

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へた。

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

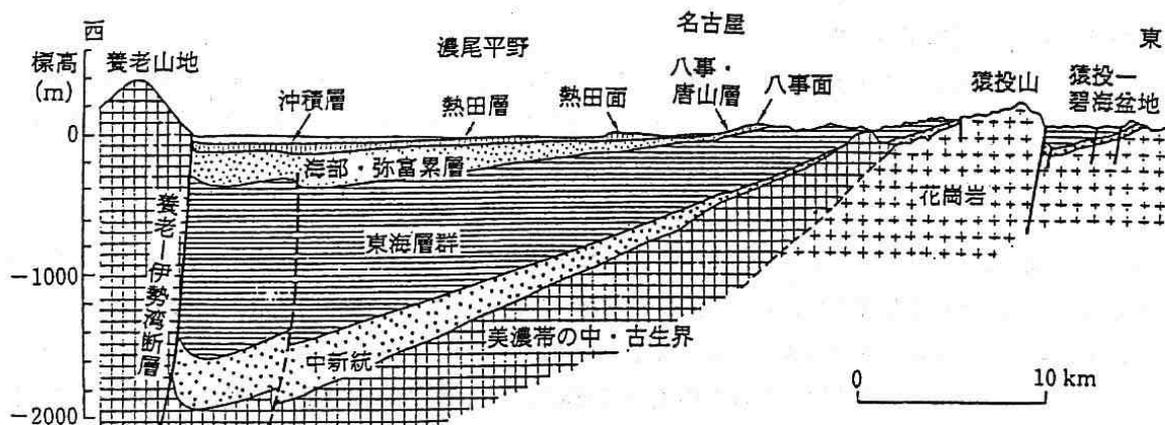
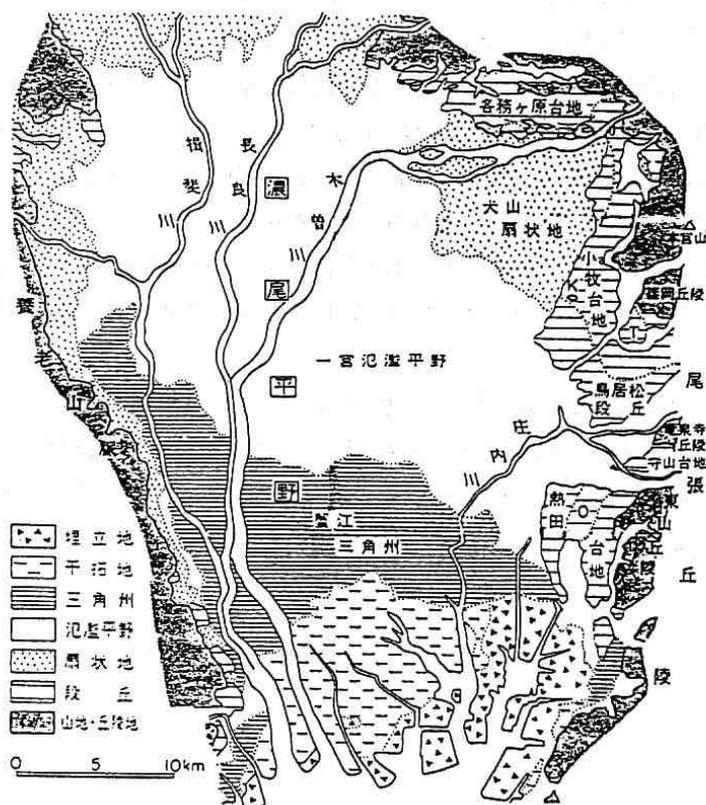


図4-1 濃尾傾動地塊断面図 (桑原, 1968)



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: 大智嶺凹地

図4-2 濃尾平野の地形概念図 (坂本ほか, 1984)

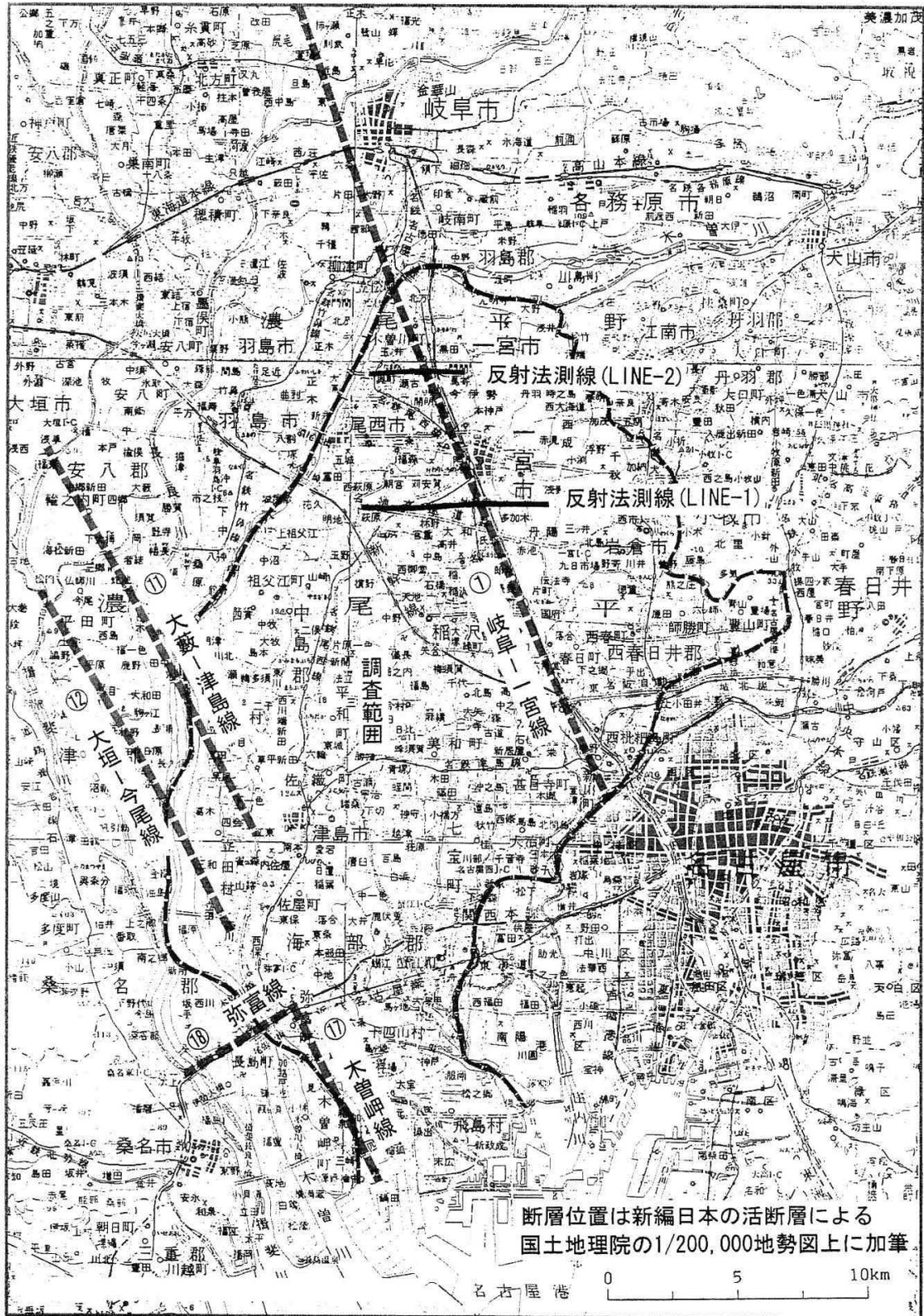


図4-3 調査地点位置図(愛知県, 1998)

