

ボーリング試料高密度連続分析に基づく徳島平野における 中央構造線活断層系の活動

中西利典* 竹村恵二* 岡田篤正*
森野道夫** 林田明***

Identification of Multiple Faulting of the Median Tectonic Line Active Fault System in the Tokushima Plain based on High-resolution Sedimentological Analysis

Toshimichi NAKANISHI *, Keiji TAKEMURA *, Atsumasa OKADA *,
Michio MORINO ** and Akira HAYASHIDA ***

Abstract

High-resolution sedimentological analysis of core samples from the Tokushima Plain enable us to identify evidence for multiple faulting of the Median Tectonic Line active fault system (MTL) during the Holocene period. Continuous and close-interval analyses of lithology (0.5 cm-order) and magnetic susceptibility (2 cm-interval) were carried out on three core samples from the hanging wall and footwall sides of the Naruto-minami fault, which is part of the MTL. In addition, analyses of grain size (10 cm-interval) and composition of very fine sand fraction (20 cm-interval) were carried out on core samples obtained at both ends of the fault deformation zone. Based on these sedimentological analyses, we correlated 34 horizons across the bore holes and divided the strata into 8 sedimentary units. We also identified 6 intervals that are thicker at the footwall side of the fault. These intervals appear to be related to movements of the MTL and the age of these paleoseismic events are estimated on the basis of radiocarbon ages. At least 6 paleoseismic events are detected for the last 15000 years: 1515 ~ 1700 cal BP, 2800 ~ 3200 cal BP, 3400 ~ 4200 cal BP, 7300 ~ 7600 cal BP, 9700 ~ 10100 cal BP, 13000 ~ 15000 cal BP. The average dip slip rate of the Naruto-minami fault is estimated at 1.2 mm/year.

Key words : Holocene , Tokushima Plain , Median Tectonic Line active fault system , core samples , high-resolution sedimentological analysis , correlation

キーワード : 完新世 , 徳島平野 , 中央構造線活断層系 , ボーリング試料 , 高密度連続解析 , 対比

* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

** 応用地質株式会社 . 現所属 : (独) 産業技術総合研究所活断層研究センター (NEDO 養成技術者)

*** 同志社大学理工学研究所

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

** OYO Corporation. Present address: Active Fault Research Center, AIST-GSJ

*** Science and Engineering Research Institute, Doshisha University

I. はじめに

活断層の活動履歴を明らかにすることは、地震災害の長期予測や被害予測を行ううえで重要である。これまで、活断層の一回の変位量や活動年代を明らかにするためにトレンチ調査が行われているが、活動度が高い活断層では過去の活動を記録する地層が深部に分布するためにトレンチ調査が困難になる。そのためこれまでの陸域の活断層研究では、過去1万年にわたって連続的な活動史を明らかにしたものは少ない。

一方、これまで長期的な活断層の活動履歴についてはボーリング試料を用いて議論されているものの、一回の変位量や活動年代を特定するに至ったものは少ない。その理由は、これまでのボーリング試料の分析では、対比基準の数が少なく詳細な履歴が検討されてこなかったためである。そこで今回の研究では、海域の活断層調査などで実施された完新世粘土層の高密度連続分析(岡村ほか, 1992など)を陸域の沖積層に適用し、対比基準を高精度かつ多量に集めることを試みた。

中央構造線活断層系は、空中写真判読などによって、右ズレ変位を伴う一連の地表変位が報告されている(Kaneko, 1966; 岡田, 1968など)。しかし、今回の研究対象である鳴門南断層は、既存ボーリング資料の岩相分布から断層を挟んで上下方向で不連続がみられ、上下方向の断層活動が指摘されている(高田ほか, 1998)。一方、四国地域の中央構造線活断層系の活動は、Tsutsumi and Okada (1996)などの研究によれば1000~3000年に一回程度であるといわれている。このような上下方向の変位がみられる大規模活断層を挟んで、厚い沖積層が分布する徳島地域は、ボーリング試料をもとにして活断層の活動履歴を検討するのに格好の条件を備えている。

II. 地形・地質概要

中央構造線は領家帯および泉層群と三波川帯との地質境界断層である。この断層付近に沿って発達する中央構造線活断層系は、右ズレ変位を伴う一連の地表変位が空中写真判読や地形・地質調

査によって報告されている(活断層研究会, 1991など)。また、その活動履歴に関する研究はおもにトレンチ調査をもとにして明らかにされている(岡田, 1988やTsutsumi *et al.*, 1991など)が、最近では紀淡海峡で海底ボーリング調査も行われている(七山ほか, 1999)。これらの地形学的特徴・活動履歴の違いから、岡田(1992)やTsutsumi and Okada (1996)などによってセグメント区分が提案されてきた。調査地域付近の中央構造線活断層系のセグメントは、Tsutsumi and Okada (1996)と杉山ほか(1999)により図1のように区分される。

徳島地域は、図1の鳴門セグメントにあたり、山地と平野の境界付近に存在する鳴門断層(岡田, 1970)が従来から知られていた。その後、大縮尺の空中写真判読によって、南側を並走する鳴門南断層(後藤, 1998)の存在が明らかにされた(図2)。今回の研究対象である鳴門南断層は、高田ほか(1998)によってボーリング資料の検討・ジオスライサーによる調査が行われ、沖積層の岩相に不連続がみられることから、上下方向の活動が指摘されている。

徳島平野の地下地質については須鎗・阿子島(1972)、横山ほか(1990)などによって、既存ボーリング資料の分布をもとに完新世を通した平野の発達史が議論された。また古田(1996)は、千本以上のボーリング資料をもとに7つの東西および南北断面図を描き、沖積層を上位から最上部河成層・上部砂層・中部泥層・下部砂層・下部泥礫層・沖積基底礫層に区分した。これらの研究の結果、沖積基底礫層までの深さが最大50m以上(今切川沖)と非常に厚い沖積層の分布が明らかにされた。このような徳島平野の地下の沖積層は、井関(1983)などに示される日本各地の沖積平野の沖積層と対比され、その成因はおもに最終氷期以降の汎世界的な海水準の変化によるものと考えられている。

今回分析したボーリング試料は、徳島平野の鳴門南断層を挟んだ3地点(図2)において、徳島県活断層調査(徳島県, 2000)によって採取されたもので、北からD-2・D-1・地表の低崖・D-4の

