

稠密微小地震観測データに基づくQ構造の推定 —鳥取県西部地震震源域を例として—

津村紀子¹・青柳恭平²・阿部信太郎³

¹千葉大学理学部地球科学科 助手
(〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町1-33)

E-mail:tsumura@earth.s.chiba-u.ac.jp

²電力中央研究所 主任研究員 (〒270-1194 我孫子市我孫子1646)

E-mail:y_aoyagi@criepi.denken.or.jp

³電力中央研究所 主任研究員 (〒270-1194 我孫子市我孫子1646)

E-mail:shintaro@criepi.denken.or.jp

地震波が伝播する際に大きな影響を受ける減衰ファクターQ値は地質や地盤に応じて空間的に非常に変化していると考えられる。このような減衰パラメータの3次元的な分布を求めるためには、自然地震の振幅スペクトルを用いたトモグラフィが有効である。本研究では強震動記録から震源でのすべりが明らかにされている2000年鳥取県西部地震の震源域を対象として稠密地震観測のデータを利用して内陸地震震源域近傍でのQ値の分布を3次元的に推定した。その結果、地表近傍ではQ値は地質構造の違いを反映し、地震の震源断層付近でQ値が不均一な分布をしている可能性が示唆された。

Key Words : *Q tomography, heterogeneous structure, inland earthquake, active fault*

1. はじめに

2002年10月6日、鳥取県西部において気象庁マグニチュードM7.3の地震が発生した。この地震はそれまで表層地質や地形から活断層の存在が指摘されていなかった断層において発生し、地震時においても少数の報告を除けば地表に地震断層が現れなかった内陸地震である。鳥取県西部地震発生後には全国の大学グループや電力中央研究所等による人工地震探査および稠密自然地震観測が実施され、詳細な余震分布や反射断面が提示された^{1)・2)}。また稠密地震観測で得られた自然地震の地震波速度インバージョンが行われ、震源域を含む領域の地震波速度も非常に高い空間分解能で明らかにされた³⁾。まず、鳥取県西部地震の余震は緯度35.35°付近を境界として南側はほぼ鉛直の領域で北西—南東方向に分布し、深さ12km程度までで発生しているのに対し、北側では地震の発生する下限が若干浅くなり、表層に近い部分ほど地震の分布がばらついている。また北側では走向の違う断層面と考えられる面状の領域でも地震が発生して、複雑な断層形状をしていると推定される¹⁾。同地域で行われた反射法探査実験で得られた反射断

面は破壊された断層面およびその周辺で反射波が不連続になり、主たる断層とそこから派生してフラワーストラクチャーと呼ばれる小断層群が存在することを示唆した²⁾。また断層が走っている花崗岩岩体中からの不連続な反射波も検出され、そこに何らかの不均質が存在することも明らかにした。

さらに稠密地震観測の地震の検測結果を用いた速度インバージョンでは、断層面上でも高速度と低速度の領域が不均一に分布しているという結果が得られた^{3)・4)}。

1995年1月の兵庫県南部地震の発生後、全国で強振動観測点が密に配置され、鳥取県西部地震もその観測網で捕らえられた。関口・岩田(2001)はその強震動記録から断層面における詳細なすべりの分布を明らかにした⁵⁾。その結果本震のすべり量の大きな領域は破壊の開始点の約5km南東側の地殻浅部に分布している。

以上の観測事実は鳥取県西部地震震源域には強い物理的な不均質が存在していることを示唆している。このような不均質が存在している場合、地震波が伝播する際に大きな影響を受ける減衰ファクターQ値も空間的に非常に変化していると考えられる。そこで本研究では、稠密地震観測で得られた地震波形の

