

やや遠地震を用いた霧島火山群の3次元

P波速度構造解析

山本圭吾・井田喜明

東京大学地震研究所

(1994年9月12日受理)

Three-Dimensional P-Wave Velocity Structure of Kirishima Volcanoes Using Regional Seismic Events

Keigo YAMAMOTO and Yoshiaki IDA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received September 12, 1994)

Abstract

The three-dimensional P-wave velocity structure of Kirishima volcanoes is determined mainly to understand the magmatic system beneath these volcanoes. 16 permanent and 2 temporal seismic stations operated by Kirishima Volcano Observatory (KVO) are used. 1255 P-wave arrival time data are obtained from 83 regional seismic events for the period from May, 1989 to December, 1992. The structural inversion depicts the presence of the anomalous low-velocity region at the depth of 10km along the main axis of the volcano chain. About a 15% velocity decrease is obtained if the mean P-wave velocity at this depth is 6.0km/s. The depth of the low-velocity region is consistent with that of the low resistivity region detected by electromagnetic observation. Taking this into consideration, we may conclude that the low-velocity region corresponds to the magmatic activity.

1. はじめに

霧島火山は、南九州に位置しており、大小約20個の火山が集まって火山群を形成している (Fig. 1)。噴火史は、IMURA (1992) によってまとめられているが、歴史時代にも新燃岳 (Sm)、御鉢 (Oh)、硫黄山 (Iw) の3火山で噴火が起こっている。最も最近の噴火は1959年に新燃岳で起こった。火山は主に北西—南東方向に並び火山列を形成しているが、この方向に直交する方向にも何本かの火山列が存在する事が見て取れる。井田・他 (1986) は、霧島火山におこる微小地震の震源や、発震機構などの解析から霧島火山は北西—南東方向の張力場の元におかれている事を明らかにした。火山列の方向も基本的にはこの応力場の影響を受けたものである。霧島火山周辺の重力探査は田島・

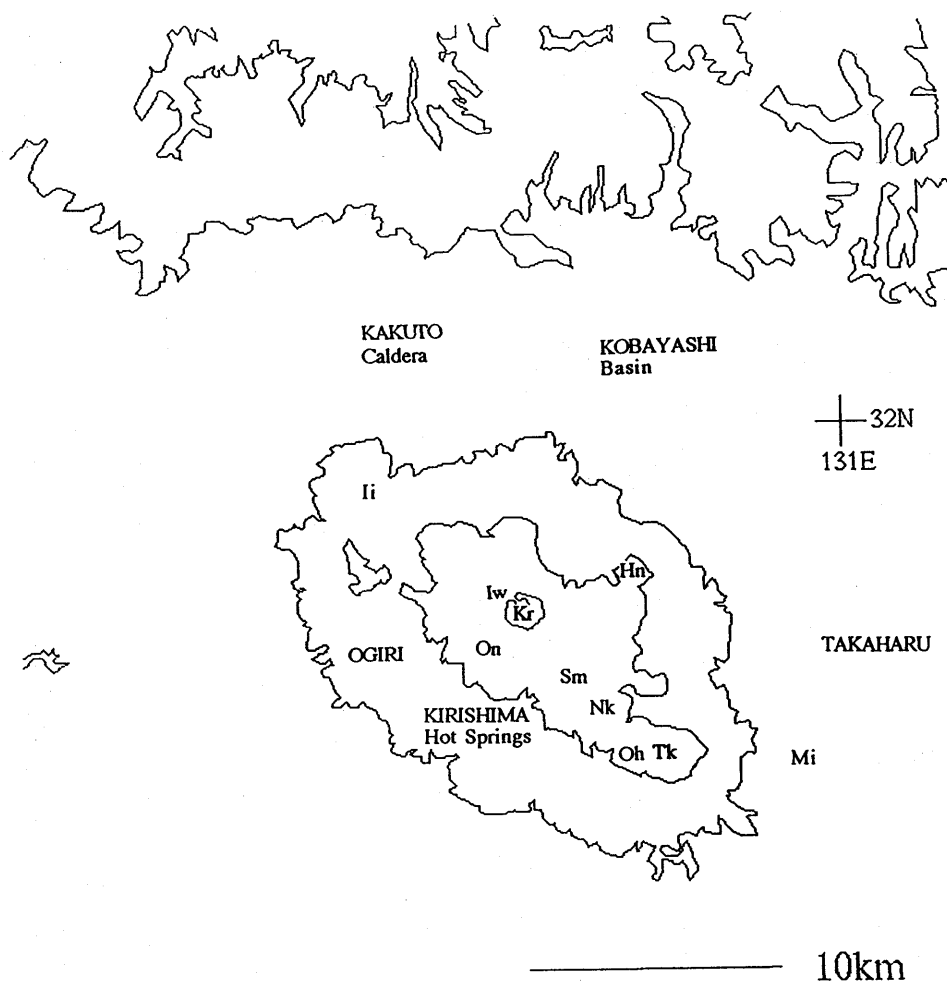


Fig. 1 Topographic map of the Kirishima volcanoes. Contours are 500m, 1000m and 1500m. The abbreviations are cited from IMURA (1992).

Kr: Karakuni-Dake, Iw: Iwo-Yama, On: Ohnami-Ike, Sm: Shinmoe-Dake, Hn: Hinamori-Dake, Oh: Ohachi, Tk: Takachihonimine, Nk: Naka-Dake, Mi: Mi-Ike, li: Iimori-Yama.

荒牧 (1980) によってなされている。この研究では霧島火山北方に続く加久藤カルデラを重力により検出、さらに小林盆地がカルデラであるということをも示唆したが、霧島火山そのものに対しては韓国岳 (Kr) の下の正異常、霧島温泉群付近の負異常などの結果を得ている。

最近霧島火山では、電磁気探査 (MT 法) が、精力的に行われている (鍵山・他, 1992; KAGIYAMA, 1992; 歌田・他, 1994)。歌田・他 (1994) では、ELF, VLE-MT の結果に ULF-MT の結果も加えて新燃岳、御鉢、硫黄山火山の下の深さ数 km までの電磁気構造を明らかにした。それによると硫黄山、新燃岳では表層部から深部へいったん高抵抗になった構造が深さ 10km 前後で再び低抵抗になっている。また宮本 (1994) は、霧島火山の噴出物の岩石学的研究から中岳 (Nk) 以北の北西—南東方向に連なる

火山列の噴出物は、同一初生マグマから派生したこと、同一深度のマグマだまりから噴出した事などを明らかにした。一方、御鉢・高千穂峰 (Tk) などの南東端の火山（東西に火口が配列する）は別のマグマ供給系を考える必要があることも示している。東西系の火山のマグマ供給系が北西—南東系火山と違うことは、歌田・他 (1994) の御鉢の電磁気探査からも示唆されている。

地震波速度の研究は神沼 (1975), 宮崎・他 (1978) などによりおこなわれている。神沼 (1975) は、沈み込むリソスフェア内の稍深発地震を用いて霧島火山と桜島の間の上部マントルに P 波速度の低速度異常域があることを示した。また宮崎・他 (1978) は、人工地震を観測して霧島火山の地下構造として約 5km より浅いところで P 波速度が 4.3km/s, それ以深で 5.9km/s という結果を得たが、水平方向の不均質についてはわかっていない。

本研究は、以上の結果もふまえ霧島火山のマグマシステムの解析を主目的として、やや遠地からの地震波を用いて地下 15km 程度の深さまでの 3 次元 P 波速度構造を明らかにするものである。

2. 解析方法

ある遠地地震からの地震波が、波線 S を通ってある観測点で観測される場合を考える。走時 T は波線の ds の部分の P 波速度を v として (1) 式のように表される。

$$T = \int_S \frac{ds}{v} \quad (1)$$

ここで、(2)式のように slowness perturbation C を導入する、

$$\frac{1}{v} = \frac{1}{v_L} + C \quad (2)$$

ただし v_L は標準速度モデルの P 波速度である。(2)式を用いると (1) 式は (3) 式のように書ける。

$$T = \int_S \frac{ds}{v_L} + \int_S C ds \quad (3)$$

通常解析でよく行われているように、波線 S を標準速度モデルにおける波線 S_L とおきかえ第 1 項を T_L , 第 2 項を T_C とおく、すなわち、

$$\begin{aligned} T &\cong T_L + T_C \\ &= \left(\int_{S_L} \frac{ds}{v_L} + \int_{S_L} C ds \right) \end{aligned} \quad (4)$$

(4)式中 T_L は標準速度モデルにおける走時、 T_C は速度異常による走時の標準モデルからのずれを表す。

まず T_L について考える。 T_L は、震央から観測点までの震央距離 D の変化に応じて変化すると考えられる。ところで、遠地地震を用いているので観測網内における震央距離 D の変化は、震央距離自身に比べて非常に小さい。よって T_L を観測網内の基準点への震央距離 D^0 のまわりにテイラー展開する事ができる。1 次の項までとると、次のようになる、

$$T_L = a + b(D - D^0) + \varepsilon \quad (5)$$

ただし ε は、観測点の基準面からの高さに応じた補正である。この式中 a , b はそれぞれ $D = D^0$ における標準走時、 T_L の D に対する偏微分係数を意味している。特に b は見かけ速度 v_a を用いて (6) 式のように書ける。

$$b = \frac{1}{v_a} \quad (6)$$

次に T_c について考える。本解析では、実際には、あるイベントについての観測点間の走時の相対的な差をデータとして用いている。遠地地震から各観測点への波線は、観測点近傍以外は、ほぼ同じ経路をたどるため、走時の相対的な差の中にある速度異常からの寄与 (T_c) は、観測点近傍のみで生じると考えられる。AKI *et al.* (1977) にあるように、観測網下をブロックに区切り k 番目のブロックの slowness perturbation を C_k とすると、 T_c は式 (7) のように離散化して書くことができる。

$$T_c \cong \sum_k L_k C_k \quad (7)$$

ただし、 L_k は波線が k 番目のブロックを通る長さである。

(5), (7) を (4) に代入すると、 i 番目の地震から j 番目の観測点への理論走時 T_{ij}^{cal} が、次のように書ける。

$$T_{ij}^{cal} = a_i + b_i(D_{ij} - D_i^0) + \sum_k L_{ijk} C_k + \varepsilon_{ij} \quad (8)$$

