

敦賀半島における地震観測

——若狭湾地域の地震波減衰特性——

赤松 純平

SEISMIC OBSERVATION AT THE TSURUGA PENINSULA

——ATTENUATION PROPERTY OF SEISMIC WAVES
IN THE WAKASA BAY AREA——

By Junpei AKAMATSU

Synopsis

Temporal seismic observation was carried out at the most northern part of Tsuruga Peninsula in Wakasa Bay, the northern part of Kinki district, to study the attenuation property of seismic waves. On the basis of single scattering approximation, frequency-dependent coda-Qs from local small earthquakes were evaluated for different time intervals measured from source origin times. It was shown that attenuations of seismic waves in and around the Wakasa bay area are lower than those of the other areas in the Kinki district. The local variation of attenuation property seems to correlate with local seismic activity in the Kinki district.

1. はじめに

近畿地方では、地震工学上重要な1～数10 Hzの周波数帯域の地震波減衰特性が地域によって変化しており、その変化が地震活動度に関係していることが明かにされてきている^{1)～3)}。また、南海道地震のような外帯のいわゆるサブダクションゾーンに発生する地震と福井地震や丹後地震のような内帯の地震では後者の方が応力降下量は3倍程度大きい⁴⁾。これらの観測結果は震源特性と地震波の減衰機構とに共通の物理的性質のあることを示唆しているようである。

近畿地方においては、若狭湾周辺地域の地震活動は特に低い。京都府南部の炭山地震観測室で記録される同地域の地震は、地震活動の活発な地域に発生する地震に比べて高周波成分が卓越する傾向を示している。このことを地震地体構造の観点から震源域での観測により調べることを目的に、敦賀半島北端部で臨時に地震観測を実施した。微小地震のコーダQにより周辺地域の地震波減衰特性を評価し、近畿地方における他地域のQ値と比較して議論すると共に、微小地震の震源スペクトルについても言及する。

2. 京都府南部で観測される地震動特性とその地域性

本章では、若狭湾周辺地域に発生する地震動の特徴を他地域のそれと比較して明らかにするために、京都府南部の炭山地震観測室(SUM: 京大防災研究所)の資料に基づき説明する。

Fig. 1はSUMにおいて観測された近畿地方各地の中規模地震の地動速度波形である⁵⁾。Table 1に震源

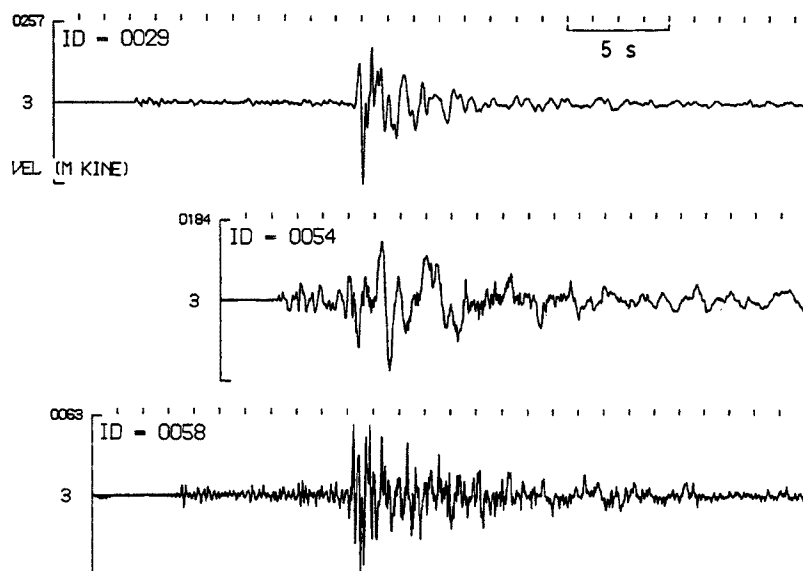


Fig. 1. Velocity seismograms of moderate earthquakes observed at the Sumiyama Seismic Observatory. Transversal components in the frequency range of 0.25–25 Hz are shown. Source locations and magnitudes are listed in Table 1. Note that the predominant frequency of the event in Wakasa Bay (ID 58) is much higher than those of the other events.

Table 1. List of the earthquake origins shown in figure 1

ID No.	y	Date m d	Time h m	Lat , °	Long , °	Δ km	H km	M
29	84	2 11	4 49	34 2.8	135 43.3	97	67	5.5
54	85	10 03	20 57	35 11.1	135 52.0	30	5	5.3
58	85	11 27	09 02	35 37.2	135 44.3	79	7	5.1

情報を示す。若狭湾に発生した地震 (ID No. 58) は、地震活動の活発な琵琶湖西岸地域の地震 (ID No. 54) や吉野地震 (1952, M 7.0, H=70 km) の震源付近のやや深い地震 (ID No. 29) に比べ、その震源距離や深さの違いにもかかわらず高周波成分が顕著に卓越している。

観測される地震波動の周波数成分において、震源周波数特性と地震波減衰特性とはトレードオフの関係があるので、減衰特性の地域的な変化の影響の少ないコーダ部分を用いて、近畿地方における小～微小地震の震源特性の地域性を調べた²⁾。Fig. 2 にその震央分布、Fig. 3 に地震モーメントとコーナー周波数の関係を示した。地震活動の活発な和歌山市周辺地域の浅い地震 (◎) のストレスドロップ ($\Delta\sigma$) が 10 bars 程度であるのに比べ、吉野地震の震源域 (▽) や伊賀上野地域 (△) のやや深い地震、さらには、琵琶湖西岸の北部のやや地震活動の低い地域の地震 (○: No. 1 M 4.2, No. 21 M 4.9 等) では $\Delta\sigma$ は 30~100 bars と高い傾向を示している。

