

兵庫県東部，武庫川上流沖積低地の発達過程（予察）

加藤 茂弘^{1)**}・小林 文夫^{1)*}・佐藤 裕司^{1)*}・森 永速 男²⁾

Preliminary Report on the Formative Process of the Alluvial Lowland along the Upper Muko River, Eastern Part of Hyogo Prefecture, West Japan

Shigehiro KATOH^{1)**}, Fumio KOBAYASHI^{1)*}, Hiroshi SATO^{1)*} and Hayao MORINAGA²⁾

Abstract

The alluvial lowland along the Muko River in the southwestern part of the Sasayama basin is composed of clay and silt beds named the "Benten Kokudo" possibly of a lacustrine origin. We determined the subsurface structure of this lowland using the electric prospecting method, and the depositional ages of the alluvial deposit by volcanic glass analysis and ¹⁴C dating. The deposit is 2 to 7 meters thick and immediately above the gravel beds more than 20 meters thick. Along the section where the river cuts the Furuichi lineament striking northeast to southwest, the base and surface of the gravel beds have probably been displaced by about 20 meters and 1 to 2 meters, respectively. This suggests the possibility of late Quaternary active faulting along the lineament. The deposit is divided into two lithostratigraphic units: the upper fluvial unit and lower finer lacustrine unit deposited at approximately 25000 to 6300 yBP. The upper unit was deposited after 2930 yBP and is restricted to the lowland area close to the present river course. The subsurface structure and depositional ages show the complicated historical changes of this lowland somewhat different from the previous interpretation that it is simply of a lacustrine origin.

Key words: alluvial lowland, subsurface structure, depositional age, Muko River, Furuichi lineament

はじめに

武庫川は、篠山盆地の大沢（弁天）以南の谷中に源を発し、河川規模に対して不相応に広い谷底平野を南流した後、当野付近から山地内の狭窄部を曲流しつつ、三田盆地にいたる（図1）。当野より下流の狭窄部では河谷内に断片的に河岸段丘面が発達するが、三田盆地に入ると武庫川沿いの沖積低地の幅は広がり、両岸に数段の河岸段丘面が分布しはじめる。これらの段丘面群は、最高位・高位・中位・低位の4つの段丘面に大別されている（尾崎・松浦，1988）。三田盆地を緩やかに流下した武庫川は、盆地南東縁の道場から南で再び急流をなし、六甲山地を深く刻んで宝塚まで

の間に急峻な峡谷を形成する。宝塚以南では、武庫川は河床勾配を急激に減じるとともに川幅を広げ、上流から順に扇状地帯、自然堤防帯、三角州帯を発達させつつ、大阪湾へと注ぐ。

このような武庫川の河川特性で注目される点は、1) 道場以北の三田盆地では、それより下流区間より河床勾配が著しく小さくなるとともに沖積低地の幅が広がり、下流域の地形景観をなすことと、2) 篠山盆地南西部における谷中分水界の存在、の2点である（小林，2002）。このうち1) に関しては、第四紀における六甲山地の上昇（隆起）と、有馬－高槻構造線以北の北摂山地や丹波高地の西への傾動隆起によって、道場－宝塚間の先行谷と神戸層群からなる三田周

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

²⁾姫路工業大学大学院理学研究科 〒671-2201 姫路市書写2167 Graduate School of Science, Himeji Institute of Technology; Shosha 2167, Himeji, 671-2201 Japan.

*兼任 姫路工業大学 自然・環境科学研究所 〒669-1546 三田市弥生が丘6丁目 Institute of Natural and Environmental Sciences, HIT; Yayoigaoka 6, Sanda, 669-1546 Japan.

**Corresponding author; Shigehiro Katoh, e-mail: katochan@hitohaku.jp

辺の浸食盆地が形成されたと考えられている（藤田，1985）。

篠山盆地南西部の武庫川上流域に位置する谷中分水界について、渡辺（1970）は、武庫川流域が当野付近から大沢付近まで約2km延長して生じたと考えた。一方、野村（1984）は、篠山川と武庫川の間で河川争奪が行われた結果として谷中分水界が生じたと考え、篠山盆地に広く分布する河岸段丘面や、武庫川とその北方延長の河谷に分布する弃天黒土（兵庫県，1961）とよばれる粘土・シルト層、および当野付近の武庫川左岸に発達する麓層面（田中ほか，1982など）に注目して、河川争奪の原因とその時期を以下のように推定した。かつて武庫川は、大沢以西・以北の篠山川流域を上流域としていたが、約2万年前以降に当野付近で麓層面堆積物が武庫川本流へ押し出して武庫川を堰き止め、その上流域に滞水域（沼地や湿原）を形成した。この滞水域に堆積した地層が弃天黒土であった。麓層面はさらに成長して滞水域の水位が上昇し、ついには篠山盆地西縁にあった分水界の低位置から加古川支流へと溢れ出して新たな排水路が作られ、それが恒常化して現在の篠山川が生まれた、というのである。

この河川争奪の歴史は主に、篠山川右岸に露出する弃天黒土の下部と当野付近の麓層面構成層の下部に、約2.5万年前に降下した始良丹沢火山灰（AT；町田・新井，1976）がともに挟まれ、両者の堆積がほぼ同時に生じたと推定されることや、細粒な粘土・シルトからなる層相から弃天黒土が湖沼成ないし湿地成の堆積物とみられることに基づいている（野村，1984）。

しかしながら、大沢付近から南の武庫川流域に弃天黒土の露出はなく、当野近傍に分布する弃天黒土が麓層面構成層と同期して堆積したことや、そもそも弃天黒土が沼沢地ないし湿地に堆積した地層であることは、具体的には明らかにされていない。また当野付近には、确实度Ⅱの御所谷（古市）断層（活断層研究会，1991）の北東延長である北東-南西走向のリニアメント（以下では、古市リニアメントとよぶ）が、武庫川本流と交差して発達している。この古市リニアメントが活断層であり、その再活動により弃天黒土の堆積が引き起こされた可能性も否定できない。