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。

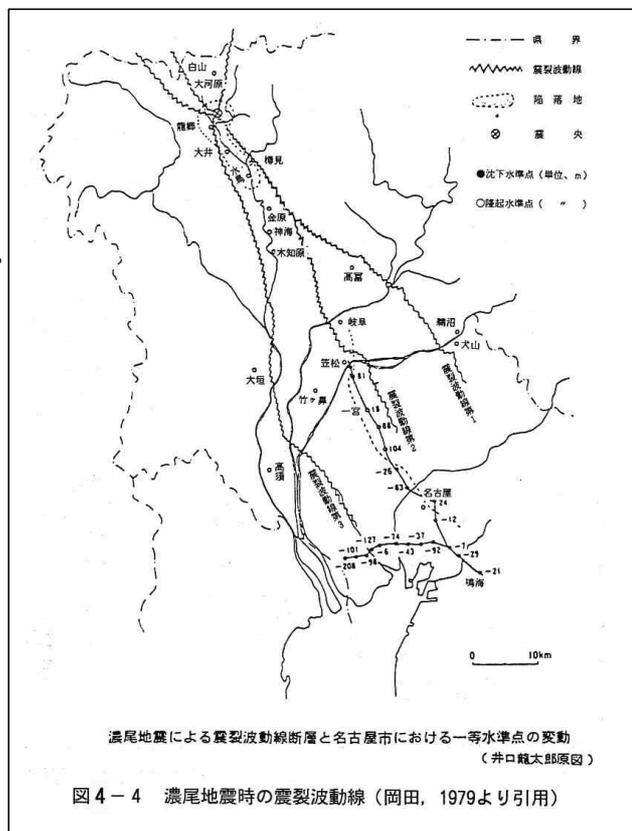
4.3 岐阜 - 一宮線

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



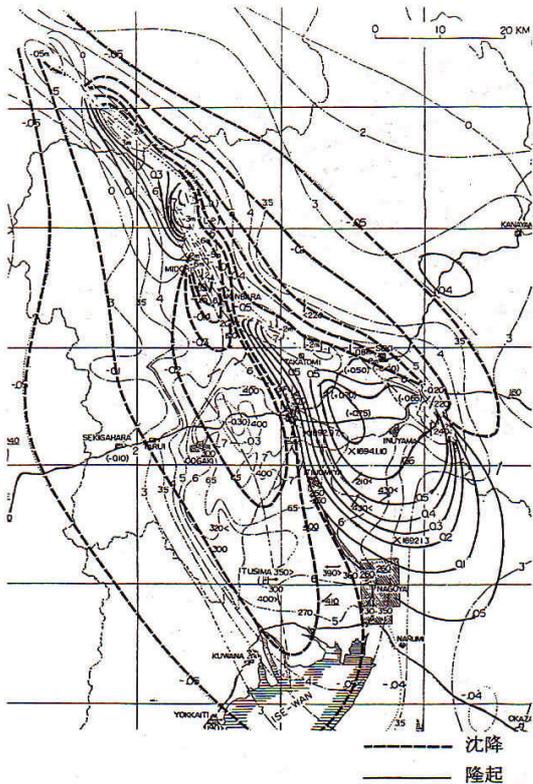


図4-5 a 濃尾地震前後10年間の水準変動(村松, 1963)

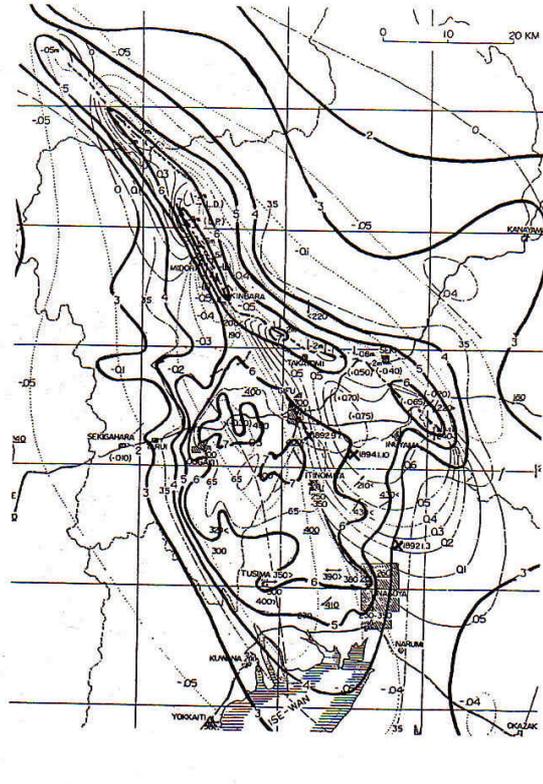


図4-5 b 濃尾地震時の震度分布(村松, 1963)

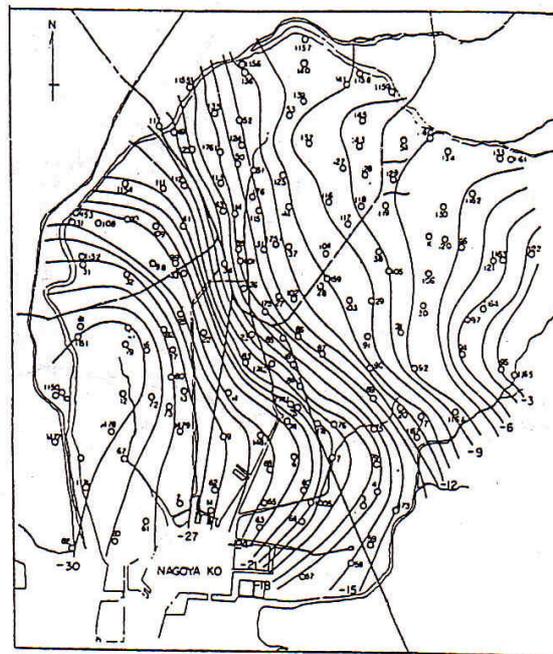
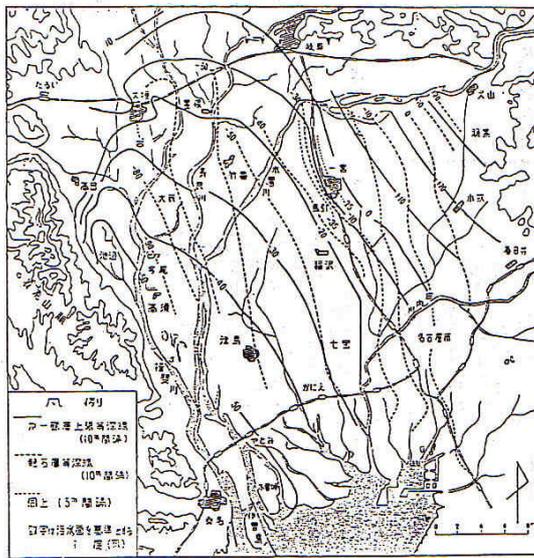
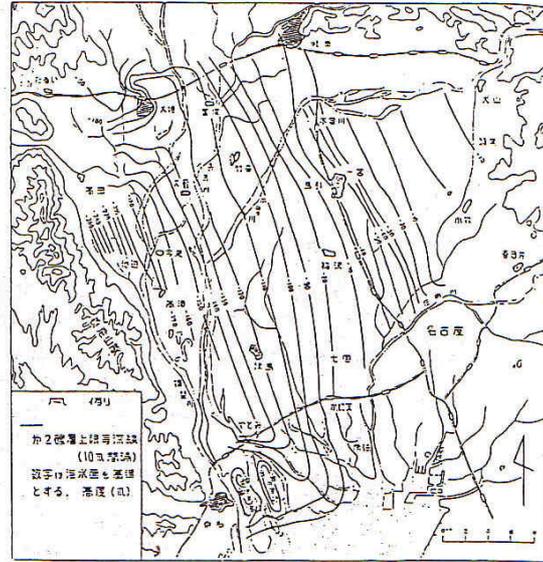


図4-6 名古屋市付近の重力分布図(飯田, 1967)



第一階層上限及び軽石層の等深線図



第二階層上限等深線図

図4-8 第一階層及び第二階層上限等深線図 (杉崎・柴田, 1961a)

