

1章 地震活動分科会報告

1.1 西南日本の地震活動期

京都大学 尾池 和夫

1.1.1 はじめに

京阪神とその周辺地域は、内陸活断層の密集する地域にあり、過去数10万年の間続いている活断層の運動で形成された盆地や平野に都市が発達した。したがってこの地域には、規模の大きな地震が発生し、都市が強震動を経験する頻度が高い。この地域の地震発生と地震災害に関する調査研究の一環として、地震活動の記録を、史料や観測データから可能な限り収集し、データベースを作成している。

京都や奈良や大阪などの地域は、活断層が密集する地域であることと、長期間の豊富な歴史があることによって地震の史料が多い。このデータをもとに、この地域の地震活動の性質が明らかにされ、さらに将来の地震活動の傾向を予測するための情報として活用されることを期待する。

この報告では、現在までに収集整理されたデータベースの内容の解説とともに、そのデータからわかる基本的な地震活動の特性を解説する。

1.1.2 史料からわかる被害地震

文字による最初の地震の記録は、日本では416（允恭5）年に登場する。日本書紀に「地震」と書いてあるだけで、被害などの記載はない。大和の地震であろう。599（推古7）年には、日本書紀に「地震神を祭らしむ」とあり、大和で家屋が倒壊した。これが日本で最古の地震災害の文字による記録である。

1500年ほどの長期間の史料のおかげで、日本列島の地震活動について多くの大切なことがわかった。その中で最も規模の大きな現象の一つは、南海トラフの巨大地震の繰り返しである。100年から150年ほどの時間間隔でM（マグニチュード）8クラスの巨大地震が南海トラフで起こる。南海トラフは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの端にある西南日本の下へ沈み込んでいるプレート境界である。

平安京があった京都盆地に目立つ被害を出した地震の最初の記録は、827（天長4）年のもので、M6.5から7.0と推定されている。旧暦7月12日に起こった。余震が翌年の6月まで続き、毎月の地震の回数もわかっている。それ以来、1830（天保元）年の大地震まで、大小取り混ぜ、ざっと数えて約50回以上の地震の被害が京都盆地にあった。

1.1.3 有感地震のデータベース

京都市の事業の一環として地震の歴史資料の収集が行われており、その成果を参照して有感地震の歴史を調べている。794年に平安京ができてから、被害を出さなくても京都で人に感じられた地震は克明に記録されているので、現在の京都地方気象台の有感地震の報告とそのまま比べることができるほどの質の高い史料が残っている。京都で有感の地震の変化を調べるということは、京都を中心とする地域の地震活動の変化を知るということになると考えてよい。

このような現象を、しっかりしたデータを用いて現在の地震学の知識をもとに定量的に解析することが重要である。そのため、地震発生時の記録を可能な限り収集したデータベースを作成することを計画し、とりあえず京都とその周辺地域で被害を出した、あるいは有感であった地震の時刻、被害や有感報告の存在する地域名を収録する作業を行った成果がデータベースにまとめられている。

明治時代に入ってまもなくからは、気象台による観測報告が残されている。大阪では1884

年、京都では1885年、彦根では1894年、奈良では1920年から、それぞれ有感地震の報告があり、大阪管区气象台によって、1989年までのデータがコンピュータ・ファイルに収められている。その後のデータも大阪管区气象台の月報などに報告されている。

震度階級は時代とともに変っているが、この報告では震度はすべて1994年現在の8段階の気象庁震度階級（0～7）で表示してある。震度階級は、1884（明治17）年から1897（明治30）年までは、微震、弱震、強震、烈震の4階級、1898（明治31）年から1907（明治40）年までは、0から6の7階級、1908（明治41）年から1935（昭和10）年は、定義の説明が詳しくなっておりやはり0から6の7階級、1936（昭和11）年から1948（昭和23）年までは、無感およびⅠからⅥまでの7階級、1949（昭和24）年から1995年までは、0、Ⅰ～Ⅶの8階級、1996年から0、Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ弱、Ⅴ強、Ⅵ弱、Ⅵ強、Ⅶとなることになっている。

大阪管区气象台のデータでは、1935年以前の「弱震」は1994年現在の震度2と3、「強震」は震度4と5にあたるが、区別の判然としないものは、原則として震度の小さい方を採用しており、データベースには、气象台の報告をそのまま収録した。

有感地震のデータベースには、西暦416年から1995年までの有感地震が収録されている。京都とその周辺地域で記録に残された地震をできる限り収集して記録してあるが、今後とも新しく見つかった地震の年月日とともに、発生時刻、揺れの程度や被害の分布などの情報をさらに加えていきたいと思っている。

データベースの表1（416年～1880年）には計6756レコードが収録されている。その他にも、1日約100回というような記述もあるので、この地域の有感地震は、この表1の期間に10000回を超えらると思われる。表2（1881年～1995年）には計2401レコードが収録された。

主な被害地震のデータベースには、京都、大阪、奈良、滋賀、兵庫の地域に発生した被害地震、あるいはこれらの地域でも被害を出したり、強く揺れた大規模地震の記事を、理科年表（国立天文台編）、地震の事典（宇津徳治総編集）および新編日本被害地震総覧（宇佐美龍夫）から抜き書きしたものを基礎にしている。この場合、理科年表の記事をもとにし、同一の地震に関して、その他2つの資料から記述を補い、理科年表にない地震も同様に補った。資料の不足からよくわかっていない地震も、上記の地域に関係があると考えられるものは、今後の新たな史料の発見を期待して掲載した。また、これら3つの資料に掲載されていない地震でも、京都盆地とその周辺地域に被害を出したと思われる地震を、さらに新収日本地震史料から補った。また、1885年以降に、気象管所のうち京都、大阪、奈良、彦根、神戸で震度5以上が記録された地震も含めた。その結果、データベースには、416年から1995年までの132個の地震が収録された。

1.1.4 地震活動の時間的変化

京阪神地域は、活断層の上下や水平のずれによって形成された盆地や平野に都市が発達した地域であり、活動度の高い活断層が密集する地帯である。したがって内陸のM7級の大地震の発生頻度は高い。

図1.1.1は被害地震分布で、○印が被害の分布から推定されたおよその震央地域を示しており、実線は活断層を示している。

史料に基づく震央の推定は、主に被害の分布から行われるので、震央の位置はその時代の都市部に近くなることが多い。したがって震央位置は、必ずしもその地震の震源となった活断層に一致してはいない。しかし、大略的に見て、活断層の密集する地域に大地震が多いことは、この図からよくわかる。トレンチ発掘調査などの結果で、震源断層となった活断層帯が判明しているものもあるが、混乱を防ぐため位置の修正はしていない。

図1.1.2に、京阪神とその周辺地域の地震活動の時間的変化を示した。史料の比較的そろそろ西暦800年以降の被害地震で、図1.1.1の長方形の枠の中にある地震の時系列を示している。8

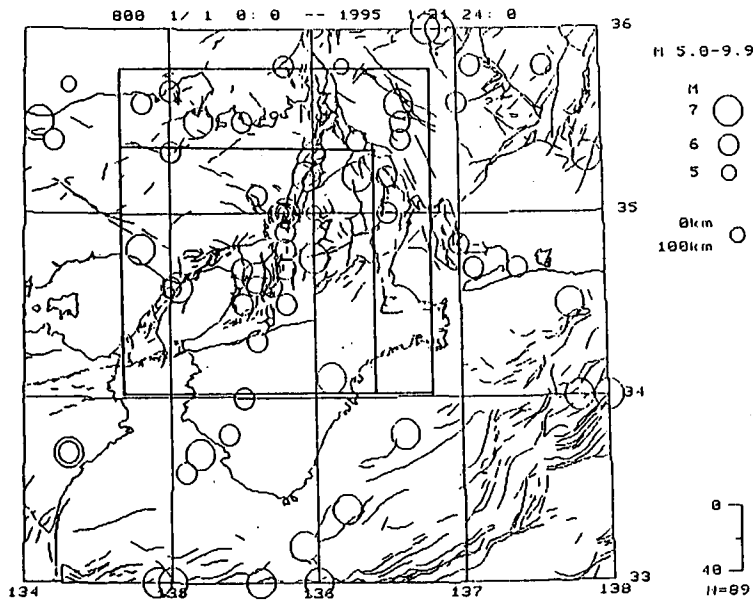


図 1.1.1 近畿中北部の被害地震分布 (800年~1995年)

