



Title	北海道における広帯域速度計による強震観測
Author(s)	笹谷, 努; SASATANI, Tsutomu; 前田, 宜浩 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 335-345
Issue Date	2002-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.65.335
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14321
Type	departmental bulletin paper
File Information	65_p335-345.pdf



北海道における広帯域速度計による強震観測

笹谷 努・前田 宜浩・吉田 邦一・森川 信之*

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

一柳 昌義・本谷 義信・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2002年1月8日受理)

Strong-motion Observation in Hokkaido with Broadband, Velocity-type Seismometers

Tsutomu SASATANI, Takahiro MAEDA, Kunikazu YOSHIDA, Nobuyuki MORIKAWA*

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Masayoshi ICHIYANAGI, Yoshinobu MOTOYA and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received January 8, 2002)

We have deployed four strong-motion observation sites along the Pacific Ocean coast of Hokkaido in August of 2000. Broadband, velocity-type seismometers were installed in the observation vault. This paper provides the observation system including response curves of the seismometers. The seismograms and spectra from a deep earthquake recorded by one of the broadband strong-motion seismometers are compared with those recorded by the STS-1 broadband seismometer; both seismograms and spectra are very similar to each other. We check the overall observation system by comparing the observed seismograms from the deep earthquake with the synthetic seismograms.

I. はじめに

北海道大学理学部附属地震予知観測地域センター（現、北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター；以下、観測センターと記す）の観測点の一つ MYR（広尾町茂寄）に広帯域速度型強震計が設置されたのは、1987年7月であった。当初は、VS1強震計（村松，1977；（株）

*：現在，防災科学技術研究所

*：Now at National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

東京測振)の出力をアナログレコーダで記録していたが、1988年12月から記録計がデジタルレコーダ(PDAS-100, TELEDYNE GEOTECH社)に代わり(笹谷・他, 1990), さらに, 1990年11月に強震計がVS 3 (Muramatsu et al., 2001; (株)東京測振)に置き換えられ, 近代的な観測システムとなった。地震のシグナルはイベント・トリガー方式で収録された。ここで得られた記録は, 震源特性の研究や堆積層の地震応答を推定するためのレファレンス点として活用されてきた(例えば, Mahdavian and Sasatani, 1996; Furumura and Sasatani, 1996; Sasatani, 1977; 笹谷, 1998; Morikawa and Sasatani, 2000)。

一方, 1988年12月に, 観測センターの根室(NMR), 愛別(AIB), 上ノ国(KKJ)の3点にSTS-1広帯域速度計(Wielandt and Streckeisen, 1982)が設置された(花籠・他, 1990)。しかし, この地震計の最大測定範囲は1 cm/sで, 震度3以上の強震動では振り切れてしまい, いわゆる強震観測には適していない。この観測は現在も続けられているが, 測定範囲の限界を考えると, それをカバーする強震観測ネットが必要なことは論を待たない。

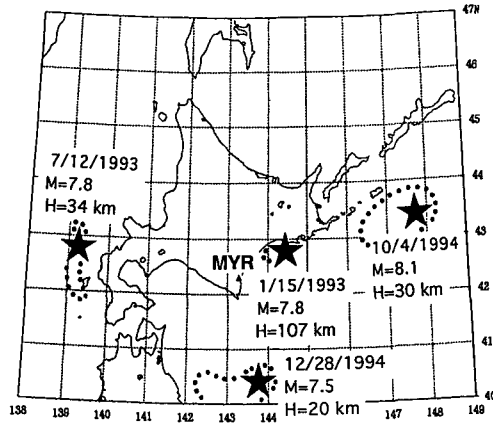
1999年度の国の補正予算により, 観測センターに強震観測点とテレメータ回線の増設が認められた。本報告は, 新たに設置された強震観測点のシステムの紹介とその検証結果について備忘録としてまとめたものである。

