

第1章 地 震

Earthquake

1.1 概要

平成7年(1995年)1月17日5時46分ころ、淡路島北部の北緯34度36分、東経135度02分、深さ16kmを震源とするマグニチュード(M)7.2の地震が発生した。この地震により、神戸と洲本で震度6を観測したほか、東北地方南部から九州地方にかけての広い範囲で有感となった(第1.2.1表及び第1.2.1図参照)。神戸海洋気象台で観測された最大加速度(片振幅)は南北成分で818ガル、東西成分で617ガル、上下動成分で332ガルとなった(第1.2.2表)。気象庁の地震機動観測班の現地調査によると、神戸市や淡路島の一部地域では震度7に相当する揺れを生じていたことが判明した。この地震による被害は甚大で、消防庁によれば平成8年12月26日現在、死者は6,425名、負傷者は43,772名にのぼる(第1.1.1表)。また、家屋の被害は全壊110,457棟を含み全部で488,222棟、ガス・電気・水道の供給停止も膨大な数にのぼった。これは、昭和23年(1948年)の福井地震の被害(死者3,769人、負傷者22,203人、家屋全壊36,184戸)を上回り、今世紀の地震災害としては関東地震(関東大震災)(死者約143,000名、家屋全壊約128,000戸、同消失約447,000戸)に次ぐ。気象庁は今回の地震に対し「平成7年(1995年)兵庫県南部

地震」と命名し、被害規模の大きさに鑑みて、政府は「阪神・淡路大震災」と命名した。

今回の地震については、後述のようにその発震機構解は東西圧縮の横ずれ型を示すが、淡路島の野島断層に沿って見出された食い違いの分布などから右横ずれの断層運動によって生じたと見られる。震源過程の解析によると、滑り量は場所や深さによって異なり、主たるずれは震央から淡路島側に位置すると推定されている。余震分布では上述の野島断層のほか、神戸側の須磨断層、諏訪山断層など既存の活断層に沿うものが見られた。

この地震の発生前には前兆現象として明瞭に認められたものはないが、1994年後半に震源域北東の京都府中部や猪名川町で地震活動が活発化したことについて気象庁(1994)や京都大学(1994)により報告されていた。地震後に開かれた地震予知連絡会(国土地理院, 1995)では、本震前日の18時~24時に震央付近でM2~3の地震が3個観測されたこと、北摂・丹波地域で第2種空白域が認められたこと、地殻変動、地下水位、電磁気などに異常があったことが報告されている。

同地域では1916年11月26日の地震(M6.1)以降、M6以上の地震が起きていなかった。近畿地方とその

第1.1.1表 平成7年(1995年)兵庫県南部地震による被害

被害状況(自治省消防庁調べ 平成8年12月26日現在)

人的被害	死者		6,425名	文教施設	941箇所
	行方不明者		2名	道路	10,069箇所
	負傷者	重傷	8,763名	橋梁	320箇所
		軽傷	35,009名	河川	430箇所
	計	43,772名	崖崩れ	378箇所	
住家被害	全壊	110,457棟	ブロック塀等	1,480箇所	
	半壊	147,433棟	水道断水	約130万户	*厚生省調べ
	一部破損	230,332棟	ガス停止	約86万户	*資源エネルギー庁調べ
	計	488,222棟	停電	約260万户	*資源エネルギー庁調べ
非住家	公共建物	865	電話不通	30万回線超	*郵政省調べ
	その他	3,984	火災	285件	

*ピーク時の数

周辺を見ても 1927年3月7日の北丹後地震 (M7.3) ,
1936年2月21日の河内大和地震 (M6.4) , 及び1943
年9月10日の鳥取地震 (M7.2) が起きたが, 最近約
50年間比較的静かな状態が続いていた.

参考文献

- 気象庁(1994): 兵庫県東部(猪名川町付近)の地震活動, 第
110回地震予知連絡会資料, 48-49 .
京都大学(1994): 近畿地方の最近の地震活動の動向につい
て, 第110回地震予知連絡会資料, 15-18 .
国土地理院(1995): 地震予知連絡会報第54巻 .
気象庁(1997): 気象庁技術報告 第119号 .

1.2 各地の震度、地動振幅及びマグニチュード

す。

各地の震度を第1.2.1表に、その分布を第1.2.1図に示す。

この地震について気象庁及びその他の各機関で求められた各種のマグニチュードを第1.2.3表に示す。

また、最大加速度及び最大変位を第1.2.2表に示

第1.2.1表 各地の震度

震度	震度観測点
6	神戸, 洲本
5	京都, 彦根, 豊岡
4	奈良, 津, 敦賀, 福井, 上野, 四日市, 岐阜, 呉, 境, 高知, 津山, 鳥取, 多度津, 福山, 徳島, 岡山, 高松, 大阪, 舞鶴, 姫路, 和歌山, [加西], [相生], [南部川], [坂出], [多賀], [美方], [高野山]
3	大分, 名古屋, 輪島, 金沢, 飯田, 富山, 伊良湖, 尾鷲, 萩, 山口, 西郷, 広島, 松山, 室戸岬, 米子, 松江, 潮岬, 諏訪
2	人吉, 都城, 宮崎, 下関, 日田, 熊本, 横浜, 長野, 甲府, 静岡, 御前崎, 松本, 高山, 浜松, 三島, 佐賀, 宿毛, 宇和島, 伏木, 河口湖, 軽井沢, 高田
1	阿蘇山, 鹿児島, 平戸, 延岡, 前橋, 宇都宮, 新潟, 網代, 水戸, 東京, 熊谷, 福岡, 足摺, 浜田, 小名浜, 館山, 千葉, 秩父, 柿岡, (神津島)

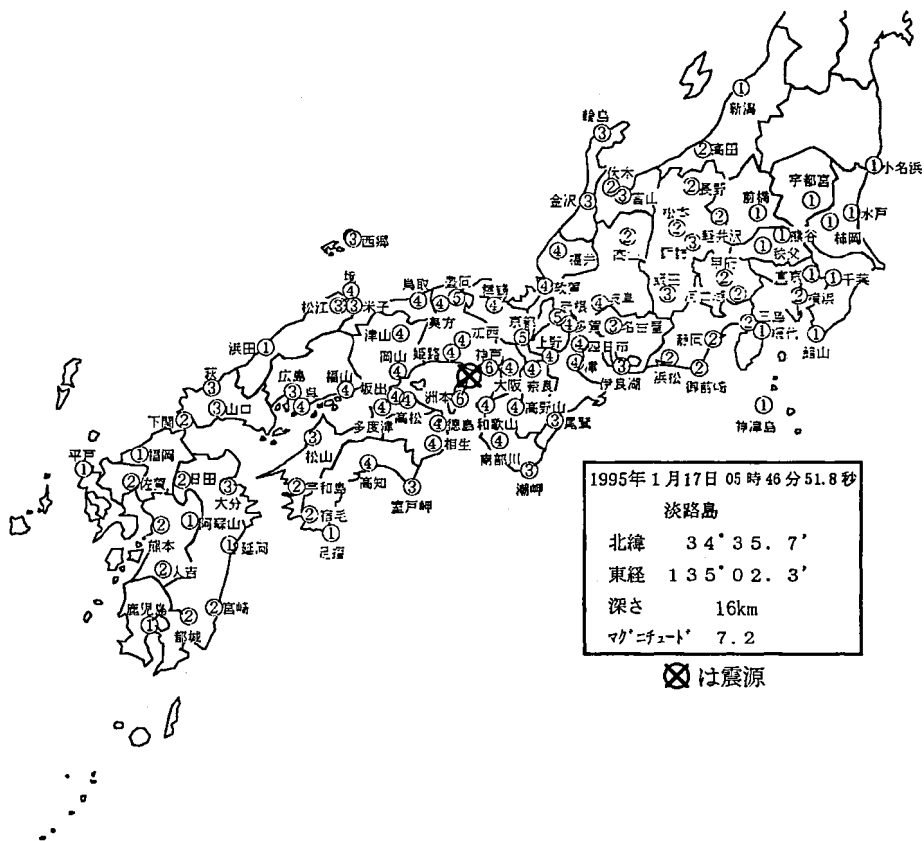
注) [] は気象官署以外で気象庁が観測した震度4以上の観測点

() は臨時観測点

第1.2.2表 各地の最大加速度及び最大変位

観測地点名	震度	加速度 (gal)			変位 (mm)			震央距離 (km)
		N-S	E-W	U-D	N-S	E-W	U-D	
神戸	6	818.0	617.3	332.2	177.7	179.4	103.4	17
大阪	4	80.9	65.9	64.5	84.8	66.5	27.4	45
舞鶴	4	67.0	52.2	39.4	12.5	14.2	19.0	98
岡山	4	77.3	59.1	35.9	18.4	13.6	14.3	103
鳥取	4	76.7	74.2	14.7	28.1	31.6	7.8	123
彦根	5	136.8	146.9	39.1	26.0	20.4	8.9	134
津	4	71.0	59.5	26.1	18.2	13.4	11.8	137
潮岬	3	24.1	19.0	8.5	11.5	16.6	5.4	144
室戸岬	3	13.1	22.7	8.8	13.5	20.3	6.3	169
米子	3	20.5	18.7	7.6	23.2	20.0	4.9	181
名古屋	3	14.4	15.5	9.9	15.0	9.4	4.0	187
福井	4	33.0	41.5	10.1	12.5	16.9	5.8	195
松山	3	20.5	13.9	5.9	9.8	5.9	4.3	224
広島	3	12.1	8.8	4.6	8.1	9.3	9.4	237
浜松	2	5.8	6.9	3.1	7.1	7.7	3.7	247
金沢	3	25.5	24.0	7.7	19.5	41.1	9.1	264
高山	2	9.1	6.4	3.0	12.3	9.5	5.8	265
飯田	3	13.3	15.0	8.7	10.8	7.8	3.8	275
宇和島	2	9.4	6.1	3.7	8.5	6.3	4.7	275
御前崎	2	6.1	3.1	2.0	12.3	8.6	5.8	292
富山	3	14.4	12.4	3.9	22.2	35.4	7.5	306
大分	3	8.0	9.6	2.5	11.4	12.6	4.9	350
輪島	3	19.2	10.9	4.4	7.1	7.0	3.5	353

(収録開始から3分間の最大値, 片振幅)



第1.2.1図 各地の震度分布

第1.2.3表 平成7年(1995年)兵庫県南部地震に対する各種マグニチュード

マグニチュード一覧

	気象庁	その他の機関
M _{JMA}	7.2	
m _b		6.4 (USGS)
M _S		6.8 (USGS) 6.5 (BRK)
M _W	6.9	6.8 (USGS) 6.9 (HAR)
M _m	6.9	
M _{S4}	7.4	

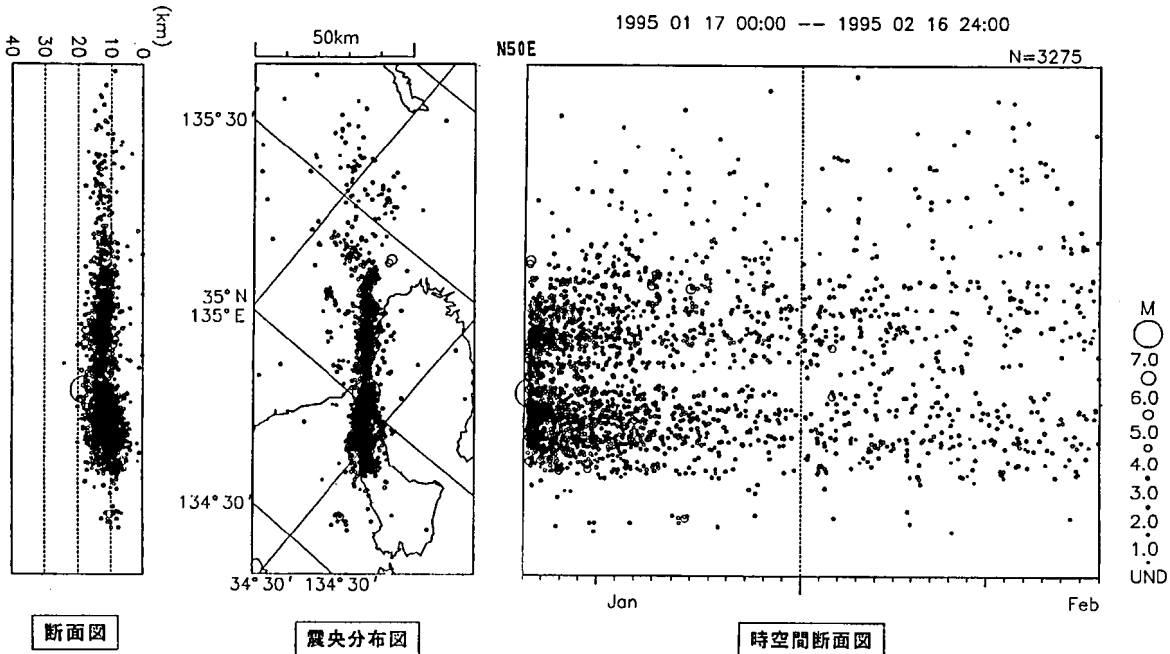
- M_{JMA} 気象庁マグニチュード
- m_b 実体波マグニチュード
- M_S 表面波マグニチュード
- M_W モーメントマグニチュード
- M_m 余震面積から求めたマグニチュード
宇津・関(1955)の式による。余震面積は50km×20kmとして算出。
- M_{S4} 有感半径(震度4の領域)から求めたマグニチュード
勝又・徳永(1971)の式による。震度4の領域の半径は200kmとして算出。
- USGS アメリカ地質調査所
- BRK カリフォルニア大学バークレー校
- HAR ハーバード大学

1.3 余震活動

1.3.1 余震の震源分布

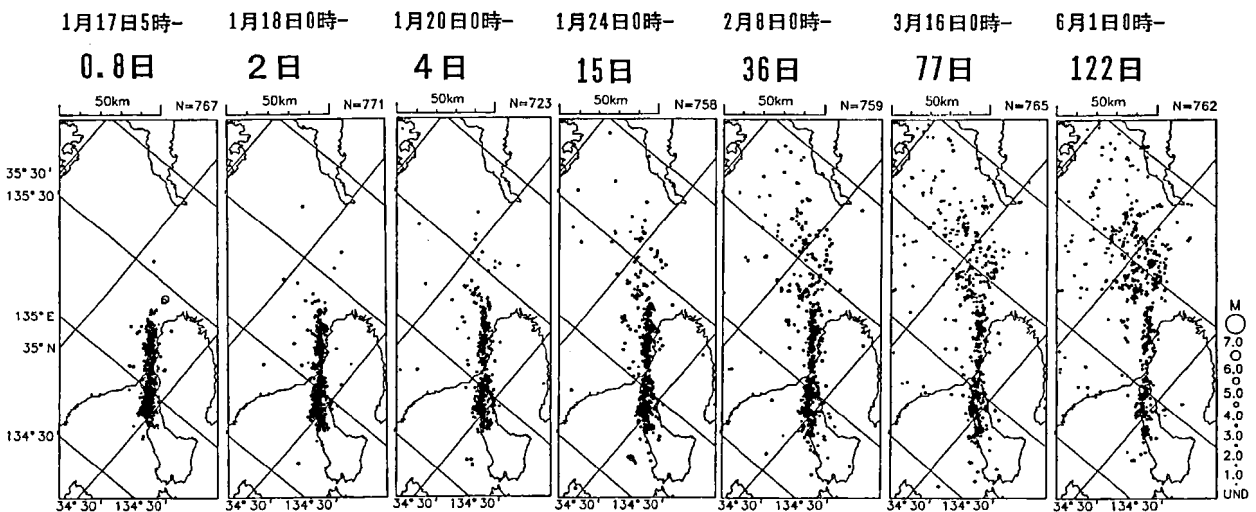
第1.3.1.1図は、1月17日05時46分の本震後約1か月間に発生した余震の震源分布である。余震域は本震の震央から北東と南西の方向に直線的に広がっており全体の長さは約50kmに達する。時空間分布図で

余震活動を見ると、本震の震央付近では活動の低い地域が見られ、余震域のいくつかの部分に活動が集中している様子も見られる。一方、地震の活動域全体には時間とともに拡大傾向が認められる。この傾向を確認するため、期間を区切って各期間の震源分布を見たのが第1.3.1.2図aと第1.3.1.2図bである。これら



第1.3.1.1図 兵庫県南部地震の本震及び1か月間の余震の震源分布

余震は北東-南西方向の直線状に並ぶ。本震直後から経過すると共に分布域が拡大する傾向も見られる。また、本震の震源付近は余震活動が少ない。



第1.3.1.2図 余震の期間別震源分布

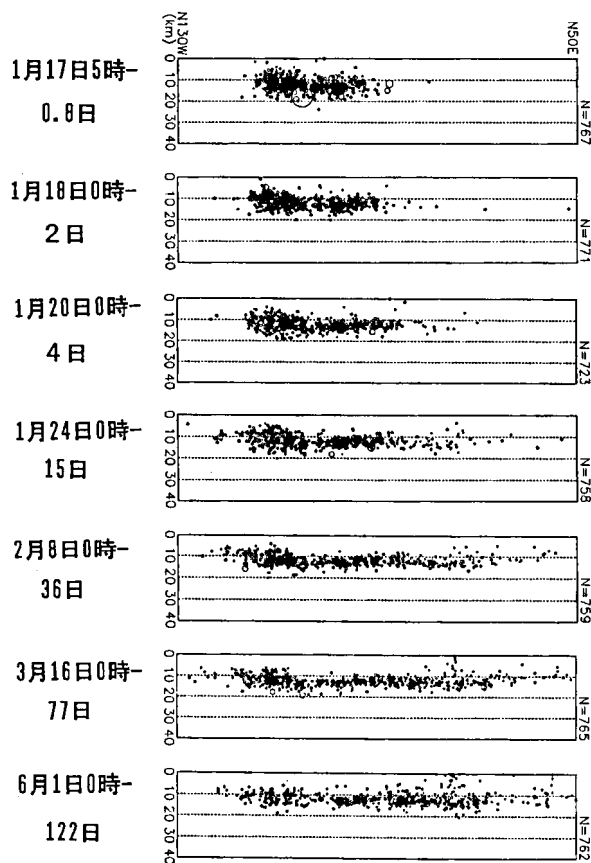
期間は地震の個数が大体等しくなるように調整した。

a) 震央分布

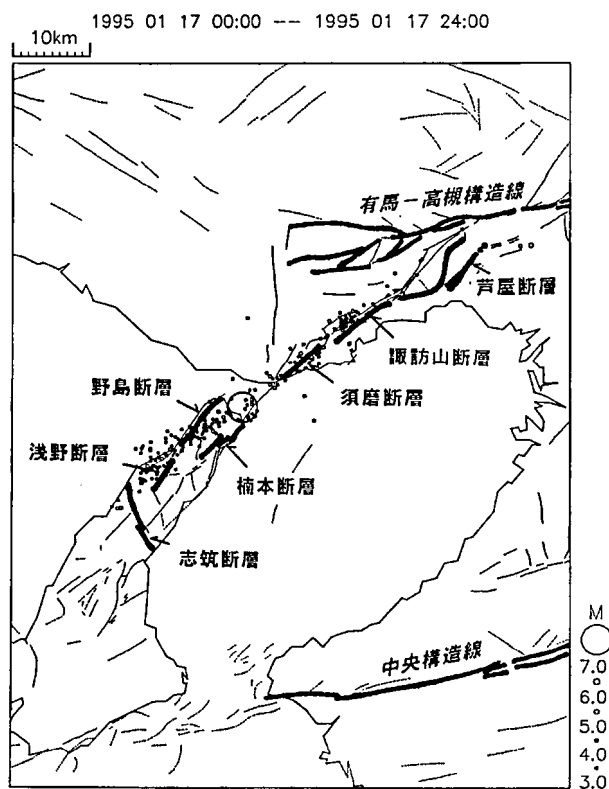
の図では、震源分布を対等に比較できるように、地震がほぼ同数になるように期間の長さを変えているが、地震の活動域が時間とともに拡大していることが明瞭に見られる。このように余震域には時間の経過と共に拡大する傾向があることは良く知られているが、本震後1日程度の期間に形成された余震域と震源断層とは大体一致するという見方が一般的である。

