

地震波散乱からみた東北日本の地殻不均質構造 - 宮城県北部およびその周辺域について -

防災科学技術研究所 浅野陽一

1. はじめに

東北日本弧の内陸地殻内で発生する浅発地震は、その多くが逆断層型の発震機構解を持ち、主に沈み込む太平洋プレートから受ける東西圧縮応力によって発生していると考えられている。このような内陸浅発地震の地震活動度は空間的に一様ではなく、脊梁山地周辺の帯状の領域で高いことが知られている。宮城県北部はこの地震活動域のほぼ南端に位置し、1900 年 ($M 7.0$)、1962 年 ($M 6.5$)、および 2003 年 ($M 6.4$) には被害地震が発生している (図 1) [長谷川 (2005)]。このように空間的に非一様な内陸地震活動は、断層の分布やそれらの強度、および歪・応力場の不均質に起因していると考えられ、さらにそれらは、地殻や最上部マントルにおける物性の不均質とも密接に関係していると考えするのが自然である。それゆえ、内陸地震活動が活発な地域の地殻・最上部マントルの不均質構造を調べることは、内陸地震の発生過程を理解する上で極めて重要である。

宮城県北部は被害地震の震源域や活火山を含むとともに、東北日本弧の中でも浅発地震活動が特に活発な地域であり、地震波速度構造 [たとえば、Nakajima and Hasegawa (2003)]、S 波反射面の分布 [堀・他 (2004)]、および比抵抗構造 [Mitsuhata *et al.* (2001)] などが詳細に調べられてきた。Nakajima and Hasegawa (2003) は、鳴子火山や 1962 年宮城県北部地震の震源域に向かって下部地殻から延びる速度異常域 (低 V_p 、低 V_s 、高 V_p/V_s) の詳細な分布を明らかにし、地殻内流体の分布について議論している。流体には、地殻を塑性変形し易くしたり、断層面上での脆性破壊強度を下げたりする働きがあると考えられていることから、地震活動や地表変形などとの関連が注目されている [たとえば、長谷川・他 (2004)]。本研究では、こ

のように地殻不均質構造と地震活動との関連が詳細に調べられてきた宮城県北部について、Asano and Hasegawa (2004) による散乱強度の 3 次元空間分布の推定を試みた。この手法は、観測された S 波コーダ波エンベロープの形状をよく説明するような地震波散乱強度の 3 次元空間分布を推定するもので、走時解析からはその検出が困難な短波長の不均質構造のイメージングが可能である。

2. データ・解析

解析には、東北脊梁山地合同観測 [長谷川・平田 (1999)]、東北大学微小地震観測網、気象庁、および防災科研 Hi-net の観測点によって 1997 年 10 月 ~ 2002 年 12 月に観測された記録を使用した。この解析では、解析領域内なるべく空間的に一様になるように 179 個の地震を選び、これらの地震を 53 点の観測点で記録した 1459 組の 3 成分速度記録から観測エンベロープを合成した。具体的には、バンドパスフィルタ (通過帯域: 4 - 8 Hz) を通したそれぞれの成分の速度記録から 3 成分自乗振幅記録を合成し、互いに重ならない幅 1 秒のタイムウィンドウ内で平均したものを "観測エンベロープ" として使用した。また、理論エンベロープ合成の際には、地震波の周波数は 6 Hz、内部減衰パラメータは 0.02、S 波速度 V_s は深さ z の関数 $V_s = 3.135 + 0.0339 z$ をそれぞれ仮定した。インバージョン解析では、解析対象領域に対して水平方向に 7.5 または 15 km、深さ方向に 6 または 12 km 間隔で設定した 2471 個のグリッドにおける散乱係数をモデルパラメータとして推定した。この際に、散乱係数は $g_0 = 0.005 \text{ km}^{-1}$ で空間的に一様に分布するようなモデルを初期モデルとして与え、繰り返し解を修正した。3 回のイタレイシ

