新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序

幡谷 竜太*・柳田 誠**・山本 真哉*・佐藤 賢***・古澤 明****

要 旨

現在, われわれは2004年新潟県中越地震震源地付近の第四紀後期の地殻変動について検討を進めている。本稿では, 魚沼丘陵北部に分布する河成段丘層序の調査結果を速報し, さらに, 魚沼丘陵東縁の六日町盆地西縁断層の活動性に触れる。調査地域に分布する河成段丘は, 空中写真判読調査により, 高位より, Hf, Mf, Lf面に区分される。さらに, Hf面はHf1~3面に, Lf面は, Lf1~4面に細分される。続いて, 火山灰層序に基づいてこれらの編年を行った。Hf3面は海洋酸素同位体ステージ(MIS)6よりも古く, MIS8に対比される可能性がある。Mf面はMIS6に対比される可能性が高い。Lf1面はMIS5/MIS4境界~MIS4/MIS3境界頃に段丘化したと考えられる。Lf2面の段丘化はMIS3/MIS2境界頃である。Lf3面の段丘化はMIS2と推定される。Lf4面の段丘化は1万年前ごろである。これら河成段丘の比高を指標として予察的に見積もった過去10万年間程度の隆起量に基づけば, 六日町盆地と魚沼丘陵東縁の過去10万年間程度の相対的な隆起・沈降量差は40m程度より大きいと推定される。このことは, 六日町盆地西縁断層の活動度がB級程度かそれ以上であることを示唆する。

Key words: 第四紀 Quaternary, 河成段丘 fluvial terrace, 層序 stratigraphy, 魚沼丘陵 Uonuma Hill

1. はじめに

2004年新潟県中越地震は, 本州弧日本海側のいわゆる活褶曲帯とされる地域で発生し, このような地域の地殻変動の中で今回の地震をどう評価するかという課題がクローズアップされることとなった。この課題解決のためには, まずこの地域の地殻変動の全体像を記述することが必要であり, そのうえで最も基本的なデータの一つは, 変位基準の検出とその年代である。そして, この地域は内陸部に位置しているので, 変位基準としての河成段丘は重要である。

現在, われわれは2004年新潟県中越地震の震源地付近である魚沼丘陵北部に分布する河成段丘の対比・編年, および, これらの河成段丘を示標とした同地域の第四紀後期の隆起量分布について検討している。われわれの研究はまだまだ半ばであるが, 現在までに得られた段丘に関わる基礎データは, 他の地形学的・地質学的・応用地質学的検討において十分有用な情報となり, かつ, それらを前進させるも

のと思われる。そこで, ここにデータを報告し, 批判を仰ぐこととしたい。

2. 調査地域

魚沼丘陵北部の信濃川沿い・魚野川沿い(および支流の田河川沿い)では, 河成段丘の編年を実施した多くの調査・研究がある^{1)~11)}。これら既往の成果を考慮して, 魚沼市東部~十日町盆地北部を調査地域とした。さらに, それらの中で複数の河成段丘が模式的に分布するA, B, 二つの地区について, 段丘を構成する地質と段丘の対比・編年に関わる詳細な調査を実施した(図-1)。A地区は新潟県魚沼市東部(旧堀之内町), 魚沼丘陵北部の信濃川支流魚野川および田河川の合流点付近である。六日町盆地西縁断層¹²⁾の西側(上盤側), 諏訪峠撓曲の東側にあたる。段丘の基盤の地質は, 鮮新統~更新統魚沼層群の礫シルト相を主体とし, 一部は同砂シルト相である¹³⁾。B地区は, 十日町盆地の北部の小千谷市と十日町市(旧川西町)境界付近の信濃川左岸側である。十日町盆地西縁断層¹²⁾の東側(下盤側)にあたり, 魚沼層群砂シルト相が段丘の基盤をなす¹³⁾。

3. 研究方法

3.1 本研究における段丘対比・編年の考え方

段丘化の年代は, 本流性の段丘堆積物最上部(あるいは浸食された基盤最上部)と被覆層最下部の両堆積年代の間

* (財)電力中央研究所 Central Research Institute of Electric Power Industry(会員)

** (株)阪神コンサルタンツ Hanshin Consultants Co., Ltd.(会員)

*** (株)阪神コンサルタンツ Hanshin Consultants Co., Ltd.

**** (有)古澤地質調査事務所 Furusawa Geological Survey Corporation, Inc.(会員)

図-1 調査地域の段丘面の分布

A地区は新潟県魚沼市東部(旧・堀之内町)、B地区は同県小千谷市南部および同県十日町市北部(旧・川西町)である。活断層の名称は、国土地理院発行都市圏活断層図「小千谷」¹²⁾にしたがった。

