

総 説

地震性堆積物を用いた地震発生日代と発生間隔の解析

池原 研\*

Ken IKEHARA (2000) Paleoseismicity analysis using earthquake-induced sediments. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51 (2/3), p. 89-102, 4 figs., 1 table.

**Abstract:** Some of the large earthquakes are recorded in sedimentary sequences as event deposits and rapid change of depositional environments. Abrupt subsidence of coastal plains by earthquakes allowed the intrusion of sea water into coastal lowlands, and the deposition of tidal mud on the soil. Strong shaking of aerial and subaqueous slopes triggered their failure, that produced avalanched or gravity flow deposits just below the slope. In marine environments, turbidites and subaqueous debris flow deposits may be formed. The strong shaking of the ground also induces liquefaction/fluidization of sediments, as a result of which deformed beds and sand dykes formed. Tsunamis, associated with earthquakes, may deposit unusual coarse-grained strata. From the depositional ages of the event deposits, age and recurrence intervals of large earthquakes are inferred. For marine sediments, however, the difficulty to calibrate radiocarbon and calendar ages poses a problem to correlate evidence in marine sediments with the records in historical literature and archaeological sites with high accuracy.

要 旨

大地震の記録は地震の諸現象によるイベント堆積物や急激な堆積環境の変化として地層中に記録されることがある。地震時の臨海低地の急激な沈降は海水の浸入を許し、土壌の上に潮間帯の泥層を堆積させる。地震による強い揺れは、空中・水中の斜面崩壊の原因となり、斜面基部に崩壊起源の堆積層を形成する。水中では、タービダイトや水中土石流堆積物が形成される。また強い揺れにより堆積物の液状化・流動化が起こり、堆積層の変形や砂脈の形成などが行われる。津波は地震時の大きな現象の一つであるが、これにより通常では形成されないような粗粒堆積物の堆積層が形成されることがある。したがって、これらのイベント堆積物の年代から巨大地震の発生日代や発生間隔を推定することが可能である。しかし、海洋堆積物を試料として用いる場合、放射性炭素年代から暦年代への読み替え方法にまだ問題があるため、歴史史料や考古遺跡の記録と高い精度で対比させて議論することは難しい場合がある。

1. はじめに

地震発生日にはさまざまな地質現象が現れる。地震の原因となる断層運動は地盤の鉛直あるいは水平方向への

食い違いを生じさせる。このような急激な地形変化による地盤の不安定や地震による激しい振動は斜面の滑落・滑動の原因となり、地滑りや土砂崩れを起こす。また、地震の激しい振動は堆積物粒子間隙を埋める液体の水圧を上昇させ、地盤の液状化・流動化を生じさせる。海域での大きな地盤運動はしばしば津波の発生源となる。地震に伴う海底斜面の崩壊もまた、津波の発生源の一つと考えられている。このような地震発生日の地質学的諸現象は地層記録として残される場合がある。例えば、断層運動に伴う地盤の沈降はその場の堆積環境の変化を引き起こすことがあり、沈降後には異なる環境下の堆積層が形成されることになる。斜面崩壊による堆積物や液状化・流動化による堆積層の変形や砂脈などは堆積層中に残される場合がある。津波の大きなエネルギーは通常的环境下では輸送されないような大きな礫の大規模な移動や通常時は泥の堆積場に粗粒物質を供給・堆積させる。

このような地震時に起こる現象の記録を堆積層中から読み取り、その発生日を特定できれば、歴史記録(史料)には残されていない遠い過去や人口密度の低い場所の過去の地震の発生日や発生間隔、規模などの推定が可能となる。このような地層記録からの古地震解析のためには、1) 地震起源の記録であることの特定、2) 正確な発生日の特定、が必要であることは間違いない。ま

\*海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

Keywords: paleoseismicity, radiocarbon dating, recurrence interval, earthquake-induced sediment

た、数多くの地震記録を漏れなく記録しておくためには地層の侵食などがない連続した堆積物であるほうが好ましい。湖や海の低いエネルギー環境下で堆積した泥質の湖底堆積物や海底堆積物は連続性の高い堆積物の一つである。また、これら湖底や海底の泥質堆積物の堆積速度は一般に数 cm~数 m/1000年程度であり、比較的容易に採取可能な数 m 程度の堆積物柱状試料でも数千~数万年の歴史を記録していることになる。数千年の時間スケールとしても、比較的人口が多く、文化水準の高かった西日本の一部を除けば、歴史記録(史料)からさかのぼれる限界の年代よりも明らかに古くまでさかのぼれ、考古遺跡の液化・流動化跡からの解釈と同程度あるいはそれ以上の期間の記録を残している場合もある。したがって、これらの自然の堆積物中の地震の記録を正確に解釈することは古地震研究における一つの重要な研究テーマとなりえる。

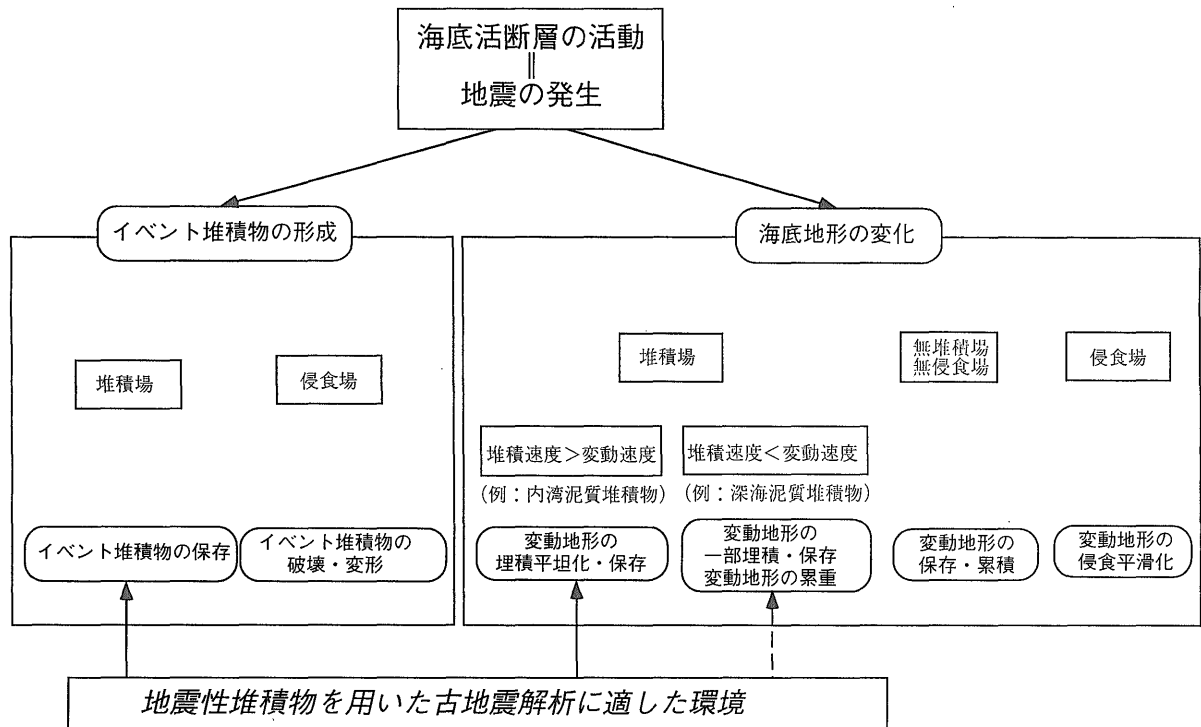
ここでは深海域から沿岸・臨海域の堆積層中に残される地震記録を概観し、地震記録としての特定の問題点を指摘した後、それらの現象の発生時期の特定のための年代測定方法について考える。

2. 地震に伴って起こる諸現象と臨海・沿岸・沖合域の堆積現象—堆積物として残される地震記録

2.1 地盤の上下動とそれに伴う堆積環境・堆積パターンの変化

断層運動は地盤の沈降あるいは隆起を引き起こすことがある。断層運動が地表面あるいは海底面に達すれば顕著な陸上/海底地形の変化として認識できる。陸上では降水や日射・風などの自然現象や人為的作用による地形改変により保存されづらいこのような変動地形も海底では比較的保存されやすい。特に、堆積物粒子の輸送エネルギーの低い泥質堆積物の堆積域ではなおさらである。新たに生じた海底の凹凸は海水中の沈降粒子の輸送に影響を与えると考えられ、凹地側ではより速くかつ急激に埋積が進む場合が多い(岡村ほか, 1992)。このような地形(水深)差による堆積速度の違いは、自然状態の湖底や海底からも報告例がある(例えば、井内, 1988)。ただし、その具体的粒子輸送・堆積過程は十分に解明されていない。いずれにせよ地形変化の結果、粒子の堆積パターンが変化し、堆積速度に違いが生じたといえる。このような堆積パターンの変化は音波探査やピストンコア・ボーリングコアなどの解析から認定可能である。つまり、堆積パターンの変化したときが断層運動の時期(=地震発生時期)となる。

