

大垣市上石津町足跡化石調査報告書

足跡化石の宝

上石津足跡化石調査団  
大垣市教育委員会

2007年3月

## はじめに

このたび、大垣市上石津町上多良須城谷地内でシカ類とゾウ類の足跡化石が発見され、上石津足跡化石調査団の皆様、足跡化石の調査並びに調査報告書の原稿執筆と編集をお世話になりました。

今回の調査は専門家だけではなく、公募により市民の皆様にも参加していただきました。二日間の本調査について、足跡化石を地域や市の貴重な財産として市民参加で調査を実施していただき、直接触れていただけたことは非常に有意義な取り組みであったと思います。

須城谷地内では1987年にアケボノゾウの臼歯化石が発見されていますが、今回の足跡化石の発見は、現にそこにゾウやシカが息していたことを示す証拠であり、大変意義深いものであります。また、東海層群では初めての発見ということでもありますので、学術的にも当時の動物の生態などを明らかにしていくための貴重な資料になると思います。

本市におきましても、上石津の里山学習や自然学習の資料として広く活用するとともに、地域の再発見やまちづくり活動へと発展していくことを願っています。

最後になりましたが、今回の一連の取り組みにつきましては、上石津足跡化石調査団代表世話人の清水克己様をはじめとする調査団の皆様の献身的なご協力により実施できたことであり、心から感謝申し上げる次第です。

2007年3月

大垣市教育委員会

教育長 日比 治男

# 目 次

第 I 章 須城谷足跡化石調査地の地質と層序 .....	1
1. はじめに .....	1
2. 地質概説 .....	2
3. 須城谷の東海層群 .....	3
4. 足跡化石調査地の層序と堆積環境 .....	8
5. 大型植物化石 .....	18
6. 古環境の復元にむけて .....	20
7. 謝 辞 .....	21
第 II 章 発見の経緯 .....	28
第 III 章 調査までの経緯・調査の実際 .....	30
1. 発見から調査実施までの経緯 .....	30
2. 足跡化石を市民に .....	31
第 IV 章 足跡化石 .....	33
1. はじめに .....	33
2. 足跡化石の産状と分布 .....	33
3. 足跡化石の説明 .....	36
4. 印跡動物について .....	38
5. まとめ .....	38
第 V 章 今後に向けて .....	51

上石津足跡化石調査団 (アイウエオ順)

- 阿部 勇治 ..... 多賀町立博物館学芸員  
大橋 正敏 ..... 滋賀県立琵琶湖博物館  
大平 省司 ..... 大垣市教育委員会生涯学習課  
岡村 喜明 ..... 滋賀県足跡化石研究会会長  
清水 克己 ..... 代表世話人、多賀町立博物館客員研究員  
清水 実 ..... 北鈴鹿野外自然史博物館  
高橋 啓一 ..... 滋賀県立琵琶湖博物館研究部長・総括学芸員

執 筆 者

- 第Ⅰ章 ..... 阿部 勇治  
第Ⅱ章 ..... 大平 省司  
第Ⅲ章 ..... 清水 克己  
第Ⅳ章 ..... 岡村 喜明 ・ 高橋 啓一  
第Ⅴ章 ..... 三輪 寛 (大垣市教育委員会文化振興課)

# 第1章 須城谷足跡化石調査地の地質と層序

## 1. はじめに

2006年11月23日 - 26日に、岐阜県大垣市上石津町上多良を流れる牧田川支流須城谷の標高160m付近の河床(図1)において上石津足跡化石調査団による足跡化石の調査が実施された。調査地周辺では須城谷の河床や林道脇の山際に砂礫層やシルト層、粘土層などが露出しており、足跡化石もこうした地層中に保存されていた。筆者は、その層序と足跡化石が保存されている層準を確認するために地層の調査を行ない、あわせて植物化石のサンプリングを実施した。ここでは、これらの成果と堆積環境についての検討結果を報告する。

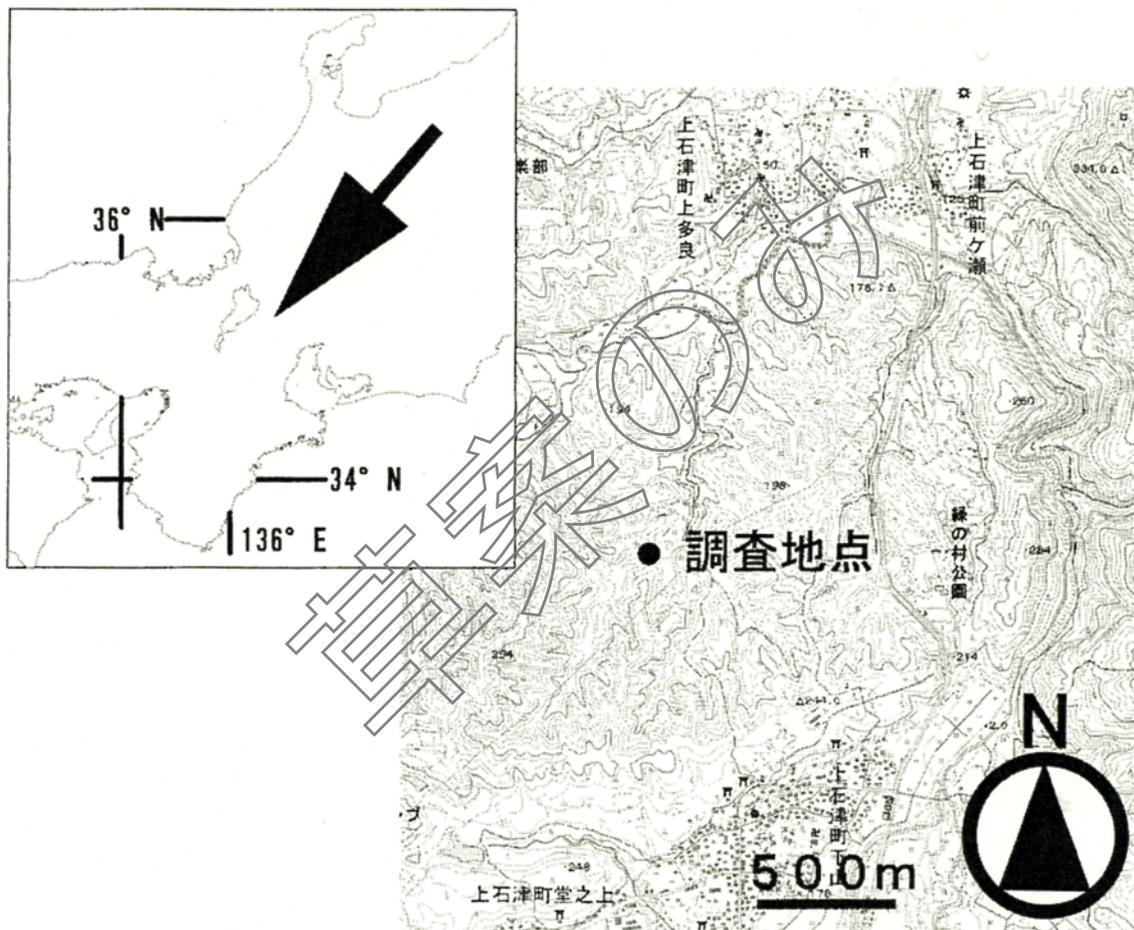


図1. 調査地位置図

国土地理院発行2万5千分の1地形図「霊仙」を使用。矢印の位置が調査地(北緯35度15分37秒, 東経136度27分33秒)。

Fig1. The locality map of study point. Study point shown on the 1:25,000 scales topographic map of the Geographical survey Institute of Japan, "Ryouzenyama". Arrow indicates the study point (Lat.35° 15' 37" N, Lon.136° 27' 33" E).

## 2. 地質概説

調査地周辺の地質については、宮村ほか（1976）により概要がまとめられている。それによると、調査地の西側には砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩からなる二畳系幾里谷層群（現在では幾里谷層群は美濃帯の碎屑岩相として位置付けられており、ジュラ紀の付加コンプレックスとみなされている（原山ほか 1989））が露出しており、これを基盤として鮮新・更新統の奄芸層群と更新統の段丘堆積物が重なっているとされている。調査地周辺に分布している砂礫層やシルト層、粘土層などは、宮村ほか（1976）で奄芸層群とされている地層である。奄芸層群（小川、1919 - 1920）は、鈴鹿山脈～養老山地にかけての丘陵部に分布する鮮新・更新統で、現在では、知多半島を中心に分布している常滑層群（小瀬、1929）、濃尾平野の東側に分布している瀬戸層群（楨山、1950）などと同じ堆積盆地に堆積した一連の地層であるとみなされ、東海層群（石田ほか、1969）と呼ばれている。なお、調査地は東海層群全体の分布の中では北西端に位置している（図2）。

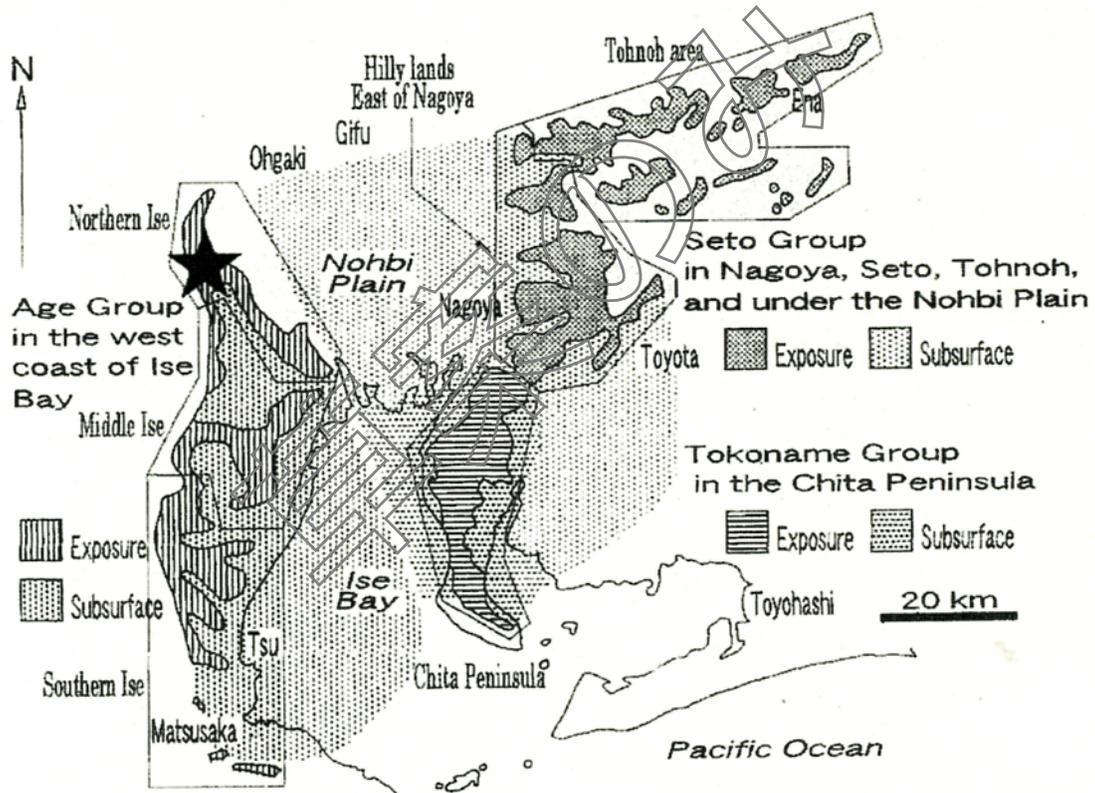


図2. 伊勢湾とその周辺における東海層群の分布域（牧野内，2001 に加筆）

★印の位置が調査地。

Fig2. Distribution of Tokai Group in and around the Ise Bay (After Makinouchi, 2001). Star indicates the study point.

東海層群は、全層準が淡水相を示す礫層・砂層・泥層・亜炭層などからなり、その積算層厚は 2400m に達する。また、50 層以上にのぼる火山灰層を挟在しており、その広域対

比や年代測定に関する研究例は多い（吉川、2001 など）。東海層群の堆積した年代については、こうした火山灰層を用いた年代測定の結果から、最下部は中新世末期（約7 Ma）で、最上部は中期更新世初頭（0.9 - 0.7Ma）に及んでいると考えられている（吉田ほか、1997b；吉田、1988）。ただし、東海層群の基底層を構成している「陶土層」は、その年代が中新世後期（10Ma）より古いとされており（吉田ほか、1997a、c）、層序区分から独立して扱われることも多い（牧野内、2001）。

調査地とその周辺には多良累層（安田、1956a）と米野累層（安田、1956b）が分布している。両累層は東海層群の上部から最上部を構成しており、堆積盆地の埋積が進んだ終末期の堆積物であると考えられる（図3）（吉田、1988）。なお、東海層群は、大阪層群や古琵琶湖層群などとあわせて第二瀬戸内累層群と呼ばれ、中新世末 - 更新世にかけて西南日本で形成された堆積盆地列（第二瀬戸内海）の一面に堆積した地層であると考えられている（池辺、1957）。

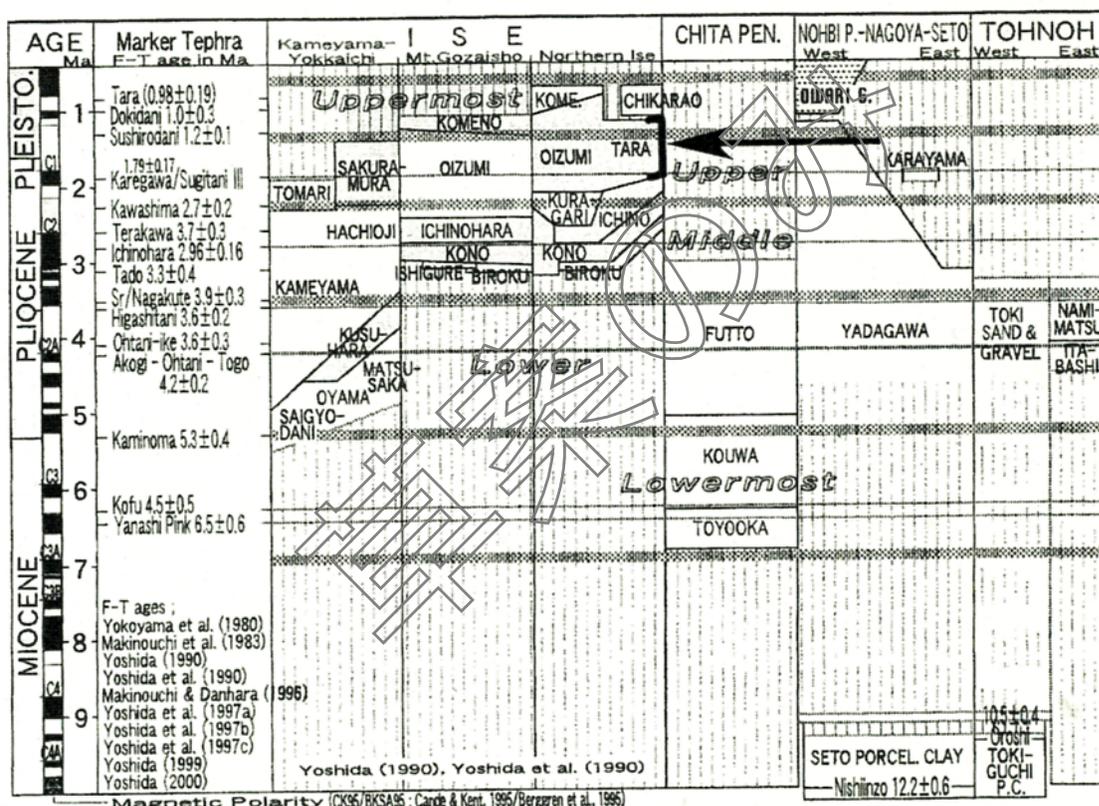


図3. 東海層群の層序対比と年代（牧野内、2001に加筆）

矢印で示された線は、多良地域で見られる地層の層準を示す。

Fig3. Stratigraphic division among the Tokai Group and related sediments (After Makinouchi, 2001).

Arrowed line indicates the stratigraphic position of Tara area strata.

### 3. 須城谷の東海層群

#### 1) 岩相層序

須城谷を含む調査地周辺（多良地域）には東海層群の地層が随所で露出しており、安田

(1956a)、横山 (1971)、宮村ほか (1976)、竹村 (1983、1984)、Takemura (1985)、吉田 (1988) など、これまでも多くの層序学的研究が行なわれている。安田 (1956a、1956b) は、鈴鹿山脈-養老山地の間に鮮新・更新統が分布していることを明らかにし、多良累層および米野累層を命名した。しかし、この報告では模式地の指定がされていなかったため、多良累層については吉田 (1988) により岐阜県大垣市上石津町上多良の須城谷 (足跡化石の調査地) が、米野累層については赤嶺ほか (1958) により三重県いなべ市藤原町米野 (相場川地域) の相場川南岸の崖がそれぞれ模式地とされた。多良累層は、相場川地域において米野累層の下位に位置している大泉累層 (松井、1943) と同時異相の関係にあり、層相も漸移的に変化しているため両累層の境界線は設定し難い。このため、竹村 (1983) は多良累層を大泉累層に含め、礫と泥の互層で特徴づけられる層相を“多良相”と呼ぶ事を提案している。しかし、その後の火山灰層序についての研究などでは従来通りの累層名が用いられ、多良累層とその上位に重なる米野累層という層序区分もそのまま受け入れられている (図4) (吉田、1988 など)。

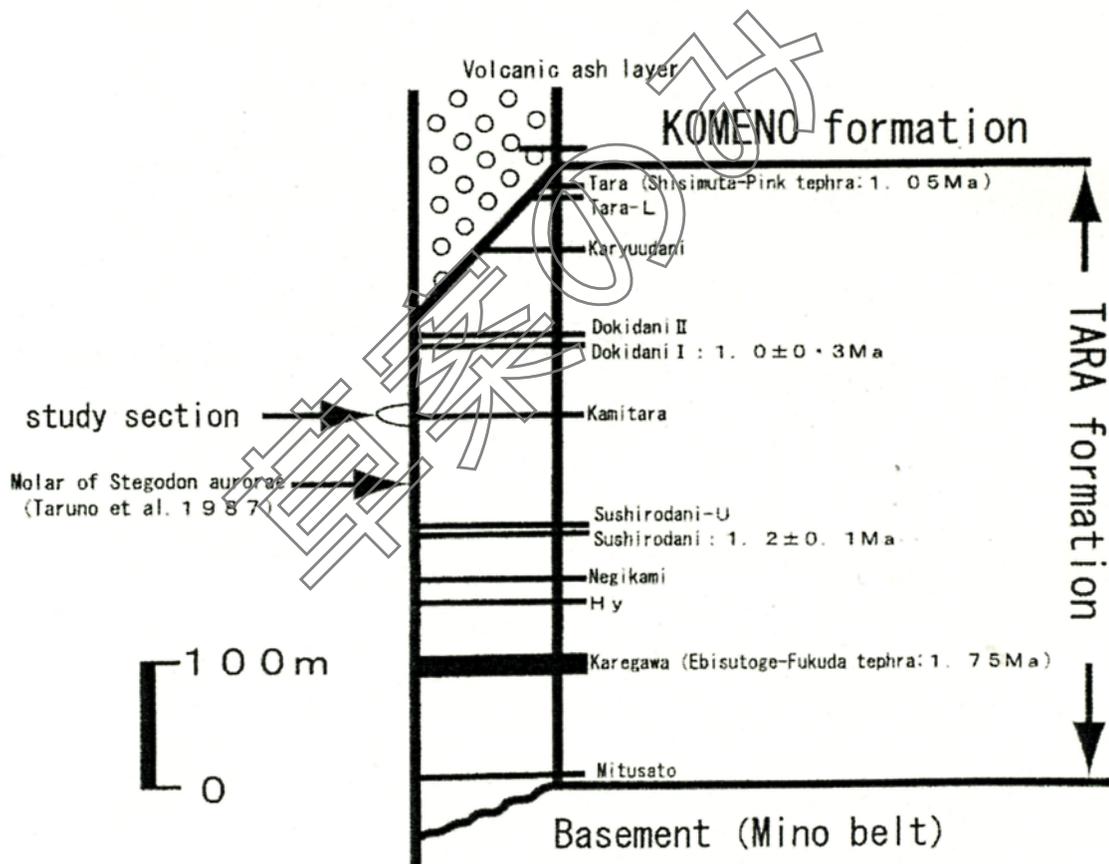


図4. 多良地域の東海層群の層序 (吉田, 1988 をもとに作成)