ただし、パラメーター a , b , D , D^0 , ε , L_k が i , j によることを明示的に示した。また、 ε_{ij} はこの場合観測点高度の補正のみではなく、いわゆる観測点補正を表している。 D_i^0 の取り方は任意である (D_i^0 の変化は a_i に吸収される) が、本解析では $D_{ij} - D_i^0$ および数値計算の際生じる丸め誤差を小さくするため (斉藤, 1983) つぎのように選んだ。

$$D_i^0 = \frac{1}{J_i} \sum_j D_{ij} \quad (9)$$

ただし、 J_i は i 番目の地震で走時が読みとられた観測点の数である。

そして、未知パラメーター a_i , b_i , C_k を式(10)を最小にする重みつき最小2乗法により決定する。

$$\Phi = \sum_{ij} \frac{\left[T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \right]^2}{\sigma_i^2} \quad (10)$$

ただし T_{ij}^{obs} は i 番目の地震から j 番目の観測点への走時の観測値、 σ_i は読みとり誤差の標準偏差である。上記に述べたように T_{ij}^{obs} は i 番目の地震についての相対的な値でよい。これは T_{ij}^{obs} の i 番目の地震についてのオフセットは a_i に吸収されるからである。

本解析では、遠地地震から各観測点への入射波は解析領域内で平行な直線であると仮定している (平面波近似)。入射波の azimuth は震央の方向から与えるが、入射角 θ_i は (11) 式を用いて実際に読みとった初動データの値から決定している。

$$\sin \theta_i = \frac{v_0}{v_{ai}} = b_i v_0 \quad (11)$$

ただし v_0 は一様速度モデルで仮定した P 波速度で、本解析では $v_0 = 5.5 \text{ km/s}$ と仮定している。また、 v_{ai} は初動データから計算された i 番目の地震の見かけ速度である。一般に震源決定精度は、水平方向に比べて垂直方向が悪くなる。本解析で入射波の azimuth は震央から与え、入射角は震源からではなく、初動の観測値から計算した理由は、精度の良いデータからわかっている情報はできるだけはじめから与え（パラメータの数を減らして解が安定に求まるようにする）、精度の悪い震源の深さなどの情報が関係する入射角などは、今回読みとったデータから決めようという思想に基づいている。さらに島弧の火山下は、沈み込むスラブの存在などの例を見ればわかるように解析領域の外でも不均質であるが、今回の解析の入射角の決定は、このような不均質からくる波線決定の誤差を小さくしている。

式 (8) において、実際には波線が k 番目のブロックを通る長さ L_{ijk} は、入射角 θ_i (すなわちパラメータ b_i) によっており、非線形な方程式となっている。そこで本解析では次のように 2 段階に分けて inversion を行った。(i) : $C_k = 0$, $\varepsilon_{ij} = 0$ として (8) をデータにフィットし b_i (及び a_i) を求める。(ii) : 計算された b_i を用いて L_{ijk} を決定 (すなわち波線を決定) し、もう 1 度 (8) 式をデータにフィットして ((9) 式を最小にするようにして) a_i , b_i , C_k を決定する。(i) の時に次のように「走時残差」 R_{ij} を定義する。

$$R_{ij} = T_{ij}^{obs} - [a_i + b_i(D_{ij} - D_i^0)] \quad (12)$$

この R_{ij} には、速度異常の項 $\sum L_{ijk} C_k$ および観測点補正 ε_{ij} を含んでいる。この残差は後ほど inversion を行う前に定性的に解釈を試みる。

3. 観測点およびデータ

東京大学地震研究所霧島火山観測所 (KVO) では、主に霧島火山およびその周辺の地震活動をとらえるため、常設地震観測網を用いた微小地震観測を行っている。今回解析に用いた観測点は、上記の常設点 16 点に加えて 1989 年 5 月から約 1 年間、山体の南西斜面に展開された臨時観測点 2 点 (IM, YH) の計 18 点である。これらの観測点の配置を Fig. 2 に、また座標などの情報を Table 1 に示す。これらの点に用いられているのはすべて固有周期 1 秒の速度型地震計である。得られた地震波形データは、主に無線で観測所 (KVO) にテレメータされ、トリガー方式により、紙送り速度 20mm/s で、熱ペン式チャートレコーダーに記録される。なおテレメータによる伝送時間の遅れは、計算を行う際に補正して用いている。

解析に用いた遠地地震は、1989 年 5 月から 1992 年 12 月までの間に上記の観測網で得られたものの中から以下の基準を設けて選んだ。(1) 震源からの距離 (震央距離と深さを単純に 2 乗平均したもの) が 60km (観測網の差し渡しの約 2.5 倍) を越えるもの、(2) 12 点異常の観測点で P 波初動が精度よく読みとられる、かつそれらの観測点が霧島火山全体にかたよりなく分布するもの、(3) 到着する地震波の入射角および入射方位が、最終的に様々でかたよりないものとなること。条件 (1) は、解析中において遠地地震の入射波は平均波であるという仮定を満たすため、条件 (2) は、入射角を決定する際用いる入射波の見かけ速度を精度よく決定するために必要な条件である。また条件 (3) は、観測網下でいろいろな方向からの波線が交差し、速度異常が各ブロックで決定

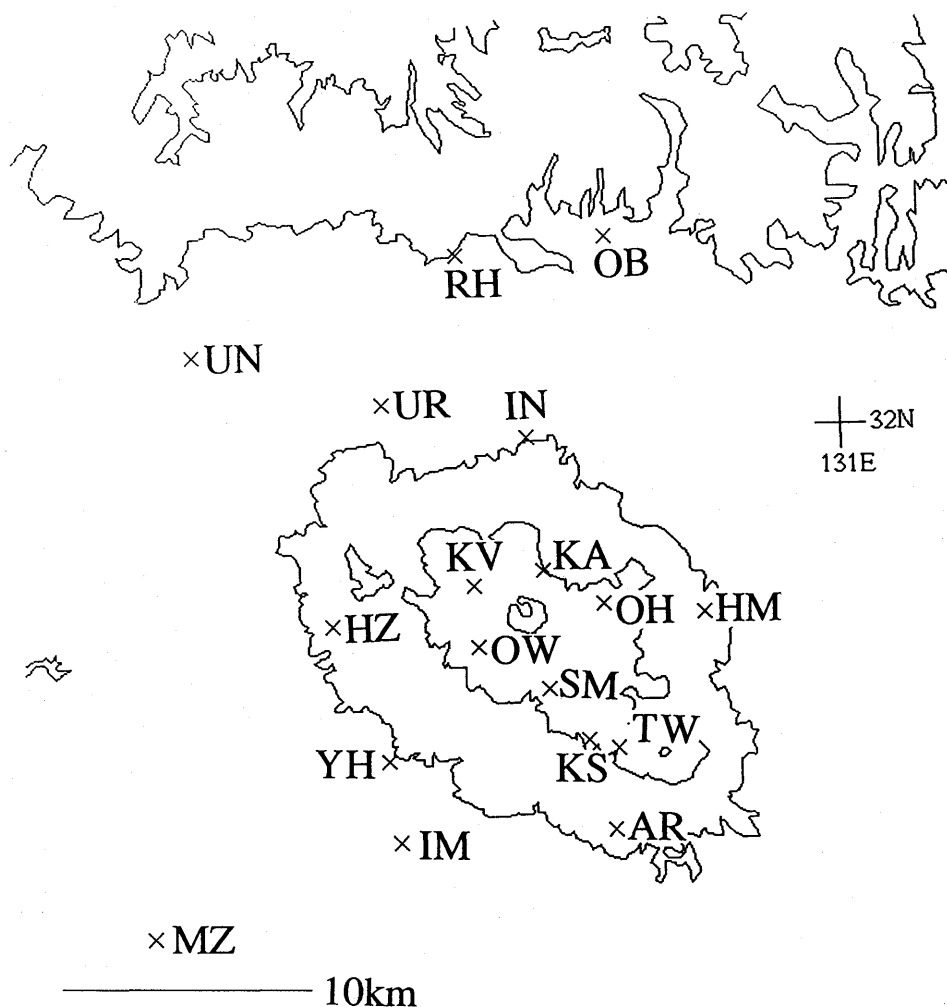


Fig. 2 Stations in Kirishima volcanoes. Station coordinates are given in Table 1.

されるために必要である。

Fig. 3 に、実際に解析に用いた遠地地震の震央を、Table 2 にその震源情報を示す。震源情報は、気象庁発行の地震月報ファイルを用いた。解析中に使用している波線の azimuth および震央距離は、これらの月報の震源と観測点の位置から直接計算して与えた。ところが、波線の入射角については、解析方法のところで述べたように初動の読みとり値から得られた見かけ速度を用いて計算している。(なお、この際速度構造は P 波速度 5.5km/s の半無限媒質を用いている。また、観測点高度の補正については後ほど吟味する。) これにより、震源パラメータの中でも不正確な深さ (Z 成分) の誤差が、波線決定に入りこまないようにしている。最終的に選んだ地震は、Table 2 にある 83 個で震源距離は 60km~2200km、マグニチュードは 2.5~7.8、深さは最大で 594km の地震となった。またこれから読みとった初動は全部で 1255 個となった。通常の遠地地震を用いた解析 (例えば、DAWSON *et al.*, 1990; SPENCE and GROSS, 1990) で用いら

Table 1. Station coordinates.

Station Code	Station Name	Latitude (N) (deg)	Longitude (E) (deg)	Altitude (m)
OB	Okobira	32. 06933	130. 90085	420. 0
RH	Ropponbaru	32. 06353	130. 83719	400. 0
UN	Uono	32. 02861	130. 72293	550. 0
UR	Ura	32. 01019	130. 80406	340. 0
IN	Iino	31. 99686	130. 86525	470. 0
HM	Hinamoridake	31. 93278	130. 93977	580. 0
MZ	Mizobe	31. 81833	130. 70166	290. 0
KA	Karakuni	31. 94933	130. 87111	1100. 0
OH	Ohatayama	31. 93683	130. 89650	1080. 0
YH	Yanagihira	31. 88092	130. 80318	510. 0
KV	KVO	31. 94400	130. 84158	1200. 0
HZ	Hizoe	31. 92972	130. 78085	677. 0
OW	Ohnami W	31. 92164	130. 84250	1180. 0
SM	Shinmoedake	31. 90603	130. 87276	1100. 0
KS	Kirishima S	31. 88756	130. 88889	1010. 0
TW	Takachiho W	31. 88458	130. 90175	995. 0
IM	Ishimine	31. 85106	130. 80742	320. 0
AR	Araso	31. 85489	130. 89948	650. 0