ョンによって重みつき残差自乗和は初期モデルに対して約 67% 減少し、解はほぼ収束した。

3 宮城県北部およびその周辺の地震波散乱強度分布

インバージョンの結果を図 2 に示す。推定された散乱係数の高異常域は、上部地殻についてみると 2 箇所到大別される(図 2(a)(b))。一つは、図中の北西部に位置する火山地域である。この地域には、鳴子火山や栗駒火山といった活火山や鬼首カルデラを始めとする複数のカルデラが存在することが知られている [Yoshida (2001)]。したがって、この高異常域は、火山体やカルデラを構成する堆積物やそれらの深部構造などに関連した短波長不均質構造によるものと考えられる。もう一つは、1962 年宮城県北部地震震源域から南に延びて 2003 年宮城県北部地震震源域に達し、そこから走向を南西に変えて長町 - 利府断層に沿う高異常域である。北部の南北走向を持つ高異常域は、それに対応する活断層は見られないものの中新世の正断層 [大槻・他 (1977)] に沿っており、1900 年、1962 年、および 2003 年の宮城県北部地震もそれに沿って発生した [長谷川 (2005)] (図 2 (a)(b))。従って、この高異常域は断層やその深部構造に関連したものである可能性が高い。Asano and Hasegawa (2004) は、2000 年鳥取県西部地震の震源断層に沿った散乱係数高異常域の存在を明らかにし、それらが断層破砕帯の分布に関連したものであると結論付けた。1962 年宮城県北部地震の震源域から南に延びる高異常域もこのような不均質構造によるものかもしれない。また、逆断層の上盤側では変形が集中することが知られており、そのような変形に関連した構造も地震波を効率良く散乱するであろう。

散乱係数の高異常域の深さ分布についてより詳細に検討するために、図 3 に鳴子火山と 1962 年宮城県北部地震の震源域を横切る東西鉛直断面における、(a) S 波速度偏差 dV_s 、(b) P 波および S 波の速度比 V_p/V_s 、および(c) 散乱

係数の分布を示す。図 3(c) からは、火山および震源域の直下に位置する高異常域が、深さ約 20 km の下部地殻で繋がるように延びていることが分かる。これは、Nakajima and Hasegawa (2003) による同地域の低速度異常域 (図 3(a), (b)) の分布形状と極めて良く対応する。この低速度域では、最上部マントルから下部地殻にかけては高 V_p/V_s を示し、そこから火山や震源域直下へと延びる上部地殻ではやや小さめの V_p/V_s を示している。この結果から彼らは、前者はマントルウェッジ内の上昇流に関連した部分熔融域、後者はそこから分離して上方へ移動した水が分布する領域を見ていると解釈した。その一部は、低比抵抗域としても捉えられている [Mitsuhata *et al.* (2001)]。本研究によって推定された散乱係数の高異常域は、この水の存在が指摘されている領域と空間的に良く一致する。また、流体の存在を支持する S 波反射面 [堀・他 (2004)] や低周波微小地震の震源 [岡田・長谷川 (2000)] も散乱係数の高異常域の内部や縁辺部に分布する (図 3)。こうしたことから、深部の高異常域もまた、地殻内の流体の分布に関連したものであることが強く示唆される。

4 議論

散乱係数の高異常域と低速度域との空間的な一致は、低速度域中に短波長の強い速度や密度の揺らぎが存在することを示す。この低速度域の速度低下が流体によるものとすれば、速度や密度の揺らぎもまた、流体の不均質な分布によって説明することが可能である。すなわち、速度構造トモグラフィ解析の空間分解能では一様に低速度にみえる領域の中にも、流体を多量に含む部分とそうではない部分とが空間的に小さなスケールで複雑に分布し、これらが地震波散乱体として振る舞うような短波長不均質構造を形成している可能性がある。

長谷川・他 (2004) は、上部地殻内でも流体の供給による塑性変形が局所的に起こっていて、それによる空間的に非一様な変形を全体的

に一様化するように、補足的に内陸浅発地震が起こっていると考えた。散乱係数の高異常が示唆する流体の不均質な分布は、彼らがモデルの中で提案したような上部地殻内での非一様な塑性変形を引き起こす要因の一つとなり得る。すなわち、上部地殻であっても流体が局所的に多量に分布するところでは強度が低下し、大きな歪速度で変形が進むことが期待される。一方、流体が少ないところでは強度が高く変形が遅れ、そこへの応力集中が進む筈である。その結果、このような領域での脆性破壊として浅発地震が発生するであろう。図2に見られるように、1900年(M7.0)、1962年(M6.5)、および2003年(M6.4)の宮城県北部地震を始めとする多くの浅発地震が散乱係数高異常域の内部や縁辺部で発生しているのは、こうした流体の分布と内陸浅発地震の発生との関係を見ている可能性がある。