Fig4. Generalized stratigraphy of the Tokai Group in the Tara area (Modified from Yoshida, 1988)

また、吉田 (1990) は、伊勢湾西岸の丘陵地帯に分布している東海層群について総括し、

その層序や古地理変遷をまとめている。多良地域の東海層群についても詳細に報告されており、それによると多良累層、米野累層の概要は以下の通りである。

## 2) 多良累層

他の地域に分布している東海層群とは、大泉・桜村(松井 1943; 宮村ほか 1981 再定義)・泊(赤嶺 1959; 吉田 1984 再定義)の各累層とほぼ同層準として対比されており、東海層群全体の層序の中では上部に位置づけられる。また、本累層の最上部は、より上位に重なる米野累層の下部と同層準であるとみなされている。層厚は 150 - 500m で、礫層と泥層から構成されている。泥層は大部分が無層理の粘土・シルトで、層厚は 1m - 数 10m の範囲で変化する。礫 - 砂礫層は中礫以下のサイズの礫で構成されており、厚さは数m 以下である。同層準を側方で比較すると、中部では礫層の厚さが 10m を超え泥層は少ない。しかし、南部では礫層と泥層はほぼ等量となっている。礫種は、微量の花崗岩を含むが大部分は中・古生層のチャート・砂岩・泥岩で、溶結凝灰岩の礫は含まれていない。礫径は南に向かって細粒化し、古流向も南向き(養老山地の延びの方向と平行)であることから、堆積物は鈴鹿・養老山地の間を通過して供給されたと推定される。

## 3) 米野累層

東海層群の最上部を構成している累層で、最大層厚は 350m に達する。また、基底部と主部に分けられている。基底部は、層厚 10 数m - 100m ほどで、数 10cm - 数m の層厚の礫 - 含礫泥層(炭質)と泥層の互層からなり、流木や木片を多く含む。礫は、亜角 - 亜円礫の中礫が多い。主部は礫層からなり、礫は角 - 亜円礫で淘汰・円磨度は悪い。上部では巨礫も含まれている。なお、シート状 - レンズ状の泥層を挟み、その量は南部ほど多い。礫種は、中・古生層のチャート・砂岩・泥岩・緑色岩が大半を占めるが、犬上花崗班岩の礫も含まれている。古流向は東方向を示し、堆積物は鈴鹿山脈内部から供給されたと推定される。

## 4) 火山灰層序

多良地域の東海層群には、少なくとも 13 層の火山灰層が狭在している(図 4)(吉田、1988)。これらの火山灰層は、鍵層として東海層群内の他の累層や古琵琶湖層群・大阪層群中に狭在している火山灰層との対比が試みられてきた。また、近年では、九州地方や関東地方 - 東北地方にまで連続する広域テフラも確認され、グローバルな等時間面の設定も可能になりつつある。多良地域の東海層群に狭在している火山灰層のうち、名称が付けられているものは下位より三ツ里火山灰層(吉田、1988)・嘉例川火山灰層(森、1971) = パミス火山灰層(横山、1971)・Hy 火山灰層(宮村ほか、1976)・禰宜上火山灰層(吉田、1988)・スシロ谷火山灰層(宮村ほか、1976)・スシロ谷 - U 火山灰層(吉田、1988)・上多良火山灰層(吉田、1988)・堂木谷 I 火山灰層(吉田、1988)・堂木谷 II 火山灰層(吉田、1988)・加竜谷火山灰層(吉田、1988)・多良 - L 火山灰層(吉田、1988)・多良火山灰層(吉田、1988)の 12 層である。なお、パミス火山灰層は、石田ほか(1969)、Yokoyama(1969)により大阪層群中の福田火山灰層・新田火山灰層と古琵琶湖層群中の虫生野火山灰層、そして東海層群中の T8 火山灰層が同層準として対比され、横山(1971)によって命名された火

山灰層であるが、吉川（1983）はこれらの対比の誤りを指摘し、混乱を避けるために名称の廃止を提案している。また、森（1971）により命名された嘉例川火山灰層はパミス火山灰層と同一の火山灰層で、吉川ほか（1988）などの研究ではこの火山灰層の名称として嘉例川火山灰層を用いている。ここでは吉川（1983）の意見に従い、嘉例川火山灰層の名称を用いる。

多良地域の東海層群に狭在している火山灰層のうち、嘉例川火山灰層、堂木谷Ⅰ火山灰、スシロ谷火山灰層、多良火山灰層の4層はフィッシュントラック法による年代測定が実施されており、その年代は以下の通りである。

嘉例川火山灰層：多良累層と同時異相である大泉累層中に狭在している嘉例川火山灰層の年代を測定し、 $1.79 \pm 0.17\text{Ma}$ の値を報告している（吉田1999）。

スシロ谷火山灰層： $1.2 \pm 0.1\text{Ma}$ の値を報告している（吉田1999）。

堂木谷Ⅰ火山灰： $1.0 \pm 0.3\text{Ma}$ の値を報告している（吉田ほか1991）。

多良火山灰層：力尾累層（三重県多度町）中に狭在している養老火山灰層（多良火山灰層に對比されている）の年代を測定し、 $0.98 \pm 0.19\text{Ma}$ の値を報告している（吉田ほか1990）。

また、嘉例川火山灰層と多良火山灰層については、日本各地の鮮新・更新統中に狭在している火山灰層との対比が進められ、重要な広域テフラであることが明らかとなっている。嘉例川火山灰層は、吉川ほか（1988）、吉川ほか（1994）、吉川ほか（1996）、富田ほか（1997）、長橋ほか（2000）によって古琵琶湖層群の蒲生堂火山灰層（滋賀県）および五軒茶屋火山灰層（滋賀県）、大阪層群の福田火山灰層（大阪府）、魚沼層群の辻又川火山灰層（新潟県）、上総層群のKd38火山灰層（千葉県）、恵比寿峠火砕流（岐阜県高山地域）に対比され、恵比須峠-福田テフラという名称で一括されている（長橋ほか、2000）。恵比須峠-福田テフラの年代については、各地の相当層で測定されたフィッシュントラック法による年代測定値と古地磁気層序、石灰質ナメブルンク化石層序とを考慮して $1.75\text{Ma}$ と見積られている（吉川ほか、1996）。この年代は、植物化石の生層序ではメタセコイア植物群（市原、1960）の繁栄期と消滅期の境界層準に、古地磁気層序ではオールドバイサブクロンの直上に相当する（Shackleton et al. 1995）。なお、吉田（1999）は嘉例川火山灰層の年代として $1.79 \pm 0.17\text{Ma}$ という値を報告しているが、各地の恵比須峠-福田テフラ相当層の年代測定値は最大で $1\text{Ma}$ ほどのずれがある（吉川ほか、1996）ことから、ここでは年代と層序を多角的に検討している吉川ほか（1996）の見積った値を引用する（図4）。一方、多良火山灰層は、（古琵琶湖層群研究グループ、1992）、（吉川ほか、1988）、（富田ほか、1995）、（Kikkawa et al.、1993）によって古琵琶湖層群の池の内Ⅱ火山灰層（滋賀県）、大阪層群のピンク火山灰層（大阪府）、魚沼層群の小木火山灰層（新潟県）、上総層群のO7火山灰層（千葉県）に対比され、九州の猪牟田カルデラが噴出原とされている（壇原ほか、1992a）。これらの火山灰層は、広域テフラとして一括され、猪牟田-ピンクテフラという名称が提案されている（Machida、1999）。猪牟田-ピンクテフラの年代については、横山ほか（1984）、市原ほか（1984）、鈴木（1988）、壇原ほか（1992b）などによりフィッシュントラック法による測定値が数多く報告されているが、これらは $1.5 \pm 0.4 - 0.92 \pm 0.52\text{Ma}$ の間でばらつ

き、最大で 0.58Ma ほどのずれがある。また、吉川 (1999) は、猪牟田 - ピンクテフラを深海底の酸素同位体比層序と対比し、本テフラをステージ 30 に対比させその年代を 1050ka (=1.05Ma) であるとした。この値は、壇原ほか (1994) によって報告された猪牟田 - ピンクテフラの給源火砕流堆積物 (耶馬溪火砕流堆積物) のフィッシュトラック法による年代測定値  $1.04 \pm 0.05\text{Ma}$  とよく調和している。また、猪牟田 - ピンクテフラが正帯滋を示し、古地磁気層序ではハラミロサブクロン (0.17 - 0.99Ma) (Shackleton et al. 1995) に対比されていることもこの年代値が妥当なものであることを示唆している (Torii et al., 1974)。吉田ほか (1990) によって報告された養老火山灰層 (=多良火山灰層) のフィッシュトラック法による年代測定値 ( $0.98 \pm 0.19\text{Ma}$ ) は、ハラミロサブクロンの上限より上位に相当することとなり、酸素同位体比層序ともかみ合っていない。以上により、ここでは多良火山灰層の年代として吉川 (1999) の提示した値を引用する (図 4)。

### 5) 哺乳類化石

足跡化石の調査地点から 100m ほど下流にあたる須城谷の東海層群からは、(樽野ほか、1987) によってアカシゾウ *Stegodon akashiensis* (TAKAI 1936) の臼歯化石の産出が報告されている (アカシゾウは アケボノゾウ *Stegodon aurorae* (MATSUMOTO 1918) のシノニムとされており (樽野 1991)、以下ではアカシゾウとして報告されているものもアケボノゾウとして扱うこととする)。また、東海層群の分布域では、このほかにも大泉累層の下部から上部にかけて松井 (1943)、角田 (1958a) により 4 地点 2 層準から 4 例のアケボノゾウ化石 (産出層準からアケボノゾウと推定されるものを含む) の産出が報告されている。これらのアケボノゾウ化石の産出層準については、竹村 (1984)、吉田 (1988) などにより詳細が検討され、樽野 (2001) が概要をまとめている。

東海層群におけるアケボノゾウ化石の産出層準の上限については、吉田 (1988) によって米野Ⅲ火山灰層 (宮村ほか、1976) の直下であると指摘されている。米野Ⅲ火山灰層は相場川地域の 大泉累層中に狭在する火山灰層であるが、風化が著しいため他の地域の火山灰層との対比はなされていない (吉川ほか、1988)。このため、米野Ⅲ火山灰層を鍵層として多良累層をはじめ大阪層群や古琵琶湖層群の分布域など、アケボノゾウ化石の産出している地域間での共通した時間目盛りを設定する事は出来ない。一方、樽野 (1999) は、近畿・東海地域、関東地域、信州地域、新潟地域におけるアケボノゾウ化石の産出層準を整理し、古琵琶湖層群の 1 例 (栗原Ⅱ火山灰層 (林、1974) : の下位 15m より産出) を除いて、大阪層群中に狭在しているイエロー火山灰層 (光明池団体研究グループ、1971) が産出レンジの上限であると述べている。イエロー火山灰層の層準は、酸素同位体比ステージ 35 に相当し、その堆積年代は 1.2Ma と見積られている (吉川ほか、1999)。この値は、吉田 (1999) によって報告されたスシロ谷火山灰層の年代値 ( $1.2 \pm 0.1\text{Ma}$  : ) とほぼ一致している。また、スシロ谷火山灰層は正帯滋を示し (中山ほか、1990)、その層準を古地磁気層序に位置づけるとコブマウンテンサブクロン (1.24 - 1.22Ma) に対比させることが可能である。この対比はフィッシュトラック法による年代測定値とも調和している。したがって、調査地周辺のアケボノゾウ化石の産出層準の上限は、スシロ谷火山灰層のやや上位に相当する

ことになる。しかし、(樽野ほか、1987)によって報告されたアケボノゾウの臼歯化石の産出層準は、スシロ谷火山灰層の上位 50mの層準とされており、樽野(1999)が述べているアケボノゾウ化石の産出レンジの上限を超える可能性が高い。一方、樽野(2001)は、東海層群上部と大阪層群におけるアケボノゾウ化石の産出レンジは調和しており、その上限を古地磁気層序で示すと松山クロンの上半部でハラミロサブクロンより下位の層準にあたるとしている。ハラミロサブクロンの下限は、Shackleton et al. (1995)によると 1.07Ma とされ、多良火山灰層よりやや下位の層準に相当する。この産出レンジの上限設定は、調査地周辺のアケボノゾウ化石の産出状況とも矛盾しない。

なお、大泉累層からはシカ科動物の化石も報告されているが、わずか 2 例のみで分類学的な位置付けもされていないため詳細は不明である(角田、1958a)。

#### 6) 大型植物化石

調査地周辺を含む伊勢湾西岸に分布している東海層群の上部 - 最上部の地層からは、これまでに松井(1943)、三木(1948)、角田(1958b)、安田(1958)、川瀬(1975)、此松ほか(1995)、Tsukagoshi et al. (1997)などにより 20 種以上にのぼる大型植物化石が報告されている。これらのうち、各地で普遍的に産出している種や特徴的な種として、メタセコイア (*Metasequoia gryptostroboides*: ここでは *Metasequoia disticha* とされている物も同一の種として扱う)、オオバタグルミ (*Juglans megacineria*)、オオバラモミ (*Picea koribai*)、ハンカチノキ (*Davidia involucrata*)、ミツガシワ (*Menyanthes trifoliata*)、ヒメバラモミ (*Picea maximowiczii*) などが挙げられる。*Metasequoia* と *Davidia* の 2 属は、現在では日本国内には分布せず、中国内陸部に分布している。また、オオバラモミは絶滅種で、現在の日本国内にはこれと近縁な現生種もみられない。これらの属・種は、まとめて外地生要素 (Exotic element) とされている(塚越 2001)。一方、ミツガシワとヒメバラモミの 2 種は、第四紀を特徴づける寒冷な気候との関連性から第四紀要素 (Quaternary element) とされている(塚越 2001)。こうした属・種の構成は、大阪層群下部層から産出しているメタセコイア植物群(市原 1960)の消滅期のものと同様である(塚越 2001)。また、火山灰層の対比によって、東海層群の上部 - 最上部が大阪層群の下部に相当することも明らかとなっており、この事も、東海層群の上部 - 最上部より報告されている化石植物群が消滅期のメタセコイア植物群に対比される事を示している。以上により、須城谷の東海層群より産出する大型植物化石は、消滅期のメタセコイア植物群に対比されるものといえる。

#### 4. 足跡化石調査地の層序と堆積環境

調査地付近では地層が河床に連続的に露出しており、層相の変化を沢沿いに 90mほどにわたって観察する事ができた。地層の観察にあたっては、草掻きガマやハケを用いて新鮮

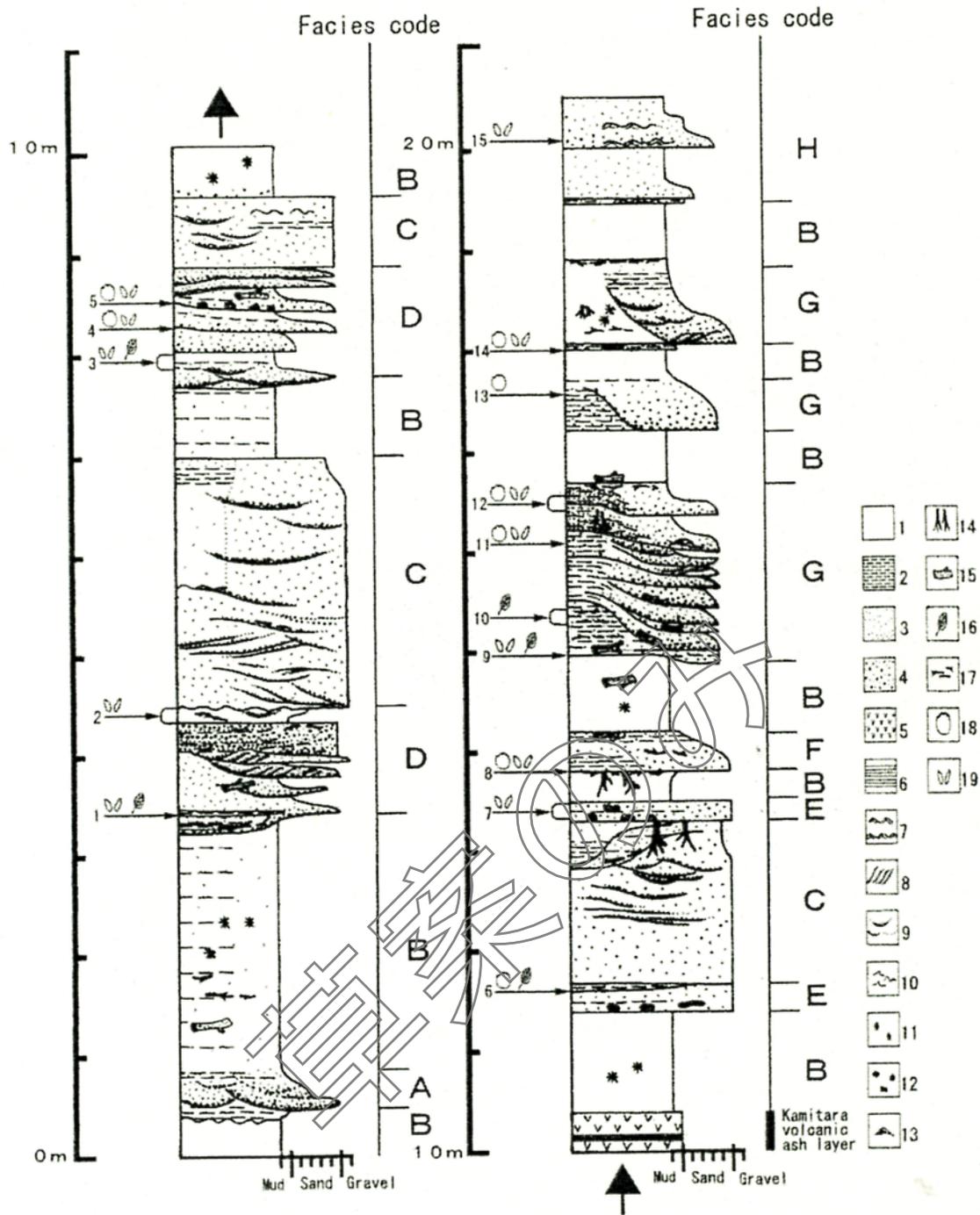


図5. 調査地の東海層群の堆積柱状図と大型植物化石・足跡化石を確認した層準

図の右側がより上位にあたる。また、各発掘地点の層準は以下のとおりである(層準5:第1区調査地の層準, 層準8:第2区調査地の層準, 層準11:第3区調査地の層準, 層準12:第4区調査地の層準)。

1:粘土, 2:シルト, 3:砂, 4:砂礫, 5:火山灰, 6:平行葉理, 7:リップル葉理, 8:フォーセット層理, 9:トラフ型斜交層理, 10:脱水構造, 11:藍鉄鉱, 12:モトリング, 13:デューン, 14:直立した樹根, 15:流木, 16:大型植物化石, 17:植物片, 18:ゾウ類の足跡化石, 19:偶蹄類の足跡化石

Fig5. Columnar sections of the sedimentary facies with horizon of plant macrofossils and foot prints in the Tara formation at study point. Stratigraphic upward is from left to right. The horizon of excavated sites are as follows (horizon5:horizon of site1, horizon8:horizon of site2, horizon11:horizon of site3, horizon12:horizon of site4).