れるのは震央距離が 3000km を越えるものであるが、本研究ではこれらに比べて比較的震央距離の短い地震を用いている。この結果、途中の媒質を長い距離伝わってくる際に生じる高周波成分の減衰が少なく波の波長による分解能が比較的高いと同時に初動の読みとり精度がかなり高いものとなっている。震源距離がもっとも小さいイベント（約 60km：観測網の差し渡しの約 2.5 倍）については、遠地地震的な取り扱いをすることで若干の誤差が含まれてくる可能性が考えられる。しかし、実際に初動の読みとり値を震央距離に対してプロットしてみるとほぼ直線にのり十分遠地地震的な解析が可能であると思われる。初動部の波長（分解能）は、1km 以下であるが、観測点間隔は約 3km～5km であるため、今回の解析における分解能としては 4km 程度であると考えられる。

インバージョンを行う際にはデータの読みとり精度に応じて重みをかけてもちいている。この重みは各イベントを、その読みとり誤差に応じて主観的に 4 つに区分して与えた。Table 2 中の“Quality”のところの a～d がこの区分である。それぞれ (10) 式中の σ_i として、a (0.02s), b (0.03s), c (0.05s), d (0.06s) という値を用いたが、これらは読みとり誤差の標準偏差として主観的に見積もった。

4. 走時残差の定性的な解釈

4.1 観測点補正

走時残差は読みとった初動データに 2 章で述べた方法を適用した際得られる (式 (12))。前述のようにこの走時残差 R_{ij} には速度の情報 $\sum L_{ijk} C_k$ および観測点補正項 ε_{ij} が含まれている。観測点補正としては、観測点高度に応じた走時の遅れに対する補正や観測点のごく近傍の不均質構造による影響の補正などが考えられる。まず観測点高度に応じた補正值がどの程度あるか考える。Fig. 4 は 1255 個すべてのデータについて横軸

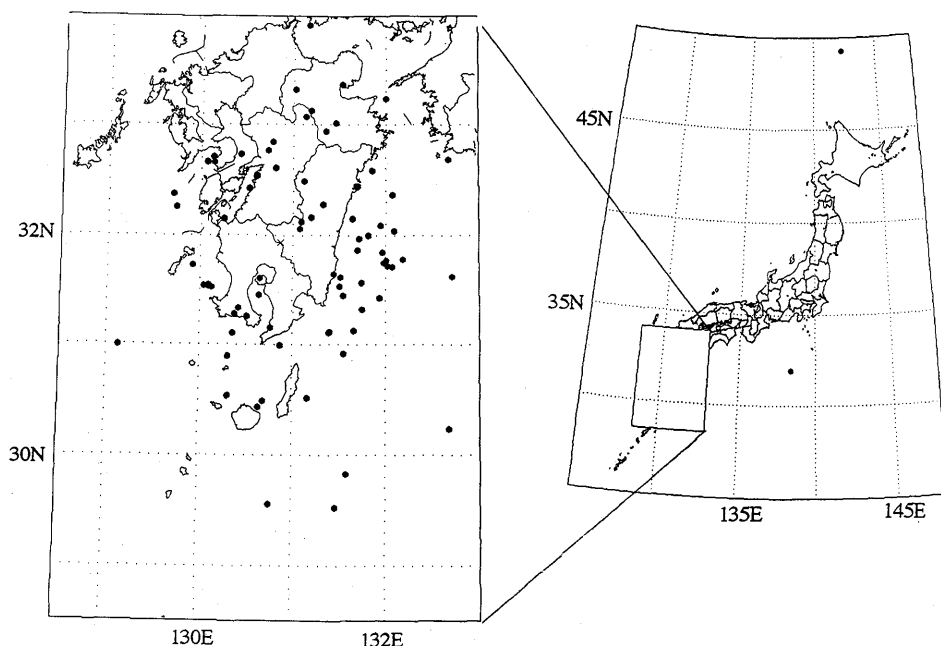


Fig. 3 Epicenters of events (May, 1989~Dec., 1992). The location of the Kirishima volcanoes is shown by \times . Other hypocentral information is obtained in Table 2.

Table 2. Hypocentral coordinates of used events.

YR/MO/DY : Date (year/month/day)
 HR:MI:SE : Origine Time (hour:minute:second)
 LAT (N) : Latitude (degree:minute)
 LON (E) : Longitude (degree:minute)
 EPD : Epicentral distance (km)
 DEP : Depth (km)
 MAG : Magnitude (0.0:undetermined)
 QL : Quality

YR/MO/DY	HR:MI:SE	LAT (N)	LON (E)	EPD	DEP	MAG	QL	REGION
89/06/17	08:42:36.3	31:53.4	138:20.7	709.4	385	6.8	c	NEAR TORISHIMA IS
89/06/26	15:15:15.4	32:25.5	130:30.9	61.6	9	3.2	a	AMAKUSA REGION
89/07/11	21:46:55.3	33:04.2	131:07.7	127.7	10	3.4	d	NE KUMAMOTO PREF
89/07/13	00:29:39.1	32:42.7	130:08.0	108.1	12	3.2	b	NEAR UNZENDAKE
89/07/20	00:42:23.6	31:25.4	131:56.3	118.9	48	3.6	a	HYUGANADA REGION
89/07/20	13:05:44.0	32:08.7	130:15.1	60.0	3	2.8	b	NW KAGOSHIMA PREF
89/07/22	11:46:14.1	32:26.6	131:41.8	97.8	71	0.0	b	NORTHERN MIYAZAKI PREF
89/08/16	01:03:24.8	33:00.9	131:27.4	132.1	105	0.0	b	SOUTHERN OITA PREF
89/08/22	05:07:14.3	31:26.8	131:33.0	86.9	47	3.0	b	SE OFF OSUMI PEN
89/09/06	03:01:36.9	32:32.8	130:36.0	70.6	7	2.5	b	SOUTHERN KUMAMOTO PREF
89/09/10	06:28:39.6	32:36.3	130:48.2	73.4	8	2.9	a	SOUTHERN KUMAMOTO PREF
89/09/19	18:33:46.4	31:27.1	130:38.1	58.0	139	0.0	b	SATSUMA PENINSULA REGION
89/09/26	12:07:32.2	31:09.1	130:45.2	88.2	111	0.0	b	OSUMI PENINSULA REGION
89/10/02	04:24:34.7	31:06.9	131:23.8	105.9	33	5.3	a	SE OFF OSUMI PEN
89/10/05	13:13:51.3	31:38.6	131:26.6	66.0	40	2.7	b	SOUTHERN MIYAZAKI PREF
89/10/09	19:40:41.7	31:19.7	130:24.8	79.4	150	5.0	a	SATSUMA PENINSULA REGION
89/10/15	15:57:10.2	32:22.4	129:41.9	117.9	3	4.8	b	W OFF AMAKUSA ISLAND
89/10/25	11:36:21.9	31:51.7	131:41.8	81.4	52	3.2	b	HYUGANADA REGION
89/11/16	13:02:56.6	33:22.1	131:31.7	170.6	12	4.6	c	NORTHERN OITA PREF
89/12/02	22:32:55.4	31:32.2	130:02.7	87.9	13	3.5	a	SW OFF KYUSHU
89/12/17	18:54:40.3	32:40.9	132:40.3	190.7	38	4.5	b	FAR E OFF MIYAZAKI PREF

Table 2 (Continued)

