北上低地帯における河成段丘面の編年および 後期更新世における岩屑供給¹⁾

渡 辺 満 久²⁾

Chronology of the Fluvial Terrace Surfaces in the Kitakami Lowland, Northeast Japan, and Fluctuations of Debris Supply during the Late Pleistocene¹⁾

Mitsuhisa WATANABE²⁾

The Ou Range, the backbone of Northeast Japan which is less than 1,000 m high except for sporadic Quaternary volcanoes and some peaks, has shed debris eastward into the Kitakami Lowland during the Quaternary. This paper, after establishing the classification and correlation of the fluvial terrace surfaces in the Kitakami Lowland in stratigraphic relation with a number of marker tephra, discusses fluctuations of debris supply during the Late Pleistocene in eastern Japan.

The fluvial surfaces in the Kitakami Lowland are divided into the T1~T3, H1~H2, M1~M2 and L1~L2 surfaces, in descending order. T1~T3 surfaces are accumulation surfaces that had developed during the Middle Pleistocene. The H1~H2 surfaces are correlated to the penultimate glacial in age. The M1 surface is a distinct depositional surface, and was formed in the period of stage 5 of oxygen isotope record before 90 (80) ka. The M2 and L1 surfaces were built up in the early stadial (approx. 60~40ka) and the later stadial (around 20ka) of the Last Glacial, respectively. The L1 surface is an accumulation surface. However, there is no evidence of remarkable deposition associated with the M2 surface. The L2 surface is dated at several ka.

Two characteristic features on debris-supply fluctuations during the late Pleistocene can be pointed out as follows: 1) a distinct accumulation period in stage 5 and in the later stadial, 2) very small debris accumulation in the early stadial. A swell in supplied debris indicate that the forest-line of the Ou Range dropped and that expansion of debris-supply area in the range occurred. Thus, the biggest drop in forest-line altitude occurred in stage 5 and/or in the later stadial. The area above the forest-line had scarcely developed around the Ou range in the early stadial.

A comparison of landform evolution around the Ou Range to that around a mountainous area that has been high in altitude or in latitude, such as the Hidaka Range (Hokkaido) or the Japan Alps (Central Japan), enables us to infer the morphogenetic environments during the late Pleistocene in eastern Japan as follows: 1) in stage 5 and the later stadial, the vegetation zone had so lowered that a large amount of debris was supplied during each period in almost all the mountains in eastern Japan; 2) in the early stadial, a comparatively large area had been beyond the forest-line in the Hidaka Range and the Japan Alps, but a very small area had been beyond it in the other mountains; 3) because the early stadial was a long cold period, a large amount of debris could be accumulated in the high mountains, in spite of a rather low rate of supply.

1) 1990年8月21日受付. 1990年12月22日受理. 1990年度日本地理学会春季学術大会において口頭発表.

2) 日本学術振興会特別研究員 (東京大学) JSPS Fellowships for Japanese Junior Scientists, the University of Tokyo.

A vertical change of vegetation zone to a lower altitude, resulting in an abundant supply of debris, is closely related to cooling. From the point of view of temperature, it is concluded that it had been warmer during the early stadial than during the later stadial. The accumulation period in stage 5 should correspond to cold substages (substage 5d and/or 5b). Although it might have been very cold during substage 5d and/or 5b, the sea level had still been high. Thus, it seems very likely that these periods in stage 5 were characterized by heavy snowfall and the largest glacial extension in the Japanese mountains.

I. は じ め に

日本における河成段丘の形成要因については古くから議論されてきたが、気候変化・海面変化との関係が明らかにされたのは、1960年代に入ってからであろう。すなわち、木曾川(吉川, 1961)や相模川(貝塚, 1969)において、氷期～間氷期の河床縦断形や河成段丘の形成様式の違いが示され、気候変化・海面変化が段丘形成に関わる普遍的な要因であることが明らかにされた。その後、十勝平野(平川・小野, 1974)、関東平野(米澤, 1981; 柳田ほか, 1982 など)などにおいても同様の地形発達史が編まれてきた。これらは、氷期には河川上流部においては堆積が、下流部では浸蝕が起こり、逆に間氷期には上流部において浸蝕が、下流部では堆積が起こるという、DURY (1959) の提示したモデルを実証するものでもあった。

近年、広域テフラの発見を含むテフクロノロジーの発展により、河成段丘の形成年代に関する情報は質量ともに増加した。このような背景の中で、とくに十勝平野(平川・小野, 1974; 小野・平川, 1975)、関東平野周辺(吉永・宮寺, 1986 など)、日本アルプス(町田・新井, 1979; 伊藤, 1983; 伊藤・正木, 1984, 1987 など)において、さらに詳細な地形発達史が解き明かされてきた。

最近十数万年間の河川の上・中流部における河成段丘形成に関していえば、これまでの研究成果は以下の(1)～(4)のように総括することができるであろう。

(1) 最終間氷期極相期(約 125 ka : 酸素同位体曲線の substage 5c)以降に少なくとも2回の岩屑供給の増大期があった。

(2) そのうち最も明瞭なものは、約 50 ka 前後を中心とするいわゆる最終氷期前半と約 20 ka 前後の最終氷期後半の2回の亜氷期に対応し、氷河あるいは周氷河的環境の拡大に伴う顕著な岩屑供給によって河谷の埋積が進行して河床が上昇した。

(3) 最終氷期の前半と後半を比較すると、河谷の埋積や山麓部への岩屑供給は前半の方が顕著であった。

(4) 亜間氷期あるいは後氷期には、河川は下刻に転じ、顕著な堆積段丘面・扇状地面が離水した。

このように、いくつかの地域において、かなり詳しい地形発達史が明らかにされたことによって、逆に地形形成に関与した過去の気候条件なども検討することが可能となった。たとえば、小野・平川(1975)は、氷河の消長に関する資料などとともに、段丘から得られる情報をもとに、日高山脈周辺では最終氷期の前半と後半とでは、後半の方がより乾燥・寒冷であったと推定している。河成段丘面の編年、およびこれに基づく地形形成環境の復元に関しては、その後の研究はこの日高山脈の研究成果をほぼ支持していると見てよいであろう。

しかしながら、上述の発達史を、日本全域あるいは北海道から日本アルプスにかけての河川の上・中流部において共通する特徴であるとみなすには、いくつかの問題点を指摘することができる。

第1に、日高山脈や日本アルプスなどを除くと、河成段丘面の確実な編年が行われている地域はほとんどない。たとえば、両山岳地帯の間に位置する東北地方にも扇状地性の河成段丘面が発達する地域は少なくないが、それらの編年は十分に行われているとは言い難い。最近、放射年代測定結果やテフクロノロジーに基づき、東北日本各地の20 ka 前後以降の河川の挙動が解明されつつある(たとえば、TOYOSHIMA, 1986)。しかし、これより古い時代の河成段丘面の編年に関する研究は、鬼首カルデラ内(八木・早田, 1987)や朝日山地周辺(山中・八木, 1987)の研究以外にはほとんどない。

また、日射量の変化(BLATTER *et al.*, 1984)や深海底コアの酸素同位体比の変化曲線(SHACKLETON and OPDYKE, 1973, 1976)から、100 ka 前後に2回の比較的明瞭な寒冷期(substage 5d・5b)を想定することができる。海成段丘の解析から求めた海面変動曲線(CHAPPELL, 1974)にも、この時期に海面が急激に低下したことをうかがわせる変化が認められる。伊藤(1983)、伊藤・正木(1984)は、日本アルプスにおいて100 ka 前後に岩屑供給の増大期があると報告しており、MACHIDA (1980) は日本アルプスの堆積段丘の形

成期は約 80 ka にさかのぼる場合があることを指摘し、ONO (1983) は約 80 ka に離水した河成段丘面が分布することを図示している。したがって、100 ka 前後にも比較的明瞭な岩屑供給の増大期があった可能性がきわめて高い。しかし、この時期における段丘形成に関する情報はさらに乏しい。これが第2の問題点である。

このように、これまでの研究では、扱われている地域が緯度あるいは高度的に高い日高山脈や日本アルプスの周辺に限られており、100 ka 前後の段丘形成に関する資料が十分に揃っていない。そのため、50 ka 前後の最も顕著な段丘形成期とそれに引き続く 20 ka 前後の段丘形成期といった発達史が普遍的なものであるのか、あるいは最終間氷期極相期 (substage 5c) 以降の地形形成環境の変遷をこれら2回の堆積段丘形成期で代表して良いのか等、明確にすべき問題が残されていると考える。

本研究では、東北日本の火山フロント沿いに位置する北上低地帯を調査地域とし、河成段丘面の対比・編年を行う。本地域には、多数の扇状地性の河成段丘面が発達し、多くの示標テフラも認められる。したがって、本地域の河成段丘面を編年することによって、北海道と日本アルプスとの間の空白域を埋めると同時に、約 100 ka 前後の堆積段丘形成の有無も検討でき、上記の問題にも迫ることができると考えられる。

北上低地帯およびその周辺地域においては、従来から河成段丘およびテフラに関する多数の研究が行われてきた。しかしながら、低地帯全域にわたる河成段丘面の対比、段丘面の編年に関しては未解決のまま残されている点が多い。とくに、最終間氷期極相期～最終氷期に形成されたと考えられる段丘面の離水時期に関する知見が不足している。その主たる理由は、Aso-4 や Toya といった広域テフラと河成段丘面との層位関係が不明のまま残されていた点にある。

そこで、まず北上低地帯南部における Aso-4, Toya などの広域火山灰の層準を明らかにし、河成段丘面と各示標テフラとの関係を示す。次に、北上低地帯の河成段丘面の対比をより正確にした上で、それらの編年を行い、最終間氷期極相期 (substage 5c) 以降の岩屑供給量の変遷について検討を加える。

II. 地形の概観と段丘・テフラに関する従来の研究

北上低地帯はその西縁を逆断層に限られた変動性の低地である (Fig. 1)。同低地帯内全域にわたって数段の河成段丘面が発達する。これらの河成段丘面のほとんど

は、低地帯西方の奥羽山脈から北上川に流入する諸河川が形成した扇状地性の河成段丘面である。奥羽山脈は、火山を除けば、その高度はほぼ 1,000 m 以下であり、日本アルプスと比較するとかなり低い山地である。

