

## 中国山地東部の福知川上流に分布する福知泥炭層の 堆積年代と成因（予報）

加藤 茂弘<sup>1)\*</sup>・半田 久美子<sup>1)</sup>・古谷 裕<sup>2)</sup>・奥岸 明彦<sup>1)</sup>・高橋 晃<sup>2)</sup>・八木 剛<sup>1)</sup>

### **Preliminary report on the age and depositional process of the Fukuchi Peaty Beds in the upper reach of the Fukuchi River in the eastern part of the Chugoku Mountains, Western Japan**

Shigehiro KATO<sup>1)\*</sup>, Kumiko HANDA<sup>1)</sup>, Hiroshi FURUTANI<sup>2)</sup>,  
Akihiko OKUGISHI<sup>1)</sup>, Akira TAKAHASHI<sup>2)</sup> and Tsuyoshi YAGI<sup>1)</sup>

#### **Abstract**

The Fukuchi Peaty Beds have exposed along the upper reach of the Fukuchi River in the Chugoku Mountains at Shirakuchi, Shiso City, Hyogo Prefecture. They are composed of organic sandy clay with minor amounts of sand, and include a lot of plant fossils. Morphology and refractive index of glass shards contained in the beds have revealed they had deposited between 20 and 7.3 ka. Three AMS-<sup>14</sup>C dates from the plant fossils also indicate the deposition had begun at 9,140 to 9,435 cal BP in the early Holocene and continued at least until 8,457 to 8,638 cal BP with a very rapid sedimentation rate of 7 to 16 mm/yr. The landslide occurred at Shirakuchi between 9,140 and 9,435 cal BP is thought to be due to either a large earthquake by the Yamasaki fault zone or more probable torrential rainfall. The debris flow deposits dammed up the Fukuchi River, resulting in an elongate lake about 200-m wide and 500-m long at its maximum. This ancient lake had been buried rapidly with debris supplied from surrounding mountain slopes and plant remains. The Fukuchi Peaty Beds are thought to be parts of such filling deposits of the lake.

**Keywords :** Fukuchi Peaty Beds, Volcanic glass, Refractive index, AMS-<sup>14</sup>C dating, Landslide, Early Holocene, Chugoku Mountains.

#### はじめに

平成21年8月9日に西日本を襲った台風9号は、佐用町や宍粟市を中心とする兵庫県西部地域に日雨量600mm以上の集中豪雨をもたらし、佐用町では死者18名・行方不明者2名を出す大水害を引き起こした。宍粟市一宮町の掛保川支流の福知川流域でも、集中豪雨により発生した土石流が河川兩岸の道路や建物を破壊し、甚大な被害を与えた。この豪雨時に福知川上流の白口地区（図1）

では、福知川河床が1～2mの深さまで洗掘され、河床下にあった大型植物遺体を多数含む泥炭・有機質粘土層の連続露頭が100m以上の区間にわたって出現した。

兵庫県下では、現河床下あるいは河川沿いの段丘面や沖積低地の下に広く泥炭・有機質粘土層が分布する例が、いくつか知られている。篠山盆地では、武庫川と篠山川間で河川争奪が発生する直前の約2～3万年前に篠山盆地が湖沼化・湿地化し、弃天黒土（兵庫県、1961）と呼ばれる有機質粘土層や泥炭層が5～7mの厚さで堆

1) 兵庫県立人と自然の博物館 自然・環境評価研究部 〒669-1546 兵庫県三田市弥生が丘6丁目。Division of Natural History, Museum of Nature and Human Activities, Hyogo. Yayoigaoka 6, Sanda, Hyogo, 669-1546 Japan.

2) 兵庫県立大学自然・環境科学研究所 〒669-1546 兵庫県三田市弥生が丘6丁目。Institute of Nature and Environmental Sciences, Hyogo University. Yayoigaoka 6, Sanda, Hyogo, 669-1546 Japan. (兼務：兵庫県立人と自然の博物館 自然・環境評価研究部)

\* Corresponding author : katochan@hitohaku.jp

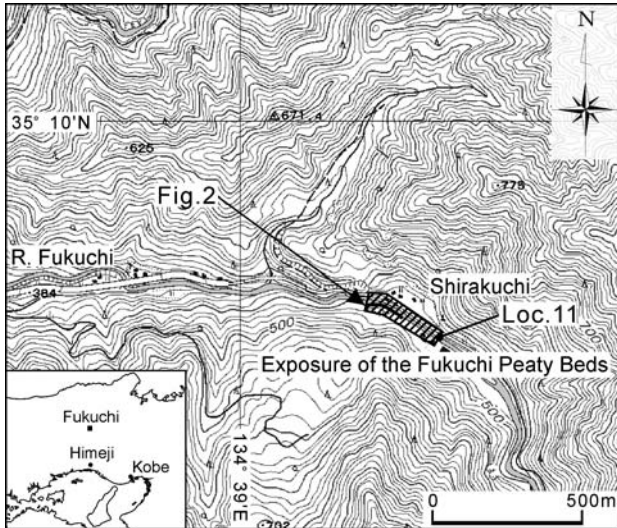


図1 兵庫県宍粟市，福知川上流における福知泥炭層の分布  
 国土地理院発行1/25,000地形図「山崎」を使用。  
 Fig. 1 Locality of the Fukuchi Peaty Beds exposed along the upper reach of the Fukuchi River, Shiso City, Hyogo Prefecture.  
 1:25,000 topographic map 'Yamasaki' published by Geospatial Information Authority of Japan is used.

積した(野村, 1984; 野村・田中, 1989)。由良川支流の竹田川に沿っては、沖積低地下に小多利泥炭層(三木, 1948; 兵庫県, 1961; 岡田・高橋, 1969)と呼ばれる泥炭・有機質粘土層が広く、厚く堆積しており、それは始良Tn火山灰(AT: 町田・新井, 1976)降灰以前の最終氷期後半に形成されたと推定されている(林ほか, 2001)。白口地区では、最大で厚さ1.5mに及ぶ泥炭層が左岸側に連続して露出しており、分布の広さでは上記2例に及ばないものの、中国山地山間部の中小河川上流部に分布する泥炭・有機質粘土層としては稀有な例である。

本研究では、この白口地区に露出する泥炭・有機質粘土層を福知泥炭層と命名し、堆積物の火山ガラス分析や<sup>14</sup>C年代測定を行って堆積年代を、福知泥炭層の層相や分布、周辺地形との関係を検討して堆積環境とその成因を、それぞれ予察したのでここに報告する。

