SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

有度丘陵における地震動振幅と地質構造

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 新妻, 信明, 中野, 進 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000294

静岡大学地球科学研究報告 17 (1991年7月) 131頁～147頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., 17 (July, 1991), 131-147

有度丘陵における地震動振幅と地質構造

新妻信明*・中野 進*

Amplitude of Earthquakes and Geologic Structure of the Udo Hills, Central Japan

Nobuaki NIITSUMA* and Susumu NAKANO*

Seismological observations are being carried out with 3 components velocity-amplitude type seismograph (Akashi, ABS－3B) in the Crustal Activity Observatory of Shizuoka University (34° 57′ 39.38″ N, 138° 26′ 17.90″ E, altitude 86.91m), located on the western part of the Udo Hills, since 1979.

This report describes the results of the analyses on the seismic amplitude of the 1228 observed earthquakes, which were identified as the earthquakes reported by Japan Meteorological Agency, during the period from January 1984 through December 1989.

For the quantitative analyses of the amplitude of earthquakes, we introduce Magnitude of Shizuoka University, M_{SU}, derived by the following formula:

$$M_{SU} = \log Zmax + 1.85 \log r + 0.12$$

Here, Zmax is maximum velocity amplitude of Z-component in millikine (10^{-5}m／s) read from the chart records of the seismograph, and r is focal distance in kilometer. The constants in the formula were adjusted to minimize the magnitude difference ΔM between Japan Meteorological Agency, M, and Shizuoka University, M_{SU}, using 1007 earthquakes less than 700 km of epicentral distance and shallower than 60 km of focal depth. The standard deviation of the magnitude difference is 0.318.

We examined the relations between magnitude difference ΔM ($=M_{SU}-M$), focal azimuth, epicentral distance, and focal depth of 1228 earthquakes. Systematic differences in magnitude difference ΔM with the focal azimuths are found, and the minimum ΔM appears in 100－110° and maximum ΔM in 280－290° of azimuth.

The anisotropy of the magnitude difference ΔM with the focal azimuth can be related to the geologic tilt structure of 10° westward to northwestward of the Udo Hills for the last 100 ka. The tilt should be caused by a large scale "slump" in the crustal structure, and the margin of the tilt block can be traced around the northern and western margin of the Udo Hills.

Key words: seismological observation, Magnitude, seismic amplitude, Udo Hills, tilt block.

1991年3月18日受理
*静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

1. はじめに

有度丘陵は中部日本の駿河湾西岸に面する径6km，最高高度307mの丘陵である．この有度丘陵の西部に位置する静岡大学の地殻活動観測施設には，地震計が設置されており，光波測距儀および水準測量儀を備え，施設設立以来，静岡大学周辺の地殻活動の観測を目的として使用されてきている（檀原，1981）．これらの観測計器の測定値から地殻活動を読み出すためには，長期間にわたる基礎測定・観測が必要であり，これまではその基礎測定・観測に主力が注がれてきた．近年，観測・測定についての基本的問題の解決のめどが立ち，実際に静岡周辺の地殻変動を捉えることが可能になってきたので，それらの結果を順次報告する予定である．ここでは，施設設立以来，継続してきた地震観測記録について解析を行なったので報告する．

地震計によって観測される地震動の振幅および周波数は，地震波が通過してくる地殻およびマントルの状態を反映するので，地震波の減衰率から地震計設置場所周辺の地殻およびマントルの状態についての情報の抽出が可能である．また減衰率を常時モニターすることは，地殻およびマントルの状態を監視するための有力な方法となり，地震予知の観点からも重要である．有度丘陵が位置する南部フォッサマグナ地域内においては，激しい地殻変動が進行中であり，マントル内には太平洋プレートとフィリピン海プレートが二重に沈み込むとともに，フィリピン海プレートに載る伊豆火山弧が本州に衝突し，地質構造を大きく屈曲させている(Niitsuma, 1989)．有度丘陵そのものは，過去10万年間に大きく陸側に傾動した地塊であり，海側は300m以上も隆起している(近藤，1985；杉山・下川，1990)．静岡大学の地震計によって観測される地震波は，このような地殻およびマントル構造を通過して来たものであるので，地震動の観測によって地下構造についての情報を得ることが期待される．

2. 静岡大学地殻活動観測所における地震観測

静岡大学地殻活動観測施設(北緯34度57分39.38秒，東経138度26分17.90秒，標高86.91m)に設置されている速度振幅型(0.1－30Hz)の3成分微小地震計1組（明石製作所ABS－3B型)の記録は，1979年以来定常的にペン書オシロで記録紙に記録されており，その記録の中から地震を含む2時間分の記録が抜き取り保存されている．また，地震記録は同地震計に付属するカセット式磁気テープデータレコーダーにも記録されているが，磁気テープの周波数変調記録をデジタル記録として磁気ディスクに保存する体制を1984年から実施し，1988年からは，デジタルレコーダ(ティアックDR－F1)を用い磁気ディスクに直接記録を行なっている．

本地震計の設置場所は，東名高速道路に近く，トラック通過時の震動を常時受けている．東名高速道路の通過方向である南北成分と上下成分については，良質の記録が得られていない．このノイズ源が東名高速道路に由来することは，1979年の日本坂トンネル火災事故によって東名高速道が閉鎖された期間に，ノイズの無い良質の記録が得られたことから明らかとなった．

今回報告するのは，1983年1月から1989年12月までの地震動記録を解析したものである．

3. 解析法

地震動の解析手順として，まず，気象庁と静岡大学の双方に記録されている地震の同定を行なった．気象庁によって観測された地震記録は，「地震月報」に発生時刻，震源，マグニチュードが公表されている．この資料と静岡大学で観測された地震動の記録時刻およびP波S波到達時間差から地震月報に公表されている地震を同定し，その垂直成分の最大振幅Zmaxをペン書オシロ記録紙上で0.1mmまで読み出した．ちなみに，静岡大学で観測された大部分の地震は，気象庁によってマグニチュードと震源が公表されている．

静岡大学の地震計に記録された地震動振幅を定量的に検討するため，垂直成分がスケールアウト

していない地震記録について静岡大学マグニチュードを求め，気象庁マグニチュードとの差を算出・解析する方法を用いた．

気象庁では，震央距離が700kmより近く，震源深度が60kmよりも浅い地震に対し，速度振幅型の地震計の振幅からマグニチュードMを求める式として

$$M = \log Zmax + a \log \Delta + \alpha$$

を用いている．ここで，Zmaxは速度振幅型地震計による垂直成分の最大振幅（単位＝mkine＝10^{-5}m／s)であり，Δは震央距離（km）である．また，地震波の伝搬にともなう振幅の減衰を表す係数aを1.64とし，係数αは地震計の型に固有な値を用いている．

気象庁の式において，震央距離Δに関係する項は，地震波の伝搬にともなう振幅の減衰を表しているが，減衰は地震波の伝搬距離に関係するので，この解析では震央距離Δの代わりに震源距離rを用いることにする．すなわち，地震動記録の垂直成分を用いて求める静岡大学マグニチュードM_{SU}を，

$$M_{SU} = \log Zmax + a \log r + \alpha$$

と表わすことにする．

静岡大学で観測された震央距離700km以内で深度60km以浅の1007個の地震について，静岡大学マグニチュードM_{SU}と気象庁マグニチュードMとの差が最も小さくなるように，係数a＝1.85，α＝0.12を求めた(図1)．この時のマグニチュード差の標準偏差は0.318であった．そこで，静岡大学で観測された全ての地震動について，静岡大学マグニチュードの式

$$M_{SU} = \log Zmax + 1.85 \log r + 0.12$$

を用いて解析することにする．

4．解析結果

1）今回の解析に用いたのは，震央距離1300km以内の1228個の地震で，その震源深度は580kmに及ぶが，その大部分は100km以浅で起こっており，震源深度の増加に伴って系統的に静岡大学マグニチュードが小さくなり，深度600kmで差が－1程度になっている(図2)．この差は，震源深度や震央距離に関係なくすべての地震について静岡大学マグニチュードを算出したために生じたものであるが，深度100km以深のマントルが地震動を減衰させる性質を持つことがその基本的な理由であろう．

2）震央距離1300km以内の地震1228個の静岡大学マグニチュードと気象庁マグニチュードとの差を震央距離について検討すると，マグニチュードの差は－1から＋1と大きくばらつき，標準偏差は0.34で，地震によって静岡大学で観測される振幅に大きな差があることを示している(図1)．マグニチュード差の平均値は，静岡からの震央距離が400km以内ではほぼ0であるが，400km以遠では負となり，距離とともに差が増大する．これは，減衰率に関係する係数aを求める際に用いた地震の大部分が震央距離400km以内に在るため，aの値が震央距離400km以遠の小数の地震

