

北部九州非海成漸新統津屋崎層中の珪化木層の起源

坂井, 卓
九州大学理学部

森山, 克郎
九州大学理学部

黒木, 慎二郎
九州大学理学部

徐, 相建
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4494744>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地球惑星科学. 17 (3), pp.67-82, 1992-12-25. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

北部九州非海成漸新統津屋崎層中の珪化木層の起源

坂井 卓・森山克郎・黒木慎二郎・徐 相建

Origin of a silicified wood-bearing bed in the nonmarine early
Oligocene Tsuyazaki Formation, North Kyushu

Takashi SAKAI, Katsuro MORIYAMA, Shinjiro KUROKI and Sang-geon SEO

Abstract

An impressive silicified wood-bearing bed occurs in the upper part of the nonmarine early Oligocene Tsuyazaki Formation, north of Fukuoka, North Kyushu. This paper describes the internal structures, wood trunk fabric and vitrinite reflectance (Ro) of the bed. The depositional facies, facies distribution, paleocurrent patterns of the under- and overlying successions are also examined to confirm the origin and depositional environment of the bed.

The wood bed includes volcano-clastic sediments abundantly and shows disorganized pebbly sandstone facies with inversely graded and scaly cleaved pebbly siltstone at the base, massive pebbly sandstone at the middle and the upper part, and flow folds at the top. Wood trunks seem to be accumulated in the lower middle part of the bed, and vary in size and frequency both vertically and laterally. They show a collisional fabric pattern nearly parallel to the paleocurrent, judging from cross-stratifications of the water-laid sediments below and above the bed. A variety of Ro frequency relationship among vitrinite, semifusinite and fusinite contained, may imply a hybrid origin for the coaliferous materials in the bed. Those lines of evidence indicate clearly that the bed is comparable to a non-channelized, lobe-like debris flow deposits, which were emplaced on the flood-plain originally.

はじめに

非海成堆積物中の材化石は炭層以外に, しばしば珪化木として現れる。この場合, 恐らく早期の統成段階での珪化作用のために材化石自体の保存状態は良く, 多くの堆積過程の情報を記録していると思われる。現世ならびに過去の河川堆積物中に含まれる樹幹はその堆積学的研究から流向の指示者としての有効性が指摘されている (例えば, SALISBURY *et al.*, 1984; 山口ほか, 1991)。しかしながら, 河道堆積物以外の地層に含まれる材化石, 特に多量に集積して産する“珪化木層”の堆積機構や堆積循環などについての研究例はまだ少ないように思われる。

北部九州の炭田地域では, 珪化木層は火山性碎屑物の層準と密接な関係をもつこと (野田, 1964) や, 出

山型サイクルと呼ばれる上方細粒化サイクルの下部に多く出現すること (富田, 1968) が指摘されてきた。しかしながら, 材化石を含む地層の堆積相をはじめ, 堆積過程ならびに堆積環境に関しての詳細は不明のままであった。福岡市北方の津屋崎町渡半島に露出する非海成漸新統津屋崎層には, 多くの層準に材化石が含まれ (岡田・小島, 1964), とりわけ津屋崎層上部の露出する恋の浦海岸北部 (Fig. 1) では, 多量に集積した倒木状樹幹化石が産する (浅野, 1964) 本層中の珪化木層の成因については, 河道堆積物 (浅野, 1964), 大規模火砕流堆積物 (酒井, 1991) あるいは土石流堆積物 (SAKAI *et al.*, 1992; 坂井ほか, 1992) など, 異なる見解がだされている。

本層中の珪化木層は, 火山性碎屑物を多量に含むために, その起源が火山噴出活動に直接係わるか否かの判別を明確にする必要がある。そこで, 珪化木の出現様式を単層内での水平・垂直分布, 頻度, 姿勢, 配列

に関する計測を通して記載した。珪化木層とその上下のサクセッションの堆積相 MIAL (1977, 1978) の分類のに基づき堆積相を解析した。さらに古流系資料を

加えて堆積環境を詳しく検討した。一方、輝炭反射率を測定し、炭化・続成作用と材化石の起源を考察した。なお、本研究のなかで、坂井・黒木・徐は野外調査を

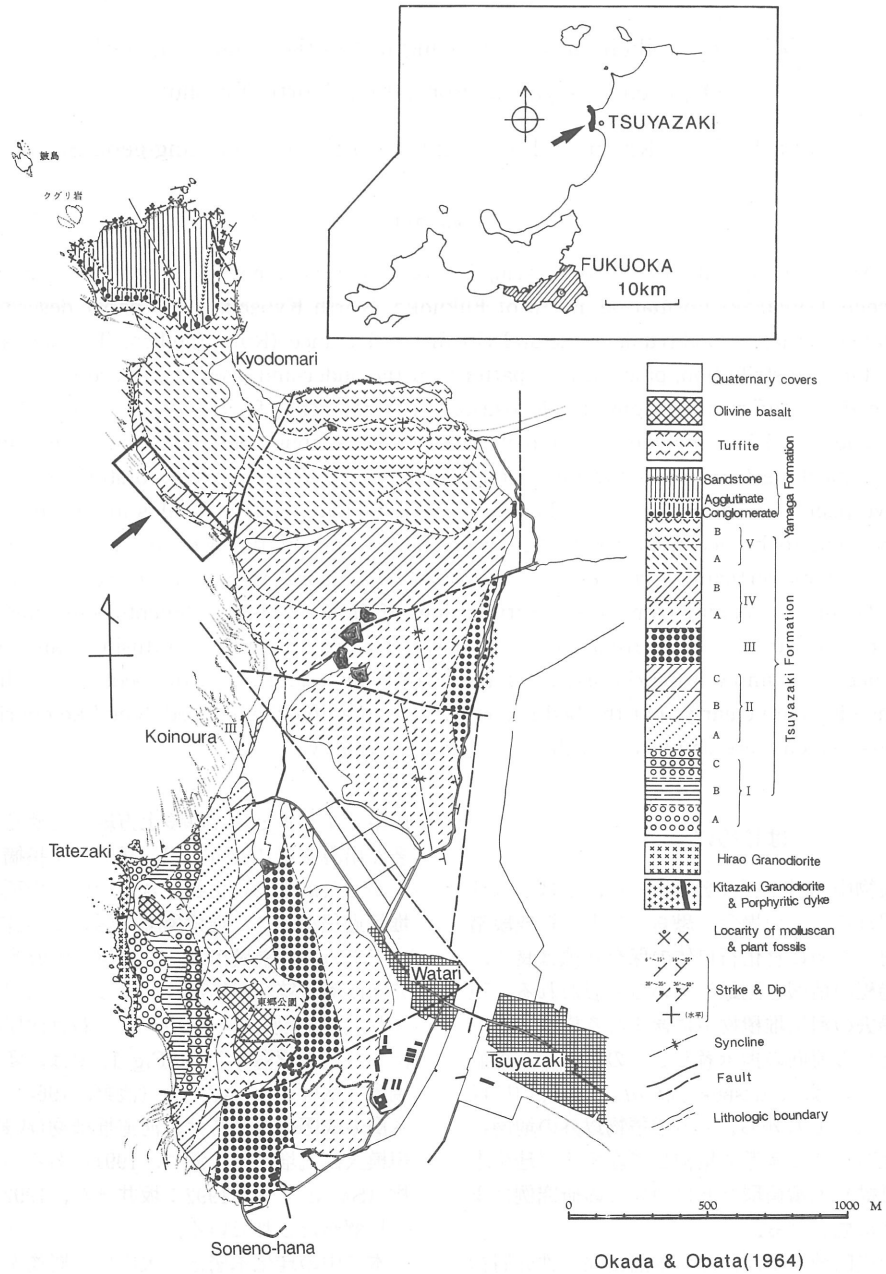


Fig. 1 Geologic map of the Watari Point, Tsuyazaki, North Kyushu (After OKADA and OBATA, 1964). Arrow indicates the investigated area.

