

第17回 地盤震動シンポジウム
微動の工学的利用について
— その現状と可能性 —

〈増刷版 英文解説付〉

1989. 7. 13

日本建築学会 構造委員会
振動運営委員会 地盤震動小委員会

The 17th Symposium on Ground Vibrations (1989)

Application of Microtremor for Engineering Use
—Recent Studies and Future Prospects—

JULY 1989
Tokyo

Sponsored by Architectural Institute of Japan



第17回地盤震動シンポジウム(1989)

微動の工学的利用について

— その現状と可能性 —

I 微動の基本的性質について

I - 1	微動研究の現状	宮崎 正(愛知佐織工高)・多賀 直恒(名大).....	1
I - 2	やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定 への応用	小林 喜久二(竹中工務店技研).....	19
I - 3	やや長周期微動による深層地盤特性探索の問 題	鏡味 洋史(北大)	31
I - 4	長周期微動の利用による深層地盤構造の推定	松島 健・岡田 広(北大)	41

II 特別講演

II - 1	常時微動測定方法の問題点	長田 甲斐男(東大震研)	47
--------	--------------	--------------------	----

III 微動観測とその工学的利用

III - 1	微動のゾーニングへの応用	野越 三雄(秋田大)	55
III - 2	微動観測による基盤構造の不規則性の推定	入倉 孝次郎(京都防災研)	67
III - 3	中国における微動の工学的利用の可能性について -唐山及び北京での測定事例から-	郝 憲生・佐間野降憲・瀬尾和大(東工大)	77
III - 4	微動観測とその工学的利用 -メキシコ・アメリカの事例から-	瀬尾和大(東工大)	83

IV 附録

IV - 1	微動観測とその工学的利用	鏡味洋史(北大)	91
--------	--------------	----------------	----

V 英文解説

		地盤震動小委員会	105
--	--	----------------	-----

The 17th Symposium on Ground Vibrations (1989)
Application of Microtremor for Engineering Use
—Recent Studies and Future Prospects—

I -1 Actual Condition as to Research on Microseisms by Tadashi Miyazaki and Naotsune Taga	1
I -2 Nature of Longer Period Microtremors and its Application to Estimating Deep Underground Structure	19
by Kikuji Kobayashi	
I -3 Problems on Elucidation of Deep Soil Structure through The Field Data of Long-Period Microtremors.....	31
by Hiroshi Kagami	
I -4 The Use of Long-Period Microtremors for Reconnaissance of Deep Sedimentary basins by Takeshi Matsushima and Hiroshi Okada.....	41
II -1 Some Problems in Microtremor Measurements On The Ground	47
by Kaio Osada	
III-1 Application to Seismic Zoning by Means of Microtremor Analysis	55
by Mitsuo Nogoshi	
III-2 Estimation of Lateral Irregularity of Subsurface Topography from Spatial Variation of Microtremors	67
by Kojiro Irikura	
III-3 Application of Microtremor in China —Case Studies in Tanshang and Beijin	83
by Hao Xiansheng, Takanori Samano and Kazuoh Seo	
III-4 Microtremor Measurement and its Application for Engineering Use —Cases of Mexico City and El Centro, California	77
by Kazuoh SEO	
IV-1 Observation of Microtremors and its Application to Earthquake Engineering by Hiroshi Kagami	91
V A Brief Commentary in English by the Ground Vibration Research Committee	105

I. 微動の基本的性質について

支那の貴重な本多(付録) I

微動研究の現状

宮崎 正¹⁾ 多賀直恒²⁾

1. 微動をめぐる様々な議論 …… 問題点とは？

地震動観測の立場からの論には、微動に関しては、周期の短い常時微動は交通機関・工場の機械等の主として人工的振動によって励起された雑微動、周期の長い微動は海のうねり等に起因する表面波が海岸から内陸部へ伝播する脈動の2種に分類しており、いずれもノイズとし地震動観測の際の大きな障害の対象として扱われている¹⁾。

しかし、このような微小な振動が耐震工学の分野で有名になったのは、常時微動と地震の性質が密接な関係にあることが、1954年以降の金井による実測と理論の両面からの研究により明らかにされたからである。

しかしながら、その本性に関しては、未だ相反する説が対立し定説が確立されてはいない。

そこで、議論の中でどのような問題点（以下、Qで示す）があげられているかを次に述べておく。

Q. 地盤の振動特性を把握する上で、微動の有効性を主張する人と認めない人の論点は何であり、その判断の根拠は何か？

Q. 微動の本性と記録の解析結果の意味の解釈の不正確さは？

Q. 現状での工学的利用の意義と問題点、明らかにすべき課題としては何があるのか？

Q. 微動特性は地盤動の特性を表しているのか、地盤構造を反映しているのか、地震動記録との対応性、非線形性の問題は？

Q. 微動観測の実務的意義と役割の位置づけが不正確では？

Q. 工学的利用の立場から、現状を見直し今後の研究の方向を見定めて、利用の可能性と限界を明確にし、標準的な観測法・解析法・結果の評価法等について

整理できるか？

Q. 現在実施されている微動の観測方法・解析方法・

結果の評価方法に関する情報を収集してはどうか？

Q. 微動研究の国際的状況はどうか？ 特に、外国の研究者に認められない主たる理由は何か？

Q. 実務的設計における微動の役割を整理する必要がある。例えば、次の例である。

・ 微動により、地盤構造（剛性、深さ、精度）についてどこまで把握できるか？

・ 地盤災害の発生や予測に対してどの程度有効に利用できるか？

・ 地震動記録と微動の観測記録の関係を整理するなどのように対応するのかを、岩盤上、堆積地盤上等の各種の条件のサイトで把握する必要がある。

さて、微動の定義は確立していると言えるか、統一された観測方法・解析方法は有るのか、結果の評価に一般性が得られ、工学的利用に際して普遍的なものとして有効な基盤が整理されているだろうか？

得られた結果の解釈が10人10色の意味付けができるのでは工学的利用の普遍性は確立しない。

微動を利用して地盤の振動特性を定的に把握することは果して可能であることであろうか？

ここでは、微動に関してこれまで議論してきた問題点を述べて論点の整理を行い、微動観測の工学的意義を明確にし、その活用に際して解決すべき課題を明確にすると共に今後の研究の方向を提示したいと考える。

提起された問題に関係する関連文献の提供と収集をして具体的な問題点を整理し、各話題の発表者を支援すること、場合によってはシンポジウム会場での補足説明、コメント等を受けることにより議論の活発化が図られるることを希望する。

" Actual Condition as to Research on Microseisms "
Tadashi MIYAZAKI and Naotsune TAGA

問題点の明確化と整理を図るには、各種の具体的な観測例を把握し、各観測における現象を詳細に検討吟味して、そこから得られる共通の特性を整理し、一般化・普遍化を求めることが、そして特異な現象が有ればその因果関係について知ることが1つの方法として考えられよう。

また、観測フィールドを設定して、複数の観測方法・観測者を投入しての観測結果の比較を行うことも問題の解決方法となろう。

さらには、先行する観測事例を何人かの研究者によって追試することも場合によって有効な手段と言える。

今後は、問題解決にあたって、少なくとも種々の観測を有効に組み合わせて、ネットワーク化を図り、多角的な問題解決を意図した手法を確立することが必要となろう。本シンポジウムがそういう問題解決の糸口になることを期待したい。

2. 微動と地盤の振動特性

微動観測により地盤の振動特性を把握するためには、次の点について検討する必要があろう。

- (1) 時間的・季節的变化
- (2) 地盤種別の判定
- (3) N値との関連性
- (4) 地震動特性との対応性
- (5) 外国での事例との比較
- (6) 一般的特性
 - (a) 卓越周期
 - (b) 地中振幅分布
 - (c) Orbit
 - (d) 上下動の大きさ
 - (e) 分散性
 - (f) 伝播性と方向
 - (g) 距離減衰
 - (h) エネルギーの供給可能性
 - (i) 地盤の地震災害と微動

3. 常時微動観測による工学的応用

常時微動観測結果を工学的に応用している例として次のようなものがあげられる。

- (1) 地盤種別判定とマイクロゾーネーション
- (2) 地盤のS波速度の推定
- (3) 地震動の性質の推定

- (4) 地盤の伝達特性・卓越周期
- (5) 広域地盤の振動特性
- (6) 構造物・建物の固有周期、減衰定数
- (7) 不整形地盤の振動性状
- (8) 構造物の耐震補強効果
- (9) 工場の振動障害
- (10) 地下鉄の振動の伝播性状
- (11) 高架高速道路の交通振動の環境影響評価
- (12) 造成地盤の振動性状
- (13) 電子顕微鏡施設の振動障害
- (14) 道路交通振動の伝播性状
- (15) 杣打撃による振動・波動の伝播と遮蔽効果

4. 微動・地震波・構造物の三者の周期の相互比較

微動に関する研究としては、以下の2つに大別される。すなわち、

- (1) 微動の本性を追究しようとする理学的観点からのもの。
 - (2) 工学への応用を図ろうとする観点からのもの。
- ここで、周期域に注目して、微動・地震波・構造物の三者における互いの関係を知る意味で、図-4・1にその比較を行う。

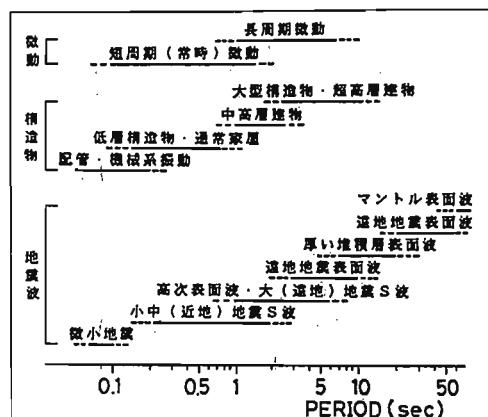
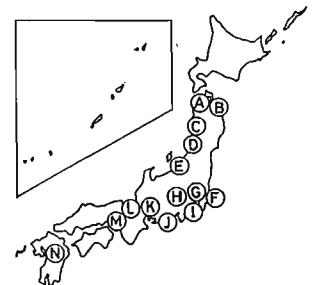


図-4・1 地震波・構造物・微動の周期域の比較²⁾

5. 長周期微動研究の対象とする観測地域

図-5・1に全国各地の長周期微動（著者らは1～5秒の周期域の微動をこう呼ぶことにする）の観測地域を示す。

合計で10数地域に及んでいる。これらの研究を前述の観点から2つに分類してまとめてみる。



(A)	AOMORI-MIYAKO	(H)	KOGANEI
(B)	HACHINOHE	(I)	KAWASAKI-TOKYO
(C)	AKITA	(J)	SHIMIZU
(D)	SYOHNA PLAIN	(K)	NOHBI PLAIN
(E)	NIIGATA PLAIN	(L)	ABUYAMA
(F)	TYOHSHI	(M)	OHSACA PLAIN
(G)	MIDORIGAOKA	(N)	ASOSAN

図-5・1 既往の長周期微動の観測地域

(1) 微動の本性を追究する研究

- ・ 三東³⁾ …… 銚子、筑波、秋田での微動がどこで発生するか? (F 地域)
- ・ 岡野⁴⁾ …… 阿武山での脈動の伝播方向と生起の原因は? (L)
- ・ 岡野他⁵⁾ …… 阿蘇山での脈動の伝播方向と生起の原因は? (N)
- ・ 池上⁶⁾ …… 小金井での脈動の到来方向と気象、海洋状態 (H)

(2) 工学への応用を図る研究

- ・ 大場ら⁷⁾ …… 大阪平野での動的な性格 (M)
- ・ 後藤ら⁸⁾ …… 八戸市での十勝地震時の卓越周期の値の意味 (B)
- ・ 太田ら²⁾ …… 川崎・東京での長周期波と地盤構造、重力との対応 (I)
- ・ 成瀬ら⁹⁾ …… 八戸市での地下構造と卓越周期 (B)
- ・ 野越ら¹⁰⁾ …… 秋田市での卓越周期と地下構造 (C)
- ・ 小林ら¹¹⁾ …… 東京縁ヶ丘での地盤特性の把握 (G)
- ・ 坂尻ら¹²⁾ …… 八戸市での地下構造とやや長周期微動との関連
 - 〃 …… 八戸市でのやや長周期成分の強震動の性質との関係
 - 〃 …… 八戸市での伝播性そして観測のあり方の提案など (B)

- ・ 地震探鉱 …… 信濃川流域（新潟平野）での深い実験グルーブと地下構造との関係 (D)
 - プ¹³⁾
- ・ 鏡味¹⁴⁾ …… 八戸、青森、宮古、室蘭での強震記録との比較 (A, B)
- ・ 多賀ら¹⁵⁾ …… 清水市での卓越周期と伝播性 (J)
 -)

6. 濃尾平野における長周期微動研究

著者らは濃尾平野における長周期微動に関する報告を行ってきた¹⁶⁾。そこで、濃尾平野域での既往の研究における観測線を図-6・1に示す。それら既往の研究を以下にまとめると。

- ・ 烏海ら¹⁷⁾ …… 名古屋地方 10 サイトでの卓越周期は、4, 0, 1, 5, 0, 4 秒で、硬い地盤上では長周期、軟らかい地盤上では長周期と短周期が各々卓越する (1-1' 観測線)
- ・ 村松¹⁸⁾ …… 上下動成分観測から、沖・洪積層の厚いサイトでは、2, 5~3,

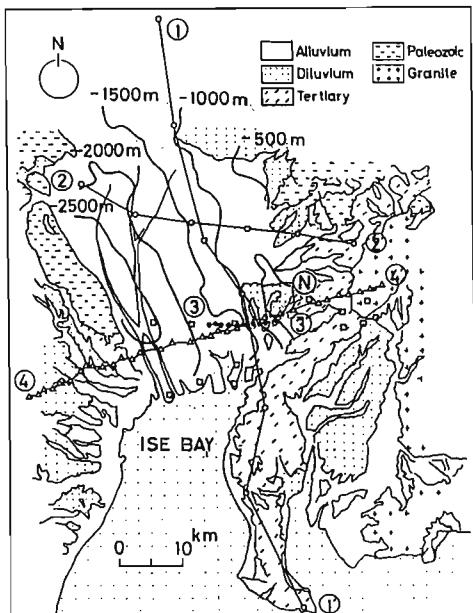


図-6・1 濃尾平野域での長周期微動観測線^{17), 18), 19)}

（観測線は著者が文献によって作成）と地表面地質分類²¹⁾、推定岩盤深さ²²⁾

- 5秒で卓越、地下構造を調べるのに有望（2-2'、3-3'測線）
- 正木ら¹⁹⁾… 微動と地震動の周期・振幅特性と名古屋地盤の深部構造との間の整合性、深部構造が微動と地震動の特性に大きな影響
 - 飯田ら²⁰⁾… 堆積層厚さが500m程の洪積台上（Nサイト）での卓越周期は3~4秒で地下構造を反映、台風の接近と共に5~7秒、8~9秒に第2ピークの卓越周期が出現

7. 著者らの濃尾平野を対象とした研究の結果

本章では、著者らが濃尾平野を対象として実施して得られた長周期微動観測の結果について述べ、他の地域における結果との比較や他の研究者・実務担当者の参考に供したい。

7-1 濃尾平野の地下構造と長周期微動観測点

地盤の動特性、特に長周期域におけるそれを考察するには、地表面の地質や岩盤に至る深い地下構造に関するデータが必要である。そこで本節ではこれらのデータと観測点について述べておく。

まず、観測点の分布状況を地表面地質・推定岩盤深さとの関連で図-7-1に示す。観測点の総数は22

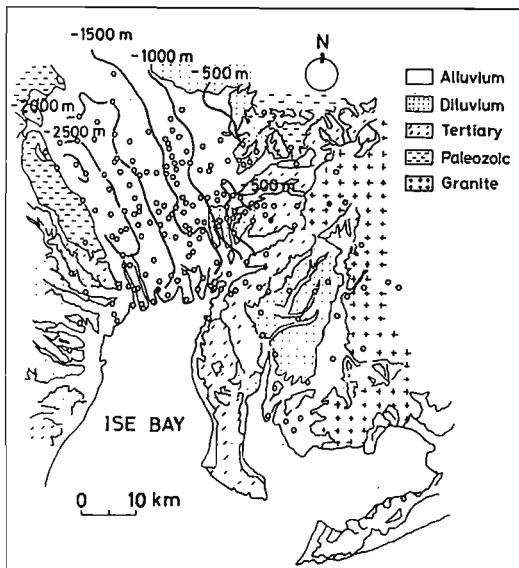


図-7-1 長周期微動観測点分布

3サイト（図中に記入されていないものも含む）有り、地表面地質分類による内訳は次のとおりである。

堆積層；143サイト	洪積層；21サイト
第3紀層；42サイト	古生層；4サイト
岩盤；13サイト	

以下に3つの異なる立場から得られたより深い地盤構造についてのデータについて述べる。

(1) 超深層ボーリングによるデータ

濃尾平野では、主として超深層地下水の採取を目的とした、1000~1800mの深度におよぶ超深層ボーリングが19孔²³⁾実施されている。図-7-2にそれらとそれらにもとづく東西・南北方向の断面模式図を示す。東西方向（A-A'）では東部の岩盤（先安芸層）に至る深さが200~300m程度であるのが西に向かって徐々に深くなり、木曽川下流域では1300m程度になっている。一方、南北方向（B-B'）では、岩盤深さは北部で1200m、南に行くとやや深くなるものの、東西方向に比べると平坦に近い状態で、一定厚さで堆積しているとみなせる。

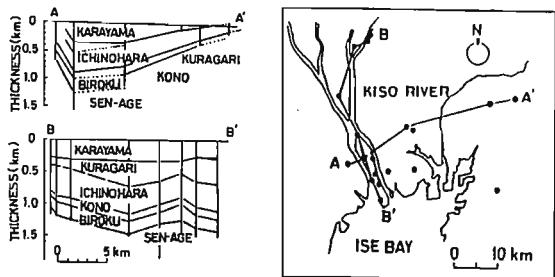


図-7-2 超深層ボーリング点と断面模式図

(2) 人工爆破動観測によるデータ

中京圏基盤構造研究グループによって、伊勢湾臨海部（鍋田干拓地）において人工爆破が実施された。図-7-3にそれらの観測点と観測されたP波の走時曲線から算出した堆積地盤深さとP波・S波の推定速度²⁴⁾を示す。平野を水平構造と仮定して得られた南北測線の速度構造によれば深さが1km程度までのS波速度は700m/s、2km強までのそれは1600m/s程度である。

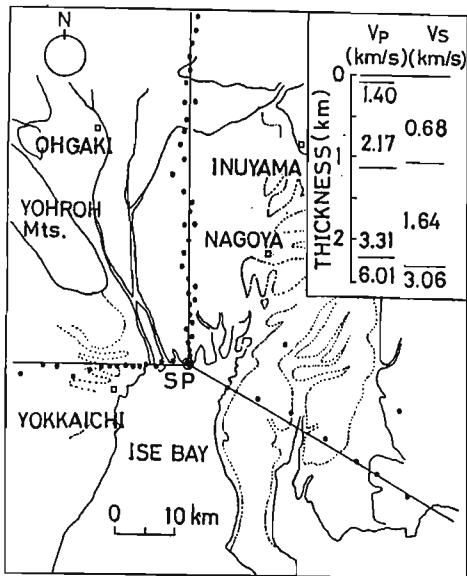


図-7・3 人工爆破観測点と
推定堆積地盤深さ、P波・S波速度

(3) 重力ブーゲ異常値から推定された岩盤深さ
飯田・青木によって濃尾平野を対象に算出された推定
岩盤深さを図-7・1の中に示す。太い実線は500
m間隔の等深線、細い実線は100m間隔の等深線を
示している。同図から、平野東部の岩盤深さは500
m程度、西部域でのそれは2500m程度まで達して
いると推定される。

以上から、濃尾平野の岩盤に至る堆積層厚さを東西
方向断面で考えると、平野東部外周では岩盤が露頭し、
平野東部では岩盤、第3紀層が露頭し、堆積層厚さは
500m程度である。堆積層厚さは東から西に向かって
徐々に深く変化し(約4度の傾斜)、西部域でのそ
れは2000~3000m程度となっている。一方、
北北西から南南東の方向では、ほぼ水平層状を呈すと
言てもよい。

以下、岩盤に至る堆積層の厚さについては、これら
の値を採用して論ずることにする。

7-2 長周期微動特性の季節変化と経時変化

本節では、平野内東部の洪積層が露頭している台地
上のサイトで、毎週1度・1年間、同時3成分観測を
実施した。得られた結果のフーリエ・スペクトル、卓
越振動数そしてフーリエ振幅を季節、気圧・風速など

の気象因子、伊勢湾の波浪特性との関連で検討した。

得られた結果を以下に述べる。

(1) 水平動成分の卓越振動数は、夏季はやや低
めに表れている。

(2) 水平動1成分からではあるが、卓越振動数
とフーリエ振幅が変化する帶域から変化の類型化を試
みた。その特徴を以下に述べる。

1) 冬季；卓越振動数の変化は小、フーリエ振
幅の変化は大きい。

2) 夏季；卓越振動数の変化は大、フーリエ振
幅の変化は小さい。

3) 春・秋季；卓越振動数の変化は冬季と夏季
の中間的特性で、フーリエ振幅の変化は冬季
型に近い。

(3) フーリエ振幅の変化と風速の変化の対応は
良いが、卓越振動数の変化と風速の変化との間の相関
関係は認められない。

(4) 堆積層厚さが数百mと考えられる本サイト
での水平動成分の卓越振動数は、0.35Hz近傍で
ある。

7-3 堆積層厚さと振動特性

長周期微動観測結果が地盤の固有振動特性を反映し
ているのか、あるいは振動源と称せられる波浪の特性
に依存しているのかということは、観測結果を工学的
に利用するという観点から大切な課題と言える。

そこで、1週間にわたって岩盤に至る堆積層厚さが
顕著に異なる3サイトで同時に3成分観測を実施した。
その結果を述べる。図-7・4に示すように、濃尾平

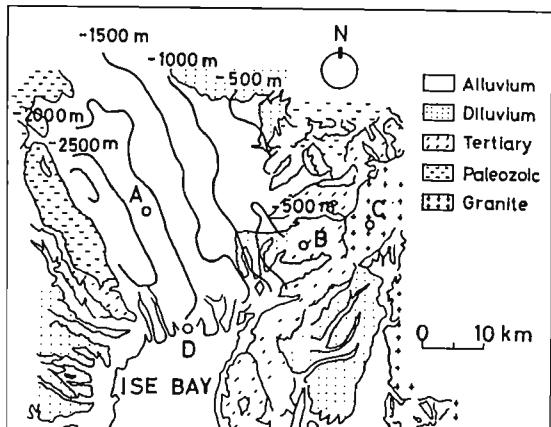


図-7・4 1週間観測点分布

野内に位置するA・B、平野に隣接するCサイトの合計3サイトにおいて観測を実施した。同図より、Aサイトは2000m、Bサイトは数百m程度の岩盤深さである。Cサイトは岩盤露頭である。

7-3-1 スペクトルと台風

各サイトにおいて2時間ごと1週間、合計84回分の観測データからフーリエ・スペクトルを求めた。なお、観測途中で台風20号(T7920号)が濃尾平野を通過して行った。長周期微動の発生メカニズムについては、波浪が陸地のどこかでぶつかり、そこが定常振動源となっていると言われている。そこで、台風の進行と長周期微動の関わりにも関心が持たれる。台風の中心位置が濃尾平野から500kmの倍数の距離にある時刻近傍の各サイトの3成分のスペクトルを図-7・5に示す。

スペクトル形状を概観すれば、フーリエ振幅の大きさはAサイトが最大である。台風位置が南方洋上の2000~1000kmの時、Aサイトのフーリエ振幅はB、Cサイトの1.5~3倍、通過後1000~1500kmの場合には2倍となっている。これらは、地盤剛性の差異に依存するものその他に、気象変化、外

乱源の特性などが影響していると言える。

また、A、Cサイトは唯一のピークを有するが、Bサイトでは2つのピークを有している点に注目する必要がある。各サイトの各成分に共通して、南方洋上2000kmから平野に接近するのにともなって、各々のフーリエ振幅は大きく変化している。

卓越振動数の変化の様相について概観すれば、各成分は大きくは変化していない。Bサイトのスペクトルは双子山の形状を呈するが、その各々の卓越振動数は台風下でも変化していない。

7-4 卓越振動数・フーリエ振動数と堆積層厚さ および気象・波浪との関係

各サイトの3成分の卓越振動数・卓越フーリエ振幅を、岩盤に至る堆積層厚さ、名古屋地方気象台における現地気圧・風速、外洋波浪との関係について述べ、考察する。

図-7・6は各サイトにおける卓越振動数と卓越フーリエ振幅を、Aサイト；(a)、Bサイト；(b)、Cサイト；(c)の順に記し、気圧・風速を(d)、石廊崎沖でのゼロアップクロス法による1/3有義波の波高と振動数の2倍(1/2周期)を(e)に示している。まず、(a)のAサイトは、岩盤に至る堆積層厚さが2000mを超えると考えられる平野のかなり西部に位置し、水平動成分については0.20~0.24Hzに多くが分布し、最高頻度の卓越振動数は0.22Hzであり、平野西部で定常に得られる地盤固有の振動特性と考えられる。上下動成分は、0.15Hzと0.30Hzの2つの振動数の近傍で卓越する場合が多い。

フーリエ振幅は、水平動2成分が互いに似た大きさを示し、上下動成分は水平動成分の振幅に比べ極めて小さい。(b)に示されているBサイトについては水平動成分は2つのゾーン(0.35Hz、0.15Hz)で認められ、上下動成分では、明確なピークを示していない。A、B両サイトは台風の接近と共に卓越振動数が大きく変化することはない。

以上の水平動成分の卓越振動数が、平野東部のBサイトでは0.35Hz、平野西部のAサイトでは0.20Hz程度であることは、定量的に東から西へ低く変化するという過去の結果と整合する。

堆積層がなく岩盤が露頭しているCサイトでは、(

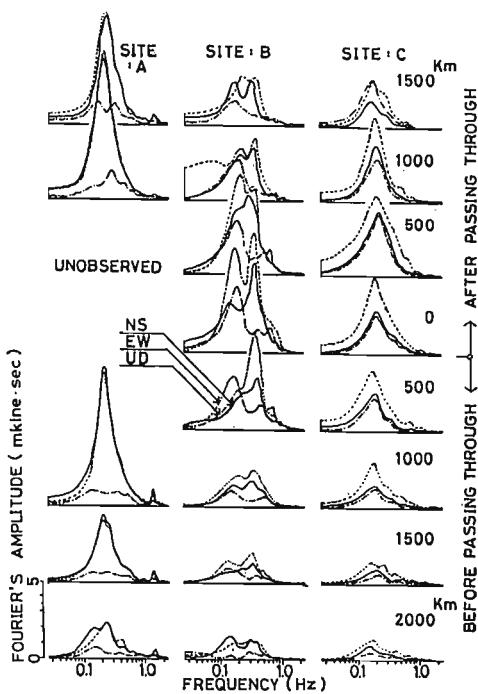


図-7・5 各サイトのスペクトル

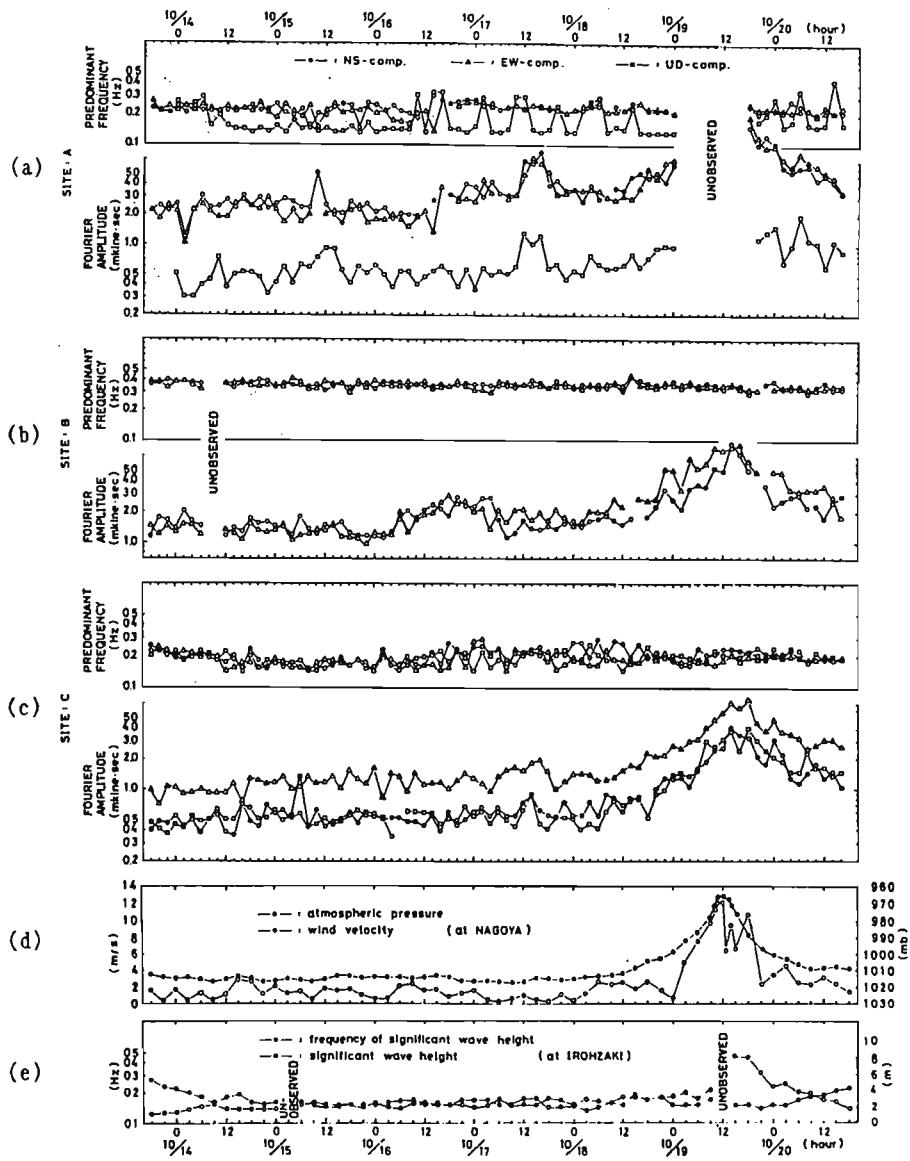


図-7・6 3サイトにおける卓越振動数・フーリエ
振幅と気象・波浪の関係

c) から3成分が0.18 Hz近傍に分布し、堆積層厚さとの関連での説明はつかないが、Bサイトの第2ピークの0.15 Hzと近い点は興味がある。

(d) に示した3時間ごとの気象因子(風速・気圧)との関連で、各サイトの卓越振動数と卓越フーリエ振幅の推移を考察する。卓越振動数がこれらの因子の変化に対応していると断定しにくいが、フーリエ振幅は

極めて相関性が良いと言える。水平動成分の場合、風速とフーリエ振幅の相関係数は0.70～0.76、気圧とフーリエ振幅の間のそれは0.78～0.81の間に分布している。

東京における小林らの報告¹¹⁾によれば、気象条件によって振動レベルのみならず、卓越周期の相違が観測されたとあるが、本研究でのBサイトの1次の卓越振

動数およびCサイトの卓越振動数の変化の傾向と一致している。しかし、Aサイトでの卓越振動数とBサイトでの2次の卓越振動数は、台風の影響を受けて変化してはいない。これらの卓越振動数は地下構造の特性を強く反映しているものと考えられる。

(e)では、多くの場合、振動数の2倍は、0.15～0.18 Hzに分布している。ただし、観測の初めと終わりは、やや高い値となっている。波浪の振動数の2倍の値とその変化の様相は、岩盤上に位置するCサイトの卓越振動数の値と変化のそれに似ている。

これは、Bサイトでの第2ピークを与える振動数と同様の傾向であり、地盤の振動特性の評価に際して注意すべき点である。つまり、岩盤上では外乱源の特性が、また、堆積層厚さがあまり大きくなき場所では外乱源と堆積層の両方の特性が表れやすいものと考える。

7-5 堆積地盤の固有振動特性の評価

観測によって得られた記録から、求めたい地盤固有の振動特性をどのように抽出するかという点に関心を持たれよう。観測サイトの空間的な位置や地下構造の状況によっては、観測記録中には地盤の振動特性、振動源効果に依存する特性、あるいは両方の特性が含まれているものと考えられるからである。

そこで、本節では濃尾平野周縁部の岩盤が露頭するサイトから堆積層厚さが比較的薄いサイトを重点的に、堆積層厚さ2 kmのサイトまでの測線観測と空間的に広く分布する複数の岩盤上での比較観測結果について述べる。

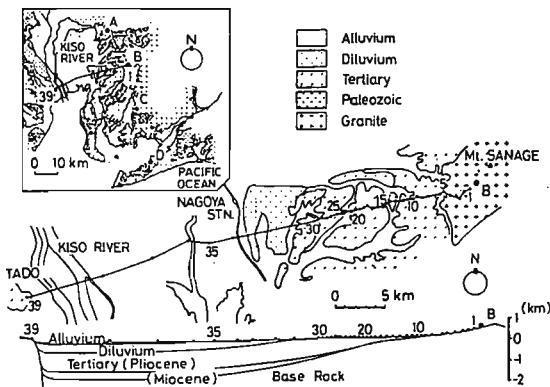


図-7・7 観測点分布・地表面地質分類と地下構造断面模式図

観測は、平野の東西測線(40 km)上の39サイトの観測点を選んで実施した測線観測と岩盤上と思われるA～Dサイトでの固定観測の2種からなる。それらは図-7・7に示している。本観測期間中に台風が発生し、太平洋側を通過して行った。

以下に、得られた結果を述べる。

7-5-1 卓越振動数

No. 1～39サイトの卓越振動数(図中の破線は2次の卓越振動数を最小2乗法により1次関数によつて近似したものである)を図-7・8a、各サイトでの観測時刻とほぼ同時刻における岩盤上のBサイトでのNS成分の卓越振動数を図-7・8bに示す。測線全般を眺めると、次の特徴があげられる。

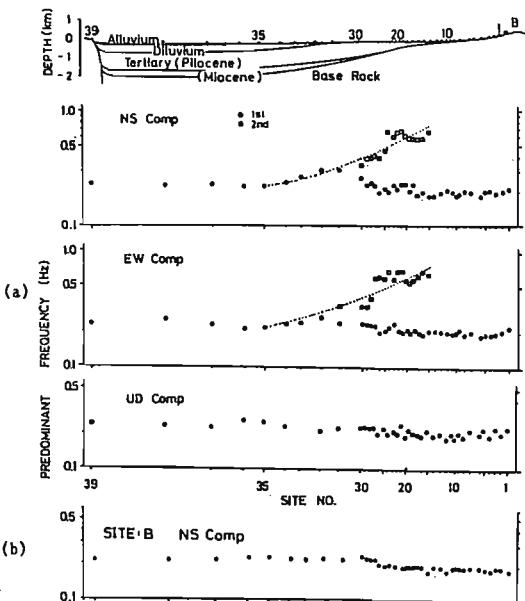


図-7・8 各サイトの卓越振動数と岩盤上のBサイトでの卓越振動数

(1) No. 1～14サイトでは、0.2 Hz近傍にのみ分布している。

(2) No. 15～31サイト位までは、1次の卓越振動数は0.2～0.25 Hzとやや高くなりながら変化している。また、2次の卓越振動数が明瞭に認められ、No. 15サイトでの0.65 HzからNo. 31サイトの0.33 Hzまで徐々に低下する状

態で変化している。これまでの観測から、No. 30 サイトでの地盤固有の卓越振動数は0. 30 Hz の近傍にあり、No. 31 サイトでの0. 33 Hz に近い値である。

(3) No. 32 サイト以西では、0. 2 Hz 近傍のみに表れる。地下構造との関連で眺めると、No. 15～30 サイトまで連続的に表れてきた2次の卓越振動数が、No. 32 サイトでの卓越振動数につながると理解するのが自然と考える。

上下動成分については、各サイトの地下構造に関係なく、ほぼ0. 20～0. 25 Hz に分布している。

なお、本観測に先立って実施した予備観測でも本観測のNo. 1～30 サイトにおける1次の卓越振動数が、岩盤露頭のB サイトでの卓越振動数にはば等しく、いわゆる振動源効果に依存しているものと考えられる。

7-5-2 広域におよぶ岩盤上での観測

図-7・7 に示したA～D の岩盤上の4 サイトでの固定観測結果について述べる。岩盤に至る堆積層厚さが比較的薄い平野周縁部での振動特性と、厚い平野内部での特性をさらに明確にするためである。

(1) フーリエ・スペクトル

4つの固定観測点でのフーリエ・スペクトルと石廊崎沖の波浪のパワー・スペクトル（振動数を2倍して表示）を、正規化の状態で図-7・9 に示す。あわせて、各々の卓越振動数の頻度分布をも示す。

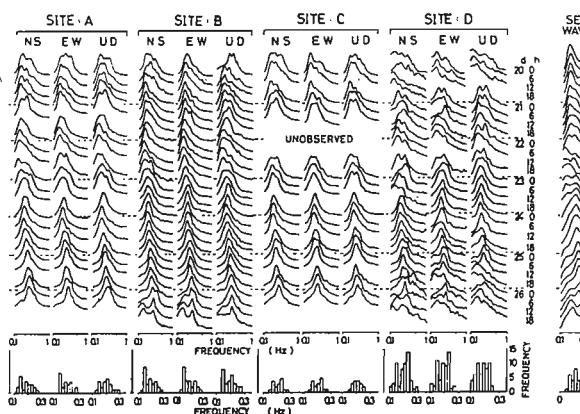


図-7・9 岩盤上でのフーリエ・スペクトルと
波浪のパワー・スペクトル
および振動数頻度分布

スペクトル形状に注目すると、台風が接近てくる10月22日0時～23日0時の波浪スペクトルは乱れ、単一ピーク型から2つのピークを有する形状になる。外洋に最も近いD サイトでは、全般に変化が大きい。卓越振動数の頻度分布から、固定観測点および波浪のいずれも0. 16 Hz、0. 24 Hz の近傍でピークを示す。これらは、台風の接近や通過に伴う結果と考えられる。

(2) 卓越振動数の平均値と変化の幅

図-7・10 に示した各固定観測サイトのNS 成分と波浪の卓越振動数に関して、その平均値と変化の幅について検討する。ここに、

\bar{x} ：平均値 R：ばらつき

LCL：下部管理限界線 UCL：上部管理限界線

波浪の卓越振動数は、10月20日から徐々に右上がりに高くなる状態で変化している。各固定観測点の卓越振動数の変化の様相は、大局的に波浪のそれと似ており、岩盤上での振動特性との関連性が強いと思われる。

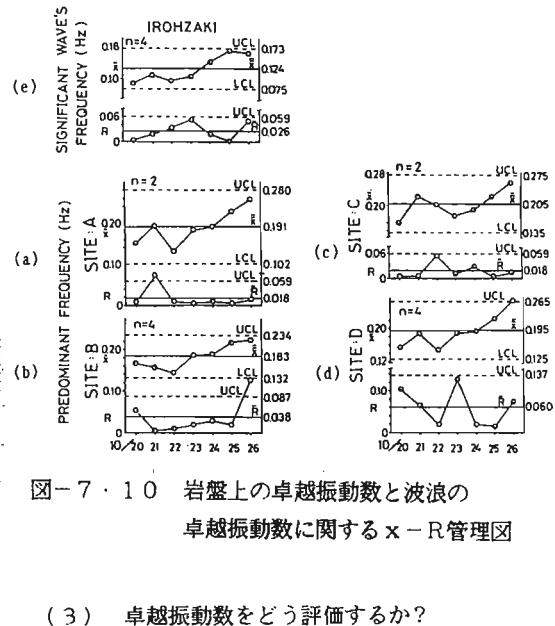


図-7・10 岩盤上の卓越振動数と波浪の
卓越振動数に関するX-R 管理図

(3) 卓越振動数をどう評価するか？

山地から堆積層厚さが大きい平野までの測線と岩盤が露頭する4 サイトでの観測から各サイトごとに特有の振動特性が得られた。特に、卓越振動数に注目し、得られた値が一体何に依存し、どう評価すべきかという点を明確にしたい。

- ・ 岩盤露頭のサイトでは、振動源（波浪）の特性に依存した結果が表れる。
- ・ 堆積層厚さが徐々に厚くなると、振動源に依存する特性と地盤固有の振動特性の双方が、異なる振動数域で表れる。
- ・ 堆積層厚さが 2 km 程度の厚いサイトでは、振動源に依存する特性と地盤固有の振動特性が同調する振動数域で表れる。

これらの特性を、概念的に図-7・11に示す。図中のスペクトルで①の破線は振動源効果に依存するもの、②の実線は堆積地盤に依存するものを意味している。すなわち、観測結果の中には、地盤固有、または振動源に依存する特性のいずれか、あるいは双方が含まれている。

堆積地盤が存在しない地盤上では、図中の①のごとく振動源に依存する特性のみが表れる。これは、堆積地盤が存在するサイトにあっても表れる。堆積地盤が存在するサイトでは、その厚さに対応して、図-7・11の②のごとき地盤固有の振動特性が表れる。

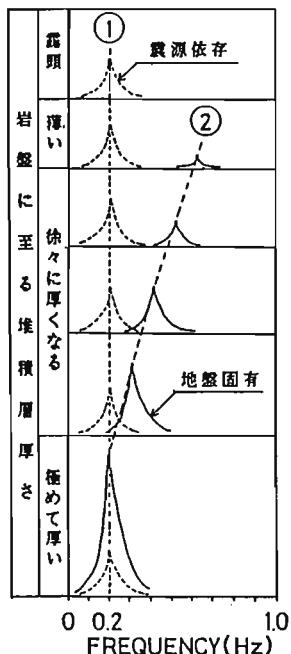


図-7・11 スペクトルと堆積層厚さとの関係を示す概念

7-6 濃尾平野の長周期微動特性の総括

本節では、長周期微動観測による濃尾平野の振動特性を総括する。

7-6-1 異なる時期に観測した同じサイト、または互いに近いサイトでのスペクトルの比較

観測サイトの堆積層厚さや位置する地域的な特殊性との関係で、3成分のスペクトルを類別化し図-7・12に示す。それらの特徴をまとめて以下に記す。

(1) (a) ; 岩盤が露頭しているサイトでは、いわゆる卓越周期は判然としない。

(2) (b) ; 堆積層厚さが 500 m 程の洪積層露頭台地上、(c) ; 堆積層厚さが 1 200 m 程の平野内陸部、(d) ; 堆積層厚さが 1 500 m 程の平野内陸部、(e) ; 堆積層厚さが 2 100 m 程の平野西部域。これらの地域では、観測時期が異なってもほぼ等しい振動数で卓越する。すなわち、固有振動数であることを示している。

(3) (f) ; 堆積層厚さがかなり厚くても、臨海部や大きな河川に近いサイトでは、卓越振動数に大きな変化が認められる。これは、振動源のエネルギーの大きさの変化に対応しているものと考える。

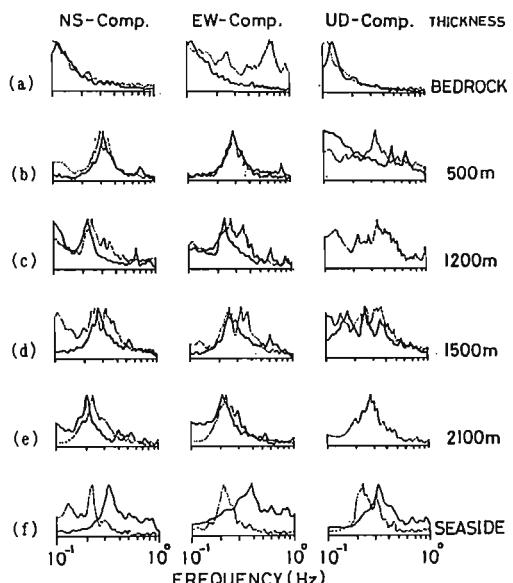


図-7・12 堆積地盤厚さ・位置に基づいて分類した観測時期の違いによるスペクトルの比較

(4) 上下動成分については、堆積層厚さとの明確な対応関係は少ない。

7-6-2 地下構造・地域的特殊性から眺めたスペクトル

これまでに得られた観測結果を共通のスケールで評価しながら、平野内外の各地域を代表すると考えられるスペクトルの抽出を行う。このために示したもののが図-7・13 (NS成分のみ) であり、(a) ~ (e)について各々の特徴を次に述べる。

(a) ; 平野東部の岩盤上では、外洋波浪そのものの振動数との関係があると考えられる振動数でピークを示す。

(b) ; 第3紀・洪積地盤上では、堆積層厚さに応じてやや低い振動数域で地盤固有の卓越が表れ、低振動数では振動源との関わりがある振動数域でも卓越する。

(c) ; 平野内陸部では、およそ0.2Hz近傍で卓越する。

(d) ; 堆積層厚さが2kmをはるかに超え、養老断層に極めて近い平野北西部では、0.17Hzという低振動数で卓越する。

(e) ; 伊勢湾に面し、堆積層厚さが1.5km程の臨海部では0.2~0.3Hzで卓越する。

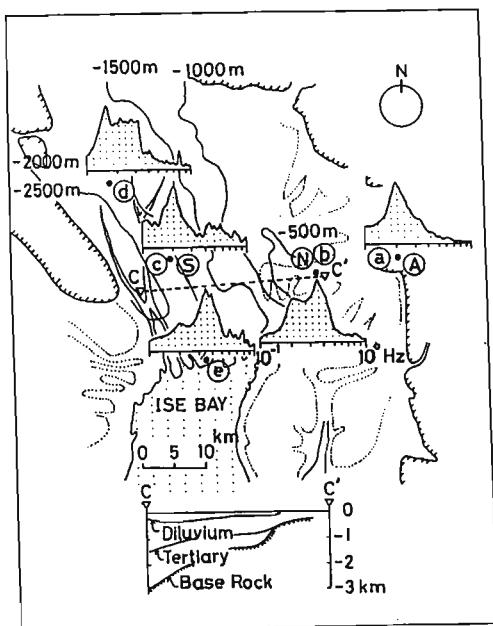


図-7・13 各地域を代表するスペクトル

7-7 卓越周期と堆積層厚さとの相関性

本節では、卓越周期を飯田らによって求められた推定岩盤深さ（堆積層厚さ）との関係で考察する。図-7・14 aに堆積層厚さが比較的薄い第3紀・洪積地盤上のNS成分の卓越周期（白丸印）、堆積層厚さが厚い平野内陸部および堆積層厚さが最も厚い北西部地域でのNS成分の卓越周期（四角印）と堆積層厚さとの関係を示す。なお、横軸は堆積層厚さ、縦軸は卓越周期を示している。図中の破線は、最小2乗法による直線回帰式を示している。

NS成分に関して、堆積層厚さと卓越周期の間の相関係数を求めるに、第3紀・洪積地盤上では0.80、平野内陸部では0.60とかなり相関は良い。グラフから分かるように、岩盤に至る厚さが1.5kmを超えてさらに2.5kmに至るまで大きくなても卓越周期の値は単純に比例して大きくならない。

一方、臨海部での卓越周期を示した図-7・14 bによれば、3秒の近傍に多く分布しており、先に述べた相関係数は0.30となっている。また、石廊崎沖における外洋波浪の1/2周期と比較すると大略似た値である。

上下動成分の卓越周期については、各サイトで共通して堆積層厚さとの間に明確な傾向を認めにくい。

観測線の位置がかなり異なるものの、上下動成分の観測結果として、村松¹⁸⁾によれば（図-6・1参照）、2.5~3.5秒の卓越周期を認めている。

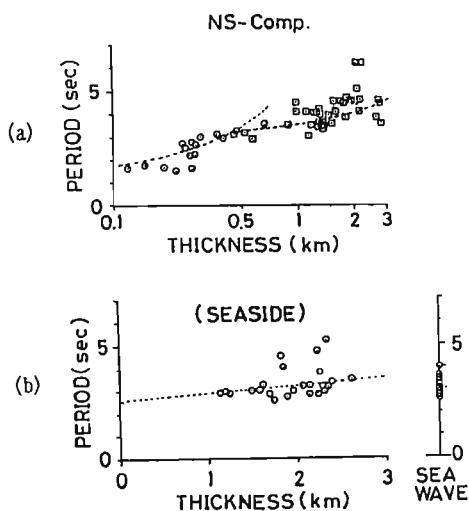


図-7・14 卓越周期と堆積層厚さ

7-8 卓越周期のゾーニング・マップ

広域にわたって分布し、統計で220余サイトでの長周期微動観測結果のうち、特に卓越周期に注目する。岩盤上では振動源に関する特性が、第3紀・堆積層が露頭するサイトでは堆積地盤固有の特性のみならず振動源に関する特性も含まれている。

そこで、これらの事実を踏まえて、地盤固有の振動特性を示している水平動成分の卓越周期のゾーニング・マップを図-7・15に示す。

同図から、卓越周期は平野の東部域においては2.0～3.0秒、中央部域では3.5～4.0秒、そして西部域では4.0～5.0秒に分布している。伊勢湾臨海地域では3.0秒前後と4.5秒の2つの周期域に認められる。

また、平野北西部に位置する堆積層厚さが2.0～2.5km程度と考えられる地域では、5.0～6.8秒とかなり長い周期である。以上の周期分布を図-7・1の岩盤深さと比較すると堆積地盤厚さとかなりよく対応している。

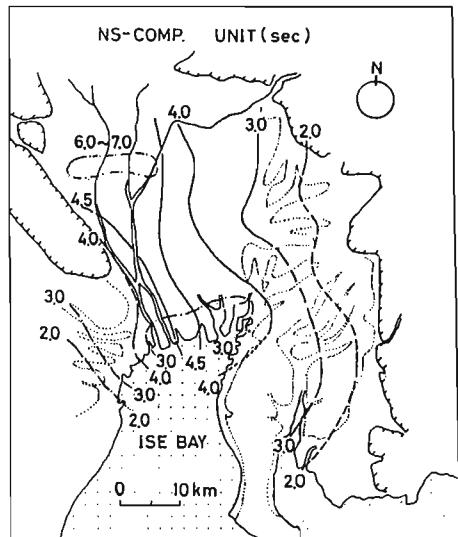


図-7・15 卓越周期のゾーニング・マップ
(NS成分)

7-9 モデル解析による振動特性

研究対象とする地域が平野全域におよんでいるので、本章では平野地形（岩盤に至る堆積層厚さが2kmにおよぶ不整形地盤）を対象とした理論的解析を実施し、長周期微動観測結果との比較によって、平野域での地

盤振動特性についての解釈を明らかにすることを試みる。

7-9-1 モデルと定数

図-7・16に、解析モデルと地盤材料定数（質量密度、S波速度）を示す。東西方向40km、堆積層厚さはおよそ2kmであり、西部では養老断層を、東部では傾斜基盤を有しているのが幾何学的形状面から眺めた特性である。なお、基盤上には、領域Iと領域IIの2つの地層を考慮している。

同図において、解析時の要素数は丸印の中の数字で示しており、領域Iについては傾斜部が30分割（500m長さ）、平坦部が10分割（1000m長さ）、垂直部が6分割（50m長さ）、領域IIにおいては傾斜部が20分割（約1000m長さ）、平坦部は20分割（1000m長さ）そして垂直部では15分割（約1000m長さ）であり、合計101要素となっている。

なお、地盤材料定数については、爆破観測に基づくデータ²⁴⁾を参考にして設定した

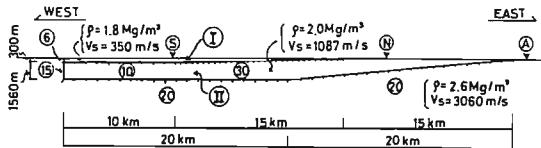


図7・16 解析モデル、地盤材料定数と要素分割

7-9-2 地表面での応答

図-7・17に、17種類（振動数が0.0、0.25Hz刻みで、0.1～0.5Hz）のSH波を基盤から鉛直入射させた時の地表面での変位応答倍率の分布を示す。縦軸は応答倍率を示している。

これらの応答倍率の性状を以下にまとめて述べる。

(1) 基盤の平坦部と傾斜部とでは、周期の長短に依存して卓越の性状に大きな変化が認められる。

(2) 堆積層厚さに対応する1次元的な卓越周期波は、基盤が平坦で堆積層の厚さが大きい地盤を有するサイトで優勢である。

(3) 傾斜基盤を有する堆積層の上では、平坦基盤を有する堆積層の上と比べてやや短い周期（2～4秒）で卓越し、その周期と応答倍率の変化は傾斜基盤までの堆積層厚さの変化に対応している。

(4) 平坦基盤を有する堆積層の上では、卓越の性状は規則的ではない。

(5) 以上の傾向は、平野の基盤形状や側方境界の散乱波等の影響を受け、地盤の物性（質量密度、S波速度、深さ）と波長が関連した結果であると考えられる。

(6) 長周期の波が卓越するのは、基盤に至る堆積層厚さが大きい地域であり、逆に、浅い地域においてはより短周期の波が卓越するが、1次元理論から得られる値とは必ずしも一致しない。

(7) これは、側方境界からの位置や基盤形状の変形部分の近傍など、少なくとも2次元的ないしは3次元的に現象を考察することの必要性を示している。

(8) 各サイトにおいて固有に卓越する振動周期が存在し、平野全体におよぶ一様な固有振動は存在しない。

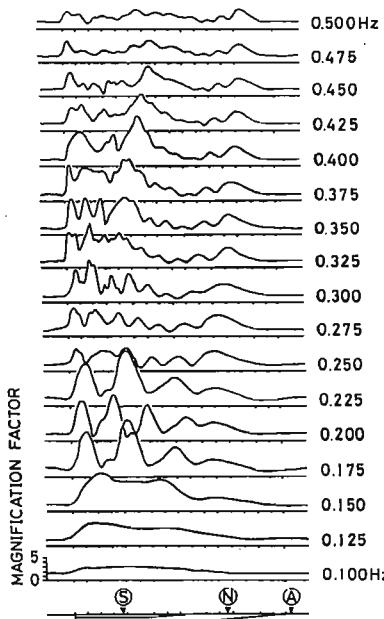


図-7・17 地表面での変位の応答倍率

7-9-3 地表面での振動数特性

図-7・18は、基盤鉛直入射の場合の①～⑯のごとき地盤構造を有する地表面上での振動数特性を示したものである。図中の(A)、(N)、(S)の3サイトは長周期微動観測時のNS成分のスペクトルである。また、表7・1はモデル・サイトでの1次元4分の1波長則に基づく卓越周期との比較を示している。

それらの特性の検討と結果を以下に述べる。

(1) 基盤形状の平坦部および傾斜基盤の入端近傍までは、1次元4分の1波長則に基づく周期の近傍で、各サイトごとに若干ずつ変化して卓越している。

(2) 1次元4分の1波長則による卓越周期からのずれは、鉛直に立つ基盤境界が存在するために生じたものと考えられるが、必ずしも境界からの距離に対応した変化ではない。

(3) 水平基盤までの深さ、波の波長などの関係が上記のいずれに影響している。

(4) 特に、基盤までの深さが1860m、側方境界まで2500mの近い距離にあるサイト①では、1次元周期の9.1秒(0.11Hz)が5.5秒(0.18Hz)へとかなり変化していることが表7・1から分かる。

(5) 傾斜基盤と平坦基盤の境界から平坦側に2.5km入ったサイト⑦から傾斜側へは、堆積層厚さが少なくなるのに応じて卓越振動数は連続的に徐々に高くなっている。

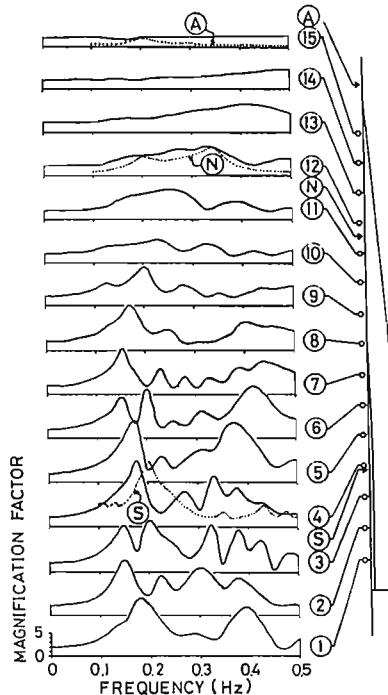


図-7・18 地表面での振動数特性と
長周期微動のフーリエ・スペクトル

表-7・1 1次元と2次元の卓越周期の比較

サイト番号	1	2	4	8	9	10	11	12	13
卓越周期(sec)	9.16	9.16	9.16	6.97	5.70	4.93	4.19	3.67	2.64
(二次元)	5.56	6.67	5.88	5.88	5.00	4.34	3.84	3.03	2.44

7-10 地震動観測による振動特性

本章では、1982年以来蓄積されてきた、濃尾平野の岩盤に至る堆積層厚さが異なる4サイトにおける地震動観測データの解析結果からその特性を把握し、あわせて、長周期微動観測と定常応答解析結果との比較を実施する。

7-10-1 地震動観測点と地震概要

本節では、愛知工業大学・正木らにより観測され、多賀研究室によって解析されたデータを使用する。観測サイトは図7・19に示す(A)、(N)、(B)、(Y)の4サイトである。同図から、各サイトは地表面地質と地下構造に顕著な違いが認められる。

使用した地震は、図7・20にある1982年に発生しE1～E7と地震番号を付した7つの地震である。7つの地震を3つに大別する。すなわち、地震番号E1・E2はマグニチュード(以下、Mで表す)が5クラスの近地ないし中距離地震、E3・E4はMが7クラスの遠地地震、さらにE5～E7はMが5クラスの

遠地地震である。震源深さは10～100kmに分布し、主として太平洋側で発生している。

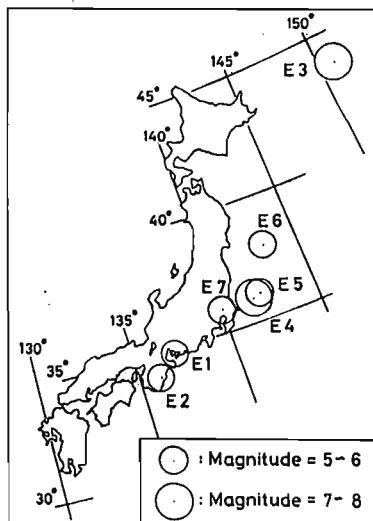


図-7・20 地震の震央位置とマグニチュード

7-10-2 長周期微動特性と地震動特性・定常応答解析の比較

本節では、(A)、(N)、(B)、(Y)の4サイトで観測された7つの地震波と、長周期微動のスペクトル解析結果を互いに比較する。また、あわせて各サイトに近いと思われる定常応答解析結果とも比較する。

