軟弱地盤の地震波増幅特性

——北海道上ノ国町——

北海道大学大学院理学研究科* 南雲 秀 樹†・笹 谷 努・古村美津子・齋 藤 誠 治††
東京大学地震研究所** 工 藤 一 嘉・高 橋 正 義・坂 上 実

Site Amplification of Soft Soil in Kaminokuni, Hokkaido, Japan

Hideki NAGUMO†, Tsutomu SASATANI, Mitsuko FURUMURA and Seiji SAITO††

Graduate School of Science, Hokkaido University, N10, W8, Kita-ku, Sapporo 060, Japan

Kazuyoshi KUDO, Masayoshi TAKAHASHI and Minoru SAKAUE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1,
Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan

(Received February 3, 1997; Accepted April 28, 1997)

We study the seismic response of soft soil in the Kaminokuni basin, southwest of Hokkaido, by using the reference site technique. Liquefaction was observed in this basin during the 1993 southwest off Hokkaido earthquake (M_{JMA} 7.8). The data used in this study are strong and weak motion records from aftershocks of the 1993 southwest off Hokkaido earthquake.

The S-wave spectral ratios of the soil site with respect to the rock site on the horizontal components are about 10 over the frequency range from 0.5 to 1 Hz, about 8 at 2 Hz, 2~5 from 5 to 10 Hz and less than 1 at frequencies higher than 10 Hz. The spectral ratio for strong motion data ($\sim 150 \text{ m/s}^2$) is considerably smaller than those for weak motions. This suggests that a nonlinear response of soft soil occurred during the strong motion.

We conducted PS-logging at the soil site and evaluated P- and S-wave velocities and an average Q value in the sediments. Based on well-logging results, one dimensional responses are calculated both in the frequency and time domains. The theoretical frequency-domain response is smaller than the observed spectral ratios at frequencies below 4 Hz. A comparison between observed and synthetic seismograms shows that the observed later phases after the S-wave arrival are not explained by one dimensional simulation. These later phases may be waves secondarily generated by a complex geometry of the basin structure. The observed spectral ratios include effects of these waves and thus cannot be explained by one dimensional response.

Key words: Soft soil, Seismic response, Nonlinear response, One dimensional simulation, Reference site technique.

§1. はじめに

1993年7月12日、22時17分に起こった北海道南西沖地震(M 7.8)は、死者・行方不明者 231 名、重軽傷

者 321 名を含む大被害をもたらした。これらのうち人的被害は、主に震源域に近い奥尻島やその対岸での斜面崩壊や地震後に発生した津波によるものである。一方、

* 〒060 札幌市北区北 10 条西 8 丁目
** 〒113 東京都文京区弥生 1 丁目 1 番 1 号
現在
† 名古屋大学工学部社会環境工学科
〒464-01 名古屋市千種区不老町
Department of Civil Engineering and Architec-

ture, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464-01, Japan

†† 北海道開発コンサルタント
〒062 札幌市豊平区月寒東 5 条 9 丁目 5 番 27 号
Hokkaido Engineering Consultants, Tsukisamuhigashi 5, 9-5-27 Toyohira-ku, Sapporo 062, Japan

物的被害は、津波や斜面崩壊に加えて地震火災によるものが大である。また、渡島半島全域に渡って地盤の液状化、水田の陥没や水抜け、河川堤防の破壊等による被害が見られた〔日本建築学会(1995)〕。この液状化は構造物に被害を与えただけでなく、農作物にも多大な被害を与えた〔北海道南西沖地震記録書作成委員会(1995)〕。地盤の液状化による被害は、同年1月15日に起こった釧路沖地震(M 7.8)や1995年1月17日に起こった兵庫県南部地震(M 7.2)時でも、港湾や海浜地域で多く見られ、構造物や港湾施設に多大な被害をもたらした。日本の都市の多くは、河川によって作られた堆積盆地上に位置し、近年では、埋め立てによって人工的に作られた海浜地帯、いわゆるウォーター・フロントの開発に力が入れている。これらの地盤上には数多くの巨大構造物が建造されつつあるが、これらの土地は、強震動時に液状化を起こしやすい軟弱な地盤であることが予想される。

一般に、軟弱地盤上では、表層の地震波速度が小さいために地震波は増幅される。しかし、入射波の振幅の大きさによって、地盤の非線形応答の影響などが作用し、その応答は単純ではなくなる〔例えば、翠川(1993)〕。強震動時と弱震動時の増幅特性の比較は、DARRAGH and SHAKAL (1991), AGUIRRE and IRIKURA (1995), BERESNEV *et al.* (1995)によって行われている。しかし、弱震動記録と液状化を起こすような強震動記録が同時に得られ、その応答を比較した例はそれほど多くはなく、軟弱地盤の地震応答が完全に解明されたとは言いがたい。また、液状化を起こすような軟弱地盤が弱震動時にどのような応答の特徴を有するかも明らかになってはいない。これらを解決するためには、軟弱地盤でのデータの収集と地震応答解析の事例を増やすことが肝要と考える。

北海道南西沖地震の発生後、北海道大学理学部・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所は、渡島半島西岸や奥尻島の震源域に沿った幅の狭い範囲で合計8点からなる共同強震観測を実施した(Fig. 1)。これらの観測によって、8月8日の最大余震(M 6.3)を含む数多くの余震記録が得られた〔工藤(1993), 笹谷(1993)〕。これらの観測点のうちでKNK観測点(以後KNKと略す)とKKJ観測点(以後KKJと略す)の2観測点は、上ノ国町の堆積層上と岩盤上に設置された。特に、KNKは北海道南西沖地震本震時に実際に液状化を起こした地点に位置しており、軟弱地盤上の地震応答を調べる上で最適な場所である。本研究では、KNKとKKJで観測された強・弱震動記録の比較から、実際に液状化を起こした軟弱地盤上の地震応答特性について議論する。

Fig. 1. Location map showing temporal strong motion observation sites and epicenters (stars) of the 1993 southwest off Hokkaido earthquake (7/12/1993; M_{JMA} 7.8) and its largest aftershock (8/8/1993; M_{JMA} 6.3). The hatched region represents the major aftershock area.

