北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源

三浦英樹* 平川一臣**

Origin of Fossil Periglacial Wedges in Northern and Eastern Hokkaido, Japan

Hideki MIURA* and Kazuomi HIRAKAWA**

Abstract

Some fossil periglacial wedges discovered in Hokkaido have been recognized as ice-wedge casts. We newly investigated dimensions, character and stratigraphy of 34 fossil periglacial wedges in northern and eastern Hokkaido, for the purpose of examining their origin (permafrost wedge or seasonally frozen ground soil-wedge). The origin of these fossil wedges is discussed on the basis of the relation between the depth and spacing of wedges and an active-layer thickness in the present permafrost region.

Tephrostratigraphy and radiocarbon ages indicate that most of wedges have been formed during the latter half of the Last Glacial Age (*ca.* 42 ka–12 ka). The occurrence of fossil pollen and fossil woods indicating the boreal forest (especially *Larix*, *Picea* and *Abies*) and the opening of the thermal contraction cracks during this period suggest that the past annual variation in air temperature was characterized by warm summer and cold winter in northern and eastern Hokkaido. Then we calculated the annual air temperature amplitudes to be 15.8°C (northern Hokkaido) and 16.5°C (eastern Hokkaido) with the mean annual air temperature of -3°C corresponding to the limit of discontinuous permafrost zone, and to be 19.9°C (northern Hokkaido) and 20.9°C (eastern Hokkaido) with the mean annual air temperature of -7°C corresponding to the limit of continuous permafrost zone.

On the basis of the annual air temperature amplitude and the mean annual air temperature, the active-layer thickness for different material was calculated by Aldrich's equation. The relation between the depth of the fossil wedges and the calculated active-layer thickness indicates that 9 fossil wedges among 34 have likely been permafrost wedges with the mean annual air temperature of -3°C , 12 fossil wedges have likely been permafrost wedges with the mean annual air temperature of -7°C ; others have been seasonally frozen ground soil-wedges. Our judgement on the origin of the fossil periglacial wedges suggests that northern Hokkaido (Okhotsuk Coastal Plain) and eastern Hokkaido (Syari Plain and Konsen-genya Plain) was located in the southern margin of the continuous permafrost zone or the northern margin of the discontinuous zone during the maximum cold stage of the Last Glacial Age.

* 国立極地研究所

** 北海道大学大学院地球環境科学研究科

* National Institute of Polar Research

** Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

I. はじめに

現在温暖な中緯度地域に認められるアイスウェッジカストは、過去に永久凍土が存在したことを示す最も確実な証拠とされ (French, 1976), 更新世氷期の永久凍土環境を復元する指標としてヨーロッパでは古くから用いられてきた (Poser, 1948; Frenzel, 1967; West, 1968; Kaiser, 1969; Maalreveld, 1976)。わが国でも、北海道北部や東部地域からアイスウェッジカストまたはそれに類似した現象が報告されており、それらにもとづく最終氷期の周氷河環境が議論されている (鈴木, 1961, 1962; 小嶋, 1973; 小嶋ほか, 1974a, b; 小野・平川, 1975; Hirakawa, 1977; Nogami *et al.*, 1980; Ono, 1981, 1984; 平川, 1984a, b; 曾根, 1983, 1985, 1986; 曾根・宮田, 1987; 清水, 1989; 澤口・小岩, 1990)。

しかしながら、化石化したアイスウェッジと他の凍結割れ目現象¹⁾ (例えば、季節凍土ソイルウェッジまたは活動層ソイルウェッジ) の形態はきわめて類似するため、活動層または季節凍土内に形成された割れ目構造をアイスウェッジカストと誤認することで、誤った古環境復元を行なう危険性も指摘されている (Karte, 1981; Maruszczak, 1987)。アイスウェッジカストを認定する基準は、これまでに多くの研究者によって様々な観点から示されてきた (例えば, Johnsson, 1959; Dylik, 1966; Péwé, 1966; Péwé *et al.*, 1969; Black, 1969; French, 1976; Romanovskij, 1976; Goździk, 1978; Jahn, 1978; Washburn, 1979; Karte, 1981; Mears, 1981; Maruszczak, 1987; Johnson, 1990; Wayne, 1991)。しかし、それらはいずれも割れ目の形態やその周囲の地層の変形、ポリゴンや割れ目構造の規模、割れ目埋積物などの特徴にもとづくものであり、アイスウェッジカストと季節凍土ソイルウェッジの本質的な差異を十分に示しているとは言いがたい。アイスウェッジが永久凍土の分布地域に限って発達するのに対し、季節凍土ソイルウェッジは永久凍土が存在しない地域にまで形成される (Washburn *et al.*, 1963) ことから、過去の正確な永久凍土環境復元

のためには、化石化した凍結割れ目構造の起源を合理的な基準にもとづき厳密に区別する必要がある。

筆者らは、北海道で従来報告されてきたアイスウェッジカスト (化石永久凍土ウェッジ) と氷期の古環境復元の再検討を目的とした野外調査を行ない、新たに30以上の化石化した凍結割れ目構造を発見した。本稿では、第一にこれらの化石凍結割れ目構造の記載を行なう。次いで、現在の永久凍土地域の凍結割れ目現象の研究から明らかにされたアイスウェッジ (永久凍土ウェッジ) と季節凍土ソイルウェッジの境界を決定する要因 (以下、「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」と呼ぶ) を抽出し、それらの要因を支配する諸条件を検討する。そして、化石凍結割れ目構造の規模と形成時の古環境から得られる永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因を現在の永久凍土地域における境界要因と比較・検討することによって、北海道北・東部の化石凍結割れ目構造の起源の合理的な判定と形成当時の永久凍土環境の復元を試みる。

II. 化石凍結割れ目構造の断面形態記載

調査地域は、北海道北部の日本海に面する羽幌～サロベツ原野周辺、オホーツク海に面する頓別平野以南の沿岸および北海道東部の斜里平野と根釧原野である (図1)。これらの地域には海成段丘や河成段丘がよく発達し、北部で利尻火山、東部で屈斜路・摩周火山等から噴出したテフラおよび風成細粒堆積物²⁾が段丘堆積物を覆う。化石凍結割れ目構造はこれらのテフラ、風成細粒堆積物および段丘堆積物中に見出され、いずれもガリーの埋積やロードカスト、断層によって形成されたものとは明らかに異なる³⁾。観察した凍結割れ目構造 (図1, 表1) は、露頭面に50 cm ないし1 m 間隔のメッシュを描き、縮尺1/10ないし1/20で1 mm 方眼紙上に可能な限り正確にスケッチした。以下に、観察地点、「国土地理院発行, 1: 25,000 地形図図幅名」と露頭のスケッチを示し、観察事項を記述する。

図1 調査地域
①～⑬は凍結割れ目構造を観察した露頭の地点を示す。

Fig. 1 Study area

①-⑬ show the outcrops of fossil periglacial wedge mentioned in this paper.

1) 羽幌・苫前周辺地域

羽幌「羽幌」(図1-A ①, 図2)

観察地点は、羽幌川河口の北約300mの国道232号線に沿う切り割り露頭(標高25m)で、苫前面(阪口, 1959)の海成砂層を覆って有機質粘土の薄層, 厚さ約70~100cmの風成細粒堆積物起源の灰白色粘土~シルト層, および厚さ約20cmの砂混じりの腐植層が発達する。凍結割れ目構造は幅約100mの露頭において1つだけ見られる。その上端幅⁴⁾は約20cm, 腐植層直下から割れ目下端までの長さ⁵⁾は238cmである。割れ目構造は深さの中ほどで湾曲し, 割れ目には海成砂層や有機質粘土とともに灰白色粘土~シルトが落ち込んでいる。海成砂層と灰白色粘土~シルト層の境界付近は擾乱を受けており, この断面の約4m右方に

は凍結割れ目構造とほぼ同じ層準にプラグ状インボリューションが観察される。しかし, 最上部の腐植層は凍結割れ目構造とは無関係に堆積しており, 割れ目が腐植層の堆積前までの灰白色粘土~シルトの堆積中に形成されたことを示す。その時期は, 苫前面が最終間氷期最盛期の海成面であり(町田ほか, 1987), 灰白色粘土~シルト層中に支笏第1テフラ(Spfa-1)を含む(三浦, 1990)ことから, 少なくともその降下年代(31~34ka: 町田・新井, 1992; 42ka: 柳田, 1994)以降である。

2) サロベツ原野周辺地域

兜沼「兜沼」(図1-A ②, 図3)

観察地点は兜沼の北東約2kmの土取場(標高28m)で, 海成砂礫層⁶⁾を覆って約25cmの利尻-ワンコの沢テフラ(Rs-Wn), 約100cmの利尻-

図 2 羽幌①の化石凍結割れ目構造のスケッチ
Hm: 腐植層, cl: クラック (角柱状構造), Af: 風成細粒堆積物 (灰白色粘土, 支笏第1テフラ Spfa-1を含む), Co: 有機質粘土, Sm-c: 固結した海成砂層, Sm-l: 海成砂層

Fig. 2 Sketch of the fossil periglacial wedge in Haboro Town (Location ① shown in Fig. 1)

Hm: humus, cl: prismatic structure, Af: aeolian fine deposits, including Spfa-1 tephra, Co: organic clay, Sm-c: marine sand (consolidated), Sm-l: marine sand (loose)

豊徳テフラ (Rs-Ho), 約 80 cm の褐色風成細粒堆積物および約 20 cm の腐植層が順次堆積する。幅約 10 m の露頭に 1 つだけ確認された凍結割れ目構造は, Rs-Ho の下限付近まで達している。その下位の Rs-Wn と海成砂礫層にはクリオターションが見られる。割れ目の上端幅は約 15 cm, 腐植層直下から割れ目の下端までの長さは 222 cm である。割れ目の埋積物は Rs-Ho とその上位の褐色風成細粒堆積物で, これらは側壁からたわみ下がる。このことから, 凍結割れ目が Rs-Ho の降下後, 腐植層形成前の褐色風成細粒堆積物の堆積中に形成されたことは確実である。Rs-Wn および Rs-Ho の噴出年代は他のテフラや ^{14}C 年代資料との層位関係からどちらも 42~8 ka の間の最終氷期後半に噴出したと推定される⁷⁾。

3) 頓別平野周辺

1. 浜鬼志別シネシンコ (1)「知来別」(図 1-B③, 図 4)

観察地点は鬼志別市街地の約 2.7 km 北の切り

図 3 兜沼②の化石凍結割れ目構造のスケッチ
Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物, T (Rs-Ho): 利尻-豊徳テフラ, T (Rs-Wn): 利尻-ワンコの沢テフラ, SGm: 海成砂礫層 (恵北層)

Fig. 3 Sketch of the fossil periglacial wedge near Kabuto-numa (Location ② shown in Fig. 1)

Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, T (Rs-Ho): Rishiri-Wankonosawa tephra, T (Rs-Wn): Rishiri-Houtoku tephra group, SGm: marine sand and gravel (Keihoku formation)

割り (標高 42m) で, 小疇ほか (1974b) が報告したアイスウェッジカストの露頭に近い。凍結割れ目構造は, 最終間氷期の海成段丘面より一段高位の海成段丘であるポンニタチナイ面 (重粘地グループ, 1967) の砂礫層中に発達する。ここにはテフラや風成細粒堆積物は分布せず, 厚さ数 cm の腐植層が直接砂礫層を覆う。凍結割れ目構造は約 6 m の間隔で 2 つ見られる。割れ目構造 A は上端幅が 40 cm, 腐植層直下から割れ目の下端までの長さは 191 cm, B はそれぞれ 40 cm と 171 cm である。A, B とともに下端部は急激に狭まる。割れ目を埋積する物質はシルトをマトリックスとする粒径 2~4 cm 程度の礫で, 礫の長軸は垂直方向に揃う傾向がある。周囲の砂礫層は, 割れ目の形態が確認できる層準より上位では砂やシルトをやや多く含み, 堆積構造が不明瞭となり全体に褐

図 4 浜鬼志別シネシンコ (1) ③の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, SGm: 海成砂礫層 (ポンニタチナイ層)

Fig. 4 Sketch of fossil periglacial wedges (A, B) near Hama-onishibetsu-sinesinko (1), Sarufutsu Village (Location ③ shown in Fig. 1)

Hm: humus, SGm: marine sand and gravel (Pon-nitachinai formation)

図 5 浜鬼志別シネシンコ (2) ④の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, SGm: 海成砂礫層 (ポンニタチナイ層)

Fig. 5 Sketch of the fossil periglacial wedge (A) and fault-like fissure (B) near Hama-onishibetsu-sinesinko (2), Sarufutsu Village (Location ④ shown in Fig. 1)

Hm: humus, SGm: marine sand and gravel (Pon-nitachinai formation)

色を呈する。両側の層理は、Aが左側がまくれ上がり右側がたわみ下がるのに対し、Bは両側ともにまくれ上がる。凍結割れ目の形成時期を具体的に示す証拠はない。

2. 浜鬼志別シネシンコ (2)「知来別」(図1-B④, 図5)

観察地点は鬼志別市街の約2.7 km 北のポンニ

タチナイ面の海成砂礫層の切り割り (標高 40 m) である。この砂礫層を覆って厚さ数 cm の腐植層が発達する。割れ目構造は2つ認められ、Aは上端幅 70 cm, 腐植層直下から下端までの長さ 154 cm で、両側の層理はまくれ上がっている。割れ目は比較的粒径の揃った粒径 2 ~ 4 cm 程度の円礫に埋積され、礫の長軸は垂直方向に揃う傾向

図 6 浜鬼志別シネシンコ (3) ⑤の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, SGm: 海成砂礫層 (ポンニタチナイ層)

Fig. 6 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B) near Hama-onishibetsu-sinesinko (3), Sarufutsu Village (Location ⑤ shown in Fig. 1)

Hm: humus, SGm: marine sand and gravel (Pon-nitachinai formation)

がある。Bは断層状をなし、これを境に全体がマスとしてスランプした可能性があるので、これは凍結割れ目構造とは判定しない。割れ目Aの形成時期を示す明確な証拠はない。

3. 浜鬼志別シネシンコ (3)「浜鬼志別」(図1-B⑤, 図6)

観察地点は鬼志別市街の約2.5 km 北北東の切り割り (標高36 m) で、ポンニタチナイ面から最終間氷期の海成段丘である浅茅野面へ下る傾斜 5° 以下の緩かな斜面にある。ここではポンニタチナイ面を構成する海成砂礫層の上部は次第に層理が不明瞭となり、層厚数 cm の腐植層がこれを覆う。凍結割れ目構造は幅約40 m の露頭に約15 m の間隔で2つ見られる。割れ目の上端幅および腐植層直下から割れ目下端までの長さは、それぞれAが49 cm と294 cm, Bが68 cm と283 cm であり、上端部の広さに特徴がある。Bは割れ目構造全体が湾曲するのに対し、Aは下部のみが湾曲する。割れ目は砂や粒径2~4 cm 程度の礫に埋積され、礫の長軸は垂直方向に揃って落ち込んでいる。割れ目両側の層理は、Aがまくれ上がるのに対し、Bはほとんど水平のままである。凍結割れ目の形成時期を示す具体的な証拠はない。

