

兵庫県南部地震によるコーダ Q の変化

林 暢彦*・古本宗充*・平松良浩*・片尾 浩

* 金沢大学理学部

要旨

微小地震のコーダ Q の変化から、兵庫県南部地震による丹波山地周辺の地殻媒質の不均質状態の変化を調べる。1987年から1996年の期間で統計的に有意なコーダ Q の変化は3.0 Hz帯、4.0 Hz帯の2つの中心周波数帯、兵庫県南部地震前後のみである。コーダ Q の変化および地震活動の変化から推定される不均質領域の大きさは数100 m~1 kmとなり、この地域の特徴的な不均質領域の大きさを示している。

キーワード：地殻不均質，コーダ Q ，地震活動，時間変化，兵庫県南部地震

1. はじめに

1995年1月17日午前5時46分51.6秒に兵庫県南部地震 ($M_{\text{JMA}} 7.2$) が発生した。この地震の震源は北緯34度36.06分、東経135度1.98分で明石海峡のやや淡路島寄りであり、深さは18kmである。この地震により、阪神淡路の余震域からやや離れた大阪北部から京都府中部にかけての丹波山地の地震活動にも変化が生じた。丹波山地は兵庫県南部地震以前から定期的に微小地震が頻発する地域ではあったが、兵庫県南部地震後さらに地震活動が活発になった。このことから、兵庫県南部地震による周辺地域の応力状態の変化が地震活動や、結果的に、不均質構造などを変化させたことが推測される。

地震波の減衰には、幾何減衰や内部減衰そして散乱による減衰等がある。コーダ Q (以下 Q_c) とは、内部減衰の影響も含んでいるが、その特性として佐藤 (1984) は「地殻中にランダムに分布する媒質の不均質によって散乱された波の集まりであるS波の後続波 (Sコーダ波) の減衰特

性を示す」値であるとしている。この Q_c は震源の位置や大きさには無関係であり、地震が起こってから経過時間 (lapse time) にのみ依存するものであると仮定されており、地殻の媒質の不均質状態を反映する値である。また、過去の研究では Jin and Aki (1986) そして Sato (1988) によって大地震に伴った Q_c の時間変化が報告されているが、実際の地震に伴うような地殻変動、いかえれば静的応力変化、が Q_c に与える影響は不明瞭である。

本研究は、丹波山地周辺における Q_c の時間的変化を調べ、地震活動および静的応力の変化と合わせ、兵庫県南部地震に起因する丹波山地での地殻媒質の不均質状態の変化を探ることを目的とする。

2. データ及び解析手法

震源データ及び波形データは、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所のテレメータ観測網で得られた記録を用いた。波形デー

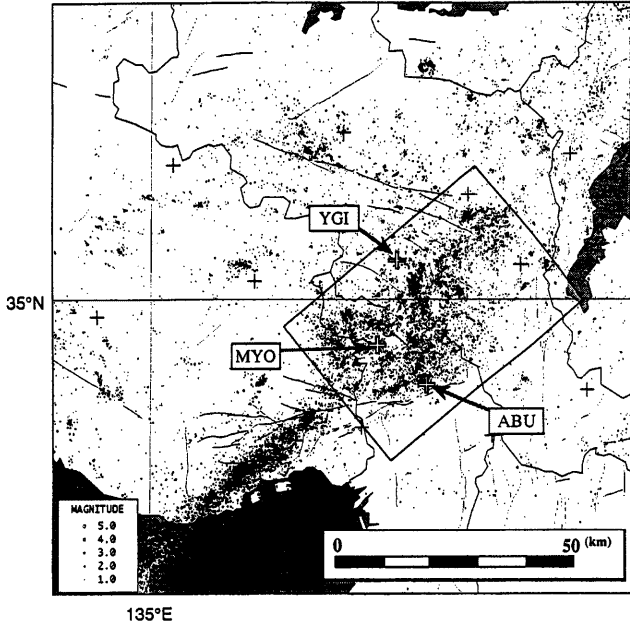


Fig. 1. The distribution of epicenters (circles) and stations (crosses) from 1987 to 1996 in the Kinki district, central Honshu, Japan. The solid rectangle shows a region where we analyzed Q_c^{-1} .

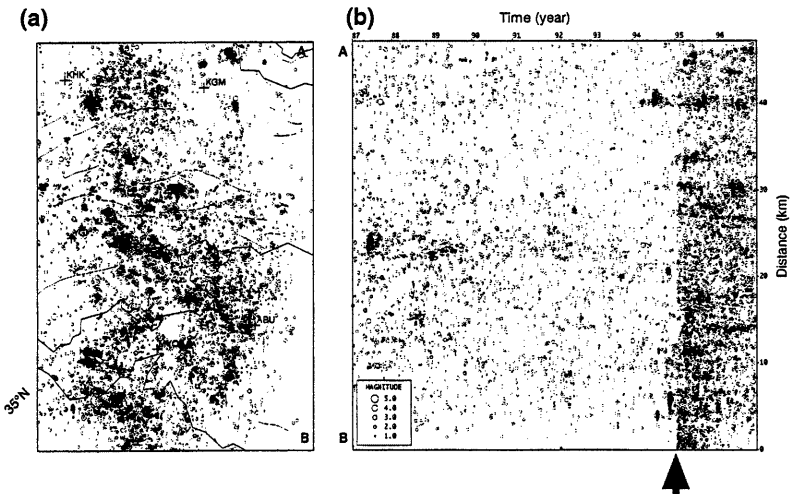


Fig. 2. (a) The distribution of epicenters and (b) the spatial-temporal variation in seismicity in the analyzed area (solid rectangle in Figure 1). The change in seismicity associated with the Hyogo-ken Nanbu earthquake (arrow) is clearly shown as the increase of earthquakes all over the region.

