

京都盆地の震動特性

— 1984年長野県西部地震の例 —

赤 松 純 平

LONG PERIOD VIBRATIONAL CHARACTERISTICS OF SOIL DEPOSITS IN THE KYOTO BASIN DURING THE WESTERN NAGANO PREFECTURE EARTHQUAKE

By Junpei AKAMATSU

Synopsis

Long period (1-10 sec) vibrational characteristics of soil deposits in the Kyoto basin during the Western Nagano Prefecture Earthquake were studied in comparison with those at rock site. The event was characterized by strong excitation of surface modes. Various wave modes were distinguishable at rock site with band pass filters, but mode interference occurred in the deposits, resulting large amplification and long duration, remarkably in the frequency band in which amplification of microseisms is large. Amplification factors of surface waves were similar to those of microseisms. Microseismic observation is useful for estimation of ground characteristics.

1. は じ め に

高層ビル、長大橋梁、大型石油タンク等、固有周期の長い建造物の増加と共に、周期が1秒以上の強震動特性の解明と予測方法の確立が地震工学上の課題となっている。特に基盤岩までの深さが数百メートル以上の厚い沖積、洪積層を有する都市地盤では地震波の長周期成分に対する増幅特性を知ることが重要である。このために、長周期の微動を観測して深い地盤構造を推定し都市地盤の地震動特性を推定する研究がすすめられている¹⁾。長周期の微動は主に海の波浪に帰因する脈動であり、これはまた Rayleigh 波を主成分とする表面波群と考えられている^{2),3)}。また、強震記録の長周期成分は表面波群であると考えられる⁴⁾ことから、脈動の増幅率の地域分布は都市地盤の直接的なゾーニングの資料と考えうる。京都盆地では、隣接する山地の岩盤上にある炭山地震観測室と盆地内の代表的な地質条件を有する地盤上とでの、脈動の比較観測から、脈動に対する増幅作用とその地質条件の違いによる変化が調査されている^{5),6)}。

一方、固有周期の長い建造物の減衰は一般に小さいので、地震動特性としては振幅のみならず継続時間が特に重要な要素となる。従って脈動に対する増幅率を強震動特性の資料として利用するには、単に歪レベルの違いによる非線型効果だけでなく、震動の時刻歴や継続時間との関係も吟味する必要がある。

長野県西部地震 (Sept, 14, 1984) は震源が浅く、normal mode の表面波群が強く励起された。この地震は P 初動前から coda 部分まで、炭山地震観測室の強震動記録装置および宇治構内のシステムにより磁気記録が得られている。ここでは上記の観点から、地震による表面波群の地震増幅特性と脈動の増幅特性との関係を検討する。このために、2地点のバンドパスフィルター波形により、S 波、Rayleigh 波、Love 波等の波群を分離して、それぞれの波群に対する地盤の影響を吟味し、ついで減衰が小さい場合の応答波形に

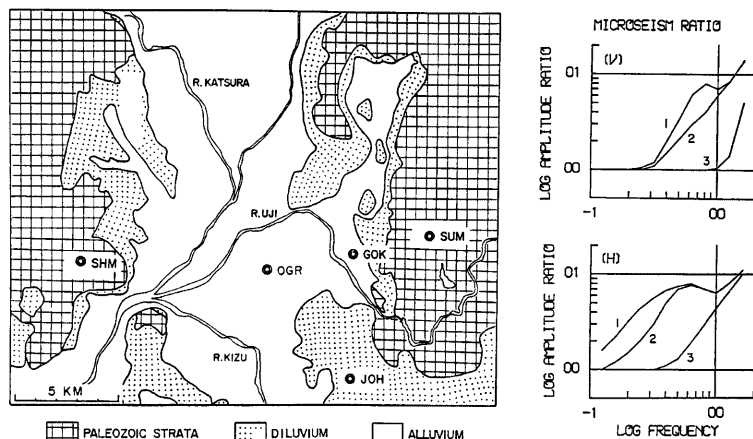


Fig. 1 Rough geological map of the southern parts of the Kyoto basin and locations of observational points (SUM, GOK). Amplification factors by soil deposits inferred from microseisms are shown schematically, 1: OGR/SUM, 2: GOK/SUM, 3: JOH/SUM, respectively.

