



海半球観測研究の進展

## 背弧海盆上部マントル の異方性の検出

飯 高 隆  
鈕 鳳 林

いいだか たかし：東京大学地震研究所  
ニュー ホウリン：カーネギー研究所

ScS波とsScS波の偏向異方性の解析をおこない、ラウ背弧海盆下上部マントルの異方性を検出した。ラウ海盆では異方性に大きな地域差があり、活動的と考えられている北側で西北西-東南東方向の大きな異方性が観測された。この異方性の原因はラウ海盆下に存在するマグマと関連があると考えられる。

### 1. はじめに

地球内部の異方性は、地球内部のダイナミクスと密接な関係にあり、異方性領域の把握はダイナミクスを知る上でひじょうに重要である。S波偏向異方性の研究は、地球内部の異方性を知る一つの方法であり、その解析の特徴としていくつかの大きな利点を持っている。一つは、S波偏向異方性の解析は、実体波を用いた解析であるため、長周期表面波の解析に比べ、ひじょうに高い空間分解能で異方性領域を検出することが可能であること。二つ目は、走時の解析に見られるような、速度構造の不均質の影響を受けにくく、直接異方性を検出できることである。このような理由から、これまでにS波偏向異方性の解析は地球内部の異方性領域の検出に用いられてきた。

このように、さまざまな地域で観測された異方性の原因として主に考えられているのが、鉱物の結晶構造の選択的配向やクラックの存在である(Crampin, 1981)<sup>[1]</sup>。マントルでの異方性の主な原因としては、マントルを構成する主要鉱物であるカンラン石の結晶構造の選択的配向が考えられてきた。しかし、近年、デジタル波形データを用いたS波偏向異方性の研究が多くなされ、マントルにおける異方性領域の存在と不均質構造との関係が明らかになってきた。その結果、マントル内に存在するマグマが異方性の原因と考える研究もある(例えば、Iidaka and Obara, 1995)<sup>[2]</sup>。Iidaka and Obara (1995)では、サハリン下で起こった深発地震に対して、関東から中部日本におかれている観測点で観測されたScS波(マントル-核境界面での反射波)のS波偏向異方性を調べた。その結果、火山前線を境にして背弧側(西側)で顕著な

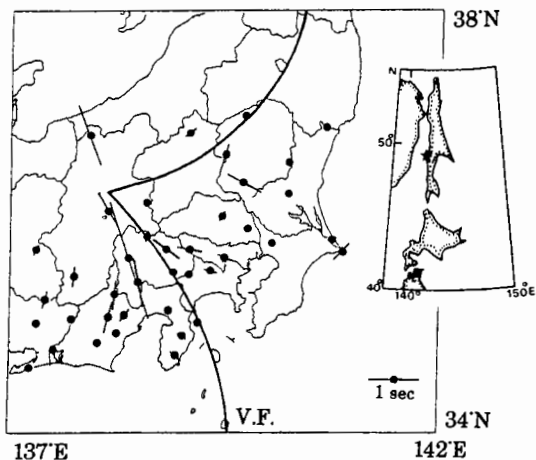


図1 サハリンの深発地震の震央(挿入図)とScS波の解析結果. 棒の方向が波の早い振動方向で, 棒の長さが早い波と遅い波の時間差を表わす.

異方性がみられ, 前弧側(東側)ではほとんど異方性が検出されなかった(図1). さらに, 深発地震のS波の解析を行ったところ, 深さ50kmから150kmに異方性領域が求められた. この地域においては, 3次元速度構造のインバージョン(Hirahara *et al.*, 1989)<sup>[3]</sup>やQ値のインバージョン(Sekiguchi, 1991)<sup>[4]</sup>の研究がなされており, 異方性領域と低速度域と低Q値域とが一致することがわかった(図2). このことから, この異方性領域の成因としてマントルウェッジを上昇するマグマの存在が推測された. このように, 火山前線を境として背弧側で観測される異方性領域は日本の他の地域でも見られ, 同様にマントル中に存在するマグマとの関係が議論されている(Okada *et al.*, 1995; Hiramatsu *et al.*, 1998)<sup>[5, 6]</sup>.