である。両者の堆積年代を見積もるにあたり、現在最も有力なツールは火山灰層序であるが、段丘堆積物中から年代データを取得することは意外に難しいため、一般には、火山灰層序によって見積もられた段丘被覆層最下部の堆積年代をもって段丘化した年代と見なすことが多い。しかし、段丘面の縁辺部に位置する露頭では、被覆層基底に局地的な不整合が存在し、段丘化直後の被覆層を欠いていることがしばしばある。このため、火山灰層序から見積もられる段丘化した年代が、地形面の開析の程度などから推定される段丘化した年代よりも新しく見積もられている段丘も少なくないと考えられる¹⁴⁾。したがって、本研究では、「露頭で見られる段丘被覆層最下部の堆積年代=段丘化した年代」という図式は必ずしも成り立たないと考え、空中写真判読調査から得られる段丘面の形態・分布・連続性・地形層序と、段丘を構成する地質層序から想定される編年に対して、火山灰層序・数値年代データ(既往のデータを含む)が矛盾なく説明しうるかという観点¹⁴⁾で段丘対比・編年を行った。

図-2のように、a～cの3つの露頭があった場合、「被覆層最下部の堆積年代=段丘化の年代」と杓子定規に考えると(A)に示したように、 $T_1 \sim T_3$ 面の3つの異なる面が存在することになる。これに対し、本研究では、「被覆層最下部の堆積年代 $\leq$ 段丘化の年代」と考え、a～cの3か所において地形面の形態的特徴の類似性が認められ、かつ、段丘堆積物や被覆層の風化程度等の地質学的特徴に共通性が見出せるのであれば、これらが同一面である可能性(B)

図-2 本研究における段丘対比の考え方

(A)「被覆層最下部の堆積年代=段丘化の年代」と考えた場合の段丘区分、(B)同じデータセットに対して、「被覆層最下部の堆積年代 $\leq$ 段丘化の年代」と考えた場合に導かれる段丘対比の作業仮説。本研究では(B)を考える。詳細は本文3.1を参照されたい。

を考える。この想定のもとに既往の年代データ、あるいは、今回新たに得た年代データが矛盾なく説明しうるかどうかをチェックし、必要に応じて現地踏査と火山灰分析を繰り返す。矛盾がない対比・編年モデルができた時点でそれを最終解として提案する。本研究の考え方は、火山灰層序隆盛の現在では奇異に見えるかもしれないが、1970年代以前には基本と考えられていたことである¹⁴⁾。火山灰層序という強力なツールを手に入れた現在だからこそ、基本に立ち戻ることには意義があると考えられ、そこに本研究の独自性がある。

3.2 調査内容

実施した調査項目は、(1)空中写真判読による地形調査と

段丘面の区分, (2)地表踏査による各段丘を構成する地質層序の記載, (3)火山灰分析である. (1)は調査地域全域について行い, (2)と(3)はA, B地区において実施した. また, (3)としては, RIPL法と主成分化学組成の分析を行った.

空中写真判読には, 1969年に国土地理院が撮影した縮尺1/20,000のものを主として用い, 六日町盆地側で1965年撮影のものを補足的に用いた.

RIPL法とは, 地層中に含まれる火山灰起源とおぼしき火山ガラス, 斜方輝石および角閃石などの屈折率を数cm間隔で連続的に採取した試料すべてにおいて分析する手法である¹⁵⁾. 本研究では, 試料採取を7~10cm間隔(鉛直方向)で行い, 火山ガラスの形態別含有量と鉱物組成については全ての試料について分析を行い, 屈折率測定は温度変化型測定装置“マイオットMAIOT”¹⁶⁾を使用し, 鉱物組成分析結果を踏まえて重要と考えられる層準の試料について実施した. 詳細な測定仕様は付記1を参照されたい. 測定項目は, 火山ガラスの屈折率 n , 斜方輝石の最大屈折率 γ , 普通角閃石およびカミングトン閃石の壁開片の最大屈折率 n_2 である.

火山ガラスの主成分化学組成分析は, エネルギー分散型X線分析装置EMAX-5770(HORIBA製)と走査線型電子顕微鏡SEM S-2150(日立製作所製)を用いて実施した. 詳細な測定仕様については, 付記2を参照されたい.

なお, 以下での火山灰の名称・略称, 降下年代, 火山灰の同定は, とくに断らない限り, 新編火山灰アトラス¹⁷⁾に従う. 海洋酸素同位体ステージ(以下, MIS)と数値年代の対応については, 日本の海成段丘アトラス¹⁸⁾に従う.

