強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性

鹿島小堀研究室* 加藤 研一・武村 雅之

東京電力** 八代 和彦

Regional Variation of Source Spectra in High-frequency Range Determined from Strong Motion Records

Kenichi KATO and Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, 6-5-30,
Akasaka, Minato-ku, Tokyo 107-8502, Japan

Kazuhiko YASHIRO

Tokyo Electric Power Company, 1-1-3, Uchisaiwai-cho,
Chiyoda-ku, Tokyo 100-0011, Japan

(Received September 8, 1997; Accepted May 20, 1998)

We examine the excitation strengths of source spectra in high-frequency range, and discuss their regional variation. Target events are subduction earthquakes off Fukushima Prefecture, intermediate depth earthquakes in the Kanto region, and shallow earthquakes in the southern Kanto region in Japan. The analyzed data are S-wave portions of 672 accelerograms from 40 events observed at 27 stations in the southern Tohoku and the Kanto region. Source spectra are evaluated by simultaneously separating source, propagation path, and local site effects using inversion technique in spectral domain [IWATA and IRIKURA (1986)]. The magnitude of these events ranges from 3.8 to 7.0, and hypocentral distance from 20 to 200 km. First of all, the relationship between the seismic moment M_0 and the amplitude of source spectra in high-frequency range M_{HF} is examined. M_{HF} is evaluated by taking logarithmic average of acceleration source spectrum from 1 to 10 Hz. M_{HF} is nearly proportional to $M_0^{1/3}$, which is expected from the scaling of source spectra based on ω^{-2} model. M_{HF} shows regional variation even if M_0 is nearly equal. To quantitatively estimate the amplitude difference in high-frequency range, BRUNE stress drop $\Delta\sigma$ [BRUNE (1970, 1971)] is evaluated for each event using M_0 and M_{HF} . Average $\Delta\sigma$ for shallow earthquakes in the southern Kanto, subduction earthquakes off Fukushima Prefecture, and intermediate depth earthquakes in the Kanto region is about 100 bars, 200 bars, and 370 bars, respectively. Taking into account the relation that M_{HF} is proportional to $\Delta\sigma^{2/3}$, intermediate depth earthquakes excite about 2.4 times larger amplitude than that for shallow earthquakes in high-frequency range. Thus, deeper events generally show large $\Delta\sigma$ in comparison with shallower events, suggesting that the focal depth is a key parameter to control the excitation strengths of source spectra in high-frequency range.

Key words: Source spectra, High-frequency, Regional variation, Strong motions.

§1. はじめに

震源が励起する短周期波動は、断層面上のすべりや応力の不均質性に強く支配されている [例えば、小山 (1983)]. 従って、短周期波動の励起強さを地震の発生地域ごとに調べ、破壊過程の特徴を明らかにすることは地

震学上の重要な研究テーマである。また、木造や中低層建物の固有周期が 1 Hz 以上であることを考えると、短周期波動の励起強さの地域差を明らかにし、地震危険度評価等に反映させていくことは、都市防災の観点からも重要である。

地震は発生地域に応じて特徴的な波動を励起することは既に指摘されている。例えば、KANAMORI (1972) は、

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30

** 〒100-0011 東京都千代田区内幸町 1-1-3

海溝軸の内側の縁に沿う帯状地帯に、通常の地震に比べて低周波成分の振幅が非常に大きく、津波の励起を伴う地震が発生することを明らかにした。武村・小山(1983)はモーメントファクター M_0 と特徴周期 T_c [KOYAMA *et al.* (1982)] を用いて M_0/T_c^3 から低周波地震を定義し、津波を発生させるような比較規模の大きい地震だけでなく、中小規模の地震でも海溝軸の内側の縁に沿って低周波地震が発生することを示した。これらの研究は地震モーメントとコーナー周期等の断層の平均的な破壊を記述するパラメータを用いており、いわば長周期領域における震源過程の地域性を論じたものである。

一方、短周期領域における震源の地域性は、長周期領域に比べて研究例が少ない。その原因として、短周期波動は波長が短く、伝播経路の不均質性や表層地盤の増幅の影響を受けやすいことが挙げられる。UTSU (1980) および宇佐美・他 (1992) は、気象庁マグニチュードと震度分布から算定されるマグニチュードの差から低周波地震と高周波地震を定義し、その空間分布について論じている。これらの研究は、過去の被害地震から現在に至る豊富なデータを広域な範囲で利用できる利点があるもの

の、震度やマグニチュードという経験的な尺度を介した短周期成分の評価である。震源が励起する短周期波動の地域性をより詳細に調べるには、地震波形の解析が必要と思われる。

観測波形を用いて短周期震源スペクトルの地域性を示した例として、武村・他 (1989) による茨城～福島県沖のプレート境界地震の検討がある。武村・他 (1989) は 1983 年から 1987 年に観測された近地加速度記録の分析から、福島県沖は高周波地震が発生する地域とそうでない地域に別れ、その境界の中心は太平洋プレートの潜り込みの上面ではば 40 km 付近にあると指摘している。武村・他 (1989) が対象とした地震はプレート境界地震であるが、やや深発地震やプレート内の浅い地震も、発生位置により地域性を示すのであろうか。また、やや深発地震や浅い地震の短周期波動の励起強さは、プレート境界地震に比べてどの程度異なるのであろうか。これらの課題を同質のデータと手法を用いて統一的に検討した例は少ないと思われる。

そこで、本研究は福島県沖のプレート境界地震、関東直下のやや深発地震、および南関東の浅い地震の加速度

Table 1. Origin time, epicenter, magnitude M , and focal depth D determined by JMA, and seismic moment M_0 determined by DZIEWONSKI and his colleague. Units of D , M_0 are km and 10^{23} dyne·cm. M_{HF} indicates amplitude of source spectra evaluated by taking logarithmic average of inverted acceleration source spectra from 1 to 10 Hz. Unit of M_{HF} is 10^{23} dyne·cm/sec². $\Delta\sigma$ is BRUNE stress drop [BRUNE (1970, 1971)] with unit of bars. (a) subduction earthquakes off Fukushima Prefecture, (b) intermediate depth earthquakes in the Kanto region, and (c) shallow earthquakes in the southern Kanto region.

(a) Subduction earthquakes [Tohoku]

Eq. No.	Date	Lat.	Log.	M	D	M_0	M_{HF}	$\Delta\sigma$
F1	82 307 8:14	36.5	140.7	5.5	60	18	525	154
F2	82 723 23:23	36.2	142.0	7.0	30	3920	6152	419
F3	83 702 7:03	36.9	141.2	5.8	54	35	1206	385
F4	83 1116 19:44	37.3	141.7	5.3	39	11	261	69
F5	84 326 3:59	37.3	141.7	5.2	42	6	480	234
F6	84 1219 4:35	37.1	141.6	5.3	44	8	743	389
F7	85 812 12:49	37.7	141.9	6.4	52	575	2582	298
F8	86 212 11:59	36.4	141.1	6.1	44	248	890	92
F9	86 1014 6:17	37.1	141.2	5.7	52	30	794	222
F10	87 206 21:23	36.9	141.9	6.4	30	436	1267	117
F11	87 206 22:16	37.0	141.9	6.7	35	1329	2641	203
F12	87 407 9:40	37.3	141.9	6.6	44	1142	5132	592
F13	87 417 4:23	37.0	141.7	6.1	45	142	537	57
F14	87 423 5:13	37.1	141.6	6.5	47	1081	2338	187
F15	87 1004 19:27	37.3	141.7	5.8	42	36	1175	365
F16	89 1209 2:23	36.6	141.1	5.6	46	29	500	113
F17	92 511 19:08	36.5	140.5	5.6	56	10	428	152

(b) Intermediate depth earthquakes [Kanto]

