

岐阜県恵那市に分布する瀬戸層群下部層の古土壌

葉田野 希^{*1}・入江志織^{*2,*3}・吉田孝紀^{*2}

^{*1} 信州大学大学院総合工学系研究科, 〒390-8621, 長野県松本市旭 3-1-1

^{*2} 信州大学理学部地質科学科, 〒390-8621, 長野県松本市旭 3-1-1

^{*3} 現所属: 国際石油開発帝石

Paleosols in the lower part of the Seto Group, Ena City, Gifu Prefecture, central Japan

Nozomi HATANO^{*1}, Shiori IRIE^{*2} and Kohki YOSHIDA^{*3}

^{*1}Interdisciplinary Graduate School of Science and Technology, Shinshu University,
Matsumoto, 390-8621, Japan

^{*2}Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University,
3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan

^{*3}Present address: INPEX Corporation

(Received November 30, 2017)

Abstract

The Paleopedological and sedimentological studies were carried out with clay mineralogy on the middle Miocene Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in Hara Mine in Yamaoka-cho, Ena City, Gifu Prefecture, central Japan.

The main part of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation, which mainly consists of clay-sized sediments with the alternation of sand and silt sediments, was deposited in stagnant water condition situated in lacustrine environment. The coarse debris flow deposits, however, were predominant in the marginal area of the basin. This wide variety of sedimentary facies is indicative of the diverse and highly undulated morphology.

The immature paleosol correlatable to inceptisol, which was intercalated in the debris flow deposits that buried the standing tree trunks, was formed in the marginal area of the sedimentary basin. The mature paleosol correlatable to ultisol was predominant on the emerged lake deposits. These suggest that the whole area of the sedimentary basin was situated by a large fluctuation of the lake water level and ground water table.

Key words: 瀬戸層群, 中部中新統, 古土壌, 堆積相解析, 粘土鉱物組成

Seto Group, Middle Miocene, paleosol, sedimentary facies analysis, clay mineral assemblage

はじめに

岐阜県東濃地方から愛知県豊田市には、新第三紀中期中新世から更新世に堆積した陸成層が分布する。これらは瀬戸層群とよばれ（槇山, 1950）、下部の粘土主体層と上部の砂礫主体層に区分されている（赤嶺, 1954；松沢ほか, 1960）（Fig. 1）。下部層は、中津川、恵那、土岐―多治見、瀬戸、豊田地域に点在した小盆地にて堆積した地層である（陶土団体研究グループ, 1982, 1985；中山, 1985；中山・陶土団研, 1989a, 1989b）。本層群の堆積学的検討は、瀬戸地域（中山, 1991）、土岐―多治見地域（實吉ほか, 2000；中

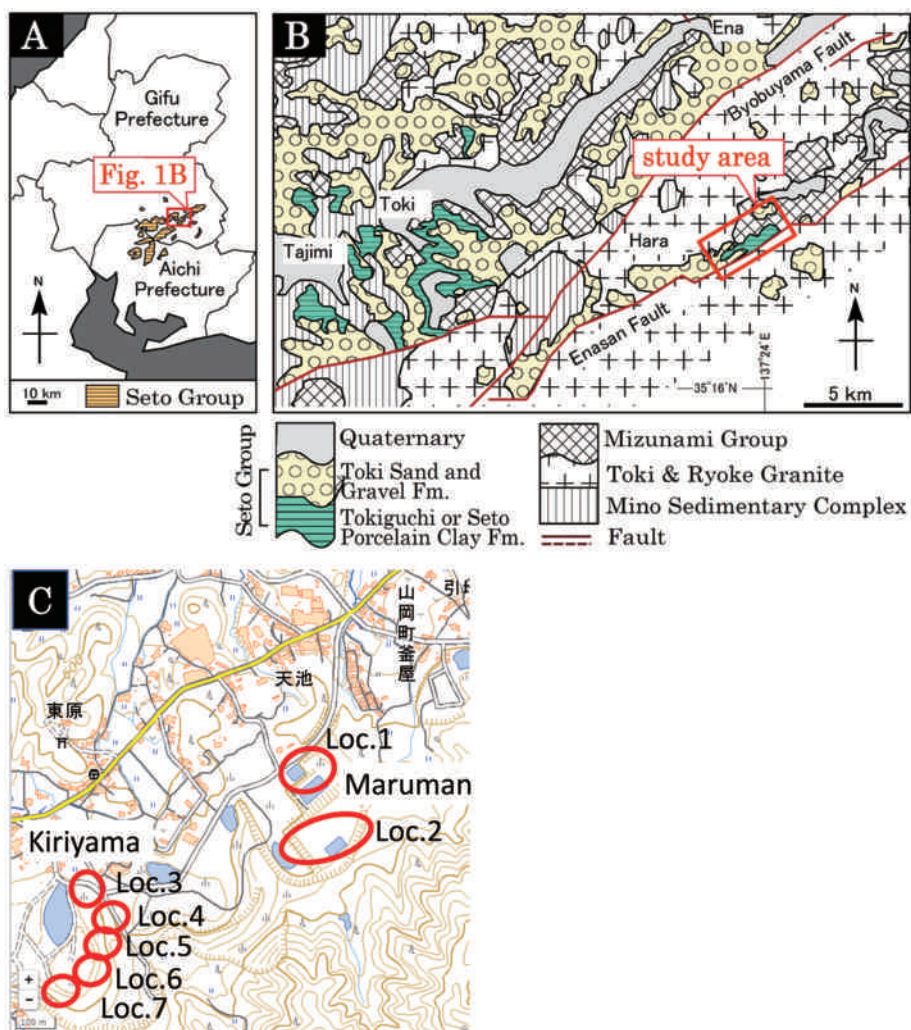


Fig. 1 A) Distribution of the middle Miocene Seto Group and location of Fig. 1B (modified from Todo Collaborative Research Group, 1985). B) Geological map of Ena City to Tajimi City and the study area (modified from Todo Collaborative Research Group, 1985). C) Locality of each column.

嶋ほか，2004；Hatano and Yoshida, 2017)で行われているが，北東部の中津川地域や恵那地域にての報告例が少ない。

さらに近年，瀬戸層群下部層には，保存状態の良い古土壤を産することが報告されている（Hatano and Yoshida, 2017）。古土壤は，陸成層に多く挟まれる中期的な時間間隙における地表面環境（たとえば地下水位条件，生物活動，気候条件）を推定する上で重要である（Kraus, 1999；Retallack, 2001）。そこで本研究では，岐阜県恵那市山岡町原鉾山に分布する瀬戸層群下部層について，堆積相解析と古土壤学的検討を行った。

当地域に分布する瀬戸層群について，入江ほか（2013）は堆積学的検討を行った。本研究では，新たな鉾山開発によって現れた原鉾山南西部の水平距離約300mに及ぶ切羽にて野外調査を行った。そして，この調査における成果と入江ほか（2013）を統合し，この地域全域に及ぶ堆積環境と古土壤環境に関して検討を行った。

II. 研究史・地質概説

愛知県名古屋市～岐阜県東濃地方に分布する新第三系は中新統あるいは鮮新統～更新統の陸成層であり，瀬戸層群（槇山，1950）に属する（安斎・山田，1951；大江，1951a，1951b）。土岐口陶土層に代表されるこの地域の第三系中の粘土層は，窯業原料として利用され，“陶土層”とも呼ばれている（例えば中山・陶土団研，1989a）。これらの粘土層は耐火度や色，構成鉱物などの違いから用途・品位別に区分されており，木節粘土・蛙目粘土・白粘土・青粘土などと俗称される（安斎・富田，1952）。また，その成因に関して粘土鉱物学的研究も盛んに行われてきた。古くから陶土層中の粘土は，陶土層堆積前に風化した花崗岩（真砂）が水流による運搬作用で分別・淘汰され堆積したものである，という考え（転移鉾床堆積説）が一般的であった（大島，1949）。その後，北崎・荒木（1952），野沢（1953，1955），種村（1964），藤井（1967），藤井・大森（1968），長沢・国枝（1970）をはじめとする数多くの窯業原料粘土に関する研究によって，粘土や粘土鉱物の種類が母岩の性質・母岩の粒度と量比・堆積環境に規定されることがわかった。加えて，陶土層中の粘土の粘土鉱物は，主にカオリナイトとハロイサイト，モンモリロナイトとイライトから構成されることが明らかとなった。