### 福知泥炭層の分布と層相

最初の調査を行った2009年11月14日時点で、福知泥炭層は宍粟市一宮町白口地区の福知川に沿った約300mの区間(図1)の河床および河岸に露出していた。地元での聞き取りによれば、福知川右岸の段丘面下にも同様な泥炭・有機質粘土層があり、民家等の建築工事に際して露出したとのことである。とりわけ、露出区間の下流側約100m間の左岸(と右岸の一部)および河床には、最大径1mを超える巨礫を含む淘汰不良の礫層(最低位段丘構成層)に不整合に覆われる砂・礫混じり泥炭・有機質粘土層が、ほぼ連続して露出した(図2)。ここでは、

上位の砂礫層が選択的に洗掘されて流失し、不整合面下の泥炭層が台地状に露出した地点も見られた(図2, Locs.2, 6など)。いずれの地点でも本層は、細礫混じりの粗砂、中～細粒砂、砂質シルトを、レンズ状あるいは層状に多数、挟在しており、樹幹や木片、堅実、種子、葉などの植物遺体を多く含む。Loc.3では、直径約50cm、長さ2m以上の樹幹が泥炭層中に埋没していた(図2)。

福知泥炭層の露出区間の最下流に位置するLoc.1では、明灰色、明黄灰色、暗灰色等を呈する細礫サイズの角礫混じり砂質粘土層(厚さ30～40cm)が砂礫層上にアバットして堆積しており、小木片を散在する(図3)。さらに上位には暗灰色の有機質粘土層と暗灰～明灰色の中～細砂層の細互層(厚さ約70cm)が累重する。細互層は、福知川上流の東へ向かい30～50°傾斜し、堆積物の層相も考慮すると、より上流地点に露出する泥炭・有機質粘土層よりも下位層準に相当するとみられる。

この約7m上流のLoc.2では、植物遺体を多量に含む砂～粘土混じり泥炭層が台地状をなして露出しており、層理面は北東から北に向かい10～30°傾斜している。ここでは泥炭層上面からオランダ式ハンドオーガーによる掘削を行い、深度6mまでの柱状試料を採取した。試料は全て砂～粘土混じり泥炭層からなり、植物遺体を多く挟在する(図3)。同様の層相と傾斜を示す泥炭層は、福知川左岸に沿ってLoc.2の約135m上流地点(図2のLoc.10)まで露出している。Loc.10においても泥炭層上面からオランダ式ハンドオーガーによる掘削を行い、少なくとも深度3mまで同一の層相を示す泥炭層が堆積していることを確認した。Loc.10の位置と標高、および地層の傾斜から判断すると、この地点に露出する泥炭層はLoc.2の泥炭層よりも上位層準に相当する(図3)。

Loc.10より上流区間では、福知泥炭層は砂礫層に被覆されて露出区間が少なくなり、右岸の護岸壁基部が洗掘・流失した地点や、河床の早瀬の一部で狭小に認められるに過ぎない。Loc.1から約300m上流の右岸寄り河床部(図3, Loc.11)が、泥炭層の露出する最上流地点であり、Loc.1よりも標高が8m以上高い。ここでは、木片を多数含み、細礫混じりの砂層レンズを挟在する有機質粘土層がブロック状に露出しており、地層は福知川下流に向かう西～北西方向へと傾斜する。

以上のことから福知泥炭層は、白口付近の福知川河床およびその周辺において西北西～東南東方向に300m以上の広がりを持って分布し、その層厚は7m以上に達する。本層の露出が良い福知川左岸では、泥炭層は分布域の下流部で東に、中央付近では北～北東に、最上流部では西～北西に傾斜しており、下部層準は砂礫層上にアバットして堆積している。したがって、泥炭層堆積盆の中心は、より北～北東方向の福知川右岸側の谷底平野中であつたとみられる。



