

北海道中央部石狩低地帯東縁地域の上部更新統層序と古環境変遷

能條 歩¹⁾・高橋嘉徳²⁾・田中伸明³⁾・高梨修一⁴⁾・橋本千秋⁵⁾・
岩見沢団体研究グループ⁶⁾

Stratigraphy and paleoenvironmental changes of the Upper Pleistocene in the eastern end area of the Ishikari Low Land, Hokkaido, Japan

NOJO Ayumu¹⁾, TAKAHASHI Yoshinori²⁾, TANAKA Nobuaki³⁾, TAKANASHI Syuichi⁴⁾,
HASHIMOTO Chiaki⁵⁾, and Iwamizawa Research Group⁶⁾

Abstract The Upper Pleistocene deposits, the Higashi-Chitose, Kakuta, Moseushi Formations in ascending order, are distributed in the Yuni-Abira Low Land, eastern end area of the Ishikari Low Land. We redefined the Kakuta and Moseushi Formations with designation of each lectostratotypes, and examined the sedimentation period of those formations on the basis of marker tephra. As a result, the sedimentation period of the Kakuta and Moseushi Formations understood about 120 to 45 Ka and 42-40 Ka respectively. Paleoenvironmental changes in this area are estimated as follows; The Higashi-Chitose Formation Period (about 130 to 120 Ka): Alluvial fan is formed by "Paleo-Yubari-gawa River" which flowed into the Pacific Ocean. The Kakuta Formation Period (about 120 to 45 Ka): The moor spread with warming by degrees in this period. Then, the moor changed into land by degrees from the south area, and the whole area become land until about 45ka. The Moseushi Formation Period (42-40 Ka): Because a huge pumice flow, Spfl, happened in 42-40Ka, "Paleo-Ishikari-gawa River", which flowed into the Pacific Ocean through Ebetsu to Tomakomai in the Ishikari Low Land by that time, was dammed up by the Spfl in north side of Spfl flowed area. As a result, in the Moseushi Low Land, water level rose to 60m above the sea level, and the mud with pumice, which fitted around the Low Land, were deposited. This "Paleo-Ishikari-gawa dam lake" and the back marsh spread in Nopporo. Then a channel was cut open toward Sapporo. The dam disappeared, and fluvial deposits with a lot of pumice pebble derived from Spfa1 were transported in a moment for the Sapporo area. Thereafter the Ishikari-gawa River has begun to flow into the Japan Sea.

Key Words: stratigraphy, paleoenvironment, Pleistocene, tephra, Central Hokkaido, Moseushi Formation, Kakuta Formation, Ishikari-gawa River, Ishikari Low Land, Yuni-Abira Low Land

はじめに

ゆにあびら
由仁安平低地帯(瀬川 1974)は、北海道中央西部に広がる石狩平野の東縁に位置する。この低地帯は、西を馬追丘陵、東を夕張山地に挟まれた南北に狭長な低地帯である。現在この地域の大部分は農地となっており、造田などのために人為的な地形改変がすすんでいる。

この低地帯は「夕張ブロック(空知丘陵)と西部丘陵ブロッ

ク(馬追丘陵)との間に挟まれた向斜性低地」とされ(瀬川 1974)、基本的には周辺および地下の新第三系の地質構造に支配された地形と考えられている(佐々ほか 1965; 松野ほか 1964)。

本低地帯は、新第三紀の海成層を基盤とし、その上位に東千歳層(北川ほか 1974)・角田層(松野・秦 1960)・茂世丑層(飯塚 1938)・風成火山灰層などの非海成上部更新統が広く分布する(第1図)。これまでのこれらの地層の取り扱い

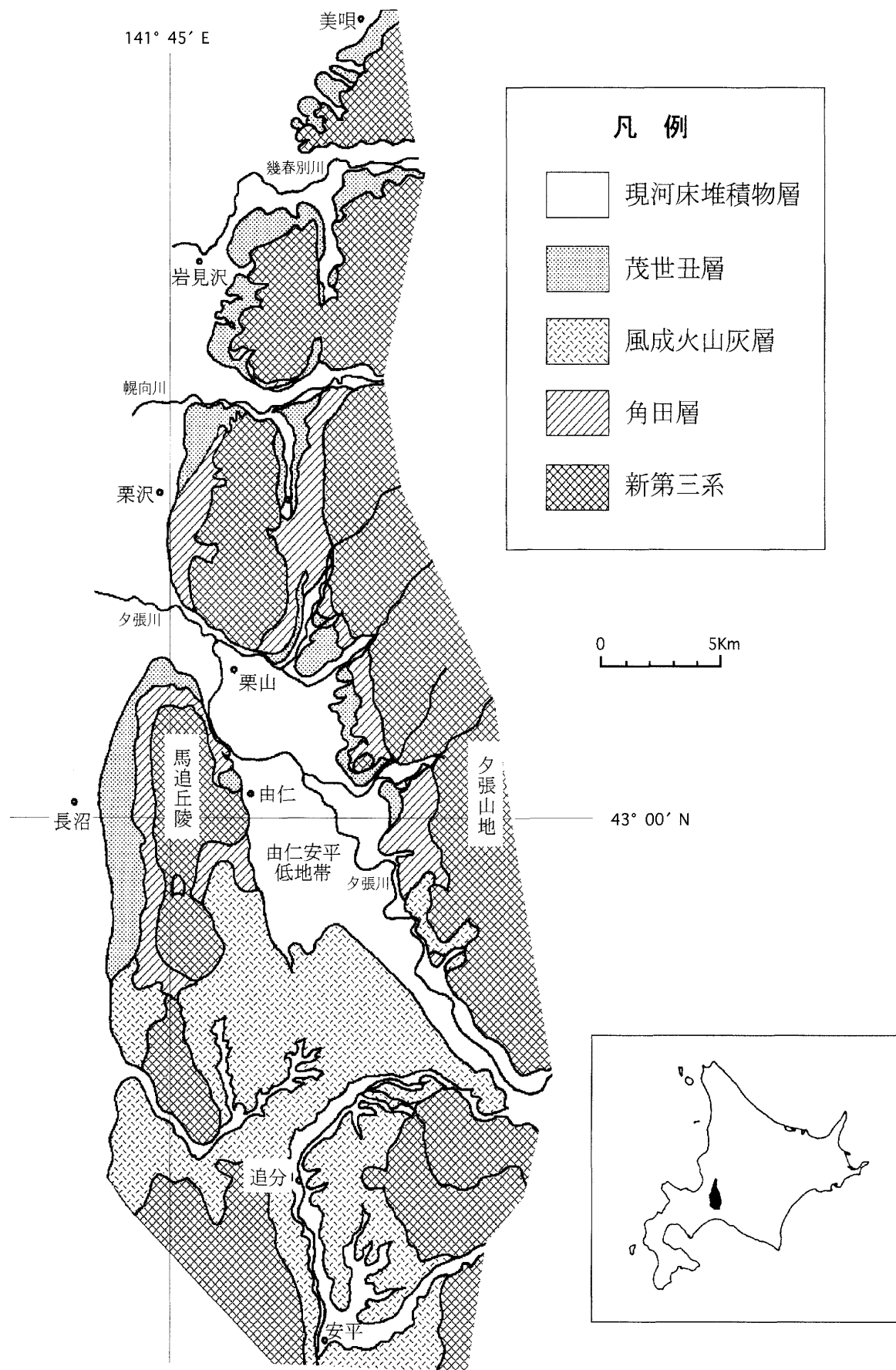
2002年3月6日受付。2002年9月24日受理。

1) 北海道支部、北海道教育大学岩見沢校理科教育研究室、〒068-8642 岩見沢市緑が丘2丁目34

Department of Science Education, Iwamizawa College, Hokkaido University of Education, Hokkaido 068-8642, Japan.

2) 北海道教育大学岩見沢校非常勤講師、3) 美唄市立中央小学校、4) 札幌市立本通小学校(現:札幌市立西白石小学校)、5) 札幌市立丘珠小学校(現:札幌市立菊水小学校)、6) 秋葉 力(北海道教育大学名誉教授;故人)、小友征之(歌志内市立歌志内小学校;現、南幌町立南幌小学校)、小野寺伴幸(札幌市立美しが丘小学校)、加藤智士(札幌市立山鼻南小学校)、金川和人(北海道支部;北海道由仁商業高等学校)、日下 哉(北海道支部;北海道愛別高等学校)、小竹重幸(瀬棚町立瀬棚小学校)、古山季紀(美唄市立東小学校)、佐々木暁子(夕張市立千代田中学校)、高田俊一(駒沢大学付属岩見沢高等学校)、竹林幸彦(札幌市立清田小学校)、星野フサ(北海道支部;札幌静修高等学校;現、北大博物館)、三角 洋(札幌市立西陵中学校) 事務局連絡先:〒062-0053 札幌市豊平区月寒東3条15丁目6-47 高梨修一

c/o TAKANASHI Syuichi, 6-47, Higashi 3jo 15chome, Tsukisamu, Toyohira-ku, Sapporo, Hokkaido, 062-0053, Japan.



第1図. 石狩低地帯東縁の地質図. En-aより下位の地層を図示.
Fig. 1. Geological map of the eastern end area of Ishikari Low Land. This map shows the Formations under the En-a tephra.

