

地震波コーダの polarization と減衰の性質

赤松純平・松波孝治

POLARIZATION AND ATTENUATION OF SEISMIC CODA WAVES

By Junpei AKAMATSU and Koji MATSUNAMI

Synopsis

Seismic coda waves of local events observed at the Sumiyama Seismic Observatory were analyzed to examine their polarization and attenuation properties. Coda wavelets had elliptical polarizations with predominant directions related to events, showing characteristics of reflections by horizontal layering in the upper lithosphere. Coda polarizations at larger lapse time were biased azimuthally, which may reflect irregularity and/or anisotropy in the deeper parts.

Attenuation in the frequency range around 1 Hz decreased with increase of earthquake magnitude. This observation is not explained by non-linear wave hypothesis and suggests effects of surface waves in coda waves.

1. はじめに

近地地震のコーダ部分は、上部リソスフェア内に存在する種々の不均質による後方散乱S波と考えられている¹⁾。Aki等^{2),3)}およびScheimerとLanders⁴⁾は、小辺長群列地震観測によりコーダ波が種々の方向から到来するirregularな波であることを示した。一方、Kopnichevは、コーダにpolarizationの明らかなregularな波が含まれていることを示し、これを水平成層構造による反射波であると考えた⁵⁾。このように、コーダ生成機構については未だ不明な点が多く、これを明らかにするには、その波動論的性質を吟味する必要がある。

コーダ生成の機構に関連して、コーダ波の減衰における散乱減衰の重要性が議論されている。佐藤⁶⁾はコーダ波の減衰を一次散乱モデルにより説明した。A. V. Nikolaevは減衰の周波数依存性に波の非線型効果を指摘している⁷⁾。

筆者等は、炭山地震観測室の記録を用いて、近畿地方とその周辺地域で発生する地震のコーダ特性を調べ、これをseismic zoningに適用する方法を検討してきた⁸⁾。ここでは、炭山の記録を用いて、コーダ波のpolarizationを調べてregularな波の存在を検討するとともに、減衰における波の非線型効果一重レベルの違いによる減衰特性の変化一を調べる。

2. 解析と結果

2.1 P, S および S-coda 部分の particle motions

地震波の波動論的性質を吟味する上で、波の伝播方向と媒質の振動方向とは不可欠な要素である。炭山地震観測室で観測される局所地震のP, S波は波動論的解析に利用できる。すなわち、P波初動部分のparticle motionの直線性は良好であり、その方向から波の伝播方向が、またS波については、particle motionからpolarization angleが議論できる⁹⁾。Fig. 1にP波、S波およびS-coda部分のparticle motion diagramsの

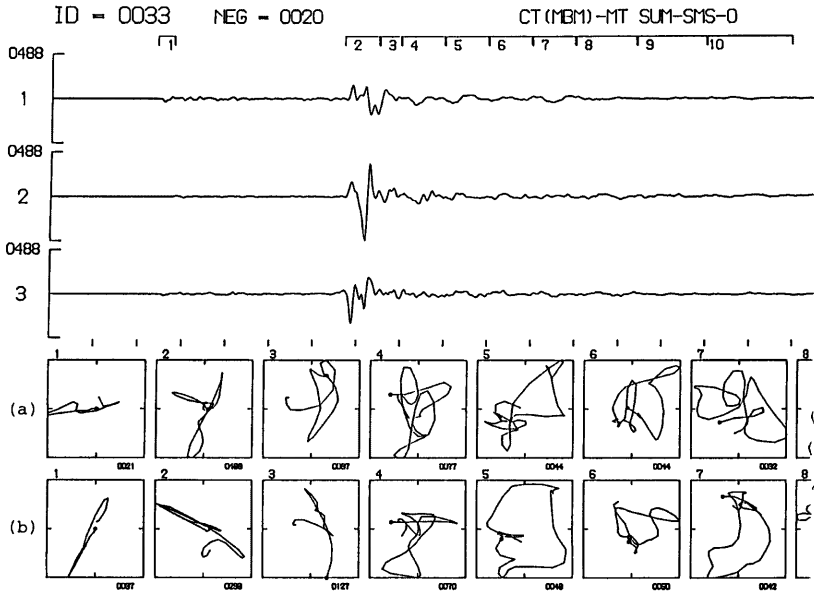


Fig. 1 An example of three-component seismogram and particle motion diagrams for P, S and S-coda in the horizontal plane (a) and the vertical one (b). The particle motions of S-coda have no directional polarization caused by local site conditions. The event (No. 84-1110) was recorded by the digital strong motion seismograph⁸⁾.

