

第四紀後期における内陸部の隆起量の推定手法： 鍋川流域および土岐川流域を例に

安江健一*1 田力正好*2 谷川晋一*1 須貝俊彦*3 山田浩二*4 梅田浩司*1

高レベル放射性廃棄物の地層処分事業の概要調査において使われるであろう隆起量調査手法の1つ、河成段丘を用いて隆起量を把握する手法（TT法）の信頼性向上には、精度が高い段丘の対比・編年が必要である。本論では、段丘の分布・連続性等の地形データ、段丘堆積物の層厚・礫径および植物化石等の地質データ、火山灰層序・¹⁴C年代等の年代データを組み合わせた総合的な段丘対比・編年に関する事例研究を鍋川と土岐川流域で実施した。その結果、離水層準の認定に有効なフラッドローム層および古気候の推定に有効な植物珪酸体の分析技術、さらには氷期における河川の掃流力の低下を示す厚い堆積物を把握する地震探査が、段丘対比・編年の高度化に大きく貢献することが確認できた。本研究では、見積もられた隆起量そのものを検証しているわけではないが、総合的な段丘対比・編年によってTT法が成立するための前提の確からしさを実証することで、隆起量評価の信頼性向上に貢献する事例を示している。

Keywords: 隆起, 河成段丘, 編年, フラッドローム, 植物珪酸体, 地震探査

This paper attempts to improve the reliability of the TT method that is one of the estimation methods of an inland uplift rate based on the model in which riverbed elevation is controlled by the climate change and uplift. It is necessary for the TT method to distinguish fluvial terraces that formed in the marine isotope stage (MIS) 2 and 6, and therefore the flood loam and the phytolith are effective as indicators of the determination of emergence horizon of fluvial terrace and the estimation of paleoclimate, respectively. Furthermore, the identification of thick sediments suggesting the decline of tractive force in the glacial stage is useful for comparison and chronology of the terrace. We carried out the topographical and geological observations and analyses, and a seismic survey as examples around the Kaburagawa river and Tokigawa river to confirm these applicability. Though this study doesn't inspect a value of estimated uplift, it contributes to the reliability of the uplift evaluation by demonstrating the probability of the premise for the TT method based on synthetic terrace comparison and chronology.

Keywords: uplift, fluvial terrace, chronology, flood loam, phytolith, seismic survey

1 はじめに

地殻変動が活発なわが国において放射性廃棄物を地層処分するための安全性を確保するには、将来に生じる隆起・侵食等の規模や、それらによる地質環境への影響の度合いを適切に予測し、対策を講じておく必要がある[1]。隆起・侵食は、河川の下方侵食等を引きおこして、相対的に廃棄体と地表面との距離を短くさせる自然現象であることから、処分場の立地に際しては、概要調査あるいはそれ以降の調査において、隆起・侵食によって処分施設および廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無を検討する必要がある[2]。また、隆起・侵食に伴って、処分場の深度や地形の起伏が変化することで、地下水の流動・水質、岩盤の地圧・地温の変化等の影響が想定される[3]。以上のように、隆起・侵食が地層処分システムに及ぼす影響としては、処分場の地表への接近と地下水流動等の地質環境の変化が考えられ、サイト選定や安全評価に際して隆起・侵食に十分に留意する必要がある。地層処分において重要となる過去数万年～数十万年程度の隆起については、一般的に段丘の比

高と形成年代からその速度が見積もられる。一方、侵食については、面的な侵食速度が第四紀の隆起速度と相関が高く[4]、また線的な侵食（河川による下刻）速度が10万年オーダーでは隆起速度と近い値になることが確認されている[5]。これらのことから、サイト選定に際しては、隆起速度をあらかじめ評価することがとくに重要であり、その技術基盤の整備が不可欠である。本論では、隆起速度を把握する調査手法の中でも、これまで筆者らが行ってきた河成段丘を用いた過去数万年～数十万年程度の内陸部の隆起量を推定する手法の信頼性向上に関する事例研究について紹介する。

2 隆起速度の評価手法

隆起速度の推定手法には、測地学的手法、地形学的手法、地質学的手法があり、それぞれに長所・短所があることから、複数の手法を相補的に用いることが重要である[5]。測地学的手法では、水準測量、GPS観測等の測地データや検潮データの時間変化を利用して隆起量を算出する[例えば、6-8]。これらの手法は、精度が高いものの、データの使用可能な期間が数年～100年程度と短い。これに対して、より長期間を対象とする手法が地形学的手法と地質学的手法であり、基準として段丘面や堆積物等を用いる[1]。とくに段丘面を用いた地形学的手法は、地層処分の安全性の検討に重要となる数万年～数十万年の隆起・沈降量の推定に適している。日本の沿岸域に分布する海成段丘の多くは、汎世界的な氷河性海水準変動に対応して形成されており、さらにその多くは海洋酸素同位体ステージ（marine oxygen isotope stage, 以下、MIS）の間氷期に形成されている。とくに日本の沿岸域では、下末吉面と呼ばれるMIS5eに形成された海成段丘が良く発達しており、過去10万年程度の隆起量を容易に推定できる場合が多い[9,10]。一方、内陸部で

Estimation method of uplift during late Quaternary in an inland area: Case study of fluvial terraces along Kaburagawa river and Tokigawa river by Ken-ichi YASUE (yasue.kenichi@jaea.go.jp), Masayoshi TAJIKARA, Shin-ichi TANIKAWA, Toshihiko SUGAI, Koji YAMADA, and Koji UMEDA

*1 日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター

Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency
〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

*2 地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター

Earthquake Research Center, Association for the Development of Earthquake Prediction

〒101-0064 東京都千代田区猿樂町 1-5-18 千代田ビル 5階

*3 東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻

Department of Natural Environmental Studies, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo
〒277-8561 千葉県柏市柏の葉 5-1-5

*4 株式会社 阪神コンサルタンツ

Hanshin Consultants Co., Ltd.

〒541-0042 大阪市中央区今橋 1-6-19

(Received 2 February 2011; accepted 5 July 2011)

は、河成段丘を用いた過去 10 万年程度の隆起量の推定が行われている。本研究では、この河成段丘を用いた隆起速度の推定手法について扱うことから、以下で詳しく述べる。

2.1 河成段丘を指標とする手法

河成段丘は、気候・海水準変動に由来する規則的かつ周期的な河床変動と、速度がほぼ一定の隆起との相互作用によって形成されると考えられる[11]。河川の中・上流における河床変動は、乾燥・寒冷化した氷期における植生の減少や周氷河作用による岩屑供給の増加[12]および台風や豪雨の頻度低下による河川の掃流力の低下[13]による堆積的な環境への変化、温暖湿潤な間氷期における削刻的な環境への変化に由来する。これにより、氷期の河床はその後に続く間氷期に下刻されて河成段丘となり、また、間氷期と比較して直線的な河床縦断形、礫径の減少、厚い段丘堆積物等の特徴を示すと考えられる (Fig. 1)。ここで、同じ河川では、同様の気候・海水準のもとでは類似の河床縦断形が形成されることを前提にすると、同程度の寒冷・低海面期であったと考えられている MIS2 と MIS6 に形成された段丘の比高は、その期間の隆起量を表すことになる。この考え方は、吉山・柳田(1995)[14]により、MIS2 と MIS6 に形成された段丘の比高から過去 10 万年程度の隆起量を推定する TT 法 (Terrace to Terrace) として示された (Fig. 1)。この手法で得られた値を TT 値と呼ぶ。また、同様に間氷期である MIS5e と MIS7 に中・上流域で形成された谷底 (現在は埋没している) の比高から隆起量を推定する BB 法 (Bottom to Bottom) も示された (Fig. 1)。なお、温暖期である MIS5e の埋没谷底と現河床の比高値 (BV 値: Buried Valley) は、現河床の下刻が進行中である場合に、上流部へ向かうほど TT 値と一致しなくなることが指摘されている[14]。TT 法は段丘の分布と年代が把握できれば、読図により広域的なデータ取得が可能という利点がある。一方で、BB 法は埋没谷底を露頭で確認することが一般に難しく、データの取得自体が困難である。したがって、実際に内陸部において 10 万年程度の隆起量を推定する場合には、一般的に TT 法が適用されている[例えば、15-23]。