本研究では電気探査により、古市リニアメント通下地点を含む三田盆地以北の武庫川上流沖積低地の地下構造を明らかにするとともに、当野付近から上流の2地点でハンドボーリングにより表層堆積物を採取し、その堆積年代を明らかにした。そして、これらの結果に基づいて、武庫川上流の沖積低地の発達過程について若干の考察を行った。

方 法

三田市草野から篠山市大沢に至る武庫川上流域の沖積低地を対象に、犬飼・矢代南・草野の3地区で電気探査を実施した。また犬飼地区と矢代南地区では、ハンドボーリングにより表層堆積物を採取し、火山ガラス分析と堆積物に含まれる木片の放射性炭素（ ^{14}C ）年代測定を実施した。

電気探査

電気探査測線は、武庫川最上流部にあたり広い沖積低地が発達する犬飼地区と矢代南地区、武庫川が当野の狭窄部を抜け出て沖積低地の谷幅が再び増大する草野地区の、3つの地区（図2）を選んで設定した。矢代南地区では、北東-南西走向の古市リニアメントを横切るように測線を配置した。各地区の沖積低地内に可能な限りの範囲で直線状の測線を設定し、ほぼ20m間隔で測点を決定した。測点数は、犬飼地区で15点、矢代南地区で22点、草野地区で17点である。

探査は横河式3244型測定器を用い、Wenner垂直探査法により実施した。最大スパンは120m（a値：電極間距離=40m）で、深度にして最大40mまでの地下

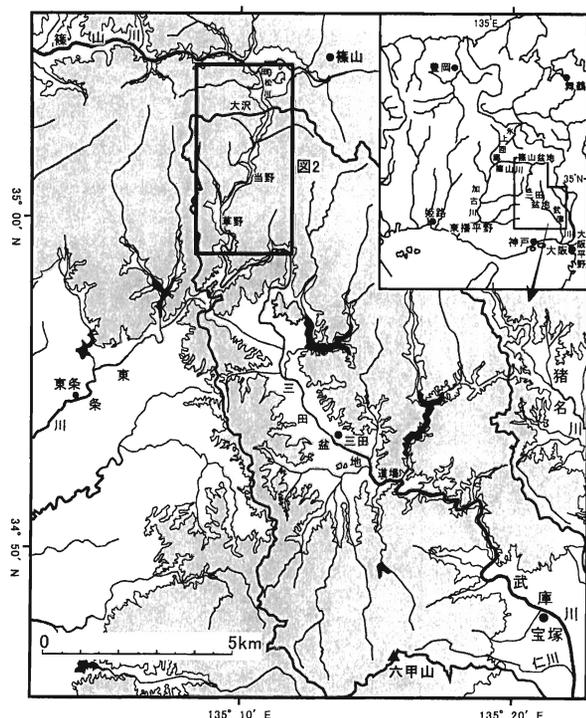


図1 武庫川水系とその周辺の地形
小林（2002）の図1に調査地域の範囲（図2）を示した。
アミ部は標高200m以上の地域。

比抵抗構造が求められる。各測点直下の地下比抵抗構造は、測点での一次元比抵抗構造を仮定し、得られたデータに最も適合する層構造と各層の比抵抗値を、コンピューター解析により決定した。

表層堆積物の調査

武庫川上流の沖積低地の発達過程を明らかにするため、犬飼地区と矢代南地区でオレンジ式ハンドオーガーにより表層堆積物を採取し、その層相や堆積年代を調査した。掘削地点は、犬飼地区では電気探査側線中央の約50m南、矢代南地区では電気探査側線の南東端付近である(図2)。得られた柱状のコア堆積物は現場で層相の概略と層厚を記載した後、研究室に持ち帰って二分割し、詳細な層相の観察・記載を行った。

1) 火山ガラス分析

火山ガラスの種類と出現頻度の垂直変化を明らかにするため、コア堆積物から細粒の粘土や砂では約10cm毎に、粗粒の砂礫では約20cm毎に、それぞれ乾燥重量で5~20gの試料を採取して火山ガラス分析を行った。分析手順は、以下の通りである。

- 1) 各試料を超音波洗浄・乾燥後にふるいわけ、粒径1/8~1/16mmの粒子をカナダバルサムでスライドガラス上に固定し、カバーガラスを被せて検鏡用プレパラートを作成した。
- 2) それを偏光顕微鏡下で観察して200粒子の種類を同定し、火山ガラスの含有量(個数%)を算出した。同定された粒子は、軽鉱物(石英・長石)、重鉱物(斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石・カミングトン閃石・黒雲母・ジルコン・燐灰石・不透明鉱物・不明重鉱物)、岩片、火山ガラス、その他(玉髄など)である。
- 3) 火山ガラスは吉川(1976)に従い、扁平(H)型・中間(C)型・多孔質(T)型・その他(O)に区分した。
- 4) 火山ガラスの出現頻度やその形態変化を参照して10cm~40cm間隔で測定層準を設定し、火山ガラスの屈折率測定を行った。火山ガラスは、比重2.45に調整したSPT重液を用いて、粒径1/8~1/16mmの粒子から分離・濃集させた。
- 5) 火山ガラスの屈折率は、姫路工業大学理学部の温度変化型屈折率測定装置(RIMS86)を用い、檀原(1993)の方法に従って、各層準につき30粒子以上を測定した。

