

伊勢湾における活断層調査†

岩淵 洋*, 西川 公**, 野田直樹***, 川尻智敏****, 中川正則*,
青砥澄夫*****, 加藤 勲*****, 安間 恵*****, 長田 智*****, 角谷昌洋*****

Active Faults Surveys in the Ise Bay †

Yo IWABUCHI*, Hiroshi NISHIKAWA**, Naoki NODA***, Chitoshi KAWAJIRI****,
Masanori NAKAGAWA*, Sumio AOTO*****, Isao KATO*****, Kei AMMA*****,
Satoshi NAGATA***** and Masahiro KADOYA*****

Abstract

Hydrographic department carried out the seismic reflection surveys for the purpose of define the distributions of buried active faults and morphology of the basement in the Ise bay.

Three active faults, Ise bay fault, Suzuka-oki fault and Shiroko-Noma fault were found in the Ise bay. Vertical slip rates of these faults are estimated in the range of 0.2m/ka to 0.7m/ka from acoustic correation of the seismic profiles. The basement morphology of the Ise bay is also complicated because of buried active faults. Maximum thickness of sediments of the basin of Ise bay is more than 1700 meters. Result of the boring survey on the northern part of Ise bay fault suggests that the fault has not been moving since late Pleistocene.

1. はじめに

濃尾平野は、更新世中期頃に始まった濃尾平野傾動地塊運動(桑原, 1968)により、西に傾動しつつ沈降した堆積盆に、隆起の著しい飛騨山脈や木曾山脈などを後背地とする大河川が運ぶ大量の碎屑物により埋積された、我が国有数の面積をもつ沖積平野である。濃尾平野の東縁は、西への傾動地塊運動により更新統及び鮮新統が露出する丘陵や段丘となっている。一方、濃尾平野の西縁は養老断層系に境され、第四系と中生界が接する。

濃尾平野の南に広がる伊勢湾は、湾口の海釜部を除き、水深40m以浅の平坦な浅海となっている。伊勢湾の西には更新統及び鮮新統の丘陵が、東に

は新第三系及び更新統からなる知多半島があり、何れも隆起域となっている。また、南の湾口部は三波川帯の基盤の露出域となっている。これらに挟まれた伊勢湾は、濃尾平野と同様に第四紀を通じて厚い堆積盆を形成する沈降域となっている。

伊勢湾では1960年代に、地質調査所により音波探査や重力調査がなされ(中条・高田, 1970, 中条・須田, 1971, 1972)、伊勢湾には伊勢湾断層や鈴鹿沖断層、白子一野間断層などが潜在しているとの指摘がなされた(桑原ほか, 1972)。活断層研究会(1991)によれば、伊勢湾断層は確実度I、活動度B級(平均変位速度: 0.1mm~1mm/年、活断層研究会, 1991)の、また、鈴鹿沖断層と白子一野間断層は確実度II、活動度B級の活断層とされて

† Received 1999 December 22nd.; Accepted 2000 February 21st.

* 海洋調査課 Ocean Surveys Division
* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division
* 海洋情報課 Oceanographic Data and Information Division
* 第七管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept., 7th R. M. S. Hqs.
* 川崎地質株式会社 Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.
* 株式会社パスコ Pasco Co., Ltd.

いる。しかしながら、断層を見いだす根拠となった音波探査は、測線間隔約が5~10kmと粗く、かつ、海底下100m程度の可探深度に過ぎないもので、各断層の詳しい位置や変位量等はよく判っていないかった。

その後、知多半島の常滑沖において、スパーカーによるシングルチャンネル反射法音波探査とボーリング調査が行われ、この地域の伊勢湾断層の詳細な形状や変位量等が明らかにされた(中部空港調査会, 1994, 豊蔵ほか, 1999)。これによると、伊勢湾断層は北部では撓曲、南部では断層となっており、断層や撓曲は変位の累積が認められ、垂直方向の平均変位速度は0.2~0.8m/kaと見積られている。伊勢湾北部でもマルチチャンネル反射法音波探査が行われ(松山ほか, 1995, 京都大学理学部ほか, 1996)、伊勢湾断層が先新第三系の基盤を1000m以上変位させた西落ちの逆断層であることが明らかとなった。

しかしながら、鈴鹿沖断層や白子一野間断層に関しては、1960年代以降全く調査が行われておらず、その詳細は不明であった。このため、海上保安庁水路部は、伊勢湾のほぼ全域において反射法音波探査を実施した。この結果、表層部から基盤までの音波探査断面が得られ、伊勢湾の地質構造に関する知見が得られた。また、伊勢湾断層の活動履歴を明らかにすることを目的として、伊勢湾断層の北部において海底下100mまでのボーリング調査を行った。本論ではこれらの結果について報告する。

2. 音波探査

(1) 浅層部調査

調査は先ず、伊勢湾における構造要素を把握するために、数百m以浅の浅層部を対象として、シングルチャンネル反射法音波探査を実施した。測線は、北東-南西方向に約900m間隔とし、これと交差する北西-南東方向の測線を約2700m間隔で設けた。シングルチャンネル反射法音波探査の測線はFig. 1の細線として示す。

音源にはスパーカー(容量:1000J, 電圧:5000

V)を用い、発振間隔0.5秒で調査を行った。また、表層部の構造を明らかにするため、チャープソナー(周波数中心帯域3.5KHz)を併用し、発振間隔0.25秒で調査を行った。スパーカーは全測線において記録が得られているが、チャープソナーは一部の測線では記録は得られていない。測位にはデルノルテ社製DGPSシステムを用いた。岸壁に係留中の測定では、位置の再現性は概ね1m以内であった。

(2) 深層部調査

浅層部の構造の分布を把握した後、顕著な断層を主として深部の構造を明らかにするために、エアガンを音源とするマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。測線は、これまでに行われたマルチチャンネル反射法音波探査(松山ほか, 1995, 京都大学理学部ほか, 1996)を補う形で、東西方向に7測線、南北方向に3測線を設定した。このほか、鈴鹿沖断層を対象として、北西-南東の測線も2測線設けた。マルチチャンネル反射法音波探査の測線はFig. 1の太線として示す。

音源にはエアガン(GIガン, 容量150inch³, 圧力110kg/cm²)を用い、12.5m間隔で発振した。受信には24chのストリーマケーブル(受信点間隔:12.5m, 受信部長300m, 最大オフセット長440m)を用い、曳航深度7mで調査を行った。

エアガンを音源としたマルチチャンネル反射法音波探査では、通常解析に用いる周波数帯は100Hz以下である。これでは音波の波長が15m以上もあって、層厚が20m程度に過ぎない完新統の内部の変形を明らかにすることは出来ない。このため、マルチチャンネル反射法音波探査と全く同一の測線においてスパーカー(容量200J, 発振間隔1秒)とソノプローブ(3~8KHz, 発振間隔1/3秒)による調査も実施している。

測位は、日本船舶通信が川崎市に設置しているGPS局を基準としたDGPSシステムを用いた。岸壁に係留中の測定では、位置の再現性は概ね1m以内であった。

マルチチャンネル反射法音波探査記録の処理は、デコンボリューション、速度解析、共通反射

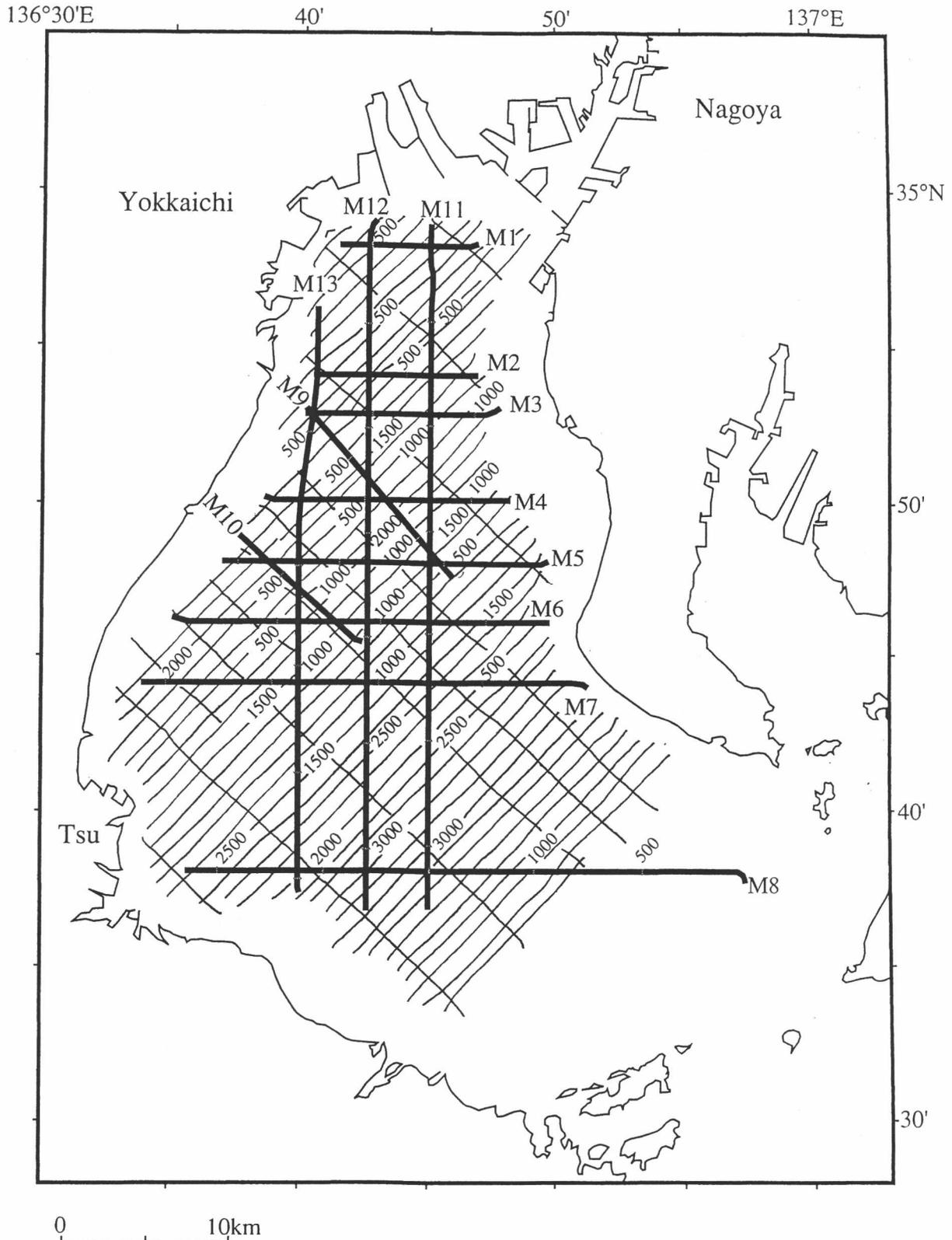


Fig. 1 Survey lines of the seismic surveys. Thick lines show the multi-channel seismic surveys and thin lines show the single channel seismic surveys. Additional numbers to the thick lines indicate shot numbers of the air-gun.