以上のような、これまでに調べられている近畿地方における地震波減衰特性 (Q 値) とその地域性、および地震体構造との関係を要約すると以下の通りである。

- (1) 伝播距離または走時が同じであれば S 波の減衰 (Q_s) とコーダ Q (Q_c) とはほぼ同じ値を示す^{2),3)}。
- (2) Q_s , Q_c とも周波数に依存して変化する。減衰量 $1/Q$ は 1~数 10 Hz の周波数範囲で $Q_0 f^{-n}$ と近似できる^{1),3)}。

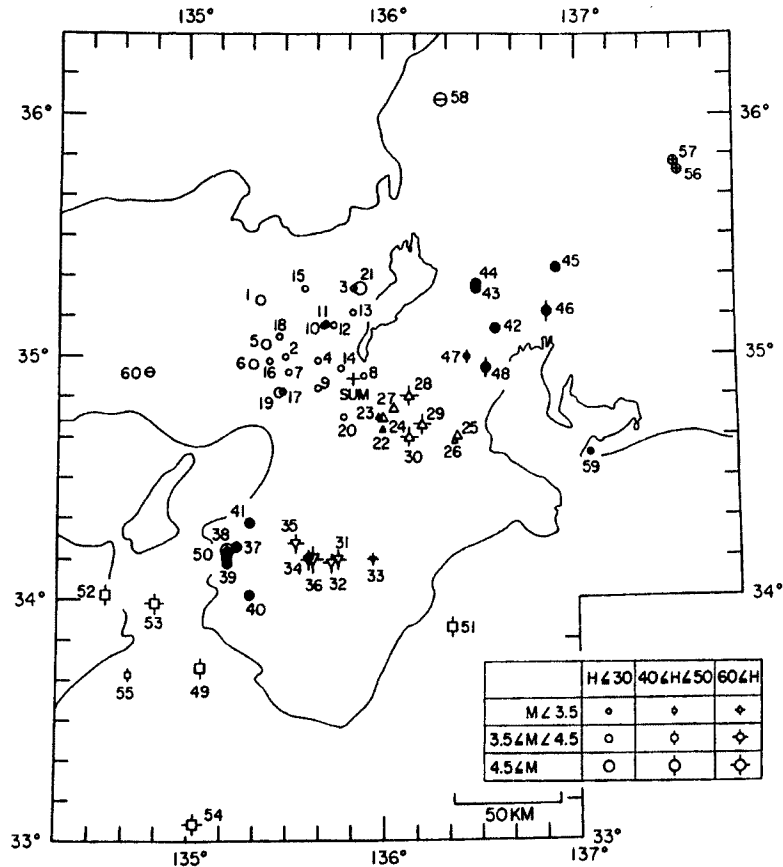


Fig. 2. Epicenter locations of events used for study of stress drop shown in figure 3.

(3) Q_s , Q_c とも深さに依存して変化する^{1),3)}。すなわち、深くなるほど減衰量は小さい(震源距離が大きくなるほど減衰は小さくなるが、これは深さ方向の変化を反映したものと考えられる)。

(4) Q_c , Q_s とも共通して地域的に変化する。すなわち、中央構造線の南側の外帯よりも北側の内帯の方が減衰は小さい^{1),3),6)}。

(5) 地震活動の活発な地域では不活発な地域より減衰が大きい。琵琶湖西側から大阪湾にかけての地域では、北東側若狭湾に至る微小地震活動の低い地域の方が南部より減衰は小さい⁷⁾。

(6) 地震活動の不活発な地域で発生する地震は活発な地域の地震よりも高周波数成分が卓越する^{2),5)}。

(7) 近畿地方においては若狭湾周辺地域の地震活動は特に不活発である。このことから地震波動の減衰の小さいことが予想される。

3. 観測と解析

3.1 観測サイト、観測システム

コーダ波の減衰(Q_c)を精度良く求めるためには、直達S波の影響と雑微動の影響を避けるために、記録の解析区間をS波走時の2~3倍の時刻からS/N比が3倍以上である時刻までに限る必要がある。従って、観測サイト近傍の Q 値を得るためにはなるべく震源距離の小さい地震を解析する必要がある。また、統計的評価により信頼性を高めることが必要であるので、数多くの地震記象が望まれる。これは、若狭湾地域の地震活動の低いことにもかかわらず短期間の臨時観測で結果を得ようという虫のいい計画であった。この要