には、別な地層名で記載されたり、段丘堆積物層の一部と見なされ独立した地層として扱われない場合があったりするなどの混乱があった。このような現状を踏まえ、本論ではまず地質調査の結果にもとづき、層序を整理して層相の記載を行った。また、その成果に基づき、由仁安平低地帯の形成と後期更新世の古環境の変遷についての考察を行った。

地質概説および研究史

まず本論で扱う由仁安平地域の上部更新統に関する研究史を概観する。

なお、近年の研究により多くのテフラの対比が進められ、たとえば支笏降下軽石堆積物2 (Spfa2) とされてきたものはクッタラ第1テフラ (Kt-1) であるとされているが、本論ではこれまでの経緯も理解できるように、過去の文献の引用部分以外ではそれらを Spfa2 (Kt-1) のように併記する。

東千歳層

東千歳層は、北川ほか (1974) により千歳市新川において「砂礫層を主とし、多量の木材化石を含む陸成の堆積物で、馬追丘陵の東側波状台地を構成する後期洪積世の地層」として定義された。その後、この砂礫層は栗山町～由仁町の東部にも分布することが明らかにされた (岩見沢団体研究グループ 1983; 矢野・星野 1990 など)。なお、馬追団体研究会 (1987) は、東千歳層を安平層Ⅱと呼んでいる。

角田層

角田層は、松野・秦 (1960) により命名された地層で、その記載や柱状図から判断すると、模式地は栗山町御園あるいは同町角田付近と推察できるが、明確には指定されていない。松野・秦 (1960) では、岩相を「青灰色細粒砂および同質の砂とシルトの互層からなり、径1～2cmの円礫からなる礫層・泥あるいは埋木片を挟有し、最上部の暗灰色粘土の上位を安山岩質火山砂礫が覆う」としている。この「安山岩質火山砂礫」は Spfa1・Spfa2 (Kt-1) などにあたる。命名された時点では下限不明とされ、茂世丑層が本層の北方延長として対比された。

その後、石狩低地帯グループ (1961) は、石狩平野東端に「松野・秦 (1960) によって角田層と命名されたものに対比され、角田・追分・早来と、かなり広い分布」をもち、「全般的に灰色火山灰質であり勝井 (1959) のスコリア堆積物の下位にあたる」地層 (未命名) を記載した。

第四紀総研北海道グループ (1969) は、角田層は「支笏火山噴出物の下位にあり、粘土、砂などを主とするもので、上半部は火山噴出物を混在し、下半部は細礫をともなう砂層でとくに、木材片や泥炭を含む」ことを特徴とし「栗山町円山付近では、最大5m以上の層厚をもち、下部はおよそ3mの厚さ」であるとした。そして、石狩低地帯団研グループ (1963) の報告したナウマンゾウ化石を、角田層下部産出のものとしている。

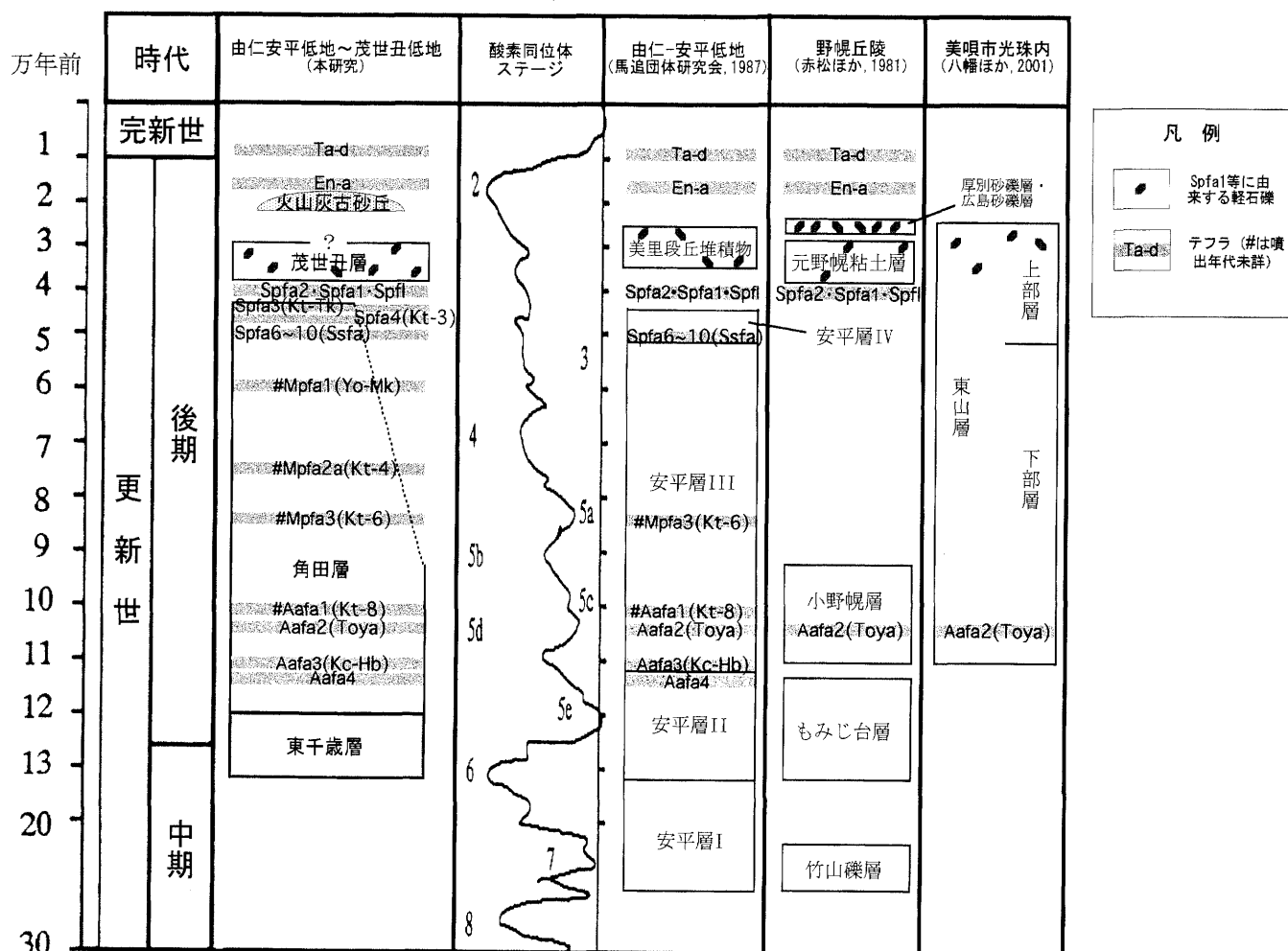
一方、北川ほか (1974) は、千歳市新川で、東千歳層の上

位にある「基底に礫をもつ灰白色～青灰褐色の粘土を主体とし、数枚の泥炭層を挟在し、上部は支笏火山活動初期の影響を受け、火山灰質となり、軽石あるいはスコリアの薄層を含んでいる湖沼性の堆積物」を新川層と定義した。また新川層は Spfa1 以降の風成火山灰層に覆われるとし、第四紀総研北海道グループ (1969) の角田層に相当するとしている。なお、第四紀総研北海道グループ (1969) では角田層を支笏火山噴出物の下位に位置づけているが、北川ほか (1974) の柱状図では新川層中に Spfa2 (Kt-1) が記載されている。また、北川ほか (1974) は層序関係に関しては明記していないが、柱状図では新川層と東千歳層とは整合関係となっている。

その後、岩見沢団体研究グループ (1983) は、「東千歳層の上位で Spfa3 までの陸水成堆積物層を角田層とよび、風成の火山灰層はこれに含めない」と、従来の角田層の定義に下限の設定を付加して再定義した。さらに、「従来の茂世丑層中に見いだされた不整合の下位は、テフラから見て、まさに角田層に対比されるものであり、(その不整合の) 上位は、角田層の定義 (松野・秦 1960) にあてはまらない。したがって上位の地層のみを茂世丑層とよばざるを得ない」ことから「不整合から下位を除き、上位のみで、まれに水成の Spfa-1 の火山灰層を挟み、または Spfa-1 の軽石を散点する粘土質層が主体で、礫または礫まじり粘土・泥炭質粘土をともなう地層」を茂世丑層と再定義している。これらの定義・再定義は、いずれも模式地・層厚・岩相などを明確には定めていないが、今日ではこの再定義が茂世丑層と角田層の層序学的なよりどころである。なお、茂世丑層と角田層の層序関係については、岩見沢団体研究グループ (1984) が栗山町御園で不整合と記載している。

一方、馬追団体研究会 (1987) は、これらの地層が一連の (同一堆積盆に堆積した) 地層なので、それぞれを区分することには賛成できないという立場をとり、安平層Ⅰ～Ⅳの名称を提唱している (第2図)。これによると松野・秦 (1960) の角田層は安平層Ⅲ以下に、岩見沢団体研究グループ (1983) の角田層 (再定義) は安平層Ⅲ (Spfa10 (Ssfa) 以下) およびⅣ (Spfa3 (Kt-Tk) ～ Spfa10 (Ssfa)) に、東千歳層は安平層Ⅱにそれぞれあたる。なお、馬追団体研究会 (1987) には Spfa1 や Spfa2 (Kt-1) を含む陸水成堆積物の区分・記載はなく、茂世丑層は Spfa1 の上位にある美里段丘堆積物に対比されている。

その後、矢野・星野 (1990) も、角田層は Spfa3 (Kt-Tk) 以下、茂世丑層は Spfa2 (Kt-1) 以上で、両者の関係は不整合とした。また、「角田層は、(中略) 下位の東千歳層とはなだらかな凹凸面をもった不整合面で接する。(中略) 新川では東千歳層の砂礫層の上に不整合で厚い泥炭層が堆積している。」と記載し、岩見沢団体研究グループ (1983) などを引用して「(東千歳層を) 不整合におおう最終氷期堆積物の角田層、…」と述べるなど、両者の関係を不整合と捉えている (しかし、岩見沢団体研究グループ (1983) などは「東千歳層と



第2図. 研究総括および従前の研究との対比図. 酸素同位体カーブとステージ区分は地学団体研究会 (1996) によった.
 Fig. 2. Summary and correlations of this study with previous studies. Oxygen Isotope Stages are based on Association for the Geological Collaboration in Japan (1996).

角田層とは整合」という見解であるため、この引用は誤りである).