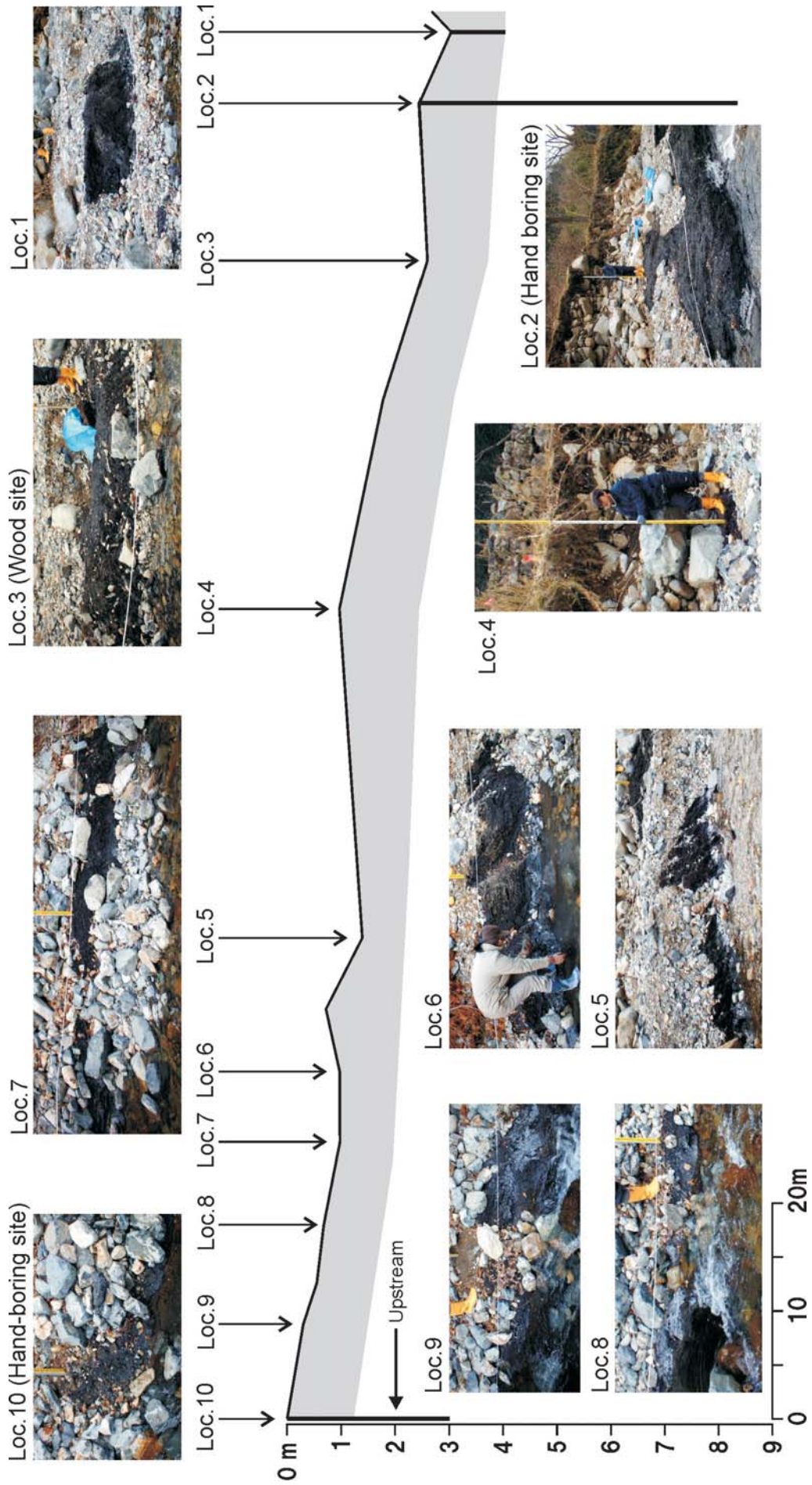


図2 白口地区の福知川左岸に沿った泥炭層露頭の分布  
 Fig. 2 Longitudinal distribution of outcrops of the Fukuchi Peaty Beds along the left bank of the Fukuchi River at Shirakuchi, Shiso City.

## 分析方法

### 1. 火山ガラス分析

#### 1) 分析用試料

火山ガラス分析には、以下の5つの試料(図3)を用いた。

**試料No. 1** : 最下流部のLoc.1において試料を採取した。試料は、角礫混じり明灰色～明灰黄色砂質粘土層の中部の有機質部分であり、小木片を含む。

**試料No. 2** : Loc.1では角礫混じり砂質粘土層の上位に、暗灰色有機質の砂質粘土と明灰色細砂・砂質シルトの互層(厚さ約70cm)が累重する。角礫混じり砂質粘土層の上限から約40cm上位の層準から採取した試料は、暗灰色砂泥互層中にレンズ状に挟まれる最大層厚5cmの淘汰の良い細砂混じりシルト層である。

**試料No. 3** : 深度6 mまでのコア試料を採取したLoc.2で、試料の最上面から約5 cm下位の層準から試料を採取した。試料は、植物遺体を多く含む細砂～粘土混じり泥炭層である。

**試料No. 4** : 深度3 mまでのコア試料を採取したLoc.10で、試料の最上面から約5 cm下位の層準から試料を採取した。試料は、No. 3と同様な泥炭層である。

**試料No. 5** : 泥炭・有機質粘土層の露出する最上流地点であるLoc.11において採取した。試料は、有機質粘土層の上面から約5 cm下位の層準に挟在する砂層レンズである。

#### 2) 前処理

火山ガラス分析の前処理は、以下の手順で行った。まず湿潤重量で20～50gの堆積物試料をビーカーに採取し、約10%過酸化水素水を加えて2～3日放置した後、超音波洗浄を行って粒子を拡散させた。それを1/16mm間隔の篩いを用いて水洗・篩い分けし、粒径1/16mm未満の粘土・シルト分を除去した。植物遺体を多く含む試料は、1 mm間隔の篩で植物遺体を除去した後、約10%水酸化カリウムを加えて植物遺体を軟化させ、水洗・篩い分け時に大部分を取り除いた。残渣に水道水と少量の二リン酸ナトリウムを加えて超音波洗浄し、水洗・篩い分けを行う作業を数回繰り返した。超音波洗浄時の濁りがほとんど見られなくなったら1分ほど静置して上澄みを捨て、残渣を乾燥機中で60℃、5時間乾燥した。乾燥後の試料に塩化亜鉛飽和水溶液を加えて超音波洗浄し、1分ほど静置してから上澄みを捨て、微小な植物遺体等を除去した。さらに残渣に水道水と少量の二リン酸ナトリウムを加えて超音波洗浄し、水洗・篩い分けを行う作業を数回繰り返した後、1分ほど静置して上澄みを捨て、乾燥機中

で60℃、5時間乾燥した。乾燥後の試料は、粒径1/8～1/16mm, 1/4～1/8mm, 1/2～1/4mm, >1/2mmの4つのフラクションに篩い分けた。このうち、粒径1/8～1/16mmの粒子をカナダバルサムでプレパラート上に固定し、カバーガラスをかけて粒子組成、重鉍物組成、火山ガラス形態の分析用試料とした。

#### 3) 粒子組成・重鉍物組成・火山ガラスの形態分類の分析

粒子組成等の分析は、作成したプレパラートを偏光顕微鏡(200倍)で検鏡して行った。ランダムに選んだ粒子200個の種類を同定し、火山ガラス、長石類、石英、重鉍物、岩片、その他(玉髓など)に分類して百分率を算出し、粒子組成を求めた。重鉍物組成は、200個の重鉍物を同定して百分率を算出した。同定した重鉍物は、斜方輝石、単斜輝石、緑色普通角閃石、褐色普通角閃石、カミングトン閃石、不透明(鉄)鉍物、黒雲母、燐灰石、ジルコンの9種類である。さらに200個の火山ガラスの形態を同定し、吉川(1976)の扁平(H)型、中間(C)型、多孔質(T)型、その他(Ot)の4種類に区分して、それぞれの百分率を算出した。

#### 4) 火山ガラスの屈折率測定

粒径1/8～1/16mmの粒子の残りを比重2.42に調整したSPT重液を用いて重液分離し、比重2.42未満の火山ガラス主体のフラクションと、比重2.42以上の鉍物・岩片主体のフラクションに分けた。各フラクションに水道水と少量の二リン酸ナトリウムを加えて超音波洗浄し、1分ほど静置してから上澄みを捨てた。これを5回以上繰り返してSPT重液を完全に除去した残渣を、乾燥機中で60℃、5時間乾燥させた。乾燥後の火山ガラス主体のフラクションを屈折率測定に用いた。屈折率は、檀原(1993)の方法に従い、温度変化型屈折率測定装置(RIMS86)を用いて40片以上の火山ガラスについて測定した。この方法による火山ガラスの屈折率測定誤差は±0.0005である(檀原, 1993)。

