

御岳火山木曾川泥流堆積物の産状と その流下・堆積様式⁽¹⁾

藤 井 登 美 夫

I はじめに

火山泥流堆積物は多くの火山において普通に観察されるので、その存在を記載した研究は多い。しかし、それらの研究の大部分は、火山活動史を確立するために層序学的な点で、火山泥流を扱っているだけである。火山泥流の発生・流下の状況や堆積物の詳細な産状を記載した研究は少ない。比較的良好に研究されている火山泥流には次のようなものがある。即ち、1888年に水蒸気爆発によって起った裏磐梯泥流（丸田英明, 1968 など）・1926年に火山爆発とそれに伴う雪の溶解によって起った十勝岳の泥流（Murai, 1960 など）・八ヶ岳南麓の韭崎泥流（Mason et al, 1957 など）・アメリカのSt. Helens山の泥流（Mullineaux et al, 1962）などである。これらの研究によって、火山泥流の発生の原因はさまざまであることや、火山泥流堆積物の表面は流れ山と呼ばれる特異な地形を示すことなどが明らかになった。

しかし、久野久（1965）や荒牧重雄ほか（1967）が指摘するように、火山泥流の流下・堆積様式は不明な点が多く、根本的に異なった流下・堆積様式のことを火山泥流と一括して呼んでいる可能性もある。これは、一つには、火山泥流の目撃例が少ないこと、もう一つには堆積物の産状の詳細な調査が充分に行われなかったことによると考えられる。

ところが、火山泥流と同じ fragmental flow (Macdonald, 1972) である火砕流においては、堆積物と基盤地形（流下直前の地形）との関係や産状の場所的変化が注目されており、これらに基いて流下・堆積様式が明らかにされている（例えば、横山勝三, 1972）。それゆえ、火山泥流においても、上述のような事柄に注目して、堆積物の詳細な調査をすれば、火山泥流の流下・堆積様式に関する情報が得られるだろう。

一方、木曾川泥流の堆積物は比較的良好に観察できる火山泥流である。また、その流下距離は144kmにも達し、従来、記載のある火山泥流のそれ（10～80km）に比べて長い。しかし、木曾川泥流堆積物についての従来の記載（吉川虎雄, 1961; Quaternary research group of the Kiso Valley et al, 1964 など）は、段丘対比のための鍵層として扱われている程度であり、産状の詳しい調査は行われていない。

そこで、本研究では、まず、木曾川泥流堆積物の分布、堆積物と基盤地形との関係、堆積地形の特徴、産状の場所的変化などを明らかにし、次に、これらに基いて木曾川泥

流の流下・堆積様式を推定した。

II 調査地域の地形・地質の概要と 木曾川泥流堆積物の層位

調査地域は木曾山脈の西方に位置し、定高性を示す山地（主に、古生層・濃飛流紋岩類・花崗岩類）からなっている。この山地は阿寺断層によって、美濃飛騨山地と阿寺山に分けられる（第1図）。前者は西に向って徐々に低くなり、濃尾平野に続く。また、海拔1,500～2,000mの高度を示す後者の北部には、御岳火山が成層火山としてそびえており、その山頂の海拔高度は3,063mである。一方、木曾川は御岳火山を源とする西野川や王滝川と木曾福島町付近で合流し、上記2つの山地の中の狭い谷を北東から南西へ流れている。

小林武彦の研究によれば、御岳火山の活動は、第1期～第4期に分けられ、木曾川泥流堆積物の層位は第3期の終りとされている（小林国夫ほか, 1971 など）。また、御岳火山の東方に分布するテフラは、古期ローム層・中期ローム層・新期ローム層に分けられ、木曾川泥流堆積物の層準は新期ローム層の中部に位置する。この関係は、御岳火山に近接した地域で木曾川泥流堆積物を認定する場合に役立った。

一方、木曾川流域には、数段の河岸段丘が発達する。これらの編年については多くの研究（吉川虎雄, 1961; 仁科良夫ほか, 1963; 酒井潤一, 1963; 木曾谷第四紀研究グループ, 1967; 小林国夫ほか, 1971; 高木信行, 1971; 1973 など）があるので、本稿ではその詳細については述べないが、その名称は小林国夫ほか（1971）のものを用いる。なお、木曾川泥流堆積物の層位は、高部礫層と低位段丘堆積物の間であるとされている。