II. 速度型強震計記録の有用性

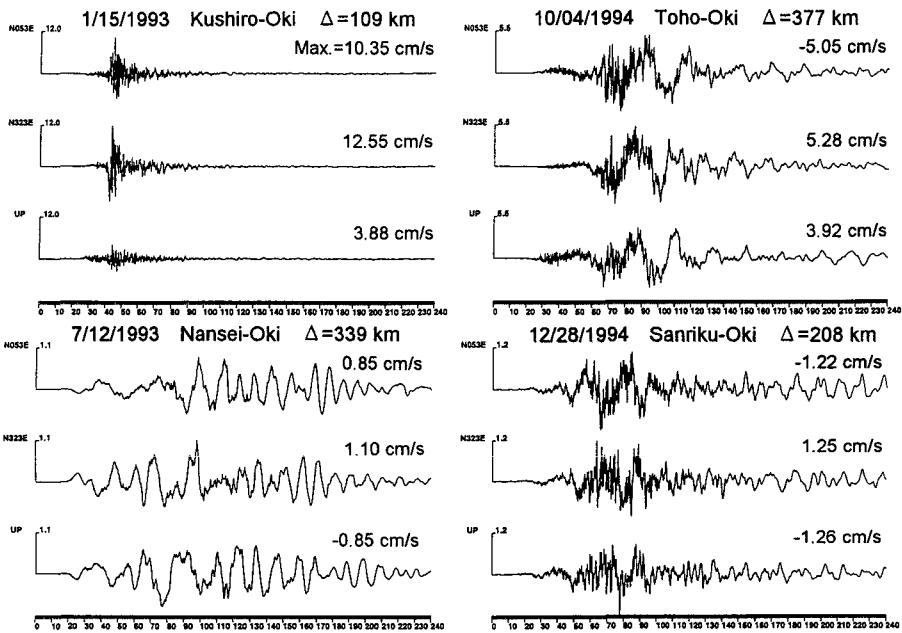
村松(1977)及びMuramatsu et al. (2001)は, 過去の強震記録を整理し, 大地震による地動速度は広い周波数範囲で一定レベル(約100 cm/s)にあるので, 大地震による強震動記録の観測には速度計が適していることを主張している。ここでは, MYRで観測された大地震による強震動記録の検討から, 広帯域速度型強震計による記録の有用性について簡単に記す。

1993年初頭から1994年の年末にかけて, 北海道周辺では4つの大地震が発生した。それらは, Fig. 1(a)に示すように, 1993年釧路沖地震($M_j=7.8$; M_j は気象庁マグニチュード), 1993年北海道南西沖地震($M_j=7.8$), 1994年北海道東方沖地震($M_j=8.2$), 1994年三陸はるか沖地震($M_j=7.5$)である。釧路沖地震と北海道東方沖地震は, 沈み込んだプレート内で発生したスラブ内地震で, 北海道南西沖地震と三陸はるか沖地震は, プレート境界地震である。

これらの大地震によるMYRで得られた記録をFig. 1(b)に示す。一見して, これらの波形から以下の情報を読み取ることができる。まず, 深さ約100 kmで発生した釧路沖地震の記録では, S波のあとで振幅が急激に小さくなるが, 他の地震の記録では, S波後も表面波が卓越している。次に, 目で短周期地震動をカットしてS波1サイクルの周期(これは, 震源での破壊継続時間にほぼ相当している)を測定すると, 釧路沖地震では約10秒, 東方沖と三陸はるか沖地震では, 30~40秒であることがわかる。これに対して, 南西沖地震では, 周期約10秒のパルスが複数個存在し, 震源過程の複雑さを暗示している(Kuge et al., 1996)。最後に, S波部分の周期成分に注目すると, スラブ内地震である釧路沖と東方沖地震では, 特に短周期地震動に富んでいることがわかる。これに対して, 南西沖地震では, 短周期地震動が極端に欠けている。この地震動の周期



(a)



(b)

Fig. 1. (a) Location map showing the epicenters of four large earthquakes around Hokkaido and the observation site MYR. M and H are the magnitude and the focal depth determined by JMA. Dotted curves show their aftershock areas. (b) VS3 records (ground velocities) observed at MYR from four large earthquakes around Hokkaido (after Sasatani, 1998)

特性の相違は、主に、震源特性の違いを表していると考えられる(笹谷, 1998)。ここに示したように、広帯域速度計の記録から、一見して多くの情報を読み取ることができ、これがその有用性を明示している。

III. 強震観測システム

既存のMYR観測点に加えて、今回、NMR(根室)、AKK(厚岸)、ESH(恵山)に強震計を設置した。Fig. 2にこれらの観測点の位置を示す。AKKを除いて、これらの観測点では岩盤をくりぬいた観測壕内に強震計が設置されており、よって、これらで得られた記録は、岩盤サイトの記録とみなせる。AKKでは、微小地震用ボアホール観測孔の孔口マンホール内に強震計が設置されている。