1:clay, 2:silt, 3:sand, 4:gravelly sand, 5:volcanic ash, 6:parallel lamination, 7:ripple lamination, 8:foreset bedding, 9:trough cross bedding, 10:water escape structure, 11:vivianite, 12:mottling, 13:dunes, 14:root of standing trunk, 15:drift wood, 16:plant macrofossils, 17:plant fragments, 18:footprints of elephant, 19:footprints of artiodactyla

な断面を露出させ、堆積構造をできるだけ詳細に観察するように努めた。また、層相を記録するとともに堆積相解析を行なった。

調査地付近の地層は、粘土層、シルト層、砂礫層、火山灰層で構成されており、沢の上流に向かって  $20^{\circ} - 30^{\circ}$  で緩く傾斜している。しかし、地層の露出している谷の幅は数mで、層相の横方変化については十分に観察できなかった。観察したのは、火山灰層の下位約 10m-上位 10mまでの範囲（層厚約 20m）である（図5）。

粘土層 - シルト層は、まばらにあるいはシート状に砂を含んでいたり植物片を含んでいることが多く、全体的に淘汰不良な層が目立つ。また、直立した状態の樹根化石やピピアナイト、同定可能な植物化石（球果や葉）を含むこともあり、塊状で堆積構造は乏しい。層厚は 50 cm - 2m程度である。

砂礫層は粗粒砂 - 極粗粒砂が主体で、含まれている礫のサイズは最大でも細礫程度である。下位の地層を削り込んでいたりチャンネルを充填して堆積している層が多いが、上方細粒化して粘土層へと漸移的に層相が変化していることもある。また、層相の側方変化が著しく、チャンネルを充填している砂礫層が数m離れた位置では含礫シルトに漸移したり、シルトとの互層に変化するケースも見られる。礫層には、トラフ型、フォーセット型の層理やリップアップクラストなどが認められ、イプシロン型斜交層理や非対称チャンネルもしばしば発達していた。礫は、チャート、砂岩、長石（花崗班岩起源？）などから構成され、礫種構成には層準による変化は認められなかった。なお、砂礫層と粘土層は 2 - 3mオーダーで上方細粒化ユニットを形成し、その繰り返しがいくつか確認された。

調査エリア内にみられた火山灰層は、層厚が約 40 cm、粒度がシルト - 細粒砂サイズでクリーム色 - 灰白色をしたガラス質の火山灰からなる。また、層相から下部層（層厚：15 cm）、中部層（層厚：7 cm）、上部層（層厚：23 cm）に3分できる。下部層と上部層はともに細粒砂サイズの火山灰で黄白色を呈し、塊状で特に堆積構造は観察できなかった。中部層はシルトサイズの火山灰でオリブ色を呈し、平行ラミナが発達している。こうした層相は、吉田(1988)や吉川ほか(1988)によって報告されている上多良火山灰層のものと一致し、吉田(1988)に示されている上多良火山灰層の露出地点と調査地の位置も重なっている。こうしたことから、この

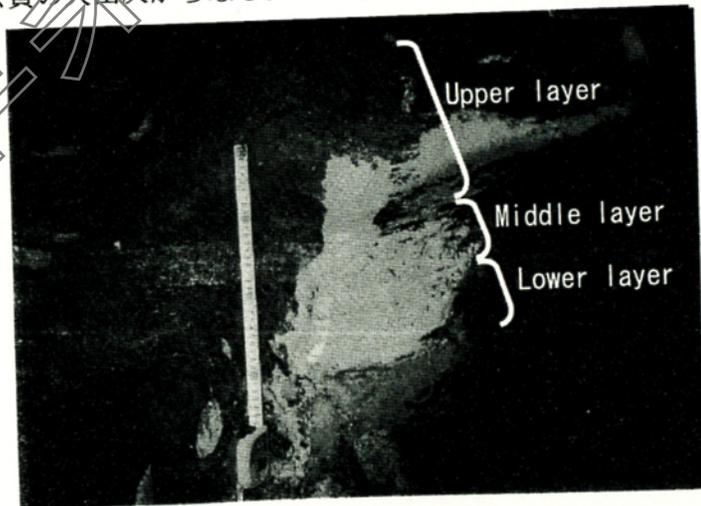


図6. 上多良火山灰層

3つのユニットから構成されている（下部 15 cm、中部 7 cm、上部 23 cm）。

Fig6. Kamitara volcanic ash layer. This layer consist of three units(Lower layer 15cm, middle layer 7cm, upper layer 23cm).

火山灰層は上多良火山灰層であると考えられる (図6)。

足跡化石は14層準 (踏み込み面が不明確な物も含め) で確認できた (図5)。その多くは、粘土層やシルト層などの上に砂層あるいは砂礫層が重なった状態で、砂層によって浸食を受けたり、上位の層準からの荷重・擾乱 (動物による踏み込み?) を受けて不明瞭になっているケースも少なくない。なお、確認できた足跡化石は、その形態から偶蹄類 (シカ類) と長鼻類 (ゾウ類) のものと考えられる。先に述べたように、上多良火山灰層の層準はアケボノゾウ化石の産出層準の上限に近い。また、樽野 (1999) は、大阪層群中に狭在しているイエロー火山灰層の層準 (スシロ谷火山灰層のやや上位) の直上が下限となり、それより上位はムカシマンモス *Mammuthus protomammonteus* (Matsumoto1924) 化石の産出レンジとなる事を報告している。これらの事から、調査地で観察された長鼻類 (ゾウ類) の足跡化石が、アケボノゾウの物でも、ムカシマンモスの物でも矛盾はしない。したがって、産出層準からは、足跡を残したのがアケボノゾウであるのかそれともムカシマンモスであるのか推定することはできない。

### 1) 堆積相

層相を詳細に観察した結果、以下に示すようにA、B、C、D、E、F、G、H、の8の堆積相が確認できた。それらの特徴を表1に示し、以下に詳細を述べる。

表1. 調査地において確認した多良累層の堆積相  
Table1. Sedimentary facies in the Tara formation at study point

Facies code	Facies	Sedimentary structures	Interpretation
A	Well sorted gravel, Sand(very coarse)-Silt	Fining upward from gravel to silt, Trough cross bedding	Minor channel lag or channel bar deposits
B	Mud	Massive, Plant fragments, Vivianite, Root of standing trunk	Floodplain ponds and swamps
C	Gravel-very coarse sand, silt(sheet)	Fining upward from gravel to very coarse sand, Trough cross bedding, forset bedding, Epsilon cross bedding, Water-escape structure in silt sheet	Point bar, Channel lag (Meandering river systems)
D	Poor sorted sand(very coarse) , Alternation of very coarse sand and silt	Trough cross bedding, Rip-up clasts, Inverse grading, Non-symmetrical channel, Plant fragments	Minor channel fills, Overbank deposits
E	Poor sorted sand(very coarse)	Mussive, rip-up clasts	Mud flow deposits
F	Poor sorted sand(very coarse)-silt	Fining-upward from very coarse sand to silt	Crevasse splay (Floodplain deposits)
G	sand(very coarse-fine), Alternation of fine sand and silt, Silt, Mud(sandy)	Low angle crossbedding, Trough cross bedding, Forset bedding, Water-escape structure, Dunes, Root of standing trunk , Foot prints, Vivianite	Crevasse channel into floodplain (Floodplain deposits)
H	Sand-silt	Fine lamination, small ripples, Foot prints	Waning flood deposits

### ① 堆積相 A

記載：本堆積相は、基底に浸食面がある比較的淘汰良好な極粗粒砂 - 細礫からなる砂礫層で特徴づけられる。基底付近の含礫率は高いが上部ではシルト質へと漸移し、礫径も細礫から極粗粒砂へと粒径を減じ、上方細粒化堆積相の特徴を示す。セット幅が1m、セット高が20 - 30 cm程度のトラフ型斜交層理が認められる。

解釈：本堆積層は、細礫から極粗粒砂へと粒径を減じる上方細粒化を示している。また、トラフ型斜交層理の下底面は浸食面であるとともに、トラフを充填している堆積物の上方細粒化堆積相の最下部をなす。これらの特徴から、小河道もしくは河川州において水流の影響を受けながら堆積したと考えられる。また、基底付近は増水時に砂・礫が堆積した後、水流の減衰により砂粒子が運搬されて礫だけ取り残されたと想像され、河川州の上面において堆積したと解釈される。

### ② 堆積相 B

記載：本堆積相は塊状の粘土層からなる。砂礫層から連続する上方細粒化堆積ユニットの最上部を占め、その上面は砂礫層による削り込みを受けている事が多い。また、植物片や樹根、ピビアナイトなどを含み、極粗粒砂をランダムに含み淘汰不良である場合もある(図7)。

解釈：細粒な堆積物や植物片からなり、目立った堆積構造は見られない。これは、碎屑物を運搬する流れが弱く、粗粒なものは供給されなかったためと思われる。したがって、河川の増水・氾濫などの際に、流水の影響をあまり受けずに懸濁物のみが供給され沈殿・堆積したものと解釈できる。また、ピビアナイトが生成していることから堆積物は堆積後も常に含水量の多い状態にあったと考えられる。さらに、しばしば樹根

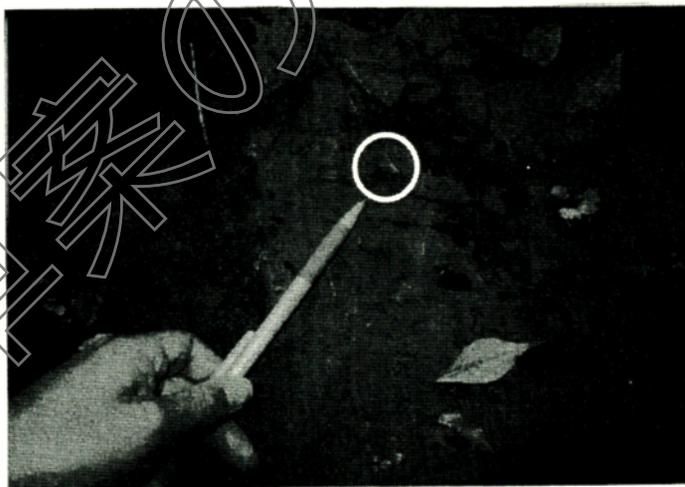


図7. 粘土層(堆積相B)中の藍鉄鉱(円内)  
Fig7. Vivianite in clay bed (facies B) (circled)

が含まれていることから樹木の生育しうる環境が示唆される。これらを考慮すると、河川の後背湿地や氾濫原に形成された浅い停滞水域において、粗粒な物質の流入がほとんどない状況で堆積したものと解釈できる。

### ③ 堆積相 C

記載：本堆積層は、フォーセット型層理およびトラフ型・イプシロン型の斜交層理の発達した極粗粒砂 - 細礫で特徴づけられる(図8)。下面是粒径の似通った砂礫層や淘汰不良な

砂層と接しており、やや不明瞭であるが下位の層を削り込んで累重しているとみられる。上方へ向って粒径を減じたり、基質の割合が増えたりと上方細粒化堆積相を示し、上位に累重する粘土層と上方細粒化ユニットを形成する。トラフ型斜交層理はチャンネル形状をしておりセット幅が50 cm - 2m、セット高が20 - 30 cm程度である。またフォーセット層理は20°程度と低角である。こうした層理の下底では構成する粒子の淘汰は良好で、植物片や材片が碎屑粒子とともに層理の

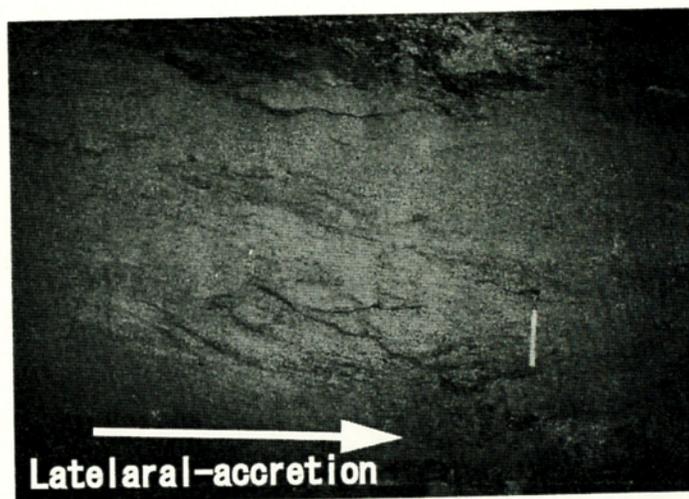


図8. 側方付加堆積相(堆積相C)  
矢印は付加の進んだ方向を示す。  
Fig8. Lateral accretion macroform (facies C).  
Arrow suggested direction of accretion.

下底に配列している。シルト層をシート状に狭在する場合があるが、多層累重のため浸食を受け、部分的に取り残されたものと考えられる。また、こうしたシルト層の一部には脱水構造と思われる変形が見られる。

解釈：本堆積相は斜交層理を伴い、細礫 - 粗粒砂へと粒径を減じ、さらに上位に累重する粘土層とセットで上方細粒化ユニットを形成している。下底は浸食面であり、また上方細粒化ユニットの基底に相当する。トラフ型斜交層理、フォーセット層理などの下底で淘汰が良好なのは、水流によって浮流量が運搬され礫だけ堆積したためと推定され、水流の働きの強い環境が示唆される。また、脱水構造と思われる変形が認められ、短時間に多量の碎屑物が供給量されるようなセッティングであったと思われる。さらに、イプシロン型斜交層理と認定できる堆積構造が認められ、本堆積相の地層の一部は蛇行した流路の側方付加によって堆積したと判断される。以上により、本堆積相は砂礫質の河道充填堆積物と河川州の堆積物であると解釈できる。

#### ④ 堆積相D

記載：本堆積相は浅いチャンネルを充填する淘汰不良の極粗粒砂と、シルト - 極粗粒砂の互層の組み合わせで特徴づけられる。チャンネルは15 - 40 cmほどの深さの非対称チャンネルで、下位の地層を削り込んでいる。また、チャンネルを充填している砂層にはトラフ型斜交層理が認められ、材片やシート状のシルトを狭在したり、リップアップクラストが含まれている場合もある。チャンネルを充填している砂層の上部は、チャンネルからはみだして2 - 4 cmの層厚で側方に延びている。また、チャンネルは、砂層とシルトの薄層からなる互層によって被覆されている(図9)。互層は砂がちで、シルトは植物片を多量に含んでいる。また、互層の砂層部には逆級化構造を示す部分がある(図10)。さらに、4 - 10 cmほどの層厚

のシルトの薄層がチャネルとセットになっている場合もある。

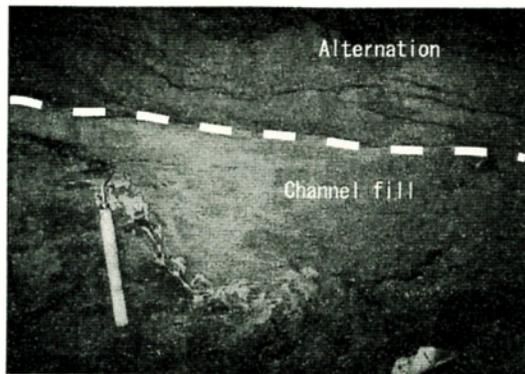


図9. 非対称チャネルおよび極粗粒砂とシルトからなる互層(堆積相D)

Fig9. Asymmetric channel and alternation of very coarse sand and silt (facies D)

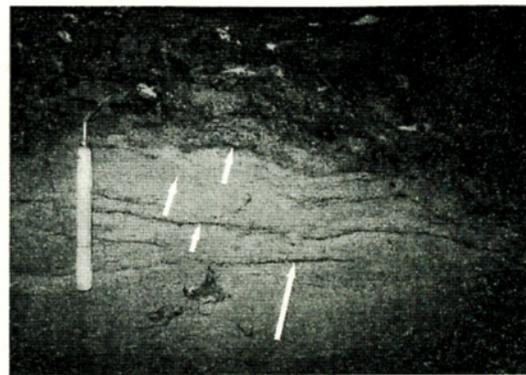


図10. 逆級化構造(堆積相D)

矢印は、粒径の増加する向きと個々の堆積ユニットを示す。

Fig10. Inversegrading bed (facies D). Arrow suggested direction of increasing grain size and individual unit.