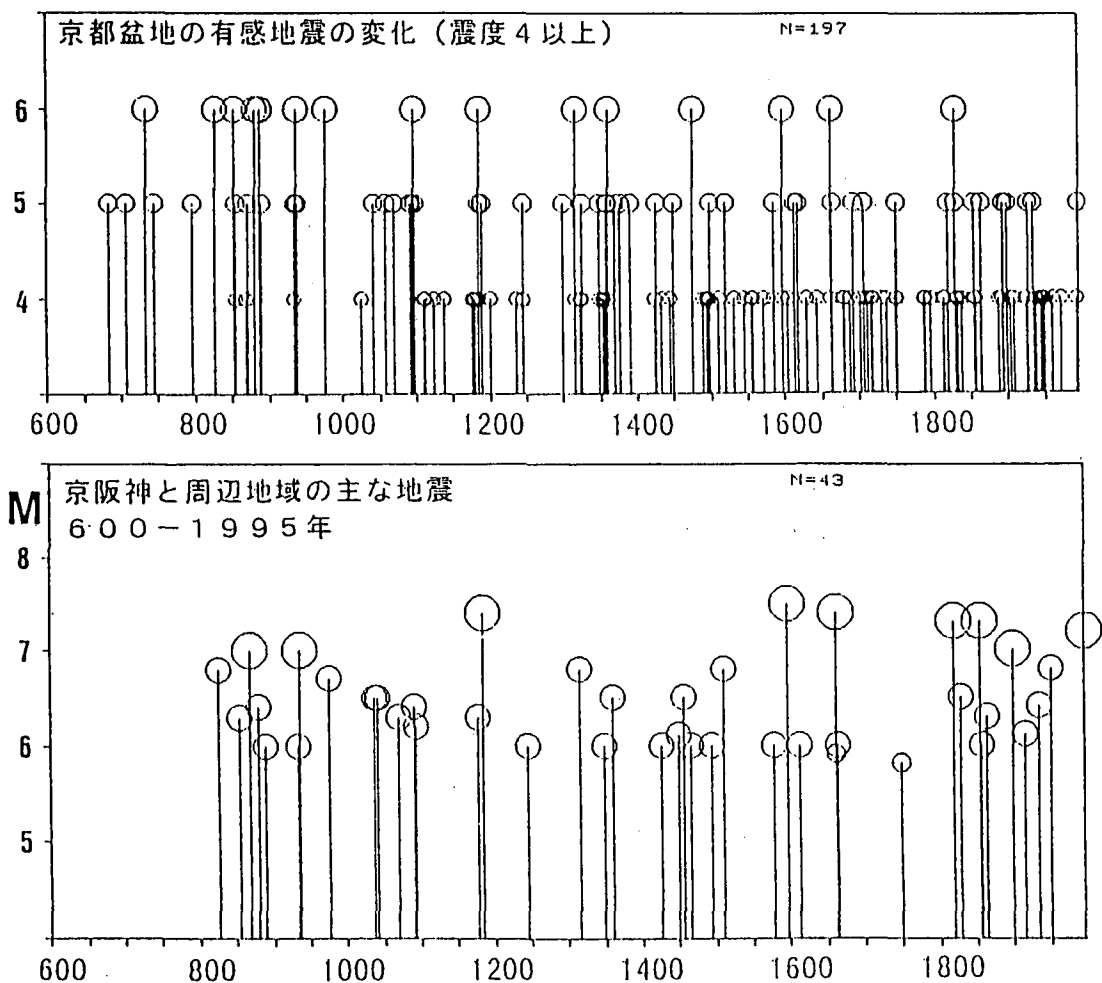


図 1.1.2 京都と周辺の有感地震の時系列。上：震度4以上および、
下：図 1.1.1 の小さい長方形内の地震の時系列

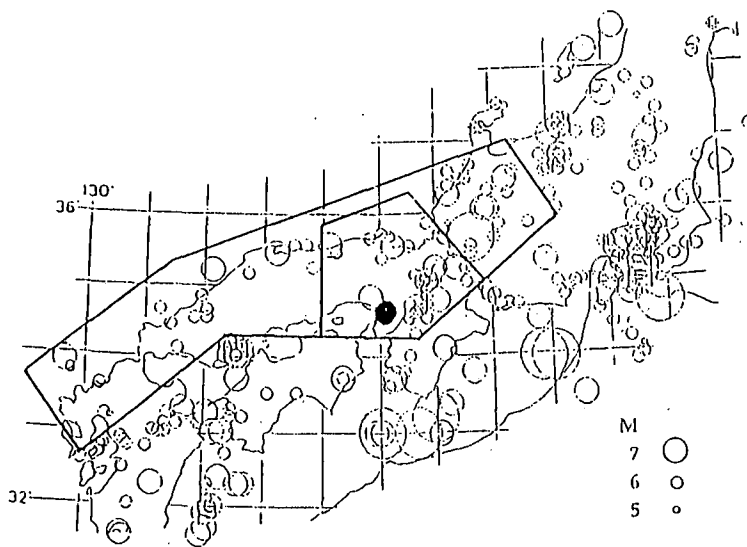


図 1.1.3 西南日本内帯の活断層と 800 年以降の地震分布
 大きな多角形：内帯全体 小さな多角形：近畿中北部

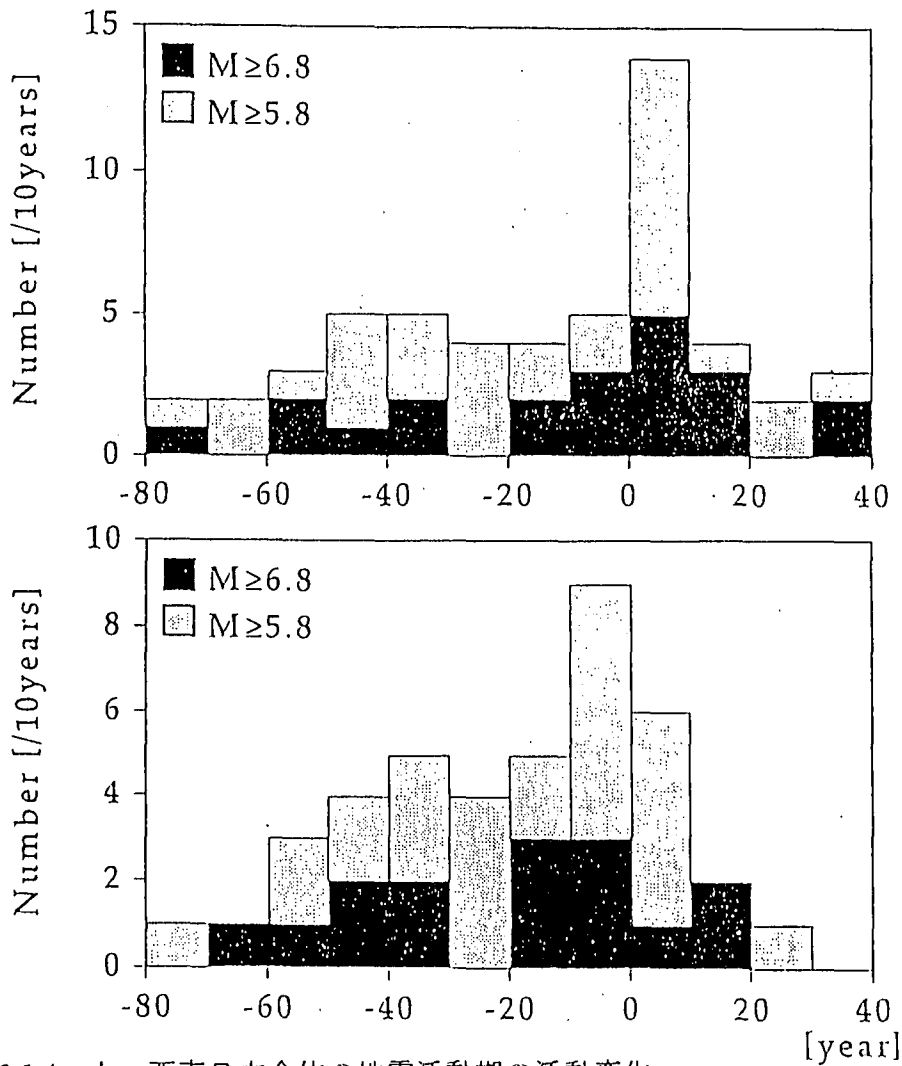


図 1.1.4 上：西南日本全体の地震活動期の活動変化
 (1500 年以降のデータによる重ね合わせ)
 下：近畿北中部の地震活動期の活動変化
 (800 年以降 8 回の活動期の重ね合わせ)

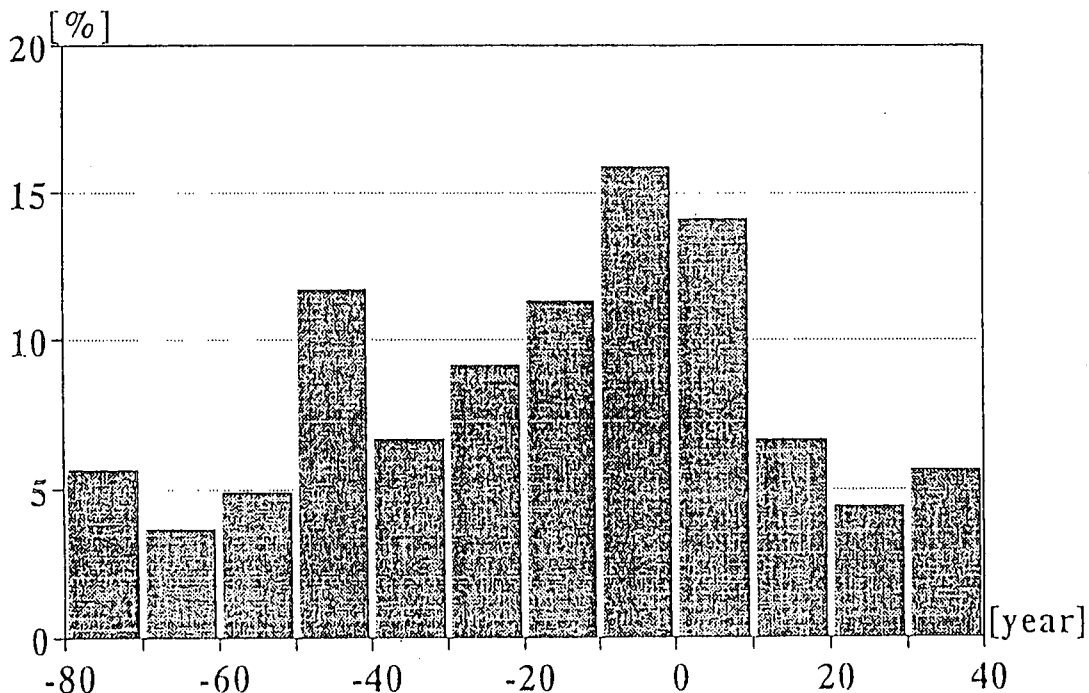


図 1.1.5 8回の南海トラフの巨大地震前後の有感地震回数の重ね合わせ
それぞれの期間の全体数に対する比率で重ね合わせてある。

00年から1995年1月までに44個の地震があり、M7以上のものがその中に9個ある。この図から、この地域では、被害地震がおよそ27年に1回は発生し、大規模なものも多く起きていることがわかる。また、被害地震が歴史上ある時代に集中したことはなく、全期間を通してほぼ平均的に発生してきたこともわかる。ただし、ときどき数10年にわたる静穏期があり、また地震活動の休止期間が長いと、そのあとの地震の規模は大きい傾向があることも、図から読みとれる。

図 1.1.2 の上は、有感地震の時系列を震度を縦軸として示したものである。図 1.1.2 の下は、図 1.1.1 に示された長方形内の主な地震の時系列である。図の上と下は、地震の発生した時がよく対応しているが、それぞれの大きさに着目すると、M7クラスの地震でも京都近辺が震度5である場合や、M6クラスの地震でも震度6の場合があることがわかる。前者は震源の活断層帯が京都近辺から遠いことを、後者は近いことを意味している。

1.1.5 活動期と静穏期

地震の史料から検出された比較的規模の大きな地震のデータをもとに地震の時空間分布を調べた結果、近畿中北部の活断層密集地域の地震活動には活動期と静穏期が見られ、活動期は南海トラフに沿うプレート境界の巨大地震の約50年前から約10年後まで続く傾向があることがわかっている。西南日本内帯の800年以降の地震分布を図 1.1.3 に示し、その図で多角形に囲まれた地域の地震活動期の地震数の変化の特性を図 1.1.4 の上および下に示す。このような活動期と静穏期の繰り返しは、データの質の良い過去500年ほどにわたってかなり明瞭に見られ、またそれ以前の史料からも同じ傾向が見られる。

図 1.1.5 は、8回の南海トラフの巨大地震前後の有感地震回数を重ね合わせた結果である。ただし、それぞれの期間で地震の検知能力に差があると思われるので、全体数に対する比率に直して重ね合わせてある。この分布からも活動期の地震数の変化のパターンがよくわかる。

1.1.6 まとめと今後の課題

今回の調査で完成したデータベースのに含まれる史料および近代の地震計観測によるデータから、京阪神とその周辺地域の地震活動の特徴を見てきたが、この地域の震災対策を考えるうえで

基本的な情報となる結果を要約すると次のようになる。

(1) 京阪神地域は活断層の密集している地域の一部であり、史料の分析から、活断層の分布に対応して内陸の浅い地震の発生頻度が高い地域である。

(2) 南海トラフの巨大地震は約100～150年ごとにくり返し発生し、京阪神とその周辺地域にも影響を与える。このような地震による京阪神地域の揺れは震度4～5程度であり、大阪湾にも津波がある。

(3) この地域の活断層帯の地震活動には活動期と静穏期があり、平均的には南海トラフの巨大地震の約60年前から約10年後までが活動期である。

(4) それぞれの活動期において、南海トラフの巨大地震は必ず起こり、活断層帯の地震は最近数100年の歴史時代に活動した活断層帯と異なる活断層帯に発生する。したがって後者の場合、同じ場所での揺れ方は過去の事例と大きく異なる可能性が高い。このような地震が起こると、震源断層の近くには震度6以上の揺れがあり、広域のわたって規模の大きな災害が発生する。

(5) 地震の規模別頻度分布には、一般的に規模の小さい地震ほど数が多いという性質がある。京阪神地域の活断層帯にはM6程度の地震も多い。このような地震は、活断層帯の大規模な地震の余震であるか長期の前駆的活動である場合が多いが、その他にも時空間的に散在して分布する。M6程度の地震であっても震源地域では局所的には死者を出すような被害をもたらせることもある。

(6) すでに存在が知られ、活断層であることが明らかな花折断層系、西山断層系、三峠断層系、黄檗断層系、上町断層帯が震源断層となった地震は、発掘調査や史料からは、まだ明瞭には確認されていない。したがって、これらの断層帯の大規模地震の発生時期は迫っている可能性があり、今後ともこれらの活断層の活動履歴の調査を進めることが重要である。

参考文献

- 尾池和夫：京都とその周辺地域の有感地震データベース（解説）,1996。
藤田和夫：兵庫県六甲の地形，日本学士会会報，No.812,1996,pp.60-66。
大阪管区气象台：近畿・中国・四国の有感地震，1990,211p。
気象庁および各气象台編：地震月報および地震観測報告原簿，1990-1996。
萩原尊禮：地震学百年，東京大学出版会，1982。
寒川旭：地震考古学，遺跡が語る地震の歴史，1992,251p。
国立天文台編：日本付近のおもな被害地震年代表，理科年表，1995,pp.824-855。
宇津徳治総編集：地震の事典，付録II．日本の主な地震の表，1987,pp.467-552。
宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧，1978,435p。
宇佐美龍夫：兵庫県南部の歴史地震と慶長地震，地震災害予測の研究，1996,pp.1-10。
東京大学地震研究所：新収日本地震史料。
尾池和夫編：日本の群発地震データベース試作第2版，1993。
萩原尊禮編著：古地震－歴史資料と活断層からさぐる，1982,pp.175-185。
茂木清夫：日本における地震活動の長期的変化－特に被害地震について－，地震予知連絡会会報，53,1995,pp.676-681。
宇津徳治：南海トラフ沿いの大地震と西日本の破壊的地震の関係，地震予知連絡会会報，12,1974,pp.120-122。
茂木清夫：1995年兵庫県南部地震前後の地震活動，地震予知連絡会会報，54,1995,557-567。
Hori,T. and K.Oike：A statistical model of temporal variation of seismicity in the Inner-Zone of South west Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough, Jour. Phys. Earth, 1996.

