

# 地震被害軽減を目的とした浅海底活断層の活動履歴研究(I) -研究手法概説-

三浦健一郎<sup>1)</sup>・七山 太<sup>2)</sup>・大塚 一広<sup>1)</sup>・杉山 雄一<sup>2)</sup>・佃 栄吉<sup>2)</sup>

## 1. はじめに

我が国においては、南海地震に代表されるプレート境界型地震が100年オーダーの周期で繰り返し発生し、その度に地震・津波災害を被ってきた。この種のプレート境界型地震に関しては、日本各地に残る史実の解読、および噴砂や津波堆積物などの地質学的証拠を基に解析が進められ、その周期や地震規模の推定が実施されている(例えば寒川, 1999)。一方、海溝域から離れた陸域や内湾などの浅海域にも、数多くの活断層が存在していることが知られていた(活断層研究会, 1991)。1995年1月17日に発生した阪神淡路大震災被災以降、全国で危険度が高い活断層の調査が集中的に進められ、これらの断層の多くは数1,000年オーダーの周期で、繰り返し直下型地震災害を引き起こしてきたことが明らかになってきた(例えば、杉山ほか, 1999)。

これらのうち陸上の活断層に関しては、その最も有効な手法としてトレンチ調査法が既に確立されている(杉山, 2001)。本調査法は、空中写真を用いて地形学的に掘削地点を特定出来ること、さらに断層面を直接掘削して観察することにより、地震イベントによる断層のズレを数cmオーダーで記載できることなどの利点を持ち、過去に多くの成果があげられている。さらに、最近ではジオスライサーなどを用いた定方位連続地層採取法(中田・島崎, 1997)も実用化されている。

一方、1980年代までに瀬戸内海などの本邦浅海域に存在する活断層の分布位置に関しては、海上保安庁水路部などの広域音波探査により大枠知られてはいた。しかし当時、浅海底活断層の活動履歴の研究手法は確立されておらず、その手法の確

立が急がれていた。その後、島崎邦彦教授(東京大学地震研究所)と岡村 眞教授(高知大学)を中心とする研究グループは、シングルチャンネル音波探査とピストンコアリング法を複合させた浅海底活断層の新しい調査手法を考案し、別府湾活断層系(島崎ほか, 1986; 岡村ほか, 1992)や伊予灘中央構造線活断層系(小川ほか, 1992)において画期的な成果をあげた。さらに同研究グループは、同様の手法を用いて国内外の浅海底や湖沼域の活断層調査を実施し、現在も多くの成果をあげている。

平成13年度の独立行政法人化の際に設立された活断層研究センターでは、工業技術院地質調査所時代以来の技術と知識を糧として、活動度の高い断層の活動履歴と性質を明らかにし、地震発生の長期予測モデルを確立したうえで地震危険度の推定に繋げていく作業に取り組んでいる。そして、その一環として浅海底活断層の調査にも着手しており、岡村ほか(1992)の提案した調査法をベースにした研究手法を用いて、大阪湾断層や紀淡海峡中央構造線活断層系の活動履歴解明に成果をあげている(七山ほか, 1999, 2000)。

本稿では、我々が実施しているシングルチャンネル音波探査と長尺不攪乱コア試料の高精度解析を融合した浅海底活断層調査手法について概説する。さらに、同手法によって最近成果があげられた、伊予灘中央構造線活断層系の調査概要をその実施例として別報する(大塚ほか, 2001)。

