コード波から推定されるリソスフェアの ランダム不均質構造

弘前大学理工学部附属地震火山観測所* 小 菅 正 裕

Random Inhomogeneities in the Lithosphere Inferred from Coda Analysis

Masahiro KOSUGA

Earthquake and Volcano Observatory, Faculty of Science
and Technology, Hirosaki University, Bunkyo-cho 3,
Hirosaki-shi, Aomori-ken 036-8561, Japan

(Received November 29, 2000; Accepted February 26, 2001)

Random inhomogeneities in the lithosphere have been investigated through the analysis of coda waves that are thought to be generated by the inhomogeneities. The power spectral density of upper crustal inhomogeneities measured directly using borehole logs obeys power law for a wide range of wavenumber, which is the characteristics of the exponential or the von Kármán autocorrelation function. The methods preferentially used for the coda analysis are phenomenological modeling based on the energy transport theory or stochastic simulation of wave propagation based on the Born approximation in random media. The parameters estimated from the methods are the scattering coefficient and coda attenuation (Q_c^{-1}) of scattering media or the fractional fluctuation of seismic wave velocity and the correlation length of random inhomogeneities. Although the frequency and lapse time dependence of Q_c^{-1} has been widely recognized from the numerous works conducted in the last two decades, the physical meaning of Q_c^{-1} and its lapse time dependence have not yet been clarified completely. Some recent works tried to understand it by considering layered structures with different values of scattering coefficient and intrinsic attenuation. The estimated range of fractional velocity fluctuation and correlation length is 1-8% and 0.15-1.0 [km] in the crust and 2-8% and 1-20 [km] in the upper mantle, respectively. The magnitude of fractional fluctuation shows little difference between the crust and the upper mantle, however, the correlation distance exhibits large difference that reaches one order of magnitude. In addition, the horizontal correlation length is much longer than the vertical one, forming the anisotropic inhomogeneities in the lithosphere. The recent observations of high-frequency teleseismic Pn gave an additional evidence of random inhomogeneities in the upper mantle. Thus the coda methods have great advantage to get stochastic insight into realistic image of the lithosphere.

Key words: Random Inhomogeneities, Lithosphere, Coda, Scattering, Autocorrelation function.

§1. はじめに

地震波の P 波および S 波の主要動後には、コード波と呼ばれる位相の不ぞろいな（インコヒーレントな）後続波群が出現する (Fig. 1). コード波の研究は、それが地球内部に存在するランダムな不均質によって散乱された波であることの発見 [Aki (1969)] や、PKIKP 波の先駆

波が核-マントル境界近傍での不均質による散乱波であるとの解釈 [Cleary and Haddon (1972)] をきっかけとして始められた。その後、コード波生成モデルの発展や、不均質媒質中の波動伝播の理論的研究およびシミュレーション技術の進展によって、コード波の性質が明らかにされるとともに、地球内部の不均質構造の解明が進められてきた。

不均質媒質に地震波が入射した場合にどのような現象

*〒036-8561 青森県弘前市文京町 3

Fig. 1. Horizontal component velocity seismograms of an earthquake with a magnitude of 4.6 and a focal depth of 19.3 km. The epicenter of event and the distribution of stations are shown in the right hand side of figure. After Obara in Sato and Fehler (1998), with permission from Springer-Verlag.

が起こるかは、不均質のスケール（2.1で述べる相関距離） a 、地震波の波数 k （波長 λ の逆数）、および伝播距離 L に依存する [Aki and Richards (1980), Herraiz and Espinosa (1987), 西澤・他 (2001), Wu and Aki (1988 a)]. 波長が a よりも十分に長い $ka < 0.01$ のとき、媒質は有効弾性定数をもつ均質媒質と見なすことができる。波長が不均質のスケールに近いと種々の散乱の効果が現れる。不均質のサイズが波長程度であるときはそれが最も顕著で、高角度の散乱（角度は入射波の進行方向から測る）が生じ、より波長が短い $ka > 1$ のときには前方散乱が生じる。波長が不均質のスケールよりも十分に短い $ka \gg 1$ のときには幾何光学的な扱いができる。この場合には、波線理論に基づいて「決定論的な構造」、すなわち、座標の関数として一意に定まる速度値の分布を求めることができる。したがって、波長と同程度またはより短波長の構造は決定論的には決めにくい。このような不

均質構造を本論では「ランダム不均質構造」と呼ぶ。媒質をランダム媒質として統計的に表現し、確率論的な手法に基づいて解析することはかなりの成功をおさめてきた。そのため、散乱波によって推定される不均質構造を「確率論的構造」ということがある。

ランダム不均質媒質中を通過する波によるエネルギー伝播を扱う場合、輻射伝達方程式と呼ばれる積分方程式が基本方程式となる。この方程式の扱いは上記の ka の大きさと、基本方程式に対する近似の度合いによって変わってくる。1次散乱モデルは摂動計算において1次の散乱項までをとったものである。本論で対象とする地球内部の不均質構造の推定には、1次散乱モデルが多く使われてきた。それによって推定されるパラメータは散乱係数とコーダ波減衰（コーダ Q ）、または速度ゆらぎの大きさとゆらぎの相関距離である。

本論では、地球内部の深さおよそ 100 km までのリソ

スフェアについて、コーダ波から推定される不均質構造を概観する。上記のパラメータのうち、散乱係数とコーダ波減衰は不均質構造そのものを直接的に表すわけではないが、それを反映したパラメータである。また、その推定はこれまでに非常に多く行われてきているので、本論においても扱うこととする。§2では地球内部に短波長不均質構造が存在すると考えられる根拠を詳しく述べ、§3ではランダム不均質構造を仮定したコーダ波生成モデルを紹介する。§4ではそのモデルに基づいて推定された散乱係数とコーダ波減衰について述べる。§5では一様ランダムな構造では説明できないコーダ波の特徴に言及する。§6ではコーダ波の解析から推定された速度ゆらぎの大きさと相関距離について紹介する。最後に、これまでの研究成果に基づき、今後の研究の課題を挙げる。なお、本論で扱う内容には、Sato and Fehler (1998)を始めとして、本号の他の総合報告において詳しく解説されている部分もある。それについては各論において紹介するので、興味のある読者はそれらも参照されたい。

§2. ランダム不均質構造が存在する証拠

地球内部には様々なスケールの不均質構造が存在する。Wu and Aki (1988a) は、地震学的な種々の手法によって測定された地球内部の不均質の大きさと空間的スケールをまとめた。それによると、空間的な広がりとは鉱物の粒子サイズの数mmから大陸の大きさの数kmまでおよび、その幅は8桁にもなる。それに対して速度ゆらぎの大きさは構造のスケールにはあまり依存せず、0.5~10%の範囲に分布する。

2.1 ランダム不均質性の表現

実際のランダム不均質構造について紹介する前に、ランダム不均質の数学的表現を簡単に示しておこう。速度一定の均質な弾性体内に速度ゆらぎが重なっている場合

を考える。ゆらぎの平均値は0と仮定し、媒質は巨視的には均質・等方とする。この場合の速度ゆらぎの性質は、ゆらぎの自己相関関数 $R(x)$ で表される。ここで x は空間座標を表す。ランダム媒質を表現するのに用いられる自己相関関数としては、次の3種類が一般的である[例えば、Frankel and Clayton (1986)]。

$$(1) \text{ ガウス型: } R(x)=R(r)=\varepsilon^2 \exp(-r^2/a^2) \quad (1)$$

$$(2) \text{ 指数関数型: } R(x)=R(r)=\varepsilon^2 \exp(-r/a) \quad (2)$$

$$(3) \text{ フォン・カルマン型:}$$

$$R(x)=R(r)=[\varepsilon^2 2^{1-\kappa}/\Gamma(\kappa)] (r/a)^\kappa K_\kappa(r/a) \quad (3)$$

ここで $r=|x|$, ε^2 は分布の分散, a は相関距離, Γ はガンマ関数, K_κ は κ 次の第2種変形ベッセル関数である。 κ は媒質の複雑さを表す指標になっている。フォン・カルマン型において $\kappa=0.5$ の場合の自己相関関数は、指数関数型の自己相関関数と一致する。(1)~(3)の自己相関関数とそのパワースペクトル密度を比較したのがFig.2である。自己相関関数の形(a)を見ると、ラグ r に対する依存性の違いから、ガウス型の場合は長波長のゆらぎが卓越するのに対し、指数関数型やフォン・カルマン型はより短波長の不均質性が卓越する。特にパワースペクトルで見た場合(b)、指数関数型やフォン・カルマン型のそれは波数の大きいところでは波数のべき乗で表されることが特徴である。3種類の自己相関関数で表される地震波速度のゆらぎを視覚的に表現した図は吉本(2001)を参照されたい。

2.2 実測されたランダム不均質性

地球内部にランダムな不均質構造が存在する直接的な証拠は、ボアホールにおける検層データからも得られる。速度検層データは、地震波速度が深さとともに単調に増加するのではなく、かなり大きな短波長のゆらぎを含むことを示している。Shiomi *et al.* (1997) は九州の九重火山地域における深さ1700m孔の地震波速度・密度検層データの自己相関関数を求め、ガウス型よりは指数

Fig. 2. Plots of auto correlation function (ACF) (a) and power spectral density (b) for three types of random media, Gaussian, exponential, and von Kármán. The curves for $\kappa=0.5$ of von Kármán ACF coincide with those of exponential ACF.