地震によりどのような堆積パターンの変化が生じるかは、断層の変位量とその場の堆積過程と堆積速度によって変化すると考えられる(第1図)。海底付近のエネルギーレベルが高く、海底が侵食される場や砂礫質堆積物の分布域で砂礫が頻繁に移動するような場では断層運動によって生じた地形変化は保存されづらい。エネルギーレベルが低く、泥質堆積物が堆積する場でも堆積速度と

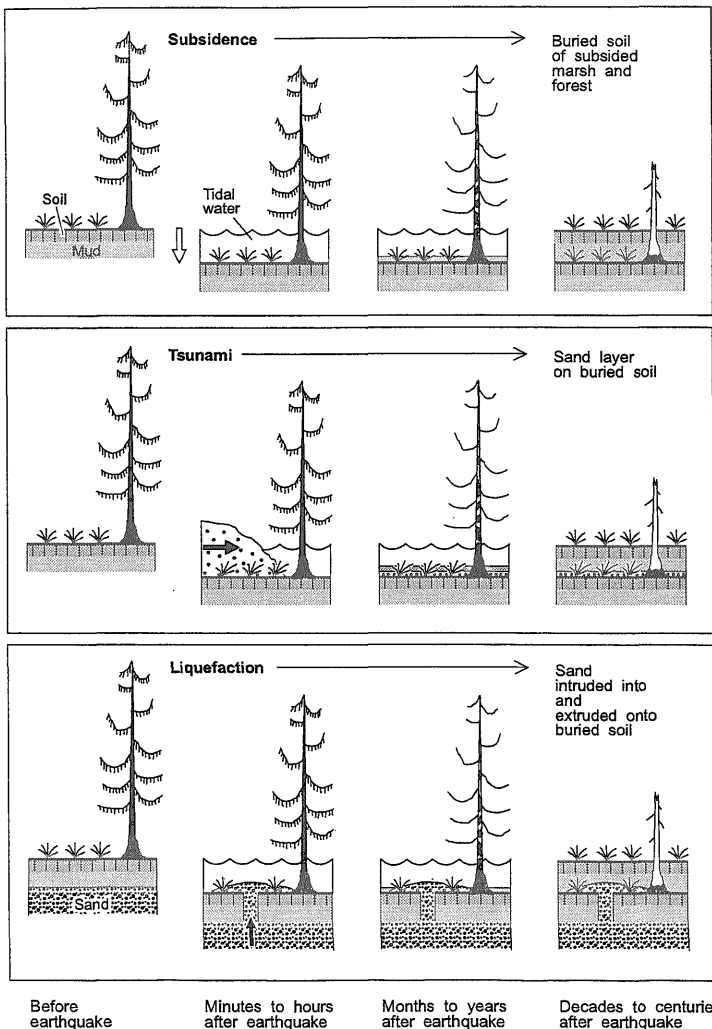


第1図 堆積環境の違いによるイベント堆積物及び変動地形の保存度の違い。  
Fig. 1 Influence of sedimentary environments in preservation potential of earthquake events in sediments.

断層の変位速度の関係により地形としての残され方は変化する。堆積速度が十分に速い場では断層運動によって生じた地形変化は平滑化されていき、ある時間経過後では平坦な海底面が復活し、理想的にはその後次の地震イベントまで均一に堆積層が形成される。すなわち、断層運動による地形変化はその後の堆積作用により解消されることになる。一方、堆積速度が断層の変位速度よりも十分に遅い場では断層運動によって作られた地形の平滑化(水深差の解消)は進まない。水深差が解消されないうちに次の地震イベントが起これば、断層運動による地形変化は累積し、さらに大きな地形(水深差)として現れる。このように変動地形が累積する場では、通常時の堆積作用に変化が生じず、地震性のイベント堆積物がない場合には、すべての地震イベントの発生年代を特定することが困難な場合も考えられる。

断層運動に伴うより広域的な地殻変動も堆積物に記録される場合がある。四国沖の南海トラフ沿いでのプレート境界型巨大地震(いわゆる南海地震)では地震時に四国の室戸岬と足摺岬が隆起し、高知平野が沈降するような地殻変動が起こったことが知られている。一方、地震

間ではこれを回復するようなゆっくりとした室戸側の沈降と高知平野の隆起が知られている。このような広域的な地殻変動により堆積環境が変化すればこれも堆積物に残される。北米太平洋側のカスケード地域では、地震間には沿岸域は隆起し、地震時には沿岸域が沈降することが知られている。この広域的な地殻変動により、カナダのバンクーバー島から米国カリフォルニア北部の入り江では臨海低地が沈降し、海水が浸入したことが記録されている(第2図)。すなわち、臨海低地の土壌の上に潮間帯の泥層が乗っていることが観察される。このような堆積現象は地震に限らず、洪水や暴風、河川の流路変化や供給量変化による泥の堆積パターンの変化、海水準変動などでも起こりうる。A.R. Nelson *et al.* (1996) は地震性の現象と特定するための基準として、1) 沈降が突然であること、2) 沈降量の大きさ、3) 沈水した土壌の側方への連続性、4) 津波堆積物との共存、5) 広域にわたる沈降イベントの同時性、をあげている。カスケード地域の場合、土壌中に根を持つ保存の良い樹木の樹幹や湿地性植物の存在は泥の堆積が急激なものであったことを示している (Atwater and Yamaguchi, 1991)。また、土



第2図 Cascadia地域の地震性堆積物 (Atwater *et al.*, 1995, ただし, Atwater and Hemphill-Haley, 1997 による)。

Fig. 2 Schematic representation of coastal features indicative of earthquake events in the Cascadia subduction zone (after Atwater *et al.*, 1995 in Atwater and Hemphill-Haley, 1997).

壤とその上位の泥に含まれる微化石などの組成も急激に変化することが知られている (Atwater and Yamaguchi, 1991; Nelson and Kashima, 1993). 沈降量は現在生息している植物の標高などから0.5-2m程度と推定されており, 地震以外のイベントによるものとしては大きすぎると考えられている (A.R. Nelson *et al.*, 1996). そしてこのような“沈水した”土壌は, 数km以上にわたって広域的に同じような水準で追跡でき, 地層中に挟在する泥炭層の年代値も同一現象とみて矛盾しない (Atwater, 1992; Atwater and Hemphill-Haley, 1997; Clague, 1997) うえ, 地震に伴うほかの現象である津波や液状化による堆積物を伴う場合もある (Clague, 1997). このような特徴は, 上記の基準を満たしており, 地震による堆積環境の変化が堆積層中に記録されたものと考えてよい。

## 2.2 斜面崩壊

地震時の大きな振動は陸上のみならず海底(湖底)の斜面の重力的不安定をもたらす, 斜面崩壊の原因となる。陸上における地震時の斜面崩壊は急傾斜地にほぼ限られるが, 海底では傾斜角度, 場合によっては $1^\circ$ 以下といったひょうに緩い斜面においても斜面崩壊が起こることが知られている (Lewis, 1971; Field *et al.*, 1982). 海底斜面の崩壊は, 堆積層中の間隙水圧の上昇が関係しており (平, 1979), 地震の振動 (大草ほか, 1987) のほか, 洪水時などの斜面への急激な堆積物の供給 (Prior and Coleman, 1980), 暴風時の大波による海底での水圧変化 (大草ほか, 1987) などによっても起こりえる。また, 斜面崩壊に対する海水準変動の影響も指摘されている (Stanley and Silverberg, 1969). 地震によると考えられる海底斜面の崩壊は深海底から浅海・湖までさまざまな場所で起こっており (Heezen and Ewing, 1952; Shilts and Clague, 1992; Syvitski and Schafer, 1996), 湖では近接する陸上斜面の崩壊物が流入し, 堆積したり, 川をせき止めて湖を形成する場合もある (Clague and Shilts, 1996). 斜面崩壊により崩れだした堆積物は重力により斜面下方に輸送され, 重力流堆積物を形成する。どのようなタイプの重力流堆積物が形成されるかは斜面崩壊の大きさ, 崩壊物の岩質, 粒度組成などによって決定される。海底の場合, 水中土石流堆積物とタービダイトが最も普遍的な例である。海底における斜面崩壊起源の堆積物は, 音波探査記録 (Nardin *et al.*, 1979; Damuth, 1980; 池原ほか, 1990) や実際の堆積物柱状試料 (Doig, 1986; 片山ほか, 1988; 池原・井内, 1998) の解析などから認定可能である。しかし, 一つ一つの崩壊起源の堆積物がどこからどのようにその場にもたらされたかについて詳細に分かっている例は少ない。近年, 津波の発生に対する海底斜面の崩壊現象の重要性が指摘されており (今村, 1998), 海底斜面のどこがどの程度崩