Eq. No.	Date	Lat.	Lon.	M	D	M_0	M_{HF}	$\Delta\sigma$
D1	80 924 4:10	36.0	139.8	5.4	80	12	724	306
D2	80 925 2:54	35.5	140.2	6.1	80	130	2665	656
D3	83 227 21:14	35.9	140.2	6.0	72	78	1177	249
D4	85 1004 21:25	35.9	140.2	6.1	78	87	1879	476
D5	85 1106 0:30	35.4	140.2	5.0	62	-	-	-
D6	86 624 11:53	34.8	140.7	6.5	73	939	3435	357
D7	87 417 16:33	35.7	140.1	5.1	77	6	280	107
D8	87 1217 11:08	35.4	140.5	6.7	58	705	3341	394
D9	88 318 5:34	35.7	139.7	6.0	96	31	1684	675
D10	88 812 14:14	35.1	139.9	5.3	69	6	752	454
D11	90 605 22:43	35.6	139.2	5.4	122	11	577	228
D12	92 202 4:04	35.2	139.8	5.9	92	55	1942	628

(c) Shallow earthquakes [Kanto]

Eq. No.	Date	Lat.	Lon.	M	D	M_0	M_{HF}	$\Delta\sigma$
S1	80 629 16:20	34.9	139.2	6.7	10	472	1525	149
S2	82 812 13:33	34.9	139.6	5.7	30	42	314	47
S3	83 808 12:47	35.5	139.0	6.0	22	37	669	154
S4	88 905 0:49	35.5	139.0	5.6	30	12	357	106
S5	88 929 17:23	35.9	139.2	5.0	15	-	-	-
S6	88 930 2:39	35.9	139.2	4.5	15	-	-	-
S7	88 1112 11:18	35.9	139.2	3.8	19	-	-	-
S8	89 709 11:09	35.0	139.1	5.5	3	8	149	35
S9	89 1014 6:19	34.8	139.5	5.7	21	13	807	346
S10	90 220 15:53	34.8	139.2	6.5	6	433	976	80
S11	91 1124 21:07	36.1	139.3	4.1	21	-	-	-

記録からインバージョンにより震源スペクトルを各々求め、地震の発生地域により短周期波動の励起強さがどの程度異なるかについて検討する。

§ 2. 解析対象の地震と強震観測点

東南北部・関東地方の強震観測点で得られた加速度記録を基にして、Table 1(a)~(c) に示す 3 つのデータセットを構築した。データセット 1 は茨城から福島県沖のプレート境界で発生した深さ 30~60 km の地震であり、TAKEMURA *et al.* (1991) および KATO *et al.* (1992) が用いたデータに、1988 年以降の記録を追加したものである。また、武村・他 (1989) の検討に用いられた地震も含まれている。データセット 2 は関東直下で発生した深さ 60 km 以深のやや深発地震である。KINOSHITA (1992) は関東直下で発生する地震を 6 種類に分類している。データセット 2 は KINOSHITA による分類の S2 と S3 に対応し、フィリピン海プレートと太平洋プレートが衝突して発生する深さ 50~80 km の地震、およびフィリピン海プレート下面と太平洋プレート上面に発生する 70 km より深い地震である。データセット 3 は南関東

で発生した深さ 30 km 以浅の地震である。この地震は KINOSHITA による分類の S4 と S5 に対応し、アジアプレート内に発生する 20 km より浅い地震とフィリピン海プレートがアジアプレートに衝突して発生する地震である。データセット 1 は 17 地震、2 は 12 地震、3 は 11 地震を解析対象とした。これらの地震の選定にあたっては、原則として地震モーメントと震源メカニズム解が求められていることを条件とした。ただし、データセット 3 はこの条件を満たす地震が少ないため、その他の地震も解析対象に含めた。

検討に用いた強震記録は、10 電力共通研究による 9 観測点、電力中央研究所による 4 観測点、港湾技術研究所による 9 観測点、鹿島技術研究所による 4 観測点、東京大学生産技術研究所による 1 観測点の計 27 地点で得られた 672 成分であり、地点名と観測機関および表層地質を Table 2 に示す。鉛直アレー観測が実施されている地点は、原則として地表と地中最深部の記録を用いた。震央と観測点位置を Fig. 1 に、気象庁マグニチュードと震源距離の関係を Fig. 2 に示す。Fig. 1 には、ISHIDA (1992) により推定されたフィリピン海プレート上面ま

Table 2. Observation stations used in this study.

Station name	Latitude	Longitude	Depth	Abr.	Sampling [Hz]	Geological period	Institution*	Event number recorded
Tomioka	N37°20'	E141°00'	GL 0m GL -100m GL -950m	TMK6 TMK4 TMK1	200 . .	Neogene	CSMIA	F3 - F17 . .
Iwaki	N37° 05'	E140°53'	GL 0m GL -21m GL -330m	IWK6 IWK5 IWK1	. . .	Paleogene	.	F1 - F16 . .
Kodamagawa	N37°07'	E140°50'	GL -10m	KDG	.	Cretaceous	.	F7- F17
Idegawa	N37°19'	E140°57'	GL 0m	IDG	.	Cretaceous	.	F6, F8 - F11, F13 - F15, F17
Hokidaira	N37°14'	E140°55'	GL 0m	HKD	.	Cretaceous	.	F6, F8 - F9, F12 - F14, F17
Oharai	N36°20'	E140°36'	GL -14m	OAR	.	Cretaceous - Paleogene	.	F7 - F14, F16 - F17
Choshi	N35°43'	E140°52'	GL -18m	CHS	100	Cretaceous	.	F1 - F3, F8, F10 - F12, F14
Higashi-Matsuyama	N36°00'	E139°23'	GL 0m GL -121m	HMV6 HMV1	. .	Neogene	.	D1 - D4, D6 - D9, D11 - D12, S1 - S7, S10 - S11
Ogawa	N36°01'	E139°17'	GL -11m	OGW	200	Cretaceous	.	D4, D6, D9, D12, S4 - S7, S11
Namie	N37°30'	E141°02'	GL 0m	NME	100	Neogene	CRIEPI	F2 - F3, F6 - F7, F9 - F14
Kidogawa	N37°17'	E140°57'	GL 0m	KID	.	Cretaceous	.	F6 - F7, F9 - F14
Nakaminato	N36°20'	E140°36'	GL 0m	NKM	.	Cretaceous - Paleogene	.	F2, F11 - F12, F14
Mihodo	N37°28'	E140°52'	GL 0m	MHD	.	Cretaceous	.	F9 - F14
Kashima-Zhokan-S	N35°56'	E140°41'	GL 0m	KSM-S	100	Diluvial	PHRI	F2 - F3, F8, F11, F16
Onahama-Zi-S	N36°56'	E140°55'	GL 0m	ONH-S	.	Neogene	.	F2 - F3, F8 - F9, F12, F14
Soma-S	N37°50'	E140°58'	GL 0m	SMA-S	.	Neogene	.	F7, F9 - F12, F14 - F15
Hitachinaka-S	N36°23'	E140°37'	GL 0m	HTN-S	.	Diluvial	.	F9 - F13, F16
Chiba-S	N35°34'	E140°06'	GL 0m	CBA-S	.	Alluvial	.	D2 - D6, D8
Shinagawa-S	N35°37'	E139°46'	GL 0m	SHN-S	.	Alluvial	.	D1 - D6, D8 - D10
Keihin-Zi-S	N35°27'	E139°38'	GL 0m	KHN-S	.	Alluvial	.	D2 - D4, D6, D8 - D10, S1 - S3, S9 - S10
Yamashitahen-S	N35°27'	E139°40'	GL 0m	YMH-S	.	Alluvial	.	D1 - D4, D6, D8 - D9
Yamashitahen-M	N35°27'	E139°40'	GL 0m	YMH-M	.	Alluvial	.	D1 - D4, D6, D8 - D10, S4, S9 - S10
Ohji	N35°46'	E139°44'	GL -30m	OHJ	100	Alluvial	KATRI	D2, D9 - D11, S4 - S6, S8 - S10
Shiinamachi	N35°44'	E139°41'	GL -27m	SIN	.	Alluvial	.	S2 - S6, S8
Tobitakyu	N35°39'	E139°32'	GL -01m GL -51m	TBT2 TBT1	. .	Alluvial	.	D4, D7 - D10, S4 - S9
Kodaira	N35°44'	E139°30'	GL 0m	KDR	200	Alluvial	.	D4, D6 - D10, D12, S4, S10 - S11
Chiba-Array	N35°37'	E140°07'	GL -01m GL -40m	CHB2 CHB1	200 .	Alluvial	EDME	D3 - D5, D8 - D10