秋葉・岩見沢団体研究グループ (1994) は角田盆地周辺の古環境の変遷を論ずる過程で、馬追丘陵では角田層の基底が標高 150m であり、その東山麓で標高 90m に分布することから、角田層堆積後に 60m 程度の変動があったことを推定している。

茂世丑層

茂世丑層は、夕張山地の西縁、栗沢町茂世丑を中心とする茂世丑低地帯に分布する礫・砂・粘土からなり第三紀層を不整合に被覆する地層について命名された (飯塚 1938)。飯塚 (1938) は、模式地 (模式露頭) などについて詳しい記載を行っていないが、層厚を数十メートルと推定し、礫層・砂層・粘土層などについてごく簡単な岩相記載を行っている。その後、松野ほか (1964) は、茂世丑層が鮮新統の峰延層を不整合で覆い水平に分布することから、その堆積年代を前期更新世とした。また、佐々ほか (1965) は栗沢町栗丘北部の

粗泥質粘土層から産出した淡水生珪藻を根拠に茂世丑層を非海成層とした。

一方、第四紀総研北海道グループ (1969) は、石狩低地帯東部 (岩見沢~早来) において、「海拔高度 100m 前後の平坦面をもつ段丘」の堆積物に円山層の新称を与え、模式地を「栗山町円山付近の築別川右岸」と定めた。円山層の岩相は、上部は礫層 (礫径: 10cm ~ 50cm, 礫種: 砂岩・泥岩・花崗岩・珪岩・チャートの垂円礫~垂角礫), 下部は層厚 10m で砂・粘土・シルトの互層 (下部から高師小僧の含まれた粘土・青灰色シルト・チョコ帯・青灰色シルト中粒砂および粘土) からなり、新第三系の川端層と不整合関係で基底礫をもって接するとし、茂世丑層と対比している。なお、飯塚 (1938) が茂世丑層の模式地やその分布の詳細を示していなかったという問題はあるにせよ、円山層は岩相・層序・分布ともに角田層の南方延長部であり、その名称は角田層の同義語といえる。

また、岩見沢団体研究グループ (1976b) は、茂世丑層中

の樹幹化石の¹⁴C年代を示し、北川ほか(1974)の示した角田層相当層の新川層の¹⁴C年代との対比により、茂世丑層は角田層の上部およびその上位に対比されると考えた。その後岩見沢団体研究グループ(1983)は、東千歳層(北川ほか1974定義)より上位で支笏降下軽石堆積物3(Spfa3(Kt-Tk))までを角田層、それより上位を茂世丑層と再定義している。

馬追団体研究会(1987)では、岩見沢団体研究グループ(1983)の再定義した茂世丑層のうち、由仁安平低地内に分布するものを、彼らのいう美里段丘堆積物に含め、角田層・東千歳層などは一連の地層と判断して安平層中の部層Ⅱ～Ⅳに位置づけた。

椿原ほか(1990)は茂世丑層を中位段丘とし、馬追団体研究会(1987)と春日井ほか(1980)のデータから上部更新統最上部に位置づけている。

小峰・八幡(1999)は茂世丑低地帯北部で茂世丑層を上下に二分し、下部の泥炭の¹⁴C年代(AMS年代:44,980±2,940 y.B.P.)を示している。

地層名の定義について

以上の研究史のように、茂世丑層・角田層はともに地層命名の指針(日本地質学会1952;2001)に適合する厳密な定義がなされていない上、同じ地層と考えられるものに異なる名称が与えられている。たとえば、馬追団体研究会(1987)は、これらの地層についての広範囲にわたる体系的な記載を行って、

- 1) 単一の堆積盆に連続的に堆積したこと、
 - 2) 安平層Ⅱ(本論の東千歳層)と呼んだ砂礫岩層が本地域南半分に局所的に発達する岩相にすぎないこと、
 - 3) 安平層Ⅰの最上部から安平層ⅡおよびⅢに至るまで花粉分帯上の不連続が見られないこと、
- などを根拠に、それまでのようにそれぞれに独立した地層名を与えることに反対して安平層Ⅰ～Ⅳという新名称を提唱している。しかし、

ア) 部層名にⅠ～Ⅳの記号を用いることは、地層命名指針上不適切である、

イ) 上記1)について;層群の定義に関しては考慮してもよい場合があるが、単一の堆積盆であるか否かは層の定義には直接関係しない(岩相層序単位であるから、岩相が異なれば命名は可能、命名が可能であれば先取権がある)、

ウ) 上記2)について;安平層Ⅱは、彼らの記載にも「由仁安平低地南部に広く分布する」とあるため、層として扱うことが不適当とは言えない、

エ) 上記3)について;層序学の原則からいうと、花粉分帯は生層序区分であり、その境界(区分)が岩相層序区分と一致する必要はない。両者は全く別の観点で命名・記載されるべきものであるため、生層序学的な区分を理由に岩相層序区分の適・不適に言及することはできない、

オ) 地表に露出せず、ボーリングコアによってのみ岩相記載・命名が可能な地層には特別な手続きが求められ、安平層Ⅰは現時点でこの要件を満たしていない、

カ) 日本地質学会地層命名の指針(日本地質学会1952;2001)および国際地層命名規約(ISSC1994;日本地質学会訳編2001)では積極的かつ合理的な理由がなければ先取権の原則を適用し、これまで用いられてきた地層名をなるべく使用することが推奨されている、
などのことから、安平層という地層名を必ずしも用いる必要はないと考えられる。

以上の理由から、東千歳層・角田層・茂世丑層は、従来の地層名を踏襲し、角田層と茂世丑層は地層命名の指針に添うように再定義した。なお、再定義にあたっては、模式地の指定が必要であるが、最初の命名に用いられた地名の地域に分布する典型的な露出は土地改良などによりすでに失われている。したがって、地層名と模式地の地名とが一致していないが、隣接地域で現在も観察可能な露頭のうち、典型的な岩相に近いものを後模式地として選定した(第3図)。

上部更新統の層序

調査の結果、下位から東千歳層、角田層、茂世丑層および風成火山灰層に区分した。なお、本論で記載するテフラの同定は、テフラ層の模式地における典型的産状・岩相の観察をもとにして、肉眼およびルーペによる軽石の発泡状態(火山ガラスの産状)の観察や複数のテフラ層の層序関係による層序学的判断などに依拠している。

東千歳層

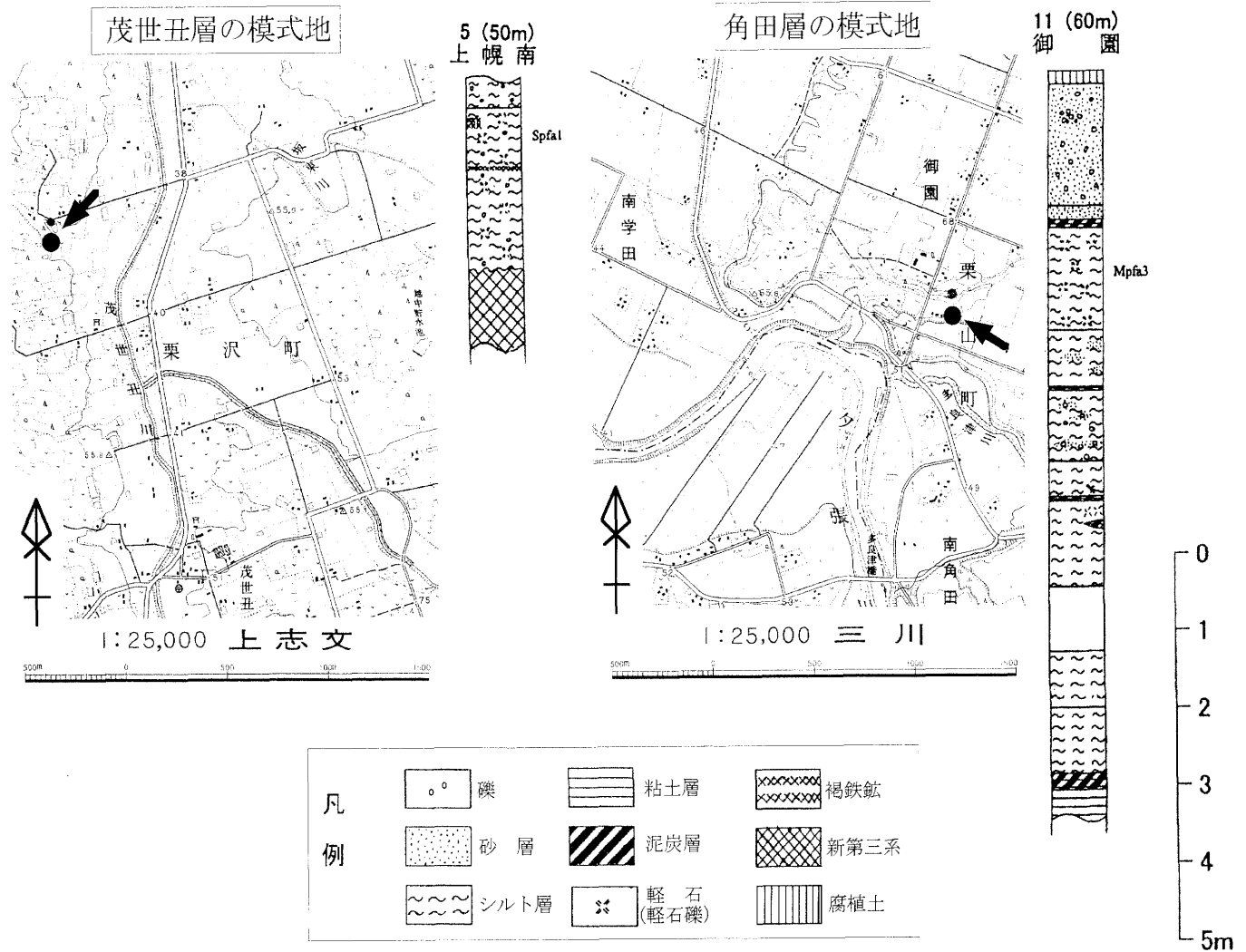
命名:北川ほか(1974)。

模式地:千歳市新川砂利採石場。

分布:由仁町川端-追分町-早来町安平,千歳市新川(上位の地層に被覆されているため、第1図には示されていない)。
層厚:由仁町川端で11m,追分町で12m+,千歳市新川で5m+,早来町安平で13m,安平北部では20m+である(第6,7図)。

岩相:青灰色の砂礫層により構成され、礫種は蛇紋岩・泥岩・チャート・砂岩・礫岩である。由仁町川端では淘汰が悪く、礫径が平均20cm(最大40cm)程度の垂角礫~垂円礫で、由仁町中三川では礫径が拳大以下、千歳市新川では平均礫径が3cm程度(最大径15cm)で礫と砂の互層状の堆積物となりラミナの発達する部分があり(北川ほか1974)、南方の追分町では最大径10cm程度で砂混じりとなる。このように、川端付近から遠ざかるに連れて礫径は小さくなり、淘汰がよくなって砂層の含まれる割合が増加する傾向にある。

層序関係:東千歳層は、下位の新第三系とは不整合関係にある。また、上位の角田層とは、不整合とするもの(矢野・星野1990)と整合とするもの(北川ほか1974;岩見沢団体研究グループ1983,1984;馬追団体研究会1987)とがあるが、調査の結果、角田層との間に削剥関係は見られなかつ



第3図. 角田層と茂世丑層の模式地と柱状図. 国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図「三川」および「栗沢」を使用。
Fig. 3. Type localities and columns of the Kakuta and Moseushi Formations. The localities are plotted on 1:25000-scale topographic map of the Mikawa and Kurisawa quadrangles (Geographical Survey Institute).