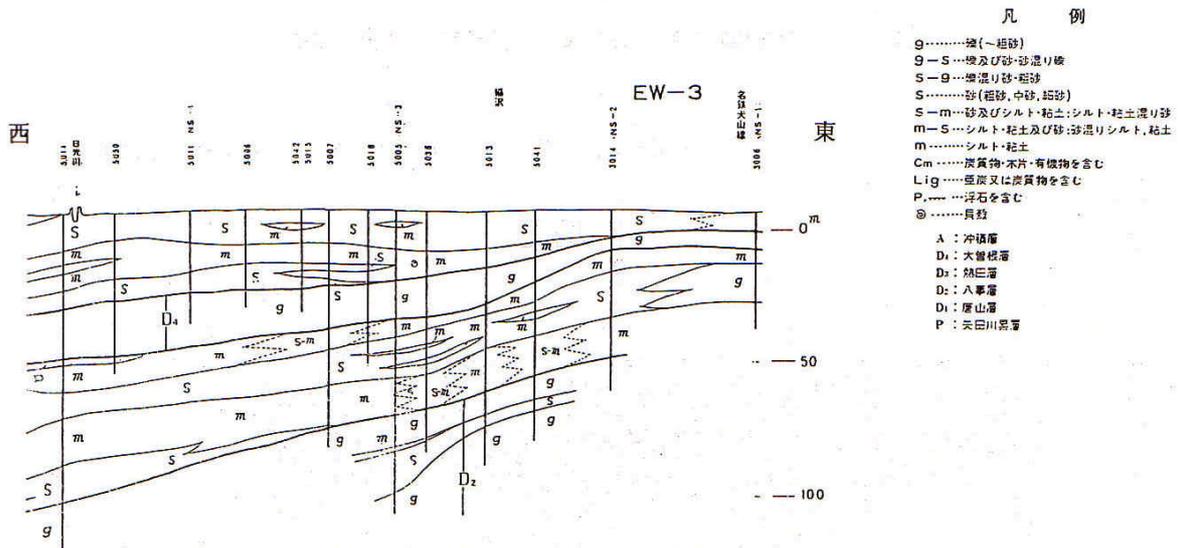


図4-9 岐阜市付近を横切る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

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

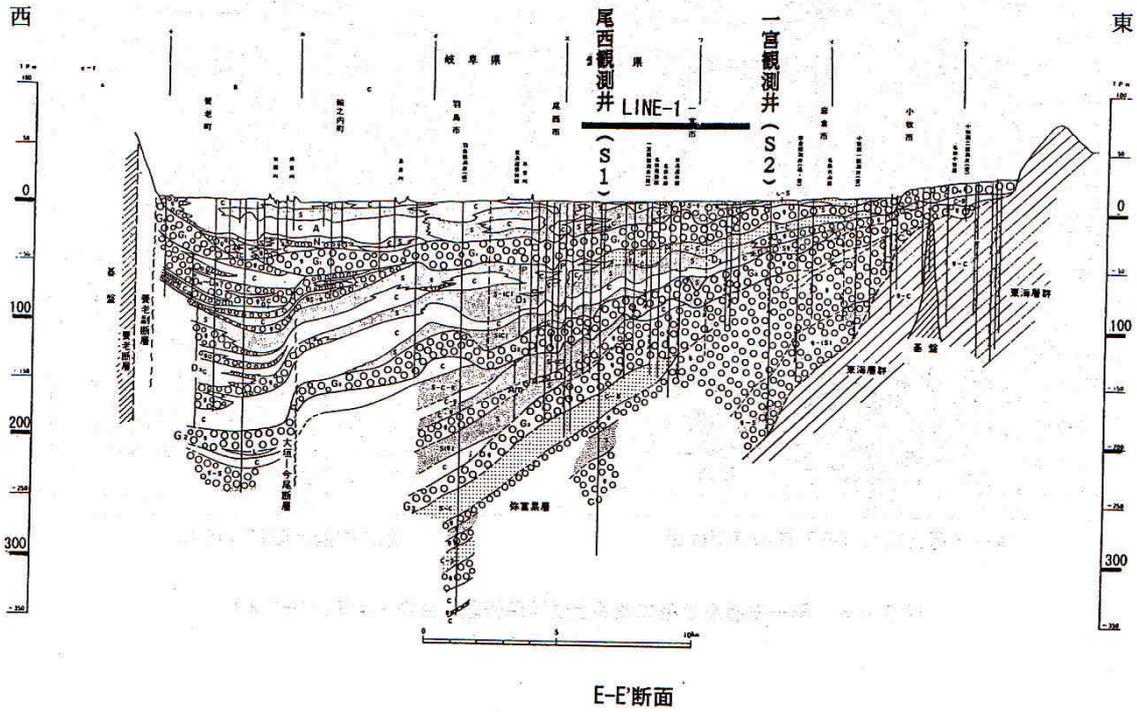


図4-10 一宮市南方の東西方向の地下地質断面図(桑原, 1985)

*LINE-1、LINE-2は愛知県(1998)による反射法測線位置

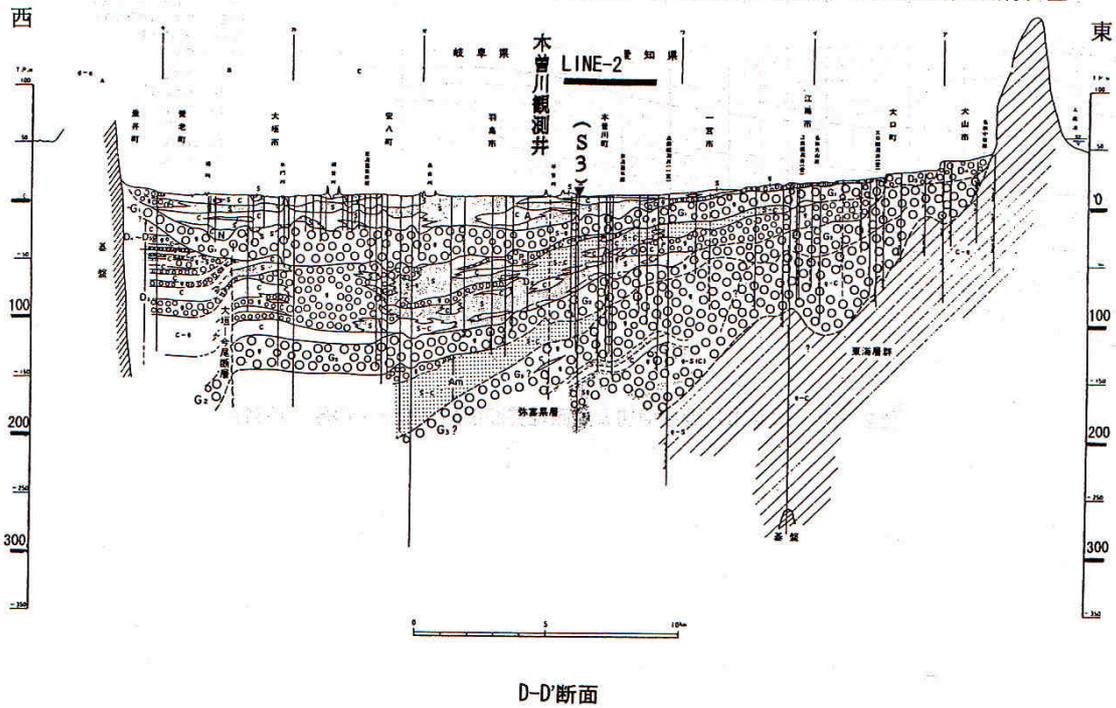
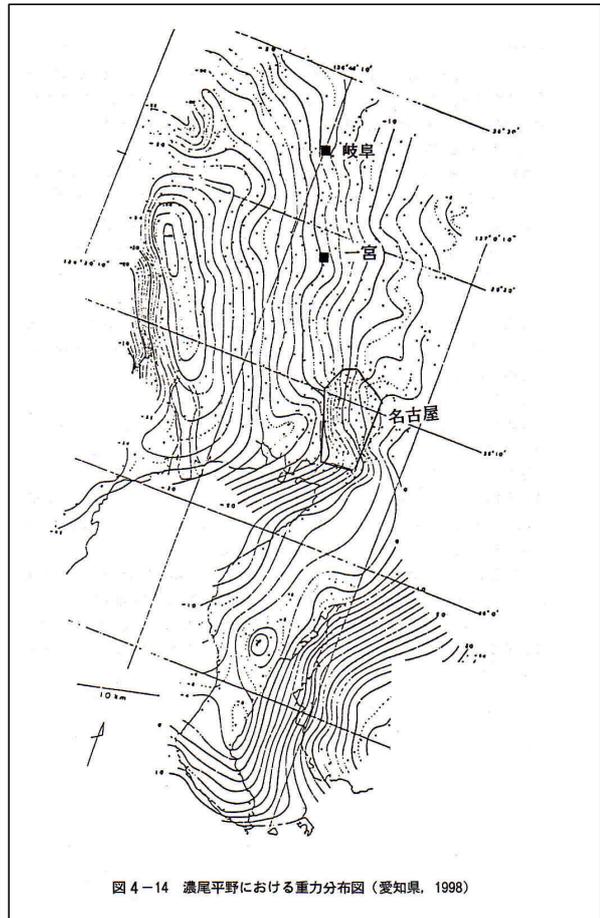
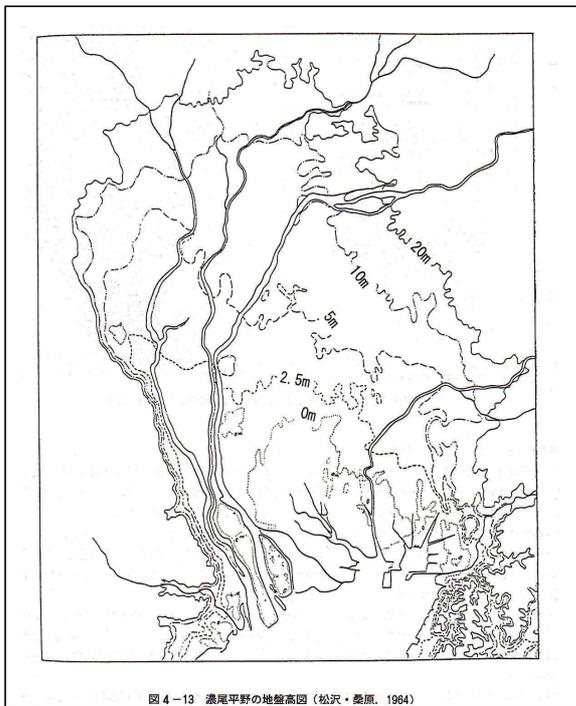
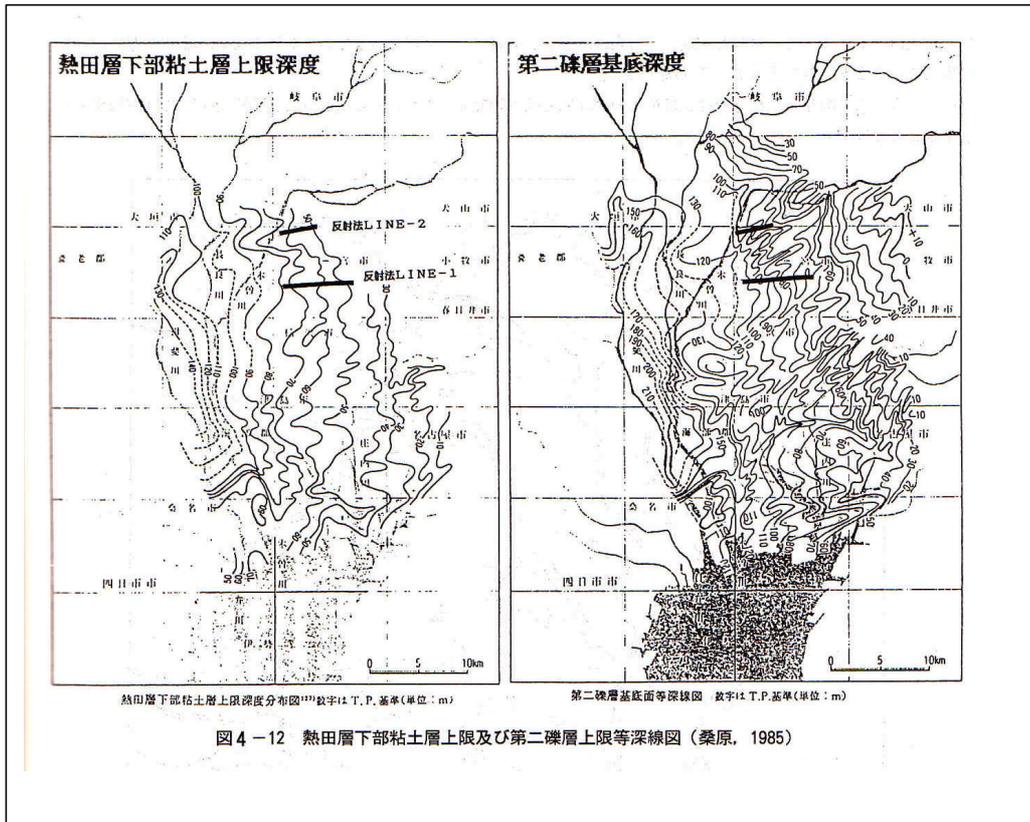


