

北海道，トマムにおける開析沖積錐の 斜面傾斜と岩屑供給量との関係

山本憲志郎

キーワード：沖積錐/斜面傾斜/岩屑供給量/土石流/北海道

- 〈目 次〉
- I はじめに
 - II 地形，地質の概要と調査項目
 - III 堆積物の諸性質と斜面傾斜
 - 1 堆積物の編年的記載
 - 2 堆積物の粒度組成と円磨度
 - 3 斜面傾斜
 - IV 考察
 - 1 斜面傾斜からみた開析沖積錐堆積物の運搬営力
 - 2 気候変化および岩屑供給量の増減と沖積錐斜面の変化
 - V まとめ

I はじめに

従来、山頂部～山麓部にかけての斜面傾斜は連続的に漸減するのではなく、むしろ非連続的に階層性をもって変化することが指摘されている（例えば Carson and Kirkby, 1972）。また、羽田野・田中（1989）も日本の山地斜面は傾斜の違いによって平坦面（ $< 3^\circ$ ）、山麓斜面（ $< 13^\circ \sim 15^\circ$ ）、麓屑面（＝中間斜面 $< 25^\circ$ ）、急傾斜面（ $< 35^\circ$ ）に区分されるとしている。これらの指摘は、それぞれ階層性をもった斜面は、それに対応した形成営力によって造られたことを示唆している。

日本においては、山麓部に発達する緩斜面はペディメント（例えば赤木, 1961; 1962）、クリオペディメント（例えば Wako, 1966; 若生, 1973）、山麓緩斜面（例えば赤木, 1965; 鶴見・野上, 1965）や麓屑面（田中ほか, 1982）、緩斜面（例えば磯部, 1990）などと呼称されている。これらの緩斜面の形成期と形成営力については種々の報告がなされてきた。これは、山麓部には種々の移動様式によって運搬された物質が堆積することや、地域によって氷期～間氷期にかけての気候変動に伴う植生および水文環境の変化が異なっていたことが大きな要因である。また形成営力について様々な報告がなされたのは、調査の対象とした斜面の傾斜が同一でないことも一因であろう。すなわち、斜面傾斜と岩屑の集合流動様式との間に密接な関係がある（江頭, 1988; 渡部, 1994）ことが十分に認識されていなかったため、この関係の視点から形成営力の推定がなされなかったことも原因であると思われる。

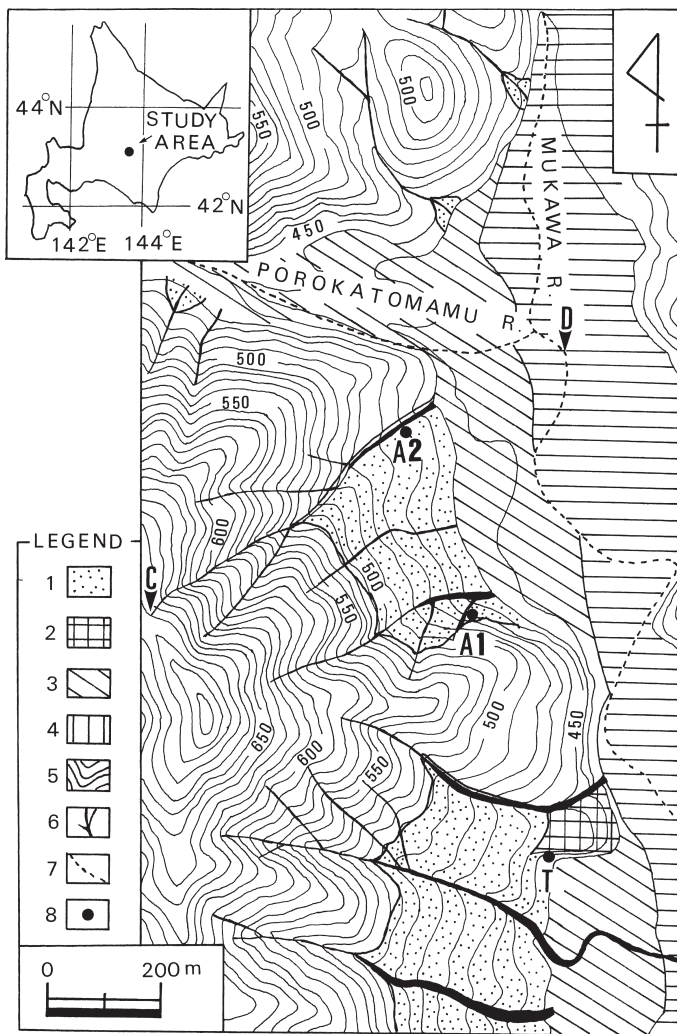
山本（2006）は、山麓部に発達する緩斜面の一事例として北海道、トマムを流れる鵜川に沿って発達する開析沖積錐斜面を事例に、最終氷期～完新世にかけての運搬営力の変化について、堆積構造の特徴などからすでに報告を行っている。本研究では新たに堆積物の粒度組成、円磨度などのデータを提示するとともに、開析沖積錐斜面の堆積勾配（＝斜面傾斜）と岩屑供給量との関係について、最終氷期における気候変化と関連付けて考察することを目