たため、両者の関係は整合と考えられる。
 対比：赤松ほか（1981）のみみじ台層，馬追団体研究会（1987）の安平層Ⅱにあたる。
 角田層（再定義）
 命名：松野・秦（1960），岩見沢団体研究グループ（1983）で再定義。
 模式地：栗山町御園の御園小学校跡（現御園パークゴルフ場）石碑より南東 150m 地点（第3図）。
 分布：栗沢町茂世丑^{かみほろ}—上幌^{かみほろ}—最上—由良，栗山町円山—御園—角田，由仁町古山—三川—川端，追分町—早来町安平，長沼町北長沼—南長沼，千歳市泉郷—新川に見られ，由仁安平低地から茂世丑低地にかけての広い地域に分布する（第1，8図）。本層の地質構造は水平であるが，まれに数度傾斜していることがある。
 層厚：栗沢町由良—茂世丑では 13m+，栗山町御園付近で

10m+，千歳市新川—泉郷で 12m，追分町では 7m で，由仁安平低地帯の中央～北部にかけて厚く，南部にかけて薄くなる傾向がある（第4～7図）。
 岩相：模式地では，淡青灰色のシルトに層厚 5～20cm 程度の泥炭（または泥炭質粘土）が挟在する。露頭中部のシルト層中には Mpfa3 (Kt-6) の軽石粒が点在し，上部は径 1～3cm 程度の亜円～円礫を含む茶褐色の砂礫である。礫種としては砂岩・シルト岩・珪質岩などが多い。
 本層の層相は側方に変化するが，岩相的にはおおむね青灰色のシルト・粘土層と細粒砂層により構成され，所により層厚 20cm（ときにそれ以上）の泥炭層が 3～5 枚程度挟在する点はほぼ共通する。本層下部には径数 cm 程度の亜円礫層が見られる。
 本層の泥層または泥炭層中に Spfa3 (Kt-Tk)，Spfa4 (Kt-3)，Spfa5，Spfa6～10 (Ssfa)，Mpfa1 (Yo-Mk)，Mpfa2a

～3 (Kt-4～6), Aafa1 (Kt-8), Aafa2 (Toya), Aafa3 (Kc-Hb), Aafa4などのテフラが含まれる。通常これらのテフラは、泥炭層または泥層中に切れ切れの層状あるいはレンズ状または軽石が散在する形で含まれている。しかし、多くの場合、垂直方向には複数のテフラが層序関係を保った状態で堆積している。なお、由仁町三川以南では、Spfa3 (Kt-Tk)～Spfa10 (Ssfa) が風成火山灰層となっていて角田層下部の上位にあり、角田層の上部はない。

層序関係：前述のように、調査では下位の東千歳層との間に削剥関係は見られず、整合と考えられる。なお、北川ほか (1974), 岩見沢団体研究グループ (1983, 1984), 馬追団体研究会 (1987) も同様に東千歳層と角田層を整合関係としている。

対比：本層は、石狩低地帯グループ (1961) の石狩平野東端の「灰色火山灰質」層 (未命名), 第四紀総研北海道グループ (1969) の角田層・円山層, 北川ほか (1974) の新川層, 馬追団体研究会 (1987) の安平層ⅢおよびⅣ, 矢野・星野 (1990) の角田層, 八幡ほか (2001) の東山層下部にあたる。また、赤松ほか (1981) の小野幌層は角田層下部に、十勝地域ではピラオトリ層 (橋本・武田 1960 命名; 松井ほか 1978 再定義) にそれぞれ対比される。なお、後述のように、含まれるテフラの降下年代から見て、角田層の堆積期間は酸素同位体ステージ 5e～3 にあたる (第2図)。

化石：千歳市協和の本層中から淡水生貝化石が (岩見沢団体研究グループ 1976a), 栗山町円山でナウマンゾウの臼歯が発見されている (石狩低地帯団研グループ 1963; 第四紀総研北海道グループ 1969)。なお、馬追団体研究会 (1987) は、このナウマン象化石の産出層準について、“美里段丘堆積物層以外からの産出はあり得ない”と角田層からの産出を強く否定しているが、筆者らは発見者への聞き取り調査に基づき、化石は付近の栗山幹線水路を設置したときに掘り出された礫 (角田層下部) からの産出であることを再確認している (『栗山の自然をさぐる』改訂編集委員会 1990)。

茂世丑層 (再定義)

命名：飯塚 (1938)。岩見沢団体研究グループ (1983) で再定義。

模式地：栗沢町上幌南 (第3図)。

分布：美唄市光珠内付近、岩見沢市、栗沢町茂世丑～上幌一由良、栗山町湯地～学田～御園～円山、長沼町十六区～十七区付近など、由仁安平低地帯北部周辺に限って分布する (第1, 8図)。また、本層の分布高度は、第8図に示すように標高 50～60m を越えない。

層厚：美唄市光珠内で 2.5m, 栗沢町茂世丑～上幌で 2.5m, 栗山町御園付近で 3m, 長沼町ハイジ牧場付近で 1.5m (第4, 5図)。

岩相：模式地では、全体に Spfa1 に由来する軽石礫が散在する黄灰色シルトが、新第三系の追分層を覆っており、全体に、シルト岩・砂岩・頁岩の亜角礫 (径 2cm 程度) が混ざってい

る。模式地以外でもほぼ同様の岩相で、ところにより泥炭質粘土が挟在する。前述のように、全体に Spfa1 や Spfa2 (Kt-1) の軽石礫が散在状 (まれにレンズ状) に含まれることが特徴である。なお、本層には Spfa1 および Spfa2 (Kt-1) 以外のテフラは含まれない。また模式地に見られるような礫質の岩相の連続は悪く、傾斜はほぼ水平で、顕著なラミナのない塊状シルトである場合が多い。これらのことは、角田層中のテフラの多くが層状に含まれているのとは対照的である。

層序関係：栗山町御園における観察により下位の角田層との関係は不整合である (岩見沢団体研究グループ 1983)。このことを観察できる露頭は現在ほとんどない。しかし、前述のように、茂世丑層が堆積物中に Spfa1 と Spfa2 (Kt-1) 由来の軽石を礫として含むのに対し、角田層は風成の Spfa1 と Spfa2 (Kt-1) に覆われているので、角田層の堆積後に Spfa1 と Spfa2 (Kt-1) が降下し、その後茂世丑層が堆積するとき Spfa1 と Spfa2 (Kt-1) に由来する軽石礫が取り込まれたことが明白である。さらに、茂世丑層の分布は標高 50～60m 以下に限られており角田層はそれより高い地点にも分布する (第8図)。このことは、両層の間に時間間隙と削剥関係のあることを意味し、両層は不整合関係であると言える。したがって、角田層はおおむね Spfa3 (Kt-Tk) までの時期の堆積物で、茂世丑層は Spfa1 の降下以降の堆積物である。

対比：岩見沢団体研究グループ (1983), 椿原 (1990), 小峰・八幡 (1999) の茂世丑層にあたる。また、八幡ほか (2001) の東山層上部にあたる。なお、馬追団体研究会 (1987) は彼らの美里段丘堆積物層に茂世丑層を含めているが、両層は分布域・比高・層厚ともに異なるうえ、茂世丑層は段丘堆積物ではなく湖沼性堆積物であることから、その様な区分は適切ではないと考えられる。

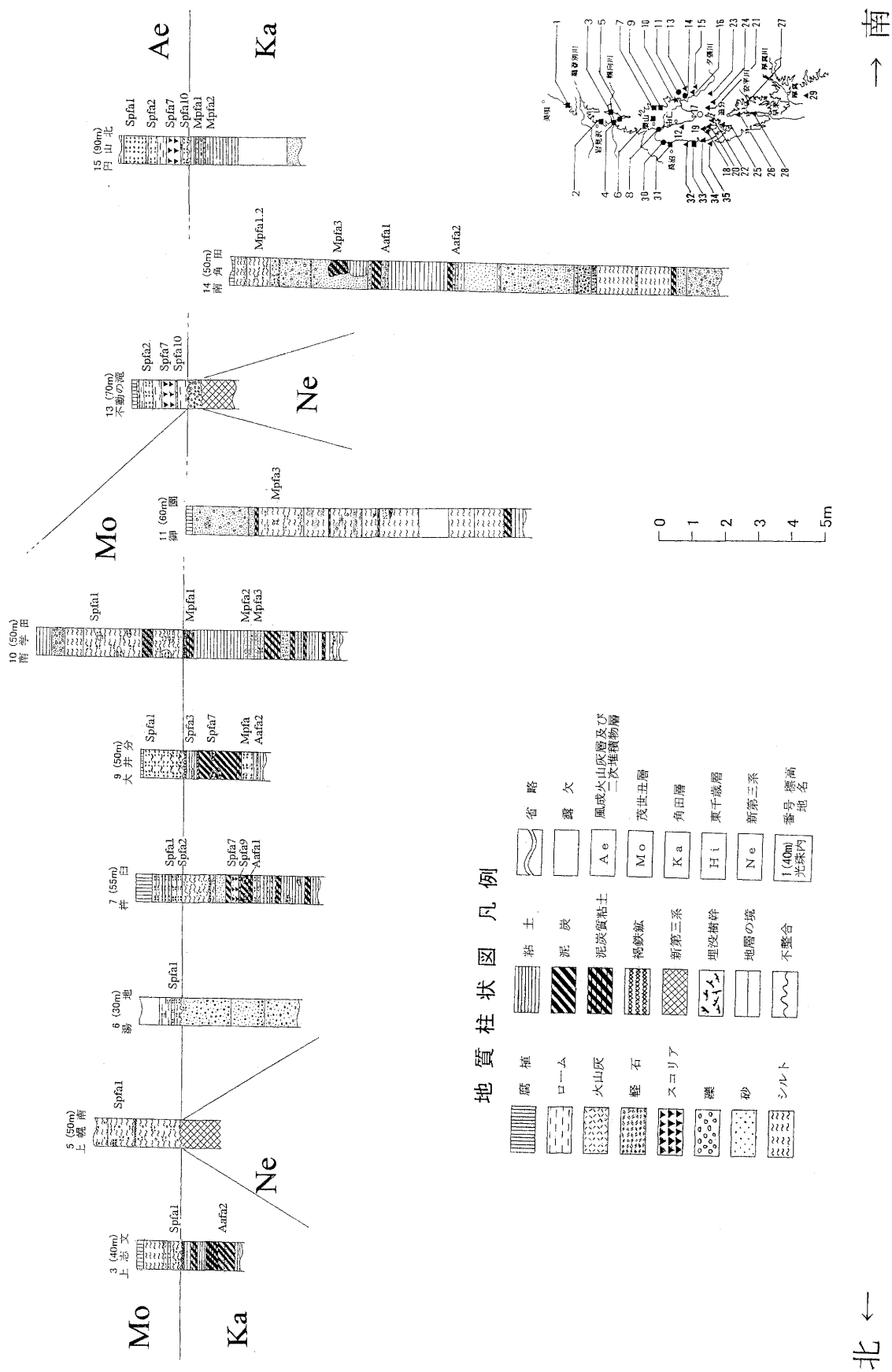
化石：佐々ほか (1965) が栗丘北部の粗泥質粘土層から淡水生珪藻の産出を、八幡ほか (2001) が花粉化石の産出を報告している。