今回の地震では余震の震央分布と既存の活断層との一致が顕著に見られた。第1.3.1.3図によると、余震分布は神戸側では須磨断層、諏訪山断層など六甲断層系に、淡路島側では野島断層と浅野断層との重なるところに多く見られる。また、余震域の北側には有馬-高槻構造線がほぼ東西に走っており、これにより余震域がさえぎられる形になっている。本震の際の震度分布は別項で詳述されているが、神戸市側の震度7の被害分布が海岸線に平行な帯状の地域に集中していることが地震機動観測班の調査の結果明らかになった。第1.3.1.4図aと第1.3.1.4図bは、とも

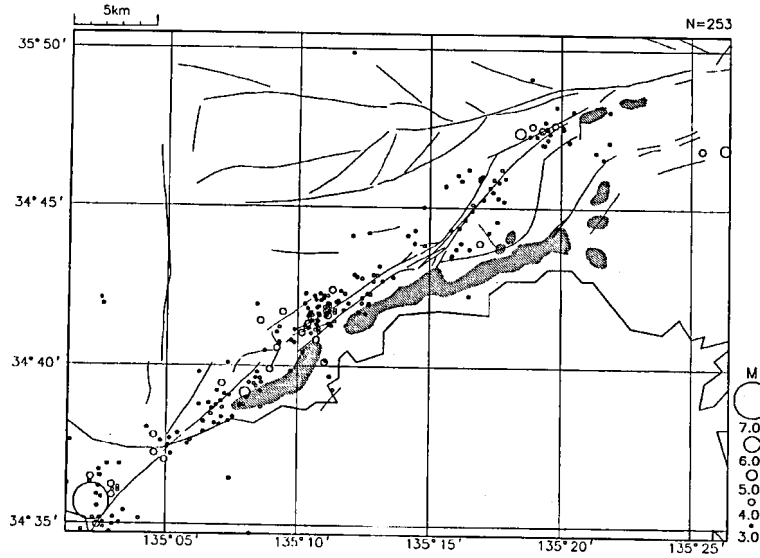
に震度7の分布域、活断層の分布、そして約9か月間の余震の震央分布を重ね合わせたものである。震源の決定誤差は2km程度であるが、全般的な傾向として、余震の震央分布と活断層の分布は多くの場所で重なる。これに対し震度7の分布域は、特に神戸市側で余震域や活断層の分布域と明瞭に異なっている。淡路島側でも東側の一部地域で余震活動がほとんどないのに震度7の被害が生じたところが見られる。震度7の分布域は本震の地震動による被害の大きい地域を示すものであり、余震活動の活発な地域、もしくは実際に動いた断層と必ずしも一致するものではないが、今回の地震において活断層や余震域が被害の拡がりに対応付けられるものではないことは注目すべき事実である。このように被害が大きくなる原因として活断層の存在とは直接的に結びつかないことに関しては、地下構造あるいは地下の不均質地盤を原因とする説と伏在断層を原因とする説がある。神戸市とその周辺は山側に花崗岩質の基盤が分布している



第1.3.1.2図 余震の期間別震源分布
 期間は地震の個数が大体等しくなるように調整した。
 b) 鉛直断面



第1.3.1.3図 余震の震央分布 (M ≥ 3.0) と付近の主な活断層



第1.3.1.4図 震度7の領域と余震の震央分布

ハッチの部分が現地調査で判明した震度7の領域。

大きな丸が本震 (M7.2), 中間の丸が M4~5, 小さな丸が M3~

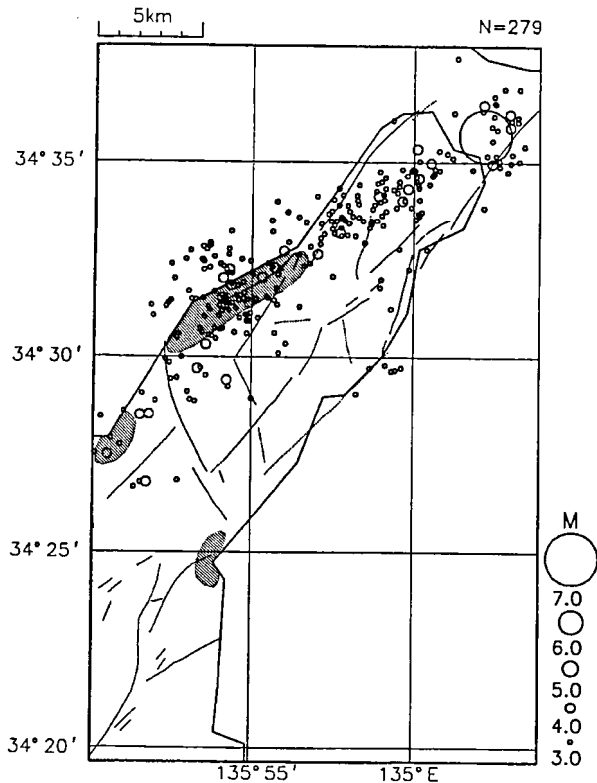
4.

a) 神戸市側

が、海側へいくにつれて柔らかい堆積層が厚くなる地下構造をしていることから、前者の説は、堆積層で増幅された地震動が海岸線に平行な地質境界などで反射を繰り返す結果地震動がさらに増大し、特定の帯状地域に被害が集中したというものである。これに対して後者は、都市化された地盤の下に在って表面に現れない伏在断層があったために、地震の際の揺れが大きくなったとするものである。現在のところ震度7の被害分布の原因として、どちらの説が正しいかを断定することは難しい。

1.3.2 余震活動の静穏化と比較的大きな余震の発生

1995年9月末までに起こった比較的大きな余震としては1月17日07時38分のM5.4が最大である。それ以外は1月17日05時50分M5.2, 同25日23時15分M5.0などが目立つ。このような比較的大きな余震の前に静穏な時期が認められる場合があった。第1.3.2.1図aと第1.3.2.1図bに余震域の分割方法と各分割部分の余震活動の変化をそれぞれ示す。1月23日21時44分のM4.2と1月25日23時15分のM5.0の地震の前には、地震活動に特に明瞭な静穏化と回復が認められた(第1.3.2.1図bの中段: EAST領域の地震活動のM-T図)。しかし、2月18日21時37分のM4.8の地震の前には静穏化が認められなかった。地震活



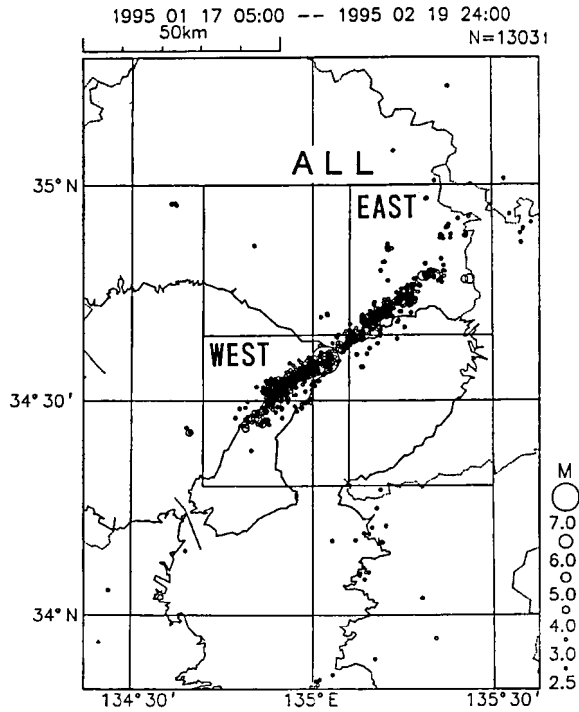
第1.3.1.4図 震度7の領域と余震の震央分布

ハッチの部分が現地調査で判明した震度7の領域。

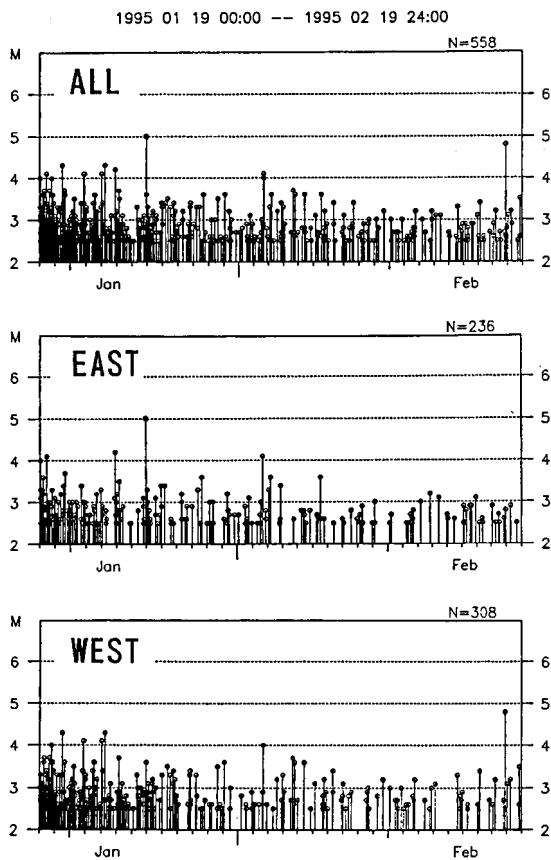
大きな丸が本震 (M7.2), 中間の丸が M4~5, 小さな丸が

M3~4.

b) 淡路島側



第1.3.2.1図 兵庫県南部地震の余震活動—領域別の活動—
a) 震央分布



第1.3.2.1図 兵庫県南部地震の余震活動—領域別の活動—
b) 各領域の地震活動のM-T図

動の静穏化については定量的に示す試みが行われている(松浦, 1995)。第1.3.2.2図は、1月25日のM5.0の地震の前後の地震活動の静穏化確率の変化の様子を示したものである。余震域の地震活動は、余震域全体として応力再配分が行われるので、分割するよりは一括した方が変化が明瞭に見られるという。この静穏化確率の計算には、Ogata (1992)の式に基づく松浦のプログラム(私信, 1995)を使用した。

1.3.3 震源域周辺の破壊応力と地震活動

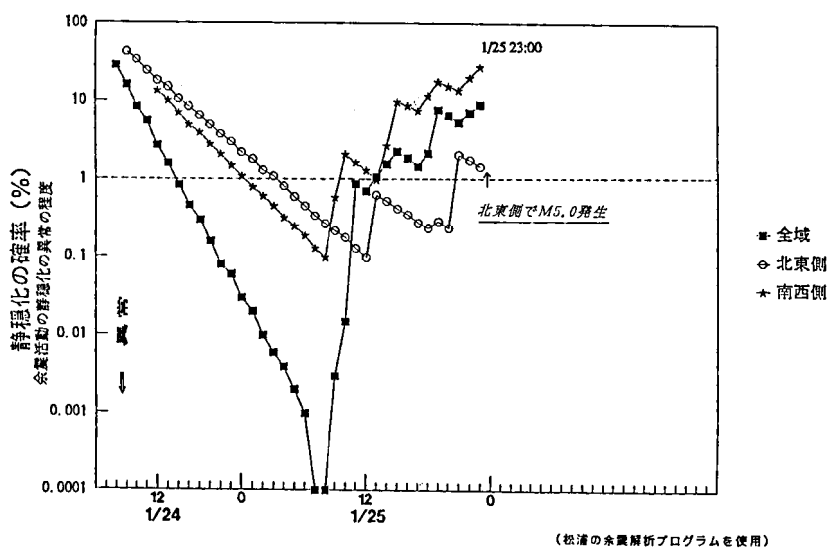
発震機構解によると、本震はおおむね右横ずれの断層によって生じたと見られるが、断層両端とその周辺には断層運動により全体として応力が解放される一方、逆に残留応力による応力増加が生じたと推定される。第1.3.3.1図は、図中右下の断層モデルに基づき断層周辺に現れる応力分布を求めたものである。このような応力増加は、次の破壊の進展に寄与する応力と考えて、破壊応力とも称される。破壊応力は、断層に食い違いを与えた結果生じた剪断応力に断層面上の摩擦の効果を加算したものであり、法線応力が低下する方が断層が滑りやすくなる。この図によると、断層の両端付近とその延長上に破壊応力の高まる領域が見られる他、断層の走向と直交する方向にもそうした領域が現れていることが分かる。実際、第1.3.3.1図に示すように、断層両端及びその延長線上では地震活動が高まっている地域がある。このような地域は前述(第1.3.1.2図aと第1.3.1.2図b)の活動域の拡大傾向が見られた地域と一致する。

1.3.4 余震活動の統計

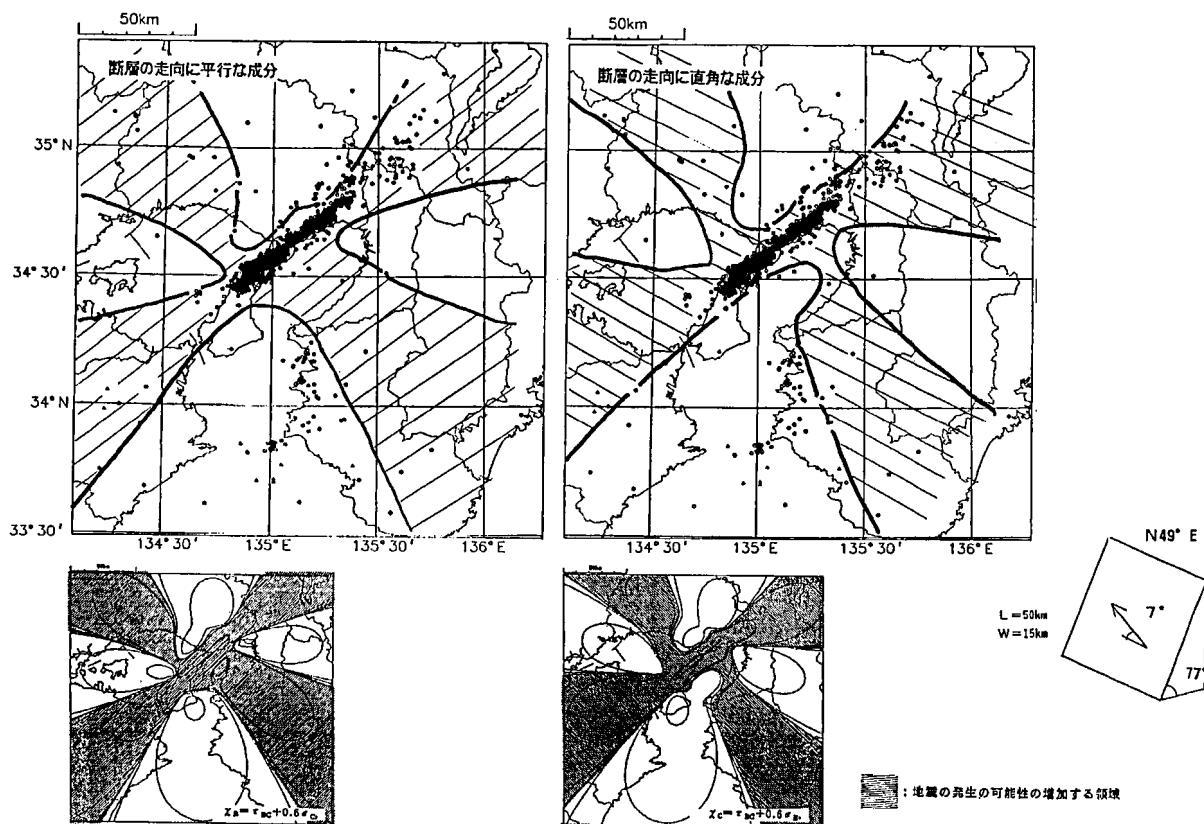
1月17日～4月30日の間で震源の決めることのできた余震(第1.3.4.1図中Aの領域)の個数は3,752個、うち有感であったものは192個であった。この期間での震源の決まった地震の日別発生回数ヒストグラムを図1.3.4.2に示す。本震発生直後(1月17日)は本来検知可能な小さい規模の地震は正確にカウントされていないと考えられる。また、第1.3.4.1図中Bは1.3.3で触れた有馬-高槻構造線より北側の余震域の北東側延長領域を示す。このA, Bの領域の余震について解析を行った。

(1) 規模別累積度数分布(b値)

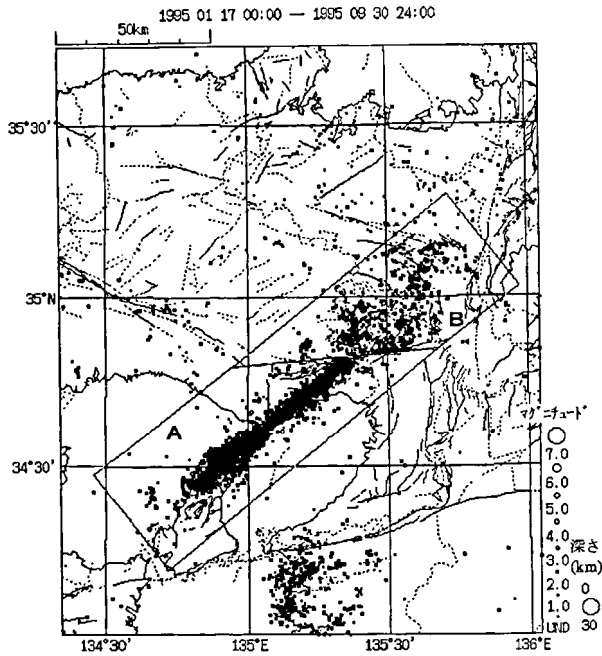
本震発生時から9月30日までの期間について、余



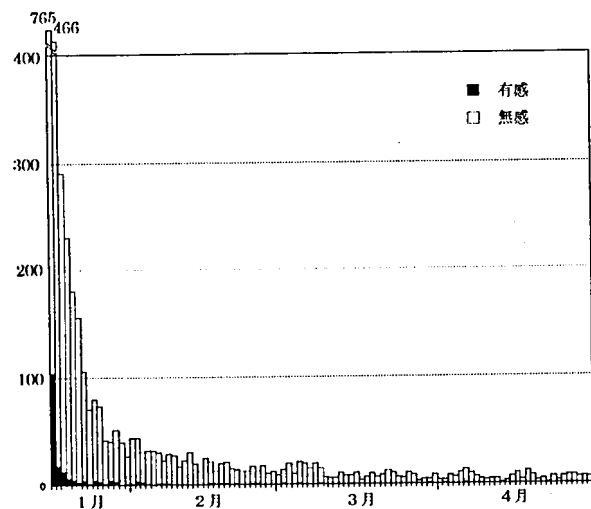
第1.3.2.2図 比較的大きな余震の前に見られた地震活動の静穏化と回復(1月25日23時16分M5.0の地震の場合)



第1.3.3.1図 破壊応力の分布と余震活動



第1.3.4.1図 余震分布図
(1995年1月17日～1995年9月30日)
(図中枠A及びBは解析に用いた領域。図中線は活断層の分布を表す)



第1.3.4.2図 日別地震発生回数ヒストグラム
(1995年1月17日～1995年4月30日)

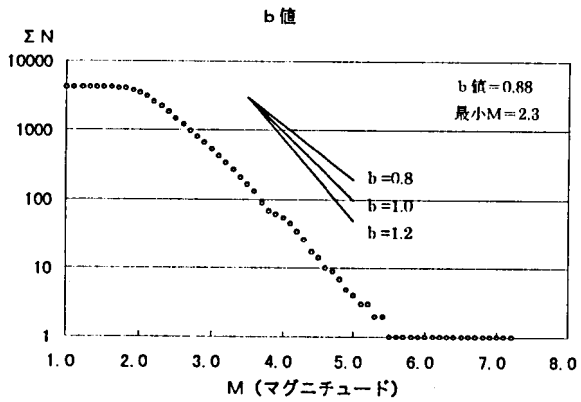
震域(第1.3.4.1図中A)のb値(第1.3.4.3図)を求めた。また、余震域の北東側延長領域(第1.3.4.1図中B)についてもb値を求めた。その結果、余震域のb値は0.88と求めた。計算に使用した最小のマグニチュード(以降、最小M)はM:2.3とした。一般に内陸地域の地震活動のb値は0.8～1.2程度とされるが、この範囲内に収まっている。北東側延長領域についてのb値(第1.3.4.4図)は1.05であった(最小M:2.0)。最小Mが余震域のものに比べ小さいのは、この地域の検知能力がやや上回っている他、本震発生直後は延長領域の地震活動が活発ではなかったため、全期間に渡って、規模の大きな地震に小規模の地震がマスクされることなく検知出来たことによるものと考えられる。