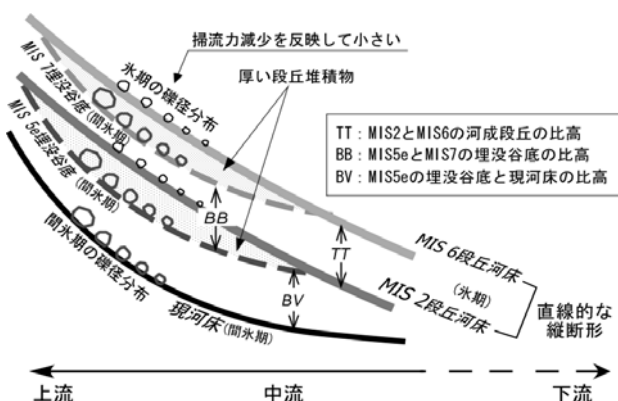


Fig. 1 Schematic longitudinal profile on calculation of uplift rate by using fluvial terraces. Modified from Yoshiyama and Yanagida (1995)[14].

2.2 TT法の信頼性向上に向けた課題

TT法が成立するためには、異なる氷期に形成された河成段丘面が類似の河床縦断形を形成していることが前提となる (Fig. 1)。この前提が満たされていることを確認するためには、段丘の対比と編年が重要となる。とくに、 ^{14}C 年代測定法の適用範囲外となる MIS6 段丘については、編年に都合の良いテフラが分布しないと認定が困難となる[17]。また、たとえ被覆層に火山灰が認められても、段丘堆積物と被覆層に欠落部が存在したり両層の境界が明瞭でなかったりした場合には、段丘の離水年代を誤る可能性がある[24]。

これらの問題について幡谷 (2006) [25]が示すように、地形層序 (段丘の形態・分布・連続性) と地質層序 (段丘堆積物・被覆層の性状、経験的地質指標の層位)、火山灰層序、数値年代等を総合的に検討し、より信頼性の高い段丘対比と編年を行う必要がある。しかし、火山灰の分布や段丘の発達において地域的差異があるため、これらすべてを用いて段丘の対比と編年を行うことができる地点は多くない。例えば、河成段丘の連続性に関して、西南日本は東北日本に比べて劣り、河成段丘の分布が小規模かつ断片的である。そのため、段丘編年の研究や TT 法の適用性について検討した例も、西南日本は東北日本に比べて少なく、植木 (2008) [22]による四国の那賀川の河成段丘を除いてほとんど見られない。

こうした地域においても TT 法を適用するためには、連続性に乏しい段丘からでも地質層序や形成時期に関する確度の高い情報を得られるような指標やその認定手法について検討する必要がある。例えば、段丘化した層準の認定のためには、段丘堆積物と風成堆積物の識別が重要であり、その指標として段丘堆積物の堆積末期 (離水時) に形成されると考えられているフラッドルーム層の認定が不可欠となる[20,26]。幡谷ほか (2006) [20]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ルーム層とした。このフラッドルーム層を客観的に認定する定量的な手法の確立は、段丘の対比や編年の確度の向上において必須と考えられる。また、氷期に段丘が形成されたことを示す相対的な年代指標としては、河川の運搬力の低下を示す段丘堆積物の礫径の減少や厚い堆積物の分布、寒冷な気候を示す植物化石の存在が有用と考えられ、これらを確認する手法の整備が必要である。

3 河成段丘の対比・編年手法の高度化

TT法の適用においては、段丘の対比と編年を高い確度で行うことが重要である。そのため、本研究では幡谷 (2006) [25]の考えを参考に、地形データとして段丘の分布・連続性、地質データとして段丘堆積物中の礫径・花粉化石・木片の樹種、年代データとして火山灰層序・ ^{14}C 年代に加え、離水層準の認定に有効なフラッドルーム層、寒冷な気候を示唆する植物珪酸体、段丘堆積物の層厚を用いた確度の高い段丘の対比・編年について検討する。さらに、これらの調査を、河成段丘が発達する河川の中でも上流域に山地を

有する利根川支流の鎚川流域と、上流域に丘陵を有する土岐川（庄内川）流域を事例に実施し、その有効性について考察する。以下にフラッドローム層の認定、植物珪酸体による古気候の推定、地震探査を用いた段丘堆積物の層厚の把握について述べる。また、本研究で適用したその他の手法については、Table 1 に示す。

3.1 フラッドローム層の認定

フラッドローム層は、段丘の離水が完了せず、洪水時のみ河川流が段丘礫層上に溢流する状態において堆積した堆積物である。そのためフラッドローム層は、段丘化した層準の認定のために必要な段丘堆積物と離水後に風の作用により堆積した風成堆積物との識別において、有効な指標となる。フラッドローム層と風成堆積物の形成作用の違いを受けて、フラッドローム層は風成堆積物に比べてより粗粒の物質を含み、ばらつきの大きい粒径分布となることが予想される。また、中村ほか（2005）[27]は、水成層と被覆土壌層の特徴として帯磁率組成や鉱物組成が異なることを示した。この水成層はフラッドローム層に、被覆土壌層は風成堆積物に相当すると考えられる。

Table 1 Investigation techniques used correlation and chronology of terrace deposits. circle: method used in this study

調査対象	調査手法	調査内容の概要	鎚川流域		土岐川流域	
			Q3	Q2	低位	中位
地形データ	段丘の形態・分布・連続	空中写真判読	○	○	○	○
		米軍撮影 1/4 万写真、国土地理院撮影 1/1.5 万写真を使用 地形面の形態・分布や現河床からの比高等の特徴に基づいて段丘面を分類				
地質データ	層厚	地質観察	○		○	
		物理探査	○			
	露頭およびボーリングコアから層厚を計測					
	反射法地震探査、屈折法地震探査を実施 屈折波を用いたトモグラフィ的インバージョン解析を実施					
	礫径計測	段丘堆積物中の礫について大きい方から 10 個の長軸の長さを計測して平均	○	○	○	○
	花粉分析	試料の新鮮な部分について薬品処理を施して検鏡用プレートを作成 生物顕微鏡を用いて観察し、高木花粉が 200 個以上に達するまでに出現する全ての種類について同定・計数			○	
フラッドローム層の分布	植物珪酸体分析	抽出と定量はビーズ法[32]を用いて実施 試料から得られた植物珪酸体のうち、タケ亜科植物のものに着目して古気候を推定	○	○		
	帯磁率測定	約 5cm 間隔で測定 田中地質コンサルタント製ポケット型帯磁率計 WSL-C を使用			○	
	粒度分析	約 10cm 間隔で採取した試料を使用 島津製作所製 SALD-3000S レーザ回折式粒度測定器を使用			○	
年代データ	形成年代	5-10cm 間隔で連続採取した試料を使用 多量屈折率測定地質解析法[39]を適用し、粒子組成と屈折率から広域火山灰と対比			○	○
	¹⁴ C 年代測定	腐植土および植物片を Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory の加速器質量分析装置により測定	○		○	