89/12/19	12:24:20.0	30:14.2	132:40.5	257.7	29	3.9	b	N PHILIPPINE BASIN
89/12/19	23:14:45.6	32:02.2	132:05.3	118.3	36	3.1	b	HYUGANADA REGION
89/12/29	01:03:21.2	31:19.4	131:44.9	110.1	36	3.0	b	SE OFF OSUMI PEN
90/01/09	21:35:15.3	31:34.0	131:44.6	95.1	39	3.2	b	HYUGANADA REGION
90/01/20	12:10:56.2	31:31.9	130:05.6	84.4	21	3.3	a	SW OFF KYUSHU
90/02/06	17:08:45.9	32:07.1	131:05.1	30.0	117	4.6	b	SOUTHERN MIYAZAKI PREF
90/02/11	15:47:36.2	32:50.6	130:46.4	99.9	9	3.5	b	NW KUMAMOTO PREF
90/02/13	19:04:17.0	32:09.8	131:11.6	41.2	103	0.0	b	NORTHERN MIYAZAKI PREF
90/02/17	11:28:01.0	29:33.1	130:45.3	265.3	72	6.0	c	NEAR AMAMI-OSHIMA ISLAND
90/02/18	19:31:35.0	31:32.5	130:05.6	83.8	19	4.0	a	SW OFF KYUSHU
90/03/01	07:13:46.4	32:05.3	131:56.6	105.3	43	3.1	a	HYUGANADA REGION
90/03/02	06:40:57.1	30:30.9	131:09.7	161.3	33	5.2	c	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
90/03/17	21:07:35.4	31:36.6	131:31.0	73.9	36	2.6	b	HYUGANADA REGION
90/03/21	07:04:50.9	29:31.6	131:28.4	274.6	75	5.5	d	NEAR AMAMI-OSHIMA ISLAND
90/04/03	08:27:04.4	31:36.9	132:42.6	180.7	49	3.8	b	FAR E OFF MIYAZAKI PREF
90/04/06	03:26:47.3	31:42.6	132:04.0	118.8	16	4.5	b	HYUGANADA REGION
90/04/12	05:51:13.7	35:31.0	135:38.5	595.5	368	6.4	b	WESTERN FUKUI PREF
90/04/21	07:03:49.3	32:17.0	131:19.5	59.1	72	3.6	b	NORTHERN MIYAZAKI PREF
90/05/08	16:49:52.1	32:03.4	131:04.2	24.9	85	4.1	b	SOUTHERN MIYAZAKI PREF
90/05/12	13:50:06.2	49:15.7	142:13.7	2146.1	594	7.8	c	SOUTH SAKHALIN
90/05/26	14:40:28.4	31:31.2	130:07.5	82.6	12	3.5	b	SW OFF KYUSHU
90/05/28	15:18:29.2	32:25.4	130:31.0	61.3	9	2.9	b	AMAKUSA REGION
90/05/31	02:09:04.0	31:31.9	131:30.4	77.8	38	3.2	a	HYUGANADA REGION
90/09/20	02:49:51.7	30:55.0	131:32.9	132.2	55	5.0	a	SE OFF OSUMI PEN
90/09/22	13:58:34.4	32:29.5	131:06.6	65.8	152	0.0	b	NORTHERN MIYAZAKI PREF
90/10/09	10:25:49.3	31:15.2	130:30.1	83.1	166	0.0	b	SATSUMA PENINSULA REGION
90/11/16	20:33:05.6	32:32.1	130:35.2	69.8	6	3.8	a	SOUTHERN KUMAMOTO PREF
90/11/16	22:08:26.7	32:32.2	130:35.8	69.6	9	3.4	a	SOUTHERN KUMAMOTO PREF
90/11/26	01:22:56.1	30:53.7	130:18.4	126.9	161	0.0	a	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
91/01/03	18:06:54.3	33:07.5	131:11.4	135.0	6	3.5	d	NE KUMAMOTO PREF
91/01/04	20:42:44.4	32:21.8	132:04.4	125.1	32	3.6	b	HYUGANADA REGION
91/02/18	04:02:07.1	31:46.6	132:10.9	128.2	35	4.6	b	HYUGANADA REGION
91/03/17	09:09:14.1	32:39.8	130:03.8	108.3	11	4.0	b	NEAR UNZENDAKE
91/03/17	17:26:26.8	32:40.2	130:03.7	109.0	10	3.3	b	NEAR UNZENDAKE
91/03/31	03:35:17.4	31:35.9	130:38.3	42.9	149	0.0	b	NEAR KAGOSHIMA CITY
91/04/06	21:10:08.7	32:43.7	130:25.3	95.5	5	3.7	c	NW KUMAMOTO PREF
91/05/06	18:31:43.7	29:49.9	131:35.2	244.7	71	5.3	c	NEAR AMAMI-OSHIMA ISLAND
91/05/12	22:16:44.4	33:19.2	131:01.1	153.5	19	3.8	d	NORTHERN OITA PREF
91/06/27	09:11:03.1	32:39.6	130:08.4	103.3	9	4.4	a	NEAR UNZENDAKE
91/06/27	22:28:45.5	32:15.2	129:44.1	109.9	8	3.8	b	W OFF AMAKUSA ISLAND
91/08/26	21:51:23.9	31:06.3	131:23.6	106.7	46	4.6	b	SE OFF OSUMI PEN
91/09/20	23:14:08.4	31:58.4	131:42.7	82.3	41	4.2	a	HYUGANADA REGION
91/10/28	10:09:12.8	33:55.2	131:10.0	221.2	19	5.9	b	SUONADA SETONAIKAI
91/11/09	04:31:46.4	30:32.2	130:18.5	164.0	112	0.0	b	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
92/01/30	10:51:29.7	31:43.5	129:55.3	90.4	17	4.9	a	SW OFF KYUSHU
92/02/05	18:34:58.5	30:59.3	130:51.8	106.0	73	0.0	c	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
92/04/04	18:10:16.2	31:43.0	132:01.0	114.0	13	3.6	b	HYUGANADA REGION
92/04/04	20:54:19.9	32:56.4	131:21.0	120.3	127	4.3	b	SOUTHERN OITA PREF
92/05/04	01:09:37.9	31:16.3	130:22.6	86.6	163	5.0	a	SATSUMA PENINSULA REGION
92/05/29	06:08:43.7	31:50.3	131:58.0	107.1	20	4.8	b	HYUGANADA REGION
92/05/29	10:28:58.7	30:29.6	130:41.2	161.5	60	3.9	b	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
92/06/02	06:42:02.3	32:35.1	131:51.0	118.6	36	3.3	c	HYUGANADA REGION
92/06/09	22:17:51.2	31:07.6	131:39.5	119.3	33	5.2	a	SE OFF OSUMI PEN
92/07/02	02:55:53.8	32:46.2	130:43.4	92.2	9	4.0	a	NW KUMAMOTO PREF
92/09/23	22:38:37.5	31:05.9	130:21.3	104.5	160	5.9	a	SATSUMA PENINSULA REGION
92/10/24	21:54:16.3	30:25.9	130:38.1	168.8	82	4.5	b	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
92/10/29	21:09:06.0	32:00.0	131:48.8	92.0	41	3.7	a	HYUGANADA REGION
92/11/09	17:39:29.9	32:09.3	131:38.5	79.1	58	4.2	a	HYUGANADA REGION
92/11/24	18:34:04.3	33:14.2	131:59.8	179.7	66	4.3	d	BUNGO CHANNEL
92/11/29	15:21:26.8	30:59.5	129:07.7	194.0	5	5.0	b	SW OFF KYUSHU
92/12/12	05:38:47.1	31:45.8	132:00.3	111.9	24	4.7	a	HYUGANADA REGION
92/12/12	13:49:48.1	31:44.7	131:59.0	110.3	22	4.4	b	HYUGANADA REGION

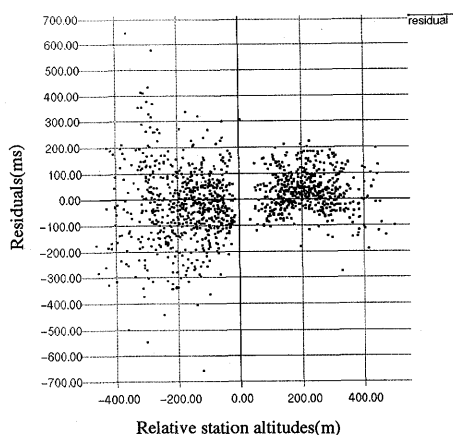


Fig. 4 Residuals corresponding to Station altitudes for all 1255 data.

に $h_j \cos \theta_i$ (h_j : 観測点の基準面からの高さ, $\cos \theta_i$: は入射角に応じて高度の補正を行っている.), 縦軸に走時残差をとってプロットしたものである. 観測点高度が低い点 (すなわち火山体の周りにある観測点) ほど残差のとり値の幅が広がっているが, 観測点高度に応じて走時残差が大きくなる (遅れる) といったトレンドはあまり見られない. このことは観測点高度に応じた走時の遅れを残差の値の中から分離して補正する事は不可能であるということを示している. なお, 火山体の周りの観測点ほど残差のとり値の幅が大きくなることは, 非常に強い地震波速度の不均質が火山体のかなり深部に存在している事を示唆していると考えられる. すなわち, 波線が傾いて入射するため (後に示すように計算された波線の入射角はおおむね $30 \sim 50$ 度), 深部の不均質の情報が山の周りの観測点にでているのであろう. また, Fig. 4 は, 走時残差の値が 0 を中心として対称に分布している, すなわち各観測点に固有な走時残差の傾向 (ごく近傍の不均質構造の影響) が, あまり見られないことをも示している. 以上の考察から, 本解析では観測点補正を行わない ($\epsilon_{ij}=0$) で解析を行った. 観測点補正を行わなかった影響は, インバージョンの際は最表層部 (第 1 層目) に含まれてくると考えられるので, 第 1 層目の解釈には注意を要する.

4.2 走時残差中の地震波速度異常の情報

走時残差中に含まれる比較的深部の地震波速度異常の情報を見るために次のようなことを行った. まずそれぞれの観測点について, その観測点で得られた全方向からの波線について走時残差の値を平均したものを計算する. そして, 走時残差から上に計算した平均を引く. この値に応じて濃さを変えて, 解析に用いる波線 1190 本を表示した (Fig. 5a, 5b). なお, この平均を引く操作は, 観測点のごく近傍の表層部 (観測点間隔くらいの深さまで, すなわち $3 \sim 5$ km) の速度異常の影響を残差から取り除く事に相当している. ただし, 観測点 MZ への波線はこの解析領域から大きくはずれるのでこの図では表示していない. この表示方法は, ROBERTS *et al.* (1991), STEEPLES and IYER (1976) で用いられている方法とほぼ同様であるが, 今回は 3 次元的に表示することを試みた. なお見やすくするために後のインバージョンの際使用するブロックとともに表示しているが, これは軸の方向が, 霧島火山群の主要火山列の方向を向くように 45 度回転してある. (すなわちこの図で azimuth = 45 度が真北の方向である.) また断面図は

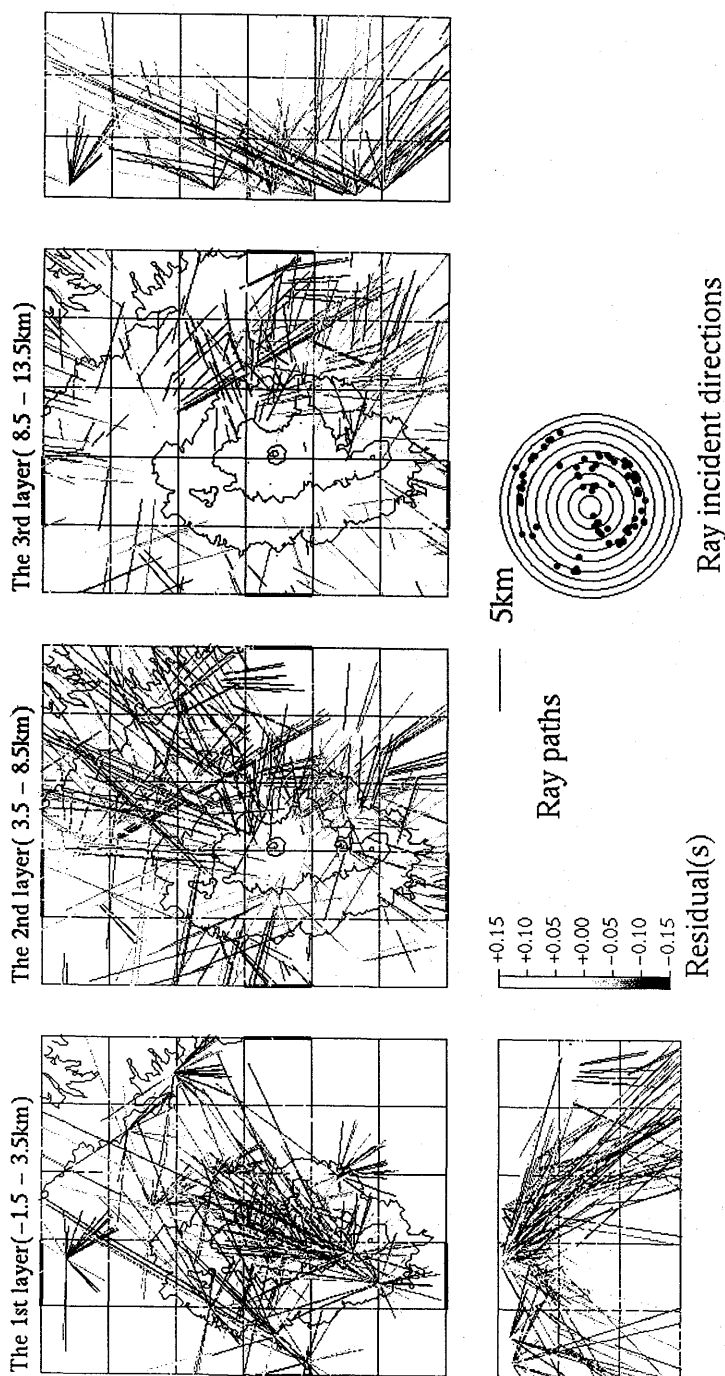


Fig. 5a

Fig. 5 Calculated seismic rays categorized according to their residual values. The intensity of the displayed rays corresponds to a residual value with the relation in the palette in this figure. Fig. 5a displays only early arriving rays and Fig. 5b only delayed rays. Each plan is shown by the layer with its depth range in the bracket. Each cross-section displays the rays in the column or the row of blocks enclosed by the heavy lines in the plans. Blocks used in the inversion and equal-area plots of the ray incident directions (concentric circles indicate every ten degrees) are also shown. Blocks are rotated by 45 degrees toward the main elongate axis of the Kirishima volcanoes. The data for station MZ are not used because it is outside the study area, so that the total number of displayed rays is 1190.

