

64, 533 - 551 (1989).

[7] 爆破地震動研究グループ：早川・静岡測線における爆破地震動の観測，地震学会講演予稿集，No.1, 67 (1990).

[8] 爆破地震動研究グループ：糸魚川-静岡構造線南部における爆破地震動の観測（早川-静岡測線），地震研彙報，67, 303 - 323 (1992).

[9] 爆破地震動研究グループ：中部日本地域における爆破地震動の観測（吾妻-金沢測線），地震研彙報，69, 139 - 158 (1994).

[10] Fukao, Y. and Yamaoka K. : Stress estimate for the highest mountain system in Japan, *Tectonics*, 2, 453 - 471 (1983).

[11] Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura and K. Wada : A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, *J. Phys. Earth*, 34, 457 - 474 (1986).

[12] 岩崎貴哉：海底地震探査に基づく地下速度構造研究のための破線追跡プログラム，地震，41, 263 - 266 (1988).

[13] Katsumata, K., T. Urabe and M. Mizoue : Evidence for a seismic attenuation anomaly beneath the Hida Mountain Range, Central Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, 120, 237 - 246 (1995).

[14] Matsu'ura, R. S., T. Yoshii, T. Moriya, H. Miyamachi, Y. Sasaki, A. Ikami and M. Ishida : Crustal structure of a seismic-refraction profile across the Median and Akaishi tectonic lines, central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 66, 497 - 516 (1991).

[15] 溝上 恵，羽田敏夫，橋本信一，中村 功，勝岡田明男，横田 崇：飛騨山脈の直下での地震波の異常減衰，地震学会予稿集，C33 (1983).

[16] 酒井慎一：波面を使った走時解析，東京大学修士論文 (1989).

[17] 酒井慎一，岩崎貴哉，飯高 隆，吉井敏尅，山崎文人，桑山辰夫：人工地震による中部日本地域の地殻構造その2，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，F41-Q10 (1993).

[18] Sasatani, T., T. Yoshii, A. Ikami, T. Tanada, T. Nishiki and S. Kato : Upper crustal structure under the central part of Japan: Miyota-Shikishima profile, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 65, 33 - 48 (1990).

[19] Yamaoka, K. : Focal mechanisms and seismic attenuation in the Hida Mountain Range, Honshu, Japan, Graduation Thesis, Nagoya University, Aichi, Japan (1981).

[20] 山崎文人，山岡耕春，山田 守，藤井 巖，中村 勝，沖村 康之，名和 一成，大林政行，青木治三：北アルプス焼岳近傍の地震波減衰構造モデル，地震学会予稿集，No.2, A05 (1992).

[21] 吉井敏尅：人工地震による日本列島の地下構造，地震，46, 479 - 491 (1994).



飛騨山脈の根

飛騨山脈下の地震波異常減衰と低速度異常体

勝 俣 啓

かつまた けい

-----編集部-----

受理：1995年11月16日

筆者：北海道大学理学部地震予知観測地域センター 助手

飛騨山脈北部の立山・黒部アルペンルート沿いで観測されたやや深発地震の負の走時異常、P波初動波形の異常、S波の遮蔽、負のプーゲー異常および爆破地震動振幅の異常減衰を統一的に説明するモデルを提唱する。

1. はじめに

飛騨山脈下を伝播する地震波が大きく減衰するという報告がある。例えば、山岡 (1981) は名古屋大学の微小地震観測網のデータを用いて、山脈下を通るP波が異常に減衰することを示した。また、溝上・他 (1983) は富山・岐阜方面の地震を長野県側の観測点で観測すると、検知率が異常に低いことを指摘した。河野・他 (1985) はS波が山脈下を通る場合にも異常減衰が起きると述べている。長野県大町で発生した地震の震度が富山県側で異常に小さかったという報告もある (茅野・他, 1987)。さらに立山・黒部アルペンルート沿いに臨時地震観測点を密に配置して、自然地震を観測した場合 (Katsumata *et al.*, 1995) および爆破地震動を観測した場合 (酒井・他, 1993) でも地震波の異常減衰は観測された。したがって、飛騨山脈下を伝播する地震波が異常に減衰するのは事実のようである。本研究では一步踏み込んで、この異常減衰の原因は、飛騨山脈直下の地殻

