地殻・上部マントルでの減衰 — トモグラフィ手法による Q 値評価とその利用 —

中村亮一*・植竹富一**

要 旨

地殻から上部マントルの三次元減衰構造 (3-D Q_s 値) が, 強震記録データからトモグラフィ手法によって求められている。深さ 0-30km の地殻に当たる部分では太平洋側では High- Q_s , 日本海側は全体に Low- Q_s であり, 火山地域では Low- Q_s が推定されている。スペクトル領域で Q 値の周波数依存性をみると地域によって異なり, 火山地域の Q_s 値は周波数依存性が弱く, 内部減衰が卓越するものと考えられる。しかし, 北海道中軸部では周波数依存性が弱い Low- Q_s が推定されており, これは温度勾配と比較すると熱構造以外の要因によるものと考えられる。また, 地殻の上部は下部よりも Low- Q_s の傾向がみられる。強震動予測を行う場合には, これらの不均質構造を考慮していくことが重要である。

キーワード: 三次元減衰構造・ Q_s 値・周波数依存性・熱構造・強震動予測

1. はじめに

日本の島弧に沿って震度の高い部分が伸びる現象 (異常震域) や最大加速度が減衰しにくいこと, 東北地方の火山フロントで震度や最大加速度に急激な減衰が見られることから, 地殻及び上部マントルの減衰 (Q 値) には不均質構造があることが指摘されてきた (Utsu, 1966; Nakanishi and Horie, 1980; 伊神, 1975 など)。この Q 値の三次元構造を知るため, 1980 年頃から微小地震観測網のデータ (最大振幅) や震度データに基づくトモグラフィ解析が行われた (微小地震: 海野・長谷川, 1984; Sekiguchi, 1991, 震度: Hashida and Shimazaki, 1984; Hashida, 1987; 中村ほか, 1994)。これらによって, Q 値分布のイメージが明らかになってきた。

その後, 周波数領域での研究がすすめられ, 微小地震観測網のデータを用いた検討も行われた (Tsumura et al., 1996; 2000; Seikine, 2005) が, 加速度強震計が全国的に高密度に展開されたため, これを用いて三次元 Q_s 構造のブロックインバージョンの解析が可能となった (中村・植

竹, 2002; 2004; Nakamura et al., 2006; 中村, 2009)。

中村・植竹 (2002) は, ブロックサイズを東西方向と深さ方向に $0.5^\circ \times 0.5^\circ \times 30 \text{ km}$ として深さ 120km までの日本列島下の Q_s 構造を求め, 太平洋スラブで High- Q_s であることや周波数依存性について Q 値が $f^{0.75}$ 程度に比例することなどを示した。中村・植竹 (2004) は, ブロックサイズを $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 30 \text{ km}$ と細かくすることにより, 東北地域の活火山に対応する強い Low- Q_s を得た。また, Nakamura et al. (2005) は $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 20 \text{ km}$ のブロックで関東地域下深さ 20-60 km 付近に非火山性の Low- Q_s を見いだした。これらは, データの蓄積と共に Q 構造がより詳細に求めることができることを示している。中村 (2009) は, $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 30 \text{ km}$ で日本列島全体の Q_s 構造を求めた上で, 地域ごとに周波数依存性を調べた。

加速度強震記録の解析により, たとえば, 火山地域での Q_s 値の周波数依存性は弱いことなど地域により大きく異なることを見いだされた。スペクトルインバージョンと呼ばれる評価方法 (岩田・入倉, 1986 など) で求められる Q 値では, 解析領域内で Q_s 値を一定と仮定してい

2011 年 9 月 13 日原稿受付; 2012 年 2 月 29 日受理

*東電設計株式会社建築本部

〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3 プラチナビル

**東京電力株式会社技術開発研究所

〒230-0002 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1

ら求められる卓越周期(Tg)等に基づいた。この理由は、すべての観測点の増幅率を未知数とすると最表層のブロックの Q 値とトレードオフが生ずるが、これを避けるためである。