例を示す。P, S 波については、上記の性質が明瞭である。また、主要動以後の S-coda 部分には、観測点近傍の地表面の起伏や地質条件等による振動方向の偏倚¹⁰⁾は見られず、コーダ波の polarization を議論する上で都合の良いことが判る。

2.2 コーダ波の polarization

解析に用いた地震のリストを Table 1 に示す。震源距離が広範囲 (20~180 km) に及んでいるので、コーダ波の解析区間の決定には注意が必要である。震源域で発生し直接観測点に伝播してくる regular な波の影響を除くために、各地震共発震時から S 波走時の 3 倍以上の時間又は S 波群通過後 30 秒以上経過した後のコーダ部分を用いた。

コーダ波の振動方向は、1 Hz と 4 Hz の周波数帯域について、波動エネルギーの大きい波群の particle motion diagrams を回転楕円体で近似し、その長軸方向により求めた。この波群は、3 成分の二乗和により求めた波動エネルギーの極大値に対応する波群を用いた。1 Hz の地震波は散乱の影響を最も強く受けていると考えられており、また高周波成分は減衰量が大きく、充分な解析区間長が得られないことから、この周波数帯域を解析した。解析区間は地震により異なるが 1 Hz は 30~150 秒、4 Hz は 30~100 秒の範囲である。Fig. 2 は波動エネルギーの時間的変化、Fig. 3 はバンドパス記録と particle motion diagrams およびその楕円近似の例である。エネルギーの極大値で求めた区間内では振動方向が変化する場合があります、この場合には楕円が円くなる。波群内の振動方向が比較的揃っているもの (楕円率 ≤ 0.3) のみを解析の対象とした。

Table 1 List of events used for polarization analysis of coda waves.

No.	Earthquake Code No.	Date	Time h m	Epicentral Distance km	Azimuth N°E	Depth km	Magnitude M	Region
1	76- 92	July 18 1976	15:30	150.9	-151	40	4.3	Kii Channel
2	76- 138	Aug. 5 1976	15:07	72.5	-172	70	4.2	Southern Nara Pref.
3	76- 264	Sept. 14 1976	21:42	56.3	-51	10	4.2	Central Kyoto Pref.
4	76- 288	Sept. 21 1976	15:54	181.2	57	10	4.2	SW Nagano Pref.
5	77- 515	Aug. 6 1977	2:44	96.4	72	50	4.3	Western Aichi Pref.
6	79- 555	Apr. 17 1979	20:26	110.7	-154	0	4.2	Near Wakayama
7	77-1316	Dec. 25 1977	12:53	43.4	-70	10	3.8	Kyoto-Osaka Border
8	77-1463	Nov. 22 1977	5:11	123.4	158	50	4.0	S off Mie Pref.
9	78- 24	Jan. 7 1978	6:01	47.2	-83	10	4.0	Eastern Hyogo Pref.
10	78- 416	Apr. 3 1978	11:04	134.4	18	10	4.7	Near Fukui
11	78-1459	Dec. 5 1978	8:24	56.3	119	0	4.3	Central Mie Pref.
12	79- 520	Apr. 12 1979	13:59	23.6	128	10	4.3	NW Mie Pref.
13	79-1182	Oct. 13 1979	16:30	95.6	-88	10	4.3	Southern Hyogo Pref.
14	79-1186	Oct. 16 1979	7:46	41.1	5	10	4.9	NW Shiga Pref.
15	84- 889	Feb. 11 1984	4:49	97	-173	67	5.5	Nara-Wakayama Border
16	84-1110	May 5 1984	2:12	14	-101	13	4.6	Northern Osaka Pref.
17	85-1448	Oct. 3 1985	20:57	30	4	5	5.1	NW Shiga Pref.

