

伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動

小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・  
千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前空英明・堤 浩之

Holocene activity on a submarine active fault system  
of the Median Tectonic Line beneath the northeastern part  
of Iyonada, the Inland Sea, Southwest Japan

Mitsuaki Ogawa, Makoto Okamura, Kunihiko Shimazaki  
Takashi Nakata, Noboru Chida, Toshio Nakamura,  
Takashi Miyatake, Hideaki Maemoku and Hiroyuki Tsutsumi

地質学論集 第40号 (1992) 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点— 別刷

Reprinted from the Memoirs of the Geological Society of Japan, No. 40, 1992,

Neotectonics of the Median Tectonic Line: Its significance and problems

## 伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動

小川光明\*・岡村 真\*・島崎邦彦\*\*・中田 高\*\*\*・  
千田 昇<sup>+</sup>・中村俊夫<sup>++</sup>・宮武 隆\*\*・前杵英明\*\*\*・堤 浩之<sup>+++</sup>

Holocene activity on a submarine active fault system  
of the Median Tectonic Line beneath the northeastern part  
of Iyonada, the Inland Sea, Southwest Japan

Mitsuaki Ogawa\*, Makoto Okamura\*, Kunihiko Shimazaki\*\*  
Takashi Nakata\*\*\*, Noboru Chida<sup>+</sup>, Toshio Nakamura<sup>++</sup>,  
Takashi Miyatake\*\*, Hideaki Maemoku\*\*\* and Hiroyuki Tsutsumi<sup>+++</sup>

**Abstract** The Median Tectonic Line (MTL), extending about 900km from central Honshu to Kyushu, is the longest fault in Japan, and divides southwest Japan into Inner and Outer Zones. A partition of MTL from Kii Peninsula to northwest Shikoku, especially that named active fault system of the Median Tectonic Line, has been slipping laterally in the late Quaternary. There, however, has been no historical destructive earthquake along it. It is important to reveal activity and distribution of active faults, on this part of MTL in particular, for longterm earthquake prediction and disaster prevention.

An active fault in shallow sea area is an excellent field to study behavior of a fault during Holocene, because the region is continuously in sedimentation, and the seismic event of a fault is recorded in the sediment. On the basis of this advantage, we have investigated by using high-resolution single-channel seismic profiler and piston-corer, active faults of MTL off the coast of Futami town in the northwestern Shikoku, i.e. the northwestern part of Iyonada, the Inland Sea.

The main results of seismic profiling are as follows:

Four faults having clear activity in Holocene time are recognized. They are named the Koamioki-Kita fault, Koamioki-Minami fault, Kaminadaoki-Kita fault, and Kaminadaoki-Minami fault. The former two faults and the latter two form two pairs of faults. They show a left-step echelon pattern. Moreover, Kaminadaoki-Kita fault has a feature of right lateral fault. In short, this area is in right-slip movement in Holocene time.

The Kaminadaoki-Kita and Kaminadaoki-Minami faults form a fault sag. For the purpose of revealing development of the fault sag, sediments have been sampled on the north side, the central part, and the south side of the sag by using a piston core sampler, and analyzed for correlation in detail. As a result, the two event of dip slip, on each of the faults are recognized. The development of the fault sag is inferred as follows:

(1) The Kaminadaoki-Kita and the Kaminadaoki-Minami faults have been activated, at the same time, and the central part bounded by the two faults has been sagged.

(2) At least, two seismic events are found, these timings are -6200y and -4000y. The recurrence interval of seismic event shows 2000y approximately.

\* 高知大学理学部地質学教室. Department of Geology, Kochi University, Akebonocho 2-5-1, Kochi, 780 Japan.  
\*\* 東京大学地殻研究所. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo, 113 Japan.  
\*\*\* 広島大学文学部地理学教室. Department of Geography, Hiroshima University, Higashisenda-machi 1-1-1-89, Naku-ku, Hiroshima, 730 Japan.  
+ 大分大学教育学部. Faculty of Education, Oita University, Dannoharu 700, Oita, 870 Japan.  
++ 名古屋大学年代測定資料研究センター. Dating and Materials Research Center, Nagoya University, Furocho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-01 Japan.  
+++ オレゴン州立大学・院. Graduate student, Department of Geosciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon 97331, USA.

The interval corresponds with the others that were given from results of trench survey on the Okamura and Chichio faults, the central and the northeastern parts of the MTL in Shikoku, respectively. However, these events have not occurred at the same time. At least, three segments on the MTL have been activated periodically with 2000y interval approximately.

**Key words :** Median Tectonic Line, submarine active fault, Holocene activity, Iyonada sea, recurrence interval

## はじめに

中央構造線活断層系(岡田, 1973; 以後, 単に中央構造線と略す)は, 地質境界としての中央構造線に並行もしくは雁行状に分布し, 紀伊半島中部から四国西部にかけて第四紀後半の明瞭な右横ずれ活動が認められる(Okada, 1980). しかし, 有史以来, この断層に沿った活動は認められておらず, 地震の空白域となっている(宇佐美, 1987; Shimazaki, 1976). それゆえ, 近い将来に大地震が発生すると考えられ, 断層活動の特性評価は緊急を要する課題といえる.

過去3回にわたる岡村断層のトレンチ調査(愛媛県西条市)では, 最新の活動が8世紀早期に起こり, 約6mの右横ずれ変位を生じさせていることを明かにした(Tsutsumi et al., 1991). さらに最近では, 父尾断層に関するトレンチ調査が4ヶ所(徳島県市場, 土成地区)で行われ, 最新の活動が1596年の慶長地震である可能性を示した(岡田ほか, 1991). 現在までに, 中央構造線に関して, その活動履歴の解読が行われたのは上記の2つの断層だけであるが, 今後, 多くの活断層系で同様な調査が進み, その活動履歴が解読されることが期待される. しかし, 海底の活断層の場合, 陸上と同様な調査が困難であるため, その活動履歴は不明のままとなっている.

愛媛県伊予郡双海町付近で伊予灘に没する中央構造線は, 海岸線とはほぼ平行に佐田岬の北側の海底にまで延長すると考えられた(岡田, 1972). その後, 緒方(1975)や四国電力株式会社(1984)の音波探査により, この海域における中央構造線の存在が明らかとなったが, その活動履歴については推測の域をでていない.

完新世に活動した断層は, 活動履歴を精度よく(時期については百年オーダー, 変位量についてはmオーダー以下で)論議できる可能性をもつ. 特に, 通常, 堆積作用の場におかれている浅海底活断層は, 堆積中に起こった断層変位が欠落することなく堆積物中に記録されると考えられ, 完新世における活動を解読する上で絶好の研究対象といえる.

この利点に基づいて, 著者らは中央構造線の浅海底部

分を調査している. それらの調査域には, 三河湾(小川ほか, 1991), 伊予灘(堤ほか, 1990), 別府湾(島崎ほか, 1986; 山口・小川, 1991), 八代海(千田ほか, 1991), 橘湾(岡村ほか, 1992)がある.

特に伊予灘における中央構造線については, 詳細な音波探査による活断層の分布や形態の記載とピストンコア試料を用いた活動履歴の解読を行っている. 本論では, 今までに明らかとなった伊予郡双海町沖における断層群について論述する.

## 四国北西部における中央構造線の概要

四国北西部における地質境界としての中央構造線(この地域では, 北側の和泉層群と南側の三波川結晶片岩類または久万層群との境界断層)は, それ以東の直線状の分布と異なり, 複雑に屈曲している. この境界断層のうち伊予灘にまで延長すると考えられる断層は, 上瀬断層, 高野川断層, 犬寄断層(永井, 1971)である. しかし, これらの断層は砥部時階までにその活動をほぼ停止しており, 第四紀以後の活動はこの北側に分布する伊予断層と郡中断層に沿って行われている(岡田, 1972).

### 1. 伊予断層

伊予市域の西部, 行道山一谷上山一明神山を連ねる山系の北西麓に位置し, NE-SW方向に直線状に分布する. 活動度はA級. 垂直変位は, 伊予市市場付近を境に, 東方では北落ち, 西方では南落ちと変化し, 断層線に沿って右横ずれ運動に起因する河谷変位や閉塞尾根が認められる(岡田, 1972, 1980; 平岡, 1973). そのほか, 第四紀後半に形成された中位段丘や高位段丘礫層にも断層活動の可能性が認められる(岡田, 1972; 鹿島・高橋, 1980)が, その活動時期などは不明である. 双海町高野川付近で伊予灘へ没し, 地質境界としての中央構造線と合流し, 九州へ延長すると考えられている(岡田, 1972).

### 2. 郡中断層

伊予市森付近に分布する郡中層(上部鮮新一下部更新統)と, それに南接する上部白亜系和泉層群の境界をな

す断層(走向N50°E, 傾斜80°N前後)で活動度はC級を示す。NE方向延長部は古期および新期扇状地堆積物・高位段丘礫層・沖積低地堆積物などに覆われており, それらに断層に沿った変位地形は認められない(鹿島・高橋, 1980; 高橋・鹿島, 1985; 高橋, 1986)。後期更新世初期以前に形成されたと考えられる(高橋・鹿島, 1985)が, 今のところ, 第四紀後半の活動を示す報告はない。

### 3. 伊予灘における中央構造線

伊予灘全域にわたる音波探査は緒方(1975)や四国電力株式会社(1984)によってなされ, 双海町上灘沖から海岸線にほぼ平行に, 九州にまで達する断層群が確認されている。付近の陸上には中央構造線に相当する断層が見当たらないことや, 断層群の位置と走向から考えて, この断層群が中央構造線である可能性が高い。

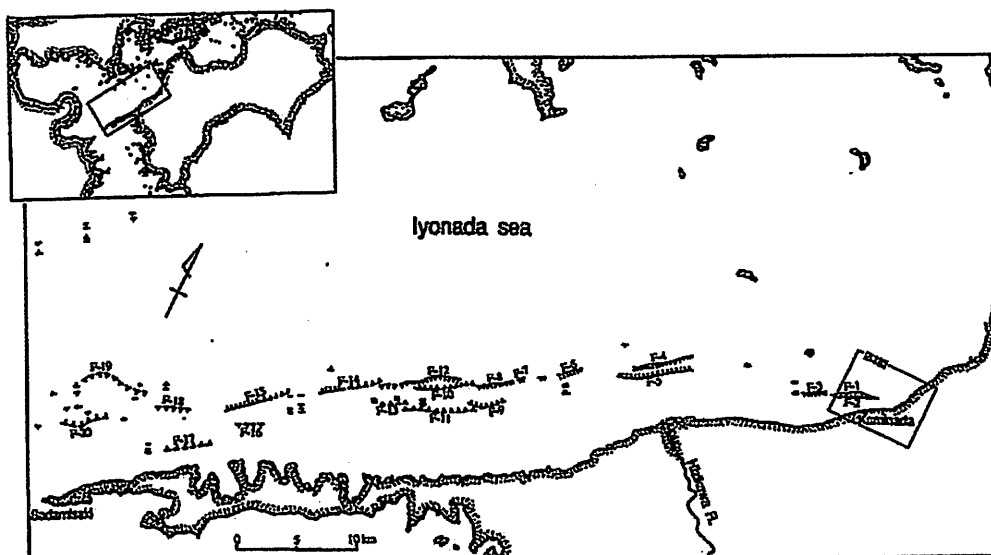
四国電力株式会社(1984)の断層分布図(第1図)によると, 長さ10km以下の20本の断層が, ほぼNE方向に雁行して, 佐田岬先端にまで分布する。その西方延長にあたる別府湾には, 完新世における活動を明確に示す別府湾海底活断層群(森山・日高, 1981; 島崎ほか, 1986; 山口・小川, 1991)が知られており, 中部九州における正断層群の東端となっている。これゆえ, 伊予灘における中央構造線の研究は, 九州の活構造全体を踏襲する上で

も有意な見地をもたらすと考えられる。

緒方(1975)では, 古高野川沿いのA層(沖積層に相当)堆積以後に断層活動の可能性を示している。また, これと反対に, 四国電力株式会社(1984)では, 伊予灘に分布するいずれの断層も沖積層を乱していないと報告している。しかし, これらの調査で用いた音波探査機はスパーカーであり, 沖積層中の細かな構造を議論するには不適當である。

堤ほか(1990)は, 伊予郡双海町沖において高分解能のソノプローブを用いた音波探査を行った。その結果, NE-SW方向の2つの断層が沖積層を累積的に変位させ, 地溝状の落込みを形成していることが明らかとなった。北側・南側の断層はそれぞれ, 上灘沖北断層・上灘沖南断層と命名された。音波探査記録から見積もった上灘沖北断層の平均垂直変位速度は, 2.03mm/yであり, 他地域の中央構造線に比べ一桁大きい。このことは, 完新世においても断層活動が活発に繰り返されていることを示している。

著者らは, この海域におけるより正確な断層の分布と形態を明かにするために, さらに詳細な音波探査を続けた。また, 断層による地溝の発達過程を解明するため, 地溝の北側・中央・南側でピストンコアリングを行い, その試料を分析・対比した。