4. 調査結果

4.1 段丘の区分

空中写真判読により観察された地形面の開析の程度と縦断面図上の連続性に基づき, 高位より順に, Hf, Mf, Lf面に区分し, さらに, 分布・連続性・地形層序により, Hf

面をHf1, Hf2, Hf3面に, Lf面をLf1, Lf2, Lf3, Lf4面に細分した(図-1, 3~5). 判読基準は, 幡谷ほか¹⁹⁾に準じた. なお, Lf2, Lf3, Lf4面は, A, Bいずれの地区でも, 下流側に向かって, それぞれ複数の段丘に発散しているが, 本論では, 連続性(分岐/収斂の有無を含む)と高度(あるいは, 一つ高位または低位の段丘との比高)を鑑み, 各面群としてグルーピングした. さらに, Lf面の下位にほとんど開析を受けていない面(A面)が分布することがあるが, ここでは記載を省略する.

Hf面は, 開析が進み起伏を有する段丘面であり, 尾根状あるいは背面状を呈する. 現河床からの比高により3面に細分した. Mf面は開析が進んでいるが, 比較的保存が良い段丘面である. 段丘外縁は丸みをおび, 段丘面にはわずかに緩やかな起伏が見られる. Lf面は, 段丘面の保存はよく, 鮮明な形態を保つ. Lf1面は, より低位のLf2, Lf3面と比較して, やや開析されている. Lf2面は対性段丘(paired terrace)として現河床の両側に広く分布する. Lf3面は, Lf2面の直下に分布し, Lf2面と非常に良く似た性状を示すが分布は狭い. Lf4面はほとんど開析さ

図-4 田河川沿い河床縦断面図

河川沿いに分布する河成段丘の位置と, TT値およびその計測箇所を図-1に示した投影線に投影した. Hf面については, 左岸と右岸で標高が大きく異なるものがあるので, それらをL (左岸)またはR (右岸)の添字を付けて表示した.

図-3 魚野川沿い河床縦断面図

河川沿いに分布する河成段丘の位置と, TT値およびその計測箇所を図-1に示した投影線に投影した.

図-5 信濃川沿い河床縦断面図

河川沿いに分布する河成段丘の位置と、TT値およびその計測箇所を図-1に示した投影線に投影した。

れていない段丘面で、比較的広く分布する。

六日町盆地に分布する河成段丘については、地形面の開析の程度から区分したが、六日町盆地西縁断層の両側での連続性が確認できなかったため、Hf面とLf面を細分せず、未区分Hf面、同Lf面とした。

なお、本研究では、最初の空中写真判読調査の段階で、本地域のMf面を、MIS 6に対比される可能性が高いとされた陸前川崎盆地のMf面¹⁹⁾と同等の形態的特徴を有すると判断し、その段丘化の年代をMIS 6からMIS 5ごろと予想した。

4.2 示標火山灰

本研究では、肉眼で識別しうる示標火山灰の純層を見出すことはできなかった。しかし、下位より、カミングトン閃石、 β 石英(高温型石英)、高屈折率の緑褐色普通角閃石、(100)面の劈開が発達した斜方輝石、バブルウォール型の火山ガラス、軽石～低発泡型の火山ガラスが検出されるというシーケンスが認められた。これらは、屈折率の測定結果に基づき、飯綱上樺火山灰(略号Iz-Kt、降下年代125～130ka)²⁰⁾、鬼界葛原火山灰(K-Tz、95ka)¹⁷⁾、阿蘇4火山灰(Aso-4、85～90ka)¹⁷⁾、大山倉吉軽石(DKP、55ka $\leq$)¹⁷⁾、始良Tn火山灰(AT、26～29ka)¹⁷⁾、浅間草津火山灰(As-K、15～16.5ka)¹⁷⁾にそれぞれ同定されると考えられる。これらの特徴について表-1に、その層準については柱状図とともに図-6にまとめた。また、詳細な鉱物組成や屈折率等のデータについては、末尾の付記(付図-1)にまとめたので、随時参照されたい。

さらに、K-Tzの下位に火山ガラスを検出したが(Loc.30)、これは、渡辺・ト部¹⁰⁾において記載されたMCガラスと屈折率が一致し($n=1.498\sim1.503$)、かつ、化学組成も非常に近いので(付図-2)、MCガラスに同定される可能性が高い。

なお、K-Tz層準に屈折率 $n=1.500\sim1.504$ の低発泡火山ガラスと少量の屈折率 $\gamma=1.714\sim1.719$ の斜方輝石が含まれることがある(Loc.5とLoc.8)。しかし、町田・新井¹⁷⁾に

は、これらに該当するものが記載されておらず、その同定は今後の課題である。

4.3 段丘の記載

図-6に地質柱状図を示す。段丘化した層準の認定のためには、段丘堆積物と段丘化後にそれを覆う被覆層の識別が最も基本的なことであり、以下の層序記載では、その示標として、一般に、段丘堆積物の堆積末期に堆積すると考えられているフラッドローム層の認定が重要となる。ここでは、粘土分を含みつつもシルト・砂が肉眼観察レベルで優勢であることがわかるもの、かつ/または、堆積構造が認められるものをフラッドローム層とした。ただし、風成ローム層とフラッドローム層の境界は、しばしば漸移的である。