ラウ海盆は, 地質学的及び地球物理学的研究から活動的な地域と考えられており, 地球科学においてひじょうに興味深い地域である. この地域においては, これまでに広帯域地震計を用いた臨時観測がなされ, 上部マントルに顕著な低速度域の存在が認められた(Zhao *et al.*, 1997)<sup>[7]</sup>. また, この低速度域について上昇するマグマや背弧海盆の拡大軸との関係について議論がなされた. 一方で, これらの広帯域地震計の臨時観測データを用

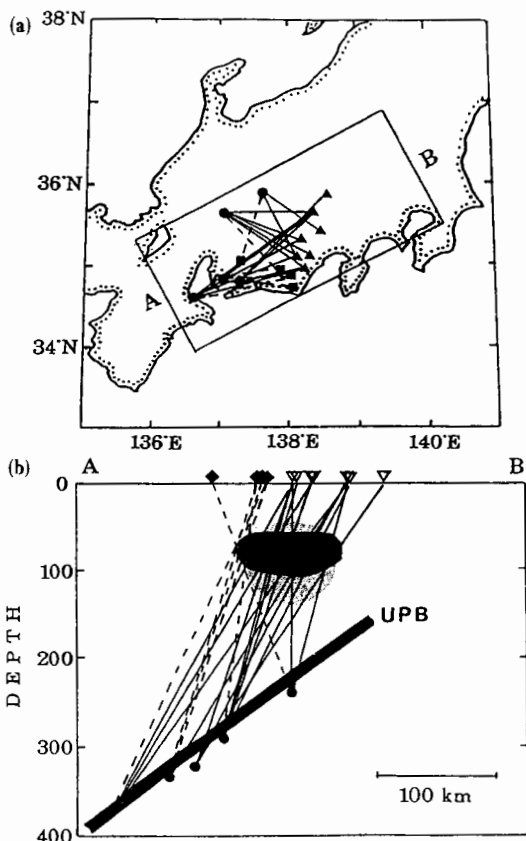


図2 深発地震を用いて求められた異方性領域の地図(a)と断面図(b). 異方性領域(薄い影の部分)とSekiguchi(1991)によって求められたひじょうに顕著なLow-Q zone(濃い影の部分).

いて, 上部マントルの異方性の研究もなされた(Fischer and Wiens, 1996)<sup>[8]</sup>. この研究では, 深発地震のS波のみを用いたため, 震源と観測点の位置関係からラウ海盆の中央地域の異方性を検出することができなかった.

このように海盆の内部に陸地が存在しない場合, 海盆直下の異方性の検出は困難であるが, 海盆の中央地域で反射したsScS波を偏向異方性の解析に用いることによって, 海盆直下の異方性の情報を得ることが出来ることがわかった(Iidaka and Niu, 2000)<sup>[9]</sup>. そのため, sScS波とScS波の異方性を比較検討することによって, ラウ海盆の上部マントルの異方性の検出を行った.

## 2. データ

南太平洋地域においては、近年さまざまなプロジェクトによって広帯域地震観測 (OHP, SPANET, JISNET 他) がなされ、従来から存在する IRIS の定常観測点と併せると、空間的にひじょうに密な観測点を得られる (深尾, 1997; 石田, 1997; Kanjo *et al.*, 1999) [10,11,12]. 本研究では、それらの観測網の記録を用いた。地震は、トンガの沈み込み帯に1991年から1998年までにおきた8個の深発地震を使った (図3)。sScS波は地表で反射したあとマントル-核境界面で反射して観測点に到達する波である。そのため、震源が浅いとScS波と重なってしまい分離できなくなってしまう。また、その伝播距離が長いから、マグニチュードが小さいと途中で減衰しノイズに埋もれてしまう。これらの理由から、マグニチュード6.0以上で深さ400 km以上の深発地震を解析にもちいた。