赤嶺（1954）は，岐阜県瑞浪市から愛知県瀬戸市に分布する瀬戸層群について層序学的・堆積学的研究を行い，土岐口陶土層の堆積場を湖水中と位置付けた。竹原ほか（1961）は，現在の伊勢湾周辺に位置したこの湖を東海湖と命名した。しかしその後，陶土団体研究グループ（1982，1985），中山（1985），中山・陶土団研（1989a；1989b）は，岐阜県に分布する瀬戸層群の堆積盆地について構造地質学的研究を行い，陶土層の堆積場が伊勢湾全体に及ぶ大きな湖ではなく，各地に散在して分布する小さな湖沼であることを示した。さらに，瀬戸層群下部の陶土層は，*Pinus trifolia* floraを産し（三木，1948），植物相の変遷から東海層群の堆積年代よりも明らかに古い地層であるとされてきた（那須，1972）。このことから，牧野内（1985）は，陶土層を東海湖ではなく先東海湖の堆積物と位置付けた。中山・陶土団研（1989b）は，岐阜県恵那市に分布する瀬戸層群の構造地質学的，堆積学的研究より，陶土層が東海湖に注ぐ河川沿いで堆積したことを示した。陶土団研（1999）は，岐阜県南部の多治見市及びその周辺の上部新生界東海層群とその堆

積盆地についての調査をまとめ、東海層群の層序と堆積年代、東海層群の発生機構について検討を行った。土岐口陶土層の堆積環境については、山地・丘陵地が沼沢地・湿地に近接した網状河川システムであったとの報告がある（中山，1991；實吉ほか，2000；中嶋ほか，2004）。

陶土層の堆積年代は、小陥没盆地の発生時期に依存するため、各地で異なる（中山・陶土団研，1989a，1989b）。さらに、火山灰層が少なく、その水平的な連続性が悪いいため、盆地間の堆積年代の対比は未だに不十分である（陶土団研，1999）。ただし、植物化石の生層序（Miki，1941；那須，1972），火山灰の放射年代（陶土団研，1985；吉田ほか，1997；安藤ほか，1999；星ほか，2015），古地磁気層序（Nakayama et al.，1995）から、各地域の陶土層の堆積年代が報告されている。土岐一多治見地域に分布する陶土層の堆積年代は、中新世中期と考えられている（吉田ほか，1997；安藤ほか，1999；陶土団研究，1999；星ほか，2015）。

陶土層堆積時の気候条件については、古植物学的研究や古土壌学的研究より、年較差の少ない海洋的気候条件下にあったとの報告や温暖帯から亜熱帯性の湿潤な気候条件にあったとの報告がある（三木，1963；那須，1972；塚腰・陶土団研，1998；中山ほか，1999；百原・齋藤，2001；Hatano and Yoshida，2017）。

本研究地域に分布する瀬戸層群について、陶土団体研究グループ（1982）は、下部の粘土主体層を原層、上部砂礫主体層を猿爪層と定義した。また、瀬戸層群の基盤岩類としては、中古生界の美濃帯堆積岩コンプレックス、上部白亜系～古第三系の土岐花崗岩、下部新第三系の瑞浪層群が分布する（石原・鈴木，1969；陶土団体研究グループ，1982；西本ほか，2008）。研究地域に分布する瀬戸層群の南東縁は、恵那山断層を境に土岐花崗岩類と接している（陶土団体研究グループ，1982）。恵那山断層は、北東―南西走向で70°程度北西に傾斜する逆断層である（陶土団体研究グループ，1982）。

研究地域の山岡町原鉱山は、丸万地域と桐山地域とに区分されている（Fig. 1C）。このうち、丸万地域及び桐山地域の北西部は、入江ほか（2013）の研究地域である。

III. 研究手法

本研究では、現地性の植物化石、土壌層位、土壌構造に注目して古土壌記載を行った。なお、現地性植物化石の産出する層準を水平方向に追跡し、地表に露出していた古地表面を認識した。土壌層位の認定と表記は Retallack（2001）や Soil Survey Staff（2006）に従い、O層、A層、B層、C層を区別した。土色については、湿った状態の試料をマンセル土色帳に従って記載した。また、各土壌層位から定方位サンプルを採取し偏光顕微鏡下で古土壌の微視的構造を記載した。鏡下観察における微視的構造の表記は、Brewer（1976）と Retallack（2001）に従った。

鉱物分析は、不定方位試料と2 μm 以下の粒子を水簾によって選別して作成した定方位試料を用い、試料の作成法は下田（1985）に従った。X線回折分析には、信州大学理学部設置の粉末X線回折分析装置（株式会社 RIGAKU 製 Ultima IV X-ray Diffractometer）を用い、特性X線に Cu-K α 線を使用した。測定条件は、管電圧を40kV、管電流を40mA、走査条件を走査間隔0.02°とした。定方位分析では走査速度1°/minとし、走査範囲は

$2\theta = 3 \sim 40^\circ$ に，不定方位分析では走査速度 $8^\circ/\text{min}$ ，走査範囲を $2\theta = 3 \sim 70^\circ$ とした。測定データにおける強度は，バックグラウンドを除去したものを用了。また，エチレンジリコール処理， 150°C と 600°C での段階加熱処理，および HCl 処理を行い，粘土鉱物を同定した。各処理については下田（1985）に従った。

III. 堆積相解析結果

1. 堆積相の記載と解釈

Fig. 1C に示す 7 地点にて堆積柱状図を作成した (Fig. 3)。調査地域の瀬戸層群は，水平的な岩相の変化が著しい。そこで，露頭が連続する地点 4，5，6，7 にて水平距離約 200m のスケッチを作成した (Fig. 2)。そして，粒度，堆積構造，地層境界，地層の断

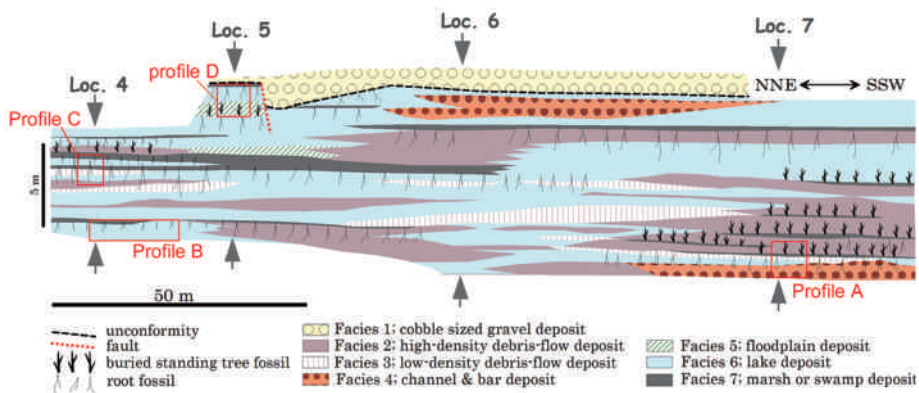


Fig. 2 Sketch of outcrop of Seto Group in the study area and locations of columns (Fig. 3). Note vertical exaggeration is $5\times$. Facies codes are same as Table 1.