れたのかについての解明が期待されている。最近では, サイドスキャンソナー記録やマルチナロービーム測深記録の解析により斜面崩壊の発生源から崩壊起源堆積物の堆積域までの堆積状況の詳細も把握できるようになってきた (Kasten, 1984; van Weering *et al.*, 1998). これにより, 崩壊の規模などの推定も精度よくできるようになってきている。また, 斜面崩壊起源の堆積物を用いた過去の地震記録の解明のためには崩壊起源の堆積物がどこにどのように堆積するかも把握しておく必要がある。このためには, 崩壊起源の堆積物の古流向解析などが有効な手法の一つであり, さまざまな方法が試みられている (池原, 1999a; Abdeldayem *et al.*, 1999).

このような斜面崩壊起源の堆積物 (水中土石流堆積物やタービダイト) は粒度組成やその特徴的な堆積構造などにより認定可能である。また, 粒度組成の違いに起因する湿潤密度の変化 (一般に通常時の堆積物より密度が高い) や帯磁率変化 (高い帯磁率), 粒子組成の変化に起因する堆積物の色の変化などにより非破壊連続測定でも容易に認定できる場合がある (池原, 1994; 池原ほか, 1999; Abdeldayem *et al.*, 1999). 斜面崩壊起源の堆積物を通常時の堆積物から分離し, 堆積物試料中に年代目盛りを入れることにより, 過去の地震の発生日を推定することが可能になる。

実際には, これらの斜面崩壊が地震起源であるか否かを特定することは非常に難しい。特に浅海域では, 河川からの洪水流の流入, 暴風時の大波など地震以外に斜面崩壊を引き起こしえる要素が豊富に存在する。タービダイトの源である乱泥流 (混濁流) を流す海底谷は, 浅海域から深海域への効率的な物質輸送路である。したがって, 浅海域にその谷頭を持つ海底谷沿いでは浅海域の崩壊現象の影響を受けている可能性がある。洪水や暴風は地震に比べて発生場所が狭いと考えられるので, 地震起源の堆積物の方がより広域的に分布すると考えられる。広域から採取された多数の試料の解析は地震起源の記録の解読には有効である可能性がある。一方, 同じ大きさの地震動があっても斜面の傾斜・地形や未固結堆積物の堆積状況・堆積量などにより, 崩壊が起こる場合と起こらない場合があり得るのは容易に想像できる。したがって, 一つの試料にすべての地震の記録が残されない場合もある。斜面崩壊起源の堆積物から地震記録を解読するためには, 地震以外の崩壊の原因が考えづらい場所の試料を選んで解析するか, 多数の試料の解析から統計的に同時期に発生したと考えられるものを抽出して解析していくことが重要であると考えられる。

## 2.3 地盤の液状化と流動化

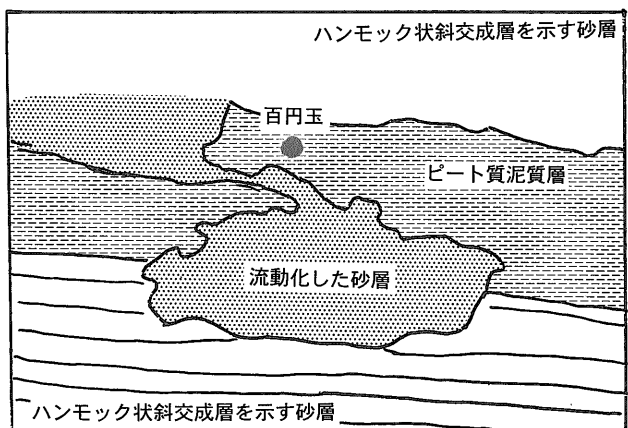
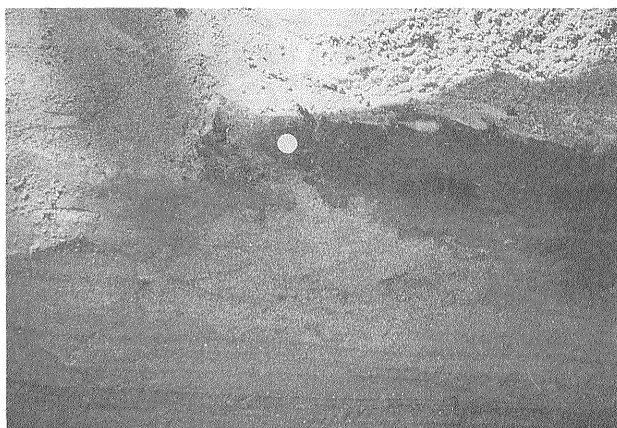
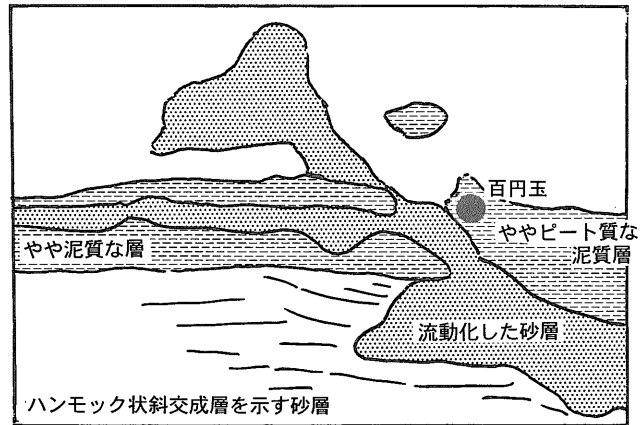
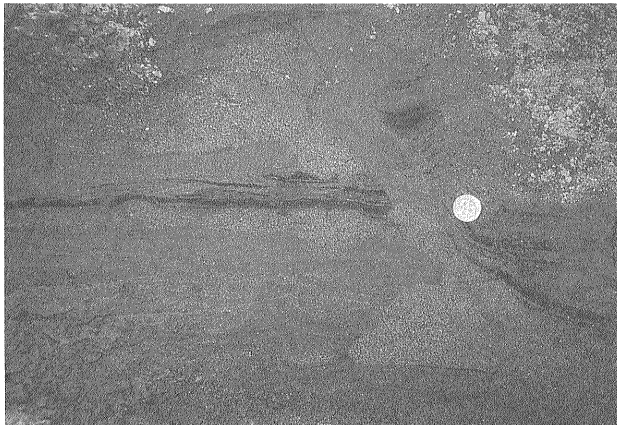
地震時の振動はまた堆積物粒子に振動を与え, 粒子配列パターンが変化することにより間隙水圧が上昇し, 地層の液状化や流動化を起こす。液状化と流動化は以下の

ように区分される (Lowe, 1975; Guidaud and Plaziat, 1993). 液状化とは、間隙水圧が上昇し、上位の堆積物の荷重を粒子接触でなく水圧で保持した状態をいう。さらに間隙水圧が高まると、液状化した堆積物は拘束圧に打ち勝って低圧側に移動し、砂脈を形成する。このような状態を流動化と呼ぶ。そして、上方に移動し、地表に噴き出した砂はマウンド状の高まりをつくる。また、流動化した砂は側方へシル状に入り込む場合もある。このような流動化した砂が側方へ移動する現象は側方流動と呼ばれ、建設基礎の破壊、橋脚の移動による橋げたの落下など地盤工学的に非常に大きな問題となっている。また、以前は比較的淘汰の良い砂層が液状化問題の中心であったが、最近では礫質土や風化土であるマサ土の液状化も問題となってきている。このような地層の流動化には液状化しやすい砂層に薄く挟在する泥層の存在が重要であるとの指摘もある (國生, 1999)。液状化・流動化した地層は粒子配列パターンの変化や側方への流動によってその体積を変化させるので、地盤が沈降したりする場合もある。

