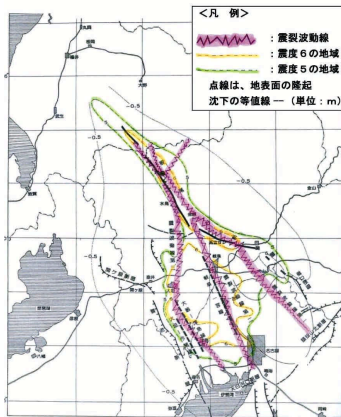


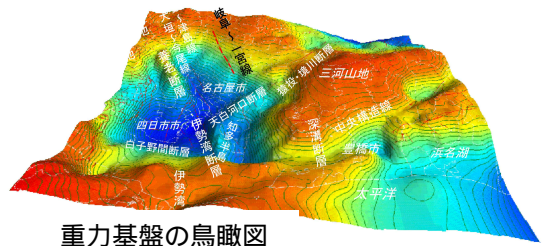
濃尾地震における震裂波動線生成の解明

(研究課題番号 12480110)

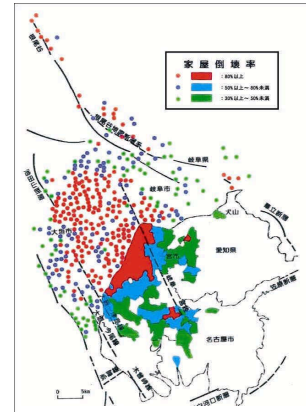
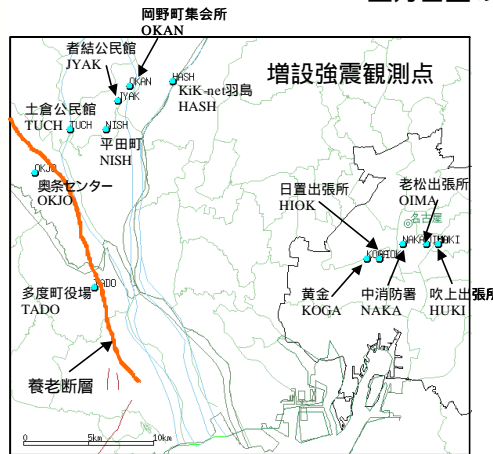
平成 12 年度 ~ 平成 14 年度 文部科学省科学研究費補助金・基盤研究(B)(2)
研究成果報告書



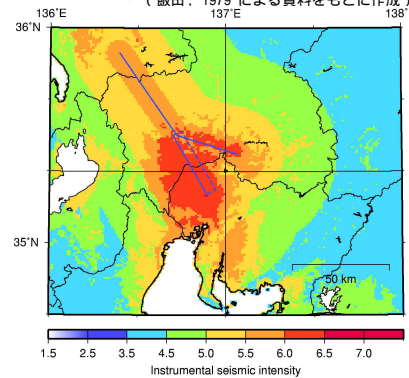
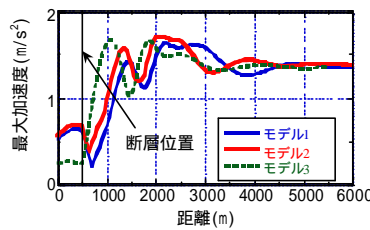
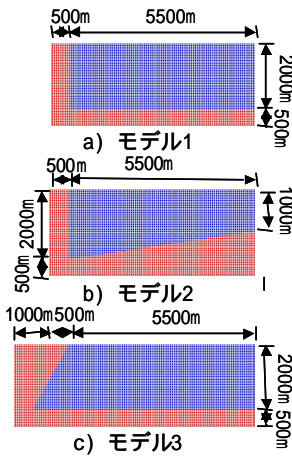
1891年濃尾地震時の震裂波動線 (井関, 1966)



重力基盤の鳥瞰図



濃尾地震による震度7地区の家屋倒壊率 (飯田, 1979 による資料をもとに作成)



平成 15 年 3 月

研究代表者 福和 伸夫
(名古屋大学 環境学研究科 都市環境学専攻)

濃尾地震における震裂波動線生成の解明

平成 12 年度～平成 14 年度 文部科学省科学研究費補助金・基盤研究(B)(2)
研究成果報告書(研究課題番号 12480110)

平成 15 年 3 月

研究代表者 福和 伸夫
(名古屋大学 環境学研究科 都市環境学専攻)



図 5.1.1 濃尾平野および周辺部の活構造（文献¹⁾の一部を抜粋）

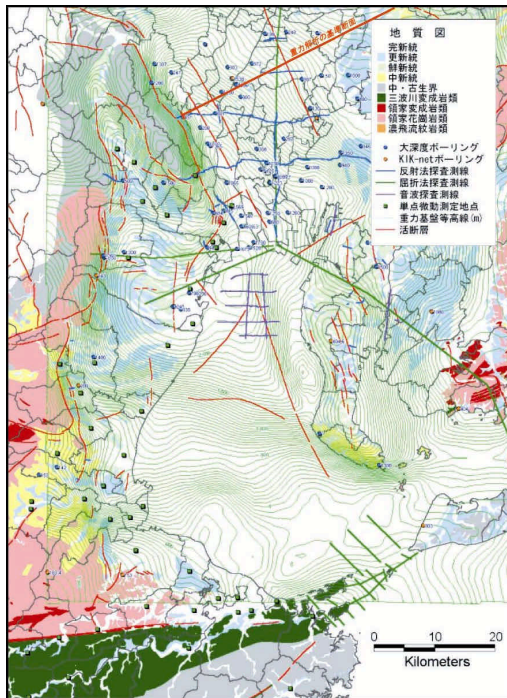


図 5.1.5 濃尾平野地域における
深部地盤構造に対する調査資料位置図

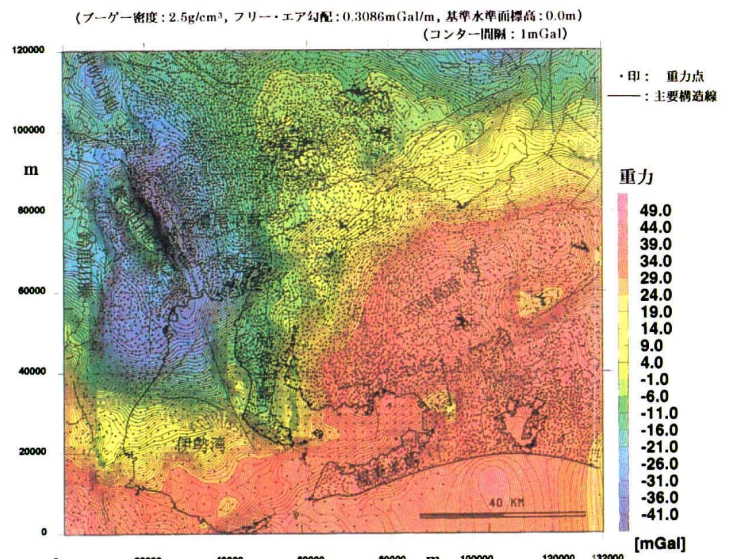


図 5.1.6 重力異常分布（ブーゲー異常分布）²²⁾²³⁾

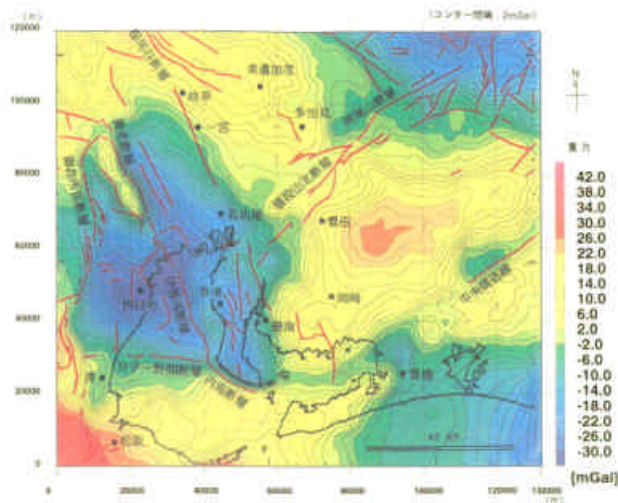


図 5.1.7 残差重力異常分布

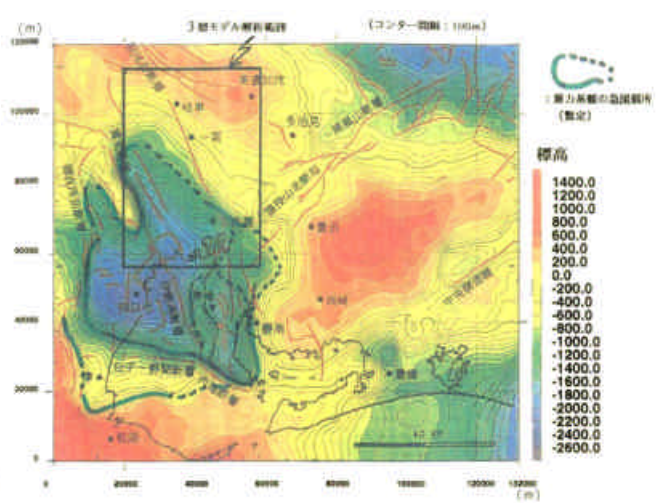


図 5.1.8 濃尾平野・伊勢湾地域の重力基盤 (2層モデル²⁴⁾)

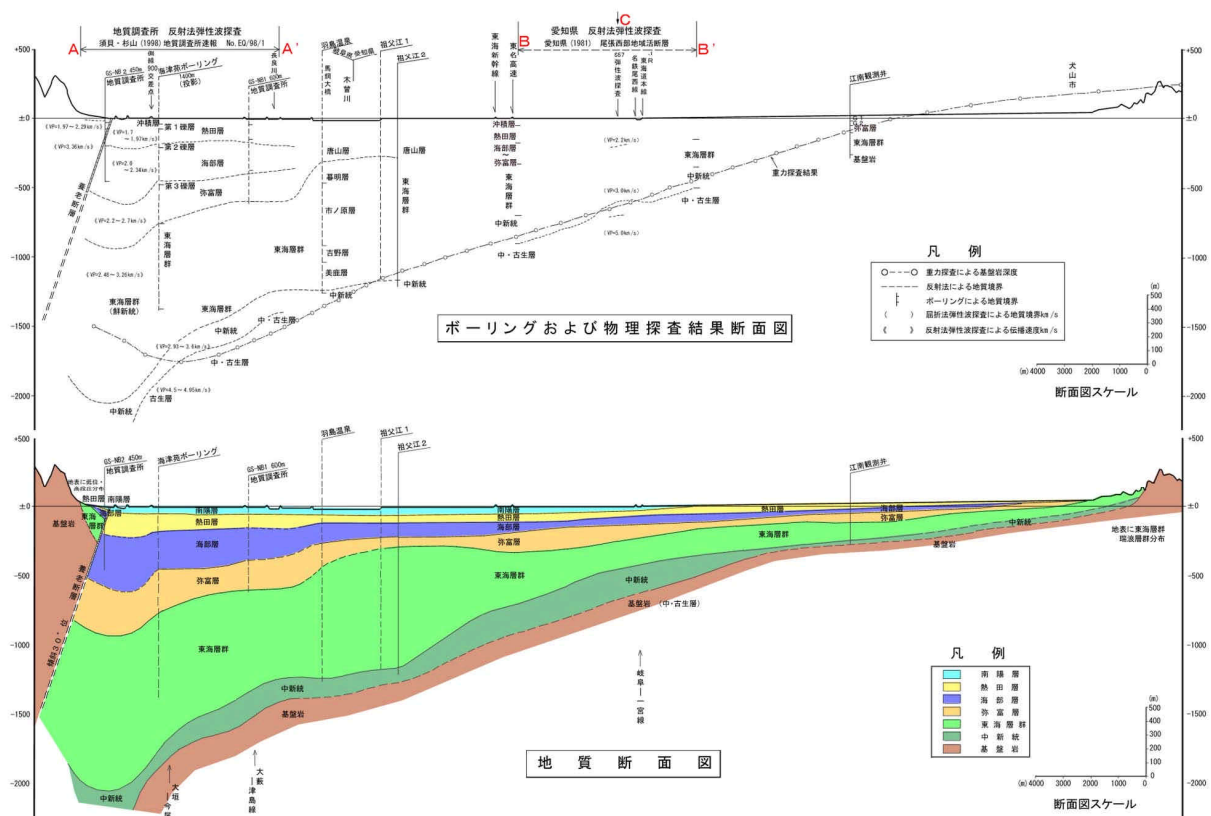


図 5.1.9 重力解析の基準断面線に沿う既往資料と想定地質断面図

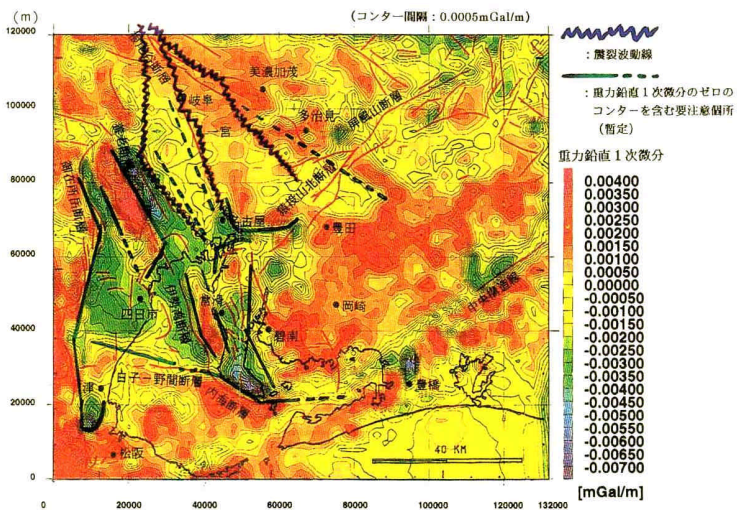


図 5.1.10 重力鉛直一次微分の分布²⁴⁾

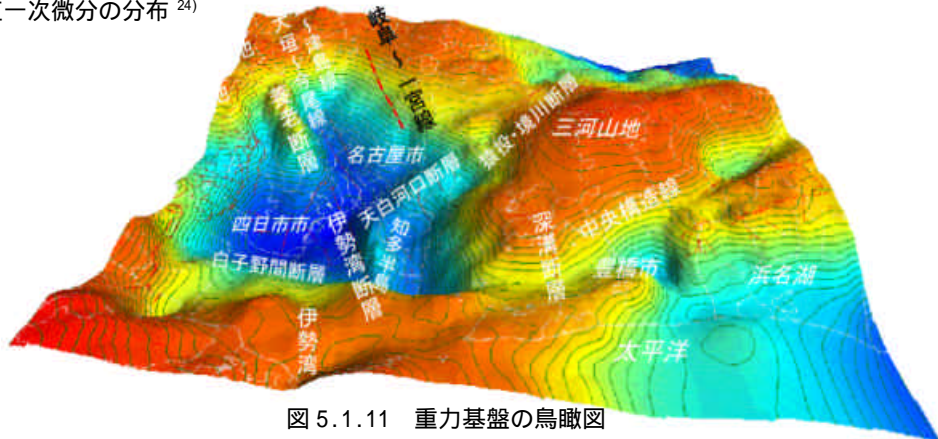


図 5.1.11 重力基盤の鳥瞰図

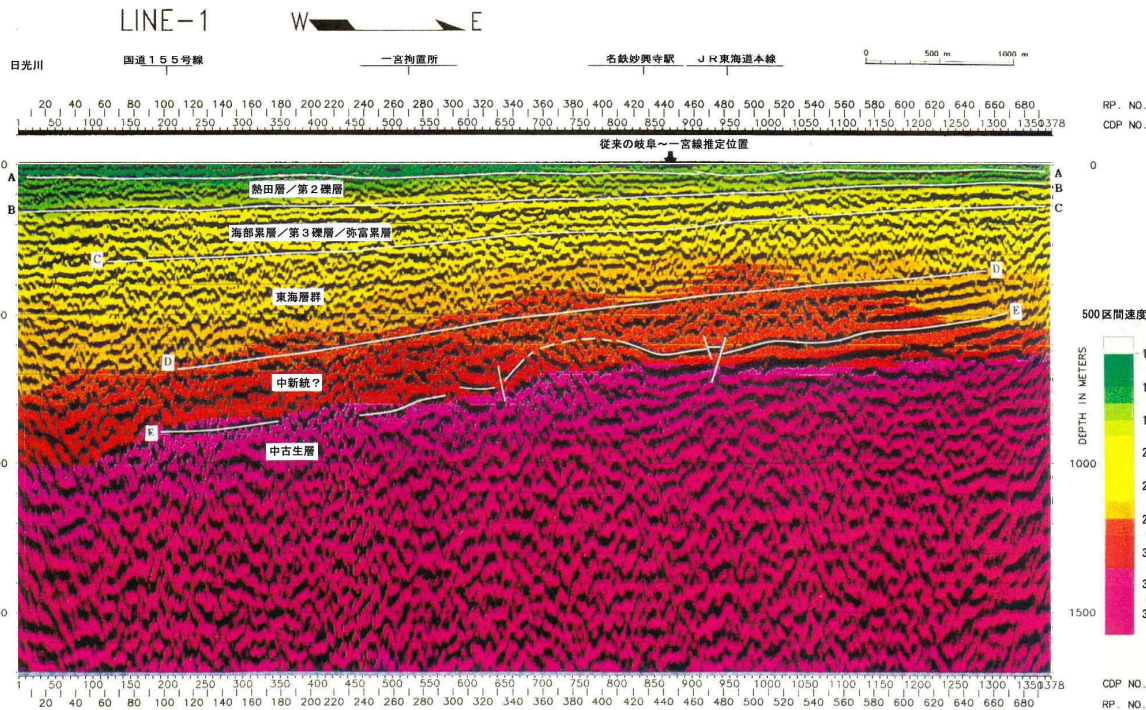


図 5.1.12 平成 12 年度 P 波反射法結果⁵⁾

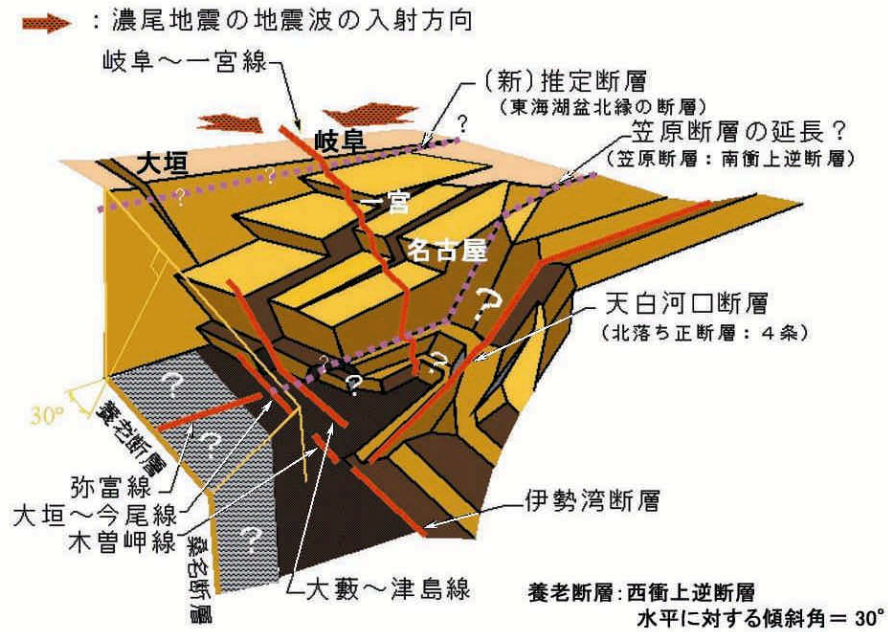


図 5.1.13 濃尾平野の基盤岩地形の概念図例¹²⁾
 (岐阜～一宮線付近の段差を考慮した例)

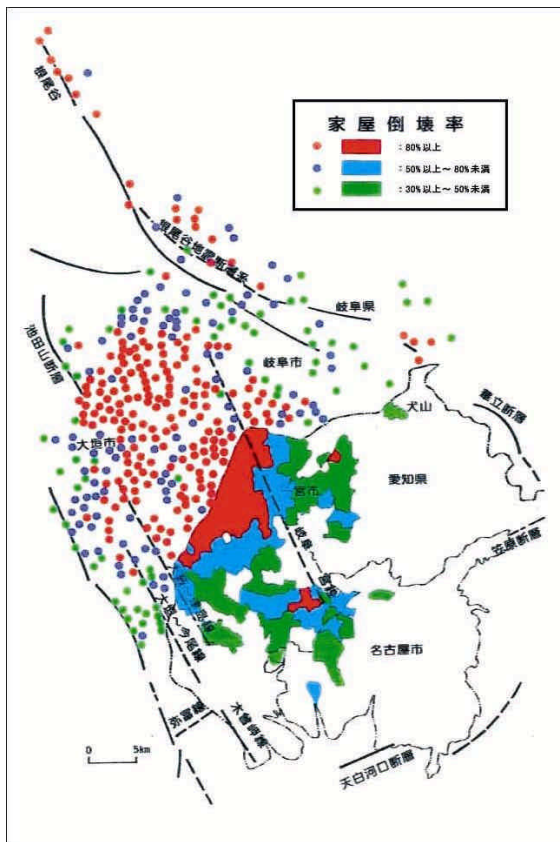


図 5.2.2 濃尾地震による岐阜、愛知(尾張地区)両県における震度 地区の家屋倒壊率(飯田による資料をもとに作成)²⁸⁾

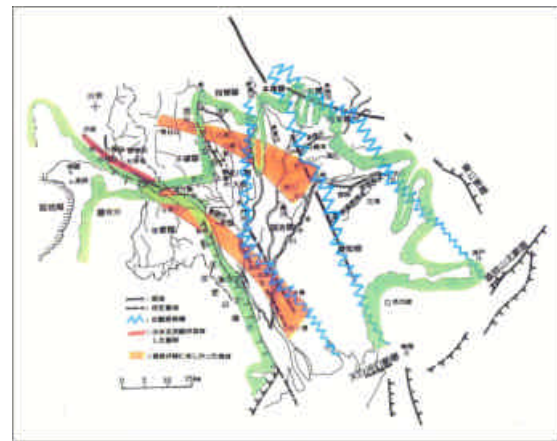


図 5.2.3 江濃地震における濃尾平野域の強震帯と濃尾地震における震裂波動線(松澤による)³¹⁾

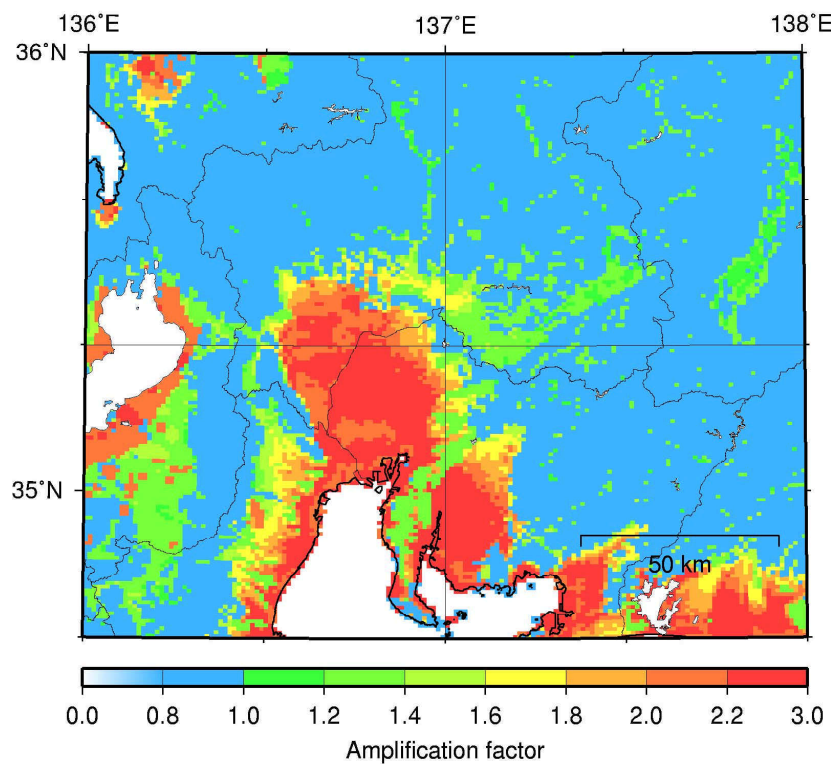


図 9.2.2 工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$ 程度)から地表面までの最大速度の増幅度

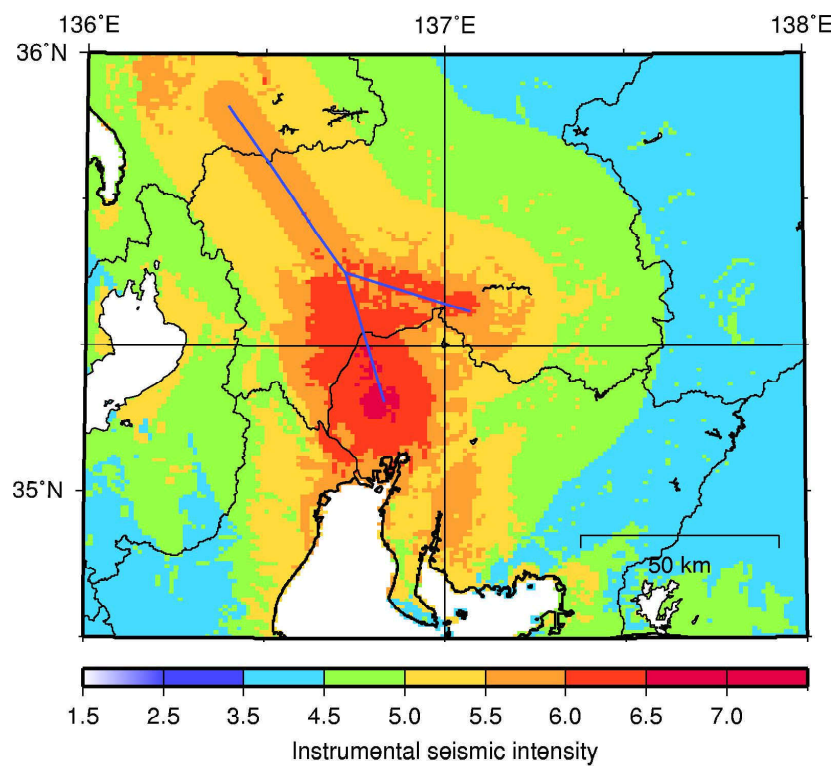


図 9.3.1 断層モデル 1 による計算震度分布

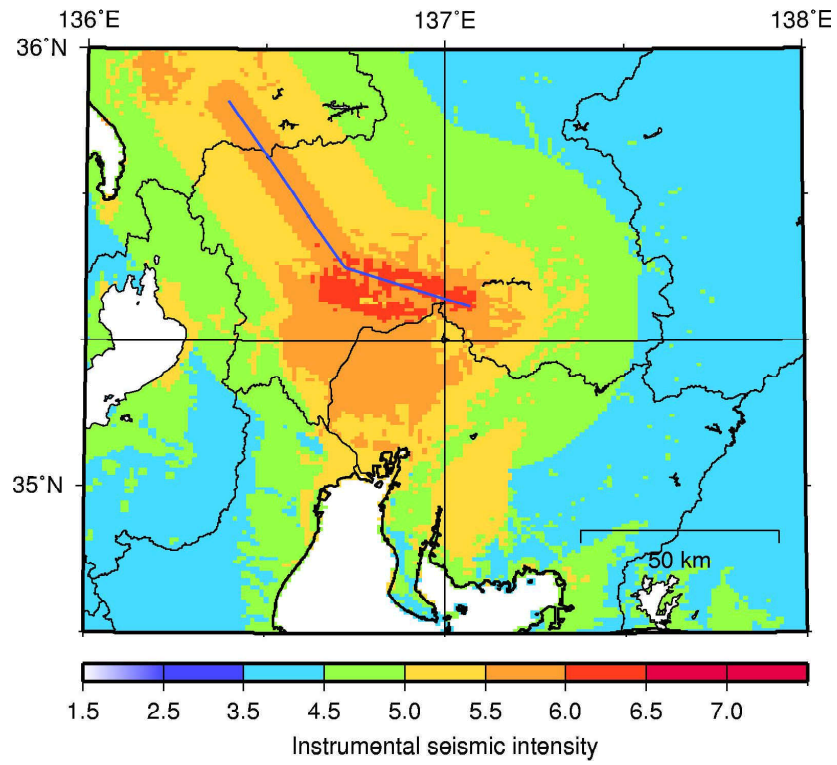


図 9.3.2 断層モデル 2 による計算震度分布

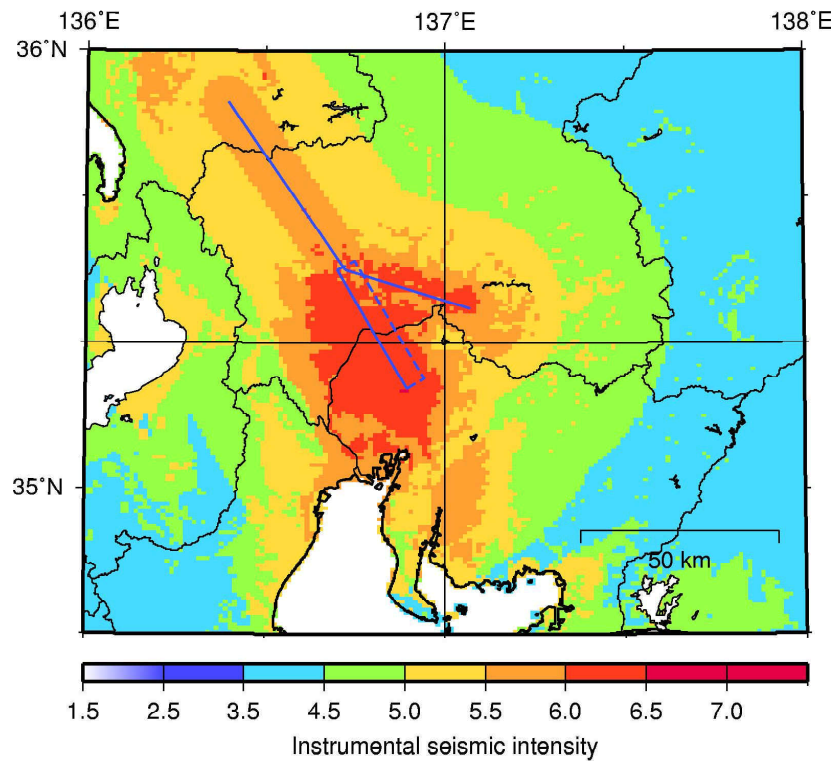


図 9.3.3 断層モデル 3 による計算震度分布

研究組織

研究代表者：福和伸夫（名古屋大学環境学研究科都市環境学専攻・教授）

研究分担者：飛田 潤（名古屋大学工学部社会環境工学科・助教授）

中野 優（名古屋大学環境学研究科都市環境学専攻・助手）

山岡耕春（名古屋大学地震火山観測研究センター・助教授）

鈴木康弘（愛知県立大学情報科学学部・助教授）

佐藤俊明（大崎総合研究所・研究部長）

馬場干児（応用地質（株）・中部支社長）

研究協力者：池田善考（応用地質（株））

（50音順）野崎京三（応用地質（株））

宮腰淳一（大崎総合研究所）

所属等は平成 15 年 3 月

研究経費

平成 12 年度	8,900 千円
平成 13 年度	4,900 千円
平成 14 年度	2,400 千円
計	16,200 千円

研究発表

(1) 審査論文等

福和伸夫, 飛田潤, 中野優, 高橋広人, 飯田正憲, 石田理永, 名古屋市の地盤・強震動・微動データのコンパイルと地盤震動性状区分, 日本建築学会技術報告集, 第 10 号, pp. 41-46, 2000.6.

Sugai, M., Kumamoto, T., Suzuki, Y. and Matsuo, M., Some simulations for assessment of earthquake hazards in the Japanese islands by use of the active fault catalogue and historical records, Proc. 12WCEE (New Zealand), 2000.

Sugai, M., Suzuki, Y., Suzuki, H. and Kobuna, T., An assessment of potential earthquake hazard to human life from active fault systems of the Japanese archipelago based on statistical simulations, Proc. GeoEng 2000, Vol.2: Extended Abstracts, 2000.

鈴木広隆, 菅井径世, 鈴木康弘, 隈元 崇, 活断層の危険度評価に関する一考察 推定被害人口を用いた危険度のランク付け, 地域安全学会論文集, No.2, pp. 101-108, 2000.

鈴木康弘, 地震災害軽減に向けた活断層調査の現状と課題 - 地震動予測地図の作成を視野に入れて -, 地質と調査, 84 号, pp. 15-20, 2000.

- Tobita, J., Fukuwa, N. and Nakano, M., Estimation of Deep and Shallow Soil Structures using H/V Spectrum of Densely Measured Microtremor Records, Proc. International Conference on Geotechnical & Geological Engineering (GeoEng 2000), paper no. 0658 (CD-ROM), 2000.11.
- Nakano, M., Fukuwa, N. and Tobita, J., Regional Variation of Ground Motion in Nobi Plain, Japan, Based on Seismic Records, Microtremor and Geological Data, Proc. International Conference on Geotechnical & Geological Engineering (GeoEng 2000), paper no. 0645 (CD-ROM), 2000.11.
- 鈴木康弘, 活断層と地震防災 - 予測の限界と防災への適用, 自然災害科学, Vol.19, No.4, pp. 416-421, 2001.
- 飛田潤, 福和伸夫, 中野優, 山岡耕春, オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, 第13号, pp. 49-52, 2001.
- 大河内靖雄, 鎌田丈史, 福和伸夫, 中野優, 飛田潤, 建物応答の観点からみた地震動指標に関する検討 - 地震動強さ・周期・継続時間の3要素 -, 構造工学論文集, Vol.48B, pp. 429-436, 2002.
- 中野優, 田中久美子, 福和伸夫, 飛田潤, 鎌田丈史, 濃尾平野における最大加速度尾分布と地震計の設置条件の影響, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002.11.
- 鈴木康弘, 地震防災における活断層調査の位置付け - 国家プロジェクトと地域防災行政 -, 建築雑誌, (印刷中), 2003.

(2) 口頭発表等

- 中野優, 福和伸夫, 飛田潤, 強震観測網のデータを用いた反射波による濃尾平野の深部構造の推定の試み, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp. 187-188, 2000.9.
- 堀啓輔, 中村仁, 福和伸夫, 飛田潤, 中野優, 地震動へのH/Vスペクトルの適用性に関する研究, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp. 239-240, 2000.9.
- 松澤宏, 馬場干児, 野崎京三, 既往資料に基づく濃尾平野の深部地盤構造の概要, 地盤工学研究発表会講演集, 第35回, pp. 2369-2370, 2000.6.
- 野崎京三, 松澤宏, 馬場干児, 岩本鋼司, 志知龍一, 重力データに基づく堆積平野の3次元N層モデル解析の試み - 濃尾平野の場合 -, 物理探査学会講演論文集, 第103回, pp. 159-163, 2000.
- 中野優, 福和伸夫, 飛田潤, 東海地域における大都市圏強震動総合観測ネットワークの構築と課題, 日本建築学会大会学術講演梗概集, Vol.B-2, pp. 3-4, 2001.
- 堀啓輔, 大河内靖雄, 福和伸夫, 中野優, 飛田潤, 多点の強震記録を用いた濃尾平野の面的な深部地盤構造推定 その1, その2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, Vol.B-2, pp. 71-74, 2001.
- 鎌田丈史, 細萱英也, 飛田潤, 福和伸夫, 中野優, 東海地域の高密度強震観測ネットに基づく地震動の三要素と地盤特性の関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集, Vol.B-2, pp. 79-80, 2001.
- 松田敦, 福和伸夫, 愛知県における地震防災への利用計画, 第1回日本地震工学研究発表・討論

会梗概集, p. 178, 2001.

佐藤俊明, 福和伸夫, 早川崇, 池田善考, 野崎京三, 松島信一, 強震動予測のための濃尾平野の
3次元地下構造モデルの作成, 地球惑星科学関連学会合同大会, 2002.5.

大河内靖雄, 福和伸夫, 飛田潤, 鎌田丈史, 強震観測記録・シミュレーションに基づく堆積平野の
地震動の継続時間に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2, pp. 115-116,
2002.8.

佐藤俊明, 早川崇, 佐藤智美, 藤川智, 福和伸夫, 久保哲夫, 愛知県名古屋市を対象とした設計
用地震動策定のための地下構造のモデル化・その1全体方針および伝播経路のモデル化, 日
本建築学会大会学術講演梗概集 B-2, pp. 129-130, 2002.8.

早川崇, 佐藤俊明, 松島信一, 藤川智, 佐藤智美, 福和伸夫, 久保哲夫, 愛知県名古屋市を対象
とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化・その2深層地盤のモデル化, 日本建
築学会大会学術講演梗概集 B-2, pp. 131-132, 2002.8.

藤川智, 佐藤俊明, 早川崇, 佐藤智美, 福和伸夫, 久保哲夫, 愛知県名古屋市を対象とした設計
用地震動策定のための地下構造のモデル化・その3浅層地盤のモデル化と試算, 日本建築学
会大会学術講演梗概集 B-2, pp. 133-134, 2002.8.

田中久美子, 中野優, 福和伸夫, 飛田潤, 鎌田丈史, 多点強震観測ネットにおける最大加速度分
布とサイト特性に関する研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2, pp. 225-226, 2002.8.

田中久美子, 鎌田丈史, 福和伸夫, 飛田潤, 中野優, 強震観測記録及び2次元FEM解析に基づく堆
積平野端部の地震動伝播特性, 日本建築学会東海支部研究報告集, pp. 241-244, 2003.2.

鈴木康弘, 災害ハザードマップ整備の背景と地理学, 日本地理学会発表要旨集, (印刷中), 2003.

鈴木康弘, 宇根 寛, 日本地理学会の災害対応について, 日本地理学会発表要旨集, (印刷中),
2003.

(3) 著書

鈴木康弘, 活断層大地震に備える, ちくま新書, 200p., 2001.

太田陽子, 鈴木康弘, 陸域の活断層と古地震, 大竹正和・平 朝彦・太田陽子編「日本海東縁の
活断層とテクトニクス」, 東大出版会, pp. 70-94, 2002.

(4) その他

岡田篤正, 牧野内猛, 鈴木康弘, 愛知県の活断層(その2)活断層文献調査研究 - 尾張地区 - ,
愛知県防災会議, 125p., 2000.

岡田篤正, 牧野内猛, 鈴木康弘, 愛知県の活断層(その3)活断層文献調査研究 - 三河地区 - ,
愛知県防災会議, 107p., 2001.

岡田篤正, 牧野内猛, 鈴木康弘, 愛知県の活断層(その1)活断層文献調査研究 - 概要と評価 - ,
愛知県防災会議, 117p., 2002.

福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善考, 野崎京三, 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊
地球号外 37号「最近の強震動予測研究 - どこまで予測可能となったのか? - 」, 海洋出版,

pp. 108-118, 2002.5.

福和伸夫, 名古屋圏の地震防災と濃尾平野の強震動予測用地盤構造モデル, 充てん, 第 42 号, 日本充填協会, pp. 1-11, 2002.9.

福和伸夫, 地域協働による濃尾平野の強震動評価「地震調査研究の地震防災への活用」 - 活断層調査・地盤構造調査は地震防災にどう活かされたか? -, pp. 13-16, 震災対策技術展 2003.1.

目次

1. 序論 (福和伸夫)	1
2. 濃尾地震に関する文献と資料 (中野優)	3
3. 濃尾平野のテクトニクスと濃尾地震の地殻変動モデル (山岡耕春)	5
4. 岐阜 - 一宮線と濃尾地震 - 最新の調査結果から - (鈴木康弘)	11
コラム: 濃尾地震について思うこと (鈴木康弘)	40
5. 濃尾平野の地盤構造と濃尾地震の震裂波動線 (馬場干児)	41
コラム: 震裂波動線に対する思い (馬場干児)	56
6. 濃尾平野の地震動特性 (福和伸夫・飛田潤・中野優)	57
コラム (飛田潤)	71
7. 濃尾地震の建物被害と地震動特性 (宮腰淳一)	73
8. 微小地震のメカニズムから見た岐阜 - 一宮線と、総合的な考察 (中野優)	83
9. 距離減衰式を用いた濃尾地震の広域強震動評価 (佐藤俊明・宮腰淳一)	97
10. 今後の地震防災、災害対策に向けた提言と課題	105
コラム (福和伸夫)	108

1. 序論

私は名古屋育ちである。しかし、濃尾地震のことを小中学校で学んだ記憶は無い。濃尾地震のことを知ったのは大学に入ってからである。知れば知るほど大変な地震だったことが分かった。地震後に発足した震災予防調査会の活動内容は、今の時代でも全く風化していない。百年以上前に本質を見抜いて様々な提言をした当時の研究者にはただ感服するばかりである。しかし、折角の濃尾地震の教訓が、1923年の関東地震によってかき消されてしまった感があるのは、被災地、名古屋に住む筆者にとっては残念至極である。

私が濃尾地震の実態を知ったのは、平成6年の建築学会の際に、名古屋で開催した地盤震動の地域交流会の折りに、岐阜大名誉教授の村松郁栄先生から根尾の現地を案内頂いた時である。断層観察館のトレンチで目の前にした鋭利な刃物で切ったような6mもの断層のズレは衝撃的であった。それまで、濃尾地震のことを知らずに15年ほど建築耐震の仕事をしていたが、観察館で色々な資料を見るにつけ、濃尾地震のことを勉強していなかったことに恥ずかしさを感じた。以後、濃尾地震が与えた影響について時々調べるようになった。翌平成7年1月に兵庫県南部地震が発生した。野島断層に現れた断層の上下変位は、美鳥でみたそれに比べ遙かに小規模なものだった。震度7の揺れに見舞われた地域の大きさは、濃尾地震の震度7の地域の大きさとは比較にならないくらい小さい。改めて濃尾地震の凄まじさを感じた。

兵庫県南部地震のあと、「震災の帯」の形成が話題になった。深部地盤構造による波動の干渉の問題がクローズアップされ、地下構造調査や活断層調査が盛んになった。この頃、講演を依頼された全国地質業連合会のシンポジウムの席で、本研究プロジェクトに参画頂いた応用地質の馬場干児さんから濃尾地震での震裂波動線の存在について指摘を受けた。これが、本研究の端緒になった。当時の岐阜測候所である井口竜太郎氏がネーミングし、今は無き井関弘太郎先生が後年その重要性を指摘したという。震裂波動線は3条の帯からなっている。第一は、根尾の断層の延長線上の梅原断層に相当する。第二は東海道線に沿う地域で岐阜 - 一宮線との関連が、第三は大藪 - 津島線や大垣 - 今尾線などの伏在断層との関連が指摘された。第三の震裂波動線については、調べてみると1944年東南海地震でも同じ場所で強い揺れとなっている。2次元不整形地盤の地震応答解析をしてみると、濃尾平野内の同じ場所に揺れが強くなる場所が出てくる。1998年10月22日に発生した養老断層を震源とする小さな地震では、同地でのみ液状化が発生した。身近なところに「震災の帯」が存在したかもしれないことに驚いた。ちなみに、愛知県が実施した活断層調査では、大藪 - 津島線や大垣 - 今尾線などの存在に対して否定的な見解であった。このことも、地下構造の影響の存在を示唆している。

第一・第二の震裂波動線の存在についても気になりだした。第二の震裂波動線との関連が指摘されていたのは、濃尾平野中央部を走る岐阜 - 一宮線である。しかし、地震調査研究推進本部の

活断層評価によれば活断層ではないとの評価が行われた。数年前に実施された濃尾平野地下構造調査でも、岐阜 - 一宮線に該当する場所では地下構造に大きな変化は認められなかった。しかし、同地で今でも観測される濃尾地震の余震とも思われる微小地震はもっと東側で観測される。濃尾地震の際の地殻変動を考えると、岐阜 - 一宮線が活動したに違いないとの見解が安藤雅孝先生(名古屋大学)からも指摘された。この場所は、重力が急変する位置にも相当する。南側には、活断層研究会が発刊した活断層図中で推定活断層として取り上げられたものが2条存在する。この辺りの議論については、本報告書の鈴木康弘先生(愛知県立大学)、山岡耕春先生(名古屋大学)の報告を参照されたい。お二人に加え、中野優さんが中心になって、濃尾地震の震源のモデルの見直しについて検討頂いた。ちなみに、2001年度に実施された濃尾平野地下構造調査では、当該地域では、地震基盤に南北方向の窪みが存在し、それによって重力の急変や波動の干渉があったかもしれないとのコメントが記されている。なお、第一の震裂波動線については、梅原断層の存在、断層の進行性破壊の影響などと考え、本研究では主たる議論は行わなかった。

本研究では、第二及び第三の震裂波動線における地震動の局所的増幅の有無を調査するため、研究費の殆どを強震計購入に充て、2つの震裂波動線を挟んで各5箇所に強震計を配備した。強震記録の特徴については、名古屋大学建築グループの報告をご覧いただきたい。養老断層近傍の第三の震裂波動線には、局所的な波動の増幅効果が明確に認められること、震源の深さや方向によってその特徴に差があることなどが明らかになっている。

本研究と平行して、愛知県設計用入力地震動研究協議会において、濃尾平野の3次元地下構造モデルの構築、幾つかの想定地震に対する名古屋市内複数点の強震動予測を行った。協議会の運営は愛知県建築住宅センターの方々がくださった。地震動策定の中心メンバーは、清水建設の佐藤俊明博士と宮腰淳一博士である。佐藤俊明さんは最初に3次元ハイブリッド法により関東平野の強震動予測を行った強震動予測のプロである。宮腰淳一さんは、建物の被害関数について豊富な研究実績を持っている。お二人は、最新の予測手法による濃尾地震の揺れの再現と、被害から逆算した濃尾地震の震度分布について分析して下さっている。

このように、濃尾地震の震裂波動線について多面的に分析を試みるため、多くの方々に協力頂いて本報告書が完成した。多忙な中、本研究に参画頂いた諸兄に厚く感謝申し上げる次第である。実は、本研究では、当初、濃尾地震についての広範なデータを後世に残そうと考えていたが、研究期間の半ばの時期に、村松郁栄先生・松田時彦先生・岡田篤正先生共著の大部「濃尾地震と根尾谷断層」(古今書院)が出版されたため、その部分については、資料集として別冊を作るに留めることにした。本報告書が、濃尾地震について幾ばくかでも資料的価値を持って利用頂けることを願う次第である。

(名古屋大学 福和伸夫)

2. 濃尾地震に関する文献と資料

ここでは、濃尾地震に関する資料として、濃尾地震や濃尾平野の地下構造、活断層に関する論文や、教科書から以下を紹介する。

2.1 濃尾地震に関するもの

多くの論文では、濃尾地震における被害調査に関する検討と、岐阜 - 一宮線の活断層の存在についての検証について取り扱っている。村松 (1963) は、家屋の全壊率と地殻変動についての残されていた資料による詳細な調査を行ない、さらに岐阜 - 一宮線の存在を主張している。松田 (1974) は、1891 年濃尾地震の地表に現れた断層に沿った詳細な調査の結果を報告し、岐阜 - 一宮線については、根尾谷・梅原断層の左ずれに伴う末端隆起現象であると主張している。三雲と安藤 (1975) および Mikumo and Ando (1976) では、岐阜 - 一宮線の存在について、地殻変動の観測値を説明するようなモデルを提唱している。また、破壊開始点は従来いわれてきた水鳥 - 金原付近ではなく、断層の北端付近であることを主張。これまでの破壊開始点に関しては実は資料が乏しく、その根拠はあまり明らかではない。

また、最近発表された以下の論文では、濃尾地震の断層の今後の活動予測について取り扱っている。岡田ほか (1992) では、梅原断層のトレンチ調査の報告と梅原断層の活動度が根尾谷断層よりも低いこと、濃尾活断層系の予想される地震の規模について述べている。また、岡田と松田 (1992) では、水鳥断層と、その北西部の断層の性質と、濃尾地震の再来間隔について述べている。

参考文献

- 松田時彦 (1974) 1891 年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, vol. 13, pp. 85-126
村松郁栄 (1963) 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告 (自然科学), vol. 3, pp. 202-224
三雲健, 安藤雅孝 (1975) 濃尾地震の解析的再現, 科学, vol. 45, No. 1, pp. 50-58
岡田篤正, 松田時彦 (1992) 根尾村水鳥および中付近における根尾谷断層の第四紀後期の活動性, 地学雑誌, vol. 101, no. 1, pp. 19-37
岡田篤正, 渡辺満久, 安藤雅孝, 佃為成, 平野信一 (1992) 濃尾活断層系から発生した古地震の考察 - 梅原断層のトレンチ調査 -, 地学雑誌, vol. 101, no. 1, pp. 1-18

2.2 濃尾平野の地下構造に関するもの

濃尾地震に関して、また、濃尾地震の時に被害が大きかったという震裂波動線の生成原因について考察を行なう上で、濃尾平野の構造に関する知識は重要である。杉崎と柴田 (1961) では濃尾

平野で得られた地質柱状図に基づいて濃尾平野の地下構造について述べている。松沢 (1968) では、濃尾傾動地塊の地質構造と構造発展の歴史について述べている。桑原 (1968) では、濃尾盆地の傾動地塊運動に関して、テクトニクスを含めた考察を行なっている。桑原 (1985) では、濃尾平野の形成、構造発達史と地下の地質構造について述べている。

参考文献

- 桑原徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動, 第四紀研究, vol. 7, no. 4, pp. 235-247
桑原徹 (1985) 濃尾平野の地下水盆, 濃尾平野の地盤沈下と地下水 - 東海三県地盤沈下調査会編, 名古屋大学出版会, pp. 35-76
松沢勲 (1968) 本州中部における傾動運動について - 特に濃尾傾動地塊の構造発展 -, 地質学雑誌, vol. 74, No. 2, pp. 61-71
杉崎隆一, 柴田賢 (1961) 地下水の地球化学的研究 (第1報), 地学雑誌, vol. 67, no. 789, pp. 335-345

2.3 活断層一般

濃尾平野の周囲にはいくつかの活断層があり、これらによって濃尾平野の端が定義されている場合もある。これらに関する知識は濃尾平野についての考察を行なう上で重要である。濃尾平野西端にある養老断層の地下構造と活動の履歴として、戸田ほか (1997) を、濃尾平野西端にある桑名断層の活動に関する調査報告として、森ほか (1996) を、濃尾平野の東にある阿寺断層のトレンチ調査の報告として遠田ほか (1995) を挙げておく。

最後に、濃尾地震とは必ずしも直接的な関連はないが、活断層についての代表的な研究を載せておく。活断層一般の研究に関するレビューとして松田と岡田 (1968) を、プレートテクトニクスの観点から見た活断層についての記述として岡田と安藤 (1979) を挙げておく。