点重合、フィルター処理、マイグレーション等を行い、時間断面記録及び深度断面記録を得た。

3. 音波探査に基づく伊勢湾の地質構造

(1) 浅層部調査

浅層部を対象とした音波探査により明らかになった伊勢湾の活構造の分布は、海上保安庁水路部(1995)が報告している(Fig. 2)。断層は海底直下では幅広い撓曲となっているものも少なくなく、断層の位置を正確に表すことは困難であるが、ここでは撓曲の変形の前縁の位置として図示している。

伊勢湾断層を横切るスパーカーによる音波探査記録の例を Fig. 3 に示す。伊勢湾断層は、5 km 程度のセグメントに分かれ並走しないし一部で“杉の字”状に雁行しているものの、全体として北部では南北、南部では北北西—南南東の走向で、知多半島の西岸に並走して27kmほど追跡される。断層の隆起側(東側)では最上位の音響的透明層の直下の層は削剝を受けている。最上位の音響的透明層には断層は認められないが、断層を挟んで層厚が変化しているか、あるいは、わずかに変形が認められる(Fig. 4)とところがある。

鈴鹿市の東方には、北東—南西走向で東落ちの撓曲構造が認められる。撓曲の位置や落ちの方向から考えて、桑原ほか(1972)が指摘した鈴鹿沖断層と考えられる。この撓曲を北方に追跡すると、四日市の東方沖で大きく走向を転じ、北西—南東の走向となる。四日市付近では、概ね北西—南東の走向で北東落ちの四日市港断層(桑原ほか, 1972)の存在が指摘されている。今回の調査によれば、鈴鹿沖断層は四日市の沖合で大きく屈曲して四日市港の近くまで続くことから、四日市港断層と鈴鹿沖断層は一連の断層系と考えられ、両者を合わせると断層の延長は約20kmになる。鈴鹿沖断層を横切る音波探査記録(スパーカー記録)の例を Fig. 5 に示す。鈴鹿沖断層においても、隆起側の更新統は削剝を受けている。沖積層と考えられる最上位の音響的透明層には断層は認められないが、一部で断層を挟んで層厚の変化が認められ

る(Fig. 6)。

伊勢湾の中央部には東西に延びる南落ちの断層が認められる。この北側に沿って背斜があり鈴鹿市の南の白子の沖では、東に延びる小さな尾根として海底地形にも現れている。背斜の南縁の断層はほぼ東西の走向で、知多半島屈曲部である野間の沖合まで、約20kmにわたって追跡される。これが白子—野間断層(桑原ほか, 1972)に相当する。白子—野間断層を横切る音波探査記録の例を Fig. 7, 8 に示す。

これ以外にも、スパーカーによる探査では、断層と考えられる反射面のずれがいくつか認められている。ただし、これらは何れも連続性に乏しく、また、その付近では後述のように深部探査では基盤に断層が認められないことから、小規模な層内断層と考えられる。

(2) 深部探査

マルチチャンネル反射法音波探査記録を、Fig. 9~21に示す。これらはマイグレーション処理及び深度変換がなされたもので、トレースを1/5に間引いて圧縮したもので、深度方向は5倍に誇張されている。

M1 (Fig. 9)

SP200~250付近に西側が沈降する撓曲が認められ、基盤上面では断層となっている。食い違いの量は基盤上面では500mに達する。これが伊勢湾断層である。

M2 (Fig. 10)

SP200~300には東側が沈降する撓曲が、SP700~800には西側が沈降する撓曲が認められる。前者が鈴鹿沖断層、後者が伊勢湾断層である。伊勢湾断層では、隆起側が著しく削剝を受けている。

M3 (Fig. 11)

SP950~1060の間は地層が大きく西に傾いており、基盤上面では落差500m以上もの断層となっている。これが伊勢湾断層である。SP1510~1550の間には東側が沈降する撓曲が認められ、基盤上では300mほどの段差を生じている。これが鈴鹿沖断層である。

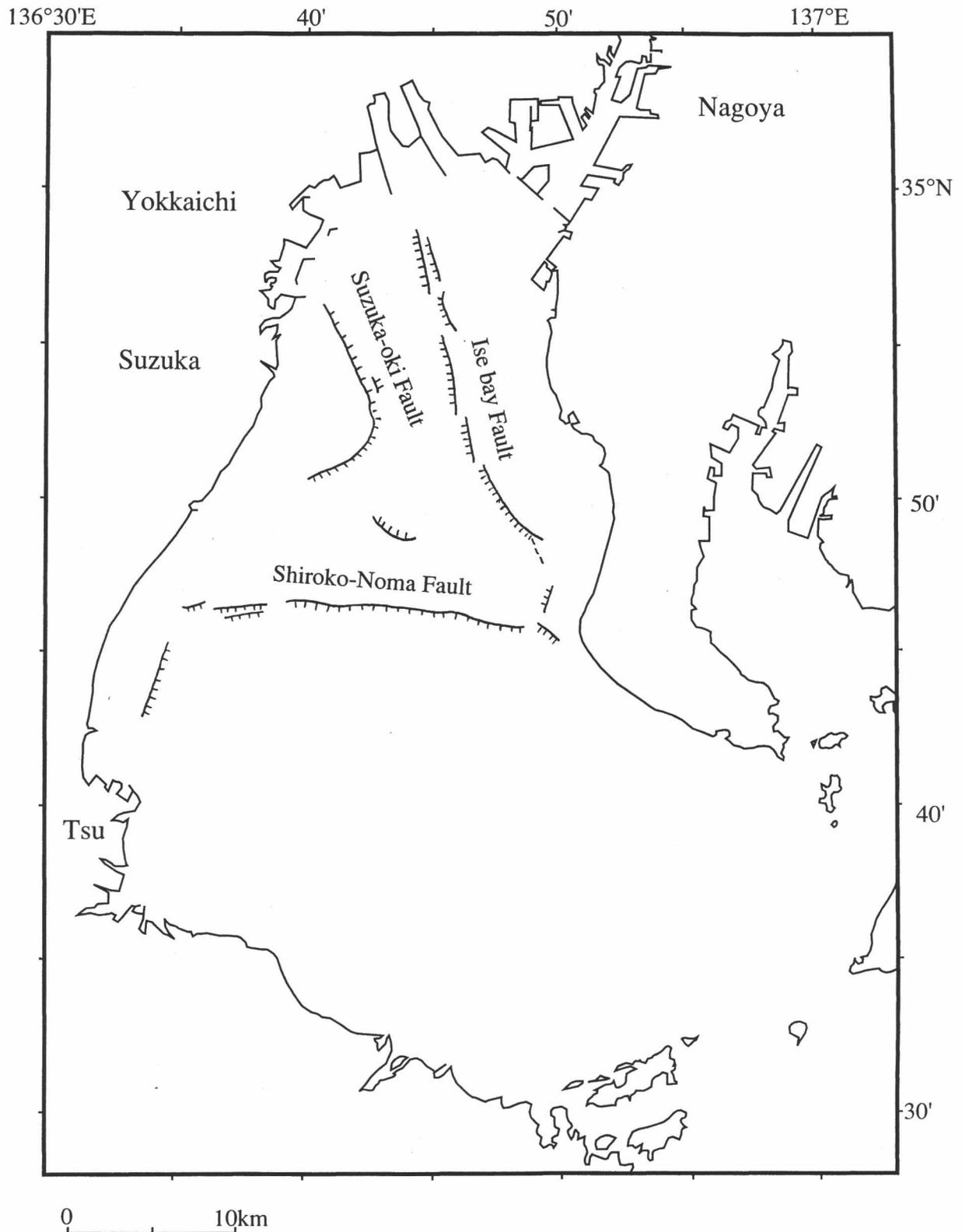


Fig. 2 Distributions of the faults in the Ise Bay (after Hydrographic Department, 1995).

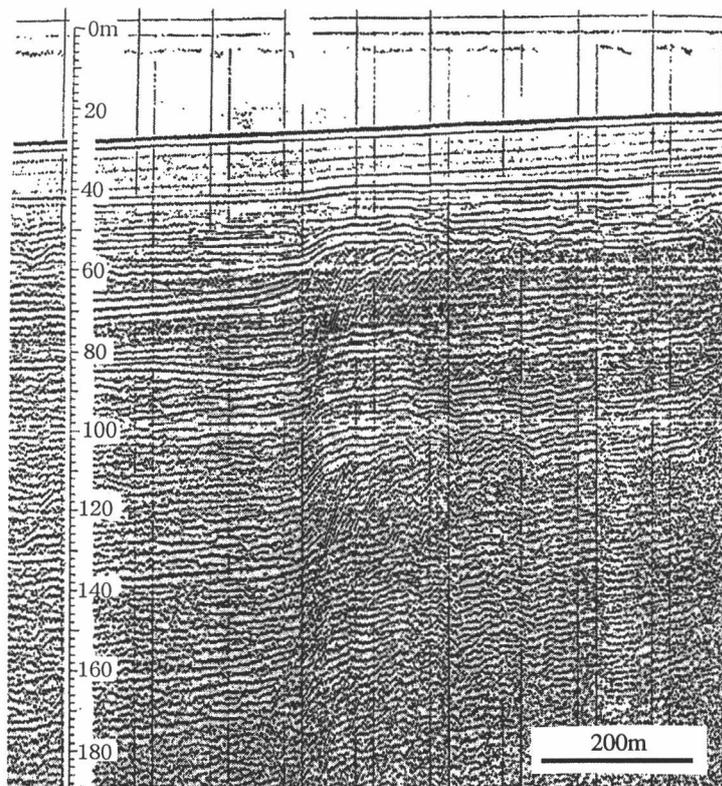


Fig. 3 An example of single channel seismic profile (Sparker-record) on the Ise bay faults. A part of line M3.

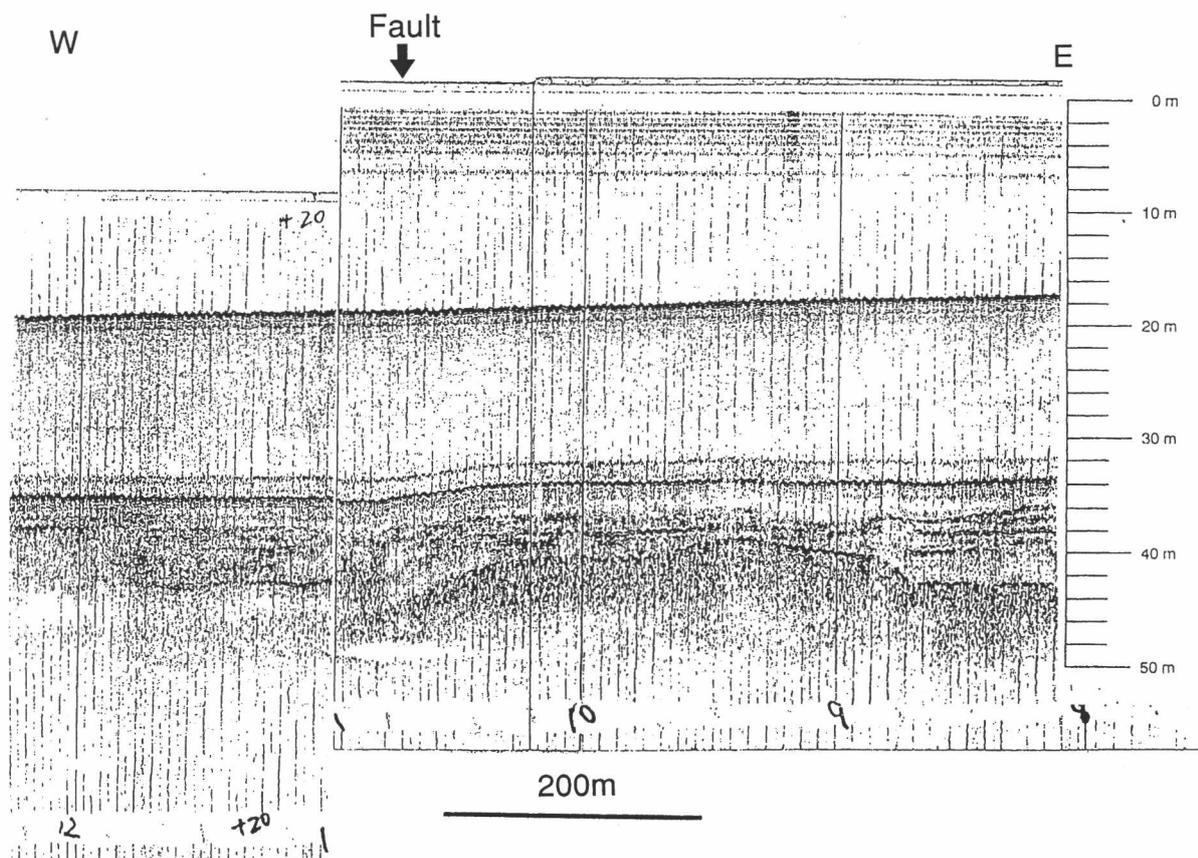


Fig. 4 An example of single channel seismic profile (Sono-probe record) on the Ise bay fault. A part of line M3.