第1図. 伊予灘に分布する活断層。(四国電力株式会社, 1984を簡略化) 海岸線とほぼ平行に, 長さ10km以下の20本の断層が分布する。

## 伊予郡双海町沖における断層の分布と形態

### 1. 音波探査の方法

音波探査は1990年11月末と翌1991年1月中旬の2回、双海町上灘港を基地にして行った。調査海域は、伊予市南西部の森山から双海町本谷にかけての沖合い約3 kmまでの範囲である。船の位置は、陸上2点からの三角測量により決定した。従来報告されている断層の走向がほぼNEであるため、測線はそれと直交する方向NW-SEにとった。11月末の調査では測線間隔が400m前後となったが、この間隔では、断層の連続性を判断することが困難であった。したがって、再調査の際には測線間隔を200~300mにとり、特に、断層の連続性を陰ずるために重要である断層末端部では、さらに間隔を詰めた。これにより、正確な断層分布が明らかとなった。

なお、調査に用いた音波探査機は、堤ほか(1990)が用いた海上電機(株)製SP-3W改良型地層探査機(磁歪ソノプローブ)である。この音波探査機はスーパーカーやエアガンに比べ発振エネルギーこそ小さいが、細粒砂以下の粒子からなる未固結堆積物の構造を最大深度50mまで観察することが可能である。また、使用する周波数が比較的高い(通常、4~8 kHz; 5 kHzの波長は30cm)ため解像度は格段によく、完新世における堆積物の構造を議論するには最適な機器といえる。

### 2. 断層の分布

調査測線と、確認された断層の位置を第2図に示す。堤ほか(1990)の示した上灘沖北・南断層の東方に、沖積層を変位させている未知の2つの断層を確認した。そのうち北に分布する断層を小網沖北断層、南に分布する断層を小網沖南断層とする。

上灘沖北・南断層は、当初その活発な活動性から、伊予断層の南西延長と思われた。しかし、この断層は直接陸上にまで延長せず、小網沖北・南断層へ雁行状に引き継がれ、双海町高野川の北西沖約1.5kmの地点で消滅する。その連続方向から、これら一連の断層群が郡中断層の南西延長部とも考えられる。しかし、この海底の断層群が完新世において活発に活動を繰り返しているのに対し、郡中断層には地形的変位すら認められていない。同一の断層にしては陸上部と海底部とで活動の様子が異なりすぎており、これら一連の活断層群と郡中断層とは区別して考えたほうがよい。

2対の断層(小網沖北・南断層と上灘沖北・南断層)は左雁行に配列する。伊予断層が右横ずれ運動を示すことから、その西方に位置する双海町沖の断層群にも同様な

運動が予想される。この左雁行配列は、右横ずれ運動が未一半固結堆積物中に反映されたものであろう。

堤ほか(1990)の見いだした地溝状の落込みは、双海町上灘から本谷の沖合い約1.5kmに、長さ約3 km、幅300~500m、NE-SW方向に細長く分布する。北・南の断層による崖は海流による侵食・堆積作用によりなだらかな斜面となっているが、今なお中央部が北側で最大4 m、南側で最大2.5 m落ち込んでいる。この地形は典型的な断層凹地である。中央構造線に沿った同規模の断層凹地の存在は、父尾断層上(徳島県板野郡土成町)でも報告されている(Kaneko, 1966; 須崎ほか, 1968; 岡田, 1970)。父尾断層は、走向ENE、長さ22km、活動度A級であり、右横ずれ変位が各所で認められている。ここでの断層凹地は、父尾断層が土成町西原付近で2つに分岐し、断層にはさまれた部分が幅50~100mにわたり約6 m陥没している。双海町沖の断層凹地も、上灘沖北断層から南断層が分岐することにより中央部が陥没しているようにみえる。このように、この2つの断層凹地は、形成場(活動度A級の右横ずれ断層上)や形態が酷似しており、同様な発達過程をたどっている可能性が高い。このような断層凹地は構造性堆積盆地であり、より大規模なプリアートベイスンに発達する可能性もある。これゆえ、断層凹地の発達過程を知ることは、地域の構造地質や地形発達を陰ずる上でも重要といえよう。

伊予断層が双海町沖まで延長しているならば、陸上と同じ走向で海岸線とほぼ平行に、陸から1 km以内の海域を通過するはずである。この海域には音響基盤(砂礫層または洪積層相当)が海底に露出しており、緩やかな斜面のまま陸上まで続いている。この音響基盤に変位地形は観察されない。完新世における活動があるならば、陸上ほど侵食が進まないで、音響基盤に変位が認められるはずである。このことから、双海町沖まで伊予断層が延長していても、その延長部は完新世において活動をしていないと考えられる。

### 3. 断層の形態

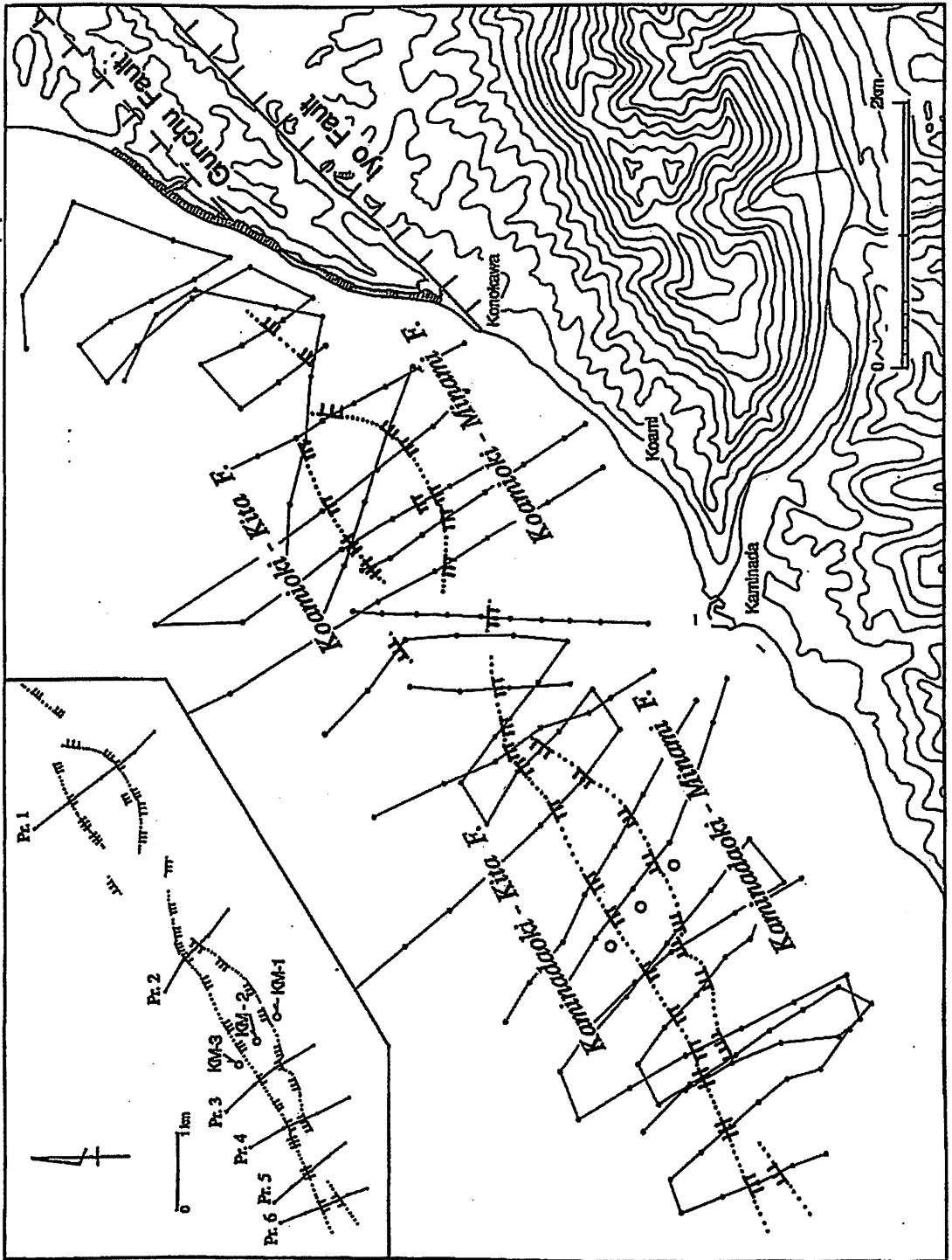
音波探査の基本的原理は、音響インピーダンスが変化する面(音響反射面)で生じる反射波を記録することである。一般に断層は、この記録(音響断面)上に反射面のくい違いとして表現される。そして、このくい違いから断層の垂直変位量を見積もることができる。また、この海域の音響断面には、海底面と音響基盤との間に鬼界アカホヤ火山灰層(ピストンコア試料により確認、以後K-Ahと略す)の明瞭な反射面が普遍的に分布しており、この反射面から、同一時間面における変位量分布や平均

横ずれ運動が  
ろう。

みは、双海町  
3 km、幅300  
比・南の断層  
りならかな  
で最大4 m、  
は典型的な  
の断層凹地  
でも報告さ  
田, 1970)。  
級であり、  
での断層凹  
変し、断層  
陥没して  
から南断層  
こうにみえ  
成場(活動  
り、同様  
ような断  
なプア  
ゆえ、断  
質や地形

陸上と  
1内の海  
盤(砂礫  
しやかな  
変位地  
らば、  
認めら  
予断層  
活動を

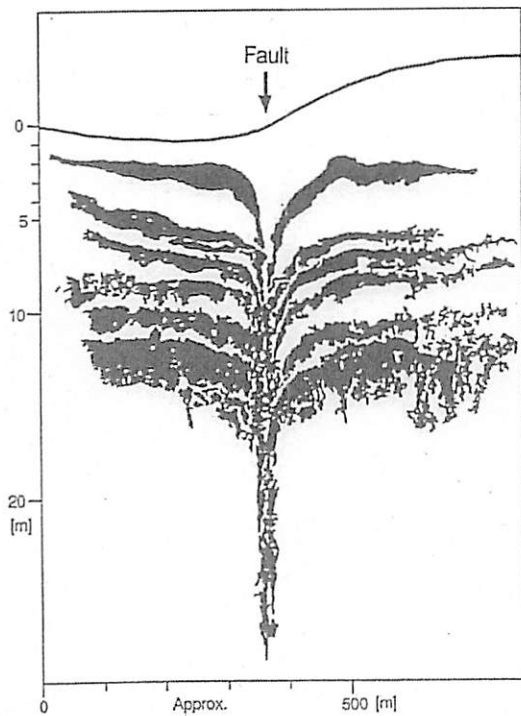
変化  
:であ  
「のく  
ら断  
の海  
アカ  
以後  
り、  
平均



第2図. 愛媛県伊予郡双海町沖に分布する完新世の活動が認められる断層。断層による相対的沈降側はケバ側であり、両側にケバがあるものは垂直変位をほとんど伴わない横ずれ断層である。白丸はコアリング地点を示す。代表的な音響断面(Pt. 1-6)は第5図および第6図を参照。

垂直変位速度を見積もることも可能である。

一般に、音波探査のみから断層の横ずれ変位量を見積もることはできない。しかし、反射面が断層両側から下方に向かって引きずり込まれるようにたわんでいるならば、その断層は横ずれ成分を伴うと推測される(今泉ほか, 1987; 第3図)。第3図の断層断面において、反射面は下方への引きずり込みにより連続性を断たれている。しかし、垂直変位はほとんど認められない。この“引きずり込み構造”を断層の上下運動のみから説明することは困難である。恐らく、横ずれ運動に伴い、岩盤の断層面に開口が生じ、そのため、上位の未～半固結の堆積物が落ち込んだためと解釈される。同様な構造は、陸上における横ずれ断層のトレンチ調査でも観察することができる(糸静線発掘調査研究グループ, 1988; 第3次丹那断層発掘調査研究グループ, 1988)。ただし、横ずれ断層であっても、断層面の開口が生じなければ、この構造は形成されない。横ずれ断層のトレンチ調査において、“引きずり込み構造”が必ずしも観察されないのは



第3図. 典型的な“引きずり込み構造”. 金田湾断層(今泉ほか, 1987)の音響断面のスケッチ. 反射面が断層両側から下方に向かって引きずり込まれるようにたわんでいるが、垂直変位はほとんど伴われていない。横ずれ断層の特徴的構造と考えられる。

このためである。つまり、“横ずれ断層”⇔“引きずり込み構造”は必ずしも成り立たないが、“引きずり込み構造”⇔“横ずれ断層”は成り立つといえる。

上記の特異な反射面と構造から、双海町沖の断層の形態について記載する。

(1) 小網沖北断層(第5図 Profile 1, 以後 Pr.)