## 2. AMS-<sup>14</sup>C年代測定

泥炭層露出区間の下流部の2地点(図2, Locs.1, 2)で採取した植物片や木片について、加速器質量分析法による<sup>14</sup>C年代(AMS-<sup>14</sup>C年代)測定を行った。ハンドボーリングを行ったLoc.2では、掘削した泥炭層の深度0.42 mに挟在する植物片(試料番号:FK1a)と深度5.20mに挟在する木片(試料番号:FK1b)の2点を測定した(図3)。泥炭層が露出する最下流地点のLoc.3では、露頭最下部の角礫混じり灰白色砂質粘土層中に挟在する木片(試料FK-3)を試料とした。年代測定は、加速器分

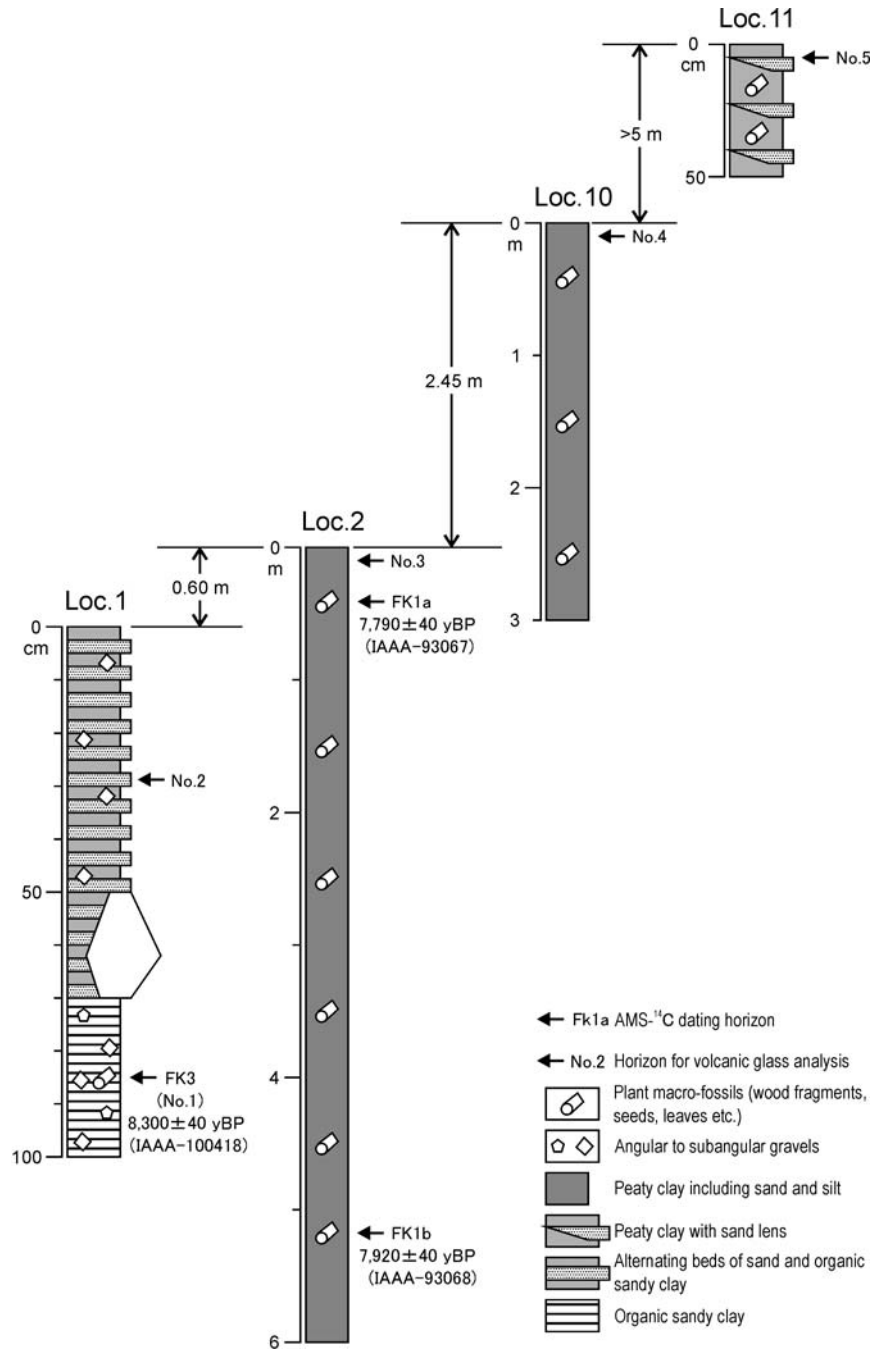


図3 火山ガラス分析や<sup>14</sup>C年代測定を行った露頭およびハンドボーリングコアの柱状図。各地点の位置は図1, 2を参照。

Fig. 3 Columnar sections of the outcrops and hand-boring core sediments of the Fukuchi Peaty Beds used for volcanic glass analysis and radiocarbon dating.

Locations of outcrops and boring sites are shown in Figs. 1 and 2

析研究所株式会社に委託して実施した。得られた<sup>14</sup>C年代は、IntCal09校正データ (Reimer et al., 2009) を用い、OxCal v4.1校正プログラム (Bronk Ramsey, 2009) を使用して暦年代に校正した。

### 3. 地形分類

国土地理院が1976年に撮影した縮尺1万8千分の1空

中写真 (C KK-76-3 ; コース番号C1-18~20, C2-17~19) を用いて、白口周辺地域の地形分類を行った。写真判読は、地すべり・崩壊地形や崖錐・麓斜面等の山麓斜面地形、および河谷沿いの段丘地形に注目して行い、判読結果を図4に示した。



## 結 果

### 1. 火山ガラス分析

5試料について明らかにした粒子組成、重鋳物組成、火山ガラスの形態分類、および火山ガラスの屈折率を表1に示す。どの試料とも岩片が多く47~70.5%を占め、次いで長石類・石英が15.5~27.5%である。重鋳物は試料No. 1 (21.5%)を除いて10%未満であり、火山ガラスは1~6%と少量である。重鋳物は、不透明(鉄)鋳物やジルコンを除いて磨耗や溶食した鋳物が主体である。緑色普通角閃石が29.5%以上を占め、斜方輝石を11~32.5%、黒雲母、不透明(鉄)鋳物、単斜輝石を5~20%含む。0.5~3.5%のカミングトン閃石と微量の褐色普通角閃石を含む点特徴的である。斜方輝石、緑色普通角閃石、不透明(鉄)鋳物の一部には、多孔質型の火山ガラスが付着するものが認められた。

