講 演
 Lecture

音波検層波形記録を用いた地震波減衰解析*

鈴木 博之**・松島 潤**

(Received September 20, 2011 : accepted January 13, 2012)

Estimation of seismic wave attenuation using sonic logging data

Hiroyuki Suzuki and Jun Matsushima

Abstract : Velocity is valuable information for finding the methane hydrate-bearing sediments. Only use of velocity for finding MH-bearing sediments is not enough and recent surveys have shown that the presence of MH in sediments has significant influence on seismic attenuation. Seismic attenuation can be conveniently separated into the intrinsic attenuation and apparent attenuation. Intrinsic attenuation is a measure of the amount of energy that is irreversibly removed from a seismic wave as it propagates through an inelastic medium due to energy conversion mechanisms. In contrast, apparent attenuation is due to elastic scattering from velocity and density heterogeneities, and commonly is referred to as scattering attenuation. The intrinsic attenuation is important in characterizing the physical properties of subsurface formations. However, it is generally difficult to distinguish between intrinsic attenuation and apparent attenuation.

The purpose of this study is to isolate the scattering attenuation and source-formation radiation coupling from the total attenuation derived from sonic waveform data obtained in MH-bearing sediments at the Nankai Trough area.

Firstly, we applied the median frequency shift method and spectral ratio method for sonic waveform data to estimate attenuation and compared their results. Results showed that at the Nankai trough, median frequency shift is better method for estimating attenuation.

Secondly, we estimated attenuation due to source-formation radiation coupling and scattering attenuation to isolate intrinsic attenuation. In this paper, we assume that the apparent attenuation includes only both the scattering attenuation and source-formation radiation coupling. Both source-formation radiation coupling and scattering attenuation showed moderate correlation at the MH-bearing layers, but the sizes of the heterogeneities showed that we need the data with higher resolution for precise estimation of scattering attenuation.

Keywords : methane hydrate, seismic attenuation, median frequency shift, source-formation radiation coupling, scattering attenuation

1. 序 論

メタンハイドレート (以下 MH) とは、水分子が低温高圧化においてかご構造を作り、ガスを内包し固体化したものを指し、永久凍土層の地層下、および日本近海の下海底において存在が確認されている。佐藤ほか (1996) による試算では、日本における資源量は天然ガス消費量で約 100 年分に相当するものであり、非在来型のエネルギー資源として近年注目されるものとなっている。しかし、この試算

では、計算にハイドレート充填率やハイドレート安定領域の層厚など多くの仮定や推定を含み、現在においてもより正確な資源量評価が必要とされている。

MH の探査は主に反射法地震探査によって行われ、近年では BSR (bottom simulating reflector) の他にハイドレート層の物理的特性を併せての探査手法に注目が集まってきた。ハイドレート層においては地震波速度が高くなることが知られており、速度と飽和率の相関からハイドレート層の探査が行われている。しかし、ハイドレート飽和率による速度上昇の程度は、ハイドレートの存在形式により異なるといった課題もあり、他の特性を用いての資源量評価も研究されている。ハイドレート層においては減衰値も高くなるのが検層波形から確認されており、その減衰情報を基に資源量を評価できるかという点に関していまだ議論が続いている (Guerin and Goldberg, 2002)。鈴木・松島 (2009)

* 平成 23 年 6 月 8 日、平成 23 年度石油技術協会春季講演会、地質・探鉱部門シンポジウム「岩石物性の理解は進んだか? - 最近のペトロフィジックスの現状と課題 -」で講演 This paper was presented at the 2011 JAPT Geology and Exploration symposium entitled "Petrophysics - Current applications and challenges for evaluation of rock properties" held in Tokyo, Japan, on June 8, 2011.

** 東京大学大学院工学系研究科 School of Engineering, The University of Tokyo

では Frazer *et al.* (1997) による減衰値算出の方法を検証し、南海トラフにおける検層データから減衰値を算出、飽和率との関係を調べた。この研究においては、地震波の減衰には1つの種類のみが存在するとして計算を行ったが、Matsushima (2006) によれば、地震波減衰は内部減衰とその他の減衰に分離でき、鈴木・松島 (2009) で算出した減衰は内部減衰とその他の減衰を含む全減衰であった。内部減衰以外の減衰は坑井内の環境などの影響を受けるため、減衰の有用性評価のためには内部減衰を分離する必要があると考えられる。

本稿では鈴木・松島 (2009) に続き南海トラフの検層データを使用し、減衰の有用性評価を行った。減衰を median frequency shift, spectral ratio 法の2種類の手法により算出、比較し、次いで震源カップリング効果、散乱減衰を考慮することで内部減衰を分離し、評価を行った。