1. 2. 1 はじめに

六甲・淡路地域に生じた地震断層の性質を解明することは、地震現象の本質を理解する上で基本的に重要であるばかりでなく、活断層の諸性質の究明と合わせて、山地や平野の形成過程や地震発生場所や規模、時期を考察する際に基本的資料となる。今までに刊行された論文や報告書などに基づいて、地震断層の概要を整理し、六甲・淡路島活断層系の地学的意味を検討してきた。

淡路島に現れた地震断層は、多くの調査研究がすでに発表されている。細部での相違はあるものの、野島断層を主とする地震断層の位置や動き方・変位量についてはほぼ見解が一致している。淡路島東側の造成地に現れた灘川断層や六甲山地域と南麓の地震断層についても論文が公表されている。

余震活動や測地学的調査結果からみて、六甲山地南麓の活断層も少なくとも地下では動いたとみなされる。測地・測量学的な調査は一次的な成果が公表され、それらを解析した研究も次第に発表されている。また、地震波形や地震動の研究も進んできている。

1. 2. 2 地表地震断層とその性質

兵庫県南部地震により、地表に現れた地震断層(系)には、次のようなものがある。すなわち、1:野島地震断層系、2:灘川地震断層系、3:横尾山断層 などである(図1.2-1)。今回の本震の震源断層と考えられるものから、余震で生じた二次的な変位や本震の地震動に誘発された微弱な食違いとみなされるものもある。個々の地震断層の記載は岡田(1996)にあるので省略する。

1. 2. 3 活断層の再検討

六甲山地や淡路島北部の山地と山麓域では、段丘面や沖積低地はあまり発達がよくない。この地域の地形面の多くが扇状地や崖錐起源であり、また、土地造成がすでに進行して、原面が破壊されている。また、それら堆積物を確認したり、形成年代を知る材料を入手したりすることが少ないので、活断層の運動史や活動履歴を詳しく組み立てるまでには至っていない。

しかし、この地域には、第二次大戦直後の土地改変がさほど大きくない時期に米軍によって撮影された空中写真(縮尺約1万分の1)があり、詳細な地形図類(縮尺2,500分の1、1万分の1)を併用して、当域の活断層を再検討した。この一環として、国土地理院と大学研究者(有志)が、都市圏活断層図(縮尺2万5千分の1)を作成した。

鈴木ほか(1996)は六甲山地から淡路島北部の震災地域において詳しい調査を行い、現地での測量や踏査も実施して、次のような事実を見いだした。すなわち、第四紀における活動歴がある活断層であっても、中期以前にしか活動していない断層と、後期にも活動を繰り返している断層とがあり、後者は段丘面を明瞭に変形させている。

1. 2. 4 地震断層と活断層との関係

地震断層全体の特徴を概観し、活断層との関係や地学的意義を検討する。まず、野島断層について吟味し、次に、六甲山地南縁や東縁の地震断層と活断層の関係を考察する。

1) 地震断層系の一般的特徴と隆起域

横ずれ断層では、一般に断層線は両端に近づくと徐々に弯曲し、左ずれではS字状に、右ずれ

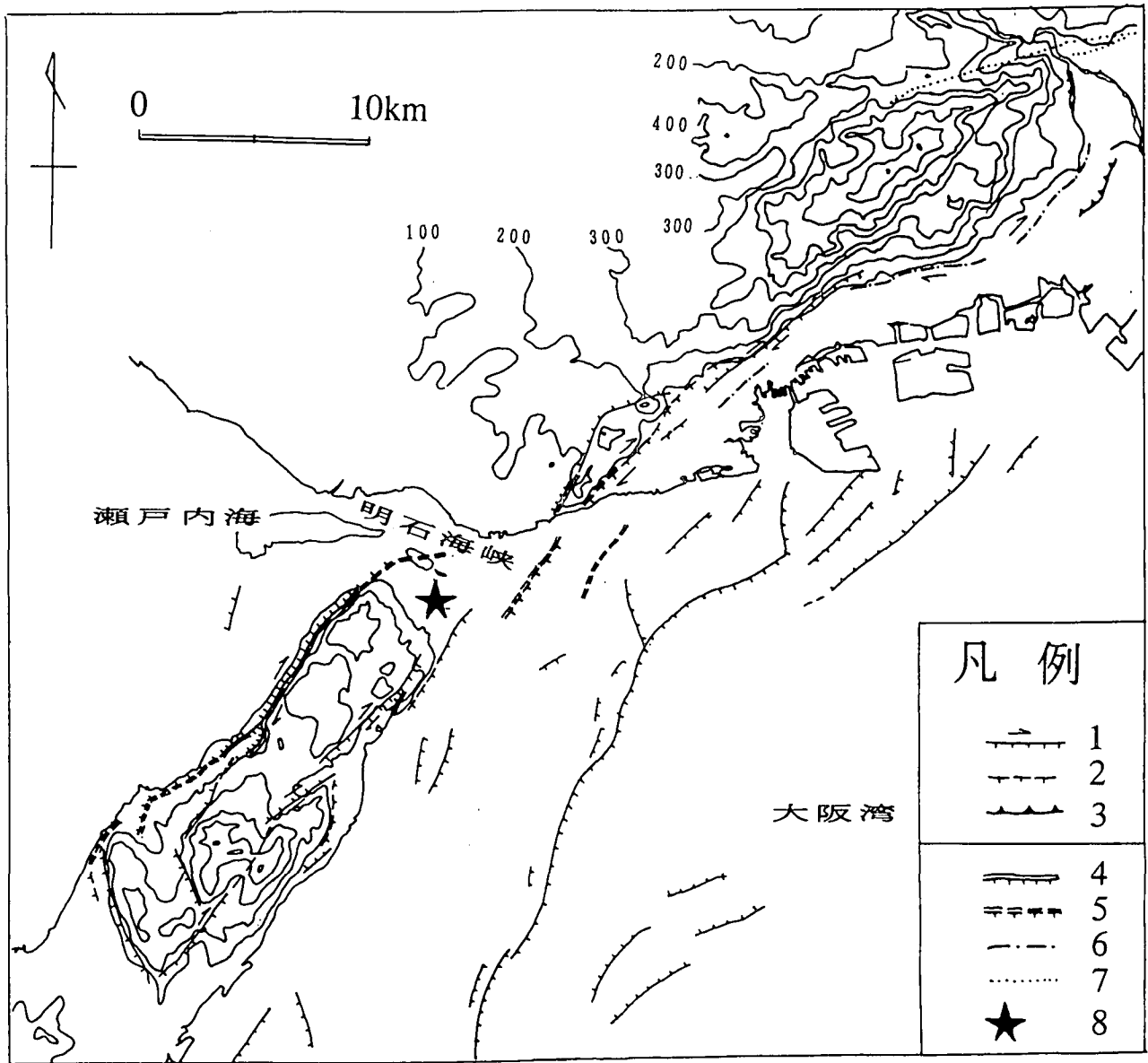


図1.2.1 六甲山地-淡路島北部と周辺海底の主要活断層と地震断層

陸上部は幅500mの谷埋法による接峰面等高線(100m間隔)であり、海底部の等深線(100m)を記入した。凡例、1:活断層(第四紀後期;ケバ側は低下)、2:推定及び埋没活断層、3:逆断層、4:地表地震断層(确实)、5:地表地震断層(不确实-推定)、6:震源断層(不确实-推定)の可能性がある活断層、7:微弱な動きがみられた活断層、8:本震の震央

では逆S字状になり、進行方向の先端部が隆起する(図1.2.2上左)。これは長さ数m以下の雁行亀裂をなす短い断層でも、数km以上の長い断層でも基本的には同じである。兵庫県南部地震によって生じた全体的な傾向(図1.2.1)は、横ずれが卓越し、その進行部が隆起するような地殻変動であった。

淡路島断層帯では、北東-南西方向の活断層がとくに発達し、右横ずれの動きが卓越している。六甲山地東半部は東北東-西南西方向の有馬-高槻構造線(六甲断層)と北東-南西方向の六甲断層帯に挟まれた地壘性山地であるが、その東部が一番高く、西側に徐々に低くなる。こうした動きに伴われて形成された圧縮隆起部は、一種のプレッシャーリッジであり、活断層に挟まれた上昇部とする見解も出されている(図1.2.1)。

2) 野島断層の性質

i) 一般の性質： 北淡町江崎から野島墓浦にかけての野島地震断層は、地形・地質学的に求められていた野島断層にほぼ一致して現れた。地震断層は北東-南西方向の右ずれ・山側隆起であり、その総延長は約10.5kmである。概して直線状に1本の断層線として延びるが、明石海峡部から富島まで大局的にみると、S字状に大きく弯曲する。墓浦付近を境に北東側と南西側で地形や地質が異なったり、隆起側に相違がみられる。ほぼ中央部の平林で最大の変位量が現れたが、いくつかのうねりを伴って変位量は両側に減少した。

地震断層は墓浦の南西方では水越撓曲に延長した。これらを連ねる断層線はほぼ直線状に延びる。水越撓曲は大阪層群や神戸層群を撓曲変形させるが、地震前には野島断層に連続するとの認識はなかった。しかし、今回の地震断層は横ずれの卓越した剪断変形であり、撓曲の形成時期があった後に、横ずれ運動が生じてきたことが判る。

墓浦から南方へ延びる分岐断層の変位量は小さく、主たる地震断層とは思われない。しかし、断層破碎帯の幅はおよそ20mあるので、断層としての規模は大きい。第四紀中期頃までは、この部分が活動し、地質境界となってきた。後期以降も野島断層に連動してわずかな変位を累積させてきたようである。

ii) 野島断層の活動間隔： 北淡町平林で求められた野島断層の平均変位速度は、右ずれで千年に約1m、南東側隆起で約0.5mである。その付近での今回の地震による変位量は右ずれ約2m、上下ずれ約1.3mである。野島断層の活動間隔を約2千年とすれば、これらの値は合理的に説明できる。

北淡町梨本の沖積河谷底で行われたトレンチ発掘調査によれば、約400年前頃に亀裂を伴う微弱的な動きがみられたものの、今回の地震に先行する確実な変位は約2,000年前に生じており、ほぼ同様の活動間隔が得られた(鈴木ほか、1996)。

iii) 野島断層の横ずれ累積変位量： 北淡町梨本-小倉においては、大阪層群相当層よりなる丘陵がかつてあったが、現在では造成されて自然の地形は判らない。しかし、本来の地形は国土地理院が1963年に撮影した縮尺約1万分の1空中写真(KK-63-5)や地形図類に記録されている。地形図は明治19(1886)年に測図された縮尺2万分の1迅速図や、昭和45(1970)年に発行された縮尺2.5万分の1地形図がある。

これらの空中写真や地形図を使用して土地造成前の地形を検討してみた。この地域には、野島断層や分岐断層などの地震断層が現れたが、これら両地震断層の位置に沿って、断層鞍部や河谷・尾根の屈曲が認められる(図1.2.2)。

とくに、野島断層に沿って2本の尾根とそれらの間の河谷が小さめにみると200m、やや大きめにみると、300m右ずれ屈曲している(図1.2.3左上)。大阪層群堆積後に削剝が始まり、尾根や河谷の位置が決定してから、300mに及ぶ右ずれが累積してきたとみなされる。

これに対して、分岐断層に沿う右ずれは数10m程度であり、数本の尾根や河谷に沿って系統的な屈曲がみられるが、それらの地形表現は微弱である。第四紀後期の動きは継続しているが、野島断層に比べて相対的に弱い。

iv) 野島断層の上下総変位量： 野島断層は墓浦の南北を境にして、地形・地質の様子が異なる。北側では、断層崖の地形が明瞭であり、その比高は最大250m程度である。南側では、地震断層は主断層と分岐断層の2本に枝別れし、主断層の両側では地形的に高度差はほとんどない。分岐断層は花崗岩と大阪層群とが接する地質境界であるが、地形改変以前の地形図や空中写真をみても、わずかに東南側が高い程度である(図1.2.3)。この付近には、断層崖地形は存在せず、地震時の動きも異なることから、林・宇田(1995)もここをセグメント境界と認定している。

北淡町梨本から道路において行われた反射法地震探査によれば、花崗岩と堆積層との不整合面は野島地震断層や分岐断層の位置で東上がりに変位している(皆川ほか、1995)。分岐断層では、花崗岩と堆積層とが接する断層面が露頭で観察される。堆積層側には数本の断層を伴い、その下の不整合面は-50m付近にあるが、徐々に西方に深さを増し、野島地震断層付近では-200mとなる。野島断層以西では、急に-400mまで堆積層となる(皆川ほか、1995)。この堆積層は反射面の性