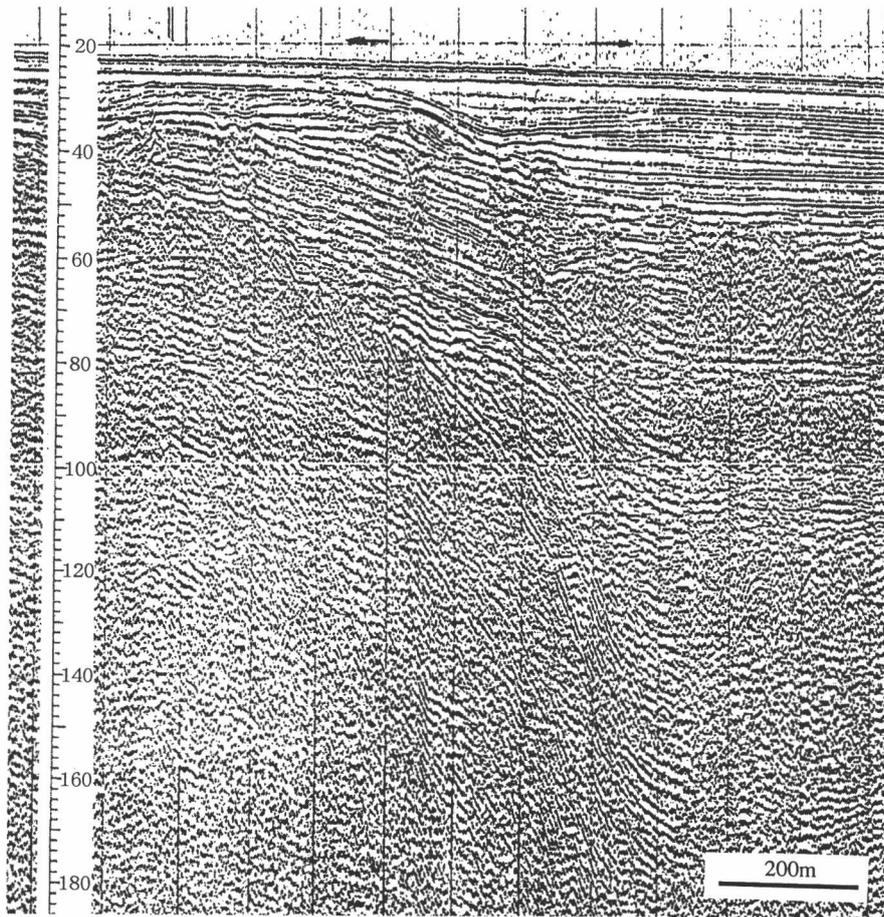


Fig. 5 An example of single-channel seismic profile (Sparker-record) on the Suzuka-oki fault. A part of line M10.

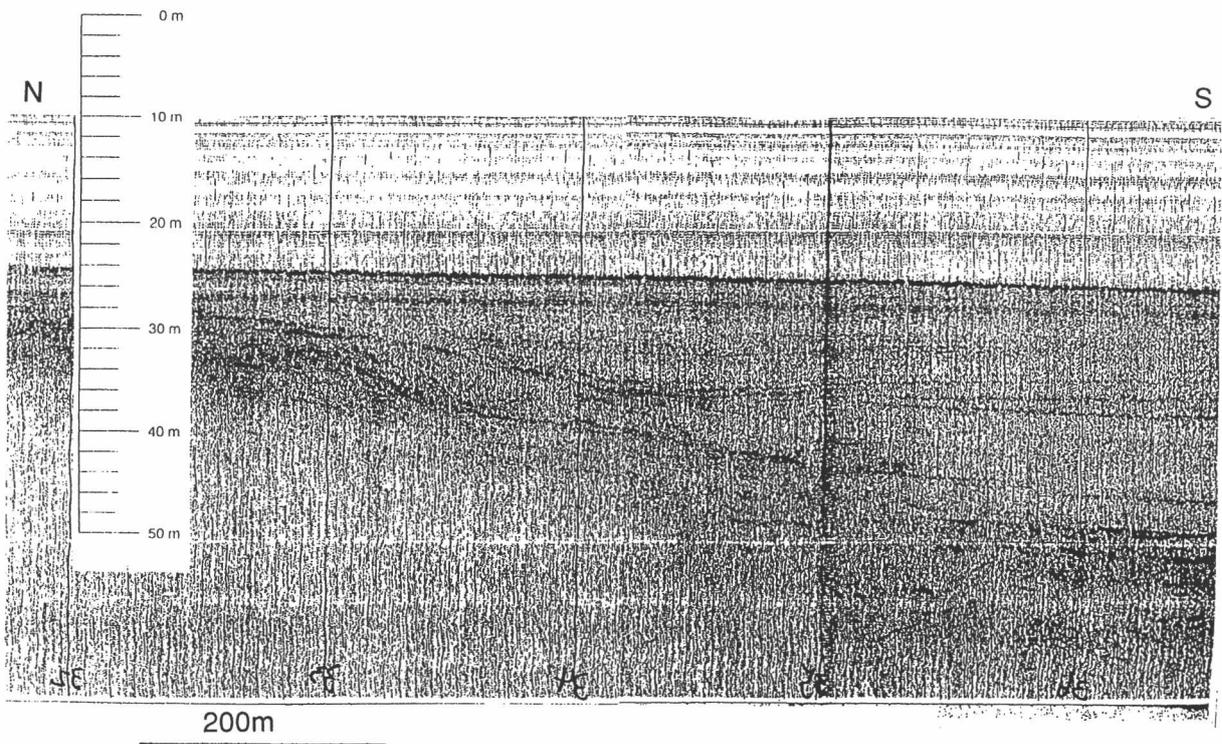
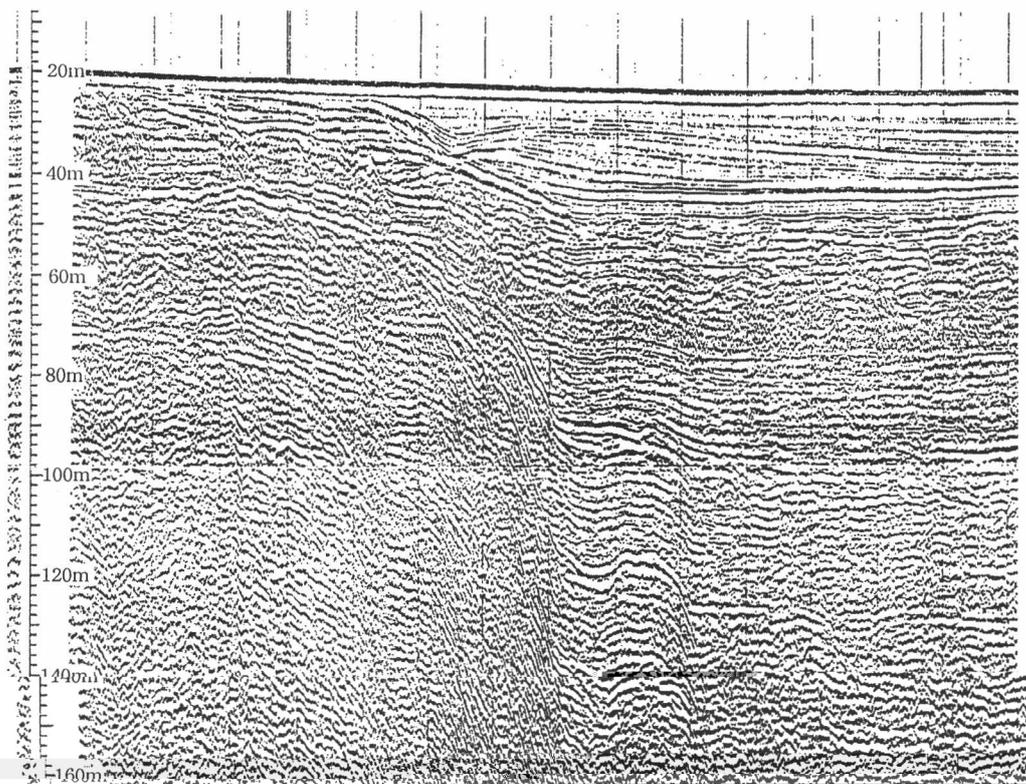


Fig. 6 An example of single channel seismic profile (Sono-probe record) on the Suzuka-oki fault. A part of line M10.

*Yo IWABUCHI, Hiroshi NISHIKAWA, Naoki NODA, Chitoshi KAWAJIRI, Masanori NAKAGAWA,
Sumio AOTO, Isao KATO, Kei AMMA, Satoshi NAGATA and Masahiro KADOYA*



M4 (Fig.12)

SP1120より東側では、地層の反射面が散乱パターンを呈する。測線が断層を横切っていないためにはっきりしないが、この散乱はその近傍に位置する伊勢湾断層の影響によるものと考えられる。

M5 (Fig.13)

東に向かって傾き下がる基盤が明瞭に認められる。SP500付近の基盤では音響層理が比較的明瞭な部分があるが、このP波速度は周囲の基盤とは大きな違いは認められない。SP20より東側で、浅部の地層が撓曲している様子が認められることから、伊勢湾断層は、本測線の東端に位置していると考えられる。

M6 (Fig.14)

本断面の西部の基盤には、比高数百mの高まりが点在し、堆積層がこれにアバットしている。SP160付近、630付近、1460付近及び1750付近では下位の堆積層は撓曲変形を受けている。このうち、

高まりが認められ、堆積層はこれを埋積する形でアバットしている。SP1800付近及び1680付近には、下位の堆積層に変形が認められる。ただし、

形が認められる。これは、鈴鹿沖断層の変形に相当する。ただし、本断面は鈴鹿沖断層を僅かにかすめているに過ぎないため、その構造ははっきりしない。

MI3 (Fig.21)

断面の左側(北側)のSP600付近と、南側のSP600~700付近に撓曲があり、基盤上面では断層となっている。前者が鈴鹿沖断層、後者が白子一野間断層である。白子一野間断層より南では、海面

M9 (Fig.17)

SP400~460の間に撓曲があり、基盤上には比高400m以上の段差を生じている。これが鈴鹿沖断層である。断層面の傾斜ははっきりしないが、基盤より上位の堆積層の中では、北西傾斜の高角の逆断層である。

M10 (Fig.18)

SP300~400の間に撓曲があり、基盤上には比高400m程度の段差を生じている。これが鈴鹿沖断層である。断層面の傾斜ははっきりしないが、基盤より上位の堆積層の中では、北西傾斜の高角の逆

M11 (Fig.19)

SP90付近、190付近、280~330、1820~1880付近の堆積層中に撓曲が認められる。このうち、北部のものが伊勢湾断層に、南部のものが白子一野間断層に相当する。SP300付近の堆積層中に認められる変形は、見かけ上高角の逆断層成分を持っている。本断面は伊勢湾断層とは小さな角度で斜交

盤上面では比高400mほどの明瞭な断層となっている。断層面の傾斜ははっきりしないものの、高角の逆断層である。SP900付近にも堆積層中に変

これは上位層までは変形は及んでいない。

M8 (Fig.16)

基盤は東に向かうにつれて浅くなり、本測線の東端付近ではほぼ海底面付近にまで浅くなっている。西部の基盤には比高数百mの高まりが認められ、最も大きいものでは比高は700m以上に達する。SP2490付近と2680付近には、下位の層準に変形が認められるものの、上位の層準までは変形は及んでいない。