本低地帯に分布する河成段丘面は、古くから、地形発達史を論ずる立場から (東木, 1929; 田山・土田, 1939; 村田, 1939; 若生, 1956; 水野, 1960; 中川ほか, 1963 a, b; 齊藤, 1978), あるいは地殻変動を明らかにする立場から (FUJIWARA, 1959; 宮城, 1975; NAKATA, 1976), 研究の対象とされてきた。これらの研究を通じて、河成段丘面の区分・対比についてはほぼ同様の結論が得られている。なお、河成段丘面の発達程度は南部ほど良好である (中川ほか, 1963 a, b) ため、その対比・編年を行う上では、北上低地帯の南部 (とくに胆沢台地^{イサワ}周辺) が模式地域となる。

段丘面構成層の基盤は新第三系の堆積岩類および火山岩類からなる。これらの基盤岩類は、南部ほど浅い位置に認められる。北上低地帯の中部あるいは北部では、沈降運動が卓越してきたために基盤岩類は地下深部に存在し、低地帯を埋積する未固結で粗粒な堆積層の厚さは最大で 200 m 以上に達する (渡辺, 1989)。

北上低地帯の北部および南部西方の奥羽山脈上には岩手山・焼石岳などの第四紀火山が分布する。このため、本低地帯には、その中部を除けば、比較的厚い第四紀テフラ層が堆積している。これらのテフラ層序の骨子は中川ほか (1963 a, b) によって明らかにされ、これ以降テフロクロロジーに基づく段丘面区分がなされてきた。示標テフラ単位の詳細な記載は、大上・土井 (1978), 大上ほか (1980) および大上・吉田 (1984) によって行われている。北上低地帯のテフラ層序はこれらの研究によってほぼ確立された。Aso-4 や Toya などの広域火山灰の層準については、町田ほか (1985, 1987) あるいは八木・早田 (1989) の研究がある。しかし、これら広域テフラと河成段丘面との層位関係はほとんど扱われてこなかった。

III. 示標テフラと段丘面の記載

テフラの記載においては、河成段丘面の編年に関わる示標テフラを単層単位に示す。また、胆沢台地周辺において新たに見いだされた淘汰良好な6枚の細粒ガラス質火山灰と後述のAOP以外のものについては、大上・土井 (1978) および大上・吉田 (1984) による詳細な報告があり、筆者の調査によっても若干の追記事項しかない。このため、それらの示標テフラについてはその概略を述べるにとどめる。なお、示標テフラの名称について

Fig. 1 Topography of the Kitakami Lowland and its environs

は、中川ほか (1963 a, b), 大上・土井 (1978) および大上・吉田 (1984) などにしたがう。

1. 岩手山東麓の示標テフラ

盛岡の北方、岩手山東麓においては、Aso-4 は KwP と Is 1 S との間に、Toya は Is 1 S と Is 2 S の間に見いだされる (Fig. 2-a)。岩手山東麓には多数の示標テフラが認められるが、それらのほとんどは盛岡より南には分

布しない。また、古い河成段丘面の発達も悪く、盛岡以南に分布する段丘面の編年に利用できる示標テフラは小岩井浮石 (KP) のみである。

小岩井浮石 (KP)

KP は、赤橙色の浮石と青灰色のスコリア・岩片、および火山砂の互層からなる。厚さは盛岡市付近で 20 cm 程度であり、雫石川の南方約 6 km が分布の南限であ

Fig. 2 Standard stratigraphy of tephra and chronology of fluvial terrace surfaces in the Kitakami Lowland

a : northern part of the lowland (eastern foot of Iwate Volcano)

b : southern part of the lowland (Isawa Upland)

For the name of the marker tephras, see OKAMI and DOI (1978), OKAMI and YOSHIDA (1984).

る。本浮石は、最下部が黒～青灰色の火山砂からなることから、容易に識別できる。この火山砂の部分の層厚は盛岡市付近で 5 cm 程度である。KP の噴出年代については、13～16 ka とされている (^{14}C 年代: 遠藤, 1977; 井上, 1978; 豊島, 1984 a)。

KP の上位には黄白色の柳沢浮石 (YP) が堆積し、さらに上方の黒色腐植土壌中には赤褐色の堀切浮石 (HP) が認められる。なお、HP のさらに上に白色の浮石が堆積していることを確認した (Fig. 2-a の WP) が、その供給源・分布範囲は不明である。

2. 焼石岳東麓・胆沢台地周辺の示標テフラ

胆沢台地周辺に厚く分布するテフラ層には、数 mm 大でかつ多量の高型型石英が含まれることが多い。本地域においては河成段丘面の発達が良いであり、多数の示標テフラとの層序関係が確認できる。このため、すべての示標テフラを下位のものから記載する。本地域のテフラ模式柱状図は Fig. 2-b に示す。今回新たに記載する細粒ガラス質火山灰の同定は、野外における層相の観察や顕微鏡下での特徴に加え、火山ガラスの主成分化学組成や屈折率の測定によって行った。それらの結果につい

ては、町田ほか (1984) と奥村 (1988) のカタログとの比較も行った。化学分析には東京大学海洋研究所の JCXA-733 を、屈折率の測定には日本大学文理学部応用地学教室の RIMS 86 を用いた。火山ガラスの主成分化学組成と屈折率は Fig. 3 に、化学組成の数値は補遺に示した。

大歩第 3～第 1 軽石 (O3P～O1P)

各軽石および軽石間の褐色火山灰は、ともに風化が著しく、現在のところ胆沢川北岸の Loc. 1 とその周辺においてのみ確認できる。O3P・O2P は褐色～肌色を呈し、粘土化が著しい。O1P は石質岩片に富み、上部は灰色、下部は肌色を呈する。本軽石中の黒曜石からは 239 ± 24.6 ka のフィッシュントラック年代測定値が得られている (大上ほか, 1986)。なお、O1P の上の層準には風化の進んだ軽石が散在する。

荒屋敷白色細粒火山灰 (AWA), 荒屋敷第 3～第 1 軽石 (A3P～A1P)

AWA は石質岩片を多量に含み、上部は淡褐色、下部は白色を呈する。粘土化はかなり進んでいる。AWA と O1P との間には、厚さ 1 m 以上の顕著な赤色風化帯

Fig. 3 Average major element compositions and refractive indices of volcanic glass

Sampling localities: 1. Loc. 5b of MACHIDA *et al.* (1985), 5. Ina Basin, Central Japan, 7. Loc. 4g of MACHIDA *et al.* (1987), others: Locs. 5 and 15 (see Figs. 4 and 5)

が認められる。A3P～A1Pは、いずれも橙褐色～肌色を呈し、粘土化が進んでいる。A3Pの上部は石質岩片に富む。A3Pは胆沢台地東部には分布しないが、A2PとA1Pは南方で厚くなる。A2PとA1Pは類似するが、後者の方が色調は明るい。

荒屋敷第0軽石 (A0P: 新称)

A1Pの上方約20cmの位置に、かなり風化した黄白色～褐色の軽石が点在する。これを荒屋敷第0軽石 (A0P) と呼ぶ。A0Pの最下部付近には、細粒の石質岩片に富む緑灰色砂状の火山灰も認められ、上部には灰色の細粒火山灰を伴う。層厚は胆沢台地東部では5cm、胆沢川北岸では2cm程度である。A0PからAWAにかけては、その上下の示標テフラと比較して、含まれる高温型石英は少量である。なお、A0Pと後述のH2Pとの間には、厚さ1m程度の著しい風化帯が発達している。

萩森第2, 第1軽石 (H2P, H1P), 日向第4～第1軽石 (Hn4P～Hn1P), 萩森白色細粒火山灰 (HWA)

H2Pは明橙褐色～肌色を呈し、層厚は最大2mに達する。石質岩片の量は少なく、ほぼ中央部にガラス・細粒軽石からなる部分があることから、よい鍵層となる。このような層相を示す軽石層は、北上付近から宮城県北部まで追跡され、鬼首周辺では平泉軽石層 (HrP: 早田, 1989) と呼ばれている。北上低地帯北部の岩手山

東麓から宮城県北部にかけて、これ以外に同様の層相を示す示標テフラはない。また、H2Pの下位には厚さ1m程度の顕著な赤色風化帯がある。

Hn4P, Hn3Pは黄褐色～肌色を呈し、胆沢台地の南部を中心に分布する。胆沢台地に分布する示標テフラにはきわめて多量の高温型石英が含まれるが、とくにHn4Pには数mm大の高温型石英がザラメ状に多量に含まれ、非常に特異な様相を呈する。Hn3Pは石質岩片の量が多い。H1PはHn3Pと後述のHn2Pとの間に位置し、褐色・黄褐色～肌色の粗粒軽石を主体とする。下位のH2Pと類似するが、石質岩片を多量に含むことから容易に区別できる。

Hn2P, Hn1Pは黄褐色～肌色を呈する。Hn2Pは胆沢台地の南部を中心に分布するが、Hn1Pは北上低地帯の南部一帯にかなり広範に分布する。両者は類似するが、Hn2Pの層厚は薄い。Hn1Pは明瞭に複数のユニットに分けられ、中央部のユニットは上下のユニットに比べて細粒な軽石からなる。上部のユニットには数mm大の黒曜石が含まれる。この黒曜石のフィッシュントラック年代測定値は 122.9 ± 15.1 ka である (大上ほか, 1986)。

HWAは数フォールユニットからなる細粒火山灰であり、Hn1Pの約1m上方に位置する。色調は白色～肌色を呈し、全体に粘土化が進んでおり、上部には比較的多量の岩片が含まれる。HWAは、胆沢台地西部におい

でのみ分布を確認できる。その上位には厚さ 80 cm 程度の顕著な赤色風化殻が認められ、焼石岳山麓ではその中に多量の安山岩質岩片が堆積している。

胆沢火山灰 (IsA : 新称)

