

## S波スプリッティングから見た下北半島下のリソスフェアの不均質構造

小菅正裕・置田貴代美\*

弘前大学理工学部 \*現在 株式会社恵和ビジネス

## Heterogeneities in the lithosphere beneath Shimokita Peninsula, northeast Japan, as inferred from shear-wave splitting measurements

Masahiro Kosuga and Kiyomi Okita\*

Faculty of Science and Technology, Hirosaki University

\* Present address: Keiwa Business, Inc.

### Abstract

We measured shear-wave splitting parameters from local earthquakes at three stations in the Shimokita Peninsula, northeast Japan, and found the station-dependent feature of splitting. Polarization of fast S-waves at station OGM in the central part of the Peninsula is restricted to NNW-SSE, irrespective of source location. Because the polarization direction is consistent with the trend of P-axes of shallow earthquakes that occurred near the station, we interpret the origin of anisotropy as the preferred orientation of cracks aligned parallel to the direction of the maximum compressional stress in the crust. Conversely, the splitting observed at stations KMN and STK is characterized by N-S polarization for eastern ray paths and E-W polarization for western ray paths, which suggests the existence of two anisotropic bodies in the mantle wedge. The boundary of anisotropic bodies parallels the strong, positive magnetic anomaly that runs N-S from Hokkaido to the east coast of central Iwate prefecture. The N-S polarized rays pass through a region beneath the Kitakami pluton that causes the magnetic anomaly. The origin of N-S polarized anisotropy is possibly the alignment of solidified melt that had formed during the intrusion of magma in the Cretaceous age, and/or the mineral re-orientation enhanced by the magmatism.

**Key words:** shear-wave splitting, anisotropy, mantle wedge, magnetic anomaly

### 1. はじめに

岩石内で結晶やクラックの定方向配列があると弾性波速度に異方性が生じ、このような媒質中をS波が伝播する場合、振動方向が互いに直交する2つのS波に分離する。この現象をS波スプリッティングという。S波スプリッティングを表すパラメータは、伝播速度の速いS波の偏向方向( $\phi$ )と、速いS波と遅いS波の到達時間差( $\delta t$ )である。 $\phi$ はクラックや結晶の配列方向に、 $\delta t$ は異方性の強さと異方性媒質の広がりに関係する。クラックの定方向配列は応力場に依存し、結晶の定方向配列はマントル流動の方向や応力場に支配されると考えられるの

で、S波スプリッティングの観測は応力場やマントル物質の流動の様子を推定するための基本的な手段と言ってよい。これまで世界各地において行われてきたS波スプリッティングの解析によると、地殻内の異方性は上部地殻に存在するクラックによる可能性が最も高いとされている(たとえばCrampin, 1994)。一方、上部マントルでの異方性については、リソスフェア内の応力場やアセノスフェアでの流動などとの関連で多様な解釈がなされている。マントル内異方性に関する最近のレビューはSavage (1999)を参照されたい。日本列島下の沈み込み帯でのS波スプリッティングの研究としては、Fough

