

根尾谷断層と濃尾地震

村松郁栄*

1. 根尾谷断層の用語について

明治24年(1891年)10月28日午前6時37分に中部日本に大地震が発生した。この地震は美濃地方と尾張地方に大被害を与えたので濃尾地震と呼ばれている。外国語では Mino-Owari Earthquake と書かれることが多い。このときに、北は福井県足羽郡野尻から南は岐阜県可児郡帷子^{かたびら}に至る長さ 80 km の大断層が生れた。この断層を根尾谷断層と呼ぶ。根尾谷に最も著しい断層が現われたのでいつとはなしにそう呼ばれるようになったようである。

世界的に有名となった小藤文次郎の論文(1893)「On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan」には Great Fault と記されているだけであり、小藤と同時に詳細な断層の追跡を行なった大森房吉の報告(1894)「土地の変動並に美濃、越前最激震地の概況」にも根尾谷の地変という項を設けて詳しい記述が為されているが、根尾谷断層という言葉は使われていない。

昭和2年に書かれた中村新太郎の論文(1927)には濃尾地震のときにできた断層全体に対して根尾断層という呼び方がされ、英文では Neodani Fault と書かれており、すでにこの呼称が通用していた感じがある。ここでは、水鳥^{みどり}地区における主要断層を水鳥断層と呼んでいる。同じく昭和2年に水鳥地区にできた主要断層が国の天然記念物に指定され「根尾谷断層」と名づけられたのであるが、そのときの文部省の調査報告書(1927)(この報告は1925年に佐藤伝蔵によって書かれた)には濃尾地震の断層全体が根尾谷断層と呼ばれており、水鳥の主要断層がこの大断層を象徴的に示しているものとしてその名を頂戴した様子が伺われる。この断層が道路と交わる所に建っている石碑(昭和2年建立)には天然記念物根尾谷断層という文字が刻まれている。ここで、根尾谷断層という言葉は2通りに使われることになったわけである。

リヒターの大著“Elementary Seismology”(1958)には濃尾地震の断層全体に根尾谷断層という言葉が用いられており、天然記念物に指定されている断層には水鳥

の断層という言葉が用いられている。

さらに、近年活断層の研究が盛んとなり、濃尾地震のときの断層は大きく3つの断層に分けられ、それぞれが昔から動き続けている活断層であることが松田時彦(1974)によって明らかにされた。そこで松田はそれぞれの活断層に温見断層、根尾谷断層、および梅原断層という名前を付けた。したがって、根尾谷断層という言葉は3通りに使われることになった。

水鳥地区の主要断層はその後昭和27年に国の特別天然記念物に指定され、また、昨年(1974年)来、国鉄樽見線がそこを横切る工事を始めて問題となっている。このような時に根尾谷断層という言葉が幾通りにも使われていたり、また、特別天然記念物の部分が幾通りにも呼ばれているのは混乱を起し易い。固有名詞というものは必要であり、名前が付けられた経緯というものにも重要な意味があるので、それを踏まえた合意と統一が必要であろう。

この報告では、対象をはっきりさせるための言葉を用いるので御了解いただきたい。

2. 根尾谷断層

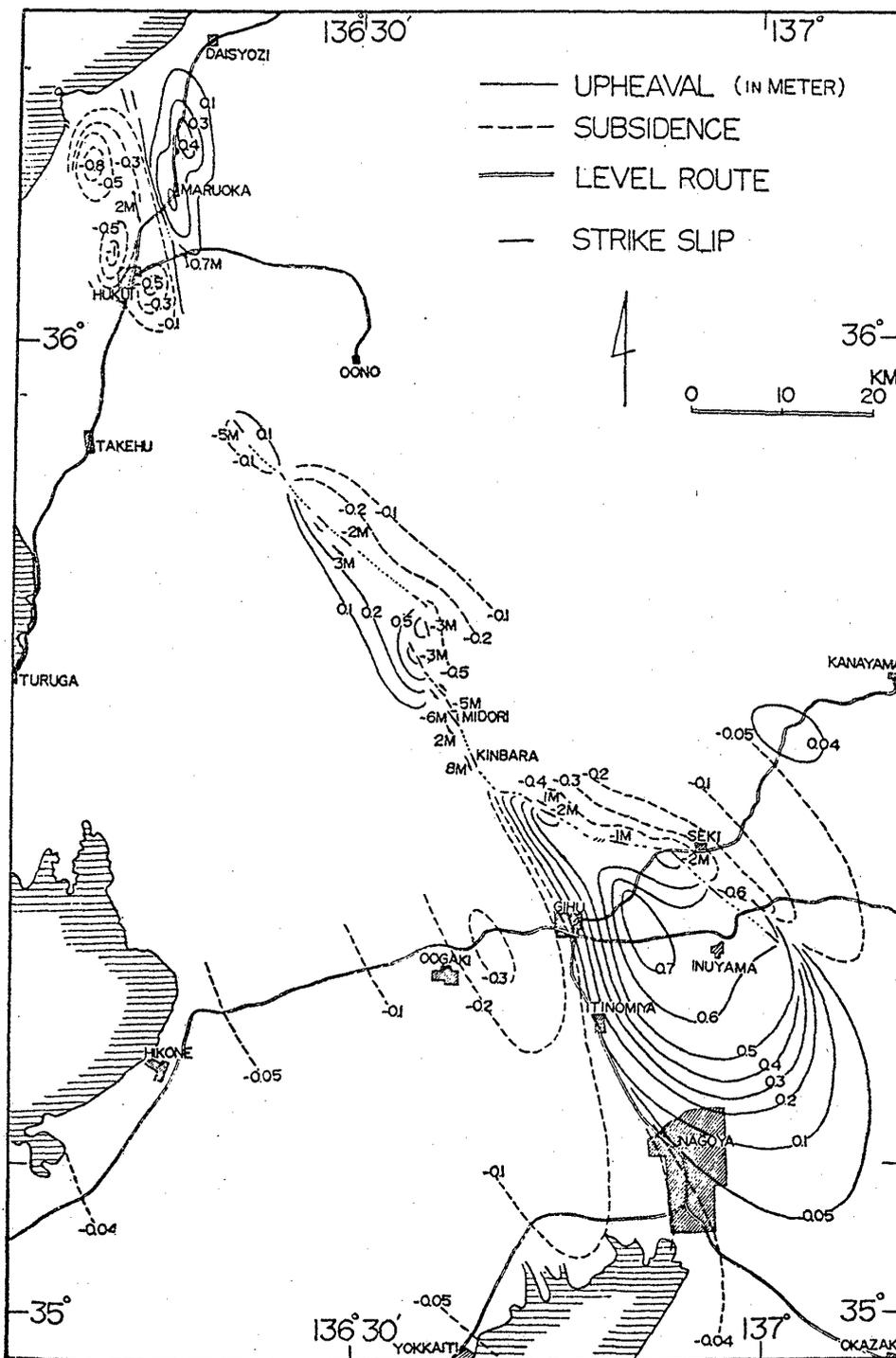
明治24年の濃尾地震のときに地表に現われた断層の全体を根尾谷断層と呼んでいる。大地震のときには到る所で土地の亀裂や陥没・隆起が生ずる。とくに河川の堤防や道路にはこのような地変が著しいのであるが、その原因は分り易く底が知れている。ところが、道路であれ、田んぼであれ、山であれ、地形・地物に無関係に延々と連なる亀裂も発生する。これは局部的には堤防の崩れなどに比べると小さいが、巨大な力を感じさせる無気味なものである。したがって、地震直後に現地調査に趣いた何人かの研究者はこの地変に注目しそれを追跡した。その中でもよくまとめられているのは小藤文次郎の論文(1893)と大森房吉の報告(1894)である。さらに、後になって別所文吉(1967)が昭和5年から昭和45年までほとんどその生涯をかけてこの断層を追跡調査した。また、松田時彦(1974)は活断層という新しい観点からこの断層を追跡調査した。以下にこれらの報告をまとめて紹介する。濃尾地震からすでに84年を経過しているが、特別天然記念物として保存されている水鳥地区の断層だ