図 7 鬼志別北⑥の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, SGm: 海成砂礫層 (ポンニタチナイ層)

Fig. 7 Sketch of the fossil periglacial wedge near northern onishibetsu, Sarufutsu Village (Location ⑥ shown in Fig. 1)

Hm: humus, SGm: marine sand and gravel (Pon-nitachinai formation)

4. 鬼志別「浜鬼志別」(図1-B⑥, 図7)

観察地点は、鬼志別市街北約1 km のポンニタチナイ面構成砂礫層の土取場 (標高60 m) である。砂礫層の上部約40 cm は層理がやや不明瞭で、厚さ数 cm の腐植層が直接これを覆う。凍結割れ

図 8 芦野 (1) ⑦の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, T (Rs-Wn): 利尻-ワンコの沢テフラの軽石粒子の層準, Af: 風成細粒堆積物～細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 8 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B, C, D) in Ashino (1), Sarufutsu Village (Location ⑦ shown in Fig. 1)

Hm: humus, T (Rs-Wn): Rishiri-Wankonosawa tephra, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

目構造は幅約30 m の露頭面で1つだけ確認された。割れ目の上端幅は約80 cm, 腐植層直下から割れ目下端までの長さは162 cm である。割れ目を埋積する物質は海成層と同じ砂礫で、礫の長軸は垂直方向に揃う。スケッチ右方には約50 cm 間隔で構造土の断面に類似するインボリュエーションが認められる。割れ目両側の層理は、たわみ下がる傾向がある。凍結割れ目の形成時期を示す証拠はない。

5. 芦野 (1)「猿払」(図1-B⑦, 図8)

観察地点は芦野小学校そばの土取場 (標高12 m) で、ここには浅茅野面を構成する海成砂礫層とそれを覆う層厚約150 cm の層理不明瞭な暗褐色細粒砂層および風成細粒堆積物が堆積し、最上

部に20~30 cm の腐植層が堆積する。凍結割れ目構造は幅約30 m の露頭で4つ確認された。それぞれの間隔はAB, BC 間はともに約6 m であるが、CD 間は約0.5 m と狭い。腐植層直下から割れ目下端までの長さもAとBがそれぞれ232 cm, 238 cm と2 m を超えるのに対し、CとDはそれぞれ158 cm, 134 cm と短い。割れ目両側の層理はいずれもたわみ下がる傾向にある。割れ目の埋積物は比較的粒径の揃った砂や細礫である。浅茅野面は最終間氷期最盛期に形成された海成段丘である (重粘地グループ, 1964, 1967; 三浦, 1994) ことから、凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。また、風成細粒堆積物中には、腐植層から約40 cm 下位の深さに粒径1~2 mm

図9 芦野(2)⑧の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物~細粒砂層, Ip: 酸化鉄盤層, SGm: 海成砂礫層(浅茅野層)

Fig. 9 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B, C, D, E) in Ashino (2), Sarufutsu Village (Location ⑧ shown in Fig. 1)

Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, Ip: iron pan, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

の利尻-ワンコの沢テフラ(Rs-Wn)の軽石粒が点在するが、割れ目構造の上方ではそれが認められず、割れ目がRs-Wn降下後に形成されたことを示唆する。

6. 芦野(2)「猿払」(図1B-⑧, 図9)

観察地点は浅茅野面の土取り場(標高12m)で、⑦の約20m東方に位置しほぼ同様の層序をもつが、Rs-Wnの軽石粒は確認できない。海成層と風成細粒堆積物の境界部には層厚約1~2cmの酸化鉄の盤層が認められる。凍結割れ目構造は幅約40mの露頭面に6~7mの間隔で5つ認められる。図9に示すように5つの割れ目構造の形態は様々である。左端の割れ目構造Aは上端幅30~35cm、腐植層直下から割れ目下端までの長さは254cmで、この地点では最も規模が大きい。Aの内部には、より小さな楔状の構造が確認できる。割れ目構造B~Eは、上端幅10~25cm、腐植層

直下から割れ目下端までの長さ120~150cmでそれぞれの間隔は2~5mである。いずれも、両側の層理に大きな変化は認められない。割れ目を埋める物質は比較的粒径の揃った砂や細礫である。浅茅野面との関係から凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。

7. 浜猿払・浅茅野間(1)「浅茅野」(図1-B⑨, 図10)

観察地点はカムイト沼の北東約1.5kmの国道238号線に沿う浅茅野面構成砂礫層の切り割り(標高14m)である。砂礫層の上部30~40cmは層理が不明瞭となり、風成細粒堆積物に漸移する。さらに風成細粒堆積物は層厚20~40cmの腐植層に覆われる。凍結割れ目構造は幅約15mの露頭面で4つ確認された。これらの割れ目構造の間隔は1.6~2.3mであり、割れ目の上端幅は30~40cm、腐植層直下から割れ目下端までの長さ

図 10 浜猿払・浅茅野間 (1) ⑨の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物～細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 10 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B, C, D) between Hamasarfutsu and Asajino (1), Sarufutsu Village (Location ⑨ shown in Fig. 1)

Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

図 11 浜猿払・浅茅野間 (2) ⑩の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物～細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 11 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B) between Hamasarfutsu and Asajino (2), Sarufutsu Village (Location ⑩ shown in Fig. 1)

Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

は 80~140 cm である。両側の層理はほぼ水平である。割れ目を埋める物質は粒径の揃った海成層起源の砂や細礫である。浅茅野面の形成時期から判断して、凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。

8. 浜猿払・浅茅野間 (2)「浅茅野」(図 1-B ⑩, 図11)

観察地点は、同じく国道 238 号線に沿う浅茅野面の構成砂礫層の切り割り (標高13m) で、⑨の

約100 m 西方に位置する。砂礫層上部約30 cm は層理が不明瞭になり、風成細粒堆積物に漸移し、層厚約20 cm の腐植層が表層をなす。凍結割れ目構造は幅約 10 m の露頭面に 2つ確認された。これらはいずれも紡錘形を示し、割れ目構造Aの下端は急激に細くなる。2つの割れ目構造の間隔は約2.8 m で、割れ目の上端幅と腐植層直下から割れ目下端までの長さは、Aがそれぞれ70 cm と191 cm, Bが65 cm と106 cm である。両側の層理は

図 12 豊寒別 (1) ⑪の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物~細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 12 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B, C, D) in Toyokanbetsu (1), Hamatonbetsu Town (Location ⑪ shown in Fig. 1)

Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

ほぼ水平である。割れ目を埋める物質は粒径の揃った砂と細礫である。浅茅野面の形成時期との関係から、凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。

9. 豊寒別 (1)「頓別」(図1-B⑪, 図12)

観察地点は、豊寒別小学校の北西約300 m の豊寒別川右岸に位置する浅茅野面構成層の土取場 (標高12 m) である。この海成砂礫層の上位には、層厚約30 cm の砂混じりの風成細粒堆積物と約20 cm の腐植層が堆積する。幅約50 m の露頭面に10の凍結割れ目構造が観察でき、そのうちの4つの凍結割れ目構造をスケッチした。これらの間隔は3~5 m で、割れ目の上端幅は30~50 cm、腐植層直下から割れ目下端までの長さは70~160 cm である。割れ目構造AとBは下端が狭まるのに対し、CとDは幅広い。いずれも割れ目両側の層理はまくれ上がる。割れ目の埋積物質は海成層と同

質の砂や礫である。浅茅野面との関係から、凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。

10. 豊寒別 (2)「頓別」(図1-B⑫, 図13)

観察地点は、豊寒別小学校の北西約600 m の豊寒別川右岸の浅茅野面を切る道路沿いの露頭 (標高14 m) である。上部約40 cm は層理不明瞭な海成砂礫層で、層厚約15 cm の砂礫混じりの風成細粒堆積物と数 cm の腐植層がこれを覆う。凍結割れ目構造は幅約10 m の露頭面で1つだけ確認された。割れ目の上端幅は約50 cm、腐植層直下から割れ目下端までの長さは146 cm である。両側の層理はまくれ上がっている。割れ目を埋める物質は海成砂礫層と同質の砂礫である。この凍結割れ目も浅茅野面との関係から最終氷期中に形成されたことは確実である。

図 13 豊寒別 (2) ⑫の化石凍結割れ目構造のスケッチ Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物～細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 13 Sketch of the fossil periglacial wedge in Toyokanbetsu (2), Hamatonbetsu Town (Location ⑫ shown in Fig. 1)
Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

4) オホーツク海沿岸地域

オタルベシ「音標」(図1-A⑬, 図14)

観察地点は、第四紀総研北海道グループ(1969)によって第4段丘とされた海成段丘を切る海食崖(標高11m)である。海成砂礫層の上に、層厚約90cmのやや砂混じりの風成細粒堆積物と、さらに約20cmの腐植層が堆積する。凍結割れ目構造は幅約1kmの露頭面で1つだけ確認された。割れ目の上端幅は約20cm、腐植層直下から割れ目下端までの長さは213cmで、両側の層理は上部でやや下方に湾曲するが大部分は大きな変化なく水平である。割れ目の下部約1mは幅が約1~2cmと狭く、幅に対する長さの割り合いが大きい。割れ目の埋積物は海成層と同質の砂礫である。第4段丘は最終間氷期最盛期に形成された海成段丘である(奥村, 1991)ことから、凍結割れ目が最終氷期中に形成されたことは確実である。

5) 斜里平野地域

中斜里「斜里」(図1-A⑭, 図15)

観察地点は猿間川南の河成段丘を切る土取場(標高20m)で、この段丘は斜里付近に分布する河成段丘のうち最も低位の段丘である。露頭の段

図 14 オタルベシ北⑬の化石凍結割れ目構造のスケッチ

Hm: 腐植層, Af: 風成細粒堆積物～細粒砂層, SGm: 海成砂礫層 (浅茅野層)

Fig. 14 Sketch of the fossil periglacial wedge near northern Otarubeshi, Esashi Town (Location ⑬ shown in Fig. 1)
Hm: humus, Af: aeolian fine deposit, SGm: marine sand and gravel (Asajino formation)

丘砂礫層は、豊住軽石(Ty.P)(佐藤, 1968)に直接覆われている。凍結割れ目構造はTy.Pから砂礫層中にかけて1つ認められ、割れ目の上端幅は約10cm、割れ目が生じていないスコリア層の下限から割れ目下端までの長さは66cmである。両側の層理に大きな変化はない。Ty.Pの層位は江南軽石(Ko.P)(12,300±430年BPおよび12,400±30年BP)と東カヤ野軽石(Hk.P)(26,000^{+2,000}_{-1,600}年BP)の間に位置する(曽根, 1988)ことから、凍結割れ目が約2.6~1.2万年BPの間に形成されたことは確実である。

6) 根釧原野地域

1. 西春別「計根別」(図1-A-⑮, 図16)

観察地点は、西春別市街地北東の西別川沿いの崖(標高100m)で、上春別面(岩田, 1977)の扇

図 15 中斜里⑭の化石凍結割れ目構造のスケッチ
T (Ko.P): 江南軽石, Af: 風成細粒堆積物, T (Na.P): 中斜里軽石, T (Ty.P): 豊住軽石, Sr: スコリア, SGr: 河成砂層

Fig. 15 Sketch of the fossil periglacial wedge near Naka-syari, Syari Town (Location ⑭ shown in Fig. 1)
T (Ko.P): Konan pumice, Af: aeolian fine deposit, T (Na.P): Naka-syari pumice, T (Ty.P): Toyozumi pumice, Sr: scoria, SGr: fluvial sand and gravel

状地構成砂礫層を切る露頭である。砂礫層は主として軽石等の火山性物質の二次堆積物（中礫～シルト）から構成される。観察地点では砂礫層より上位の堆積物は人工的に除去されているが、周囲の露頭で砂礫層は摩周ローム⁸⁾（最上部の年代 $13,170 \pm 210$ 年 BP: 宮田ほか, 1988 a）および摩周 I テフラより新しい完新世テフラに覆われる。割れ目構造は細長い紡錘形を示し、両側の層理に著しい変形は認められない。ところで、この構造には深度 3 m 付近には明瞭なくびれがあり、(1) 2つの異なる形成期の割れ目構造がほぼ同じ位置に形成された（エビジェネティックな）場合、

図 16 西春別⑮の化石凍結割れ目構造のスケッチ
as: 人工の地表面, SGr: 河成砂礫層

Fig. 16 Sketch of the fossil periglacial wedges (A, B) near Nishi-shunbetsu, Bekkai Town (Location ⑮ shown in Fig. 1)
as: artificially disturbed surface, SGr: fluvial sand and gravel

(2) 礫層の堆積とともに割れ目構造も成長を続けた（シンジェネティックな）場合⁹⁾の両方の可能性がある。(1) の場合には、上位の割れ目構造 A の上端幅は 20 cm、露頭の上端から割れ目の下端までの長さは 305 cm である。下位の割れ目構造 B の上端幅は約 20 cm、長さは確認できる部分で 110 cm である。また、(2) の場合には、割れ目構造の長さは 415 cm である。割れ目の埋積物は二次堆積したシルトや軽石粒子を多量に含む河成砂礫層と同質の砂礫である。特に上部の開いた部分にはシルトが多く認められる。この凍結割れ目 ((2) の場合は上位の割れ目構造 A) は上春別面の離水後、摩周ロームの堆積 (1.3 万年 BP 以前) までに形成されたと推定される。上春別面の離水は約 2.0~1.3 万年 BP とされている (宮田ほか, 1988 b)。

図 17 上春別⑯の化石凍結割れ目構造のスケッチ
T (Ma-l): 摩周 l テフラ, Af (ML): 摩周ローム, SGr: 河成砂礫層

Fig. 17 Sketch of the fossil periglacial wedge near Kami-shunbetsu, Bekkai Town (Location ⑯ shown in Fig. 1)
T (Ma-l): Mashu l tephra, Af (ML): Mashu loam, SGr: fluvial sand and gravel

2. 上春別「上春別」(図1-A⑯, 図17)

観察地点は、上春別市街地南西オンネベツ川支流の春別川右岸の上春別面を切る崖(標高 75 m)で、小嶋ほか(1974 a, b)や曽根(1986)が報告した露頭に近く、中礫～シルトからなる河成砂礫層は摩周ロームとその上の摩周 l テフラより新しい完新世のテフラに覆われる。凍結割れ目構造は1つだけ認められた。上端幅は約 20 cm、摩周ローム下位から割れ目下端までの長さは 353 cm で割れ目の幅が長さに対してきわめて狭く、特に割れ目の中・下部では 3 cm 以下である。砂礫層は割れ目の中へたわみ込むように落ち込み、両側の層理に著しい変形は認められない。割れ目上端部より上位約 50 cm の砂礫層はインボリユーション構造を示す。テフラとの層位関係から、この凍結