的とする。

II 地形、地質の概要と調査項目

北海道，トマムにおける鷓川とポロカトマム川の合流地点付近において，鷓川の右岸に標高約 700 m の山地が南北に連なる．この山地の山麓部に，斜面傾斜約 12° ～ 17° の山麓緩斜面が発達している（第 1 図，凡例 1）．この勾配は構成砂礫が限界安息角となって安定している崖錐斜面の勾配よりも明らかに緩い．また日本における多くの扇状地の平均勾配は約 50%（約 2.9° ）以下であるが（斎藤，1988），この勾配より急になっている．山麓緩斜面は山地斜面（第 1 図，凡例 5）を侵食している勾配約 30° の谷（第 1 図，凡例 6）の出口に形成されている．この谷は山麓緩斜面を侵食する開析谷に連続する．開析谷の勾配は約 20° 以下である．このような勾配や形成されている位置などの特徴に加えて，山麓緩斜面は亜円礫～亜角礫を主体とした不淘汰な物質によって構成されていることから，本山麓緩斜面は種々の岩屑流によって形成された沖積錐が連結した斜面であると考えられる（山本，2006）．なお，Bull (1977) は勾配 20° 以上の扇状地を沖積錐と呼ぶことを提唱している．この勾配は本沖積錐斜面の勾配に近似していると判断した．これは沖積錐は規模，勾配などが扇状地と崖錐との中間的な地形（斎藤，1988）であることと矛盾しない．現在，開析谷に定常の水流は認められない．また空中写真判読によれば，調査地域では少なくとも最近 40 年間に土石流の発生は認められない．なお開析沖積錐斜面は段丘化していない．また開析沖積錐斜面の前面に 3 面の河成段丘が分布し，高位の段丘面から I 面，II 面，III 面とする（第 1 図）．開析沖積錐斜面上から連続する開析谷は河成段丘 II 面および III 面上で人為的に埋積されている事例が多い．

この開析沖積錐斜面と隣接する山地斜面，および河成段丘 I 面に露頭が形成されている（第 1 図）．山地斜面で観察された堆積物のファブリックについては山本（2006）で報告している．本研究では新たに粒度組成，礫の円磨度，



第1図 調査地域の地形分類図

1. 沖積錐 2. 段丘Ⅰ面 3. 段丘Ⅱ面 4. 段丘Ⅲ面 5. 山地斜面 6. 峡谷および開析谷 7. 水系 8. 露頭

Fig. 1 Geomorphological map of study area

1. alluvial cones 2. terrace I 3. terrace II 4. terrace III 5. mountain slopes 6. gorges and dissected valleys 7. rivers 8. outcrops

堆積勾配などを計測した。これらの堆積物中には Kt-1, Spfa-1, En-a などのテフラが挟在する。なお、調査地域の基盤岩質は先白亜系の蛇紋岩である（酒匂ほか, 1967）。

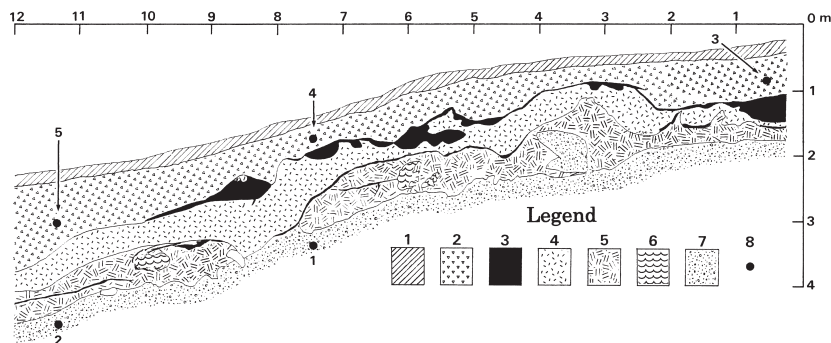
III 堆積物の諸性質と斜面傾斜

1 堆積物の編年的記載

本調査地域に最終氷期に降下したテフラは En-a（恵庭 a 降下軽石）、Spfa-1（支笏降下軽石 1）、Kt-1（クッタラ降下テフラ 1）である。本研究では山本（2006）に示したように、柳田（1994）、加藤ほか（1995）、梅津（1987）らの報告に基づいて、Spfa-1 の降下年代を約 4 万年前、Kt-1 はそれよりも若干古いものとする。また En-a の降下年代はに従って 1.6 万～1.9 万年前とする。

第 2 図（山本, 2006 の第 2 図を再掲）に第 1 図の A1 地点の露頭スケッチを示す。本地点は山地斜面に隣接した沖積錐斜面上に位置し、北西側を開析谷によって侵食されている。Kt-1 に被覆される砂礫層中の礫は流水によって運搬されたために、丸みを帯びた稜線をもつものが多く、また、マクロ・ファブリック解析によれば土石流などの岩屑流によって運搬されたと考えられる（山本, 2006）。この特徴から本砂礫層は開析沖積錐の構成物であることは明らかである。以下、本砂礫層を下部沖積錐堆積物と呼称する。En-a 中に含まれる亜角礫の長軸方向は斜面の最大傾斜方向と平行に比較的よく揃っている（山本, 2006）ことから、亜角礫を含む En-a は山地斜面を被覆するソリフラクション堆積物と考えられる。両層中の礫はいずれも蛇紋岩起源であり、長軸 20 cm を超えるものはほとんど認められない。

第 3 図（山本, 2006 の第 3 図を再掲）に第 1 図 A2 地点の模式露頭図を示す。本地点の沖積錐堆積物は開析谷によって北東側を深さ約 6 m 侵食されている。テフラは Kt-1, Spfa-1, 二次堆積した En-a（砂を含む）が認めら



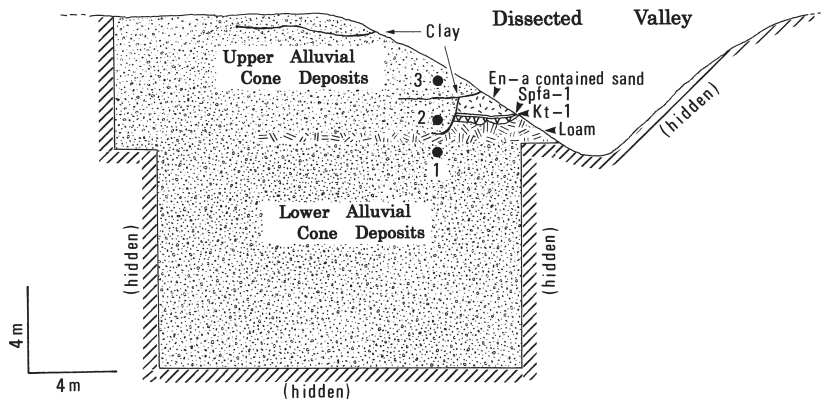
第2図 沖積錐堆積物の露頭スケッチ図 (第6図A-B間)

1. 表土および植被 2. 亜角礫を含む En-a 3. 風化火山灰あるいはローム
4. Spfa-1 5. Kt-1 6. 礫混じりローム 7. 砂礫 (下部開析沖積錐堆積物) 8. ファブリック, 粒度組成および円磨度の計測地点 本図は山本 (2006 の第2図) を再掲載した

Fig. 2 Exposure of alluvial cone deposits between A and B shown in Fig. 6
1. top soil and present vegetation cover 2. En-a contained subangular clasts 3. weathered volcanic ashes and/or loam 4. Spfa-1 5. Kt-1 6. loam contained clasts 7. sand and clasts (lower alluvial cone deposits) 8. measuring points of fabric, textural properties and roundness. This figure was carried in Yamamoto (2006, Fig. 2).