次に余震域のb値について1.3.2で触れた1月25日23時15分のM:5.0の地震及び2月18日21時37分のM:4.8の地震で期間を分けて求めた。すなわち、a)本震発生～1月25日23時14分、b)1月25日23時14分～2月18日21時36分、c)2月18日21時36分～9月30日の期間に分けた。これを第1.3.4.5図a)～c)に示す。結果は次のとおりであった。a)b値:0.82(最小M:2.3)、b)b値:1.04(最小M:2.2)、c)b値:1.02(最小M:2.1)。a)の期間でのb値は、それ以降の期間のb値よりも小さい。このことは、本震発生直後からこの期間で比較的規模の大きな余震が多く発生したことを意味する。第1.3.4.5図a)によればM4以上の地震の発生がやや多い傾向が出ていることが分かる。a)の期間において最小マグニチュードが他の期間に比べやや大きいのは、本震発生直後にやや規模の大きい余震が発生し小さい地震の検知が十分ではないことによる。b)、c)の期間でのb値はともにほぼ等しい。これは余震域の北東側延長領域のb値とも同じ程度であり、全期間にわたっての余震域のb値が延長領域のb値よりも小さいのは、主に本震発生直後の期間のb値によるといえる。

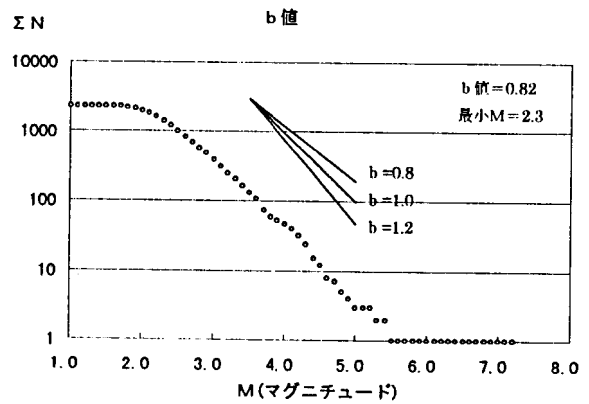
(2) 余震回数の減衰

本震発生直後から9月30日までの期間のうち、震源及びMが求められた余震について、改良大森公式を適用した。改良大森公式は本震発生時刻を0とすれば、時刻tにおける余震発生回数n(t)は

$$n(t) = K / (t+c)^p$$

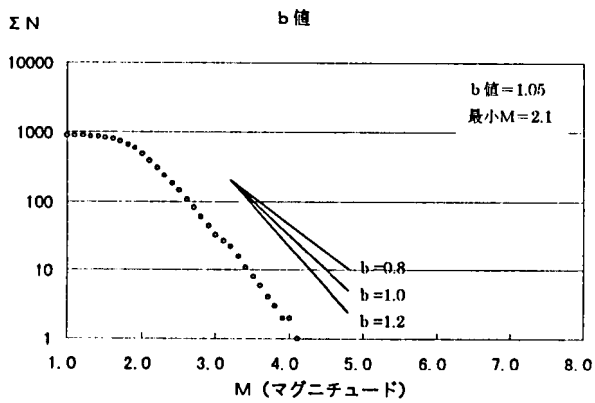


第1.3.4.3図 A領域の余震の規模別累積頻度分布

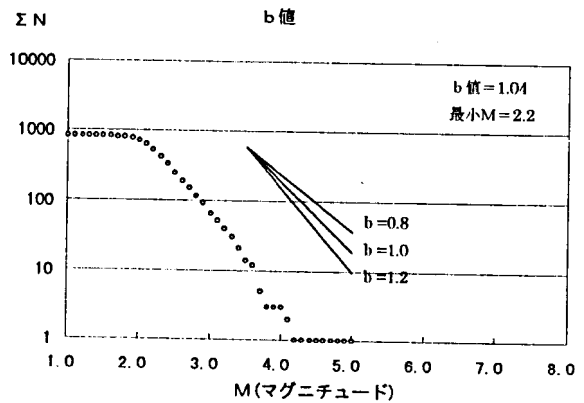


第1.3.4.5図

a) 本震発生時～1月25日23時14分の余震域の地震の規模別累積頻度分布

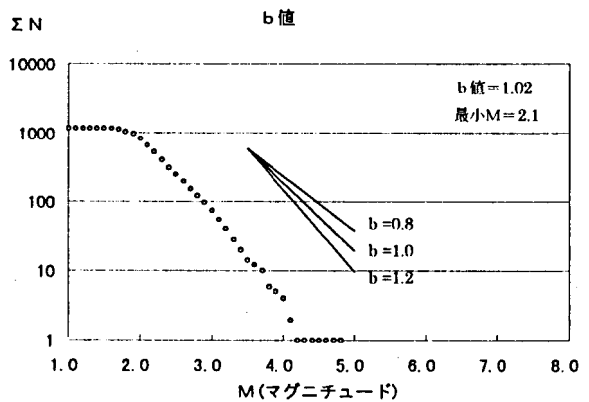


第1.3.4.4図 B領域の地震の規模別累積頻度分布



第1.3.4.5図

b) 1月25日23時14分～2月18日21時36分の余震域の地震の規模別累積頻度分布



第1.3.4.5図

c) 2月18日21時36分～9月30日24時00分の余震域の地震の規模別累積頻度分布

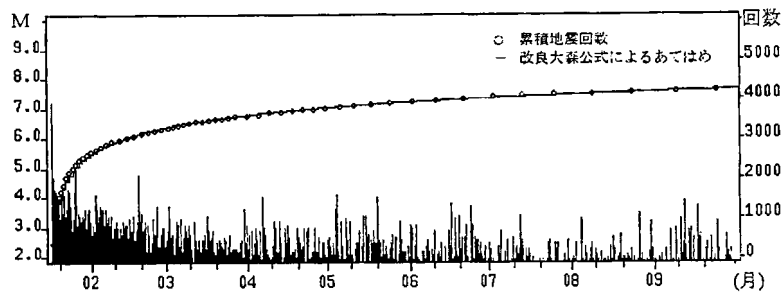
で表される。各パラメータ K , c , p を最尤法で求めた。第1.3.4.6図に余震の累積回数(規模別地震活動経過を含む), それに最尤法で求めた K , c , p の改良大森公式による累積回数を重ねた。第1.3.4.1表に得られた各パラメータの値を示す。減衰を示すパラメータ p は1.12であり, 松浦(1993)で得られたプレート内地震に関する p (1.12) の値と調和的である。

第1.3.4.1表

パラメータ	K (最小M: 2.2)	c	p
推定値	9,221	0.596	1.12

1.3.5 広義の余震活動

本震直後には余震域周辺でM6クラスの地震発生の可能性について懸念された。気象庁が全国的な地震観測を開始した1926年以降1994年までの間に, M7.0以上の内陸地震は6個発生している(第1.3.5.1図)。この内本震の震央付近で最大余震の生じた北丹後地震以外の5つの地震では, みな余震域から離れるが, 震央から数10km以内という範囲で1年から8年の後にM6.5前後の地震が発生している。余震という通常狭い意味のものを指し, 最初の破壊域の中で3か月から2か年以内に起こったものをいう(期間は本震の



第1.3.4.6図 震源の決まった余震の累積回数と改良大森公式のあてはめ(本震発生以降~1995年9月30日まで。規模別地震活動経過を含む。)

内陸M \geq 7地震とその続発地震



1926年-1994年 M \geq 7.0 深さ \leq 30kmの本震・続発地震ペア [3000日以内、60km以内]

- 1 1927/03/07 M7.3 北丹後地震
 - 2 1930/11/26 M7.3 北伊豆地震
 - 2-1 M6.3 (295日 48km) 山梨県東部の地震
 - 2-2 M6.4 (1689日 59km) 静岡地震
 - 3 1943/09/10 M7.2 鳥取地震
 - 3-1 M6.3 (1959日 42km) 兵庫県北部の地震
 - 4 1948/06/28 M7.1 福井地震
 - 4-1 M6.5 (1348日 35km) 大聖寺沖地震
 - 5 1961/08/19 M7.0 北美濃地震
 - 5-1 M6.6 (2943日 38km) 岐阜県中部地震
 - 6 1978/01/14 M7.0 伊豆大島近海地震
 - 6-1 M6.7 (897日 17km) 伊豆半島東方沖地震
- 括弧内は(時間差、震央距離)

第1.3.5.1図 1926年以降に日本の内陸で発生したM7.0以上の地震と約8年以内にM6.5前後の広義の続発地震が発生した例

規模に応じて変わる)が、上述のような地震は広義の余震というべきものである。また、前震、本震、余震、群発地震という用語を使わず、ある期間と範囲内で固まった起こり方をする地震活動について、続発地震という言い方をすることがある(干場ほか、1993)。

参考文献

- 気象庁(1995): 災害時地震・津波速報「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」, 気象庁災害時自然現象報告書1995年第2号, pp.21.
- 気象庁(1995): 第113回地震予知連絡会資料.
- Ogata, Y. (1992): Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model, J.Geophys.Res., 97, No.B13, 19845-19871.
- 小高俊一(1993): 逆断層による応力場と関連する地震活動, 気象研究所研究報告第44巻第3号, 91-104.
- 干場充之・清野政明・岡田正美・伊藤秀美(1993): 相互関連度つき震源リストの制作とその応用, 気象研究所研究報告, 44, 83-90
- 松浦律子・平田直・ト部卓(1995): 兵庫県南部地震の大きい余震一準リアルタイム予測結果報告. 地震学会講演予稿集, A41.
- 松浦律子(1993): 改良大森公式中のパラメータ値について—日本付近の $M \geq 6$ の余震活動(1969-1991)—. 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 224.

1.4 震源過程

1.4.1 はじめに

1995年1月17日5時46分に淡路島北端部付近を震源とするM7.2の兵庫県南部地震が発生した。この地震は、気象庁の震度観測開始以来初めての震度7を記録し、神戸市や西宮市などの人口密集地の近傍で発生したため、阪神淡路地方に多大な被害をもたらした。このような直下型地震による甚大な被害は1948年の福井地震の死者3800名以来のことであり、都市の直下で起こるM7クラスの内陸地震の破壊的な力を改めて思い知らされることとなった。

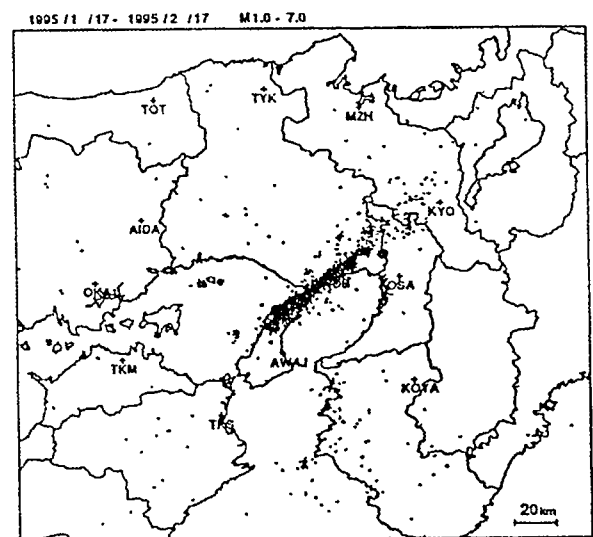
近年に日本付近で発生した地震についてみると、1994年12月28日に発生したM7.5のプレート境界型の地震である三陸はるか沖地震は死者2名で八戸などで建物に多くの被害を与えた。この地震は震源より80km西方の陸にやや近い地域で断層の大きな破壊があったと推定されており(橋本, 1995)、兵庫県南部地震に比べるとマグニチュードは大きい、被害は小さい。また、プレート境界付近の地震であっても、島などが存在し震源域に近い場合は、被害が大きくなる。その例としては、1993年7月12日の北海道南西沖地震(M7.8)があげられ、奥尻島において地震動による建築物の破壊と津波による多大な被害があった。この地震は、強震計の記録から奥尻島近傍でも大きな破壊があったと推定されている(気象庁, 1995)。また、プレート境界付近の地震であり、かつ、釧路などの都市のほぼ真下で発生したが、深さ100kmあたりでプレートが水平方向に断裂した1993年1月15日の釧路沖地震(M7.8)のような場合(たとえばTakeo *et al.*, 1995)、釧路などで被害が出ているが、やはり、兵庫県南部地震ほどの被害を引き起こしてはいない。しかしながら、プレートが縦に断裂し、やや浅い地震であると、津波などによって、大きな被害が出る1994年10月4日の北海道東方沖地震(M8.1)のような場合(例えば、笠原ほか, 1995)がある。

このように地震災害は地震の発生様式が内陸型であろうとプレート境界型であろうと関係なく、断層の大きく破壊した領域からの距離と関係していると直感的に考えられるが、今回の兵庫県南部地震の断層の破壊過程はどのようなであったか、気象庁で展開している87型電磁式強震計及び津波地震早期検知網などのデータから得られた強震データから推定した。

1.4.2 解析方法及びデータ

解析方法は次のようである。非弾性減衰を考慮した水平成層構造で透過反射行列、及び、離散化波数法を用いる方法(武尾, 1985)で合成波形を計算した。断層面を小断層に分割し、その小断層の中心に点震源を仮定して、変位波形の合成を行い、各小断層でのモーメントと破壊開始時間を未知数として観測された変位波形に最も合うように非線形インバージョンを行い(中川・小柳, 1982)、各小断層から射出された合成波形を重ねあわせて、観測波形と比較を行った。ここでは、各小断層の傾斜角・走向・滑り方向を先に仮定し、すべての小断層に関して、震源時間関数としては三角形タイプで継続時間を一定として解析した。

解析に用いた強震波形の観測点と1月17日から2月17日までの震央分布を第1.4.2.1図に示す。震源域は神戸から淡路島にかけて北東-南西に伸びる余震の集中している領域であると推定され、この震源域を取り囲むような12観測点(KOB;神戸, OSA;大阪, KYO;京都, OKA;岡山, AIDA;英田, TOT;鳥取, TYK;豊岡, MZH;舞鶴, KOYA;高野山, TKS;徳島, TKM;高松, AWAJ;淡路島)を解析に用いた。各観測点には10HzからDCまで位相特性が平坦である加速度型地震計が設置されており、次のような方法(気象庁, 1989)で、加速度記録を変位記録に変換した。固有周期($T_0=20$ 秒・ダンピング定数($h=0.5$))の機械



第1.4.2.1図 震央分布と観測点配置

式地震計の特性を持った変位記録 (d_i) を加速度データ (a_i) から次の式から求めた。

$$d_i = \alpha_1 (a_i + 2a_{i,1} + a_{i,2}) + \beta_1 d_{i,1} + \beta_2 d_{i,2}$$

そこで

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= \Delta t^2 / D \\ \beta_1 &= (8 - 2\omega_0^2 \Delta t^2) / D \\ \beta_2 &= -(4 - 4h\omega_0 \Delta t + \omega_0^2 \Delta t^2) / D \\ D &= 4 + 4h\omega_0 \Delta t + \omega_0^2 \Delta t^2 \end{aligned} \quad (1)$$

ただし、 Δt はサンプリングの時間間隔、

$$\omega_0 = 2\pi / T_0 \text{ である。}$$

第1.4.2.2図に、解析の用いた波形の例として神戸海洋気象台で観測された加速度波形と固有周期20秒・ダンピング定数0.5とした機械式地震計の特性で変換した変位波形を示す。この観測点では最大加速度(NS:818gal・EW:617gal・UD:332gal)という非常に強い加速度、最大変位が(NS:22.6cm・EW:20.9cm・UD:11.9cm)であった。定性的に考えると、多くの建築物は自重による摩擦力によって、強度を保っている部分があるが、この大きな上下動が摩擦力を激減し、建物の被害を大きくしたと考えられる。

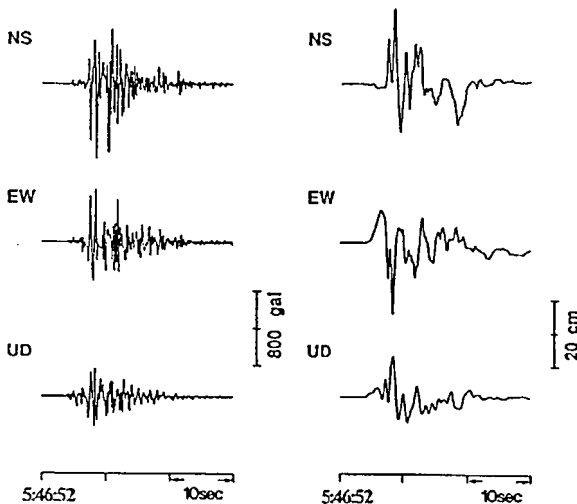
1.4.3 解析と結果

第1.4.3.1図に解析に用いた断層の概念図を示す。断層の走向は初動のメカニズム(気象庁, 1995)や遠地地震記録の解析結果(菊地, 1995)を参考にしてN53°Eでほぼ鉛直な右横ずれ断層(縦×横=15km×40km)と仮定したが、神戸側の地殻変動の結果

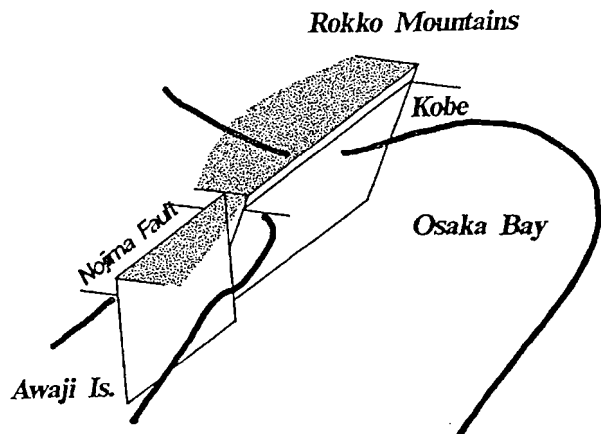
(多田ほか, 1995)や野島断層の変位(栗田ほか, 1995)を参考にして、やや逆断層の成分があるように断層の傾斜する方向と滑る方向を淡路島側と神戸側とで変えた。ここで仮定された断層の傾斜と滑る方向は、野島断層を境にして、淡路島が隆起(図の陰の部分)が隆起を示す)していくセンスであり、一方、神戸側は六甲山が隆起していくセンスであり、地質学的な長い期間この動きが維持されていると思われる。この断層を5km×5kmの24の小断層に分割し、それらの破壊開始時刻と破壊の大きさ(モーメント)を推定した。淡路島側は3×3、神戸側は5×3の小断層に分割した。破壊の開始点は震源にほぼ一致するとして、神戸側の断層の南西の角の最下部の小断層として解析を行った。断層のパラメータと解析に用いられた水平成層構造の速度構造(Ukawa and Fukao, 1989を参考)をそれぞれ第1.4.3.1表と第1.4.3.2表に示す。

第1.4.3.2図に観測波形(obs)と合成波形(syn)を示す。各波形は5時46分40秒から示されている。破壊開始時刻は5時46分52秒とし、観測波形の矢印で示された区間に対して波形インバージョンを行った。ただし、KOBとOSAの波形に対してやや大きい重みを付けて解析を行った。また、各小断層での震源時間関数の継続時間は2秒とした。

インバージョンで求めた断層面上での各小断層の破壊開始時刻とモーメントの大きさを余震分布を重ねて、第1.4.3.3図に示す。▲印が本震の位置(破壊の開始点を示す)。余震分布の密集したところの矩形