(*) CSMIA: "Committee of Strong-Motion Instruments Array" sponsored by ten electric power companies in Japan, CRIEPI: Central Research Institute of Electric Power Industry, PHRI: the Port Harbour Research Institute, KATRI: Kajima Technical Research Institute, EDME: Earthquake Disaster Mitigation Engineering Institute of Industrial Science University of Tokyo

Fig. 1. Strong-motion stations and epicenters of analyzed events. The solid triangles indicate the locations of stations. The open circles, pentagons, and squares indicate the epicenters of subduction earthquakes, intermediate depth earthquakes, and shallow earthquakes, respectively, corresponding to the events listed in Tables 1(a), (b), and (c). Upper boundary of Pacific Plate (UMINO and HASEGAWA, 1982) and Philippine Sea Plate (ISHIDA, 1992) are also depicted.

での深さ (MODEL-91) および、海野・長谷川 (1982) による太平洋プレート上面までの深さも示した。震源から観測点に至る地下構造は伝播経路特性に大きな影響を与えることが予想される。3つのプレートが会合する関東地方は伝播経路が複雑であり、特に注意深く観測点を選定する必要がある。そこで、もぐり込む海洋プレートの影響を出来る限り共通にするために、関東地方の観測点は関東平野内とその周辺に限定した。

次に地震計の計器特性であるが、港湾技術研究所の観測点 (Table 2 で -S の表記のある地点) は SMAC-B2 型加速度計を使用している。SMAC-B2 はスタイラス紙に引掻き記録する機械式地震計であるため、1 Hz から振幅が低下し始め、10 Hz では振幅が約 1/3 に低下する [例えば、土田・他 (1967)]。そこで、SMAC-B2 の記録に対しては計器補正 [Sugiro (1993)] を行った。その他の地点はデジタル型観測システムを使用しており [Architectural Institute of Japan (1992), 澤田・他 (1991), 震災予防協会 (1993), 表・大沢 (1980), 表 (1983)], 少なくとも 0.5~20 Hz の周波数帯域ではほぼ平坦な感度・位相差特性を有しているため、計器補正は行わなかった。

Fig. 2. JMA magnitudes versus hypocentral distances of the analyzed events.

§3. 解析手法

観測記録のフーリエスペクトルから震源・伝播・地盤増幅特性を分離するために、振動数領域の線形インバージョン解析 [岩田・入倉 (1986)] を実施した。

まず、加速度フーリエスペクトル $O_{ij}(f)$ を、断層モデルの無限遠方近似解に伝播経路の Q_s 値による減衰効果と、観測点近傍の地盤増幅率 $G_j(f)$ を考慮して (1) 式の形でモデル化する。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) \frac{1}{R_{ij}} \exp\left(-\frac{\pi R_{ij} f}{V_s Q_s(f)}\right) G_j(f) \quad (1)$$

ここで $S_i(f)$ は加速度震源スペクトルを、 R_{ij} は i 地震 j 観測点における震源距離を、 V_s は媒質のせん断波速度を、 f は振動数をそれぞれ示す。(1) 式において $Q_s(f)$ 値は伝播経路に依らず、 $G_j(f)$ は地震に依存せず、幾何減衰は $1/R$ に従うと仮定した。 V_s は 3.7 km/s と設定した [KATO *et al.* (1992)]。震源からの地震波動の放射特性に関しては、 $O_{ij}(f)$ として水平 2 成分のベクトル和を取ることにより、その影響が極力小さくなるように配慮した。未知パラメータ $S_i(f)$, $Q_s(f)$, $G_j(f)$ は、観測波のフーリエスペクトルと (1) 式の誤差の二乗和が最小になるように振動数ごとに決定した。

(1) 式は自由度が 1 つ足りないため、この手法から唯一解を求めるには拘束条件が必要である [岩田・入倉 (1986)]。データセット 1 は露頭岩盤観測点 KDG の地盤増幅率に対し、Fig. 3(a) に示す拘束条件を与えた。KDG 観測点は中世代白亜紀に属するせん断波速度 2.2 km/s の花崗岩上に位置している。この拘束条件は TAKEMURA *et al.* (1991) が用いた値と同一であり、5 Hz 以上の地盤増幅率の低下は、KDG が谷地形に位置することに起因する地形効果として解釈されている [KATO *et al.* (1992), KATO (1994)]。データセット 2 および 3 は露頭岩盤観測点 OGW の地盤増幅率に対し、Fig. 3(b) に

示す拘束条件を与えた。OGW 観測点は古～中世代に属するせん断波速度 2.1 km/s の長瀬系結晶片岩上に位置している。地質年代やせん断波速度から判断すると、KDG と OGW は同等の基盤上にあると見なせる。

OGW の拘束条件のみでデータセット 2 と 3 のインバージョンを行ったところ、伝播経路の Q_s 値が負になる振動数があり、安定した解が得られなかった。地震と観測点の組数がデータセット 1 より少なく、 Q_s 値が求まりにくいことが原因として挙げられる。そこで、データセット 2 と 3 の検討では、 Q_s 値についても Fig. 7 の白丸で示した拘束条件を与えた。この値は、南関東で発生した深さ 50 km 以浅の地震に対して KINOSHITA (1994a) が求めた結果である。また、この Q_s 値は関東で発生した深さ 0～150 km の地震に対する AKI (1980) の結果ともほぼ一致しているため [KINOSHITA (1994a)], データセット 2 と 3 に共通して用いた。なお、これらの拘束条件の妥当性に関しては、後で議論する。

フーリエスペクトルの計算は、S 波立ち上がり以降の地震動を対象とした。まず、S 波立ち上がり部分を目視により読み取り、(2) 式で示す修正ハニングウインドウ $w(t)$ により S 波部分を波形から取り出した。

$$\begin{aligned} w(t) &= 0.5(1 + \cos(\pi t/T)) & (0 < t < T) \\ &= 0 & (t < 0, t > T) \end{aligned} \quad (2)$$

ここで T はウインドウ長さを示し、断層での破壊時間の

2 倍程度を目安に、 $M \geq 6.0$ の地震は $T = 20$ s, $5.0 \leq M < 6.0$ は $T = 7$ s, $M < 5.0$ は $T = 3$ s に設定した。解析に用いた強震記録の 1 例を Fig. 4 に示す。図中の太線はウインドウ長さを示す。

フーリエスペクトルを計算する場合は、高速フーリエ変換 (FFT) を用いるのが一般的である。しかし、 N を地震波のステップ数、 Δt を地震波の時間きざみとし、FFT を用いてスペクトルを計算すると振動数きざみが $\Delta f = 1/(N\Delta t)$ と表され、横軸を対数で表現した場合に低振動

Fig. 3. Site amplification factors at (a) KDG and (b) OGW which are used as a constraint in the inversion analysis.