図 18 中西別⑰の化石凍結割れ目構造のスケッチ
T (Ma-i): 摩周 i テフラ, T (Ma-j): 摩周 j テフラ, Hm: 埋没腐植層, T (Ma-l): 摩周 l テフラ, Af (ML): 摩周ローム, SGr: 河成砂礫層

Fig. 18 Sketch of the fossil periglacial wedge near Naka-nishibetsu, Bekkai Town (Location ⑰ shown in Fig. 1)
T (Ma-i): Mashu i tephra, T (Ma-j): Mashu j tephra, Hm: buried humus, T (Ma-l): Mashu l tephra, Af (ML): Mashu loam, SGr: fluvial sand and gravel

割れ目が上春別面の離水後、摩周ロームの降下前までの約 2.0～1.3 万年 BP に形成されたことは明らかである。

3. 中西別「中西別」(図1-A⑰, 図18)

観察地点は、中西別市街地の西北西約 6 km の西別川支流ポンオンネベツ川左岸の上春別面を切る崖(標高 60 m)である。露頭の砂礫層は摩周ローム以上のテフラに覆われ、凍結割れ目構造は1つだけ認められる。上端幅は約 20 cm、砂礫層中の水平層から割れ目下端までの長さは 166 cm であ

図 19 北半球におけるアイスウェッジ、ソイルウェッジと凍土帯、植生帯の分布の模式図
Fig. 19 Schematic diagram indicating a relation between the zonations of frozen ground and vegetation, and distribution of wedges in the Northern Hemisphere

る。形態は細長い紡錘形で、割れ目内部には砂礫がたわみ込むように落ちこむ。両側の層理に著しい変形は認められない。砂礫層上部と摩周ローム下部のスコリアと軽石には顕著なインボリューションが認められる。この凍結割れ目も上春別面の離水後、摩周ロームの降下前までに形成されたことは明らかである。

III. アイスウェッジとソイルウェッジの境界要因とそれを支配する条件

観察した化石凍結割れ目構造の起源を決定する根拠を得るため、現在の永久凍土地域で形成されるアイスウェッジ（永久凍土ウェッジ）とソイルウェッジ（季節凍土ソイルウェッジ）の本質的な相違点やその地表面形態であるポリゴンと地表下の構造との関係を明らかにする必要がある。ここでは両者の境界をもたらし要因とそれらを支配する条件について考察する。

1) 凍結割れ目現象（アイスウェッジとソイルウェッジ）

地表面が強く冷却されると凍土層内に温度勾配が生じ、地表面に近い部分ほどより強く収縮する。このために生じた張力が凍土の力学的強度限界を超えたときに凍結割れ目が形成される（福田，1982）。この割れ目に氷が充填したものがアイスウェッジ、砂や泥が充填したものがソイルウェッ

ジである（French，1976）。したがって、アイスウェッジもソイルウェッジも、本質的には熱収縮による凍結割れ目に由来する現象である。凍結割れ目を氷が充填するか砂泥が充填するかの違いは理論的には次の条件の違いに起因する。すなわち、凍結割れ目が永久凍土面より深くまで達せば割れ目の中に形成された氷は融解しない（アイスウェッジ）が、割れ目が季節凍土中（活動層）にとどまれば氷は夏季に融解してその間隙を砂泥が埋める（ソイルウェッジ）ことになる。図19には北半球における現在のアイスウェッジと季節凍土ソイルウェッジの分布を植生帯および永久凍土-季節凍土帯と関連づけて模式的に示した¹⁰⁾。ここに示すように、地表から永久凍土面までの深さや凍結割れ目の深度は地域によって異なる。したがって、凍結割れ目の種類は、その場所ごとの凍結割れ目の深度と永久凍土面までの深度（一般に活動層の厚さとほぼ一致）との相対的な関係に規定されるといえる。

ところで、アイスウェッジと永久凍土ソイルウェッジは、氷が充填しているか否かという違いはあっても、割れ目が永久凍土面を超えるという点で本質的に同じである。したがって、割れ目の充填物の種類によらず、永久凍土面を超える割れ目をすべて永久凍土ウェッジ、永久凍土面を超えない割れ目を季節凍土ソイルウェッジと呼ぶ。

図 20 現成アイスウェッジ・ソイルウェッジの深度-間隔の関係 (Matsuoka and Hirakawa, 1993) と、北海道北部の化石凍結割れ目構造の深度-間隔の関係

* のついたものは、形成時期不明。直線 A, B については本文を参照。SG (C') は構成物質が砂礫で、年平均気温 -7°C の C' 条件の場合の推定活動層厚。

Fig. 20 Relationship between the depth and spacing of thermal contraction cracks and the depth of permafrost tables (plotted on the Fig. 3 of Matsuoka and Hirakawa, 1993)
SG (C') indicates the depth of the estimated permafrost table in the sand and gravel layer in the northern Hokkaido during the Last glacial maximum stage (case of C')

2) 凍結割れ目構造とポリゴンの関係

現在、永久凍土地域で形成される凍結割れ目構造の垂直横断面形は楔状であるが、その地表面形態は多角形の網目模様（ポリゴン）である (Washburn, 1979)。通常、大きなポリゴンは、その内部に規模のより小さいポリゴンを伴い、全体が規模の異なるいくつかのポリゴンの階層から構成されることが知られている (Romanovskij, 1973)。Lachenbruch (1962) は、このような階層が形成される理由について、凍結割れ目が深いほど熱収縮によるストレスが広範囲に和らげるので、より深い割れ目ほどより大きなポリゴンを作るためと考えた。この考えは、ポリゴン径が大きいものほど凍結割れ目の深度も大きくなるので、永久凍土面を超えて永久凍土ウェッジになりやすく、ポリゴン径が小さいほど割れ目が浅く活動層中にとどまって季節凍土ソイルウェッジになりやすいことを示唆する (松岡ほか, 1990)。

3) 永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因

Lachenbruch (1962) の仮説にもとづき、Matsuoka and Hirakawa (1993) は、凍結割れ目の深度とポリゴン径（凍結割れ目構造の間隔）の間には密接な関係があり、さらに永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界となるポリゴン径が存在すると考えた。そして、これを検証するため、スピッツベルゲン島の 2 地域と南極のそれぞれ永久凍土環境が異なる計 3 地域で永久凍土ウェッジ、季節凍土ソイルウェッジの深度とポリゴン径（凍結割れ目構造の間隔）の計測を行ない、次の事実と結論を導いた。

1. 連続的永久凍土帯における割れ目構造の深度と間隔の間には、構成物質や地域の違いにほとんど影響されず、ほぼ一定の関係（図 20 の直線 A）が認められる。
2. 不連続的永久凍土帯でもこの関係は認めら

図 21 活動層厚と凍結割れ目の深度およびポリゴン径を支配する条件
Fig. 21 The control factor of the thickness of active layer, the depth and spacing of crack

れるが、連続的永久凍土帯に比べて割れ目構造の間隔に対する深度は小さくなる（図20の直線B）。

3. 両者の違いは永久凍土がもつ冬季の熱環境（永久凍土温度）の違いに由来すると考えられる。

4. 地域ごとに永久凍土ウェッジが形成される境界となるポリゴン径が存在し、その境界となるポリゴン径の大きさはそれぞれの地域の最大活動層厚に依存する。

この研究によって、現成の凍結割れ目の種類を決定する要因（「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」）が、1) 地域ごとの活動層厚と、それに対する2) 相対的な凍結割れ目の深度、および3) 相対的なポリゴン径の大きさの3つであることが明らかにされた。したがって、深度やポリゴン径の大きさに一律の基準を設けて、化石凍結割れ目構造の起源が永久凍土ウェッジか季節凍土ソイルウェッジかを単純に判定することは適当でない。

4) 永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因を支配する条件

活動層厚は、凍土の物性と地表面状態が同じならば凍土を融解する夏季の気温条件（融解積算温度）に規定される。一方、凍結割れ目の深度およびポリゴン径の大きさは、凍土の物性と地表面状態が同じならば凍土の温度勾配の大きさに依存する（Dostovalov, 1957）。凍土に大きな温度勾配

をもたらす条件は冬季の急激な気温・地温の低下であることは明らかである¹¹⁾。また、凍結割れ目深度は堆積物の被覆によっても深くなる（Dostovalov and Popov, 1966）。次に、地表構成物質の物理的性質に注目すれば、熱伝導率、乾燥密度および含水比が割れ目の深度と活動層厚の両者に影響を及ぼす。一般に砂礫はシルト・粘土より熱伝導率と乾燥密度が大きく含水比が低いため、同じ温度条件でも温度勾配は緩やかになり、凍結割れ目の深度や間隔は大きくなると考えられる。同様に、活動層厚も同じ温度条件では物質の物理的性質によって変化し、砂礫の方がシルト・粘土に比べてより大きい活動層厚をもつ（Williams, 1975; 松岡, 1991）。この他に、地表面の向きや植生、積雪などの地表面状態の局所的な違いも、割れ目の深度や活動層厚に重要な影響を及ぼすことが知られている（French, 1976）。

上記の5つの条件（夏季の温度条件、冬季の温度条件、堆積物の堆積速度、構成物質の物理的性質、地表面状態）は互いに独立の関係にある。したがって、これら諸条件のさまざまな組み合わせによって、場所ごとに異なる「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」がもたらされ、現在の凍結割れ目の種類が決定されているといえる¹²⁾（図19, 21）。

現成の凍結割れ目の種類とそれを決定した境界

要因の関係は、化石凍結割れ目の場合にも成立する。したがって、北海道北・東部の化石凍結割れ目がその形成時にどのような「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」をもっていったかを明らかにした上で、それを現在の様々なタイプの永久凍土地域の「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」と比較・検討(Matsuoka and Hirakawa, 1993: 図20)すれば、その起源や当時の永久凍土環境を合理的に判定することが可能になる。

IV. 化石凍結割れ目構造の計測から得られる情報

露頭面における化石凍結割れ目構造の観察から得られる「永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジの境界要因」は、(1) 凍結割れ目構造の深度と (2) ポリゴン径 (割れ目構造の間隔) の2つである。ここでは、これらの計測上の問題点とその計測値を用いる上での限界について検討する。

1) 凍結割れ目構造形成時の地表面位置と凍結割れ目深度の推定

化石凍結割れ目構造が見られる地層は無層理な風成細粒堆積物を伴うことが多く、その堆積物が凍結割れ目形成時にすでに存在していたのか、形成後に凍結割れ目構造を覆って堆積したのか明らかでない。そのため凍結割れ目形成時の正確な地表面位置や割れ目深度および活動層厚の決定を困難にしている。しかし、露頭面に見られる地層において、割れ目構造の形成後に顕著な割削や不整合がなかったとすれば、割れ目形成時の地表面は、(1) 割れ目構造より上位にあって割れ目が形成されなかったことが確実な地層の下限と (2) 露頭面で確認できる凍結割れ目構造上端の部分との間に存在したことは確実である (図22)。(1) は地表面位置の最も高い見積もり、(2) は最も低い見積もりとなる。具体的には、図22の(A)~(C)のaの範囲で示すように、凍結割れ目形成時の地表面は、(A) 現在の地表面をなす腐植層と割れ目構造の間に風成細粒堆積物のみがある場合には、乱されていないことが確実な腐植層下限¹³⁾から確認できる割れ目構造上端までの間に、

(B) 凍結割れ目構造より上位に割れ目を生じていないテフラが存在する場合には、その下限から確認できる割れ目構造上端までの間に、(C) 段丘砂礫層中に割れ目構造があって砂礫層上部で層理不明瞭となる場合には、乱されていない腐植層下限から砂礫層中で確認できる割れ目構造上端までの間に、あったといえる。ただし、(D)で示すように割れ目構造の上位に明らかな不整合が認められる場合には、割れ目形成時の地表面は不整合面よりも必ず高い位置にあったことになる。

凍結割れ目構造の深度としては、形成時の地表面を最も高い位置に考えた場合の最大値 (図22のb)と、最も低い位置に考えた場合の最小値 (図22のc)が得られる (表1)。ただし、凍結割れ目構造の上部が割削されている場合 (図22-(D))には、形成時の凍結割れ目の深度は露頭で計測できる深さより明らかに深い。

図22において、化石凍結割れ目構造が化石永久凍土ウェッジであれば形成時の活動層厚はaより薄く、化石季節凍土ソイルウェッジであれば形成時の活動層厚はbより厚いことになる。なお、シンジェネティックに形成された凍結割れ目の場合も、地表面の上昇とともに永久凍土面の位置も上昇すると考えられるので、最終的に割れ目が永久凍土面の深度を超えれば永久凍土ウェッジになったと考えることができる。

2) ポリゴン径 (凍結割れ目構造の間隔)

ポリゴン径はその最大径の垂直横断面では凍結割れ目の間隔として表現される¹⁴⁾。図23は、あるポリゴンとそれを任意に切った2つの露頭断面を模式的に示している。この図は、大きなポリゴンの中に小さなポリゴンが多数含まれ、全体としてポリゴンが2つの階層から構成されていることを示している。断面 a-a' は大きなポリゴン (階層I) をほぼ最大径で切った露頭で4つの割れ目構造が見られるが、隣りあう割れ目構造は同じ階層のポリゴンを構成していない。ここでは、断面で観察される凍結割れ目間の距離 I_w が階層Iのポリゴン径を、 II_w が階層IIのポリゴン径をほぼ表わす。一方、断面 b-b' は同じ大きなポリゴンであってもその端の部分で切った露頭で、2つの

図 22 化石凍結割れ目構造形成時の地表面の推定と凍結割れ目構造の深度および活動層厚との関係

A：現在の腐植層と割れ目構造の間に風成細粒堆積物のみが存在する場合，B：凍結割れ目構造より上位に割れ目を生じていないテフラが存在する場合，C：段丘砂礫層中に割れ目構造があつて礫層上部で層理不明瞭となる場合，D：凍結割れ目構造の上部が削割されて，明らかな不整合が認められる場合。

(1) 割れ目構造の深度を最大にとる場合，(2) 割れ目構造の深度を最小にとる場合。

a：凍結割れ目形成時の想定できる地表面の範囲，b：形成時の地表面を最も高い位置に考えた場合の凍結割れ目構造の深度（最大値），c：形成時の地表面を最も低い位置に考えた場合の凍結割れ目構造の深度（最小値）。

Fig. 22 Schematic diagram indicating a relationship between a past ground surface, a depth of frost crack and a thickness of active layer

A: the case found only aeolian fine deposit between present humus and frost crack, B: the case in which non-cracking tephra are found above a frost crack, C: the case in which a frost crack in terrace sand and gravel are found, D: the case found unconformity in or above a frost crack

(1) the case in which the maximum depth of a frost crack are adopted, (2) the case in which the minimum depth of a frost crack are adopted

a: the range of estimated ground surface position, b: the maximum length of a frost crack in the case where the highest ground surface position are adopted, c: the minimum length of a frost crack in the case where the lowest ground surface position are adopted

