

濃尾地震の解析的再現

三 雲 健*・安藤雅孝**

濃尾地震は日本の内陸部におこった最大級の地震だった。最近の研究は、この地震が根尾谷断層をはじめとする活断層系の大きい動きで生じたことを示している。今後の観測と災害予測のために、地震時の古いデータからこの地震を復元し、発生機構を考察する。

1891年10月28日、岐阜県を中心としておこった濃尾地震は、日本内陸部におこった過去最大の地震であり、そのマグニチュードは8程度におよんだ(河角マグニチュード8.4、現在の気象庁規模によれば7.9、村松⁽¹⁾によれば8.0)。またこの地震に伴って地表面にあらわれた断層は、福井県野尻より岐阜県根尾谷を通り愛知県犬山市東方まで延長約80kmにおよび、この断層中心部の根尾谷水鳥においては、最高落差6m、水平左横ずれ4mの顕著な断層崖を生じた(図1〔小藤⁽²⁾による〕参照)。この地震を契機として震災予防調査会が設立され、これが後の地震学の発展の基礎となったこと、またこの地震に伴って生じた断層が後の断層と地震発生の関連の研究を進展させたことから、濃尾地震は近代地震学の原点ともいえるであろう。

われわれはこのような意味で、80年以上も前におこったこの内陸最大の地震を現在の地震学の観点から見直し、再調査することを試みた。われわれのおもな目的は、種類のデータから濃尾地震を復元し、その断層モデルを通じてこの地震の破壊の発生過程を知ると同時に、この地方に何故このような大きい変位をもつ長大な断層による大地震が発生したかについて、一つの考察を試みることにある。さらにもう一つは、この地方あるいは内陸部の他の地方に、将来再び濃尾地震と同じ型で同程度の規模の大地震が発生した場合に生ずるであろう地震動を理論的に予測し、地震工学上ひいては防災対策上に役立てることを目的としている。

データー

濃尾地震の発生は今から80年以上も以前のため、当時の地震学的計測資料はきわめて乏しく、現在の地震学の観点からは、この地震の発生機構を議論するには不十分である。しかしさいわい次のような種類のデータがあり、地震学的データの不足を部分的に補うことが可能である。

(1) 地表面の断層 断層線の位置と、地表での断層

の傾斜、断層の変位量について直接的なデータを与える。

(2) 余震分布 断層面の深さについて一つの推定の根拠となりうる。

(3) 地殻変動 断層面の位置と地下での断層変位量に関して手掛りを与える。

(4) 震度分布 地動の最大加速度の分布などから断層線の位置、断層面の運動速度などに関する補助的資料と考えられる。

(5) 地動方向 断層の破壊の進行に関して伝播方向、速度などの情報を含むものと思われる。

(6) 地震計記録 破壊の出発点の位置、断層形成時間、破壊進行速度などについての手がかりとなりうる。

以上のようなデータの一つずつ検討し、これらを総合して濃尾地震がどのような機構でおこったかを考察しよう。

地表面にあらわれた断層および余震分布と断層モデル

地震断層

この地震に際して岐阜県根尾谷を中心に、明瞭な地震断層が地表面にあらわれた。地震直後、小藤⁽²⁾、大森⁽³⁾は断層線の追跡踏査を行ない、野尻-温見峠-水鳥-金原-高富-惟子の線を明らかにした。また別所⁽⁴⁾は1935年頃再調査を行なっている。最近、松田⁽⁵⁾はこれらの資料を参考に、さらに詳細な現地調査を行ない、地震断層の位置と現状、断層の変位量分布、既存活断層との関係などほぼ全貌を明らかにした。この結果は次に述べるように、濃尾地震の発生機構を研究する上で最も有力なデータとなった。

松田⁽⁵⁾によれば、この地方には図2にみられるように、根尾谷を中心として多くの活断層が存在し濃尾活断層系を形づくっている。濃尾地震の地震断層は、このうち主として三つの横ずれ活断層(温見、根尾谷、梅原)が変位したものであるが、これらの活断層の全部分が動いたのではなく、適当な部分が変位し隣接する断層に乗りかえているようにみえる。松田⁽⁵⁾の調査によれば、この三つの断層(図2実線)の地震時の地表面変位は次の通りである。

* Takeshi MIKUMO **Masataka ANDO 京都大学
防災研究所

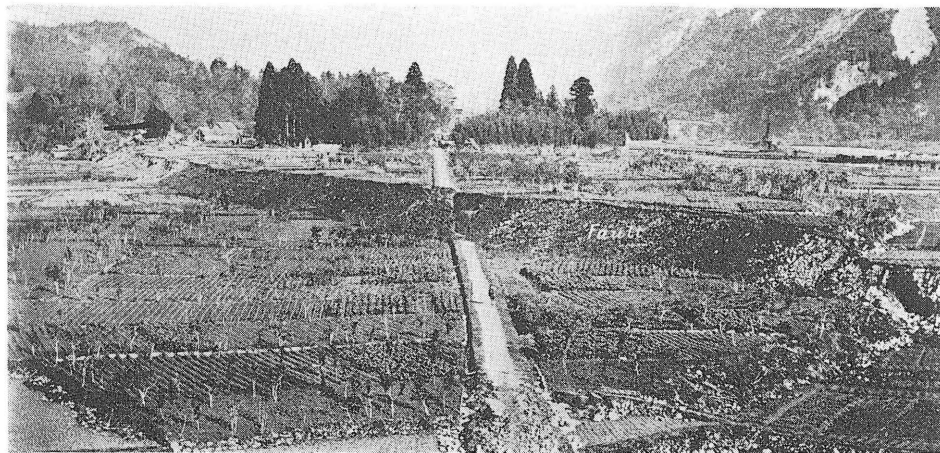


図 1 岐阜県根尾村水鳥付近の断層崖(水鳥断層)(小藤⁽²⁾による)