Fig. 4. Examples of NS-component accelerograms observed at HMY for three events with different JMA magnitudes. Horizontal bars indicate the analyzed portions determined by considering the duration time of the faulting.

数側と高振動数側でスペクトルを描く密度が異なってくる。そこで有限フーリエ変換を用い、対数軸上で振動数きざみが一定となるようにフーリエスペクトルを求めた。スペクトルを計算した振動数範囲は0.1~20.0 Hzであり、その間を310分割した。さらに、10個ずつのスペクトルの対数平均と分散をとり、対数軸上で振動数きざみが等間隔な計31のスペクトル振幅を得た。スペクトル振幅の分散は、推定した未知パラメータの誤差評価に用いた。

最後に、スペクトル振幅の補正について述べる。修正ハニングウインドウを用いたため、元の波形に対してスペクトル振幅が過小に評価されている。そこで、日野(1977)を参考にして(3)式によりスペクトル振幅の補正係数 μ を求めた。

$$\mu = \left[\frac{1}{T} \int_0^T w(t)^2 dt \right]^{-1/2} \quad (3)$$

(3)式より $\mu=1.633$ が得られ、有限フーリエ変換で求まる振幅を1.633倍した値を最終的なスペクトル振幅値とした。加速度フーリエスペクトルの例として、Fig. 4に対応する波形のスペクトル振幅とその $\pm 1\sigma$ をFig. 5に示す。データ解析で用いたウインドウ長さを配慮し、Fig. 5(a)の $M=3.8$ の地震は $f>0.3$ Hz, Fig. 5(b)の $M=5.6$ の地震は $f>0.15$ Hzのスペクトル振幅のみを示す。 $M=3.8$ のスペクトルは0.5 Hz以下の振動数において振幅が左上がりになる傾向が見られるが、この原因はシグナルが小さくS/Nが悪いためである。一方、Fig. 5(c)の $M=6.7$ の地震のスペクトルは全振動数範囲で信頼できる振幅が得られている。インバージョン解析では、これらのスペクトルデータを一度に解くため、データの信頼範囲を考慮して0.5~10 Hzを解析対象とした。低振動数側は小地震のウインドウ長さから、高振動数側はSMAC-B2等の計器特性から判断した。なお、

TAKEMURA *et al.* (1991) は1~10 Hzを解析範囲としたが、本研究は比較的大きな地震のみを対象としたため、データの信頼範囲を0.5 Hzまで拡張した。

§4. 解析結果

4.1 福島県沖のプレート境界地震

観測スペクトルのインバージョンから得られた加速度震源スペクトル $S(f)$ を(4)式を用いて地震モーメント密度関数 $M(f)$ [KANAMORI (1972)]に変換した。

$$M(f) = \frac{4\pi\rho v_s^3 S(f)}{\omega^2 R_{\theta\phi}} \quad (4)$$

v_s は震源におけるS波の速度、 ρ は密度、 $R_{\theta\phi}$ は震源のラディエーション係数を示し、 $v_s=4.0$ km/s, $\rho=3.0$ g/cm³, $R_{\theta\phi}=0.6$ [武村・他(1989)]と設定した。さらに、 $M(f)$ に ω^2 を乗じて加速度に対応する地震モーメント密度関数を求め、その振幅と $\pm 1\sigma$ を3地震を例にとりFig. 6(a)に示す。ここで $\omega^2 M(f)$ を用いて震源スペクトルを表示したのは、本研究が短周期を対象にしたためである。震源のメカニズム解も図中に示したが、これらはいずれも低角逆断層の地震である。

Fig. 6の破線は(5)式に示す ω^{-2} モデルから予測される震源スペクトルを示しており、インバージョン結果のスペクトル振幅を解釈する尺度として示した。

$$\omega^2 M(f) = \frac{(2\pi f_c)^2 M_0}{1 + (f_c/f)^2} \quad (5)$$

M_0 は地震モーメントを表し、Table 1に示したDZIEWONSKIらによる値を用いた。 f_c はコーナー振動数を表す。解析の対象とした振動数範囲の制約上、記録から直接 f_c を評価するのは難しいため、以下の M_0 - f_c 関係 [TAKEMURA *et al.* (1993)] に M_0 を代入して推定した。

$$\log M_0 = -3 \log f_c + 23.28 \quad (6)$$

Fig. 5. Examples of Fourier acceleration amplitude spectra at HMY, corresponding to the accelerograms shown in Fig. 4. Dashed lines indicate the standard deviation of the estimated spectra.

Fig. 6. Some examples of inverted source spectra (solid lines), and their standard deviation (thin dotted lines). Dashed curves denote source spectra expected from ω^{-2} model using equations (5) and (6). Thick dotted lines denote mean amplitude of inverted source spectra from 1 to 10 Hz, M_{HF} , and vertical solid lines show the difference between M_{HF} and the ω^{-2} model. Focal mechanism of each event is also shown. (a) subduction earthquakes off Fukushima Prefecture, (b) intermediate depth earthquakes in the Kanto region, and (c) shallow earthquakes in the southern Kanto region.

上式は、日本における平均的な地震モーメントと断層面積の関係 [佐藤 (1989)] に、円形クラックモデルの断層半径とコーナー振動数の関係 [SATO and HIRASAWA (1973)] を適用して求められている。従って、(6) 式を (5) 式に代入して求めた ω^{-2} モデルによるスペクトル振幅は、過去に日本で発生した地震の平均的な震源スペクトルの振幅と見なせる。なお (6) 式は、後述する BRUNE のモデル [BRUNE (1970, 1971)] から求まるストレスドロップ $\Delta\sigma$ を 25 bars とした時の M_0 - f_c 関係に対応している。

Fig. 6 には $\omega^2 M(f)$ の 1~10 Hz の短周期振幅を対数平均した値を短破線で、その平均値と短周期側の ω^{-2} モ

Fig. 7. Q_s -values as a function of frequency. Solid circles indicate the Q_s -value evaluated in this study. Open circles show the result by KINOSHITA (1994a) for Kanto region, and are also used as the constraint in the inversion analysis of intermediate depth earthquakes and shallow earthquakes. Dashed and dotted lines denote the results by TAKEMURA *et al.* (1991) and KATO *et al.* (1992) for the Pacific coast of southern Tohoku region.

デルとの差を太実線で示した。武村・他 (1989) は福島県沖の地域は高周波地震が発生する地域とそうでない地域に分れると指摘している。Fig. 6(a) に示した 3 地震は、武村・他 (1989) の分類によれば左から高周波、中間および低周波地震と判別されているが、高周波地震ほど (6) 式から求まる ω^{-2} モデルより短周期の励起が大きい。

インバージョン結果の伝播経路の Q 値および $\pm 1\sigma$ を Fig. 7 と Table 3 に示す。図中の TAKEMURA *et al.* (1991) および KATO *et al.* (1992) の結果は、本研究のデータセットを包含する東北地方太平洋岸の Q 値を示す。これらの Q 値は約 $f^{1.0}$ の振動数依存性を示し、データセットに依らずほぼ一定の傾向が見られる。一方、 Q 値の振幅はやや差があり、同じ東北地方太平洋岸を扱ったデータでも TAKEMURA *et al.* (1991)、本研究、KATO *et al.* (1992) の順に Q 値は小さくなっている。これらのデータセットを比較すると、TAKEMURA *et al.* (1991) は仙台の強震観測点など比較的震源距離が遠い記録が含まれているのに対し、KATO *et al.* (1992) は福島県以南の観測点のみを用いている。従って、遠い観測点が含まれているデータほど、地殻およびプレート深部の high- Q の影響が含まれ、 Q 値が大きくなると推定される。図中には、KINOSHITA (1994a) による南関東の Q 値も比較のために示した。福島県沖の Q 値は関東の Q 値よりやや小さく、伝播経路の減衰が大きいと推測される。

検討に用いた観測点のうち、鉛直アレー観測が実施されている IWK と TMK の地盤増幅率を深さ方向の 3 地点について Fig. 8(a)~Fig. 8(f) に示す。太実線が増幅率を、破線が $\pm 1\sigma$ を表す。両地点では、 $V_s=3$ km/s 相当の地震基盤から地表に至る地下構造が減衰も含めて評価されており [武村・他 (1993)]、それらの地盤物性を Table 4(a) と Table 4(b) に示す。この地盤モデルを基にして、地震基盤へ鉛直下方から単位振幅の S 波が入射する場合の伝達関数を 1 次元波動論を用いて計算し、Fig.