MYR観測点では、連成振子を用いたVS3速度計(Muramatsu et al., 2001)がすでに設置されていたが、他の観測点では、容量検出式電磁サーボ方式速度計VSE-11F(水平動)/VSE-12F(上下動;(株)東京測振)が新たに設置された。これらの地震計の周波数特性をFig. 3に、その仕様をTable 1にまとめて示す。VS3はきわめて長周期(約1000秒)までフラットな特性を有する特殊な速度計である(Muramatsu et al., 2001)。地震計からの出力は、地震・地殻変動観測用データ変換装置LT-8500(白山工業(株))でAD変換され(分解能:100 Hz サンプリン

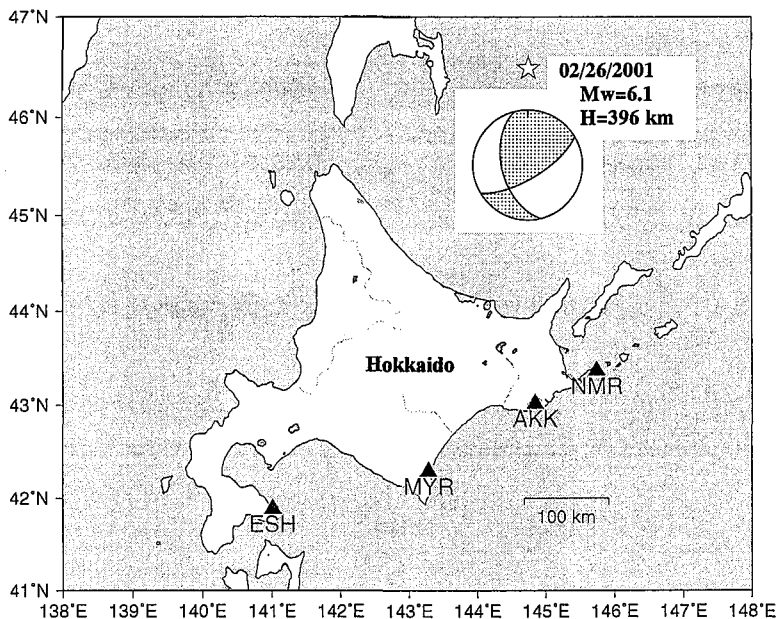
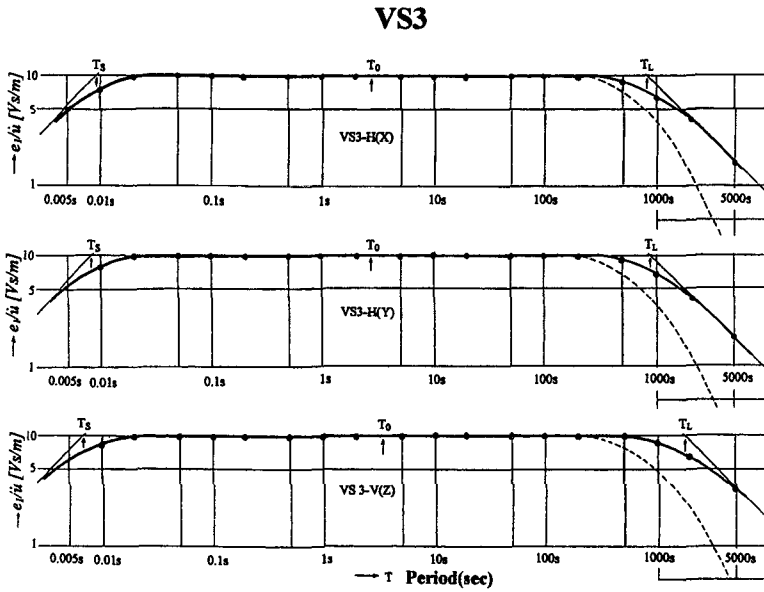


Fig. 2. Location map showing four strong-motion observation sites (NMR, AKK, MYR, ESH) in Hokkaido with broadband, velocity-type seismometers. Also shown is the epicenter and focal mechanism of a deep earthquake. Seismograms at the four sites from this event are used to check the overall observation system.