担当し、森山は珪化木層の顕微鏡的検討を行った。

本研究を進めるためにあたり、九州大学岡田博有教授・大阪大学増田富士雄助教からは堆積相について、相原安津夫教授からは有機変成作用に関して有益なご意見を賜った。また、津屋崎層で行われた古植物学的研究については九州大学院生金 鐘憲氏から文献を紹介して戴いた。これらの方々にお礼申し上げる。

地質概説

北部九州の非海成第三系は有用な夾炭層を伴うことから炭田第三系として位置づけられ、その層序および対比の概要は主に石炭地質学的観点から明らかにされてきた(例えば、松下, 1949; 富田・石橋, 1990)。津屋崎層は福岡市北方の宗像郡津屋崎町渡半島に模式的に露出する非海成層で、後期白亜紀の花崗岩類を非整合に被覆し、上位の海成の後期漸新統芦屋層群山鹿層に整合に覆われる。本層は産出する花粉および孢子化石群集の特徴から、北部九州の古第三系を代表する大辻層群の上部にあたる遠賀層に対比されている(高橋, 1962)。また芦屋層群からは、最近、その北東延長地域から漸新世後期を示すナンノ化石や浮遊性有孔中化石が見いだされている(斎藤・岡田, 1984)。さらに本地域の北東方筑豊地域の山鹿・遠賀層については、最近、尾崎・浜崎によって漸新世前期を示すフィッシュン・トラック年代が報告されている(加納ほか編, 1991)。これらのことから、津屋崎層の時代は漸新世前期と見積もられる。

津屋崎層の岩相分布ならびに堆積層序は岡田・小島(1964)によって明らかにされ、碎屑岩の堆積岩石学的性質ならびに堆積サイクルの特徴が記載された。本層中には多量の珪化木を含む地層が出現することが古くから気付かれ、珪化木については続成環境の考察(浅野, 1964)や古植物学的研究(WATARI, 1966; SUZUKI, 1976, 1982, 1984)が行われてきた。他方、本層は碎屑粒子間の充填鉱物として多量に沸石を含むことから、鉱物学および続成作用に関する研究が行われている(例えば、中牟田, 1976; 三木・中牟田, 1985; 鮎沢, 1991)。

珪化木層の堆積学的特徴と珪化木の産状

恋の浦北部の海岸に露出する津屋崎層上部層は、ほぼ海岸と平行する北西-南東の走向をもち、北東に緩傾斜する(Fig. 2)この地域には珪化木がよく含まれ、なかでも海食崖に沿って分布する礫質岩中には多量の珪化木が含まれ、これまでにこの地層の起源や珪化の

成因を巡って多くの議論が交わされてきた。本層は最大3.5mの厚さで、側方に消長しつつ、走向方向に約200mほど追跡できる(Fig. 2)。本稿では、上記の含珪化木礫質岩を特に珪化木層と呼ぶことにする。海食崖に沿って、珪化木層の堆積相の特徴、その側方ならびに垂直変化、珪化木の産状が詳しく観察できる。以下に露頭観察に基づく珪化木層の堆積学的諸特徴・珪化木の産状、珪化木について行った計測結果について記述する。

A. 珪化木層の堆積学諸特徴

1. 内部構造

本層は稀に大礫を含むことがあるが、小~中礫を良く含み、全体として、淘汰不良な塊状礫質堆積物となる。この礫質堆積物は下部でシルト質、中・上部で粗粒砂の基質をもつ。基質事態も不均質で、より細粒の基質と混じり合っ側方に不連続かつ不均質な粒度分布を示す(Fig. 3)。特に下部では基質はシルト質となり包有される礫のサイズも小さい(Fig. 4)。本層には葉理などの明瞭な内部構造を欠くものの、粒度・ファブリックに関して次の特徴をもつ。

珪化木層下底部は粗粒の含礫質塊状シルト岩からなり、下位の黒色炭質シルト岩に重なる(Fig. 4)。最下部のシルト岩は地点Aを除いて、側方によく追跡され、厚さは平均15cm最大50cmと僅かに変化する。細礫を散在的に含むが、珪化木や大きな礫を欠く。含まれる礫の礫径は上方に向かって増大する傾向をもち、基質の粒度も上方に向かってより粗粒となり砂質基質へと変化する。その上部の礫質部では、粒度組成上、やや粗粒で多量の材化石を含む部分と、比較的淘汰が良く材化石に乏しい部分とがレンズ状に不規則に互層する。両者の境界は普通不明瞭である。このレンズ状の互層は、地点F, Gでは北西に傾き、流動褶曲を伴っている(Fig. 5)。

一方、構造的ファブリックの特徴として、劈開が下底部のシルト岩に形成されていることが挙げられる。このファブリックは、1~3cmの不連続で多少湾曲した鱗片状の形態を示すもので、剪断劈開にあたる。劈開は基質の粒度が粗くなる上部では不明瞭となる(Fig. 4)。シルト岩中には緑泥石を多量に含む扁平な軽石礫が劈開と平行に配列している。軽石の扁平化は上部では弱くなる点で、上記ファブリックと調和的である。

2. 側方変化

次に珪化木層自体は側方に厚さの変化が顕著で、調

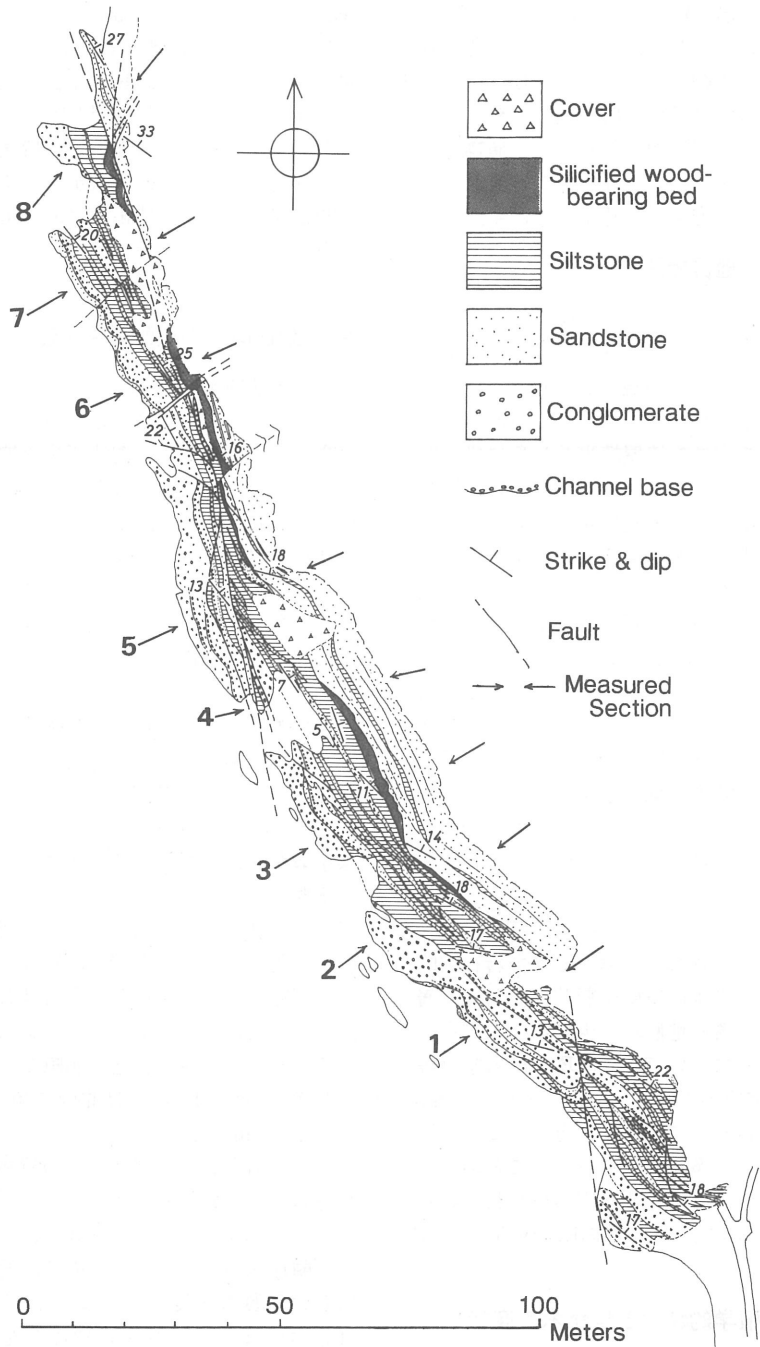


Fig. 2 Lithologic map of the northern part of Koinoura Coast, showing the distributions of major facies, silicified wood-bearing bed, and basal contact of major channels. 1 to 8: locations for measured sections.