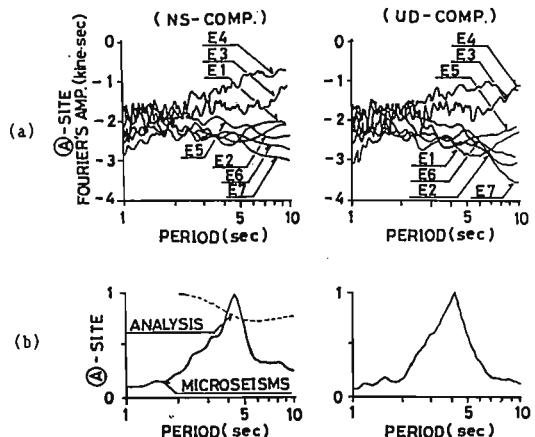


図-7・21 岩盤上の(A)サイトでの地震動・長周期微動スペクトル、および2次元定常応答

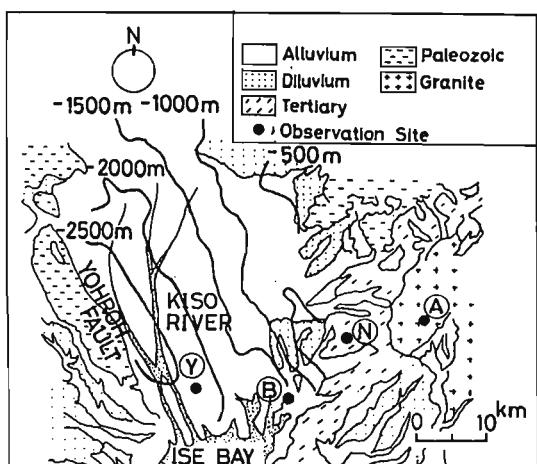


図-7・19 地震動の観測点分布と推定岩盤深さ、地表面地質分類

(1) 岩盤上での特性

各サイトのスペクトルを比較するには、基点とも言うべき岩盤が露頭するサイトでのデータが必要であろう。図-7・21aに岩盤露頭と見なせる(A)サイトにおける7つの地震動のNS成分とUD成分のスペクトルを示す。同図によれば、周期が3秒以下の振幅値はほぼ似ている。

図-7・21bの長周期微動のスペクトルにおける卓越周期は、振動源に依存するものであり、岩盤に依存する特性ではない。

(2) 堆積地盤上での特性

堆積地盤上である(N)、(B)、(Y)の3サイトにおけるフーリエ・スペクトルを(A)サイトのフーリエ・スペクトルで除した、いわゆるスペクトル比を求めた。それらのうち、図-7・22に(N)サイトでの震央距離別のスペクトル比を長周期微動スペクトル、2次元定常応答との関連で示す。その比較および考察を行う。

(a) は、近距離・中程度の震央距離でM=5クラスの地震であるE1・E2のスペクトル比を示している。同図によれば、NS成分では2.5秒前後と4.2秒の近傍、そして7.5秒程度で卓越しており、両者の形状は互いに類似している。

UD成分では、1.2秒、2.5秒前後、そして4.5~5秒で卓越している。両成分共に、E1の周期である4~5秒での倍率がE2のそれに比べて5倍程度大きい。

次に、遠地地震でM=7クラスのE3のスペクトル比を示した(b)では、NS成分では2~3秒に複数のピークが認められ、一方、UD成分では(a)と同様に1.2秒に第1ピーク、2秒強に第2ピークが見られる。

最後に、(c)では、実線が長周期微動、破線が2次元定常応答を示しており、いずれも正規化状態で示している。まず、長周期微動については、NS成分は2.9秒、UD成分は1.2秒に鮮明なピークを有している。地震動と比べて、卓越周期はほぼ同じ値である。ただ、スペクトルの構造形状をよく見ると、平滑化に差があるといえ、やや性状が異なるようである。一方、理論解析による定常応答では3秒において卓越し、地震動のNS成分のスペクトルの卓越周期にかなり近い値と見なせる。

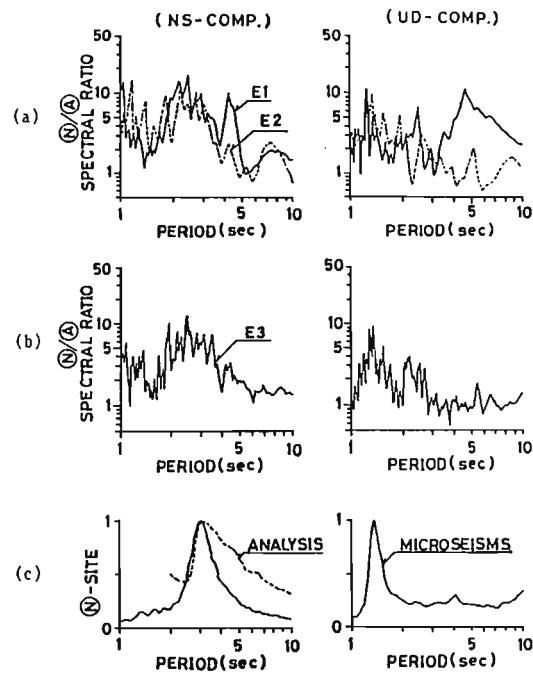
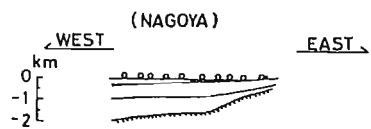
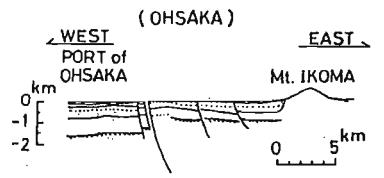


図-7・22 堆積地盤上の(N)サイトでの地震動・長周期微動スペクトル、および2次元定常応答

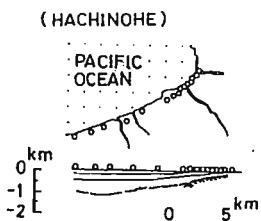
8. 他の平野域における観測結果との比較

5章において示したごとく、長周期微動は全国の10数地域で観測されている。本章では、それらの地域での結果との比較により、互いに共通する点、濃尾平野において認められる特異な傾向について述べることにする。

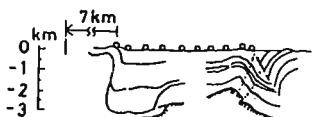
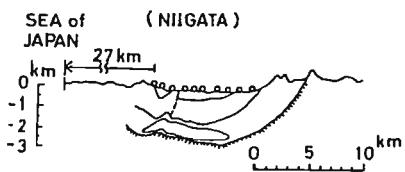
- ・ 大場ら⁷⁾… 大阪平野と濃尾平野での特性の比較から、両者はよく似ており、4秒、1秒、0.3秒の周期域で卓越し、山地では4秒で卓越する。観測線下での岩盤までの堆積層厚さは、図-8aに示すとおり。
- ・ 後藤ら⁸⁾… 八戸市での研究から、2.5秒の卓越周期については、約400mに至る地盤が原因である。
- ・ 坂尻ら¹²⁾… 八戸市での報告によれば、岩盤での周期は脈動で波浪に依存し、0.7~2.5秒と系統的に変化する卓越周期は地盤固有のもので、2.5秒は図-8bの400mに及ぶ堆積地盤厚さに関係する。



(a) 大阪²⁵⁾と名古屋¹⁷⁾の地下構造の概略



(b) 八戸¹²⁾の地下構造の概略



(c) 新潟平野¹³⁾の地下構造の概略

図-8

吉川ら¹⁸⁾…新潟平野についての報告では卓越周期は4~6秒、図-8cの地下構造とは特に対応関係は認められない。新潟地方での卓越周期の5秒は波浪と関係する。

太田ら²¹⁾…川崎・東京での研究では、地盤の卓越周期の変化は重力異常の変化との相関が良い。

さて、濃尾平野での水平動成分の卓越周期を、東西方向の地下構造断面の岩盤に至る堆積層厚さとの関連で以下にまとめる。

- (1) 堆積層厚さが …… 系統的に1. 5~3秒に数百mまで 伸長する。
- (2) 数百mを超え …… 系統的に3~5秒に伸長2 kmまで する。
- (3) 2. 5 kmに …… 5秒を超えて6. 8秒に及ぶ北西部 も及ぶ。
- (4) 1. 5~2. 0 … 4. 5秒と3秒の2つのkmの臨海部 周期域で卓越する。
- (5) 平野周縁部の …… 5秒程度を示す時には外岩盤上 洋波浪の周期の1/2そのものではないが、台風時のように大きなエネルギー変化の影響下での波浪周期変化の様相と似ている。

9. 今後の課題

微動観測による広域的地盤振動特性の把握について検討し、理論的解析、地震動観測結果との比較、他の平野域での観測結果との比較考察も行った。これらの結果、今後の検討課題も幾つか残されており、以下に述べる。

- (1) 長周期微動の上下動成分については、周期特性と堆積層厚さとの相関関係を明確にできない。
- (2) 長周期微動の波動種別の評価は単純ではない。すなわち、周期域ごとに観測サイトの堆積地盤厚さ、空間的条件等によっても異なる。
- (3) 比較できる地震動の観測データの数は少ないし、堆積地盤の厚さも様々な条件のサイトにおける観測データの蓄積が必要である。
- (4) マグニチュード、震央距離等についても多く

の種類の地震動の観測データとの比較が必要である。

(参考文献)

- 1) 宇津徳治、嶋 悅三、吉井敏尙、山科健一郎 編集；地震の事典、朝倉書店、1987年
- 2) 太田 裕、野口静雄；“やや長周期の微動観測とその地震工学への利用”、第9回災害科学シンポジウム論文集、1972-10、pp. 247-248
- 3) 例えば、Tetsuo A. Santo ; "Investigations into Microseisms Using the Observational Data of Many Stations in Japan (Part I) - On the Origin of Microseisms -" , Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 37, 1959, pp. 307-325
- 4) 岡野健之介；"Vector Seismograph によって観測された脈動の伝播方向"、地震、第2輯、13巻、1960、pp. 37-42
- 5) 岡野健之介、加茂幸介；"九州における脈動の伝播方向"、地震、第2輯、14巻、1960、pp. 131-137
- 6) 池上良平；"小金井における脈動観測結果について(III)"、地震、第2輯、18巻、1965、pp. 245-254
- 7) 大場新太郎・鳥海 勲；"大阪平野の振動特性に関する研究、固有周期10秒の換振器に依る微動測定"、日本建築学会大会学術講演梗概集、1976、pp. 667-668
- 8) 後藤典俊・太田 裕；"やや長周期微動の観測とその地震工学的考察(1)-強震計設置点(八戸港湾)における観測"、第11回災害科学シンポジウム論文集、1974、pp. 128-129
- 9) 成瀬聖慈・出原孝司・太田 裕・後藤典俊・工藤一嘉；"やや長周期微動の観測とその地震工学的考察(2)-やや長周期微動の卓越周期と地下構造の関係"、第12回自然災害科学総合シンポジウム論文集、1975、pp. 267-268
- 10) 野越三雄・乗富一雄；"長・短周期微動と地下構造"、第12回自然災害科学総合シンポジウム論文集、1975、pp. 269-272
- 11) 小林啓美・小林喜久二；"地盤のやや長周期微動にみられる地盤特性"、日本建築学会学術講演会梗概集、昭和52年10月、pp. 509-510
- 12) 坂尻直己・成瀬聖慈・竹内文朗・吉川賢一・後藤典俊・太田 裕；"やや長周期の微動観測と地震工学への適用(1)-八戸市における予備観測-"、地震、第2輯、27巻、1974、pp. 338-351
- 13) 吉川賢一・後藤典俊・久保寺 章・成瀬聖慈・野口静雄・太田 裕・坂尻直己・竹内文朗；"信濃川流域におけるやや長周期の微動観測-解析第Ⅱ報"、地震探鉱実験グループ会報、70号、1974、11
- 14) 鏡味洋史；"やや長周期微動による深い地盤特性の把握と強震記録の解釈"、第4回地盤振動シンポジウム、1976、pp. 23-26
- 15) 多賀直恒・富樫 豊・飯場正紀；"清水市における長周期微動の同時3点計測"、第15回土質工学研究発表会講演集、1980、pp. 1217-1220
- 16) 多賀直恒・宮崎 正；日本建築学会論文報告集、第269号、第273号、第292号、第318号
多賀直恒・富樫 豊・宮崎 正；日本建築学会論文報告集、第320号、第324号
宮崎 正・多賀直恒・富樫 豊・谷口仁士・今岡克也；日本建築学会構造系論文報告集、第351号
- 17) 鳥海 勲・竹内吉弘・大場新太郎；"周期10秒のピック・アップによる名古屋地方の微動測定"、第9回災害科学総合シンポジウム講演論文集、1972、pp. 249-252
- 18) 村松郁栄；"濃尾平野における長周期微動の測定"、第10回災害科学総合シンポジウム講演論文集、1973、pp. 103-106
- 19) 正木和明・成瀬聖慈；"名古屋地盤の深部構造と震動特性(2)-やや長周期領域における微動・地震動特性と深部構造との関係"、土木学会第38回年次学術講演会講演概要集、第1部、昭和58年9月、pp. 831-832

- 20) Kumizi Iida and Yutaka Ohta ; "A study of microseisms observed in Nagoya and its vicinity", Journal of Earth Sciences, Nagoya Univ. Vol. 12, 1964, pp. 192-221
- 21) 愛知県表層地質図、愛知県防災会議地震部会資料、昭和54年3月
- 22) 飯田汲事・青木治三; "重力異常と地下構造、特濃尾平野の場合について", 測地学会誌、Vol. 5、1959, pp. 88-91
- 23) 日本建築学会東海支部・日本土質学会中部支部・名古屋地盤調査会; "名古屋地盤図", コロナ社、昭和44年11月
- 24) 中京圏基盤構造研究グループ; "名古屋地域の基盤構造(その1)", 地震学会講演予稿集、1980, No. 2, p. 211
- 25) 岩崎好規; "大阪地盤とその震動特性", シンポジウム地盤震動と耐震設計の現状、1983. 7, pp. 19-26
- (Appendix); 常時微動関係の文献例の紹介
- 1) 金井 清; "地震工学", 共立出版、昭和47年1月、常時微動、pp. 99-107
 - 2) 金井 清; "常時微動", 建築技術、1966. 3, No. 176, pp. 55-60
 - 3) K. Kanai; "The requisite condition for the predominant vibration of ground", Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 35, (1957) pp. 457-471
cf. (卓越振動が表れるための地盤の条件、成層構造の場合)
 - 4) 金井 清・田中貞二; "Measurement of micro tremor I", 震研彙報 第32号, pp. 199-210 cf. (常時微動の測定)
 - 5) K. Kanai et al.
 - On microtremors VII Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 39, (1961) pp. 97-114 cf. (常時微動の一般的性質、地盤種別判定法)
 - On microtremors IV Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 43, (1965) pp. 577-586 cf. (地盤の振動特性との対応、地層構造)
 - On Microtremors V Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 44, (1966) pp. 645-696 cf. (常時微動と木造家屋の震害との関係)
 - On Microtremors X I Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 44, (1966) pp. 1297-1323 cf. (常時微動と木造家屋の震害との関係(北信))
 - 6) A. Allam, 鳩 悅三; "An investigation into the nature of microtremors", Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 45 (1967) pp. 43-59 cf. (常時微動の本性・実測と重複反射、表面波と実体波による説明)
 - 7) 田中貞二; "常時微動と地震動の周期特性比較", 第2回地盤振動シンポジウム、1973. 10, pp. 11-16
 - 8) 角田智彦; "常時微動と地震動の特性比較", 第2回地盤振動シンポジウム、1973. 10, pp. 17-20
 - 9) 山原 浩; "常時微動と地震の特性比較", 第2回地盤振動シンポジウム、1973. 10, pp. 21-24
 - 10) 野越三男・五十嵐 享; "微動の伝播性", 地震、第2輯、第23巻(1970), pp. 264-280
 - 11) 野越三男・五十嵐 享; "微動の振幅特性(その1)", 地震、第2輯、第23巻(1970), pp. 289-303
 - 12) 野越三男・五十嵐 享; "微動の振幅特性(その2)", 地震、第2輯、第24巻(1971), pp. 26-40
 - 13) 中島直吉; "常時微動の解析法に関する研究(2~3の基礎的性質について)", 建設省建築研究所、建築研究報告、No. 70, OCTOBER 1975
 - 14) 久保寺 章・大塚道男; "厚い堆積層の存在する場所での常時微動について", 物理探鉱、第24巻、第3号(昭和46年6月), pp. 125-134
 - 15) 河上房義・浅田秋江他; "津軽チュウ積平野の常時微動特性について", 第7回災害科学シンポジウム(1970), pp. 55-58

1) 愛知県立佐織工業高校教諭

2) 名古屋大学工学部教授

やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定への応用

竹中工務店技術研究所 小林喜久二

1. はじめに

地震工学が対象とする地震動の周期領域が、構造物の高層化・長大化と関連して数秒ないし10数秒に及んでから、既に10数年が経過している。この間、このような周期領域に対応する地震動、いわゆるやや長周期地震動の基礎的性質に関して数多くの検討がなされ、平野内部の厚い堆積層と密接に関連していることが指摘されている。したがって、短周期の地震動におけると同様、やや長周期地震動においても地盤の震動特性の重要性は論を俟つまでもないと考えられる。

一方、本シンポジウムの主題である微動の研究は、周知のように以前からなされているが、研究の一つの目的としている地盤の震動特性の把握は、上述の工学的な背景においてますます重要性を増している。このような状況において、微動研究がどこまで答えられるか、まだ研究途上であるとはいえ、実務的にもその要請は大きいと考えられる。

本論は、筆者が以前まとめた論文¹⁾を以上のことと背景として抄録したものであるが、次の点に留意した。

一般的に、微動の現象は複雑であると言われているが、その因ってきたる原因は発生源のあいまいさにあると考えられる。そこで、ここでは微動現象をできる限り発生源に遡って統一的に整理し、その結果を踏まえてやや長周期微動の工学的利用の可能性を示した。

なお本検討では、微動のスペクトル解析法として、筆者らが提案した微動の方向性を考慮したフーリエ解析法²⁾を採用している。

2. 微動の変動要因および変動要因に支配される微動の周期領域

微動の発生源には人工的なものと自然現象的なもののが存在し、一般に、前者による微動は周期的には短周期で常時微動と呼ばれ、後者による微動は長周期（数秒ないし10数秒）で脈動と呼ばれてきた。

一方、やや長周期微動という用語はどちらかと言うと周期的な区分に由来すると推察され、ほぼ脈動に対

応すると考えられる。しかしながら、常時微動・脈動の周期領域は必ずしも明確ではなく、これらが周期的な観点から呼ばれているやや長周期微動などのような関係にあるか、これを把握することは、やや長周期微動を工学的に利用する上で基本的な事柄である。

発生源の違いは微動振幅の時間変動性に直接的に反映される。例えば、図-1は東京都目黒区大岡山で観測された周期0.36秒と4.16秒のスペクトル振幅の時間変動の一例を示す。ここに上図は周期0.36秒、下図は周期4.16秒の場合を示す。これによると、両周期成分の時間変動性には明らかに差異がみられる。すなわち、周期0.36秒成分は昼間大きく夜間小さい日変化を明瞭に示しているのに対し、周期4.16秒成分はこのような日変化を示していない。このことは、両周期成分の発生源が明らかに異なることを示唆している。

そこで、このような微動振幅の時間変動の特徴に着目して、微動の変動要因および変動要因に支配される微動の周期領域について検討を行なった。

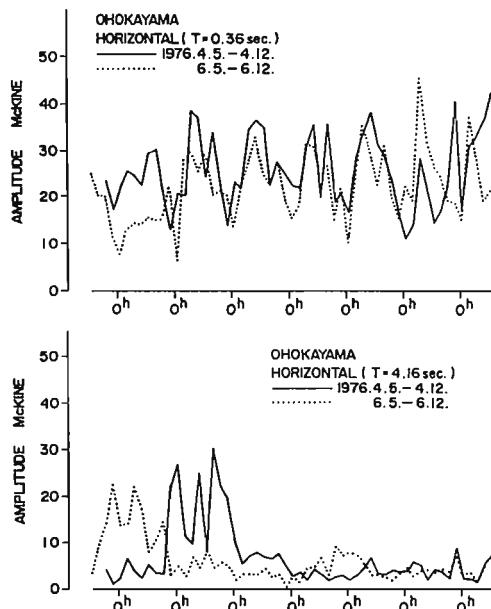


図-1 周期の異なる微動スペクトル振幅の時間変動

(1) 日変化を示す微動

上述の周期0.36秒成分にみられた日変化は、以前、常時微動の特徴として金井により指摘されているもの³⁾である。常時微動の発生源としては交通機関や工場機械などの人工的な震動源が考えられている。したがって、振幅の日変化は人工的な震動源を発生源とする常時微動を見分ける大きな指標となる。

そこで、常時微動の周期領域を検討するため日変化に着目したが、視覚的な日変化の判断では任意性が避けられないため、次のような解析を行なった。すなわち、スペクトル振幅の時間変動に対するフーリエ解析により、24時間周期成分を抽出し、その位相をもとに24時間周期成分の振幅が最大となる時刻を算出した。

その結果を図-2に示す。ここには観測時期の異なる6資料について求めた結果が示されている。これによると、24時間周期成分の振幅が最大となる時刻の分布は周期0.8秒と2秒を境にして異なる。すなわち、0.8秒以下の周期領域では周期0.5秒付近に若干の異常はみられるが、ほとんどが正午付近に集中し、日変化が観測時期によらず安定している。これに対して、0.8秒から2秒の周期領域においても比較的安定した日変化がみられるが、正午から20時の間に分布しており、0.8秒以下とは異なる性状を示している。一方、2秒以上の周期領域では全く不規則な分布を示し、日変化はみられない。

以上に示した如く、日変化に着目すると微動の周期領域は大きく3つに分類される。ここに、以上の性状から周期0.8秒までは人工的な震動源を発生源とする常時微動であると考えることができる。

(2) 風を変動要因とする微動

上述したように、周期0.8秒から2秒の微動においても日変化がみられる。日変化して微動発生の可能性のある自然現象を求めてみると、その典型として海陸風が挙げられる。海風は昼から夕方にかけて、陸風は夜間発生するが、風速は通常陸風が2~3m/sであるのに対し、海風は5~6m/sと言われている⁴⁾。したがって風速は、1日の変化でみると昼から夕方にかけてが大きいことになる。このことは、先に示したように周期0.8秒から2秒の微動の時間変動から抽出された24時間周期成分の振幅が最大となる時刻とよく対応している。そこで風速に着目して、関連性を検討した。

図-3に一例として、周期1.28秒のスペクトル振幅と風速の時間変動の比較を示す。風速は気象庁で測定されたものであるが、両者の変動はよい対応を示している。

そこで、微動の各周期のスペクトル振幅と風速との間の相関を調べた結果を図-4に示す。これによると、0.8秒から2秒の周期領域における相関は、他の周期領域におけるそれと比べると観測時期によらず高い傾向を示している。したがって、この周期領域の微動は風を変動要因としていることを示唆している。

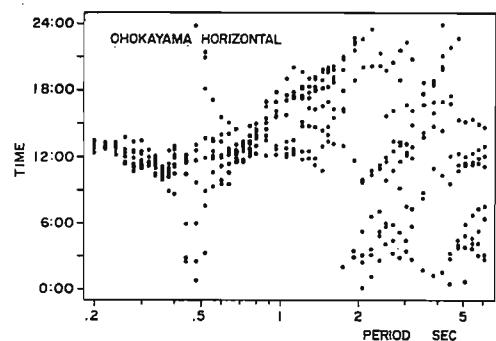


図-2 微動スペクトル振幅の時間変動から抽出された24時間周期成分の最大振幅発生時刻

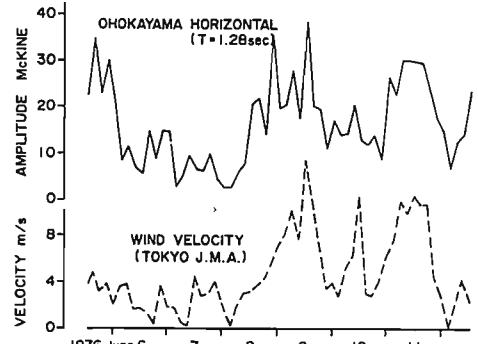


図-3 微動スペクトル振幅と風速の時間変動比較

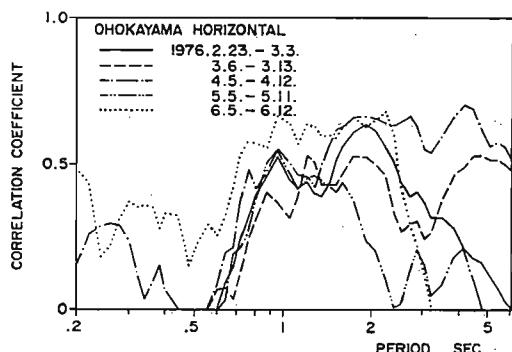


図-4 微動スペクトル振幅と風速との相関

(3) 気圧変動を変動要因とする微動

先の検討で日変化のみられなかった周期 2秒以上の微動は一般的に脈動と考えられている。脈動は、従来から台風などの広域的な気象条件と密接に関連することが指摘されている⁵⁾。そこで、広域的な気象条件を代表するものとして気圧を取り上げ、関連性を調べた。

図-5に一例として、周期4.16秒のスペクトル振幅と気圧の時間変動の比較を示す。これによると、微動振幅の変動は気圧の変動に対して時間後れを有しているが、両者の変動はよい類似を示し、気圧が低い時ほど微動の振幅が大きくなることを示している。

そこで、微動変動の気圧変動に対する時間遅れを考慮して、微動の各周期のスペクトル振幅と気圧との間の相関を調べた結果を図-6に示す。これによると、日変化のみられなかった 2秒以上の周期領域では特に相関が高い。したがって、この周期領域の微動は気圧変動を変動要因としていることを示唆している。

(4) 各変動要因に支配される微動の周期領域

以上、東京都目黒区大岡山の観測資料に対する検討より、微動には3種類の変動要因が存在し、各変動要因に支配される微動はそれぞれ固有の周期領域を有していることを示した。そこで、ここでは異なる地点の観測資料に対しても同様の検討を行ない、各変動要因に支配される微動の周期領域についてさらに検討を行なった。追加した観測地点は東京都千代田区飯田橋、神奈川県川崎市浮島、扇島および井田の4地点である。

先の大岡山と以上の4地点における検討結果をまとめたものを図-7に示す。大岡山についてはさらに観測時期を変えて行なった検討結果も併せて示した。これによると、各変動要因に支配される微動の周期領域は観測地点によらずほぼ一定で、この結果より、人工的な震動源による微動の周期領域は1秒以下、風を変動要因とする微動の周期領域は1秒から2秒、気圧変動を変動要因とする微動の周期領域は2秒以上と大きく区分できるものと考えられる。

図-8は観測地点における土丹層までのS波の速度構造を示す。これによると各地点の表層地盤はかなり異なる。人工的な震動源による常時微動の特性が表層地盤の影響を強く受けていることは周知のことであるが、一方、常時微動の周期領域は上述した如くであり、地盤条件にはほとんどよらない結果となっている。

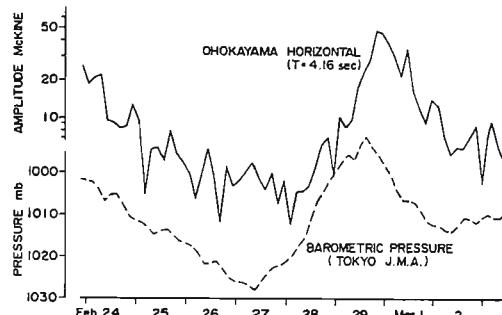


図-5 微動スペクトル振幅と気圧の時間変動比較

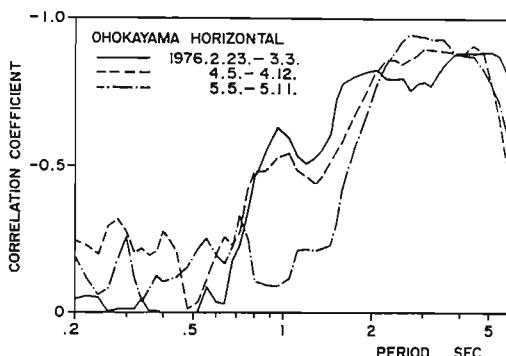


図-6 微動スペクトル振幅と気圧との相関

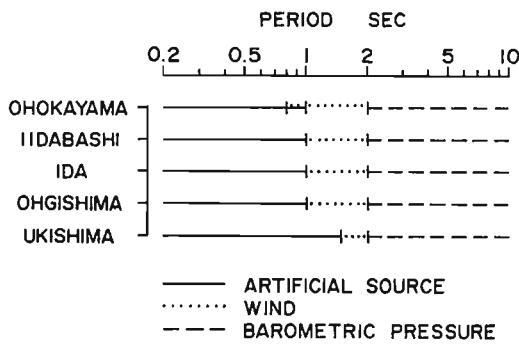


図-7 変動要因に支配される微動の周期領域

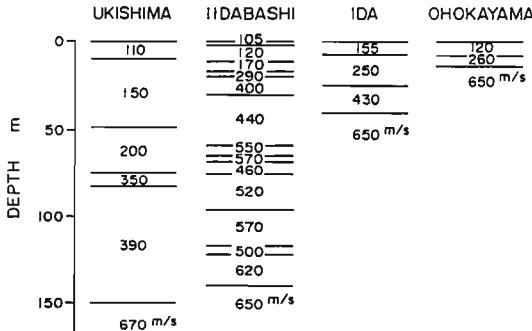


図-8 観測地点の表層地盤のS波速度構造

3. やや長周期微動の発生源

前述したように、周期1秒以上の微動は2種類の変動要因により区分され、周期1秒から2秒の微動は風を変動要因とし、周期2秒以上の微動は気圧変動を変動要因としている。そこで、ここではこれらの変動要因を手掛かりに、両周期領域の微動の発生源について検討を行なった。

(1) 気圧変動を変動要因とする微動の発生源

気圧変動を変動要因とする周期2秒以上の微動と周期的に対応している脈動の発生機構に関しては、以前、M. S. Longuet-Higginsによって「定常波説」が示されている⁶⁾。これは、海洋の波浪の干渉で生じる定常波によって脈動の発生を理論的に説明したものであり、この理論によれば、脈動周期と波浪周期は1:2の関係にある。この周期関係については従来から多くの観測事例が報告されており⁷⁾、よって、脈動の発生源は一般に海洋の波浪であると考えられている。そこで、海洋の波浪と気圧変動を変動要因とする微動との関連性について検討を行なった。

まず、周期2秒以上の微動の変動要因である気圧変動と海洋波浪の波高変動の比較例を図-9に示す。これらは神奈川県平塚市の国立防災科学技術センター平塚支所で測定されたものである⁸⁾。海洋波浪の波高変動と気圧変動は、この図に示されるように、一般的によく類似することが判かった。

一方、図-10は微動の周期2秒以上の卓越周期におけるスペクトル振幅の変動（神奈川県川崎市浮島のデータ）と海洋波浪の波高変動（神奈川県平塚のデータ）の比較を、また、図-11は微動の卓越周期と海洋波浪の卓越周期の比較を示す。これによると、微動振幅の変動は海洋波浪の波高変動とよい対応を示し、また、微動周期と波浪周期の関係は、「定常波説」における1:2の関係で概ね説明される。

以上の結果より、気圧変動を変動要因とする周期2秒以上の微動は海洋の波浪を発生源とし、したがって、いわゆる脈動に対応するものであることが判かった。

図-12は周期2秒以上の卓越周期における軌跡の長軸方向の頻度分布の一例を示す。特に気圧変動の大きい期間は強い方向性を示し、またその方向性は比較的安定している。このことは特定な海域に優勢な発生域があることを示唆しており、既往の指摘⁹⁾と一致する。

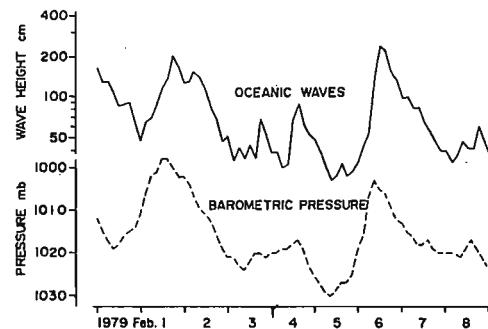


図-9 海洋波浪の波高と気圧の時間変動の比較

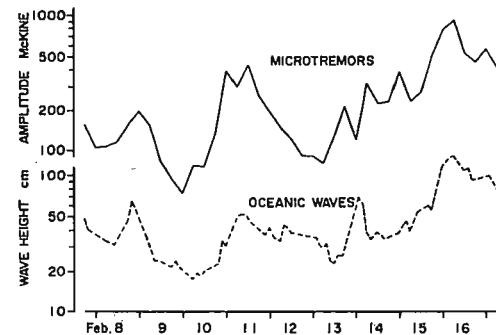


図-10 気圧変動を変動要因とする微動の卓越周期におけるスペクトル振幅と海洋波浪の波高の時間変動比較

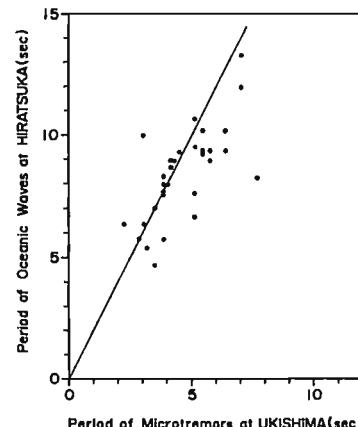


図-11 気圧変動を変動要因とする微動と海洋波浪の周期比較

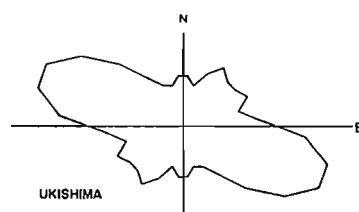


図-12 気圧変動を変動要因とする微動の卓越周期における軌跡長軸方向の頻度分布

(2) 風を変動要因とする微動の発生源

風を変動要因とする周期1秒から2秒の微動の一つの発生機構として、風圧による直接的な地盤の励起を想定することができる。しかし、風速の時間変化は不規則で周期1秒ないし2秒で安定して変化するものではないことが指摘されており¹⁰⁾、したがって、この発生機構では現象を十分に説明することはできない。そこで、東京都目黒区大岡山、千代田区飯田橋、および神奈川県川崎市扇島の3地点における同時観測資料をもとに、風を変動要因とする微動の発生源について検討を行なった。

a) スペクトル特性にみられる発生源の特徴

3地点において同時に観測された微動スペクトルを図-13に示す。1秒から2秒の周期領域に着目すると、周期1.5秒付近に3地点に共通して鋭い卓越が認められる。図-14はこのような1秒から2秒の周期領域における卓越周期の3地点間の比較を示す。ここに上図は大岡山と飯田橋の比較、下図は大岡山と扇島の比較である。これによると、卓越周期は3地点とも時間により変動し、さらに大岡山と飯田橋では各時刻における卓越周期がほぼ一致している。また、大岡山と扇島では大岡山と飯田橋におけるような卓越周期的一致性はみられないが、変動の様子は類似している。

このことは、風を変動要因とする微動の卓越周期が地盤構造を反映したものではなく、発生源の特性を強く反映したものであること、また、その発生源は各地点の周辺に個々に存在するものではないことを示唆している。

図-15は大岡山と他の2地点との間において微動振幅の相関を調べた結果を示す。ここに左図は大岡山と扇島、右図は大岡山と飯田橋との間における結果を示す。これによると、1秒から2秒の周期領域における相関はいずれの比較においてもかなり高い。

この結果は、先の卓越周期の比較から得られた結果、すなわち、3地点における1秒から2秒の周期領域の微動の発生源は各地点周辺に個々に存在するものではないことを支持していると考えられる。

b) 風浪の微動発生源としての可能性

風との関連性があり、微動発生の可能性を有する一つの現象として、風によって直接励起される風浪が考えられる。そこで、風浪が周期1秒から2秒の微動の発生源としての可能性を有するか、検討を行なった。

ここに、海洋の波浪を発生源とする微動の発生機構は前述したように「定常波説」で説明されることから、風浪が発生源であれば、その発生機構は同様に「定常波説」で説明できるものと考えられる。したがってこの場合、ここで対象としている微動の周期と、風速が数m/s程度の風によって励起される風浪の周期との間に1:2の関係が成立するかが問題となる。

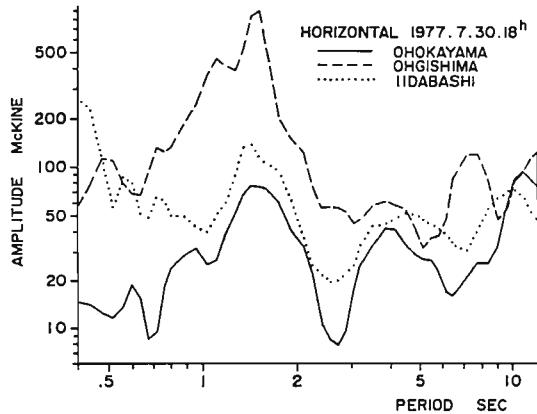


図-13 異なる地点における微動スペクトルの比較

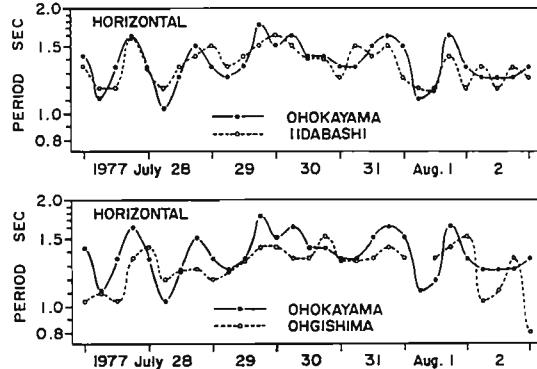


図-14 風を変動要因とする微動の卓越周期の時間変動

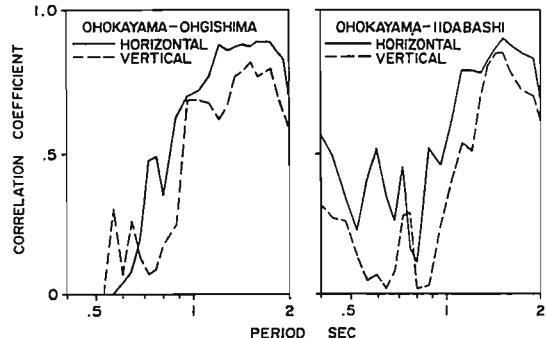


図-15 異なる地点における微動スペクトル振幅の相関

風速5m/s程度の海風によって励起された風浪のスペクトル時間変化の実測例を図-16に示す。これはC.J. Sonu et al. がフロリダで観測した結果¹¹⁾である。ここに、0.1~0.2Hzで定常的に卓越する成分はうねりであり、ここで対象としている風浪に対応する成分は、0.3~0.7Hzの領域で時間とともに発達する成分である。これによると、スペクトル密度が $300\text{cm}^2/\text{cps}$ を越えるような振幅レベルの高い周波数領域は0.28~0.45Hzであり、周期にすると2.2~3.6秒となる。

一方また、風速・吹走距離・吹続時間と風浪の発達との関係については多くの検討があり、代表的なものとして Bretschneiderによる計算図表¹²⁾がある。この計算図表に、ここで対象としているようなケースの一般的な値を想定して風浪の周期を求めてみると、2~4秒の結果が得られる。

以上のことから、風速数m/s程度の風によって励起される風浪の一般的な周期は2ないし4秒と考えられる。したがって、風を変動要因とする微動の周期と風浪の周期は、「定常波説」における1:2の関係で説明することが可能であり、よって、風を変動要因とする微動の発生源は風浪であると考えられる。

c) 発生域

風浪を発生源とする微動の発生域に関して、以下のような検討を行なった。すなわち、これまで微動との関連性をみる上で基準とした気象庁で測定された風速と、他の気象台で測定された風速との相関を求め、その相関に基づいて発生域の検討を行なった。検討した地点と結果を図-17に示す。これによると、東京湾を囲む横浜と千葉は、時期にかかわらず高い相関を示している。したがって、風を変動要因とする周期1秒から2秒の微動の発生域は東京湾であると推察される。

一方、図-18は風を変動要因とする微動の卓越周期における軌跡の長軸方向の頻度分布を示す。これによると、比較的強い方向性があり、頻度の高い方向は大岡山ではE-W方向、飯田橋ではSE-NW方向、扇島ではNE-SW方向である。ここで内陸部に位置する大岡山と飯田橋に着目してみると、これらの方向はいずれも発生域として推定された東京湾を見込む結果となっている。ここに、風を変動要因とする微動は先の検討結果から一種の脈動と考えられる。脈動はRayleigh波的であることが以前から指摘されている¹³⁾が、上述の指向性と発生域の関係はこのような指摘と調和的である。

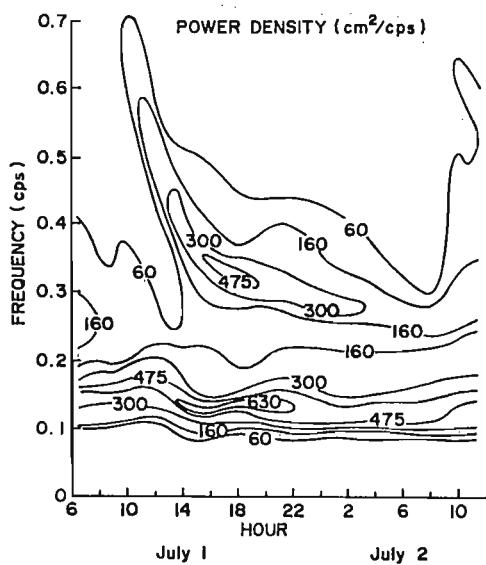


図-16 風浪スペクトルの時間変化
(C. J. Sonu et al. による)

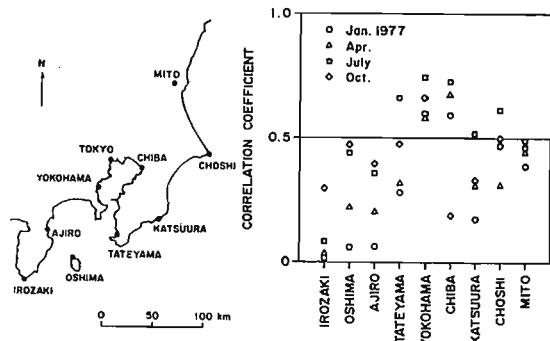


図-17 東京と他の地点における風速の相関

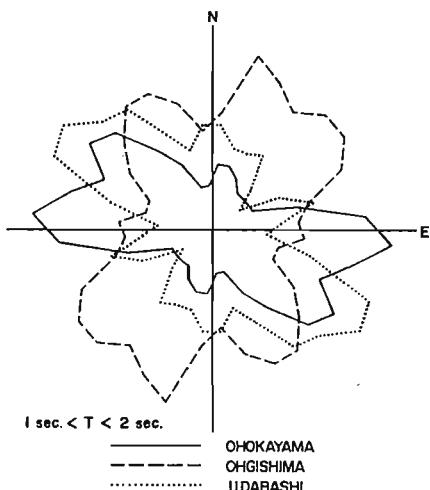


図-18 風を変動要因とする微動の卓越周期における軌跡長軸方向の頻度分布

4. やや長周期微動の上下動・水平動振幅比の重要性

前述したように、気圧変動を変動要因とする周期2秒以上の微動は海洋の波浪を発生源としている。そこで、発生源である海洋の波浪特性がやや長周期微動の性質にどのように反映されているか、検討を行なった。

(1) スペクトル特性

波浪のスペクトルの発達過程¹⁴⁾を図-19に示す。波浪スペクトルの発達過程における特徴として、卓越周期が時間とともに長くなること、また卓越周期より長い周期領域で変化が大きいことが指摘されている。

一方、気圧変動が大きい時期の微動スペクトルの時間変化の一例を図-20に示す。これによると、2秒以上の周期領域におけるスペクトルの形状および時間変化は、上述の波浪スペクトルのそれとよく類似しており、発生源の特性が強く反映されていることを示している。また、各時刻において現われる卓越周期は、図-11において示したように、発生源である波浪の卓越周期を反映したものである。

したがって、やや長周期微動のスペクトルから地盤の卓越周期を検出するためには、細心の注意が必要であると考えられる。

(2) 上下動・水平動振幅比

やや長周期微動の上下動・水平動振幅比の検討結果として、神奈川県川崎市浮島の例を図-21に示す。図中、●は気圧が低い時期における振幅比を、○は気圧が高く気象状態の良好な期間中の卓越周期における振幅比を表わす。これによると、いずれの結果も周期に対して同様な系統的变化を示しており、気象状態にはほとんどよらない結果となっている。

また、観測期間中の各周期における振幅比の頻度を図-22に示す。図中、数字が頻度を表わす。各周期において高い頻度を示す振幅比は、周期に対して系統的な变化を示し、この結果は上述の結果とほぼ一致している。

以上、一例を示したが、上下動・水平動振幅比のこのような比較的安定した性質は他の観測地点においても同様に認められている。したがって、上下動・水平動振幅比は、前述のスペクトル振幅とは異なり、発生源の特性に関係しない、言い換えれば、地盤構造を反映した量であると考えられる。

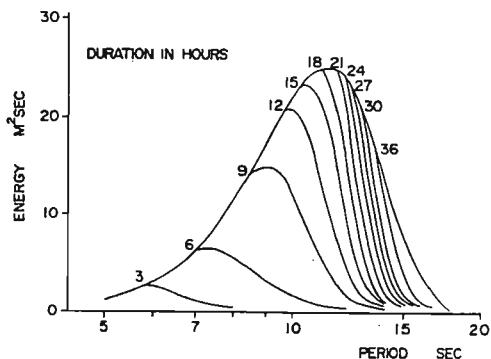


図-19 波浪スペクトルの発達過程（井上による）

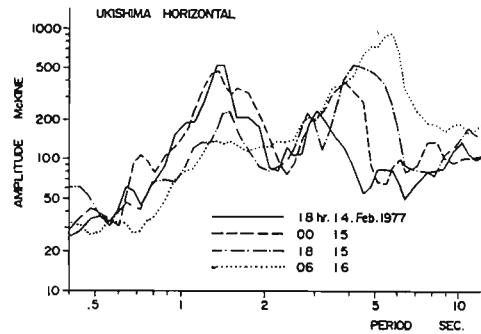


図-20 微動スペクトルの時間変化

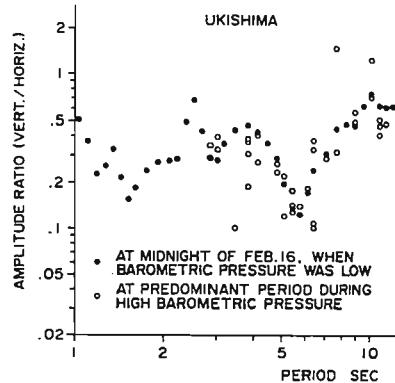


図-21 やや長周期微動の上下動・水平動振幅比

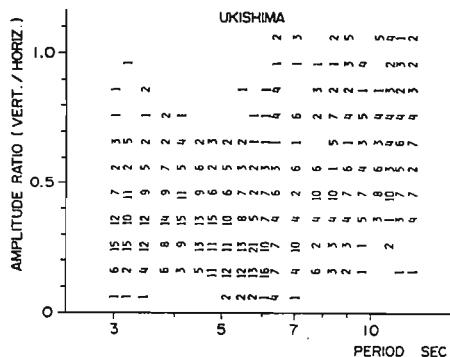


図-22 やや長周期微動の上下動・水平動振幅比の頻度

5. やや長周期微動を構成する波動

前述の結果を受けて、上下動・水平動振幅比をもとに、やや長周期微動を構成する波動について検討を行なった。検討に用いた資料は、爆破実験による地下深部探査によって地下深部の地盤構造が推定されている遠州灘沿岸地域¹⁵⁾で得られたものである。

微動観測地点と遠州灘沿岸地域の地下深部構造を図-23に示す。観測地点は、御前崎、浜岡、大須賀、竜洋、および浜松の5地点であり、浜岡を固定点、他の地点を移動観測点として同時比較観測を実施した。各観測地点におけるS波速度2.81km/sの層の上面深さは浜松1.4km、御前崎2.7km、竜洋2.8km、浜岡3.35km、大須賀4.3kmである。

浜岡と大須賀において同時刻に観測された微動のスペクトル比較を、一例として図-24に示す。これによると、両地点におけるスペクトルの形状および卓越周期には大きな差異はみられず、発生源の特性が強く反映されていることが判かる。

一方、微動の上下動・水平動振幅比の比較例として地盤構造が最も異なる浜松と大須賀における例を図-25に示す。図中、○が観測値を表わす。これによると、振幅比にバラツキはあるが、両地点それぞれに特有な分布を示している。

Rayleigh波の上下動と水平動の振幅比は、周知のように、地盤構造に依存して周期に対し系統的に変化する。そこで、観測地点の地盤構造からRayleigh波の上下動・水平動振幅比を計算し、観測値との比較を行なった。理論値は図-25において実線および破線で示されている。理論値と観測値の整合性は十分ではないが、

理論値は観測値の特徴をよく説明している。したがって、やや長周期微動は主としてRayleigh波からなると考えられる。

図-26は、大須賀を例にとって、基盤の設定深さを変えた場合の理論値と観測値の整合性を調べたものである。これによると、理論値計算上の基盤を浅くするほど、観測値との整合性は悪くなる傾向にある。したがって、やや長周期微動を構成するRayleigh波は、S波速度3km/sに相当する層に至るまでの地盤構造に基因するものであると考えられる。

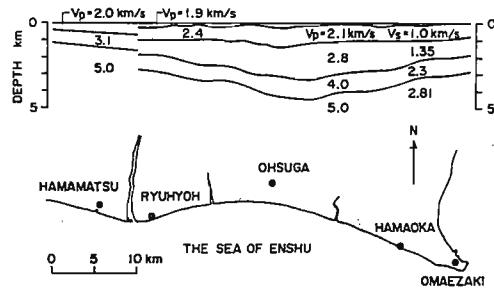


図-23 遠州灘沿岸地域の地盤構造と微動観測地点

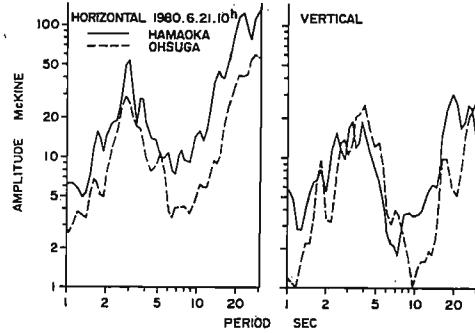


図-24 異なる地点の微動スペクトル比較

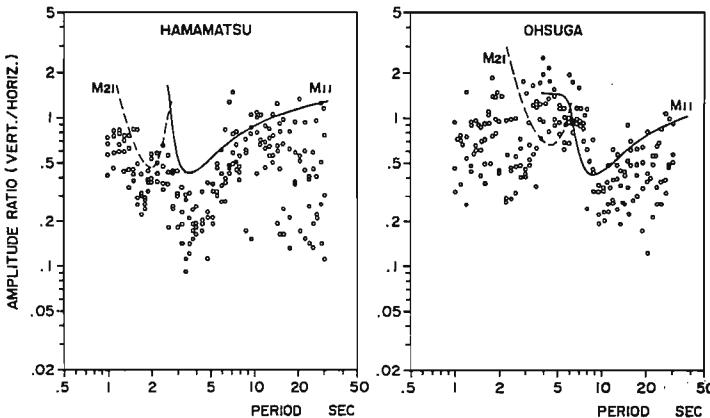


図-25 上下動・水平動振幅比の観測値と理論値の比較

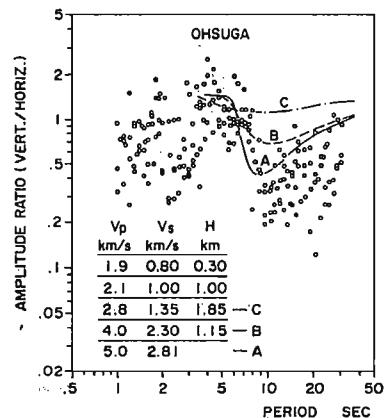


図-26 上下動・水平動振幅比の観測値と基盤深さを変えた理論値の比較

6. やや長周期微動の上下動・水平動振幅比による地下深部地盤構造の推定

東京首都圏では1975年に地下深部の地盤構造を解明するために、夢の島における爆破実験が開始された。その後、実験は、夢の島以外の爆破点も追加され、現在では図-27に示すように広範囲に及んでいる¹⁶⁾。しかし、これらの実験によって東京首都圏の地下深部の概要は把握されたものの、まだ層構造の決定精度等の問題が残されている。

一方、以上の検討において、やや長周期微動は基本的に地下深部の地盤構造に基因するRayleigh波であること、よって、やや長周期微動の上下動・水平動振幅比は地下深部の地盤構造を反映するものであることを示した。

以上のことと踏まえて、ここでは、やや長周期微動から求められるRayleigh波の上下動・水平動振幅比、および爆破実験から得られるタイムターム（表層地盤による走時の遅れ時間）を利用し、地下深部の地盤構造の推定を試みた。

(1) Rayleigh波の上下動・水平動振幅比と地盤構造との関係

Rayleigh波の上下動・水平動振幅比と地盤構造との関係を検討するために、夢の島で求められている3層の地下深部地盤構造¹⁷⁾を図-28に示すようにモデル化して一般化した。図中のD, kがパラメータであり、Dは地震基盤の深さ、kは第1層層厚の地震基盤の深さに対する比を表わす。

このように地盤構造をモデル化した場合、k値を固定すると、Rayleigh波の上下動・水平動振幅比スペクトルは、理論的に、D値によらず相似形となり、周期関係はD値に比例する。したがって、例えばD=1.0 kmの場合の振幅比スペクトルの性状を理解すれば、任意のD値における振幅比スペクトルを把握することが可能である。そこで、D=1.0kmと固定し、k値を種々変えて振幅比スペクトルの性質を調べた。

図-29に一例としてk=0.6とした場合の振幅比スペクトルを示す。ここでは、各モードにおいて振幅比が極小となる性状が理解できる周期範囲の振幅比スペクトルを示した。ここに示されるように、一般的に、振幅比スペクトルには振幅比が極小となる明瞭な谷が現われる特徴がある。

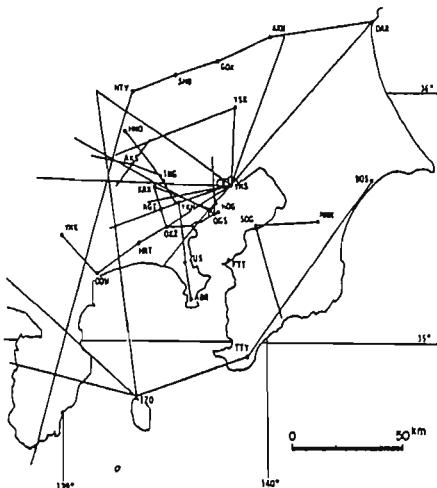


図-27 関東地方における既往の爆破実験の発破点と測線（瀬尾による）

V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (t/m^3)	DEPTH
1.8	0.68	1.9	0
2.8	1.5	2.2	$k \times D$
5.6	3.0	2.5	D

D: DEPTH OF THE SEISMIC BEDROCK
k: RATIO OF THE THICKNESS OF THE 1st LAYER AGAINST THE DEPTH OF THE SEISMIC BEDROCK

図-28 地下深部構造のモデル化

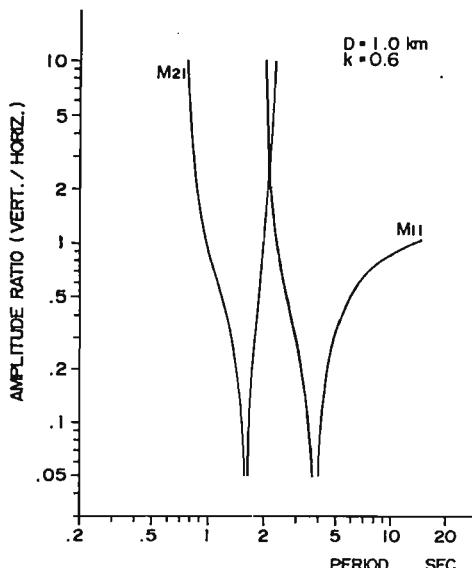


図-29 Rayleigh波の上下動・水平動振幅比

図-30は振幅比が極小となる周期とk値との関係を示す。これによると、基本モード(M_{11})の振幅比極小周期はk値とともに増大し、k値に鋭敏に反応している。このことは、振幅比極小周期が地盤構造を推定する重要な手掛かりになることを示している。

(2) 地盤構造の推定方法

Rayleigh波基本モードの上下動・水平動振幅比の極小周期およびP波のタイムタームが与えられた場合、図-28に示した地盤モデルを例にとると、以下のようにして地盤構造が求められる。

すなわち、与えられた振幅比極小周期を、図-30に示した振幅比極小周期で割算した値が与えられた振幅比極小周期を満足するDとなる。よって、Dはkをパラメータとした関数として求められる。

一方、タイムターム、eは一般的に次のように表現される。

$$e = \sum H_i \cdot \cos \theta_i / V_i \quad \because \theta_i = \sin^{-1}(V_i/V_n)$$

ここに、 H_i 、 V_i は第*i*層の層厚および伝播速度、 V_n は基盤の伝播速度である。この式から、図-28の地盤モデルのP波速度構造においては次の関数が得られる。

$$D = e / (0.217k + 0.309)$$

したがって、与条件を満足する地盤構造は、Dとkに関する以上の2つの関数の交点として求められる。

(3) 推定結果

以下に、上述の方法による地盤構造の推定例を示すが、地盤モデルは図-28に示したモデルを基本とし、最下層のP波速度については対象地点近傍の地下深部探査結果を参考にして修正した。

a) 神奈川県川崎市浮島の例

浮島における上下動・水平動振幅比の極小周期は、5.8秒と求まった(図-32参照)。一方タイムタームは、瀬尾・小林による地下深部探査結果¹⁸⁾を参考に基盤 $V_p=5.1\text{km/s}$ 、 5.3km/s 、 5.6km/s の3種類を想定し、それぞれに対して0.95秒、1.1秒、1.2秒と求まった。