(走向 NE, 傾斜 SE, 長さ約 1 km)

断層は5地点で確認された。西側3地点において、K-Ahの垂直変位はほとんど認められず、横ずれ断層に特徴的な“引きずり込み構造”のみ観察される。東側2地点でもこの構造が観察でき、さらに、K-Ahも約1.5m変位させている(第4図1)。“引きずり込み構造”は西方ほど明瞭である。

(2) 小網沖南断層(第5図 Pr.1)

(走向 EW~NE, 傾斜 S~SE, 長さ約 1.8 km)

断層は6地点で確認された。南東方向へ弧を描くように分布する。K-Ahは1~2m変位しており、西方ほど幾分大きい垂直変位を示す(第4図2)。なお、“引きずり込み構造”は観察されない。

(3) 上灘沖北断層

(走向 EW~NE, 傾斜 S~SE, 長さ 4.5 km 以上)

断層は東側から約4.5 kmまで追跡したが、西端までは確認していない。その活動形態は場所により異なるため、東からA~Dの4区間に分けて記述する。

区間 A. 垂直変位の大きい区間(第5図 Pr.2)

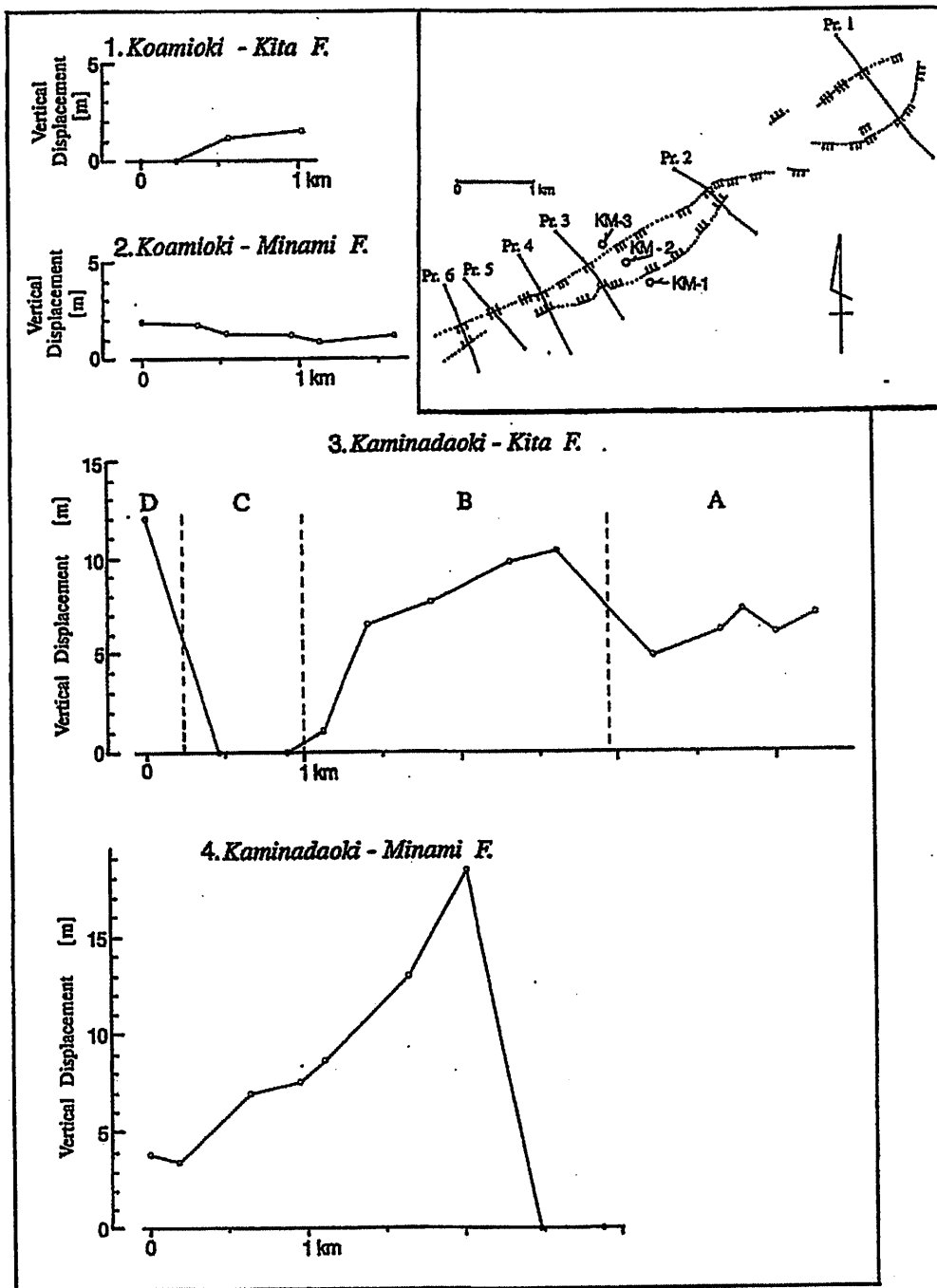
東端から約1.5 kmの区間。北西方向へ幾分ふくらんだ弓形分布を示す。K-Ahの垂直変位量は5~7 mを示し、東方ほど大きくなる傾向がある(第4図3のA)。どの断面においても“引きずり込み構造”は観察されない。

区間 B. 垂直変位が西へ減少する区間(第5図 Pr.3)

区間Aに西隣する約2 kmの区間。K-Ahの垂直変位量は、東境界付近で約11 mを示し、西方に向かうにつれ減少し、西境界付近で約2 mとなる(第4図3のB)。また、すべての断面において、“引きずり込み構造”が観察され、これは西方ほど明瞭となる。

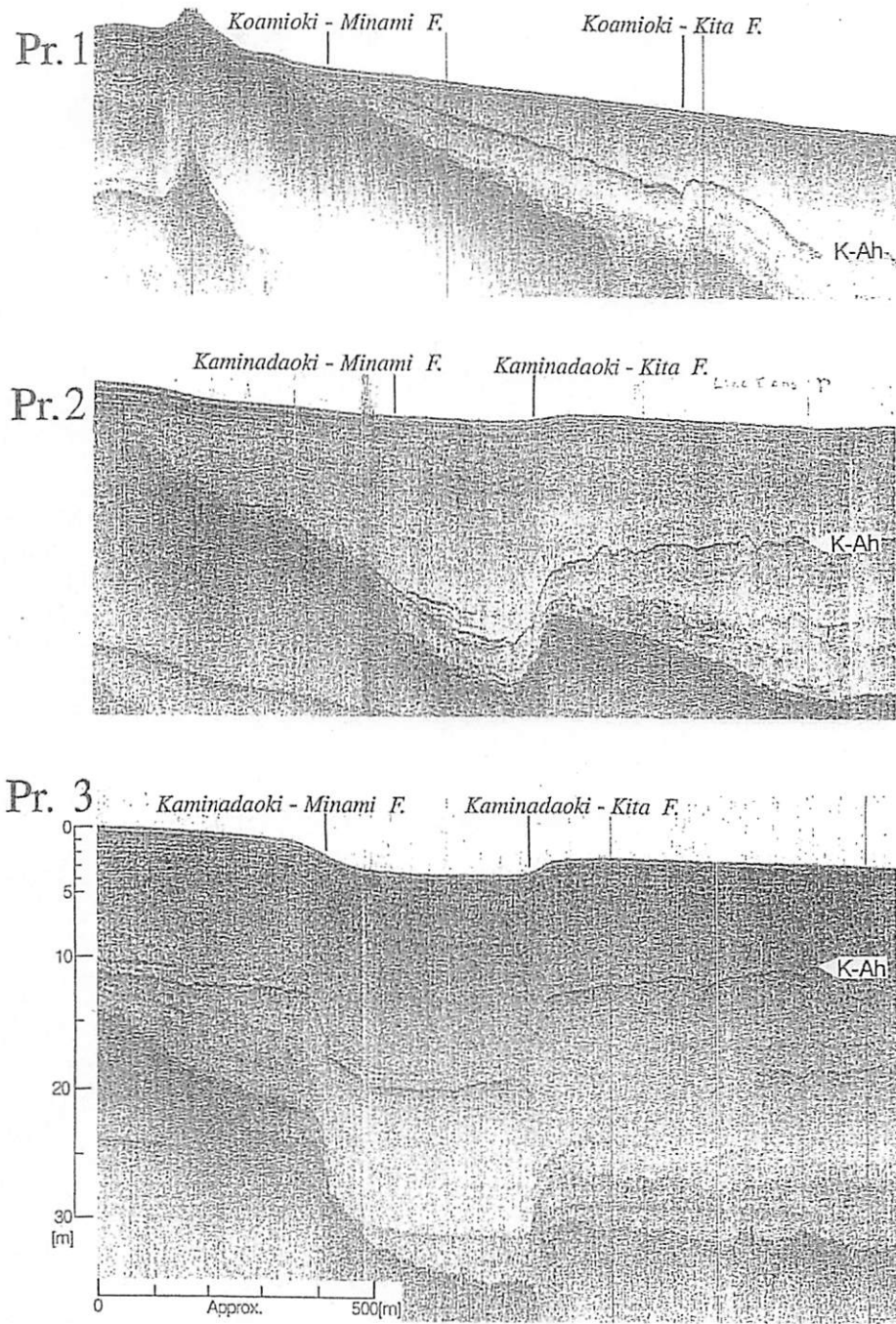
区間 C. 垂直変位が認められない区間(第6図 Pr.4, 5)

区間Bに西隣する1 km弱の区間。K-Ahの垂直変位はほとんど認められず(第4図3のC)、断層は“引きずり込み構造”として観察される。第6図 Pr.5において、K-Ahの下位にこれと同程度明瞭な反射面を観察することができる。この反射面とK-Ahの間の層厚は、断層を挟んで北側で約6.5 m、南側で約8.5 mと急変する。これは、この層が横ずれ断層により切断され、北と南のブロックが反対方向に移動したために、同一層中の異なった層厚部分が接したためと考えられる。



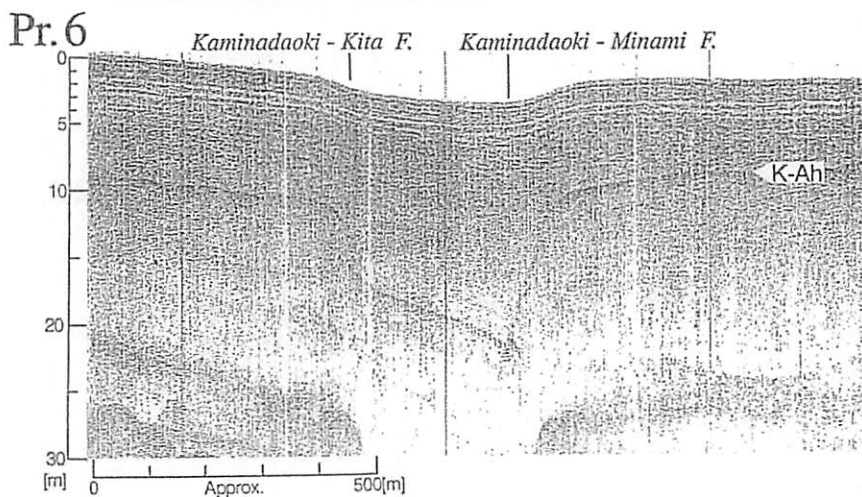
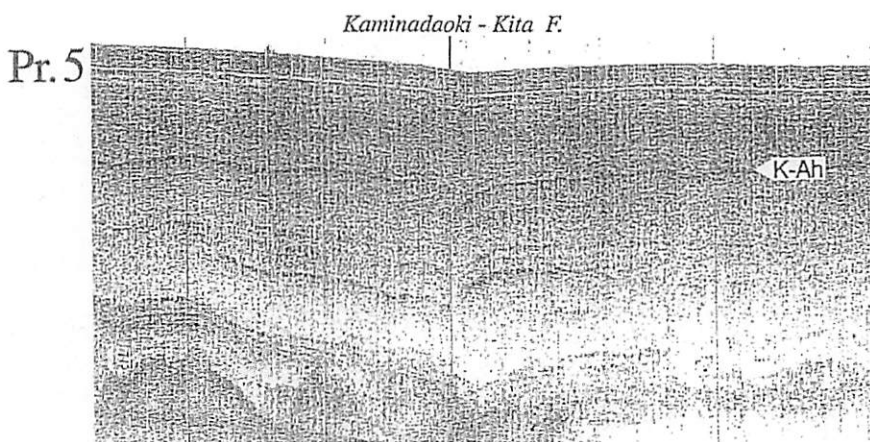
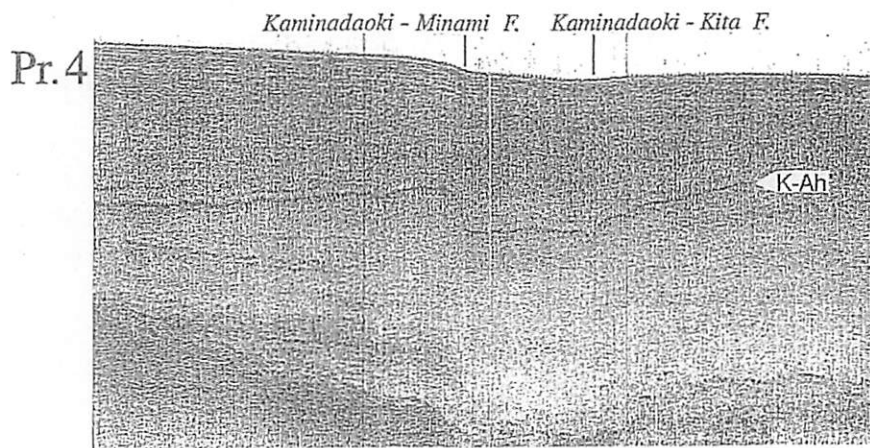
第4図. 各断層におけるK-Ahの垂直変位量分布.  
縦軸: K-Ahの垂直変位量, 横軸: 断層西端からの長さ.





第5図. Profile 1-3における音響断面.

断層の位置は第2図を参照. Pr. 3に, 垂直(深度)・水平方向のスケールを示す.