第1.4.2.2図 神戸海洋気象台における加速度記録と変位記録



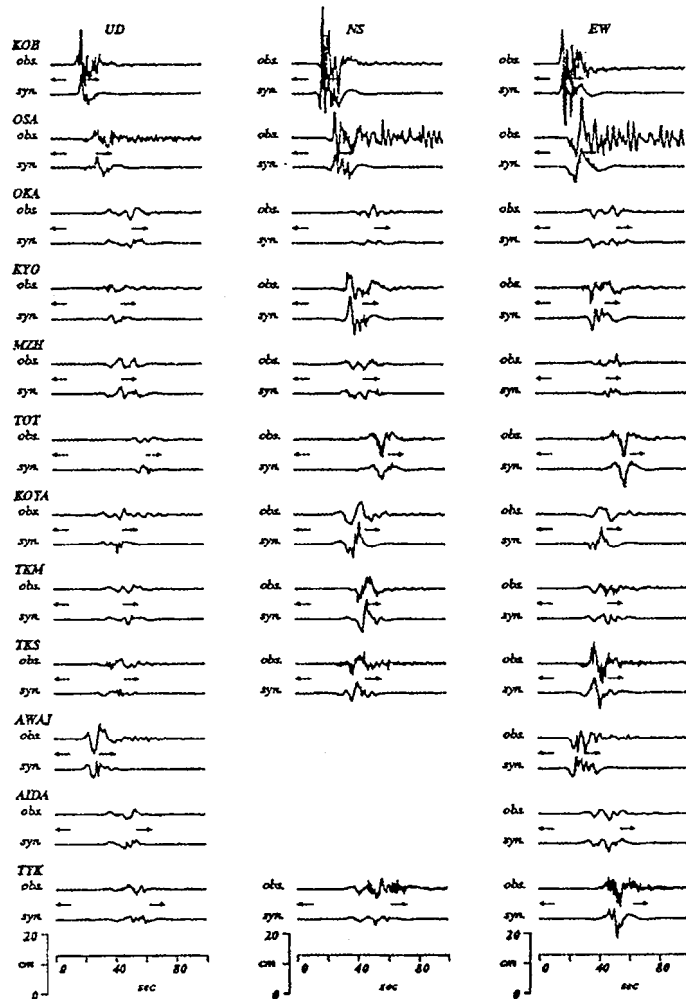
第1.4.3.1図 解析に用いられた断層の概念図

第1.4.3.1表 断層パラメータ

	dip	slip	strike	length	width	top	bottom
Kobe side	80	160	233	30km	15.1km	0.0km	15.0km
Awaji side	80	170	53	10km	15.1km	0.0km	15.0km

第1.4.3.2表 速度構造

dept	Vp	Vs	ρ	Qp	Qs
0.0	2.5	1.2	1.9	100	50
0.2	5.5	3.25	2.7	250	100
4.4	6.11	3.61	2.85	350	200
24.0	7.15	4.01	3.25	450	200
34.0	7.81	4.41	3.30	500	250



第1.4.3.2図 観測波形と合成波形

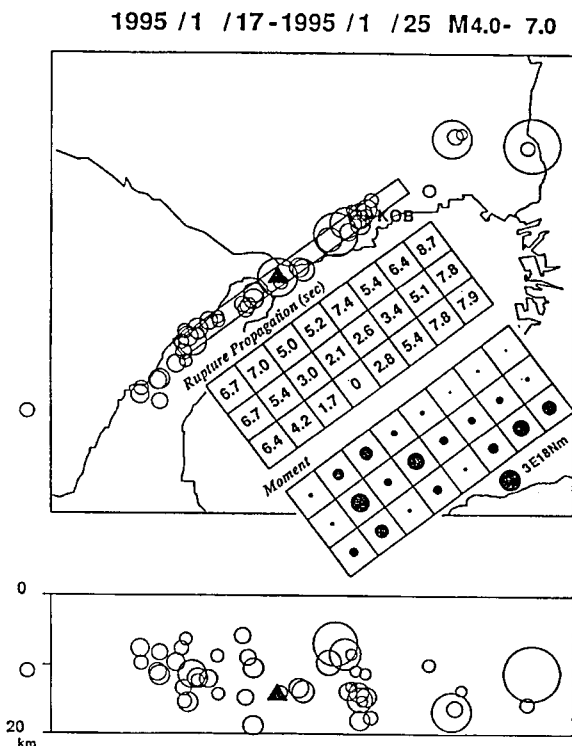
は仮定された断層面の地表への投影図である。神戸海洋気象台は断層のほぼ真上に位置する。破壊は神戸側と淡路島側の両方向に伝播していき約10秒間継続して淡路島側と震源付近で大きな破壊(浅いところで約2mの滑り)があったと推定される。全モーメントは $2.5 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ 、また、第1.4.3.3図の断面図の1月17日～1月25日の余震分布と各サブフォルトのモーメントを比較すると、M4以上の大きめの余震とモーメント解放の大きな領域が相補的な関係にあるようにも見える。ただし、断面図内の領域は計算に用いられた震源域を表している。この図のマグニチュードを示す円の大きさはUtsu (1961)による余震分布の長径(L)とマグニチュード(M)の大きさの関係式 $\log L = 0.5M - 1.8$ から求めた。第1.4.3.4図は、1995年1月25日に発生したM5.1(深さ15km)の地震(図の△)の最大加速度(gal)と震度7の領域(ハッチ)を示している。震央からの距離にもかかわらず、ハッチの部分の加速度が大きく出ており、震度7の領域は振幅が増幅されやすい傾向にあることが、余震観測からも推定された。

1.4.5 まとめ

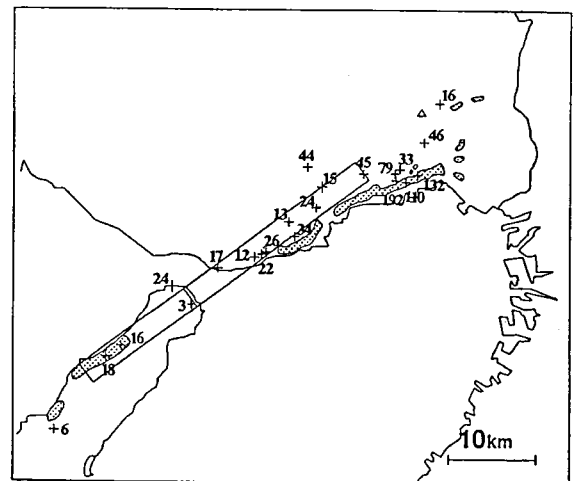
強震波形の解析から推定された兵庫県南部地震の震源過程は、淡路島側と震源付近で大きな破壊があり、その破壊は地表まで達し、野島断層となって現れた。一方、神戸側では深部においてのみ破壊が進行し、その破壊の継続時間は約10秒で、モーメントマグニチュード6.9であったと推定された。

謝辞

気象研究所の平成7年兵庫県南部地震に関する緊急研究において、第1研究室干場充之の研究官と観測した余震の強震データを用いた。また、共同強震観測グループ(北海道教育大学・北海道大学理学部・防災科学技術研究所・地質調査所・電力中央研究所・東京大学地震研究所・清水建設大崎研究室・京都大学防災研究所・九州大学理学部・九州大学島原地震火山観測所)のデータを使わせて頂いた。解析に当たって、東京大学地震研究所の武尾実博士の合成波形の計算プログラムを使わせて頂き、非線形インバージョンには東京大学のSALSを使わせて頂いた。



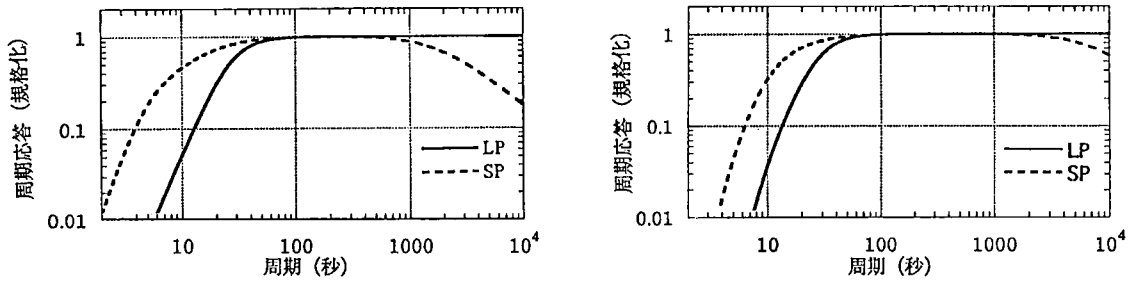
第1.4.3.3図 各小断層のモーメントと破壊開始時間および余震分布



第1.4.3.4図 震度7の領域と1995年1月25日のM5.1の地震の最大加速度

参考文献

- 栗田泰夫・水野清秀・杉山雄一・下川浩一・井村隆介・木村克己(1995)：1995年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層。地質ニュース, 486, 16, 20.
- 橋本徹夫(1995)：1994年三陸はるか沖地震の強震波形解析(2)。日本地震学会1995年秋季大会, 2, B51.
- Hashimoto, T. and K. Uhira(1995)：A rupture process of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake estimated by near-field strong ground motion seismograms, J. P. E. (submitted).
- 笠原稔・勝俣啓・一柳昌義・三羽真人(1995)：1994年北海道東方沖地震の余震分布。月刊地球, 191, 301-307.
- 菊地正幸(1995)：遠地実体波による震源のメカニズム, 月刊地球, 号外13, 47-53.
- 気象庁(1989)：電磁式強震計フロピ利用ガイド。地震火山技術通信, 65, 35-58.
- 気象庁(1995)：1995年兵庫県南部地震とその余震活動。地震予知連絡会報, 54, 584-592.
- 中川徹・小柳義夫(1982)：最小二乗法による実験データ解析。東大出版会。
- 武尾実(1985)：非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成—堆積層での非弾性減衰の効果について—。気象研究所研究報告, 36, 245-257.
- Takeo, M., S. Ide and Y. Yoshida(1995)：The 1993 Kushiro-oki Earthquake:A high Stress-drop event in a subduction slab, Geophys. Res. Let., 20, 2607-2610.
- 多田堯・橋本学・鷲谷威・小沢慎三郎(1995)：兵庫県南部地震の測地学的断層モデル。月刊地球, 号外13, 136-140.
- Ukawa, M. and Y. Fukao(1981)：Poisson's ratio of the upper and lower crust and the sub-moho mantle beneath central Honshu, Japan, Tectno., 77, 233-267.
- Utsu, T.(1961)：A statistical study on the occurrence of aftershocks, Geophy. Mag., 30, 521-605.
- 気象庁(1995)：平成5年(1993年)北海道南西沖地震調査報告, 気象庁技術報告, 117, 46-53.



第1.5.1.2図 埋込式体積歪計の感度特性
地点ごとの機器構成の違いによりO型(左), F型(右)がある(第1.5.1.1表参照).

1.5.2 観測記録

今回の地震の各観測地点の震央距離は、約190～550kmであった。各地点のSP及びLP成分の記録を第4.5.1～2図(後掲)に示す。ただし三浦は地震に伴い歪計センサーの自動バルブ開閉が作動したため、約2分間の欠測をはさんで前後の記録に連続性はない。また館山のLP成分はノイズが多いため除いている。歪計が観測している岩石の歪みは、気圧1hPaの変化に対して約 10^{-8} ストレインの影響を受けているが、ここに示した歪み変化は気圧などの補正を施していないデータである。降水もまた歪み観測に影響を与えるが、地震の前後には観測網付近に降水はなかった。

SP成分の記録からは、ほとんどの地点において伸び方向の初動が認められる。これらの初動は周辺の地震計によるP波の発現時から数秒以内で現れ、地震計の上下成分で観測された下(Down)方向の初動第4.3.2図Aと調和する。

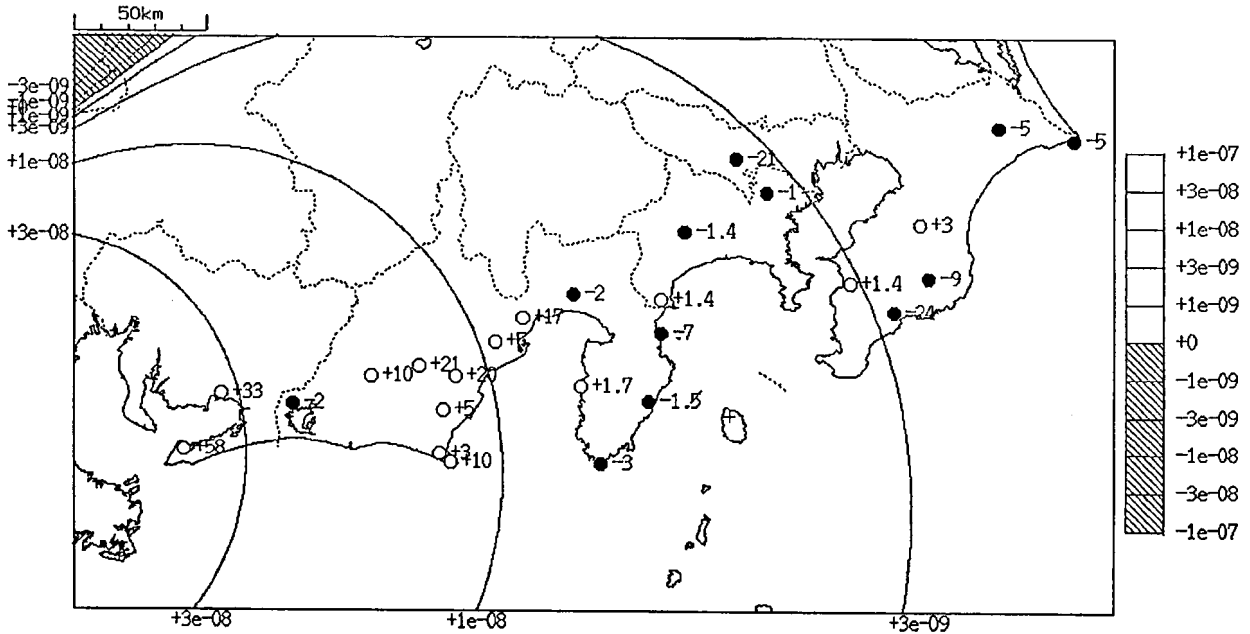
1.5.3 コサイスミック・ステップ

地震に伴い歪計で観測されるステップ上の現象については、震源の断層運動に伴う周辺地殻の永久歪み変化の理論パターンとの対応が、いくつか報告されている(佐藤ほか, 1986; 山田ほか, 1988)。しかしそれらの報告にある通り、ステップの極性、大きさ、形状に規則性がない場合もあり、理論上求められた永久歪み変化のパターンと一致しないこともある。このことは、歪計が地点によっては震源の断層運動を反映するよりも、地震動による埋設点の局地的な地塊の動きや、帯水層など周辺媒質の挙動の影響を大きく受けていることによるものと推定されている。

本震に伴うステップの極性と量を地図上にプロットした図を第1.5.3.1図に示す。ステップの量はLP成分の震動記録の前後のずれを読み取った。コンターはOkada(1992)の方法で理論値を計算したもので、計算に用いた断層パラメータはハーバードグループのCMT解から下記の通り仮定した(ラメの定数 $\lambda = \mu = 3.0 \times 10^{11}$ dyne/cm²を仮定)。

長さ×幅	45×22 km
中心の深さ	20 km
走向	324°
傾斜角	70°
滑り角	12°
滑り量	1.4 m
ポアソン比	0.25

理論値によると観測網全域で伸びの領域となり、東海地域の多くの歪計においては図で○で示されているとおり伸びのステップが観測され、ステップ量は理論値の数倍～数分の1程度に収まっている。東海地域で逆極性となった観測地点のうち、富士、石廊崎及び網代は地震時のステップ応答の極性が理論計算と合致しないことが多い。三ヶ日はここに記録を示した歪計の他に更新のため埋設した地中センサーで試験観測を行っていたが、地震に伴う自動バルブ開閉のためステップの観測はできなかった。南関東地域の歪計については、鴨川は地震時の応答が必ず縮み方向になる特異な地点であり、他の日野、秦野、富津、長柄、八日市場、勝浦も地震に伴うステップは不規則なことが多い地点である。後掲のLP成分の波形では、これらの地点は弾性波動の振幅が小さくステップ量が相対的に大きかったり(日野、勝浦、鴨川、八日市場など)、あるいは他の地点に比べて時間遅れの応答が目立つ(日野、長柄など)といった特



第1.5.3.1図 本震の理論歪みステップのパターンと観測されたステップ量
 コンターとベキ数字は理論計算による値。○●印及び右の数値は観測されたステップ極性とその大きさ(単位は 10^{-9} ストレイン)を示す。(○, +: 膨張, ●, -: 収縮)

徴が見られ、何等かの周辺媒質の影響と推定される。
 図のステップ極性の分布は南関東地域で縮みの地点が卓越しているようにも見えるが、これらは同地域の広域な地殻の変形によるものではなく、いずれも局地的なものと考えられる。

参考文献

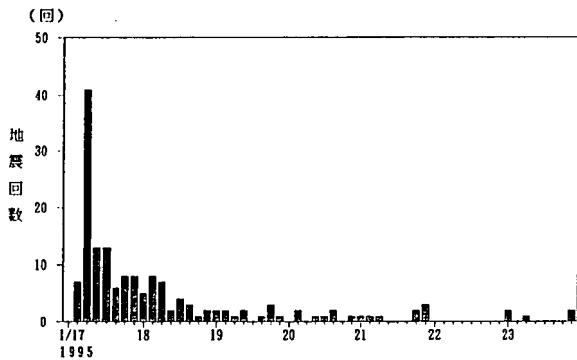
佐藤馨, 二瓶信一, 福留篤男, 上垣内修, 高橋博(1986):
 長野県西部地震 3.1体積歪計による観測. 気象庁技術報告, 107号, 36-43.
 山田尚幸, 佐藤馨(1988): 千葉県東方沖の地震に伴った体積歪計の記録について. 験震時報, 52, 25-38
 Okada, Y (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Amer. -, 83, 2, 1018-1040.

1.6 地震観測所における観測

地震観測所(現:精密地震観測室)では,松代群列地震観測システム(以下MSAS)及び各種特殊地震計により,本震と多数の余震を観測した.第1.6.1図に3時間ごとの地震回数ヒストグラムを示す.1月23日までに観測した余震数は160で,ほぼM3.5以上の地震について観測している.このうちMSASにより震源決定された地震数はほぼ半数の80余りである.

第1.6.2図にMSASの短周期地震計で観測した本震及び最大余震の波形記録を,第1.6.3図にIRISシステムで観測した本震の波形記録を示す.いずれの地震

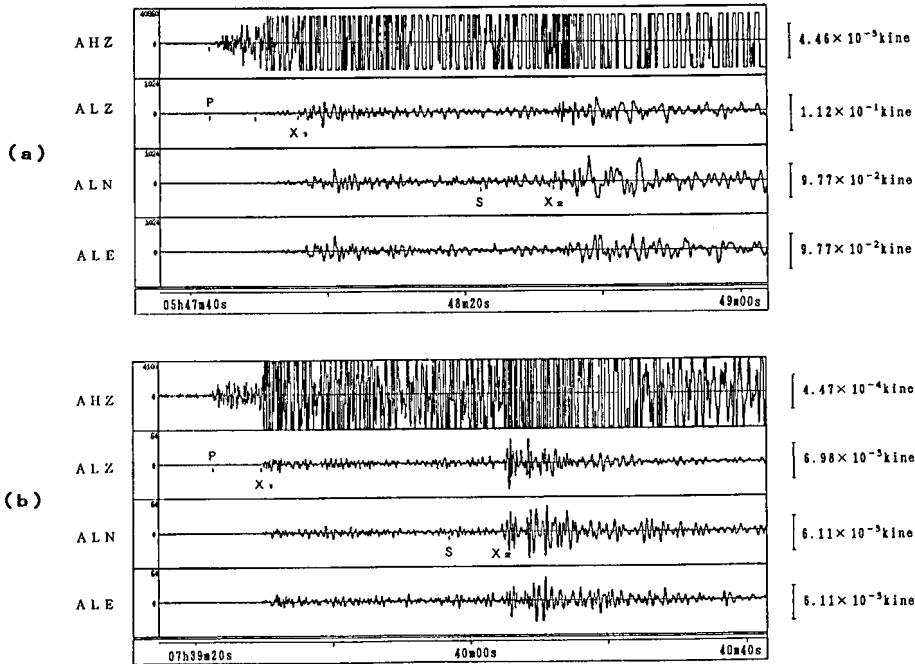
でもP相の約10秒後とS相の約10秒後に顕著な位相(以下それぞれ X_1 , X_2 相)が見られる.中部地方以西の極浅発地震にはこれらの相が観測されることは以前に宇津(1956)が指摘しているが,今回の本震及びほとんどの余震でも X_1 , X_2 相は観測されている.本震のP相から X_1 相までの時間は,余震のものと比較して多少長くなっている.本震及び1月中に発生したM4.5以上の余震について,MSASの各観測点への到着時刻差から求めたP相と X_1 相の到来方位及び見かけ速度を第1.6.1表に示す.表中の空白部分は,値が求められなかったものである.第1.6.1表からP相,



第1.6.1図 地震回数ヒストグラム
(期間:1995年1月17日~1月23日)
間隔は3時間.