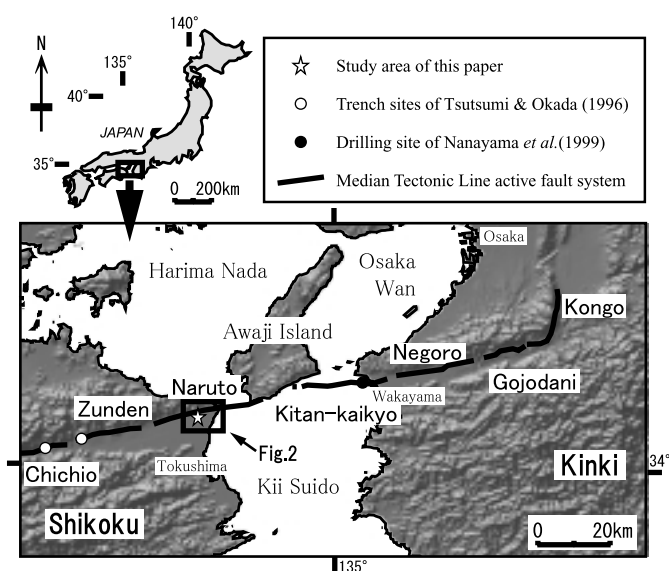


図 1 東部四国から近畿地域の中央構造線活断層系のセグメント。四国地域は Tsutsumi and Okada (1996), 紀伊水道と近畿南部地域は杉山ほか (1999) によるセグメント区分に基づく。

Fig. 1 Segmentation model of the Median Tectonic Line active fault system in eastern Shikoku and southern Kinki Districts. Eastern Shikoku District after Tsutsumi and Okada (1996), Kii Suido and southern Kinki Districts after Sugiyama *et al.* (1999).

順に並ぶ。断層を挟んで下盤側の地層が上盤側より厚いこと、D-2 の深度 65.50 m では基盤岩である和泉層群・結晶片岩の下位に上部更新統の礫岩がみられることから、逆断層構造が推定できる(図 3)。また、D-1 の深度 28.04 ~ 36.15 m の砂礫層は D-2・D-4 のコアに比べ厚いことから、この層準に断層が推定される。

ボーリング地点ではトレンチ調査(徳島県, 2000)も行われている。また、この調査を含めた、徳島県において行われた一連の活断層調査結果は、森野ほか(2001)によって総括されている。このトレンチ調査では、地表の低崖の基部では明瞭な断層構造はみられなかった。このこととボーリング調査および反射法弾性波探査(徳島県, 2000)の結果を総合すると、調査地域の鳴門南断層は地表付近では撓曲構造をしていると推定できる。ま

た、トレンチ調査によって明らかになった地震イベントは、今回のボーリング試料による結果とあわせて 章で後述する。

III. 分 析

今回の分析では、すべてのボーリングコアで 0.5 cm オーダーの岩相観察を行った(図 3・図 4-a)。また、ボーリング試料採取地点近傍で行われた反射法弾性波探査結果(徳島県, 2000)を参考にして、断層による変形などを示す反射面の不連続がなく地層対比による断層活動履歴の復元が可能な地点で得られたボーリング試料(D-2・D-4)を用いて、以下に述べる粒度組成と砂粒組成の分析を行った。粒度組成分析では、約 10 cm ごとに連続的に採取した試料(計 790 試料)を篩い分けして、極細粒砂・極細粒砂より細かい粒子・極細粒砂よ

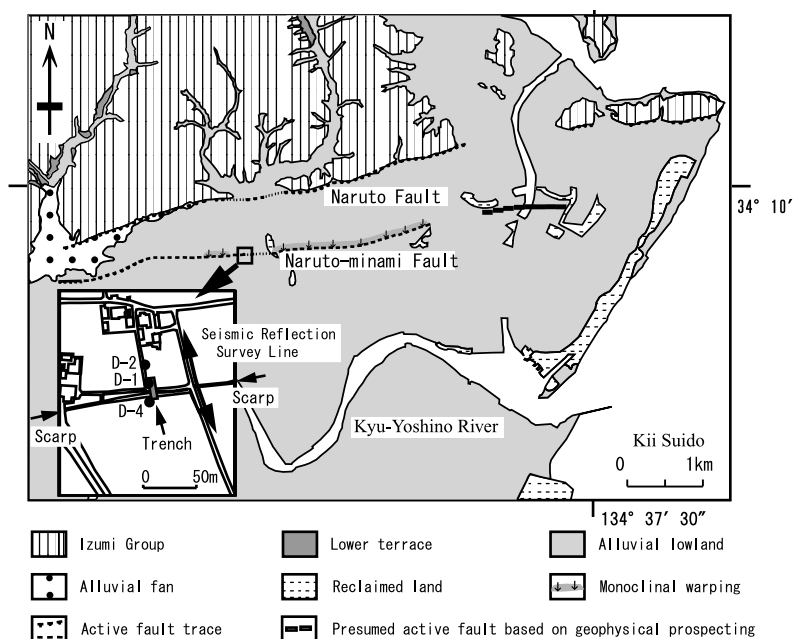


図 2 徳島平野北部の地形と中央構造線活断層系の分布および調査地域位置図。
地形分類は岡田ほか（1999）に基づく。

Fig. 2 Geomorphological map of the Median Tectonic Line active fault system in the northern Tokushima Plain with the location of the study area.
Geomorphologic classification after Okada *et al.* (1999).

り粗い粒子の種類別で重量百分率を求めた（図 4-b ~ d）。また、砂粒組成分析では、極細粒砂に区分された試料を一試料おきに（計 395 試料）検鏡して、軽鉱物（石英・長石）・重鉱物（輝石・角閃石など）・生物化石（貝片・珪藻・有孔虫）・植物片（花粉も含む）・火山ガラスの種類別で合計が 200 個以上になるまでカウントして相対数量比を求めた。これらの砂粒組成による分析結果は、対比が明瞭な生物化石・植物片・ガラスの含有率のみを示した（図 4-e ~ g）。U チャンネル（断面積 $1.7 \times 1.8 \text{ cm}^2$ のプラスチック製容器を試料の長さに合わせて切断したもの）で連続採取した試料を用いて 2cm 間隔で帯磁率測定を行った。帯磁率測定は同志社大学林田研究室の帯磁率計（Bartington 社製磁化率計 MS-2）を使用した。今回、D-1 の帯磁率測定結果は図示しなかった（図

4-h）。上記の分析結果を対比する際には堆積環境変化の概略を抽出するために、細かなピークをひとつずつ対比していくのではなく、大きなパターンに変化がみられる層準を対比した。以下では図 4 の対比根拠について述べる。

岩相は上位から A ~ H の 8 層に区分できる（図 3・図 4-a）。A 層はシルト～シルト質砂からなる。B 層は極細粒～中粒砂からなる。C 層は極細粒～細粒砂とシルト～シルト質砂の互層からなり、D 層との境界には礫および貝片の密集層がみられる。D 層はシルト～砂質シルトからなる。E 層は細粒～中粒砂からなる。F 層は粗粒砂と礫の互層からなる。G 層はシルト～砂質シルトからなる。H 層は粗粒砂と礫の互層からなる。