磨き砂状の、最大層厚 5 cm の橙黄色細粒火山灰層である。IsA に含まれる火山ガラスは、発泡の良いパミス型ガラスが主体をなすが、バブルウォール型のガラスも多い。ガラスの形状は後述の Toya と類似する。しかし、Toya と比較してややガラスは大型であり (0.5 mm 前後: Toya は 0.3 mm 程度)、バブルウォール型ガラスの量が多い。化学組成の上では、Toya の火山ガラスとほとんど完全に一致し (Fig. 3)、Toya と区別できない。しかし、火山ガラスの屈折率は 1.493~1.495 と、Toya のそれより小さい。また、野外での色調が Toya より橙味が強いことから、これを Toya とは異なる示標テフラであると認定し、IsA と命名する。

なお、WATANABE (1989) はこれを愛宕火山灰と呼び、後述の AtgA を胆沢火山灰と命名した。しかし、本火山灰の方がより広域に分布する可能性が高く、地形の編年上の重要性も大きいと考えられる。このため、改めて本火山灰を知名度の高い名称 (胆沢火山灰) に改称する。

ほとんどの露頭において、HWA 上方の顕著な赤色風化殻の上方には Toya が堆積しており、IsA を欠く場合が多い。IsA と他の示標テフラとの関係が確認できるのは、現在のところ 1 か所 (後述の Loc. 15: Figs. 4, 5, 6) のみである。IsA は、Toya 直下の層準に認められる広域火山灰であると考えられるが、検討資料が不足しているため、今後の調査によってその正確な性状を確認してゆく必要がある。

Toya (町田ほか, 1987)

顕著な赤色風化殻の上に、つぶれた軽石状の様相を呈する黄色ガラス質細粒火山灰が点在する。層厚は 2~3 cm である。火山ガラス (0.3 mm 程度のものが多い) はよく発泡したパミス型ガラスを主体とし、まれにバブルウォール型ガラスを含む。このような火山ガラスの形状および化学組成・屈折率 (1.495~1.497) から、本細粒ガラス質火山灰は Toya に対比される (Fig. 3)。

すでに述べたように、Toya 直下には化学組成からは区別できない IsA が認められる。両者の区別は、色調や火山ガラスの大きさ、バブルウォールの含有率および屈折率の違いから行っている。両者の関係については、火山ガラスの屈折率等から検討してゆくことが必要である。

On-PmI (小林ほか, 1967)

一部の段丘礫層直上、あるいは Toya 上方に、層厚 2~3 cm の黄白色細粒火山灰がパッチ状に確認される。露頭での外観は下位の Toya と似ているが、より白色味を帯びていることで区別できる。この細粒ガラス質火山灰中には火山ガラスのほかに細粒な (0.3 mm 前後) 黒雲母と少量のジルコンが含まれている。

火山ガラスは細粒な (0.3 mm 前後) 発泡の良いパミス型ガラスからなり、その化学組成は伊那盆地にて採取した On-PmI の化学組成とほぼ一致する (Fig. 3)。ただし、伊那盆地の On-PmI に比べると、この火山ガラスはやや Tn に富む傾向がある。火山ガラスの屈折率は、1.502~1.504 であり、伊那盆地の On-PmI のそれと完全に一致する。これらの火山ガラス・含有鉱物の特性を満たす火山灰は、現在のところ On-PmI 以外には見あたらない。このような On-PmI に対比される細粒火山灰は、宮城県北部においても確認されている (早田, 1989; 八木・早田, 1989)。

愛宕火山灰 (AtgA : 新称)

パミス型火山ガラスと大粒の高温型石英・黒雲母 (ともに最大径 1 mm に達する) からなる。厚さは 3 cm 程度である。含まれる高温型石英がかなり大きいことから、比較的近距离にある火山に由来すると推定される。なお、本火山灰は、WATANABE (1989) の胆沢火山灰に相当するが、胆沢火山灰のところで述べた理由から、本火山灰を愛宕火山灰と改称する。

AtgA は、上位の KtA ときわめて近接した層準に存在し、両者が混在することがある。早田 (1989) によれば、後述の KtA 下部がこれとよく似た特徴を示す。したがって、AtgA は KtA のフォールユニットの一部である可能性がある。しかし、露頭によっては (後述の Loc. 5)、層さ 3~5 cm 程度の褐色火山灰を挟んで、KtA の下位に肉眼で AtgA の単層を識別できる。このため、両者を区別して記載した。本火山灰中の火山ガラスの屈折率は 1.496~1.498 であり、Toya のそれと近接した値を示す。

北原火山灰 (KtA : 早田, 1989)

On-PmI あるいは Toya の上方に、緑灰色の砂状の産状を呈する層厚 2~4 cm の細粒火山灰が堆積している。これは、その特異な層相および層準から、宮城県北部に分布する KtA (早田, 1989) に対比される。KtA 中からは細粒なパミス型ガラスのほかに、黒雲母 (いずれも粒径 0.3 mm 未満) が検出される。火山ガラスの屈折率 (1.497~1.500) は Toya のそれと類似する。KtA は、和賀川以南の多くの露頭で容易に見いだすことがで

Fig. 4 Fluvial terrace surfaces and erosion surface in the Kitakami Lowland

Fig. 5 Stratigraphic columnar sections in the Kitakami Lowland
1~10. T surfaces, 11~14. H surfaces, 15~29. M surfaces (20, 21: M1 and L1), 30~37. L surfaces
(31, 32: Sampling localities for ^{14}C datings of OMOTO (1976))
Locations are shown in Fig. 4.

Table 1 Classification and correlation of the fluvial terrace surfaces in the Kitakami Lowland

Nakagawa et al. (1963b)	This study	Okami & Yoshida (1984)	Saito(1978)	Nakagawa et al. (1963b)	
northern and central parts	whole area	southern part			
Tonan s. Iiokano s.	L2 s.	Mizusawa Lower s.	Mizusawa Lower s.	Kanegasaki s.	
Morioka s. Hanamaki s.	L1 s.	Mizusawa Upper s.	Mizusawa Upper s.	Mizusawa s.	
	M2 s.	Fukuhara s.	Fukuhara s.	Fukuhara s.	Isawa surfaces
Nimaibashi s. Murasakino s.	M1 s.	Horikiri s.	Horikiri s.	Horikiri s.	
	H2 s.	Yokomichi s.	Yokomichi s.	Yokomichi s.	
	H1 s.	Uenohara s.	Uenohara s.	Uenohara s.	
Ishidoriya s. Nishine s.	T3 s.	Nishine s.	Isshuzaka s.	Isshuzaka s.	
	T2 s.	Isshuzaka s.			
s.:surface	T1 s.	Ohago s.			

きるため、重要な鍵層である。

Aso-4 (町田ほか, 1985)

KtA の上方には、層厚 3 cm 程度の橙褐色ガラス質火山灰が認められる。火山ガラスは、発泡良好で繊細なバブルウォール型ガラス（泡の接合部のみが残った Y 字状のガラス破片が多数含まれる）であり、大きさは 0.3~0.5 mm 程度である。透明無色のガラスが主体であるが、淡褐色のガラスも含まれる。このような火山ガラスの特徴および主成分化学組成・屈折率（1.506~1.508）から、この細粒ガラス質火山灰は Aso-4 に対比される。Aso-4 は、和賀川以南のほとんどの露頭において認めることができる。

村崎野軽石 (MP)・山形軽石 (YP)

両者は、やや風化の進んだ褐色火山灰層を挟んで、Aso-4 の上位に堆積している。肉眼で確認できる中では、当地域においては最も新しい示標テフラである。ともに焼石岳起源の粗粒な黄白色パミスからなり、最大層厚はそれぞれ 4 m・2 m に達する。下位の MP は焼石岳から北東方向に、上位の YP は東方に分布する（大上・吉田, 1984）。Aso-4 と両者の層位関係から、両者はほぼ同時に噴出したと考えられる。MP には高温型石英がほとんど含まれないこと、YP と比較して MP の色調が暗いことから、両者を区別するのは比較的容易である。なお、井上・小沼（1981）は MP と YP の上下関係について逆の結果を示したが、本研究は大上・吉田（1984）の見解を支持する。

3. 段丘面と示標テフラの層位関係および河成段丘面の対比

北上低地帯には、南部ほど古い河成段丘面が分布する。これらの河成段丘面は、面の連続性・保存度およびテフラとの関係から、T 面群、H 面群、M 面群および L 面群に大別される。従来、北上低地帯の段丘面には地域ごとに異なる名称が与えられていたが、同低地帯の全域にわたる対比がほぼ可能となったので、このように区分した。なお、河成段丘面の分布は Fig. 4 に、主な露頭柱状図は Fig. 5 に、従来の主な研究における段丘面区分と本研究での区分との関係については Table 1 に示す。

1) T 面群

T 面群は開析が進み原面を残さない場合が多く、和賀川以南の地域にのみ分布する。T 面群はこれを覆うテフラの層序から、さらに T1 面~T3 面に細分される。

T1 面は胆沢川北岸の標高 200~240 m に分布するが、開析が進み丘陵化している。面の構成層は数カ所で確認できるが、構成層の層厚およびこれを覆うテフラが観察できるのは Loc. 1 のみである。ここでは、段丘礫層は風化の進んだ数~10 cm 大の亜円礫（主に新第三系の安山岩・泥岩）からなり、層厚は 15 m 程度である。段丘礫層の上位には厚さ 1 m 弱のフラッドロームが堆積し、さらにこれを O3P 以上のテフラが覆う。

T2 面も開析が進んでいるが、一部には原面が保存されている。A3P~A2P 以上の示標テフラに覆われる。

胆沢台地 (Loc. 2, 3) においては, T2 面は厚さ 5~10 m の風化の進んだ段丘礫層からなり, A2P 以上の示標テフラに覆われる。胆沢川北岸 (Loc. 4) では, 本面は主に安山岩類からなり, A3P 以上の示標テフラに覆われる。T2 面は, 胆沢台地東端 (扇端部) では厚さ数 m 程度の薄い礫層からなるが, 扇頂部である奥羽山麓では非常に厚い礫層からなり, Loc. 4 ではその層厚は 30 m 近くに達する。北上市の南西 (Loc. 9 の北方) には, 後述の T3 面を覆う H2P より確実に古いテフラが認められる。このため, この位置に T2 面の分布を推定した。しかし, 面の構成層は確認されておらず, 詳細については今後の調査が必要である。