堆積年代

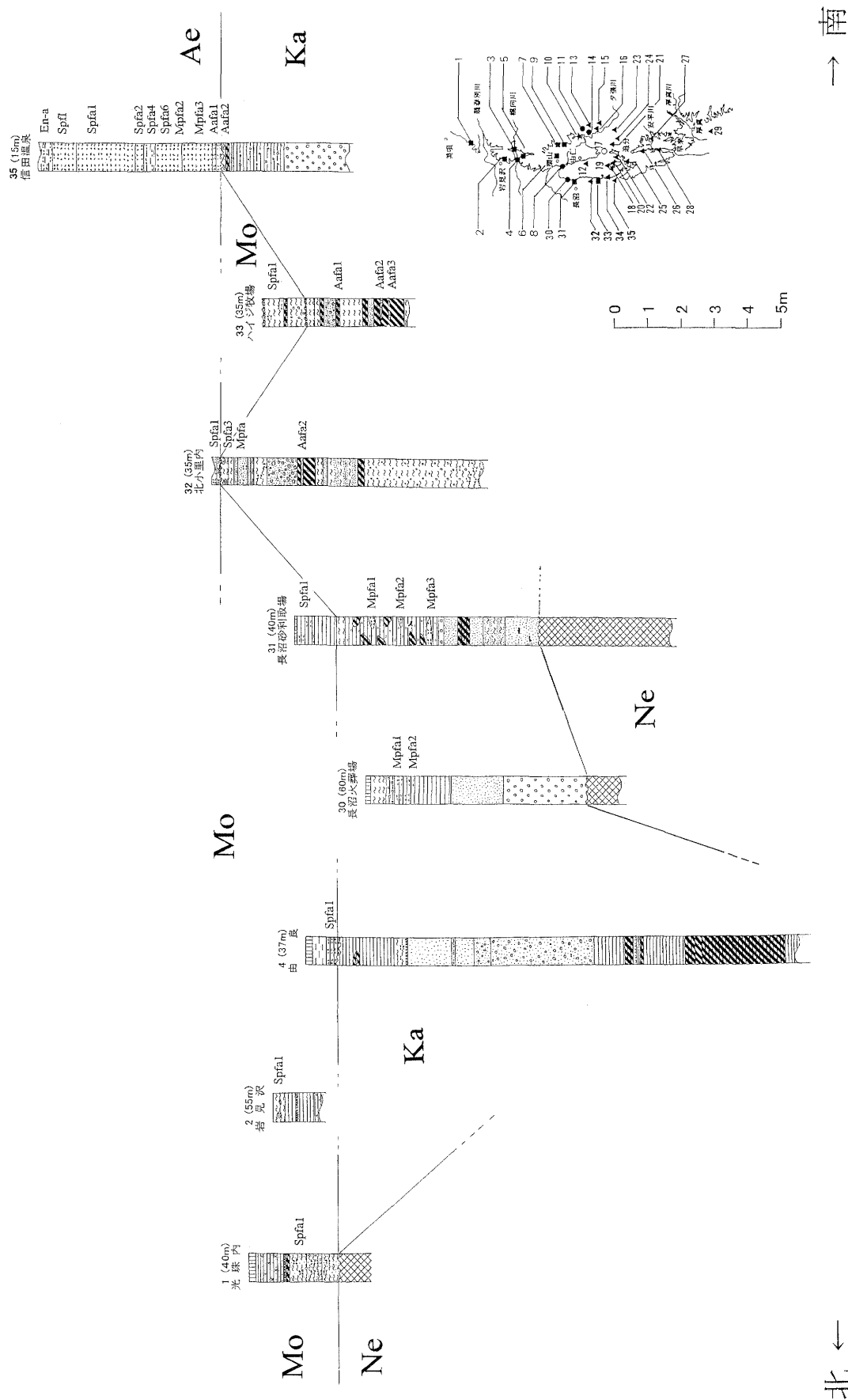
筆者らの調査とこれまで公表されているテフラの放射年代などを整理すれば、本地域の上部更新統の堆積年代は以下のようになる (第2図)。

東千歳層 厚く淘汰の悪い礫層であるが、川端付近から遠ざかるに連れて礫径が小さくなり、淘汰がよくなって砂層の含まれる割合が増加する傾向にある。このような岩相のほかに、材化石が多産するなどの特徴から寒冷期の古夕張川扇状地堆積物と考えられている (北川ほか 1974; 馬追団体研究会 1987)。角田層との整合的層序関係を考えれば、酸素同位体ステージ 6 (130Ka) の寒冷期にあたると思われる。

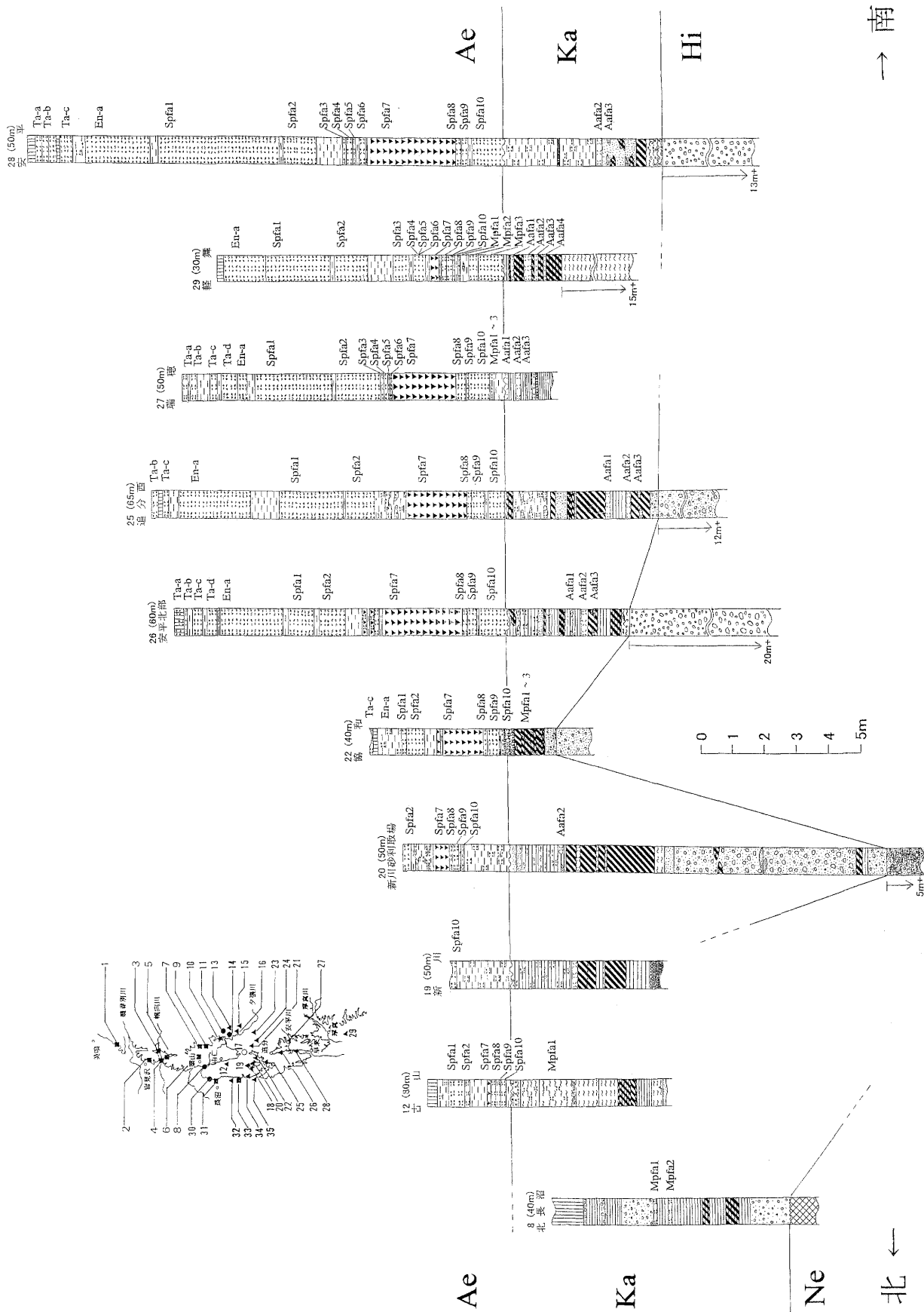
角田層 角田層下部に挟在する Aafa2 (Toya) の噴出年代は 106Ka (白井ほか 1997), Aafa3 (Kc-Hb) および Aafa4 は 110Ka とされている (中村・平川 2001)。これらの年代値から、角田層の基底層は 110Ka よりやや古く、酸素同位体