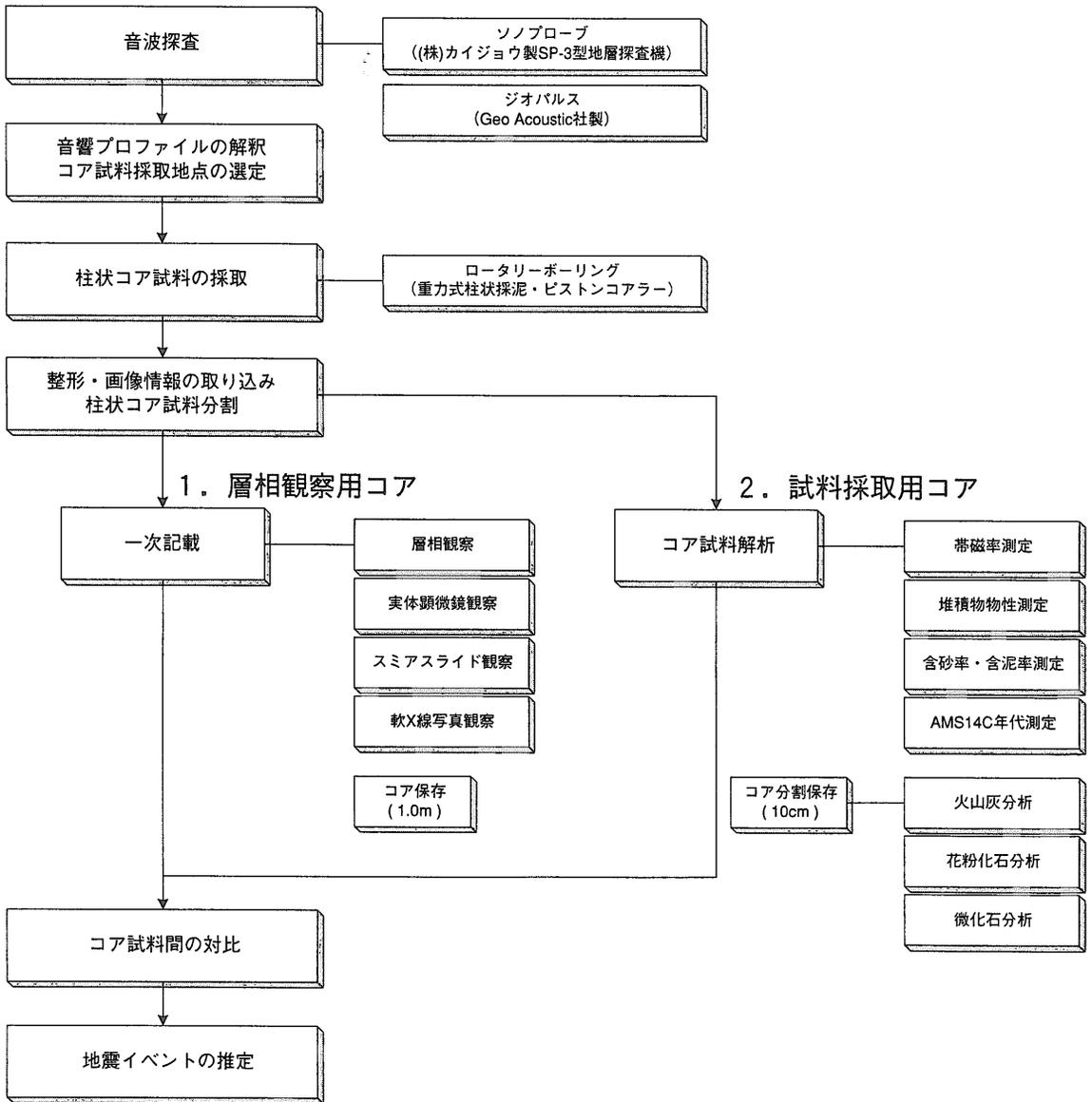
## 2. 研究手法

我々が行っている浅海底活断層調査の研究手法は、以下のようにまとめられる(第1図)。

①シングルチャンネル音波探査を実施して、活断層

キーワード: 浅海底活断層, 活動度, 活動履歴, シングルチャンネル, 音波探査, 長尺不攪乱コア試料, 高精度コア解析, 地震イベント, イベント年代

1) 産総研 活断層研究センター NEDO養成技術者  
2) 産総研 活断層研究センター



第1図 浅海底活断層調査の研究手法のフローチャート。

やその周辺の地形や地質構造を把握する。

②活断層を挟んで上盤側と下盤側の各1地点以上で、長尺不攪乱コア試料を採取する。

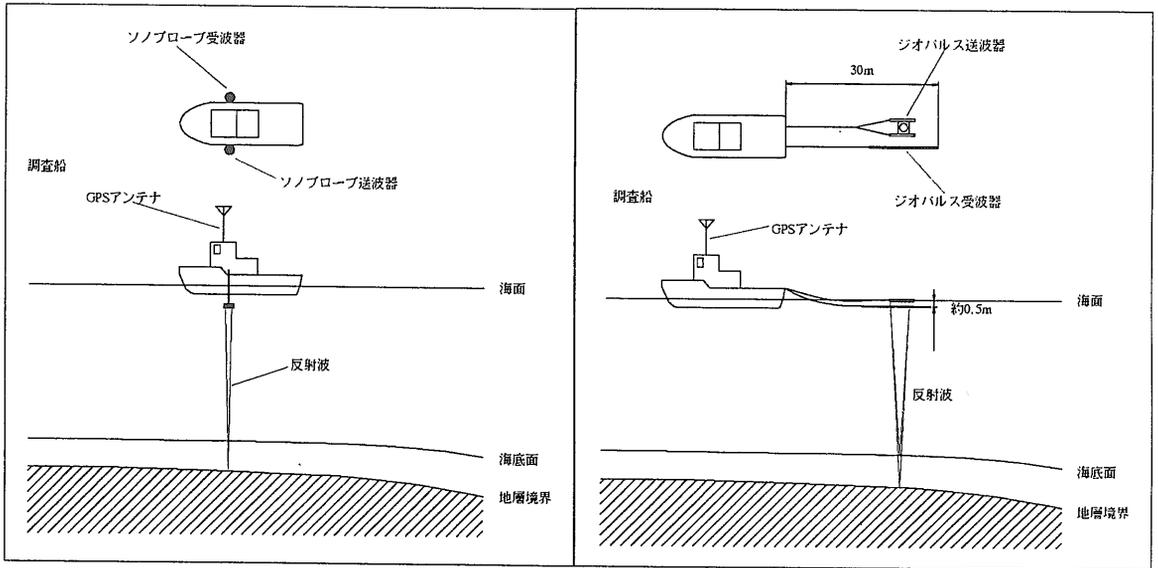
③採取されたコア試料を詳細に解析し、高精度コア層序対比を行ったうえで地震イベント層準と垂直変位量を特定する。

### 2.1 シングルチャンネル音波探査

音波探査は、活断層の分布位置、規模および性状の概要を把握したうえで、コア試料掘削地点を選

定することを目的として実施する。通常の音波探査においては、2～4ノットの航速で航行しながら海面付近の水中から下方に向けて毎秒3～6回の音波を発射し、海底面下からの反射波を受信する。さらに受信された音波は種々の電気回路で処理され、探査測線の連続的な成層断面状の記録として記録紙上に濃淡表示で記載される。

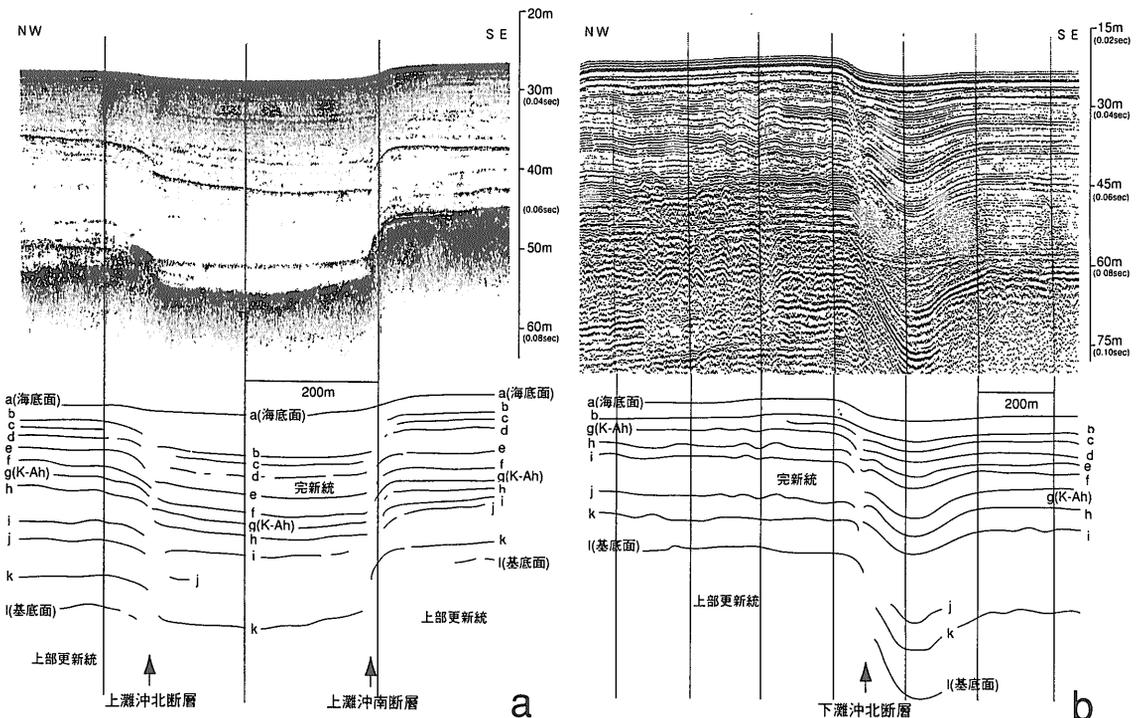
我々が実施している活断層調査の場合、研究対象は主に完新統であり、瀬戸内海などの内湾においては30～50m以浅程度の表層部の地層に相当



a) ソノブローブ (磁歪振動子方式)

b) ジオパルス (電磁誘導方式)

第2図 シングルチャネル音波探査の実施概念図。a)ソノブローブ(磁歪振動子方式), b)ジオパルス(電磁誘導方式)。



第3図 シングルチャネル音波探査記録の一例。a)ソノブローブの記録, b)ジオパルスの記録。

する。また、この種の活断層の活動履歴を明らかにするためには、100年程度の時間分解能と、数10cmの変位量を読み取れる垂直分解能が必要とされる。そこで我々は、岡村ほか(1992)に準じ、

周波数が高く発振エネルギーの小さいソノブローブ地層探査機(以下にソノブローブ;製品名:(株)カイジョウ製SP-3型地層探査機ワイドレンジ改良型)やユニブーム地層探査機(以下にユニブーム;米国

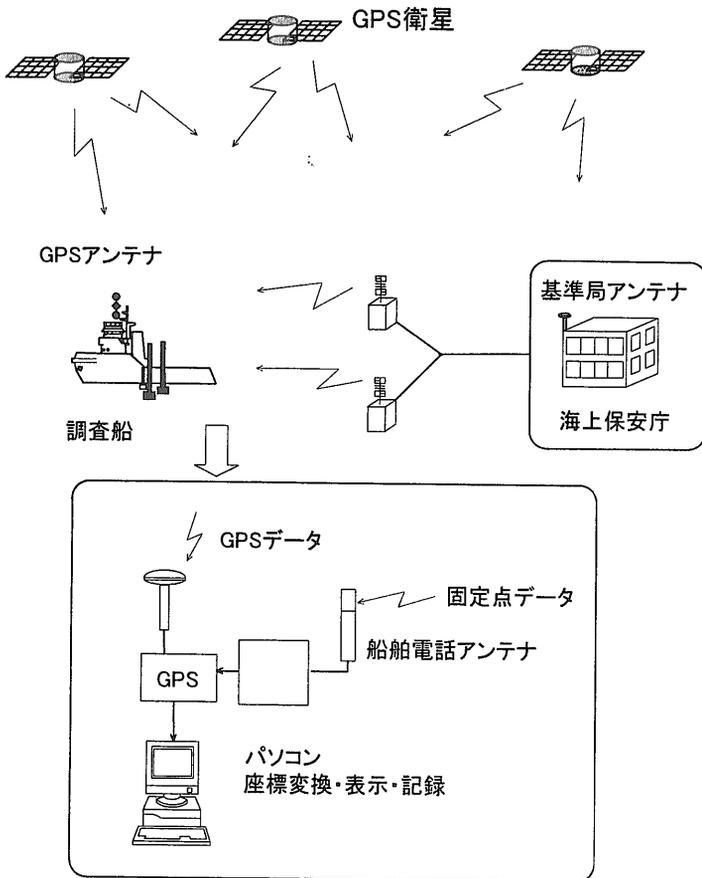
EG & G社製)を用いたシングルチャネル音波探査を実施している。

ソノプローブ(磁歪振動子方式)の最大透過深度は海底面下約50m, 垂直方向の分解能は約30cm(4kHzの場合)であり, 船の両舷に一組の送波器と受波器をそれぞれ艀装して探査を行う(第2図a)。本探査機の周波数は4~8kHzと高いため音響断面図の解像度が高く, 音響断面図上において反射面が明瞭に表示されるため, 浅海底下の完新統の地層解析に適している(岡村ほか, 1992; 第3図a)。ただし, 発振エネルギーが小さいことから, 砂礫層のような粗粒堆積物を透過できない点や, 堆積層中にガスが存在する場合には解像度が低下する点, およびシングルチャネル方式のため海底面直下の数m程度に発生する多重反射面を除去できない点などの幾つかのデメリットもある。