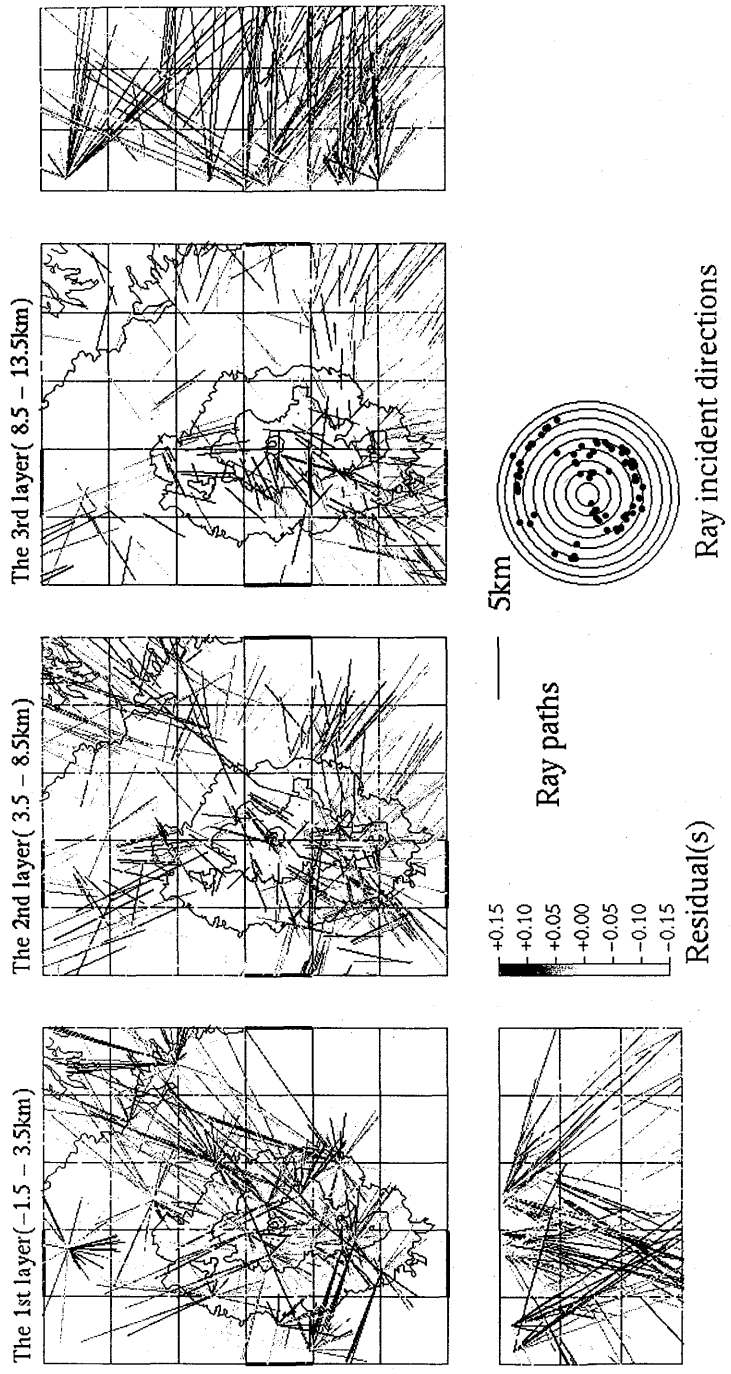


Fig. 5 b

平面図中に太線で示した行（または列）中のブロックの波線について表示してある。波線は直線で近似しており（平面波近似）、その入射角は (11) 式によって $v_0=5.5\text{km/s}$ の一様モデルを用いて初動の読みとり値から決定している。

Fig. 5a は、走時残差の値がマイナス、すなわちどこか波線の途中で地震波の高速度異常領域を通ってきた（理論より早く到着した波線）と考えられる波線のみについて示している。逆に Fig. 5b には残差がプラス、すなわちどこかで低速度異常域を通ってきた（理論より遅れて到着した）波線を示している。走時残差の値と表示している色の濃さとの対応はそれぞれの図中央部にあるパレットに示してある。これらの図の見方であるが、非常に強い低速度異常領域が存在するとそこには遅れた波線のみが通り、速い波線や理論通りに到着する波線はあまり通っていないはずである。強い高速度異常領域についてはこの逆のことがいえる。すなわち Fig. 5 中で遅れた波線のみまたは速く到着した波線のみが交差している領域があれば、そこがそれぞれ低速度異常域または高速度異常域の候補領域になるわけである (ROBERTS *et al.*, 1991)。この見地から Fig. 5 を見るとインバージョンで使用するブロックの第3層（海面下 8.5km～13.5km）で、霧島火山の主要火山列直下（わずかに南西にずれているように見える）にそって、地震波低速度異常領域の存在が強く示唆されている事がわかる。すなわち、Fig. 5a では速く到着する波線の空白域、Fig. 5b では同じ領域に遅れた波線が交差しているのである。このことは、2つの断面図を見るとさらに見事に確認できる。またこれとは対照的に霧島火山北方の加久藤カルデラ、小林盆地の下（第3層目）では、高速度異常領域の存在が示唆される。

このように波線を走時残差の値に応じて区分して表示することにより速度異常の情報を定性的に眺めることができる。この結果は後のインバージョンの結果の確証となる点においても有用である。

5. インバージョンの結果

5.1 3次元P波速度構造

霧島火山下の3次元P波速度構造として、最終的に知りたいパラメータは解析手法のところで述べた各ブロックのスローネス偏差の値 C_k である。これらは読みとったP波初動データ T_{ij}^{obs} と (8) 式で与えられる理論走時 T_{ij}^{cal} の間の残差2乗和を最小にするようにして (式(10)) 計算される。実際には未知パラメータ a_i (基準点への理論走時)、 b_i (理論走時直線の傾き) も同時に求まるが、ここでは C_k の値についてのみ示す。また観測点補正 ϵ_{ij} についてであるが、4.1節で議論したように本解析では考慮しない ($\epsilon_{ij}=0$) で計算を行った。なお、解析領域外にあるMZ観測点のデータは計算に含めていない。

インバージョンの結果は、2通りのブロック形態で計算したものをここに示す。1つは水平方向には $4\text{km} \times 4\text{km}$ 、深さ方向には 5km の大きさのブロックで計算した結果 (Fig. 6)、もう1つは深さ方向の大きさは変えず水平方向を $5.5\text{km} \times 5.5\text{km}$ の大きさにして計算した結果 (Fig. 7) である。一般に用いるブロックを小さくするほど得られる結果の分解能はあがるわけであるが、逆に1つのブロックを通る波線の数はいくつ減るため計算結果の誤差は大きくなる。本解析においては、用いている観測点間隔が $3\text{km} \sim 5\text{km}$ であることからインバージョンで捕らえることのできる最小の大きさとしては