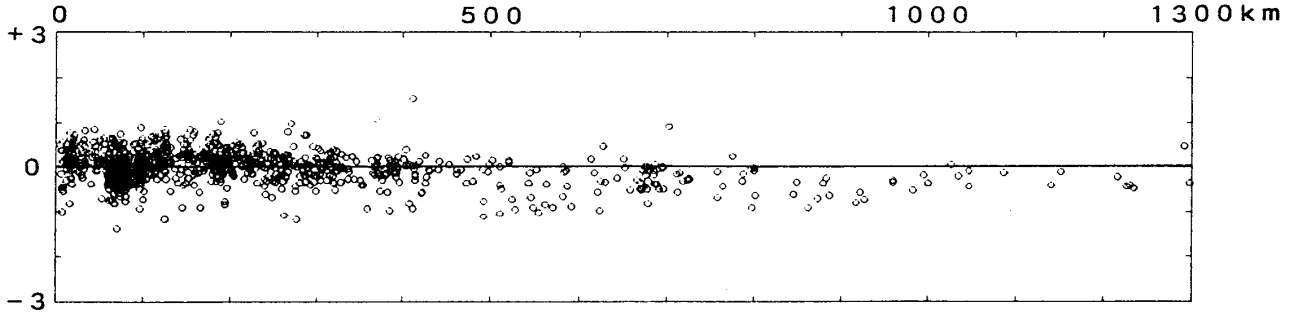

図1　震央距離1300km以内の1228個の地震の震央距離(横軸)とマグニチュード差(縦軸)の関係．

Fig. 1. Magnitude difference △M (vertical axis) and epicentral distance (horizontal axis) of 1288 earthquakes less than 1300km of epicentral distance.

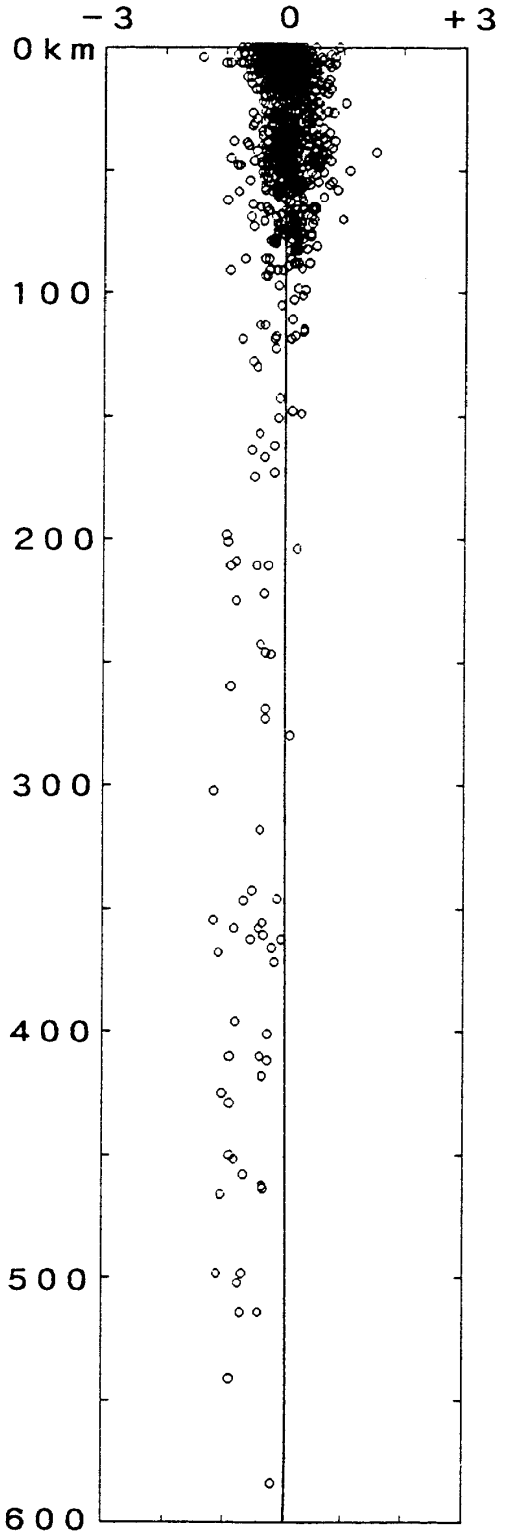

図2 震央距離1300km以内の1228個の地震の震源度(縦軸)とマグニチュード差(横軸)の関係.

Fig. 2. Magnitude difference △M (horizontal axis) and focal depth (vertical axis) of 1288 earthquakes less than 1300km of epicentral distance.

に適合する値よりも小さ目に求められたからである．ただし，静岡大学マグニチュードを求めるために使用している係数aの値は1.85と気象庁が使用している1.64よりも大きい．

3）静岡大学で観測された地震の数は，東方(90度)および西方(270度)に多く，北方(0度)および南方(180度)に少ない(図3)．東方の地震のマグニチュードの差は0ないし負の値であるのに対し，西方の地震はほとんどが正という系統的な相違がある．

4）震央が静岡大学の周囲に比較的均等に分布している震央距離200km以内の832の地震について解析すると，震央距離とマグニチュード差の間には，系統的な関係が存在せず，マグニチュードの差が0の周辺に分布している(図4)．

5）震央距離200km以内の地震について，震央方位とマグニチュード差の関係(図5上)および，震央方位と震源深度との関係(図5下)を検討すると，太平洋プレートの沈み込みスラブ内で起こっている200km以深の地震では，200km以浅の地震と震源分布が離れており，マグニチュード差の平均が−0.53±0.09と200km以浅の地震の0.00±0.01と比較して有意に小さい．これは，地震波が太平洋スラブ上位のアセノスフェアを通過し，著しく減衰するためと考えられる．震源の方位が62度で深度225kmの地震は震央距離が16kmであり，駿河湾央部で起こっているが，マグニチュード差が−0.81と振幅が6分の1以下にまで減衰している．

6）震央距離200km以内で深度200km以浅の816個の地震は，震央距離1300kmまでの地震と同様，方位による系統的な差を見出すことができる．すなわち，方位が100−110度でマグニチュード差は−0.24±0.07と最小であり，280−290度で+0.45±0.06と最大である(図6・表1)．この方位によるマグニチュード差の相違は0.7に達しており，伊豆大島の地震は，同じマグニチュードの岐阜の地震の5分の1の振幅しか持たないことを意味している．

7）震央距離200km以内で深度200km以浅の地震について，震央位置と気象庁マグニチュードお

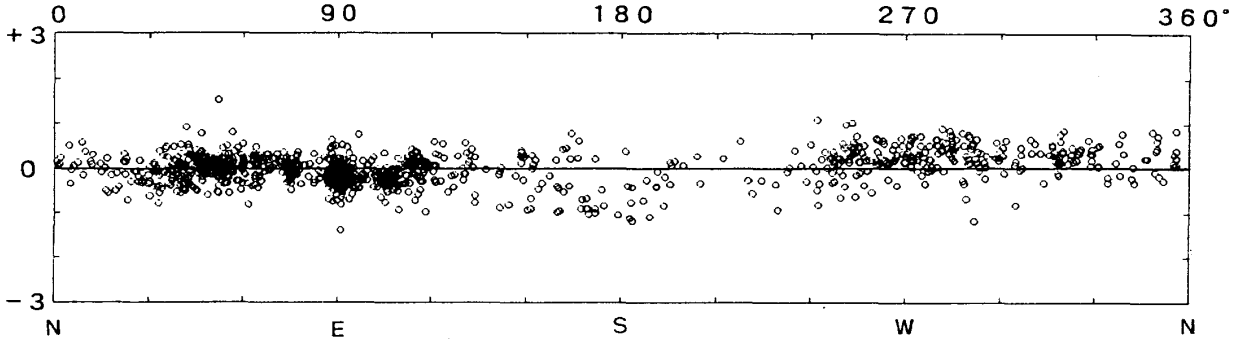

図3 震央距離1300km以内の1228個の地震の震央方位（横軸）とマグニチュード差（縦軸）の関係.
Fig. 3. Magnitude difference △M (vertical axis) and focal azimuth of 1288 earthquakes less than 1300km of epicentral distance.