図4-11 一木曾川をとる東西方向の地下地質断面図(桑原, 1985)



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

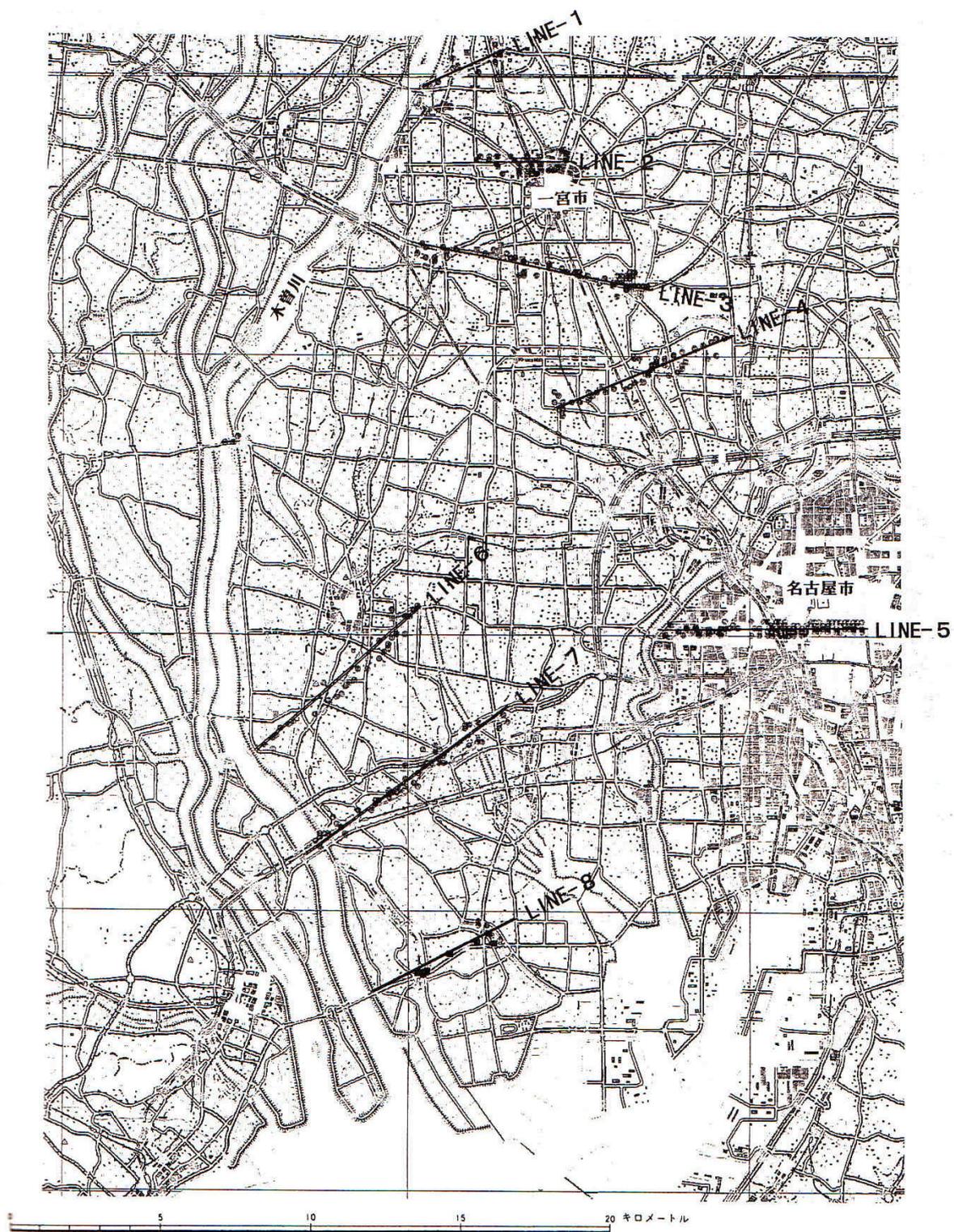


図4-15 ボーリング資料による地下地質断面位置図（愛知県，1998）

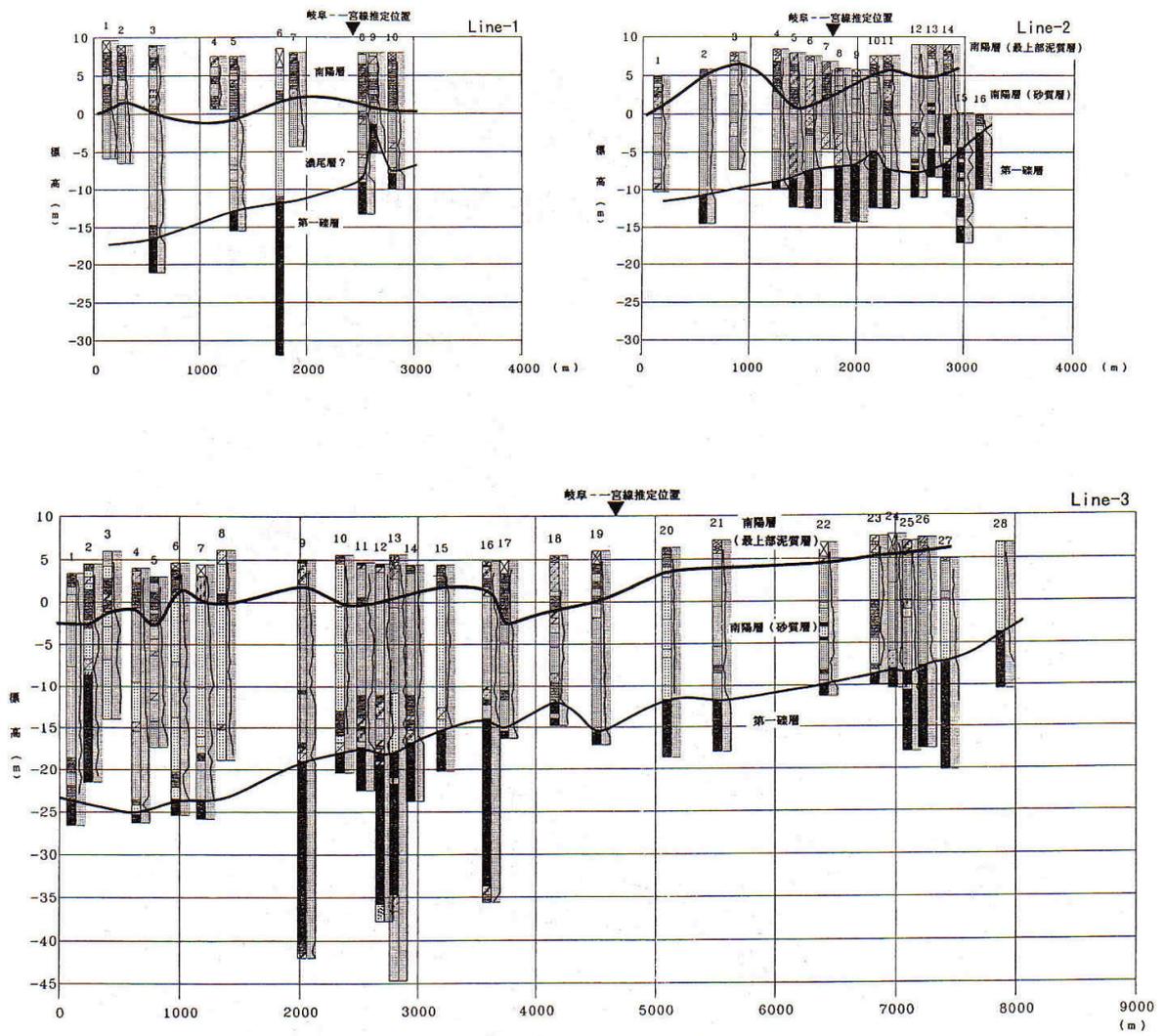


図4-16 ボーリング資料による地下地質断面図 (愛知県, 1998)