関数型またはフォン・カルマン型に近いこと、1 m から数百 m の広い波長域で、P 波速度のパワースペクトル密度は波数の -1.37 乗に比例して減少することを示した。同様なべき乗則に従う振る舞いは、ドイツの KTB 深層ボーリングにおいても知られている [Wu *et al.* (1994)]. KTB 深層ボーリングでは、その後 Holliger (1996), Kneib (1995), Leonardi and Kumpel (1998) が、深さ 4000 m のパイロット孔と 9000 m の本孔における帯磁率・地震波速度・密度などのランダム不均質性を測定した。これらの研究では長波長のゆらぎの取り扱い法などが若干異なるが、互いに矛盾しない結果が得られている。Holliger (1996) によると、P 波速度検層データから推定した、フォン・カルマン型の自己相関関数 (3) 式) を特徴づける κ の値は 0.1 と 0.13 である。彼はさらに、ヨーロッパと北米の 8 本のボーリング孔での P 波速度検層データも解析し、 κ が 0.1~0.2 の値をとることを示した。場所によって地質・岩石が異なっても κ が似たような値をとることの解釈として、速度検層に現れる不均質性は岩石の種類よりはクラックの分布に敏感であることを挙げている。上記の研究は、1 本または 2 本のボアホールでの解析から主として深さ方向に見た場合の不均質のゆらぎを扱っているのに対して、Dolan *et al.* (1998) は近接して掘削された 9 本のボアホール (深さ 1000~1500 m) での速度検層データから、速度ゆらぎの横方向の相関距離が km のオーダーであることを示した。

ゆらぎが平均値のまわりに連続的な確率分布をもつのではなく、離散的な分布をする場合を考察した研究もある。Holliger and Levander (1992) は、下部地殻の断面が地表に露出していると考えられるイタリア北部の Ivrea 岩体地域において、地質図をデジタル化することによって離散的なゆらぎを表現し、その統計的な性質を抽出した。その結果、岩質の不均質性は κ が 0.3 のフォン・カルマン型で表されることがわかった。また、相関距離は水平方向で 550~750 m、鉛直方向で 135~200 m であった。彼らはさらに、上部地殻の岩体と考えられるスコットランドの Lewisian 片麻岩体 [Levander *et al.* (1994a)] やイタリアの Strona-Ceneri 帯 [Holliger and Levander (1994)] などについても不均質性を推定した。Lewisian 岩体での不均質性は κ が 0.22~0.45 のフォン・カルマン型で表され、ゆらぎの相関距離は水平方向で 111~244 m、鉛直方向で 38~133 m であった。

これまで紹介した研究に示されるように、検層データや地質データが示す不均質性の自己相関関数はフォン・カルマン型で表現でき、それを特徴づける κ の値は 0.1

~0.3 の値をとることが多い。また、鉛直方向の相関距離が水平方向よりも短く、異方的な構造となっていることも明らかになった。このような地殻・マントル構造のイメージは 6.4 においても取り上げる。

2.3 地震波に現れるランダム不均質性

Fig. 1 に示されるようなインコヒーレントなコーダ波の存在は地震記象を複雑にしているが、コーダ波のエンベロープ (包絡線) 形状には共通した性質がある。Fig. 1 を見ると、P 波および P コーダ波の振幅は観測点ごとに異なるが、S コーダ波振幅の時間減衰の割合や振動継続時間はほぼ一定である。近地地震の S コーダ波のこのような特徴は、Aki and Chouet (1975) によりまとめられた。観測点間における地震波スペクトルの相違がないこと、地震動継続時間が震央距離や方位角にはあまり依存しないこと、パワースペクトルは地震の発震時 (origin time) からの経過時間の関数として減衰すること、S コーダ波は震源方向から到来する平面波ではないこと [例えば、Aki and Tsujiura (1959)] などは、後述の散乱モデル構築の基礎になった。また、コーダ波の励起は観測点の地盤条件に依存することや、S コーダ波の振幅が S 波の地盤特性と良い相関を示すこと [Tsujiura (1978)] は、S コーダ波が主として S 波から構成されていることを示している。

§ 3. ランダム不均質媒質中でのエネルギー伝播

3.1 モデルの概観

ランダム不均質媒質中の波動伝播を近似的に扱うために、リソスフェア中に点状の散乱体が一樣・ランダムに分布する場合のエネルギー伝播を考えることが提案された。Aki and Chouet (1975) はこのようにモデル化した散乱波のエネルギーを重ね合わせることによって、上記のコーダ波の特徴が定量的に説明できることを示した。同様なモデルとしては、Sato (1977) や Frankel and Wennerberg (1987) などによるものがあり、現象論的モデルと呼ばれる場合がある。現象論的モデルを規定するパラメータは散乱強度とコーダ波減衰である。このうち、Aki and Chouet (1975) や Sato (1977) のモデルは 2 次以上の高次散乱は無視しているので、1 次散乱モデルと呼ばれる。これは散乱が弱い場合や経過時間があまり大きくない場合は良い近似になるが、コーダ波の後半部分では多重散乱の影響を無視できなくなる。Kopnichiev (1975) や Gao *et al.* (1983) は、1 次散乱モデルの拡張としての多重散乱モデルを考えたが、これらのモデルではエネルギーが保存されないという難点があった。

多重散乱の系統的な取り扱い、輻射伝達理論 (radiative transfer theory) またはエネルギー輸送理論

(energy transport theory) と呼ばれる方法に基づいて行われるようになった。ランダム不均質媒質中を伝播する波のエネルギー輸送は、輻射伝達方程式と呼ばれる積分方程式が基本方程式となる。従来の1次散乱モデルは、この基本方程式の一次摂動項のみを用いたものである。他分野において導入された輻射伝達理論を地震波の散乱問題に最初に導入したのは、Wu (1985) および Wu and Aki (1988b) である。地震波の場合は、震源からのインパルスのエネルギー放射に起因する、非定常な散乱を扱う点の特徴である。その後、この理論に基づいた非定常散乱問題の定式化は Shang and Gao (1988), Zeng *et al.* (1991), Sato (1993, 1994) などによって行われてきた。Gusev and Abubakirov (1987) および Hoshiba (1991) は、モンテカルロ法を用いて輻射伝達方程式を時間領域で数値的に解いた。輻射伝達理論については本号の干場 (2001) において詳しく紹介されている。本論で扱うリソスフェアのランダム不均質構造の推定には、現象論的モデル、中でも1次散乱モデルがよく用いられてきたので、それについてだけ簡単に紹介しておく。

3.2 1次散乱モデル

Aki and Chouet (1975) は簡単のために震源と観測点が同じ位置にあるとし、実体波の1次後方散乱によるコーダ波エネルギー密度を次のようにモデル化した。

$$E^1(\mathbf{x}=0, t) = [W g_\pi H(t) / \{2\pi V_0^2 t^2\}] \exp(-Q_C^{-1} \omega t) \quad (4)$$

ここで E^1 は1次散乱のエネルギーを表し、 W は震源か

らの全放射エネルギー、 g_π は後方散乱係数 (散乱角 π の方向の散乱係数)、 V_0 は地震波速度、 $H(t)$ は階段関数、 t は震源時 (origin time) からの経過時間、 Q_C^{-1} はコーダ波の振幅減衰を表す現象論的なパラメータ (コーダ Q^{-1}) である。幾何減衰の効果は t^{-2} の項に含まれているので、 Q_C^{-1} は幾何減衰以外の効果による振幅減衰を表す。

震源と観測点が離れている場合について、実体波の等方散乱 (散乱体に平面波が入射した場合に、どの方向にも同じ割合で散乱される) を仮定したモデルは Sato (1977) が導いた。この場合は

$$E^1(\mathbf{x}, t) = [W g_0 K(V_0 t/r) H(V_0 t-r) / \{4\pi r^2\}] \exp(-Q_C^{-1} \omega t) \quad (5)$$

と表される (1次等方散乱モデル)。ここで g_0 は全散乱係数、 H はステップ関数で、 K は次のような関数である。

$$K(x) = (1/x) \ln \{(x+1)/(x-1)\}, (x > 1) \quad (6)$$

1次等方散乱モデルは、震源時からの経過時間がS波走時の2倍を超えるような条件下では、1次後方散乱モデルと等価になる。

表面波の散乱については Kopnichev (1975) が次のような式を導いた。

$$E^1(\mathbf{x}, t) = [W g_0 H(V_0 t-r) / \{2\pi r\}] \{(V_0 t/r)^2 - 1\}^{-1/2} \quad (7)$$

表面波と実体波の場合を比較すると t への依存性が異なるが、これは幾何減衰の違いを反映している。

Fig. 3. Total scattering coefficient g_0 versus frequency from regional measurements made throughout the world [after Sato and Fehler (1998) with permission from Springer-Verlag]. Numerals represent different regions.