割れ目構造が同じ階層のポリゴンを構成しているが，この I_w はポリゴンの最大径を示していない。一般に埋没したポリゴンではその平面パターンを確認できない場合が多いため，その露頭断面がポリゴンのどの部分を切っているかを判断することは困難である。このように，露頭面の化石凍結割れ目構造の間隔から過去のポリゴン径を推定する

場合には，(1) 隣りあう割れ目構造が必ずしも同じ階層のポリゴンを構成しない，(2) 露頭面での割れ目構造の間隔が必ずしもポリゴンの最大径を示さない，という問題が生じる。

そこで，(1) の問題については，割れ目構造の層準や深度がほぼ同じである化石凍結割れ目構造は同じ階層を構成するポリゴンであると仮定して，

表 1 北海道北・東部の化石凍結割れ目構造の規模と特徴

Table 1 Dimensions and character of fossil periglacial wedges in northern and eastern Hokkaido

地点 ¹⁾	構成物質 ²⁾ 上位/下位	上位物質 の層厚 (cm)	活動層厚 (2層構造) ³⁾		割れ目 ⁴⁾	形成時代 ⁵⁾	割れ目深度(cm) ⁶⁾		ポリゴン径 ⁷⁾ (m)
			B' (cm) max min	C' (cm) max min			最大: b	最小: c	
①羽幌	SS/SG	80	227(197)	190(168)	—	LG(42ka以降?)	238	163	?
②兜沼	SS/V	80	(145)124	(129)109	—	LG(42-8ka)	222	144	?
③浜鬼志別(1)	SG		227	190	A	?	191	125	4.7(AB)
					B	?	171	123	4.7(AB)
④浜鬼志別(2)	SG		227	190	A	?	154	126	?
⑤浜鬼志別(3)	SG		227	190	A	?	294	171	15.0(AB)
					B	?	283	168	15.0(AB)
⑥鬼志別	SG		227	190	—	?	162	131	?
⑦芦野(1)	SS/SG	90	(215)(194)	(179)(166)	A	LG(42ka以降?)	232	184	6.3(AB) I
					B	LG(42ka以降?)	238	141	6.3(AB) I
					C	LG(42ka以降?)	158	98	0.5(CD) II
					D	LG(42ka以降?)	134	74	0.5(CD) II
⑧芦野(2)	SS/SG	120	(200)(186)	(171)(159)	A	LG	254	234	?
					B	LG	144	85	4.0(BC) II
					C	LG	148	96	4.0(BC) II
					D	LG	138	89	4.4(DE) II
					E	LG	127	75	4.4(DE) II
⑨浜猿払・ 浅茅野(1)	SS/SG	40	227(211)	190(180)	A	LG	117	87	1.9(AB) I
					B	LG	142	97	3.5(BD) I
					C	LG	79	45	2.4(CD) II
					D	LG	140	96	3.5(BD) I
⑩浜猿払・ 浅茅野(2)	SS/SG	30	227(216)	190(182)	A	LG	191	157	?
					B	LG	106	81	2.8(AB) II
⑪豊寒別(1)	SS/SG	15	227(220)	190(183)	A	LG	128	105	3.8(AB) I
					B	LG	160	131	8.2(BD) I
					C	LG	72	52	4.9(BC) II
					D	LG	103	80	8.2(BD) I
⑫豊寒別(2)	SS/SG	20	227(218)	190(181)	—	LG	146	115	?
⑬オタルベシ	SS/SG	70	227(200)	190(171)	—	LG	213	131	?
⑭中斜里	SG		232	197	—	LG(26-12ka)	66	63	?
⑮西春別	SG		232	197	(1) A	LG(20-13ka)	305	285	?
					B	LG(13ka以前)		110	?
					(2)	LG(20-13ka)	415	395	?
⑯上春別	SG		232	197	—	LG(20-13ka)	353	330	?
⑰中西別	SG		232	197	—	LG(20-13ka)	166	154	?

¹⁾ 地点番号①～⑰は、本文および図1の番号と同じ。

²⁾ SS: 砂・シルトを主体とした風成細粒堆積物 (ローム層, 灰白色粘土～シルト), V: 火山灰, SG: 砂礫層。割れ目構造の上位の物質/割れ目構造がある層準の物質。

³⁾ 活動層厚は年平均気温 -3°C (B'), 年平均気温 -7°C (C') を想定し, 構成物質の特性を考慮して求めたもの (表3), 凍結割れ目発生時に上位物質があった場合 (2層構造) は, 上位物質と下位物質の層厚を考慮して求めた。

⁴⁾ 露頭面で観察された凍結割れ目構造に付けた記号 (図4～16参照)。

⁵⁾ LG: 最終氷期, ? : 形成時期不明。

⁶⁾ b, c については図22を参照。

⁷⁾ 最も近い割れ目構造までの距離のうち最大の値を示す。異なる階層のポリゴンがあると判断された露頭では, 原則として同じ階層ポリゴンの割れ目構造間隔を示したが, 階層IIの割れ目構造が1つしかない場合は階層Iの割れ目構造との間隔を階層IIのポリゴン径とした (図23参照)。(AB) (CD) は間隔測定に用いた割れ目構造の記号を示す。

(a) section a-a'

(b) section b-b'

図 23 化石凍結割れ目構造の間隔とポリゴン径との関係

Fig. 23 Schematic diagram indicating the spacing of fossil periglacial wedges on a cross section of the polygons

各階層ごとのポリゴン径を求める（地点③，⑤，⑦，⑧，⑨，⑩，⑪）。また，（2）の問題については，同一露頭面に3つ以上の同じ階層の割れ目構造がある場合には，両隣りまでの間隔のうち最大値の方をポリゴン径の値として採用する（地点⑧，⑨）。また，同じ階層の割れ目構造が2つしかない場合にはその間隔をポリゴン径とする（地点③，⑤，⑦，⑪）。ただし，これらの値がポリゴンを任意に切断した場合の割れ目間隔を示すことに変わりないので，それが実際のポリゴンの最大径以下である可能性を十分に考慮しなければならない。

3) 計測値の有効性と限界

表1には，筆者らが記載した17地点，34の化石凍結割れ目構造の観察地点，標高，形成時代，構成物質とその層厚，後述する推定活動層厚とともに上記の方法で計測した推定地表面と割れ目の関係，凍結割れ目の深度の最小値・最大値およびポリゴン径（凍結割れ目の間隔）を示した。

上述した割れ目深度とポリゴン径の計測上の問題点を検討すると，割れ目の深度の値については，割れ目形成後に地表面の削剝とその後の堆積があると誤った深度を測定することになる。しかしそのような場合にはその痕跡を露頭で観察できるので，本論で検討した34の事例では，割れ目深度は推定した範囲内におさまると考えられる。

また，ポリゴン径の計測値については，図23に示したように露頭面が必ずしもポリゴンの最大径を切っているとは限らないことから，その信頼性にきわめて大きな問題がある。図20には，Matsuo and Hirakawa (1993) の図に筆者らの計測値をプロットした。もし，露頭がポリゴンの最大径を切っていない場合，これらのポリゴン径の計測値は最大径より小さいため実際より左にずれてしまい，不連続の永久凍土帯（直線B）に生じた凍結割れ目を連続の永久凍土帯（直線A）に生じたものと誤認するおそれがある。筆者らの行なったポリゴン径の計測値から確実にいえることは，実際のポリゴン径は，計測値そのものであるかそれよりも大きい（図20の中では右にずれる）ので，連続の永久凍土帯と不連続の永久凍土帯のどちら

の可能性もあるということだけである。このように、ポリゴンの平面形態と露頭との関係が明らかでない場合には、ポリゴン径を用いた連続・不連続の永久凍土帯の判定は補助的なものととどめなければならない。この場合の割れ目構造の起源については活動層厚と凍結割れ目深度との相対的な関係のみから判定されなければならない。

V. 化石凍結割れ目構造形成時の活動層厚の推定

凍結割れ目構造の種類を決めるもう1つの境界要因である活動層厚は、夏季の温度条件（融解積算温度）と構成物質の物性および地表面の状態に支配される。したがって、化石凍結割れ目構造形成時の活動層厚も、(1) 形成時期、(2) 当時の温度条件、(3) 構成物質および(4) 当時の地表面状態を考慮して推定しなければならない。

1) 凍結割れ目構造の形成時期

筆者らの観察した17地点の化石凍結割れ目構造のうち、13地点では露頭で得た資料から凍結割れ目が最終間氷期最盛期以後に形成されたことが明らかである。そのうち、北海道北部の3地点(①, ②, ⑦)の化石凍結割れ目は42 ka 以降に限定され、北海道東部の4地点(⑭, ⑮, ⑯, ⑰)の化石凍結割れ目は26~12 ka に形成されたことが確実である(表1)。しかし、最終間氷期より古い海成段丘の砂礫層中に見られる割れ目構造は、その形成時期が最終氷期中なのか最終間氷期より古い氷期中なのかを、露頭で得られた資料から決定することは今のところ不可能である。ここでは、これまで報告されてきた化石凍結割れ目構造の形成年代資料も参照して、北海道の化石凍結割れ目構造の主たる形成時期を考察する。

十勝平野(図1)では、下佐幌(小疇ほか, 1974a, b)と川西・恵庭a古砂丘(Hirakawa, 1977; 平川, 1984b)で化石凍結割れ目構造が知られている。小疇ほか(1974a, b)は、下佐幌の化石凍結割れ目構造に十勝黒色火山砂(TBS: 小野・平川, 1974)と Spfa-1 が落ち込むことから、その形成期を Spfa-1 の降下年代より前の3万数千年前とした。しかし、Spfa-1 の降下年代

は AMS を用いた測定で $42,000 \pm 1,800$ 年 BP の年代値(柳田, 1994)が得られたことから、下佐幌の凍結割れ目構造の形成期は約4.2万年前以前にさかのぼることになる。また、Hirakawa(1977)と平川(1984a)は、川西・恵庭a古砂丘中の化石凍結割れ目の形成期を恵庭aテフラ(En-a)の降下直後とした。のちに En-a の降下年代は16~19 ka と推定された(梅津, 1987; 加藤, 1994)。

根釧原野(図1)では、小疇ほか(1974a, b)、曾根(1986)、曾根・宮田(1987)が多数の化石凍結割れ目構造を報告しており、いずれも上春別面(岩田, 1977)の段丘砂礫層上部に集中して形成され、摩周ロームに被覆されている。これは、凍結割れ目の形成期が約2.0~1.3万年 BP (宮田ほか, 1988b)であったことを示唆する。

斜里平野(図1)では、屈斜路第1火砕流(KP1)の流下(32,000年 BP)後から止別軽石(YmP)の降下(>30,040年 BP)前と、東カヤノ軽石(Hk.P)の降下($26,100 \pm 2,000$ 年 BP)後から豊住軽石(Ty.P)の降下($12,300 \pm 430$ 年 BP および $12,400 \pm 30$ 年 BP より古い)前の2つ時期の報告がある(曾根, 1983, 1985, 1988)。

以上の結果をまとめると、これまでに北海道で確認された最終間氷期以降の化石凍結割れ目構造は、4.2~1.2万年 BP の時期に集中しており、この時期以外に形成された可能性のあるのは今のところ十勝・下佐幌(小疇ほか, 1974a, b)以外にない。このことから、北海道北・東部の平地で凍結割れ目が形成されるような著しい冬季の気温低下が生じた主要な時期が、最終間氷期以降では4.2~1.2万年 BP であったと推定される。この期間は、植物化石から推定される最寒冷期を含んでいる(例えば、Hirakawa, 1990; 五十嵐ほか, 1993など)。以上の事実から、形成時期を直接明らかにできない化石凍結割れ目構造も、最終間氷期以降に形成されたものならば、4.2~1.2万年 BP の期間に形成された可能性が高いと考えられる。以下、凍結割れ目はこの時期に形成されたものとして議論を進める。

2) 最終氷期最寒冷期の年平均気温と気温の年変化の復元

最終氷期最寒冷期(4.2~1.2万年 BP の間)の活動層厚(最大融解深度)を支配した当時の気温状態を直接知ることとは不可能である。しかし、気温に関係する古生物学的資料や化石周氷河現象の存在にもとづいて、現在の月平均気温データを調整して、近似的に過去の月平均気温の年変化を推定する方法が知られている(Williams, 1975; Hirakawa, 1990)。この方法を用いて、北海道北・東部の最終氷期最寒冷期の年平均気温と気温の年変化の復元を行なう。

1. 夏季と冬季の気温

北海道北部や東部における最終氷期後半から晩氷期にかけての植生環境は、植物化石の分析によって詳しくわかるようになった(剣淵:五十嵐ほか, 1993; 利尻島:三浦・高岡, 1993; 茨散:遠藤ほか, 1988; 図1)。これらの研究によれば、北海道の平地では上述の4.2~1.2万年 BP の間に森林をまったく欠くツンドラ植生が広がっていたことを示す資料は得られていない。最も寒冷と考えられる時期でも、草原とともにグイマツ *Larix gmelinii*, エゾマツ *Picea jezoensis*, ハイマツ *Pinus pumila* などから構成される疎林が成立していたことが推定されている。植生帯の境界とよく一致する温量指数(吉良, 1948, 1949)に従えば、少なくとも亜寒帯の森林は、温量指数18(°C・月)程度の地域まで分布が可能(沖津, 1983, 1985)とされることから、少なくとも最終氷期最寒冷期の北海道北・東部もこの限界の条件は備えていたと考えられる。温量指数はその定義から、主として夏季の気温と深く関係する数値である¹⁵⁾。

一方、化石凍結割れ目構造の存在から、この時期の冬季には熱収縮割れ目が発生するほど寒冷な気温・地温状態が生じたことも明らかである。したがって、最終氷期最寒冷期の北海道北・東部は少なくとも現在凍結割れ目が生じる地域と同程度の寒冷な冬季の気温条件をもっていたことが推定できる。現在半北球で凍結割れ目が形成されるおよその南限地域とされるチチハルやハルピン付近(Romanovskij, 1985)の最寒月(1月)の月平均

気温は-20°C の等値線にほぼ一致する(国立天文台, 1993)。また、標高約2,100 m の大雪山・北海平では現成の凍結割れ目が確認され(曾根・高橋, 1986)、その南方約1 km の白雲小屋(標高約2,000 m)での通年観測によると最寒月(1月)の月平均気温は-21.0°C であった(曾根・高橋, 1988)。松岡ほか(1993)もスピッツベルゲン島のアイスウェッジの割れ目幅が、地表面温度-20°C を下まわってから急激に広がることを示している。これらの事実は、一般に凍結割れ目の形成が起こる月平均の気温条件がおおよそ-20°C 以下であることを示しており、最終氷期最寒冷期の北海道北・東部でも少なくとも最寒月の月平均気温が-20°C 程度まで低下したことを示唆する。