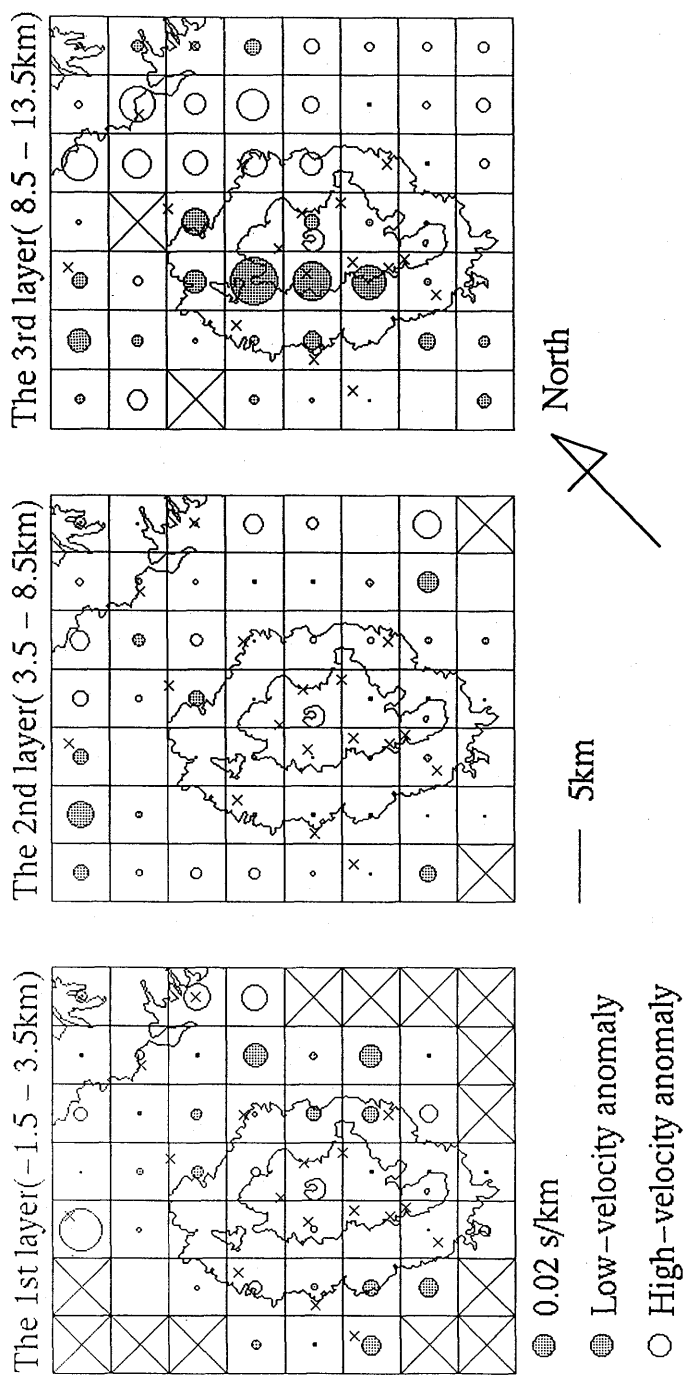
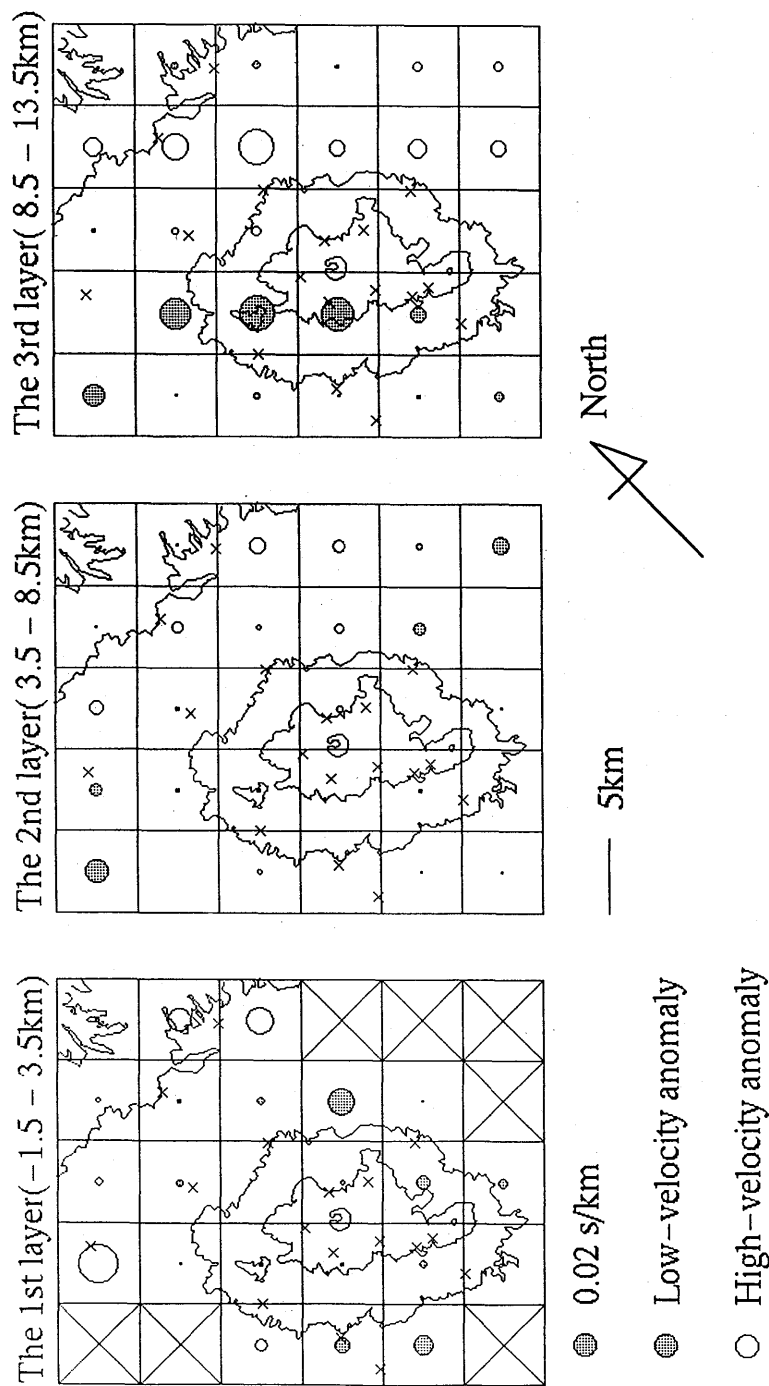


Fig. 6 Calculated slowness perturbations with the block of $4\text{km} \times 4\text{km} \times 5\text{km}$. A three layer model is chosen. Blocks are rotated by 45 degrees toward the main elongate axis of the Kirishima volcanoes. Open circles represent high-velocity anomalies, and shaded circles low-velocity anomalies with the reference circle outside the study area. Less sampled blocks shown by the large \times are excluded from the calculation in order to avoid divergence of the structural solution. Small \times s represent locations of used seismic stations. The data for station MZ are not used because it is outside the study area.



Calculated slowness perturbations

Fig. 7 Same format as Fig. 6, but the blocks are 5.5km × 5.5km × 5km.

4km程度を考えており、ブロックの大きさもこれと同程度のおおきさのものをういている。解析領域としては平面図では Fig. 6 および Fig. 7 に示した領域、深さ方向には海拔 1.5km から海面下 13.5km まで（深さ方向にはブロックを 3 層とっている）とした。この解析領域の決定は、この領域の外側ではあまり波線がお互いに交差しないうところ、ところで、もちろんこの解析領域の中であっても波線の通りが比較的に悪いブロックが存在する。このようなブロックは計算の際、解を発散させる要因となるので、計算から除外した。Fig. 6 および Fig. 7 で大きく×で示されているブロックがそれであり、どちらの図の場合もブロックを通る波線が 10 本未満か、または通る波線の総延長が 20km 未満の場合にそのブロックを計算から除外した。これらのブロックは標準速度構造（速度異常が 0）であると仮定された事になる。

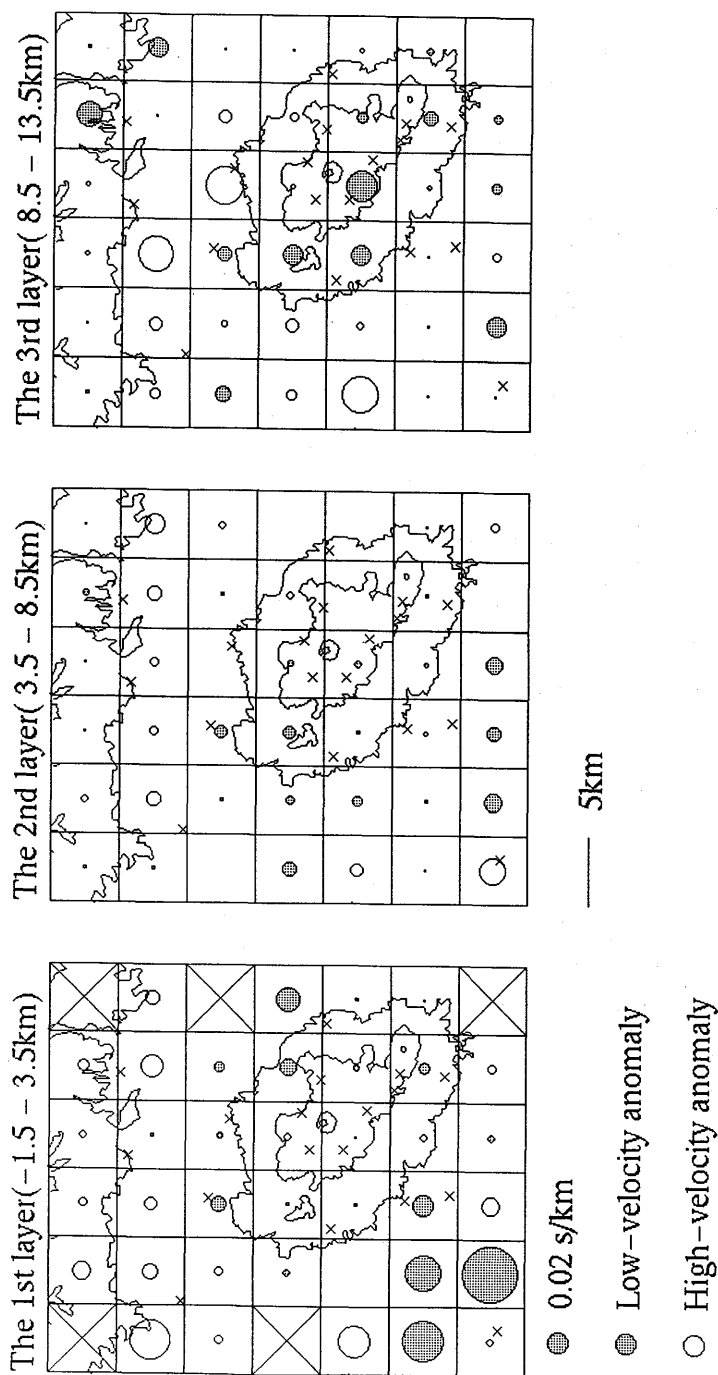
計算されたスローネス異常は Fig. 6, Fig. 7 中に円で表示してある。陰をつけた円が低速度異常（スローネスがプラス）、白い円が高速度異常（スローネスがマイナス）を表しその半径が図の左下の円をレファレンス（この半径がそれぞれスローネス異常 $\pm 0.02\text{s/km}$ を示す。）として異常の大きさに比例するように表示してある。なお、スローネス異常の値は、通常よく用いられる初期モデルからのずれ（%）ではなくスローネスの値そのもの（単位： s/km ）で示したが、これは本解析ではリファレンスとなるような初期モデルを明示的に用いていないことによる。なお、本解析で計算されたスローネス異常の値は、その層内の平均的なスローネスの値からのずれを表している。

Fig. 6 と Fig. 7 で 2 つのブロックの大きさで結果を表示した理由はこれらを見比べることにより計算結果の信頼性を向上させ、かつブロックの取り方によって人工的に現れる計算結果を本物と見誤ることをある程度減らすためである。ところで、結果の基本的な傾向は 2 つの図で変わっておらず基本的には計算結果を信頼して良いと考えられる。ただし、解析領域の周縁部では一般に波線の通りが悪くなり山体から離れるに従って観測点分布がまばらになるのも手伝って 4km のブロック (Fig. 6) では特に周縁部のブロックで解が発散ぎみとなっている。このくらいのブロックの大きさが発散せずに解を求めることのできる最小限度であると思われる。次に、表層部から深部へと順に計算結果について述べていく。なお、この計算によって残差の RMS は 0.114s から 5.5km のブロックを用いた計算では 0.070s へ（39%の減少）、4km のブロックでは 0.064（44%）へ減少した。

第 1 層目（海拔 1.5km～海面下 3.5km）では、夷守岳 (Fig. 1 の Hn) の北方を中心として小林盆地、加久藤カルデラの部分と、山体の南西斜面に低速度異常域が見られる。前者は小林盆地、加久藤カルデラの盆地（カルデラ）堆積物、後者は大霧から霧島温泉にかけての地熱地帯に対応しているのではないかと考えられる。また、低速度異常は加久藤カルデラよりも小林盆地の下でより顕著であるように見える。一方火山体は比較的平坦な構造に見えるが、表層部の特に山体部分（観測点高度が高い所）には、観測点の高度に伴う走時の遅れの影響（スローネスにして最大で 0.02s/km 程）が含まれているはずであり、実際にはこの層の山体部分の速度はもっと速いと考えられる。

第 2 層目（海面下 3.5km～8.5km）は、非常に平坦な速度構造に決まった。

第 3 層目（海面下 8.5km～13.5km）では、非常に興味深い計算結果が得られた。それは火山列に沿って少し南西よりにずれるかたちで顕著な低速度異常領域が見つかった事である。これらは 4.2 節で残差の定性的な議論からその存在が強く示唆されていたもの



Calculated slowness perturbations

Fig. 8 Same as Fig.6, but using another block configuration. In this figure, the data for station MZ are used.