Table 3. Comparison of Q_s -value with other studies.

Frequency [Hz]	$Q_s(f)$ This study	$Q_s(f)$ Takemura et al. (1991)	$Q_s(f)$ Kato et al. (1992)	Frequency [Hz]	$Q_s(f)$ Kinoshita (1994)
0.58	52.9	-	-	0.50	83.5
0.70	55.0	-	-	0.63	71.3
0.83	52.0	-	-	0.80	69.3
1.00	53.3	72.8	54.3	1.00	79.1
1.19	63.9	91.8	65.4	1.25	98.8
1.41	91.7	150.0	126.1	1.60	130.6
1.69	108.9	180.1	182.1	2.00	185.5
2.01	131.7	175.7	143.0	2.50	277.8
2.40	179.5	204.7	147.1	3.20	380.2
2.87	264.9	242.8	142.0	4.00	440.5
3.42	278.7	295.0	171.0	5.00	505.1
4.08	404.0	368.1	191.4	6.30	529.1
4.87	467.1	457.8	257.6	8.00	558.7
5.81	418.0	476.9	327.6	10.00	571.4
6.93	427.8	540.1	353.5	12.50	653.6
8.27	441.4	481.6	385.3	16.00	840.3
9.87	547.2	590.7	500.6

Fig. 8. Site amplification factors (thick lines) inverted at two borehole stations, IWK, (a) to (c), and TMK, (d) to (f), and their standard deviation (dashed lines). Thin lines indicate theoretical transfer functions from the bedrock to each observation point obtained by the one-dimensional multiple reflection theory of SH -waves with incident angle of 0 degree.

8に細実線で示す。インバージョン結果の地盤増幅率は、波動論による増幅率の山や谷、例えば IWK の GL-330 m に見られる 1.2 Hz と 3 Hz の谷や 4 Hz のピーク等、特徴的な傾向は捉えており、入射波に対する地震基盤からの増幅率が評価されている。

伝播経路の Q 値が既往の研究と整合すること、および地盤増幅率が理論値と対応することより、観測記録から分離された震源スペクトルの振幅レベルは妥当であると考えられる。

4.2 関東直下のやや深発地震

同様の検討を関東直下のやや深発地震について行った。拘束条件は、OGW の地盤増幅率と伝播経路の Q 値に対し、Fig. 3(b) と Fig. 7 の白丸に示すように与えた。

インバージョンで得られた加速度震源スペクトルを、加速度に対応する地震モーメント密度関数 $\omega^2 M(f)$ に変換し、3 地震を例にとり Fig. 6(b) に示す。図中の破線は(6)式の M_0-f_c 関係から定めた ω^{-2} モデルによる値で

ある。やや深発地震の震源スペクトルは、 ω^{-2} モデルから予測される値を上回っており、震源での短周期スペクトルの励起が大きいことを示している。Fig. 6(b)には震源のメカニズム解も示した。§2で述べたように、南関東直下のやや深発地震は様々なメカニズムの地震が混在しているが、いずれのタイプも短周期スペクトルの励起が大きい傾向にある。

検討に用いた観測点のうち、HMY では地震基盤から地表に至る地下構造が減衰も含めて評価されており〔武村・他(1993)〕、その地盤モデルを Table 4(c) に示す。また、TBT では表層 50 m 部分は PS 検層から、地震基盤に至る深部構造はやや長周期微動のアレー観測〔山中・他(1994)〕から Table 4(d) に示す地盤モデルが推定されている。ここで、地盤の減衰は $h(f)=(1/2Q(f))=0.02f^{-0.5}$ と仮定した。これらの地盤モデルを基にして、地震基盤からの伝達関数を 1 次元波動論を用いて計算した。インバージョンで得られた地盤増幅率を二点鎖

Table 4. Subsurface structure at (a) IWK, (b) TMK, (c) HMY, and (d) TBT. The models (a) to (c) are determined by TAKEMURA *et al.* (1993), and the model (d) by YAMANAKA *et al.* (1994). Locations of observation points used in this study are also indicated by solid circles.

(a) IWK						
Obs. points	Depth (m)	Thickness (m)	Density (t/m ³)	Vs (m/s)	Damping: $h(f)=h_0f^\alpha$	
					h_0	α
GL 0m ●	0.0	0.6	1.60	357	0.1134	0.000
	0.6	20.5	1.95	1034	0.1134	0.000
GL-20m ●	21.1	273.9	2.23	1345	0.0741	-0.536
	295.0	10.0	2.40	1761	0.0741	-0.536
	305.0	25.8	2.50	2800	0.0741	-0.536
GL-330m ●	330.8	∞	2.50	2800	0.0050	0.000
(b) TMK						
Obs. points	Depth (m)	Thickness (m)	Density (t/m ³)	Vs (m/s)	Damping: $h(f)=h_0f^\alpha$	
					h_0	α
GL 0m ●	0.0	4.8	1.50	181	0.1539	-1.000
	4.8	95.1	1.58	573	0.1539	-1.000
GL-100m ●	99.9	45.1	1.65	700	0.0086	-0.334
	145.0	325.0	1.73	930	0.0086	-0.334
	470.0	360.0	1.95	1275	0.0240	-0.334
	830.0	90.0	2.45	2208	0.0240	-0.334
	920.0	30.0	2.55	2800	0.0240	-0.334
GL-950m ●	950.0	∞	2.55	2800	0.0050	0.000
(c) HMY						
Obs. points	Depth (m)	Thickness (m)	Density (t/m ³)	Vs (m/s)	Damping: $h(f)=h_0f^\alpha$	
					h_0	α
GL 0m ●	0.0	4.0	1.30	255	0.1674	-0.315
	4.0	10.0	1.40	553	0.1674	-0.315
GL-120m ●	14.0	10.0	1.60	850	0.1674	-0.315
	24.0	12.0	1.90	793	0.1674	-0.315
	36.0	12.0	1.90	1020	0.1674	-0.315
	48.0	4.0	1.80	510	0.1674	-0.315
	52.0	6.0	1.90	773	0.1674	-0.315
	58.0	62.0	1.90	716	0.2396	-1.000
	120.0	80.0	1.90	716	0.2396	-1.000
	200.0	270.0	2.00	800	0.0100	0.000
	470.0	800.0	2.20	1600	0.0050	0.000
	1270.0	∞	2.50	3000	0.0050	0.000
(d) TBT						
Obs. points	Depth (m)	Thickness (m)	Density (t/m ³)	Vs (m/s)	Damping: $h(f)=h_0f^\alpha$	
					h_0	α
GL 0m ●	0.0	1.7	1.60	60	0.0200	-0.500
	1.7	10.3	2.05	580	0.0200	-0.500
	12.0	4.0	1.95	440	0.0200	-0.500
	16.0	7.0	2.10	540	0.0200	-0.500
	23.0	19.0	1.90	400	0.0200	-0.500
	42.0	8.0	1.80	476	0.0200	-0.500
GL-50m ●	50.0	150.0	1.80	476	0.0200	-0.500
	200.0	800.0	1.90	889	0.0200	-0.500
	1000.0	1300.0	2.20	1225	0.0200	-0.500
	2300.0	∞	2.50	4245	0.0200	-0.500