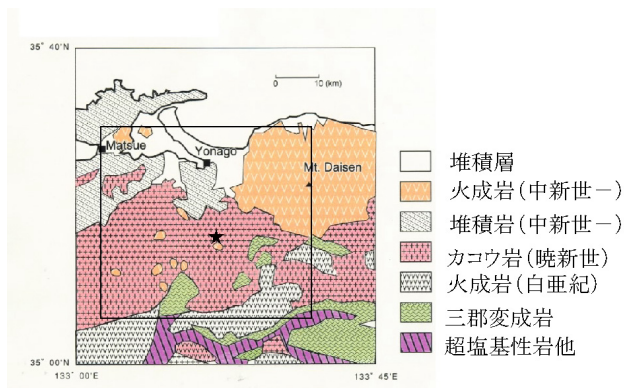


図1 鳥取県西部地震の震源（星印）及び周辺の地質構造

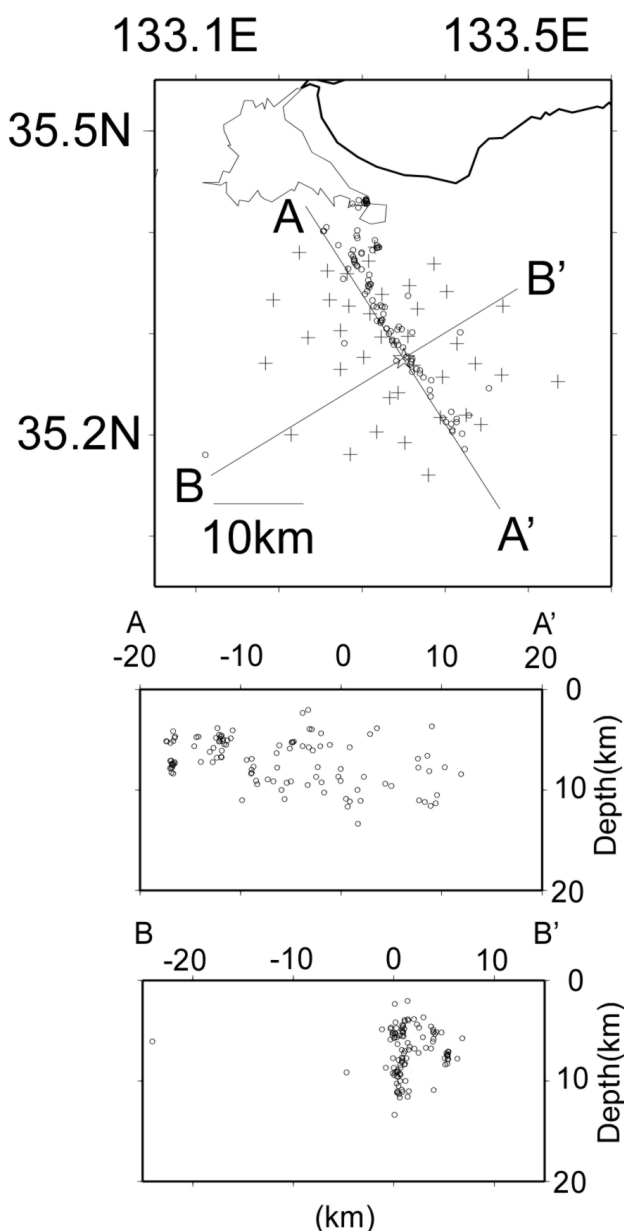


図2 稠密地震観測の観測点の位置（+）およびインバージョンに用いた震源。上段：震央分布。中下段：震央分布図で示したA-A', B-B'で切った鉛直断面に投影した地震の震源分布。

振幅スペクトルを用いてインバージョンを行い、鳥取県西部地震震源域の詳細なQ構造を求めたので報告する。

2. 稠密地震観測とQ値インバージョン

図1に鳥取県西部地震震源域の地質構造を示す。稠密地震観測は2001年2月7日から4月7日までこの地域に50点の臨時観測点を設置して行われた（図2）。地震観測点には3成分2Hz地震計もしくは1Hz地震計が設置され、DATを記憶媒体としたレコーダもしくはテレメータシステムにより波形が連続収録された。波形のサンプリング周波数は100Hzである。このデータを回収後気象庁の震源データをもとに地震の発生時刻のテーブルを作成し各観測点の連続記録から地震波形に対応する波形データを切り出した。⁶⁾

この中からM1.3以上の地震を選び、初動の押し引きデータをもとにメカニズム解を決定した上、震源が特定の領域に固まらないような111個の地震のデータセットを作成した。このデータセットから各地震の各観測点でのP波初動1秒間の速度スペクトルを計算しインバージョンに用いた。実際には切り出した各データに0.28s分のゼロデータを付加してFFTにより振幅スペクトルを求めたので、スペクトルの周波数帯は0.78125Hzから50Hzまで分布している。このうちインバージョンに使われた周波数は1.5625Hzから1.5625Hzごとに4つ、7.8125Hzから3.125Hzごとに8つの計12帯域で約1.5Hzから30Hzまで分布する。今回、インバージョンに使われた地震観測点は49点である。