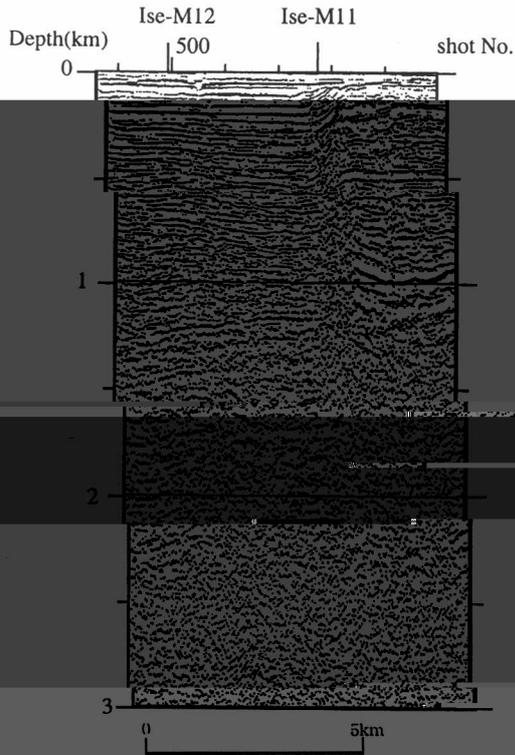


Fig. 9 Seismic profile of line M1 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

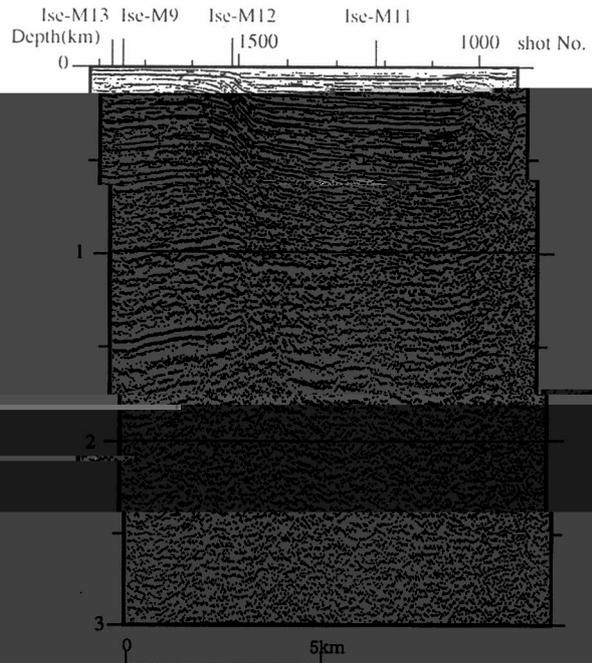
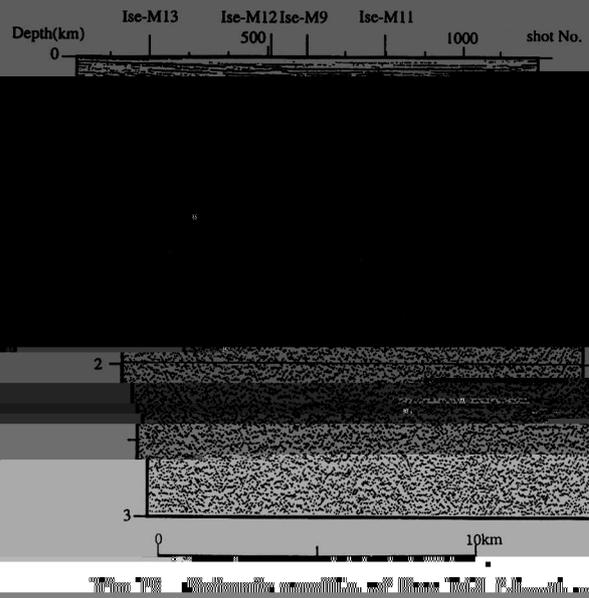
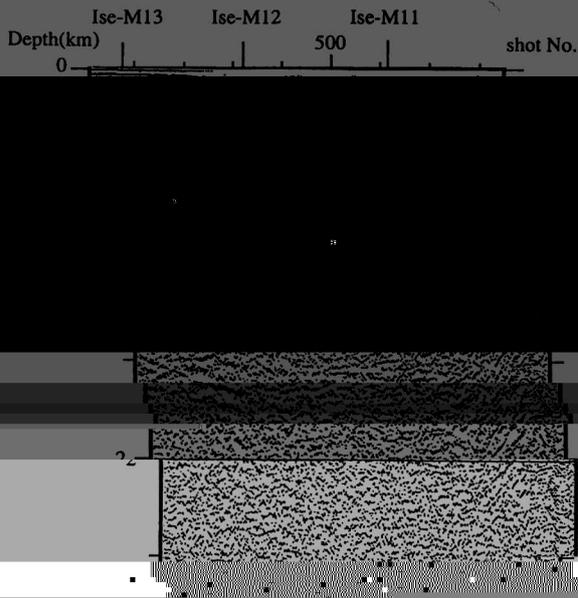
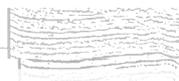


Fig. 11 Seismic profile of line M3 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.





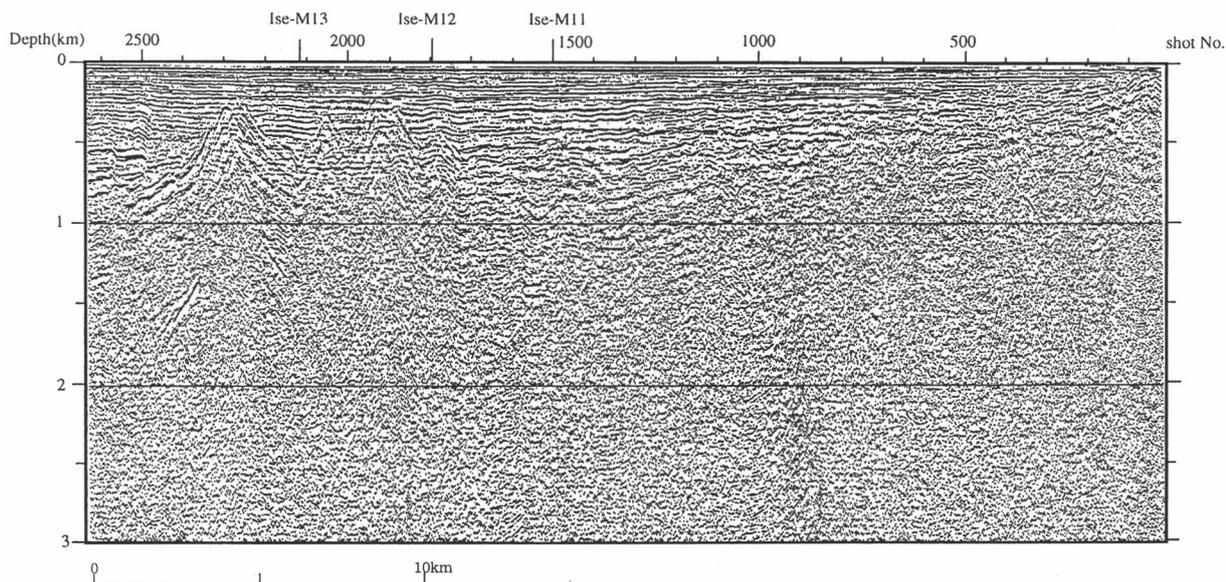


Fig.16 Seismic profile of line M8 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

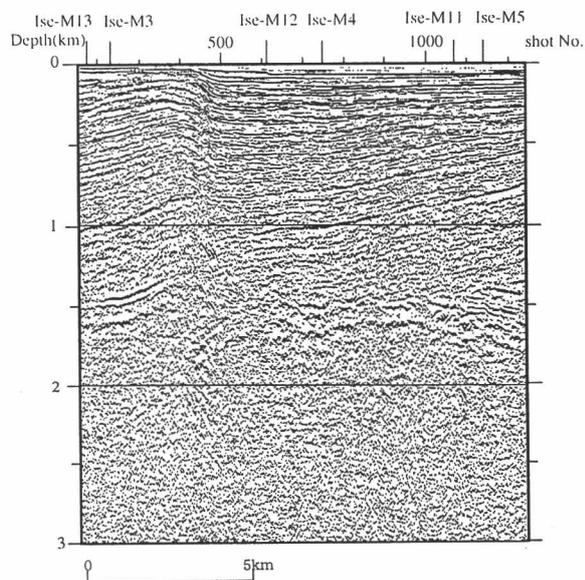


Fig.17 Seismic profile of line M9 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

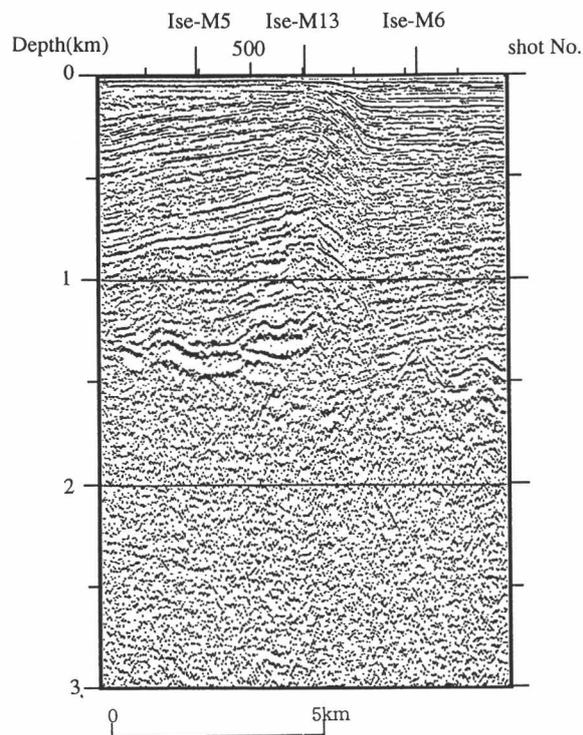


Fig.18 Seismic profile of line M10 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

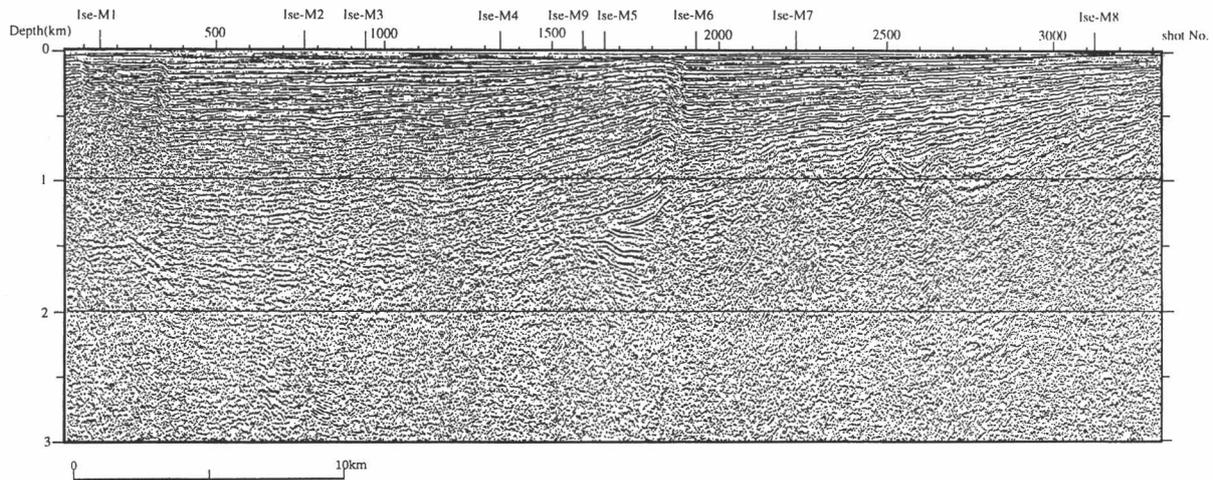


Fig.19 Seismic profile of line M11 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