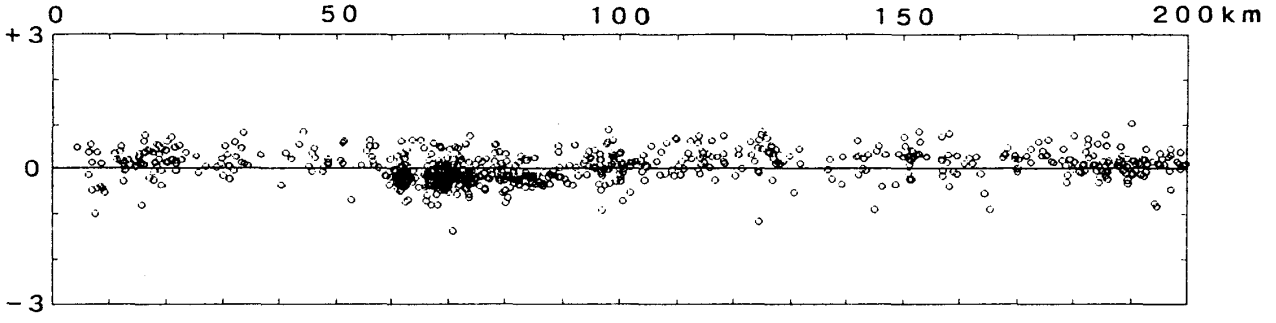

図4 震央距離200km以内の832個の地震の震央方位(横軸)とマグニチュード差(縦軸)の関係.
Fig. 4. Magnitude difference △M (vertical axis) and epicentral distance (horizontal axis) of 832 earthquakes less than 200km of epicentral distance.

よび静岡大学地震計記録から求めたマグニチュードとの差の関係(図7)を見ると，方位によるマグニチュード差の相違は気象庁マグニチュードや震央距離とは明確な関係が認められない．この関係を定量的に検討するため，震央方位ごとの震央距離とマグニチュードの差(図8上)および震源深度(図8下)との関係を見ても，震央距離によるマグニチュード差についての有意な変化は見出されない．

5．考　　察

今回の解析結果で注目されるのは，震央方位によるマグニチュード差の系統的な相違である．この異方性は，西南日本の内帯と外帯の境界である中央構造線や，天竜川付近に位置する赤石裂線などの構造線の存在によって影響されていない(図8e)．これは，震央方位による系統的なマグニチュード差をもたらす要因がこれらの構造よりも近距離に存在することを示唆している．この異方性の要因としては，震源の所属するプレートの相違，伊豆火山弧の影響，静岡大学の地震計の設置してある有度丘陵およびその周辺の地質構造，の3つが考えられる．

① プレートの相違

200km以深の太平洋プレートのスラブを震源とする地震波は，激しく減衰するが，200km以浅の太平洋プレートのスラブやフィリピン海プレートのスラブ内を震源とする地震と，沈み込まれるユーラシアプレート(あるいは北米プレート)の地殻内地震との間に減衰率の有意な差が認められない(図8)．よって，地震波がプレート境界を通過する際の減衰がこの系統的なマグニチュード差の

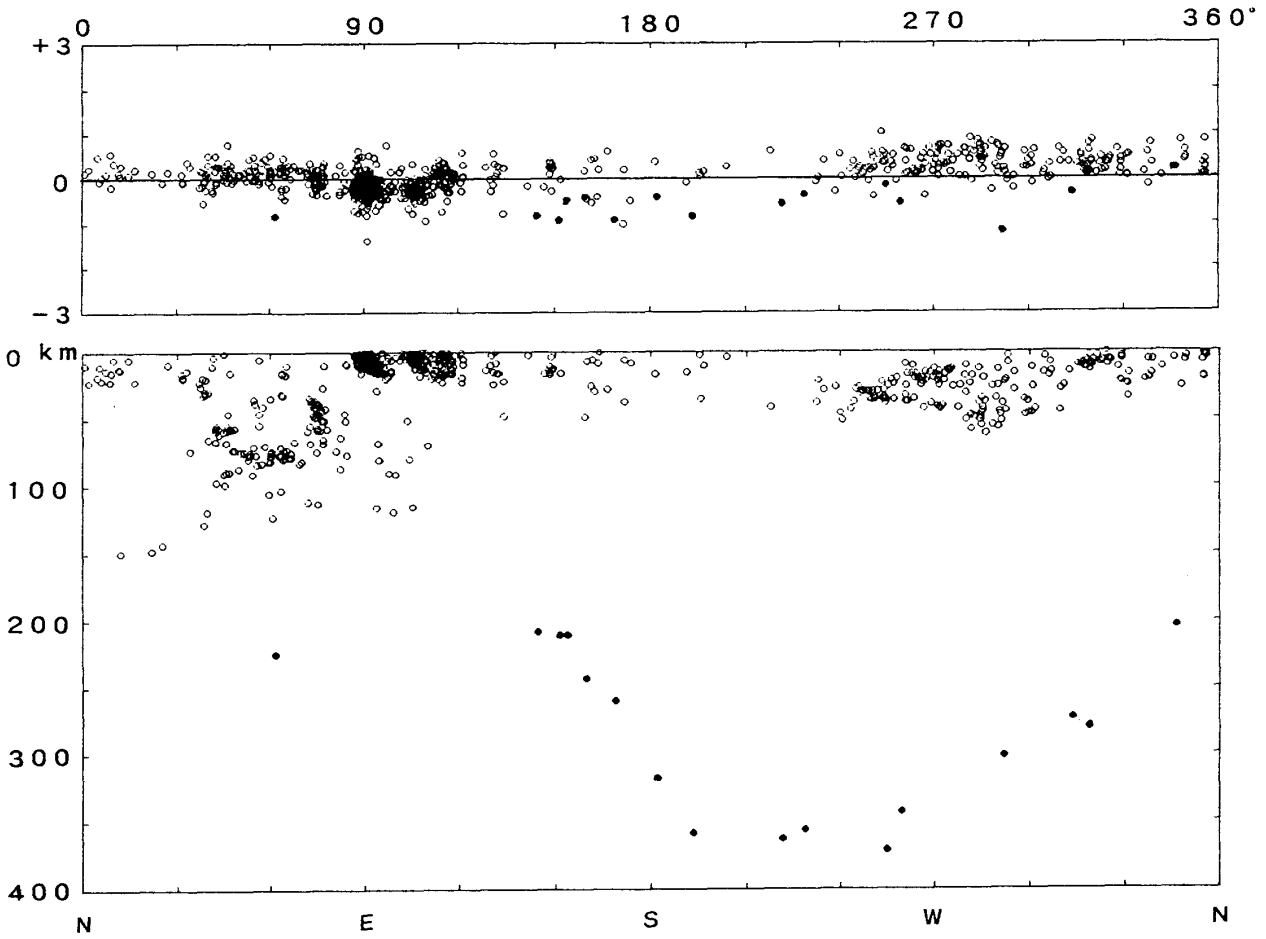

図5 震央距離200km以内の832個の地震の震央方位(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)および震源深度(下縦軸)の関係. 黒丸は震源深度200km以深の地震.

Fig. 5. Magnitude differeuce △M (vertical axis of upper graph), focal depth (vertical axis of lowergraph) and focal azimth (horizontal axes) of 832 earthquakes less than 200km of epicentral-distance. Solid circle represents an earthquake with deeper focal depth than 200km.

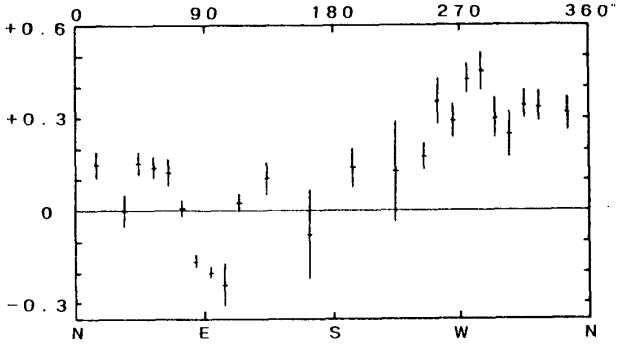

図6 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の震源方位とマグニチュード差の平均値の関係. 線で示した範囲は平均値の1 σ信頼限界.

Fig. 6. Mean and its 1 σ confidence interval of magnitude difference △M(vertical axis) and focal azimuth of 816 earthquakes less than 200km of epicentral distance and shallower than 200km of focal depth.

相違の要因ではないと言える.

② 伊豆火山弧の影響

減衰の最も激しい方向が伊豆半島の中央を通過することから, 伊豆半島の地下に地震波を減衰させる物質の存在が予想される. 伊豆半島は, 太平洋プレートの沈み込みに伴うマグマ活動列である伊豆火山弧北部に位置することから, この減衰がマグマ活動に起因することが考えられる. 今回の資料においては, 伊豆半島の西側に地震が殆ど分布しておらず, 減衰が伊豆半島を通過することによって起こるのか, 静岡周辺で起こるのかを判断することが難しい. しかし, 伊豆火山弧は, 北は八ヶ岳−富士山から, 伊豆半島, 伊豆七島, 八丈島, 南は鳥島まで連続しているにもかかわらず, 八ヶ岳や富士山の地下を通過して到達する地震波

表1　静岡大学地震観測による地震動振幅と気象庁マグニチュードとの差と震源方位との関係．使用したのは震央距離200km以内で震源深度が200km以浅の816地震である．

Table 1. Mean and its 1 σ confidence interval of magnitude difference, and focal azimuth of 816 earthquakes less than 200km of epicentral distance and shallower than 200km of focal depth.