火山ガラスは、厚手の扁平型を主体とし、中間型を伴う。多孔質型とブロック状の小気泡を含むその他のタイプのガラスが、合わせて18~37%含まれる。扁平型ガラスには、亀甲模様状に畝の走る亀の甲ガラスがごく微量含まれる。表1には示されていないが、厚手の褐色中間型のスコリア質ガラスが、ごく微量(0.01%未満)含まれる。火山ガラスはすべて完全に水和しており、屈折率は形態により範囲やモードが異なっている(図5)。扁平型・中間型の火山ガラスの屈折率は $n=1.498-1.501$ であり、 $n=1.499$ に集中度の高いモードを持つ。多孔質型とその他の火山ガラスの屈折率は $n=1.498-1.503$ であり、 $n=1.500-1.503$ の範囲に集中する。不明瞭ながら $n=1.499-1.500$ と $n=1.502-1.503$ に、モードが認められる。試料No. 5には、屈折率が高い( $n>1.507$ )扁平型・多孔質型のガラスが微量含まれる。

### 2. AMS-<sup>14</sup>C年代測定

福知泥炭層の最下部からの試料であるFK3から8,300±40 yBP (IAAA-100418)の年代値が、その上位の2試料(FK1bとFK1a)からは7,920±40 yBP (IAAA-93068)と7,790±40 yBP (IAAA-93067)の年代値が、それぞれ得られた(表2, 図3)。これらの年代値(中央値)には510年の差異しかないが、逆転は生じていない。一方、較正された暦年代には、同程度もしくはより大きな年代差が推定される(表2)。2σ範囲を考えると、FK3~FK1a間の暦年代の差は最小で502年(8,638~9,140 cal BP)、最大で978年(8,457~9,435 cal BP)となる。

### 3. 地形分類

奥福知から上流の福知川に沿っては、幅狭く数段の河岸段丘面が発達する。これらは白口から上流約1 km区間で発達がよく、とくに白口では谷幅が150~200mとなり、兩岸に段丘面群が発達している(図4)。一方、白口より下流の約500m区間は峡谷であり、段丘面が分布しない。白口より上流の河岸段丘面は、現河床からの比高10~20mに谷壁に沿って幅狭く分布する低位段丘面と、現河床沿いに分布する比高10m未満の最低位段丘面群に区分される。低位段丘面の背後には崖錐や沖積錐、麓屑面が発達し、それらは段丘面に漸移する。最低位段丘面群は白口付近の本流沿いに分布する侵食段丘面で、ここでは2段に区分される。その分布形態から、最低位段丘面群の形成時には、福知川が白口付近で屈曲を繰り返したことがわかる。

白口から下流の峡谷域では、河谷の兩岸に地すべり・崩壊地形が数多く分布する(図4; A~D)。とくに白口付近の右岸側谷壁には南北長200m、東西幅150m未満の地すべり地形(図4のA)があり、福知川河谷を塞ぐように分布する。侵食が進んではいるが、背後の滑落崖の形態は明瞭である。低位段丘面はこの地すべり地形の上流側に分布し、最低位段丘面群の発達も同区間で良い。より下流側の河谷右岸に分布する地すべり地形(図4のC, D)は、地すべりブロックと滑落崖の形態が不明瞭で、侵食もより進んでいることから、Aの地すべりよりも発生が古いとみられる。河谷左岸には、比高200mに達する滑落崖を伴う大規模な地すべり地形(図4のB)が認められる。この地すべりブロック上には、滑落崖で生じた崩壊土砂が舌状に堆積し、ブロックを開析する支谷の発達も良いことから、上記3つの地すべり地形よりさらに古期の形成と判断される。

## 考 察

### 1. 福知泥炭層の堆積年代

5試料に共通する火山ガラスの中で、扁平型を主体として中間型を伴う火山ガラス集団は、その形態と屈折率( $n=1.498-1.501$ , モードは $n=1.499$ )、および亀の甲ガラスを含む点が一致することから、約2.9~3万年前に噴出した(Tada et al., 1999; Katoh et al., 2007) ATに由来すると推定される。多孔質型とその他のタイプのガラスは、斜方輝石や緑色普通角閃石に付着するガラスを含み、屈折率範囲が $n=1.498-1.503$ にあることや、カミングトン閃石を微量伴う重鋳物組成から、AT降灰直後に中国地方の大山火山から噴出して中国地方東部から近畿地方北部を覆った大山弥山軽石(町田・新井, 1979)、

表1 粒径1/8~1/16mm粒子の粒子組成, 重鉱物組成, 火山ガラスの形態および屈折率  
Table 1 Grain and heavy mineral compositions of particles of 1/8 to 1/16 mm in diameter with morphological character and refractive indices of glass shards.

Sample No.	Grain composition (%)						Heavy mineral composition (%)								Morphological type of glass shards (%)				Refractive index of glass shards (n) (mode)	
	Gl	Pl	Qz	Hm	Rf	Ot	Opx	Cpx	Gho	Bho	Cum	Opq	Bt	Ap	Zr	H	C	T		Ot
No.1	6	15	0.5	21.5	47	10	25	7	38.5	0	3.5	16	10	0	0	51.5	24	13	24	1.498-1.503 (1.499)
No.2	1	22	2.5	4.5	69	1	11	9	53.5	0.5	2	9.5	14	0.5	0	47.5	27.5	10.5	27.5	1.498-1.503 (1.499)
No.3	1.5	14	3.5	9.5	70.5	1	18	6	40	0	2	16	16.5	0	1.5	42	27	19.5	27	1.498-1.503 (1.499)
No.4	1.5	23.5	3	6.5	63	2.5	20	7	31	1	1	20.5	19	0.5	0	41	22	13	22	1.498-1.503 (1.499)
No.5	3	25	2.5	7	61	1.5	32.5	4.5	29.5	0.5	0.5	18.5	14	0	0	64	18	5	18	1.498-1.503* (1.499)

1) Grain composition: Gl, volcanic glass shards; Pl, plagioclase; Qz, quartz; Hm, heavy minerals; Rf, rock fragments; Ot, other grains.  
 2) Heavy mineral composition: Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Gho, green hornblende; Bho, brown hornblende; Cum, cummingtonite; Opq, opaque minerals; Bt, biotite; Ap, apatite; Zr, zircon.  
 3) Morphological type of glass shards: H, H-type (plate or bubble-wall type); C, C-type (intermediate type); T-type (fibrous or pumiceous type); Ot, other types. \* including less than 1% of H- and T-type glass shards with refractive indices (n) larger than 1.507.

表2 福知泥炭層中の植物遺体のAMS-<sup>13</sup>C年代値  
Table 2 AMS-<sup>13</sup>C dates of plant remains from the Fukuchi Peaty Beds.