§ 4. 散乱係数とコーダ波減衰の測定

§ 3 で紹介したモデルを用いて、コーダ波を特徴づけるパラメータである全散乱係数(g_0)とコーダ波減衰(Q_C^{-1})の推定が世界各地で行われてきた。散乱係数は単位体積当たりの散乱の強さを表し、 Q_C^{-1} はコーダ波振幅の指数関数的な時間減衰を特徴づける。両者の測定結果は Herraiz and Espinosa (1987), Matsumoto (1995), Sato and Fehler (1998) などにまとめられているので、興味のある読者はこれらも参照されたい。

4.1 散乱係数の測定

1 次等方散乱モデルに基づく g_0 の測定は、関東地方 [Sato (1978), Aki (1980)], 長野県西部 [Kosuga (1992)], カナダの New Brunswick [Dainty *et al.* (1987)], 中央ギリシャ [Baskoutas (1996)] などで行われてきた。輻射伝達理論に基づく Multiple Lapse-Time Window 解析 (MLTW 法) からの測定は、関東・東海 [Fehler *et al.* (1992)], 中央カリフォルニアやハワイ [Mayeda *et al.* (1992)], 日本 [Hoshiba (1993)] などでの例がある。MLTW 法は、経過時間の短いウィンドウのコーダ波エネルギーには内部減衰の寄与が大きく、経過時間の大きなウィンドウでのコーダ波エネルギーには散乱減衰が効くことを利用して、いくつかの経過時間ウィンドウについてコーダ波エネルギー密度の空間分布を求め、両減衰および散乱係数を推定する方法である。Abubakirov and Gusev (1990) はモンテカルロ法によるシミュレーションから、カムチャツカでの平均自由行程を、Gusev and Abubakirov (1999) は同地域の散乱係数の深さ分布を推定した。Nishimura (1996) は長周期 P 波のパーティクル・オービットの解析から g_0 を推定した。

これらの結果をまとめると (Fig. 3), 1~30 Hz での g_0 はオーダーとして 10^{-2} [km⁻¹] の値をとる。ただし、測定値は $2 \times 10^{-3} \sim 10^{-1}$ [km⁻¹] の間に分布し、ばらつきはかなり大きい。また、周波数依存性が認められる場合もあるが、後述する Q_C^{-1} のような一定の傾向は見られない。

4.2 コーダ波減衰の測定

§ 3 で示したように、コーダ波振幅の減衰曲線は発震時からの経過時間の関数として表され、特に経過時間が S 波走時の 2 倍を超えると、コーダ波の減衰曲線は観測点または地震によらず共通な形をとる [Rautian and Khalturin (1978)]。そこでこのような時間ウィンドウでの S コーダ波エネルギー E^1 の減衰曲線に 1 次散乱モデルをあてはめて、コーダ波減衰 (Q_C^{-1}) を推定することが広く行われてきた (Fig. 4)。 E^1 はバンドパスフィルター (通常はオクターブ幅のフィルター [Tsujiura (1978)])

Fig. 4. An example of coda method to determine Q_C^{-1} . The traces are, from top to bottom, raw data, filtered trace with a center frequency of 8 Hz, and rms trace. The logarithm of rms coda amplitude in the coda window is fitted to the single scattering model (bold line) to obtain Q_C^{-1} from the slope.

を通した 2 乗平均速度振幅から求める。§ 3 では E^1 を周波数の関数として陽には示していないが、フィルターの帯域を変えて解析を行うことにより、 Q_C^{-1} を周波数の関数として求めることができる。 Q_C^{-1} の推定は 1 観測点のデータからでも可能であり、解析も簡単であることから、1980 年代以降に世界各地において広く行われるようになった。

Q_C^{-1} の測定結果のばらつきは大きい、一般に周波数に逆比例して小さくなる (Fig. 5)。大まかに見ると、1 Hz では 10^{-2} 程度、20 Hz で 10^{-3} 程度の値をとる。また、火山地域や地殻浅部では大きな値をとる傾向がある。Matsumoto and Hasegawa (1989) は東北地方の火山地域での Q_C^{-1} が大きいことを、Kosuga (1992) は地殻浅部の地震からの Q_C^{-1} はより深部の地震からの Q_C^{-1} よりも大きいことをそれぞれ示した。 Q_C^{-1} の周波数依存性は、 f を周波数として 1 Hz 以上の帯域で

$$Q_C^{-1} = Q_0^{-1} f^{-n} \quad (8)$$

のように書ける。 Q_0^{-1} は 1 Hz での Q_C^{-1} である。 n は 0.5~1.0 程度の値をとる。多くの場合の Q_C^{-1} の測定は、1~30 Hz の周波数帯域で行われてきた。これよりも特に高周波領域での測定例としては、南アフリカの金鉱山における数百 Hz での測定 [Cichowicz and Green (1989)] や、カナダの 3 カ所の鉱山における 150 Hz~3 kHz での測定 [Feustel (1998)] などがある。

Fig. 5. Q_c^{-1} versus frequency for various regions in the world [after Sato and Fehler (1998) with permission from Springer-Verlag]. Numerals represent different regions.

4.3 Q_c^{-1} と地域のテクトニクス

散乱モデルに基づく、 Q_c^{-1} は震源と観測点を焦点とする楕円体（散乱楕円体）内から散乱されてきた波による振幅の時間減衰率を表すので、 Q_c^{-1} は散乱楕円体内での平均的なコード波減衰を表すと考えられている。その考えを発展させて、 Q_c^{-1} の空間分布をトモグラフィ的に求めた研究もある。Singh and Herrmann (1983) は、アメリカ合衆国内での Q_c の等値線を描き、最も古い岩石が露出している大陸中央部での Q_c^{-1} が最も小さく、西部では大きいことを示した。Baquer and Mitchell (1998) はアメリカでの広帯域デジタル地震計ネットワークの記録から Lg 波のコード Q を求め、back-projection 法で Q_0 と n の空間分布を求めた。 Q_0 の分布傾向は Singh and Herrmann (1983) の結果と同様である。Jin and Aki (1988) は中国大陸での Q_c^{-1} を求めて歴史地震の空間分布と比較し、歴史地震は Q_c^{-1} の大きな領域で発生していることを見いだした。これらの観測結果は、テクトニックに安定な領域では Q_c^{-1} が小さく、活動的な領域では大きいことを示す。

Q_c^{-1} とテクトニクスの相関については、Jin and Aki (1989, 1991) のように、散乱に寄与するクラック密度がテクトニックな活動度と関係するためと考えるのが一般的であろう。最近、これとは異なる解釈が Mitchell らによってなされている。Mitchell *et al.* (1997) および Mitchell and Cong (1998) は、 Q_0 はその地域における最新のテクトニックなイベントまたは造山運動からの経過時間に比例して増加するように見えることを示した。彼らはそれを、地殻内の水が交代変成作用によって時間

とともに失われることによる内部減衰の減少に起因すると解釈した。

Q_c^{-1} について、より微細な空間分布を求めた例もある。Matsumoto and Hasegawa (1989) は東北地方での Q_c^{-1} の空間分布を求め、火山地域や日本海側の低速度領域での Q_c^{-1} が大きいことを示した。O'Doherty *et al.* (1997) はカリフォルニアの Long Valley カルデラ地域での Q_c^{-1} から S 波の減衰構造を空間スタッキング法で求め、カルデラ内に異常減衰域が存在することを報告した。

4.4 経過時間への依存性

Rautian and Khalturin (1978) は広い経過時間レンジでのコード波の振幅減衰は、単一の Q_c^{-1} で説明することができないことを指摘した。震源時からの経過時間の関数として Q_c^{-1} を求めると、経過時間とともに Q_c^{-1} が減少する現象（経過時間依存性）は Hindu-Kush [Roecker *et al.* (1982)], フランス [Gagnepain-Beyneix (1987)], 南ノルウェー [Kvamme and Havskov (1989)], ユーゴスラビア [Herak (1991)], 南極 [Akamatsu (1991)], 長野県西部 [Kosuga (1992)] などでも報告されており、一般的な傾向といえる。

散乱強度と減衰が空間的に一樣であれば、 Q_c^{-1} は経過時間には依存しない。 Q_c^{-1} の経過時間依存性を観測した研究者の多くは、経過時間の大きな時間ウィンドウのコード波はより減衰の小さい領域を通ってきたと解釈した。また、 Q_c^{-1} は S 波の内部減衰 (Q_s^{-1}) に近い値をとるという観測事実 [Aki (1980)] から、 Q_c^{-1} は Q_s^{-1} を表すと解釈して、Gagnepain-Beyneix (1987), Kosuga

(1992), Kanao (1997) は Q_c^{-1} の経過時間依存性から Q_s^{-1} の深さ分布を推定した。Del Pezzo (1995) は Q_s^{-1} を深さの多項式として近似すると震源距離（経過時間に比例）の多項式として表されることに注目し、経過時間依存性から多項式の係数を決定し、 Q_s^{-1} の深さ依存性へと換算した。一方、Gusev (1995) は g_0 が深さに逆比例する構造を考えると経過時間依存性が説明できるとした。Hoshiba (1994) は散乱係数と内部減衰が深さ依存性をもつ場合について、コーダ波エネルギーの時間変化をモンテカルロ法でシミュレーションし、 Q_c^{-1} の経過時間依存性を再現した。このように種々の試みはあるが、 Q_c^{-1} の経過時間依存性が何を表し、それからどのような構造が推定されるのかはまだ十分には解明されていない。

4.5 Q_c^{-1} とは何か

観測される S 波の全減衰 (Q_t^{-1}) には、内部減衰 (Q_s^{-1}) と散乱減衰 (Q_{sc}^{-1}) が寄与する ($Q_t^{-1} = Q_{sc}^{-1} + Q_s^{-1}$)。コーダ波減衰を表す Q_c^{-1} は散乱減衰と内部減衰のどちらを表しているのだろうか？ エネルギーフラックス・モデルでは内部減衰と散乱減衰を分離した形で取り込んでいるが、 Q_c^{-1} を内部減衰と散乱減衰の単純な組み合わせで表すことはできない [Frankel and Wennerberg (1987)]。観測からは、 Q_c^{-1} が Q_s^{-1} に近い値をとる場合 [Fehler *et al.* (1992), Hoshiba (1993)] と、 Q_s^{-1} と Q_t^{-1} の中間的な値をとる場合 [Mayeda *et al.* (1992), Jin *et al.* (1994)] とが報告されている。周波数によって異なる例もあり、南スペインとアナトリアでの 4~8 Hz 帯では Q_s^{-1} に近い値をとり、8 Hz 以上では Q_t^{-1} に近い値をとる [Akinci *et al.* (1995)]。このように、 Q_c^{-1} とは何かに対する十分な解答はまだ得られていない [河原 (1997)]。