参考文献

- 松田時彦, 岡田篤正 (1968) 活断層, 第四紀研究, vol. 7, No. 4, pp. 188-199
森勇一, 海津正倫, 鬼頭剛, 川瀬久美子 (1996) 三重県桑名断層に伴う活構造についての一考察, 活断層研究, vol. 15, pp 17-22
岡田篤正, 安藤雅孝 (1979) 日本の活断層と地震, 科学, vol. 49, No. 3, pp. 158-159
戸田茂, 川崎慎治, 三田村宗樹, 中川康一, 香川敏幸, 横田裕, 小林芳正, 岡田篤正 (1997) 養老断層の地下構造と活動履歴 - 三重県多度町における地震探査 -, 地震 2, vol. 49, pp. 429-440
遠田普次, 井上大栄, 久保内明彦, 高瀬信一, 二階堂学 (1995) 阿寺断層系の活動と 1586 年天正地震: 小郷地区, 青野原地区, 伝田原地区トレンチ掘削調査, 地震 2, vol. 48, pp. 401-421

3. 濃尾平野のテクトニクスと濃尾地震の地殻変動モデル

3.1 はじめに

1891年の濃尾地震時における濃尾平野の揺れを考える上で、濃尾平野を作ったテクトニクス(造構運動)について考察をしておくことは有効であろう。本章では濃尾平野の成因、濃尾平野周辺での応力場、濃尾地震にともなう濃尾平野での地殻変動について考察を行う。

3.2 濃尾平野の成因

本州中部の伊勢湾から若狭湾にかけては、本州の中で最もくびれた場所となっている。この地域には伊勢湾、濃尾平野、琵琶湖、若狭湾と湾、平野、盆地が広がっている。これらの地形は地殻の沈降によって形成されたものである。伊勢湾では知多半島の西縁を走る伊勢湾断層と鈴鹿山脈の東側を走る鈴鹿東縁の断層帯、濃尾平野は養老四日市断層帯、琵琶湖は西側の花折断層帯によって低地を作っている。この地域は重力的には負のブーグ異常を示しているが厚い堆積物に覆われていると考えられている(図3.1)。さらにこの地域のアイソスタシーを計算するとマイナスとなっていることがわかっている。つまり浮力からみると沈み過ぎとなっていることがわかっている。この地域で盆地構造を作るメカニズムとして図3.2に4つの可能性を示した。(a)が水平圧縮力によって盆地を作る場合で逆断層によって盆地を形成する場合とまげによって形成する場合が考えられる。逆断層によって形成される場合には断層の上盤側に正の重力異常が期待されるが、実際の琵琶湖ではその様になっていない。またまげによる変形を及ぼすためには現在の応力が地殻の弾性的厚さに比べて小さすぎる。(b)は地殻の下部に密度の重い物質が張り付いている場合であるが、これは観測される重力異常とは合わない。残ったのは(c)のマンテル対流による引きずりである。この様な「沈みすぎ」の状態になっているかについて最近 Kudo and Yamaoka (2003, submitted to Tectonophysics)で新たな説が示されているのでそれを紹介する。

Kudo and Yamaoka (2003)では伊勢湾から若狭湾に連なる平野や盆地が沈み込むフィリピン海プレートによって形成されたと考えている。これらの地域の下にはフィリピン海プレートが浅い角度で沈み込んでいるが、そのプレートと地殻の間には流動性のあるマンテルが存在する。プレートが沈み込む動きは粘性のあるマンテルをひきずり、地殻の下面を通して地殻変動を引き起こす。プレートは浅い角度ではあるもののゆっくりと沈み込むため下向きの力をマンテルに引き起こす。流れるマンテルはその力を地殻下面に伝え、地殻を下向きに引っ張るのである。この様な下向きの力によって伊勢湾から若狭湾にかけた低地ができると考えている。

このモデルにしたがって、マンテルを粘性流体とし、シミュレーションをしたのが Kudo and Yamaoka (2003)である。この論文では伊勢湾から若狭湾にかけた地域のプレートが浅い角度で沈み込むモデルを採用し、3次元粘性シミュレーションソフトを用いて実際の計算を行った。その結果、マンテル流によってもたらされる下向きの引っ張り力は現在の琵琶湖などの盆地構造を再

現するのには十分であることがわかった。濃尾平野はこの様にプレートの沈み込みによって地殻が沈降することによって形成されたと考えられる。

3.3 地形から見た濃尾平野形成の特徴

濃尾平野を含めた中部地方は東西の圧縮応力場のもとにある。これは東から沈み込む太平洋プレートがもたらしている応力場であると考えられている。その様な応力場のもとで下向きの引っ張り力をうけて伊勢湾・濃尾平野や琵琶湖が沈降していると考えられる。

その様な力のかかり方で形成された濃尾平野の東西南北の境界には特徴がある。濃尾平野は東から西に向かって基盤が徐々に深くなり、西側はよく知られているように逆断層である養老断層によって境をされている。南側は伊勢湾にそのまま連なるが、伊勢湾の東側が伊勢湾断層によって知多半島と境をされているため、濃尾平野と知多半島との間に段差が生じ、天白川断層となっている。濃尾平野の北側の境界は最も興味深い。濃尾平野の北は北陸地方まで連なる山地となっている。その山地も多くの活断層によって特徴づけられているが、それらは基本的には横ずれ型である。東西から押されることにより横ずれ断層を発生し、少しずつ地殻を太らせるものの盆地や平野を作るような動きはない。その様な山地から突然沈降が卓越する濃尾平野に移り、その境は段差となっている。

3.4 1891年濃尾地震

1891年に発生した濃尾地震は、横ずれ断層が卓越する西美濃の山地で発生し、その延長の一部は濃尾平野の下に達したらしい。走行は北西?南東である。したがって西美濃の山地の中では横ずれとなり、濃尾平野では逆断層となるべき走行である。西美濃の山地では根尾谷断層に沿ったずれとなり、濃尾平野の下ではいわゆる岐阜一宮線に沿って動いたとされている。しかしそれだけでは全体のずれの整合性がとれないため、山地から平野に出る直前で走行を西北西?東南東に変化させ可児市にまで達する横ずれ断層となっている。このとき動いた断層は梅原断層と呼ばれている。これら3本の断層が全体として整合性を取るように動いたのが濃尾地震であると考えられる。

3.5 岐阜?一宮線の断層モデル

1891年の濃尾地震は左横ずれ断層である根尾谷断層・梅原断層、逆断層である岐阜一宮線が動いたと考えられている。根尾谷断層・梅原断層に関しては横ずれで濃尾地震の際に活動したことが明らかである。しかしながら岐阜一宮線に関しては活動をしたかどうかの異論もある。村松(1963)の上下変動および震度分布についてもそれぞれ横ずれ断層の影響であるという批判および地盤や建物配置の不均質性であるという批判(松田1973)がある。地表に明瞭なずれが生じていないこともあって、本当に濃尾地震の際に動いたかどうかははっきりしていない。しかしながら、村松(1963)の上下変動図では岐阜一宮線を挟んで東側に隆起、西側に沈降の中心がみられ、

逆断層により発生する上下変動パターンと一致する。したがってここでは村松（1963）による濃尾地震前後の水準測量データと、名古屋大学の地震震源カタログを説明する震源モデルを作成することにする。

図 3.4 に濃尾平野周辺の震源分布図を示す。この震源分布を注意深く見ると過去の大地震の余震が今でも続いていることがわかる。1945年に発生した三河地震の余震が愛知県東部に見られるだけでなく、100年以上も前に発生した濃尾地震の余震も見られる。したがって震源分布を見ることによって当時動いたと思われる断層の位置を今のデータに基づいて推定できる。濃尾地震に関しては根尾谷断層・梅原断層に沿って余震が発生しているだけでなく、岐阜一宮線に平行した地震活動が見られる。この地震活動の中心が岐阜一宮線から若干東にずれてはいるものの、岐阜一宮線に沿った断層が逆断層と考えればずれていてもかまわない。また濃尾平野の下の地震発生層は比較的深いため逆断層の断層面に沿って地震が発生した場合には、地表に投影した震央分布は地表の断層線からは有意にずれる。

この点を留意して、村松（1963）による上下変動（図 3.5）を説明するような断層モデルを試行錯誤によって求めた。用いたソフトはMiCapGである。与えた断層は図 3.6 に示したものであるが、矩形の断層面で上端の深さが 5 km、深さ方向の幅が 15km、傾きは水平面から 70 度、滑り量 2.2mの逆断層である。この断層による地表の上下変動は村松（1963）によるものに非常に似通ったものとなっている。隆起のピークの方が沈降のピークよりも絶対値が大きいのは、断層面が傾いているためである。また隆起と沈降のピークの距離は断層面の深さに依存し、断層面が深いほどピークの距離が離れる。またこのモデルで与えた断層面の下部は震央分布図で見られている濃尾地震の余震分布と一致し、この点でも濃尾地震の断層面を表していると考えて良い。三雲・安藤（1975）では岐阜一宮線に対応する断層面を垂直としていたがその場合には震央分布図と合わないだけでなく、隆起と沈降の非対称性も説明しない。

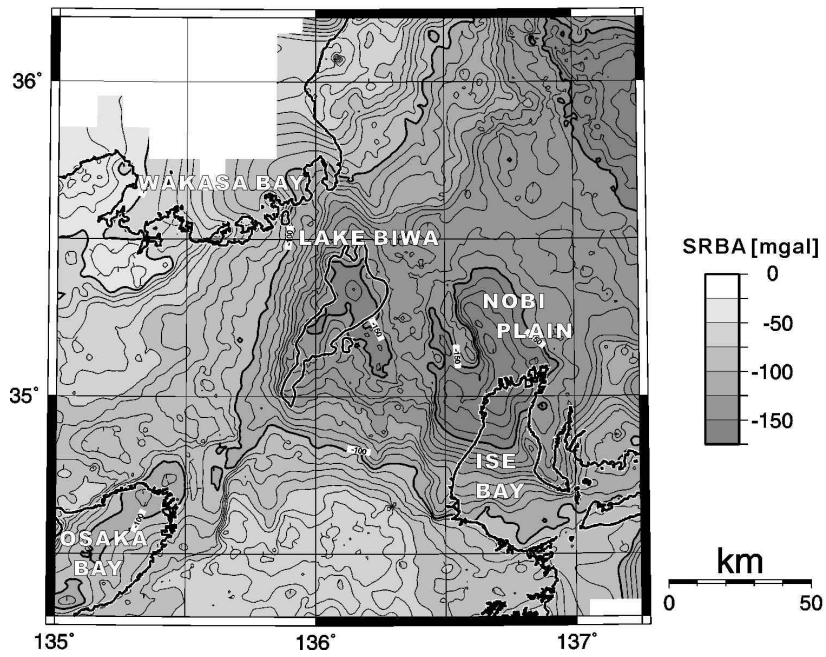
文献

Kudo T. and Yamaoka K. (2003): Pull-down basin in the central part of Japan due to subduction-induced mantle flow. Tectonophysics in press

松田時彦（1974）1891年濃尾地震の地震断層．地震研究所研究速報．13, 85-126.

三雲健・安藤雅孝（1975）：濃尾地震の解析的再現．科学、45、51-58.

村松郁栄(1963)：濃尾地震激震域の震度分布及び地殻変動 岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 3, 202-224.



Kudo and Yamaoka, Fig. 5

図 3.1 沈み込むフィリピン海プレートの影響を差し引いたブーゲ重力異常

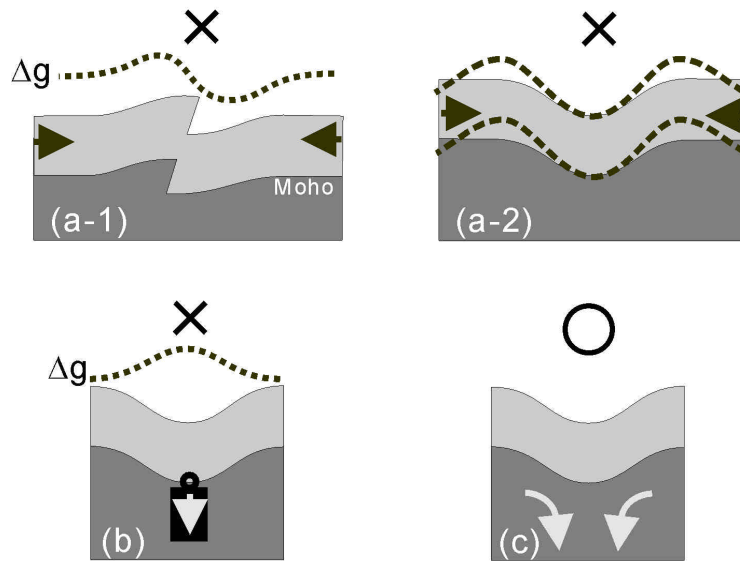


図 3.2 盆地構造を作るメカニズム。(a-1) 水平圧縮応力による逆断層。(a-2) 水平圧縮によるまげ。(b) 重い物質による下向きの力。(c) 下向きの流れ。

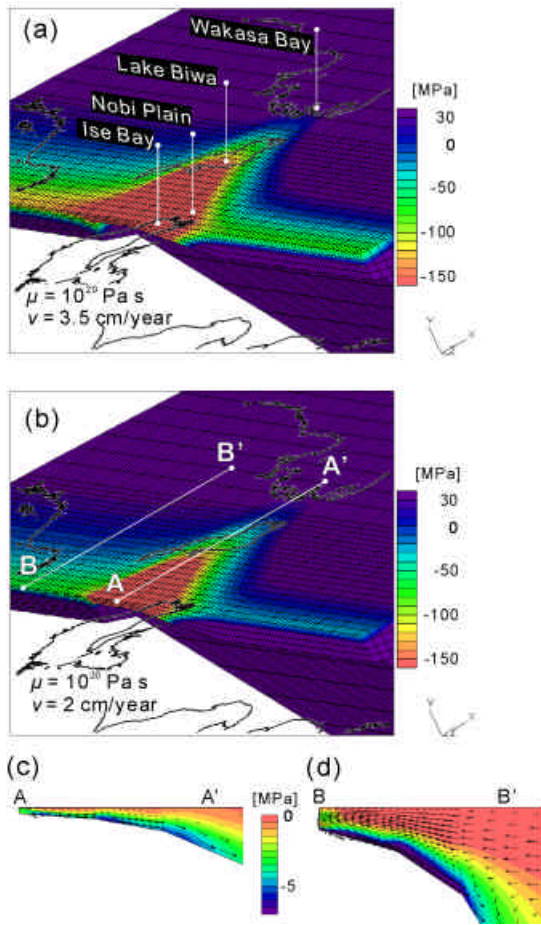


図 3.3 沈み込むフィリピン海プレートによってもたらされる地殻下面の圧力分布。(a) 沈み込みの引きずりが 4cm/年の場合。(b) 沈み込みの引きずりが 2cm/年の場合。(c) (d) 鉛直断面における流れ場と圧力分布。濃尾平野や琵琶湖付近で下向きの引っ張り力が働く。

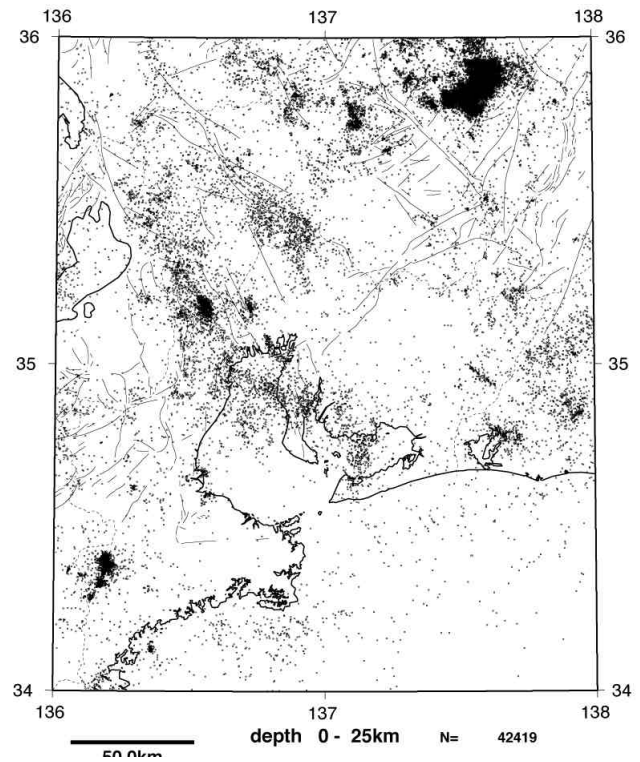


図 3.4 濃尾平野周辺で発生している微小地震の震央分布

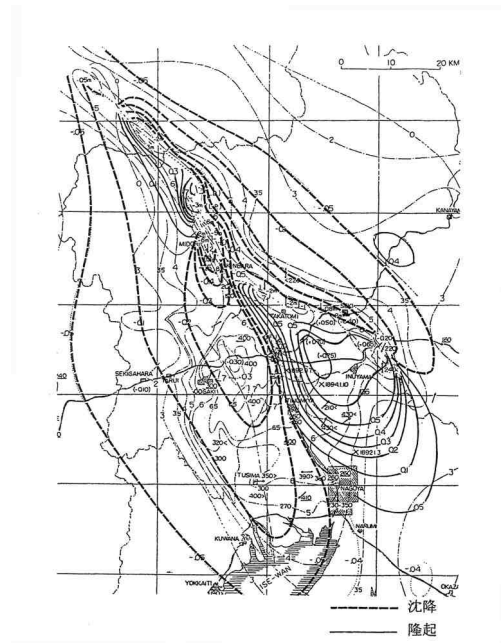


図 3.5 濃尾地震による上下地殻変動（村松、1963）

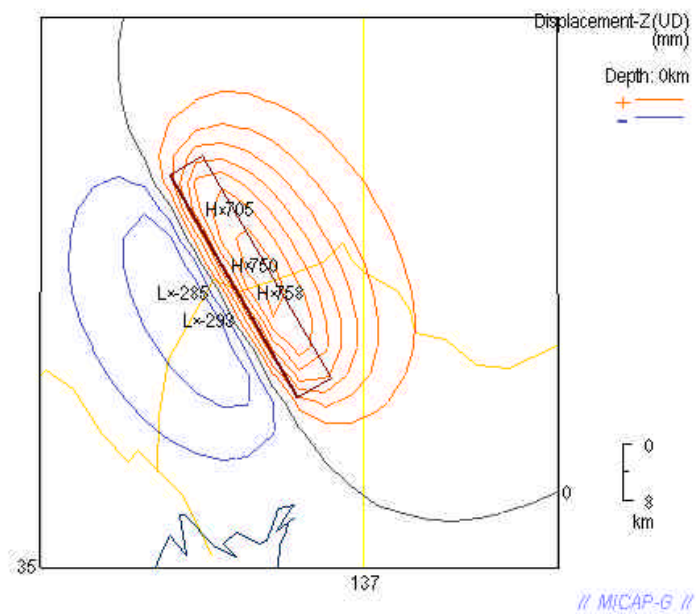


図 3.6 与えた断層モデルによる上下変動分布

4. 岐阜 - 一宮線と濃尾地震 - 最新の調査結果から -

4.1 はじめに

岐阜 - 一宮線（断層帯）は、濃尾平野のほぼ中央部を北北西 - 南南東方向に延びる伏在活断層として、その存在が推定されてきた（井関,1966、横尾ほか,1967、桑原ほか,1972、Mikumo and Ando,1976、岡田,1979、桑原,1985、活断層研究会,1980,1991）。これに対し、平成9年度以降、愛知県によって数度にわたって反射法弾性波探査が行われた（愛知県,1998,1999,2000）。

それらの成果に基づいて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、平成13年1月に岐阜 - 一宮断層帯の評価を公表した。その内容は愛知県活断層委員会の見解（岡田ほか,2000）にほぼ準拠しているが、相違点もある。この相違点が、岐阜 - 一宮線の存否に関して重要な今後の課題である。なお、本章は岡田ほか(2000,2002)のうち、筆者が執筆した内容を再構成する。

4.1.1 地震調査委員会の評価結果

地震調査研究推進本部の評価結果(<http://www.jishin.go.jp/>)は以下の通りである。(ほぼ原文のまま掲載するが、図・参考文献は省略する。)

1) 岐阜一宮線の評価

岐阜 - 一宮断層帯は、濃尾平野のほぼ中央部を北北西 - 南南東方向にのびる伏在活断層とされている。ここでは、平成9年度に愛知県が実施した反射法弾性波探査をはじめ、これまで行われた調査研究の成果に基づいて、この断層帯を次のように評価した。

2) 活断層の存在

岐阜 - 一宮断層帯は、岐阜県岐阜市付近から愛知県名古屋市北西方に至る長さ32kmの伏在活断層とされてきた。しかし、この断層帯が通過するとされる地域のボーリング資料とその地域を横切る反射法弾性波探査資料とを検討した結果、その地域の新第三紀後期層 - 第四紀層に断層の活動を示すずれや撓みは認められない。また、この断層帯が通過するとされる地域の地表にも断層の活動を示すずれや撓みは認められない。以上のことから、岐阜 - 一宮断層帯は活断層ではないと判断される。

3) 岐阜 - 一宮断層帯に関するこれまでの主な調査研究

岐阜 - 一宮断層帯は、岐阜県岐阜市付近から愛知県一宮市を経て名古屋市北西方まで延びる伏在活断層とされており、主に1891年の濃尾地震による被害集中域の分布および地殻変動の特徴と、地下地質資料からその存在が推定されてきた。

木沢・山羽(1891)および片山(1893)は、1891年の濃尾地震による顕著な線状の被害集中域の一つとして、岐阜市付近から名古屋市付近まで延びる「第2震裂波動線」を記載した。また、杉崎・柴田(1961)は、ボーリング資料の解析から、この「波動線」付近に、第四紀の後期更新世の熱田層中に挟まれる軽石層を約5m東上がりに変位させる北北西 - 南南東走向の「一宮 - 稲沢断層」を推定し、中期更新世末の第二礫層上限の分布高度にも東上がりの不連続を図示した。さらに、村松(1963)は、「第2震裂波動線」および「一宮・稲沢断層」が、水準点改測結果により解析された

濃尾地震時の隆起域と沈降域の境界線に概ね一致することを明らかにし、これを地震断層の一つと考えた。これらのことから、岐阜市付近から一宮市付近を経て名古屋市付近に至る断層があると推定されるようになり、この認識が、「岐阜 - 一宮断層帯」を 1891 年の濃尾地震時に活動した断層の一つとする見解を生み出した（井関,1966、横尾ほか,1967、桑原ほか,1972、Mikumo and Ando,1976、岡田,1979、桑原,1985）。活断層研究会（1980,1991）は、この断層を「岐阜 - 一宮線」とよび、熱田層および第二礫層を 5-20m 北東上がりに変位させる長さ 32km の伏在活断層と推定した。

ただし、濃尾地震の地震断層を調査した松田(1974)は、村松(1963)が指摘した上記の隆起と沈降を、温見断層・根尾谷断層および梅原断層からなる地震断層の左横ずれによる末端隆起現象であると考えた。

愛知県(1998)は、ボーリング資料をもとに岐阜 - 一宮線を横切る地質断面図を作成し、断層変位が累積したことを示す証拠は認められないとした。また、愛知県(1998)は、岐阜 - 一宮線の中部を横切る東西方向の 2 測線で、反射法弾性波探査を実施した。その結果、地下 2000m 程度より浅い地層中には、上下方向の累積変位を示す断層および撓曲構造は認められないことを明らかにした。ただし、一宮市北西方の測線では、浅部において地層の小規模な不連続が認められるとしている。愛知県(2000)は、岐阜 - 一宮線の南端部付近において反射法弾性波探査を実施し、断層の存在を明瞭に示すような地質構造はないとしている。

4) 岐阜 - 一宮断層帯の評価結果について

ここでは、岐阜 - 一宮断層帯（活断層研究会,1991 の岐阜 - 一宮線）について、1891 年の濃尾地震による被害集中域と地殻変動、および地下地質構造に関する調査研究の成果に基づいて、次のように評価した。

a. 濃尾地震による被害集中域について

1891 年の濃尾地震で、岐阜市から一宮市を経て名古屋市に至る線上に生じたとされる被害集中域の「第 2 震裂波動線」については、その実態について不明確な点が多い。当時の被害状況を整理分析した村松(1963)および飯田(1979)の調査結果を見ると、その線上には被害集中域は認められない。なお、濃尾地震では濃尾平野の一带に震度 6 ~ 7 に相当する被害が生じたが、この被害地域は厚い沖積層が分布する地域（桑原,1985）と概ね一致する。

b. 濃尾地震に伴う地殻変動について

水準点改測結果および三角点改測結果に基づいた濃尾地震前後の地殻変動データからは、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域をはさんで 1-2m 程度の東北東上りの上下変動が認められる。しかし、この上下変動は東北東 - 西南西方向に幅 15-20km の範囲で緩やかに生じており、断層や撓曲による変位とは認められない。また三角点改測結果に基づいた地殻変動データ（測量・地図百年誌編集委員会,1970、Sato,1973）からは、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域をはさんで水平変動に大きな変化は認められない。

なお、Mikumo and Ando(1976)は、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域に濃尾地震の震源断層のひとつを想定し、その断層面の上端を深さ 2km とするモデルを用いて地殻変動の量を計算している。しかし、Mikumo and Ando(1976)の震源断層モデルによれば幅数 km 程度の撓曲が生じ

ることになり、観測された幅 15-20km の緩やかな上下変動を十分に説明できない。観測された地殻変動を説明するためには、この地域の震源断層モデルの位置をさらに深くすることも考えられるが、今回の評価では濃尾地震の震源断層について立ち入った検討は行わなかった。

c. 岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域の地下地質構造について

ボーリング資料に基づいた松澤・桑原(1964)および桑原(1985)の地質断面図からは、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域やその周辺には、第四紀の中期更新世以降の地層に断層や撓曲構造は認められない。

岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域を横切る反射法弾性波探査は、一宮市北西方の木曾川町付近（木曾川町測線）、一宮市付近（一宮測線）および名古屋市北西方（濃尾平野中部測線）の3測線で行われている（愛知県,1998,2000）。これらの探査結果によれば、木曾川町測線および一宮測線では、いずれも、新第三紀後期層および第四紀層が北東側に向かって緩やかに浅くなっている。しかし、それらの地層に断層や撓曲構造は認められない。木曾川町測線においては、広い範囲で地表付近に反射面の不連続が認められるが、これらは深部には続かなくなることから、表層の速度の遅い地層の影響による見かけのものである可能性が大きいと判断された。さらに、濃尾平野中部測線においても、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域の地下数百m以浅において明瞭な断層や撓曲構造は認められない。

以上のように、この断層帯が通過するとされる地域では、少なくとも第四紀層には断層や撓曲構造は認められない。したがって、岐阜 - 一宮断層帯は活断層ではないと判断される。

4.1.2 疑問 - 愛知県の評価結果との違い -

以上が地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)による岐阜 - 一宮線の評価であるが、愛知県活断層調査委員会は、調査手法自体の解析限界に鑑みて、活断層の存否についてももう少し慎重な見解を述べている（愛知県,1998,2000、岡田ほか,2000）。その要点は以下の通りである。

1)ボーリング資料を再検討した結果、濃尾平野下の地層が西方へ緩く傾き、一部にその傾きのやや急な部分が再確認された。このことから、従来から指摘のあった事実については概ね確認されたが、著しい断層や撓曲構造が存在すると認められなかった。

2)大深度の反射法探査結果によれば、基盤から浅部までを累積的に変位させるような顕著な活構造は確認されなかった。

3)岐阜 - 一宮線が想定されていた場所のわずかに西側には、比高 100m ほどの基盤の高まりが確認され、その両側には断層が存在する可能性も示唆された。しかし、この高まりは東海層群以上（以浅）の新しい地層には認められなかったため、新しい時代の活動を示唆するものではなかった。

4)これとは別に浅部において小規模な断層や撓曲が存在する可能性が示唆された。この傾向は測線2で顕著であるが、東海層群以深の地層には少なくとも明瞭な変形は認められなかった。

以上のように、濃尾平野下の地層を累積的に上下変位させる変形が確認されなかったため、愛知県活断層委員会の見解においても、これを活断層と認定することはできなかった。しかし、一方で以下のような議論の余地がなお残されていることを指摘した（岡田ほか,2000）

1)断層の発生時期が若いと、累積的な上下変位量は小さくなく、反射法地震探査の解像度の影響

で、十分にとらえられていない可能性がある。

2)横ずれを主体とした断層変位を起こしている場合には、反射法地震探査ではとらえられない。

3)ボーリング資料の検討における測線 2 でみられたように、調査範囲の東端付近に撓曲が存在する可能性もある。断層面が仮に東へ低角度で傾下している場合には、反射法地震探査測線のさらに東に基盤を変位させる断層が存在する可能性もある。

地震調査推進本部の評価と愛知県活断層調査委員会の見解の共通点は、反射法地震探査結果を見る限り、「活断層の存在を積極的に示唆するものは確認されない」という点にある。前者はそのために活断層はないと言い切り、後者は調査手法の限界に鑑みて、完全にないとは言っていない。また、従来から岐阜 - 一宮断層帯の存在を示唆してきた諸データについて、両者とも活断層の存在を示す直接証拠ではないとする点は一致するが、前者ではより否定的に見ている。

濃尾地震時の地殻変動についての見方はかなり異なっている。地震調査推進本部は、「水準点改測結果および三角点改測結果に基づいた濃尾地震前後の地殻変動データからは、岐阜 - 一宮断層帯が通過するとされる地域をはさんで 1-2m 程度の東北東上がりの上下変動が認められる。しかし、この上下変動は東北東 - 西南西方向に幅 15-20km の範囲で緩やかに生じており、断層や撓曲による変位とは認められない。」としているが、愛知県活断層調査委員会では、より詳細な図中に短波長の上下変位帯を認め、これを生じさせた比較的浅部の断層（例えば Mikumo and Ando,1976)の存在可能性を否定していない。

いずれにしても地震調査推進本部も、「観測された地殻変動を説明するためには、この地域の震源断層モデルの位置をさらに深くすることも考えられる」とし、「今回の評価では濃尾地震の震源断層について立ち上がった検討は行わなかった」としている。

一般に内陸直下地震の震源断層は地下 15 ~ 20km の深さに及ぶ。地震調査研究推進本部が否定したのは深度 2km 程度までのごく浅い範囲のものであり、それより深いところに関しては不明である。「活断層ではない」という表現は、その前に、「現時点の限られた調査手法、調査範囲およびデータで見える限り」という但し書きがついていることを防災上はあらためて確認しておきたい。

4.2 濃尾平野域の活断層の概要

広大な濃尾平野は、様々な都市機能を有する尾張地方の生活の舞台であり、その形成には平野西縁に位置する養老断層の影響が大きく関わっている。この断層より東側は間欠的な断層運動に伴って少しずつ沈降しており、基盤の中・古生層は海拔-2000m 近くまで低下している。これに対して、断層の西側は隆起域に当たり、中・古生層が養老山地を形成している（図 4-1）。

沈下側では中・古生層より上位に、中新統および第三紀～第四紀の東海層群および弥富層・海部層・熱田層・沖積層などが厚く堆積し、とくに東海層群およびこれより上位の地層は、断層に近い平野西部ほど厚く堆積し、層理面が西に傾いている。その傾きは下位のものほど大きいため、濃尾平野においては、養老断層の活動に伴って徐々に西方に傾く運動が継続していると考えられる。桑原(1968)は、これを濃尾傾動地塊運動と名づけた。東海三県地盤沈下調査会(1985)は、ボーリング資料をもとに濃尾平野地域において多数の地質断面図を作成し、傾動運動を明瞭に示した。

濃尾平野はまた、第四紀の気候変化に伴う海水準の影響も強く受け、海成・陸成の砂層・泥層

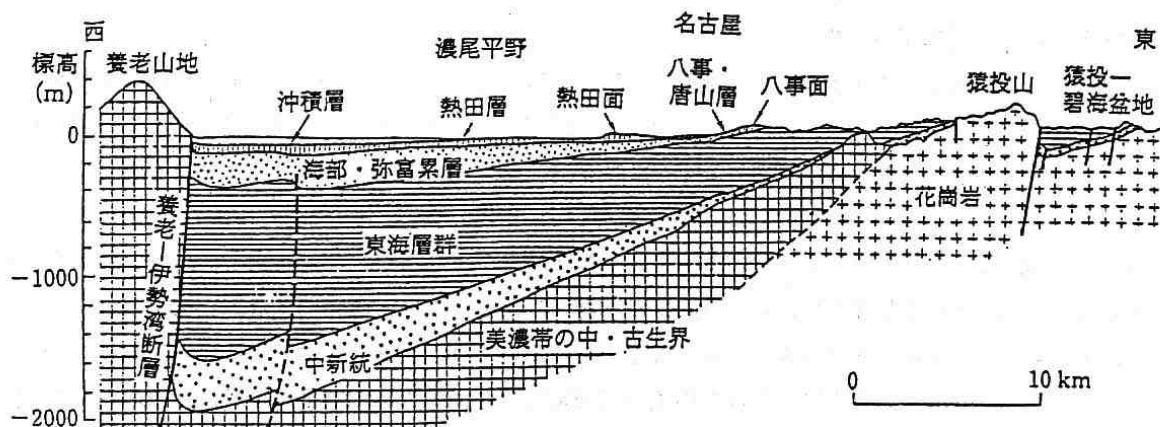
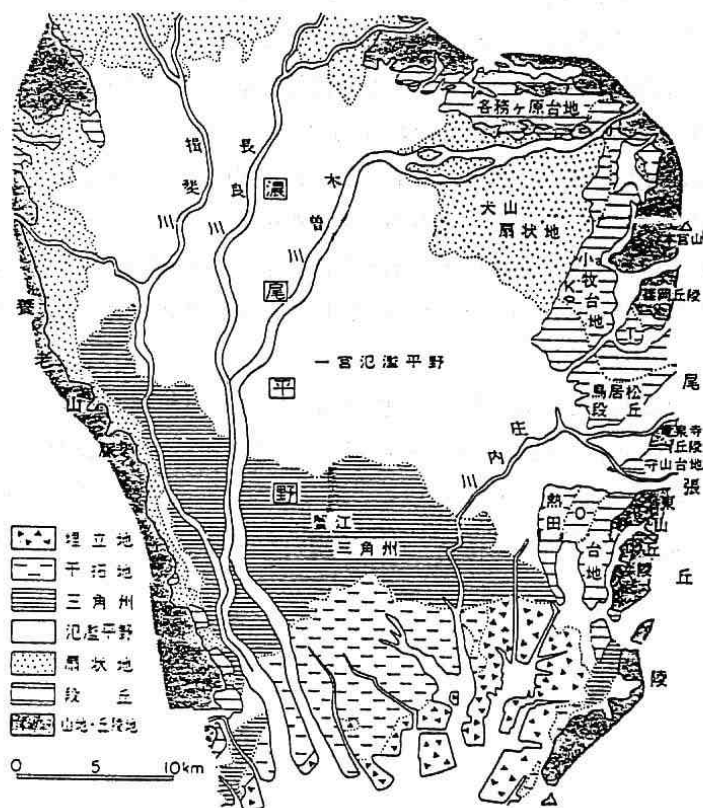


図4-1 濃尾傾動地塊断面図 (桑原, 1968)



第1図 濃尾平野の地形概念図 (桑原, 1975a により簡略化). K: 小牧山, T: 田楽台地, O: 大曾根凹地

図4-2 濃尾平野の地形概念図 (坂本ほか, 1984)

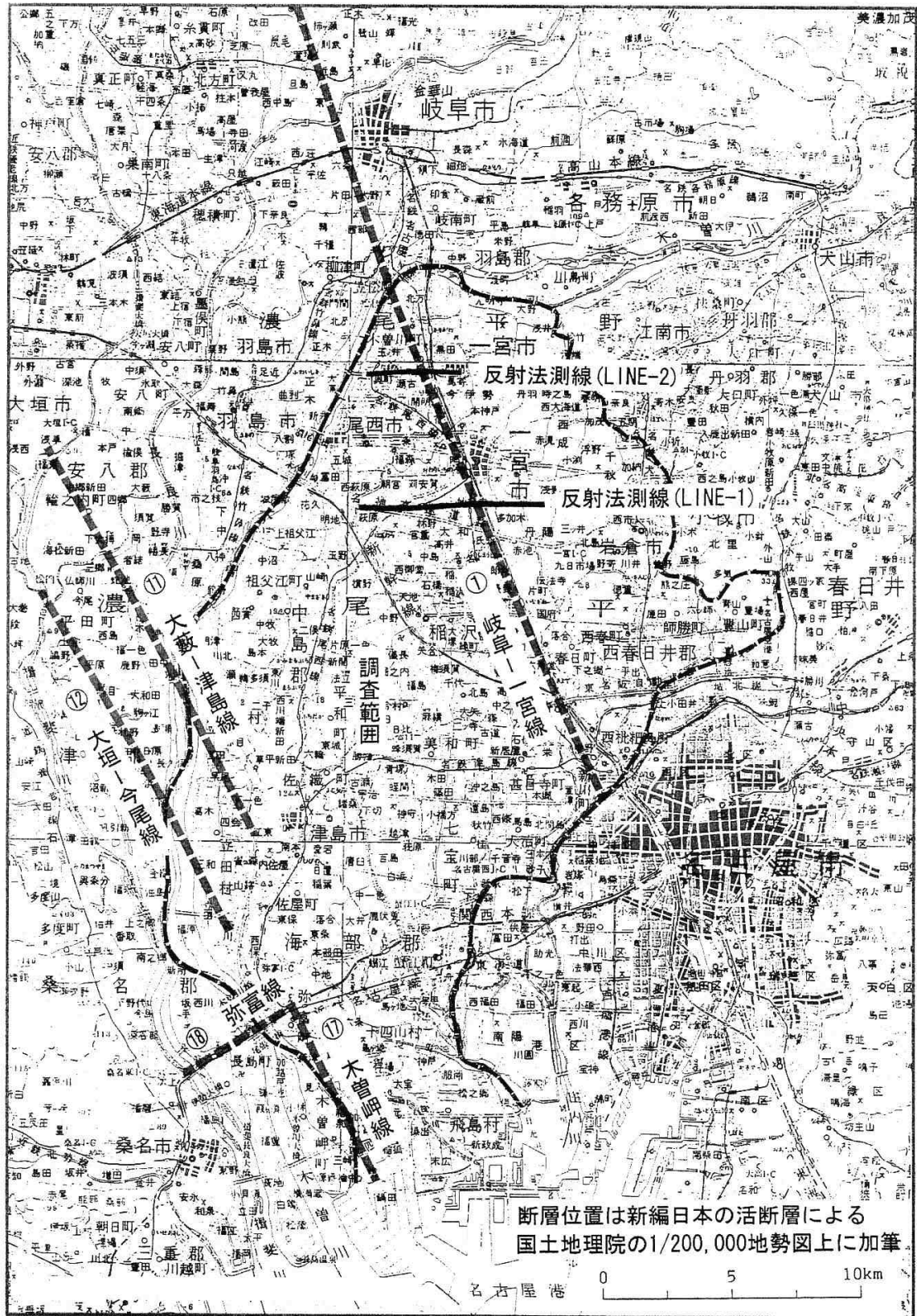


図4-3 調査地点位置図(愛知県, 1998)

が累重している。平野の形成史の詳細は、井関(1983)や海津(1994)に述べられている。坂本ほか(1984)によれば、濃尾平野は北から犬山扇状地、一宮氾濫平野(自然堤防帯)、蟹江三角州、および干拓地が帯状に配列している(図4-2)。犬山扇状地の下流側に接する一宮氾濫平野は、木曾川の分流によって形成された自然堤防とそれら間に発達する後背湿地から構成される。自然堤防は新旧の河道に沿って分布し、後背湿地に対して0.5~3mの比高を有する。蟹江三角州は名鉄津島線以南の地域を占め、大部分が奈良時代以降に陸化した低湿地である。

活断層研究会(1991)によれば、濃尾平野周辺には、養老断層、桑名断層、天白河口断層などがあり、また、平野内には、岐阜一宮線、大藪-津島線、大垣-今尾線、弥富線、木曾岬線などが記載されている(図4-3)。ここでは、愛知県(1998)に基づいて平野内の活断層について詳述する。

平野内の5断層については、現在も堆積作用の継続する沖積平野内にあるため、地表には明瞭な変位地形は認められない(岡田、1979)。また、存在を示す確実な証拠も得られていない。そのため5断層とも確実度の伏在断層として記載されている(活断層研究会、1991)。

存在の可能性を示唆するデータとしては、ボーリング資料による地下地質断面(杉崎・柴田、1961a、松沢・桑原、1964、横尾ほか、1967)や、1891年の濃尾地震の際の被害分布(井関、1966、村松、1963)および地震前後の測地測量結果(井関、1966、横尾・堀内、1969)、重力測定結果(飯田・青木、1959、飯田、1967)などであった。各断層の推定根拠については以下において断層ごとに述べる。

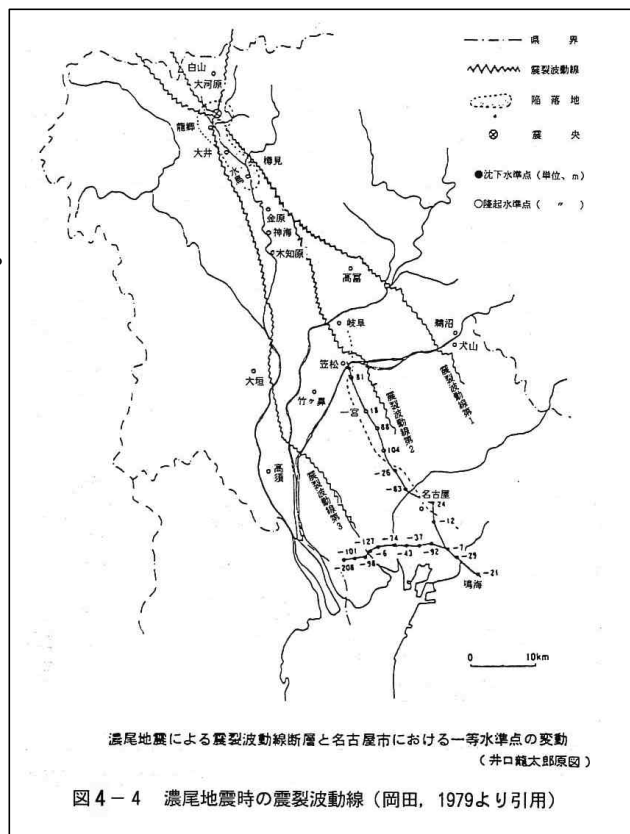
4.3 岐阜 - 一宮線

4.3.1 従来の見解

1) 推定の根拠

従来、岐阜 - 一宮線は、濃尾平野北部の岐阜市付近から一宮市を通過して名古屋市北部に至る、北北西 - 南南東走向の活断層(延長約32km)とされている(活断層研究会、1991)。この活断層が、確実度として推定されてきた根拠は次の通りである。

1891年10月28日に岐阜県中部を震央として濃尾地震(M8.0)が発生した。その際、濃尾平野北部において震度7の地震動が発生し(村松、1976、飯田、1985、愛知県防災会議地震部会、1996)甚大な被害が発生した。中でも濃尾平野の中には3列の被害集中帯が認められ、それらは震裂波動線第1~第3と命名された(図4-4;井口、1894)。岐阜市から一宮市に至る地域には震裂波動線第2が認定されている。横尾ほか(1960)によれば、この付近



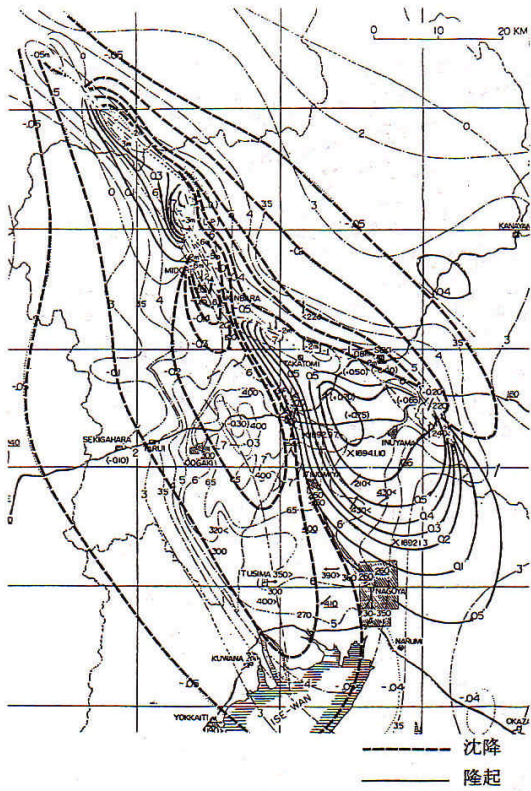


図4-5 a 濃尾地震前後10年間の水準変動(村松, 1963)

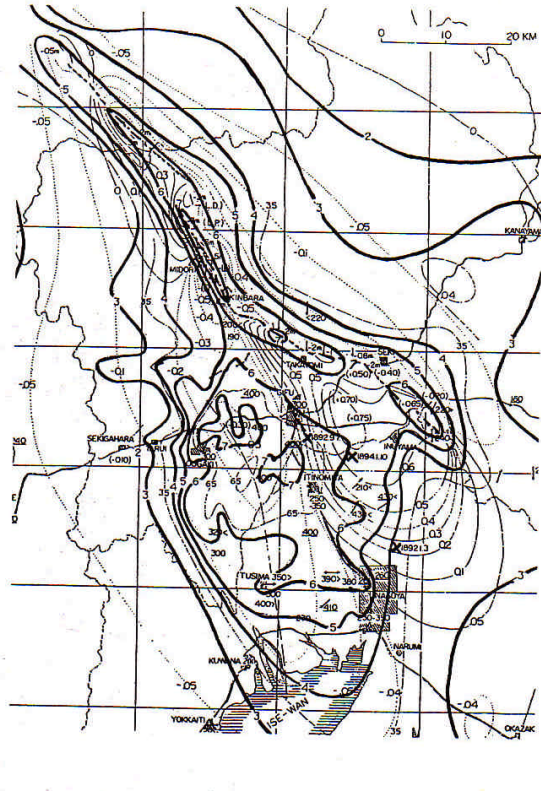


図4-5 b 濃尾地震時の震度分布(村松, 1963)

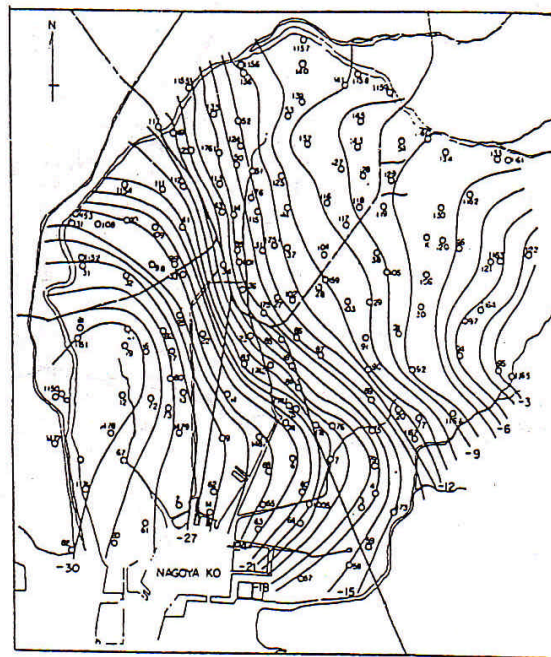


図4-6 名古屋市付近の重力分布図(飯田, 1967)

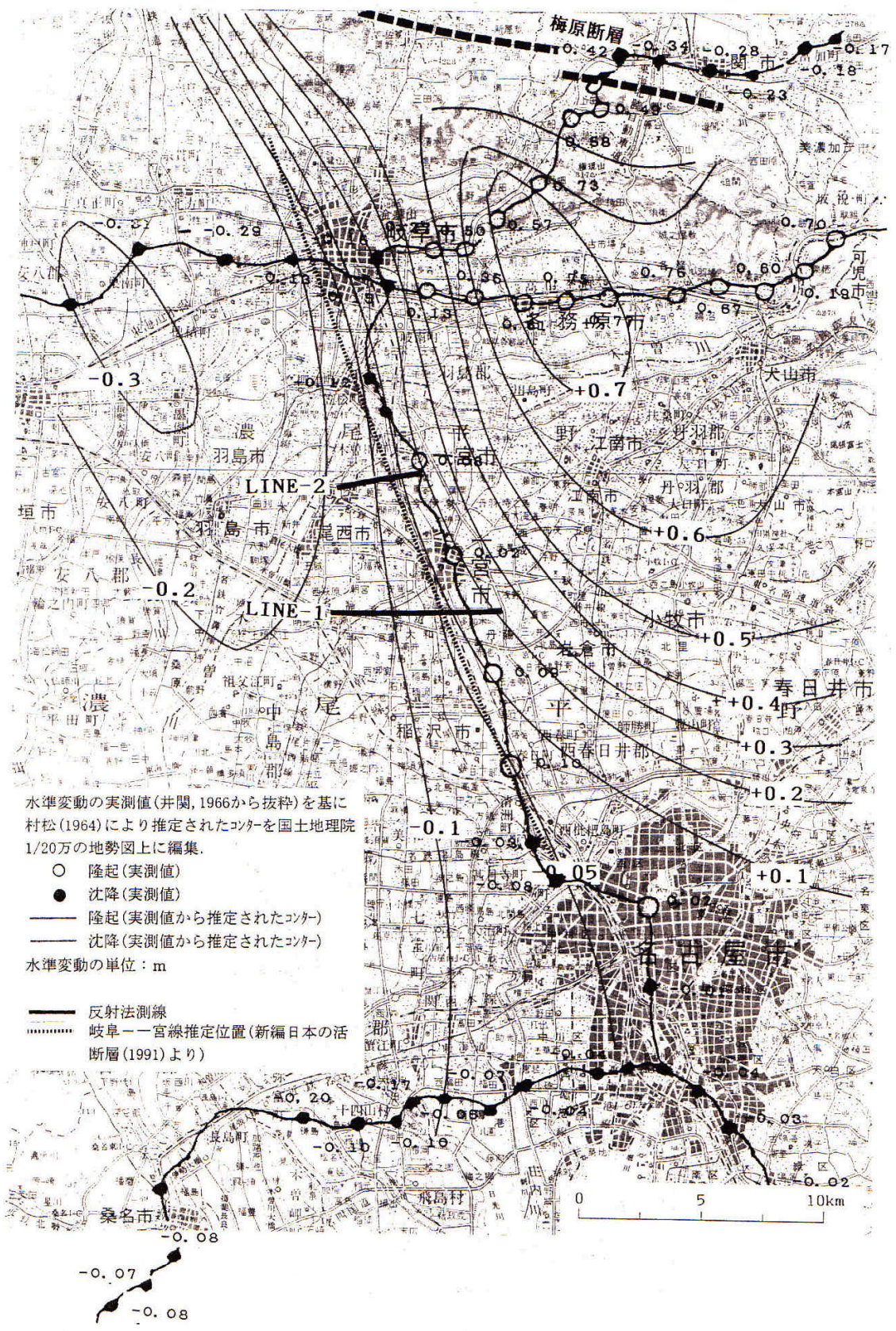
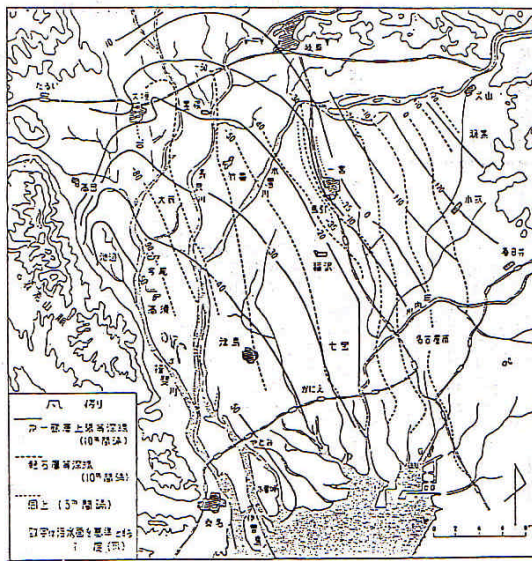
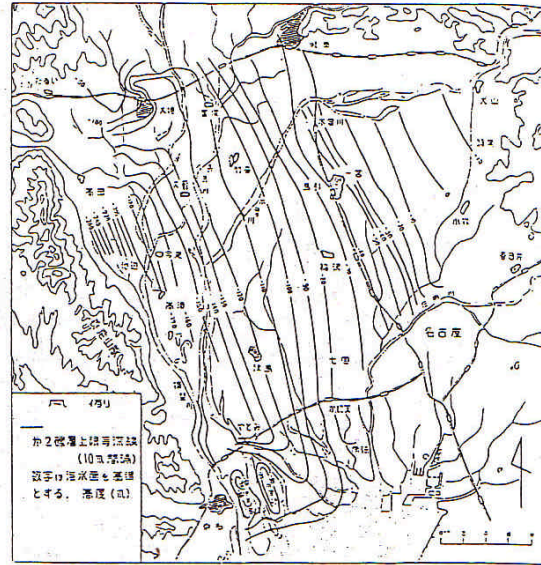