Measurement No.	Sample ID	Materials	<sup>13</sup> C (‰) (AMS) <sup>1)</sup>	Conventional <sup>13</sup> C age <sup>2)</sup> (yBP)	Conventional <sup>13</sup> C age for calibration <sup>2)</sup> (yBP)	Calibration range for 2σ (cal BC)
IAAA-93067	FK1a	Plant fragment	-27.81 ± 0.19	7,790 ± 40	7,791 ± 37	6,688 - 6,558 (86.7%) 6,550 - 6,507 ( 8.7%)
IAAA-93068	FK1b	Wood fragment	-29.35 ± 0.50	7,920 ± 40	7,917 ± 36	7,028 - 6,931 (17.4%) 6,921 - 6,877 ( 9.9%) 6,859 - 6,655 (68.1%)
IAAA-100418	FK 3	Wood fragment	-29.22 ± 0.59	8,300 ± 40	8,299 ± 37	7,485 - 7,252 (88.2%) 7,230 - 7,190 ( 7.2%)

1) Concentrations of <sup>13</sup>C (‰) for sample materials are measured using accelerate mass spectrometer.  
 2) Libby's half age (5,568 years) is used for calculation of <sup>13</sup>C ages.

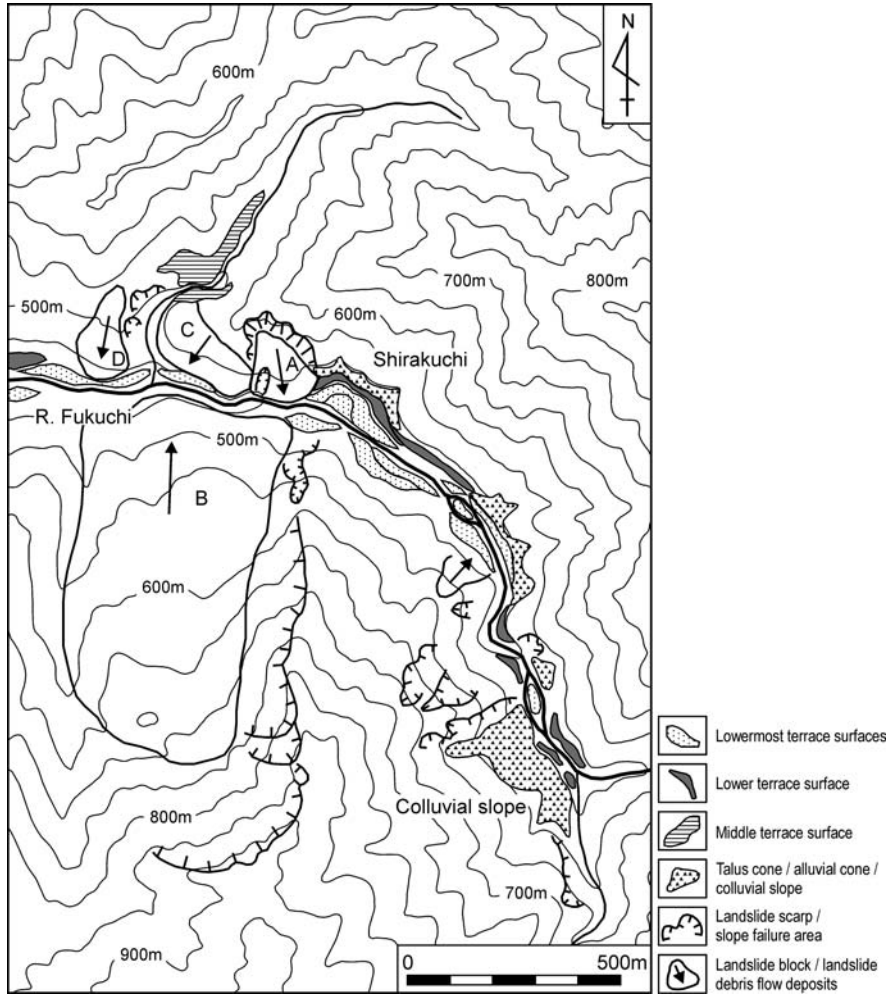


図4 福知川上流、白口周辺地域の地形分類図  
Fig.4 Geomorphologic map along the Fukuchi River around Shirakuchi, Shiso City.

もしくは大山上のホーキ火山灰(町田・新井, 1979)に起源する可能性が高い。大山弥山軽石と大山上のホーキ火山灰は、それぞれ津久井(1984)の東大山軽石と東大山火山灰に対比される(岡田・石賀, 2000)。さらにレンズ状の小気泡を含むブロック状火山ガラス(その他のタイプ)は、約2万年前に中国地方の三瓶火山から噴出した(Katoh et al., 2007)三瓶浮布軽石(松井・井上, 1971)(SUK: 町田・新井, 2003)に特徴的に含まれ、このテフラに由来すると考えられる。一方で、約7,300年前に噴出し(福沢, 1995)、渡島半島以南の日本列島を広く覆った鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah: 町田・新井, 1978)に由来するとみられる火山ガラスは、5試料全てから検出されなかった。K-Ahは、淡暗灰色～淡褐色に着色したガラスを数%未満含み、屈折率 $n=1.508-1.515$ の扁平型・中間型ガラスを主体として構成されることで特徴づけられる(町田・新井, 1978; 1992; 2003)。

以上のことから、福知川の河床・河岸に露出した植物

遺体を多数含む福知泥炭層は、SUKが噴出した約2万年前から、K-Ahの降灰した約7,300年前までに堆積したと推定される。この火山ガラス分析の結果から推定される堆積年代は、福知泥炭層中の植物遺体の示す $^{14}C$ 年代値(表2)と整合的である。さらに最下部から採取されたFK3試料の $^{14}C$ 年代値から、福知泥炭層の堆積開始期は9,140~9,435 cal BPであり、最上位のFK1a試料の $^{14}C$ 年代値からは、本泥炭層が8,457~8,638 cal BP以降も堆積を続けていたことがわかる。これら2試料間の層厚は7~8mとみられ、その堆積に500~1000年しか要していないことから、7~16 mm/年という平均堆積速度が推定される。したがって、FK1a試料の約2.7m上位まで(図3のLoc.10)が露出する福知泥炭層最上部の年代は、8,470~8,070 cal BPであると考えられる。