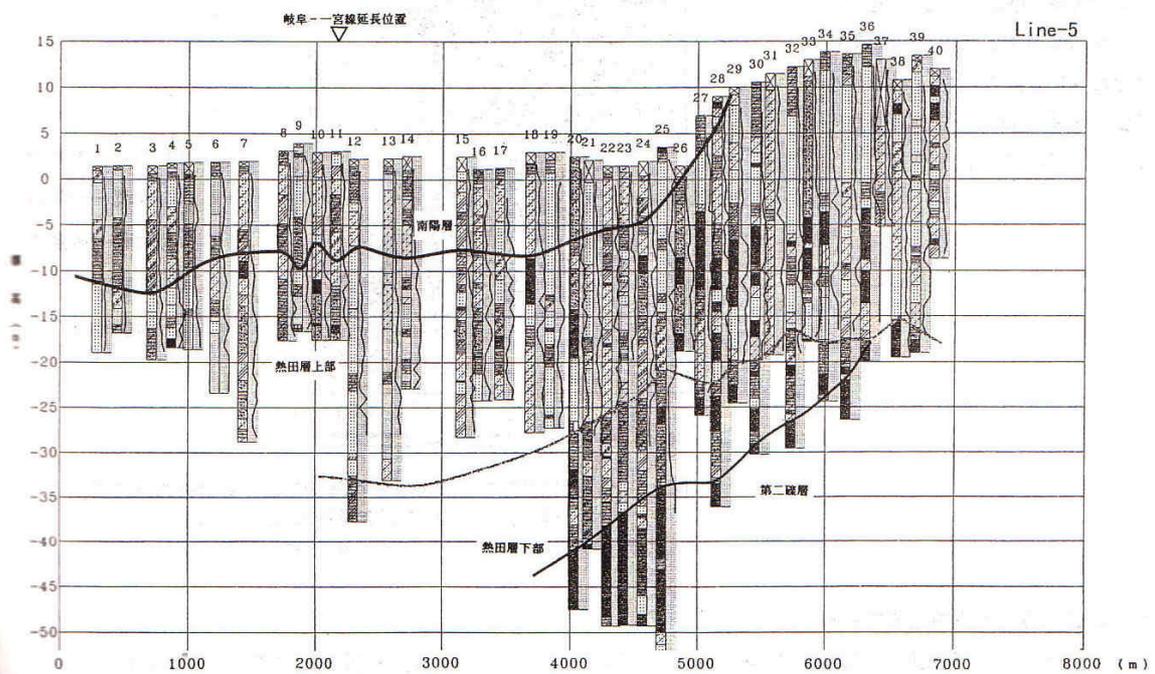
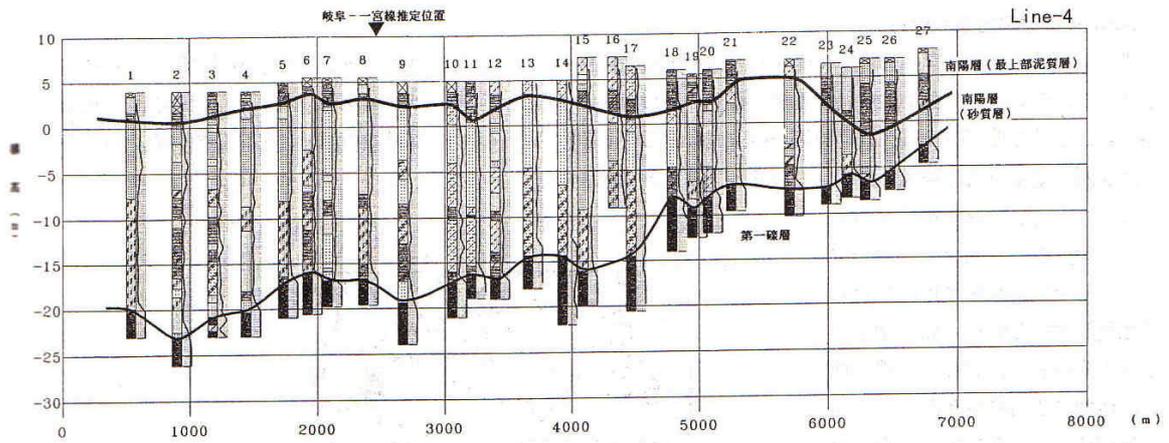


図4-17 ボーリング資料による地下地質断面図(愛知県, 1998)

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

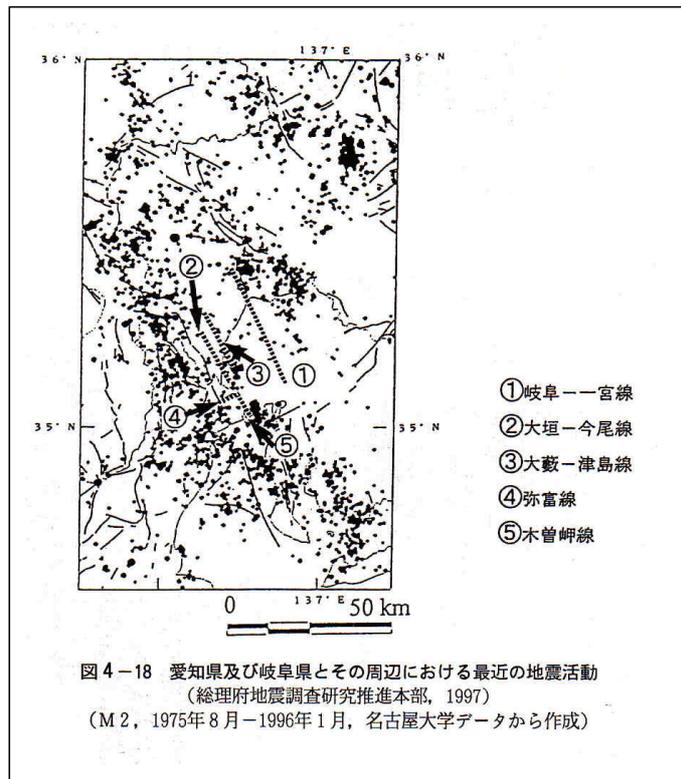


図4-18 愛知県及び岐阜県とその周辺における最近の地震活動
（総理府地震調査研究推進本部, 1997）
（M2, 1975年8月～1996年1月, 名古屋大学データから作成）

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

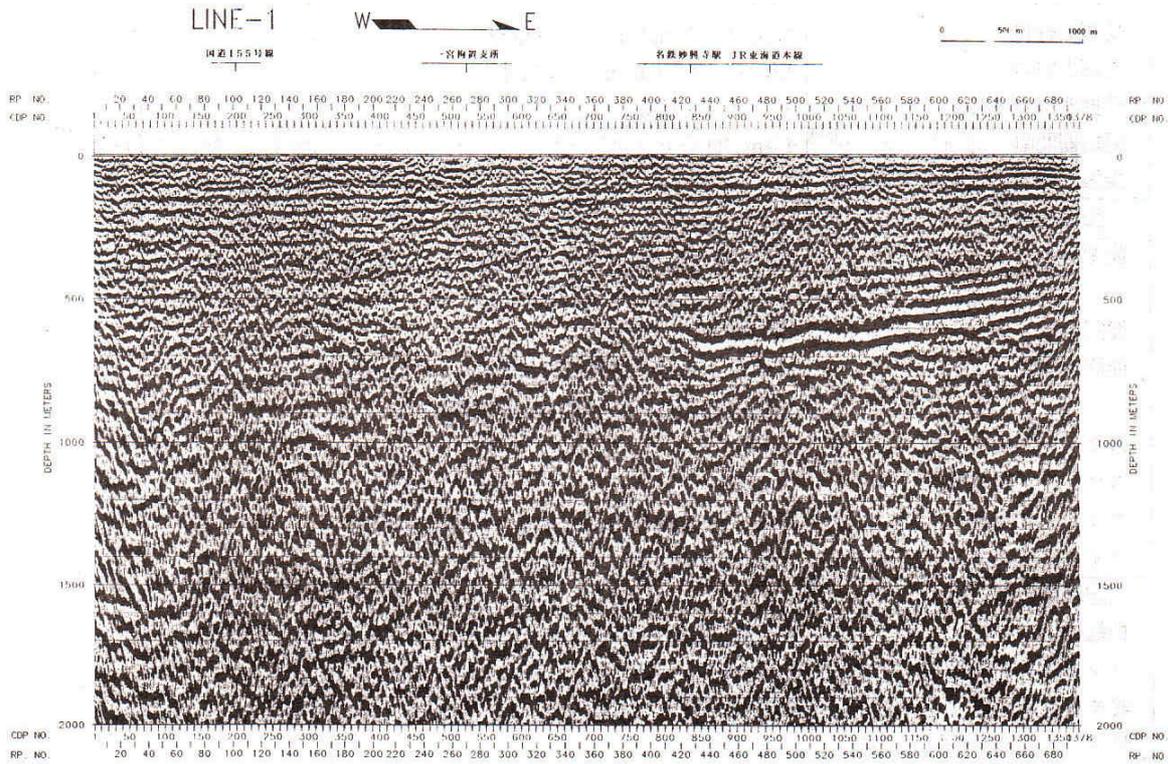


図 4-19 震度記録 (LINE-1) (愛知県, 1998)