このような液状化の記録である層内褶曲やコンポリュート葉理、流動化の記録である砂脈は地層中でもしばしば観察される (第3図)。図は、新潟信濃川河口部の

沖積層で、5 m 程度の海岸 (砂浜) から上部外浜の堆積層の下の下部外浜の堆積物中にみられる砂脈で、洪水起源と考えられる植物片に富む泥質層を切っている。また、考古遺跡でも砂脈が認められ、遺物の年代などから流動化の発生年代が特定されており、古地震解析の一つの有力な手段となってきている (寒川, 1992, 1999)。液状化・流動化跡から地震の発生年代を特定するには、砂脈や噴砂丘を覆ったり切ったりする地層の年代から推定することが基本である。しかし、第3図のように砂脈の一部しか観察できないような場合には、正確な地震の発生年代を特定することが困難である場合もある。

海底・湖底堆積物における液状化・流動化跡の報告はいくつかある (Sims, 1975; Hempton and Dewey, 1983; 岡野ほか, 1995; 竹内ほか, 1996)。しかし、現世の海底堆積物中で明らかに地震起源で形成された液状化・流動化跡の報告例は水中噴砂についてわずかにあるだけ (岡野ほか, 1995; 竹内ほか, 1996) で、詳しい産状や三次元的形態・構造、形成過程についてはほとんど分かっていない。前述した海底斜面の崩壊の一つの原因は間隙水圧の上昇にあり、海底堆積物が液状化や流動化が関係していると考えられる。どのような液状化・流動化跡が海底のどのような場所に形成され、それがいかに



第3図 新潟平野信濃川河口付近の沖積層中の砂脈。

Fig. 3 Sand dyke in the Holocene shoreface deposits near the mouth of Shinano-gawa, Niigata Plane.

古地震解析に利用できるかについては今後の課題である。

## 2.4 津波と津波堆積物

断層運動による海底地形の急激な変化はしばしば津波を発生させる。そして、臨海低地に大きな被害を与えている。堆積層に関係した地質現象としての津波はその大きなエネルギーゆえ通常時には動かしえないような物質を移動させるということに最も大きな特徴を持つ。すなわち、津波は通常時あるいは暴風時の波浪では動かないほど深い水深あるいは大きな粒径の粒子でも大規模に動かすことが可能である。七山ほか(1998)によれば、1993年北海道南西沖地震の津波では水深35~172mの海底堆積物が陸上に打ち上げられている。津波によりもたらされた堆積物の特徴については日本でもいくつかの報告がある。その多くは次の2つに大別される。一つは、沿岸海底あるいは海岸域の堆積物が押し波によって輸送されて臨海低地の湖沼に堆積したものである(箕浦ほか, 1987; Minoura *et al.*, 1994など)。臨海低地の湖沼の中心部は低いエネルギー環境にあり、通常時は泥の堆積域となっているので、砂質あるいは砂礫質の津波堆積物は比較的容易に認定可能である。そして、通常時の低いエネルギーレベルと泥の堆積により、いったん堆積した津波堆積物は侵食されるおそれが少なく、堆積物中に記録として保存される。また、津波に伴って大量の海水が低地に流入するため、本来は淡水域に海水が混入する。このため、砂質堆積物が認定できなくとも含有する珪藻や石灰質ナノプランクトンなどの微化石や硫黄含有量などの海水が滞留した痕跡でも津波の発生を認知できる場合がある。もう一つは沿岸、臨海域の砂礫質の堆積物として記録される場合である。押し波では陸棚上や海岸の砂礫が再移動し、本来の海岸位置から数百m以上も内陸に、また数m以上の高度の場所に堆積する場合がある。非常に大きな岩塊が陸上に打ち上げられた場合、「津波石」と呼ばれることもある。このような砂礫層にはもともとの環境下で生息していた生物の遺骸が含有される場合があり、供給源の推定に有効である。生物遺骸を含まない場合には津波堆積物を構成する堆積物と同じ粒度や形状をもつ堆積物がどこに分布しているか、岩塊と同じ種類の岩層の分布や給源となる海食崖と岩塊の懸崖破面の比較といった情報が給源推定に利用される(河名・中田, 1994; 加藤・松尾, 1998)。砂礫層には斜交成層、カレントリップル葉理、礫のインプリケーションなどの堆積構造が観察され(七山ほか, 1998)、個々の押し波、引き波の流れのパターン(古流向)の解析も行われている。一方、津波の引き波でも堆積物は形成される場合がある。北海道大成町の北海道南西沖地震の津波堆積物では、引き波堆積物は総じて土壌やゴミを多く混在するという特徴を持っている(七山ほか, 1998)。このような沿岸・臨

海域の砂礫質津波堆積物は津波の遡上高の推定に有効であると考えられるが、段丘上や海岸砂丘下に保存されるような場合を除けば自然・人間活動両方による影響を受けやすく、堆積物としての保存ポテンシャルは高くはない可能性がある。すなわち、過去の津波の来襲頻度の考察に使用する際には注意を要する。

過去200年間の津波の発生原因はその90.3%が地震であるが、その他にも火山性の津波(6.4%)、地滑り起源の津波(3.3%)もあるとされる(今村, 1998)。このような地震以外の原因により発生する津波は、歴史的にみて頻度は少ないものの規模と被害は大きいという指摘がある(今村, 1998)。規模が大きいということから、地層中には残されやすい可能性がある。火山噴火に伴う津波堆積物は1640年の北海道駒ヶ岳の噴火津波の例が報告されている(西村・宮地, 1998)。噴火に伴う津波はその噴火による火山灰層を伴うから地震津波か否かの区別は比較的容易かもしれない。また、地滑り起源の津波でも大きな被害が発生している。例えば、1791年眉山崩壊の津波は有明海の対岸の肥後・天草に大きな被害を与えた。1998年のパプアニューギニア・シノッサ津波は地震の規模に対して津波が大きいという特徴を持ち、海底地滑りの関与していた可能性が示唆されている(今村, 1998)。また、1741年の北海道渡島大島の津波はいまだにその発生メカニズムが特定されていないが、渡島大島火山の北側の大規模な地滑りが関係しているとも考えられている。実際、この地滑り起源の堆積物は島北部の海底に広く分布していることが明らかにされている(加藤, 1997)。1993年北海道南西沖地震の際には、津波の到達時間が予想時間よりも明らかに早い場所があり、海底地滑りやアサイズミックな地殻変動の可能性が指摘されているという(今村, 1998)。さらに、隕石による津波も頻度はかなり低い通常の津波の規模をはるかに上回る規模の津波を発生させる可能性がある。一方、津波は1960年チリ津波のように遠地地震起源のものもありうる。津波の規模は、津波堆積物の粒度や厚さ、堆積構造、給源の水深などからある程度推定可能である場合もあるが、場所によっては遠地地震の可能性も考慮に入れる必要がある。以上のことは、地層中で認定された津波堆積物を用いた古地震解析に考慮すべき点のあることを示しているが、津波堆積物が古地震解析の一つの有効な道具であることは疑いない。