III. 木曾川泥流堆積物の分布と堆積地形

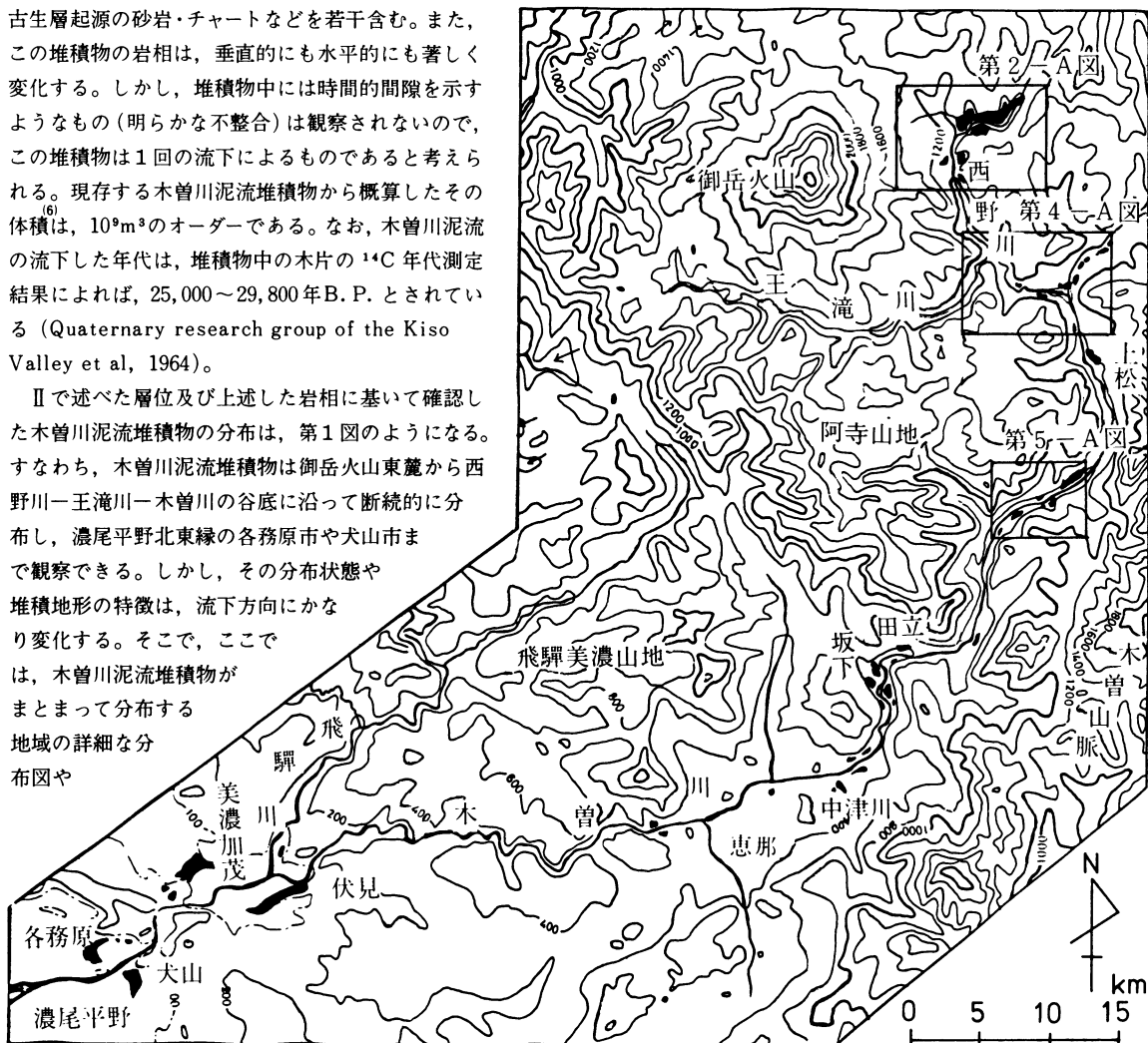
1. 木曾川泥流堆積物の一般的特徴

本研究で対象とする木曾川泥流堆積物は、はじめ、吉川虎雄（1961）が「凝灰角礫岩」と呼び、Quaternary research group the Kiso Valley et al（1964）が、「木曾川泥流（Kisogawa Volcanic Mudflow）」と命名したものに相準する。