図-31にD-kの関係図を示す。図中、実線は振幅比極小周期から、破線はタイムタームから求めたものである。これによると、 $V_p=5.1\text{km/s}$ の場合 $D \approx 2.5\text{km}$ 、 $k \approx 0.35$ 、 $V_p=5.3\text{km/s}$ の場合 $D \approx 2.9\text{km}$ 、 $k \approx 0.32$ と推定された。一方、 $V_p=5.6\text{km/s}$ の場合は交点がなく、 $V_p=5.6\text{km/s}$ の想定が適切ではないことを示している。

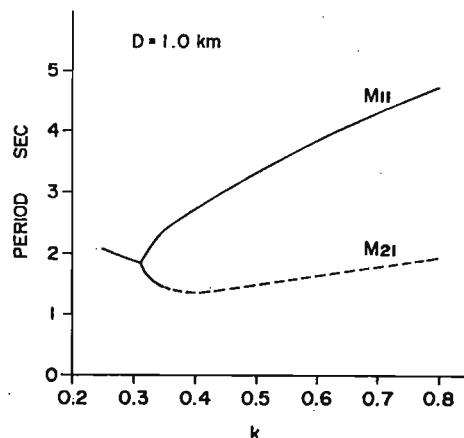


図-30 Rayleigh波の上下動・水平動振幅比の極小周期とk値との関係

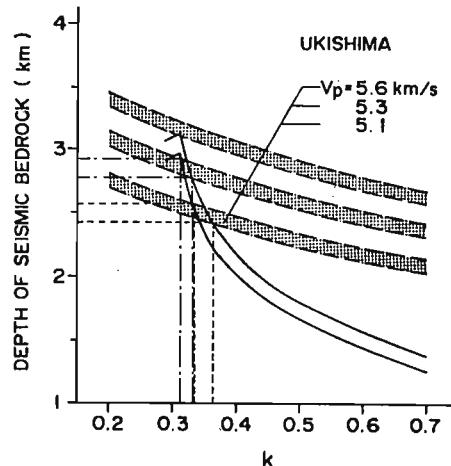


図-31 D-k の関係図

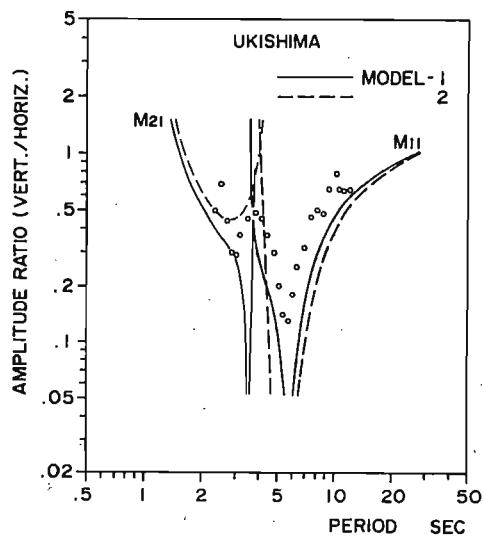


図-32 上下動・水平動振幅比の観測値と理論値の比較

図-32に上下動・水平動振幅比の観測値および推定された地盤構造から計算された理論値の比較を示す。ここに、モデル1は $V_p=5.1\text{km/s}$ とした場合、モデル2は $V_p=5.3\text{km/s}$ とした場合の理論値を示すが、モデル1の方が観測値との整合性がよい。したがって、浮島周辺の基盤のP波速度として、 5.1km/s の方がより適切であると考えられる。この結果は瀬尾・小林による指摘¹⁸⁾と調和的である。

b) 東京都目黒区大岡山の例

大岡山における上下動・水平動振幅比の極小周期は、6.0秒と求まった(図-34参照)。一方、タイムタームは、鶴・他による地下深部探査結果¹⁹⁾を参考に基盤 $V_p=5.3\text{km/s}$ を想定し、1.1秒と求まった。

図-33にD-kの関係図を示す。これにより、 $D \approx 2.9\text{km}$, $k \approx 0.33$ と推定された。

図-34に上下動・水平動振幅比の観測値および推定された地盤構造から計算された理論値の比較を示す。理論値は観測値を比較的よく説明している。

以上の如く、やや長周期微動から得られるRayleigh波の上下動・水平動振幅比の極小周期および爆破実験から得られるタイムタームを利用して推定された地盤構造から計算される上下動・水平動振幅比の理論値は、極小周期だけでなく観測値全般もよく説明している。

(4) 推定された地盤構造の震動特性と地震動特性の比較

1978年2月20日の宮城県沖の地震 [M6.7, H=50km] の際、地盤構造を推定した大岡山、および $V_s \approx 3.0\text{km/s}$ の層(先新第三紀の岩盤)がほぼ露頭している東京都浅川において観測記象が得られている。そこで、両観測記象を用いて大岡山における地盤震動特性の特徴を抽出し、推定された地盤構造から計算される震動特性と比較を行なった。

図-35に浅川に対する大岡山の速度応答スペクトル比および推定された地盤構造から計算されたSH波の增幅特性の比較を示す。図中、実線はSH波の增幅特性、破線は速度応答スペクトル比を示す。これによると、観測記象から求められた速度応答スペクトル比のレベルをSH波の增幅特性で十分に説明することはできないが、速度応答スペクトル比の特徴的なピークに対応する周期はSH波の增幅特性とよい一致を示している。

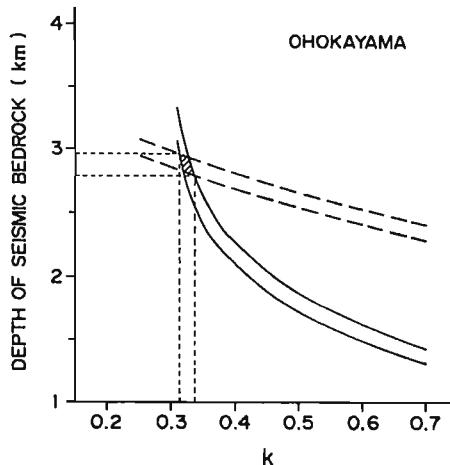


図-33 D-kの関係図

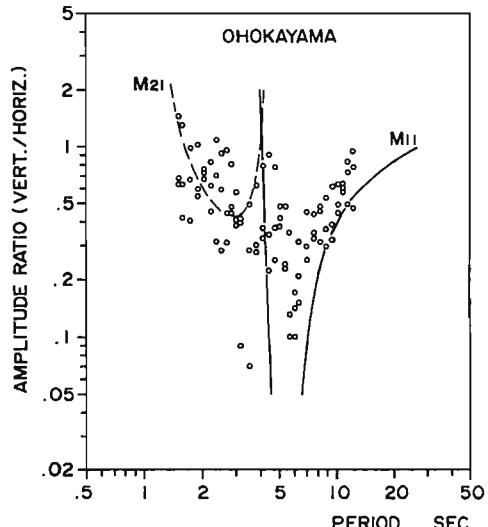


図-34 上下動・水平動振幅比の観測値と理論値の比較

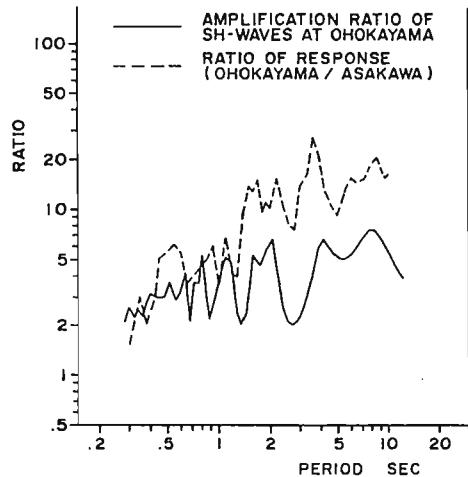


図-35 応答スペクトル比とSH波増幅特性の比較

図-36は、速度応答スペクトル比および推定された地盤構造から計算されたLove波の群速度曲線の比較を示す。振幅の卓越が予想される群速度が極小となる周期と速度応答スペクトル比のピークに対応する周期はよい一致を示している。

したがって、観測記録の波動的性質についてはさらに検討の要はあるが、以上の比較結果は、推定された地盤構造の妥当性を示していると考えられる。

7. おわりに

以上、周期1秒以上のやや長周期微動の基礎的性質に関する検討結果、および、その性質を利用した地下深部の地盤構造の推定例を示した。ここに、やや長周期微動の工学的利用の観点から、以上の結果を整理すると、以下の如くである。

- ①微動の発生源は3種類存在し、周期1秒以下の微動はいわゆる金井の常時微動で交通機関や工場機械などの人工的な震動源、周期1秒から2秒の微動は風によって励起される局地的な海洋波浪（風浪）、周期2秒以上の微動は広域の気象条件によって励起される海洋波浪（うねり）を発生源としている。
 - ②周期1秒以上の微動のスペクトル形状および卓越周期は発生源の特性を強く反映しており、その取り扱いには注意を要する。
 - ③やや長周期微動は基本的に地殻の最上層（地震基盤）に至る深部の地盤構造に基づくRayleigh波であり、よって、その上下動・水平動振幅比は地下深部の地盤構造を反映するものである。したがって、やや長周期微動の上下動・水平動振幅比は、本論において例を示したように、地下構造推定に利用可能である。よって、やや長周期微動を工学的に利用する上で特にその波動的特性は重要であり、これに関連して従来の解析・観測方法は再検討の必要があると考えられる。
- 大学在学中、本研究を遂行するにあたり、小林啓美先生（現東京工業大学名誉教授）には終始ご指導を頂きました。記して深謝の意を表します。

参考文献

- 1) 小林喜久二：やや長周期微動による深い地盤構造の推定に関する研究、東京工業大学博士論文、1981
- 2) 小林啓美他：常時微動の安定性について、第14回自然災害科学総合シンポジウム、347-350、1977
- 3) Kanai, K. and T. Tanaka: On Microtremors VIII, Bull. Earthq. Res. Inst., 39, 97-114, 1961

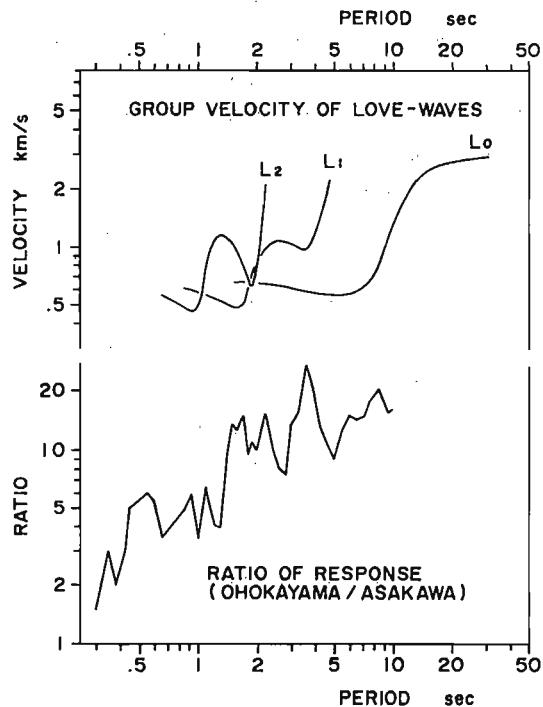


図-36 応答スペクトル比とLove波群速度曲線の比較

- 4) 和達清夫監修：「増補 気象の事典」、東京堂
- 5) 気象庁：脈動観測報告、震震時報、別冊、21, 27-155, 1956
- 6) Longuet-Higgins, M. S.: A Theory of the Origin of Microseisms, Phil. Trans. Roy. Soc., A, 243, 1-35, 1950
- 7) 池上良平：脈動（日本の地震学の概観），地震II，20記念号，174-177, 1967
- 8) 国立防災科学技術センター：平塚沖波浪観測資料(2)，防災科学技術研究資料、47, 1980
- 9) 池上良平：小金井における脈動観測結果について(I), 地震II, 17, 68-88, 1964
- 10) 岡内 功他：「耐風構造」、丸善
- 11) C. J. Sonu et al: Sea Breeze and Coastal Processes, EOS Trans., Am. Geophys. Union, 54, 820-833, 1973
- 12) Bretschneider, C. L.: Forecasting Relations for Wave Generation, Look Lab. Hawaii, 1(3), 31-41, 1970
- 13) 池上良平：小金井における脈動観測結果について(III), 地震II, 18, 245-254, 1965
- 14) 柴田淑次：「新訂 海上気象と天気図」、海文堂, 286-296
- 15) 小林啓美・瀬尾和大：人工地震による東海地方の地下深部探査について、第17回自然災害科学総合シンポジウム、609-612, 1980
- 16) 瀬尾和大：深い地盤の震動特性を探る、第13回地盤震動シンポジウム、27-34, 1985
- 17) 鳩悦三他：東京の基盤構造その2、地震研究所彙報, 51, 45-61, 1976
- 18) 瀬尾和大・小林啓美：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査、地震II, 33, 23-36, 1980
- 19) 鳩悦三他：東京の基盤構造その3、地震研究所彙報, 53, 305-318, 1978

やや長周期微動による深層地盤特性探索の問題

鏡味洋史

1. はじめに

やや長周期の微動観測を通じて深層地盤の動的な特性を探索しようという研究は、1970年代から活発に行なわれるようになり、各地で観測が行なわれ成果が報告されている。それらは、深い地盤に起因する卓越周期が明確に求められる場合のほか、卓越周期の空間的な変化は明瞭でなく振幅の変化のみ指摘できる場合、観測結果から地盤構造との明瞭な関係を見いだせない場合など、得られる結果はさまざまである。これを反映してか、やや長周期微動の利用可能性については積極的な意見から懐疑的な意見まであるのが現状であろう。やや長周期微動による深層地盤の探索の可能性について、今一度整理し考えてみたい。

本論では、既往の研究成果をもとに問題点を整理することから始める。次いで深層地盤特性の探索が微動でどの程度可能かを考えるために、深さ数kmのオーダーで速度構造の既知の地点での微動観測例から考察を加えてみる。微動観測を通じて、既知の卓越周期の推定は可能か、できないとすれば観測上の問題点・条件は、それを克服する改善の方向は、等々についても考察してみる。

2. 既往の成果と問題点

やや長周期の微動観測の歴史・成果については、既にいくつかまとめられたものがある（坂尻・竹内（1976）、鏡味（1988）[本資料集に再録]など）。ここでは、深い地盤の探索という観点から、卓越周期が検出できた場合、できない場合に大別し、観測地点の条件との関係で整理してみる。

（1）地盤構造に対応する卓越周期の系統変化が検出された場合

まず、八戸での例を上げることができる。この観測は1968年十勝沖地震の際八戸港湾に設置してあったSMAC型強震計記録に2.5秒の顕著な卓越がみられ、これと深い地盤との係わりを解明する目的で行なわれた。基盤の露頭を出発点とし強震観測点を通過する測線上で観測が行なわれ図1に示すような卓越周期（0.2-2.5秒）の基盤までの深さ（0-450m）に対応する系統的な変化を得ている（坂尻・他（1974）、成瀬・他（1974））。

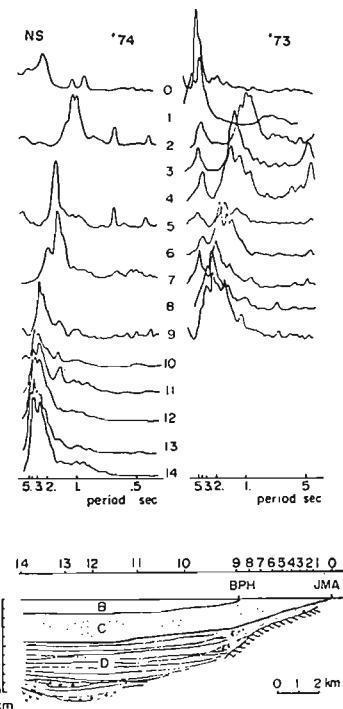


図1 八戸における微動のスペクトルの測線上の変化（成瀬・他（1976）による）

青森についても図2に示すような卓越周期の変化を得ている(鏡味・他(1976))。個々のスペクトルの卓越周期は八戸の場合と比べるとやや不明瞭であるが、測線上で比較することで系統的な変化を読み取ることができる。基盤までの深さは700m程度である。

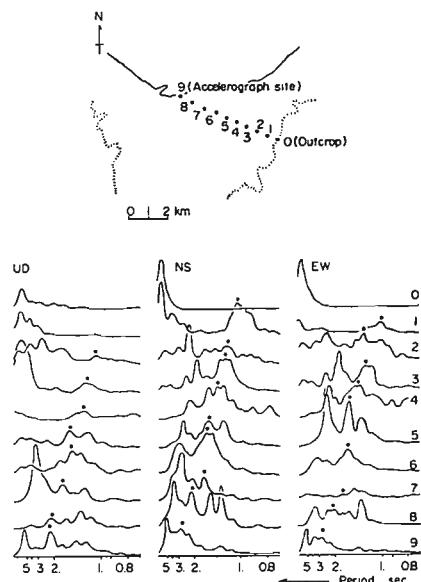


図2 青森における微動のスペクトルの測線上の変化(鏡味・他(1976)による)

濃尾平野については、多賀・他(1983)は図3に示すような卓越周期の変化を求めていている。基盤までの深さは2kmであり、全観測点に共通して表れる5秒付近の卓越周期とは別に1.5-5秒に系統的に変化する卓越周期がみられ基盤までの深さとのよい対応を指摘している。基盤までの深さが数100mを越えると2つの卓越周期は重なりあい、深い地盤を反映する卓越周期を識別するのが難しくなっている。成瀬らも同様の結果を得ている(成瀬・他(1984))。

メキシコ市については小林らによって1985年の地震の直後、市内95箇所において微動の観測が行なわれ卓越周期の分布図(図4)が作成されている(小林・翠川(1986))。卓越周期は1秒から4秒まで系統的に変化している。これを深さ60m程度の浅い構造との対比で説明し、浅い構造を対象としたいわゆる金井の常時微動と同じ性質を示しているとしている。

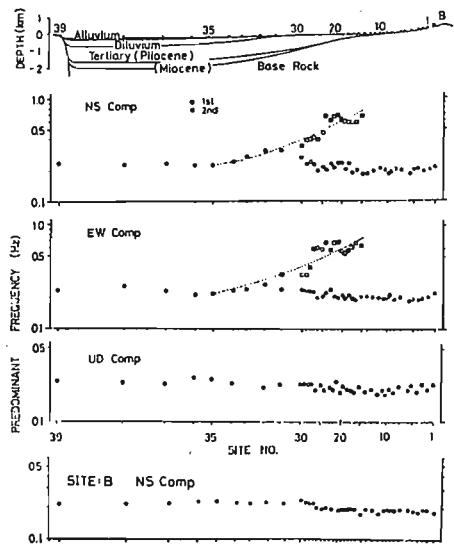


図3 濃尾平野における微動の卓越振動数の測線上の変化(多賀・他(1983)による)

る。その根拠の一つに微動の振幅の日夜の変化が大きく、交通ノイズなど人間の活動と密接な関係が存在することを指摘している。しかし、メキシコ盆地の基盤までの深さは1km程度と推定されており、この層までをモデル化した解析もいろいろ行なわれている(太田(外)(1986)、川瀬(1986)、源栄・他(1986)など)。これらの解析の場合1次の卓越周期はいずれも4秒程度となっている。微動で得られた系統的に変化する卓越周期が表層のみを反映したものであるとすれば、厚さ1km程度の層全体を反映した微動はどのようであるかは未解決となる。この点を解決するためにはやはり深層地盤の地震探査を通じての構造の把握が先決となろう。図5はJ. Lermo et al. (1988)が強震観測点SCT1の近傍で24時間の微動のスペクトル変化を示したものである。3Hz以上の短周期では日夜の変化が大きく前述の微動が人工的ノイズを震度源とするものであることを示している。しかし、同図の長周期の側では日変化がほとんどないわゆるやや長周期の性質を示している。この周期範囲の微動については議論の余地があろう。

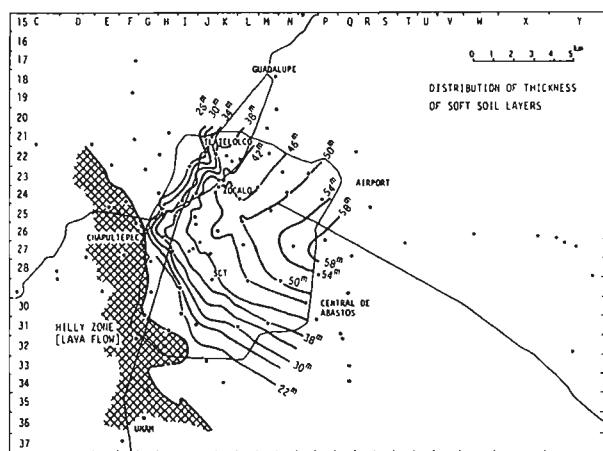
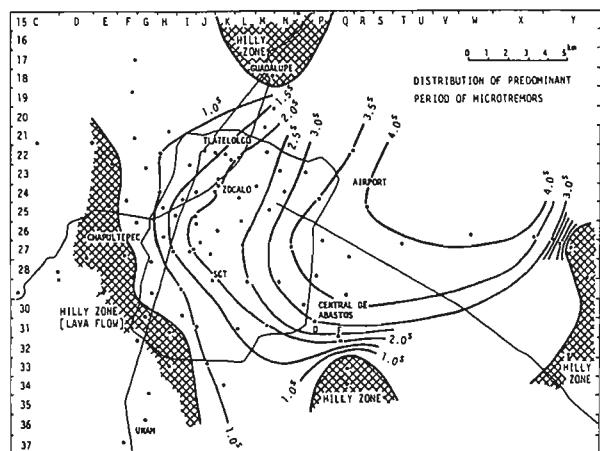


図4 メキシコ市における微動の卓越周期の分布
(小林・翠川(1986)による)

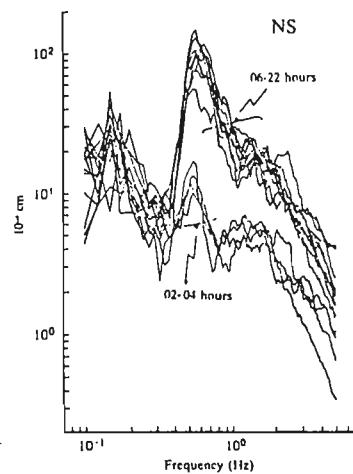


図5 メキシコ市における微動のスペクトルの24時間変化
(Lermo et al. (1988)による)

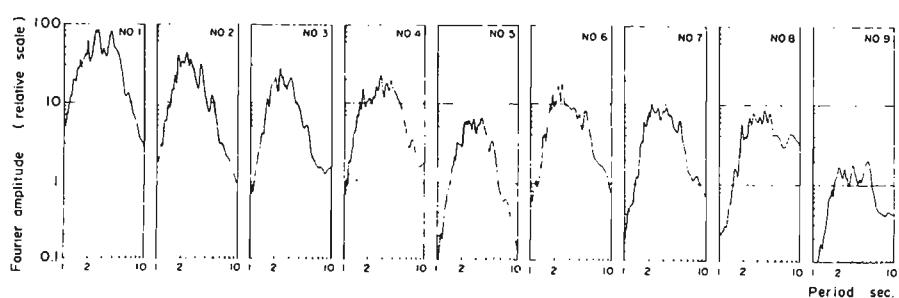
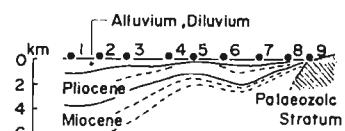
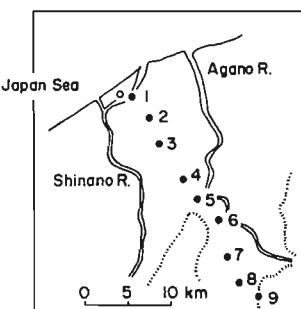


図6 新潟平野における微動のスペクトルの比較
(Kagami et al. (1982)による)

(2) 卓越周期の変化が見いだせず、深層構造に対応する振幅変化のみの検出できる場合　八戸・青森での経験をもとに新潟平野をモデル地区として筆者は観測を進めた。図6は基盤の露頭から堆積層の厚い地盤までの測線上のスペクトルを並べて示したものである(Kagami et al. (1982))。この場合、全体に良く似たスペクトル形状を示し系統的に変化する卓越周期を見いだすことができない。これは、地盤・基盤の速度のコントラストが余り大きくなことが原因し、入力スペクトルの特性が地盤の特性に比べて顕著に表れた結果と考えられる。しかし、スペクトル振幅の変化は数10倍と大きくかつ堆積層の層厚を良く反映したものとなっている。したがって、微動のスペクトル振幅の空間的な変化から深層地盤構造の概略を知ることができる。新潟平野については、佐間野・山崎(1986)も同様の微動観測を行ない、基盤に対するスペクトル比をとっても特定の周期でのピークがみられずフラットになりレベルの違いしか表れず、それが堆積層の深さと良い対応を示すとしている。

このようなケースは、石狩平野(成瀬・他(1986))やロスアンジェルス(Kagami et al. (1982))サンフェルナンド盆地(Kagami et al. (1986))でもみられる。これらのフィールドに共通している点は、いずれも堆積層が数kmと厚く、基盤と地盤のコントラストが小さくかつ速度構造が深さに対して漸増している地盤である。

(3) はっきりした結論の得られない場合

観測はしたもの明瞭な関係が見いだされないまま放置されている事例は、筆者の経験からも少なくないと推察するが、積極的に論文として発表されることはずないので実態は把握しにくい。

3. 岩槻深層地震観測井での観測事例よりの考察

深い地盤構造がS波検層によって既知である、埼玉県岩槻市の国立防災科学技術センター岩槻地殻活動観測井での微動観測を例に考察してみる。これは、筆者が10年前に観測を行なったものであるが、前述の(3)に属することから特にまとめていなかったものである。しかし、今回の問題を考える上でこれを見直すことは有意義であろうとの考えから改めて古い記録を持ちだしたものである。

3.1. 観測点の概要

まず、観測地点の概要であるが、観測点位置図を図7に示す。図中に示した下総、府中とともに首都圏の地震活動を監視する目的の深層観測井が設けられている地点である。ここではS波の検層が実施されており、深さ3,500mに至る速度構造が求められている(太田・他(1977))。図8にSH波の鉛直入射による增幅特性を示す。この図から、卓越周期はそれぞれ7.5、3.8、2.4秒と読み取れる。図9は木下が孔底(3,510m)と地表の地震記録より求めた伝達特性でこれより減衰常数の推定を行なっている(木下(1983))。解析的に求めた伝達関数とよい一致を示しており地表で観測される地震動には深い地盤の特性が表れることを示している。この関係は微動の場合も成り立つことが期待される。

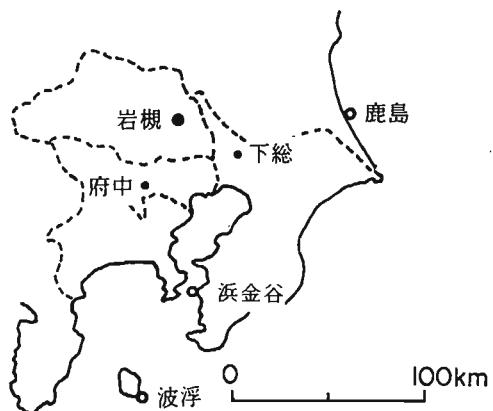


図7 微動の観測点(埼玉県岩槻)と波浪の観測点の位置

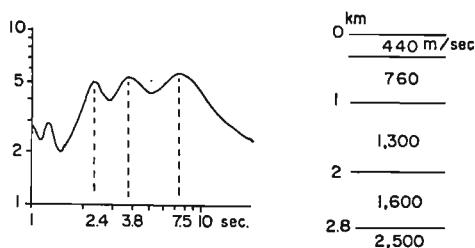


図8 岩槻のS波速度構造とSH波の伝達特性

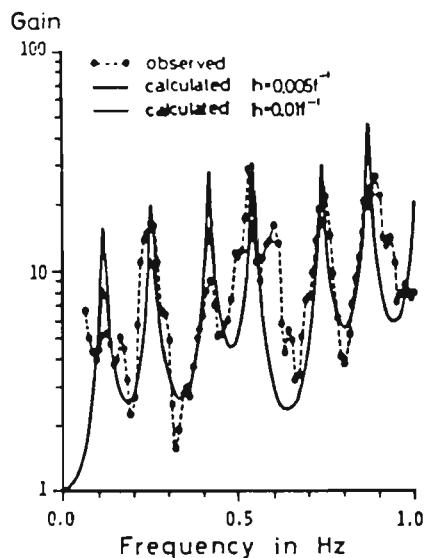


図9 岩槻におけるSH波の伝達関数と地震観測との比較（木下(1983)による）

3.2. 観測方法

観測は、岩槻地殻活動観測所の観測室の片隅を借用して行なった。換震器は小型長周期地震計（PELS-73）3成分を用い、固有周期は期待される卓越周期が8秒前後であることから10秒にセットした

。短周期成分での飽和を防ぐためRCフィルターを増幅器の前後に1秒以下の短周期の成分をカットしている。記録器はカセットタイプの4チャンネルデータレコーダ（TEAC R70）を用いた。増幅器の倍率は500倍程度とし、レコーダの空チャンネル（4Ch）にEW成分の感度を1/10に絞った信号を分岐させ記録し、長期間における振幅の大きな変化に対して飽和することのないよう配慮した。観測は1日1回（午前2時）タイマーで記録器の電源を入／切することで15分間自動記録し、3日に1回テープを交換することにした。観測期間は1977年8月13日より同10月15日までのおよそ2ヶ月であり、台風の到来シーズンを狙って設定した。

3.3. スペクトル解析

得られた記録はプレーバックの後スペクトル解析を行なった。設置場所が建物内でありかつ短周期成分をカットしているためノイズの少ない良好な記録が得られた。サンプリングは160msec間隔で2048サンプル、約6分間を解析区間とした。スペクトルの例を図10に示す。図11は微動の振幅が大きい期間のスペクトルと小さい期間のものを比較したものである。両者のスペクトルとも約4秒付近に顕著なピークが見られる。卓越周期について細かくみると振幅の大きい場合の方が若干長めになっている。2つの期間でスペクトル振幅には10倍以上の開きがあるが、毎日の変化はあまり大きくなくスペクトル変化に連続性が見られることが分かる。つぎに、スペクトルの変化を観測の全期間について見てみる。図12はランニングスペクトル的に全期間を表現したもので10dbごとのコンターで示す。点線で示した部分は欠測である。第1ピークの周期を図中に点で示し、これらの頻度分布を下部に示す。上下動は水平動に比べてやや短い周期がピークになっている。水平動については、2ないし5秒の間で変化しており、振幅の大きい場合に周期も長くなっているのが読み取れる。以上のように、スペクトルには4秒付近の卓越は顕著に表れるものの、地盤構造から期待される8秒付近には有意なピークは見られない。4秒付近のピークは地盤構造から推定される2次の卓越周期と対応している。

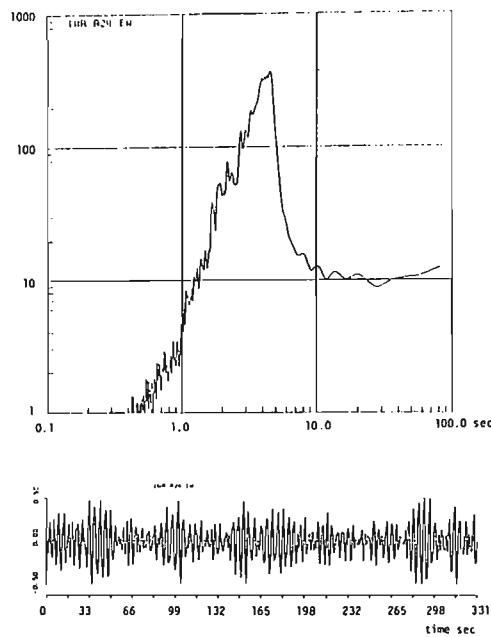


図10 岩槻における微動の波形とスペクトルの例
(1977. 8. 24)

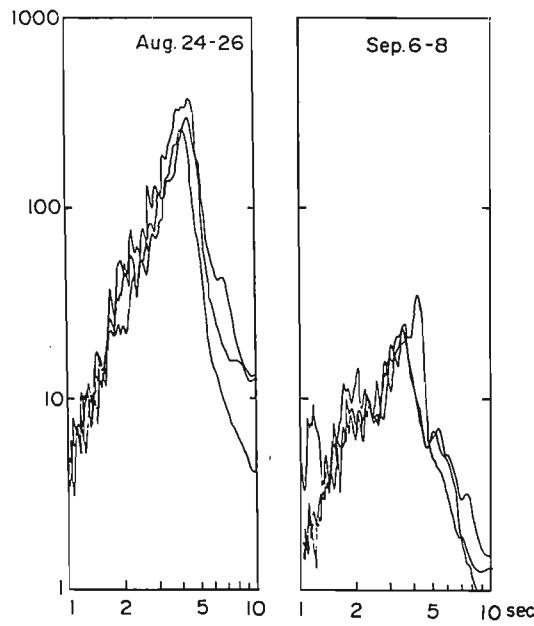


図11 岩場における微動のスペクトルの比較

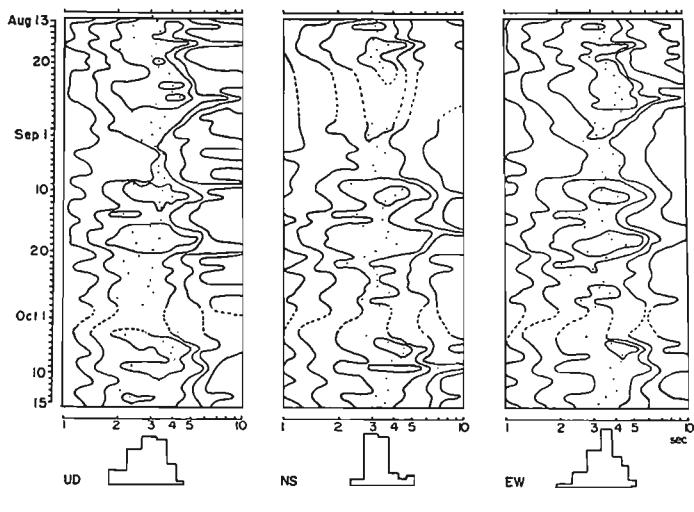


図12 岩観における全観測期間の微動のスペクトルの変化

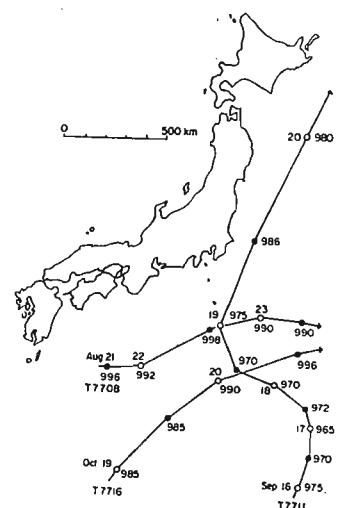


図13 岩槻における微動の観測期間中の台風の経路

3.4. 波浪との比較

次に、これら微動の結果を観測期間中の気象条件と比較してみる。図13は期間中の3つの台風の進路図を示したものであり、○は午前9時、●は午後9時の中心の位置を示し数字で中心示度を示す。3つの中でも11号が関東地方に一番接近している。岩槻を取り巻く関東地方の波浪の観測点は茨城県鹿島港・千葉県浜金谷・大島波浮港（図7参照）があり、それらの観測点の資料を運輸省港湾技術研究所資料（1979）より読み取り微動の振幅の消長と比較し図14に示す。上段は微動のスペクトルの最大振幅を成分ごとにプロットしたものである。UD成分がやや振幅が小さいが3成分とも非常に良く似た消長を示す。

下段に波浪の波高を示す。台風及び低気圧の通過時も示してある。外洋に面している鹿島と波浮は直線距離で150km程度離れているが非常に良く似た消長を示している。これに対して東京湾に面する浜金谷では、波高も低く外洋とはやや異なった消長を示している。微動の消長と比較してみると外洋の鹿島・波浮の消長との方が相関が高いようである。このことから微動の振幅の消長は内湾よりは波高の高い外洋の影響を大きく受けていると言えよう。また、微動と波浪の関係をみる場合微動の観測点に至近でなくとも外洋であればある程度離れた場所での波浪の記録でも十分であることを示している。

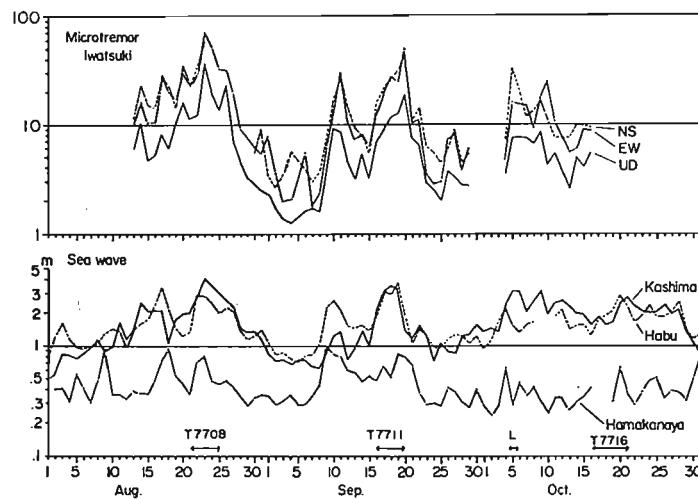


図14 岩槻における微動のスペクトル振幅と波浪
観測点での波高の日変化

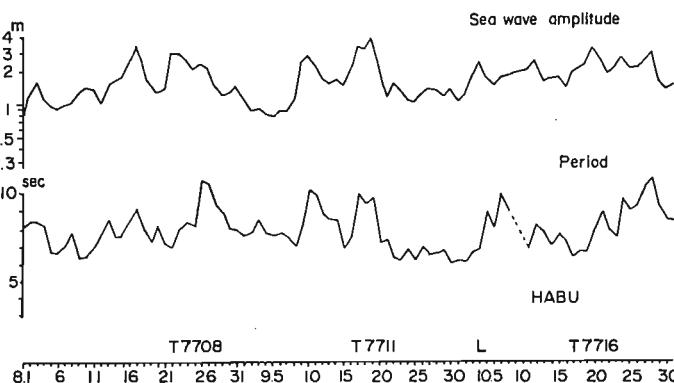


図15 波浮港における波浪の波高と周期の日変化

次に、波浪の周期との比較を行なってみる。図15は波浮における1/3有義波の振幅と周期の消長を示したものである。周期についても振幅と同じく台風の接近に関連して消長を示しており、6-10秒の範囲で変化している。微動（脈動）の卓越周期が外洋の波浪の周期の1/2に対応するというLonguet Higgins(1955)の関係を用いて、波浪の周期から微動の周期変化を求めるとき3-5秒となり、図12に示した卓越周期の頻度分布と対応する。図16はIida and Ohta(1964)が濃尾平野で行なった微動観測によるもので、台風通過時の微動の振幅と卓越周期の消長を示したものである。台風の接近とともに6秒の卓越周期が8ないし9秒に変化していることを示している。岩槻の場合微動の卓越周期の伸びは5.5秒どまりであったが、台風の規模によってはさらに伸びることが期待される。

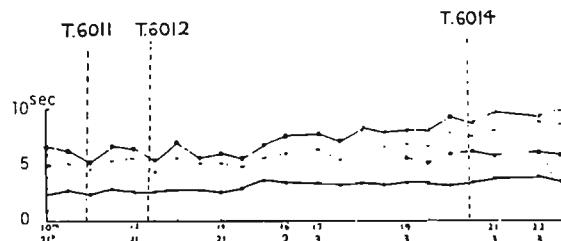


図16 濃尾平野における微動の振幅と周期の台風通過時の変化 (Iida and Ohta(1964)による)

3.5. 地震記録の尾部のスペクトルとの比較

微動観測期間の1977年9月5日の記録には、たまたま地震の尾部と思われる記録が得られた(図17)。地震のカタログと照会すると、八丈島北東沖で発生したM=5.3の地震と考えられる。岩槻での震央距離は約300kmである。記録波形は微動とは一見して異なり、微動の倍程度の周期の波が繰り返している。フーリエスペクトルには7秒の卓越がどの成分にも顕著にみられる。微動にみられた4秒付近のピークもみられる。図18は翌日の微動のスペクトルと比較したものである。周期5秒程度まではほぼ同じスペクトル形状を示している。地震記録について、7秒の卓越を単純に地盤の卓越周期であると断定することは、1点のみの観測であり基盤入力の特性・波

の種別・伝播経路などの議論なしに到底できないが、岩槻の1次の卓越周期である7.4秒となんらかの関係をもつものと考えられる。

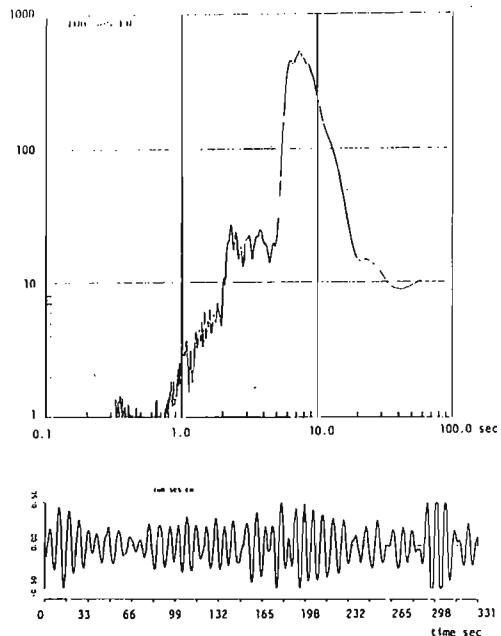


図17 岩槻における微動観測中とらえた地震の尾部のスペクトル(1977.9.5)

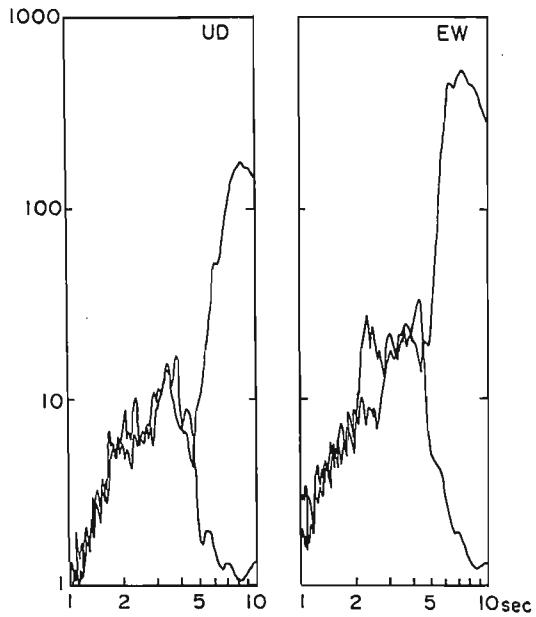


図18 岩槻における微動と地震の尾部のスペクトルの比較

4. やや長周期微動理解のためのモデル

以上述べてきた岩槻での結果とこれまでの各地における観測の経験とを合わせ、やや長周期の微動観測を通じて何が観測され何が抽出できるのかをまとめてみる。まず、微動を理解するための発生・伝播の概念モデルとして図19に示すものを考える。やや長周期の微動のソースを外洋の波浪と考える。基盤の露頭上の観測点では、波浪の卓越周期の $1/2$ の卓越周期をもつスペクトルが得られる。堆積層上の観測点では、これを入力として堆積層の伝達特性を掛け合わせたものが観測される。伝達特性のピークの尖度は基盤と地盤のインピーダンス比による。したがって、コントラストの弱い地盤の場合には、地表で観測されるスペクトルには入力の特性が余り変化しないかたちで表れ、地盤の伝達特性はこれに埋もれ識別し難くなる。特に、入力スペクトルのピークからかけ離れた部分は記録のS/N比の関係から一層識別が困難である。波浪の振幅・周期は気象条件によって変化し、特に台風や低気圧の通過時には大きく変化し周期は長いほうに推移する。このことから、特に長い周期の地盤特性を求める場合には、台風の接近・通過の時期を選んで長期間の観測を行なうべきであろう。岩槻の場合もこのような観点から観測時期を設定している。しかし、岩槻での観測の場合には台風の接近は何度かあったものの波浪の周期の変化は7秒から11秒程度であり、微動の入力スペクトルとして考えた場合5.5秒程度であり、この場合の8秒付近の1次の卓越周期を刺激する迄には至っていないかったといえよう。一方、マグニチュードの比較的大きな地震の場合には震源スペクトルに長い周期成分を含んでおり、これにより長い周期の地盤の卓越周期が地表の記録に表れる。

以上のように微動を理解すると、微動観測による地盤特性の抽出にも自ずから限界があるようと思われる。これまでの経験を踏まえると4秒程度までの地盤の卓越を抽出することは比較的容易であるが、それを越えると急に難しくなる。台風の通過時を狙った観測により入力のスペクトルの長周期の側へのシフトを期待するのも、ひとつの方法であるが実際には難しいようである。

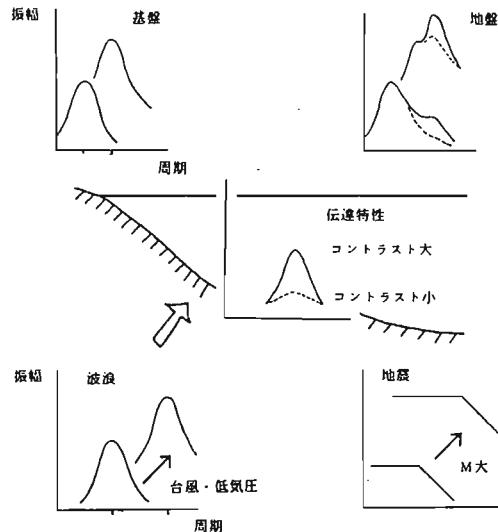


図19 やや長周期微動理解のための概念モデル。

5. むすび

小論では、やや長周期の微動観測による深層地盤探索の問題について、まず既往の成果の整理から始め、深層地盤構造の既知の場所での観測例を見直すことによって考察してみた。

指摘された問題点、微動の深層地盤探索への利用における限界を克服する方向として、当面2つの方向が考えられよう。一つは微動観測の精度を総合的に上げていく方向で、個々の点での観測の精度を向上させるとともに、観測方法すなわち空間的な密度を上げ解析法を工夫することによって、地表で観測されるスペクトルに隠された地盤の情報の検出を進めていく方向である。いま一つは微動のみでなく地震観測を併用することで長い周期成分の情報は補っていくという方向である。この場合マグニチュードがある程度以上大きいことが必要であるが、遠距離のものでも利用可能であることから比較的短期間のうちに必要なデータをとることも可能である。ここでは、独立した1点のみでの観測例を考察したが、長周期微動の観測において、基盤の露頭を出発点とする測線上の多点・同時観測が重要であることは言うまでもない。

岩槻地殻活動観測所での微動観測は国立防災科学技術センターの御理解と協力によって実施することができた。関係各位に謝意を表します。

参考文献

- Kumizi Iida and Yutaka Ohta (1964). A Study of Microseisms Observed in Nagoya and its Vicinity, Journal of Earth Science, Nagoya University, 12, 192-221.
- 鏡味洋史・太田 裕・後藤典俊・塙野計司・工藤一嘉・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗(1976). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(3) - 1968年十勝沖地震のSMAC型強震計記録との比較-, 地震 II, 29, 147-158.
- Hiroshi Kagami, C. Martin Duke, George C. Liang and Yutaka Ohta (1982). Observation of 1- to 5- Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering, Part II: Evaluation of Site Effect upon Seismic Wave Amplification due to Extremely Deep Soil Deposits, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 987-998.
- Hiroshi Kagami, Shigeyuki Okada, Keishi Shiono, Meta Oner, Marijan Dravinska, and Ajit K. Mal (1986). Observation of 1- to 5- Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering, Part III. A Two-dimensional Study of Site Effects in the San Fernando Valley, Bulletin of The Seismological Society of America, 76, 1801-1812.
- 鏡味洋史 (1988). 微動とその工学的利用, 地学雑誌, 97, 409-422.
- 川瀬 博 (1986). 強震地動の時間変動性に着目した不整形地盤解析, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 14, 55-62.
- 木下繁夫 (1983). 表層地盤の減衰特性に関する考察, 土木学会論文報告集, 330, 15-25.
- 小林啓美・翠川三郎 (1986). 常時微動測定によるメキシコ市内の地盤震動特性, 日本地震工学シンポジウム論文集, 7, 355-360.
- J. Lermo, M. Rodriguez and S.K. Singh (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985-Natural Period of Sites in the Valley of Mexico from Microtremor Measurements and Strong Motion Data, Earthquake Spectra, 4, 805-814.
- Longuet-Higgins, M.S., (1950). A Theory of the Origin of Microtremors, Phil. Trans., Roy. Soc. London, A, 243, 1-35.
- 源栄正人・太田外気晴・釜田正毅・喜多村英司 (1986). 1985年メキシコ地震における地震動特性に関する解析的検討, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 14, 121-126.
- 成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗・太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・塙野計司・工藤一嘉・坂尻直巳 (1974). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(2) - 微動の卓越周期と地下構造の関係-, 地震 II, 29, 25-32.
- 成瀬聖慈・吉田厚司・正木和明・鏡味洋史・宮崎雅徳・久保寺章 (1984). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(9) - 濃尾平野の深層地震基盤地形-, 地震 II, 37, 383-395.
- 成瀬聖慈・正木和明・岡田成幸・鏡味洋史・宮崎雅徳・工藤一嘉・竹内文朗・三波俊夫 (1986). 石狩平野におけるやや長周期微動の多点比較観測, 総合研究成果報告書(長周期微動の広域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究), 42-61.
- 太田外気晴 (1986). 工学的立場から-1985年メキシコ地震の被害と地盤振動, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 14, 7-16.
- 太田 裕・後藤典俊・塙野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利 (1977). やや深い構造のS波速度-岩槻3500m 地震観測井における測定とその意義, 地震 II, 30, 415-433.
- 坂尻直巳・成瀬聖慈・竹内文朗・吉川賢一・後藤典俊・太田 裕 (1974). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(1) - 八戸市における予備観測-, 地震 II, 27, 338-351.
- 坂尻直巳・竹内文朗 (1976). 長周期微動, 地震波の生成・伝播に関する実験, 139-144.
- 佐間野隆憲・山崎吉高 (1986). 新潟市とその周辺地域におけるやや長周期帯域の地盤震動特性, 日本地震工学シンポジウム論文集, 7, 205-210.
- 多賀直恒・富樫 豊・宮崎 正 (1983). 濃尾平野周縁部の長周期微動特性-たい積地盤と振動源の特性の分離-, 日本建築学会論文報告集, 324, 95-103.
- 高橋智晴・他 (1979). 波浪に関する拠点観測年報(昭和52年), 港湾技研資料, 311.

(北海道大学工学部)

長周期微動の利用による 深層地盤構造の推定

北海道大学理学部 松島 健・岡田 広

はじめに われわれは、常にどこでも観測可能な長周期微動（やや長周期微動とも呼ばれている）を観測し、深さ1,000mのオーダーの地下構造を推定する方法を開発してきた。

微動は人工的な振動や気象・海象などの自然現象によって生じる実体波や表面波の複雑な集まりである。われわれは微動に表面波が含まれていることに注目し、まず野外で微動を観測し、その中から統計確率論的手法で表面波の位相速度を推定することとした。微動の卓越周期や振幅は震源や伝播経路の影響を受けているため、観測量を直接観測地点の地下構造に結びつけることは難しいが、表面波の位相速度は観測地点の地下構造のみによって決まる固有の量があるので、インバース法を適用することによって地下構造を定量的に推定できる。

地下構造の推定に微動の中の表面波を利用する場合、より深い構造を得るために、より長周期の微動を記録する必要がある。深さ1,000m程度まで推定するには、少なくとも周期5秒までは観測しなければならない。それには、その周期範囲の微動のパワーが十分大きくなければならないし、またそれに適する計器も必要である。これらについてはすでに種々検討し、ほぼ満足すべき結果を得ている。

今回は、北海道の石狩平野および十勝平野において実施された、周期約1秒から数秒の長周期微動観測を例として、その観測方法、位相速度測定法、そして得られた地下構造を2、3紹介する。

①位相速度の推定法 微動を観測し、それから表面波の位相速度を求める方法はいろいろある。比較的多用されているのは、多点観測（通常3点観測）で得られた生記録あるいはバンドパスフィルターをかけた記録から、目によって相関のよい位相を選び出

し、その速度を求めるというものである。この方法は精度が低く、能率も悪い。一方かなり以前に、精度よくかつ計算機処理になじむ方法が発表されている。すなわち、Aki (1957)¹⁾による空間自己相関法（ここでは便宜上 SAC法と呼ぶ）と Capon(1969)²⁾による周波数-波数法 (F-K法)である。ところが過去これらの方法が応用された例は極めて少ない。しかし、現在ここで扱おうとする問題にはこれらの方法がたいへん有効であるので、次に簡単に紹介する。

空間自己相関法 (SAC法) 観測は半径rの円形アレイで行う。地震計は円アレイの中心(0,0)と、円周上ほぼ等間隔になるようにNカ所配置する。それらの座標は(r, θ i), i=1, ..., Nである。簡単のため地震計からの出力波形を中心角周波数ωの鋭いバンドパスフィルタに通したもので考える。いま「微動 = 定常確率過程」という仮定が成り立つならば、アレイ中心の出力波形をu(0,0, ω, t)、円周上の i 点の出力波形をu(r, θ i, ω, t)とすると、空間自己相関関数φは次の式で定義される。

$\phi(r, \theta i, \omega) = u(0, 0, \omega, t) u^*(r, \theta i, \omega, t)$
ただし $\bar{\cdot}$ は時間平均を示す。この空間自己相関関数の方位平均 $\bar{\phi}(r, \omega)$ をアレイ中心点での空間自己相関関数 $\phi(0, \omega)$ で規格化し、空間自己相関係数ρを定義する。これは表面波の位相速度cと次のような関係がある。

$$\rho(r, \omega) = \bar{\phi}(r, \omega) / \phi(0, \omega) = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right)$$

ここで、J₀は第一種の0次のBessel関数である。すなわち、理論的考察により、微動スペクトルに含まれているいろいろな周波数成分の空間自己相関係数はBessel関数型に変化する。したがって、観測から空間自己相関係数ρを計算することによって、そ

The use of long-period microtremors for reconnaissance of deep sedimentary basins
Takeshi MATSUSHIMA and Hiroshi OKADA (Faculty of Science, Hokkaido Univ.)

の地点の表面波の位相速度を推定できる。

石狩平野の1地点において、 $r=500\text{m}$ 、円周上に等間隔に3点、中心に1点の単純な4点のアレイで微動を観測し、空間自己相関係数を求めた例をFig.1に示す。周波数を密にカバーするように位相速度を求めるには r を変えた反復観測が必要である。

周波数-波数法(F-K法) F-K法は微動のような不規則な波にうずもれている地震波を検出したり、核爆発の振動を識別するために開発された。

この方法は面的に広く多くの地震計を配置したアレイを使う。観測された波動のアレイ全体としての出力を周波数-波数パワースペクトルで表わし、そのピークの波数から、アレイを通過した波の見かけ速度や到来方向を求める。

微動のような定常確率過程のF-Kパワースペクトルの推定にはbeam forming method(BFM)と、最尤法(MLM)があるが、MLMは分解能の高いスペクトルを推定できる。MLMによる角周波数 ω 、波数 k におけるF-Kパワースペクトルの推定値 p は、次の式で求めることができる。

$$p(\omega, k) = (a^T \cdot S^{-1} \cdot a)^{-1}$$

ここでベクトル a^T はベクトル a の共役転置で、その

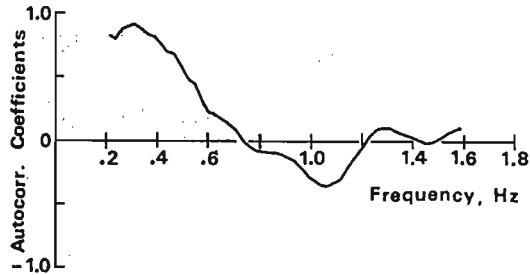


Fig.1. An example of spatial autocorrelation coefficients obtained for long-period microtremors.

要素は $\exp(iK \cdot r_n)$ である。 r_n は n 番目の地震計の座標を示す。また S は角周波数 ω の各地震計出力のcross covariance matrixである。

十勝平野の一地点で得られたF-Kパワースペクトルの例をFig.2に示す。この図ではピークの中心からの距離が波数、方向が微動の到来方向を示す。

なおそれぞれの方法には、次のような長所短所があるので、適用の際、前もって検討する必要がある。

<SAC法> **長所** 1) 観測点数が少なくてすむため野外作業が容易である。2) 相関係数の計算が簡単でデータ量も少ないため、小さな計算機の利用が可能。

短所 1) 優勢な高次モードの波が混入している場

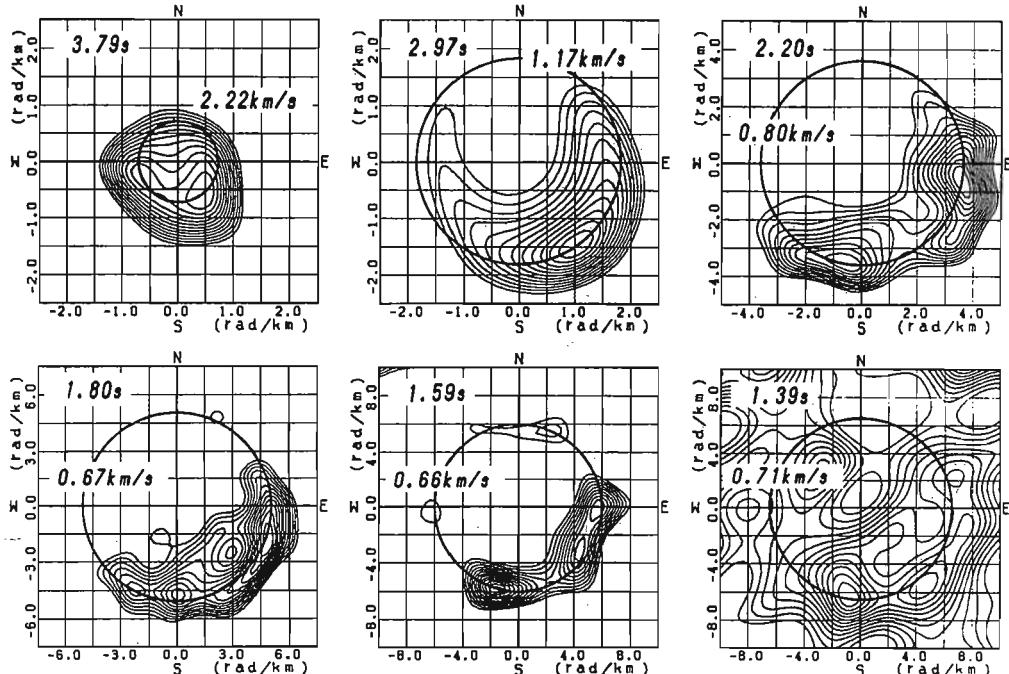


Fig.2. Frequency-wavenumber power spectral density plots for long-period microtremors obtained at Tokachi-88E.