図4-7 濃尾地震前後10年間の水準点の上下移動と反射法探査の測線位置(愛知県, 1998)



第一礫層上限及び軽石層の等深線図



第二礫層上限等深線図

図4-8 第一礫層及び第二礫層上限等深線図 (杉崎・柴田, 1961 a)

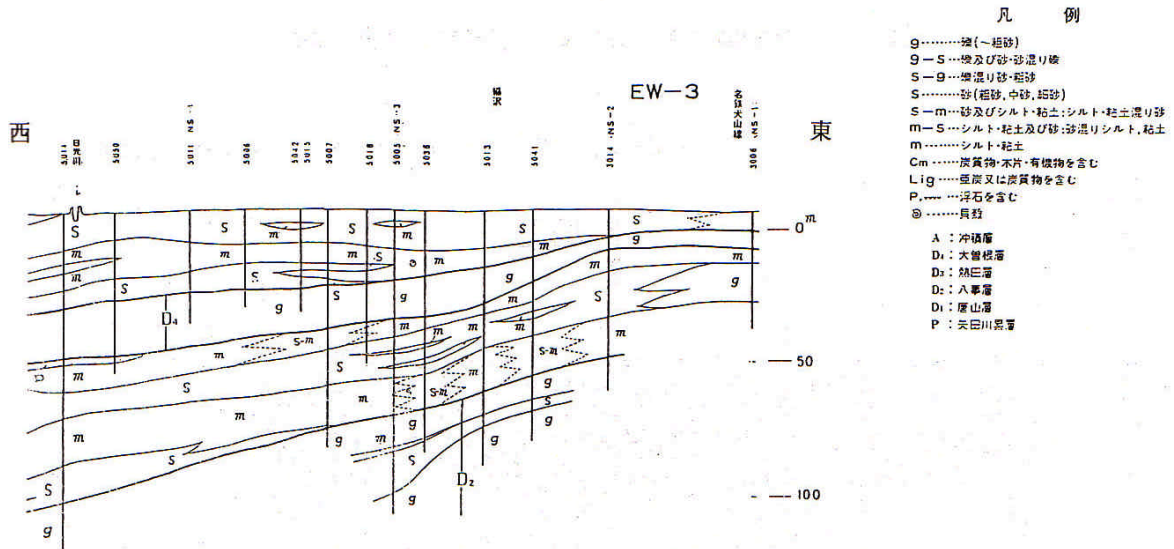


図4-9 岐阜市付近を横切る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

での最大加速度は約 400gal 程度であったと推定されている。

この地震の際、濃尾平野の中には明瞭な地震断層は現れなかったが、地震前後に実施された水準測量の改測結果を見ると、岐阜から一宮に至る線を境に、東では約 0.7m の隆起、西では 0.3m の沈降が認められた(図 4-5; 村松,1963、井関,1966)。また、飯田・青木(1959)は重力測定の結果、この付近に等重力線の集中帯(重力の急変帯)が存在することを指摘した(図 4-6)。これは、地下深部にも比較的大きな地質構造があることを示唆するため、以上のことを総合的に判断して井関(1966)は、累積的な活動を起こしてきた活断層が地下に存在することを推定した(図 4-7)。その場合、明瞭な地震断層が現れた根尾谷断層・梅原断層等の濃尾活断層系の南方延長として、岐阜 - 一宮線は位置づけられることになる。

一方、ボーリング調査に基づく地下地質に関する研究からも、活断層としての岐阜 - 一宮線の存在が推定されてきた。杉崎・柴田(1961a)、横尾ほか(1967)は、ボーリング資料の解析から、一宮市において熱田層中の軽石層が西落ちで約 5m 食い違っており、同様に第一礫層、第二礫層にも西落ちの変形が認められるとした(図 4-8)。松沢・桑原(1964)による解析結果も、東海道本線沿いにおいて地層が撓曲している可能性を示唆している(図 4-9)。東海三県地盤沈下調査会(1985)が再検討した地下地質断面を見ると、著しい断層や撓曲構造は見出されていないが、以上と同様の結論を得た(図 4-10、4-11、4-12)。そのため、桑原(1985)は濃尾平野全体の断層分布図の中に「岐阜 - 名古屋断層」として表現している。活断層研究会(1991)による岐阜 - 一宮線の認定は、ほぼこれに準拠している。

2) 認定をめぐる諸問題 - 位置と解釈 -

岐阜 - 一宮線は伏在断層のために、その位置を特定することは難しい。また、上述のような複数の状況証拠から推定されているものであり、断層の存在を示す直接的な証拠が得られているわけではない。また、とくに濃尾地震時の地殻変動については、後述の通り、必ずしも断層の存在を意味するものではないという見解もある。

杉崎・柴田(1961a)による第一礫層上面、軽石層および第二礫層上面の等深線図(図 4-8)を見ると、岐阜 - 一宮線はコンターの密な箇所に対応する。しかしながらその箇所は幅の広い帯状であり、位置を特定することは難しい。活断層研究会(1991)の線と比べると、一宮市以南ではかなり東に偏っている。また、第二礫層上面の急斜帯は、第一礫層のそれよりも東に位置している。

松沢・桑原(1964)によるボーリング資料に基づく地下地質断面図(図 4-9)でも、杉崎・柴田(1961a)とほぼ同様であるが、撓曲の可能性を示唆する構造は幅が広く、その位置を限定することは容易ではない。図 4-13 に示す地盤高図に見られる傾斜変換部とも対応していることから、扇状地地域と自然堤防帯との地形的な変換部であるという解釈も成り立つ。

桑原(1985)は、さらに多数のボーリング資料の検討により、第二礫層基底形状に急斜部を確認しているが、図 4-10 に見られるようにその範囲はかなり広く、断層そのものを確認しているわけではない。

一方、飯田(1967)による重力異常図によれば、この付近にコンターが密な部分が見出されるが、近年の再解析の結果には著しい重力異常の急変は認めにくい(図 4-14)。

さらに、濃尾地震前後の水準測量結果については、三雲・安藤(1975)は、岐阜 - 一宮線に沿って東

*LINE-1、LINE-2は愛知県(1998)による反射法測線位置

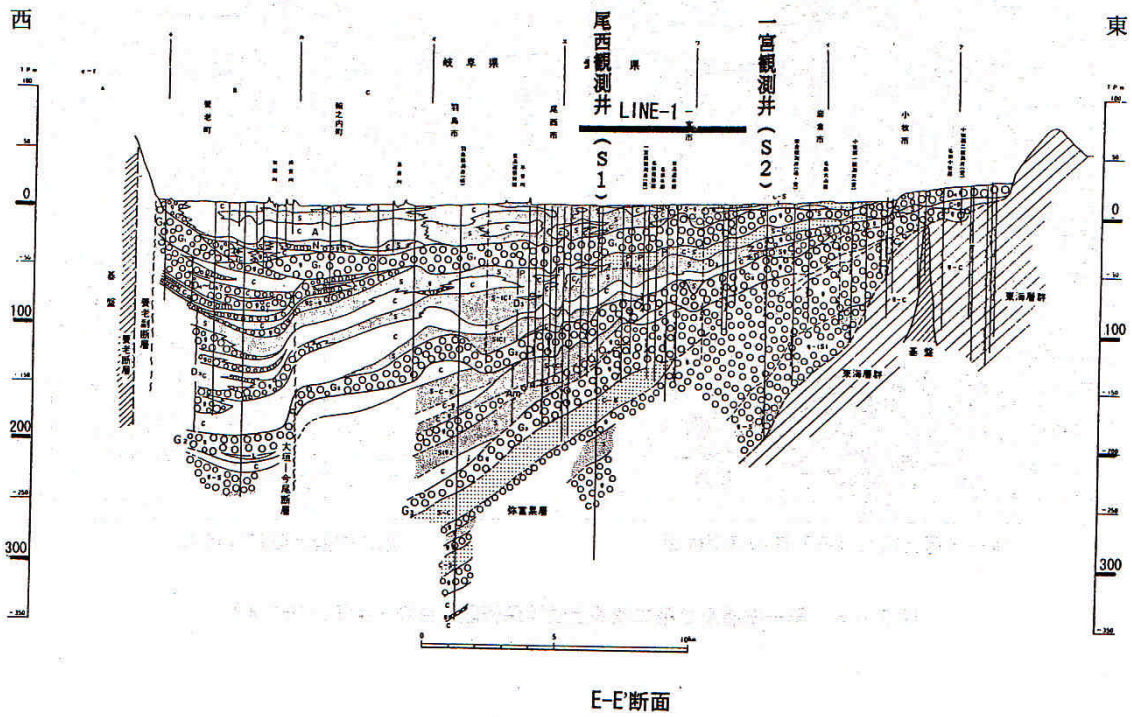


図4-10 一宮市南方の東西方向の地下地質断面図(桑原, 1985)

*LINE-1、LINE-2は愛知県(1998)による反射法測線位置

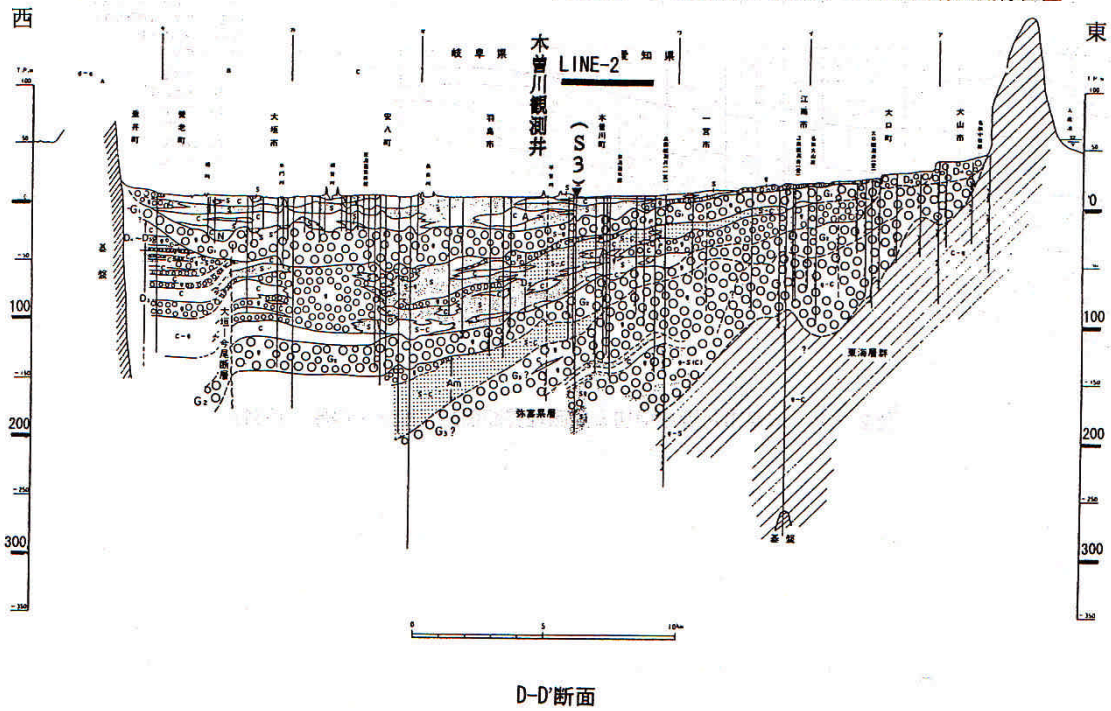
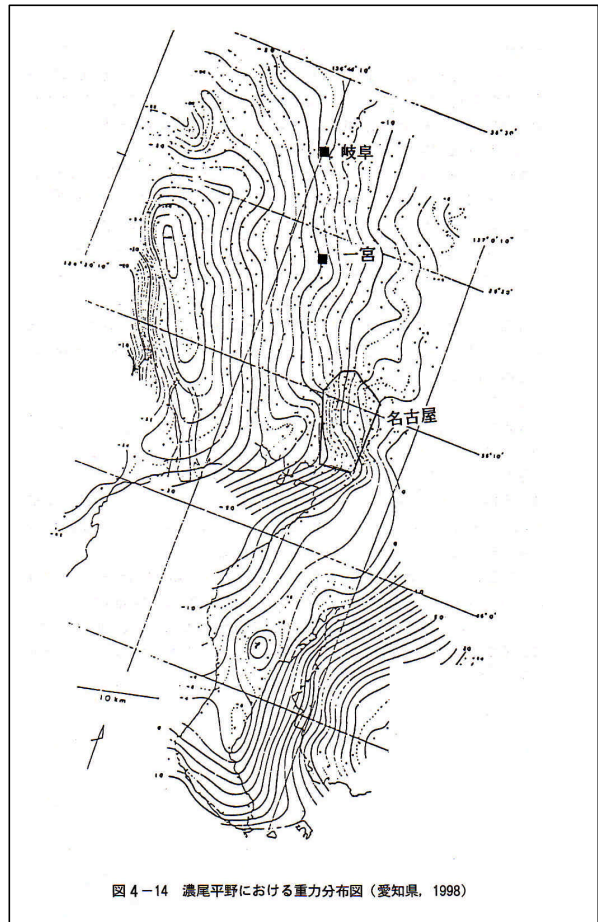
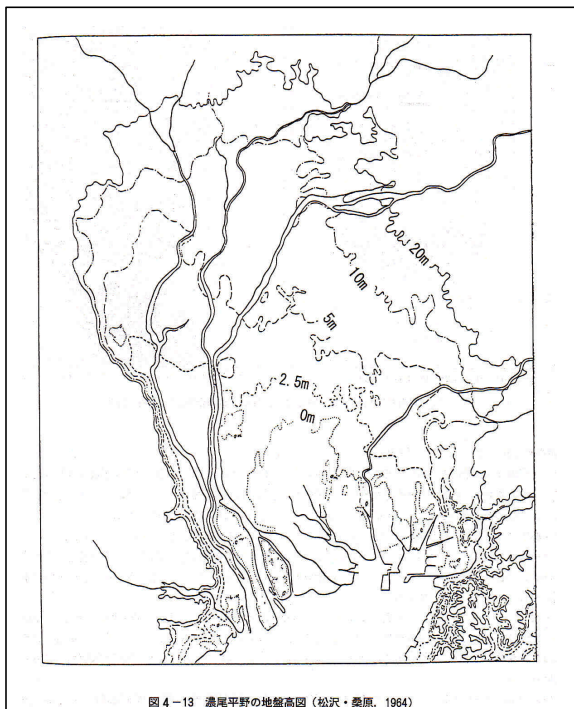
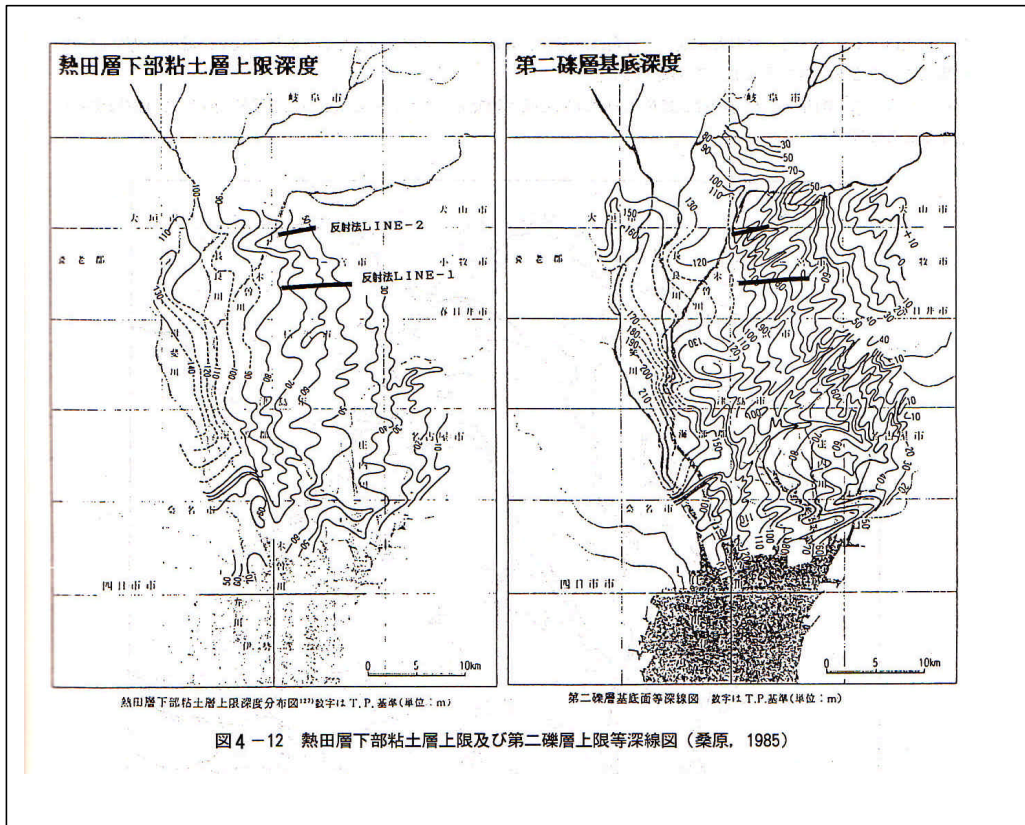


図4-11 一木曾川をとる東西方向の地下地質断面図(桑原, 1985)



側隆起で水平・垂直各 1m の変位によって説明可能であるとしたが、松田(1974)は、岐阜 - 一宮線の東側の隆起は、根尾谷・梅原断層の左ずれに伴う末端現象であり、岐阜一宮線の存在及び変位を想定する必要は必ずしもないとしている。同様に震裂波動線(被害集中帯)についても、集落の分布状況を反映したものである可能性も否定できない。村松(1963)によって示された震度 7 の分布は、必ずしも岐阜一宮線に沿っているわけではなく、濃尾平野に広域的に現れているとも見ることができ(図 4-5b)。

以上のように、岐阜一宮線の存在は従来確定的ではなかった。活断層研究会(1991)が確実度とした理由もここにある。

4.3.2 ボーリング調査の再検討

以上に述べたように、岐阜一宮線の推定位置は、松沢・桑原(1964)、桑原(1985)、活断層研究会(1991)によりかなり絞り込まれる。しかし、従来の検討結果はボーリング地点間の距離が長かったり、また、測線からかなり離れたデータまで含めているという問題もある。そのため想定区間における近年のデータを改めて収集することにより、再度、地質断面図を作成し、地層の連続性を検討し直した。

使用したボーリングデータは、愛知県防災会議地震部会(1991)により作成された「濃尾地震を想定した被害予測調査」で収集されたものの他、愛知県水位観測井、日本道路公団名古屋建設局一宮工事事務所から提供された東海北陸自動車道建設工事に伴う資料、建設省名古屋国道管理事務所から提供された国道 23 号線沿いの調査ボーリングおよび温泉ボーリング等の資料である。これらの資料に基づいて、図 4-15 に示す LINE-1 ~ 8 までの断面図を作成した。このうち岐阜一宮線に関わる LINE 1 ~ 5 をここでは提示し、順にその特徴を述べる(図 4-16、4-17)。LINE-6 ~ 8 については後述する。

LINE-1 は岐阜一宮線北部に当たる。第一礫層までの深度しか確認されていないが、図 4-16 を見る限り、地層は緩やかに西へ傾いており、著しい断層構造は推定されない。ボーリング no.9 では礫層の上面高度が周りよりも高いが、その原因については、局地的な旧河道沿いの堆積物の可能性もあり、よくわからない。

LINE-2 は一宮市付近を通る。この断面においても地層は緩やかに西に傾いている。第一礫層までしか確認できないが、著しい断層構造は想定できない。ボーリング no.10 付近には、LINE-1 と同様に礫層の高まりがあるが、その原因は不明である。この測線の東端付近で、第一礫層上面高度がやや急激に高まっている。

LINE-3 は一宮市南方に当たる。LINE1、2 と同様、西方への緩やかな傾斜が確認される。

LINE-4 においては、活断層研究会(1991)の岐阜一宮線の位置には第一礫層以上の地層に明瞭な構造は認められない(図 4-17 上)。しかし、LINE-2 でも述べたように、やや東寄り(ボーリング no.18 以東)には第一礫層に比高 5 ~ 6m の高度不連続が認められる。これが杉崎・柴田(1961a)が指摘した構造である可能性がある。

LINE-5 は岐阜一宮線上ではなく、その南方延長である。参考までにこの範囲でもボーリング資料を収集した。図 4-17 を見ると、岐阜一宮線を直線的に南方へ延長した部分には地層の食い違い



図4-15 ボーリング資料による地下地質断面位置図（愛知県，1998）

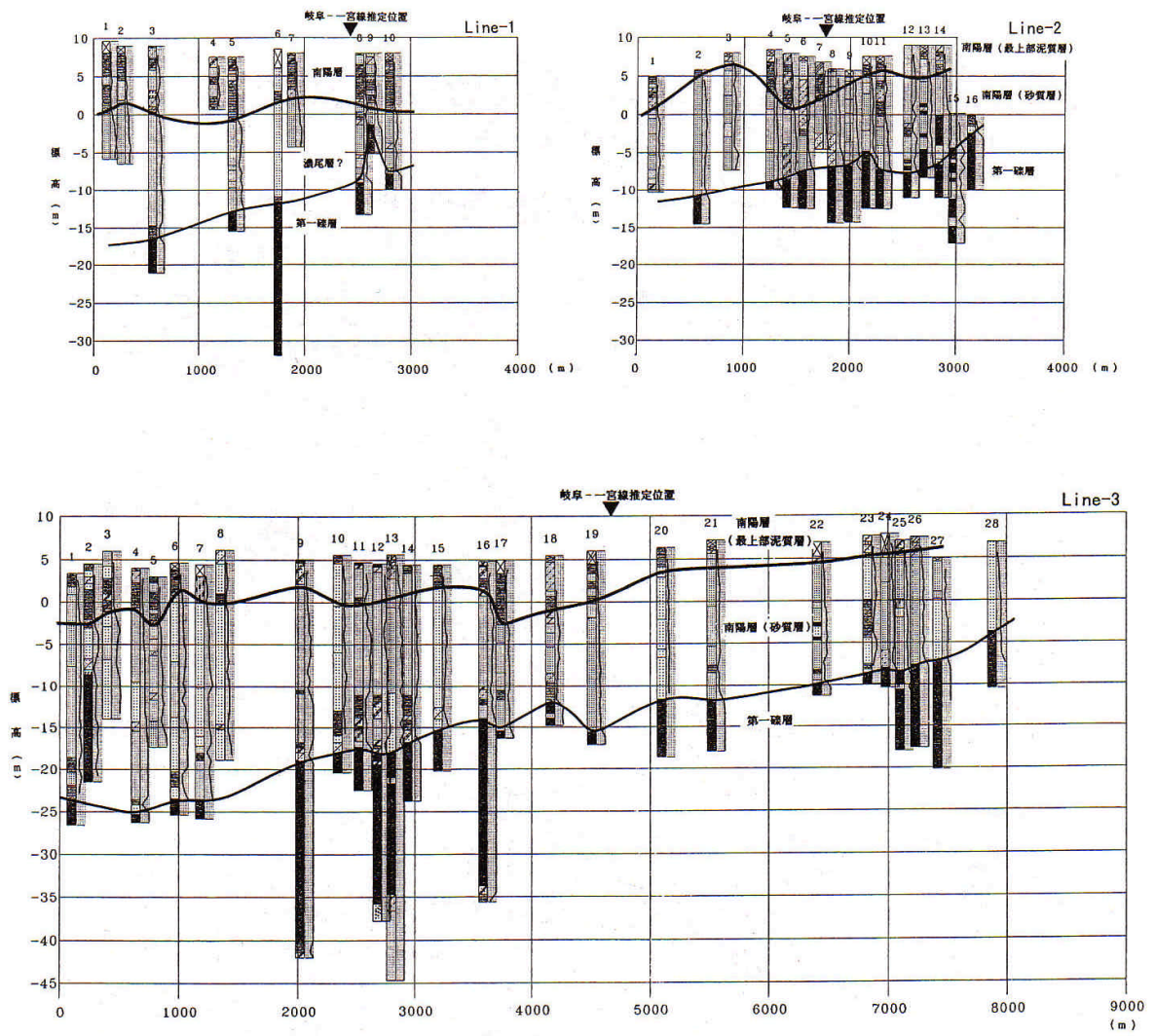


図4-16 ボーリング資料による地下地質断面図 (愛知県, 1998)

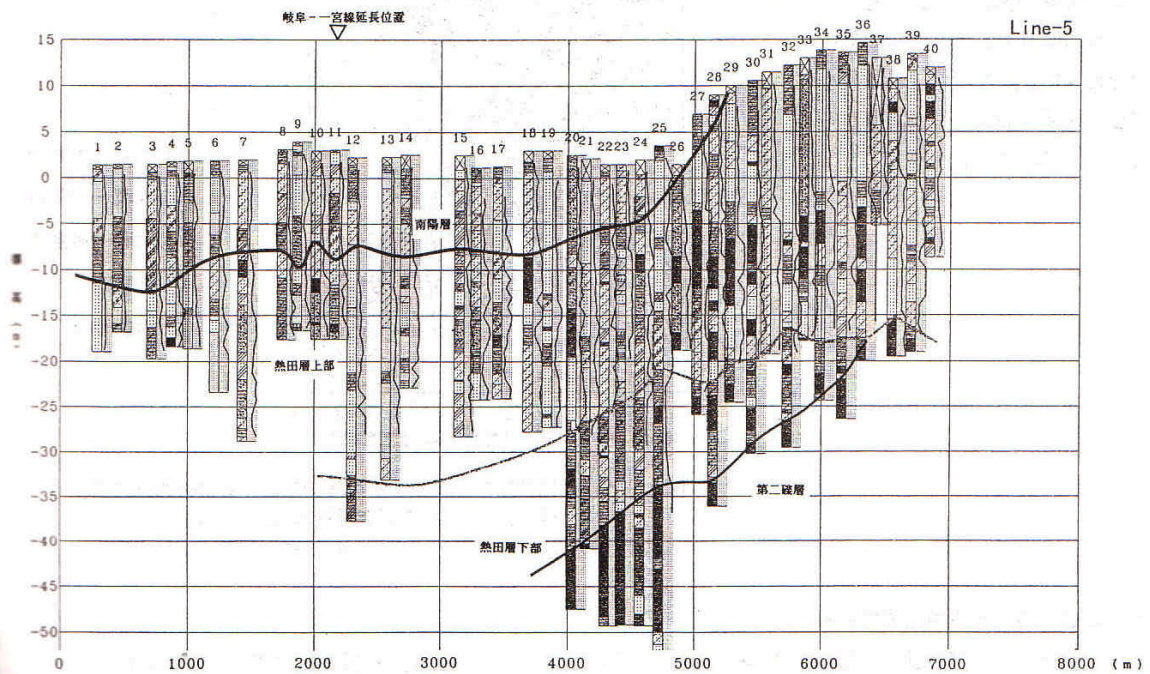
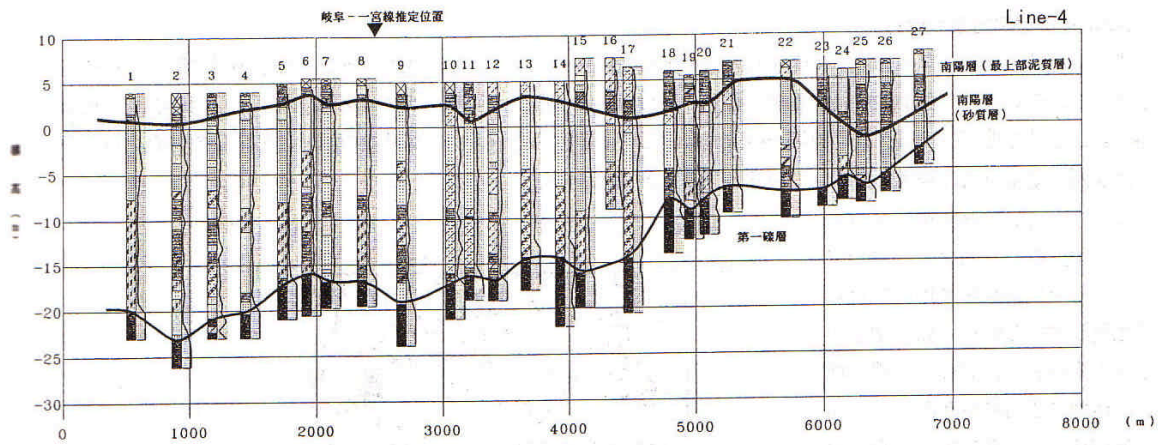


図4-17 ボーリング資料による地下地質断面図(愛知県, 1998)

は見出されない。ボーリング no.25～28の間では、南陽層の基底高度が東に向かって急に高まるが、これは熱田台地と沖積面の境界における侵食崖を反映したものである。その付近で第二礫層の上面が西にやや急傾斜しているようにも見えるが、より広範囲を調査しないと、その原因については判断できない。

4.3.3 微小地震観測結果の再検討

濃尾平野周辺で1975年～1996年に発生した微小地震の震源分布図（総理府地震調査研究推進本部,1997）を図4-18に示す。これを見ると、微小地震の集中域は、養老 - 桑名 - 四日市断層系および伊勢湾断層付近、岐阜 - 江南 - 小牧の尾張丘陵地域および濃尾地震時の震裂波動線

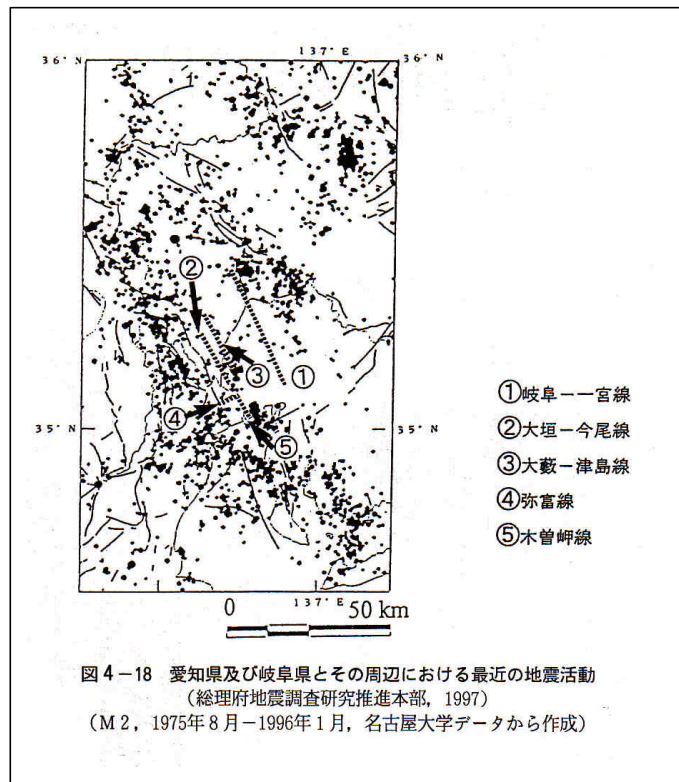


図4-18 愛知県及び岐阜県とその周辺における最近の地震活動
（総理府地震調査研究推進本部, 1997）
（M2, 1975年8月～1996年1月, 名古屋大学データから作成）

第一の位置に相当する関市西方～犬山にかけての地域、の2つに大別され、巨視的に見ればいずれも北西 - 南東方向に分布している。しかしながら岐阜 - 一宮線付近には地震は発生が少ない。

4.3.4 遺跡発掘資料の考古地震学的検討

濃尾平野においては遺跡発掘調査が数多く実施されている。清洲城下町遺跡の発掘調査において天正地震（1586年）の地震痕（森・鈴木、1989）が初めて報告されて以降、遺跡中に認められる噴砂等の地震痕跡も多数報告されている。

服部(1996、1997)はこうした地震痕の編年に基づいて、弥生時代以降に以下の少なくとも11の時期に液状化を伴う地震が発生したことを明らかにした。弥生時代前期（B.C.3世紀）、古墳時代前期（A.D.3～4世紀頃）、古墳時代前期～後期（A.D.5世紀頃）、古墳時代後期（A.D.6世紀頃）、白鳳南海地震（684年?）、美濃国府地震（745年?）、仁和南海地震（887年?）、正平南海地震（1361年?）、天正地震（1586年）、濃尾地震（1891年）、東南海地震（1944年）。これらの中に、現時点では特定できないが、天正地震や濃尾地震の他にも、内陸の活断層による地震の際のものが含まれている可能性は高い。

4.3.5 反射法地震探査

岐阜 - 一宮線の存否を明らかにするために、以上の既存文献の検討から最も可能性の高いと考えられた地域で、反射法地震探査を行った。一般に、活断層の最近の活動履歴を明らかにする場合には、浅部の構造を調べる必要があるために浅層反射法地震探査もしくは極浅層地震探査を行うが、本調査では飯田・青木(1959)が指摘する基盤の食い違いと浅層の地質構造との関係を明らか

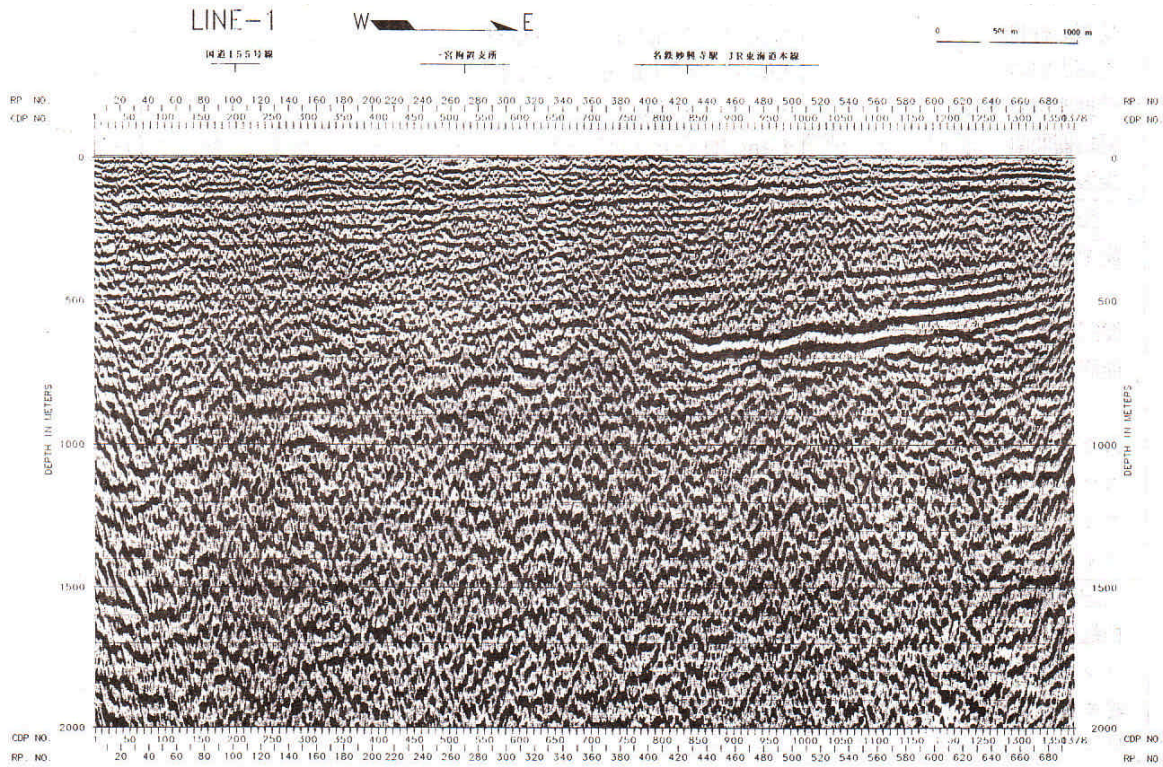


図 4-19 震度記録 (LINE-1) (愛知県, 1998)

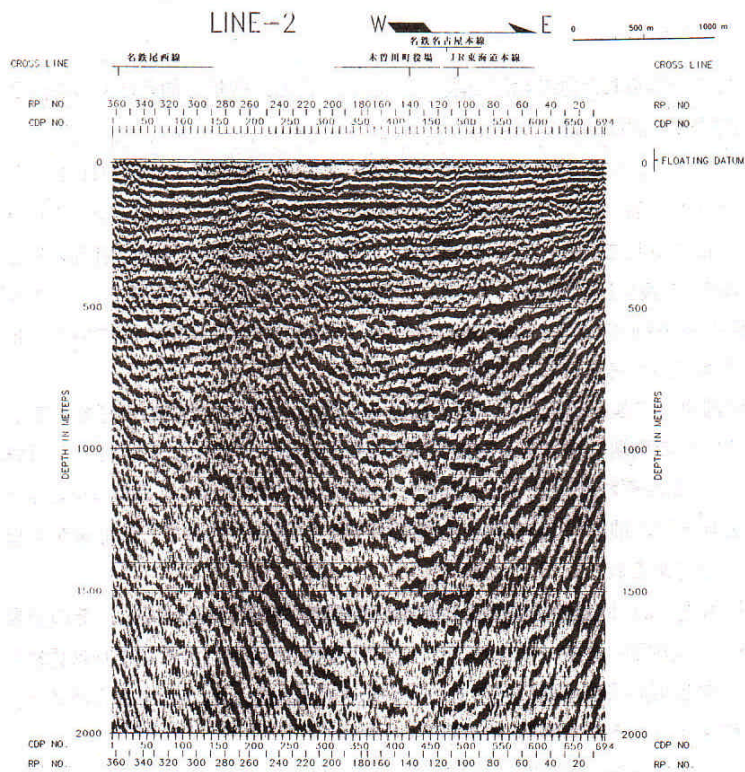


図 4-20 震度記録 (LINE-2) (愛知県, 1998)

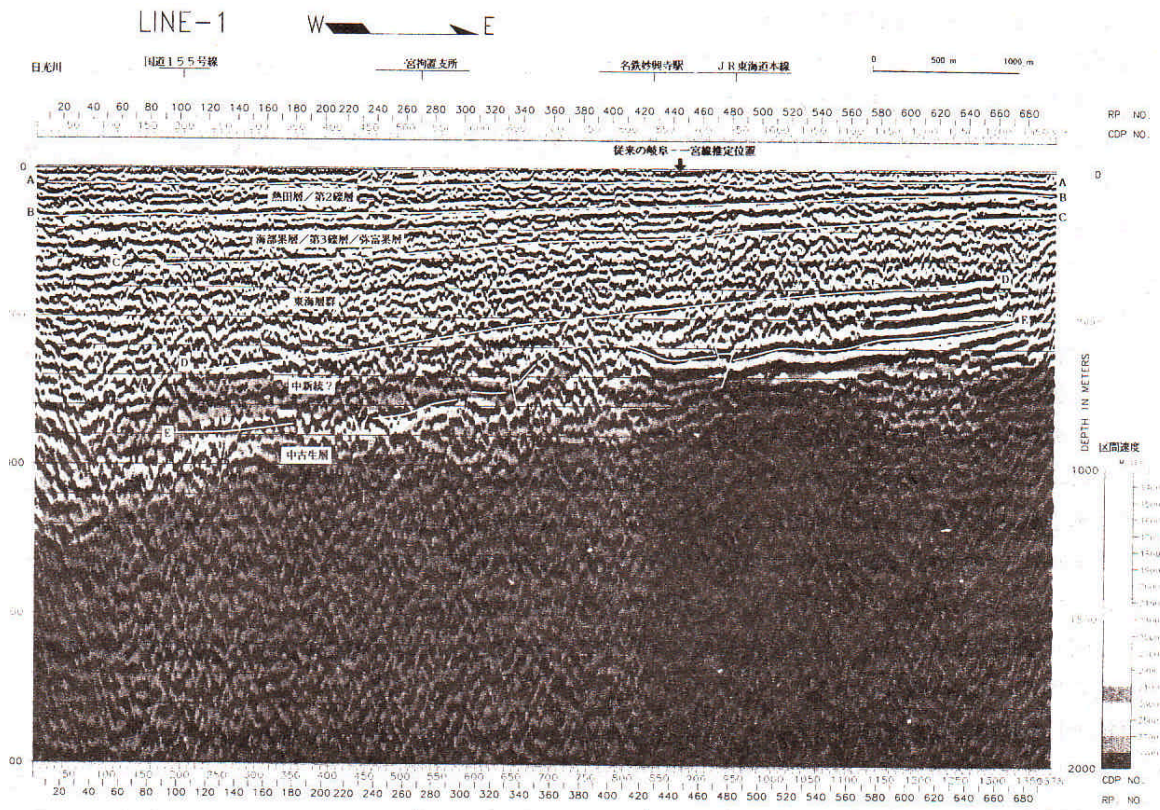


図 4-21 構造解釈図 (LINE-1) (愛知県, 1998)

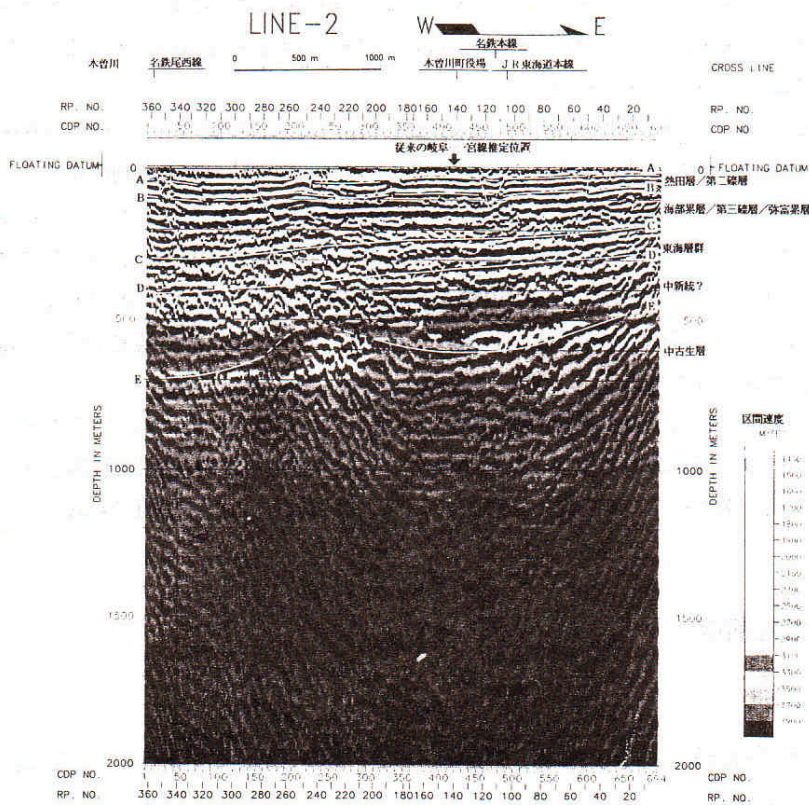


図 4-22 構造解釈図 (LINE-2) (愛知県, 1998)

にして、断層の存在そのものを確認することに重点を置いた。そのため、比較的深部の構造をとらえやすい大型バイブレータを用いた大深度反射法調査を実施した。

大深度反射法地震探査により得られた、深度構造を図4-19、4-20に、また、区間速度をカラー表示して解釈を加えたものを図4-21、4-22に示す。A~Eは比較的明瞭に追跡可能な反射面である。

周辺の地下水観測井の層序から、反射面A、Bはそれぞれ熱田層上面、海部層上面に対比される。反射面A~Cの間には連続性の良い強い反射面が多数存在し、海成と陸成の互層であると考えられる。一方、C~Dの間は明瞭な反射面に乏しく、陸成層の特徴を有している。このことから、反射面Cは東海層群上面に相当すると考えられる。

一方、D~Eの間は、連続性の良い反射面が認められ、上位の地層とは特徴を異にする。ここの区間速度は約3000m/s前後であり、中京圏基盤構造研究グループ(1980,1981)による屈折波から報告されている3km/s層に対比され、中新統の相当すると解釈される。

最下位の反射面Eは、測線東側で強振幅を示し、起伏はあるものの連続性は比較的良好である。温泉ボーリングの資料によれば、測線(LINE-1)の東端に相当する地点(東端の南1.5km)において深度414m、測線西端から南西に4km離れた地点で深度880mに、それぞれ基盤岩(チャート)が確認されることから、反射面Eは中・古生層の基盤岩上面と推定される。反射面Dより上位の地層は西へ向かって層厚を増しており、このことは従来の傾動地塊運動の現象と調和的である。

ところで、LINE-1の反射面Eには測線中央付近に比高100m程度の起伏が認められ、その両翼には逆断層も想定される。しかし、反射面Dあるいはこれより上位の反射面には対応する高まりは認められない。したがって基盤の高まりを形成する運動は東海層群堆積以前のものと判断される。以上に述べたように、深部から浅部の地層を上下方向に累積的に変位させるような構造は見出されない。

なお、浅部に注目すると、CDP890~1030の間は反射面Aが不連続になっている。これについては旧河道の堆積層の影響である可能性がある。

LINE-2もほぼ同様の傾向があり、測線内においては深部から浅部の地層を上下方向に累積的に変位させるような明瞭な構造は見出されない。しかし、AやBを切断する小規模な断層が存在する可能性があり、反射面Cより上部の地層には断層と対応した撓曲構造も見られる。それらが下位のC、D、Eの構造と調和的でないため、本調査結果を見る限り、活断層としての構造を認定することはできないが、疑問は残る。

4.3.6 まとめ - 岐阜 - 一宮線の存在について -

濃尾地震時の水準点変動や被害集中、重力異常、および地下地質の高度不連続により推定されている岐阜 - 一宮線について、桑原(1985)や活断層研究会(1991)が示した地点を中心に再調査した。その結果は以下の通りである。

1)ボーリング資料の再検討の結果、地層が西方へ緩く傾いていること、一部にその傾きのやや急な部分があることなど、従来から指摘のある事実については概ね確認されたものの、著しい断層構造は確認されなかった。

- 2)大深度反射法探査結果によって基盤までの地質構造が明らかになったが、基盤から浅部までを累積的に変位させるような顕著な構造は確認されなかった。
- 3)しかし、岐阜一宮線が想定されていた場所のわずかに西側には、比高 100m ほどの基盤の高まりが確認され、その両翼には断層が存在する可能性も示唆された。しかし、この高まりは東海層群以上の地層には認められないため、東海層群堆積以前の古い構造と判断された。
- 4)一方これとは別に、浅部において小規模な断層や撓曲が存在する可能性が示唆された。この傾向は LINE2 で顕著であるが、東海層群以深の地層には認められない。その意味するところは現在のところ不明である。

以上のように、今回の調査結果からは累積的な変位が確認されないため、活断層を認定することはできなかったが、これに対しては以下のような議論の余地が残っている。

- 1)断層発生時期が若ければ、累積変位量は小さくなく、場合によっては反射法地震探査の解像度の影響で十分にとらえられていない可能性がある。
- 2)横ずれを主体とする断層変位を起こしている場合には、反射法探査ではとらえられない。
- 3)ボーリング資料の検討における LINE-2 で見られたように、調査範囲の東端付近に撓曲が存在する可能性もある。断層面が仮に東へ低角度で傾下している場合には、反射法地震探査側線のさらに東に基盤を変位させる断層が存在する可能性もある。

ただし、2)、3)については否定できないものの、それらを積極的に示唆するデータは今のところない。また、J R 東海道線より東側にあるとすれば、濃尾地震時の隆起・沈降の境界よりも東側（隆起側）ということになり、かなり低角の東傾斜の断層を想定せざるを得ない。

今回の調査結果では活断層の存在に対して否定的な結果となったが、従来から岐阜一宮線の存在を示唆してきた諸事実をどのように解釈したら良いかは依然として判明していない。地震時の地殻変動について、三雲・安藤(1975)は岐阜一宮線に沿って水平・垂直各 1m の変位を与えた場合、実測値を説明できるとしている。そのような断層変位を想定しなくても、松田(1974)のいう横ずれ断層の末端現象によって説明可能かどうか、定量的な議論が望まれる。また、今回の反射法探査によって判明した基盤の西方への傾きと部分的な高まりによって、重力の異常（飯田・青木,1959）が説明できるか否か、さらにはそれらの基盤構造と地質構造によって濃尾平野域における被害集中を説明できるかどうかも検討する必要がある。

いずれにしても、今回の調査は調査経費や調査範囲に制約があった。都市域のために震源の強度を高めにくいという問題もあった。それらの技術的な課題も含めて改善を試みながら、さらに継続的に調査結果を積み上げる必要がある。人口密集地域の地下に伏在断層があるかないかの問題を解決することは、将来にわたる問題である。

