

名古屋地域の深部地盤構造 III

やや長周期領域における常時微動および地震動観測

正木 和明・吉田 厚司*・成瀬 聖慈*

On the Ground Structure of Nagoya Area. III

Observations of 1-to-10 Second Microtremors and Seismic Waves.

Kazuaki MASAKI, Atsushi YOSHIDA* and Seiji NARUSE*

Microtremors and seismic waves in the frequency range from 0.1 Hz to 1.0 Hz were observed at the sites in the Nagoya area and their seismic characteristics were discussed in relation to deep structure of the ground. The following results were obtained.

- 1) Period and amplitude characteristics of microtremors well agreed with that of seismic waves at the site with deposit of about 1000m thickness.
- 2) Predominant period of microtremors and seismic waves agreed with the characteristic period of the ground which was estimated from SH-wave transfer function or Love-wave dispersion curve.
- 3) Therefore, it was reasonable that seismic base of the Nagoya ground was situated on the rock basement.

1. はじめに

入射地震動に対する地表面付近の地盤の応答を論ずる際、一般には基盤（基盤における地震動は等しい）とその上に堆積する表層地盤（表層地盤内で地震動は増幅される）という二層モデルが用いられる。両者の境界は「地震基盤面」と呼ばれているが、具体的にどの深度に、どの地層にこの地震基盤面を設定すべきかは、考慮すべき地震動周期、あるいは目的に応じて決定されるべきである。今、考慮すべき地震動周期を10秒から1秒（いわゆる「やや長周期領域」）とし、この周期領域における表層地盤の地震波増幅特性を求めようとするならば、地震基盤はS波速度 $V_s=3.0\text{km/s}$ の層に設定すべきである¹⁾。

第1報²⁾、第2報³⁾において人工地震探査により得られた湯の山から・鍋田・豊橋に至る名古屋地盤の深部地震波速度構造を報告したが、名古屋地盤におけるS波速度 $V_s=3.0\text{km/s}$ 層は濃尾平野南西部で最も深く深度2.0 km、三重県北部・知多・西三河部で1.0km、鈴鹿・三ヶ根山では地表部に露頭している。この $V_s=3.0\text{km}$ 層は地質的には第三紀中新統の下位に存在する層（古生層ないしは花崗岩）に対応していると考えられる。桑原⁴⁾は猿投山から桑名に至る深部東西地質断面を報告している

が、この報告によれば、第三紀中新統基底面（即ち、 $V_s=3.0\text{km/s}$ 層上面）は濃尾平野西部で深度2.0km、名古屋市中央部で0.8km、猿投山で露頭している。著者他の報告、桑原の報告を総括すると今、地震基盤として設定すべき $V_s=3.0\text{km/s}$ 層は、濃尾平野南西部を基底とし猿投山・鈴鹿・三ヶ根山を縁とする盆状構造を形成していると言えよう。

このような盆状構造を持つ名古屋地盤の振動特性が如何なるものかを追求することは興味深い。本報告は、この盆状構造をほぼ東西に横断する猿投山から湯の山温泉に至る測線における振動特性に関し、常時微動、地震動の両面から追求するものである。

2. 微動・地震の観測方法

2.1 観測地点

観測地点の位置、および地質概要を図1に示す。また観測地点所在地を表1に示す。微動観測点はほぼ岩盤上と思われる愛工大（サイト1）、湯の山温泉（サイト35）を両端とする測線上に1~2 km間隔で設置した。地震動観測は、岩盤上と思われる愛工大(AIT)、最深部の弥富中学(YTM)、中間部の名古屋大学(NUV)の3点に設置した。

* 愛知教育大学地学教室 (Aichi University of Education)

表1 微動および地震動観測地点

番号	所在地	番号	所在地	番号	所在地
1	愛知工大 (AIT)	13	中島小	24	大山田団地第二公園
2	青少年公園	14	正色小	25	大山田団地中央
3	愛知芸大	15	豊治小	26	桑名工業高
4	愛知学院	16	舟入小	27	神田小
5	高針中	17	蟹江高	28	三和小
6	神丘中	18	十四山村幼稚園	29	保々中
7	椋山女子大	19	弥富中 (YTM)	30	千種小
8	名古屋大 (NUV)	20	桜小	31	池底
9	名商大附属高	21	長島中部小	32	小種小
10	白金小	22	成徳中	33	湯の山ゴルフ場
11	八熊小	23A	大和小	34	四日市職員寮
12	篠原小	23B	大山田川浄水場	35	湯の山温泉

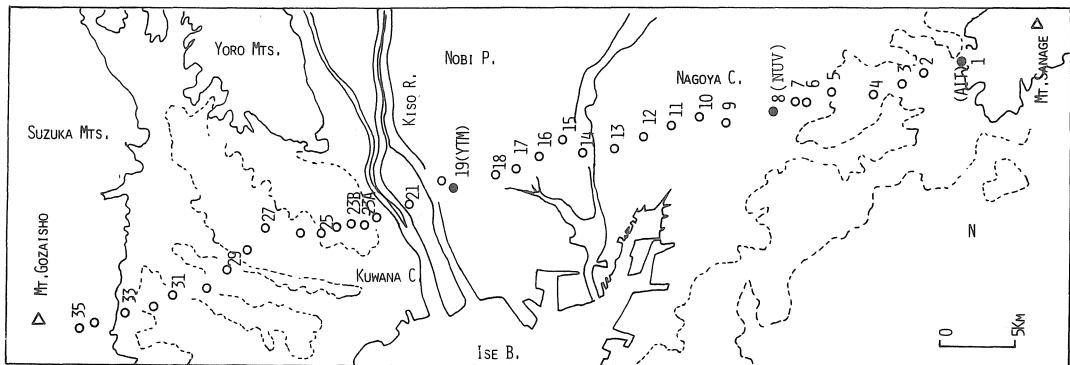


図1 微動観測点(1~35), 地震観測点 (AIT, NUV, YTM) と地質 (岩盤: 実線, 第三紀層: 破線)