粒度組成分析の結果（図 4-b ~ d）について述べる。D-4 の -0.40 ~ -1.54 m では極細粒砂より

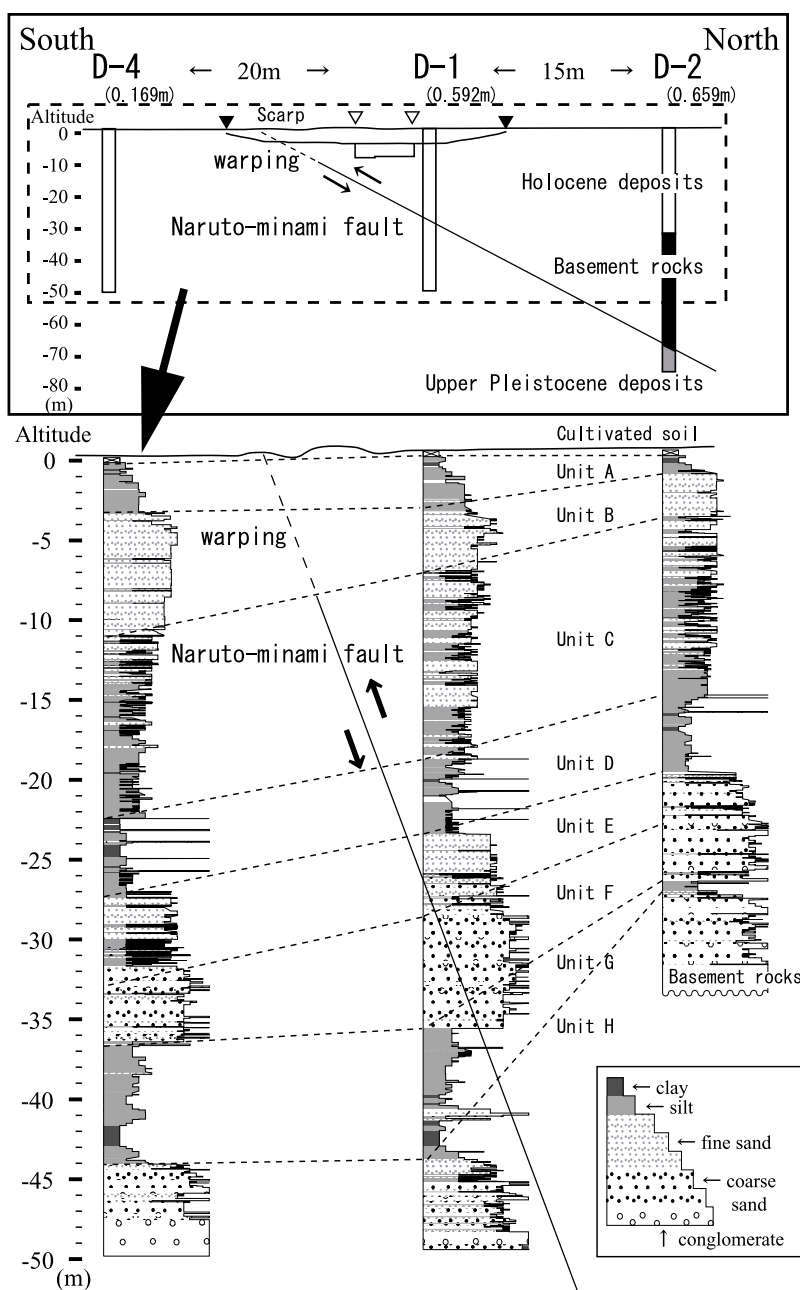


図 3 鳴門市段岡地域の鳴門南断層を横断するボーリング試料の岩相。
▼ : トレンチ調査範囲 (徳島県, 2000)。
 : ジオスライサー調査範囲 (徳島県, 2000)

Fig. 3 Lithofacies of D-1, D-2, and D-4 cores across the Naruto-minami fault at Danzaki, Naruto City.
▼ : Trench (Tokushima Prefecture, 2000)
 : Geo-slicer (Tokushima Prefecture, 2000)

細かい粒子の含有率が80%以上と高い値になりD-2の-0.43 ~ -0.87 mと対比できる。D-4の-11.09 ~ -27.05 mでは極細粒砂より細かい粒子の含有率がスパイク状に高くなり深度が増すごとに高い値になる、この特徴はD-2の-4.20 ~ -19.54 mと対比できる。D-4の-36.87 ~ -43.87 mでは極細粒砂より細かい粒子の含有率が80%以上と高い値になる。この特徴はD-2の-26.98 ~ -27.53 mと対比できる。また、D-4の-9.38 ~ -22.56 mでは極細粒砂の含有率が高く、D-2の-2.92 ~ -15.27 mと対比できる。D-4の-4.18 ~ -19.13 mでは極細粒砂より粗い粒子の含有率が高く、深度が増すごとに低くなりD-2の-2.05 ~ -12.36 mと対比できる。D-4の-27.65 ~ -36.53 mでは極細粒砂より粗い粒子の含有率が高く、D-2の-20.25 ~ -26.89 mと対比できる。D-4の-44.61 m以深では極細粒砂より粗い粒子の含有率が高く、D-2の-28.23 mと対比できる。

砂粒組成分析の結果(図4-e ~ g)について述べる。D-4の-20.12 ~ -25.13 mでは生物化石の含有率が高く、D-2の-12.82 ~ -17.63 mと対比できる。D-4の-0.82 mでは植物片の含有率が高くなる顕著なピークがあり、D-2の-0.43 mと対比できる。D-4の-10.93 ~ -21.19 mでは植物片の含有率がスパイク状に高く、D-2の-4.20 ~ -13.64 mと対比できる。D-4の-22.78 ~ -26.86 mでは植物片の含有率がスパイク状に高く、D-2の-15.57 ~ -19.49 mと対比できる。D-4の-10.93 ~ -19.13 mではガラスの含有率が高く、D-2の-4.12 ~ -12.36 mと対比できる。これらのなかにはバブルウォール型や褐色のガラスが含まれ、鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰(町田・新井, 1978)の特徴と類似する。一方、この層準のガラスは、徳島県(2000)によって屈折率の測定結果をもとにK-Ah火山灰と対比されている。

帯磁率測定結果(図4-h)について述べる。D-4の-15.14 mでは谷状のパターン変化があり、D-2の-8.23 mと対比できる。D-4の-18.95 mでは顕著なピークがみられ、D-2の-12.25 mと対比できる。このピークは、先に示したガラスの含

有率が多い層準の最深部にあたることから、K-Ah火山灰の降灰層準と推定される。D-4の-23.30 mでは谷状のパターン変化があり、D-2の-16.15 mと対比できる。D-4の-32.04 m以深ではスパイク状に高い値を示し、D-2の-24.04 mと対比できる。

一方、D-2とD-4のボーリング試料からは徳島県(2000)により、表1に示した炭素14年代測定結果が得られている。以下の議論では、暦年補正した年代(cal BP)を用いる。また、K-Ah火山灰降灰層準の年代は福沢(1995)が水月湖の年縞から求められた7280 cal BPを用いた。