線で、1 次元波動論による結果を実線で Fig. 9(a)～Fig. 9(d) に示す。両者の振幅およびピークや谷の振動数はほぼ対応しており、入射波に対する地震基盤からの増幅率が評価されている。

4.3 南関東の浅い地震

同様の検討を主に伊豆の浅い地震について行った。インバージョン結果の震源スペクトルを Fig. 6(c) に示す。拘束条件は § 4.2 と同一である。図の縦軸は $\omega^2 M(f)$ に変換しており、破線は (6) 式の M_0-f_c 関係から定めた ω^{-2} モデルを示す。南関東で発生する浅い地震の震源スペクトルは、他のデータセットに比べて ω^{-2} モデルから予測される値により近づく傾向にある。図中には震源のメカニズム解も示した。この地域で発生する地震は主に横ずれ断層であるが、同じ横ずれ断層であっても Fig. 6 (c) に示した左側二つの地震 S1 と S3 は同程度の短周期の励起を示すのに対し、右側の地震 S8 は励起が小さい。S1 と S8 は伊豆半島沖で、S3 は神奈川・山梨県境で発生した地震であるため、短周期励起の差が震央位置に依存するとは考えにくい。むしろ、S8 の震源が 3 km とごく浅いのに対し、S1 と S3 は 10 km 以上であるため、震源深さが短周期の励起に関係している可能性がある。この点については § 5 にて述べる。

§ 4.2 にて実施したやや深発地震の検討により、HMY, TBT, OHJ, KDR, KHN-S, YMH-M の地盤増幅率は既に得られている。そこで、HMY, TBT の地盤増幅率を Fig. 9(a)～Fig. 9(d) に重ねて示す。インバージョンで

得られた地盤増幅率と 1 次元波動論の振幅およびピークや谷の振動数は良く対応しており、入射波に対する地震基盤からの増幅率が評価されている。同様に、OHJ, KDR, KHN-S, YMH-M の地盤増幅率の比較を Fig. 10(a)～Fig. 10(d) に示す。地盤が線型範囲内で挙動する場合は、震源特性や伝播経路の相違に拘わらず地盤増幅率はほぼ一定と考えられる。Fig. 9 および Fig. 10 の地盤増幅率の比較を見ると、1 Hz 以上の振幅と卓越周期は一致している地点が多く、強震記録から安定した地盤増幅率が評価されている。一方、1 Hz 以下について見ると、HMY を除く観測点のやや深発地震による地盤増幅率は、浅い地震に比べて系統的に大きい傾向にある。HMY は関東平野の縁に位置するのに対し、他の観測点は関東平野内に位置するため、観測点近傍の堆積層が影響を及ぼしているのかもしれない。しかし、その理由は現時点では明らかでないため、以下の震源スペクトルの議論は 1 Hz 以上を対象として進める。

§ 5. 議 論

震源スペクトルの地域性を議論する方法として、気象

Fig. 9. Site amplification factors from intermediate depth earthquakes (dash-dotted-dotted lines) and from shallow earthquakes (dotted lines) inverted at two borehole stations, HMY, (a) to (b), and TBT, (c) to (d). Thin lines indicate theoretical transfer functions.

庁マグニチュードを基準とする場合 [UTSU (1980)] と地震モーメント M_0 を基準とする場合 [TAKEMURA *et al.* (1993)] が考えられる。気象庁マグニチュードを決定している地震波は、主にやや長周期の表面波であると言われている [例えば、工藤 (1978)]。また、内陸の浅い地震と海溝沿いの地震では表面波の励起特性の違いにより、同じ地震モーメントに対して決定されたマグニチュードの値が異なるという指摘もある [武村 (1990)]。さらに、マグニチュードの決定式そのものが震源深さ 60 km を境にして異なっている [勝又 (1964)]。一方、断層のサイズ、すべり量、剛性により決定される地震モーメントは物理的にも明快であり、気象庁マグニチュードが示す震源深さによる変動等も見られない。従って、地震モーメントを基準に短周期震源スペクトルの振幅を見ることから議論を始める。

本研究で対象とした振動数帯域の加速度震源スペクトルは、Fig. 6(a)~(c) に示すように 1 Hz 以上は振動数に

依らずにはほぼ一定と見なせる。そこで、1 Hz から 10 Hz までの振幅を対数平均した値を短周期震源スペクトル振幅 M_{HF} と定義し、Table 1 に併記する。なお、短周期の震源スペクトルを支配するパラメータとして f_{max} [HANKS (1982)] があるが、福島県沖の地震の f_{max} は約 13.5 Hz に [SATO *et al.* (1997)]、関東直下で発生する地震の f_{max} は 7~8 Hz 以上 [KINOSHITA (1992)] と指摘されており、対象とした 1~10 Hz の帯域では f_{max} の影響は小さいと考えられる。

M_0 と M_{HF} の関係をデータセットごとに整理して Fig. 11 に示す。震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従うとすれば、 $f \gg f_c$ のスペクトル振幅 M_{HF} は (5) 式より、

$$M_{HF} = (2\pi f_c)^2 M_0 \quad (7)$$

と表せる。 f_c とストレスドロップ $\Delta\sigma$ の関係 $\Delta\sigma$ [例えば、BRUNE (1970, 1971)] を (7) 式に代入すれば、 M_{HF} と

Fig. 10. Site amplification factors from intermediate depth earthquakes (dash-dotted lines) and from shallow earthquakes (dotted lines) inverted at four stations, (a) OHJ, (b) KHN-S, (c) KDR, and (d) YMH-M.

M_0 が $\Delta\sigma$ を介して次式で表せる [例えば, ATKINSON and BERESNEV (1997)].

$$M_{HF} \propto M_0^{1/3} \Delta\sigma^{2/3} \quad (8)$$

従って, ω^{-2} モデルに基づく震源スペクトルのスケールリングから見れば M_{HF} は M_0 の $1/3$ 乗に比例することになる. 本研究で得られた M_{HF} と M_0 もこの関係をほぼ満足しているが, 同じ M_0 に対する M_{HF} の値はデータセットごとに異なっており, 地震の発地域によって短周期震源スペクトルの振幅に差が見られる. M_0 を基準に考えると, ●で示した南関東の浅い地震, ×の福島県沖のプレート境界地震, ○の関東直下のやや深発地震の順に M_{HF} が大きくなる傾向があり, $\Delta\sigma$ が各地域で異なることを示している.