Observed with the symmetrical three-component seismograph system³⁾.

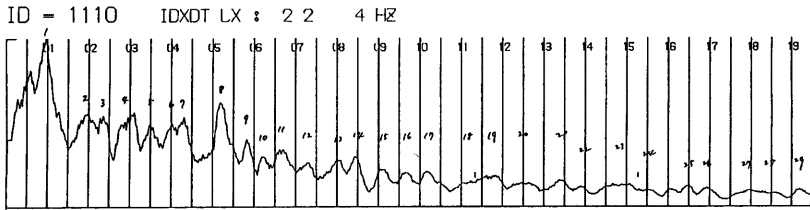


Fig. 2 Variation of coda wave energy with time. Wave energy was calculated from the three components of the band-pass filtered seismograms shown in Fig. 3.

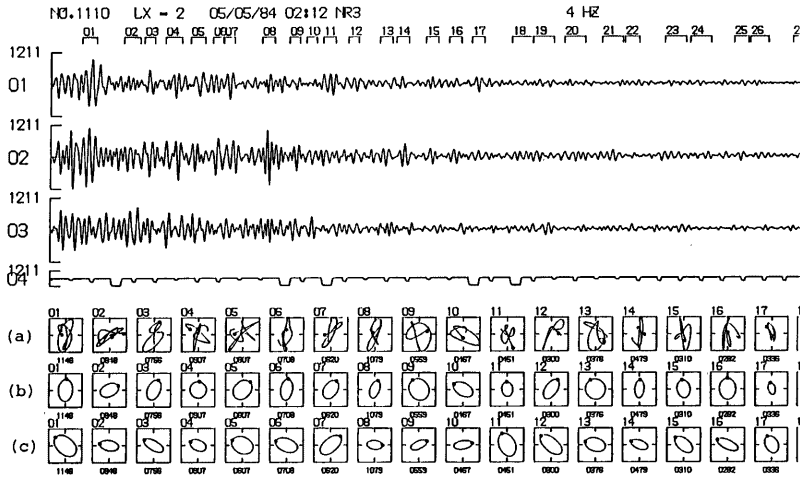


Fig. 3 Band-pass filtered seismogram of three-component coda waves and particle motion diagrams. Particle motions in the time windows determined by wave energy (Fig. 2) were approximated by ellipsoids. (a): particle motion diagrams in the horizontal plane, (b): horizontal projection of the ellipsoids, (c): vertical projection of the ellipsoids.

Fig. 4 に水平面内の振動方向の頻度分布の例を示す (方向は 5° 間隔)。頻度分布は等方的ではなく、方位特性を示す。震源距離の最も小さい No. 1110 の例では、1 Hz は radial 方向と transverse 方向、4 Hz は transverse 方向の頻度が高い。しかし、他の例では別の傾向を示しており、地震により polarization が異なっている。すなわち、コーダ波を形成するエネルギーの大きい波群は、種々の polarization を持った波があらゆる方向から伝播してきた irregular な波ではなく、特定の方向から伝播してきた特定の polarization を持つ regular な波の性質を表わしている。

Fig. 4 の例は、地震毎に特徴的な方向分布を示しているが、経過時間の増加に伴ない振動方向に偏倚が見られた。これを明らかにするために、解析した地震全部の振動方向の分布を重ねて、Fig. 5 に示した。各地震に特徴的な頻度分布の高い方向の他に、1 Hz, 4 Hz 成分共、全体として N30°E 方向の頻度が高い。これは深部の構造や異方性の影響を反映したものと考えられる。