2.2 観測システム・観測日時

地震計は振動技研製 PELS-73 型を使用した。出力は速度波形とし、増幅器、ローパスフィルターを通した後、磁気テープに収録した。地震計のダンピング定数は0.7, 出力感度は2.1V/kineとした。地震計固有周期, ローパスフィルター・カットオフ周波数は表2に示すように, 多少変更があった。

観測日時を表2に示す。微動は移動観測とし, 3班がそれぞれ1時~2時間間隔で移動の上, 各地点で15分間の記録を収録した。地震観測は常時観測とし, スターターの始動により地震時のみデータレコーダーを作動させるとともに, BCDコードにより記録時刻を収録する方式を用いた。

表2 観測システムおよび観測日時

	場所	日時	地震計固有周期	ローパスフィルター
微動観測	サイト 1~22	1981. 8. 24~26	8 sec	2 sec
	サイト 22~35	1982. 8. 28	8 sec	0.5 sec
	AIT, NUV, YTM	1982. 8. 25	10 sec	0.5 sec
地震観測	AIT	1982. 5. 22~	10 sec	0.5 sec
	NUV	1982. 6. 12~	10 sec	0.5 sec
	YTM	1982. 7. 12~	10 sec	0.5 sec

3. 微動観測結果

3.1 フーリエスペクトル

各地点で得られた微動記録のフーリエスペクトルを図

2に示す。各サイトで5秒付近にスペクトルピークがみられるが, サイト12からサイト5にかけてはピークが5秒から2秒へと系統的にずれていることが注目される。サイト22から35にかけては2秒付近に顕著な2次ピーク

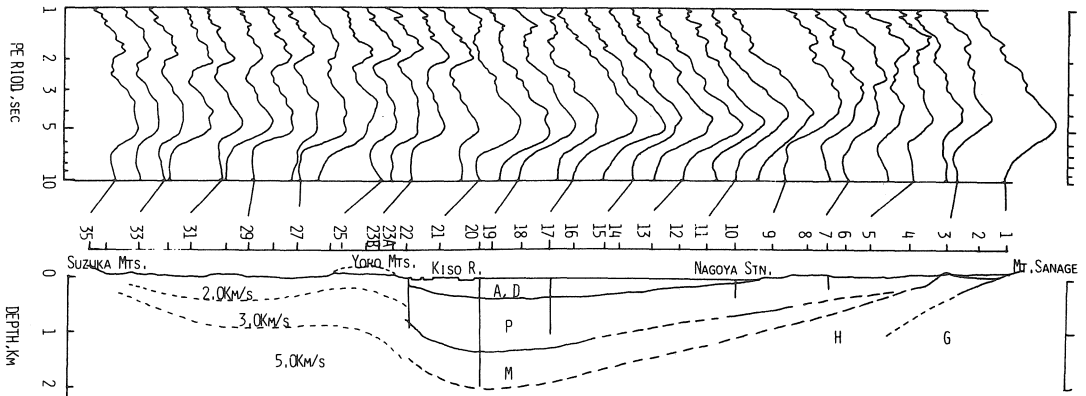


図2 微動のフーリエ、スペクトル(上)と深部地盤構造²⁾⁻⁵⁾(下)
 A(沖積層), B(洪積層), P(鮮新統), M(中新統), 数字はP波速度

がみられる。図2の下段に地質断面図が示されている。サイト22以東は桑原⁹⁾による地盤モデルであり、サイト22以西は正木他³⁾によるP波速度構造モデルである。既に述べたように、P波速度で $V_p=5.0\text{km/s}$ の層はサイト22以東の岩盤層に対応していると考えられる。スペクトルと地盤構造との対応を以下の節で詳しく述べることにする。

3.2 卓越周期と地盤構造との関係

図2に示されたスペクトルのピークを与える周期をこ

こでは卓越周期(T_p)と定義する。図3に卓越周期 T_p と地盤構造との関係を示す。大きい丸印は第一卓越周期を、小さい丸は第二、第三の卓越周期を示す。前節で述べたようにサイト1から5までの第一卓越周期は5秒付近にある。サイト6では第一卓越周期は2秒程度になり、サイト12にかけて次第に長くなり、ついには5秒に到る。サイト12以西では、卓越周期の変化は小さい。サイト23以西の卓越周期の分布には多少ばらつきがみられるが4秒から5秒程度であり、第二卓越周期が2秒付近に存在