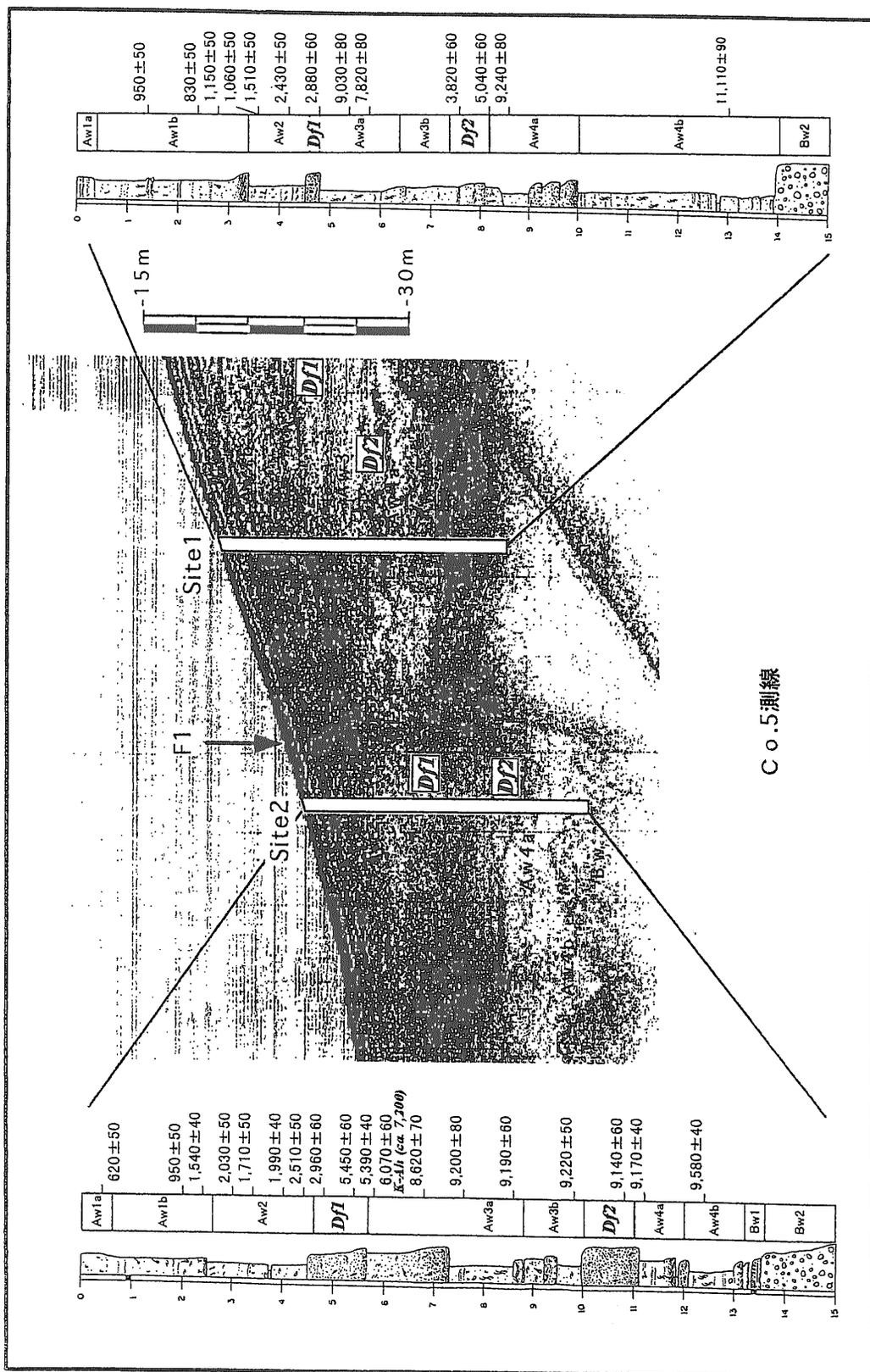
一方, ユニブーム(電磁誘導方式)は小型のブーマー式の探査機であり, 探査深度は数10m, 記録の解像度は20cm程度とされている(太井子ほか, 1987)。本探査は, 小型で操作手法も簡便なことから, 従来浅海や湖沼で多くの適用事例がある。一般に電磁誘導方式は, 出力が可変で単一の音圧パルスを発生させ比較的広帯域であることから, かなり微細構造の把握が可能な探査法とされている。近年, 我々は伊予灘中央構造線活断層系の調査において, ユニブームの発振エネルギーを増強させたジオパルス(Geo Acoustic社製)を使用した(第2図b)。ジオパルスは最大透過深度が約75mと比較的深く, ソノプローブでは透過不可能な砂礫層が分布する海域や調査対象がやや深い深度に位置する場合に有効な探査法である(第2図bおよび第3図b)。ただし, 海底面下数mにはソノプローブと同様に多重反射面が発生する。

これ以外にも, スパーカー, エアガンやウォーターガンを音源として用いた探査法が知られているが, これらの音波探査では完新世の活断層履歴の解明を目的とした調査としては精度が著しく不足する。逆にこれらの探査法は発振エネルギーが大きいことから, ソノプローブやユニブームでは透過出来ない, より深部の地質構造の把握や粗粒堆積物が広く分布する海域の調査に適していると言える。

近年では, 音波探査を実施する調査船の位置決定には, DGPS(Differential Global Positioning System)を使用するのが普通である。DGPS船位測量は相対船位の一つであり, 陸上固定の基準局(既知点)と調査船上の移動局(未知点)とで4個以上の衛星から電波信号を受けてGPS単独測位を実施することで, 両地点の測定で共通する誤差を相殺することにより精度を向上させる測位方法である(第4図)。この際, 海上保安庁が発信しているGPS補正用ビーコンを用いた場合, 船位測定精度は±1.5m以内で決定できる。



第4図 DGPSによる船位測定概念図。



第5図 友ヶ島水道断層コアと音波探査記録との対比(七山ほか, 1999)。Dfは地震イベントによって生じた土石流堆積物を示す。

## 2.2 音響断面図の解釈

探査の結果得られた音響断面図上において、反射面は音響インピーダンスの変化するところに生じ、それらは粒度や物性の変化が著しい層準や不整合面などに対応することが多い。特に、鬼界アカホヤ火山灰層(約7,300年前)や鬱陵隠岐火山灰層(約10,000年前)などの広域テフラ層は、明瞭な反射面として確認される場合がある。例えば琵琶湖においては、これらの火山灰層が広域に強い反射面となって表れることが知られている(井内, 1987; 太井子ほか, 1987)。

これらの反射面の分布が、切断される、もしくは系統的に撓んでいる箇所に活断層の存在が認定できる。そしてこの断層を挟んで両側に追跡できる各反射面の高度差を比較することによって、おおまかな断層の活動度や活動履歴を推定できる。

## 3. コア試料の採取

地震イベント年代を推定する目的で、上述した音響断面図を参照し、断層の上盤側と下盤側で長尺不攪乱コア試料を採取する(第5図)。

### 3.1 掘削地点の選定

音響断面図を参照してコア試料の採取地点を判断する際には、以下の条件について留意する。

- ①音響断面図の各反射面が、安定かつ連続的に分布している海域であること。また、埋め立て

や浚渫などによって人為的な地形改変が行われた形跡がないこと。

- ②活断層を挟んで対比される上盤側と下盤側の各反射面の標高差が、有意であること。
- ③海域の水深、海底下の地質の特徴、潮流や海流の影響、掘削時期の気象、漁場占有等の諸条件を加味したうえで、調査対象となる層準まで確実に掘削が可能であること。

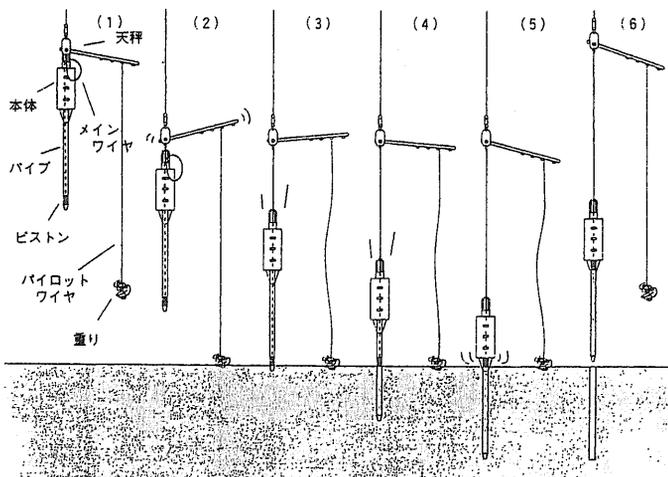
具体的には、平常時には比較的静穏な環境で細粒堆積物が堆積している水域、すなわち波浪や潮流の影響が少ない内湾環境や流入河川の影響が少ない湖沼環境が調査対象として最適と言える。