4.4 濃尾平野西部の推定断層

4.4.1 従来の認定の根拠

濃尾平野西部に分布すると推定されている大藪 - 津島線、大垣 - 今尾線、弥富線、木曽岬線の推定根拠は以下の通りである。

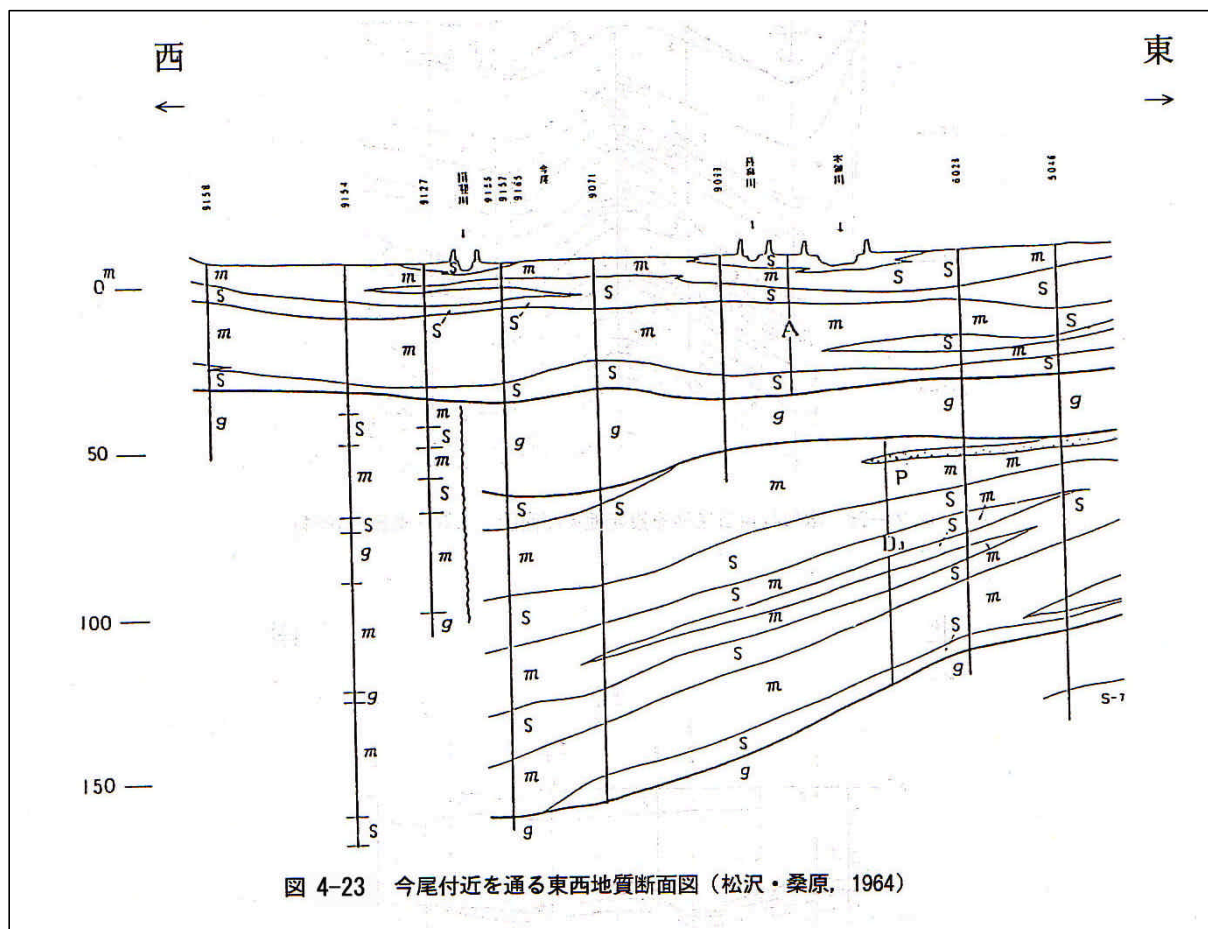


図 4-23 今尾付近を通る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

大藪 - 津島線と大垣 - 今尾線は、杉崎・柴田(1961a)による第一礫層上面、軽石層および第二礫層上面の等深線 (図 4-8) において、その配列に若干の変化が認められる箇所に対応し、濃尾地震時の震裂波動線第 3 がほぼ大垣 - 今尾線の位置に相当する (井関, 1966、横尾・堀内, 1969)。大藪 - 津島線に沿う地層の变形は不明瞭であるが、大垣 - 今尾線に沿って、第 2 礫層および熱田層が著しく西落ちに撓曲していることは桑原(1985)による東西断面図に示されている (図 10、11)。また、松沢・桑原(1964)は、大垣 - 今尾線の両側でボーリング資料によって確認される地層に顕著な違いがあることを指摘している (図 4-23)。

一方、木曾川河口付近には第 2 礫層上面に褶曲が認められることが、杉崎・柴田(1961a)によって示された (図 4-8)。松沢・桑原(1964)はボーリング資料によってこの付近の詳細な断面図を作成し、熱田層中に著しい褶曲があることを示した (図 4-24、4-25)。これらの褶曲の東翼に東落ちの断層として木曾岬線が、褶曲の北縁に北落ちの断層として弥富線が推定された。

以上の 4 断層をまとめて、桑原(1985)は地図上にこれらの断層を示し、活断層研究会(1991)はこれに準拠して確実度の伏在断層を推定した。

4.4.2 近年の調査結果と解釈

1) 大藪 - 津島線と大垣 - 今尾線

岐阜 - 一宮線で行ったように、最新資料に基づいて地下地質断面の再検討を行った。用いた資

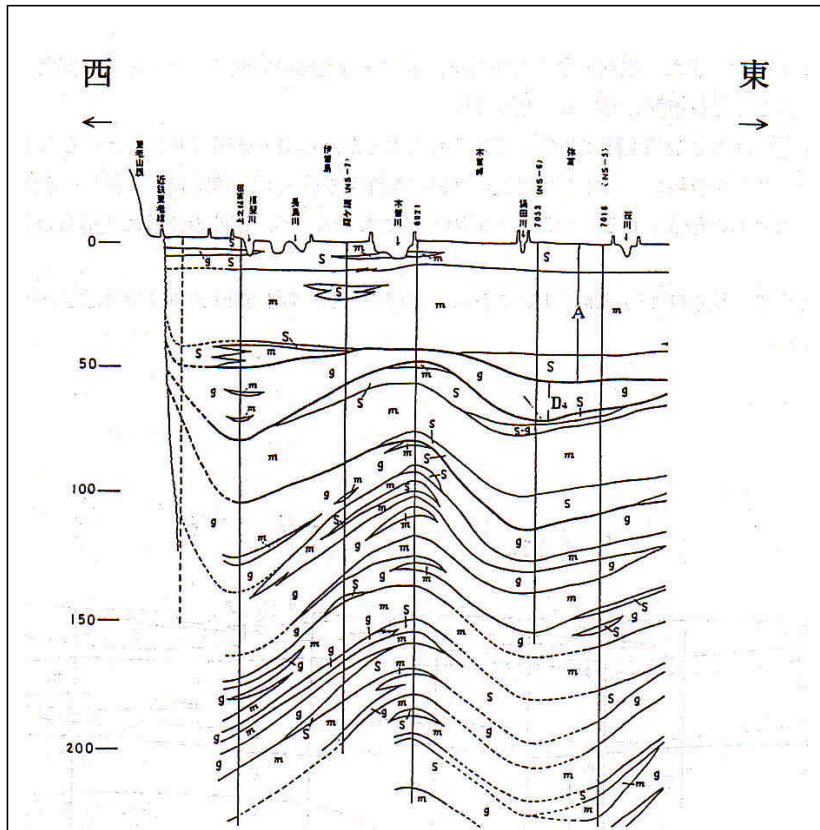


図 4-24 木曾岬付近を通る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

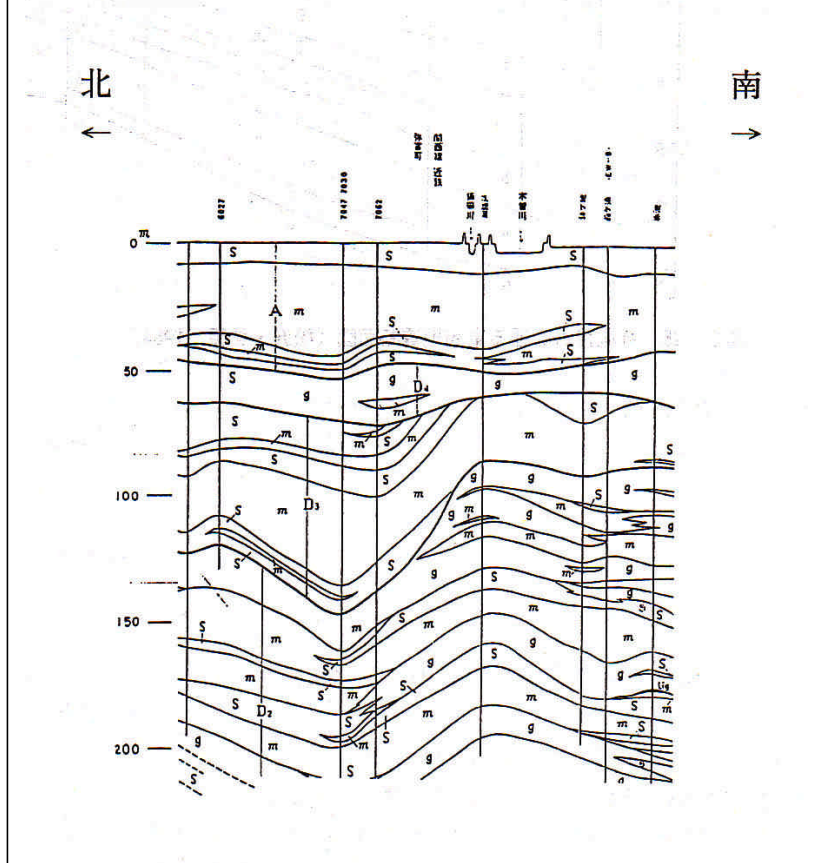


図 4-25 弥富町付近を通る南北地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

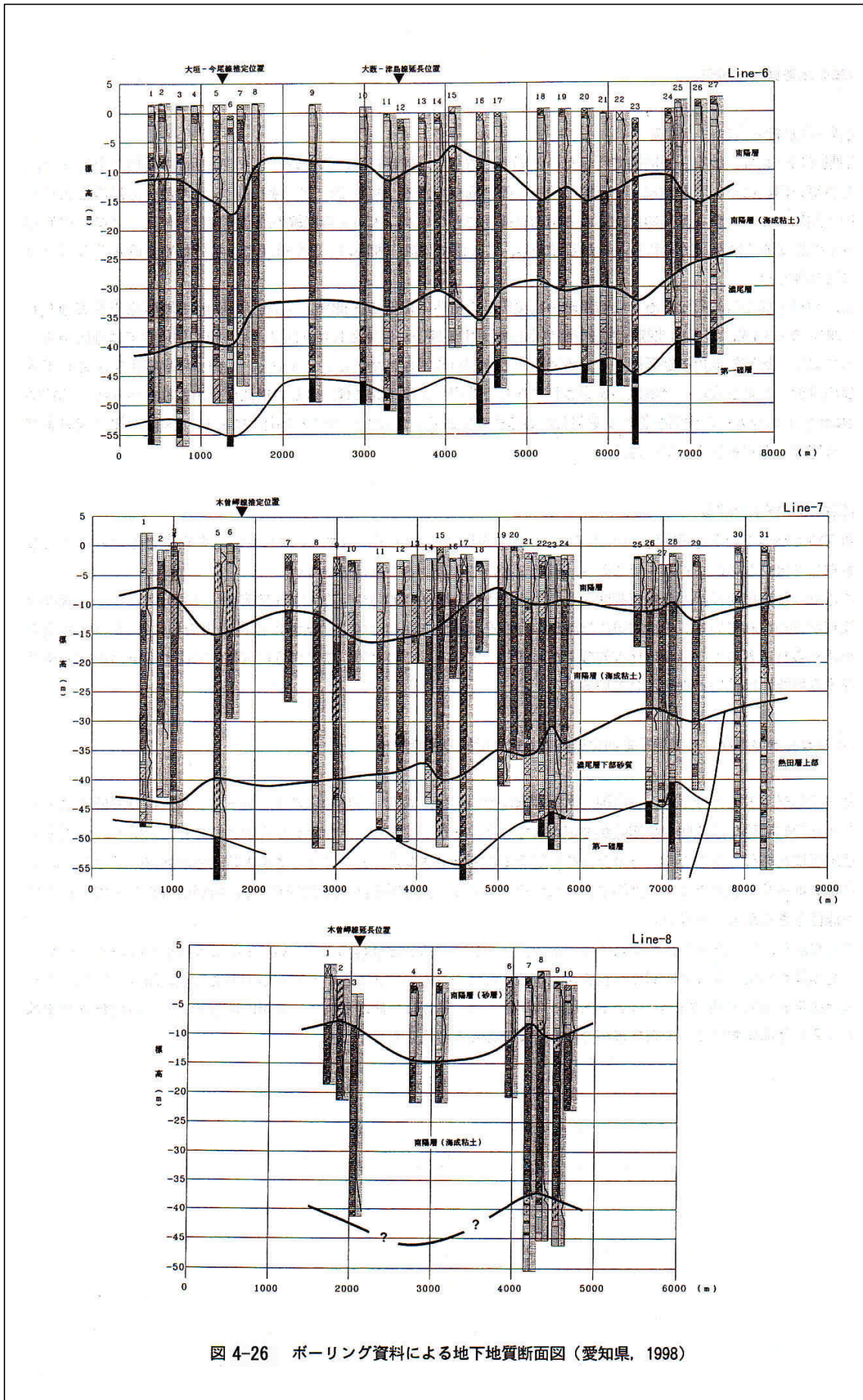


図 4-26 ボーリング資料による地下地質断面図 (愛知県, 1998)

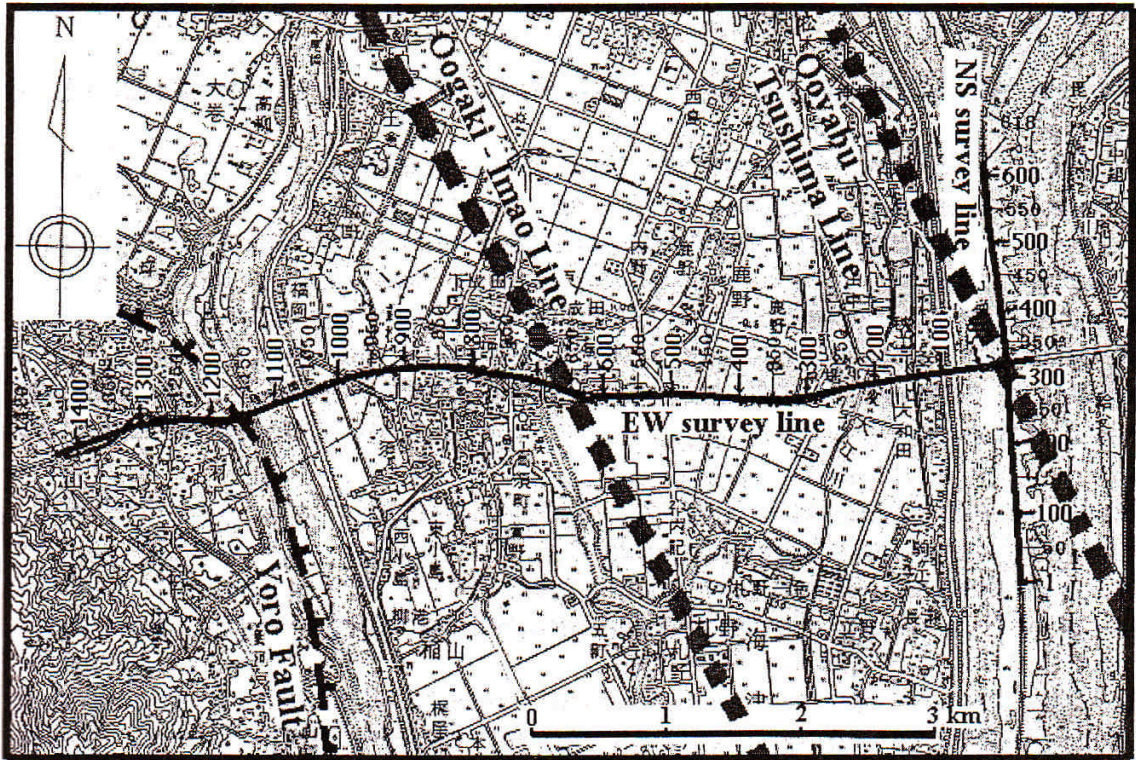


図 4-27 反射測線の詳細位置図 (須貝・杉山, 1998)

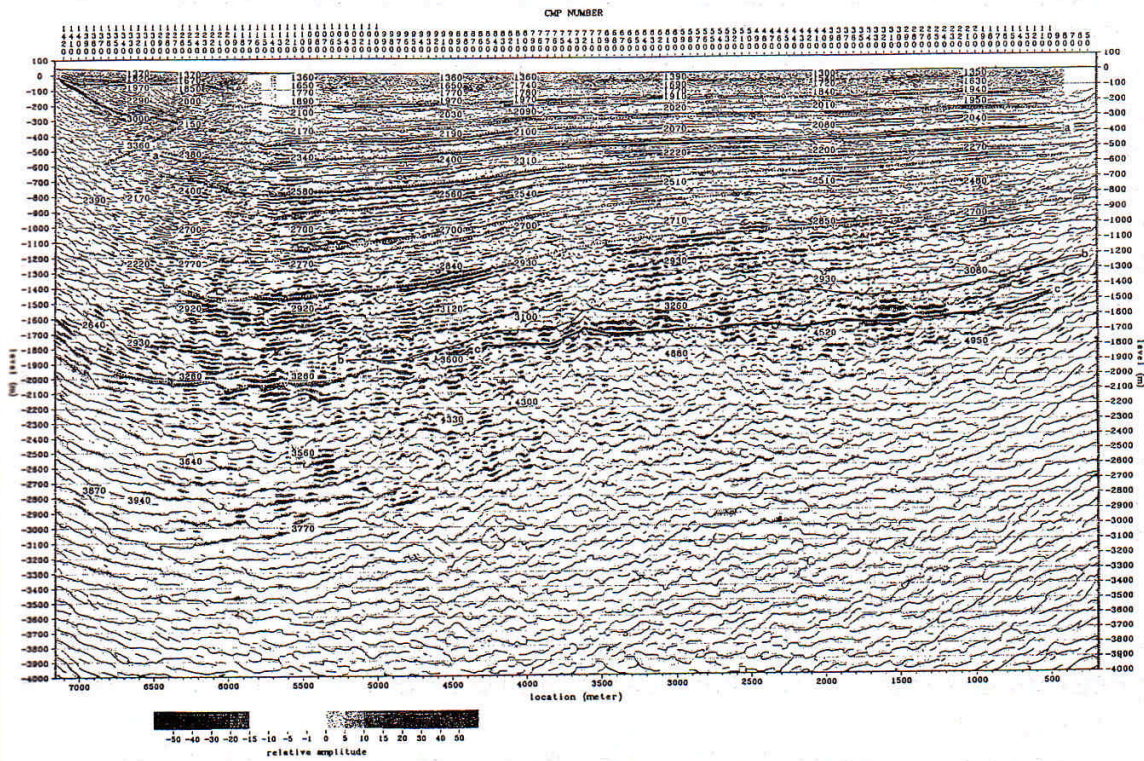


図 4-28 東西測線の反射断面 (深度変換断面) 水平 : 鉛直 = 1 : 1 (須貝・杉山, 1998)

料についても岐阜一宮線の検討の際と同様である。図 4-26 に示す LINE6 が大藪 - 津島線と大垣今尾線に係る。大藪 - 津島線に対応する構造は確認できないが、大垣 - 今尾線の通過推定位置付近には第 1 礫層に 5 ~ 6m の高度不連続が認められる。しかしながらこの図では第一礫層以上しか確認できないため、確定的なことは言えない。

一方、須貝・杉山(1998)は、岐阜県海津町の長良川から揖斐川に至る区間で、大深度反射法地震探査を実施した(図 4-27)。その結果、養老山地側へ地層が緩やかに傾下する様子が確認される(図 4-28)。揖斐川以西では地層が急斜しており、比較的低角の逆断層として養老断層の存在が確認された。しかしながら、大藪 - 津島線が想定される長良川付近、および大垣 - 今尾線が想定される揖斐川・長良川間には、著しい構造は見出されなかった。CMP800 付近にわずかに西方への傾斜を急にする部分がある程度である。このため須貝・杉山(1998)は、大藪 - 津島線および大垣 - 今尾線の存在を否定している。

2) 弥富線および木曾岬線

最新資料に基づく地下地質断面を LINE7 と LINE8 として示した(図 4-26)。いずれも構造を確認するために十分な深度を有してはいないが、これに見る限り顕著な変位を確認することはできない。

ところで、長良川河口部では水資源開発公団・大阪土質試験所(1994)により大深度反射法探査が実施されている。その測線上には断層の存在を示唆する兆候はなく、基盤には長良川沿いに比高 150m 程度の起伏が認められるものの、高度は比較的緩やかに変化している。このためこの付近に基盤まで達する東西走向の構造が存在する可能性は低いと判断されている。

4.4.3 まとめと今後の課題 - 濃尾平野西部における伏在断層の可能性 -

大藪 - 津島線、大垣 - 今尾線、弥富線、木曾岬線については、大藪 - 津島線以外はボーリング資料の解析によって従来比較的明瞭な活撓曲や活褶曲が推定されていた。しかしながら、その存在が推定される箇所で大震度地震探査調査を行ったところ、その存在を確認することはできなかった、ということまでが現時点での調査結果である。従来の推定がボーリング調査による推定であったために、不整合面と層理面の区別が困難で、構造を誤って認定していた可能性もあるかもしれない。

しかしながら、伏在断層であるがために、その位置を特定することは容易ではない。そのような状況の中で、少数の反射法地震探査結果によって断層の存在を否定することはやや性急であるというのも事実であろう。須貝・杉山(1998)が行った測線と松沢・桑原(1964)による大垣 - 今尾線とは、微妙に位置がずれている可能性もある。今回行われた測線よりもさらに北部における再調査などが今後も必要であると考えられる。

参考文献

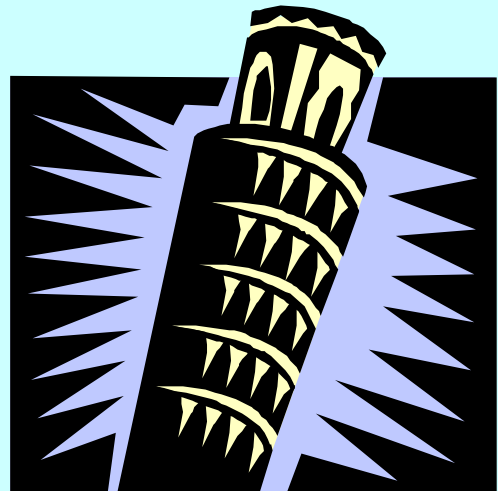
- 愛知県(1998):『平成9年度地震関係基礎調査交付金 岐阜 - 一宮断層帯及び養老 - 桑名 - 四日市断層帯に関する調査 成果報告書』.
- 愛知県防災会議地震部会(1991):『濃尾地震を想定した愛知県の被害予測調査報告書』.
- 愛知県防災会議地震部会(1996):『愛知県直下型大地震対策調査研究報告書』.
- 飯田汲事(1967):伊勢湾北部地域地盤沈下調査研究報告書(地殻変動の考察)、名大地盤変動研究グループ、7-75.
- 飯田汲事(1985):明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布、『東海地方地震・津波災害誌』.
- 飯田汲事・青木治三(1959):重力異常と地下構造 特に濃尾平野の場合について、測地学誌、5、88-91.
- 井口龍太郎(1894):大地震後岐阜県東濃ノ地八殊ニ擾乱セル哉、気象集誌、13、70-74.
- 井関弘太郎(1966):濃尾地震にみられた濃尾平野の活断層、名古屋大学文学部研究論集、16、231-243.
- 井関弘太郎(1983):『沖積平野』東大出版会、145p.
- 海津正倫(1994):『沖積低地の古環境学』古今書院、270p.
- 岡田篤正(1979):愛知県の地質・地盤(その4) 活断層、愛知県防災会議地震部会.
- 活断層研究会編(1991):新編 日本の活断層、東京大学出版会
- 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(1985):濃尾平野の地下水盆、東海三県地盤沈下調査会編濃尾平野の地盤沈下と地下水、名古屋大学出版会、35-76.
- 坂本亨・桑原徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・上尾亨(1984):名古屋北部地域の地質、地域地質研究報告 5万分の1地質図幅、地質調査所.
- 須貝俊彦・杉山雄一(1998):大深度反射法地震探査による濃尾平野の活構造調査、地質調査所速報、no.EQ/98/1、(平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書)、55-65.
- 杉崎隆一・柴田賢(1961):地下水の地球化学的研究(第1報)、地質学雑誌、67、335-345.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1997):日本の地震活動 - 被害地震から見た地域別の特徴 - .
- 中京圏基盤構造研究グループ(1980):名古屋地域の基盤構造(その1)、地震学会講演予稿集、2、211.
- 中京圏基盤構造研究グループ(1981):名古屋地域の基盤構造(その2)、地震学会講演予稿集、1、229.
- 東海三県地盤沈下調査会(1997):東海三県地盤沈下調査測量 水準点成果表.
- 服部俊之(1996):濃尾平野における歴史時代の地震痕 - その4 -、(財)愛知県埋蔵文化財センター年報平成7年度、176-181.
- 服部俊之(1997):濃尾平野における歴史時代の地震痕 - その5 -、(財)愛知県埋蔵文化財センター年報平成8年度.
- 松沢勲・桑原徹(1964):伊勢湾台風災害の調査研究報告 濃尾平野の地下構造とその構成、名古屋大学災害科学調査会、14-19 及び付図 ~ XVI.

- 松田時彦(1974)：1891年濃尾地震の地震断層、地震研究所研究速報、13、85-126。
- 三雲 健・安藤雅孝(1975)：濃尾地震の解析的再現、科学、45、51-58。
- 水資源開発公団・(財)大阪土質試験所(1994)：長良川河口部周辺地質構造調査報告書。
- 村松郁栄(1963)：濃尾地震激震域の震度分布及び地殻変動、岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学)、3、202-224。
- 村松郁英(1976)：根尾谷断層と濃尾地震、地質学雑誌、12、117-127。
- 横尾義貫・堀内孝英(1969)：名古屋およびその周辺の地盤災害、名古屋地盤図、コロナ社。
- 横尾義貫・嘉藤良次郎・桑原徹(1967)：伊勢湾北部地域地盤沈下調査研究報告書(地質学的考察)、名大地盤変動研究グループ、77-102。
- 森勇一・鈴木正貴(1989)：愛知県清洲城下町遺跡における地震痕の発見とその意義、活断層研究、7、63-69。

コラム

濃尾地震について思うこと

鈴木康弘



濃尾地震は活断層が起こした日本で最大級（M8.0）の地震とされる。地震調査委員会によって、「今後 30 年間の地震発生確率が 14%」と推定される糸魚川 - 静岡構造線では、M8クラスの地震発生が切迫しているとされている。対応を迫られたライフライン関係機関等に、「あまりに大きな地震規模の予想で対応できない」との発言もあるが、112 年前に同様の規模の濃尾地震が起きている事実は重く、大きな問題を投げかけている。

濃尾地震は、温見断層・根尾谷断層・梅原断層が連動して活動することによって起きたと考えられている。それぞれの活断層の活動履歴は異なるため、毎回このような大きな地震が起きるとは考えにくい。どのような時に連動し、どのような時には連動しないのか？ 連動しない場合には変位量も変わるのか？ これらは糸魚川 - 静岡構造線の地震規模推定にも関わる大きな問題である。

根尾村水鳥には、現在も濃尾地震の際にできた崖が残っている。これを初めて見た時、「6 mの崖というイメージに比べて、大したことない。6 m隆起してもこんなもんかぁ。」と思った。しかしその後、この時の印象には誤解があったことを知った。明治時代以降、近くを流れる根尾川の氾濫によって沈降側には2 m近い土砂が溜まり、崖の約3分の1は埋められてしまっているのである。断層観察館には、このことを示すトレンチ調査結果が保存されている。

5. 濃尾平野の地盤構造と濃尾地震の震裂波動線

5.1 濃尾平野の地盤構造

5.1.1 濃尾平野の概要

濃尾平野は、日本列島本州のほぼ中央に位置し、南縁が伊勢湾に面した、面積が約1,300km²の沖積平野である。この平野は、その基盤である濃尾地塊の傾動運動（濃尾傾動運動）によって、この地塊の中～西部に形成された。図5.1.1は、濃尾平野および周辺部の活構造図を示したものである。平野直下の地下構造については、数少ない既往ボーリング（温泉ボーリング）や重力探査、屈折法弾性波などの資料をもとにして、地質学的には断片的に把握されている。しかしながら、地震防災の視点に立った地震基盤の三次元的な構造および、上位堆積層の構造、地質構成、動的物性などについては良く判っていない。以下に、これまで明らかにされている濃尾平野の地下構造について要約する。



図5.1.1 濃尾平野および周辺部の活構造（文献¹⁾の一部を抜粋）

(1) 基盤構造

図 5.1.2 は、中新世末期以降（約 650 万年前）に濃尾平野域から伊勢湾域にかけて形成された東海湖盆地における地塊の細分化²⁾を示したものである。図 5.1.1 および図 5.1.2 には、地表で確認された断層のほか、数条の伏在断層が示されているが、濃尾平野直下の伏在断層である岐阜～一宮線，大藪～津島線，大垣～今尾線および木曾岬線の四条の伏在断層は、その直上で激しい地震動が発生したこと（震裂波動線³⁾）、隆起・沈下などの地変が見られたことなどの理由から、1891 年の濃尾地震の際に動いたと推定されている。しかしながら、最近実施された反射法弾性波探査の範囲内では、これらの伏在断層は確認されていない⁴⁾⁵⁾⁶⁾。

また、これらの図を見る限り、濃尾傾動地塊は、西縁が養老断層で、また、南縁を区切る天白河口断層は、未承認であるが、猿投山北断層につながり、東縁は華立断層、北縁の三田洞断層、木知原断層、谷汲断層などの断層によって区切られているようにも見える。その範囲は、東西、南北ともに 45～50km である。なお、西縁を区切る養老断層は、駿河湾～伊勢湾構造線⁷⁾の一部を構成している。

なお、濃尾傾動地塊の傾動運動は、約 80～100 万年前頃に始まったといわれ⁸⁾⁹⁾、現在も継続し、これまでの平均傾動速度は、概ね 1.0×10^{-4} rad/千年程度と考えられている。

以上は、濃尾平野の基盤構造の平面的概観である。図 5.1.3 は、飯田・青木¹⁰⁾が、重力デ - タもとにして求めた濃尾平野直下における基盤の等深線図である。おそらく、濃尾平野直下の基盤構造としてはじめて公表されたものである。この図から以下のことを読み取ることができる。

濃尾平野の西縁の基盤岩深度は、

伊勢湾北部で 2,000 m 前後であり、

北部に向かうほど深度は深くなり、3,000 m に達するところもある。

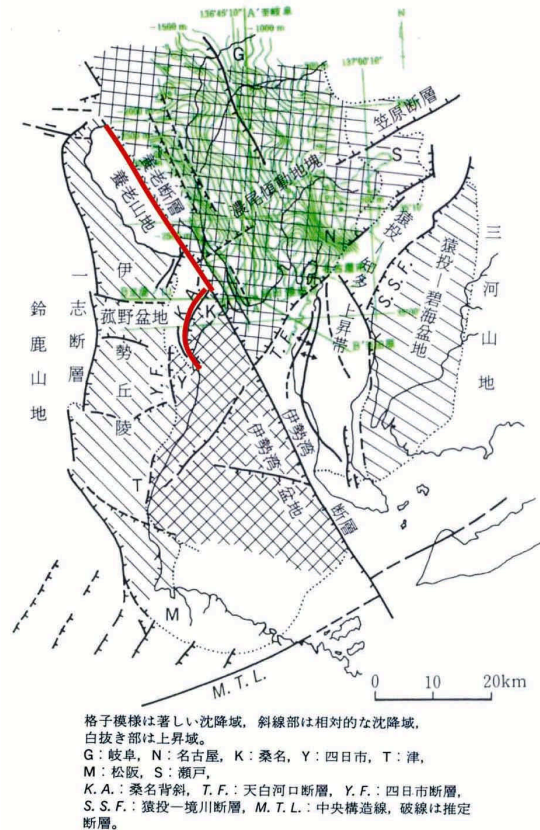


図 5.1.2 東海湖盆地のその後の断層地塊への細分化図（桑原）

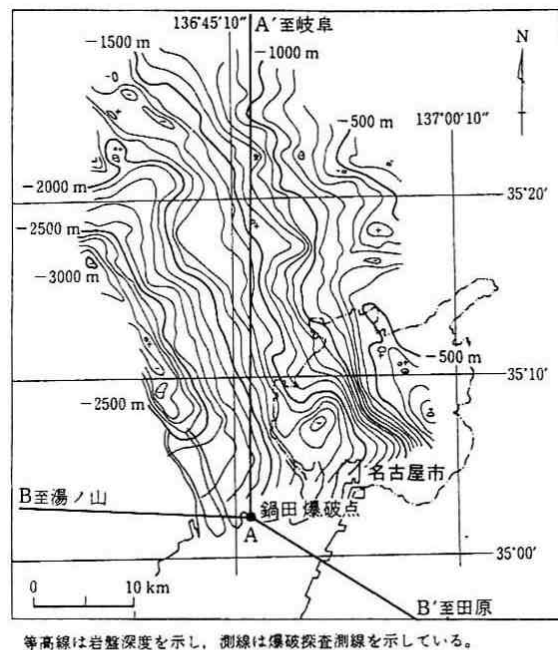


図 5.1.3 重力探査データに基づく基盤岩等深線図（文献¹⁰⁾より引用）

そして、最も特徴的なこととして、

濃尾傾動地塊は、その南限においては、盆地的な基盤岩地形を必ずしも呈していない可能性をこの図は示唆している。むしろ、大局的には、濃尾傾動地塊は図5.1.4に示すように“くさび状”の上位堆積層を載せ、養老断層を西側の壁面とした、北北西～南南東方向溝上地形を呈し、南縁は西方に向かって屈曲しながら伊勢湾域につながるようにも見える。

こうした特徴は、基盤深度に若干の差は見られるが、最近の重力解析結果においても伺われる。

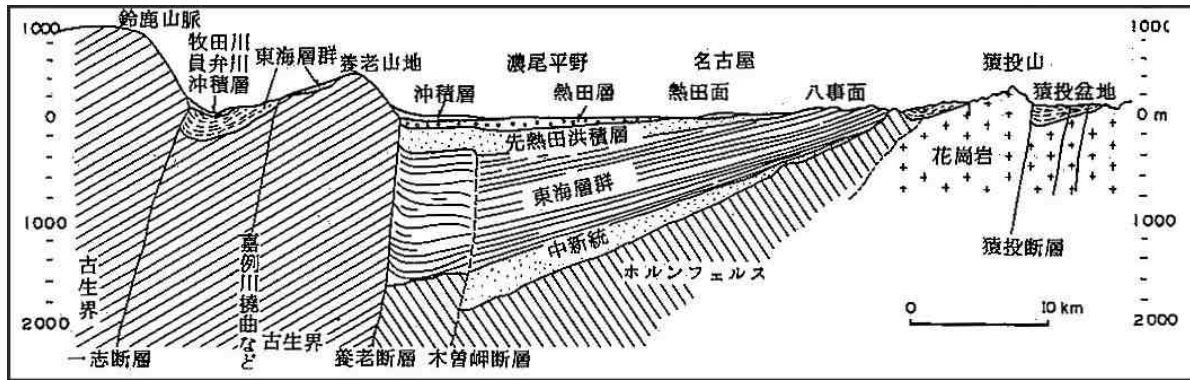


図 5.1.4 濃尾傾動地塊と周辺の東西地形・地質断面（桑原原図²⁾に岡田¹⁾が加筆）

(2) 上位堆積層の地質構成

図 5.1.4 は、濃尾傾動地塊の南部における東西方向の模式断面を表しており、また、表 5.1.1 は濃尾平野および周辺部に分布する地質である。図中の先熱田洪積層は、更新世中期堆積物の海部(あま)累層、更新世前期の弥富累層、同じく前期堆積層の八事層、唐山層に相当する。各地層は、西に向かって厚く堆積している。これは地塊傾動運動によるものであり、土砂供給をしてきた木曾川・長良川・揖斐川の三河川は西側に流路を変じ、現在に至っている⁹⁾。濃尾平野の地盤資料については柱状図を主体にかなり整理されているが、地下構造については、高々、300m 位までが明らかにされている程度¹³⁾であり、更新統基底面の深度および形状はよく判っていない。

表 5.1.1 濃尾平野および周辺に分布する地質（桑原を簡略化¹²⁾）

地質時代		推定年代 (万年前)	地層名	主な地史				
新生代	第四紀	完新世	1	南陽層	縄文海進	・濃尾傾動地塊の沈降		
			2	濃尾層				
			3~9	第一礫層 埋没低位段丘群（鳥居松礫層）	最終氷期海水準最低下期			
		更新世	中期	15	熱田層		熱田海進、御岳火山活動	
				80	第二礫層			
				500	海部累層		氷期・間氷期の繰返し	
			2000	第三礫層				
			第三紀	鮮新世	80		弥富累層（八事層・唐山層）	
				中新世			東海層群（瀬戸層群）	東海湖期
	中・古生代			中新統（瑞浪層群・師崎層群）	第一瀬戸内海の高進期			
			基盤岩類（花崗岩類、美濃帯）					

5.1.2 濃尾深部地盤構造に関する既存資料

濃尾平野の深部地盤構造を推定できる調査資料として、主なものの位置を図 5.1.5 に示した。濃尾平野の南部では、1960 年代に深度 1000~1500m の多くの温泉ボーリングが試錐され、これらをもとにした深部地盤構造が、高田ら¹⁴⁾によって公表されている。これ以降、温泉ボーリングなどの大深度ボーリング調査が実施されてはいるが、これらをもとにした深部地盤構造に関する資料は公表されていない。なお、濃尾平野南部における温泉は、主に第三紀鮮新世の東海層群~中新世に賦存する地下水を対象にしているため、上述した温泉ボーリングで基盤岩類まで到達しているものは少ない。平野全域においても基盤岩類まで到達しているボーリングは東部~北部地区において数本に限られている。

濃尾平野および周辺地域の基盤岩類の深度は 1950 年代後半から 1980 年頃までの間に、重力探査¹⁰⁾¹⁵⁾や屈折法弾性波探査(国土庁による)⁶⁾によって推定され、その後 1980 年代後半以降に平野直下の活断層調査を目的とした反射法弾性波探査⁴⁾⁵⁾¹⁷⁾¹⁸⁾が行われている。ことに、兵庫県南部地震以降は旧科学技術庁、地質調査所を中心とする活断層調査などが進められている。

愛知県は、旧科学技術庁の交付金により、「岐阜~一宮線」を対象に西尾市や一宮市周辺で反射法弾性波探査を実施したが、「岐阜~一宮線」については確認されなかった。また、地質調査所⁴⁾¹⁸⁾は、岐阜県海津町~南濃町において養老断層および推定伏在断層の「大藪~津島線」および「大垣~今尾線」の調査で反射法弾性波探査(側線長=約 7km)やボーリング(深度 601m)を実施した。この調査により、養老断層については深度 600~700m 以浅において、水平に対する平均傾斜角が 30~45°程度の西側衝上の逆断層であると判断されている。しかし、基盤岩類の深度が 1500m 以上と深く、その深度は明確に捉えられていない。また、上記の二つの伏在断層についてはその存在が確認されていない。

さらに、愛知県は⁶⁾¹⁶⁾科学技術庁の交付金により、一部を上述の地質調査所による側線に重複させ、濃尾平野を東西に横断する、P 波反射法弾性波探査(側線長=約 27km)、P 波屈折法弾性波探

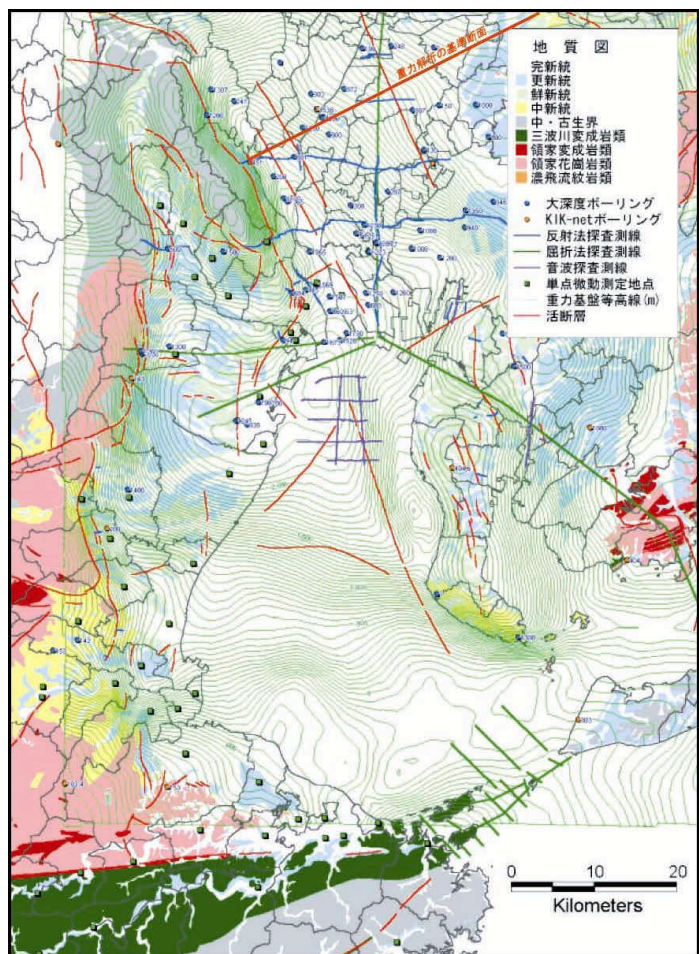


図 5.1.5 濃尾平野地域における
深部地盤構造に対する調査資料位置図

査（側線長 = 31km）, ならびに S 波反射法弾性波探査（側線長 = 約 0.7km）等を実施している。

5.1.3 濃尾平野の基盤構造に関する考察

（1）重力基盤構造

濃尾平野の重力データは、通産省工業技術院地質調査所のデータベース¹⁹⁾ならびに西南日本重力研究グループ（代表者：志知隆一²⁰⁾²¹⁾ 中部大学教授・名古屋大学名誉教授）から提供を受けたものをベースとしている。図5.1.6に示すように、濃尾平野～伊勢湾を包含する、東西 132km×南北 120kmの矩形領域における約 16000 点の重力測定値をもとにし解析を行ったものである。これは、東西、南北が 2km のグリッドデータ精度に相当する。図 5.1.6 にはこのデータをもとに描いた重力異常分布（ブーゲー異常分布）も示してある。

この、重力異常分布に対し、フィルター処理を施した残差重力分布図を図 5.1.7 に示した。この残差重力分布は主として基盤および基盤上位層の密度構造を反映したものであると考えられる。こ

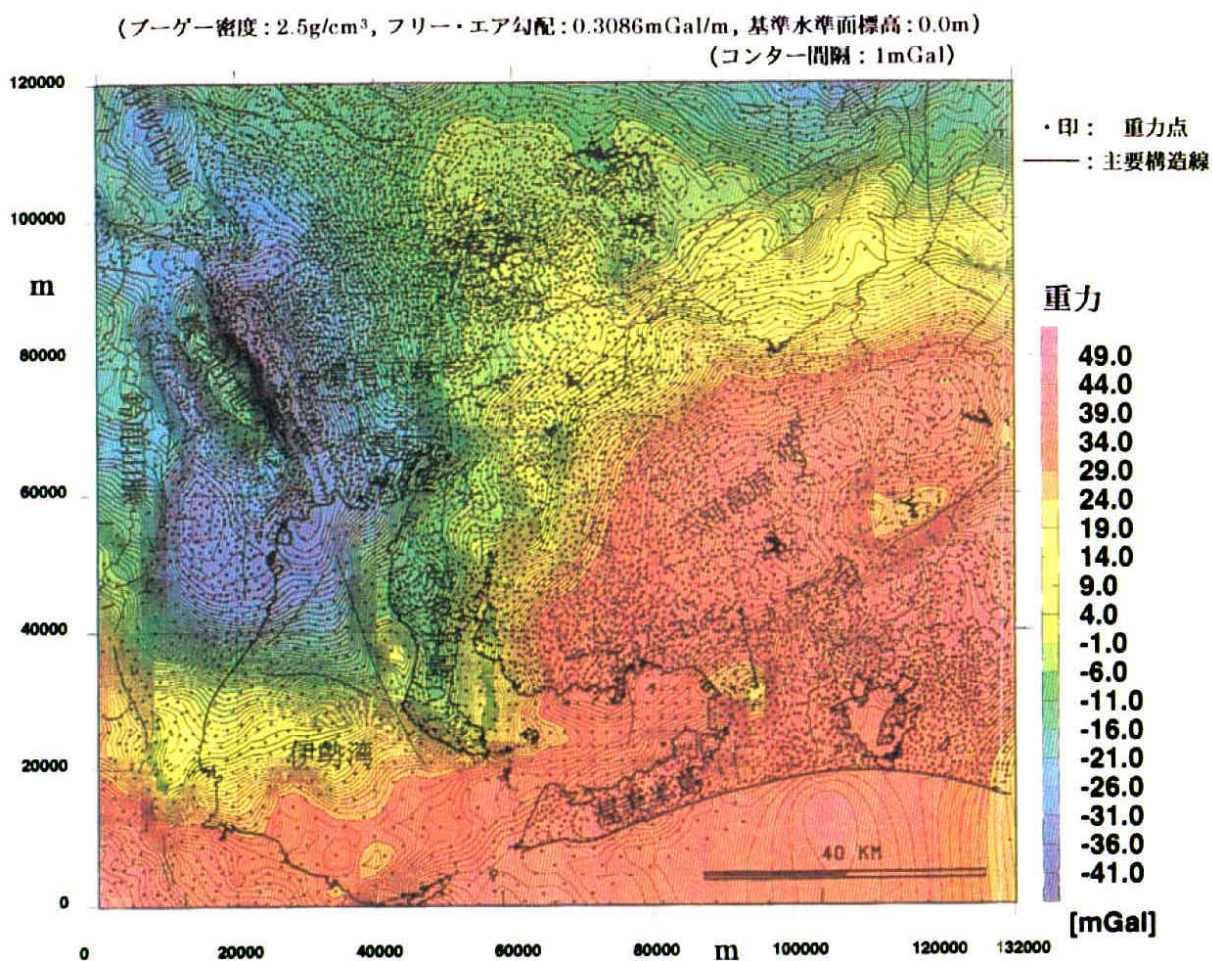


図 5.1.6 重力異常分布（ブーゲー異常分布）²²⁾²³⁾

の残差重力分布に見られる諸特徴については以下のように要約²⁴⁾できる。

四日市・伊勢湾北部・濃尾平野南部付近を中心に、大きさ 30～40mGal の非常に顕著な低重力異常域が認められる。この低重力異常域は全体として五角形状の形をした重力急変帯（等重力線の密な箇所）によって取り囲まれているように見える。この事実はこの重力異常域に対応した地域の基盤が濃尾地盤を北部に含む差し渡し 60km 程度の盆上構造を呈していることを示唆している。

盆上構造を呈するこの低重力域外周を取り囲む高重力異常域は花崗岩～中古生層から成る基盤岩の露頭範囲と概ね良く一致している。

また、この低重力異常域を北東部と南西部とに 2 分割するように、濃尾傾動地塊の西縁を限る養老断層と伊勢湾北部で低重力域最小部の東縁を限る伊勢湾断層とが直線状に連なっており、それぞれ顕著な重力急変帯を伴っている。

中央構造線およびその延長部と猿投山北断層系は、それぞれ、三河高原に対応している高重力異常域の南東縁と北西縁とに位置している。

養老山地においては、半島状に突き出した高重力異常が認められ、このことは、養老山地が鈴鹿山脈から分離した突起状の地塊であることを示唆している。

また、知多半島（常滑）周辺においては地形的に標高の高い箇所（半島部）で低異常を示し、地形的に低い箇所が高異常を呈しており、他の地域での対応関係と逆の関係となっている。

以上のように、フィルター処理後の残差重力分布は養老断層、伊勢湾断層などの活構造線や濃尾西方の傾動地塊等の地形・地質情報と極めてよい対応を示している。このこと

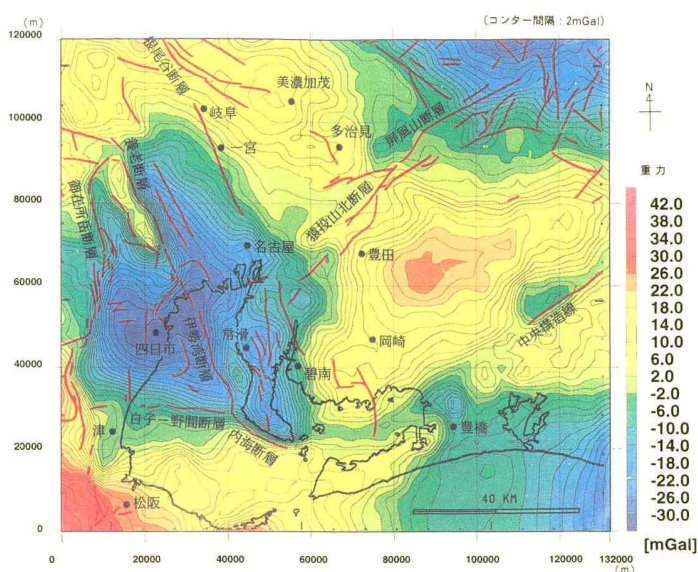


図 5.1.7 残差重力異常分布

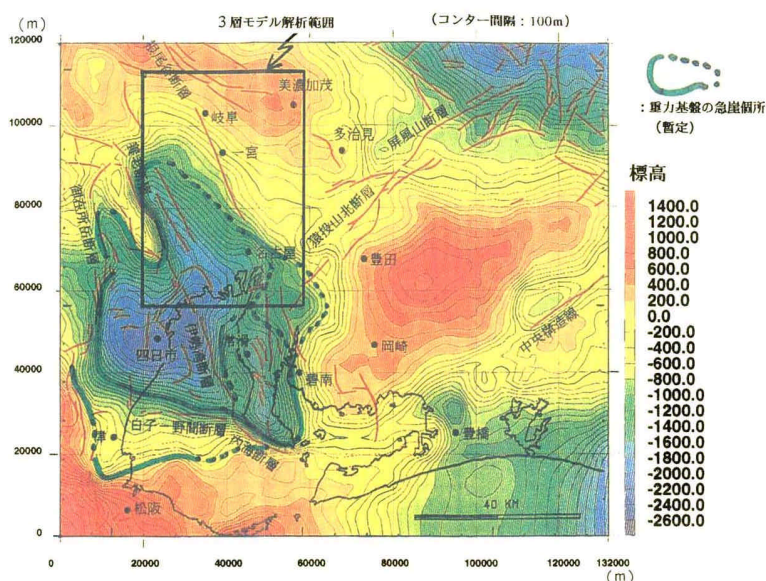


図 5.1.8 濃尾平野・伊勢湾地域の重力基盤
(2層モデル²⁴⁾)