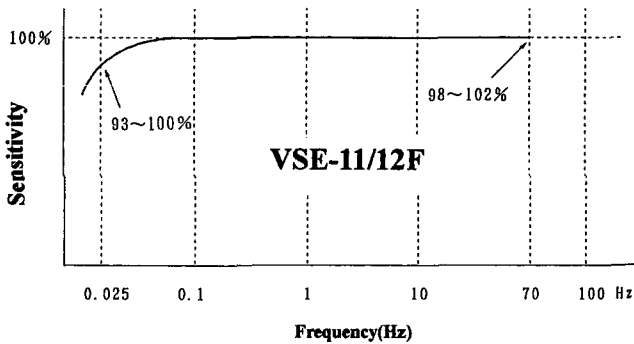
Table 1. Broadband, velocity-type seismometers.

Type	Frequency range (Hz)	Sensitivity	Clip level	Station
VS 3*	0.0001~100	~40 V/m/s	25 cm/s	MYR
VSE-11/12 F*	0.025~70	5 V/m/s	2 m/s	NMR, AKK, ESH

* : Tokyo-Sokushin Co. Ltd.



(a)



(b)

Fig. 3. (a) Response curves of three components of the VS3 velocity-type seismometer (after Muramatsu et al., 2001). (b) Response curve of the VSE-11/12F seismometer (taken from the manual; Tokyo-Sokushin Co. Ltd.).

グで 20 bit), NTT 専用回線, あるいは衛星テレメータで札幌の観測センターに転送, 収録されている。これらの観測は, 2000 年 8 月から開始された(ただし, ESH での観測開始は, 2000 年 9 月より)。MYR での強震観測方式は, この時点から, 従来のイベント・トリガー方式から連続記録方式にかわり, 強震動データの取りこぼしがなくなった。

IV. 観測記録を用いたシステムの検証

水平動地震計は地理的な北を基準にして, 東-西, 北-南方向に設置した。MYR 観測点での従来の水平動地震計の方位は, 観測壕の方位に沿った N 53°E, N 323°E (Fig. 1 (b) 参照) であったが, 今回, 東-西, 北-南の方向に修正した。観測システムを構築するために, 地震計からデータ変換装置, さらにテレメータ装置へと多くの結線を行っている。このような作業を通して構築されたシステムが総合的に正常であるかどうかを確かめる必要がある。ここでは, 波形の単純な深発地震の記録を基にして, 総合観測システムの検証を行う。

用いた地震の震央とそのメカニズム解が Fig. 2 に, また, この地震の震源パラメータが Table 2 に示してある。まず最初に, NMR での STS-1 と強震計 (VSE-11/12 F) の波形を比較する。Fig. 4 に両地震計による速度波形を示す。波形, 振幅とも両者が良く一致していることがわかる。さらに, この波形に対する両者のスペクトルを比較したのが, Fig. 5 である。低周波数側(約 0.1 Hz 以下)で両者のスペクトル振幅に若干の違いが見られるが, 両者は十分に一致している。この低周波数側での相違は, 強震計 (VSE-11/12 F) のフラットな特性 (Fig. 3) が 0.025 Hz までであることによると考えられる。

次に, 各観測点で収録されたデータの各成分 (KX, KY, KZ) が, どの方向の地動に相当するかをチェックする。そのために, 速度波形を積分した変位波形について, メカニズム解 (Fig. 2) から予測される理論波形と比較する (Fig. 6)。理論波形の計算には, 武尾 (1985) の方法を用いた。理論波形の計算に用いた速度構造を Table 3 に示す。観測された変位波形は, 島弧における上部マントルの異常構造の影響を受けて短周期地震波を含む複雑なものとなっている (前田・笹谷, 2001)。しかし, ここでの比較は, P 波と S 波の長周期地震波の振動方向のみに注目したもので, 波形の詳細な一致を目的としたものではない。この基準で両者を比較すると, NMR と AKK では, (KX, KY, KZ) 成分がそのまま (N-S, E-W, U-D) 成分に相当することがわかる。また, MYR では, (KX, KY, KZ) 成分が (E-W, N-S, U-D) 成分に, ESH では, (KX, KY, KZ) 成分が (S-N, W-E, U-D) 成分に相当することがわかる。ESH に関しては, 2001 年 11 月 13 日に結線を変更し, (KX, KY, KZ) 成分が (N-S, E-W, U-D) 成分に相当するように修正した。以

Table 2. Source parameters of the February 26, 2001 deep earthquake used in this study.