タは、微小地震観測に用いられている速度型高感度地震計の上下動成分(固有周期 1s、サンプリング周波数 200Hz)の記録である。解析地域は、Fig. 1 の黒枠内(約 30 km×40 km)の地域で、期間は 1987年から 1996年までの 10年間である。解析地域内の震央分布図を Fig. 2(a) 及び地震活動の時間変化を Fig. 2(b) に示す。解析地域では特定の断層沿いではなく、ほぼ面的に地震が起こっていること、また兵庫県南部地震後に解析地域全体で地震活動が活発になっていることが分かる。1991年の 1月 1日から 5月初頭までの波形記録については、観測所におけるデータ保存システムの移行期であり、保存されているデータの読みとりができなかったこと、そして 1995年の 3月 16日から 4月 12日までの記録については、データの状態がよくないため解析には用いていない。解析に用いた観測点は ABU(阿武山)、MYO(妙見山)、YGI(八木)の 3観測点である。これらの観測点で得られた波形例を Fig. 3 に示す。 Q_c の解析にはコーダ波の継続時間がある程度長く、かつ振幅が飽和していない波形を用いる必要があるため、マグニチュード(M) 1.5~3.0の地震を選んだ。また、震源の深さが 5 km より浅い地震では表面波の影響を強く受けることが考えられるため、深さ 5 km~15 km で起きた地殻上部の地震群を選んだ。上記の条件を満たし、P 波、S波の到達時間の読みとり値が存在する地震数は、期間全体で 3434 個、兵庫県南部地震前約 8年間では 1206 個、兵庫県南部地震後約 2年間では 2228 個である。

コーダ波の解析の手順を以下に示す。まず観測された波形データに対し中心周波数 1.5, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 12.0, 24.0 Hz の 10 個の中心周波数帯のバンドパスフィルター(chebyshev 型)を通す。バンドパスフィルターを通した波形の例を Fig. 4 に示す。その後、振幅を 2 乗し、さらに中心周波数の 4 周期分で移動平均を行い、平方根をとり RMS (Root Mean Square) によるコーダ波振幅を求める。Sato (1977) の一次等方散乱モデルによる式、

$$\ln\{RMS[BPF(f|A_c(t))]\} = -\ln t - \pi Q_c(f)^{-1} ft + const \quad (1)$$

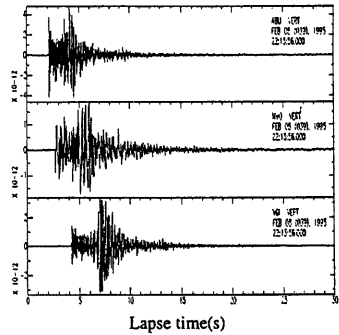


Fig. 3. Examples of waveforms of the vertical component for the analysis of Q_c^{-1} . The waveforms of ABU, MYO and YGI stations are shown. Lapse time is measured from the origin time.

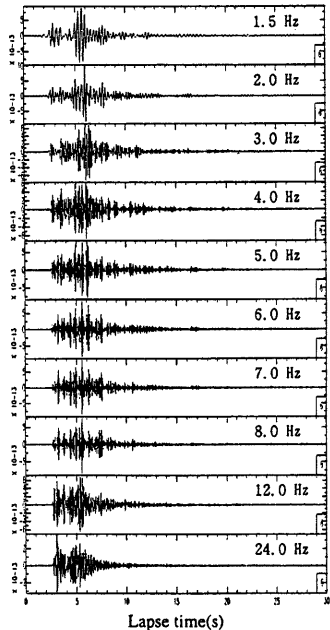


Fig. 4. Examples of band-pass filtered waveforms of ten frequency bands. The original waveform is shown in the middle, MYO, of Figure 3.

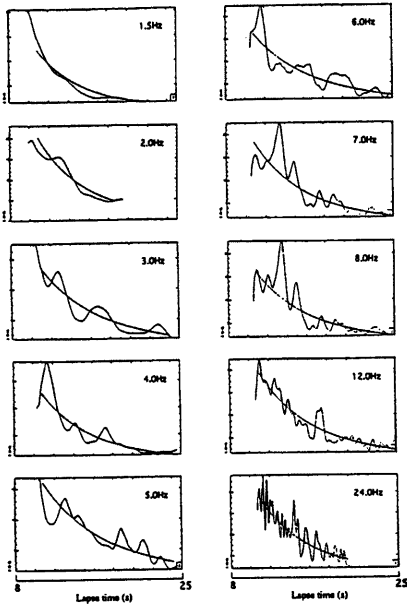


Fig. 5. Examples of coda envelopes of the band-pass filtered waveforms in Figure 4 and regression curves based on the single isotropic scattering model for ten frequency bands.

を用いて Q_c の決定を行う。ここで、 A_c はコーダ波振幅、 t は発震時からの経過時間 (以下 lapse time と呼ぶ)、 f はバンドパスフィルターを掛けた際の中心周波数である。S 波走時の 2 倍以降のコーダ波はメカニズムに依存しないということ (Rautin and Khalturin, 1978; Sato, 1977)、そして、lapse time が長すぎると一次散乱ではなく多重散乱を考慮しなければならなくなると考えられるため、 Q_c を決定する際の解析区間は S 波走時の 2 倍から lapse time 25 s までとした。また、S 波走時付近の振幅が飽和している為に、S 波走時の読みとり値が存在しないものについては $V_p = \sqrt{3}V_s$ と近似し P 波走時から S 波走時を求

めている。lapse time 25 s より前にコーダ波振幅が各周波数帯におけるノイズレベルの 2 倍に達する場合は、ノイズレベルの 2 倍に達する時間までを解析区間とした。解析区間が各々の周波数帯の数周期分にも満たず、 Q_c の決定を不安定にする波形は除外した。(1) 式に単に最小 2 乗法を適用し Q_c の決定をすると反射波等の極端に回帰直線から外れる相の影響が大きい。ゆえに本研究では絶対偏差を最小にするロバスト推定法を用いて回帰直線の推定を行った。(1) 式により求められた理論曲線とコーダ波振幅の包絡線の例を Fig. 5 に示す。このようにして ABU, MYO, YGI の 3 観測点で求められた Q_c の平均値を各地震毎に取り、その地震の Q_c とする。なお 3 観測点全てで Q_c が得られなかった地震については以下の解析には用いていない。最終的に Q_c の決定に用いた地震の震央分布を 1987 年から 1994 年までと 1995 年から 1996 年に分けて各周波数帯毎に Fig. 6 に示す。それぞれの震央分布を見て分かるように、兵庫県南部地震前後で解析に用いた地震の震央分布に偏りはない。したがって 3.2 で述べる Q_c の時間変化は震央分布の時間変化による見かけの変化ではない。

2.1 lapse time 依存性の考慮

本研究では Q_c を求める際に lapse time を 25 s、または Q_c を求める際にノイズレベルの 2 倍に振幅が達しているところまでを解析区間としているため、波形によって解析区間が異なっている。過去の研究から Q_c は lapse time に依存することが知られている (Akamatsu, 1980) ため、本研究で求めた Q_c の lapse time 依存性を補正する必要がある。補正方法は以下の (i)~(iii) の手順で行った。