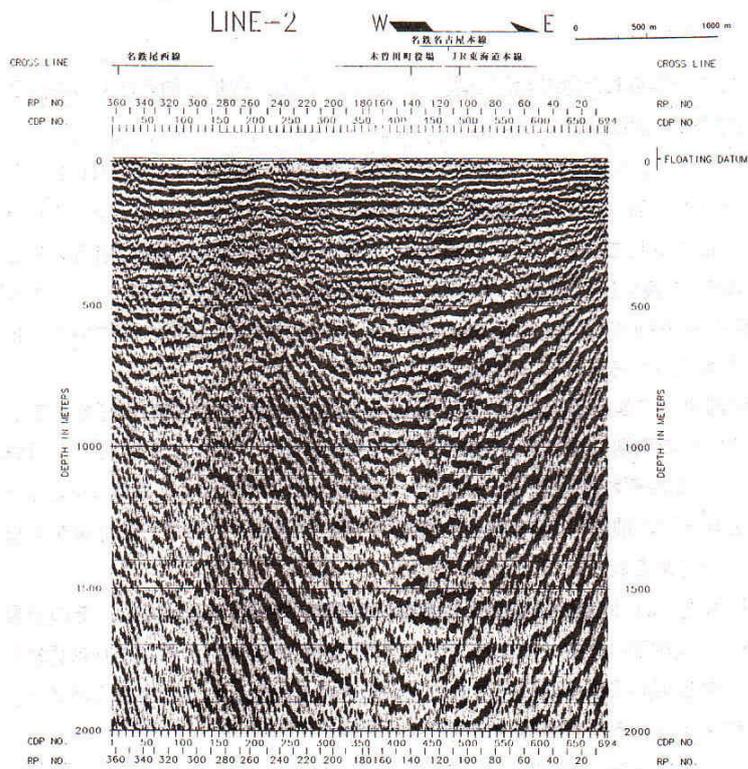


図 4-20 震度記録 (LINE-2) (愛知県, 1998)

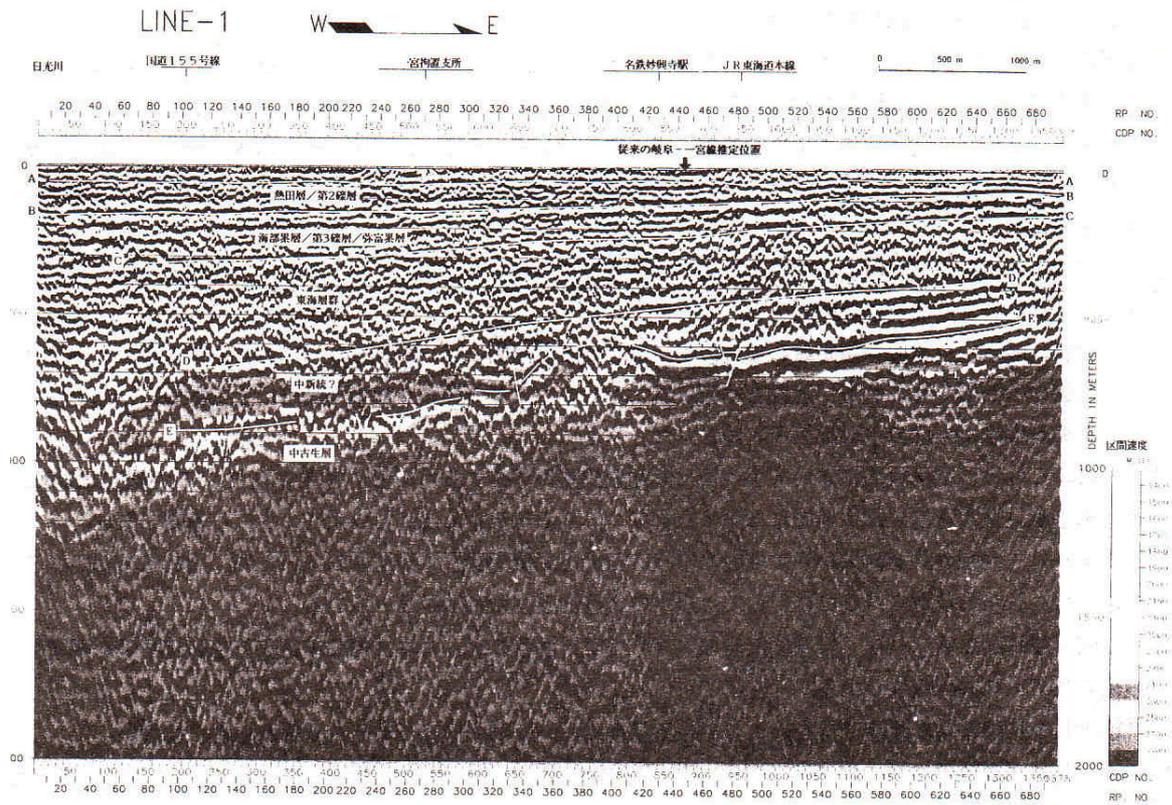


図 4-21 構造解釈図 (LINE-1) (愛知県, 1998)

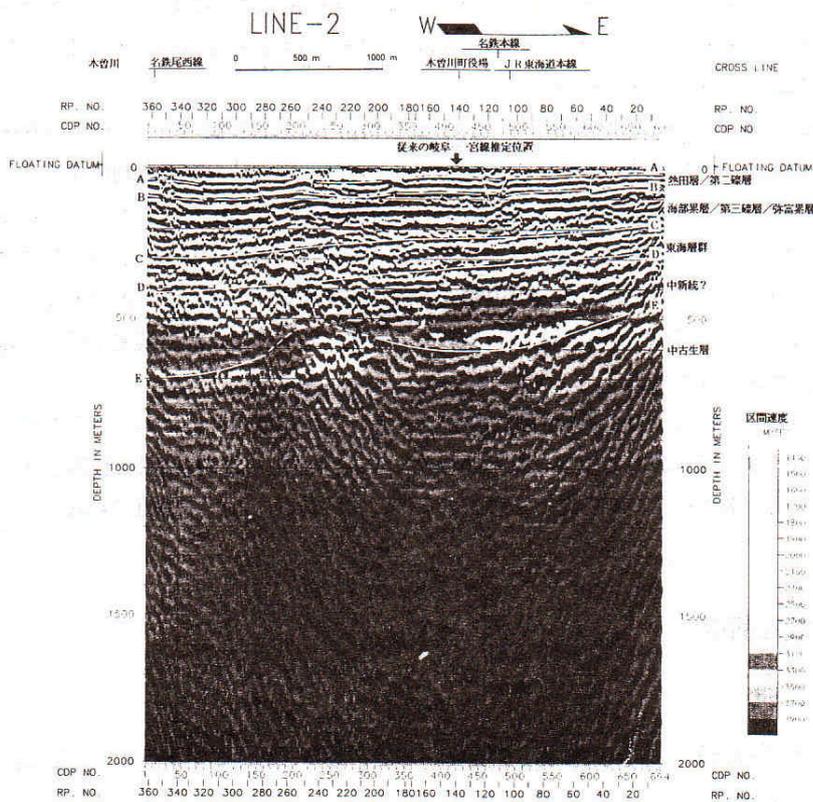


図 4-22 構造解釈図 (LINE-2) (愛知県, 1998)

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、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、JR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。