浅部に存在する低速度異常体にあるというモデルを提唱する。

2. データ

1) やや深発地震

1989年7月から10月まで立山・黒部アルペンルート沿いで行われた臨時地震観測 (Katsumata *et al.*, 1995) で観測された3個のやや深発地震のP波走時および波形を用いた。臨時観測の概要を以下に述べる。観測点数は11、測線長は約40km、観測点の標高は360~2425mである (図1)。センサーは全てMark Products社のL-22D (固有周波数2Hz) を用い、観測した成分は上下、南北動の2成分である。センサーからの信号はダイレクトレコーディング方式でカセットテープに連続記録された。このレコーダーは、卜部・大見 (1985) によって開発されたもので、周波数特性などの仕様は統一されている。私は長野市にある東京大学地震研究所信越地震観測所に観測期間中泊まり込み、約10日毎に現地に赴きカセットテープの交換を行った。回収したアナログデータはPC-9801VXを用いて150HzでA/D変換した。カセットテープには1時間毎にNHKの時報も記録されるので、時刻の精度は50ミリ秒以内に保つことができた。

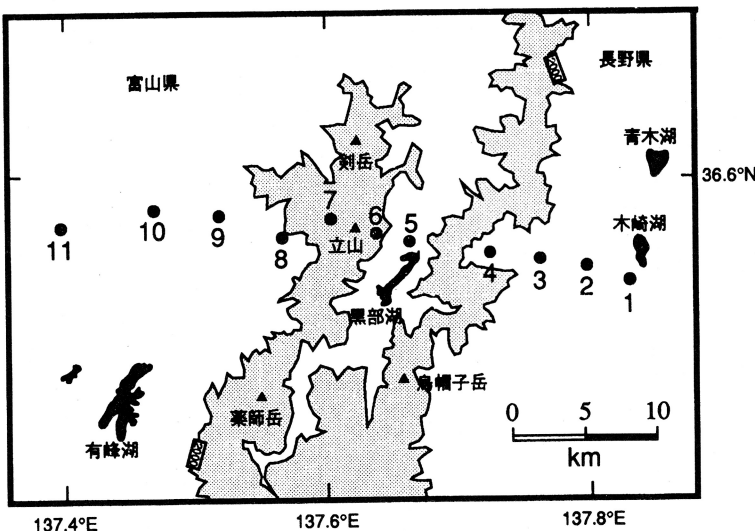


図1 1989年7月から10月まで行った臨時地震観測点分布。観測点名は、1: 小熊山, 2: 源波, 3: 白沢, 4: 扇沢, 5: 黒部湖, 6: 雷殿, 7: 室堂, 8: 弥陀ヶ原, 9: 称名滝, 10: 美女平, 11: 本宮である。薄いハッチは海拔2000m以上の場所である。

2) 重力

西南日本重力探査グループによる中部日本ブーゲー重力異常図(地質調査所, 1994)から, 臨時地震観測の測線に沿って重力値を読みとった。

3) 爆破地震動振幅

1991年10月17日に爆破地震動研究グループによって行われた人工地震(爆破地震動研究グループ, 1994)のデータを用いた。爆破は合計4回行われたが今回はその内, shot 2とshot 3の初動付近の最大速度振幅を用いた。

3. 解析方法

解析は以下の手順で行った。

1) やや深発地震の走時と波形

やや深発地震の走時異常と波形を両方共うまく説明するような速度構造モデルを試行錯誤的に求めた。解析に用いた3個のやや深発地震の震央を図2に示す。震源時および震源の位置に関する情報は気象庁の地震月報によった。震源の深さは全て200kmよりも深い。震央距離に比べて深さが大きいので2次元でモデリングを行った。地震と飛驒山脈との位置関係は, Eが脊梁部の東側, Mが脊梁部上, Wが脊梁部の西側である。P波の到着時を読みとり, 観測走時を得た。理論走時はSEIS83を用いて計算した。初期モデルは爆破地