さらに、図1に示した海底の等深線から推定されるように、大陸棚の幅が広い北海道北・東部は最終氷期の最寒冷期には海面高度の低下によって著しく陸地が広がったと考えられる。この点も考慮して最終氷期最寒冷期の環境を想定すると、森林または疎林が成立する一方で、冬季の気温が現在に比べて著しく低下した環境であったといえる。それは、現在に比べて気温の年較差が大きい大陸的な気候環境であったこと(小疇, 1983; 小野, 1990; Hirakawa, 1990)を意味し、図19で示される森林から森林ツンドラへ植生帯が移行するような地域に相当すると考えられる。

2. 年平均気温、気温の年変化の復元

活動層厚の決定条件の一つである融解積算温度は、気温の年変化を正弦曲線に近似したときの振幅と年平均気温の2つの値がわかれば計算できる(松岡, 1991)。そこで、北海道北・東部における最終氷期最寒冷期の活動層厚を求めるために、推定した環境条件が成立するような当時の年平均気温と気温の年変化を復元する。

凍結割れ目の形成に関わる最終氷期最寒冷期の北海道北・東部の凍土環境としては、(1)永久凍土は存在せず、凍結割れ目構造はすべて季節凍土ソイルウェッジであった場合、(2)不連続的永久凍土帯でアイスウェッジ、季節凍土ソイルウェッジの両方が存在した場合、および(3)連続的永久凍土帯でアイスウェッジと季節凍土ソイルウェ

ッジの両方が存在した場合、という大きく3つの場合が想定できる。

これまでの北海道の永久凍土環境に関する研究では、小疇ほか(1974 a, b) は発見した3つの化石凍結割れ目構造をすべてアイスウェッジカストと判断して、最終氷期最寒冷期の北海道を連続的永久凍土帯南限付近で年平均気温 $-6 \sim -8^{\circ}\text{C}$ 程度の地域であったと推定した¹⁶⁾。一方、Ono (1981) や平川 (1984 a, b) は、発見された化石凍結割れ目構造をすべてアイスウェッジカストと判断しても、その分布密度がきわめて低いことから最終氷期最寒冷期の北海道が不連続的永久凍土帯南限付近であったと考えた。さらに、北海道南西部や東北地方からは、最終氷期中の凍結割れ目構造や大規模なクリオターベーションの存在はこれまでに確認されてない。また、ポリゴン径の計測値を、化石凍結割れ目構造の深度-ポリゴン径の関係にプロットした結果から、最終氷期最寒冷期の北海道北部地域の永久凍土環境は連続的永久凍土帯と不連続永久凍土帯のどちらの可能性もあることはすでに述べた (図20)。これらのことから、連続・不連続に関わらず最終氷期の北海道北・東部には永久凍土が存在し、それは分布の南限付近であったことが示唆される。このような従来の研究成果をふまえて、本稿では調査地域における最終氷期最寒冷期の凍土環境として (2) の不連続的永久凍土帯南限付近と (3) の連続的永久凍土帯南限付近の2つを想定し、それぞれの南限の一般的な年平均気温とされる -3°C と -7°C (例えば、木下, 1982) を採用する。なお、 -3°C は後述する西沢・長谷川 (1969) の気温-地温の関係式では永久凍土が形成される限界の気温でもあり、理論的にはこのときに最も凍結融解深度 (活動層厚) は大きくなる。

北海道北部と東部を代表してそれぞれ、現在の気温の資料が得られる稚内 (北緯 $45^{\circ}25'$, 東経 $145^{\circ}35'$, 標高2.8 m) と根室 (北緯 $43^{\circ}20'$, 東経 $141^{\circ}35'$, 標高25.8 m) をとりあげる¹⁷⁾。現在の稚内と根室の年平均気温はそれぞれ 6.4°C , 5.9°C である (国立天文台, 1993: 表2)。稚内と根室の現在の月平均気温の年変化を Williams (1975)

や Hirakawa (1990) の方法にもとづいて調整したものを図24に示した。図中の折れ線Aは現在の月平均気温の年変化、Bは現在の年変化を平行に移動して年平均気温を -3°C に調整した線、Cも現在の年変化を平行に移動して年平均気温を -7°C に調整した線である。B' および C' は、BおよびCの年平均気温を変えないで、夏季は 10°C を超え、冬季は -20°C 以下になるように調整したものである¹⁸⁾。これらをそれぞれ B' 条件、C' 条件と呼び、最終氷期最寒冷期の北海道の気温の年変化とする。

なお、比較のために図24には、現在の連続的永久凍土帯であるスピッツベルゲン島ロングイヤービエン (Åkerman, 1987) と、現在の不連続的永久凍土帯 (Sone, 1990; Sone *et al.*, 1988) の大雪山・白雲小屋 (曾根・高橋, 1988) の月平均気温の年変化、さらに現在の不連続的永久凍土帯で森林が存在する東シベリアのヤクーツク (北緯 62°) とアラスカ内陸部のフェアバンクス (北緯 65°) (国立天文台, 1993) の月平均気温の年変化も示した。

調整したそれぞれの年変化から得られる温量指数は、BとCが $18 (^{\circ}\text{C} \cdot \text{月})$ 以下になるのに対し、B' と C' はそれを超える (表3)。このことから、B' と C' の状態では樹木の生育が可能と判断され、花粉化石から推定される当時の気温状態と矛盾しない。しかし、この B' と C' の気温年変化の特徴を現在森林が存在するヤクーツク、フェアバンクスと比較すると、気温年変化曲線の振幅はB', C'の方が小さい。これは、B', C' が樹木が生育していてもかなりツンドラに近い森林限界付近の低い夏季温度と、割れ目が発生する限界の高い冬季温度に調整したためである。

3) 最終氷期最寒冷期の裸地状態で推定される活動層厚

松岡 (1991, 1992) は、Aldrich (1956) による Berggren の修正式と西沢・長谷川 (1969) による気温-地温の関係式を用いて、裸地状態における年平均気温と年最大凍結・融解深度との関係を求めた。松岡 (1991) にしたがって、表2と図24に示した月平均気温の年変化を正弦曲線で近似し

表 2 現在および推定した最終氷期最寒冷期の月平均気温

Table 2 Monthly mean air temperature at Wakkanai, Nemuro, Svalbard, Mt. Taisetsu Jakutsk and Fairbanks at present and in the Last Glacial maximum stage

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MAAT
WA	-5.5	-5.7	-1.5	4.4	8.7	12.4	16.8	19.2	16.4	10.5	3.2	-2.1	6.4
WB	-14.9	-15.1	-10.9	-5.0	-0.7	3.0	7.4	9.8	7.0	1.1	-6.2	-11.5	-3.0
WB'	-17.5	-20.0	-13.5	-6.3	0.6	5.6	10.0	14.7	9.6	2.4	-7.5	-14.1	-3.0
WC	-18.9	-19.1	-14.9	-9.0	-4.7	-1.0	3.4	5.8	3.0	-3.1	-10.2	-15.5	-7.0
WC'	-25.5	-25.7	-21.5	-12.3	-1.4	5.6	10.0	12.4	9.6	0.4	-13.5	-22.1	-7.0
NA	-4.5	-5.3	-1.9	3.1	7.4	10.5	14.2	17.1	15.3	10.8	4.9	-0.6	5.9
NB	-13.4	-14.2	-10.8	-5.8	-1.5	1.6	5.3	8.2	6.4	1.9	-4.0	-9.5	-3.0
NB'	-18.1	-20.0	-15.5	-8.2	0.7	6.3	10.0	14.0	11.1	4.2	-6.4	-14.2	-3.0
NC	-17.4	-18.2	-14.8	-9.8	-5.5	-2.4	1.3	4.2	2.4	-2.1	-8.0	-13.5	-7.0
NC'	-26.1	-26.9	-23.5	-14.2	-1.2	6.3	10.0	12.9	11.1	2.3	-12.4	-22.2	-7.0
S	-12.1	-15.3	-14.4	-10.7	-3.2	2.8	6.3	5.1	0.8	-5.2	-9.2	-12.4	-5.8
T	-21.3	-15.9	-13.2	-3.2	0.6	5.5	11.1	13.9	4.5	-1.9	-9.2	-17.6	-3.8
J	-42.0	-36.6	-22.7	-7.0	6.3	15.6	18.7	15.2	5.8	-8.6	-29.4	-39.4	-10.3
F	-24.9	-20.0	-13.1	-1.0	9.0	15.2	16.4	13.6	7.2	-3.9	-15.6	-23.4	-3.4

WA：現在の稚内の月平均気温（理科年表*：1961～1990年），WB：年平均気温 -3°C に調整（振幅同じ），WB'：年平均気温 -3°C に調整（振幅増大），WC：年平均気温 -7°C に調整（振幅同じ），WC'：年平均気温 -7°C に調整（振幅増大）。

NA：現在の根室の月平均気温（理科年表*：1961～1990年），NB：年平均気温 -3°C に調整（振幅同じ），NB'：年平均気温 -3°C に調整（振幅増大），NC：年平均気温 -7°C に調整（振幅同じ），NC'：年平均気温 -7°C に調整（振幅増大）。

S：現在のスピッツベルゲン島，ロングイヤービエンの月平均気温（Åkerman, 1987：1957～1975年）。

T：現在の大雪山白雲小屋の月平均気温（曾根・高橋，1988：1985年）。

J：現在の中央シベリア，ヤクーツクの月平均気温（理科年表*：1951～1980年）。

F：現在のアラスカ内陸，フェアバンクス月の月平均気温（理科年表*：1951～1980年）。

*国立天文台（1993）

調和解析を行ない，年平均気温と気温年変化曲線の振幅を求めた¹⁹⁾（表3）。さらにこの値から，稚内と根室の各気温年変化条件における3種類の構成物質（V：火山灰，SS：シルト・砂，SG：砂礫）ごとの最大融解深度（活動層厚）を算出した²⁰⁾。その結果を表3に示す。

調査地点の構成物質を考慮すると，北部の最終間氷期より古い海成段丘で見られる凍結割れ目構造（地点③，④，⑤，⑥）や東部の斜里（地点⑭），根釧原野（地点⑮，⑯，⑰）は，地表に砂礫層が露出しているときに割れ目構造が形成されたことは確実である。これらの場合には地表構成物質は砂礫（SG）に限定して考えることができる。

ところで，北海道北部地域の地点②兜沼では，火山灰（V）（豊徳テフラ層群）に割れ目が形成されており，この上位には層厚80 cmの褐色の風成細粒堆積物がのる。他の多くの地点（①，⑦，⑧⑨，⑩，⑪，⑫，⑬）では，明瞭な割れ目の部分が段丘砂礫層中にあり，その上位に層厚約1 m程度のシルト・砂（SS）が堆積する²¹⁾。このように2種類の異なる物質が重なって堆積する場合には，多層構造をもつ地盤の凍結深度の計算方法（Aldrich, 1956）を利用して，地表面位置を最も高く見積った場合と最も低く見積った場合（図22）の活動層厚を算定し，表1にそれぞれの地点ごとの値を示した。

図 24 現在および推定した最終氷期最寒冷期の月平均気温

A, B, C, B', C' は本文参照。

Fig. 24 Monthly mean air temperatures at Wakkanai, Nemuro, Svalbard, Mt. Taisetsu, Jakutsk and Fairbanks at present and in the Last Glacial maximum stage

A : in present; B and C : annual mean temperature -3°C and -7°C with the same range of temperature as at present, respectively; B' and C' : conjectural curves of -3°C and -7°C , respectively, and Longyearbyen, Mt. Taisetsu, Jakutsk and Fairbanks at present

4) 地表面状態を考慮した推定活動層厚の適用

一般に同じ気温条件でも、活動層厚は地表面の状態によって著しく変化する (French, 1976)。前節で気温から推定した活動層厚は裸地状態を想定したものであるため、最終氷期最寒冷期における活動層厚を推定するには当時の地表面状態を考慮する必要がある。

1. 植生が活動層厚に与えた影響

裸地状態として気温から推定された活動層厚は、スピッツベルゲン島や大雪山のような、ほとんど植生のない地域では実測値ときわめてよく合う (表3)。ところが、凍結割れ目形成時の北海道北・東部の平地には、草原とともにグイマツ、エゾ

マツ、ハイマツなどから構成される疎林の成立が推定されている (小野・五十嵐, 1991)。このような植生、特に森林の存在は、永久凍土を夏季の太陽放射から遮断することで活動層厚を薄くする効果があるとされている (French, 1976)。もしそれが正しければ、筆者らが求めた裸地状態での推定活動層厚の値は、割れ目の形成当時の実際の活動層厚より大きく見積られている可能性がある。そこで、現在森林をとまなう不連続的永久凍土帯北部に位置するヤクーツクとフェアバンクスで実測された活動層厚 (Williams, 1975 : 表4) と、気温から理論的に推定した両地域の裸地状態での活動層厚の値を比較・検討する。

表 3 気温変化の温量指数 (WI) と計算によって求めた活動層厚
Table 3 Warm Index(WI) and calculated thickness of active layer

地域および 気温変化様式	WI (℃・月)	年平均気温 (℃)	振幅 (℃)	活動層厚 (cm)			
				火山灰	シルト・砂	砂礫	実測値
北海道北部 (稚内)							
A	54.0	6.4	11.9	—	—	—	—
B	9.2	−3.0	11.9	110	156	200	—
B′	20.9	−3.0	15.8	124	177	227	—
C	0.8	−7.0	11.9	72	98	123	—
C′	18.6	−7.0	19.9	109	153	190	—
北海道東部 (根室)							
A	45.3	5.9	10.5	—	—	—	—
B	4.9	−3.0	10.5	102	146	189	—
B′	21.4	−3.0	16.5	128	182	232	—
C	0.0	−7.0	10.5	63	89	112	—
C′	20.3	−7.0	20.9	113	157	197	—
ロングイヤービエン	1.4	−5.6	10.3	77	106	132	74-104 ¹⁾
大雪山	15.5	−3.8	15.4	117	167	214	120-180 ²⁾
ヤクーツク	41.6	−10.3	30.9	64	86	108	150-200 ³⁾
フェアバンクス	36.4	−3.3	21.1	99	142	182	30-600 ³⁾

¹⁾ Bakkehøi and Bandis (1988), ²⁾ 福田・木下 (1974); Sone *et al.* (1988), ³⁾ Williams (1975)

表 4 ヤクーツクとフェアバンクスの植生と活動層厚 (Williams, 1975)
Table 4 Vegetation and active-layer thickness at Yakutsk and Fairbanks (after Williams, 1975)

地 域	植 生	永久凍土のタイプ	活動層厚 (m)	
			砂礫	シルト・粘土
ヤクーツク (北緯62°)	森林 (落葉針葉樹林 ¹⁾)	不連続的永久凍土帯北限	2.0-2.5	1.5-2.0
フェアバンクス (北緯65°)	森林・草原 (常緑針葉樹林 ²⁾)	不連続的永久凍土帯北部	0.9-1.5	0.3-0.9
			1.5-6.0	0.9-1.5

^{1), 2)} 酒井 (1982)