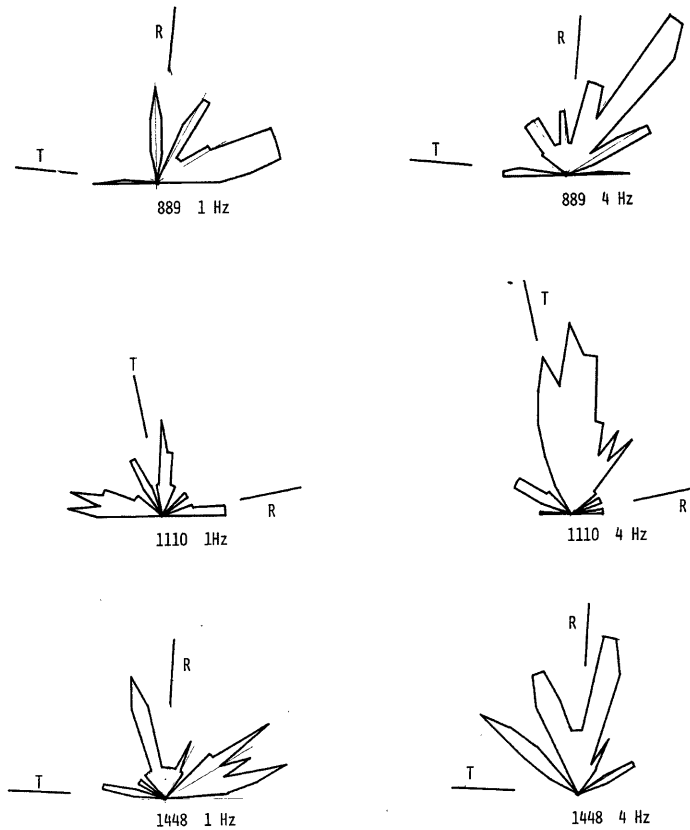


Fig. 4 Examples of azimuth histograms for coda polarizations with 5° intervals. R and T denote the radial and transverse directions, respectively. Note that some predominant directions relating to events are observed.

2.3 コーダ波の減衰とマグニチュードとの関係

解析に用いた地震のリストを Table 2 に、震央分布を Fig. 6 に示す。コーダ波の減衰は周波数と発震時からの時間に依存して系統的に変化する¹¹⁾ので、解析区間は全ての地震について同じにする必要がある。ここでは発震時から30~80秒間を解析した。同一区間のコーダ波の振幅は地震のマグニチュード (M) とよい相関を示す¹²⁾。従って、コーダ波の歪レベルを M で代用する。

Fig. 7 に結果を示す。コーダ波を実体波と仮定し、その振幅を $t^{-1}e^{-Bt}$ (t : 発震時からの時間) で近似して求めた B の値を減衰量とした。2 Hz 以上の高周波数帯では B の値は M と無関係であるが、1.4 Hz 以下の低周波域では、 B の値は M の増加に伴ない減少している。

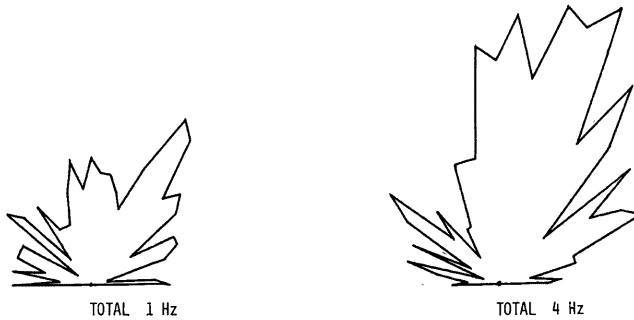


Fig. 5 Azimuth histogram of coda polarizations for all events, showing azimuthal biasing (N 30°E), which may reflect irregularity and/or anisotropy in the lithosphere.

Table 2 List of events used for attenuation analysis of coda waves.