これに対して最近、層構造を考えて解釈しようという試みがある。Yomogida *et al.* (1997) は 2 層モデルで SH 波の伝播をシミュレーションし、 Q_c^{-1} を測定した。その結果、下層で散乱された波がコーダ波のエンベロープを形成し、時間減衰率は下層の内部減衰で規定されることがわかった。このことから、 Q_c^{-1} は下部地殻の内部減衰を反映すると解釈した。Margerin *et al.* (1998) は地殻とマントルの 2 層構造で地震波速度と散乱強度が異なる場合 (Fig. 6) について、輻射伝達方程式をモンテカルロ法を用いて解いた。内部減衰がない場合のコーダ波振幅の減衰は、1 次散乱モデルによる解と同様に

$$t^{-1} \exp(-2\pi ft/Q_c^*)$$

と書ける。 Q_c^* はモホでの反射係数、地殻中での平均自由行程（散乱係数の逆数）および周波数の関数となり、地殻中にトラップされた散乱波のエネルギーがマントル中に逸散していく割合を表す。現実的なパラメータを与えて計算したところ、 Q_c^* は Q_c^{-1} とほとんど同じ値を

Fig. 6. Geometry and physical parameters of the model by Margerin *et al.* (1999). Waves emitted from the source (asterisk) are multiple scattered by scatterers (circles) in the crust. Some scattered waves arrive at the receiver (triangle) and some leak to the upper mantle. After Margerin *et al.* (1999) with permission from Blackwell Science.

とることがわかった。Margerin *et al.* (1999) はこのモデルをメキシコの 4 観測点でのデータに適用し、低周波 (~1 Hz) ではエネルギーの逸散が Q_c^{-1} に効くのに対し、高周波 (~10 Hz) ではエネルギーの逸散だけでは説明することができず、内部減衰が卓越するという結果を得た。このような解釈は興味深い、どの地域でも地殻とマントルという単純な 2 層構造で説明できるのか、今後さらに検討が必要である。

§ 5. 一様な構造では説明できないコーダ波振幅（エンベロープ）の特徴

5.1 減衰曲線のゆらぎ

§ 3 で紹介した散乱モデルでは、散乱係数と Q_c^{-1} が空間的に一定であることを仮定している。その場合の減衰曲線はなめらかな形になるが、実際の減衰曲線はゆらぎをもっている。そのゆらぎを特徴づけたり、ゆらぎに着目して、一様ランダムな構造では説明できない不均質性を解明しようという研究も行われてきた。

コーダ波中の特定の位相に注目した例としては、南関東での地殻内地震のコーダ波エンベロープを調べた Obara and Sato (1988) や Obara (1989) の研究がある。彼らは太平洋プレートの上面で S-S 反射した波を発見し、さらに、反射波自身もコーダ波を伴い、振幅の時間減衰率が S コーダ波の時間減衰率と同程度であることを見いだした。Phillips *et al.* (1993) は府中アレイの水平動成分に大振幅の位相を発見し、波の偏向や slant-stack を用いた解析から、この波は関東平野と関東山地の境界での散乱で生じた Love 波と結論づけた。Kosuga (1997) は東北地方で観測される S 波のコーダ波には、一定間隔で振幅が増減する現象が見られること

があることを見いだして、この現象をコード波のリップルと名づけた。リップルの出現は震源位置には依存するが観測点の位置にはあまり依存しないことから、太平洋プレート内での多重反射のような、伝播経路で生じた波と解釈した。一方、多数のゆらぎから地下の散乱強度の分布を決定論的に推定した例もある。Nishigami (1991) は減衰曲線のゆらぎから散乱強度の空間分布を推定するインバージョン手法を開発した。彼はこの手法を飛騨、日光・白根、北陸、カリフォルニアのサン・アンドレアス断層周辺地域などに適用し [Nishigami (1997, 2000)], サン・アンドレアス断層では断層セグメントの境界付近で散乱強度が強いなどの興味深い結果を得た。Revenaugh (1995b) はコード波エネルギーの起源 (散乱ポテンシャル) をマッピングするキルヒホッフ・マイグレーション法 [Revenaugh (1995a)] で、南カリフォルニアの Transverse Range 下に沈み込むスラブの南翼が強い散乱帯となっていることを示した。散乱強度の空間分布の推定についての詳細は、本号の西上 (2001) を参照されたい。

5.2 アレイ解析による散乱体の推定

アレイ解析から地震波散乱体の分布を推定した研究は数多くなされており、日本における最近の解析例としては、兵庫県南部地震の震源域周辺についての Matsu-moto *et al.* (1998)、東北地方の脊梁山地についての松本・他 (1999) および浅野・他 (1999) による研究などがある。アレイ解析からの散乱体の検出については、本号の松本 (2001) を参照されたい。

散乱体の位置は特定できないまでも、散乱強度の不均質な分布を推定した例も多い。Wagner (1997) は南カリフォルニアの Piñon Flat でのアレイ観測データから、近地の P 波、S 波、Lg 波のコード波中でのコヒーレントな波を生じる散乱体は、直達波の波線に沿う限られた領域に存在すると考えた。Obata (1997) は、淡路島で観測した人工地震のコード波エンベロープを解析し、振幅の減衰曲線が一時的に上昇あるいは平坦になる場合があることを見いだした。この現象は P 波の強い散乱源が 20~25 km の深さにあるとすれば説明可能である。松本・他 (1995) は日光周辺での 2 カ所のアレイ記録を 1 次散乱理論を用いて解析し、火山に囲まれた地域では相関距離が 1 km 程度以下の不均質性が強いと解釈した。

アレイ解析ではないが、Nishimura *et al.* (1997) はニューメキシコの Jemez 火山地域での人工地震記録を 1 次散乱モデルで解析し、最も強い散乱はカルデラ中央部の地殻浅部で生じていることを見いだした。Aki and Ferrazzini (2000) は Piton de la Fournaise 火山において、コード波エネルギーが空間的に局在化する例を報告

している。

5.3 散乱の異方性

散乱モデルの多くは等方的な散乱を仮定しているが、非等方的な散乱を示唆する観測もある。Multiple Lapse-Time Window 解析 (MLTW 法, 4.1 参照) でのデータのフィッティングが不十分な場合の原因の一つとして、等方散乱を仮定していること [Akinci *et al.* (1995), Fehler *et al.* (1992), Hoshiba (1993)] と、 Q_{sc}^{-1} や Q_s^{-1} に深さ依存性があること [Hoshiba (1993)] が挙げられている。Dougherty *et al.* (1995) は北西大西洋の ODP 掘削孔周辺での地震探査記録を解析し、コード波エネルギーが過去 (1 億 800 万年前) の海洋底拡大の方向で大きいことを示した。その原因として、散乱が海底下のクラックまたは方向性のある不均質によって生じていると解釈した。Wagner (1996) は、P 波、S 波、Lg 波のコード波においてコヒーレントに前方散乱された波が引き続き到来することは、異方的な不均質によって前方散乱された波が地殻内の waveguide に閉じこめられることにより説明できるとした。一方、理論的な研究として、Sato (1995) は散乱の方向依存性がある場合の問題を定式化した。散乱の方向依存性が有限次数の球面調和関数で書けるなら、有限次元の連立 1 次方程式を解くことで解が得られることを示した。詳細は Sato and Fehler (1998) を参照されたい。Hoshiba (1995) は西日本の 3 観測点で観測された S 波直後のコード波エネルギーは等方多重散乱モデルから期待されるよりも大きいことを示し、モンテカルロ法によるシミュレーションから、非等方散乱を考えると説明可能であると述べている。

§ 6. リソスフェアのランダム不均質構造

2.2 で紹介したように、ランダム不均質構造を不均質の自己相関関数の型、速度ゆらぎの大きさ ε 、相関距離 a で特徴づけ、地震波の散乱の解析からそれらを推定する研究も数多く行われてきた。 ε や a は前章までに扱ってきた散乱係数 (g_0 または g_π) と関係する。たとえば、指数関数型の自己相関関数でモデル化される不均質構造においては、 g_π は ε^2/a に比例する [Sato and Fehler (1998), 吉本 (2001)]。散乱解析からの ε や a の推定には、1 次散乱モデルまたはエネルギーフラックス・モデルを用いる場合もあるが、媒質の不均質性を数値的に表現して行う波動伝播のシミュレーションも用いられてきた。データとしては近地震・遠地震の他に、人工地震も用いられている。

シミュレーションに基づく研究は、Frankel and Clayton (1984) によって始められた。彼らは、P 波速度のゆらぎを導入して散乱を差分法で計算した。その後、

P波速度と密度 [Jannaud *et al.* (1992), Roth and Korn (1993)], P波速度とS波速度に相関のあるゆらぎ [Wagner and Langston (1992), Frankel and Clayton (1986)], P波速度・S波速度・密度が相関をもって変わる場合 [Emmerich (1992)], P波速度, S波速度, Q_P , Q_S , 密度の変化に相関がある場合 [Chang and McMechan (1996)] などのように, 次第に複雑な場合のシミュレーションが行われるようになってきた. シミュレーションに関しては, 河原 (1997) の総合報告も参照されたい.