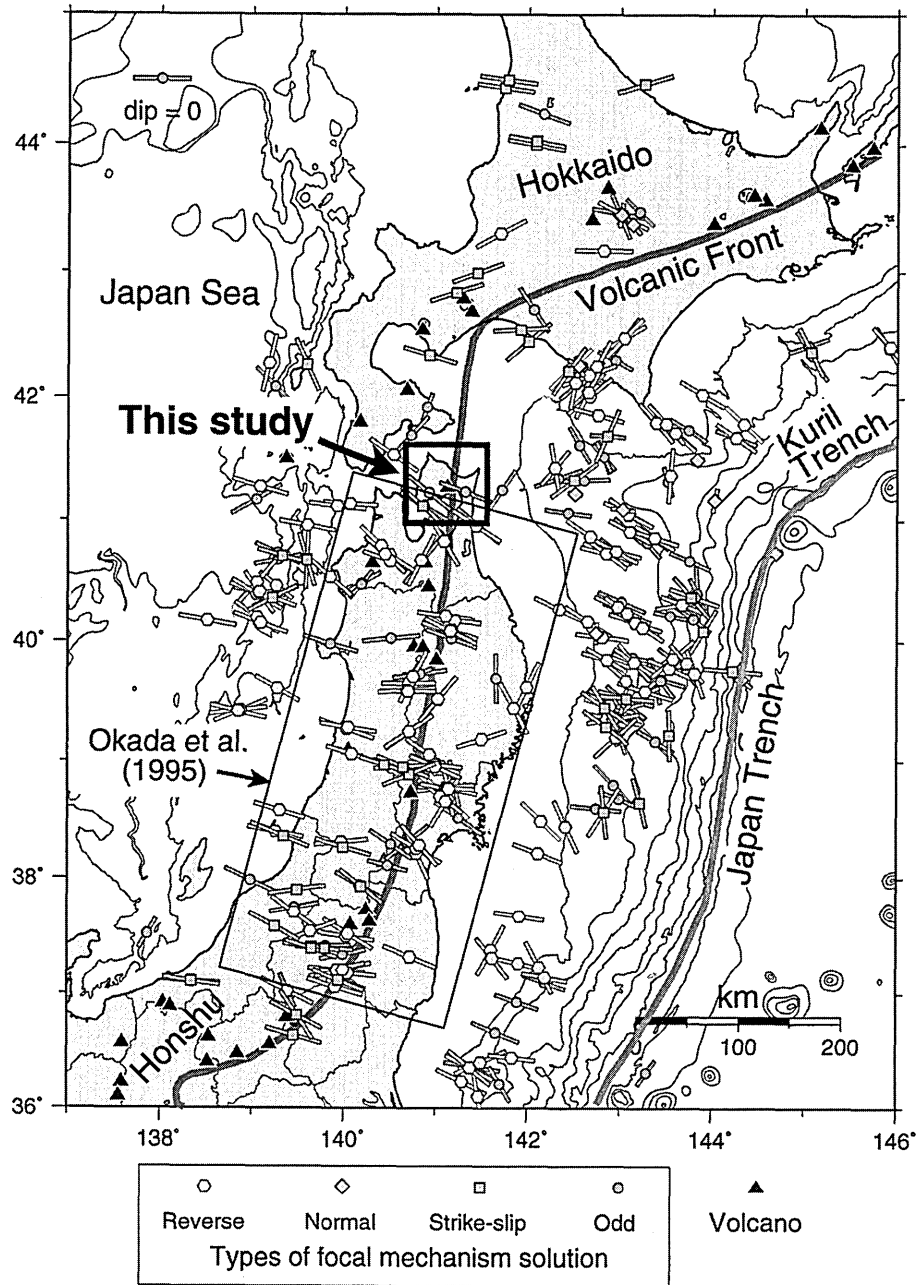


Fig. 1. Map of northern Japan showing the study areas (rectangles) of shear-wave splitting and the trend of *P*-axes of shallow earthquakes. Focal mechanism solutions were taken from Kosuga (1996).

and Fischer (1996), Hiramatsu and Ando (1996), Hiramatsu *et al.* (1998), Iidaka and Obara (1995, 1997), Okada *et al.* (1995) などが、マントルウェッジ内に異方性体が存在することが示されてきた。東北日本弧における異方性の研究は Okada *et al.* (1995) によって行われ、マントルウェッジ内に存在する異方性は火山フロント近傍を境に東西で特徴が異なり、西側で観測された  $\phi$  は東西、東側では南北方向を向くことがわかっている。ただし、彼らが対象にした領域は下北半島

以南までで (Fig. 1)、それ以北の地域での S 波スプリッティングについては調べられていない。

下北半島から渡島半島にかけての地域は、テクトニクス的には東北日本弧と千島弧の会合部にあたる。Fig. 1 に示すように、東北日本弧中央部で発生した浅発地震のメカニズム解の *P* 軸は、海溝軸に直交するように西北西—東南東を向くものが多いが、会合部では例外的に北東—南西方向を向くものがあることが指摘されている (たとえば Kosuga *et al.*, 1996)。これは Shimazaki *et al.*

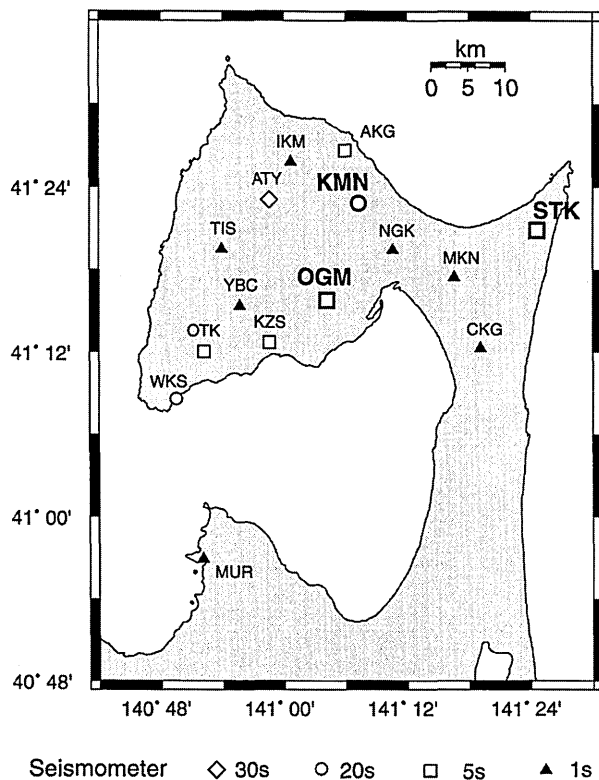


Fig. 2. Location map of temporal stations deployed during 1998 seismic observations on Shimokita Peninsula. The symbols of stations denote the type of seismometer. We used three stations with large symbols in the splitting measurements.

(1978) や Hashimoto (1984) によって指摘されているように、東北日本弧と千島弧の会合部で応力場が乱されていることを反映しているのかもしれない。前述のように S 波プリッキングは応力場やマントル流動の影響を受けるので、会合部付近で応力場やマントル流動の乱れがあれば、それが S 波プリッキングとして観測される可能性がある。

そこで本研究では、下北半島において行った臨時観測で収録した波形記録を用いて S 波プリッキングについて調べ、プリッキングを生じる領域を推定する。解析の結果、観測点への依存性はあるが、地殻起源の異方性とマントル起源の異方性の両方が観測された。地殻内異方性については、メカニズム解の P 軸方位を参照して応力場との関係について考察し、マントル内異方性については地質学的・地球物理学的に推定されているマントル構造と比較し、異方性の起源を議論する。

## 2. データ

弘前大学が 1998 年に下北半島で行なった臨時観測は、下北半島付近で発生する地震の高密度観測を行い、精密

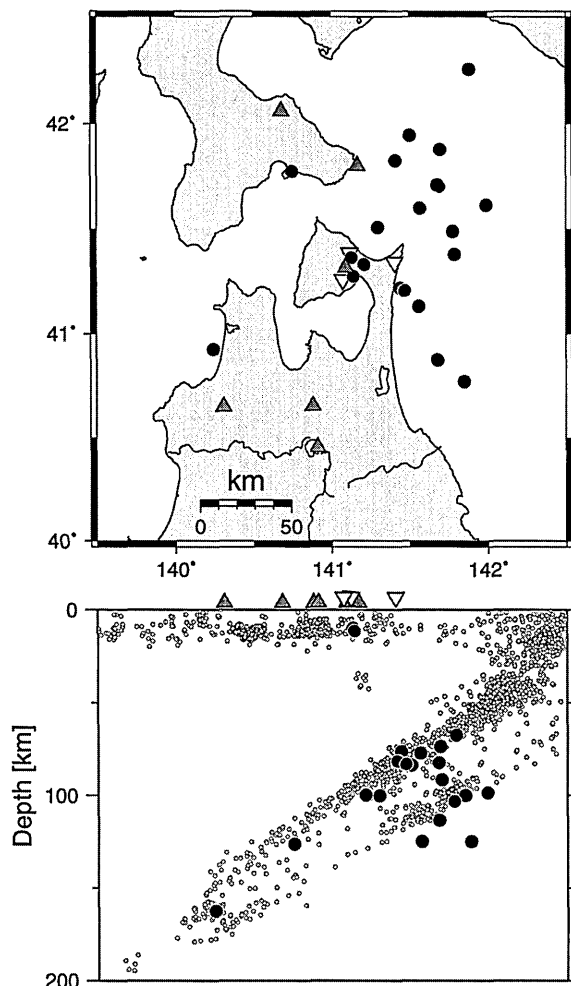


Fig. 3. Map of northern Tohoku showing the distribution of earthquakes (solid circles) and stations (open triangles) used in the analysis. In the E-W cross-section (bottom), small circles represent background seismicity. The solid triangles denote active volcanoes.