*岐阜大学教育学部

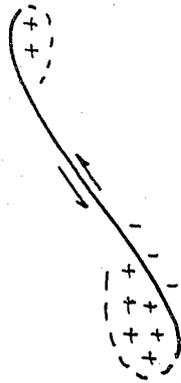
けでなく、実に到る所にこの大断層の跡が今もなお残されている。したがって、現在の姿をも加えてこの大断層の姿を紹介しよう。

第1図は陸地測量部によって測定された濃尾地震前後の水準測量結果(1903)と大森によって追跡測定された根尾谷断層の変動とを併せて画いた地殻変動である(村松, 1963)。ここには規模の比較のため福井地震の垂直

変動(NASU, 1950)をも画いてみた。根尾谷の水鳥, 金原付近は最も大きな変動を示したけれども水準路線が通っていないので変動のコンターを引くことはできないが、この付近は断層の支線の位置に相当し、最も大きな歪力を受けていたと考えられる。松田(1974)は岐阜・犬山間の大きな隆起を第2図のような横ずれ断層の端の効果と考えた。また、水鳥地区の異常な変動は第3図の



第1図 濃尾地震(1891)の垂直変動および福井地震(1948)の垂直変動分布図



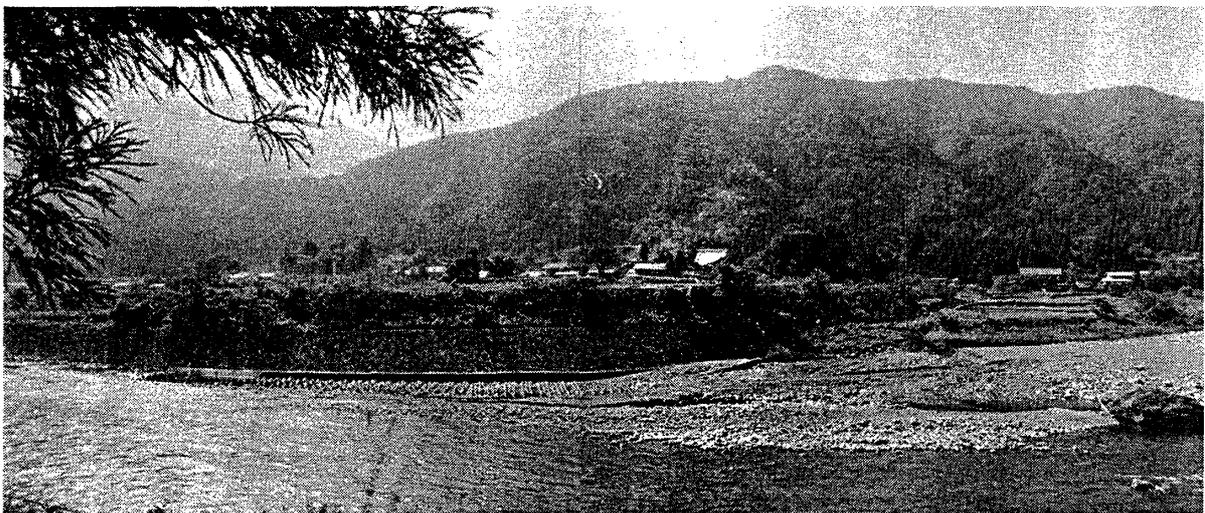
第2図 松田の根尾谷断層モデル



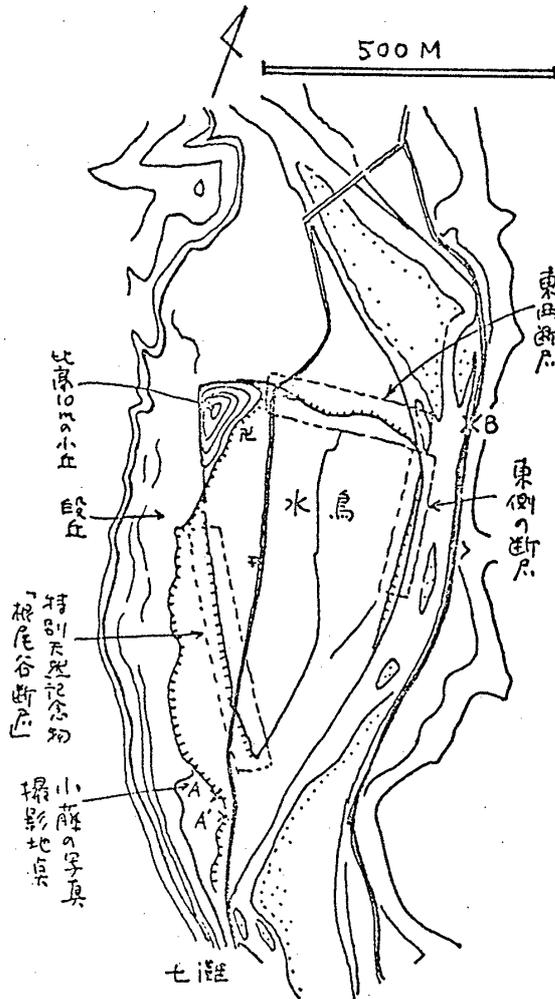
第3図 松田の水鳥地区断層モデル



第4図 濃尾地震のときにできた水鳥の主要断層，すなわち国定特別天然記念物根尾谷断層〔瀬古安太郎撮影，小藤文次郎の写真より少し東（第6図のA'点）から撮影．瀬古写真館（岐阜市）提供〕



第5図 水鳥地区北部の東西断層，落差は現在もなお5m近い．三角台地上に見える大屋根は西光寺．台地の中腹（写真の左方）に見える森は安立神社．（1975年9月21日撮影，村松）



第6図 水鳥地区の地形と濃尾地震の断層
 A点：小藤文次郎の写真を撮った地点。
 A'点：第4図の撮影地点。
 B点：第5図の東西断層の撮影地点。