本論文においては、まず、上ノ国町のこれら2観測点で得られた地震記録を解析し、KKJに対するKNKの水平動S波スペクトル比として軟弱地盤の地震波増幅特性を推定する。次に、PS検層によって得られた堆積層内の地震波速度構造およびQ値をもとにして、一次元重複反射理論にもとづいて理論伝達関数を計算し、観測結果と比較する。そして、軟弱地盤である上ノ国堆積層の地震応答特性について考察する。

§2. 観測点とその近傍の地質

上ノ国町は、天の川、目名沢川、古川の三河川が集まる河口部に位置し、これらの河川の堆積作用によって発達した沖積平野上にある。その平野部は、河口付近で幅2~3 km、南東方向に奥行き7~8 kmの広さである。KNKは、海岸線から約800 m内陸に入った平野部の中央付近に位置し、その表層地質は第四紀河川及び海浜堆積物である(Fig. 2)。§5で詳しく述べるが、このKNK直下の堆積層の厚さは、67 mである。

一方、KKJは、檜山地方の基盤であると考えられている先第三紀の松前層群と称される地質上に位置している。この層は、その主成分が粘板岩・砂岩・チャート

Fig. 2. Geologic map of the Kaminokuni area (after OSHIMA *et al.*, 1996). Solid circles represent observation sites. KNK and KKJ are temporal strong motion observation sites in and outside the Kaminokuni basin.

Table 1. Data acquisition system at KNK and KKJ.

Site	KNK(Soil site)	KKJ(Rock site)
Sensor	Servo(FBA-12) [Accelerometer]	VS-1 [Velocity meter]
Recorder	PDR-1	PDAS100
Natural frequency	50Hz	1Hz
Full scale range	2g (1g=980cm/s ²)	4cm/s
Frequency range	DC~25Hz	0.025~20Hz
A/D resolution	12bit*	16bit
Record medium	Cassette Magnetic	ROM/FD
Pre-event memory	5sec	20sec

* Auto Gain Control (1/4, 1/16, 1/64)

および火砕岩類であり、硬質な岩石である。地震計は、北海道大学理学部附属地震予知地域観測センターが所有する観測壕内に置かれた。なお、KNKとKKJの間の距離は約5 kmである。

両観測点における地震観測システムをTable 1にまとめる。KNKには加速度型強震計が、KKJには速度型強震計が設置されており、測定している物理量がそれぞれ異なるので、両観測点における記録の比較は、微分または積分操作によって同一の物理量に変換した後に進行。

§3. 観測記録の特徴

3.1 観測波形

両観測点で共通に得られた地震記録は、8月8日に江差沖で起きた北海道南西沖地震の最大余震(M6.3)とその余震と考えられるM3.9~4.1の4地震の合計5地震である。気象庁(1994)によって求められた震源情報を

Table 2. List of earthquakes observed at both KNK and KKJ. Source parameters are determined by JMA.

Date	Time	Dep.(km)	M _{JMA}
93/8/8	4:42:43.6	24	6.3
93/8/8	7:11:17.6	21	4.1
93/8/8	9:57:37.5	19	3.8
93/8/12	10:02:14.6	15	4.1
93/8/15	18:18:14.2	21	3.9

それぞれTable 2, およびFig. 3に示す。これらの地震はほぼ同位置で起きており、それらの震央距離は、KNKで約25 km, KKJで約30 kmである。これらの震央と観測点は、ほぼ一直線上に位置していることから、震源の放射パターンによる影響は両観測点で同程度であり、また、観測される地震波はほとんど同じ伝播経路を持つと考えられる。

両観測点で共通に得られた地震の水平動速度波形をFig. 4に示す。KNKに示された波形は、得られた加速度記録を積分して速度記録に変換したものであるが、積分する際に、M6.3の地震記録には0.1 Hz以下を、M3.9~4.1の地震記録には0.4 Hz以下をカットするButterworth型フィルターがかけられている。また、KKJの速度記録にも同じ特性のフィルターがかけられている。KNKの8/8 9:57と8/12 10:02の地震は、P波到達後から記録が始まっており、P波初動部分が得られていない。

両観測点における観測記録を比較すると、KNKでは最大振幅がKKJのそれよりも3~5倍大きく、また、

震動の強い部分の継続時間がKKJのそれよりもはるかに長い。

波形の詳細な違いに注目するとM6.3の地震は、両観測点でともに他の地震とは異なっている。S波初動付近に注目すると、小振幅のS波到達の約2秒後に、それよりも振幅の大きい波の到達が両観測点の記録上で確認できる。また、S波に続いて見られる波は、他の地震よりも卓越周波数がやや低く、震動の強い部分の継続時間はるかに長い。これは、岩田・他(1994)が指摘するように、この地震が2~3のサブイベントを持つ多重震

源であることと地震の規模が大きく、震源において、より低周波数成分の波が強く励起されていることに対応している。S波波群に続く後続波部分については、KKJでは震源から伝わってきた表面波と考えられる見かけ上0.3 Hz以下の低周波数の波が見られる。KNKでは約0.5 Hzの単調な波がS波に続いている。

一方、M3.8~4.1の地震記録では、KKJのS波部分は単純なパルス状の形で、震源過程が単純であったことを物語っている。しかし、同じ地震のKNKにおけるS波部分はKKJのそれとは大きく異なり、S波到達の後、振幅の大きい部分が3~5秒間続き、やがて減衰する。しかし、約1 Hzの周波数成分を持つ波は、その後も減衰せず数十秒の間続く。これらの両観測点における観測波形の違いは、KNK付近の地盤構造が大きく影響した結果と考えられる。

波形記録のその他の違いとして、Fig. 5にM4.1(8/8 7:11)の地震の初動付近の拡大図を示すが、KNKにおけるP波初動部分の水平動成分にPs変換波が、また、S波付近では上下動成分にSp変換波が見られる。Ps変換波は、入射したP波の振幅が小さいためか、立ち上がりがはっきりしない。一方、Sp変換は、全ての地震で立ち上がりが明確で、S波との走時差の平均は約0.7秒である。これらの波は、KNK直下の速度コントラストの大きい境界で生じたと考えられ[例えば、小田・他(1977)], 地下構造に関する情報を有している。

また、Transverse成分のS波初動のパルス幅に注目すると、KNKにおけるパルス幅はKKJのそれよりもわずかに広がっている。これは、KNK近傍の地盤の非

Fig. 3. Epicentral distribution of earthquakes used in this study. The KNK and KKJ stations are also shown.

Fig. 4

Fig. 4. Observed ground velocities at KNK (left) and KKJ (right) for five events. The maximum amplitude of each trace is shown in cm/s. The vertical scale is the same for both sites, but different from event to event. (a) Radial, (b) Transverse, and (c) Vertical components.