4.3.1 Hf面

(1) Hf 1面

本調査地域の最高位の面をHf 1面とした。小出北方の根小屋放牧場付近の標高290～360m、十日町付近の信濃川左岸の標高340～390mに分布する。A地区では、南西部(Loc.44の東方)の標高325m付近に小規模に分布する。B地区には分布しない。

本研究ではHf 1面を構成する地質の層序を確認していない。

(2) Hf 2面

小出北方の道光高原ゴルフ場付近の標高260～290m、魚野川沿いの標高200～220m、田河川沿いの標高230～276m、十日町付近の信濃川左岸の標高310～350mなどに分布する。

Hf 2面を構成する地質はA地区のLoc.44において観察できる。ここでは、厚さ4.3m以上の風成ロームが段丘礫層を覆っている。この礫層は、礫の8割程度がクサリ礫化している。このことは、本研究のHf 2面相当箇所において、段丘砂礫層がいわゆるクサリ礫から構成されるとした金¹¹⁾の記載とも整合的である。

(3) Hf 3面

田河川沿いの標高180～230m、信濃川左岸の標高250～

表-1 本研究で検出された示標火山灰

火山灰名	略号	降下年代 (ka)	堆積様式 と層相	主な鉱物	火山ガラス		斜方輝石 γ	角閃石 n_2	備考 (他鉱物の屈折率, 本地域での特徴等)	文献
					タイプ	n				
浅間草津	As-K	15-16.5	pfa, pfl, pfa	opx, cpx	pm, o	1.501-1.503	1.707-1.712	-		17
始良Tn	AT	26-29	afa	opx, cpx; (qt)	bw, pm	1.498-1.501	1.728-1.734	-	bw型の火山ガラスが大量に含まれる	17
大山倉吉	DKP	≥ 55	afa	opx, ho, (bi)	-	-	1.702-1.706	1.676-1.680	斜方輝石は100面の壁開が目立つ	17
阿蘇4	Aso-4	85-90	afa	ho, opx	bw	1.509-1.510	-	1.686-1.689	屈折率が高い緑褐色角閃石が特徴的	17
鬼界葛原	K-Tz	95	afa	opx, cpx; qt (β 型)	bw, pm	1.496-1.500	1.705-1.709	-	高温型石英の産出が特徴的	17
MCガラス	MC	-	afa	-	bw, pm	1.498-1.503	-	-	K-Tzの下位	10
飯綱上樽	Iz-Kt	125-150	pfa, afa	ho, opx, (bi, cum)	-	-	-	1.674-1.680	cum $n_2=1.662-1.667$	20

堆積様式と層相 / pfa: 降下軽石, afa: 降下火山灰, pfl: 火砕流

火山ガラスのタイプ / pm: 軽石型, bw: パブルウォール型, o: 低発泡型

主な鉱物 / opx: 斜方輝石, cpx: 普通輝石, ho: 角閃石, qt: 石英, bi: 黒雲母, cum: ガンクン閃石, ()内は僅少, ; 以下は特徴的な軽鉱物

図-6 地質柱状図 図-1中に露頭番号を示した, AはA地区, BはB地区. 示標火山灰の略号は文献¹⁸⁾による.

300mなどに分布する.

被覆層と段丘礫層を, A地区のLoc.4において確認した. 被覆層の厚さは2m程度である. 被覆層中の最も古い指標火山灰は $n_2=1.662\sim 1.667$ のカミングトン閃石で特徴付けられるIz-Ktであり, 段丘礫層上面より約70cm上位の赤褐色ローム層中から検出された. 段丘礫層は厚さ約60cm+しか確認していないが, そこには風化によりカマで容易に削れる程度に軟質化したクサリ礫が若干含まれている.

4.3.2 Mf面

魚野川沿いの標高160~190m, 田河川沿いの標高160~220m, 信濃川沿いの標高190~280mなどに分布する.

A地区における段丘礫層は, 砂基質で, 若干のクサリ礫を含むが, 多くは表面が褐色風化しながらも硬い礫から構成される. なお, さらに下位には泥質な基質の締まった礫

層(素掘りで横坑が掘られている)が分布しているが, 既往資料¹³⁾などを勘案し, 魚沼層中の礫層と判断した. 被覆層の最下位層準付近には, β 石英(高温型石英)の産出で特徴付けられるK-Tzと高い屈折率の緑褐色普通角閃石で特徴付けられるAso-4が混在して検出されるが, その層準と段丘礫層上面までの間の層相にはバリエーションが認められる. 田河川左岸の一連のMf面下において, 北側のLoc.5では段丘礫層直上からK-Tz/Aso-4が検出されるが, 南側のLoc.28では, 最下部に礫を含む約50cmの風成ローム層が礫層とK-Tz/Aso-4検出層準の間に介在する. 田河川右岸側のLoc.8では, 段丘礫層とK-Tz/Aso-4検出層準の間には, 約40cmの褐色風成ローム層と約1mの褐色フラッドローム層が挟まれている.