第6図. Profile 4~6における音響断面.  
断層の位置は第2図を参照. スケールはPr.6に示す.

#### 区画D. 垂直変位が大きくなる区画(第6図Pr.6)

確認された断層の西端付近、K-Ahの垂直変位量は、再び大きな値、約12mを示す(第4図3のD)。さらに、この断面では”引きずり込み構造”も微弱ではあるが観察することができ、東隣のC区画の影響を受けていると考えられる。

#### (4) 上瀬沖南断層

(走向NE, 傾斜NW, 長さ約3km)

南東方向に若干弧を描くように分布。確認した断層断面のうち東側2地点において、K-Ahは変位しておらず、音響基盤にのみ約3mの垂直変位が認められる(第5図Pr.2)。しかし、それより西側のすべての断面で、K-Ahは断層により13~3m変位しており(第5図Pr.3, 第6図Pr.4)、東から西に向かって垂直変位量の減少傾向が認められる(第4図4)。“引きずり込み構造”はどの断面においても観察されない。

#### 4. 断層形態に関する考察

前述したように、“引きずり込み構造”が認められるならば、横ずれ変位を伴うと考えられる。つまり、上瀬沖北断層の区画B以西や小網沖北断層は横ずれ変位を伴った断層である。そのうち、特に、垂直変位の小さい箇所、小網沖北断層の西半分や上瀬沖北断層の区画C付近では横ずれ変位が卓越している。これらの断層分布は直線状となっており、陸上の横ずれ断層の分布と調和的である。

一方、“引きずり込み構造”の認められない断層が、即、横ずれ変位がない、または、少ないということの意味するわけではない。しかし、この地域に分布する断層において、この構造が認められない箇所(上瀬沖北断層の区画Aや上瀬沖南断層、小網沖南断層)は、断層線が弧を描くように湾曲している。湾曲した断層が大きな横ずれ変位を伴うとは考えにくい。よって、これらの断層は垂直変位の卓越した断層であろう。

上瀬沖北断層は変位形態は、次のようにまとめられる。

区画A. 垂直成分が卓越

区画B. 垂直成分に、横ずれ成分も伴われる

区画C. 横ずれ成分のみの変位

区画D. 横ずれ成分に、再び垂直変位が伴われる

このように、横ずれ・垂直成分の組み合わせにより、1つの断層でも複数の変位形態をかねそなえる。

上瀬沖北断層において、区画B以西では横ずれ変位を伴い、一部では横ずれ変位が卓越する。しかし、北東部(区画A)で断層線は東方へ屈曲し、垂直変位の卓越する正断層を形成する。この正断層が形成されるには、

断層南側のブロックが相対的に南西方向に移動しなければならない。つまり、上瀬沖北断層は右横ずれ変位を伴う断層であり、区画Aの南落ちの変位は右横ずれ変位に伴った見かけの変位である。

上瀬沖北断層の変位様式は右横ずれ成分を伴い、さらに、小網沖北・南断層と上瀬沖北・南断層が左雁行に配列する。つまり、中央構造線に沿った第四紀後半からの右横ずれ運動は完新世においても継続していると判断される。

#### 上瀬沖北・南断層の活動履歴の解読

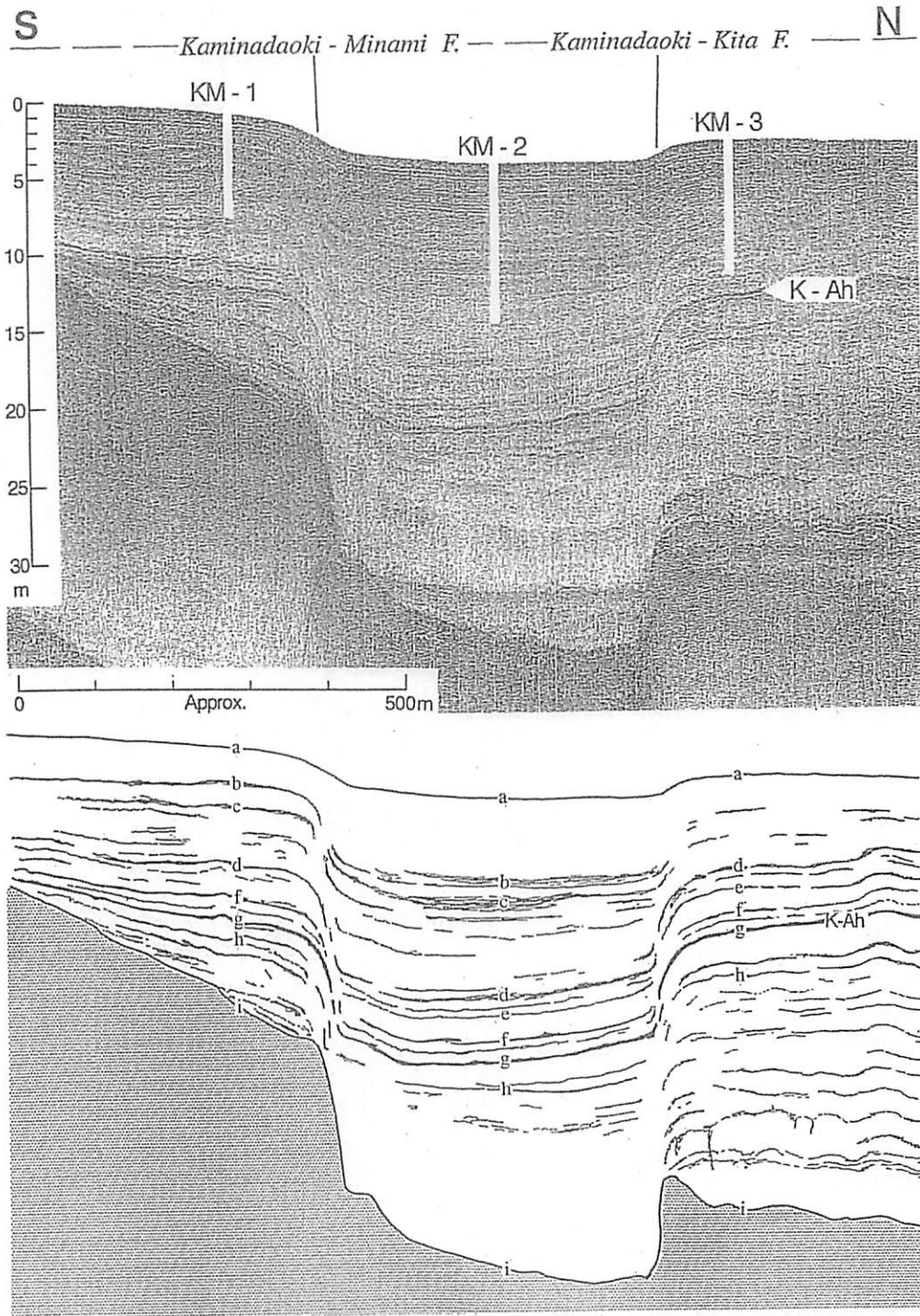
断層活動の解読は、目的により様々な時間的オーダーで調査・研究されている。そのうち、地震の長期予知に役立つものは主にトレンチ調査により進められている。この調査方法は、陸上断層において現在最も有効な手段であり、国内でも多くの報告事例がある。しかし、この手法を海底活断層にそのまま適用することは非常に困難であり、別の調査方法をとらざるをえない。

筆者らは音波探査とピストンコアリングを併用することによって、海底活断層の活動の解読を行った。以下にその調査方法の概要を述べる。

最初に、音波探査により断層の認定と断層断面の観察を行う。トレンチ調査のように、直接それを人間の目や手で観察することはできないが、任意の断面を、容易に、幾面でも得ることができる。また、音響断面は微妙な物性の変化を記録しており、肉眼では認めにくい構造をも観察することができる。ただし、音波探査からは反射面の断層変位が判明するだけで、活動時期が特定できる訳ではない。

断層活動の時期や、その際の垂直変位量を解読するには、断層を挟んだ2地点で連続コア試料を採取し、その2本の試料を詳細に分析・対比する必要がある。なぜならば、対比面から算出された変位量の急変する場所が断層活動時の堆積面(以後、イベントとする)と推定されるからである(島崎ほか, 1986)。ただし、使用するコア試料は可能なかぎり堆積していた状態のまま採取しなくてはならない。採取作業中の試料の欠落・圧縮・乱れなどは、断層活動の解読に大きな誤差を生じてしまう。この理想的な試料を得るために著者らはピストンコアリングを行った。ピストンコアリングはボーリングに比べ、安価で短時間に試料を採取でき、また、欠落・圧縮・乱れなどをほとんど伴わない連続したコア試料を得ることが可能である。イベントの年代は、コア試料中に含まれる石灰質化石(貝・ウニ類など)の<sup>14</sup>C年代測定によって決定する。

れ  
伴  
位  
ら  
配  
の  
さ  
ー  
に  
、  
段  
の  
難  
こ  
に  
察  
や  
こ  
物  
も  
面  
訳  
に  
の  
な  
断  
る  
試  
く  
な  
こ  
ん  
、  
乱  
と  
れ  
て



第7図. 上灘沖の断層凹地を横切る音響断面(上:白抜きは、コアリング地点と採取した堆積物の深度を示す.コアリング地点は第2図を参照)とそれから確認することのできる反射面による対比(下:a,g,i面はそれぞれ、海底面,K-Ah,音響基盤上面に相当).

なお、この手法で判明する変位量は垂直成分のみであり、以後の変位量とは垂直変位量を示す。

### 1. 音響反射面による対比

上瀬沖の断層凹地に関して、反射面による対比が比較的容易な音響断面を第7図に示す。海底面は、上瀬沖南断層で3.4m、北断層で1.4mの変位を残しており、かなり新しい時期の活動が予想される。海底面、K-Ah、音響基盤に相当する強い反射面以外にも、断層を挟んで両側に追跡することのできる多くの反射面が観察される。これらの反射面を上位よりa-i面(a面は海底面、g面はK-Ah、i面は音響基盤上面)とし、上瀬沖北・南断層について変位量を計測した(第1表)。ちなみに、堤ほか(1990)の第7図でも、同じ断面を用いて同様な見積りを試みている。しかし、多重反射を対比面として扱っているなどのミスがあったため、本誌では、再計測した。各反射面の変位量は上位に向かって徐々に小さくなるのではなく、数面にわたって変位量のほぼ等しい部分と、変位量の急変する部分が存在する。このことは、変位量が、連続的でなく間欠的に累積していることを示している。この場合、地層が連続的に堆積し、また、侵食作用が少ないならば、断層変位量が急変する面がイベントであると考えられる。つまり、音響断面から推定される上瀬沖南断層のイベントはa面とb面の間、c面とd面の間、h面とi面の間であり、また、上瀬沖北断層のイベントはa面とd面の間である。さらにh面とi面との間にもイベントが存在するかもしれない。しかしながら、音響

第1表. 第7図から計測した、上瀬沖北・南断層における各反射面の累積垂直変位量。

Reflection Surface	Displacement [m]	
	Kaminadaoki - Minami F.	Kaminadaoki - Kita F.
a	3.4	1.4
b	6.5	-
c	6.5	-
d	8.8	7.8
e	-	7.8
f	8.6	7.2
g	8.8	7.4
h	8.6	7.4
i	11.6	8.4

反射面から推定することのできるイベントの位置には、まだかなりの層厚、つまり時間幅がある。地震の長期予知に役立てるには、その時間幅を可能な限り短くしなくてはならず、さらに詳細な対比が必要である。そのため著者らはピストンコア試料による対比を行った。

### 2. ピストンコア試料による対比

コアリングは、1990年6月、翌年1991年6月の2回に分け、計5本の採泥を試みた。本研究では、それら得られたコア試料のうち、状態の良いもの3本を用いた。コアリング地点は、第7図の音響断面付近において、断層凹地の南側(KM-1)、中央(KM-2)、北側(KM-3)の3地点である(第2図)。得られたコア試料の長さは、KM-1が670cm、KM-2が1040cm、KM-3が890cmであり、コアの直径は8cmある。上瀬沖南断層に関してはKM-1とKM-2を対比することによって、また、上瀬沖北断層はKM-2とKM-3を対比することによってイベント位置を決定した。対比方法は、(1)コア記載による対比、(2)帯磁率による対比、(3)粗粒成分の構成比による対比を行った。

#### (1) コア記載による対比

コア試料を細いステンレスワイヤーを用いて半円柱状に切断し、切断面を肉眼で観察・記載した。なお、切断面上のワイヤーによる堆積物の乱れは、水をスプレーすることにより洗い流した。