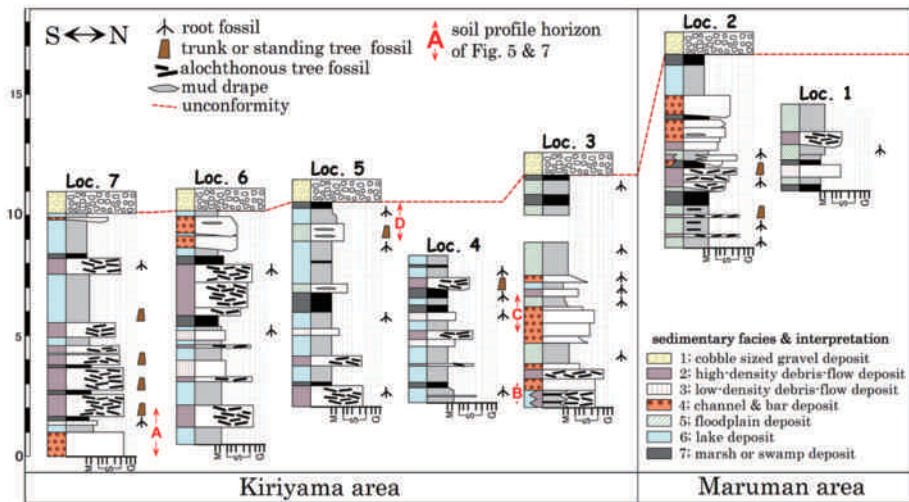


Fig. 3 Comparison of columns at each location. For the location of each column see Figs. 1C and 2.

Table 1 Sedimentary facies and their interpretations of sedimentary environments in the Seto Group distributed in the study area.

Facies code	Grain size	Thickness (cm)	Shape	Sedimentary structures	Adjacent facies	Interpretation	Miall (1977, 1996)	Irie et al. (2013)
1	clast-supported pebble gravel with granule-vcs matrix	unknown	successional	massive, rarely stratification structure, erosional bases	4, 6, 7	gravelly channel & bar	Gm	a
2	clast-supported pebble-granule with allochthonous plant fossils, ms-fs, minor clay layer	10-250	tongue or pinch and swell shape	abundant allochthonous plant fossils (length : >100cm), massive, rarely cross laminae	3, 4, 5, 6, 7	high-density debris-flow deposit	Gci	c
3	massive sandy silt with granule	10-200	tongue or pinch and swell shape	matrix supported, gravels are dispersed in massive sandy silt with disordered internal arrangement	2, 4, 6	low-density debris-flow deposit	Gmm	b
4	cs-ms mixed granule	50-250	lenticular (convex-downward)	cross-beds (angle ; 30° -), erosional bases, normal size-grading	1, 2, 3, 5, 6, 7	channel deposit	St, Sp	g
5	alternating beds of pebbly granule-vcs, granular ms-fs and silt-clay with carbonaceous material layer	50-120	wedged-shape	bioturbation, current-ripple, normal size-grading, erosional bases of sandy layer, flame structure, conbolute laminae, clear boundary between sandy layer and muddy layer	4, 6, 7	floodplain deposit	Fl	f or h
6	silt-clay, sometimes granule-fs layer	10-250	successional, lenticular (convex-downward)	massive by bioturbation, parallel laminae, conbolute laminae	1, 2, 3, 4, 5, 7	lake or pond deposit	Fsm	i
7	lignite with silt-clay matrix, peat, rarely sand layer	10-140	successional, lenticular (convex-downward)	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding planes	1, 2, 3, 4, 5, 6	swamp or marsh deposit	C	j-1, j-2

面，層厚，水平・側方への遷移関係に注目し，7つの堆積相を認定し，入江ほか（2013）の堆積相との対比を行った。各堆積相の特徴を Table. 1 にまとめる。堆積相の認定と解釈は Miall（1977，1996）による一般的な堆積相区分に従った。なお，地点 1，2，3 は，入江ほか（2013）の研究地域であり，現在は埋め立てられている。以下に各堆積相の詳細を述べる。

堆積相 1；不淘汰礫支持礫層相；層厚不明。本堆積相は，円～亜円礫からなる不淘汰な礫支持礫層からなる。礫は中礫サイズであり，基質は主に細礫～極粗粒砂から構成される。内部構造として，部分的に成層構造を示す。本堆積相は，土岐砂礫層を構成する。また，堆積相 4，6，7 を 250cm 以上侵食する構造を示す。本堆積相は，入江ほか（2013）の堆積相 a に相当する。

本堆積相は，粗粒な礫層を主とし，部分的に成層構造や侵食構造を示し，円～亜円礫から構成されるため，礫質チャネルやバーの堆積物と考えられる。また，本堆積相は Miall（1977，1996）の岩相 Gm に相当する。

堆積相 2；植物片を挟む礫支持礫層相（Fig. 4A）；層厚 数10～250cm。本堆積相は，材化石を無秩序に挟む分級に乏しい中礫～細礫層，数 cm～数10cm の褐色中粒砂～細粒砂

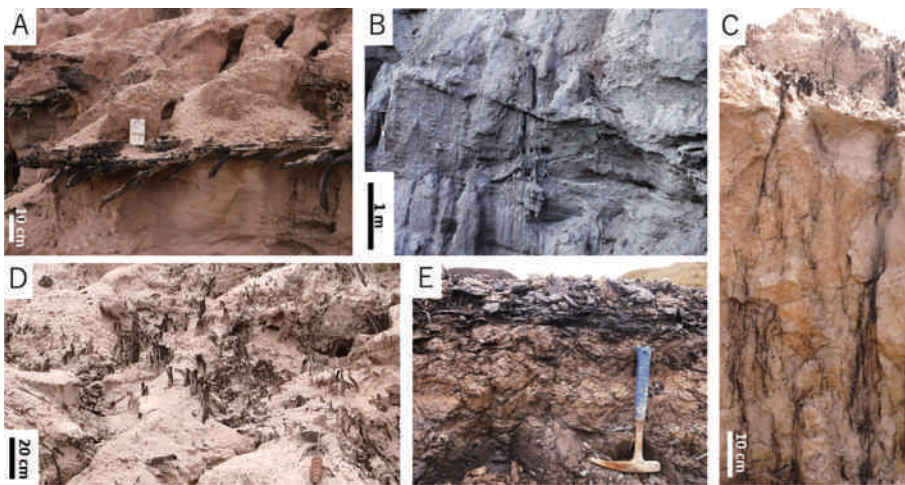


Fig. 4 Field photographs. Facies codes are same as Table 1. A) High-density debris-flow deposit showing poorly-sorted gravel layer with abundant allochthonous plant fossils (Facies 2). B) Channel deposit showing high-angled cross-beds (Facies 4). C) Paleosol yielding abundant long root fossils (paleosol in profile A). Note uniformly gray colored solum showing undeveloped soil horizons. The parent material of this paleosol is low-density debris flow deposit (Facies 3) and stagnant water deposit (Facies 6). D) Dense root fossils and vertical standing tree fossils (horizontal view of paleosol in profile A). E) Mature soil horizons that overprinted on the stagnant water deposits (Facies 6). Abundant root fossils are yielding (paleosol in profile C). The upper part of the picture is lignite layer (Facies 7).