B地区では, 20mを超える厚い段丘堆積物が認められ,

その構成は、下位より、円礫層、腐植質泥層、粘土・シルト・砂・礫互層である。これを、褐色フラッドローム層、灰白色シルト層、褐色風成ローム層・黒ボク等が覆う (Loc.29, 30)。段丘堆積物の厚さから判断すると、B地区では、Mf面は堆積段丘である可能性が高い。信濃川本流に近いLoc.30では、粘土・シルト・砂・礫互層、褐色フラッドローム層、褐色風成ローム層が認められる。フラッドローム層にはMCガラス¹⁰⁾が含まれている可能性が高い。さらに、褐色風成ローム層中において、風成ローム層基底より約10cm上位にK-Tz/Aso-4、さらにその上位より、DKPが検出された。

一方、Loc.30と一連の面下で、Loc.30よりも山側のLoc.29では、粘土・シルト・砂・礫互層の最上部からβ石英と微量のカミングトン閃石が、シルト層からDKP、褐色風成ローム層最上部から多量のバブルウォール型火山ガラスによって特徴づけられるATが検出された。

4.3.3 Lf面

(1) Lf1面

田河川左岸の標高150~160m、信濃川左岸の標高160~200mなどに分布する。

A地区Loc.6では、段丘堆積物は礫層、黄褐色砂から構成され、黄褐色フラッドローム層、黄褐色風成ローム層に覆われる。礫層はややルーズな砂基質で、礫支持構造を呈し、礫の表面に風化が見られるが、クサリ礫は含まれていない。なお、下位には、シルト~粘土基質、基質支持の円礫層が分布しており、これらは魚沼層群中の礫層と判断した。フラッドローム層と風成ローム層の境界付近からK-Tz/Aso-4を、さらにその上位からはDKPを検出した。

B地区では、段丘礫層を褐色フラッドローム層、褐色風成ローム層が覆う。フラッドローム層と風成ローム層の境界付近からDKPを検出した (Loc.32)。

(2) Lf2面

魚野川沿いの標高120~140m、田河川沿いの標高130~180m、信濃川沿いの標高140~160mなどに分布する。

一般に、Lf2面の段丘堆積物は、ルーズな砂基質で、風化はわずかまたはほとんど見られない礫層から構成される。B地区Loc.34では、最上部にシルトが載る。これらを褐色風成ローム層(一部砂混じり)が覆う。A・B地区いずれにおいても、褐色風成ローム層は厚さ30~50cm程度で、最下部よりAT起源のバブルウォール型の火山ガラスが多量(全粒子の約20%)に検出された。

(3) Lf3面

魚野川沿いの標高90~120m、田河川右岸の標高130m付近、信濃川左岸の標高100~140mに分布する。

Lf3面については、地質層序を確認できていない。

(4) Lf4面

魚野川沿いの標高80~110m、田河川沿いの標高90~150

m、信濃川沿いの標高90~160mに分布する。

Lf4面はルーズな砂基質の段丘礫層とその直上の黄褐色フラッドローム層からなる。礫の風化はほとんど認められない。また、フラッドローム層を覆う風成ローム層は認められない。黄褐色フラッドローム層からAs-kを検出した (Loc.27)。さらに、この層準からは、AT起源と見られるバブルウォール型の火山ガラスも少量検出される。

5. 段丘の対比・編年

5.1 対比・編年

第3章で述べた方針に沿って火山灰データの解釈を行い、段丘の対比・編年を行った(図-7)。検討にあたり、既往文献に示された情報も随時引用・参考したが、屈折率等の火山灰同定の根拠となる基礎データや柱状図凡例等が十分に示されていない文献^{8), 11)}の火山灰データについては、ここでは考慮しない。

5.1.1 Hf3面

Iz-Ktの下位には厚さ約70cmの風成ローム層があり (Loc.4)、Hf3面が段丘化した年代はIz-Ktの降下年代より大きく遡ることは確実である。一つ低位のMf面がMIS6と考えられること、A・B両地区で、各段丘間の比高と比較して、Mf面との比高がやや大きい(30~50m)であることから、Hf3面の段丘化は少なくともMIS6以前、MIS8の可能性もあると考える。