No.	Earthquake Code No.	Date	Time h:m	Epicentral Distance Km	Azimuth N°E	Depth Km	Magnitude M
1	10- 14	Mar. 16 1980	11:39	42	-83	10	3.4
2	11- 4	Mar. 24 1980	10:49	48	-37	0	4.2
3	13- 8	Apr. 8 1980	15:53	18	7	10	2.8
4	14- 38	Apr. 23 1980	4:30	26	-77	10	2.7
5	20-172	June 23 1980	2:29	29	-104	10	2.8
6	24- 47	Aug. 6 1980	18:07	34	-109	10	2.7
7	24- 59	Aug. 13 1980	5:20	32	-107	10	2.6
8	31-115	Oct. 23 1980	21:25	35	-80	10	3.0
9	31-125	Oct. 26 1980	5:57	40	-11	10	3.2
10	38- 58	Feb. 3 1981	18:25	34	-95	10	3.8
11	38- 60	Feb. 3 1981	23:05	33	-90	20	2.9
12	40- 20	Feb. 19 1981	15:51	26	-63	10	2.9
13	40- 24	Feb. 21 1981	3:14	53	98	10	3.3
14	45- 15	Apr. 18 1981	23:46	22	-96	10	2.8
15	45- 41	Apr. 24 1981	23:43	26	-77	20	2.5
16	54- 2	Aug. 9 1981	15:06	48	-142	10	2.9
17	55- 3	Aug. 29 1981	22:03	35	-106	30	2.5
18	64- 55	Dec. 14 1981	2:27	35	-101	20	2.6
19	67-107	Jan. 25 1982	18:15	37	-80	10	3.0

3. 議 論

Kopnichev⁵⁾は北部天山とガム地方の小地震のコーダ波の polarization を調べ、コーダ波が直線的な polarization を有する regular な成分と irregular な成分とから成り、前者は上部リソスフェア内の水平的な速度層境界からの反射波であり、後者は地殻内不均質による散乱波であるとした。この反射波と考えられて

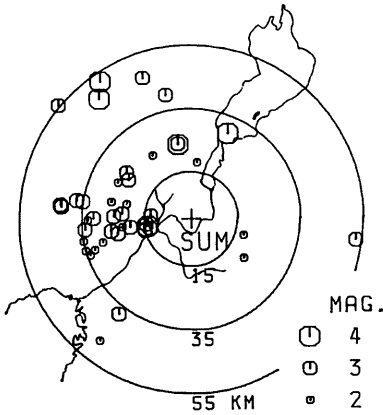


Fig. 6 Epicenters of the events used for the analysis of coda wave attenuation.

いる成分は、今回ここで解析されたエネルギーの大きい波群に相当すると思われる。この波群は地震に固有の polarization を有しており (Fig. 4), 彼らの扱っている成分と同様の性質を示している。また, Kopnichev は波の直線性が時間と共に良好になることを報告している。この結果は, 反射波の減衰が散乱波の減衰より小さいことを意味していると解することが出来, コーダ波の減衰特性を議論する上で興味深い。

コーダ波の Q は, 1~30 Hz の周波数範囲で周波数と共に増大する。波動の非線型効果も同様の傾向を生じる。すなわち, 非線型波動では, エネルギーは高調波に移行するため見掛上高周波成分の減衰は低下する (Q 増大)¹³⁾。またこの性質は歪レベルに依存して変化する。今回の解析結果 (Fig. 7) では, 2 Hz 以上の高周波帯域では減衰は歪レベルに依存していない。また, 1 Hz 附近の周波数帯では, 歪レベルの増加と共に減衰は小

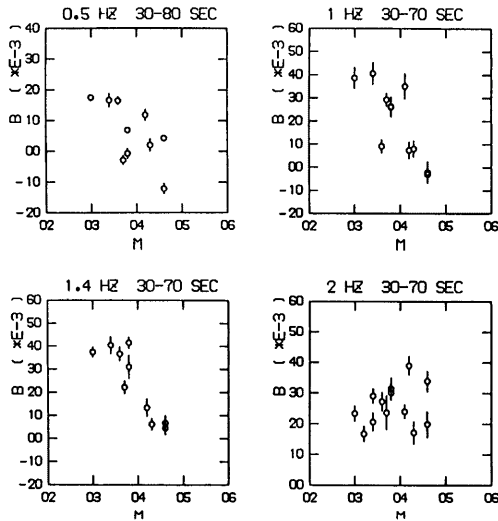


Fig. 7 Relations between attenuation coefficient B and earthquake magnitude M, where coda decay is approximated by $t^{-1}e^{-Bt}$. The decreases of B with increase of M are obvious in the frequency range lower than 1.4 Hz, while not in the range higher than 2.0 Hz.