短周期震源スペクトルの振幅 M_{HF} は (8) 式からも明らかのように, M_0 よりも $\Delta\sigma$ に強く支配される. そこで, 各地域で発生した地震の $\Delta\sigma$ を評価し比較する. $\Delta\sigma$ の元々の定義は, すべり量 u と断層長さ r を用いて $\Delta\sigma \propto u/r$ または $\Delta\sigma \propto M_0/r^3$ より導かれる静的な量である. また (7) 式から (8) 式に変換するには, $\Delta\sigma \propto M_0/r^3$ の関係

に, f_c と r の関係 $r = \text{const.} f_c^{-1}$ [例えば, BRUNE (1970, 1971), SATO and HIRASAWA (1973)] を代入して得られるが, const. の値は仮定する震源モデルにより異なるため, $\Delta\sigma$ はモデル依存のパラメータである. 本研究は BRUNE の $f_c \sim r$ 関係から導かれる (9) 式に M_0 と M_{HF} を代入して $\Delta\sigma$ を評価した.

$$M_{HF} = (2.34v_s)^2 \left(\frac{7}{16} \right)^{-2/3} M_0^{1/3} \Delta\sigma^{2/3} \quad (9)$$

このモデルを用いた理由は, Brune のモデルが既往の研究で多く用いられており, 他の研究結果との比較が容易と判断したためである. 本研究で評価した $\Delta\sigma$ は (9) 式から明らかのように, 震源スペクトルの形状として ω^{-2} モデルを仮定した時の M_0 と M_{HF} から定まる値であり, $\Delta\sigma$ の元々の定義とは異なる. また後述するように, 震源スペクトルがバンプを持つ場合は, バンプにより高上げされた短周期のレベル M_{HF} と M_0 から $\Delta\sigma$ が定まることになり, 単純な ω^{-2} モデルに従う震源スペクトルから定まる $\Delta\sigma$ とは意味が異なってくる. ここでは, あくまでも震源スペクトルの短周期レベルと地震モーメントを

Fig. 11. Amplitude of source spectra in high-frequency range M_{HF} versus seismic moment M_0 . Solid circles, open circles, and crosses indicate shallow earthquakes in the southern Kanto region, intermediate depth earthquakes in the Kanto region, and subduction earthquakes off Fukushima Prefecture, respectively.

繋ぐパラメータとして $\Delta\sigma$ を位置づけ、震源での短周期の励起強さを表す指標とする。

各地域で発生した地震の $\Delta\sigma$ を Fig. 12 と Table 1 に示す。図中には地域ごとの $\Delta\sigma$ の平均値と $\pm 1\sigma$ も示している。各地域の $\Delta\sigma$ の平均値は、南関東の浅い地震、福島県沖のプレート境界地震、関東直下のやや深発地震の順に強くなり、約 100 bars, 200 bars, 370 bars の値が得られた。短周期の振幅は (9) 式より $\Delta\sigma^{2/3}$ に比例するため、やや深発地震は浅い地震に比べて 2.4 倍、プレート境界地震は 1.6 倍ほど短周期の励起が大きいことになる。KINOSHITA (1994b) は南関東直下のフィリピン海プレート内で発生した浅い地震の $\Delta\sigma$ を求めている。その平均値は 73 bars となり、同地域で求めた本研究の結果 100 bars とほぼ整合している。福島県沖のプレート境界地震に対し、SATO *et al.* (1997) は仙台市内の強震観測点から、武村・他 (1989) は 1WK 観測点の主に速度記録から $\Delta\sigma$ を求め、その平均値は約 200 bars になると指摘している。本研究の $\Delta\sigma$ とこれらの結果も良く整合している。なお、ここで引用した文献の $\Delta\sigma$ はすべて

Fig. 12. Brune stress drop $\Delta\sigma$ estimated in each region. Vertical bars indicate the range of $\pm 1\sigma$, and open circles on the bars indicate average of $\Delta\sigma$ in each region. Dotted line shows the average of $\Delta\sigma$ in the three regions. The events of which $\Delta\sigma$ is higher than the average, $\Delta\sigma=209$ bars, are classified into high-frequency earthquakes, while the events with lower than the average are classified into low-frequency earthquakes.

BRUNE の $f_c \sim \tau$ 関係を用いて評価された値であり、直接の比較が可能である。

全地震に対する $\Delta\sigma$ の平均値は 209 bars となり、そのレベルを Fig. 12 に破線で示す。やや深発地震の $\Delta\sigma$ は比較的ばらつきが小さく、いずれの地震も平均値以上に $\Delta\sigma$ が大きい。一方、福島県沖の地震の $\Delta\sigma$ は差が見られ、やや深発地震と同等の $\Delta\sigma$ もあれば、浅い地震に近い $\Delta\sigma$ もある。これらの地震の空間分布を見るために、Fig. 12 に点線で示した $\Delta\sigma$ の平均値より大きい地震を高周波地震、小さい地震を低周波地震と分類して Fig. 13 に示す。このような大分類に従えば、関東直下のやや深発地震はほとんどが高周波地震、浅い地震は低周波地震に属している。一方、福島県沖の地震は武村・他 (1989)、宇佐美・他 (1992) が指摘したように、高周波と低周波地震が空間的に分離されており、短周期の励起強さが地震の発生地域によって支配されている。TAKEMURA *et al.* (1993) は、福島県沖の海溝沿いに発生する $M > 6$ の地震にはコーナー振動数が 2 つ (f_c, f_c^*) 存在し、低振動数側の f_c は (6) 式を満足するのにに対し、

Fig. 13. Spatial distribution of high-frequency events (solid symbols) and low-frequency events (open symbols) defined in Fig. 12. The events with asterisk have spectral bump on source spectra [TAKEMURA *et al.* (1993)].

高振数側の f_c^* は M_0 に因らず約 1 Hz で一定であると指摘している。 f_c^* の存在は、1993 年釧路沖地震 [MAHDAVIAN and SASATANI (1996)] や、関東地方のフィリピン海プレートとアジアプレートの境界で発生した地震 [KINOSHITA (1994b)] についても指摘されている。 f_c^* は震源のアスベリティーの平均的な不均質サイズに対応すると考えられている [TAKEMURA *et al.* (1993)]。従って、 f_c^* の存在により福島県沖の $M > 6$ の地震の震源スペクトルはバンプが生じ、単純な ω^{-2} モデルに比べて短周期レベルが高上げされることになる。福島県沖でバンプの存在が指摘された地震 [TAKEMURA *et al.* (1993)] を*印をつけて Fig. 13 に示す。TAKEMURA *et al.* (1993) によれば、バンプがない地震は比較的単純な波形を示し、一つのアスベリティーが破壊された結果と考えられるのに対し、バンプがある地震は複雑な波形を示しており、複数のアスベリティーが破壊された結果と推定されており、福島県沖の震源スペクトルが地域性を示すのは、アスベリティー強度の地域による違いを反映した結果と解釈されている。つまり、バンプが存在する地震が必ずしも高周波地震となるわけではなく、むしろ発生地域のアスベリティーの性質によって高周波と低周波地震が区別されるとしている。本研究では、解析対象振数数の制限から全ての地震についてバンプの有無を検討することはできなかった。バンプの存在を調べることは、震源において短周期地震波が励起されるメカニズムを解明することに繋がると思われ、今後検討すべき重要な課題である。しかしながら、TAKEMURA *et al.* (1993) が指摘するように、短周期のレベルがバンプの有無に拘わらず

Fig. 14. Dependence of BRUNE stress drop $\Delta\sigma$ on focal depth. Dotted line shows the average of $\Delta\sigma$ in the three regions.

アスベリティーの強度に依存するとすれば、本研究で求めた $\Delta\sigma$ も間接的にアスベリティーの性質を反映した短周期の励起強さを表す指標と思われる。

最後に、震源深さをパラメータにとり、 $\Delta\sigma$ の深さ依存性を調べた結果を Fig. 14 に示す。地震の発生地域ごとに短周期の励起強さは異なるが、Fig. 14 に見られる傾向として、震源が深い地震は浅い地震に比べて $\Delta\sigma$ が大きく、短周期の励起が強いことが挙げられる。KINOSHITA (1994b) は関東地方で発生した深さ 55 km 以浅の地震に対する apparent stress σ_A を評価し、 σ_A は深さに依存することを示している。MOLAS and YAMAZAKI (1995) は、国内全域で発生した深さ 200 km 以浅の気象庁 87 型強震記録から、震源深さを説明変数に入れた最大加速度の距離減衰式を求めた。その結果、同じマグニチュードと震源距離であっても、最大加速度は震源が深くなるほど増大し、その比例係数は $10^{0.0031h}$ になると指摘している (h は km 単位の震源深さ)。安中・他 (1987) は、主に関東地方で発生した深さ 100 km 未満の 45 地震に対して最大加速度の距離減衰式を求め、比例係数 $10^{0.00671h}$ を得ている。これらの比例係数を用いて最大加速度値の震源深さ依存性を概算すると、深さ 100 km の地震は 0 km の地震に比べて 1.4~4.7 倍ほど最大加速度値が大きくなっている。本研究で評価した $\Delta\sigma$ も深さ依存性を示しており、震源深さは短周期の励起に影響を与える重要なパラメータであると判断できる。