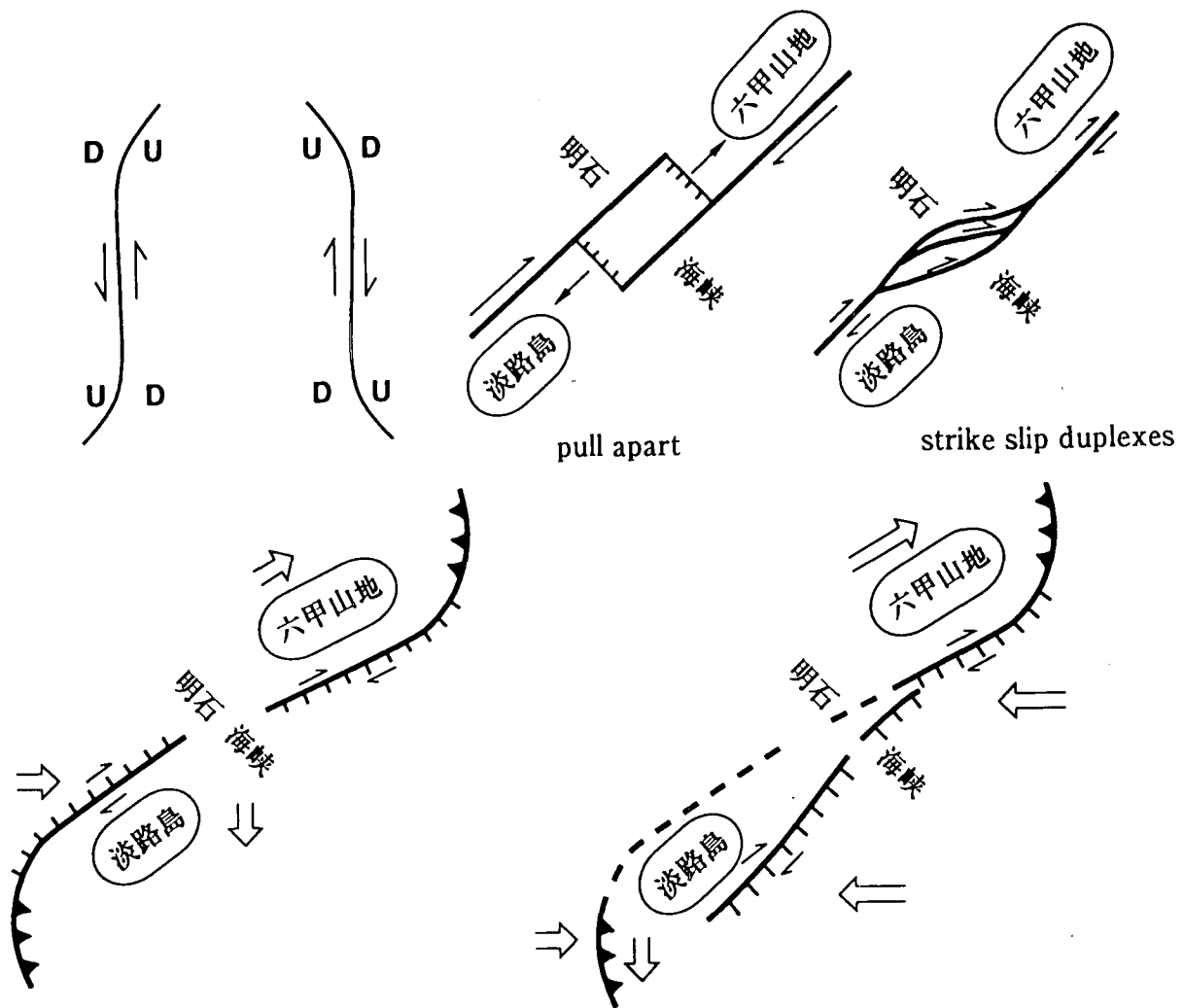


図1.2.2 横ずれに伴う隆起・沈降

上左：横ずれ断層の末端部の弯曲の仕方によって、左ずれ（左）ではS字状、右ずれ（右）では逆S字状となる（平面図）。U、Dはそれぞれ隆起域、沈降域を表す（松田、1967）。上右：明石海峡のテクトニクスを説明する解釈図（宮内ほか、1995）。

下：明石海峡を含む両側山地と断層の動き方（平面模式図）

状から、下位からⅠ層・Ⅱ層・Ⅲ層に分けられ、Ⅰ層とⅡ層はやや斜交するので、下位のⅠ層は神戸層群に、上位のⅡ・Ⅲ層は大阪層群に対比され、両者は不整合関係で接していると推定されている（皆川ほか、1995）。このような対比であれば、野島地震断層を挟む大阪層群及び神戸層群基底の上下変位量は、それぞれ東上がり約100m及び150mと見積られる。

3) 淡路島北端部の緩斜面と山地の隆起過程

淡路島北東部にある淡路町岩屋の南西山地斜面は全体として緩斜面をなす。この斜面は山地上に広がる侵食小起伏平坦面から明石海峡に向かって徐々に低下していく。山頂部や緩斜面の上に神戸層群や大阪層群相当層が比較的薄く覆っているので、これら緩斜面-侵食平坦面は一連のものであり、それが北東端で傾動している。この斜面下部には活断層地形は空中写真の判読でも検出できないし、山麓部に分布する神戸層群はあまり変形していない。明石海峡に面した北西-南東に延びる斜面は基本的には断層崖でなく、傾動した緩斜面である。

星野ほか（1995）は地震前後の空中写真を比較して、地殻変動量を求めているが、野島断層の東側は南方へ移動すると共に隆起している。淡路島の北東端部で上下変位量はやや小さいことから、この部分で傾動が起こったとみなされる。

4) 明石海峡の起源

野島断層と六甲山地南縁の活断層とは一続きでないことに関連して、宮内ほか(1995)は明石海峡付近でpull apartあるいはstrike slip duplexesのような構造を考えた(図1.2.2上右)。明石海峡の海底地質構造は明石大橋の建設に関連して調べられ、東北東-西南西方向へ延びる4本ほどの断層が明らかにされている(藤田・前田,1984)。このうち中央部の連続性のよい断層がやや方向を東北東へ変えながらも、野島断層の延長として動いたようである(図1.2.2下左)。北西-南東方向の断層も1本認められているが、活断層ではないらしい。したがって、strike slip duplexesのような断層配列が認めれる。

海峡底は潮流によって激しく侵食されているが、基本的な形と位置はその侵食作用によるものではない。また、プルーアパート性の地溝状凹地でもない。この海峡部は今回活動した野島断層と六甲山地塊との中央部にあたり、非上昇部に相当していた(図1.2.2下左)。断層線に対して隆起側が異なる場所に位置しており、こうした特異点から兵庫県南部地震は破壊が始まり、南西および北東へと断層運動が伝わった(菊地,1995)。この地震のバリアーに当たっていたのである。上述5)の現象と考え合わせると、淡路島北部は南方へ移動しながら隆起していったとみなされる(図1.2.2下左)。

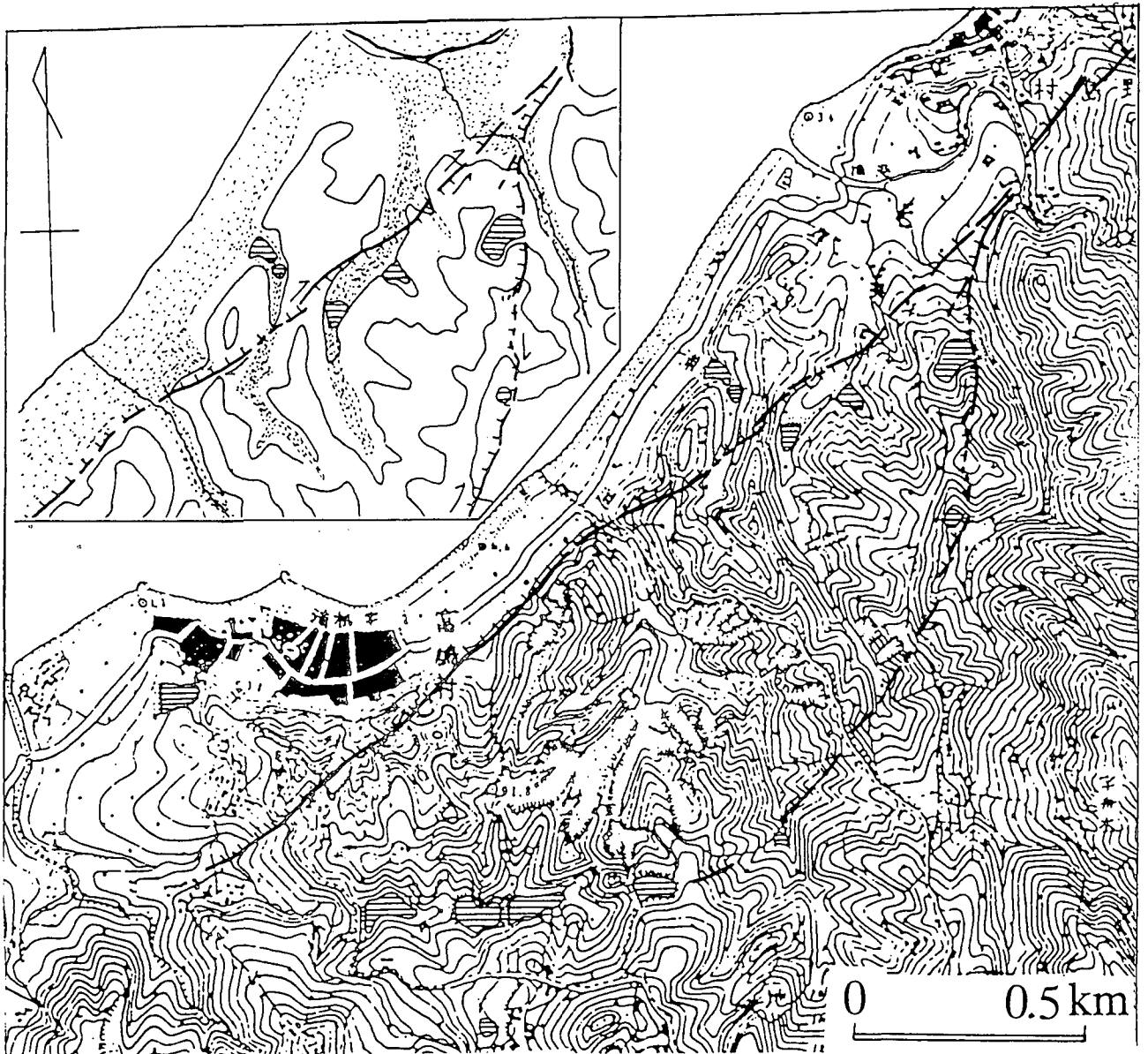


図1.2.3 北淡町梨本-小倉-富島付近の旧地形

大日本帝国陸地測量部明治19年測図の2万分の1仮製地形図「富島村」に野島地震断層と分岐断層を実線で記入した。左上部の挿入図は断層線と河谷変位の関係を示す。

淡路島北部の東側には、東浦断層・楠本断層・仮屋断層などがあり、この系列の断層も六甲山地南縁の活断層へと延びる(図1.2.2下右)。東浦断層では慶長地震に関連する新しい動きが認められたので、西側の野島断層と東側の断層系は交互に活動することが判明し、この地域の活断層の動き方を考察する上で重要な資料が得られた。

5) 活断層・山地の位置の移動

六甲山地東部を斜断する五助橋断層や芦屋断層などは大阪層群下部・中部垂層群を明瞭に切断するが、これら断層沿いに分布する高位・中位段丘面には変位が認められない。しかし、これらの東方に位置する甲陽断層や塩尾寺断層は中位や低位の段丘面まで明瞭に変位させる。

六甲山地南部の布引断層は明瞭な変位地形を伴わないが、岡本・諏訪山-会下山・須磨断層は低位段丘までを切断し、右横ずれが見事に発達する。また、西宮撓曲や元町撓曲も段丘面群を変形させ、これらの変形をもたらした逆断層が低地側に推定される。

このように、より新しい動きを示す活断層が山地の縁辺側に位置し、かつて激しく活動してきた地形・地質的に明瞭な断層も第四紀後期以前に活動を停止している(図1.2.4)。山地が成長するにつれて、活断層は低地側へと移動しているとみなされる。このような現象は、Ikeda(1983)が逆断層地帯で指摘している事例に相当するものであろう。当然ながら、新期断層の発現は山地の位置や形態も変えながら進行してきたはずである。

今回の地震断層も第四紀後期以降に活動してきた断層のみが再活動しているはずであり、それ以前に動きを止めている断層は考慮しなくてよいであろう。また、将来地震を起こしうる断層(起震断層)を考える際にも、こうした活断層が対象となる。

6) 六甲山地南部の地震断層と活断層

神戸市街地から芦屋・西宮・宝塚へ延びる活断層(第四紀後期断層)に沿って、地表面で直接に観察・測定できるような地震断層は検出されていない。六甲山地南側では第四紀層は1~2kmに達するほど厚く堆積し、人工構造物の被覆も多い。地すべりや液状化現象による亀裂や地表変形は低地の至るところで発生し、深部に起因した変位変形との区別を難しくしている。こうした低地では、地下10数km付近を中心として震源地震断層が生じたとしても、地表地震断層として連続的に明瞭な食違いが現れるとは限らない。