IV．堆積環境の変化とその年代

活断層の活動履歴を地層から解明するためには、その地層が形成された堆積環境をはっきりとさせておくことが必要である。これまで徳島平野の沖積層の形成については、多くのボーリング資料を用いて古田(1996)によって詳しく議論されている。この研究結果を参考に、今回の分析結果から調査地点における堆積環境の変化を考察する。

地層の形成年代は、表1に示した炭素14年代値およびK-Ah火山灰降灰層準と、それらが得られた深度との相関図である堆積曲線から推定した(図5)。下位の年代より古い年代を示すD-2の-15.40 m・-15.70 mの試料とD-4の-6.47 m・-11.43 mのデータおよび予想される年代よりやや古い-19.30 mのデータは、古い試料が再堆積したと考えた。

地層区分したA ~ H層の8層(図3)を、おもな岩相・特徴・堆積環境解釈・堆積年代ごとにまとめた(表2)。A ~ H層が堆積した頃の掘削地点付近の堆積環境について上位から順に考察する。

A層はシルト・シルト質砂主体であり高師小僧や木片がみられることから、その堆積場は自然堤防もしくは浜堤の陸側に広がる後背湿地であったと推定できる。古田(1996)の最上部河成層に相当する。

B層は淘汰のよい細粒・中粒砂主体であり、貝片を含まず生痕がみられることから、海岸・河口付近(三角州の頂置面)の堆積場を示している。

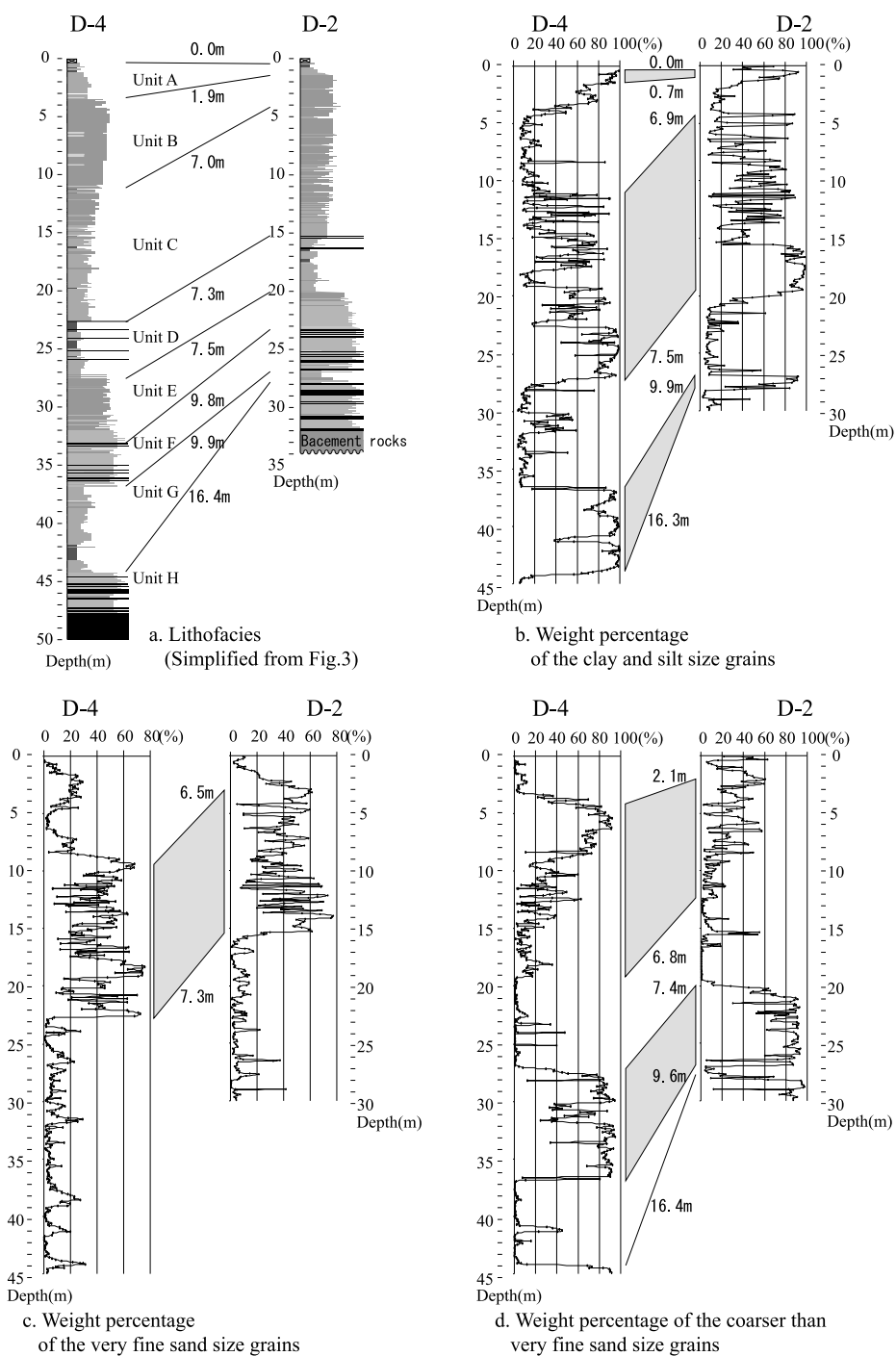
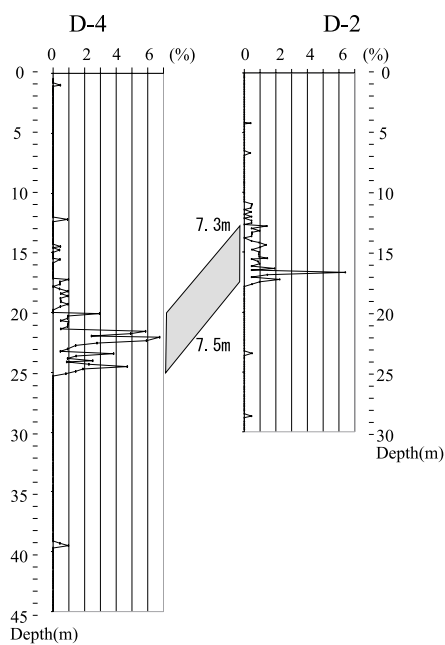
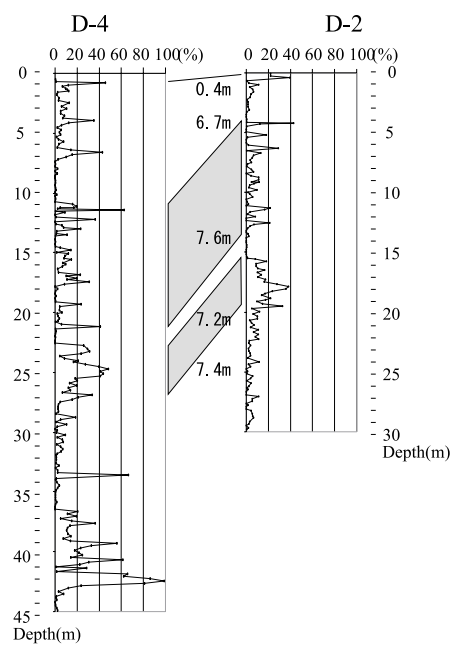