2. 音波検層

坑井内に測定器をおろし、発振器から音波を発振、地中を通して測定器へと戻ってきたものを受振器で測定する技術を音波検層といい、本研究で用いたシュルンベルジェ社の DSI (Dipole Shear sonic Imager) では測定器の下部にモノポールおよびダイポール発振器が、また、上部には受振器が6インチ間隔で8列、図1のように設置されている。

音波検層では受振器のデータからスローネス (速度の逆数) を計算することで伝播速度の測定が可能であり、受振器-発振器間の距離が近い場合、ノイズの少ないデータが取得できる。

また、波形データをそのまま用いることにより、減衰値を算出することが可能である。

本研究では減衰値の算出に2つの受振器のデータが必要であるため、最下部とその1つ上の受振器のデータを用いた。モノポールからは均質な波である縦波 (P 波) が発振され、P 波速度の測定が可能である。ダイポールからは指向性があり、孔壁がたわむたわみ波が発振される。本研究では 500~1000 [Hz] のダイポール波を横波 (S 波) とみ

なし、S 波速度の測定を行った。

3. 減衰評価手法

3.1 減 衰

減衰とは、地震波が岩石中を伝播する際、振幅が減少する基本的特性のことであり、伝播距離による減衰の大きさは多くの場合、指数関数により以下の式 (1) のようにモデル化される。

$$A_x = A_0 e^{-\alpha x} \quad \alpha = \frac{\pi f}{Qv} \quad (1)$$

(1) 式において x は伝播距離、 A_0 は波の振幅、 f は周波数、 v は伝播速度、 Q は Q 値とよばれる減衰を示すパラメータであり、逆数 $1/Q$ が減衰値を表す。

減衰計算手法としては、一般に spectral ratio 法が用いられている場合が多い。本稿では spectral ratio 法と median frequency shift という2種類の計算手法を用いて、減衰値を算出し、比較を行った。

3.2 spectral ratio 法

spectral ratio 法は、減衰算出において最も広く用いられている手法であり、2つの受振器間を波形が伝達した際の波形の変化から減衰を求める。振幅スペクトルの対数が、周波数軸でほぼ直線で減少していくことを基礎としており、地震波減衰は以下の式 (2)

$$A(f, x_2) = B A(f, x_1) e^{-\pi f \Delta t / Q} \quad (2)$$

で表される。 $A(f, x)$ は周波数 f 、深度 x における振幅スペクトル、 Δt は2つの受振器間の地震波到着時間の差である。 B は発振、受振器の特性および幾何学的特性を含むパラメータであり、対数を取ることで以下の式 (3)

$$\ln \left[\frac{A(f, x_2)}{A(f, x_1)} \right] = -\pi f \Delta t / Q + C \quad (3)$$

に変換され、傾き $\pi \Delta t / Q$ から Q を求めることができる。上式において C は発振、受振器の特性、および幾何学的特性を含んだ定数である。

3.3 median frequency shift

median frequency shift は周波数、深度方向の平均を用いて、データに含まれるノイズを除去、 Q を計算する手法である (Frazer *et al.*, 1997)。検層データをフーリエ変換した深度 z 毎、一定周波数間隔の振幅スペクトル行列 X

$$X(\omega, z, d) = B(\omega) E(\omega, z, d) e^{-\alpha d} \quad (4)$$

から Q 値を求めることができる。 B は振幅スペクトル、 E はその他、波に影響する理論的な効果、 d は伝播距離、 α は減衰係数 ($\omega/2Qv$) を表す。median frequency shift では、上式から減衰を求める際に reference value として任意の値 ω_0 を導入する必要があるため、結果として算出される減衰も reference value に依存する相対的な値となる。そのた

図1 音波検層装置

図2 数値モデルの減衰ログ
左：設定値，中央：Guerin and Goldberg (2002)，
右：Sun and Frazer (2000)

め、この計算を補正する必要がある、Guerin and Goldberg (2002) や Sun and Frazer (2000) がその補正方法を提唱している。Guerin and Goldberg (2002) による手法は、相対的な Q 値を絶対的な値に補正するといったものであり、Sun and Frazer (2000) による手法は、任意に決定される相対的な reference value を絶対的な値に補正するという手法である。簡単な数値モデルを作成し性能評価を行ったところ、両方法とも十分補正が行えることを確認できたため、実データでは両方法により減衰を算出、比較した。数値モデルでは 1,000～1,300 [m] の深度で速度 2,000 [m/s] の波を発生させ、1,195～1,210 [m] での減衰値を 0.1、その他での減衰値を 0.04 に設定した。結果は図 2 に示す。Guerin and Goldberg (2002) では 1,195～1,210 [m] での減衰値を 0.102、その他では 0.0426 と算出、Sun and Frazer (2000) ではそれぞれ 0.099、0.0397 と算出された。