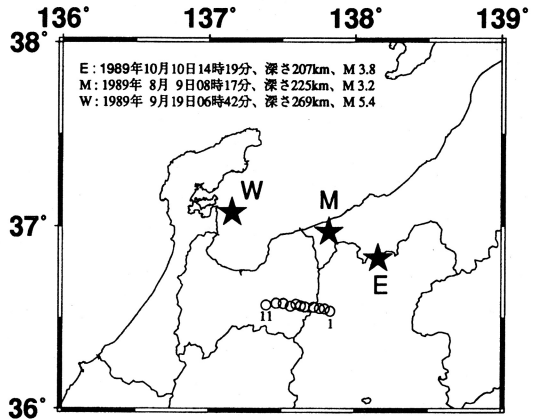


図2 解析に用いたやや深発地震の震央。

震動研究グループによって求められた速度構造(酒井・他, 1993)である。またP波初動付近の数秒間に着目すると, 観測点間で顕著な波形変化が見られた。この波形変化と走時異常を用いると, 低速度異常体の空間的広がりや速度を同時に推定することができる。理論波形は, 解析に用いたやや深発地震の方向から平面波が山脈下に入射したと仮定して, 2次元有限差分法で計算した。波形計算に用いた構造は, P波速度6.0km/sの半無限媒質内に低速度異常体を置いたものである。したがって飛驒山脈の地形による効果は考慮していな

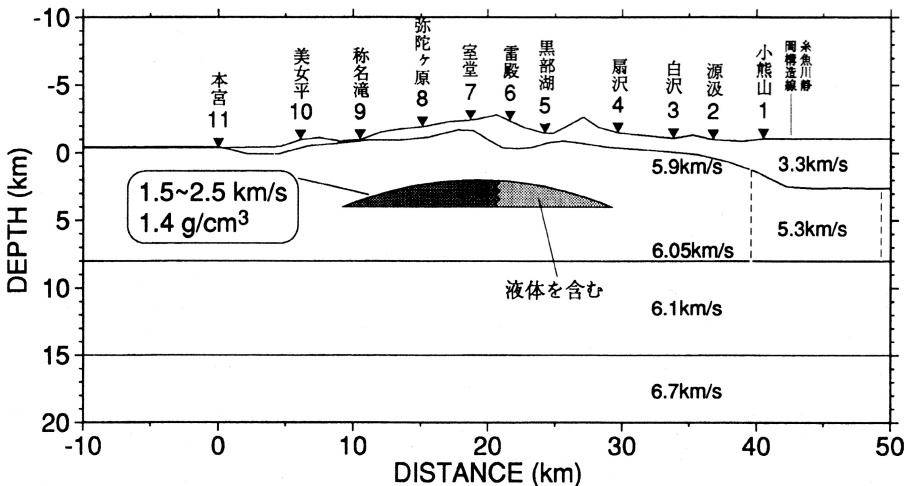


図3 立山・黒部アルペンルート直下のP波速度構造。ハッチを付けた低速度異常体以外の8km以浅の部分は, 1991年の爆破地震動研究グループの観測によって決定された構造である(酒井・他, 1993)。

い。なおこの波形計算プログラムは、Levander (1988) を基に岡元 (1991) が開発したものである。

2) ブーゲー重力異常

次に2次元タルワニ法で重力値を計算し、ブーゲー重力異常のデータをうまく説明するような低速異常体内部の密度を求めた。

3) 振幅

1) と2) から得られた低速異常体のモデルを仮定し、2次元有限差分法で理論波形を計算した。爆発型点震源 (岡元, 1994) を地表に置いて、距離によりP波初動付近の最大振幅がどのように減衰して行くかを観察した。この理論値と人工地震で観測された最大振幅を比較し、低速異常体モデルで異常減衰が説明できるかどうかを検討した。

4) S波の遮蔽

低速異常体のどの部分を波線が通過した時、S波の遮蔽が起きるかを見ることにより、液体が存在している領域を推定した。

4. 結果

最終的に得られたP波速度構造を図3に示す。このモデルの特徴は、飛騨山脈脊梁部直下の浅部地殻内にP波速度が非常に遅く、かつ密度が周囲よりも非常に小さい領域が存在する点である。形状は上に凸のレンズ状で、長さ約20km、中央の厚さは約2kmである。室堂付近を中心にして、東は扇沢付近、西は称名滝付近に達している。底面の深さは約4kmである。内部のP波速度は1.5~2.5km/sで、これは周囲の速度よりも60%程度遅い。またこの領域の密度は周囲よりも約1.3g/cm³小さい。