- (i) Q_c は 3 観測点の Q_c の平均値を用いているため、lapse time についても 3 観測点の平均値を求める。
- (ii) 求められた平均 lapse time に対する Q_c の変化は一次関数 ($\log(Q_c) = a + bt$) であると仮定し、最小二乗法を用いて lapse time と Q_c の関係式の係数 (a, b) を求める。
- (iii) (ii) で得られた関係式を用い、lapse time 20 s を基準にして各データ毎に補正を行う。

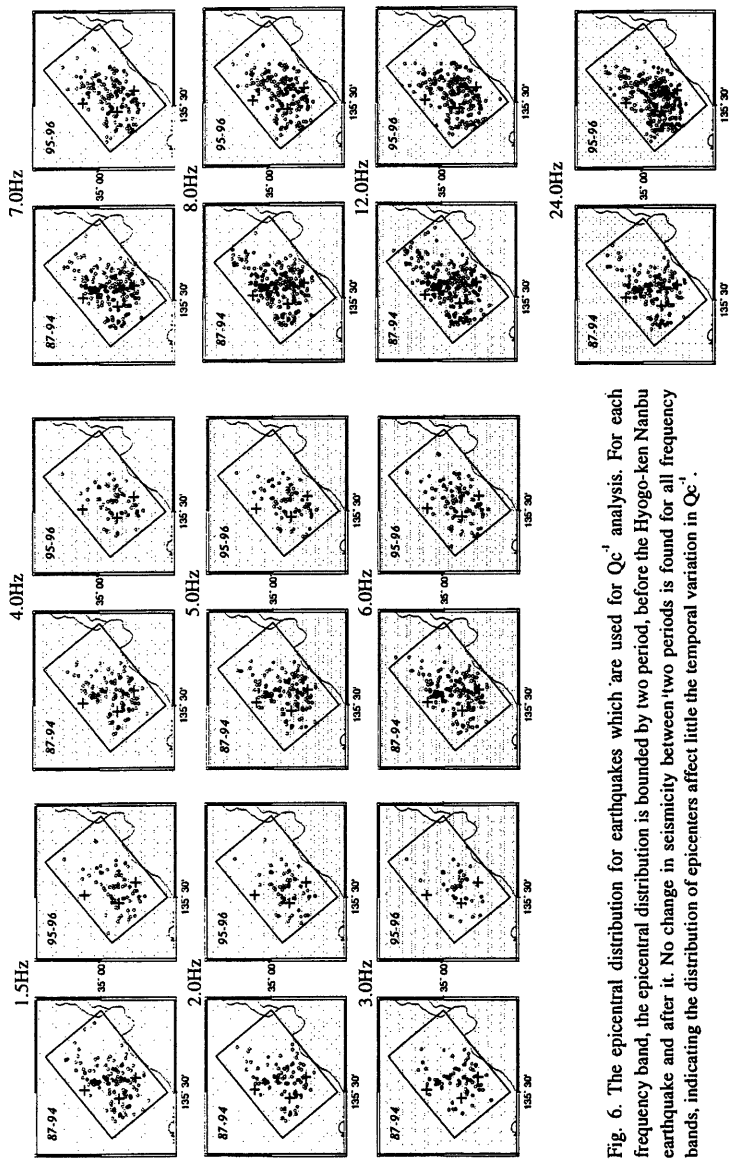


Fig. 6. The epicentral distribution for earthquakes which are used for Q_c^{-1} analysis. For each frequency band, the epicentral distribution is bounded by two period, before the Hyogo-ken Nambu earthquake and after it. No change in seismicity between two periods is found for all frequency bands, indicating the distribution of epicenters affect little the temporal variation in Q_c^{-1} .

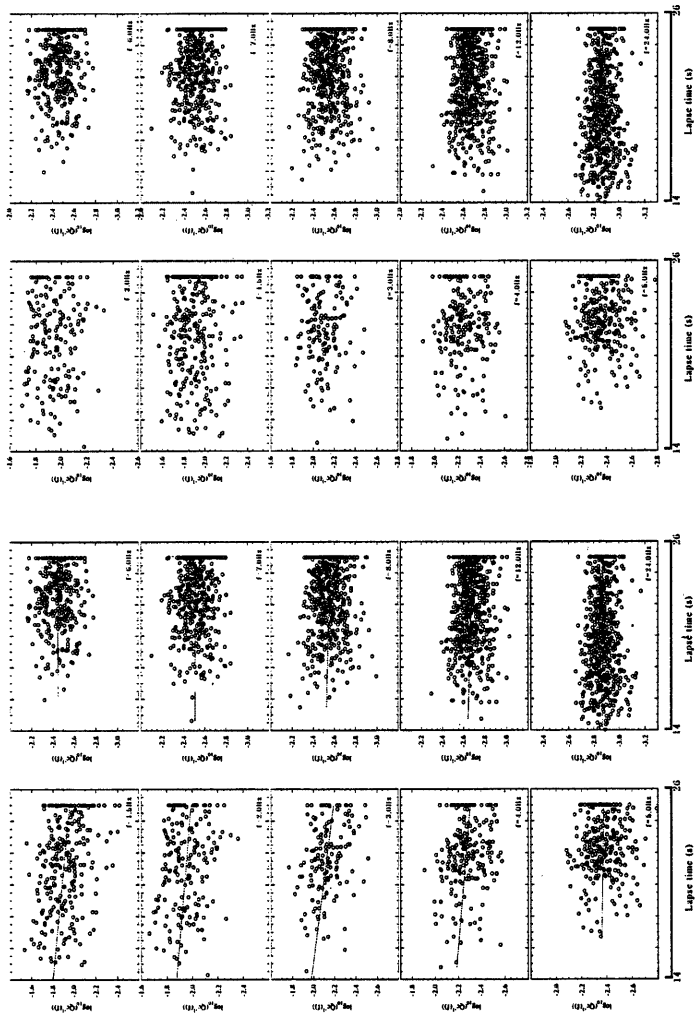


Fig. 7. The plot of the $\log(Qc^{-1})$ versus lapse time for each frequency band. Qc^{-1} with short lapse time and low center frequency tends to show high value. (a) Original Qc^{-1} and (b) Qc^{-1} after correction of the linear trend. The linear trend (straight line in (a)) is assumed by the least squares fit of $\log(Qc^{-1})$ with lapse time.