六甲山地南側で数多くの反射法地震探査が兵庫県や地質調査所などの機関で実施されてきた。それらの成果は現在も解析途中のものが多いが、その成果の一部がすでに公表されている。山麓線や一部の震災の帯に沿って、活断層の存在が明らかにされたが、激震地帯の全線に沿って伏在活断層がある訳ではないが、これに沿った地帯や北側に並走して、段丘面を変位させるような活断層が存在する。激震そのものは、活断層に起因した震動発生と新期の厚い堆積層による波動の増幅・複合の結果であろう。

こうした地震断層の位置を菊地(1995)は指摘しているが、幅数km程度の誤差を伴うので、実際の活断層に概当させるのは難しい。諏訪山-会下山断層は被害も相対的に少なく、微小な亀裂も確認されていない。被害分布や測地的な変動・第四紀後期の活動性などからみて、動いた可能性が残されている断層としては、元町撓曲・和田岬断層・岡本断層・甲陽断層などである。

しかし、今回の地震動を発生させた活断層・地震断層を六甲山地南部で最終的に究明できた訳ではなく、測地的な成果や地下地質資料の収集をまって改めて考察したい。

7) 大阪湾断層との関連

大阪湾の北西部に位置する大阪湾断層は、北西方へ傾動沈下する大阪湾地塊と六甲山地-淡路島北部にかけての隆起地塊とを分ける大規模な活断層である。しかし、六甲山地南部や淡路島北部から、8~10kmと離れており、この距離は野島断層と楠本・仮屋断層との間隔よりも長い。この断層はこれに平行する褶曲軸を伴ったり、北東部では数本に分岐していくので、六甲山地や淡路島とは異なる変形域を形成している。したがって、六甲-淡路島活断層系とは独立して存在し、これとは異なる活動をしていると考えられる。

大阪湾断層(系)は規模の大きな活断層であるので、断層運動様式・第四紀後期の活動性・活

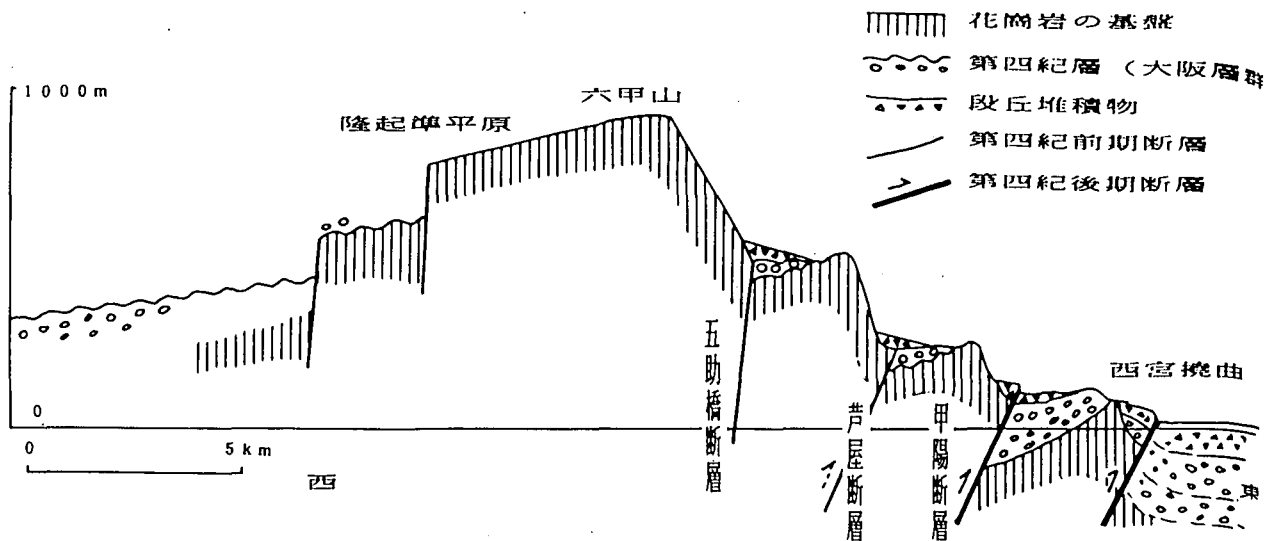


図1.2.4 六甲山地の東西断面と断層の移動模式図
中村ほか(1995)を改変。

動履歴などの説明が科学的興味だけでなく、防災的な観点でも急がれる。

1. 2. 5 ま と め

- 1) 六甲山-淡路島は活断層に挟まれて隆起・傾動してきた地塊である。六甲山地は六甲断層帯に沿う右横ずれ運動によって形成された圧縮部であり、淡路島北部もほぼ同じ様な成因をもつ。
- 2) 六甲-淡路島断層帯には、多くの活断層がみられるが、それらの中でも第四紀後期以前に活動を停止したものと、段丘面を切断し後期にも活動を繰り返している活断層がある。地震断層となった野島断層や横尾山断層、六甲南麓の須磨断層や推定地震断層は後者に属す。
- 3) 野島断層の詳細位置・変位地形・活動間隔・累積変位量・地下構造などが明らかになってきた。比高250mを越す断層崖を伴う野島断層は、大阪層群の堆積以後に急激な上下運動が生じ、第四紀末期では2千年の間隔をもって活動を繰り返してきた。野島断層の右ずれ量は少なくとも300mに達する。この断層は北淡町墓浦を挟む南北で異なる性質をもつ。
- 4) 淡路島北東端にみられる緩斜面は山頂の侵食平坦面の連続であり、それが傾動している。明石海峡は侵食作用によって削剝された凹地ではなく、基本的には六甲山地と淡路島山地との間の構造的な低所である。
- 5) 淡路島と六甲山地は今回現れた地震断層を挟んで対極的な位置関係にある。両山地は右ずれの進行部が隆起するように配置し、その中間に非隆起部の明石海峡が存在する。こうした横ずれ断層運動に伴って、淡路島や六甲山地は隆起や傾動を受けながら第四紀後半に成長してきた。
- 6) 今回の地震では、淡路島西側の野島断層が動き、六甲山地南麓の伏在活断層へと延びた。淡路島東側の東浦断層は歴史時代の大地震に関連した動きをもつ。六甲山地は淡路島の活断層帯が連続し、従来考えられていた以上に激しい地震活動を想定する必要がある。また、淡路島では、東西を両側を縁どる活断層が交互に活動しながら、中央部を隆起させてきた。
- 7) 六甲山地の南側や東麓では、より新しい動きをもつ活断層が低地側に位置する。山地の成長とともに断層が周辺へと移動し、新しい活断層が低地側に発生してきた。六甲-淡路島断層系の運動の進行とともに、山地は隆起・傾動しながら、その位置や形を変えてきた。
- 8) 六甲山地南部の地震断層としては、横尾山断層と須磨断層が活動した。地形・地質的に明瞭

な長田断層や諏訪山-会下山断層は活動していない。震災の激しかった地域の直下や北側に沿って活動した可能性がある断層として、元町撓曲や西宮撓曲下の断層・岡本断層・甲陽断層がある。9) 大阪湾断層は規模の大きな活断層系であるが、六甲-淡路島断層系とは独立しており、別の活動が予想される。この詳しい性格を解明する精査とその成果が待たれる。

引用文献 (ABC順)

- 星野 実・村上広史・水越博子・山後公二・田中耕平 (1995) : 1995年兵庫県南部地震による野島断層周辺の地表面3次元変位 (中間報告)。「阪神大震災」中間報告会-人工改変と地震災害-予稿集, 日本応用地質学会, 122-125.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1983) : 神戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 115頁.
- 藤田和夫・前田保夫 (1984) : 須磨地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 101頁.
- 藤田和夫 (1990) : 大阪湾岸の地質. 日本建築構造技術者協会, Structure, 36, 25-29.
- 岩渕 洋・春日 茂・穀田昇一・沖野郷子・志村栄一・長田 智 (1995) : 大阪湾西部の活断層. 海洋調査技術, 7, 11-19.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川猛・大西正純 (1994) : エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震, 46, 395-403.
- 活断層研究会 (1991) : 新編 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437頁.
- 菊地正幸 (1995) : 兵庫県南部地震の震源断層. 科学, 65, 569-572.
- 林 愛明・井宮 裕・宇田進一・飯沼 清・三沢隆治・吉田智治・靖松保貴・和田卓也・川合功一 (1995) : 兵庫県南部地震により淡路島に生じた野島地震断層の調査. 地学雑誌, 104, 113-126.
- 林愛明・宇田進一 (1995) : 野島地震断層のセグメンテーションと断層破壊プロセス. 地震Ⅱ, 48, 375-386.
- 松田時彦 (1967) : 地震の地質学. 地震Ⅱ, 20, 230-235.
- 松田時彦 (1995) : 1995年兵庫県南部地震はどこまで予測されていたか. 月刊地球, 号外13, 90-94.
- 皆川 潤・大槻憲四郎・日吉 直・松井和夫・青野正夫 (1995) : 野島地震断層と構造物被害について。「阪神大震災」中間報告会-人工改変と地震災害-予稿集, 日本応用地質学会, 22-37.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩 (1990) : 明石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 90頁.
- 宮内崇裕・伊藤谷生・荒井良裕・村田明広・狩野謙一・澤田啓臣 (1995) : 兵庫県南部地震にともなう淡路島北部の地表断層-地形・地質・地震のテクトニックな関連性. 日本第四紀学会主催「1995年1月17日兵庫県南部地震調査速報会」、35-36.
- 中村一明・松田時彦・守屋以智雄 (1995) : 火山と地震の国. 新版日本の自然1, 岩波書店, 371頁.
- 中田 高・蓬田 清・尾高潤一郎・坂本晃章・朝日克彦・千田 昇 (1995) : 1995年兵庫県南部地震の地震断層. 地学雑誌, 104, 127-142.
- 岡田篤正 (1995) : 六甲-淡路島活断層系と兵庫県南部地震. 地理, 40(4), 86-97.
- 岡田篤正 (1996) : 兵庫県南部地震の地震断層と六甲-淡路島活断層帯. 日本地形学連合編「兵庫県南部地震と地形災害」、28-63, 古今書院, 182頁.
- 鈴木康弘・渡辺満久・吾妻 崇・岡田篤正 (1996) : 六甲-淡路島活断層系と1995年兵庫県南部地震-変動地形学的・古地震学的研究と課題-. 地理学評論, 69, 469-482.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (1992) : 洲本地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107p.

1.3.1 はじめに

都市直下に地震が起これば強震動が都市を直撃することは避けられないが、それによって大被害となるかどうかは必ずしも自然現象とはいえず、人為的問題にも関係する。都市が地震に対してどのような備えをしてきたかが問われることになる。1995年1月7日の兵庫県南部地震によって阪神・淡路地域が1923年関東地震以来の大被害が被った理由は何と云っても巨大都市圏が激しい強震動に襲われたことにあるが、このような強震動が極めて異常なものかそれとも予測可能なものだったかの検証が必要とされている。

この地震による被害の特徴の1つは、「震災の帯」と呼ばれる被害が带状に集中する地域がみられたことである。被害の集中域は既に知られた六甲断層系からやや離れて断層に平行して直線上に連なってみえる。このような「震災の帯」がどうして生じたかは震源断層からの地震波の生成と盆地端部での地震波の伝播メカニズムの両面からの検討が必要とされる。阪神・淡路大震災のような大災害を再び繰り返さないように地震に強い町造りをすすめるためには被害の原因を明確にしておくことが重要である。

なぜ構造物が崩壊したかを検討するため欠かせない震度7の地域における本震の強震動記録は殆ど得られてなかった。ここでは波形インバージョンで得られた断層破壊過程を基に、3次元差分法を用いた数値シミュレーションおよび余震観測記録を用いた半経験的手法によって震度7地域の強震動の再現をおこなう。数値シミュレーションを用いると地震動の空間的分布の再現が可能であるが、1秒よりも短周期の地震動の合成は困難である。経験的グリーン関数法を用いるとより短周期を含む強震動の再現が可能であるが余震観測点に限られる。