T3 面の原面の保存は比較的良く, 分布も T1 面・T2 面と比較して広い。本面は H2P~H1P 以上の示標テフラに覆われる (Loc. 5~10)。胆沢台地 (Loc. 6) においては, T3 面は層厚 10 m 以上の礫層からなり, H2P に直接覆われる。段丘礫層は, 最大径 50 cm の安山岩類・花崗岩類の亜円礫からなる。胆沢川北岸の奥羽山麓においては, 厚さ 7 m 以上の安山岩の亜円礫からなる開析扇状地面が分布する³⁾。段丘礫層は H2P ないし H1P 以上の示標テフラに覆われている (Loc. 7, 8)。T2 面と同様に, 扇端部では T3 面構成礫層の層厚は 5 m 程度と薄くなり, 扇頂部に向かってその層厚は大きくなる。

Loc. 9 周辺では, 一連の開析扇状地面 (T3 面) が若い扇状地面に分断され, 分離丘陵状の形態を示す。また, Loc. 9 の東方, 北上川左岸には高度 100 m 前後に比較的保存の良い段丘面が分布する (Loc. 10)。この段丘面は厚さ 4 m 以上の淘汰の良い細礫層からなる。礫層中には 5 cm 大の安山岩の扁平礫やチャートなどの古期岩帯に由来する礫が多量に含まれ, 北上川本流ないしは北上山地から西流する河川が形成したと推定される。この礫層を橙褐色のテフラが覆うが, 風化が著しいため, テフラの確実な同定はできていない。本研究では層相をもとにこれを H2P に対比し, 本段丘面を T3 面とした。

2) H 面群

H 面群はさらに H1 面~H2 面に細分され, 原面の保存も良好である。H1 面は, 胆沢台地においては, T2 面・T3 面の北縁に沿って分布する。扇頂部では, 構成層は数 10~100 cm 大の亜円礫 (安山岩類・花崗岩

Fig. 6 A sketch showing the outcrop at Loc. 15 (type locality of the M1 surface)

The M1 terrace gravel is overlain by the IsA~YP.

類) からなり, H1 面は Toya 直下の顕著な赤色風化殻に覆われる (Loc. 11, 12)。Loc. 11 では, 礫層上のフラッドローム直上に HWA が介在する。同露頭では段丘礫層の厚さは 10 m 以上に達するが, 胆沢台地の東縁部では H1 面構成礫層の厚さは数 m 程度しかない。

和賀川以北において, 北上低地帯西縁を限る逆断層の上盤側にわずかに分布する段丘面 (Loc. 13 など) も, テフラとの層位関係や堆積物の風化状態から H1 面に対比した。しかし, 露頭条件が悪いため, 詳細については今後の検討を要する。

H2 面は胆沢台地の H1 面に沿って分布する。段丘面の構成層は, 扇端部では 10~20 cm 大の安山岩を主体とした亜円礫からなり, Toya 直下の赤色風化殻以上のテフラに覆われる (Loc. 14)。胆沢台地東縁部では, H2 面構成層 (厚さは数 m 以下) は折居層 (木野, 1963) を覆っている。折居層は, チャート礫を多量に含む細粒・淘汰良好な砂礫層からなり, H2 面構成層とは明らかに層相が異なる。折居層は古期の段丘堆積物の可能性がある (大上・吉田, 1984)。

3) M 面群

M 面群は M1 面と M2 面に区分される。M1 面を覆うテフラのうち, 確実に風成で覆うのは KtA 以上のテフラであるが, 風成あるいは水成堆積した On-PmI, Toya あるいは IsA も段丘礫層上に認められる (Loc. 15~18)。M1 面は広い範囲に分布し, 胆沢台地から北方へ北上低地帯のほぼ全域に連続する。胆沢台地の Loc. 15 では, IsA が M1 面構成礫層にアバット状に堆積し, さらに上位に Toya~YP の示標テフラが確認でき

3) この付近の T3 面は多数の開析谷によって分断されているが, 開析谷の深さはテフラの厚さに規定されており, あまり深くない。また, この地域には多数の低断層崖が認められ, T3 面は複雑に変形しているが, より新期の段丘面には変位を及ぼしていないものが多い (渡辺, 1990)。

Fig. 7 Topographic and geological section along the line A—A' in Fig. 4
The M1 surface (80~90 ka) and L1 surface (ca. 20 ka) converge upon each other.

る (Fig. 6). Loc. 17 では、段丘礫層の最上部において、On-PmI が段丘礫の背後にパッチ状に点在し、Loc. 18 では Toya が礫層直上に堆積している。胆沢台地では、最大径 65~25 cm の亜円礫からなる段丘礫層によって構成される。段丘礫層の層厚は、扇端部では数 m 以下と薄い、扇頂部では 15 m 以上に達する。

Loc. 19 と Loc. 23 はいわゆる村崎野面 (中川ほか, 1963 b) 上に位置する。これらの露頭では、段丘面構成層の上位に 10~30 cm 程度の褐色火山灰層を挟んで MP が載り、Loc. 19 においては、褐色火山灰層中に Aso-4~On-PmI が肉眼で確認できる。和賀川周辺地域から北方では、MP 以外の風成堆積物はほとんど認められなくなり、細粒ガラス質火山灰の検出は非常に困難になる。しかし、MP が直接段丘礫層を覆う場合にも、その段丘面を切る開析斜面上にも MP が認められることが多い。したがって、村崎野面の離水と MP の噴出時期との間には時間間隙があることは間違いない。村崎野面が胆沢面群 (Table 1) のいずれに対比されるかは、これまでは明らかにされていなかったが、以上に述べた証拠から、村崎野面は確実に M1 面 (堀切面) に対比される。

なお、中川ほか (1963 b)、豊島 (1984 b) がすでに指摘しているように、夏油川に沿っては後述の L1 面構成層の下位に MP が埋没している (Loc. 20, 21)。こ

のうち、Loc. 21 においては、MP とその下位の礫層の間に厚さ 30 cm 未満の褐色風化火山灰が認められ、そこに Aso-4 が肉眼で確認された。また、MP 上には火山角礫層 (火砕流ないし dry avalanche 堆積物) を挟んで厚さ 1~2 m の褐色火山灰層が堆積している。したがって、Aso-4 降下以前に離水した河成段丘面があり、MP 噴出後かなりの時間をおいて L1 面を構成する礫層が累重したと考えられる。テフラとの層序関係から、下位の礫層は M1 面構成礫層に対比される。また、下流側では M1 面は L1 面より高い位置に分布し、その縦断形は上流側の埋没 M1 面に滑らかに連続する (Fig. 7)。すなわち、夏油川周辺においては M1 面と L1 面は完全に交差している。

夏油川に沿っては同様の露頭が多数あり、それらの観察によれば、一般に M1 面構成層より L1 面構成層の方が粗粒な礫からなり、M1 面構成層の方が厚い。Loc. 20, Loc. 21 付近における礫層の最大礫径および厚さは、それぞれ 30 cm・15 m 以上 (M1 面)、50 cm・5~10 m (L1 面) である。

和賀川南岸の Loc. 22 付近の段丘面は、これまでは後述の L1 面に対比されていた。しかし、今回の調査によって、段丘礫層直上の水成堆積火山灰層中に Toya および Aso-4 が堆積していることが確認された。さらにその上位には MP が載る。このため、高度的にも周囲

より若干高い部分を M1 面として表示した。この付近には火山角礫層が堆積面を形成しているが、詳細については M2 面とともに述べる。

花巻以北の奥羽山麓 (Loc. 24, 25) では、段丘面構成層中 (その最上部) に、Toya と同一の化学組成をもつ細粒火山ガラスが多量に含まれる。この火山ガラスは、Toya のそれと比較してやや大型であり、バブルウォール型ガラスに富む。したがって、IsA が堆積物中に混入していると考えられる。この火山ガラスが Toya のものである可能性もあるが、Toya と IsA の層準は近接しているので、いずれにしてもこれらの段丘面は M1 面に對比される。

なお、盛岡周辺には、数枚の泥流堆積物ないし火山角礫岩からなる広い平坦面が分布する。泥流堆積物の少なくとも一部は Toya に直接覆われ (Loc. 26)、その堆積時期はほぼ M1 面の離水期に近いと考えられる。しかし、大上・土井 (1978) も述べているように、明らかにこれより古いと考えられる堆積物も分布している。地表の形態および現在の露頭状態からは、それらを細分して示すことはできないため、Fig. 4 ではすべてを同一の凡例で表現した。

M2 面は胆沢台地の M1 面東半部に沿って、あるいは北上川左岸の胆沢台地周辺にのみ分布する。胆沢台地の M2 面上には出店撓曲線 (村田, 1939) に沿って変位が認められ、西側が 10 m 相対的に隆起している。M2 面は、褐色風化火山灰を挟まずに、直接に整合的に YP に覆われる。YP 上に水成のシルトが堆積している場合もある。また、Loc. 27 および Loc. 28 においては、M2 面構成層の上部と YP は指交関係にある。すなわち、M2 面構成層の堆積終了直前に YP が噴出したと判断される。なお、北上川左岸の北上山麓においては、前述の折居層相当層が M2 面構成層の基盤を成す。本面を構成する礫層の厚さは、確認できる限りにおいては数 m 程度である。

和賀川南岸 (夏油川北岸) には、MP を多量に取り込んだ、凝灰質な火山角礫層が分布する。この角礫層は、一部地域では泥流堆積物の様相を呈するが、Loc. 29 周辺などにおいては堆積過程において水が関与した痕跡はまったくない。したがって、MP の噴出後に、火砕流ないしは焼石岳の火山体崩壊が発生した可能性が高い。この堆積物は M1 面および L1 面と近接した高度に堆積面を形成している。編年上、この堆積面は M2 面の離水時期に形成されたと考えるのが妥当であろう。なお、Loc. 29 では、この火砕流堆積物の下位に MP、M1 面構成礫層も確認される。

4) L 面群

L 面群は高位のものから L1 面・L2 面に区分される。いずれも開析は進んでいない。これらの段丘面の上には、北上低地帯北部の岩手山東南麓を除き、テフラはほとんど載らない。