補正前の lapse time に対する $\log_{10}(Q_c^{-1})$ の分布を Fig. 7 (a)、補正後を Fig. 7 (b) に示す。どの周波数帯でも補正前には lapse time が短ければ、低い Q_c 値になっていることが分かる。補正後は Q_c の lapse time 依存性は認められないが、短い lapse time のときには Q_c の分散が大きく、長い lapse time では Q_c の分散が小さい。

3. 結果及び考察

3.1 地域的な Q_c

京阪神地域付近の Q_c は、過去に金尾・伊藤 (1990) により、1984年2月から1989年4月の地震群について求められている。本研究では金尾・伊藤 (1990) よりさらに震央地域及び観測点を限定して Q_c を求めている。そこで、本研究で得られた値についての妥当性と、解析地域周辺にさらに絞った地域性についての結果を示す。

本研究で得られた3観測点平均値における各中心周波数帯の $\log_{10}Q_c^{-1}$ での平均値及び決定時の標準偏差を Table 1 に示す (Q_c とした場合の値も Table 1 に示す)。3観測点平均値を各中心周波数帯毎に示した図を Fig. 8 に示す。 Q_c の値は 1.5Hz 付近で 80 程度、24.0Hz 付近で 740 程度である。また、得られた各中心周波数帯の結果をもとに周波数依存式、

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (2)$$

により n 値を求めた。過去の研究に示されているように強い周波数依存が見られ、 $n=0.87$ の値を得た。この結果について、金尾・伊藤 (1990) の lapse time 20 s のそれぞれの値と比較すると、 Q_c はほぼ等しい値を示している。 n 値については、やや小さな値を示しているが、これは今回の解析では 1.5 Hz ~ 24.0 Hz、金尾・伊藤 (1990) では、2.0 Hz ~ 36.0 Hz と選んだ中心周波数帯が異なること、また 1.5 Hz 帯では表層で励起された表面波が含まれる影響を含んでいるため (出射ら、1985)、lapse time 依存性を補正してはいるものの、lapse time 20 s 以下の Q_c は Fig. 7(b) にも見られるように分散が大きいこと等が影響していると考えられる。

3.2 Q_c の時間変化

兵庫県南部地震を境にして、前約8年間と後約2年間の Q_c の平均値及び分散値の比較を行った。平均値と標準偏差を Fig. 9 に示す。結果は長周期側で兵庫県南部地震後に $\log_{10}Q_c^{-1}$ の平均値が増加している傾向が見られる。兵庫県南部地震前後の2つの標本が同じ分散を持つ正規母集団から抽出されたと仮定し、 $\log_{10}Q_c^{-1}$ の平均値の変化が統計的に有意であるかを検定するために片

Table 1. The mean value and the standard deviation of $\log(Q_c^{-1})$ for ten frequency bands. Num is the number of data.

Freq. (Hz)	$\log_{10}(Q_c^{-1} (f))$	Q_c	Num.
1.5	-1.89 ± 0.15	77	262
2.0	-1.94 ± 0.13	87	193
3.0	-2.09 ± 0.14	124	151
4.0	-2.25 ± 0.13	177	216
5.0	-2.37 ± 0.12	234	279
6.0	-2.45 ± 0.12	281	368
7.0	-2.51 ± 0.12	324	516
8.0	-2.54 ± 0.12	348	623
12.0	-2.66 ± 0.10	460	739
24.0	-2.87 ± 0.08	743	637

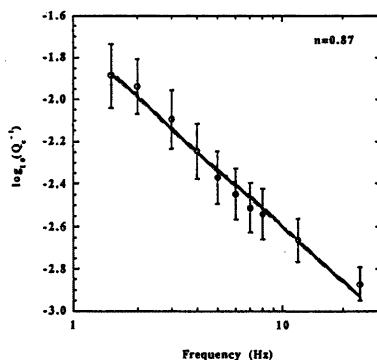


Fig. 8. The power of frequency n for Q_c^{-1} defined by the formula $Q_c^{-1} = Q_0^{-1} f^n$, where Q_0^{-1} represents Q_c^{-1} at 1.0 Hz and f frequency. Bars represents the standard deviation of Q_c^{-1} .

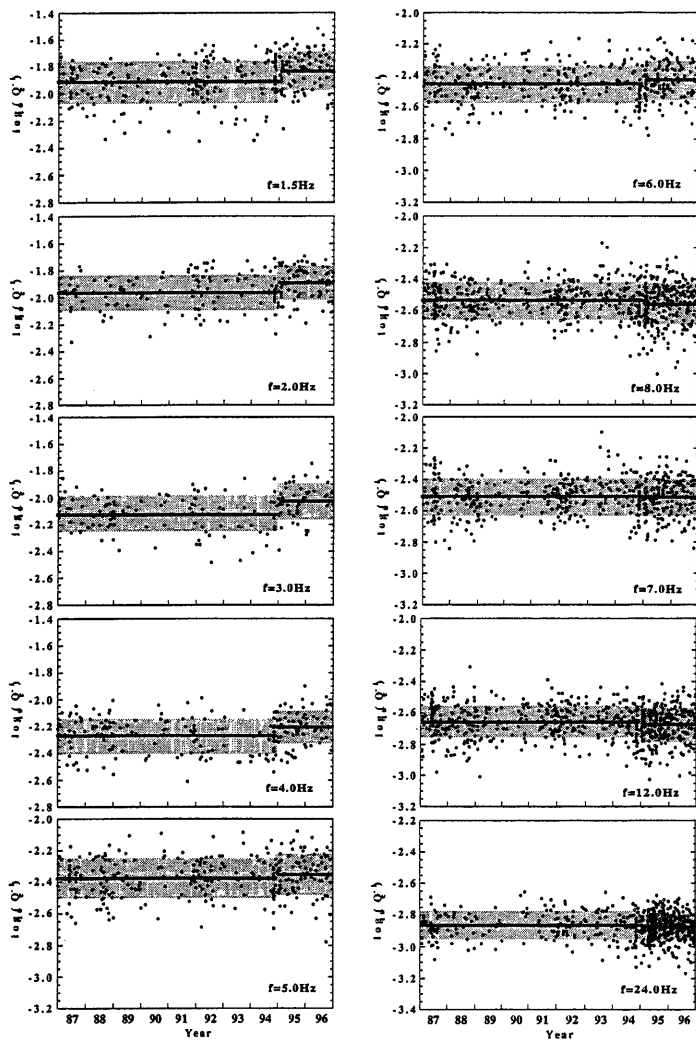


Fig. 9. The temporal variation in Q_c^{-1} bounded by the occurrence of the Hyogo-ken Nanbu earthquake. Solid lines show the average and hatched zones the standard deviation of each time window. At lower frequency bands the average of Q_c^{-1} increases after the earthquake.