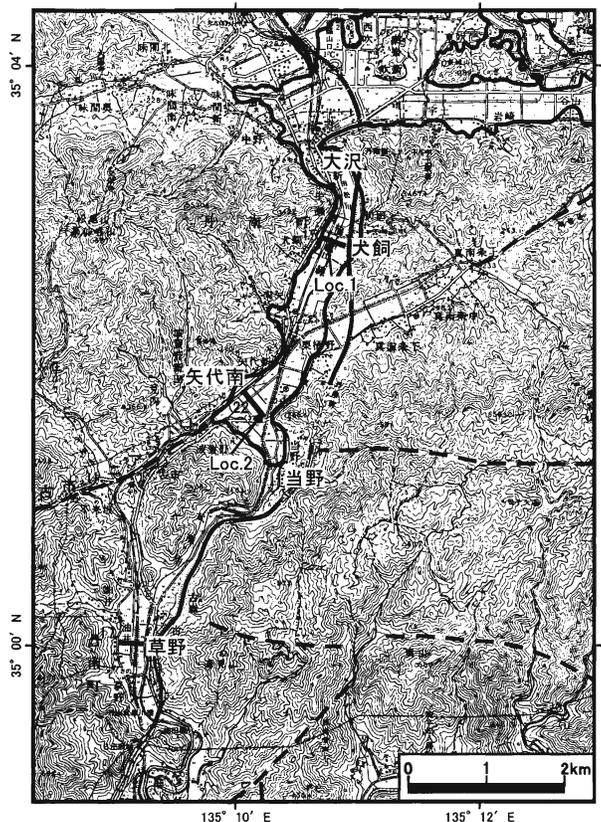


図2 調査地域と電気探査測線、ハンドボーリング地点
国土地理院発行2万5千分の1地形図「三田」・「篠山」を使用。犬飼、矢代南、草野と記した線は電気探査測線、数字は各測線における測点数、Loc.1とLoc.2はハンドボーリング地点を、それぞれ示す。実線で囲んだ範囲は兵庫県(1961)による弁天黒土の分布範囲、破線は岡田・東郷(編)(2000)に記載された主なりニアメント。

2) 放射性炭素年代測定

犬飼地区では深度115cm付近に含まれる木片1点を、矢代南地区では深度144cm付近に含まれる木片1点をそれぞれ試料として、加速器質量分析法による放射性炭素年代測定(AMS-¹⁴C年代測定)を、(株)地球科学研究所に依頼して実施した。

結 果

電気探査に基づく沖積低地の地下構造

犬飼・矢代南・草野地区の3つの測線に沿った地下比抵抗構造を図3に示す。図3には、犬飼・矢代南地区におけるハンドボーリング地点と、そこでの表層堆積物の概要も示した。以下では、既存ボーリング資料と電気探査結果を比較して解釈された、各測線(河谷の横断方向)における沖積低地の地下構造を述べる。

1) 犬飼測線(図3a)

本測線では、大きくみて2層の構造が推定される。地下7m以浅に分布し、比抵抗が概ね55Ω・m以下で

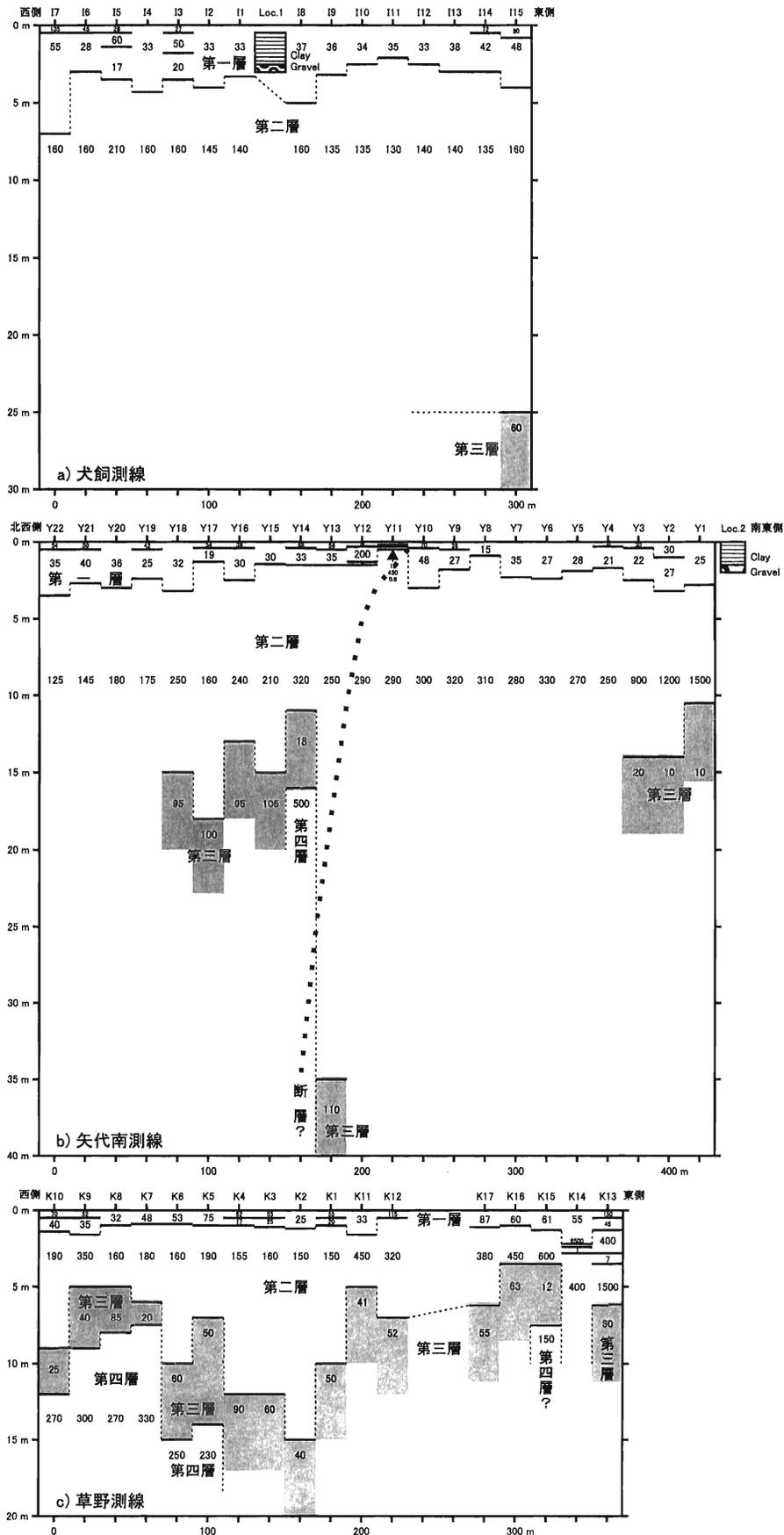


図3 犬飼・矢代南・草野地区における沖積低地の地下比抵抗構造
 数字は比抵抗値 ($\Omega \cdot m$) を示す. 各測線の位置は図2を参照. Loc. 1, Loc. 2と記された柱状図には, 犬飼地区と矢代南地区で行ったハンドボーリングにより得られた表層堆積物の層序の概略を示した.