そこで、本研究ではフラッドローム層の認定基準として粒径および帯磁率の有効性について確認するために、段丘堆積物から風成堆積物に至る区間について砂粒サイズ以下の試料を連続的に約 10cm 間隔で採取し、粒度分析を実施した。分析には、島津製作所製 SALD-3000S レーザ回折式粒度測定器を使用した。また、帯磁率を約 5cm 間隔で測定した。測定には、田中地質コンサルタント製ポケット型帯磁率計 WSL-C を使用した。

3.2 植物珪酸体による古気候の推定

植物珪酸体は、植物の細胞内に珪酸 (SiO₂) が蓄積したもので、植物が枯れた後もガラス質の微化石（プラント・オパール）となって地層中に残る。この地層中に残存した植物珪酸体を同定・定量することにより、古植生や古環境を推定することができる[28]。とくにタケ亜科のものについては、メダケ属が温暖、ササ属が寒冷の指標とされており、両者の推定植物生産量の比率であるメダケ率の変遷が、地球規模の氷期-間氷期サイクルの変動と一致する[28,29]。さらに、植物珪酸体は、花粉に比べて乾燥環境下でも保存性が良く現地性が高いといった利点がある[28]。また、寒冷の指標であるササ属のうちミヤコザサ節は冬季の乾燥に適応して太平洋側の積雪の少ないところに分布しており、チマキザサ節は日本海側の多雪地帯に分布しており、両者の分布境界はミヤコザサ線と呼ばれている[30,31]。

そこで、本研究では植物珪酸体分析を段丘堆積物において実施した。植物珪酸体の抽出と定量は、藤原（1976）[32]に従い、ガラスビーズ法を用いて行った。試料から得られた植物珪酸体のうち、タケ亜科植物のものに着目して古気候を推定した。

3.3 地震探査による段丘堆積物の層厚の把握

段丘堆積物の層厚やその下底面である埋没谷底の深度は、地表における踏査から把握することは一般的に困難である。ボーリング等の掘削からある地点の層厚を把握することは可能であるが、最深部を見落とす可能性がある。そのような場合、地下構造を非破壊で推定できる物理探査が有効である。本研究では、鎚川流域において段丘堆積物の厚さを把握するために、物理探査学会（1998）[33]等を参考に P 波による反射法地震探査を行った。震源は、P 波油圧インパクターによるパルス震源である。探査では、2m 間隔を基本とする測点を設定し、発震点が 2m 移動するごとに受振区間を 2m ずつ移動させながら順次データを取得した。受振点の配置は、発震点が受振区間の内側に位置するインラインシューティングを基本とした。探査の主な仕様を Table 2 に示す。データ処理・解析は、一般的に多用される CMP 重合、マイグレーション処理、深度変換等を行い、深度断面を作成した。また、本探査では、反射法地震探査のデータ収録に加えて屈折法地震探査データの収録を行い、これについて P 波初動走時を読み取って屈折波を用いたトモグラフィ的インバージョン解析により速度構造を推定した。データ処理結果については、既存のボーリング資料[34]も参考にして解釈を行った。

Table 2 Specification for the seismic survey.

項目	内容
波動種別	P波
測線長 ^{※1}	1013m
標準発震点間隔	2m
発震点数	478点
標準受振点間隔	2m
受振点数	484点
反射法探査時の基本展開方法	震源の前方約200m, 後方約40mのインラインシェーティング
最大受振距離	反射法探査データ用: 約200m 屈折法データ用: 約480m
標準同時収録チャンネル数	100ch程度以上
垂直重合数(スタック数/発震点)	3~5回(反射法地震探査) 10~25回(屈折法地震探査の発震点のみ) (取得データを確認し適宜変更)
収録記録長	1.5秒
サンプリング間隔	0.5msec
震源	油圧インパクト1台 (加速式重錘落下, 重錘重量200kg) JMI-200 II ((株)地球科学総合研究所製)
受振器	速度型地震計 (固有周波数30Hz, 6個グルーピング) SM-11 (I/O Sensor 社製)
探鉱機	デジタル・テレメトリ型地震探鉱機 (24ビットA/D [アナログ/デジタル] 変換) G. DAPS-4A ((株)地球科学総合研究所製)

注) ※1 測線長は測点間の累積

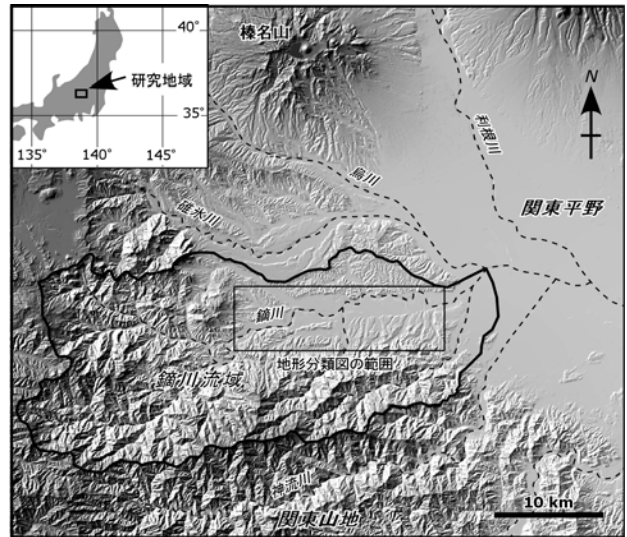


Fig. 2 Landform around the Kaburagawa River. Shaded relief map is constructed by using 50m DEM published by Geographical Survey Institute.

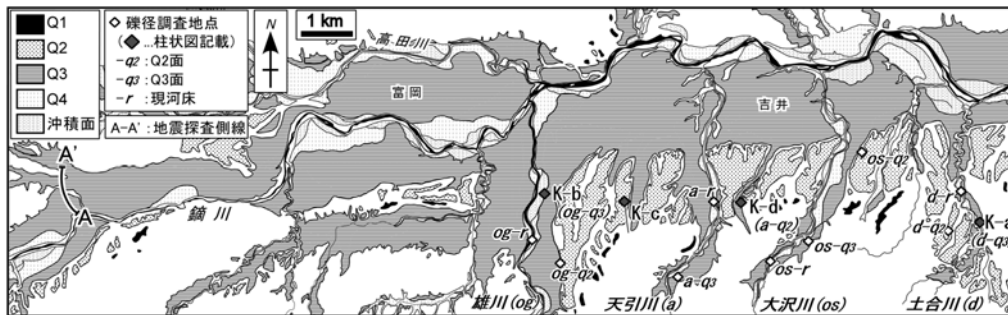


Fig. 3 Distribution map of fluvial terraces along the Kaburagawa River.

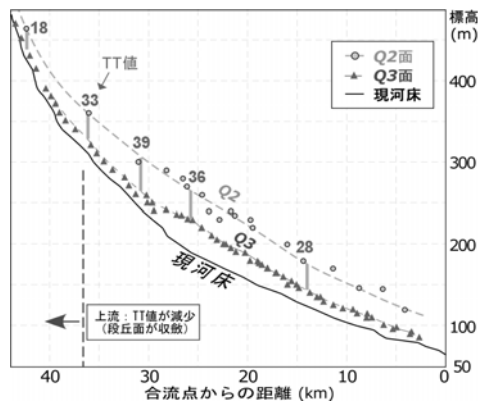


Fig. 4 Longitudinal profiles of present riverbed and fluvial terraces along the Kaburagawa River.