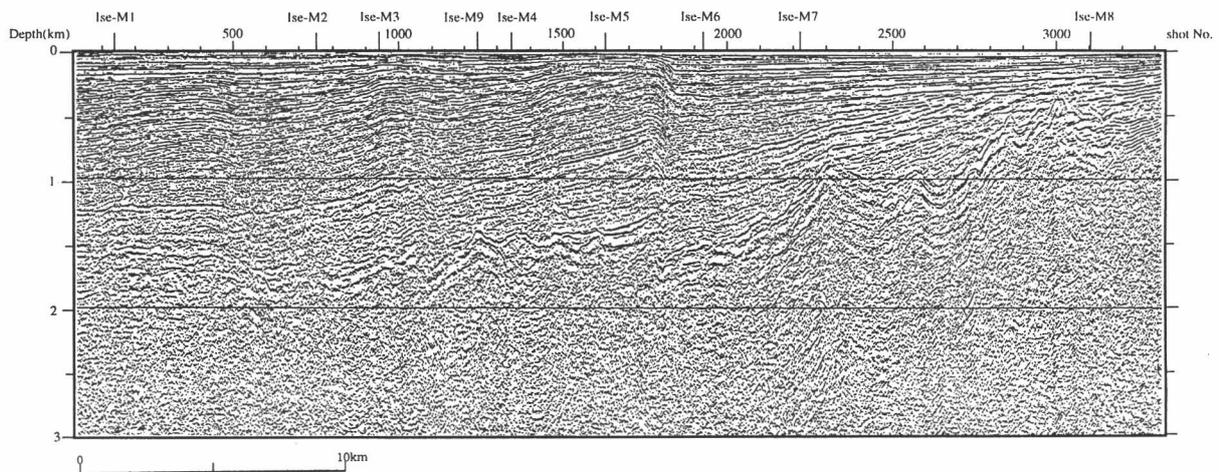


Fig.20 Seismic profile of line M12 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

下200~300mに顕著な傾斜不整合がある。これに対し、白子一野間断層の北では、不整合面は海底下数十~百数十mにある。

浅層部探査に基づき明らかとなった断層分布(海上保安庁水路部, 1995)のうち、基盤上面でも断層として認識できるものをFig.22に示す。調査を行った伊勢湾中部以北では、これまで知られていた伊勢湾断層、鈴鹿沖断層及び白子一野間断層以外には、顕著な断層は認められない。

マルチチャンネル反射法音波探査記録における音響的基盤を堆積盆地の基盤と見なし、その形状を求めた。伊勢湾における基盤(音響的基盤)を

Fig.23に示す。伊勢湾の基盤は白子一野間断層付近を境に大きく異なる。断層の南側は起伏が大きく比高数百mの高まりが散在しているのに対し、北側の基盤は伊勢湾断層と鈴鹿沖断層がなす急傾斜部を除けば堆積盆は比較的平坦である。伊勢湾の先新第三系の基盤は、伊勢湾をとりまく古い時代の地層の分布から、北部は美濃帯の中古生界、南部は領家帯の変成岩及び花崗岩類と推定される。しかし、本調査では、最大オフセット長が440mに過ぎず、深さ数kmにある基盤の速度を解析するには不十分なため、反射波を重合するにあたって用いられた速度(重合速度)からは、伊勢湾北

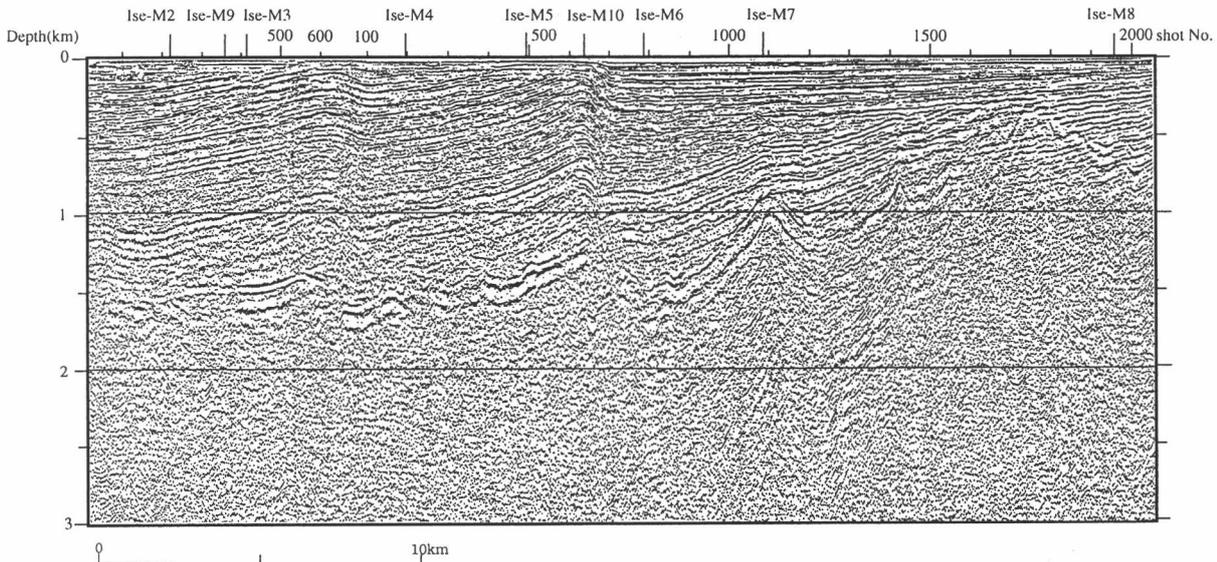


Fig.21 Seismic profile of line M13 (depth section).
Traces were thinned out at 1/5.

部と南部とでは基盤のP波速度に有為な差は認められなかった。

基盤の最深部は、白子一野間断層の南側近傍及び四日市の東方にあり、堆積層の厚さは前者では1600km、後者では1700kmに達する。また、桑名に向かってさらに基盤が深くなっているように見える。

伊勢湾断層が白子一野間断層と接する付近を境として、それより南では基盤は浅くなっている。伊勢湾奥に堆積盆を形成してきた運動の東翼を担ってきたのが伊勢湾断層であるとすれば、伊勢湾断層は白子一野間断層と接する野間の西方付近が南端であると考えることが出来る。

白子一野間断層の上盤側の基盤の一部に、上位の堆積層に不整合で覆われる層厚500m程度のウェッジ状の堆積層が認められる (Fig.19)。周囲の基盤は散乱パターンを示すのに対し、本層は音響的層理が卓越している。この地層は陸部では知られていない先新第三系に相当する可能性がある。白子一野間断層の近傍に分布していることから、中央構造線における和泉層群と同様に、断層の過去の活動により形成された堆積盆に堆積したものなのかもしれない。

4. 音響層序に基づく断層の活動度の見積もり

(1) 音響層序対比

音波探査記録をもとに伊勢湾の堆積層を、上位よりI~VI層に区分した。それぞれの層の関係は何れも不整合である。このうちI層はI a~I d層に、II層はII a~II c層に細分される。なお、上位層の検討においては、周波数の低い領域でのマルチチャンネル音波探査記録では十分な分解能を有しないことから、これと同一の測線において実施したスーパーカー記録及びソノプローブ記録を用いている。Fig.24, 25に、音響的層相と層序区分の例を示す。

伊勢湾の東部では、音波探査記録とボーリング試料との対比がなされている (中部空港調査会, 1994, 豊蔵ほか, 1999)。また、伊勢湾北部におけるマルチチャンネル反射法音波探査では、P波速度の解析から基盤を覆う堆積層が中新統に対比されとの指摘がなされている (松山ほか, 1995, 京都大学理学部ほか, 1996)。これらの調査における測線と、今回の調査測線との交差点から、音響的層相に基づく層序と陸上層序との対比を展開した。この結果、I層は完新統 (南陽層)、最上部更新統 (濃尾層) 及び上部更新統 (第一礫層) に、

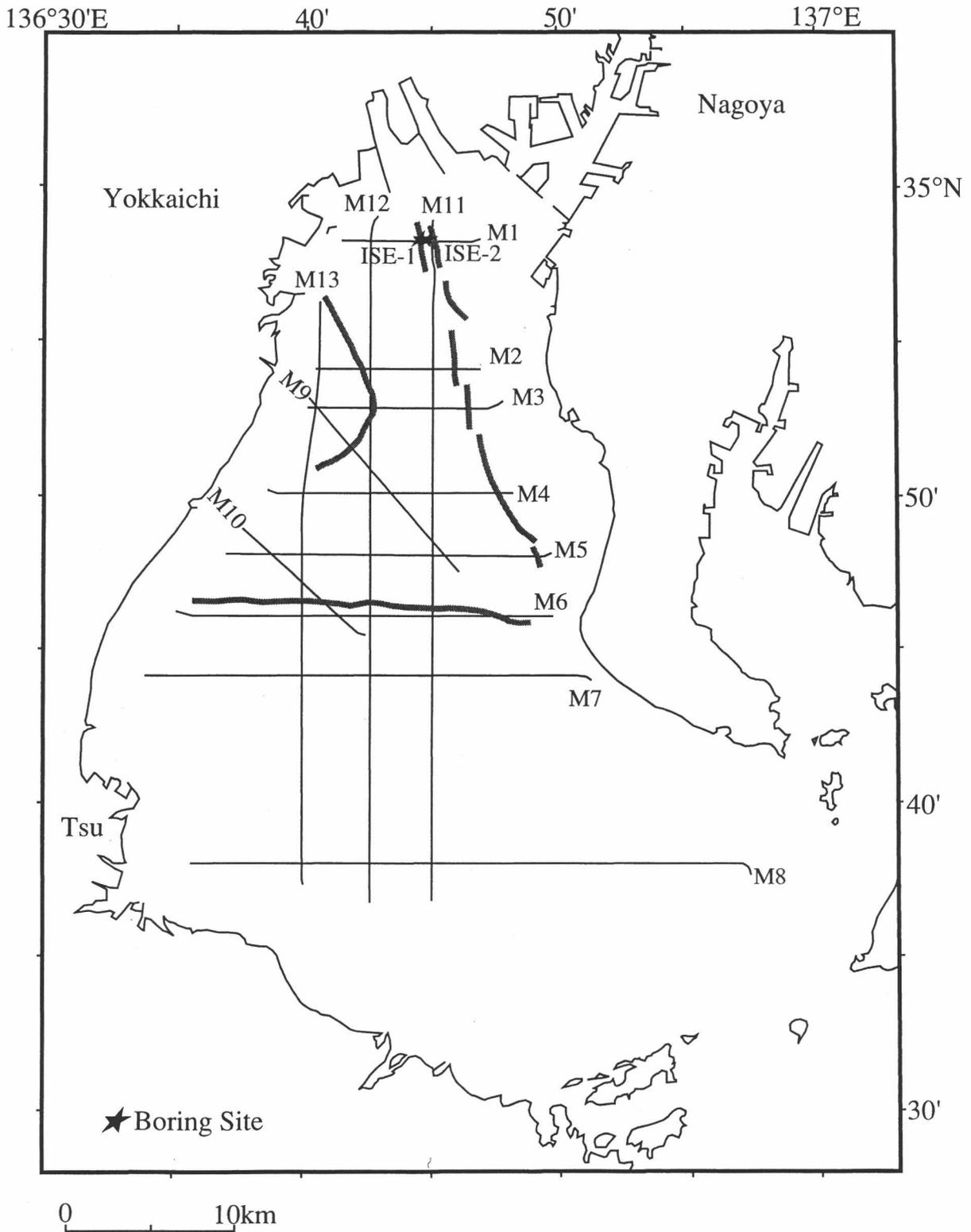


Fig.22 Fault distributions on the basement in the Ise bay.