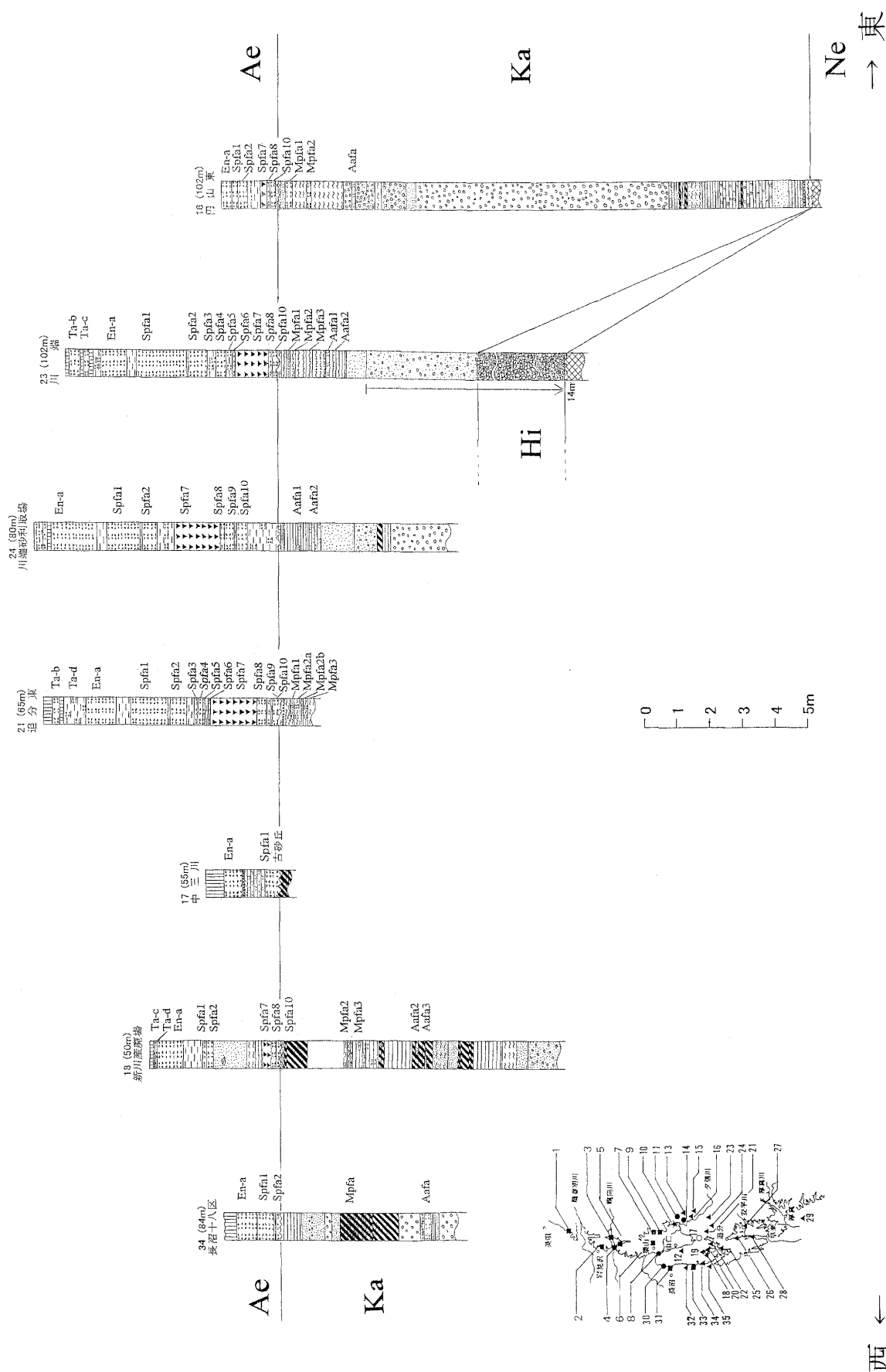
第4図. 上志文～円山北の柱状対比図.
Fig. 4. Lithological columns between Kami-Shibunn and Maruyamna-kita.



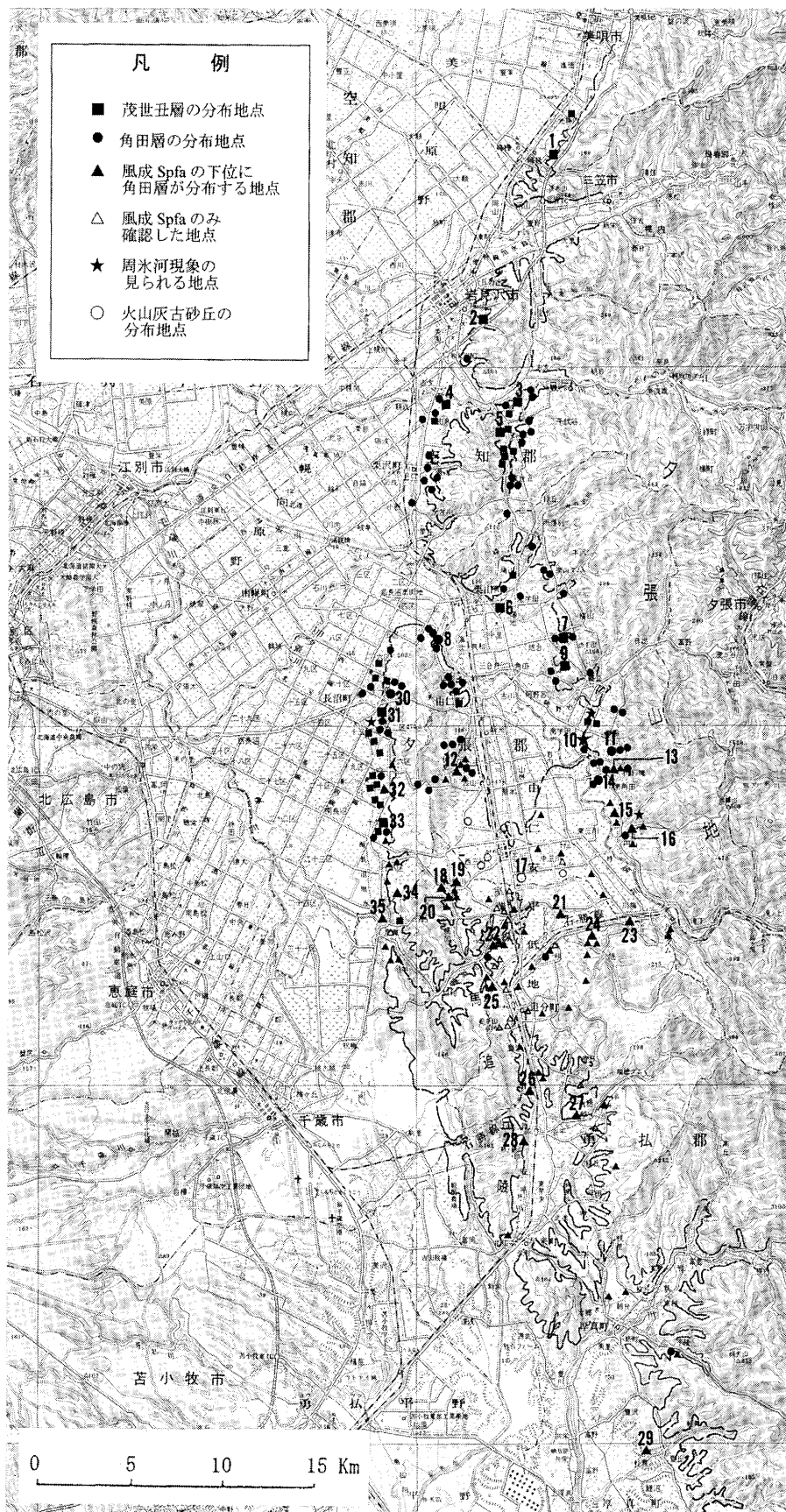
第5図. 光珠内～信田温泉の柱状対比図. 凡例は第4図と同じ.
 Fig. 5. Lithological columns between Koshunai and Nobuta-Onsen-Spa.



第6図. 北長沼～安平の柱状対比図. 凡例は第4図に同じ.
 Fig. 6. Lithological columns between Kita-Naganuma and Abira.



第7図. 長沼十八区～丸山東の柱状対比図. 凡例は第4図に同じ.
 Fig. 7. Lithological columns between Naganuma-18-ku and Maruyama-Higashi.



第8図. 調査地域と柱状位置図. 点線は等高線 (50m). 国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「札幌」および「苫小牧」を使用.

Fig. 8. Locality map of the study area and points of geological columns. The dotted line is the contour line (50m). The points are plotted on 1:200,000-scale topographic map of the Sapporo and Tomakomai quadrangles (Geographical Survey Institute).