側 t 検定を行った。また、過去に大地震前後で平均値を求める際の分散値に差があるという報告(佐藤ら, 1988)があることから、分散値の変化についても、2つの標本が正規母集団から抽出されたものと仮定して、片側 F 検定を行った。兵庫県南部地震前後の平均値及び分散値とともにこれらの検定結果を Table 2 に示す。

検定の結果は、5.0、7.0、24.0 Hz 帯を除いて 5.0%以下の有意水準で平均値に変化が認められた。また、1.0%以下の有意水準が得られたものは、中心周波数が 1.5 Hz、2.0 Hz、3.0 Hz、4.0 Hz、12.0 Hz 帯である。12.0 Hz 帯を除いて地震後に Q_c^{-1} が増加する傾向である。また、平均値に変化が無くとも 24.0 Hz 帯には分散に変化があるという結果を得た。しかし、Fig. 9 に見られる平均値を求める際の分布は、幾つかの中心周波数帯では、平均値に変化があるように見られるが、その他の中心周波数帯では、兵庫県南部地震によって直接大きく平均値が変わったのではなく、平均をとった期間の中で、直前期と以外の期間においても Q_c^{-1} が変化している様に見ることができ(1.5~4.0 Hz 帯)、兵庫県南部地震前後で求めた変化が兵庫県南部地震のみに起因する影響であるとは言い切れない。

次に期間を 2 年毎に古い年代から順に I~V の 5 期間に分割し、それぞれ隣り合う期間同士の平均値及び分散値の比較を行った。期間 IV~V の変化は、兵庫県南部地震が 1 月 17 日であること、またその前の 16 日間の地震数が少ないことから、実際にその変化が兵庫県南部地震によるものであると考えられる。各中心周波数帯における 5 期間の平均値の推移を Fig. 10 に示す。エラーバーは標準偏差を示している。大きな変化を示しているのは 3.0 Hz 帯及び 4.0 Hz 帯の期間 IV~V の間の変化である。その次に大きな変化を示しているのは、1.5 Hz における期間 II~III である。兵庫県南部地震前と後の変化を検定した場合と同様に平均値の差の有意性を示す片側 t 検定の結果で 1%以下の有意水準を満たすものは、期間 IV~V の間の中心周波数 3.0 Hz 帯及び 4.0 Hz 帯だけであった。それぞれの周波数帯における各期間での平均値、分散値および検定結果を Table 3 に示す。3.0 Hz 帯及び 4.0 Hz 帯の Q_c^{-1} の分布と平均値、標準偏差の関係を Fig. 11(a), (b) に示す。また、分散の変化の有意性を示す片側 F 検定の結果で兵庫県南部地震によるものと考えられる変化は、24.0 Hz の 0.6%のみであった。

変化を示した 3.0 Hz 帯と 4.0 Hz 帯の 2 つの

Table 2. Summary of the mean values and the standard deviations of $\log(Q_c^{-1})$, and the results of the statistical t test. The data are bounded by the occurrence of the Hyogo-ken Nanbu earthquake (Figure 9). The values of t test less than 0.5 shows statistically the significance of the change.

Freq.(Hz)	Before			After			t test	F test
	$\log_{10}(Q_c^{-1})$	σ^2	Num.	$\log_{10}(Q_c^{-1})$	σ^2	Num.		
1.5	-1.91	0.023	197	-1.83	0.02	85	0.0%	21.3%
2.0	-1.96	0.017	126	-1.89	0.014	67	0.0%	18.0%
3.0	-2.12	0.018	107	-2.03	0.017	44	0.0%	47.6%
4.0	-2.27	0.017	148	-2.21	0.015	68	0.1%	26.6%
5.0	-2.38	0.015	196	-2.35	0.016	83	17.1%	27.8%
6.0	-2.46	0.014	250	-2.43	0.014	118	4.8%	35.2%
7.0	-2.51	0.013	322	-2.51	0.013	194	89.2%	42.0%
8.0	-2.53	0.012	387	-2.56	0.016	236	1.8%	1.9%
12.0	-2.65	0.01	455	-2.68	0.011	284	0.3%	29.8%
24.0	-2.87	0.007	224	-2.87	0.006	413	49.9%	4.2%

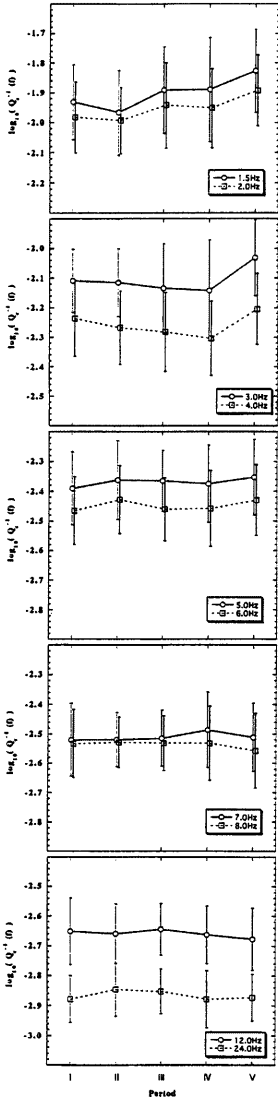


Fig. 10. The temporal variation in Qc^{-1} for five periods (I-V) of two years. Qc^{-1} at the frequency bands of 3.0 and 4.0 Hz increases significantly from IV to V, corresponding to the occurrence of the Hyogo-ken Nanbu earthquake.

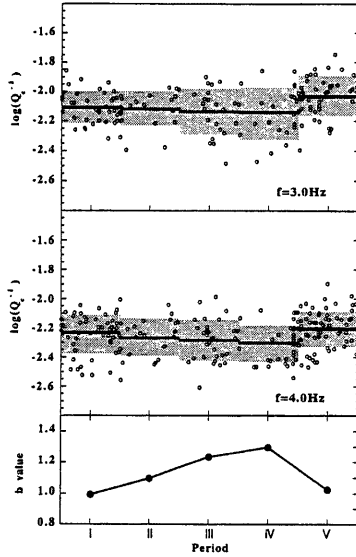


Fig. 11. The comparison of the temporal variation of Qc^{-1} at frequency bands of (a) 3.0 and (b) 4.0 Hz with that of (c) b value. Qc^{-1} decrease from I to IV and increases IV to V at both frequency bands. The b value increase from I to IV and decreases from IV to V. Note that the temporal variation in Qc^{-1} is reverse to that of b value.

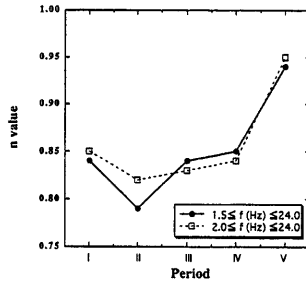


Fig. 12. The temporal variation in the power of frequency n for Qc^{-1} . Solid circles show the n values which are determined by all the data of from 1.5 to 24 Hz. Open squares show the n values which are determined by the data of from 2.0 to 24 Hz to reduce the fluctuation of Qc^{-1} at low frequency due to surface wave.