3次元的なQ構造を求めるためにTsumura et al. (2000)で提示された地震波の振幅スペクトルを用いたインバージョンを行った⁷⁾。このインバージョンでは複数の観測点で取られた複数の地震の波形スペクトルから、震源パラメータ、Q値、サイトレスポンスを分離する。ただし、そのままの形で式を解くとパラメータ間のトレードオフを抑えることが難しいため以下の仮定を導入している。まず、解析領域をブロックに分割してブロックごとにQ値を求める。各ブロック内でQ値は一定かつ周波数依存をしないとして計算する。震源モーメントはコーナー周波数の-3乗に比例し、応力降下は地震によらず一定とする。今回の計算では岩田ほか(2002)が非アスペリティ領域に対して推定した応力降下量を参考に応力降下量を4MPaとした⁸⁾。

3. 結果

まず用いた地震と観測点の組み合わせによりどの程度Q値の3次元分布を再現できるかを調べるため解析領域を適当なブロックに区切り、隣り合うブロックに高低のQ値を与えた減衰構造のモデルを作成した。そしてそこを通る波線ごとにQ値の影響を計

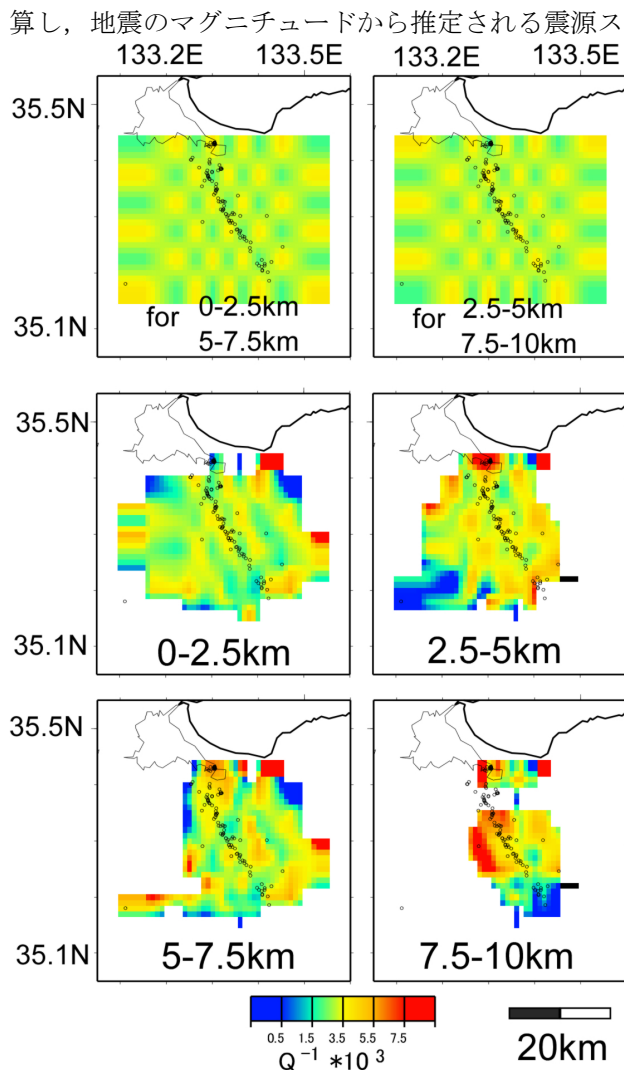


図3 チェッカーボードテストに使ったモデルQ構造（最上段）及び各層毎のその結果（下段）．モデルに与えた Q^{-1} 値は 2×10^{-3} と 4×10^{-3} ．図中の丸印とは稠密観測期間中にこの付近で発生した余震分布．

ペクトルに掛けあわせてテストスペクトルを作成した．

これが実際と同じ計算方法でどの程度再現されるかをテストした結果を図3に示す（チェッカーボードテスト）．上側2つがテストスペクトルを計算するのに用いた Q 値モデル，下4つが推定された Q 値である．この図では色で Q 値を表しており，相対的に赤が低 Q ，青が高 Q に対応する．テストスペクトルを作るための Q モデルではブロックに与える Q 値は 500 と 250 で一定としたが，図に表示する際はブロック内の値をブロックのセントロイドの位置に与えて空間的なスムージングを行っているため，同様の表示とした．