現在, 年平均気温が -10.3°C , 気温年変化曲線の振幅が 30.9°C である東シベリアのヤクーツクでは, 裸地状態での推定活動層厚の値より実測値の方が大きい結果が得られた (表3)。この結果は, 植生の存在が夏季の太陽放射を遮断するだけでなく, ほとんど積雪のない冬季の著しい寒気も断熱して, 気温より地表面温度を高くする効果をもつことを推定させる。この効果によって地表面温度の年変化曲線の振幅が, 気温の年変化曲線の振幅より小さくなり, 気温から推定される活動層厚は実測値より小さくなると考えられる。

アラスカ内陸部のフェアバンクスは, 現在の年平均気温が -3.3°C , 気温の年変化曲線の振幅が 21.1°C , 現在の植生が森林と草原であり, 最終氷期最寒冷期の稚内や根室で想定される気温状態 (B', C') に類似した地域と考えられる。気温から計算されるフェアバンクスの裸地状態での推定活動層厚は実測値の範囲におさまるが, 表3, 4に示すように実測値はきわめて広い幅をもっている。このように広い幅をもつ実測値の説明には, 次の事実が示唆を与える。すなわち, 同じ森林でもアラスカではトウヒを中心とする常緑針葉樹が

優占するため林床が暗く湿潤なのに対し、東シベリアでは落葉針葉樹のダフリアカラムツが優占するので林床は明るい(酒井, 1982)。前者の常緑針葉樹は林床にコケの被覆をもたらし、その断熱効果によって活動層厚はさらに薄くなる(French, 1976)。ヤクーツクに比べてフェアバンクスの活動層厚の極小値が小さいのは、そのような湿潤な場所で活動層厚が計測された可能性を示している。花粉分析資料から、最終氷期の北海道にはヤクーツクに似た落葉針葉樹のグイマツが広く分布したとされ(小野・五十嵐, 1991)、その当時の明るい林床が推定できる。

以上のヤクーツクとフェアバンクスの例から、植生の存在は活動層厚を薄くするばかりでなく、気温から推定する値より活動層を厚くする効果があることや、常緑針葉樹と落葉針葉樹の違いが林床の環境や活動層厚に与える影響が大きいことが示された。このように、現在森林をとまなう永久凍土地域の推定活動層厚と実測値が大きくかけ離れないことは、最終氷期最盛期における稚内や根室の推定活動層厚も実際の活動層厚とは著しく異なることを示唆する。

2. 局地的な地形・土地条件が活動層厚に与えた影響

一般に、現在の北半球の永久凍土が分布する地域では、北向き斜面では活動層厚が薄い。また、凹型の地形や透水性の悪い場所では排水が悪いため、構成物の熱伝導率が低下したり、その上位に熱伝導率の低い泥炭が形成され、活動層厚はきわめて薄くなる。しかし、筆者らが観察した化石凍結割れ目構造は、ほぼ平坦な段丘面構成層や被覆層中に形成されており、局地的に活動層厚を薄くするような地形・土地条件をもつ場所ではないと判断できる。

3. 積雪が活動層厚に与えた影響

積雪は、春季以降まで残る残雪によって凍土の融解時期の遅れや土壤水分の増加をもたらし、活動層厚を薄くする(Brown, 1972)。一方、積雪の断熱効果はその熱伝導率の低さから断熱効果をもたらし、冬季における凍土や凍結割れ目の形成を妨げる。例えば東(1954)は、現在の北海道で

15~30 cmの積雪深があれば、ほとんど土壤凍結が生じないことを指摘した。現在の北海道北部から西部の地域は、実際に積雪の影響によって土壤凍結はほとんど生じていない(石川・鈴木, 1964)。もし最終氷期最寒冷期の冬季にかなりの積雪があったとすれば、積雪下の物質にまで凍結割れ目を生じさせるような異常な低温が必要になるが、そのような状況はきわめて考えにくい。したがって、凍結割れ目が観察される地点では冬期の積雪は無視できると考えられる²²⁾。また、ほぼ平坦な段丘面構成層中に限って化石凍結割れ目が見出される事実は、北向き斜面で見られるような夏季までの残雪もなく、雪が活動層厚に大きな影響を与えなかったことを示唆する。

4. 推定活動層厚を用いる上で考慮すべき点

上記の議論から、地表面状態を考慮しても、筆者らの推定活動層厚が実際の活動層厚より著しく薄かった可能性は小さいと考えられる。また、活動層を推定するために用いた図24、表2のB'、C'の気温の年変化は、樹木が生育できる最低限の夏季温度と割れ目が発生する限界の高い冬季温度に調整したものであり、与えられた条件の中では最も融解積算温度も凍結積算温度も小さいといえる。花粉分析資料によっては森林の割合はさらに高くなり、そのときの温量指数からみると、実際にはB'、C'より夏季の気温は高かった可能性もある。すなわち、ここで推定した活動層厚は実際の活動層厚に近いが、それよりも薄い可能性がある。したがって、割れ目深度との相対的關係から割れ目構造の起源を判定する場合には、その起源を永久凍土ウェッジに判定しやすい傾向をもつことになる。

VI. 化石凍結割れ目構造の起源についての検討

1) 割れ目の深度と推定活動層厚の關係から見た化石凍結割れ目構造の起源

これまで検討してきたように、温度条件が同じであれば、凍結割れ目の種類は割れ目の深度と、その構成物質ごとに決定される活動層厚との相対的な關係によって決まる。すなわち化石凍結割れ

図 25 化石凍結割れ目構造の起源の判定方法

SG: 砂礫, SS: シルト・砂, V: 火山灰

Fig. 25 Relationship between origin of the fossil periglacial wedges and the past active layer thickness

SG: sand and gravel, SS: silt and sand, V: volcanic ash

目構造の起源は、(a) 割れ目深度の最小値が活動層厚より深ければ確実な化石永久凍土ウェッジ、(b) 割れ目深度の最大値が活動層厚より浅ければ確実な季節凍土ソイルウェッジ、(c) その他の場合、例えば割れ目深度の最大値と最小値の間に活動層厚があるならば、化石永久凍土ウェッジと季節凍土ソイルウェッジのどちらの可能性もあるといえる。

構成物質が1種類の場合(地点③, ④, ⑤, ⑥, ⑭, ⑮, ⑯, ⑰)には上記の方法で単純に判定できる。しかし、2種類の異なる物質が重なって堆積する場合(地点①, ②, ⑦, ⑧, ⑨, ⑩, ⑪, ⑫, ⑬)には上下の物質で物理的性質が異なるため、推定される地表面の位置によって上位物質の層厚が変化し、それに対応して活動層厚も変化する。したがって割れ目深度の最小値・最大値をそれぞれとるときの上位物質の層厚に応じた活動層厚を求める必要がある。ここでは、多層構造における地盤の凍結・融解深度の計算方法(Aldrich, 1956)を用いて推定活動層厚を求めた(表1)。このように、2種類の異なる物質が重なって堆積する場合でも活動層厚の範囲が決定でき、様々な地表面位置に対する割れ目深度と推定活動層厚との関係から、化石凍結割れ目構造の起源を判定で

きる。図25には上述の判定方法を模式的に示し、図26に観察した化石凍結割れ目構造の深度の計測値と各構成物質ごとの推定活動層厚との関係を示した。これらの図を用いて導かれる結果は、次のようにまとめられる。

(A) 北海道北部地域

(1) 年平均気温 -3°C のB'条件とすれば、①, ②, ⑤A, B, ⑦A, B, ⑧Aの7つは化石永久凍土ウェッジの可能性があり、そのうち②, ⑧Aが確実な化石永久凍土ウェッジといえる。その他の構造(③A, B, ④, ⑥, ⑦C, D, ⑧B, C, D, E, ⑨A, B, C, D, ⑩A, B, ⑪A, B, C, D, ⑫, ⑬)は確実な季節凍土ソイルウェッジと考えられる。

(2) 年平均気温 -7°C のC'条件とすれば、①, ②, ③A, ⑤A, B, ⑦A, B, ⑧A, ⑩A, ⑬の10が化石永久凍土ウェッジの可能性があり、そのうち②, ⑦A, ⑧Aの2つが確実な化石永久凍土ウェッジと考えられる。その他の構造(③B, ④, ⑥, ⑦C, D, ⑧B, C, D, E, ⑨A, B, C, D, ⑩B, ⑪A, B, C, D, ⑫)は確実な季節凍土ソイルウェッジと考えられる。

(B) 北海道東部地域

年平均気温が -3°C (B'条件)でも -7°C

図 26 化石凍結割れ目構造の深度と推定された活動層厚との関係

1~17は本文および図1に示した割れ目構造。*のついたものは、形成時期不明。

Fig. 26 Relationship between the depth of fossil periglacial wedges and the calculated thickness of active layers

Nos. 1-17 each indicate the fossil periglacial wedge shown in Fig. 1.

Ones with *: unknown formation age.

(C' 条件)でも、⑮(または⑮A)と⑯は確実な化石永久凍土ウェッジであるが、⑭、⑮B)、⑰は季節凍土ソイルウェッジと考えられる。

2) 北海道北・東部の化石凍結割れ目構造の起源の判定基準

第V章で検討した北海道北・東部の最終氷期最寒冷期の各物質の推定活動層厚を現成の深度-ポリゴン径の関係にあてはめると、例えば年平均気温が -7°C (C' 条件)の砂礫地(SG)であれば、割れ目深度は1.9m以上、ポリゴン径7m以上の基準を満たすとき永久凍土ウェッジと判定できる(図20)。このようにして得られる、この時期に形成された北海道の化石凍結割れ目構造の起源の判

定基準を表5に示す。

3) 化石永久凍土ウェッジはアイスウェッジカストか化石永久凍土ソイルウェッジか？

永久凍土面を超える凍結割れ目でありながら、割れ目に氷が充填されたりされなかったりする原因は、凍結割れ目の生じた地域の乾燥程度が影響していると考えられる(例えば、French, 1976)。最終氷期後半の北海道北・東部で現在より降水量が減少したとしても、その時期の花粉分析資料(例えば、五十嵐ほか, 1993)から復元される植生や規模の大きい扇状地の発達(例えば、平川・小野, 1974; 岩田, 1977; 三浦, 1993)を考え合わせれば、当時の北海道北・東部がほとんど降水

表 5 北海道北・東部の化石永久凍土ウェッジの判定基準

Table 5 Criteria of fossil permafrost wedge in northern and eastern Hokkaido formed during the Last Glacial maximum stage

構成物質	年平均気温 -3°C		年平均気温 -7°C	
	割れ目深度	ポリゴン径	割れ目深度	ポリゴン径
火山灰 (V)	$>1.3\text{m}$	$>30\text{m}$	$>1.2\text{m}$	$>4\text{m}$
シルト・砂 (SS)	$>1.8\text{m}$	$>50\text{m}$	$>1.6\text{m}$	$>6\text{m}$
砂礫 (SG)	$>2.3\text{m}$	$>>50\text{m}$	$>1.9\text{m}$	$>7\text{m}$

がないほど著しく乾燥していたとは考えられない。したがって、本研究で永久凍土面を超えたと考えられる割れ目構造（永久凍土ウェッジ）のほとんどは、永久凍土ソイルウェッジではなく氷が充填されたアイスウェッジであった可能性が高い。

4) 化石凍結割れ目構造の起源と断面形態の特徴との関係

これまで、アイスウェッジカストとソイルウェッジ（季節凍土ソイルウェッジ）を区別する基準として、平川（1984b）が指摘したように次のような形態の違いが強調されることが多かった。

(1) アイスウェッジカストは、割れ目の形態が明瞭で、長さ1mに対して上端は0.1m以上の幅を示すが、季節凍土ソイルウェッジは、割れ目の長さに比べて上端の幅が広い。

(2) アイスウェッジカストは両側の地層が上方にまくれあがるが、季節凍土ソイルウェッジは両側の地層がたわみ下がるが多い。

この基準を、本研究で確実な永久凍土ウェッジ（アイスウェッジカスト）と判定された②、⑧A、⑮、⑯の4つの凍結割れ目構造のスケッチに照らし合わせてみると、両側の層理が上方にまくれ上っているものは1つもない。逆に、確実な季節凍土ソイルウェッジと判定された凍結割れ目でも、上記(1)の割れ目の長さに比べて上端の幅が広くないもの（③B、④、⑧B、C、D、E、⑨、A、B、C、D、⑪A、B、⑭）が見られたり、(2)の両側の地層のまくれあがり構造が見られるもの（③A、B、④、⑨A、B、C、D、⑪A、B、C、D、⑫）がある。

上記(1)の凍結割れ目の一定の規模からその起源を判定できないことはすでにⅢ章で議論した。

また、(2)の両側の地層が上方にまくれあがる現象も、氷の充填・成長による側方への圧迫に限らなくとも、ソイルウェッジのように開口した割れ目に砂や泥が毎年落ちこむことで形成が可能と考えられる。このように本研究の結果からみると、従来の形態のみを基準としたアイスウェッジカストとソイルウェッジの判定は、きわめて難しいといえる。したがって、これまで形態の特徴からアイスウェッジカストと報告されてきた北海道の化石凍結割れ目構造の中には、多くの季節凍土ソイルウェッジを含んでいる可能性がある。

5) 化石凍結割れ目構造の起源からみた北海道北・東部における最終氷期最寒冷期の永久凍土環境

最終氷期最寒冷期に最も活動層厚が厚くなる年平均気温 -3°C を想定しても、確実な化石永久凍土ウェッジやその可能性があるものが数地点で認められることから、連続・不連続帯を問わず永久凍土が存在したことは確実である。しかしながら、年平均気温が -3°C とした場合に化石永久凍土ウェッジの可能性がある凍結割れ目構造は北海道北部で29のうち7つ、東部で5つのうち2つ、そのうち確実に化石永久凍土ウェッジといえる割れ目構造は北部で2つ、東部で2つ、年平均気温を -7°C とした場合も同様に北部で10、東部で2つ、そのうち確実なものは北部で3つ、東部で2つである。このように、いずれの場合も確実な季節的凍土ソイルウェッジと判定されたものが発見数の割合に対して多く、化石永久凍土ウェッジの可能性がある割れ目構造の深度も相対的に浅く、起源の判定について微妙なものが多い。現在のスピッツベルゲン島アドベントダーレンのよう

な連続的永久凍土帯における永久凍土ウェッジ（アイスウェッジ）に比べて、調査地域の化石凍結割れ目構造の深度がこのように浅いという事実（図20）は、現在の連続的永久凍土帯に比べて最終氷期最盛期の北海道北・東部の永久凍土は、割れ目深度が大きくなれないような凍土の熱環境、すなわち比較的高い永久凍土温度（Matsuoka and Hirakawa, 1993）をもっていたことを示している。特に、⑤A、Bや⑪B、Dのように割れ目深度に対して大きいポリゴン径（真のポリゴン径は図20に示されたものより大きい）をもつ化石凍結割れ目構造の存在は、不連続永久凍土帯（図20の直線B）に近い環境にあったことを示唆する。これらのことと、北海道東部の十勝平野でこれまでに凍結割れ目構造がほとんど確認されていない（平川, 1984a）ことを考え合わせれば、最終氷期最寒冷期には、北海道北部地域のオホーツク海側から根釧原野にかけての地域が連続的永久凍土帯の南限から不連続的永久凍土帯へ移行するような地域、十勝平野および積雪の影響が考えられる北海道北部地域の日本海側が不連続的永久凍土帯であった可能性が示唆される。