Azimuth	Mean of Magnitude Difference	1 σ Confidence Interval	data
0－30	0.146	0.047	17
30－40	－0.004	0.051	17
40－50	0.151	0.040	31
50－60	0.139	0.035	24
60－70	0.120	0.044	29
70－80	0.005	0.026	44
80－90	－0.162	0.023	121
90－100	－0.198	0.018	163
100－110	－0.239	0.072	79
110－120	0.025	0.031	54
120－150	0.102	0.053	29
150－180	－0.078	0.142	12
180－210	0.140	0.066	6
210－240	0.126	0.164	5
240－250	0.176	0.044	13
250－260	0.355	0.073	17
260－270	0.293	0.053	24
270－280	0.428	0.048	22
280－290	0.453	0.060	23
290－300	0.301	0.066	18
300－310	0.249	0.077	11
310－320	0.351	0.043	18
320－330	0.339	0.053	15
330－360	0.318	0.054	24

に有意な減衰の差が見出せないこと，伊豆半島南方の新島周辺に震源を持つ地震波は，伊豆半島東方の地震に比較して減衰が少ないことから，一概に火山弧の地下を通過すると減衰するとは言い難い．伊豆半島におけるマグマ活動と伊豆七島におけるマグマ活動の程度を有史時代の火山活動によって比較してみると，伊豆半島より伊豆七島の方が活発であり，伊豆火山弧の地下におけるマグマ活動の程度が地震波の減衰を支配しているとは考えにくい．また，最も減衰が少ない方向が，伊豆半島の逆方向である280度付近であることも，単に伊豆火山弧による減衰のみでは説明が困難である．

③　有度丘陵の地質構造

有度丘陵は，西ないし西北西に約10度傾動した地塊であり，海抜300mを越える日本平を載せている．有度丘陵を構成する堆積物は，東方に深くなる大陸棚から大陸斜面に堆積した泥層(根古屋層)，その上を埋め立てながら東方に発達した礫質デルタ堆積物(久能山層)，それを覆う最終間氷期(約10万年前)の泥層(草薙層)・礫層(小鹿層・国吉田層)からなり，いずれも傾動している(近藤，1985)．この傾動が10万年前から一様に進行しているとすると，日本平の隆起速度は年間3㎜に達することになる．

有度丘陵の隆起地形については古くから研究が行なわれているが(例えば，土，1959)，最近，杉山(1990)は，有度丘陵の隆起を地下深部におけるフィリピン海プレートの斜め沈み込みに伴う右横

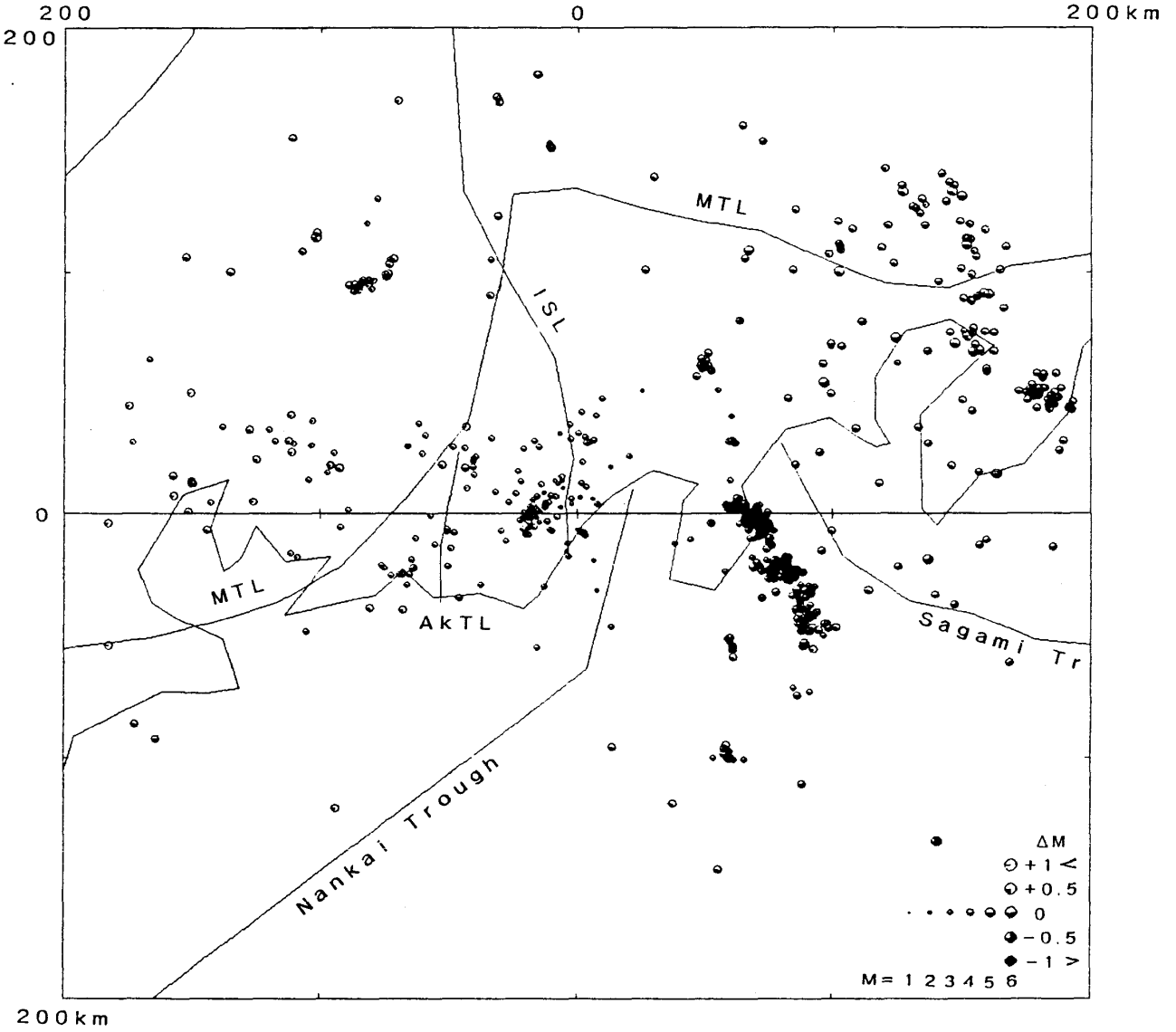

図7 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の816個の地震の震央位置と気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(△M)の関係. (0,0)が静岡大学地震計の位置(北緯34度57分39.38秒, 東経138度26分17.90秒, 標高86.91m). MTL:中央構造線, ISL:糸魚川・静岡線, AkTL:赤石裂線.

Fig. 7. Epicentral distribution of 816 earthquakes less than 200km of epicentral distance and shallower than 200km of focal depth. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference △M. The center of this figure (0,0) corresponds the position of the seismograph of the Crustal Activity Observatory, ShizuokaUniversity (34°57′39.38″N, 138°26′17.90″E, 86.91m of altitude).

ずれ成分を持つ低角逆断層運動による隆起帯として説明しており，有度丘陵をその隆起軸上に位置付けている．しかし，有度丘陵の西および北側の斜面はほぼ水平に堆積した面が傾動したものであるのに対し，東側の斜面は東方に成長した礫質デルタの前面に当たり，堆積当時から東側に傾斜していたもので(近藤，1985)，傾動や褶曲によるものではなく，有度丘陵を大局的に見れば西ないし西北西に傾動した一つの地塊として扱うことができる．