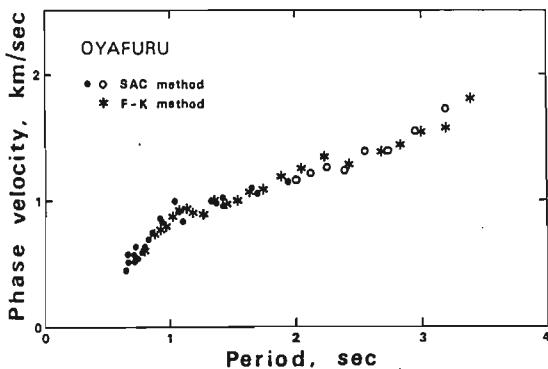


Fig.3. Phase velocities obtained by SAC method and F-K method.

合、基本モードとの分離が困難。2)一展開アレイで求まる位相速度の周期範囲が狭いので、数展開の観測が必要であり、またアレイの形が円形に限定される。
3)相関係数の極値付近の位相速度の誤差が大きい。

<F-K法> **長所** 1)複数モードの波の分離および表面波・実体波の分離など可能。2)地震計の配置法にある程度自由度があり、一展開で求まる位相速度の周期範囲が広い。

短所 1)観測点数を多く要し、野外作業が大がかり。2)アレイの空間的広がりが大きいため、適用不可能な場所がある、また「水平成層構造」の仮定が崩れることがある。3)データ量が多いので小さな計算機による処理が困難。

これら異なる2つの方法を同一の場所に適用し、それぞれ位相速度を求めて比較した例を Fig. 3に示す。ここで●は SAC法で空間自己相関係数の0点および極値の周期から位相速度を求めたものであり、○は長周期側の係数の値を使って位相速度を求めたものを示す。

アレイの規模は、SAC法は観測点数4点、観測点最大距離886m、F-K法が観測点数10点、観測点最大距離3,000mである。得られた位相速度は、SAC法の場合多少短周期側でバラつくが、両者はほぼ同じ結果を与えていている。

観測方法およびデータ処理 ここでは十勝平野における観測を例に長周期微動アレイ観測の方法やデータ処理について述べる。この観測ではF-K法を用いた解析を主眼としている。

十勝平野は鮮新世以降に発達した大きな堆積盆地構造をなしており(Fig. 4)、西縁部から潜り込む硬い

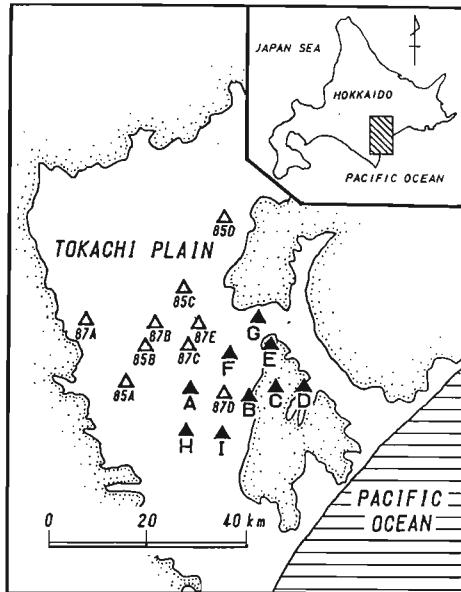


Fig.4. Map showing 9 sites in Tokachi plain where observations were made in 1988 (closed triangles). Open triangles indicate observation sites in 1985 and 1987.

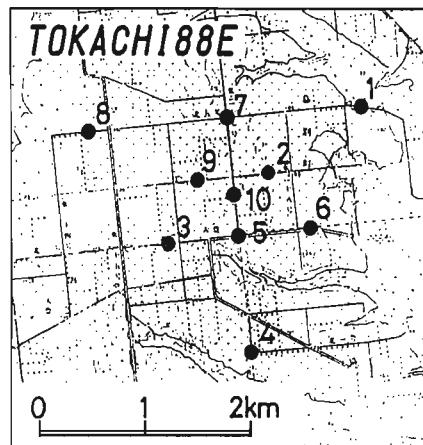


Fig.5. Arrangement of seismic array at Tokachi-88E.

中生界の日高累層群が基盤岩となっている。

観測は自動車などの人工的ノイズの少ない夕方から深夜にかけて、1観測地域について45分間の微動を記録する。周期範囲が1~数秒の長周期微動に含まれるレイリー波を対象としているため、地震計にはPELS73型小型長周期地震計の上下動を固有周期8秒にセットしてその速度出力を使用している。10台の地震計の配置の例をFig. 5に示す。このアレイの大きさは最大辺で2,570m、最小地震計間隔は280mであり、

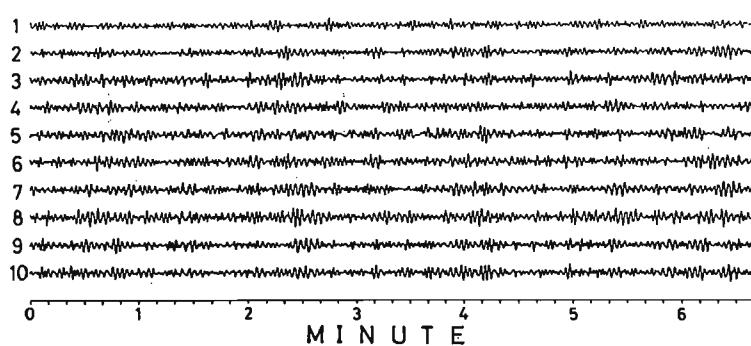


Fig. 6. Long-period microtremors recorded at Tokachi-88E.

波長にして560mから約8kmの表面波の位相速度を測定できる。

各地震計の出力は各観測地点独立に改造ラジカセに記録される。もし各地震計の出力を1台のレコーダに集めて記録しようとすると、それらを結ぶラインが非常に長くなるため、経費が高くなり、観測作業が大がかりになる。なお各点の記録の同時性を保つためには、各レコーダにリセット装置付き水晶時計の出力を記録し、この水晶時計を観測の前後に親

時計で較正する方法をとっている。。

Fig. 6 に観測で得られた長周期微動の波形例を示す。このようにして得られたデータをミニコンを使ってサンプリング周波数10HzでAD変換し、人工的ノイズを避けるように409.6秒を単位とするファイルを数本ずつ作る。各々のファイルに最尤法を適用して周期ごとの波数スペクトルを計算し、そのピークの波数から位相速度を求める。

十勝平野の各地で得られたレイリー波の位相速度

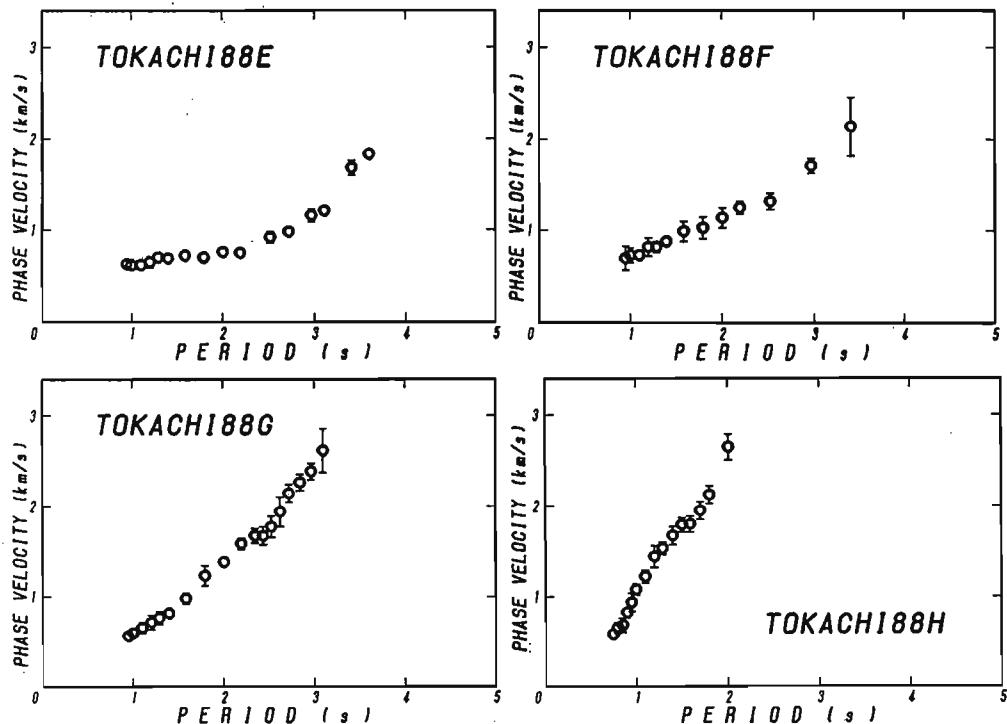


Fig. 7. Observed phase velocities of the long-period microtremors. Circles and vertical bars denote the means and the standard deviations, respectively.

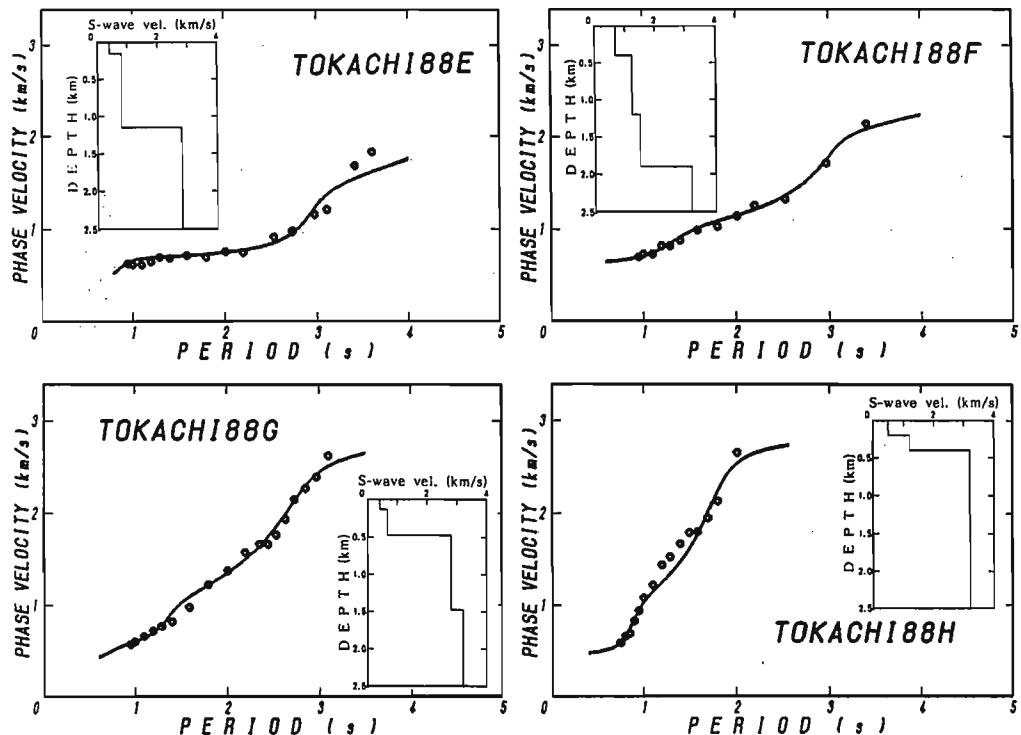


Fig.8. Theoretical phase velocities of the fundamental-mode Rayleigh waves calculated for the final models to which the final S-wave velocity structures are also attached.

の例を Fig. 7に示す。位相速度は周期 0.9秒から最大約4.0秒の範囲で求まっており、多少ばらつきがあるものの、ほぼ滑らかな正分散を示す曲線に乗っている。

地下構造の推定 以上のようにして求まった位相速度の分散曲線を使って地下2,500m程度までの速度構造をインバース法を使って推定する。レイリー波の位相速度は層の数、厚さ、P波・S波速度、密度の複雑な関数であり、位相速度のデータからこれらすべてのパラメータの最適値をインバージョンで推定するのは困難である。そこでP波速度と密度は過去の経験的に求められている関係を使って、S波速度の関数として与える。レイリー波の位相速度にはS波の速度が他のパラメータより1オーダー以上強く寄与することから、この仮定は妥当である。また層の数、層厚はインバージョンの過程においては固定してあるが、数多くの組合せでインバージョンを行い最適なものを選んでいる。

Fig.8に十勝88E、F、G、H地点でのインバージョンの結果および、その最終モデルから計算され

たレイリー波基本モードの位相速度を示す。観測値と計算値の対応は非常によい。この地域の基盤岩のS波速度は2.8～3.2km/sであり、その深さはE点で1,150m、F点で1,900m、G点で500m、H点で400mと推定された。

重力異常との対応 十勝平野ではいくつかの機関によって重力測定が行われており、観測点数1000点以上におよぶ緻密なブーゲ異常図 (Fig. 9)が得られている。この図を見ると十勝平野の東部に南北に連なる鋭いブーゲ異常の急変部があり、基盤構造に大きな変化があると考えられる。また急変部の西側に沿って活断層群が分布していることも注目すべき点である。帯広市をほぼ東西に横切る測線a-a'に沿った微動観測点でのS波速度構造と、ブーゲ異常の比較をFig. 10に示す。断層群の西側の87E点では基盤までの深さが2,000m以上あるのに対し、東側の88G点では基盤が500mの深さまでせり上がっている。十勝平野西部では西に向かって基盤が徐々に浅くなっている、ブーゲ異常のプロファイルとよく一致している。

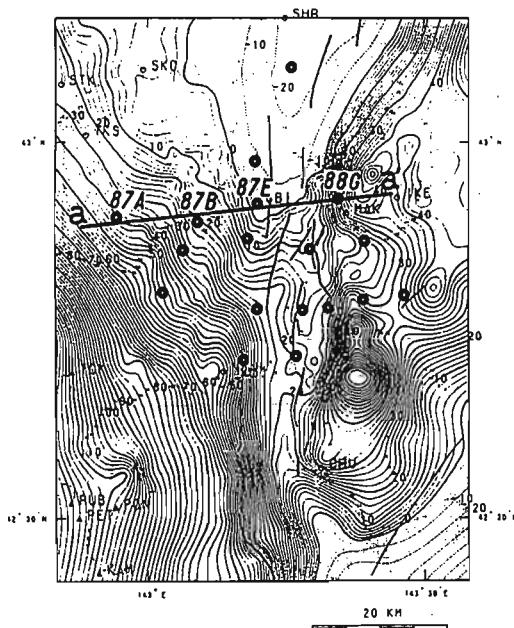


Fig.9. Bouguer anomaly map in Tokachi plain. Contour interval is 2mGals. Density is assumed to be 2.67 g/cm^3 . Solid lines denote major active faults. Circles are observation sites of long-period microtremors.

結語 長周期微動からそれに含まれる表面波（ここではレイリー波）の位相速度を求め、それから地下構造を推定する方法について、石狩平野・十勝平野での観測例を含めて述べた。われわれはこの他にも黒松内町、八戸市、小樽市など合わせて50に及ぶ地点で長周期微動のアレイ観測を実施し、地下構造を推定してきた。

近年、超高層建築物、大型石油タンク、長大橋などの1秒以上の固有周期を持つ構造物が増える傾向にあり、当然その耐震性についての関心が高まっている。それに備えた強震動の解明や予測には1,000m

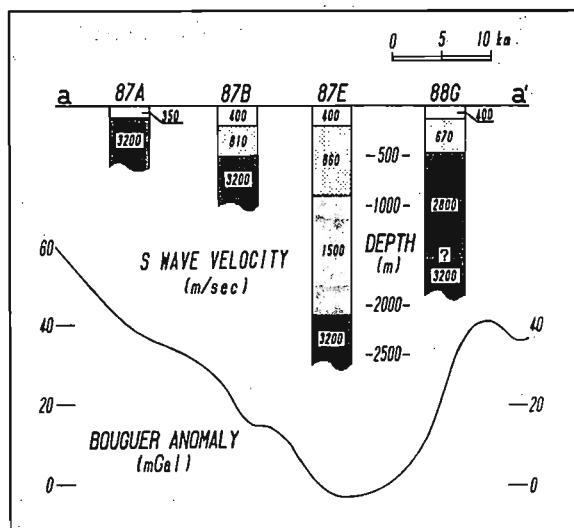


Fig.10. A profile of Bouguer anomaly and S-wave velocity structures for the section a-a' in figure 9.

オーダーの深い地下構造を考慮する必要があり、長周期微動の利用が有効である。ここで取り上げた長周期微動の地震計アレイを使った地下構造推定法は、そういう点で今後大いに活用されるに違いない。
(参考文献)

- 1) AKI, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- 2) CAPON, J., 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. Proc. IEEE, 57, 1408-1418

まつしま たけし 北海道大学大学院理学研究科
おかだ ひろし 北海道大学理学部・教授

II. 特 別 講 演

萬葉譜

常時微動測定方法の問題点

SOME PROBLEMS IN MICROTREMOR MEASUREMENTS ON THE GROUND

長田 甲斐男
OSADA Kaio

The problems encountered in microtremor measurements on the ground are pointed out and their countermeasures are discussed briefly.

The problems often encountered in microtremor measurement are the influences of a traffic noise, weather condition, reclaimed soil layer and so on. The usefulness of dense network measurements for definite area is demonstrated with examples.

1. まえがき

私に与えられた課題は常時微動の測定の問題点といった常時微動の、いわばABC的なものである。

常時微動の測定は、地盤の振動特性だけでなく、各種建築構造物の振動性状を知る上でも、大変有効な手段であるが、今回のシンポジウムの主旨に沿って、ここでは地盤関係に限って常時微動を測定する際の問題点を指摘する。なお、ここで対象とする常時微動とは、その周期範囲が0.1秒程度から1～2秒までのいわゆる金井微動である。

2. 常時微動の周期、振幅、スペクトル

常時微動は主として交通機関、その他の人為的な影響に起因することが大きく、風とか海の波浪といったような自然の影響はごく限られた場所を除くと、

それほど多くないと思われる。このような振動源によって発生した不規則な波動は、地盤の中を伝わっていく間に、地盤固有の振動特性によって変調されるものと考えられる。

常時微動の周期は、普通、同一場所では時間的にあまり変化しないが振幅は場所によって昼と夜で数倍も異なる場合がある。平野部の振幅は普通0.2ミクロン程度から上限は数ミクロンであるが、都心部を離れるに従って小さくなっていき、極めて静かな山間部になると0.007ミクロン程度（岡山天文台周辺地盤の振幅）の微小な振幅のところもある。

1), 2)

図-1は、常時微動のフーリエスペクトルによる24時間の経時変化の測定例である。測定は東大地震研究所の地下室で、平成元年の3月20日（土）

から 21 日（日）にわたって測定を行ったものである。解析時間は 80 秒、サンプリング間隔は 0.02 秒である。

スペクトルで見られるように日中はピーク形がやや丸みを帯びているが、夜間は先鋭になるといった程度の変化はあるが、周期、振幅共に大きな変化はみられない。

休日の地震研究所付近は車の往来が少なく、比較的静かである。このように人為的な振動の影響が少なければ、日中も夜間も殆ど周期、振幅共に変化が少ないという例である。

常時微動のスペクトルは、沖積層の厚い互層地盤では複峰型のフラットな周期特性を示し、単層地盤は単峰型のシャープな特性を示すなど、地盤によってさまざまの特徴がある。また、埋土上で観測された常時微動には 0.1 ~ 0.2 秒付近の周期成分が卓越しやすく、交通機関のような振動源が測定地点の近くにある場合も同様な傾向を示す。

図-2 と図-3 は小田原平野における互層地盤と単層地盤の特徴を示したものである。こうした現象と特徴をできるだけわかりやすく例示してみたい。

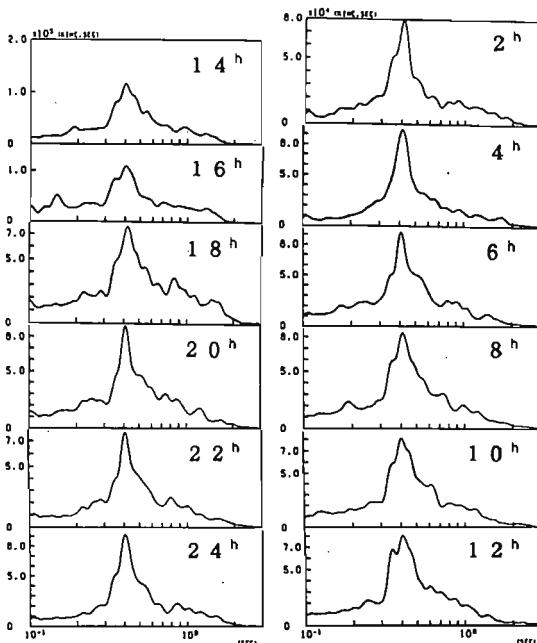


図-1 フーリエスペクトルの経時変化（24 時間）

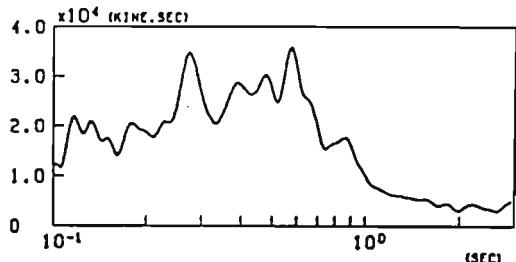


図-2 互層地盤におけるフーリエスペクトル

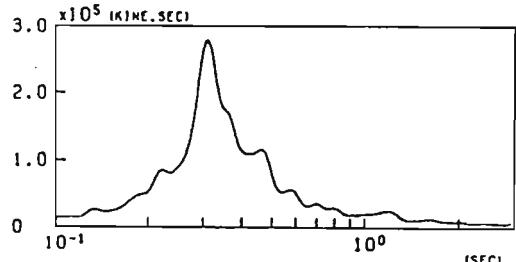


図-3 単層地盤におけるフーリエスペクトル

3. 常時微動測定の問題点

(1) 常時微動計の特性

常時微動の周期の範囲は 0.1 秒前後から上限は 2 秒程度とされてきた。この範囲内の微震動を精度よく測定できる微動計としては、固有周期 1 秒のマーピングコイル型換振器を用い、積分回路を通して変位に変えて記録し、解析の際に速度スペクトルに変換するという方法が有効である。われわれが使用している微動計の增幅倍率は図-4 に示すように、0.1 秒前後から 0.8 秒程度までは一定の感度で、2 秒程度になると、約 1/3、3 秒程度になると約 1/8 まで感度は低下する。

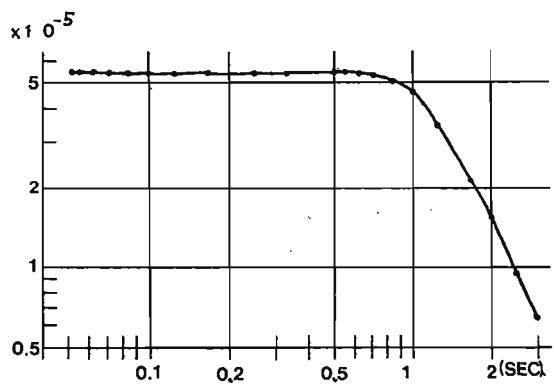


図-4 測定計器の総合周期特性

解析処理にあたっては、普通、地盤の場合は80秒程度の長さの観測記録を用いると極めて安定したフーリエスペクトルを得ることができる。

(2) 交通機関の影響

各種地盤の振動特性を求めるには、できるだけ良好な条件のもとで測定をしなければならないが、時には交通機関の外乱による影響で短周期の振動が混じる場合がある。特に市街地の大通りで常時微動の測定を行う場合、夜間に拘らず車の往来によって記録波形が乱される場合がしばしばある。交通量によってその度合は連続的なものと、断続的な場合がある。前者では脇の路地を20~30m奥に入るか、別の地点に移動しなければならない。後者の場合は記録を見ながら1分程度の良好な記録が2~3個得られるまで測定を行う必要がある。従って、大体10分程度、状況によっては30分程度連続測定が必要となる場合もある。測定点近傍の車の往来は極めて特徴のある短周期波形をしめすので区別しやすい。

図-5は車の往来によって断続的に生じた震動障害による波形、図-6は車の影響によって連続的に波形が乱される場合を示した。測定地点は異なるが、いづれも大通りの舗装道路上で測定を行ったものである。

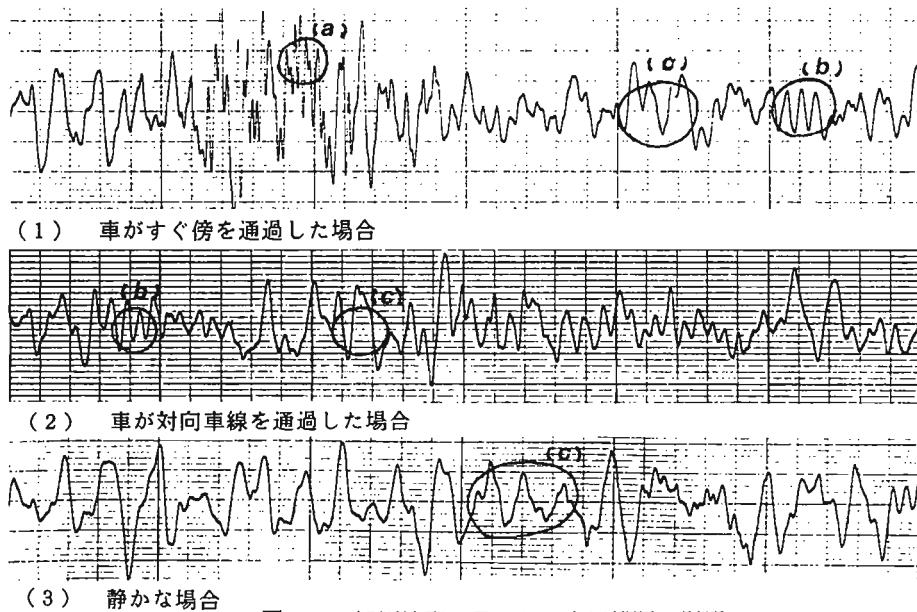


図-5 観測波形に見られる交通機関の影響

図-5の(1)は測定地点のすぐ近くを車が通過した際に生じた振動記録で、(2)は車が対向車線を通過した場合、(3)は静かな時間帯を選んで測定した波形である。これらの3通りの記録波形の中で、○印で囲んである(a)、(b)、(c)の内容は以下の通りである。

(1)-(a)の振動は車の通過による振動が明瞭に現れている。(2)-(b)は測定地点から5~6m離れた対向車線を通過する際の波形で(1)-(a)よりやや周期が長くなっている傾向が見られる。(3)-(c)は地盤固有の振動と思われる。

これらの周期は(a)が0.1秒付近、(b)が0.2秒付近、(c)は0.5~0.6秒付近の3種類に分けることができるが、(a)、(b)は車の影響によって強制された振動である。測定時には(c)のような部分が如何に多く含まれているかを判断しながら計測する必要がある。

図-6の(1)は交通量の多い大通りで、0.18秒付近の短周期が顕著に卓越して、測定には適しない場所である。(2)は約15m程度離れた路地に移動して測定を行った記録波形である。

図-6の(1)中の印は地盤固有の振動と思われる部分である。測定地点を変えることによって(2)に示すように車の影響による短周期がなくなっていることがわかる。

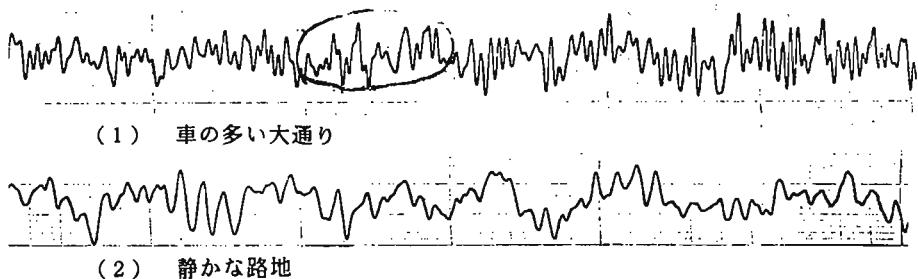


図-6 観測波形に見られる交通機関の影響

(3) 気象条件の影響

低気圧が発生すると4～5秒程度の長い周期成分が現れる。また測定時に風が強いと1～2秒辺りの成分が卓越しやすく、海岸近くでは波浪が岸壁にあたる衝撃で、まったく異なった波形が現れる場合がある。図-7は低気圧が近付いたときの記録波形とフーリエスペクトルである。a) の波形では4～5秒の長周期が卓越している。b) はそのフーリエスペクトルである。この場合、解析時間は160秒とした。

図-8は同一場所で測定をした常時微動のフーリエスペクトルで、a) は風のない場合、b) は風が強い場合の比較である。測定は小田原市内の早川で、図で見られるように地盤固有の卓越周期(0.34秒付近)、振幅もa)、b) 共にまったく同じであるが、b) のフーリエスペクトルではa) に見られない1.7秒付近の山が現われている。

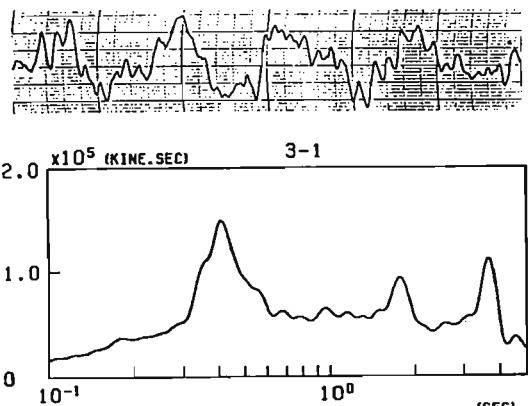
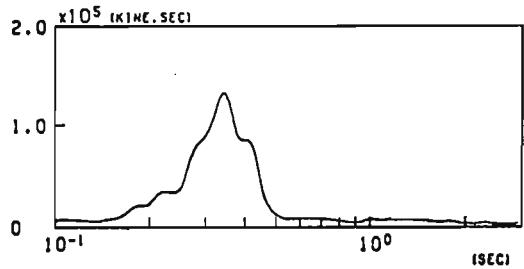
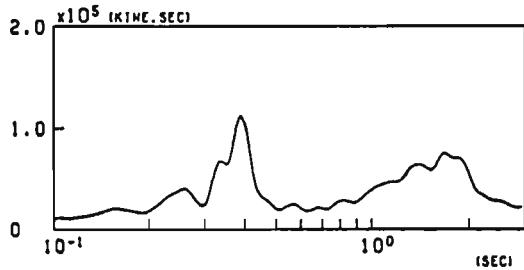


図-7 低気圧が接近時の観測波形と
フーリエスペクトル



a) 風のない場合



b) 風が強い場合

図-8 風がスペクトルの波形に及ぼす影響

(4) 埋土地盤の影響

図-9は小田原市酒匂小学校の校庭における自然地盤と埋土地盤での比較測定による波形記録である。埋土地盤は校庭が拡張される際に埋め立てられた軟らかい地盤で、一見して埋土かどうかはまったく分からぬ。測定地点と国道までは約70～80mの距離がある。測定は交通機関の多い日中に行った。図-10はこの記録のフーリエスペクトルを示す。a)、b) は自然地盤上、c)、d) は埋土地盤上で4地点同時測定を行った。a) 地点は、10cm程度の厚い敷石の上、b) 地点は表土上、c) は横幅3～4m厚さ約1mの分厚いコンクリート基礎上である。d) はコンクリートタタキ上(厚さ10cm)

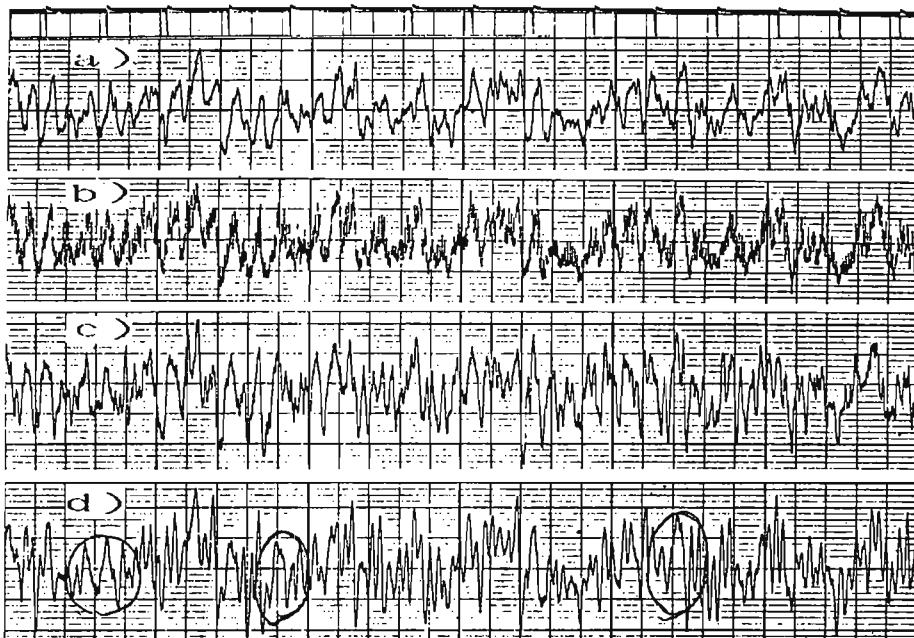


図-9 自然地盤と埋土地盤における観測波形の特徴

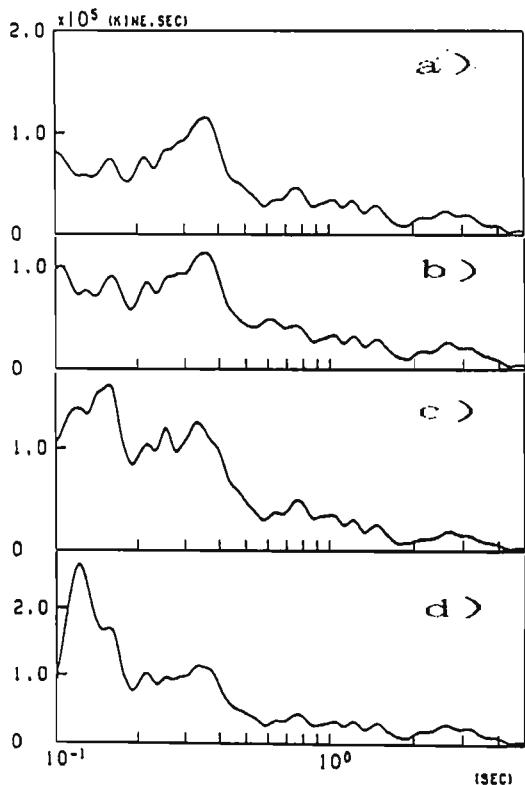


図-10 自然地盤と埋土地盤におけるスペクトルの形状

m程度)でこの4地点はいづれも5~6m以内の距離にある。日中における測定のため、a) 地点での波形記録はやや乱れ、フーリエスペクトルにもその影響が現われているが、4地点の中では一番安定した記録である。b) は表土上そのため高振動数(約20サイクル)が顕著に卓越しているが、この点を除けば波形はa) 地点と類似していることがわかる。c)、d) 地点は埋土層による影響により0.1~0.2秒の短周期が多く、波形はかなり乱れている。特に、d) 地点は極めて浅い表層地盤の振動(0.1~2秒付近)が卓越して地盤の卓越周期と思われる0.35秒付近の振動は不鮮明である。

これらの測定例に見られるように埋土のような特殊地盤は、測定すべき地点がコンクリート基礎上で基礎底面が埋土層内にある場合は短周期が現われ易い。したがって、測定の際に記録波形を見てそれが測定対象とした地盤の特性を現わした波形であるか否かを見極める必要がある。例えば、d) 地点の場合、埋土の特徴は明瞭に現われているが、更に下層の振動が現われにくい状況になっている。d) 地点の波形で○印で囲っている箇所は埋土層の更に下層の地盤の振動を現わしていると思えるが、d) 地

点の場合は○印で囲えるような箇所は数多くある。記録波形の良否はこうした○印で示した波形がどの程度長く記録されているかによるので測定地点を選択するに当たっては、この点に留意する必要がある。

4. 常時微動の広域測定³⁾

(1) 振幅補正の方法

常時微動の性質上、場所によりまた時間によって振幅の大きさが異なることから、同一測定点で重複測定を行いながら順次移動するという手法を試みた例を紹介する。

図-11に測定結果のフーリエスペクトルを示す。測定場所は、宮城県仙台市内の東部福田町から西へ向い、国道4号線の仙台バイパスを横切って御商団地北、気象台、仙台駅を経て西公園に至る延長 約8.3kmである。測定は100~200mの間隔で、2成分づつ3地点、合計6成分の同時測定とし、第1回目の測定点はNO.1、2、3の3箇所を行い、第2回目はNO.3を重複してNO.3、4、5というように、原則として前回の3番目の測定点を重複して測定を行い、重複した場所の振幅を補正しながら 約8.3kmの距離における周期と振幅について調べたものである。

まず卓越周期について見ると、ほとんどの地点で0.3~0.4秒に顕著なピークがあらわれ、つぎに1秒前後にもある程度の卓越した成分がみられる。又同測線の振幅については、地点によりかなりの差がみられ、東部のNO.3地点からNO.18地点まではかなり大きな振幅となっている。

このような傾向をさらに詳しく調べるためにスペクトルの中での卓越周期(0.3~0.4秒及び1.0秒付近)と振幅値を縦軸にとり、距離を横軸にとって表したもののが図-12である。上段は卓越周期、下段は振幅の図で、太線は短い方の、細線は長い方の卓越周期及びそれに対応する振幅を表している。図-13から明らかなように振幅については西へ向かうに従い、特に東端から1.7kmのところで最大となり、それから東と西へ行くにしたがい減少している。最大値となる地点はちょうど国道の位置と一致する。測定点は深夜にもかかわらず国道にはか

なりの頻度で大型トラックが走行していたことがわかつており、振幅の分布からもその影響の強いことが推定される。しかしながらこの付近のボーリング資料によれば深さ10m余りにわたって軟質土が続き、その下に堅い砂礫層のあることから0.3秒付近の周期がかなり増幅される可能性をもっており国道の影響だけとも言い切れない面がある。

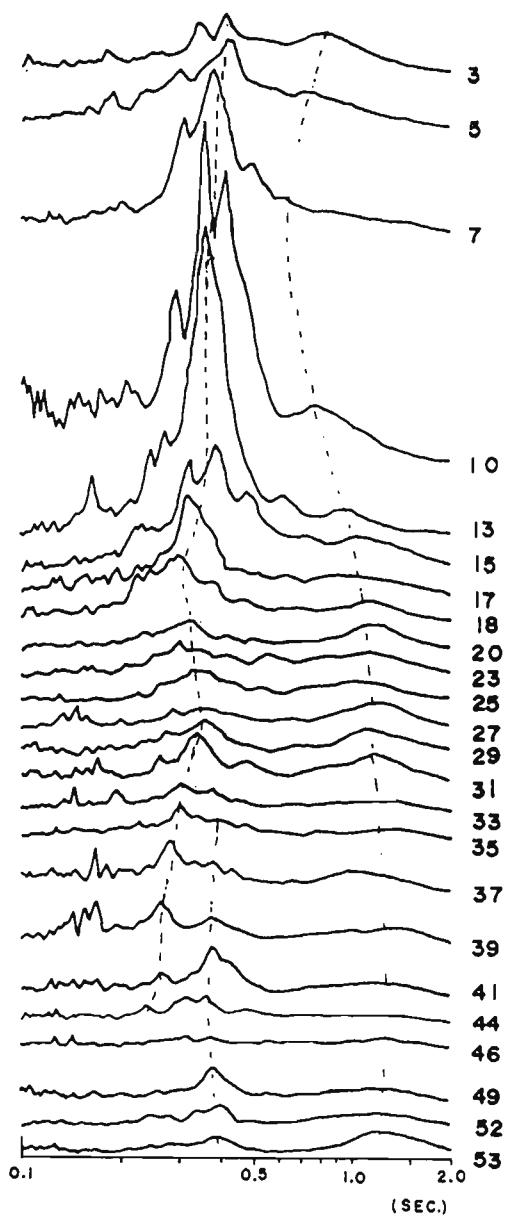


図-11 測線に沿った各地点のスペクトルの変化

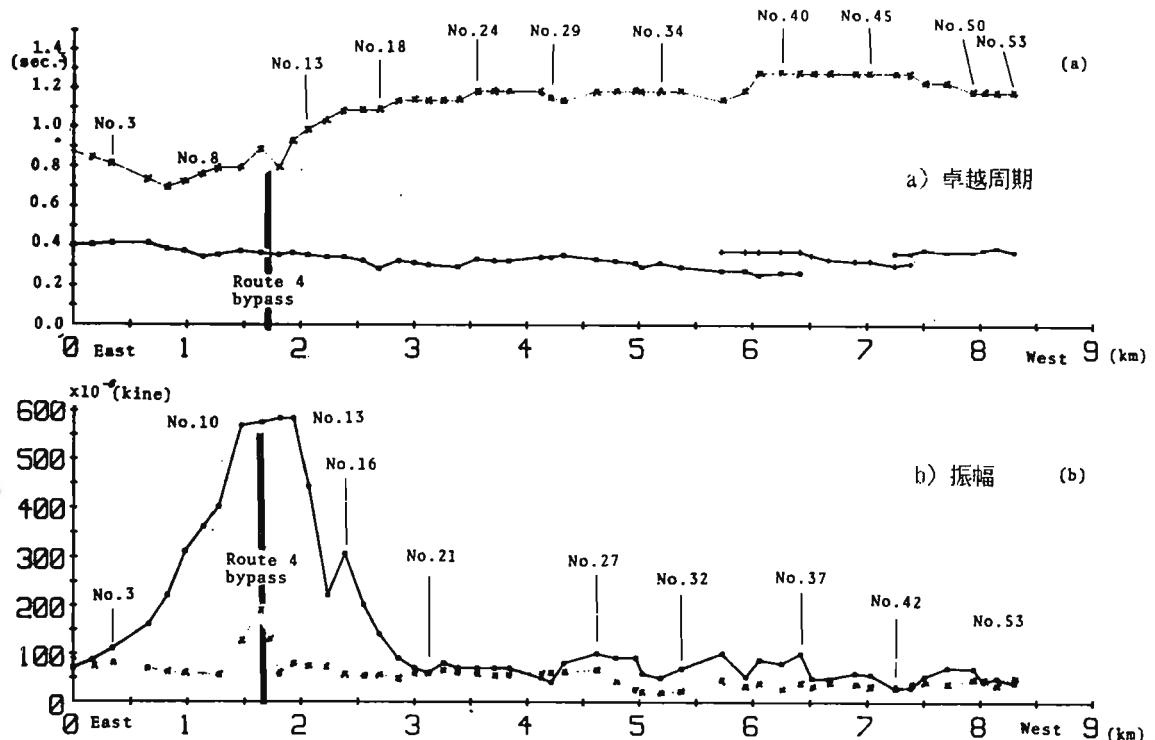


図-1-2 測線に沿った各地点の卓越周期と振幅

(2) 卓越周期の判定

測定条件によっては色々な周期成分が現われ地盤固有の卓越周期を選びだすことが難しい場合がある。このような場合、周辺測定点の記録との関連性から判断するのが有効である場合が多い。この試みの例が図-1-3である。

測定は仙台港から七北田川を通って南端は名取川下流の西郎丸まで約15kmにわたる海岸沿いで行った。図-1-1は周辺との関連を見やすくするために変位スペクトル、速度スペクトル及び変位記録を並べたものである。測定点 N.O. 130～43周辺は沖積層が厚い場所で、フーリエスペクトルは典型的な互層地盤の特徴を示している。また、変位、速度のスペクトルについて最大値と思われる個所を点線で結んであるが、中には最大値でない点を結んだところもある（測線 N.O. 131、130、43、42）。その理由の一つは日中に測定が行われたた

め短周期が多く出る傾向があるが、夜間ではこうした短周期成分が消えて点線の周期が最大になるだろうと判断したためである。特に測線 N.O. 40 は記録波形を見れば明らかである。

測定地点 N.O. 39 については、変位スペクトルの連続性から0.5秒付近よりも0.7秒のピークが地盤の卓越振動を表すものと判断した。この判断のよりどころの一つは、周辺の微動測定の結果から見ると、スペクトルのピークの値が異状に大きいことである。また波形記録のうちで地盤特有の波形から○印で示してある個所のように突然規則正しい波形に変化していることから見ても、0.5秒の振動はこの付近にある人工的な振動源によるものと推定される。

常時微動の測定でもっとも注意すべき点は、周期的な振動源、電車、コンプレッサーとか農耕機などの振動である。この振動による影響は場所によって

は数kmにも及ぶことがあり、これらの振動が特定の地盤に共鳴すると、その地層のみの周期が強調され、そのため地盤固有の震動が現れにくい場合があるので注意が必要である。

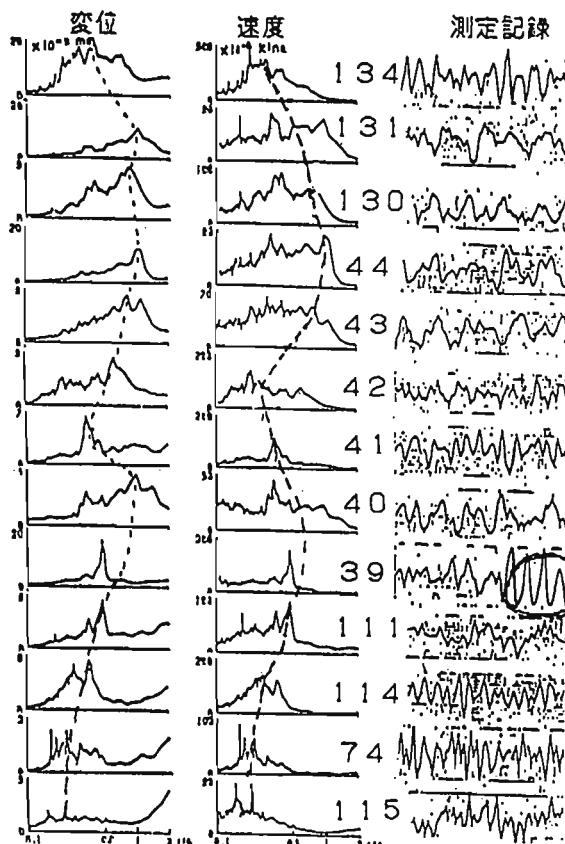


図-13 常時微動のフーリエスペクトルと記録波形

5.まとめ

ここで対象とした常時微動とは0.1秒前後から1~2秒までの周期範囲の地盤の微動で、振幅の変化は都心部の交通機関の多いところほど大きいが、周期はほとんど変化しないのが通例である。しかし、同一地点の震動性状は、気象状況、例えば低気圧の接近により長周期成分が現れ、測定地点における地

盤の特殊性、例えば、盛土、埋土などの場合、測定点の周辺が堅固なコンクリート基礎であってもその基礎が埋土層内にあると短周期が現れやすいなど、測定対象とする地盤の性質以外の震動が優勢に現れることがある。

また電車、農耕機等の振動による定的な振動が数km離れていても、その影響が顕著に現れる場合がある。本小文はこれ等の具体例を示してみた。その他、1~2秒程度の深い層の卓越周期が必要な場合、風の小さな強い日に測定すると卓越しやすい場所もあるなど、測定の仕方を工夫することによっては色々な地盤の特性を引き出すことができる場合もある。

常時微動から各地点の地盤特性を調べようとする際、測定記録の中の普通7~8割程度は地盤固有の振動と思われる波形が見られるが、他の2~3割ないし1~2割程度は疑わしいと思われる波形が含まれている場合があると思う。このような場合、その場の判断もしくは経験によって適切な処理しなければならない。例えば図-9のような場合、○印個所の波形記録がどの程度の割合で含まれているかを判断する必要がある。

今回は測定の際に障害となる事例を幾つかあげたが、これ以外の要因も障害の大小を含めてまだ数多くある。常時微動はただ測ればいいというものではないことの一例を示してみた。

【参考文献】

- 1) Kanai K. and T. Tanaka:On Microtremors, VII, Bull. Earthq. Res. Inst., 39(1961), pp. 97-114
- 2) Tanka T., K. Kanai, K. Osada and D. J. Leeds : On Microtremors, , Bull. Earthq. Res. Inst., 36 (1968), pp. 1127-1147
- 3) 大沢 肇・長田甲斐男・周義敦：微動測定などによる地盤の動特性と地震動の予測：自然災害特別研究成果報告書, A-58-1, 昭和59年, PP61-70

III. 微動観測とその工学的利用

田村義洋の多才新進脚本家

微動のゾーニングへの応用

Application to Seismic Zoning by Means of Microtremor Analysis

野 越 三 雄

Mitsuo Nogoshi

I have investigated on the short-period period microtremors for long time. In this Paper, I reported mainly about some applied natures of the short-period microtremor, such as relations between detailed seismic intensity and short-period microtremor, relations between underground structure and short-period microtremor, and short-period microtremor characterization in regions damaged by soil liquefaction. Fundamental natures are very complex. However, the measurements of short-period microtremors are easy and economic. Therefore, application to seismic zonation by means of microtremor analysis shoud be important in future.

1. はじめに

野越¹⁾は短周期微動研究の歴史を詳しく調べた結果、短周期微動の基礎的性質の追求という基礎的研究と地震工学への応用的研究との二つの流れがあることを指摘した。今日いうところの微動のゾーニングへの適用の問題はまさにこの応用的研究に相当し、1950年代から行なわれた金井・ら²⁾の一連の仕事はその先駆的研究であり、その後はその性質上工学的色彩の濃いものとなつた。応用的研究は勿論その基礎的性質を現段階で出来るだけ把握した上で行われなければならない。しかしながら、やはり1950年代に行なわれた安芸³⁾、赤松⁴⁾などの短周期微動の基礎的研究以来今日まで必ずしもその性質が判明したとは云えないようである。野越⁵⁾は短周期微動の基礎的性質を出来るだけ把握するため、その確率統計的性質を調べ、その上でその伝播性、振幅特性、減衰性の諸性質を詳細に研究し、その上での応用的研究として短周期微動のマイクロゾーニングへの可能性を探ってきた。

ここでは、この応用的研究のこれまでの研究の一端を述べる。

2. 短周期微動と震度⁶⁾

1986年十勝沖地震の際に、詳細に震度が調べられた函館市における⁷⁾33か所について短

周期微動を測定した。それらの震度と測点をそれぞれFig.1 およびFig.2 に示した。その統計確率的性質を検討した上で power spectrum を算出し（それらの例をFig.3 に示した），その場所の震度と比較した。即ち，power spectrum 中の第1 peakを示す周波数と地震動災害の大きさを示す震度階との比較を行った。その上下動，水平動における結果をそれぞれFig.4, Fig.5 に示した。この図で横軸に，一震度階を+（強），-（弱）に分けてプロットした。卓越周期が大きくなると震度も大きくなることがわかる。

3. 短周期微動と地下構造⁸⁾

短周期微動は浅層地下構造に対応し，長い周期の微動は深い地下構造に対応すると考えられ，この両方の周期範囲に属する微動を同時に測定し解析することによって，浅層及び深部地下構造を推定出来ることになる。このような考え方の下にその測定・解析などの手順をフローチャートにして表したのがFig.6 である。ここではその基礎的性質の研究から短周期微動の上下動は少なくとも Rayleigh 波の fundamental mode であることを示したことにより，短周期微動の上下動について測定・解析した。Fig.6 の手順・方法を下に，出来るだけ既存のデータを参考にして地下構造の最適のモデルを設定し，そのモデルによつて得られるRayleigh 波の分散曲線の極小群速度を満足する周波数を理論計算から求め，測定からの長・短周期微動の卓越周波数と比較した。調査地域である秋田市における測線についての各測点での理論分散曲線（C：位相速度，U：群速度）をFig.7 に，理論，観測から得られる卓越周波数と地下構造とをFig.8 に示した。理論，観測ともほぼ一致し，最大深さ60-70m程度の地質ボーリングで推定される地下構造は3層構造とモデル化することによってその地下構造は短周期微動によって大体説明可能であることを示している。さらに，この測線において4層の場合の1/4 波長則を利用することによって，観測された長周期微動の卓越周波数を満足する第4層までの深さを計算することができる。その結果計算をTable 1，図をFig.9 に示した。第4層の大体の平均的深さは約 300m 前後となり地震探査反射法によって推定されている資料とも調和的である。

4. 液状化被災地域における短周期微動特性⁹⁾

1983年5月能代沖約100km にM=7.7 という日本海側史上最大の日本海中部地震が発生し，秋田県，青森県などに多大な被害を与えた。その被害調査から砂地盤の液状化によるものであることが指摘された。1984年，微動研究グループは地盤の総合調査を痛感し，市部において最大の液状化被災地となった能代市域において短周期微動測定を中心に表層 S 波速度測定，土質調査などの総合調査を実施した。Fig.10に能代市域における液状化区域と153 地点の調査測点を示し，Fig.11にはその一つの区域である昭南での更なる精査による調査測点70地点を示した。Fig.12には短周期微動の測定・再生ブロックダイヤグラムとその総合周波数特性を示した。また，Fig.13にこれら移動測定によるTypical な波形の例を示した。また，液状化した地点2ヵ所（昭南，大須賀），しなかった地点1ヵ所（淺内）について約30m まで地質柱状図，P . S . 検層などの詳しい地盤調査を実施し，この地点で測定された短周期微動の確率過程を調べた上で power spectrum を計算して比較を行った。これら3 地点の淺内，昭南，大須賀での結果をそれぞれFig.14, Fig.15, Fig.16に示した。明らかに液状化しなかった地点と液状化した地点との地盤物性は大きく異なっており，短周期微動スペクトルも前者は単純に，後者は複雑であることがわかる。特に，後者ではやや高周波領域にpeakが見られるのが特徴である。このような特徴的なスペクトルは

この他の150地点での移動測定による解析結果からも良く支持され、Fig.17に示したスペクトルのTypicalな分類をみた上で、液状化した地点での特徴あるスペクトルをType a、そうでないスペクトルをType bとして、同時に測定された表層S波速度、地下水位との比較を行った。Fig.18には地下水位センター、表層S波速度値センターと共にType a, Type bを示す測点が示されている。50mメッシュで表された液状化地区との関連が高い確率で明らかにされている。さらに、Fig.19のように整理すると、Type aは地下水位3m以下、S波速度130m/sec以下の範囲に多数見られ、特に地下水位1m以下、S波速度100m/sec以下の範囲では高い確率で液状化地点と関連していることがわかる。この液状化地点に多く見られる特徴ある短周期微動スペクトルは能代市域だけでなく、同じ地震によって局部的に激しく液状化被災地域となった秋田市域の新屋元町¹⁰⁾、新屋松美町¹¹⁾で測定された短周期微動スペクトルもそれぞれFig.20、Fig.21に示すように、やはり複雑なやや高周波数領域にpeakをもったスペクトルであることが明らかにされた。これらのことは短周期微動が液状化地点予測というゾーニングへの可能性を示唆するものと考えられる。

5. 短周期微動のゾーニングへの可能性

微動研究グループでは能代市、秋田市に引き続き1987年に秋田県本荘市¹²⁾においても短周期微動測定を中心とした地盤振動調査を行った。Fig.22には本荘市域地形図における短周期微動の測点等調査地点を示した。市内出戸町にて基盤まで32mボーリング等調査された地点でArrayによる上下動成分の短周期微動を測定し、f-k法による解析を行った。その結果による点とP.S.検層から得られた地下構造によるRayleigh波の位相速度(C)および群速度(U)の理論分散曲線をFig.23の上図に示した。バラツキはあるもののほぼ地下構造を表しているものと考えられる。下図には同じ地下構造から得られたLove波の場合の位相速度と群速度とが示されている。この極小群速度を示す周波数はほぼ1.2Hzである。一方、Arrayの中心にセットされてある3成分からの短周期微動スペクトルはFig.24のように求めらる。水平動におけるスペクトルのpeakを示す周波数は1.2Hzであり、地下構造を非常に良く説明している。そこでこの卓越周波数は近似的に第1層において、1/4波長則を利用して基盤までの深さ29mが平均的第1層のS波速度約135m/secをもつとすると大略説明出来よう。このような考え方を拡張して、Fig.22のように107地点で短周期微動を測定し、表層S波速度測定値を参考にして基盤までの深さを算出した。Fig.25、Fig.26には本荘市域での短周期微動の波形のTypicalな例とスペクトルのtypeを示した。この地域におけるボーリング資料を分析して、基盤深度センターをFig.27示した。これは短周期微動からの卓越周期0.8-1.0secのセンターと対応しているようである。Fig.28にこの地域での地下水位と表層S波速度のセンターを短周期微動の卓越周期センターを重合して描いた。これは来るべき大地震による本荘市域の液状化地域の予測というゾーニングへの試みを行ったになる。

謝辞

ここでは微動研究グループの研究成果を代表として述べさせて頂いた。各位に厚くお礼申し上げる。また、このような発表の機会を与えて下さった京都大学防災研究所 入倉孝次郎教授に深く感謝申し上げる。尚、この内容は1989年6月1日において、日中地震学会合同大会終了後中国北京市地質鉱産部で行った特別講演の一部であること付記し、終始熱心に聴講して下さった物理探査大隊の皆さんに記して感謝の意を表したい。

参考文献

- 1) 野越三雄, 1976, 微動の研究経過, 地震波の生成・伝搬に関する実験, 地震探鉱実験グループ, 119-125.
- 2) Kanai,K., T.Tanaka and K.Osada, 1954, Measurement of the Microtremors; I, Bull.Earthq.Res.Inst., 32, 199-209.
金井清・田中貞二・長田甲斐男, 1957, 常時微動の測定結果, 第2報-第7報, 東大震研彙報, 35, 109-200.
- 3) Aki,K., 1957, Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Wave, with Special Reference to Microtremors, Bull.Earthq.Res.Inst., 35, 23-75.
- 4) Akamatsu,K., 1961, On Microseisms in Frequency Range from 1 c/s to 200 c/s, Bull.Earthq.Res.Inst., 39, 23-75.
- 5) Nogoshi,M., 1978, On Fundamental Nature of Microtremors and its Application, J.Min.Coll.Akita Univ., Vol.V, No.3, 1-51.
野越三雄・五十嵐享, 1970a, 微動の振幅特性(その1), 地震[ii], 24, 26-40.
野越三雄・五十嵐享, 1970b, 微動の伝播性, 地震[ii], 23, 264-280.
野越三雄・五十嵐享, 1971a, 微動の振幅特性(その2), 地震[ii], 24, 26-40.
野越三雄, 1972, 微動の減衰性, 地震[ii], 25, 1-15.
- 6) 野越三雄・五十嵐享, 微動と地震動災害について, 北大地物研究報告, 26, 169-191.
- 7) 宇津徳治, 1969, 震度階について-1968年十勝沖地震の場合-, 北大地物研究報告, 21, 53-62.
- 8) 野越三雄・乗富一雄, 1979, 長・短周期微動と地下構造について, 物理探鉱, 32, 105-116.
- 9) 微動研究グループ・野越三雄・阿部司・小林直太・斎藤徳美・中島直吉・中村操・毎熊揮記, 1986, 液状化被災地域における微動特性, 第7回日本地震工学シンポジウム講演集, 277-282.
微動研究グループ・斎藤徳美・阿部司・小林直太・中島直吉・中村操・野越三雄・毎熊揮記, 1988, 秋田県能代市における地盤の振動特性(1)-微地形・地質および日本海中部地震(1983年)による地盤災害と微動特性との関係-, 物理探査, 41, 47-63.
- 微動研究グループ・斎藤徳美・阿部司・小林直太・中島直吉・中村操・野越三雄・毎熊揮記, 1988, 秋田県能代市における地盤の振動特性(2)-1983年日本海中部地震で液状化を生じた地盤の微動特性-, 物理探査, 41, 64-75.
- 10) 野越三雄, 1989, 液状化被災地域に設置された秋田大学強震動観測施設地点の地盤振動特性, 地震学会講演予稿集, No.1, 92.
- 11) 野越三雄・梅内勝彦, 1986, 液状化被災地区における微動測定-秋田市新屋松美町の場合-, 物理探査学会昭和61年度春季講演会予稿集, 19-20.
- 12) 微動研究グループ・野越三雄・阿部司・小林直太・斎藤徳美・中島直吉・中村操・毎熊揮記, 1988, 秋田県本荘市域における微動測定等に関する総合調査, 物理探査学会, 第78回学術講演会講演論文集, 78, 149-154.