第1層（深さ 0-2.5km）と第2層（深さ 2.5-5km）の結果では高低の Q 値のパターンが解析領域の中央部ではほぼ再現されている．第3層（深さ 5-7.5km）では鳥取地震余震域周辺でかろうじて高低のパターンが見られる．また第4層である深さ 7.5-10km では Q 値のパターンはほとんど再現できなかった．

次に実際のスペクトルを用いた計算結果を図4に示す．ここではチェッカーボードテストを行って推定

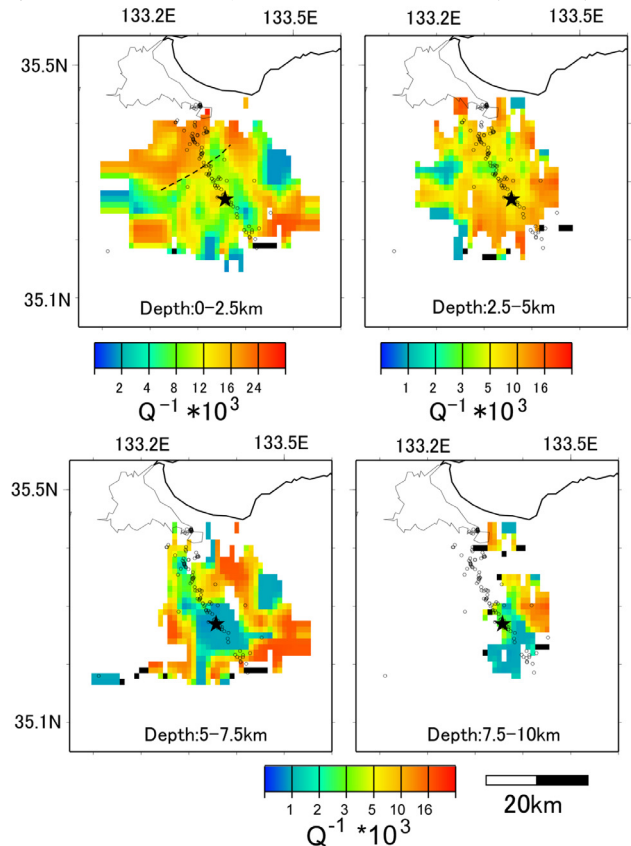


図4 インヴァージョンで得られた各深さでの Q 値の分布．赤が低 Q ，青が高 Q を示す．ただし深さ 0-2.5km とそれ以外の深さの層で Q 値のカラースケールが異なっている．星印は本震の震源位置を表す．丸印は稠密地震観測の行われた期間中に精度よく求められた地震の震央分布を表す．

された Q 値がテストスペクトルを計算するのに用いた Q 値 $\pm 50\%$ となったセルのみを表示した．第1層の特徴は南東側と北西側での Q 値が約2倍異なっており（図中の点線付近が境界），北西側の方が低 Q を示す．ここで推定された Q 値は北西側がおおよそ 60，南東側が 120 である．南東側の余震域では震央付近がやや低 Q になり，余震域南東端部で断層の東西で Q 値が食い違う傾向が見られたものの他の部分では余震域に一致するような Q 値の分布は見られていない．第2層では余震域の東西で Q 値が異なり西側の方が東側より Q 値が高い部分が見出された．余震域の東側の Q 値の低い領域は余震分布に沿って幅約 3 km ほどでそれよりも東側では西側と同程度の Q 値が分布する．そして図3からわかるように解析領域の端はこの深さでも解像度が低くなっている．第3層でも余震域の東西で Q 値の分布が異なっており西側の方が Q 値が高くなる傾向が見られた．ただし余震域の南東側では断層を挟んだ部分の Q 値にほとんど差がなくなるように見える．第4層はチェッカーボードテストでも解像度はきわめて悪かったが， Q^{-1} 値が負または0付近の値をとり，値の議論を行うことが難しい．