### 3.2 コア試料の採取方法

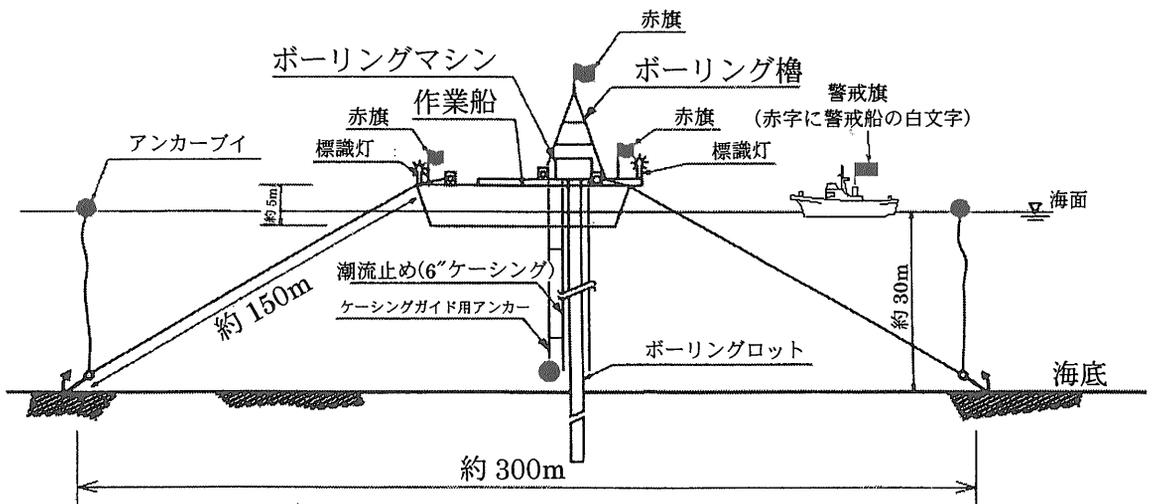
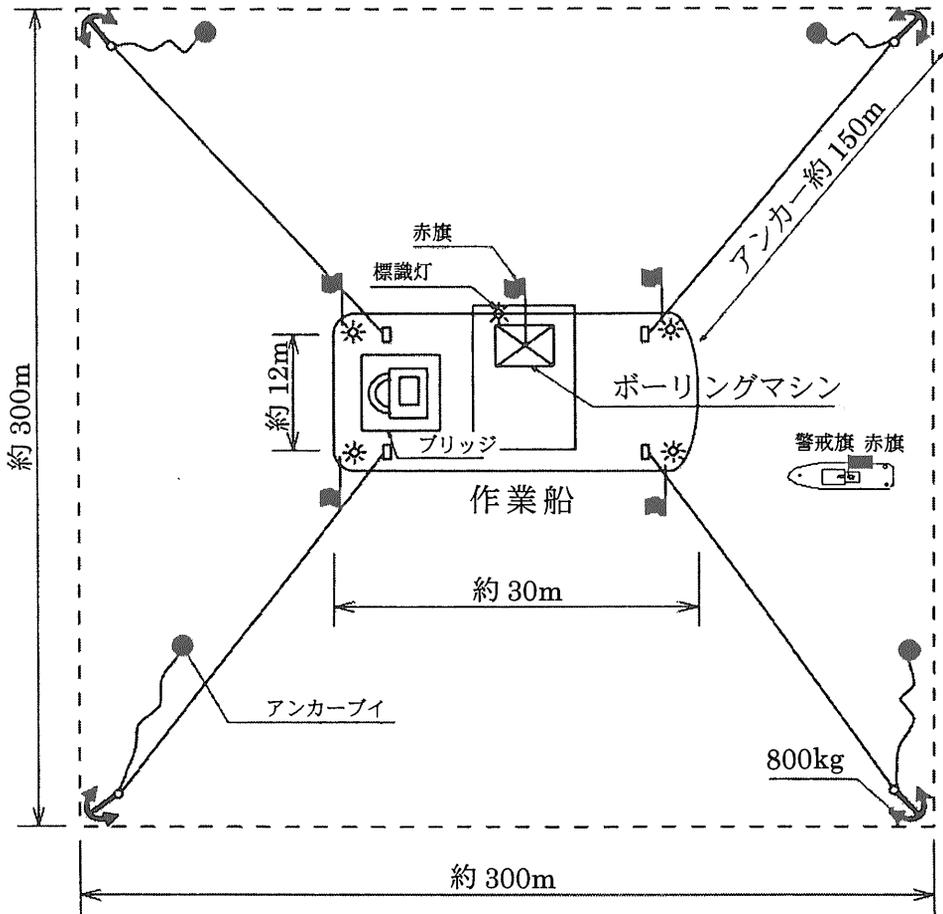
コア試料の採取は、断層の上盤側および下盤側において、原則として各々1本以上は実施する必要がある。またコア採取法は、ロッド先端のビットを回転させてコアを採取するロータリー方式と、荷重、衝撃、水圧などによってサンプラーを地中に押しこんでコアを採取するコアリング方式に大別されるが、掘削深度および地質の特徴などに基づいて最も効率の良いものを選択する。

コアリング方式は、海底面から10~20m程度の浅部の試料を短時間に採取するのに最も適した手法である。本手法を用いると、掘削に要する時間を短縮できるため、ロータリー式ボーリングに比べて台船の運営費などの諸経費を抑制できる利点がある。このうち、重力式コアリングはコア試料を収納するコアチューブと荷重用の重錘からなり、ワイヤーロープに吊り下げながら自重によって落下するコアラーの運動・位置エネルギーを利用して貫入させる。ピストンコアリングは、これにピストンによる吸引を利用したより回収率の高い採泥法である(第6図)。

岡村・松岡(1995)は、市販されている安価なアルミ管を用いたピストンコアリング法を新たに開発し、最長21mのコア試料を採取することに成功した。ただしその採取長が10~20m程度と限定されるため、活動周期が短い断層でなければ、地震イベントを複数認定することは困難である。さらに、その回収率は未



第6図 ピストンコアラーの作動概念図(岡村・松岡, 1995)。



第7図 台船を足場とした海上ボーリング作業の配置概念図.

知数の場合が多く、採取対象となる地層が固結していたり砂質である場合には、その採取長は総じて短くなる。

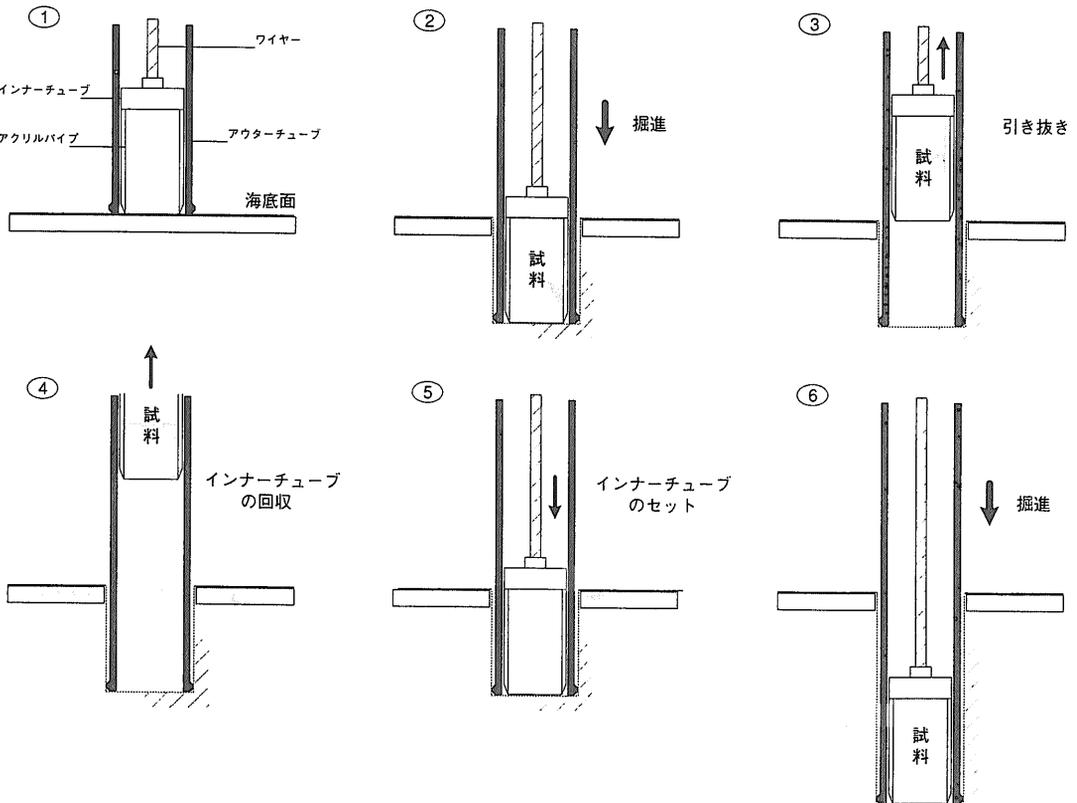
一方ロータリー式ボーリングは、ロッド先端に取り付けたビットに、スピンドルを経て回転と圧力を与えて地層を掘進する手法である(第8図)。特に浅海域でロータリー式ボーリングを実施する場合には、軟弱土質用ワイヤーライン工法を用いる。ワイヤーライン工法は、掘進単位毎にロッドの昇降をせずにコアの入ったインナーチューブのみをワイヤーで引き上げる方式の掘削工法で、ボーリングロッドの昇降の回数と時間を大幅に節約し作業能率を向上させることが出来る。通常は、ワイヤーラインコアバレルはダブルチューブ方式をとるが、我々はコアの採取率向上と採取したコアの取り扱いに便利のように、内部に透明なアクリル管(もしくは塩ビ管)を装着したトリプルチューブ方式を採用している。