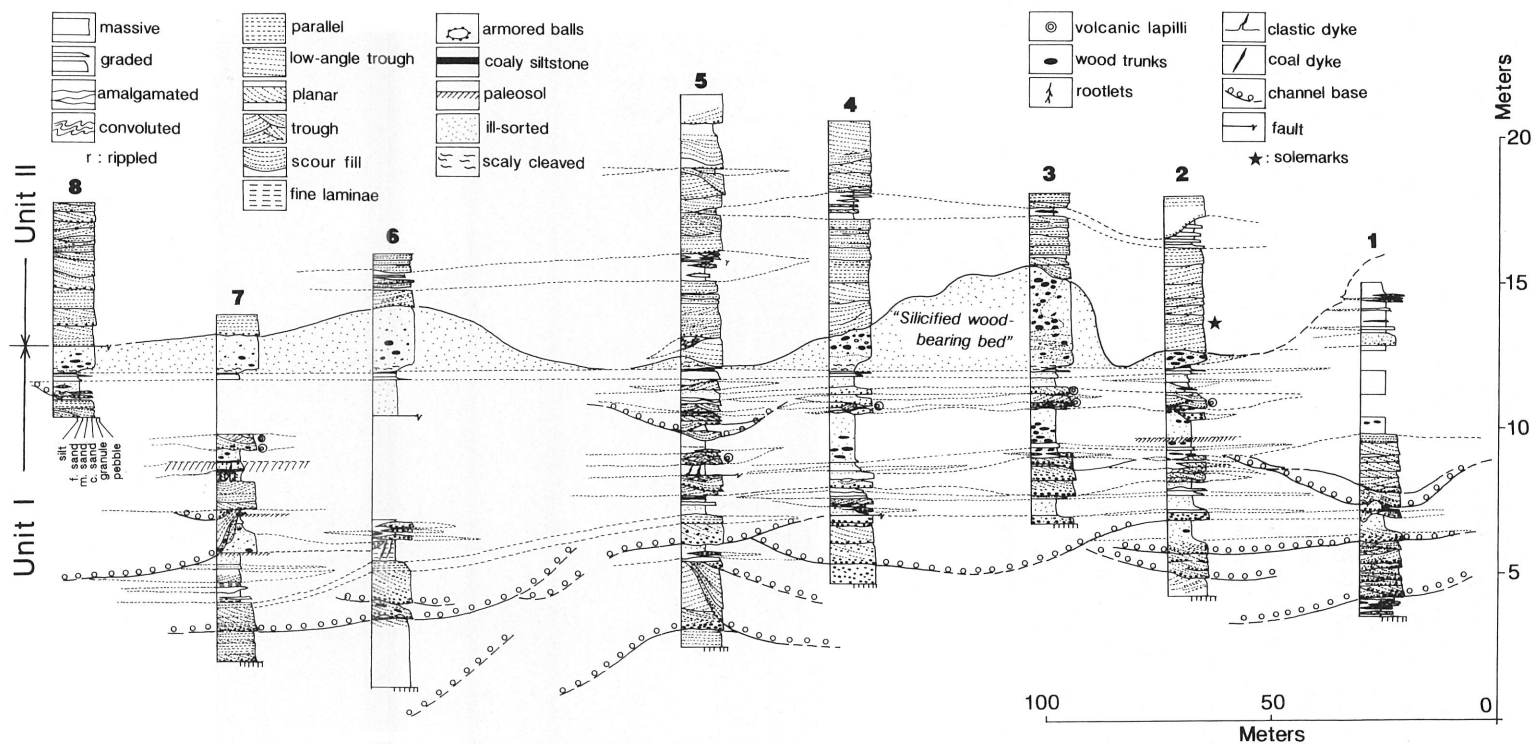


Fig. 3 Columnar sections showing lateral changes of facies and bed thickness in the upper part of the Tsuyazaki Formation along the northern part of Koinoura Coast. Unit I and II are comparable to a channel-flood plain and a distal alluvial fan sequences, respectively. Silicified wood-bearing bed shows a lobate sheet with a flat base. Location of sections shown in Fig. 2.

査範囲の中でセクション4付近やセクション2, 3間で途切れ, さらにセクション2以南では消滅し不明となる (Fig. 2 and 3). 珪化木層の上部は, 上位に重なる礫質砂岩下底との間には明瞭な侵食性チャンネル境界となっており, 珪化木層の元来の連続性については判断は難しい. ここで珪化木層の上部の礫質砂岩は, 低角度の斜交葉理, 平行葉理で特徴づけられ, 顕著なチャンネルの発達を欠くことより, 沖積扇状地末端相に比較できる. また, 珪化木層と接する最下部は顕著な礫岩を欠き, チャンネルの輪郭と調和的な規模の大きいトラフ型斜交葉理が発達する (Fig. 3). さらに上位で側方に延長の良いシルト岩砂岩互層を基準とすると, 基底のチャンネルは深さに対して粒度・堆積相の変化に乏しい. これらの事実からは珪化木層上面の凹凸に富む輪郭は, 侵食性チャンネルのみに起因するのではなく, 元来の地形起伏を反映している可能性が強い.

B. 珪化木の産状と配列

1. 珪化木の産状

材化石の多くは, 樹幹状をなし, かなりのものが珪

化作用を受け, 黒色~灰白色を呈する. 調査範囲の珪化木はおよそ7つの層準に含まれるが, 特に2層準に濃集して出現する (Fig. 3). 珪化木層の下部2 mに位置するシルト岩中にも倒木・集合状の珪化木が比較的多量に含まれる. 集合状態は前者と異なってより散在的で, まれに根株状のものも含まれる. これ以外の層準の珪化木は, 粗粒砂岩やシルト岩中に孤立・散在的に産し, 産出頻度は低い, 珪化木層に含まれる材化石は, 泥杉に比較される *Taxodioxylon matsuiwa* Watari が圧倒的に多く (浅野, 1964), ほかに10数種の材化石種が報告されている (SUZUKI, 1976, 1982, 1984).

珪化木の樹幹はほぼ露頭面と直交して配列するために, 多くの場合樹幹断面として観察される. その含有頻度は均質ではなく, 側方や垂直方向に粗密がある. 珪化木の一般的形状として, 荷重による破断を伴うものの, 元来の輪郭はよく保存されている. また, 樹幹表面の組織も樹皮の印象として保存されている.

2. 計測

珪化木の起源を明確にする目的で, 欠損の無い樹幹断面をもつ珪化木について以下の計測を行った. 計測

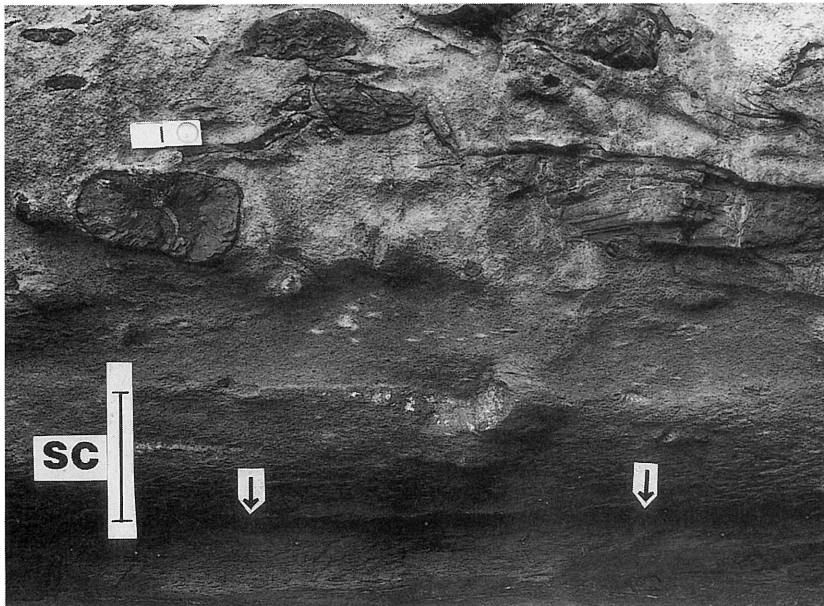


Fig. 4 A basal contact of the silicified wood-bearing bed at location E in Fig. 8, showing non-erosional surface arrows and scaly cleaved ill-sorted siltstone at the base without wood trunks and larger gravels.