- (1) 温見断層(野尻-温見) 20 km
 水平変位 左ずれ 最大 3 m, 平均約 1 m
 上下変位 南西側隆起 最大 1.8 m, 平均約 1 m
- (2) 根尾谷断層(能郷白山-水鳥-金原-川内) 35 km
 水平変位 左ずれ最大 8 m 北部で平均約 3 m
 南部で平均 6~7 m
 上下変位 南西側隆起最大 4 m
 北部で平均約 3 m
 南部で上下変位なし
- (3) 梅原断層(川内-高富-関-坂祝) 25 km
 水平変位 左ずれ最大 5 m, 平均約 1.5 m
 上下変位 南西側隆起最大 2.4 m, 平均約 2 m

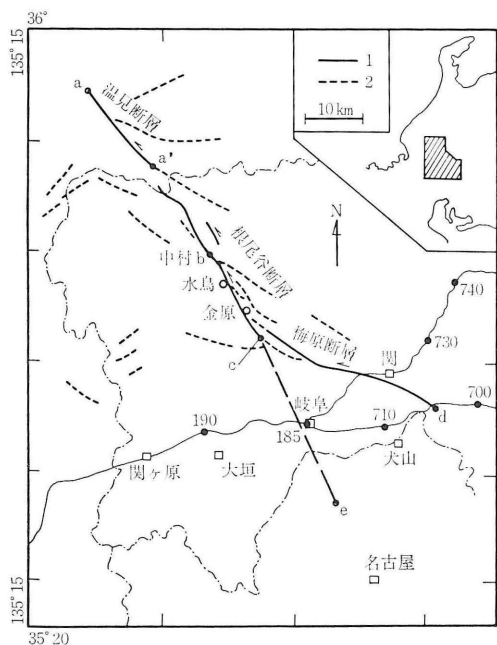


図 2 活断層の位置⁽⁵⁾.

1: 濃尾地震時に変位した部分 2: 既存の活断層

地表面で観察された断層面は, 1, 2 カ所を除いてほぼ垂直であった. 図 3 には根尾谷断層のうち, 中村付近の水平変位 8 m の部分の写真を示した.

以上のほか, 黒津, 水鳥大將軍, 水鳥, 古瀬など, 長さ 1 km 未満の小さい地震断層がある⁽⁵⁾. 水鳥断層は水平左ずれ最大 4 m, 北東側隆起最大 6 m の変位を示したが, 根尾谷断層の中では特異な動きであり, 断層線の屈曲による圧縮力のため三角地帯が隆起したものと考えられる⁽⁵⁾. ここではこれらの小断層は局所的なものと考え, 第 1 近似としては以下の議論から省く.

余震分布

一般に余震は地震の主破壊にともなう地殻内応力の再配分によるものであり, その空間分布は主震の断層面を近似的にあらわすものと考えられている. 当時の岐阜測候所では, 本震後 14 カ月間に 3,090 個の有感余震を観測した⁽⁶⁾. 余震はその後長期間にわたって続いており, 岐阜での有感地震の数は一定の減少率 $n(t) \propto t^{-1.05}$ にしたがった⁽⁷⁾. 現在なお年間 3~4 個が観測されている. 近年, 根尾谷周辺においては, 各大学からなる極微小地震研究グループ, 名古屋, 岐阜大学などにより, 極微小地震および微小地震の観測が行なわれ^{(8)~(11)}, この結果, 根尾谷断層に沿ってその南西側および犬山-岐阜間で微小地震活動が活発であることが明らかにされた⁽¹⁰⁾⁽¹¹⁾. これらはその位置からみて濃尾地震の余震活動と考えられ, その深さは大部分が 15 km より浅い⁽¹⁰⁾⁽¹¹⁾. このことはこの断層面がこの程度の深さにまで達していたと考える一つの根拠を与えるものである.

以上のことから, ここでは前記の三つの主断層が地下で一つの垂直な断層面を形成して約 15 km の深さに達し, 断層面の変位は松田⁽⁵⁾の資料から図 4 のように a-a', a'-b, b-c, c-d の 4 部分で異なり, 深さに対して一様な場合を想定した. 断層変位の深さ分布は地殻内の応力分



図 3 岐阜県根尾村中村における断層の水平変位. (あぜ道の左ずれが 8 m に及ぶ. 撮影: 関戸勇 1972)

布に支配されると思われるが、今の段階では平均的な変位を考えるよりほかはなからう。ここでは断層をこのようにモデル化して話を進めることとする。

震度分布と潜在断層の可能性

大森⁽¹²⁾は濃尾地震に際して転倒または破壊した各地の柱状物体(石碑・石灯籠)などを調査し、これから地震動の最大加速度を推定し、その分布を明らかにした。最大加速度は 400 ガル(0.4 g)を超え、いわゆる最激震地帯は、彼自身が追跡調査した温見-根尾谷-高富-惟子の断層線に沿い、さらに 1 本は分岐して岐阜-一の宮-木曾川下流にいたっている。また村松⁽¹³⁾は主として家屋全潰率と各種の地変を考慮して震度分布を求めたが、震度 6 の線は断層沿いに犬山北方に伸び、一つは名古屋付近に達する。村松は、この震度分布、岐阜付近の地表面に割裂を生じたこと、および地殻変動の隆起・沈降の境界線があることなどから、地表面に現われない潜在断層が金原より分岐して岐阜-一の宮-名古屋北方に達していると考えている。また倒壊率と沖積層の厚さの関係から、こ

の潜在断層の存在を主張する意見もある⁽¹⁴⁾。また地質学的にもこの線に沿って地下に一の宮・稲沢断層があると考えられ⁽¹⁵⁾、重力異常の不連続もみとめられる⁽¹⁶⁾。