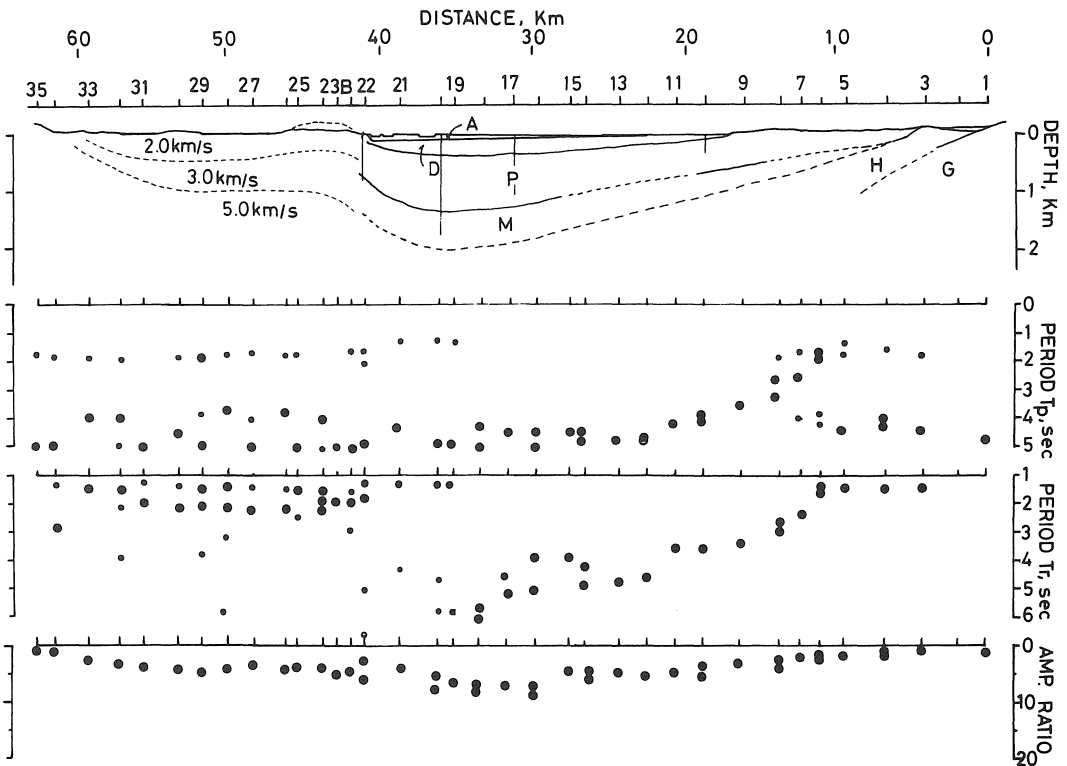


図3 深部地盤構造²⁾⁻⁵⁾, フーリエスペクトルの卓越周期 T_p , スペクトル比の卓越周期 T_r および振幅比

する。

サイト5から12にかけての卓越周期の変化は西方へ傾斜する基盤構造と良く対応している。しかし、サイト12以西では基盤構造が次第に深くなるのに対し、卓越周期の変化はみられない。また、サイト5以东、サイト23以西では基盤構造が浅いにもかかわらず卓越周期は4ないし5秒と長い。これは、いかなる理由によるものであろうか。

谷口他⁹⁾は1秒から10秒の領域の微動の周期が外洋波浪の周期と良い対応を示すことを岩盤上の数点における微動観測結果から得ている。外洋波浪の周期は通常10秒前後であるので、微動の周期は5秒前後となる。大部分

のサイトでみられる5秒付近の卓越周期は、したがって振源特性を反映したものに他ならない可能性が強い。

振源からの微動伝播のメカニズムは明らかでないで、本論文ではこの伝播特性については触れず、岩盤内における振動特性は各サイトにおいて同じであり、岩盤から入射した波動が表層地盤の振動特性に対応して変換されるものと仮定する。サイト1と35は岩盤上の地点と考えてよいので、各サイトのスペクトル $f_1(\omega)$ とサイト1あるいはサイト35のスペクトル $f_0(\omega)$ との比 $f^*(\omega) = f_1(\omega)/f_0(\omega)$ ($f^*(\omega)$ をスペクトル比と呼ぶ) は表層地盤の振動特性を示す。サイト2~22はサイト1を、サイト23~34はサイト35を基準サイトとしスペクトル比を求め