弾性的な性質による影響であると考えられる。

3.2 観測スペクトル

両観測点で波形が大きく異なる水平動S波部分に含まれる周波数成分を比較するために、両観測点でのS波部分10秒間の加速度振幅スペクトルを求めた。Fig. 6に示されたスペクトルは、バンド幅0.5 HzのParzen型ウィンドウで平滑化が行われている。弱震動記録の約

0.5 Hz以下の周波数帯では、地震波に十分なパワーが無い場合、計器上の問題によるノイズが現れて、スペクトルの信頼性が低い。

M6.3の地震記録の振幅スペクトルは、両観測点で他の地震(M3.8~4.2)のそれよりほぼ一桁大きい。ところで、同じ規模の地震のスペクトルを両観測点間で比較すると、KNKのスペクトルはKKJのそれよりも10 Hz

Fig. 5. P- and S-wave portions for $M_{4.1}$ event (8/8 7:11) observed at KNK (upper) and KKJ (lower). Note that Ps and Sp converted phases are observed at the KNK station only.

以下の周波数帯で大きく増幅されている。

スペクトルの形状に注目すると、 $M_{3.8\sim 4.2}$ の地震のスペクトルは両観測点で2 Hz以下の低周波数側では周波数の2乗に比例して上がっている。しかし、 $f_{\max}$ [HANKS (1982)]の位置および、それより高周波数側のスペクトルの形は両観測点で大きく異なる。KNKでは $f_{\max}$ が約7 Hzで、それより高周波数側では、周波数の-4乗に比例して急激に減衰する。一方、KKJでは $f_{\max}$ が約10 Hzで、それ以上の周波数帯では緩やかに減衰する。この $f_{\max}$ の位置と高周波数帯でのスペクトルの減衰の違いは、共に観測点近傍の地盤構造の違いによる影響であると考えられる。

ところで、 $M_{6.3}$ の地震のスペクトルは、ほぼ同様の傾向が見られるが、KNKでは $f_{\max}$ の位置がやや低周波数側にシフトし、また、低周波数側での振幅の上がり方も他の地震より緩やかで、周波数の1乗に比例している。これは、上述のように、この地震が多重震源であることと解析区間への長周期の表面波の混入による影響が含まれているためと考えられる。

Fig. 6. Fourier amplitude acceleration spectra of S-wave portion (10 sec duration) at KNK (left) and KKJ (right). A bold curve represents the spectra for the $M_{6.3}$ event and thin curves represent those for small events ($M\sim 4$).

§ 4. 上ノ国町の地震波増幅特性

軟弱地盤の地震波増幅特性を調べるために、KKJに対するKNKの水平動S波部分10秒間のスペクトル比を求めた。

観測スペクトル $O(f)$ は、周波数領域では以下の式で表される。

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot R(f) \quad (1)$$

(1)式で、 $S(f)$, $P(f)$, $R(f)$ は、それぞれ震源の影響、伝播経路による影響、地盤の応答を表す。また、伝播経路による減衰の影響は

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp \frac{-\pi f}{\nu Q} \quad (2)$$

と表される [例えば、JARPE *et al.* (1988)]. ここで、 r , ν , Q は、震源距離、S波速度、伝播経路の Q 値を表している。

近接した2観測点 (i, j) における地盤の応答の比をとると震源の影響は打ち消され、

$$\frac{R_i}{R_j} = \frac{O_i \cdot r_i}{O_j \cdot r_j} \exp \frac{\pi(r_i - r_j)f}{\nu Q} \quad (3)$$

と書ける。ここで、岩盤上の観測点における応答を1と仮定すると、(3)式は観測点 i の増幅特性を示すことになる。

Fig. 7. Seismic response of the KNK station with respect to the KKJ station. Bold curve represents the result for the $M6.3$ event and thin curves do those for small events ($M\sim 4$).

増幅特性を計算する際には、伝播経路の平均的な速度と Q 値をそれぞれ 3.6 km/s 、 350 とした。これらの値は、震源の深さを 20 km と仮定し、気象庁 (1994) による発震時刻と KKJ における S 波到達時刻から求めた伝播経路全体の平均的な速度と、KKJ の S 波スペクトルの高周波数帯における ω^{-2} モデルとのずれから求めた Q 値である。

以上のことを考慮して求められた KKJ に対する KNK のスペクトル比を Fig. 7 に示す。以前にも述べたように、弱震動の 0.5 Hz 以下の周波数帯では、信頼性が低い。増幅度は、 1 Hz 付近で約 10 倍、それ以上の周波数帯では、徐々に小さくなり、 2 Hz で約 8 倍、 5

Fig. 8. Simplified columnar section and N -value profile below the KNK station. N -values were not observed in the mudstone layer (Depth $> 67 \text{ m}$). The boring core informations are given in Table 3.

$\sim 10 \text{ Hz}$ で $2\sim 5$ 倍になる。 10 Hz を越えると増幅度は急激に小さくなり、その値は 1 以下になる。このことは、 10 Hz 以上の周波数帯の波は、KKJ よりも KNK の方が強く減衰されていることを意味している。

次に、地震の規模によるスペクトル比の違いに注目すると、 $M6.3$ の地震の水平動成分は、他の地震の結果よりも若干小さくなっている。このスペクトル比の低下は、特に 7 Hz 以上の部分で著しい。これは表層付近の地盤が非線形応答を起こしたためと考えられる [例え

Table 3. Soil type information of the boring core.

Depth(m)	Boring core	Depth(m)	Boring core
0~ 1.40	Gravelly soil	~35.00	Silty clay with organic soil
~ 1.80	Silt	~35.40	Silty sand
~ 2.10	Fine sand with silt	~36.30	Medium sand
~ 3.15	Medium sand with gravel	~38.20	Gravelly soil
~ 6.60	Gravelly soil	~45.00	Alternation of strata of silty clay and fine sand
~ 8.30	Clayey silt	~45.70	Sandy silt
~11.20	Fine sand	~47.40	Medium sand
~12.70	Sandy silt	~55.30	Medium~coarse sand with gravel
~15.00	Silty sand	~57.00	Gravelly soil
~17.70	Sand with silt	~59.60	Medium~coarse sand with gravel
~19.00	Clayey silt	~67.40	Gravelly soil with silt
~21.50	Silt with sand	~72.00	Mudstone
~22.00	Clayey silt	~80.00	Sandy mudstone
~22.60	Sandy silt		
~23.40	Clayey silt		
~23.50	Silt with organic soil		
~27.80	Fine~medium sand		
~32.00	Silty clay		

ば、翠川(1993)].