この堆積物は、一般に、各種の安山岩の角礫・亜角礫と細粒物質が主体であり、その他に、花崗岩・濃飛流紋岩・

古生層起源の砂岩・チャートなどを若干含む。また、この堆積物の岩相は、垂直的にも水平的にも著しく変化する。しかし、堆積物中には時間的間隙を示すようなもの（明らかな不整合）は観察されないので、この堆積物は1回の流下によるものであると考えられる。⁽⁶⁾ 現存する木曾川泥流堆積物から概算したその体積は、 10^9 m^3 のオーダーである。なお、木曾川泥流の流下した年代は、堆積物中の木片の ^{14}C 年代測定結果によれば、25,000~29,800年B.P.とされている（Quaternary research group of the Kiso Valley et al, 1964）。

Ⅱで述べた層位及び上述した岩相に基づいて確認した木曾川泥流堆積物の分布は、第1図のようになる。すなわち、木曾川泥流堆積物は御岳火山東麓から西野川—王滝川—木曾川の谷底に沿って断続的に分布し、濃尾平野北東縁の各務原市や犬山市まで観察できる。しかし、その分布状態や堆積地形の特徴は、流下方向にかなり変化する。そこで、ここでは、木曾川泥流堆積物がまとまって分布する地域の詳細な分布図や



第1図 調査地域の地形の概要と木曾川泥流堆積物の分布（黒くぬりつぶしたところ）

地質断面図などに基いて、名地域における分布状態や堆積地形の特徴について述べる。木曾川泥流堆積物の分布地域を、便宜上、上流地区・中流地区・下流地区の3地区に分けて述べる。

2. 各地区の木曾川泥流堆積物の分布状態と堆積地形

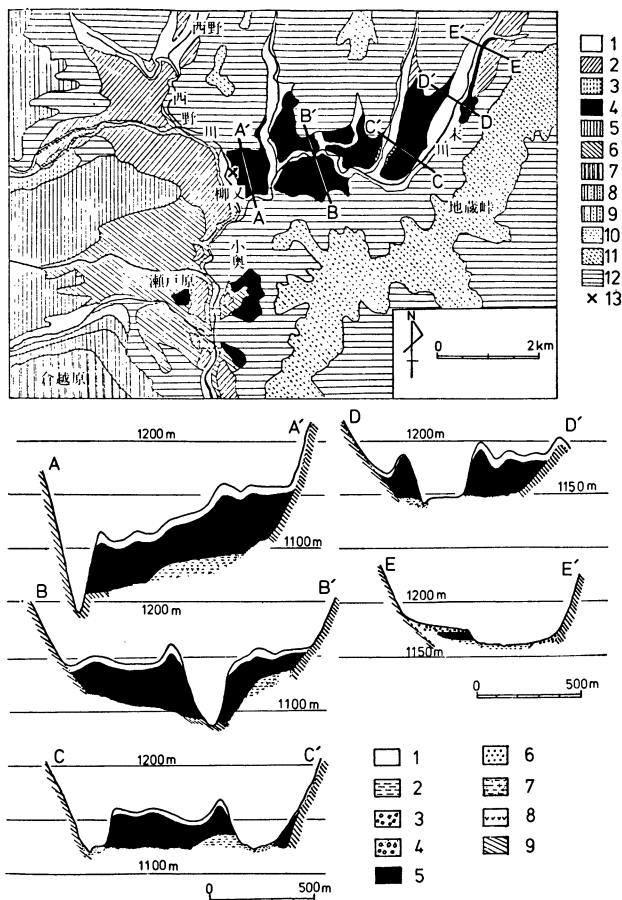
a) 上流地区 御岳火山の東麓に位置する西野川流域（第2-A図）では、木曾川泥流堆積物は、他の地区のそれに比べて、その分布面積は広く、層厚は厚い。その中でも、西野川の支流の末川の谷には、多量に分布している。木曾川泥流堆積物の基盤地形は、末川の谷では谷状を示し、木曾川泥流堆積物はこの基盤地形を堆積している。つまり、谷底の木曾谷層をすべて埋めつくし、古生層よりなる谷壁に直接接している。