6.1 地殻内の不均質性

Yoshimoto *et al.* (1997b) は日光地域で観測した地震波の3成分エンベロープ解析 [Yoshimoto *et al.* (1997a)] から, リソスフェアの不均質構造を推定した. 彼らは密度と地震波速度が指数関数型の自己相関関数をもつと仮定し, 地表の効果と震源からの放射特性を考慮した解析を行い, $\varepsilon=5\sim 8\%$, $a=0.3\sim 0.8$ [km] という結果を得た. Rothert and Ritter (2000) は, 南ドイツの Gräfenberg アレイで観測した Hindu Kush の地震の P コーダ波から, 地殻において $\varepsilon=3\sim 7\%$, $a=0.6\sim 4.8$ [km] と推定した. Hock *et al.* (2000) は深発地震の P コーダ波にエネルギーフラックス・モデルを適用し, スウェーデンからドイツにかけてのリソスフェアの不均質性を調べた. バルト盾状地の地殻内では, $\varepsilon\sim 4\%$, $a\sim 1$ [km], 北ドイツ・デンマーク海盆での地殻内では $\varepsilon\sim 8\%$, $a=5\sim 10$ [km] を得た.

人工地震記録の解析としては以下のような例がある. Line *et al.* (1998a) は放物近似を用いた不均質媒質中の波動伝播理論に基づき, バルト盾状地の深さ 15 km までの上部地殻の不均質性は, $\varepsilon=1.5\pm 0.5\%$, $a=0.15$ [km] の指数関数型で表されるとした. Roth (1997) は走時の自己相関関数と媒質のスローネスのゆらぎの関係を波線理論的に求めた. スウェーデンの Øland で行われたエアガンのショットを解析し, ガウス型の自己相関関数を仮定した場合に地殻では $\varepsilon=2.2\sim 5\%$, $a=0.33\sim 0.60$ [km] を得た. Line *et al.* (1998b) はスウェーデンの Siljan 探査データから $\varepsilon=0.7\%$, $a=0.21$ [km] と推定した. その東のボスニア湾での BABEL 探査からは, 地殻上部 1~2 km で $\varepsilon=4\sim 6\%$, $a=0.035$ [km], 上部 6~8 km で $\varepsilon=1.5\%$, $a=0.14$ [km] と推定した.

以上をまとめると, 地域的な違いはあるが, $\varepsilon=1\sim 8\%$, $a=0.15\sim 1.0$ [km] が得られている. また, 上記パラメータは深さによって変わるが, 浅部でのゆらぎは地表付近の亀裂に, それ以深では地殻構成物質の組成的な不均質に起因するためとの解釈がある [Line *et al.* (1998a, 1998b)].

6.2 上部マントルの不均質性

上部マントルでの不均質性は, 遠地地震を用いた解析や波動伝播のシミュレーションを基に推定されている. Langston (1989) は遠地地震の P コーダ波の特徴を調べ, 北米大陸西部と北東部での振幅と時間減衰の相違を説明するために, 均質な層の上に不均質な層がある場合のエネルギーフラックス・モデルを導入した. これは入射した波が表層で散乱され, エネルギーが均質媒質へ逸散することを考慮したものである. Korn (1990) も同様のモデルを提唱した. Korn (1993) は拡張されたエネルギーフラックス・モデルを用いて, 島弧では散乱が強く, 安定大陸では散乱が弱いことを見いだした. Hestholm *et al.* (1994) は地殻と最上部マントルを表す 2 次元断面に, $\kappa=0.3$ のフォン・カルマン型で表現したランダムな不均質性を加えて大規模なシミュレーションを行い, 実際に観測されるような複雑な地震記象を再現できることを示した. Furumura *et al.* (1999) はマントル内にフォン・カルマン型のランダムな不均質性を加えた構造において, 疑似スペクトル法により波動伝播をシミュレーションした. 彼らは不均質性の効果として, 実体波については走時異常と波形の変化, レイリー波については位相のずれが生じることを示した. また, 不均質の異方性が大きくなるほど影響が生じる領域は広く, 異常の振幅も大きくなることもわかった.

不均質性を定量的に推定した例としては以下のような研究がある. Flatté and Wu (1988) はノルウェーの NORSAR アレイ下のリソスフェアの不均質性について, 2 種類のスペクトル構造がオーバーラップした不均質構造を提唱している. Ritter *et al.* (1998) はフランスの Massif Central で観測された遠地地震の P コーダ波に Shapiro and Kneib (1993) および Shapiro *et al.* (1996) の理論を適用し, 同地域のリソスフェアは厚さ 70 km, $\varepsilon=3\sim 7\%$, $a=1\sim 16$ [km] で特徴づけられるとした. Shapiro らの理論は, 不均質の存在によりコヒーレントな波頭のエネルギーがインコヒーレントな部分に組み入れられる割合を ε を使って表したものである. Hock *et al.* (2000) は深発地震の P コーダ波にエネルギーフラックス・モデルを適用し, 北ドイツ〜デンマーク海盆下のリソスフェアでは $\varepsilon=6\sim 8\%$, $a=10\sim 20$ [km] の値を得た. Mallick and Frazer (1990) は海洋リソスフェアを伝わる波のシミュレーションから, $\varepsilon=2\%$, $a=5$ [km] と推定した.

速度構造のゆらぎの波長が地震波の波長に比べて大きい場合, 回折効果により S 波主要動のパルス幅の増大と最大振幅の着信の遅れが生じる. Sato (1989) はこれを観測から明らかにし, 放物近似に基づくモデルを提唱し

た、その後 Scherbaum and Sato (1991) は、上記モデルからインバージョンによって ε^2/a を推定した。ただし、このモデルからでは二つのパラメータの分離はできない。このようなエンベロープ解析の詳細は本号の小原 (2001) を参照されたい。

上部マントルでの結果をまとめると、 $\varepsilon=2\sim 8\%$ 、 $a=1\sim 20$ [km] ということになる。地殻内と比較すると、速度ゆらぎの大きさはそれほど変わらないが、相関距離が1桁大きいのが特徴である。広角反射法のデータも、下

部地殻と上部マントルではゆらぎのスケールが顕著に異なることを示している [Enderle *et al.* (1997)].

6.3 異方的な不均質性

Hestholm *et al.* (1994) はノルウェーの NORESS および ARCESS アレイで記録した近地震波の解析を行い、リソスフェアの不均質性は等方的ではないことを示した。地質学的データからも、地殻物質の相関距離は水平方向が鉛直方向よりも長いことの直接的な証拠が得られている [Holliger and Levander (1992)]. Dolan *et al.* (1998) は近接して掘削された9本のボアホール（深さ1000~1500 m）での速度検層データから、水平方向の相関距離が鉛直方向に比べて4倍長いことを示した。このように、リソスフェア内では水平方向と鉛直方向の相関距離が異なる、異方的な不均質性が存在することも特徴である。

それでは、このような異方的な不均質性はどのような構造に起因するのだろうか？ 反射法探査では、下部地殻は無数の水平に近い反射面がランダムに分布していることで特徴づけられ (Fig. 7), 反射的な層の下端はモホに一致する [Mooney and Brocher (1987)]. このように、明瞭な速度境界であるモホの上に高速度層と低速度層が互層を形成しているというのが、反射法地震探査記録から得られるイメージである (Fig. 8). このような互層構造が Lg コーダ波の継続時間を増加させることが、Campillo and Paul (1992) のシミュレーションによって示されている。

一方、垂直入射に対してマントルは「透明」であると考えられてきたが、このイメージを再考させるようなデータも得られている。ロシアをほぼ東西に横断する Peaceful Nuclear Explosion (PNE) において、数千 km 以上も伝播する高周波 Pn が観測された [Ryberg *et al.* (1995), Fig. 9]. この波の卓越周波数は5~10 Hz で、継

Fig. 7. Seismic reflection profile over an area of continental crust showing a highly reflective lower crust and relatively transparent upper crust and mantle [after Warner (1990) with permission from Elsevier Science].

Fig. 8. Model for the lower crust and Moho that consists of lamella with high- and low-velocity [after Mooney and Meissner (1992) with permission from Elsevier Science].

Fig. 9. High pass filtered (cut off frequency of 5 Hz) vertical component time-distance record section on profile QUARTZ shown in the inset. The traces are normalized to the maximum of each trace. The strong wave band marked by an arrow is the high-frequency teleseismic Pn. After Ryberg *et al.* (2000) with permission from Blackwell Science.