おける波群の役割と地盤の影響を調べる。

2. 盆地地盤の脈動増巾作用

京都周辺では、脈動は近海の波浪によって生じられる Rayleigh 波を主成分とする表面波群から成る。その振幅と卓越周期は日本周辺の気象・海象条件によっていろいろ変化する^{2),3)}。しかし振幅スペクトルの比(地盤/岩盤)は常に一定の値を示しており表面波群に対する地盤の増幅作用を表わすと考えられる^{3),4)}。Fig. 1 に京都盆地南部周辺の概略地質図と観測点の位置、および、盆地内の地質条件の異なる3地点の脈動増幅特性の模式図を示す。盆地縁部から中央部に移行するに従い増幅作用は低周波域に移行する。またこの傾向は上下動成分よりも水平動成分の方が顕著である。京大宇治構内は図の GOK で示されている。GOKでの脈動増幅率は水平動成分は 0.2~0.3 Hz 付近から増加し 0.6~0.7 Hz で最大となる。上下動成分は 0.4~0.5 Hz から 1 Hz 付近まで単調に増加しピークは形成しない。地震観測の結果では、S 波に続く表面波群のフーリエ振幅スペクトル比のピークは地震により変化する。しかしそのピークは脈動増幅の特性曲線を包絡線とするように現われており、脈動増幅率は地震の表面波群に対する増幅率の最大値を与えるものと推測される⁵⁾。

3. 長野県西部地震の記録

炭山地震観測室 (Fig. 1 SUM) には磁気バブルメモリを用いた強震動観測装置が設置されている⁷⁾。固有周波数 3 Hz, 減衰定数12の動コイル型換振器 (PK-130) に、時定数 6.3 秒の積分増幅器を使用して速度平担特性の記録が得られる。研究所構内の地震計室 (GOK) では、圧電型加速度計 (T/B 510) により加速度記録が得られた。装置の特性を補正し、震央方位に向けた地動速度波形 (V, R, T) を Fig. 2 に示す。原記録は 0.01 秒きざみのデジタル記録であるが、ここでは 0.1~10 Hz の速度平担, 0.04 秒きざみの記録としてデータ個数の節約を図った。

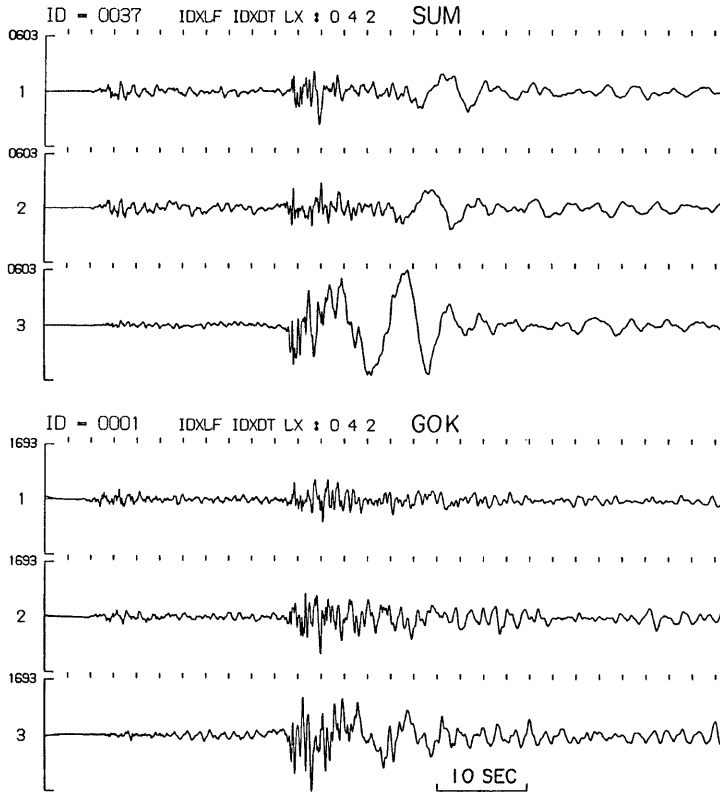


Fig. 2 Three components seismograms (V, R, T) of the Western Nagano Prefecture Earthquake, showing particle velocity with instrumental correction for frequency band, 0.1–10 Hz, in the unit of m/kine.