これを解くためのインバージョンの計算には、ARTB (Herman, 1980) を用いた。ARTB は観測方程式の G マトリックスの逆行列を解く必要が無く、1 行ずつを計算するため、メインメモリーを大幅に節約でき、大領域の問題でも解くことができる。(ARTB 以外にも同様の解法がある。)

残差 r_{ij} が十分に小さくなるまでイタレーションを実施する。未知数は、震源での加速度スペクトル、サイト増幅率及び Qs 値であり、その際の初期値は以下のようにして与えた。

まず、震源での加速度スペクトルの初期値 $Sa_{oj}(f)$ は、Boore(1983)に基づき次式で与えている。

$$Sa_{oj}(f) = \frac{MoR(\theta, \phi) PF}{4\pi\rho\beta^3} S(f)P(f), \quad (11)$$

$$S(f) = 4\pi^2 f^2 / \{1 + (f/fc)^2\}, \quad (12)$$

$$fc = 4.9 \times 10^{-6} \beta (\Delta\sigma/Mo)^{1/3}, \quad (13)$$

$$P(f) = \{1 + (f/fmax)^n\}. \quad (14)$$

ここで、 Mo は地震モーメント(dyne・cm)で、ここでは防災科学技術研究所 F-NET による値、 $R(\theta, \phi)$ はラディエーションパターン係数[ここでは Boore(1983)に基づき 0.65]、 PF は水平 2 成分への寄与ファクター[ここでは Boore(1983)に基づき 0.71]、 ρ は密度、 β は震源での S 波速度、 $\Delta\sigma$ は応力降下量[ここでは 100 bar]である。 $fmax$ 及び n については、それぞれ、12 Hz 及び 3.5 を与えている。サイト増幅の初期値 g_{oi} については、グループによらずに一律 3 を与えている。また、Q 値の初期値は $Q=100f^{0.78}$ としている。

3. 日本列島下の地殻・上部マントルの三次元減衰構造

中村(2009)がインバージョンで用いた地震の分布及び観測点配置(防災科学技術研究所 K-NET 及び KiK-net)を Fig.2 及び Fig.3 にそれぞれ示す。このときのデータ数は 121,367 である。ブロックサイズ $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 30$ km で求められた 10 Hz における Q 構造を Fig.4 に示す。スペクトルの計算には、1 Hz~10Hz 程度の周波数では、S 波が優勢と考えられるとして波形全体を用いている。図中のスケールは、 $A=\exp(-\pi f/Qs)$ (ここで、 f は周波数 Hz)の値を用いている。Qs 値との関係は図の左上に表として示した。A の値は、地震波の 1 秒間の走時時間の間に、振幅

Fig.2. Distribution of epicenters used in Nakamura(2009).

がどの程度減少するかを示すものである。この種の計算では、計算上解が求まっても信頼性の低い場所が存在する。このため、解像度の良否を区別する必要がある。そのため、あらかじめ Qs100 及び 400 を交互に与えたモデルで仮想データを作成し、インバージョンで再現性を検討するチェッカーボード解析を実施している。図中の破線閉曲線で示した内側は、 $1/Qs$ が概ね ± 0.001 の範囲に結果が求まり、チェッカーボード模様がほぼ再現出来ている範囲であり、解像度が良好な場所である。また、図中には小さな白三角：第四紀火山(第四紀火山カタログ委員会編, 1999)および大きな白三角：活火山(気象庁, 2005)を加筆してある。

なお、前述したように、中村(2009)は Qs 値以外に、サイト増幅率及び震源での加速度スペクトルを未知数として扱った。サイト増幅特性は、地盤情報から計算された卓越周期でグループ化を行っているが、Fig.5 に示すように、グループ化の卓越周期 Tg の範囲に対応する増幅率が求められている。震源スペクトルからは地震モーメント Mo に F-NET の値を用い、スペクトルレベルが一致するように応力降下量を算定し、深いほど応力降下量が大きくなることや、内陸地殻内地震では応力降下量が正断層<横ずれ断層<逆断層 となる傾向を示している。