木曾川泥流堆積物の表面の地形は起伏に富んでおり、末川の谷や小奥には5~30mの比高を持つ流れ山⁽⁸⁾が分布する。末川の谷に分布する流れ山は、テフラの層序や保存状態から考えて、基本的には、木曾川泥流の堆積当時の地形であ

り、その後の侵蝕や降下火砕堆積物の堆積によってやや変形されたものと考えられる。それゆえ、流れ山の頂部の高度は、木曾川泥流の堆積当時の高度とほぼ同じであろう。

第3図に示すように、流れ山の頂部の海拔高度は、末川の谷の上流側ほど高く、また、谷の中央部より周辺部（特に支谷の部分）の方が高い。

王滝川と木曾川との合流点付近（第4-A図）では、木曾川泥流堆積物は谷に沿って断続的に分布し、その位置は段丘堆積物の分布とほぼ一致する。また、木曾川泥流堆積物の分布の主体は、合流点より下流の木曾川流域へ続くが、その一部は合流点より上流（木曾福島）へ約4km枝分かれしている。しかし、木曾福島より上流には、木曾川泥流堆積物は分布せず、その給源もない。このような分布状態は、河川の合流点付近でしばしば見られる。以下、このような分布状態を示す地域を支流地域⁽⁹⁾と呼ぶ。また、木曾川泥流堆積物の上限の高度は合流点より木曾川の上流に向かって高くなっている。なお、この付近での木曾川泥流堆積物の



第2-A図(上図) 西野川流域の地質図

1. 河床堆積物
2. 低位段丘堆積物
3. 四ノ池溶岩
4. 木曽川泥流堆積物
5. 鹿の瀬溶岩
6. 木曽谷層
7. 倉越原溶岩
8. ホツタル沢溶岩
9. 土浦沢溶岩
10. 倉本湯川湖成堆積物
11. 地藏峠火砕岩類
12. 古生層
13. 第10図の露頭的位置

この地質図は、小林武彦による未発表の地質図を参考にして作成した。また、この図の位置は第1図に示す。

第2-B図(下図) 地質断面図

1. テフラ
2. 河床堆積物
3. 扇状地性堆積物
4. 低位段丘堆積物
5. 木曽川泥流堆積物
6. 高部礫層
7. 木曽谷層
8. 水中堆積した軽石礫
9. 基盤岩石

上限の高度と合流点での下限の高度との比高は、約80 mにも達する。

木曽川泥流堆積物の基盤地形は、その後の侵食や新しい堆積物の堆積によって詳細にはわからないが、第4-B図より推定すると、谷状を示す。この谷の谷底には、流下当時すでに段丘化していたと思われる木曽谷層や、当時の河床堆積物と思われる高部礫層が存在する。

b) 中流地区 第5-A図は大桑村付近の木曽川泥流堆積物の分布を示した。和村(第5-B図、J-J'断面)ではこの堆積物の層厚は5~10mであり、その基盤は高部礫層である。その表面の地形は一般に平坦な地形面を形成して

いるが、一部は背後の山地から供給された扇状地性堆積物に被われている。

大島(K-K'断面)では、その層厚は数m~20mであり、基盤は高部礫層である。その表面の地形は平坦であり、水成堆積物は乗せてないので堆積面と考えられる。また、馬場の平の木曽谷層上にも2m以下の薄い木曽川泥流堆積物が分布している。この付近の木曽川泥流堆積物の上限と下限の比高は50~60mである。田立や坂下でも同様な分布状態を示す。

c) 下流地区 この地区の木曽川泥流堆積物は上・中流地区のように谷壁に制約されずに分布する。また、その基盤は高部礫層及び相当層の小牧礫層であり、一部は、木曽谷層及び各務原層であることもある。堆積面の地形は、基盤地形と対応してほぼ平坦であり、層厚は10m以下である。