## 3. 方法

偏向異方性の検出に使用した波はScS波とsScS

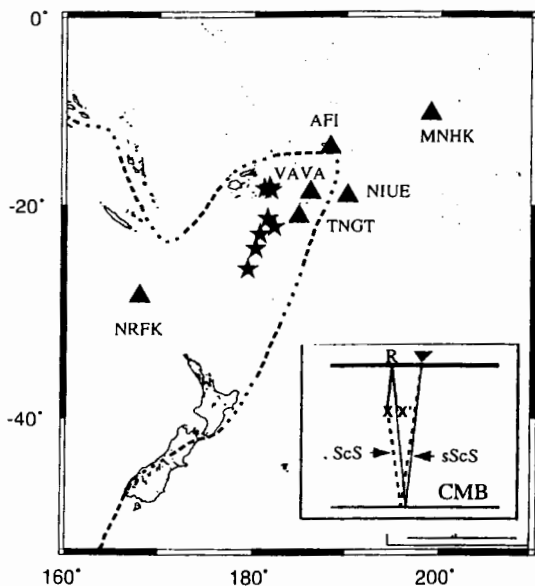


図3 ScS波とsScS波の異方性解析に用いたトンガの沈み込み帯の深発地震(★)と観測点(▲). 挿入図はScS波とsScS波の波線概念図。

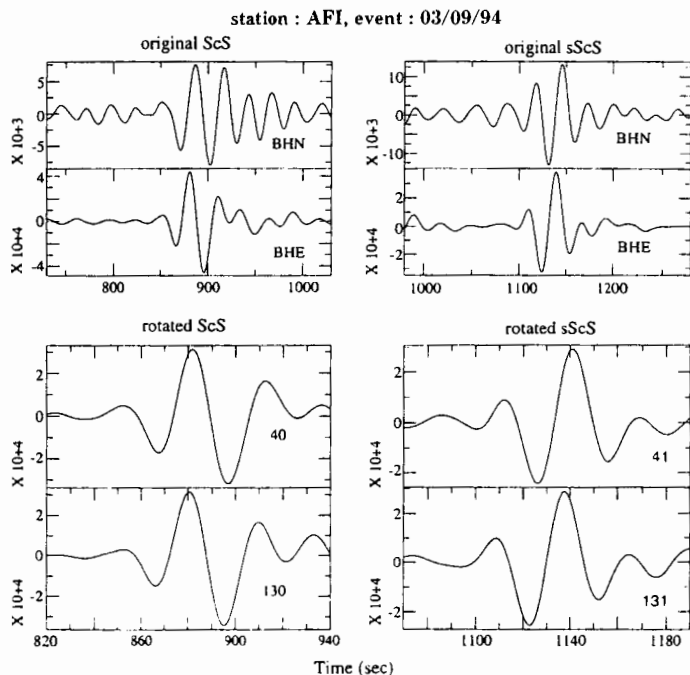


図4 解析に用いた波形例。南北、東西成分 (上段) と相互相関関数が最大値の時 (下段) の直行する成分の波形例。

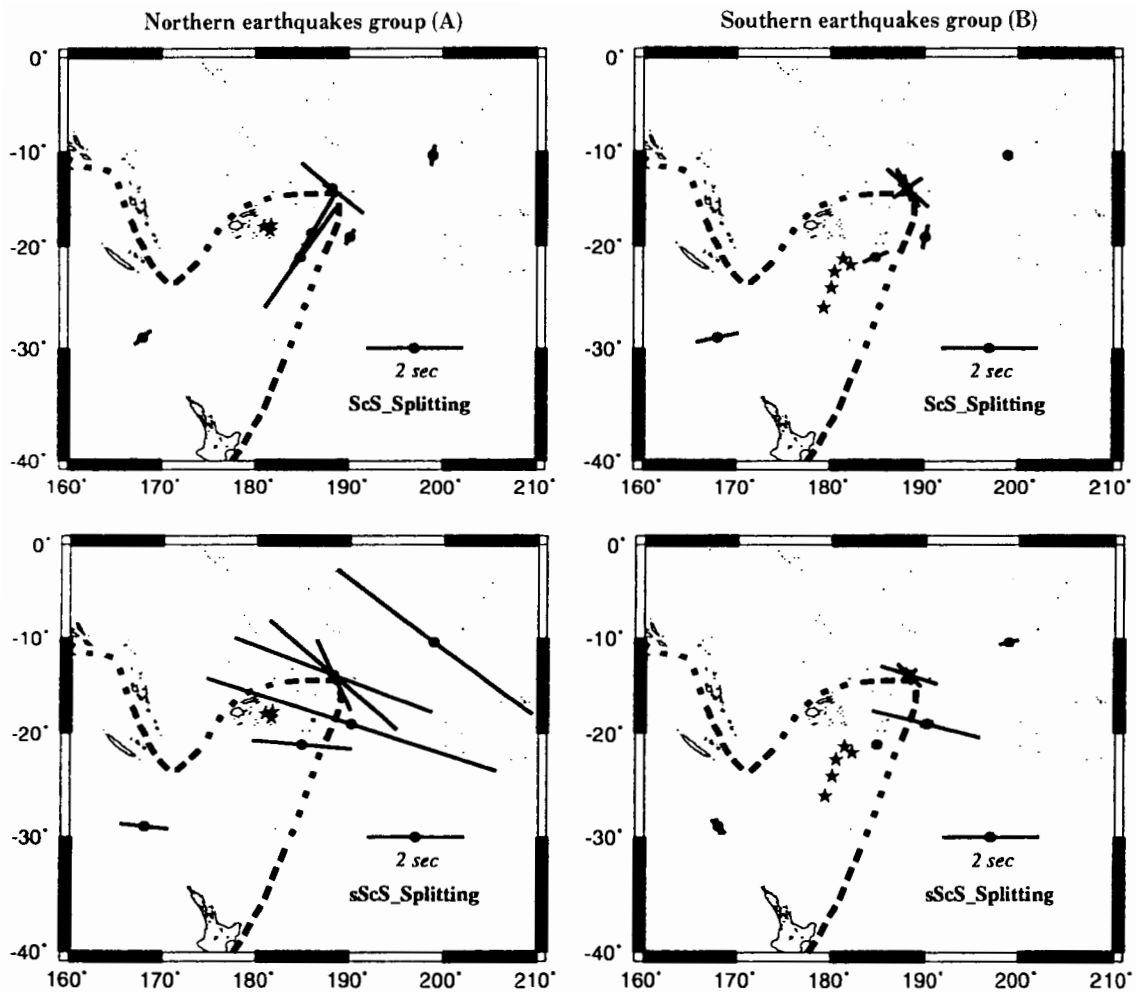


図5 ScS波と sScS波の偏向異方性の結果. 左図が北側のグループ (A) の結果で右図が南側のグループ (B) の結果を示す. 上段の図がScS波から求められた異方性の結果で下段の図がsScS波から求められた異方性の結果.

波で、この2つの異方性の値を比較することによって、上部マントルの異方性を推定した (図3). ScS波は震源から出た波がマントル-核境界面で反射し観測点に到達した波である. 一方、sScS波は震源を出た波が一旦地表面で反射し、再び潜りマントル-核境界面で反射し観測点に到達した波である. そのため、これら2つの波の伝播経路の違いは震源直上の上部マントルにあたる (図3, 挿入図のXR $X'$ ).

異方性の推定方法は以下の方法で行った. 1) 0.0125~0.04Hzのバンドパスフィルターをかけ、波形記録からScS相とsScS相をピックアップする. 2) 水平動の波形記録から各相の波を直行する2成分に分離する. 3) 直行する2成分の波を、一度ずつ回転させながら相互相関関数の値を計算する. 4) その値が最大となった方位をS波の異方性の偏向方向とし、2つの波の時間差からS波の偏向異方性の大きさを推定した (図4).