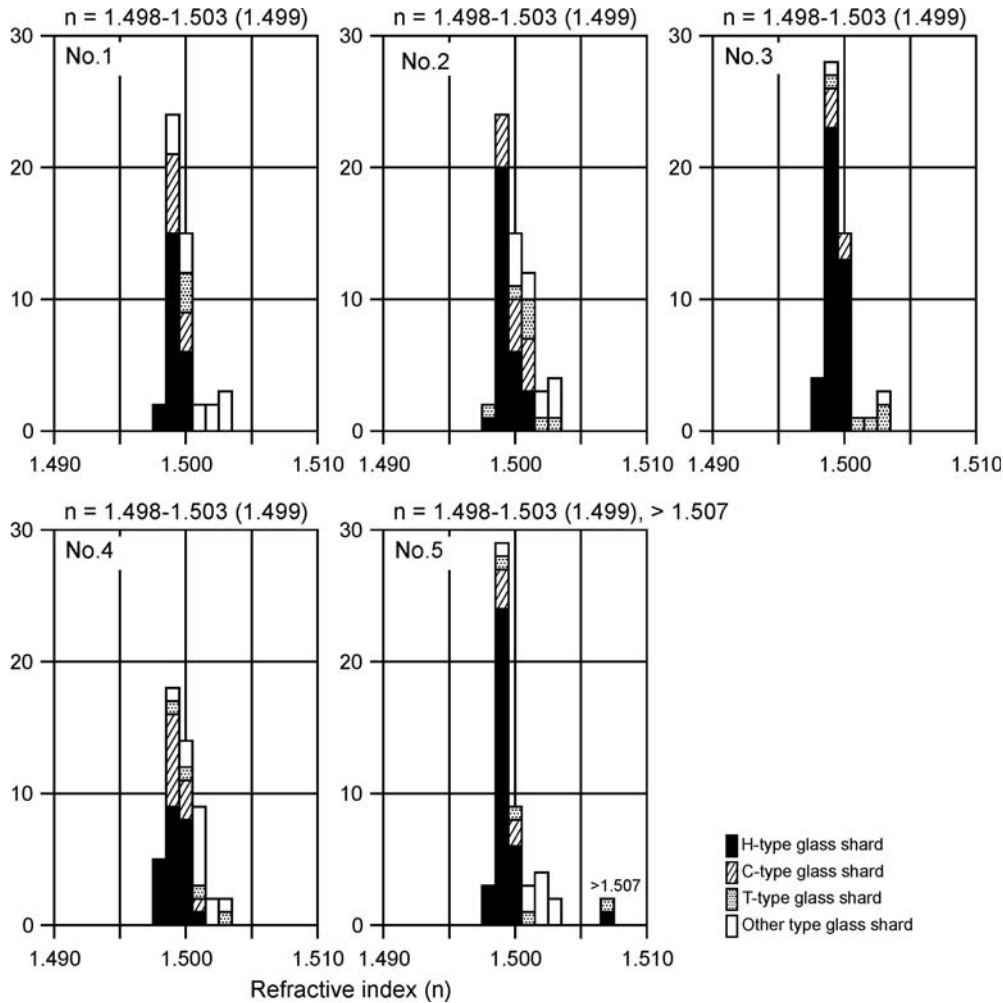


図5 火山ガラスの形態と屈折率の頻度分布  
Fig. 5 Histograms of refractive indices of glass shards (n) with morphological types from five samples.

## 2. 福知泥炭層の堆積環境とその成因

福知泥炭層の堆積環境とその成因を考える上で重要な点は、その分布範囲と層相および傾斜方向等である。本泥炭層は白口下流端の地すべりブロック（図4のA）から下流には分布せず、福知川左岸では砂礫層上にアバットするように堆積している。露出範囲と聞き取り調査で判明した泥炭層の分布は、白口から上流において最低位段丘面群が広く発達する区間（図4）と一致している。福知泥炭層は、樹幹などの木片や葉、堅実、種子などを多量に挟む泥炭質層であり、7～16 mm/年という大きな堆積速度を有する。最下部では角礫を、それより上位では細礫混じりの砂層（層状やレンズ状）を、多数挟在しており、湿原の存在を示唆する草本質泥炭は含まれない。泥炭層は、下流端では東方へ40～50°急傾斜し、中央部では北～北東に、上流端では西～北西に、10～20°でやや緩く傾斜している。

これらの点から、白口付近の谷幅が広がる区間において、右岸の谷壁よりの部分に中心があるような湖沼（最大幅200m、長さ500m程度）が成立し、それが周囲から供給された土砂や植物遺体で埋積されて誕生した堆積物が、福知泥炭層であると考えられる。福知泥炭層の最下部には厚さ3 cm未満の砂層と有機質な砂質粘土層のリズミカルな互層がみられること、さらに上位に8 m以上の堆積物があることから、成立当初の湖沼は10 m以上の水深があったと推定される。その後湖沼が排水し、泥炭層分布域が福知川により選択的に侵食されて最低位段丘面群が発達した。しかし、侵食を免れた部分が段丘層の下位に残され、それが今回の洪水で上位の砂礫層（段丘層）が洗掘されて露出したものと解される。また福知泥炭層の分布域と地すべりブロック（図4のA）との位置関係から、本泥炭層の堆積した湖沼は、地すべりの発生により福知川が閉塞されて天然ダムが生じ、その上流側に成立した天然ダム湖である可能性が高い。地すべり

ブロックや、背後の崖錐や沖積錐との地形的な連続性からみると、白口から上流の右岸に幅狭く分布する低位段丘面は、当時の池沼沿岸に発達した堆積面であると推察される。福知泥炭層を堆積させた天然ダム湖の排水時期は、この低位段丘面の離水年代から明らかにできるであろう。

ところで、地すべりの発生原因として、研究地域では大地震による強震動と集中豪雨の2つが考えられる。白口から南西約25kmには総延長80kmを超える山崎断層帯が走っており、868年にはマグニチュード7を超える播磨地震を起こした(岡田ほか, 1987など)。山崎断層帯の活動間隔は、最も詳細な活動履歴が得られた安富断層で1,700~2,500年と考えられている(活断層研究会, 1991; 岡田・東郷編, 2000; 兵庫県, 2001; 岡田, 2009など)。この活動間隔と最新地震である868年播磨地震から、約8,500~9,500 cal BP間に山崎断層帯(の一部)を震源とする大地震が発生したことが予想される。福知泥炭層最下部の堆積年代から推定される地すべり発生年代は9,140~9,435 cal BPであり、予想される地震の発生年代に含まれる。大地震発生時には山間部で地すべりや崩壊が多発する例が多い。したがって、福知泥炭層の堆積原因となった地すべりが大地震によるとするには、周辺地域において同時代に多数の地すべり・崩壊の発生があったことを検証する必要がある。