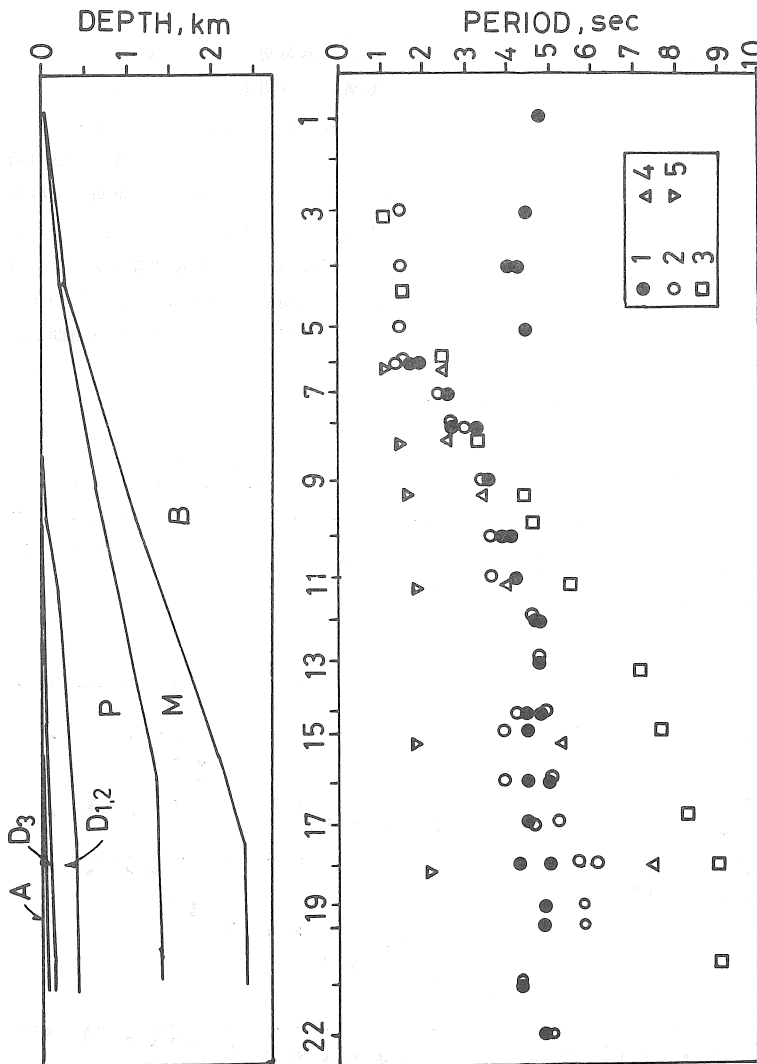


図4 深部地盤構造(上)と微動卓越周期(下)。フーリエスペクトルの卓越周期(1)、スペクトル比の卓越周期(2)、S波伝達関数のピーク周期(3)、ラブおよびレーレー波群速度分散曲線極小周期(4および5)

た。スペクトル比 $f^*(\omega)$ の卓越周期を T_r とする。 T_r はサイト 5 以東では 1.5 秒と短く、基盤が極めて浅いことと良い対応を示す。またサイト 12 以西では 5 秒から 6 秒へと、周期が長くなり、西方に深くなる基盤構造と良い対応を示す。サイト 22 以西の卓越周期は 1.5 秒ないし 3 秒であり、これまた、基盤が浅くなっていることと良く対応している。

ところで各サイトの岩盤内における微動の振動特性は同じであると仮定したが、この仮定が成立している保証は全くない。多賀他⁷⁾は、数秒程度の微動には明らかに伝播性表面波としての特性がみられることを指摘しており、この場合にはスペクトル比の概念には物理的意味を与えにくい。しかし、スペクトル比から求めた卓越周期が地盤構造と良い対応を示すことも事実であり、今後詳細な検討が望まれる。

3.3 振幅比と地盤構造との関係

磁気テープに収録した記録をプレイバックし、ペンレコーダー記録紙上に波形を再現し、その振幅を読みとり「振幅」とする。ところで微動の振幅は時間的に変動することが知られている。時間変動は各サイトで同じであると仮定するならば、基準点における振幅で各サイトの振幅を除した値「振幅比」は時間の変動を取り除かれた量となる。

サイト 22 以東はサイト 1 を基準に、サイト 22 以西はサイト 35 を基準に（サイト 22 は重複）求めた振幅比を図 3 第 4 段に示す。振幅比は、サイト 1 からサイト 19 にかけて増大し、サイト 19 から 22 にかけて減少、サイト 23 から 30 にかけてはほぼ一定の後、サイト 35 にかけて減少する。第 1 段に示した地盤構造との対応は極めて良いことがわかる。

4. 微動観測結果に対する考察

4.1 卓越周期に対する理論的考察

図 4 に示すような地盤構造を仮定し、S 波多重反射法により S 波伝達関数を求め、伝達関数のピークを与える周期を求めた。またラーレー波、ラブ波の群速度分散曲線を求め、群速度極小を与える周期を求めた。サイト 1 からサイト 22 に至るこれらの周期、および観測微動の卓越周期を図 4 下段に示す。

サイト 3 から 10 にかけてのスペクトル比の卓越周期は S 波伝達関数ピーク周期によく一致している。しかし、サイト 11 以西における S 波伝達関数ピーク周期は地盤構造に対応して 10 秒程度まで長くなり、卓越周期とは一致しない。一方、ラブ波群速度極小周期はサイト 6 以西において卓越周期と比較的一致しているが、サイト 15 以西では卓越周期がやや短くラブ波群速度極小周期とは一

表 3 地盤構造モデル

地 層	S波速度 (m/s)	密 度 (g/cm ³)	層 厚 (m)	
			NUV	YTM
A:沖積層 D:洪積層	350	1.95	0	340
P:鮮新統	680	2.10	500	960
M:中新統	1,600	2.30	250	700
B:岩 盤	3,000	2.60		

致しない。結局、サイト 3 から 10 にかけては S 波の多重反射あるいはラブ波の分散で、サイト 10 から 15 にかけてはラブ波の分散で卓越周期が説明できるが、サイト 16 以西については議論の余地がある。