これらのデータからここでは c-e のような潜在断層が存在する可能性を考え、地殻変動、地震動などからその実在性を検討することとする。南端 e の位置については震度分布から一の宮付近に適当に仮定したが、これが名古屋付近まで伸びている可能性もある⁽¹³⁾⁽¹⁵⁾。この断層面の深さについては 15 km, 25 km の二つの場合を想定した。

地震に伴った地殻変動

この地方における水準測量は、断層南部を横切る 2 測線について、地震前の 1885~1888 年および地震後 1894~1899 年に当時の陸地測量部によって行なわれており⁽¹⁷⁾、二つの測量値の差は濃尾地震によって生じた地殻上下変動と思われる。著しい特徴は岐阜-関(B. M. 720 付近)で 70 cm に達する隆起がみられ、この東側の関(J. 725)および西側の大垣(B. M. 189)に向って 30~40 cm の沈降があることである⁽¹⁸⁾。村松⁽¹³⁾は水準測量の結果をもちい、小藤、大森による断層追跡結果とさらに震害分布を考慮して、地震にともなった地殻の隆起・沈降のコンターを示した。地殻の水平変動については、陸地測量部による三角測量の資料から、犬山-岐阜付近の変動量と方向が求められている⁽¹⁹⁾。

このように大きい地殻の変動が実際に濃尾地震をおこした断層の動きによって生じたものかどうか、すなわち地表面で観察された断層の位置と変位量や、余震分布から推定される断層面の深さなどを含む、先の断層モデルで説明されるかどうか、また潜在断層が存在するかと考えられるかどうかを調べてみよう。このため、先にモデル

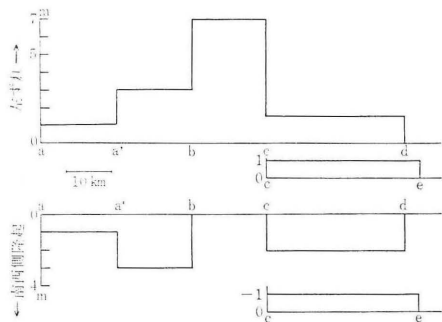


図 4 地表面の断層変位.

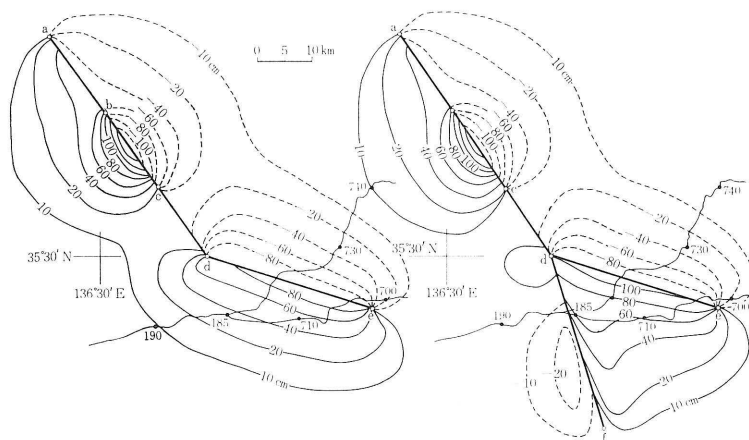


図 5 計算による上下変動のパターン。実線が隆起、破線が沈降を示す。(1) 潜在断層がない場合、(2) 潜在断層がある場合。

化した断層運動によって生ずる地殻の上下・水平変動を理論的に計算し、測量から求められた量と比較することとする。計算の方法は半無限弾体に対する静的くいちがい理論⁽²⁰⁾⁽²¹⁾による。図5はこのようにして計算した上下変動のパターンを示す。図5(左)、(右)はそれぞれ潜在断層がない場合とある場合である。これを村松⁽¹³⁾による測定値のパターンと比較すると、(右)の潜在断層を考えた場合が実際の場合をかなりよく説明する。

これをさらに詳しくみるために、二つの水準路線に沿って測定値と計算値を比較したのが図6(左)、(右)である。ここには断層の深さが10、15、20 kmの場合の計算値を示した。また実線、点線はそれぞれ潜在断層を考慮した場合としない場合である。後者の場合は、B. M. 185～190 付近の沈降を説明することが難しい。この測定結

果を説明するためには、c-eに左ずれ潜在断層を考え、かつ東北側隆起の上下成分をもつ断層変位があったと考える必要がある。ここには長さ34 km、水平・上下変位各1 mの場合を示した。この場合の計算値は両測線とも隆起・沈降の測定値をかなりよく説明する。しかしこの潜在断層に関する数値については、他の断層のようにこれを裏付けるデータはなく、かなりの任意性があるが、変位の方法は地質学的に推定される一の宮・稲沢断層が西側落ちである⁽¹⁵⁾ことと調和的である。この潜在断層による東北側隆起と梅原断層の南西側隆起により、この両断層にはさまれる三角地帯は著しく隆起したことになる。この地帯に余震と思われる微小地震が特に多発する⁽¹⁰⁾のは、隆起により応力がここに集中したためかもしれない。

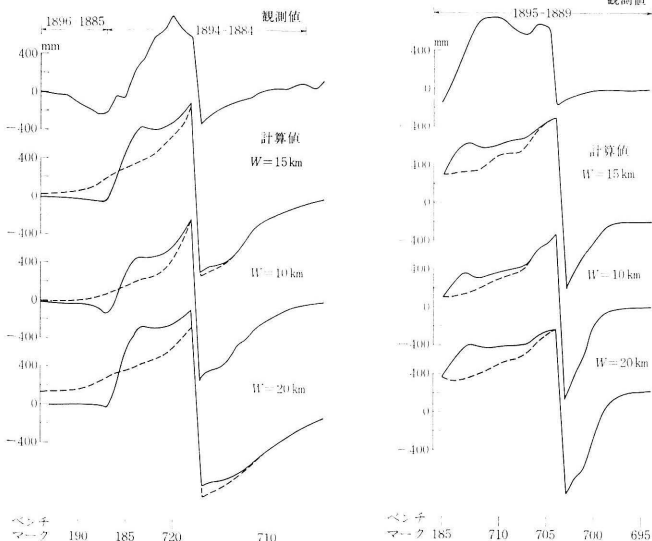


図 6 水準路線沿いの上下変動の観測値と計算値。計算値の実線は潜在断層のある場合、破線は潜在断層がない場合を示す。

なお、図6にみられるように、断層面の深さによる上下変動の計算値の差はあまり大きくない。このことは地殻変動のデータから深さを推定することは難しいけれども、余震分布から推定される15 kmの深さは少なくともこの結果と矛盾しないといえるであろう。