は同時に、重力データが基盤深度の地質情報に乏しい地域（内陸平野部）を含んだ当地域の内陸伏在断層や基盤段差のような地震防災上の要注意箇所を抽出する上で、きわめて有効であると考えられる。

図 5.1.8 は、残差重力分布から 2 層モデル計算によって求めた濃尾平野・伊勢湾地域の重力基盤の深度分布図を示した。

この重力基盤面は、地質的には花崗岩～中古生層からなる基盤岩とその上位堆積層（沖積層・洪積層・第三紀層）との境界面に概ね対応すると考えられる。図から一目瞭然であるが、残差重力分布中の顕著な低重力異常域に対し、周辺の基盤岩露頭域に対し、2000m を越える基盤の凹みが認められ、最深部は四日市から伊勢湾にかけての地域となっている。また養老山地の東側にも山地に沿う形で溝状の深い基盤構造が認められる。

（ 2 ）濃尾平野東西方向の各種探査データに基づく標準的地質構造

濃尾平野の地質構造を既往のデータ（深部ボーリング・各種探査結果）を総括し想定すると、濃尾平野直下の基盤岩は、傾動運動により、養老断層にほぼ平行した、対岸が急斜面となったトレンチ状の構造を示していること、延長 20km 前後に達する養老断層の直近における基盤岩深度は深いところで 2000m 前後に達すること、極めて大胆ではあるが、伊勢湾付近を除いて、養老断層の走向にたいして、二次元的に近い東西方向の構造が推測できる。

図 5.1.5 に示した、地盤資料の分布状況を勘案し、同図に示したように、養老断層に、ほぼ直交

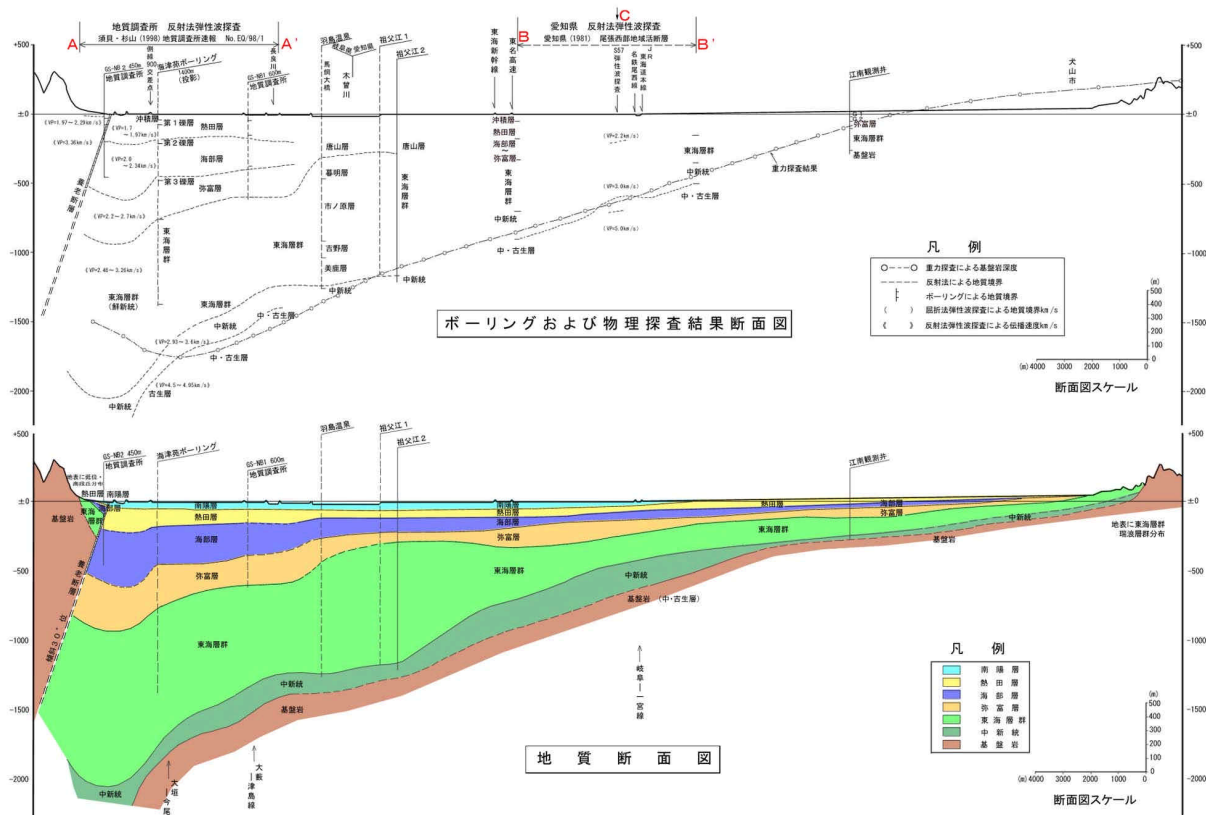


図 5.1.9 重力解析の基準断面線に沿う既往資料と想定地質断面図

する方向に基準断面線（岐阜県南濃町から愛知県犬山市に至る約40km）を設定した。

図5.1.9は、基準断面線に沿う既往資料を基に想定した地質断面図である。断面線の西端の南濃町および東端の犬山市東北部は、山地または山地の境界部付近で、いずれも美濃帯の砂岩やチャートなどが地表に露岩している。西端の養老断層付近では、前述した地質調査所による反射法弾性波探査が実施されており、また、断面線の中央部では前述の愛知県が実施した、反射法弾性波探査（同じく B-B' 区間）や国土庁による屈折法弾性波探査データ（同じく C）¹⁶⁾がある。また、側線西側近傍には、中新統まで掘削された深度1500m級の温泉ボーリングが数本見られる。図5.1.9の上段の断面図にはこれらの既存データから得られている地層区分やP波速度を記入した。弾性波速度 (V_p) が4.5~5.0km/secを示す層は基盤岩類と判定できる。この弾性波速度の層は、断面線の西側で標高-2000m、中央部では-700mで確認されている。この図の上段には基盤岩の深度として、反射法等による基盤岩深度とあわせ、二次元3層密度構造モデル解析²⁴⁾による重力基盤の深度分布を示したが、反射法により得た基盤岩深度と重力基盤は大変良い整合を示し、この基準断面を基に、濃尾平野の基盤構造と重力データを媒介とし、三次元モデルに拡張が可能であることをこの断面は示唆している。

5.1.4 重力解析結果から読み取れる伏在断層の存在

重力解析結果では、平野直下に断層やその他の原因による段差が存在してもそれらは平滑化された斜面として表現される。重力解析の中で、重力鉛直一次微分解析は平滑化された斜面群の中から鉛直もしくはそれに近い段差構造を有する可能性の高い斜面を抽出するための数学的処理法として最近注目されている。この解析結果に基づき、伏在断層のような段差構造の存在性について検討してみた。

図5.1.10には、重力鉛直一次微分がゼロの等値線を含む段差構造や断層等の要注意箇所（等値線分布上でゼロ等値線を含みニアメントが認められる箇所など）を記してあるが、これらは主要な活断層の位置と概ね一致しているように見える。また、図には濃尾地震における3本の震裂波動線³⁾も記してあるが、これらはそれぞれ

- 根尾谷断層南東延長部、
- 岐阜～一宮線、
- 大藪～津島線、または、
- 大垣～今尾線、木曾崎線

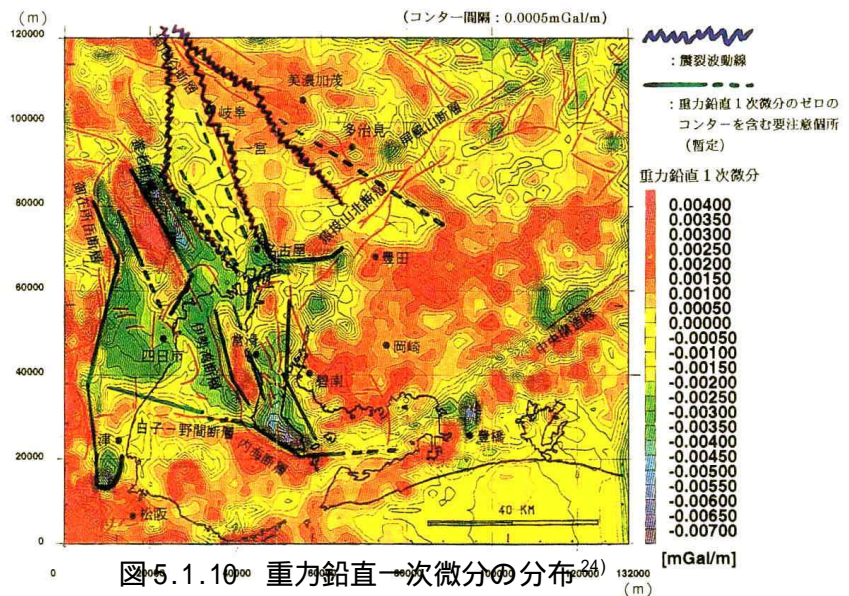


図5.1.10 重力鉛直一次微分の分布²⁴⁾

に対応している。特に と は両者が非常に良い対応をしており、重力鉛直一次微分分布の等値線のリニアメントが認められる個所とも概ね一致している。このことは前述した反射法弾性波探査の結果と異なる点で注目に値する。なお、震裂波動線の実態は、必ずしも十分に解明されていないが、この震裂波動線の南東縁が、いずれも、猿投山北断層もしくは、猿投～境川およびその延長線ならびに天白河口断層と続く直線付近で、終わっていることは、濃尾傾動地塊の細分化や、地震時の地盤挙動を検討する上で当時の地震動情報の一つとして注目しておく事項である。

5.1.5 濃尾平野の基盤構造の総括

既往の地質構造調査結果から濃尾平野の基盤構造を総括すると以下のように要約できよう。

- 1) 濃尾平野は第三紀鮮新世末期に形成された東海湖盆の残骸と思われる。平野域～伊勢湾域～知多半島東方の三河地域の一部（碧南地区）にまたがる基盤陥没地域の北縁に位置している。この陥没域は、東西、南北それぞれ60km程度におよび、南縁は白子～野間断層によって区切られる。また、この陥没域の最深部は、四日市市直下あたりに位置し、その深度は2500m前後以深に達するものと思われる。
- 2) 桑原の図5.1.2によると、猿投～知多上昇帯と称される知多半島およびその東北部の一部はその後の地殻構造運動を表しているが濃尾傾動地塊については東縁部の猿投地区で上昇、西縁部で沈降を続けているが、養老断層に接する帯状のゾーンに置ける基盤深度は2000m前後に達し、濃尾平野南縁付近にあたる最深部は深度が2500mに達している可能性がある。
- 3) 濃尾傾動地塊の養老断層の対岸側に相当する傾動斜面は、勾配が一様ではなく、養老断層から離れるに従って、基盤構造の傾斜は緩やかになる傾向を示している。
- 4) 重力基盤の等深線の形状から、上記斜面は走向を養老断層の走向に対し、南に向かって、やや東側に偏っており、斜面はあたかも養老断層にほぼ直交するセンスの「ずれ」を呈するようにみえる。このことは、図5.1.10に見られるように、この地区の重力鉛直一次微分=0の分布が複雑な分布を示しており、この斜面が複雑な形状を有していることを示唆している。

濃尾平野南縁部の直下には養老断層にほぼ直交するセンスで四日市方面に伸びるトレンチがみられ、この東縁および濃尾傾動地塊の南縁の地質構造に興味もたれる。

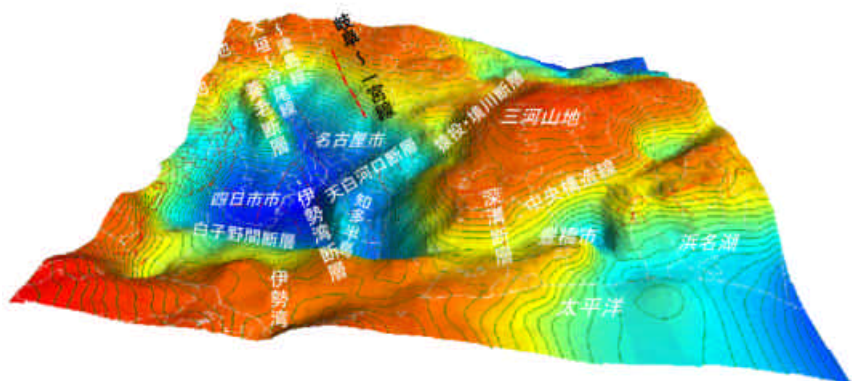


図5.1.11 重力基盤の鳥瞰図

図5.1.11は重力基盤深度分布から描いた基盤構造の鳥瞰図の一例である。この鳥瞰図から前述し

た濃尾平野～伊勢湾およびこの周辺域における重力基盤の起伏の状況を視覚的に把握できる。しかしながら、地表面で測定した重力値に基づく基盤深度という性格上、断層のような段差構造をこの

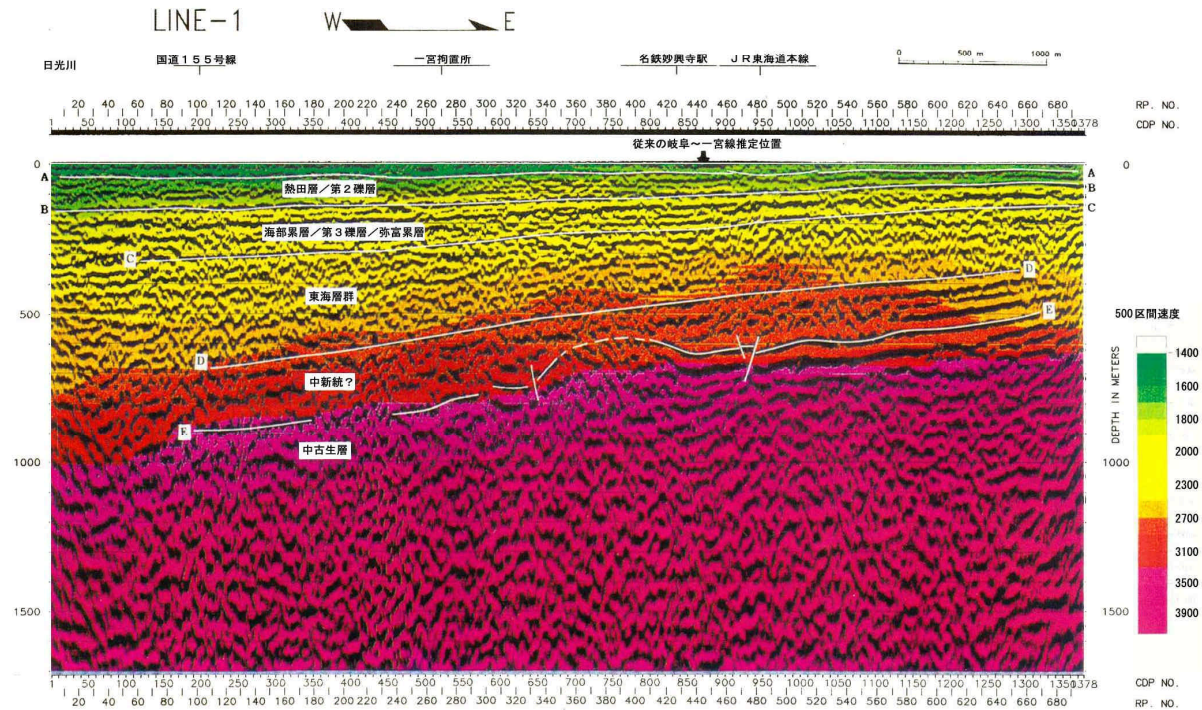


図 5.1.12 平成 12 年度 P 波反射法結果⁵⁾

図から読み取ることができなく、また、基盤岩の特徴的な地形を三次元的な形で把握がしにくい。注目すべきことは岐阜～一宮線の走向が、これを含む斜面の走向と合致していないことである。このことは、大藪～津島線、大垣～今尾線においても同様である。このことについては、今後の検討を要する大きな課題である。

岐阜～一宮線を確認する目的で、反射法弾性波探査⁵⁾からはこの伏在断層の存在を積極的に支持する結果は得られていない。しかし、図 5.1.12 に示す反射法断面を細かく見ると、岐阜～一宮線推定位置のすぐ西側の中生層（深度 700m 前後）に高低差が 100～150m、幅 700～1000m のマウンド状の

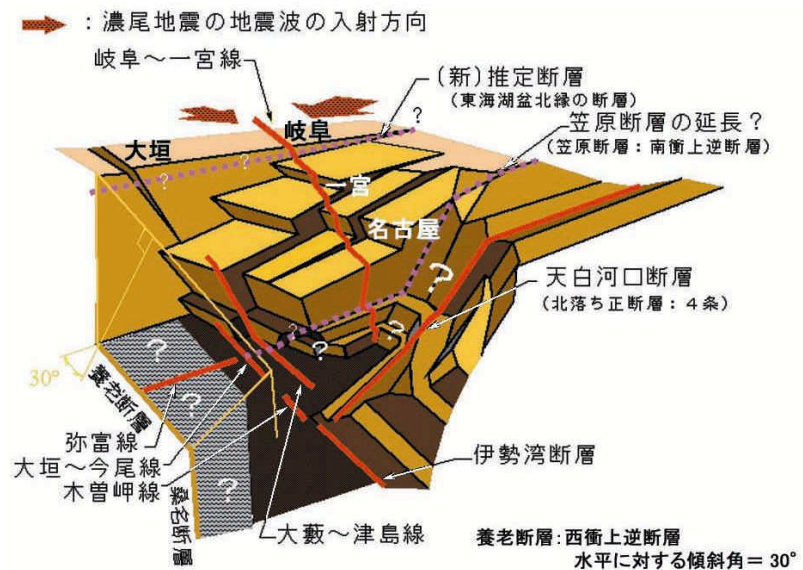


図 5.1.13 濃尾平野の基盤岩地形の概念図例¹²⁾
(岐阜～一宮線付近の段差を考慮した例)

突出が読み取ることができる。この突出が何を意味するかが岐阜～一宮線の実態解明の上からも注目したい。

濃尾平野の基盤構造は前述したように、今後実施される基盤構造探査の成果にかかっているが、現状どのようなイメージが想像できるかを図 5.1.13¹²⁾ にしめした。この図には濃尾平野直下で推定されている伏在断層の位置も記入してある。この図は、濃尾平野の基盤構造が一枚岩のような構造ではなく、小規模な段差構造のつらなりによって構成されており、濃尾地震で問題視された岐阜～一宮線（震裂波動線）の概念的構造（段差）を示してみた。今後の伏在断層の解明において参考になると思われる。

5.2 濃尾地震と震裂波動線

5.2.1 震裂波動線の定義

濃尾地震は 1891 年 10 月 28 日早朝に岐阜県本巣郡（現大野郡）根尾村の根尾川上流地域に発生した地震である。この地震は有史以来のわが国の内陸で発生した地震で最大級の地震といわれ、そのマグニチュード (M) は、M=8.0 と推定されている。この地震の際に、北端を福井県今立郡野尻とし、根尾村を経て、南端が岐阜県可児市東帷子（ひがしかたびら）に至る、延長が 80 km と 90 km とも言われている地震断層（根尾谷地震断層）が出現した。この地震により、岐阜県南西部の美濃地方と愛知県西部の尾張地方を中心に、激しい地震動に見舞われ、家屋、道路、鉄道、河川堤防などに、甚大な被害が発生した。また、北部の一部が岐阜県にまたがり、大部分が愛知県に位置する濃尾平野では、いたるところで液状化が発生した。

地震後、岐阜測候所の井口竜太郎は、濃尾平野一帯の被害状況を調査し、地震当時、震源から濃尾平野南部に至る範囲で、3 条の震裂波動線が発生したことを報告している²⁵⁾。その一つは震裂波動線一と称されている。これは、岐阜市の東方で根尾谷地震断層から分派し、愛知県北部の犬山を経て名古屋市北東に隣接する瀬戸に達した。第二は、震裂波動線二

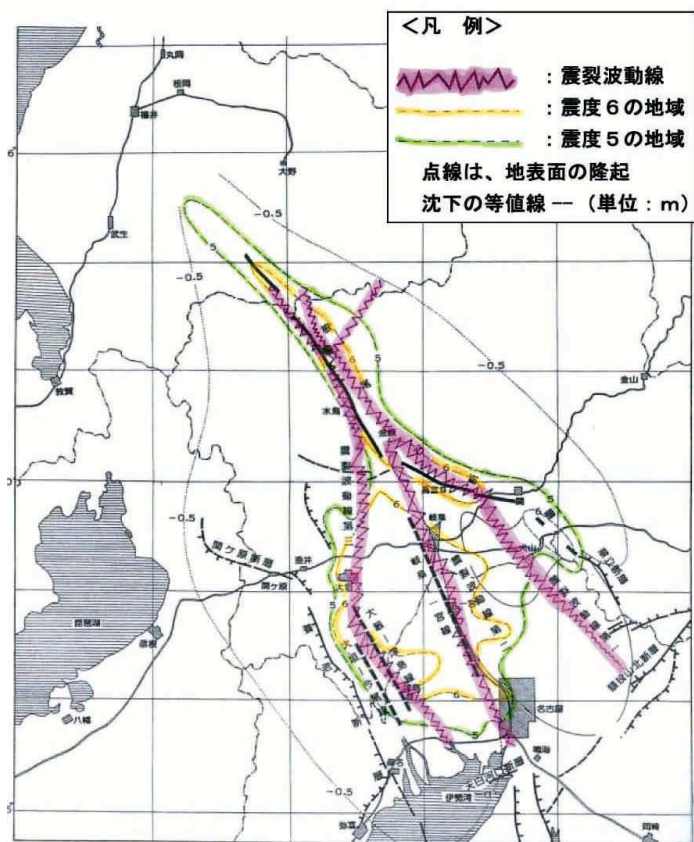


図 5.2.1 濃尾地震時の震裂波動線（井関³⁾による）

と称され、岐阜市北方において根尾谷地震断層から分派し、岐阜、愛知県の一宮を経て、名古屋市北西部の市境界付近まで達している。第三は、震裂波動線第三と称され、根尾谷地震断層から分派し、大垣を経て、養老断層直近の濃尾平野西縁を流下する木曽川、長良川、揖斐川の3河川が並行して南下し、これらの河川の河口部にいたった。これらの震裂波動線第二および同第三については、井口竜太郎が自らの調査により確認しているが、同第一については聞き込みによるものである。濃尾平野直下の伏在断層、岐阜～一宮線、大藪～津島線、大垣今尾線などは、上述の震裂波動線に関する記録や地震により発生した地変に関する記録、数少ない側線であるが地震直後に実施された水準測量の記録などをもとに推定されたものである²⁶⁾²⁷⁾。3列の震裂波動線の位置と伏在断層を重ね合わせ図5.2.1に示した。

5.2.2 濃尾地震における家屋倒壊率分布

飯田²⁸⁾は濃尾平野による愛知、岐阜、三重および福井の各県における被害記録を収集・整理しているが、図5.2.2は飯田による岐阜県と愛知県(濃尾地区)それぞれの家屋倒壊率分布図を合成したものである。なお、家屋倒壊率については、気象庁震度階の震度 に相当する30%以上だけを抜粋し、さらに図中にしめした三つのランクに区分した。飯田による被害率は当時の行政区ごとにまとめられ、被害率分布図については、愛知県については行政区境界が明示されている。岐阜県についてはこれが示されていない。

図5.2.2はこれらの図をもとに作成したものであることに注意を要する。

この図から、地震当時、岐阜市～大垣市一帯以南で、津島市および名古屋市に一部にいたる広範囲で震度 に相当する揺れであったと推定される地域においても、愛知県北西部から岐阜、大垣にいたる一帯は家屋倒壊率が80%以上のひとかたまりの地区となっている。この地区を良く見ると、倒壊率80%に達しなかった地区が散見されることが判る。しかしこれが、地区ごとの地盤条件の違いなどによる地震動の特性の違いによるものか、あるいは家屋の強度の違いによるものか、さらには家屋倒壊率算定に際しての母数(家屋の戸数)の違いによるものかは不明である。家屋倒壊率分布を概括すると前述した3列の震裂波動線の伸びの方向と密接に関連しているように

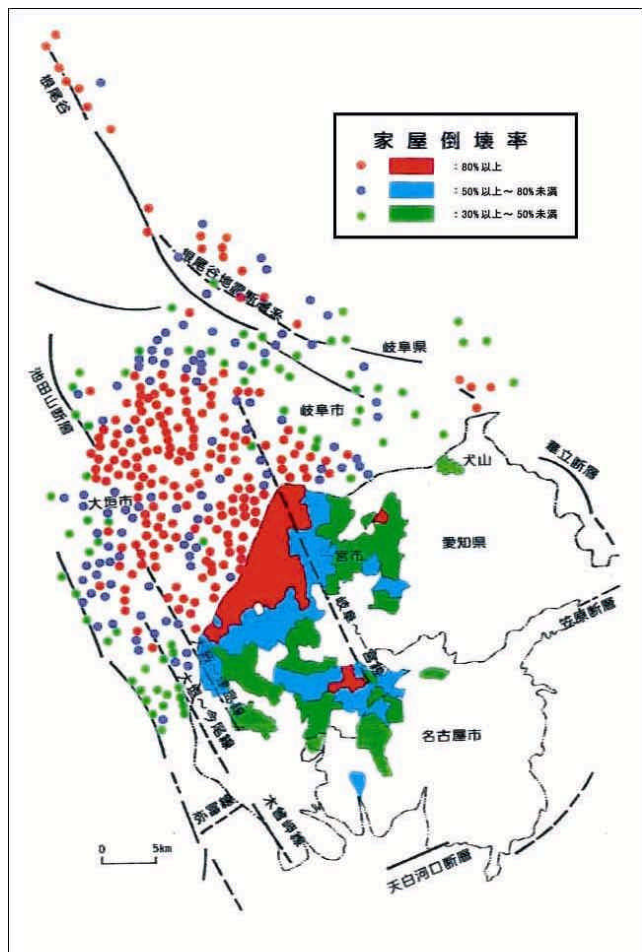


図5.2.2 濃尾地震による岐阜、愛知(尾張地区)両県における震度 地区の家屋倒壊率(飯田による資料をもとに作成)²⁸⁾

思われる。

5.2.3 濃尾地震以降の強震帯の分布

濃尾地震以降の主要災害地震のうち 1909 年 8 月 14 日の琵琶湖北岸方面の姉川流域を震央とするマグニチュード $M=6.9$ の江濃地震が発生したが、この地震の際、岐阜県西南部においても強震帯が発生したことが記録に残されている²⁹⁾。

図 5.2.3 には 3 条の震裂波動線と重ね合わせ、この強震域を示したが、この時の濃尾平野域での強震帯は濃尾地震の際に出現した震裂波動線第三と重なっているように思われることは興味深い。この他、東南海地震（1944）でも、濃尾平野南部において、地震当時かなり強い揺れが生じたと推定されるが、特に濃尾平野直下の推定伏在断層である大藪～津島線、大垣～今尾線直上にあたる地区においては地盤沈下などの地変が発生し、河川堤防に変状が生じたとしている^{33)～35)}。

以上から強震ゾーンを過去の災害地震で形成した震裂波動線の構造解明が今後の地震防災上急がれるべきである。

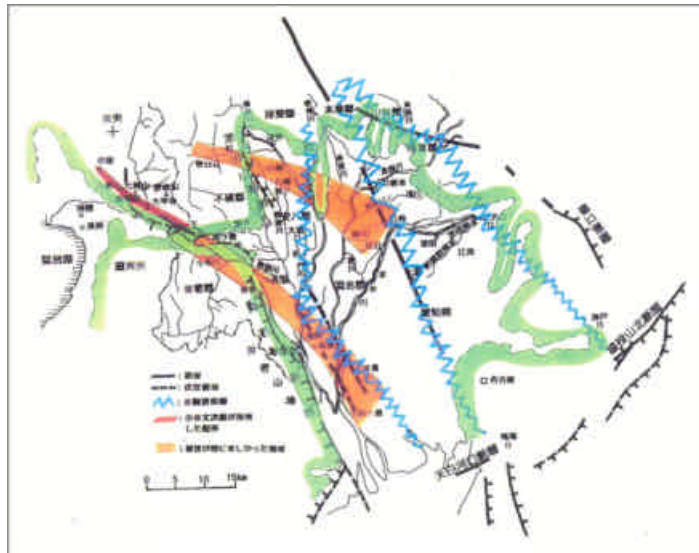


図 5.2.3 江濃地震における濃尾平野域の強震帯と濃尾地震における震裂波動線（松澤による）³¹⁾

以上

参 考 文 献

- 1) 愛知県防災会議地震部会監修 (1997): 愛知県活断層アトラス, 愛知県, 77.
- 2) 桑原 徹 (1968): 濃尾盆地と傾動地塊運動, 第四紀研究, 7, 4, 235-247.
- 3) 井関弘太郎 (1966): 濃尾地震 (1891) にみられた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, 231-243.
- 4) 須貝俊彦・杉山雄一 (1998): 大深度反射法地震探査による濃尾平野の活構造調査, 平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, pp.55-65.
- 5) 愛知県活断層調査委員会 (1998): 岐阜-一宮断層帯に関する調査, 第 2 回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 105-109.
- 6) 愛知県 (2000): 濃尾平野の地下構造調査, 第 1 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, pp.61-70.
- 7) 金折裕司 (1993): 甦る断層, 近未来社, 35.
- 8) 松沢 勲 (1964): 濃尾平野における地盤沈下の地質学的研究, 伊勢湾台風災害の調査研究報告, 名古屋大学災害科学調査会, 40-59.
- 9) 松沢 勲・桑原徹 (1964): 伊勢湾台風災害の調査研究報告, 濃尾平野の地下構造とその構成, 名古屋大学災害科学調査会, 14-19.
- 10) Iida, K and Aoki, H. (1958): Gravity anomalies and the corresponding subterranean mass distribution with special reference to the Nobi plain and its vicinity Japan, Institute of Earth Science, Faculty of Science, Nagoya University, 113-142.
- 11) 岡田篤正 (1988): 1.1.4 活断層, とくに活断層と地形, 木曾三川~その流域とか川技術~, 建設省中部地方建設局, 25-34.
- 12) 松澤 宏・馬場干児・野崎京三 (2000): 既往資料に基づく濃尾平野の深部地盤構造の概要, 第 35 回地盤工学会 2000 年春季大会論文集.
- 13) 桑原 徹 (1985): 濃尾平野の地下水盆, 東海三県地盤調査会編 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 名古屋大学出版会, pp.35-76.
- 14) 高田 康秀・近藤善教・大塚寅雄 (1971): 伊勢湾地域の地質と構造~新第三系および第四系の概括と構造の概況~, 中部地方の鮮新統および最新統 (竹原平一教授記念論文集), 名古屋大学理学部地球科学教室, 137-151.
- 15) 中条純輔, 須田芳朗 (1971): 伊勢湾北部の重力分布とその考察. 地質調査所月報, Vol.22, pp.415-436.
- 16) 正木和明・谷口 仁・飯田汲事 (1982): 名古屋市域の深部地盤構造, 愛知工業大学研究報告, 17, 159-171.
- 17) 建設省中部地方建設局・水資源開発公団中部支社 (1995): 長良川河口堰調査報告書 (第 1 巻),

- pp.3-50~3-71.
- 18) 通産省工業技術院地質調査所 (1998); 地質調査所の平成9年度活断層調査の成果概要, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 9-16.
 - 19) 地質調査所 (2000): 「日本重力 CD-ROM」, 通商産業省工業技術院地質調査所編集発行.
 - 20) 志知龍一・山本明彦 (1994): 西南日本における重力データベースの構築, 地質調査所報告 第280号, 1-28.
 - 21) 志知龍一・山本明彦 (2000): 「名古屋大学重力データベースの公表について」, 日本測地学会第94回講演会要旨, pp.153-154.
 - 22) 社団法人全国地質調査業協会連合会 (1999): 「都市地震防災地盤図」に関するシンポジウム (都市の地震防災と深部地盤構造を考える) テキスト, pp.150.
 - 23) 日本応用地質学会・社団法人全国地質調査業協会連合会, (2000): 「都市地震防災のための深部地盤モデル」に関するシンポジウムテキスト, pp.124.
 - 24) 野崎京三・松澤宏・馬場干児・岩本鋼司・志知龍一 (2000): 「重力データに基づく堆積平野の3次元N層モデル解析の試み - 濃尾平野の場合 - 」物理探査学会第103回学術講演会講演論文集, pp.159-163.
 - 25) 井関弘太郎 (1966): 濃尾地震 (1891) にみられた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, 231-243.
 - 26) 村松郁栄 (1963): 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告 (自然科学), 3, pp.202-224.
 - 27) 井関弘太郎 (1966): 濃尾地震 (1891) に見られた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, pp.231-243.
 - 28) 飯田汲事 (1979): 明治24年 (1891年) 10月28日濃尾地震の震害と震度分布, 愛知県防犯会議地震部会,
 - 29) 松澤 宏・正木和明 (1988): 2.4.5 地震災害, 木曾三川~その流域と河川技術~, (社) 中部建設協会 pp.248-260.
 - 30) 岐阜測候所: 明治四十二年八月十四日江濃地震報告
 - 31) 松澤 宏 (1999): 広域地震防災に関する最近の動向, 第15回 (平成11年度) 高知県地盤工学会研究会テキスト, (社) 地盤工学会四国支部高知県地盤工学会, pp.11-30.
 - 32) 飯田汲事・松澤 宏・犬飼孝義 (1994): 稲沢市地震対策基礎調査報告書総括編, 稲沢市
 - 33) 井関弘太郎 (1966): 濃尾地震 (1891) に見られた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, pp.231-243.
 - 34) 村松郁栄 (1963): 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告 (自然科学), 3, pp.202-224.
 - 35) 飯田汲事 (1975): 濃尾地震および東南海地震の被害資料の解析, 自然災害科学資料研究2, 文部省自然災害特別研究, 自然災害科学資料収集解析研究班, 96-104.

コラム

震裂波動線に対する思い

馬場干児

兵庫県南部地震以降、社団法人全国地質調査業協会連合会(全地連)は応用地質学会と共同して神戸市域に発生した「震災の帯」のメカニズムについて都市地震防災地盤図検討委員会の中で検討を加えた。筆者はこの時この委員会のメンバーであった。この時指摘された重要案件は、地震基盤構造の不整形性が強震領域「震災の帯」の生成要因に大きく関わっていることが議論された。また、このような「震災の帯」の形成される場所の特定においては三次元的な深部地盤構造(地震基盤の構造)を把握することの重要性が指摘された。この時、筆者は濃尾平野の基盤構造解明に着手し、多くの深部地盤構造に関する既往資料の収集と分析に当たり、深度300m以深の地質構造データの実質データが不足し、これを補填するデータとして重力解析結果の有効性について指摘し、濃尾平野の三次元基盤構造の解明を手がけた。この中で最も興味を持ったのは濃尾平野にも地震基盤の不整形性による「震災の帯」を生成する誘因が内在していること。また、その中で濃尾地震での3本の震裂波動線が兵庫県南部地震での「震災の帯」に相当する可能性を指摘した。震裂波動線二の岐阜～一の宮線についてはその後の反射法地震探査で大きな段差構造が認められないような報告もされたが、文中の基盤構造の三次元イメージ図にめしたようにおそらく100m規模の段差構造や基盤の急変箇所がこのトレンドに近似し存在する可能性はぬくし去ることができない。簡単な二次元断面による地震動解析(リカー波SV)による地震動解析によれば地震波の周波数特性でやや異なるが、100mの段差構造が存在すれば工学的地震基盤面で応答倍率が急上昇する区域が存在することが確かめることができる。以上のような観点で、今後このような作業仮説に基づいてこの震裂波動線を対象に深部構造探査の精度向上が強く望まれる。もともと、濃尾平野のような沈降盆地的堆積平野の基盤構造は多くの複雑な地塊構造の集合体と考えるのが構造地質学的には常識である。

以上



6．濃尾平野の地震動特性

ここまでの章で示された濃尾平野周辺の断層や深部地盤構造、濃尾地震の震裂波動線や東南海地震における被害の集中などから、伏在断層や深部地盤構造による局所的な地震動の増幅が生じる可能性が示唆されている。したがってこれからは観測記録に基づいた詳細な検討が必要となる。濃尾平野周辺の強震観測については、名古屋大学が中心となって多機関の観測データを一元化するシステムが構築されており、かなり高い密度で濃尾平野を面的に覆う観測体制が整備されている¹⁾。さらに本研究では、第二・第三の震裂波動線周辺を横断する測線を新たに設定し、各5地点に強震計を配置して観測を行っている。本章ではこれらの地震観測の結果を用いて、まず濃尾平野全体の地震動特性と地盤構造の関連を検討したうえで、簡単な解析結果とも比較しつつ局所的な波動の増幅効果について議論する。

6.1 濃尾平野における地震観測

6.1.1 既存の強震観測体制

1995年兵庫県南部地震をきっかけにして、多数の機関により強震観測態勢が整備され、観測地点数は飛躍的に増加した。全国的な観測態勢としては、防災科学技術研究所の K-NET や KiK-net、自治省消防庁（当時）により整備された計測震度情報ネットワーク、気象庁の計測震度計などがある。また、主に防災・災害対応を目的として、限定された地域により高密度の地震観測態勢を整備している例もある。川崎市、横浜市、名古屋市などの自治体では独自の地震観測網を整備し、早期地震被害想定などに用いている。電力やガスなどのライフライン企業では、供給施設・設備の災害時対応のための観測網を整備している例があり、東京ガスのシステムなどが知られている。このほかにも大学、研究機関、建設関係企業等が行っている強震観測も多数あるが、東大地震研や京大防災研、あるいは関西地震観測研究協議会などの活動を除いては、各機関で少数の地点ごとにばらばらに管理されている。

地震動特性を詳細に検討するためには、最大加速度、震度、SI 値などの代表値だけでなく、地震波形データが必須となる。また迅速・確実なデータ収集と利用のためには、一元化・ネットワーク化され、データ入手可能であることが重要であり、さらに地盤状況の影響を検討するためには多数の地点で比較的振幅の小さい地震記録まで収集してデータ数が充実していることが必要である。K-NET は約25km 間隔で全国を均一にカバーしており、特性のそろったデータが公開されるため、広域の地震動特性を確実に把握できるメリットがあるが、地盤特性の影響などによる地震動特性の検討には密度が不足である。

このような背景から、1998年から自治体・ライフライン企業・大学の参加による名古屋地域の強震観測機関の連絡会「名古屋地域地震観測研究会（名震研）」を開き、1998年4月22日の岐阜・三重県境地震（養老断層近傍）などについてオフラインで波形データ収集活動を行った^{2),3)}。その後、平成11年度に全国6大都市圏で整備された「大都市圏強震動総合観測ネットワークシステム」の一環として、名古屋大学が中心となって濃尾平野を含む東海三県（愛知・岐阜・三重）の強震

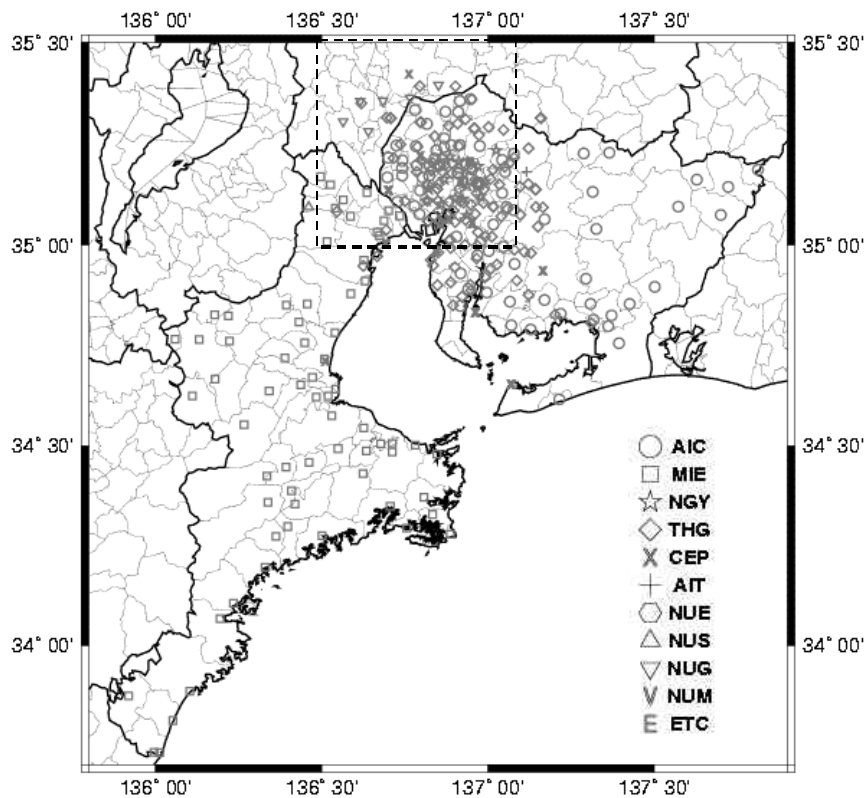


図6-1 名古屋大学でデータ整理を行っている強震観測地点（愛知県・三重県・岐阜県南部）

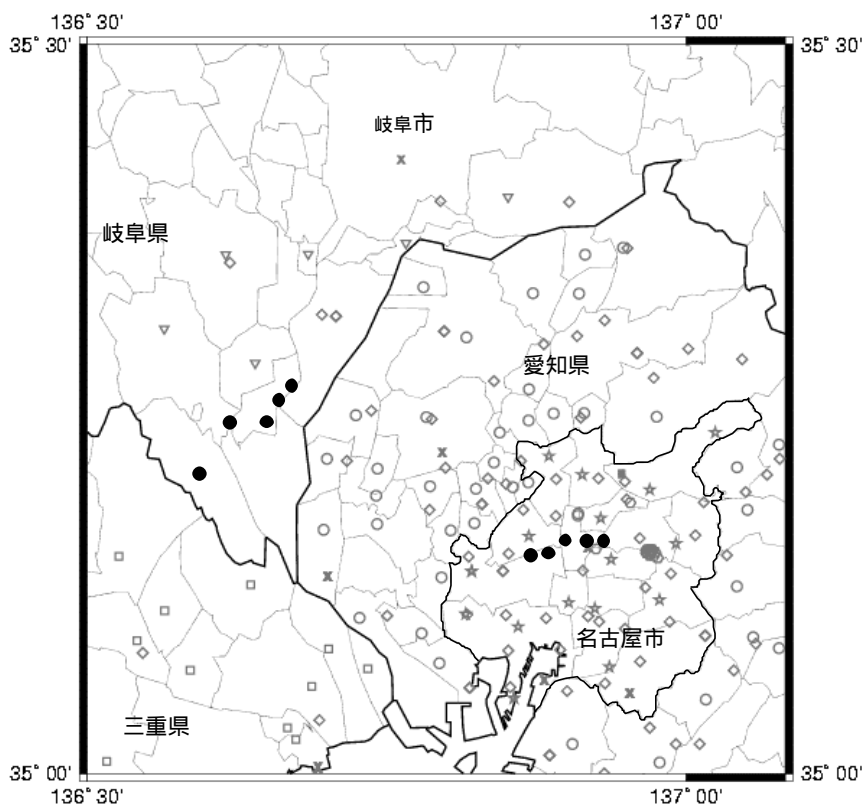


図6-2 濃尾平野周辺強震観測地点（図6-1の破線内）
は震裂波動線解明のために設置した強震計測線

表6-1 波形データ収集対象の機関・システムと地点数

記号	名称	地点数	地震計数	備考	計器
AIC	愛知県	74	74	計測震度ネット	明星電気
MIE	三重県	68	68	計測震度ネット	国際計測器
NGY	名古屋市	16	18	地震被害想定システム、地表16、地中2(工学基盤)	Altus Etna JM
THG	東邦ガス	10	10	既設SIセンサ近傍にSI機能付強震計を併設	QDR SI
CEP	中部電力	2	6	電力施設敷地内、地表2、地中4	東京測振
AIT	愛知工業大学	1	5	キャンパス内、地表3、地中2(岩盤1)	Altus K2
TUT	豊橋技術科学大学	5	6	キャンパス、豊橋市、新城市	
NUE	名古屋大学工学部強震観測	3	40	キャンパス内、地表14、地中7(工学基盤1)、8建物	SMAC MD & MD2
NUS	名古屋大学理学部基準観測	4	4	岩盤上の微小地震観測点に強震計併設	Kinematics エピセンサ
NUG	強震動基準観測(岐阜県)	6	6	既設計測震度計近傍に強震計併設(濃尾平野)	Altus Etna
NUM	機動強震動観測	10	10	名古屋市内・岐阜県内の測線に仮設置	Altus Etna
合計地点数		199	247		
参考	防災科研 K-NET	61	61	東海3県(愛知・岐阜・三重)	
	気象庁計測震度	43	43	東海3県(愛知・岐阜・三重)	

注：地点数はオンライン収集可能なものであり、対象機関の全地点とは限らない。
 大学キャンパスなど同一の敷地に複数の強震計が設置されている場合は地点数を1とカウント
 東邦ガスの既設 SI センサ104地点はオフラインでデータ収集可能なため、本表にはないが図6-1、6-2には表示

観測システムをネットワーク化し、自治体・ライフライン企業・研究機関などの地震波形データをオンラインで収集・一元化するシステムが構築されている¹⁾。図6-1、6-2に対象となる地点の分布を、表6-1に対象機関の観測システムの概要を示す。

東海三県全体では約500箇所の強震観測点があり、そのうちの約200箇所についてオンライン一元化されたことになる。K-NET、KiK-net のデータは防災科研から入手できるから、合計で約300地点である。岐阜県は計測震度計が波形データを収録できないため、名古屋大学で設置した地点を中心に南部の濃尾平野のみに集中している。また東邦ガスは供給施設に100箇所強の SI センサを設置しており、波形データはほとんどがオフライン回収であるが、人口の集中する名古屋や濃尾平野周辺の観測密度向上に寄与している。地中地震計は、本システムの対象でないものも含めて工学基盤位置が10箇所程度、地震基盤まで達するものは KiK-net と名古屋大学の例^{3),4)}がある。

収集された波形は、地域の地盤情報や観測点情報とともにウェブページで公開されている。2000年9月から本格稼働し、同年10月の鳥取県西部地震や三重県中部地震ではほぼ全地点で記録が得られた。その後現在まで、比較的多数の観測点の記録が得られた地震が20以上ある。ただしデジタルデータは利用に当たっての登録などを検討中であり、平成15年3月の現状では自由にダウンロードできるまでは至っていない。またシステム稼働前にも、上述の1998/4/22岐阜三重県境地震のほかに、1999/8/21和歌山県北部、1999/11/29愛知県西部などで、愛知県、三重県、東邦ガスなどから多数のデータをオフラインで収集している。

6.1.2 震裂波動線周辺の地震観測

本研究の目的となっている震裂波動線のような局所的な地震動特性を扱うには、既存の地震計の記録を最大限集めても十分とはいえない。兵庫県南部地震の「震災の帯」スケールの現象を地震記録により明らかにすることは、強震計が増加した現在でも困難である。

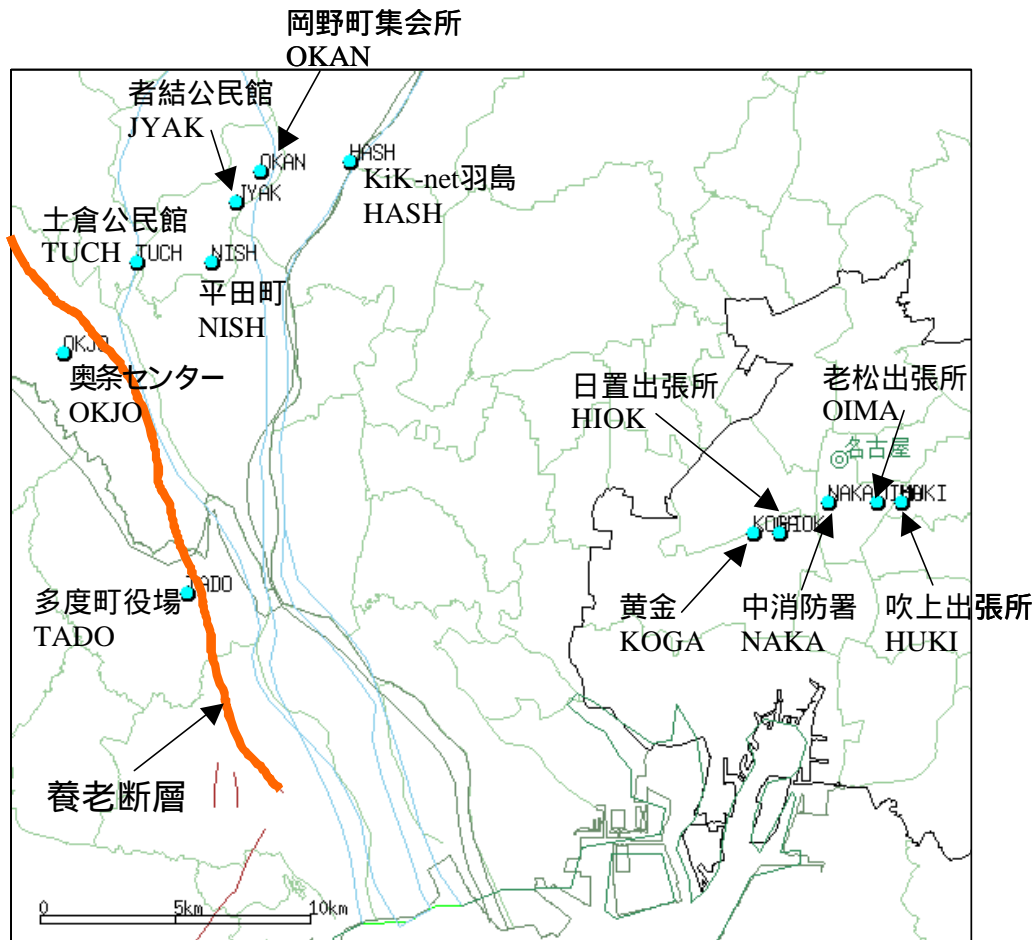


図6-3 震裂波動線周辺の強震観測

濃尾平野についてはここまでの章で述べられているように、濃尾地震の震裂波動線だけでなく複数の被害地震で局所的な揺れの増幅があったことが示されている。またその原因として伏在断層の影響（震裂波動線第二と岐阜 - 一宮線、第三と大藪 - 津島線・大垣 - 今尾線など）や、養老断層付近の深部基盤構造の段差による波動の干渉などが指摘されている。そこで本研究では、震裂波動線付近を横断する短い測線上に狭い間隔で強震計を設置し、観測・分析を行っている。