Table 1 Source data of the Western Nagano Prefecture Earthquake for the Sumiyama Seismic Station

Date	Origin time	Epicenter	Depth	M	Distance	Azimuth
IX 14 '84	08 ^h 48 ^m 49.4 ^s	137°33.6' 35°49.3'	2 Km	6.8	185.6 Km	56.6°

地震月報による震源情報を **Table 1** に示す。市川—望月の走時表⁹⁾を用いた解析によると、この記録の P、S 初動は、初期破壊より 1.5 秒後に、初期破壊の西南西約 3.7 Km の地点で起った主破壊⁹⁾によるものと考えられる。

記録には、V、R 成分に周期 4～5 秒の Rayleigh 波が、また特に、T 成分に周期 8 秒の Love 波の卓越が見られる。これらの群速度は次節で述べるバンドパスフィルターの包絡線の最大振幅到達時刻と、先の主

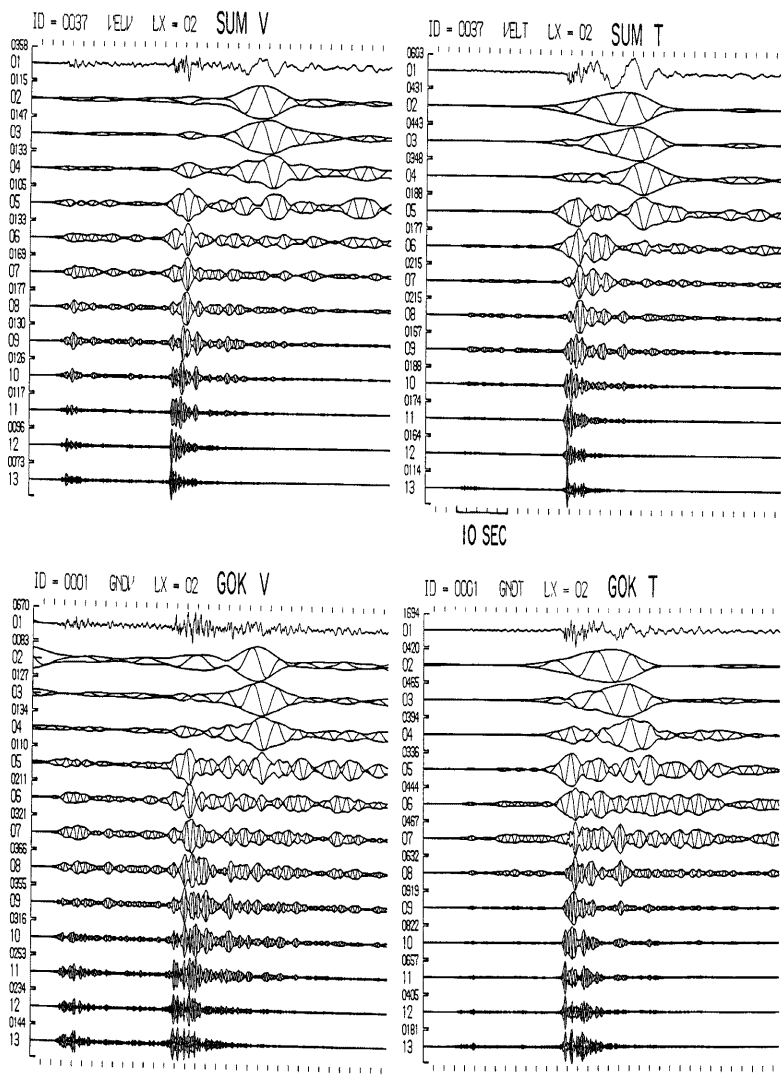


Fig. 3 Band-pass-filtered seismograms. Maximum amplitude for each trace is shown above trace number. Center frequencies of pass bands are as follows; 1: original wide band (0.1-10), 2:0.13, 3:0.18, 4:0.25, 5:0.35, 6:0.5, 7:0.71, 8:1.0, 9:1.4, 10:2.0, 11:2.8, 12:4.0, 13:5.7, respectively.