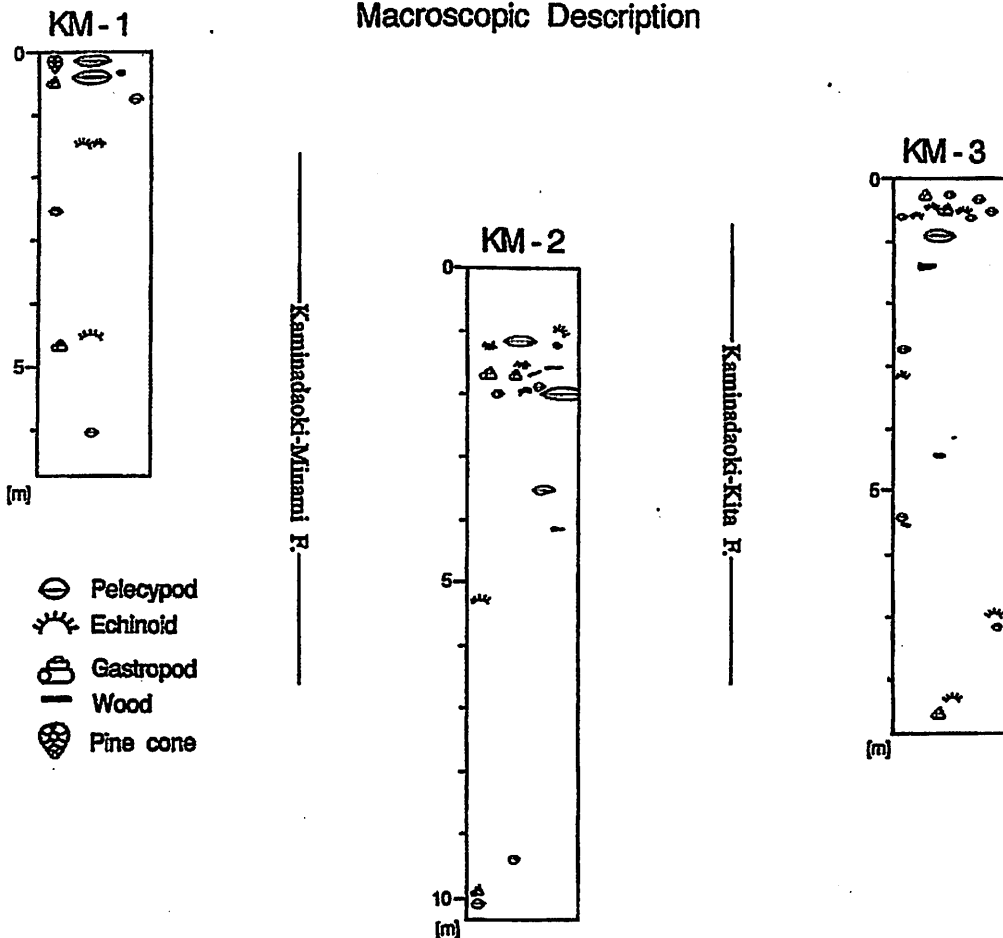
各コア試料の模式柱状図を第8図に示す。堆積物は全体的に暗緑灰色の砂質粘土から構成されており、音響反射面に対応するような褶造や層理面は肉眼では観察されない。上位に向かうにつれシルト～細粒砂を多く含み、また、下位では火山ガラスが多く含まれる。この火山ガラスは、屈折率測定の結果、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)と同定された。これらの含有物は漸移的に変化している。ただし、各コア試料の上部(KM-1の深度20～40cm、KM-2の深度90～210cm、KM-3の深度30～60cm付近)には、貝・ウニ殻の比較的密集する箇所が存在する。これらは同一層準であると考えられるが、境界が不明瞭なため、はっきりした対比面として認定することはむずかしい。

#### (2) 帯磁率による対比

帯磁率はコア試料を2cm毎に連続して測定した。第9図に帯磁率の垂直変化を示す。

各コア試料の一般的な値は $12(\times 10^{-5})$ S.I.、以後単位省略)前後であるが、KM-1の深度30cm、KM-2の深度60cm、KM-3の深度30cmに40～50を示すピークが認められる。これらのピークを同一対比面とし、この対比面

Macroscopic Description



第8図. ピストンコア資料の模式柱状図.  
堆積物は、暗緑灰色の砂質粘土から構成される。各コア試料の上部には、貝・ウニ類が密集する。

をM面とする。M面の変位量は上瀬沖南断層で370cm、上瀬沖北断層で170cmであり、a面(海底面)の変位量とほぼ同値である。しかし、上瀬沖南断層におけるb面の変位量は700cm、また、上瀬沖北断層におけるd面の変位量は820cmであり、それぞれM面との間に変位の急変する層準が認められる。つまり、上瀬沖南断層のイベントはM面とb面の間に、上瀬沖北断層のイベントはM面とd面の間に存在する。

一方、KM-1とKM-3において、ピーク以深の値は12前後に急減し、その後はほぼ同値かやや小さな値をとる。しかし、KM-2では、15-20にまで急減するものの、12前後にまで減少する深度は6m以深である。ここで、かなり概算的ではあるが、この変化の相違から対比面の大きな見積りを試みた。12より幾分大きな値である15を

目安にすると、その値を切る層準は、KM-1で深度70cm、KM-2で深度500cm、KM-3で深度100cmである。この層準(第9図における破線の対比面)が同一のものと仮定したならば、変位量は、上瀬沖南断層で約770cm、上瀬沖北断層で約540cmとなり、両断層に関して、この対比面とM面との間に変位量の急変する層準が見いだされる。つまり、かなりの浅い層準にイベントが存在するようになる。ただし、この破線の対比面は大きな見積りであり、あくまでも目安にすぎない。

(3) 粗粒成分の構成量比による対比

堆積物は様々な成分の組み合わせで構成されており、その構成量比は時間経過(堆積層準)とともに変化する。ここでは、視認しやすい粗粒な構成成分の量比変化から、対比を行った。



粗粒成分の抽出処理は次の1~4の手順にしたがった。

1. コア試料を10cm 間隔で輪切りにし、長さ10cmの分析用試料を作成する。
2. 試料を#200(74 $\mu$ )のフルイの上におき、弱い水流(シャワー)で洗淨する。
3. 試料が完全に分離したら、フルイに残った粗粒な成分を乾燥させる。
4. さらに、この成分を#70(210 $\mu$ )のフルイにかけ、貝殻・ウニ殻・木片などを取り除く。

この作業によって得られた粒径74~210 $\mu$ の粗粒成分を実体顕微鏡下で観察し、それぞれの成分の構成量比をパーセント表示した。この値は肉眼観察により決定しているため、±数%の誤差を生じてしまう。しかし、変化パターンの急激な増減をもとに対比を行えば、その誤差はさして問題にならない。

鏡下では10種類近くの成分が観察できたが、a) 岩片(主に石英や雲母)、b) 火山ガラス(K-Ah)、c) 珪藻の3成分が全体の90%以上を占めている。それ以外の成分は、残り10%以内で変化しており、対比に有効な急激な変化は得られなかった。以下に、主要な3成分の垂直量比変化と対比について述べる。

#### a) 岩片量比の垂直変化と対比

第10図に岩片量比の垂直変化を示す。上位から下位に向かって量比の減少傾向が認められる。その減少傾向を細かに見てみると、KM-1, 3とKM-2の間には明かに変化パターンの相違が認められる。KM-1, 3は最上位で95%を占めているが、KM-1の深度60cm, KM-3の深度100cmにかけて急減し、一度50%を割り込む。それより深部では、10~30%の増減を繰り返しながら、全体として減少する。これに対してKM-2では、最上位で98%を占めているが、下位に向かっての減少傾向はKM-1, 3に比べ緩やかである。深度400cmから急減し、深度4.3mで50%を一度割り込む。それより下位での減少傾向は、KM-1, 3と同様に、10~30%の増減を繰り返しながら次第に減少する。

一度50%を割り込む層準、つまり、KM-1の深度60cm, KM-2の深度430cm, KM-3の深度100cmは同一面として対比可能であろう。この対比面をR面とする。R面の断層変位量は上瀬沖南断層で710cm, 上瀬沖北断層で470cmである。上瀬沖南断層において、R面とb面の変位量はほぼ同値であるが、R面とa面との間に変位の急変が認められる。つまり、KM-1の深度0~60cmの層準にイベントが存在する。また、上瀬沖北断層において、a面とR面との間に変位の急変が認められる。つまり、

KM-3の深度0~100cmの層準にイベントが存在する。さらに、R面とd面の間にも変位の急変が認められることから、K-Ah堆積後に少なくとも2回のイベントが予想される。

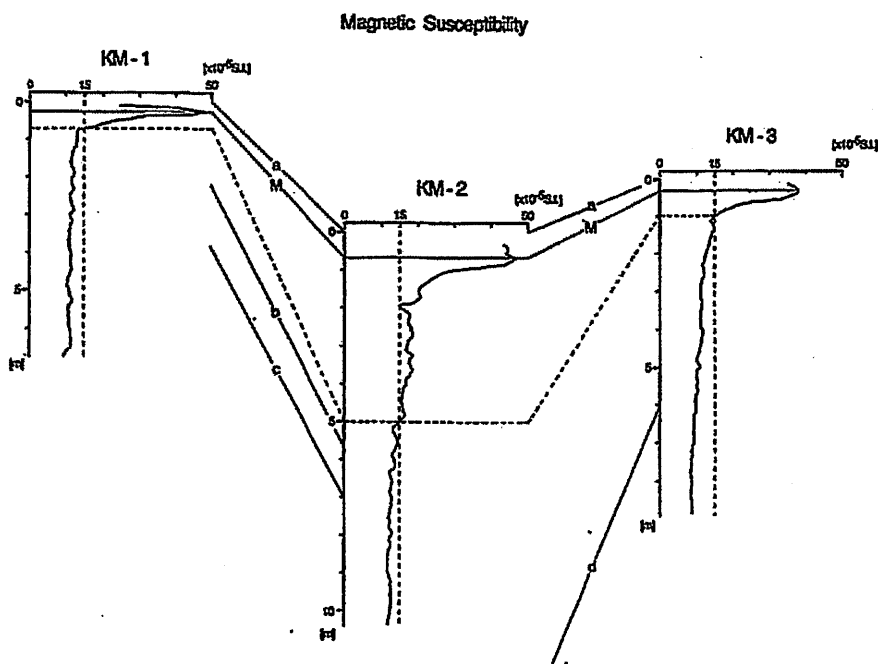
#### b) 火山ガラス量比の垂直変化と対比

第11図に火山ガラス量比の垂直変化を示す。K-Ahの深度は、KM-1で深度約1140cm, KM-2で深度約1720cm, KM-3で深度約1020cmであり、残念ながら本試料ではこの層を得ることはできなかった。しかし、各コア試料の下位では、粗粒成分の多くをK-Ah起源の火山ガラスが占めており、表層近くでも微量ながら観察される。これらの火山ガラスは再堆積したものであり、下位から上位に向けての量比の減少傾向が認められる。

表層から下位に向かって、各コア試料の量比の変化をみてみる。KM-1, 3は最上位で10%以下であるが、KM-1の深度60cm, KM-3の深度100cmに向かって急増し、一度50%を超える。これに対し、KM-2では緩やかに増加し、深度430cmでようやく50%を超える。この変化から、KM-1の深度60cm, KM-2の深度430cm, KM-3の深度100cmは同一面として対比可能である。この対比面をV<sub>1</sub>面とする。V<sub>1</sub>面の上瀬沖南断層における変位量は710cm, 上瀬沖北断層における変位量は470cmである。ちなみに、V<sub>1</sub>面はR面と同一面である。

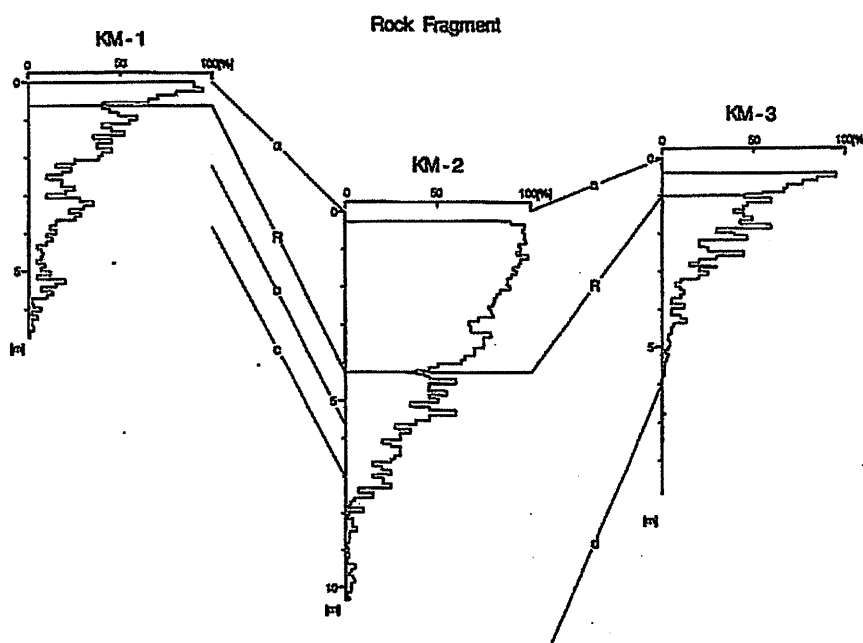
V<sub>1</sub>面より下位の変化は、各コア試料とも10~30%の増減を繰り返しながら、全体として徐々に増加する。しかし、KM-1の深度490cm, KM-2の深度880cm, KM-3の深度550cmの層準で急激な減少が認められる。この層準は同一のものと考えられ、この対比面をV<sub>2</sub>面とする。上瀬沖南断層におけるV<sub>2</sub>面の変位量は730cmであり、V<sub>1</sub>面, b面, c面の変位量とほぼ等しい。また、上瀬沖北断層におけるV<sub>2</sub>面の変位量は470cmであり、V<sub>1</sub>面の変位量と等しい。つまり、両断層とも、V<sub>1</sub>面とV<sub>2</sub>面の間にイベントは存在しない。

KM-1とKM-2において、V<sub>2</sub>面以深の変化パターンは互いに似ており、少なくとも、KM-1の深度600cmまでに変位量の急変はない。ここで、KM-1の深度600cmとKM-2の深度1020cmを対比面V<sub>3</sub>とする。しかし、KM-1の深度750cmに位置するd面は870cm変位しており、V<sub>3</sub>面とd面との間、つまり、KM-1の深度600cm~750cmの間にイベントが存在する。また、KM-2とKM-3において、V<sub>2</sub>面以深の変化パターンは明かに異なっており、さらに、KM-3の深度600cmに位置するd面が820cm変位している。つまり、V<sub>2</sub>面とd面の間に変位の急変が認められ、KM-3の深度550~600cmの層準にイベントが存在する。



第9図. 帯磁率の垂直変化と対比面(M).

a, b, c, d面は音響断面の反射面による対比(第7図を参照). 縦軸: 各コア試料の深度(m), 横軸: 帯磁率, 単位( $\times 10^{-5}$ S.I.).