Date	Origin time	Epicenter	Depth	mb	Moment
2/26/2001	5:58:27.6	46.79 N, 144.54 E	396.4 km	5.8	1.5×10^{25} dyne-cm

after (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>)

上の結果を Table 4 にまとめておく。

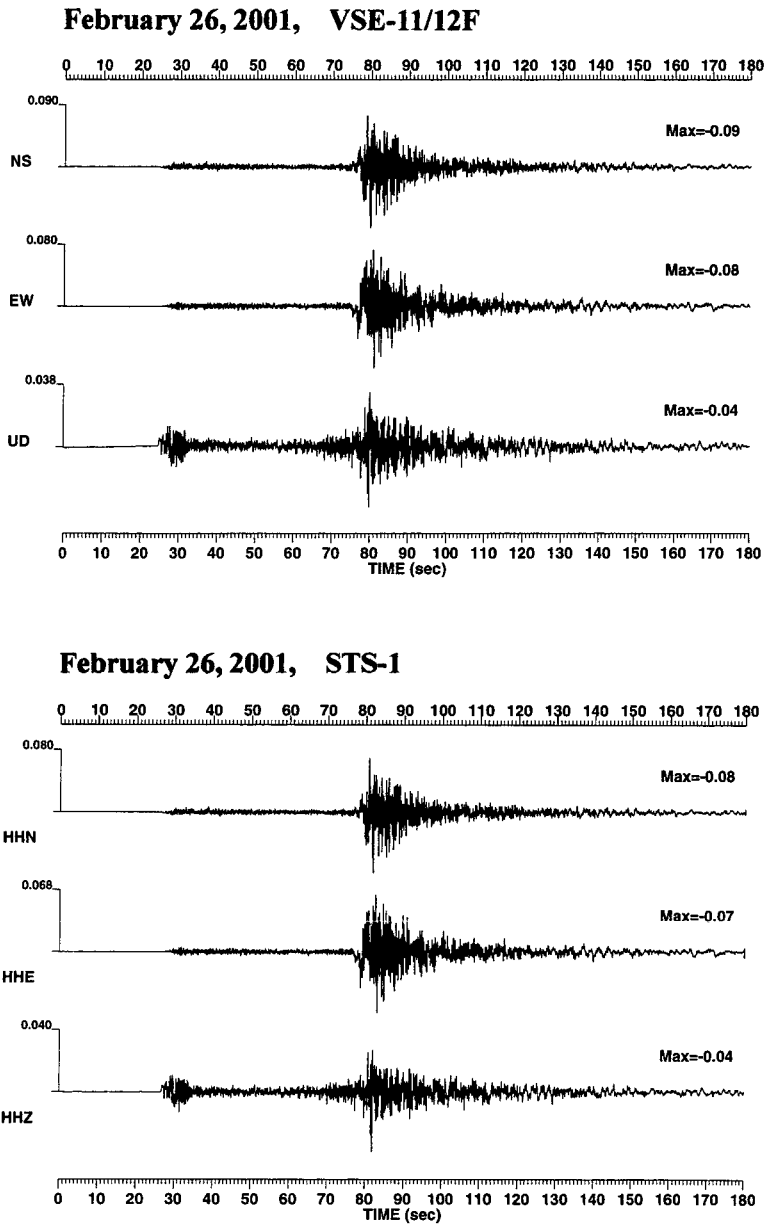


Fig. 4. Comparison between velocity seismograms observed by the VSE-11/12F (upper) and those by the STS-1 (lower) at NMR during the February 26, 2001 deep earthquake.