この地盤の非線形応答に関連したスペクトル比の低下は、DARRAGH and SHAKAL (1991)が、Loma Prieta地震の本震と余震による地震記録を用いて、サン・フランシスコの硬質な岩盤でできている Yerba Buena 島と人工の埋め立て島である Treasure 島におけるスペクトル比を比較した結果で明瞭に見られている。特に、Treasure 島で液状化現象が起こった Loma Prieta 本震記録 ($M_L=7.0$) のスペクトル比は、他の地震の結果と比べて著しく小さくなっている。また、BERESNEV *et al.* (1995) は台湾の SMART 1, SMART 2 アレイにおける地震記録を用いて最大振幅が $100\sim 300\text{ cm/s}^2$ の強震動記録と 30 cm/s^2 以下の弱震動記録の岩盤観測点に対する堆積層上観測点の平均スペクトル比を比較しているが、その結果でもスペクトル比の低下が明瞭に見られる。

実際に、KNK では、この $M 6.3$ の強震時に水平動の最大加速度が 150 cm/s^2 にも達していることから、このスペクトル比の低下は、地盤が非線形応答を起こした結果である可能性が高い。

§5. KNK の地盤構造

5.1 PS 検層

KNK 直下の堆積層の地震波速度および Q 構造を調べるために、我々は KNK において地下 80 m までのボーリング調査および PS 検層を行った [南雲(1995), 南雲・他(1996)]. 上ノ国では、本調査以外には、温泉探査目的の電気探査 [ジオ・サイエンス株式会社(1995)] が行われただけで、詳しい地盤構造はわかっていなかった。

ボーリング調査で得られた堆積層内の簡略化した柱状図を Fig. 8, ボーリングコアから得られた岩種区分を Table 3 に示す。地下水位面は 1.6 m の深さで、1.8~2.1 m の深さに見られる細砂は本震時に吹き出した砂であると考えられる。地下 3~6 m は礫層で、 N 値が 18 とやや大きい。それより深くなると主に砂とシルトの互層で構成され、 N 値が 5~10 と非常に軟弱である。この互層は約 45 m まで続く。さらに深くなると中~粗砂が主体となり、 N 値が 30~40 に増大する。そして、67 m で新第三紀の檜山層群最上部の泥岩が現れる。この泥岩層は、ボーリング調査最深点である 80 m まで続くが、その上部は風化作用を強く受け、粘土化している。

PS 検層は、地表に震源を持つダウンホール法で行われた。80 m の井戸のすぐ隣に深さ 5.6 m の浅井戸が掘られ、そこに波形や走時を比較、補正するための固定点が設置された。震源については、約 60 kg の重錘を約

Fig. 9. Paste-up of P-waves on vertical component records by the P-wave impactor. The traces are arranged in order of depth. P-wave obtained at the reference site at a depth of 5.6 m is superposed on each trace; the reference P-waves are used to correct the instable trigger time (about $\pm 0.002\text{ s}$) of the recorder. Dots indicate the arrivals of P-wave. Picking of the P-wave arrival was done in terms of maximum slope of the signal as shown in the inset.

1.7 m の高さから落下させることによって P 波を、また、その重錘を断面約 $30\times 40\text{ cm}^2$ 長さ約 3 m の木材に横から打ちつけることによって S 波を発生させた。各深さでは、P 波震源 1 回と S 波震源 2 回 (右左それぞれ 1 回) の合計 3 回の実験が行われた。記録は 2~78 m まで 2 m おきにとられ、78 m~80 m までは 1 m おきにとられた。波の情報を最大限に得られるように各深さでゲインの調整が行われている。この検層では、各深さで波の到達が明瞭にわかる S/N 比の良い記録が得られたため、波形記録のスタッキング処理は行われなかった。

5.2 P 波速度構造

Fig. 9 に P 波震源による移動点と固定点の初動部分を重ね合わせたペーストアップを示す。固定点の波形記

Fig. 10. (a) Travel-time diagrams of P-waves. Two travel time diagrams with and without trigger time correction are shown. With the correction, the considerably smooth travel time diagram is obtained. (b) P-wave velocity structure until 80 m estimated from PS-logging data. Dashed lines represent the average plus/minus one standard deviation.

録から、P波震源の波の再現性の良さがわかる。この記録では、深くなるにつれて波形のサンプリング間隔が粗くなっている。これは、深くなるにつれてP波からS波までの時間間隔が長くなるが、これらの波を有限記録媒体内に記録させたためである。P波初動の立ち上がり部分の接線とゼロ点が交差した部分の時間を読みとって、P波走時とした (Fig. 9)。固定点の波の立ち上がり部分に注目すると、それは0.002秒の幅でばらついている。これは、重錘による発震時と記録計のトリガー時刻との差のばらつきを表している。このずれは、各深さでのP波の短い走時を考えると速度決定に大きな影響を与えると考えられる。そこで、P波速度構造を決定するときには、各深さにおける走時から固定点の走時を差し引くことによって走時の補正を行った。補正前と後の走時プロットを Fig. 10(a) に示す。この補正によって走時曲線がよりスムーズになり、補正前よりも改善されていることがわかる。走時曲線に注目すると、8 m 以浅の2点の走時は、浅くなるに従って大きくなっているが、これは1.6 mの地下水位面による屈折の影響を受けた結果であると考えられる。そのため、表層のP波速度を求める時には、波線計算を用いて地下水位面での波の屈折を考慮した。それより深くなると走時曲線は直線状になり、その傾きは、45 m 付近でかすかに変化するほかはほとんど変化が見られない。この部分では、地下水位面における波の屈折の影響は無視しうほど小さくなるため、速度構造を走時曲線の傾きから決定した (Fig. 10(b))。ところで、67.5 m 以深の泥岩部分で速度変化

Fig. 11. An example of paste-up of S-waves on horizontal records by the S-wave impactor. S-waves from positive and negative impacts of wooden plate are superposed for picking the arrival. Dots represent the picked arrivals of S-wave.

Fig. 12. (a) Travel-time diagram of S-wave. Symbols, "+" and "x", represent X-component data and Y-component data, respectively. An agreement of both travel time curves is good. (b) S-wave velocity structure estimated from PS-logging data. Dashed lines represent the average plus/minus one standard deviation.