ロータリー式ボーリングの最大の利点は、地層の

岩質に関係なく調査対象深度まで高い精度でコア試料が採取できる点である。ただし、主要な採取対象が砂礫の場合には採取率が著しく低下するため、パイプロボーリング法を用いて掘削する。採取されるコア試料は、試料処理作業の利便性を考慮すると、コア径が70mm以上であることが望ましい。

活断層研究センターの調査においては、過去1万年間の活動度評価を目標としており、この為には完新統基底部までの長尺不攪乱コア試料の採取が不可欠である。この場合、台船もしくは作業用スバットを足場としたロータリー式ボーリングが最も確実にコア試料を採取する手段と言える(第7図、口絵;第3図A, C)。

なお、掘削対象となる地質が軟弱な粘土を主体とする場合には、いずれのコア採取法を用いても、ある程度コア採取長に伸びが生じるのはやむを得ない。特に、コア試料を一度に回収するコアリング方式においては、高精度のコア対比に支障を生じ



以後、③～⑥を繰り返す。

第8図 ワイヤーライン工法によるコア採取模式図。

る程度のコア長の伸びが引き揚げ時に生じている可能性を否定できない。その点、ロータリー式ボーリングでは1m掘削するごとにコア試料を回収するため、たとえ採取長に伸びが生じてもその補正を確実にできる利点もある。

#### 4. コア試料記載および各種分析作業

採取された複数の長尺不攪乱コア試料について、断層両側の地層の高精度対比、およびイベント層準の認定を目的として、一次記載と各種分析を実施する。

##### 4.1 コア試料処理作業

コア試料は、1mごとに分割してアクリルもしくは塩ビ製のケーシングパイプ(以下にパイプ)で運搬・保管する(口絵;第5図H)。コア試料回収後は上下を間違えないように矢印を記すとともに、上端に赤色(太陽を意味する)、下端に青色(海を意味する)のテーピングをする。さらに、掘削地点、コア番号、掘削深度などの情報もこの際に併せて記述する。コア試料処理作業中には、コア試料を安置する際の向きを統一させることで、上下を逆転させるケアレスミスを防止する。

研究室に搬入後、グラインダーを用いて試料の入ったパイプの両側面を半割する(口絵;第5図I)。その際、グラインダーを万力などで固定しパイプ容器を固定台に沿ってスライドさせることで、容易かつ平滑に切断することができる。さらに、ステンレスワイヤーを用いてパイプの切断面に沿ってコア試料を半割する。この時、ワイヤーを強く引っ張りすぎると、貝化石などを引きずって堆積構造を乱す恐れがあるため、ワイヤーで切りにくい場合には随時包丁を補助的に使用する。半割したコアの切断面は、霧吹きで表面を濡らした後、包丁を用いて整形する(口絵;第5図J)。

写真撮影は、整形した半割コアを並べて1mごとに並べて実施する(口絵;第5図K)。その際、コア番号・深度・メモを書いたプレート、スケールおよびカラーチャートと一緒に撮影しておく。なお、この際半割されたコア試料のうち、一方を層相観察用コアとし、記載後保存する。もう一方は試料採取用コアとして、主に分析用試料の採取に用いる。

##### 4.2 コア試料の一次記載

コア試料を半割後、肉眼による層相観察、軟X線写真観察、スミアスライドおよび実体鏡観察などの一次記載作業を行う。この作業を詳細に実施することによって、コア試料の特徴を把握することができ、その後の各種分析を効率的に実施することができる。なお、堆積物記載法については、公文・立石(1998)や池原(2001)が参考となる。

一次記載作業は、主に層相観察用コアを用いて実施する。記載は、専用の記載シートに粒度や堆積構造をスケッチ風に強調して1cmオーダーで記載し、1mごとに取りまとめる(第9図、口絵;第5図L)。この時点で粒度を強調した堆積柱状図を作成しておく、後の層序対比の目安となる。さらに後述する各種分析試料の採取箇所も、一次記載シートにあわせてまとめておくと良い。記載終了後、層相観察用コアはラップで包装し、コア箱に入れて冷暗所に保管する。

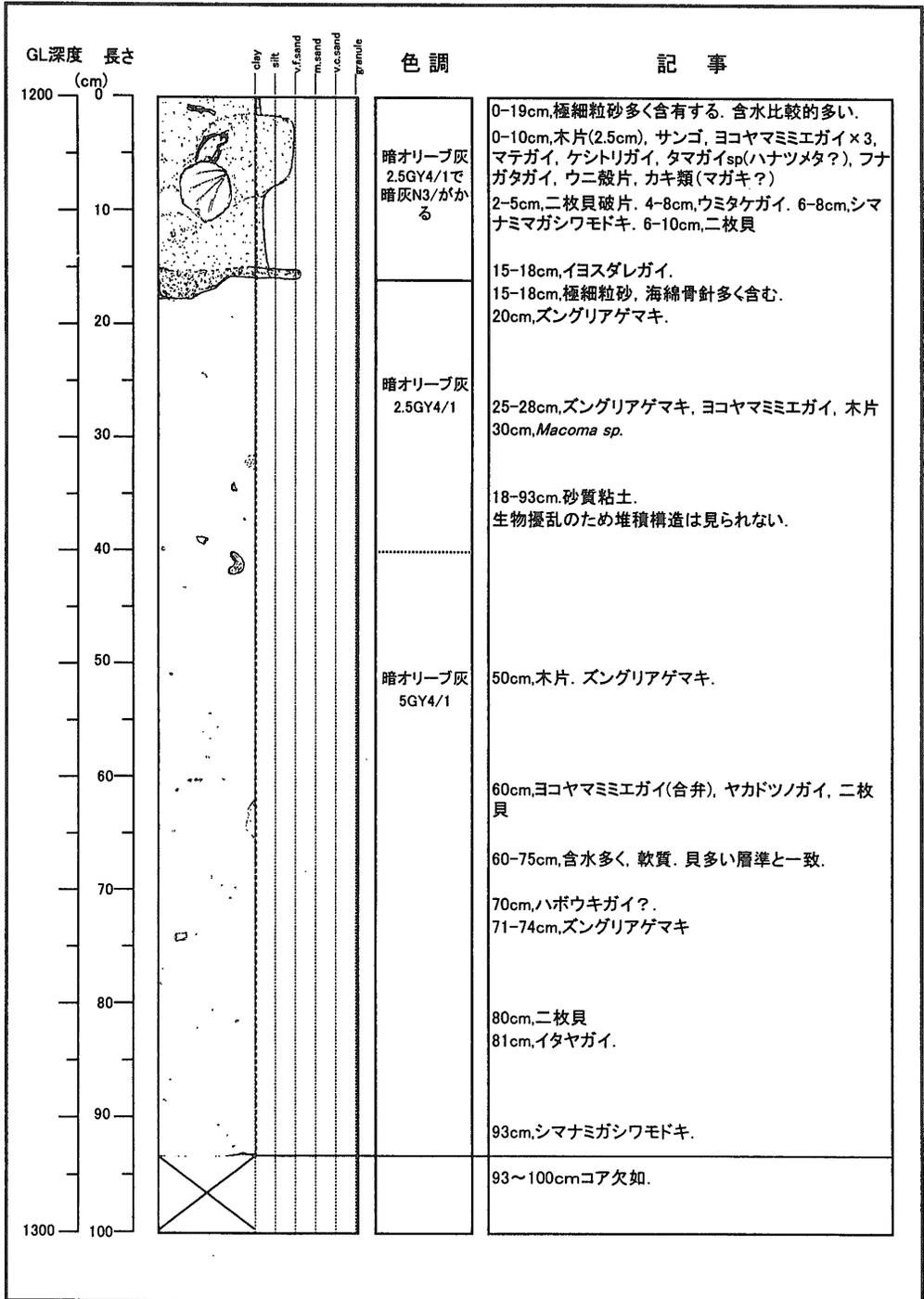
記載シートには、構成物質、粒度、含水量や固結度、臭い、色調、浸食構造・堆積構造の有無、変質やアーティファクトの有無などを記載する。さらに生物擾乱が認められる場合には、生痕の程度およびその産状を記載しておく。貝殻遺骸などを含む場合には、これらが原地性か異地性か?合弁か否か?などの産状記載をしたうえで種の同定を行う。特に原地性を示す種の遺骸は、後に年代測定用の試料を抽出する際その候補となる。さらに、礫を伴う場合には、礫種、形状、円磨度、礫と基質の割合を記載する。また、火山灰層のような同時間面を示す地層や重力流堆積物などの地震イベント堆積物である可能性が高い地層に関しては、その上下層準との関連を含めてより詳細な観察を行う。