土地の震動方向と地震計記録

震動方向

この地震の際、震央地域においては多数の家屋が倒壊したが、調査によればこの方向はきわめて不規則であった。この不規則性は個々の家屋の形状によるものと思われる。土地の震動の方向を表わすものとは考えられない⁽¹²⁾。大森はこのかわりに多数の角状の石塔、円柱状の石灯籠などの転倒方向、煙突の抛出方向の統計から、各地の土地の主要な震動方向を推定した⁽¹²⁾。たとえば名

古屋では 200 個の資料の平均値から地動方向は S 60°W と推定され(標準偏差 26.5°), このほか大垣, 北方, 岐阜, 犬山, 一の宮, 津島, 桑名など各地での震動方向が求められている。これらの多くの場合は, 多数の資料がよく一致しており, 推定された震動方向は卓越する地震波の振動方向に対応するものと考えてもよからう。なお, これらの方向はおおむね最激震地帯の軸線すなわち断層の方向に直角である⁽¹²⁾ようである(図 10 の ↓ 参照)

地震計記録

当時の報告⁽⁶⁾によれば, 濃尾地震の本震は岐阜, 名古屋, 大阪各測候所および東京の中央気象台と東京大学の地震計で観測されたが, 現在原記録の残されているのは岐阜, 名古屋だけである。これらの地震計の倍率は水平動 5~5.5 倍, 上下動 8~9 倍, 固有周期と減衰常数は不明であるが, これが当時使用されていたミルン地震計とすれば, これらはそれぞれ 2~3 sec, 0.1 程度(ダンパーはついていないが針先の摩擦を考慮した場合)と思われる。震動は記録計の始動後岐阜においては 7 sec, 名古屋では 13~15 sec まで記録され, その後はおそらく S 波の到着によりスケールアウトしている(図 11, 図 12 最上段の記録)。このほか, 岐阜, 御嵩町, および垂井町では简单験震器によって震動の初期の部分の方向が記録されている⁽⁶⁾。一方, 国外においては, 地震計測は未だこの時期にはほとんど行なわれておらず, この地震の計測記録は存在しないようである。

以上のように, この地震から生じた地震波に関する動的な計測データは土地の震動方向と 2 カ所の地震計記録(初期部分だけ)である。データとしてはきわめて不十分ではあるが, これらをもとに可能な範囲で濃尾地震の破壊過程を推定してみよう。

破壊の進行過程のモデル

破壊の進行過程を推定するため, ここでは種々のモデルを想定して, これから期待される動的な地動を計算し, これから求められる地動方向および理論地震記録をそれぞれの観測結果と比較した。

動的な地動を規定するものとしては, 断層面の位置・形状, 断層面の変位量など先に推定した静的な量のほかに, 破壊の出発点位置, 破壊進行速度・方向, および断層形成時間(ライズ・タイム)または断層面の 2 次速度など動的なパラメータがある。地動の計算は丸山⁽²²⁾および HASKELL⁽²³⁾の無限弾性体中の動的くいちがいの理論によった。さらに厳密には半無限弾性体に対する理論⁽²⁴⁾をもちいるべきであるが, これによると長い計算時間を要すること, 前者によっても水平動成分に関してはよい近似が得られることから, 前者の方法によった。地動方向

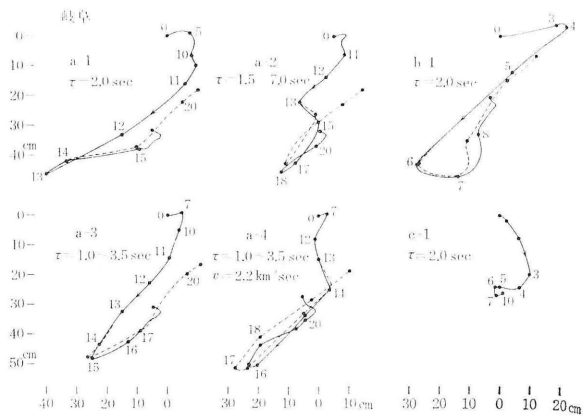


図 7 種々の断層モデルから計算した水平地震動変位。

は上の方法によって計算した水平動 2 成分をベクトル合成して得られる⁽²⁵⁾。またこれらの各成分と地震計のインパルス・レスポンスとのコンボリューションから理論地震記録が得られる。

破壊の出発点の位置は断層変位量などから図 2 中の a の場合(一方方向に進行), b または c(両方向に進行)の場合を想定し, いずれの場合も断層面の半分の深さの点から破壊が始まり, これが放射状に様な速度で面内へ拡大していくと仮定した。破壊伝播速度(v)は 2.2, 2.5, 3.0 km/sec の各場合について, また断層形成時間(ライズ・タイム) τ は, (1) 全断層について 2.0 sec, (2) 断層変位に応じて異なり, a-a', a'-b, b-c, c-d, c-e 各部分で 1.0, 2.0, 3.5, 1.5, 1.0 sec(断層 2 次速度はほぼ一様に約 100 cm/sec), (3) 上の各部分で 1.5, 4.0, 7.0, 2.5 1.5 sec(断層 2 次速度約 50 cm/sec)の三つの場合を想定して計算した。また, この地方の地殻中の地震波速度は爆破地震動観測結果⁽²⁶⁾⁽²⁷⁾を参照して P 波 6.0 km/sec, S 波 3.5 km/sec とした。なおこの計算によって得られる地動は周期が大体 2 sec 程度以上であって, これより短周期成分の波は含まれないことに留意しなければならない。