解釈：下位の地層を削り込んでいる非対称チャネルが見られることから、水流の働きの強い蛇行した流路の存在が考えられる。また、チャネルを充填している砂層にはリップアップクラストが含まれていたり、砂層が淘汰不良である事などから、密度の高い碎屑物が短時間のうちに供給され堆積したと想像される。砂層とシルトの互層はチャネルから溢れ出した碎屑物が堆積したもので、逆級化構造は水流の増加と氾濫の履歴を記録しているものと思われる。また、シルトの薄層については、氾濫原全体が増水により冠水した際にもたらされたオーバーストック堆積物と考えられる。これらのことから、本堆積相は小河道が流れる氾濫原において形成された洪水堆積物であると解釈できる。

#### ⑤ 堆積相E

記載：本堆積相は、リップアップクラストを含む淘汰不良の極粗粒砂で特徴づけられる。泥層あるいは砂層の上位にシャープな基底面で累重し、下位の層に含まれている樹根の最上部に直接接して堆積している部分も見られる。上面には泥層が重なり、本堆積相を構成する砂層との境界あるいは砂層の上部に足跡化石が認められる。

解釈：本堆積相は泥層に挟まれ、静穏な環境において突発的に供給された碎屑物が堆積したものと考えられる。また、基底面がシャープである事、リップアップクラストが含まれている事、淘汰不良である事などから、密度の高い碎屑物が短時間のうちに供給され堆積したと解釈され、泥石流堆積物と考えられる。下位の層に含まれている樹根は、泥石流がもたらされた際に切断面が形成された可能性がある。

#### ⑥ 堆積相F

記載：本堆積相は、淘汰不良な極粗粒砂からシルトへと粒径を減じる上方細粒化堆積相を示す。粘土層中に 30 cmほどの層厚でシート状に挟まれ、その基底面はシャープである。

また側方に向って含礫率が下がり基質支持に層相が変化している。下位の粘土層中に含まれている樹根は本堆積相の基底に直接接している。

解釈：後背湿地や氾濫原の浅い停滞水域において堆積した泥層（堆積相B）に挟まれ、河川の本流から離れた静穏な環境に突発的にもたらされた碎屑物からなると考えられる。また、極粗粒砂からシルトへと粒径を減じる上方細粒化堆積相

からは、河川の増水時に、碎屑物が掃流状態で運搬されて、氾濫により流速が減衰する過程で堆積したと解釈できる。これらの事から、本堆積相は河川の増水時に自然堤防が決壊して氾濫原に堆積したクレバス・スプレー堆積物と考えられる。

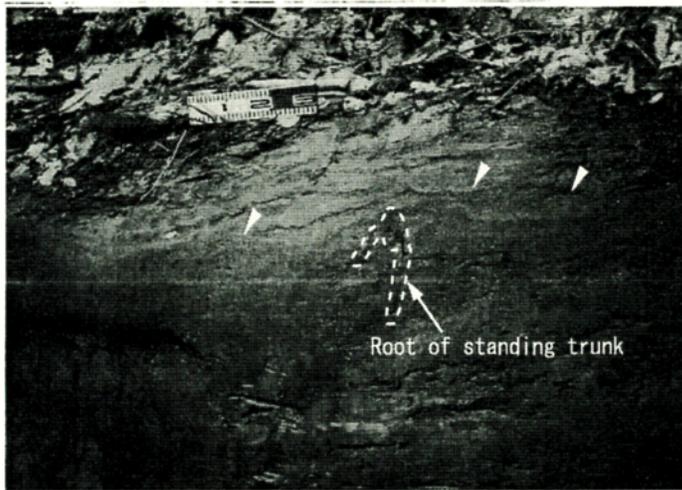


図 11. 細粒砂とシルトからなる互層（堆積層 G）脱水構造（矢印）や樹根（点線部）が見られる。  
Fig11. Alternation of fine sand and silt (facies G). Water escape structure (Arrowed) and root of standing trunk appeared in outcrop.

#### ⑦ 堆積相G

記載：本堆積相は、極粗流砂（あるいは粗流砂）が細粒砂へと粒径を減じる上方細粒化を示す砂層（砂層部）と、この砂層が側方で漸移する粘土層またはシルト層、もしくは細粒砂層とシルト層からなる互層（細粒部）のセットで特徴づけられる（図 11）。砂層部の基底はシャープで凹凸は少ない。砂層部の層厚は 20-50 cm、細粒部の層厚は 10-50 cm で、繰り返し累重している場合は上位のセットが下位のセットの上に低角の斜交層理で累重している。砂層部は下底付近に材片を含む事があり、デューンの断面（幅 1 m、高さ 40 cm）やトラフ型斜交層理、フォーセット層理などが認められる部分もある（図 12）。細粒部の細粒砂層とシルト層からなる互層には、樹根や

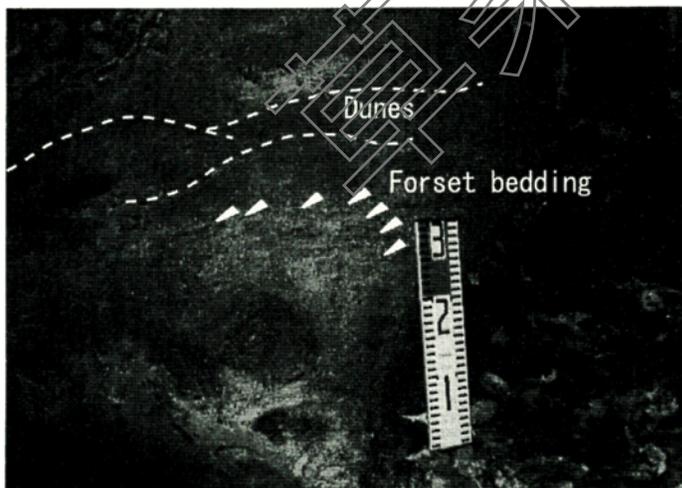


図 12. デューン（堆積相 G）デューンの断面には、フォーセット層理がみられる（矢印）。  
Fig12. Dune (facies G). Foreset bedding appeared in cross section of dune (arrows).

植物化石（メタセコイアの短枝など）が含まれており、足跡化石や脱水構造も認められる。細粒部の粘土層やシルト層は、淘汰不良で粗粒砂や極粗粒砂をまばらに含んでいる部分と、淘汰良好でピビアナイトが含まれている部分とがある。

解釈：本堆積相は、後背湿地や氾濫原の浅い停滞水域において堆積したと考えられる泥層（堆積相B）に挟まれ、樹根や足跡化石が認められることから、平穏時は樹木が生育し、動物が活動できるような環境に突発的にもたらされた碎屑物からなると考えられる。また、砂層部に見られる極粗粒砂が細粒砂へと粒径を減じる上方細粒化堆積相からは、河川の増水時に碎屑物が掃流状態で運搬されて、氾濫により流速が減衰する過程で堆積したと解釈できる。トラフ型斜交層理やフォーセット層理は水流の影響下で堆積したことを示唆しており、これらの事から、砂層部は河川の増水時に自然堤防が決壊して氾濫原に流入したクレバス・チャンネル堆積物と考えられる。一方、細粒部は、細粒砂層とシルト層からなる互層に脱水構造が認められ、碎屑物が短時間のうちに多量に供給された事を反映していると思われる。淘汰不良の泥層は、もともと堆積していた泥層（堆積相B）と新たに供給された粗粒な碎屑物が混ざり合って形成されたと考えられる。これらにより、本堆積相は増水時に流入したクレバス・チャンネルによりもたらされた堤防決壊堆積物と、平穏時に後背湿地あるいは氾濫原において堆積した堆積物からなると解釈される。

#### ⑧ 堆積相H

記載：観察した地層の最上位に位置し、基底はシルトの薄層で下位の泥層と平行に累重している。シルトの薄層の上位では、粗粒砂（あるいは細粒砂）から粘土へと粒径を減じる上方細粒化堆積相を示し、50cmほどの層厚で2セットが繰り返して累重している。基底に位置するシルト層と粗粒砂層には波長5-7cmほどのリップル葉理が見られる（図13）。粗粒砂層のリップル葉理はマッドドレイプによって表面をカバーされており、この層準には足跡化石も認められる。砂層およびシルト層には細かい植物片が含まれている。

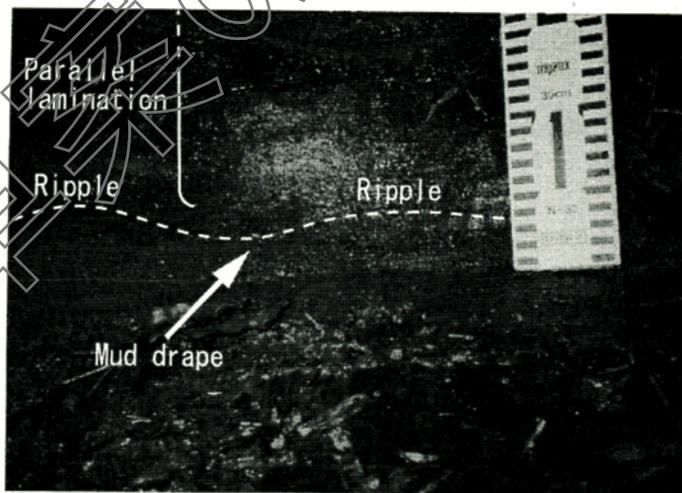


図13. リップル葉理とマッドドレイプ(堆積相 H)  
Fig13. Ripple lamination with mud drape (facies H)

解釈：本堆積相は、後背湿地や氾濫原の停滞水域に堆積したと考えられる泥層（堆積相B）の上に重なり、足跡化石も認められる。これらのことから、河川の本流から離れた場所で動物が活動できるような環境に堆積したと考えられる。また、リップル葉理が見られる事や上方細粒化堆積相を示す事から、水流の変化に対応して碎屑物が供給されたと考えられ

る。これらの事から、河川の増水時に浅い停滞水域において小河道が流入するなどしてもたらされた堆積物であると解釈される。

## 2) 堆積環境

調査地域の堆積環境と堆積システムについて、各堆積相の特徴や累重様式から検討する。すでに述べたように、調査地域の東海層群ではA～Hまでの8つの堆積相が確認された。これらの堆積相はその累重パターンから2つの堆積組相に区分することができる。

1つ目の堆積組相は、堆積相Aから堆積層Bへと上方細粒化するパターン、あるいは堆積層C・Dのセットが堆積相Bへと上方細粒化するパターンである。これらの上方細粒化組相は河川の掃流エネルギーの低下を示し、その上位に後背湿地あるいは止水停滞水域で堆積した堆積相Bが累重することと整合している。また、この堆積組相には非対称チャネルあるいはイプシロン型斜交層理が認められ、砂質の蛇行河川システムで形成されたものと考えられる。また、非対称チャネルの断面は数m以内の規模でいずれも浅く、河川州の上面に堆積したと考えられるトラフ型斜交層理の発達した砂礫層なども認められることから、小規模で水深の浅い流路が、蛇行・分岐を繰り返している堆積環境が考えられる。

一方、もう1つの堆積組相は、E、F、G、Hの各堆積相が堆積相Bに挟まれるパターンである。堆積相E、堆積相F、堆積相G、堆積相Hは、いずれも河川の増水や天然ダムの破堤などにとまって氾濫源に流れ込んだ洪水氾濫堆積物（越堤堆積物）、クレバスチャ

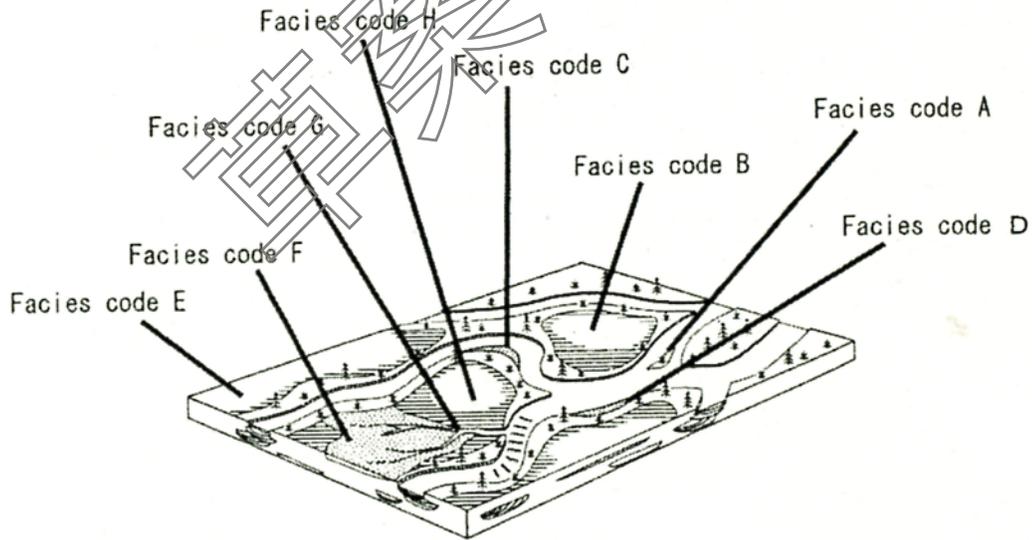


図 14. 調査地における東海層群の堆積相モデル (Mail, 1985 に加筆)  
Fig14. Schematic illustration showing facies model for deposition of the Tokai Group at study point (after Mail, 1985)

ネル堆積物、クレバスプレー堆積物、泥流堆積物などである。本堆積組相では堆積相Bが3分の1程度を占め、氾濫源における後背湿地あるいは止水停滞水域といった環境は比較的安定していたと思われるが、こうした場所で氾濫洪水や自然堤防の決壊などがしばしば発生していたことが示唆される。

以上により、調査地における東海層群の堆積場は、小規模で水深の浅い流路が蛇行・分岐を繰り返している蛇行河川と、その氾濫源に堆積したと想定される。また、調査地での東海層群の堆積相の累重様式は、Miall(1985)によって示されたモデル8 (Architectural model of anastomosed river) の垂直断面に類似し、平面的にも調査地の堆積環境の解釈と共通したセッティングとなっている。Miall(1985)のモデルと各堆積相とを対応させると、図14のように示される。

## 5. 大型植物化石

調査エリア内において、地層の調査の際に球果や葉・種子などの大型植物化石を20点ほど採集した。また、大平省司氏は、足跡化石の調査が実施される以前に14点の大型植物化石を採集していた。これらの大型植物化石は、調査地周辺の古植物相を考える上で重要なサンプルであり、その産出層準と分類学的位置を明らかにすることは東海層群の古植物相の変遷史を考える上で意義深い。ここでは、得られた大型植物化石についての概要をまとめ、いくつかの種については産出層準の上限との関連について検討したので報告する。なお、化石の同定は千葉大学園芸部の百原新博士にお願いした。また、全てのサンプルは、乾燥標本あるいは液浸標本(70%エタノール)の状態で大垣市立上石津郷土資料館に保管されている。

今回産出した大型植物化石の同定結果と産出層準を表2に示す。化石は5層準にわたって産出し、産出部位は球果が圧倒的に多かった。なお、球果が多かったのは、採集方法が定量的なサンプリングではなく、地層中の目立った化石を随時ピックアップするというや

表2. 岐阜県大垣市上石津町須城谷の東海層群多良累層から産出した大型植物化石  
Table2. List of plant macrofossils from the Tara formation, Tokai Group, in Sushirodani

学名	和名	産出部位	産出層準
<i>Pseudotsuga subrotunda</i> Miki	ヒメガサワラ	球果(cone)	9
<i>Pinus</i> sp.	マツ属	球果(cone)	3,9
Pinaceae	マツ科	球果(cone)	9
<i>Metasequoia gryptostrobooides</i> HU et Cheng	メタセコイア	球果・短枝(cone・short branch)	1,3,6,9,10
<i>Juglans megacineria</i> Chaney	オオバタグルミ	核(nucule)	9
Polygonaceae	タデ科	果実(fruit)	10
Hamamelidaceae	マンサク科	種子(seed)	10
<i>Wisteria</i> sp.	フジ属	芽(bract)	10
<i>Styrax japonica</i> Sieb. et Zucc.	エゴノキ	種子(seed)	10

り方だった事に起因していると思われる。また、球果はほとんどが単独で地層中に埋没していた。一方、層準10では、広葉樹の葉やメタセコイアの短枝が密集して産出し、河川の増水時にリーターが掃流状態で運搬されてきたものと解釈できる。産出した大型植物化石のうち種まで同定できたものは4種で、その他は科・属レベルまでの5つの分類群に識別された。

種まで同定できたもののうちメタセコイア、オオバタグルミ、ヒメトガサワラ (*Pseudotsuga subrotunda*)、の3種は、絶滅あるいは国内より消滅した種である。調査地周辺に分布する東海層群には、これら3種の産出する上限にあたる層準が含まれていると予想され、その絶滅・消滅へといたる経過や時期を追跡できる可能性がある。そこで、今回化石が得られた層準と、これまでに報告されている3種それぞれの産出レンジの上限との層序関係を検討した。

#### 1) メタセコイア (*Metasequoia glyptostroboides*)

吉田(1990)は、伊勢湾西岸に分布する東海層群より報告されている大型植物化石の産出層準を火山灰層序と照らし合わせて整理し、メタセコイアの産出層準の上限を多良火山灰層 (=猪牟田 - ピンクテフラ : 酸素同位体比層序のステージ30と対比) の少し下位とした。今回化石を採集した層準は、上多良火山灰層を挟んだ上下20mの範囲で、多良火山灰層より100m以上も下位にあたる。また、鈴木ほか(1988)は、大阪・新潟・会津の3つの地域に分布している鮮新・更新統から産出した *Metasequoia* 属の産出層準をまとめ、その上限を大阪層群の Ma2 層準であるとした。Ma2 は、吉川ほか(1999)によって酸素同位体比層序のステージ25に相当するとされ、古地磁気層序ではハラミロサブクロンと松山クロン/ブリュンヌクロンの中間の層準に対比されている。これらのことから、今回報告したメタセコイアの化石は、消滅時期より数万年以上のオーダーで古い年代のものと言える。

#### 2) オオバタグルミ (*Juglans megacarinata*)

Tsukagoshi et al. (1997) は岐阜県垂井町に分布する東海層群 (大泉層に相当する) より本種の核の化石を報告している。露頭が不連続で、断層が発達しているため地層の連続性が不明確な層準もあるものの、その産出層準はスシロ谷火山灰層のやや上位と推定される。この層準は、今回化石が得られた層準よりも下位にあたる。また、角田(1958b)は、三重県いなべ市藤原町上之山田の大泉累層よりアケボノゾウの骨格化石に伴ってオオバタグルミが産出したことを報告し、吉田(1988)はその層準を米野Ⅲ火山灰層の直下であるとした。しかし、米野Ⅲ火山灰層は他地域の火山灰層との対比がされておらず、その層準はスシロ谷火山灰層より上位であるということしか判明していない。このほか、オオバタグルミの産出は川瀬(1975)などによっても報告されているが、いずれも産出層準があやふやであったり今回報告した層準より明らかに下位の層準からの産出である。これらのことから、今回報告した化石は、東海層群より産出した層準が明確なオオバタグルミとしては、最も上位から産出したものであると考えられる。一方、鈴木ほか(1988)は、大阪・新潟・会津の3つの地域に分布している鮮新・更新統から産出しているオオバタグルミの産出層準を整理し、その上限を古地磁気層序で示すとハラミロサブクロンの初めかあるいは直前

付近の層準に相当するとしている。前述の通り、多良火山灰層 (=猪牟田・ピンクテフラ) は古地磁気層序ではハラミロサブクロンに対比されている。したがって、絶滅が大阪・新潟・会津と同時であったとすると、調査地周辺では多良火山灰層付近が産出層準の上限に相当することになり、オオバタグルミはスシロ谷火山灰層が堆積してから多良火山灰層の堆積するまでの間 (長く見積って 1.24 - 1.05Ma の期間) に絶滅への経過をたどったことになる。また、百原 (1996) は、オオバタグルミが約 110 万年前 - 100 万年前にかけての 10 万年間に急激に核のサイズを小型化し、オニグルミ (*Juglans mandshurica* var. *sieboldiana*) やマンシュウグルミ (*Juglans mandshurica*) といった現生のオニグルミ・タイプの種を派生させたとしている。今回報告したオオバタグルミの果実長は、47.0 mm と Nirei (1975) によって報告されているオオバタグルミの平均的サイズよりやや小さい。しかし、この標本は乾燥した状態となっているので、乾燥させる過程で収縮した可能性も考えられ、計測値をそのまま信頼するのは危険である。東海層群の堆積盆周辺で、オオバタグルミからオニグルミ・タイプへの種の入替わりがどのような経過をたどったのかを明らかにするには、さらに多くの層準でより多くの標本を得る必要がある。