謝辞

本研究にあたり、東北脊梁山地合同観測、東北大学地震・噴火予知研究観測センター、気象庁、および独立行政法人防災科学技術研究所の

観測点の記録波形を使用しました。また、震源は、東北大学地震・噴火予知研究観測センターによる手動験測震源を使用しました。記して感謝します。

参考文献

- Asano, Y. and A. Hasegawa (2004): J. Geophys. Res., 109, B6407, doi:10.1029/2003JB002761.
- 長谷川昭 (2005): 地球, 27, 75-80.
- 長谷川昭・平田直 (1999): 地球, 号外 27, 5-11.
- 長谷川昭・他 (2004): 地震 2, 56, 413-424.
- 堀修一郎・他 (2004): 地震 2, 56, 435-446.
- Hoshiba, M. (1993): J. Geophys. Res., 98, 15,809-15,824.
- 河野俊夫・他 (1993): 地震 2, 46, 85-93.
- Mitsuhashi, Y., *et al.* (2001): Geophys. Res. Lett., 28, 4371-4374.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa (2003): J. Vol. Geotherm. Res., 127, 1-18.
- 岡田知己・長谷川昭 (2000): 火山, 45, 47-63.
- 大槻憲四郎・他 (1977): 地球科学, 31, 1-14.
- Yoshida, T. (2001): Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 36, 131-149.

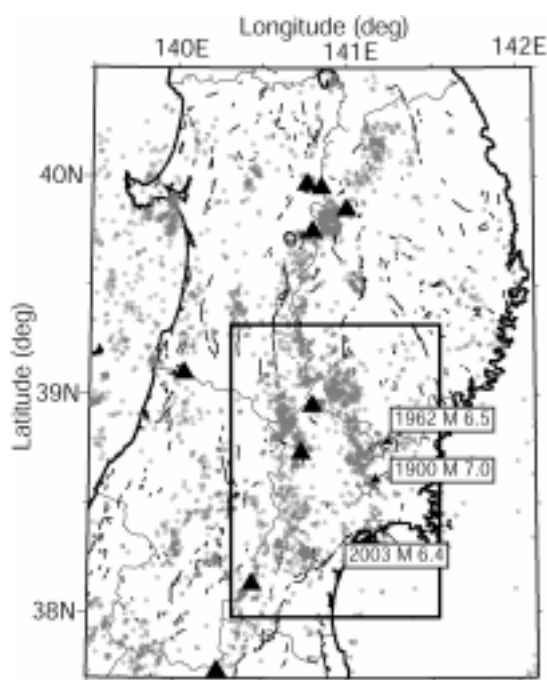


図 1. 東北日本の浅発微小地震活動。1997 年 10 月から 2003 年 5 月にかけての期間に発生した M 1.5 以上の地震のうち、震源の深さが 20 km 以浅のものを灰色○印で示す。また、1900年(M7.0)、1962年(M6.5)、および2003年(M6.4)宮城県北部地震の震央を●印で示す。実線による矩形領域は、図2で示す領域の図中での位置をそれぞれ表す。