本論では数値的シミュレーションと半経験的地震動合成を相補的に用いて、なぜ震災の帯といわれるような被害の集中域が生じたか、について定量的を吟味を行う。

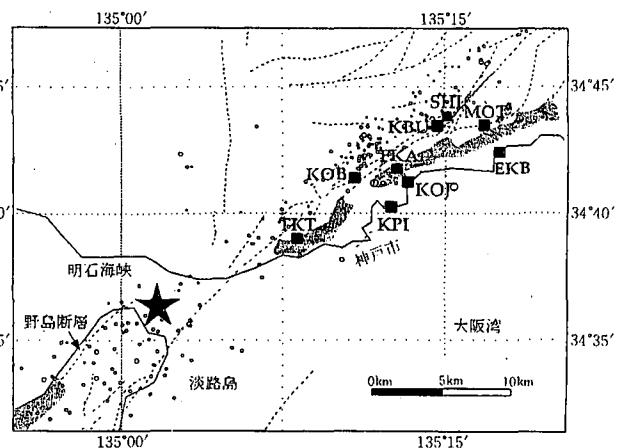
1.3.2 震源断層と強震動

震源断層はどこか

この地震は気象庁マグニチュード7.2で、明石海峡付近深さ20kmに発生した。本震直後の余震は図1に示されるように既にこれまで活断層として知られていた六甲断層系に沿って起こっている。震源となった断層について、断層淡路側では野島断層沿いに地表断層が現れたが、神戸側では地表断層は特定されていない。余震は一般に本震の震源域およびその延長域に沿って発生するので、本震の時どの断層が動いたかは余震分布から知ることができると考えられてきた。しかしながらこの地震による被害は断層系から南に1~2km離れて、带状に神戸、芦屋、西宮市にいたる範囲に広がっている。地震の被害も一般に断層の動きに関係していると考えられることから、この被害の集中域の直下に知られざる断層があるとの考えもだされている(嶋本、1995)。

余震は必ずしも本震の断層面上にのみに起こるわけではなく余震分布のみからどの断層が動いたかを特定することは困難である。この地震の震源断層がどこかは带状の被害の集中がどうして生じたのかを正確に知る上で欠かすことができない問題である。そこで私達は断層運動によって生成された地震動の記録から本震の断層の位置やすべり分布の推定を行った(Sekiguchi et al., 1995)。

震源近傍域における強震動記録は神戸市内の9つの観測点(図1の■)で得られている。断

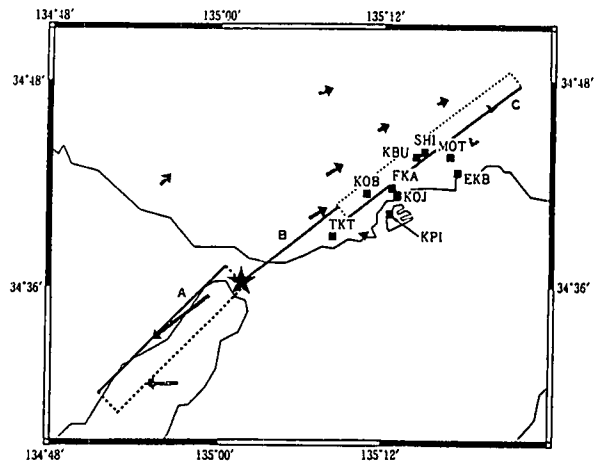


注) ★: 本震の震央 ○: 1月17日10時から24時までの余震 (本震は5時46分) の震央位置

KOB: 海洋気象台 TKT: 鷹取 FKA: 森台 KBU: 神戸大学 SHI: 新神戸 MOT: 本山 EKB: 東神戸火橋 KPI: ポートアイランド KOJ: 神戸港工事事務所

図1. 震源近傍域での強震動観測点(■)分布。

層面を破壊が進むときに生成される地震動の揺れの方向を調べると、断層面に直交する方向の地震動は断層面のどちら側でも同じ方向に揺れるが、平行な方向は断層面を挟んで揺れの向きが逆になる。揺れの大きさは直交する方向成分に比べて平行する方向成分は小さいため、平行方向成分がどちらの向きか特定することは難しい。そこで水平面内での地面の揺れの軌跡を描いてみると断層面を挟んで逆向きの回転運動がみられる。破壊が断層面の最近点を通過するとき、KOB（海洋気象台）、KBU（神戸大学）、SHI（新神戸）では時計回りを示し、一方TKT（鷹取）、FKA（葦合）、MOT（本山）は反時計回りとなる。従って断層面の地表との交線はKOB、KBU、SHIの南東、TKT、FKA、MOTの北西に位置することになる。各点の揺れの軌跡を総合的に満足するには図2に示されるように神戸側に2つの断層面、淡路側に1つ、あわせて3つの断層面の想定が必要となる。図中の矢印は測地データによる地震前後の変位の方向を示している。ここで想定された断層面はこれらの測地データとも矛盾しない。すなわちこの地震は、明石海峡直下から破壊が南西の淡路側に進み北西寄りにステップオーバーして野島断層に沿う断層面（A）と、明石海峡から北東の神戸側に進み、途中南にステップオーバーして2つの断層面（BとC）を形成したと考えられる。断層面Bはディップ90°で既存の活断層に沿い、断層面Cは北西に約85°傾き、地表面との交線が震度7の帯のやや北側で活断層帯の南端付近に位置する。



注) 矢印は地震前後の測地データによる地表の変位の大きさと方向

図2. 最終的に得られた断層面の位置。

震源近傍の強震動

断層近傍の観測点で得られた強震動の速度記録が図3に示される。明石海峡付近から神戸に向かった破壊の進行に沿って、図の下から上に、TKT（鷹取）、KOB（神戸海洋気象台）、FKA（葦合）、KBU（神戸大学）、SHI（新神戸）、MOT（本山第1小学校）での記録が並べられている。図の左と中央は断層直交および断層平行な水平動、図の右は上下動である。どの観測点も断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状の震動を示しているが、断層に平行な水平動や上下動は相対的に小さくパルス状の波も顕著でない。

このパルス波は断層面を破壊が進行するときその前方方向にみられるもので、これまでもカルフォルニアの地震などで観測されている。この断層破壊の伝播方向に依存した地震動特性の変化は”指向性(directionality)”と呼ばれるものである[Heaton et al. (1995)³⁾, 纈纈(1995)⁴⁾]。加速度記録では速度に比べてパルス波はそれほど顕著ではない。これはパルス波がやや長周期(図3で見掛け周期は1~2秒)が卓越しているためと思われる。パルス波の周期は断層面で大きなスリップの生成域であるアスペリティーの大きさに依存する。Heaton他(1995)³⁾はこれらのパルス波は高層の建物や中低層の免震構造物の耐震性に重要な影響を及ぼすことを指摘している。纈纈(1995)⁴⁾は兵庫県南部地震の長周期パルス波が建物被害の主要原因となった可能性を指摘している。

1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake

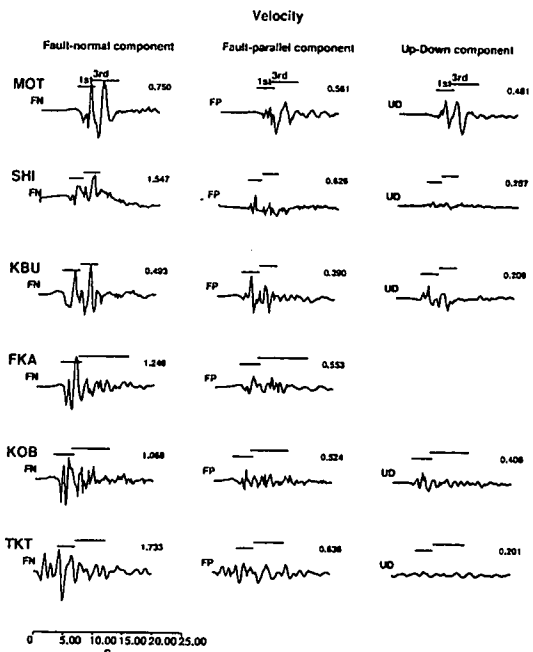


図3. 震源断層近傍における速度記録。左：断層直交方向の水平動、中：断層平行方向の水平動、右：上下動。

1. 3. 3. 震災の帯の生成原因

なぜ「震災の帯」の大被害の集中域ができたのかを明らかにするには震源からどのような地震動が生成され周辺域に伝播したのか検討が必要とされる。そのためには断層面でのスリップやスリップ速度分布および断層周辺地域の地質環境、特に表層地質構造の推定が必要となる。

断層面のスリップ分布

震源をとりまく領域で強震動記録が得られていると、その記録から逆に震源断層が地震のどのように動いたのか求めることができる。先に述べた余震分布および記録された強震動の揺れの軌跡から震源断層の位置および震源断層面を仮定し断層から100km以内で得られた約20点での強震動記録を用いて線形波形インバージョンにより断層破壊過程の推定(Hartzell and Heaton, 1983)を行った。

強震動記録の波形インバージョンで求められた断層面内でのスリップ（ベクトル表現）の分布が図4上とスリップ速度時間関数が図4下に示される。ここで得られた全モーメント量は $191.2 \cdot 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ となる。この値は強震記録の有効な周期範囲（10秒より短周期）に対して得られたもので菊池により遠地実体波から求められたもの（ $249 \cdot 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ ）に比べて小さい。地震モーメントは静的なパラメータとして定義されるものなので、強震記録によるものは絶対値としては過小評価されるが、断層面内での相対的な動きとして理解すべきものといえる。断層面内の破壊の時間的進行様様のプロットから、断層破壊は明石海峡直下深さ約17kmを震源点として神戸方向はやや深いところを約30km進み淡路方向浅い方向に約20km進んでとまったと考えられる。大きいスリップは3つ領域（アスペリティー）、震源点である明石海峡直下（ここでは第1イベントと呼ぶ）、淡路側の浅いところ（第2イベント）、および神戸側やや深いところ（第3イベント）で生じたことがわかった

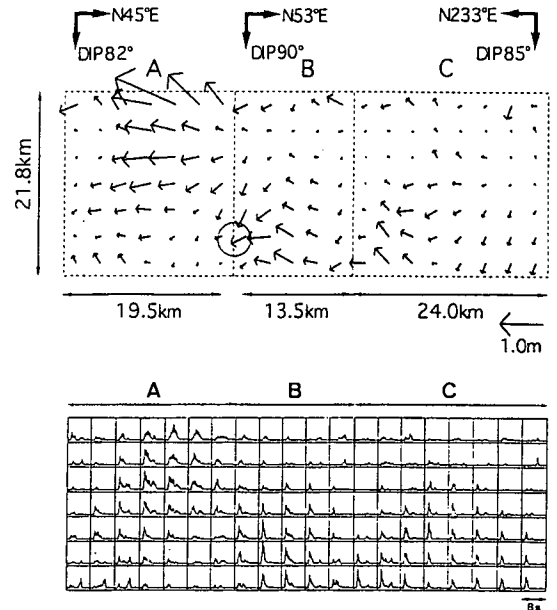


図4. 強震動記録の波形インバージョンによるスリップ・ベクトル（上図）とスリップ時間関数（下図）の分布。

断層近傍の地下構造と余震観測記録

この付近の被害集中域を横断する方向（北北西—南南東）での地下構造探査は、地震後地質調査所や兵庫県などでなされている。現在のところ公的機関による調査結果はまだ正式に公表されていないが、最近なされたパイプロサイスによる反射法探査で基盤岩の形状が明瞭に推定されている。北側の丘陵部で基盤が典型的な逆断層の形状を有しており南側の平地部では堆積層が急激に1km以上の厚さとなり、南部に緩やかに深く（沿岸部で約1.5km）なっている。

私達は本震直後から東灘区付近で断層に近い丘陵部から被害集中地域を横断する南北方向のアレー状の強震観測網を作り余震観測を行った(Iwata, et al., 1995)⁶⁾。この観測網で得られた余震記録から、この付近の地震動は断層域の北側の岩盤地域および南側でも岩盤の極近傍域では地震動は相対的に小さく、南側の被害集中域では地震動が大きく増巾されるが、さらに南側の沿岸部では地震動がやや小さくなっていることがわかる。

震源近傍の地震動の理論的シミュレーション

インバージョンで求められた図4のスリップおよびスリップ速度関数を想定して震源断層から生成される地震動が3次元差分法で0から1 Hzの周波数範囲で計算される(Pitarka and Irikura, 1996)⁷⁾。地下構造ははじめ最表層を基盤岩($V_s=3.2 \text{ km}$, $V_p=5.5 \text{ km}$, $\rho=2.6$, $Q=30$)として平行構造(最下層: $V_s=3.$

BEDROCK TOPOGRAPHY

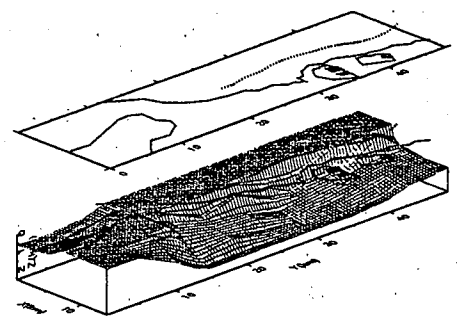


図5. 断層周辺域の3次元構造モデル。反射波探査断面を参考にモデル化。

89, $V_p=6.7$, $\rho=2.6$, $Q=50$)を仮定する。この場合震源断層の周辺の最大速度は断層近傍では断層直交の水平動が最も大きく、断層面を中心として両側にほぼ対称な振幅分布となる。神戸側も淡路側も断層進行方向で振幅が大きくなるが、淡路側の方が振幅が大きい。この最大速度の分布は断層破壊の進行方向で大きい指向性の影響を良く再現しているが、震災の帯のような神戸の平地部での被害の集中は再現されない。

