

3次元アレイ解析から推定される飛騨地域の地殻内不均質構造

Crustal heterogeneities beneath Hida region as inferred from three-dimensional seismic array analysis

小菅 正裕 [1], 齊藤 知美 [2]

Masahiro Kosuga [1], Tomomi Saito [2]

[1] 弘前大・理工, [2] 弘前大・理・地球科学

[1] Faculty of Sci. & Tech., Hirosaki Univ., [2] Earth Sci., Hirosaki Univ

1996年飛騨合同地震観測時に岐阜県神岡鉱山に設置した3次元アレイの解析を行った。アレイからやや離れた地震の解析から、コーダ波の到来方向は特定の方向に限定される場合があることがわかった。このコーダ波エネルギーの局在化は立山周辺の強い減衰域の存在によって説明可能である。跡津川断層周辺で発生した地震では、P波初動から約8秒後にエンベロープ振幅とセンブランス値がともに増加する。その波のスローネスとP波初動からの時間差を使って、散乱源のおおよその深さは約30kmで厚さは10km程度と推定された。

1. はじめに

1996年飛騨合同地震観測時に、千葉大学・防災科学技術研究所・東北大学・宇都宮大学・弘前大学では岐阜県神岡鉱山に3次元アレイを設置して観測を行った。この観測の目的は、アレイ解析から地殻内の不均質構造を推定し、日本でも有数の横ずれ型活断層である跡津川断層やその周辺での地震活動との関連を明らかにすることである。ここでは2次元アレイと3次元アレイの結果の比較、コーダ波の到来方向の分布とコーダ波エンベロープ振幅から推定される地殻内不均質構造について議論する。今回解析に用いたのはL字型のアレイ(L-1)と、斜坑を利用したせん型のアレイ(S-1)である。地震計は主に2Hz上下動で、一部1Hz 3成分計を使用した。地震計間隔はL-1アレイでは20m, S-1アレイでは40mである。

2. 2次元アレイと3次元アレイの比較

波の到来方向の時間変化を調べるため、フィルターを通した波形に対してセンブランス解析を行った。今回は2次元アレイに対するセンブランス解析の手法を3次元に拡張し、両手法による結果の比較を行った。2次元アレイから推定されるスローネスは2次元平面に投影された見かけスローネスであるが、3次元アレイを用いると鉛直方向のスローネスも推定可能となり、入射角も求めることができる。結果を比較すると、3次元アレイによって2次元アレイよりもスローネスのばらつきが抑えられることがわかった。しかし、本来ならばP波・S波・表面波などに対応して一定値を取るべきスローネスが、それらの中間的な値も取っている。このことはスローネスと入射角を完全に分離して推定できてはいないことを示す。従って、3次元アレイではスローネスについて何らかの制約条件付きの推定法を考える必要がある。なお、到来方向に関しては2次元アレイの方がばらつきが少なかったが、これはアレイの平面的な広がり方が2次元アレイの方が大きいためである。

3. コーダ波の到来方向から推定される不均質構造

跡津川断層沿い以外の地震について解析した結果、コーダ波の到来方向は特定の方向に限定される場合があることがわかった。たとえば、茨城県南西部で発生した地震のSコーダ波は主として震央方向よりも南側から到来し、北側から到来するエネルギーは極端に少ない。また、立山付近で発生した地震のコーダ波の到来方向は震央方向に限定され、コーダ波のエネルギーが空間的にあまり広がっていないことを示唆する。立山周辺の上部地殻には地震波の減衰が非常に強い領域が存在することが知られており、上記のコーダ波エネルギーの局在化はその減衰域の存在によって定性的には説明できる。従って、コーダ波到来方向の分布から減衰域の存在範囲を限定することが可能である。

4. エンベロープ振幅から推定される不均質構造

跡津川断層周辺で発生した地震では、P波初動から約8秒後にエンベロープ振幅とセンブランス値がともに増加することがわかった。エンベロープ振幅が増加する時の見かけスローネスは0.1s/km以下と非常に小さい値をとることから、この波はアレイに対してほぼ真下から入射する波と考えられる。3次元アレイの解析によれば、この波のスローネスはP波のそれに近い。そこでこの波をSP散乱波と考えて、直達P波との到達時刻差から散乱源のおおよその深さを見積もると約30kmとなる。また、エンベロープ振幅の増加が4秒間程度持続していることから、散乱源は薄い面ではなく10km程度の厚さをもつと考えられる。従って、エンベロープ振幅の増加は下部地殻での散乱波に起因すると考えられる。このようなエンベロープ振幅の増加は淡路島や鬼首でのアレイ観測においても見られ、やはり下部地殻からの散乱波と考えられている。なお、エンベロープ振幅の増加は跡津川断層周辺で発生した地震に限られていた。震央距離が大きくなるとエンベロープ振幅の増加が見られなくなる原因としては、散乱波に入射角依存性があること、散乱源の分布が限られていること、散乱源の分布が起伏をもっていることなどが考えられる。