中心周波数帯では、I～IVの期間においても統計学的には有意でないものの Q_c^{-1} の変化は同様の傾向を示している。その変化は87年から94年まで $\log_{10} Q_c^{-1}$ が減少し、兵庫県南部地震を境に増加する傾向である。

3.3 周波数依存性の時間変化

Q_c に兵庫県南部地震による変化が見られたことから、周波数依存を示す n 値にも変化があることが期待される。各期間毎の n 値の変化を(2)式により求めた。また、中心周波数帯と周波数依存性を求める際の Q_c との関係を図12に示す。結果は87年から94年までの4期間では全体の平均値0.87よりも低い値(0.79～0.85)をとり、期間IIを除いて0.84前後である。期間IIは、時間変化においても5%の統計学的有意性で変化があるが、この期間は先述した様に約4ヶ月分のデータが欠落している。特に低周波数帯においては得られる Q_c のデータは少ないため、データの少なさが影響している可能性がある。実際、今回得られた中で最も長波長側の1.5 Hz帯を除外して周波数依存性の n 値を再度求めたところ、その期間IIにおいてのみ他の兵庫県南部地震前の3期間の値とほぼ等しくなることからそのことが推測されよう。しかしながら、期間Vにおいては1.5 Hz帯を除いてもその値は0.95と、他の期間に比べ大きいことがわかる。他の4期間と比べて大きく異なる n 値が得られたことは、平均値の変化として統計学的に有意であったのは3.0 Hz帯及び4.0 Hz帯という事実と調和的である。すなわち低周波数側の Q_c の変化が n 値の変化に反映している。

4. 議論

4.1 Q_c の時間変化と不均質領域の大きさの変化

Q_c を求めた範囲と同範囲の地域の b 値の時間変化を求めた。 b 値の推定は最尤法(宇津, 1977)を用いてM1.4～3.0の範囲で行った。丹波山地周辺の b 値は1987年から1994年にかけて増加し、兵庫県南部地震を境に減少している(Fig. 11(c))。この変化は Q_c の時間変化と

Table 3. Summary of the mean values and the standard deviations of $\log(Q_c^{-1})$, and the results of the statistical t test for five periods (I - V) of two years (Figure 10). All symbols are the same as those of Table 2.

Freq.(Hz)	Period	$\log_{10}(Q_c^{-1})$	σ^2	Num	t test
1.5	I	-1.93	0.02	57	
	II	-1.97	0.02	32	22.6%
	III	-1.89	0.02	56	2.1%
	IV	-1.89	0.03	50	95.6%
	V	-1.83	0.02	87	2.4%
2.0	I	-1.98	0.01	31	
	II	-1.99	0.01	22	76.0%
	III	-1.99	0.01	22	16.6%
	IV	-1.95	0.02	35	77.2%
	V	-1.89	0.01	70	2.3%
3.0	I	-2.11	0.01	40	
	II	-2.12	0.01	20	82.7%
	III	-2.13	0.02	23	65.3%
	IV	-2.14	0.03	21	87.8%
	V	-2.03	0.02	47	0.5%
4.0	I	-2.24	0.02	53	
	II	-2.27	0.02	24	32.3%
	III	-2.28	0.02	33	68.5%
	IV	-2.30	0.02	36	49.7%
	V	-2.20	0.02	70	0.0%
5.0	I	-2.39	0.02	65	
	II	-2.36	0.02	32	31.5%
	III	-2.37	0.01	52	91.8%
	IV	-2.37	0.02	46	68.0%
	V	-2.35	0.02	84	35.3%
6.0	I	-2.47	0.01	86	
	II	-2.43	0.01	38	10.8%
	III	-2.46	0.01	68	15.6%
	IV	-2.46	0.02	57	91.2%
	V	-2.43	0.01	119	15.8%
7.0	I	-2.52	0.02	106	
	II	-2.52	0.00	43	98.7%
	III	-2.52	0.00	92	78.3%
	IV	-2.49	0.02	81	10.2%
	V	-2.51	0.01	194	11.8%
8.0	I	-2.53	0.01	134	
	II	-2.53	0.00	49	81.0%
	III	-2.53	0.00	93	87.2%
	IV	-2.53	0.02	110	96.7%
	V	-2.56	0.02	237	9.1%
12.0	I	-2.65	0.01	159	
	II	-2.66	0.01	61	60.6%
	III	-2.64	0.00	114	30.7%
	IV	-2.66	0.00	120	13.8%
	V	-2.68	0.01	285	18.3%
24.0	I	-2.88	0.00	65	
	II	-2.85	0.00	24	10.0%
	III	-2.85	0.00	54	75.1%
	IV	-2.88	0.00	80	9.8%
	V	-2.87	0.00	414	58.1%

類似している。両者の関係を図に表したのが Fig. 13 である。3.0 Hz 帯と 4.0 Hz 帯の両周波数帯について示してあるが、それぞれの相関係数は -0.69 (3.0 Hz 帯)、-0.89 (4.0 Hz 帯) である。特に 4.0 Hz 帯において地震活動との強い相関、すなわち b 値との負の相関が見られる。しかしながら、兵庫県南部地震以前では 3.0 Hz 帯においても良い相関を示している ($R = 0.99$ 、4.0 Hz 帯では $R = 0.98$)。このことから、3.0~4.0 Hz 帯の Q_c はこの地域の地震活動と関係があると考えられる。つまり、地震活動の変化が Q_c の変化にも反映されていると推測される。

そこで、 Q_c の変化から推測される特徴的な不均質の大きさ及び、地震活動の変化より推測される特徴的な地震の大きさを比較する。

不均質の大きさはほぼ 1 波長分であり、上部地殻内の S 波速度を 2.5~3.5 km/s と仮定すると、3.0 Hz 帯や 4.0 Hz 帯で Q_c^{-1} が増加するためには、この地域での特徴的な不均質の大きさは 0.6~1.2 km 程度の大きさであると考えられる。しかしながら、兵庫県南部地震によって急激に 1 km 程度のクラックが多数出現するとは実際には考えにくい。不均質がクラックであると想定するならば、数 m 程度の微小クラックがクラスター的に振る舞った結果に生じたものとするのが妥当である。