そこで各機関でなされた断層周辺地域での反射波断面を参考に、地下構造を図5に示されるように3次元でモデル化する。震源断層でのスリップ分布は同じとして計算された地震動の最大速度分布が図6に示される。上から断層直交水平動、断層平行水平動、水平動(断層直交と平行成分をベクトル合成)、および上下動が示される。断層周辺で断層直交方向成分が卓越するのは平行構造の場合と同じであるが、振幅の大きい領域は神戸側では断層の南側、淡路側では断層の北側に帯状に連なって見える。破壊の進行がストップしたと考えられる地域(図で $X=35\sim 40\text{km}$)で水平動および上下動とも大振幅となっている。これらの最大速度分布は図1に示される被害の集中域の分布と良く対応している。

3次元モデルに対する地震動(速度波形)が断層に直行する方向に伝播する様子(図6で水平動成分の $X=37\text{km}$ に点線で示される断層直交方向での横断面上)が図7に示される。図にFaultと記されたところが断層位置、それより上が断層北側、下が断層南側に対応する。観測波形でもみられたように、断層近傍では断層直交方向(Fault Norm)に2つのパルス波が顕著にみられる。断層北側ではその振幅は距離と共に減衰する。断層南側の堆積層側では盆地端部でされた表面波と断層震源からの直接波との干渉によって断層よりやや南に離れたところで大きな震動が形成される。断層平行な水平動や上下動は断層直上ではダブルカップルの放射パターンで節(ノード)となるため振幅は小さいが、断層南側では同様に2次的に生成される波によって断層から少しはなれたところで振幅がおおきくなる。断層近傍での地震動の詳細をみるために図8で断層直上(図中の地点2)、断層の北側2km(地点1)、断層南側2km(地点3)、およびさらに断層南4km(地点4)の速度波形が比較される。断層面での破壊伝播によって生成されたパルス波が断層直上(

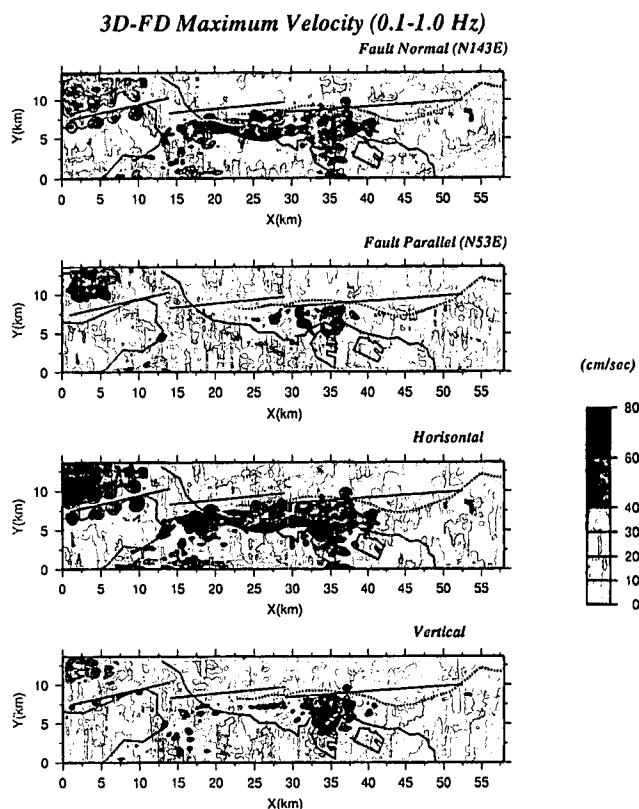


図6. 3次元構造モデルを仮定したとき震源断層の周辺の最大速度の分布。

Basin Model

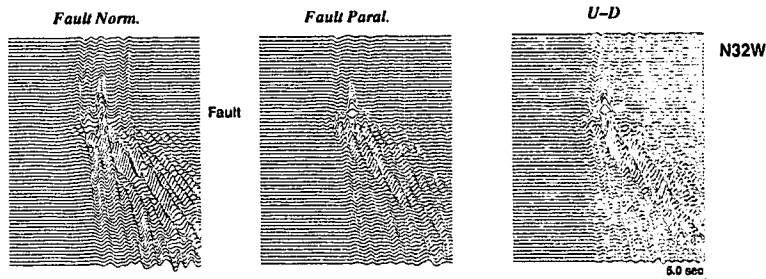


図7. 断層面を横断する方向での合成地震動(速度波形)の空間変化。

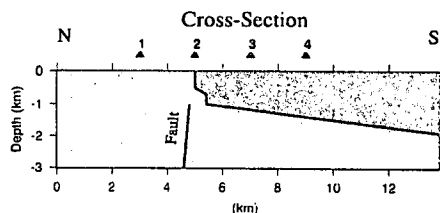
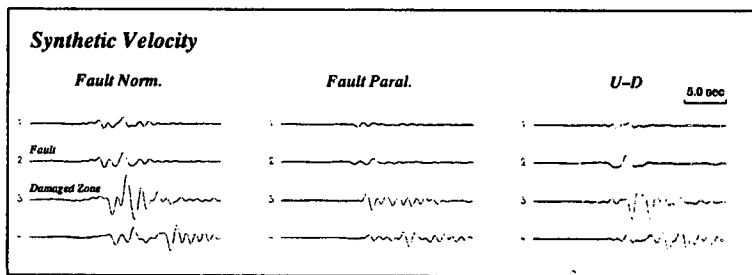


図8. 断層北2km(地点1)、断層直上(地点2)、断層南2km(地点3)、および断層南4kmの地震動波形(速度)。

地点2)で顕著にみられ、盆地端部で生成された波動との重ね合わせで堆積層側でパルス波が震災の帯に対応する地域(上図の3)でさらに増大される様子が明瞭にみられる。

1. 3. 4. 震度7地域の強震動の再現 強震動合成のための震源モデル

本震の断層域に発生した余震の地震動は本震の時と同様の伝播媒質の影響を受けており、本震の適切な震源モデルが与えられれば、余震記録を経験的グリーン関数として本震記録の再現が可能となるからである[Irikura(1986)]。はじめに本震と余震の両方の記録の得られている岩盤あるいは硬質地盤上の観測点(神戸大学(KBU)、千早(CHY)など)で余震記録を用いて本震記録の合成を行い、実際に得られた観測記録を再現できるか検証する。岩盤や硬質地盤の記録を用いるのは強震動時の地盤の非線形性の影響が少ないと考えられるからである。本震の震源モデルは先に述べた波形インバージョンにより求められた断層破壊過程を参考にして初期モデルを与え、合成波形と観測波形が良く一致するように改良された。このようにして得られた震源モデルは図9に示されるように3つの主要な破壊域(アスペリティー)からなる。この震源モデルによる合成波形と観測波形との比較の一例(神戸大学, KBU)が図10に示される。合成波形は観測波形に振幅と位相ともに良く一致していることがわかる。震源域に近いその他の観測点についても同様の比較がなされ合成と観測が良く一致する結果をえている。

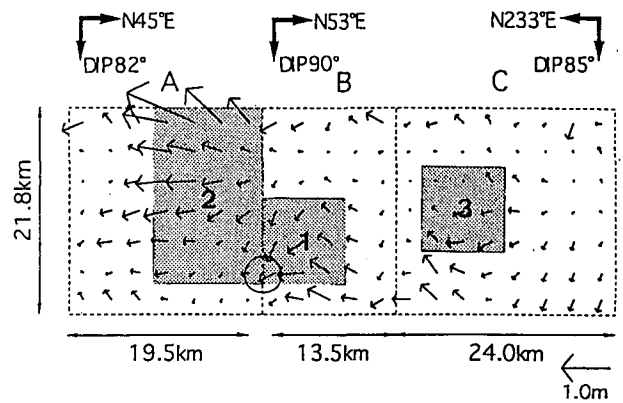


図9. 経験的グリーン関数法によるシミュレーションのための本震の震源モデル。波形インバージョンにより推定されたスリップ分布を基に影マークで示された3つのアスペリティー(第1、第2、第3イベント)のみから地震動が生成されたとする。それぞれのアスペリティーに対して一様なストレス・ドロップを仮定、①: $\Delta\sigma=86\text{bars}$, $\tau=0.6\text{s}$, ②: $\Delta\sigma=163\text{bars}$, $\tau=0.6\text{s}$, ③: $\Delta\sigma=86\text{bars}$, $\tau=0.6\text{s}$ (Brune, 1970)。

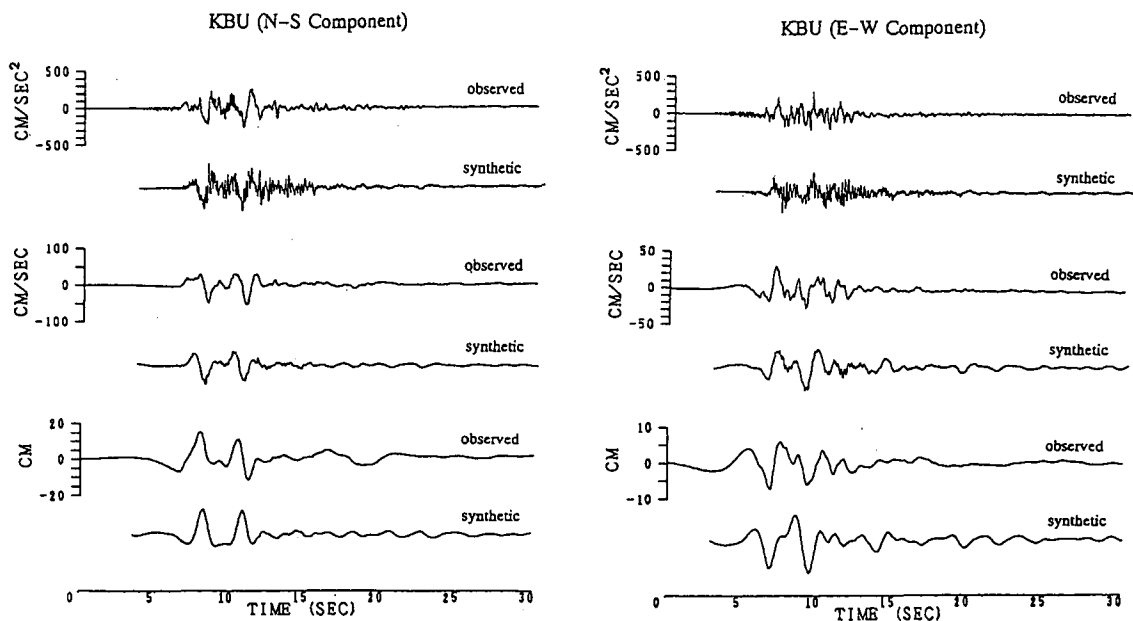


図10. 余震記録から合成された本震の地震動と観測記録[神戸大学(KBU)]の比較。合成のための震源モデルは図11に示されたものを用いている。

震度7地域での強震動

私達は本震直後に震度7の領域およびその周辺で余震観測をおこなった(図11)。上で求められた震源モデルと臨時観測点で得られた余震記録を用いて本震の強震動の再現がなされた(図12)。

震度7の帯の中にある福池小学校(FKI)と芦屋精道小学校(ASY)での再現された強震動は2つのや

や周期の長い（周期1～2秒）大振幅のパルス状波形からなっている。これらは図11の震源モデルで明石海峡付近（第1イベント）と神戸直下（第3イベント）にある2つのアスペリティーに関係している。これらの2つのパルス状の震動の最大主軸は断層面に直交する方向にあり、第1および第3イベントの断層破壊の伝播による指向性効果によるものである。最大動は加速度が約1,000ガル、速度が約130カイの大きさとなる。一方岩盤上の観測点KMCも破壊伝播の指向性の効果を同様にうけているでは水平（NS岩盤上の地点も）加速度および速度は300ガル、60カイで、岩盤での本震観測点KBUと同様の大きさとなっている。岩盤上の地点も破壊伝播の指向性の効果は同様にうけているので震災の帯の原因を震源特性のみで説明できない。