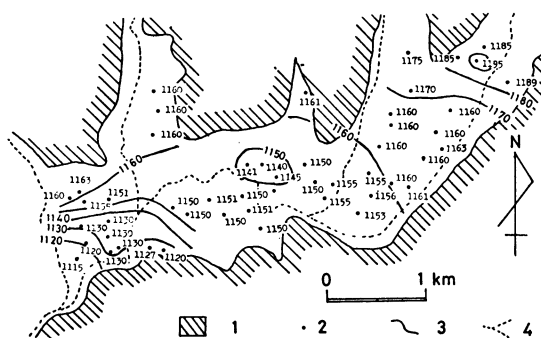
IV 木曽川泥流堆積物の岩相

1. 各地区の木曽川泥流堆積物の岩相

a) 上流地区 木曽川泥流堆積物の岩相の一般的特徴はⅢで述べた。第6図のように、上流地区での岩相は特に複雑である。しかし、その岩相はおおよそ4つの部分に分けられ、それぞれの部分が、入り組んでいるように見える。4つの部分をそれぞれ、一般部・細粒部・岩塊部・円礫部と呼ぶ。

一般部は各種の安山岩(主に黒色で緻密な複輝石安山岩)の角礫と細粒物質からなり、全体によく固結している。また、火山弾と思われる礫もしばしば混入している。堆積物中に一般部の占める割合は、他の部分に比べて大きい。

細粒部は細粒物質が卓越し、岩片がまれに含まれている。細粒物質は黒色~暗灰色である。また、大部分は安山岩の細かく砕けたものであり、一部、火山灰や赤褐色の軽石である。岩片の岩質は大部分安山岩であり、ごくまれに古生層起源の砂岩やチャートである。この部分と一般部との境界は不明瞭であ



第3図 末川流域の流れ山の分布とその頂部の海拔高度

1. 基盤山地
2. 流れ山頂部の位置
3. 流れ山頂部の高度に基いた等高線
4. 現河川の流路

岩塊部は一見、一つの岩石に見えるが、数cm～数10cmの粒径の岩片に細かく分かれている。しかし、岩片の間には細粒物質がほとんどないので、泥流の流下中是一个の岩塊であったものが、静止する直前か静止後に細かい岩片に砕けたものと考えられる。露頭で観察できる岩塊部の長径は最大30mにも達することがある。この部分は泥流発生時に崩壊した山体の一部が泥流中に含まれて流下したものと考えられる。

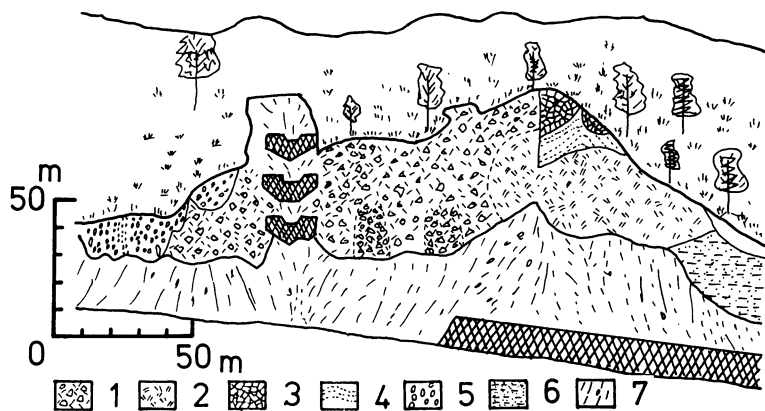
b) **中流地区** この地区での岩相は、上流部で述べた一般部が大部分を占めている。しかし、全体に礫の粒径は小さく、細粒物質の割合は多い。また、まれに花崗岩類の亜円礫～亜角礫が混入することがある。岩塊部の岩相を示すところはこの地区では1カ所観察されただけであり、細粒部や円礫部は観察されない。