図 4 分析結
 対比線上の数値は D-2 と

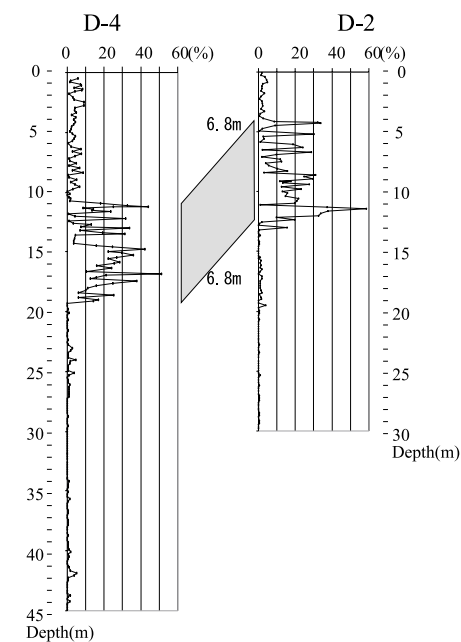
Fig. 4 Correlation of D-2 and D-4 cores
 Numerals for each correlation line



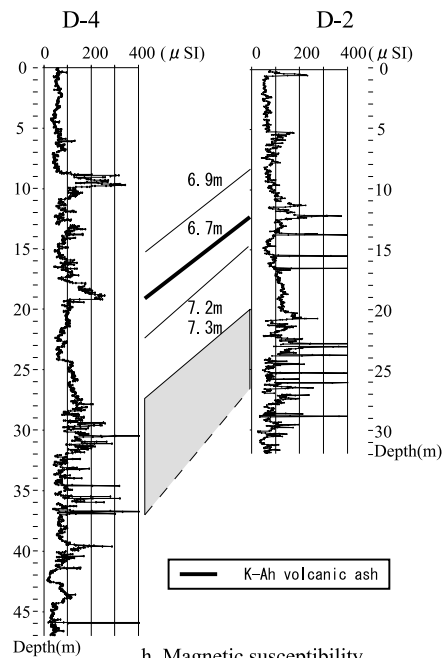
e. Percentage of counts of bioclasts



f. Percentage of counts of plant fragments



g. Percentage of counts of volcanic glass



h. Magnetic susceptibility

果の対比 .

D-4 の深度差をあらわす .

based on various sedimentological analyses.

denote depth separation of marker horizons.

表 1 徳島県（2000）による放射性炭素年代測定結果．

Table 1 Radiocarbon dating data for Tokushima Prefecture (2000) .

Core number	Depth(m)	Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age(yBP)	Calibrated age(cal BP)*	Lab.no.(BETA-)
D-2	1.70	wood	-26.8	2960 $\pm$ 90	2880 to 3360	124837
D-2	15.40	organic sediments	-22.7	12150 $\pm$ 50	13800 to 15400	127467
D-2	15.70	organic sediments	-26.3	11730 $\pm$ 40	13500 to 14000	125307
D-2	19.10	organic sediments	-27.1	7940 $\pm$ 110	8460 to 9090	124838
D-2	27.60	organic sediments	-23.7	10840 $\pm$ 40	12600 to 13000	125308
D-4	1.14	wood	-28.8	1820 $\pm$ 50	1610 to 1870	122504
D-4	4.24	wood	-27.3	2910 $\pm$ 50	2890 to 3240	122505
D-4	6.47	wood	-28.4	6370 $\pm$ 50	7170 to 7420	122506
D-4	11.43	wood	-28.2	5880 $\pm$ 40	6570 to 6850	122507
D-4	15.40	wood	-28.3	5500 $\pm$ 50	6200 to 6410	122508
D-4	19.30	organic sediments	-27.1	7440 $\pm$ 40	8180 to 8350	125309
D-4	27.02	wood	-28.0	8060 $\pm$ 50	8720 to 9240	122509
D-4	41.98	organic sediments	-25.9	11730 $\pm$ 40	13500 to 14000	122510

* 暦年代への較正は，2 標準偏差の精度で，Stuiver *et al.* (1998a, b) に基づくプログラムで行った．10000 年より新しいデータは 1 の位を四捨五入し，それより古いものは 10 の位を四捨五入して表した．

* Dendrochronologically calibrated age by program of Stuiver *et al.* (1998a, b) , with 2 standard deviation uncertainty. Dates younger than 10000 cal BP are rounded to the nearest 10 years, and older ones are rounded to the nearest 100 years.

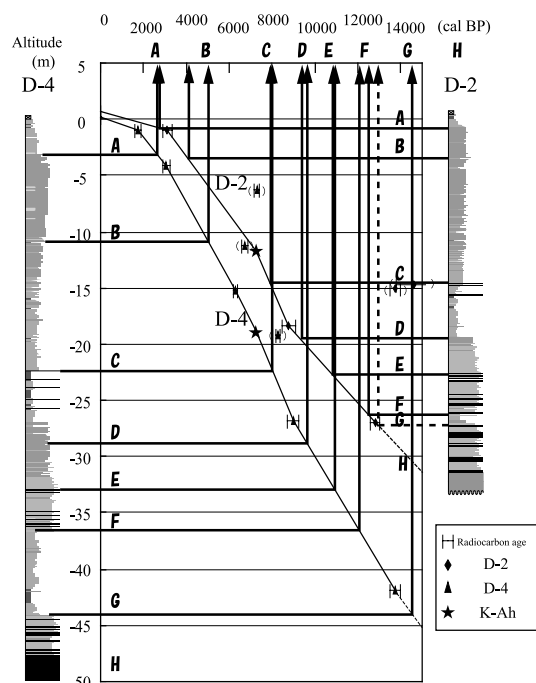


図 5 堆積曲線から推定したユニット A ～ H の地層形成年代．

Fig. 5 Age of units A to H based on depth-age curve constrained by radiocarbon ages.