## 3. 地震に関連した堆積現象から過去の地震履歴を読み取るために

### 3.1 年代決定手法

地層中の地震性堆積物から古地震情報を読み取るためには堆積層の堆積年代を知り、地震イベントの発生時期を特定することが必要である。特に、今後の地震災害軽

減・防止に役立たせるためにはできる限り詳しく正しい年代決定が重要となる。

イベントの年代決定には、いくつかの方法が考えられる。一つは年代既知のものとの上下関係・層序関係を利用するものである。古文書などで噴出年代が特定されている火山灰層は陸上・海底を問わず重要な年代指標の一つである。陸上では、人類の遺物(石器・土器・陶磁器・たき火跡など)も年代指標の一つとなりうるが、海底では非常に特異な場所を除いて一般に使用不可能である。また、非常に最近の臨海・沿岸域の堆積層では周辺陸域から供給されるゴミから堆積年代が分かる場合もある。すなわち、製造年月日が明記されていたり、形状や模様、印刷内容などから製造年代をある程度特定できるようなゴミは良い年代指示者になりうる。時代とともに海洋環境が変動しているような海域では通常時の堆積物の粒度・粒子組成、色、含まれる微化石の群集組成の変化なども時間目盛りを提供してくれる場合がある。例えば日本海では、後期第四紀の海水準変動に関係して海洋環境が大きく変化してきたことが知られており、このような変化に対応して岩相、色、堆積構造、微化石組成、化学組成などが変化している(Oba *et al.*, 1991; 池原, 1998)。このような変化はほぼ日本海全域においてほぼ同時に起こっていると考えられており、海洋環境が変化した時代もある程度推定されている(池原, 1998)。したがって、このような岩相上の特徴を用いることによって、堆積物の堆積年代を推定することが可能となる。もう一つの手法は放射性同位元素を用い方法である。鉛210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) 法、セシウム137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) 法、炭素14 ( $^{14}\text{C}$ ) 法などがその代表格である。非常に最近のイベントの年代特定には半減期の短い  $^{210}\text{Pb}$  法や  $^{137}\text{Cs}$  法が適している。しかし、堆積速度の遅い沖合や深海底の堆積物試料では、 $^{14}\text{C}$  法が用いられることが多い。これは試料中の炭素を用いて年代測定を行うもので、5万年前程度までの年代測定が可能である。具体的には、試料中の植物片や花粉粒子、有機炭素、炭酸塩(貝殻・有孔虫などの遺骸など)などが測定に使われる。最近では加速器質量分析法を用いることにより少量の試料で正確な年代値を得ることが可能となった。海底堆積物では一般に少量の炭素しか得られないため、加速器質量分析法による放射性炭素年代測定が行われる。加速器質量分析法による放射性炭素年代測定では炭酸塩試料でも3-4mg程度(外注分析でも10mg以下程度)で精度の良い年代決定が可能である。なお、同法による年代測定は世界の多くの機関で行われているが、これらの主な機関では標準試料によってお互いの装置のチェックを行っており、同一の試料についての測定では大きな年代値の違いはまずないと考えられ、同一試料の年代値のばらつきはむしろ、試料の前処理の問題が大きいとされる(村山, 私信)。しかし、得られた年代値がばらつきはどこにあるかについての定量的

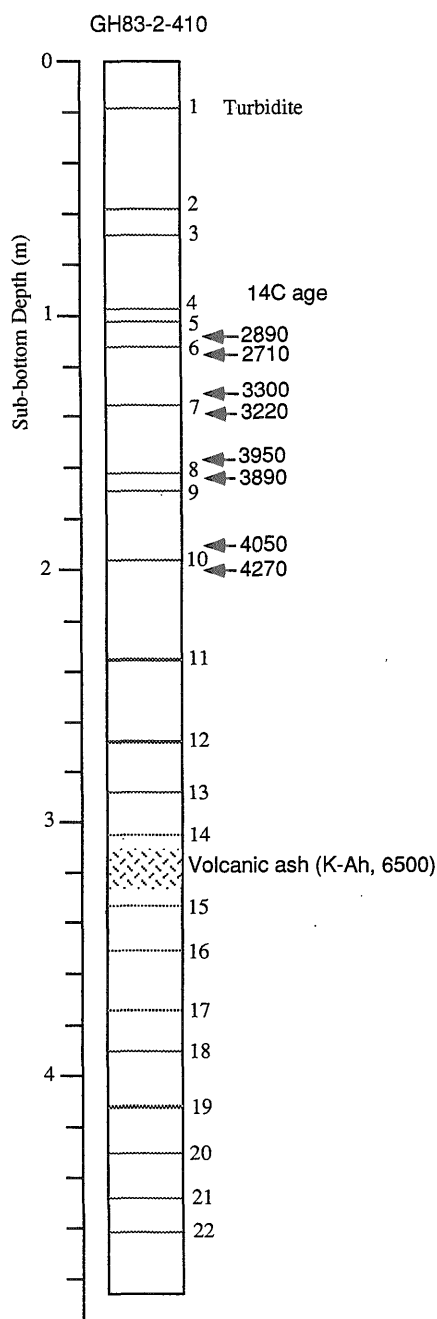
な評価は困難である。このほか、地磁気永年変化曲線の標準曲線との対比や年縞堆積物なども年代目盛りとして使われることがある。

実際の堆積物中の記録から、地震の発生年代あるいは発生間隔を述べた論文は多数ある。これらは、 $^{14}\text{C}$  法によりサンゴ質津波堆積物(河名・中田, 1994)、深海底タービダイト(池原, 1999b, 1999c)、津波堆積物(佃ほか, 1999)に基づくもの、 $^{210}\text{Pb}$  法により津波堆積物(箕浦ほか, 1987; Minoura *et al.*, 1994)に基づくもの、年代既知の火山灰により湖底・深海底タービダイト(Adams, 1990; 中嶋・金井, 1995; Inouchi *et al.*, 1996; 池原・井内, 1998)、津波堆積物(Minoura *et al.*, 1996)に基づくもの、湖の年縞堆積物により地震による変形構造(Sims, 1975)に基づくものなどがある。

### 3.2 年代精度と年代測定法の問題点

年代決定の精度を高めるためには、1)より最適な年代測定方法と材料を選ぶこと、2)乱れの少ない良質の試料を選ぶこと、3)できる限りたくさん年代測定値を得ること、4)複数の方法によりクロスチェックを行うこと、などがあげられる。海底堆積物の場合、 $^{14}\text{C}$  法による年代測定が最も普遍的に使われている。したがって、以下では $^{14}\text{C}$  法を用いた年代決定法の精度と問題点について議論する。

より最適な年代測定の方法と材料の選択は、必要とする年代決定精度を得るために大切である。南海トラフ沿いの巨大地震のように100~150年間隔のイベントを対象とした年代決定では、内陸地震の1000年以上の間隔の場合に比べてより高い年代決定の精度が求められる。熊野トラフの海底堆積物の場合、通常時の半遠洋性堆積物中の浮遊性有孔虫遺骸を用いて放射性炭素年代測定を行うことにより、100年以下の精度でイベントの年代決定が可能である(第4図; 池原, 1999c)。しかし、日本海のように炭酸カルシウム補償深度が浅い海では深海堆積物中に有孔虫遺骸の含有量は極めて少なく、浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定は使えない。このような場合、 $^{14}\text{C}$  法の測定対象試料として最も期待できるのは半遠洋性堆積物に含まれる花粉粒子であるが、含有率が低く、処理が大変であるという欠点を持っている。簡便には、半遠洋性堆積物中の有機炭素を用いる方法が考えられるが、古い陸源炭素の混入の影響があり、一般に古い年代値が出るとされている。どのくらい古い年代が出るかは混入する古い炭素の年代と量による。東海沖のコアにおける同じ層準の有機炭素と浮遊性有孔虫の放射性炭素年代は第1表のような関係にある。有機炭素を用いた年代値の方が、およそ1200年程度古い値を示していることが分かる。有機炭素による年代値しか得られない場合には、海底面をほぼ現在と仮定して海底表層堆積物も同じようにして測定し、あるいは年代既知の火山灰層の



第4図 熊野トラフから採取された柱状試料中のタービダイトと半遠洋性堆積物中の浮遊性有孔虫遺骸を用いた放射性炭素年代測定結果(池原, 1999cによる)。図中のハッチをかけた部分がタービダイト。年代測定試料はタービダイトの上下の通常時の堆積物(半遠洋性泥)から採取されている。年代値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正後の放射性炭素年代値。

Fig. 4 Columnar section of Core GH83-2-410 with conventional radiocarbon ages of planktonic foraminifera in hemipelagic mud (after Ikehara, 1999c). Turbidite beds are shown as hatched parts. Planktonic foraminifera in hemipelagic mud just above and below the turbidite beds were used for age determinations.