L1 面は、胆沢台地では出店撓曲線に沿って変位を受け、西側が 5 m 相対的に隆起している。段丘面構成層の厚さは、撓曲線以東では 8 m、西で 3 m といわれている (木野, 1963)。しかし、隆起側の Loc. 30 では、安山岩類・花崗岩類の壱円礫からなる厚さ 10 m 以上の段丘礫層が観察された。すなわち、礫層の基盤表面にはかなりの起伏があり、これを埋めて L1 面構成礫層が堆積している。礫の最大径は 150 cm に達し、礫層上には風成堆積物はほとんど認められない。

この扇状地性の段丘面はより北方へ、北上低地帯全域に連続的に分布し、同低地帯内では最も広範に分布する段丘面となっている。前述したように夏油川流域では、L1 面構成礫層は M1 面構成層およびその上のテフラの上位に累重している (Loc. 20, 21)。花巻周辺などでは、L1 面はさらに細分することが可能である。

胆沢台地における L1 面礫層中の木片の ^{14}C 年代は 19.6 ka である。 (大上・吉田, 1984)。また、北上低地帯中部の日詰西方の Loc. 31, 32 の段丘面構成層中の木片からは、それぞれ 19 ka・26 ka の ^{14}C 年代測定値が得られている (OMOTO, 1976)。盛岡周辺では、L1 面は KP に覆われる (Loc. 33~36)。

L2 面は、胆沢台地周辺と北上低地帯の中部~北部 (石鳥谷の北方) でよく発達している。これ以外に、L1 面の開析谷中に断片的に分布する段丘面なども L2 面に対比した。北上低地帯北部の Loc. 37 では、L2 面相当面の構成層直上の埋没腐植土壌から 2.6 ± 0.09 ka の年代を得た (^{14}C 年代: TK-680)。

IV. 河成段丘面の編年とこれに関わる問題点

1. 示標テフラの噴出年代

Aso-4・On-PmI・Toya の噴出年代は、それぞれのフィッシュントラック年代・ESR 年代、その上下に認められる示標テフラのフィッシュントラック年代、および海成段丘との関係からまとめられている (町田ほか, 1985, 1987; 宮内, 1988)。これらの研究によれば、Aso-4 は約 70 ka に、On-PmI は約 80 ka に、Toya は 90 ka に噴出したと考えられる。

各広域火山灰関の褐色風化火山灰層の厚さと Aso-4~Toya の噴出年代との関係を Fig. 8 に示した。これによれば、Toya の堆積期から Aso-4 の堆積期にかけては、

Fig. 8 Estimation of the ages of marker tephras and fluvial terrace surfaces

Estimation was carried out under the assumption that the accumulation rate of brown weathered ash has been constant (29 mm/ka).

褐色風化火山灰の堆積速度はほぼ一定 (29 mm/ka) であることがわかる。褐色風化火山灰が YP あるいは MP の堆積期まで同様の速度で堆積したと仮定すると、YP・MP の推定噴出年代は 50~60 ka となる。

Toya の直下に発達する赤色風化殻は Toya の年代から 100 ka 前後より古い時代に形成されたことは確実である。松井・加藤 (1962) によれば、関東~東北地方の古赤色土壌は最終間氷期の極相期 (substage 5e) 頃に形成された場合が多い。Toya と赤色風化殻との関係はこれと調和するため、この赤色風化殻の層準はほぼ substage 5e を示すと考えられる。

この赤色風化殻の下方には、フィッシュントラック年代からおよそ 100~140 ka に噴出した (大上ほか, 1986) と推定されている Hn1P が堆積している。Toya と Hn1P の間には層厚 3 m 近くに達する褐色風化火山灰あるいは赤色風化殻があるため、両示標テフラの年代をそのまま適用すると、Hn1P 堆積後から Toya 堆積前の細粒火山灰の堆積速度は Toya 堆積後と比較して相当大きくなる (小さく見積っても 55 mm/ka)。

ところで、O1P の噴出年代もフィッシュントラック年代から 215~265 ka とされている (大上ほか, 1986)。しかし、宮城県北部の平泉軽石層 (HrP) の上位の層準からは 210~330 ka のフィッシュントラック

年代が得られている (鈴木, 1988)。HrP は胆沢台地の H2P に対比され、その層準は O1P よりもかなり上方にある。宮城県北部のテフラに関しては、多数のフィッシュントラック年代および TL 年代が得られており (興水, 1983, 1986, 1988; 鈴木, 1988; 市川・平賀, 1988)、テフラ層序と年代値との間にはほとんど矛盾を生じていない。このため、H2P の噴出年代は若くても 210 ka 前後である可能性がきわめて高い。すなわち、O1P のフィッシュントラック年代は若過ぎると思われる。

ここで、Aso-4~Toya 間の細粒火山灰の堆積速度を古い方へ外挿してみる (Fig. 8)。まず、Toya 下方の赤色風化殻の層準はほぼ 120 ka 前後に対応し、前述の赤色風化殻の推定年代と矛盾しない。また、H2P の年代も、>210 ka の条件を満足する。さらに、H2P 直下および O1P 直上の顕著な赤色風化殻の層準は、それぞれ 230~270 ka, 350~390 ka の年代に対応し、深海底コアの酸素同位体比から認められる温暖期 (stage 7 と stage 11) にほぼ一致し、赤色風化殻の形成環境としても問題ない。ここで設定した仮定と調和しないのは Hn1P の年代 (約 180 ka) であるが、Hn1P の年代を 140 ka 前後と考えれば、それほど大きな矛盾にはならぬであろう。

以上の検討から本研究では、褐色風化火山灰や赤色風化殻などの細粒火山灰がほぼ一定の速さ (29 mm/ka) で堆積してきたと仮定して、河成段丘面の離水年代を決める上で必要となる示標テフラの噴出年代を求めた (Fig. 8)。結果は次のとおりである。O3P は 450 ka 前後に、A3P・A2P は 290~310 ka に、H2P・H1P は 200~230 ka に、HWA は 150 ka に、YP (MP) は 50~60 ka に噴出・堆積したと推定される。

Toya より下位の示標テフラの噴出年代に関する問題は、今後の年代資料の蓄積を待って、改めて検討したい。以下に、Toya 堆積期前後からの段丘形成を論ずる。

2. 河成段丘面の編年

第 III 章で述べたように、北上低地帯には、奥羽山脈から流入する諸河川が形成した多数の扇状地性の河成段丘面が発達する。本節では、上で求めたテフラの年代をもとに、これら段丘面の形成時期を推定する。さらに、その多くが堆積面であることを、主に同低地帯南部の胆沢台地周辺の資料から明らかにする。

1) T 面群および H 面群

T1 面は O3P 以上のテフラに、T2 面は A3P ないし A2P 以上のテフラに、T3 面は H2P ないし H1P

以上のテフラに覆われる (Fig. 2-b). したがって、先に求めた各示標テフラの年代から、T1面、T2面およびT3面は、それぞれ450 ka 前後、290~310 ka、200~230 ka に離水したと推定される (Fig. 8).

従来、胆沢台地周辺の河成段丘面は浸蝕面的な特徴をもつとされてきた。確かに、扇端部付近では段丘礫層の層厚は薄く、5 m 未満の場合が多い。しかし、Loc. 1 では、T1面は厚さ15 m の礫層から構成され、T2面の構成層の層厚は優に20 m を超える (Loc. 4)。T3面の構成礫層の層厚も10 m 以上に達する場合がある。扇頂部から扇端にかけて礫層の厚さが異なることは、礫層の基底と表面では地形の勾配が違っていることを示す。このように、礫層がかなり厚いことや、礫層堆積の前後で縦断形が違っていることは、これらT面群が堆積段丘面としての性格をもつことを示すと考えられる。

H1面・H2面上には、Toya直下の赤色風化殻が載る (Fig. 2-b). このため、これらの河成段丘面は最終間氷期極相期 (substage 5e) 以前に離水していることは確実である。とくに、H1面の離水時期はHWAによって示される。HWAの推定年代より、H1面は150 ka 前後に離水したと考えられる (Fig. 8). この時期はstage 6の後半に相当する。H2面については、先に述べた以上にその離水時期を特定することはできない。

胆沢台地においては、H1面の構成礫層も、扇端部付近では厚さ数mを超えないが、扇頂部付近 (Loc. 11) では厚さ10 m 以上 (礫層の下限は確認できない) に達する。本面を構成する礫層も、その前の浸蝕期に形成された縦断形とは異なる勾配の地形を形成している。したがって、本面も堆積面としての性格をもつと考えられる。H2面については、その扇頂部が消失しているため、十分な検討はできない。確認される限りにおいてはいずれの露頭でも構成礫層は数m以下と薄い。

2) M面群およびL面群

M1面は確実にKtA以上のテフラに覆われ、段丘礫層上にはOn-PmI・Toyaが一部水中堆積して載る (Fig. 2-b). また、M2面構成層の上部はYPと指交する場合がある。したがって、M1面・M2面はそれぞれ80~90 ka・50~60 ka に離水したと考えられる。

胆沢台地の扇頂部付近では、M1面は下限を確認できない層厚15 m 以上の礫層から構成される。また、夏油川流域では、少なくとも厚さ15 m におよぶ礫層が扇状地性のM1面を構成している (Loc. 21)。胆沢台地においては、M1面の構成礫層の層厚はT2面のそれに次いで厚い。また、本礫層も胆沢台地東縁部 (扇端部) では薄層となり、本礫層の堆積の前後では勾配の異

なる地形が形成されており、M1面が堆積面であるのはほぼ確実である。

M2面はその分布が胆沢台地周辺に限られるとともに、厚さ10 m を超えるような構成礫層は確認されていない。北上山麓における観察によっても、礫層の厚さは5~6 m を超えることはない。M2面に関しては情報がやや乏しいが、浸蝕面としての性格をもつ場合が多いと推定される。夏油川沿いの露頭 (Fig. 7) においてもM2面構成礫層は確認できず、この時代に河谷の埋積が進行して河床が上昇したかどうか、疑問である。