ように横ずれ断層のくいちがいによる圧縮効果と考え、杉村（個人的談話）は張力の効果も可能と考えた。

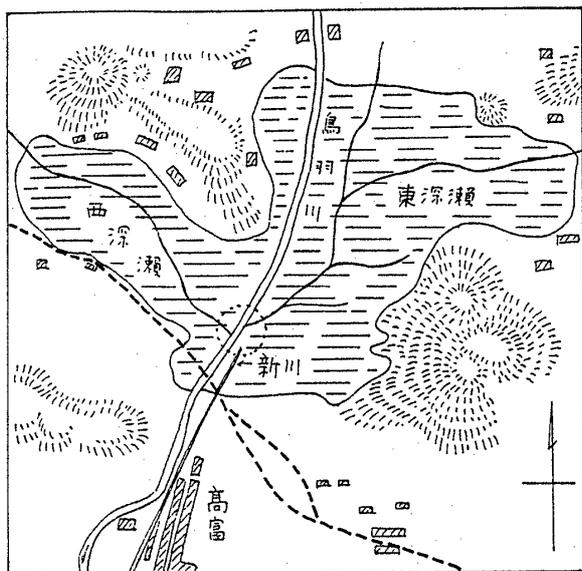
第4図に天然記念物に指定されている水鳥地区の主要断層の写真を、第5図に水鳥地区北部の東西断層の写真を示した。この2つの断層と根尾川沿いに南北に走った断層とで水鳥の広大な三角台地が生れたのであるが、その全体の状態を第6図の地形図に示した。この三角形の角に西光寺の裏山があり、この小丘は高位段丘面に対して比高10mの崖を形成しており、主要断層に連なっている。この小丘の北側もまた東西断層と連なっている。この小丘はおそらく、かつての地震による三角台地の跡であろう。また、主要断層の延長上にはケルンコルの地形があり、それは第4図の写真にも現われているが、活断層の特徴を示すものと言われている（井関，守屋，1968）。

根尾川沿いの断層は今は第5図の写真のように護岸工事で隠されているが、盛り上った様子はよく伺える。この断層は根尾谷を北上して能郷白山まで続いているが、水鳥のすぐ北方の板所では小径が4本平行して屈曲しており、バス道路からよく見える。さらに、水鳥の北西3kmにある中村地区では第7図に示したように横ずれの跡がよく残っている。

水鳥の南方約5kmの金原では田んぼの畦が約500mにわたってくいちがっている。これもバス道路に平行しているのでよくわかる。金原より南東に峠を越えて川内にでると断層線に沿って広大な湿地帯があり、清水が湧出している。さらにずっと南東に下り、岐阜市北方の高富では断層の北側が2m沈下し220ヘクタールの湖が



第7図 中村の左横ずれの跡，畑の小径および境が平行してずれている。（1975年10月19日撮影，村松）

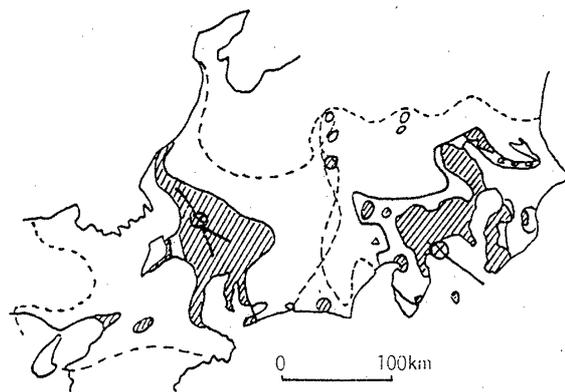


第8図 高富の断層と東・西深瀬の湖水 (濃尾地震より1年後の小藤文次郎のスケッチ)