モデルから計算された理論走時と観測走時を図4に示す。観測走時の特徴は、

- 1) 山脈東側で発生した地震 (E) の場合は、山脈西側の観測点で走時の遅れが大きい、
 - 2) 逆に山脈西側で発生した地震 (W) の場合は、山脈東側の観測点で走時の遅れが大きい、
 - 3) 山脈中央部で発生した地震 (M) の場合は、山脈中央部の観測点で走時の遅れが大きい、
- という点である。理論走時は全体的にはこれらの

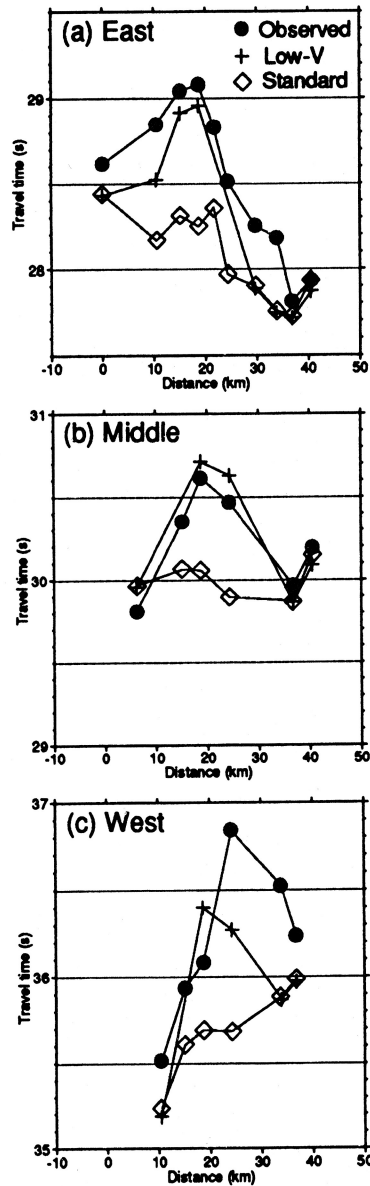


図4 やや深発地震のP波走時。(a) 図2に示したEの地震、(b) 図2のM地震、(c) 図2のW地震の場合。シンボルは各々、●：観測走時、◇：1991年爆破地震動研究グループの構造から計算した走時、+：爆破グループの構造に低速異常体を入れて計算した走時を示す。

パターンをよく説明しているが、地震Wは東側の観測点において理論走時と観測走時の一致の度合いがあまり良くない。

またモデルから計算された理論波形と実際に観測された波形を図5に示す。地震Eを見ると、扇沢と黒部湖との間でP波初動付近の波形が大きく変化していることが分かる。すなわち、小熊山か