ある第一層は、含水量の相対的に高い細粒堆積物からなるとみられる。一部の測点では、比抵抗が50～60 $\Omega \cdot m$ の薄層（厚さ2m未満）が挟まれる。東端および西端では、地表付近に比抵抗45～135 $\Omega \cdot m$ の薄層が存在する。現地観察によると、これは砂礫の盛り土ないし耕作土である。第二層は地下2～7m以深に分布し、比抵抗は130～210 $\Omega \cdot m$ である。東端の1測点でのみ、深度25m以深に比抵抗60 $\Omega \cdot m$ の第三層が検出された。

この地下比抵抗構造を、ハンドボーリング資料や既存ボーリング資料、および野村（1984）による地下地質断面図と比較して解釈した。低比抵抗を示した第一層は、水田土壌（耕作土）および粘土・シルト層で、ところにより砂や砂礫の薄層を挟んでいると判断される。高比抵抗の第二層は砂礫層に相当する。東端でのみ認められた第三層の解釈は難しいが、第二層と同じ砂礫層の、含水量がより高い部分である可能性が高い。

本測線では、第二層ないし第三層より下位に高比抵抗を示す地層を確認できなかった。しかし、野村（1984）によれば、測線付近で深度25m前後に基盤岩が確認されており、東端の深度25m以深に確認された低比抵抗の第三層は、基盤岩直上の滞水層であるとも解釈できる。したがって、砂礫層の下位に検出されると予想された基盤岩は、深度25m以深に存在する可能性が高い。

2) 矢代南測線 (図3b)

本測線では、大きくみて4層の構造が推定される。第一層は深度3m以浅に分布し、低比抵抗（主に30 $\Omega \cdot m$ 以下）を示す。本層は、ハンドボーリング資料との比較から、水田土壌（耕作土）および細粒の粘土・シルト層であると解釈される。第一層の厚さは北西から中央付近のY11測点に向けて漸減し、Y10測点から南東側で再び2～3mとなる。

第二層は、北西側から南東側のY4測点までは125～330 $\Omega \cdot m$ の比抵抗を示し、犬飼測線の第二層と同じ砂礫層とみられる。比抵抗の変化から、本層中では北西から南東に向かい含水率が小さく（空隙率が大きく）なっていることが示唆される。最も南東側の第二層は、他の探査点の第二層よりもかなり大きな比抵抗（900～1500 $\Omega \cdot m$ ）を示す。これらの探査点は現在の武庫川に最も近い位置にあり、すぐ東側には山体が迫っている。これらの探査点では第三層が認められ、いずれもかなり低い比抵抗（10～20 $\Omega \cdot m$ ）を持つ。第二層と第三層の境界深度が北西へ深くなることや周囲の地形からみて、両層は東側の山体から北西側に低下する谷斜面を埋めた砂礫層で、その下部に相当する

第三層が、顕著な滞水層となっていると考えられる。

第三層は、測線中央に位置するY13～Y18測点でも認められ、上位の第二層より低比抵抗（100 $\Omega \cdot m$ 前後）を示す。本層は第二層と同じ砂礫層とみられ、相対的に多くの水を含んでいることが示唆される。Y14測点では第三層の下位に高比抵抗（500 $\Omega \cdot m$ ）の第四層が認められ、低比抵抗を示す第三層の下位に、基盤岩が現れることを示している。

低比抵抗を示す第三層の下位に基盤岩が存在し、第三層の厚さがY14測点の例から最大5m程度であると考えると、基盤岩深度が最も深いのはY13測点であり、深度40m前後に基盤岩の存在が想定される。さらに南東端のY1～Y3測点で深度10～15mに第三層の上限が認められることから、基盤岩の高度は南東方向へ高くなると推定される。一方、Y14～Y18測点間では、基盤岩深度は15～25m間に存在すると推定され、Y13～Y14測点間で基盤岩の深度が急激に変化していると考えられる。

3) 草野測線 (図3c)

他の2測線と比べて低比抵抗（平均で50 $\Omega \cdot m$ 前後）の第一層が薄く、最大で2.5m程度である。本層は、現地観察や既存のボーリング資料との比較から、砂や砂礫混じりのシルトないし砂質粘土である。その下位の第二層は、他の2つの測線と同様に砂礫層であるとみなされる。本層は、K1測点から西側では150～190 $\Omega \cdot m$ （1点のみ350 $\Omega \cdot m$ ）の比抵抗を示すが、それより東側では320 $\Omega \cdot m$ の高比抵抗を示し、東側ほど含水率が小さくなっていることを示唆する。

本測線では、ほとんどすべての測点で、第二層の下位により低比抵抗（12～90 $\Omega \cdot m$ ）を示す第三層が検出され、含水率の大きな砂礫層であると推定される。K5測点より西側では第四層が現れる。この層の比抵抗は230～330 $\Omega \cdot m$ とそれほど大きくないが、既存ボーリング資料や測線近くの井戸の地質から、基盤岩の存在を示していると考えられる。K13、K14の両測点は現在の武庫川に近く、人工攪乱などで複雑な地下比抵抗構造が検出された可能性が高い。これら2点を除いて、矢代南測線のように低比抵抗の第三層と相対的に高比抵抗の第四層の組み合わせが基盤岩深度を示すと考え、砂礫層（第二層・第三層）の下位に、K2～K4測点を最深部（深度15～20m）とする埋没谷地形が復元される（図3c）。