破壊の情報とを用いて、Rayleigh 波は 8.0/2.64, 4.0/2.56, 2.0/2.48, Love 波は 8.0/2.89, 4.0/2.74, 2.0/2.72 (周期 (秒)/群速度 (Km/sec)) となり、fundamental normal mode と考えられる¹⁰⁾。V, R 成分の位相差から明らかなように、Rayleigh 波の particle motion は retrograde を示しており fundamental mode であることに矛盾しない。

4. バンドパスフィルター記録

主要動部分の各種波群の周波数特性を見るために作成したバンドパスフィルターの出力波形を Fig. 3 に示す。フィルターの形はアナログのフィルターの形に似せ、対数目盛でガウス関数形をし、中心周波数から 1/2 oct 離れた点で約 1/10 に減衰している。中心周波数は 1/2 oct きざみである。なお波群の分離を明瞭にするために各バンドに包絡線が付加してある¹¹⁾。

V 成分は S 波部分の 2 相と Rayleigh mode が顕著であり、時間的にも周波数的にもこれらの中間に higher mode と思われる分散性の相が見られる。地盤上の記録では、高周波成分に移行するほど、個々の波群の振幅増加と継続時間の増加が大きくなる。またこの性質は後続の波群ほど強くなる傾向を示す。このため S 波群と表面波群の分離が不明瞭になっているが、2 地点での波群の対応は、水平成分よりは明瞭である。

T 成分は、炭山では S 波群と fundamental Love mode、およびこれらの間に分散性の相がある。しかし、地盤上では V 成分に比べて、各波群の到達時間差の小さいこと、地盤特性により波群の継続が増加することにより波群の分離が不明瞭である。この性質は、脈動の増幅作用の大きい 0.6~0.7 Hz 附近で最も顕著である。

さらに、0.5~1 Hz の周波数帯では fundamental Love mode の通過後、岩盤では振幅は減少しているが地盤上ではほとんど減少せず主要動と同一振幅レベルの振幅が長時間継続している。

Fig. 4 に各波群の包絡線の最大振幅の比 (地盤/岩盤) を示した。V 成分は波群の分離が明瞭であり 4 種類の波群の比を示す。V 成分の表面波群の振幅比は、Fig. 1 の脈動上下動成分の振幅比 2 によく似ている。T 成分は地盤での波群の分離が困難であるので S 波群最大値と fundamental Love mode について比を求めた。表面波部分は 0.3 Hz 附近から増加し 0.7 Hz でピークを持つ。この比の周波数特性は Fig. 1 の脈動水平動成分の増幅特性 2 とよく一致している。S 波群の振幅比は表面波群の振幅比より小さい。R 成分は、fundamental Love mode と S 波群の振幅比とが 0.3~1 Hz の帯域で互いに似ており、脈動の水平動成分の増幅特性に一致している。しかしながら higher mode と思われる相の比は 0.7~1 Hz で小さい値を示している。これは地盤上の波群の干渉の影響を示すものと考えられる。

以上述べたごとく、地盤の振幅増幅作用は、個々の波群の振幅増加と継続時間の増加、これによる波群相互の干渉効果によって特徴づけられており、この現象は脈動増幅率の大きい周波数帯で顕著に発生する。

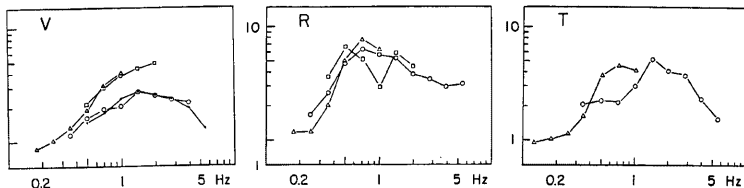


Fig. 4 Amplitude ratios of envelopes for typical wave groups. (dot): Sn, (O): Sg, (Δ): fundamental Rayleigh or Love wave, (□): higher mode between S and fundamental mode, respectively.