NMR Feb. 26, 2001

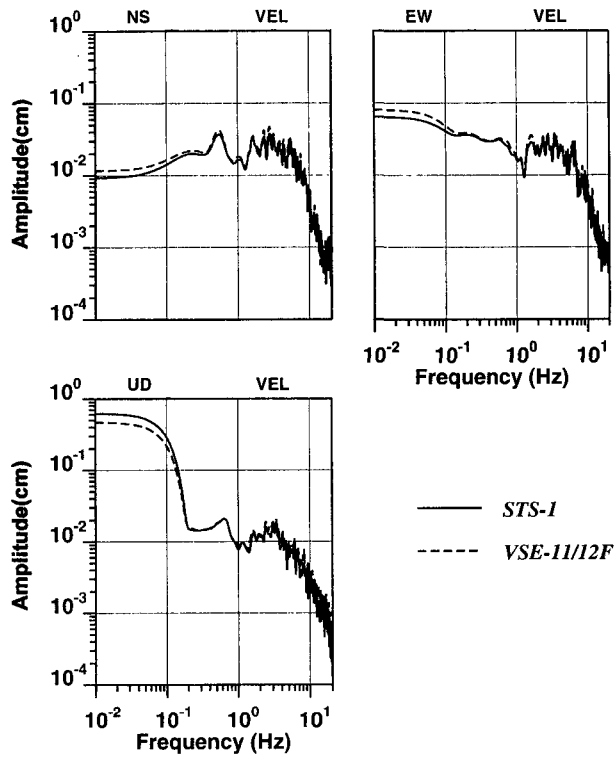


Fig. 5. Comparison between velocity spectra for the VSE-11/12F seismograms (dashed lines) and those for the STS-1 seismograms (solid lines). The time window for the spectral analysis is a whole trace shown in Fig. 4.

Table 3. Velocity structure used in computation of synthetic seismograms.

V_p	V_s	Density	Depth*	Q_p	Q_s
5.80	3.20	2.60	0.0	500	250
6.80	3.90	2.90	15.0	600	300
8.10	4.47	3.37	30.0	1000	500
8.05	4.44	3.36	80.0	1000	500
8.70	4.70	3.48	220.0	1000	500
(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)	(km)		

* : Depth of upper boundary.