れる。Kt-1 の下位には厚さ 1 m のロームが堆積している。ここで A1 地点の層位区分と同様に Kt-1 以下を下部沖積錐堆積物とする。また砂混じり En-a よりも上位の砂礫層を上部沖積錐堆積物とする。下部沖積錐堆積物の層相は比較的均質であり、埋積された谷状地形などの堆積構造は認められない。なお、A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物は、そのマクロ・ファブリック解析から土石流などの岩屑流によって運搬されたと考えられる (山本, 2006)。

調査地域には鵜川に沿って 3 面の河成段丘が分布する。最低位およびその上位に発達する河成段丘Ⅲ面, Ⅱ面は, それぞれ現河床からの比高が約 2.5~3.0 m, 7.0~8.5 m あり, 比較的連続性がよい。河成段丘Ⅰ面は現河床から約 15 m の比高をもって最高位に発達する連続性の悪い段丘面であ



第3図 沖積錐堆積物の模式露頭図 (第1図 A2地点)

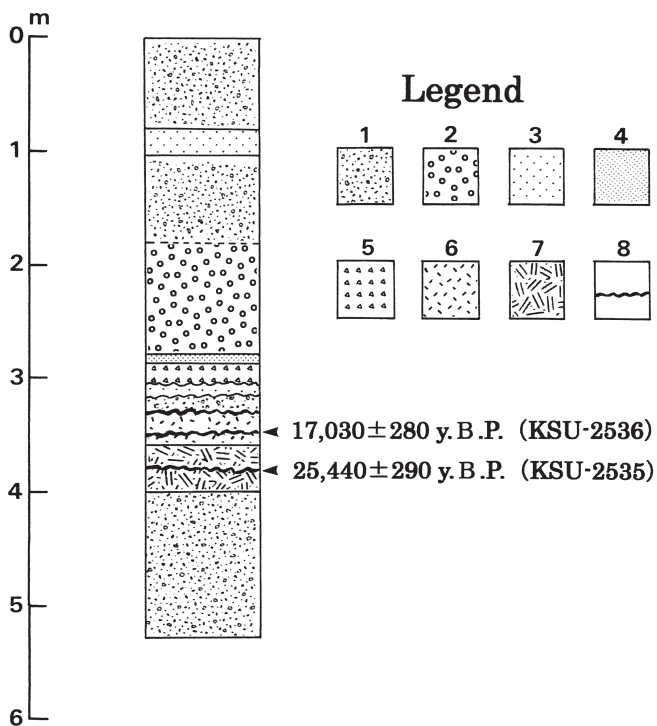
(●はファブリック, 粒度組成および円磨度の計測地点) 本図は山本 (2006の第3図) を再掲載した

Fig. 3 Type exposure showing alluvial cone deposits at A2 in Fig. 1

Closed circles mean measuring points of fabric, textural properties and roundness. This figure was carried in Yamamoto (2006, Fig. 3).

る。河成段丘 I 面の堆積物が T 露頭 (第1図) において観察された。その模式柱状図を第4図に示す。本地点では厚さ約 5.5 m の堆積物が認められた。上位約 2.9 m は、シルト層や粘土層が挟在する砂礫層である。砂礫層は砂やシルトなどのマトリックスを主体として、長径 5 cm 以下の垂円礫～円礫を含む matrix-support 層である。礫の岩質は蛇紋岩起源のものがほとんどである。本露頭の約 2.9 m から下位には、再堆積した En-a, 埋没腐植質シルトが挟在するシルト混じりの Spfa-1 および Kt-1 が堆積する。Kt-1 中の埋没腐植質シルトの C-14 年代は $25,440 \pm 290$ y.B.P. (KSU-2535), Spfa-1 中のそれは $17,030 \pm 280$ y.B.P. (KSU-2536) であった。これらの下位に厚さ約 1.2 m の砂礫層が堆積する。

このように河成段丘 I 面堆積物は、再堆積した En-a の挟在と最終氷期最寒冷期相当の腐植質シルトの挟在が認められることから、本面は En-a 降下期～Ta-d 降下期 (約 9 千年前) 以前に段丘化したとされる柳田 (1991) の



第4図 河成段丘Ⅰ面堆積物の模式柱状図（第1図T地点）

1. 砂礫層 2. シルト混じり礫層 3. シルト層 4. 粘土層
5. En-a混じり砂層 6. シルト混じり Spfa-1 7. シルト混じり Kt-1 8. 腐植質シルト

Fig. 4 Type columnar section of terrace I deposits at T in Fig.1

1. sand and gravel 2. gravel contained silt 3. silt 4. clay 5. sand contained En-a 6. Spfa-1 contained silt 7. Kt-1 contained silt 8. humic silty soil

MwIIあるいはⅠ面に対比されると考えられる。調査地域に発達する河成段丘Ⅰ～Ⅲ面は沖積錐堆積物に被覆されず（第1図）、段丘堆積物中に沖積錐堆積物の指交は認められない。

| Loc. | No. | Gravel (%) | Sand (%) | Silt (%) | Clay (%) | M.p.s. (ϕ) | Sort. (ϕ) | Round. |
|------|-----|---------------|-------------|-------------|-------------|----------------------|---------------------|--------|
| A1 | 1 | 84.6 | 13.6 | 1.7 | 0.1 | -3.21 | 2.35 | 195.8 |
| | | | (88.4) | (10.6) | (1.0) | (1.48) | (2.86) | |
| | 4 | 36.5 | 60.3 | 3.0 | 0.2 | -1.47 | 3.10 | 127.0 |
| | | | (95.0) | (4.6) | (0.4) | (0.75) | (1.40) | |
| A2 | 1 | 80.2 | 17.9 | 1.8 | 0.1 | -3.14 | 2.34 | 207.7 |
| | | | (88.6) | (10.2) | (1.2) | (1.45) | (2.32) | |
| | 3 | 77.4 | 21.2 | 1.2 | 0.2 | -2.67 | 2.44 | 210.5 |
| | | | (89.0) | (9.2) | (1.8) | (1.43) | (2.11) | |

第1表 沖積錐および山地斜面堆積物の堆積学的性質

() は -1ϕ 以下の値

M.p.s.: 平均粒径, Sort.: 分級度, Round.: 円磨度

Table 1 Sedimentary Characteristics of alluvial cone deposits

Values in parentheses refer to the less than -1.00ϕ fraction.