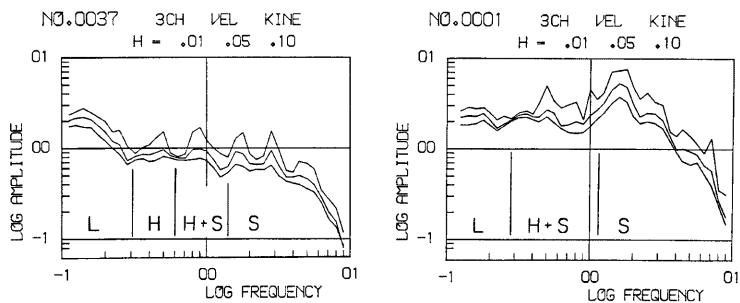


Fig. 5 Velocity response spectra of transverse components with $h=0.01, 0.05$ and 0.1 . The wave groups making the spectral peaks are distinguished; L: fundamental Love mode, H: higher Love mode, S: S waves, respectively.

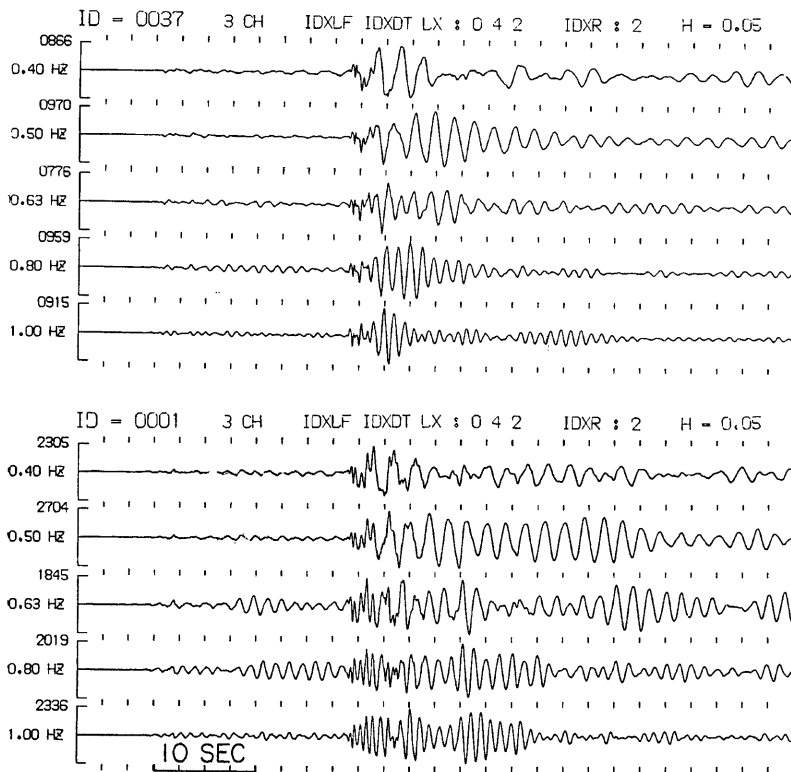


Fig. 6 Comparison of velocity responses of principal waves at the two sites ($h=0.05$). Upper: rock site (SUM), lower: ground site (GOK). Maximum amplitude is shown at the upper left side for each trace in m kine unit.