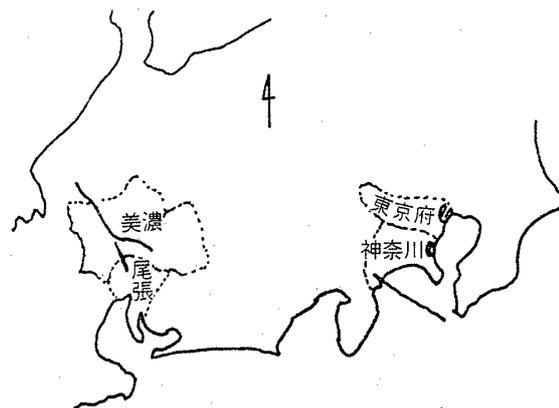
できた。第8図は小藤(1893)が地震の翌年に画いたスケッチであるが、この湖水の水を排くためにすでに新川が作られている。現在は鳥羽川の河床を上げて川水を南下させているので、このスケッチに見られるように鳥羽川に流入していた東深瀬の支流は新川に連なり、西深瀬の支流は鳥羽川の下をくぐって(すなわち、第8図の○印の所で川の立体交差となっている)新川に連なっている。新川はここでは鳥羽川より約2m低く、2kmほど南下してようやく鳥羽川に注いでいる。

3. 濃尾地震の震度分布

濃尾地震の規模を見るために第9図に震度分布と地震断層を示し、関東地震のそれらと並べて示した。震度分布は、比較のためであるから両地震とも同じ規準に従うこととし、震度5(破線)は木造住家に被害(壁の亀裂, 落下, 瓦の落下など)がでた地域、震度6(実線)は木造家屋に倒潰するものがでた地域、震度6の中の斜線部



第9図 濃尾地震と関東地震の震度分布
 実線: 住家の倒潰がでた地域で気象庁の震度6のコンターとほぼ一致。
 斜線部: 住家倒潰率1%以上。
 点線: 住家に被害のあった地域で気象庁の震度5のコンターとほぼ一致。(すべて当時の市町村単位)



第10図 地震断層と大被害のでた県(国, 府)との位置関係, 濃尾地震と関東地震の比較

は住家倒潰率が1%以上の地域としてコンターを画いた。両地震および各震度とも当時の市町村を単位とした。これらの震度5および6のコンターは気象庁から公刊されている震度分布の5および6と両地震ともほぼ一致している。断層は、濃尾地震については根尾谷断層と

第1表 濃尾地震と関東地震の1次災害(全壊および圧死)および2次災害(全焼および焼死)の比較

地震	人口	全壊住家	圧死者	全焼住家	焼死者
濃尾地震					
美濃国	1,114,000	50,125	5,280	4,428	387
尾張国	1,000,000	34,000	2,452	86	7
関東地震					
神奈川県	877,000	58,743	5,617	64,753	23,796
東京府	2,500,000	42,896	1,846	316,127	58,574
地震時の人口	岐阜市 2.8万	名古屋市 16.5万	横浜市 42万	東京市 217万	
現在の人口	40万	200万	200万	1000万	

岐阜・名古屋間の潜在断層を、関東地震については安藤（1971）の求めた断層を示した。両地震の規模はすべてにおいてほぼ等しい。

なお、第1表および第10図に地震の破壊力（すなわち1次災害）と断層との関係を示す1例を示した。

第10図および第1表を見ると地震断層と1次災害との関係はまことによく対応しており、断層と地震動の強さとの関係をよく示している。そして、2次災害の原因は東京市と横浜市の人口密度にあったことも明白となる。ついでに現在の人口も示しておいたが、これらの資料は震災対策の参考となるであろう。

なお、濃尾地震によって岐阜県は潰滅的被害を受け、災害復旧費は年予算の12.5倍に達したという。また、その復旧費の使途をめぐり、20年間君臨した小崎県知事が退任するという事態さえ生れた。この詳細は中野効四郎著岐阜県の歴史（1970）の中の“県民意識の高揚”の項に記されている。