### 3) ヒメトガサワラ (*Pseudotsuga subrotunda*)

*Pseudotsuga* 属の現生種は、世界に 6 種が知られている。また、この属の 1 種であるトガサワラ (*Pseudotsuga japonica*) は、現在も日本国内に分布しており日本の特産種とされている。さらに、同じ *Pseudotsuga* 属の絶滅種であるヒメトガサワラ (*Pseudotsuga subrotunda*) の化石は、大阪層群や古琵琶湖層群において後期鮮新世後半 - 前期更新世前半にかけての層準から産出している (百原 1993)。 *Pseudotsuga* 属の系統進化やヒメトガサワラからトガサワラへの種の入替わりを考える上で、これら 2 種の時空分布を把握することは重要と思われるが、これまでに産出レンジなどに関するまとまった報告は無い。また、東海層群では、川瀬 (1975) や Tsukagoshi et al. (1997) によってトガサワラの化石が報告されているが、これらの産出層準はいずれも今回ヒメトガサワラの化石が得られた層準よりも下位である。今後、産出層準の明確な標本を蓄積して、ヒメトガサワラとトガサワラのカテゴリ学的な位置付けや産出層準についての再検討が必要と思われる。

## 6. 古環境の復元にむけて

東海層群が堆積した堆積盆地は、当初は広い湖盆の存在が意識されていたため東海湖と呼ばれている (竹原ほか, 1961, 1964)。しかし、その後堆積学的な検討が行なわれるようになり、実際には湖底堆積物よりも河川や氾濫原に堆積した地層が主体であるとの認識が定着しつつある (Nakayama, 1996; 吉田ほか, 1991 など)。調査地の東海層群についても、堆積相の検討から蛇行河川が流れる氾濫源が想定され、堆積環境についてのこうした研究例と一致する。東海層群の堆積した当時、そこに広がっていた古環境についてのイメージは、湖 (湖盆) から河川の流れる平野 (氾濫源や沖積平野) へと転換を迫られつつあると言えよう。一方、大井 (2005) は、上多良火山灰の直上と直下より得られた花粉化石を検討し、コナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*)、クリ属 (*Castanea*) シ

イノキ属 (*Castanopsis*) マテバシイ属 (*Lithocarpus*) の産出率が高いことから温暖な気候を推定している。

洪水のたびに氾濫を繰り返す蛇行河川と氾濫原。温暖な気候のもと、河川沿いの湿地にはメタセコイアやオオバタグルミの木々が立ち並び、そこをシカ類やゾウ類が歩きまわる…。データも限られているため、今回の調査によってイメージされる当時の景観はまだそれほど明確なものであるとは言いがたい。今後のさらなる発見と研究の蓄積によって、より具体的な絵が描けるようになることを期待したい。

## 7. 謝 辞

千葉大学園芸学部の百原新博士には植物化石の同定でお世話になった。阿部美和氏には植物化石の取り扱いでお世話になった。辻下榮一氏には、調査に先立ち現地の情報をご教示いただき文献収集でもお世話になった。以上の方々に、記してお礼を申し上げる。

## 参考文献

- 赤嶺秀雄 (1959) 三重県北部地方の新生代層. 資源総合開発研究所研究報告, no. 1, p. 51 - 60.
- 壇原徹・鎌田浩毅・山下透 (1992a) 大阪層群のピンク火山灰と中部九州の耶馬溪火砕流堆積物との対比. 日本火山学会 1992 年度秋季大会講演予稿集, 108 p.
- 壇原徹・柴田賢・松本哲一・岩野英樹 (1992b) 国内標準年代試料候補 O G P K の追加年代データ. フィッション・トラックニュースレター, no. 5, p. 73-77.
- 壇原徹・鎌田浩毅・林田明・岩野英樹・山下透 (1994) 国内標準年代試料候補 O G P K (大阪層群ピンク火山灰) に関する年代・対比追加データ (その 4) - 給源となる耶馬溪火砕流堆積物の F Y 年代値など. フィッション・トラックニュースレター, no. 7, p. 18-22.
- 原山智・宮村学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所, 145 p.
- 林隆夫 (1974) 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, vol. 80 (6), p. 261 - 276.
- Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T. (1996) Correlation of widespread tephra Deposits based on paleomagnetic directions: link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quatern. Intern.*, vol. 34-36, p. 89-98.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地. 新生代の研究, (24 - 25), p. 508 - 517.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序、および古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- 市原実 (1960) 大阪、明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15 - 25.
- 市原実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 (1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の

- 不整合”について—大阪層群の古地磁気とフィッション・トラック年代—, 地球科学, vol. 38(1), p. 1-16.
- 角田保(1958a)三重県内旧象化石考察。「北伊勢地方の古生物と地質」(三岐鉄道株式会社・三重県立博物館編), p. 12-21.
- 角田保(1958b)明石象の発掘に伴う遺体化石。「北伊勢地方の古生物と地質」(三岐鉄道株式会社・三重県立博物館編), p. 8-11.
- 川瀬正行(1975)員弁郡北部の植物化石. 藤原自然科学館研究報告, no. 7, 9 p.
- Kikkawa, K., Mizuno, K. and Sugiyama, Y. (1993) Early to middle Pleistocene stratigraphy and chronology of the widespread tephra in southwest Japan. - Correlation by ICP analyses of the volcanic glasses -, 29th IGC Kyoto, Abstracts, 2, 385 p.
- 光明池団体研究グループ(1971)光明池周辺の大坂層群. 地球科学, vol. 25, p. 201-210.
- 此松昌彦・多度団体研究グループ(1995)三重県の鮮新・更新統奄芸層群の嘉例川火山灰層直上から産出したミツガシワ属種子化石. 植生史研究, Vol. 3(2), p. 77-82.
- 小瀬知常(1929)知多半島の地形及地質. 地質学雑誌, vol. 41, p. 338-345.
- Machida, H. (1999) Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan: Recent Progress. The Quaternary Research, Vol. 38(3), p. 194-201.
- 牧野内猛(2001)東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代変遷. 豊橋市自然史博物館研究報告, no. 11, p. 33-39.
- 横山次郎(1950)中部地方. (朝倉書店, 東京), 223 p.
- 松井寛(1943)三重県四日市・桑名地方の地質. 京大地球教室学術報告, no. 2, p. 1-11.
- Miall, A.D. (1985) Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth. Sci. Rev. 22, p. 261-308.
- 三木茂(1948)鮮新世以来の近畿ならびに近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, 第9集, p. 105-144.
- 宮村学・三村弘二・横山卓雄(1976)彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)地質調査所, 49 p.
- 宮村学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川旭(1981)亀山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 128 p.
- 百原新(1996)第四紀の日本列島地形形成と植物の絶滅・進化. 関東平野, 第4号, p. 29-36.
- 百原新(1993)近畿地方とその周辺の大規模植物化石相. 「大阪層群」(市原実編), 創元社, p. 256-270.
- 森忍(1971)瀬戸層群, 安芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究, その3. 竹原平一教授記念論文集, p. 99-111.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作(2000)本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, vol. 106(1), p. 51-69.
- Nakayama, K. (1996) Depositional models of Fluvial sediments in an intra-arc basin: an

- Example from the Upper Cenozoic Tokai Group in Japan. *Sediment. Geol.*, Vol. 101, p.193-211.
- 中山勝博・吉川周作 (1990) 東海層群の古地磁気層序. *地質学雑誌*, vol.96(12), p.967-976.
- Nirei, H. (1975) A classification of fossil walnuts from Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.* 19, p.31-62.
- 小川啄治 (1919-1920) 伊勢の第三紀層について. *島津標本時報*, 6-7.
- 大井信夫 (2005) 古植生と古気候. 「上石津町里山学習林自然環境調査報告書」(上石津町自然環境調査委員会編), p.51-68.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N., and Schneider, D. A., (1995) A new Late Neogene Timescale : application to ODP Leg 846 sites. In Pisias, N., Maye, L.,
- Janecek, T. et al., eds, *Proceedings ODP, Scientific Results, 138*, College Station, TX (Ocean Drilling Program, 138) p.73-101.
- 鈴木敬治・那須孝悌 (1988) 日本の鮮新-更新統の植物化石による分帯. *地質学論集*, 第30号, p.169-180.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について. *地質学論集*, 第30号, p.219-221.
- 竹原平一・森下晶・糸魚川淳二 (1961) 名古屋港の地盤. *名港管理組合*, 36p.
- 竹原平一・森下晶・糸魚川淳二 (1964) 名古屋港の地盤, 改訂版. *名港管理組合*, 46p.
- 竹村恵二 (1983) 伊勢湾西岸北部地域の鮮新・更新統. *地団研専報*, no.25 (日本の鮮新・更新統), p.139-150.
- 竹村恵二 (1984) 三重県員弁地域の鮮新・更新統東海層群-特に岩相相序と火山灰層序の関係について. *地質学雑誌*, vol.90 (11), p.799-813.
- Takemura, K. (1985) The Plio-Pleistocene Tokai Group and the Tectonic Development Around Ise Bay of Central Japan since Pliocene. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, Ser. Geol. Mineral. no. 51, p.21-96.
- 樽野博幸 (1991) 日本列島産 "*Parastegodon*" 属の分類学的再検討. *大阪自然史博物館研究報告*, no.45, p.5-16.
- 樽野博幸 (1999) 日本列島の鮮新統および中・下部更新統産長鼻類化石の産出層準. *地球科学*, vol.53 (4), p.258-264.
- 樽野博幸 (2001) 東海層群の哺乳類化石. *豊橋市自然史博物館研究報告*, no.11, p.55-58.
- 樽野博幸・吉田史郎 (1987) 岐阜県の東海層群よりアカシゾウの旧歯化石が産出. *大阪自然史博物館研究報告*, no.41, p.1-5, Pls.1.
- 富田裕子・黒川勝巳 (1995) 中部日本 (新潟地域・氷見層群・東海層群) における鮮新世の広域テフラの検出. 1995年地球惑星合同大会講演要旨, 72.
- 富田裕子・黒川勝巳 (1997) 新潟地域における魚沼層群の辻又川火山灰層と房総半島の火山灰鍵層 Kd38 の対比. *地球科学*, vol.51 (5), p.377-381.

- Torii, M., Yoshikawa, S., and Itihara, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senpoku Hills, southwestern Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, no. 2, p. 34-38.
- Tsukagoshi, M., Ono, Y., Hashimoto, T. (1997) Fossil endocarp of *Davidia* from the Early Pleistocene sediments of the Tokai Group in Gifu Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, no. 51, p. 13-18, Pls. 3.
- 塚越実 (2001) 東海層群の大型植物化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, no. 11, p. 41-44.
- 安田敏夫 (1956a) 岐阜県牧田川上流地域の地質 (予報). 名古屋地学, no. 8, p. 6-10.
- 安田敏夫 (1956b) 岐阜県牧田川上流地域の地質 (演旨). 地質学雑誌, Vol. 62, p. 389.
- 安田敏夫 (1958) 北伊勢地方第三紀層の植物化石-沿線の化石採集案内-. 北伊勢地方の古生物と地質 (三岐鉄道株式会社・三重県立博物館編), p. 63-72.
- Yokoyama, T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi Geologic Province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.* no. 36, p. 19-85.
- 横山卓雄 (1971) 鈴鹿山脈の形成 (その1) 三重県員弁郡の鮮新・更新統を中心にして-近畿地方の新时期代層の研究, その19-. 竹原平一教授記念論文集, p. 55-67.
- 横山卓雄・壇原徹・中川要之助 (1984) 大阪南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 90, p. 781-798.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 81 p.
- 吉田史郎 (1988) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群-東海湖終息期の堆積物-. 地球科学, vol. 42(1), p. 1-16.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査書月報, vol. 41 (6), p. 303-340.
- 吉田史郎 (1999) 岐阜県南宮山周辺の東海層群牧田累層と東海層群上部のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 318.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村学 (1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 地質調査所, 154P.
- 吉田史郎・竹内圭史・吉川清志 (1990) 東海層群最上部と力尾累層 (弥富累層相当層) の対比とその地史的意義. 第四紀研究, vol. 29, p. 361-369.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原徹 (1997a) 瀬戸層群下部のフィッシュン・トラック年代. 地球惑星関連学会 1997年大会予稿集, 584.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原徹 (1997b) 知多半島中南部, 東海層群下部のフィッシュン・トラック年代. 地調月報, vol. 48 (9), p. 497-510.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原徹・陶土団体研究グループ (1997c) 東海層群矢田川累層・土岐砂礫層のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会 104年学術大会講演要旨, 374.

- 吉川周作 (1983) 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報、no. 25 (日本の鮮新・更新統)、p. 45-61.
- 吉川周作 (1999) 高精度年代決定における火山灰の役割—大阪平野第四系からの発信—. 月刊地球号外、no. 26、p. 201-206.
- 吉川周作 (2001) 伊勢平野の東海層群火山灰層序. 島根大学地球資源環境学研究報告、no. 20、p. 59-67.
- 吉川周作・吉田史郎・服部俊之 (1988) 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地質調査書月報、vol. 39 (10)、p. 615-633.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌、vol. 105 (5)、p. 332-340.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38 火山灰層—. 地質学雑誌、vol. 102 (3)、p. 258-270.
- 吉川周作・立石雅昭・長橋良隆 (1996) 大阪層群の福田火山灰層と魚沼層群の辻又川火山灰層の対比. 地質学雑誌、vol. 100 (7)、p. 486 - 494.

地質学雑誌のあみ

図版説明

岐阜県大垣市上石津町須城谷の東海層群多良累層から産出した大型植物化石  
The plant macrofossils from the Tara formation, Tokai Group, in Sushirodani.

Fig. 1 a

*Metasequoia glyptostrobides* Hu et Cheny : Corn Scale bar is 10mm long.

メタセコイア : 球果 スケールバーは10mm

Fig. 1 b

*Metasequoia glyptostrobides* Hu et Cheny : leaf Scale bar is 10mm long.

メタセコイア : 短枝 スケールバーは10mm

Fig. 2

*Pinus* Linn. : cone Scale bar is 10mm long.

マツ属 : 球果 スケールバーは10mm

Fig. 3

*Pseudotsuga subrotunda* Miki : cone Scale bar is 10mm long.

ヒメトガサワラ : 球果 スケールバーは10mm

Fig. 4

*Juglans megacineria* Chaney : nucule Scale bar is 10mm long.

オオバタグルミ : 核 スケールバーは10mm

Fig. 5

Hamamelidaceae : seed Scale bar is 5mm long.

マンサク科 : 種子 スケールバーは5mm

Fig. 6

*Wisteria* sp. : bract Scale bar is 5mm long.

フジ属 : 芽 スケールバーは5mm

Fig. 7

*Styrax japonica* Sieb. et Zucc. : seed Scale bar is 5mm long.

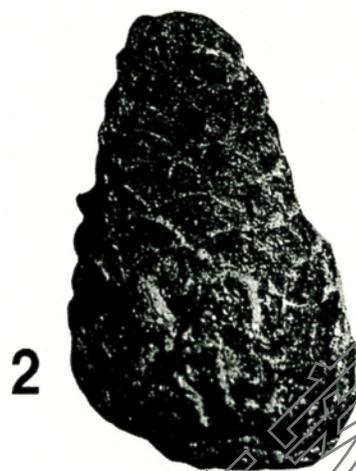
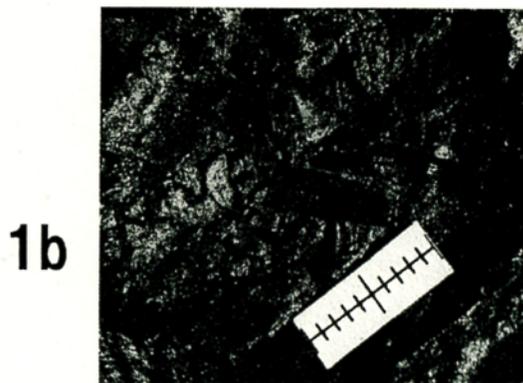
エゴノキ : 種子 スケールバーは5mm

Fig. 8

Polygonaceae : fruit Scale bar is 5mm long.

タデ科 スケールバーは5mm

図版 1



## 第II章 発見の経緯

2005年当時私は、大垣市サイトピアセンターに勤務し、科学展示施設の運営、特別展の企画等を担当していました。大垣市は2006年3月の上石津町と墨俣町との合併を控えており、両町の自然科学分野の資料収集の必要性を感じていました。以前から上石津町では亜炭採掘の歴史があり、メタセコイアなどの植物化石が産出することも良く知られていましたが、どこで採集できるかは不明のままでした。

その後、「かみいしづ緑の村公園」内にある宿泊施設「奥養老」で、夜間の天体観察を指導する機会があり、そこで、上石津町の植物化石について詳しいお話を伺う機会を得ました。当時、上石津町では地質調査が進められていて、須城谷では植物化石が豊富に確認できることが分かりました。

そこでお聞きしたことを元に、須城谷の場所を地図で確認し、植物化石の採集を始めました。地層中には亜炭になった材化石が豊富に見られ、マツの仲間やメタセコイアの球果などの標本が多数得られ、まずまずの成果をあげていました。



図1. 調査地周辺の須城谷

2005年9月25日、3度目の須城谷の調査を計画しました。以前、この谷ではアケボノゾウの臼歯化石が発見されていて、動物化石も念頭に谷の入り口から地層をつぶさに観察しながら沢を遡って行きました。1時間も歩くと兩岸に地層が壁のように迫り、谷も狭く、流れも細くなってきました。私は見て歩いた場所は見落としが無いようにするため、必ず振返ってもう一度観察するようにしています。

ここでも少し谷が広くなった所で歩いてきた方向を振り返りました。そこには自分の方に傾斜した広い苔むしたテラス状の露頭が目に入ってきました。表面には以前、古琵琶湖層で見つかった偶蹄類（シカ類）の足跡と同じ窪みがたくさんあり、私は興奮しました。地層を覆う苔を剥して全体を見渡すと、無数とも思える窪みが見つかり、偶蹄類（シカ類）のものと思われるはっきりしたものも10個ほど確認できました。急いで谷をもどり、関係機関に連絡しました。

その後、足跡の写真が上石津町郷土資料館に展示されました。たまたま資料館に立ち寄った清水がその写真を見て、その後現地を訪れた際、その上流で長鼻類（ゾウ類）の足跡化石を発見した次第です。

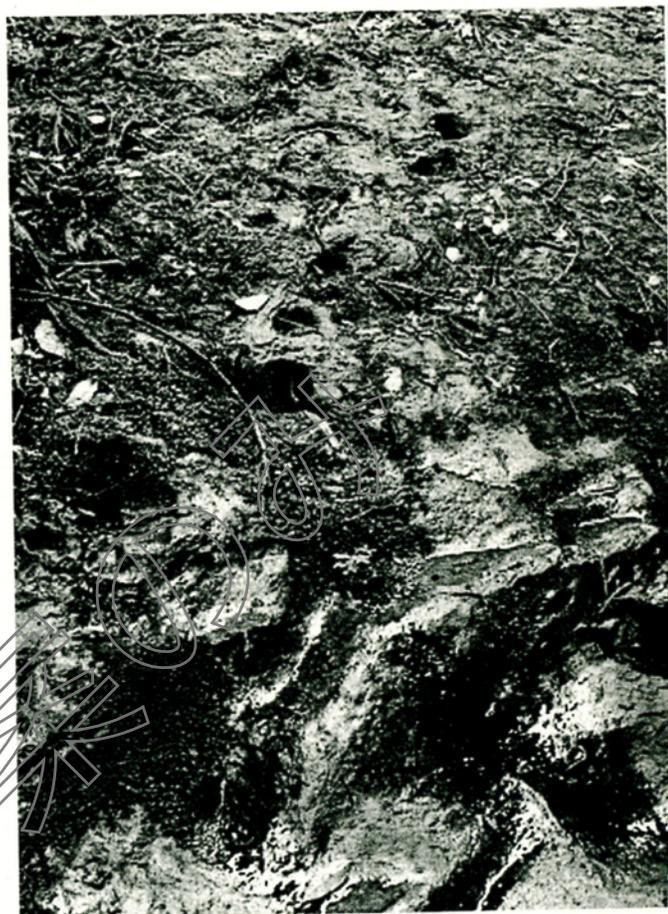


図2. 苔むしたテラス状の露頭

### 第三章 調査までの経緯・調査の実際

#### 1. 発見から調査実施までの経緯

今回の足跡化石については大平の発見以後特別な活動はなく、偶蹄類（シカ類）の足跡化石でのインパクトのなさに希望がもてませんでした。この足跡化石については当時上石津町郷土資料館職員の井上 理氏などからその存在が知らされていたことから、このころ美濃帯を中心とした古生物学的な調査研究に加え、上石津町の古生代の石灰岩を中心とした古生物の調査をしていた筆者も観察してみたいと思い、井上氏などから上石津町の化石に関する情報と足跡化石のことについても提供をうけ観察することにしました。