さくなっている。これは非線型効果から予測される性質とは逆の傾向である。

従来、コーダ波の減衰特性は、経過時間が充分大きい場合、震源の位置や地震規模に依存しないと考えられてきた。特に低周波域では、解析に困難が伴うため多くの地震による平均値を用いて議論しており、ここで行なわれたように地震毎に同一時間内の減衰を評価した例はない。ここでの結果は、コーダ波生成機構と波の種類の問題、特に低周波域における表面波群の役割に関係して非常に興味深い。

4. ま と め

炭山地震観測室で観測された局所地震のコーダ波の polarization と減衰の歪レベルによる変化とを調べた。得られた結果は、

- (1) 波動エネルギーの大きい波群は、地震毎に固有の polarization を有しており、irregular な散乱波とは異なった性質を示す。
- (2) 発震時からの経過時間が大きい場合、polarization は一定の方向 (N30°E) に偏倚する傾向を示す。これは深部の構造や異方性を反映したものと考えられる。
- (3) 低周波成分 (0.5~1.4 Hz) の減衰は、 $2.5 \leq M \leq 4.2$ の範囲で、 M の増加に伴ない減少する。これは、波の非線型効果から予測される性質とは逆の傾向である。この周波数帯では、表面波成分の役割を考える必要がある。

参 考 文 献

- 1) Aki, K. and B. Chouet: Origin of Coda Waves; Source, Attenuation and Scattering Effects, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, 1975, pp. 3322-3342.
- 2) Aki, K., M. Tsujiura, M. Hori and K. Goto: Spectral Study of Near Earthquake Waves (1), *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, Vol. 36, 1958, pp. 71-98.
- 3) Aki, K. and M. Tsujiura: Correlation Study of Near Earthquake Waves, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, Vol. 37, 1959, pp. 207-232.
- 4) Scheimer, J. and T. E. Landers: Short-Period Coda of a Local Event at LASA, *Seismic Discrimination, Semiannu. Tech. Sum.* 42, Lincoln Lab., MIT, Cambridge, 1974, pp. 17-29.
- 5) Копничев, Ю. Ф.: Короткопериодные Сейсмические Волновые Поля, *Наука, Мос.*, pp. 84-90.
- 6) Sato, H.: Attenuation and Envelope Formation of Three-Component Seismograms of Small Local Earthquakes in Randomly Inhomogeneous Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, 1984, pp. 1221-1241.
- 7) Nikolaev, A. V.: 私信, Nov., 1984.
- 8) Akamatsu, J.: Seismic Zoning and Seismic Ground Motion in the Southern Parts of Kyoto, Southwest Japan, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 36, Part 1, 1986, pp. 1-42.
- 9) 赤松純平: 炭山地震観測室における地震観測一局所地震の Particle Motion の性質について一, 京大防災研究所年報, 第20号 B-1, 1977, pp. 13-19.
- 10) 西村敬一・森井 互: 地震動に及ぼす地形の影響の観測, *地震第2輯*, 第36巻, 第3号, 1983, pp. 383-392.
- 11) Akamatsu, J.: Attenuation Property of Coda Parts of Seismic Waves from Local Earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 30, Part 1, 1980, pp. 1-16.
- 12) Akamatsu, J.: Attenuation Property of Seismic Waves and Source Characteristics of Small Earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 30, Part 3, 1980, pp. 53-80.
- 13) Gvozdev, A. A., M. A. Grinfeld and N. V. Zvolinski: Nonlinear Effects, Accompanying Seismic Waves Propagation, Nonlinear Deformation Waves, IUTAM Symposium Tallinn 1982 pp. 391-396.