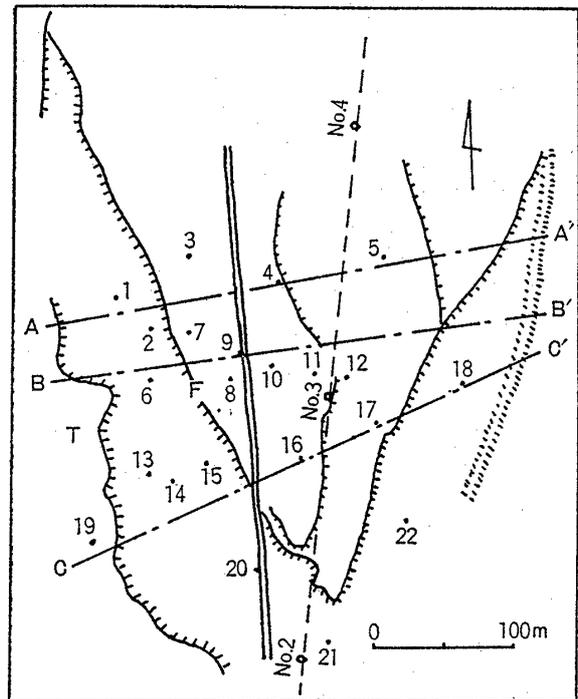
4. 地下の断層

4-1 水鳥断層の地下構造

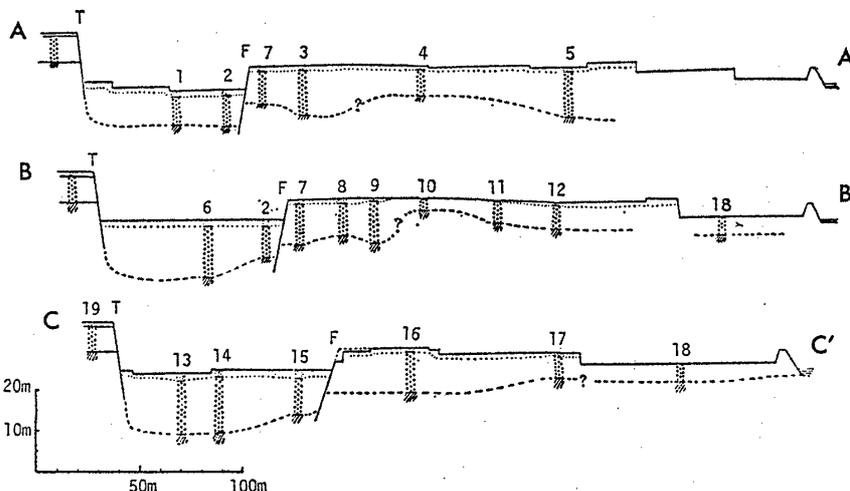
地震断層の威力は地下の岩盤を断ち切って地下深くまで達している所にある。このことは昨年伊豆半島沖地震でも如実に示され、最大 50 cm にすぎない断層がその上の建物、道路、樹木を長さ 10 km にわたって破壊し、山崩れをもひき起した。濃尾地震の断層も同様であったが、その破壊力ははるかに大きく、根尾谷の諸部落はほとんど全家屋が倒壊し、その他の地域でも断層周辺はすべて80%以上の倒壊率となっている。水鳥西光寺の過去帳を見ると、“これより震災即死亡”と記されて46名の名が連ねられており、このうち12名が水鳥部落の人

であった。

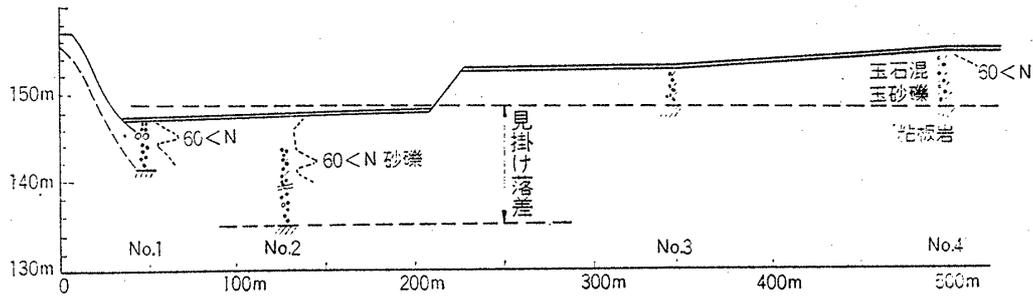
しかし、水鳥の断層は本物の断層ではないのかという疑問が生れた。延々と続く根尾谷断層はすべて北東側が落ちているのにここだけが南西落ちだからである。その後、津屋弘達（1937）はこれを深く刻まれた根尾谷に厚く堆積した粗鬆な堆積物に生じた陥没の現象であろうと解釈した。この解釈が比較的普遍化していたようであるが、筆者は梶田、杉村らとともに疑問を抱き、電気探査による地下構造の調査を実施した（村松ほか、1964）。測定点は第11図に示した22点であり、各点に



第11図 水鳥三角地帯における電気探査測定点およびボーリング地点 (No. 2~4)



第12図 水鳥断層付近の電気探査による地下構造断面図



第13図 水鳥断層付近のボーリングによる地下構造断面図 (鉄道建設公団提供)

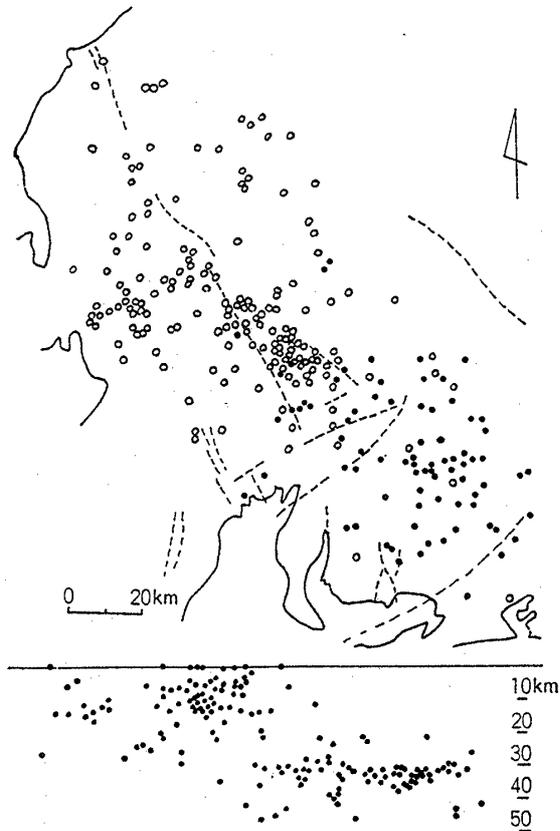
100 m の測線を作ったが、測定結果は極めて良好であり、第12図に示すような構造を求めることができた。斜線を施した岩盤 (粘板岩) は高位段丘の崖面に露出していたため解釈も容易であった。第12図より、断層直下では岩盤も地表とほとんど同じ落差のくいちがいを示していると考えられる。その後、鉄道建設公団の行った樽見線予定線上 (第11図の No. 2, No. 3, No. 4) のボーリング結果を入手したが、それによる断面は第13図のようになり、電気探査の結果とよく一致している。