な震源分布、3次元の速度・減衰構造、メカニズム解の分布を求め、この地域のサイスモテクトニクスを明らかにすることを目的としたものである。観測点の分布を Fig. 2 に示す。この観測では深部低周波地震の発生機構の解明を目的に、広帯域地震観測を行ったことも特徴である。観測に使用した地震計は速度型地震計で、速度応答が周期 30 秒までフラットな地震計（以下、これを 30 秒計と略記する）を 1 点に、20 秒計を 2 点に、5 秒計を 5 点に、1 秒計を 7 点に設置した。本研究の解析では、観測点の地盤条件・波形の S/N 比・観測期間を考慮し、KMN, OGM, STK の 3 観測点でのデータを解析に用いることにした。地震計は KMN では 20 秒計 (PMD 社の WB2023), OGM, STK では 5 秒計 (Lennartz 社の LE-3D 5s) である。記録にはクローバテック社製の DAT レ

Table 1. List of earthquakes used in the analysis.

No.	Date	Time	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Depth (km)	Magnitude	Stations
1	1998 6 20	9 17 36	42.254	141.886	125.0	3.9	OGM, STK
2	1998 6 26	17 45 48	41.706	141.688	73.5	3.3	KMN, OGM, STK
3	1998 6 28	19 50 21	41.601	141.571	125.0	3.0	KMN, OGM
4	1998 6 30	13 45 48	40.876	141.682	113.6	4.0	KMN, OGM, STK
5	1998 7 3	12 10 46	41.509	141.301	100.3	2.9	STK
6	1998 7 3	12 15 3	41.804	141.494	132.2	3.4	OGM, STK
7	1998 7 6	18 41 6	40.842	141.811	99.3	2.5	OGM, STK
8	1998 7 7	14 45 23	41.381	141.791	67.5	3.1	KMN, OGM
9	1998 7 11	23 42 51	41.365	141.132	9.8	1.5	KMN
10	1998 7 14	18 48 16	41.276	141.139	11.3	1.9	OGM
11	1998 7 16	2 53 15	41.711	141.681	82.5	2.8	STK
12	1998 7 26	16 47 51	41.776	140.752	126.4	3.1	KMN
13	1998 8 4	13 16 36	41.221	141.440	76.5	2.9	KMN, OGM, STK
14	1998 8 13	6 31 29	40.927	140.245	162.5	2.9	OGM
15	1998 8 23	4 21 54	40.773	141.851	100.0	3.5	STK
16	1998 9 4	15 58 44	41.333	141.210	99.9	2.8	OGM
17	1998 9 20	7 26 51	41.134	141.562	77.1	2.6	STK
18	1998 9 20	19 11 50	41.945	141.506	83.8	2.9	KMN
19	1998 9 24	9 51 39	41.825	141.415	81.7	3.2	STK
20	1998 10 4	4 49 33	41.616	141.991	98.8	3.5	STK
21	1998 10 6	6 15 48	41.490	141.780	103.3	3.6	KMN
22	1998 10 12	21 6 40	42.008	141.521	85.7	3.4	OGM
23	1998 10 15	14 44 6	40.446	140.442	145.1	3.7	STK
24	1998 10 17	12 38 46	41.209	141.471	83.1	3.0	OGM, STK
25	1998 10 24	16 4 13	42.302	141.816	92.3	3.4	KMN, STK
26	1998 11 1	19 13 19	41.879	141.699	91.8	4.5	STK
27	1998 11 5	23 19 3	41.940	141.303	107.1	4.5	KMN, OGM, STK

コードを使用し、DATテープに連続記録した。A/D変換の分解能は16 bit、サンプリング周波数は100 Hzである。

解析に使用する地震を選んだ範囲は、東経139.8°～142.0°、北緯40.2°～42.4°である。観測点への地震波の入射角が大きいと地表面付近でS-P変換が生じるので、入射角が35度以上になる場合は解析には用いなかった。解析に使用した波形データはS/N比が良く、S波初動が明瞭なものを目視によって選択した。実際に解析に使用した地震の震源分布をFig. 3に、震源要素をTable 1に示す。使用した地震は火山フロントよりも東側のやや深発地震が多く、下北半島内の浅発地震も少数含まれている。火山フロントより西側のやや深発地震については、波線がマントルウェッジの低Q域を通過するために減衰が大きく、S/N比のよい記録は少なかった。従って今回の解析対象領域は、火山フロント以東の地殻とマントルウェッジ、及び太平洋スラブの一部ということになる。

### 3. 方法

S波スプリッティングから速いS波の偏向方向 $\phi$ と、速いS波と遅いS波の時間差 $\delta t$ を求めるための方法はいくつか提案されているが、本研究ではcross-correlation法（たとえばShih and Meyer, 1990）を用いた。この方法は、速いS波の偏向方向、または遅いS波の偏向方向に座標を回転させると、2つの分離したS波の波形は似た形になることを利用した方法である。具体的には、2つの水平成分（N-S, E-W成分）の座標系を水平面で回転させた波形を計算し、それをある時間だけずらした場合の相互相関を計算する。そして、相互相関が最大になる回転の角度 $\phi$ と時間のずれ $\delta t$ をグリッドサーチによって求めるというものである。サーチの範囲は、 $\phi$ に関しては0°から180°まで5°ずつ、 $\delta t$ については0sから1sまで0.01sずつとした。