図 7 は上の種々の場合の, 断層に最も近い岐阜における理論的地動の水平成分を示し, 曲線上の数字は最初の P 波到着後の経過時間(秒)を示す。図中の実線, 点線はそれぞれ潜在断層 c-e がいない場合とある場合に対応するが, この存在は振動の後半部と永久変位を除き, 全体のパターンを大きく変える程ではない。したがって実際の土地の震動方向から潜在断層が存在するかどうかを判別することは難しい。また破壊が c 地点から始まる場合を除けば, 地動のパターンは比較的似た傾向を示すが, 同じ a 点から始まる場合でも, ライズ・タイムと破壊速度(a-4 以外は $v=2.5$ km/sec)によって部分的には異なる

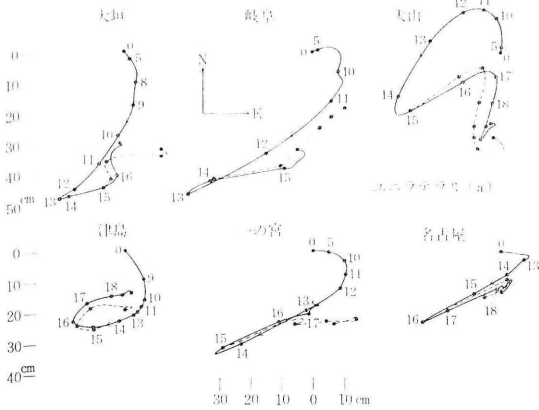


図 8 断層モデル(a)から計算した水平地震動変位。

ことが分る。

図 8 および図 9 は同様に、それぞれ破壊が a 点および c 点より始まり、 $\tau=2.0$ sec, $v=2.5$ km/sec で伝播した場合の、各地(大垣、岐阜、犬山、津島、一の宮、名古屋)の理論的地動の水平成分を示す。この二つの場合では、最大振幅、最大速度方向および全体の卓越振動方向など、地動のパターンに大きい差が認められる。図 10 に、a の場合について計算した地動の卓越する振動方向(図 8 中の矢印の方向)と、先に大森⁽¹²⁾が石灯籠などの転倒方向から推定した各地の土地の震動方向を、それぞれ点線と実線で示して比較した。両者は一の宮を除いては良く一致していることが注目される。一の宮については、大森の調査したデータ⁽¹²⁾自身の信頼度がやや低いと思われる。また犬山、桑名の震動方向は計算から予測される地動の卓越方向とは逆センスである。石灯籠などの物体が

転倒するのはおそらく比較的短周期の地動によるものと考えられ、したがって、これから推定された土地の震動方向はこの短周期の波に対応するものと思われる。一方、計算による地動は周期数秒程度である。この両者に一致がみられるということは、断層から実際に発生する地震波にこの計算では表現されない短周期成分が含まれ、これが数秒の波に重畳し、かつほぼ同様な卓越振動方向をもつためではないかと考えられる。

一方、破壊が c より始まる場合、地動の卓越方向(図 9)は、犬山以外ではおおむね、図 10 実線の震動方向とは一致しない。b を破壊の出発点とする場合、計算した地動方向(図には示さない)は、大垣を除いては a の場合に比較的近い。以上のことから、もし上に述べた地動周期と卓越振動方向の考え方が正しければ、断層の破壊は根尾谷北方の a 地点または a と b の中間付近から出発したと考えることができる。

なお家屋の倒壊と断層変位の出現した時間の関係について、当時、関市山崎部落南方の津保川南側で仕事をしていた人の目撃談として、次のような松田の報告⁽⁵⁾がある。“地震を感じて部落を見るとすでに煙ほこりが上っていた。帰ろうとするとすでに橋はなく、やむなく河水をわたり河原をこ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”。この地点が西から延びてきた断層線の延長線上にあり、上の地変が予想される変位の向き(南側隆起)に一致することから、松田は地震断層がここを通過し、かつ地震を感じ家屋が倒壊してから数秒ないし十数秒後に断層変位が生じたと推定している。この人が地震を感じたのがこの地点へ到着した最初の P 波によるものか、

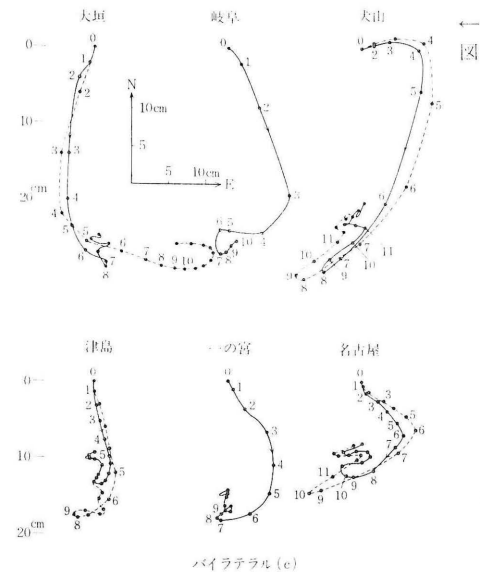
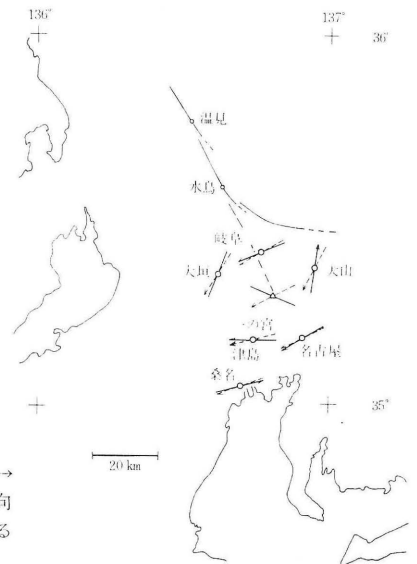