が見られないが、これは、泥岩層上部の風化層が影響していると考えられる。泥岩中でのデータのサンプリング間隔が粗いことに加えて、細かい走時曲線の変化が読みとれるほど泥岩中の実験データがなく、泥岩中の詳しい速度構造は求められなかった。

5.3 S波速度構造

S波震源による記録のペーストアップの例をFig. 11に示す。固定点での走時のずれは、S波の場合も見られるが、各深度でのS波走時を考えると速度決定に大きな影響を与えるほどそれは大きくないため、固定点による走時の補正は行わなかった。S波の走時としては、左右から板を叩いた水平動の記録を重ね合わせて反転したところを読みとった。各深度での地震計の方位が未知であるので、地震計の水平動2成分で別々に読みとりを行った。

Fig. 12(a)にこのようにして読みとった走時曲線を示す。走時曲線の傾きの変化は、P波の場合よりも明瞭で、20 m付近、50 m付近、60 m付近で見られる。P波の場合と同様に、S波速度構造はこの走時曲線の傾きから決定された(Fig. 12(b))。S波検層データから求められた堆積層の最深点は64 mで、泥岩層が出現した67.5 mより若干浅い。これは泥岩層出現の直前に現れる礫層が影響しているためと考えられる(Fig. 8 参照)。また、P波の場合と同様に、ここで求められた泥岩層のS波速度は、泥岩層上部の風化層の影響と泥岩層中のデータの不足による影響を受けているため、多少遅く見積もられている可能性がある。

ところで、PS検層の最深点である80 mより深い部

分の地盤構造について考えると、KNK下67 mで現れた檜山層群上部の泥岩とKKJ付近で見られる松前層群の地層の間には、安山岩質の岩石を主成分とする福山層と呼ばれる地層が存在すると考えられている[例えば、大島・他(1996)]。檜山層群、福山層、松前層群の地層はそれぞれ岩種が異なることから、それぞれの境界で地震波の速度が変化していることが予想され、堆積層上で観測される地震波は、これらの層境界による影響を受けていると考えられる。実際にKNKで観測された地震記録では、S波到達の約0.7秒前にSp変換波が見られる(Fig. 5)が、この検層実験の最深点である80 mにおけるS波とP波の走時差は約0.35秒であるから、Sp変換波は80 mよりも深いところで生じていることになる。佐藤・他(1996)はKNKにおいて微動探査を実施しているが、彼らの結果では、80 m以深の速度コントラストの大きい層境界の深さは約570 m、その上部層のS波速度は850 m/sである。この境界は、大島・他(1996)による檜山層群と福山層に相当すると考えられる。ところで、この境界の深さを570 mとして、入射角を考慮して、S-Sp走時差を計算すると観測された走時差を大きく上回る。そこで、80 m以深のS波速度を微動探査の結果である850 m/sと仮定して、観測されたS-Sp走時差を説明する深さを求め直してみると、約370 mであった。いずれにしても、80 m以深の構造に関しては、不確定である。

5.4 Q構造

このS波検層データを用いて堆積層中のS波のQ値の推定を試みた。地盤の減衰を表すQ値は、速度構造

とともに地盤の増幅特性を決める最も重要な要素である。武村・他(1993), 佐藤・他(1994), 齋藤・他(1995)は, ボアホール内と地表で同時に得られた地震記録を用いて Q 値を求めている。彼らの研究では, Q 値は周波数依存性を持ち, 周波数の増大とともに Q 値が大きくなる傾向を示す結果が得られている。ところで, 10 Hz 以上の高周波数範囲になると, 武村・他(1993)は, Q 値の周波数依存性は, 頭打ちする傾向があると指摘している。一方, 佐藤・他(1994)は, 解析結果から Q 値の周波数依存性は高周波領域でやや弱くなるが, 依然として周波数依存性が見られるという結論を得ており, 高周波数領域での Q 値については, 未だ明確な結論は得られていない。

検層データから Q 値を求める場合, 実際の地震記録から求める場合とは解析する周波数帯が異なるが, 石田・他(1987)は, PS 検層によって求められた Q 値と実際の地震記録を用いた解析から求められた Q 値の比較を行った結果, 地震波によるひずみレベルに違いはあるが良い整合性を示すという結論を得ている。本研究では, Q 値の周波数依存性を考慮しないが, 武村・他(1993)によって頭打ちが示唆されている領域が解析の対象である。 Q 値決定の方法としては, Spectral Ratio Method [GIBBS *et al.* (1994)] を用いる。

地表で波を発生させた場合, ある深さ z を伝播する波の振幅 $A(z, f)$ は以下のように表記できる。

$$A(z, f) = S(z, f) \cdot C(z, f) \cdot W(z, f) \cdot G^{-1}(z, f) \cdot \exp(-\pi t^* f) \quad (4)$$

(4) 式で, $S(z, f)$ は震源特性, $C(z, f)$ は孔壁とのカップリングによる影響, $W(z, f)$ は波の伝搬に伴う波形の歪み (例えば, 層内の多重反射など) による影響, $G^{-1}(z)$ は幾何減衰, そして, t^* は減衰係数 (attenuation coefficient) を表す。また, 減衰係数は,

$$t^* = \int \frac{1}{Q} \cdot \frac{dl}{V} \quad (5)$$

と表される。ここで, Q は Q 値, V は S 波速度, l は波の伝播経路の長さを表している。

震源特性, 孔壁とのカップリングの影響, 波の伝播に伴う影響は, それぞれ周波数特性を持つと考えられるが, ここでは波の伝播に伴う影響は小さく, また, 孔壁とのカップリングの影響は実験ごとに同一である ($C(z_i, f) = C(z_j, f)$) と仮定する。各深度で固定点に対する移動点のスペクトル比をとることによって, 実験毎に異なる振幅の大きさを補正できる。また, 実際には, 震源で発生する S 波は指向性を持つが, ここでは, その影響があまり大きくないと仮定する。その後, 調べたい 2 点間 (z_i, z_j) でのスペクトルの比をとって対数表示する

Fig. 13. S-wave spectral ratios of the shallow site to the deep site for determination of an average Q -value in the sedimentary layer. Two curves in each panel indicate the results from positive and negative impacts of wooden plate. Solid lines indicate theoretical spectral ratios for Q -values of 30, 40 and 50, respectively. The results are shown for several shallow and deep site pairs.