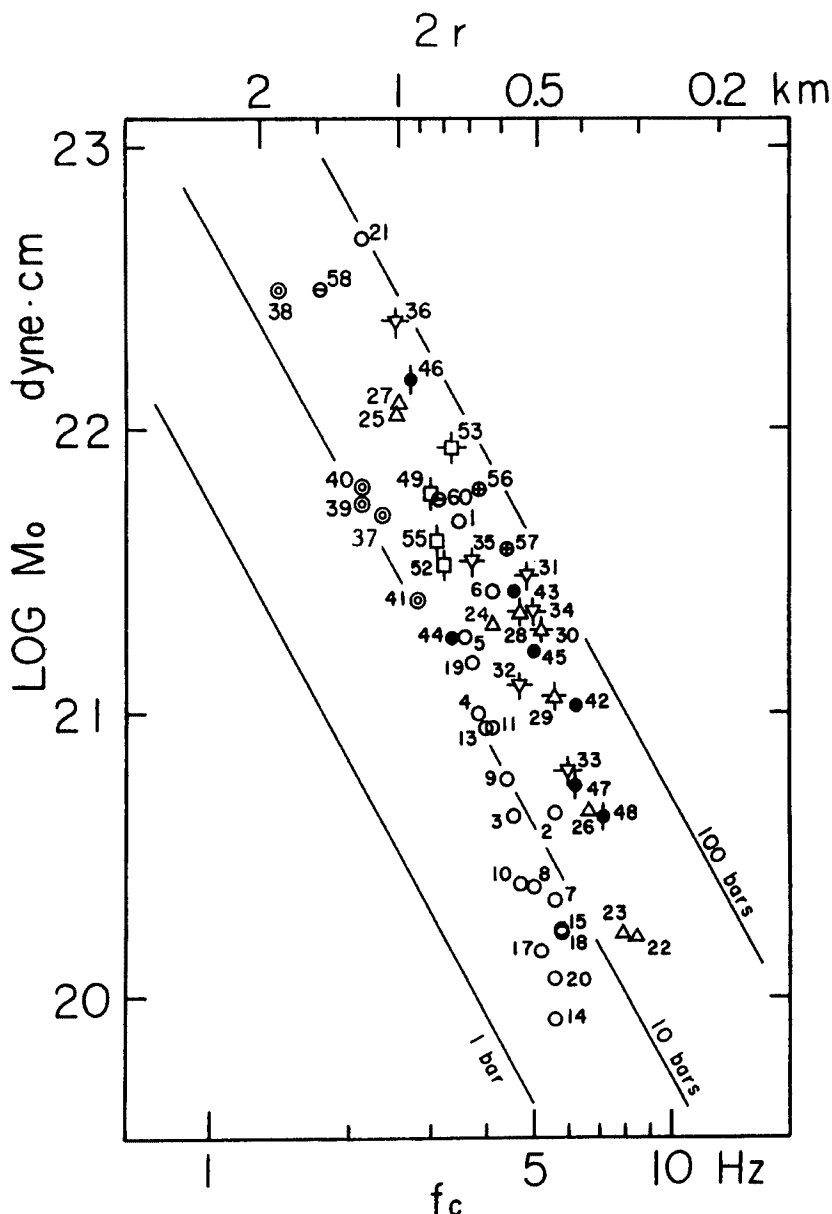


Fig. 3. Relation between seismic moment and corner frequency obtained from coda analysis for small and micro earthquakes in and around the Kiniki district. The epicenters are shown in figure 2 with corresponding symbols.

件を充すためには、観測サイトとして雑微動の少ない地下の坑道を必要とする。敦賀半島北端部付近の横坑内（花崗岩）で高感度の3成分地震観測が実施されたが、地震計設置点は原子力プラントに近接しているため、観測サイトの選定のために雑微動調査を実施し、この調査結果に基づいて観測点（敦賀観測サイト）を選定した⁸⁾。

観測装置は、京都大学防災研究所醍醐（DAG）およびSUMの高感度短周期（固有周期1秒）地震観測システム⁹⁾に準じ、地震判定論理に改良を加えたイベント・トリガー方式の装置¹⁰⁾である。遅延時間は約30秒であり、ビデオカセットテープにアナログ磁気記録が収録される。このシステムの総合S/N比はQ値の解析に必要な30 Hz以下の周波数帯域で60 db程度が確保できる。ただし、地震計3成分に対し記録系の成

分が余るので増幅器の増幅率を変えてシステム全体の広ダイナミックレンジ化を企てた。総合感度は高感度のチャンネルで 5,000 v/cm/s, 低感度のチャンネルで 1,000 v/cm/s であり、それぞれ最大 5 V まで入力できる。同システムは京都府南部地域の Q 値の観測に用いられてきており、同質の記録資料による Q 値の評価が可能であるため、結果の吟味、特に地域間のデータの比較に有効である。

時計は J.J.Y. 自動修正により常時 3.5 ms の精度が保たれているので、他の研究機関による地震観測資料との照合が可能である。

観測期間は1991年 5 月22日から同31日までの予備観測の後、10月16日までである。

3.2 観測記録と震源位置および地震波速度

Table 2 に収録された地震数を震源距離 (S-P 時間) により分類して示した。括弧内は遅延装置の設定ミスや、初動振幅が小さかったために、初動を逃がした地震数である。近い地震 (L, M) に分類されたもののうち、京都大学防災研究所地震予知研究センター北陸観測所¹¹⁾ に依り震源位置情報の得られたものの震央位置を Fig. 4 に示した。最も近くの地震は、敦賀観測サイトの西南西 6.4 km (M 2.5) に求まっている。記録観測波形の例としてこの地震を Fig. 5 に示した。

Fig. 6 は、敦賀観測サイトにおける近い (L, M) 地震110個の S-P 時間別頻度分布である。北陸観測所では 3 点以上の観測点で記録された地震のみ震源位置が決定される。砂目部分は北陸観測所で震源位置の決定された地震93個の分布である。北陸観測所の観測網から外れる西側のやや遠い地域で違いが見られるのは観測、解析方法の違いとして当然であるが、 $T_{s-p} \leq 3$ s の極めて近い地域で地震の検知に差異のあることが注目される。このことは敦賀半島北端部を中心とする若狭湾地域の local seismicity を考える上で今後検討を要すると思われる。Table 3 に $T_{s-p} \leq 3$ s の地震リストを示した。

Fig. 7 に P 波および S 波の走時を示す。見かけ速度の計算には、簡単のため震源距離は震央距離と震源の深さから半無限媒質を仮定し、位置決定の誤差の影響が相対的に大きくなる近距離 ($R < 10$ km) の値は除いた。Table 4 に求められた速度値を示したが、これらの値は近畿地方北部の爆破観測データ¹²⁾ と極めて良い一致を示す。

3.3 コーダ Q の解析方法

コーダ Q は S 波の等方一次散乱を仮定し、上下動成分のバンドパスフィルター記録の対数 RMS 振幅の時間的減衰から求めた。一次散乱を仮定して求まる Q 値は解析区間により変わる (発震時からの経過時間が大きい程 $1/Q$ は小さい)。これは減衰機構の違い¹³⁾ と地殻深部ほど減衰が小さい^{11), 3)} ことを反映したものと考えられる。ここでは、2 種類の解析区間について Q_c を求めた。

Table 2. Numbers of earthquakes observed at the Tsuruga site. Parentheses show the numbers of events, the initial P motions of which were missed to record

Group	Numbers
L : $T_{s-p} \leq 7$ s	67 (7)
M : $T_{s-p} \leq 15$ s	57 (3)
N : $T_{s-p} \leq 30$ s	81 (1)
NJ : In and around Japan	140 (6)
F : Far	116 (10)
QB : Quarry blast	10
SUM	471 (27)