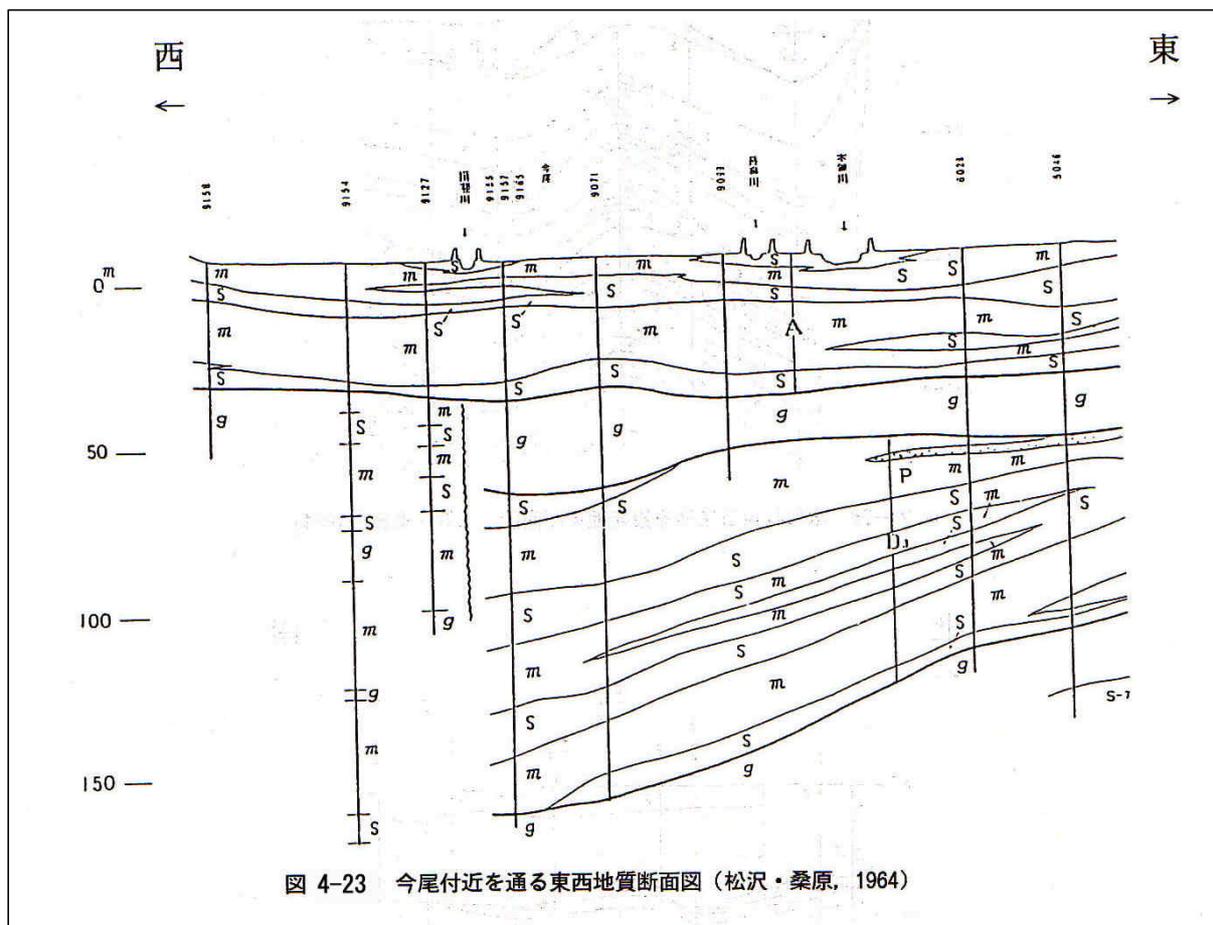


図 4-23 今尾付近を通る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

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

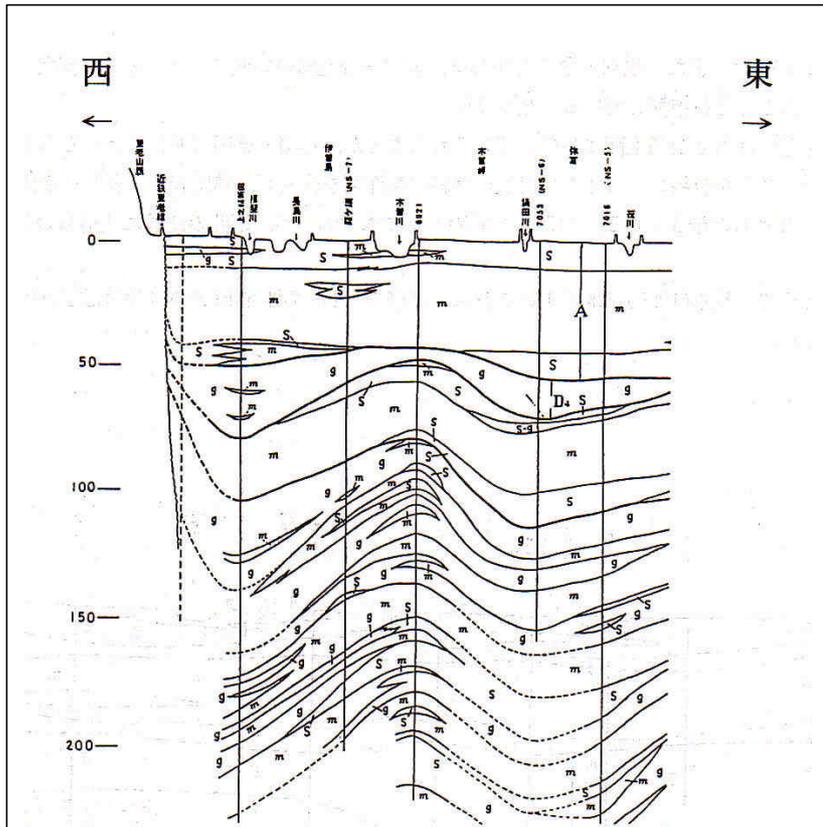


図 4-24 木曾岬付近を通る東西地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

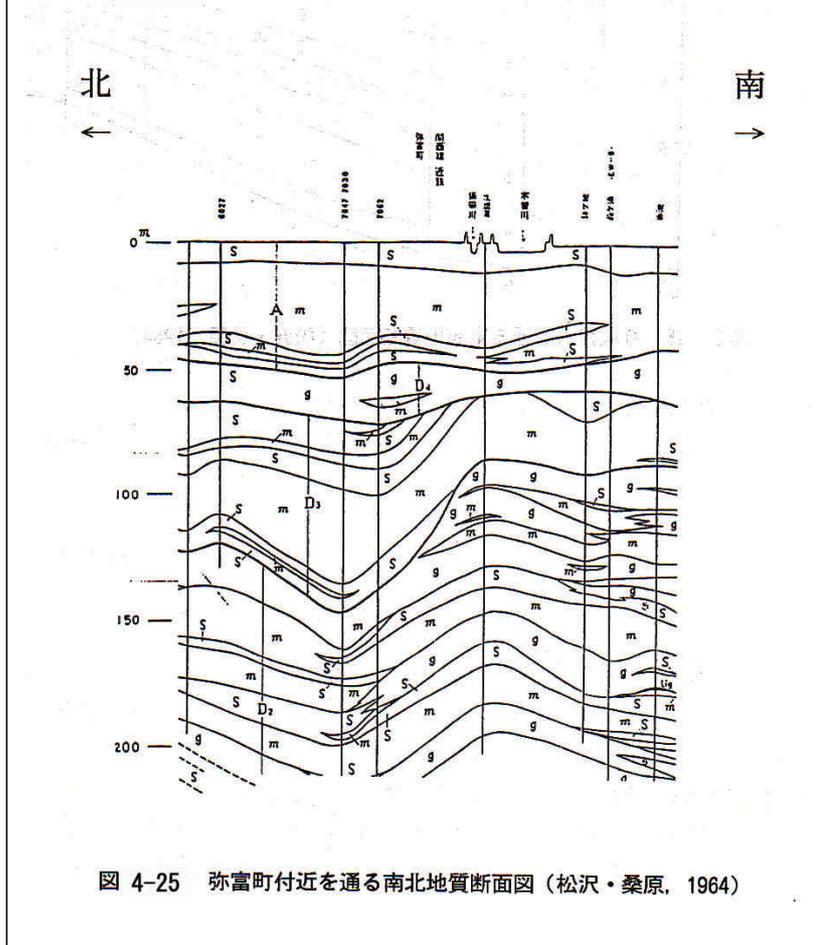


図 4-25 弥富町付近を通る南北地質断面図 (松沢・桑原, 1964)