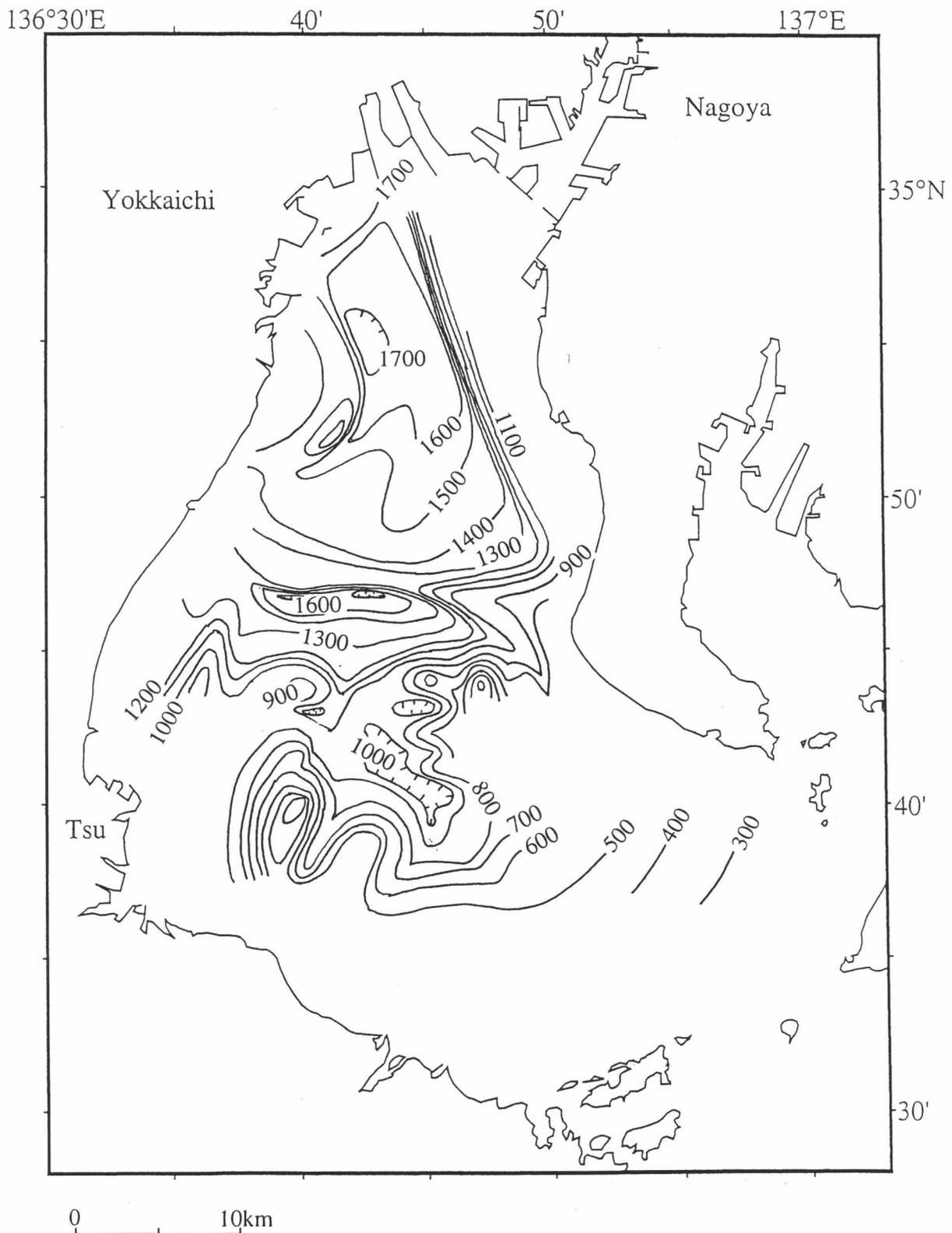


Fig.23 Basement contours in the Ise bay. Contour interval is 100 m.

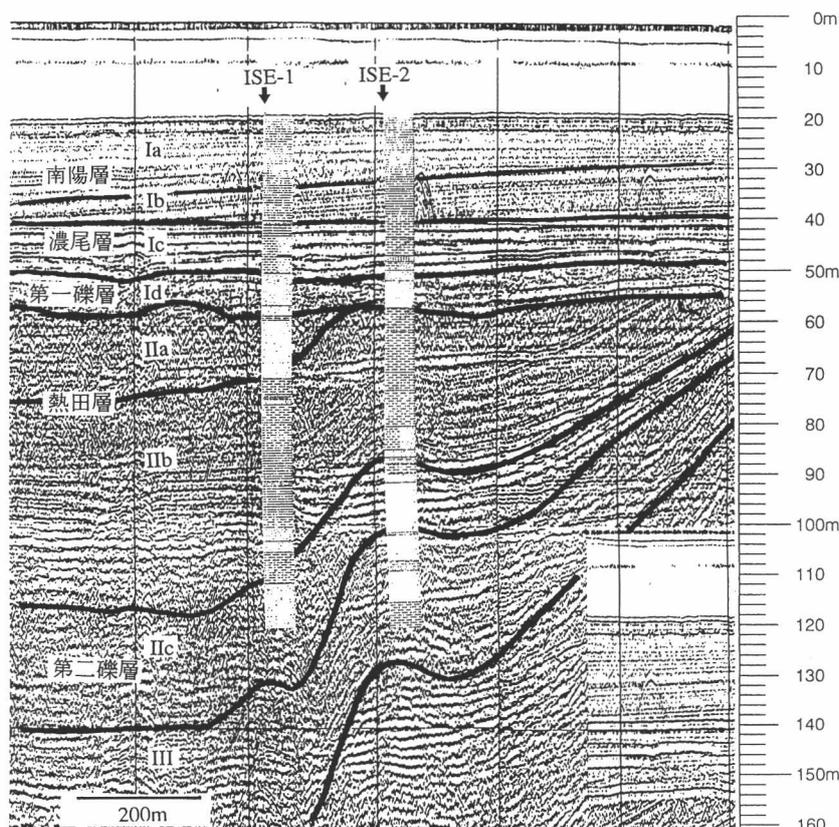


Fig.24 Acoustic stratigraphic divisions, correlations of boring cores and intertractions of single-channel seismic profile (Sparker record) on the northern part of Ise bay fault. ISE-1 and ISE-2 indicate boring sites.

II層は上部更新統（熱田層）及び中部更新統（第二礫層），III層は中部更新統（海部累層，第三礫層，弥富層），IV層は東海層群に，V層は中新統に，VI層は先新第三系にそれぞれ対比される。層序対比を Table 1 に示す。

(2) 音響層序に基づく地層の埋積深度差と層厚の変化

反射法探査記録によれば，伊勢湾断層付近では，断層の西側の地層の方が東側に比べ系統的に埋積深度が深く，鈴鹿沖断層においては断層の東側の地層の方が，白子-野間断層においては断層の南側の地層の方が，それぞれ系統的に埋積深度が深い。また，何れの断層でも，下位の層準ほど断層を挟んで地層の埋積深度は食い違っている。これは，断層運動が過去から継続していることを示している。断層を挟んだ地点における地層の深度の違いは，断層運動による変位だけでなく，堆積基底面としての原地形や，地層の削剝，圧密の問題

などの原因も考えられる。削剝については主に隆起側が削剝されるので，埋積深度差を小さくする要因であり，圧密については堆積層の厚い方がより沈降するので，埋積深度差を大きくする要因である。原地形面の起伏については，現在の海底地形から類推すれば，断層を挟んだ地層の埋積深度差に比べかなり小さいとは考えられるものの，詳細は良く判らない。以上の3つの要素をそれぞれ見積もることは困難なので，本論では地層の埋積深度差が断層運動に起因するものと仮定し，断層の垂直成分の平均変位速度を推定した。

① 伊勢湾断層

伊勢湾断層は中・南部の方が変位の累積が大きい。今回の調査では基盤上の変位が大きいのは，伊勢湾断層中部の常滑の東の M3測線 (Fig.26) である。ただし，ここでは隆起側ではII層やIII層は削剝されており，各層の基底面の深度差は下限しか判らない。断層を挟んでそれぞれの海底を基準

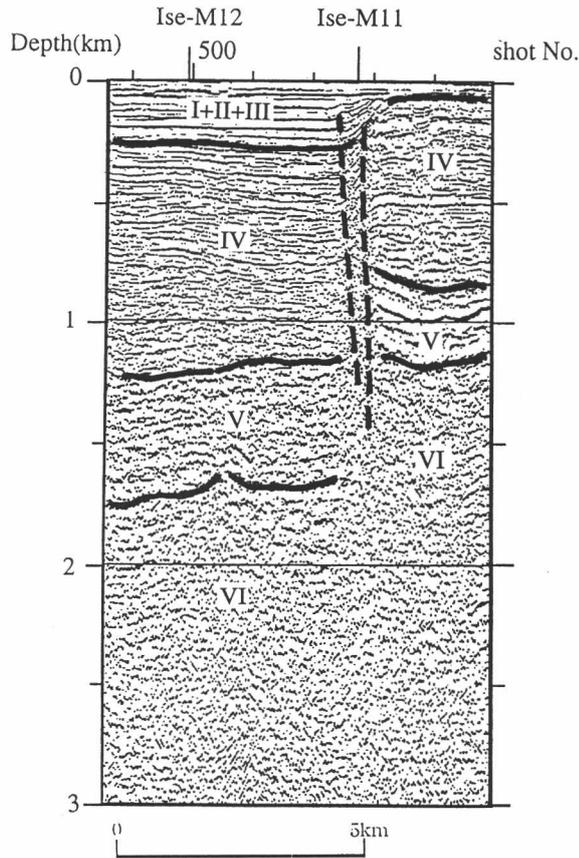


Fig.25 Acoustic stratigraphic divisions and interaptions of multi-channel seismic profile (M1).

Table 1 Geological Correlation.

地質時代	絶対年代 (ka)	土質工学会中部支部 (1988)	中部空港調査会 (1994)	本研究
完新世	10	南陽層	上部砂質土層	Ia
		濃尾層	粘性土層	Ib
第四紀	16	第一礫層 鳥居松礫層 大曽根層	下部砂質土層	Ic
			上部砂礫層	Id
	60	熱田層	下部砂礫層	IIa
			粘性土層	IIb
更新世	130	第二礫層	砂質土層	IIc
	150	海部累層 第三礫層 弥富累層		III
				IV
730	東海層群		V	
新第三紀	鮮新世			VI
	中新世		常滑層群	
先新第三紀				

として求めた各層の基底の深度差は、IV層で750 m、III層で220 m +、II層で60 m +である。I c層は断層を挟んで層の基底深度はやや変化しているものの、I a層やI b層では基底深度や層厚の変化は認められない。伊勢湾断層南部にあたる M6 測線 (Fig.27), では、断層の上盤側では層は削剥されており、基底面の深度差は下限しか判らない。各層の基底の深度差は、IV層で270 m、III層で140 m、II層で70 m +である。

それぞれ音響層序と陸上地質との対比をもとに地層の埋積深度差を生じる割合を求めた。III層の基底を730ka (中部空港調査会, 1994) とすると0.3 m +/ka (中部) ~0.2 m/ka (南部)、II層の基底を150ka (中部空港調査会, 1994) とすると0.4 m +/ka (中部) ~0.5 m +/ka (南部) となる。

② 鈴鹿沖断層

音波探査記録では、断層の東側で地層が系統的に厚くなっている。断層を挟んでそれぞれの海底

を基準として求めた各層の基底面は、M10測線における断面記録 (Fig.28) でみると、IV層の基底で300 m、III層の基底で170 m、II層の基底で60 mの埋積深度に差がある。

伊勢湾断層における検討と同様の仮定をもとに、断層を挟んで地層埋積深度差を生じる割合を求めると、III層の基底を730ka とすると0.2 m/ka、II層の基底を150ka とすると0.4 m/ka となる。

③ 白子一野間断層

音波探査記録では、白子一野間沖断層の南側で地層が系統的に厚くなっている。断層を挟んでそれぞれの海底を基準として求めた各層の基底面の深度差は、M13測線における断面記録 (Fig.29) でみると、IV層の基底で300 m、III層の基底で180 m、II層の基底で80 mである。断層を挟んで地層埋積深度の差を生じる割合は、III層の基底を基準とすると0.2 m/ka、II層の基底を基準とすると0.5 m/