4.2 台風下における微動観測

サイト 16 からサイト 22 にかけての微動卓越周期は理論的に期待される周期に比べて短い。その理由のひとつと

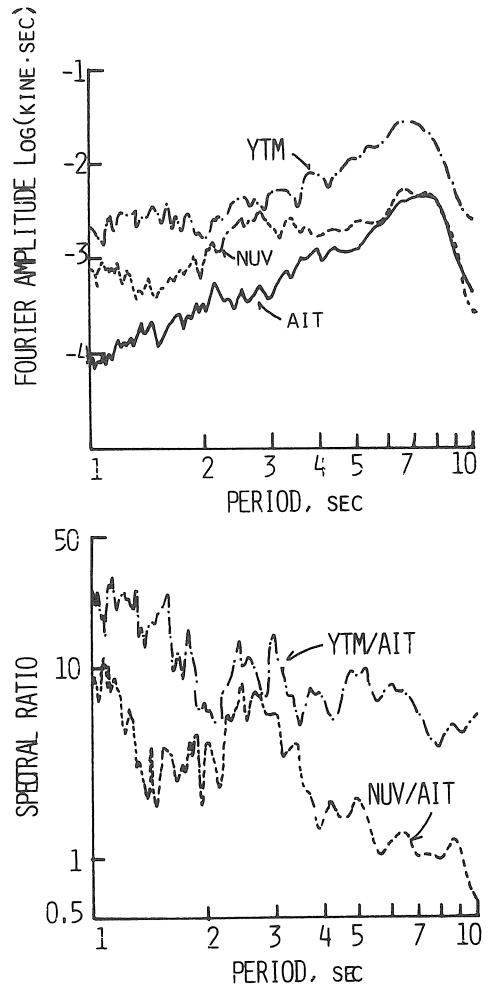


図 5 1982年 8月 25日の 3点同時微動観測におけるフーリエスペクトルおよびスペクトル比 (AITを基準)

して、微動の振源そのものに、長い周期成分が含まれていないことが挙げられよう。名古屋地盤の微動の振源は外洋波浪である可能性が強いが⁹⁾、外洋波浪の半周期は通常5秒である。したがって、5秒より長い周期の波は表層地盤で励起されない。このことが、サイト16以西での卓越周期が5秒にとどまっている理由のひとつと考えられる。台風通過時には外洋波浪の周期・振幅は増大する。したがって、台風通過時には表層地盤内でより長い周期の波が励起されている可能性がある。このような目的のもとに、台風通過直前の1982年8月25日、サイト1(AIT)、サイト8(NUV)およびサイト19(YTM)で微動の同時観測を実施した。

得られたスペクトルを図5に示す。各サイトとも卓越周期は7秒ないし8秒と、図3に示された周期よりかなり長い。したがって、図3に示された5秒付近の卓越周期は振源が高々5秒程度の周期しか持たないことに原因しているようである。

図6にAITを基準点とした場合のNUV、YTMのスペクトル比を示す。NUVのスペクトル比には2.5秒に鋭いピークがみられる。図3の結果とも合わせ考えるとUNVにおけるスペクトルあるいはスペクトル比には振源特性の時間的変動にかかわらず常に2.5秒の卓越周期が存在すると言える。また図6に破線で示すようなS波伝達関数あるいはラブ波振幅応答関数のピーク周期とも一致する。これらの事実から、サイト8あるいは近傍の

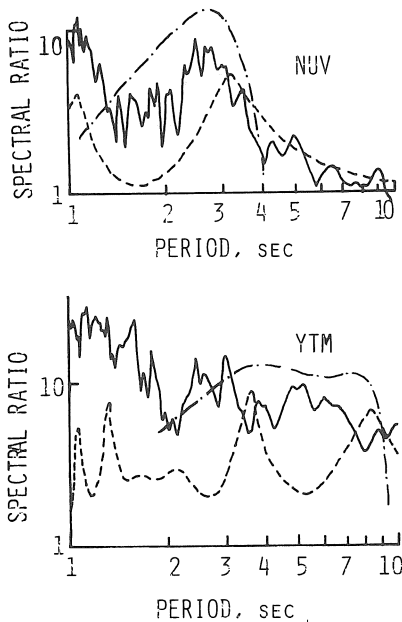


図6 微動スペクトル比(実線), S波伝達関数(破線)およびラブ波振幅応答関数(1点鎖線)

各サイトのスペクトルあるいはスペクトル比の卓越周期は地盤の振動特性を反映したものであると言える。YTMのスペクトルそのものの周期は7秒であるが、スペクトル比の卓越周期は3秒ないし5秒である。図3の結果とも合わせると5秒の卓越周期の再現性は良いようである。しかし、この5秒の卓越周期を理論的に説明できないことを考えると地盤の振動特性を反映したものであるかどうかについてはまだ検討の段階にあると言える。

4.3 振幅比と基盤深度との関係

3.3節で述べたように振幅比と地盤構造との対応はよい。そこで、サイト1から22における振幅比と、岩盤までの深度との関係を調べた。図7に両者の関係を示す。

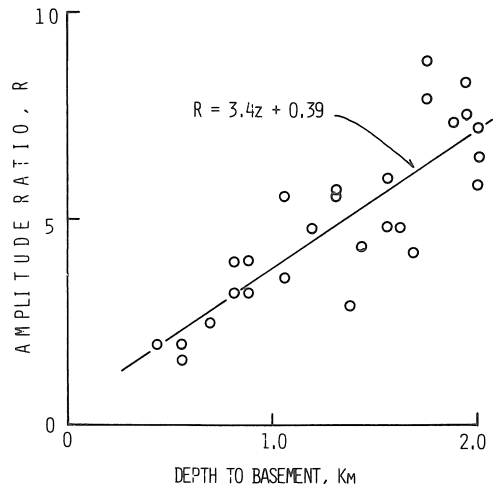


図7 振幅比(R)と岩盤深度(Z)との関係

両者の関係を一次式で近似すると、
 $R = 3.4z + 0.39$ ($\alpha_c = 0.84$)
 R: 振幅比
 z: 岩盤深度 (km)
 α_c : 相関係数