表層堆積物の層相・火山ガラス分析・放射性炭素年代

犬飼地区と矢代南地区で採取したコア堆積物の地質柱状図を図4と図5に示す。犬飼地区では深度195cm

で砂礫に達し、深度232cmまでの堆積物を、矢代南地区では深度170cmで砂礫に達し、深度170cmまでの堆積物を、それぞれ得ることができた。

1) 犬飼地区

犬飼地区のコア堆積物は、以下の層相を示す(図4)。深度0~25cmは灰色~黄灰色の水田土壌で、植物根を多く含む。深度25~73cmは灰色の粘土で、径2cm未満の亜円礫~亜角礫が散在し、褐色の植物根跡がやや多く入る。深度73~100cmは灰色の粘土で、下部に植物片が散在する。深度100~120cmは粗粒砂~細礫が混じる砂質粘土で、全体に植物片が多く散在する。深度115cmに挟まれる木片からは、2930±40yBP (Beta-176417)のAMS-¹⁴C年代が得られた(表1)。深度120~195cmは均質な灰色の粘土からなり、数層準に細粒砂の薄層(厚さ1cm未満)が挟まれる。ごくわずかに植物片が散在する。深度195~232cmは灰色~黄灰色の砂礫である。径2cm未満の亜円礫~角礫からなる。マトリクスは細~中粒砂で、深度200cm以下では少ない。

火山ガラスは、深度222cmと70cmを除く全分析層準から産出した。しかし、産出頻度はすべて6.5%以下と低率であり、火山灰降下層準を示す明瞭なピークは認められなかった(図4)。深度210cm以浅には、無色透明で厚めの扁平型を主とする火山ガラスが検出された。火山ガラスには、亀の甲状の畝を持つ平板状のガラス(以下では亀の甲ガラスと呼ぶ)が、ごく微量含まれる。いずれの層準も火山ガラスの屈折率は、範囲が $n=1.496-1.502$ 、モードが $n=1.498-1.500$ にある。

深度120cm以浅からは、それ以深で産出する火山ガラスに比べ頻度は少ないが、無色透明ないし淡褐色~暗灰色の半透明で、薄めの扁平型・中間型を主とする火山ガラスも検出されるようになる(図4)。これらの火山ガラスの屈折率は $n=1.503-1.513$ の範囲でばらつくが、 $n=1.508-1.510$ の屈折率を示すガラスの割合が多い。

2) 矢代南地区

矢代南地区のコア堆積物は、以下の層相を示す(図5)。深度0~20cmは、細礫や粗粒砂が散在する灰色の粘土である。深度20~50cmは灰色の砂質粘土である。深度50~70cmは、植物片の散在する均質な灰色粘土である。深度70~100cmは細礫や粗粒砂が散在する粘土で、上部15cmは植物片を多く含む暗灰色を呈する。下部の15cmは植物片が散在し、灰色を呈する。褐色の植物根跡が深度75cm付近まで認められる。深度100~170cmは上位層よりもしまった均質な

灰色粘土で、植物片がごくわずかに散在する。深度144cm付近に含まれる木片からは、525±40yBP (PLD-2312)のAMS-¹⁴C年代が得られた(表1)。深度170cm以深は灰色の砂礫であるが、コア堆積物は抜け落ち採取できなかった。

火山ガラスは、深度166cm~70cmでは2.5~10.5%の範囲で連続して産出した(図5)。砂礫層直上の深度160~150cmに産出頻度のピークがあり、8~10.5%の割合を示した。深度140cm以降は産出頻度が減少し、深度130cmで6%、70cmで5%の産出を示したほかは、3%未満の頻度であった。深度60cm以浅では、火山ガラスの産出頻度は最大でも2.5%と少なく、未産出の層準もみられた。火山ガラスの産出層準では、ガラスは無色透明の厚手と薄手の扁平型・中間型(扁平型>中間型)を主としており、淡褐色~暗灰色の半透明ガラスをわずかに含む。亀の甲ガラスは、全層を通してほとんど検出されなかった。

火山ガラスの屈折率は $n=1.497-1.514$ と広範囲でばらつくが、深度160cmと130cmでは $n=1.499-1.501$ と $n=1.508-1.511$ にモードが認められる(図5)。一方、深度100cmと70cmでは $n=1.498-1.502$ にモードが認められ、 $n=1.505-1.514$ の屈折率の火山ガラスも、少数ではあるが認められる。高屈折率の火山ガラスは着色したガラスを含み、産出頻度の高い深度160cmで相対的に高い割合を占めた後、上方へ向けて減少する。それとともに $n=1.500$ 前後にモードを持つ火山ガラスの割合が漸増し、深度70cm層準では火山ガラスの過半数を占めるようになる。

考 察

古市リニアメントにそう断層変位の可能性

電気探査結果から、当野付近から上流の武庫川低地は、厚さ20m以上の砂礫層と、その上位に堆積する厚さ1.5~7mのシルト・粘土層から構成され、いずれも河谷を広く埋める堆積物であることが確認された。矢代南付近では、北東-南西走向の古市リニアメントの推定通過地点(Y13~Y14測点付近)において、基盤岩高度の急変が推定された。すなわち、リニアメント通過地点の北西側(Y14~Y18測点)では深度15~25m間に、南東側のY14測点では深度40m前後に、それぞれ基盤岩高度が推定される。

この基盤岩高度の急変部は、古市リニアメント通過地点に一致することから、砂礫層に埋積された断層崖である可能性が考えられる。しかし、古市リニアメントを挟んだ周辺山地の高度に大きな差異は認めがたく、谷の横ずれなどの変位地形も明瞭でない。基盤深度が深いと推察される南東部分は草野付近の埋没谷地