に当たっては、幹の伸長（樹幹）方向、樹幹断面の長軸、短軸をそれぞれ、a, b, c軸と定義し、Fig. 6-Aに示すように、樹径、珪化木層下底からの位置、樹幹の方向ならびに傾斜角度のデータを収集した。

まず、樹径のサイズ分布をb軸についてみると、負の正規分布に近く、平均樹径は10.3cmである（Fig. 6-B, C）。樹幹は、b-c面をほぼ層理に平行に配列している。また、年輪は放射状の破断パターンを示すことが多い。破断は鉛直方向で開口して石英やカルサイトおよび周辺からの砂質物質と同質の充填物を伴うが、水平方向では開口せず充填物を伴うことは少ない。鉛直方向に材組織や脈構造に微褶曲を伴うこともある。これらの事実から、樹径の偏平化は主に荷重圧を反映したものと結論づけられる。樹径の偏平化は、元来の樹径が完全円と仮定した場合、c軸について10~80%の範囲で変化し、平均30%である（Fig. 7）。本露頭で計測された樹幹の内、偏平率を考慮した最大樹径は約50cmに達する。なお、珪化木の破断は珪化作用を受ける以前に生じており、破断の影響は材の種類や部位による固有の強度差などと共に偏平率の大きな変化として現れていると推定される。また、負に歪んだ頻度分布は、卓越した針葉樹化石の任意の樹幹断面

の頻度を示すかもしれない。しかし、この地層中には多種の材化石も含まれており、計測値に示される樹径の頻度や偏平度が直接化石樹の元来の植生構成や直接的な地層の荷重密を意味するかどうかは断定できない。

珪化木は珪化木層中のある部位に特定されて産することはない。一般に、基質にあたる碎屑物に包有されて産し、それ自体が密集することはない。出現様式はむしろ散在的であり、その頻度には水平ならびに垂直方向に変化が認められる。そこで、この変化を吟味するために露頭断面で珪化木層下底から樹幹までの距離を基に出現頻度と樹径を検討した。珪化木層は厚さが場所によって変化する（Fig. 3）ので、Aから1までの9つの計測地点ごとに、珪化木層下底から含まれる珪化木の位置までの距離を検討した（Fig. 8）。それぞれの地点の計測幅は平均3mである。測定結果として、珪化木は一般に下底直上には含まれず、20~50cmの距離をおいて現れる。また、珪化木の径は、上方に向かって増大し、1~2mの位置で最大となり、さらに上位に向かって次第に減少する傾向をもつ。珪化木を一つの礫と見なした場合、下部では逆級化、上部で正の級化を示す。この傾向は露頭断面での珪化木の出現頻度とも調和している（Fig. 9）。

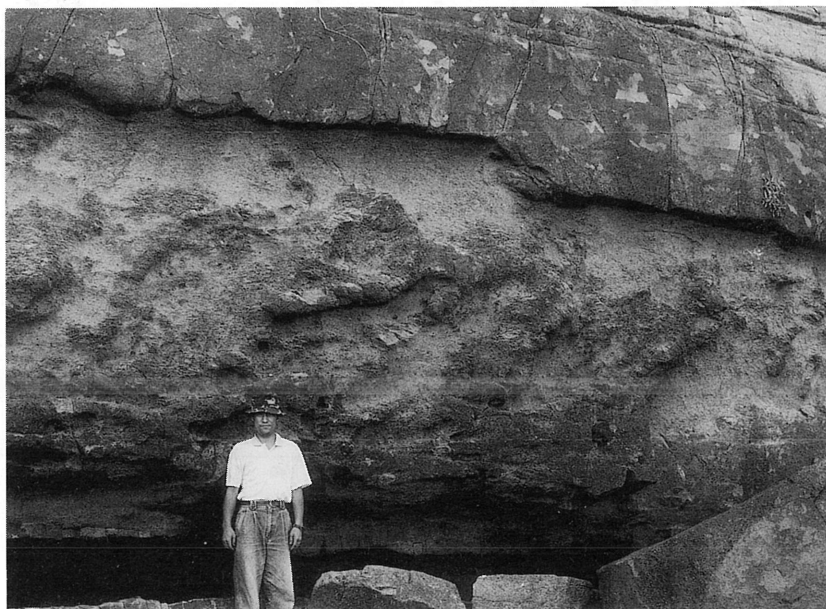


Fig. 5 Note the northwesterly dipping of axial planes. Slump folds in the uppermost part of the silicified wood-bearing bed at location H in Fig. 6.

3. 姿勢と配列

珪化木は各測定値点で良く揃った配列を示す (Fig. 8). 珪化木層下底が下位の炭質泥岩と平坦な境界をもつ B-I 地点間では, 樹幹 (a 軸) は東西方向が卓越し, 北北東-南南西から北東-南西方向までの変化を示す. 地点 A では南北に配列する. ここでは珪化木層はチャンネル充填の堆積を示しており, 樹幹配列の変化は堆積地形の影響を受けたものとみなされる.

一方, 層理に対する樹幹の傾斜 (ピッチ) はほぼ平行な場合から約 40° までの変化が認められる. 地層を水平に戻した場合の樹幹の傾斜方向と角度を, E, F2つの地点で検討した (Fig. 10). なお, Fig. 10 に示す傾斜方向は, 後述の斜交層理に底痕およびスランプ褶曲のフルゲンツから推定される古流向から判断し, 当方・西方傾斜をそれぞれ, 下流・上流方向とみなした.

E, F の露頭では樹幹は, ほぼ東西の単一方向に極めて均一の配列パターンを示す. ところが垂直的には, 下底より 1.3m を境に傾斜方向の変化が認められる下部では東および西傾斜の樹幹はほぼ同等であるのに対し, 上部では東傾斜のみが出現する. また, 傾斜角は樹幹の濃集した部分で増加するように見える.

4. 鏡下観察

地点 E~G における珪化木密集部で珪化木と炭化植物片を採集し, 反射ならびに透過顕微鏡による観察と炭質物の輝炭反射率の測定を行った. 鏡下観察では, 石炭化植物片にはビトリナイト, 珪化木中の炭質物にはセミフュージナイトからフュージナイトまでのさまざまな組織が観察される. 一方, 珪化木層の下位のシルト岩および黒色炭質泥岩から産出する珪化木中の材組織の大部分はビトリナイト様の組織を示す.

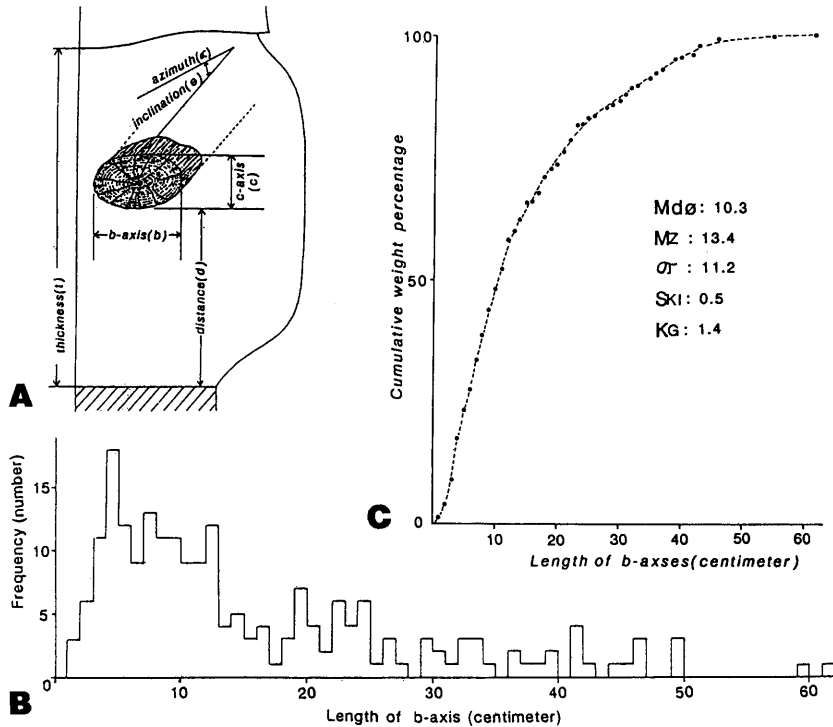


Fig. 6 Size distribution of wood trunks in the silicified wood-bearing bed. A: Measured portions of wood trunks to determine size, attitude and position within the bed. Histogram (B) and cumulative curve (C) of the size (b-axis) of wood trunks.