第1.6.1表 P相及び X_1 相の到来方位と見かけ速度

発現時	P相		X_1 相		M
	方位 deg	速度 km/s	方位 deg	速度 km/s	
1/17.05 ^h 47 ^m	242	7.9	245	6.8	7.2
06 ^h 29 ^m	243	7.9			4.8
07 ^h 39 ^m	239	7.8	235	7.1	5.4
08 ^h 31 ^m	244	8.1	234	6.6	4.5
08 ^h 59 ^m	241	8.0			4.5
13 ^h 06 ^m	243	7.9			4.7
1/25.23 ^h 16 ^m	244	7.8	235	6.4	5.1



第1.6.2図 松代群列地震観測システム短周期地震計による波形記録
上下動高感度(上1段)と3成分低感度(下3段).
(a)1月17日05時47分 本震 (b)1月17日07時39分 最大余震

X_1 相とも到来方位に大きな差はないが、見かけ速度はP相が7.8~8.1km/secに対し X_1 相が6.4~7.1km/secと明らかに違いが見られる。単純に水平なP波速度構造を考えると見かけ速度がP波速度に一致し、P相は速度8km/sec前後でマントル最上部を伝播してきたPn波、 X_1 相は速度6~7km/secで地殻内を伝播してきた縦波と考えられる。なお、直達波とPn波の理論的な到着走時の差は6秒程度であり、P相の5~6秒程度後に X_1 相とは別の位相が観測されているものもある。

松代の長周期地震計のP波部分の最大振幅からモーメントマグニチュード M_w を推定する方法(長田ほか, 1990; 三上ほか, 1990)によると本震の M_w は6.4となり、USGSによる M_w 6.8や気象庁マグニチュード $M7.2$ と比較して小さな値となっている。

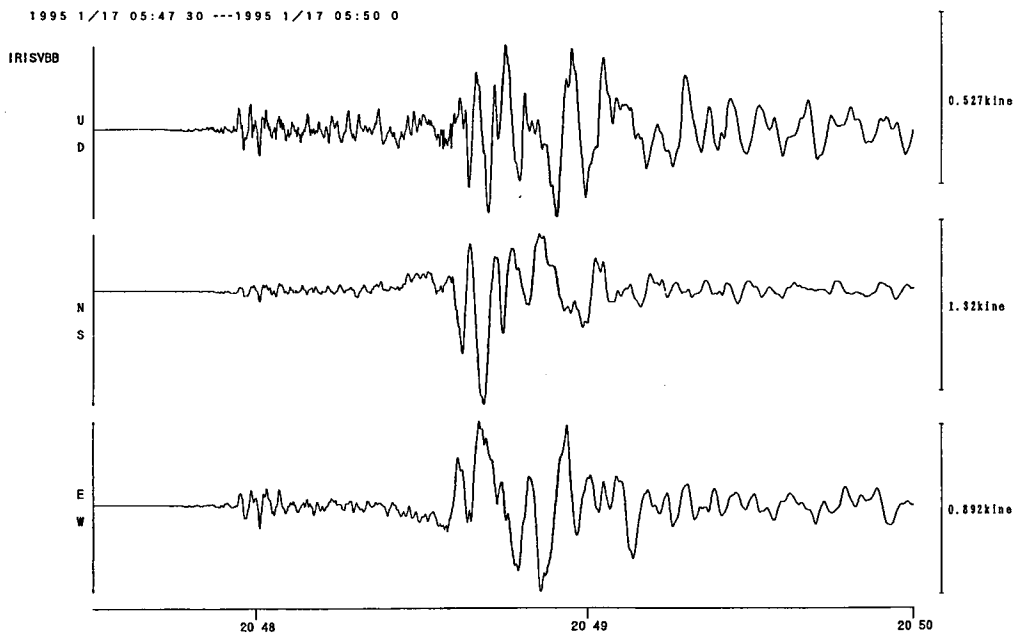
当室では地殻変動観測として、100mの石英管伸縮計による歪、及び100mの水管傾斜計による傾斜の連続観測を行っている。石英管伸縮計には100mの自由端の他に固定端から30m, 70mの地点に中間点が設けられている。これらの南北成分をNS100, NS70, NS30, 東西成分をEW100, EW70, EW30と表す。

第1.6.4図は1994年12月15日から1995年2月15日までの石英管伸縮計・水管傾斜計の1時間値デー

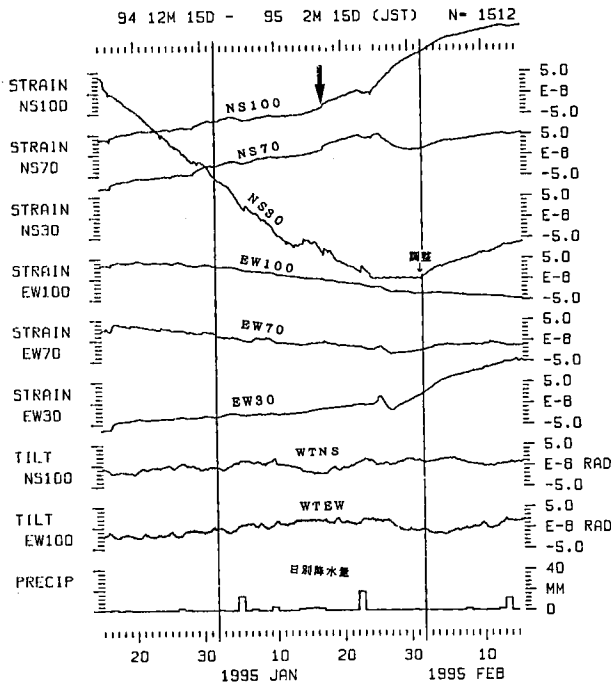
タを石黒ほか(1984)によるBAYTAP-Gで解析し、地球潮汐成分を除いたトレンド記録である。矢印で示した個所が地震の発現時である。NS30はこの期間、NS100, NS70と異なり縮み変化を示しているが、1995年1月31日に零点の位置を調整してから伸びの変化に戻ったことから、縮み変化は自然現象ではなく機械的な原因によるものであると考えられる。図からこの地震に関連した前兆的地殻変動は見いだせない。また、余効変動も見られない。

第1.6.4図の地震時の伸縮計南北成分に見られる階段状の変化は、この地震による歪ステップである。水管傾斜計には傾斜ステップは観測されなかった。第1.6.5図にステップ前後の変化を5分値データで示す。ステップ量は伸縮計南北成分の各測定点で $5.3 \sim 8.2 \times 10^{-9}$ の伸び、伸縮計東西成分の各測定点で $2.1 \sim 3.9 \times 10^{-9}$ の縮みであった。

余震分布から、長さ60km、幅15kmの北東-南西方向の矩形断層面を仮定し、モーメントの大きさからすべり量を2mと仮定し、Sato and Matsu'ura (1974)の方法によりステップの理論値を計算すると、理論値は南北成分が伸び 2.8×10^{-9} 、東西成分が縮み 3.0×10^{-9} となった。この値は観測値とほぼ調和的である。

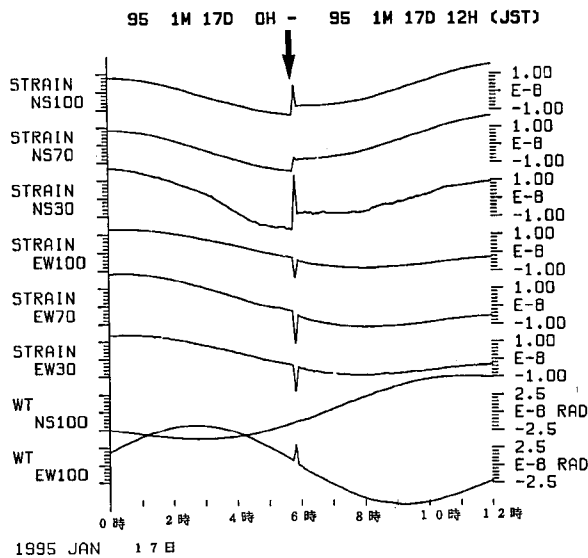


第1.6.3図 IRISシステムによる本震の広帯域波形記録



第1.6.4図 地殻変動のトレンド成分と日降水量 (1994年12月15日～1995年2月15日)

上から石英管伸縮計南北成分100m,70m,30m, 同東西成分100m,70m,30m, 水管傾斜計南北成分, 同東西成分, 日降水量。



第1.6.5図 地震発生直前及び直後の地殻変動記録 (1995年1月17日0時～12時)

上から石英管伸縮計南北成分100m,70m,30m, 同東西成分100m,70m,30m, 水管傾斜計南北成分, 同東西成分。

参考文献

石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣 (1984) : 地球潮汐データ解析プログラム BAYTAPの紹介。統計数理研究所彙報, 32, 71-85.

宇津徳治 (1956) : 松代の近地地震記象中の顕著な相について(その2)。験震時報, 21, 107-111.

長田芳一・石川有三・三上直也・小林昭夫・流精樹・本間直樹 (1990) : 松代の長周期地震計記録による地震規模の推定。気象庁地震観測所技術報告, 10, 35-43.

長田芳一・柏原静雄・永井章・高山寛美・涌井仙一郎・森下功・田中義彦 (1984) : 群列地震観測システムについて(I)。気象庁地震観測所技術報告, 5, 13-31.

地震観測所 (1992) : IRISシステムについて。測候時報, 59, 71-82.

三上直也・長田芳一・小林昭夫・石川有三 (1990) : 松代の長周期地震計による地震規模の推定(経験式の適用範囲)。地震学会予稿集, No. 2, 139.

Sato and Matsu'ura (1974) : Strains and Tilts of the Surface of a Semi-infinite Medium, J. Phys. Earth, 22, 213-221.

1.7 地磁気観測*

地震予知研究計画に基づく地磁気永年変化精密観測は、地震予知研究計画・地磁気研究グループにより全国29観測点(ただし2観測点は現在休止中)で実施されている(第1.7.1図)。観測資料は、1980年1月より地磁気観測所がとりまとめ、定期的に地震予知連絡会に報告している。ここでは兵庫県南部地震に関連して、これらの資料を用いて解析を行った結果について報告する。

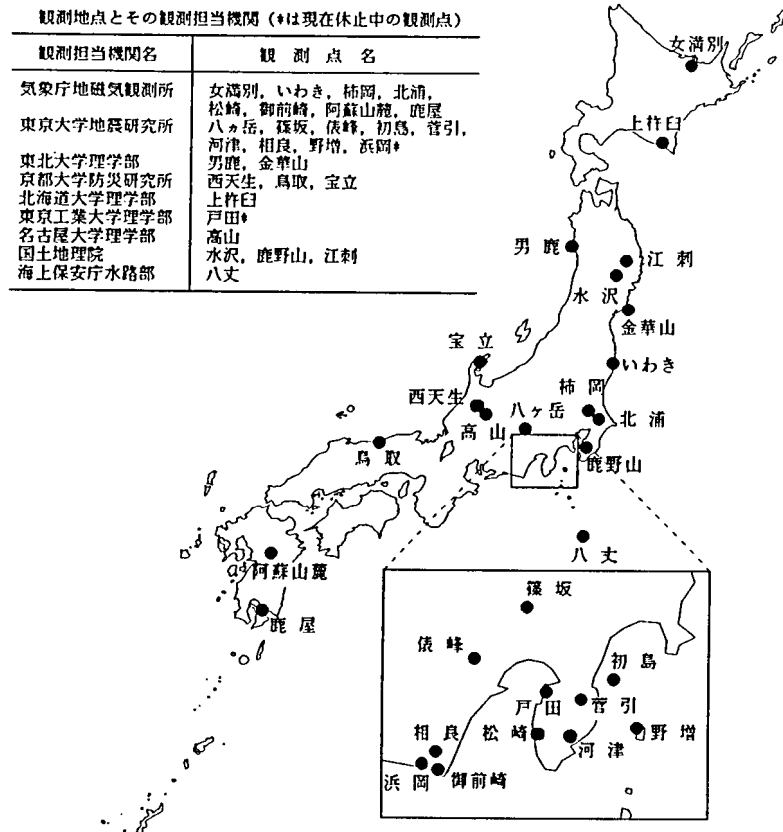
1.7.1 資料及び解析方法

解析に用いた資料は地磁気全磁力夜間値(00時40分~03時00分の10分ごとの全磁力値15個、参考文献(1)を参照)である。地上で観測される地磁気変動には一般に磁気圏・電離圏電流による磁場変化成分が加わっている。従って地殻活動に起因する地磁気変動を検出するためには、まずこれらの地球外部からの擾乱成分を取り除く必要がある。その手法としてここでは以下の2通りの解析方法を用いた。

- 1) 柿岡との差の月平均値(1977年1月~1995年9月)
- 2) 拡張された主成分分析法(参考文献(2)を参照)を用いた局所の変動の推定(1994年10月~1995年2月)

1.7.2 解析結果

まず長期的な変動の様子を見るために、1977年1月から1995年9月までについて、全ての観測点における全磁力夜間値の柿岡に対する単純差の月平均値を第1.7.2図に示す。経年変化を除去した残差を左にプロットし、経年変化率を右に棒グラフ(数値併記)にして表示してある。北海道・東北地方や九州地方のデータには解析期間全体にわたる緩やかな変動が現れているが、これは地磁気永年変化の様子が地域によって異なるためであると思われる。また八丈では他の地点と異なる長期変動が現れているがこれは海流の変化による影響であると考えられる。上杵臼の1995年7月以降はデータ点検中のため、また金華山



第1.7.1図 観測点の位置と担当機関

は1994年7月からの工事のため、第1.7.2.1図への掲載は保留した。高山の1993年12月の値には、人工擾乱に起因する異常値が含まれている。また、1994年10月以降は測定器不調及び人工擾乱のため欠測中である。初島で1991年10月ころより値が減少しているが、これは島内で行われている大規模な土地造成とホテルの建築による人工擾乱のためである。野増での1993年3月以降のギャップ状の減少は測定器の交換によるものである。松崎は、人工擾乱のため1993年4月以降、また御前崎は1995年5月以降、測定器の故障により欠測である。この図からは地震に対応すると思われる特異な地磁気変動は見られない。

兵庫県南部地震との対応を短期的視点から観るため、北緯38°以南の観測点で1994年10月から1995年2月までの期間について、拡張された主成分分析法を用いて推定した、全磁力日平均夜間値で推定のための係数が求められている17観測点の局所的な変化を第1.7.2.2図に示す。初島の11月と1月のギャップ

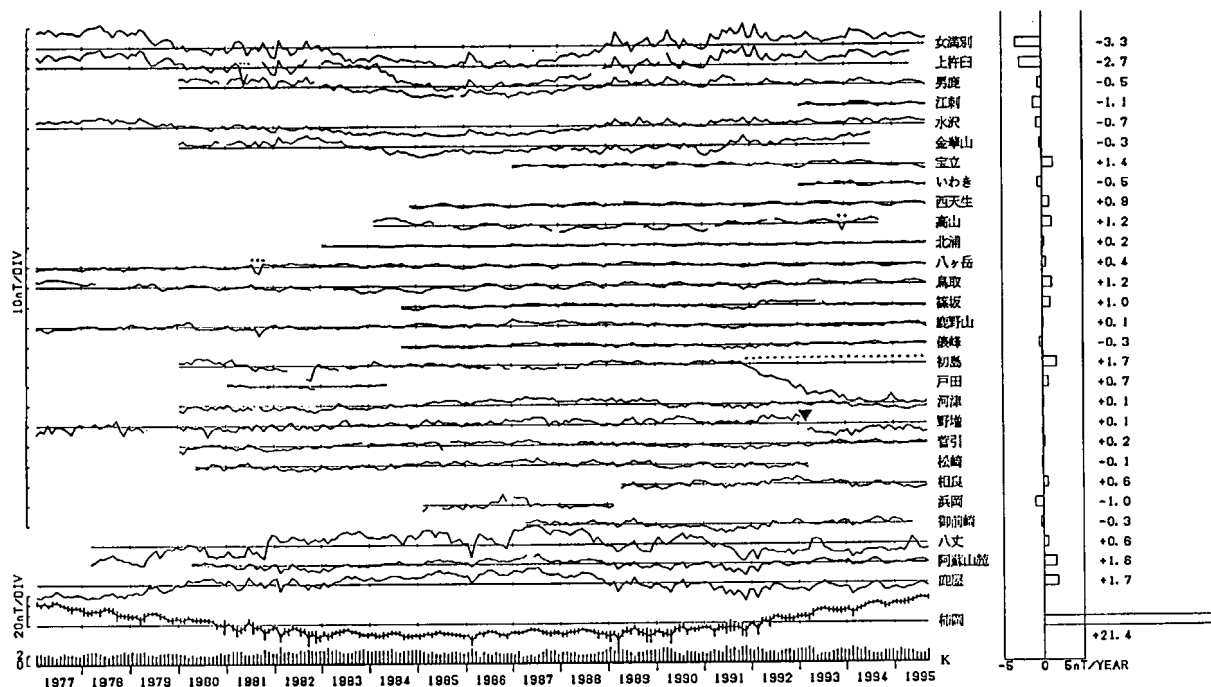
は人工擾乱の可能性が高い。また、初島の2月下旬及び菅引の2月19～21日の異常な変化は原因不明のため補正処理はしていない。柿岡の全磁力値が減少している期間(例えば10月29日や2月14日～15日)は磁気嵐を始めとする地球外部起源の自然擾乱が卓越していたことを表している。そして、この方法を用いることによって外部擾乱の影響は全体的にかなり良く除去されていることが分かる。

1.7.3 結び

以上の解析からは、兵庫県南部地震によると思われる特別な地磁気変化は検出されなかった。

参考文献

- 地磁気研究グループ(1985)：地磁気永年変化精密観測(1977年1月-1985年4月)。連絡会報, 34, 373-382.
- 門倉真二(1990)：地磁気永年変化観測データの新しい解析法。Conductivity Anomaly 研究会論文集, 17, 151-158.