M.p.s.: Mean particle size, Sort.: Sorting, Round.: Roundness

2 堆積物の粒度組成と円磨度

A1 地点の2つの層準（第2図の1：下部沖積錐堆積物，および4：亜角礫を含む En-a）と A2 地点の2つの層準（第3図の1：下部沖積錐堆積物，および3：上部沖積錐堆積物）の粒度組成を計測した。各地点において露頭表面に $50\text{ cm} \times 50\text{ cm}$ のグリッドを設け，そのグリッドを水平に掘り込み，風乾重量で約 25 kg の試料を採取した。 4ϕ 以上の成分については， 1ϕ スケールで乾式の通常の篩別によった。また 4ϕ 以下の成分については沈降法（ピペット法）によって 1ϕ スケールで計測した。全粒分およびマトリックス分（ -1ϕ 以下）における各構成単位（礫，砂，シルト，粘土）の重量含有率，Inman 法による平均粒径，分級度を第1表に示す。A1 地点の下部沖積錐

堆積物と A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物の粒度組成は類似している。

全粒分についてみると、A1 地点の亜角礫を含む En-a は砂が多く礫は多くないのに対し、A1 地点の下部沖積錐堆積物と A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物は礫が卓越し、砂は少ない。マトリックス分についてみると、A1 地点の礫を含む En-a は砂が卓越し、シルト (4.6%)、粘土 (0.4%) は少ないのに対し、A1 地点の下部沖積錐堆積物と A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物はシルト (9.2~10.6%)、粘土 (1.0~1.8%) が若干多くなっている。このことから、A1 地点の亜角礫を含む En-a は砂の成分が卓越するのに対し、A1 地点の下部沖積錐堆積物と A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物は極めて礫質な clast-support 層であり、マトリックスには砂が多いといえる。なお、Beskow (1935) の分類によれば、計測した全地点のマトリックスは凍上性の悪いタイプに属する。なお、沖積扇状地の層相を流動様式との関係でまとめた Ritter ほか (1995) によれば、いわゆるローブ状となって停止する debris flow 堆積物はローブ先端部と pressure ridge 部分を除いて、一般に不淘汰で matrix-rich あるいは matrix-support であるとしている。本堆積物は先述したようにマトリックスの少ない clast-support の層相を示し、こうした特徴と合致しない。おそらく、運搬に水流が関与したが、流動様式はマトリックスを多量に含んだ典型的な debris flow とは異なっていた可能性が指摘される。

粒度組成を計測した A1 地点と A2 地点の各 2 地点において、長軸 6 cm 以上の礫を 25 個選り出してカイユ法によって円磨度を計測し、その平均値を求めた。円磨度は $2r/L \times 1000$ (L : 長軸, r : 最小角稜の内接円の半径) で与えられる (King, 1966)。第 1 表に計測結果を示す。A1 地点の礫を含む En-a 中の礫は A1 地点の下部沖積錐堆積物と A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物中の礫に比較して平均値が小さく、より角ばった礫が多くなっている (写真 1)。円磨度が 200 以下の礫について、King (1966) は周氷河環境下で生産、運搬された可能性を指摘している。これらのことから、A1 地