形の上流延長に相当するとみることもでき、基盤高度の差異を断層運動によると考える必然性はない。このように周辺の地形からは、基盤岩高度の急変を断層運

動によるものであるとするには無理がある。

しかしながら、1927年北丹後地震を引き起こした郷村・山田断層など、丹波高地の以西、以北に位置する

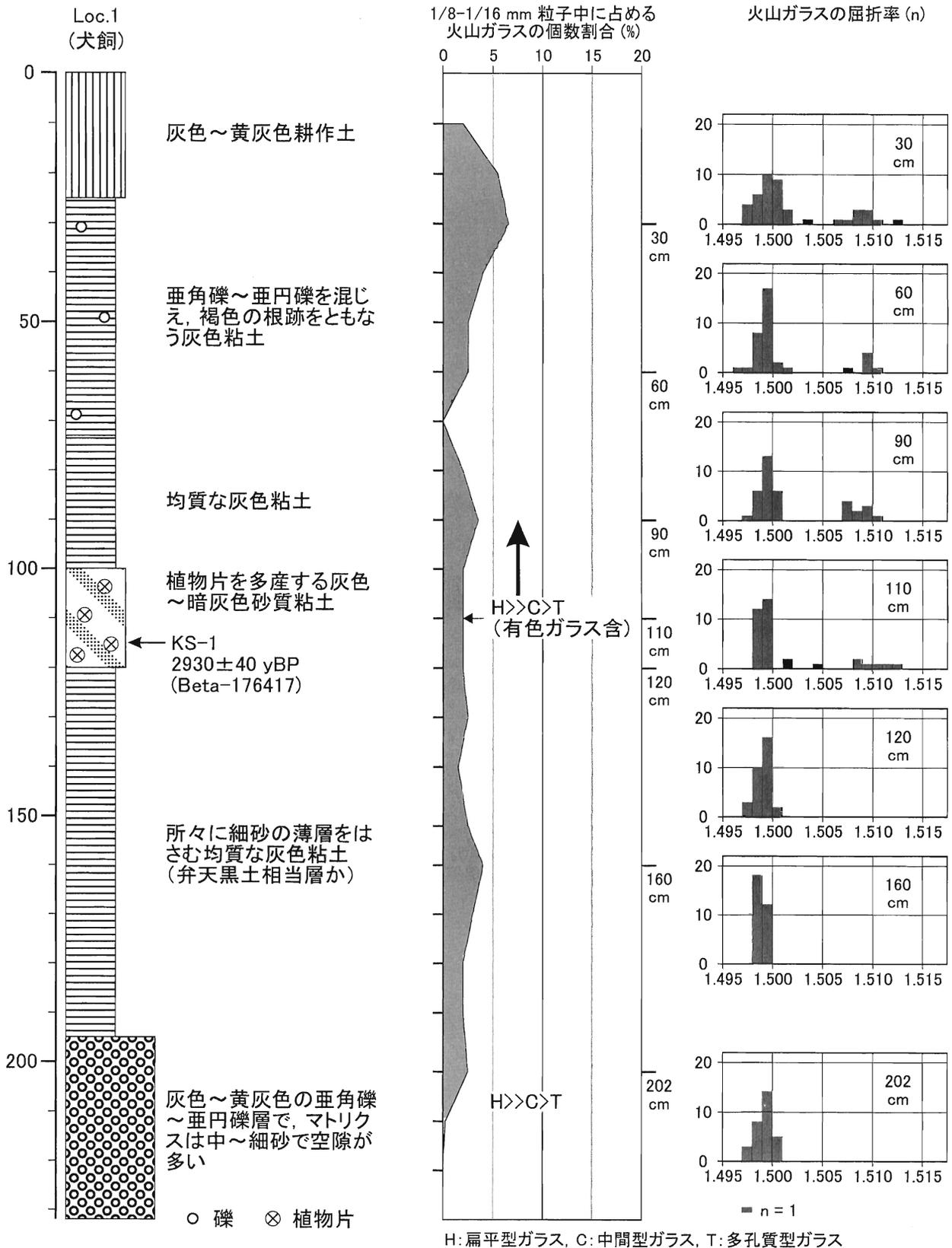


図4 犬飼地区 (Loc.1) におけるコア堆積物の地質柱状図と火山ガラス分析の結果
ハンドボーリング地点の位置は図2を参照。

表1 放射性炭素年代測定の結果

試料番号	測定番号 (測定方法)	試料の種類	前処理	^{14}C 年代(yBP $\pm 1\sigma$) (Measured ^{14}C age)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	補正 ^{14}C 年代(yBP $\pm 1\sigma$) (Conventional ^{14}C age)
KS-1	Beta-176417 (AMS)	木片	酸・アルカリ・酸処理	2940 \pm 40	-25.8	2930 \pm 40
TO-1	PLD-2312 (AMS)	木片	酸・アルカリ・酸処理	-	-27.1	525 \pm 40

測定方法のAMSは加速器質量分析法。 ^{14}C 年代(yBP)の算出にはLibbyの半減期5568年を、試料の同位体分別効果の補正基準値には $\delta^{13}\text{C}=-25.0$ (パーミル)を、それぞれ用いた。