4. 実データを用いた検証

4.1 使用した実データ

本稿では、実データとして平成 11 年度基礎試錐「南海トラフ」の 2 坑井 (PSW-1, PSW-3) で取得された DSI 検層データを使用した。周波数域として P 波では 10～20 [kHz] を、S 波では 500～1,000 [Hz] を用いている。また、地震波にはモノポールでは 250 [μ s]、ダイポールでは 2 [ms] の窓幅で hamming window を掛け合わせ、波形の切出しを行った。なお、PSW-1 では 1,215～1,221 [m]、および 1,237～1,244 [m] で P 波速度が正しく取得できていなかったため、Takayama *et al.* (2004) にしたがって、該当深

図3 PSW-1におけるP波波形ログ(右図 窓関数適用後)

度の P 波速度を 1,600 [m/s] とした (図 3)。

4.2 median frequency shift による減衰算出

第一に、median frequency shift を用いて PSW-1, PSW-3 における減衰を算出した。結果は次の図 4, 5 に示す。図のハイドレート飽和率の高い層 (PSW-1 では 1,180～1,190 [m] および 1,200～1,210 [m], PSW-3 では 1,190～1,220 [m]) で飽和率と減衰との相関を調べたところ、相関係数は表 1 のようになった。表は Guerin and Goldberg (2002) による補正の場合の相関係数であるが、Guerin and Goldberg (2002) による補正と Sun and Frazer (2000) による補正で、計算結果にほとんど差異はなかった。

南海トラフでは P 波に比べ S 波減衰との相関が高い。この値は Guerin and Goldberg (2002) が Mallik 2L-38 において求めた相関係数と比べると小さい値であり、さらに Mallik 2L-38 においては、P 波の方が S 波に比べ相関が高い。相関そのものに関しても南海トラフに比べ大きい理由の 1

図4 PSW-1におけるハイドレート飽和率と減衰ログ

図5 PSW-3におけるハイドレート飽和率と減衰ログ

表1 ハイドレート飽和率と減衰の相関係数

	P波	S波
PSW-1	0.57	0.70
PSW-3	0.53	0.68

つとしては, Mallik2L-38 のハイドレート層は南海トラフのハイドレート層と比べて層厚が大きく, 減衰との相関がよりはっきりと確認できたためと考えられる。

4.3 spectral ratio 法との比較

次に spectral ratio 法で減衰を算出し, 先に算出した median frequency shift によるものと比較した。PSW-1 における P 波減衰との比較を行った。補正方法は Guerin and Goldberg (2002) による。

spectral ratio 法による減衰とハイドレート飽和率との相関係数は 0.43 であり, 南海トラフにおいては median frequency shift がより高い相関を示した。spectral ratio 法による計算結果は不安定で, 坑井の変化やパラメータの変化といった影響を受けやすく, ノイズが入りやすい (Sams and Goldberg, 1990)。そのため, 減衰計算の手法としては median frequency shift の方が, spectral ratio 法と比べ優れていると考えられる。

5. 内部減衰の抽出

ここまで, median frequency shift により音波検層波形データから減衰を算出した。しかし, ここまでに求めた減衰は地震波の内部減衰に加え, 震源カップリングや散乱効果による減衰などが含まれた全減衰であり, 地震波の減衰特性をより精確に調査するためには, 内部減衰を抽出し, その特性調査が必要であると考えられる。

以下では, 全減衰に含まれる減衰を内部減衰の他に震源カップリングによる減衰, 散乱効果による減衰と考え, 内

図6 PSW-1における減衰の比較 (グラフ左は median frequency shift, グラフ中央は spectral ratio 法による減衰, グラフ右はハイドレート飽和率)

部減衰の抽出について検証した。

なお, 内部減衰の抽出については P 波の全減衰を用いた。S 波の減衰の方が南海トラフにおいては相関が高かったが, データの取得が P 波に比べ難しく, ノイズが入りやすいためである。さらに, 散乱減衰を求める際, 今回の手法では初めに P 波の散乱減衰を算出するためである。

5.1 source-formation radiation coupling

P 波や S 波といった波は発振点から発振した後, 坑井内で放射するが, その放射パターンは坑井に加えられている力などの環境により異なる。震源周りの坑井内環境は音波検層波形データを取得していく際, 連続的に変化するため, 周囲の環境への震源カップリング効果が振幅の減少に影響する。これは median frequency shift によって算出した減衰に含まれていると考えられ, 内部減衰と分離することが必要だと考えられる。