ステージ 5e (約 120Ka) 頃と推定される。

一方、角田層の最上部に挟在する Spfa3 (Kt-TK) からは、45ka (加藤ほか 1995) あるいは 43-46Ka (許ほか 2001) の年代値が得られている。また、角田層を覆う風成火山灰層からは、Spfa1 が 42-40Ka (柳田 1992; 岩崎ほか 2000; 許ほか 2001), Spfa2 (Kt-1) が 41Ka (勝井ほか 1998) あるいは 44-42Ka (許ほか 2001) という噴出年代値が得られている。これらのことから、角田層最上部の堆積は 45Ka 頃と考えられる。

なお、Spfa6~Spfa10 (Ssfa) は、由仁安平低地帯南部では風成火山灰層となっているが、北部では角田層の泥炭層中に含まれている。Spfa6~Spfa10 (Ssfa) の年代は、約 50Ka とされている (49,800 ± 3,100y.B.P.; 加藤ほか 1995) ので、角田層は 50Ka 頃に南部から陸化したということになる。

茂世丑層 Spfa1 と Spfa2 (Kt-1) の軽石を層状ではなく散在状に礫として含むため、これらのテフラの降下以後の堆積物であることは明白である。特に Spfa1 について着目すると、茂世丑層の分布域全体に見られ、かつ茂世丑層の下部から上部にかけて平均的に含まれることが多いという特徴が見られる。この点は角田層中の複数のテフラが層序関係を保った形で見いだされるのとは対照的である。つまりこのことは、茂世丑層の堆積が Spfa1 の降下した後、それも比較的早期に始まったことを示唆する。また、茂世丑層の上位には通常 En-a などの風成テフラしか見られないため、その堆積は En-a の降下 (約 17-18Ka; 岩崎ほか 2000) 以前に終了したと考えられる。以上のことから、茂世丑層の堆積期間は、最大に見積もって 42-40 ~ 20Ka であり、Spfa1 の軽石礫が多量に含まれていることから、その降下直後、すなわち 42-40Ka 頃 (酸素同位体ステージ 3) と考えるのが妥当であろう。なお、小峰・八幡 (1999) は、栗山町由良地区において茂世丑層の泥炭の ¹⁴C 年代として 44,980 ± 2,940 y.B.P. の年代を報告しているが、この年代値も誤差の範囲を含めれば矛盾しない。

茂世丑層の堆積環境

茂世丑層の堆積した 40ka 前後に、Spfl の流出による“古石狩川”のせき止め事変が推定されている (山口・小原 1974; 松下ほか 1972)。また、山口ほか (1964) でも、多くのボーリングコアの解析に基づいて、それまで馬追丘陵の西側を太平洋に注いでいた河川 (“古石狩川”) が支笏火山噴出物 (Spfl など) によって東部石狩低地帯で南北に分断されて周辺がダム化したことや、その結果北部には西部石狩低地帯も含めて淡水域が発達し泥相が堆積したことなどが指摘されている。

これらのことと茂世丑層の特徴、すなわち、

- 1) 茂世丑層が Spfa1 の降下 (≡ Spfl の流下) 直後に堆積を開始したこと。
- 2) 茂世丑層の分布域南限は、馬追丘陵の西側では千歳市泉郷、由仁安平低地帯~茂世丑低地帯では栗山町御園であり、

北限は滝川付近である (加藤ほか 1990) こと。

3) 茂世丑層の分布南限より南の由仁町三川周辺には、Spfa1 や Spfa2 (Kt-1) の火山灰によって形成された風成の火山灰古砂丘がある (岩見沢地学懇話会編 1986) こと。

4) 茂世丑層の分布域は現在の標高 50 ~ 60m より低い地点に限られる (第 8 図) こと。

5) 茂世丑層は、顕著な堆積構造を持たないことが多く、塊状の泥層中に軽石の礫を散点的に含み、層厚も角田層に比べると格段に薄いこと。

などから考察すると、江別市~長沼町周辺がダム化したため、後背湿地となった茂世丑低地で現在の標高 60m 付近にまで水位が上昇し、その結果発生した堆積作用の結果が茂世丑層と考えることができる。この考えに基づけば、茂世丑層中の堆積物の多様度が低いことや、直前に降下・堆積した Spfa1 や Spfa2 (Kt-1) を多く含むこと、顕著な堆積構造が見られないこと、分布が等高線に沿っていること、そして茂世丑層が Spfl の分布の北限である千歳市泉郷付近より南に分布しないことをうまく説明できる。

一方、茂世丑低地帯と馬追山地を挟んで隣接する西方の江別市野幌~江別市街周辺では、支笏火山噴出物の上位に学田面堆積物 (松下 1971)・元野幌粘土層 (佐々・森谷 1951) という、直径数 mm ~ 数 cm の軽石粒を多く含む無層理の火山灰質の陸水成粘土層がみられ (加藤ほか 1990)、その上位には厚別砂礫層 (小山内ほか 1956) や広島砂礫層 (長尾ほか 1959) などの支笏軽石流堆積物に由来する火山灰質の砂礫層が分布する (赤松ほか 1981)。したがって、江別地域の一般的な層序は、下位から「Spfa1・Spfl → (Spfa1 に由来する) 軽石混じり粘土層 → Spfa1 に由来する軽石を含む砂礫層」である。つまり、Spfa1 等の降下 (・流出) 直後で、二次的洗い出しによる砂礫層の堆積前に、“古石狩川”の流路 (と馬追山地) を挟んで東西両地域に広く陸水成粘土の堆積があったことになる。これらの粘土層が、東部では茂世丑層、西部では元野幌粘土層とされたもので、いずれも山口ほか (1964) の示したダム化による陸水成堆積物と考えられる。

由仁安平低地~茂世丑低地の古地理変遷

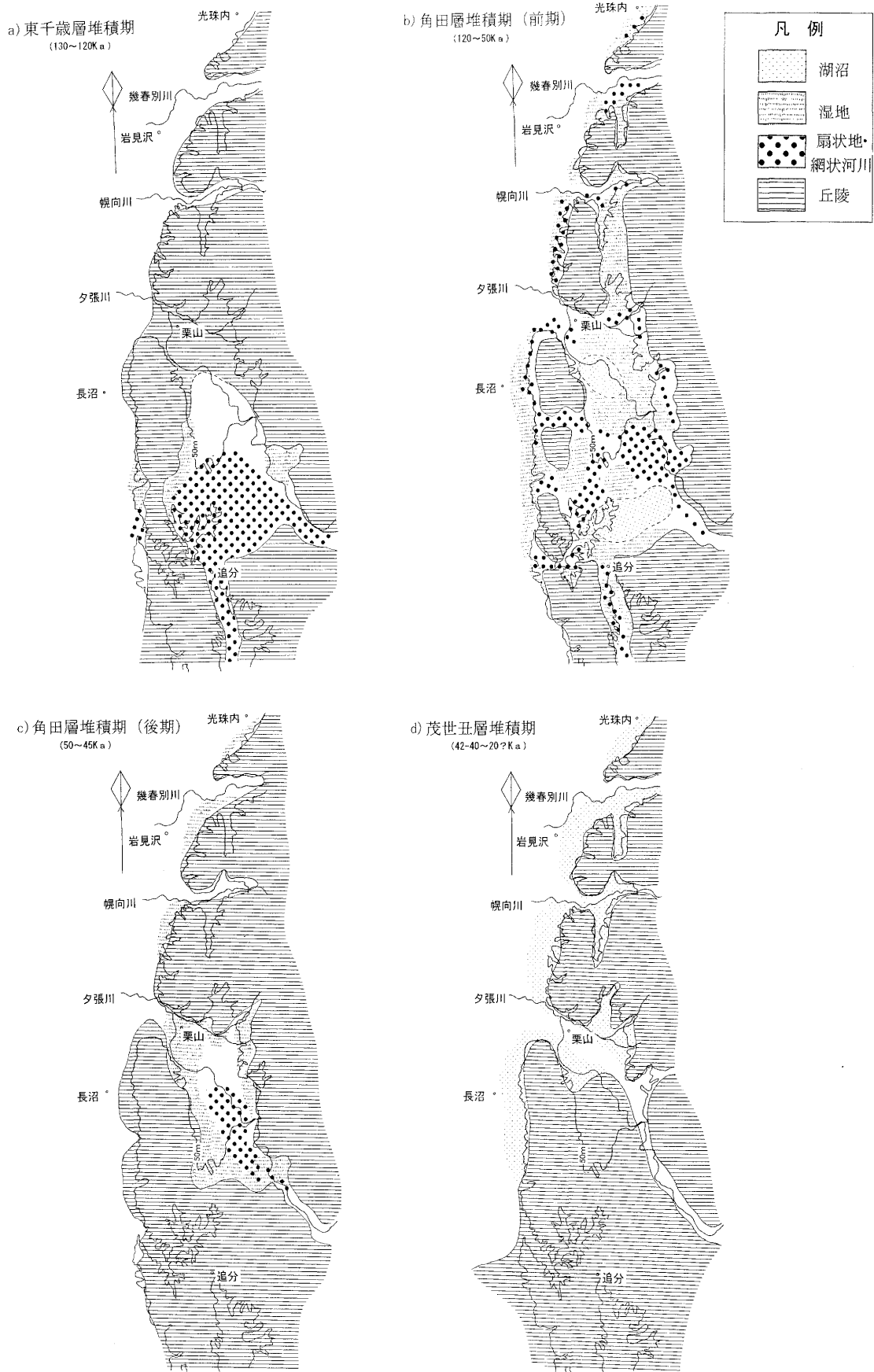
これまで述べてきたことをもとにすると、以下のような古地理の変遷が復元される。

東千歳層堆積期 (130 ~ 120Ka; 第 9 図 a)

約 130Ka (ステージ 6) の寒冷期に、夕張山系を源流とし、由仁安平低地を通して太平洋に注ぐ“古夕張川”により大量の礫が運搬・堆積し、比較的広い範囲に扇状地が形成された。

角田層堆積期 (120 ~ 45Ka; 第 9 図 b, c)

120ka (ステージ 5e) の温暖期には、温暖化にともない形成された湿地が徐々に拡大し、低地帯全域にまたがる淡水生貝類が息息するような湿地または湖沼が形成された。この“古角田沼”は、大量の降下火山灰による埋め立てや侵食基準面の低下などにより縮小し、50Ka 頃には栗山町以南が



第9図. 由仁安平低地周辺の古地理変遷図.
 Fig. 9. Paleogeographic changes around the Yuni-Abira Low Land.