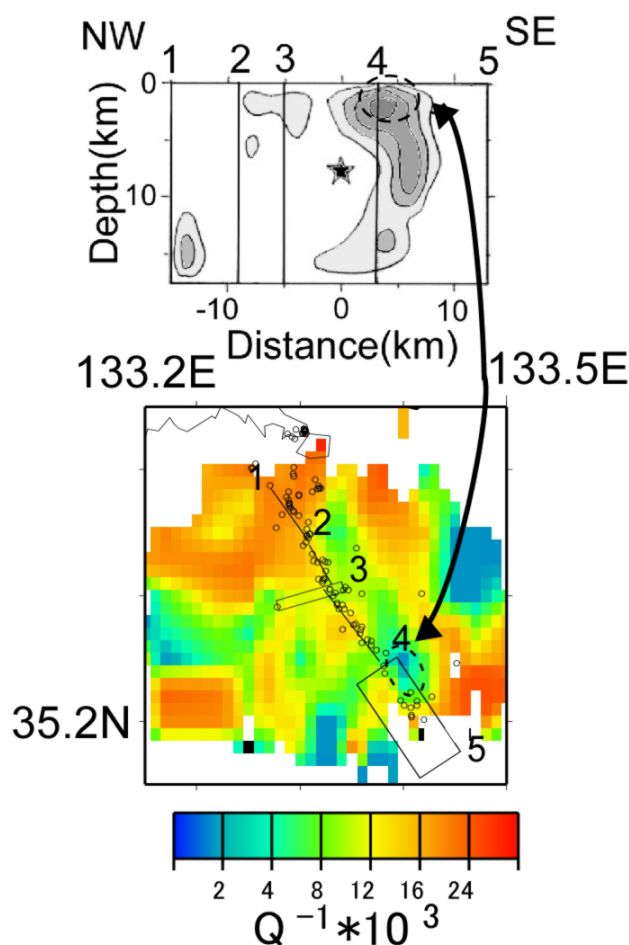


図5 (上図) 岩田・関口によって求められた鳥取県西部地震本震の際の断層上での最終的なすべり量分布¹⁰⁾。影の濃いところがすべり量の大きいところを表す。(下図) 深さ0-2.5kmのブロックに対して求められたQ値の分布。赤が低Q, 青が高Qを示す。図中の線と数字は岩田らが計算に用いた断層モデルを地表面に投影したもの。また数字は上図に記述した数字と対応する。丸印は稠密地震観測の行われた期間中に精度よく求められた地震の震央分布を表す。

4. 議論

本研究のインバージョン法ではいくつかの仮定において計算を行っている。Q値の推定にかかわるものとしてはQ値が周波数依存しないという仮定を行っている。これは散乱の大きな地表近傍に対する仮定としては現実的でないが、Q値の周波数依存性を求める研究ではQ値の空間的な分布は考慮されていない場合が多く、その推定値をそのままこのインバージョンで扱った式の中に反映させることは妥当ではないと考える。Q値と震源パラメータを同時推定する方法では過去の研究で、Q値の周波数依存性が周波数のべき乗で与えられるにもかかわらずそれをQ値が周波数依存しないと仮定して解いた場合、Q値は相対的に高く見積もられると指摘されている

⁹⁾ のでここではQ値の絶対値ではなく相対的な値の高低のみを議論する。

まず、一番浅い層ではQ値は南北で大きく異なっていたが、図1と比較してみるとこの違いは表層の地質構造を反映していると考えられる。しかし、南東側のカコウ岩を主とする領域でも本震の震源付近は周囲よりQが低い。余震分布が浅い部分でばらつくようになる北緯35.35度付近に周囲より若干高いQ値が分布しているが、このような違いは地下での断層の破碎度の違いなどを反映している可能性がある。第2層は分布に沿った方向に不均一が存在する。さらに第3層以深ではQ値は浅いところより高くなり南東側では断層直下での不均一はほとんど見られない。チェッカーボードテストでは余震域ではかろうじて高低のQ値のパターンが再現されていたことから、南東側の余震分布が1枚の面状に見える地域では本研究の空間分解能である5km~10kmで検出される不均一は存在しない可能性が高い。

今回得られたQ値の分布を鳥取県西部地震の余震域に対して推定されたほかの地球物理学的なパラメータと比較してみる。まず地震波速度構造との比較であるがこの地域では余震域に沿った領域で地震波速度の高速度域と低速度域がパッチ状に分布されていると報告されている(本論文集, 論文番号221, 図-4の深さ0, 2, 4, 6kmの結果)。速度トモグラフィで得られた余震域南東側の地震波高速度域(深さ2km)は我々の結果の第1層の相対的にQ値が高い部分に一致した。