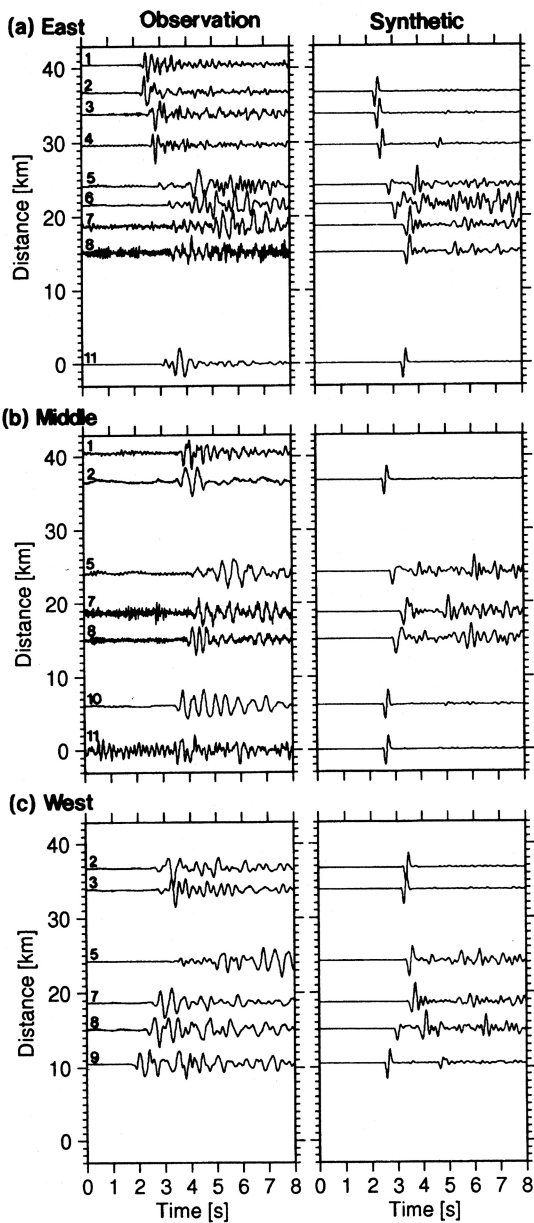


図5 やや深発地震のP波付近の波形。(a) 図2に示したEの地震、(b) 図2のM地震、(c) 図2のW地震の場合。各図とも、左が観測波形で、右が低速度異常体モデルを仮定した理論波形である。ただし理論波形の計算は、半無限媒質 (P波速度6.0km/s) 内に図3で示したような低速度異常体が存在する構造を仮定し、2次元有限差分法を用いて行った。波形の先頭の数字は、図1で示した観測点番号である。

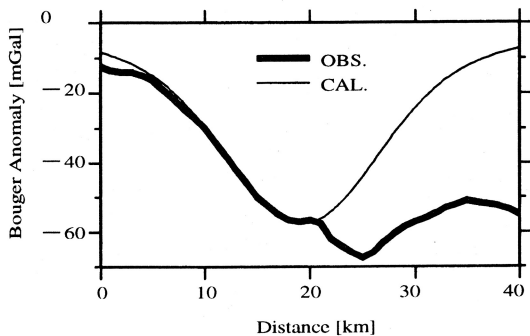


図6 ブーゲー重力異常。図1の臨時地震観測点に沿ったブーゲー重力異常値を太い実線で示す。半無限媒質内に図3で示したような低密度異常体が存在すると仮定して計算した値を細い実線で示す。

ら扇沢までは最初から大きな振幅で始まるが、黒部湖や雷殿、室堂ではまず振幅の小さい先駆波が到着し、その約1秒後に大きな振幅の位相が到着している。地震Eの場合の理論波形はこのパターンをよく再現している。境界面が上に凸か下に凸で、かつ周囲との速度コントラストが大きい場合に、このようなパターンが現れる。1991年の爆破地震動観測で反射波が観測され、その反射面は上に凸で、室堂付近での深さが2~3kmであった(酒井・他, 1993)。低速度異常体の上面の形および深さはこの結果に合わせた。なお、低速度異常体内部の速度は一定だと仮定している。

地震Wの場合は地震Eとは逆に、室堂までは大きな振幅で始まるが、黒部湖よりも東側の観測点では小さい振幅の波が先に到着している。理論波形はこのパターンを再現できていない。地震Mの場合は黒部湖付近でのみ異常な波形になっているが、理論波形のP波初動付近のみ見れば、このパターンは再現されていると言える。

図6にこの低速度異常体の密度が周囲の密度よりも 1.3g/cm^3 小さいと仮定した場合の理論値と観測値を示す。観測値は短波長成分が卓越している。特に西側では距離0~20kmで約45mGalの減少が見られる。モデルはこの短波長成分をよく再現している。このような重力異常の短波長成分は、地殻全体の厚化や上部地殻の厚化 (Fukao &