凡例は第2-A図と同じ。この図の位置は第1図に示す。

1. 高部礫層上の厚い木曽川泥流堆積物
2. 木曽谷層上に薄く乗る木曽川泥流堆積物
3. 推定した木曽川泥流の流距範囲
4. 御岳火山からの流下距離

この図の位置は第1図に示す。

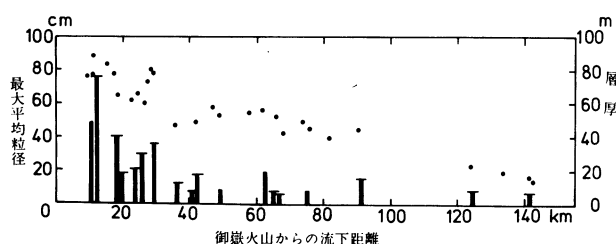
第7図に示したように、全体として、給源に近いところで厚く、流下距離の増加とともに減少している。ばらつきは多少あるが、これは木曽川泥流の堆積した場所の条件に左右されたからだと考えられる。



第6図 柳又における露頭スケッチ (やや簡略化)

1. 一般部 2. 細粒部 3. 岩塊部 4. 火山灰
5. 円礫部 6. 木曾谷層 7. 崖錐

この露頭は、柳又部落の東方、西野川の川沿いにある(第2-A図参照)



第7図 木曾川泥流堆積物の層厚及び
岩片の最大平均粒径と流下距離との関係

棒グラフ：層厚(グラフの上端の横棒は堆積面であることを示す)
黒丸：最大平均粒径

3. 木曾川泥流堆積物中の岩片の最大平均粒径の 場所的变化

木曾川泥流の給源の位置や運動エネルギーの場所的变化を知る目的で、木曾川泥流堆積物中に含まれる岩片の粒径を次のような手順・方法で測定した。つまり、(1)木曾川泥流堆積物が比較的まとまって分布し、露頭面積が一番広い露頭を選定し、(2)岩相が一般部にあたる部分において、(3)20m²内に含まれる岩片の長径を最大のものから10個測定した。ただし、泥流流下中に取り込んだと考えられる安山岩以外の岩片は除いた。このようにして測定した岩片10個の粒径の平均値を最大平均粒径と呼ぶ。

第7図は最大平均粒径と流下距離との関係を示したものである。この図によれば、給源近くで岩片の最大平均粒径は大きく、流下距離の増加とともに減少している。測定の仕安さから一般部に限定して測定したが、上流地区では、30mにも達する岩塊部がみられることを考え合わせれば、この傾向はさらにはっきりするはずである。

V 木曾川泥流の流下・堆積様式

ここでは、Ⅲ・Ⅳで述べた木曾川泥流堆積物の産状の諸

特徴に基いて、木曾川泥流の流下・堆積様式について考察する。

分布状態や最大平均粒径の場所的变化傾向から、木曾川泥流の給源は御岳火山であることは明らかである。しかし、木曾川泥流の発生後も何回か御岳火山の活動があり、地形的に痕跡をとどめていないので、給源の詳しい位置は不明である。

木曾川泥流堆積物の層厚やその岩片の最大平均粒径が流下距離の増加とともに減少する。このことから、木曾川泥流の運動エネルギーは、速度が一定であったとすれば、上流より下流へ減少していったと考えられる。

上流地区では、木曾川泥流堆積物は支流地域にまで分布し、しかも、この地域の木曾川泥流堆積物の上限の高度は分布の末端(河川の上流)ほど高くなっている。このことは、木曾川泥流が支流地域へ流入し、その後、基盤の高度の低い方(河川の下流方向)へ流下方向を変え、最終的には基盤地形と対応して定着・堆積したと考えられる。また、合流点付近の堆積物の上限と下限の比高から、木曾川泥流の流下時の最大の厚さは、末川付近で、100m以上、木曾川と王滝川の合流点付近で80m以上あったと推定される。