3.1 減衰構造の特徴

トモグラフィ解析で求められた減衰構造の特徴を以下に示す。

深さ 0-30 km では、東北地方では、火山に対応して Low-Qs が見られる。火山地域の直下はマグマが存在し、部分熔融していると考えられる。短周期 S 波は、このような場所では強く減衰することを示している。また、太

平洋側では High-Qs であり、日本海側は全体に Low-Qs であるが、その傾向はさらに深い部分でも同様である。一方、北海道を南北に縦断する中軸部や大阪湾周辺付近で火山が存在しない地域で Low-Qs となっている。その他、大阪付近や伊予灘付近などで Low-Qs がみられる。西南日本の海岸線付近に Low-Qs があるが、この部分は解像度が良くないため、議論できない。

深さ 30-60 km でも火山付近で Low-Qs がみられるほか、茨城・千葉県境付近―秩父山地付近―東海付近にかけて周辺に比べやや Q 値が低い地域が延びている。また、この深さでは、西日本で四国北部・瀬戸内及び紀伊中部から琵琶湖付近にかけて High-Qs となっている。

以上の得られた構造を地震波速度構造（たとえば、Matsubara et al., 2008）と比較すると、火山の Low-Qs は Low-Vp, Low-Vs となっていることと対応している。また、北海道中軸部の Low-Qs の部分は、Matsubara et al. (2008) では解像度が悪い領域で議論できないものの Nishida et al. (2008) が海洋波浪ノイズを用いて求めた Low-Vs と良く整合している。茨城・千葉県境付近から西北西に伸びる Qs 値が低い地域については、Kamiya and Kobayashi (2000) が求めた Low-Vp と一致し、Sekine et al. (2005) や Nakamura et al. (2006) らは蛇紋岩による可能性を指摘し

た。

今後、これら Q 値、Vp、Vs 等の各物理量の関係を調べていくことが課題であろう。

3.2 Q 値にみられる周波数依存性

Fig.4 では 10 Hz のみの例を示したが、スペクトル領域の解析では、それ以外の Qs 値が求まるため、周波数依存性の検討が可能である。

Fig.6 に、深さ 0-30 km での東北地域の火山フロントの (a) 日本海側、(b) 太平洋側及び (c) 活火山地域ならびに (d) 北海道中軸部を南北とおる Low-Qs 部分での Q 値の周波数依存の関係を示す。これらの値は、三次元減衰構造から、次式で求めた各地域の平均的な Q 値であり、図中に黒丸で示す。

$$Q_{ave}^{-1} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n Q_k^{-1} \quad (Q_k \text{ は、地域内の } k \text{ ブロック}) \quad (15)$$

火山フロントよりも太平洋側では周波数依存性が強く、日本海側はやや弱くなり、火山地域はさらに弱いことがわかる。また、北海道中軸部の Low-Qs についても周波数依存性が弱い。

図中に Hoshiba (1993) が内部減衰と散乱減衰として求めた範囲を平行四辺形の太点線と細点線でそれぞれ示す。

Hoshiba (1993) は、気象庁の観測記録 (EMT76 型速度形) の記録のコード部分を 3 つの区間に分け、コードの生成・減少の仕方を散乱理論のシミュレーションから得られる結果と比べることにより、散乱減衰と内部減衰を分離した。その結果、Q が周波数の n 乗に比例する場合、散乱減衰は $n=1.5$ 、内部減衰は $n=0.7$ 程度と求めている。すなわち、散乱減衰は、内部減衰によるものよりも周波数依存性が強い。

つまり、東北地域をみると、周波数依存性が弱い日本海側や火山地域では内部減衰が優勢となっていると解釈できる。火山地域は、高い温度の熱源によるメルトの存在が推定され、これによって内部減衰の影響が大きくなっていると解釈できる。一方、北海道中軸部の地域についても内部減衰が大きいことを唆している。

Fig.3. Observation stations used in Nakamura (2009). The period Tg is calculated by using S-wave velocity obtained from the logging data.

Fig.4. Comparison of the attenuation structure in the different depths at 10 Hz. The gray dashed curve denote are be well recreated the checkerboard resolution test patterns. The large and small triangles are denote the active volcanoes (Japan Meteorological Agency,2005) and the Quaternary volcanoes (Committee for Catalog of Quaternary Volcanoes in Japan, eds.,1999), respectively. (rewrote from Nakamura, 2009's data)

Fig.5. Site amplification obtained by Nakamura(2009).