であり、これらを考慮してかなり信頼できる結果であると考えてよいであろう。4kmのブロックで計算した結果 (Fig. 6) では、5.5kmのブロックの結果 (Fig. 7) より若干多くの情報が見えているようである。例えば低速度異常が韓国岳 (ほぼ火山列の中心部) の直下付近で幅が広がっていることや火山列の南東端では、すこし南の方に低速度異常が広がっていることなどである。以上の2つは走時残差の図 (Fig. 5) も考慮すると現実の速度構造を反映している可能性がある。しかし、火山列の北西端から少し北の方へ低速度異常が続いているように見えるが、このブロックは波線の通りが悪く、たぶん真実ではないだろう。いずれにせよ、4kmのブロックの解は少し発散ぎみであるので、ここでは以上の細かい結果については可能性があるという程度にとどめておく。一方、残差の図でもう1つ示唆されていた加久藤カルデラ、小林盆地の下の高速度異常であるが、こちらも非常にはっきりと計算結果に現れている。

5.2 ブロックの取り方による影響

すでに前節で水平方向に4km、5.5kmの2通りのブロックでの計算結果を示したが、さらに違ったブロックの取り方でも計算結果の傾向は変わらないことをこの節で見ておく。Fig. 8は南北方向を向いた5km×5km深さも5kmのブロックでインバージョンを行った結果である。こんどの計算ではMZ観測点のデータも用いて行っている。結果は解析領域の周縁部のブロックで少し解が発散しているのを除けば (例えば、第1層目の南西部のブロックは低速度異常域に決まっているように見える。しかし、この辺りは波線の数是比较的多く通っているものの、それらの交差の具合が悪く解が発散しているものと考えられる。) 5.1節で述べた結果と定性的な傾向は変わっていない事がわかる。ほかにも何通りかブロックの取り方を変えて計算してみたが、基本的に5.1節の結果の傾向は不変であったことを申し添えておく。

5.3 レゾリューション

レゾリューションのチェックとしては、INOUE *et al.* (1990) で用いられた Checkerboard Resolution Method を用いた。これは計算で用いるブロックにあらかじめ人工的にチェッカーボード状に高速度および低速度の異常を与え、計算で用いる波線に沿って走時を計算。その後、この人工的な走時をデータとして実際の解析と同じ方法でインバージョンをしてチェッカーボード状の構造がどれほど元通りに再現されるかを見てレゾリューションをチェックする方法である。もとのチェッカーボード状の構造が再現された領域がレゾリューションの良い領域で、逆に元通りに再現されない領域がレゾリューションの悪い領域である。この方法の結果をFig. 9に示す。Fig. 9aはFig. 6に対応するもの、Fig. 9bはFig. 7に対応するものである。最初にチェッカーボード状に与えたスローネスの値は、 $\pm 0.02\text{s/km}$ である。各層とも (特に1層目) 解析領域の周縁部で解が発散ぎみになることを示しているが、霧島火山体直下では全域にわたって十分にレゾリューションがあることが確認できる。

6. 議 論

6.1 他の研究結果との比較

本節では、すでに霧島火山で行われている重力、MTの観測結果や岩石学的研究などの結果と今回の結果を比較検討する。霧島火山周辺のブーゲー異常は、田島・荒牧 (1980) により、加久藤カルデラ・小林盆地を中心として約370点におよぶ重力測定か

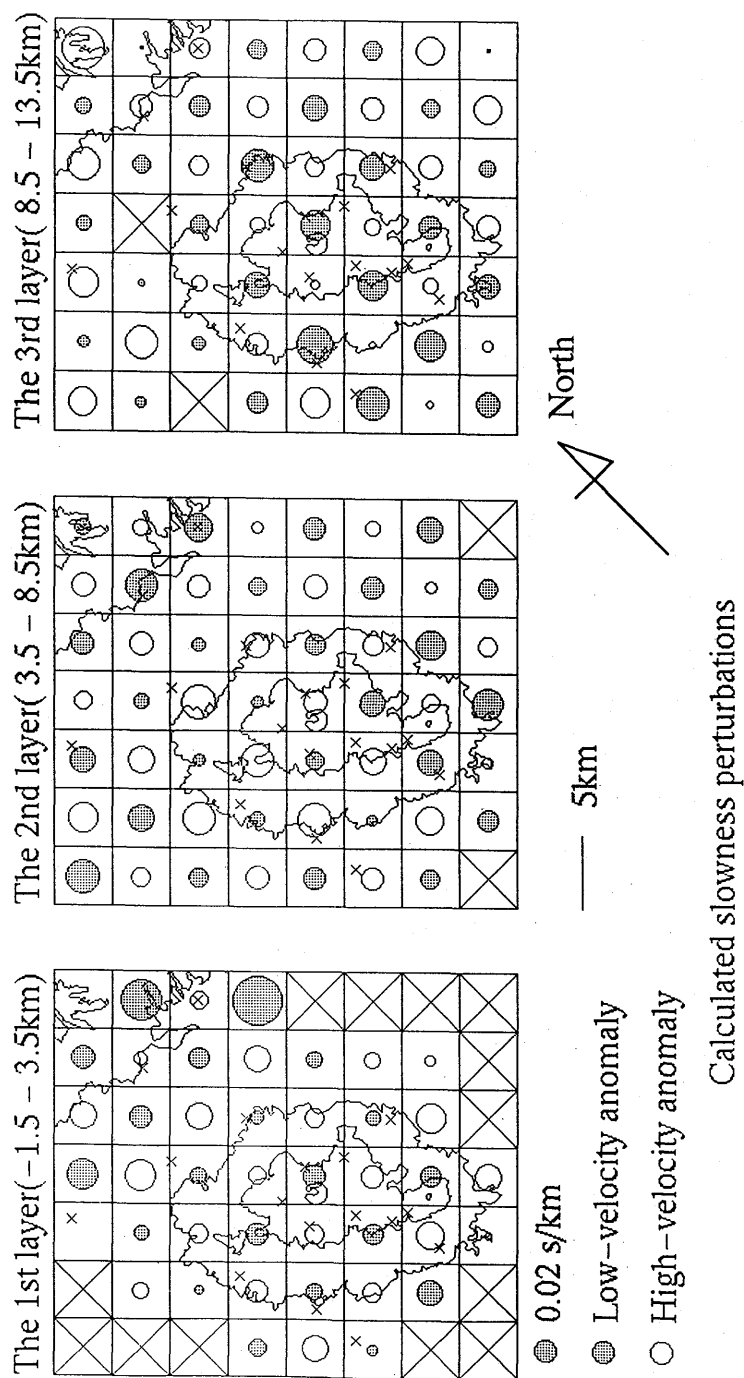
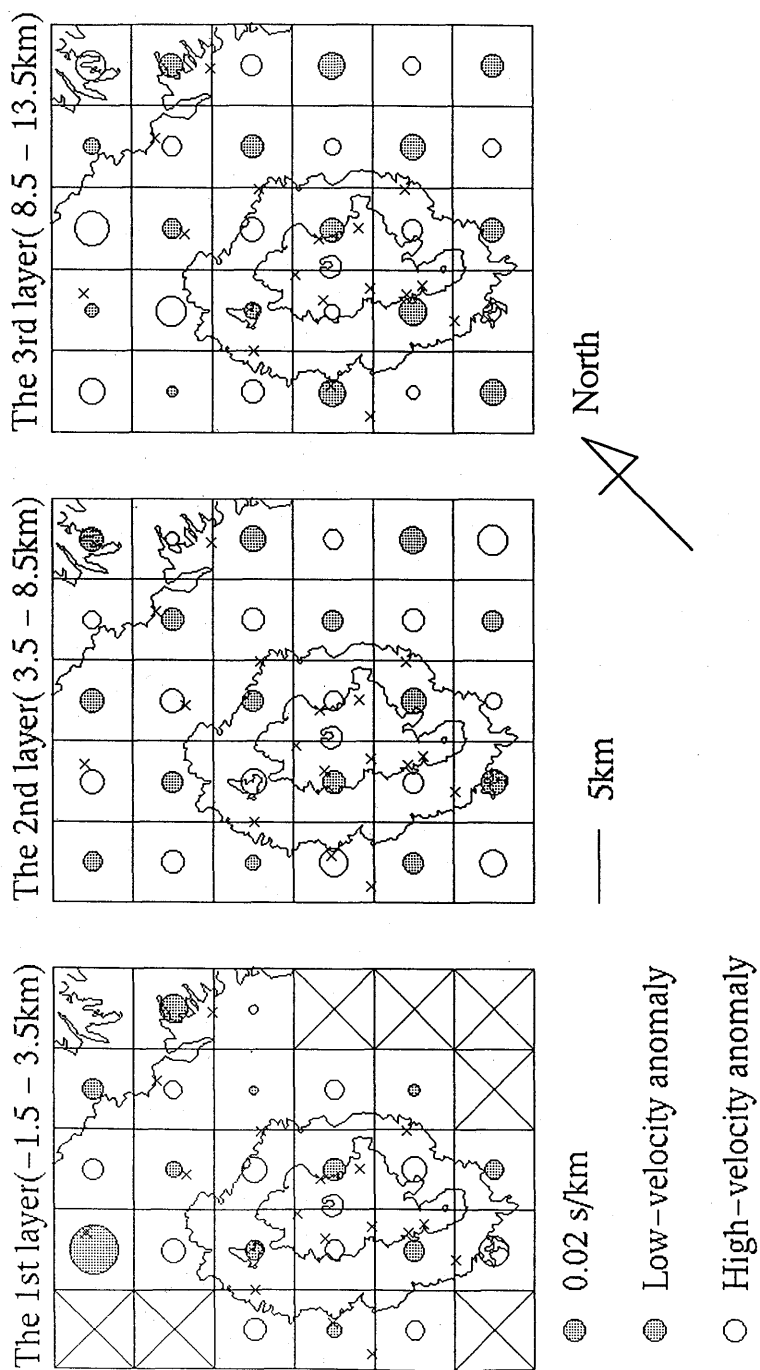


Fig. 9a
Fig. 9 Results of Checkerboard Resolution check. Fig.9a is the check for the results of Fig.6, and Fig.9b for Fig.7. The initially given checkerboard anomalies are $\pm 0.02\text{s/km}$.