層からなり、数 mm の炭質層を挟む褐色の粘土層をまれに挟む。また、上に凸の舌状ないし膨縮状の外形を示す。下位層への侵食構造はみられない。礫層は、角礫～亜角礫からなるチャートや石英岩が卓越し、礫支持の部位と基質支持の部位が不規則に混在する。内部構造として礫層中に斜交層理をとまなうこともあるが、大部分が不淘汰な塊状を示す。材化石は、礫支持中礫層中に挟まれ、最大径120cm、長さ200cm以上の横倒し樹幹化石を含む (Fig. 4A)。また、材化石が密集する部分が偏在する。本層相は、岩相 3, 4, 6, 7 と明瞭な境界をもって接し、堆積相 5, 6 と指交関係で接する。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 c に相当する。

本堆積相は、主に材化石を無秩序に挟む分級に乏しい中礫～細礫層といった、水流による分級が十分でない堆積物から構成される。従って本堆積相は、含水率の低いもしくは速度の小さい高密度のデブリフロー堆積物と考えられる。本堆積相は Miall (1996) の堆積相 Gci に相当する。

堆積相 3；含角礫不淘汰砂質シルト層相；層厚 10～200cm。本堆積相は、淘汰の悪い砂質シルト～シルトを基質とし、少量の細礫を含む。上に凸の舌状ないし膨縮状の外形を示す。礫層は、角礫～亜角礫が卓越する。主に無構造であり、礫が無秩序に散在する。局所的に礫～粗粒砂の密集した部分が偏在する。本堆積相は、堆積相 2, 6 と明瞭な境界をもって接し、堆積相 4 と指交関係で接する。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 b に相当する。

本堆積相は、無構造の不淘汰砂質シルト層から構成され、礫が無秩序に散在する特徴をもつ。この構造は、高粘性の堆積物重力流でみられるリジットプラグの構造と考えられる。また、無構造の砂質シルトは、高粘性の堆積物重力流において泥の粘着力と流体の剪断応力がつり合う状況下での堆積を示すとされる (徐・平, 1989)。これより、本堆積相は、低密度のデブリフロー堆積物と解釈できる。本堆積相は Miall (1996) の岩相 Gmm に相当する。

堆積相 4；斜交層理砂質礫層相 (Fig. 4-B)；層厚 50～250cm。本堆積相は、粗粒砂～中粒砂まじりの細礫から構成される。下に凸のレンズ上の外形を示し、下位層への侵食構造を示す。礫層は、最大礫径1.5cmで、角礫～亜角礫が卓越し、亜円～円礫を含むこともある。内部構造として傾斜角30°以上の斜交層理、正級化構造を示す。本堆積相は、堆積相 2, 3, 5, 6, 7 と明瞭な境界ないし侵食境界で接し、堆積相 3 とは指交関係で接することもある。また、上方細粒化し、堆積相 6 へ漸移することもある。土岐口陶土層の上位では、堆積相 1 によって侵食されている。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 g に相当する。

本堆積相は、斜交層理を示す粗粒砂～中粒砂まじりの細礫から構成され、下位層への侵食構造を示す。従って、これらは定向流で堆積したベッドロード堆積物であり、河道埋積物であると考えられる。チャネルの移動による定向流の流速・水量の減少によって上方細粒化を呈すると考えられる。本堆積相は Miall (1977, 1996) の岩相 St, Sp に相当する。堆積相 5；砂泥互層；層厚 50～120cm。本堆積相は、中礫まじり細礫～極粗粒砂層 (層厚 30～40cm)、細礫まじり中粒砂～細粒砂層 (層厚 数～20cm)、炭質物からなる薄層を挟む泥層 (層厚 数 mm～数 cm) の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭であ

り，楔状の外形を示す。内部構造として礫層や砂層中には，カレントリップルや正級化構造，数 cm のマッドドレープが認められ，下位層への侵食構造を示す。また，火災構造や荷重痕が認められるが，大部分が生物擾乱を被っている。本堆積相は，堆積相 4，6，7 と明瞭な境界をもって接する。本堆積相は入江ほか（2013）の堆積相 f ないし h に相当する。

本堆積相は，砂層においてカレントリップルが観察できる。このことから，砂層は掃流による堆積物といえる。さらに，砂層と泥層の境界が明瞭であり，火災構造や荷重痕を示すことから，砂粒子の運搬と停止がイベント的なものであったと考えられる。これらの特徴より，本堆積相は，常時泥が浮遊沈降する水流のない静水域において，氾濫時に砂が供給されるような氾濫原の堆積物と解釈できる。本堆積相は Miall（1977，1996）の岩相 F1 に相当する。

堆積相 6；シルト～粘土層相；層厚 数10～250cm。本堆積相は，主にシルト～粘土層から構成され，部分的に数 mm～数 cm の細礫～細粒砂層を挟む。砂層は連続的に側方に続く場合と，下に凸のレンズ状の外形を示してせん滅する場合がある。大部分が植物根による生物擾乱を被っており，塊状であるが，部分的に平行葉理，コンボルト葉理を示す。本堆積相は堆積相 2，3，4，5，7 と明瞭な境界をもって接する。土岐口陶土層の上位では，堆積相 1 によって侵食されている。本堆積相は，入江ほか（2013）の堆積相 i に相当する。

本堆積相は，主に細粒な泥質堆積物から構成される。従って，泥粒子の浮遊・沈降が卓越する静穏な池や湖沼の環境を示唆すると考えられる。本堆積相は Miall（1977，1996）の岩相 Fsm の特徴に類似する。

堆積相 7；泥基質亜炭層・泥炭層相；層厚 数10～140cm。本堆積相は，主に横倒し植物化石の密集した亜炭層であり，部分的に泥炭となって産する。基質はシルト～粘土からなり，部分的に数 mm～数 cm の砂層を挟む。連続的ないし下に凸のレンズ状の外形を示す。本堆積相は，堆積相 2，3，4，5，6 と明瞭な境界をもって接し，堆積相 6 とは漸移ないし指交関係で接することもある。土岐口陶土層の上位では，堆積相 1 によって侵食されている。本堆積相は入江ほか（2013）の堆積相 j-1 ないし j-2 に相当する。

本堆積相は，横倒しの植物化石が密集しており，基質がシルト～粘土から構成されることから，植物片が集まりやすく，それらの保存状態が維持される沼沢地，あるいは氾濫時に大量の植物片が集積する一時的な湛水域の周縁環境を示唆する。本堆積相は Miall（1996）の岩相 C に類似する。

2. 堆積相の分布状況

研究地域に分布する土岐口陶土層は，主に堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物），6（湖堆積物）が大部分を占める。また，下部の層準ほど，堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）が卓越する傾向にある。特に，スケッチより（Fig. 3），桐山地域の南南西の下位層準では，堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）が堆積相 7（沼沢地堆積物）と繰り返し重なり，層厚約 4～4.5m のユニットを構成する。また，堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）は水平方向への連続性が悪く，上に凸ないし膨縮状の外形を呈している。丸

万地域、桐山地域ともに、南ほど堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）が卓越し、北ほど堆積相 6（湖堆積物）が卓越する傾向にある。堆積相 6（湖堆積物）は水平方向への連続性に富み、約180m以上追跡可能である。堆積相 4（チャンネルないしバーの堆積物）からなるレンズ状のチャンネル相は、丸万地域で 1 層準、桐山地域にて最大 4 層準認められる。

IV. 古土壌記載結果

研究地域に分布する瀬戸陶土層には、水平方向、垂直方向に異なる特徴をもつ複数の古土壌が発達している。さらに、桐山地域の南南西地点（地点 7）の下部層準や丸万地域の南側地点（地点 2）の中部層準では立木化石が多産し、これらが堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）によって埋められた状態で産する。

本研究では、Fig. 2 に示す代表的な 4 層準（A～D）にて、野外と鏡下での詳細な古土壌記載を行い、古土壌プロファイルを作成した（Fig. 5）。以下にプロファイル毎の詳細を述べる。なお、Soil Survey Staff (2006) に従い、A 層と B 層両者の特徴を示す層を AB 層、B 層内部でより淡色を呈して強い風化を示す層準を Bw 層と記述する。

プロファイル A；本プロファイルは、桐山地域の南南西部（地点 7）の最下部に位置する。ここでは、堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）に挟まれて、堆積相 3（低密度デブリフロウ堆積物）、堆積相 6（湖堆積物）と薄い堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）を母材とした古土壌が認められる。

土層分化は不明瞭であり、野外観察において A 層（層厚 2 cm）がかろうじて認定できる。ただし、後述の鏡下観察により、地下土壌層準での粘土基質の発達が認められるため、Ab 層（層厚 5 cm）を認識できる。また、長さ150cm に及ぶ根化石や、数 cm 径の立木化石を豊富に産する（Fig. 4-C, D）。根化石の直径は最大 2 cm である。この古土壌層表層は、その上位の堆積相 2（高密度デブリフロウ堆積物）に覆われており、立木化石がこれらによって埋められている。