堆積物の色調は、主として粒度、有機炭素量、鉄含有量とその中における $Fe^{2+}$ と $Fe^{3+}$ の量比、酸化還元状態などを反映している。色調の記載には、マンセルのカラーチャートに準拠した「新版標準土色帳」を参照することが一般的である。また最近では、分光測色計を用いてより定量的に記載することも可能となっている(口絵;第5図M)。

代表的な層相を示す箇所は、適量の試料を採取して実体顕微鏡下で観察する。特に、層相や色調が著しく変化する層準においては必ず観察を行う。観察の記載は、粗粒成分観察用シート(第1表)に

### 上灘コア柱状図

コアNo. 2B-13 深度12.0~13.0m



第9図 一次記載用シートの一例。

第1表 粗粒成分観察用シートの一例。

コアNo.	深度	層相	含有物(◎多、○普、+少、-Rare)														特徴
			岩片	石英粒	火山ガラス	骨針	有孔虫	貝形虫	雲母	ウニ片	貝殻片	材	Pyrite	火山岩片	鉄・磁鉄鉱	Perret	
1B-19	0.01		++	○	◎◎		++	++	○	+	○	○					放散虫+。
	0.30		+	○	◎◎		+	+	+		○-	○	+	+			火山岩片はゴマとクロ。
	0.40	K-Ah	+	+	◎◎◎			+			+	+	+				残さ極めて少ない。
	0.60	K-Ah	+	+	◎◎◎		+	+		+	+	+	+				残さ極めて少ない。
1B-20	0.05		○	○	+		+			+	○	○+	+				
	0.20	含水大	◎	◎	◎	◎	◎	○		◎	◎◎	○	+	◎	◎◎		磁鉄鉱、重鉱物多い。濃色ガラス有り。
	0.95		○	○	+		○	○	○		○	○	○				
1B-21	0.05		○	◎	○-	-	○	+	○	◎	○	○	+		◎		
	0.21		○	◎	○		+	○	○	○	○	+	+		○		
	0.95		○+	◎	○-		○-	○	○		◎	+	+				
1B-22	0.05		○+	◎	+		◎	○	○	○	○+	○-	+				
	0.25		○	○+	+		◎	+	○	○	○+	○+	+		○		
	0.95						○	○			○+						貝殻多いが砕屑粒子は小さくなっている。
1B-23	0.05		○	◎	+	+	◎	+	○	+	◎	+	○				Pyriteは長芋型が多い。
	0.90		-	◎	-		◎		+		◎	-	◎+				Pyriteは長芋型が多い。
1B-24	0.35	サンドパイプ	◎	◎	◎		◎		+	+	◎	+	○+				
	0.38	サンドパイプ	◎+	◎	○	◎	○	○	○	+	◎	-	○				
	0.85		+	◎	+		○	+	○		+	+			◎		残さ少なく、細かい。
1B-25	0.05		+	◎	-		○	○	○		◎	+	○+				
	0.95		+	◎	-						◎	+	◎				Py:六角短柱状あり。長芋型多い。
1B-26	0.05		-	○	-				+		+	+	◎				
	0.70	ノジュール	+	○	-		○		-		◎	-	◎				糞より白みがかった固結した物質を伴う。
	0.95		+	○	○		○		○		○	○	○				ガラスは汚いもの。
1B-27	0.02白	挟み	+	○+	+						+	◎◎					通常のPerretより白いもの多い。
	0.02黒	挟み	+	○	-						+	◎◎					1B-27(0.02白)と同様。
	0.95		+	◎	-		○	○	○		◎	○	○				
1B-28	0.05		+	◎	+		◎	+	-		◎	○	○-				
	0.80	挟み	-	◎+	-						◎	○	◎+		○		Pyは細長型多い。
	0.95		+	○	-		◎			+	◎	○	◎+				

日付:

記載者:大塚

取りまとめる。記載内容は、試料採取深度、採取箇所の層相、粗粒成分の構成粒子と量比、粒子の円磨度などである。構成粒子としては、岩片、石英、火山ガラス、海綿骨針、有孔虫、貝形虫、雲母、ウニ片、貝殻片、材、黄鉄鉱、鉄（磁鉄鉱）をカウントし、半定量的にその量比を区分する。

泥やシルトのような細粒堆積物の構成粒子を調べるには、スミアスライドを作成し光学顕微鏡で観察するのが最も有効である（公文・立石，1998）。スミアスライド観察により、主に構成鉱物の円磨度や粒径を記載する。特に均質でない堆積物の場合は、どの粒径の粒子が卓越するのか？ それらがどの程度の割合で混じっているのか？ といった点に留意する。また、珪藻や花粉化石を観察して、その量比を粗粒成分観察シートに併せて記しておく、後の各種分析試料の採取の際、有効な指標となる。

軟X線写真観察とは、堆積物に軟X線を照射し堆積物中の密度差として現れた構造を観察する研究手法である（有田，1983；有田・中村，1981）。これによって、肉眼的には識別が困難な微小な葉理や重鉱物の配列、火山灰などが観察される場合がある。軟X線用試料の採取には、長さ25.0cm×幅5.0cm×厚さ1.3cmの透明アクリル試料ケースを用いる場合が一般的で、その試料採取テクニックは有田（1983）に詳しい。

採取した試料ケースは、印画紙を入れたフィルムカセット上に1m分ごとと並べ、鉛を埋め込んだ英数字で試料番号、撮影条件を記し、軟X線撮影用装置を用いて撮影する（口絵；第5図O）。撮影条件は、泥質な試料の場合、撮影距離40cm、電圧30kV、電流3～4mA、照射時間110～150秒程度が目安となるが、試料の含水率、層厚、粒度および固結度によってその適正值は変化する。軟X線写真観察時には、生物擾乱の有無とその程度、薄層や葉理の有無などに着目し、その結果を上述した記載シートに書き足すと良い。

#### 4.3 コア試料解析

一次記載によって堆積物の特徴を把握したうえで、断層両側の地層の高精度対比を目的として、体系的に各種分析をおこなう。本稿では、その中でも基本である帯磁率測定、堆積物物性値測定、含砂量（含泥率）測定について概説する。なお各種分

析用の試料採取には、原則的に前述した試料採取用コアを用いる。

帯磁率とは、物質が外部から磁場H (A/m)を加えられて誘導磁気J (A/m)を生じるとき、J/H比で定義される物理量であり（力武，1972）、一般に磁性鉱物や岩片を伴う層準や火山灰の降灰層準などで高い値を示す傾向がある。また、有機物濃集層では還元環境において強磁性鉱物が溶解されるため、帯磁率は低い値を示す。帯磁率測定を一定間隔で実施することによって、コア試料の層相変化を簡便かつ定量的に求めることができる。測定用試料は市販の古地磁気測定用キューブ（以下キューブ）を用いて、5～10cm間隔で採取する（口絵；第5図N）。