Spfa6~10 (Ssfa) などの風成火山灰層に覆われた。そして45ka頃にはほぼ全域が陸化して“古石狩川”は消滅した。茂世丑層堆積期(42-40Ka; 第9図d)

42-40Kaに起こったSpflの流出により、それまで江別付近から苦小牧を経て太平洋に流入していた“古石狩川”は、Spfl堆積域の北部側、すなわち長沼町・南幌町などでせき止められた。その結果、後背地となる茂世丑低地帯では、現在の標高60m前後にまで水位が上昇し、周囲に多量にあった軽石を混じえた泥質な堆積物が堆積した(茂世丑層)。この“古石狩川ダム湖”や後背湿地は江別市野幌付近にも広がった(元野幌粘土層)。やがて、札幌方向に流路が切り開かれ、ダムは解消してSpfa1等に由来する多くの軽石礫を伴う河川成堆積物が一気に札幌方面にもたらされ(厚別砂礫層・広島砂礫層)、以来石狩川は日本海に注ぎ始めた。

まとめ

由仁安平低地帯における調査により、以下の結論を得た。

- 1) 本地域には、下位から東千歳層・角田層・茂世丑層・風成火山灰層の上層更新統が分布する。
- 2) 東千歳層は主に青灰色の砂礫層からなる。角田層は青灰色のシルト中にSpfa3 (Kt-Tk) ~ Aafa4のテフラや泥炭(または泥炭質粘土)を挟在する。茂世丑層は黄灰色シルトで全体にSpfa1に由来する軽石礫が散在する。
- 3) 各層の層序関係は、東千歳層と角田層は整合、角田層と茂世丑層は不整合であり、風成火山灰層が角田層と茂世丑層の上位を覆っている。
- 4) 東千歳層は130Ka(酸素同位体ステージ6)の寒冷期に堆積し、角田層は約120~45Ka(酸素同位体ステージ5e~3)に堆積して50Kaには南部から陸化し、茂世丑層は42-40Ka(酸素同位体ステージ3)頃に堆積した。
- 5) 茂世丑層の堆積は、42-40kaに起こったSpflの噴出により“古石狩川”がせき止められたことに起因する。

謝辞 本論を作成するにあたって、北海道立地質研究所の八幡正弘会員および産総研北海道地質調査連携研究体の中川充会員には、文献資料の収集や現地での討論にあたってたいへんお世話になった。北海道教育大学岩見沢校の都郷義寛教授には粗稿を閲読していただいた。故春日井 昭北海道教育大学名誉教授には、調査地域に分布するテフラの同定についてご指導いただいた。本論は、長年にわたる北海道教育大学岩見沢分校地質研究室の多数の卒業生による野外調査の成果と同研究室の卒業論文で研究された膨大なデータに基づいて、故秋葉 力北海道教育大学名誉教授が作成した地質図・柱状対比図・古地理変遷図等を元に、他の著者が団体研究グループを代表して論文化に取り組んだものである。このように、本論が著者には含まれなかった多数の方々の労力により作り上げられてきたことを付記し、深く心からの感謝の意を表したい。

文献

- 赤松守雄・山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫(1981)野幌丘陵の地質と古生物の変遷。北海道開拓記念館研究報告, no. 6: 17-24.
- 秋葉 力・岩見沢団体研究グループ(1994)石狩-苦小牧低地帯東縁, 茂世丑低地・角田盆地の古地理。日本地質学会第101年学術大会講演要旨集, 71.
- 地学団体研究会編(1993)新版地学事典 付図付表・索引。平凡社, 374p.
- 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, no. 15: 1-35.
- 橋本誠二・武田裕幸(1960)5万分の1地質図幅「広尾」および同説明書。北海道開発庁, 40p.
- 飯塚保五郎(1938)北海道空知油田(大日本帝国油田第34区)地形及地質図幅説明書。地質調査所, 22p.
- ISSC(International Subcommission on Stratigraphic Classification)(1994)International Stratigraphic Guide-A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure, Second Edition. International Union of Geological Science and Geological Society of America, Boulder, Colorado, 214p.
- 石狩低地帯団研グループ(1963)北海道からナウマンゾウの臼歯の化石発見。地球科学, 69: 42.
- 石狩低地帯グループ(1961)石狩平野の研究-野幌層に関する2, 3の問題-。新生代の研究, 33: 1-6.
- 岩見沢地学懇話会編(1986)空知の自然を歩く。北海道大学図書刊行会, 238p.
- 岩見沢団体研究グループ(1976a)北海道千歳市協和産, 角田層の淡水棲貝化石。地球科学, 30: 191-192.
- 岩見沢団体研究グループ(1976b)北海道空知中部における茂世丑層の堆積年代。地球科学, 30: 358-359.
- 岩見沢団体研究グループ(1983)茂世丑低地・角田盆地の茂世丑層と角田層。日本地質学会北海道支部総会個人講演要旨集, 3-6.
- 岩見沢団体研究グループ(1984)石狩低地帯東縁, 角田盆地の周氷河現象。地球科学, 38: 64-66.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸(2000)日高山脈エサオマントツタバツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年。地学雑誌, 109: 37-55.
- 春日井 昭・藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫(1980)南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ。地球科学, 34: 1-15.
- 加藤 誠・松井 愈・北川芳男・勝井義雄編(1990)日本の地質北海道地方。共立出版, 337p.
- 加藤茂弘・山縣耕太郎・奥村晃史(1995)支笏・クッタラ両火山起源のテフラに関する加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代。第四紀研究, 34: 309-313.
- 勝井義雄(1959)支笏降下軽石堆積物について、特に支笏カルデラ形成直前の活動について。火山, 第2集, 4: 33-48.
- 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・我孫子勤・武藤春達(1998)倶多楽(日和山)。北海道防災会議, 99p.
- 北川芳男・中村 斎・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄(1974)野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題。北海道開拓記念館研究年報, no. 3: 57-92.
- 小峰由布子・八幡正弘(1999)中央北海道栗沢-栗山地区の粘土資源。地下資源調査書報告, no. 70: 45-62.
- 『栗山の自然をさぐる』改訂編集委員会編(1990)栗山の自然をさぐる。栗山町教育委員会, 196p.
- 松井 愈・小坂利幸・秋葉 力・春日井 昭・星野フサ・紺谷吉宏(1978)ピラオトリ層。地団研専報, no. 22: 187-192.
- 松野久也・秦 光男(1960)5万分の1地質図幅および説明書「追

- 分]. 地質調査所, 34p.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫 (1964) 5万分の1地質図幅および説明書「岩見沢」, 北海道開発庁, 168p.
- 松下勝秀 (1971) 5万分の1地質図幅および説明書「江別」, 地質調査所, 26p.
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内 熙 (1972) 札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程. 地質学論集, no. 7: 13-26.
- 長尾捨一・小山内 熙・石山昭三 (1959) 5万分の1地質図幅「恵庭」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 31p.
- 中村有吾・平川一臣 (2001) 十勝平野南部における酸素同位体比ステージ, 7, 9のテフラ. 第四紀研究, 40: 373-384.
- 日本地質学会 (1952) 日本地質学会地層命名規約. 地質雑, 58: 112-113.
- 日本地質学会 (2001) 日本地質学会地層命名の指針. 日本地質学会訳編, 国際層序ガイド, 共立出版, 218-222.
- 日本地質学会訳編 (2001) 国際層序ガイド—層序区分・用語法・手順へのガイド—. 共立出版, 238p.
- 小山内 熙・杉本良也・北川芳男 (1956) 5万分の1地質図幅「札幌」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 64p.
- 札幌市教育委員会編 (1989) 札幌の自然. 新札幌市史第1巻, 通史1: 3-122.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男 (1965) 5万分の1地質図幅および説明書「夕張」, 北海道開発庁, 184p.
- 佐々保雄・森谷虎彦 (1951) 北海道石狩国野幌丘陵の地質. 石油技術協会誌, 16: 236-251.
- 瀬川秀良 (1974) 日本地形誌北海道地方. 朝倉書店, 303p.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中—後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, 36: 183-196.
- 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令緒 (2001) 支笏火山噴出物層年代の再検討. 地球科学, 55: 145-156.
- 椿原慎一 (1990) 北海道石狩低地帯東縁部・栗山町および栗沢町の上部新生階とその堆積構造. 地球科学, 44: 263-278.
- 馬追団体研究会 (1987) 石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理の変遷. 地球科学, 41: 303-319.
- 山口久之助・小原常弘・早川福利・佐藤 巖・二間瀬淵・横山英二・小山内 熙・松下勝秀・国府谷盛明 (1964) 北海道水利地質図幅説明書, 8, 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 山口久之助・小原常弘 (1974) 支笏周辺地下水資源調査報告. 北海道立地質調査所, 39p.
- 柳田 誠 (1992) 支笏降下軽石1(Spfa-1)の年代資料. 第四紀研究, 33: 205-207.
- 八幡正弘・五十嵐八枝子・塚腰 実・前田寿嗣・柳井清治 (2001) 中央北海道, 砂川低地帯南東地域の更新統. 地球科学, 55: 339-356.
- 矢野牧夫・星野フサ (1990) 石狩低地帯における最終氷期の気候変化. 北海道開拓記念館研究年報, no. 18: 57-70.

能條 歩・高橋嘉徳・田中伸明・高梨修一・橋本千秋・岩見沢団体研究グループ. 2002. 北海道中央部石狩低地帯東縁地域の上部更新統層序と古環境変遷. 地球科学, 56, 253-268.

NOJO Ayumu, TAKAHASHI Yoshinori, TANAKA Nobuaki, TAKANASHI Syuichi, HASHIMOTO Chiaki, and Iwamizawa Research Group. 2002. Stratigraphy and paleoenvironmental changes of the Upper Pleistocene in the eastern end area of the Ishikari Low Land, Hokkaido, Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 56, 253-268.

要 旨

北海道中央部石狩低地帯東縁に分布する更新統の角田層と茂世丑層の再定義をおこなって, 角田層堆積期間は120~45Ka (酸素同位体ステージ5e~3), 茂世丑層堆積期間は42-40Ka頃 (酸素同位体ステージ3)であることを示した. また, この地域の環境変遷を以下のように整理した.

東千歳層堆積期 (130~120Ka) 太平洋に注ぐ“古夕張川”により扇状地が形成され, 湿原の形成が開始した.
角田層堆積期 (120~45Ka) 温暖化にともない湿原は拡大したが, 大量のテフラの降灰による埋め立てなどにより50kaごろに南部が陸化し, 45ka頃にはほぼ全域が陸化した.

茂世丑層堆積期 (42-40Ka) 42-40Kaに起こったSpf1の流出により, それまで太平洋に流入していた“古石狩川”は, Spf1堆積域の北部側でせき止められた. その結果, 茂世丑低地帯は現在の標高60m前後にまで水位が上昇し, 周囲に多量にあった軽石を混じえた泥質な堆積物が堆積した. この“古石狩川ダム湖”や後背湿地は江別市野幌付近にも広がった.

やがて, 札幌方向に流路が切り開かれ, Spfa1等に由来する多くの軽石礫を伴う河川成堆積物が一気に札幌方面にもたらされて, 石狩川は日本海に注ぎ始めた. 由仁安平低地帯の由仁町以南にはダム湖が広がらず, 多くの火山灰古砂丘が形成された.