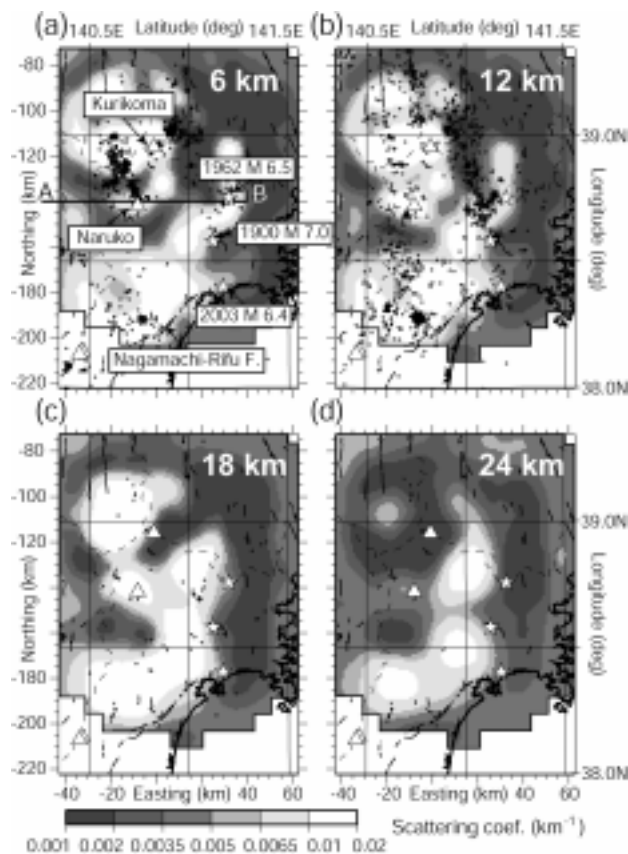


図 2. 推定された散乱係数の空間分布．(a) 深さ 6 km，(b) 深さ 12 km，(c) 深さ 18 km，(d) 深さ 24 km．グレースケールは散乱係数の大きさを表す．1997 年 10 月から 2003 年 5 月にかけての期間に発生した $M 1.5$ 以上の地震のうち、それぞれの深さから 3 km 以内で発生した地震の震央を $\circ$ 印で示す．また、活火山と活断層を $\triangle$ 印と細い実線でそれぞれ示す．1900 年 ($M 7.0$)，1962 年 ($M 6.5$)，および 2003 年 ($M 6.4$) 宮城県北部地震の震央を $\bullet$ 印で示す．

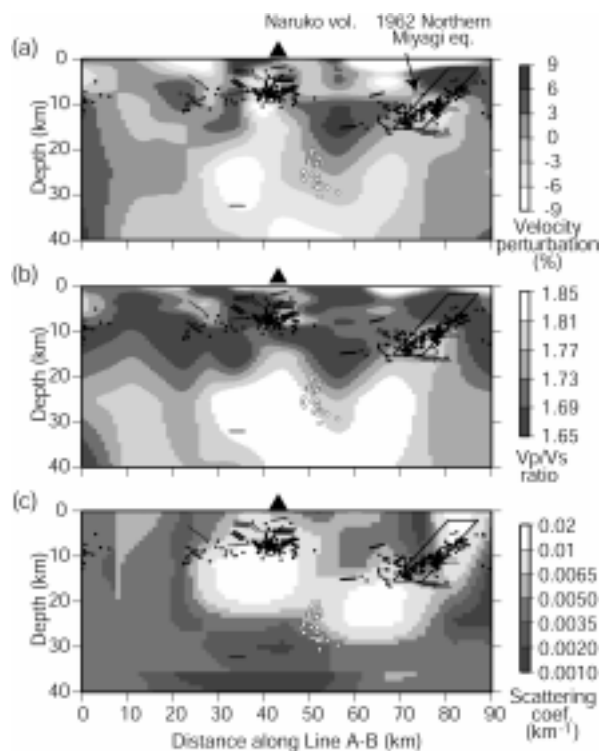


図 3. 直線 AB (図 2) を通る東西鉛直断面における (a) S 波速度偏差 dV_s ，(b) P 波および S 波の速度比 V_p/V_s ，および (c) 散乱係数の分布．グレースケールはそれぞれのパラメータの値を表す．鳴子火山と 1962 年宮城県北部地震の震源断層の投影位置 [河野・他 (1993)] を $\triangle$ 印および矩形でそれぞれ示す．また、断面から 5 km 以内で発生した地震の震源、低周波微小地震の震源 [岡田・長谷川 (2000)]，および S 波反射面の位置 [堀・他 (2004)] を黒 $\bullet$ 印、白 $\circ$ 印、および黒実線で併せて示す．