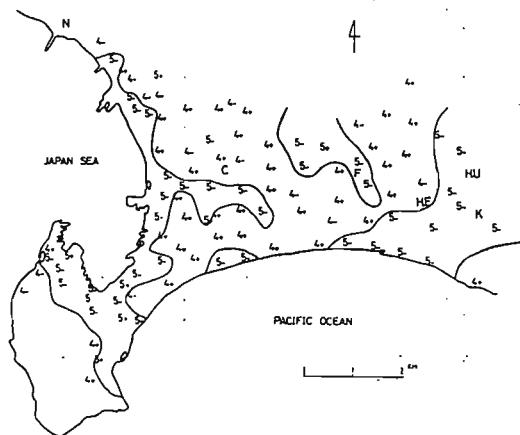


Fig.1

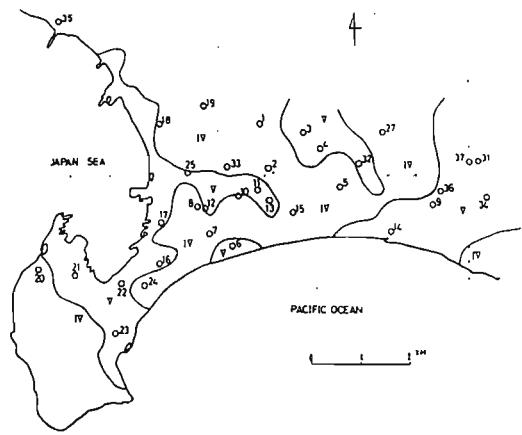


Fig.2

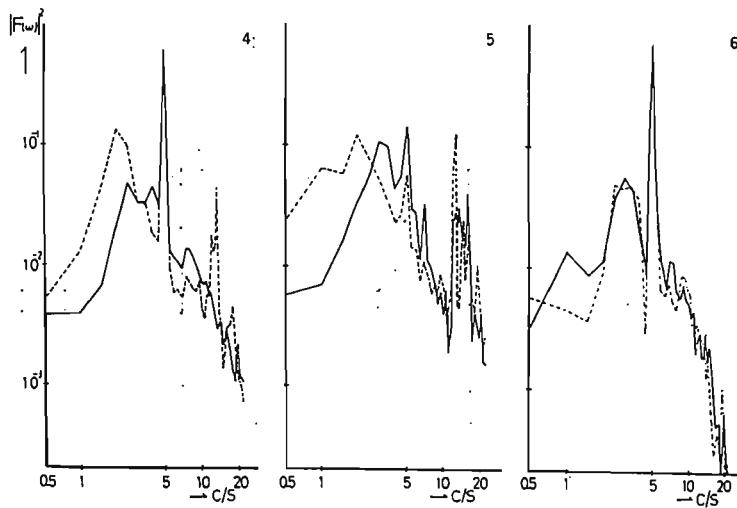


Fig.3

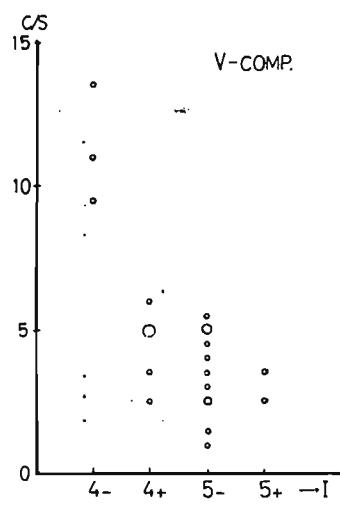


Fig.4

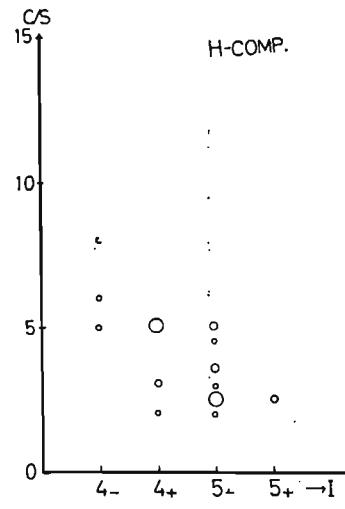


Fig.5

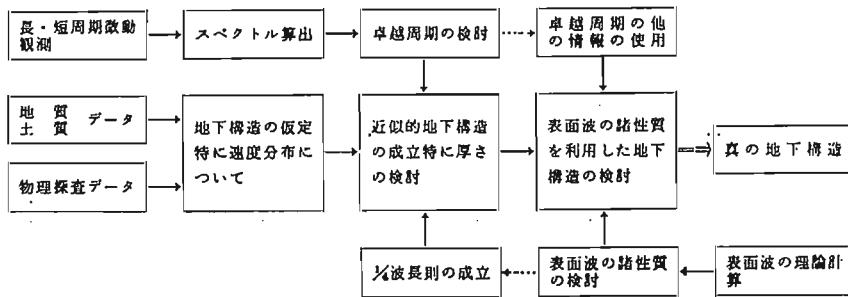


Fig. 6

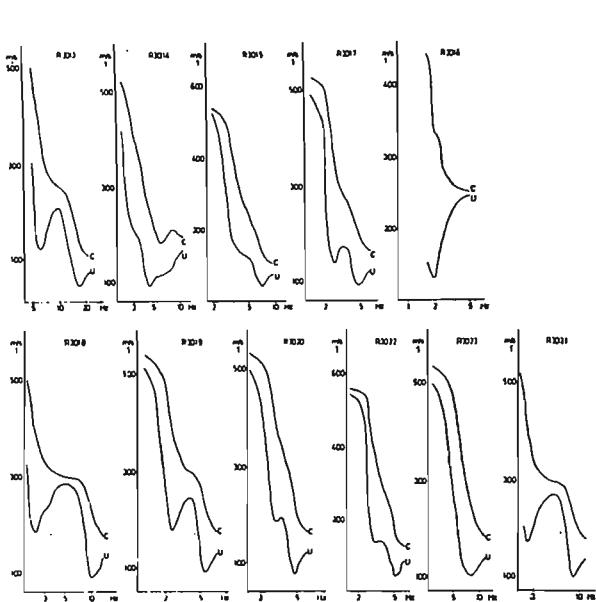


Fig. 7

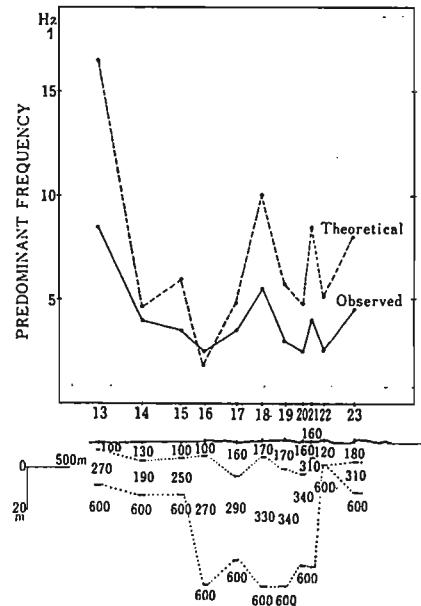


Fig.8

Table 1

Place No.	V_{st} (m/s)	H_t (m)	V_{st} (m/s)	H_s (m)	V_{st} (m/s)	Freq. (Hz)	H_s (m)	Depth (m)
7313	100	3	280	20	600	0.42	297	320
7314	130	7	180	17	600	0.50	213	237
7315	100	7	250	18	600	0.32	384	409
7316	100	7	270	62	600	0.36	237	306
7317	160	16	290	40	600	0.42	215	271
7318	170	8	330	62	600	0.36	276	346
7319	170	14	330	56	600	0.40	224	294
7320	160	16	340	44	600	0.50	162	222
7322	120	12	600			0.44	281	293
7323	180	10	310	15	600	0.46	263	288
7321	160	9	310	51	600	0.48	245	305

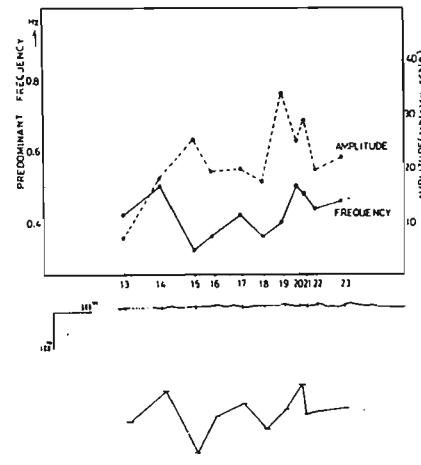


Fig.9

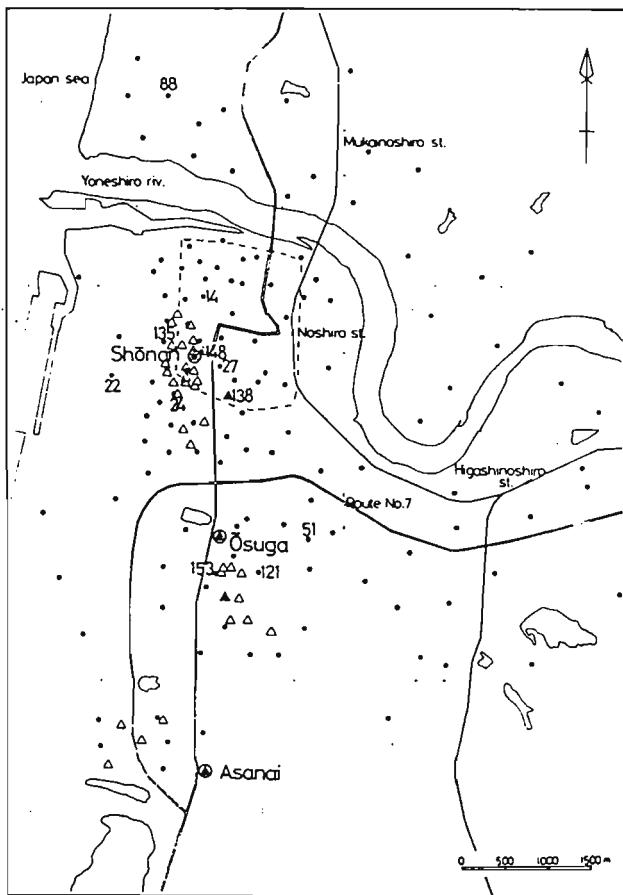


Fig.10



Fig.11

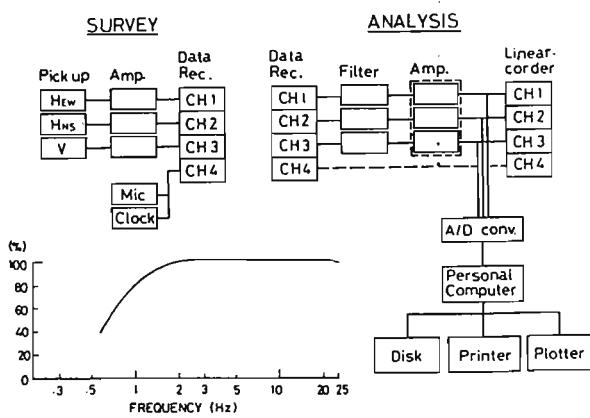


Fig.12

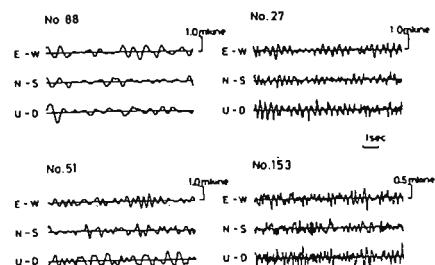


Fig.13

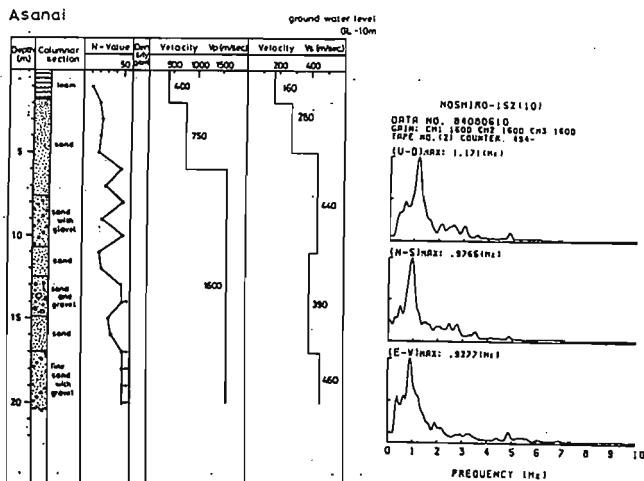


Fig.14

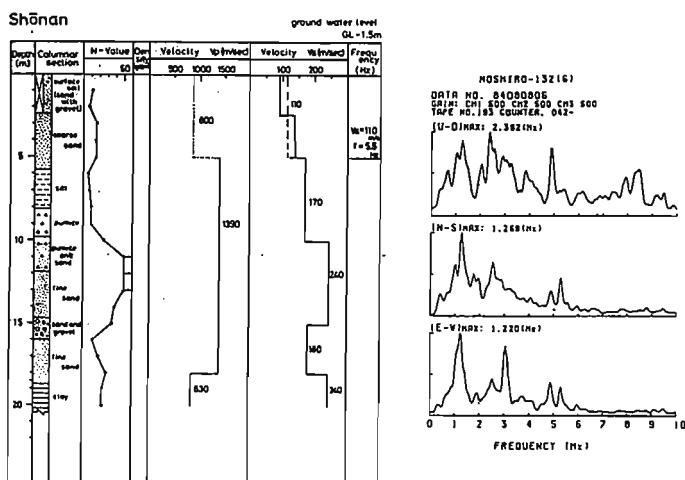


Fig.15

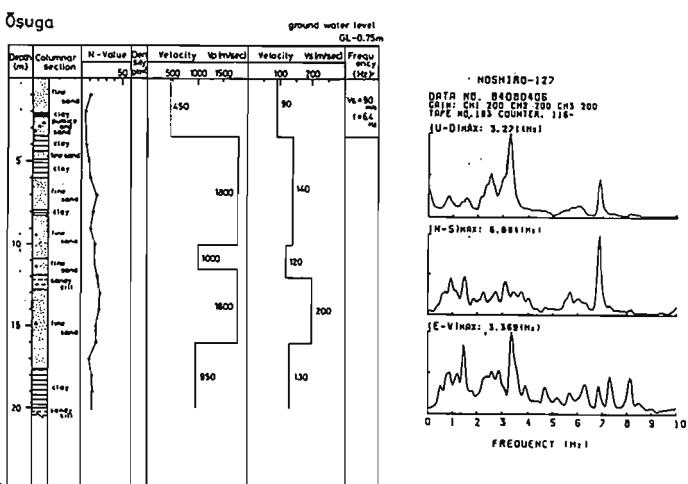


Fig.16

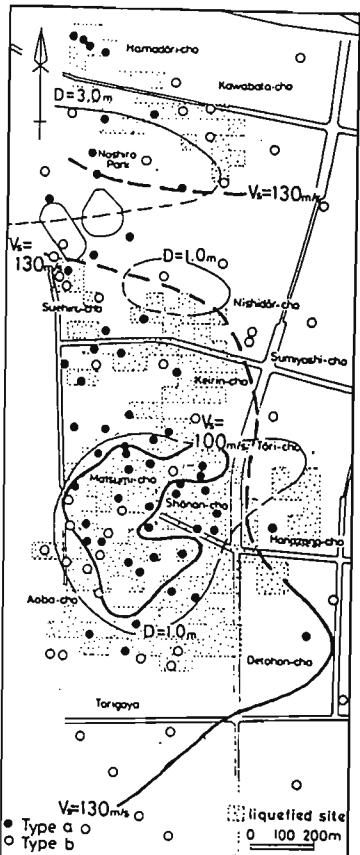


Fig.18

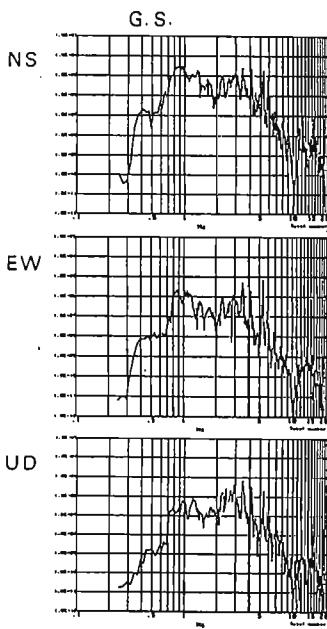


Fig.20

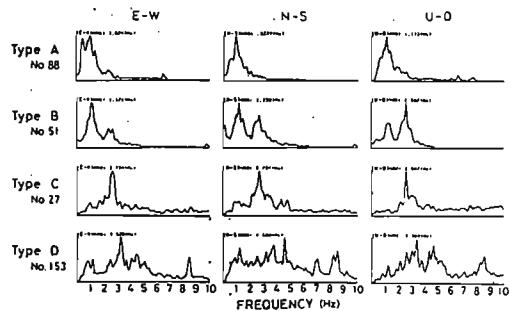


Fig.17

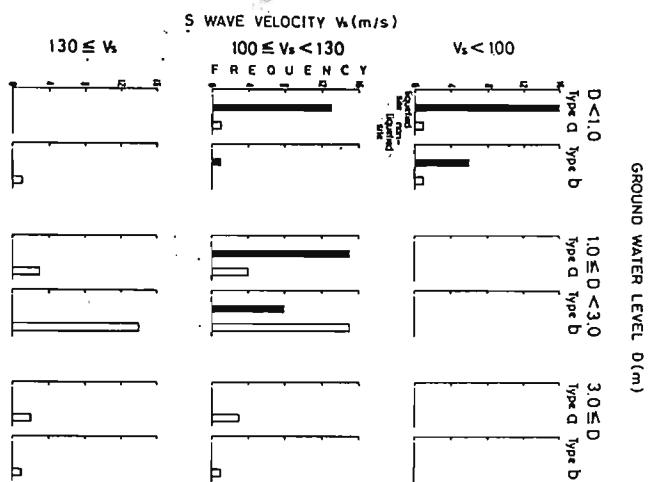


Fig.19

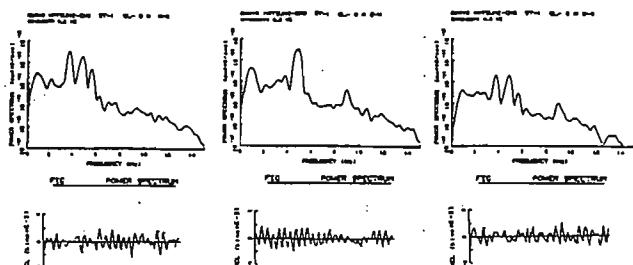


Fig.21

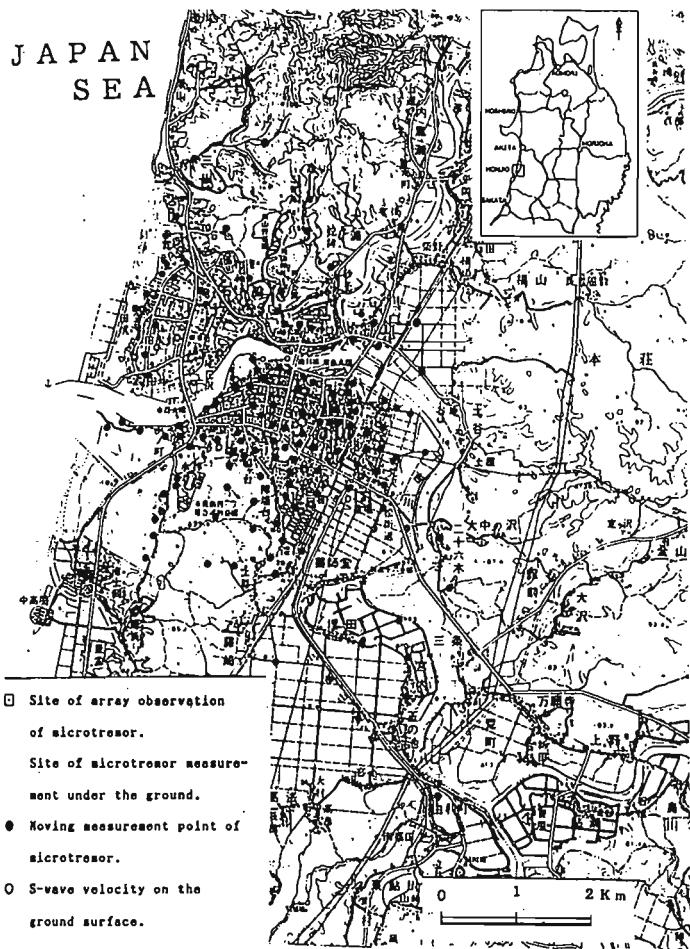


Fig. 22

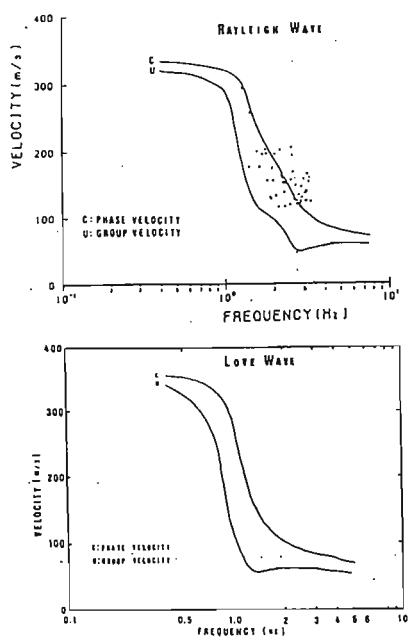


Fig. 23

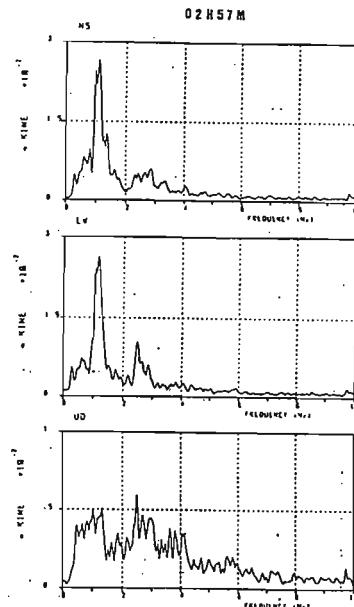


Fig. 24

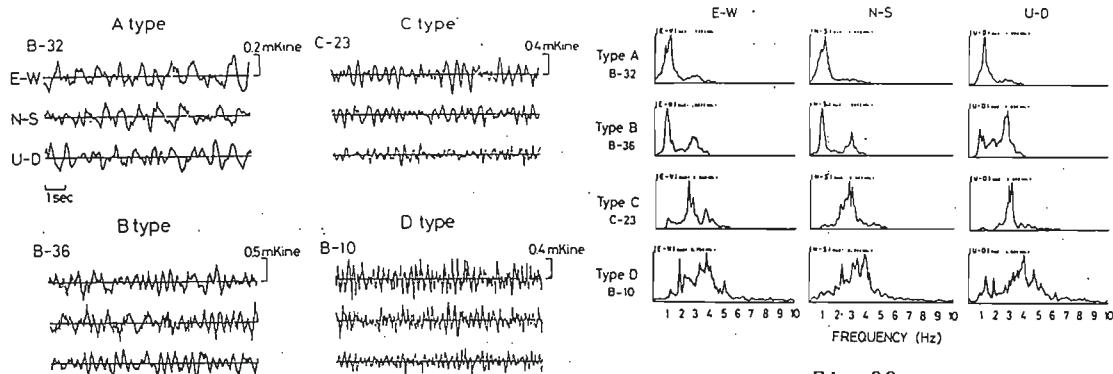


Fig.26

Fig.25

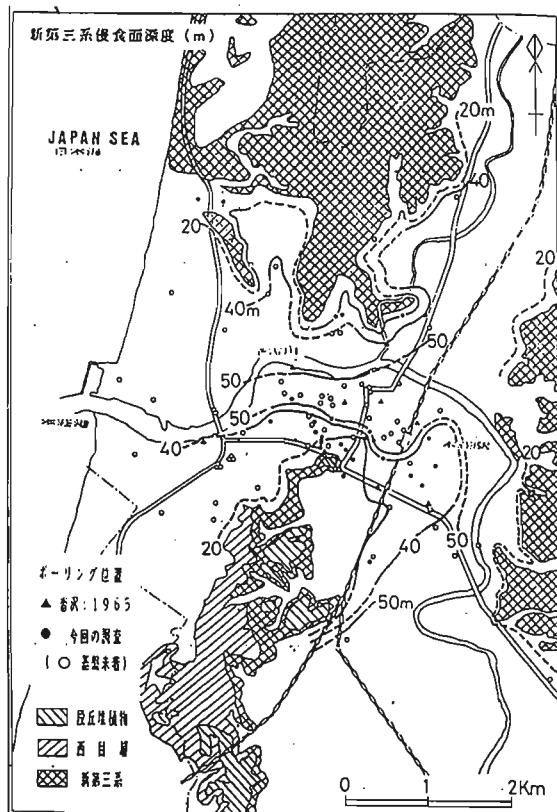


Fig.27

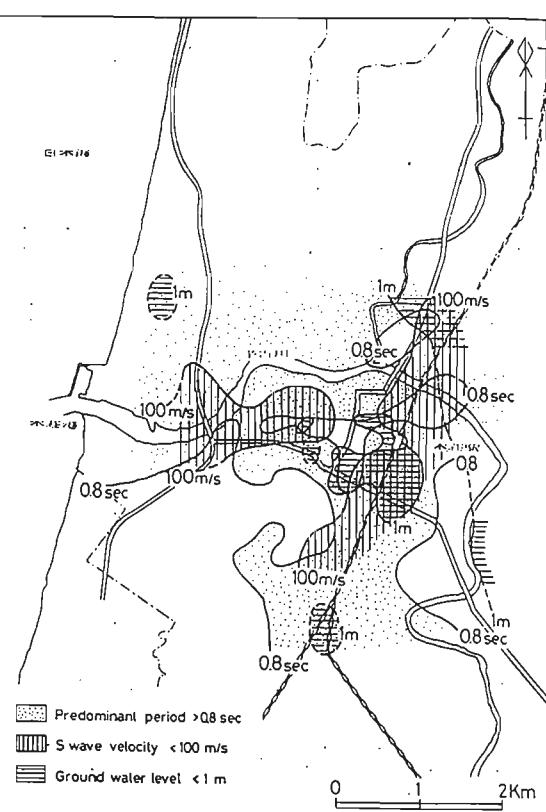


Fig.28



微重力観測による基盤構造の不規則性の推定

Estimation of lateral irregularity of subsurface topography
from spatial variation of microtremors

入倉孝次郎
Kojiro Irikura

Microtremors are significantly affected by lateral irregularities in surface layers or subsurface topographies. We find frequency-dependent amplitude variations in space from microtremor observations in such areas. Numerical calculations support the fact that the spatial variations of microtremors come from the discontinuous ground structures even if either surface waves or SH waves are assumed for microtremors. The lateral variations of microtremors are explained in terms of transmissions and reflections of horizontally propagating waves if surface waves are assumed and also constructive or deconstructive interactions of scattered waves generated at irregular interfaces if SH waves are assumed. This study reveals that the use of microtremor characteristics are effective for investigating active faults masked by alluvial and/or diluvial deposits and seismic-microzoning for the mitigation of earthquake hazard.

1. はじめに

微動を利用した地盤構造の推定は、金井・田中（例えれば1981）による一連の研究以来、極めて多くの事象例が報告されている。その多くは成功例であり、その限りでは今更検討の余地もなさそうに思える。

しかしながら工学的利用を考える場合、実際に観測・解析を行うのが必ずしも波動論の知識を持たない技術者である場合も想定する必要がある。筆者には微動の利用が誰でも使える技術になっているとは未だに思えないところがある。微動の研究者の間でも微動の性質、その利用に関して混乱した議論も残っていると思われる。微動測定を物理探査の一つとしてとらえるなら、その適用に関して現象論の記述のみでなく、その理論的説明を明確にしておく必要があろう。

周期1秒以下の微動は初期的段階では、前提として（1）微動は垂直下方から入射するSH波、（2）震源特性は定常白色ノイズ、とみなして利用されてきた。短周期微動の一般的な性質として、上記の条件

が正しいとする研究も数多くあるのは事実であるが、短周期微動の震源が交通機関や工場、建設現場での機械震動などであることを考えると、震源特性は対象地域の環境や地質条件により変化すると考えられ、アブリオリな仮定は望ましいとは思えない。

周期1秒以上の長周期に関しては、堀家（1980, 1985）、松島・岡田（1986）等によるアレイ観測の結果に基づく研究で、多くの場合表面波と見なし得ることが明らかになってきた。どの程度の周期まで表面波と見なし得るかは、振動源や伝播経路の条件で変わり、一般的に言えない。小林・他（1986）はメキシコ市での微動観測で、4～5秒の長周期でもSH波とみなし得るとしている。この考えが正しいかどうかは、彼らの論文に譲るとして、ここでは一般的に微動がSH波か表面波か定義して話を進めるわけにはいかないことを指摘したい。

微動が表面波として扱えるなら、堀家等によるF-Kスペクトル法か松島等による空間自己相関法により、位相速度の分散性から逆解法を用いて地盤構

造を推定する方法が、もっとも有効であることは論を得たない。しかしながらこの方法は地層構造が近似的に平行と見なし得るという条件が必要であり、不規則構造には用いられない。また当然の事ながら微動がSH波としたら位相速度は分散性を示さず、従って地下構造のinversionはできないことになる。

長周期微動の異なる利用法は、太田・野口(1972)、坂尻・他(1978)をはじめとして多くの研究がなされ定式化の提言も行われている。この方法は微動のパワースペクトルから卓越周期を求め、卓越周期と地下構造の関係を議論する点で、金井等による従来型の微動利用法に共通点を持つている。ただしこの研究では長周期微動をSH波とは考えておらず、Love型あるいはRayleigh型の表面波とみなしている。卓越周期に関する限り、Allam and Shima(1967)で研究されたように、SH波と考えても、表面波と考えても単純な一層構造を仮定するならほとんど違いはない。現実には地盤構造は必ずしもそれ程単純とは考えられず、単に卓越周期からの地盤構造の推定には当然の事ながら限界がある。多層構造については、SH波と表面波のexcitation関数は、かなり異なってくる場合が多く存在する。また、表面波入射を考えたとき、表層の厚さがゆっくりと変化しているところでは、mode conversionは急激になされず、経路中の前の層構造のmodeが保存され(Boore, 1970)、卓越周期の変化として現れないことがある。

Kagami et al. (1982)は一步進めて、長周期微動の卓越周期がほとんど変わらなくとも、その振幅変化は表層の厚さに関係付けられ、またその変化は地震動の地盤特性に対応する事を示した。このことは定性的な説明としてはいいとしても、論文の中で定量的な議論が十分なされていないことが残念である。この方法で微動の振幅変化のみから逆に、表層構造の量的推定を行うのは困難に思える。しかしながらこれは観測事実として示されているものであり、彼らの解釈が正しいとすると微動特性を用いて不規則な地盤構造を推定する有力な方法の一つと言える。

本稿では上記議論を踏まえて、微動の地盤調査への一つの利用方法として、堆積層に覆われた断層構造など、表層の厚さや基盤形状の急激に変化する地域の調査について、今までに行われた事例を基にその適用方法を述べる。

2. 微動による表層構造の不規則変化の推定—観測例—

沖積層など軟らかな堆積層に覆われた

断層構造の推定は、活断層の連続性の調査に重要なだけでなく、この様な地層構造の不連続な地域は地震時に被害を受けやすい(入倉他, 1982)ところもあり地震災害予測にも重要である。ここでははじめに表層の厚さが不連続に変化する断層構造の3つの調査例を報告し、次章で不規則地盤構造での微動の振舞いについて波動論的な説明を試み、微動利用の有効性を検証する。

黄檗断層の調査

黄檗断層は京都盆地南部の東縁を南北に走っているが、盆地東南部の黄檗付近では堆積層下にかくれており、地表踏査では正確な位置を見出すことはできない。狐崎他(1971)は爆破探査で京大黄檗グラウンド付近で、約50mの深さのところに比高約150mに達する基盤岩の段差を見出した。この時の発破点の配置は、断層の位置を正確に決めるには不十分なものであった。

Irikura and Kawanaka (1980)は、推定される断層

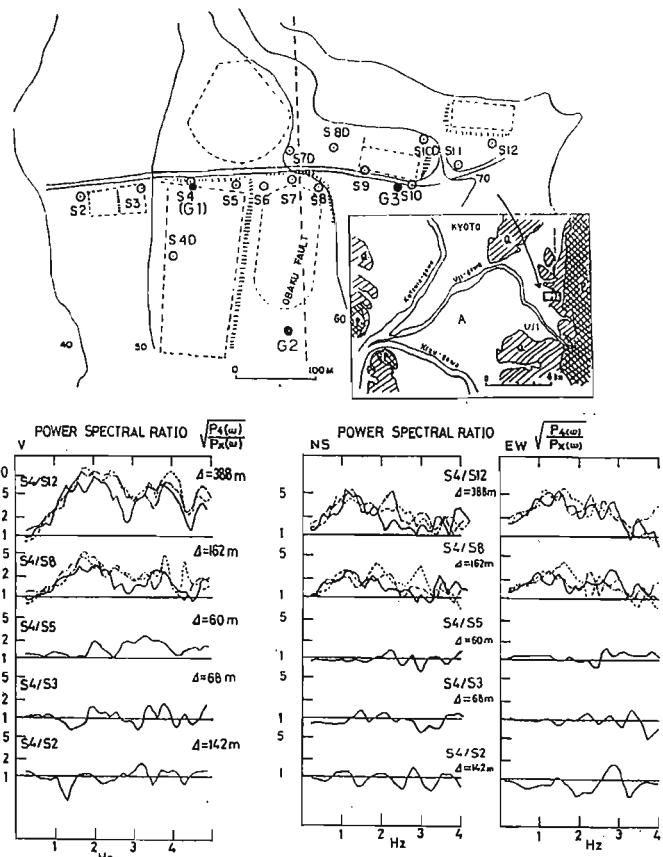


Fig. 1. Top: Observation points of microtremors across inferred Ohbaku fault. Bottom: Ratios of square-roots of power spectra at S4 to those at S2, S3, S5, S8 and S12 (Irikura and Kawanaka, 1980).

域を横切る測線上で微動の比較観測を実施した。観測点の配置と参考点(S4)に対する、パワースペクトルの比がFig. 1に示される。参考点は表層の厚い側(図上西方の盆地側)に位置していると考えられ、堆積層の薄い側(山側)のS8とS12で0.5~3Hzのスペクトルレベルが急激に小さくなっている事がわかる。それに対し表層の厚い側(山側)のS2、S3、S5では、スペクトル比はほぼ平坦となっており、S4と同様の微動特性を持っている。

春日(1983)はFig. 2に示されるように、同様の観測点配置で4秒の長周期から0.2秒の短周期に至る異なる周期バンドでの微動の空間分布を示した。図から中心周期0.45~2.5 secの帯域で微動振幅が空間的に急変するが、より長周期及び、より短周期では振幅が空間的に殆ど変化しないことを示した。振幅が変化する周期帯域から、基盤の段差の推定が可能となる。

福井地震の断層調査

1973年の福井地震(M 7.3)を発生させた福井地震断層は、福井平野の厚い堆積層のため地表まで達せず、断层面の位置や規模は正確にはわかつていないが、地震時に生じた地割れ帯で大まかな位置は推定されている。竹内・他(1983)は福井地震断層の正確な位置と基盤の上下変動量を知るために、重力、全磁力、地震等の物理探査を行い、その一環として長周期微動の多地点同時観測を実施した。観測地域と地震計の配置点は、Fig. 3に示される。

観測はじめA1~A8の約1 km間隔の大アレイでなされた。観測波形とそのスペクトルがFig. 4に示される。2秒付近のバンドパスフィルター記録の平均振幅を見ると、A3とA4の間の急激な振幅変化が明瞭に見える。そこで次にA3とA4の間を中心としてC1~C8の約200 m間隔の観測を行った。Fig. 5に微動の波形とスペクトルが示される。微動の卓越周期の変化は顕著でないが、スペクトル振

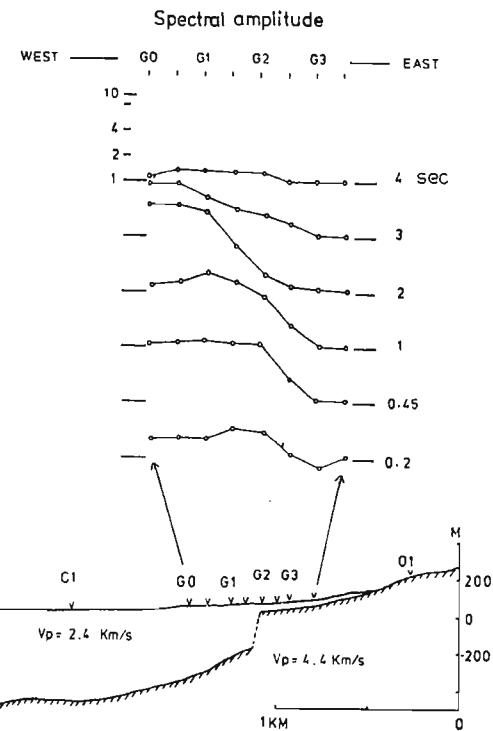


Fig. 2. Spatial variation of microtremors determined as mean amplitudes of outputs of narrow band-pass filters (Kasuga, 1983)

幅がC5とC6の間で急激に変化している。Fig. 6にバンドパスフィルター記録の平均振幅の空間分布が示され、C5とC6の間で振幅の変化が顕著にみられる。古川・他はこれらの結果を基に、断層の段差を200 mと推定した(古川・他1984)。

琵琶湖東岸、日野川下流域の基盤深度の不連続

琵琶湖東岸は、地震活動度が著しく低いことが三木他(1976)によって指摘され、先天的無地震地帯か空白域か興味の持たれているところである。筒井他(1985)はこの地域の活断層の有無を調査目的として、長周期微動観測を行った。調査地点は、野州川、日野川によって形成された湖成三角州地帯で、広く堆積層に覆われている(Fig. 7)。この地域には断層活動を示す地形が見あたらないにもかかわらず、重力探査で日野川付近を境に約3 mgal/km西に向かって急傾斜する重力以上の分布が得られている(西村、1979)。測線はFig. 7でLine86-5(図中a~g)とline 86-7(1~8)の2本で、いずれも観測点4を参考点として比較移動観測が

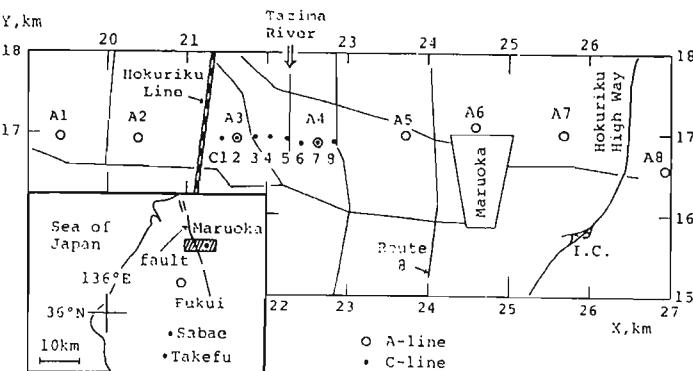


Fig. 3. Observation points of microtremors around the 1948 Fukui earthquake fault. Span of large array from A1 to A8 is about 7 km and that of small array from C1 to C8 is about 1.4 km (Hirukawa et al., 1984).

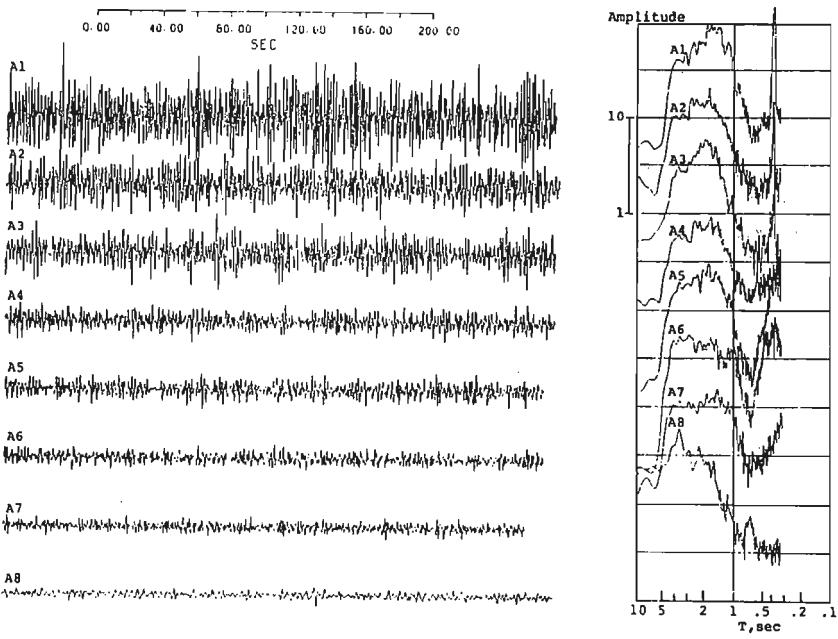


Fig. 4. Examples of waveforms on which 0.1-1.2 Hz band-pass filter was imposed and their unfiltered Fourier amplitude spectra of NS-component microtremors on A-line (Hurukawa et al., 1984).

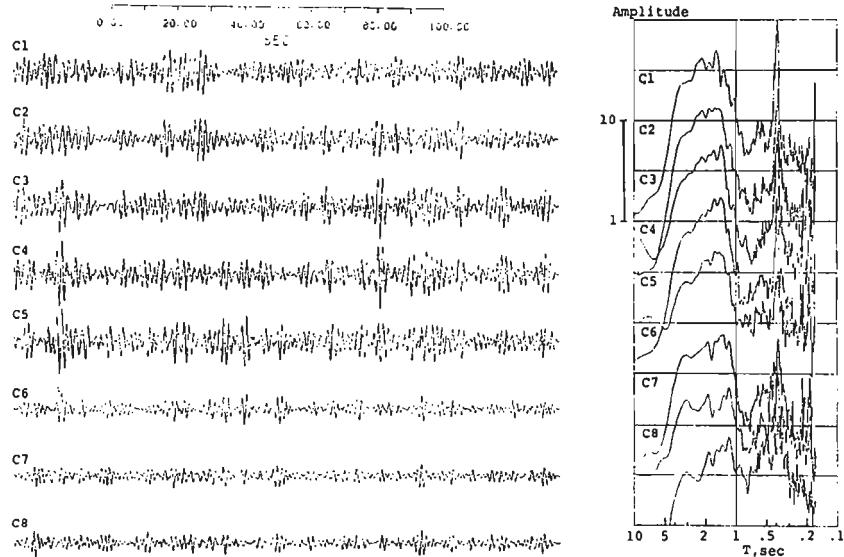


Fig. 5. Examples of waveforms and their unfiltered Fourier amplitude spectra of NS-component microtremors on C-line. Band-pass filter (0.1-1.2 Hz) was imposed on waveforms (Hurukawa et al., 1984).

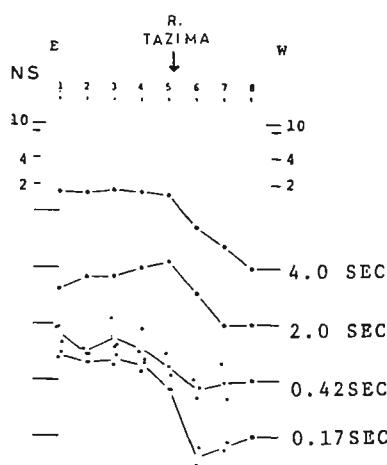


Fig. 6. Spatial variation of amplitude ratios of microtremors on C-line with respect to NS component at C7 (Hurukawa et al., 1984).

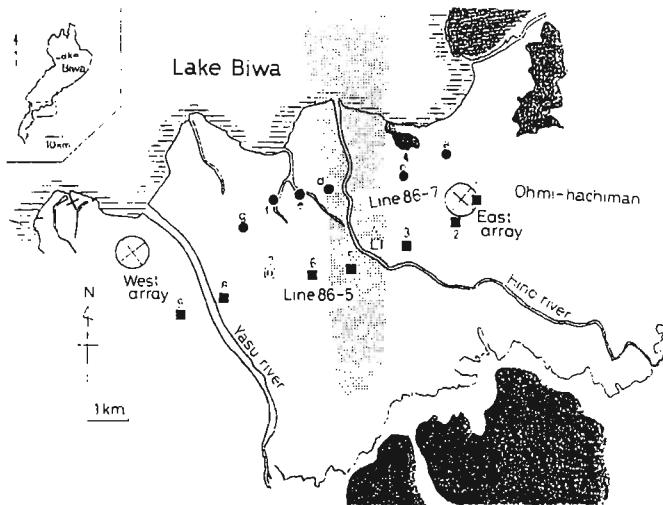


Fig. 7. Locations of observed points. Light-screened area indicates a steep-gradient zone of gravity and thick-screened area indicates the outcrops of bed rock (Tsutsui and Kobayashi, 1989).

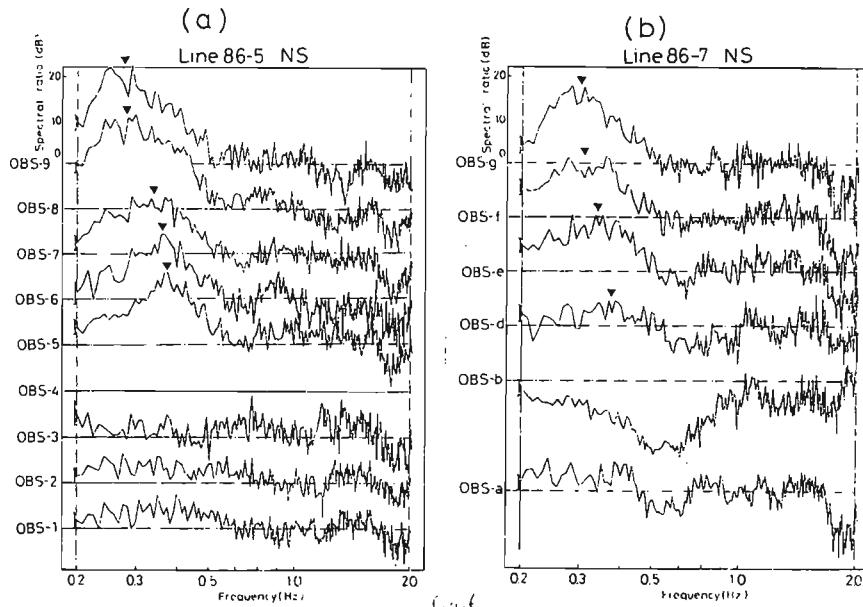


Fig. 8. Spectral ratios to the reference point OBS-4. (a) and (b) correspond to Line 86-5 and Line 86-6, respectively (Tsutsui and Kobayashi, 1989).

行われた。Fig. 8で図(a)に参考点4に対する観測点1～8とのスペクトル比、図(b)に参考点bと観測点a～gとのスペクトル比が示される。0.5 Hzより長周期の振幅が、bとd間及び4と5間で急変している。スペクトル比の卓越周波数は、西へ行くほど長周期側にずれており、堆積層の厚さが西に行くほど深くなる事を示唆している。筒井他は更にFi

g. 7で×印でEast arrayとWest arrayとして示される地区で口径約800mの十字アレイの微動観測を実施し、堀家の方法(1985)に従ってその位相速度の分散性を求め、両地区の地下構造を推定した。Fig. 9に得られた分散曲線と地下構造が示される。これらの結果により、筒井・他は日野川の西側で基盤の深さは約0.9 kmであるのに対し、東側では約0.1 kmで約

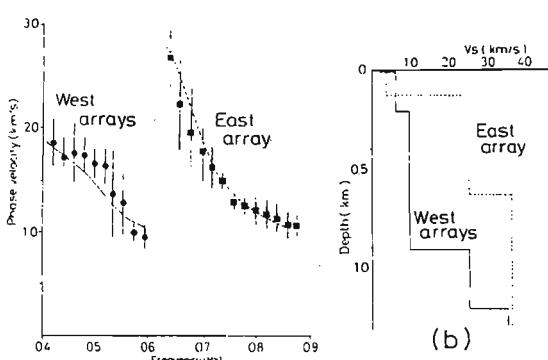


Fig. 9. Phase velocities for the West and East arrays, respectively, and velocity structure models for both arrays (Tsutsui and Kobayashi, 1989).

0.8 kmの段差があるとしている。この段差が断層構造によるものかどうかは、更に反射法探査で検討中である。

この他小林・他(1984)や今住・小林(1985)によつても、堆積層を覆われた地域での活断層の予備調査として、微動特性の空間変化の測定が有効であることが実例として指摘されている。

3. 理論的背景

前章で示された表層の厚さが急変する所で微動の振幅も大きく変化することに関して、理論的説明を試みる。微動を表面波あるいはSH波とする2つの場合について述べる。

垂直境界面での表面波の反射・屈折

Irikura and Kawanaka (1980)は、微動の振幅の空間的变化について表層が水平に変化する垂直境界面におけるRayleigh波や、Love波の反射・透過として説明を試みた。計算はAlsopの方法(McGarr and Alsop, 1967; Alsop, 1974)でなされた。この方法は異なる構造で表面波が異なるModeを持つことから、Mode間のCouplingより透過・反射係数を求めるもので、境界付近で生成される回折波を無視しているので、境界近傍については観測との定量的比較はできない。

Fig. 10に前章で報告した黄鱗断層付近の構造をモデル化したRayleigh波に対する計算例が示される。Aのモデルは基盤の深い側、Bのモデルは基盤の深い側に相当する。入射波は基本モードを持つとし、透過波T1、T2（透過基本モードと透過2次モード）および反射波R1、R2（反射基本モードと2次モード）が求められる。A側からB側へ伝播した時、透過係数は低周波数では1に近く、2 Hz付近で極小となり、高周波数でまた0.5程度に回復する。

一方反射係数は透過係数が極小になるところで極大になる。BからAへの伝播の場合、透過係数は2 Hz付近で極大となり、低周波数と高周波数で1に近付く。この場合反射係数は極めて小さい。この結果より、入射方向がいずれの場合でも、A側の震動に対するB側の震動のスペクトル比を取ると、極大値はA側の minimum group velocityの周波数付近に現れ、極小はB側の minimum group velocityの周波数付近に現れる。

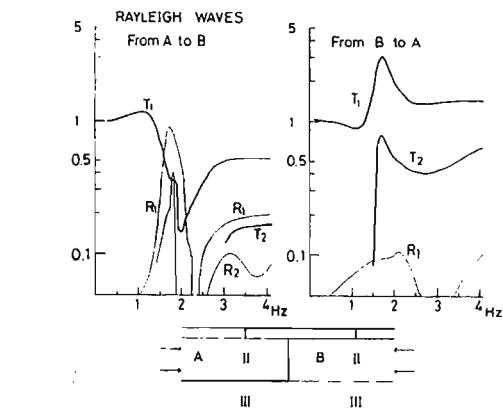
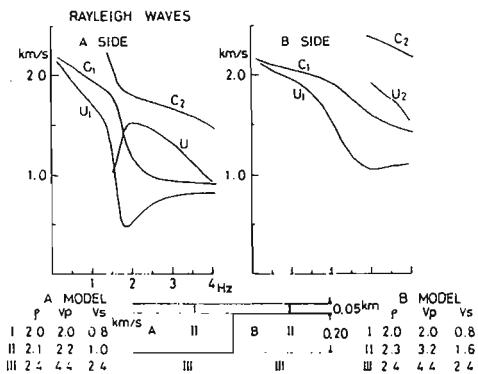


Fig. 10. Upper: Phase and group velocities of Rayleigh waves, assuming flat layers for A side and B side, respectively. Lower: Transmission and reflection coefficients of Rayleigh waves from thick to thin layer (from A to B) and from thin to thick layer (from B to A). T1, T2, R1 and R2 are transmission coefficients and reflection coefficients of fundamental and first higher modes for incidence of fundamental modes (Irikura and Kawanaka, 1980).

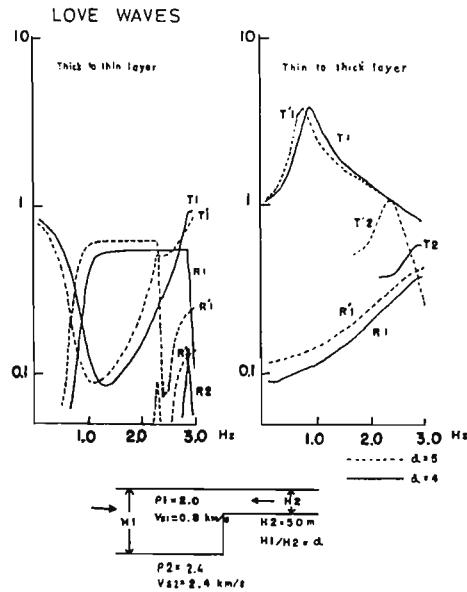
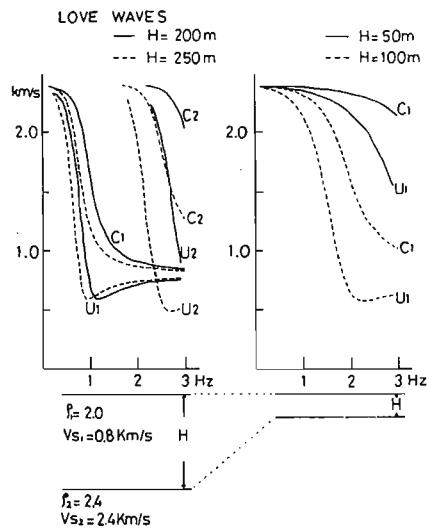


Fig. 11. Upper: Phase and group velocities of Love waves, assuming flat layers for both sides. Lower: Transmission and reflection coefficients of Love waves from thick to thin layer and from thin to thick layer. T_n and R_n are transmission and reflection coefficients for the model of $H_1/H_2=4$, and T'_n and R'_n are those for the model of $H_1/H_2=5$, where subscript n specifies mode number (Irikura and Kawanaka, 1980).

Fig. 11に、同様のモデルに対して、Love波の入射を考えた場合が示される。Rayleigh波の場合とモデルが若干異なるので振幅値等の定量的比較はできないが、定性的傾向は一致している。

従って微動が伝播性表面波と見なされるなら、入射方向がいざれであっても、参考点に対するスペクトル比の空間的変化を調べることにより、垂直境界の検出が可能である。

垂直境界を有する波動場への S H 波の入射

垂直境界への S H 波が入射した場合の数値計算が、Kasuga and Irikura (1982) によりなされている (Fig. 12)。計算モデルは Fig. 12 下図に示されるもので、Aki and Larner (1970)による離散化波数法 (DWN法) と Kennett (1973)による特異値積分方程式法 (SIE法) の 2 つの手法で計算され、各々の結果が比較吟味された。計算の際、DWN法は鋭角の境界では精度の良い計算ができないので、垂直境界の角を滑らかにしている。一方SIE法はむしろ急激な境界に適しているが、Born近似を用いているので、速度コントラストが大きい場合に問題がある。

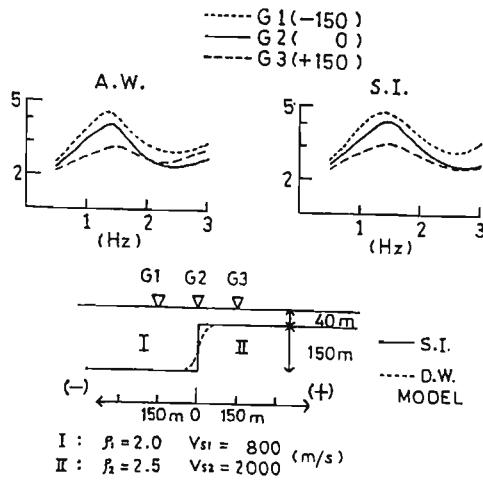


Fig. 12. Upper: Spectral amplitudes of the theoretical responses at the three points, G1, G2 and G3 for vertically incident SH waves. Left shows the responses calculated by D. W., Discrete Wave number method (Aki and Larner, 1970). Right shows those by S. I., Singular Integral equation method (Kennett, 1973, 74). Lower: Assumed S-Wave's velocity-structure models and the location of G1, G2, and G3. D. W. model is slightly different from S. I. model (Kasuga and Irikura, 1982).