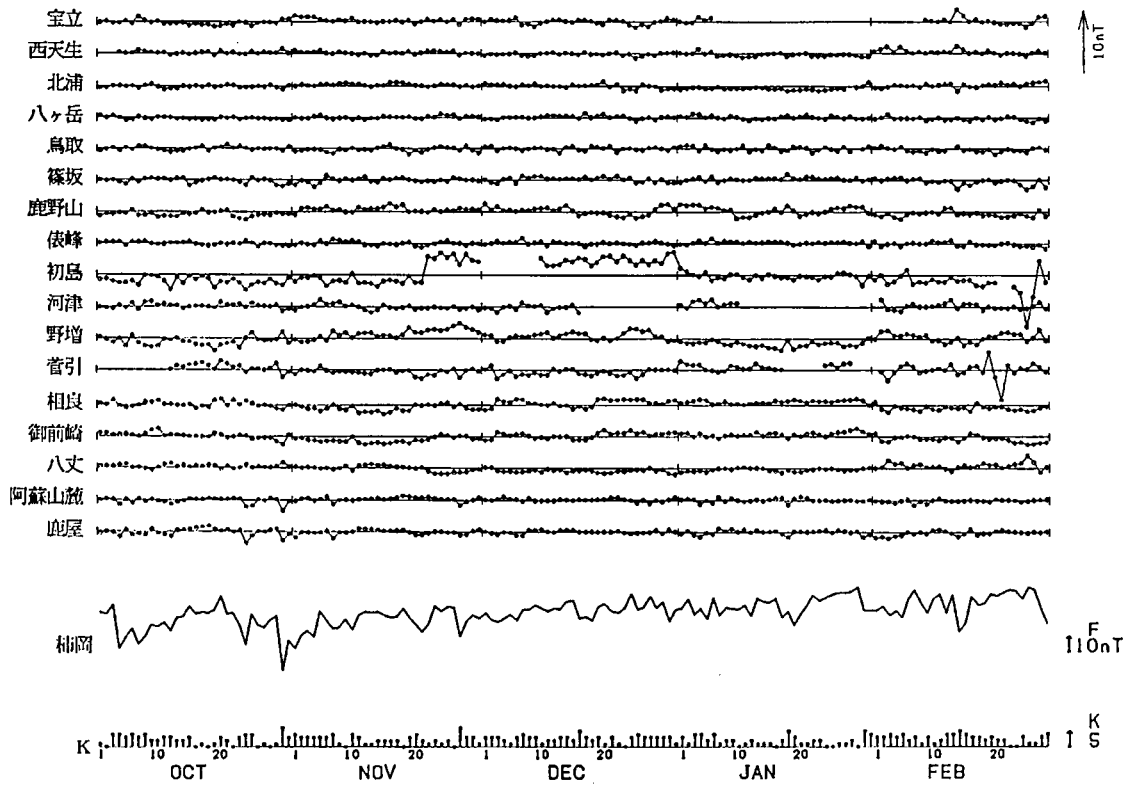


第1.7.2.1図 各観測点の全磁力夜間値の柿岡との差の月平均値(1977年1月-1995年9月)

ただし観測点ごとに観測開始時以降の経年変化を除去しており、その経年変化率を右端に示している(数値併記)。

点線は人工的な擾乱または測器の不調による異常値を示し、この期間のデータは経年変化率の計算には使用していない。また▼印は測器の交換によるギャップを示す。

参考として下端に柿岡の全磁力夜間値(エラーバーは±標準偏差)と夜間K指数の月平均値を示した。



第1.7.2.2図 拡張された主成分分析法により推定された、1994年10月から1995年2月にかけての全磁力日平均夜間値の各観測点(北緯38°以南の17観測点)の局所的な変化

推定のための係数は1990年1～6月のデータに基づいている。参考として下端に柿岡の全磁力夜間値の日平均値と夜間K指数を示した。

1.8 兵庫県南部地震の前後の地震活動の変化

1.8.1 はじめに

兵庫県南部地震は、中央構造線を底辺とし琵琶湖北部を頂点とした近畿トライアングル (Huzita, 1962) と呼ばれる活断層系で区切られた領域の西側境界の南半部を構成する六甲・淡路断層帯の活動によって発生した。西側境界北半部の花折断層・琵琶湖西岸断層系に隣接する丹波地域では、その南部の兵庫県猪名川町付近で約2か月前に群発的活動が現れ、兵庫県南部地震の後、ほぼ全域で活動が顕著に活発化した。一方、近畿トライアングルの南側境界・中央構造線に接する和歌山の地震活動域では、兵庫県南部地震の前後で明瞭な活動の変化は見られなかった。本稿では、兵庫県南部地震の直前・直後における震源域とその周辺の地震活動の概要を述べるとともに、近畿のテクトニクスを考慮に入れてやや長期的に見た時の震源域周辺の地震活動の特徴についても若干触れる。

1.8.2 前震と余震

兵庫県南部地震が発生した前日の1月16日に本震の震央近くで前震が3個観測された(京大防災研究所によれば4個)。このうち最大のもは18時28分に発生したM3.5で、他はM2.6(18時49分)とM2.0(23時49分)の小さなものであった(第1.8.2.1図)。これらの前震が観測された本震の震源付近の通常的活動レベルはそれほど高くなく、片尾・安藤(1996)は、この場所で6時間の間に4個の地震が集中して起きたことは過去20年間なかったと指摘している。しかし、震源域程度の範囲内にM2-3の地震が6時間に4個という活動は、内陸地域に限定したとしても統計的に見て極めて顕著なものとはいえず、たとえ長期的に兵庫県南部地震の発生が予想されていたものであったとしても、16日に数個の地震を観測した時点で直前の前震をとらえたと判断することはできなかったと思われる。

1.8.3 兵庫県南部地震の発生前後における震源域及び周辺の地震活動の変化

第1.8.3.1図、第1.8.3.2図、第1.8.3.3図は、兵庫県南部地震の震源域とその周辺域における1994年12月1日から1995年2月28日までの期間に発生した地

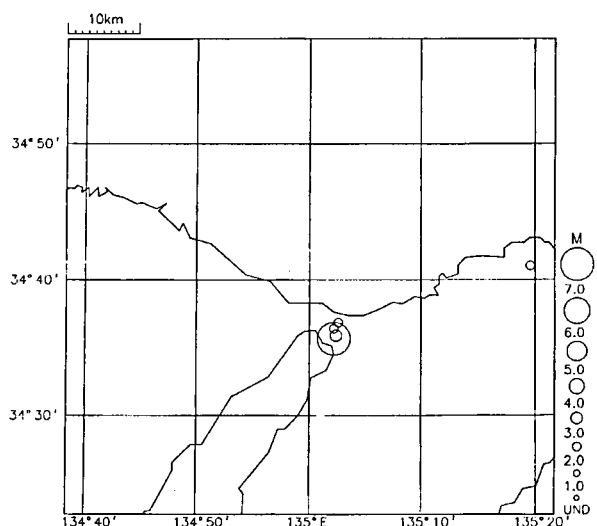
震の時空間分布である。兵庫県南部地震の後、丹波で活動が顕著に活発化した様子が第1.8.3.1図から明瞭に見てとれる。

また、第1.8.3.2図から、兵庫県南部地震の震源域の北西方、山崎断層付近でも、兵庫県南部地震の直後に微小地震が誘発されたことが分かる。

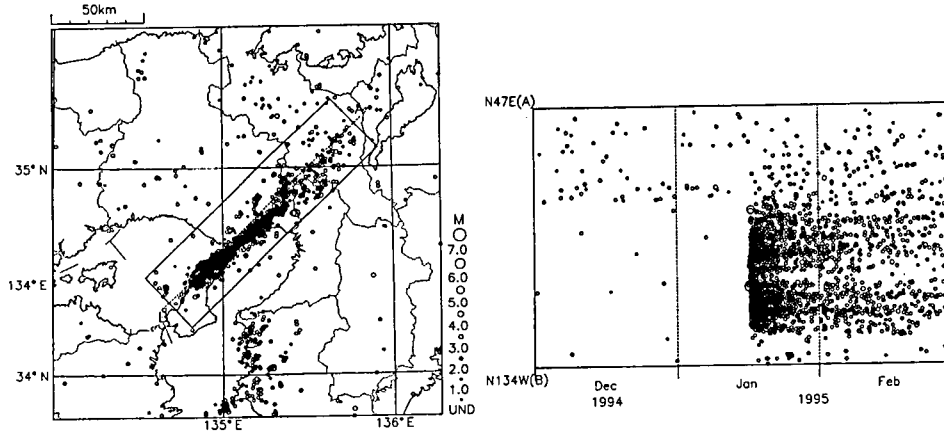
一方、第1.8.3.3図に見るように、和歌山の活動は兵庫県南部地震の前後で変化した様子が認められない。

兵庫県南部地震の発生前、約1年間の丹波地域の活動を見ると(第1.8.3.4図)、1994年6月28日に京都府中部でM4.6の地震、10月24日に京都・大阪府境でM4.3の地震、そして11月に猪名川町で群発地震が発生している(第1.8.3.4図の時空間分布図にそれぞれ矢印で示す)。また、猪名川町の群発活動とほぼ同時期に兵庫県南部地震の震源域付近でも微小地震の発生数に増加がみられる。兵庫県南部地震後の丹波での地震活動の活発化の要因としては、兵庫県南部地震の断層形成による丹波地域の応力場の増大が推論されているが(Toda *et al.*, 1996)、猪名川町の群発地震とほぼ同じころに兵庫県南部地震の震源域付近でも微小地震の発生が見られたことは、兵庫県南部地震の準備段階においても両地域の応力場が連動して変化していたことを示唆する。

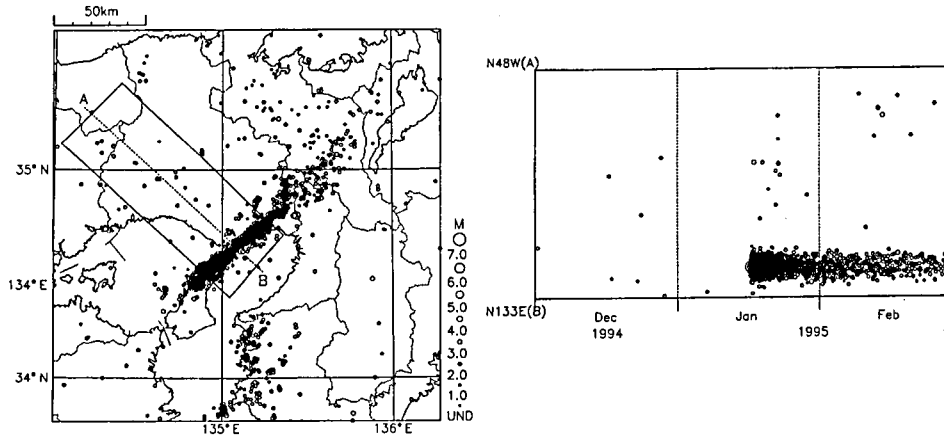
なお、1994年半ばからの丹波での地震活動の活発化は、1993年以降ほぼ検知できていたと考えられる



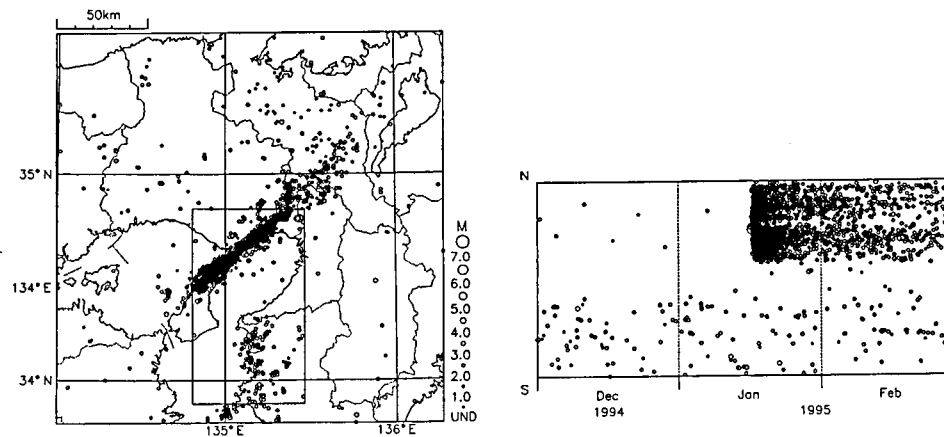
第1.8.2.1図 兵庫県南部地震の本震と前震
1月16日 18h28m(M3.5); 18h49m(M2.6); 23h49m(M2.0).



第1.8.3.1図 M ≥ 0.0, 深さ ≤ 30kmの地震の時空間分布
1994.12.1 - 1995.2.28.
兵庫県南部地震の直後から丹波地域の地震活動が活発化した。



第1.8.3.2図 M ≥ 0.0, 深さ ≤ 30kmの地震の時空間分布
1994.12.1 - 1995.2.28.
兵庫県南部地震の直後、山崎断層周辺でも微小地震が発生した。



第1.8.3.3図 M ≥ 0.0, 深さ ≤ 30kmの地震の時空間分布
1994.12.1 - 1995.2.28.
和歌山の地震活動は県南部地震の前後で変化した様子が見えない。

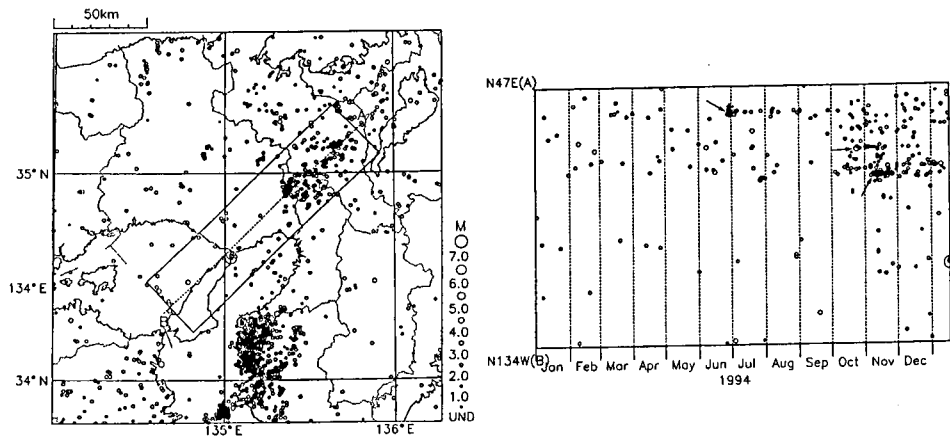
M \geq 2.3の地震の積算図(第1.8.3.5図)から明らかである。第1.8.3.5図の時空間分布図ではまた、兵庫県南部地震の震源域に向かう北側からの地震の移動系列も見られる。さらにさかのぼって1990年からのM \geq 2.5の地震をプロットした第1.8.3.6図では、1992年半ばから1993年にかけて活動が低下していた様子が見える。

以上のような、兵庫県南部地震前の丹波地域とその周辺の地震活動の種々の変化の特徴から推論すると、1994年11月の猪名川町の群発地震は、兵庫県南部地

震の先行的な活動であったと考えられる。

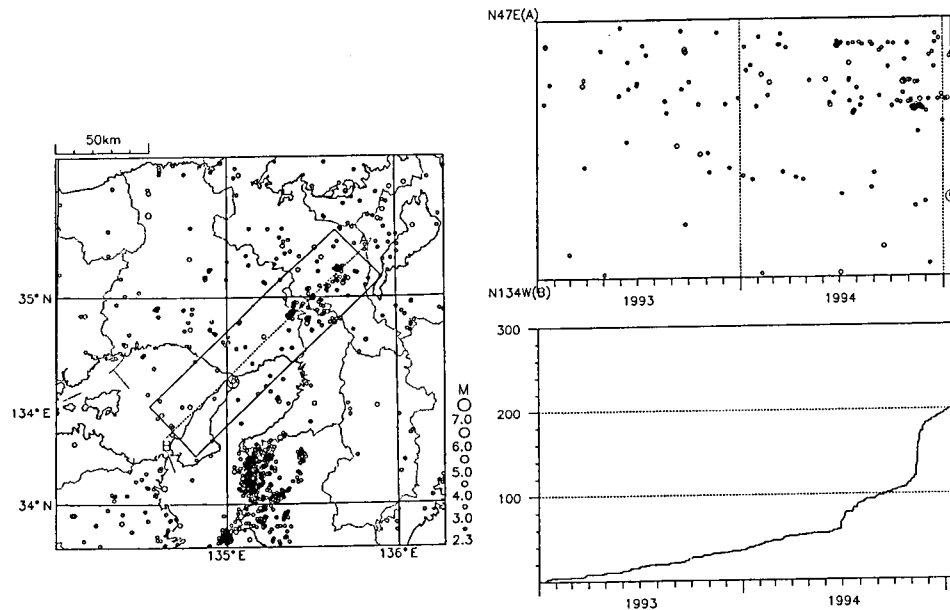
第1.8.3.7図は兵庫県南部地震の直後の1日、その後の3日間、更にその後の5日間の地震の震央分布に活断層を重ねてプロットしたものである。これから、直後の1日、余震発生域は有馬-高槻構造線の南側に限られていたこと、その後、地震の発生場所が震源断層の両側に広がったことが分かる。

震源域内の余震活動及び丹波の活動は、第1.8.3.8図に見るように、次第に収まる傾向にある。ただし、余震の減衰の仕方に比べると丹波の活動の低下はや



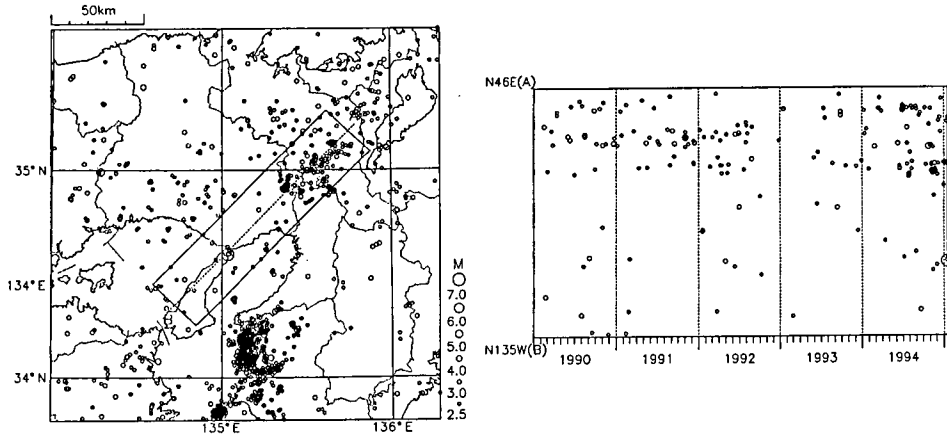
第1.8.3.4図 兵庫県南部地震の前、約1年間の地震の時空間分布

矢印はそれぞれ、1994年6月28日の京都府中部のM4.6の地震、10月24日の京都・大阪府境のM4.3の地震、11月の猪名川町群発地震を示す。

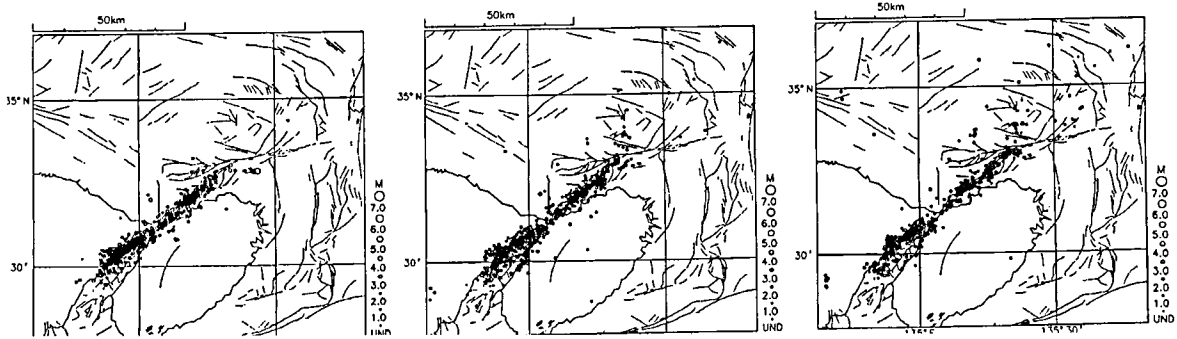


第1.8.3.5図 M \geq 2.3の地震の時空間分布と積算

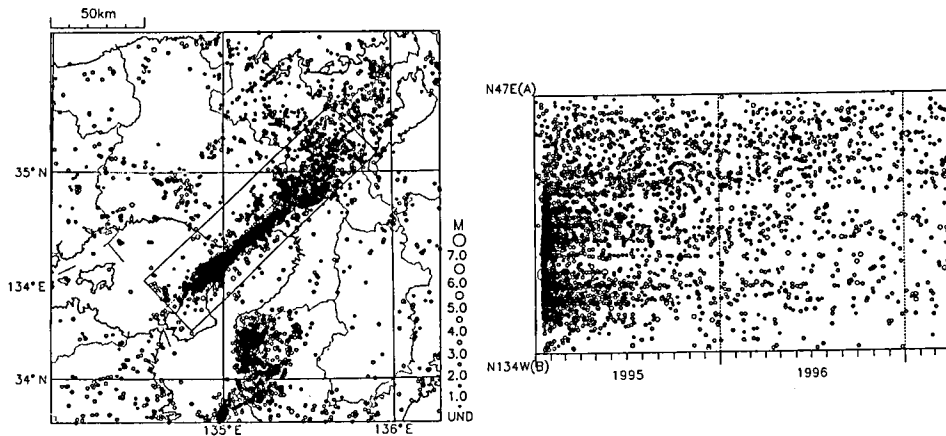
1994年半ばから丹波の地震活動が活発化したこと、また、1993年後半から兵庫県南部地震の震源に向かって地震の移動系列の見られたことが分かる。



第1.8.3.6図 M ≥ 2.5の地震の時空間分布
丹波の活動が1992年半ばから1993年にかけて低下していた様子が見られる。



第1.8.3.7図 左: 兵庫県南部地震の直後の1日(1995.1.17.05h46m - 1.18. 05h45m), その後の3日間(1.18. 05h46m - 1.21. 05h45m), 更にその後の5日間(1.21. 05h46m - 1.26. 05h45m)の地震の震央分布
直後の1日の余震発生は有馬-高槻構造線の南側に限られていたことが分かる。