#### 4. 結果

解析に用いた8個の地震についてその震央の位置をもとに、緯度が南緯20度より北のグループ(A)と南のグループ(B)にわけると、図5に示すようにグループ(A)では、ScS波とsScS波から求めた異方性の値において顕著な違いが見られた(Iidaka and Niu, 2000)<sup>[9]</sup>。グループ(A)では、sScS波にのみみ西北西-東南東方向の顕著な異方性が観測された。一方、グループ(B)では、ScS波とsScS波ともに北西-南東方向に小さな異方性が見られただけで顕著な違いは検出できなかった。図3の挿入図に示すように、ScS波とsScS波の異方性の差は伝播経路 $XRX'$ に起因する。つまり、震源より上の上部マンテルの異方性を示すこととなる。しかしながら、sScS波は上部マンテルを往復しているため、実際の異方性の値は、観測された値の半分(約1秒から3秒)となる。この伝播経路 $XRX'$ を地図上に投影し、海底地形図と比較した(図6)。観測された地域は、ラウ海盆の北西部(グループ(A))と中央から南にかけての西側(グループ(B))に位置する。

この地域においては、Fisher and Wiens (1996)によって異方性の研究がなされている。その結果によれば、偏向された波の早い軸の方向が、西北西-東南東方向で異方性の時間差が1.5秒程度であることが示されている。これらの結果を本研究の値と比較すると、偏向方向は一致するが、異方性の値は約半分程度である。我々の結果がsScS波を使うことによって背弧海盆直下の上部マンテルを伝播した波を用いているのに比べて、Fisher and Wiens (1996)では深発地震のS波を解析に用いているため、震源と観測点の位置関係からどうしても海盆直下の異方性を検出することは困難となる。そのため、本研究に使われた波の伝播経路は、Fisher and Wiens (1996)と異なる。そのような理由から、このような違いが得られたものと考えられる。

ラウ海盆は、これまでの地質学的、地球物理学的研究から、現在でも活動的な海盆であると考え

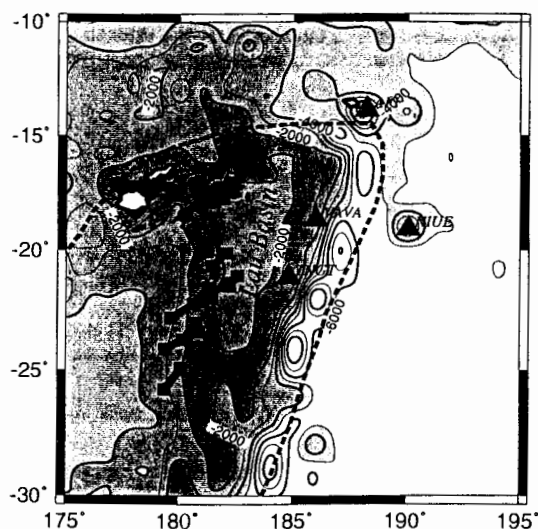


図6 sScSの波線(図3挿入図,  $XRX'$ 部分)の投影図と海底地形図。

られている(例えば、Howkins, 1997)<sup>[13]</sup>。地球物理学的研究も多くなされ、上部マンテルが平均的な地球モデルに比べてひじょうに低速度であること(例えば、Zhao *et al.*, 1997)<sup>[7]</sup>や、ひじょうに減衰の大きなLow-Q地域であることが示された(例えば、Barazangi and Isacks, 1971; Roth *et al.*, 1999)<sup>[14,15]</sup>。Zhao *et al.* (1997)によると、トモグラフィの結果から得られた低速度域は深さ400kmから深さ100kmまでつながり、さらに低速度な領域が深さ100kmから背弧海盆の拡大軸にかけて存在することが示された。ラウ海盆北西部のグループ(A)のひじょうに大きな異方性の得られた地域は、この顕著な低速度域と一致することがわかった。

つぎに、この異方性領域の原因について考えて見よう。“はじめに”で述べたように異方性の原因は、鉱物の結晶軸の選択的配向やクラックの存在が考えられる。しかし、ほかの研究結果からこのラウ海盆の上部マンテルは、地震波の伝播速度がひじょうに小さく、減衰もひじょうに大きいことが示されている。このように、この領域がひじょうに低速度で減衰が大きいことを考えると、こ