垂直入射に対して、境界近傍での3点G1、G2、G3での応答特性がFig. 12上図で比較されるが、両手法による違いは極めて小さい。応答特性の卓越周波数は場所によりあまり変わらないが、振幅特性は境界を境に顕著に変化する。入射波を1 Hzとした時の応答振幅の空間分布が、Fig. 13に示される。振幅値は表層の厚い側で大きく薄い側で小さくなることが明瞭に示される。

斜め入射に対する計算例がFig. 14に示される。境界近傍での応答特性が入射方向に依存しているが、何れの場合でも境界を境とした応答特性の変化は、垂直入射の場合より顕著に見える。

以上見てきたように表面波を考えても、SH波を考えても、応答特性が垂直境界を境として、空間的に急激に変化する。ただしこの場合、卓越周期は必ずしも sensitive ではないので、微動の相対的振幅が精度良くおさえることが必要である。しかしながら、微動の振幅変化から直接的に地震時の応答を評価するのは、応答振幅特性は wave type や入射方向によって異なるので、問題がある。ここで紹介した計算は必ずしも精度のよいものではないが、不規則境界での地震動応答の計算は、SH波のみでなく表面波も含めて最近急速に精度の良いプログラムが開発されており（例えば Kawase, 1988; Sanchez-Sesma, 1988）、微動特性とこれらの理論計算を比較することにより、より有効な微動の利用法の検討が可能になってくる。

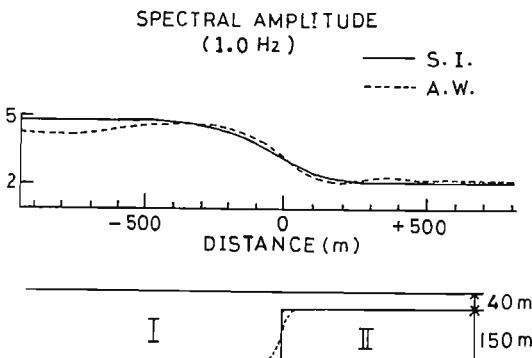


Fig. 13. Spatial distributions of response amplitudes at 1.0 Hz for vertically incident SH waves. The broken line is the response calculated by the discrete wave number methods. The solid line is the response by singular integral equation methods. The assumed S wave's velocity-structures are the same as in Fig. 12 (Kasuga and Irikura, 1982).

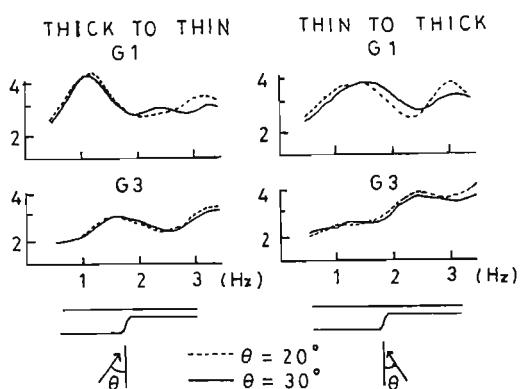


Fig. 14. The variations of amplitude characteristics at G1 and G3 with the directions of the seismic arrivals, calculated by discrete wave number method. Left is the case of incident waves arriving from thick to thin layers. Right is from thin to thick layers. (Kasuga and Irikura, 1982).

4. おわりに

表層構造が水平方向に変化する断層構造のような地盤の地下構造調査に、微動観測が有効なことを観測事例及び理論的背景を基に述べてきた。表層内に不連続構造があると微動の振幅特性は、周波数に依存して異なった空間的变化を示す。微動の空間振幅特性の周波数依存性を基に、不連続境界の段差が推定できる。推定される境界より一定程度離れた地域で、十字アレイ観測による位相速度の分散性を求める、地下構造を逆解法で推定する等の方法を併用することにより、微動のみでも信頼性の高い表層構造探査が可能となる。微動の振幅特性の空間的变化が、相対的に信頼できる量として測定できるなら、微動を用いた地盤構造の推定の信頼性が増すであろう。ただし一般的な不規則構造を微動特性より推定するには、微動の波動としての性質を定量的におさえ、理論と観測の比較検討が今後必要とされる。

謝 辞

本稿をまとめにあたって、京都大学理学部の小林芳正氏、同防災研究所岩田知孝氏には有益な議論、助言をしていただいた。京都大学理学部筒井智樹氏には出版中の関係文献を送っていただいた。また原稿作成にあたって、京都大学防災研究所由本慶子氏にご協力いただいた。これらの諸氏に深く感謝致します。

参考文献

- Allam, A. M. and E. Shima, 1967, An Investigation into the Nature of Microtremor, Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 43-59.
- Boore, D. M., 1970, Love Waves in Nonuniform Wave Guides: Finite Difference Calculations, J. Geophys. Res., 75, 1512-1527.
- 古川信雄・春日茂・竹内文朗・天池文雄、1984、やや長周期微動の群列観測による福井地震断層探査、地震、37、207-212。
- 堀家正則、1980、微動の位相速度及び伝達関数の推定、地震、33、425-442。
- Horike, M., 1985, Inversion of Phase Velocity of Long Period Microtremors to the S-Wave Velocity Structure down to the Basement in Urbanized Areas, J. Phys. Earth, 33, 59-96.
- 今住隆、小林芳正、1985、微動観測と浅層反射法による京都盆地西南部・金が原構造線の探査、物理探鉱、Vol. 38, No. 4, pp. 157-162。
- 入倉孝次郎・春日茂・吉川宗治、1982、地盤構造の不規則性と地震動による被害の関係、自然災害特別研究報告No. A-57-5、「地下構造の不規則な地域での地震動災害とその防止に関する研究」、8-11。
- Irikura, K. and T. Kawanaka, 1980, Characteristics of Microtremors on Ground with Discontinuous Underground Structure, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 30, 81-96.
- Kagami, H., C. M. Duke, G. C. Liang, and Y. Ohta, 1982, Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 987-998.
- Kanai, K. and T. Tanaka, On Microtremors. VIII, Bull. Earthq. Res. Inst., 39, 97-114.
- 春日茂、1983、表層に覆われた断層近傍における微動の振幅変化、地震学会昭和58年度春季講演予集、190。
- Kasuga, S. and K. Irikura, 1982, Earthquake Ground Motions Influenced by Horizontally Discontinuous Structures, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., 32, 97-114.
- Kawase H., 1988, Time-Domain Response of a Semicircular Canyon for Incident SV, P. and Rayleigh Waves Calculated by the Discrete Wavenumber Boundary Element Method, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1415-1437.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規、1971、地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題、京都大学防災研究所年報、14-A, 203-215。
- 小林芳正・安藤雅孝・入倉孝次郎・吉住長三郎、1984、黄檗断層の地球物理学的・地質学的調査、地震、417-428。
- 小林啓美・瀬尾和大・翠川三郎、1986、MEXICO市内における建築物の被害分布、地震計の記録と地盤の常時微動の関係、REPORT ON SEISMIC MICROZONING MEXICO EARTHQUAKE OF SEPT. 19, 1985, PART 2, 14.
- 松島健・岡田広、1986、長周期微動の応用(2)、昭和60年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率仮定としての時空間変動特性の研究」、70-98。
- 三木晴男・黒磯章夫・梅田康弘・伊藤潔・見野和夫・竹内文朗・井元政二郎・渡辺邦彦・平野憲雄、琵琶湖周辺の地震活動について、1976、京都大学防災研究所年報、19B, 13-20。
- 西村進、1979、滋賀県の重力測定、「滋賀県の自然」、財団法人滋賀県自然保護財団、469-477。
- 太田裕・野口静雄、1972、やや長周期の微動観測とその地震工学への応用、災害論文集、9、247-248。
- 坂尻直巳・太田裕・後藤典俊・鏡味洋史・塩野計司・工藤一嘉・成瀬聖慈・久保寺章・竹内文朗・三浪俊夫、1978、やや長周期の微動観測と地震工学への適用(5)一卓越周期の安定性の検討と観測の定式化への提案一、地震2, 31, 179-193。

Sanchez-Sesma, F. J., S. Chavez-Perez, M. Suarez, M. A. Bravo and L. E. Perez-Rocha, 1988, The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - On the Seismic Response of the Valley of Mexico, Earthquake Spectra, 4, 569-589.

竹内文朗・古川信雄・春日茂・平野憲雄・見野和夫
・天池文男・川辺喜朗・河野芳輝・貞広太郎、
1983、福井地震断層の位置と規模を定めるための
探査、地震予知連絡会会報、30、368-375。

Tsutsui, T. and Y. Kobayashi, 1989, Discontinuity of Basement Rock Depth in Eastern Coast of Lake Biwa, Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, 37, in print.

III—3

中国における微動の工学的利用の可能性について —唐山及び北京での測定事例から—

郝憲生^{*1}・佐間野隆憲^{*2}・瀬尾和大^{*3}

■はじめに

1976年の唐山地震の際、唐山市の中心部では家屋倒壊率が90%以上に達し、MM震度階で震度XⅠが記録されたことと併せて、各地で局部的な震度の異常が見られたことが報告されている。なかでも、唐山市の北西約40kmの玉田付近では周辺の地域に比べ明らかに震度が低かったこと（震度VI、家屋倒壊率は5%以下）が「低震度異常」として注目され、その原因に関してこれまでにも数多くの調査研究がなされているが、未だ明確な結論は得られていない。このような背景もあって、昭和62年度から3年間の海外学術研究「日中地震予知共同研究」（研究代表者：松田時彦東大教授）の1研究課題として「詳細地域地震危険度予測のための基礎的研究」（研究代表者：鳴悦三東大名誉教授）が掲げられ、玉田周辺地域の地震基盤に至るまでの地下構造を明らかにすることを目的とした発破実験が昭和62・63年度に実施された。筆者らもこれらの実験のメンバーの一員として参加し、63年度には微動計を持参し、唐山市内や発破実験の対象地域である玉田周辺地域で微動測定を行った。更に、中国々内での移動の機会を利用して北京市中心部においても微動測定を行うことが出来た。

測定に用いた機器は、地震計・増幅器及びアナログレコーダから成っており、地震計は固有周期1秒の振子で、そのまま1秒計として、また電気的に5秒まで周期伸して5秒計としても使用できるものである。それぞれの場合の総合特性を図1aに示す。

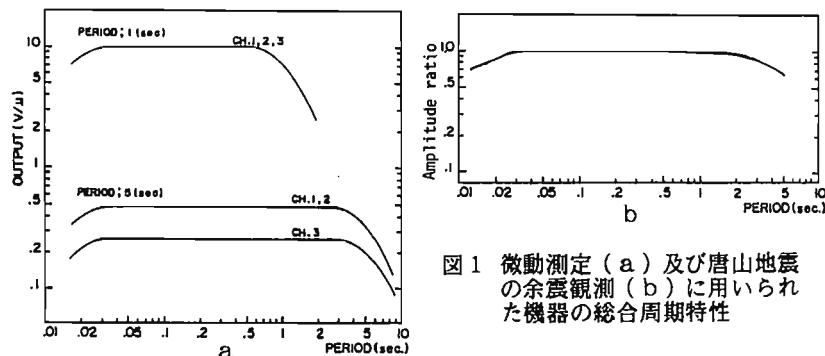


図1 微動測定(a)及び唐山地震の余震観測(b)に用いられた機器の総合周期特性

本報では、これら微動の測定事例を紹介し、中国における微動の工学的利用の可能性についての私見を述べさせて頂くこととする。

■唐山市及び玉田周辺地域での微動測定事例

□唐山・玉田を含む地域の地形・地下構造の概要と微動の測定

この地域の地形は、北部は安定した基岩（先カンブリア系）が露出した山地が連なり、その南面には洪積・沖積平原が広がっている。唐山や玉田はこの平原上に位置しているが、唐山市域には古生層の基岩が複雑にもまれて露出した或いは非常に浅い丘陵地もみられる。また、玉田周辺地域の地下構造は、既往のボーリング資料に依れば、古生層の基岩上面の深さが図2bのセンターで示すように数100mから1km程度の範囲で変化し、その上を第四紀の堆積層が直接覆った構造となっている。

微動の測定は、昭和63年10月に実施された発破実験の機会を利用して行った。発破実験と微動測定の測点などを図2に示す。発破実験は昭和62年度と併せて、発破点6地点（図2b中の▲, △）、観測点延82地点（同○, ○）であり、観測点の多くは、玉田（同YUTIAN）から東・南東・南西・西方向および山地へ向う道路に沿って設けられた。一方、微動は玉田周辺地域の23地点（同▲, ○）と唐山市内の4地点（図2c中の▽）の計27地点で、1秒計と5秒計での測定を各10分程度行った。唐山市内のM24では2~3時間おきに24時間の連続測定を行ったが、他の地点は1回だけの測定である。各測定点の地盤状況は、採石場で基盤岩が露出しているM01と、殆ど堆積層のない丘陵地であるM26・M27のほかは、堆積層に厚く覆われているが、

その厚さは場所により大きく異なっているものと考えられる。なお、M04とM25の地点では唐山地震の余震記録がいくつか得られている。

各測定点の微動記録は、ハイカットフィルターを通してA/D変換し、FFTによるスペクトル解析を行った。A/D変換の際のカットオフ周波数(f_c)、サンプリング間隔(Δt)及び記録長さ(T)は、1秒計の記録については $f_c=10\text{Hz}$, $\Delta t=0.01\text{秒}$, $T=20.48\text{秒}$ 、5秒計の場合は $f_c=10\text{Hz}$, $\Delta t=0.05\text{秒}$, $T=51.2\text{秒}$ とした。また、スペクトルを図示する際には適当な周波数幅で平滑化を施している。

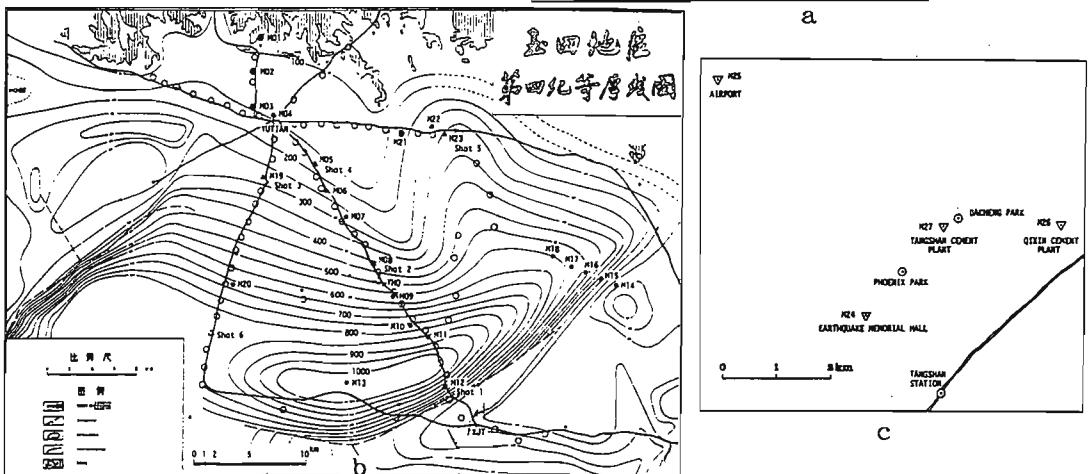


図2 唐山・玉田地域での人工地震と微動の測定点

□測定結果と考察

まず、唐山市内のM24での連続測定結果について述べる。この測定は、微動の安定性及び日変化のチェックを目的として行ったものである。適当な時間間隔でのスペクトルの例を、1秒計と5秒計での記録についてそれぞれ図3のaとbに示す。

これらの図から、0.2~0.4秒、2秒および4~5秒にピークが水平・上下動ともに比較的安定して現われていること、一方、昼間と夜間との振幅の変化は、

やや長周期成分では高々2倍程度であるのに対し、短周期成分では昼間の振幅は夜間の5~10倍の振幅となっていることなどが指摘できる。従って短周期の微動については、交通等の人間活動による擾乱を震動源とし地盤構造を反映したいわゆる「常時微動」と考えてよいものと思われる。

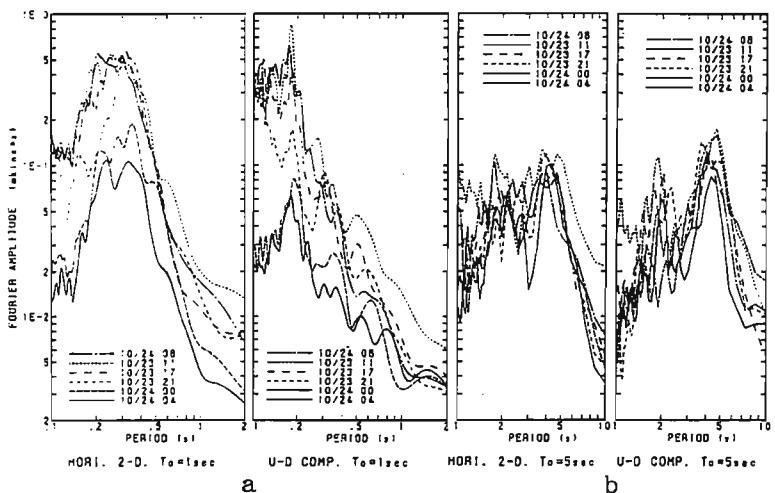


図3 唐山市内における1秒計(a)と5秒計(b)による微動の連続測定結果

玉田周辺地域で行った移動測定については、玉田北方の山地から玉田南東へ延びる発破実験の測線上のM01～12と、基盤が最も深いと考えられているM13での（図2 b参照）5秒計による測定結果について述べる。

図4は10Hz以上の短周期成分をカットした測定波形（EW成分）を示したものである。M01は、前にも述べたように基盤が露出ししかも付近には全く震動源となるものが見当らない地点であることから、その波形も他の測定点のものとは明らかに異なり主に脈動を記録しているものと考えられる。M02からは、M13へ行くに従い基盤までの深さが次第に深くなっているものと考えられるが、M07付近からやや長周期成分が顕著に現われてきている。また、M08・M10・M13では短周期成分も顕著であり、殊にM10とM13では正弦波的な繰り返しが見られるが、これらは近くに特別な震動源があった訳ではなく、恐らく極く浅い地盤構造の影響と考えられる。

次に、M02からM13までの平均スペクトルに対する各地点のスペクトル比により微動のスペクトル特性の検討を行った。求められたスペクトル比を図5に示す。同図には参考のため平均スペクトルとM01のスペクトル及びスペクトル比も示されている。この図から、M01以外の全ての測定点で1秒より短周期になるにつれて振幅が増大し0.3秒付近にピークが見られる。これらのピークは極く浅い地盤構造の影響と考えられる。

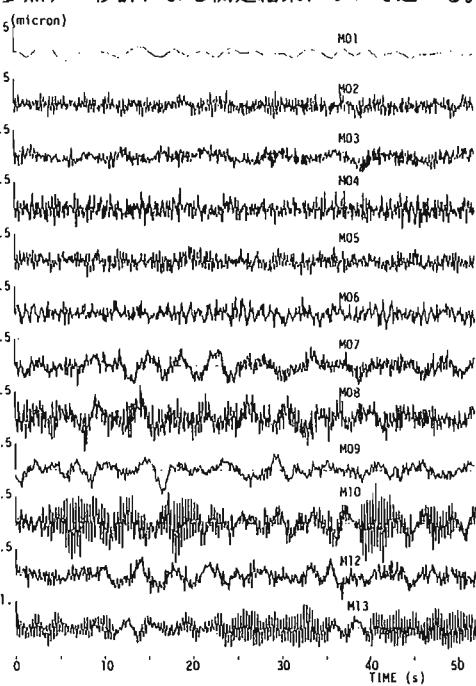
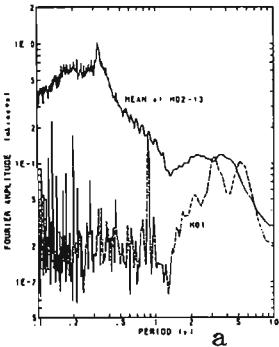


図4 玉田周辺地域における5秒計による
微動の測定波形



a M02～13の平均および
M01のスペクトル

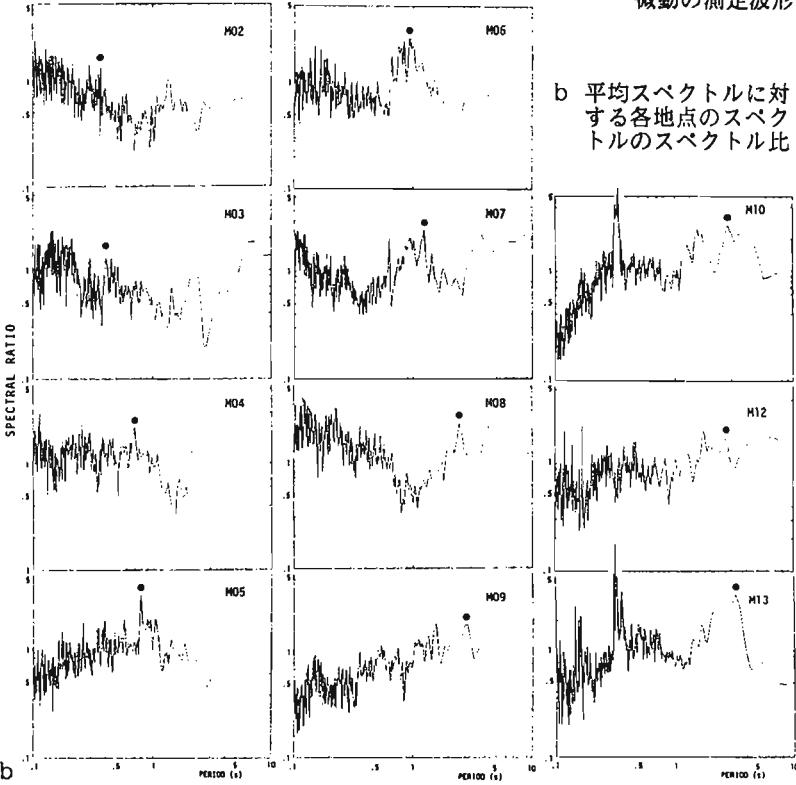


図5 玉田周辺地域における5秒計による微動の測定結果

一方、やや長周期成分に着目すると、同時測定ではないので断言はできないが、M02からM06では、その振幅はM01に比べても小さく、際立ったピークは見られない。そこで、各地点の卓越周期を図中の●印で示す周期としてみると、M02からM07の間で0.4秒から1.2秒へと緩やかに変化し、M08で2.5秒と急に長くなりそこからまた徐々に長くなり、M13では3.2秒程度となっている。これらの卓越周期と基盤層までの深さの変化を示すと図6のようになる。基盤層までの深さは、今回の発破実験の暫定的な結果と、既往のボーリングデータから推定されているものとが示されている。両者のあいだには若干の相違が見られるものの何れにしても、卓越周期の変化は基盤層までの深さの変化と良い対応を示している。ただし、その卓越周期の値と基盤層までの深さから $1/4$ 波長則により堆積層のS波速度を計算すると1000m/sを越える速度となるなど、更に検討すべき点も多々残されている。そのためには、詳しい地盤資料の収集や微動の多点同時測定が必要と考えている。なお、発破実験の結果では、基盤層と堆積層のP波速度はそれぞれ5.6~5.9km/s, 1.75km/sとなり、コントラストが極めて強い構造と考えられる。

最後に、この地域での実地震動と微動との比較検討結果について述べる。検討に用いた地震動記録は、表1に掲げた唐山地震の余震のM04とM25において加速度計（図1bに周期特性を示す）で観測された記録である。図7に2地点での余震の加速度及び微動の速度フーリエスペクトルを示す。地震のスペクトルは、1秒前後より短周期側ではそれぞれの地点毎に良く似た形状をしており、図に▼を付したあたりの周期を卓越周期と見做せようである。両地点のスペクトル特性を比較すると、0.4秒付近の卓越周期はM25におけるものの方が若干長めであり、また、周期0.5秒から1秒にかけて、M04では振幅が急激に減少する傾向が見られるのに対し、M25ではそれほど減少は見られない。これらのこととは両地点の微動のスペクトル間の関係と調和的である。

一方、1秒より長い周期帯では、M04で3秒附近に卓越周期が見られること、両地点のスペクトルとも全般的には振幅は減少しているが地震による相違も大きいことなどがみとめられる。特に、8月8日の余震のM04の記録では周期4秒付近までかなりの振幅を示しており、震源が浅かった（5km）ことの影響と考えられる。従って、この周期帯では両地点とも微動の測定結果は、用いた地震の規模があまり大きくないこともあり、ここに示した地震の震動特性とは良い対応が見られないが、地震の規模が大きくなればM25ではやや長周期成分が卓越することも考えられる。

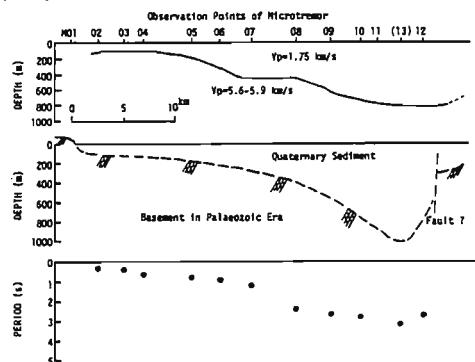


図6 玉田周辺地域の基盤深度と微動の卓越周期

表1 唐山地震余震の諸元

DATE m d	EPICENTER °N °E	M	H (km)	DISTANCE (km)	
				M04	M25
7 31	39 41	118 27	5.4		26
8 3	39 38	118 04	5.0	10	6.5
8 8	39 48	118 32	5.5	5	67.5
8 9	39 57	118 49	5.7	14	91.5

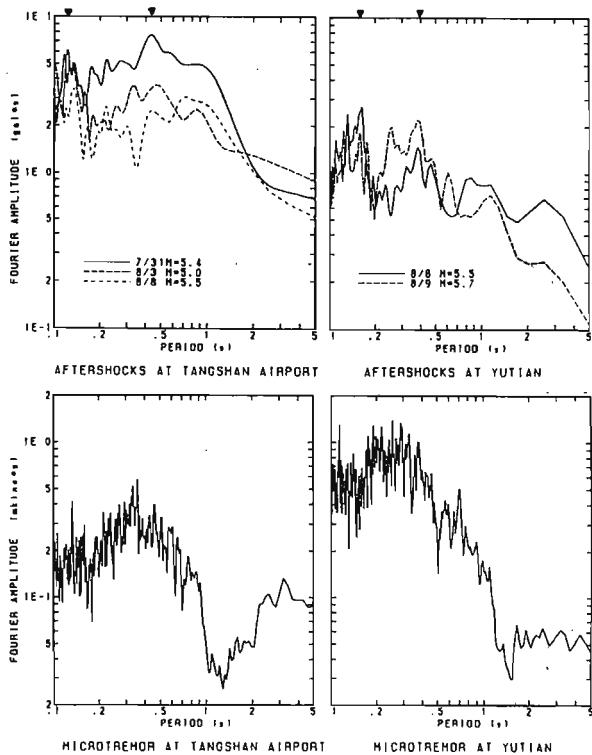


図7 M25（左）とM04（右）における唐山地震余震（上）と微動（下）のスペクトル

■北京市での微動測定事例

□地盤構造の概要と測定方法

北京市の深い地盤構造の特徴は、「北京凹陥」と称する先第三紀の凹状の基盤が北東－南西方向に連なっていることである（図8参照）。そのような地盤構造が微動測定によって把握できるか否かは興味のある所である。今回の北京市での微動測定は「北京凹陥」を横切る形で、図8に○印で示す8地点を順次移動しながら1日で行った。これらの測定点は、何れも交通量の多い市の中心部に位置している。微動の測定と解析方法は唐山・玉田における方法と同様である。

□測定結果と考察

各地点における1秒計による測定記録のフーリエスベクトルを図9に示す。この図から、どの地点も周期0.1秒から0.5秒にかけて振幅が徐々に増大しているものの際立ったピークは見られないようである。このことは既往の微動測定結果とも対応している。

一方、微動測定地点からは多少離れているが、図8の△で示す北京飯店では唐山地震の加速度記録が得られている。そのフーリエスベクトルが図10に示されているが、この図を見ると、0.1秒から0.4秒へかけては周期と共に振幅が増大し、0.4秒から2秒の間はほぼフラットであり、やはり顕著な卓越周期は認められない。なお、周期2秒以上では振幅は急激に減少していた。以上のことから、北京市内の短周期領域での震動特性は、微動と地震動で調和的であり明瞭な卓越周期を持たないものと考えられる。

次に、やや長周期の微動を対象とした5秒計での測定結果（図11）を見ると、Site 1では周期1～4秒の間に明瞭な卓越周期は見られず、振幅も他地点に比べ小さい。他の地点では、3.5～5秒の周期帯に比較的明瞭なピークがあり、その周期はSite 7で最も長く約5秒であり、Site 2へ行くに従って短くなる傾向が見られる。

北京市の基盤構造は、既往の地質調査及びボーリング資料により、概ね図12のように推定されており、第三紀層の厚さはSite 7周辺で1500mと最も厚く、Site 2辺りでは500m程度となっている。Site 1では第三紀層が存在しないか、あっても極く薄いものと考えられる。また、この深い地盤構造に基づくS H波の增幅特

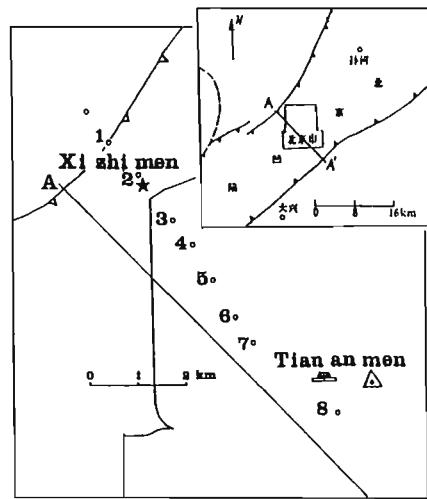


図8 北京市内における微動の測定地点

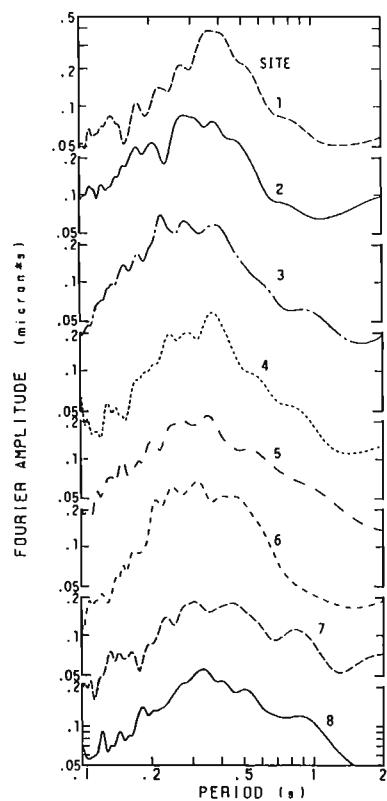


図9 1秒計による微動のスペクトル

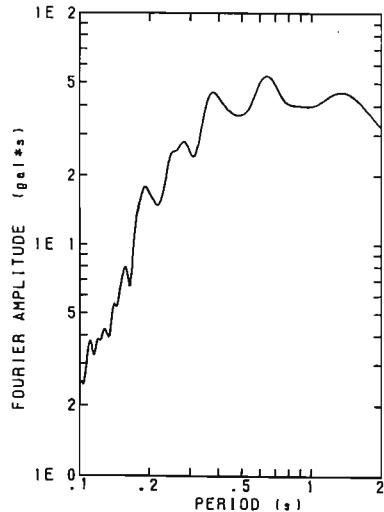


図10 北京飯店における唐山地震の観測記録のスペクトル

性を求めるとき図13のようになる。図に示されているのは、上から順に、計算を行ったSite 2, 3, 7に近い3地点の結果である。また、計算の際のS波速度は既往の調査で求められているP波速度の1/1.73倍と仮定した。このような地盤構造やその震動特性をやや長周期微動の測定結果と比較してみると、微動の卓越周期の変化は、図12に示すように第三紀層の厚さの変化と比較的良い対応が見られる。また、微動のスペクトル（図11）とSH波の増幅特性（図13）を比べると、微動の卓越周期は増幅率がピークとなる周期に比べ若干長めではあるが概ね良い一致を示している。

■まとめ

唐山市と玉田周辺地域での微動の測定結果から、卓越周期はやや長周期領域も含めて安定していること、1秒以下の短周期の微動は日変化も見られるなど「常時微動」の特徴を具えていること、卓越周期と基盤層までの深さにある程度の相関が見られることなどが判った。また、2地点での地震動と微動のスペクトルを比較した結果、1秒以下の短周期成分については、地震動のスペクトルは場所毎にほぼ似た形状を示し、2地点のスペクトルの相違は地震動と微動で調和的な傾向が見られた。

一方、北京市内における測定結果からは、同市内のやや長周期の微動は第三紀層の地盤構造を反映していること、短周期領域での地盤震動特性は明瞭な卓越周期を持たないことが考えられた。

このように、中国における微動も、地盤構造をかなり反映したものと考えられることから、地震工学的に大いに活用できるものと期待しており、今後、中国の研究者とも協力して、地盤構造に関する資料や地震観測記録の収集に努めると共に、今回の結果を踏まえて、微動の安定性や場所による振幅の比較等より詳細な検討を行うための連続測定や同時測定を計画している。

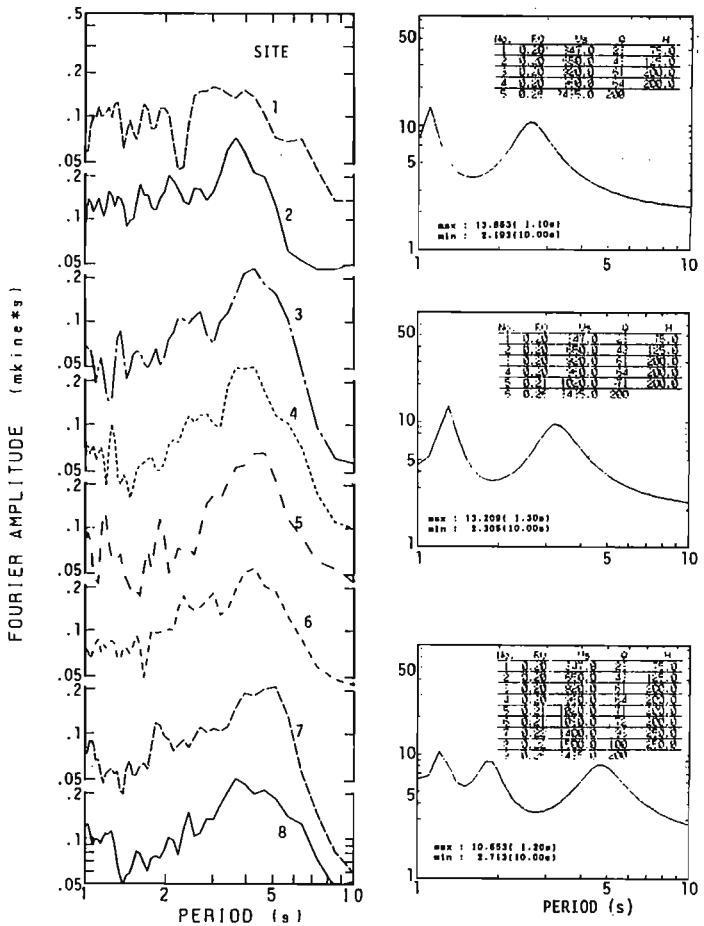


図11 5秒計による微動のスペクトル 図13 推定される地盤構造に基づくSH波の増幅特性

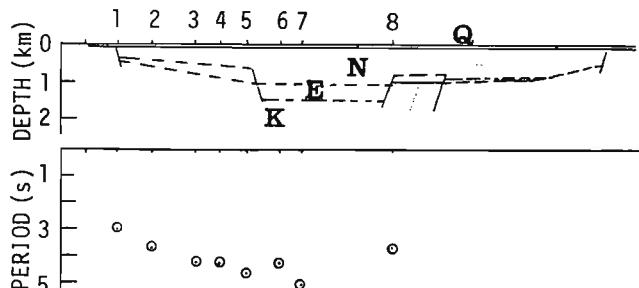


図12 北京市の推定される基盤構造とやや長周期微動の卓越周期

* 1 東京工大・大学院生 * 2 同・助手 * 3 同・助教授

III—4

微動観測とその工学的利用 メキシコ・アメリカの事例から一

東京工業大学・総合理工 濑尾和大

1. はじめに

このシンポジウムでは、微動を地盤構造の推定や地震動の特性予測など工学上の目的に利用しようとの立場から、その問題点について色々な角度から議論しようとしている。地震動の特性を論じる場合にも、各自の観測経験・対象としている地盤条件や目的意識の違いによって、議論が嗜み合わないことがあるが、まして微動の場合には、振動源そのものがあいまいであるため、議論のための共通の“土俵”を見つけることは、一層困難であるかも知れない。

しかしながら、微動測定には簡便で経費も掛からないと云う大きなメリットがあり、これによって地盤構造や地震動の特性がよく説明できた事例が数多く報告されていることも事実である。従って“微動を信用するかしないか”と云う精神論よりは、“微動が効果的に利用できる条件”を探る努力こそが必要ではないかと思われる。

2. 微動について議論する前に

しかるべき計器さえ設置すれば、微動はいつでもどこででも測定できる。実はこの一見何でもないことが逆に、微動を大変判り難くしているのではないかと考えられる。恐らく、①微動をいかに測定するか(計器特性・測定方法)と云うことと、②測定された微動から情報(測定環境)をいかに読み取るかと云うことの2点がキーポイントであり、両者は独立には存在し得ないのではないかと思われる。例えば図-1の概念図に示すごとく、微動の工学的利用とは、①→②→①→②の手順を繰り返しながら、そこから地盤特性を引き出す作業と看すこともできる。

また、従来から指摘されている微動についての認識のされ具合は、凡そ図-2に示すごとくであろうと考えられる。このような目で微動を眺めることが良いかどうかはシンポジウムでの議論に譲るとして、ここでは取り敢えず、微動を測定する上での測定環境の異なる事例を紹介することに重点を置きたいと考えている。

3. メキシコ盆地の微動

メキシコ盆地での微動測定はメキシコ地震(1985)の直後に我国から派遣された調査団によって行われ、その結果はこのシンポジウムでもすでに報告されている[1], [2]。その特徴は、微動の性質が盆地内の低地部と周辺の丘陵部とで著しく異っており、低地

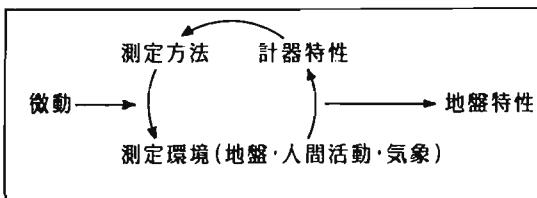


図-1 微動を工学に利用する際の手順の概念図

部の微動は振幅が大きく、測定点毎に明瞭な卓越周期が現われ、それが強震記録の卓越周期とよく対応しているのに対し、丘陵部の微動は振幅が小さく、上記のような強震記録との対応も難しい、と云う点にあった。特に、低地部の微動がどのような地下構造を反映しているのか？ 振動源は何か？ なぜ強震記録の特性とよい対応を示すのか？ 等々の議論は行われたものの、微動の本質について議論を行うためにはデータ不足の感があり、未だ共通の理解が得られるまでには至っていないのが現状のようである。以上のような背景のもとで、ここではメキシコ盆地の微動が、図-2の分類の何処に位置しているのかについて、その後に測定されたデータ[3]に基づく考察を行ってみたい。

(1) 微動の安定性に関する振幅・周期の変化

メキシコ盆地の低地部に位置するSCT(通信省)と丘陵部に位置しているUNAM(メキシコ大学)において、微動の2時間毎の連続測定を行ったところ、図-3に示すような測定記録が得られた。測定には以前から使用されている5秒変位計(図-4)を用いており、振幅の絶対値はSCTの方が遥かに大きいが、各地点での振幅のスケールは一定である。図-3から明らかのように、SCTでは昼間振幅が大きく夜間振幅が小さくなる“振幅の日変化”が認められるのにに対して、UNAMではそのような傾向は認められず、測定期間を通じて振幅は次第に増大しているようである。このことは図-5のフーリエスペクトルにもよく現われている。すなわち、SCTのスペクトルは振幅の点では昼間と夜間とで完全に分離され、しかも周期特性には大きな変化が見られないといふ。従来から指摘されている常時微動の基本的性質[4]を非常によく満足している。これに対してもUNAMでは、1秒以下の短周期成分にはSCTと同様の傾向が見られるものの、それよりも長い周期成分には日変化が全く認められない。

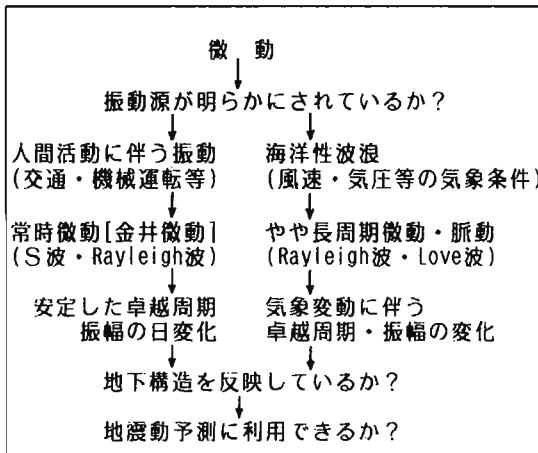


図-2 微動の認識および利用のされ方の形態図

このような低地部と丘陵部における微動特性の違いを微動の振動源との関連において議論する上で、人工的振動源の背景としての人間活動の実態や気象変動などの測定環境に関する情報があれば都合がよい。図-6や図-7はそのために収集されたデータである。まず図-6には、メキシコ市内における地下鉄の運行状況が示されている。これは地下鉄が微動の主要な振動源であると断定することが目的ではなく、人間活動の1日のサイクルを把握するために収集したものであるが、図-3との対応が非常に良いことに改めて驚かされた次第である。また図-7は、メキシコ大学タクバヤ気象観測所の気圧変動データを微動測定期間に對応させてプロットしたものである。メキシコ盆地には毎日4時と16時に気圧が極小となるような周期変動があるが、それよりも数日間にわたって次第に気圧が低くなる大規模の傾向の方が、図-5に見られるUNAMの長周期微動の振幅が徐々に大きくなり、周期が徐々に長くなる傾向とよく対応しているように思われる。以上のことからメキシコ盆地の微動は、卓越する周期帯域によって分類すればいずれも“やや長周期微動”であるが、低地部の微動は人間活動に起因する常時微動であり、丘陵部のそれは気象条件に支配される所謂やや長周期微動であろうと考えられる。

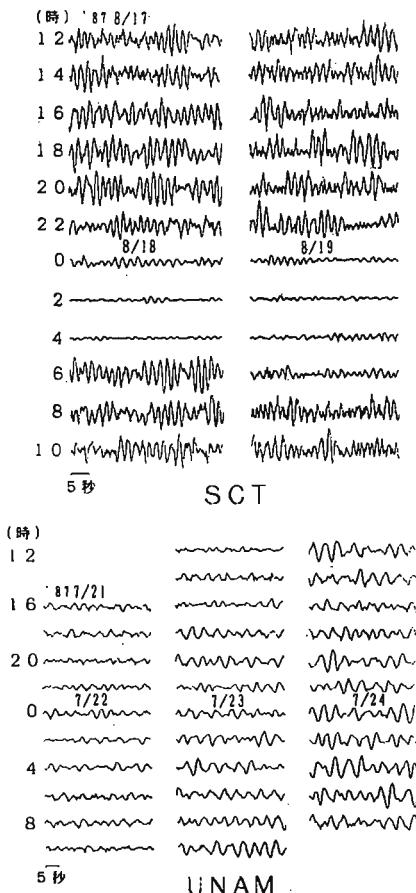


図-3 微動の連続測定記録に基づく微動振幅の変化（水平1成分のみ表示）

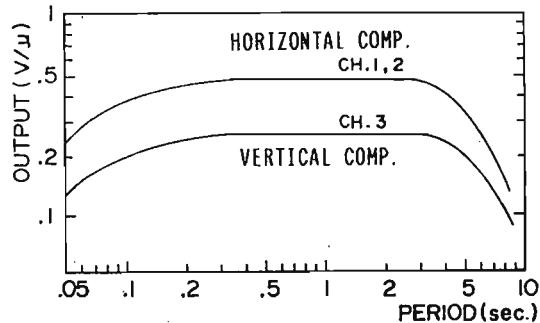


図-4 微動計の総合感度特性

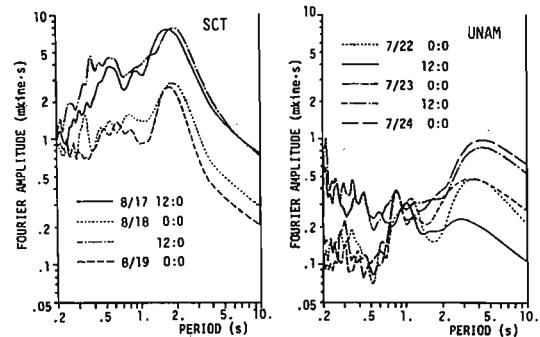


図-5 微動の連続測定記録に基づくフーリエスペクトルの変化（図-3と対応）

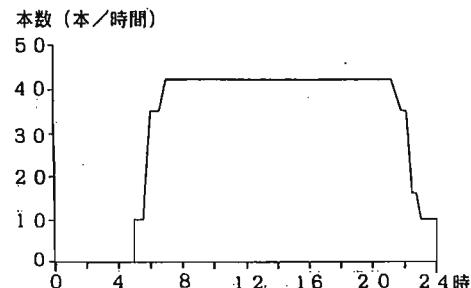


図-6 メキシコ市における地下鉄の運行状況

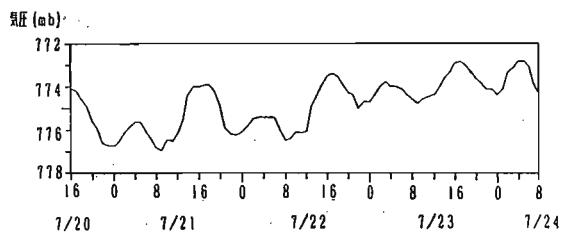


図-7 UNAMでの微動測定期間に對応するタクバヤ気象観測所の気圧変動

(2) 地盤条件による微動振幅のばらつきの範囲

上記のUNAMに代表されるメキシコ盆地の丘陵部は、確かに低地部に比べると地盤は硬質であるが、それは熔岩流の上に位置しているためであって真の基盤岩が露出しているわけではない。岩盤の露出した地域でも微動を測定する機会があったので、それらも含めて、微動の振幅や周期が地盤条件によってどの程度ばらつくのかを見たものが図-8と図-9である。このうち、メスカラだけはメキシコ市から離れた堅固な堆積岩盤上の測定点であり、グアダル

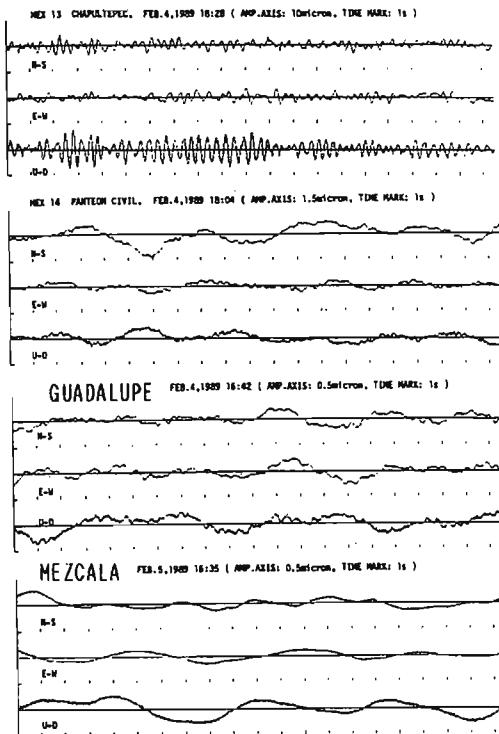
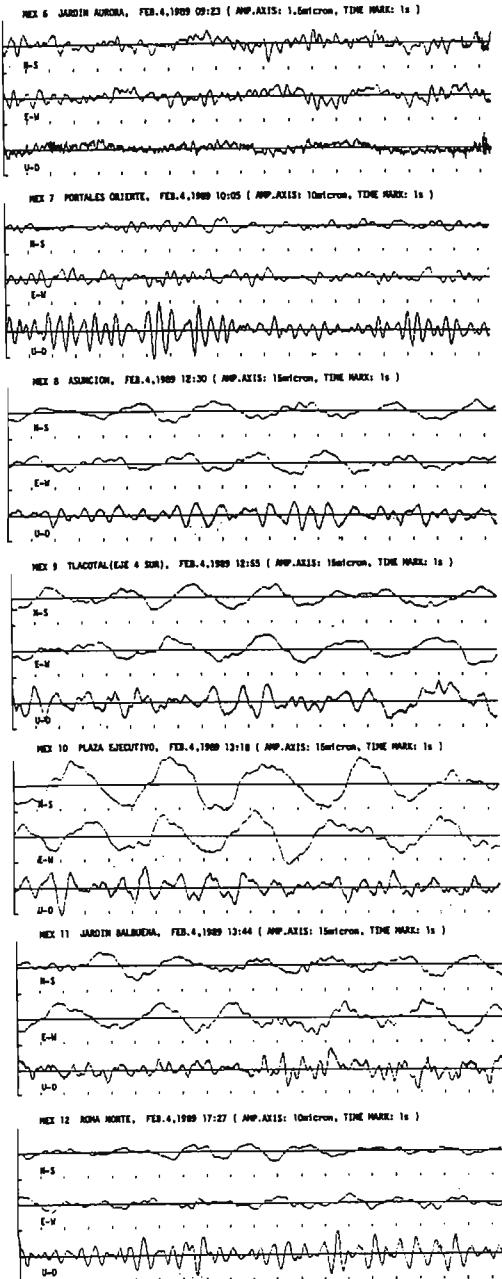


図-8 メキシコ盆地とメスカラにおける微動の測定記録

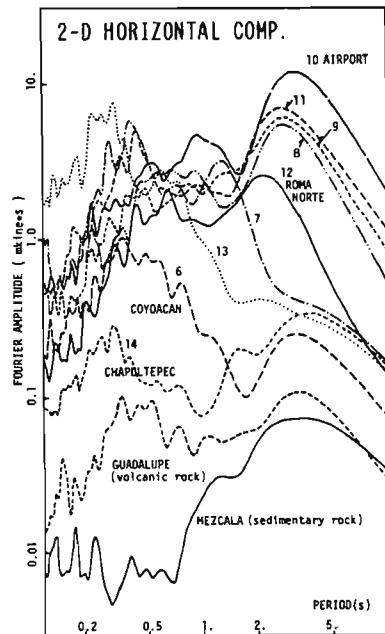


図-9 メキシコ盆地とメスカラにおける微動のフーリエスペクトル(図-8と対応)

一ペはメキシコ市北部の火成岩露出地域にあって、そこに住んでいる人々の話ではメキシコ地震の際に地震動を全く感じなかったそうである。また測定点14はUNAMと同様の丘陵部にあり、その他の測定点は低地部に位置している。測定点10はこの中では表層の軟弱粘土層が最も厚い。国際空港に隣接した測定点である。ここで注目すべき点は、共に周期3~4秒で卓越している測定点10の微動と、メスカラやグアダルーペ・測定点14の微動が、同一タイプのものか否かと云う点にあるが、すでに(1)で見たように、前者は人間活動に起因する常時微動であり、後者はやや長周期微動あるいは脈動と呼ばれているもので、両者は全く性格を異にしている。これまでの測定経験によれば、両者を簡単に判別する方法は、前者は振幅が大きく水平成分のみの現象であるのに対し、後者の場合には振幅が小さく、水平成分と上下成分にはほぼ同様の現象が現われる点にある。また、この程度の測定ではやや長周期微動が地下構造を反映しているか否かの判断はできないが、メスカラやグアダルーペと比較して測定点14の振幅が大きいことから、地盤によるある程度の増幅効

果は存在するものと考えられる。いずれにしても、地盤条件によって微動の振幅に百倍から千倍もの差が生じる可能性があることは注目すべき点である。

(3) メキシコ盆地における地盤の増幅特性

上記の微動測定の結果を基に、メキシコ盆地の地下構造と微動の発生のメカニズムを併せた概念図を作成してみたものが図-10である。當時微動の振動源は盆地内部の至るところに発生する交通機関等の人工的ノイズであり、低地部では軟弱粘土層が存在することによってやや長周期成分が励起され、丘陵部では熔岩流上の薄い堆積層によって短周期成分が励起される。メスカラやグアダルーペなど岩盤上の測定点では常時微動は見られない。一方、岩盤上でも認められる微動はいわゆる脈動であると考えられ、厚い堆積層の内部で若干増幅されることはあるにしても、軟弱粘土層の上では上記のやや長周期の常時微動に隠れてしまい、低地の縁部や丘陵部では常時微動の卓越周期が短周期に移行するために、それと分離された形で現われたものと考えられる。

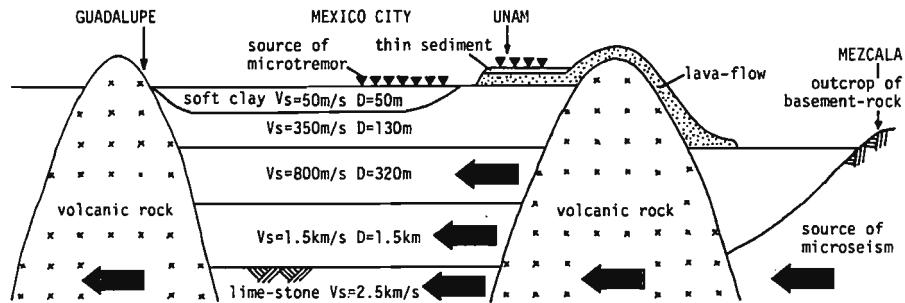


図-10 メキシコ盆地における地下構造と微動の発生機構を示した概念図

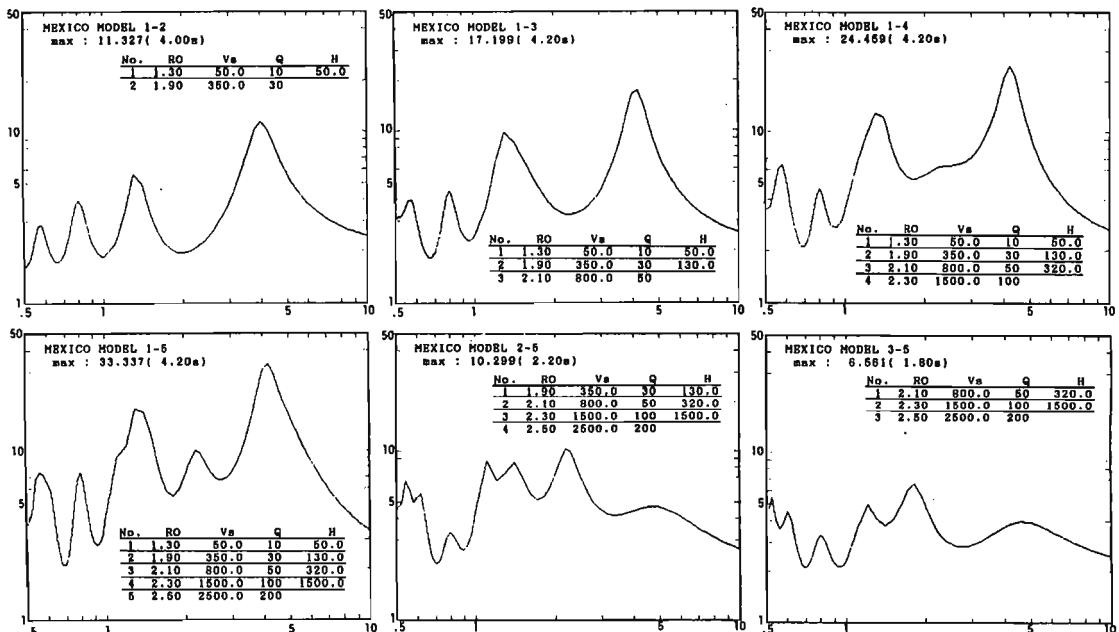


図-11 メキシコ盆地を想定した1次元地盤モデルに基づくS波の増幅特性

図-10に示された地下構造には不明の点が多いが、それでも多数の地盤資料や以前に実施されたテスココ・プロジェクトの深層ボーリング資料[5]を参考にして、ある程度現実的なモデルを描いた積りである。このような単純な地盤モデルを用いて1次元問題としてS波の増幅特性を求めてみると、結果は図-11に示すごとくある。これによると、メキシコ盆地の中央付近(MODEL 1-5)では約4秒の卓越周期が顕著に現われておる、これには VS=50m/s の第1層が著しく寄与していることが判かる。一方、丘陵部(MODEL 2-5 もしくは 3-5)では第1層を欠いているために上記のような著しい特徴は見られないが、それでも増幅作用が全くないわけではない。このような単純な地盤モデルでもメキシコ盆地の微動や地震動の特徴をある程度説明することは可能であり、逆に、この程度の地盤構造ですら明らかになつていないところにメキシコ盆地の地盤震動問題の難しさがあるのではないか。また、最近の複雑な解析手法に依存する傾向が却つて問題を難しくしているのではないか、とも考えている次第である。

4. エルセントロの微動

エルセントロが位置するインペリアルバレーでは、1979年の地震が発生する直前に強震観測点の群設置が完了し多数の強震記録が得られたことはまだ記憶に新しく、以前にこのシンポジウムでも報告されたことがある[6]ので詳述の必要はないであろう。