4 鑄川流域の例

4.1 地形・地質調査および地震探査結果

鑄川は利根川の支流であり、標高 1,000~1,300m 程度の妙義・荒船山地と関東山地に源を發し (Fig. 2), 下仁田、富岡の河成段丘域を経て、同じく利根川支流の烏川に注ぐ、

流路長約 59km, 流域面積約 632km²の河川である。ここでは河成段丘が良く發達し、古くから段丘地形の記載がなされており[例えば, 35], 須貝 (1996) [36]によって Q1~Q4 の4段に区別されている。基盤岩は、北側の主流沿いでは新第三紀の堆積岩類, 南側の上流支流の先新第三紀の堆積岩類・変成岩類を主とする。段丘地形は新第三紀の堆積岩

類が分布する地域で良く発達し、それ以外の地域ではあまり発達しない。

空中写真判読により、現河床からの比高が大きく異なる河成段丘面を高い順に Q1, Q2, Q3, Q4 の 4 面に分類した (Fig. 3). 段丘面の名称は須貝 (1996) [36] に従った。また、須貝 (1996) [36] は Q3 面をさらに 3 面に細分したが、本研究では約 10 万年周期の気候変動で形成される段丘を対象とすることから、比較的比高が少ない段丘同士は一括して扱っている。4 面の中でも Q3 面が最も広く分布し、Q2 面、Q1 面となるにしたがい分布が限られ、広い面を持たなくなる。Q4 面は現河床に沿って分布する。同一に対比した段丘面を繋いだ河床・段丘面縦断形は、烏川との合流点からの距離が約 0~35km 区間でほぼ直線的であり、同区間の Q3 面と Q2 面の河床・段丘面縦断形はほぼ平行で同じ形状を示す。この区間における両者の比高は 28~39m である (Fig. 4)。また、36km 付近より上流の両者の比高は、上流に向かって収斂する (Fig. 4)。なお、下流部の 0~15km 区間における Q2 面は、ほとんどが北流する支流が形成した段丘面であることから、その中でも最も本流に近い地点の高度を用いて段丘面縦断形を作成した。

これらのうち Q3 面の段丘堆積物は、主に砂礫層であり、所々に砂層やシルト層を挟在する。砂礫層中の礫の大きさは、ほぼ同じ地点の現河床に分布する礫に比べて半分程度である (Fig. 5)。また、砂礫層に挟まれるシルト層中の植物片から 17,390 ± 60 yBP, 32,590 ± 270 yBP の ¹⁴C 年代値が得られた (Table 3, Fig. 6)。本堆積物から花粉化石は産出しなかったが、シルト層と砂礫層から植物珪酸体の産出が認められた。産出した植物珪酸体は、寒冷の指標となるササ属のミヤコザサ節型やチマキザサ節型であり、とくに冬季の乾燥に適応しているミヤコザサ節型が優勢である (Fig. 7)。一方、温暖の指標となるメダケ属のメダケ節型やネザサ節型は認められず、メダケ率は 0% である (Fig. 7)。また、Q3 面の構成層中には、冷涼な気候を示すトウヒ属ま

たはカラマツに同定される木片が見いだされた。

一方、Q2 面の段丘堆積物は、主に砂礫層から構成される 15m 以上の堆積物であり、その礫径はほぼ同じ地点の現河床に分布する礫に比べて半分程度である (Fig. 5)。砂礫層の直上の粘土層やシルト層等の細粒堆積物は、その上位の堆積物と比較して、粒度のばらつきが大きく、帯磁率が低いという特徴を示す (Fig. 8)。これらの特徴からこの細粒堆積物はフラッドローム層と考えられる。このフラッドローム層から、阿蘇4テフラ (Aso-4, 90,000~85,000 年前[37])、鬼界葛原テフラ (K-Tz, 95,000 年前[37])、飯縄上樽テフラ群 (Iz-KT, 125,000~150,000 年前[38]) に対比される可能性のある火山灰が多量屈折率測定地質解析法[39]を適用することで検出され[40]、その中でも Iz-KT はフラッドローム層の最下部に認められる (Fig. 8)。また、砂礫層から産出した植物珪酸体は、寒冷の指標となるササ属のミヤコザサ節型やチマキザサ節型であり、とくに冬季の乾燥に適応しているミヤコザサ節型が優勢である (Fig. 7)。少量ではあるが温暖の指標となるメダケ属のネザサ節型も認められ、メダケ率は 10.6% である (Figs. 7, 8)。

次に、Q3 面において、埋没谷の形状を明らかにして段丘堆積物の厚さを把握するために、長さ約 1km の測線を設置し (Fig. 3)、反射法地震探査を実施するとともに、屈折

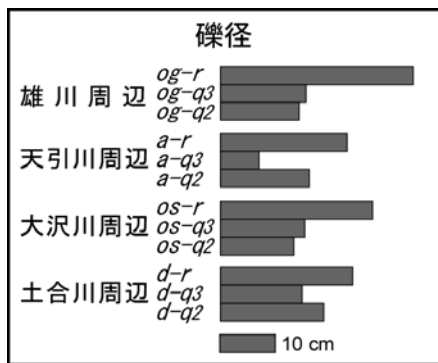


Fig. 5 Gravel size in riverbed and terrace deposits along the Kaburagawa River. See Fig. 3 for localities.

Table 3 Results of C-14 dating.

分析施設 No.	試料名	試料	δ ¹³ C	¹⁴ C年代 (yBP, 1σ)
Beta-239808	6952	腐植土	-23.0	17390 ± 60
Beta-240885	6954	植物片	-25.0	32590 ± 270

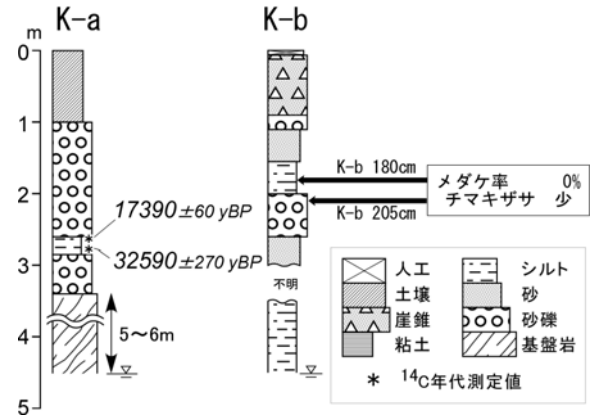


Fig. 6 C-14 ages and phytolith of Q3 terrace deposits along the Kaburagawa River. See Fig. 3 for localities.

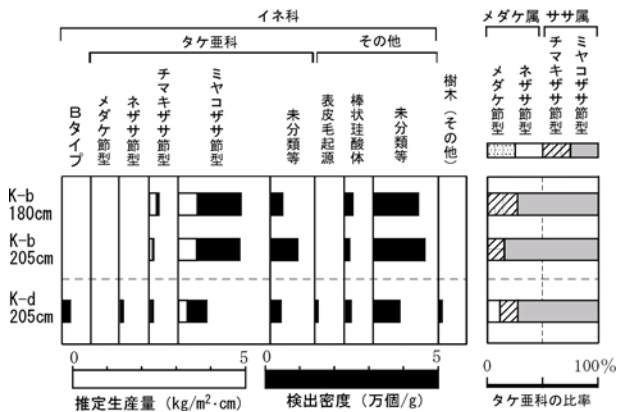


Fig. 7 Phytolith records of Q3 and Q2 terrace deposits along the Kaburagawa River. See Fig. 6 for sampling points.