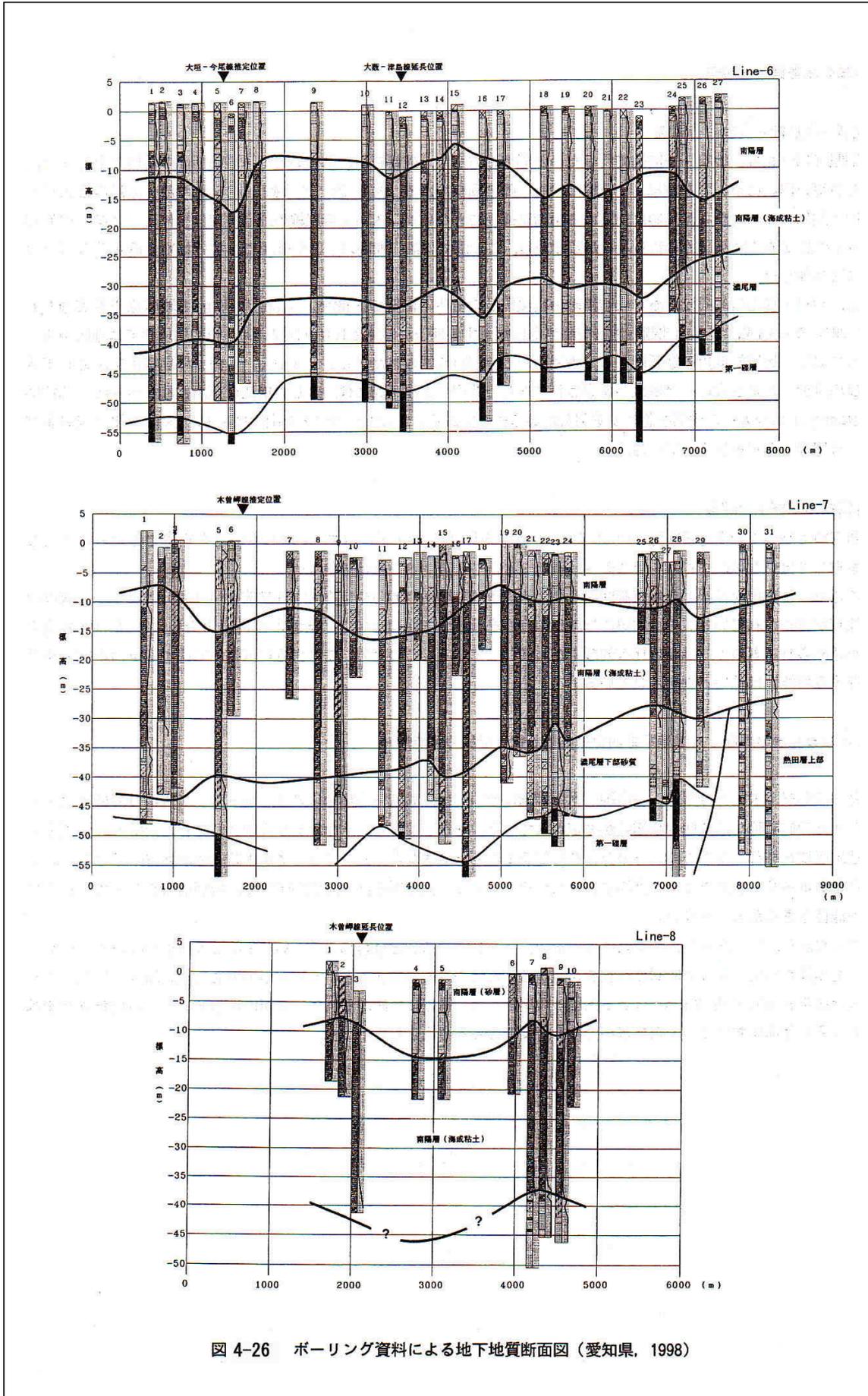


図 4-26 ボーリング資料による地下地質断面図 (愛知県, 1998)

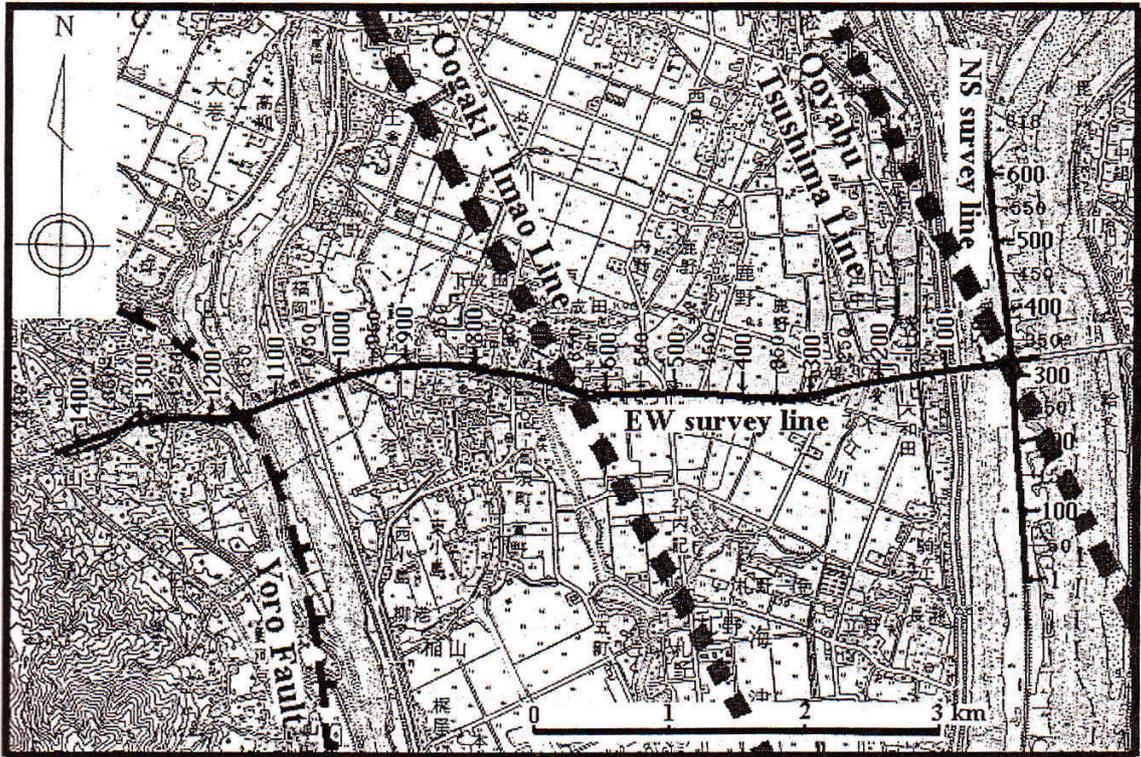


図 4-27 反射測線の詳細位置図 (須貝・杉山, 1998)

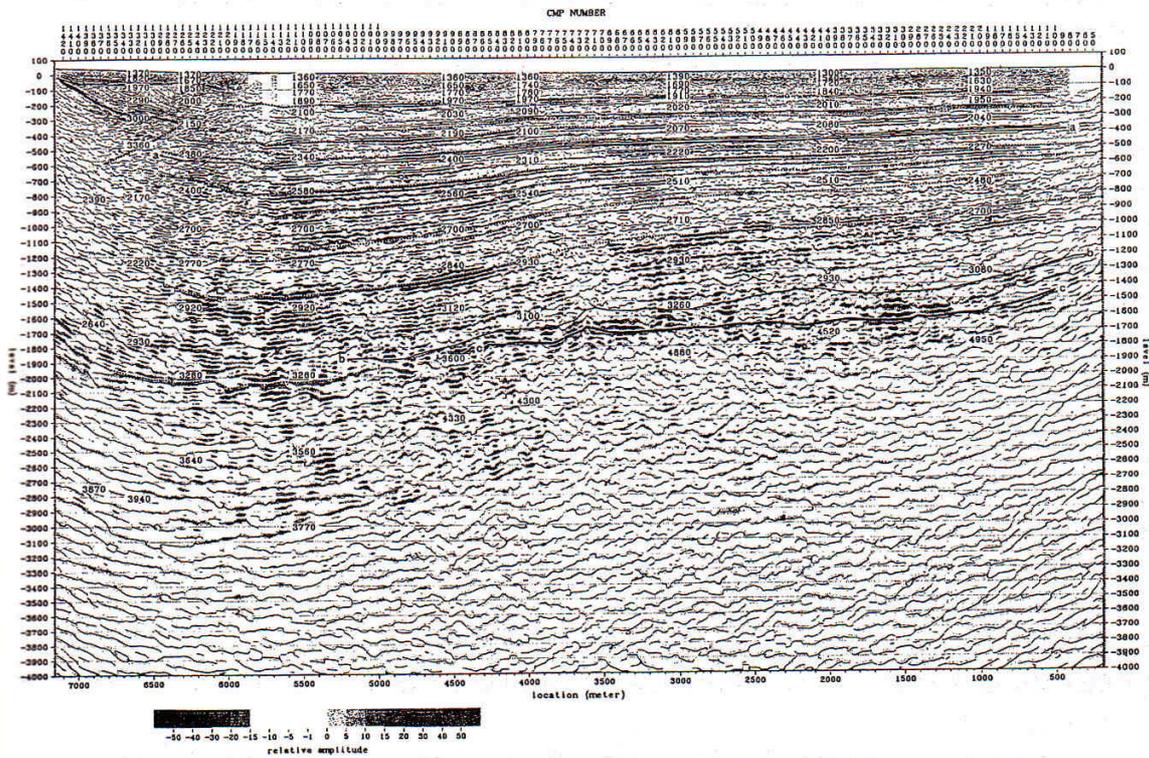


図 4-28 東西測線の反射断面 (深度変換断面) 水平 : 鉛直 = 1 : 1 (須貝・杉山, 1998)

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、というところ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。