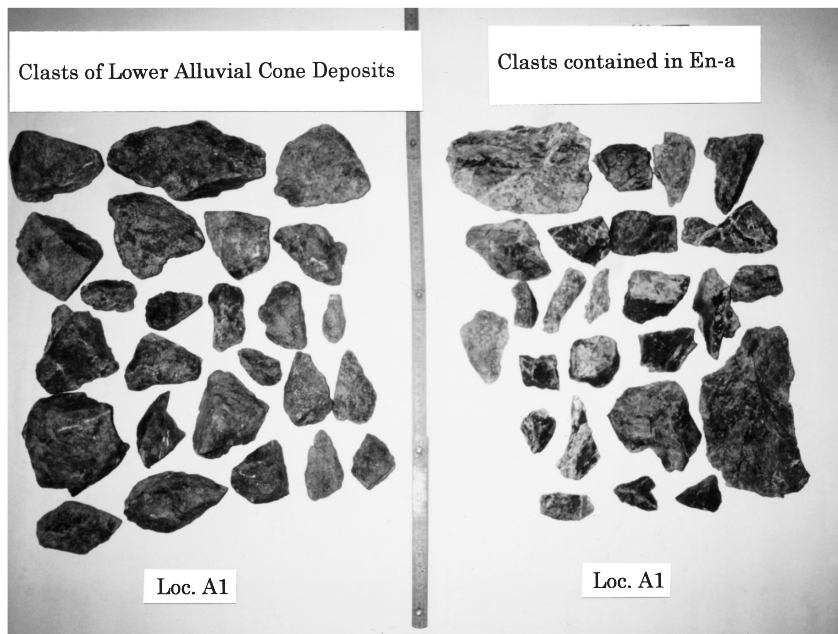


写真 1 A1地点の下部沖積錐堆積物および亜角礫を含む En-a 中の礫

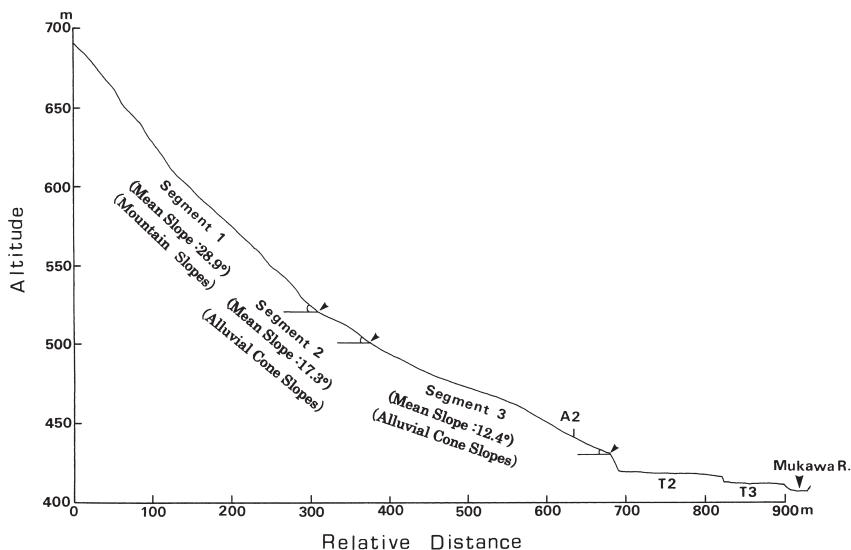
Photo 1 Clasts contained in lower alluvial cone deposits and En-a at A1 shown in Fig. 1

点の亜角礫を含む En-a は周氷河環境下で移動，堆積したソリフラクション堆積物であると考えられる。この推定はマクロ・ファブリックの特徴から推定された運搬営力（山本，2006）と一致している。

上述した粒度組成および円磨度のデータは，A1 地点の下部沖積錐堆積物および A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物が土石流などの岩屑流によって運搬されたこと，また A1 地点の角礫を含む En-a 層が周氷河性ソリフラクションによって運搬されたことを示しており，マクロ・ファブリックによる運搬営力の推定（山本，2006）と整合している。

3 斜面傾斜

第 5 図に第 1 図 C—D に示した開析谷とこの開析谷に沿った山地斜面およ



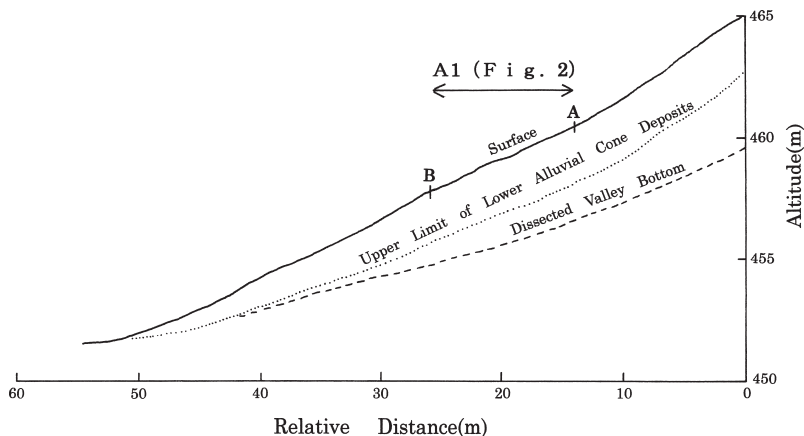
第5図 山地斜面～沖積錐～河成段丘の縦断投影図（第1図C—D間）

Fig. 5 Profile between C and D shown in Fig. 1

び沖積錐斜面の縦断投影図⁽¹⁾を示す。測量は段丘面および沖積錐斜面上では携帯型レベル測機とスタッフを用いて、また山地斜面上では筒型望遠水準器とスタッフを用いて行った。

山地斜面の勾配は平均 28.9° であった（セグメント1）。その下流側に平均勾配 17.3° の区間が出現する（セグメント2）。この区間は沖積錐斜面の上部域に相当する。この区間では少なくとも厚さ1 m以上の砂礫からなる沖積錐堆積物が観察された。セグメント2の下流側に平均勾配 12.4° の比較的緩やかな区間が連続する（セグメント3）。この区間は沖積錐斜面の中～下部域に相当する。セグメント3の標高450 m付近にA2が存在する（第1図）。セグメント3の下流側は段丘崖を経て河成段丘II面およびIII面に連続する。

A1地点付近の地表面、開析谷底および下部沖積錐堆積物最上部の高さの変化を第6図⁽²⁾に示す。測量は携帯型レベル測機によって行われた。この区間の地表面の平均勾配は 13.5° であった。下部沖積錐堆積物最上部の高さの



第 6 図 山地斜面の縦断投影図（第 1 図の A1 付近）

Fig. 6 Profile of mountain slopes at near A1 shown in Fig. 1

変化は地表面のそれと調和的であるのに対し，この区間の開析谷底の平均勾配は 7.7° と相対的に緩くなっている。

IV 考 察

1 斜面傾斜からみた開析沖積錐堆積物の運搬営力

土石流の流動機構を検討した江頭（1988）や，実験水路を用いて流動勾配と砂礫と水の混合比を検討した渡部（1994）によれば，集合流動様式がおおよそ斜面傾斜に対応して，1）不飽和岩屑流（浸透流が岩屑表層にまで達しない侵食傾向のゆっくりとした流動），2）飽和岩屑流（浸透流が岩屑表層に達した堆積傾向のゆっくりとした流動），3）過飽和岩屑流（水流が岩屑表層の上を流れる堆積傾向の流動）の 3 つに決定される。不飽和岩屑流に関しては，流動層全体の浸水率よりも Plug 層（移動時に垂直方向の速度勾配を持たない表層部の砂礫層）の浸水率によって，不飽和岩屑流の発生可能な限界傾斜角が決定されることが渡部（1994）によって示されている。また江頭（1988）よ