古田（1996）の上部砂層の上部に相当する。

C 層は極細粒～細粒砂とシルトの互層からなり，貝片を多く含み，砂粒組成で生物化石がみられることから，外浜～沿岸（三角州の前置面）の堆積場が推定できる。古田（1996）の上部砂層の下部に相当する。

D 層はシルトと粘土の互層であり貝片を多く含み，砂粒組成で生物化石がみられることから，沖浜（三角州の底置面）堆積物であろう。このような，おもに浮遊運搬される泥からなる堆積物は，現在の吉野川河口付近では水深 10 ～ 15 m 以深で見られる（国土地理院，1982）。また，この層準の下部（D-4 の 20.12 ～ 23.43 m および D-2 の 14.21 ～ 16.65 m）では底生有孔虫がみられ，上部では帯磁率測定や砂粒組成によって K-Ah を示すデータが得られた，古田（1996）の中部泥層に相当する。

E 層は淘汰のよい細粒～中粒砂主体であり，まばらに貝片を含み，生痕がまばらにみられることから，エスチュアリー堆積物と推定される。古田（1996）の下部砂層に相当する。

F 層は礫や粗粒砂からなることから，チャンネル

表 2 ユニット A ～ H の岩相・備考・環境・年代．

Table 2 Lithofacies, remarks, environment, and age of units A to H.

Unit	Lithofacies	Remarks	Environment interpretation	Age(cal BP)
A	Silt to silty sand	Interbedding clay Including rootlet with iron rim and wood fragments	Back swamp	Present to 2800
B	Fine to medium sand	Well sorted Coarsing upward No interbedded clay Interbedding coarse sand in the upper portion No shell fragments Plant fragments decrement to the upper portion Bioturbated	Delta plain (topset)	2800 to 4200–5000
C	Interbedded very fine to fine sand and silt	Coarsing upward Shell fragments Bioclust decrement to the upper portion Foraminifera in the bottom K-Ah volcanic ash containment Increasing plant fragments in the upper unit Bioturbated	Delta front (foreset)	4200–5000 to 8000
D	Interbedded silt and clay	Coarsing upward Several shell and conglomerate layers Shell fragments and bioclusts increment to the upper portion Foraminifera in the top Plant fragments decrement in the upper portion Bioturbated	Prodelta (bottomset)	8000 to 9600
E	Fine to medium sand	Well sorted Fining up ward Few shell fragments Plant fragments increment to the upper portion Weakly bioturbated	Estuary	9600 to 10900
F	Interbedded coarse sand and conglomerate	Coarse sand to conglomerate	Channel	10900 to 13000
G	Silt	Vivianite within peaty bedding in the lower portion Plant fragments Very thin bedded at the D–2 core	Back swamp	13000 to 14500
H	Interbedded coarse sand and conglomerate	Coarse sand to conglomerate	Channel	14500 to ?

堆積物と考えられる。古田（1996）の下部砂層～下部泥礫層の砂礫優勢部に相当する。

G 層はシルト主体で泥炭質な粘土中にビビアナイトがみられることから，自然堤防の陸側に広が

る後背湿地もしくは沼であったと推定できる。古田（1996）の下部泥礫層の泥層優勢部に相当する。

H 層は礫や粗粒砂からなることから，チャネル堆積物と考えられる。古田（1996）の沖積基底礫

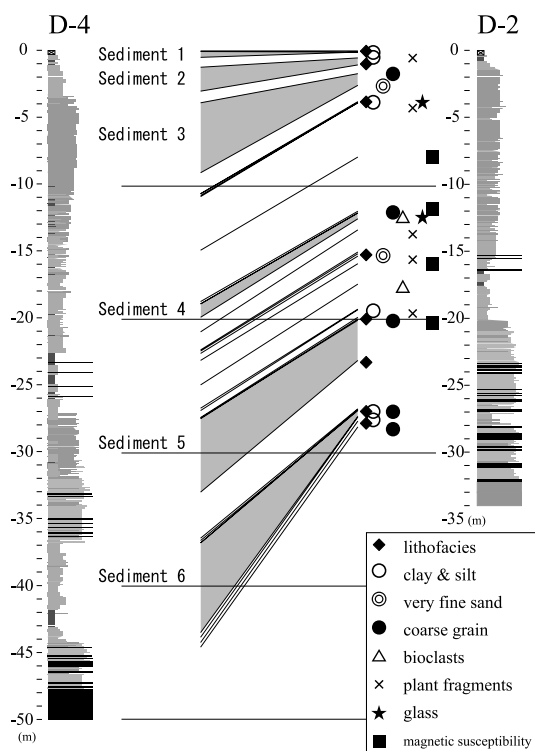


図 6 対比一覧．

下位の地層ほど対比の傾斜が急になることから，断層活動の累積性が考えられる．
岩相は図 3 を簡略化した．

Fig. 6 Correlations of strata between cores D-2 and D-4.
Deeper marker horizons show greater depth separation, suggesting repeated fault movements.
Lithofacies are simplified from Fig. 3.

層に相当する。

一方，A ～ H 層の 8 層の堆積年代を堆積曲線（図 5）から推定すると，表 2 のようにまとめられる。堆積曲線は，約 3000 cal BP で傾斜が急変する。このことから 3000 cal BP から現代の間は，この地域では堆積作用があまりおこらず，地層の記録の精度が悪いことがわかる。一方，B 層下限の年代は D-2 と D-4 とで約 800 年異なっている。このことは，B 層および C 層上部から確かな地層形成の年代を示すと考えられるデータが得られていないことから，3000 ～ 6000 cal BP 間の年代の精

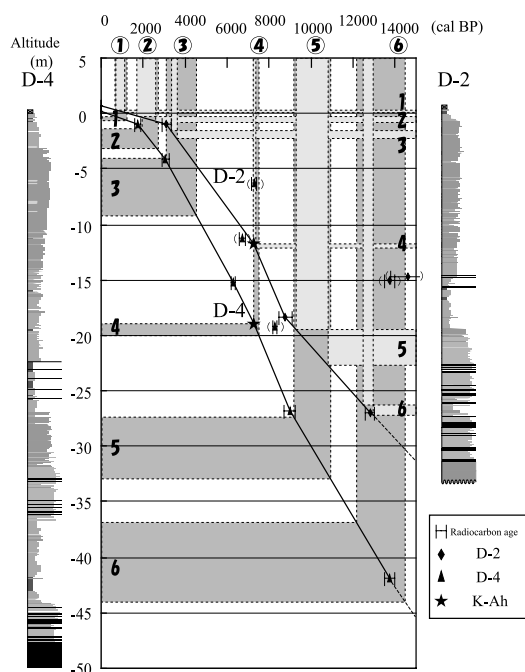


図 7 堆積曲線から推定した堆積物 1 ～ 6 の年代．

Fig. 7 Age of sediments 1 to 6 based on depth-age curve constrained by radiocarbon ages.