図6-3に新たに設置した2測線の強震計配置を示す。養老断層と震裂波動線第三付近を横断する岐阜県内の測線については、養老断層西側（岩盤上）のOKJOから濃尾平野内のOKANまで約10kmの範囲に5箇所設置しており、多度町の計測震度計とKiK-net羽島の記録も参考にする。名古屋市内については、震裂波動線第二と岐阜 - 一宮線の延長線が市内中心部を南北に通っており、またほぼ同じ位置に地形的にも特徴が見られることが4章で述べられている。そこでこのラインに直交する東西測線として、西のKOGAから東のHUKIまで6km弱の範囲に5箇所設置した。

地震計設置状況は、地盤上あるいは小規模建物の基礎を標準と考えている。岐阜県の測線はいずれも地表か木造住宅等の基礎にあり、観測状況はよい。一方、名古屋市内の測線は地盤上あるいは比較的小規模なRC建物等の基礎にあるが、NAKA地点だけは規模の大きい建物に挟まれた場所で、建物地下部分の上にあることから影響を受けやすい状況にあることが予測される。

6.1.3 これまでに収集した地震記録

東海地域で比較的多くの記録が収集された主な地震と震源位置を表6-2と図6-4に示す。先に述べたように、多数の地点がオンライン化されたのは2000年10月であるが、それ以前でもオフラインで収集した地震がある。またK-NET や KiK-net の記録も使用でき、表中にも含まれている。

表6-2 東海地域で多くの観測記録が得られた主な地震（1996年以降）

No.	年月日	震源地	Mj	深さ (km)	東海地域 データ数	養老測線								名古屋市測線						
						TADO	OKJO	TUCH	NISH	JYAK	OKAN	HASH	KOGA	HIOK	NAKA	OIMA	HUKI			
1	1997/03/16	愛知県東部	5.6	40	142															
2	05/24	遠州灘	5.6	30	103															
3	1998/04/22	岐阜・三重県境	5.2	10	281															
4	1999/03/16	滋賀県北部	5.1	10	121															
5	08/21	和歌山県北部	5.5	70	269															
6	11/07	福井県沖	5.0	20	118															
7	11/29	愛知県西部	4.8	50	250															
8	2000/06/07	石川県西方沖	5.8	10	161															
9	10/06	鳥取県西部	7.3	11	165															
10	10/31	三重県中部	5.7	40	200															
11	2001/01/06	岐阜県美濃東部	4.9	40	247															
12	01/12	兵庫県北部	5.4	10	136															
13	02/23	静岡県西部	5.3	50	273															
14	03/24	芸予	6.7	51	132															
15	04/03	静岡県中部	5.1	33	232															
16	06/01	静岡県中部	4.8	40	67															
17	08/25	京都府南部	5.3	10	163															
18	09/22	愛知県西部	4.1	40	94															
19	09/27	愛知県西部	4.4	20	239															
20	2002/04/11	愛知県西部	4.3	50	115															
21	04/28	奈良県地方	4.3	50	140															
22	05/12	岐阜県美濃中西部	3.9	40	24															

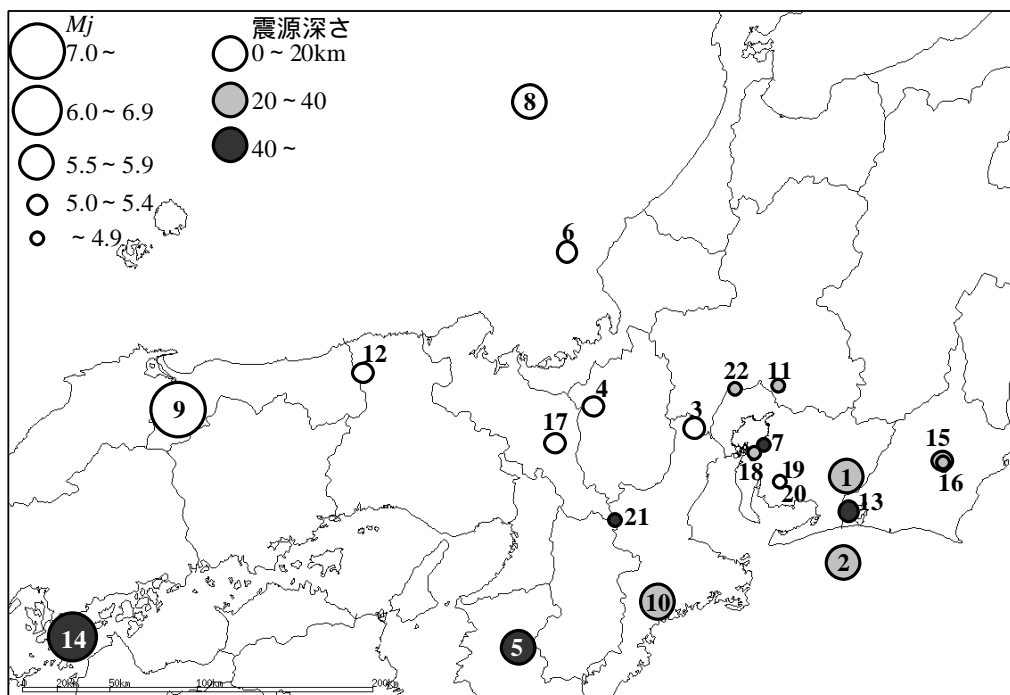


図6-4 主な地震の震央位置

6.2 濃尾平野の地震動特性

6.2.1 地震動強さの分布

図6-5に2000/10/6鳥取県西部地震と2000/10/31三重県中部地震の際の震度分布を示す。参考として図6-6に表層地質分布を、また図6-7に1944年の東南海地震の震度分布⁵⁾と被害率分布⁶⁾を示す。鳥取県西部地震では平野規模に対して震源が遠方であるため、震度分布は距離減衰より表層地盤特性の影響を強く受けていると考えられる。濃尾平野西部と伊勢平野の震度が大きくなっており、地質年代の古い地域は震度が小さくなっていることから、表層地盤が地震動強さを左右していることがわかる。三重県中部地震は、濃尾平野周辺から見た震源方向が東南海地震に近いことが注目される。震度分布は震源近くのほかに伊勢湾周辺の沖積地盤で揺れが大きくなっており、東南海地震の震度分布や被害率とよく一致している。このほかにも静岡県中部・西部の地震や名古屋直下の地震もいくつか記録されるなど、将来発生する南海トラフの地震や、予測できない直下地震の際の揺れを検討するにあたって有用な記録が蓄積されつつある^{7),8)}。

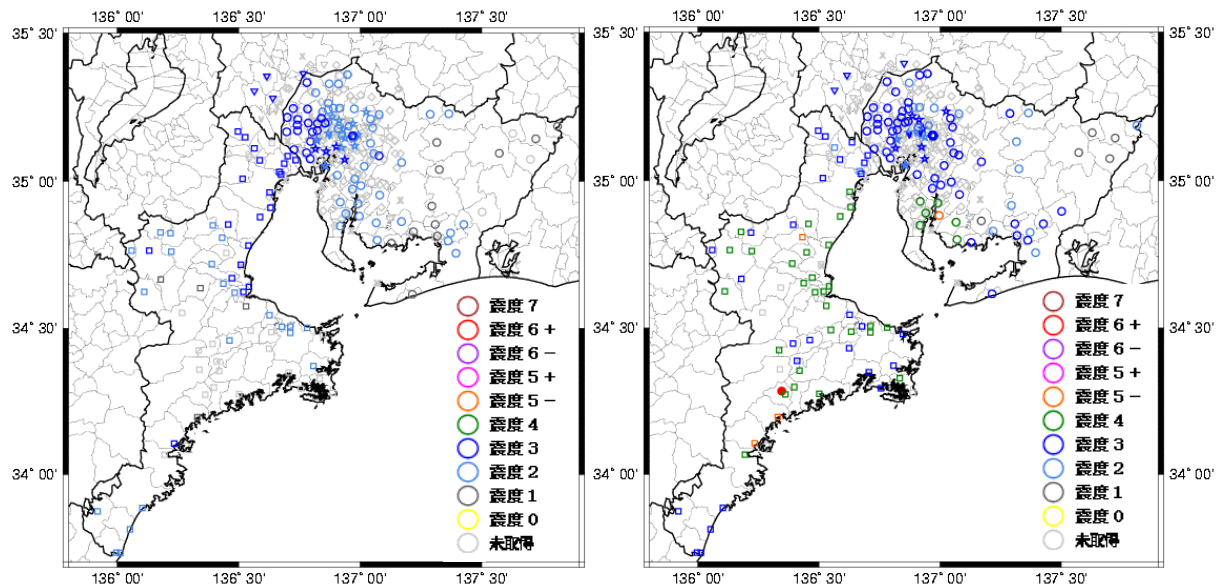


図6-5 2000/10/6鳥取県西部地震（左）と2000/10/31三重県中部地震（右）の震度分布

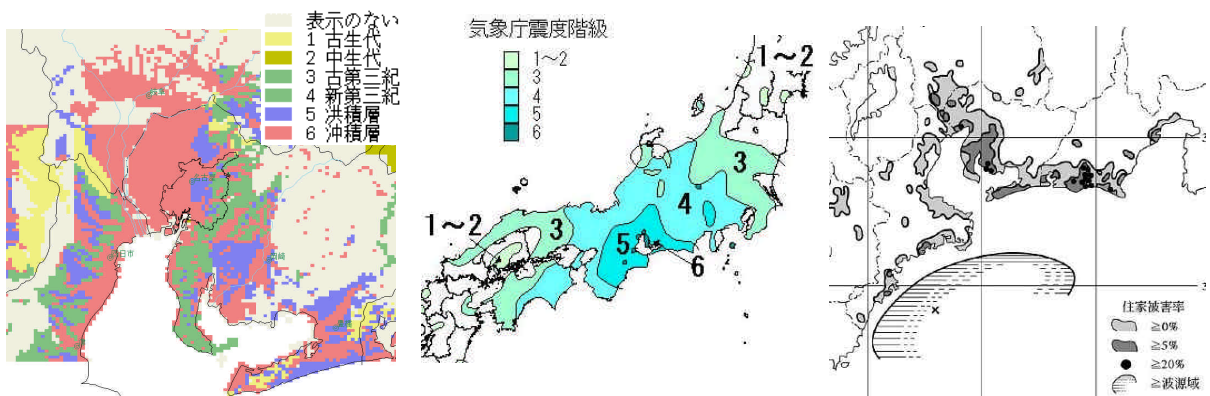


図6-6 表層地質分布

図6-7 1944年東南海地震の震度分布⁵⁾と住家被害率分布⁶⁾

6.2.2 地震動の周期特性

文献^{3),9),10)}では名古屋市内の地震動の周期特性をスペクトル形状により分類して地盤特性との関連を考察したが、ここでは簡易的指標として等価卓越振動数を用いる。等価卓越振動数は最大加速度 PGA と最大速度 PGV の比から $PGA/PGV/2$ で求める。ただし PGV は PGA 発生時刻の前後2秒以内の範囲で決めている。

異なるタイプの地震について、地盤種別ごとの等価卓越振動数の分布を図6-8に示す。地震ごとの比較条件をそろえるため、K-net や KiK-net も含めて東海3県と静岡・長野・滋賀各県で得られた記録を用いている。これらの図から、マグニチュードが大きく震源距離も大きい地震ほど低振動数成分の割合が大きいことが確認できるが、鳥取県西部地震と芸予地震でも差があることから、震源深さやメカニズムの差も大きいことがわかる。地盤種別に注目すると、沖積層の地点は低振動数になるほど大きい割合を占めている。比較的似た傾向を示している岐阜・三重県境地震と愛知県西部地震について、濃尾平野周辺の等価卓越振動数分布を図6-9に示す。両地震で同様の傾向となっており、図6-6とも比較すれば、等価卓越振動数は濃尾平野西部の沖積地盤で低く、逆に東部の古い地質年代の地点では高くなっていることが確認できる。

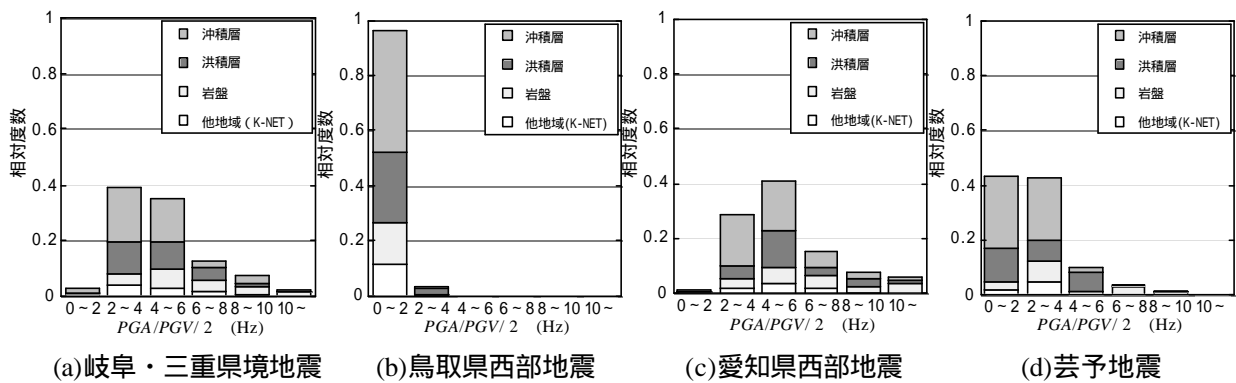


図6-8 等価卓越振動数の地盤種別ごとの頻度分布

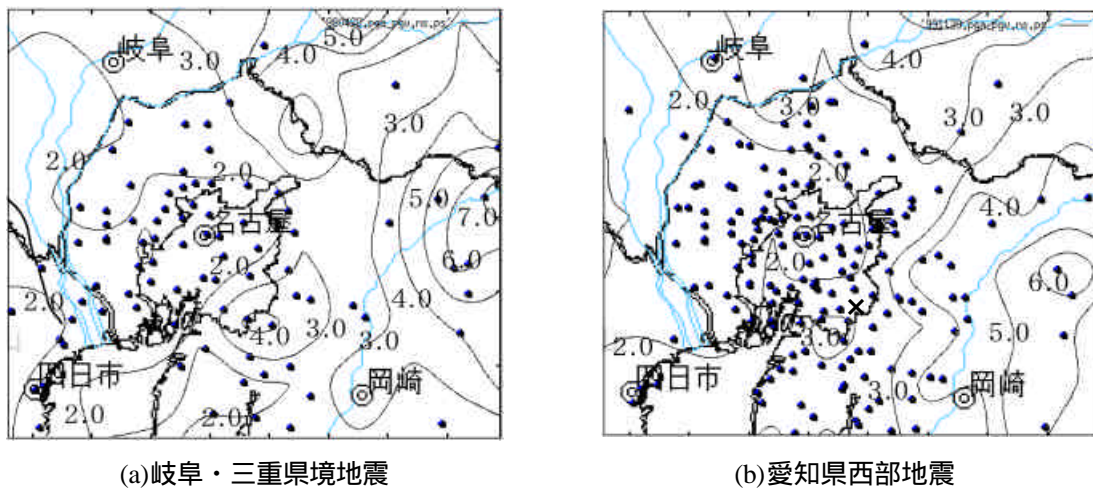


図6-9 濃尾平野周辺における等価卓越振動数の分布

6.2.3 地震動の継続時間

図6-10に三重県中部地震の際の観測波形をまとめて示す。遠方ほど継続時間が延びる傾向のほか、濃尾平野内の地点で明確に継続時間が長くなり、特に速度波形で顕著であることがわかる。

継続時間の簡易な指標として、強震記録の包絡線の最大値を基準とし、その 倍の値が最初に生じる時刻と最後に生じる時刻の差を継続時間と定義する。 の与え方により継続時間の意味が異なるが、ここでは $\alpha=0.5$ で求めており、主要動部分の継続時間に対応すると考えられる。鳥取県西部地震の速度記録について濃尾平野周辺の継続時間の分布を図6-11に示す。5章で示された地震基盤深さとよく対応しており、堆積層が厚い地点で継続時間も長くなる傾向がみられる。

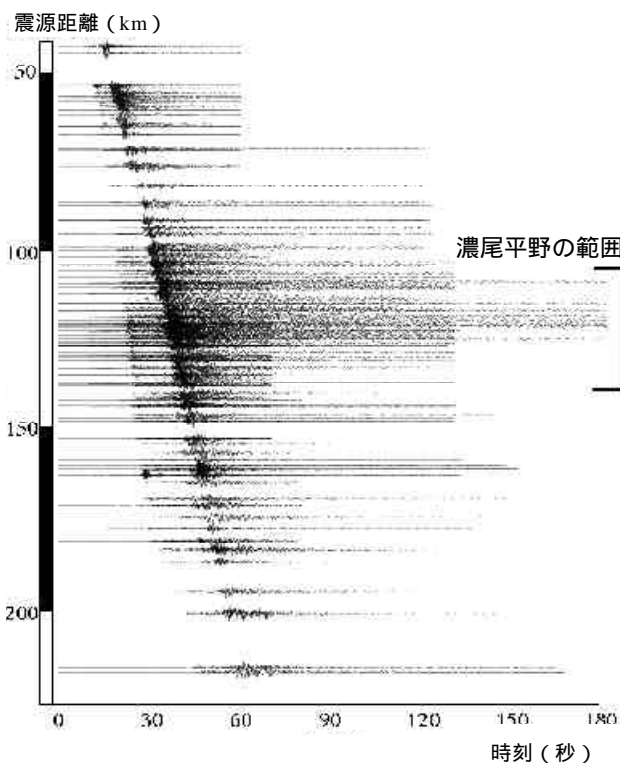


図6-10 三重県中部地震の波形の走時

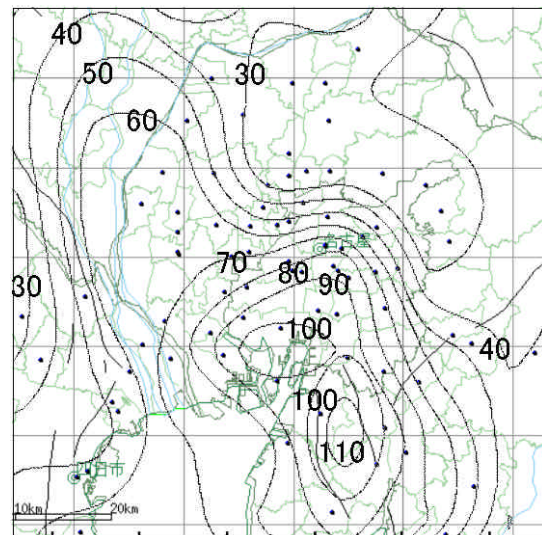


図6-11 鳥取県西部地震の際の継続時間分布

6.3 養老断層近傍の地震動特性

6.3.1 観測された地震動の特性

表6-2・図6-4の地震のうち、兵庫県北部地震(No.12、2001/1/12、 $M_j5.4$)、愛知県西部地震(No.18、2001/9/22、 $M_j4.1$)、静岡県西部地震 (No.13、2001/2/23、 $M_j5.3$) の3地震を用いる。養老断層や濃尾平野から見ると、これらの震源はそれぞれ西、直下、東にあり、入射方向が異なる。測線の地震記録はほぼそろっているが、兵庫県北部地震では OKJO が欠測しているので代わりに同じ岩盤上の TADO の記録を用いる。

図6-12に各地点の断層直交方向成分の最大速度を示す。いずれの地震でも岩盤の OKJO あるいは TADO の値が小さく、平野内は断層に近い TUCH がほかの地点の1.5~2倍で最大になっている

ことがわかる。この結果だけからも断層近くの堆積平野端部における地震動増幅の可能性が指摘できる。

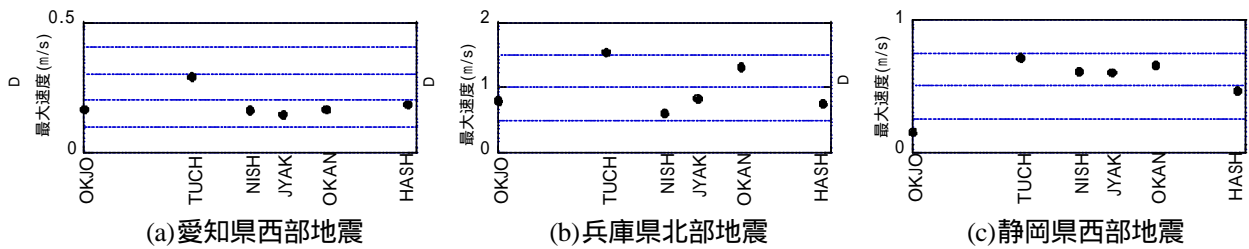


図6-12 養老断層に直交する測線上の観測点における最大速度（断層直交方向成分）

次に図6-13に3地震の断層直交方向成分の速度記録を示す。各図で最上段から、速度波形（加速度を積分）主要動部に多く含まれる振動数成分（3Hz 前後）と後続部に多く含まれる振動数成分（1.2Hz または0.5Hz）を中心としたガウスフィルタで抽出した速度波形、をそれぞれ示す。波形の縦軸は最大値で基準化してあり、各地点の波形の間隔は地点間の距離に対応している。

まず濃尾平野直下の愛知県西部地震について見ると、3Hz フィルタ波形では平野内の全地点でほぼ同時刻に同じ波群が到達しており、ほぼ鉛直下方から入射したS波成分と考えられる。S波の到達から数秒遅れた波群がいくつか見られ、地震基盤での反射波の可能性がある。一方、1.2Hz フィルタ波形ではTUCH からHASH へ伝播する顕著な波群が見られ、これらの見かけ速度は地盤構造から求めた Rayleigh 波速度とほぼ対応していることから、断層による基盤段差付近から堆積平野内に向かって伝播する表面波成分があることが確かめられる。両者の到達時刻を比べると、TUCH 付近かあるいはやや断層側で干渉が生じている可能性があり、速度波形でもその特徴が読み取れる。

断層の西側から入射する兵庫県北部地震では、0.5Hz フィルタ波形だけでなく速度波形でも表面波と思われる波群が確認できるが、もともと遠方の震源から伝播する間に表面波が成長していることもあって、堆積平野端部で生成された表面波を分離抽出することは難しい。これらの表面波成分は周期が長いため、見かけ伝播速度は愛知県西部地震の1.2Hz フィルタ成分より速くなっている。一方、3Hz 成分については実体波的特性が見られ、基盤反射波と思われる波群も愛知県西部地震と同様に見られる。表面波と実体波の干渉はTUCH 付近かややNISH 寄りで見られている可能性があるがあまり明確ではなく、むしろ平野内を伝播するにつれて増幅した表面波がJYAK からOKAN 付近でより大きい振幅になっていることがわかる。

震源が濃尾平野の東側にある静岡県西部地震では、0.5Hz フィルタ波形に複数の波群が認められ、継続時間が長くなっていることがわかる。主要動の最初に0.5Hz 成分にも時刻のそろった波群があることから、主に下方から断層付近に入射して表面波を生じている可能性がある。また3Hz フィルタ波形とも比較すると、TUCH 地点より断層側で干渉を生じていると考えられる。

以上の観測記録から、濃尾平野西端部にある基盤段差の近傍の平野側で、平野端部で生成された表面波と下方から入射した実体波の干渉による地震動増幅がみられることがわかった。

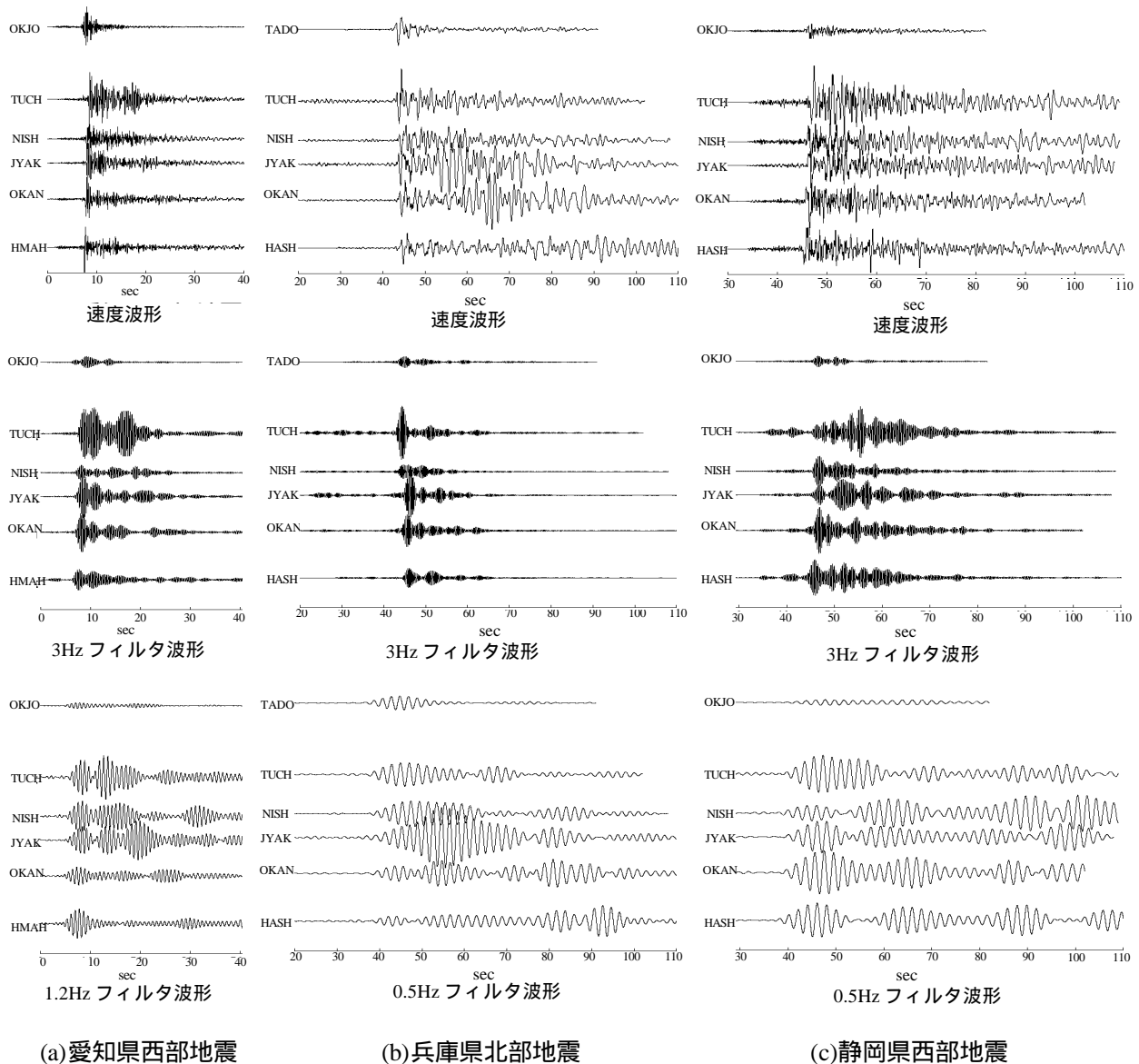


図6-13 養老断層に直交する測線上の観測点における波形（断層直交方向成分）

6.3.2 簡易なモデルによる検討

観測波形に見られた特徴を考察するため、濃尾平野西端部の基盤段差構造をモデル化し、2次元 FEM により波動伝播性状を検討する。用いたモデルとその物性値を図6-14と表6-3に示す。強震観測の測線に対応して OKJO から OKAN まで約10km の範囲を対象とし、地下構造調査の結果も参考にモデルを設定している。地震基盤深さは大きいところで約2000m になるが、対象とした測線位置では1600m 程度である。モデルは平面ひずみ要素で、側面は伝達境界、底面は粘性境界としてある。

図6-15に中心周期1.0秒のリッカーウェーブレットが鉛直下方から入射した場合の地表面の加速度応答を示す。すべての地点で同時刻の実体波と、基盤段差から平野内へ伝播する表面波が見られ、基盤段差の平野側で両者が重なる地点がある。図6-16に測線上の応答最大値分布を周期ごと

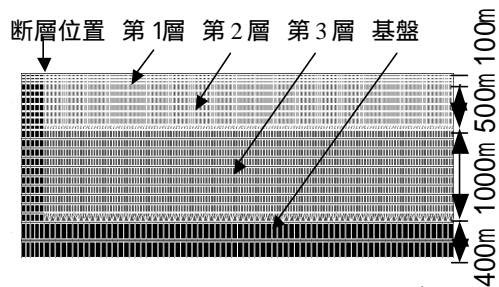


図 6-14 養老断層付近地盤モデル

表6-3 モデルに用いた地盤物性値

		Vs(m/s)	Vp(m/s)	(t/m ³)	Gs, Qp
第1層	沖積層熱田層	400	1500	1.8	60
第2層	海原層弥富層	900	2200	2.1	60
第3層	東海層群	1300	2800	2.3	60
第4層	基盤	3000	5000	2.5	250

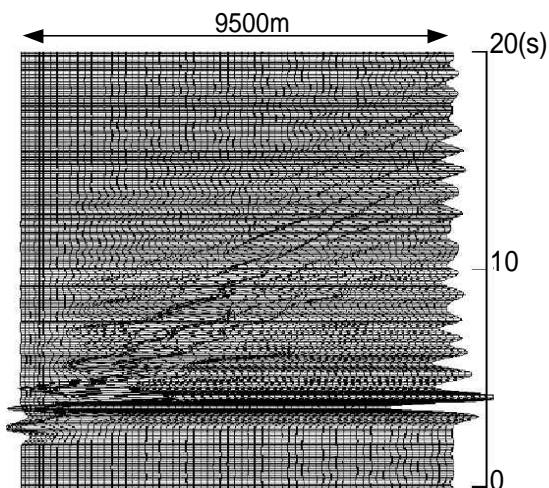


図6-15 リッカーウェーブレット入射時の応答

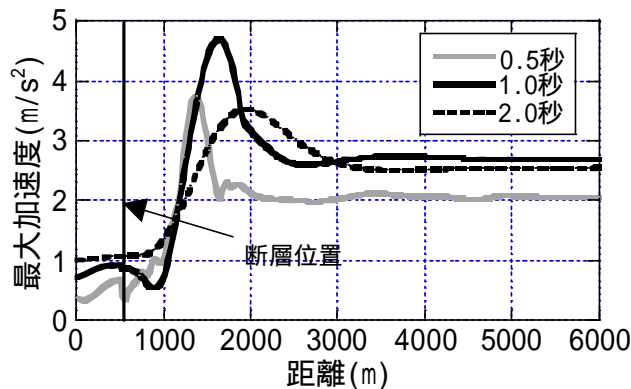


図6-16 測線上の最大値分布と入射波の周期の関係

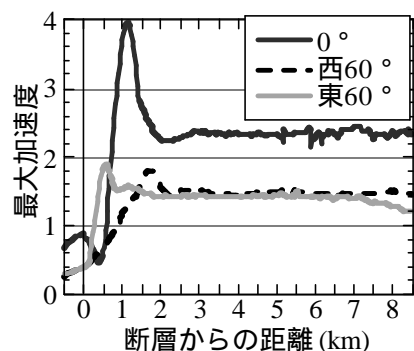


図6-17 最大値分布における入射角の影響

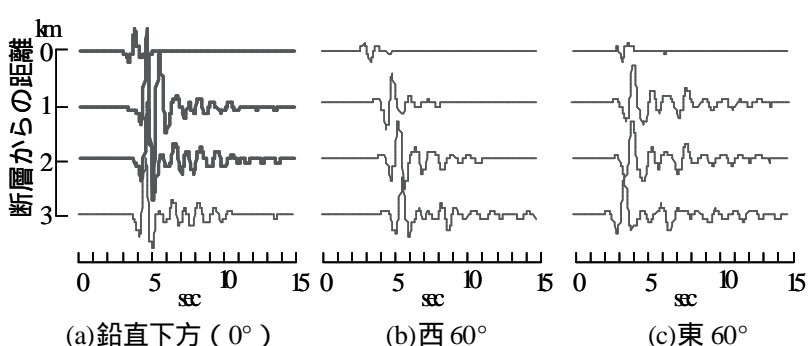


図6-18 入射角の相違による断層近傍の波形の変化

に示す。基盤段差から1~2km程度の位置で振幅が最大となっている。表面波の分散性のため、入射波の周期により干渉の位置や振幅が異なり、長周期ほど断層から離れることがわかる。

図6-17に入射角が異なる場合の測線上の応答最大値分布を、また図6-18に鉛直下方(0度)、西から60度、東から60度の3通りの入射角について、測線上の地点の波形を並べて示した。入力はいずれも中心周期1.0秒のリッカーウェーブレットである。鉛直下方入射では断層から約1.5kmの地点で最大となっているのに対し、東から斜め入射する場合は鉛直下方入射よりも断層側の約0.6kmの地点で最大となる。また西から斜め入射する場合は逆に断層から離れている。波形に注目すると、鉛直下方入射の場合では実体波がほぼ同時に到達し、断層から平野内へ伝播する表面波が続く様子がわかる。西から斜め入射する場合は実体波の到達に若干の時間差があり、表面波の遅れ

との関係で干渉の様子が変わる。東から斜め入射する場合には、実体波の到達時間差が西斜め入射の逆になり、最大値後の後続の長周期成分の継続時間が長くなる傾向が見られる。

以上の入射角・入射方向の影響は、前節で考察した観測記録の特性の一部をかなりよく表現している。特に入射方向による干渉位置の変化は同様の傾向になっている。しかし定量的には増幅する位置が異なり、観測では断層から2~3kmのTUCH付近なのに対して解析ではそれより近い1~2kmの位置が最大となっている。

図6-14のモデルには養老断層（逆断層）の垂直面からの傾きと、濃尾平野の基盤の傾斜構造による水平面からの傾きは考慮していない。盆地端部の形状をさらに詳細に考慮することによる影響を検討するため、図6-19の3通りの簡略モデルにより測線上の応答最大値分布を比較した結果が図6-20である。これより、断層や基盤の傾きの影響はあるものの、まったく様相が異なるほどではないことがわかる。

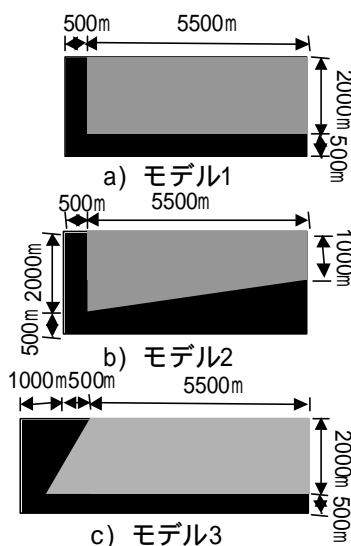


図6-19 断層・基盤形状の影響検討用モデル

表6-4 簡易モデルに用いた地盤物性値

	地質	Vs(m/s)	Vp(m/s)	(t/m ³)	Qs, Qp
第1層	堆積層	1000	2500	2.3	60
第2層	岩盤	3000	5000	2.5	250

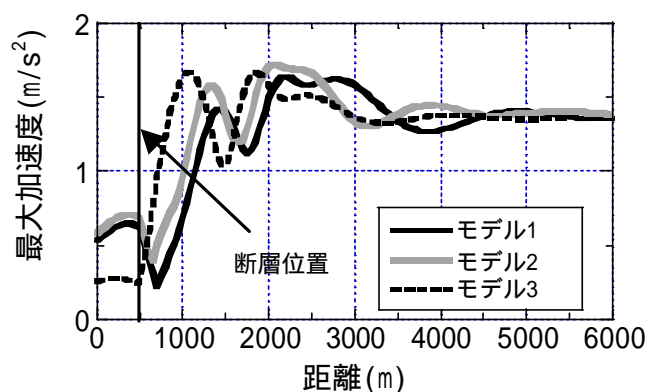


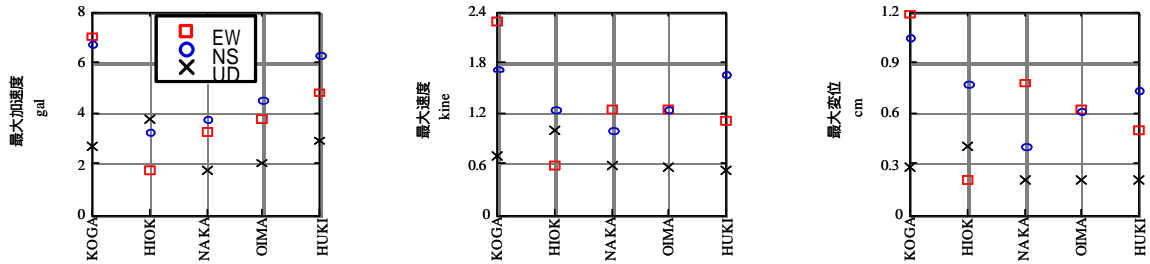
図6-20 最大値分布における断層・基盤形状の影響

6.4 名古屋市内の測線の地震動特性

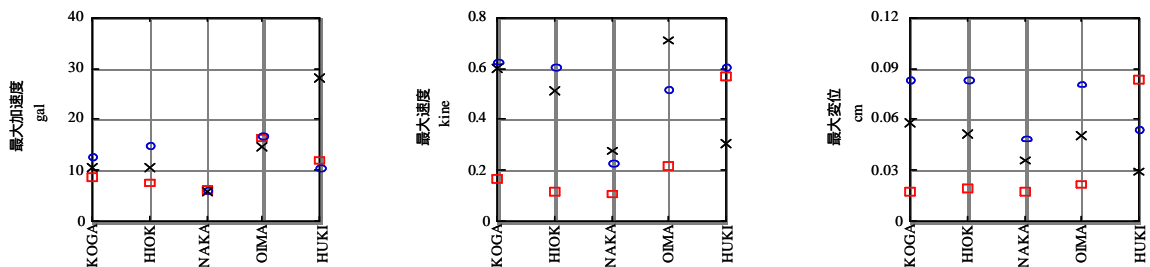
前節で検討した養老断層近傍の測線では明確な地震動増幅が見られたが、名古屋市内の測線上では地盤の不整形性に起因するような特定の場所における明確な振幅や波形の変化は現れていない。図6-21に複数の地震における測線上の各地点の最大値をまとめて示す。測線上の地点の地盤状況は、西端のKOGA地点で地震基盤深さ・沖積層厚とも大きく、東に向かって基盤が浅くなり、NAKA地点付近からは台地上にある。従って短周期成分の多い地震の最大加速度は東の地点ほど大きく、逆に最大変位は西の地点の方が大きい傾向がある。中央のNAKA地点は全体にレベルが小さくなっているが、これは先に述べたようにこの地点の設置状況に大きく影響された可能性が高く、地盤状況を反映したものとは言いがたい。測線周辺の強震観測地点も含めて市街地の

ために、規模の大きい建物から離れた自由地盤地点が得がたいことや交通によるノイズレベルの高さなど、観測状況は必ずしも良くない。今後、位相特性やスペクトル特性に注目して詳細な検討を行う必要がある。

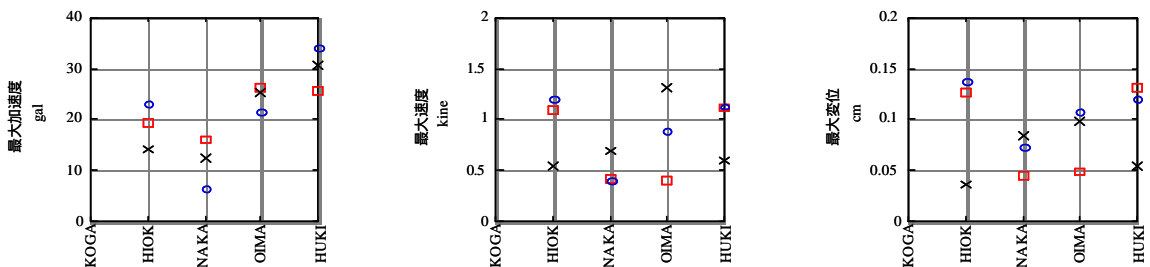
なお、名古屋市内は深部・浅部地盤ともに変化が大きく、地盤状況に伴って地震動特性に明確な相違があり、地震観測、常時微動計測、その他の地盤調査などが明確に関連づけられている。詳しくは文献³⁾を参照されたい。



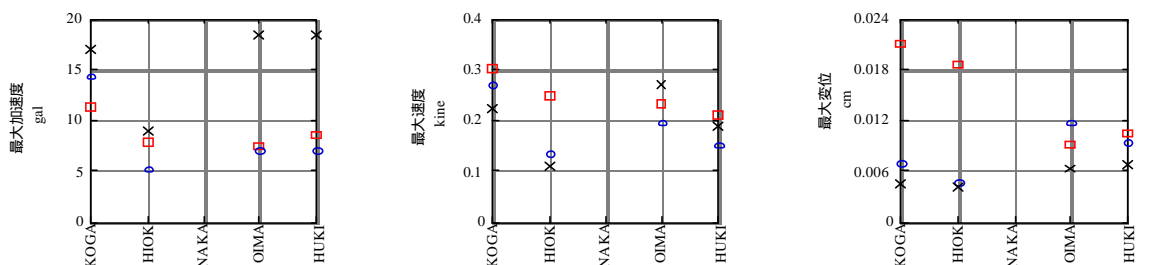
(a) 鳥取県西部地震 (2000/10/6)



(b) 岐阜県美濃東部地震 (2001/1/6)



(c) 静岡県西部地震 (2001/2/23)



(d) 愛知県西部地震 (2001/9/22)

図6-21 名古屋市内測線の加速度・速度・変位の最大値

以上、本章では、濃尾平野西端の養老断層付近にある基盤段差付近において、いわゆるエッジ効果による地震動増幅が生じ得ることが実測と解析から示された。このような現象が濃尾地震の震裂波動線と対応するものか否かは明らかではないし、伏在断層の影響も排除できないが、可能性のある現象を確認したことにより今後の観測記録の蓄積による詳細な検討の必要性が明確になったといえる。

参考文献

- 1) 飛田潤, 福和伸夫, 中野優, 山岡耕春: オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, 第13号, 49-52, 2001.7.
- 2) 福和伸夫, 飛田潤, 中野優, 中村仁, 堀啓輔: 地域における強震観測の実態分析と活性化の試み～1998年養老の地震に対する名古屋地域強震観測研究会の取り組み～, 第4回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集, 407-410, 1999.11
- 3) 福和伸夫, 飛田潤, 中野優, 高橋広人, 飯田正憲, 石田理永: 名古屋市域の地盤・強震動・微動データのコンパイルと地盤震動性状区分, 日本建築学会技術報告集, 第10号, 41-46, 2000.6.
- 4) 福和伸夫, 山田耕司, 石田栄介, 森保宏, 辻本誠, 松井徹哉: オンライン強震観測・地震被害想定・振動実験システムの構築, 日本建築学会技術報告集, 第3号, 41-46, 1996.12.
- 5) 地震調査研究推進本部: http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai/f06-2.htm
- 6) 宮村撰三: 東海地震の震度分布(その1), 地震研究所彙報, 24, 99-134, 1946.
- 7) 大河内靖雄, 鎌田丈史, 福和伸夫, 中野優, 飛田潤: 地震応答の観点から見た地震動指標に関する検討～地震動強さ・周期・継続時間の3要素～, 構造工学論文集, Vol.48B, pp.429-436, 2002.3
- 8) 中野優, 田中久美子, 福和伸夫, 飛田潤, 鎌田丈史: 濃尾平野における最大加速度尾分布と地震計の設置条件の影響, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002.11
- 9) 中村仁, 福和伸夫, 高橋広人, 飛田潤, 堀啓輔: 常時微動計測に基づく名古屋市域の地盤震動特性と基盤の深さの推定に関する研究, 構造工学論文集, Vol.46B, 413-421, 2000.3.
- 10) Nakano, M., Fukuwa, N. and Tobita, J: Regional Variation of Ground Motion in Nobi Plain, Japan, Based on Seismic Records, Microtremor and Geological Data, Proc. International Conference on Geotechnical & Geological Engineering (GeoEng 2000), paper no. 0645 (CD-ROM), 2000.11.