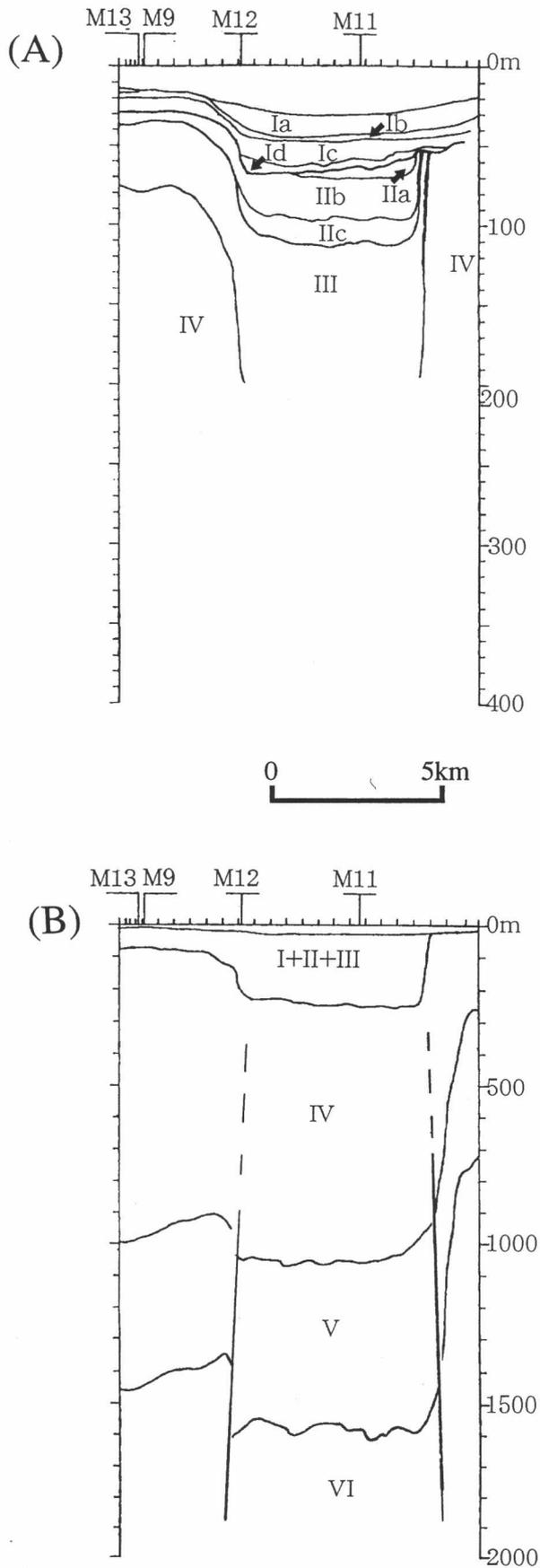


Fig.26 Intersections of line M3. A : after single channel seismic profile, B : after multi-channel seismic profile.

kaとなる。

5. ボーリング調査とその成果

(1) 調査

伊勢湾において検出された活構造のうち、伊勢湾断層の活動度を把握することを目的として、伊勢湾断層の北部断層において、断層を挟んだ2地点で海底下100mまでの海上ボーリングを行った。海底に鋼製の櫓を設置し、その水面上にボーリングマシンを設置した。掘削の口径は86mmで、礫層では層序が乱れ、回収率が若干低かったものの、ほぼ全てのコアを回収した。

掘削地点は、伊勢湾奥部、揖斐川河口の前面にあたり、名古屋港西水道口の南西約6kmに位置している。伊勢湾断層は中・南部の方が変位の累積が大きいが、この海域は中部空港調査会(1994)が既に詳細な調査を行い、7500年前にイベントがあったこと、約15000年以降に3回程度の活動があったと推定されることを報告している。したがって、これまで全く調査が行われていない伊勢湾断層の北部において掘削調査を行うこととした。

伊勢湾断層北部は、浅部では並走するいくつかのセグメントに分れている。このうち、最も西側に位置するセグメントについて掘削した。西側の地点(ISE-1: 34°58.2'N, 136°44.6'E)は断層の沈降側、東側の地点(ISE-21: 34°58.2'N, 136°44.7'E)は断層の隆起側にあたる。両者は東西に約200m離れており、水深はともに17.9mである。掘削地点における音波探査記録をFig.24に示す。

(2) 成果

音波探査記録と層相、微化石、地磁気、火山灰等をもとに、両掘削地点における地層対比を行い、また、層相や地層に含まれる化石等の年代測定から、陸上地質との対比を行った(Fig.24)。ボーリング試料と地層対比についてTable 2に、年代測定結果をTable 3に示す。¹⁴C年代測定は、3試料を除きそれぞれ1つの貝殻片を加速器質量分析法(AMS)により行ったものである。¹⁴C年代は、海水のリザーバー効果の補正や暦年補正は行って

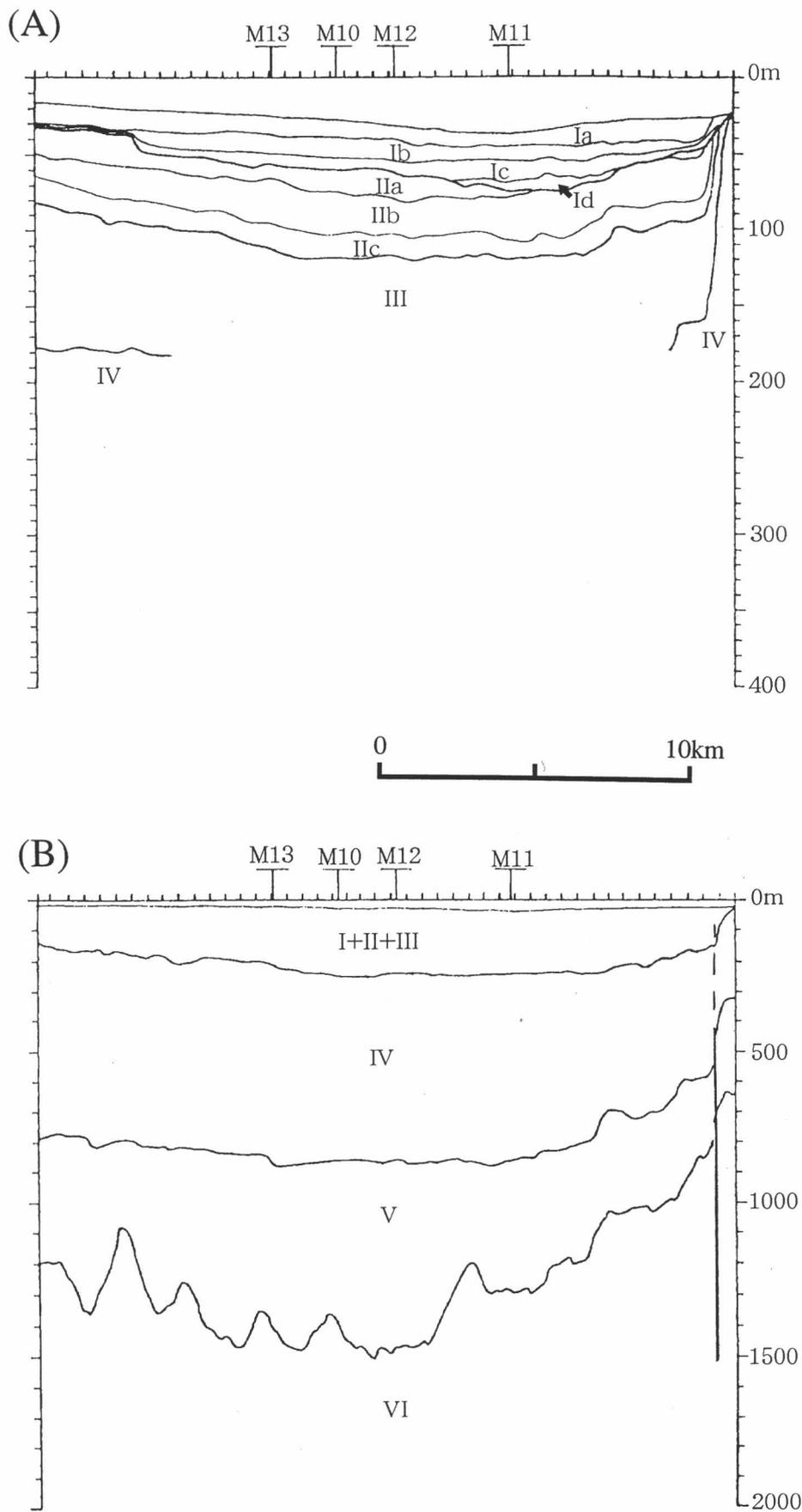


Fig.27 Intersections of line M6. A : after single channel seismic profile, B : after multi-channel seismic profile.

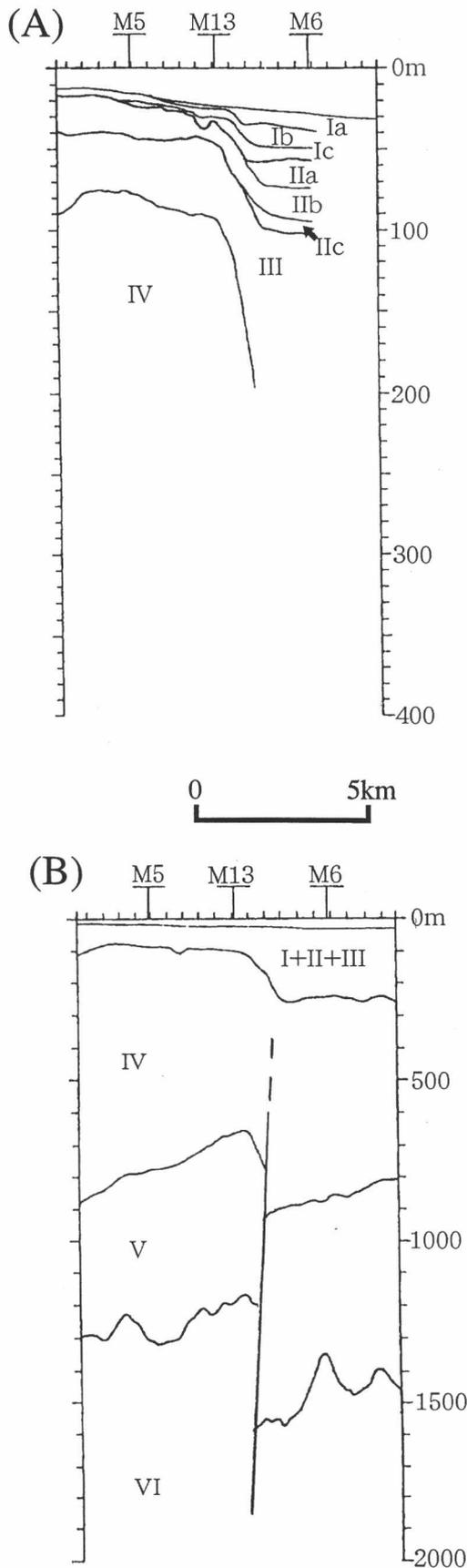


Fig.28 Intersections of line M10. A : after single channel seismic profile, B : after multi-channel seismic profile.