大地震とともに水鳥の三角台地が形成されたことが人の耳目を驚かせた様子が当時の記録に記されている

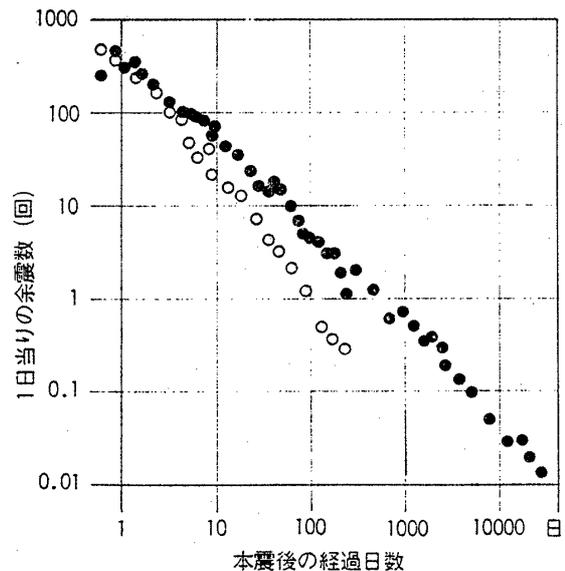
が、今はその西方に見える高位段丘の半分にも足りない小さな崖にしか見えない。しかし地下を見ると、段丘崖の底の深さはせいぜい 20 m にすぎないが、断層のくいちがいははるかに深く、少なくとも数 km に達していると推定されるのである。そして、この断層を形成した力は前に述べた松田の圧縮力、杉村の張力あるいは筆者の欠の支点部のようにいろいろ考えられるが、その研究は第5節に述べるように地震動加速度の極限値の探究に通ずるものと思われる。

4-2 根尾谷断層と微小地震の分布

1963年に6つの大学による根尾谷断層付近の微小地震観測が実施され、その後も名古屋大学と岐阜大学との観測も行なわれ、さらに広範囲の観測が進められて来た。これらの結果によれば、微小地震の分布は根尾谷断層に沿って密に起っており、とくにその西南側に多い。第14図は大井田ら (1971) によってまとめられた微小地震の



第14図 中部地方 (根尾谷断層周辺) の微小地震分布
○: 深さ < 25 km, ●: 深さ ≥ 25 km, 点線は断層.
(大井田徹ほか, 1971 による)



第15図 濃尾地震と新潟地震の余震経過。図の黒丸は濃尾地震の余震のうち、岐阜で有感だったもののグラフ。白丸は新潟地震の余震。(宇津徳治, 1969 による)

分布であり、深さ分布も詳しく求められている。

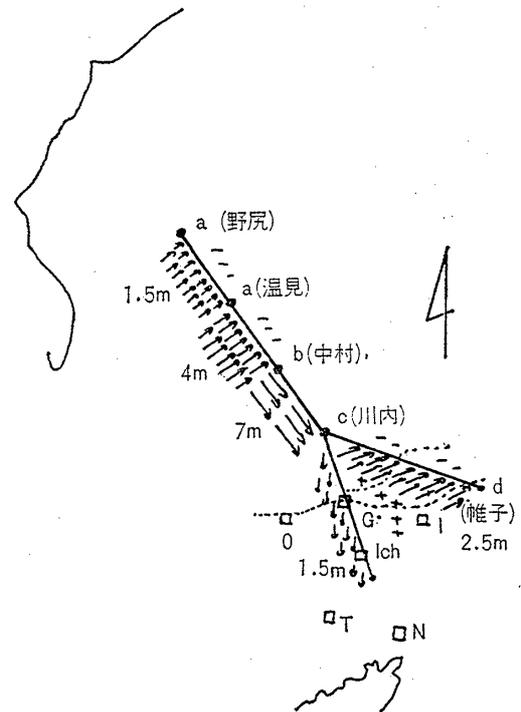
一方、余震分布の観測も精度が高くなり、断層理論の進歩と相俟って、その分布は震源となった断層面を表わしていることも次第に明らかとなった。とくに、昨年5月9日の伊豆半島沖地震で両者の関係が明瞭に示された(唐鎌ほか, 1974)。さらに、濃尾地震以来今日までの岐阜測候所(気象台)における有感地震の数は第15図のようになっており(宇津, 1969)、余震法則に合致しているの、今もなお濃尾地震の余震が続いており、第14図に示された微小地震も濃尾地震の余震と見なされる。さらに、第14図の深さ 25 km 未満の北西部の地震が濃尾地震の余震であり、三河地方の深い地震は別系統の地震であると考えられる。したがって、濃尾地震のときの断層の深さも 25 km 未満であったと考えられる。

5. 濃尾地震の解析的再現

断層の動きによって発生する地震波が遠地震の記録をよく説明することがわかり、さらに近地震の記録をも説明することがわかってきた。また、その計算方法も急速に進歩した。また、根尾谷断層全体にわたって、濃尾地震のときの変動量が松田(1974)によって詳しく再現された。さらに、微小地震の分布から根尾谷断層の深さも知られるようになった。これらの値を使って三雲健と安藤雅孝(1975)は濃尾地震の解析的再現を試みたのである。この断層モデルの概略を第16図に示した。

ここでは震源としての断層モデルの様々な場合に対する地殻変動と地震動が計算されているが、観測事実すなわち濃尾平野各地の石灯籠や墓石の転倒方向、水準測量、岐阜および名古屋測候所の地震計記録を満足する断層モデルは限られてくる。結論としては、濃尾地震のときの破壊は根尾谷断層の北端付近から始まり、各地点では 1 m/sec 程度の送り速度で断層を形成しながら 2.5 km/sec 以内の速さで次々と南東方に伝播し、川内を越えた所で2つに分岐して、1つは東方へ帷子まで、1つは南東へ岐阜を経て一ノ宮あるいはそれ以遠まで進んで 30~40秒かかって完了したものと考えられる。そして、この地方の地下構造を参照すれば、断層の各部から発した地震波はタテ波速度約 6 km/sec、ヨコ波速度約 3.5 km/sec で拡がったことになり、その結果濃尾平野の各地では第17図に示すような地震動に見舞われたことになる。

松田によって、当時、関市山崎部落の南方の津保川南側で仕事をしていた人の次のような話が報告されている。“地震を感じて部落を見ると土ほこりが上っていた。帰ろうとするとすでに橋はなく、やむなく川を渡り河原