次に、地震活動の変化、すなわち b 値の変化を指標にして、この地域での特徴的な地震の大きさ、断層長を推定する。 b 値は M1.4~3.0 の範囲で求めている。丹波地域では兵庫県南部地震前には b 値が増加し、地震後に減少している。このような b 値の変化が実際にはどのマグニチュード範囲の地震数の変化、つまり小さいマグニチュードの地震数の相対的な増減、を特に反映しているのか見極める必要がある。各期間における b 値の変化とマグニチュードの範囲別 (0.5 刻み) の地震数の変化を Fig. 14 に示す。地震数の変化はどのマグニチュード範囲で見ても同じ傾向であり、 b 値の変化とは負の相関を示す。しかし注意深く見ると M1.6~2.0、M2.1~2.5 の地震数に比べて M2.6~3.0、M3.1~3.5 の地震数の増減の方が

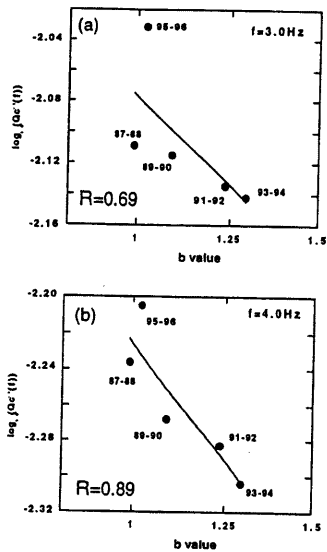


Fig. 13. The correlation between b value and Q_c^{-1} at (a) 3.0 Hz and (b) 4.0 Hz. Both figures show a negative correlation between Q_c^{-1} and b value.

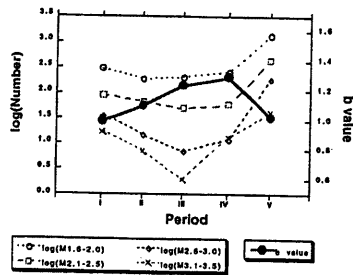


Fig. 14. The temporal variation in b value (solid circle) and the number of earthquakes of four magnitude ranges: 1.6-2.0 (open circle), 2.1-2.5 (square), 2.6-3.0 (diamond) and 3.1-3.5 (cross).

激しいことが分かる。したがって、この b 値の変化は M3 程度の地震数の変化を特に反映していると言える。つまり丹波地域では M3 程度の特徴的な大きさの地震が b 値に表される地震活動の変化を担っていると解釈できる。Iio(1986) は、微小地震に伴う余震を用いて、気象庁によるマグニチュード (M) と断層の長さ L (km) の関係式を経験的に求めた。これらの関係は、

$$\log L = 0.43M - 1.7 \quad (3)$$

によって示されている。丹波山地周辺の地震活動はおおむね M3 程度、最大でも M5、で起こっている。(3) 式は、気象庁によるマグニチュードを想定しているものの阿武山観測網で M3 の地震でも成立すると仮定すると、 b 値の変化に最も影響を与える特徴的な大きさの地震の断層長は 0.4 km 程度となる。つまり、地震のサイズから考えられる不均質の大きさは、 Q_c の変化が表れたコーダ波の波長から推定される不均質領域の大きさとオーダーでは一致をする。

これらのことから、小地震の余震分布を用いて推定される震源域の大きさ、すなわち断層長に相当する特徴的なスケールの不均質が、丹波山地周辺において実際に Q_c の変化に見られるような地殻でのコーダ波の減衰状態、散乱や吸収、を左右していると考えられる。

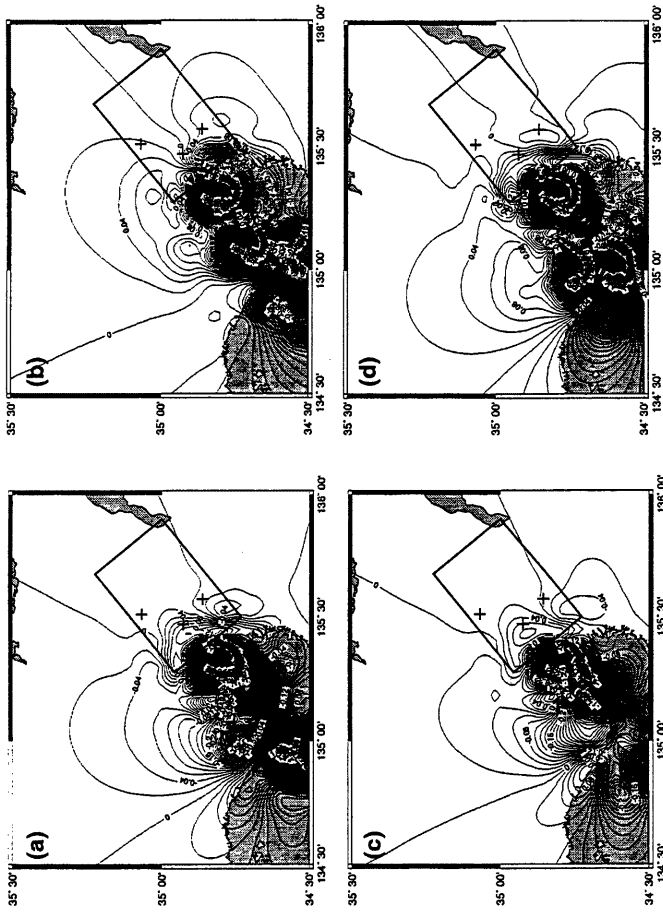
4.2 静的応力変化に対する Q_c の変化

実際にどのような変化が兵庫県南部地震によって地殻内部に起こったのであろうか。橋本(1995, 1997) は GPS の記録から、兵庫県南部地震の断層運動を 6 枚の断層面により表し、それらの断層面の変位による応力変化 (Δ CFF) を求めている。それによると、丹波山地周辺の Δ CFF については山崎断層型のずれにおいて 0.04 MPa、野島断層型でも 0.04 MPa と増加しており、 Δ CFF の変化が地震活動の増加につながっていると述べられている。そこで、本研究においても、 Δ CFF 及び応力変化量を橋本(1997)と同様の方法で求めた (Fig. 15)。求めた変化量は、丹波山地の地震活動と同方向のずれである N45°E 方

向の Δ CFF (Fig. 15(a))、同方向の剪断応力の変化量 (Fig. 15(b))、また、この地域の地震活動における P 軸の向きと同じ東西方向の応力変化量 (Fig. 15(c))、そしてその方向に直交する南北方向の応力変化量 (Fig. 15(d)) にである。結果はどの応力変化量についても、兵庫県南部地震の余震域に近い地域では 0.3 MPa 以上の変化を示しているが、解析地域の北東部では 0~0.02 MPa 程度の変化量でしかない。しかしながら、地震活動自体は Fig. 2 より明らかなように、解析地域全体で増加している。 Q_c の変化は、丹波地域全体での平均的な変化を見ているものであり、兵庫県南部地震の余震域のみの影響を受けているとは考えられない。また、解析に用いた震央の分布 (Fig. 6) を見ても解析地域に偏りがあるとは思えない。これらのことより、0.02 MPa 程度の応力変化ではあるが、地震活動のみならず地殻的な Q_c の変化をこの地域では生じさせることが判明した。