微細構造の観察では、団粒構造や粘土集積構造は未発達である。ただし、argillan（土壌中の粒子の周囲に二次的に集積ないし変質してできた粘土からなる被膜；Brewer, 1976）やペレットが認められる。基質や骨格粒子周囲の高干渉色粘土がなす構造（sepic plasmic microfabric；Retallack, 2001；Brewer, 1976）は、A 層において insepilic plasmic（高干渉色粘土が断片的にしか発達していない）に、B 層において masepic plasmic（高干渉色粘土が網目状に発達）や mosepic plasmic（高干渉色粘土が一部で連結して発達）に相当する。

プロファイル B；本プロファイルは、桐山地域の北北東部（地点 4）の最下部層準に位置する。ここでは、堆積相 6（湖堆積物）を母材とした古土壌が認められる。

土層分化は不明瞭であり、野外観察において A 層（層厚 5 cm）がかろうじて認識できる。ただし、後述の鏡下観察により、地下土壌層準での粘土基質の形成が認められるため、AB 層（層厚10cm）、Bw 層（層厚20cm）の発達が判定できる。また、古土壌表面から地下に向かって伸びる、長さ100cm に及ぶ根化石を産する。根化石の直径は 1 cm 以上

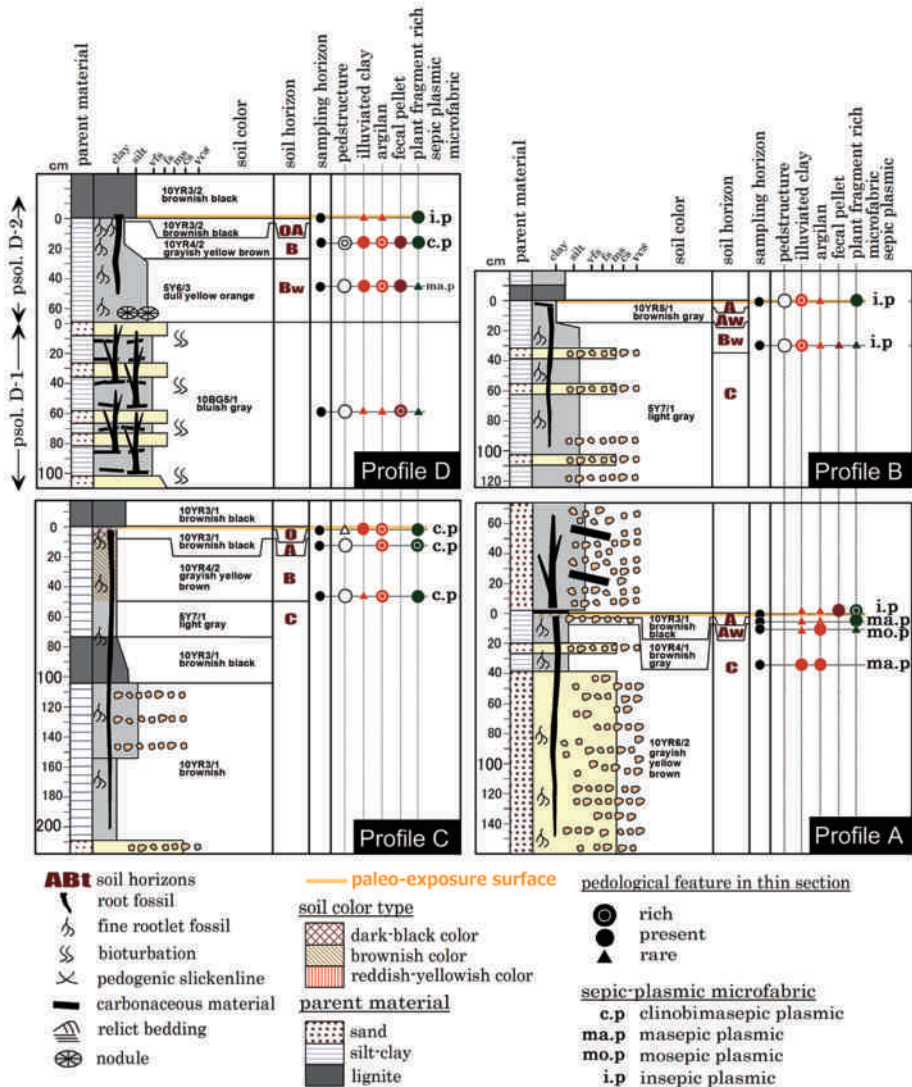


Fig. 5 Paleosol profiles. psol; paleosol. For the horizon of each profile see Fig. 3. Paleo-exposure surface (orange colored line) is used as a reference plane of the profile.

に達する。また，水平方向 2 m の範囲に直径 1 cm 以上の根化石を 5 本確認した。本古土壌層表層は，堆積相 7（沼沢地堆積物）に覆われている。

微細構造の観察では，豊富な団粒構造や粘土集積構造（Fig. 6-A, B），ラミナをなす argillan（Fig. 4A）が認められる。sepic plasmic microfabric は，A 層，Bw 層とも insepic plasmic に相当する。

プロファイル C；本プロファイルは，桐山地域の北北東部露頭（地点 4）の下底より約 3～5 m 上位に位置する。ここでは，堆積相 6（湖堆積物）を母材とした古土壌が認められる。

土層分化は明瞭であり、O～A層（層厚10cm）、B層（層厚約40cm）が認められる（Fig. 3D；Fig. 4-E）。O～A層では、数mm厚に割れる板状の団粒構造が肉眼で認められる。長さ200cmに及ぶ根化石を豊富に産する。根化石の直径は3.5～6cmである。また、水平方向2mの範囲に直径1cm以上の根化石10本の産出を確認した。本古土壤層表層は、堆積相7（沼沢地堆積物）に覆われている。

微細構造の観察では、団粒構造や粘土集積構造が認められる。Sepic plasmic microfabric は clinobimasepic plasmic（高干渉色粘土が直交しない2方向に発達）に相当する（Fig. 6-C）。

プロファイルD；本プロファイルは、地点5の露頭の下底より約5.5m上位をトップとして土岐砂礫層との不整合面直下までを占める。ここでは、この古土壤を下位より古土壤D-1、古土壤D-2と区分して記載する。