Observation stations are classified into 6 groups. Group 1, 2, 3 and 4 are classified by predominant period T_g calculated from the logging data. The arrows above the figure denote the range of the predominant period. T_g of Group 5's T_g is unknown, and group 6 is hard rock site.

Fig.6. Average of Q_s at depth of 0-30 km in Tohoku region [(a),(b) and (c)] and the central axis of Hokkaido[(d)] after Nakamura(2009). The spots and solid lines show the Q_s value and the regression line, respectively. The parallelograms drawn in thick dotted and thin dotted lines show the intrinsic and scattered Q obtained by Hoshiba(1993), respectively.

3.3 熱構造とQ値

熱構造を知ることは、物理探査の一つの重要な対象であろう。火山地域の減衰構造に Low- Q_s であり周波数依存性が弱いという特徴があることを、すでに述べたが、北海道中軸部でも同様の特徴があるため、熱構造と Q 値の対応を検討した。

Fig.7 は田中ほか(2004)に基づく地温勾配(T.G.)の分布である。 Q 値と比較するため Fig.4 で示すうち深さ 0-30 km の Q_s 値が求まっているブロックに入るもののみを示している。火山が多く分布する東北の脊梁山脈付近で地温勾配が大きいことがわかる。

地温勾配と Q_s 値(10 Hz)と比較したものを Fig.8 に示す。縦軸は、Fig.4 と同じ $A = \exp(-\pi f / Q_s)$ であり、10 Hz において $A = 0.95$ 及び $A = 0.8$ の Q 値は、それぞれ $Q_s = 612$ 及び $Q_s = 140$ である。地温勾配と Q_s の関係は、ばらつきが大きい、平均をみると Low- Q_s であるほど地温勾配が大きくなる傾向がみられる。北海道中軸部(Fig.7 の閉曲線内)と東北地方の活火山地域について地温勾配の頻度分布を比較したものを Fig.9 に示す。これをみると北海道中軸部の地温勾配は活火山地域より小さく、Fig.8 と比較しても平均ないしそれより小さめであることがわかる。

北海道中軸部の Q_s 値の周波数依存性は弱く活火山地域と同程度の結果が求められているが、地温勾配からみて、それほど温度は高くない。このことは、北海道中軸部の Low- Q_s は、マグマなどの溶融とは異なる要因によってもたらされていることを示唆している。

Fig.7. Distribution of geothermal gradient T.G. (K/km).

Data are after Tanaka et al.(2004) and plotted points are inside of Q_s 's blocks in fig.4 The closed curve denotes the area of central axis of Hokkaido.

Fig.8. Relation between $Q_s(10\text{Hz})$ and Geothermal gradient T.G. (K/km). Open small circles denote geothermal observational point (fig.7) insides of the blocks of Q_s data (fig.4). Solid line and dotted lines are moving average and its standard deviation.

Fig.9. Comparison of the geothermal gradient frequency between Hokkaido central axis and active volcanoes ($36.1-41.1^\circ\text{N}$).

既往研究において、Low- Q_s と物質の関係を検討したものがあ。Nakamura et al.(2006)は関東地域深さ40-60kmでのLow- Q_s が蛇紋岩と推定されている(Kamiya and Kobayashi,2000)の場所と一致している。また、北海道中軸部の地域は神居古潭変成帯で大規模に蛇紋岩が分布する地域である。蛇紋岩地域がLow-Qであることを示す研究は伊豆一小笠原弧の蛇紋岩海山でも報告がある(たとえば笠原, 2003)。以上のように蛇紋岩などの物質がLow- Q_s の原因の一つとして考えられる。今後、蛇紋岩におけるQ値の周波数依存性を調べるもののほか、他の考えられる要因(たとえば、破碎帯、液体など)も検討していくことが必要と考えられる。