層準の直下・直上を測定して、どれくらい年代がシフトするかを確認する方法もあるが、古い炭素の混入率が時代を通じて一定であるという仮定も必要となる。このような条件下では、数百年程度より粗い精度での議論しかできないと考えられる。

浮遊性有孔虫を使用する場合でもいくつかの問題がある。浮遊性有孔虫は、海水から無機的に炭酸塩の殻を形成する。その殻の $^{14}\text{C}$ 濃度は海水中に溶存する全炭酸のそれと等しいと仮定されている。しかし、浮遊性有孔虫でも種によってその生息深度が異なり、海水中の $^{14}\text{C}$ 濃度の鉛直変化から取り込んでいる $^{14}\text{C}$ 濃度が異なることが予想される。Broecker *et al.* (1988) は同じ層準から採取した浮遊性有孔虫の種によってその示す年代値に数十~1000年を越える違いがあることを示した。村山ほか(1993)はこのため、大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度と平衡に近い $^{14}\text{C}$ の起源の明らかな炭酸塩(すなわち大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度と平衡関係にある表層水の $^{14}\text{C}$ 濃度とほぼ同じ水塊に生息する有孔虫の殻)のみを年代測定に使用する必要性を指摘している。また、有孔虫によってはその殻の孔に炭酸塩の再結晶が形成されやすいものがある。このような二次的な炭酸塩の結晶は年代値に大きく影響することがある。また、死後海水中を沈降していく間、そして表層堆積物中における溶解作用に対する耐性の種毎の違いも年代値に影響を与える原因となる。したがって、表層水中に生息する二次的な炭酸塩の結晶を持ちにくい殻構造を持つ有孔虫の単種を用いた年代測定が望ましいことになる。

乱れや混入のない試料を選んで、できる限りたくさんの年代値を得ることも大切である。いずれの種類の地震イベントでも、一つの地層中に2つ以上のイベント堆積物が認定されたならば、そのイベント堆積物の上下の堆積物の年代を決定することが望ましい。斜面崩壊起源の堆積物や津波堆積物では堆積時に下位の堆積物を侵食する場合もあると考えられるので、イベント堆積物の上下に年代測定値があればその信頼度が増す。地震時の地殻変動に対応した堆積速度の変化が古地震解析に使われるときにもできるだけたくさんの年代値があったほうが良い。また、斜面崩壊堆積物や津波堆積物は地震イベントよりも古い堆積物を再移動させるのが普通なので、イベント堆積物そのものの年代は地震イベントの発生年代よりも古く出ると考えられる。タービダイトでは最後に懸濁状態から堆積するタービダイト泥は“古い”粒子が混入している可能性が高い。そしてこれは堆積後に底生生物により攪乱されて、直上の通常時の堆積物と混ざることもある。実際、日本海や東海沖から採取された柱状試料でもタービダイト直上の年代測定値が古く出ることがある。このような不良データの切り捨てのためにも年代値は多くある必要がある。

このような“古い”粒子の混入のない通常時の堆積物



第 1 表 東海沖の柱状試料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結果。年代値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正後の放射性炭素年代値。海洋のレザバー補正はされていない。

Table 1 Radiocarbon ages of planktonic foraminifera and bulk organic carbon in Core GH97-310 from offshore of Tokai region. The ages are shown as conventional radiocarbon ages after  $\delta^{13}\text{C}$  correction. No reserver correction was applied.

Sample	Sub-bottom Depth	Conventional C14 Age (Foram)	Accession No.	Conventional C14 Age (org.C)	Accession No.	Age Difference
310-6-69-75	133-139 cm	1770 $\pm$ 70	Beta-116717	2950 $\pm$ 70	Beta-128566	1180
310-7-70-74	234-238 cm	2620 $\pm$ 100	Beta-116720	3810 $\pm$ 60	Beta-128567	1190
310-CC-14-16	278-280 cm	2900 $\pm$ 50	Beta-116725			
310-CC-21-25	285-289 cm			4670 $\pm$ 80	Beta-128568	<1695>*
310-CC-31-33	295-297 cm	3060 $\pm$ 50	Beta-116726			

\*: estimation from two C14 ages of planktonic foraminifera above and below the measured horizon

でもいくつかの問題がある。まず、酸化的な海底環境では底生生物が生息している。底生生物の活動は表層堆積物を攪拌し、均質化をもたらす。これにより含まれる浮遊性有孔虫から求められた年代値には誤差が生じる。この誤差の大きさ(生物擾乱により攪拌される堆積物の年代範囲; T)は、堆積速度と底生生物による攪拌深度によって決まり (Andreé, 1987), 堆積速度が大きいほど T は小さくなる。

$$T = 8033 \cdot \ln(1 + h/8.033 \cdot A)$$

ここで、h は生物擾乱によって攪拌される堆積層の厚さ (cm), A は堆積物の平均堆積速度 (cm/1000年) である。日本周辺の一一般的な堆積速度 (10-25cm/1000年) とこれまで報告された底生生物の攪拌深度 (=表層混合層の厚さ; 8-10cm 程度: Nozaki *et al.*, 1977; Berger and Johnson, 1978; Peng *et al.*, 1979) からすると、T は 400-1000年程度となる。50cm/1000年の堆積速度では約 200年, 100cm/1000年では約100年となる。これに拾い出し層厚の攪拌深度に対する比 (2 cm の厚さの層準から拾い出したのであれば0.2) を乗じたもの (上の一般的な堆積速度の例では、80-200年) が生物擾乱がもたらす年代測定への誤差となる。加速器質量分析法による放射性炭素年代測定では、数千年から1万年程度までの年代測定値の誤差 (1  $\sigma$  の値) は数十年から100年以下の場合が多いので、生物擾乱に起因する年代値への誤差はこれより小さい場合が多く、ほとんど無視できると考えられる。なお、粒子の大きさの違いにより大きな粒子ほど選択的に生物擾乱の影響を受ける場合がある (大きな粒子ほど古い年代を示す) という報告例もある (Thomson *et al.*, 1995)。以上はハンドピッキングされた有孔虫試料についての効果であるが、堆積物全体についての生物擾乱の影響については、Berger and Johnson (1978) のモデルがある。大西洋・インド洋・太平洋の深海底の石灰質表層堆積物の放射性炭素年代を測定した彼らの結果によれば、ほぼ同じ年代値を示す表層混合層より下位では年代値はほぼ単調に増加する。彼らの提示した計算式を用いることにより混合層の厚さ、年代値、堆積速度が求められるが、実際の年代測定結果から導かれる数値と計算値との間には差がある。これは、堆積物粒子の粒度や形状

による混合程度の違いや堆積速度の変化、混合の不均一などに求められている。

このようにして得られた地震イベントの年代値は歴史史料や陸上の考古遺跡の液状化跡などと比較検討し、イベントの広域性の検討などに進まなければならない。歴史史料や考古遺跡などは暦年代で歴史が語られている。一方、 $^{14}\text{C}$  法では、1950年から何年前かという表記がされる。慣用  $^{14}\text{C}$  年代は、Libby の半減期である5568年を用い、大気中の二酸化炭素の  $^{14}\text{C}$  比放射能を一定と仮定して計算される。しかし、この計算は、半減期が現在受け入れられている5730年と異なること、太陽活動や地球磁場の変動などによる大気中二酸化炭素の  $^{14}\text{C}$  比放射能の変動を考慮していないこと、から実年代 (暦年代) とずれが生じる。したがって、両者の対比のためには、放射性炭素年代を暦年代に読み替える操作が必要である。このため、樹木年輪による約1万年前までと海洋表層水モデルとサンゴの U/Th 年代による約2万年前までの変換プログラムが提供されていた (Stuiver and Reimer, 1993) が、最近では19000年前 (暦年代で24000年前まで) までの陸上・海洋試料の変換プログラム (CALIB 4.1: Stuiver *et al.*, 1998) やそれ以上前までの補正曲線も提示されている (Kitagawa and van der Plicht, 1998)。沿岸・臨海域の堆積物で、植物片を用いて年代測定をした場合にはこの補正曲線を用いることにより、暦年代への読み替えが可能である。一方海洋試料の場合、しなくてはならない別の補正がある。それは大気中と海水中の  $^{14}\text{C}$  濃度が異なる (大気の方が約50%高い: Broecker and Peng, 1982; Bard, 1988など) ため、その濃度差に見合う分の年代値の補正 (海洋のレザバー補正) である。一般にはこの補正值は400年と見なされ、400年を得られた放射性炭素年代から差し引くという操作が行われる。しかし、ある海域における真の補正值は必ずしも400年でないことは容易に想像できる。最も顕著の例は沿岸域で淡水の影響を受けている場合や“古い”水塊が湧昇してきているような場合であり、このような場合には水塊変動が見掛け上の放射性炭素年代値に影響を及ぼすことになる。実際、南シナ海ではこのようなレザバー効果の変動により百年オーダー以下の精度で絶対年代を求めるこ