大地震に関連した Q_c の変化を報告している過去の研究では震源域を含む領域を解析領域として扱っている。したがってそのときの解析領域での応力変化量は地震時の応力降下量に近い値であるとすれば、0.1~1 MPa のオーダーの応力変化により Q_c の変化が発生していることになる。本研究で明らかになったような 0.02 MPa 程度の応力変化で Q_c 値が変化する、すなわち地殻の不均質状態が変化する例は過去の研究には無く、この程度の応力変化量に対して地殻内部でどのような変化が起こっているのかさらなる研究が必要であらう。

実際に大地震前後で Q_c を変化させるためにどのような変化が地殻内で起こっているかについて、佐藤ら(1988)では、大地震前の数年間における応力の蓄積と微小クラックの振る舞いから、クラック・クラスター仮説を提唱している。その内容は、「大地震前の数年間は応力の蓄積により破壊強度の弱い部分にクラックが集中しクラスタとして振る舞い、散乱源や吸収源として働く」というものである。丹波山地は、兵庫県南部地震により地震活動が増加している。このことは、前述したように、実際に兵庫県南部地震により地震活動を増加させる方向に急速に応力・歪が



増し、その結果、 Q_c^{-1} を増加させるような不均質性が増したと考えられる。これらの事より、本震後、破壊強度の弱い部分では本震以前よりも増して急速に破壊が進み、その破壊が地震数の増加に現れ、破壊される直前の領域がクラスターとなり、散乱源として振る舞っているものと考えられる。

5. 結論

丹波山地における微小地震観測網のテレメータのデータを用い、地殻内の多数の地震に対し兵庫県南部地震前後あわせて10年間の Q_c^{-1} を求め時間変化を調べた。その結果は以下のように要約される。

(1) 兵庫県南部地震前後の期間で、特定の周波数帯 (3.0 Hz 帯、4.0 Hz 帯) において Q_c^{-1} 値の増加現象が見られた。このことより、丹波山地周辺の地殻内部の不均質性が兵庫県南部地震によって増したと考えられる。

(2) 兵庫県南部地震によると考えられる Q_c 値に関する主な変化量は以下に示す通りである。
・3.0 Hz 帯 138 → 107 変化量 31.3
・4.0 Hz 帯 201 → 160 変化量 40.3
・周波数依存性 (n 値) 0.84 → 0.95

この2つの Q_c 値の期間全体の時間変化についても地震活動の指標である b 値の時間変化と高い相関関係があり、 Q_c 値の変化は丹波山地の地震活動を反映していると言える。また、地震活動から推定される特徴的な断層の大きさと波長から推定される不均質領域の大きさはほぼ一致する事から、丹波地域の地殻の状態は数100 m~1 km のスケールの不均質により支配されていると考えられる。

(3) 丹波山地周辺の兵庫県南部地震による応力変化量は地域内の地震活動を起こしていると思われる断層のずれの向きに0.04 MPa 程度、この地域の震源メカニズムより求められた P 軸の向き (東西方向) で0.02 MPa 程度の変化である。このような応力変化量により Q_c 値が変化するというような報告は過去には無く、今後、このような変化量に対し、実際に地殻内でどのような変化が起こるであろうかを調べる必要があると考えられる。

謝辞

京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所の浅田照行氏と伊藤勝祥氏には阿武山観測網の波形データを頂く際に大変便宜を図っていただきました。ここに御礼を申し上げます。

参考文献

- 宇津徳治 (1977): 地震学, 共立全書, 135.
金尾政紀・伊藤潔 (1990): 近畿中北部におけるコーダ波の減衰特性, 地震, 43, 311-320.
佐藤春夫 (1984): リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰 - ランダムな不均質による一次散乱理論 -, 国立防災科学技術センター研究報告, 33, 101-186.
佐藤春夫・A. M. Shomahmadov・V. I. Khalaturin・T. G. Rautian (1988): ソ連邦タジク共和国ガラム近傍の地震 ($K=13.3$, 1983年) に関連したコーダ減衰 Q_c^{-1} の時間的变化, 地震, 41, 39-46.
出射隆文・堀谷正則・岩田知孝 (1985): 堆積盆地における地震波コーダの性質, 地震, 38, 217-232.
橋本学 (1995): 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の計算と地震活動の変化との比較, 地震, 48, 521-530.
橋本学 (1997): 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の修正再計算, 地震, 50, 21-28
Akamatsu, J. (1980): Attenuation property of coda parts of seismic waves from local earthquake, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 30, 1-6.
Iio, Y. (1986): Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne · cm, *J. Phys. Earth*, 34, 127-169.
Jin, A. and K. Aki. (1986): Temporal change in coda Q before Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975, *J. Geophys. Res.*, 91, 665-673.
Rautian, T. G. and V. I. Khalaturin (1978): The use of coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 923-948.
Sato, H. (1977): Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
Sato, H. (1988): Temporal changes in scattering and

attenuation associated with the earthquake occurrence; a review of recent studies on coda waves, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 465-497.

Coda Q changes associated with the Hyogo-ken Nanbu Earthquake

Nobuhiko HAYASHI^{*}, Muneyoshi FURUMOTO^{*}, Yoshihiro HIRAMATSU^{*}
and Hiroshi KATAO

^{*} Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University

Synopsis

In order to reveal the change in the crust, from the view point of the crustal heterogeneity, we investigate the temporal variation of coda Q^t and b -value. We analyze the waveform data of shallow micro-earthquakes (M 1.5-3.0) in Tamba region recorded in a period from 1987 to 1996. At 3.0 and 4.0 Hz bands the temporal variation in coda Q^t correlates significantly with the Hyogo-ken Nanbu earthquake. The variation in coda Q^t inversely correlates with the temporal variation of b -value. The fracture dimensions of micro-earthquakes which contribute to the variation in b -value are estimated to be 300-400 m. This scale length corresponds to the wavelengths of 3-4 Hz waves, showing significant variation in coda Q^t . The crustal activity in Tamba region is controlled by the heterogeneity with dominant scale of 10^2 - 10^3 m.

Keywords: crustal heterogeneity, coda Q^t , b -value, temporal change, the Hyogo-ken Nanbu earthquake