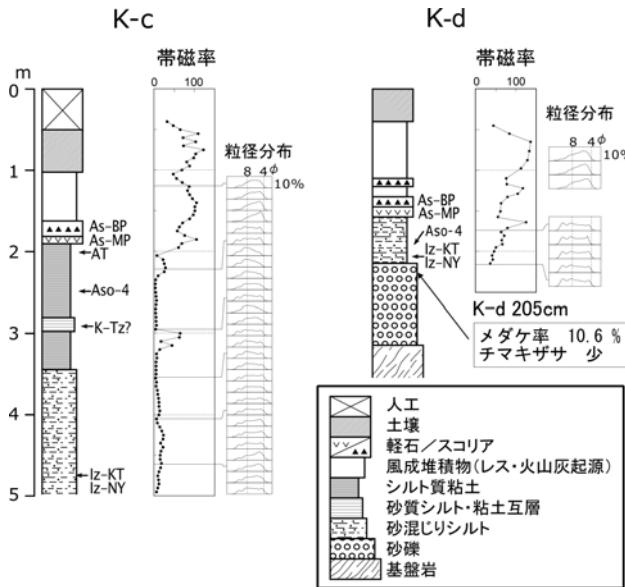


Fig. 8 Particle size distribution, magnetic susceptibility, and tephrostratigraphy of eolian sediment and flood deposit in Q2 surface along the Kaburagawa River. See Fig. 3 for localities. Geological columnar sections and Tephrostratigraphy are from Tajikara et al. (2011) [40] ((c) JAQUA)

境界が地表面から深さ 0~10m 程度の部分に認められる。探査距離 50m 付近の既存柱状図との比較から、この強い反射面は砂礫層と基盤岩の境界に対応しているものと推定される。また、探査距離 800m 付近では基盤岩が露出しており、強い反射境界がこの付近で急激に浅くなっていることと調和的である。トモグラフィ解析により推定された速度構造は、反射法地震探査の強い反射面境界と同様の形状を示し、速度が遅い部分が探査距離 800m 付近で浅く、探査距離 350~550m 付近で深くなる。この速度構造と探査距離 50m, 500m 付近の既存柱状図との比較から、2.5~3.0km/sec の P 波速度が基盤岩との境界付近に相当するものと考えられる。とくに砂礫層と基盤岩の境界としては、P 波速度が 2.7km/sec の速度境界が既存柱状図と良く一致する (Fig. 9 の赤線)。反射法地震探査において反射境界が不明瞭であった探査距離 300~550m 付近については、この P 波速度 2.7km/sec の速度境界を用いて、反射法地震探査の結果を補完した。その結果、水平距離 350~520m 付近で深度が約 35m と最も深くなる谷地形の存在を推定することができた (Fig. 9)。

4.2 段丘編年および TT 値算出

Q3 面を構成する砂礫層に挟まれるシルト層中の植物片の ¹⁴C 年代値が 1.7~3.3 万年程度であることから、段丘堆積物である砂礫層は MIS3 後期~MIS2 にかけて堆積したと考えられる。この堆積物から産出した植物珪酸体が示すメダケ率は 0% であり、ミヤコザサ節型が主体であることから、当時は寒冷な気候で積雪の少ない比較的乾燥した環境であったと推定される。また、トウヒ属またはカラマツに同定される木片が見いだされたことも寒冷な気候であったことを支持する。さらに、現河床礫より有意に小さい礫から構成されること、埋没谷を埋める厚い堆積物が分布すること、河床縦断形が直線的であることは、河川の掃流力の低下や岩屑供給量の増加によるものと考えられ、寒冷な気候を支持する。これらの点から、Q3 面は最終氷期である MIS2 に形成されたことが高い確度を持って推定される。

Q2 面は、段丘堆積物直上のフラッドローム層から 125,000~150,000 年前の Iz-KT が検出されたことから、MIS6 の頃に離水したと考えられる。段丘堆積物である砂礫層から産出した植物珪酸体が示すメダケ率は 10.6% と低く、ミヤコザサ節型が主体であることから、当時は寒冷な気候で積雪の少ない比較的乾燥した環境であったと推定される。また、段丘堆積物は、15m 以上の層厚があること、現河床礫より有意に小さい礫で構成されること、河床縦断形が直線的であることは、河川の掃流力の低下や岩屑供給量の増加によるものと考えられ、寒冷な気候を支持する。これらの点から、Q2 面は MIS6 に形成されたことが高い確度を持って推定される。

以上のことから、Q3 面が MIS2、Q2 面が MIS6 であると考えられることに加え、鳥川との合流点からの距離が約 0~35km 区間の Q3 面と Q2 面の段丘面縦断形が双方ともほぼ直線的であり、平行で同じ形状であることから、鐮川流域の少なくとも Q3 面と Q2 面は、TT 法が適用可能な河成段丘の形成モデルに適合した氷期の段丘であると判

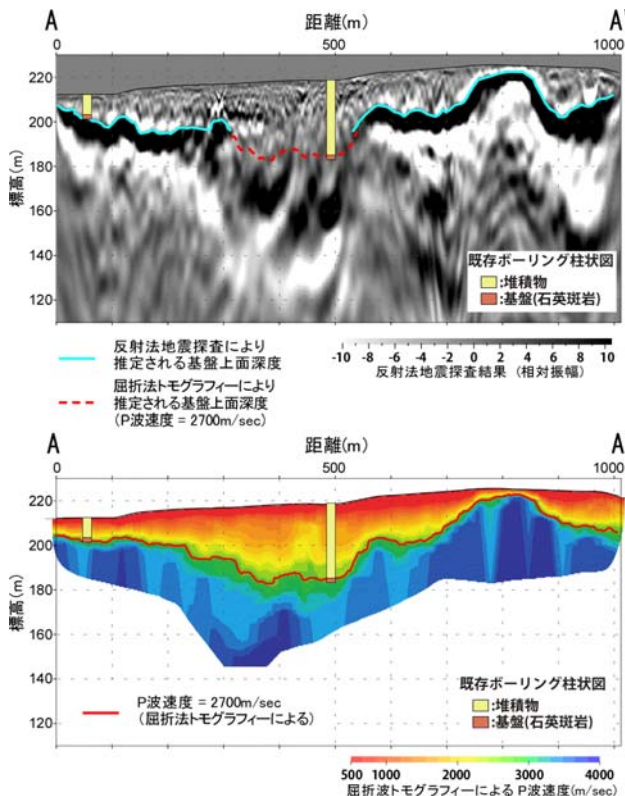


Fig. 9 Results of seismic survey and seismic tomography at Q3 terrace along the Kaburagawa River. See Fig. 3 for geophysical surveying line.

波を用いたトモグラフィ的インバージョン解析を行った (Fig. 9)。反射法地震探査の結果は、探査距離 300~550m 付近で不明瞭になるものの、それ以外の部分では強い反射

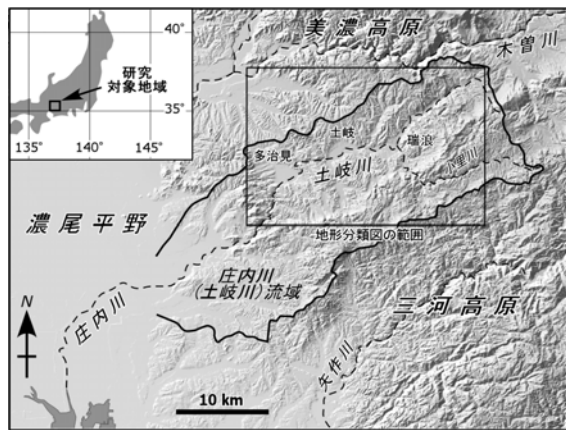


Fig. 10 Landform around the Tokigawa River. Shaded relief map is constructed by using 50m DEM published by Geographical Survey Institute.