震度7の強震動（FKIとASY）と震度6の強震動（KOB）のレスポンス・スペクトルが図13で比較される。震度7のFKI、

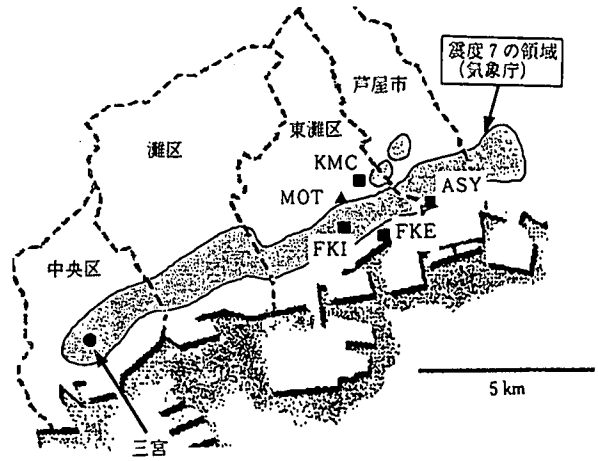


図11. 東灘区における被害集中域を横断する水平アレイ観測網。この観測網は本震の2日後余震による強震動の観測のため臨時に設置された。

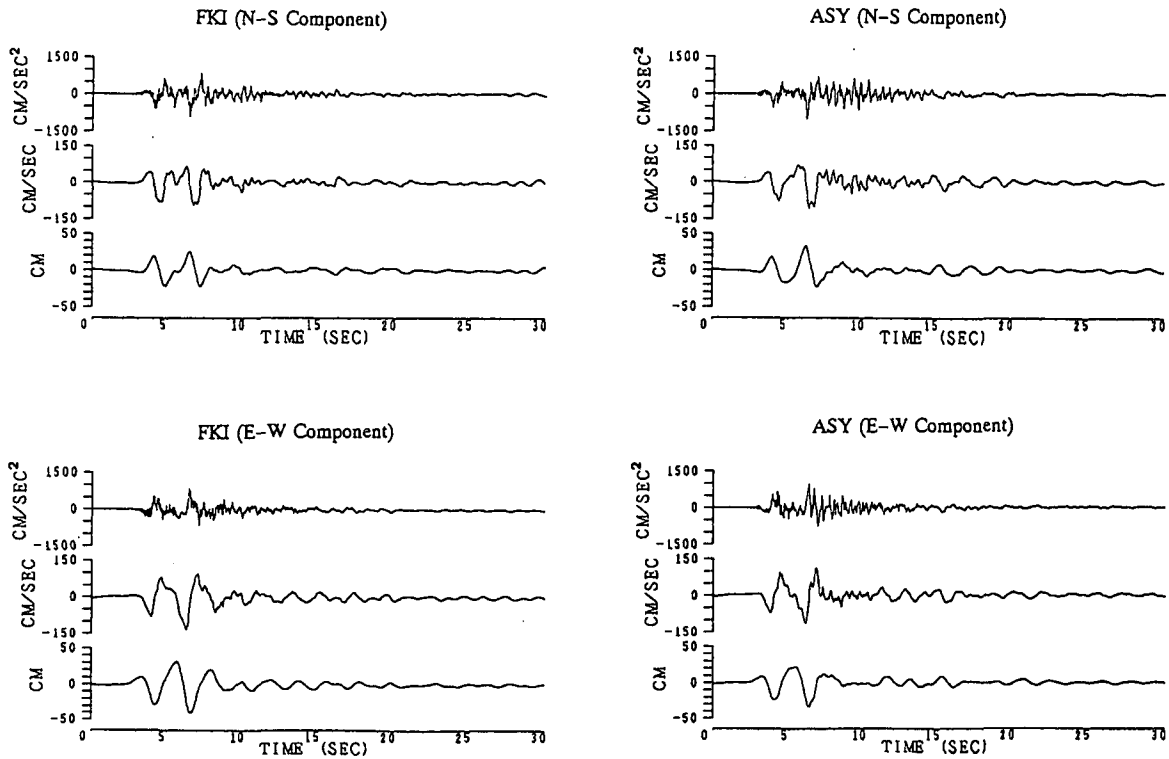


図12. 余震記録を用いて合成された本震の強震動、a：福池小学校（FKI）、b：芦屋精道小学校（ASY）。各観測点の各成分毎に、上から加速度、速度、および変位波形で示される。

ASYでは周期1～3秒の地震動が震度6のKOBに比べて明かに大きいことがわかる。それ以外の周期では顕著な違いはみられない。すなわち震災の帯での強震動は断層破壊が神戸方向に進行したことにより生成された大きなパルス状の波が堆積地盤の下にある基盤の形状や表層地盤による地震動増幅に依ってさらに拡大されたものと考えられる。このような強震動が木造家屋や中低層構造物の倒壊を引き起こすもとなつたと考えられる。

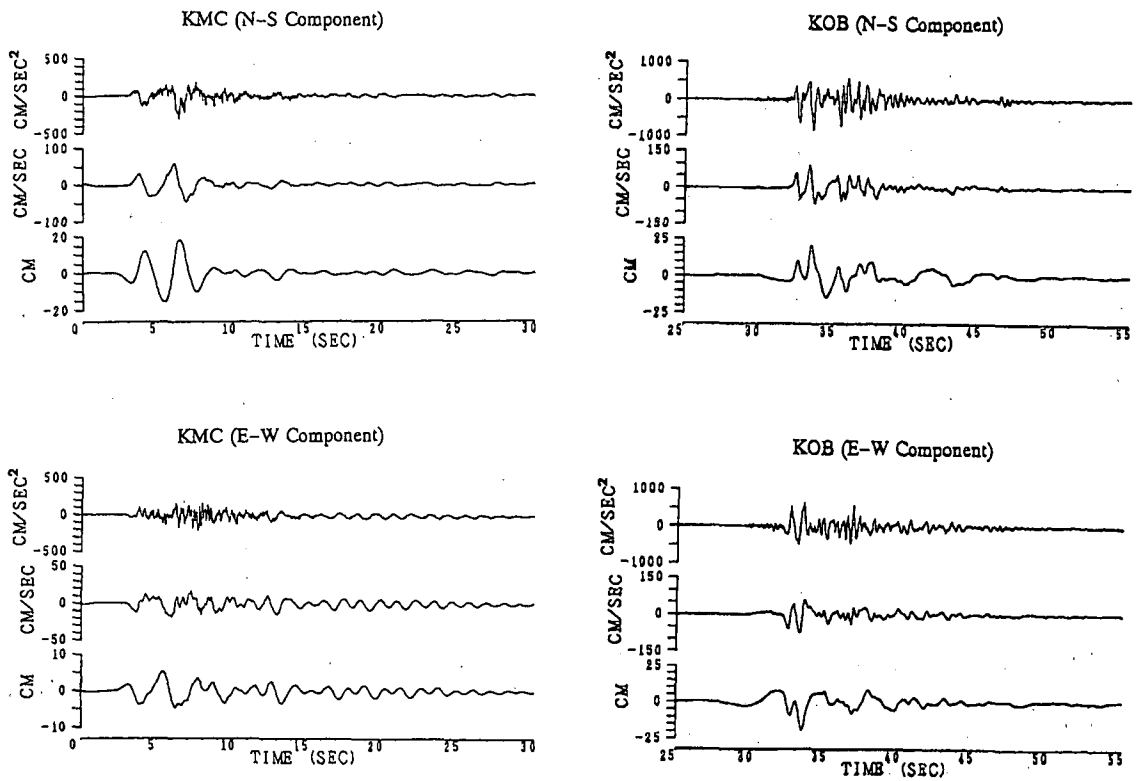


図12. (つづき) c : 神戸薬科大学 (KMC)。d : 神戸海洋気象台 (KOB) は近傍地域の本震の観測記録。各観測点の各成分毎に、上から加速度、速度、および変位波形で示される。

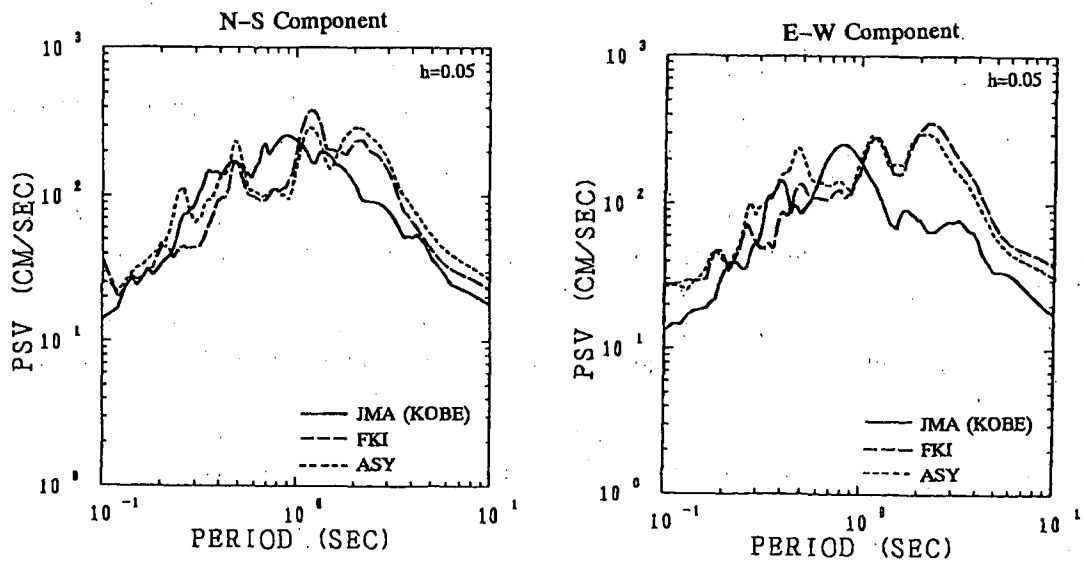


図13. 震度7の地域 (FKIとASYでの合成地震動) と震度6の地域 (KOBでの観測記録) の本震の強震動のレスポンス・スペクトルの比較。

1. 3. 5 おわりに

本研究は大災害をもたらした兵庫県南部地震の強震動がどのように生成されたかの解明を試みている。地表には現れなかった神戸側での震源断層の詳細位置が震源近傍での強震動の揺れの方向（粒子運動の軌跡）により推定された。震源断層の延長と地表面との交線は六甲断層系の南端に近いところに位置し、震災の帯よりも北に1~2kmずれている。震源をとりまく観測点で得られた強震動記録を用いて線形波形インバージョンにより推定された断層過程から、主要な破壊は3つのアスペリティー、発震点である明石海峡直下、淡路側の浅いところ、および神戸側やや深いところ（深さ約15km）で生じ、いずれも右横ずれの動きが卓越していることがわかった。

断層近傍に位置する神戸の観測点で断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状の震動を示している。この2つのパルスはインバージョンにより推定された断層破壊過程を用いてなされた数値シミュレーションにより横ずれ断層で破壊伝播による指向性（directivity）によるもので、神戸側の2つのアスペリティーで生成されたものであることが確認された。パルスの長さはアスペリティーの大きさに関係する。

反射法探査に基づく3次元構造を考慮したシミュレーションにより、堆積層を円錐波的に伝わる波と震源から上方に伝わってくるS波とが重なりあって神戸側では断層から南側1~3km離れたところで大きな振幅の震動が形成される。同様の現象が淡路側でも断層の北1~2km離れたところにみられる。これが地震の時に断層に平行する帯状の地域に被害が集中した原因と考えられる。

震源インバージョン結果を基に、3つのアスペリティーを仮定した震源モデルを用いて余震記録を経験的グリーン関数法として合成された本震の地震動は観測と良く一致することが確かめられた。東灘区の震度7の「震災の帯」で観測された余震記録を用いて再現された強震動も周期1~2秒の顕著な2つの長周期パルス波からなり、最大加速度約1,000ガルで最大速度約130cm/sの大きさとなる。震度7地域の強震動のレスポンススペクトルは震度6の地域に比べて周期1~3秒で顕著に大きくなっている。

これらの結果は兵庫県南部地震の強震動は決して異常に大きいわけではなく、これまでの長周期地震学の成果を取り入れ、震源に対して適切なモデル化を行えば、震災の帯をもたらす強震動の予測は可能と考えられる。長周期パルスと構造物被害の集中との関連性は今後検討さるべき重要課題の1つであろう。

参考文献

- 1) 嶋本利彦：“震災の帯”の不思議，科学，Vol. 65，pp.195-198，1995.
- 2) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, M. Hoshiba: Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, Journal of Physics of the Earth, in print, 1995.
- 3) Heaton, H. Heaton, John F. Hall, David J. Wald, and Marvin W. Halling: Response of high-rise and base-isolated buildings to a hypothetical Mw 7.0 blind thrust earthquake, Science, Vol. 267, pp.206-211, 1995.
- 4) 額縁一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，科学，Vol. 66，pp.93-97，1996.
- 5) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 73, pp.1553-1583, 1983.
- 6) Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami: Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 2, 41-48, 1995.
- 7) Pitarka, A. and Kojiro Irikura: Modeling 3D surface topography by finite-difference method: Kobe-JMA station site, Japan, case study, Geophys. Res. Lett., Vol. 23, in print, 1996.
- 8) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Symp., pp.151-156, 1986.