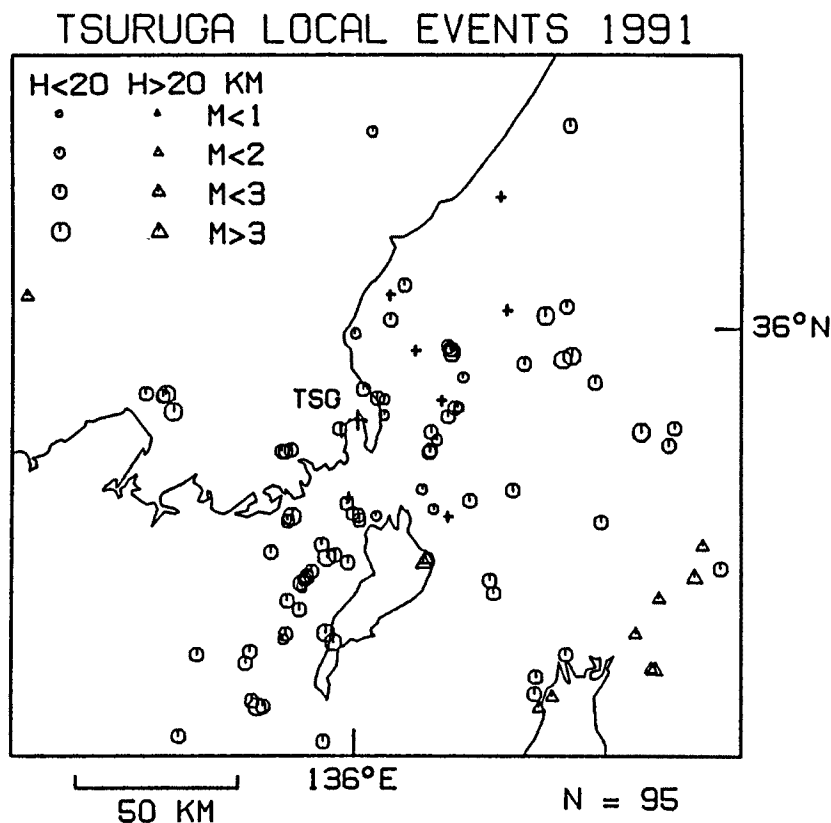


Fig. 4. Epicenters of local events observed at the Tsuruga site (+), determined by the Hokuriku Observatory of Research Center for Earthquake Prediction.

Fig. 8 は近い地震の上下動成分と、その中心周波数 1, 2, 4, 8, 16 および 24 Hz のバンドパスフィルター記録である。各トレースの振幅は最大値で規準化してある。コーダの解析は発震時から測って、S 波走時の 2～3 倍の時刻から S/N 比が 3 倍以上ある区間を対象にしている。図には 1 秒間の平均振幅が地震波到達直前の 3 倍以上である時刻を各トレース毎に CEND の記号で示した。

Fig. 9 はバンドパスフィルター記録に $(1/t) \exp(-b(f)t)$ を最小 2 乗法で当てはめた例である。振幅は 1 秒毎の RMS 値を対数で表示してある。ここに、 t は発震時からの経過時間であり、 v を S 波速度として $b(f) = \pi f / Q(f) v$ により Q_c が求まる。

4. Q 値の解析結果と地域性

コーダ解析に用いた地震のリストを Table 5 に示す。解析区間は S 波走時と S/N 比により地震毎に異なる。Table 5 には例として 8 Hz の場合の解析区間が示されている。各々の地震の Q_c を、震源距離の違いにより 2 つのグループに分けて平均値（各地震毎の標準偏差による重み付き平均値）を求めた。この様にして求めた若狭湾周辺地域の平均的な値 ($100/Q$) を京都府南部炭山地震観測室における近畿地方中部の値¹⁾とともに Table 6 にまとめた。解析区間は short lapse time のグループで 10～50 s, long lapse time のグループで 25～80 s である。一次散乱を仮定すると、これらのグループは S 波速度 (Table 4) から、それぞれ敦賀観測サイトから半径約 100 km および 150 km 以内の Q 値に対応する。Fig. 10 にこれらを図示した。

若狭湾地域の減衰量は、炭山の値に比べて系統的に小さい。2 章(7)において、近畿地方では若狭湾地域の

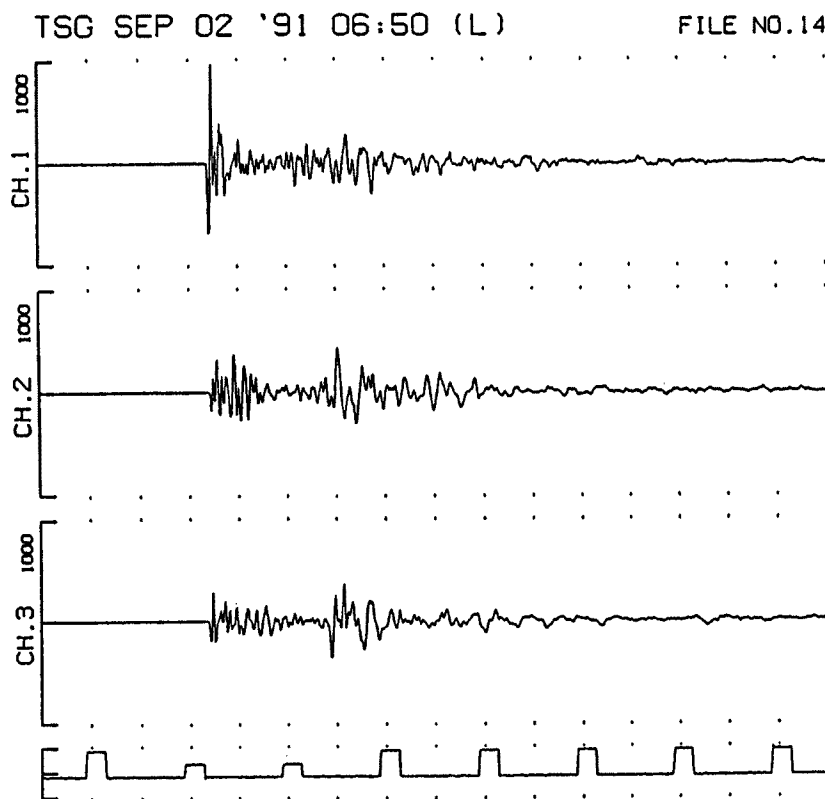


Fig. 5. An example of near event observed at the Tsuruga site.