中流地区では、木曾川泥流堆積物は高部礫層以上に厚く堆積し、木曾谷層の一部をも薄く被っている。この薄層は、従来、流下当時の攻撃面に乗り上げたときとされてきた。しかし、攻撃面に当たらない場所(馬場の平や田立など)でも、薄層がみられる。また、ほとんどの場所で、木曾川泥流堆積物の表面の地形は、堆積面あるいはそれに近いものである。これらのことは次のように考える方が適當である。つまり、木曾川泥流は、上流地区と同様、谷をかなり厚く埋めて流下し、流下中の泥流の上限が低下していく過程で木曾谷層上にも基盤地形に対応して堆積し、最終的には、高部面の高度付近で定着・堆積した。

下流地区では、木曾川泥流は、上・中流地区ほど基盤地形には制約されずに流下し、木曾谷層(各務原層)の一部や高部礫層(小牧礫層の一部)を一様に被って堆積したと考えられる。

以上のように、場所的な差異はあるが、木曾川泥流の主要な部分は谷によって制約されて、かなりの厚さで流下し、最終的には基盤地形に対応して定着・堆積したと考えられる。

また、流下時の温度は、このような流下・堆積様式をもたらしたメカニズムを考えるうえで大切な要素である。そこで、温度を知るため、岩片の磁化方向を調べた。その結

果、すべての岩片の磁化方向が現在の磁化とは一致することとはなかったし、特定の方向に集中することもなかった。このことは、流下時の泥流のすべての部分の温度が、高温（キュリー温度以上、一般には 450～550℃ 以上）ではなかったことを示す。

Ⅵ ま と め

本研究で明らかになった主要な点をまとめておくことになる。

1. 木曾川泥流堆積物は御岳火山を給源とし、西野川—王滝川—木曾川の谷底に沿って分布する。また、その流下距離は 144km である。

2. 木曾川泥流堆積物の産状の諸特徴は流下方向にかなり変化をする。

3. 木曾川泥流の運動エネルギーは、速度が一定であったと仮定すれば、流下距離の増加とともに減少していった。

4. 木曾川泥流は、谷状の基盤地形に制約されて、谷の中をかなりの厚さ（上流地区で 100m 以上、中流地区で数 10 m 以上）で流下し、最終的には基盤地形に対応して定着・堆積した。

謝 辞

本研究をするにあたり、町田貞先生、井口正男先生、横山勝三先生をはじめとする東教大（当時）の諸先生には、終始、ご指導していただいた。また、小林武彦先生（富山大）には、有益な助言をしていただいた。森山昭雄先生（愛教大）には、機会あるごとにご助言をしていただくとともに、本稿作成にあたってご指導していただいた。小野晃司先生（地調）、中村一明先生（地震研）、野村哲先生（群馬大）には、本研究の初期の段階でご助言をしていただいた。鈴木隆介先生（中央大）には、マグネットメーターを貸していただいた。高木信行氏をはじめ、東教大大学院生（当時）の方々には、日頃ご助言していただいた。木曾福島営林署、長野県企業局、木曾川上流工事事務所の方々には、宿泊や地形図のことでお世話になった。以上の方々ははじめ、お世話になった方々に深く感謝します。