この傾動地塊の北西延長は沖積平野下に埋没しているので，地表において地塊縁を見ることはで

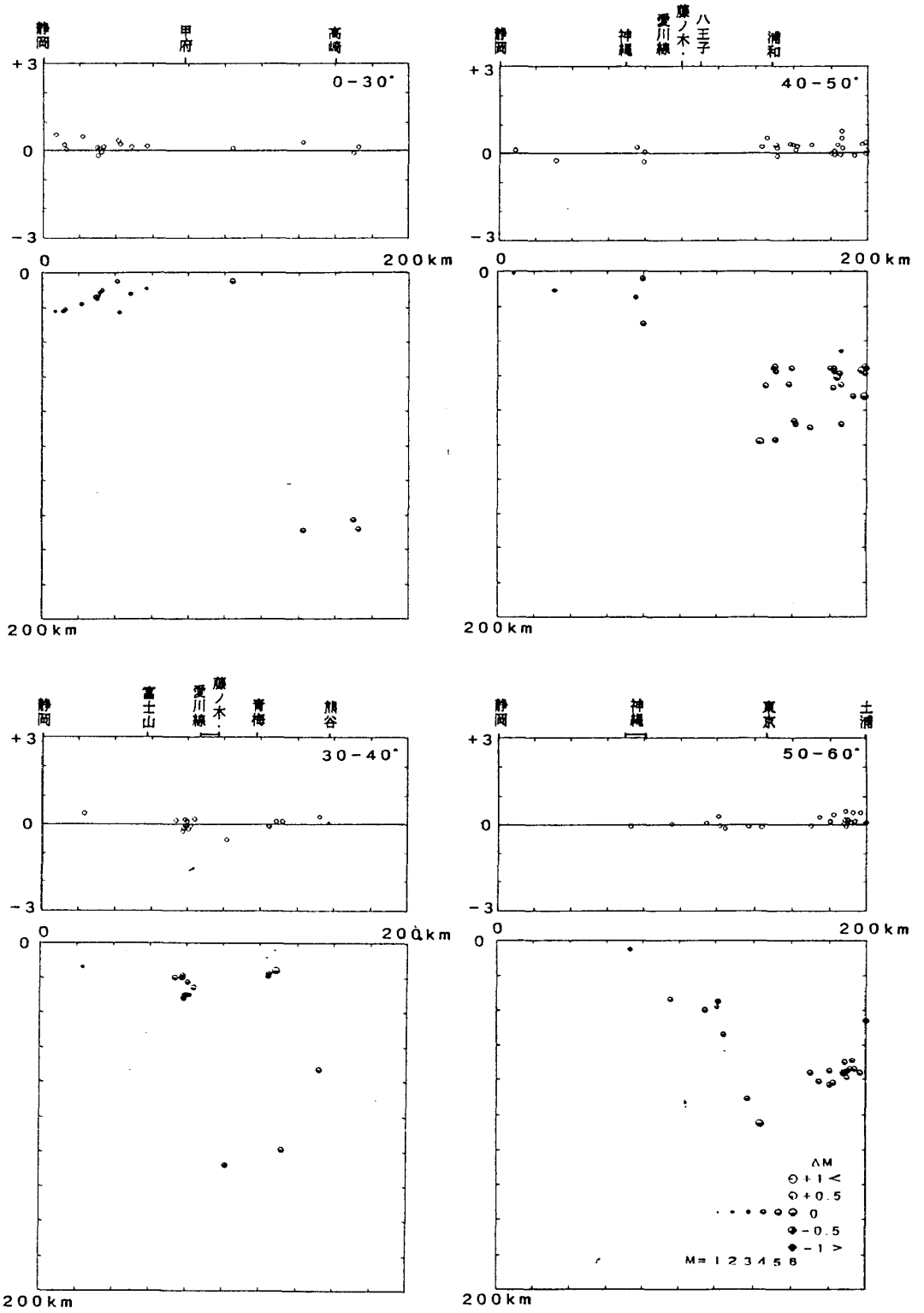

図8a 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(0－60°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係. 下図において気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある.

Fig. 8 a. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lower graph)and epicentral distance(horizontal axes)of the earthquakes less than 200 km of epicentral distance and shallower than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 0°－60°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

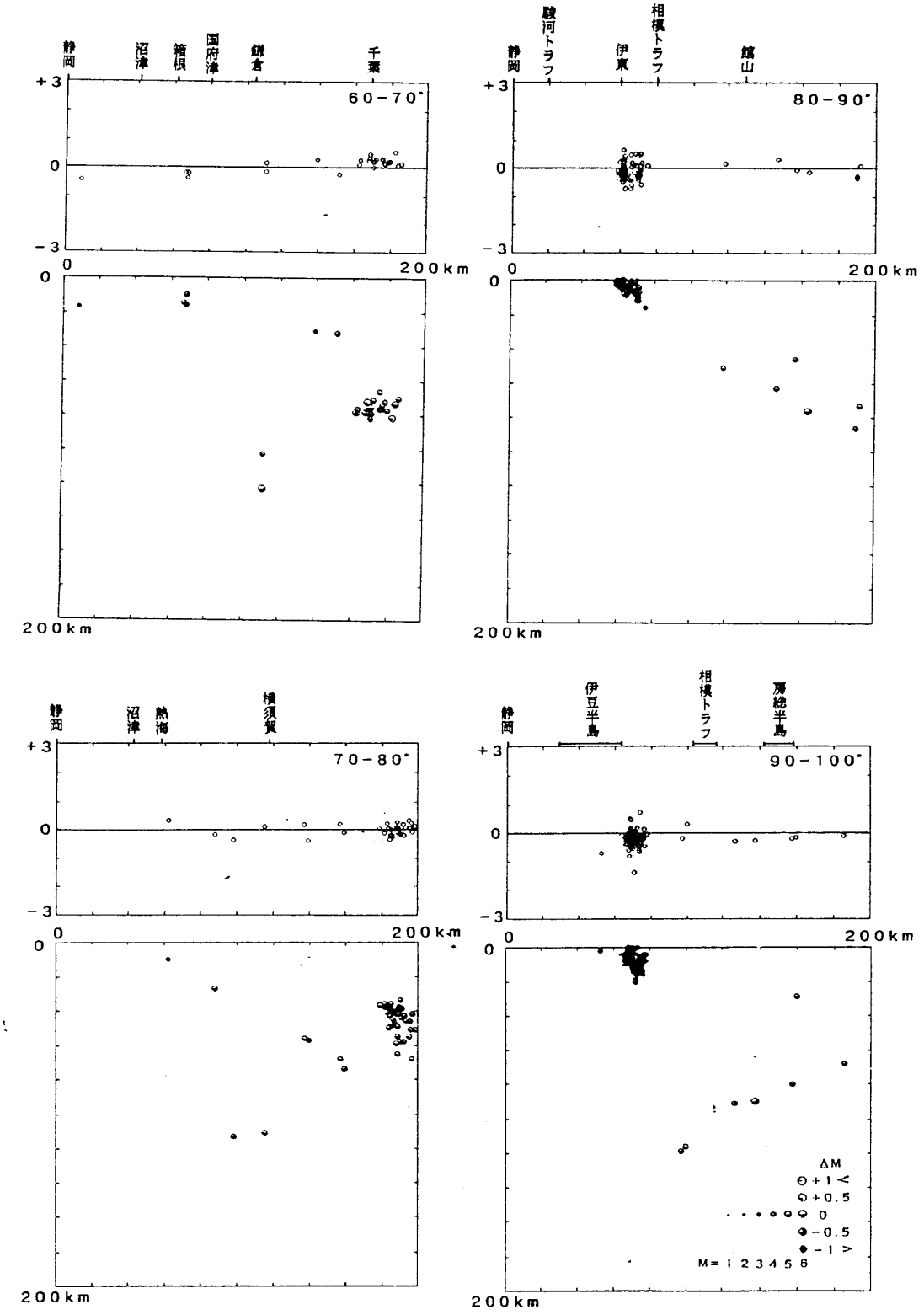

図8b 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(60−100°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係. 下図において気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある.

Fig. 8b. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lower graph) and epicentral distance (horizontal axes) of the earthquakes less than 200 km of epicentral distance and shallower than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 60°−100°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