Lee (2006) によると, 震源カップリング効果は見掛け減衰係数 α_a および伝播距離 R を用いることで, 次の式 (5) のように表される。

$$A \propto e^{-\alpha_a R} \quad (5)$$

また, ある深度 j における震源カップリング効果による減衰 $Q_{a,j}^{-1}$ は速度 V を用いて次の式 (6), (7) で表すことができる。

$$Q_{a,j}^{-1} \propto V_j \log(A_{c,j}) \quad (6)$$

$$Q_{a,j}^{-1} = Q_{a,1}^{-1} \frac{V_j \log(G_j C)}{V_j \log C} \quad (7)$$

G は正規化された振幅であり, C により元の振幅の値へと戻すことができる。 C は次の式 (8) のように計算すること

ができる。 f は周波数を示す。

$$C = \exp(-Q_{a,1}^{-1} f \pi R / V_1) \quad (8)$$

本研究では、これらの式を用いて震源カップリング効果を算出した。

今回の計算に当たっては、深度の基準点 ($j=1$) を求めなければならない。その地点は今回用いたデータ範囲でハイドレート飽和率が0である地点のうち、最も浅い点とした。

図7はPSW-1におけるP波の減衰とカップリング効果を比較したものである。震源カップリングの計算に用いた周波数は14[kHz]とした。深度によりカップリング効果の大きさは異なるが、地震波の全減衰においてカップリング効果による減衰が大きな割合を占める可能性が示唆されている。

Lee (2006) では Mallik 5L-38 における震源カップリング効果を検証しているが、その結果は本研究により得られた割合と比べて小さい。これについては先述の減衰算出の結果と同様に、南海トラフにおけるハイドレート層の分布が Mallik 5L-38 に比べて薄いことが影響している可能性も原因の1つと考えられる。

5.2 散乱効果による減衰

地震波が地中を伝播する際、地中が不均質構造を取っている場合には波が散乱し振幅が減少する。散乱効果による減衰であり、通常地中はさまざまな物体が混合しているため不均質であるためこのような減衰が生じる。散乱減衰はより正確に減衰値を求める際に、内部減衰と分離する必要があると考えられる。散乱波は非干渉性であり、小規模の

図8 PSW-1 音波速度の自己相関

不均質性はランダムに分散していると推定されるため、地震波の変動の統計的特性はこの不均質性の統計的特性に関係していると考えられる (Matsushima and Nishizawa, 2010)。

5.2.1 散乱減衰の分類

Wu and Aki (1988) によると、音波速度の自己相関を用いることで、散乱減衰の不均質性の計算が可能である。自己相関の値が $1/e$ になる点を a とし、波数 k ($k = 2\pi/\lambda$) を掛け合わせた ka の値により分類が可能である。

南海トラフにおいて計算したところ、 $149 < ka < 297$ となった。これは分類では forward scattering regime と呼ばれるものであり、この結果からすると、今回の検層データでは散乱減衰を正しく評価できない可能性が示唆される。正しい散乱減衰の評価のためにはより分解能の高い検層データなどを用いる必要があると考えられるが、今回は前項までと同一のデータを用いて散乱減衰の評価を試みた。

5.2.2 散乱効果の計算

すべての減衰係数を α 、見かけの減衰係数 A 、内部減衰の係数 I とすると、P 波、S 波において以下の関係が成り立つ。

$$\alpha(\omega)_c = A(\omega)_c + I(\omega)_c \quad (9)$$

$$\alpha(\omega)_s = A(\omega)_s + I(\omega)_s \quad (10)$$

ここで C は P 波、 S は S 波、 ω は周波数である。次に Lerche and Menke (1986) により、以下の関係 (経験式) が成り立つと仮定する。

$$I(\omega)_s = \gamma I(\omega)_c \quad (11)$$

$$A(\omega)_s = A(\lambda\omega)_c \quad (12)$$

$$\left(\gamma = \frac{3}{4} \lambda^3, \lambda = \frac{V_p}{V_s}, \lambda^2 \geq 2\right)$$

これらにより次の関係式 (13) が導出され、減衰係数 I を式 (14) より求めることができる。

$$I(\omega)_c - \gamma I\left(\frac{\omega}{\lambda}\right)_c = \alpha(\omega)_c - \alpha\left(\frac{\omega}{\lambda}\right)_s \equiv G(\omega) \quad (13)$$

$$I(\omega) = - \sum_{p=0}^{\infty} G(\omega \lambda^{p+1}) \gamma^{-(p+1)} \quad (14)$$