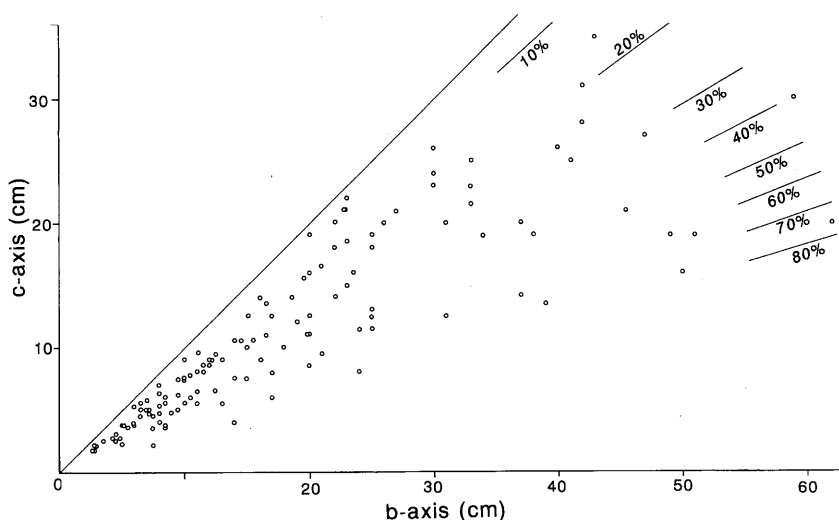


Fig. 7 Diagram showing plots for the size of b- and c-axes of wood trunks. Flattening ratio for c-axis is approximately 30%.

珪化木層および下位のシルト岩・黒色炭質泥岩中の珪化木について測定した反射率を Fig. 11 に示す。なお、珪化木層中もものは、便宜的に上・中・下部の層準に分けて頻度グラフに示した。石炭物質のマセラルであるビトリナイト・セミフュージナイト・フュージナイトと反射率との関係は、図中に示す通りである。頻度グラフは、反射率0.5%~2.5%間で多峰分布を示し、最大反射率は4.0%に達する。最頻値は各層準の間、また同一層準の間で非常にばらつく。このことは、埋没続成作用が開始される段階で、すでに木炭化した樹幹と燃焼していない生の木片が混在した状態であったことを意味する。

珪化木周辺の堆積層序と堆積環境

1. 堆積相

堆積相の観察ならびに地層の側方延長性、侵食構造の有無とその形態・延長性、古流向データなどに基づく、恋の浦海岸北部の津屋崎層上部は、珪化木層とその上位の細礫礫岩層との間に境に堆積環境を異にする上下2つのユニットに区分できる。なお、基質支持の塊状礫岩相 (Facies Gms) を、砂質基質 (Facies Gms) と泥質基質 (Facies Gmf) に、泥質岩相 (Fm) を黒色シルト岩相 (Fmb) と緑灰色シルト岩相 (Fmg) とに細分した (Fig. 3)。

ユニット1は、礫岩、砂岩、泥質堆積物からなり、

最上部に珪化木層が重なる。珪化木層を除く各岩相は側方に指交状に互層し、下部と上部でそれぞれ礫岩相、泥質岩相が卓越する。このユニットの礫岩相には、主要な堆積相として、塊状あるいは不鮮明な低~中角度斜交層理をもち、淘汰の良い中礫礫岩相 (Facies Gm)、塊状で淘汰不良な砂質支持の中~細礫礫岩相 (Facies Gms)、同じくシルト支持礫岩相 (Facies Gmf)、トラフ型斜交層理をもつ中~細礫礫岩相 (Facies Gt) などが認められる。砂質岩相には、トラフ型斜交層理礫質粗粒砂岩相 (Facies St)、板状斜交層理中粒砂岩相 (Facies Sp)、まれに平行葉理で特徴づけられる中粒砂岩相 (Facies Sh) がある。泥質岩相は塊状、緑灰色シルト岩 (Facies Fmg) と塊状黒色シルト~泥岩 (Facies Fmb) が識別できるが、後者は2層準に、局所的に現れるに過ぎない。

粗粒相は、普通、下底にチャンネルを伴う Facies Gm, Gt から始まり、上方に細粒化し、Facies St と続く。幾つかの場合、さらに最上部に Facies Sp, Sh を伴うことがある。これらの堆積相層序は河道充填の層序を表す。チャンネル下底面は下位の堆積層に対して非調和な境界をもち、バンク縁辺ではしばしば高角度をなす。顕著な複数の侵食面を伴い、多重チャンネル (multi-storied channel) も数カ所で確認できる (Fig. 3)。河道堆積物にはしばしばイプシロン型斜交層理 (ALLEN, 1963) を示すことがある。チャンネルは粗粒

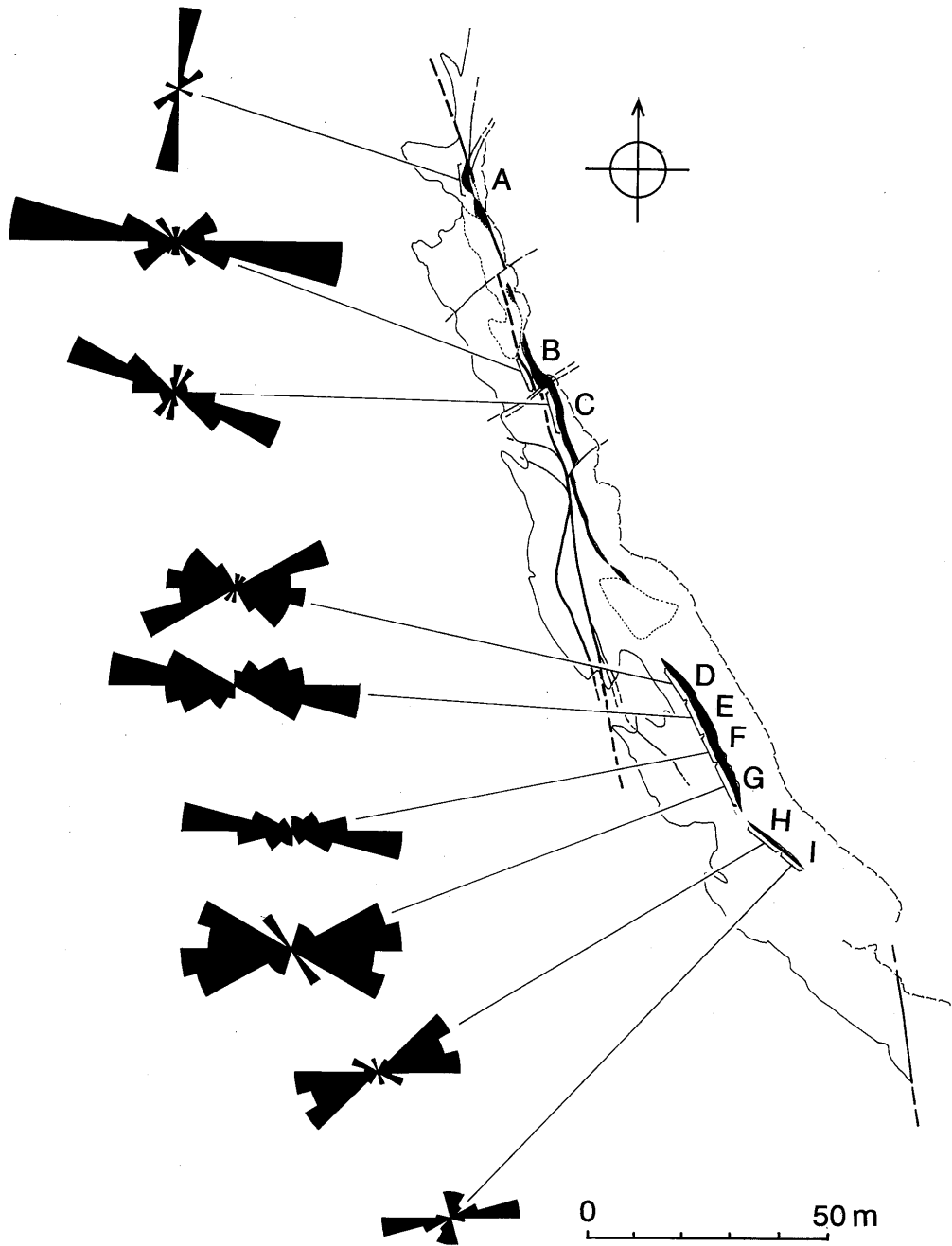


Fig. 8 Orientation of wood trunks. Letter A to I: locations for measuring of wood trunks. Each location about 2 meters in width.