平成18年4月の調査の際、偶蹄類（シカ類）の足跡だけでなく長鼻類（ゾウ類）の足跡化石も加えることになりました。このことで偶蹄類（シカ類）と長鼻類（ゾウ類）の足跡化石が愛知・岐阜・三重の三県に広がる東海層群にも存在し、滋賀県側の古琵琶湖層群との関連と100万年を超える大昔の上石津の姿の一端が見られることになりました。



図1. 長鼻類（ゾウ類）の足跡化石

その後発見者の大平と連絡し、もともと日本の新生代の足跡化石を調査研究していた滋賀県足跡研究会の岡村や井上氏とも交流のあるいなべ市の清水 実や多賀町立博物館学芸員の阿部らと平成18年5月に予備調査を行うことになりました。

この予備調査では偶蹄類（シカ類）足跡化石のテラスだけでなく、また、長鼻類（ゾウ類）の足跡も一つだけではなく複数あること。足跡の層（印跡層）についても14層程度みられ、予想以上に多くの足跡化石の存在が確認されました。しかし、偶蹄類（シカ類）の足跡化石のテラスでは、その下側に水で削られた空洞が広がっていること、そして十分に固まっていない砂岩層であるため、大雨などの出水があると沢そのものが削られたり壊れたりすることが予測されることから、速やかな調査の必要があると判断されました。

東海層群は、その分布は愛知県・岐阜県的美濃地方・三重県の中一北部に分布し、このような地層は日本の各地に分布します。大阪平野の大阪層群、琵琶湖周辺の古琵琶湖層群のように日本の鮮新世・更新世の共通する堆積層で、従来の復元では、東海湖という湖を想定していました。しかし、最近の考え方や今回の調査で深められたことは、湖のような堆積層ではあるものの、その湖の存在は認められず、むしろ三角州のような堆積層にたくさんの沼や氾濫原のひろがる堆積場であることと、印跡層がくり返し存在したことは、その堆積場がくり返される洪水により、砂がたまるとき、砂が削られるとき、おだやかなときには砂より細かな泥がたまることで足跡が残ったことを観察する機会となりました。

東京探偵団

本調査では、第1日目の11月25日に10名、第2日目は14名の参加を得、さらに地元や市内の方の見学者を加え延べ40人前後の参加を得ました。特に第1日目に4人、第2日目には6人の小学生が含まれ、第2日目には型取りのために6人の小学生たちが活躍し、無事型取りができました。このようなことが、活躍した小学生たちの将来のエポックとなることを期待しています。



図2. 第1区で表面を掃除する様子

調査はその後の補助的な調査を加え、より確かなものへと進めてきました。また、型取られた足印の印象模型は、近い将来広く市民に紹介できるものとなることでしょう。

その後の記者発表により広く足跡化石の存在が紹介されたことや、一部市民が参加したことが紹介されたことにより、参加された方々が再び思い出され、いい体験として語られることでしょう。



図3. 第2区で透明のフィルムに足跡の分布を記録する様子

## 第IV章 足跡化石

### 1. はじめに

調査をした須城谷上流域は昼間でもうっそうとした森林の中の谷川で、その川幅は5~7m程度ある。河床部付近は上流へ約20度で傾斜するテラス状の面や河川によって浸食された切り立った壁面が見られ、それらは多良累層のやや硬い青灰色粘土層と粗粒砂、礫層などから構成されている(28頁の写真参照)。今回調査した範囲は、図1に示したように、足跡化石らしきくぼみが多く認められた上流の砂防堤から下流の兩岸の地層が途切れるところまでの約90mである。

2006年5月26日と11月23日に行った予備調査では、本調査の調査期間として予定していた2日間で調査に参加する一般住民に対して安全で足跡化石に関して大きな成果が得やすい箇所、あるいは近い将来浸食により消滅する可能性が大きい箇所を4箇所選定した。そして、それらを下位層が分布する下流部から上流部へ第1区、第2区、第3区、第4区と区分した。今回調査を行った4区域以外にも流域には多くの足跡化石らしきくぼみが確認できるが、それらについては今後の教材資料として残すことが必要と考えて観察のみにとどめ、詳細な発掘は控えた。

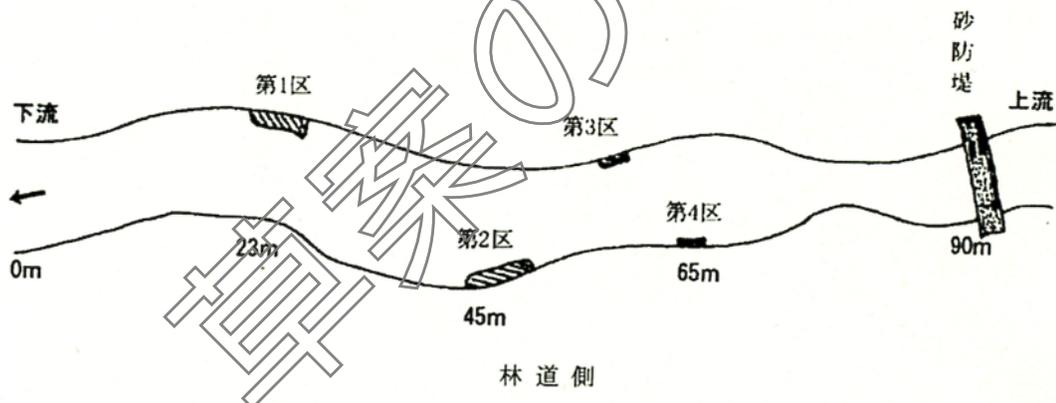


図1. 調査した範囲と区域の略図

### 2. 足跡化石の産状と分布

各区のくぼみ群にはすでに流れで大部分が浸食されてカメ穴状になったもの、一部浸食されているが残存する形態からかろうじて足跡化石と確定できるもの、くぼみ内に埋積した上位の砂を取り除いたあとで底面、壁面、くぼみの口の輪郭などから足跡化石と確定が可能なものなどがある。また、崖の一部には垂直断面の堆積状況から足跡化石と確定できるものがある。

第1区は最も下流部に位置(調査範囲の最下流の基点から23m~28.5mの範囲)する調査区で、右岸の幅1~1.5m、長さ5.5mの泥層からなる平坦な斜面である。(図2)。くぼみ群の分布は図3に示したとおりで、それらはいくぼみ内に上位層の砂が埋積したものは少な

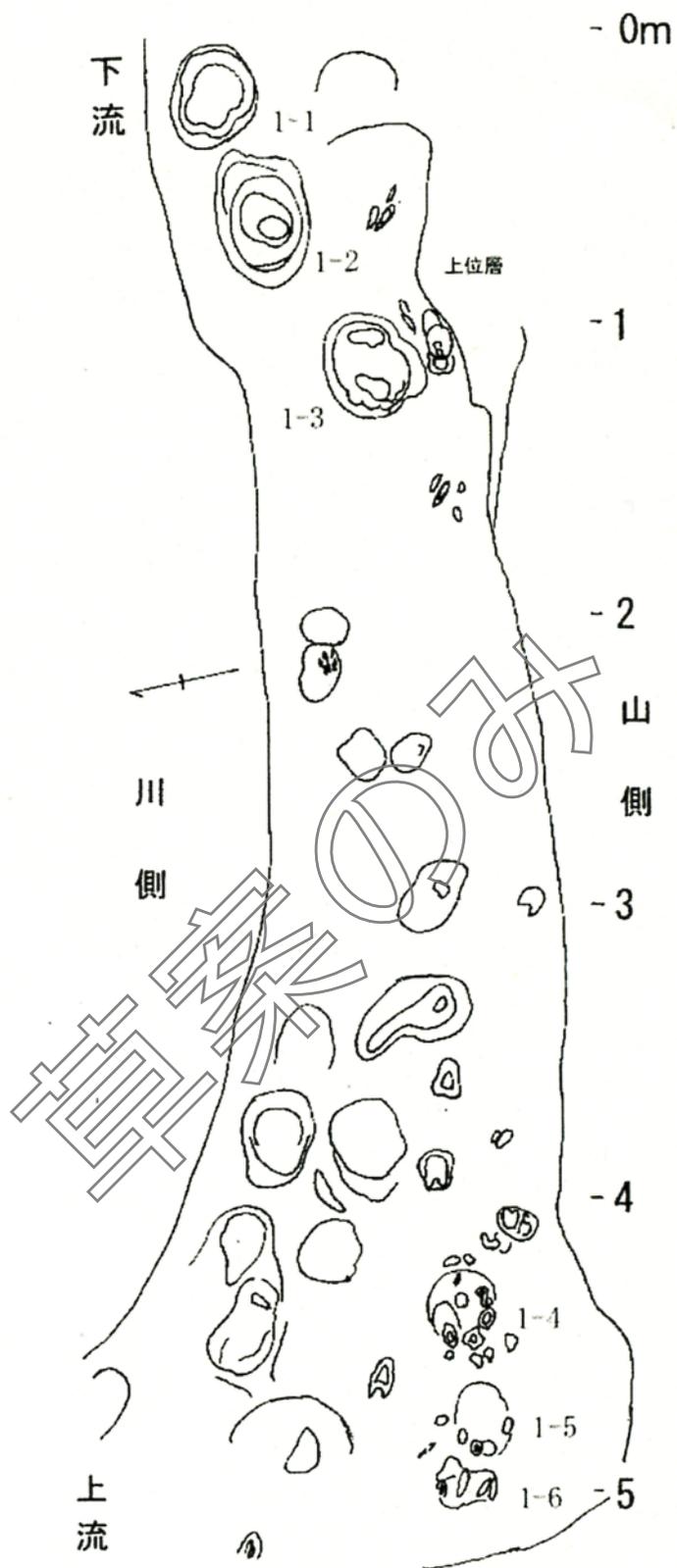


図3. 第1区のくぼみ群の分布  
 (図内の1-1~1-6は円形の標本番号)

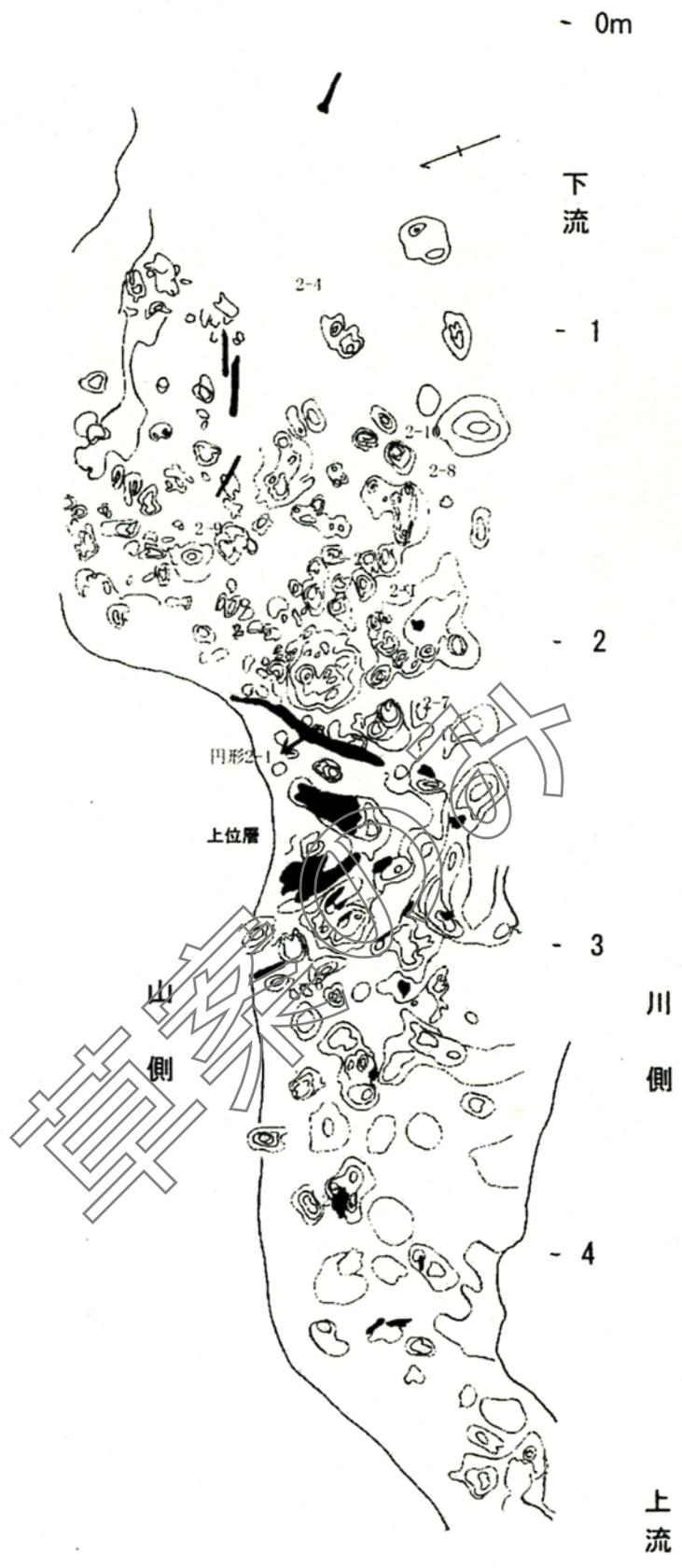


図5. 第2区のくぼみ群の分布

(図内の円形2-1, 2-1~10は標本番号.  
 黒色部分は亜炭化した樹木化石)

く、ほとんどが浸食を受けている。大型で円形のくぼみは下流部に3個、中間部では不明瞭、上流部に2～3個確認できる。小型でU字形のくぼみは全域に4～5個確認できる。

第2区は、調査地の中間部（基点から45m～50mの範囲）に位置し、幅1～2.4m、長さ5mの泥層からなる平坦な斜面である（図4）。くぼみ群の分布は、図5に示したとおりで、くぼみ内に上位層の砂が埋積しているものとすでないものがある。現在の水面に近い上流部のくぼみ内は砂層がないものが多い。大型で円形のくぼみは少なく、ほとんどが小型で円形、楕円形、V字形、U字形、足袋形をしている。これらの数は多い。また、全域に亜炭化した樹木化石が散在する。

第3区は、基点から60mの場所付近で、右岸の崖の際で水面に近く、流れに沿って細長く存在する。泥層からなり小範囲である（図6）。くぼみ内に上位の砂が埋積したものとしえないものがある。観察できる範囲は狭いので確認できるくぼみは少ない。

第4区は、基点から65mの場所付近で、左岸の崖の際で水面に近く、流れに沿って細長く存在する。泥層からなり小範囲である（図7）。くぼみ内に上位層が埋積したものは少ない。大型で円形のくぼみが1個、そのほかのくぼみは崖下の浸食されたところに部分的に数個確認できる。

今回調査を行った4区域以外のところでも多くのくぼみが確認できる。それらは兩岸の崖際の狭い面、あるいはテラス状で広範囲だが、まだ苔などで覆われている面などである。調査時点で明瞭なくぼみが確認できる箇所は、第1区の下位層（図8）、第2区の対岸（図9）、第4区の下流の砂泥互層の断面（図10）などである。

今回調査を行った砂防堤から下流へ約90mの範囲内で足跡化石と確定可能なくぼみがみられる層準は14層である。

### 3. 足跡化石の説明

この項では足跡化石の説明をする。標本によって浸食の部位、程度が異なるため計測部位は一律ではなく、図示したような最もよく保存されている痕部で行った。

#### 1) 円形で前縁に数個の小さな半円形の突出がみられるもの

これらのほとんどはすでに上位層、印跡層が浸食されていて浅いものが多い。くぼみの輪郭は長径が240～300mmで円形、あるいは楕円形。前部周縁に5～7個の小さな半円形の突出がみられる。後縁には目立った突出はない。このタイプは第1区に5個、第2区に1個、第3区に1個、第4区に1個、そのほかのところに3個確認できる。このうち形態がよく観察できるものを6個あげ説明する。

標本番号：円形1-4は、足印長は245mm、足印幅は195mm、周縁に5個以上の小さな楕円形の印が並ぶ。その長径は57～70mmで趾印である。浅い。（図11a,b）

標本番号：円形1-5は、足印長は235mm、足印幅は200mm、前縁に4～5個の小さな楕円形の印が並ぶ。そのうちの3個の長径は48～58mmで趾印である。浅い。（図12a,b）

標本番号：円形2-1は、足印長は300mm、足印幅は300mm、前縁に6個の円形、半円形の小さな印が並ぶ。その長径は49～70mmで趾印である。浅い。（図13a,b）

標本番号：円形 2-2 は、足印の右半分がみられるものである。推定足印長は 250mm、右半分の足印幅は 145mm、前縁に 4 個の半円形の小さな印が並ぶ。その長径は 75~79mm で趾印である。浅い。(図 14a,b)

標本番号：円形 3-1 は、足印長は 235mm、足印幅は 190mm で楕円形、前縁に 4 個の小さな半円形の印が並ぶ。その長径は 60~62mm で趾印である。深さは約 130mm、足印底はほぼ平坦である。(図 15a,b,c)

標本番号：円形 4-1 は、足印長は 280mm、足印幅は 265mm、前縁に 4~5 個の小さな半円形の印が並ぶ。その長径は 62~76mm で趾印である。深さは 60~80mm、前部と後部にわずかな段差がある。(図 16a,b,c)

## 2) 2 個のササノハ形の印が V 字形、H 字形に並ぶもの

くぼみの輪郭は長さが 77~160mm、幅が 56~100mm、V 字形あるいは U 字形。浅いものは上面観で尖った先端が 2 個確認できる。深いものは前方深部へ斜めに入り先端部は見えにくい。内部に上位の砂層が埋積しているものとしてすでに浸食されていて一部のみ砂が残るものがある。これらの多くは現在の水流にさらされない高所の泥層面にみられる。水面に近い泥層面にあるものは、内部の砂層はみられず楕円形、ハート形、足袋形で、先端部は鈍円化している。このタイプのうち保存の良好なものは、第 1 区に 5 個、第 2 区に数 10 個、第 3 区に 3 個、第 4 区に数個、そのほかのところに 11 個以上確認できる。このうち形態がよく観察できるものを第 2 区と第 3 区で 12 個型取りした。そのうちの 7 個について先端が尖るもの 4 個、やや鈍なもの 3 個に分けて説明する。