Calculated slowness perturbations

Fig. 9 b

ら求められている。結果は加久藤カルデラの中心部で -15mgal 、小林盆地の中心で -20mgal となるような負異常の目玉がそれぞれの輪部にそって見つかった。また霧島火山体では、韓国岳直下に正異常、その南西の霧島温泉群に負異常が見られた。これらの異常を今回の解析の結果の表層部（第1層目）の地震波速度異常と比較してみる。まず、加久藤カルデラ・小林盆地および霧島温泉の下では、今回の解析で低速度異常となっている。カルデラ（または盆地）が重力の負異常に見えるのは、破碎されて低密度となったカルデラ（盆地）堆積物が存在しているからであると考えられるが、これらは地震波低速度異常の原因となり得る。今回の解析では第1層目の低速度異常が、加久藤カルデラより小林盆地の下で大きく決定されたが、重力の負異常値も小林盆地の下の方が大きく、この点においても調和的である。また、霧島温泉群では地熱活動、熱水活動などにより重力の負異常かつ地震波低速度異常になるのであろう。韓国岳は、今回の解析では一見すると異常がないように見えるが、観測点高度の影響を考慮すると実際はある程度高速度異常になっているべきであると考えられる。これは、重力の正異常に対応したものであると考えられる。なお、長谷川・他（1987）は、近地地震データを用いて霧島火山体のP波速度構造を求めたが、基本的に上記の結果と同様の異常を見いだしている事を付記しておく。また今回の第3層目では、カルデラの下に高速度異常域が見つかったが、これはカルデラを形成する際に活動したマグマが固化したものをしているのかもしれない。

霧島火山では、KAGIYAMA（1992）、などにより精力的に電磁気探査（MT法）が行われてきた。歌田・他（1994）では、硫黄山、新燃岳、御鉢の3火山周辺での調査から次のような結果を得ている。硫黄山、新燃岳の下では深さ1kmまでに数 Ωm の低抵抗層があり、その下でやや高い抵抗層となるが、10kmの深さで再び低抵抗層となる。また火口のごく近傍ではこれらの低抵抗層の深さは浅くなっている。一方御鉢ではこれと対照的に深いところの低抵抗層はまったく見られていない。

宮本（1994）は、霧島火山に噴出した岩石の組成を調べた結果、北西—南東方向に連なる火山（飯盛山（Ii）—韓国岳（Kr）—中岳（Nk））と、その南東端から東西に連なる火山（御鉢（Oh）、高千穂峰（Tk））は別々のマグマから生成されたことを明らかにした。さらに、北西—南東系を構成する岩石はいずれも同一マグマから派生し、同一深部のマグマだまりから噴出したマグマに由来することを推定した。

歌田・他（1994）、宮本（1994）などの結果も考慮して鍵山（1994）は、北西—南東系火山の下約10kmの深さにマグマが存在し各火山へはこのマグマだまりから供給される、また東西系の火山ではこれと別なもっと深いところからマグマが供給されているというモデルを提唱している。今回の解析で深さ約10km（第3層）に火山列に沿って顕著な低速度異常域が検出されたが、この結果と鍵山（1994）のモデルは非常に一致していて興味深い。通常P波速度の低速度異常からだけでは判断できないが、鍵山（1994）のモデルとの一致性などから考えて上記の低速度異常はマグマだまりかまたはマグマの活動に関連したものを見ていると考えられる。なお、北西—南東系と東西系の火山で地下構造が違っているかどうか、および北西—南東系火山の中でも深さ10kmのところでは低速度異常域がつながっているのかそれとも個々の火山の下に分離しているのかどうかなどについては、今回の解析ではレゾリューションが足りず確かなことはわからなかった。

6.2 低速度異常

ここでは、6.1節の考察に基づき霧島火山列の下深さ約10kmに連なる低速度異常についてこれをマグマであると仮定してすこし定量的に議論を加える。Fig. 7の結果で第3層中韓国岳のすぐ南西のブロックでは計算されたスローネスの偏差の値は、0.029s/kmである。これはこの深さの周りの標準的なP波速度を6.0km/sと仮定すると約15%の速度減少(6.0km/s → 5.1km/s)となる。岩石の部分熔融度とP波速度との関係はいろいろ複雑な要因が関わっていてあまりよく調べられていない。そこで今回はとりあえず以下に述べるような非常に単純な計算を行って溶融体の量を見積もってみた。まず一般的な火山岩が溶けた時のP波速度を2.5km/sと仮定する(MURASE and MC BIRNEY, 1973)、周りの溶けていない岩石のP波速度を6.0km/sと仮定して、これらの単調な体積平均で15%の速度減少(5.1km/s)を実現すると考える。計算の結果上記のブロックでは全体の25%が溶けた岩石であればよいという結果を得た。

6.3 今後の課題

今回の解析の分解能は用いた観測点の分布にほぼ規定され約4~5kmである事を述べた。しかしこの分解能があまり良くないため電磁気探査や岩石学的研究から示唆された北西-南東系と東西系の火山の下での構造の違いなど、さらには各火山の下での違いなどは見えてこなかった。地震波の波長から規定される分解能は今回の場合でもかなり高い(1km以下)ので、さらに高密度な観測を行えば分解能はまだまだよくなるであろう。またP波の速度構造だけでは、得られた低速度異常がたとえばマグマに対応するものなのかどうかといった議論を行う際にどうしても情報が不足してしまう。これを補う形で、減衰構造やできればS波の速度構造(ただし火山体近傍の観測点でS波の初動を読むことはかなり困難であることが多い)なども行い結果を比較検討できればよいであろう。特に地震波の減衰構造についてはマグマの存在を探索する際に非常に強力な情報となる。ところで、及川・他(1994)が近地地震のデータを用いて、韓国岳の直下4km程の深さに地震波の減衰領域を見つけている。今回用いた遠地地震のデータにもこれと同じ領域で減衰を受けたと思われる波が存在している。これらの波の初動は減衰して読みとりが困難であったので、今回の速度構造解析には用いていない。逆に言うと、この領域の速度の情報はその減衰性ゆえ選択的におとされた可能性があるわけである。多量のマグマの存在は地震波の減衰を起こす。このため、マグマの探索を行う場合、速度構造の解析だけでは片手落ちで、減衰構造も同時に検討すべきである。以上の見地から今後、及川・他(1994)をさらに発展させ、霧島火山下の減衰構造を明らかにし速度構造と対比することは重要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、東京大学地震研究所鍵山恒臣助教授には貴重なご助言をいただき、研究の便宜を図って頂きました。また、東京大学地震研究所霧島火山観測所の山口勝氏ならびに増谷文雄氏には貴重なデータをいただき、またデータ収集を手伝っていただきました。以上および査読者の方々に深く感謝いたします。

参考文献

- AKI, K., A. CHRISTOFFERSSON, and E. S. HUSEBYE, 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **82**, 277-296.
- DAWSON, P. B., J. R. EVANS, and H. M. IYER, 1990, Teleseismic tomography of the compressional-wave velocity structure beneath the Long Valley region, California, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11, 021-11, 050.
- 長谷川雅一・井田喜明・山口勝・増谷文雄, 1987, 霧島火山の3次元速度構造, 火山, **32**, 359.
- 井田喜明・山口勝・増谷文雄, 1986, 霧島火山における最近の地震活動と応力場, 地震, **39**, 111-121.
- IMURA, R., 1992, Eruptive history of the Kirishima volcano during the past 22,000 years, *Geographical Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **27**, 71-89.
- INOUE, H., Y. FUKAO, K. TANABE, and Y. OGATA, 1990, Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth. Plan. Int.*, **59**, 294-328.
- KAGIYAMA, T., 1992, Geophysical background of Kirishima volcanoes, *Rept. Geol. Surv. Japan*, **279**, 89-92.
- 鍵山恒臣・歌田久司・増谷文雄・山口勝・笹井洋一・田中良和・橋本武志, 1992, 霧島火山群・新燃岳 1991-1992 年微噴火と電磁気観測, 地磁気観測所技術報告, **32**, 279-296.
- 鍵山恒臣, 1994, 霧島一やや張力の応力場に生成した火山群, 地学雑誌, **130**, 479-487.
- 神沼克伊, 1975, 火山体直下の地震波の速度異常—霧島—桜島火山の場合—, 火山, **19**, 129-137.
- 宮本毅, 1994, 霧島火山群噴出物の活動に伴う組成変化, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 71.
- 宮崎務・山口勝・増谷文雄・寺尾弘子, 1978, 霧島火山下部の P 波速度構造, 火山, **23**, 215-225.
- MURASE, T., and A. R. MC BIRNEY, 1973, Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563-3592.
- 及川純・山本圭吾・井田喜明, 1994, 霧島火山の地下構造: 韓国岳付近の地震波減衰領域, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 378.
- ROBERTS, P. M., K. AKI, and M. C. FEHLER, 1991, A low-velocity zone in the basement beneath the Valles Caldera, New Mexico, *J. Geophys. Res.*, **96**, 21, 583-21, 596.
- 斉藤正徳, 1983, 最小二乗法の計算法, 物理探査, **36**, 24-38.
- SPENCE, W., and R. S. GROSS, 1990, A tomographic glimpse of the upper mantle source of magmas of the Jemez Lineament, New Mexico, *J. Geophys. Res.*, **95**, 10, 829-10, 894.
- STEEPLES, D. W., and H. M. IYER, 1976, Low-velocity zone under Long Valley as determined from teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **81**, 849-860.
- 田島広一・荒牧重雄, 1980, 霧島火山周辺の Bouguer 異常, 地震研究所彙報, **55**, 241-257.
- 歌田久司・鍵山恒臣・井上智広・霧島火山 MT 観測グループ, 1994, 霧島火山の深部比抵抗構造, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 378.

要 旨

霧島火山の下のマグマシステムを探索することを主たる目的として, 3 次元 P 波速度構造解析を行なった。用いた観測点は霧島火山観測所 (KVO) が展開している定常観測点 16 点および臨時観測点 2 点の計 18 点である。1989 年 5 月から 1992 年 12 月の間にこれらの観測点で観測されたやや遠地地震 83 個から 1255 個の P 波初動データを読み取り解析に用いた。インバージョンの結果, 霧島火山直下の火山列に沿った深さ約 10km のところに低速度異常域が決定された。この深さの標準的な P 波速度を 6.0km/s と仮定すると, この低速度異常は 15% の速度減少に相当する。霧島火山で行なわれた電磁気探査では, 火山直下やはり地下約 10km のところに低抵抗層が見つかっている。以上もふまえると上記の低速度異常はマグマの活動に関連したものであると考えられる。