解析に用いる波形記録は、速度波形のオフセットを取り除いた後、積分して変位に直したものである。解析に用いる周波数帯域を決めるために、波形データにフィルターをかけない場合と、中心周波数( $f_0$ )が2, 4, 8 Hzの

7/7/98 14h45m23s KMN (1.0-4.0Hz)

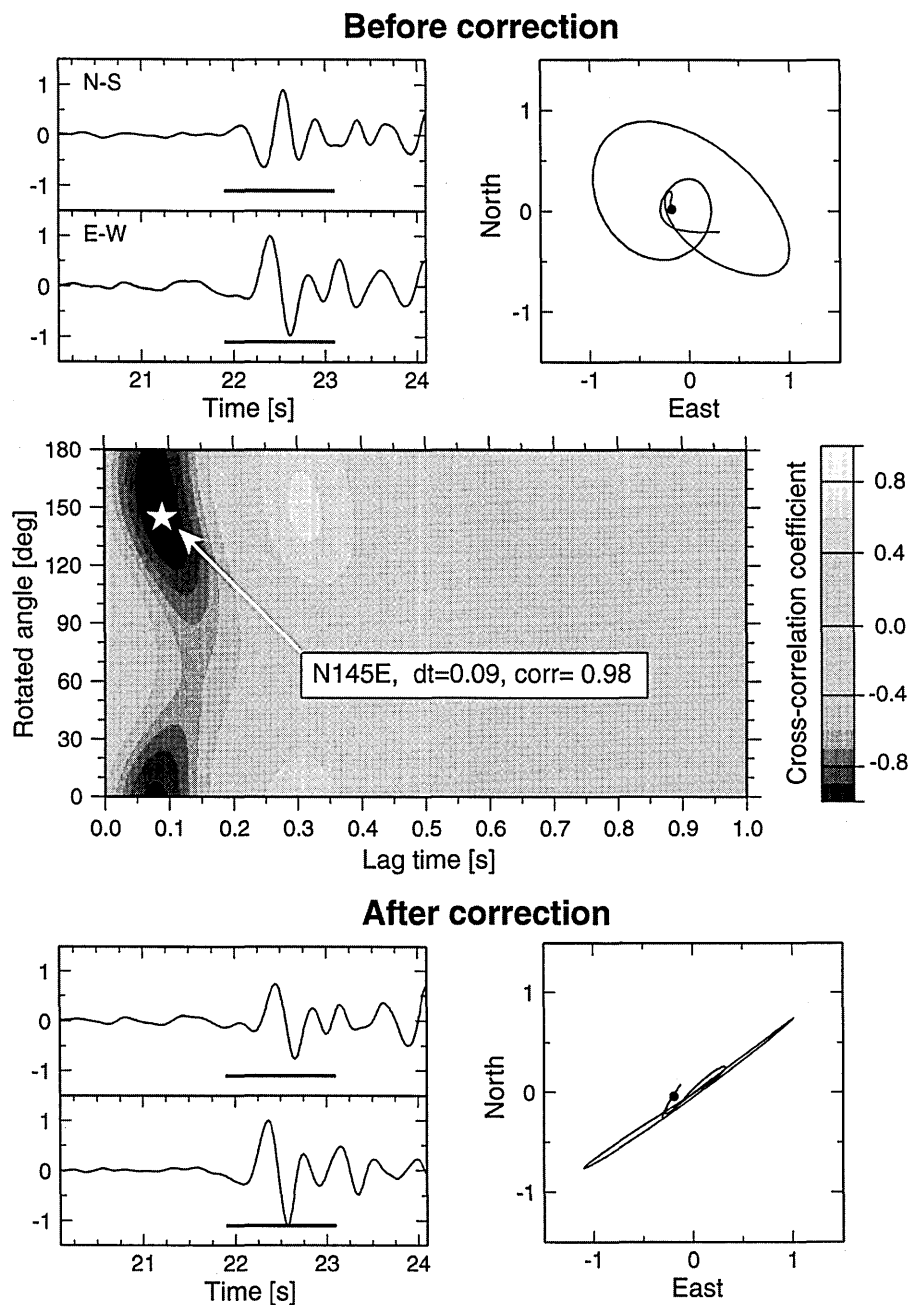


Fig. 4. An example of shear-wave splitting measurement. A set of horizontal waveforms of two components and a diagram of particle motion are shown for the traces before (top) and after (bottom) correction of splitting. The bars below the traces indicate the time windows for the plot of particle motion. The middle figure is a plot of cross-correlation coefficient on rotated angle-lag time space. The white star expresses the pair of angle and time with the maximum correlation coefficient.

バンドパスフィルターをかけた場合について予備的な解析を行なった。フィルターはバタワース特性で、帯域は  $f_0$  の 1/2 から 2 倍までとした。相互相関を計算するタイムウィンドウは中心周期の 2 倍として、フィルターをか

けない場合のタイムウィンドウの幅は 1.0 秒とした。観測点 KMN でのデータで解析したところ、フィルターなしの場合と  $f_0$  が 2 Hz の場合の結果は似ているが、 $f_0$  が 4, 8 Hz となると低周波域の結果とは異なってくるこ