コラム



飛田 潤

地震に関係する研究をしても、自分が大地震を経験することはなかなかない。私の恩師は、自分が長期海外滞在の時に限って日本国内で大地震が起こるとおっしゃっていた。私は新潟県出身で、新潟地震のころは幼児であったが、両親から何日も燃え続けるコンビナートの黒煙の話は聞いただけで全く記憶にない。大学は仙台で過ごし、重力加速度以上の横揺れを経験したことで有名な某建物に通ったが、宮城県沖地震はすでに過ぎた後である。先生方の生々しい経験談と、そして建物に残された見事な剪断クラックから想像するしかなかった。

実際に経験した最も強い揺れは、三陸はるか沖地震の被害調査中に遭遇した最大余震で、震度4程度である。大きな被害が出るほどでもなかったが、それでも建物が異様なきしみ音をたてて揺れるのを感じながら、ほとんど動けなかったし、冷静に揺れの様子を観察するような余裕もなかった。

紺屋の白袴というのも恥ずかしいので、いろいろイメージトレーニングをしているのだが、このところ眠っていて地震で跳び起きた夢をよく見るようになってしまった（実際にはまだ眠っている）。名古屋で過ごしていれば、いつかは現実になるだろう。そのときどういう経験をするだろうか？

7. 濃尾地震の建物被害と地震動特性

7.1 はじめに

濃尾地震では、村松(1963)や飯田(1985)によって詳細な建物被害データが整備されており、地震動強さ分布として、この建物被害から推定した震度分布が示されている。しかし、両者の震度階が同じであると考え、震度分布はまったく対応していない。また、震度分布は防災的な観点から非常に重要な地震動強さ分布であるが、最大速度分布は、建物の耐震性能を考える上で重要な指標であると同時に、兵庫県南部地震でみられた周期 1 秒付近が卓越するような地震動特性を反映した一つの地震動強さの指標であり、震源モデルを用いた詳細な強震動評価結果などに対応付けるためにも、濃尾地震の最大速度分布を示すことは非常に重要である。そこで、ここでは、まず、村松(1963)の震度と飯田(1985)の震度との対応関係を検討した上で、兵庫県南部地震の建物被害データに基づいて構築した木造建物の被害率曲線(林・宮腰, 1998)を用いて、既往の震度分布を最大速度分布に読み換えることを試みる。

7.2 建物被害データと推定震度分布

7.2.1 村松(1963)による建物被害データと推定震度分布

村松(1963)は、岐阜県美濃地方の住家全潰率を市町村別に詳細に整理している。この住家全潰率と表 7.2.1 に示す震度階との対応から、震度分布を求めている。ここで、震度とは表 7.2.1 に示した地変震度階であり、気象庁震度階とは異なるものであることに注意する必要がある。また、福井県や愛知県においては、建物被害データが不備であることから、地変や井泉異変などを考慮して図 7.2.1 に示すような震度分布を示している(地震調査委員会, 2001)。これは、地震調査委員会(2001)による「岐阜 - 一宮断層帯の評価」の資料の中でも用いられている。

7.2.2 飯田(1985)による建物被害データと推定震度分布

飯田(1985)は、愛知県、岐阜県、福井県およびその他の府県の住家全壊率と住家半壊率を市町村別に詳細に整理している。この住家全壊率と表 7.2.2 に示す震度階との対応から、図 7.2.2 に示すような震度分布を求めている。ここで、震度とは表 7.2.2 に示したように気象庁震度階と対応するものであり、実際、図 7.2.3 に示す気象庁による震度分布(気象庁, 1983)と概ね対応している。

7.2.3 建物被害データの被災度判定基準

濃尾地震当時の被災度判定基準は、今村(1910)などが指摘しているように、行政上の処分を行うための建物の損害割合に基づく基準と学術的な意味での構造的な被害に基づく基準の 2 つがあった(今村, 1910; 小林, 1998)。ここでは、表記上の混乱を避けるため、行政上の被災度を「全壊」「半壊」とよび、学術的な被災度を「全潰」「半潰」とよぶこととする。「全壊」の定義は、「全壊・

全焼・半焼にして修復しえないもの」(村松, 1963)であり、「全潰」の定義は、「建築物の軒または2階建ての建築物の2階床が地に着く」(小林, 1998)のものである。また、後述するように、村松(1963)の建物被害は行政上の被災度、飯田(1985)の建物被害は学術的な被災度であると考えられるため、表 7.2.1 や表 7.2.2 とは異なる表記であるが、以降では、それぞれ、「全壊」および「全潰」とよぶこととする。

村松(1963)と飯田(1985)の2つの建物被害データにおいて集計地域が共通している岐阜県美濃地方に対して、村松(1963)の住家被害率(全壊率+半壊率/2)と飯田(1985)の住家被害率(全潰率+半潰率/2)を比較すると、村松(1963)の住家被害率の方が地域によっては数倍程度大きな値となっている。これは、先に示した被災度判定基準による違いであると考えられる。当時の被災度判定基準としては、行政上の処分を行うための「全壊」と学術的な意味での「全潰」の2つの基準があり、学術的な「全潰」数に比べて行政上の「全壊」数が大きいことは今村(1910)や竹山(1951)などによって指摘されている。これより、村松(1963)の住家全壊は行政上の「全壊」であり、飯田(1985)の住家全潰は学術的な「全潰」と考えられるが、これを墓石の転倒震度と住家全壊(潰)率との関係で確かめてみる。図 7.2.4 に、過去の被害地震における墓石の転倒震度と住家全壊(潰)率の関係式を示す(諸井・武村, 1999)。図より、濃尾地震のものとして、村松(1961)による関係式が示されている。また、同じ内陸の巨大地震である 1948 年福井地震のものとして、谷口・他(1951)による関係式と高橋(1951)による関係式が示されている。福井地震における2つの関係式で、全壊(潰)率 50%の墓石の転倒震度が大きく異なっており、谷口・他(1951)による値の方が大きい。これは、谷口・他(1951)による住家全壊(潰)率は行政上の「全壊」率であり、高橋(1951)による住家全壊(潰)率は学術的な「全潰」率に比較的近いものであること(野畑・他, 2000)から、被災度判定基準の違いであると解釈できる。また、行政上の「全壊」率である谷口・他(1951)による関係式の全壊(潰)率 50%の墓石の転倒震度が、村松(1963)による関係式の全壊(潰)率 50%の墓石の転倒震度とほぼ対応することから、以下の検討では、村松(1963)の住家全壊は行政上の「全壊」、飯田(1985)の住家全潰は学術的な「全潰」と考えることとする。

7.3 震度と最大速度との関係

7.3.1 木造建物の被害率曲線

林・宮腰(1998)によって構築された、兵庫県南部地震の建物被害データによる木造建物の被害率曲線を図 7.3.1 に示す。図中、実線は構造的な被害に基づく 1974 年以前の木造建物の倒壊率曲線であり、飯田(1985)の住家全潰率と対応すると考えられる。また、破線は建物の損害割合に基づく 1950 年以前の木造建物の全壊率曲線であり、村松(1963)による住家全率と対応すると考えられる。図に示した被害率曲線より求められる代表的な被害率に対応する最大速度を表 7.3.1 に示す。

7.3.2 村松(1963)による震度と最大速度との関係

村松(1963)による震度と住家全壊率の関係は、表 7.2.1 より、震度 7 で 90%以上、震度 6 で 75~90%、震度 5 で 35~75%程度である。これらの住家全壊率から、建物の損害割合に基づく 1950

年以前の木造建物の全壊率曲線を用いて最大速度を推定すると、震度 7 で 140 cm/s 程度以上、震度 6 で 100 ~ 140cm/s 程度、震度 5 で 60 ~ 100cm/s 程度となる。

7.3.3 飯田(1985)による震度と最大速度との関係

飯田(1985)による震度と住家全潰率の関係は、表 7.2.2 より、震度 7 で 30%以上、震度 6 で 20 ~ 30%程度である。これらの住家全潰率から、建物の構造的な被害に基づく 1974 年以前の木造建物の倒壊率曲線を用いて最大速度を推定すると、震度 7 で 100 cm/s 程度以上、震度 6 で 85 ~ 100cm/s 程度となる。ただし、ここで用いた倒壊率曲線は、1974 年以前の木造建物に対するものであり、木造の耐震規定の変遷を考えると、濃尾地震当時よりも耐震性能が向上した木造建物の被害も含んでいるため、推定した最大速度を大きめに評価している可能性がある。これに対して、野畑・翠川(2002)は、1949 年福井地震における構造的な被害に基づく全潰率と最大速度の関係式を構築しており、この関係式と林・宮腰(1998)による構造的な被害に基づく 1974 年以前の木造建物の倒壊率曲線とを比較すると、福井地震における全壊率 30%は兵庫県南部地震における倒壊率 10%程度と概ね対応することを指摘している。このことを考慮すると、飯田(1985)による震度と最大速度の関係は、震度 7 で 70cm/s 程度以上、震度 6 で 50 ~ 70cm/s 程度となる。

7.3.4 村松(1963)と飯田(1985)による震度の対応関係および考察

村松(1963)の震度と飯田(1985)の震度との対応関係について検討する。先に述べたように、村松(1963)の震度は地変震度階であり、飯田(1985)の震度は気象庁震度階に概ね対応しており、両者の震度階は必ずしも対応しない。両者の違いは建物被害の被災度判定基準の違いであって、地震動強さは同じであると考えて図 7.2.1 と図 7.2.2 を見比べると、村松(1963)の震度 5 以上が飯田(1985)の震度 7 に概ね対応すると考えられる。先に示した最大速度との対応関係でみると、村松(1963)の震度 5 以上は 60cm/s 程度以上、飯田(1985)の震度 7 は野畑・翠川(2002)の指摘に従えば 70cm/s 程度以上となり、最大速度においても概ね整合している。以上の震度と最大速度の関係を表 7.3.2 に示す。また、兵庫県南部地震における震度 7 の領域が 100cm/s 程度以上であった(村松, 1995 ; 林・他, 1997)と考えると、その領域は、飯田(1985)の震度 7 より狭く、村松(1963)の震度 6 以上に概ね対応すると考えられる。図 7.3.2 に、村松(1963)の震度分布、飯田(1985)の震度分布、および兵庫県南部地震における震度 7 の領域を同じ縮尺で示す。図中、兵庫県南部地震における震度 7 の領域(大阪管区気象台, 1995)と、濃尾地震の最大速度 100cm/s 程度以上の領域を赤色で示す。図より、兵庫県南部地震に比べて濃尾地震のほうが、最大速度 100cm/s 程度以上の領域が広範囲であることがわかる。

また、ここで示した濃尾地震の最大速度分布は、9 章で示す震源モデルから距離減衰式を用いて推定した最大速度分布とも調和的である。

7.4 まとめ

本検討では、濃尾地震において村松(1963)および飯田(1985)によって示された既往の建物被害デ

ータおよび建物被害より推定した震度分布に対して、震度と最大速度の定量的な関係について検討した。その結果、以下のことが指摘できる。

村松(1963)と飯田(1985)による建物被害データで、集計単位が共通する地域での被害率の差や、墓石の転倒震度と住家全壊(潰)率との関係などから、両者の建物被害データは被災度判定基準が異なり、村松(1963)の建物被害データは建物の損害割合に基づくものであり、飯田(1985)の建物被害データは構造的な被害に基づくものであると考えられた。

村松(1963)と飯田(1985)による震度分布において、村松(1963)の震度は地変震度階であり、飯田(1985)の震度は気象庁震度階と概ね対応していた。

林・宮腰(1998)によって被災度判定基準毎に構築された兵庫県南部地震の木造建物の被害率曲線を用いて、既往の震度と最大速度の関係について検討した。その結果、村松(1963)による震度と最大速度の関係は、震度7で140 cm/s程度以上、震度6で100~140cm/s程度、震度5で60~100cm/s程度となった。一方、飯田(1985)による震度と最大速度の関係は、震度7で70cm/s程度以上、震度6で50~70cm/s程度となった。また、村松(1963)の震度5以上が飯田(1985)の震度7に概ね対応し、そのときの最大速度は60~70cm/s程度以上となった。この結果は、9章で示す震源モデルから距離減衰式を用いて推定した最大速度分布とも調和的であった。

兵庫県南部地震における震度7の領域が100cm/s程度以上であったと考えると、その領域は、飯田(1985)の震度7よりは狭く、村松(1963)の震度6程度以上に対応すると考えられ、濃尾地震の方が広範囲であることを示した。

今後、墓石の転倒率などの建物以外の被害データなどとの整合性を検討した上で、愛知県、岐阜県、福井県などの市町村別の詳細な被害率を利用して、より詳細な最大速度分布の推定を行う予定である。

参考文献

- 林 康裕・宮腰淳一・田村和夫・川瀬 博 (1997): 1995年兵庫県南部地震の低層建物被害率に基づく最大地動速度の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第494号, pp.59-66.
- 林 康裕・宮腰淳一 (1998): 兵庫県南部地震による被害率曲線, 1998年日本建築学会災害部門パネルディスカッション資料, 地震動の特性と建築物の被害 - 経験と予測 -, pp.15-20.
- 飯田汲事 (1985): 明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布, 飯田汲事教授論文選集, 東海地方地震・津波災害誌, pp.115-447.
- 今村明恒 (1910): 明治四十二年姉川地震調査報告, 震災予防調査会報告, 第70号, pp.1-64.
- 地震調査委員会 (2001): 岐阜 - 一宮断層帯の評価, 平成13年1月10日.
- 気象庁 (1983): 被害地震の表と震度分布図, p.357.
- 小林啓美 (1995): 福井地震1948と地震工学, 地震工学振興会ニュース, No.161, pp.6-9.
- 諸井孝文・武村雅之 (1999): 1995年兵庫県南部地震による気象庁震度階と住家全壊率の関係, 地

- 震, 第2輯, 第52巻, 第1号, pp.11-24.
- 村松郁栄 (1961): 震害分布と地盤の性質との関係について - 特に濃尾地方について -, 岐阜大学学芸学部研究報告 (自然科学), 第2巻, 第5号, pp.559-569.
- 村松郁栄 (1963): 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告 (自然科学), 第3巻, 第2号, pp.202-224.
- 村松郁栄 (1995): 震度について, 地震工学振興会ニュース, No.145, pp.57-63.
- 野畑有秀・翠川三郎・宮村攝三 (2000): 1948年福井地震における木造家屋の被害分布の再検討, 地域安全学会論文集, Vol.2, pp.179-186.
- 野畑有秀・翠川三郎 (2002): 木造家屋の被害分布より推定した1948年福井地震における震源近傍の地震動強さ, 日本建築学会構造系論文集, 第553号, pp.27-32.
- 大阪管区気象台 (1995): 1995年兵庫県南部地震とその余震活動, 地震予知連絡会会報, 第54巻, pp.584-592.
- 高橋龍太郎 (1951): 福井地震概説, 地昭和23年福井地震震害調査報告, II 建築部門, 北陸震災特別委員会, pp.1-22.
- 竹山謙三郎・竹ノ内清次・大崎順彦 (1951): 福井平野周辺部に於ける被害率分布について - 主として地盤と木造建物の被害との関係 -, 地昭和23年福井地震震害調査報告, II 建築部門, 北陸震災特別委員会, pp.29-66..
- 谷口 忠・小林啓美・坂井辰郎 (1951): 物体の転倒構造物の倒壊より推察した福井地震の地動, 地昭和23年福井地震震害調査報告, II 建築部門, 北陸震災特別委員会, pp.23-29.

表 7.2.1 村松(1963)が震度分布推定に用いた震度階と被害との対応関係

地変震度階 (Modified OIS)	1	2	3	4	5	6	7
大森震度階 (OIS)	2~3	3~4	4~5	5~5.5	5.5~6	6~6.5	6.5~7
堤防	いづらか	~50間	50~	100~	200~	~1000~	潰滅
平地道路	なし	~10間~	~50	50~	100~	~400~	攪乱甚
田畑・宅地	なし	いづらか 1畝~	~50間 ~1反	50~ 1反~	数100間 1町~	数10町	同上
山地道路 山崩	なし	~20間~ ~10 ² 間 ²	~50 10 ² ~	50~ ~30 ² ~	100~ ~50 ²	夥し 同上	赤緒
断層線	なし	なし	なし	なし	いづらか	やや著	著
井泉異常	いづらか	相当	大抵	大抵	著	極めて著	大異変
住家全潰率 (但し濃尾地方)	0 (屋壁キレツ)	0% <	~1%~	~20~	~50~	~80~	~100
地動加速度	~120gal~	~200~	~260~	~320~	~400~	~500~	~700~
気象庁震度階	V		VI			VII	

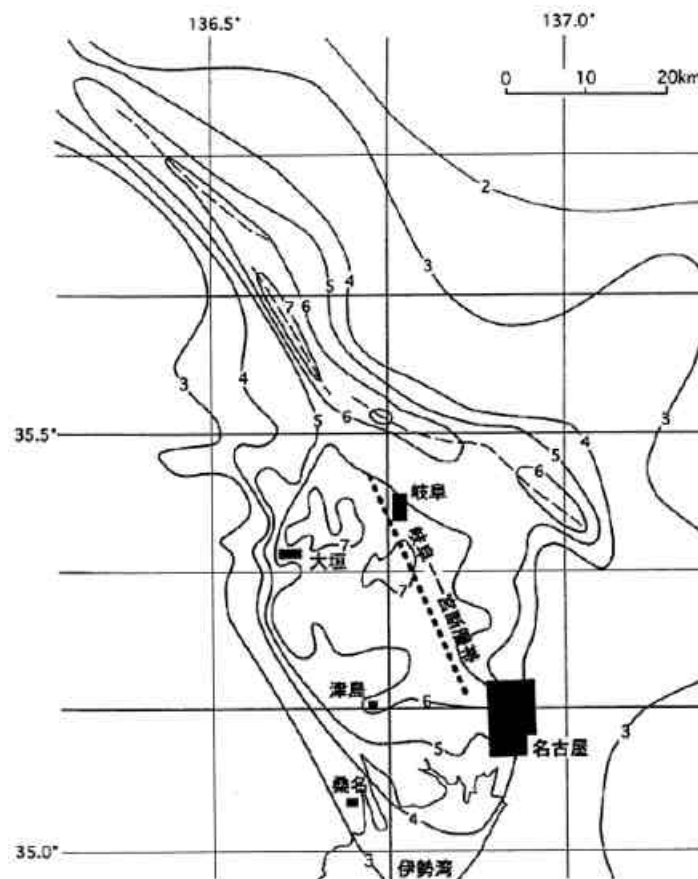


図 7.2.1 村松(1963)による濃尾地震の震度分布 (地震調査委員会, 2001)

表 7.2.2 飯田(1985)が震度分布推定に用いた震度階と被害との対応関係

気象庁震度階	V		VI				VII
地変震度階 (Modified OIS)	1	2	3	4	5	6	7
大森震度階 (OIS)	2~3	3~4	4~5	5~5.5	5.5~6	6~6.5	6.5~7
住家全壊率	0	0% <	~1% ~	~10% ~	~20% ~	20~30%	30% <
断層線	なし	なし	なし	なし	いづらか	やや著	著
堤防破壊	いづらか	~50間	50~	100~	200~	1000~	潰滅
平地道路破壊	なし	~10間~	~50	50~	100~	~400~	攪乱甚
田畑・宅地被害	なし	いづらか 1畝	~50間 ~1反	50~ 1反~	数100間 1町~	数10町	同上
山地道路被害 山崩被害	なし	~20間~ ~10 ² 間 ²	~50 10 ² ~	50~ ~30 ² ~	100~ ~50 ²	夥し 同上	赤緒
井泉異常	いづらか	相当	大抵	大抵	著	極めて著	大異変
地動加速度	~120~	~200~	~260~	~300~	~340~	~380~	400~

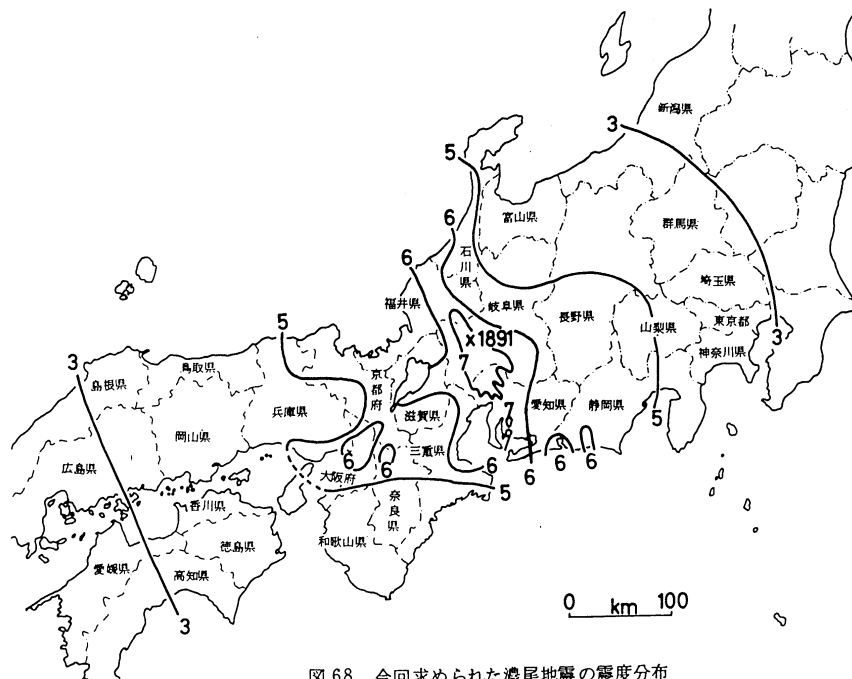


図 68 今回求められた濃尾地震の震度分布

図 7.2.2 飯田(1985)による濃尾地震の震度分布

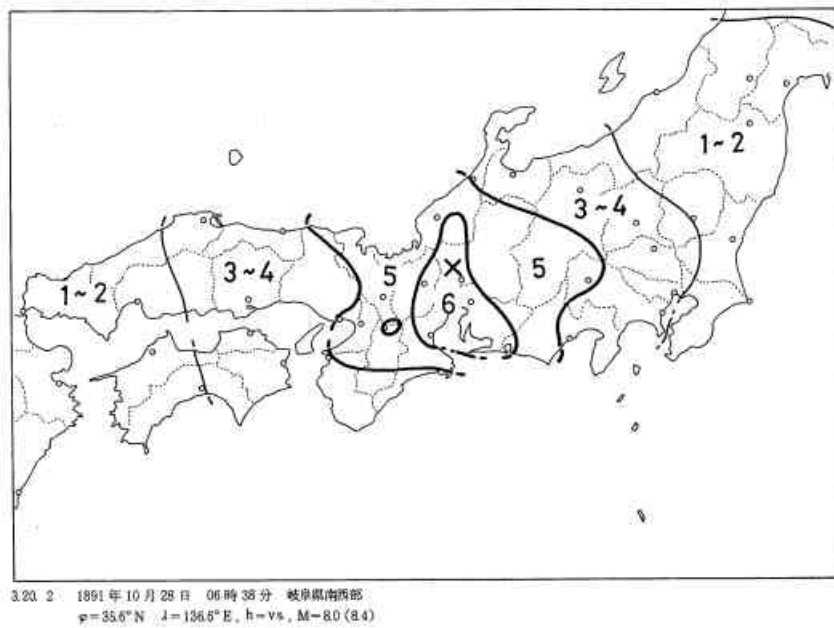


図 7.2.3 濃尾地震の気象庁震度分布（気象庁，1983）

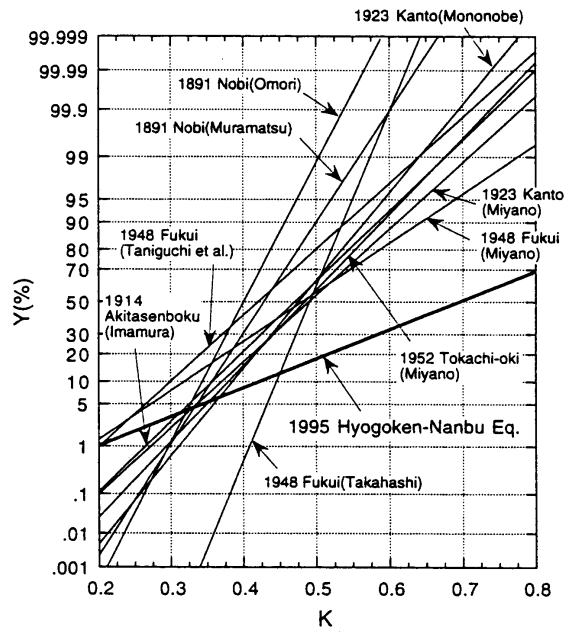


Fig. 6. Comparison of relationships between overturning acceleration of tombstones $K(g)$ and collapse rate of wooden houses $Y(\%)$. The references are shown in the caption for Table 3.

図 7.2.4 墓石の転倒震度と住家全壊率との関係（諸井・武村，1999）

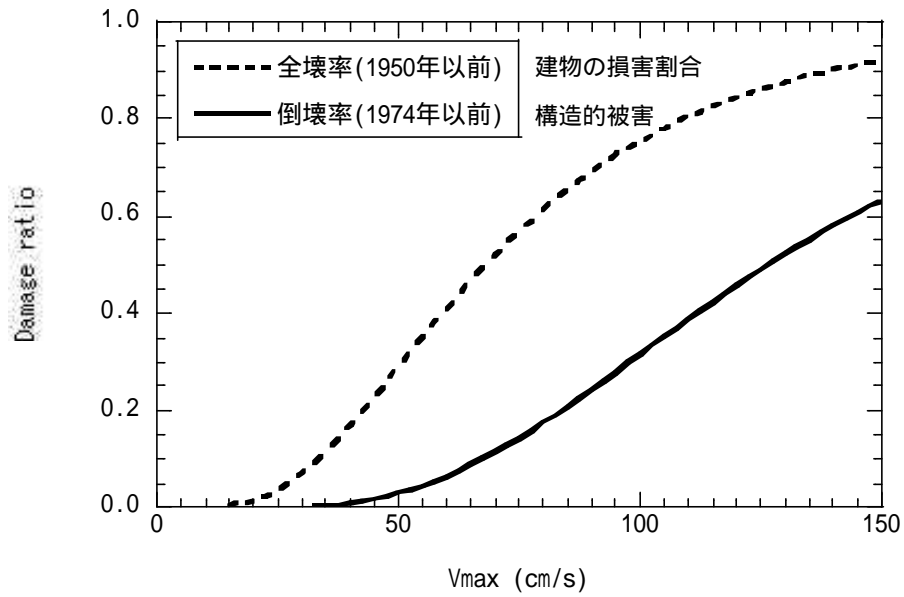


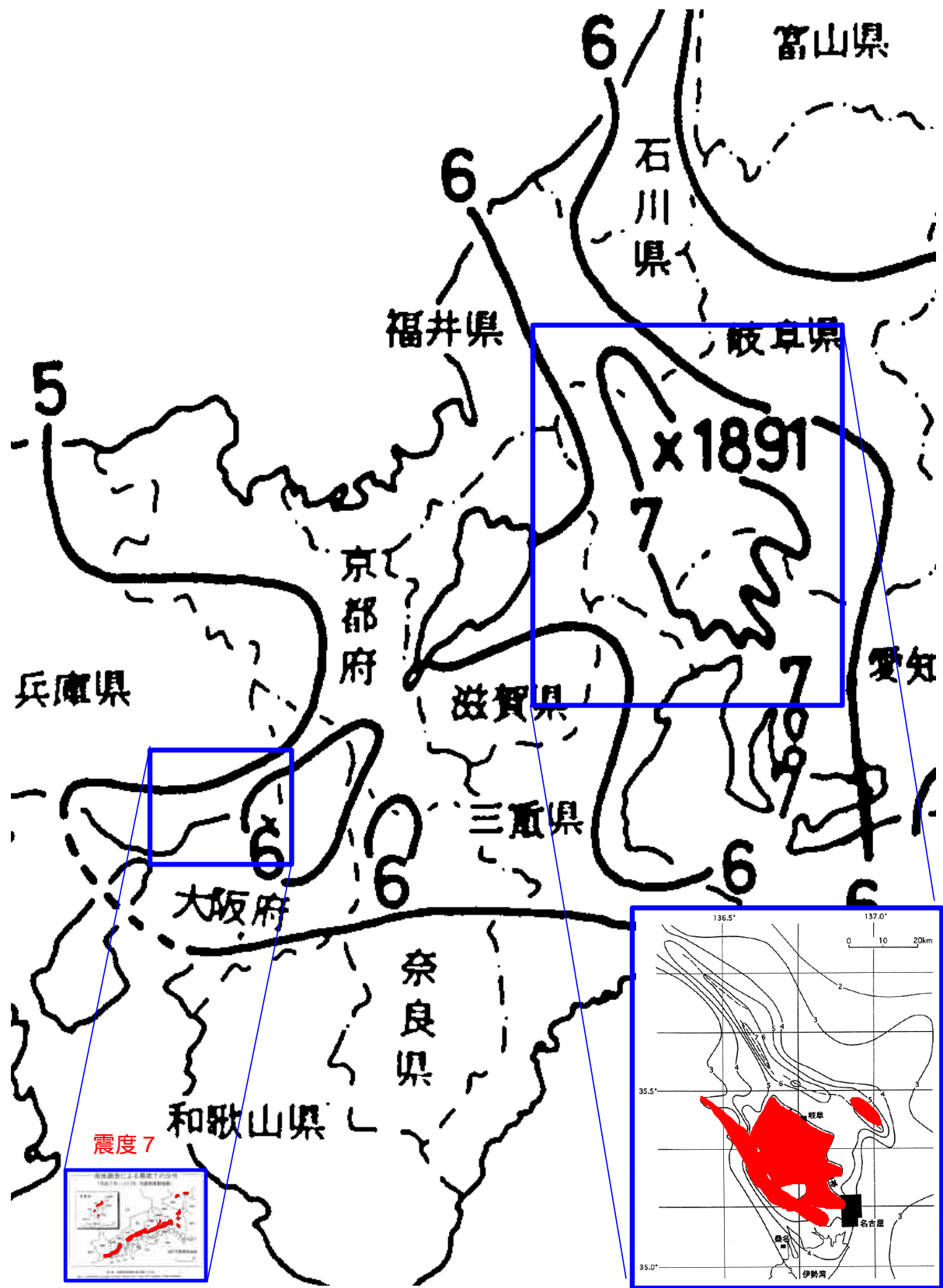
図 7.3.1 兵庫県南部地震の被害データに基づく木造建物の被害率曲線 (林・宮腰, 1998)

表 7.3.1 木造建物の被害率曲線から求められる被害率と最大速度

建物の損害割合に基づく全壊率 (1950年以前)	最大速度	構造的な被害に基づく倒壊率 (1974年以前)	最大速度
(%)	(cm/s)	(%)	(cm/s)
90	139	30	98
75	99	20	84
35	55	10	67

表 7.3.2 既往の震度と最大速度の関係

震度 村松(1963)	震度 飯田(1985)	最大速度 (cm/s)
7	-	140 ~
6	-	100 ~ 140
5	7	60or70 ~ 100
-	6	50 ~ 70



最大速度 100cm/s 程度以上

図 7.3.2 濃尾地震の最大速度 100cm/s 以上の領域と兵庫県南部地震の震度 7 の領域との関係

8. 微小地震のメカニズムから見た岐阜 - 一宮線と、総合的な考察

8.1 濃尾地震の震源域で起きる微小地震のメカニズム

8.1.1 背景

岐阜 - 一宮線は、1891年に起きた濃尾地震の時に滑ったといわれる断層である。これが活断層であり、将来また大きな地震を起こす可能性のある断層であるならば、濃尾平野における地震防災において非常に重要である。そのため、4章や5章で述べられているように、岐阜 - 一宮線の存在が推定される地域でさまざまな探査が実施された。その結果、特に反射法探査において地層の変位が認められないため、岐阜 - 一宮線が繰返し地震を起こす活断層の可能性が低いことが示唆された。

一般に大きな地震には余震が伴い、それは長い期間にわたって発生する。濃尾地震の断層近傍でも、地震から100年以上経ったいまでも断層に沿って微小地震が発生しており、これらは1891年濃尾地震の余震であると考えられる。とくに梅原断層から岐阜 - 一宮線に挟まれた地域において群発しており、岐阜 - 一宮線が1891年に滑ったことを示唆しているのかも知れない。

そこで本研究では、これらの微小地震のメカニズムを求め、これらが岐阜 - 一宮線の余震であるか、すなわちこれらの微小地震から、1891年の濃尾地震の時に岐阜 - 一宮線が動いた可能性について調べる。

一方、岐阜 - 一宮線は梅原断層と近接しており、微小地震もその間で起きている。従ってこの地域で群発する微小地震には梅原断層の余震も含まれる。震源の位置以外に、これらを区別する方法はあるだろうか。1891年に起きた濃尾地震のメカニズムは、地表で観測された変位からの推定では、根尾谷断層から梅原断層にかけては走行が北西 - 南東のほぼ垂直の断層が、南西側が隆起する左横ずれの断層である。また、岐阜 - 一宮線については、Mikumo and Ando (1976) は水準測量の結果に基づいて、南西側が沈降する左横ずれの断層であると推定している。3章で山岡が推定する断層も、水平変位を考慮していないことと断層面の傾斜が異なるが、南西側が沈降することについては同様である。従って、これらの断層のメカニズムの違いから、微小地震が梅原断層に起因するのか、岐阜 - 一宮線の断層に起因するのかの区別が可能と思われる。

また、大きな地震が起きると、有限長の断層の末端では不均一な変位の影響によって応力場が局所的に乱される。濃尾地震の断層でも同様のことが起こっていると考えられ、このような効果も考慮して考察を行なう。

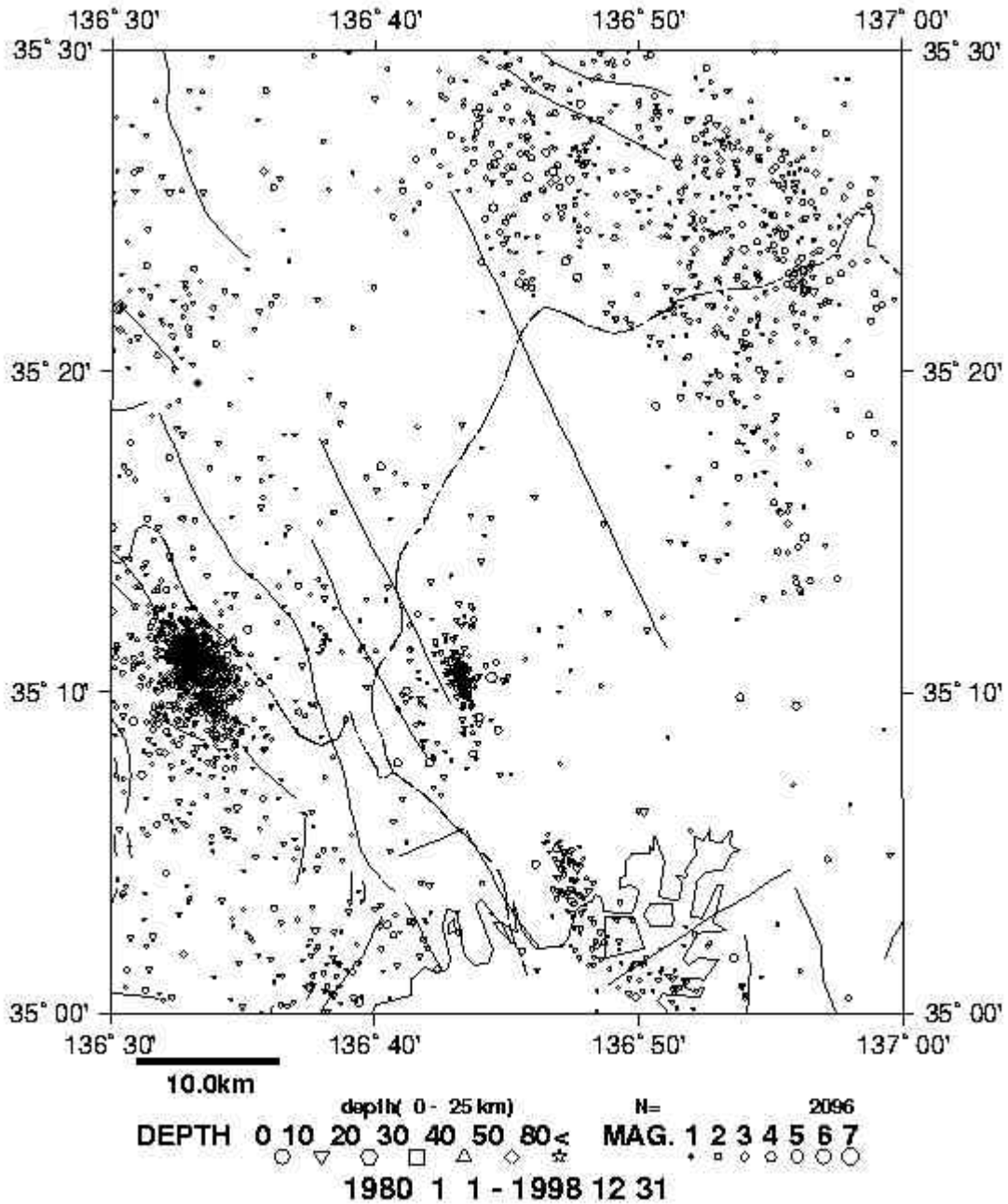


図 8.1.1 濃尾平野北部で起きている微小地震の震央分布(名古屋大学地震火山観測・防災研究センターによる)。直線は活断層および構造線(推定含む)を示す。

8.1.2 濃尾地震の断層周辺で起きる地震

名古屋から岐阜地域にかけての微小地震を含めた地震の震央をプロットすると、図 8.1.1 のようになる。地震は根尾谷断層から梅原断層に沿って分布しており、濃尾地震の余震がいまでも起きていることを示している。地震は、梅原断層と岐阜 - 一宮線に分岐する岐阜市の辺りでは、梅原断層から岐阜 - 一宮線の間で、幅広く震央が分布している一方で、岐阜 - 一宮線に沿っ

た地域ではむしろ地震の頻度は少ない。しかし、岐阜 - 一宮線から東に 10km ぐらいのところに、岐阜 - 一宮線に並行に微小地震の震源が分布している。1891 年の濃尾地震の時に、岐阜 - 一宮線が動いたとすれば、その余震はこの一群であると考えられる。以下では、この梅原断層と岐阜 - 一宮線の間で起きる微小地震のメカニズムを求め、岐阜 - 一宮線の断層の形状や、過去に起きた地震のメカニズムなどについて考察する。

8.1.3 使用データ

本研究では、この地域で起きた地震のデータとして、大都市圏強震動総合観測ネットワーク（飛田他、2001；以下強震ネットと略記）によって収集された有感地震および、独立行政法人防災科学技術研究所の Hi-net による微小地震のデータを用いる。強震ネットでは、この地域に設置された強震計および計測震度計での加速度波形データが、Hi-net では、防災科学技術研究所、気象庁、大学による観測の速度波形データが利用できる。使用した強震ネットによる地震を表 8.1.1 に、Hi-net によるデータを利用した地震を表 8.1.2 に示す。

表 8.1.1 解析に用いた地震の震源パラメータ（強震ネット）

Event Origin	Longitude	Latitude	Depth (km)	M_{jma}	Nc^a	Δ^b
2001/07/21 14:36:12	136.9208°	35.3723°	10.4	3.6	7	0.24
2001/10/25 20:12:49	136.7920°	35.4142°	12.5	3.7	7	0.12
2002/10/28 22:04:17	136.9207°	35.2582°	6.1	3.0	5	0.46

a: Number of stations used for the inversion.

b: Residual

表 8.1.2 解析に用いた地震の震源パラメータ（hi-net）

Event Origin	Longitude	Latitude	Depth (km)	M_{jma}	Nc^a	Δ^b
2002-06-08 15:52:00	136.922°	35.257°	8.1	2.8	7	0.53
2002-07-10 02:58:16	136.900°	35.308°	15.3	2.1	4	0.44
2002-07-20 12:37:30	136.858°	35.218°	13.0	1.3	5	0.57
2002-08-15 02:00:20	136.890°	35.267°	8.7	1.4	8	0.77
2002-08-22 10:55:15	136.863°	35.248°	11.4	1.5	7	0.86
2002-10-07 16:13:56	136.917°	35.261°	5.8	2.0	10	0.38
2002-10-28 22:04:17	136.921°	35.258°	6.1	3.0	22	0.74
2002-11-23 05:01:26	136.889°	35.309°	9.5	1.5	6	0.19
2003-01-29 22:15:37	136.898°	35.303°	11.3	1.7	7	0.50

a: Number of stations used for the inversion.

b: Residual

8.1.4 解析方法

解析に使用する地震のマグニチュードは4以下（気象庁発表）であり、変位波形に積分した時の直達波のパルス幅は0.1秒程度かそれ以下である（図8.1.2）。このような波形を数値計算によって合成するためには、数十 Hz 以上の高周波まで計算する必要があるが、これは容易ではない。一方、変位に積分した波形（図8.1.2）を見ると、P波、S波ともに初動パルスは明瞭であり、ほぼ三角形型のパルスになっている。これは、マグニチュードが小さいために、震源時間関数が単純であるためと考えられる。従ってP波、SV波、SH波の振幅を読みとり、ラディエーションパターンと比較することによって、モーメントテンソルのインバージョンが可能である。本研究ではKikuchi and Kanamori (1990) の方法を、振幅だけを用いるように簡略化してメカニズムのインバージョンを行なった。

KiK-netの羽島観測点でのボーリングによる速度構造は、図8.1.3のようになっており、1km以内の浅いところの構造も詳しく調べられている。本研究では簡略化のためにこれらの影響は無視し、震源と観測点間の波線は直線で近似して振幅を計算した。地震波速度はKiK-netの羽島観測点のボーリングデータを参考に、 $V_p=4800\text{m/s}$ 、 $V_s=3000\text{m/s}$ とした。

強震ネットによる強震計、計測震度計による観測加速度波形は二階積分、Hi-netによる速度波形は一階積分して、変位波形に変換して振幅を読みとった。これら加速度計や速度計による観測波形を積分して変位波形にすると、低周波に含まれるノイズが増幅される。ここでは、カットオフ周波数 0.3 Hz のハイパスフィルタを作用させることでその影響を低減した。

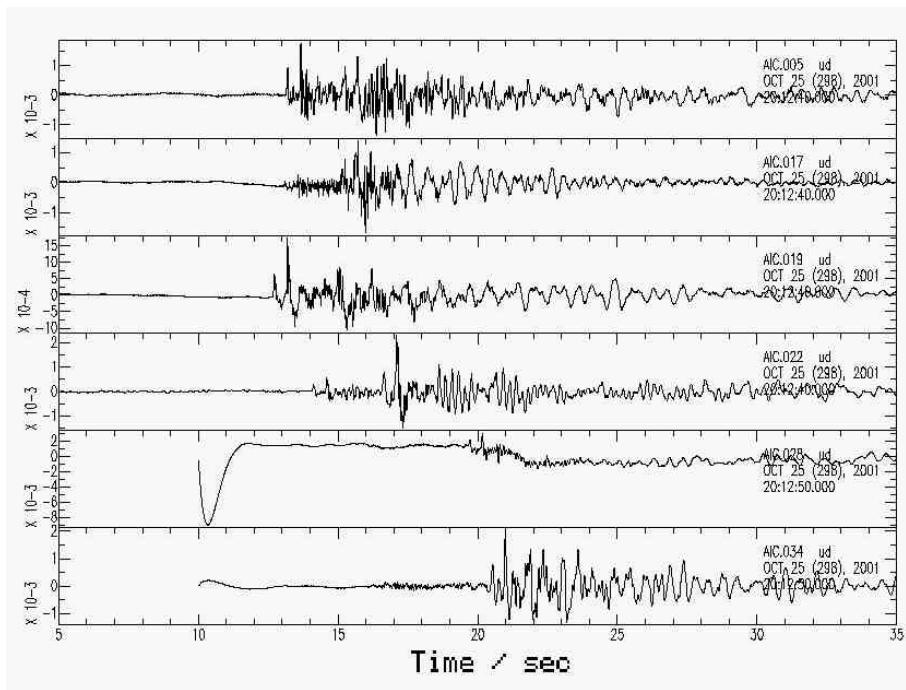


図8.1.2 観測された加速度波形を積分して変位波形にしたもの。カットオフ周波数0.3Hzのハイパスフィルタで低周波成分を除去した。2001年10月25日のイベント。上下動。

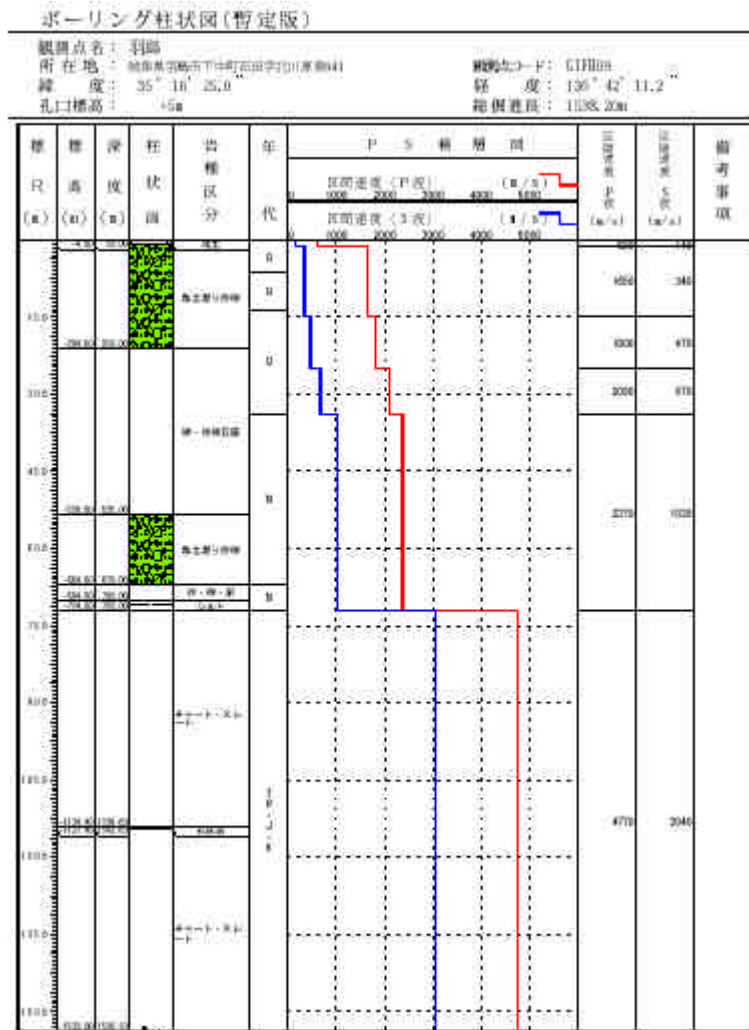


図 8.1.3 Kik-net 羽島観測点での検層のデータ (防災科学技術研究所)

変位に変換した波形は水平面内で回転し、EW - NS 成分から、震源に対しての半径 - 接線成分に変換した。これら半径成分、接線成分をそれぞれ SV、SH 成分として振幅を読みとり、また P 成分は上下動波形から読みとった。

8.1.5 結果

(a) 強震観測ネットワークのデータによるメカニズム

岐阜 - 一宮線近傍において発生した地震のうち、以下の三つの地震が強震観測ネットワークによって記録された。

2001 年 7 月 21 日 :

この地震は愛知と岐阜の県境で起きており、震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは 10km ほど東にある (図 8.1.4)。観測された波形全てから読みとった P、SV、SH の振幅から求めたメカニズムを図 8.1.5a に(a)、S/N の悪い 10 点を除いて求めたメカニズムを図 8.1.5b に示す(b)。残差

は(a)の場合は0.77であったものが、(b)の場合は0.31と大きく減少している。この地域の広域応力場としては、濃尾地震のメカニズムから推定されるような、東西に圧縮である応力場が推定される。インバージョンで得られた(a)のメカニズムは、この地域の広域応力の傾向とは全く一致せず、むしろ逆である。一方(b)のメカニズムは、主圧縮軸は北西 - 南東であり、広域応力場に近くなっている。

強震計や計測震度計の水平方位は必ずしも正確に設置されているとは限らず、数十度程度の誤差があると考えられる。そこで(a)と同じデータを用いてSV、SHの読みとり値からS波の振幅の絶対値を計算し、これとP波の振幅を用いてインバージョンを行なった。その結果、図8.1.5cのようなメカニズムが得られ、残差は0.18となった(c)。これは、南南西が隆起するタイプの断層であり、(a)や(b)で得られたものと全く異なる。S波の方位の情報を使用しなかった結果、全くことなる局所解が得られたと考えられる。しかし、筆者が強震計の設置条件を見た範囲では、強震計や計測震度計は数十度は方位がずれても、全く異なっているということにはなかった。従って、S波の方向の情報をなくすことで全くことなる解が得られた場合は、これを地震のメカニズムとして採用するのは不適當であると考えられる。従ってこの地震のメカニズムとしては、(b)が最も適當であると考えられる。

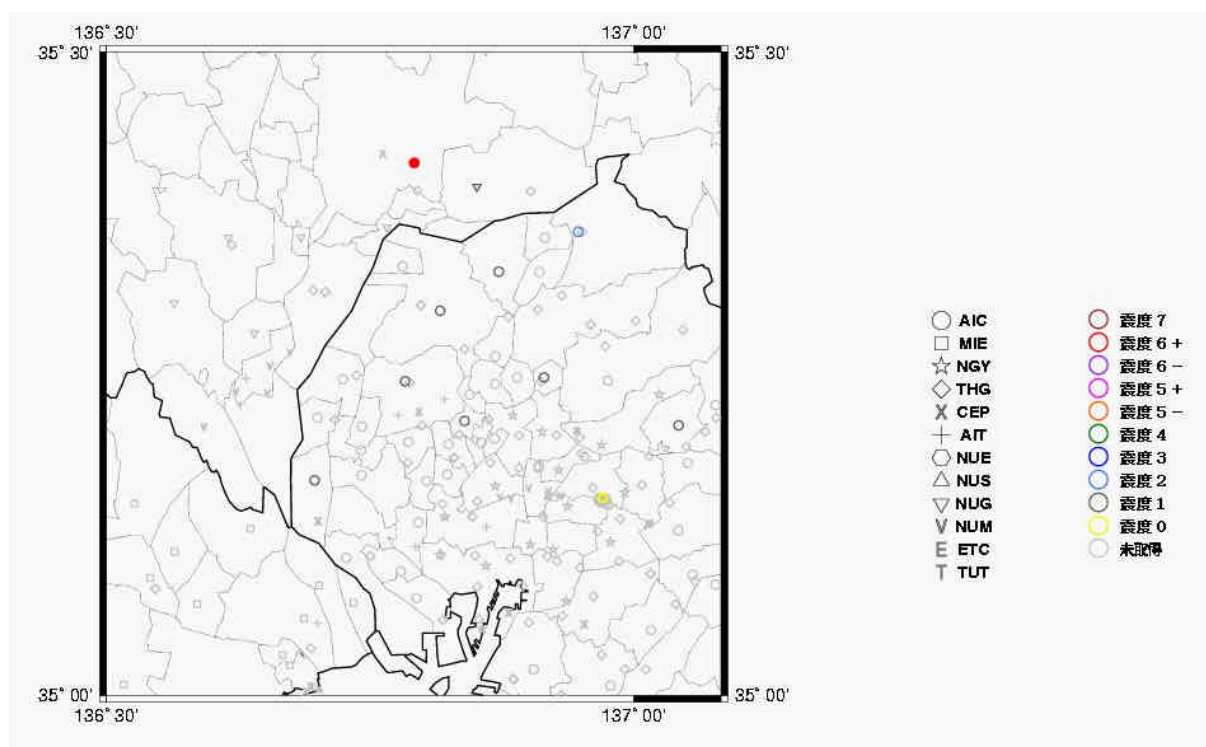


図8.1.4 2001年7月21日に起きた地震の震源(赤丸)と強震ネットの観測地点(色の付いた印)。

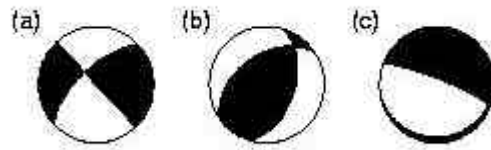


図 8.1.5 2001 年 7 月 21 日の地震のメカニズム。(a) 全ての観測点の振幅読み取り値を使った場合。(b) S/N の悪い観測点を除いた場合。(c) S 波を振幅の絶対値だけにした場合。

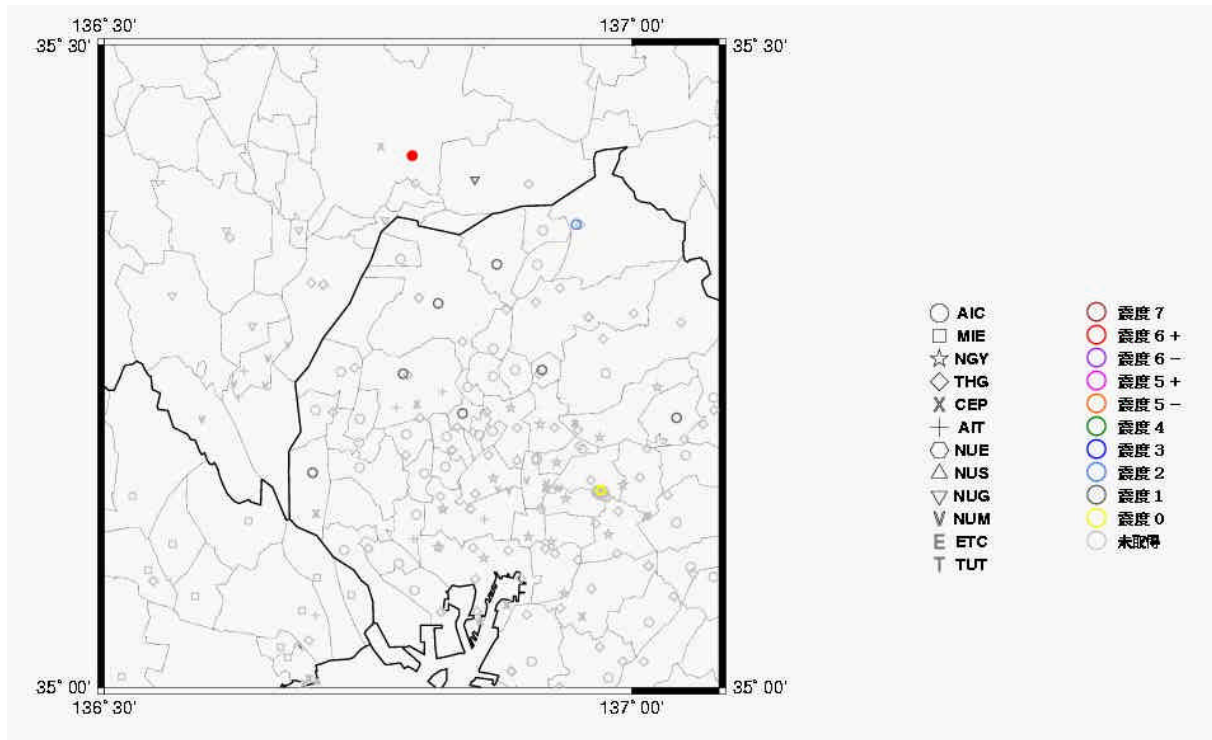


図 8.1.6 2001 年 10 月 25 日に起きた地震の震源 (赤丸) と強震ネットの観測地点 (色の付いた印)。

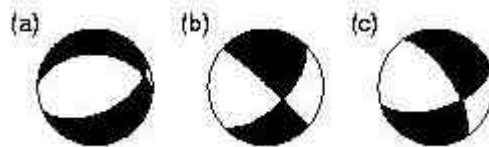


図 8.1.7 2001 年 10 月 25 日の地震のメカニズム。(a) 全ての観測点の振幅読み取り値を使った場合。(b) S/N の悪い観測点を除いた場合。(c) S 波を振幅の絶対値だけにした場合。

2001 年 10 月 25 日 :

この地震は岐阜市直下であり、震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは 5km 程度のずれである (図 8.1.6) 観測された波形全てから読みとった P、SV、SH の振幅から求めたメカニズムを図 8.1.7a に (a)、S/N の悪い点を除いて求めたメカニズムを図 8.1.7b に示す (b)。残差は (a) の場合は 0.48 であったものが、(b) の場合は 0.12 と大きく減少している。どちらも主引張軸は南北であ

るが、(a)は正断層であり、(b)は横ずれ断層となっている。この地震でも、(b)と同じデータを用いて SV、SH の読みとり値から S 波の振幅の絶対値を計算し、これと P 波の振幅を用いてインバージョンを行なった。その結果、図(c)のようなメカニズムが得られ、残差は0.10 となった(c)。この地震の場合は(b)の結果とほぼ同じメカニズムであり、(b)または(c)のメカニズムが震源のメカニズムであると考えられる。

2002年10月28日：

この地震の震央は震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは離れているが、その東に岐阜 - 一宮線に並行に分布する微小地震の震源域で起きている（図 8.1.8）。この地震は上の二つに比べてマグニチュードが小さく、波形が使用できた観測点は 5 つであった。観測されたデータから読みとった P、SV、SH の振幅を用いて求めたメカニズムを図 8.1.9 に示す。得られたメカニズムは、P 初動の極性をほとんど説明できていない（図 8.1.10）。さらに、後述する Hi-net でも同じ地震の記録が得られており、これを用いたメカニズムはここで得た結果とは整合しない。強震観測ネットワークのデータは観測点が少ないため、この結果は信用できないと考える。