第10図. 岩片量比の垂直変化と対比面(R).

a, b, c, d面は音響断面の反射面による対比(第7図を参照). 縦軸: 各コア試料の深度(m), 横軸: 粗粒成分中の含有量比(%).

さ  
と  
想

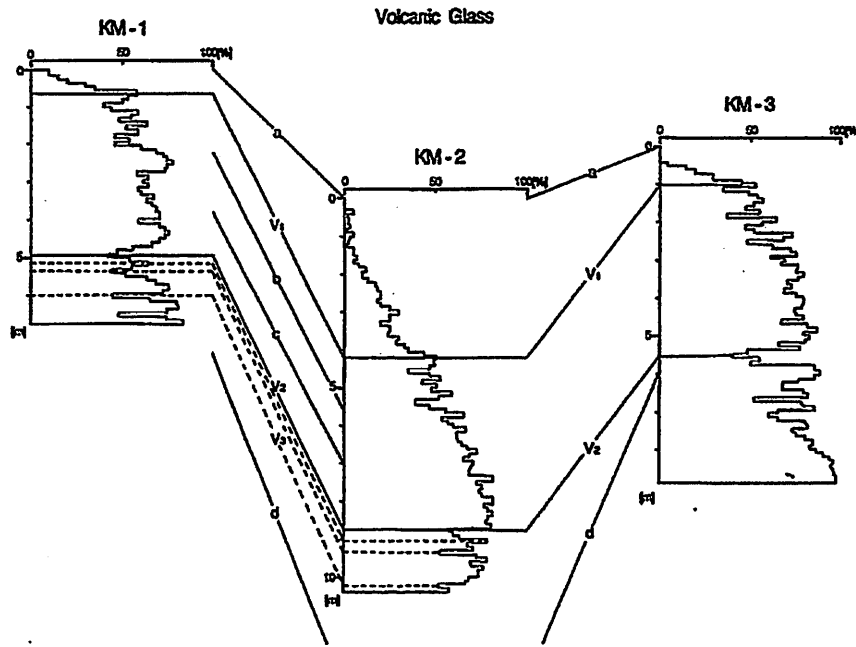
の  
E  
この  
が  
れ  
位

を  
し  
増  
か  
変  
い  
3  
比  
と  
なる。

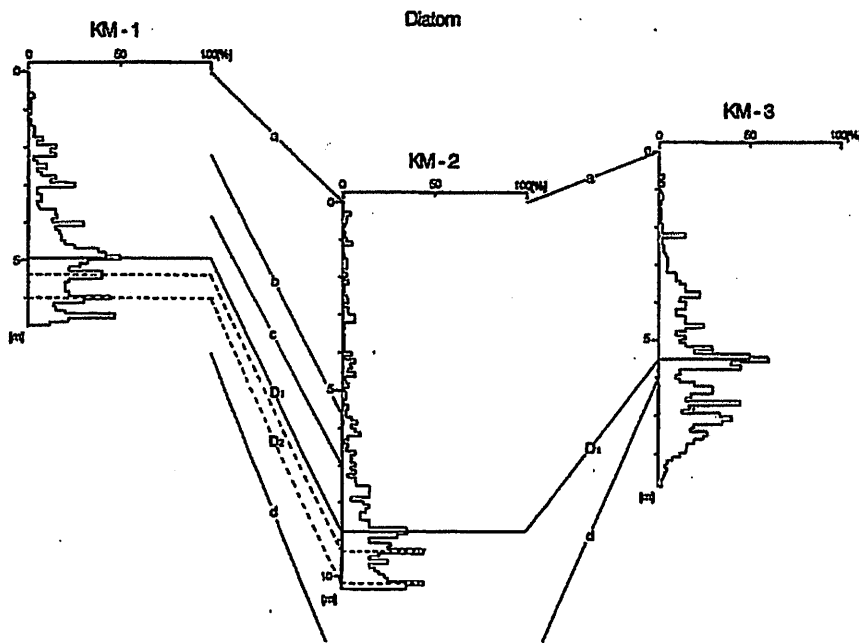
6  
の  
し  
い  
3  
層  
る。  
り、  
断  
面  
の

ン  
は  
ま  
で  
m  
と  
M-1  
V<sub>a</sub>  
0cm  
に  
お  
り、  
m  
変  
化  
が  
ト  
が





第11図. 火山ガラス量比の垂直変化と対比面(V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub>, V<sub>3</sub>).  
a, b, c, d面は音響断面の反射面による対比(第7図を参照). 縦軸:各コア試料の深度(m), 横軸:粗粒成分中の含有量比(%).



第12図. 珩藻量比の垂直変化と対比面(D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>).  
a, b, c, d面は音響断面の反射面による対比(第7図を参照). 縦軸:各コア試料の深度(m), 横軸:粗粒成分中の含有量比(%).

3  
5  
6  
2  
K  
し  
当  
面  
7.  
な  
互  
れ  
を  
対  
し  
在  
位  
つ  
ら  
置  
変  
60  
3.  
13  
そ  
の  
一  
る  
り  
も  
面  
の  
精  
さを  
請  
(2  
」  
る。

## c) 珪藻量比の垂直変化と対比

第12図に珪藻の垂直量比変化を示す。各コア試料とも高い量比は下位に集中しており、上位には対比可能な急激な変化は見いだせない。上位から下位に向かって量比の変化を見てみる。

KM-1, 3の上位では、10%前後の増減を繰り返しながら、数%から徐々に20~30%まで増加してゆく。KM-1の深度490cm, KM-3の深度550cmでは急激に増加し、大きなピークが表れる。KM-2において、これに相当する急激な増加は深度880cmに認められる。この対比面をD<sub>1</sub>面とする。D<sub>1</sub>面上瀬沖南断層における変位は710cm, 上瀬沖北断層における変位は470cmである。ちなみに、D<sub>1</sub>面はV<sub>2</sub>面と同一面である。

KM-1とKM-2において、D<sub>1</sub>面以深の変化パターンは互いによく似ており、KM-1の深度540cm, 600cmはそれぞれKM-2の深度930cm, 1020cmに対比されると考えられる。KM-1の深度600cmとKM-2の深度1020cmを対比面D<sub>2</sub>とする。これはV<sub>3</sub>面と同一面である。これらの対比面の変位量は、b面, c面, D<sub>1</sub>面の変位量とほぼ等しく、KM-1の深度220cm~600cmの間にイベントは存在しないと考えられる。しかし、KM-1の深度750cmに位置するd面は870cm変位しており、D<sub>2</sub>面とd面の間、つまり、深度600~750cmの間の層準にイベントが認められる。

また、KM-3において、D<sub>1</sub>面のわずか50cm下位に位置するd面は870cm変位しており、D<sub>1</sub>面とd面の間には変位の急変が認められる。つまり、KM-3の深度550~600cmの層準にイベントが存在する。

## 3. 対比結果とイベントの深度

以上の分析により得られた対比面を重ね合わせると第13図になる。その結果、イベントは上瀬沖北・南断層でそれぞれ2回ずつ捕らえられた。

## (1) 上瀬沖南断層におけるイベント

上位のイベントはKM-1の深度30~60cmの層準である。これは、M面とR・V<sub>1</sub>面における変位の急変により求められた。変位量は710cmであり、海底面は現在でも比高340cmの変位地形を残している。さらに、V<sub>3</sub>・D<sub>2</sub>面とd面の間に変位量160cmのイベントが存在する。その層準はKM-1の深度600~750cmの間であろうと推定されるが、コア試料が短いため、これ以上に層厚(時間幅)を詰めることはできない。

## (2) 上瀬沖北断層におけるイベント

上位のイベントはKM-3の深度30~100cmの層準である。これは、M面とR・V<sub>1</sub>面における変位の急変によ

り求められた。変位量は470cmであり、海底面は現在でも比高140cmの変位地形を残している。さらに、KM-3の深度550~600cmの層準にもイベントを確認した。これは、V<sub>2</sub>・D<sub>1</sub>面とd面における変位の急変により求められた。変位量は350cmである。ただし、d面の深度は音響断面により見積もったものであり、正確なイベントの深度や変位量はこれより多少上下するかもしれない。

上瀬沖北・南断層における上位のイベントはM面とR・V<sub>1</sub>面の間の層準であり、また、それ以前のイベントはV<sub>2</sub>・D<sub>1</sub>面とd面の間の層準である。つまり、両断層の最近2回のイベントがそれぞれほぼ同層準に存在しており、断層活動がほぼ同時であったことを示している。また、KM-1, 2において認められたd面とV<sub>3</sub>・D<sub>2</sub>面の間の堆積物は、KM-3には存在しない。これは、上瀬沖北断層の活動による海底面の変形がダムとなり、陸上からの堆積物をせき止めたためと考えられる。

4. <sup>14</sup>C法による年代測定

断層活動の時期を求めるため、各コアに含まれる貝・ウニ殻を用いて、<sup>14</sup>C年代測定を行った。測定方法には、メタノール液体シンチレーション法と、タンデム加速器質量分析計を用いた測定を行い、計13試料の年代を決定した。

(1) <sup>14</sup>C年代と堆積速度

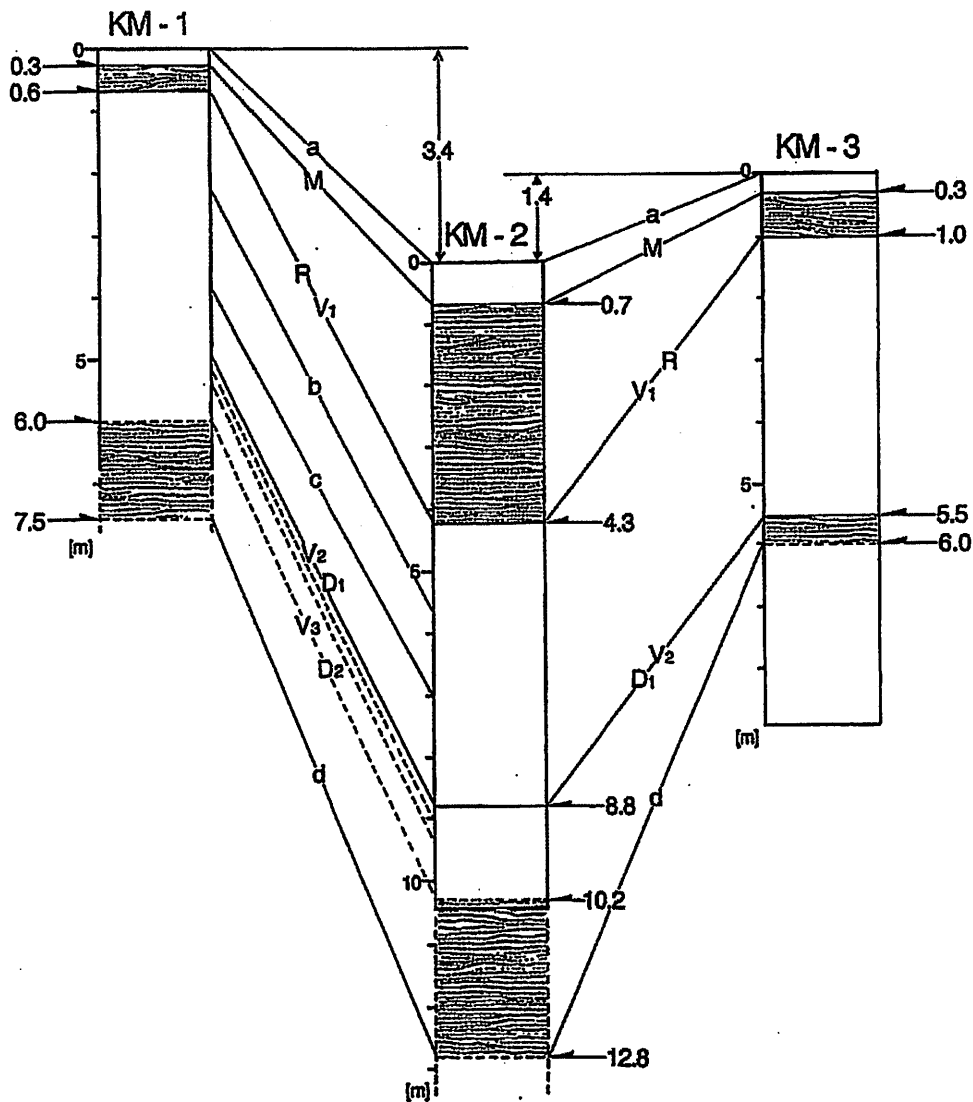
<sup>14</sup>C年代が得られない場合、イベントの年代はK-Ahからの平均堆積速度(K-Ahの深度/K-Ahの堆積年代)から逆算して求めざるをえない。この方法は堆積速度が一定という仮定に基づいている。しかし、<sup>14</sup>C年代測定の結果、少なくとも本調査海域についてはこの仮定が成り立っていないことが判明した。