れば、内部摩擦角が $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の砂礫の場合、不飽和岩屑流は斜面傾斜 22.3° 以上で、飽和岩屑流は $18.9^{\circ}\sim 22.3^{\circ}$ で、過飽和岩屑流は 18.9° 以下で発生する。⁽³⁾ この斜面傾斜と集合流動様式の関係は、物質の内部摩擦角によってほぼ決定され、浸透流の流量などによって変化しない。A1 地点の下部沖積錐堆積物および A2 地点の上部および下部沖積錐堆積物の内部摩擦角がおおよそ $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ であると仮定すると、A1 地点の斜面傾斜 (13.5°) とほぼ平行に堆積している下部沖積錐堆積物や A2 地点のセグメント 2 の斜面傾斜 (17.3°) およびセグメント 3 の斜面傾斜 (12.4°) は、過飽和岩屑流の流動勾配に相当する。このことは、沖積錐の本体部分の多くが過飽和岩屑流によって運搬された可能性を示している。山本 (2002) は内部摩擦角が 35° の砂礫によって構成された斜面傾斜 20° 以下の沖積錐は過飽和岩屑流などによる侵食によって、また 20° 以上の斜面傾斜は不飽和岩屑流、飽和岩屑流などによる砂礫の堆積によってもたらされる可能性が高いことを地形実験によって示した。したがって、本研究の沖積錐の斜面傾斜は砂礫堆積後の侵食によってもたらされた可能性が高いと考えられる。

なお伊勢屋ほか (1995) は水路実験により、過飽和岩屑流は表面水流のある掃流状集合流動あるいは掃流による物質移動である、と述べている。これは堆積構造から推定される本地域の沖積錐堆積物の流動様式と斜面傾斜から推定されるそれとが矛盾しないことを示すと考えられる。

2 気候変化および岩屑供給量の増減と沖積錐斜面の変化

山麓緩斜面や麓屑面の形成過程から、更新世末期から完新世にかけての気候変化に対応した種々の地形の斜面変化が各地で報告されている。例えば、北上山地では最終氷期に主にソリフラクションによる緩斜面の形成が卓越したのに対し、晩氷期以降は崖錐や沖積錐の発達が卓越したこと (檜垣, 1987; Higaki, 1988; Saijo, 1987) や、中国山地では最終氷期中は寒冷気候下における凍結破碎によって多量の岩屑が生産され、晩氷期以降は水文環境の変化によってその岩屑が再移動した可能性が指摘されている (田中ほか,

1982；野村・田中，1989；田中・野村，1992）。

本調査地域においても最終氷期におけるソリフラクションの作用が認められる。A1 地点において下部沖積錐堆積物をソリフラクション堆積物が被覆しており，これは En-a 降下期以降に凍結破碎による砂礫の供給とソリフラクションによる物質移動が本沖積錐斜面を含む山麓部において生じた可能性を示している。

Hirakawa (1977) は襟裳岬周辺の沖積錐について，その形成はほぼ Spfa-1 降下前に終了したが，その後もわずかな形成が継続したこと，5～10 m の深さにおよぶ沖積錐斜面の侵食が完新世に生じたことを明らかにしている。本調査地域の沖積錐斜面は形成開始期を特定できない。また沖積錐斜面が河成段丘Ⅱ面によって侵食されている（第5図）ことから，形成終了期が遅くとも河成段丘Ⅱ面形成以前であることは確かであるが，その年代を特定できない。しかし，A2 地点における下部沖積錐堆積物の厚さ（11 m 以上）と上部沖積錐堆積物の厚さ（約6 m）の違いによれば，Kt-1，Spfa-1 以前に主たる沖積錐形成期が存在していた可能性も想定され，このことは襟裳岬周辺の事例と矛盾しないものとする。また，A1 地点ではソリフラクション堆積物（亜角礫を含む En-a）の下位にある下部沖積錐堆積物の最上部が開析谷によって侵食されていること，A2 地点では En-a の上位の上部沖積錐堆積物が侵食されていることから，本沖積錐堆積物が現在のように開析されたのは，En-a 降下後しばらくしてからと考えられる。この推定は，約17,000 y.B.P. に形成された埋没土壌が挟在する河成段丘Ⅰ面よりも離水年代が若い河成段丘Ⅱ面によって，沖積錐斜面が侵食されている事実と矛盾しない。積極的な証拠は得られていないが，本地域の沖積錐斜面の主たる開析期が襟裳岬周辺とほぼ同様に完新世である可能性もあり得る。

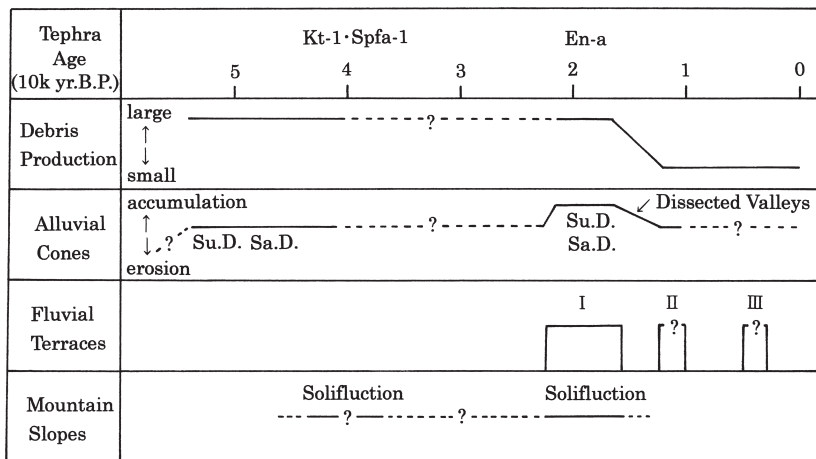
今まで沖積錐の形成に関しては岩屑供給の増減と掃流状あるいは土石流状の各種の岩屑流の発生を関連させて検討した研究は少ない。その中で，柳井・新村（1990）は斜面傾斜約 10° の土石流扇状地堆積物に挟在するテフラから推定される土石流の発生時期と，背後の山地斜面におけるテフラの残存

状態から推定される山地斜面の崩壊時期がよく対応していると報告している。また、磯ほか（1980）は離水年代が判明している河成段丘上の沖積錐の体積と流域面積の関係などから、土石流の発生頻度と沖積錐の成長速度を検討している。しかし、これらの研究は土石流の発生によって沖積錐堆積物あるいは土石流扇状地堆積物が堆積する場合を想定しており、侵食される場合を十分に考慮していない。