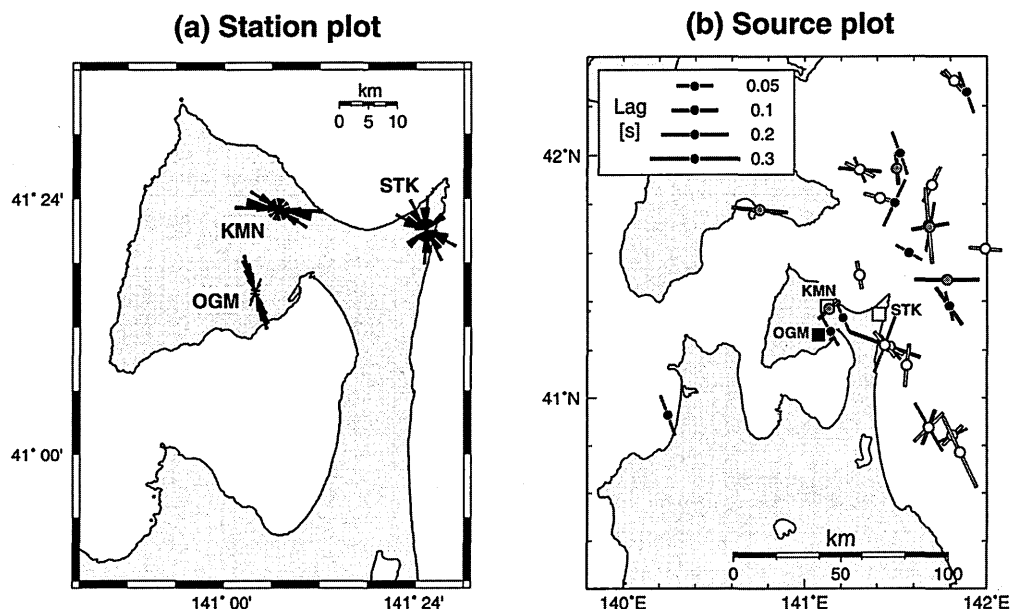


Fig. 5. (a) The distribution of polarization direction of a fast S-wave plotted at the station location. (b) Plot of splitting parameters at the source location. The lengths of bars represents delay times. Three types of shading classify the results of three stations.

がわかった。これは、積分して変位に直した波形は長周期成分が卓越するために、中心周波数の高いフィルターをかけた波形とは明らかに異なることに起因する。また、 $f_0$ が4, 8 Hzとなると長周期の波が落ちてしまい、S波初動部分で最大振幅をとるとは限らなくなる。従って、 $f_0$ が4 Hz以上のフィルターをかけるのは適切ではないと判断した。フィルターなしの場合と $f_0$ が2 Hzではフィルターをかけた方がS/N比が良くなるので、本研究では $f_0$ が2 Hzのバンドパスフィルターをかけて解析を行った。

#### 4. 解析結果

実際に観測された地震記象と解析した結果の一例をFig. 4に示す。これはやや深発地震 (Table 1のNo. 8)を観測点KMNで観測したものである。S波部分のパーティクルモーション (右上) は楕円を描いているが、グリッドサーチにおいて最大相関係数を与える $\phi$ と $\delta t$ を用いて補正したパーティクルモーション (右下) は線形になる。このように最大相関係数を与える $\phi$ と $\delta t$ を震源—観測点の組ごとに求めた。以下では、相関係数の最大値が0.8以上をとった場合についての結果を示す。

観測点ごとの $\phi$ の方位分布をrose diagramで示したのがFig. 5 (a)である。このダイアグラムは、 $\phi$ が $\pm 10^\circ$ のウィンドウ内に入る度数を、 $\phi$ を $5^\circ$ ずつ移動させて平均をとってプロットしたものである。度数は各観測点での最大度数で規格化して示してある。この図を見ると、

観測点ごとに卓越方位が異なることがわかる。観測点KMNの $\phi$ は東西方向が卓越しているが、そこから約15 km南のOGMでは北北西—南南東方向が卓越し、KMNとは明らかに異なる傾向を示す。一方、東側のSTKでは $\phi$ は特定の方向に卓越するのではなく、南北、 $N115^\circ E$ ,  $N155^\circ E$ の度数が多い。この中で、 $N115^\circ E$ の方向はKMNでの卓越方向と共通する。 $\delta t$ の度数分布は図には示していないが、KMNでは0.03 s以下と0.05~0.1 s, OGMでは0.03 s以下と0.05~0.12 s, STKでは0.03 s以下と0.23~0.26 sの2つに分かれる傾向がある。3観測点とも0.03 s以下の $\delta t$ が多く、それ以上の $\delta t$ の分布はややばらついているが、OGMでの $\delta t$ は比較的まとまっているのが特徴である。

#### 5. S波スプリッティングを生じる領域

次に、S波スプリッティングが波線上のどこで生じているのかを推定する。各観測点で観測した $\phi$ を観測点、震源位置、及び波線の間位置にプロットした場合のいずれかで $\phi$ の方位がそろって見えれば、それぞれ観測点直下、震源近傍、波線経路に異方性体が存在すると見なすことができる。観測点位置にプロットしたのは既に示したFig. 5 (a)である。

震源位置に $\phi$ をプロットしたのがFig. 5 (b)である。震源にプロットした棒の向きと長さが $\phi$ と $\delta t$ を表わし、観測点によってシンボルの濃淡を変えてある。この図から、同じ地震でも観測点によって $\phi$ や $\delta t$ が異なること