地震活動が極めて低いことから、若狭湾地域の地震波の減衰の小さいことを予想していた。両観測点で解析されたコーダ部分はそれぞれの地域の減衰量をオーバーラップして反映していると考えられるが、それにも拘らずコーダ Q に上記の差が見られる。このことは、若狭湾地域の S 波の減衰がかなり小さいことを示すものと考えられる。

5. 震源特性

2 章にて、地震活動の不活発な地域に発生する地震の地震時応力降下量は活発な地域の地震よりも大きい傾向にあることをのべた。このことを今回の地震観測資料から検証するために、S 波部分のスペクトル解析からストレスドロップを次のモデルにより求めた。

$$M_0 = 4\pi\rho v^3 U_0 r / R \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 M_0 は地震モーメント、 ρ は媒質の密度、 v は S 波速度、 U_0 は変位スペクトル密度の低周波数域平坦部のレベル、 r は震源距離、 R は震源放射特性である。 M_0 は、 $\rho=2.9 \text{ gr/cm}^3$ 、 $v=3.5 \text{ km/s}$ 、 $R=1/\sqrt{2}$ (幾何

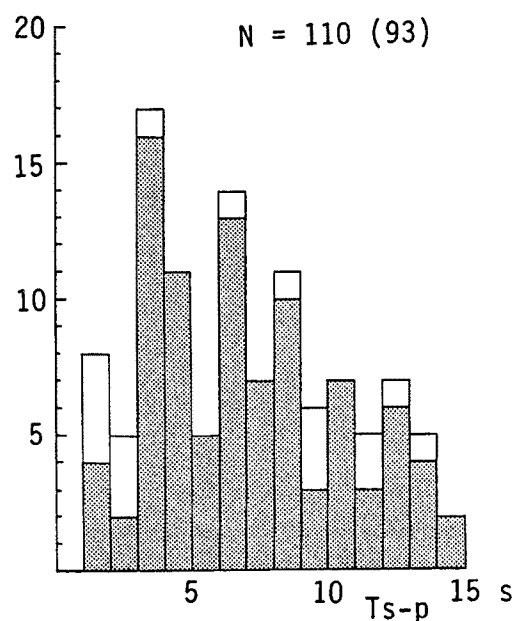


Fig. 6. Distribution of S-P time for near events. Shaded areas show the number of events located by the Hokuriku Observatory of Research Center for Earthquake Prediction.

Table 3. List of near earthquakes observed at the Tsuruga site. Origins were given by the Hokuriku Observatory of Research Center for Earthquake Prediction

ID No.	Y	Date M D	Time H M	T_{s-p} s	AMP 10^{-6} m/s	Dist km	Azm N° E	H km	M
92	91	06 03	16 27	2.3	320	8.5	80	5	1.9
159	91	06 15	06 48	2.7	80				(1.7)
186	91	06 18	15 57	3.0	60				(1.5)
281	91	07 01	09 46	2.0	8000				(2.8)
376	91	07 20	02 18	1.1	1200				(1.7)
509	91	08 16	00 16	2.3	180				(1.5)
540	91	08 23	11 19	1.3	640				(1.8)
575	91	09 02	06 30	1.2	20000	6.4	-115	4	2.5
657	91	09 15	20 24	1.3	360				(1.5)
679	91	09 20	05 08	1.5	5200	9.1	43	1	2.2
702	91	09 27	16 07	1.5	1360	10.5	53	1	1.9
727	91	10 02	15 07	1.6	1200	9.4	10	1	2.4
770	91	10 10	16 15	3.0	560	23.4	99	7	2.5

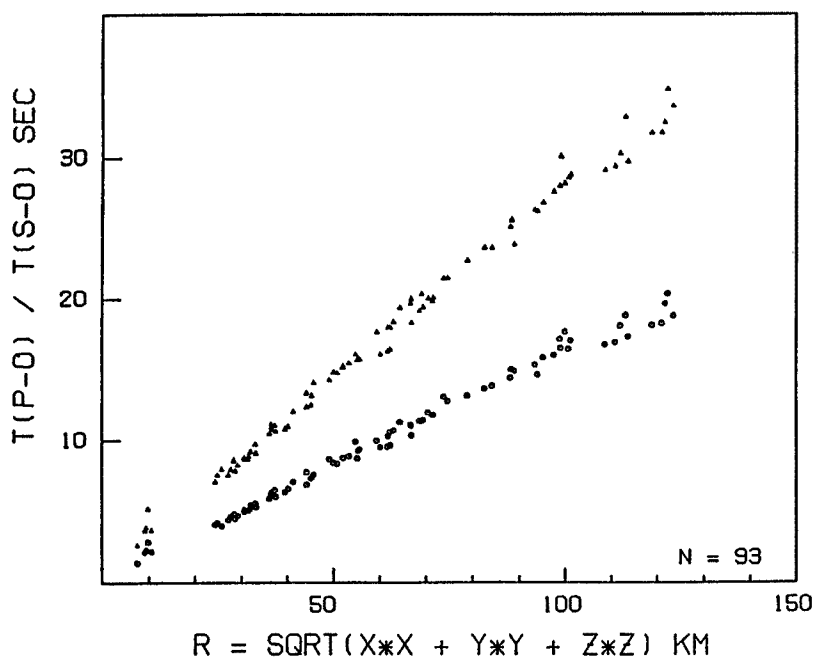


Fig. 7. Travel time for P and S phases at the Tsuruga site. Wave velocities are listed in Table 4.