沖積錐において供給岩屑が増減した際の現象に関する知見として、水山（1988）の報告がある。すなわち、流路内に砂礫が十分ある場合はその流路を上流に向かって急速に掃流状堆積物が埋積していくこと、また流路内に砂礫が少ないと流路が埋積されなくなり、次第に流路が固定化して斜面を侵食することを報告している。また山本（2002）は 35° の内部摩擦角をもつ砂礫から構成された実験斜面において水を散布し、斜面傾斜の変化と砂礫の移動様式を観察した。その結果、斜面傾斜 20° 以上の部分は堆積傾向下にあり、 20° 以下の部分は侵食傾向下にあること、また供給岩屑が減少すると開析谷が形成されることを報告している。これらの報告を基に、岩屑供給の増減と本沖積錐の発達について検討してみる。なお、岩屑供給の増減と沖積錐斜面の成長と侵食に密接な関係があることは、現成の沖積錐斜面の経年変化を詳細な測量によって検討した池田ほか（1993）も報告している。

Kt-1 降下以前に堆積した A2 地点の下部沖積錐堆積物は厚さが 11 m 以上あり、また埋積された谷状地形などの堆積構造は認められない。このことは、この時期に峡谷から沖積錐上へ多量の岩屑が供給されていた可能性を示していると考えられる。

A1 地点の下部沖積錐堆積物最上部の傾斜は平均 13.5° であることから、侵食傾向下にあったことを示している。しかし、A2 地点の下部沖積錐堆積物およびその上位のローム層には深さ約 1 m の侵食が認められるだけである。したがって、下部沖積錐堆積物の堆積終了時頃は、供給岩屑の減少に伴って斜面は弱い侵食を受けた可能性が考えられる。Kt-1, Spfa-1 降下以降、上部沖積錐堆積物（En-a 降下以降）以前の期間の供給岩屑量を沖積錐



第7図 調査地域における岩屑生産期とそれに関連した沖積錐斜面および斜面プロセスの変化

Su.D.: 過飽和岩屑流, Sa.D.: 飽和岩屑流

Fig. 7 Changes in alluvial cone slopes and slope processes related to debris production in the study area

Su.d.: supersaturated debris flow, Sa.d.: saturated debris flow

堆積物から議論することは難しい。

En-a 降下期以降に堆積した A2 地点の上部沖積錐堆積物は内部に埋積された谷状地形などの堆積構造をもち、その表面は現在認められる開析谷によって著しく侵食されている。またこれら堆積物の表面傾斜は 20° 以下である（セグメント 2 および 3，第 5 図）。En-a 降下期以降，山地斜面を侵食する約 30° の傾斜をもった峡谷から沖積錐上への岩屑供給量が減少したことによって，沖積錐斜面上に開析谷が形成されたと考えられる。

このように本調査地域では気候変化および岩屑供給量の増減に対応して，運搬能力と沖積錐斜面が変化したと考えられる。それを第 7 図のようにまとめた。なお，岩屑供給の増減の原因が主に気候変化に対応した凍結破碎作用の強弱によるものか，崩壊などの増減によるものか考察できなかった。これは沖積錐の背後に位置する山地斜面および峡谷の谷壁に関する十分な編年的

データが得られていないことに起因する。これらについては、今後の検討課題としたい。

V まとめ

北海道、トマムにおける鷓川とポロカトマム川の合流地点のすぐ南側に位置する沖積錐（斜面傾斜： $12^{\circ}\sim 17^{\circ}$ ）と、それに隣接する山地斜面の露頭において堆積物が観察されたので、その層相の特徴や堆積勾配などから、最終氷期～完新世にかけての斜面傾斜の変化と岩屑供給量との関係について考察し、以下の知見を得た。

本沖積錐斜面の形成開始期を特定することはできないが、Kt-1, Spfa-1 降下期までに過飽和岩屑流（＝土石流）によって厚さ 11 m 以上の下部沖積錐堆積物が堆積した。本堆積物には埋積された大きな谷状地形構造が認められない。おそらく岩屑が沖積錐斜面上に十分に供給される環境下であり、過飽和岩屑流（＝土石流）が発生しても、その流路が掃流状堆積物によって急速に埋積されていくような状態であったため、深い谷状地形が形成されなかった。その後、厚さ 6 m 以上の上部沖積錐堆積物が過飽和岩屑流によって運搬された。この堆積物が開析谷によって現在のように侵食されたのは En-a 降下期から現在までの間である。この開析谷は沖積錐斜面への岩屑の供給量が減少し、過飽和岩屑流が発生してもその流路が掃流状堆積物によって埋積されにくくなり、次第に流路が固定化したことによって形成された。

本調査地域の開析沖積錐堆積物は、そのほとんどが過飽和岩屑流（＝土石流）によって運搬された。岩屑供給量の相対的な増減が開析谷の発達や斜面形の決定に大きく寄与している。今後、各地で報告されているいわゆる山麓緩斜面や麓屑面の形成機構について堆積構造や堆積勾配などの視点から再検討されねばならないと思われる。

謝 辞

前筑波大学の池田 宏先生からは斜面傾斜と斜面プロセスの関係について有益な御教示をいただいた。(有)シーデートの小川大介様には、京都産業大学で試料のC-14年代を計測していただいた。前立正大学教授の門村 浩先生、前金沢大学教授の守屋以智雄先生、前新潟大学教授の鈴木郁夫先生には常日頃から貴重な御助言と励ましをいただいている。また、北海道・新得町の森山 隆様・艶子様ご夫妻には野外調査をサポートしていただいた。上記の皆様に深く感謝致します。なお、本論の骨子は1994年度日本地形学連合秋季学術発表会および1996年度東北地理学会春季大会で発表した。

〔注〕

- (1) 段丘面上の開析谷は人為的に埋積されているので、開析谷はDに向かってほぼ直線的に流れていたものとして計測した。
- (2) 図中のA—B区間が第2図のスケッチの範囲である。
- (3) 堆積物の体積濃度：0.6，水の密度：1.0，粒子の実質密度：2.6として計算した。