の異方性の原因を鉱物の結晶軸の選択的配向だけで説明することは困難である。

この地域は地質学的にも地球物理学的にも活発な地域で、現在拡大しているという研究結果も示されており、上部マントルにマグマが存在する可能性も示唆されている。一方、Iidaka and Obara (1995) に示されたように、上部マントル内を移動するマグマによって偏向異方性が引き起こされるという考えもあることから、ラウ海盆の異方性を説明するためには、鉱物の選択的配向よりも、上部マントルに存在するマグマによって、異方性領域が形成されたとするほうがよいように思われる。また、グループ(A)のひじょうに大きな異方性の得られた地域は地質学的研究からも、現在活動的であると考えられている地域と一致し (Howkins, 1997)<sup>[13]</sup>, それらの結果とも調和的である。

## 5. まとめ

sScS波を偏向異方性の解析に用い、その波の“地表で反射する”という特徴を生かすことによって観測点の存在しないラウ海盆のような背弧海盆直下の異方性を検出することが可能であることを示した。ラウ海盆では北側と南側で偏向異方性の値について大きな地域差があり、北側では西北西-東南東方向の大きな異方性が観測された。これまでの研究から、この地域は低速度でLow-Q地域であることが知られている。これらのことから考えて、現在活動的であるラウ海盆のマグマ活動と関連があることが推測された。

本研究の解析には、全地球ダイナミクスプロジェクトによる観測点の記録を使用させていただいた。また、本研究は海半球ネットワークプロジェクトと全地球ダイナミクスプロジェクトのもとに行われた。

## 参考文献

- [1] Crampin, S. (1981) : A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-medium, *Wave Motion*, **3**, 343-391.
- [2] Iidaka, T. and Obara, K. (1995) : Shear-wave polarization anisotropy in the mantle wedge above the subducting Pacific plate, *Tectonophysics*, **249**, 53-68.
- [3] Hirahara, K., Ikami, A., Ishida, M. and Mikumo, T. (1989) : Three-dimensional P-wave velocity structure beneath central Japan : low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates, *Tectonophysics*, **163**, 63-73.
- [4] Sekiguchi, S. (1991) : Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, *Tectonophysics*, **195**, 83-104.
- [5] Okada, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (1995) : Shear-wave polarization anisotropy beneath the north-western part of Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **123**, 781-797.
- [6] Hiramatsu, Y., Ando, M., Tsukuda, T. and Ooida, T. (1998) : Three-dimensional image of the anisotropic bodies beneath central Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **135**, 801-816.
- [7] Zhao, D., Xu, Y., Wiens, D. A., Dorman, L., Hildebrand, J. and Webb, S. (1997) : Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes, *Science*, **278**, 254-257.
- [8] Fischer, K. M. and Wiens, D. A. (1996) : The depth distribution of mantle anisotropy beneath the Tonga subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 253-260.
- [9] Iidaka, T. and Niu, F. (2000) : Seismic anisotropy beneath the Lau back-arc basin as inferred from a comparison of splitting data between sScS and ScS, *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- [10] 深尾良夫 (1997) : 海半球ネットワーク計画 : 地震学分野, *月刊地球*, **19**, 8-12.
- [11] 石田瑞穂 (1997) : 全地球ダイナミクス計画, *月刊地球*, **19**, 13-16.
- [12] Kanjo, K., Yoshida, Y., Suetsugu, D., Inoue, H., Ishida, M. and Takenaka, H. (1999) : South Pacific Broadband Seismic Network (SPANET), *Superplume International Workshop Abstract*, 45-46.
- [13] Hawkins, J. W. (1995) : The Geology of the Lau Basin, in *Backarc Basins : Tectonics and Magmatism* edited by B. Taylor, pp. 63-138.
- [14] Barazangi, M. and Isacks, B. (1971) : Lateral variation of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island Arc : Deep anomaly in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8493-8516.
- [15] Roth, E. G., Wiens, D. W., Dorman, L. M., Hildebrand, J. and Webb, S. P. (1999) : Seismic attenuation tomography of the Tonga-Fiji region using phase pair methods, *J. Geophys. Res.*, **104**, 4795-4809.