断され、同区間の Q3 面と Q2 面の比高である 28~39m (Fig. 4) が、鍋川流域の過去 10 万年程度の隆起量となる。

5 土岐川流域の例

5.1 地形・地質調査結果

土岐川は庄内川の中～上流部を指し、三河高原北部の標高 600~700m 程度の小起伏山地～丘陵地域に源を發し、瑞浪・土岐・多治見の各盆地および濃尾平野を経て伊勢湾に注ぐ、流路長約 96km、流域面積約 1,010km²の河川である (Fig. 10)。流域の地質は、中生代の美濃帯堆積岩類・濃飛流紋岩・花崗岩類、および新第三紀の瑞浪層群・瀬戸層群からなる[41,42]。流域全域にわたって河成段丘が良く発達するが、各盆地の間や多治見盆地と濃尾平野の間は狭窄部となっており、段丘の発達が悪い (Fig. 11)。土岐川 (庄内川) 流域で河成段丘に関する研究は、下流域の濃尾平野東縁部[43]のみで、多治見盆地よりも上流側の河成段丘の分類・編年については、これまでほとんど報告されていなかった。最近、田力ほか (2011) [44]は、この土岐川の下流～上流域の河成段丘について、詳細な対比と編年を行った。以下では、主にその成果に基づいて記述する。

今回、空中写真判読により、現河床からの比高が大きく異なる河成段丘面を高い順に高位、中位、低位の 3 面に分類した (Fig. 11)。これらの 3 面はさらに細分することが可能である[44]が、本論では約 10 万年周期の気候変動で形成される段丘を対象とすることから、比較的比高差が少ない段丘同士は一括して扱っている。これらの中で低位面が最も広く分布し、中位面、高位面となるにしたがい分布が限られるとともに広い面を持たなくなる (Fig. 11)。同一に対比した段丘面を繋いだ段丘面縦断面形において、低位面と中位面は河口からの距離が 30~70km 付近ではともにほぼ直線的で平行な形状を示し、両差の比高は 13~19m である (Fig. 12)。

このうち低位面の段丘堆積物は、主に砂礫層であり、礫の大きさは、ほぼ同じ地点の現河床に分布する礫に比べて小さい (Fig. 13)。砂礫層の層厚は比較的厚く、部分的ではあるが露頭において約 12m、ボーリングコアにおいて約 6m

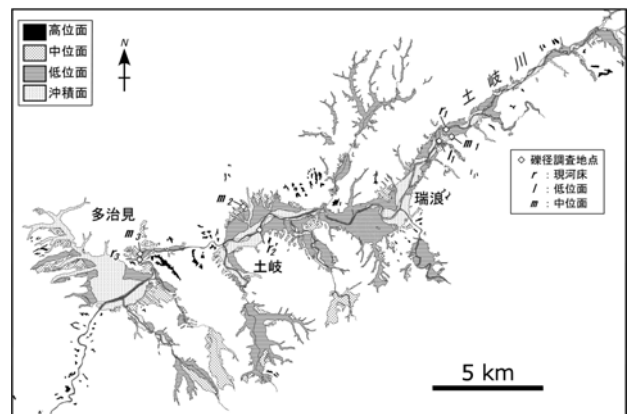


Fig. 11 Distribution map of fluvial terraces along middle and upper streams of the Tokigawa River. Modified from Tajikara et al (2011) [44].

である[44]。また、砂礫層に挟まれる黒色腐植土の ¹⁴C 年代値は 28,480 ± 170 yBP と 26,080 ± 160 yBP であり、この黒色腐植土からは、ブナ属、コナラ属等の落葉広葉樹の花粉を伴って、トウヒ属、マツ属等の針葉樹の花粉が多産する[44]。

一方、中位面の段丘堆積物は、低位面に比べて風化した礫を含む砂礫層から構成され、風成堆積物に覆われる。砂礫層中の礫の大きさは、ほぼ同じ地点の現河床に分布する礫に比べて小さい (Fig. 13)。中位面の段丘堆積物中から火山灰を識別することができなかったが、風成堆積物の最下部のシルト層から K-Tz および Aso-4 に対比される火山灰が検出された[44]。

5.2 段丘編年および TT 値算出

低位面を構成する砂礫層に挟まれる黒色腐植土の ¹⁴C 年代値が 2.6~2.8 万年程度であることから、段丘堆積物である砂礫層は MIS3 と MIS2 の境界頃に堆積したと考えられる。この黒色腐植土から産出する花粉は、トウヒ属、マツ属、ブナ属、コナラ属等であり、このような植生は冷温帯上部～亜寒帯にみられることから、当時は現在よりも冷涼な気候であったと推定される。また、段丘堆積物は現河床礫より小さい礫から構成されること、層厚が比較的厚い(約 12m) こと、河床縦断面形が直線的であることは、河川の掃流力の低下や岩屑供給量の増加によるものと考えられ、寒冷な気候を示唆する。これらの点から、低位面は最終氷期である MIS2 に形成されたことが高い確度を持って推定される。

中位面を構成する堆積物からは、現河床礫より小さい礫から構成されること以外に気候に関する有力な情報は得られなかった。中位面の風成堆積物の最下部から火山灰として Aso-4 と K-Tz が抽出されたが、幡谷 (2004) [24]が指摘するように、段丘堆積物とその風成堆積物中に欠落部がある場合は、段丘の離水年代が若く見積られる危険がある。ここでは、中位面の段丘堆積物は 10 万年前以前の堆積物であることが言える。今後、中位面を構成する堆積物からフラッドルーム層の認定や広域火山灰の抽出を行うとともに、花粉や植物珪酸体等を用いて推定した気候等を考慮して、

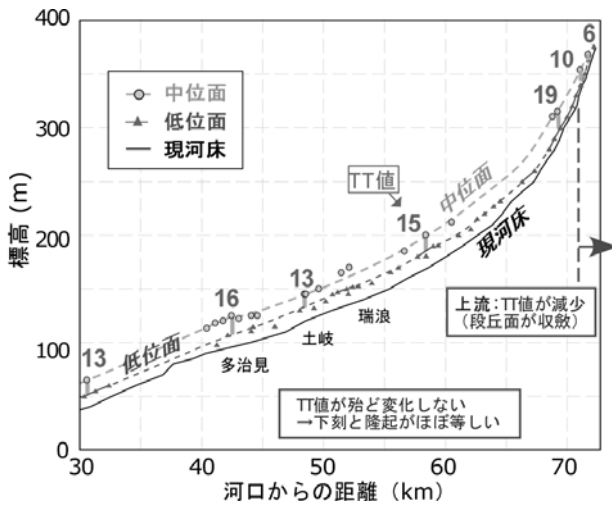


Fig. 12 Longitudinal profiles of present riverbed and fluvial terraces along the Tokiagawa River.

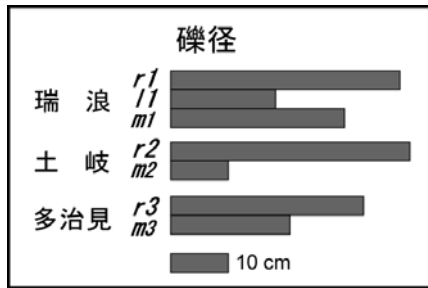


Fig. 13 Gravel size in riverbed and terrace deposits along the Kaburagawa River. See Fig. 11 for localities.