### ① ササノハ形の先端が鋭く尖るもの

標本番号：ササノハ形 2-1 は、足印長 133mm、足印幅 71mm、深さ 16mm。2 個のササノハ形の印が平行に前方を向く。2 個の印の形態には差があるが、これはやや斜めに印跡したためであると判断できる。両者の印の後部左右には 2 個の小さな印が見られる。これらの間隔は 76mm である(図 17a,b,c)。

標本番号：ササノハ形 2-2 は、足印長 77mm、足印幅 56mm、深さ 20mm。ササノハ形の印が V 字形に前方へ広がる。後部には先端が尖る印が 1 個突出する(図 18a,b,c)。

標本番号：ササノハ形 2-3 は、足印長 161mm、足印幅 85mm、深さ 67mm。ササノハ形の印が U 字形にみられる。後部には半円形の印がある。これは前後いずれかの足印後部の印であろう。斜めに印跡している(図 19a,b,c)。

標本番号：ササノハ形 3-1 は、足印長 162mm、足印幅 102mm、深さは 60mm。ササノハ形の印が U 字形に前方を向く。後部に 1 個の小さな印が見られ、これと前部の印との深さの差は約 50mm である(図 20a,b,c,d)。

### ② ササノハ形の先端がやや鈍なもの

標本番号：ササノハ形 2-4 は、足印長 146mm、足印幅 87mm、深さは 32mm。2 個の先端が鈍な棒状の印が V 字形に前方へ広がる。後部には先端が鈍な円形の印が内外側へ出る(図 21a,b,c)。

標本番号：ササノハ形 2-5 は、足印長は 143mm、足印幅は 83mm、深さは 55mm。2 個

の先端が鈍な長腎臓形の印が U 字形に前方を向く。これの大きさは前後長が 103mm、左右幅は 83mm である。後部には浸食されているが 2 個の小さな印が突出する(図 22a,b,c,d)。

標本番号：ササノハ形 2-6 は、足印長は 120mm、足印幅は 97mm、深さは 68mm。2 個の先端がやや鈍な長腎臓形の印が U 字形に前方を向く。後部には小さな印が 3 個突出するが浅い(図 23a,b,c)。

#### 4. 印跡動物について

##### 1) 長鼻類

前項 3 で説明した円形で前縁に小さな半円形の突出があるくぼみの形態は、現生種(岡村：2000)、国内産の長鼻類の足跡化石(富田林市石川化石発掘調査団：1994、ゾウの足跡化石調査法編集委員会：1994、高島市教育委員会：2006)などと比較すると、足底部に相当する大きな円形や楕円形の印があること、前縁に趾印に相当する小さな半円形の印が 4～6 個見られること、後縁には突出はなく大きな弧を描くこと、それらの着き方は前後足印の重複である場合が多いなどから長鼻類(ゾウ類)の足跡の特徴を示している。産出した足跡から前足印の全体像は不詳であることが多いが、標本番号：円形 4-1 から推定できる前後足印の形態と大きさは図 24a,b に示したとおりで、標本：円形 1-4、1-5、3-1 もほぼ同様である。これは現生のアジアゾウと比較すると 3 才位の個体に相当し、小型であると言える。体格については、今回の調査で行跡を確認していないので不明である。

##### 2) 偶蹄類

前項 3 で説明したくぼみの形態は、蹄尖印が尖るものと鈍なものがある。両者ともに現生種(岡村：1990, 2000)と国内産の偶蹄類の足跡化石(野洲川足跡化石調査団：1995)などと比較すると、1 個の印の形態がササノハ形で長さが 60～70mm であること、このササノハ形の印が 2 個並列し前方を向く、そのつき方は前後足印が重複していることが多いなどから偶蹄類(シカ類)の足跡の特徴を示している。蹄尖印が尖るものと鈍なものは、大きさがほぼ等しく、鈍なものが地質時代と現在の浸食などによって生じた変形である可能性が高いことから、同じ種類の偶蹄類(シカ類)の足跡と考えられる。推定できる主蹄印の形態と大きさは、図 25a, b, c, d, e, f, g に示したように、主蹄印長は 54～68mm、主蹄印幅は 19～22mm である。この大きさは、現生のニホンジカの足跡と比較すると成獣に相当する。体格については図 26 に示したように、足跡が 3 個以上つづく複歩長が測定できるものを確認していないので詳細は言えない。

#### 5. まとめ

本調査で確認できた印跡動物は、長鼻類(ゾウ類)と、おそらくシカ類と考えられる偶蹄類(岡村・高橋：2003, 2006)の 2 種類である。その時代は第 I 章で述べられたように約 120 万年前のものと推定されている。

この時代には、長鼻類(ゾウ類)ではアケボノゾウ(250～100 万年)が近畿や東海地域で多産している。また偶蹄類のシカ類では、シカマシフゾウやカズサジカが産出して

いる。したがって長鼻類（ゾウ類）の足跡は、アケボノゾウによってつけられた可能性が大きい。偶蹄類（シカ類）については、シフゾウ類は大きさと形態から除外できる（岡村・高橋ほか：2004）ので、これ以外のシカ類によってつけられた可能性が大きい。

今のところ、足跡化石から印跡動物の種まで決めることは不可能であることから、ここでは種についての詳細な議論は控える。しかし、この調査によって得られた資料が、将来国内における足跡化石の研究の重要な一資料となるであろう。また、今回確認できなかった他の動物種の足跡などについても今後発見される可能性が大きく、期待がもてる地域である。

### 参考文献

- 岡村喜明（1990）現生鹿の足部形態と足印について. 地学研究, 39, 4.207-217.
- 岡村喜明（2000）石になった足跡—へこみの正体をあばく—, 270pp.
- 岡村喜明・高橋啓一（2003）現生偶蹄類の足跡部ならびに足跡の形態—偶蹄類足跡化石の基礎研究—.化石研会誌, 36(1), 16-25.
- 岡村喜明・高橋啓一ほか（2004）金沢市大桑町の犀川河床から産出したシフゾウの足跡化石.化石研会誌, 37(2), 68-75.
- 岡村喜明・高橋啓一（2007）国内新生代の足跡化石研究のための現生動物の足跡調査について, 亀井節夫先生傘寿記念論文集, 東京大学教材出版.
- 高島市教育委員会（2006）あど川ゾウ足あと化石調査資料集—今、よみがえる100万年前のたかしま—5-20.
- 富田林市石川化石発掘調査団（1994）富田林の足跡化石, 129-158.
- 野洲川足跡化石調査団（1995）野洲川（甲西町）の古琵琶湖層群産足跡化石. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, 3, 1-133.
- ゾウの足跡化石調査法編集委員会（1994）ゾウの足跡化石調査法. 地学ハンドブックシリーズ 9. 地学団体研究会, 128pp.



図2. 上流側からみた  
第1区

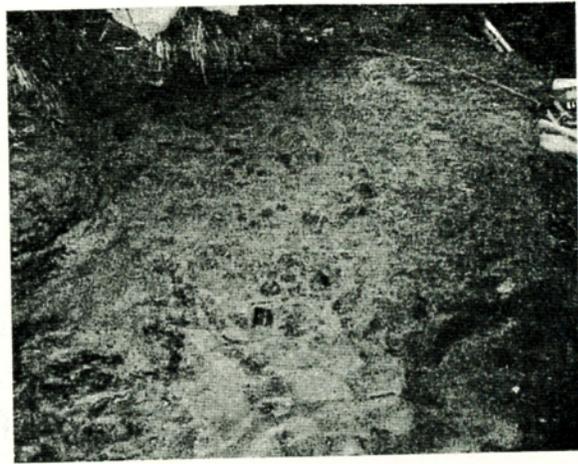


図4. 上流側からみた第2区



図6. 第3区の一部

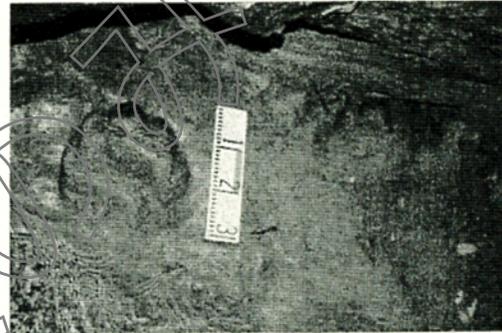


図7. 第4区の一部



図8. くぼみが多い第1区の  
下位層面

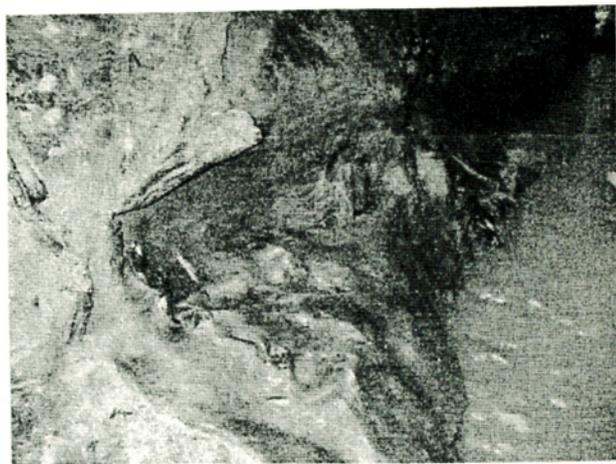


図9. くぼみと樹木化石が多い  
第2区の対岸

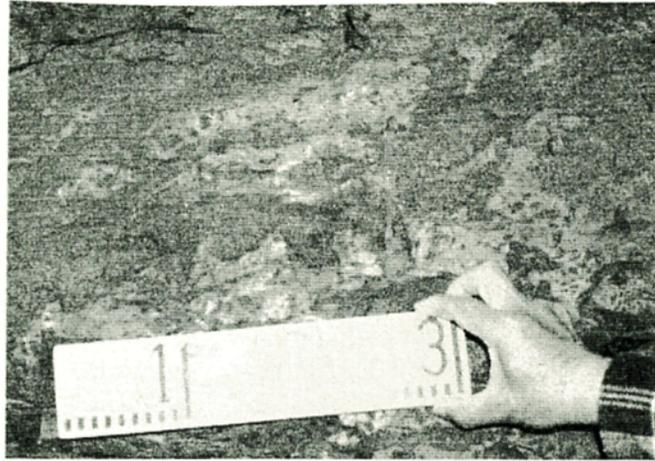
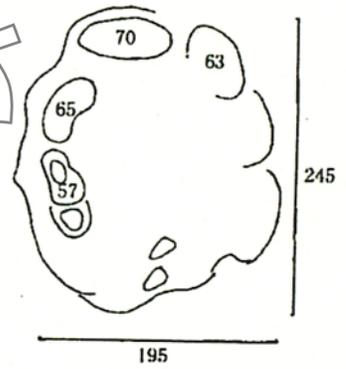


図10. 第4区の下流左岸の崖には砂泥互層が堆積する。  
その泥層面にハの字形のくぼみがみられる



図11 a. 第1区にある標本番号：円形  
1-4の上面観

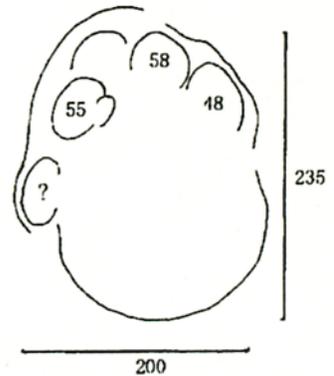


b. 計測値

註：周縁の値は趾印の長径、バーの値は足印長と足印幅。単位はmm。  
以下同様なので省略する。



図12 a. 第1区にある標本番号：円形  
1-5の上面観



b. 計測値

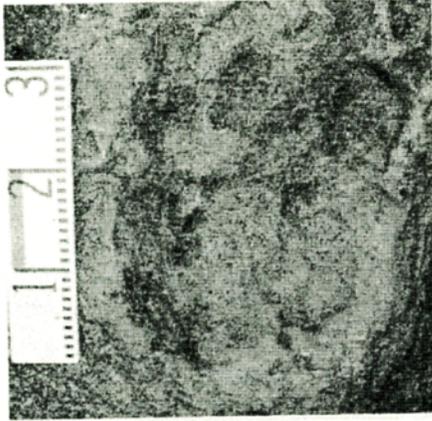
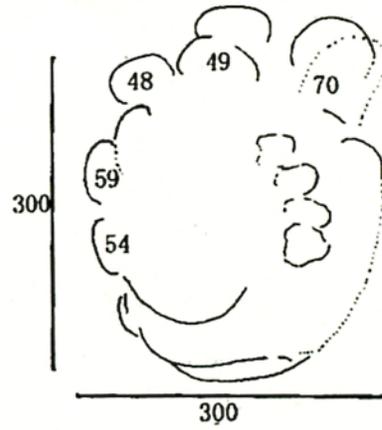


図13 a. 第2区にある標本番号：  
円形2-1の上面観



b. 計測値

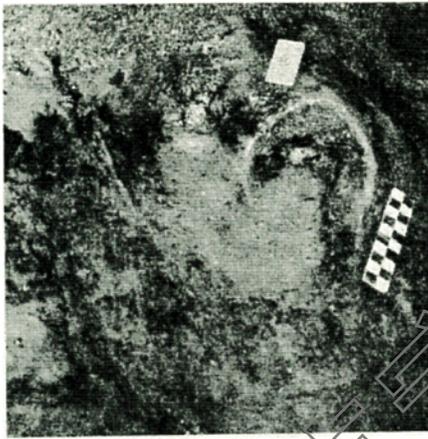
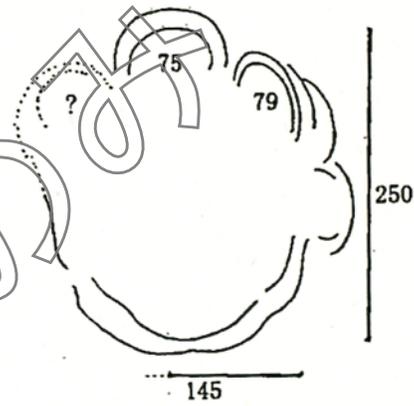


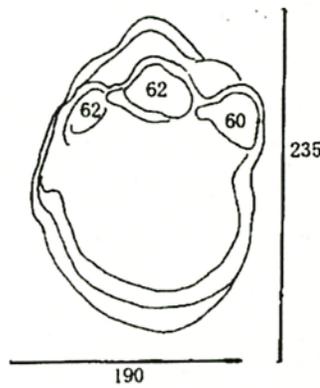
図14 a. 第2区の対岸 (同層準) の  
標本番号:円形2-2の上面  
観