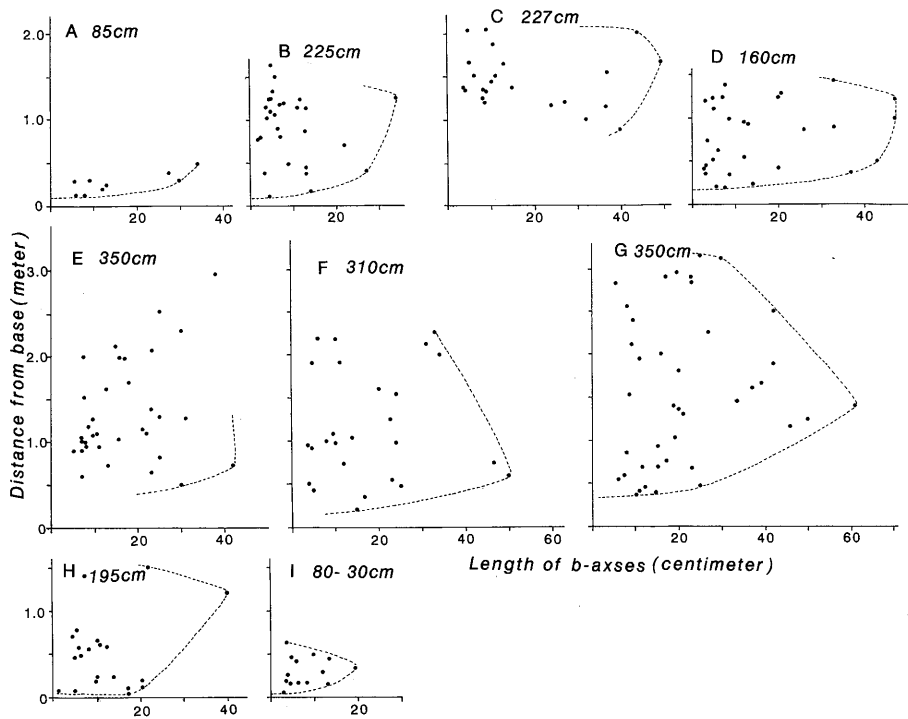


Fig. 9 Relationship between the relative position and the length of b-axis of wood trunks. Dotted line indicates an outline of maximum size distribution from base. Horizontal line is a thickness of the silicified wood-bearing bed at each location.

相が卓越する下部で規模が大きく、上部の細粒相では小規模となる (Fig. 3)。チャンネルの幅は下部で、最小70m, 最大150m以上に達し、3~4 mの深さが推定される。細粒相が卓越する上部の河道堆積物は、河道の幅/深さの比が大きく、粒度や層厚の側方変化に富むことから、氾濫原上で高水位に出現した湾曲度の低い小河道に比較できよう。

細粒相には塊状シルト岩 (Facies Fmg) が卓越する。この細粒相には、明瞭なリップル葉理をもつ砂岩層はまれで、一般に淘汰が悪く、炭質物や樹幹化石を良く含む。これには上記の小規模なりボン状河道堆積物のほか、側方延長の悪いレンズ状礫岩 (Facies Gm), 斜層理の平行葉理が発達した礫質~粗粒砂岩 (Facies St, Facies Sp), 連続性に富む級化礫岩・粗粒砂岩 (Facies Gm 1) や含礫泥岩 (Facies Gm 2) が挟在される。また、炭質物を多量に含み、植物根を含

む黒色~赤紫色シルト岩 (Facies P) が側方に不連続に20~30cmの厚さで1層認められる。レンズ状粗粒相は規模の大きなチャンネル周辺に上に凸な輪郭をもち、塊状の場合と、それ自体下底にチャンネルを伴い、Facies Gt, Gp, St, Spの組合わせをもつ小規模なチャンネル充填堆積物を伴う場合とがある。泥質岩相には、火山豆石 (volcanic lapilli) が集合した部分が2層準認められるが、上記のレンズ状礫質砂岩 (Facies Gt) 中に出現する (Fig. 3)。火山豆石は斜層理の前置層部に濃集し、明らかな再堆積を示している。

ユニットIIは、低角度で規模の大きな斜交層理、準平行層理で特徴づけられる細粒礫岩~礫質粗粒砂岩相 (Facies St, Sp, Sh) からなり、数層準に砂岩・シルト岩の細互層を挟在する。下部には転動泥塊 (armored balls) が挟まれることがある。主部をなす粗粒相には、礫岩やチャンネルの発達は無弱である。低角度斜

層理は、規模の大きなトラフ型で、側方への粒度の変化もない。挟在する砂岩・シルト岩薄互層にはリップル葉理や小規模な斜交葉理が認められることがある。さらに上位には、赤褐色シルト岩 (Facies P) を伴う。珪化木層との境界は明瞭な浸食面をなすが、上記低角度斜層理はこの面と調和的な輪郭を示すように見える。

2. 堆積環境

珪化木層とそれを挟む上下の地層の堆積環境を詳しく吟味するために、堆積相の側方分布・配置パターン、そして古流向を詳しく検討した。この海岸露頭では局所的な走向の変化が認められ、ほかに侵食による地層の局所的な欠如も顕著である。そこで、局所的に追跡可能な単層を頼りに、50分の1スケールの実測柱状図を作成して地層の側方への厚さや堆積相の水平分布を吟味した。局所的な堆積水平面として、細粒相中の含礫シルト岩層・炭質黒色シルト岩などは、垂直付加堆積 (vertical accretion) のサクセッションどうしの対比に有効であり、粗粒相中の小チャンネルや火山豆石の濃集層も小範囲で使える。とりわけ、珪化木層の直下の含礫シルト岩はかなり延長長く追跡でき、これを基準面とした堆積相の側方分布を Fig. 3 に示す。

ユニット I の下部は粗粒相が卓越する河道堆積物、自然堤防堆積物ならびに河道からの氾濫堆積物に比較できる。河道充填堆積物には側方に自然堤防堆積物からなるレンズ状の粗粒相と氾濫原の細粒相を伴っていること、これらのシーケンスの堆積相分布は全体の時間面と斜交関係が認められることから、基本的には主要な河道の位置が側方へと移動、つまり蛇行支配の河川環境が示唆される。上部に向かって粗粒相が次第に卓越する氾濫原環境へと変化する。上部では、幾つかの小規模な河道を伴うが (例えば, Section 1, 5), 河道自体はその幅に対する深さの比が大きく、低い sinuosity を示唆する。これらとほぼ同一層準に出現する斜層砂岩 (Facies St, Sp) の下底は非チャンネル性であり、低角度斜層理をもつなどの特徴から河川決壊堆積物 (crevasse splay deposits) に比較できる。古流向資料 (Fig. 12) からは、この堆積物は南西からの流れによって形成されたことが示され、自然堤防の決壊は南東側に隣接する河道ではなく、より南西側に位置したと推定される河道に求められる。上部は河川決壊堆積物や氾濫時の乱泥流堆積物を頻繁に挟むこと、トラフ型斜交層理の示す西方への流向などを考慮に入れると、主要な河道が北あるいは北西側に遠ざかったことが推測される。氾濫原堆積物にはシルト岩からなる垂直付加堆積物と互層して、幾つかの層準に土石流

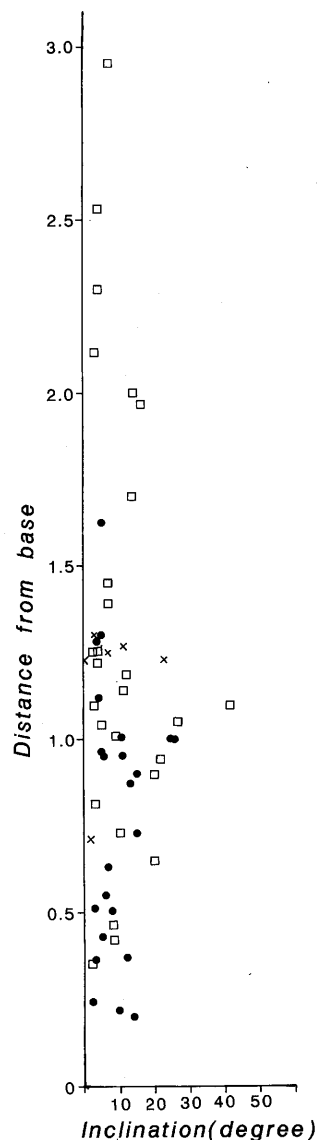


Fig. 10 Relationship between the inclination and azimuth of wood trunks and the distance from the base. Upcurrent facing of wood trunks in the upper seems to coincide with the asymmetry of slump fold in the bed (Fig. 10) and the dominant paleoflow direction of the sequence (Fig. 11). Open square, westward; dot, eastward; cross, northward or southward. Locations E and F shown in Fig. 6.