続時間の長いインコヒーレントなコーダ波を伴うことが特徴である。この波の成因を巡って波動伝播のシミュレーションを基に様々な検討がなされている [Ryberg and Wenzel (1999), Ryberg *et al.* (2000), Tittgemeyer *et al.* (1996, 1999)] が、最上部マントルにもランダムな不均質構造を考える必要があるという点が共通している。シミュレーションの結果、速度ゆらぎは多重散乱を起こすほど十分強く、水平方向の相関距離が鉛直方向のそれより 1 桁以上大きい場合に限り、高周波 Pn が見られることがわかった。Tittgemeyer *et al.* (1996, 2000) は Reflectivity 法による波形合成を行い、この Pn は上部マントルに $\pm 4\%$ のランダムな不均質を重ね合わせると説明可能であることを示した。Ryberg and Wenzel (1999) は理論波形のコーダ Q と観測されたコーダ Q を比較し、層の厚さ・速度ゆらぎ ε ・相関距離 a を推定した。その結果、厚さは 75 km、低速度と高速度の互層の厚さが 2 km、 $\varepsilon = 5\%$ とすると説明可能であるとした。Ryberg *et al.* (2000) は 2 次元差分法による波動場のシミュレーションから、高周波 Pn が再現される条件として、不均質層の厚さが 100~150 km、横方向・鉛直方向の相関距離がそれぞれ 20 km と 0.5 km、 $\varepsilon \approx 2\%$ という値を得た。ここで紹介したのは PNE の例だけであるが、遠地 Pn はしばしば見られる [Ryberg *et*

al. (2000)] ことから、他の大陸においても同様な不均質が存在すると考えるのが自然であろう。

6.4 地殻・マントル構造のイメージ

散乱波を用いた研究から、地殻・上部マントル・モホの構造について、従来とは異なるイメージも得られるようになってきた。Gibson and Levander (1988) はランダムな速度ゆらぎをおいて地震波をシミュレートし、これに通常の CMP スタックを行うと見かけ上の不連続的な水平構造が現れることを示した。Levander and Holliger (1992) は同様なシミュレーションから、反射法探査で実際に見られるような不連続な反射だけではなく、広角反射波も生じることを示した。さらに Levander *et al.* (1994b) は、2.2 で述べた Lewisian 片麻岩体のモデルを上部地殻に、Ivrea 岩体のモデルを下部地殻に採用したモデルを構成し、実際の反射法記録に見られる特徴を視覚的に良く再現する CMP 重合記録を得た。このように、Fig. 8 のような互層構造とはやや異なるランダムな不均質性を地殻内に考えることによって、現実的な理論反射法探査記録がつけられることがわかった。上部マントルについては、高周波 Pn を説明するために、4% 程度の異方的なランダム不均質構造を加えたモデルが提案された [Ryberg *et al.* (2000)] ことを述べた。

Figs. 10, 11 には最近考えられている地殻・マントル

Fig. 10. 1D (left) and 2D (right) velocity model in the crust and the upper mantle [after Tittgemeyer *et al.* (1999) with permission from Birkhäuser Verlag]. The lower crust and the uppermost mantle contain random and anisotropic inhomogeneities with different correlation length.

Fig. 11. Conceptual diagram indicating the inhomogeneous structure in the lower crust, upper mantle, and Moho. The three layers are characterized by anisotropic random inhomogeneities with different scale length and velocity variance (gray scale). The response of Moho to the incident wave depends on the incident angle. After Enderle *et al.* (1997) with permission from Elsevier Science.

構造モデルの例を示す。地殻・マントルともランダムな不均質性を有するが、不均質の相関距離はマントル内の方が大きい。また、水平方向の相関距離が鉛直方向の相関距離よりも大きいことも特徴である。地殻とマントルの境界を形成するモホは、従来は薄い速度不連続面と考えられてきたが、その内部構造も注目されるようになった。Enderle *et al.* (1997) は、モホは地殻物質とマントル物質が混合した層から形成され、高周波 Pn の wave guide として働くと考えた (Fig. 11)。このような地殻・マントル・モホの構造は、反射法地震断面からイメージされる構造 (Fig. 8) と大きく異なるものではないが、両者のどちらが真の構造に近いかは、他地域のデータも加えて今後さらに検討する必要がある。また、これまでに紹介したのは大陸での研究であるが、島弧の地殻・マントルについての解明を進めることは、島弧の形成史の解明にもつながる重要な課題である。

§7. まとめと今後の課題

本論ではコーダ波から推定される不均質構造を概観してきた。推定されるパラメータは、現象論的なパラメータとしての散乱係数 g_0 とコーダ波減衰 Q_c^{-1} 、または、波動論的なパラメータとしての地震波速度のゆらぎ ε と相関距離 a である。 g_0 は ε や a と関係する量である。その結果を、特に 1990 年代に行われた研究結果を中心にまとめると、以下ようになる。

(1) 検層データや地質データが示す不均質性のパ

ースペクトルは、波数のべき乗に比例することが多い。これは $\kappa=0.1\sim0.3$ のフォン・カルマン型の自己相関関数で表現できる。また、鉛直方向の相関距離が水平方向よりも短く、異方的な構造となっていることも明らかになった。

(2) コーダ波減衰を表す Q_c^{-1} とその経過時間依存性の観測が数多く行われた。また、 Q_c^{-1} と地域のテクニクスとの相関が明らかになった。しかし、 Q_c^{-1} が物理的に何を反映しているのかは、いまだにはっきりしていない。これに対して、層構造を考えて解釈しようという試みがなされている。

(3) ε と a を推定した結果をまとめると、地殻内については $\varepsilon=1\sim8\%$ 、 $a=0.15\sim1.0$ [km] であり、上部マントルでは $\varepsilon=2\sim8\%$ 、 $a=1\sim20$ [km] である。速度ゆらぎの大きさはあまり変わらないが、上部マントル内での相関距離が 1 桁大きいことが特徴である。また、検層データと同様に、鉛直方向の相関距離は水平方向よりも短い。

(4) 反射法探査での垂直入射に対してマントルは「透明」と見なされてきた。しかし、大陸を伝播する高周波 Pn を説明するためには、最上部マントルでの速度ゆらぎは多重散乱を起こすほど強く ($\varepsilon\sim4\%$)、水平方向の相関距離が鉛直方向のそれより 1 桁以上大きいことが必要であることがわかった。

このように、コーダ波の解析を通して地球内部の確率論的構造のイメージは少しずつ明らかになってきた。しかし、今後解明すべき課題も多く残されているので、最後にそれらを挙げておこう。

(1) Q_c^{-1} が内部減衰 (Q_s^{-1}) と散乱減衰 (Q_{sc}^{-1}) のどちらを反映するのか、 Q_c^{-1} の経過時間依存性には散乱係数と内部減衰の深さ依存性のどちらが影響するのかなどはまだ解明されていない。 Q_c^{-1} がそもそも、コーダ波振幅が時間に対して指数関数的に減衰することを表すために便宜的に導入されたパラメータであるがために、その物理的意味の解釈に苦慮している面がある。むしろ、物理的内容が明確なパラメータでコーダ波減衰を記述すべきかもしれない。層構造モデルによるアプローチはこのような試みで興味深い。どの地域でもそれによって説明できるのか、さらに検討する必要がある。

(2) 下部地殻にランダムな速度ゆらぎをもつ地震波速度構造を考えると、実際の反射法記録に見られる特徴を視覚的に良く再現することがわかってきた。下部地殻には水平に近い高速度・低速度の互層があるのか、ランダムな速度ゆらぎを考えるだけで良いのかを明らかにする必要がある。

(3) モホや上部マントルの不均質構造についても解

析地域を増やして検討する必要がある。特に、これまでの研究は主として大陸において行われてきたので、島弧での研究を進めることが必要である。

(4) コード波を用いた解析は ε と α の定量的な測定に大きく貢献してきたが、それらの値は空間平均したものをしている場合が多い。これは確率論的アプローチの欠点でもあるのだが、決定論的手法とのハイブリッドな解析手法を工夫するなどして、空間分解能を上げる必要がある。これは上記(4)の解明のためにも必要である。

(5) 確率論的地下構造モデルに基づいたグリーン関数を用い、震源パラメータの推定を行うことも有望である。これはすでに始められているが[例えば, Nakahara *et al.* (1998)], より現実的な構造に対する解析手法の開発と計算処理手法の効率化が必要である。

謝 辞

査読者の佐藤春夫氏(東北大学)と竹中博士氏(九州大学)からの適切なコメントは、原稿の改善に大変有益であった。Marc Tittgemeyer および Trond Ryberg の両氏には、作図にあたってデジタルデータを使用させていただいた。本研究は、東京大学地震研究所共同研究プログラム(2000-B-07)の援助を受けた。記して謝意を表する。

文 献

Abubakirov, I. R. and A. A. Gusev, 1990, Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **64**, 52–97.

Akamatsu, J., 1991, Coda attenuation in the Lützow-Holm Bay Region, east Antarctica, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 65–75.

Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615–631.

Aki, K., 1980, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496–6504.

Aki, K. and B. Chouet, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322–3342.

Aki, K. and V. Ferrazzini, 2000, Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16617–16640.

Aki, K. and P. G. Richards, 1980, *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, Freeman, San Francisco, 932 pp.

Aki, K. and M. Tsujiura, 1959, Correlation study of near earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37**, 207–232.

Akincl, A., E. Del Pezzo and J. M. Ibáñez, 1995, Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey), *J. Geophys. Res.*, **121**, 337–353.

浅野陽一・海野徳仁・中村綾子・岡田知己・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・佐藤俊也・長谷川 昭・小菅正裕・長谷見晶子, 1999, DAT アレイ地震観測による奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定, *地震* **2**, 52, 379–394.

Baquer, S. and B. J. Mitchell, 1998, Regional variation of Lg coda Q in the continental United States and its relation to crustal structure and evolution, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 613–638.

Baskoutas, I., 1996, Dependence of coda attenuation on frequency and lapse time in central Greece, *Pure Appl. Geophys.*, **147**, 483–496.

Campillo, M. and A. Paul, 1992, Influence of the lower crustal structure on the early coda of regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3405–3416.

Chang, H. and G. A. McMechan, 1996, Numerical simulation of multi-parameter seismic scattering, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1820–1829.

Cichowicz, A. and R. W. E. Green, 1989, Changes in the early part of the seismic coda due to localized scatterers: The estimation of Q in a stope environment, *Pure Appl. Geophys.*, **129**, 497–511.