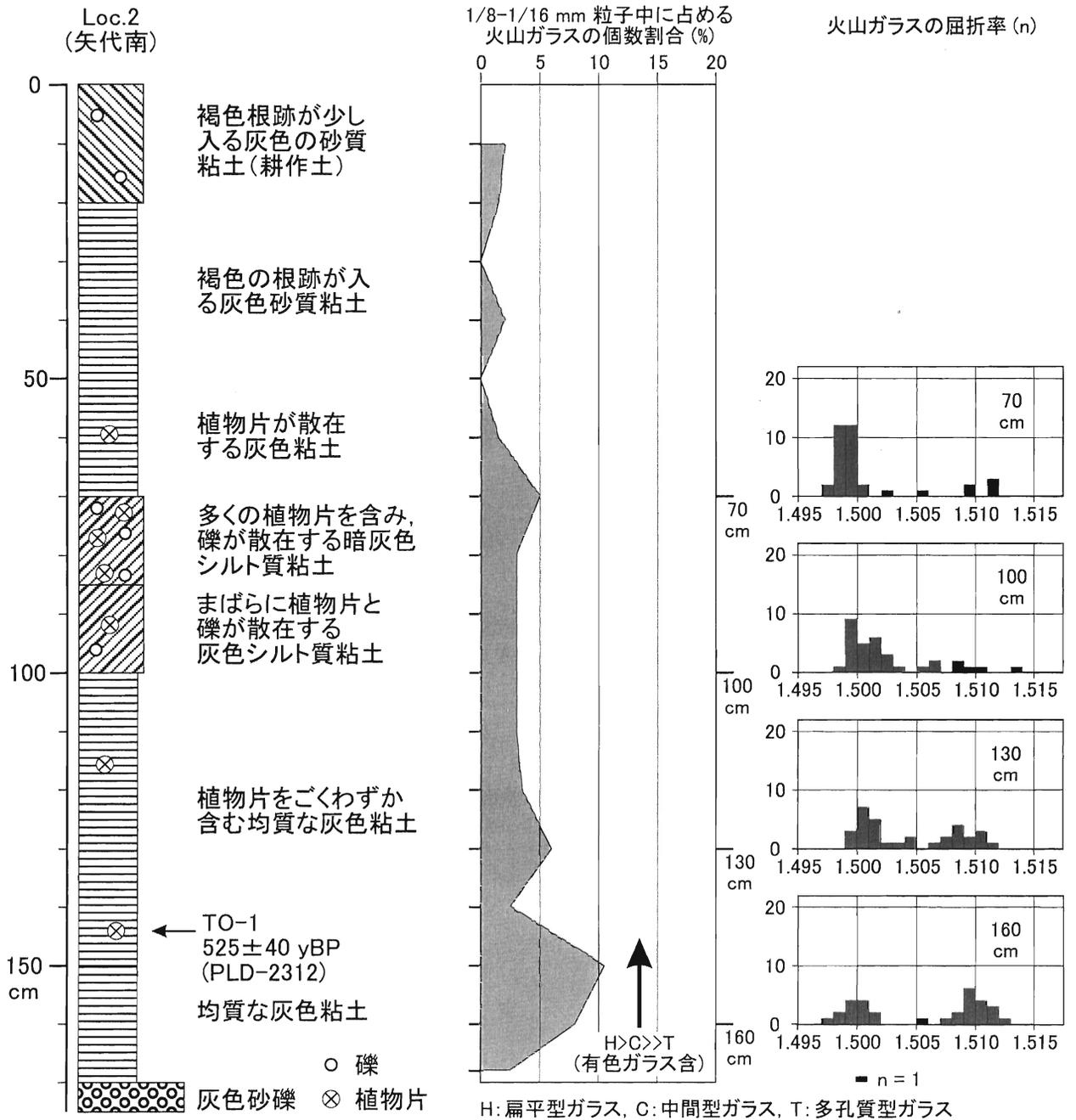


図5 矢代南地区 (Loc.2) におけるコア堆積物の地質柱状図と火山ガラス分析の結果
ハンドボーリング地点の位置は図2を参照。

活断層には変位地形が明瞭なものが少なく、これらの活断層は、中新世に活動した断層が再活動した例もあるものの、第四紀中期以降の新しい時代に発現し、活動を開始したと考えられている(岡田, 2002)。したがって、古市リニアメント通過地点付近の基盤岩高度の急変部について、変位地形の不明瞭さを理由に断層崖であることを完全に否定するのは、危険であろう。ハンドボーリングで明らかにされた砂礫層上面の深度と、電気探査で示された第二層(砂礫層)上面の深度の間には、0.5~1mのずれが認められた(図3)。こうした電気探査の精度を考えると確定的ではないが、古市リニアメント通過地点を挟んで砂礫層上面(粘土・シルト層基底面)の深度にも1~2mの差異があり(図3b)、断層変位が累積しているとみることできる。今後は、深度の急変が推定された区間でハンドボーリング調査を行い、砂礫層上面の深度変化を精度良く把握し、断層変位の有無を明確にする必要がある。

武庫川上流沖積低地の発達過程

犬飼地区では、粗粒な砂礫の直上に重なる120cm以深の下部層は、細かな植物片がわずかに散在し、細粒砂の薄いレンズを挟む均質な粘土からなるという層相から、静水域において堆積した可能性が高い。また本層から産出する火山ガラスは、その形態(扁平型主)、色調(無色透明で厚手)、および屈折率(モードが $n=1.499-1.500$)がATの火山ガラスの特徴と良く一致することから、ATに由来すると考えられる。

一方、深度120cm以浅の上部層は、礫を含む砂質粘土を主体とすることから、河成堆積物であるとみられる。深度115cmの木片が約3000年前のAMS-¹⁴C年代を示したことや、産出した火山ガラスの形態と色調(扁平型>中間型で淡褐色ガラスを含む)、および屈折率(範囲は広いが、 $n=1.508-1.512$ のガラスが多い)が、約6300年前に噴出したとされる鬼界-アコハヤ火山灰(K-Ah; 町田・新井, 1978)の特徴と一致することから、深度120cm以浅の堆積物には、ATに由来する火山ガラスに加えてK-Ahに由来する火山ガラスも含まれているといえる。

深度120cm以深の下部層には火山ガラスが含まれるにも関わらず、その中にK-Ah起源の火山ガラスは全く含まれない。K-Ah降灰後にATのみが選択的に削剥・浸食され、堆積物中にATに由来する火山ガラスのみが残されることは、ほとんどありえない。したがって、犬飼地区で採取された表層堆積物は、K-AhとATの火山ガラスを含む約3000年前以降に堆積した河成堆積物からなる上部層(深度120cm以浅)と、ATの火山ガラスのみを含む約2.5万年前から約6300年前

までの間のある時期に、静水域において堆積した下部層(深度120以深)から構成され、上部層と下部層の間に3000年程度の時間間隙が存在すると考えられる。

矢代南地区では、採取された表層堆積物は、犬飼地区の上部層と類似した層相を示す。この堆積物から産出する火山ガラスは、犬飼地区の上部層から産出する火山ガラスと良く似た色調や形態、屈折率分布を示し、K-AhとATに由来する火山ガラスが混交したものである。さらに深度144cmの木片が $525 \pm 40 \text{yBP}$ のAMS-¹⁴C年代を示したことから、矢代南地区の表層堆積物は、約500~600年前以降に堆積した河成堆積物と考えられる。