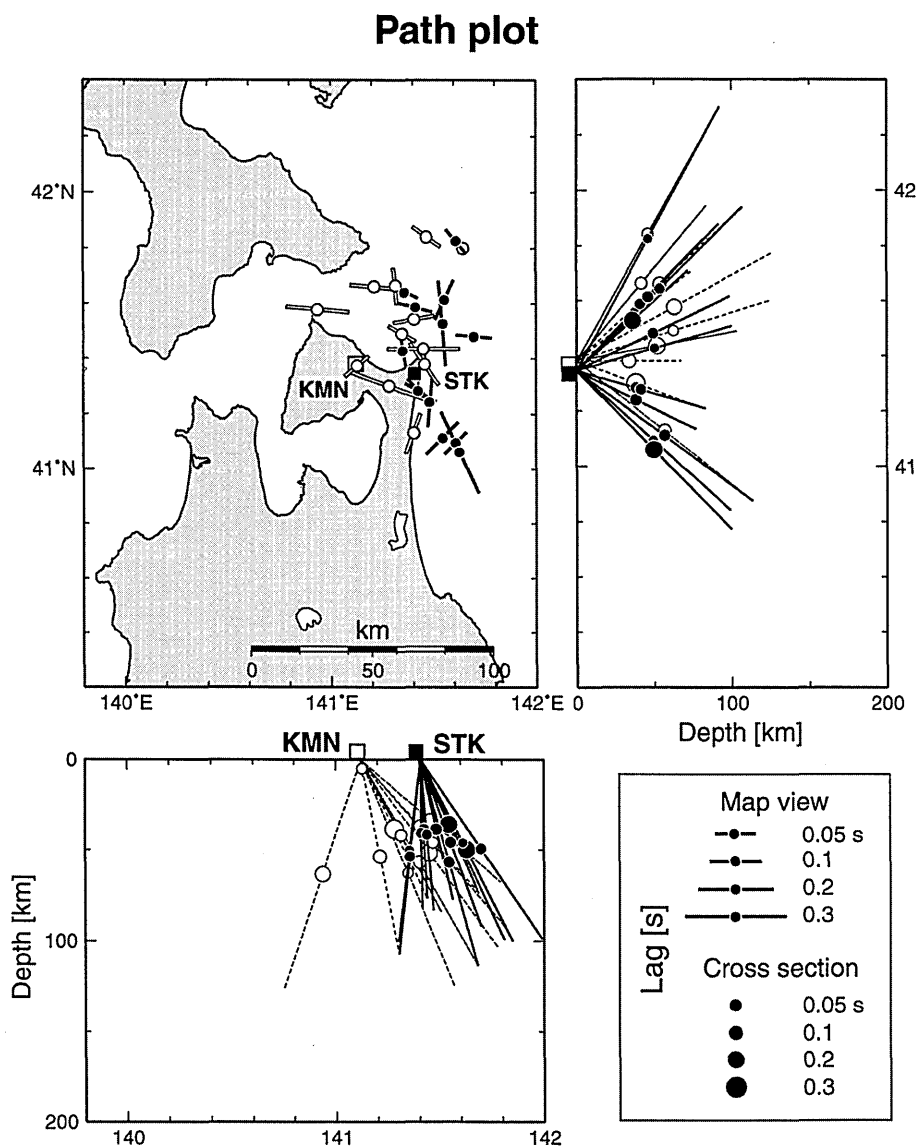


Fig. 6. Map and cross-sectional plot of splitting parameters and ray paths. The solid and open symbols correspond to the results of stations STK and KMN, respectively. The lengths of bars in the map view and the sizes of circles in the cross-section show lag times.

がわかるが、KMN（灰色）とSTK（白）の $\phi$ は近い値をとることが多い。KMN、STKでの $\delta t$ と震源位置との関係を見ると、東側で発生した地震からのそれがやや大きいように見える。

一方、OGMで観測した $\phi$ はほとんどの地震に対して南北方向を向く。KMNやSTKとはその卓越方向が異なること、 $\delta t$ が地震によらないこと、及び観測点近傍の地殻内地震からも同様の傾向が見られることから、OGMで観測された異方性は観測点近傍の地殻内に起源があるものと考えられる。

波線の中に $\phi$ 、 $\delta t$ をプロットしたものをFig. 6に示す。これはマンテルウェッジでの $\phi$ と $\delta t$ の空間分布を

見ることに相当する。前述のように、OGMで観測されたスプリットングは地殻起源と考えられるので、このプロットではOGMでの結果は除いてある。平面図から、中間点がSTKよりも東にある場合に $\phi$ が南北を向く傾向があることがわかる。Fig. 7はFig. 6と同様のプロットを、 $\phi$ の方位によってシンボルを変えて示したものである。これによると、 $\phi$ は141.5°E付近を境に西側では東西方向、東側では南北方向を向く傾向がある。 $\delta t$ についても同様に西側では0.05秒以下、東側では0.1秒以上と異なることから、下北半島下のマンテルウェッジ内では、141.5°E付近を境に西側と東側で異方性の性質が異なると考えられる。ただし、この境界ははっきりと