§6. ま と め

福島県沖のプレート境界地震、関東直下のやや深発地震、および南関東の浅い地震の加速度記録から振動数領域の線形インバージョン解析[岩田・入倉(1986)]により震源スペクトルを各々求め、地震の発生地域により短周期波動の励起強さがどの程度異なるかを検討した。使用した強震記録は、40地震に対して27地点で観測された水平方向の計672波である。

インバージョン結果の1 Hz~10 Hzの加速度震源スペクトルの平均値から短周期の震源スペクトル振幅 M_{HF} を評価した。 ω^{-2} モデルに基づく震源スペクトルのスケーリングから見れば M_{HF} は地震モーメント M_0 の $1/3$ 乗に比例するが、本研究で得られた M_{HF} と M_0 もこの関係をほぼ満足している。ただし、同じ M_0 に対する M_{HF} の値は地震の発生地域によって異なる。その差を定量的に見るために、BRUNEのモデルを用いて M_{HF} と M_0 から $\Delta\sigma$ を求めた。各地域ごとに $\Delta\sigma$ を平均すると、南関東の浅い地震は $\Delta\sigma=100$ bars、福島県沖のプレート境界地震は $\Delta\sigma=200$ bars、関東直下のやや深発地震は $\Delta\sigma=370$ barsとなり、やや深発地震は浅い地震に比べて2.4倍、プレート境界地震は1.6倍ほど短周期の励起が強いことを示す結果が得られた。以上のように地震の発生地域ごとに短周期の励起強さは異なるが、震源が深い地震は浅い地震に比べて $\Delta\sigma$ が大きく、震源深さは短周期の励起に対して重要なパラメータであると判断できる。

謝 辞

本研究で使用した強震記録は、電力中央研究所、港湾技術研究所、東京大学生産技術研究所、鹿島技術研究所および10電力共通研究「地震観測にもとづく基準地震動評価手法の研究」によって得られたものである。これらの貴重な記録を公開していただきました各機関と関係者の方々に深く感謝致します。データセットの構築にあたり、鹿島技術研究所の高橋克也博士には貴重なご意見をいただきました。2名の匿名査読者の方々は丁寧な原稿を読んで頂き、本稿の修正に大いに役立ちました。謹んでお礼を申し上げます。

文 献

- AKI, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 50-60.
- 安中 正・山谷 敦・桃林治彦・野沢幸, 1987, 関東および周辺地域の地震観測記録を用いた基盤における最大加速度推定式の検討, 第19回地震工学研究発表会講演概要, 土木学会, 129-132.
- Architectural Institute of Japan, 1992, Digitized strong-motion earthquake records in Japan, Vol. 1: The off east coast of Chiba Prefecture earthquake, December 17, 1987, Architectural Institute of Japan.
- ATKINSON, G. M. and I. BERESNEV, 1997, Don't call it stress drop, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 3-4.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- BRUNE, J. N., 1971, Correction, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- HANKS, T. C., 1982, $f_{\max}$, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1867-1879.
- 日野幹雄, 1977, スペクトル解析, 朝倉書店, 300.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 岩田知孝・入倉孝次郎, 1986, 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震 **2**, **39**, 579-593.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **6**, 346-359.
- KATO, K., 1994, Evaluation of local site effects on high frequency earthquake motion by an inversion method, Doctor Thesis, Tohoku University.
- KATO, K., M. TAKEMURA, T. IKEURA, K. URAO and T. UETAKE, 1992, Preliminary analysis for evaluation of local site effects from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth*, **40**, 175-191.
- 勝又 護, 1964, 深い地震のMagnitudeを決める方法, 地震 **2**, **17**, 158-165.
- KINOSHITA, S., 1992, Local characteristics of the $f_{\max}$ of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 487-515.
- KINOSHITA, S., 1994a, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1387-1396.
- KINOSHITA, S., 1994b, The dependence of apparent stress on tectonic setting and focal depth in the Kanto area, central Japan, 平成5年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書, 1-23.
- 小山順二, 1983, 伝播性破壊確率モデルと地震の震源スペクトル, 地震 **2**, **26**, 225-235.
- KOYAMA, J., M. TAKEMURA and Z. SUZUKI, 1982, A Scaling model for quantification of earthquakes in and near Japan, *Tectonophysics*, **84**, 3-16.
- 工藤一嘉, 1978, 長周期構造物への地震入力に関連した表面波の評価, 第5回日本地震工学シンポジウム, 273-280.
- MAHDAVIAN, A. and T. SASATANI, 1996, S-wave spectra from strong motion seismograms: A source parameters and site response, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, Vol. 10, No. 1, 1-19.
- MOLAS, G. L. and F. YAMAZAKI, 1995, Attenuation of

- earthquake ground motion in Japan including deep focus events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1343-1358.
- 表 俊一郎・大沢 胖, 1980, アレー観測による岩盤の強震地動に関する研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 37-38.
- 表 俊一郎, 1983, 鉛直アレー地震観測による地震動特性に関する研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 381-382.
- 佐藤良輔, 1989, 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390.
- SATO, T. and T. HIRASAWA, 1973, Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415-431.
- SATO, T., H. KAWASE and T. SATO, 1997, Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku district, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 446-462.
- 澤田義博・佐々木俊二・矢島 浩, 1991, 岩盤上で観測された加速度波形に基づく強地震動特性の検討, 電力中央研究所報告, 総合報告: U23, 1-107.
- 震災予防協会, 1993, 強震動アレー観測 No. 1, 財団法人震災予防協会.
- SUGITO, S., 1993, Data processing and databases for strong motion records, Earthquake motion and ground conditions, Edited and published by AIJ.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震 2*, **43**, 257-265.
- 武村雅之・小山順二, 1983, 低周波地震のスケールリングモデル—津波地震と中小規模低周波地震の関係—, *地震 2*, **36**, 323-336.
- 武村雅之・稗圃成人・池浦友則・植竹富一, 1989, プレートの沈み込み帯における中小規模地震の震源スペクトルの地域性, *地震 2*, **42**, 349-359.
- 武村雅之・池浦友則・高橋克也・石田 寛・大島 豊, 1993, 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 第446号, 1-11.
- TAKEMURA, M., K. KATO, T. IKEURA and E. SHIMA, 1991, Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology, *J. Phys. Earth*, **39**, 537-552.
- TAKEMURA, M., T. IKEURA and T. UETAKE, 1993, Characteristics of source spectra of moderate earthquakes in a subduction zone along the Pacific coast of the southern Tohoku district, Japan, *J. Phys. Earth*, **41**, 1-19.
- 土田 肇・山田通一郎・倉田栄一, 1967, 港湾地域強震観測地点資料 (その1), 港湾技研資料, No. 34.
- 海野徳仁・長谷川 昭, 1982, 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構, *地震 2*, **35**, 237-257.
- 宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡邊 健・中村亮一・植竹富一, 1992, 震度分布からみた東北日本の地震の特性, *地震 2*, **45**, 339-351.
- Ursu, T., 1980, Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 361-384.
- 山中浩明・武村雅之・石田 寛・池浦友則・野澤 貴・佐々木 透・丹羽正徳, 1994, 首都圏西部におけるやや長周期微動のアレイ観測とS波速度構造の推定, *地震 2*, **47**, 163-172.