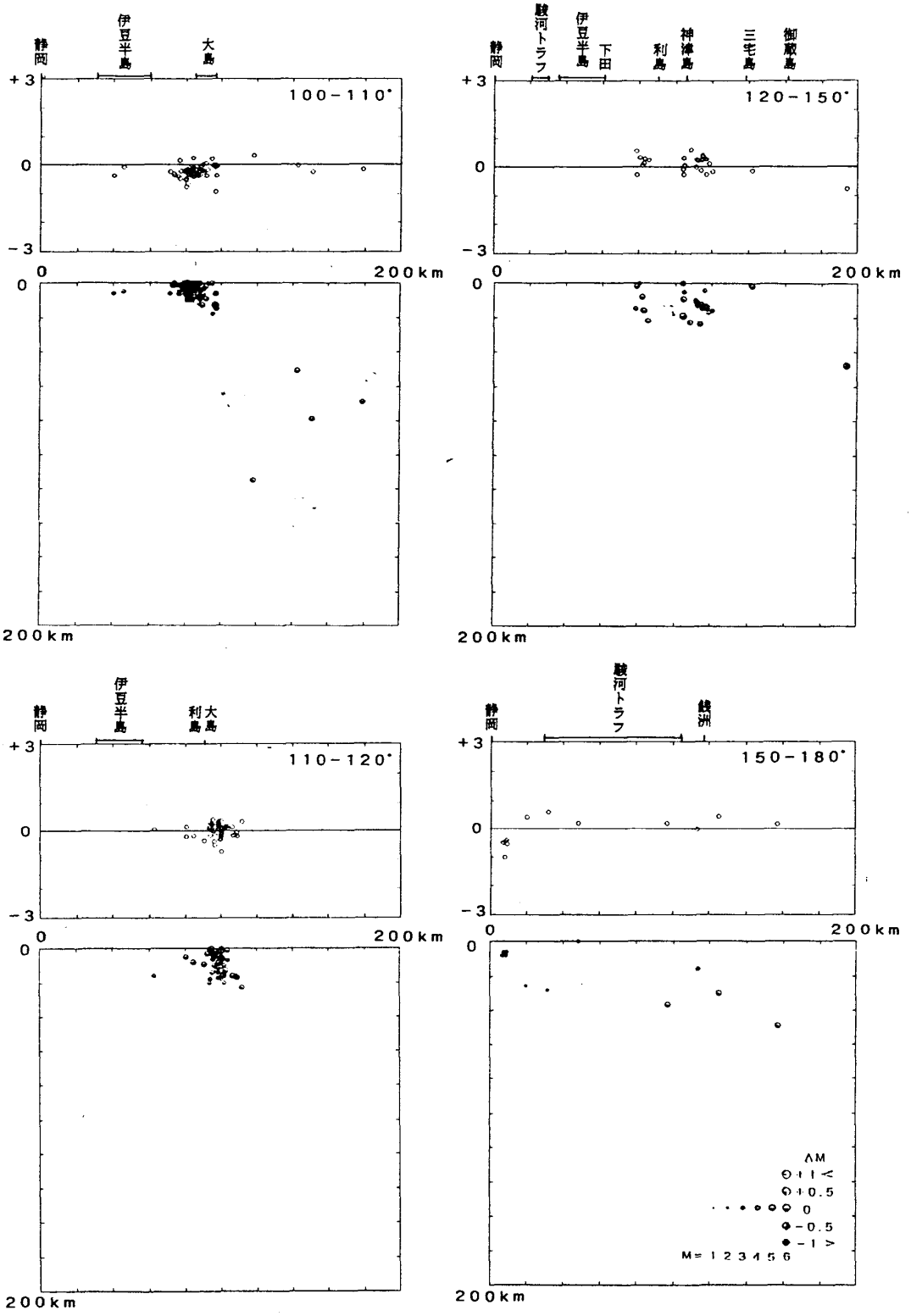

図8c 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(100−180°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係. 下図において気象庁マグニチュード (M) およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある.

Fig. 8c. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lowerg raph)and epicentral distance(horizontal axes)of the earthquakes less than 200 km of epicentral distance and shallower than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 100°−180°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

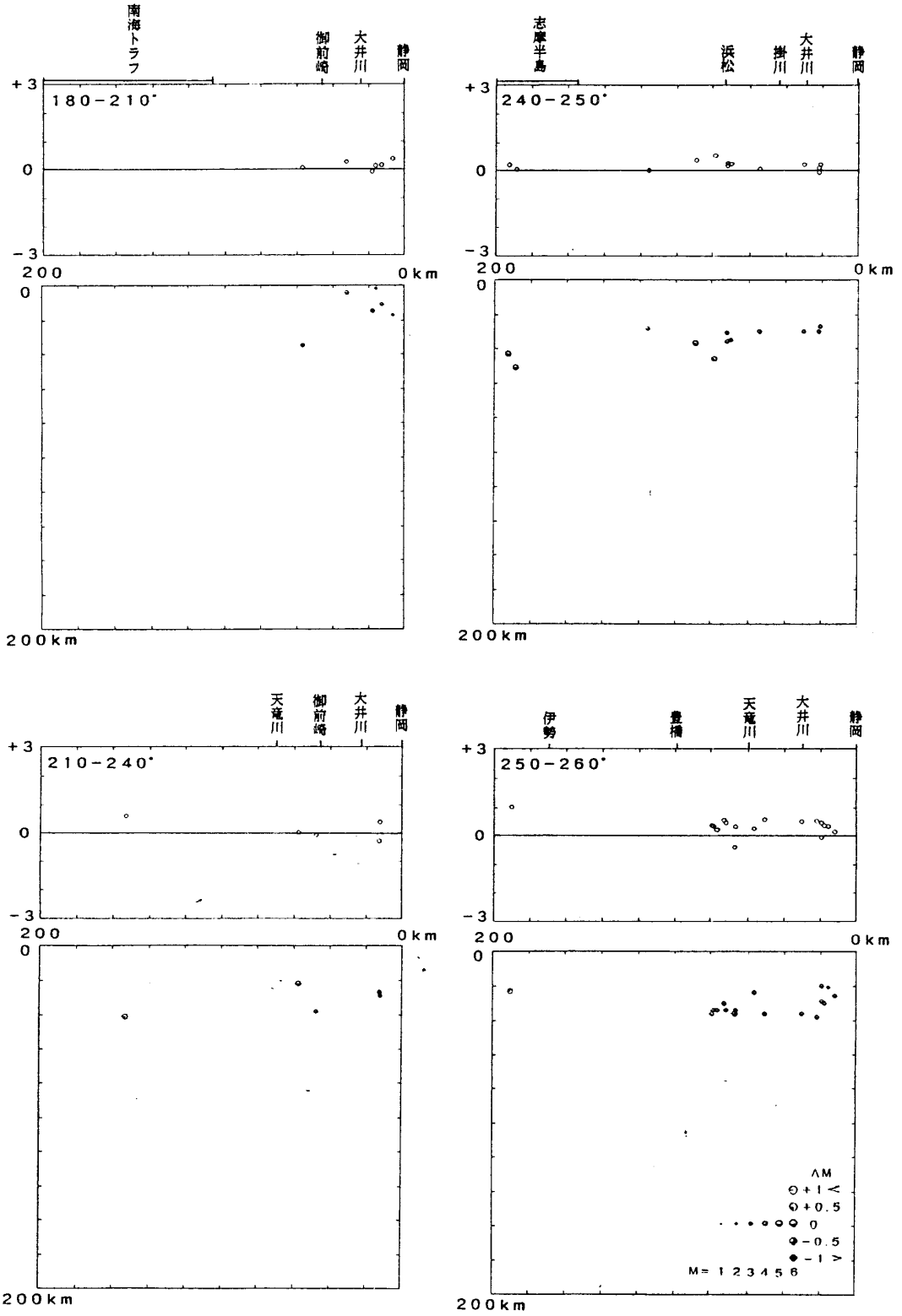

図8d 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(180−260°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係. 下図において気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある.

Fig. 8d. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lower graph)and epicentral distance(horizontal axes)of the earthquakes less than 200 km of epicentral distance and shallower than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 180° − 260°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