さらに、熱構造以外にもLow- Q_s の原因があると考えられることから、熱源を対象とする物理探査の指標にQ値を利用する場合には、注意が必要と思われる。

3.4 三次元減衰構造を考慮した強震動予測

一般に、短周期を対象とした強震動評価においては、Q値を領域内で一定とした解析が行われる。しかしながらQ値は三次元的に変化していることから、広域の地震動評価においては三次元的な変化を取り入れることが望ましいと考える。

インバージョンで得られたQ構造および適切な震源の強度(応力降下量 $\Delta\sigma$ と地震モーメント M_0)を与えることによって、(2)式および(11)式~(14)式によりフォワード計算を行うものである。

Fig.4で示した減衰構造を元に、点震源を仮定した予測結果例をFig.10に示す。震源スペクトルはF-NETによる地震モーメントの値とインバージョンで得られた応力降下量 $\Delta\sigma$ からBoore(1983)に基づくスペクトルで与えている。

10 Hzの短周期では、火山フロントでの地震動の急変が顕著であり、逆に長周期側の1 Hzでは、逆にその傾向が顕著でないが、本手法による計算結果はそれをよく再現していることがわかる。Fig.6のQ値の周波数依存性の結果を見ると、1 Hz付近では、東北太平洋側も東北日本海側も同程度であるのに対して、10 Hz付近で差が大きいことと対応した結果である。

以上のように三次元減衰構造を考慮した予測は可能であることがわかるが、特に震源と観測点の間に Q_s の不均質が大きい場合には有効であろう。

大地震の場合には面的な広がりを考慮する必要があるが、今後、統計的グリーン関数法に三次元減衰構造を組み合わせた予測も今後可能と考えられる。

Fig.10. Result of reproducing Fourier amplitude distribution. Eq.: Dec. 2, 2001, Mw 6.5, h=122 km, $\Delta\sigma = 90$ MPa, Star mark: epicenter.

4. 地殻における Q 値の深さ依存性

前章では、 $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 30 \text{ km}$ で求めた Q 構造による事例を紹介した。しかし、このブロックサイズでは、地殻を一つのレイヤーと考えている。一方、コード Qc の検討から地殻の Q 値は深さ依存性があるという報告がある。今後、地殻内の詳細な構造を明らかにする必要がある。

4.1 コーダ Qc の深さ依存性の研究

地殻の Q 値について、深さ依存性が報告されているが、多くは、コーダ波から求められるコード Qc から推定されている（金尾・伊藤,1990; Kosuga,1992 など）。コード Qc は、発震時からの経過時間（Lapse time）の波形包絡形状から求められる。この Lapse time に依存して Qc が異なることが知られてきた。この現象を深さ依存として解釈するものである。金尾・伊藤(1990)や Kosuga(1992)のいずれも深さが深いほど大きな Qc 値を報告している。

ただし、これは Qc の Lapse time による違いの原因を深さ依存性に求めたものであり、検証されてゆく必要があると考えられる。

4.2 三次元トモグラフィ解析による深さ依存性の研究

トモグラフィ解析により地殻内をより詳細に調べるために、細かなブロックサイズを用いた検討がなされはじめた。ただし、ブロックサイズを細かくすればブロックを十分に地震波線が通過しなくなるため解像度は良くなる。このため、検討できる地域は限られる。

Nakamura et al.(2010)は、 $0.1^\circ \times 0.1^\circ \times 10 \text{ km}$ のブロックサイズで、地殻上部と下部で違いが見られ、深さ依存性を裏付ける結果を得た。全国を対象にした深さ別 Qs を Fig.11(a)に示す。浅い方が全体に Qs が小さいことがわかる。解像度が悪いブロックが含まれるため、詳細な構造の議論はできないが、大局的に Q 値の深さ依存が存在す