L1面の構成礫層中からは、19.6 ka、19 ka、26 ka の¹⁴C年代が得られている (OMOTO, 1976; 大上・吉田, 1984)。この年代は、北上低地帯北部においてL1面を覆うKPの噴出年代 (13~16 ka: 遠藤, 1977; 井上, 1978; 豊島, 1984a) と矛盾しない。すなわち、L1面は約20 ka 前後に離水したと推定される。L1面は“立川面”相当面である。L2面に関しては、年代資料が非常に乏しいが、これを覆う埋没腐植土壌の¹⁴C年代 (2.6 ± 0.09 ka: TK-680) から、L2面の離水年代は3 ka 前後としておく。

胆沢台地においては、L1面構成層は比較的大きな起伏を埋めていると考えられる。その最大層厚は少なくとも10 m 以上に達する。また、夏油川沿いでは、L1面は厚さ5~10 m の礫層からなり、この礫層はより勾配の緩いM1面の上に累重し、以前の地形とは勾配の異なる地形を新たに作り出している (Fig. 7)。したがって、L1面が堆積段丘面であることは確実である。

L2面については詳細は不明であるが、その分布からL1面形成後の下刻期に形成されたnon-cyclicな浸蝕段丘面が多数を占めると推定される。

以上述べたように、substage 5e以降、胆沢台地およびその周辺地域においては、80~90 ka 以前と20 ka 前後に顕著な堆積段丘が形成されている。いずれの時期においても、礫層の堆積期には以前の地形を埋め、あるいはそれ以前の浸蝕期とは異なる勾配の地形を形成してきている。一般に、堆積物の層厚が薄いとされてきた胆沢台地においても、扇頂 (上流部) での埋積の進行を明瞭に読み取ることができる。

胆沢台地周辺以北の北上低地帯中部・北部では、M1面およびL1面はより広範に分布するようになる。これらの地域では、段丘礫層の下限や、礫層堆積前後における河川縦断形の違いを露頭で確認することはできない。しかし、本低地帯の中部・北部では沈降運動が卓越し、粗粒な盆地堆積物の厚さは南部より顕著に厚い (渡辺, 1989)。このため、低地帯中部・北部では、M1面

Fig. 9 Secular changes of sea level, insolation and debris supply in the Ou Range

sea level changes : after SHACKLETON and OPDYKE (1973), shown by meters below present.

insolation : after BLATTER *et al.* (1984), shown by deviation of seasonal mean for summer from long term mean (200,000 B.P.~20,000 A.P.)

と L1 面の構成礫層は、低地帯南部のそれより厚い礫層から構成され、古い礫層に累重すると考えられる。このように構成層がその層厚を増すと考えられる地域においても、M1 面および L1 面は比較的広大な扇状地面をなしており、100 ka および 20 ka 前後の時代には、北上低地帯およびその周辺地域のほぼ全域において、河谷の埋積が進行して河床は上昇したと考えられる。

3. Stage 5 以降の奥羽山脈からの岩屑供給と森林限界高度の変遷

最近十数万年間の北上低地帯における段丘形成を特徴づけるのは、次の 2 点である。すなわち、

(1) stage 5 中と最終氷期後半に顕著な堆積期があったこと、

(2) 日高山脈や日本アルプス周辺では顕著な最終氷期前半の堆積期が明瞭でないことである (Fig. 9)。

北上低地帯における、最終氷期前半の段丘形成を示すのは M2 面であるが、M2 面の分布は本低地帯南部の胆沢台地周辺に限られ、しかも構成礫層はあまり厚くない。北上低地帯周辺では、最終氷期前半の埋積に伴う河床上昇は微弱であり、隆起地域にのみにその痕跡が残っていると考えることができる。

奥羽山脈の山麓部に発達する北上低地帯において堆積段丘面が形成されたことは、奥羽山脈からの岩屑供給が増大したことを示し、これは森林限界の低下あるいは植生破壊といった現象が進んだこととかなり直接的に対応するであろう。既に述べてきたように、北上低地帯にお

ける最も顕著な堆積段丘の形成は stage 5 といわれる最終氷期後半に起こり、最終氷期前半にはほとんど河谷の埋積は進まなかった。したがって、奥羽山脈の森林限界は、stage 5 と最終氷期後半に最も低下したと考えられる。一方、最終氷期前半には森林限界の低下量はかなり小さかったと考えざるをえない。当時の森林限界は奥羽山脈（ほぼ 1,000 m 程度）より高い位置にあった可能性もある。

このような奥羽山脈における森林限界高度の定性的な変遷と従来の研究をもとに、東日本の山地における地形形成環境と植生状態に関する概念図を作成した (Fig. 10)。現在 (Fig. 10, A) および最終氷期後半 (B) の森林限界の高度は、貝塚 (1969)、TSUKADA (1984) および柳町 (1987) に基づきその概要を示した。最終氷期前半 (C~D) の森林限界高度は、従来の研究では明らかにされていないため、本研究の結果から、奥羽山脈にはほとんどかからない程度に定めた。量的な検討は今後の課題である。また、現在~最終氷期前半の雪線高度については、ONO (1984) および柳町 (1987) にしたがった。Stage 5 中には、少なくとも最終氷期の前半よりは低く、後半と同程度あるいはそれ以上に森林限界が低下した時期があったと考えられる (Fig. 10, E)。なお、当時の雪線高度は、他の時期と比較して最も低い位置に設定した。その理由については後述する。

4. Stage 5 以降の東日本の山地周辺における森林限界高度と堆積段丘の形成期

このように奥羽山脈では、stage 5 中 (Fig. 10, E) と最終氷期後半 (Fig. 10, B) に森林限界が顕著に低下したが、最終氷期前半には山地のほとんどの部分が森林限界より下に位置していた (Fig. 10, C, D) と推定される。このような森林限界高度の変遷は、本調査地域以外の地域にも当てはまるものであろうか。

まず、stage 5 中の堆積期については、日高山脈や日本アルプスにおいてもこれと同様の現象は認められている (伊藤, 1983; 伊藤・正木, 1984; ONO, 1984)。北上低地帯においては、これがより鮮明に現れているのである。この時代の地形形成については、さらに研究を重ねる必要があるが、stage 5 中における岩屑供給の増大は普遍的な現象であると予想される。したがって、奥羽山脈以外でも、この時期に森林限界が低下した可能性はきわめて高い。

次に、最終氷期後半の段丘面分布を見ると (日本第四紀学会編, 1987)、この時期に形成された扇状地面が日本列島の各地に発達している。したがって、最終氷期後半に岩屑供給が増大したことは、疑いはない。ところ

Fig. 10 Proposed model for the morphogenetic and vegetational zones in eastern Japan
Environments of the Hidaka Range and the Nihon Alps: simplified and modified from ONO (1984) and YANAIMACHI (1987).

が、日高山脈や日本アルプス周辺では、本調査地域とは異なり、stage 4 に引き続く最終氷期前半において顕著な堆積段丘が形成されている。すなわち、日高山脈や日本アルプス周辺での岩屑供給量の変遷は、本研究で導いた森林限界の低下量の大小とは調和しない。

両山地は、奥羽山脈と比べて、緯度的あるいは高度的にかかなり高い山地である。このため、仮に最終氷期前半の森林限界の低下量が小さくても、これらの山地上部では最終氷期前半にも植生による保護を失った部分がかなり広範に広がったと予想される。このような地域では、森林限界の低下量以外に寒冷期の継続期間の長短も岩屑供給量に効いてくるのではなかろうか。そこで、最終氷期の前半と後半の継続期間に注目してこの問題を検討した。

森林限界の低下量は、最終氷期後半の方が大きかったとする。すなわち、同じ時間内であれば、前半より後半における岩屑供給量の方が大きい。一方、継続期間については、前者は後者の2倍程度の継続期間があったと考えられる(平川・小野, 1974; 柳町, 1987 など多数)。継続期間に違いがあったとすれば、単位時間内の岩屑供給量は最終氷期前半の方が小さかったとしても、長期間にわたって岩屑が供給されうることになる(Fig. 10, D→C の過程)。その結果、そこから供給される岩屑は総量としては大きなものになりうるであろう。このように考えれば、本研究で推定した森林限界高度の変遷と、日高山脈や日本アルプスでの地形発達史は矛盾せず、これらの地域では、最終氷期後半に匹敵あるいは場合によってはそれを上回る量の岩屑が最終氷期前半に蓄

積しえたと考えられる。なお、当然のことであるが、最終氷期前半にはほとんど森林限界下にならなかった奥羽山脈では、総量をとっても岩屑供給量は少ない。

ところで、本調査地域における検討によると、最終氷期の前半と後半では森林限界の低下量には相当の開きがあり、後半の方がより顕著に低下したことが想定される。したがって、これに基づけば、いくら長期間にわたって日高山脈や日本アルプスの上部が植生による保護を失っていたとしても、最終氷期後半をはるかに上回る量の岩屑が最終氷期前半の期間に供給された、とは考えにくい。Stage 5 中の堆積物の有無も含めて、最終氷期前半に堆積したとされてきた堆積物のすべてが、本当にその時期に堆積したものなのかどうか、再検討する余地もあるように思われる。

以上述べたように、本研究で提示した stage 5 以降の森林限界高度の変遷 (Fig. 10) は、ある程度普遍性をもつと考えられる。これにしたがえば、日高山脈と日本アルプスを除く東日本の山地周辺では、stage 5 中と最終氷期後半に最も顕著な岩屑供給があり、最も顕著な堆積段丘が形成されたと予想される。最終氷期前半に顕著な堆積段丘が形成されるためには、日高山脈と日本アルプスのようにその山地域が緯度的あるいは高度的に高い山地である必要があると思われる。なお、この時期に東北地方で顕著な堆積が起こった可能性があるとするれば、山地の高度から判断して、それは朝日山地周辺であろう (Fig. 10, D, C)。

5. 森林限界の低下をもたらした要因

最終氷期の前半より後半の方が森林限界高度が低かったことを気温で説明するならば、最終氷期後半の方がより寒冷的な気候の支配下にあったことになる。叶内 (1988) によれば、福島県南部の奥羽山脈では前半の方が寒冷であった可能性が高いとされている。しかし、奥羽山脈の古環境についてはごく少数の資料があるだけであり、本研究の地形的な証拠もこれを検討する上では重要な資料となろう。