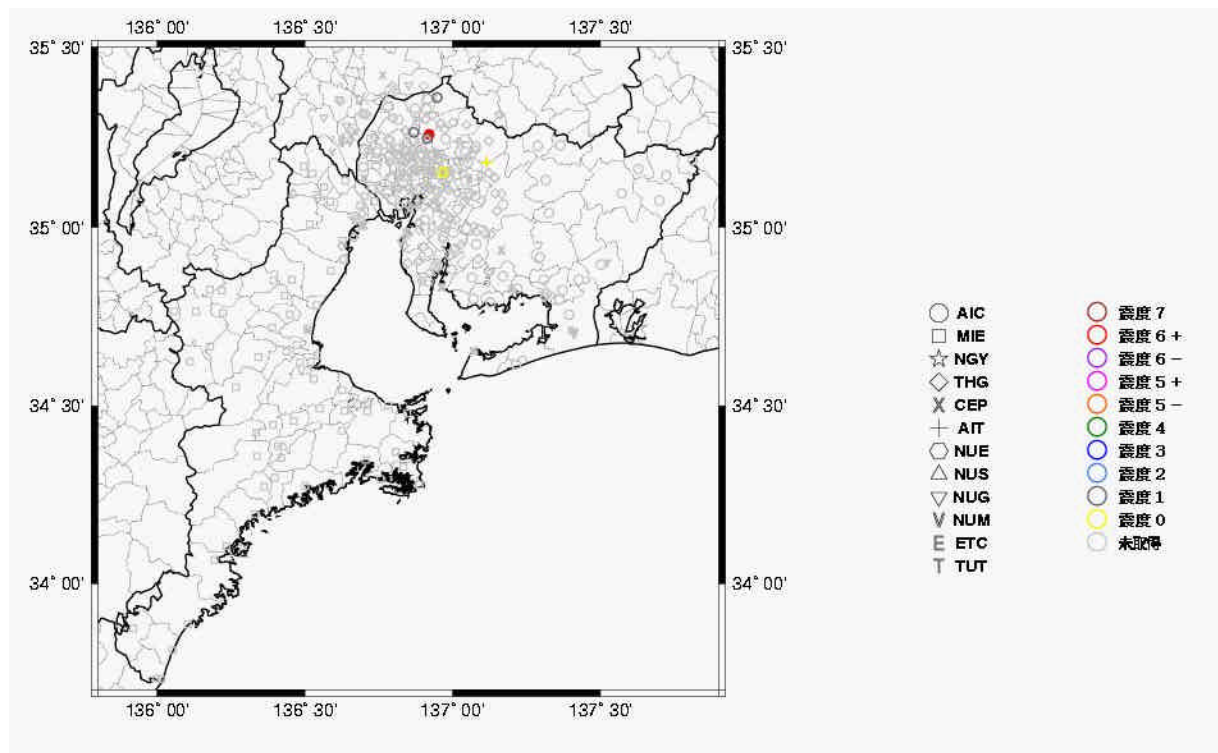


図 8.1.8 2002 年 10 月 28 日に起きた地震の震源(赤丸)と強震ネットの観測地点(色の付いた印)。



図 8.1.9 2002 年 10 月 28 日の地震のメカニズム。

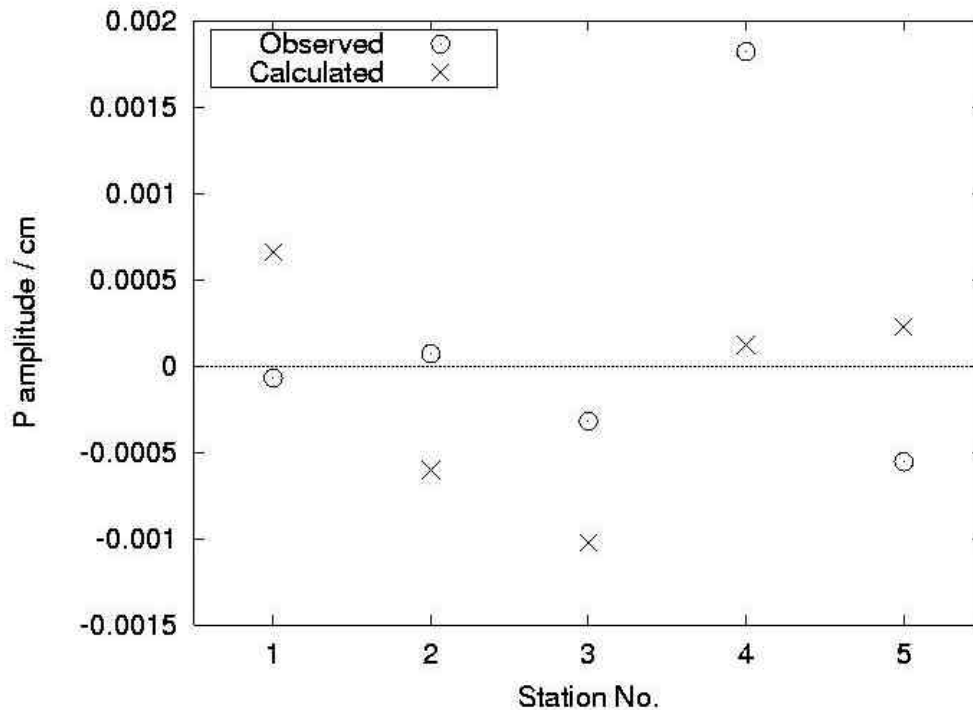


図 8.1.10 2002 年 10 月 28 日の地震に対して求めたメカニズムにおける P 波の振幅の観測値と計算値の比較。ほとんどの観測点で、振幅だけでなく極性も説明できていない。

(b) Hi-net のデータによるメカニズム

Hi-net のデータを用いて求めたメカニズムを、地図上に震源位置とともに図 8.1.11 にプロットする。これまでに求めたメカニズムにはあまり統一性が見られない。しかし、全体としては南北に主引張軸が向く傾向にある。これはこの地域の主応力軸の傾向と整合する。

今回求められたメカニズムには、横ずれ型、正断層、逆断層それぞれ求まっているが、数で見ると、走行がほぼ東西で南北引張の正断層が僅かに多く、次に南北引張の横ずれ断層が多い。しかし、横ずれ断層の地震はこれらとは走行がほぼ同じでしかも主軸の向きが全く逆の、東西引張の地震も複数起きている。なお、表に見られるように、ここで示した結果の中には残差の大きなものもある。これらについては、今後データを見直して取捨選択をする必要がある。

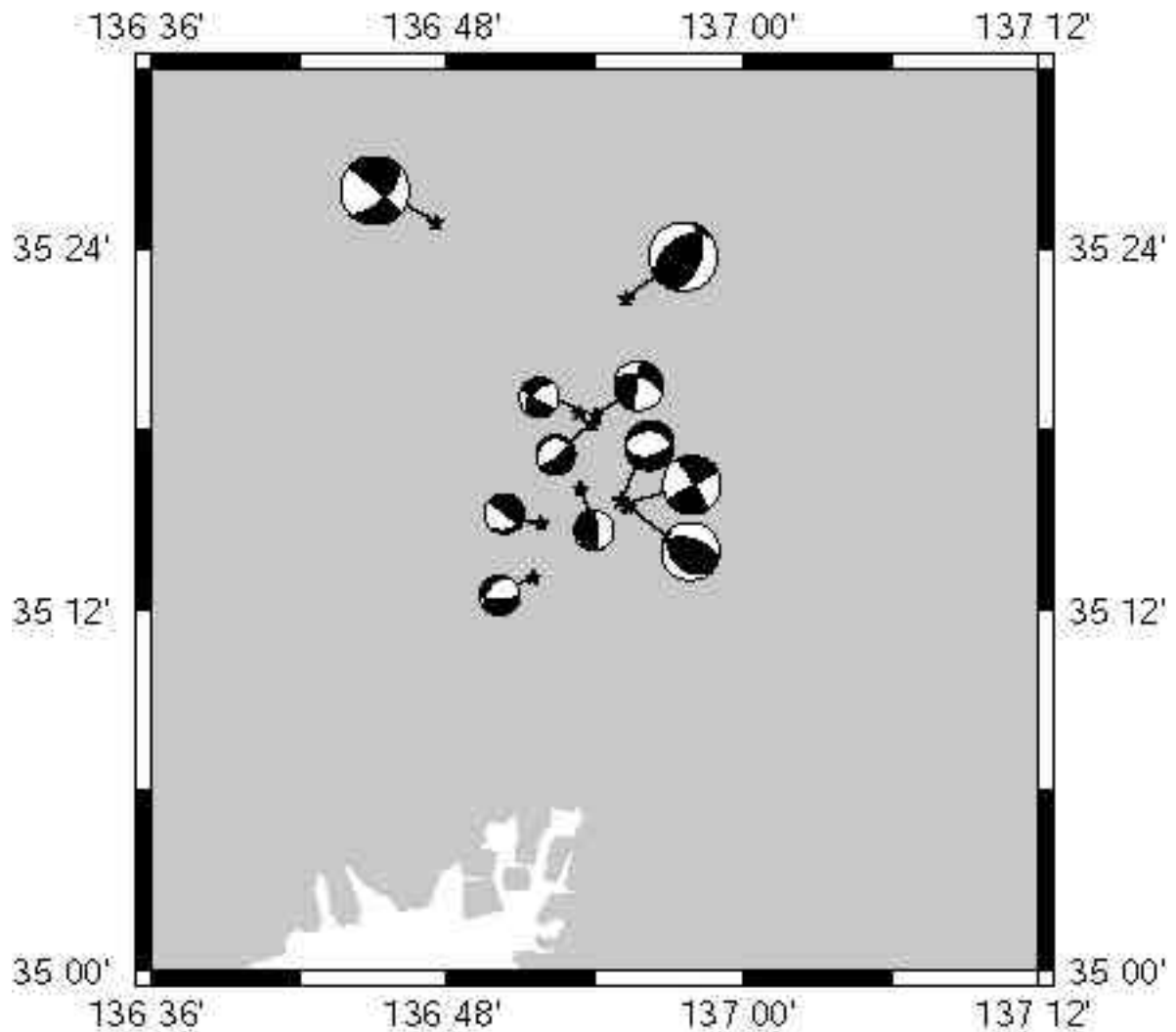


図 8.1.11 Hi-net によって観測された地震のメカニズム。震央位置を で示す。強震ネットのデータによって求められた地震のメカニズムもあわせて示す（北から二つ）

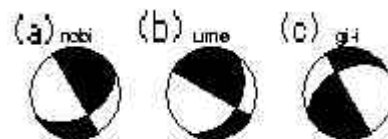


図 8.1.12 三雲、安藤 (1975)による濃尾地震のメカニズム。(a) 根尾谷断層。(b) 梅原断層。(c) 岐阜 - 一宮線。



図 8.1.13 (a) 3 章の山岡による岐阜 - 一宮線の断層モデル。(b) 山岡モデルに、三雲、安藤 (1975)と同じレイクを与えたメカニズム。

8.1.6 考察

インバージョンによってメカニズムを求めるには、自由パラメータの数 (=5) から、最低でも 2 観測点での P、SV、SH の読みとりが必要である。観測データに誤差が含まれることや、地下の速度構造を簡単なものを仮定していることなどを考慮すると、信頼のおける結果を得るためには、もっと多くの観測が必要である。さらに、震源に対する観測点の方位にバリエーションがあった方がよい。本研究で得た結果については、残差の大きいイベント、特に使用した観測点が少ないイベントについては、結果について再び吟味する必要がある。

[温海～根尾谷、梅原、岐阜 - 一宮線のメカニズム]

三雲、安藤 (1975) によると、根尾谷、梅原、岐阜 - 一宮線の各断層のメカニズムは、地表で観測された変位から以下ようになる。

温海～根尾谷： $\theta = 330^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ 、 $\lambda = -45^\circ$

梅原： $\theta = 300^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ 、 $\lambda = -53^\circ$

岐阜 - 一宮線： $\theta = 330^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ 、 $\lambda = 45^\circ$

ここで、 θ 、 ϕ 、 λ はそれぞれ、走行、傾斜、レイク (rake) を表す。これらで表されるメカニズムを図 8.1.12 に示す。

また、3 章で山岡によって提案された、岐阜 - 一宮線のモデルから表されるメカニズムを図 8.1.13a に示す。これは、濃尾地震の時に地表で観測された水準点の上下変動を説明するために、岐阜 - 一宮線の地下に逆断層を配置したものである。上下変動を説明するのが目的であるため、このモデルには水平の変位は考慮されていない。そこで、Mikumo and Ando (1976) によって仮定されたレイクを導入し、水平動を考慮したメカニズムを併せて示す (図 8.1.13b)。

振幅のインバージョンによって得られたメカニズムの横ずれ断層のうち、主引張軸が南北に向いているものは、温海～根尾谷断層および梅原断層のメカニズムと調和的である。一方で Mikumo and Ando (1976) や 3 章の山岡によって提案されるような、岐阜 - 一宮のメカニズムに対応する地震はほとんど見られなかった。

ここで調べたのは、最近の約 2 年の間に起こった地震のメカニズムであり、それは現在の応力場を反映していると考えられる。現在の応力場が 100 年前と必ずしも一致するとは限らない。また、大きな地震で動いた断層の末端や折れ曲がりのあったところでは、局所的に応力場が乱される。本研究で対象とした地震は、まさにそのような場所で発生している可能性がある。

松田 (1974) では、横ずれ断層の末端で隆起が起こり、横ずれの変位が解消されるとしている。このような場所では、局所的に断層に平行な圧縮応力が増加すると考えられる。強震ネットのデータを使って求めた 2001 年 7 月 21 日の地震の主圧縮軸が東西に向いているのは、このような影響が考えられる。一方、南部の地震は、梅原断層からは断層の長さの半分から同程度離れているので、梅原断層の末端の影響は小さいと考えられる。

南部の地震のメカニズムが、岐阜 - 一宮線の断層が運動したための末端の影響を受けているとしたら、岐阜 - 一宮線として、どのようなメカニズムが考えられるか、それを考察してみる。この地域の地震のメカニズムで卓越するのは、主引張軸が南北、主圧縮軸が上下の正断層である。

ここで起きている地震の震源の深さは 10km 前後である。Mikumo and Ando (1976) や、3 章の山岡によって提案されたモデルのような断層面を考えると、地震は断層の東側で起きており、断層面が山岡モデルのように傾いているとすれば、その上側で起きている。この場合、Mikumo and Ando (1976) や山岡モデルとは逆に、断層が正断層だった場合、断層の下端の上盤側では、上下に圧縮するような応力場の末端現象となり、微小地震のメカニズムを説明することができると考えられる。

8.1.7 結論

今回の解析により得た微小地震のメカニズムからは、岐阜 - 一宮線が活動した証拠はえられなかった。また、現在の応力場はこの断層を、再び同様のメカニズムで運動させる状態にはない。しかし、解析の精度を向上し、再検討する必要がある。

8.2 岐阜 - 一宮線に関する総合的考察

ここでは、岐阜 - 一宮線という構造線が提唱される元となった現象について、本報告書に記載された内容を参考にしながら、筆者の私的な見解を述べる。さらに、岐阜 - 一宮線について、1891 年濃尾地震の時に本当に断層運動があったのか、また活断層として存在すると考えてよいのか、さらに、仮に存在するとした場合の将来の活動の可能性について考察を行なう。なお、ここで述べることは筆者の私見であり、研究グループのメンバーの統一した意見ではない。

8.2.1 岐阜 - 一宮線の根拠についての考察

岐阜 - 一宮線が伏在活断層であると言われるようになった根拠には、主に以下のようなものがある。すなわち、1891 年に起きた濃尾地震の時に観測されたとされる、以下の二つの現象、

- (1) 震裂波動線第二（例えば井口，1894；井関，1966）
 - (2) 水準測量の上下変動（陸地測量部，1903；武藤・川畑，1934）
- 及び、過去の研究における
- (3) 濃尾平野の地下の段差構造の示唆（杉崎・柴田，1961；飯田・青木，1959）
- である。

(1) の震裂波動線第二について：

震裂波動線とはそもそも、1891 年濃尾地震の時ににおける被害の大きかった地域が、三本の線状の地域に集中していたという調査結果に基づく。震裂波動線第一は梅原断層近傍、第二は濃尾平野中央の岐阜 - 一宮線近傍、第三は濃尾平野西端からやや東よりであり、木曾三川の近傍である。しかし、後の資料の分析調査では、被害が大きかった地域はむしろ面状に広がっている（村松，1963；飯田，1979，1985）。従ってなぜ、井口(1894)、井関(1966)らの調査において、「震裂波動線」という線状の被害集中地域が見出されたのか、今となっては確認のしようがない。また、濃尾平野南東部が被害が大きかった理由として、直下にある岐阜 - 一宮線が運動をしたという理由

を挙げることもできるが、被害が必ずしも断層のそばに集中するわけではない。さらに、被害集中域である震裂波動線と活断層を結びつけることについては、震裂波動線第三に対応する活断層については提案されていないという矛盾をはらむことになる。従って、被害集中域を直接活断層と結びつけることが必ずしも正しくないことは既に認識されていたと思われ、岐阜 - 一宮線の根拠としては、(2)や(3)の観測が傍証としてあったからであろう。

なお、濃尾平野で被害が大きかった南西部の地域（震裂波動線は第二と第三が含まれる）は堆積平野であり、地盤構造と地震波の入力との関係によって地震動が堆積層で増幅され、あるいは堆積層の固有周波数と共振したために地震動が強くなり、被害が集中した可能性が考えられる。これについては、6章にあるように堆積平野の構造をより詳しく調べ、また濃尾地震の破壊過程を解明することで、濃尾地震の時の地震動を詳しくシミュレーションすることにより解明できるだろう。ただし、濃尾地震の破壊過程を推定することは容易ではない。

(2) の水準測量の上下変動について：

地震の前後の水準測量についての検証は、今となつてはおそらく不可能である。従って、この観測については否定も肯定もできない、というのが現状であろう。しかし、観測されたような地殻変動が実在したのならば、1891年の濃尾地震の時に岐阜 - 一宮線が活動したことに關する最も直接的な証拠である。

(3) の段差構造の示唆について：

これについては根拠とされた資料の入手が容易であり、検討の余地がある。杉崎・柴田(1961)では、第四紀の後期更新世の熱田層内に挟まれる軽石層や鍵層に、5mの食い違いが見出された。ここで示された5mの段差というのは、4章にあるように人工震源を用いた反射法などの探査法では、十分な分解能がないために見つけることはできないと思われる。重力などでも、この程度の段差を正確に推定するのは現在の技術では無理であろう。また、構造探査の結果は地下の堆積層には5mよりも大きな振幅の凸凹があるため、5mの段差は活断層（構造線）の証拠としては不十分であると思われる。

飯田・青木(1959)では、岐阜 - 一宮線付近を境に重力が急変することを示している。これは比較的有力な根拠であり、5章でも重力を元にして濃尾平野の地下構造モデルについて考察している。しかし、この重力の急変は断層のような段差構造とは限らず、濃尾平野の基盤の傾きが変化するような構造による緩やかな重力の変化である可能性もある。さらに、人工地震を用いた探査で段差構造が見つからないことから、広域の地下構造によるものであると考えた方が良さそうである。

8.2.2 岐阜 - 一宮線の存在の可能性と将来の活動の可能性について

岐阜 - 一宮線が「活断層」であるならば、累積する変位によって地下に段差構造が形成されるはずである。しかし上記のように、岐阜 - 一宮線の存在は示唆されるものの、地下の段差構造といった決定的な証拠は得られない。従って、岐阜 - 一宮線が根尾谷断層と同程度またはそれ以上

の活動度を持つ活断層であるとは考えられず、近い将来に被害地震の震源断層となる可能性は低いのではないかと考えられる。

一方で、1891年の濃尾地震の前後の水準測量の結果に見られるように、この地震の時に岐阜 - 一宮線が上下変位を伴う動きをしたことは否定できない。従って、岐阜 - 一宮線が再び地震を起こすことも、完全に否定することはできない。

なお、岐阜 - 一宮線が横ずれ断層であるために段差ができず、そのため基盤震度の探査などで検出されない、という見方もできる。しかしこれは、そもそもの根拠の(2)と(3)と矛盾するので、横ずれ断層であるという積極的な根拠がない状態でのこのような議論には意味がないと思われる。

謝辞

微小地震のメカニズムの解析において、愛知県計測震度計ネットワーク、愛知工業大学、気象庁、京都大学防災研究所、名古屋大学、独立行政法人防災科学技術研究所のHi-netのデータを使わせていただきました。速度構造は、独立行政法人防災科学技術研究所のKiK-netにおける検層のデータを参考にさせていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 井口 龍太郎 (1894) 大地震後岐阜県東濃ノ地八殊ニ擾乱セル哉, 気象集誌
- 飯田 汲事 (1979) 明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議地震部会
- 飯田 汲事 (1985) 明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布, 東海地方地震・津波被害誌
- 飯田 汲事・青木 治三 (1959) 重力異常と地下構造 特に濃尾平野の場合について, 測地学誌, 5, pp. 88-91
- 井関 弘太郎 (1966) 濃尾地震(1891)に見られた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, pp. 231-224
- 松田時彦 (1974) 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, vol. 13, pp. 85-126
- 村松 郁栄 (1963) 濃尾地震激震域の震度分布及び地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 3, pp. 202-224
- 三雲健, 安藤雅孝 (1975) 濃尾地震の解析的再現, 科学, vol. 45, No. 1, pp. 50-58
- Mikumo, T., and Ando, M., (1976) A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, J. Phys. Earth, vol. 24, pp. 63-87.
- 武藤 勝彦・川畑 幸夫 (1934) 濃尾震災地及び其他の地方における検測水準測量の調査, 東京大学地震研究所彙報, 11, pp. 315-328
- 陸地測量部 (1903) 明治24年濃尾震災に対する同地方の地盤垂直動の検測
- 杉崎 隆一・柴田 賢 (1961) 地下水の地球化学的研究(第1報), 地質学雑誌, 67, pp. 335-345
- 飛田 潤、福和 伸夫、中野 優、山岡 耕春 (2001) オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, 第13号, pp. 49-52

9. 距離減衰式を用いた濃尾地震の広域強震動評価

9.1 はじめに

濃尾地震の震源断層に関する情報をもとに、複数の断層モデルを設定し、距離減衰式による広域強震動評価を行い、観測被害率分布の再現性について議論する。具体的には、次の2つの検討を行う。「岐阜 - 一宮断層帯が活断層ではない」という地震調査委員会(2001)の評価結果を踏まえ、岐阜 - 一宮断層帯の直下に断層がない断層モデルで観測被害率分布が説明可能かどうかについて検討する。また、3章で示したような地殻変動や微小地震分布などを説明可能な新しい震源モデルの有効性を、広域強震動分布の再現性の観点から検証する。

9.2 計算条件

本検討における計算条件を以下にまとめる。

9.2.1 断層モデル

設定した断層モデルは、以下の3つとした。

断層モデル1：Mikumo and Ando(1976)の断層モデル

断層モデル2：Mikumo and Ando(1976)で岐阜 - 一宮断層帯を除いた断層モデル

断層モデル3：Mikumo and Ando(1976)で岐阜 - 一宮断層帯の部分をやや東側の逆断層とした断層モデル

ここで設定した3つの断層モデルを図9.2.1に示す。

9.2.2 断層パラメータ

巨視的断層パラメータは以下の考え方に基づいて設定した。

断層の位置は、図9.2.1に示したとおりである。

断層モデル2と断層モデル3の地震モーメントは、地震モーメントが断層面積の1.5乗に比例するとして、断層モデル1の地震モーメントと断層面積から求めた。

各断層モデルの震源深さは、全断層の平均深さとした。

3つの断層モデルにおける断層パラメータを表9.2.1～表9.2.3に示す。

9.2.3 距離減衰式

距離減衰式は、司・翠川(1999)による断層面からの最短距離を用いた最大速度の式を用いた。地震動の定義位置は、S波速度600m/s程度の工学的基盤である。用いた距離減衰式を以下に示す。

$$\log PGV_{b600} = 0.58M_w + 0.0038 D - 1.29 - \log(X - 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002 X$$

PGV_{b600} : 最大速度(cm/s) : S波速度 600m/s 程度の工学的基盤
Mw : モーメントマグニチュード
D : 震源深さ(km)
X : 断層最短距離(km)

9.2.4 地盤増幅度

S波速度 600m/s 程度の工学的基盤から地表面までの最大速度の増幅度は、松岡・翠川(1993)に基づいて、国土数値情報を用いて算定した。本検討で用いた最大速度の地盤増幅度を図 9.2.2 に示す。

9.2.5 震度計算方法

地表面の最大速度から震度への換算は、以下の示す翠川・他(1999)の式を用いた。

$$I_{\text{INSTR}} = 2.68 + 1.72 \log \text{PGV}_S$$

I_{INSTR} : 計算震度
 PGV_S : 地表面における最大速度(cm/s)

この関係式における最大速度は、水平動 2 成分を合成したものである。一方、司・翠川(1999)の距離減衰式から求められる最大速度は水平 2 成分のうち大きい方の値である。このように、厳密な意味では両者の定義は異なるが、本検討では両者の結論に大きな相違はないと考える。

9.3 計算震度分布と観測被害率分布との比較

3つの断層モデルによる計算震度分布を図 9.3.1～図 9.3.3 にそれぞれ示す。また、これらの震度分布と比較する観測被害率分布(地震調査研究推進本部, 1998)を図 9.3.4 に示す。これらの図より、以下のことがわかる。

図 9.3.1 と図 9.3.4 より、断層モデル 1 による震度 6 強以上の計算震度分布と観測被害率分布を比較すると、岐阜市北部から犬山にかけての被害集中領域だけでなく、岐阜市・大垣・一ノ宮にかけての被害集中領域を概ね再現できている。ただし、計算震度分布では、津島南部の海岸線付近まで震度 6 強以上が広がっており、その付近の再現性がやや悪い。図 9.3.2 と図 9.3.4 より、断層モデル 2 による震度 6 強以上の計算震度分布と観測被害率分布を比較すると、岐阜市北部から犬山にかけての被害集中領域を再現できているが、岐阜市・大垣・一ノ宮にかけての被害集中領域は再現できていない。

図 9.3.3 と図 9.3.4 より、断層モデル 3 による震度 6 強以上の計算震度分布と観測被害率分布を比較すると、岐阜市北部から犬山にかけての被害集中領域や岐阜市・大垣・一ノ宮にかけての被害集中領域の再現性は断層モデル 1 の場合と同程度で、全体的に被害集中領域をよく再現できている。とくに、津島南部においては、断層モデル 2 の結果よりも観測

被害率分布の再現性が良い。

以上より、図 9.3.4 に示した観測被害率分布の再現性の観点から、断層モデル 1 または断層モデル 3 が良いといえる。

9.4 まとめ

本検討では、3 つの巨視的断層モデルに対して距離減衰式による広域の震度分布を計算し、観測被害率分布と比較した。その結果、以下のことが指摘できる。

Mikumoto and Ando(1976)で岐阜 - 一宮断層帯を除いた断層モデル (断層モデル 2) は、観測被害率分布を説明できていない。

Mikumoto and Ando(1976)で岐阜 - 一宮断層帯の部分をやや東側の逆断層とした断層モデル (モデル 3) は、Mikumoto and Ando(1976)の断層モデル (断層モデル 1) よりも若干観測被害率分布の再現性が良い。

Mikumoto and Ando(1976)で岐阜 - 一宮断層帯の部分をやや東側の逆断層とした断層モデル (モデル 3) が、観測被害率分布以外の各種のデータ (地殻変動データ、微小地震分布など) の再現性が良ければ、この断層モデルが 1891 年濃尾地震の断層モデルとして最も良いと考えられる。この断層モデルは、岐阜 - 一宮断層帯よりも東側に逆断層を想定しており、この逆断層の位置が地震調査委員会(2001)による「岐阜 - 一宮断層帯が活断層ではない」と評価された位置と異なることから、地震調査委員会(2001)の調査結果と矛盾するものではない。今後、震裂波動線とのきめ細かな対応を検討するために、より詳細な強震動予測手法 (例えばハイブリッド法など) を用いて強震動分布を計算し、観測被害率分布などと比較する予定である。

参考文献

地震調査委員会 (2001): 岐阜 - 一宮断層帯の評価, 平成 13 年 1 月 10 日.

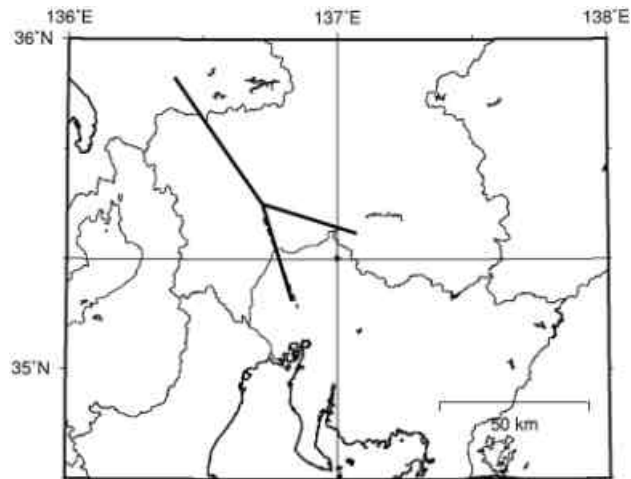
地震調査研究推進本部 (1998): 日本の地震活動 < 追補版 >.

松岡昌也・翠川三郎 (1993): 国土数値情報を利用した広域震度分布予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 447 号, pp.51-56.

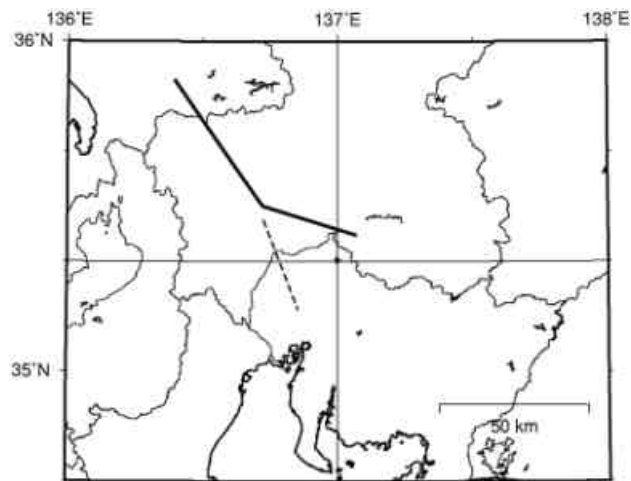
翠川三郎・藤本一雄・松村郁栄 (1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol.1, pp.51-56.

Mikumoto, T and M. Ando (1976): A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, Journal of Physics of the Earth, Vol.24, pp.63-87.

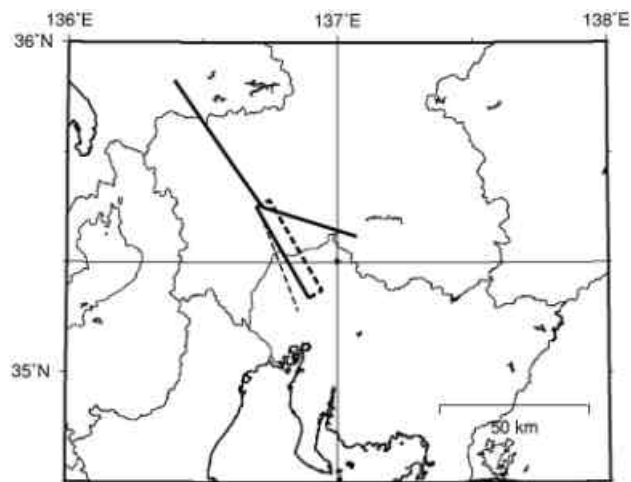
司 宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70.



(a) 断層モデル1



(b) 断層モデル2



(c) 断層モデル3

図 9.2.1 検討に用いた断層モデル (細破線は地震調査委員会による岐阜 - 一宮断層帯)

表 9.2.1 断層モデル1の断層パラメータ

パラメータ	記号	単位	断層モデル1				
モーメント マグニチュード	M_w		7.4				
地震モーメント	M_0	[dyne-cm]	1.5×10^{27}				
断層面積	S	[km ²]	1717				
平均すべり量	D	[m]	2.9				
平均深さ	H	[km]	7.7				
剛性率	μ	[dyne/cm ²]	3.0×10^{11}				
			断層1	断層2	断層3	断層4	断層5
断層長さ	L	[km]	18	18	16	33	34
断層幅	W	[km]	15	15	15	15	13
断層原点							
北緯		[° N]	35.884	35.751	35.618	35.500	35.500
東経		[° E]	136.393	136.507	136.621	136.723	136.723
深さ		[km]	0	0	0	0	2
走向	θ	[°]	145	145	145	107	163
傾斜角	δ	[°]	90	90	90	90	90

表 9.2.2 断層モデル2の断層パラメータ

パラメータ	記号	単位	断層モデル2			
モーメント マグニチュード	M_w		7.3			
地震モーメント	M_0	[dyne-cm]	9.6×10^{26}			
断層面積	S	[km ²]	1275			
平均すべり量	D	[m]	2.5			
平均深さ	H	[km]	7.7			
剛性率	μ	[dyne/cm ²]	3.0×10^{11}			
			断層1	断層2	断層3	断層4
断層長さ	L	[km]	18	18	16	33
断層幅	W	[km]	15	15	15	15
断層原点						
北緯		[° N]	35.884	35.751	35.618	35.500
東経		[° E]	136.393	136.507	136.621	136.723
深さ		[km]	0	0	0	0
走向	θ	[°]	145	145	145	107
傾斜角	δ	[°]	90	90	90	90

表 9.2.3 断層モデル3の断層パラメータ

パラメータ	記号	単位	断層モデル3				
モーメント マグニチュード	M_w		7.4				
地震モーメント	M_0	[dyne-cm]	1.6×10^{27}				
断層面積	S	[km ²]	1800				
平均すべり量	D	[m]	3.0				
平均深さ	H	[km]	7.7				
剛性率	μ	[dyne/cm ²]	3.0×10^{11}				
			断層1	断層2	断層3	断層4	断層5
断層長さ	L	[km]	18	18	16	33	35
断層幅	W	[km]	15	15	15	15	15
断層原点							
北緯		[° N]	35.884	35.751	35.618	35.500	35.500
東経		[° E]	136.393	136.507	136.621	136.723	136.700
深さ		[km]	0	0	0	0	5
走向	θ	[°]	145	145	145	107	150
傾斜角	δ	[°]	90	90	90	90	70E

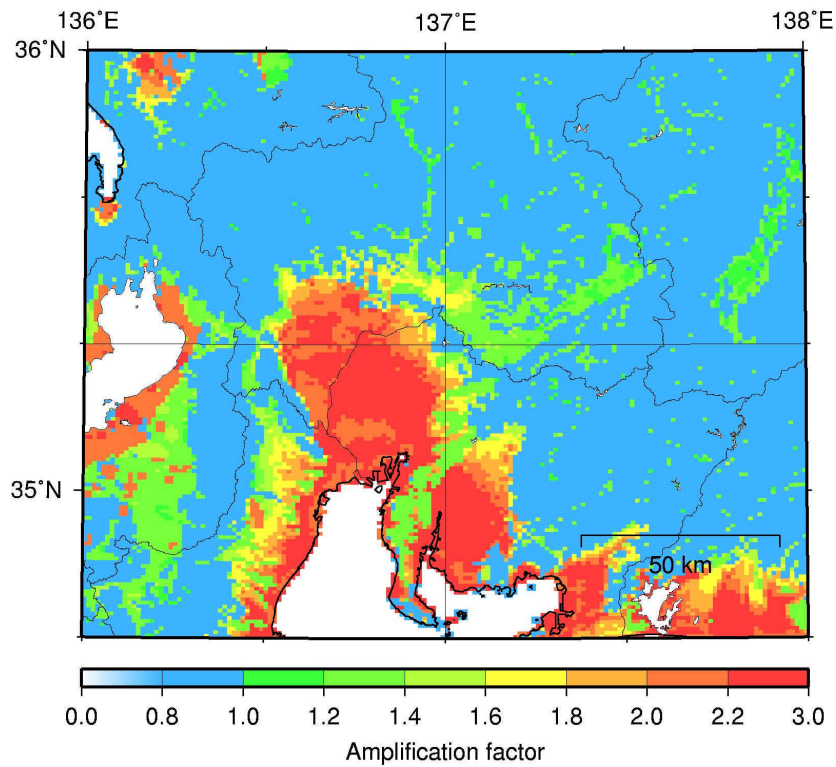


図 9.2.2 工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$ 程度)から地表面までの最大速度の増幅度

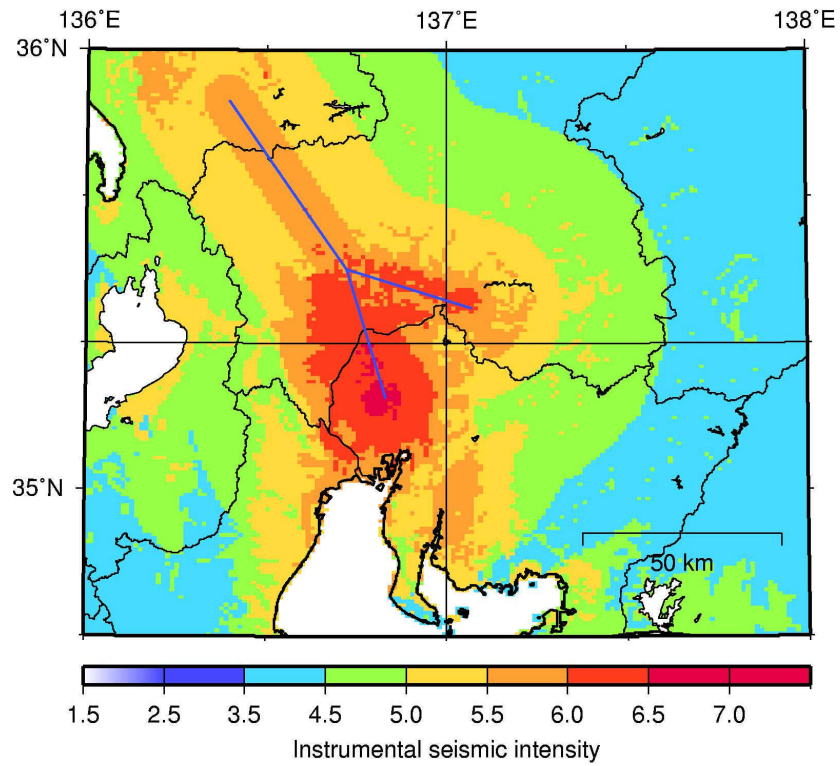


図 9.3.1 断層モデル 1 による計算震度分布

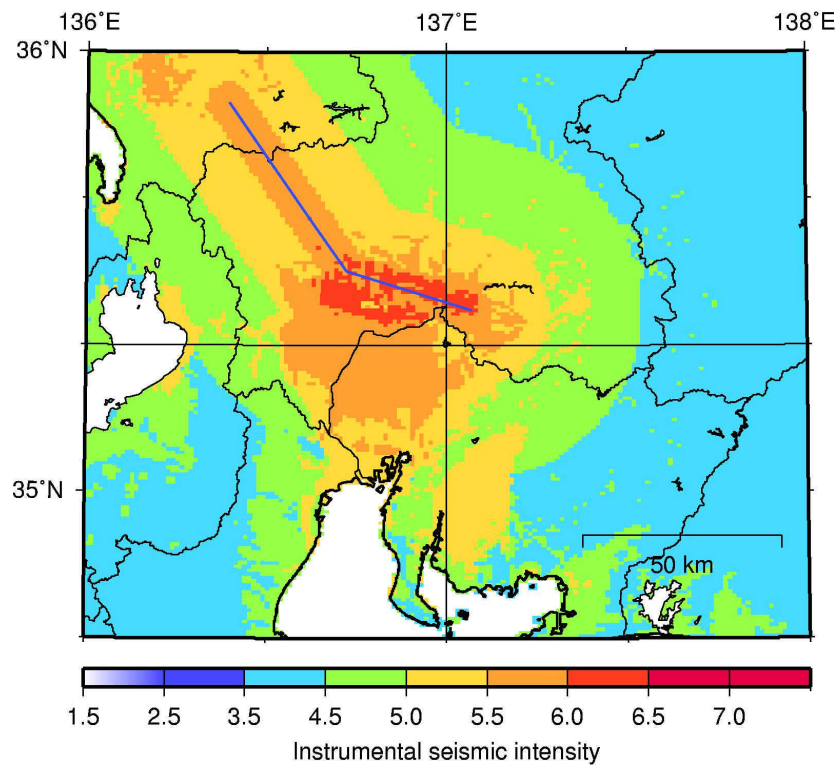


図 9.3.2 断層モデル 2 による計算震度分布

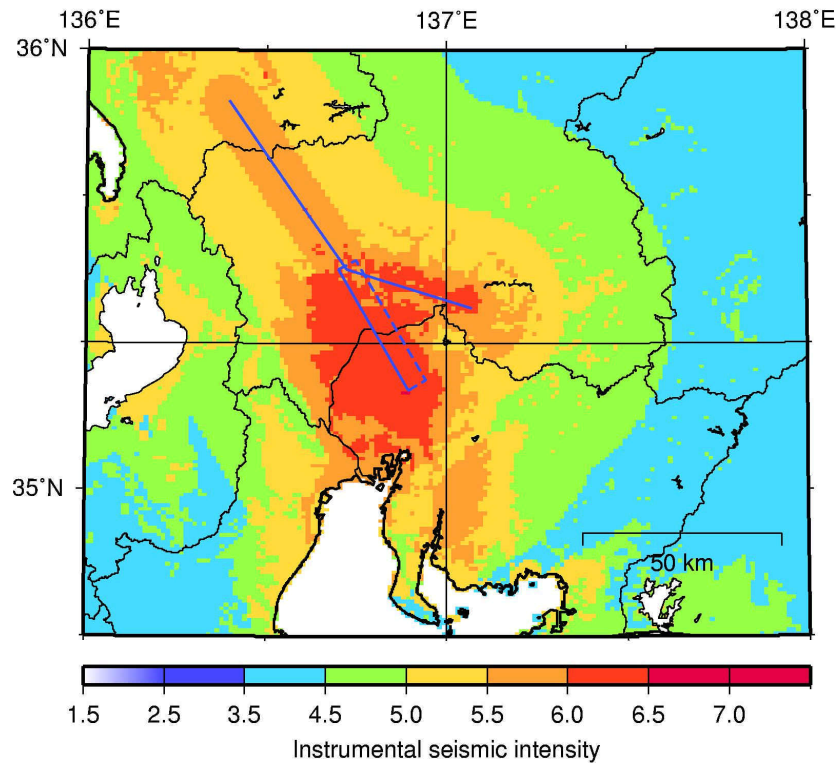


図 9.3.3 断層モデル3 による計算震度分布

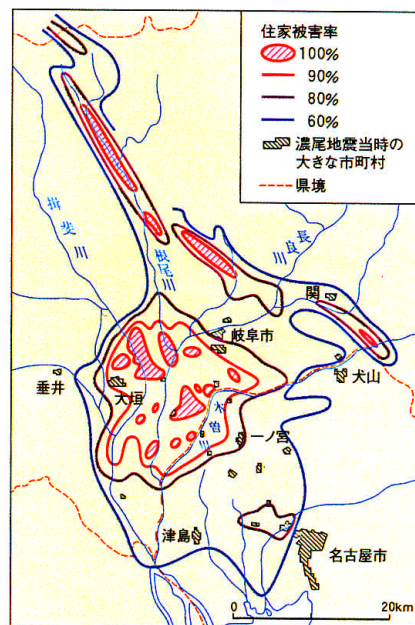


図6-16 濃尾地震の住家被害率分布
[村松(1983)から作成]

図 9.3.4 1891 年濃尾地震の観測被害率分布 (地震調査研究推進本部, 1998)

10. 今後の地震防災、災害対策に向けた提言と課題

ここでは、今後の地震防災および災害対策に関する提言や課題について、各自が思うことを自由に述べてもらった。従ってそれぞれの内容には相容れないものもあるかもしれないが、防災や災害対策については、これがベスト、という提案を見出すことは困難であるので、それぞれの是非については読者が判断してほしい。

10.1 活断層地震防災の基本路線についての提案

鈴木康弘（愛知県立大学）

10.1.1 はじめに

活断層地震防災戦略は一向に見えてこない。対策には常に一長一短があるため、いくつかの方向性が提案されても、その是非や実現可能性において否定的見解も出され、確定に至っていないのが現状であろう。活断層法や、確率論的予測に基づく防災対策立案の是非はその一例である。このような状況を打破するため、他の自然災害対策の現状（砂防法改定(2001年)、水防法改定等(2001年)）をも念頭において、地震防災の理想論を提示し、その実現へ向けた問題点の整理を行うことが重要であると思われる。以下はその試案である。

10.1.2 活断層地震防災指針の試案

活断層地震防災指針の試案は以下の通りである。

- (1) 「活断層の詳細位置（＝活断層直上）情報」と「震度7が想定されるエリア（＝強震動予測範囲）」を公開する。
- (2) 「活断層直上」は原則として「活断層災害特別警戒区域」に指定し、開発規制・構造規制・移転勧告等を行う。移転勧告については移転先住宅の取得費用の一部補助を行う。
- (3) 「強震動予測範囲」は原則として「活断層災害警戒区域」に指定し、構造指導および避難体制の整備を行う。
- (4) 上述(1),(2)の指定は、地震調査研究推進本部の活断層評価結果による地震発生確率およびその信頼度に基づいて、以下の区域指定指針に基づいて順次行うものとする。

10.1.3 区域指定指針の試案

区域指定は防災予算の有限性および費用対効果の観点から、優先順位をつけて実施せざるを得ない。優先順位の考え方は以下の通りである。

：地震発生確率の高いもの（および高い可能性のあるもの）から優先的に(1)の情報整備を行い、整備され次第、順次(2),(3)の指定を実施する。

：地震発生確率が低く、かつその評価の信頼度の高いものについては(2),(3)の対象から

外す。

：危険度情報や区域指定を受ける住民の権利の平等性に鑑みて、情報提供や区域指定に当たって、都市化の状況などに応じた被害の大小は原則として考慮しない。ただし、活断層位置情報と強震動予測の精度は、都市化進行地域においてはより高いものを整備することが望ましい。

：なお、区域指定は町丁目単位で行う。

10.1.4 課題 - 防災管理責任の所在と基盤的調査観測計画の見直し -

阪神淡路大震災直後の状況においては、災害危険度情報を提示のあり方や、防災費用の公私負担義務のあり方などが未整理であったため、以上の方向性を実現できる状況にはなかった。しかし、その後、情報公開の急速な進展や、自然災害全般に関する防災戦略の大幅な変化が進行したため、2003年の現時点においては十分実現可能な段階に来ている。一方で、東海地震を始め、国民の防災意識に向上が見られ、また、活断層評価結果・強震動予測結果の公表が進む中で、何らかの具体的対策を具体的に、速やかに実現させることへの要請は高まっている。

区域指定には多大な社会的影響と困難が予想される。しかし、活断層災害は、発生時期の予測は困難であるものの、災害発生位置の予測は比較的容易である。活断層の位置を考慮しない防災計画では十分な効果が期待できない。この点に鑑みて、活断層地震防災上、区域指定の効果が大きいこと（代替防災案がないこと）はほぼ明らかであり、その実現に向けて困難を解決することは必須な状況にある。

構造物等の管理責任が地震後に問われた場合、「想定確率が基準以下だったため、確率論的に発生を想定しなかった」という判断はあり得ても、「（決定論に）想定外の被害だった」という言い方は、もはや今後は通用しない。「不作為の管理責任」が問われる段階に至っていることを、管理責任者は認識すべきである。

改めて言うまでもなく、(1)の基礎情報が活断層地震防災上重要なことは、阪神淡路大震災の教訓として明らかである。しかし、必ずしもその後の地震関連調査は、(1)の基礎情報を整備する方向では行われて来なかった。すなわち、活断層調査について言えば、位置情報よりも地震発生時期の特定および地震発生メカニズムの解明に重点が置かれ、実用に耐える精度で(1)の情報（誤差数メートル以内の数値データもしくは国土基本図レベルでの位置情報）が整備されてはいない。

現状において、実用に耐える精度で(1)を整備する方法論はほぼ確立している。情報整備に向けた新たな調査研究を推進する必要がある、地震調査研究推進本部の「基盤的調査観測計画」の見直しが必要である。

10.2 その他の課題について

その他の課題について、思いつくままに箇条書きで述べる。

- ・濃尾地震は本当にM 8 だったのか？ 断層長さとマグニチュードの経験式は濃尾地震に依存しすぎている。

- ・本当の震源はどこだった？ 岐阜 - 一宮線の断層調査位置は正しかった？ 岐阜 - 一宮線も活動したのか？

- ・震度7のエリアは本当にあんなに大きかった？

- ・第2の震裂波動線の生成原因は？ N F R Dで説明がつくのか？

- ・破壊開始点は岐阜市周辺なのか？それとも、Mikumo and Ando (1976) で提案されるような、北端で破壊が開始したのか？

- ・アスペリティはどこに位置するのか？これと被害が大きかった地域との関係は？

コラム

福和 伸夫

濃尾地震は、地震工学を学ぶ私たちにとって、原点となる地震であるが、その実態は余りにも知られていない。私自身も、名古屋で育ったにも関わらず、小中学校で学んだ記憶はない。濃尾地震のことを最初に知ったのは大学での専門教育の中であった。たしか、多賀直恒先生の講義だったと思う。記憶にあるのは、特別天然記念物の美鳥の断層崖の話や震災予防調査会の設立についてである。濃尾地震の実態を知ったのは、ずいぶん後で、平成6年に名古屋で開催された建築学会のときである。それまで地震工学を学んで15年間、濃尾地震のことを知らずに耐震設計に携わっていたとは、今にして思えば恥ずかしい限りである。地盤震動の分野では建築大会前日に地域交流会を催すことが慣例になっている。この時は、今岡克也先生（現豊田高専）と一緒に世話役をし、岐阜で研究会を企画することにした。交流会前後に、根尾谷の断層観察と長良川の鶉飼いを体験してもらうためである。私にとって何れも初体験であった。ずいぶん沢山の方が参加くださった。その際に、岐阜大名誉教授の村松先生から根尾の現地を案内頂いた。断層観察館のトレンチで目の前にした鋭利な刃物で切ったような断層のズレは衝撃的であった。神戸より一回りスケールの大きい大震災の体験を後世に伝える必要を痛感した。以後、現地を訪れる機会も増えた。近くにある淡墨桜見物、鶉飼いとセットにした断層見学は、地震工学を学ぶ知人を案内するには絶好のスポットである。最近では、濃尾地震の教訓を広げるなどと理由をつけて、自然と鮎を堪能している。