と,

$$\ln \frac{A(z_i, f)}{A(z_j, f)} = \ln \frac{G^{-1}(z_i)}{G^{-1}(z_j)} - \pi \cdot \delta t^* (z_i, z_j) \cdot f \quad (6)$$

という関係が求められる。ここで,

$$\delta t^* (z_i, z_j) = t_i^* - t_j^* \quad (7)$$

である。

(6) 式は, スペクトルの振幅比の対数と周波数の関係を示しているが, その比例係数を s とし, 比をとる 2 点間の Q 値を一定とすると, Q 値は以下の式によって求めることができる。

$$\frac{1}{Q} = \frac{s}{\pi \cdot \delta \tau} \quad (8)$$

ここで, $\delta \tau$ は比をとった 2 点間の走時差を表す。

解析には, S 波到達後の 0.1 秒間の部分を用いた。スペクトルを計算する時には, 水平動 2 成分のスペクトルの二乗平均をとることによって, 地震計の方向による影響を除外した。PS 検層は, 各深度で板を左右から 2 回叩いて行われているので, スペクトル比は各区间で 2 本求められることになる。本検層実験では, 62 m の深さで固定点と移動点の地震計を入れ替えているため, 62 m を境にして地震計の特性が変化している。また,

先に述べたようにサンプリング間隔を深さに応じて変化させているが、サンプリング間隔の違いのため、10 m 以浅の記録は、フーリエ変換を行った後の周波数間隔が他のそれと異なってしまう。以上のことを考慮して、12, 14~60, 62 m 区間のスペクトル比を求めた (Fig. 13)。この区間のスペクトル比から求められる Q 値は、堆積層の平均的な Q 値を表すと考えられる。スペクトル比にはかなりのばらつきが見られる。このばらつきは、左右の記録ではあまり変化しないが、比をとる地点によって大きく変化することから、実験ごとに同一であると仮定した孔壁とのカップリングの影響が各実験で微妙に異なっていた可能性が高い。しかし、10 Hz 以上の部分では全体的に周波数に比例して減少してゆく傾向がわかる。このスペクトル比の 20~60 Hz の範囲から最小二乗法によって Q 値の推定を試みたが、山や谷などが影響を及ぼし、スペクトル比をとる区間によって、 Q 値は 30~50 の範囲内ではばらつく。Fig. 13 には、比をとった区間の走時差を用いて、 Q 値を 30, 40, 50 と変化させた場合の理論直線も示してあるが、いずれも観測結果と調和的である。これらのことから、堆積層内の平均的な Q 値は 30~50 であると推定した。各層ごとに Q 値を決定する試みも行ったが、スペクトル比をとる深度区間を短くすると、スペクトル比の傾きが緩くなり、減衰の影響がデータのばらつきに隠されてしまうため、細かな Q 値の変動は求められなかった。

ここで求めた Q 値を齋藤・他 (1995) によってまとめられている他の堆積層における Q 値と比較すると、 Q 値を 30 とすると堆積層における Q 値として平均的な値となるが、50 とするとやや大きめである (Fig. 14)。

§6. 議 論

前章で推定された KNK 直下の S 波速度構造を用いて、一次元重複反射理論 [SCHNABEL *et al.* (1972)] によって理論伝達関数を求め、観測結果との比較を行った。KNK 直下の地盤構造としては、80 m までは、PS 検層から求められた結果をそのまま用いる。PS 検層で直接求められていない 80 m 以深について、ここでは、まず、泥岩層の下位に位置する福山層を考慮した場合としない場合を検討する。福山層の S 波速度について、佐藤・他 (1996) は、微動探査によって 1100 m/s と求めているが、彼らは、この値について、福山層の岩種を考慮するとやや小さめであると結論づけている。ここでは、福山層と檜山層群の層の間のコントラストが大きいものと考え、2000 m/s と仮定する。また、減衰による影響について、ここでは減衰の効果を最大限に評価するために、堆積層の Q 値としては前章で求められた下限

Fig. 14. Comparison of the resulting Q -values in this study (KNK) with other studies. Q -values in layers with S-wave velocity less than 700 m/s are shown. (modified from SAITO *et al.*, 1995)

値である 30 とした。泥岩層の Q 値は 50 と仮定する。伝達関数を求める時には密度構造が必要になるが、ボーリング調査時に密度検層は行われていないので、ここでは S 波速度と土質をもとに経験的に求められている値 [物理探査学会 (1989)] を用いる。

これらの地盤モデルに対して求めた理論伝達関数を Fig. 15(b), (c) に示す。これらの図には比較のために、地盤の非線形性の影響が考えられる M 6.3 の地震を除いた観測記録から求められた平均スペクトル比が同時に示してある。観測結果の 0.5 Hz 以下の周波数帯は信頼性が低いため、比較することができない。

福山層を考慮に入れた場合も入れない場合も 4 層構造では、共振周波数を示す一次ピークが、約 0.8 Hz に見られる。福山層を考慮した 5 層構造では、最下層の影響で 0.5 Hz 付近が持ち上がっている。また、それより高次の約 2 Hz, 3 Hz, 4 Hz に見られるピークの位置は、どちらの場合も観測結果とほぼ一致している。ピーク値は、福山層を考慮しない構造では、理論増幅特性の各ピーク部分の値が観測値を下回っているのに対し、考慮した構造では持ち上がり、観測値により近くなっている。しかし、その幅は著しく狭く、ピーク以外の部分では観測値を大きく下回る。これは、観測結果に一次元重複反射理論では説明できない波の影響が含まれているためと考えられる [例えば、JONGMANS and CAMPILLO (1993)]。

一般に、盆地状の構造を持つ地域では、その端部で二

Fig. 15. Amplification function calculated by 1-D method (bold curve with 'Theo.') and mean spectral ratio of KNK to KKJ for weak motions from $M \sim 4$ events (thin solid curve with 'Obs.'). (a) Mean spectral ratio and the average plus/minus one standard deviation of the spectral ratio (dashed curves). (b) Amplification function for the sedimentary layer. (c) Amplification function for the sedimentary layer plus basement structure. (d) Amplification function for the lower Q value in the sedimentary layer. Model parameters used in calculations are shown below each panel.

次的に表面波が生成されることが知られている [例えば, BARD and BOUCHON (1980), 川瀬 (1993)]. 上ノ国の堆積層は, 大島・他 (1996) の電気探査によって, 盆地軸に沿って, 左右に閉じ, 海に向かって緩やかに傾斜する盆地状構造をしていると推測されている. 上ノ国における堆積層の規模 (Fig. 2) を考慮すると, 堆積層端部で二次的に生成された表面波は, S 波到達直後に KNK に到達することが予想され, 解析区間にこの表面波が含

まれている可能性が高い. また, 上ノ国の堆積層は, 盆地軸に対して左右に閉じていることから, focusing による波の影響を受けていることも同時に考えられる.