一方、白口地区の約5 km西方の宍粟市一宮町下三方地区では、約300年前の江戸時代に大規模な山崩れを起こしたと伝えられる揖保川右岸の<sup>ぬけやま</sup>抜山が、1976年台風17号豪雨により大規模な地すべりを起こして揖保川本流を堰き止めた(兵庫県土木地質図編纂委員会編, 1996)。白口地区の近傍におけるこのような例から、豪雨に起因する地すべりの発生頻度は、大地震によるそれよりも1ケタ以上多いことが示唆される。したがって現時点では、台風等による豪雨が福知泥炭層を堆積させた地すべり発生の引き金となった可能性がより高いと考えられる。

## まとめ

本研究では、宍粟市一宮町白口付近の福知川河床に露出する泥炭・有機質粘土層を福知泥炭層と呼び、その堆積年代と堆積環境および成因について以下の点を明らかにした。

- 1) 福知泥炭層は、ATやSUK起源の火山ガラスを含むが、K-Ah起源の火山ガラスを含んでおらず、約2万年前から約7,300年前までの時代の堆積物であると推定される。
- 2) 本泥炭層は9,140~9,435 cal BPに堆積を開始し、8,457~8,638 cal BP以降も堆積を続けていた。この間の平均堆積速度は7~16mm/年と大きい。

- 3) この平均堆積速度が続いていたとすると、福知泥炭層の最上部の年代は8,070~8,470 cal BPとなる。
- 4) 9,140~9,435 cal BPに発生した地すべりが福知川を堰きとめ、白口地区に最大幅200m、長さ500m程度の天然ダム湖が形成された。この湖底に堆積した地層は、湖水の排水後に河川の運搬した砂礫層に覆われていたが、平成21年夏の豪雨により上位の砂礫層が洗掘されて露出した。これが福知泥炭層である。
- 5) 地すべりの発生原因として、山崎断層帯の活動による大地震か、集中豪雨が想定されるが、発生頻度の高さから後者の可能性がより高いと考えられる。

中国山地東部においては、これまでに大型植物遺体を含有する完新世初頭の堆積物の報告は無い。今後は、福知泥炭層に含まれる植物遺体の同定や花粉分析を進めることで、中国山地東部の山間渓谷における完新世初頭の高植生について新たな知見を得ていきたい。本泥炭層の堆積した8,000~9,500年前は、約9,300~9,500年前の寒冷化を挟みつつも、完新世の温暖化が急速に進んで約8,000年前のヒブシサーマルへと至る時代である(小泉, 2007)。堆積速度の大きな福知泥炭層は、このような完新世初期の気候変動について時間解像度の高いデータを提供できる。さらに福知川流域は日本海式気候区と瀬戸内式気候区との境界付近に位置することから、グローバルな気温変動とともに日本海南部の海況変動(小泉・坂本, 2009)の影響を敏感に受け、夏季や冬季の降水量が変動してきたと考えられる。こうした変動についても、福知泥炭層から高精度の研究結果が得られることが期待される。

## 謝辞

兵庫県議会議員の高嶋利憲氏には、白口地区での泥炭層出現について連絡頂き、本研究のきっかけを頂くとともに、現地案内をはじめ、調査についてご高配頂いた。宍粟市一宮町福知の中岡忠孝氏には、現地調査時にいろいろとお世話になった。本研究は人と自然の博物館における平成21~22年度部門研究(代表者:先山 徹)の一つとして実施し、現地調査や<sup>14</sup>C年代測定の一部に研究費を使用した。これらの方々や機関に対して、ここに記して厚くお礼申し上げる。

## 文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51** (1), 337-360.
- 檀原 徹 (1993) 温度変化型屈折率測定法. 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法2, 研究対象別分析法」: 149-157, 東京大学出版会.

- 福沢仁之 (1995) : 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 林 成多・加藤茂弘・八木 剛・半田久美子・足立 勲・仲井啓郎 (2001) 兵庫県東部に分布する更新統・小多利泥炭層の年代と昆虫化石. 人と自然, No.12, 31-38.
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質産図並びに同説明書. 兵庫県, 171p.
- 兵庫県 (2001) 山崎断層帯に関する調査成果の概要. 25p.
- 兵庫県土木地質図編纂委員会編 (1996) 兵庫の地質—兵庫県地質図解説書・土木地質編—. 財団法人兵庫県建設技術センター, 236p. + 追補2p.
- Katoh, S., Handa, K., Hyodo, M., Sato, H., Nakamura, T., Yamashita, T. and Danhara, T. (2007) Estimation of eruptive ages of the late Pleistocene tephra layers derived from Daisen and Sambe Volcanoes based on AMS-<sup>14</sup>C dating of the moor sediments at Ohnuma Moor in the Chugoku Mountains, Western Japan. *Humans and Nature*, No.11, 31-52.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 448p.+4付図.
- 小泉 格 (2007) 気候変動と文明の盛衰. 地学雑誌, **116**, 62-78.
- 小泉 格・坂本竜彦 (2009) 日本近海の海水温変動と北半球気候変動との共時性. 地学雑誌, **119**, 489-509.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 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**, 313-330.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 336p, 東京大学出版会.
- 松井整司・井上多津男 (1971) 三瓶火山の噴出物と層序. 地球科学, **25**, 147-163.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺體フロラに就いて. 鉱物と地質, no.9, 105-144.
- 野村亮太郎 (1984) 加古川上流部, 篠山盆地における河川争奪現象. 地理学評論, **57A**, 537-548.
- 野村亮太郎・田中眞吾 (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.
- 岡田篤正 (2009) 山崎断層帯. 日本地質学会編, 『日本地方地質誌5 近畿地方』, 朝倉書店, 323-327.
- 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成 (1987) 山崎断層系安富断層のトレンチ調査. 地学雑誌, **96**, 81-97.
- 岡田篤正・高橋健一 (1969) 由良川の大規模な流路変更. 地学雑誌, **78**, 19-37.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.+4付図.
- 岡田昭明・石賀 敏 (2000) 大山テフラ. 『日本地質学会第107年学術大会見学旅行案内書』, 81-90.
- Reimer, P.J, Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0 - 50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4), 1111-1150.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) : Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, **14**, 236-247.
- 津久井雅史 (1984) 大山火山の地質. 地質学雑誌, **90**, 643-658.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 479-515.

(2010年8月2日受付)

(2010年9月17日受理)