5.1.2 Mf面

両地区で厚さ40~50cmの風成ローム層を介してK-Tz/Aso-4に覆われる。K-TzとAso-4が混在して検出される層準は、本研究では6か所で確認しており、試料採取間隔等を考慮して、この層準の堆積年代を9万年前ごろと考える。A地区では1つ低位のLf1面もK-Tz/Aso-4が風成ローム層とフラッドローム層の境界付近から検出されるので、Mf面が段丘化した年代は9万年前ごろを大きく遡ると思われる。Hf3面上Loc.4のIz-KtとK-Tz/Aso-4層準間の風成ローム層の堆積速度(1.2~2.3cm/千年)を参考とし、Iz-Ktが検出できなかったことから、風成ローム層基底の堆積年代は11~13万年前であると推定される。さらに、B区域においてMf面が堆積段丘と考えられることを考慮すれば、Mf面の段丘化はMIS6である可能性が高い。なお、B地区Loc.29で風成ローム層直下の灰白色シルト層からDKPが検出されたが、一連の面上のLoc.30においてより古い火山灰に覆われることから、このシルト層は段丘化後に背後から供給された水成堆積物であると考えられる。

なお、MCガラスについては、渡辺・ト部¹⁰⁾がK-Tzの下位に見出しており、Loc.30でK-Tzの下位で検出された火山ガラスをMCに対比しても層位的な矛盾はない。

5.1.3 Lf1面

A地区Loc.6にて、フラッドローム層と風成ローム層の

6. 河成段丘から見た第四紀後期の隆起量分布(予察)

第四紀後期の内陸部隆起量を見積もる方法の1つとして、TT法²¹⁾がある。これは、周期的な気候変動に対応して、同じ形状の河成段丘が周期的に出現しうると考え、ある氷期とその一つ前の氷期に形成された二つの河成段丘面(多くの場合、最終氷期後半とその一つ前の氷期)の比高(TT値)を気候の周期である約10万年間の隆起量と見なすものである。TT法については、活断層の変位との比較からその妥当性を検証した例がある²²⁾。本地域のような、地殻変動が激しいとされる地域でもTT値が隆起量を表すかどうかについては、議論の余地があるかもしれないが、予察的にTT値の分布を調べた。TT値としては、至近に分布するMf面とLf2面のそれぞれ低位の地形面との間の段丘崖付近において1/25,000地形図より10m単位または5m単位(補助曲線がある場合)で読み取った標高の差を採用した。Lf2面とLf3面のどちらを採用すべきかという点には議論が残るが、ここでは、両者の比高が5m程度(大きくても信濃川・魚野川合流点付近の10m程度)と比較的小さいこと、さらには形成年代も近いと推定されることから、10万年オーダーの分解能での議論をする限りは、より広く分布するLf2面を採用することに問題はないと判断した。以上のことから、TT値の分解能については、段丘の標高の読み取り誤差(±5m程度)、被覆層の厚さを無視することによる誤差(ここでは2m以内、図-6参照)のみを考慮し、10m程度と考える。

A地区の魚野川沿いや田河川沿いではTT値が30~40mである(図-3, 4)。これに対し、六日町盆地は第四紀後期に沈降域を成していると考えられている⁵⁾など。したがって、六日町盆地と魚沼丘陵東縁の過去10万年間程度の相対的な隆起・沈降量差は40m程度より大きいと推定される。このことは、この隆起・沈降量差が六日町盆地西縁断層の変位・変形によってもたらされているとすれば、断層全体としての過去10万年間程度の活動度がB級程度かそれ以上であることを示唆している。

B地区のTT値は調査区間全体にわたって50m程度である(図-5)。この地域は、十日町盆地東縁・西縁両断層に挟まれるほか、河川流路方向の活褶曲も認められ¹²⁾など、地殻変動場が複雑な位置にあり、TT値のもたらす情報については今後の課題としたい。

7. ま と め

本研究では、2004年新潟県中越地震の震源地付近である魚沼丘陵北部において、地形層序を重視した河成段丘の層序・編年について検討し、さらに、予察的に、河成段丘を指標とした隆起量を見積もり、第四紀後期における六日町

盆地西縁断層の鉛直変位量を推定した。主な結果をまとめると、以下のとおりである。

- (1) 本地域の河成段丘は、高位より、Hf, Mf, Lf面に区分される。さらに、Hf面はHf1, Hf2, Hf3面に、Lf面は、Lf1, Lf2, Lf3, Lf4面に細分される。
- (2) Hf3面はMIS8に対比される可能性がある。Mf面はMIS6に対比される可能性が高い。Lf1面はMIS5とMIS4の境界頃に段丘化したと考えられるが、MIS3とMIS4の境界頃に段丘化した面をさらに細分できる可能性がある。Lf2面の段丘化は、MIS3とMIS2の境界ごろである。Lf4面の段丘化はMIS1初期である。
- (3) Hf3面, Mf面, Lf1面, Lf2面, Lf4面は、段丘化の年代に基づき、十日町盆地南部津南地域の米原面、朴ノ木坂面、貝坂面、正面面、大割野面にそれぞれ対比される。
- (4) 過去10万年間程度の六日町盆地と魚沼丘陵東縁の相対的な隆起・沈降量差は40m程度より大きい。したがって、過去10万年間程度の六日町盆地西縁断層の活動度は、B級程度かそれ以上であると推定される。