次に今回得られたQ値の分布を強震動から求められた地震時の断層上でのすべり分布と比較してみる。本震の震源より約5km南東側の2-4km付近に大きく滑った領域が推定されている(図5, 上)が、この部分は第一層では周囲より高Qであると求められている。この周囲より高Qの領域はやや傾いて断層深部へ連続しているように見られ、すべり量の大きかった部分との対応がよい。逆にすべり量が小さかった領域では断層の東西でのQ値に大きな差が見られなかった。

このようにQ値の分布には地質や地下の断層状態を反映していると考えられる空間的な違いが明らかに存在する。通常のQ値トモグラフィでは空間分解能が20kmかそれ以上でなかなか微細な地殻構造を把握できなかったが今回非常に空間密度の高い観測点配置を持った地震観測を実施したことで地殻内の詳細なQ値の分布が把握できた。このことは波の伝播を詳細に調べる上で重要である。

5. 結論

稠密地震観測のデータを用いて2000年鳥取県西部地震震源域での3次元Q構造を求めた。その結果、空間分解能が5~10kmのQ構造が得られたが、Q値は

同深度でも値が2倍以上変化した．これらのQ値の空間的変化は表層地質や地下の物質の変化に起因していると考えられ，高周波の地震動の伝播などを理論計算する場合には影響を与えらると思われる．

謝辞：本研究で用いた地震波スペクトルおよび地震のメカニズム解の決定の際には千葉大学理学部4年生であった加藤裕美氏にお手伝いいただいた．匿名の査読者の指摘は原稿の改善に役に立ちました．記して感謝します．

参考文献：

- 1) 青柳恭平，阿部信太郎，宮腰勝義，井上大栄：余震観測による2000年鳥取県西部地震の断層性状，（社）日本地震学会講演予稿集，A62, 2002
- 2) 阿部信太郎，青柳恭平，宮腰勝義，井上大栄：2000年鳥取県西部地震震源域の地殻構造と余震分布の関連性について，（社）日本地震学会講演予稿集，P065, 2002
- 3) 澁谷拓郎：震源断層の不均質構造と破壊過程との関係ー2000年鳥取県西部地震の場合ー，（社）日本地震学会講演予稿集，A61, 2002
- 4) 小田義也，東貞成，青柳恭平，阿部信太郎：自然地震トモグラフィの地震工学への適用ー強震動シミュレーションのための3次元速度構造解析ー，本論文集, 2003年
- 5) 関口春子，岩田知孝：震源過程が支配する震源近傍強震動ー2000年鳥取県西部地震ー，（社）日本地震学会講演予稿集，A73, 2001
- 6) 青柳恭平，阿部信太郎，宮腰勝義，井上大栄，小田義也，津村紀子，西田良平，稠密余震観測より推定した鳥取県西部地震直後の断層形状と地殻構造，（社）日本地震学会講演予稿集，P056, 2001
- 7) N. Tsumura, S. Matsumoto, S. Horiuchi, A. Hasegawa: Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, 319, 241-260, 2000
- 8) 岩田知孝，関口春子，三宅弘恵，Zhang Wenbo, 宮腰研：特性化震源モデルと動的パラメーター（2），（社）日本地震学会講演予稿集，A18, 2002
- 9) F. Scherbaum: Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra, *J. Geophys. Res.*, 95, 12423-12438, 1990
- 10) 岩田知孝，関口春子：2000年鳥取県西部地震の震源過程と強震動，*月間地球*，2002

(2003年7月10日受付)

Three dimensional seismic attenuation structure estimated using the spectra data of the dense seismic network

Noriko TSUMURA, Yasuhira AOYAGI and Shintaro ABE

Quality factor Q is considered to be affected strongly by the surface geology and the site responses near the stations, and it give many influence to the amplitudes of propagating seismic waves. A simultaneous inversion which uses the seismic spectra data is very effective to derive a detailed Q structure. In this study we selected the seismic source region of Tottori-Ken Seibu Earthquake 2000 and determined a three dimensional seismic attenuation structure beneath there by using a simultaneous inversion method. In this study we found the low Q region in the very shallow depth in the northwestern part of the aftershock region where corresponds to the alluvium -dominant area. On the contrary some patch-like highQ regions were estimated for the southwestern part of the aftershock region. Difference between Q values for the northwestern part and for the southwestern part reached twice time or more, it might affect the simulation of the wave propagating , especially for the very high frequencies.