5. 応答スペクトル

応答スペクトルの解析例として、**Fig. 5** に T 成分の S_v を示す。岩盤上では 0.2 Hz 以下の fundamental Love mode の卓越、地盤上では 0.3 Hz より高周波域での増幅作用が顕著である。

図にはスペクトルのピークの原因となった波群の種類が区別して示してある。岩盤では higher mode の表面波 (H) と考えられる波群による 0.5 Hz の山と、S 波群と H との干渉による 0.9 Hz の山とが分離している。地盤では、0.63 Hz の振幅が増幅され、S 波群と H との干渉による 0.5~0.6 Hz の山となって強調されている。地盤上でのこのスペクトルの山の形成過程を見るために 2 地点の速度応答時刻歴 ($h=0.05$) を **Fig. 6** に示した。0.63 Hz の周波数帯で、地盤特性による振幅増加が波群の重畳により時間と共に強調されていく経過が明瞭である。

固有周期の長い構造物は一般に減衰が小さい。このような場合の地盤特性の影響の出現様式を見るために、 $h=0.02$ の速度応答時刻歴を **Fig. 7** に示した。(解析時間を長くするためにデータは 0.08 秒きざみである)。地盤の固有周波数と考えられる 0.63 Hz 帯では、岩盤の振幅は S 波到達後の 20 秒後から減衰しているが、地盤上では減衰せず、60 秒後に最大振幅が生じている。このことは、地盤条件と構造物の性質との関係では、地震波動の coda parts も無視し得ないことを示している。

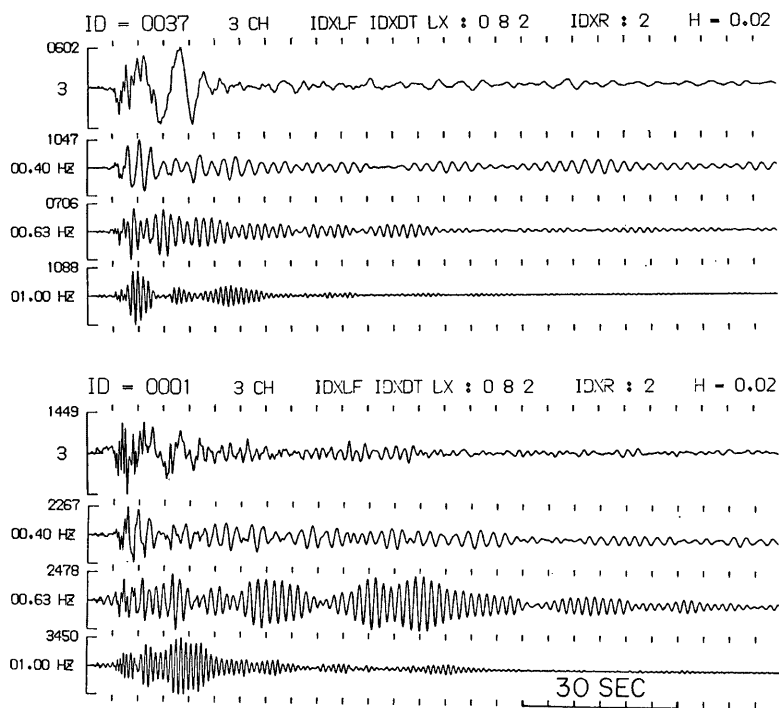


Fig. 7 Comparison of velocity responses of coda waves at the two sites ($h=0.02$).
The first trace in each site is the original seismogram of particle velocity.

6. 議 論

長野県西部地震の京都における震央距離は 180~190 Km である。この距離では、S 波初動後15~20秒に Rayleigh mode の、また5~15秒に fundamental Love mode の主要部分が到達する。S 波群とこの表面波群との間には、高次の表面波群がある。周波数帯を限って見ると岩盤上ではこれらの波群は分離されているが地盤上では個々の波群が増幅されると共に継続時間が延び、波群相互の干渉が生じて更に増幅される。この性質は地盤の固有周波数ともいうべき特定の周波数で顕著である。S 波初動から normal mode までの主要動継続時間は岩盤上で約20秒であるが、地盤上では、normal mode の通過後も地盤の固有周波数での振動が減衰せず、強い coda を形成する。減衰定数の小さい構造物はこの coda によって強く励起される。このことは、表面波群の強く発達しない地震（震央距離、震源の深さ、方位等に依る）の場合でも、S 波群によって二次的に生じる coda parts¹³⁾ の影響を無視し得ないことを示している。