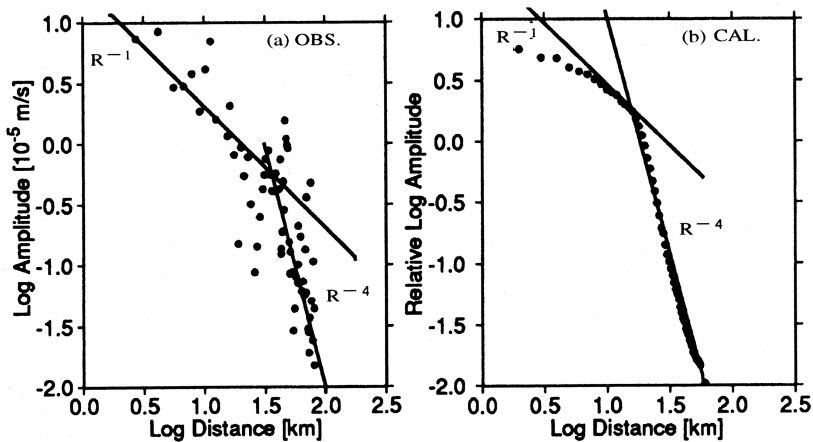


図7 地震波振幅の異常減衰。(a) は1991年爆破地震動研究グループが行った人工地震の振幅(Shot 2)である(酒井・他, 1993)。本研究の測線と一致する部分のみを抜粋した。(b) は低速度異常体を仮定し、2次元有限差分法で計算した理論振幅である。ただし円筒波減衰を球面波減衰に換算してある。

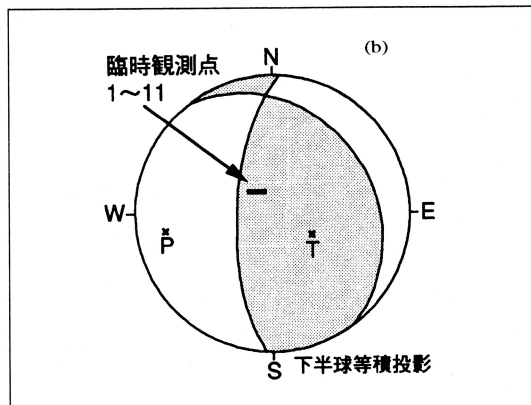
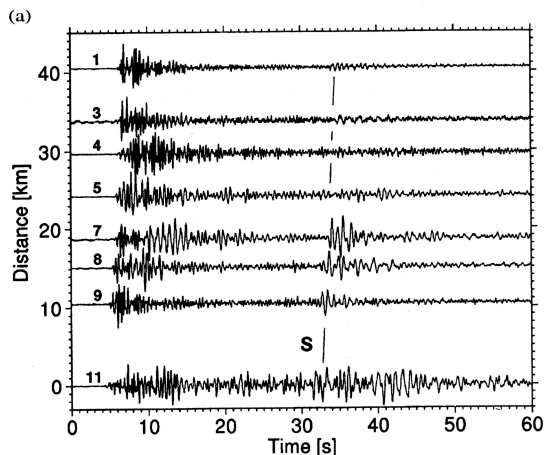


図8 S波の遮蔽 (a) 図2に示した地震Wの南北動成分。トレースの先頭の数字は、図1で示した観測点番号である。(b) 地震Wの震源メカニズム。気象庁地震月報からP波初動の押し引きを読みとり決定した。

Yamaoka, 1983) だけでは説明できない。一方距離20-40kmの室堂以東の異常は、このモデルでは説明できないことが分かる。

図7は振幅の比較である。Shot 2の場合は、飛騨山脈以東では距離の1乗に反比例して振幅が減少するが、山脈部分では距離の4乗に反比例して減少する。図にはないが、西側の爆破Shot 3では逆のパターンになり、やはり山脈部で地震波が急激に減衰する。理論振幅はこのパターンをよく再現している。したがってこの領域自体がLow-Qで

はなくても、Shot 2およびShot 3で観測された急激な振幅の減衰は説明できることが分かる。ただし、地震Eの場合、卓越周期は小熊山から扇沢までが約5Hzであるが、黒部湖になると約2Hzになる。振幅も黒部湖から室堂までが極端に小さくなる(Katsumata *et al.*, 1995)。したがってこの領域のintrinsicなQ値がかなり小さい可能性もある。

最後に図8は地震Wの南北動の記録である。室堂以西の観測点では明瞭なS波が観測されているが、黒部湖以東ではS波がほとんど完全に消失し

ている。これは震源メカニズムの影響ではない。図3に示した低速度異常体の東側半分が液体であると考えれば扇沢以西は説明できる。しかし小熊山や白沢のS波消失は説明できない。