謝辞 山口大学理工学研究科の田中和広教授には、現地に同行していただき、有益な議論をしていただいた。(財)電力中央研究所地球工学研究所バックエンド研究センター上席研究員の木方建造博士には、粗稿を読んでいただき、有益なコメントをいただいた。また、2名の匿名査読者の査読により、本稿は改善された。以上の方々に對し、ここに記して、感謝の意を表します。

付記1 火山灰の鉱物組成と屈折率

本研究で得られた火山灰の鉱物組成と屈折率のデータを付図-1(1/2, 2/2)に示す。

分析手法は古澤¹⁵⁾に準ずる。屈折率測定には、(有)古澤調査事務所所有の温度変化型測定装置“マイオットMAIOT”¹⁶⁾を使用した。これは、浸液の温度を直接測定しつつ屈折率を測定するものである。測定精度は火山ガラスで±0.0001程度である。顕微鏡は、ニコン顕微鏡ECLIPSE600シリーズ(偏光・位相差装置付)、位相差用対物レンズ(10倍および長作動20倍)、光源は12V100Wハロゲンランプ、全誘電体干渉フィルター(589.3nm)を使用した。温度変化装置として全面等温度透明加熱板(0.1℃の精度で制御可能)、プログラム温度コントローラー(0.1℃の精度で制御可能)、高感度熱電対(0.1℃の精度で測定可能)、パーソナルコンピューターを使用した。測定項目は、火山ガラスの屈折率 n 、斜方輝石の最大屈折率 γ 、普通角閃石およびカミングトン閃石の壁開片の最大屈折率 n_2 である。なお、付図-1で試料採取箇所の後に記した露頭位置の座標(測地系)はWGS84である。

付記2 火山ガラスの化学分析

Loc.30, 30-01より検出した火山ガラスの主成分化学組成のデータを付図-2に示す。

分析には、(有)古澤調査事務所所有のエネルギー分散型X線分析装置EMAX-5770(HORIBA製)と走査線型電子顕微鏡SEM S-2150(日立製作所製)を用いた。加速電圧15kV、試料電流0.3nAで、

[illegible]

付図-1 火山灰分析データ(1/2)
柱状図の凡例は、図-6に同じ。

Lf1, Loc.32: E138°45'25.79", N37°11'45.23"

Lf1, Loc.6: E138°54'32.48", N37°14'34.21"

Lf2, Loc.34: E138°46'00.66", N37°12'37.25"

Lf2, Loc.7: E138°54'36.24", N37°14'26.01"

Lf2, Loc.25: E138°55'12.17", N37°14'10.31"

Lf4, Loc.27: E138°55'17.76", N37°14'26.24"

□ バブルウォール (Bw) タイプ Opx: 斜方輝石 Count個数
 ■ 軽石 (Pm) タイプ GHo: 緑色普通角閃石 20
 ■ 低発泡 (0) タイプ (緑褐色のものを含む) 0

付図-1 火山灰分析データ (2/2)

柱状図の凡例は、図-6に同じ。

付図-2 主成分化学組成データ

分析試料はLoc.30の試料30-01 (図-1, 図-6, 付図-1)から検出された火山ガラスである。渡辺・ト部¹⁵⁾のFig.7bと比較された。

4 μm 四方の範囲を約150nmのビーム径にて走査させて200秒間測定した。主成分組成計算はZAF法による。スタンダードには高純度人工酸化物結晶(純度99.99%以上の SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO), 純度99.99%以上の単結晶 NaCl , KCl , CaF_2 を用いた。これを, アメリカ標準局NIST620ガラス, 旧NISTK-961ガラスおよびglass-D²⁰⁾を用いてチェックした。また, ASTIMEX, TaylorなどのいわゆるEPMA用標準物質などでもその精度をチェックした。ワーキングスタンダードにはNIST620ガラスを用い, 測定時ごとに値をチェックした。

引用文献

- 1) 白井哲之(1967): 魚野川下流地域の段丘地形からみた地盤運動について, 東京教育大学地理報告, Vol.11, pp.23-35.
- 2) 町田 貞・池田 宏(1969): 信濃川中流域における段丘面の変位, 地理学評論, Vol.42, No.10, pp.623-631.
- 3) 新潟平野団体研究グループ(1972): 十日町盆地の河岸段丘, 地質学論集, Vol.7, pp.267-283.