ところで、当野付近から上流の河谷には標高200mの等高線で示される平坦な地形面が読み取られ(図2)、野村(1984)が考えた湖成面の存在を示唆している。この地形面は、河谷内では現在の武庫川流路に向けて、流路方向では大沢付近から当野に向けて、ともに緩やかに高度を下げていく。ハンドボーリング地点はいずれも現流路近傍の河谷内の相対的な低位置にあり、矢代南地区で採取された厚さ1.7mの表層堆積物や、犬飼地区で認められた厚さ1.2mの上部層は、ともに河成堆積物であると判断された。一方、電気探査により示された低比抵抗の第一層は、ハンドボーリングで採取された細粒堆積物に相当し、上流に向けて厚くなる(図3)。犬飼地区では、河成の上部層の下位に、厚さ75cmの静水域で堆積したと推定される粘土層が認められた。

こうした当野以北の武庫川低地内の地形と堆積物の関係から、犬飼地区で認められた下部層が堰き止めで生じた湖成層とされる弁天黒土に相当し、湖の消滅後に湖成面上を流下・侵食した河川が残した堆積物が、犬飼地区で認められた上部層や矢代南地区の表層堆積物であると考えられる。したがって、犬飼地区の上部層基底に含まれる木片のAMS-¹⁴C年代から、弁天黒土を堆積させた堰き止め湖があったとしても、その湖が消滅した時代は約3000年前より古いことが明らかである。また上流にむけて表層堆積物の厚さが増大し、下部層が認められるようになることから、犬飼地区より上流区間、とりわけ大沢付近において、河川浸食をまぬがれた湖成とみられる下部層の大半が残されている可能性が高い。弁天黒土の特徴や堆積年代は、これまで詳細に記載・定義されてこなかったが、大沢付近の表層堆積物を詳しく調査することから、弁天黒土を詳細に記載・定義できると考えられる。

おわりに

本研究では、当野以北における武庫川沖積低地に、約2.5万年前以降から約6300年前までの間のある時期に静水域で堆積した下部層と、約3000年前以降に堆積した河成の上部層から構成される地点や、約500～600年前以降に堆積した河成層のみからなる地点があることを明らかにした。また矢代南付近を走る古市リニアメントに沿って基盤岩高度の急変部が存在し、その上位に堆積する砂礫層の上面にも変位が予想されたことから、このリニアメントに沿う断層運動の可能性を考えた。今後は以下の研究を進めることで、武庫川上流沖積低地の詳細な発達過程や、矢代南付近を走る古市リニアメントに沿う新期の断層運動の存在を解明する予定である。

- 1) 当野付近の堰き止めにより生じたとされる弁天黒土とよばれる湖成層（犬飼地区における下部層）の大半は、大沢付近に残されている可能性が高い。この大沢付近においてハンドボーリングにより表層堆積物を採取し、その堆積年代・堆積環境を明らかにする。
- 2) 矢代南地区において、基盤岩高度の急変や砂礫層の変位が推定された電気探査測点間でハンドボーリングを実施し、砂礫層上面高度の詳細な変化を明らかにし、古市リニアメントに沿う新期断層運動の存在を検証する。

謝辞

電気探査やハンドボーリング調査に際して、篠山市犬飼地区の前川 稔氏をはじめ、多くの方々にご尽力頂いた。兵庫県県土整備部篠山土木事務所の小林 孝氏には、ボーリング資料を提供頂いた。姫路工業大学理学部地球テクニクス講座の学生諸氏には電気探査作業を、自然・環境評価研究部の氏丸淳子氏には図の作成や火山ガラス分析作業を、それぞれお手伝い頂いた。これらの方々には厚くお礼申し上げます。本研究は、平成14年度兵庫県立人と自然の博物館総合共同研究「武庫川上流域の人と自然」(研究代表者：小林文夫)の分担研究の1つとして実施した。

要旨

西日本、兵庫県東部を流れる武庫川の源流部（篠山盆地南西部）の沖積低地について、地下構造を電気探査法から、表層堆積物の堆積年代を火山ガラス分析と

放射性炭素年代測定から、それぞれ明らかにした。厚さ2～7mの表層堆積物の直下には厚さ20m以上の砂礫層があり、武庫川が古市リニアメントを横切る区間では、この砂礫層の上・下面がそれぞれ1～2mおよび約20m変位している可能性があり、このリニアメントに沿う第四紀後期の断層運動が示唆された。沖積低地の表層堆積物は、2930yBP以降に堆積した河成の上部層と、25000～6300yBP間のある時期に静水域で堆積したより細粒な下部層の、2つの岩相ユニットに区分される。篠山盆地南端の現武庫川流路沿いでは、上部層に相当する河成堆積物のみが認められる。これら地下構造と表層堆積物の堆積年代から、この沖積低地が、単に湖起源とする以前の解釈とはいくぶん異なり、より複雑な変化過程を経て形成されたことが示された。

文 献

- 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. 東京大学出版会, 東京, 149-157.
- 藤田和夫 (1985) 変動する日本列島. 岩波書店, 東京, 228p.
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 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, 東京, 437p.
- 小林文夫 (2002) 兵庫県三田盆地西部における武庫川水系と加古川水系の谷中分水界. 人と自然, no. 13, 29-35.
- 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.
- 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. 地理評, 57, 537-548.
- 岡田篤正 (2002) 山陰地方の活断層の諸特徴. 活断層研究, 22, 17-32.
- 岡田篤正・東郷正美 (2000編) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395p.
- 尾崎正紀・松浦浩久 (1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, つくば, 93p.
- 田中眞吾・井上 茂・野村亮太郎 (1982) 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について. 地理評, 55, 525-548.
- 渡辺久雄 (1970) 忘れられた日本史, 歴史と地理の谷間. 創元社, 大阪, 270p.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, 82, 479-515.

(2003年6月27日受付)

(2003年11月12日受理)