（愛知県立守山高校教諭）

〔注〕

- (1) 本稿は 1974 年度東教大修士論文を骨子とし、日本地理学会 1975 年春季大会において発表したものである。
- (2) 本稿では、「火山地域で生ずる泥流」（荒牧重雄, 1970）というほどの意味で用いる。なお、本稿で単に「泥流」と用いる場合も「火山泥流」のことを指す。
- (3) 木曾川泥流の給源と推定される御岳火山の山頂から谷に沿った距離である。
- (4) 新断面図層についての従来の層序や対比は、本研究に伴って行った調査によれば、大幅に改められなければならない。しかし、紙面の都合もあるので、別の機会に述べる。
- (5) 本稿で用いる低位段丘堆積物とは、坂下礫層、西方寺礫層など 1～教段の段丘の構成層を総称したものである。
- (6) 各地域に現存する木曾川泥流堆積物から推定される堆積当時の分布面積と平均的な層厚から概算したものである。
- (7) 断面図作成には、「御岳山麓地区地形図（縮尺は 1/5000）」（長野県企業局）、「河川現況台帳付図（縮尺は 1/5000）」（木曾川上流工事事務所）及び関係市町村発行の小縮尺の地図などを使用した。
- (8) 流れ山は泥流丘とも呼ばれ、その定義や成因についてはさまざまな見解があるが、本稿では、泥流堆積物の表面の地形が小円頂丘状をなすものすべてを流れ山と呼ぶ。
- (9) このような地域へ火山泥流が流下する現象に対し、一般に「溯上」とか「逆流」とか呼ばれる。しかし、後述するような流下・堆積様式を考えれば、この用語は適当でない。そこで、本稿では分布状態に基づいて「支流」と呼ぶ。ただし、この「支流」は木曾川泥流堆積物の分布の主要な部分に対して支流であって、河川の支流とは一致しない場合もある。
- (10) 給源に近いところほど、木曾川泥流堆積物の基盤地形の勾配は急であるので、泥流の速度も給源に近いほど速かった可能性は充分ある。もしそうであったとしても、運動エネルギーが上流ほど大きいという傾向はさらに増大するはずである。しかし、速度はわからないので、一応、速度が一定であるという仮定で運動エネルギーの場所的变化を推定した。化を推定した。
- (11) Aramaki et al (1957) が火砕流と火山泥流とを区別するために開発した方法で調査した。ただし、測定器具は無定位磁力計ではなく、携帯用フラックスマグネットメーターを用いた。
- (12) 測定器具や測定した岩片の数の不足のため厳密なことは言及できないが、一部分では高温であった可能性もある。

〔文献〕

- 荒牧重雄 (1970) : 「火山泥流」の項, 地図研 地学事典編集委員会 : 『地学事典』, 平凡社, 191.
- Aramaki, S. and Akimoto, T. (1957) : Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism, *Am. J. Sci.*, 255, 619～627.
- 荒牧重雄・中村一明 (1967) : 火砕岩に関するいくつかの問題, 『堆積学に関する諸問題』(五学会連合学術大会討論資料), 50～58.
- Hayashi, T. (1966) : Clastic dykes in Japan (I), *Jap. J. Geol. Geogr.*, 37, 1～20.
- 木曾谷第四紀研究グループ (1967) : 木曾川上流部の第四紀地質 I, *地球科学*, 21, 1～10.
- Quaternary research group of the Kiso Valley and Kigoshi, K. (1964) : Radiocarbon date of the Kiso-gawa volcanic mudflow and its significance on the Würmian chronology of Japan, *地球科学*, 71, 1～7.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹 (1971) : 御岳火山噴出物による Tephrochronology, 竹原平一記念論文集, 191～218.
- 久野久 (1965) : 火山砕屑岩の分類, 火山, 第 2 集, 10, 176～185.
- Macdonald, G. A. (1972) : "Volcanoes", Prentice-Hall, Englewood cliffs, 510 p.
- 丸田英明 (1968) : 裏磐梯泥流に関する考察, *地理評*, 41, 465～469.
- Mason, A. C. and Foster, H. L. (1957) : Extruded mudflow hills of Nirasaki, Japan, *J. Geol.*, 64, 74～83.
- Mullineaux, DR and Crandell, D. R. (1962) : Recent lahars from Mount St. Helens, Washington, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, 855～870.

- Murai, I. (1960) : On the mudflows of the 1926 eruption of Volcano Tokachi-daké, Central Hokkaido, Japan
Bull Earthq. Res. Inst., 38, 55~70.
- 仁科良夫・島田安太郎 (1963) : 木曾谷の第四紀, 長野県の地学, 4, 22~61.
- 酒井潤一 (1963) : 木曾谷のローム層 I・II, 地球科学, 67, 13~30, 68, 19~21.
- 高木信行 (1971) : 木曾川, 中位段丘の対比と形成に関する考察, 地理学報告 (愛教大地理学会), 36・37 合併号, 117~122.
- 高木信行 (1973) : 木曾谷層の堆積と木曾川中位段丘の形成, 東教大修論.
- 横山勝三 (1972) 始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構, 地理学研究報告 (東教大地理学教室), 16, 127~167.
- 吉川虎雄 (1961) : 木曾川の河岸段丘, 辻村太郎記念論文集, 70~87.