形成時期を高い確度で推定する必要がある。今回、中位面については低位面に比べて高い確度を持って形成時期を推定することはできなかったが、約 10 万年以前の堆積物であること、中位面を繋いだ段丘面縦断形が直線的であり 1 段低位に広く発達する MIS2 の段丘面縦断形と同じ形状であることから、MIS6 に形成された可能性が高いと判断される。この中位面を MIS6 に形成されたと仮定した場合、土岐川流域の低位面 (MIS2) と中位面 (MIS6) の比高である 13~19m (Fig. 12) が、土岐川流域の過去 10 万年程度の隆起量となる。

6 考察

6.1 フラッドローム層の認定手法と段丘編年

本研究では、鑄川の Q2 面構成層において、粒度分布と帯磁率の特徴からフラッドローム層を認定した。フラッドローム層は、幅の広い粒径分布と低い帯磁率を示しており、風成堆積物と比べて有意な差が認められたことから (Fig. 8), フラッドローム層の認定に粒度分析と帯磁率測定が有効であると考えられる。これらの分析・測定は、比較的容易に実施可能であり、定量的に評価することができるという利点がある。とくにポケット型の帯磁率計は現地で使用可能であることから、露頭やボーリングコアの層相の観察と合わせて帯磁率測定を行い、それらの結果を踏まえて粒度分析や火山灰分析用の試料採取地点を決定することで効

率的な調査が可能である。また、水成堆積物と風成堆積物では、供給源の違いが粒子や鉱物の違いとして表れる可能性がある。中村ほか (2005) [27] のように鉱物の種類を把握する分析を合わせて行うことで、より高い確度でフラッドローム層を認定できると考えられる。

本研究において鑄川流域の段丘で認定したフラッドローム層中には Iz-KT, K-Tz, Aso-4 等の広域火山灰が年代順に堆積していることから (Fig. 8), フラッドローム層中の火山灰も風成堆積物中の火山灰と同様に、段丘編年に有効であると考えられる。むしろ、欠落している可能性のある風成堆積物に比べ、段丘の離水前後の層準を示すフラッドローム層中の火山灰を用いた方が段丘の離水時期の推定に有効であると考えられる。とくに ^{14}C 年代測定法の適用範囲外となる MIS6 段丘については、火山灰に頼ることが多くなるが、礫層から構成されることが多い段丘堆積物中から直接火山灰を抽出することは困難である。よって、段丘堆積物を覆うフラッドローム層や風成堆積物に含まれる火山灰を用いて段丘の離水時期を推定することになるが、その際には上述した手法を適用してフラッドローム層と風成堆積物を認定することが望まれる。

6.2 植物珪酸体による気候の識別

段丘が形成された時期が寒冷な気候であったことを示す指標の 1 つとして植物化石が適用可能であり、その中でも花粉化石が一般的に適用される指標である。土岐川流域の低位面については、砂礫層に挟まれる黒色腐植土からトウヒ属、マツ属、ブナ属、コナラ属等の花粉を産出し、現在よりも冷涼な気候であったと推定された。しかし、土岐川の低位面で見つかった砂礫層中の黒色腐植土のような花粉を多く産出する層が砂礫層に挟まれることは珍しい。また、一般に花粉化石は乾燥した環境や砂層や礫層において保存されにくいことから、風成堆積物や段丘堆積物等から産出しにくい場合が多い。こうした堆積物中にも比較的保存されやすい古気候指標として植物珪酸体がある。

本研究では、鑄川流域の Q3 面と Q2 面の段丘堆積物であるシルト層と砂礫層からは、花粉化石を産出しなかったが植物珪酸体が認められ、メダケ属とササ属の推定植物生産量の比であるメダケ率から現在より寒冷な気候であることが推定された (Figs. 6,7,8)。この結果は、 ^{14}C 年代値や木片の樹種とも調和的である。このように、花粉化石が産出しにくい場合には、植物珪酸体が有効な指標になることが示された。さらに、寒冷な気候であったことを示す他の指標と合わせることで TT 値の信頼性が向上すると考えられる。

6.3 地震探査を用いた段丘堆積物の層厚と埋没谷底の把握

河川の中流域における厚い段丘堆積物の存在は、河成段丘が氷期に形成されたことを示唆するとともに、TT 法の基礎となる氷期・間氷期サイクルに対応して河成段丘が形成されるモデル [例えば、11] の妥当性を示すために重要な情報である。本研究では、鑄川流域で最も発達しており、既往研究で地質断面が推定されている Q3 面において実施した地震探査から、探査測線においては最大で約 35m の厚い

堆積物の分布が推定された (Fig. 9)。このことは、上記のモデルを支持するデータの1つである。

また、段丘堆積物とその基盤岩の境界である埋没谷底を把握することで、異なる時期に形成された埋没谷底の比高から隆起速度を算出する BB 法の適用が可能になると考えられる。埋没谷底の標高を把握する場合は、ボーリングや露頭等の部分的なデータでは最深部を見落とす可能性があるが、物理探査を併用することでその可能性は低くなると考えられる。鎚川の Q3 面において実施した地震探査から、埋没谷底と思われる基盤岩の凹部の形状が得られた。この埋没谷底の形状は、同面で高木ほか (2000) [16] によって既存情報や現地調査から推定された段丘横断面図と調和的である。さらに、その埋没谷底の位置は、須貝 (1996) [36] が段丘面上に示した埋没谷の位置とも一致する。今後、Q2 面等の別の段丘面においても埋没している谷底を地震探査等を用いて把握することで、BB 値の推定も可能と考えられる。

以上のことから、地震探査は段丘堆積物の層厚や埋没谷底の分布を把握する手法として有効であると考えられる。なお、厚い段丘堆積物の有無だけを確認する際には、必ずしも地震探査が必要ではなく、鎚川の Q2 面や土岐川の低位面の事例のように、露頭やボーリングコアから厚い段丘堆積物の存在を確認することができる。

6.4 鎚川流域と土岐川流域における TT 法の信頼性

本研究において、鎚川流域の河成段丘では、厚い段丘堆積物・現河床に比べて小さい礫・植物珪酸体における低いメダケ率等の寒冷な気候を示す証拠が多く確認されたこと、 ^{14}C 年代値が得られたこと、フラッドローム層が認定され、そこに含まれる火山灰の対比ができた (Table 1) ことから、最終氷期およびその1つ前の氷期に形成された段丘であることを高い確度を持って推定することができた。ただし、鎚川の中下流では東流する本流に加えて北流する支流による段丘の形成が認められることから比高を測る位置の決定に注意が必要である。本研究では、最も本流に近い地点の段丘面の高度を用いた。一方、土岐川流域の河成段丘については、低位面の構成層から寒冷な気候を示唆する厚い段丘堆積物・現河床に比べて小さい礫・花粉化石等の存在と ^{14}C 年代値が得られたが、中位面については、現河床に比べて小さい礫と風成堆積物中から火山灰が検出されただけである (Table 1)。この中位面構成層については、フラッドローム層が確認されていないことから、段丘堆積物と風成堆積物の間に欠落が生じている可能性があり、風成堆積物中の火山灰から中位面の離水時期を推定するには慎重な検討を要する。以上のことから、本研究において TT 法で得られた隆起速度は、土岐川流域に比べて複数の地質データが確認されている鎚川流域の値の方が信頼性が高いと言える。今後、土岐川流域の中位面については、フラッドローム層、植物珪酸体組成、堆積層厚等を確認することで、高い確度を持って MIS6 の段丘面であることを示し、隆起速度の推定値の信頼性を高めることが必要である。

7 まとめと課題

本論では、河成段丘を用いて過去 10 万年程度の内陸部の隆起量を把握する TT 法の信頼性を向上させるための調査の検討とそれを適用した事例研究について報告した。TT 法を適用する際は、幡谷 (2006) [25] が示すように、地形層序、地質層序、数値年代測定、火山灰層序等を総合的に検討し、信頼性の高い段丘の対比と編年を行う必要がある。本論では、火山灰層序、 ^{14}C 年代、花粉化石、木片の樹種、礫の大きさ、段丘面縦断形の形状等を把握する一般的な調査に加え、離水層準の認定に有効なフラッドローム層、氷期における河川の掃流力の低下を示す厚い段丘堆積物、古気候の推定に有効な植物珪酸体を把握する調査とその重要性を示した。事例研究として、これらの調査を鎚川流域と土岐川流域において実施し、MIS2 と MIS6 に形成された河成段丘面の認定とその間の隆起量を明らかにした。河成段丘の認定においては、上述した手法を多く適用して得られたデータを総合的に検討するとともに、河床・段丘面縦断形に基づいて TT 法の適用範囲を設定することで、信頼性の高い過去 10 万年程度の隆起量を得ることができると考えられる。しかし、本研究では、見積もられた隆起量そのものの検証を行っているわけではない。今後、確度の高い値を推定するためには、BB 法や段丘を使わない別の手法等から得られる隆起速度と合わせて検討することが重要である。