VII. まとめと問題点

これまで様々な地域から報告されてきた化石凍結割れ目構造は、その形態や規模を根拠にアイスウェッジカストとして認定されてきたが、現成の凍結割れ目現象が生じている場所との詳細な比較・検討からその本質的な成因にもとづいて起源が判定されることはほとんどなかった。本研究では、北海道北・東部において多数の化石凍結割れ目構造の観察と記載を行ない、現成の凍結割れ目現象とその形成環境の研究および最終氷期の気温に関わる古環境復元の成果を用いて当時の活動層厚を復元し、これらの構造の起源について検討した。その結果は次のように要約される。

(1) テフラや¹⁴C年代資料との層位関係および従来より報告のあった化石凍結割れ目構造の形成年代資料から、最終間氷期以降に凍結割れ目が生じた時期は、主として支笏第1降下軽石（Spfa-1）降下後の約4.2~1.2万年BPの間にあり、

この時期に最終氷期の最寒冷期があることが推定できる。

(2) 最終氷期最寒冷期の植物化石資料と現在凍結割れ目が形成される地域の気温資料を用いて稚内および根室の現在の月平均気温の年変化を手続きを踏んで調整し、当時の北海道北・東部を連続的永久凍土帯南限付近（年平均気温-7°C）および不連続的永久凍土帯南限付近（年平均気温-3°C）と想定して、気温の年変化を復元・検討した（図24、表2）。

(3) 復元した月平均気温の年変化を正弦曲線に近似し、調和解析から求めた気温年変化曲線の振幅と年平均気温を用いて、Aldrich（1956）の修正解から化石凍結割れ目構造形成時の裸地状態での活動層厚を理論的に算出した（表3）。そして、地表面状態を考慮して推定活動層厚の適用の可能性を検討した。

(4) 化石凍結割れ目構造の深度と推定活動層厚との関係から、北海道北・東部が年平均気温-3°Cであったならば、観察した化石凍結割れ目構造34のうち9、年平均気温-7°Cであったならば12が、化石永久凍土ウェッジの可能性があると判断された。しかし、確実な永久凍土ウェッジは、年平均気温-3°Cとした場合は4つ（②、⑧A、⑮（または⑮A）、⑯）、年平均気温-7°Cとしても5つ（②、⑦A、⑧A、⑮（または⑮A）、⑯）しかなかった（図26）。

(5) 永久凍土ウェッジまたは季節凍土ソイルウェッジと判定した化石凍結割れ目構造の断面形態の検討から両者を形態的特徴にもとづいて区別することは適当ではない。これまで形態からアイスウェッジカストと考えられた化石凍結割れ目構造の中には、多くの季節凍土ソイルウェッジを含んでいる可能性がある。

(6) 化石永久凍土ウェッジと判定された化石凍結割れ目構造は、当時の植生や扇状地が発達した古環境を考慮すると氷が充填されたアイスウェッジであった可能性が高い。

(7) 現在の永久凍土地域の凍結割れ目深度-ポリゴン径の関係に、最終氷期後半の古環境資料を用いた推定活動層厚を用いて、その当時北海道で

形成された凍結割れ目構造の起源を判定する基準が得られた(表5)。

(8) 推定活動層厚に対して多くの割れ目深度が浅いことから、最終氷期最寒冷期の北海道北・東部の永久凍土は、割れ目深度が十分に大きくなれないような熱環境(比較的高い永久凍土温度)にあったことが推定された。しかし、確実な永久凍土ウェッジやその可能性があるものも少数ながら見られることから、当時の北海道北部のオホーツク海側から根釧原野にかけての地域は連続的永久凍土帯南限から不連続的永久凍土帯へ移行するような地域であったと考えられる。

これまでに報告されてきた北海道のアイスウェッジカストの化石季節凍土ソイルウェッジとしての再検討やさらに多くの調査地点を増やすことは、より正確な最終氷期の北海道の永久凍土環境を復元するうえできわめて重要な課題である。

ところで、本稿の議論を行なう中で最も重要な活動層厚の推定値は、比較的長い期間の夏季の気温条件を反映する植物化石資料にもとづく月平均気温の年変化から導かれたものである。したがって化石に残らない短期間の冬季・夏季の著しい気温の低下は割れ目深度に対する活動層厚をその時期に限って相対的に薄くした可能性をもつ。また、実際には氷期の針葉樹や草原・ツンドラは微地形や排水環境に応じて棲み分けていたと考えられる(小野, 1990)が、割れ目観察地点が具体的にどのような植生であったかを明らかにすることは今のところできない。したがって、裸地状態として推定した活動層厚が植被の存在でどのように変化するかを正確に評価することも現段階では困難である。さらに、氷期における積雪の状況とそれが活動層厚に与えた影響も重要であるが未知の点が多い。

今後は、凍結割れ目構造の上位にある堆積物そのものの土壌形態のより詳しい観察(Van Vliet-Lanoë, 1985; Harris, 1985)によって、化石活動層と化石永久凍土層を識別することが必要である。例えば、⑧芦野(2)の露頭で見られる層厚約1~2 cmの酸化鉄の盤層(図9)は、永久凍土面上面に生じた鉄の集積層である可能性もある。

また、凍結割れ目の形成や活動層厚の正確な判定のためには、調査地点の構成物質を用いた物性に関する室内実験データの収集も必要である。さらに、時代や古環境に関してより確実な議論を行なうためには、年代データの蓄積と正確に編年された確実な資料の充実が望まれる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京都立大学理学部地理学教室並びに寒冷地地形談話会の皆様には有意義な討論と御意見をいただいた。小野有五(北海道大学)、松岡憲知(筑波大学)、森脇喜一(国立極地研究所)の各氏には草稿を読んでいただき有益な助言をいただいた。東京都立大学大学院の中谷友樹氏には数値計算に御協力いただいた。現地調査においては、猿払村芦野の小泉 浩・裕子夫妻に様々な便宜を計っていただいた。以上の方々に深く感謝の意を表します。なお、本研究には文部省 IGBP(地球圏-生物圏国際共同研究)領域6研究課題3(研究代表者:小野有五)および文部省科学研究費総合研究A「最終氷期の日本列島の乾燥化に関する第四紀学的研究」(研究代表者:平川一臣)を使用した。

注

- 1) 厳密には現成のソイルウェッジは永久凍土表層の活動層中に形成される活動層ソイルウェッジ active-layer-soil wedge と、季節的凍土に形成される季節的凍土ソイルウェッジ seasonally frozen ground soil wedge および永久凍土面を超えた深さに形成される永久凍土ソイルウェッジ permafrost soil wedge に区分され、永久凍土ソイルウェッジ(サンドウェッジを含む)とアイスウェッジを合わせて永久凍土ウェッジと呼ぶと定義されている(Washburn, 1979)。Matsuoka and Hirakawa (1993)では、これらの用語を用いて凍結割れ目構造を厳密に区別している。本稿でも、アイスウェッジとソイルウェッジの用語を、前者が凍結割れ目を氷が充填したもの、後者が泥・砂を充填したものという意味で用い、ソイルウェッジについては季節的凍土ソイルウェッジ(活動層ソイルウェッジを含む)と永久凍土ソイルウェッジに区別する。
- 2) ここでいう風成細粒堆積物とは、一般にローム層あるいは風化火山灰層、重粘土などと呼ばれているものである。このような堆積物の起源や特徴および第四紀学的な意義については別稿で述べる。
- 3) 多くの凍結割れ目構造は段丘砂礫層の離水後に形成されており、露頭面では一定の深さや間隔をおいて観察される。また、断層とは異なり一定の深さで割れ目はとどまり、下方に向かって狭まる形態を示す。
- 4) 風成細粒堆積物中に同質の細粒堆積物が割れ目構造

- を埋めている場合、割れ目の上端がどこにあるかを判断できない場合が多い。そのため、割れ目の上端幅を示す場合には、露頭面で確認できる割れ目構造の最も上端部の幅を指す。以下の記載においても同様である。
- 5) 割れ目構造の上端の位置が風成細粒堆積物中にあることは確実であるが、割れ目形成時の地表面を特定できないため、現在明らかに割れ目構造中に落ち込んでいない上部の地層の下限から割れ目構造の下端までを割れ目構造の長さとしている。詳しくはIV章の1節を参照。以下の記載においても同様である。また、露頭面が傾斜している場合には、断面を鉛直にしたときの長さに補正した値を示している。
 - 6) 更別グループほか(1966)は、サロベツ原野周辺に見られる海成砂礫層の一部を恵北層と呼び、中期更新統と考えたが、筆者の調査ではいくつかの時期の異なる中～後期更新世の高海面期の海成堆積物である(三浦, 1994)。
 - 7) 豊徳テフラ層群(Rs-Ho)上位に約60cmの褐色風成細粒堆積物をはさんで腐植層があり、この腐植層の最下部の酸不溶性腐植の ^{14}C 年代値が、 $8,180 \pm 180$ 年BP(Gak-16786)(未公表資料)であった。また、ワンコの沢テフラ層(Rs-Wn)下位にはSpfa-1の火山ガラスが認められた。Rs-Ho, Rs-Wnについての詳細は別稿(Miura, 1995)で述べる。
 - 8) 摩周ロームは、5層の降下スコリアや降下軽石から構成される摩周成層火山形成期のテフラである(勝井, 1961)。
 - 9) 割れ目構造がアイスウェッジ起源であるならば、シンジエネティックでなくても融解の過程で、このような埋積構造を示すこともありうる(Harry and Gozdzik, 1988)。
 - 10) 図19は、最終氷期に氷床に覆われた北米大陸を想定して模式的に描いている。描かれているアイスウェッジ、ソイルウェッジおよび植生帯は現在形成されているものであって化石化したものは除いてある。森林ツンドラ帯に見られるアイスウェッジや森林帯中に見られるソイルウェッジは、それぞれの植生帯中に見られるパッチ状の裸地に形成されたものである。
 - 11) マッケンジーデルタでは、1978～1985年にアイスウェッジが地温勾配 $10 \sim 15^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ を臨界値に発生した(Mackay, 1986)。また、スピッツベルゲン島アドベントダーレンにおける凍結割れ目は、1991～1992年の冬季にかけて何度か発生し、特に深度20～60cmの地温勾配との関連が強く、 $15^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ を臨界値として発生した(松岡ほか, 1993)。
 - 12) 従来、周氷河現象と対応する気候の指標として年平均気温が用いられることが多かったが、図21に示したように、気温の年平均値は凍結割れ目の種類を決定する境界因子とは直接的な対応関係をもたない。
 - 13) 現在の腐植層下限を用いたのは、北海道の平地では現地表から下方に連続する腐植層は完新世に堆積した土壌と考えられ(佐々木ほか, 1971)、その層準で凍結割れ目は確実に生じていないと判断したからである。
 - 14) Matsuoka and Hirakawa (1993)によるポリゴン径は、割れ目構造によって分割された隣接する2つのポリゴン径の平均値として定義されている。
 - 15) これらの植物化石資料の分析地点はきわめて限定されており、必ずしも化石凍結割れ目構造が観察された地点でも同じ植生であったとは限らない。しかし、いずれの植物化石の分析地点でも針葉樹の花粉化石や木材遺体を産出することから、局所的な影響を除けば、一般的に最寒冷期の北海道北・東部の平地では少なくとも針葉樹の疎林が生育できる温度条件は整っていたと考えられる。
 - 16) ただし、小樽ほか(1974a, b)は、最終氷期最寒冷期をSpfa-1の降下前と考えている。
 - 17) 現在海に面する稚内と根室は気温の年変化曲線の振幅が内陸部に比べて小さい(松岡, 1991)。海面が著しく低下した最終氷期最寒冷期にはこの地域はかなり内陸部に位置したことが推定されるが、その効果は後述の調整方法で考慮される。
 - 18) B'とC'は、7月の月平均気温が 10°C になるように数値を加え、同じ上昇分を6月、8月、9月にも加える一方、4月と10月には、この上昇分の半分の温度を加え、5月と11月は上昇分の半分の温度を引く。1月、2月、3月、12月の月平均気温は、6月、7月、8月、9月に加えた上昇分だけそれぞれ下げる。この操作によっても最寒月の月平均気温が -20°C に達しない場合は、最寒月の月平均気温を -20°C までさらに低下させ、その低下分の温度を最暖月の気温に加えた。この操作の結果、夏季は現在よりもやや冷涼で、冬季は著しく寒冷な年較差の大きい気温の年変化になる。
 - 19) 月平均気温と近似式から得られる計算値との間には高い相関(いずれも0.95以上)が認められ、近似式の適合性は高いと考えられる。
 - 20) 計算に使用した地表構成物質の諸性質は、体積含水率を $0.4\text{m}^3/\text{m}^3$ とし、その他は最も一般的と考えられる以下の値(松岡, 1991)を用いた。
	火山灰	シルト・砂	砂礫
熱伝導率 ($\text{kcal}/\text{m} \cdot \text{h} \cdot ^\circ\text{C}$)	0.9	1.2	1.8
乾燥密度 (kg/m^3)	700	1,200	1,600
含水比 (kg/kg)	0.8	0.3	0.2
- 21) 火山灰は、その乾燥密度が一般に $0.85\text{g}/\text{cm}^3$ ($=850\text{kg}/\text{m}^3$)未満とされる(日本土壤肥料学会, 1983)が、北海道北部地域の海成段丘上の土層はシルト画分を多く含み、乾燥密度が $1,000\text{kg}/\text{m}^3$ を超えている場合がほとんどである(北海道農業試験場, 1973)。また、構成物質のうちローム層、灰白色粘土～シルト層とした風成細粒堆積物は、粒径組成の特徴から構成物質の区分としてシルト・砂の範疇に含めて議論する。
 - 22) 積雪の影響はむしろ凍結割れ目の出現頻度に影響を及ぼしていると思われる。これまでの調査結果から、オホーツク海側に比べて日本海側の化石凍結割れ目構造の出現頻度が低いという事実は、両地域における氷期の積雪深の違いが影響している可能性がある。