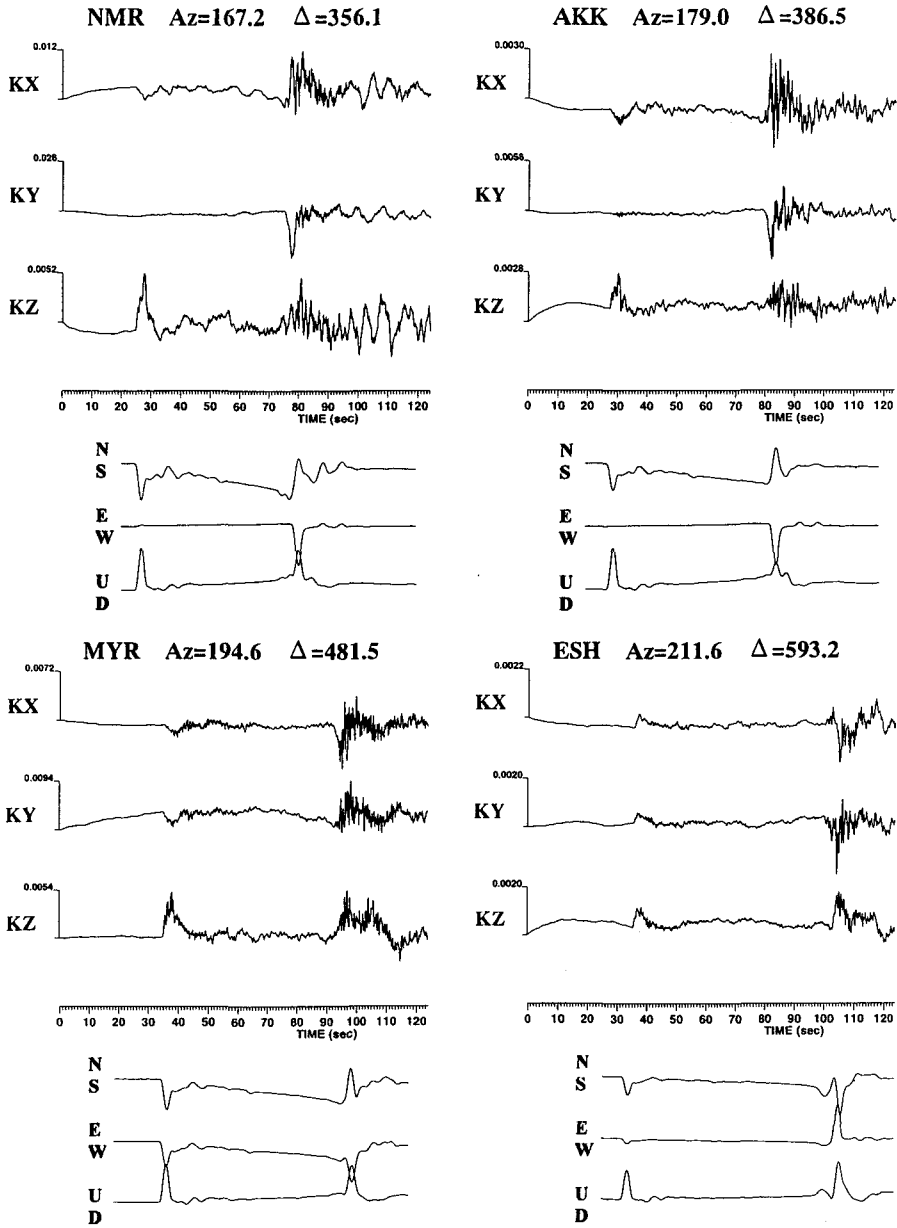


Fig. 6. Comparison between observed displacement seismograms and synthetic ones at NMR, AKK, MYR and ESH. The synthetic seismograms are calculated using the focal parameters shown in Table 2 and the velocity structure shown in Table 3. The moment-rate function used is an isosceles triangle with a base of 4 sec.

Table 4. Data channels and their ground motions at four strong-motion observation sites.

Cannel	Stations				
	NMR	AKK	MYR	ESH	
KX	N-S	N-S	E-W	S-N	N-S
KY	E-W	E-W	N-S	W-E	E-W
KZ	U-D	U-D	U-D	U-D	U-D
Start date	Aug. 2, 2000~	Aug. 21, 2000~	Aug. 4, 2000~	Sept. 1, 2000 ~Nov. 13, 2001	Nov. 13, 2001~

V. お わ り に

本報告は、観測センターに新たに設置された広帯域速度計による強震観測点のシステムの紹介とその検証結果について備忘録としてまとめたものである。今後これらで得られた記録は、K-NETやJMA震度計ネットとともに、震源特性、伝播経路特性、サイト特性の研究に役立つものと期待される。

謝辞 北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センターの岡山宗夫技官には、各観測点の壕についての情報を教えていただいた。記して感謝いたします。なお、本観測点は、文部省（現、文部科学省）の1999年度補正予算「大都市圏強震動総合観測ネットワーク」の内で「強震動基準観測設備」の経費を使って増設されたものである。

参 考 文 献

- Furumura, M. and T. Sasatani, 1996. Secondarily generated surface waves in the Tokachi basin, Hokkaido, Japan, *J. Phys. Earth*, **44**, 115–132.
- 花籠靖・中西一郎・森谷武男・笠原稔, 1990. 長周期地震波による近地震震源メカニズムの決定, *地震*, **43**, 213–225.
- Kuge, K., J. Zang and M. Kikuchi, 1996. The 12 July 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan earthquake: Effect of source complexity on surface-wave radiation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 505–518.
- 前田宜浩・笹谷努, 2001. 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 91–113.
- Mahdavian, A. and T. Sasatani, 1996. S-wave spectra from strong motion seismograms: source parameters and site response, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **10**, 1–19.
- Morikawa, N. and T. Sasatani, 2000. The 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake sequence: The complex activity of intra-slab and plate-boundary earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **121**, 39–58.
- 村松郁栄, 1977. 速度型強震計の製作, *地震*, **30**, 317–338.
- Muramatsu, I., T. Sasatani and I. Yokoi, 2001. Velocity-type strong-motion seismometer using a coupled pendulum: Design and performance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 604–616.
- Sasatani, T., 1997. Source characteristics of the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake deduced from wide

band strong motion records, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **10**, 269–293.

笹谷努, 1998. プレート内大地震とプレート境界大地震との短周期震源特性の違い, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, 横浜, 1998年11月25日~27日, 第1分冊, 749–754.

笹谷努・松島健・小柳敏郎, 1990. 十勝平野における強震動観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **54**, 15–22.

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—, 気象研究所報告, **36**, 241–264.

Wielandt, E. and G. Streckeisen, 1982. The leaf-spring seismometer: Design and performance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2394–2367.