度が悪いことに起因する。また 9000 ～ 14000 cal BP 間の年代も同様なことがいえる。

G 層下限の年代は D-2 と D-4 とで約 1500 年も異なっている。このことから，炭素 14 年代の対比に基づく D-2 の G 層は D-4 のものの上部のみが残されていると推定できる。

V. 断層変位の抽出

すべての対比をまとめると，図 6 のように下位の地層ほど対比線の傾斜が急になり，断層活動の累積性が推定できる。また，これらの対比線の傾斜は同じような値でグループ化でき，ある深度を挟んで傾きが急変する（図 7）。こうした対比線の傾斜が変化する深度では，下盤側に上盤側より厚い堆積物の存在が推定できる。このような対比線の傾斜が変化する箇所は 6 ヶ所認められ，それぞれに対応した堆積物を上位から堆積物 1 ～ 6 と呼

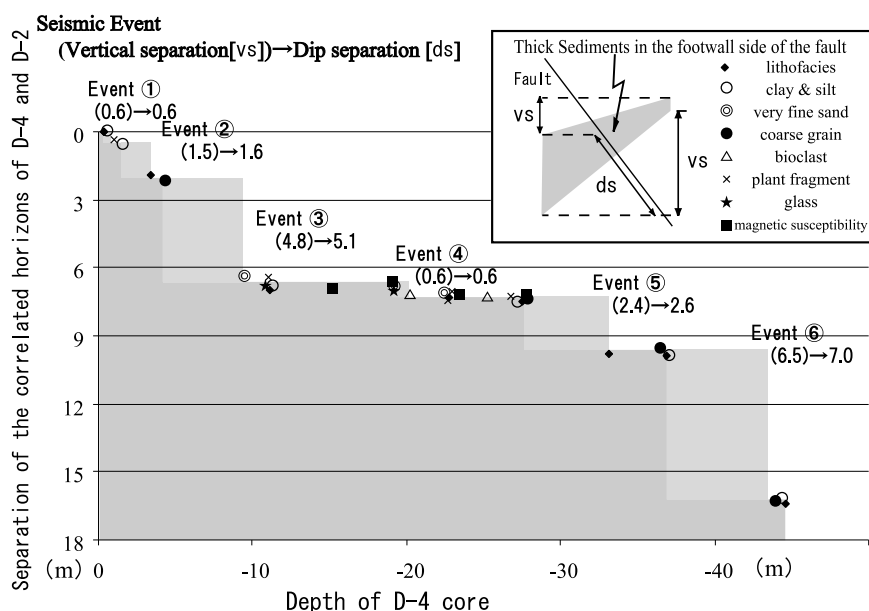


図 8 鳴門南断層の傾斜隔離量。

Fig. 8 Dip separation of the Naruto-minami fault.

ぶこととする。また、これらの対比は B 層・G 層（堆積物 3・6）下限を除いて堆積曲線（図 5）と整合性がよいため、これら以外の層準ではほぼ同時面を示すと考えられる。

これらの堆積物は断層の上盤側と下盤側との間で急激な堆積環境の変化があったことを示している。一方、堆積物 1～6 以外の層準では対比線が平行なため、ほぼ水平な堆積作用が推定できる。つまり、堆積物 1～6 以外の層準では断層活動があった可能性は極めて低い。これらのことをふまえると、堆積物 1～6 の断層を挟んだ層厚の変化は断層活動に起因する可能性が高い。これら堆積物 1～6 に対応した断層活動をイベント～と呼ぶこととする。

堆積物 1～6（堆積物 1 の場合、地表の高度差を加えたもの）の断層を挟んだ層厚の差から断層の傾斜隔離量を求める際（図 8）には、地表の低崖と D-2 の深度 65.50 m を結んだ直線のなす角度 69°を断層の傾斜とした。また、地表付近の撓曲構造が推定される、堆積物 1～3 についても同様に

傾斜隔離量を推定した。

以下では、これらの堆積物が断層活動に起因する可能性と、堆積曲線から推定される年代（図 6）について考察する（表 3）。

堆積物 1 は、河川または浜堤の後背湿地堆積物であり堆積速度が遅いため、断層活動を精度よく記録していない。そのため、層厚が薄くほとんど認定できない。この層厚に地表面の高度差を加えた長さをイベントの変位量とした。その年代は、堆積曲線から 700～1100 cal BP と推定される。一方トレンチ調査では、同じ層準で森野ほか（2001）が最新イベント（1450～1550 cal BP 以降）を推定しており、この地震イベントに対応して形成された可能性が高い。

堆積物 2 は、河川または浜堤の後背湿地堆積物であり堆積速度が遅いため、断層活動を精度よく記録していない。その年代は、堆積曲線から 1700～2800 cal BP と推定される。一方トレンチ調査によると、森野ほか（2001）は 1850～2950 cal BP に 1～2 回と 3335～3375 cal BP に 1 回の地

表 3 下盤側に厚く存在する堆積物の環境・備考・傾斜隔離量（垂直隔離量）・年代．

Table 3 Environment, remarks, dip separation, and age of sediments 1 to 6.

Sediment	Environment interpretation	Remarks	Dip separation (m)	Age(cal BP)
1	Back swamp	Corresponded to the latest event (Morino <i>et al.</i> ,2001) Corresponded to displacement of ground surface in the main	0.6	700 to 1100
2	Back swamp	Accumulated 2 or 3 events (Morino <i>et al.</i> ,2001)	1.6	1700 to 2800
3	Delta plain (topset)	Accumulated multiple events Sediments on the emergence period	5.1	3100 to 4500
4	Prodelta (bottomset)	Sediments on the high depositional rate	0.6	7300 to 7500
5	Estuary	Sediments on the transitional period	2.6	9200 to 10900
6	Back swamp	Accumulated multiple events	7.0	13000 to 14500

震イベントを推定している。これらのイベントが認定された層準と一致することから、堆積物 2 の厚さは 2 ～ 3 回分の上下変位量の合計に相当する。

堆積物 3 は、堆積物が粗粒なことから調査地域が陸化した時期の堆積物と推定される。その年代は、堆積曲線から 3100 ～ 4500 cal BP と推定される。下盤側の堆積物が厚いことから、複数回の断層変位の累積を記録している可能性がある。

堆積物 4 は、海水準の上昇期において堆積作用が盛んな環境で形成されたことから、水平性が保たれた環境で形成されたと考えられる。このことから、1 回の断層変位を記録している可能性が高い。その年代は、堆積曲線から 7300 ～ 7500 cal BP と推定でき、K-Ah 火山灰降灰層準の直下にあたることから信頼できる。

堆積物 5 は、海水準が上昇しはじめた頃のエスチュアリー堆積物であり、地層の水平性が必ずしも保障されない。このため、この堆積物の層厚の差は断層変位のみに規制されたものでない可能性もある。その年代は、堆積曲線から 9200 ～ 10900 cal BP と推定できる。

堆積物 6 は、氾濫原の後背湿地もしくは沼の堆積物であるため、地層の水平性は必ずしも保障されない。そのうえ、年代データが少ないため、同時性も詳しく議論できない。このため、6 層は断層活動のみが影響した堆積物であるとは必ずしも

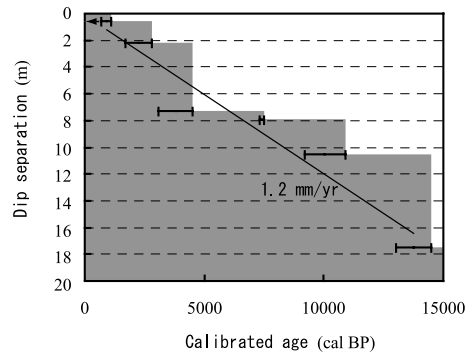


図 9 鳴門南断層の平均傾斜隔離速度．

Fig. 9 Average dip-slip rate of the Naruto-minami fault.