図 9 断層モデル(c)から計算した水平地震動変位。

図 10 土地の震動方向(実線)と計算による地動方向(点線)



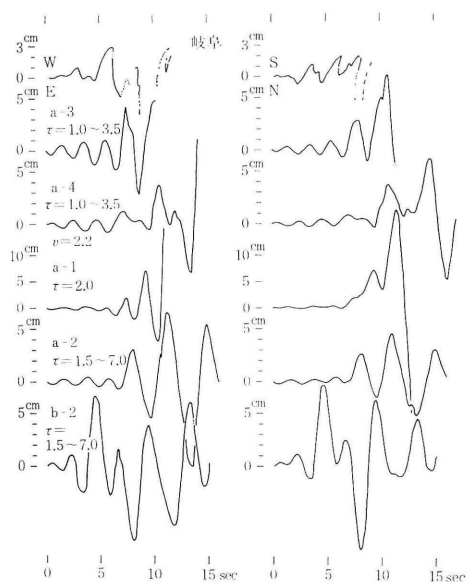


図 11 岐阜の地震計記録(最上段)と理論地震記録。

または後続のS波によるものかは明らかでないが、家屋の倒壊がもしS波による地動最大速度の時点付近であるとすると、最初に断層の破壊がある出発点で始まってから、家屋の倒壊までに要する大体の時間(1)を見積ることができる。一方、断層の生成は、破壊が出発点からこの地点へ到達し、あるライズ・タイムを経た後(2)であるから、家屋倒壊から断層変位生成までの時間(3)は、大体次のようになるであろう。

破壊出発点

a b c

- | | | | |
|---------------------|-------|-------|-------|
| (1) 破壊発生～家屋倒壊 (sec) | 24~26 | 15~17 | 9~10 |
| (2) 破壊発生～断層生成 (sec) | 31~36 | 18~21 | 11~13 |
| (3) 家屋倒壊～断層生成 (sec) | 7~10 | 3~4 | 2~3 |

ここでP波、S波、破壊進行の各速度を5.5~6.0, 3.2~3.5, 2.2~2.5 km/sec, この部分の断層のライズ・タイムを1.5~2.5 secと仮定した。aの場合は先の松田の推定⁽⁶⁾にほぼ等しく、b, cの場合はこれよりかなり短かい。したがって松田の見積りがもし正しければ、上の話から破壊がa地点(断層北端)またはその付近より始まったらしいと考えることができ、地動方向からの推定を裏づけることになる。

次に図11に岐阜の地震計記録水平動2成分と、種々のモデルから計算される理論地震記録との対応を示す。当時の記録計は地震のショックによって始動するため、記録開始の時刻は、このショックより1 sec程度は遅れることも考えられ、またこの始動が最初のP波の到着によるものかどうか若干の疑問がある。このような事情を考慮して、両者に対応させる場合に最初の時刻を多少ずら

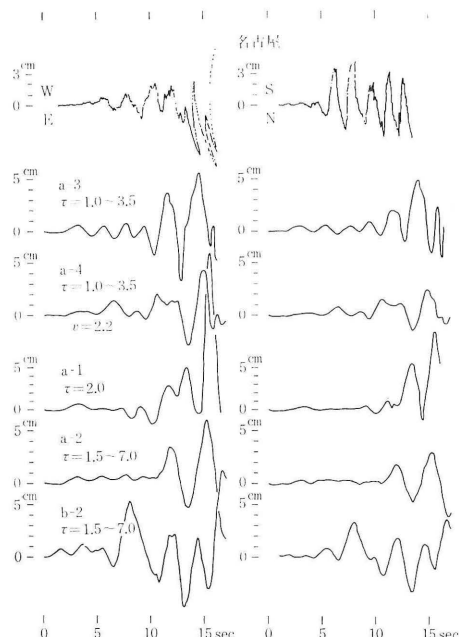


図 12 名古屋の地震計記録(最上段)と理論地震記録。

せた。図示した理論記録(図中の倍率は、原記録の縮率に応じて適当な係数を乗じてある)のa, bは破壊がそれぞれa地点、b地点より始まる場合に対応し、ライズ・タイムと破壊速度の組合わせが異なるが、a-4以外は $v=2.5$ km/secである。これらを上の地震記録と比較すると、a-3の場合が、両成分の振幅・波形、山・谷の対応などからみて、実際の場合をかなり良く説明するようと思われる。図12は同様に、名古屋の地震計記録と理論記録の比較である。NS成分記録の5~10 sec付近にはやや大きい振幅がみられるが、これは計算地動の何れでもあまりよく説明されない。しかし波形の対応関係から見れば、a-3がこれらのうちではやはり比較的良好であり、a-4およびa-1の場合がこれに次ぐ。

一方、a-2の場合の計算では、岐阜において7~15 sec, 名古屋においては10~16 sec付近の振幅が全時間中で最大となる。しかしこのことは、実際の地震計記録がそれぞれ10 sec, および15 sec以後の大振幅のためにスケール・オフしていることと矛盾する。このことは破壊の出発点をa地点とすれば、断層形成時間はここに仮定した最大7 secよりは短かいことを示唆する。また破壊がb地点より始まる場合には、図11, 図12最下段にみられるように、大きい振幅のS波が岐阜では4 sec, 名古屋では7 sec付近の早い時刻に到着することになり、実際の地震計記録とは全く波形が異なる。この場合よりさらにライズ・タイムが短かいときは、理論振幅はさらに