なお、山間部や西南日本のように河成段丘の発達が悪く、本研究で提示した手法の適用が困難な地域において、隆起量を推定するための新たな指標が必要である。内陸部の河川においては、下刻して谷を作りながら蛇行 (穿入蛇行) している事がある。こうした蛇行区間は、側方侵食等が進むことで生じる流路の短絡により離水し、半環状の旧河谷 (穿入蛇行跡) となることがある。この旧河谷は、河川が山地を下刻する過程の一時点に形成されるものであるため、河川の下刻と隆起がつりあった平衡状態を仮定すると、その高度は形成以降の隆起量を示すと考えられる。このような地形は、内陸部の隆起量を推定する数少ない指標の1つとなる可能性がある。このような指標を用いた隆起速度の算出手法の整備が今後の課題である。

謝辞

本論における調査・研究では、加藤孝幸氏をはじめとするアースサイエンス株式会社の皆様、柳田誠氏をはじめとする株式会社阪神コンサルタンツの皆様、高田圭太氏をはじめとする復建調査設計株式会社の皆様にお世話になった。植物珪酸体は株式会社古環境研究所の杉山真二氏、火山灰は株式会社古澤地質の古澤明氏、 ^{14}C 年代は Beta analytic Inc. に分析していただいた。本研究を実施およびまとめるにあたり、日本原子力研究開発機構の長谷川健氏と野原壯氏には、多くのご意見とご協力をいただいた。また、2名の匿名査読者と査読担当委員の山下亮氏のご意見は本論を改稿する上で大変有益であった。以上の方々に深く感謝いたします。

参考文献

- [1] 藤原治, 柳田誠, 三箇智二, 守屋俊文: 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究. 原子力バックエンド研究 **11**, 113-124 (2005).
- [2] 原子力安全委員会: 高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について (2002).
- [3] 原子力安全委員会: 高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について (第1次報告) (2000).
- [4] 藤原治, 三箇智二, 大森博雄: 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報 **5**, 85-93 (1999).
- [5] 核燃料サイクル開発機構: わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊1 わが国の地質環境. 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 99-021 (1999).
- [6] 壇原毅: 日本における最近70年間の総括的上下変動. 測地学会誌 **17**, 100-108 (1971).
- [7] 加藤照之, 津村建四郎: 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動. 地震研彙報 **54**, 559-628 (1979).
- [8] 村上亮, 小沢慎三郎: GPS連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義. 地震 第2輯 **57**, 209-231 (2004).
- [9] 太田陽子: 最終間氷期の海岸線に関する諸問題. 変化する日本の海岸 (小池一之・太田陽子編), 古今書院, pp.69-99 (1996).
- [10] 小池一之, 町田洋 編: 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会 (2001).
- [11] 貝塚爽平: 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**, 11-19 (1969).
- [12] 平川一臣, 小野有五: 十勝平野の地形発達史. 地理学評論 **47**, 607-634 (1974).
- [13] Sugai, T.: River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes. *Geomorphology* **6**, 234-252 (1993).
- [14] 吉山昭, 柳田誠: 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌 **104**, 809-826 (1995).
- [15] Watanabe, M.: 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, 37-74 (1989).
- [16] 高木俊男, 柳田誠, 藤原治, 小澤昭男: 河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史. 地学雑誌 **109**, 366-382 (2000).
- [17] 田力正好: 河成段丘を用いた内陸部の地殻変動量の推定. 月刊地球号外 **31**, 173-181 (2000).
- [18] 田力正好, 池田安隆: 段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成. 第四紀研究 **44**, 229-245 (2005).
- [19] 幡谷竜太: 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) -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 (2005).
- [20] 幡谷竜太, 柳田誠, 山本真哉, 佐藤賢, 古澤明: 新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序. 応用地質 **47**, 140-151 (2006).
- [21] 幡谷竜太: 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (3) -過去10万年間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻運動-. 電力中央研究所報告, N05017 (2006).
- [22] 植木岳雪: 徳島県西部, 那賀川上流部における河成段丘の編年. 地理学評論 **81A**, 25-40 (2008).
- [23] Matsu'ura, T., Furusawa, A. and Saomoto, H.: Late Quaternary uplift rate of the northeastern Japan arc inferred from fluvial terraces. *Geomorphology* **95**, 384-397 (2008).
- [24] 幡谷竜太: 中・後期更新世から現在までの内陸部隆起量評価の現状と課題. 月刊地球 **26**, 448-451 (2004).
- [25] 幡谷竜太: 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (2) -那珂川沿いに分布する河成段丘の層序-. 電力中央研究所報告, N05016 (2006).
- [26] 幡谷竜太・濱田崇臣: 河成段丘の分布から見た内陸部の隆起特性評価-新潟県中越地域の例-. 電力中央研究所報告, N08044 (2009).
- [27] 中村洋介, 菊地隆男, 栗下勝臣, 李載燮, 高村弘毅: 立正大学熊谷校地 (江南I) における関東ローム層の火山灰層序 (その1). 平成16年度立正大学オープンリサーチセンター報告, 182-185 (2005).
- [28] 杉山真二: 植物珪酸体 (プラント・オパール). 考古学と植物学 (辻誠一郎編), 同成社, pp.189-213 (2000).
- [29] 杉山真二: テフラと植物珪酸体分析. 月刊地球 **23**, 645-650 (2001).
- [30] 室井紳: 竹笹の生体を中心とした分布. 富士竹類植物園報告 **5**, 103-121 (1960).
- [31] 鈴木貞雄: 日本タケ科植物総目録, 学習研究社, 5-47 (1978).
- [32] 藤原宏志: プラント・オパール分析法の基礎的研究(1) -数種イネ科栽培植物の珪酸体標本と定量分析法-. 考古学と自然科学 **9**, 15-29 (1976).
- [33] 物理探査学会編: 物理探査ハンドブック (1998).
- [34] 日本道路公団東京第二建設局富岡工事事務所: 関越自動車道吉田地区第二次土質調査報告書 (1982).
- [35] 東木龍七: 鐮川及び碓氷川の段丘と地塊運動. 地学雑誌 **41**, 754-765 (1929).
- [36] 須貝俊彦: 関東山地北部, 鐮川における河成段丘発達史. 日本第四紀学会講演要旨集 **26**, 102-103 (1996).
- [37] 町田洋, 新井房夫: 新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺. 東京大学出版会 (2003).
- [38] 鈴木毅彦: 海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究 **40**, 29-41 (2001).
- [39] 古澤明: RIPL 法による由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動. 地質学雑誌 **110**, 19-37 (2004).

- [40] 田力正好, 高田圭太, 古澤明, 須貝俊彦: 利根川支流, 鑄川流域における飯縄火山起源の中期更新世テフラ. 第四紀研究 **50**, 21-34 (2011).
- [41] 山田直利, 脇田浩二, 広島俊男, 駒澤正夫: 20 万分の 1 地質図幅「飯田」. 地質調査所 (1990).
- [42] 牧本博, 山田直利, 水野清秀, 高田亮, 駒澤正夫, 須藤定久: 20 万分の 1 地質図幅「豊橋および伊良湖岬」. 地質調査総合センター (2004).
- [43] 春日井団研グループ: 春日井市付近の地形面. 竹原記念論文集, 153-161 (1971).
- [44] 田力正好, 安江健一, 柳田誠, 古澤明, 田中義文, 守田益宗, 須貝俊彦: 土岐川 (庄内川) 流域の河成段丘の更新世中期以降の地形発達. 地理学評論 **84**, 118-130 (2011).