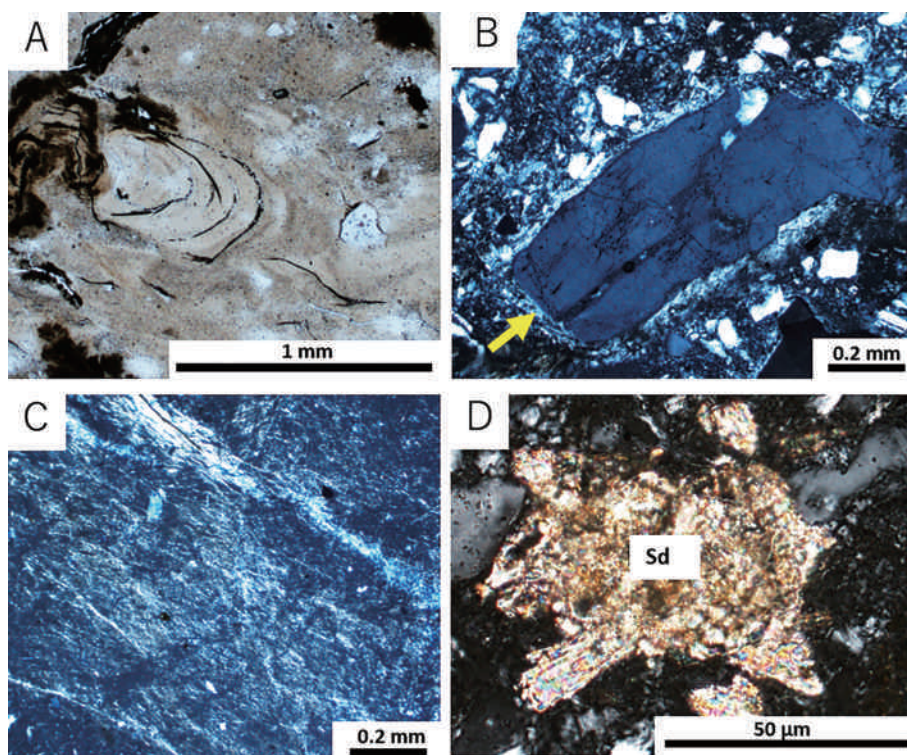


Fig. 6 Photomicrographs of thin-section. XPL ; cross-polarized light, PPL ; plane-polarized light. A) PPL. Illuviated clay with laminated structure showing intermittently precipitation of clay (Bw horizon of paleosol in profile B). B) XPL. The arrow shows clay coating with highly birefringence (argillan; Brewer, 1976) around skelton grain (Bw horizon of paleosol in profile B). C) XPL. Clinobimasepic microfabric (network of highly birefringent streaks in two preferred directions and at a low angle; Brewer, 1976, lower Bw horizon of paleosol in profile C). D) XPL. Siderite (Sd) nodule (paleosol D-2 in profile D).

古土壤D-1；本古土壤は，堆積相5（氾濫原堆積物）を母材としている。砂泥互層がなす初生的堆積構造は生物擾乱によって乱され，淘汰不良な砂質泥となっているが，部分的に互層部を認識できる。本古土壤層に産する立木や根化石は，複数の古地表面から伸びており，厚さ約110cmの氾濫原堆積物に散在して産する。これより，本古土壤は地表面風化による土壤化と碎屑物の供給による地表面の埋積が繰り返して発達した compound 古土壤（Kraus, 1999）と判断できる。本古土壤層の土層分化は不明瞭であり，土層全体が青灰色を呈する。また，直径70cmに及ぶ立木化石を豊富に産する。

微細構造の観察では，団粒構造や粘土集積構造が認められるが，sepic plasmic microfabric はみられない。

古土壤D-2；本古土壤は，堆積相6（湖堆積物）を母材とし，堆積相7（沼沢地堆積物）に覆われる。O～A層（層厚数cm），B層（層厚25cm），Bw層（層厚40cm以上）が認められ，O～A層では，数mm厚に割れる板状の団粒構造が肉眼で認められる。長さ50cm以上の根化石を産し，それらの直径は最大0.8cmである。また，水平方向2mの範囲に直径1cm以上の根化石20本の産出を確認した。

微細構造の観察では，団粒構造や粘土集積構造，ペレットが豊富に認められる。粘土集積構造は，ラミナをなすものもある。また，sepic plasmic microfabric はO～A層で insepilic plasmic に，B層において clinobimasepic plasmic に，Bw層において masepic plasmic に相当する。また，O～A層にて，針状のシデライトノジュールが認められる（Fig. 6D）。これらは，現在の風化で生ずるような鉄酸化物被膜をともしないため，古土壤形成後に土層内で集積した可能性が高い。

V. 粘土鉱物分析結果

各プロファイルに発達する古土壤層から採取した試料について不定方位と定方位試料のX線回折分析を行った。粘土鉱物組成比の古土壤層内での垂直分布を Fig. 7 に示す。

不定方位試料のXRD分析の結果，すべての試料で石英，長石，雲母粘土鉱物，膨潤性粘土鉱物，カオリナイトのピークが認められた。また，プロファイルDの古土壤層D-2のO～A層にのみ，炭酸塩鉱物のピークが認められた。鏡下観察より，このピークはシデライトノジュールに起因すると思われる。プロファイルAの古土壤層は，全岩の約10～35%を粘土鉱物が，約50～80%を石英が占める。プロファイルBの古土壤層は，全岩の約20～40%を粘土鉱物が，約40～60%を石英が占める。プロファイルCの古土壤層は，全岩の約40～50%を粘土鉱物（カオリナイト，膨潤性粘土鉱物）が，約20～45%を石英が占め，O～A層では長石が約30%を占める。プロファイルDの古土壤層D-1，D-2ともに，全岩の約10～18%を粘土鉱物が，70%以上を石英が占め，土層内での鉱物組成比が垂直方向に一様である。

定方位試料のXRD分析の結果，研究地域に分布する土岐口陶土層の粘土基質は，カオリナイトを主体とし，少量の膨潤性粘土鉱物，雲母粘土鉱物から構成される。プロファイルA，B，Cの古土壤層は，粘土分（ $< 2\mu\text{m}$ ）中のほとんどがカオリナイトから構成される。プロファイルDの古土壤層D-1，D-2ともに，粘土分中の粘土鉱物組成は，カオリナイト，膨潤性粘土鉱物，雲母粘土鉱物がほぼ同量である。また，全ての古土壤層を概

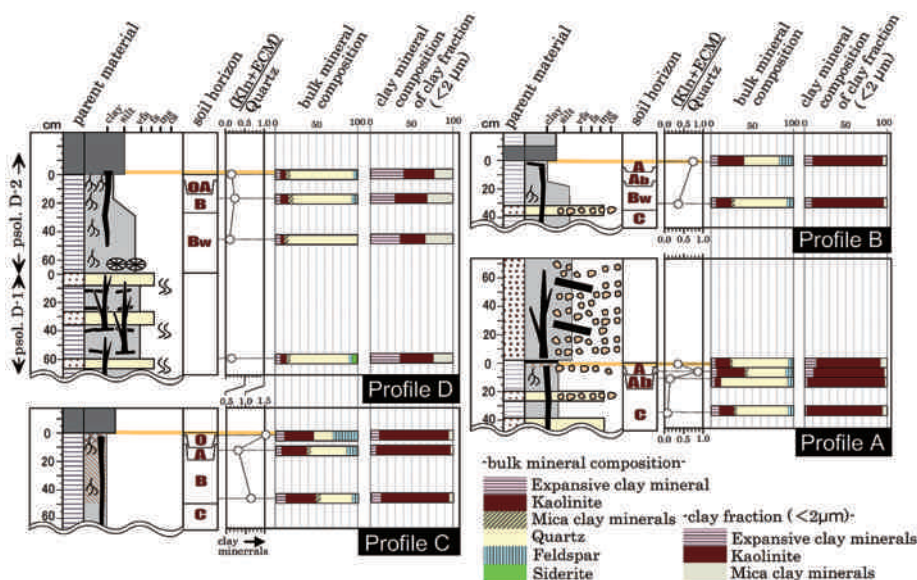


Fig. 7 Mineralogical profiles of each paleosol. Kln; Kaolinite, ECM; Expansive Clay Minerals. For location of the profiles see Fig. 3. Other keys are same as those in Figs. 3 and 5.