10 Hz 以上の高周波側になると, 理論伝達関数は観測された急激なスペクトル比の低下を再現していない. このことから, 前章で求めた堆積層の Q 値は実際の値を過大評価している可能性が考えられる. そこで, 一次元重複反射理論を用いて, 10 Hz 以上の減衰が観測結果と

より調和的になるような Q 値を試行錯誤によって求めた。堆積層の Q 値を 15 とした場合の理論伝達関数を Fig. 15(d) に示す。この場合、 Q 値を 30 とした場合よりも、4~10 Hz の範囲で理論伝達関数の振幅がより観測結果と調和的である。15 より小さい Q 値を用いると、伝達関数の全体的なレベルも低下してしまう。しかし、堆積層内の Q 値を 15 にした場合でも、約 10 Hz 以上の部分の急激なスペクトル比の減衰が完全には再現できていない。この原因としては、堆積層内の細かい Q 値の変化や Q 値の周波数依存性を考慮していないことが影響しているか、または、基準点と考えた KKJ の観測記録の高周波数成分が、風化層や岩盤中の破碎層などによる増幅の影響を受けていることが考えられる [CRANSWICK (1988)]。実際に KKJ のスペクトル (Fig. 6) を見ると、10~20 Hz の周波数帯で若干増幅されているようにも見えることから、10 Hz 以上の周波数帯での観測されたスペクトル比の急激な減衰は、地盤の応答を 1 と仮定した KKJ における記録の高周波数成分が増幅されていることによる影響も含んだ結果と考えられる。その影響を定量的に見積もることは、現時点では困難であるが、堆積層中の Q 値の推定が正しいとした場合、10 Hz 以上の周波数帯での理論と観測との応答の差違がそれを表すことになる。

次に、増幅特性の不一致の原因を調べるために、時間領域での比較を試みた。入射波としては KKJ で観測された波形記録の S 波初動のパルス部分 (約 0.3 秒間) の両端に 0.5 秒の幅を持つコサイン型のテーパを掛けることによって取り出した波を用いた。上ノ国の地盤構造として、5 層構造を用いた場合の 8/8 の 7:11 (M 4.1) と 9:57 (M 3.9) の地震の結果を Fig. 16 に示す。この図には、 Q 値を 30 とした場合と 15 とした場合の結果が示してある。福山層を考慮しない 4 層構造の場合では、直達 S 波の振幅が約 20% 小さくなるだけで、入射波として用いたパルス波に 1 Hz 以下の周波数成分があまり含まれていないため、波形そのものはほとんど変化しない。

Q 値を 30 とした場合も 15 とした場合も理論波形の S 波初動のパルス部分は、振幅が観測値を若干上回るが、観測記録をよく再現している。しかし、S 波到達の 1.5 秒以降の後続波部分では、理論波形でみられる多重反射の波の振幅は観測された波よりもはるかに振幅が小さい。この後続波は、KKJ における波形記録全体を入射波とした場合でも再現されない。この事実、この部分の波が次元多重反射理論では説明できない波であることを示している。これらの理論波形では見られない後続波は、見かけ上 4 Hz 以下の波が主体で、理論伝達関

Fig. 16. Comparison between observed and synthetic (1-D method) seismograms. KKJ, SYN and KNK represent the input, synthetic and observed seismograms, respectively. Synthetic seismograms are obtained for two Q values ($Q=30$ and $Q=15$) in the sedimentary layer. Model parameters used in the calculation are shown in Figs. 15 (b) and (c).

数の振幅が観測から求められたそれを下回る周波数帯と一致している (Fig. 15)。KNK の南西約 800 m の地点の表層地質が硬質な福山層であることと S 波からの走時差を考慮すると focusing の影響というより、むしろ南西方向の堆積層端部で二次的に発生して伝播してきた表面波である可能性が高い。

最後に、M 6.3 の地震による地盤の非線形応答の可能性について、これまでの研究結果をもとに考察する。翠川 (1993) は従来の研究結果をまとめ、以下に示す有効ひずみを用いて地盤の非線形性を第一近似的に評価できるとしている。有効ひずみ γ_{eff} は、最大速度振幅 V_{max} と低ひずみ時の表層の S 波速度 V_{s0} を用いて、平均的に以下の関係式で求められる [TOKIMATSU *et al.* (1989)].

$$\gamma_{\text{eff}} = 0.4 V_{\text{max}} / V_{s0} \quad (9)$$

M 6.3 の地震時の KNK における最大速度振幅は、Radial 成分で 13.6 cm/s, Transverse 成分で 12.2 cm/s

であった。また、表層のS波速度はPS検層から131.2 m/sと求められている。(9)式にこれらの値を代入すると、有効ひずみはそれぞれ 4.1×10^{-4} 、 3.7×10^{-4} となり、翠川(1993)の指摘する地盤の非線形挙動開始のしきい値である 3×10^{-4} を上回っている。このことから、M6.3の地震時にKNK地盤が非線形応答を起こしたという解釈は妥当であると考えられる。

§7. ま と め

北海道南西沖地震の余震観測を通じて得られた上ノ国の堆積層上と岩盤上の地震記録を用いて、軟弱地盤における地震波増幅特性を推定した。また、PS検層で得られた堆積層内の速度構造及びQ構造の結果を用いて一次元理論伝達関数を計算し、観測結果と比較することによって軟弱地盤の地震応答特性を考察した。以下にその結果をまとめる。

(1) 堆積層上で観測された地震記録は、そこから約5 km離れた岩盤観測点で観測された記録と比較すると、最大振幅で3~5倍増幅されていることに加え、波形がはるかに複雑で、全体の継続時間が数十秒もの長さになる。

(2) 水平動S波部分10秒間の岩盤観測点に対する堆積層観測点のスペクトル比から求めた軟弱地盤の増幅特性は、1 Hzで約10倍の増幅を示し、周波数の増加とともに増幅度は徐々に小さくなり、2 Hzで約8倍に、そして5~10 Hzで2~5倍になる。さらに10 Hzを越えると1以下になり、急激な減衰を示す。

(3) PS検層によって求められたS波速度構造とQ値をもとにして、一次元重複反射理論によって理論的に求めた伝達関数は、4 Hz以下の低周波数帯では、観測結果を下回った。時間領域での比較から、低周波数側の不一致の原因として、一次元理論では説明できない地盤の不整形性によって生じた波の存在が明らかになった。

(4) M6.3地震の増幅特性は、M3.7~4.1のそれよりもやや小さい。特に、7 Hz以上の高周波数帯でそれが顕著であった。M6.3の地震時には、地表付近の水平動の有効ひずみが約 4×10^{-4} にまで達していることから、地盤が非線形応答した可能性が高い。