とは不可能との報告もある(Sarnthein *et al.*, 1998)。一方外洋域では、海洋循環の変化によってレザバー年代が変化する(Stuiver *et al.*, 1983)。このため、海洋循環が変化していないということが同じレザバー年代値を用いるときの前提条件となる。ノルウェー沖の海底堆積物中の海洋起源及び陸起源の試料を用いた年代測定結果から求められた放射性炭素年代値で11100~12300年前の期間のレザバー年代値は200~525年の間にあり、その平均値は380年で現在の379年という数値にほぼ一致するが、放射性炭素年代で約10300年前(新ドリラス期中期)では700~800年となる(Bondevik *et al.*, 1999)。これは、新ドリラス期に北大西洋への表層水の流入が減少したことと海水の分布域が拡大したためと考えられている。上述の最近の変換プログラム(CALIB 4.1: Stuiver *et al.*, 1998)では一律に400年という数値を使用するのではなく、海洋における炭素循環モデルとサンゴと年縞の放射性炭素年代値から得られたレザバー値を用いて補正しているが、ここでもプログラムの補正值とそれぞれの研究場所におけるレザバー値との差は正確な暦年代補正に不可欠である。この400年という一般的な補正值は100年程度という年代での議論にとって十分に大きな値であることは間違いなく、100年規模の間隔で発生する地震イベントの対比に大きな影響を与える。すなわち、真の補正值が精度よく求まっていない場所では数十年程度以上の誤差がここから生じる可能性がある。ちなみに、日本周辺海域について現在のこの補正值及びその時間変動は求められていない。このような現状では、得られた放射性炭素年代から歴史史料に精度よく対比できるような暦年代値を求めることは非常に難しい。調査対象地域におけるレザバー年代を知ることが暦年代への対比のために重要である。レザバー年代が不明な場合には、噴出年代既知の火山灰層をマーカーとして補正するなどの方法も利用可能かもしれない。また、海洋堆積物中の有機物を年代測定対象とする場合には、陸起源の有機物と海洋起源の有機物の含有量の比によって、レザバー年代を補正する必要がある。先に第1表で示した浮遊性有孔虫と海底堆積物中の有機物を用いた放射性炭素年代の差は測定試料そのものが持つ補正すべきレザバー年代値の違いをも含んだものである。海底堆積物中の有機物の陸起源/海洋起源の比の推定には有機物の炭素/窒素(C/N)比、水素/炭素(H/C)比と酸素/炭素(O/C)比、安定同位体組成、バイオマーカー組成などが有効な手段の一つである(例えば、Stein, 1991)。暦年代への補正法やそれにかかわる問題点はStuiver *et al.* (1998)やCALIB 4.1のマニュアル(Stuiver and Reimer, 1999)にも記載されているので、参照されたい。CALIB 4.1.2のプログラムは、インターネット上で取得できる(<http://depts.washington.edu/qil/>)。

### 3.3 より正確な地震履歴読取のための条件

以上の議論から、堆積物からより正確に地震履歴を解明するためには、以下の条件を満たすことが重要であると言える。1) 地震性の構造・堆積物であることが特定できること、2) 年代の欠落のない連続した試料であること、3) 年代測定に適当なものが入っていること。

このうち最も難しいのは、1)であろう。斜面崩壊起源の堆積物や津波堆積物も地震以外の原因でも起こりえることはすでに述べた。特に1本の海底堆積物柱状試料のみからこれを判断することは困難である。斜面崩壊起源の堆積物を利用する場合は、崩壊する斜面の安定性の問題(斜面に堆積物があるか否か、どれくらいの揺れでその斜面は崩壊するかなど)もあり、一地点の堆積物にその近接斜面の崩壊の記録が全て残されることはまずないと考えるほうが正しいと考えられる。すなわち、1本の柱状試料の解析から得られた斜面崩壊の発生間隔はせいぜい間隔の最小値を推定できるに過ぎないことになる。したがって、一つあるいは近接する海盆から数本以上の試料を採取し、これらの中のイベントの同時性を検討し、その海域における地震の発生履歴を総合的に解明することが必要となる。この際、試料採取地点の地形・地質学的設定などを総合して、斜面崩壊の原因や崩壊物の堆積過程を検討すべきである。また、疑わしい場合にも、まず解析を進め、疑念を念頭に置きながら解釈していくことが必要と思われる。

## 4. ま と め

堆積物中の“地震性堆積物”を用いて過去の地震履歴を解明することは、原理的には十分可能である。しかし、歴史史料や考古遺跡に残された記録と対比して議論するためには、まだまだ解明せねばならないことが多いのも事実であろう。海底堆積物を用いた解析の場合、日本あるいは世界で見てもまだそれほど研究例が多いとは言えない。深海底タービダイトを用いた古地震解析の先駆的仕事であるAdams (1990)の成果に対しても、これに異議を唱える研究結果も出てきている(C.H. Nelson *et al.*, 1996, ただしClague, 1997による)。これらは、ある場所あるいはその周辺も含めた発生源から堆積域まで全体のタービダイトの堆積作用・堆積過程の不明瞭さに起因している場合もある。また、地震性タービダイトの古典的論文であるHeezen and Ewing (1952)のグランドバンク周辺についても近年の最新式調査機器を駆使した研究がなされており(Piper and Aksu, 1987; Clarke *et al.*, 1990; Piper *et al.*, 1999)、斜面崩壊からタービダイトの堆積に至るさまざまな過程の詳細が分かりつつある。堆積物を用いた古地震研究においても、その基礎となる堆積学的検討が重要であるのは言うまでもない。

## 文 献

- Abdeldayem, A.L., Yamazaki, T. and Ikehara, K. (1990) Magnetic susceptibility anisotropy and remanence of some deep-sea sediments of the Tokai basin. *Geol. Surv. Japan Cruise Rep.*, no. 24, 127-146.
- Adams, J. (1990) Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 569-583.
- Andreé, M. (1987) The impact of bioturbation on AMS  $^{14}\text{C}$  dates on hand-picked foraminifera: A statistical model. *Radiocarbon*, 29, 169-175.
- Atwater, B.F. (1992) Geological evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, southern coastal Washington. *J. Geophys. Res.*, 97, 1901-1919.
- Atwater, B.F. and Hemphill-Haley, E. (1997) Recurrence intervals for great earthquakes of the past 3500 years at northeastern Willapa Bay, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no. 1576, 1-108.
- Atwater, B.F. and Yamaguchi, D.K. (1991) Sudden, probably coseismic submergence of Holocene trees and grass in coastal Washington state. *Geology*, 16, 706-709.
- Atwater, B.F., Nelson, A.R., Clague, J.J., Carver, G.A., Yamaguchi, D.K., Bobrowsky, P.T., Bourgeois, J., Darienzo, M.E., Grant, W.C., Hemphill-Haley, E., Kelsey, H.M., Jacoby, G. C., Nishenko, S.P., Palmer, S.P., Peterson, C. D. and Reinhart, M.A. (1995) Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Earthquake Spectra*, 11, 1-18.
- Bard, E. (1988) Correction of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera: Paleooceanographic implication. *Paleoceanography*, 3, 635-646.
- Berger, W.H. and Johnson, R.F. (1978) On the thickness and the  $^{14}\text{C}$  age of the mixed layer in deep-sea carbonates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 223-227.
- Bondevik, S., Birks, H.H., Gulliksen, S. and Mangerud, J. (1999) Late Weichselian marine  $^{14}\text{C}$  reservoir ages at the western coast of Norway. *Quat. Res.*, 52, 104-114.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1982) *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, 690p.
- Broecker, W.S., Andreé, M., Bonani, G., Wolfi, W., Klas, M., Mix, A. and Oeschger, H. (1988) Comparison between radiocarbon ages obtained on coexisting planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 3, 647-657.
- Clague, J.J. (1997) Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Rev. Geophys.*, 35, 439-460.
- Clague, J.J. and Shifts, W.W. (1996) Terrestrial landslides and landslide-dammed lakes. In Clague, J.J., ed., *Paleoseismology and Seismic Hazards, southwestern British Columbia*, *Geol. Surv. Canada Bull.*, 494, 51-56.
- Clarke, J.E.H., Shor, A.N., Piper, D.J.W. and Mayer, L.A. (1990) Large-scale current-induced erosion and deposition in the path of the 1929 Grand Banks turbidity current. *Sedimentology*, 37, 613-629.
- Damuth, J.E. (1980) Use of high-frequency (3.5-12kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.*, 38, 51-75.
- Doig, R. (1986) A method for determining the frequency of large-magnitude earthquakes using lake sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 930-937.
- Field, M.E., Gardner, J.V., Jennings, A.E. and Edwards, B.D. (1982) Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, 10, 542-546.
- Guiraud, M. and Plaziat, J.-C. (1993) Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225, 493-522.
- Heezen, B.C. and Ewing, M. (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *Am. J. Sci.*, 250, 849-873.
- Hempton, M.R. and Dewey, J.F. (1983) Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98, T7-T14.
- 池原 研 (1994) ガンマー線式堆積物密度測定装置を用いた堆積学的研究; 日本海最上トラフの薄層細粒タービダイトの識別を例として。堆積