いない。

音波探査記録と¹⁴C年代測定の対比では、南陽層に対比したIa層、Ib層は約1万年より新しい¹⁴C年代を示した。また、農尾層に対比したIc層の基底からは約2万年の¹⁴C年代が得られた。

海底下100mまでのボーリングでは、ISE-1、ISE-2ともに、礫層が2層準認められた。層序対比から礫層は濃尾平野の第一礫層、第二礫層にそれぞれ対比される。ISE-1とISE-2では、第一礫層の基底は海底下約20mでほぼ水平となっている。一方、第二礫層やこれより上位の熱田層に対比されるシルトを主体とする地層の基底は、ISE-1、ISE-2の間で深度は大きく食い違っている。音波探査記録によれば、第一礫層と、それより下位の層とは傾斜不整合の関係にある。

このことから、伊勢湾断層の北部では、熱田層堆積以降も活動していたが、第一礫層堆積前の活動を最後に、それ以降は活動していないと考えられる。

6. まとめ

日本の代表的な内湾伊勢湾において、音波探査により活構造の検出と基盤形状の解明を行った。伊勢湾の南部では埋積された高まりが散在しており、基盤形状は複雑である。伊勢湾中部以北には断層が伏在しており、これら断層のために、基盤上面には大きな段差があつて、複雑な形状となっている。伏在する断層を挟んで地層の埋積深度の差を生じる割合を求めると、音波探査記録と既存調査との対比から、1000年あたり0.2~0.7m程度と推定される。断層を挟んだ地点における地層の埋積深度の違いが断層運動に起因するものと仮定し、断層の上下成分の平均変位速度と見なすと、何れの断層もB級の活動度ということになる。

伏在する活断層のうち、伊勢湾断層の北部において海上ボーリングを行った。伊勢湾断層北部では、更新世後期以降は活動していないと考えられる。

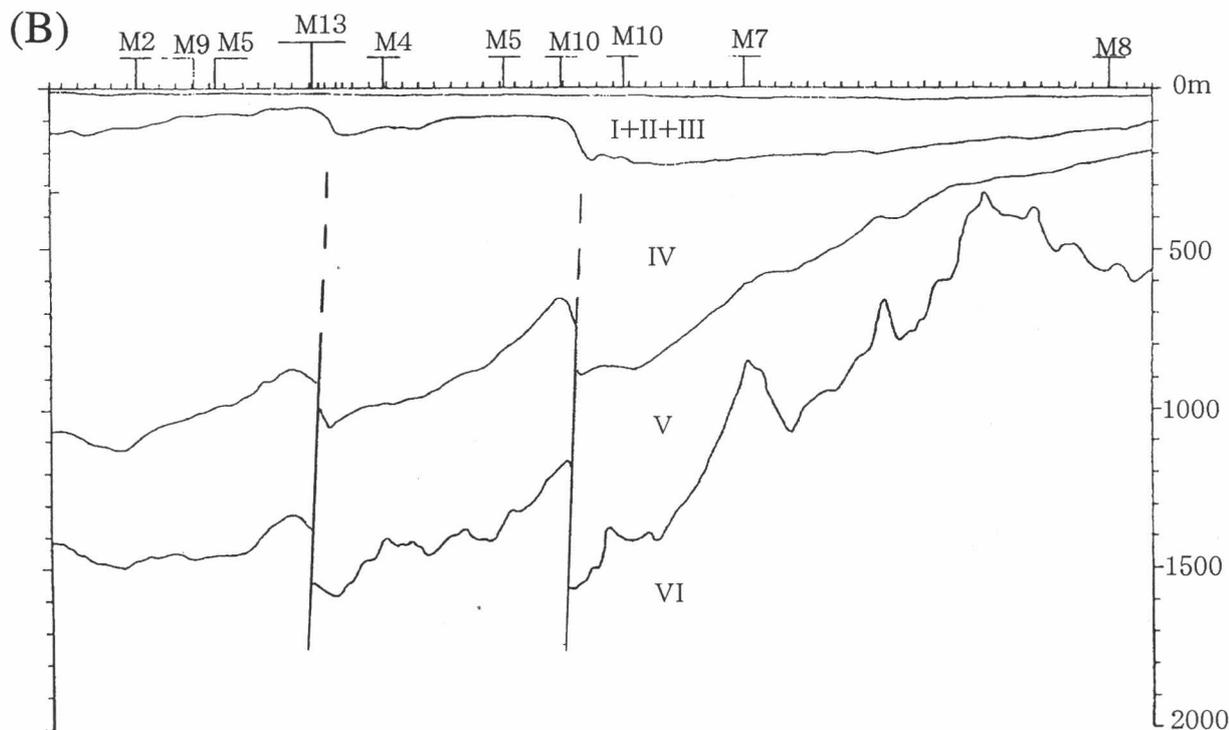
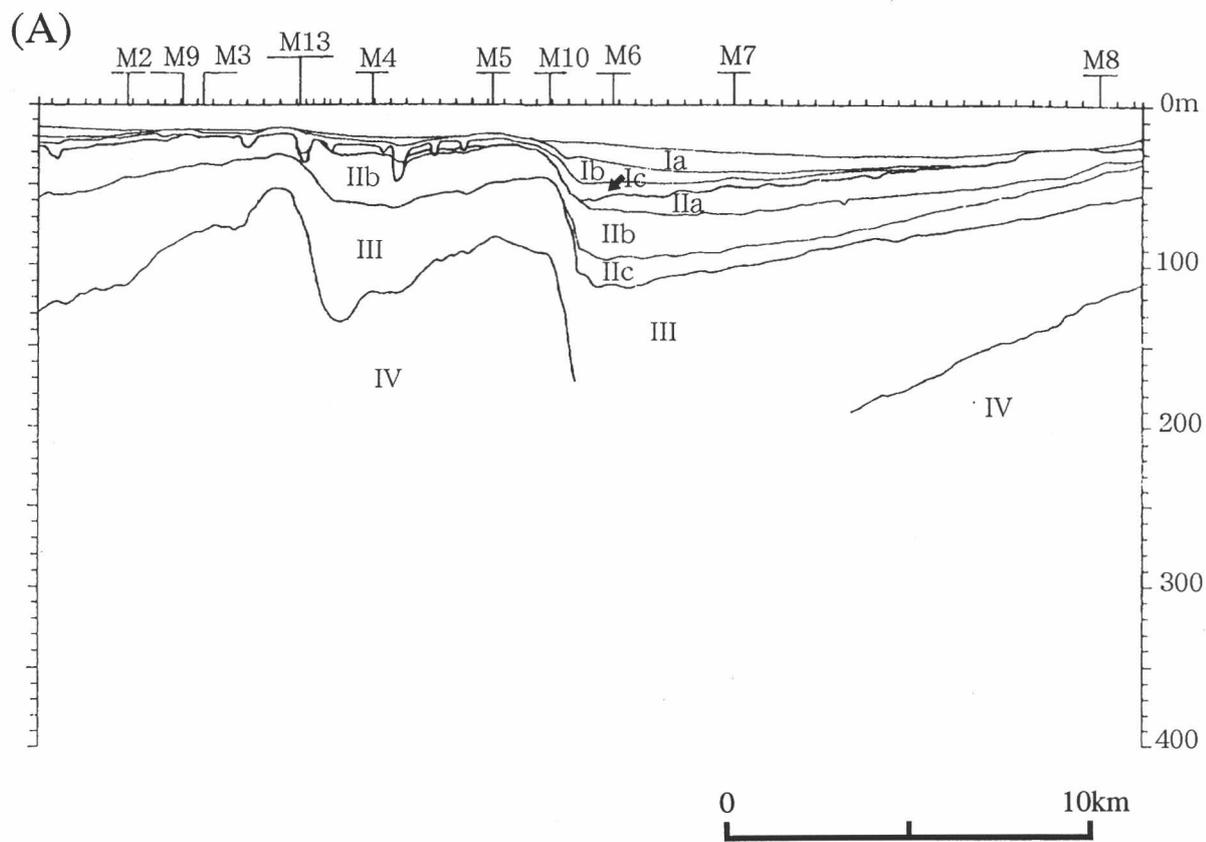


Fig.29 Interruptions of line M13. A : after single channel seismic profile, B : after multi-channel seismic profile.

Active Faults Surveys in the Ise Bay

Table 2 Boring cores on the northern Ise bay.

ISE-1				ISE-2			
深度 (m)	層相	地層 対比	¹⁴ C年代 (yBP)	深度 (m)	層相	地層 対比	¹⁴ C年代 (yBP)
0m		南陽層	730±55 800±60 1520±60 2310±60 3020±70	0m		南陽層	1184±72 1904±67 2727±61 3617±87
20.30	シルト		4130±60 4340±70 4790±90 4020±90 5750±80	19.10	シルト		4449±76 4654±67
24.30	砂混じりシルト	濃尾層	9730±110	24.25	砂混じりシルト		4966±67 5376±67
26.50	シルト			27.50	砂混じりシルト及び砂粒付シルト	濃尾層	8839±69 9320±69
28.70	有機質粘土			28.70	有機質粘土		9960±110
30.75	砂混じりシルト及び砂粒付シルト	第一礫層		32.30	砂混じりシルト及び砂粒付シルト		9837±70 18820±110
38.70	砂礫	第一礫層		37.80	砂礫	第一礫層	19670±150
54.20	シルト混じり砂	熱田層上部		60.00	硬質シルト	熱田層下部	
78.20	硬質シルト	熱田層上部		71.40	硬質シルト及び砂粒付シルト		
91.75	硬質シルト及び砂粒付シルト			86.80	砂礫	第二礫層	
98.50	砂礫 粗砂	第二礫層		98.00	砂混じりシルト シルト	海部累層	

Table 3 ¹⁴C dating of the core samples.

ISE-1			ISE-2		
深度 (m)	試料	¹⁴ C年代 (yBP)	深度 (m)	試料	¹⁴ C年代 (yBP)
3.45~3.55	貝殻	760±50	4.55~4.65	貝殻	1184±72
4.25~4.35	◇	870±60	5.80~5.90	◇	1904±67
4.50~4.60	◇	890±60	7.55~7.65	◇	2727±61
5.40~5.50	◇	1520±60	9.50~9.60	◇	3617±87
8.10~8.20	◇	2310±60	12.50~12.60	◇	4449±76
9.85~9.95	◇	3020±70	13.80~13.90	◇	4654±67
14.70~14.80	◇	4130±60	15.00~15.10	◇	4966±67
15.90~16.00	◇	4340±70	17.60~17.70	◇	5376±67
17.80~17.85	◇	4790±90	19.90~20.00	◇	8839±69
19.80~19.90	◇	4020±90	20.20~20.30	◇	9320±69
20.30~20.40	◇	5750±80	23.75~23.85	◇	9960±110
24.25~24.35	◇ (シジミ)	9730±110	26.45~26.50	◇	9837±70
27.35~27.45	有機質土	測定不能	28.50~28.60	腐植土	18820±110
			30.65	材	19670±150

謝 辞

本調査を行うにあたり、現地作業に従事された海上保安庁水路部測量船「海洋」の方々、川崎地質株式会社の方々には大変お世話になったまた、現地作業においては第四管区海上保安本部の方々には作業の安全について多大なご配慮を頂いた。さらに、本研究の計画・推進に尽力された海上保安庁水路部沿岸調査課の方々には終始ご支援頂いた。株式会社ジーアールの松山紀香氏には伊勢湾北部の地質構造に関してご教示頂いた。これらの方々に深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

中部空港調査会, 1994, 中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書。
中条純輔・高田康秀, 1970, 音波探査による知多湾の研究。地調月報, 21, 187-218。
中条純輔・須田芳朗, 1971, 伊勢湾北部の重力分布とその考察。地調月報, 22, 415-435。
中条純輔・須田芳朗, 1972, 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察。地調月報, 23, 573-598。
土質工学会中部支部, 1988, 最新名古屋地盤図。名古屋地盤図出版会, 487。
海上保安庁水路部, 1995, 伊勢湾。1/100,000海

底地質構造図。

活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東大出版会。
桑原徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動。第四紀研究, 7, 235-247。
桑原徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀, 1972, 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系—“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題—。地質学論集, 7, 61-76。
京都大学理学部・大阪土質試験所・阪神コンサルタンツ・地球科学総合研究所・水資源開発公団中部支社・建設省中部地方建設局, 1996, 反射法地震探査による桑名断層及び伊勢湾断層の深部形態, 地震予知連絡会報, 55, 558-570。
松山紀香・大阪土質試験所・阪神コンサルタンツ・地球科学総合研究所・水資源開発公団中部支社・建設省中部地方建設局・尾池和男, 1995, 反射法地震探査による桑名断層および伊勢湾断層の形態。地震学会講演予稿集, 2, 93。
豊蔵勇・岡田篤正・牧野内猛・堀川義夫・長谷川淳, 1999, 「中部国際空港」海域(知多半島常滑市沖)の海底地形・地質。地学雑誌, 108, 589-615。