いえない。年代曲線から D-2 の泥層は D-4 のものの最上部に対比できることから、イベントの年代は堆積曲線から 13000 ～ 14500 cal BP と推定できる。一方、断層の下盤側の堆積物が厚く年代幅も大きいので、複数回の断層変位の可能性がある。

以上のようにボーリング試料を用いて多くの対比基準線を引くことによって、上下方向の活断層の活動履歴を復元できる。その際、堆積環境の違いを考慮すると、堆積物 5・6 には対比の水平性に曖昧さがあり、新たな検討が必要である。一方、今回明らかになった断層を挟んだ堆積物 1 ～ 6 の

層厚の差がすべて断層変位に影響すると単純に仮定すると、鳴門南断層の平均変位速度は1.2 mm/yrと縦ズレ成分だけでもA級の活動度をもつ(図9)。

イベントやのような堆積速度が遅い時期の堆積物では、ボーリングコアの対比だけでは地震イベントの認定が困難であるため、トレンチ調査などの研究手法との併用が必要であろう。

今後は詳細に炭素14年代測定を行うことによって、今回推定した対比の同時性およびイベント年代について詳しく議論したい。

VI. ま と め

岩相観察・粒度組成分析・砂粒組成分析・帯磁率測定の結果を対比して延べ34の対比基準面を認定した。

対比をもとに地層を8ユニットに区分して、それらの堆積環境を推定した。

断層の下盤側に厚く存在する堆積物を認定し、それらが鳴門南断層の活動によって形成された可能性について議論した。

鳴門南断層では、過去15000年間に少なくとも6回の活動の可能性が認められた。その傾斜隔離量と時期は、700～1100 cal BP以降に1.1 m・同じく1700～2800 cal BPに1.6 m・3100～4500 cal BPに5.1 m・7300～7500 cal BPに0.6 m・9200～10900 cal BPに2.6 m・13000～14500 cal BPに7.0 mに相当する。

鳴門南断層の平均傾斜隔離速度は1.2 mm/yrと上下方向だけでA級の活動度をもつ可能性がある。

謝 辞

今回の研究を行うにあたって、京都大学大学院理学研究科の堤浩之先生には指導・助言をいただいた。また、石山達也・金幸隆・田中ゆかり・小島健司・田中靖之・中村洋介・木村治夫の各氏にはボーリングコアの記載やスミアスライドの作成などを手伝っていただいた。大石超・伊藤陽之・中健紘の各氏にはボーリングコアの運搬を手伝っていただいた。

応用地質株式会社四国支社の能見忠歳・谷野宮恵美の各氏にはボーリングコア調査に関する資料を提供していただいた。同志社大学大学院工学研究科の中山修平・岩

城啓美の両氏には帯磁率の測定機器の使い方を指導していただいた。新潟大学大学院自然科学研究科の田辺晋氏には多くの貴重なご意見をいただいた。

上記の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 福沢仁之(1995)天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, **34**, 135-149。
古田 昇(1996)徳島県吉野川・鮎喰川下流域平野の沖積層の形成発達。立命館地理学, **8**, 61-72。
後藤秀昭(1998)吉野川北岸における中央構造線活断層系の再検討。第四紀研究, **37**, 299-313。
井関弘太郎(1983)沖積平野。東京大学出版会, 152p。
Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median Line, South-Western Japan. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **9**, 45-59。
活断層研究会(1991)新編日本の活断層—分布図と資料—。東京大学出版会, 448p。
国土地理院(1982)2万5千分の1沿岸海域土地条件図「徳島」。
町田 洋・新井房夫(1978)南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰。第四紀研究, **17**, 143-163。
森野道夫・岡田篤正・中田 高・村田明広・水野清秀・能見忠歳・谷野宮恵美・池田小織・原 郁夫(2001)徳島平野における中央構造線活断層系活動履歴。地質学雑誌, **107**, 681-700。
七山 太・佃 栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二(1999)中央構造線活断層系、友ヶ島水道の完新世における活動履歴調査。地質調査所速報, EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 235-252。
岡田篤正(1968)阿波池田付近の中央構造線の第四紀断層運動。第四紀研究, **7**, 15-26。
岡田篤正(1970)吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度。地理学評論, **43**, 1-21。
岡田篤正(1988)1984年中央構造線活断層系・岡村断層(西条地区)トレンチ調査。活断層研究, **5**, 35-41。
岡田篤正(1992)中央構造線活断層系の活動区の分割試案。地質学論集, **40**, 15-30。
岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤俊昭・丹羽俊二・小田切聡子(1999)2万5千分の1都市圏活断層図「徳島」。国土地理院。
岡村 眞・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・前空英明・堤 浩之・中村俊夫・山口智香・小川光明(1992)別府湾北西部の海底活断層—浅海底活断層調査の手法とその成果—。地質学論集, **40**, 65-74。
Stuiver, M., Reimer, P.J., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J. and Spurk, M. (1998a) INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083。
Stuiver, M., Reimer, P.J. and Braziunas, T.F. (1998b) High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocar-*

- bon, **40**, 1127–1151.
- 杉山雄一・下川浩一・粟田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原 琢・七山 太・苅谷愛彦・吾妻崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦 (1999) 近畿三角帯における主要活断層の調査結果と地震危険度．地質調査所速報, EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 285–305．
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1972) 四国東部および淡路島の海岸平野の原形．地質学論集, **7**, 161–170．
- 高田圭太・中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・原口 強・松木宏彰 (1998) 徳島平野低地部に認められた中央構造線活断層系鳴門南断層の変位地形．活断層研究, **17**, 97–105．
- 徳島県 (2000) 徳島県活断層調査報告書—中央構造線断層帯 (讃岐山脈南縁) に関する調査— . 215p.
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996) Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5855–5871.
- Tsutsumi, H., Okada, A., Nakata, T., Ando, M. and Tsukuda, T. (1991) Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in Central Shikoku, Southwest Japan. *J. Structural Geology*, **13**, 221–233.
- 横山達夫・松濤 聡・奥村 清 (1990) 徳島平野の沖積層の形成発達．地学雑誌, **99**, 43–57．
- (2001 年 5 月 24 日受付, 2001 年 12 月 17 日受理)