大きくなり、記録とのくいちがいは一層大きくなる。

以上のように、各地の土地の震動方向と理論的地動方向の比較、岐阜・名古屋の地震計記録と理論記象の比較の両方から、破壊の出発点は断層の北端 a 地点またはその付近、断層形成時間は場所により異なるが 1~4 sec 程度(最大でも 7 sec を超えない)、破壊速度は 2.2~2.5 km/sec. 以内と考えても、第一近似としてはそれ程大きい誤りではないと思われる。

濃尾地震の発生機構の考察

断層の生成

以上に述べた種々のデータを総合すれば、次のような推論が許されるかもしれない。濃尾地震の断層の破壊はまず温見断層の北端の a 地点またはそれに近い地点のある深さから始まり、各地点ではおそらく 100 cm/sec 以上(全部にわたり、同じである必然性はないが)の迂り速度で断層を形成し、これが約 2.5 km/sec 以内の破壊速度で次々と東南方へ伝播し、根尾谷断層南半部では最大 7 sec おそらくは 4 sec 程度で平均 7 m の大きい断層変位を生じ、c 地点で断層が分岐して梅原断層と一の官方面へいたる潜在断層の破壊を生じ、最初から 32~38 sec 程度の時間で全部の断層の破壊が完了したと考えてもよいかもしれない。

濃尾地震の震源については、従来地表面にあらわれた断層の大きい変位、被害分布状況などから水鳥-金原付近(図 2 b-c)と考えられていた⁽⁶⁾。この部分の特に大きい断層運動が、大規模な地殻変動と強い地震波を発生し、濃尾平野に大きい被害を生じた主要な原因であることは先の計算結果からも明らかであり、この意味ではこの付近を震源と考えることは大きい誤りではない。しかし上述のように地震学的計測データからは、断層破壊の始まったのはこの長大な断層の北端付近と考えた方がよいようである。破壊は既存の活断層に沿い、生長しつつ南東方向へユニラテラルに進行し、次第に断層変位を増したかのようにみえる。b-c において異常に大きい変位を生じた原因については種々の可能性が考えられる(後述)。破壊は c 点付近で地殻内の不連続面おそらくは交叉する活断層に妨げられ、ここで大きい応力を生じたために⁽²⁸⁾ c-d, c-e に分岐し、この結果エネルギーが分散してそれぞれの断層変位が急激に減少したと思われる。上のような枝分れ現象はガラスの破壊実験などでよく知られていることである。

先述のように、濃尾地震は既存の活断層に沿って起こった。最近の地震観測精度の向上によって、内陸部の浅い大・中地震は活断層上におこっていることが明らかにされ、断層理論の発展により、これらの地震は活断層の

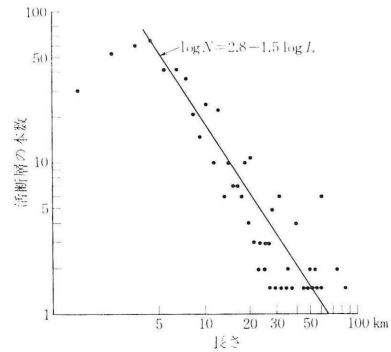


図 13 日本の活断層の長さの頻度分布⁽²⁹⁾。

断層運動そのものであることがはっきりしてきた。図13は日本の活断層の長さの頻度分布である。最長の活断層は 60~80 km だから、濃尾地震は日本内陸でおこりうる最大規模の長さの地層による地震であることがわかる。

濃尾地震の断層の長さが、なぜこのように長くなったか、その原因を考えてみよう。この地震は、京都から岐阜にかけて広く分布する古生層中におこったものである。この古生層は北は第三紀火成岩(グリーンタフ)、南は領家変成帯と接しているが、この境界は同時に、断層の端を示す区切にもなっている。つまり、地質の大きな違いは弾性的不連続面となり、断層の伸長を止める役割をするのであろう。もっとも、地質の大きな境界だけでなく、断層もまた同様な役割を演じている。たとえば、中央構造線はその付近の活断層をすべてその線上で止めている。中央構造線を横切る活断層は一つもない。このように、それぞれの地域には伸びうる断層の上限があって、それがその地域の最大地震規模を決めているように思われる。ここで沖積層や火山降下物などをはざり取り大ざっぱに分けた基盤の分布を地質区と呼ぶことにすれば、中部地方の地質区は比較的大きい。これが長い断層をつくった一因かもしれない。

地殻応力

この地震全体のモーメントは 1.5×10^{27} ダイン・cm、平均的応力降下は 40 バール程度と見積られる。後者は日本内陸部の大地震⁽³⁰⁾としてはむしろ小さい。しかし次のように応力降下が断層各部分で異なる可能性も考えられる。

断層面上の変位は、図 4 で示されるような断層の長さ方向で大きく異なっている。このような違いが何によってもたらされるかを考えるのは、地殻応力状態を知る上で重要である。半無限媒質中の垂直断層面上の横ずれ変位による応力降下 $\Delta\sigma$ は近似的に、

$$\Delta\sigma = \eta \cdot \mu \cdot D / W \quad (a)$$

の形で表わされる⁽³⁰⁾。ここで W, D, μ はそれぞれ、断層

面の幅、断層面上の変位、剛性率を示す。 η は W と断層の長さ L との関数であるが、 $L > W$ の場合にはほとんど変化せず一定と考えてよい。つまり、ある点の応力降下は $W/2$ 程度離れた距離にある断層面の動きには影響されないことを示している。この関係を使って断層面上の変位の違いの意味を考える。もっとも (a) 式は断層が分枝している部分には適用できないので、以下 c-d, c-e 間は除き a-c 間についてだけ考える。ここでは前章で仮定したように、断層面の幅は一定とする。 W を 15 km とすると、(a) 式より $\Delta\sigma$ は 8 m 変位した金原付近では 150 バール、2 m 変位した黒津付近では 40 バールとなる。これは同一断層面上でも、応力降下に単なる局所的な変化でない違いが 100 バールにも及ぶことを示している。この大きな違いをもたらす原因として二つの場合が考えられよう。

