学図書館東アジア部門司書副見恭子，日本史学教授リチャード・マイニア，日本語・日本文学教授ウィリアム・E. ナフ連名



第29図 「ライマンとライマン・コレクション」－1988（昭和63）年10月，ライマン・コレクション保存協力委員会が募金協力を呼びかけたパンフレット。



第30図 コレクション保存資金が贈呈された北海道・マサチューセッツ州姉妹提携記念レセプション－1990（平成2）年2月

HIS FOREIGNASSISTANTS.TOKEI:PUBRISHED BY THE KAITAKUSHI,1875 [ライマンの主要な北海道調



第31図 北海道開拓記念館（現北海道博物館）主催「ライマン・コレクション展—明治初期の北海道とマサチューセッツ州の交流—」の図録—1995（平成7）年8月



第32図 コレクションの保存・整理・研究活動の功労者副見恭子氏（左端）と保存協力委員会役員との懇談—1999（平成11）年6月，北海道開拓記念館。

査報告書を含む]

- ② 開拓使外事課訳『開拓使顧問 ホラシケプロン報文』明治12(1879)年2月，開拓使
〔上記報文の和訳版。北海道庁編・発行『新撰北海道史第六卷—史料二』昭和11年11月に復刻〕
- ③ 山内徳三郎「ベンジャミン，スミス，ライマン氏小傳」（孔版）明治44(1911)年〔西山正吾旧蔵，今津健治解題「山内徳三郎著『ベンジャミン・スミス・ライマン氏小伝』』（エネルギー史研究会『エネルギー史研究』昭和54(1979)年3月，西日本文化協会）
- ④ 桑田權平著・発行『來曼先生小傳』昭和12(1937)年9月〔翌年，英語版発行〕
- ⑤ 原田一典『お雇い外国人 ⑬ 開拓』昭和50(1975)年12月，鹿島出版会
- ⑥ 関秀志「カナダ・アメリカの北海道史料を訪ねて（二）」（北海道史研究会編・発行『北海道史研究』32号，昭和58(1983)年6月）
- ⑦ 編集委員会『ザ・ヤトイ—お雇い外国人の総合的研究—』昭和62(1987)年4月，思文閣出版
- ⑧ ライマン・コレクション保存協力委員会編・発行『ライマンとライマン・コレクション』昭和63(1988)年
- ⑨ 切替英雄「American Philosophical Society LibraryのLyman Papers」（北海学園大学開発研究所編・発行『開発論集』第50号，平成4(1992)年12月）
- ⑩ 藤田文子『北海道を開拓したアメリカ人』平成5(1993)年7月，新潮社

- ⑪ 副見恭子「蔵書コレクションが語るライマン 北海道—米マサチューセッツ州姉妹提携5周年」（北方圏センター編・発行『北方圏』90号，平成7(1995)年1月）
- ⑫ 北海道開拓記念館編・発行『第41回特別展目録「ライマン・コレクション展」—明治初期の北海道とマサチューセッツ州の交流—』平成7(1995)年8月
- ⑬ 鈴木 豊「ライマンの日本語研究」（『文京学院大学外国語学部文京学院短期大学紀要』第6号，平成18(2006)年）
- ⑭ 北海道大学総合博物館編・発行『北海道大学総合博物館第57回企画展示 ライマンと北海道の地質—北からの日本地質学の夜明け—』平成20(2008)年8月
- ⑮ 三浦泰之「明治初期におけるお雇い外国人の家計簿—マサチューセッツ大学アマースト校図書館所蔵ライマンコレクションの調査から—」（北海道開拓記念館編・発行『北方地域の人と環境の関係史 2010—12年度調査報告』平成25(2013)年3月）
- ⑯ 三浦泰之「同上 補遺」（同上『北方地域の人と環境の関係史 研究報告』平成25(2015)年3月）
- ⑰ 副見恭子『ライマン雑記』令和2(2020)年4月，松本智子・井上和子，ミカリノ出版〔「ライマン・コレクションとの出会い」（『地質ニュース』433号、1990.9），「ライマン雑記(1)～(23)」（同誌427～668号，1990.3～2010.4）を収録。〕
- ⑱ 関 秀志「副見恭子さんとライマン・コレクションの保存運動」（『ライマン雑記』⑰ 238-241）

編集後記

ここに総合地質第8巻をお届けします。今年度は5件の投稿がありましたが、1件は次号へ持ち越しとなりました。第9巻への掲載を期待しています。今回の巻には非会員の関 秀志氏より投稿がありました。北海道の地質の開拓期に貢献されたライマンに関する資料で、後世へ伝えるべき内容と判断し、掲載しました。総説や論説については、査読者・校閲者による建設的かつ丁寧な査読・校閲は、それぞれの論文を改善する上で大いに役立ちました。査読・校閲者は、宮坂省吾、川村信人、君波和雄、田近 淳、嵯峨山 積、宮下純夫（敬称略）の諸氏です。ここに記して深く感謝申し上げます。来年度の第9巻への投稿受付は6月～7月頃を予定しています。次号も多彩な原稿が多く集まることを期待しています。

今年度は新型コロナ感染もだいぶおさまり、様々な社会的活動がコロナ禍以前と同様になりました。地球温暖化による熱波や干ばつ、洪水のニュースは絶えませんでした。2024年は猛暑だった昨年をさらに上回る記録的高温となりました。気候変動は今後さらに注視していく必要があります。

編集委員長 宮下純夫

発行者 NPO 法人 北海道総合地質学研究センター (HRCG)

札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号

URL: <https://www.hrcg.jp/>

E-mail: office@hrcg.jp, 電話 080-5830-2016

印刷 (株)三誠社 札幌市中央区北6条西15丁目3-7 N6ビル



HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY

E-Mail: office@hrcg.jp Phone: 080-5830-2016 URL: <https://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
主事務所：005-0012 札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号
連絡事務所：069-0813 江別市野幌町58番地の7