学的平均)¹⁴⁾として U_0 から求まる。Brune^{15),16)} モデルに従い、等価円形滑り面の半径 a と、遠方のS波スベクトル密度のコーナー周波数 f_c とは、

$$a = 2.34 v / 2 \pi f_c \dots\dots\dots (2)$$

また、応力降下量 $\Delta\sigma$ は次式により与えられる。

Table 4. P and S wave velocities estimated with P and S onset at the Tsuruga site, and source locations and origin times given by the Hokuriku Observatory of Research Center for Earthquake Prediction

Δ Km	N	Vp Km/s	Vs Km/s	Vp/Vs
15- 77	62	5.83 ± 0.09	3.47 ± 0.05	1.68
77-150	26	6.70 ± 0.48	3.93 ± 0.24	1.70
15-150	88	6.17 ± 0.07	3.64 ± 0.04	1.70

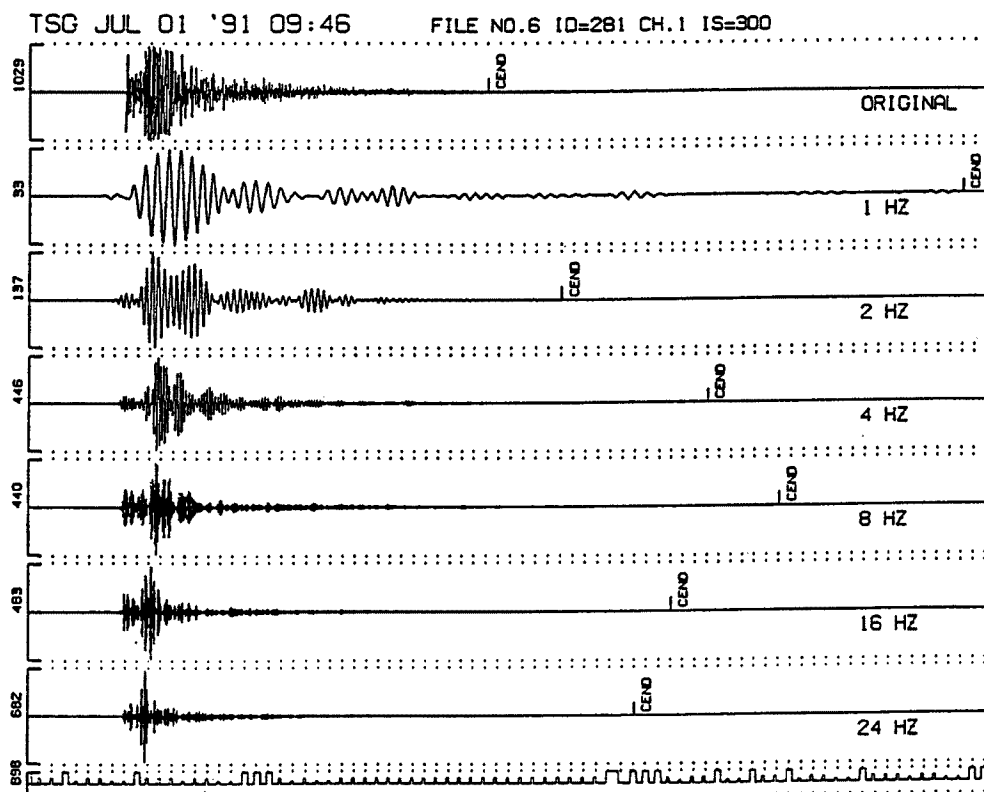


Fig. 8. Examples of band-pass filtered traces for coda analysis.

$$\Delta\sigma = 7 M_0 / 16 a^3 \quad (3)$$

Fig. 11 に S 波 T 成分の震源変位スペクトルの解析例を示す。図には、Q 値の補正を施したものと、幾何学的減衰項のみの補正をしたものとが描いてあるが、震源距離が小さいので Q 値の影響は小さい。また、解析区間長の影響を調べるために、S 波部分の上を示した 0.64 s と 1.28 s の 2 つの区間のスペクトルを計算してある。この例では $M_0 = 1.1 \times 10^{17}$ dyne·cm, $f_c = 12$ Hz, $\Delta\sigma = 0.04$ bar である。応力降下量がこのように小さいのは、微小地震 ($M_{f-p} = 1.7$) であるにもかかわらず、高周波成分が卓越しないことによる。

Fig. 3 に明らかなように、応力降下量は $M_0 = 10^{21}$ dyne·cm ($M \sim 3$ 程度) 以下で急速に減少している。震源スペクトルに関するスケージング則では、地震モーメントはコーナー周波数の 3 乗に逆比例することを予測する¹⁷⁾ が、世界各地の観測結果からも、 $M_0 < 10^{21}$ dyne·cm の地震でこの関係がずれて、 $f_c \sim$ 一定に近くなることが明らかになってきている。この現象は震源スペクトルによるものか、地震波の高周波成分が観測

TSG JUL 01 '91 09:46 FILE NO.6 ID=281 CH.1 IS=850

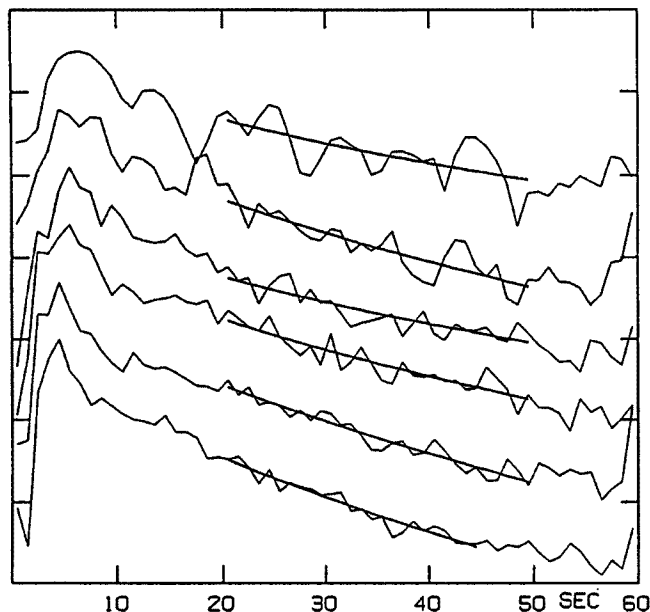


Fig. 9. Examples of logarithmic rms amplitudes and least square fits for coda decays.