他の地域の研究結果によれば、最終氷期後半の方が寒冷で乾燥していた (日高山脈周辺地域: 小野・平川, 1975), 山地によってはその状況が異なっていた (中部日本: 柳町, 1987) などとされている。気候条件については、地域性があることは普通であろう。しかし、一般的には (広範囲の中で見れば), 最終氷期の前半より後半の方が寒冷であったのではないだろうか。それは、氷床の発達程度の違いから容易に想像することができるし、大陸氷中の酸素同位体比 (DANSGAARD, 1971) によっても示されている。とすれば、日本においても、一般

には後半の方が寒冷であったと考えられよう。なお、より寒冷であるとともに、より乾燥している方が植物の生育にとっては都合が悪い。したがって、日高山脈周辺で明らかにされているように、最終氷期後半により乾燥していたとすれば、その影響も森林限界高度の違いに効いていると考えられる。

Stage 5 中に森林限界が低下して岩屑供給を増大させた大きな原因は、やはり気候の寒冷化であろう。当時における気候の寒冷化については、これを裏付ける研究が多数ある。BLATTER *et al.* (1984) は、天体力学に基づく日照時間の変化を求め、stage 5 中には、120~110 ka と 100~90 ka に顕著な日照時間の減少した期間があったことを示している。この 2 つの時期の日照時間は最終氷期中の亜氷期 (stage 4, stage 2) を凌ぐ程に減少している (Fig. 9)。深海底コアの酸素同位体比曲線にも比較的明瞭な寒冷期 (substage 5 d・5 b) が現れている (SHACKLETON and OPDYKE, 1973, 1976)。同位体曲線から深海水温の影響を除いた大陸氷床の成長曲線 (SHACKLETON, 1986) によると、この時期における氷河の拡大は stage 4 や stage 2 と比較して小規模なものである。しかし、これは、酸素同位体比に現れるような大規模な大陸氷床の成長には長い時間がかかるのに対し、寒冷的な substage 5 d・5 b が短期間しか継続しなかったためであると考えられる (SAKAGUCHI, 1988)。また、北海道における花粉分析結果からも、stage 5 中における寒冷化を支持する資料も提出されている (SAKAGUCHI and OKUMURA, 1986)。したがって、stage 5 中のある期間には、stage 4 および stage 2 に劣らぬほど、寒冷的な気候条件が卓越していた可能性が極めて高い。

植生破壊につながるもう 1 つの重要な要因は乾燥化であるが、現段階ではこれを検討する資料はない。しかし、乾燥化の影響を無視できないとしても、stage 5 中にかなりの寒冷化があって、それが森林限界高度に大きな影響を与えたと考えざるをえないであろう。ただし、M1 面の離水時期を直接に示しているのが Toya (90 ka) と On-PmI (80 ka) であるので、substage 5 d と substage 5 b のうち、いずれの期間の寒冷化が効いているのか、あるいは両者の相乗効果によるものなのか、については確実には判断できない。

このように、気温的には substage 5 d・5 b はかなり寒冷的な条件の下にあったと推定され (Fig. 9), 単純に日射量の減少だけから判断すれば、最も寒冷的な時期は両 substage であったと考えることもできるのである。ところで、substage 5 d・5 b という時代は、まだ海水準は高い時代である。したがって、日本海は広く、そこには暖

流が流れ込む条件が整っており、大量の水蒸気が供給されたと考えられる。このように考えると、当時は最も降雪量の多い時期であってしかるべきである。大陸氷河の蓄積には長期にわたる寒冷期が必要であっても、山岳氷河は気候変化にかなり敏感に反応して成長することができるであろう。すなわち、日本の山岳地帯における氷河の最拡大期は、stage 5 中にあったと考える方が合理的である。このため、雪線高度は stage 5 中に最も低かったと予想して図示した (Fig. 10, E)。この点に関しても、今後さらに検討してゆく必要があるように思われる。

V. まとめと今後の問題点

テフクロロジーに基づき、北上低地帯に発達する河成段丘面の編年を行い、奥羽山脈を含む東日本の山地における岩屑供給量の変遷を検討した。その結果は、以下のとおりである。

1. 本地域の河成段丘面は、T1~T3 面、H1・H2 面、M1・M2 面、L1・L2 面に区分される。T1~T3 面は中期更新世に形成された堆積段丘面である。H1・H2 面は最終氷期極前期直前の氷期後半に形成されたと考えられる。このうち、H1 面は顕著な堆積段丘面である。M1 面は stage 5 中の寒冷期に、M2 面は stage 4 に引き続くいわゆる最終氷期前半に形成された。M1 面は本低地帯のほぼ全域に分布する堆積段丘面であるが、M2 面は浸蝕面である可能性が高い。L1 面は最終氷期後半に形成された堆積段丘面である。L2 面は完新世に形成されたと考えられるが、詳細は不明である。

2. 後期更新世以降、本地域においては、stage 5 中と最終氷期後半に顕著な堆積期があり、最終氷期前半には明瞭な堆積期が認められない。このような特徴から、奥羽山脈では、stage 5 中か最終氷期後半に森林限界が最も低下したと考えられる。最終氷期前半においては、森林限界低下量は小さく、山地斜面のほとんどは植生によって保護されていたであろう。

3. 日高山脈や日本アルプス周辺において、最終氷期前半に顕著な堆積段丘が形成された理由は、寒冷期の継続期間が長く、これらの山地が緯度的あるいは高度的に高い山地であったためであろう。後期更新世以降、日高山脈や日本アルプスを除く東日本の山地域では、stage 5 中と最終氷期後半に最も顕著な堆積段丘面の形成が行われたと推定される。

4. 最終氷期前半と後半の森林限界の低下量の大小を気温変化によって説明するなら、後半の方がより寒冷であったと結論できる。stage 5 中では、substage 5d・5b

の寒冷期が地形形成に深く関与していたと考えられる。この時期の海面高度はほぼ現在と同程度の高度を保っていたことから、当時は最も降雪量の多い時代であり、日本の山岳氷河の最大拡大期はこの時代であった可能性がある。

朝日山地周辺においては、最終氷期前半の顕著な堆積期の存在が示唆されている (山中・八木, 1986) が、本研究で予想したとおり、その可能性は高い。しかし、日本海側と太平洋側でまったく同じような変化が起こったという保証はなく、確実な年代資料もない。このため、この堆積期が stage 5 中に起こった可能性もある。また最近、宮城県北部でも広域テフラを用いた地形面の編年が進みつつある (八木・早田, 1989) が、一般に、東北日本においては stage 5~stage 3 にかけての河成段丘面の編年はあまり進んでいない。北上低地帯における stage 5 以降の地形発達史が、本地域周辺の東北日本だけに認められる特異な現象であるのか否かを検討するためには、東北日本のみならず広範囲の地域で編年学的研究をさらに蓄積してゆく必要がある。奥羽山脈のような高度の低い山地にも明瞭に現れるほどの顕著な寒冷期が stage 5 中にあったとすれば、その影響は日高山脈や日本アルプスなどの高度の高い山地周辺でも認められるはずである。また、最終氷期の前半と後半の地形形成環境の違いに関しては、奥羽山脈のような高度の低い山地周辺での研究が重要となろう。

ところで、堆積段丘あるいは扇状地の形成は、気候の寒冷化だけでなく、乾燥化、あるいはいかに供給されるかという側面からの検討が必要である。M1 面と L1 面を比較した場合、明らかに L1 面の方が粗粒な礫から構成されている。このような違いは、両段丘面構成礫層の堆積時の河川営力が異なっていることを示すと考えられる。しかし、現在のところ過去の流量などに関する資料はきわめて乏しい。本研究では、主に気温の影響から考察を進めたが、今後はさらに礫径や円摩度、さらに河川の縦断形などに関する数値的な資料をもとに、段丘形成を検討してゆく必要があろう。

本研究では、地殻変動の影響はほとんど考慮しなかった。WATANABE (1989) によれば、最近十数万年間の奥羽山脈主稜線部の隆起速度は 1 m/ka に達すると推定されている。この隆起速度をそのまま適用すれば、浸蝕による削剝がなかったとして、最終氷期の後半と前半とでは 30 m 前後の、最終氷期前半と stage 5 とでは 80 m 前後の高度差を生ずることになる。この程度の高度差をまったく無視できるとは言い切れないが、おそらく気候変化による植生帯の変動量の方が大きく、河川への岩屑

供給という観点からは、こちらの方がより大きな影響を及ぼすであろう。したがって、第1次近似ではあるが、地殻変動を無視しても大きな誤りにならないと考える。しかし、他地域との比較や、数十万を超えるようなタイムスケールの中で地形発達を考える場合などには、地殻変動によって累積される高度・斜面形の違いなどにも十分な配慮が必要であろう。

謝辞 本研究を行うにあたり、東京大学名誉教授阪口豊先生・東京大学米倉伸之教授・大森博雄助教・池田安隆助手ほかの方々のご指導を頂いた。同大学院生諸氏には調査協力と助言を頂いた。とくに、高田将志氏には火山ガラス化学組成の測定をしていただき、須貝俊彦氏には貴重な助言をいただいた。また、日本大学文理学部応用地学教室遠藤邦彦教授・宮原智哉氏には、屈折率測定器使用に際して快く許可していただいた上、助言をいただいた。以上の方々に心から感謝いたします。本研究には平成2年度科学研究費補助金（奨励研究（特別研究員））、課題番号02952195の一部を用いた。