### Path plot

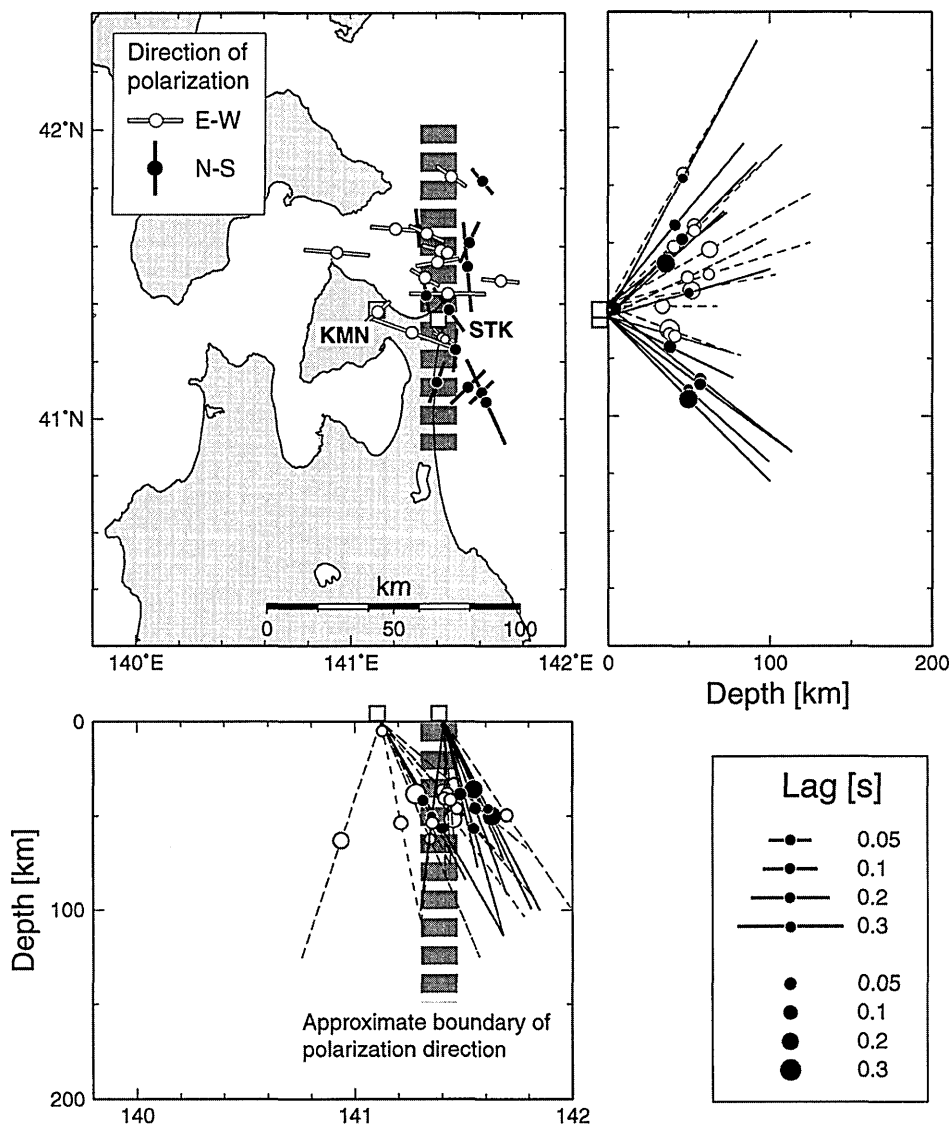


Fig. 7. As in Fig. 6, but the symbols represent the direction of polarization. The solid circles and the solid lines show the roughly N-S polarization and the open circles and broken lines denote nearly E-W polarization, respectively. The approximate boundary of polarization direction (thick dashed line) extends N-S along a line of about 141.5°E.

定まるものではないので、Fig. 7では幅を持たせて表している。観測点 KMN への波線はほとんどが境界の西側を通るのに対し、STK への波線は境界の東と西の両方の領域を通過することが、Fig. 5 (a)において STK での  $\phi$  の方向がばらついて見えた原因と考えられる。なお、マントル中の異方性としてはスラブ内異方性も考えられる。しかし今回の解析においては、スラブ中を通過する波線の長さはマントルウェッジ内の波線長に比べて短いこと (Fig. 3)、二重深発地震面の上面と下面の地震間で傾向が異なるわけではないこと (Fig. 7) から、異方性の起源はマントルウェッジ内にあると考えた。

### 6. 議 論

#### 6-1. 地殻内でのスプリットングと応力場

Fig. 5 (a) に示されるように、観測点 OGM での速い S 波の偏向方向  $\phi$  は震源位置にはあまり依存せずに、北北西—南南東方向を向く。我々はこれを地殻起源の異方性と解釈した。一方、他の観測点での結果からマントルウェッジ内にも異方性があると考えられるから、OGM に至る地震波は 2 種類の異方性媒質を通過してくることになる。このような場合、Savage (1999) に示されているように、震源を出てから最初の異方性媒質中で分離した速い S 波と遅い S 波のそれぞれが、2 番目の媒質中で



さらに分離するので、4種類のS波が生じることになる。しかしこれらを観測するには、分離したS波が十分な時間差をもって観測点に到達することが必要で、近地地震の場合には難しい。本研究で解析した波は、最初の異方性媒質中で分離した速いS波が2番目の異方性媒質中で分離したものと考えられる。従って、観測された $\phi$ や $\delta t$ は2番目の媒質（ここでは地殻）の異方性を反映する。OGMで観測された $\delta t$ の大きさは、他の2点で観測されたものに比べて特に大きいわけではない（Fig. 5 (b)）。 $\delta t$ の大きさは異方性の強さと異方性媒質中の経路の長さに依存する。OGMへ至る経路の地殻中での長さは、他の2点へ至る経路の上部マントル中での長さに比べて短い。このことから、OGMで観測された地殻内異方性の強さは、最上部マントルでのそれよりも相対的に強いと考えられる。

これまでの研究から、地殻内のS波偏向異方性の主な原因はクラックの定方向配列にあり、 $\phi$ はクラックの配列方向、すなわち応力場の最大圧縮軸方向を向くと考えられている（たとえばCrampin, 1994）。Fig. 8には下北半島内で発生した浅発地震のP軸の方位分布（Kosuga, 1996）を示す。両者は全般的に良い一致を示す。このことから、OGM直下での異方性がクラックの定方向配列によると解釈しても矛盾はない。より細かく見ると、OGMの西方（A領域）で発生した地震と脇野沢村付近（C領域）で発生した地震のメカニズム解のP軸は北西-南東方向を向き、より広域的な傾向（小菅, 1999）と調和的である。一方、OGMでの速いS波の偏向方向と川内町付近（B領域）で発生した地震のP軸の方位はより南北に近い。このように、領域ごとに $\phi$ やP軸方位がやや異なる傾向を示すことは、下北半島内の応力場の空間変化を反映しているのかもしれないが、詳細は今後さらに解析地点を増やして検討する必要がある。

## 6-2. 沈み込み帯の異方性

観測点KMN, STKで観測されたS波スプリットングから、速いS波の偏向方向が141.5°E付近を境に西側では東西、東側では南北方向を向くという結果を得た。これは、Okada *et al.* (1995)が下北半島より南の領域において行った解析から得た偏向方向の地域変化と調和的である。彼らはそれを説明するために2つの異方性モデルを考えた。1つは141.5°Eを鉛直な境界とするもので、もう1つは境界が西傾斜し、141.5°Eでモホと交わるというものであるが、彼らのデータからではそのどちらがもっともらしいかを示すことはできなかった。異方性の原因として西側ではメルトの、東側ではオリビン結晶の定方向配列の可能性が挙げられている。