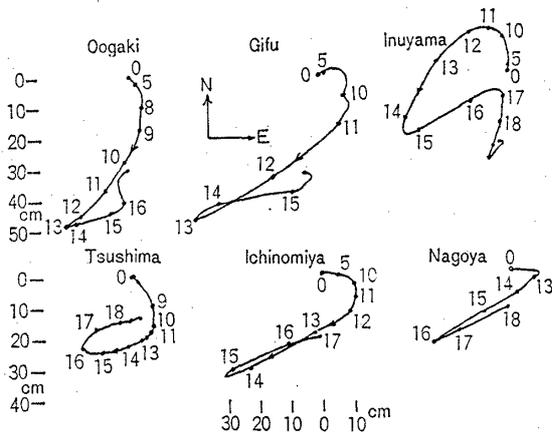


第16図 濃尾地震の断層モデル。矢印は断層の西南側の相対変位量を示す。点線は水準路線。(三雲・安藤のモデルを簡略化した)

を越えた所でふり返ると、さきに水のあった所が河原になり、それまで河原であった所に水が流れていた”。この地点が根尾谷断層線上にあるので、松田はこの話から家屋が倒壊するような地震動が来たら数秒ないし十数秒後に断層が生じたかと推定しているが、上記の断層モデルはこの話をもうまく説明できる。

しかし、これで濃尾地震の破壊力を再現できたわけではない。ようやく再現の可能性が認められた段階である。その理由は、第1に、濃尾地震の破壊力は周期 1 秒前後の大加速度をもった震動による所が大きいと考えられ、これが地震計の記録にも現われているが、三雲らの解析ではまだこの震動が扱われていない。このような震動は断層面が滑らかでない動きをすること(その様子は大森の報告にも記載されており、伊豆半島沖地震の断層面でも確認された)、水鳥地区の断層のような異常部分が生ずることなどから発生し、それが厚い沖積層で増幅されるという過程を辿ると考えられるが、これらの過程を再現するだけの資料がまだ整えられていないから扱い難いのである。

第2に、濃尾地震の岐阜および名古屋の記録は地震動のはじまりの部分にすぎず、大震動は振り切ってしまったため記録されていない。したがって、計算された大震動を確認すべき根拠がない。震度 6 の強震動の完全な地震計記録は 1971 年サンフェルナンド地震のときのパコイ



第17図 濃尾地震断層モデル(第16図)による各地点の水平動計算値. 数字は初動が到達してからの時間(単位は秒)

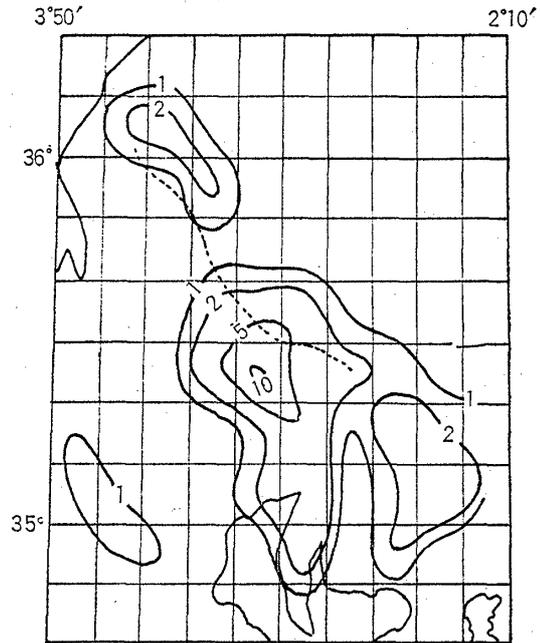
マダムにおける記録が1例あるだけであるが地震の規模が小さい。したがって、大地震の破壊的震動をわれわれはまだ知らないと言ってよい状態である。この問題の解決はまだ容易ではないが、このような記録が得られるときは大震災に見舞われるときでもあるから手をこまねいてその時を待っているわけにはいかない。したがって、解析的再現の進歩は耐震構造の設計の上で極めて重要である。

ただし、この論文には震災対策上注目すべき成果がある。それは第17図の岐阜の地震動に見られるように“2～3秒間に60cmの動き”が起りうるということである。このような震動がもし2～3波も続いたら高層ビルや超高層ビルにとって極めて危険のようであり、建築学者の注目する所となった。

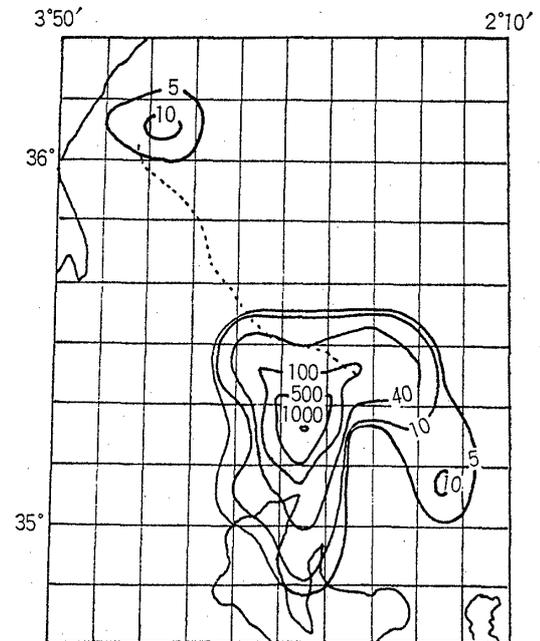
6. 根尾谷断層と地震予知研究

濃尾地震は明瞭に前震を伴っている。第18図はDAVISON(1921)がMILNEの“Great Catalogue of Japanese Earthquakes”にある1890—1891(10月27日)の期間の地震を緯度、経度10'毎の100個のマスの中に記入した地震活動分布図である。第19図は同じく濃尾地震後(1891, 11月, 12月)の地震分布であり、両者はよく似ている。岐阜測候所の資料(1894)によれば、大地震の5年前より、激震域となった地帯に沿って有感地震が多くなり、大地震の年(1891)には岐阜測候所で20回を数えている。この資料は第18図と符号する。