この地域で測定された微動が地盤特性を反映しているか否かに関する議論としては、まず Udwadia and Trifunac[7] による“微動を用いて地盤特性を説明することは困難である”との報告があり、それについての Alcock の“解析手法に問題があるのでないか”との指摘に対しては“地震動に明瞭な卓越周期が現われない地盤構造の方に問題がある”と反論している[8]。その際に Udwadia and Trifunac が“メキシコ市の様に地震時に地盤特性が強く現われる所ならうまく行くだろうが”と注釈をつけているところが面白いが、それはともかく、アメリカで微動の研究が非常に少ない理由の一つに、このような事情があるのではないかと思われる。

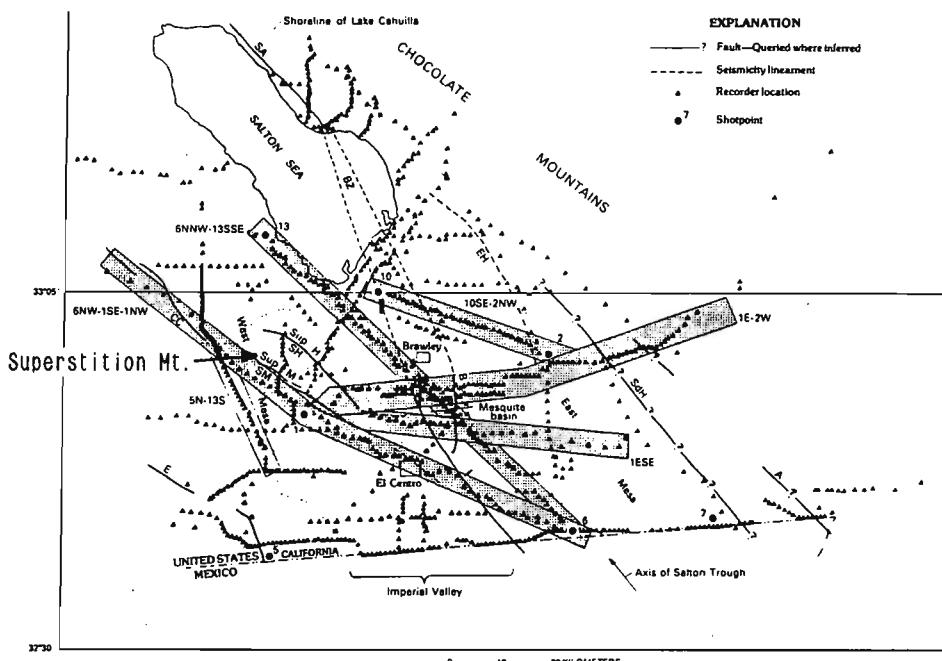


図-12 インペリアルバレーにおける地下深部探査の発破点と観測点の配置図（文献[11]による）

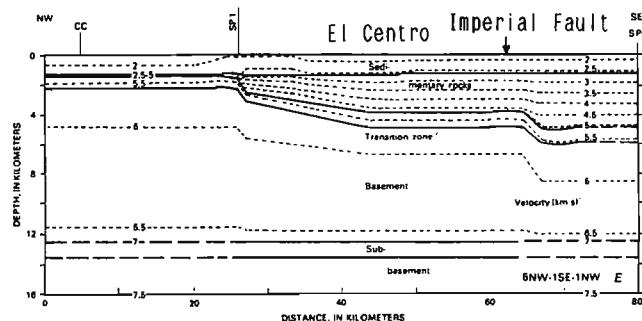


図-13 エルセントロを通る測線の地下深部構造（文献[11]による）

その後、翠川ら[9]や田中・赤尾ら[10]も同地域で微動測定を行い、いずれも微動測定によって地盤特性を説明することが難しいことは認めながらも、Udwadia and Trifunac が余りにも0.1秒以下の短周期領域に注目しすぎたところにも問題があることを指摘し、微動もある程度は表層地盤の增幅効果が認められると報告している。

インペリアルバレーで強震観測網の敷設とともにもう1つ注目すべき点は、地盤調査がかなり大規模に実施されていることである。発破を用いた屈折法の地下深部探査は1979年に図-12に示された地域で行われ[11]、例えばエルセントロを通る地下構造の断面は図-13のように求められている。また、1984年には多くの強震観測点でボーリング調査とP-S検層が実施されており[12]、地表付近の地盤構造も明らかにされている。これらの情報に基づく地盤の増幅特性は、前述の翠川ら[9]によれば図-14、図-15のごとくであり、決して地盤が硬いわけではなく各地層の境界面のコントラストが不明瞭であるために、浅い構造と深い構造のいずれで考えてみても地盤特性が平坦となり顕著な卓越周期が現われ難い、と云うことのようである。

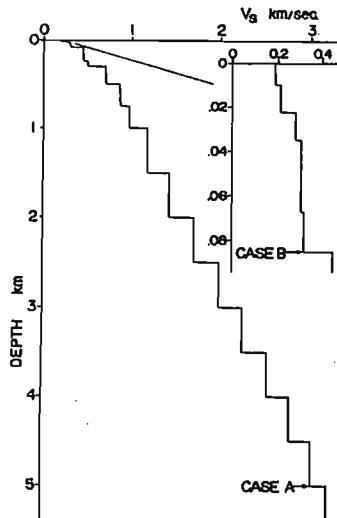


図-14 エルセントロ変電所のS波速度構造
(文献[9]による)

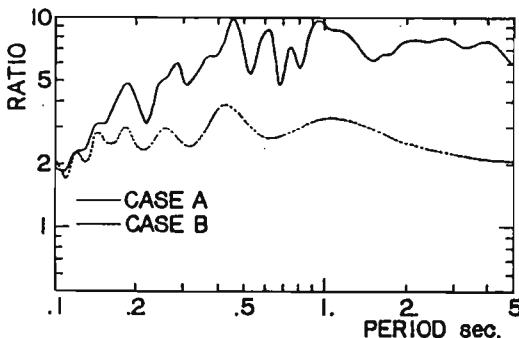


図-15 エルセントロ変電所におけるS波の増幅特性
(文献[9]による)

前述のメキシコの場合と同一の計器特性(5秒計)を用いて測定された微動のスペクトルが図-16に示されている。エルセントロに最も近接した岩盤露頭地域(Superstition Mt., 図-12参照)との比較において、1秒以下の短周期領域では5~10倍、それよりも長い周期領域では2~3倍程度の増幅を受けていることが判かる。

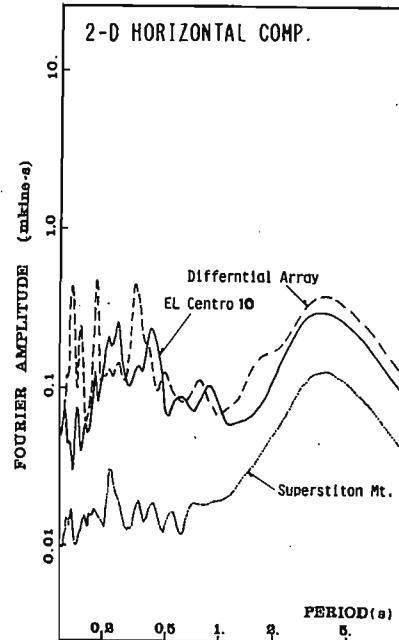


図-16 エルセントロと周辺の岩盤露頭地域における微動のフーリエスペクトル

5. 微動から見た各地の地盤環境

すでにいくつかの事例を見てきたように、地域によって地盤の環境は様々であり、そのような地盤環境の相違が、地震動や微動の特性にも反映されているはずであると考えられてはいるものの、それらの対応関係は依然としてあいまいである。現段階では、あらゆる状況に適用できる“万能薬”を求めるよりは、地域によって地盤環境がどの程度異っているかを認識することの方が先決であるように思われる。そこで、その手段として以下では、前と同一の計器で測定された微動をさらにかき集めて、相互の比較を行ってみたい。

新たに関東平野と中国の北京・唐山で測定された微動のスペクトルを夫々図-17と図-18に示した。関東平野での測定資料は個別に実施されたものの寄せ集めであり、中国の測定資料は郝ら[13]の報告の一部である。さらに図-19は、以上の総ての資料に基づき、各地域におけるスペクトルの上限と下限とを重ねて表現したもので、これらの結果から指摘できそうな点は凡そ次のごとくである。

- (1) 種々の地盤環境による微動振幅のばらつきの範囲は百倍ないし千倍程度であり、各地域での下限に着目すれば、岩盤の露出地域と云う

- こともあるって、地域による差はそれほど大きくはない。
- (2) やや長周期領域に注目すると、周期3~4秒に共通したピークが認められる。計器の特性や解析時のスペクトルの円滑化の程度によって形状は若干異なる可能性はあるが、基本的には脈動が存在しているためのピークであると考えられ、地下構造によって增幅変調の度合は異なる。
 - (3) 一見してメキシコ盆地と関東平野の振幅の大きなやや長周期成分は同じように見えるが、関東平野の場合には地下深部構造を反映し気象条件に左右される“やや長周期微動”であるのに対して、メキシコ盆地の場合は人工的振動源によって軟弱な表層内部に発生した“常時微動”であると考えられ、両者は性格を全く異にしている。
 - (4) エルセントロの長周期成分も関東平野と同類のやや長周期微動であると考えられる。両地域の地下深部構造のスケールは同程度であっても、エルセントロの場合には明瞭な地層境界が存在しないため、地盤震動特性も鮮明に現われないものと考えられる。
 - (5) 唐山地域でやや長周期微動の振幅が著しく小さい理由は今のところよく判らない。先カンブリア紀の硬い岩盤が直に第四紀の堆積層によって覆われていると云うコントラストの極めて明瞭な地盤環境からすると、地盤特性が鮮明に現われてもよいのではないかと考えられ、やや駄然としないものがある。

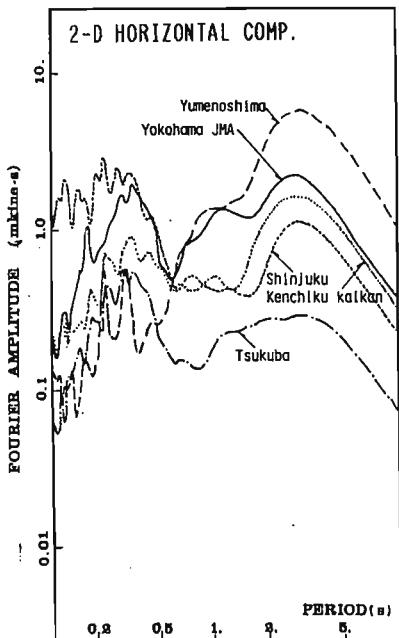


図-17 関東平野における微動のフーリエスペクトル

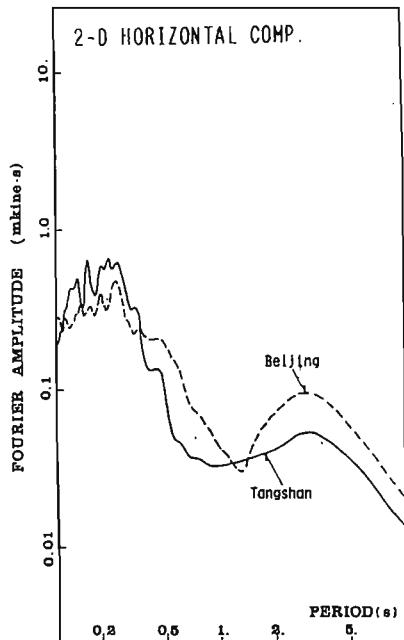


図-18 唐山と北京における微動のフーリエスペクトル

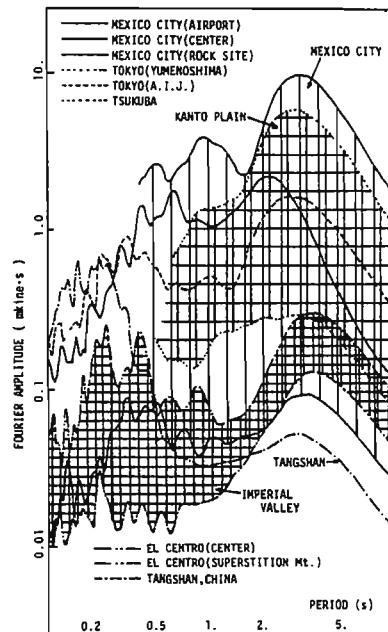


図-19 異なる地域で測定された微動のフーリエスペクトルの比較

以上のように“微動”からみた各地の地盤環境には無視し得ないほどの違いがある。このほかにも、鏡味ら[14], [15]による新潟・ロサンゼルス・サンフェルナンドバレーなどを対象としたやや長周期微動に関する議論があるが、ロサンゼルス地域においても状況はエルセントロとさほど変わらないようである。尤も P.G. Somerville[私信]によればエルセントロは地盤特性が明確でないと云う点でアメリカの典型例ではなく特殊な例であって、ロサンゼルスでは地下構造と地震動特性との関係はそれほど悪くはないとのことであるが。

いずれにしても、地震動予測を前提とした場合、対象地域の地盤環境をどのように認識しているかと云う点は基本的に重要なことであり、できることなら種々の地域で、地震・地盤環境の総合比較を行ってみたいところである。表-1はそのための試みの一つであるが、現段階では何を共通の尺度とすればよいかも定かでなく、各項目のクライテリアにしても自分ながら主観が入り過ぎているように思われる。

表-1 各地の地震・地盤環境に関する比較対照表

検討項目	関東	新潟	北京	唐山	E.C.	M.C.
地震観測点の数	多	少	少	少	多	多
強震記録の数	少	極少	極少	無	多	中
小地震記録の数	多	少	少	少	多	多
深層ボーリングデータ	中	(多)	少	多	(少)	少
発破データ	多	無	無	有	多	有
地表層の地盤条件	中	軟	硬	中	中	極軟
堆積層の厚さ	厚	厚	中	薄	厚	(中)
層境界のコントラスト	高	低	中	高	高	高
微動の活用(浅部構造)	易	易	中	中	中	易
(深部構造)	中	難	難	難	難	極難
表層地質が地震動の特性に与える影響						
(浅部構造)	大	大	中	中	少	極大
(深部構造)	大	中	中	中	少	中

E.C.: El Centro, M.C.: Mexico City

6. おわりに

以上に述べてきたように、本報では微動特性が地域によっていかに異なるものであるかについて、同一の測定計器を物差として比較検討を行った結果の報告を行い、併せて筆者の微動感を述べさせて頂いた。本シンポジウムでの討論の活性化に少しでも資するところがあれば幸いである。

本報で紹介した微動測定結果のうち、メキシコでの測定の一部は山崎吉高氏(現・応用地質)・正木和明氏(愛工大)と1987年7月から8月にかけて、他の一部は北川良和氏(建築研究所)と本年2月に実施した。エルセントロでの測定は翠川三郎氏(東工大)・佐間野隆憲氏(同)・R.L. Porcella 氏(USGS)と1984年7月に、また中国での測定は郝憲生氏(東工大)・佐間野隆憲氏と昨年10月に行ったものである。また、エルセントロの微動について Udwadia and Trifunac と Alcockとの間で討論があったことは、地盤震動小委員会での鏡味洋史委員の報告によって知ることができた。最後に、本報を作成するに当っては、佐間野隆憲・郝憲生・竹内雅人各氏の助力を得ている。以上の関係各位には深甚なる謝意を表する次第である。

引用文献

- [1] 地盤震動小委員会(1986)：メキシコ地震を探る—日本の事例と比較して—；第14回地盤震動シンポジウム
- [2] 日本建築学会(1987)：1985年メキシコ地震災害調査報告
- [3] 瀬尾和大・佐間野隆憲・山中浩明・山崎吉高・長能正武・村井信義(1988)：メキシコ市に於ける軟弱地盤の動的特性に関する野外調査(その1～4)；建築学会大会
- [4] Kanai K. and T. Tanaka(1961) : On Micro-tremors VIII ; Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 39
- [5] Carrillo Nabor(1969) : The Subsidence of Mexico City and Texcoco Project ; Contribution of Texcoco Project to the VII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering
- [6] 翠川三郎(1985) : 1979年インペリアルバレー地震から学んだもの；第13回地盤震動シンポジウム
- [7] Udwadia F.E. and M.D. Trifunac(1973) : Comparison of Earthquake and Microtremor Ground Motions in El Centro, California ; Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 63-4
- [8] Comments by E.D. Alcock, Reply by Udwadia and Trifunac(1974) : Ditto, Vol. 64-2
- [9] 翠川三郎・巻島一穂・小林啓美(1985) : エルセントロ変電所での強震記録にみられる地盤特性；建築学会大会
- [10] 大崎順彦・杉山信夫・柴田泰彦・赤尾嘉彦・渡辺孝英・田中貞二(1985) : 1979年 Imperial Valley 地震の調査および解析(その1～3)；建築学会大会
- [11] Fuis G.S., W.D. Mooney, J.H. Healey, G.A. McMechan and W.J. Lutter(1982) : Crustal Structure of the Imperial Valley Region : The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, Geological Survey Professional Paper 1254
- [12] Porcella R.L.(1984) : Geotechnical Investigations at Strong-Motion Stations in the Imperial Valley, California ; Geological Survey Open-File Report 84-562
- [13] 郝憲生・佐間野隆憲・瀬尾和大(1989) : 中国における微動の工学的利用の可能性についてー唐山および北京での測定事例からー；本シンポジウム
- [14] Kagami H., C.M. Duke, G.C. Liang and Y. Ohta (1982) : Observation of 1- to 5-Second Microtremors and their Application to Earthquake Engineering. Part II. Evaluation of Site Effect upon Seismic Wave Amplification due to Extremely Deep Soil Deposits ; Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 72-3
- [15] Kagami H., S. Okada, K. Shiono, M. Oner, M. Dravinski and A.K. Mall(1986) : Observation of 1- to 5-Second Microtremors and their Application to Earthquake Engineering. Part III. A Two-Dimensional Study of Site Effects in the San Fernando Valley ; Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 76-6

IV. 附 錄

(東京地学協会のご好意により掲載致します。地学雑誌 Vol.97, No.5 P409-P422, 1988)

12

圖 VI

微動観測とその工学的利用

鏡 味 洋 史 *

Observation of Microtremors and its Application to Earthquake Engineering

Hiroshi KAGAMI

Abstract

Microtremors have been utilized in the earthquake engineering field as an effective tool to investigate underground structures from the ground surface measurements indirectly. In this paper, studies on measurements of microtremors are reviewed focusing on the engineering utilizations. Reviewing is carried out classifying the microtremors into two kinds of short and long period.

Initially, short period microtremors are discussed. At the beginning of this century, the first measurement of short period microtremors was carried out, finding that microtremors reflect well ground vibrational characteristics during an earthquake. After that many studies continued to investigate the relation with the dynamic characteristics of shallow underground structures. Among these studies Kanai and his colleagues' works are distinguished and along their results a standardized method for measurements and analyzing of microtremors is described here. Typical examples for practical applications are referred to including the Kanai's discrimination method for types of ground.

Secondly, studies of long period microtremors are discussed which have been developed during the past 20 years in order to investigate deep underground structures up to several kilometers. These studies have been initiated and accelerated by the circumstances of the recent expansion of building height and width. Examples of the field measurements and their interpretation in earthquake engineering use are also introduced.

In conclusion an applicability of microtremors to earthquake engineering field is summarized and further problems to be solved are pointed out.

I. はじめに

地震とは関係なく常に振動している地表面の微小な動きについては、近代地震学が地震観測を通じて開始されるとともに認められるようになり、MILNE (1883) は1883年にすでにこれを Pulsation と呼び報告している。また、1891年の濃尾地震を契機に発足した震災予防調査会が最初に掲げた18項目の研究課題の1つにもこの Pulsation を測定することが含まれている。

Pulsation は Microseism, 脈動とも呼ばれ、一般に周期数秒以上の振動を指す場合が多い。一方、1秒以下の短周期のものについては Microtremor, 常時微動、雑微動と呼ばれている。近年両者の中間領域す

* 北海道大学工学部建築工学科 教室 Department of Architectural Engineering, Faculty of Engineering, Hokkaido University

なわち周期1ないし数秒のものについて、Long-period microtremor, あるいはやや長周期微動と呼ばれている。ここでは、これら全体を微動と総称しておく。

微動は地震観測の際には単なるノイズでしかないが、それ自身観測点の何らかの情報を含んでいるはずであるとの観点から観測・研究が始まられた。以来、微動に関する研究はいろいろな立場から、すなわち微動の発生メカニズム、伝播性、地盤特性との関係から始まりこれを工学的に応用しようとする幅広い立場から進められ関連の研究は非常に多い。従って、これまで微動の研究の成果・動向・歴史についてまとめたものも少なくない。手近かなものとして次のものを挙げることができよう。

脈動の研究については、池上（1967）が「日本の地震学の概観、地震第20巻記念特集号」にまとめている。1950年代の国際地球観測年を契機に台風と脈動との関連性について研究が精力的に進められ、脈動の周期・振幅と台風に代表される気象条件との関連が明らかにされ研究が進展したことを中心に述べられている。

短周期の微動については野越（1976）は「地震波の生成・伝搬に関する実験—20年の成果一、地震探鉱実験グループ」の微動の章にまとめている。1908年の研究開始以来の研究成果を時代を追ってかつ問題点を整理し述べている。掲げられている文献も多く微動研究の流れを理解し、微動研究を進める上で是非目を通しておきたい文献解説である。

一方、やや長周期の微動については短周期の微動に比べて歴史が浅く本格的に研究が進められるようになったのは1970年代に入ってからである。坂尻・竹内（1976）は前述の報告書に同グループを中心に展開してきた成果およびそれを発展させた成果をまとめている。また、鏡味（1980）は日本建築学会編の「建築物の耐震設計資料」にやや長周期の微動観測についての概説を述べ、微動観測の行われた地域別に整理して示している。以上の外にも微動についての解説は多い。

このような背景を踏まえ、ここでは、これまでの研究成果を網羅的に解説することは避け、微動の工学的利用すなわち微動観測を通じて地盤の地震時挙動の推定がどのように行われているかについて的を絞り、これまでの研究の動向を探ってみる。微動をここでは、対象とする周期帯により短周期微動とやや長周期微動にわけ議論を進めていく。一方、この区分は微動を通じて理解しようとする地盤構造の深さにも対応しており、短周期微動では数10m程度の、やや長周期微動では数100m～数kmの深さの地盤の探索に結びつけている。

II. 短周期微動

1908年 OMORI (1908) は周期1秒以下の地盤の振動を計測しこれを microtremor と名づけ、この周期が地震時の際の周期と一致することを指摘している。その後 ISHIMOTO (1931) の加速度計による東京・横浜の各地での地震観測にもとづく地盤の卓越周期の存在の指摘以来、地盤の卓越周期と微動との関係についての研究が多く進められた。なかでも金井らはこれを常時微動と呼び、日本各地での多くの観測を通じ、観測法・解析法を定式化し、微動より地盤種別を推定する方法の提案へと展開している。

金井の展開した常時微動を中心に観測方法・利用方法について眺めてみる。

1) 観測

観測機器：用いる観測機器であるが地震計は水平動を記録するもので固有周期1秒、減衰常数0.7の速度型電磁式地震計で積分増幅器を通じ第1図に示すような総合特性を有するシステムである (KANAI and TANAKA 1954)。1秒以上では感度が落ちておりいわゆるやや長周期の微動をカットする特性となっている。他の地震計・増幅器を組み合わせて用いる場合にはこの特性に合わせておかないと金井の定義した常時微動の条件とは合わなくなってくるので地盤種別の判別に用いる場合などには特に注意を要するところである。記録器は最初は煤書き記録が用いられたが後にデータレコーダに磁気録音される方式に改良され (TANAKA 1962) 現在この方式が一般にとられている。

観測方法：常時微動は雑多な振動源で発生するいろいろな種類の波が四方八方から伝播してくるものの集合であり、観測点の固有の特性を表すものとの理解から出発している。これらの振動源は風などの自然現象と交通機関、工場機械の振動による人工的なものに大別されるが、後者の方が支配的であると考えられ、その根拠として振幅の日変化が大きいことを挙げている。第2図は金井による振幅の日変化の例で、昼間と夜間の振幅の違いを次の実験式で表している (KANAI and TANAKA 1961)。

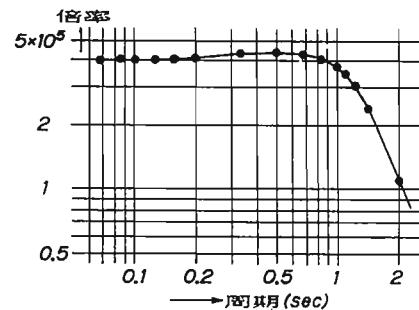
$$(深夜の振幅) = 0.3 \text{ (昼間の振幅)}^{1.5}$$

さらにこの両者の振幅比は静寂地よりも雑踏地の方が大きくなっていることが指摘されている。これに対し、卓越周期の変化は顕著でなく、例えば第3図に示すようにほぼ一定の値をとることを示している。したがって、卓越周期の推定を主眼にしている常時微動観測の場合、計測する時間帯は夜間に限ることなく昼間でも十分計測できるとされている。一方、常時微動の振動源が種々雑多な人工的ノイズとされていることからそれらが複雑に入り乱れていることの方が本質的であり、観測点に近い特定の振動源からの影響を強く受ける場合には地盤の固有の特性を表し難くなる虞れがある。この観点からはノイズレベルの高い昼間の方がむしろ観測条件としてよい場合もある。観測は振動源が容易に特定できるような交通ノイズ等を避け良好な記録が数分間得られるよう行われる。常時微動の振動源を上述のように考え観測される記録にはその点固有の特性が強く表れるとしていることから、観測は1点ごとに独立に行うことで十分としている。

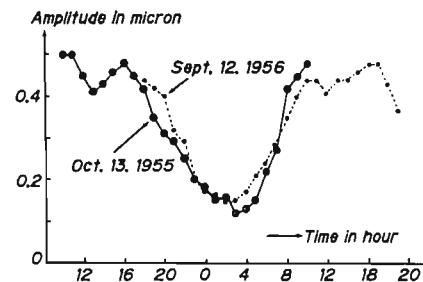
2) 解析・解釈

周期頻度解析：解析は数分間得られた記録より工場機械・交通機関などの直接の影響のできる限り少ない区間を2分間選び行われる。周期特性を見る解析としてゼロクロッシング法を用いた方法が取られている。この方法は記録

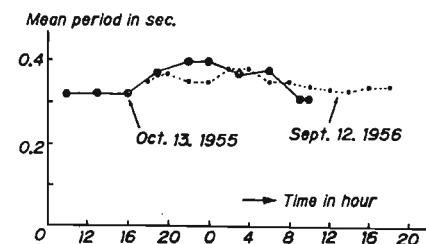
に零線を引きこれを横切る時間を0.01秒まで読み取りこれを2倍した時間をその波の周期とする。次に読み取った波の周期から頻度分布を求めるという方法である。実際のデータに適用した場合に見やすい頻度分布の作成法として次の方法を提案している。各周期の波数の求め方は、ある周期 T_1 の波数は $T_1 \pm \Delta T_1$ の間の合計波数として、 $\Delta T_1/T_1 = 0.2$ という一定の値に取る。このようにして得られた頻度分布曲線から卓越周期・平均周期などを読み取る。この方法は最初手作業で行われたが、後に専用の解析器が製作され、解析の効率化が図られた (TANAKA 1962)。ゼロクロッシングによる方法は簡便であるため現在でもしばしば用いられている。しかし、近年電子計算機の発達とそれに伴うA/D変換技術の進歩によって、計測データの計算機への取り込みが容易になりフーリエ変換を行いフーリエスペクトルを求める場合の方が多い。第4図は周期頻度曲線とフーリエスペクトルとの相互比較をしたものである (金井 1969)。短周期の卓越周期は、どちらの解析方法でも表れるが、1秒以上の長周期の卓越周期は、計器の



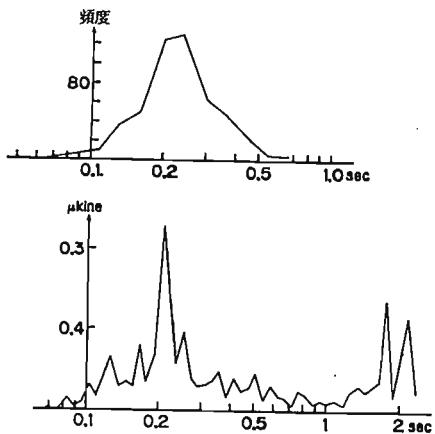
第1図 常時微動計の周期特性
(金井 1962による)



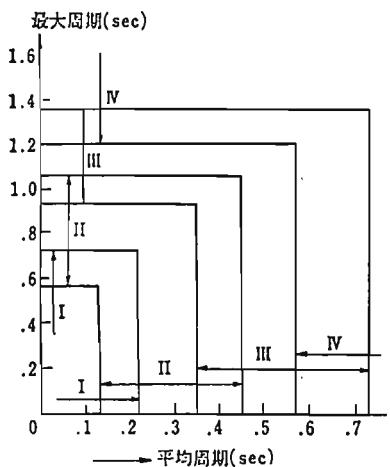
第2図 常時微動の最大振幅の時間変化
(KANAI et al. 1961による)



第3図 常時微動の平均周期の時間変化
(KANAI et al. 1961による)



第4図 常時微動の頻度曲線とフーリエスペクトルの比較
(金井 1969による)



第5図 常時微動による地盤種別判定の試案
左図：A案、右図：B案
(金井 1969による)

に大きいが地盤構成が複雑なため長い周期の卓越が顕著に見られない場合もある。これらの矛盾は、判定に振幅の情報を取り入れることで解決されB案が提案されている。ここで、卓越振幅は卓越周期に相当する周期をもつ波形の中で見られる最大振幅と定義されている。実際の判別方法として金井は、作業能率のよいA案でまず判定を行い、疑問のあるものについてはB案で調整するのがもっとも安易であるが、多少手間はかかるてもすべての観測点についてA案・B案で判定し、両者により判定が異なるものについては、他の資料を参照して総合的に判断すべきとしている(金井 1969)。田中・森下(1963)は長岡地震被災地

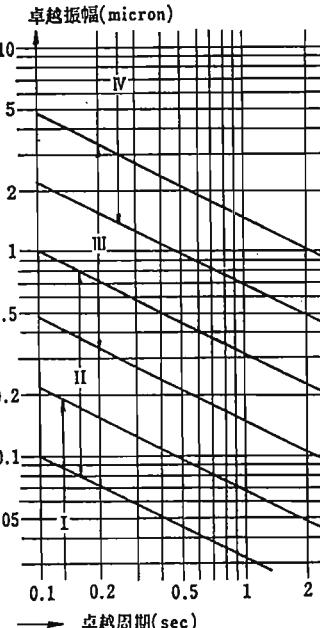
特性と解析方法から頻度解析で余は表れ難い。しかし、1秒以下を対象とする場合余り差がなく簡便な頻度解析も捨てがたい。

地盤種別の判定：建築基準法で定められている4種の地盤種別、

- 第1種 岩盤あるいは硬質礫層
- 第2種 砂礫層、硬質層など礫積層
- 第3種 沖積層
- 第4種 特に軟弱な沖積層や埋立地

(現在は2・3種を1つにまとめている)を微動観測結果より推定しようとするもので、1961年金井・田中はこれまでの一連の成果をまとめ次の方法を提案している(KANAI and TANAKA 1961)。第5図に判定用の図表を示す。判定法はA案・B案の2つが提案されている。A案は平均周期と最大周期とから判別する方法である。平均周期は読み取った時間を読み取った総波数で除した周期の平均値であり、卓越周期とほぼ同じ値を示しこちらの方が簡便であるため採用されている。最大周期は読み取った周期の中で最大のものである。この方法は、大変簡便であるが、多くの適用例の中には矛盾する場合も見られる。例えば、新鮮な岩盤の露頭での記録の場合であるが、そこで得られる微動の振幅は非常に小さいが平均周期・最大周期とも長く頻度曲線には鋭い卓越周期が見られず平坦で前述の判定方法では第4種地盤と判定されてしまう。また、非常に軟弱な地盤の場合で振幅は非常

に小さくなる



における微動観測について AB両案で判定するとともに総合判定を行った結果が一覧表にして示されており、具体的な判定方法を理解するのに役立つ。最近、田中愛一郎(1987)は金井のAB両案を組み合わせた実用的な判定方法を提案している。

地震動スペクトルとの対比：微動の頻度分布曲線の形状が強震動のそれとよく対応することが KANAI and TANAKA (1961)により示されている。第6図は米国西海岸の強震観測点における微動と強震動の頻度曲線を比較したもので、卓越周期など良い対応を示している。これらの対応関係は日米の強震記録の得られた各所で確かめられている。さらに、強震計 SMAC 設置位置での微動観測が日本全国で統一して行われ周期頻度分布が求められ報告されている（例えば、金井ほか 1967）。

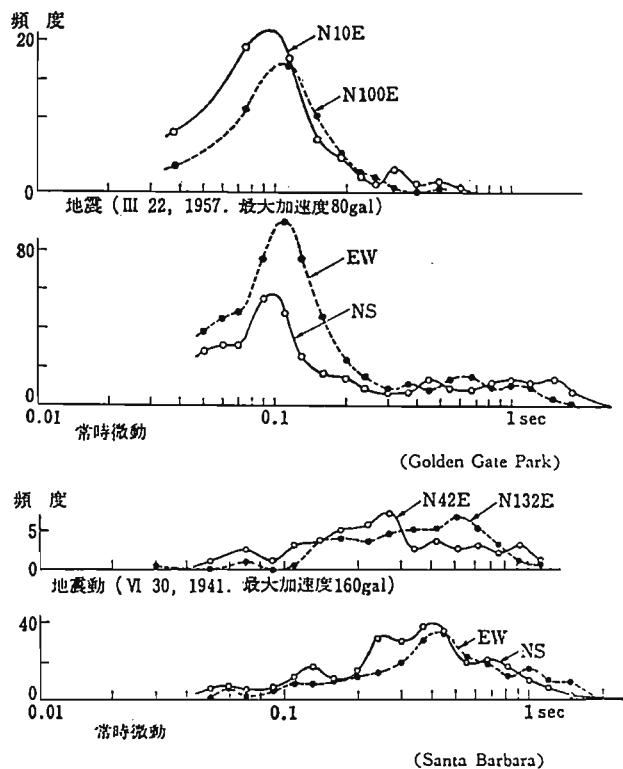
このようにして得られる周期頻度曲線の一つの応用として、設計用地震動の選定がある。すなわち、建造物建設予定地

で微動観測を行い周期頻度曲線を求め、それに類似する周期頻度分布曲線を有する既往の強震記録を探しだしそれを設計用地震動の1つとする方法である。

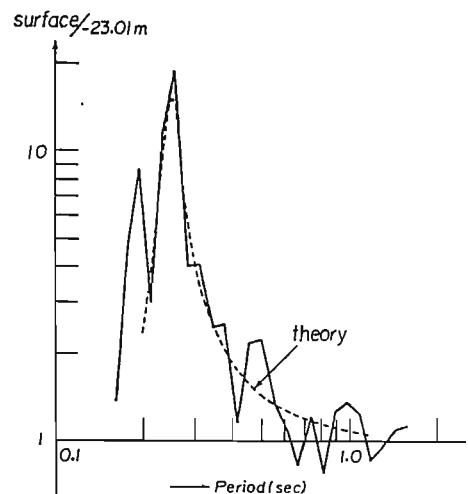
増幅特性の推定：微動観測結果から地盤の増幅特性、すなわち成層地盤に鉛直下方から S 波が入射した場合の地表面での増幅特性を推定しようとするものである。直接的には、地表と地中での微動の同時観測からスペクトル比をとり求められる。第7図は地表面と地下23mの地点での微動観測記録から求めたスペクトル比と、S 波の重複反射理論にもとづく計算値を比較したもので、よく一致することを示している (KANAI and TANAKA 1961)。さらに、基盤にやってくる微動のスペクトルをホワイトノイズと仮定すれば地表で観測されはスペクトルをそのまま増幅特性と考えることもできる。

一方、中島・大塚(1980)は地表で観測される微動だけを使って増幅特性を推定する方法を提案している。ここでは地盤への入力スペクトルを従来暗々裡に仮定されてい

たホワイトノイズではなく周波数依存性を有するものと考え、地表の観測スペクトルをこれで除することによって求めようとするものである。入力スペクトルの特性は経験的に求めた理論式で表される。入力は高



第6図 地震動と常時微動の頻度曲線の比較
(金井 1969による)



第7図 地表と地中で得られた微動のスペクトル比と理論値との比較
(KANAI et al. 1965による)

周波になるほど減衰する形で表され、減衰の度合は振動源の密度（喧騒さ）で理論的に表現される（大塚・中島 1981）。この方法により、具体的に川崎市を例に増幅度特性分布図を作成している（中島・大塚 1981）。

木造建築物の被害との対応：KANAI *et al.* (1966) は日本における既往の被害地震（東南海（1944）、福井（1948）、新潟（1964））の各被災地域において微動観測を行い、微動観測から求められる地盤特性と被害との間に明瞭な関係がみられること、常時微動の卓越周期が0.4秒付近の地域で木造家屋の震害率が極大になることなどを示している。また、同様の結果を KANAI *et al.* (1966) は松代群発地震の発生地域で500余点の常時微動観測から導いている。

III. やや長周期微動

周期1ないし10秒の微動の観測の歴史は古く研究も多い、しかし、工学的な立場から深い地盤の振動性状と結びつけた研究が行われるようになったのは、ごく近年のことである。先駆的な研究としては、志田（1956）の山形県庄内平野での、IIDA and OHTA (1964) の濃尾平野での、KUBOTERA and OTSUKA (1970) の阿蘇カルデラでの、久保寺・ほか(1971)の新潟の、太田・野口 (1972) の川崎・東京での観測に基づく研究などをあげることができ、いずれの研究もやや長周期微動の振幅あるいは卓越周期と深さ数100m～数kmの深い地盤構造との間に密接な関係が見られることを指摘している。この様な状況下、1973年度から建設省の「新耐震設計法の開発」プロジェクト研究の1つのテーマとして、やや長周期微動の工学的利用が取り上げられ、多くの研究者の参加のもとに共同観測による研究が開始された。これを契機に工学的利用を念頭においた観測に基づく研究が一段と進められた。

ここでは、これらの成果を中心にやや長周期微動の観測方法から工学的利用方法について概観してみる。

1) 観測

これまで、1秒以下を対象とした微動は前述のように、いわゆる常時微動として、比較的浅い数10m程度の地盤構造を推定する有力な方法として広く利用されている。しかし、この方法を単に長い周期まで延ばすという単純な操作のみで、1～数秒の微動観測から深い地盤特性を抽出することは至難であり、観測から解析に至るまで種々の点に留意して調査・研究が行われなければならない。周期数秒以上の脈動の原因となる入力については海洋の波浪、気圧変動などと考えられ、その振幅・スペクトル特性は気象条件に大きく支配されることとは、長年の脈動の研究で明らかにされてきたことである。1～数秒のやや長周期微動についても同様に考えられており、同一地点で繰り返し観測してみると振幅・スペクトル特性とも日時により大きく異なり、短周期微動の場合可能であった1回限りの観測からの卓越周期の検出が困難な場合にしばしば遭遇する。これは、やや長周期微動の入力スペクトルが短周期微動の場合のように単純にホワイトあるいはそれに近く、かつ時間変動が少ないと仮定できないことを示している。この点が短周期微動と本質的に異なる点であり、観測方法にも工夫のいるところである。

観測機器：観測機器は対象とする周期を十分カバーできるもので、かつ軽量小型で野外観測・移動観測に適することが要求される。地震計は固有周期の長いものが必要とされるが、固有周期の長いものほど一般に重量が重く可搬性に欠けるという相反する特性を有している。そこで、これまでいろいろな工夫がされてきた。一つは1秒の地震計の出力をコンディーサーと抵抗で短絡して見かけの固有周期を延ばして使うものである（鈴木・長谷川 1970）。他は小型軽量を目標に開発された小型長周期地震計—PELS（震研プロジェクトチーム 1974）を利用する方法である。この地震計の固有周期は地震計の台の傾きを調整することで数秒から十数秒まで可変である。しかし、長い周期ほどレベル調整・周期の設定が難しく特に野外では熟練技術・時間を要するところである。一方、サーボ機構を持った速度型地震計（田ほか 1984）を利用することもできる。見かけの固有周期をフィードバックをかけることにより延ばしており、小型の割には長周期の側まで速度フラットな特性が得られやすい。また、地震計の設置の際のレベル設定が容易で野外での操作性が良い。

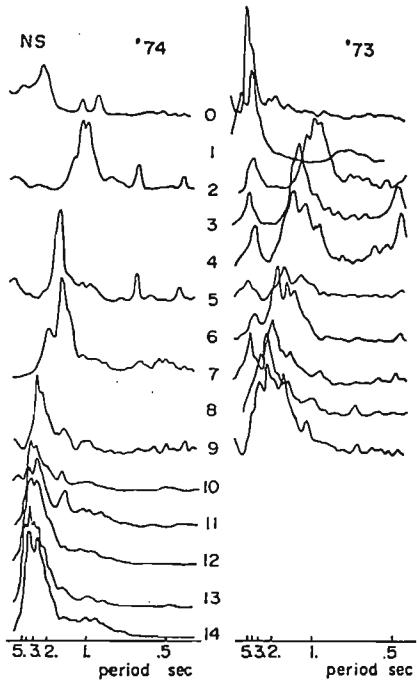
地震計の感度が1~数V/Kineの場合、最大利得80db程度の直流増幅器が必要とされる。記録器としてアナログデータレコーダーが一般に用いられてきたが、直接A/D変換しデジタルレコーダーあるいはパソコンに収録する方式も取られている。森谷(1986)は市販のオーディオカセットレコーダーを改造し増幅器・FM変調器一式を内蔵させたレコーダーを野外観測用に開発している。

観測方法:短周期の微動観測では点における観測を基本としてきた。しかし、やや長周期の微動観測では観測は所望の点のみでなく、それを含む測線を設け多数点での一連の観測が必要とされる。測線は地下の構造の変化に見合って設け、基盤の露頭を出発点とするのが望ましい。測線上の全観測点で同時に観測を行うのが理想とされるが、現実的には1点あるいは何点かを固定点とし他を移動点として、固定点・移動点という組合せで同時観測を進める方法が実際的である。また、同一観測点において長期間多回観測を繰り返すことも重要である。得られた記録からフリエスペクトルが計算され、卓越周期・スペクトル振幅などが議論される。

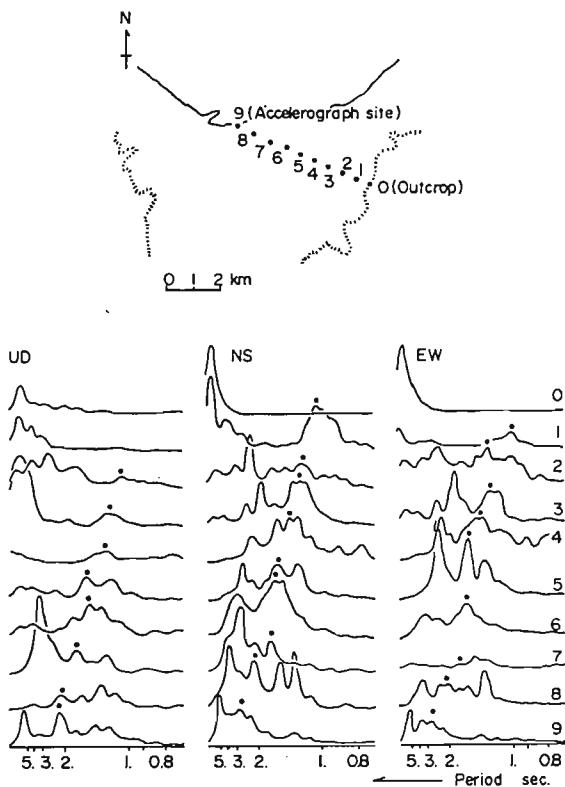
一方、微動の波動的性質調べるために何らかのかたちで地震計を空間的に配置し観測する必要がある。3点で行うトリパタイト方式は、その最も簡単なもの1つである。しかし、この場合波動の伝播方向・速度が一意的に定まるところから必然誤差も大きくなりやすい。地震計を多数配列した本格的なアレー観測が望まれる。地震計の個数・配置は予想される波の波長、計器の位相特性、後の解析方法などを考慮して決められる。

2) 解析・解釈

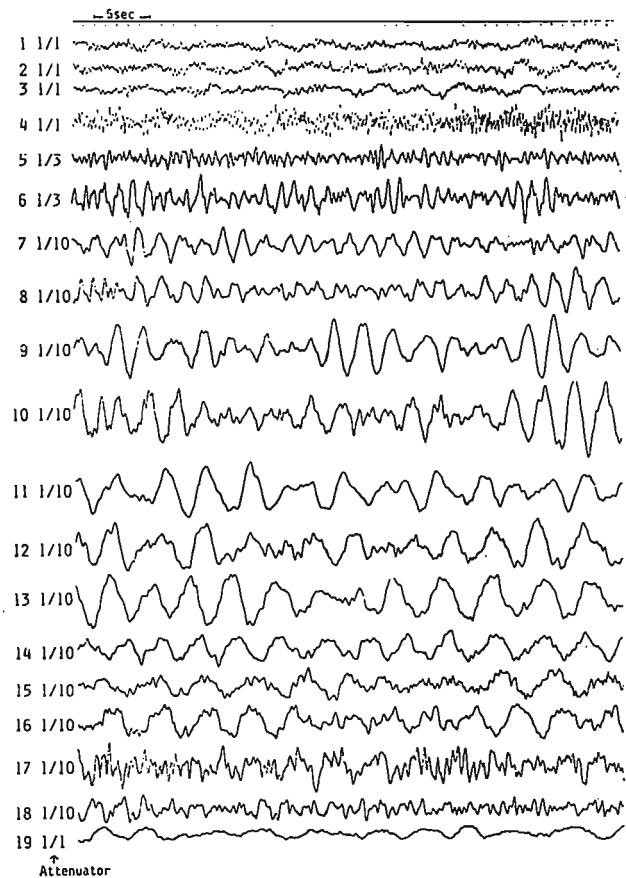
卓越周期の抽出:スペクトルには一般にいくつかのピークが現れる。これらの中から地盤特性を反映す



第8図 八戸における微動観測で得られた測線上のスペクトルの変化
(成瀬ほか 1976による)



第9図 背森における微動観測で得られた測線上のスペクトルの変化
(鏡味ほか 1976による)

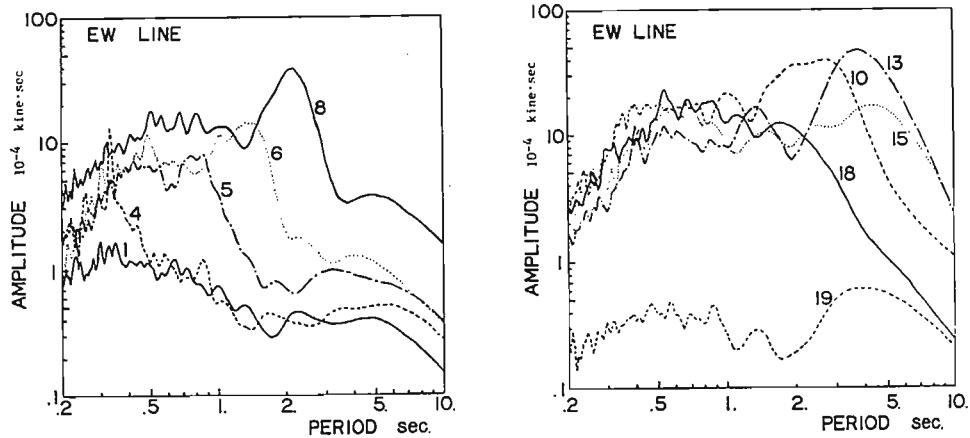


第10図 メキシコシティにおける微動観測記録波形の東西測線上での比較
(小林 1986による)

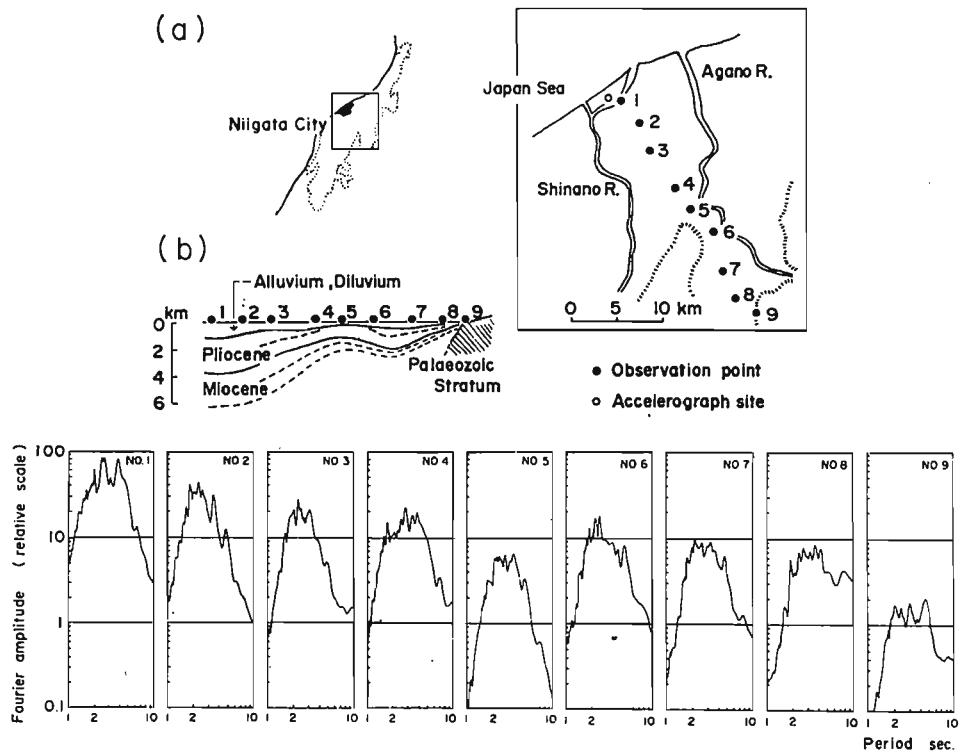
っていることを指摘している。第9図は青森における観測例である(鏡味ほか 1986)。この場合も卓越周期の系統的な変化がみられるが八戸の場合に比べてやや不明瞭であり、個別の観測点のみの結果から卓越周期を見いだすのは至難であることを示している。測線に沿った観測の重要性を示していると言えよう。渡尾平野の観測からも、同様に系統的に変化するピーク周期が指摘されている(成瀬ほか 1984)。

小林らは1985年の地震の直後メキシコシティの95点で微動観測を行っている(小林 1986; 翠川・小林 1986)。地震計は固有周期1秒の振子で電気的に5秒まで延ばした微動計を用いている。第10図は東西に延びる測線上の19点における観測記録を並べたもので、第11図はそれらのフーリエスペクトルを示す。測定点1~4, 19は盆地のへりの山地にかった地点で振幅は著しく小である。卓越周期は短周期であるが、5秒程度のやや長周期の成分が重なっている。測定点5~10の付近は市街地で建築物被害の多くた地域である。卓越周期は1秒から2.5秒で被害を受けた建築物の固有周期と合致する。測定点11~15では卓越周期はさらに長くなり4秒から5秒となっている。これらの特徴を指摘し、さらに卓越周期の分布と軟弱層の層厚分布と比較し、これらの卓越周期が地表近くの非常に軟弱な地層によって生じたものと理解しており、卓越周期が4秒程度に長くなるものの浅い地盤特性を反映したいわゆる金井の常時微動と同じ性質のものであるとしている。しかし、周辺部の山地では5秒前後のやや長周期の卓越が見られこれが盆地の中でどの様に変化しているかは興味深いものがあり、基本的にはやや長周期微動の問題として捉えるべきで

るもの抽出することがまず考えられる。測線が地盤構造の変化に見合って設けてあるならば、スペクトルのピークの中から空間的に系統的に変化するものを見いだしやすい。第8図は八戸における観測で得られたスペクトルの例である(坂尻ほか 1974; 成瀬ほか 1976)。観測は基盤の露頭がみられる八戸測候所[0]から、堆積層の層厚の次第に増していく北方[14]に延びる測線上で行われた。1973年の観測では2つの顕著なピークを見いだしている。1つは4秒付近のピークで全ての測点で見られ、他の1つは0.7秒から2.5秒にかけて系統的に変化するピークである。前者は全観測点に共通して見られ、特に地盤の影響を受けないはずの基盤[0]で顕著であることから、共通の入力の特性と考えている。後者は、基盤で見られず地盤上のみで見られしかも地盤条件と対応して系統的に変化していることから地盤の特性を表するものと理解している。同じ測線上で行われた1974年の観測例では、やはり測点2から14に至る間のピークの系統的な変化を見いだすことができ、4秒付近に共通に見られるピークは1973年に比べるとやや小さく入力のスペクトル自体が相当異なる



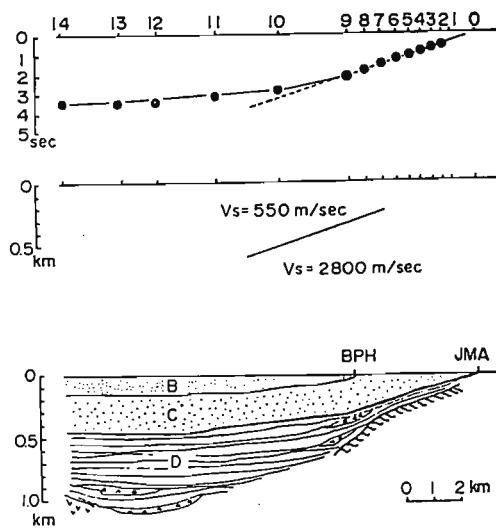
第11図 メキシコシティにおける微動のスペクトルの比較
(小林 1986による)



第12図 新潟における微動のスペクトルの比較
(KAGAMI et al. 1982による)

あろう。

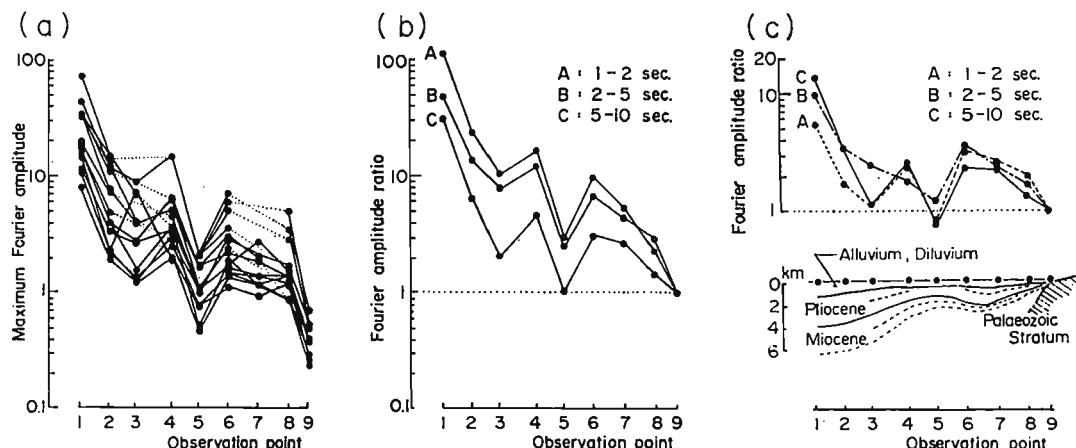
第12図は新潟平野における観測例である (KAGAMI et al. 1982)。この場合全体のスペクトルは類似しているが系統的に変化する卓越周期が見いだされていない。これは地盤・基盤の速度のコントラストが余り大きくなことが原因し、入力スペクトルの特性が地盤の特性に比べて顕著に表われた結果と考えられている。この様なケースは、石狩平野 (成瀬ほか 1986) やロスアンジェルス (KAGAMI et al. 1982)



第13図 八戸における微動の卓越周期と地下構造との比較
(成瀬ほか 1976による)

ており、この層が基盤と考えられる。

振幅変化と地盤構造との対比: 新潟の観測 (KAGAMI *et al.* 1982) では卓越周期の系統的な変化は見られなかったがスペクトル振幅が大きく変化している。これを、地盤構造との関係でみたものが第14図である。観測は堆積層の厚い海岸近くの測定点1から基盤の露頭の見られる9に至る合計9点で同時観測が行われた。図の左は同時観測の振幅を線で結んだものである。振幅の場所による変化は系統的であり、両端の1と9で数10倍の振幅比になっている。測定日時による振幅変化も10倍程度あり同時測定の必要性を良く表している。中の図は周期別に振幅の平均的变化を見たものであり、右図は微動の入力が海にあると仮定し微動が伝搬する間の減衰の効果を補正したものである。振幅の変化は地盤構造と良い対応を示しており微動の振幅比から、地盤構造を推定し得ることを示している。第15図はロサンゼルス盆地での微動観測の場合で、やはり振幅比と深い地盤との対応が得られている (KAGAMI *et al.* 1982)。第16図はサ



第14図 新潟における微動の振幅と地下構造との比較
(KAGAMI *et al.* 1982による)

でもみられている。しかし、この様な場合でもスペクトル振幅は大きく異なり、この振幅の違いが地盤構造に関係している。

卓越周期から地盤構造の推定: 上述のように求められた卓越周期から、さらに地盤構造が推定されている。第13図は八戸の場合で (成瀬ほか 1976), 上段の微動のスペクトルから読み取った卓越周期をプロットしたものである。中段は弾性波探査による S 波の速度構造 (岡田 1971) である。地盤構造 (層厚: H, S 波速度: V) と卓越周期: T との簡単な次の関係,

$$T = 4H/V$$

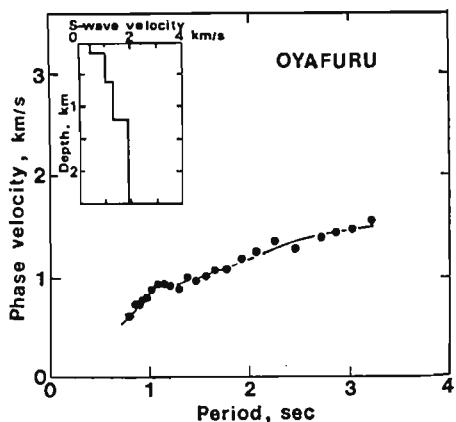
を用いて層厚 H を推定すると、弾性波探査の結果と良く一致しており、測定点 2 から 10 にかけて一様な傾きを示している。測定点 11~14 では卓越周期の延びが緩やかである。図の下段はこの測線に沿う地質断面 (北村ほか 1974) で D 層までの層厚に対応し