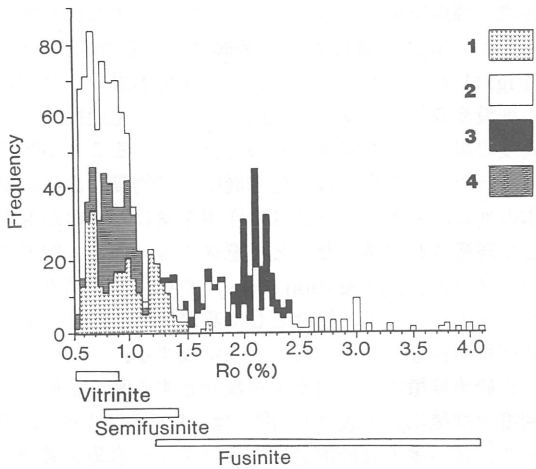


Fig. 11 Relationship between Ro reflectance of organic matter and frequency in the silicified wood-bearing bed. Data from the silicified woods in the upper (1), middle (2) and lower part (3) of the "silicified wood-bearing bed", and from those in the underlying siltstone bed (4).

および泥流堆積物が挟まれる。これらのほとんど全てに樹幹化石が出現している。以上の野外事実から、珪化木層は明らかに土石流堆積物として、氾濫原上に堆積したと判断できる。

一方、ユニットIIは砂質堆積物 (Facies Sp, Sh) を主要な構成とし、チャンネルと粗粒な礫を欠くこと、水流の影響を受けた泥質を受けた泥質堆積物 (Facies Fm) との指交状の互層をなすことから、シート状の堆積物が卓越する末端相の沖積扇状地堆積物に比較できる。

珪化木層の起源

1. 珪化木層の起源をめぐる議論

これまでに本地域に分布する珪化木層の起源について、幾つかの異なる見解がだされてきた。浅野(1964)は珪化木が礫質堆積物中に産すること、そしてその多くが倒木の集積からなるが、根株状のものは少なく、かつ立木は認められないことから、河道堆積物にあたる考えた。一方、珪化木層は火山砕屑物に富み、多量の安山岩礫や軽石を含んでいる。また、珪化木には材組織が高温状態で炭化するときに形成されるフェージナイトが生成している (浅野, 1964)。酒井 (1991) はこれを主な論拠として、この地層が北西九州の古第

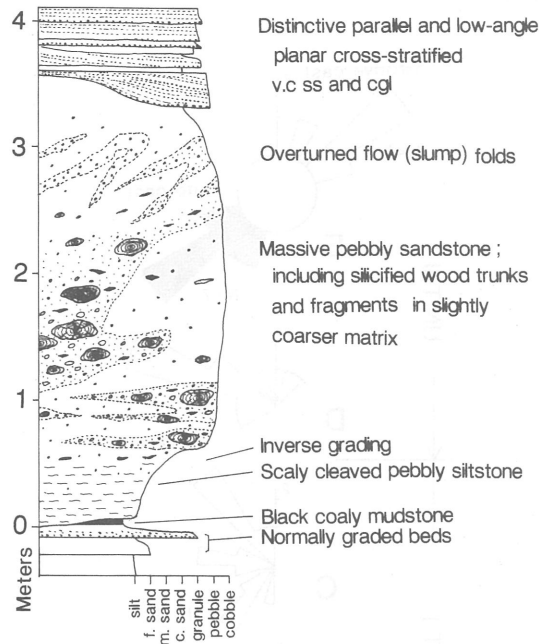


Fig. 12 Summarized columnar section of the silicified wood-bearing bed. The bed shows some internal structures, indicating an unchanneled debris flow lobe deposit on the flood plane.

三系中に広域に分布する大規模な火砕流堆積物に相当するとみなした。

河川堆積物の場合、材化石はしばしば河道に出現することが知られている (例えば, OKOLO, 1983; STEWART, 1983; TYLER and ETHRIDGE, 1983)。しかしながら、珪化木層はそれ自体の堆積学的特徴ならびに下位層に対して非チャンネル性地層境界をもつこと、ならびに河道充填の堆積層序を示さないなどことから河道堆積物には該当しない。なお、この地域では河道中に出現する珪化木は一部、例えば、セクション7下部 (Fig. 3) で認められるに過ぎない。

2. 火砕流堆積物か土石流堆積物か

火山性砕屑物を主要な構成物とする堆積物の場合、その起源が火砕流かもしくは再堆積を含んだ epiclastic な堆積物なのかを判断することにはしばしば困難を伴う。火砕流堆積物とする見解 (酒井, 1991) の主要な根拠には珪化木が "蒸焼き状態" での炭化作用を受けたことの外に、火山豆石および火山性サージ堆積物が随伴すること、基質が火山ガラスからなることなどが挙げられていた。森山 (1992) は珪化木層中の炭

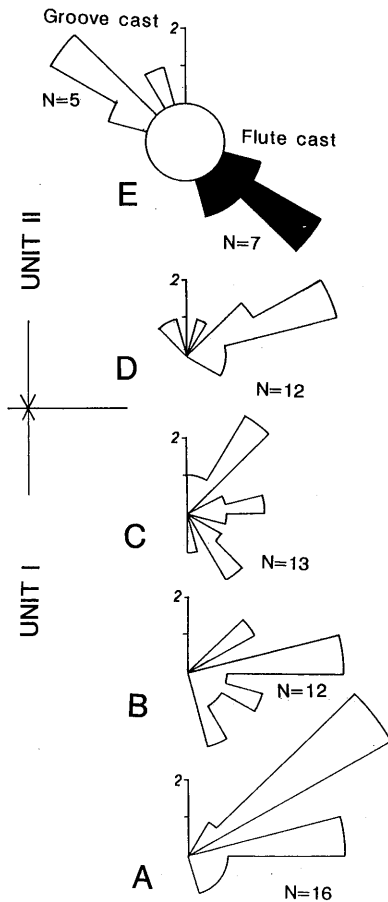


Fig. 13 Paleocurrent data of the upper part of the Tsuyazaki Formation at the northern part of Koinoura Coast. A-C: Trough cross stratifications in the Unit I. A: Channel-fill sequence (mainly Facies Gt and Gp) in the lower part, B and C: Crevasse splay deposits (Facies St and Sp) and small channels (Facies St) in the middle (B) and upper part (C) of the unit. D: Low-angle trough cross-stratification (Facies Sp and St) in the distal alluvial fan deposits, and D: Sole marks in the Unit II. Location E shown with star mark in Fig. 3.

質物の輝炭反射率のばらつきを示した。すなわち低温領域から高温領域におよぶ多峰性の反射率頻度分布 (Fig. 11) に示されるように、この珪化木層中の材物質が埋没変成作用を受ける以前にコークス化過程を伴う高度の炭化作用を受けたものを含んでいることが明確になった。この事実は珪化木層中の材物質には生の樹木の他に、他所でコークス化作用を受けたものが混在して運搬され堆積したことを意味する。他方、脱ガスパイプ (gas segregation pipes) や自生の溶結ガラスなどを欠くことも、媒介として高温のガスの存在や溶結作用が存在しなかったことを示唆する。

火砕流堆積物は火山ガスを媒介とする高温状態の高密度流堆積物と定義され (例えば, Lajoie, 1984), 模式的には一度の火砕流過程で、マグマ-水蒸気爆発の際にはベースサージ (base surge) を伴うが、下底からグラウンドサージ (ground surge), 火砕流ユニット, 噴煙サージ堆積物 (ash-cloud surge deposit), そして最後に降下火山灰堆積物からなる一連の堆積ユニットを形成すると考えられている (SPARKS, 1976; FISHER, 1979; SELF and WRIGHT, 1983; LAJOIE, 1984; CAS and WRIGHT, 1988). 本地域の珪化木層の場合、最上部は侵食のために明確ではないが、火山性サージとみなされた斜層理粗粒砂岩および火山豆石層はいずれも明らかに水流の影響を受けた堆積物である。また、それらは珪化木層の下位 1~4 m に出現しており、珪化木層とはならぬ直接的な関わりをもたない。珪化木層自体についてみると、下底部は高粘性の密度流を示唆する含礫シルト岩に始まり、これは火砕流堆積ユニット最下部の堆積物ではない。なぜならば、下底面のサージ堆積物は、火口からの爆風 (Moor, 1967), もしくは火砕流前面での冷気あるいは植物などに含まれる水分の付加摂取による高速ガスの噴出 (例えば, WILSON and WALKER, 1982; WILSON, 1985) によって形成されると考えられるからである。つまり、基本的に本地域の珪化木層のシーケンスを火砕流堆積ユニットとは呼ぶことはできない。

3. 土石流ローブの可能性

先に記載した珪化木層の堆積学的諸特徴から、本層の堆積相は Fig. 13 のように整理できる。珪化木層ならびにその下位層の特徴から判断する限り、珪化木層は陸上土石流堆積物として氾濫原上に堆積したと考えるのが最も合理的である (SAKAI *et al.*, 1992; 坂井ほか, 1992). 側方への樹幹の賦存頻度の変化と珪化木層の層厚変化との間には正の相関が認められ、樹幹が濃集した部分に厚く、樹幹の出現頻度が低い南東・北西