湿潤重量、乾燥重量、含水率、密度といった堆積物物性値は、粒子間隙の状態や構成粒子の性質の違いによって変化する物理特性であり、堆積過程やその後の続成や変形に伴い変化する。湿潤重量は、帯磁率測定に用いたキューブ試料を使用し、電子天秤で計測する。湿潤重量は、乾燥の影響を抑えるため試料採取後なるべく時間をおかずに実施することが望ましい。湿潤重量測定後は、キューブの蓋を取った状態で試料を乾燥器に入れ、80℃で48時間かけて乾燥させる。その後、乾燥重量を測定する。含水率、密度、間隙率は、別途計算で求める（公文・立石，1998）。

含砂量（含泥率）は、乾燥重量測定後の試料を63 $\mu$ mの篩で湯洗することによって簡単に求められる。砂の量比と構成粒子については、試料ごとに詳しく記載しておく。

最後に、各項目の分析結果を相互に対比し、各分析結果の変動の原因を考察する。これらが海域全体で時系列的に変動している指標であると推定される場合には、コア試料の層準対比の指標として用いるのが妥当と言える。さらに、各コア試料において共通した指標の顕著な増減が認められる層準を、対比基準面として認定する。

#### 4.4 AMS法による<sup>14</sup>C年代測定

次に、加速器質量分析（Accelerator Mass Spectrometry：AMS）法を用いて、コア試料に年代軸を入れる。測定用試料は、コア試料の中から保存状況が良好なもの、さらに種の同定ができるものを

選別する。特に浅海底の貝殻遺骸を分析に用いた場合、リワークの影響で実際より古い堆積年代を示すことが多く、可能な限り原地性の試料を抽出することが重要である。

得られた $^{14}\text{C}$ 年代値は、INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998)を用いて1950年を基準として暦年補正したうえで議論に用いる。なお、海成生物遺骸を年代測定に用いる場合は、海水のリザーバー問題(池原, 2000)について考慮する必要がある。すなわち、この分析によって得られる年代値は、実際より数100年程度古くなる傾向が知られており、それらを事前に見積もっておく必要がある。

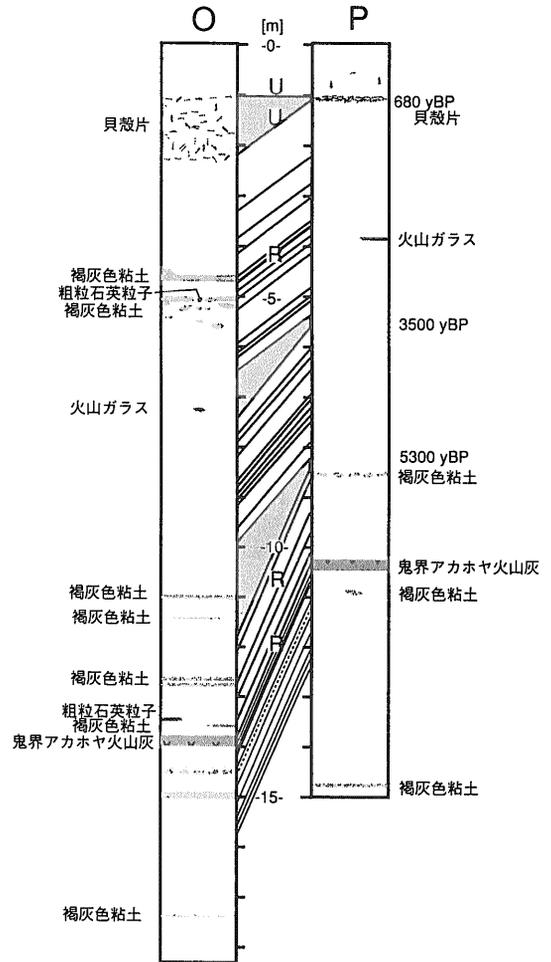
## 5. 地震イベント層準と発生年代の推定

一次記載と各種分析結果に基づいて、断層の上盤と下盤から採取したコア試料から得た各対比基準面を総括し、上述した音響反射面を参考にして総合的なコア層序対比を行う。その際、鬼界アカホヤ火山灰層などの広域火山灰層は最も確実な同時面であることから、この場合特に重要な対比基準面となる(第10図、口絵:第6図)。そして、各コア試料において認定されたそれぞれの対比基準面のコア間における標高差を求める。

一般に断層の垂直変位量より堆積速度が十分に上回っている場合には、断層を挟んで採取したコア間では、対比面の標高差は下位層準ほど大きくなる傾向がある。これは、断層変位の累重を示していると解釈される(第11図)。そして、対比基準面の累積変位量が急変する層準が地震イベント層準と認定され、この地層のズレの量から断層の垂直変位量を見積もることができる(第11図)。

この地震イベント層準の直上には、地震動によって生じた土石流堆積物やタービダイトが伴われていることがある(第5図; Df)。また、累積変位量の急変層準の上位では、除々に累積変位量が小さくなっていく傾向が認められる場合があるが、これらは堆積物による断層変位地形の埋積・平坦化の過程を示すと解釈される。

最後に、AMS $^{14}\text{C}$ 年代測定結果を用いて地震イベントの発生時期を特定する。その際、我々は各コア毎に堆積速度曲線を作成して年代論を議論している。これは、地層累重則に従って、全体的な傾



第10図 別府湾北西部における亀川沖西断層のコア試料の総合対比の例(岡村ほか, 1992)。3回の断層活動による層準のズレが認められる。Rは音響反射面, Uはイベント堆積物を示す。

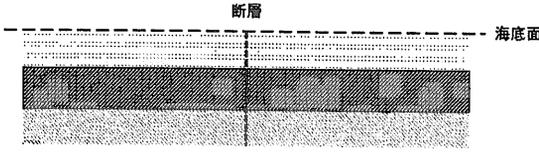
向から類推して描かれる年代トレンドより総じて若い年代値を示すものを測定エラー、古い時代に外れているものをリワーク年代値と解釈し、より理想的な堆積速度曲線を描くことによって、分析個体による誤差を排除する狙いがある。この堆積速度曲線にイベント層準を投影することにより、地震イベント年代をおおよそ見積もることが出来る。さらに、得られた地震イベントの年代値を周囲の陸上断層の既往調査結果などと比較することにより、地震イベントの広域性について考察する。

なお、堆積速度曲線からは各層準の堆積速度を求めることができるので、それらが断層変位量と比べて十分に大きいかどうか検討が必要である。例

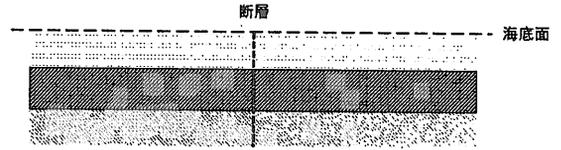
a) 堆積速度 < 変位速度

b) 堆積速度 > 変位速度

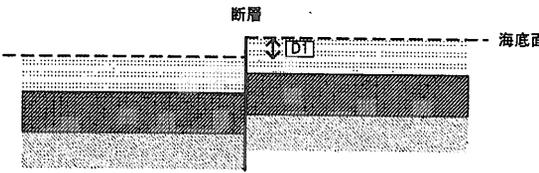
Stage I (地層の堆積)



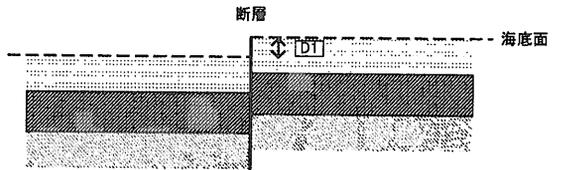
Stage I (地層の堆積)



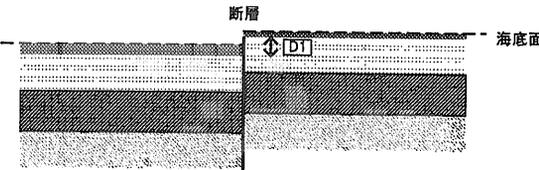
Stage II (地震イベント 1)



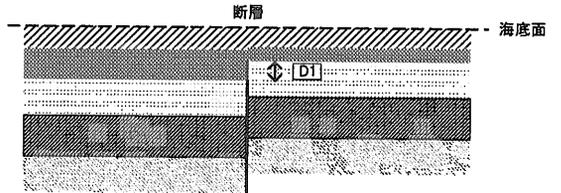
Stage II (地震イベント 1)