- 学研究, no. 40, 47-52.
- 池原 研 (1998) 縁海の古海洋学—縁海の海洋環境変遷とその重要性—. 地学雑, **107**, 234-257.
- 池原 研 (1999a) 潜水調査船を用いた海底表層堆積物中のタービダイトの古流向解析: 北海道西方奥尻海盆の例. JAMSTEC 深海研究, no. 14, 455-465.
- 池原 研 (1999b) 深海底タービダイトからみた南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔. 月刊地球, 号外 no. 24, 70-75.
- 池原 研 (1999c) 深海底タービダイトの発生周期とその古地震学的意義: 熊野トラフのピストンコアの解析例. 堆積学研究, no. 49, 13-21.
- 池原 研・井内美郎 (1998) 深海底タービダイトからみた北海道西方日本海東縁の地震発生間隔. 月刊地球, **20**, 470-475.
- 池原 研・佐藤幹夫・山本博文 (1990) 高分解能音波探査記録から見た隠岐トラフの堆積作用. 地質雑, **96**, 37-49.
- 池原 研・金松敏也・藤岡換太郎・松岡裕美・川村喜一郎・土橋正也・加藤和浩・高杉秀美・金子吾郎 (1999) パレスベラ海盆中央部の深海底から採取された厚層タービダイト. JAMSTEC 深海研究, no. 14, 193-204.
- 今村文彦 (1998) 15年間における津波数値計算の発展と今後. 月刊海洋, 号外 no. 15, 89-98.
- 井内美郎 (1988) 琵琶湖の堆積モデル. 碎屑性堆積物の研究, **5**, 49-72.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. and Shiki, T. (1996) Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sed. Geol.*, **104**, 117-125.
- Kastens, K.A. (1984) Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. *Mar. Geol.*, **55**, 13-33.
- 片山 肇・池原 研・山本博文・佐藤幹夫 (1988) 隠岐トラフより得られたデブリーフロー堆積物. 地質雑, **94**, 633-636.
- 加藤幸弘 (1997) 渡島大島山体崩壊堆積物の地質と地形. JAMSTEC 深海研究, no. 13, 659-667.
- 加藤祐三・松尾憲一 (1998) 津波石の元位置特定に基づく津波の挙動の推定—八重山諸島黒島での例—. 月刊海洋, 号外 no. 15, 183-187.
- 河名俊男・中田 高 (1994) サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期. 地学雑, **103**, 352-376.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: Extension of the  $^{14}\text{C}$  calibration curve. *Radiocarbon*, **40**, 505-515.
- 國生剛治 (1999) 水膜現象が液状化砂層の側方流動へ与える影響. 土と基礎 (印刷中).
- Lewis, K.B. (1971) Slumping on a continental slope inclined at  $1^{\circ}$ - $4^{\circ}$ . *Sedimentology*, **16**, 97-110.
- Lowe, D.R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- 箕浦幸治・中谷 周・佐藤 裕 (1987) 湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡—青森県市浦村十三付近の湖沼系の例—. 地震 **2**, **40**, 183-196.
- Minoura, K., Nakaya, S. and Uchida, M. (1994) Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sed. Geol.*, **89**, 25-31.
- Minoura, K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, J.I., Bondevik, S. and Oda, T. (1996) Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sed. Geol.*, **106**, 145-154.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 眞・安田尚登・平 朝彦 (1993) 四国沖ピストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討—タンデロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代—. 地質雑, **99**, 787-798.
- 中嶋 健・金井 豊 (1995) 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定. 地震 **2**, **48**, 223-228.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・小坂橋重一・宮坂省吾・石井正之 (1998) 遡上型津波堆積物の堆積相と堆積過程—1993年北海道南西沖地震津波の研究例—. 月刊海洋, 号外 no. 15, 140-146.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edward, B.D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In Doyle, L.J. and Pilkey, O.H., eds., *Geology of Continental Slopes. SEPM Spec. Publ.*, no. 27, 61-73.
- Nelson, A.R. and Kashima, K. (1993) Diatom zonation in southern Oregon tidal marshes relative to vascular plants, foraminifera, and sea level. *J. Coast. Res.*, **9**, 673-697.

- Nelson, A.R., Shennan, I. and Long, A.J. (1996) Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America. *J. Geophys. Res.*, **101**, 6115-6135.
- Nelson, C.H., Goldfinger, C., Vallier, T.L., McGann, M.L. and Kashgarian, M. (1996) North to south variation in Cascadia basin turbidite event history: Implications for paleoseismicity (abstract). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **28**, 96.
- 西村裕一・宮地直道 (1998) 駒ヶ岳噴火津波 (1640年) の堆積物中の痕跡. 月刊海洋, 号外 no. 15, 172-176.
- Nozaki, Y., Cochran, J.K., Turekian, K.K. and Keller, G. (1977) Radiocarbon and  $^{210}\text{Pb}$  distribution in submersible-taken deep-sea cores from project FAMOUS. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 167-173.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T. (1991) Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, **64**, 99-518.
- 岡村 眞・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・前奈英明・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.
- 岡野 肇・藤岡換太郎・田中武男・竹内 章・倉本 真一・徳山英一・徐 垣・加藤 茂 (1995) 北海道南西沖地震直後の海底. JAMSTEC 深海研究, no. **11**, 379-394.
- 大草重康・根元謙次・清田恵三・徳山益威・土井博司 (1987) 海底地すべりについて. 第22回土質工学研究発表会昭和62年度発表講演集, 1453-1456.
- Peng, T.-H., Broecker, W.S. and Berger, W.H. (1979) Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers. *Quat. Res.*, **11**, 141-149.
- Piper, D.J.W. and Aksu, A.E. (1987) The source and origin of the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets. *Geo-Mar. Lett.*, **7**, 177-182.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P. and Morrison, M.L. (1999) The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, **46**, 79-97.
- Prior, D.B. and Coleman, J.M. (1980) Active slides and flows in unconsolidated marine sediments on slopes of the Mississippi delta. In S.Saxov and J.K. Niuwenhuis, eds., *Marine Slides and Other Mass Movements*. Plenum Press, New York, 21-49.
- 寒川 旭 (1992) 地震考古学. 中央公論社, 東京, 251p.
- 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.
- Sarnthein, M., Dreger, D., Kiefer, T., Simstich, J., van Kreveld, S., Voelker, A., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M., Laj, C., Mazaud, A. and Wang, L.J. (1998) Problems in  $^{14}\text{C}$  dating climatic events of stages 3 and 2. Abstract 6th Intern. Conf. Paleoceanogr., 200.
- Shilts, W.W. and Clague, J.J. (1992) Documenta-tion of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling. *Can. J. Earth Sci.*, **29**, 1018-1042.
- Sims, J.D. (1975) Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**, 141-152.
- Stanley, D. and Silverberg, N. (1969) Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, southeast Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 123-133.
- Stein, R. (1991) *Accumulation of organic carbon in marine sediments*, Lecture Notes in Earth Sciences, 34, Springer-Verlag, Berlin, 217p.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1999) *CALIB 4.1 Manual*, University of Washington, Quaternary Isotope Laboratory, 34p. (<http://depts.washington.edu/qil/>).
- Stuiver, M., Quay, P.D. and Ostlund, H.G. (1983) Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans. *Science*, **219**, 849-851.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibra-

- tion, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- Syvitski, J.P.M. and Schafer, C.T. (1996) Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sed. Geol.*, **104**, 127-153.
- 平 朝彦 (1979) 砕屑物の移動とその機構. 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高 (編), 岩波講座地球科学, 5, 地球表層の物質と環境, 岩波書店, 東京, 23-35.
- 竹内 章・藤岡換太郎・藤倉克則・加藤幸弘・長沼毅・倉本真一・岡村行信・岡野 肇・青木美澄・小寺 透 (1996) 津波地震による海底地盤変動—1993年北海道南西沖地震震源域潜航調査一. JAMSTEC 深海研究, no. **12**, 65-81.
- Thomson, J., Cook, G.T., Anderson, R., MacKenzie, A.B., Harkness, D.D. and McCave, I.N. (1995) Radiocarbon age offsets in different-sized carbonate components of deep-sea sediments. *Radiocarbon*, **37**, 91-101.
- 佃 栄吉・岡村 眞・松岡裕美 (1999) 過去約二千年の地層に刻まれた地震. 月刊地球, 号外 no. 24, 64-69.
- van Weering, T.C.E., Nielsen, T. Kenyon, N.H., Akentieva, K. and Kuijpers, A.H. (1998) Large submarine slides on the NE Faeroe continental margin. In Stoker, M.S., Evans, D. and Cramp, A., eds., *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, no. **129**, 5-17.

(受付: 1999年6月1日; 受理: 2000年1月19日)