側に向かって薄化する。このことは元来、土石流堆積物がロープ状の形態をもっていたことを暗示する。上位の沖積扇状地堆積物中のトラフ状斜交層理は凹部を調和的に埋積する規模の大きなトラフ型であり、このロープ状の地形を反映して堆積したと見ることができよう。

珪化木層下部の含礫シルト岩中の剪断劈開 (Fig. 5) は、土石流堆積物が斜面後方へ流動する際に、その下底面で発生する剪断抵抗を反映した構造的ファブリックを示すと考えられる。他方、上部では東方のフェルゲンツをもつ非対象型スランプ褶曲を伴って、地層の短縮化が生じている (Fig. 6) スランプ褶曲の形成は、下部で剪断作用に伴われた圧密効果によって上方へ絞り出された余剰水や後方から供給された水によって、支持力が失われたために生じた流動現象と捉えることができる。

平坦な氾濫原に達した土石流はポテンシャルエネルギーの減少と共に下底面での摩擦抵抗の増大のために相対的に分散圧が低下し、やがて運動を停止する。この時土石流前面部ではロープ状の地形が形成されるだろう。厚層理部での樹幹の濃集や樹幹姿勢の垂直的变化は、土石流の運動停止に伴って流木がロープに集積され、その背後から後続流がのし上げる際に形成された一連の流動現象と捉えることができるだろう。珪化木層の南西延長には級化層理を示す含礫泥岩が挟まる。この堆積物は流木が運動を凍結したロープ前面での樹幹のフレームワークから篩別された泥質基質の密度流堆積物 (sieve deposits; BULL. 1972) に相当する可能性がある。

ま と め

1. 北部九州に分布する非海成前期漸新統津屋崎層上部には多量の珪化した材化石を含む珪化木層が挟在される。珪化木層は蛇行河川一氾濫原の堆積層序の上部に現れ、末端沖積扇状地堆積物に被覆される。
2. 堆積相および有機変成作用の特徴から、珪化木層は河道あるいは火砕流堆積物ではなく、陸上土石流物に比較できる。
3. 珪化木層の堆積相・層厚の側方変化、ならびに珪化木の側方ならびに垂直的な産出頻度・配列様式の検討からは、珪化木層は流木を含む土石流ロープとして堆積したことを示唆する。

文 献

鮎沢 潤 (1991): 堆積環境指標としての炭質物中の黄鉄鉱

- 西南日本内帯の2, 3の地域における予察—, 堆積研報, **35**, 77-81.
- ALLEN, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sediment.*, **2**, 93-114.
- 浅野五郎, 1964: 松岩の産状と顕微鏡的性質. 九鉱誌, **32**, 181-201.
- BULL. W.B. (1972): Recognition of aluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In Hamblin, W.K. and Rigby, J.K., eds., Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *SEPM, Spec. Publ.*, **16**, 63-83.
- CAS, R.A.F. and WRIGHT, J.V. (1988): *Volcanic Successions: modern and ancient*. Unwin Hyman, London, 528p.
- FISHER, R.V. (1979): Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **6**, 305-318.
- 加納和彦・加藤禎一・柳沢幸夫・吉田史郎編 (1991): 日本の新生界層序と地史, 地質調査所, no. 274, 114p.
- LAJOIE, J. (1984): Volcaniclastic rocks. In Walker, R. G., ed., *Facies Models*. 2nd ed., 39-52, Geoscience Canada, Reprint Series 1.
- 松下久道, 1949: 九州北部炭田の地質. 九大理研報 (地質学), **3**, 1-57.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment, *Earth Sci., Rev.*, **3**, 1-62.
- (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In MIALL, A.D., ed., *Fluvial Sedimentology, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**, 5987-604.
- 三木 孝・中牟田義博 (1985): 福岡県宗像炭田古第三紀層にみられる沸石続成作用. 岩鉱, **80**, 289-291.
- MOORE, J.G. (1967): Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, **30**, 337-363.
- 森山克郎 (1992): 珪化木の形成に関する堆積学的並びに鉱物学的有機地質学的研究, 九大理地質卒論手記, 77p.
- 中牟田義博 (1976): 福岡県津屋崎層付近の第三紀中の沸石と粘土鉱物. 岩鉱, **71**, 147-156.
- 野田光雄 (1964): 筑豊炭田における松岩の成因. 地質雑, **70**, 32-35.
- 岡田博有・小島郁生 (1964): 福岡市北方, 津屋崎付近の第三系, 九大理研報 (地質学), **7**, 75-83.
- OKOLO, S.A. (1983): Fluvial distributary channels in the Fletcher Bank Grit (Namurian R2b), at Ramsbottom, Lancashire, England. In COLLINSON, J.D. and LEWIN, J. eds., *Modern and Ancient Fluvial Systems, Int. Assoc. Sed., Spec. Pubs.*, **6**, 421-433.
- 斎藤常正・岡田尚武 (1984): 北九州芦屋群層の漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 「日本の古第三系の生層序と国際対比」, 85-88, 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫 (編), 総合研究成果報告書, 山形大学理学部.
- 酒井治孝 (1991): 北西九州の古第三紀火砕流堆積物とその起源. 日本地質学会第98年大会要旨, 262.
- 坂井 卓・森山克郎・徐 相健・黒木慎二郎 (1992): 福岡市北方, 非海成古第三系津屋崎層中の珪化木. 堆積研報, **37**, 1-2.
- SAKAI, T., OKADA, H. and AIHARA, A. (1992): Greitaceous and Tertiary active margin sedimentation: Transect

- of Kyushu (C30). In ADACHI, M. and SUZUKI, K., *29th IGC Field Trip Guide Book, 1, Paleozoic and Mesozoic Terrane: Basement of the Japanese Island Arcs*, 317-354, Nagoya Univ.
- SALISBURY, C.R., WHITERY, P.J., LITTON C.D., and FOX, J. L. (1984): Flandrian courses of the river Trent at Clwick, Nottingham. *Mercian Geologist*, **9**, 189-207.
- SELF, S. and WRIGHT, J.V. (1983): large wave-forms from the Fish Canyon Tuff, Colorado. *Geology*, **11**, 443-446.
- SPARKS, R.S.J. (1976): Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sediment.*, **23**, 147-188.
- STEWART, D.J. (1983): Possible suspended-load channel deposits from the Wealde Group (Lower Cretaceous) of Southern England. In COLLINSON, J.D. AND LEWIN, J.eds., *Modern and Ancient Fluvial Systems*, *Int. Assoc. Sed., Spec. Publs.*, **6**, 369-384.
- SUZUKI, M. (1976): Some fossil woods from the Paleogene of Northern Kyushu. *Bot. Mag. Tokyo*, **89**, 59-71.
- (1982): Some fossil woods from the Paleogene of Northern Kyushu. II. *Bot. Mag. Tokyo*, **95**, 281-294.
- (1984): Some fossil woods from the Paleogene of Northern Kyushu. III. *Bot. Mag. Tokyo*, **97**, 457-468.
- 高橋 清 (1962): 津屋崎古第三紀層にみられる花粉群とその地質学的意義. 九鉦雜, **30**, 378-382.
- 富田幸臣 (1962): 直方地域の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究-2). 九大理研報 (地質学), **8**, 237-257.
- 富田幸臣・石橋 毅 (1990): 北部九州炭田古第三系の地質と化石 (概説). 九大研報 (地質学), **16**, 99-142.
- TYLER, N. and ETHRIDGE, F.G. (1983): Fluvial architecture of Jurassic uranium-bearing sandstones, Colorado Plateau, western United States. In COLLINSON, J.D. and LEWIN, J.eds., *Modern and Ancient Fluvial Systems*, *Int. Assoc. Sed., Spec. Publs.*, **6**, 533-547.
- 山口政俊・廣木義久・八木下晃司・牧野康彦 (1991): 河川堆積物中の樹幹は何を示すか? 堆積研報, **34**, 65-69.
- WATARI, S. (1966): A new *Taxodioxylon*, *T. matsuiwa* Watari, from the Paleogene of North Kyushu, Japan. *Bot. Mag. Tokyo*, **79**, 165-173.
- WILSON, C.J.N. (1985): The Taupo eruption, New Zealand II. Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. Res. Soc. London*, **A. 314**, 229-310.
- and WALKER, G.P.L. (1982): Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Jour. Geol. Soc. London*, **139**, 581-592.