謝 辞

本研究を行うにあたって、北海道大学農学部附属檜山地方演習林の夏目俊二林長には、演習林敷地内(KNK)での観測場所の提供、維持ならびにボーリング調査を快く承諾していただきました。また、KKJ観測点の設置と観測点維持には、北海道大学理学部附属地震予知観測地域センター所長笠原 稔助教授や同センターの職員の

方々に、数多くの便宜をはかっていただきました。

応用地質株式会社札幌営業所の長田正樹氏には、演習林敷地内でのボーリング調査、検層実験で助力いただいたほか、解析に関して貴重な助言をいただきました。また、東京電力株式会社の植竹富一氏、電力中央研究所の東 貞成博士にも検層実験で協力していただきました。

原稿の査読を担当された大坂工業大学の堀家正則助教授と清水建設株式会社の川瀬 博博士には、重要かつ有益なコメントとともに、原稿の不備を指摘していただきました。上記各位に深く謝意を表します。

この研究の一部は、平成6、7年度文部省科学研究費補助金(一般研究(B)、研究課題番号06452409、代表研究者: 笹谷 努)によるものである。

文 献

- AGUIRRE, J. and K. IRIKURA, 1995, Preliminary analysis of non-linear site effects at Port Island vertical array station during the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake, *J. Nat. Disas. Sci.*, **16**, 49-58.
- BARD, P.-Y. and M. BOUCHON, 1980, The seismic response of sediment-filled valleys. part 1. The case of incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263-1286.
- BERESNEV, I. A., K.-L. WEN and Y. T. YEH, 1995, Non-linear soil amplification: Its corroboration in Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 496-515.
- 物理探査学会, 1989, 図解・物理探査, 211-214.
- CRANSWICK, E., 1988, The information content of high-frequency seismograms and the near-surface geologic structure of "hard rock" recording sites, *Pure and Appl. Geophys.*, **128**, 333-363.
- DARRAGH, R. B. and A. F. SHAKAL, 1991, The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1885-1899.
- ジオサイエンス株式会社, 1995, 平成6年度上ノ国町上ノ国地区温泉開発調査委託業務報告書.
- GIBBS, J. F., D. M. BOORE, W. B. JOYNER and T. E. FUMAL, 1994, The attenuation of Seismic shear waves in Quaternary Alluvium in Santa Clara Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 76-90.
- HANKS, T. C., 1982, f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1867-1879.
- 北海道南西沖地震記録書作成委員会, 1995, 平成5年7月12日北海道南西沖地震記録書.
- 石田 寛・太田外氣晴・原 昭夫・高橋克也, 1987, 室内実験, S波検層および観測地震動に基づく地盤の減衰評価, 第15回地盤振動シンポジウム, 17-26.
- 岩田知孝・釜江宏宏・入倉孝次郎, 1994, 近地強震記録を用いた1993年北海道南西沖地震最大余震(1993/8/8 M_{JMA} 6.3)の震源過程, 月刊海洋号外 No. 7, 北海道南西沖地震と津波, 80-87.
- JARPE, S. P., C. H. CRAMER, B. E. TUCKER and A. F.

- SHAKAL, 1988, A comparison of observations of ground response to weak and strong ground motion at Coalinga, California, Bull. Seism. Soc. Am., **78**, 421-435.
- JONGMANS, D. and M. CAMPILLO, 1993, The response of the Ubaya Valley (France) for incident SH and SV waves: Comparison between measurements and modeling, Bull. Seism. Soc. Am., **83**, 907-924.
- 川瀬 博, 1993, 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震 **2**, **46**, 171-190.
- 気象庁, 1994, 地震月報 平成 5 年 8 月.
- 工藤一嘉・坂上 実・高橋正義・笹谷 努・齋藤誠治・南雲秀樹, 1993, 1993 年北海道南西沖地震系列の強震観測—8 月 8 日, M 6.5 地震による 1.6 g の強震記録—, 日本地震学会予稿集, no. 2, 26.
- 翠川三郎, 1993, 強震時にみられる地盤特性の非線形性, 地震 **2**, **46**, 207-216.
- 南雲秀樹, 1995, 軟弱地盤の地震応答—北海道上ノ国町一, 北海道大学修士論文, 84 pp.
- 南雲秀樹・笹谷 努・古村美津子・齋藤誠治・工藤一嘉・高橋正義・坂上 実・長田正樹・東 貞成・植竹富一, 1996, 観測点近傍の地質構造, 北海道南西沖地震群によって観測された特異な強震動記録の要因に関する研究 (平成 7 年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書, 一般研究 (B), 研究代表者, 笹谷 努), 133-153.
- 日本建築学会, 1995, 1993 年釧路沖地震災害調査報告 1993 年北海道南西沖地震災害調査報告.
- 大島弘光・宇津木 充・南雲秀樹・笹谷 努・西田泰典, 1996, 北海道上ノ国地域における電気探査, 北海道大学地球物理学研究報告, **59**, 137-150.
- 小田 仁・佐藤魂夫・山本清彦・平沢朋朗・三塚 隆, 1977, 地表付近における S 波の減衰, 地震 **2**, **30**, 275-282.
- 佐藤 洋・笹谷 努・石川春義・宮腰 研・齋藤誠治・南雲秀樹・岡田 廣・中村洋光・森川信之・武田見奈子, 1996, 上ノ国における微動探査, 北海道南西沖地震群によって観測された特異な強震動記録の要因に関する研究 (平成 7 年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書, 一般研究 (B), 研究代表者, 笹谷 努), 154-160.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明, 1994, ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, **461**, 19-28.
- 齋藤誠治・笹谷 努・工藤一嘉, 1995, 足柄平野における堆積層中の S 波減衰特性, 北海道大学地球物理学研究報告, **58**, 39-61.
- 笹谷 努(発表者), 1993, 1993 年北海道南西沖地震系列の強震動観測, 日本地震学会予稿集, no. 2, 24.
- SCHNABEL, P. B., J. LYSMER and H. B. SEED, 1972, "SHAKE" A computer program for earthquake response analysis of horizontally layer sites, Report No. EERC 72-12 Berkeley, California.
- 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, **446**, 1-11.
- TOKIMATSU, K., S. MIDORIKAWA and Y. YOSHIMI, 1989, Dynamic soil properties obtained from strong motion records, Proc. Twelfth Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, **3**, 2015-2018.