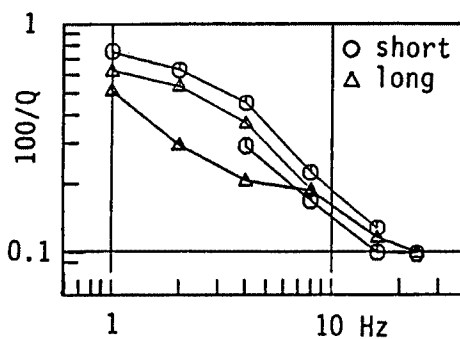


Fig. 10. Q_c for the Wakasa Bay region (thick lines) and for the central part of Kinki District (thin lines). Short and long lapse time intervals were used.

Table 5. List of event used for coda analysis. Events are divided into two groups by the analyzed intervals of short and long lapse times

ID No.	Y	Date M D	Time H M	T_{s-p} T_s	T_{p-o} T_s	M	Interval for 8 Hz (s)
281	91	07 01	09 46	2.0	—	(2.8)	10 - 50
356	91	07 14	19 22	3.2	4.4	2.7	15 - 45
575	91	09 02	06 30	1.2	1.4	2.5	10 - 30
679	91	09 20	05 08	1.5	2.2	2.2	10 - 30
702	91	09 27	16 07	1.5	2.2	1.9	10 - 30
727	91	10 02	15 07	1.6	2.3	2.4	10 - 30
111	91	06 07	12 42	7.4	10.6	3.7	35 - 75
296	91	07 03	21 38	6.8	9.7	3.0	35 - 70
297	91	07 04	00 49	6.8	9.6	3.3	35 - 75
567	91	08 31	13 26	6.5	7.6	4.2	30 - 80
640	91	09 11	23 25	4.6	5.9	3.0	25 - 60
728	91	10 02	23 10	4.5	6.4	3.7	22 - 60
756	91	10 08	05 11	5.0	7.1	2.8	25 - 50

サイト近傍の表層地質による減衰を強く受けているためなのか、議論のわかれるところであり、source-controlled f_{max} , site-controlled f_{max} の議論¹⁸⁾ と共に大変興味深い。いずれにしろ、Fig. 11 の結果を Fig. 3 にプロットしても地域性を論ずるデータにはならず、目的とした若狭湾地域のストレスドロップの特徴を検証す

Table 6. Q_c^{-1} for the Wakasa Bay region, northern part of the Kinki district, obtained at the Tsuruga site, and Q_c^{-1} for the central part of the district obtained at the Sumiyama Seismic Observatory ($\times 0.01$)

Freq.	N	Short lapse time	N	Long lapse time	N	Total
1 HZ	1	0.5456 ± 0.2327	4	0.5117 ± 0.2101	5	0.5168 ± 0.1678
2 HZ	2	0.9309 ± 0.1599	6	0.2943 ± 0.0826	8	0.3675 ± 0.1031
4 HZ	6	0.3119 ± 0.0378	7	0.2060 ± 0.0230	13	0.2346 ± 0.0232
8 HZ	6	0.1726 ± 0.0180	7	0.1864 ± 0.0080	13	0.1827 ± 0.0079
16 HZ	6	0.1004 ± 0.0107	7	0.1163 ± 0.0084	13	0.1092 ± 0.0068
24 HZ	6	0.0999 ± 0.0059	7	0.0998 ± 0.0029	13	0.0999 ± 0.0032
Tsuruga Short lapse time (4–24 Hz) $100/Q = (0.738 * \text{or} / 1.30) f^{**}(-0.670 \pm 0.108)$						
Long lapse time (1–24 Hz) $100/Q = (0.457 * \text{or} / 1.09) f^{**}(-0.485 \pm 0.042)$						
Total lapse time (1–24 Hz) $100/Q = (0.518 * \text{or} / 1.05) f^{**}(-0.532 \pm 0.023)$						
Sumiyama 15–45 s (1–16 Hz) $100/Q = (0.903 * \text{or} / 1.16) f^{**}(-0.661 \pm 0.086)$						
20–60 s (1–8 Hz) $100/Q = (0.707 * \text{or} / 1.17) f^{**}(-0.571 \pm 0.118)$						