ることを暗示している。この結果のうち、新潟県中越地域はチェッカーボードテストによる解像度が良い場所となっている。その結果を Fig.11(b)に示す。この地域が解像度が良いのは、2004 年新潟県中越地震及び 2007 年新潟県中越沖地震が、この地域を挟むような位置関係で発生し、それぞれの地震には余震域の広がりもあることから十分な地震波線が各ブロックを通過したためと考えられる。全国と同様の結果に、浅い方の Qs が小さい傾向にある。中村・川里(2011)は深さ方向には同じで、水平方向に上記よりも粗い $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 10 \text{ km}$ のブロックサイズを採用し、Nakamura et al.(2010)と同じデータを用いて近畿北部($135.4^\circ\text{--}136.6^\circ\text{E}$, $35.0^\circ\text{--}36.0^\circ\text{N}$)で良好な解像度が得られることを示し、Fig.11(c)の結果を得た。Fig.11(a)~(c)はいずれも深さ依存性があることを示しており、Qs は浅い方が小さい。中越地域と近畿北部地域を比較すると深さ 10-20 km での Qs に違いがみられ、中越地域のほうが近畿北部よりも Low-Qs である。これは、Fig.4 で示した地殻全体 (0-30km) の Q 構造をみても中越地域は近畿北部よりも Low-Qs となっており、整合している。今後、他の地域でさらに検証する必要があると考えられる。その際に解像度や、その地域のテクトニクスなどに十分に配慮して適切なブロックサイズを決めてゆく必要がある。

Fig.11(c)には同地域で Q 値を一定と仮定したスペクトルインバージョンにより求められた $Q_s=50f^{1.1}$ （佐藤ほか,2007）を記してある。佐藤他(2007)の結果は、震源距離 60km 以内のデータに基づくものであるが、深さ 0-10 km での Q 値と対応がよい。しかし、深さ 10-20 km のものとは大きな隔たりがみられる。佐藤ほか(2007)の用いたデータが、どのような経路を通った地震波によるものかを確認するために、中村・川里(2011)は、気象庁が震源決定に用いている速度構造（JMA2001）に基づき、波線追跡を実施した（Fig.12）。震源深さ 10 km 程度の場合に、震央

Fig.11. Comparison of Qs values between upper(0–10 km: circles) and lower (10–20 km: triangles) crust. (a) and (b) are after Nakamura et al.(2010). (c) is after Nakamura and Kawasato(2011). The models for $Q_s = 50f$, $40f$, $21f^{0.89}$ and $50f^{1.1}$ denote Sato (2007), Kanaya et al. (2006), Hatayama et al. (2005) and Sato et al. (2007), respectively.

Fig.12. Ray paths of S-wave in different hypocentral depths. The ray paths are calculated using the JMA2001 model.

距離 Δ が 60 km 以内の観測点までの震源からの波線はほぼ上向きになり、 Δ 100 km 程度では震源から下向きに射出された波線が深い場所にいったんもぐってから観測点に到達する。佐藤ほか(2007)の結果は、震源距離 60 km 以内のデータに基づくものであることから、上向きの波線が多く、このため求めた Q 値は浅い部分を主に反映したものと考えられ、0-10 km の結果がこれに整合したと考えられる。天池ほか(2006) は、地殻内地震では、一次元 Q 値スペクトルインバージョンで扱う震源距離の範囲が大きく取るほど大きな Q 値が求まる傾向があることを指摘している。地震波のパスが、遠距離で深い構造の影響を受けることを考えると、この問題は地殻上部ほど Q 値が小さいことを逆に反映している可能性が高い。波線追跡は、初動部分の走時を反映したものであるのに対して、地震波の主要動部分は地殻や表装地盤にトラップされた波が多いことや、基盤への斜め入射による影響なども考えられる。いずれにせよ、天池ほか(2006)による指摘は地震動評価に重要な問題であるので、今後とも検討が必要であろう。

5. おわりに

強震記録データを用いたトモグラフィ手法およびそれによって求められている地殻及び上部マントルの三次元減衰構造とそれを用いた利用等について示した。さらに、今後地殻を詳しく調べる必要性についても述べた。

日本列島下の三次元減衰構造は、高密度の強震記録の蓄積によって、短周期の比較的狭い領域であるが、スペクトル領域で求められるようになった。このことから、周波数依存性の地域性の違いが明らかになってきた。北海道中軸部など非火山性の Low-Qs 部で周波数依存性は火山地域と同様に弱く内部減衰によるものであることを示唆している。その原因は熱構造とは異なることが明らかになってきたが、実際の原因自体はまだよくわかっていない。