観して、全岩鉱物組成比と粘土鉱物組成比の土層内での垂直変動は認められない。

VI. 考察

1. 土岐口陶土層の堆積環境

研究地域に分布する土岐口陶土層の堆積相は、主に堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）、堆積相6（湖堆積物）から構成される。本層は、堆積相の水平的な連続性が悪く、堆積時の地表面が凹凸をなす形態を呈していたと考えられる。堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）は、上に凸の形態を呈する。さらに、堆積相4（チャンネルないしバーの堆積物）は、下に凸のレンズ状の外形を呈する。したがって、この凹凸の形態は、デブリフロウによる堆積体がなすマウンド状の地形や河川形成によってできた可能性がある。

水平方向の堆積相の分布状況をみると、丸万地域、桐山地域ともに、南ほど堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）が卓越し、北ほど堆積相6（湖堆積物）が卓越する傾向にある。研究地域では、南から北に向かって基盤の花崗岩類から離れていく。したがって、堆積相の水平分布は、基盤岩からの距離に関連していると考えられる。基盤岩と近接した南ほど、堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）が卓越しそれらの層厚が厚くなることから、土石流が供給されやすいプロキシマルな堆積環境にあったと考えられる。また、堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）は、主に不淘汰塊状の亜角～角礫層から構成され、褐色を帯びた砂質泥の基質、最大径120cm、長さ200cm以上の横倒し樹幹化石を豊富に挟む。したがって、研究地域に分布する厚いデブリフロウ堆積物は、堆積当時、基盤岩の花崗岩上に発達していた森林土壌を含む崩積土を起源とする可能性がある。

2. 土岐口陶土層の古土壌環境

研究地域に分布する土岐口陶土層において，複数の古土壌が発達していることが明らかとなった。さらにこれらは，発達層準，母材の違いによって，その発達度や特徴が異なっている。

プロファイルAに発達する古土壌は，堆積相3（低密度デブリフロウ堆積物），堆積相6（湖堆積物），薄い堆積層2（高密度デブリフロウ堆積物）を母材としている。これらは，不明瞭な土層分化，比較的細い根化石（直径最大2cm），未発達な団粒構造や粘土集積構造，低い粘土含量（10～35％）に特徴づけられる。したがって，未成熟な土壌化ないし短い風化時間を経ていたと考えられる。ただし，根化石の長さは最大150cmに及ぶ。一般に，植物根は好気呼吸を行い，地下水位より下までは生育せず（Retallack, 2001），乾燥した土壌環境において地中深くまで生育する（三枝, 1989）。したがって，地下水位は，古地表面から下位方向へ少なくとも150cmにあったと考えられる。本古土壌の古地表面上において，堆積相2（高密度デブリフロウ堆積物）が立木を埋積して堆積している。このことは，地表面での曝露と土壌化の停止がデブリフロウの発生に起因することを示唆しており，かつ瞬時に埋没がなされたことを示している。

プロファイルBに発達する古土壌は，堆積相6（湖堆積物）を母材としている。土層分化は不明瞭で粘土鉱物が全岩中に占める割合は約20～40％と比較的少ない。長さ100cmに及ぶ根化石を産するので，本古土壌生成当時，古地表面は地下水位より少なくとも100cmより上にあったと考えられる。また，豊富な団粒構造や粘土集積構造，ラミナをなすargillanを産し，プロファイルAに発達する古土壌よりも，その成熟度は高かったといえる。

プロファイルCに発達する古土壌は，堆積相6（湖堆積物）を母材としている。本古土壌は，明瞭な土層分化，豊富な根化石，団粒構造や粘土集積構造，発達度の良い粘土基質（clinobimasepic plasmic），粘土鉱物の全岩中での割合が40～50％を示すように細粒分が卓越する粒度構成に特徴づけられる。さらに，根化石は長さ200cmに及び，全プロファイルの古土壌中で最も大きな直径を示す。以上より，この古土壌は比較的発達度の高い古土壌であり，降雨などの気象条件に由来する強い土壌化ないし長い時間地表面で風化を受けて形成されたと考えられる。さらに，本古土壌は，約10cmのO～A層，約40cmのB層で特徴づけられる。薄いO層の発達，明瞭なB層の発達は，有機物遺骸の弱い分解と地下土壌層準でのレシバージュ作用の進行（土層内での鉱物の加水分解とそれによって生じた塩基が土層の下位層準へ移動し二次性粘土鉱物として集積する土壌化プロセス；松井, 1988）を表している。これらの特徴より，本古土壌は，Soil Survey Staff（2006）のultisolに類似するといえる。

プロファイルDの古土壌D-1は，堆積相5（氾濫原堆積物）を母材としている。本古土壌はcompound古土壌（Kraus, 1999）であり，粘土基質が連結しておらず，土層中の粘土含量も10～18％と少量で，粗い粒子が残っていることから，風化時間の短い土壌と考えられる。また，古土壌D-2は，堆積相6（湖堆積物）を母材としている。土層分化が比較的明瞭であり，豊富な根化石（長さ50cm以上），団粒構造や粘土集積構造，ペレット，発達した粘土基質に特徴づけられる。ただし，粘土含量は少なく（粘土含量；

10～18%), 比較的粗粒な母材からなる。以上より, 本古土壌発達当時, 古地表面は少なくとも50cm 地下水位より上位に露出しており, 土壌化を被っていたと考えられる。

以上をまとめ, それぞれの古土壌を土壌化の程度が高い順に並べると, プロファイルC, プロファイルDの古土壌D-2, プロファイルB, プロファイルA, プロファイルDの古土壌D-1となる。上述したように, 研究地域の土岐口陶土層では, 南から北に向かってプロキシマルからディスタルな堆積場にあったと考えられる。最も南に位置する地点7の最下部において, 高密度デブリフロー堆積物の卓越する層準に挟まれるプロファイルAの古土壌は, その発達程度が低い。このことは, 土石流が供給されやすい盆地の縁では, 地表面が碎屑物によって覆われやすく, 土壌化が継続しなかったことを示す。他方, 北に位置する地点4において, 湖堆積物上に発達するプロファイルCの古土壌は, その発達程度が最も高い。このことから, 盆地の縁から離れたディスタルな堆積場では, 堆積物供給量が比較的少なく, 土壌化が長期間継続したと考えられる。以上より, 研究地域に分布する土岐口陶土層の古土壌発達程度の水平方向の違いは, 堆積物の供給速度に強く影響されていると考えられる。

ただし, 土石流堆積物の卓越する盆地縁辺部と湖堆積物が卓越するディスタルな地点ともに, 長さ150～200cm の根化石が豊富に産する。したがって, 両地点ともに平均的な地下水位面は地表面下150～200cm 以上の深さに位置し, 乾燥した時期があったと考えられる。中山 (1991), 實吉ほか (2000), 中嶋ほか (2004) は, 土岐口陶土層の堆積相解析を行い, 山地に近接した湖沼にて, 網状河川や扇状地が直接滞水域に流れ込む堆積環境を復元している。しかし本研究の結果は, 堆積盆地の縁辺から離れた地点においても, 地下水位の変動が大きく, 湖沼形成と乾陸化が頻繁に繰り返された可能性を示唆する。同様の条件は, 土岐一多治見地域に分布する土岐口陶土層の堆積学, 古土壌学的検討からも報告されている (Hatano and Yoshida, 2017)。このような大きな地下水位変動を起こすメカニズムとして, 頻繁な河川の流路変更や河川の堰き止めによる小規模な湖沼の発生・消滅が考えられる。しかし, そのようなイベントの具体的な痕跡はほとんど発見されておらず, 今後の検討が必要である。

VII. 結論

岐阜県恵那市山岡町原鉦山に分布する中部中新統の土岐口陶土層について, 堆積相解析, 古土壌記載, 鉦物・粘土鉦物分析を行った。その結果は以下に要約される。

- (1) 研究地域に分布する土岐口陶土層の堆積環境は, 滞水域の卓越する堆積場にて, 堆積盆地の縁辺部では土石流が頻繁に供給される環境にあった。土石流の度重なる堆積とチャネルの形成によって, 堆積場は凹凸に富む地形環境にあった。
- (2) 陶土層の土壌環境は, 堆積盆地縁の頻繁に土石流が供給される地点では, 未成熟な土壌が形成され, 基盤岩から離れた地域では ultisol 相当の成熟した土壌が形成されていた。
- (3) 盆地縁辺部やそこから離れたディスタルな地点でも, 頻繁な地下水位変動があった。そのため, 堆積盆地全体ないし中心部に滞水域は定常的に存在せず, 湖沼形成とその消滅・乾陸化が繰り返された可能性を示す。

謝辞

野外調査に際して，山ホ鉱山(有)の方々には快く入山許可をいただいた。信州大学理学部技官の高橋 康博士には，未固結岩の薄片作成にあたって御協力をいただいた。信州大学理学部の牧野州明教授には，X線回折分析に際して便宜をはかっていただいた。産業技術総合研究所の野田 篤博士には，調査地域に御同行いただき，有益な御助言，御協力をいただいた。査読者である公文富士信州大学名誉教授のご指摘によって，本原稿は大きく改善された。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文献