年代測定試料のサンプリング層準と得られた<sup>14</sup>C年代を第2表に、それをプロットしたグラフを第14図に示す。

年代測定密度が高いKM-1をみてみると、-5000y頃を境として堆積速度の急変が認められる。-5000y以前の堆積速度は少なくとも-6000y頃までほぼ一定であり、その平均速度は約5 mm/yである。この期間に粘土が堆積している。一方、-5000y以降では平均堆積速度約0.09mm/yと急減しており、細粒砂が堆積している。急変時期となっている-5000y頃は縄文海進高頂期と一致しており、海水準の変動に伴い、堆積環境が急変したことを示唆している。

## (2) 上瀬沖北・南断層の活動時期

上瀬沖北・南断層におけるイベントの位置と<sup>14</sup>C年代測定値の関係を第15図に示す。<sup>14</sup>C年代は対比面と調和的であり、対比面の認定になら問題がなかったことを



第13図. 対比により推定されたイベントの存在する層準(波破線部).  
 M, R, V<sub>1-3</sub>, D<sub>1-2</sub>は、それぞれ、帯磁率、岩片、火山ガラス、珪藻による対比面。a, b, c, dは音響断面の反射面による対比(第7図を参照)。

証明している。これらのデータから断層活動の時期を読み取る。

上位のイベントに関係する<sup>14</sup>C年代は、4試料によって得られた。これらの年代は、上位のイベントの存在する層準が-2660y(±130)から-4170y(±180)の約1500年間に堆積したことを意味している。ここで注意すべき点は、KM-2において、ほぼ等しい値を示す2つの<sup>14</sup>C年代、-4170y(±180)、-3940y(±100)が得られたことである。前述したように、-5000y頃を境として堆積速度が急減

するにもかかわらず、KM-2でのみ、166cmの堆積物(深度363~197cm)が瞬時に堆積している。これは、断層による中央部の陥没が生じ、そこに堆積物が急激に流れ込んだためと考えられる。つまり、上位のイベントの年代は約4000年前ということになる。

それ以前のイベントはd面形成以後、V<sub>3</sub>・D<sub>2</sub>面またはV<sub>2</sub>・D<sub>1</sub>面形成以前である。V<sub>3</sub>・D<sub>2</sub>面やV<sub>2</sub>・D<sub>1</sub>面は断層活動による断差を埋めた堆積物と考えられる。これらの面付近の<sup>14</sup>C年代は、-6080y±290y、-6110±80y、

-6290±120yと近似した値であり、ほぼ-6200yである。よって、一方のイベントの年代は約6200年前となる。

4000年前以降の活動については、堆積速度が遅いため解読不可能である。しかし、活動間隔が約2000年である

第2表. 各コア試料中に含まれる石灰質化石の深度と<sup>14</sup>C年代.

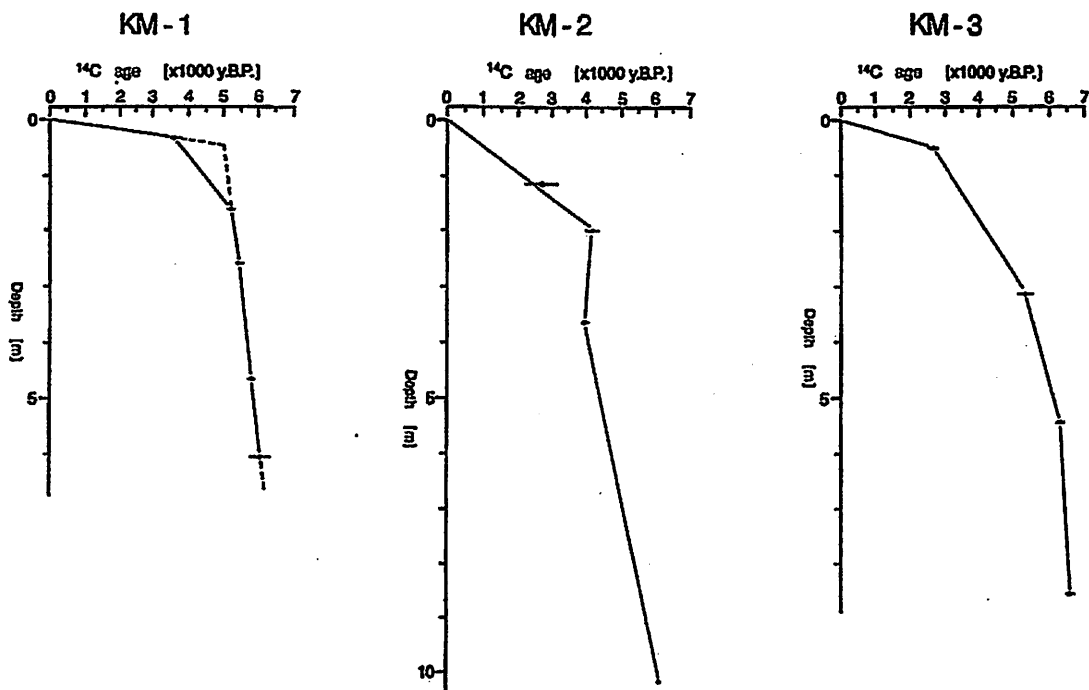
Site	Depth [cm]	Sample	<sup>14</sup> C age [y.B.P.]
KM-1	33	Pelecypod	3800 ± 80
	164	Echinoid	5240 ± 80
	261	Pelecypod	5470 ± 120
	488	Echinoid	5800 ± 100
	808	Pelecypod	6080 ± 260
KM-2	118	Pelecypod	2710 +650, -800
	187	Pelecypod	4170 ± 180
	363	Pelecypod	3940 ± 100
	1014	Pelecypod	8110 ± 80
KM-3	50	Gastropod	2880 ± 130
	314	Echinoid	5330 ± 220
	544	Pelecypod	8280 ± 120
	857	Gastropod	8540 ± 130

ことから考えると、上位のイベントの変位量(上灘沖北・南断層において、それぞれ、4.7m, 7.1m)は2回の活動による累積変位量である可能性が高い。最近2回の活動の変位量が等しいと仮定すれば、上灘沖北断層で2.4mづつ、上灘沖南断層で3.6mづつとなる。

上灘沖北断層での過去3回の変位量は3m前後(2.4m, 3.5m)を示しているのに対し、上灘沖南断層では、変位量のばらつき(3.6m, 1.6m)が認められる。しかし、3回の活動による累積変位量は、上灘沖北・南断層はそれぞれ、8.2m, 8.7mであり、ほぼ等しい。

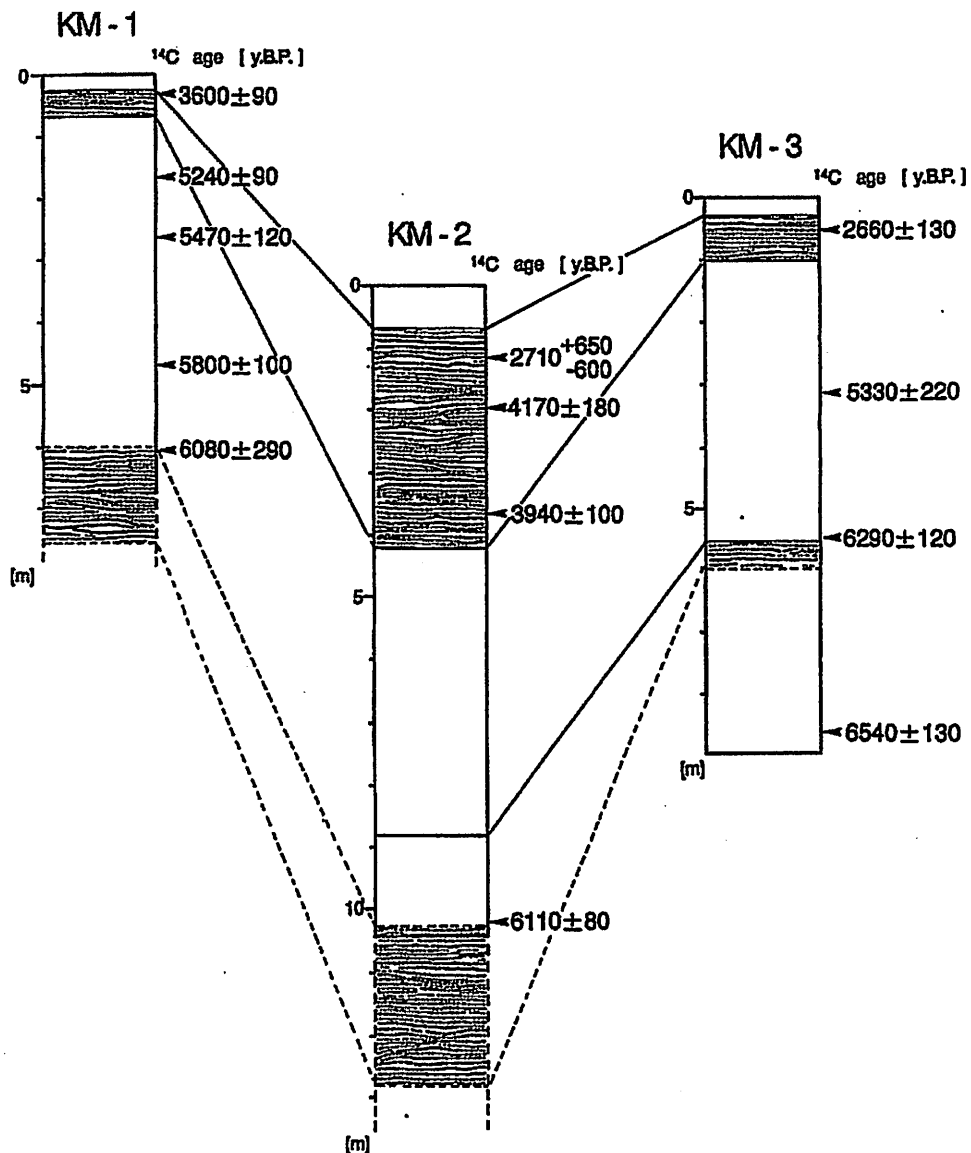
活動間隔や、歴史時代に活動の記録がないことを考慮すると、最新の活動時期は約2000年程度前であろうと思われる。

また、-6200y以前の断層活動の時期については、今回取り扱ったコア試料からは解読することはできない。ただし、音響断面において、K-Ahと音響基盤との間に変位の急変が認められることから、完新世において、さらに、あと1回の活動があったであろう。



第14図. 各コア試料の堆積速度の変化.

縦軸: 各コア試料の深度(m), 横軸: 石灰質化石の<sup>14</sup>C年代. KM-1において、平均堆積速度は、-5000y以前は5mm/y, -5000y以後は0.09mm/yと急変する。



第15図. イベントの層準と $^{14}\text{C}$ 年代.