なお、この小論を昨春定年退官された阪口 豊先生に献呈いたします。

引用文献

- BLATTER, H., FUNK, M. and OMURA, A. (1984) Atlas of solar climate for the period from 200,000 B. P. to 20,000 years A. P. *Zürcher Geogr. Schriften*, **10**, 162 p.
- CHAPPELL, L. J. (1974) Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, p. 553-570.
- DANSGAARD, W. (1971) Climatic record revealed by the Camp Century ice core. TUREKIAN, K. K. (ed.): *Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press., p. 37-56.
- DURY, G. H. (1959) *The face of the Earth*. Penguin Books, 220 p.
- 遠藤良二 (1977) 北上川上流部の化石周氷河現象. 日本地理学会予稿集, no. 12, p. 22-23.
- FUJIWARA, K. (1959) Geomorphological development of the Kitakami valley. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), **8**, p. 8-38.
- 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**, p. 607-632.
- 市川米太・平賀章三 (1988) 宮城県下の旧石器時代遺跡の熱ルミネッセンス年代. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 18, p. 46-47.
- 井上克弘 (1978) 秋田駒ヶ岳火山噴出物の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代(126)—. 地球科学, **32**, p. 221-223.
- 井上克弘・小沼 敦 (1981) 北上川中流における黒沢尻火山灰の層序・分布と強磁性鉱物の化学組成. 第四紀研究, **20**, p. 1-14.
- 伊藤真人 (1983) 北アルプス南東部、蝶ヶ岳付近の氷河地形と堆積段丘. 地理学評論, **56**, p. 35-49.
- 伊藤真人・正木智幸 (1984) 北アルプス、乳川流域における更新世の岩屑供給期. 地理学評論, **57 A**, p. 282-292.
- 伊藤真人・正木智幸 (1987) 後立山連峰、鹿島槍ヶ岳、大冷沢流域における氷河地形と氷河前進期. 地理学評論, **60 A**, p. 567-592.
- 貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—. 科学, **39**, p. 11-19.
- 叶内敦子 (1988) 福島県南部・矢の原湿原堆積物の花粉分析による最終氷期の植生変遷. 第四紀研究, **27**, p. 177-186.
- 木野義人 (1963) 5 万分の 1 の表層地質図「水沢」. 経済企画庁, 42 p.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967) 御岳第一浮石層. 地質学雑誌, **73**, p. 291-308.
- 奥水達司 (1983) 座散乱木遺跡とその周辺のフィッシュン・トラック年代. 石器文化談話会編「宮城県岩出町座散乱木遺跡発掘調査報告書Ⅲ」, 136 p.: p. 97-99.
- 奥水達司 (1986) 馬場檀 A 遺跡の火山灰のフィッシュン・トラック年代. 東北歴史資料館・石器文化談話会編「馬場檀 A 遺跡—前期旧石器時代の研究—」, 220 p.: p. 131-132.
- 奥水達司 (1988) 宮城県北部の中・後期更新世テフラのフィッシュン・トラック年代. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 18, p. 54-57.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, p. 33-50.
- MACHIDA, H. (1980) Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary period. THE ASSOCIATION OF JAPANESE GEOGRAPHERS (ed.): *Geography of Japan*. 440 p., Teikokusyoin: p. 29-53.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, **8**, p. 865-928.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. 火山 (第2集), **30**, p. 49-70.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおむね洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, p. 129-145.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・環境にかんする二、三の考察. 第四紀研究, **2**, p. 161-179.
- 宮城豊彦 (1975) 北上河谷上流部西縁、志波構造線に沿う第四紀後期の地殻変動. 東北地理, **27**, p. 176-186.
- 宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年. 地理学評論, **61 A**, p. 404-422.
- 水野 裕 (1960) 岩手火山周辺地域の地形発達. 東北地理, **12**, p. 71-76.
- 村田貞蔵 (1939) 胆沢扇状地の形態学的研究. 地理学評論, **15**, p. 134-147.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修 (1963 a) 北上川上流沿岸の第四系および地形—北上川流域の第四紀地史 (1)—. 地質学雑誌, **69**, p. 163-171.

- 中川久夫・岩井淳一・大池昭二・小野寺信吾・森 由紀子・木下 尚・竹内貞子・石田琢二 (1963b) 北上川中流沿岸の第四系および地形—北上川流域の第四紀地史(2)—. 地質学雑誌, **69**, p. 219-227.
- NAKATA, T. (1976) Quaternary tectonic movement in Central Tohoku District, northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), **26**, p. 213-239.
- 日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図. 東京大学出版会, 119 p.
- 大上和良・土井宣夫 (1978) 北部北上低地帯の鮮新—更新統の層序について. 岩手大学工学部研究報告, **31**, p. 63-79.
- 大上和良・畑村政行・土井宣夫 (1980) 北部北上低地帯の鮮新—更新統の層序について (その2). 岩手大学工学部研究報告, **33**, p. 53-73.
- 大上和良・吉田 充 (1984) 北上川中流域, 胆沢扇状地における火山灰層序. 岩手大学工学部研究報告, **37**, p. 69-81.
- 大上和良・町田瑞男・吉田 充 (1986) 岩手県, 胆沢扇状地域に分布する火山灰のフィッシュン・トラック年代. 第四紀研究, **24**, p. 309-313.
- 奥村晃史 (1988) 第四紀示標テフラの主成分組成カタログ. 昭和61~62年度科学研究費補助金研究成果報告書(総合研究(A), 研究代表者: 井関弘太郎), p. 159-165.
- OMOTO, K. (1976) Tohoku University radio carbon measurement III. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), **26**, p. 135-157.
- 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**, p. 1-26.
- ONO, Y. (1984) Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landform in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **57 B**, p. 87-100.
- 斉藤享治 (1978) 岩手県胆沢川流域における段丘形成. 地理学評論, **51**, p. 852-863.
- SAKAGUCHI, Y. and OKUMURA, K. (1986) Interglacial climates and relic red soils in northern Japan based on pollen records of interglacial deposits in eastern Hokkaido. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 18, p. 29-48.
- SAKAGUCHI, Y. (1988) Quaternary glaciation, its appearance and disappearance. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 20, p. 29-41.
- SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, N. D. (1973) Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy Equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, **3**, p. 39-55.
- SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, N. D. (1976) Oxygen-isotope and palaeo-magnetic stratigraphy of Pacific core V 28-239, Late Pleistocene to Latest Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **194**, p. 1121-1132.
- SHACKLETON, N. J. (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, **6**, p. 183-190.
- 早田 勉 (1989) テフクロクロノロジーによる前期旧石器時代遺物包含層の検討. 第四紀研究, **28**, p. 269-282.
- 鈴木正男 (1988) 測定結果. 馬場檀 A 遺跡をめぐる自然科学的検討会資料. 1 p.
- 田山利三郎・土田定二郎 (1939) 北上山地の地形学的研究, 其の1, 河岸段丘. 齊藤報恩会学術報告, **22**, p. 1-84.
- 東木龍七 (1929) 河岸段丘の非対称配置と其の成因. 地理学評論, **23**, p. 673-699.
- 豊島正幸 (1984a) 小岩井浮石の降下年代に関する資料. 東北地理, **36**, p. 162-163.
- 豊島正幸 (1984b) 胆沢川および夏油川流域の地形. 1984年度第31会ベドロジスト野外見学会資料, p. 2-6.
- TOYOSHIMA, M. (1986) The downstream progressing degradation since the Würm stage in the Naruse river basin, northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), **36**, p. 114-125.
- TSUKADA, M. (1983) Vegetation and climate during the Last Glacial maximum in Japan. *Quat. Res.*, **19**, p. 212-235.
- 若生達夫 (1956) 北上川中流域の表層地質による地形面区分. 東北地理, **9**, p. 47-52.
- 渡辺満久 (1989) 北上低地帯の分化様式と断層運動. 地理学評論, **62 A**, p. 734-749.
- WATANABE, M. (1989) Complementary distributions of active faults and Quaternary volcanoes, and tectonic movements, along the volcanic front of the Northeast Japan. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 21, p. 37-74.
- 渡辺満久 (1990) 活動時期の違いに基づく活断層詳細図の表現—テフクロクロノロジーからみた北上低地西縁活断層群(南半部)の例. 活断層研究, no. 8, p. 71-79.
- 八木浩司・早田 勉 (1987) 宮城県中・北部に認められる最終氷期前半の堆積段丘. 日本地理学会予稿集, no. 32, p. 28-29.
- 八木浩司・早田 勉 (1989) 宮城県中部および北部に分布する後期更新世広域テフラとその層位. 地学雑誌, **98**, p. 871-885.
- 山中英二・八木浩司 (1987) 飯豊・朝日山地周辺の河岸段丘の形成—とくに低位堆積段丘について. 東北地理, **39**, p. 283-301.
- 柳田 誠・百瀬 貢・大熊良章 (1982) 荒川の河岸段丘. 駒沢大学大学院地理学研究, no. 12, p. 3-13.
- 柳町 治 (1987) 氷河・周氷河地形からみた中部日本における最終氷期の気候. 第四紀研究, **25**, p. 295-303.
- 米澤 宏 (1981) 相模川中流域・道志川流域の河岸段丘. 関東の四紀, no. 8, p. 21-32.
- 吉川虎雄 (1961) 本曾川の河岸段丘—御岳火山と濃尾平野との地形発達の関係を中心として—辻村太郎先生古希記念地理学論文集, p. 70-87.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, **25**, p. 187-201.

補遺 北上低地帯南部の細粒示標テフラ（火山ガラス）主成分組成（％）
 1 試料あたり 10 粒子以上の平均値（M）と標準偏差（SD）

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
Aso-4	M	68.35	0.41	13.94	1.41	0.35	0.09	1.02	3.80	4.47	93.87
	SD	1.39	0.02	0.35	0.09	0.03	0.03	0.08	0.16	0.23	1.99
KtA	M	73.27	0.11	11.43	1.18	0.09	0.07	0.93	1.61	4.00	92.75
	SD	0.97	0.02	0.19	0.19	0.02	0.02	0.11	0.06	0.51	1.39
AtgA	M	73.03	0.09	11.71	0.61	0.10	0.12	0.66	3.15	3.48	92.95
	SD	1.20	0.02	0.20	0.05	0.01	0.03	0.04	0.11	0.29	1.48
On- PmI	M	69.51	0.19	12.24	1.01	0.24	0.06	1.28	3.03	2.83	90.93
	SD	2.13	0.04	0.77	0.24	0.05	0.02	0.06	0.18	0.41	1.59
Toya	M	70.26	0.05	11.34	0.88	0.04	0.09	0.37	2.24	2.90	88.17
	SD	1.35	0.02	0.26	0.07	0.01	0.03	0.05	0.14	0.40	1.36
IsA	M	72.81	0.04	11.61	0.83	0.05	0.10	0.35	2.48	3.18	91.45
	SD	0.31	0.01	0.10	0.09	0.01	0.03	0.02	0.07	0.41	0.57