スペクトル領域での Q 構造が得られたことから、地震動予測にも利用できる。今回は点震源を仮定した予測が観測を良く説明することを示したが、大地震の場合には面的な考慮が必要である。これには、統計的グリーン関

数に三次元減衰構造を考慮した方法などを開発・発展させることが考えられる。

以上のように、三次元減衰構造の研究によって、地殻と上部マントルの構造の不均質の様子がわかり、それを用いた地震動予測ができるようになってきた。この他、地殻など上部と下部で Qs が異なる深さ依存性があること最近わかってきている。しかし、明らかにされた地域は、まだごくわずかであるという問題点が残されている。これはデータの蓄積に頼る以外にないものの、深さ依存性の理論的な解釈や、Q 値と他の物理量；たとえば、 V_p , V_s , ポアソン比など、との関係を調べていくことも大切であろう。

謝 辞

Q 値の深さ依存性について竹中工務店技術研究所の天池文男博士には有益な御議論を頂きました。査読者の方には有意義なご指摘を頂きました。また、科学技術研究所の K-NET と KiK-net のデータを利用させて頂きました。作図の一部に GMT(Wessel and Smith, 1998)を用いました。記して深く感謝いたします。なお、本論の一部には、筆者の一人(中村)の学位論文の結果を利用いたしました。

参 考 文 献

- 天池文男・植竹富一・八代和彦 (2006): 内陸地殻内地震に対する伝播経路 Qs 値特性, 第12回 日本地震工学シンポジウム, 210-213.
- Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1863-1894.
- 第四紀火山カタログ委員会編 (1999): 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会.
- Hashida, T. and K. Shimazaki (1984): Determination of seismic attenuation structure and source strength by inversion of seismic intensity data: Method and numerical experiment, *J. Phys. Earth*, **32**, 299-316.
- Hashida, T. (1987): Determination of three dimensional attenuation structure and source acceleration by inversion of seismic intensity data: Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ.*