文 献

- Åkerman, H.J. (1987): Periglacial forms of Svalbard: A review. Boardman, J. ed.: *Periglacial Processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge University Press, Cambridge, 9-25.
- Aldrich, H.P. (1956): Frost penetration below highway and airfield pavement. *Highway Research Board*, **135**, 124-149.
- Bakkehoi, S. and Bandis, C. (1988): Meteorological condition's influence on the permafrost ground in Sveagruva, Spitsbergen. Senneset, K. ed.: *Proceedings, Fifth Intern. Conf. on Permafrost 1*. Tpir Publishers, Trondheim, 39-43.
- Black, R.F. (1969): Climatically significant fossil periglacial phenomena in north central United States. *Biul. Peryglac.*, **20**, 225-238.
- Brown, R.J.E. (1972): Permafrost in the Canadian Arctic Archipelago. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. **13**, 102-130.
- 第四紀総研北海道グループ (1969): 北海道の第四系. 地団研専報, **15** (日本の第四系), 1-35.
- Dostovalov, B.N. (1957): Izmenenie obshchego rykhlykh gornyykh porod pri promerzani i obrazovani morozoboynykh treshchin (Changing in volume of unconsolidated ground during the freezing and formation of frost cracks). *Materialy Polaboratornykh Issledovaniy Merzlykh Gruntov*, Sbornik **3**, Akad. Nauk, SSSR, 41-51.
- Dostovalov, B.N. and Popov, A.I. (1966): Polygonal systems of ice wedges and conditions of their development. *Proc. First Intern. Conf. Nat. Acad. Sci. — National Research Council of Canada*, Publication **1287**, 102-105.
- Dylik, J. (1966): Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. *Biul. Peryglac.*, **15**, 241-291.
- 遠藤邦彦・五十嵐八枝子・隅田まり・鈴木敬治・宮田雄一郎 (1988): 北海道東部, 野付海岸茨散で得られた過去15,000年間の古環境. 井関弘太郎編: 日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末の自然環境とのかかわりに関する研究. 科学研究費総合(A)研究成果報告書, 45-52.
- 福田正巳 (1982): 生きている寒冷地形. 地理, **27**, 54-61.
- 福田正巳・木下誠一 (1974): 大雪山の永久凍土と気候環境. 第四紀研究, **12**, 192-202.
- French, H.M. (1976): *The Periglacial environment*. Longman, London, 309p.
- Frenzel, B. (1967): *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters*. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 296p.
- Gozdzik, J. (1978): Detailed analysis of fossil contractional frost-fissures, an instruction. *Biul. Peryglac.*, **27**, 172-175.
- Harris, C. (1985): Geomorphological applications of soil micromorphology with particular reference to periglacial sediments and processes. Richards, K.S., Arnett, R.R. and Ellis, S. eds.: *Geomorphology and soils*. George Allen & Unwin, London, 219-232.
- Harry, D.G. and Gozdzik, J.K. (1988): Ice wedges: Growth, thaw transformation, and paleoenvironmental significance. *J. Quat. Sci.*, **3**, 39-55.
- 東 晃 (1954): 北海道の土壌凍結 (積雪との関係). 農業物理研究, **3**, 45-157.
- Hirakawa, K. (1977): Chronology and evolution of landforms during the late Quaternary in the Tokachi plain and adjacent areas, Hokkaido, Japan. *CATENA*, **4**, 255-288.
- 平川一臣 (1984a): 十勝平野の化石周氷河現象. 山梨大学教育学部研究報告, **35**, 120-132.
- 平川一臣 (1984b): 化石周氷河現象と古環境. 福田正巳・小嶋 尚・野上道男編: 寒冷地域の自然環境. 北大図書刊行会, 123-142.
- Hirakawa, K. (1990): Permafrost environment during the last glacial in east and north Hokkaido, northernmost Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **25**, 155-165.
- 平川一臣・小野有五 (1974): 十勝平野の地形発達史. 地理学評論, **47**, 607-632.
- 北海道農業試験場 (1973): 宗谷支庁管内土壌調査報告. 北海道農業試験場土壌調査報告, **22**, 1-154.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦 (1993): 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史. 第四紀研究, **32**, 89-105.
- 石川政幸・鈴木孝雄 (1964): 北海道における1964-65年冬の最深凍結深の分布. 林業試験場北海道支場年報, 228-241.
- 岩田修二 (1977): 根釧原野. 上春別付近の周氷河 非対称谷. 地理学評論, **50**, 455-470.
- Jahn, A. (1978): Classification of the pleistocene frost- and ice-wedge structures. *Biul. Peryglac.*, **27**, 175-177.
- Johnson, W.H. (1990): Ice-wedge casts and relict patterned ground in central Illinois and their environmental significance. *Quat. Res.*, **33**, 51-72.
- Johnsson, G. (1959): True and false ice wedges in southern Sweden. *Geogr. Ann.*, **41**, 15-33.
- 重粘地グループ (1964): 東天北地域の表層地質と成因的土壌型. 地球科学, **75**, 1-12.
- 重粘地グループ (1967): 北海道北部の土壌. 北海道開発局, 195p.
- Kaiser, K. (1969): The climate of Europe during the Quaternary Ice Age. Wright, H.E. ed.: *Quaternary Geology and Climate*. INQUA Congress 7th, Proc. **16**, Natl. Acad. Sci., Washing-

- ton, D.C., 10-37.
- Karte, J. (1981): Zur Rekonstruktion des weichselhoch glazialen Dauerfrostbodens in westlichen Mitteleuropa. *Boch. Geog. Arb.*, **40**, 59-71.
- 加藤茂弘 (1994): 恵庭 a 降下軽石層の降下年代とその降下前後の古気候. 地理学評論, **67 A**, 45-54.
- 勝井義雄 (1961): 火山碎屑物からみた 摩周火山の活動史. 地球科学, **39**, 19-30.
- 木下誠一 (1982): 永久凍土の分布と特徴. 福田正巳・小嶋 尚・野上道男編: 寒冷地域の自然環境. 北大図書刊行会, 99-121.
- 吉良竜夫 (1948): 温度指数による 垂直的な 気候帯のわかちかたについて——日本の高冷地の合理的利用のために——. 寒地農学, **2**, 143-173.
- 吉良竜夫 (1949): 日本の森林帯. 日本林業技術協会, 36p.
- 小嶋 尚 (1973): 北海道北部の化石周氷河現象. 駿台史学, **32**, 1-22.
- 小嶋 尚 (1983): 氷河・周氷河地形からみた日本の最終氷期. 月刊地球, **43**, 13-19.
- 小嶋 尚・野上道男・岩田修二 (1974 a): ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義. 第四紀研究, **12**, 177-191.
- 小嶋 尚・野上道男・岩田修二 (1974 b): 北海道東部の Ice-wedge casts. 地学雑誌, **83**, 48-60.
- 国立天文台編 (1993): 理科年表平成 6 年版. 丸善, 1042p.
- Lachenbruch, A.H. (1962): Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **70**, 69p.
- Mackay, J.R. (1986): The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Can. J. Earth Sci.*, **23**, 1782-1795.
- Maarleveld, G.C. (1976): Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. *Biul. Peryglac.*, **26**, 57-78.
- 町田 洋・新井房夫 (1992): 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 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.
- Maruszczak, H. (1987): Problems of paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. Pecs, M. and French, H.M. eds.: *Loess and periglacial phenomena*. Akademiai Kiado, Budapest, 285-302.
- 松岡憲知 (1991): 年平均気温から地盤の最大凍結・融解深度を推定する方法. 地理学評論, **64A**, 347-357.
- 松岡憲知 (1992): 凍結融解作用の機構からみた周氷河地形. 地理学評論, **65A**, 56-74.
- Matsuoka, N. and Hirakawa, K. (1993): Critical polygon size for ice-wedge formation in Svalbard and Antarctica. *Proc. Sixth Intern. Conf. on Permafrost*, **1**, 449-454.
- 松岡憲知・平川一臣・日本スバルバール地形調査隊 (1993): スピッツベルゲン島におけるアイスウェッジの形成条件. 日本地理学会予稿集, **43**, 102-103.
- 松岡憲知・平川一臣・渡辺悌二・沢口晋一・長谷川裕彦・白岩孝行 (1990): アイスウェッジとソイルウェッジの境界条件. 日本地理学会予稿集, **37**, 62-63.
- Mears, B. Jr. (1981): Periglacial wedges and late pleistocene environment of Wyoming's Intermon-tane Basins. *Quat. Res.*, **15**, 171-198.
- 三浦英樹 (1990): 地形発達史からみた 北海道, 羽幌付近の重粘土の起源と成因. 日本地理学会予稿集, **38**, 196-197.
- 三浦英樹 (1993): 利尻火山の 地形 発達史——火山体の形成史と火山麓扇状地の編年——. 日本地理学会予稿集, **43**, 64-65.
- 三浦英樹 (1994): 北海道北部地域の 後期更新世 海成地形面の対比・編年と最終間氷期海成地形面上の堆積土壌の層厚変化からみた土壌母材の起源. 日本地理学会予稿集, **45**, 118-119.
- Miura, H. (1955): A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the Late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **30**, 131-143.
- 三浦英樹・高岡貞夫 (1993): 利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の ^{14}C 年代と樹種同定の意義. 第四紀研究, **32**, 107-114.
- 宮田雄一郎・曾根敏雄・中村俊夫 (1988 a): 加速器質量分析計による根釧原野後期更新世テフラ層の ^{14}C 年代——日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (169)——. 地球科学, **41**, 303-305.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貫 (1988 b): 計根別地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 77p.
- 西沢利栄・長谷川 力 (1969): 本邦における地温について. 地理学評論, **42**, 775-777.
- 日本土壌肥科学会編 (1983): 火山灰土——生成・性質・分類——. 博友社, 204p.
- Nogami, M., Koaze, T., Fukuda, M. (1980): Periglacial environment in Japan, present and past. *GeoJournal*, **4**, 125-132.
- 沖津 進 (1983): 植生帯垂直分布のパターンからみたハイマツ帯の特徴. 北方林業, **35**, 350-354.
- 沖津 進 (1985): 北海道におけるハイマツ帯の成立過程からみた植生帯構成について. 日本生態学会誌, **35**, 113-121.
- 奥村晃史 (1991): 北海道の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 379-390.
- Ono, Y. (1981): Chronologie et signification paléoclimatique des phénomènes périglaciaires fossiles, Hokkaido est, Japon. *Biul. Peryglac.*, **28**, 197-207.
- Ono, Y. (1984): Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **57B**, 87-100.

- 小野有五 (1990): 北の陸橋. 第四紀研究, **29**, 183-192.
- 小野有五・平川一臣 (1974): 十勝平野西・南部の火山灰層序. 第四紀研究, **13**, 35-47.
- 小野有五・平川一臣 (1975): ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, **48**, 1-26.
- 小野有五・五十嵐八枝子 (1991): 北海道の自然史——氷期の森林を旅する——. 北大図書刊行会, 219p.
- Péwé, T.L. (1966): Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biul. Peryglac.*, **15**, 65-73.
- Péwé, T.L., Church, R.C., Andresen, M.J. (1969): Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in the Donnelly Dome area, Alaska. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **103**, 87p.
- Poser, H. (1948): Boden und Klimaverhältnisse in Mittel und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erkunde*, **2**, 53-68.
- Romanovskij, N.N. (1973): Regularities in formation of frost fissures and development of frost fissure polygons. *Biul. Peryglac.*, **23**, 235-277.
- Romanovskij, N.N. (1976): The scheme of correlation of polygonal wedge structures. *Biul. Peryglac.*, **26**, 287-294.
- Romanovskij, N.N. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. Church, M. and Slaymaker, O. eds.: *Field and theory lectures in geocryology*. University of Columbia Press, 154-165.
- 阪口 豊 (1959): 北海道の新しい地質時代の地殻運動. 地理学評論, **32**, 401-431.
- 酒井 昭 (1982): 植物の耐凍性と寒冷適応——冬の生理・生態学——. 学会出版センター, 469p.
- 佐藤博之 (1968): 東北海道斜里地域における洪積世後期の火山灰と段丘. 地質調査所月報, **19**, 115-126.
- 更別グループ・藤 則雄・朝比奈正二郎 (1966): 稚内・サロベツ地域の第四系. 第四紀研究, **5**, 1-11.
- 佐々木竜男・片山雅弘・音羽道三・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳男 (1971): 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, **10**, 117-123.
- 澤口晋一・小岩直人 (1990): 北海道宗谷地方徳満付近において観察されたアイスウェッジカスト. 第四紀研究, **29**, 151-153.
- 清水長正 (1989): 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変遷. 第四紀研究, **28**, 159-170.
- 曾根敏雄 (1983): 北海道の化石周氷河現象の編年について. 日本第四紀学会講演要旨集, **13**, 108-109.
- 曾根敏雄 (1985): 北海道斜里地方の化石周氷河現象. 日本第四紀学会講演要旨集, **15**, 74-75.
- 曾根敏雄 (1986): 根釧原野における化石凍結割れ目構造. 日本第四紀学会講演要旨集, **16**, 84-85.
- 曾根敏雄 (1988): 斜里地方における最終氷期後期の火山灰層の ^{14}C 年代. 知床博物館研究報告, **9**, 11-17.
- Sone, T. (1990): The permafrost environment of the Daisetsu Mountains, Central Hokkaido, Northern Japan. *Environmental Sci. Hokkaido Univ.*, **13**, 1-28.
- 曾根敏雄・宮田雄一郎 (1987): 北海道根釧原野における化石周氷河現象. 日本第四紀学会講演要旨集, **17**, 54-55.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 (1986): 北海道大雪山北海平における凍結割れ目多角形土の冬期観測. 地理学評論, **59A**, 654-663.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 (1988): 1985年通年気象観測値からみた大雪山の気候環境. 東北地理, **40**, 237-246.
- Sone, T., Takahashi, N. and Fukuda, M. (1988): Alpine permafrost occurrence at Mt. Taisetsu, central Hokkaido, in northern Japan. Senneset, K. ed.: *Proc. Fifth Intern. Conf. on Permafrost*. Tpir Publishers, Trondheim, **1**, 253-258.
- 鈴木秀夫 (1961): 北海道北部の周氷河地形. 地理学評論, **33**, 625-628.
- 鈴木秀夫 (1962): 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理学評論, **35**, 67-76.
- 梅津 護 (1987): 恵庭a降下軽石及び樽前d降下軽石の年代に関する資料. 東北地理, **39**, 141-143.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1985): Frost effects in soils. Boardman, J. ed.: *Soils and Quaternary landscape evolution*. John Wiley & Sons, Chichester, 117-158.
- Washburn, A.L. (1979): *Geocryology*. Arnold, London, 406p.
- Washburn, A.L., Smith, D.D. and Goddard, R.H. (1963): Frost cracking in a middle latitude climate. *Biul. Peryglac.*, **12**, 175-189.
- Wayne, W.J. (1991): Ice-wedge casts of Wisconsin an age in eastern Nebraska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**, 211-223.
- West, R.G. (1968): *Pleistocene geology and biology*. John Wiley, New York, 377p.
- Williams, R.B.G. (1975): The British climate during the last glaciation, an interpretation based upon periglacial phenomena. Wright, A.E. and Moseley, F. eds.: *Ice ages: Ancient and modern*. Seel House, 95-120.
- 柳田 誠 (1994): 支笏降下軽石1 (Spfa-1) の年代資料. 第四紀研究, **33**, 205-207.

(1994年4月12日受付, 1994年12月12日受理)