第1.8.3.8図 1995.1.1 - 1997.3.31の期間に発生した地震の時空間分布
余震の減衰の仕方に比べ、丹波の活動の低下の方が緩やかに見える。

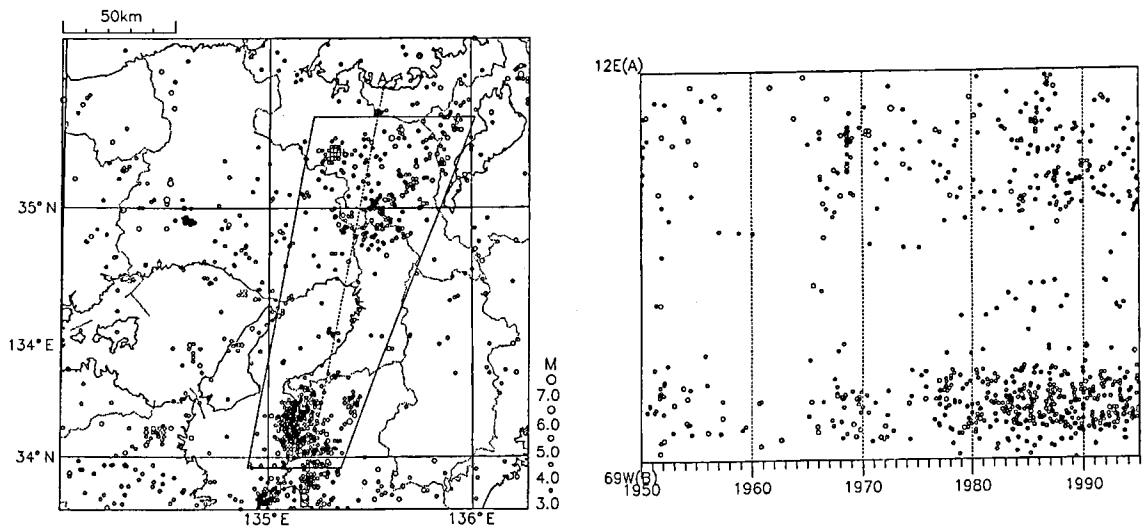
や緩やかで、最近はむしろ余震域よりも丹波の方が相対的に地震活動が活発な状況となっている。

1.8.4 やや長期的に見た時の周辺の地震活動

第1.8.4.1図は丹波と和歌山の活動域を結ぶ領域に関して $M \geq 3$ の地震の時空間分布を見たものである。1970年代末から地震数が増加しているのは、76型地震計の展開によって気象庁地震観測網の検知力が増大し $M4$ 未満の地震を補足出来るようになったことを表している。そうした検知力の変化を考慮に入れた

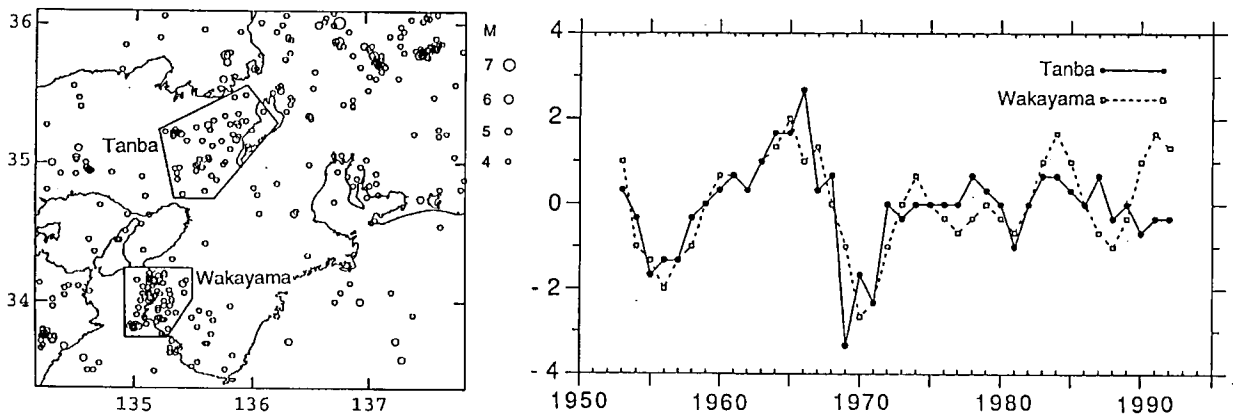
としても、1950年代前半、1960年代後半、1980年代後半の活発化が丹波と和歌山の双方に明瞭に認められることから、これら両地域の地震活動の間の関連性は明らかである。

第1.8.4.2図は1950年以降、ほぼもれなく検知できていると推定される $M \geq 4$ の地震に関して、丹波、和歌山のそれぞれの地域における前後3年間の平均地震発生数の差を各年について求め、それらを重ねてプロットしたものである。同様に5年間の平均地震発生数の差の変化を求めてプロットしたものを第1.8.4.3



第1.8.4.1図 丹波と和歌山の活動域を結ぶゾーンについて見た地震の時空間分布
 $M \geq 3$, 深さ ≤ 30 km, 期間は1950-1994.

Difference of three-year-average number of earthquakes



第1.8.4.2図 右図の縦軸は丹波(実線)と和歌山(破線)の活動域(左図の矩形領域)における $M \geq 4$ の地震の、前後3年間の平均発生数の差を表す。ただし、10km、10日以内に続いて発生した地震を除く。横軸は年。

図に示す。これらの図から、両地域の地震活動がほぼ同時に活発化、静穏化している様子が見てとれるが、特に、1960年代から1970年代にかけての変化傾向の一致は顕著と言える。一方、第1.8.4.2図では、1990年代になって両地域の地震活動の相関が消えている。これは先に第1.8.3.6図の説明のところで、1992-1993年の丹波の活動の低下として触れたことに相当し、その様子は第1.8.4.1図の時空間分布においてもはっきりと認められる。丹波のこの活動の低下が兵庫県南部地震の前兆であったとは直ちに断言できないが、兵庫県南部地震の数年前から震源周辺一丹波一の活動が通常とは異なる変化傾向を示していたと考えられる。

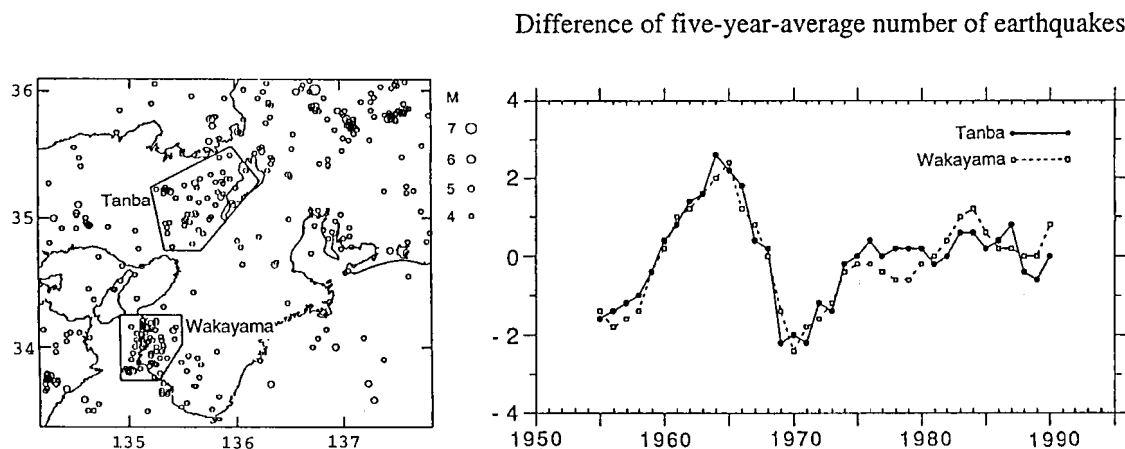
1.8.5 空白域

兵庫県南部地震の発生前にその震源域が地震の空白域であるという指摘があった(石川, 1990)。その根拠は、西南日本の地殻内地震の分布が帯状に連なっていることが見いだされた(石川・濱田, 1985)中で地震活動の不活発な地域に注目したものであり、全国18か所の場所を選び出して将来の地震発生の可能性のある地域とした。その中に神戸・六甲地域が含まれていたのである。

第1.8.5.1図でも、特に明瞭な伊勢湾から若狭湾へ続く地震帯と、琵琶湖西岸から大阪府北部に分布する地震活動は、紀伊半島内を東西に走る中央構造線とあわせて三角形の三辺を思わせる。これは、Huzita

(1962)の指摘した西南日本の構造運動を制御する近畿トライアングルである。図中の「M」は、このうちの一辺の中の低活動域である神戸・六甲を指している。ただし、ここで指摘された空白域は淡路島を含んではいなかった。今回の地震はこの空白域のほとんど全てを破壊するだけでなく、それ以上に淡路島まで破壊が及んだ。この事実は空白域の長さから将来発生する最大地震の規模を必ずしも空白域内の最長断層と限定できないことを示している。なお、地震発生後の詳しい調査では空白域は、神戸・六甲地区だけではなく、もう少し淡路島側にも広がっていたことが分かった。第1.8.5.2図(a), (b)を見ると震源断層に沿った方向に切った断面図では、空白域は淡路島側の浅い部分にも広がっていたと思われる。また、第1.8.5.2図(c)で地震活動の時間経過を見ると空白域とされた地域では20年間に3個の地震しか発生していないことが分かる。なお、さらに、地震発生後の調査で明らかになったこととして1990年ころから空白域の南西側で地震活動が低くなっており、この時期に地震空白域が南西側の淡路島の方へ拡大したと推定される。空白域の両側で1984年ころから地震活動が活発化したように見えるのは、地震観測網が改善されたために以前より多くの地震が検知されるようになったためである。

このような空白域は石川(1995a)が第三種地震空白域と指定したもので、そこでは小地震活動が数十年間にわたり見られず、また、ブロック構造の内部で地



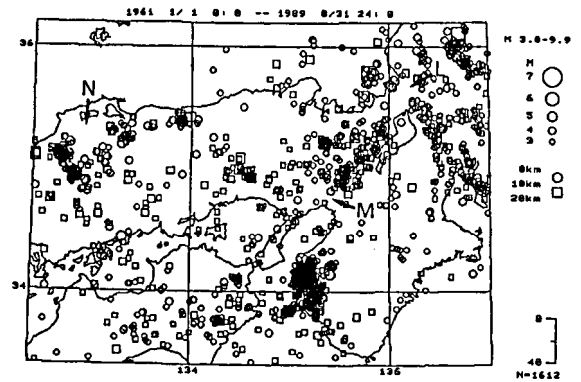
第1.8.4.3図 右図の縦軸は丹波(実線)と和歌山(破線)の活動域(左図の矩形領域)における $M \geq 4$ の地震の、前後5年間の平均発生数の差を表す。ただし、10km, 10日以内に続いて発生した地震を除く。横軸は年。

震が本来起き得ない地域＝先天的無地震域とは区別されている．この空白域を選定するするためには，(a)それぞれの地域で地震発生のテクトニックなメカニズムが解明されていること，すなわち地震帯が明確に指摘出来ること，(b)広域で正確な震源分布が求められていることが必要である．さらに詳しくは，空間的には浅い部分だけの空白域もあるため，震央分布だけでなく三次元的に震源分布を調べることも必要である．

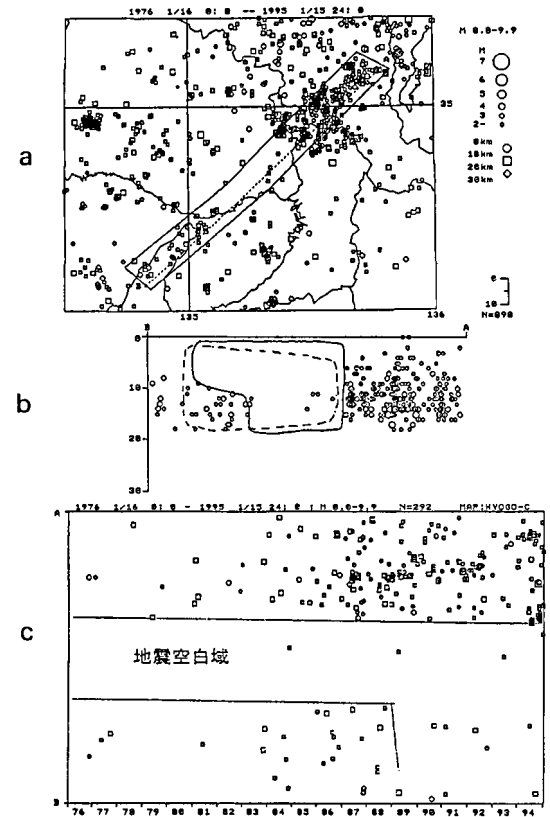
1.8.6 応力場

地震は，地球内部の応力の不均衡に起因する地下のある面を境とした急激なずれ現象である．このずれを起こした面に対し，それぞれ45°の方向に互いに直交する圧縮軸と張力軸があり，これら2軸に直交する中間応力軸はずれ破壊面内に位置する．P波の初動方向や地震波形のインバージョンから地震のメカニズム解が求められ，これら軸の方向を求めることが出来る．今回の地震ではどちらの方法でもほぼ同じ横ずれ型の解が得られた．(気象庁によるP波初動方向を用いた解は第4.3.1図(a)に示され，図中の「P」，「T」は，それぞれ圧縮軸，張力軸の方向を示し，気象庁による地震波形を用いて得られたセントロイド・モーメント・テンソル解(CMT解)は第4.3.3図に示されている．)これらの解は，ハーバード大学グループ，米国地質調査所や菊地(1995)の解とほぼ同じである．また，大きな余震の場合は，P波初動方向を用いた解が得られているが，本震の解と大きく異なるものは少ない(第4.3.1図と第4.3.2図を参照)．

本震の主応力軸の方向を周辺の地震のものとは比べるため，第1.8.6.1図，第1.8.6.2図に地殻内地震の発震機構解(データは京都大学防災研究所，1994，Tsuboi *et al.*, 1994とハーバード大学グループのセントロイド・モーメント・テンソル解)から求められた圧縮軸と張力軸をそれぞれ示した．両図から圧縮軸は東西方向，張力軸は南北方向をほぼ示していることがわかる．図中に太い線で示した今回の地震についても，周囲の地震とほぼ同じ方向を示している．この応力場を作っている原因については，太平洋プレート の東からの圧縮が西南日本まで伝播しているとする解釈がある．第1.8.6.3図はこれを模式的に示したものである．このモデルは中部地方から中国地



第1.8.5.1図 5年前に指摘された明石海峡から神戸付近の地震活動空白域(「M」地域，石川(1990))

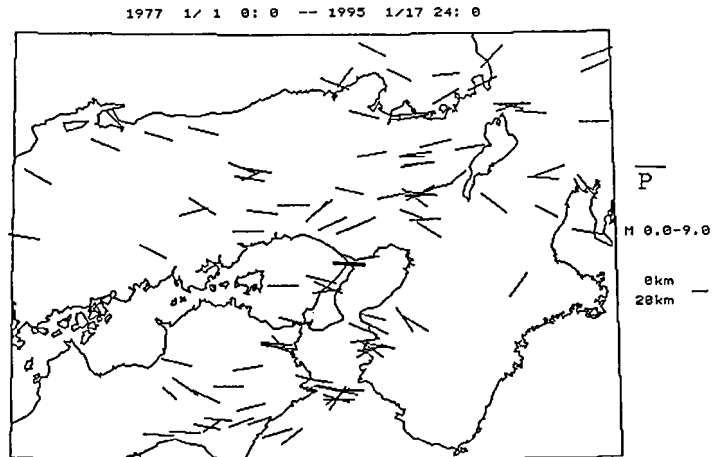


第1.8.5.2図

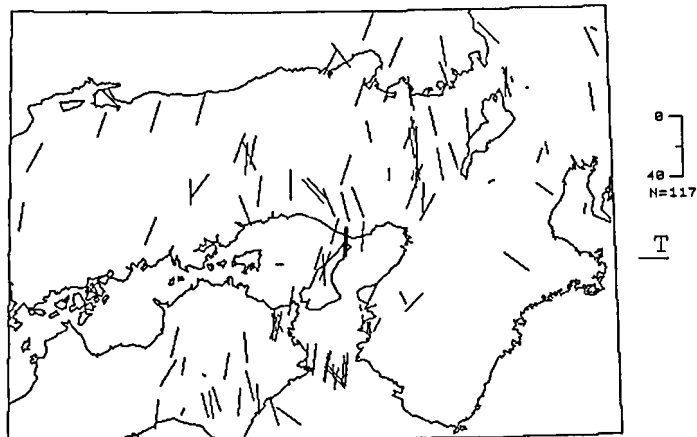
(a)兵庫県南部地震の前の地震空白域．図示した地震のデータは1976年1月16日から1995年1月15日までのもの．地震回数は898回である．

(b)図は，やはり(a)図枠内の断面図で，Bが左側で，Aが右側．図中の点線の範囲が兵庫県南部地震の余震域で，実線の範囲が前兆的な地震空白域と考えられる．淡路島側の浅い部分にも地震空白域が広がっていたことは地震発生の後に判明した．

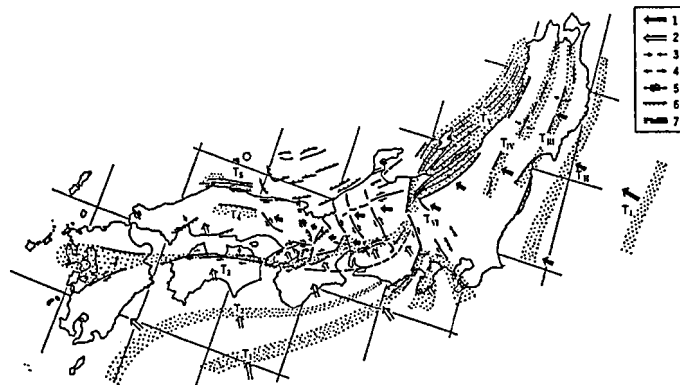
(c)は，(a)図の枠内の地震活動の断層に沿った位置での活動の時間的変化をみた(横軸が年を表す)．(a)図の枠の北東側がA(京都側)で南西側がB(淡路島側)．



第1.8.6.1図 浅い地殻内地震の発震機構解から求められた圧縮軸を水平面に投影したもの。期間は1977年から本震まで。図右の文字「P」上に示したバーの長さが軸が水平な場合に対応し、「0km」と「20km」と書かれた右にあるバーの長さは軸が水平から60°傾斜している場合の長さに対応。この地域の圧縮軸はほぼ水平で東西方向を向いていることが分かる(石川,1995b)。



第1.8.6.2図 浅い地殻内地震の発震機構解から求められた張力軸を水平面に投影したもの。期間や図の表記法は第1.8.6.1図と同じ。この地域の張力軸はほぼ水平で南北方向を向いていることが分かる(石川,1995b)。



第1.8.6.3図 本州弧における活構造帯の分布と造構力の伝わり方
1:東北日本系, 2:西日本系, 3:圧縮, 4:伸長, 5:横ずれ断層, 6:逆断層, 7:褶曲帯(藤田・尾池,1981)

方にかけての応力場や地殻内のブロック運動に伴う地震活動の分布を比較的良く説明している。

今回の地震は近畿地方及び中国地方東部で現在支配的な応力場のもとに発生した地震と結論される。この地域の南方に位置する南海トラフではフィリピン海プレートが北西から北北西方向へ沈み込んでいる。ここで述べたように、陸側プレート内の応力場が東西圧縮、南北張力であることは、沈み込むフィリピン海プレートによる圧縮力が陸側へ伝わっていないことを意味し、同海プレートの運動が現在自重による沈下運動が主で、プレート境界で西南日本を十分押ししていないものと解される(石川, 1995b)。

参考文献

- Huzita, K.(1962) : Tectonic development of the median zone (Setouchi) of southwest Japan, since Miocene, J. Geophys. Osaka City Univ., 6, 193-144.
- 片尾 浩・安藤雅孝(1996) : 兵庫県南部地震前後の地殻活動. 科学, 66, 78-85.
- Toda, S., R. Stein, P. Reasenber and A. Yoshida(1997) : Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, submitted to J. Geophys. Res.
- 吉田明夫(1995a) : 兵庫県南部地震前後の周辺地域の地震活動の変化と近畿のサイスマテクトニクス. 地質ニュース, no.490, 26-32.
- 吉田明夫(1995b) : 丹波と丹波西方域及び和歌山付近の地震活動の相関と兵庫県南部地震. 地学雑誌, 104, 801-808.
- 藤田和夫・尾池和夫(1981) : 本州弧の活構造と地震活動. 科学, 51, 704-711.
- 石川有三(1990) : 日本列島内陸部の地震活動空白域—序論—. 月刊地球, No.6, 355-361.
- 石川有三(1995a) : 地震活動空白域の意義. 地球, 号外13, 71-80.
- 石川有三(1995b) : 兵庫県南部地震と応力場. 空白域, 地質ニュース, No.490, 22-25.
- 石川有三・濱田信生(1985) : 再決定震源に基づく日本の地震活動 No. 1, 2. 地震学会講演予稿集, No.2, 15-16.
- 菊地正幸(1995) : 兵庫県南部地震の震源モデル—遠地の地震波解析速報—. 地質ニュース, No.486, 12-15.
- 京都大学防災研究所(1994) : 四国東部の地震活動. 地震予知連絡会報, 52, 426 - 432.
- Tsuboi, S., K. Abe and Y. Ishikawa, (1994) : Determination of fault plane solutions for small earthquakes in Japan, J. Phys. Earth, 1994, 42, 45-67.
- 塚原弘昭・小林洋二(1991) : 中・西部日本の地殻応力. 地震, 44, 221 - 231.