b. 計測値



図15 a. 第3区にある標本番号：  
円形3-1の上面観



b. 計測値



c. 標本番号：円形3-1の型の凸面観

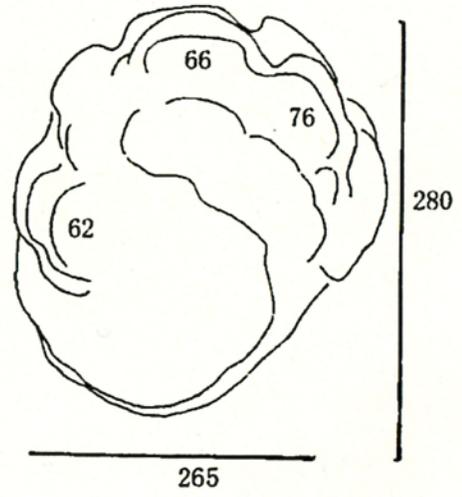


図16 a. 第4区にある標本番号：  
円形4-1の上面観

b 計測値



c. 標本番号：円形  
4-1の凸型のモ  
アレ所見



a



b



c

図17 a. 第2区にある標本番号：ササノハ形2-1の上面観

b. 型の凸面観

c. 斜め側面観



a



b



c

図18 a. 第2区にある標本番号：ササノハ形2-2の上面観

b. 型の凸面観

c. 斜め側面観



a



b



c

図19 a. 第2区にある標本番号：ササノハ形2-3の上面観

b. 型の凸面観

c. 前面観



a

図20 a. 第3区にある標本番号：ササノハ形3-1の上面観



b

b. 型の凸面観



c

c. 側面観



d

d. 前面観



a



b

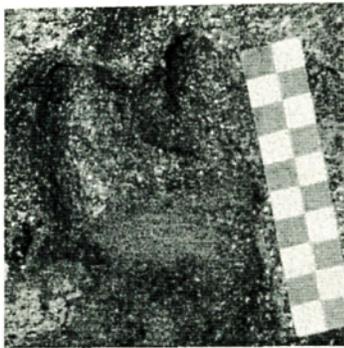


c

図21 a. 第2区にある標本番号：  
ササノハ形2-4の上面観

b. 型の凸面観

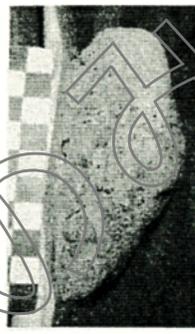
c. 側面観



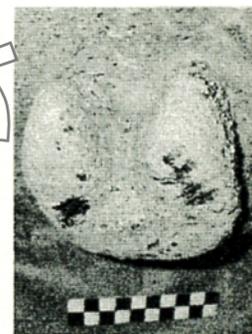
a



b



c



d

図22 a. 第2区にある標本番号：  
ササノハ形2-5の上面観

b. 型の凸面観

c. 側面観 d. 前面観



a



b



c

図23 a. 第2区にある標本番号：  
ササノハ形2-6の型の  
凸面観

b. 側面観

c. 前面観

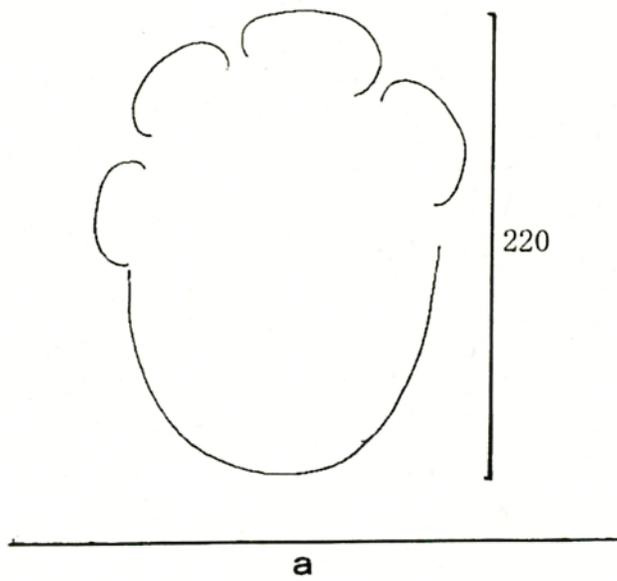


図24a. 長鼻類の標本から推定した後足印の形態

標本番号：円形3-1

標本番号：円形1-4、標本番号：円形1-5ともに推定した  
後足印の大きさと形態は似ているので図は省略する

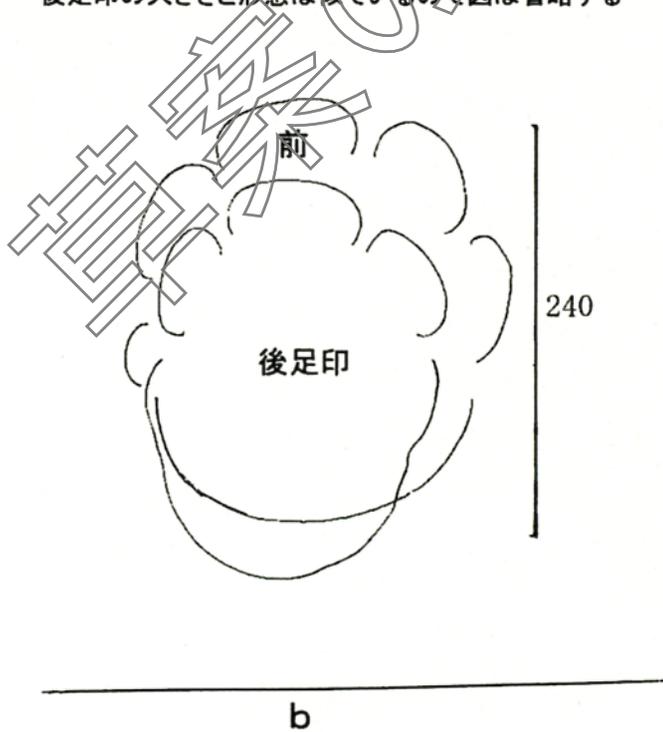
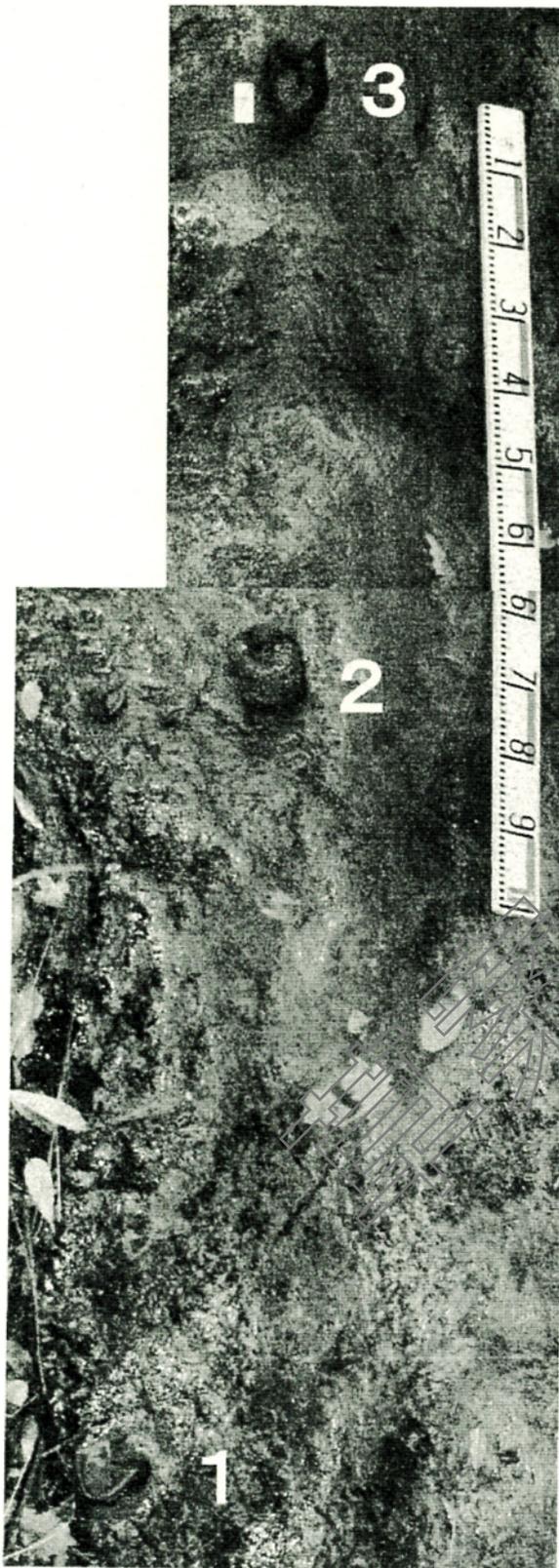


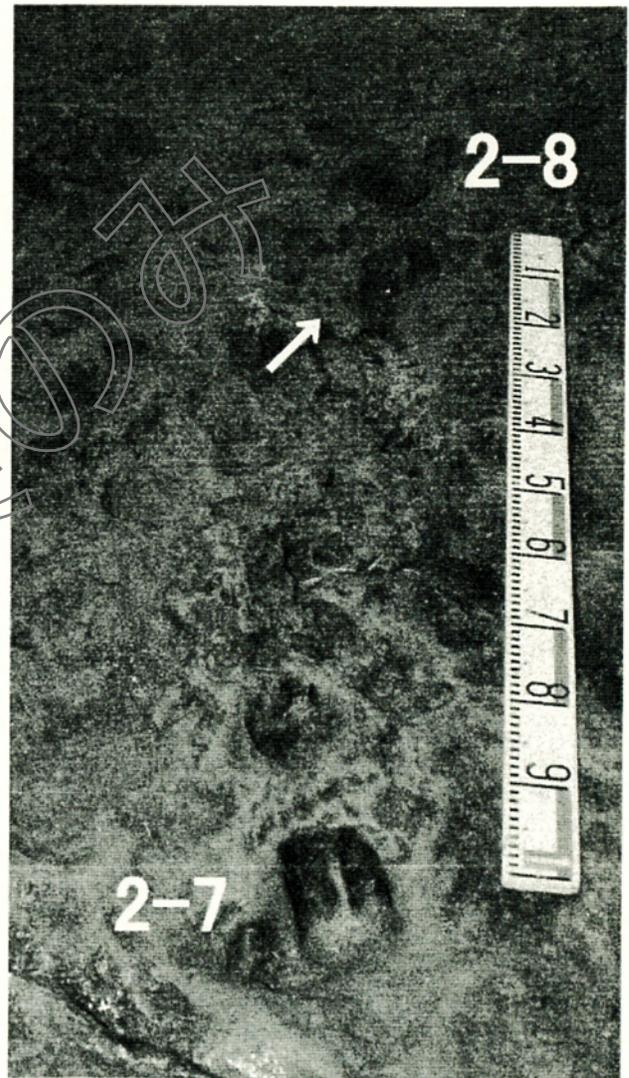
図24b. 長鼻類の標本から推定した前後足印の形態と位置

標本番号：円形4-1



第1区

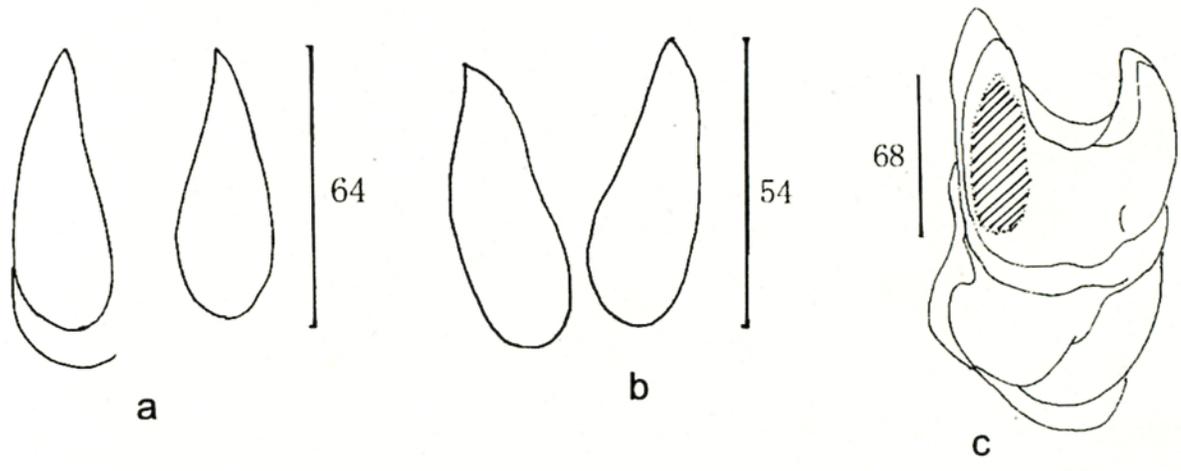
1、2、3間の距離は100cm、70cmである



第2区

2-7と2-8の手前の足印はよく似た形態、方向であるが距離は95cmである

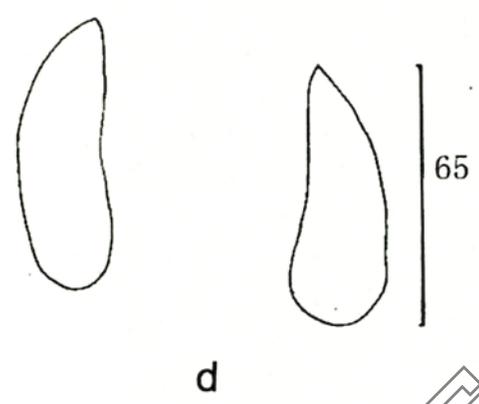
図26. 第1区と第2区の偶蹄類の足跡群



ササノハ形:2-1

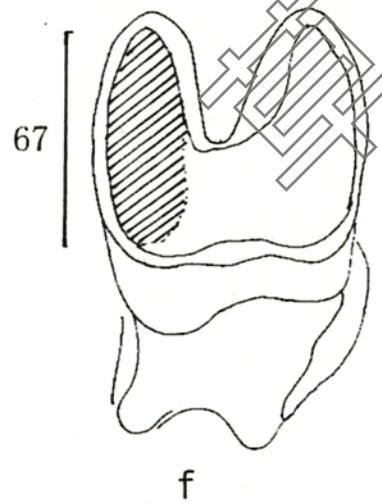
ササノハ形2-2

ササノハ形2-3

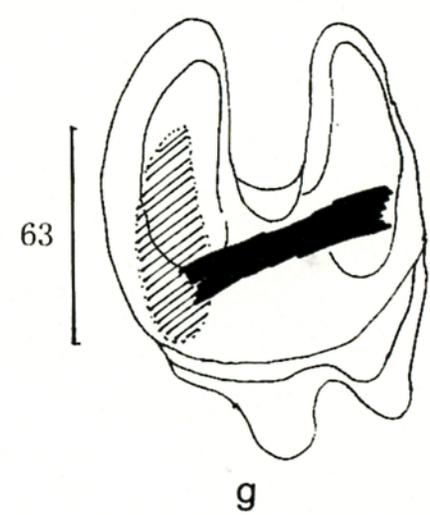


ササノハ形3-1

ササノハ形2-4



ササノハ形2-5



ササノハ形2-6

図25. 蹄尖が尖る4足印の主蹄の復元図(a, b, c, d)

c, f, gは蹄尖が鈍な3足印の主蹄の復元図(c, e, f, gは斜線部分)

	足跡化石産出地	時代	印跡動物	主な報告
1	岩手県花巻市の北上川河床・周辺の丘陵、北周辺の和賀川・胆沢川・支流の河床	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	斉藤(1928)木下ほか(1991)水沢市・金ヶ崎町教育委員会ほか(1993)大石・吉田(1998)
2	山形県新庄市ニツ屋の最上炭田	更新世	トリ類	吉田(1965)Yoshida(1967)
3	新潟県長岡市越路町の浪海川河床・十日町田	更新世	長鼻類・偶蹄類	中村(1968)松本ほか(1968)堀川(1990)浪海川足跡団研(1994)
4	茨城県大子町頃藤と西金	中新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	筑波大学足跡化石調査会(2005)国府田ほか(2006)
5	埼玉県入間市の入間川河床	更新世	長鼻類	入間川足跡化石発掘調査団(1993)
6	東京都昭島市周辺の多摩川河床、周辺の河床	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	倉川・多摩川足跡化石調査団(2000)福嶋ほか(2002)
7	長野県上水内郡信濃町の野尻湖底	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	野尻湖発掘調査団足跡古環境班(1992)
8	長野県東御市の千曲川河床	更新世	長鼻類	長森・北御牧村アケボノズ発掘調査団(1995)
9	静岡県富士宮市沼久保の富士川河床	更新世	長鼻類?	柴・阿部ほか(1992)
10	石川県金沢市大桑町の犀川河床	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	岡村・高橋ほか(2004)
11	石川県鳳珠郡能登町十郎原附近一帯	中新世	大型動物	調査中
12	石川県能美市湯屋一帯	更新世	大型動物	調査中
13	石川県輪島市門前町浦上の竹州谷	中新世	ワニ類	石川県門前町足跡化石調査団(1999)
14	福井県福井市越廼町大味と周辺一帯の海岸	中新世	長鼻類・奇蹄類・偶蹄類	越廼村哺乳類足跡化石調査会(2001)安野(1997, 1998)
15	岐阜県美濃加茂市の木曾川河床	中新世	奇蹄類(サイ類)	美濃加茂市教育委員会(1995)鹿野(1993)
16	岐阜県大垣市上石津町須城谷	更新世	長鼻類・偶蹄類	本報告書
17	三重県津市楠原	鮮新世	長鼻類	調査中
18	三重県伊賀市服部川、柘植川河床と周辺丘陵	鮮新世	長鼻類・偶蹄類・ワニ類・トリ類	岡村ほか(1993)服部川足跡化石調査団(1996)岡村ほか(1995)
19	滋賀県甲賀市甲南町の浅野川河床と周辺	鮮新世	長鼻類	岡村・田村ほか(1995)
20	滋賀県湖南市吉永の野洲川河床と周辺	鮮新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	亀井ほか(1989)田村(1991)野洲川足跡化石調査団(1995)
21	滋賀県甲賀市水口町宇田と周辺の野洲川河床	鮮新世	長鼻類・偶蹄類・ワニ類・トリ類	岡村・田村ほか(1995)
22	滋賀県蒲生郡日野町の日野川河床と周辺	鮮新世	長鼻類・偶蹄類	岡村・田村ほか(1995)
23	滋賀県東近江市山上の愛知川河床	鮮新世	長鼻類・偶蹄類	愛知川産化石林調査団(1993)岡村・田村ほか(1995)
24	滋賀県犬上郡多賀町四手の工事現場	鮮新世	長鼻類・偶蹄類	岡村・田村ほか(1995)
25	滋賀県大津市雄琴・苗鹿・小野・周辺の丘陵	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	岡村・田村ほか(1995)藤本(1997)
26	滋賀県大津市伊香立南庄町と周辺の丘陵	更新世	長鼻類・偶蹄類・サイ類・トリ類	岡村・田村ほか(1995)
27	滋賀県高島市上古賀の安曇川河床	更新世	長鼻類・偶蹄類	高島市教育委員会報告書(2005)
28	滋賀県彦根市と周辺の芹川河床	更新世	偶蹄類	未報告
29	京都市左京区岡崎の京都市動物園の構内	更新世	偶蹄類	地学団体研究会京都支部(1990)
30	大阪府住吉区の山之内遺跡、平野区の長原遺跡	更新世	長鼻類・偶蹄類	趙ほか(1992)清水(1992)趙(1992)
31	大阪府富田林市の石川河床	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	構野(1994)
32	大阪府和泉市久井	更新世	長鼻類・偶蹄類・トリ類	濱塚ほか(1998)
33	兵庫県三田市富士が丘	鮮新世	大型動物	三枝
34	兵庫県明石市林崎海岸一帯	更新世	偶蹄類	徳永・直良(1934)鹿間(1936)森本・津田(1937)
35	兵庫県城崎郡香美町下浜と周辺の海岸	中新世	長鼻類・偶蹄類・サイ類・トリ類	安野(2003)香住町教育委員会報告書(2005)
36	兵庫県城崎郡香美町村岡の矢田川河床	中新世	長鼻類・偶蹄類	安野(2006)
37	兵庫県豊岡市猫崎の海岸	中新世	長鼻類・偶蹄類・サイ類	安野(2005)
38	島根県松江市美保岡町の海岸	中新世	ワニ類	河野ほか(2006)
39	愛媛県伊予市森附近一帯	鮮新～更新世	長鼻類	調査中
40	愛媛県上浮穴郡久万高原町一帯	中新世	偶蹄類・トリ類・奇蹄類?	岡村(1999)
41	大分県国東郡姫島村の海岸の崖	鮮新～更新世	長鼻類・偶蹄類	岡村ほか(2001)
42	大分県中津市金吉の金吉川河床	鮮新世	長鼻類・偶蹄類	岡村ほか(2001)
44	大分県宇佐市森ほかの河床	鮮新世	長鼻類・偶蹄類・ワニ類	岡村ほか(2001)
45	大分県由布市挾間町の大分川河床	鮮新～更新世	長鼻類・偶蹄類	岡村ほか(2001)
46	熊本県球磨郡球磨村渡の工事現場の崖	鮮新世	長鼻類?・偶蹄類	調査中
47	佐賀県唐津市肥前町星賀の海岸一帯と長崎県松浦市鷹島	中新世	偶蹄類・ワニ類・トリ類 4指型偶蹄類	河野(1999)犬塚ほか(2003)
48	長崎県佐世保市小佐々町楠泊	中新世	偶蹄類	沢田(1958)

国内の新生代からの足跡化石産地一覧表:岡村・高橋(2007)に加筆

註:そのほかにも現在調査中の産地が数箇所ある。

## 第V章 今後に向けて

上石津町須城谷で発見された偶蹄類（シカ類）や長鼻類（ゾウ類）の足跡化石につきまして、今回の調査によってその詳細が徐々に明らかになってきました。

調査を通じて、足跡化石の型や記録写真をはじめとする多くの貴重な諸標本を残していただくことができました。今後はこれらの資料を、上石津郷土資料館での公開展示や、農林課で実施している「里山体験学習」での郷土学習・自然学習での活用によって、より多くの皆さんにこのたびの発見と調査の成果に触れていただき、上石津地域そして大垣市の歴史や風土への関心を深めていただきたいと思います。

今回の調査では、市民の皆さん、特に多くの親子の方々に加わっていただきました。普段はなかなか出来ない貴重な体験をしていただくことで、上石津地域の自然や地理についてより深く理解していただくとともに、親子が共通の作業を通じて、ふれあいを図る場にもなりました。このような形で取り組みを進めていただいた調査団の皆様、改めてお礼を申し上げます。

また、地権者や地元関係者の方々には、今回の調査を実施するに当たって、快くご理解とご支援いただきましたことに、重ねてお礼申し上げます。

今後の課題としましては、化石などの自然資料をどのような方法で保存していくかということがあげられます。今回の調査では諸標本の収集を行いました。現地につきましては特別な措置を施していませんので、土砂等で再び埋もれてしまう可能性があります。また、逆に侵食によって新たな化石等が発見される可能性もあります。それらの発見場所や状況にもよりますが、可能な場合は、現地での保存についても検討していく必要があるでしょう。

加えて、専門機関等との連携をいかに図っていくかということも課題としてあげられます。今回のような足跡化石の調査や保存については専門的知識が必要となることから、教育委員会だけで対応するには限界があります。今回は、幸いにも上石津足跡化石調査団の皆様のご協力により迅速に作業を進めることが出来ましたが、この先も各専門機関との連携が円滑に図れるような体制づくりを進めていく必要があります。

そのようなことを踏まえ、また、今回の経験を生かして、今後も関係者や専門機関との連携を図りながら、貴重な自然資料などの保存や活用に努めていきたいと考えております。

地探のみ

大垣市上石津町足跡化石調査報告書

発行日：2007年3月29日

編集：上石津足跡化石調査団

発行：大垣市教育委員会

〒503-0888

大垣市丸の内2丁目55番地

TEL 0584-81-4111

印刷：有限会社 ダイヤ印刷