一つは、そもそも断層に沿って不均質な応力が加わっており、その応力の違いがそのまま応力降下の違いとして現われたという考えである。この場合には、地震前に加わっていた地殻応力の差は 100 バールを越え、従来いろいろな方法で推定されていた地殻応力の値そのものに匹敵するほどである。これだけ近い場所で、ある所は 40 バールの応力で破壊し、ある所は 150 バールの応力まで持ちこたえて破壊したという違いがあるとすれば、ある値を越えたら破壊がおこるというような応力基準を与えることは困難になるかもしれない。

もう一つは、もともとこの付近の地殻には一様な応力が加わっていたが、そのうちで解放された量が場所によって異なっていたという考えである。つまり、なんらかの理由で断層の動きを止められなくなった部分は、十分に応力を解放させ変位も大きくなった。一方、動き出すとすぐ断層の動きを止めてしまった場所は応力をほとんど解放せず、変位も小さかった。このような断層の動きを左右するのは断層面の諸性質(例えば、断層面上の摩擦、屈曲度、破壊帯の幅や破壊度)の影響と思えるから、これらが断層に沿って大きく異なっていることを示している。つまり、断層運動の様式を規定している重要なものは断層面の性質であることを教えているのかもしれない。

上の両方の考え方のどちらが適切かを判断するために、断層線に沿って現在の地殻応力を測定することが考えられる。前者の場合には地震後の地殻応力は断層付近のどの場所でも同じであり、後者の場合は場所によってかなりの差が存在するはずである。この程度の系統的な違いは現在の地山応力測定技術でも検出不可能ではないだろう。この測定から地殻の応力状態や、断層運動に対する

断層面の性質の影響が明らかになることが期待され、種類の観測とあわせれば地震予知にも役立つかも知れない。

濃尾地震を発生させた地殻応力の原因については、中部地方北西部におこる多くの地震が北西-南東の走向をもつ左横ずれ型断層のものが多く、この地方の阿寺、跡津川など第 1 級の活断層も北西-南東走向のものは左ずれ、北東-南西走向のものは右ずれの共軛関係にあることなどから、これらの地震の場合と同様、第四紀以来ほぼ東西方向に最大圧縮軸をもつような応力⁽³¹⁾⁽³²⁾⁽³³⁾と考えられる。この応力を生ぜしめる原動力は太平洋プレート運動に関係があると思われる。

この地震は濃尾平野を中心に家屋全壊 142,177 戸、半壊 80,184 戸、山崩れ 1 万余カ所という大被害を与えた。図 13 のように、日本内陸部では濃尾地震程度の規模の地震が他の地域にもおこりうる。この程度の規模の地震が予想される活断層は、阿寺断層、跡津川断層、中央構造線などが考えられる。濃尾地震から得られた結果は将来の地震に対する防災対策や観測計画に役立つことが期待される。

文 献

- (1) 村松郁栄: 地震Ⅱ, 15, 341 (1952) (2) H. Koto: J. Coll. Sci. Imp. Univ. Japan, 5, 295 (1892) (3) 大森房吉: 震災予防調査会報告, 68, 3 (1910) (4) 別所文吉: 金沢大学地質年報, 1, 1 (1937) (5) 松田時彦: 地震研究所連報, 13, 85 (1974) (6) 岐阜測候所: 大震報告(1894) (7) T. Ursu: J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., VII, 3, 129 (1939) (8) I. MURAMATSU et al.: J. Phys. Earth, 11, 35 (1963) (9) 三木晴男・渡辺晃・島田充彦: 地震Ⅱ, 18, 103 (1935) (10) 渡辺晃, 中村正夫: 地震, II, 20, 105 (1937) (11) 大井田徹ら: 地震Ⅱ, 24, 240 (1970) (12) 大森房吉: 震災予防調査会報告, 2, 79 (1894) (13) 村松郁栄: 岐阜大学文学部研究報告(自然科学) 3, 202 (1953) (14) 横尾義貫・堀内孝英: 名古屋地盤図(日本建築学会東海支部ほか)第 5 章, 60, コロナ社 (1939) (15) 杉崎隆一, 柴田賢: 地質雑誌, 67, 335 (1951) (16) 飯田波事, 青木治三: 測地学会誌, 5, 88 (1959) (17) 武藤勝彦・川畑幸夫: 震研彙報, 11, 315 (1934) (18) 国土地理院: 地震予知連絡会報, 9, 74 (1973) (19) 村松郁栄・藤井陽一郎: 日本の震災(三省堂) (1970) (20) T. MARUYAMA: Bull. Earthq. Res. Inst., 42, 289 (1954) (21) L. MANSINHA & D. E. SMYLLIE: Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1433 (1971) (22) T. MARUYAMA: Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 467 (1933) (23) N. HASKELL: Bull. Seism. Soc. Am., 59, 865 (1969) (24) 川崎一朗・鈴木保典・佐藤良輔: 地震Ⅱ, 25, 207 (1972), 303 (1972) (25) 阿部勝征: 科学, 44, 139 (1974) (26) H. AOKI et al.: J. Phys. Earth, 20, 197 (1972) (27) Y. SASAKI et al.: Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 529 (1970) (28) M. CHINNERY: Can. J. Earth Sciences, 3, 163, 175 (1966) (29) 国立防災科学技術センター, Explanatory text of the Quaternary tectonic map of Japan (1973) (30) M. CHINNERY: Pub. Dominion Obs. Ottawa, 37, 211 (1969) (31) A. SUGIMURA & T. MATSUDA: Geol. Soc. Am. Bull., 76, 509 (1955) (32) 松田時彦: 震研彙報, 44, 1179 (1936) (33) K. HUZITA, Y. KISHIMOTO & K. SHIONO: Geosciences, Osaka city Univ., 16, 93 (1973)