今回の解析で求まる地盤の固有周波数は脈動の振幅比のピーク周波数に一致しており、表面波群の振幅比と脈動の振幅比とが似ている。このことは振幅レベル数 *kine* 程度の周期1秒以上の地震波に対して、脈動観測が都市地盤のゾーニングや地盤固有周期の推定に有効であることを示している。しかしながら、盆地中央部では、脈動水平動成分の増幅率のピークは幅が広く、盆地縁辺部でのピークをも含んでいる (Fig. 1 の1)。これは地盤固有の地震動特性と解し得るものか、脈動の性質に由来するものか、脈動の観測・解析方法と共に検討すべき問題と考えられる。

7. ま と め

炭山地震観測室（岩盤）および宇治構内地震計室（地盤）で得られている長野県西部地震の記録により、表面波群におよぼす盆地地盤の影響を調べ、脈動観測資料による地盤特性との関係を議論した。主な結論は

- (1) 長野県西部地震は normal mode の表面波群が強く励起され、岩盤上では、S 波群, higher mode, fundamental mode が識別できる。
- (2) 主要動以後の表面波群に対する地盤の増幅作用は、個々の波群の振幅の増加と継続時間の増加により、後続波群相互の干渉が生じ、結果的に更に振幅増加をきたすという経過をとる。
- (3) この増幅作用の周波数特性は、脈動の増幅作用のそれと一致している。すなわち、増幅率のピーク周波数は地震表面波群と脈動とで同じであり、振幅増幅率はほぼ等しい。
- (4) 地盤の固有振動数では、coda parts の励起が顕著であり、減衰の小さい構造物では coda parts の影響を無視できない。
- (5) 盆地中央部では脈動水平動成分の増幅率の周波数特性から地盤のするどい固有振動数を決めることは困難である。脈動の観測・解析方法と共に検討すべき問題と考えられる。

参 考 文 献

- 1) 成瀬聖慈・吉田厚司・正木和朗・鐘味洋史・宮崎雅徳・久保寺章：やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (9), 地震第2輯, 第37巻, 1984, pp. 383-395.
- 2) Okano, K.: Observational Study on Microseism (Part 1), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 44, 1961, pp. 2-22.
- 3) Okano, K.: Observational Study on Microseism (Part 2), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 47, 1961, pp. 2-15.
- 4) Mamura, L., K. Kudo and E. Shima: Distribution of Ground-Motion Amplification Factors as a Function of Period (3-15 sec), in Japan, Bull. Ear. Res. Inst., Univ. of Tokyo, Vol. 59, 1984, pp. 467-500.
- 5) 赤松純平：脈動観測による地盤の振動特性, 京都大学防災研究所年報, 第26号 B-1, 1983, pp. 43-

52.

- 6) Akamatsu, J.: Seismic Amplification by Soil Deposits Inferred from Vibrational Characteristics of Microseisms, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 34, 1984, pp. 105-127.
- 7) 赤松純平：磁気バブルメモリを用いた強震動観測装置，京都大学防災研究所年報，第25号 B-1，1982，pp. 1-9.
- 8) 市川政治・望月英志：近地地震用走時表について，気象研究所研究報告，第22巻，1971，pp. 229-290.
- 9) 石川有三・三上直也・浜田信生・相原静雄：長野県西部地震とそれに先行した地震活動，地震学会講演予稿集，1985，No. 1，A01，p. 1.
- 10) Furuzawa, T.: Group Velocities of Surface Waves from Near Earthquakes around Japan, *J. Phys. Earth*, 24, 1976, pp. 131-147.
- 11) Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman: A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *B.S.S.A.*, Vol. 59, No. 1, 1969, pp. 427-444.
- 12) Akamatsu, J.: Attenuation Property of Seismic Waves and Source Characteristics of Small Earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 30, 1980, pp. 53-80.
- 13) Bard, P.Y. and M. Bouchon : The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys. Part 1. The Case of Incident SH Waves, *B.S.S.A.*, Vol. 70, No. 4, 1980, pp. 1263-1286.