となる。

振幅比と岩盤深度とが比例関係にあることは、八戸における例⁹⁾、新潟における例⁹⁾、ロスアンゼルスにおける例⁹⁾にも示されている。

サイト23以西における振幅比を上式に代入して岩盤深

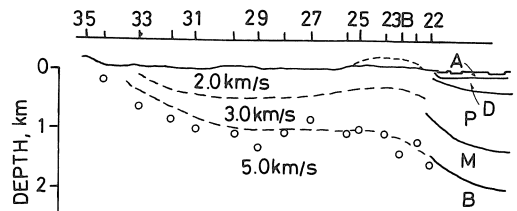


図8 微動の振幅比から推定した岩盤深度(丸印)とP波速度構造³⁾

度を求めた結果を図8に示す。得られた岩盤深度は爆破実験から得られたP波速度5.0km/s層の深度と一致する。このことはサイト1から22における岩盤層とサイト23から35における $V_p=5.0\text{km/s}$ 層とは同じ地層であることを示している。岩石物性的にみて岩盤のP波速度が5.0km/sという値はおかしくない。

振幅比と岩盤深度との間に上述の経験式が成立するこ

表4 地震概要

地震番号	発震時刻	北緯	東経	深度(km)	M	場所
11	1982年6月21日9時23分	34°40'	137°04'	40	5.0	渥美湾
12	6月22日0時57分	33°53'	135°26'	60	5.3	和歌山県中部
15	6月30日10時58分	44°02'	151°00'	40	7.2	千島中部
25	7月23日23時26分	36°15'	141°55'	10	7.0	茨城沖
26	7月23日23時50分	36°18'	142°01'	20	5.3	関東東方はるか沖
42	11月5日0時55分	38°05'	143°00'	40		宮城県沖

5. 地震観測結果

5.1 地震概要

解析に用いた地震の概要を表4に示す。マグニチュード、震源距離は様々である。地震11, 12はマグニチュード5クラスの中距離地震, 同15, 25はマグニチュード7クラスの遠地地震, 同26, 42はマグニチュード5クラスの遠地地震である。地震25の記録は主要動部分において

とは、微動の振動基盤が岩盤層であることを示すひとつの証拠であろう。ただし、比例係数ならびに定数項は地域によって異なるので全ての地域において上式より岩盤深度を推定することはできない。しかし、少なくとも名古屋地盤においては上式は岩盤推定の有力な手掛りとなるであろう。

オーバースケールしているが、オーバースケール部分を除いた主要動に続く部分のみ解析している。

5.2 スペクトル解析結果

得られたスペクトルを図9, 10に示す。地震11, 12のスペクトルには短周期成分の卓越がみられるが、これは両地震がマグニチュード5クラスの中距離地震であることに原因する震源特性が現われているものと考えられる。他のスペクトルには長周期成分も含まれているが地