5. 議論

今回の研究で得られた最適のモデルは図3に示す通りである。この低速度異常体の特徴は、P波速度が約2km/sで、かつ周囲との密度差が 1.3g/cm^3 と非常に大きいという点である。周囲の密度が約 2.7g/cm^3 だと仮定すると、低速度異常体の密度は 1.4g/cm^3 となる。このようなP波速度および密度を満たすものとして、(1) 土壌、砂、ロームあるいはこれらが水を含んだもの、(2) 多孔質岩体などが考えられるが断定はできない。密度が非常に小さいので、マグマ溜まりのような岩石の溶融層ではないと思われる。

また、いくつかの問題点が残る。まず第一に、黒部湖から東側の観測点で、走時、波形、重力のデータをうまく説明できない場合があるという点である。第二に、爆破地震動観測のShot 1およびShot 4のように、飛騨山脈脊梁部から離れた爆破点の場合は、脊梁部付近の観測点では強く減衰するが、さらに遠くの観測点では再び振幅が回復するという現象が、このモデルからは予想される。しかし実際には一度脊梁部付近で減衰した地震波振幅は回復しない。これらの問題は、飛騨山脈で観測されたデータを、1つの低速度異常体だけで説明しようとしたために起きたのかも知れない。

6. おわりに

多くの研究者が指摘するように、飛騨山脈直下を伝播する地震波は強い減衰を受けるというのは確かな事である。これは飛騨山脈下に地震波速度が非常に遅い領域（低速度異常体）があるためらしいというモデルを本研究は提唱した。しかし、このモデルだけで全てのデータを説明できるわけではない。はっきりしたことは言えないが、黒部湖よりも東側、すなわち扇沢から糸魚川—静岡構造線までの間の地下にも、構造的不均質が存在す

るようである。本研究が提唱したモデルの検証と、東側の部分に重点を置いた観測が、今後の重要な課題であろう。

臨時観測にあたり、東京大学地震研究所のト部卓氏、溝上 恵氏、酒井 要氏、小林 勝氏、羽田敏夫氏、橋本信一氏に協力していただいた。東京大学地震研究所の酒井慎一氏から非常に有益な情報を提供していただいた。

参考文献

- [1] Yamaoka, K.: Focal mechanisms and seismic attenuation in the Hida Mountain Range, Honshu, Japan, Graduation Thesis, Nagoya University (1981).
- [2] 溝上 他: 飛騨山脈の直下での地震波の異常減衰—北信微小地震観測所の検知能力評価による—, 地震学会1983年度秋季大会講演予稿集, p. 198 (1983).
- [3] 河野 他: 飛騨山脈下を伝わる地震波の異常な減衰とその原因, 日本火山学会1985年度春季大会講演予稿集, p. 114 (1985).
- [4] 茅野 他: 1986年12月30日長野県北西部に発生した地震の通信調査(概報), 地震学会1987年度秋季大会講演予稿集, p. 67 (1987).
- [5] Katsumata *et al.*: Evidence for a seismic attenuation anomaly beneath the Hida Mountain Range, Central Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, pp. 237—246 (1995).
- [6] 酒井・他: 人工地震による中部日本地域の地殻構造—吾妻-金沢測線—その2, 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, p. 175 (1993).
- [7] ト部・大見: DR方式による小型で安価な微小地震観測システム, 九州大学理学部島原地震火山観測所研究報告第13号, pp. 27—36 (1985).
- [8] 地質調査所: Appended map of Rept. Geol. Surv. Japan, no.280, pp. 29—36 (1994).
- [9] 爆破地震動研究グループ: 中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻—金沢測線), 東大地震研彙報, pp. 139—158 (1994).
- [10] Levander, A. R.: Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, pp. 1425—1463 (1988).
- [11] Okamoto, T.: Synthesis of teleseismic P-waves for the study of shallow subduction zone earthquake, Doctor Thesis, Tokyo University (1991).
- [12] 岡元: 差分法におけるモーメントテンソルの表現, 日本地震学会1994年度秋季大会講演予稿集, p. 192 (1994).
- [13] Fukao, Y. & Yamaoka, K.: Stress estimate for the highest mountain system in Japan, *Tectonics*, pp. 453—471 (1983).