- 赤嶺秀雄，1954，瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質 特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態について．資源研彙報，**34**，25-39.
- 安藤善之・塚腰 実・中山勝博・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子，1999，中新統土岐口陶土層から産出した多数のオオミツバマツ球果の集合化石とその保存処理過程．岐阜県博物館研究報告，**20**，17-22.
- 安斎俊男・富田光孝，1952，愛知県瀬戸市付近珪砂鉱床調査報告，地質調査所月報，**3**，421-431.
- 安斎俊男・山田正春，1951，愛知県藤岡地区粘土・珪砂鉱床調査報告．地質調査所月報，**4**，313-320.
- Brewer, R., 1976, *Fabric and mineral analyses of soil*. Second-printing. Kreiger Publ. Co., Huntington, New York, 482p.
- 藤井紀之，1967，岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究—第一報 小名田木節の産状および組成について—．地質調査所月報，**18**，1-19.
- 藤井紀之・大森貞子，1968，岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究—第2報 大洞木節と神明カオリンの産状および2，3の鉱物学的性質について—．地質調査所月報，**19**，81-102.
- Hatano, N. and Yoshida, K., 2017, Sedimentary environment and paleosols of middle Miocene fluvial and lacustrine sediments in central Japan: Implications for paleoclimate interpretations. *Sedimentary Geology*, **347**, 117-129.
- 星 博幸・田村糸子・小松哲也，2015，東海層群下部の指標テフラ，下石火山灰層の放射年代と記載岩石学的特徴．地質学会122年大会講演要旨，234.
- 入江志織・葉田野 希・志賀由佳・足立佳子・吉田孝紀，2013，岐阜県東濃地方における陶土層の化学組成．信州大学環境科学年報，**36**，83-87.
- 石原舜三・鈴木淑夫，1969，東濃ウラン鉱床の基盤花崗岩類．地質調査所報告，**232**，1-178.
- 北崎梅香・荒木春視，1952，愛知・岐阜県下の窯業資源の研究（その1）—白土と木節粘土—．資源化学研究所彙報，**34**，80-91.
- Kraus, G.J., 1999, Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Sci. Rev.*, **47**, 41-70.
- 牧野内 猛，1985，“第二瀬戸内沈降区”発生期の諸問題—東海湖を例として—．地団研専報，**29**，53-64.

- 槇山次郎, 1950, 日本地方地質誌 4 : 中部地方, 朝倉書店, 233p.
- 松井 健, 1988, 土壤地理学序説. 築地書館, 316p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳朗, 1960, 猿投山南西部地域の地質一特に陶器原料粘土の地質一. 愛知県知多古窯址群附編, 1-35.
- Miall, A.D., 1977, A Review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1-62.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of fluvial deposits : Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- Miki, S., 1941, On the Change of flora in Eastern Asia since Tertiary period (1). The clay or lignite beds flora in Japan with special reference to the *Pinus trifolia* beds in Central Hondo. *Japanese Journal of Botany*, **11**, 237-303.
- 三木 茂, 1948, 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フローラに就いて. 鉱物と地質, **2**, 105-144.
- 三木 茂, 1963, 瀬戸, 多治見地方でオオミツバマツと伴う植物遺体. 地学研究, 日本鉱物趣味の会創立31周年記念特集号, 80-93.
- 百原 新・齊藤 毅, 2001, 上部中新統土岐口陶土層堆積盆地とその周辺の古地形変化に伴う古植生の変化. 島根大地球資源環境学研報, **20**, 49-58.
- 長沢敬之助・国枝勝利, 1970, 岐阜県苗木地域の粘土鉱床とそれに産するカオリン鉱物. 鉱山地質, **20**, 361-377.
- 中嶋雅宏・中山勝博・百原 新・塚腰 実, 2004, 中新統土岐口陶土層の堆積過程と産出する大型植物化石の水理的挙動一岐阜県多治見市大洞地区の例一. 地質学雑誌, **110**, 204-221.
- 中山勝博, 1985, 岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地. 地団研専報, **29**, 119-129.
- 中山勝博, 1991, 瀬戸市北部の新第三系瀬戸陶土層の堆積過程. 地質学雑誌, **97**, 945-958.
- 中山勝博・安藤善之・塚腰 実・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子, 1999, 中新統土岐口陶土層にみられる *Pinus trifolia* 球果化石の密集層. 地球科学, **53**, 173-174.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ, 1989a, 岐阜地方の小陥没盆地と陶土. 地団研専報, **36**, 237-246.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ, 1989b, 瀬戸層群の堆積盆地. 地球科学, **43**, 392-401.
- Nakayama, K., Yoshikawa, S. and Ito, T., 1995, Magnetostratigraphy of the Late Cenozoic Tokai Group in central Japan and its sedimentologic implications. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **12**, 95-104.
- 那須孝悌, 1972, 第四紀の日本列島植物相. 生物科学, **24**, 1-10.
- 西本昌司・鶴飼恵美・天野健治・吉田英一, 2008, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析～土岐花崗岩を例にして～. 応用地質, **49**, 94-104.
- 野沢和久, 1953, 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究(第5報)一神明峠および苗木地方のいわゆるカオリンについて一. 資源化学研究所彙報, **32**, 31-41.
- 野沢和久, 1955, 愛知・岐阜県下の窯業用粘土の生成にかんする若干の考察. 地質学雑誌, **61**, 367-380.
- 大江二郎, 1951a, 愛知県山口附近蛙目粘土調査概報. 地質調査所月報, **2**, 24-25.
- 大江二郎, 1951b, 愛知県大畑八草附近木節粘土調査報告. 地質調査所月報, **2**, 90-95.
- 大島敬義, 1949, 苗木白粘土の鑛床概説. 苗木白粘土, 窯業原料協議会(編), 窯業原料第2集,

- 学術図書，189-190.
- Retallack, G.J., 2001, *Soils of the past —an introduction to paleopedology—*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 404p.
- 三枝正彦，1989，下層土と作物の生育：下層土のエダホロジー．化学と生物，**27**，712-720.
- 實吉玄貴・中山勝博・塚腰 実，2000，河川堆積層における植物片の堆積過程—岐阜県多治見市小名田の中新統土岐口陶土層の大型植物化石の例—．地球科学，**54**，127-143.
- 下田 右，1985，試料の調整と粘土鉱物の同定．粘土鉱物研究法，創造社，89-115.
- 徐 垣・平 朝彦，1989，粉粒液相としての堆積物重力流の運搬機構．地質学雑誌，**98**，754-760.
- Soil Survey Staff, 2006, *Keys to Soil Taxonomy 10th edition*. United States Department of Agriculture—Natural Resources Conservation Service, Washington, D.C., 341p.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二，1961，名古屋港の地盤<改訂版>．名古屋港管理組合，46p.
- 種村光郎，1964，愛知県瀬戸地域の粘土および珪砂鉱床の地質学的鉱物学的研究．地質調査所報告，**203**，1-40.
- 陶土団体研究グループ，1982，岐阜県瑞浪市南部の瀬戸層群—瀬戸層群の堆積盆地の発生～発展に関する研究(2)—．地団研専報，**24**，143-155.
- 陶土団体研究グループ，1985，東海湖の東縁部における陥没盆地—岐阜県中津川市付近の瀬戸層群—．地団研専報，**29**，101-117.
- 陶土団体研究グループ，1999，断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—．地球科学，**53**，291-306.
- 塚腰 実・陶土団体研究グループ，1998，岐阜県笠原町の瀬戸層群土岐砂礫層から産出した *Pinus trifolia* Miki の球果化石．地質学雑誌，**104**，495-498.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原 徹，1997，瀬戸層群下部のフィッシュン・トラック年代．地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨，584.