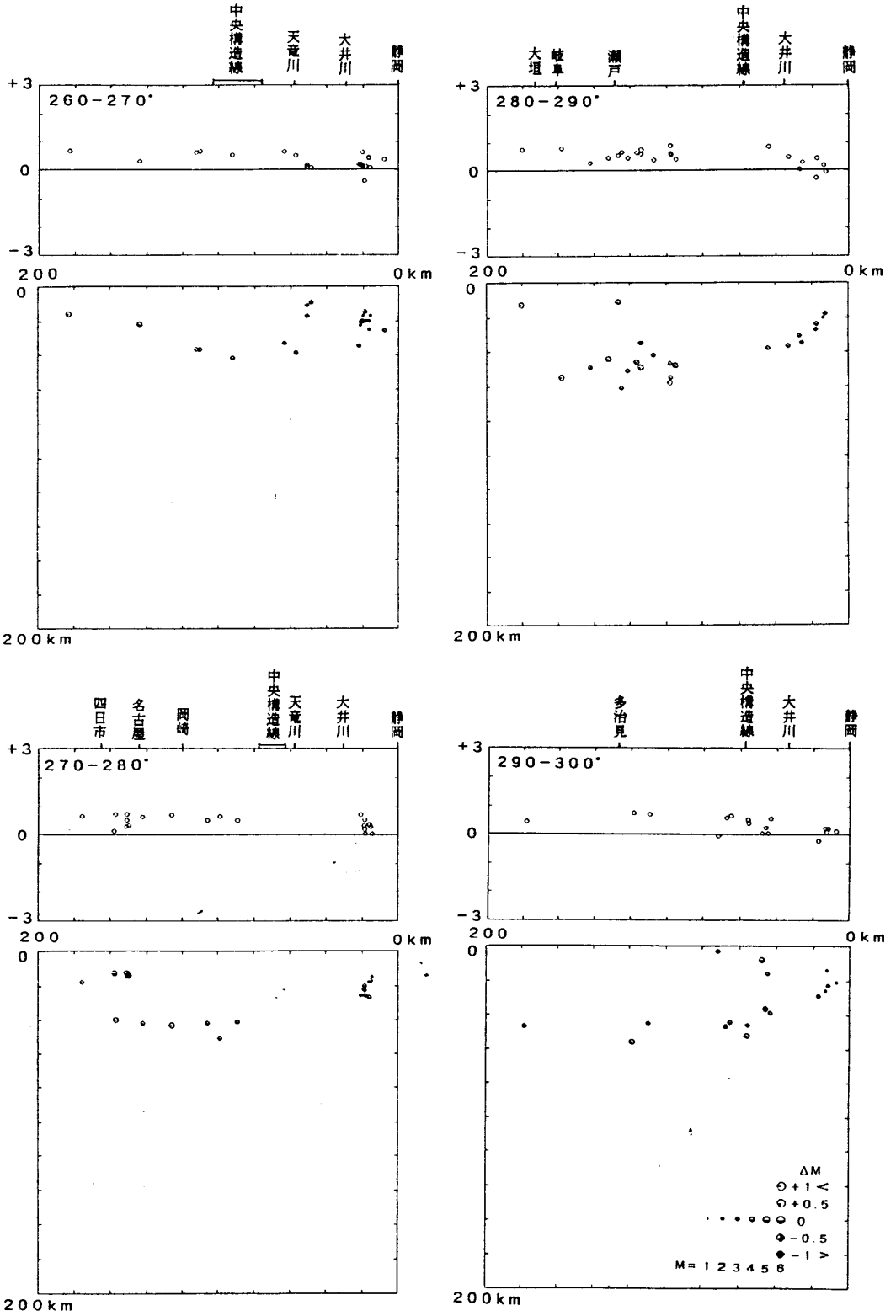

図8e 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(260−300°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係．下図において気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある．

Fig. 8e. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lower graph)and epicentral distance(horizontal axes)of the earthquakes less than 200 km of epicentral distance and shallower than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 260°−300°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

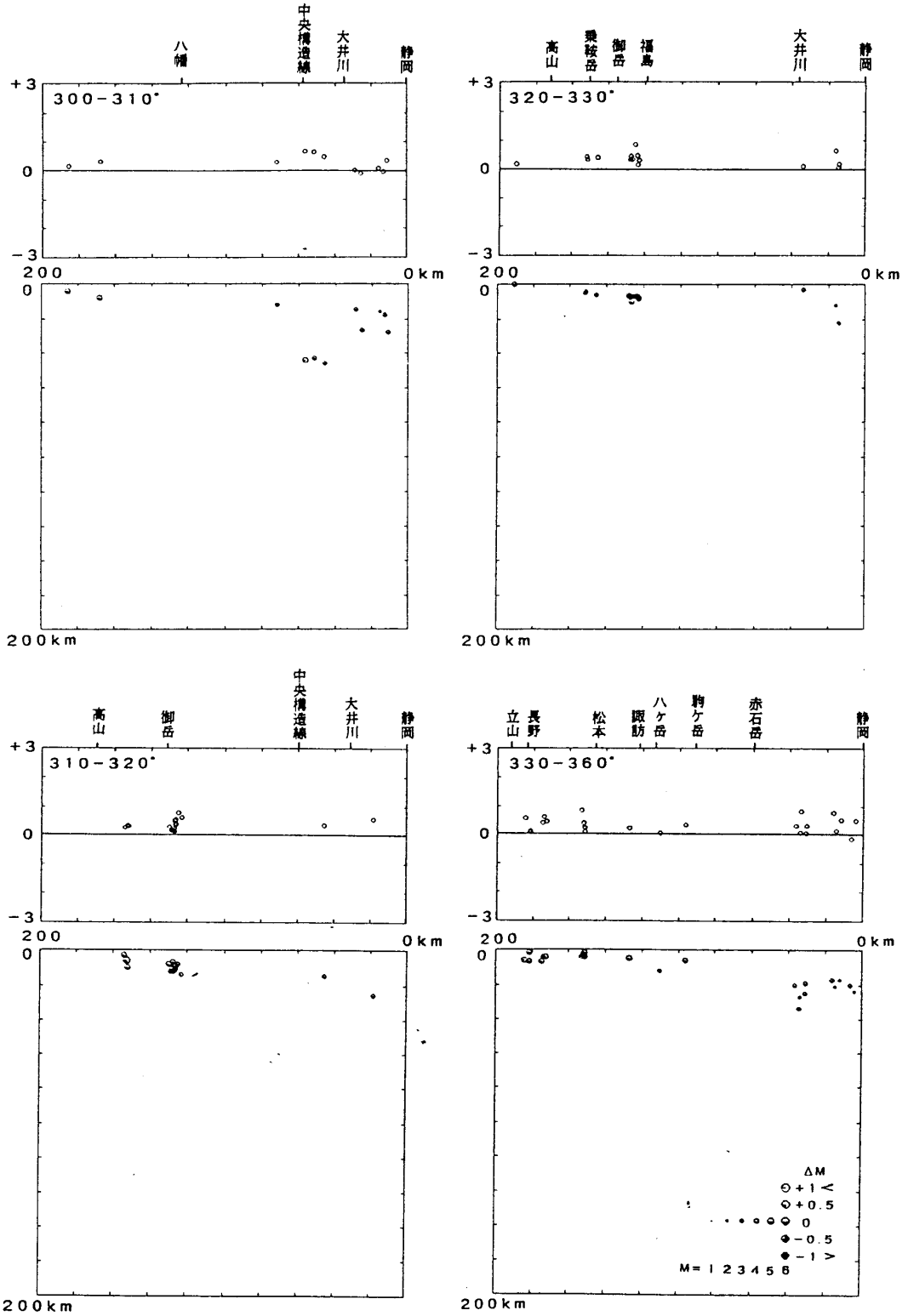

図8f 震央距離200km以内で震源深度200km以浅の地震の方位毎(300−360°)の震央距離(横軸)とマグニチュード差(上縦軸)と震源深度(下縦軸)の関係. 下図において気象庁マグニチュード(M)およびマグニチュード差(ΔM)も丸の大きさと黒の扇型で表してある.

Fig. 8f. Magnitude difference ΔM(vertical axis of upper graph), focal depth(vertical axis of lowergraph)and epicentral distance(horizontal axes)of the earthquakes less than 200 km of focal depth within the focal azimuth interval 300°−360°. The size of circle represents Japan Meteorological Agency Magnitude M, and solid fan part in the circle represents Magnitude difference ΔM in the lower graph.

きない．しかし，有度丘陵西方の静岡平野には谷津山や八幡山と呼ばれる残丘が存在し，中新世後期の静岡層群(杉山・他，1987：杉山・下川，1990)が露出していることから，傾動地塊縁はこれら残丘と有度丘陵の間にあるものと考えられる．この傾動地塊縁を南方に延長すると，石花海堆の北東延長を切断する海底峡谷に連続して駿河トラフに達し，北東方延長は巴川低地帯を経て清水港を通り，興津沖で駿河トラフ(図9)に達するものと推定される．この地塊縁は南東に開いた円弧状を呈している．

今回見出された方位によるマグニチュード差の変化と傾動運動との関係を見ると，傾動沈降した方向からの地震波は減衰しないのに対し，傾動隆起した方向からの地震波は減衰が著しいことが明らかである．この傾動が地下深部に存在する東－東南東に傾斜する主すべり面における円弧状すべり(slump)に起因しているとすると(図10)，傾動地塊の西北西側では円弧すべり面に傾動地塊が重力によって密着していて，地震波の伝搬が良好なのに対し，東南東側では傾動地塊が滑動・崩壊を起こし破砕され地震波が著しく減衰すると推定される．この方位による地震波の減衰についての推定は，今回明らかになったマグニチュード差の方位による相違と調和的である．また，有度丘陵の南東に発達する海底地形の高まりは，滑動崩落物よりなるものと推定される．

以上の考察の結果，静岡大学で観測される地震動振幅の方位による異方性は，地震計の設置してある有度丘陵下にある地塊滑動・崩壊構造と関連しているものと考えることができる．

6．今後の課題

今回行なった地震波振幅の方位による系統的な差異は，観測期間を延長して，より多くの地震から詳細に明らかにする必要がある．特に，伊豆半島西部には，今回の解析に使用できる地震は少なく，伊豆半島地下における地震波の急激な減衰の可能性を除外することができなかった．また，今回解析した伊豆半島東方の地震には，1986年の伊豆大島噴火の際の群発地震および1989年の伊東沖の手石海丘噴火の際の群発地震が含まれており，噴火に関係する地震動の特異性も検討を要する．今後の継続観測および他の研究機関の地震計記録とも比較検討する予定である．