- 4) 早津賢二・新井房夫(1981): 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代, 地質学雑誌, Vol.87, No.12, pp.791-805.
- 5) 高野武男(1989): 新潟県魚沼地方の地形からみた地殻変動と六日町盆地の形成過程, 地球科学, Vol.43, No.6, pp.366-391.
- 6) 高木俊男・柳田 誠・藤原 治・小沢昭男(2000): 河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史, 地学雑誌, Vol.109, No.3, pp.366-382.
- 7) 渡辺秀男(2000): 新潟県十日町盆地の津南段丘群の形成について, 地球科学, Vol.54, No.5, pp.310-327.
- 8) 若林優子・金 幸隆・吾妻 崇(2000): 十日町盆地, 信濃川左岸に発達する河成段丘面の編年, 月刊地球, Vol.22, No.10, pp.706-710.
- 9) 田中真弓(2000): 信濃川中流域, 十日町盆地における河成段丘の変位からみた活褶曲と活断層の関係, 第四紀研究, Vol.39, No.5, pp.411-426.
- 10) 渡辺秀男・ト部厚志(2003): 十日町盆地北西部の河成段丘の編年と隆起運動, 地球科学, Vol.57, No.4, pp.173-191.
- 11) 金幸隆(2004): 魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積, 活断層研究, Vol.24, pp.63-75.
- 12) 渡辺満久・堤 浩之・鈴木康弘・金 幸隆・佐藤尚登(2001): 都市圏活断層図「小千谷」, 国土地理院技術資料D・1-No.388.
- 13) 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一(1986): 小千谷地域の地質, 地質調査所, 177p.
- 14) 幡谷竜太(2005): 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(1)一段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー, 電力中央研究所報告, N05005, 28p.
- 15) 古澤 明(2004): RIPL法により由布岳火山周辺のテフラリックスから見出した火山活動, 地質学雑誌, Vol.110, No.1, pp.19-37.
- 16) 古澤 明(1995): 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別, 地質学雑誌, Vol.101, No.2, pp.123-133.
- 17) 町田 洋・新井房夫(2003): 新編火山灰アトラス, 東京大学出版, 336p.
- 18) 小池一之・町田 洋編(2001): 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 106p.およびCD-ROM.
- 19) 幡谷竜太・柳田 誠・佐藤 賢・佐々木俊法(2005): 宮城県陸前川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ6河成段丘の認定とその意義, 第四紀研究, Vol.44, No.3, pp.155-167.
- 20) 鈴木毅彦(2001): 海洋酸素同位体ステージ5-6境界付近に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義, 第四紀研究, Vol.40, No.1, pp.29-41.
- 21) 吉山 昭・柳田 誠(1995): 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌, Vol.104, No.6, pp.809-826.
- 22) 幡谷竜太・鳥越祐司・山本真哉・柳田 誠・佐藤 賢(2004): 河成段丘を用いた隆起量評価手法の高度化とその応用, 日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集, pp.25-28.
- 23) 田力正好・池田安隆(2005): 段丘面の比高から見た東北本州弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成, 第四紀研究, Vol.44, No.4, pp.229-245.
- 24) 沢田順弘・中村唯史・榎田禎久・YOON Sun・徳岡隆夫(1997): 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石, 第四紀研究, Vol.36, No.1, pp.1-16.

(2005年10月26日受付, 2006年2月17日受理)

Stratigraphy of Fluvial Terraces in the North Uonuma Hill, Niigata Prefecture

Ryuta HATAYA, Makoto YANAGIDA, Shinya YAMAMOTO, Masaru SATO
and Akira FURUSAWA

Abstract

We are studying on tectonic movement during late Quaternary around the epicenter of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004. In this paper, we report stratigraphy of fluvial terraces in the north Uonuma Hill near the epicenter of this earthquake, and preliminarily discuss the activity of the Muikamachi fault. This fault is located at the eastern edge of the Uonuma hill, and some researchers think that it caused the earthquake in 2004. We divided fluvial terraces into three terrace groups by the air-photo interpretation : higher group, middle group and lower group. The higher group includes Hf1, Hf2 and Hf3 terraces, and the lower group includes Lf1, Lf2, Lf3 and Lf4 terraces. The Hf3 terrace was formed, at least, before MIS6(MIS : marine oxygen isotope stage), and is assumed to be formed during MIS8. It is probable that the Mf terrace was formed in MIS6. The formation ages of Lf1, Lf2, Lf3 and Lf4 are estimated to MIS5/MIS4-MIS4/MIS3, MIS3/MIS2, MIS2 and MIS1 each other. Using the uplift index of the values of relative height between terraces, we estimated that the uplift difference on the both side of the Muikamachi fault during late Quaternary was more than 40 m. It suggests that the slip rate of the Muikamachi fault is more than $0.4 \text{ m}/10^3 \text{ year}$.

Key words : Quaternary, fluvial terrace, stratigraphy, Uonuma Hill