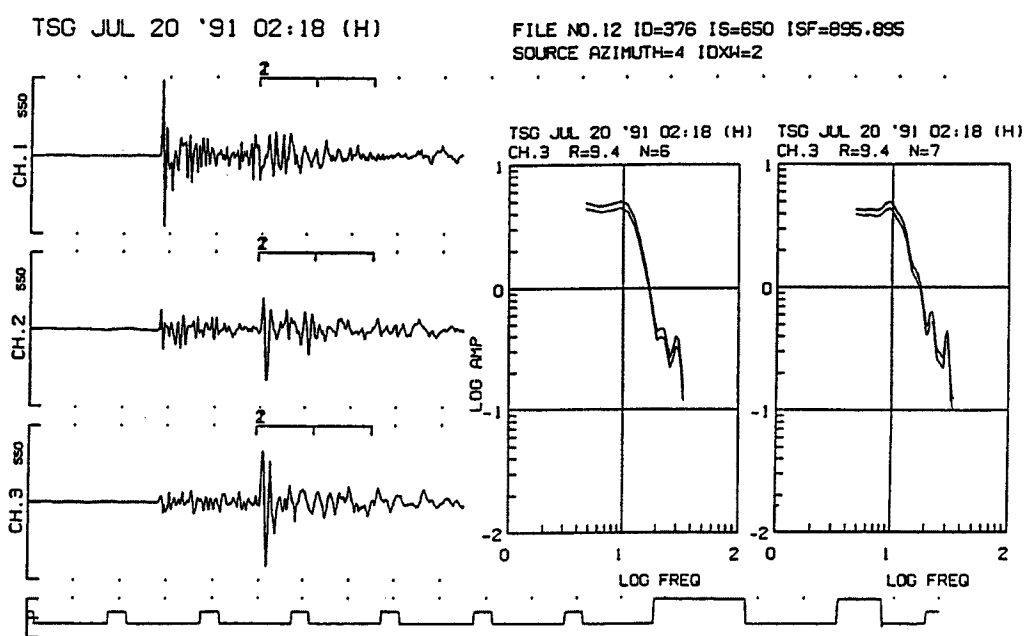


Fig. 11. An example of source displacement spectral densities for near micro event. Two time intervals of 0.64 s and 1.28 s for transverse component (bottom trace) were used for spectral analysis with and without attenuation correction of Q .

ることは出来ない。

6. ま と め

敦賀半島北端部において臨時に地震観測を実施し、コーダ Q により若狭湾周辺地域の地震波減衰特性を

地震活動度との関連で議論した。得られた主な結論は次のようにまとめられる。

- (1) 若狭湾周辺地域におけるコーダ Q は周波数に依存して変化する。S波の Q 値も同様の周波数依存性を示すものと推測される。
- (2) 若狭湾周辺地域の減衰量 ($1/Q$) は近畿地方における他地域に比べて小さい。これは同地域の地震活動度の低いことと調和的である。
- (3) 敦賀半島北端部近傍に微小地震の発生域がある。
- (4) 近畿地方における地震地体構造の研究から、若狭湾周辺地域の地震時応力降下量は他地域に比較して大きいことが予想されているが、今回の臨時観測では直接比較出来るような規模の大きい地震が発生しなかったため、これを確認するには至っていない。
- (5) 若狭湾周辺の P波および S波の平均速度が求められた。

なお、この観測は、日本原子力研究所の委託研究「地震動距離減衰式に関する検討」の一環として行われたものであるが、筆者は従来近畿地方のサイズミックゾーニングに関連して地震波減衰特性と地震地体構造の関係を議論してきたので、この観点から本報告を行った。

謝 辞

地震観測を実施するにあたり、日本原子力研究所リスク評価解析研究室をはじめ多くの機関の御助力、援助を賜った。ここに記して、感謝の意を表します。

観測に先立つ地質踏査には同解析室蝦沢勝三氏、観測サイトを提供して下さった機関の関係部局の方々、また、京都大学防災研究所地震予知研究センター尾上謙介氏に参加して頂き、貴重なご意見を賜った。微動観測、地震観測には、観測サイトを提供して下さった機関の関係部局の方々はもちろんのこと、本学大学院土木工学専攻安井洋君をはじめ防災研究所都市施設耐震システム研究センター配属の大学院生、学生諸君の努力に負うところが大きい。最後に、京都大学防災研究所地震予知研究センター北陸地震観測所平野憲雄氏には、震源情報の迅速な提供に特に御尽力を頂いた。これらの方々に深く感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Akamatsu, J.: Attenuation property of coda parts of seismic waves from local earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 30, 1980, pp. 1-16.
- 2) Akamatsu, J.: Attenuation property of seismic waves and source characteristics of small earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 30, 1980, pp. 53-80.
- 3) Kanao, M. and K. Ito: Attenuation of S waves and coda waves in the inner zone of southwest Japan, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 40, 1991, pp. 87-107.
- 4) Kanamori, H.: Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Annual Review of Earth and Planetary Science, 1, 1973, pp. 213-240.
- 5) Akamatsu, J.: Seismic zoning and seismic ground motion in the southern parts of Kyoto, Southwest Japan, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 36, 1986, pp. 1-42.
- 6) Aki, K. and B. Chouet: Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, Bull. Seis. Sc. Am., 80, 1975, pp. 3322-3342.
- 7) Okano, K. and I. Hirao: Seismic attenuation in relation to the tectonic force in the vicinity of Kyoto, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 22, 1973, pp. 97-110.
- 8) 亀田弘行・赤松純平・杉戸真太：地震動距離減衰式に関する検討 (3), 財団法人防災研究協会・日本原子力研究所, 1992, pp. 95-135.

- 9) 赤松純平・西村敬一、藤田雅之：炭山および醍醐地震観測室における併行地震観測，京大防災研年報，32 B-2, 1989, pp. 83-88.
- 10) Akamatsu, J., N. Ichikawa and K. Kaminuma: Seismic observation with local telemetry network around Syowa Station, East Antarctica, Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 3, 1989, pp. 1-12.
- 11) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方：北陸地方のサイスミシティ，地震，31, 1987, pp. 35-47.
- 12) 伊藤 潔・松村一男・梅田康弘・小笠原宏・金尾政紀・田崎幸司・渡辺邦彦：近畿地方北部の人口地震探査（Ⅱ），京大防災研発表講演会，1-17, 1992.
- 13) Aki, K.: Summary of discussions on coda waves at the Istanbul IASPEI meeting, Phys. Earth Planet. Inter., 67, 1991, pp. 1-3.
- 14) Keilis-Borok, V. I.: Investigation of the mechanism of earthquakes, Trudy Inst. Geofis. Akad. Nauk., SSSR, 40, 1957.
- 15) Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. G. R., 75, 1970, pp. 4997-5009.
- 16) Brune, J. N.: Correction, J. G. R., 76, 1971, p. 5002.
- 17) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., 72, 1967, pp. 1217-1231.
- 18) 木下繁夫： $f_{\max}$ 周辺の話題，地震，41, 1988, pp. 629-639.