本論では，有度丘陵の西部に設置してある静岡大学の地震計によって観測される地震波の振幅は，有度丘陵の傾動構造と密接に関係していることを論じたが，より厳密には地震計の設置してある地殻変動観測施設周辺の地形の影響や有度丘陵西部に存在する静岡平野の影響も考慮しなければならないであろう．また，今後，この傾動構造およびその周辺で起こる微小地震を観測し，地震の発生・伝搬と傾動構造の関係を明らかにする予定である．

地震動振幅を説明するために，有度丘陵の傾動機構を地塊滑動と考えたが，この地塊滑動が杉山(1990)の主張する隆起部に起こる重力崩壊であるのか，プレート相対運動に直接関係する地殻変動であるのか今後検討する必要がある．駿河トラフに沈み込む伊豆弧は，沈み込み・衝突過程において著しい変形を蒙っていることが最近の潜航調査から明らかにされてきており(新妻・他，1990；新妻，1991)，プレートの相対運動を検討する際には，それらの影響も考慮する必要があろう．

今回，静岡大学で記録された地震動上下成分の最大振幅について解析を行なったが，波形の特徴についても震源の方位によって異なっている．今後，波形の特徴を定量的に解析することによって，今回明らかになった地震波の特異的減衰を実体波および表面波のそれぞれについて明確にできるであろう．

静岡大学の地震計記録は東名高速道のトラックの通過に伴うノイズに，常時悩まされているが，ノイズの発震点を確定するとともに振動記録を多数スタッキングして後続反射波を見出すことができれば，トラックを人工震源として利用する地震探査を行なうことが可能である．この方法によって，有度丘陵を傾動させている主要すべり面を捉えることも可能かもしれない．

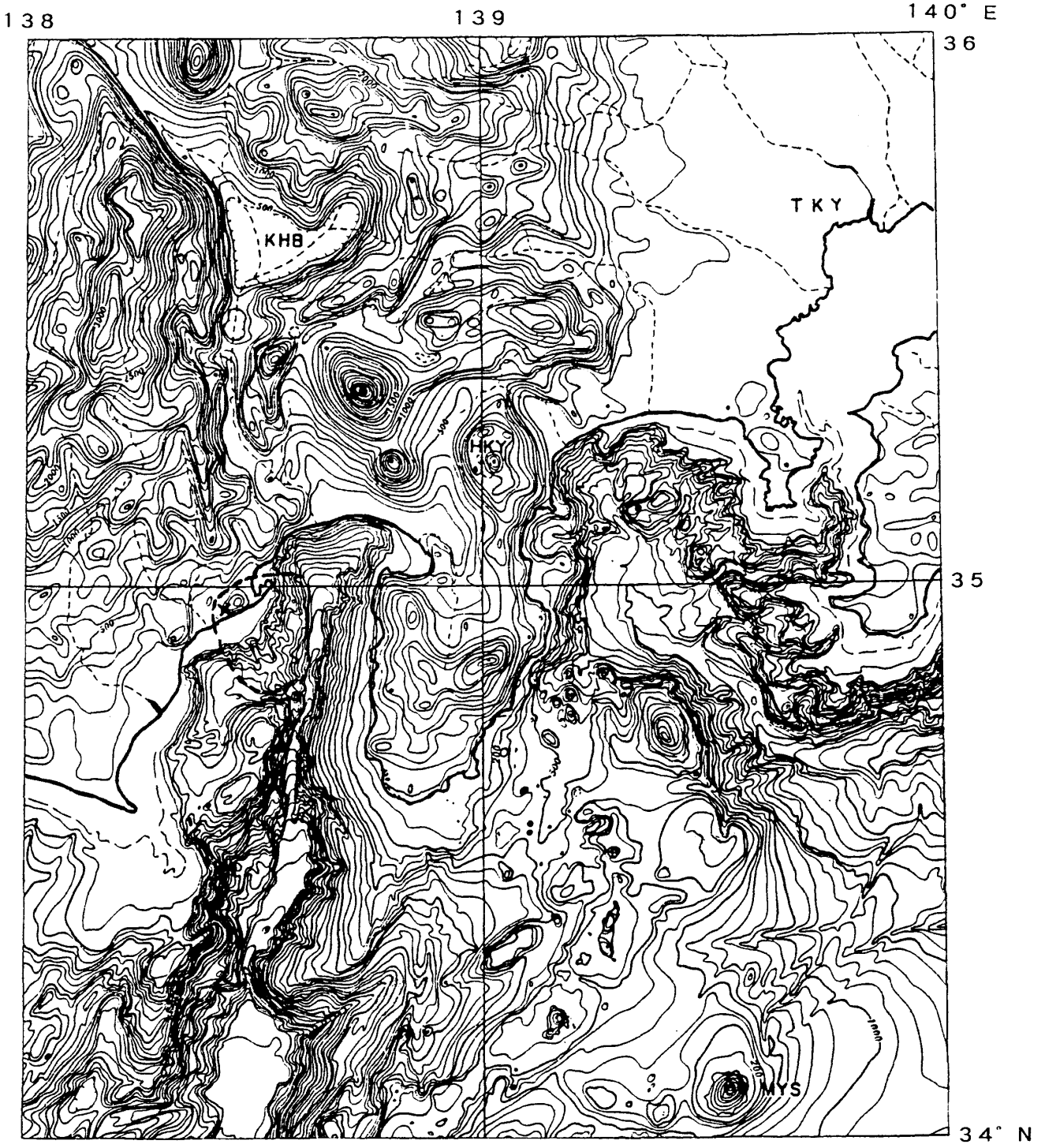

図9 静岡大学地震計(×印)周辺の地形および地震動振幅の方位による系統的な相違から予想される傾動地塊の境界(太破線). 地形は貝塚 (1984)による. TKY:東京, KHB:甲府盆地, HKY:箱根, MYS:三宅島.

Fig. 9. Topographic Map around the Crustal Activity Observatory of Shizuoka University(×)and the margin of the estimated tilting crustal block(heavy broken line), which is consistent with the azimuthal anisotropy of the magnitude difference ΔM and topography. The topographic contour line is derived from Kaizuka(1984).

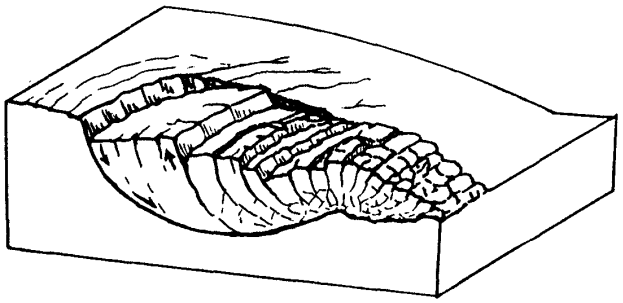

図10　円弧すべり(slump)およびそれにともなう崩壊についての模式図．本模式図は中川・他(1983)の図－6を参考にして描いたものである．

Fig. 10. Schematic diagram of slump and slide on a slope. This diagram is based on Nakagawa et al. (1983).

謝辞

静岡大学の狩野謙一，小山真人，里村幹夫，地質調査所の杉山雄一および楠瀬勤一郎の各氏には本稿を仕上げるに当たり有益なご指摘をいただいた．また，東京大学の浅野周三，東海大学の根本謙次，静岡大学の長浜裕幸の各氏には本研究の内容について討論いただいた．本報告に述べた地震記録解析は，現在，石油公団の佐藤隆一・寺田製作所の三森　孝・ジャステックの柴田文洋の各氏が静岡大学理学部の地殻物理学実験において行なった解析を発展・充実させたものである．

引　用　文　献

檀原　毅（1981），静岡大学地殻活動観測所の概要．静岡大学地球科学研究報告，6，25－34．

貝塚爽平（1984），南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程．第四紀研究，**23**，55－70．

近藤康生（1985），静岡県有度丘陵の上部更新統の層序，地質雑，91，121－140．

中川久夫・北村　信・大槻憲四郎（1983），斜面崩壊の規模について．東北災害研報，**19**，21－24．

NIITSUMA, N. (1989), Collision tectonicsin the South Fossa Magna, central Japan. *Modern Geol.*, **14**, 3－18.

新妻信明（1991），駿河トラフにおけるプレート沈み込みと南部フォッサマグナの地質．月刊地球，号外3，174－179．

新妻信明・大塚謙一・狩野謙一・和田秀樹・佐藤隆一・渋谷朝紀・竹内真司・吉田智治・大浦坂勝利（1990），駿河トラフにおけるプレート沈み込みの直視観察．海洋科学技術センター試験報告，「しんかい2000」特集6，261－276．

杉山雄一（1990），駿河湾～遠州灘地域のサイスモテクトニクス．地震，**43**，439－442．

杉山雄一・下川浩一・坂本　亨・秦　光男（1987），静岡地域の地質，地域地質報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，82p．

杉山雄一・下川浩一（1990），清水地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，103p．

土　隆一（1959），日本平とその周辺の地形発達史．地理評，**32**，642－652．