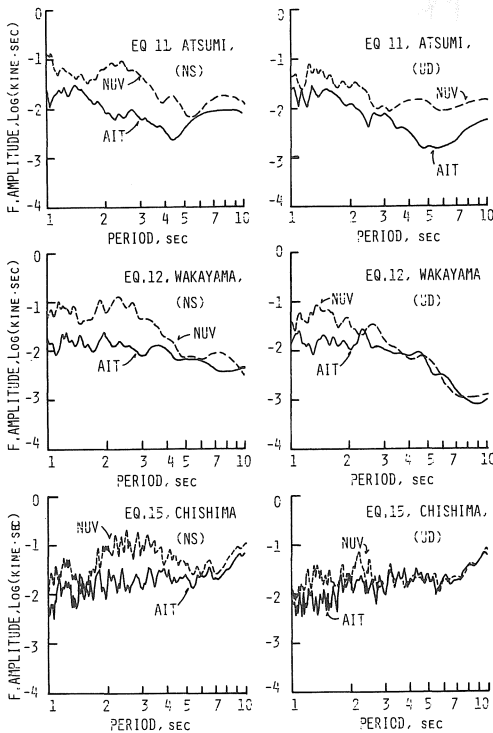


図9 AIT(愛工大), NUV(名大)における地震動フーリエスペクトル

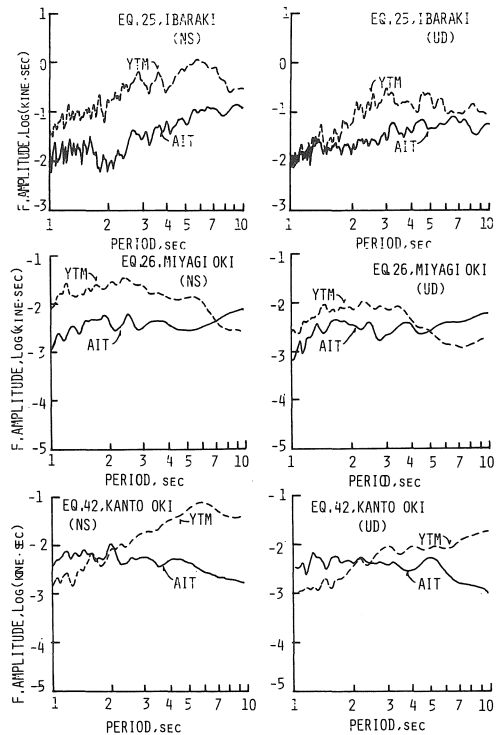


図10 AIT(愛工大), YTM(弥富中)における地震動フーリエスペクトル

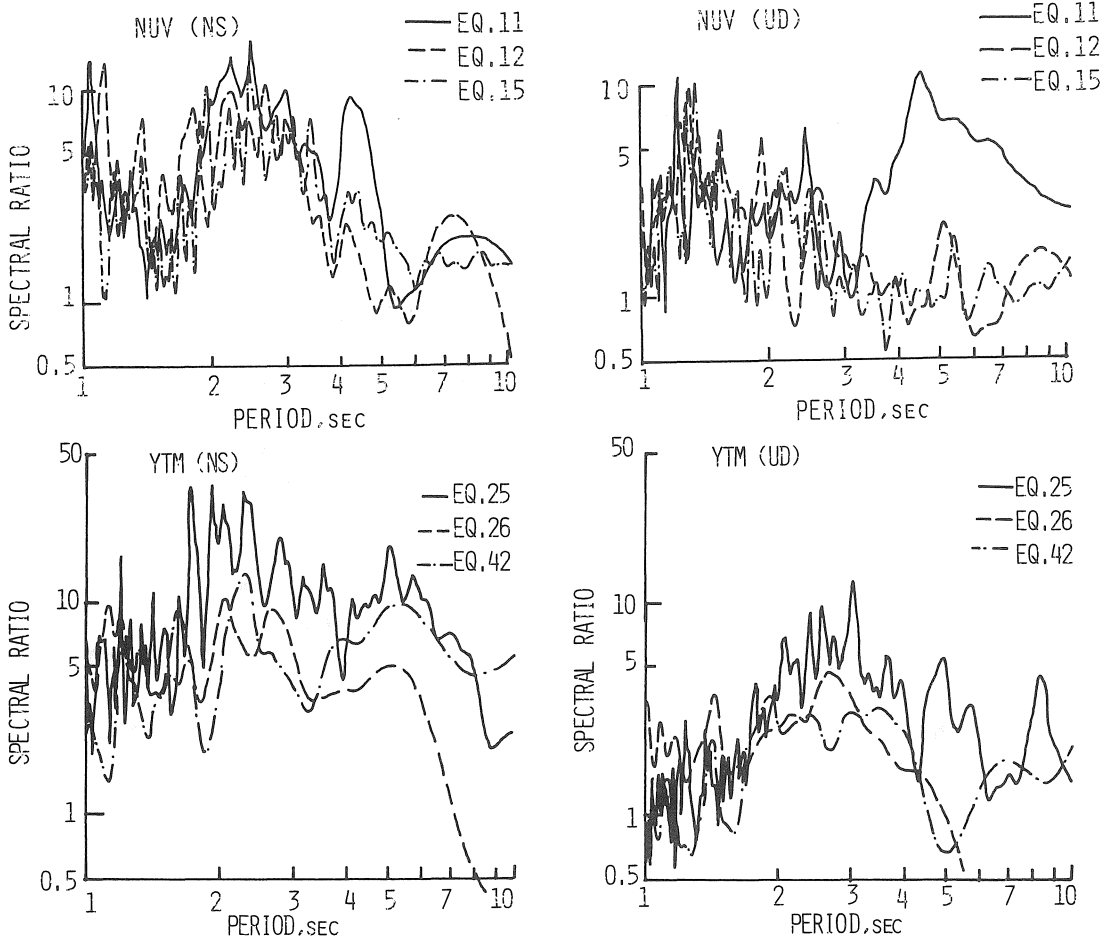


図11 AIT(愛工大)を基準としたNUV(名大), YTM(弥富中)の地震動スペクトル比

震26, 42のスペクトル振幅1オーダー程小さい。

震源特性の影響をとり除くために, AITのスペクトルを基準としてNUV, YTMのスペクトル比を求めた。得られた結果をそれぞれ図11に示す。NUVのNS成分スペクトル比には2~3秒に顕著なピークがみられることが注目される。ピーク値は5~10であり, 2~3秒の波が大きく増幅されている。上下成分のスペクトル比には1.2秒のピークがみられるがNS成分と同じように, 4秒以上でのスペクトル比は小さい。YTMのNS成分のスペクトル比には多小のばらつきがみられるが2~3秒, 5~6秒にピークがみられる。上下成分のスペクトル比には3秒付近に強いピークがみられる。

5.3 地震動特性と微動特性との比較

地震動のスペクトル比と微動のスペクトル比との比較を図12に示す。地震動のスペクトル比はNUV, YTMそ

れぞれについて3つの地震動スペクトル比の包絡線で示してある。また, 微動スペクトル比は1982年8月25日における同時記録から求めたものである。

NUVにおける地震動と微動のスペクトル比は一致を示している。1.1秒, 2.5秒にいずれも明瞭なピークがみられる。また, 4~5秒にも弱いながらピークがみられる。増幅率(スペクトル比の縦軸の値を仮にこう呼ぶ)も両者は等しく, 地震動スペクトル比の包絡線内に微動スペクトル比が取っている。図6に示されたS波伝達関数, ラブ波振幅応答関数との一致もよい。

YTMにおける両スペクトル比の一致は必ずしも良くない。微動のスペクトル比は2秒以下と3秒にピークを持つのにに対し, 地震動のスペクトル比の増幅率はこれらの周期においてむしろ小さい。しかし, 5秒付近のピークは一致している。