Cleary, J. R. and R. A. W. Haddon, 1972, Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: a new interpretation of precursors to PKP, *Nature*, **240**, 549–551.

Dainty, A. M., R. M. Duckworth and A. Tie, 1987, Attenuation and backscattering from local coda, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1728–1747.

Del Pezzo, E., 1995, Estimate of the Q-depth pattern from coda-Q measurement, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **88**, 79–82.

Dolan, S. S., C. J. Bean and B. Rioulet, 1998, The broadband fractal nature of heterogeneity in the upper crust from petrophysical logs, *Geophys. J. Int.*, **132**, 498–507.

Dougherty, M. E., R. J. Vincent, S. A. Swift and R. A. Stephen, 1995, Anisotropic seismic scattering in old Atlantic crust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 10095–10106.

Emmerich, H., 1992, PSV-wave propagation in a medium with local heterogeneities: a hybrid formulation and its application, *Geophys. J. Int.*, **109**, 54–64.

Enderle, U., M. Tittgemeyer, M. Itzin, C. Prodehl and K. Fuchs, 1997, Scales of structure in the lithosphere—images of processes, *Tectonophysics*, **275**, 165–198.

Fehler, M., M. Hoshiba, H. Sato and K. Obara, 1992, Separation of scattering and attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance, *Geophys. J. Int.*, **108**, 787–800.

- Feustel, A. J., 1998, Seismic attenuation in underground mines: a comparative evaluation of methods and results, *Tectonophysics*, **289**, 31–49.
- Flatté, S. M. and R.-S. Wu, 1988, Small-scale structure in the lithosphere and asthenosphere deduced from arrival time and amplitude fluctuations at NORSAR, *J. Geophys. Res.*, **93**, 6601–6614.
- Frankel, A. and R. W. Clayton, 1984, A finite-difference simulation of wave propagation in two-dimensional random media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2167–2186.
- Frankel, A. and R. W. Clayton, 1986, Finite difference simulations of seismic scattering: Implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6465–6489.
- Frankel, A. and L. Wennerberg, 1987, Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1223–1251.
- Furumura, M., B. L. N. Kennett and T. Furumura, 1999, Seismic wavefield calculation for laterally heterogeneous earth models—II. The influence of upper mantle heterogeneity, *Geophys. J. Int.*, **139**, 623–644.
- Gagnepain-Beyneix, J., 1987, Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **89**, 681–704.
- Gao, L. S., L. C. Lee, N. N. Biswas and K. Aki, 1983, Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 377–389.
- Gibson, B. S. and A. R. Levander, 1988, Modeling and processing of scattered waves in seismic reflection surveys, *Geophysics*, **53**, 466–478.
- Gusev, A. A., 1995, Vertical profile of turbidity and coda Q , *Geophys. J. Int.*, **123**, 665–672.
- Gusev, A. A. and I. R. Abubakirov, 1987, Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **49**, 30–36.
- Gusev, A. A. and I. R. Abubakirov, 1999, Vertical profile of effective turbidity reconstructed from broadening of incoherent body-wave pulses—II. Application to Kamchatka data, *Geophys. J. Int.*, **136**, 309–323.
- Herak, M., 1991, Lapse-time dependent Q_c -spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia), *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 303–312.
- Herraziz, M. and A. F. Espinosa, 1987, Coda waves: a review, *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 499–577.
- Hestholm, S. O., E. S. Husebye and B. O. Rudd, 1994, Seismic wave propagation in complex crust-upper mantle media using 2-D finite-difference synthetics, *Geophys. J. Int.*, **118**, 643–670.
- Hock, S., M. Korn and T. T. W. Group, 2000, Random heterogeneity of the lithosphere across the Trans-European Suture Zone, *Geophys. J. Int.*, **141**, 57–70.
- Holliger, K., 1996, Upper-crustal seismic velocity heterogeneity as derived from a variety of P-wave sonic logs, *Geophys. J. Int.*, **125**, 813–829.
- Holliger, K. and A. R. Levander, 1992, A stochastic view of lower crustal fabric based on evidence from the Ivrea zone, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1153–1156.
- Holliger, K. and A. Levander, 1994, Seismic structure of gneissic/granitic upper crust: geological and petrophysical evidence from the Strona-Ceneri Zone (northern Italy) and implications for crustal seismic exploration, *Geophys. J. Int.*, **119**, 497–510.
- Hoshihara, M., 1991, Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 123–136.
- Hoshihara, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *J. Geophys. Res.*, **98**, 15809–15824.
- Hoshihara, M., 1994, Simulation of coda wave envelope in depth dependent scattering and absorption structure, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2853–2856.
- Hoshihara, M., 1995, Estimation of nonisotropic scattering in western Japan using coda wave envelopes: Application of a multiple nonisotropic scattering model, *J. Geophys. Res.*, **100**, 645–657.
- 干場充之, 2001, 輻射伝達理論およびモンテカルロシミュレーションによるコーダエンベロープの記述, *地震* **2**, **54**, 109–125.
- Jannaud, L. R., P. M. Adler and C. G. Jacquin, 1992, Wave propagation in random anisotropic media, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15277–15289.
- Jin, A. and K. Aki, 1988, Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 741–769.
- Jin, A. and K. Aki, 1989, Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14041–14059.
- Jin, A. and K. Aki, 1991, Observational and Physical Bases for the coda Q^{-1} precursor, in “Evaluation of Proposed Earthquake Precursors”, ed. by M. Wyss, American Geophysical Union, Washington, D. C., 33–46.
- Jin, A., K. Mayeda, D. Adams and K. Aki, 1994, Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAscope data, *J. Geophys. Res.*, **99**, 17835–17848.
- Kanao, M., 1997, Variations in the crustal structure of the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica using shear wave velocity, *Tectonophysics*, **270**, 43–72.
- 河原 純, 1997, ランダム媒質中の波動伝播の数値シミュレーション, *地震* **2**, **50**, 135–156.
- Kneib, G., 1995, The statistical nature of the upper continental crystalline crust derived from in situ

- seismic measurements, *Geophys. J. Int.*, **122**, 594–616.
- Kopnichev, Y. F., 1975, A model of generation of the tail of the seismogram, *Doklady Akad. Nauk SSSR* (English trans.), **222**, 333–335.
- Korn, M., 1990, A modified energy flux model for lithospheric scattering of teleseismic body waves, *Geophys. J. Int.*, **102**, 165–175.
- Korn, M., 1993, Determination of site-dependent scattering Q from P-wave coda analysis with an energy-flux model, *Geophys. J. Int.*, **113**, 54–72.
- Kosuga, M., 1992, Dependence of coda Q on frequency and lapse time in the western Nagano region, central Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 421–445.
- Kosuga, M., 1997, Periodic ripple of coda envelope observed in northeastern Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 91–108.
- Kvamme, L. B. and J. Havskov, 1989, Q in southern Norway, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1575–1588.
- Langston, C. A., 1989, Scattering of teleseismic body waves under Pasadena, California, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1935–1951.
- Leonardi, S. and H.-J. Kumpel, 1998, Variability of geophysical log data and the signature of crustal heterogeneities at the KTB, *Geophys. J. Int.*, **135**, 964–974.
- Levander, A. R. and K. Holliger, 1992, Small-scale heterogeneity and large-scale velocity structure of the continental crust, *J. Geophys. Res.*, **97**, 8797–8804.
- Levander, A., R. W. England, S. K. Smith, R. W. Hobbs, J. A. Goff and K. Holliger, 1994a, Stochastic characterization and seismic response of upper and middle crustal rocks based on the Lewisian gneiss complex, Scotland, *Geophys. J. Int.*, **119**, 243–259.
- Levander, A., R. W. Hobbs, S. K. Smith, R. W. England, D. B. Snyder and K. Holliger, 1994b, The crust as a heterogeneous “optical” medium, or “crocodiles in the mist”, *Tectonophysics*, **232**, 281–297.
- Line, C. E. R., R. W. Hobbs, J. A. Hudson and D. B. Snyder, 1998a, Statistical inversion of controlled-source seismic data using parabolic wave scattering theory, *Geophys. J. Int.*, **132**, 61–78.
- Line, C. E. R., R. W. Hobbs and D. B. Snyder, 1998b, Estimates of upper-crustal heterogeneity in the Baltic Shield from seismic scattering and borehole logs, *Tectonophysics*, **286**, 171–183.
- Mallick, S. and L. N. Frazer, 1990, Po/So synthetics for a variety of oceanic models and their implications for the structure of the oceanic lithosphere, *Geophys. J. Int.*, **100**, 235–253.
- Margerin, L., M. Campillo and B. V. Tiggelen, 1998, Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium: new insight into coda Q , *Geophys. J. Int.*, **134**, 596–612.
- Margerin, L., M. Campillo, N. M. Shapiro and B. V. Tiggelen, 1999, Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda Q : application to seismograms recorded in Mexico, *Geophys. J. Int.*, **138**, 343–352.
- Matsumoto, S., 1995, Characteristics of coda waves and inhomogeneity of the Earth, *J. Phys. Earth*, **43**, 279–299.
- 松本 聡, 2001, 地震計アレイ観測に基づく不均質構造の推定, *地震* **2**, **54**, 193–201.
- Matsumoto, S. and A. Hasegawa, 1989, Two-dimensional coda Q structure beneath Tohoku, NE Japan, *Geophys. J. Int.*, **99**, 101–108.
- 松本 聡・津村紀子・開原貴美・岡田知己・堀内茂木・長谷川 昭・伊東明彦, 1995, 日光周辺域におけるアレイ観測から得られたPコード波の性質と不均質構造, *地震* **2**, **48**, 387–399.
- Matsumoto, S., K. Obara and A. Hasegawa, 1998, Imaging P-wave scatterer distribution in the focal area of the 1995 M7.2 Hygo-ken Nanbu (Kobe) Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1439–1442.
- 松本 聡・小原一成・吉本和生・斎藤竜彦・長谷川昭・伊東明彦, 1999, 短スパンアレイ観測による奥羽脊梁山地周辺の地殻不均質構造のイメージング, *地震* **2**, **52**, 283–297.
- Mayeda, K., S. Koyanagi, M. Hoshiba, K. Aki and Y. Zeng, 1992, A comparative study of scattering, intrinsic, and coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley, and central California between 1.5 and 15.0 Hz, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6643–6659.
- Mitchell, B. J. and L. Cong, 1998, Lg coda Q and its relation to the structure and evolution of continents: A global perspective, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 655–663.
- Mitchell, B. J., Y. Pan, J. Xie and L. Cong, 1997, Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution, *J. Geophys. Res.*, **102**, 22767–22779.
- Mooney, W. D. and T. M. Brocher, 1987, Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review, *Rev. Geophys.*, **25**, 723–742.
- Mooney, W. D. and R. Meissner, 1992, Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in “Continental Lower Crust”, ed. by D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, Elsevier, Amsterdam, 45–79.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato and M. Ohtake, 1998, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, 855–867.
- Nishigami, K., 1991, A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2225–2228.
- Nishigami, K., 1997, Spatial distribution of coda scat-