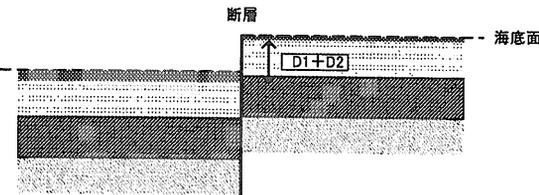
Stage III (地層の堆積)



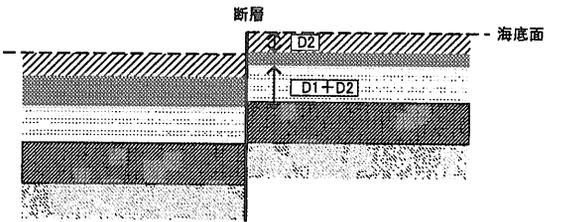
Stage III (地層の堆積)



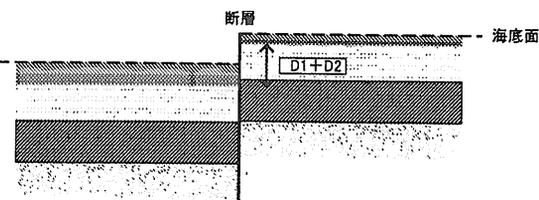
Stage IV (地震イベント 2)



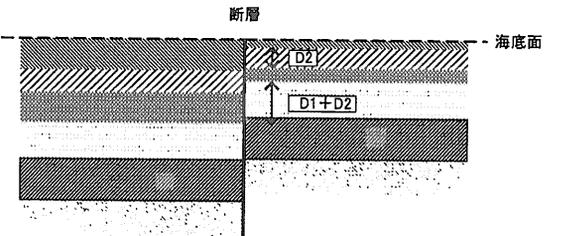
Stage IV (地震イベント 2)



Stage V (地層の堆積)



Stage V (地層の堆積)



第11図 堆積速度と変位速度の違いによる活断層の見え方の違い。a)：堆積速度が小さい場合で、堆積物が断層の変位を埋積する前に、次のイベントが生じる。b)：堆積速度が大きい場合で、断層の変位を埋めてから次のイベントが生じるため、コア試料による活断層の活動度の解析には理想的である。E1：初めのイベント、D1：初めのイベントによる変位量、E2：2番目のイベント、D2：2番目のイベントによる変位量。荒井(2000)に修正・加筆。

えば、断層変位量より堆積速度が小さい場合には、地震イベントにより生じた変動地形が埋積・平坦化される前に次の地震イベントが生じる。そのため、変動地形の累積が生じ、1回あたりの垂直変位量の抽出が困難となり、重複した層準の地震イベントを認定することが困難となる(第11図)。すなわち、この研究手法に基づいて断層の活動履歴を検討する場合には、断層の変位速度が堆積速度を上回っていることが絶対条件となる。

陸上活断層での掘削調査では、主に縦ずれの成分が卓越した断層の場合においても、隆起側は浸食作用、沈降側では堆積作用が主に働くため、断層を挟んで地形や地層を連続的に対比し、正確な変位量を見積もることは難しい。これに対して、我々が研究対象としている浅海底活断層の多くは、総じて堆積速度が変位速度よりも速く、垂直変位量が地層中に確実に保存されると考えられる。以上のことから、浅海底活断層の多くはTime-predictable recurrence model (Shimazaki and Nakata, 1980; 第12図)の適用が可能であり、断層の再来周期と将来発生しうる地震規模を陸上の活断層よりも正確に見積もることができると言えよう。

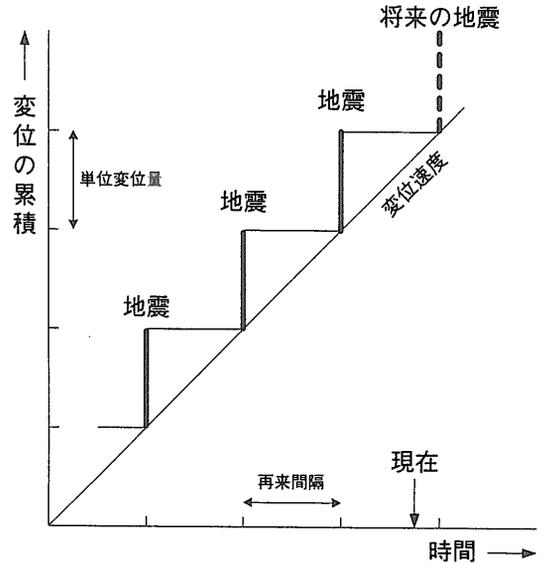
## 6. 最後に

本報では、我々が行っているシングルチャネル音波探査記録と長尺不攪乱コア試料の高精度解析を用いた浅海底活断層の研究手法について概説した。本手法を適用する最大の利点は、過去1万年間の地震イベント履歴を確実に把握でき点である。ただし、本手法の適用には多大な労力、資金と技術が必要となる。この一方策として、官公庁や大学および民間企業など産官学の多分野にわたる研究機関の技術提携や共同研究の実施が望まれよう。さらに、海域調査実施にあたっては、海上保安庁、地方行政機関や地元漁協などの関係各所の協力を得ることも不可欠である。

末尾ながら、活断層研究センターの諸賢には日常のご議論ご指導いただいている。ここに記して謝辞といたします。

### 引用文献

荒井晃作(2000):浅海域と湖沼域の活断層調査-これまでの研究と今後の課題。地調月報, 51, p. 49-58.



第12図 Time-predictable recurrence modelによるTime-displacement diagram. Shimazaki and Nakata (1980)を修正加筆。

- 有田正史(1983):堆積物の軟X線撮影法-その2-。地質ニュース, no. 350, 46-56.
- 有田正史・中村康夫(1981):堆積物の軟X線撮影法-その1-。地質ニュース, no. 320, 29-33.
- 池原 研(2000):海底堆積物中の浮遊性有孔虫と有機炭素を用いた放射性炭素年代測定値の比較。地調月報, 51, 299-307.
- 池原 研(2001):堆積物コアの見方-堆積物記載入門-。地質ニュース, no. 557, 14-25.
- 井内美郎(1987):音探堆積速度算定法-音波探査で求めた琵琶湖の堆積速度-。地球科学, 41, 231-241.
- 活断層研究会(1991):新編 日本の活断層。東京大学出版会, 437p.
- 公文富士夫・立石雅昭(1998):新版 碎屑物の研究法。地学団体研究会, 399p.
- 七山 太・杉山雄一・北田奈緒子・竹村恵二・岩淵 洋(2000):大阪湾断層及び和田岬断層の完新世活動性評価。地質調査所速報, no. EQ/00/2, 古地震研究調査概要報告書(平成11年度), 179-193.
- 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、友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査。地質調査所速報, no. 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.
- 中田 高・島崎邦彦(1997):活断層研究のための地層抜き取り装置(Geo-slicer)。地学雑誌, 106, 59-69.
- 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(1992):伊予灘北東部における中央構造線活断層系の完新世活動。地質学論集, no. 40, 75-92.
- 岡村 真・松岡裕美(1995):新しい堆積物採取法の開発と運用手順。講座文明と環境, no. 1, 朝倉書店, 105-14.
- 岡村 真・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, no. 40, 65-74.
- 大塚一広・七山 太・三浦健一郎・山本高司・安間 恵・三宅川 靖・長谷川 正・杉山雄一・佃 栄吉(2001):地震被害軽減を目的とした浅海底活断層の活動履歴研究(II)-伊予灘東部海域 MTL活断層系における実践例-, 地質ニュース, no. 568, 29-40.
- 力武常次(1972):地球電磁気学. 岩波書店, 472p.
- 寒川 旭(1999):過去2千年間の遺跡に刻まれた地震の痕跡. 月刊地球号外, no. 24, 56-63.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 真・白神 宏・前杵英明・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-別府湾海底断層を例として-. 活断層研究, no. 2, 83-88.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980): Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plincht, J. and Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- 杉山雄一(2001):活断層調査法. 地質学ハンドブック, 朝倉書店, 330-402.
- 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・荻谷愛彦・吾妻 崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦(1999):近畿三角地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, no. 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.
- 太井子宏和・井内義郎・目黒鉄雄(1987):琵琶湖北湖湖底表層のユニブーム音波探査-堆積層の構造と顕著な音波反射面の由来-. 北海道大学地球物理学研究報告, no. 49, 251-268.

---

MIURA Kenichiro, NANAYAMA Futoshi, OTSUKA Kazuhiro, SUGIYAMA Yuichi and TSUKUDA Eikichi (2001): Historical activity of active faults in shallow marine for mitigation of earthquake damages (I): an outline of survey techniques.

---

<受付:2001年11月16日>