気象庁(1995) : 平成7年(1995年)兵庫県南部地震, 災害時地震・津波速報, 21pp.

川勝均(1995) : 私信.

三雲健・石川有三(1987) : 日本海沿岸沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知, 地震予知シンポジウム, 259-269.

Tsuboi, S., K. Abe and Y. Ishikawa(1994) : Determination of fault plane solutions for small earthquakes in Japan, J.Phys. Earth, 1994, 42, 45-67.

1.9 過去の地震

近畿地方で発生した歴史時代からの被害地震を第1.9.1表に示す。またこの表の地震の震央を地図上にプロットして第1.9.1図に掲げる。

近畿地方は、過去からの被害地震に関する資料が数多く残されているが、分布図から見ても分かるように今回の地震の震央付近では被害地震の発生は見られない。ただし、最近の活断層調査によると今回の地震によって活動した断層の東側にある有馬—高槻断層帯が慶長伏見地震と呼ばれる1596年の地震(M7 1/2)の際に活動したとする報告がある。また、今回の地震直前の被害地震(死者のある)は、1952年7月18日(吉野地震)であることからそれ以前に比べ静穏な時期が長かったことが分かる。

1.9.1 過去の主な地震

この付近における過去の主な地震活動は以下のとおりである。

- (1) 1707年(宝永4年)10月28日に五畿七道でM8.4(33.2°N, 135.9°E)の地震が発生した。「宝永地震」

この地震による被害は東海道・伊勢湾・紀伊半島で最もひどく、袋井で全滅、見付・浜松・鳴海・宮・四日市で半ば潰れ、名古屋では城中とところどころ破損・地割れ有り、海岸では地割れから泥を噴出した。この地震による被害は全体としてつかみにくい。少なくとも死者2万余、流失家屋約2万、潰家約6万、半潰1万、破損4万、蔵被害2,000、船の流破3,000余、田畑潰30万石以上と思われる。

- (2) 1854年(安政1年)12月24日に畿内・東海・東山・北陸・南海・山陰・山陽道でM8.4(33.0°N, 135.0°E)の地震が発生した。「安政南海地震」

この地震の32時間前に「安政東海地震」が発生しており、近畿地方及びその周辺での被害や津波の様子を古文書からはっきりと2つに区別できないものが多い。震源近くでは震害と浪害の区別がつきにくく、紀伊田辺領で潰255、死24、広村では人口1,323のうち死36であった。紀伊沿岸は熊野以西で大半流失した村々が多かった。また大阪では津波が木津川・安治川を逆流し、碇泊中の船多数破損し、橋を壊し、死多数(7,000ともいう)。

- (3) 1891年(明治24年)10月28日06時38分に愛知

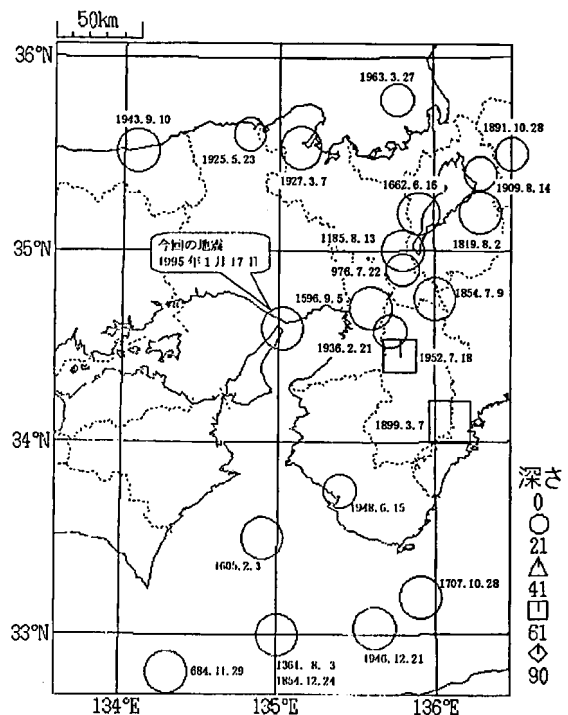
県・岐阜県でM8.0(35.6°N, 136.6°E)の地震が発生した。「濃尾地震」

仙台以北を除き日本中で有感。激震地域は根尾川・揖斐川上流地方。わが国の内陸地震では最大のもの。主な被害は、死者7,273・負傷者17,175・家屋全潰142,177・家屋半潰80,324・道路破裂20,067・橋梁損落10,392・堤防崩壊7,177・山崩れ10,224。

山崩れ・陥没・地割れ・噴砂等の地変が、美濃の山中や田畑に多く見られた。特に著しいのは水鳥を通る大断層で、NNW-SSEの方向に延長約80kmにわたり本州を横断している。水鳥付近では西側が約6m隆起し、SSE方向に約2mずれた。

- (4) 1925年(大正14年)5月23日11時09分に但馬北部でM6.8(35.6°N, 134.83°E)の地震が発生した。「北但馬地震」

震央は、円山川河口、城崎付近。被害の激しかったのは円山川流域の河口から南、豊岡に至る狭い地域で被害実数は文献により多少異なる。今村によると死者465・焼失家屋2,328・家屋全潰1,733等となっている。



第1.9.1図 過去の被害地震(海域の地震は沿岸のみ) 図中の数字は、地震発生の日月日(西暦)を表す。

第1.9.1表 過去の主な地震

第1.11.1図の枠内で発生した主な地震を対象とした。

参考文献：宇佐見達夫著（新編日本被害地震総覧）、宇津徳治著（世界被害地震の表）

西暦 (日本歴)	震央位置 北緯 東経	規模	津波	震央地名	被害の概要
884 11 29 天武 13	32 1/4~33 1/4 133.5'~135.0'	8 1/4	有	土佐その他南海・東海・西海諸道	山崩れ河漏き、諸国の郡官舎・百姓倉・寺塔・神社の倒潰多く人畜の死傷多し
978 7 22 天延 4	34.9'~135.8'	6.7	無	山城・近江	宮城諸司・両京屋舎店頭多く、死者50人以上
1185 8 13 元暦 2	35.0' 135.8'	7.4	無	近江・山城・大和	死者多く、宇治橋落つ。渡橋中の10人川に落ち1人溺死近江で田3町(3ha)地裂け淵となる。
1361 8 3 正平 16	33.0' 135.0'	8 1/4 ~8.5	有	畿内・土佐・阿波	摂津四天王寺の金堂転倒し、5人圧死。津波が沿岸を襲い、摂津・阿波・土佐で被害。
1596 9 5 文禄 5	34.65' 135.6'	7 1/2 ±1/4	無	京都および畿内	京都三条より伏見に至る間の被害多く、伏見城の天主大破、石垣崩れ、上層73人・中居下女500余人圧死。
1605 2 3 慶長 9	33.5' 134.9'	7.9	有	東海・南海・西海諸道	阿波のノ浦で波高10丈(約30m)、死100余人、兵庫で波高2丈(約6m)、死1500余(または3806人)ほか
1662 6 16 寛文 2	35.2' 135.95'	7 1/4 ~7.6	無	山城・大和・河内・和泉・摂津・丹後・若狭・近江・美濃・伊勢・駿河・三河・信濃	比良岳付近の被害が甚大。大溝で潰家1020余、死37。彦根で潰家1000、死30余。京都で町屋倒潰1000、死200余ともいう。
1707 10 28 宝永 4	33.2' 135.9'	8.4	有	五畿七道 「宝永地震」	この地震による被害は全体としてつかみにくい、少なくとも死者2万余、流失家約2万、潰家約6万、半壊1万、破損4万、蔵被害2000、船の流破3000余、田畑潰30万石以上と思われる。
1819 8 2 文政 2	35.2' 136.3'	7 1/4 ±1/4	無	伊勢・美濃・近江	近江八幡で潰家82、半潰160、死5。木曾川下流では香取(多度町)で40軒が全滅し、金廻では圧死70、傷300余。
1854 7 9 嘉永 7	34.75' 136.0'	7 1/4 ±1/4	無	伊賀・伊勢・大和および隣国	この地震による被害は、死者約1624~1704人、負傷者1602人、潰家約5286にのぼる。
1854 12 24 安政 1	33.0' 135.0'	8.4	有	畿内・東海・東山・北陸・南海・山陰・山陽道 「安政南海地震」	この地震は、前の地震の32時間後に発生したため震害や津波の様子などははっきりと2つに区別できない。大阪では、津波により死者多数(7000ともいう)。土佐では、死者372人・負傷者180人など
1891 10 28 明治 24	35.6' 136.6'	8.0	無	愛知県・岐阜県 「濃尾地震」	この地震による主な被害は、死者7273人・負傷者17175人・家屋全潰142177棟・同半潰80324棟など
1899 3 7 明治 32	34.1' 136.1'	7.0	無	紀伊半島南部	震央付近での被害は、死者7人・負傷者62人・家屋全潰35棟・同半潰40棟など
1909 8 14 明治 42	35.4' 136.3'	6.8	無	滋賀県・岐阜県 「江濃(姉川)地震」	滋賀・岐阜両県の被害は、死者41人・負傷者784人・住家全潰978棟・同半潰2444棟など
1925 5 23 大正 14	35.6' 134.8'	6.8	無	但馬北部 「北但馬地震」	被害は、死者465人・負傷者1016人・全潰1733棟・同半潰915棟など
1927 3 7 昭和 2	35° 32' 135° 09'	7.3	有	京都府北西部 「北丹後地震」	被害は丹後半島の頸部が最も激しく、全体で死者2925人・負傷者7806人・住宅全壊5106棟など
1936 2 21 昭和 11	34° 35' 135° 43'	6.4	無	大和・河内 「河内大和地震」	奈良・大阪両府県の境で震動が強かった。死者9人・負傷者59人など
1943 9 10 昭和 18	35° 31' 134° 05'	7.2	無	鳥取付近 「鳥取地震」	鳥取市の被害が全体の80%を占める。死者1083人・負傷者3259人・全壊7485棟・半壊6158棟など
1946 12 21 昭和 21	33° 02' 135° 37'	8.0	有	南海道沖 「南海地震」	被害は中部地方から九州にまで及んだ。死者1330人・負傷者3842人・住家全壊9070棟・半壊19204棟など
1948 6 15 昭和 23	33° 45' 135° 24'	6.7	無	日高川上流	和歌山県・奈良県南部で小被害。死者2人・負傷者33人・家屋倒壊60棟など
1952 7 18 昭和 27	34° 27' 135° 47'	6.8	無	奈良県中部 「吉野地震」	死者9人・負傷者136人・住家全半壊46棟・道路破損26箇所など
1963 3 27 昭和 38	35° 47' 135° 46'	6.9	無	福井県沖 「越前沖地震」	住家全壊2棟・半壊4棟・山崩れ1箇所・土砂崩れ3箇所など

※震源要素は、1885年以前は宇佐美（日本被害地震総覧）、1885年~1925年は宇津徳治（世界の被害地震の表）

1926年~1960年は地震月報別冊6号、1960年以降は地震月報による。

※震央地名は、1925年以前は宇佐美（日本被害地震総覧）、1926年以降は地震月報（別冊6号を含む）による。

久美浜湾では葛野川河口付近の水田・桑田約10町歩(約10ha)が陥没して海となり、湾の北半に高さ1mのセイシュを起こした。また、田結では2本の平行した(約400m離れている)断層が見いだされた。長さはおおの約1.6km、西側が落ちその差は大きいところで60~85cmに達した。

(5) 1927年(昭和2年)3月7日18時27分に京都府北西部でM7.3(35°32'N, 135°09'E)の地震が発生した。「北丹後地震」

被害は丹後半島の頸部が最も激しく、その他淡路島の北半で土塀の崩壊、家屋の小破。大阪の鶴町で道路の地割れから泥水を噴出し浸水家屋あり。鳥取市で傷1、米子で家屋倒壊2、破損2、西伯郡で土蔵倒壊1、境で破損1があった。また、滋賀・岡山・福井・徳島・三重・香川・奈良各県で小被害があった。

死亡率は峰山町で22%、吉原村10.1%、島津村8.2%、市場村12.2%など大きく、家屋焼失率と並行関係にある。峰山町ではほとんど全部が全潰または全焼した。この地震で断層が2つ生じた。郷村断層(NNW-SSE、長さ18km、西側が最大80cm隆起し、かつ南へ最大270cm移動)・山田断層(前者に直角に走る。長さ7km、北側が最大70cm隆起し、東へ最大80cm移動)である。また、小学校で被害を受けたもの30校、うち13校は全潰または全焼、3校は大修理の上で使えるもの、14校は局部修理で使えるものでこのうち5校が全半焼した。地震が放課後であったのが不幸中の幸いであった。

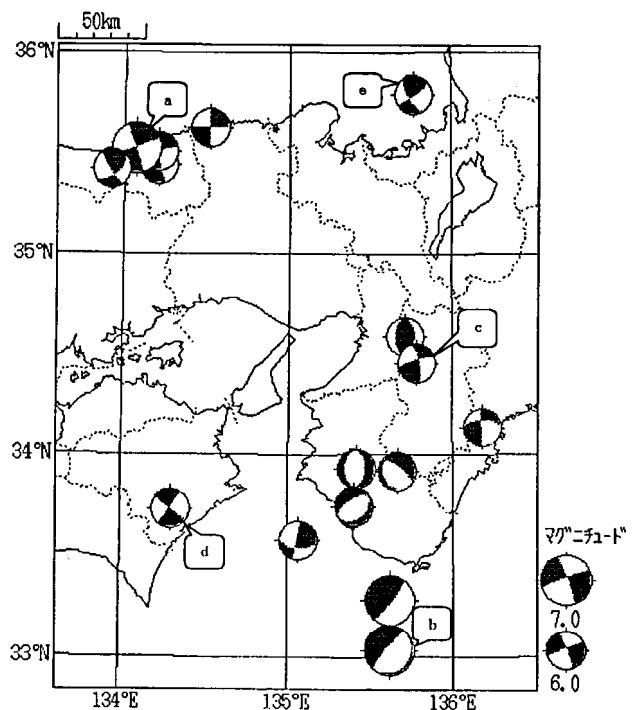
(6) 1943年(昭和18年)9月10日17時37分に鳥取付近でM7.2(35°31'N, 134°05'E)の地震が発生した。「鳥取地震」

被害は、死者1,083・重傷者669・軽傷者2,590・家屋全半壊10,075となっており、鳥取市の被害は全体の約80%に達する。とくに沖積地の被害が大。市内で12か所から出火、のちにさらに4か所から出火した。吉岡断層(長さ4.5km、北側は最大50cm沈下し、東方へ最大90cm動く。断層面はほとんど垂直な逆断層)と鹿野断層(長さ約8km、南西翼では北が南に対し最大75cm沈下し東方に最大150cmずれ、北東翼では南側が最大50cm沈下し、西方にわずかずれ、断層面は60~70°で北に傾く)[以上は地質学的調査の結果]を生じた。鹿野

断層上の家は倒れなかった。家の下部は裂けていたが、棚のものは落ちなかったし、外に出たら断層ができていたという。また、測定の結果によると1935~43年9月の間に鳥取市の南方で約20cmの沈降が認められた。このほかに、道路損55か所、橋梁損19か所、堤防損42か所、工場の全壊70棟などの被害があった。兵庫県北西部浜坂村にも小被害があった。また、地割れや地変も多かった。被害実数は文献により約1割の違いがある。

(7) 1946年(昭和21年)12月21日04時19分に南海道沖でM8.0(33°02'N, 135°37'E)の地震が発生した。「南海地震」

被害は中部地方から九州にまで及んだ。全体で死1,330(1,362)、(傷2,632、不明102)、家屋全壊1万1,591(1万1,506)、半壊2万3,487(2万1,972)、流失1,451(2,109)、(浸水3万3,093)、焼失2,598(2,602)、(船舶破損流失2,991)。被害実数は文献に



第1.9.2図 過去の地震のメカニズム(1926年1月~1995年1月)

図中のメカニズムは、下半球等積投影法による。

- a : 1943年9月10日の地震
- b : 1946年12月21日の地震
- c : 1952年7月18日の地震
- d : 1955年7月27日の地震
- e : 1963年3月27日の地震

より異なる(かっこは別の文献による)。一般に震害はそれほどでもなかった。いちばんひどかった高知県中村町は全世帯数2,177で全壊家屋2,421, 半壊773, 全焼62, 死273, 傷3,358に及んだ。また, 四万十川にかかる鉄橋9スパンのうち6スパンが落ちた。また, 家屋被害の原因として基礎の不同沈下が注目された。(全壊戸数/死者)の率は不同沈下によるものは5くらい, 振動的原因による場合は15くらいで, 不同沈下のほうが倒壊が早いことを示している。震害のあったところは四国の太平洋岸, 吉野川流域, 瀬戸内海沿岸(本州側は明石辺から広島辺まで, 四国側は高松辺から松山付近まで), 九州の国東半島・別府湾の沿岸, 出雲地方, 大阪湾沿岸, 伊勢湾沿岸, 岐阜地方に及んでいる。津波は房総半島から九州に至る沿岸を襲った。波高は紀伊の南端袋で6.9m(平水上)に達し, 三重・徳島・高知の沿岸で4~6mに達した。また, これはハワイやカリフォルニアにも達し, 高さ7~25cmに及んだ。流速は一般に緩く, 大人の駆け足程度というのが多かった。津波の周期は震央の近くでは10~20分のもので多く, 震後10分経たないうちに襲われたところもあった。田辺市旧新庄村は全戸数630のうち79戸流失, 浸水401, 全壊50, 半壊35, 死26, 傷30で, 地震による倒壊は古い家2~3のみであった。海震の報告もいろいろある。マニラからの復員船7,500トンは潮岬沖で機雷を受けたような衝動を感じたという。この地震で高知市付近・須崎付近・宿毛付近でそれぞれ9.3, 3.0, 3.0km²の地に海水が入った。また, 室戸岬(+1.27m)・潮岬(+0.7m)・足摺岬(+0.6m)の先端が南上りの傾動を示し, おのおのかっこ内の量だけ隆起し, これに隣接する地域では沈降を示した。沈降量は高知・須崎で1.2mに達した。

1.9.2 過去の地震のメカニズム

淡路島を中心としたおおむね北緯33°~36°・東経134°~136°の近畿地方における1926~1995年に発生した震源の深さが90kmよりも浅い地震のうち, メカニズムが決められたもの(M6以上)についてその下半球等積投影図を第1.9.2図に示す。

メカニズムの分布図を見ると, 内陸の地震は, 1943年9月10日・1952年7月18日・1955年7月18

日等ほぼ東西に圧縮軸を持つ横ずれ断層型の地震が多く, 今回の地震もこれらの地震と調和的である。また, 今回の地震では, 淡路島の北西部の海岸線に沿って, ほぼ平行に今回の地震によって生じたと思われる断層の露頭が認められている。

参考文献

- 宇佐美龍夫(1987): 新編日本被害地震総覧。東京大学出版会。
 宇津徳治(1990): 世界被害地震の表。