- terers in the crust around two active volcanoes and one active fault system in central Japan: Inversion analysis of coda envelope, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 75–89.
- Nishigami, K., 2000, Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 7983–7998.
- 西上欽也, 2001, コーダ波エンベロープの解析による散乱強度非一様分布の検出, *地震* **2**, **54**, 185–191.
- Nishimura, T., 1996, Horizontal layered structure with heterogeneity beneath continents and island arcs from particle orbits of long-period P waves, *Geophys. J. Int.*, **127**, 773–782.
- Nishimura, T., M. Fehler, W. S. Baldrige, P. Roberts and L. Steck, 1997, Heterogeneous structure around the Jemez volcanic field, New Mexico, USA, as inferred from the envelope inversion of active-experiment seismic data, *Geophys. J. Int.*, **131**, 667–681.
- 西澤 修・雷 興林・チャダラム シバジ, 2001, 不均質媒質での地震波伝播モデル実験, *地震* **2**, **54**, 171–183.
- Obara, K., 1989, Regional extent of the S wave reflector beneath the Kanto district, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 839–842.
- Obara, K., 1997, Simulations of anomalous seismogram envelopes at coda portions, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 109–125.
- 小原一成, 2001, S波エンベロープ拡大現象, *地震* **2**, **54**, 159–170.
- Obara, K. and H. Sato, 1988, Existence of an S wave reflector near the upper plane of the double seismic zone beneath the southern Kanto district, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15037–15045.
- O'Doherty, K. B., C. J. Bean and J. M. Closkey, 1997, Coda wave imaging of the Long Valley caldera using a spatial stacking technique, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1547–1550.
- Phillips, W. S., S. Kinoshita and H. Fujiwara, 1993, Basin-induced Love waves observed using the strong-motion array at Fuchu, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 64–84.
- Rautian, T. G. and V. I. Khalturin, 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923–948.
- Revenaugh, J., 1995a, The contribution of topographic scattering to teleseismic coda in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 543–546.
- Revenaugh, J., 1995b, A scattered-wave image of subduction beneath the Transverse Ranges, *Science*, **268**, 1888–1892.
- Ritter, J. R. R., S. A. Shapiro and B. Schechinger, 1998, Scattering parameters of the lithosphere below the Massif Central, France, from teleseismic wavefield records, *Geophys. J. Int.*, **134**, 187–198.
- Roecker, S. W., B. Tucker, J. King and D. Hatzfeld, 1982, Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 129–149.
- Roth, M., 1997, Statistical interpretation of travel-time fluctuations, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 213–228.
- Roth, M. and M. Korn, 1993, Single scattering theory versus numerical modelling in 2-D random media, *Geophys. J. Int.*, **112**, 124–140.
- Rotherth, E. and J. R. R. Ritter, 2000, Small-scale heterogeneities below the Gräfenberg array, Germany from seismic wavefield fluctuations of Hindu Kush events, *Geophys. J. Int.*, **140**, 175–184.
- Ryberg, T. and F. Wenzel, 1999, High-frequency wave propagation in the uppermost mantle, *J. Geophys. Res.*, **104**, 10655–10666.
- Ryberg, T., K. Fuchs, A. V. Egorkin and L. Solodilov, 1995, Observation of high-frequency teleseismic Pn on the long-range Quartz profile across northern Eurasia, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18151–18163.
- Ryberg, T., M. Tittgemeyer and F. Wenzel, 2000, Finite difference modelling of P-wave scattering in the upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **141**, 787–800.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27–41.
- Sato, H., 1978, Mean free path of S-waves under the Kanto district of Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, 185–198.
- Sato, H., 1989, Broadening of seismogram envelopes in randomly inhomogeneous lithosphere based on the parabolic approximation: southeastern Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **94**, 17735–17747.
- Sato, H., 1993, Energy transportation in one- and two-dimensional scattering media: analytic solutions of the multiple isotropic scattering model, *Geophys. J. Int.*, **112**, 141–146.
- Sato, H., 1994, Multiple isotropic scattering model including P–S conversions for the seismogram envelope formation, *Geophys. J. Int.*, **117**, 487–494.
- Sato, H., 1995, Formulation of the multiple non-isotropic scattering process in 3-D space on the basis of energy transport theory, *Geophys. J. Int.*, **121**, 523–531.
- Sato, H. and M. C. Fehler, 1998, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth*, Springer-Verlag, New York, 308 pp.
- Scherbaum, F. and H. Sato, 1991, Inversion of full seismogram envelopes based on the parabolic approximation: Estimation of randomness and attenuation in southeast Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **96**, 2223–2232.
- Shang, T. and L. Gao, 1988, Transportation theory of multiple scattering and its application to seismic coda waves of impulse source, *Scientia Sinica (ser. B)*, **31**, 1503–1514.

- Shapiro, S. A. and G. Kneib, 1993, Seismic attenuation by scattering: theory and numerical results, *Geophys. J. Int.*, **114**, 373-391.
- Shapiro, S. A., R. Schwartz and N. Gold, 1996, The effect of random isotropic inhomogeneities on the phase velocity of seismic waves, *Geophys. J. Int.*, **127**, 783-794.
- Shiomi, K., H. Sato and M. Ohtake, 1997, Broad-band power-law spectra of well-log data in Japan, *Geophys. J. Int.*, **130**, 57-64.
- Singh, S. and R. B. Herrmann, 1983, Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, *J. Geophys. Res.*, **88**, 527-538.
- Tittgemeyer, M., F. Wenzel, K. Fuchs and T. Ryberg, 1996, Wave propagation in a multiple-scattering upper mantle—observations and modelling, *Geophys. J. Int.*, **127**, 492-502.
- Tittgemeyer, M., F. Wenzel, T. Ryberg and K. Fuchs, 1999, Scales of heterogeneities in the continental crust and upper mantle, *Pure Appl. Geophys.*, **156**, 29-52.
- Tittgemeyer, M., F. Wenzel and K. Fuchs, 2000, On the nature of P_n , *J. Geophys. Res.*, **105**, 16173-16180.
- Tsujiura, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- Wagner, G. S., 1996, Numerical simulations of wave propagation in heterogeneous wave guides with implications for regional wave propagation and the nature of lithospheric heterogeneity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1200-1206.
- Wagner, G. S., 1997, Regional wave propagation in southern California and Nevada: Observations from a three-component seismic array, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8285-8311.
- Wagner, G. S. and C. A. Langston, 1992, A numerical investigation of scattering effects for teleseismic plane wave propagation in a heterogeneous layer over homogeneous half-space, *Geophys. J. Int.*, **110**, 486-500.
- Warner, M., 1990, Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust?, *Tectonophysics*, **173**, 163-174.
- Wu, R.-S., 1985, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—separation of scattering effect from intrinsic attenuation—I. Theoretical modelling, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **82**, 57-80.
- Wu, R.-S. and K. Aki, 1988a, Introduction: Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous earth, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 1-6.
- Wu, R.-S. and K. Aki, 1988b, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—Separation of scattering effect from intrinsic attenuation. II. Application of the theory to Hindu Kush region, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 49-80.
- Wu, R.-S., Z. Xu and X. P. Li, 1994, Heterogeneity spectrum and scale-anisotropy in the upper crust revealed by the German Continental Deep-Drilling (KTB) Holes, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 911-914.
- Yomogida, K., K. Aki and R. Benites, 1997, Coda Q in two-layer random media, *Geophys. J. Int.*, **128**, 425-433, 49-80.
- 吉本和生, 2001, ボルン近似による地震波散乱特性の評価とそのコード波解析への適用, *地震* **2**, **54**, 147-158.
- Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake, 1997a, Three-component seismogram envelope synthesis in randomly inhomogeneous semi-infinite media based on the single scattering approximation, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 37-61.
- Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake, 1997b, Short-wavelength crustal heterogeneities in the Nikko area, Central Japan, revealed from the three-component seismogram envelope analysis, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 63-73.
- Zeng, Y., F. Su and K. Aki, 1991, Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **96**, 607-619.