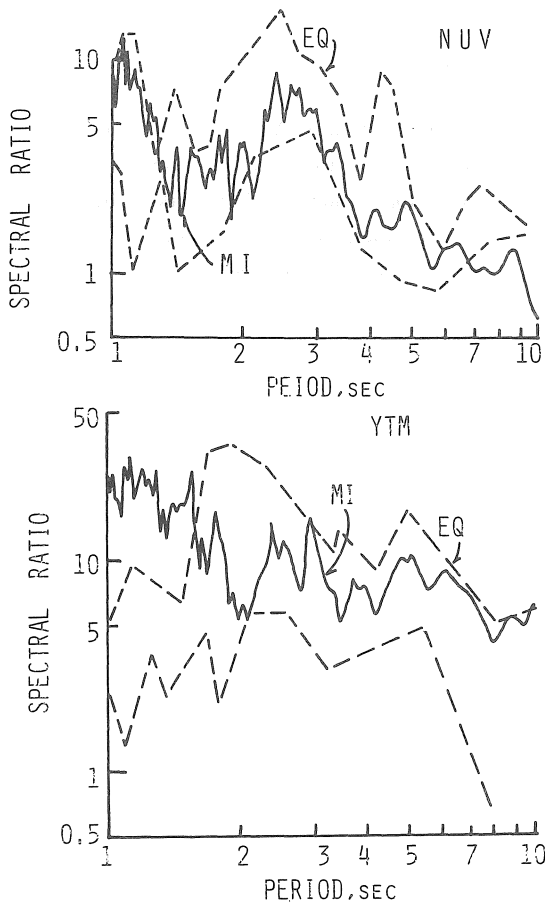


図12 地震動 (EQ) および微動 (MI) のスペクトル比

6. まとめ (微動および地震動振動特性と深部地盤構造との関係)

微動および地震動の周期・振幅特性と深部地盤構造との関係を「地震基盤」という側面から追究してきた。本論文で得られた結論は次のように要約されよう。

(1) 微動の卓越周期はサイト1~5で5秒, サイト6~12では2秒~5秒へと変化, サイト12~35で再び5秒である。サイト6~12での卓越周期変化は西方へ傾斜する地盤構造と対応するが他のサイトでの対応はみられない。岩盤サイトでのスペクトルを基準とするスペクトル比を用いると卓越周期はサイト1~5で1.5秒, サイト22~35で1.5秒~3秒と短くなり, 地盤構造との対応は良い。

(2) 岩盤サイトを基準とした振幅比は地盤構造と良い対応を示す。振幅比と中新統基底面深度, 振幅比とP波速度5.0km/s層の深度との対応から, 中新統の下位に存在する地盤はP波速度が5.0km/sの岩盤と推定される。

また振幅比と岩盤深度とが対応することから岩盤が微動の振動基盤となっていると考えられる。

(3) このことは, 岩盤を振動基盤として得られたS波伝達関数あるいはラブ波群速度分散曲線から期待される卓越周期と測定微動のスペクトルあるいはスペクトル比の卓越周期とがサイト3から15にかけて一致することからも支持される。

(4) サイト8 (NUV) における地震動のスペクトル (比) の卓越周期は2~3秒であり, 微動の卓越周期, S波伝達関数ピーク周期あるいはラブ波群速度分散曲線極小周期と一致する。また増幅率の一致もよい。したがって, 中新統下の岩盤を「地震基盤」と考えることは極めて妥当である。

(5) サイト19 (YTM) の微動および地震動のスペクトル比には5秒に弱いピークがみられる。しかし, このピークを理論的に説明することは困難である。

(5) 以上の考察から, サイト1 (猿投山付近) からサイト15 (庄内川付近) にかけての地域では第三紀中新統の下位に存在する岩盤を「地震基盤」と考えてよい。またサイト22 (桑名) を以西についても地盤構造, 微動特性から推測して岩盤を「地震基盤」とみなしてよいと考えられる。濃尾平野中央部においてこの岩盤を「地震基盤」とみなしてよいかどうかは今回の研究からは不明である。

謝辞

本研究の一部は文部省科学研究費「深層地震基盤地形のやや長周期微動による探索 (代表者, 久保寺章京大教授)」によって行われた。太田 裕北大教授をはじめグループの方々には多大な御尽力をいただいた。ここに感謝の意を表す。解析に際しては多賀直恒名大助教授, 富樫 豊助手に御助力いただいた。感謝の意を表す。

また, 愛教大地球学教室4年生原 久子, 愛工大土木工学科4年生境田龍太郎, 紫田弘毅の諸君には観測・解析両面で手伝っていただいた。合わせ感謝の意を表す。

尚, 計算には名大計算センターを利用した。

参考文献

- 1) 瀬尾和大: 地震基盤の工学的意義, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, No.A-54-3, 地震活動度と震害分布, 20-23, 1979.
- 2) 正木和明, 飯田汲事: 名古屋地域の深部地盤構造 I, 愛知工業大学研究報告B, No.16, 165-173, 1981.
- 3) 正木和明, 谷口仁士, 飯田汲事: 名古屋地域の深部地盤構造 II, 愛知工業大学研究報告B, No.17, 159-171, 1982.

- 4) 桑原 徹：濃尾傾動盆地の発生と地下水の第四系、地盤沈下の実態とその対策に関する調査報告，愛知県環境部，109-182，1975.
- 5) 桑原 徹：濃尾盆地と傾動地塊運動，第四紀研究，Vol.7, No.4, 235-247, 1968.
- 6) 谷口仁士，飯田汲事，多賀直恒，富樫 豊，宮崎 正：濃尾平野におけるやや長周期微動特性，地震学会予稿集，191，1982.
- 7) 多賀直恒，富樫 豊，谷口仁士，宮崎 正：濃尾平野の微動特性(5)，自然災害科学総合シンポジウム予稿集，617-618. 1980.
- 8) 坂尻直己：私信，1982.
- 9) Kagami H., Duke C. M., Liang G. C. and Ohta Y.: Observation 1-to-5 Second Microtremors and their Application to Earthquake Engineering. Part II., Bull. of the Seismological Society of America, Vol.72, No.3, 987-998, 1982.

(受理 昭和58年1月16日)