地下水の変化による地震予知はダイラタンシー理論(またはショルツ理論)や中国の地震予知によってクローズアップされ、川崎における予知発表の際にも地下水が検討の中心となった。根尾谷断層においては金原から



第18図 濃尾地震前1年10カ月間の濃尾地震震源域付近緯度・経度100分の範囲における地震活動(数字は緯度・経度10分のマスの中の地震数). 点線は根尾谷断層. 期間: 1890. 1. 1—1891. 10. 27. (DAVISON, 1921 による)



第19図 濃尾地震の余震分布. 期間: 1891. 10. 18—1891. 12. 31, コンターの数字は図18と同様. (DAVISON, 1921 による)

川内にかけて、現在も地下水が湧出して広い湿地帯が形成されている。このことは余震活動と同様に84年を経た今日なお、地下の断層面における活動が続いていること

を暗示している。

濃尾地震 ($M=8$) のような大地震は稀にしか起らないけれども $M=7$ の地震は一般にその10倍, $M=6$ の地震は100倍の頻度で起り, 古文書によればこの近くに2つの中規模被害地震が記録されている。したがってこの地下水は予知研究の対象とされるべきものであろう。

7. あとがき

濃尾地震から84年を経て, 断層と地震との関係がよく明らかにされつつある今日, 大森房吉の報告の冒頭に書かれた次の言葉はわれわれにある感銘を与える。

“この章に記載する所は頗る煩に過ぐるが如くなれども若し人の震源を論ぜんとすること等あれば参考となるべきやを思ひて勉めて詳細に記述せり読者之を諒せよ”。

その詳細な記述は, 松田の論文にも見られるように, 現在に生きている貴重な遺産である。そこには, 第5節でも触れたように現在の研究段階ではまだ活用できない重要な記述さえ含まれている。

しかし, それにも増して重要な遺産は根尾谷断層そのものであろう。この大断層は最大級の地震の震源であり, しかも完全に陸地にあるので, まさに震源研究の宝庫である。われわれは震源についてまだ僅かな知識を得たにすぎないので, 研究を深めると同時に, この宝庫をできるだけそのままの姿で後世に遺すことも考えねばならない。現在, 不用意な開発の波によってこの大断層も到る所で急速にその俤を変えられつつあることはまことに残念である。

文 献

- ANDO, M. (1971), A fault-origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 49, p. 19-32.
 別所文吉 (1967), 山嶽の静動. 金沢大学教育学部地学教室地質年報, vol. 1, p. 1-364.
 DAVISON, C. (1921), *A manual of seismology*. Cambridge Univ. Press. 249 p.

- 岐阜測候所 (1894), 明治24年10月28日大震報告. p. 193
 井関弘太郎, 守屋以智雄 (1968), 根尾谷断層に関する資料. 地学雑誌, vol. 77, p. 31-41.
 唐鎌郁夫ほか (1974), 1974年伊豆半島沖地震の余震—伊豆半島下賀茂, 松崎および奥野における観測速報一. 地震研究所研究速報, vol. 14, p. 55-67.
 Koro, B. (1893), On the cause of the great earthquake in Central Japan, 1891. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Japan*, vol. 5, p. 296-353.
 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, p. 85-126.
 三雲 健・安藤雅孝 (1975), 濃尾地震の解析的再現. 科学, vol. 45, p. 50-58.
 文部省 (1927), 天然記念物調査報告, 地質鉱物の部. 第2輯, p. 20-25.
 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, p. 202-224.
 村松郁栄・梶田澄雄・鈴木静枝・杉村 新 (1964), 水鳥断層の構造. 岐阜大学学芸学部研究報告, vol. 3, p. 308-317.
 中村新太郎 (1927), 根尾断層について. 地球, vol. 8, no. 4, p. 249-256.
 中野効四郎 (1970), 岐阜県の歴史, 262 p. 山川出版社.
 NASU, N. (1950), The Fukui Earthquake of June 28, 1948. *Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake*, p. 112-123.
 大井田徹・山田功夫・多田 堯・伊藤 潔, 杉山公造, 佐々木嘉三 (1971), 中部地方の微小地震活動 (1). 地震, 第2輯, vol. 24, p. 240-247.
 大森房吉 (1894), 濃尾地震概況. 大震報告, p. 48-88, 岐阜測候所.
 RICHTER, C.H. (1958), *Elementary Seismology*. W.H. Freeman and Company, p. 563-566.
 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. 25 p.
 津屋弘達 (1937), 水鳥の地震断層と付近の地質. 地震, 第1輯, vol. 19, p. 389-410.
 URSU, T. (1969), Aftershocks and earthquake statistics (I). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, vol. 3, p. 129-195.

Neodani Fault and Nobi Earthquake

Ikuei MURAMATU

(Abstract)

A great earthquake occurred in Central Japan on October 28th, 1891, when a great fault appeared. As

the earthquake caused disastrous damage in Mino and Owari provinces especially, it was called the Mino-

Owari earthquake or Nobi earthquake. The fault became later called the Neodani fault, because remarkable crustal movements appeared in Neodani region.

At present, in 84 years after that time, it has been proved that the source of an earthquake is a fault. Moreover, some detailed surveys of the Neodani fault were carried out, some models of the faulting process were proposed and an analytical reappearance of the Nobi earthquake has been put to the test.

In this paper, the author describes the process of

the investigation mentioned above, some of the figures of the fault well preserved now, detailed distribution of the seismic intensity of the Nobi earthquake by means of the data of damage in which unprinted data are contained and the distributions of foreshocks and aftershocks of the Nobi earthquake. He explains in this way the magnitude and the characteristics of the Nobi earthquake and points out some problems on future investigation which are contained in the Neodani fault.