- Tokyo, **62**, 247-287.
- 畑山健・工藤一嘉・松島信一・神原浩・早川崇・福喜多輝・坂上実 (2005): 2004年新潟県中越地震の震源域における余震・微動観測とその記録を用いた分析(その3), 余震記録を用いたサイト増幅特性の評価, 地球惑星科学連合大会, S079-P002.
- Herman, G. T. (1980): *Image reconstruction from projections: The fundamentals of computerized tomography*, Academic Press, New York, 316.
- Hoshihara, M. (1993): Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *Jour. Geophys. Res.*, **98**, B9, 15809-15824.
- 伊神輝 (1975): 日本の火山前線下における地震波の減衰, 地震第2輯, **28**, 61-73.
- 岩田知孝・入倉孝次郎 (1986): 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, **39**, 579-593.
- Kamiya, S. and Y. Kobayashi (2000): Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- 金尾政紀・伊藤潔 (1990): 近畿中北部におけるコーダ波の減衰特性, 地震第2輯, **43**, 311-320.
- 金谷淳二・池浦友則・土方勝一郎・植竹富一 (2006): 新潟県中越地域の強震記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造II, 303-304.
- 笠原順三・望月公廣・上村彩・中村美加子・日野亮太・山田知朗・佐藤利典・Peyman P. Moghaddam・西野実・中村恭之・金沢敏彦 (2003): 沈み込み帯の非アスペリティとそれを生じる物質, 地学雑誌, **112**, 814-827.
- 気象庁(2005) 日本活火山総覧第三版.
- Kosuga, M. (1992): Dependence of codaQ on frequency and lapse time in the western Nagano region, central Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 421-445.
- Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara (2008): Three-dimensional P-and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, **454**, 86-103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- 中村亮一・島崎邦彦・橋田俊彦 (1994): 震度データトモグラフィによる日本列島下の三次元減衰構造および広域震度予測, 地震第2輯, **47**, 21-32.
- 中村亮一・植竹富一 (2002): 加速度強震計記録を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィ, 地震第2輯, **54**, 475-488.
- 中村亮一・植竹富一 (2004): 強震記録データによる東北地方の三次元減衰構造, 地震第2輯, **56**, 447-455.
- Nakamura, R., K. Satake, S. Toda, T. Uetake and S. Kamiya (2006): 3-D Attenuation Structure beneath the Kanto District, JAPAN, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L21604, doi:10.1029/2006GL027352.
- 中村亮一 (2009): 短周期地震動記録に基づく日本列島下の三次元減衰構造 Qs・震源スペクトル・地盤増幅の同時インバージョンとその応用, 東京大学博士論文.
- Nakamura, R., T. Uetake and S. Midorikawa (2010): Effects of small scale Qs inhomogeneity on seismic ground motion, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集, 434-441, CD-ROM.
- 中村亮一・川里健(2011): 近畿北部地殻内の三次元減衰構造手法を用いた Qs 値の検討, 日本地球惑星科学連合大会, SSS023-P15.
- Nakanishi, I. and A. Horie (1980): Anomalous distributions of seismic intensities due to the descending Philippine Sea Plate beneath the southern Kanto district, Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 333-360.
- Nishida, K., Kawakatsu, H., and S. Obara (2008): Three-dimensional crustal S-wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **113**, B10302, doi:10.1029/2007JB005395.
- 佐藤智美・壇一男・岡崎敦・羽田浩二(2007): 若狭湾周辺の地殻内地震の記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 地震学会大会予稿集, P3-066.
- 佐藤智美 (2007): 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学会論文集, **7**, 1-16.
- Sekiguchi, S. (1991): Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophysics*, **195**, 83-104.
- Sekine, S (2005): Tomographic inversion of ground motion amplitudes for the 3-D attenuation structure beneath the Japanese islands, 防災科学技術研究所研究報告, **68**, 137-174.
- 田中明子・山野 誠・矢野雄策・笹田政克 (2004): 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGM P-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Tsumura, N., A. Hasegawa and S. Horiuchi (1996): Simultaneous estimation of attenuation structure, source parameters and site response spectra - application to the northeastern part of Honshu, Japan, *Phys. Earth Planet. Interor.*, **93**, 105-121.
- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, A. Hasegawa (2000): Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, **319**, 4, 241-260.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善ー浅部速度構造と重み関数の改良, 験震時報, **65**, 123-134.
- 海野徳仁・長谷川昭 (1984): 東北日本弧の三次元 Qs 値構造, 地震第2輯, **37**, 217-228.
- Utsu, T. (1966): Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle inferred from abnormal distributions of seismic intensities, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. ser. VII*, **2**,

359-374.

Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.

Wessel, P., and W.H.F. Smith (1998): New improved version of

Attenuation structure at crust and upper mantle -Estimation of Qs-value by tomographic analysis and its applications-

Ryoichi Nakamura* and Tomiichi Uetake**

ABSTRACT

Three-dimensional attenuation structure (3-D Qs) of the crust and the upper mantle in spectral domain has been determined by tomographic techniques by using strong motion recordings. At the depth of 0-30km, the pacific side tend to show High-Qs, the side of the Sea of Japan has tend to Low-Qs, and especially strong Low-Qs estimated at the volcanic areas. The Q value of the volcanic areas have a weak frequency dependence, in which intrinsic attenuation dominate. In addition, the upper crust tends to have lower Qs-value than the lower crust. Heterogeneity of Qs affect strong ground motion, and it is important to consider 3-D Qs structure to predict the ground motion. In addition, structural differences can be considered as a factor in the heterogeneous heat value Qs.

Keywords: three dimensional attenuation structure, Qs, frequency dependence, thermal structure, strong motion prediction

---

Manuscript received September 13, 2011; Accepted February 29, 2012.

* Tokyo Electric Power Services Co. Ltd.
3-3-3, Higashi Ueno, Taito-ku, Tokyo 110-0015, Japan

** Tokyo Electric Power Company
4-1, Egasaki-Cho, Tsurumi-ku, Yokoyama, Japan
© 2012 SEGJ