図7 全減衰とカップリング効果による減衰の比較

内部減衰は次の式 (15) で表される。

$$Q_I = \frac{\pi f}{I(\omega) v_p} \quad (15)$$

5.2.3 実データでの計算

南海トラフにおける音波検層波形データを使用し、散乱減衰について計算を行った。

図9はP波速度とS波速度の比のログであり、本研究では、計算をする際に $(V_p/V_s)^2 \geq 2$ を満たさない場所では

$V_p/V_s = \sqrt{2}$ と置き換えて計算を行った。

散乱減衰および全減衰、内部減衰は図10で示される。内部減衰は飽和率の高い層で大きな値となっており、相関が見受けられる。しかし、ここでの内部減衰は全減衰から散乱減衰のみを取り除いたものであり、先に算出した source-formation radiation coupling をさらに取り除くと、全減衰を超えてしまう層が存在している。原因としては、検討で示唆されたように、散乱減衰の不均質性により今回用いたデータでは散乱減衰を正しく計算することができないということが考えられる。

6. ま と め

本研究の結果によると、南海トラフ検層波形データを用いての減衰計算手法としては median frequency shift が、spectral ratio 法に比べ優位性があると考えられる。また、南海トラフにおいては、P波よりもS波が減衰計算により適していると考えられる。これは Mallik 2L-38 においては逆の結果であり、ハイドレート層の層厚が結果に影響すると思われる。

次に source-formation radiation coupling、散乱減衰を評価し、内部減衰の分離を試みた。内部減衰はハイドレート層で大きな値を取っており、ハイドレート飽和率との関係が示唆される。しかし、散乱減衰の不均質性が大きいため、今回用いた音波検層ではデータの間隔が広すぎ、評価が正しく行えない可能性が示唆された。今後、より分解能の高い音波検層などを用いることによって正しく散乱減衰の評価が行えると考えられる。

謝 辞

本研究を実施するにあたり、下記資料を(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構より借用しました。ここに記して感謝の意を表します。

・平成11年度基礎試錐「南海トラフ」検層データ

引 用 文 献

- Frazer, L. N., Sun, X. H. and Wilkens, R. H., 1997 : Changes in attenuation with depth in an ocean carbonate section: Ocean Drilling Program sites 806 and 807, Ontong Java Plateau, *J. Geophys. Res.*, **102**, 2983–2997.
- Guerin, G. and D. Goldberg., 2002 : Sonic waveform attenuation in gas hydrate-bearing sediments from the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada, *J. Geophys. Res.*, **107**(B5), 2088, 10.1029/2001JB000556.
- Lee, M. W., 2006: Is amplitude loss of sonic waveforms due to intrinsic attenuation or source coupling to the medium?, *Sci. Invest. Rep.*, 2006–5120, 13 pp.
- Lerche, I. and Menke, W., 1986: An inversion method for separating apparent and intrinsic attenuation in layered media, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **87**, 333–347.
- Matsushima, J., 2006 : Seismic wave attenuation in methane hydrate-bearing sediments: Vertical seismic profiling

図9 P波速度とS波速度の比

図10 散乱減衰と全減衰および内部減衰に関するログ

- data from the Nankai Trough exploratory well offshore Tokai, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10101, 10.1029/2005JB004031.
- Matsushima, J. and Nishizawa, O., 2010 : Difference image of seismic reflection sections with highly dense spatial sampling in random heterogeneous media, *Journal of Seismic Exploration*, **19**, 279–301.
- Sams, M. and Goldberg, D., 1990 : The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios, *Geophysics*, **55**, 97–101.
- 佐藤幹夫・前川竜男・奥田義久, 1996 : 天然ガスハイドレートのメタン量と資源量の推定, *地質雑*, **102**, 959–971.
- Sun, X. and Frazer, L. N., 2000 : Shear wave attenuation profile from sonic dipole well-log data, *Geophys. Res. Letters*, **27**, 285–288.
- 鈴木博之・松島 潤, 2009 : 音波検層波形データを利用したメタンハイドレート賦存層の減衰特性解析, 物理探査学会第 120 回学術講演会論文集.
- Takayama, T., Nishi, M., Yamamoto, H., Sanada, Y., Matsuda, S. and Uchida, T., 2004 : Occurrence of free-gas associated with methane-hydrate-bearing formations in the MITI Nankai Trough wells, offshore Tokai, Japan, *Resour. Geol.*, **54**, 89–98.
- Wu, R., S. and Aki, K., 1988 : Introduction: Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous earth, *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 1–6, 10.1007/BF01772587.