ンフェルナンド盆地の場合で2次元的に配置した50点における微動観測から求めた振幅比分布である (KAGAMI et al. 1986)。

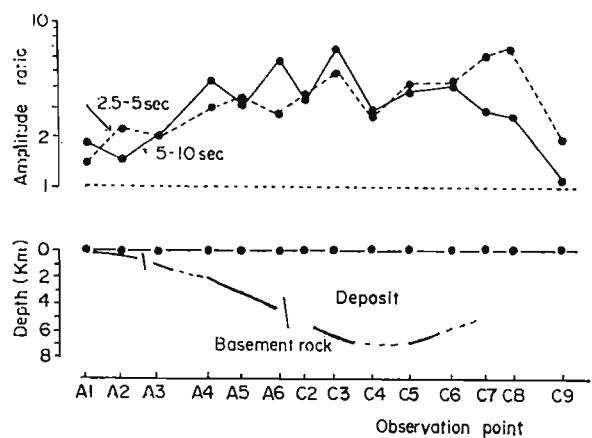
水平と上下成分の振幅比からの地盤構造の推定: 分散性レイリー波の粒子速度は媒質の構成と波の周期に依存して系統的に変化する点に着目し、塩野ほか (1979) は八戸における微動のレイリー波部分の水平／上下の周期別振幅比を計算し、これをモデル理論計算により求まる関係と合わせることで地盤構造を推定する方法を示している。また同様の手法を石狩平野での観測例に適用している (塩野 1986)。

位相速度からの地盤構造の推定: 微動は表面波のアンサンブルと見なすことができる (AKI 1957; 工藤ほか 1976)。したがって、微動観測により表面波の位相速度が求められ、さらにこの求めた位相速度を使って地下構造を推定することが可能である。微動観測から位相速度を求めるには、観測方法も含めいろいろな方法が提案されている。代表的なものに、空間自己相関法 (AKI 1957) と F-K (周波数一波数) 法 (CAPON 1969) がある。

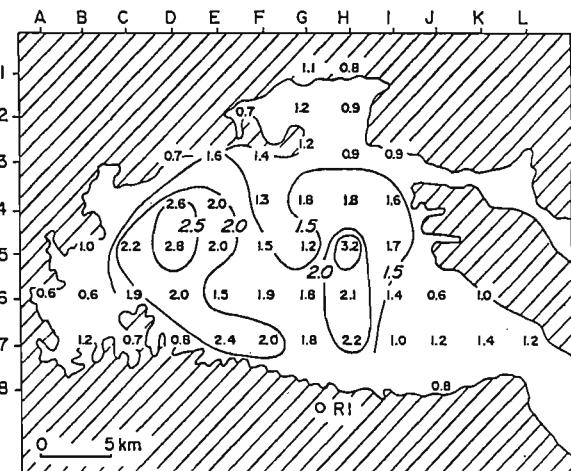
岡田らは石狩平野・十勝平野で微動のアレー観測を行い表面波の位相速度から地下構造の推定を行っている (岡田ほか 1986; 岡田・松島 1986)。第 17 図に求めた地下構造を示す。



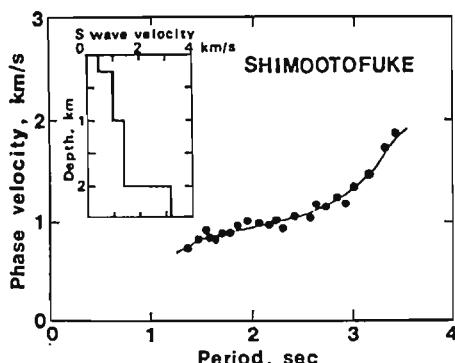
第17図 微動の表面波の位相速度より求めた地下構造
(岡田ほか 1986による)



第15図 ロスアンジェルスにおける微動のスペクトル振幅の変化と地下構造との比較
(KAGAMI et al. 1982による)



第16図 サンフェルナンド盆地における微動観測より求めた振幅比の分布
(KAGAMI et al. 1986による)



第17図 微動の表面波の位相速度より求めた地下構造
(岡田ほか 1986による)

IV. むすび

以上、微動について、その工学的利用の観点から概観してみた。微動の研究は実務的なものまで含めると非常に多く、ここで紹介しきれなかったものの方がむしろ多い。ここでは、地盤構造との関連に限定し構造物における観測から固有周期・減衰特性などを求める利用方法については触れなかった。微動の工学的利用は定着してきている感はあるが、一方、未知の部分・定性的な議論から定量的な議論へ進めなければならない部分も多い。今後とも微動の更なる可能性を求めて研究が進められるものと期待される。

本論をまとめる段階では筆者の所属する北海道大学工学部建築工学教室耐震講座の岡田成幸・大橋ひとみの両氏にはいろいろ議論頂いた。記して謝意を表する次第である。

文 献

- AKI, K. (1957) : Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves with Special Reference to Microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- COPON, J. (1969) : High-resolution Frequency-Wavenumber spectrum Analysis. *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- 田 望・中禮正明・田中康裕・細野耕司 (1984) : 振子に電気的フィードバックを施した火山用長周期地震観測装置の開発. 気象研究所研究報告, 35, 21-29.
- IIDA, K. and Y. OHTA (1964) : A Study of Microseisms Observed in Nagoya and Its Vicinity. *Jour. Earth. Sci., Nagoya Univ.*, 12, 192-221.
- 池上良平 (1967) : 脈動 (日本の地震学の概観). 地震II, 20記念号, 174-177.
- ISHIMOTO, M. (1931) : Charactéristiques des Ondes Seismiques D'après les Enregistrements Accelerometriques. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9, 473-488.
- 鏡味洋史 (1980) : やや長周期の微動観測. 建築物の耐震設計資料 (日本建築学会), 80-84.
- 鏡味洋史・太田 裕・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂戸直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文郎 (1976) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (3)—1986年十勝沖地震のSMA C型強震計記録との比較—. 地震II, 29, 147-158.
- KAGAMI, H., C. M. DUKE, G. C. LIANG and Y. OHTA (1982) : Observation of 1-to 5-Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering, Part II : Evaluation of Site Effect upon Seismic Wave Amplification due to Extremely Deep Soil Deposits. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 987-998.
- KAGAMI, H., S. OKADA, K. SHIONO, M. ONER, M. DRAVINSKI, and A. K. MAL (1986) : Observation of 1- to 5-second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part III. A Two Dimensional Study of Site Effects in the San Fernando Valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1801-1812.
- KANAI, K. and T. TANAKA (1954) : Measurement of the Microtremor. I. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 27, 199-209.
- KANAI, K. and T. TANAKA (1961) : On Microtremors. VIII. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 39, 97-114.
- KANAI, K. T. TANAKA and S. YOSHIZAWA (1965) : On Microtremors. IX. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 577-588.
- KANAI, K. T. TANAKA, T. MORISITA and K. OSADA (1966) : On Microtremors. XI. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 1297-1333.
- 金井 清・長田甲斐男・浅田鉄太郎・森下利三 (1967) : 強震計設置場所の常時微動IV (東京都内). 文部省特定研究報告書, 1-53.
- 金井 清 (1969) : 地震工学. 共立出版.
- 北村 信・中川久夫・岩井武彦 (1974) : 青森県三八上北地域の基盤地質と災害予測ならび対策について. 自然灾害科学シンポジウム論文集, 11, 72-73.
- 小林啓美 (1986) : サイスミックマイクロゾーナイションの立場から. 建築学会地盤震動シンポジウム

- 論文集, 14, 83-94.
- KUBOTERA, A. and M. OHTSUKA (1970) : Nature of Non-Volcanic Microtremor Observed on the Aso Caldera. *Jour. Phys. Earth.*, 18, 115-124.
- 久保寺章・後藤典俊・竹内文朗 (1971) : やや長い周期の常時微動の観測. 地震探鉱実験グループ会報, 59, 15-18.
- 工藤一嘉・太田 裕・後藤典俊・鏡味洋史・塩野計司・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗 (1976) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (4) —Array観測による微動伝搬性の検討—. 地震 II, 29, 323-337.
- 翠川三郎・小林啓美 (1986) : 常時微動測定によるメキシコ市内の地盤震動特性. 日本地震工学シンポジウム論文集, 7, 355-360.
- MILNE, J. (1883) : Earth Pulsation. *Trans. Seism. Soc. Japan.* 6, 1-12.
- 森谷武男 (1986) : 微動および爆破地震動観測用データレコーダー. 総合研究成果報告書 (長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究), 99-104.
- 中島直吉・大塚道男 (1979) : 微動による地盤増幅度特性推定の1方法 その1, 微動入力の設定. 物理探鉱, 32, 172-181.
- 中島直吉・大塚道男 (1981) : 微動による地盤増幅度特性推定の1方法 その3, 増幅度特性分布図作成の実例. 物理探鉱, 34, 64-71.
- 成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗・太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳 (1976) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (2) —微動の卓越周期と地下構造の関係—. 地震 II, 29, 25-32.
- 成瀬聖慈・吉田厚司・正木和明・鏡味洋史・宮崎雅徳・久保寺章 (1976) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (9) —濃尾平野の深層地盤基盤地形—. 地震 II, 37, 383-395.
- 成瀬聖慈・正木和明・岡田成幸・鏡味洋史・宮崎雅徳・工藤一嘉・竹内文朗・三浪俊夫 (1986) : 石狩平野におけるやや長周期微動の多点比較観測. 総合研究成果報告書 (長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究), 42-61.
- 野越三雄 (1976) : 微動の研究経過. 地震波の生成・伝搬に関する実験, 119-125.
- 太田 裕・野口静雄 (1972) : やや長周期の微動観測とその地震工学への利用. 災害科学シンポジウム論文集, 9, 247-248.
- 岡田 廣 (1971) : 弹性波による八戸の基盤探査. 北大地物研究報告, 26, 147-166.
- 岡田 廣・松島 健・笹谷 努 (1986) : 長周期微動の応用 (1) —微動に含まれる表面波の位相速度推定法 (空間自己相関法とF-Kスペクトル法) の比較. 総合研究成果報告書 (長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究), 62-69.
- 岡田 廣・松島 健 (1986) : 長周期微動の観測による厚い地盤構造の推定について. 日本地震工学シンポジウム論文集, 7, 211-216.
- OMORI, F. (1908) : On Microtremors. *Res. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 2, 1-6.
- 大塚道男・中島直吉 (1981) : 微動による地盤増幅度特性推定の1方法 その2, 微動入力の地域差をequalizeする方法. 物理探鉱, 34, 29-32.
- 坂尻直巳・竹内文朗 (1976) : 長周期微動. 地震波の生成・伝搬に関する実験. 139-144.
- 坂尻直巳・成瀬聖慈・竹内文朗・吉川賢一・後藤典俊・太田 裕 (1974) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (1) —八戸市における予備観測—. 地震 II, 27, 338-351.
- 志田 勇 (1960) : 庄内平野における土地の脈動と地盤との関係 (第3報). 庄内平野の地盤基本調査報告, 1-10.
- 塩野計司・太田 裕・工藤一嘉 (1979) : やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (6) —微動に含まれるRayleigh波成分—. 地震 II, 32, 115-124.
- 塩野計司 (1986) : やや長周期の微動観測と地下構造の推定—石狩平野・J測線—. 総合研究成果報告書 (長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究), 33-41.
- 震研プロジェクトチーム (1974) : 小型可搬長周期地震計の開発 (その1). 震研速報, 13, 17-22.
- 鈴木次郎・長谷川武司 (1970) : コンデーサーでシャントされた地震計の動きについて. 地震 II, 23, 198-204.
- 田中愛一郎 (1986) : 常時微動実測に基づく地盤種別決定法について. 地震 II, 39, 665-666.

TANAKA, T. (1962) : Period Distribution Analyser for Irregular Motions. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 861-871.

TANAKA, T. (1962) : Some Equipments Used in Microtremor Measurement. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 533-544.

田中貞二・森下利三 (1963) : 長岡地震の被害地域における常時微動の測定結果. 地震研究所彙報, 41, 315-329.

(昭和63年1月27日受付, 4月22日受理)

V. 英 文 解 說

蘇 蘭 文 集

APPLICATION OF MICROTREMOUS FOR ENGINEERING USE — RECENT STUDIES AND FUTURE PROSPECTS —

Backgrounds

This is a brief supplement on the proceedings titled above, including each presentation and discussion through the symposium. "The 17th symposium on ground vibrations" was held on July 13, 1989, with about 230 participants, as an annual activity of Ground Vibration Research Committee in the Architectural Institute of Japan. It was deeply regretful for us that the proceedings were published in Japanese under unavoidable circumstances, nevertheless the discussing contents were assured very interesting and useful even for other countries. That is why we'd like to put short comments for the sake of foreign interested colleagues. Theme and several key words in the past symposia are also attached as appendix.

Introduction

by Sumio Nagahashi, Chairman of the Committee

Microtremor measurement has been familiar and popular technique for field survey getting ground vibration characteristics since Dr.Kanai's work in 1950's and 1960's. But it still contains some uncertainties for practical use.

In this symposium, microtremors will be discussed with several viewpoints from the source of microtremors to further possibility in applying to earthquake engineering. A technical report by Hiroshi Kagami was introduced because of well reviewing historical studies on observed microtremors. The paper is attached in "Part IV. Appendix".(pp.91-104.)

Part I. Fundamental properties of microtremors.

[I-1] Actual condition as to research on microseisms. (pp. 1-18.)

by Tadashi Miyazaki and Naotsune Taga

1. Review of past discussions about microtremors. What has been the problems?
 - (a) Has the definition of microtremors been established?
 - (b) Is there any unified methodology in measurement and analysis about microtremors?
 - (c) Can we expect a rule of generality in the results for engineering use?
2. What should be checked on microtremors to get ground vibration characteristics?
3. For what we are going to expect microtremors?
4. Comparison of natural period or predominant period among microtremors, building structures and seismic waves. The studies on microtremors may be divided into two types, namely scientific ones and engineering ones.
5. The districts where the studies on longer period microtremors have been performed. (see Fig.5.1, p3)
6. Recent studies on longer period microtremors in Nobi plain.(see Fig.6.1, p3)

7. Studies on longer period microtremors in Nobi plain by the authors.

- Fig. 7.1 Distribution of measuring points for longer period microtremors.
Fig. 7.2 Distribution of deep boreholes and their sections.
Fig. 7.3 Results of seismic refraction survey with explosion.
Fig. 7.4 Location of standard points for measuring longer period micro-tremors. The simultaneous measurement was performed for a week.
Fig. 7.5 Fourier spectra of microtremors during a typhoon. Numbers with km in the figure indicate distances from the typhoon. It should be noted enough, the predominant period is almost constant although the amplitude is much affected by typhoon.
Fig. 7.6 Relation between characteristics of longer period microtremors and weather conditions.
Fig. 7.7 Deep underground structure. The variation of existing sediments should be marked. Outcrop of base rock is found in the east part with smooth change, and in the west part with sudden change.
Fig. 7.8 The variation of predominant period of microtremors with that of deep underground structure.
Fig. 7.9 Fourier spectra of microtremors on rock sites(location is shown in Fig.7.7) and power spectra of sea wave. A good correlation can be found between them. Fig.7.10 shows the details.
Fig. 7.11 Conceptual figure about longer period characteristics of micro-tremors. There are two types of predominant periods. Source effect (1) exists in everywhere, but it will be hidden by local effect(2) in the area with thick deposit. The top and bottom figures correspond to rock site and thick deposit site, respectively.
Fig. 7.12 Comparison of spectra with time interval to check the stability.
Fig. 7.13 The typical spectra in the district.
Fig. 7.14 Relation between predominant period and thickness of deposit.
Fig. 7.15 A zoning map for predominant period distribution of microtremors.
Fig. 7.16 An analytic model to get 2-D ground vibration characteristics.
Fig. 7.17 2-D response in displacement on the ground surface. Uniform vertical incidence of SH-waves is supposed in the analysis.
Fig. 7.18 The same result with Fig. 7.17. The results are checked with measured microtremors at points A, N and S.
Table 7.1 Comparison of resultant predominant periods between 1-D and 2-D analyses. The upper and the lower values correspond to the results from 1-D and 2-D analyses, respectively.
Fig. 7.19 Location of observation stations for earthquake ground motions.
Fig. 7.20 Epicenter and magnitude of observed earthquake.
Fig. 7.21 Spectra of earthquake motions(upper) and microseisms(longer period microtremors, lower) at the rock site, A(see Fig.7.19).
Fig. 7.22 Spectral ratio of earthquake motions, N/A(upper and middle), and spectra of microseisms(lower) at the deposit site, N.

8. Comparison of the results with those from other different districts.

Fig.8 Underground condition for other district.

9. Problems which should be discussed in the future.

[I-2] Nature of longer period microtremors and its application to estimating

deep underground structure. (pp.19-30.)

by Kikuji Kobayashi

1. Introductory remarks.

- (a) Earthquake engineering is being concerned with longer period seismic motions up to 10 seconds and more, because of increasing huge buildings and other structures with longer fundamental periods.
- (b) Therefore the longer predominant period due to deep underground structure is also getting important.
- (c) Applicability of longer period microtremors is being expected in spite of its uncertainty about the source.

2. Reasons of fluctuation in microtremor characteristics.

- Fig.1 Variation of spectral amplitude in microtremors through several days. The short period component(upper) is subject to daily cyclic variation, but the longer period component(lower) affects to be random.
- Fig.2 Relation between component of microtremors in period(s) and exact time when the peak amplitude with 24 hours period appears. It can be noted that the shorter period component less than 0.8s is deeply related with artificial source such like traffic noise and machinery noise.
- Fig.3 Good correlation can be seen between wind velocity and amplitude of microtremors with $T=1.28s$.
- Fig.4 The good correlation in Fig.3 can be expected in the period band from one to two seconds.
- Fig.5 The relation between atmospheric pressure(barometric pressure) and the amplitude of longer period microtremors is also expected.
- Fig.6 The good correlation in Fig.5 may be expected in the period range more than two seconds.
- Fig.7 Such tendency has been confirmed at five stations in Kanto basin.
- Fig.8 Information about S-wave profiles at the stations in Fig.7.

It might be concluded that three important factors giving much effects on microtremors were pointed out. They are artificial source, wind velocity and atmospheric pressure. The period band in which those factors are effective is also important. Artificial source gives much effects on microtremors in the period range less than one second. It exactly corresponds with "Microtremors" defined by Dr. Kanai. On the other hand, weather condition like wind velocity or atmospheric pressure is rather effective on microtremors with much longer period more than one or two seconds. It will be the same as "Microseisms".

3. Origin source of longer period microtremors.

- Fig.9 Comparison of variations between atmospheric pressure and wave height of sea wave.
- Fig.10 Comparison of variations between microtremors and sea wave. Amplitude of microtremors is evaluated as predominant spectral amplitude.
- Fig.11 Comparison of predominant periods between microtremors and sea wave. The period of sea wave is two times longer than that of microtremors. And it is in good agreement with M.S. Longuet-Higgins's law.
- Fig.12 Predominant direction of microtremors is very stable. It might be suggesting the existence of specific source area in the ocean.
- Fig.13 Comparison of microtremors among different sites in Kanto basin.
- Fig.14 Variation of predominant period in microtremors related with wind velocity.

- Fig.15 Correlation of spectral amplitudes between two sites, concentrating in microtremors related with wind velocity.
- Fig.16 Spectral variation of sea wave due to sea breeze with time.(after C.J. Sonu et al.)
- Fig.17 Correlation of wind velocities between Tokyo and other stations. Good correlation among Tokyo, Yokohama and Chiba in the figure might be suggesting the fact that the source region of microtremors related with wind velocity, it means the component with 1 to 2 seconds period, may exist in Tokyo bay.
- Fig.18 Predominant direction in such microtremors shows good agreement because the principal component can be considered as Rayleigh wave.

In conclusion, the origin source of longer period microtremors will be divided into two cases. Microtremors longer than 2 seconds show good correlation with atmospheric pressure, and the source of such microtremors would be sea wave in the ocean. On the other hand, microtremors between 1 and 2 seconds are correlative with wind velocity. Tokyo bay, in this case, may be the effective source of such microtremors.

4. Importance of amplitude ratio between vertical and horizontal components for evaluating longer period microtremors.

- Fig.19 A process of developing sea wave.(after Inoue)
- Fig.20 The same manner with Fig.19 can be seen in microtremors longer than 2s. It should be noted, predominant period of longer period microtremors is variable in accordance with weather condition.
- Fig.21 Amplitude ratio(vertical/horizontal) of longer period microtremors is almost constant in spite of the variation of weather condition.
- Fig.22 The frequency of plots in Fig.21 also shows the same tendency. It means amplitude ratio in these figures would be stable information reflecting the local underground condition.

5. What is the wave type which is forming longer period microtremors?

- Fig.23 A test field, Tokai district, where the deep underground structure was already investigated by means of seismic refraction survey.
- Fig.24 Spectra of longer period microtremors measured at two stations.
- Fig.25 Amplitude ratios derived from measurement and calculation by supposing Rayleigh wave fit well. The results from calculation seem to give the highest limit of those from measurement.
- Fig.26 As for the modeling of underground structure, the deepest model "A" is necessary to evaluate longer period microtremors.

6. Estimation of deep underground structure with vertical/horizontal ratio of longer period microtremors.

- Fig.27 Distribution of shot point and observation line for seismic refraction survey in the past.(after Seo)
- Fig.28 According to the past surveys, three layered materials are commonly distributed in wide area. But other important parameters, "D" and "k", are still unknown for every site. The longer period microtremors including Rayleigh wave are being applied to get these parameters.
- Fig.29 Vertical/horizontal ratio of Rayleigh wave with assumed "D" and "k".
- Fig.30 Relation between "k" and the period, in which vertical/horizontal ratio

becomes minimum, under the condition of $D=1\text{km}$. It can be known that the period mentioned above is the function of "D" and "k", and is very sensitive to the variation of structure, particularly in case of fundamental mode; M11.

- Fig.31 On the other hand, the value of "time term", which means delay time due to surface layers on the basement, will be obtained from seismic refraction survey, and it is also the function of "D" and "k". Therefore "D" and "k" can be determined with independent two informations.
- Fig.32 An example of the results at Ukishima.
- Figs.33,34 Another example at Ohokayama.
- Fig.35 Comparison of amplification ratios for SH-waves at Ohokayama. Observed result(broken line) during an earthquake is superior to calculated ones (solidline). Where, Asakawa is the other station on the rock site.
- Fig.36 Effect of Love waves may be expected to elucidate the disagreement in Fig.35.

7. Concluding remarks.

[I-3] Problems on elucidation of deep soil structure through the field data of long-period microtremors. (pp.31-40.)

by Hiroshi Kagami

1. Introduction.

2. Results and problems about long-period microtremors in the past studies.

(a) The case, variation of predominant period is systematically correlative with that of soil structure.

Fig.1 It is well known that a strong motion seismogram with 2.5 seconds was observed at Hachinohe harbor during the Tokachi-oki earthquake of 1968. After that, Hachinohe has been one of the best experimental fields to study about earthquake motions and long-period microtremors. The figure shows a typical example in which predominant period of microtremors corresponds very well with soil structure. (after Naruse et al.)

Fig.2 The result at Aomori shows the similar features. (after Kagami et al.)

Fig.3 The similar result in Nobi plain. (after Taga et al.)

Fig.4 The case of Mexico city. (after Kobayashi and Midorikawa)

Fig.5 Variation of microtremors in Mexico city along the time. (after Lermo et al.) In this case, the deeper soil structure is unknown.

(b) The case, only the variation of amplitude is correlative with that of soil structure. Variation of predominant period cannot be confirmed.

Fig.6 The typical example can be seen at Niigata. (after Kagami et al.) The similar results have been obtained in Ishikari plain (after Naruse et al.), in Los Angeles (after Kagami et al.) and in San Fernando (after Kagami et al.). As for common reasons, the existence of thick deposit and unclear interfaces between layers will be pointed out.

(c) The case, the clear conclusion cannot be expected.

The actual condition is not evident because there is no data about uncertain or faulty results.

3. Consideration on the difficult case (c).

Observation of long-period microtremors has been performed at Iwatsuki ten years ago by the author himself. Although deep soil structure was well investigated with deep borehole down to 3.5 km, characteristics of micro-tremors did not elucidate the soil structure.

- Fig.7 Location map which will be discussed later.
Fig.8 Profile of S wave velocities was surveyed by well logging. The transfer function for SH waves was calculated with the profile.
Fig.9 Calculated transfer function fitted very well with observed ones, which was derived from seismograms both on the ground surface and at the bottom of borehole during earthquake.
Fig.10~Fig.13 Observation of long-period microtremors was continued for two months. There were three typhoons around the area during the observation. And the amplitude of microtremors looked much disturbed.
Fig.14 Spectral amplitude of microtremors was compared with wave hight of sea waves at the ocean coast (Kashima, Habu) and Tokyo bay (Hamakanaya). It was confirmed that sea wave of the ocean was much effective than that of Tokyo bay on long-period microtremors.
Fig.15 Sea wave possesses its own characteristics that variations of amplitude and period are correlative with each other.
Fig.16 An example in Nobi plain showing that the period of sea wave is variable because of weather condition. In this case, typhoons are passing.
Fig.17 Coda part of a real earthquake was observed by a fluke during micro-tremor measurement at Iwatsuki.
Fig.18 The component longer than 5 seconds could be found only during earthquake but never in microtremors.

4. A conceptual model to understand the long-period microtremors. (see Fig.19)

5. Comments for future studies.

- Further accuracy of microtremor measurement should be required. It will contain instrumentation, procedure of measurement and analysis.
- Observation of real earthquakes will be also expected besides micro-tremor measurement. As our discussion is concentrated in longer period, earthquake with large magnitude will be desirable even if it occurs in far distance.
- For the purpose of discussing long-period microtremors, the measurement should be done simultaneously with much distributed instruments including a standard point on outcrop rock.

[I-4] The use of long-period microtremors for reconnaissance of deep sedimentary basins. (pp. 41-46.) by Takeshi Matsushima and Hiroshi Okada

1. Introduction.

In this paper, the investigation technique for deep sedimentary basins by means of long-period microtremors will be introduced. Phase velocity is the most important factor for the purpose because the principal component

of long-period microtremors is regarded as Rayleigh wave.

2. How to estimate phase velocities from long-period microtremors.

"Spatial autocorrelation method (SAC method)" and "Frequency-wave-number method (F-K method)" are available for this purpose. The feature of each method will be summarized as follows. The F-K method is much reliable than the SAC method, although the SAC method is rather easier than the F-K method because of being convenient to carry out field work and analysis. After checking both methods at Oyafuru as shown in Fig.3, the F-K method will be used in the following experiments.

3. Experiments in Tokachi plain.

An example of arrangement to measure long-period microtremors in the field is shown in Fig.5. The 10 sets of velocity type seismometers with vertical component and with 8 seconds in natural period are installed in total. After deriving dispersion curve for phase velocity of Rayleigh wave (Fig.7) through F-K spectra (Fig.2), inversion technique is applied to get deep underground structure as shown in Fig.8. And the results is quite correlative with gravity data.

4. Remarks.

The similar experiment has been performed at about 50 sites till now. In the future also, the long-period microtremors will be applied for surveying deep underground structure as useful means.

Part II. Special lectures.

[II-1] The historical and terminological comments on microtremors. (no printings)

by Kiyoshi Kanai

1. On the discussion about Rayleigh wave.

The dispersive "Rayleigh wave" was discovered by Sezawa, not by Lord Rayleigh. There is some confusion to call it as "Rayleigh wave", because we are usually discussing about dispersive Rayleigh waves.

2. G.W.Housner arranged an opportunity of discussion about the local effect of soil structure on seismic motions between B.Gutenberg and K.Kanai in 1959.

K.Kanai was impressed that B.Gutenberg had almost no interest in "engineering". After that, K.Kanai and his group measured microtremors at 300 points in the United States including Gutenberg's research field and strong motion observation sites for the purpose to make clear the discussion.

3. On the "predominant period" of the ground.

According to popular belief, M.Ishimoto seemed to prefer a scientific manner of the French school. He often esteemed his inspiration. And thanks to an inspiration, he discovered that earthquake ground motions at some

site possessed its own "predominant period" by defining peculiar analytic method. The early works on microtremors by K.Kanai were just to find the similar predominant period in microtremors like that in seismic motions by M.Ishimoto.

4. The historical review of terminology on microtremors.

Now we are discussing about microtremors to remove the confusion from them. But it should be noticed that the confusion was found at the first stage of studying microtremors already. The manner of studies had better to be classified into following two in accordance with their purposes. (a) One is the studies about observation fields, and (b) the other is the studies on sources or paths of microtremors. And it should be noticed again, such classification would be useful to remove the confusion, although the complete definition might be difficult. The following table shows a roughly sketch about the classification of (a) or (b), mentioned above, from the poster presented by K.Kanai himself.

(1) Longer period micro tremors

- (a) Pulsatory oscillations (F.Omori → K.Wadachi)
Microseisms (Research group on the properties of the subsoil, $T > 1s$)
Long-period microtremors

- (b) Microseisms (E.Wiechert → B.Gutenberg → USA, F.Kishinouye, T.Santo)

(2) Shorter period micro tremors

- (a) Micro-tremors (F.Omori → M.Ishimoto)
Microtremors (K.Kanai) ← Please be careful that a technical term
was created to avoid confusions!
- (b) Miscellaneous oscillations, Complex oscillations, Micro earth motions
Microtremors (K.Aki)

[II-2] Some problems in microtremor measurements on the ground. (pp. 47-54.)

by Kaio Osada

1. Introduction.

The practical comments about measurement of short period microtremors in the field will be done with examples.

2. Predominant period, amplitude and spectrum of microtremors.

- Fig.1 Fourier spectra of microtremors have no big change on predominant period and amplitude through a day.
- Fig.2 Fourier spectrum of microtremors on multi-layered soil structure.
- Fig.3 Fourier spectrum of microtremors on soil structure with single layer.

3. Some problems in microtremor measurements.

- Fig.4 Overall characteristics of instruments for Kanai's microtremors. The

natural period of moving-coil type transducer is 1 second. After the measurement of ground displacement with integral circuit, velocity spectrum is obtained analytically. The stable Fourier spectrum will be expected by the measurement through about 80 seconds.

- Fig. 5 The effects of traffic noise in microtremor measurements. The effects by traffics with close distance can be seen at (a) and (b). The property of ground vibration will be found at (c).
- Fig. 6 Comparison of measured records between two spots with 15 m in distance. The measurement should be performed at the spot (2) instead of (1).
- Fig. 7 When the atmospheric pressure is low, the component with longer period will be predominant in the spectrum.
- Fig. 8 The effects of wind was checked between a) no wind and b) blowing hard.
- Figs. 9, 10 The effects of soil condition and/or measuring condition. a) on a flagstone settled on natural ground, b) on the free surface of natural ground, c) on a massive concrete foundation on reclaimed ground, d) on a concrete floor on reclaimed ground. The measurement was performed simultaneously in close distance.

4. The measurement of microtremors in wide area.

Figs. 11, 12 The removal measurement of microtremors was performed along the distance. In this case, amplitude was corrected with overlapped data. There was very heavy traffic around the removal station No. 11.

- Fig. 13 An example of Fourier spectra (left:displacement spectra, right:velocity spectra) and records. Where the detection of predominant period was tried with neighboring data.

5. Concluding remarks.

The measurement of microtremors should be performed very carefully. Because it often contains unimportant information besides important ones. The experience based on field exercise may be required to distinguish them.

Part III. Microtremor measurement and its application for engineering use.

[III-1] Application to seismic zoning by means of microtremor analysis.

(pp. 55-65.)

by Mitsuo Nogoshi

1. Introduction.

The short-period microtremors will be discussed how they are going to be applied into microzoning works.

2. The short-period microtremors and seismic intensity.

Fig. 1 The isoseismal map in Hakodate during the 1968 Tokachi-oki earthquake. The intensity was surveyed by questionnaire and expressed with the Japanese scale.

Fig. 2 Measuring points for microtremors after the earthquake.

Fig. 3 Power spectra of microtremors. The frequency at the first peak will be used in the following figures.

Figs. 4, 5 Relation between seismic intensity and predominant frequency. It can

be noticed, the lower frequency makes the higher intensity.

3. The short-period microtremors and ground structure.

Fig.6 A conceptual flow to get ground structure with microtremors. Where the vertical component in short period microtremors is assured as Rayleigh wave in the fundamental mode.

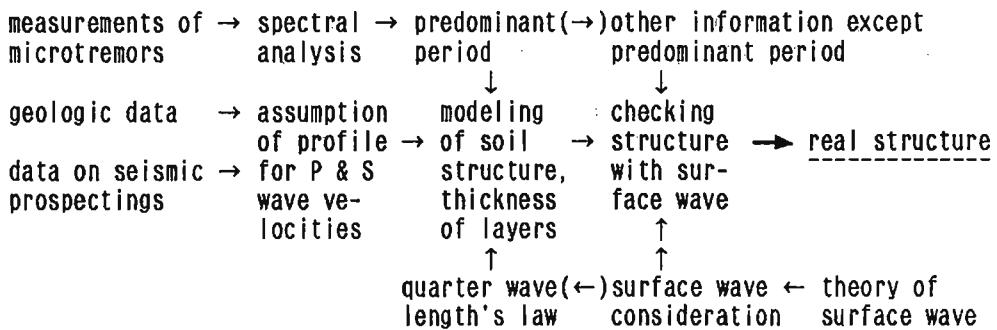


Fig.7 Calculated dispersion curves for Rayleigh wave (phase velocity[C] and group velocity[U]) in Akita.

Fig.8 Estimated ground structure in Akita from observed and calculated data.

Table 1, Fig.9 The deeper ground structure was also assumed with predominant period of longer-period microtremors and the quarter wave length's law for S-wave.

4. The characteristics of short-period microtremors in disaster area due to liquefaction of loose sand.

Fig.10 The location map of Noshiro including disaster area by liquefaction during the 1984 Nihonkai-chubu earthquake. Microtremor measurement was performed at 153 points. Fig.11 shows the details of adding 70 points in Shonan area.

Fig.12 The instrumentation for short-period microtremors.

Fig.13 Examples of typical records.

Figs.14~16 Borehole data and power spectra of microtremors. The spectrum was very simple (defined as Type b) in non-liquefied area as shown in Fig. 14, and rather complicated with higher frequency component (defined as Type a) in liquefied area such as Figs.15 and 16.

Fig.17 The power spectra will be classified into few more types.

Fig.18 The disaster area was checked with many informations, such as the type of microtremor spectrum, S-wave velocity on the ground surface, ground water level and whether liquefaction was observed or not.

Fig.19 Arrangement for the relation among these factors.

Figs.20,21 Another examples of complicated spectra(Type a) in Akita.

5. Applicability of short-period microtremors into seismic microzoning.

Fig.22 Location of another test field in Honjo.

Fig.23 Theoretical dispersion curves were calculated for Rayleigh waves and Love waves with geological data.

Fig.24 The predominant periods of microtremors fitted very well with Fig.23.

Figs.25,26 The typical records and spectra of microtremors in the area.

- Fig.27 A contour map showing the depth in meter down to the Tertiary basement. The borehole data indicated in the figure were used.
- Fig.28 A zoning map about predominant period in microtremors, S-wave velocity on the ground surface and ground water level. The figure is also suggesting liquefaction prediction in future earthquakes.

[III-2] Estimation of lateral irregularity of subsurface topography from spatial variation of microtremors. (pp.67-76.)

by Kojiro Irikura

(Well described in English)

[III-3] Application of microtremors in China. — Case studies in Tangshan and

Beijing. (pp.77-82.)

by Xiansheng Hao, Takanori Samano and Kazuoh Seo

1. Introduction.

The Tangshan, China, earthquake of 1976 was really a destructive one. In the central part of Tangshan city, the seismic intensity was XI in M.M. scale, and more than 90% of houses were collapsed. But on the other hand, the anomaly of seismic intensity was found in surrounding area. Most of all in Yutian area, 40km away from Tangshan toward the northwest, the seismic intensity was smaller than that of further area. Therefore the studies to make clear local site effects on seismic motions have deeply been required. For this purpose, microtremor measurement was performed as well as seismic refraction experiment with explosion by the Japan-China joint project.

2. Microtremor measurements in Tangshan and Yutian area.

- Fig.1 Characteristics of instruments for microtremor measurement (a) and for observation of aftershocks of the 1976 Tangshan earthquake (b).
- Fig.2 Location maps. (a): The isoseismal map during the 1976 Tangshan earthquake. The intensity anomaly can be seen in Yutian (YT) and some other parts. (b): Distribution map around Yutian area for explosions(shot 1~shot 6), its observation points(open circle) and points of microtremor measurement (M01~M23). (c): The points for microtremor measurement in Tangshan city (M24~M27).
- Fig.3 The stability of microtremors were checked at the Tangshan Earthquake Memorial Hall (M24). In short period component less than 1 second (a), the variation of amplitude was recognized between daytime and midnight. It was the property of Kanai's microtremors. But in long period component more than 1 or 2 seconds (b), the amplitude was almost constant through a day.
- Fig.4 The removal measurement of microtremors was performed from M01 to M13 along the observation line for explosion in Yutian area. The point M01 was located on firm outcrop rock of pre-Cambrian.
- Fig.5 Fourier spectra of measured microtremors. (a): The mean spectrum among M02 through M13 and Fourier spectrum of M01 (firm rock site). (b): The whole of spectra was normalized by the mean spectrum in order to find the corresponding predominant period easier.
- Fig.6 The resultant distribution of predominant periods (the bottom figure) was compared with results from the seismic refraction experiment (the top figure) and the borehole data (the middle figure). The outline of

profile about underground structure looks well, but the details to explain the relation among predominant period, wave velocity and thickness of deposit are going to be checked.

Table 1 Data about the aftershocks of the 1976 Tangshan earthquake.

Fig.7 Microtremors and aftershocks of the Tangshan earthquake were compared at two sites, Tangshan Airport (M25, the left figures) and Yutian (M04, the right figures). Only the horizontal component is presented (the upper figures: after shocks, the lower figures: microtremors). The clear conclusion has not been obtained at this moment.

3. Microtremor measurements in Beijing area.

There is topographical irregularity on the basement in Beijing area. But information about subsurface ground structure and earthquake motions is quite few. Author's interest is how microtremor measurement can be expected to estimate the effects of local soil condition on seismic motions in this area.

- Fig.8 Spread of the removal measuring points of microtremors, and the topographical condition in Beijing area. It should be noted that Beijing city is located in a large subsidence.
- Fig.9 Fourier spectra of the shorter period microtremors less than 1 second. No proper characteristics can be found for each point.
- Fig.10 A seismogram during the Tangshan earthquake of 1976 was obtained at the Beijing hotel(Δ in Fig.8) near No.8. The spectrum was also obscure.
- Fig.11 Fourier spectra of the longer period microtremors more than 1 second. The predominant period seems to remove systematically.
- Fig.12 The predominant period was compared with the past geological data.
- Fig.13 The amplification factor due to SH-wave was calculated by Haskell's method. Structure model was supposed at the sites 2, 3 and 7.

4. Concluding remarks.

At this stage, Authors are not sure about the results. Because the opportunity of field experiments was quite limited. As the informations about seismic data and geological data are very little, the further application of microtremors is surely expected. But to do that, the better arrangement on field experiments will be required such like the instrumentation and the procedure of measurement and analysis for microtremors.

[III-4] Microtremor measurement and its application for engineering use.

— Cases of Mexico city and El Centro, California. (pp.83-90.) by Kazuoh Seo

1. Introduction.

Microtremor measurement is well-known as a convenient technique to confirm the effect of surface geology on seismic motion without other informations. The measurement performed in Mexico city after the 1985 earthquake was one of the most successful cases, because the characteristics of microtremors elucidated those of strong earthquake motions very well. But usually, it isn't so easy to get enough conclusion only from microtremor measurement. A matter of importance will be to discuss how microtremors can be used, with successful and unsuccessful cases under different conditions.

Fig.1 A conceptual flow to use microtremors for engineering purposes.

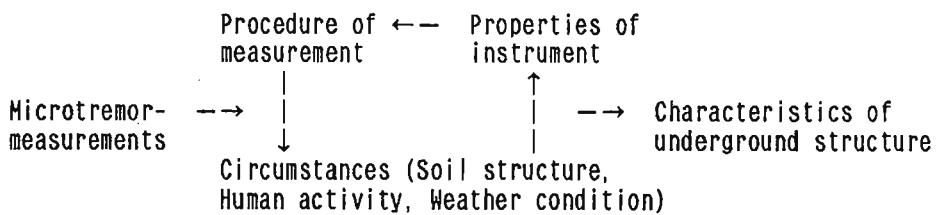
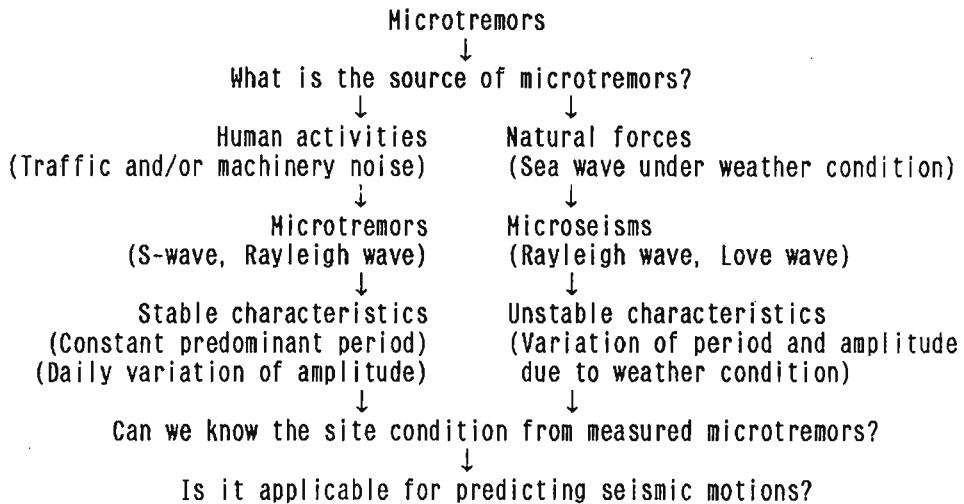


Fig.2 A figure to show present understandings about microtremors.



2. Measurement of microtremors in Mexico city as a successful case.

- Fig.3 Microtremors were measured continuously at SCT (on soft soil) and UNAM (on lava-flow) in Mexico city.
- Fig.4 Overall response of the instrument used for microtremor measurement.
- Fig.5 Fourier spectra of microtremors related with Fig.3. It should be noted, the microtremors at SCT show the property pointed out by Dr. Kanai that predominant period is quite stable and only the amplitude varies in accordance with human activities. The shorter period component at UNAM also shows the similar property. But as for the longer period component at UNAM, weather condition seems effective rather than human activity.
- Fig.6 The movements of subway (Metro) as an index of human activity. the vertical axis: frequency (number of Metros per hour), the horizontal axis: time (o'clock) in a day. It showed remarkable correlation with the amplitude of microtremors at SCT as Fig.3.
- Fig.7 The variation of atmospheric pressure at Tacubaya Observatory related with microtremor measurement at UNAM. It showed good correlation with the variation of longer period microtremors at UNAM as Figs.3 and 5. Therefore such kinds of microtremors were regarded as "microseisms".
- Fig.8 The removal measurement of microtremors was performed in and around Mexico city. The measuring points from No.6 to No.13 were located on soft soil like SCT. No.14 is the point on lava-flow as well as UNAM. Guadalupe and Mezcala are located on outcrops of volcanic rock and firm sedimentary rock, respectively. It can be noticed that the amplitude of

No.10 (near the airport in Mexico city) is one hundred times or more larger than that of Mezcala although the predominant period looks almost common. An important point will not be the difference of quantity but the difference of quality (microtremors or microseisms).

- Fig.9 Fourier spectra of measured microtremors in and around Mexico city.
Fig.10 A conceptual figure to show geological circumstances in and around Mexico city and the difference between microtremors and microseisms.
Fig.11 Comparison of amplification factors among different models. The property on soft soil during earthquake will be considered as Model 1-5. And with all the contribution of many layers, the top layer is extremely effective on the result (see Model 1-2). If the top layer is removed, the property will change as Model 2-5. But it may be noticed that the long period component due to deep sediment still remains in the figure. The effect of microtremors should be correlative with Model 1-2 or 1-3 because the source is distributed on the ground surface, while that of microseisms may be correlative with Model 2-5 or 3-5.

3. Measurement of microtremors in El Centro as a difficult case.

- Fig.12 A large amount of seismic refraction survey has been carried out in and around El Centro.(after G.S.Fuis et al.)
Fig.13 The resultant P-wave profile between the shot points 1 and 6 in Fig.12.
Figs.14,15 By estimating S-wave profile, amplification factor was calculated. The indistinct characteristics was considered due to gradual increase of S-wave velocity.(after S.Midorikawa et al.)
Fig.16 Fourier spectra of measured microtremors in El Centro area. Sperstitution mountain is the outcrop of crystal rock. As the measurement was performed with the same instrument as that in Mexico city, the results can be compared very easily.

4. Discussions about geological circumstances among different sites.

- Fig.17 Fourier spectra of measured microtremors in the Kanto basin including Tokyo Metropolitan area.
Fig.18 Fourier spectra of measured microtremors in Tangshan and Beijing,China.
Fig.19 Comparison of the whole results including Figs.9,16,17 and 18.

- (1) The difference in amplitude of microtremors may exist about a hundred or a thousand times in accordance with geological conditions. But the lower limit at each site seems almost constant because it is measured on firm rock.
- (2) In general, the shape of Fourier spectra looks very simple. The predominant peaks less than one second are caused by "Kanai's microtremors", and another peaks at 3 or 4 seconds would be caused by "microseisms".
- (3) The only exception can be seen in the case of soft soil in Mexico city. The predominant peaks longer than one second, in this case, belong to Kanai's microtremors due to human activities. The qualitative difference between Mexico city and Kanto basin in Fig.19 should be noticed.
- (4) The circumstances of El Centro and Kanto basin should also be compared. The difference is not the size of basin (or valley), but the impedance ratio between sediment layers.
- (5) Another interest can be found on the results in Tangshan. The geologic condition looks very simple as pre-Cambrian basement is covered by Quaternary sediment directly. Why is the microtremors so uncertain?

5. Concluding remarks.

The effect of geological condition has been one of the most important factors to explain the principal properties of seismic motions. In such circumstances, it is of real importance to check whether technical means including microtremor measurements for some special site will be applicable or not for common use. For this purpose, the site conditions will be compared among Tokyo, Niigata, Beijing, Tangshan, El Centro and Mexico city using available informations. A noteworthy point might be the mismatch of informations and site conditions throughout these sites, which is shown on the following table. Although the criterion of each item still contains uncertainty, it is really expected to discuss "what is common and what is different among the sites?" using possible informations, and to find out "what should be done for each site".

Table 1 Comparison of site conditions among several districts.

Items to be checked	Tokyo	Niigata	Beijing/Tangshan/El Centro/Mexico city			
Seismograph distribution	many	few	few	few	many	many
Strong motion data	few	few	few	no	many	medium
Weak motion data	many	few	few	few	many	many
Deep borehole data	medium	(many)	few	many	(few)	few
Explosion data	many	no	no	yes	many	yes
Top soil condition	medium	soft	firm	medium	medium	very soft
Thickness of sediment	thick	thick	medium	thin	thick	(medium)
Impedance between layers	high	low	medium	high	low	high
Microtremor applicability						
for shallower structure	easy	easy	medium	medium	medium	easy
for deeper structure	medium	hard	hard	hard	hard	very hard
Effect of surface geology						
in shallower structure	much	much	medium	medium	less	very much
in deeper structure	much	medium	medium	medium	less	medium

Part IV. Total discussion.

The discussion tended to concentrate into following two items.

1. On the fundamental characteristics of microtremors.

[Yutaka Nakamura] According to the results of microtremor measurement, the vertical component will not be amplified in the soil layers, and it reflects the oscillations in the basement. Therefore the ratio of horizontal component to vertical component may suggest the amplification factor of the soil layers.

[Hiroyoshi Kobayashi] The above opinion is questionable, because there are not a few data containing vertical component well amplified in soil layers.

[Kojiro Irikura] The ratio of horizontal to vertical will not correspond to amplification factor from a point of view of wave propagation.

[Yoshiaki Hisada] Microtremors has often been regarded as SH-wave. Why is micro-tremors considered as SH-waves?

[K. Irikura] It might be one of possible interpretations based on experiences. Un-dispersive component in short period microtremors may be S-wave.

[Hiroshi Okada] Un-dispersive characteristics will be caused by insufficient analysis. Short period microtremors will probably be surface wave.

[Tokiharu Ohta] Simultaneous measurement between surface and subsurface of the ground may be helpful to understand the properties of microtremors.

[Teiji Tanaka] To do that, plural boreholes should be required. The reason of complicatedness in short period microtremors is due to mixture of sources. How about performing an experiment with a single source in midnight?

[Mitsuo Nogoshi] The above proposal should be welcomed in order to investigate the fundamental natures of the microtremors. I hope that we measure and analyze not only the microtremors of one dimension, but also of two and three dimensions, in future.

2. On the boundaries of microtremors in applying to engineering purposes.

[Masayuki Takemura] Is long period microtremors (microseisms) applicable to engineering purposes away from sea coast?

[H. Okada] Yes, we can find the past works.

[Kiyoshi Kanai] According to B.Gutenberg, microseisms are not always from sea-waves. It will be possible to use long period microtremors even in the central part of the continent.

[Kazuyoshi Kudo, H. Okada, K. Irikura] From a scientific point of view, the properties of measured microtremors should be checked carefully.

[H. Kobayashi, T.Tanaka, M.Nogoshi] From an engineering point of view, microtremors have been used as a convenient and excellent substitute for boring or other geotechnical investigations. And such demand on microtremors would be expected in future, and most of all in foreign countries. That is why the boundary of microtremors in applying to engineering purposes should be made clear.

Summaries.

by Yoshikazu Kitagawa, Vice-chairman of the Committee

"Application of microtremors for engineering use", the title of this symposium, must have been full of interest to most participant, because we often have opportunities to measure or use microtremors as a familiar tool. But under the present situation, unsolved problems still remain from the origin source to the boundary of application in microtremors. As the most of confusion may come from insufficient understanding, we will need to create a view of applying microtremors as possible as we can. Finally, participation, presentation of topics and active discussion were thanked.

Postscript

The management of the symposium was carried out by the following members.
Co-chairmen: Kunio Wakamatsu, Haruhiko Yokota and Kazuoh Seo
Secretary: Masayuki Takemura

This manuscript was submitted to the Research Committee which was held on Sept. 13, 1989. Kazuoh Seo should be responsible for the translation.

Appendix

THE SYMPOSIA ON GROUND VIBRATIONS

- Research activities on "Effects of Surface Geology on Seismic Motions"
in Architectural Institute of Japan -

Theme and key words in each symposium

The 1st Symposium, 1972

"Earthquake ground motions which should be considered in anti-seismic design"

Strong motion in source area, Long period motion, Source mechanism, How to evaluate ground motion and response, Procedure for anti-seismic design, Seismic bedrock, Multiple reflection of S-wave, Body wave and surface wave

The 2nd Symposium, 1973

"Earthquake ground motions affected with strain level"

Seismic strain, Source region, Rupture model, Microtremor, Weak motion, Strong motion, Shear modulus, Damping factor, Local geology, Non-linear response, Microzonation

The 3rd Symposium, 1975

"Earthquake motions observed on the ground - on the Izu-oki Earthq. of 1974 -"

Observed seismograms were offered by 15 organizations, exchanging data and informations, Observation of weak motions, Observation in bore hole, Simultaneous observation, Particle orbital motion, Importance of clock, Attenuation curve of PGA, Dynamic range, Earthquakes with very close distance

The 4th Symposium, 1976

"Longer period component in strong motion - Recheck of input motions for anti-seismic design analysis -"

Period maximum and amplitude minimum for earthquake engineering, Base shear coefficient, Building code, Evaluation of strong motion data, average acceleration spectrum, 1968 Tokachi-oki Earthquake, 1923 Kanto Earthquake, Long period microseism, Deep soil deposit, Simulation of strong motions

The 5th Symposium, 1977

"Classification of local ground condition and earthquake ground motion"

Seismic intensity, Survey of damage, Overturning of gravestone, Questionnaire, Topography of base-rock, Effect of cliff, Microzoning map

The 6th Symposium, 1978

"Present and future situation about the studies on ground vibration"

Seismic bedrock, Topography, Long period ground motion, Surface wave, Regional risk analysis, Underground earthquake motion, Identification of seismic waves, Motion product seismograms, Array observation, Comparison of research fields in earthquake engineering between Japan and USA, Prediction of earthquake disaster, Application of seismic risk to anti-seismic design, Interaction problems between soil and structure, Trends of recent researchs

- The 7th Symposium, 1979
"Scientific problems reviewed from recent destructive earthquakes"

Recent observed seismograms were reported by 17 organizations, 1978 Izu-Oshima Earthquake, 1978 Miyagiken-oki Earthquakes, Distribution map for ground condition and earthquake damage, Questionnaire survey, Human behavior during earthquake, Anti-seismic consideration for fences and buried pipes
- The 8th Symposium, 1980
"Recent trends in studies of seismic risk and zoning"

Seismic risk analysis, Regional seismic risk(Sendai, Kawasaki), Estimation of short period motions using fault model, Prediction of intensity distribution during major earthquakes by means of fault rupture and site effect, Estimation of seismic source parameters from seismic intensity analysis
- The 9th Symposium, 1981
"Problems in studying about features on input motions and building response"

Object and activities of the technical committee, Mechanism of building failures, Simulation of building behavior during real earthquake, Source models for evaluating PGA, Development of studies on input strong motions
- The 10th Symposium, 1982
"Present study and future trend on design earthquake motion"

Evaluation and application of strong motion records, Empirical attenuation formula, Geological condition, Synthesis method of strong ground motion, Utilization of artificial seismograms to seismic design, How to use longer period ground motion for anti-seismic design of oil tanks, Review of effect of topography on ground motions, Theoretical and observational approach on long period ground motion, Anti-seismic experiment using shaking table, General discussion between engineers and seismologists
- The memorial publication titled "Seismic motions and site ground conditions"
- The 11th Symposium, 1983
"Studies of earthquake ground motions and their applications to the aseismic design - In memory of the decadal activity -"

Review of activities of the technical committee in this decade, Earthquake and seismic wave, Strong ground motion, Dynamic behavior of ground, Observation of earthquake ground motions, Seismic zonation, Input motions for anti-seismic design, Seismograms of recent destructive earthquakes, Panel discussion of existing problems on application of predicted strong motions into earthquake disaster prevention
- The 12th Symposium, 1984
"Today's problems lying in the study of ground vibrations - Taking the case of the Nihonkai-chubu Earthquake of May 26, 1983 -"

1983 Nihonkai-chubu Earthquake, Strong motion records, Damage, Focal process, Site effect, Strong motion prediction, Liquification of soils, Effects of deep soil-structure on long period earthquake motions

The 13th Symposium, 1985

"The studies and applying methods on the observation of earthquake motions"

For what earthquake motions are going to be observed(focal process, focal region, deep ground structure, firm ground, strain in the ground, interaction between soil and foundation, etc.), 1979 Imperial Valley Earthquake, 1983 Coalinga Earthquake, 1978 Miyagiken-oki Earthquake, Hypothetical earthquakes, Strong-motion instrumental array in IAEE, Proposal for observation of strong motions in USA(Parkfield array)

The 14th Symposium, 1986

"On the Mexico Earthquake of 1985, comparing with Japanese cases"

Strong motion records, Source mechanism, Geological condition, Soft soil, Effect of basin, Clear later phase, Application of microtremor, Seismic microzoning, Building code

The 15th Symposium, 1987

"Evaluation of attenuation or damping phenomena of earthquake motions in propagating process"

Attenuation of PGA along the distance, Evaluation of damping coefficient by different approach(Laboratory test, Field test, Observed seismogram), Non-linear response of soft soil, Evaluation of Q-value, Seismic wave attenuation and ground amplification from densely surveyed intensity data

The 16th Symposium, 1988

"Effects of ground condition on earthquake motion characteristics - Studies by means of observed seismograms -"

Seismograms of 1987 Chibaken-toho-oki Earthquake were offered from 21 organizations, Effect of surface geology, Support of the ESG Workshop, Review of strong motion observation and researches on ESG in Japan, Recent circumstances of observation and research on ESG in Japan, How ESG is going to be considered in USA and other countries, Introduction of IASPEI/IAEE joint working on ESG, What was observed from 1987 Chibaken-oki Earthquake?

The present members of the Ground Vibration Research Committee

[Committee members]

Sumio Nagahashi (Chairman), Nagasaki Institute of Applied Science
Yoshikazu Kitagawa (Vice-chairman), Building Research Institute
Kazuoh Seo (Vice-chairman), Tokyo Institute of Technology
Kenji Hagio, Technical Research Center, Taisei Corp.
Ryosuke Inoue, Ibaraki University
Kojiro Irikura, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University
Katsuhiko Ishida, Central Research Institute of Electric Power Industry
Hiroshi Kagami, Hokkaido University
Masahiro Kawano, Kyoto University
Kazuyoshi Kudo, Earthquake Research Institute, University of Tokyo
Masatake Naganoh, Technical Research Laboratory, Takenaka Komuten Co., Ltd.
Shigeru Noda, Tottori University
Izuru Ohkawa, Building Research Institute, Ministry of Construction
Tokiharu Ohta, Kajima Institute of Construction Technology, Kajima Corp.
Jun'ichi Shibuya, Tohoku University
Naotsune Taga, Nagoya University
Masayuki Takemura, Kobori Research Complex, Kajima Corp.
Minoru Takeo, Earthquake Research Institute, University of Tokyo
Kunio Wakamatsu, Technical Research Institute, Ohbayashi Corp.
Makoto Yamada, Waseda University
Haruhiko Yokota, Institute of Technology, Shimizu Corp.
Shinsaku Zama, Fire Research Institute, Ministry of Home Affairs

[Secretary]

Susumu Sato, The Architectural Institute of Japan

[Address]

Kenchiku-Kaikan 2nd Floor, 5-26-20 Shiba, Minato-ku, Tokyo 108, Japan
Tel:03-456-2051, Fax:03-456-2058