〔文献〕

- 赤木祥彦 (1961)：中国山地のペディメント。地理学評論，34，55-67。
赤木祥彦 (1962)：安芸山地のペディメント。地理学評論，35，570-586。
赤木祥彦 (1965)：関東地方の山麓緩斜面。地理学評論，38，1-13。
池田 宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬 (1993)：大井川上流の沖積錐における岩屑の移動・堆積。筑波大学農林技術センター演習林報告，9，149-173。
伊勢屋ふじこ・小玉芳敬・池田 宏 (1995)：岩屑の流動様式の急変にともなう沖積錐の成長と開析。地形 (1995年春季研究発表会講演要旨)，16，310。
磯 望・山川克己・米澤 宏・松原敏子 (1980)：岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度。地理学評論，53，699-720。
磯部一洋 (1990)：茨城県筑波山・加波山周辺の緩斜面堆積物の形成について。地質調査所月報，41，357-371。
梅津 譲 (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。
江頭進治 (1988)：土石流の流動機構。「災害地形最前線」，63-82p，奥田節夫教

授退官記念事業会。

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 ^{14}C 年代。第四紀研究，34，309-313。

斉藤享治（1988）：「日本の扇状地」。古今書院，280p。

酒匂純俊・小山内熙・松下秀勝・金山喆祐（1967）：5万分の1地質図幅説明書「落合」。北海道開発庁，32p。

田中真吾・井上 茂・野村亮太郎（1982）：杉原川流域の山麓斜面の形成機構ならびに形成年代について—兵庫県南半部の麓屑面の研究，第1報—。地理学評論，55，525-548。

田中真吾・野村亮太郎（1992）：中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境。地理学評論，65A，180-194。

鶴見英策・野上道男（1965）：筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面。地理学評論，38，526-530。

野村亮太郎・田中真吾（1989）：兵庫県内陸部における最終氷期以降の地形形成。第四紀研究，27，219-228。

羽田野誠一・田中耕平（1989）：対談・筑波山のプロファイル。筑波応用地学談話会10周年誌，66-75p。

檜垣大助（1987）：北上山地中部の斜面物質移動期と斜面形成。第四紀研究，26，27-45。

水山高久（1988）：土石流に関する実験的研究。地形，9，269-278。

森山昭雄・中西 勉（1991）：沖積河川における河床礫の粒形特性とオリエンテーション。地形，12，335-355。

柳井清治・新村義昭（1990）：大規模崩壊地における土石流扇状地の発達過程。地形，11，349-362。

柳田 誠（1991）：河岸段丘の動的地形変化に関する研究。駒沢地理，27，1-76。

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。

山本憲志郎（2002）：沖積錐の斜面傾斜とプロセスに関する地形実験。北海道地理，No. 76，1-7。

山本憲志郎（2006）：堆積構造からみた北海道における山麓緩斜面堆積物の運搬営力。中央学院大学創立40周年記念『春夏秋冬』，257-272。

渡部 真（1994）：岩屑の流動勾配に及ぼす砂礫と水の混合比の影響に関する実験的研究。地形，15，349-369。

- 若生達夫 (1973) : 寒冷地域における斜面発達. 地理, 18(2), 26-35.
- Beskow, G. (1935) : Tjalbidningen och tjallyftningen med sarskild hansyn till vagar ochjaravager. Sveriges Geologiska Undersokning Arsbok (Ser. C), 26, 1-242.
- Bull, W.B. (1977) : The alluvial fan environment. Progress in Physical Geography, 1, 227-270.
- Carson, M.A. and Kirkby, M.J. (1972) : Hillslope Form and Process. Cambridge Univ. Press, London, 475p.
- Higaki, D. (1988) : Chronological study of gentle slopes and river terraces in the Eastern Kitakami Mountains, Northeast Japan. Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography), 38, 10-31.
- Hirakawa, K. (1977) : Chronology and Evolution of landforms during the Late Quaternary in the Tokachi Plain and adjacent area, Hokkaido, Japan. Catena, 4, 255-288.
- King, C.A.M. (1966) : Techniques in Geomorphology. Edward Arnold, London, 342p.
- Ritter, D.F., Kochel, R.C. and Miller, J.R. (1995): Piedmont Environment, pp. 247-258. Processes Geomorphology, Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, Iowa, 538p.
- Saijo, K. (1987) : Alluvial cone formation related to climatic change since Last Pleistocene time in the northern Kitakami Mountains, Northeastern Japan. Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography), 37, 67-74.
- Wako, T. (1966) : Chronological study on gentle slope Formation in north-east Japan. Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography), 15, 55-94.

The Relationships between slope inclination of dissected alluvial cones and degree of debris supply in Tomamu, Hokkaido

Kenshiro YAMAMOTO

The periods of deposition on the alluvial in Tomamu, Hokkaido, are divided into the lower gravel age (before the fall of Kt-1 and Spfa-1: about 40,000 yr. B.P.) and the upper gravel one (after the fall of En-a: about 18,000 yr. B.P.). The inclination of alluvial cone slopes show 17° on the upper part to 12° on the lower one. Based on the results of geomorphic experiment related to alluvial cones (Yamamoto, 2002), these inclinations suggest that materials in both gravel layers could be transported by some processes related to filtration flow, such as super-saturated debris flow under a tendency of erosion.

The lower gravel layer has no relict valley buried by material, while the upper one was deeply dissected in the uppermost materials with 6 m thick by valley erosion. These differences were probably caused by the changes in the volume of debris-production. As the lower gravel layer was transported when debris-production on mountain slopes and debris-supply through the valleys to the alluvial cones are stable and large, the valleys on the alluvial cones were quickly buried with sediment due to traction after supersaturated debris flow. While deep dissection of the upper gravel layer can be explained by the decrease in debris-production and debris-supply. The valleys were not buried with material and were fixed in situ because of lack of material on valley floor. The evidence that the fluvial terrace II which seem to have been formed in the Latest Pleistocene or Holocene cut the alluvial cone

slopes seem to be concluded that transportation of material constructing alluvial cones have been finished until the Latest Pleistocene or Holocene. The local debris-production on the mountain slopes and debris-supply through the valleys to the alluvial cones have a strong effect on the slope formation and slope processes on the alluvial cones studied.

key words : alluvial cones, slope inclination, debris-supply, supersaturated debris flow, Hokkaido