各コアの右側の値は、石灰質化石の深度と $^{14}\text{C}$ 年代を示す。いずれの年代も対比面と矛盾しない。対比面は第13図参照。これらの年代から、上灘沖北・南断層の活動時期は、約4000年前と約6200年前と推定される。

### 5. 上灘沖断層凹地の形成過程

以上の結果から、上灘沖の断層凹地の発達過程は次のように考えられる。

右横ずれ変位の卓越する断層(上灘沖北断層)と、それから分岐する垂直変位の卓越する断層(上灘沖南断層)が同時に活動することにより、中央部の陥没が生じた。凹地の両側の断層は常に同程度ずつ変位しているわけでは

なく、右横ずれ変位の卓越する断層がほぼ均等な変位量を累積させているのに対し、垂直変位の卓越する断層は1回の変位量にばらつきがある。しかし、累積変位量はほぼ等しく、右横ずれ変位の卓越する断層の活動に付随して、垂直変位の卓越する断層が副次的に活動しているようにみえる。

四国における中央構造線の完新世活動特性評価

中央構造線陸上断層の活動履歴の解読は、トレンチ調査により進められている。現在までに、調査対象となった断層は、岡村断層(愛媛県西条地区)、父尾断層(徳島県市場・土成地区)であり、そのおおまかな活動時期が判明している。それらの結果と、今回得られた上瀬沖北・南断層の活動時期を比較し、四国における中央構造線の活動特性について考察する。ここでは、それぞれの断層における活動時期を、新しいものから順に、 $K_{1-3}$ (上瀬沖北・南断層)、 $O_{1-2}$ (岡村断層)、 $C_{1-2}$ (父尾断層)とする。

1. 岡村断層の活動時期

1984, 88年に断層線上の3ヶ所で調査が行われ、過去2回の活動時期が推定されている(Tsutsumi et al., 1991; Okada et al., 1991)。

最新の活動( $O_1$ )は8世紀早期(または、-1220~-1700y)にあり、また、それ以前の活動( $O_2$ )は-3250~-2820yに発生した。年代示標には、それぞれ、土器片

の鑑定と $^{14}C$ 年代が用いられた。Okada(1989)やOkada et al.(1991)では、平均活動間隔を1000年前後、もしくは、それより少し長い程度としている。

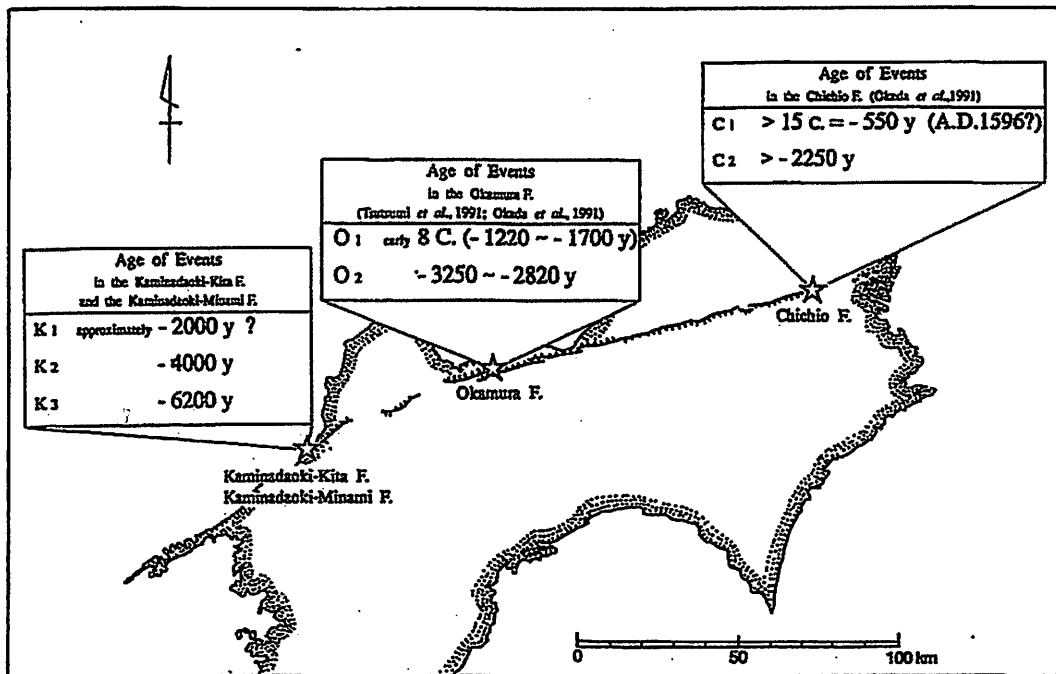
2. 父尾断層の活動時期

1990年から現在までに、断層線上の4ヶ所で調査が行われたが、はっきりした活動時期は不明である。今のところ報告されている時期は、15世紀以降( $C_1$ )と-2250y以降( $C_2$ )であり、 $C_1$ は1596年長門地震の可能性のある(岡田ほか, 1991)。

3. 断層活動の特性評価

中央構造線の最新の活動時期は、四国東部(父尾断層)、中央部(岡村断層)、西部(上瀬沖北・南断層)において見積もられた(第16図)。この3断層の活動間隔は2000年前後に集中している。しかし、これらの断層活動に同時性は認められない。つまり、断層系が幾つかの(少なくとも3つの)領域に分かれ、それぞれの領域が約2000年間隔で活動を繰り返していると考えられる。

また、活動領域が、 $K_2-O_2-C_2$ ,  $K_1-O_1-C_1$ と、西



第16図. 中央構造線活断層系上瀬沖北・南断層, 岡村断層, 父尾断層の活動時期。各断層とも約2000年間隔で活動を繰り返しているが、それらに同時性は認められない。岡村断層の活動時期は、Tsutsumi et al. (1991)とOkada et al. (1991), 父尾断層の活動時期は、岡田ほか(1991)による。中央構造線の分布は活断層研究会(1991)による。

から東へ移動しているようにみえ、中央構造線は活動領域移動断層である可能性がある。しかし、3領域だけの活動では関連性ははっきりせず、 $O_2-K_1$ 、 $C_2-O_1$ と、東から西へ移動しているのかもしれない。このことに関する議論には、さらに多くの断層で調査・研究が必要である。ちなみに、断層活動の平均移動速度は0.1km/y程度であり、他の移動性活動断層の速度10~100km/y(笠原, 1978)と比べ、一桁以上小さなオーダーである。

#### まとめ

愛媛県伊予郡双海町沖における中央構造線の活動は、次のようにまとめられる。

1. この海域に分布する中央構造線は、完新世において、右横ずれ運動を示す。
2. 上灘沖の断層凹地は、右横ずれ変位を伴う主断層と、それから分岐する副断層(垂直変位が卓越)が、同時に活動することにより形成された。
3. 上灘沖北・南断層の活動時期は、約4000年前と約6200年前であり、活動間隔は2000年前後と考えられる。また、トレンチ調査により解読された中央構造線(岡村断層、父尾断層)の活動性を加味すると、次の結果が導きだされる。
4. 中央構造線は、少なくとも3つ以上の活動領域に分かれ、それぞれが約2000年間隔で活動を繰り返している。

#### おわりに

ある地域に密集して分布する活断層群や一連の断層系には、どのような相互関係が存在するのか。はたして、近接する活断層は同じ活動履歴をたどっているのか。この問題は地震の危険度、すなわち、地震の規模や頻度を見積もる上で大きな影響を及ぼす。伊予灘に分布する海底活断層群は、中央構造線における活動特性を評価する上で、好フィールドであると思われる。本論で取り扱った断層はその東端部分にあたるが、さらに、これより西方にも調査を拡大し、海底活断層の分布・形態の記載、および、主要断層の活動履歴解読を行う予定である。調査が進むにつれ、様々な資料や問題点もたらされるであろう。これらについては順次報告してゆきたい。

#### 謝 辞

高知大学理学部瀧垣大洗教授には、音波探査機の使用にあたり便宜を計っていただいた。液体シンチレーション年代測定にあたっては、広島大学文学部藤原健蔵教授・田辺 嵐氏に御指導いただいた。火山灰の屈折率同定

については東京大学海洋研究所村山雅史氏にお願いした。音波探査実施の際には、早川康信氏の本研究へのご理解と調査船提供があった。また、ピストンコアリング実施の際には、上灘漁業共同組合の方々や、高知大学や東京大学の学生・院生諸氏の御協力を得た。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

本研究にあたっては、文部省科学研究費補助金重点領域研究(1)「浅海調査による中央構造線活断層系西部・別府地溝帯の地震特性評価」(研究代表者:島崎邦彦, 課題番号:03201114)の一部を使用した。

#### 文 献

- 千田 昇・岡村 真・小川光明, 1991, 八代海海底の活断層について。活断層研究, No.9, 93-97.
- 第3次丹那断層発掘調査研究グループ, 1988, 1985年丹那断層(丹那・子乃地区)トレンチ調査。活断層研究, No.5, 42-49.
- 平岡俊光, 1973, 松山南方における中央構造線。駒沢大学大学院地理学研究ノート, No.3, 13-24.
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦, 1987, 三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見(新称:金田湾断層)。活断層研究, No.4, 28-36.
- 糸巻線発掘調査研究グループ, 1988, 1983年糸巻線活断層系(茅野地区)トレンチ調査。活断層研究, No.5, 18-22.
- Kaneko, S., 1966, Transcurrent displacement along the Median Line, Southwestern Japan. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 9, 45-59.
- 笠原 一, 1978, 地震とテクトニクス—地殻変位の進行。岩波講座地球科学, 10, 33-88.
- 鹿島愛彦・高橋治郎, 1980, 四国松山平野の環境地質学的研究(1)—松山平野とその周辺部の地質—。愛媛大学紀要, 自然科学D, 9, 1-16.
- 活断層研究会, 1991, 「新編日本の活断層—分布図と試料—」。東京大学出版会, 437p.
- 森山善蔵・日高 稔, 1981, 別府湾基礎調査(1)ユニブーム地層探査機による別府湾調査。大分大学教育学部研究報告, 5, 35-44.
- 永井浩三, 1971, 四国西部の中央構造線についての新事実。地学雑誌, 80, 67-76.
- 緒方正良, 1975, 佐多半島北岸海域の地質構造—音波探査による海底地質の考察—。電力中央研究所報告(375006), 35p.
- 小川光明・岡村 真・坂口有人・堤 浩之・中田 高・岡田篤正・千田 昇, 1991, 三河湾における深滑断層延長部と中央構造線の音波探査。活断層研究, No.9, 41-52.
- 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。地理研, 43, 1-21.
- 岡田篤正, 1972, 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動。愛知県立大学文学部論集(一般教育編), 23, 68-94.
- 岡田篤正, 1973, 中央構造線の第四紀運動について。中央

岡

Ok:

Ok:

Ok:

岡

岡

四

Shi

島

(9)

構造線, 東海大学出版会, 49-86.

岡田篤正, 1980, 中央構造線活断層系の性質と形成過程. 月刊地球, 2, 510-517.

Okada, A., 1980, Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 18, 79-108.

Okada, A., 1989, Holocene activity of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Jour. Geod. Soc. Japan*, 35, 165-170.

Okada, A. and Ikeda, Y., 1991, Active Eault and Neotectonics in Japan. *The Quaternary Research*, 30(2), 161-174.

岡田篤正・松田時彦・堤 浩之・階岡達也・津田建志, 1991, 中央構造線の最新活動は度長地震か?—中央構造線父尾断層の徳島県市場町上喜来トレンチ調査. 地震学会購読予稿集, No.2, 264.

岡村 真・千田 昇・小川光明, 1992, 倭仙岳西方橋湾の海底活断層群. 地質学会99年学術大会講演要旨, 370.

四国電力株式会社, 1984, 伊方発電所原子炉設置変更許可申請書(3号炉増設)本文及び添付書類(一~十).

Shimazaki, K., 1976, Intra-plate seismicity gap along the Median Tectonic Line and oblique plate convergence in southwest Japan. *Tectonophysics*, 31, 139-156.

島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 真・白神 宏・前李英明・松木宏彰・辻井 学・清川昌一・平田和彦, 1986, 海底活断層のボーリング調査による地震発生時長期予測の研究—別府湾海底活断層を事例として—(予報). 活断層研究, No.2, 83-88.

須崎和巳・大戸井義美・久米嘉明・近藤和雄・東明省三・祖父江勝孝・寺戸恒夫・板東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典, 1968, 駿岐山脈東部の和泉層群の研究(その2). 徳島大学教養部紀要(自然科学), 2, 7-16.

高橋治郎, 1986, 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”. 愛媛大学教育学部紀要, 自然科学, 6, 1-44.

高橋治郎・鹿島愛彦, 1985, 愛媛県伊予市森の海岸に分布する群中層について. 愛媛大学教育学部紀要, 自然科学, 5, 19-29.

堤 浩之・中田 高・小川光明・岡村 真・島崎邦彦, 1990, 伊予灘北東部海底における中央構造線. 活断層研究, No.8, 49-57.

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. *Jour. Struct. Geol.*, 13, 227-233.

宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434 p.

山口智香・小川光明, 1991, 別府湾北西部の海底活断層の完新世活動史. 「活構造の研究における新手法の検討と地震予知」平成2年度科学研究重点領域「自然災害の予測と防災力の総合的研究」研究成果報告書, 71-72.

(要旨)

小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前李英明・堤 浩之, 1992, 伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動. 地質学論集, No. 40, 75-97. (Ogawa, M., Okamura, M., Shimazaki, K., Nakata, T., Chida, N., Nakamura, T., Miyatake, T., Maemoku, H. and Tsutsumi, H., 1992, Holocene activity on a submarine active fault system of the Median Tectonic Line beneath the northeastern part of Iyonada, the Inland Sea, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 40, 75-97.)

愛媛県伊予郡双海町沖において, 高分解能ソノプローブを用いた詳細な音波探査を実施し, 中央構造線活断層系の正確な分布と形態を記載した. さらに, 断層を挟んだ地点からピストンコア試料を採取し, それらを対比することにより, 断層活動の時期を解説した. この海域に分布する中央構造線は, 左遷行に配列する計4本の断層から構成されており, そのうちの1本には完新世における明瞭な右ずれ運動が認められる. また, この断層は近接する他の断層と同時に活動することにより, 細長い地溝を形成する. その活動時期は, 石灰質化石の<sup>14</sup>C年代測定から, 約6200年前と約4000年前であると推定された. 4000年前以降にも活動があったと思われるが, 残念ながら堆積速度の急減のため, 断層活動が保存されていなかった. 本地域での活動性に, 陸上のトレンチ調査から解説された活動性を加味すると, 四国における中央構造線は, 少なくとも3つ以上の領域に分かれ, それぞれが約2000年の間隔で活動を繰り返していると考えられる.

頁いし  
のこ  
ング  
ヒ学ヤ  
の方々

点領  
部・  
彦,

舌断

予那  
を,

ヒ学

千雄  
討論,

活断  
de-  
sol.

岩

的大  
科一  
研

探  
告

岡  
正  
し,

形

己

と