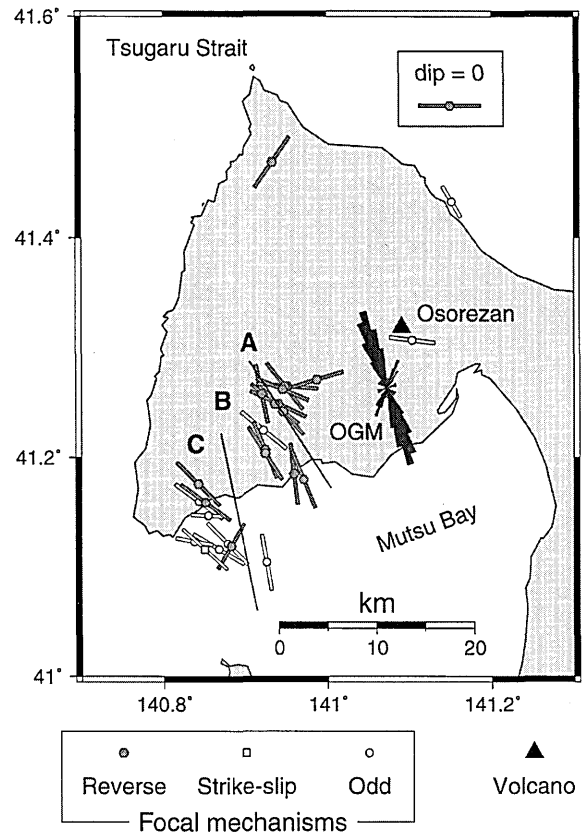


Fig. 8. Comparison of the direction of polarization (rose diagram) at station OGM and the trend of P-axes of shallow earthquakes on Shimokita Peninsula. Focal mechanism solutions were taken from Kosuga (1996). Three areas labeled A through C have slightly different predominant directions for P-axes.

プレート沈み込み帯での異方性の研究は、これまで世界各地の島弧において行われてきた。それを簡単にまとめたのがTable 2である。Shumajin Islandsやコロンビア・ニュージーランドでは、早いS波の偏向方向は島弧に平行であるのに対し、マリアナ弧では島弧に直交する方向、前述の東北日本弧や南米中西部では平行な $\phi$ と直交する $\phi$ の混在するパターンが見られる。このように、沈み込み帯といっても、そこで見られる異方性には地域性がある。このことは、マントルウェッジの異方性の解釈にはそれぞれの地域のテクトニクスを考慮する必要があることを示している。

## 6-3. 本研究地域のマントルウェッジ内異方性

本研究で明らかになった異方性体の境界は、Okada *et al.* (1995)が考えた境界とほぼ同じである。従って異方性の原因として、彼らのようにメルト及びオリビンの定方向配列を考えても説明可能である。特に境界よりも西側については、メルトの定方向配列は無理のない仮説で

Table 2. Anisotropy in the mantle wedge.

Study area	Direction of fast wave	Origin of anisotropy	Reference
Tohoku, Honshu	Mixed parallel perpendicular	Preferred orientation of olivin Aligned melts	OKADA <i>et al.</i> (1995)
Shumagin Islands Colombia	Arc parallel Arc parallel	Strain induced preferred orientation Mineral reorientation	YANG <i>et al.</i> (1995) SHIH <i>et al.</i> (1991)
Central western South America	Mixed parallel perpendicular	Compressional normal stress in the back arc Slab-entrained flow	POLET <i>et al.</i> (2000)
New Zealand	Arc parallel	Shear deformation due to oblique subduction	MARSON-PIDGEON <i>et al.</i> (1999)
Mariana	Arc perpendicular	Entrained mantle flow + slab anisotropy	FOUGH and FISHER (1998)

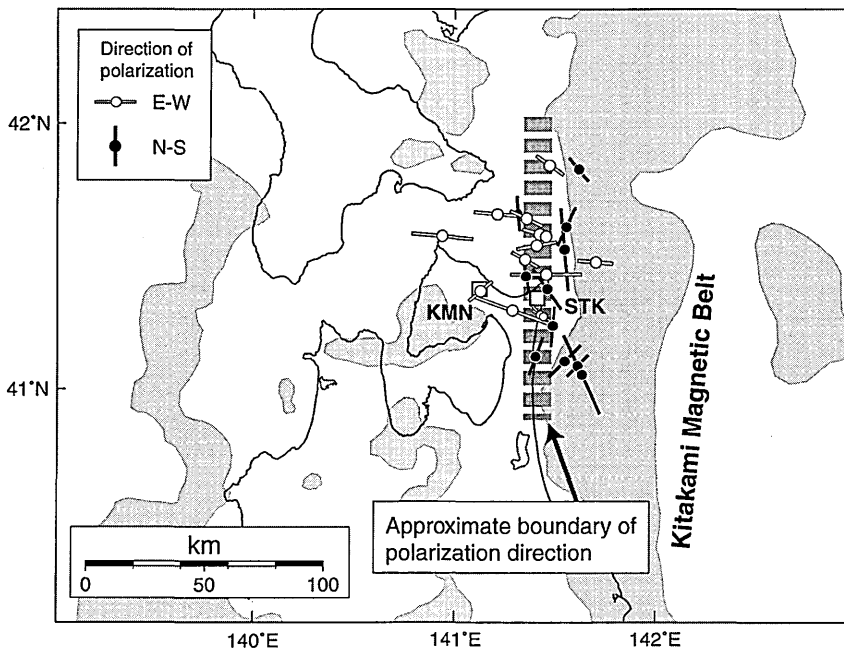


Fig. 9. Map view of polarization direction superposed on the magnetic anomaly. The gray zones illustrate areas with a positive anomaly having a total magnetic intensity greater than 100 nT (Okubo and Matsunaga, 1994). The thick dashed line represents the approximate boundary of polarization direction.

あろう。一方、境界の東側での異方性の原因を考える際には、この地域の構造的特徴とテクトニクスにも注目する必要がある。

異方性の性質が異なる境界よりもやや東に、強い正の磁気異常帯がほぼ南北に延びている (Fig. 9)。これは北上磁気異常帯と呼ばれ、北海道留萌付近から岩手県中部沿岸まで長さは 500 km にも達し、異常の谷から山までの振幅は 900 nT に及ぶ。この磁気異常帯の起源について、従来はジュラ紀から白亜紀初期にかけて貫入した深成岩体であると解釈されていた (たとえば Ogawa and Suyama, 1975) が、最近では以下のように考えられている。

北上山地東部には前期白亜紀の貫入岩体が露出しており、北上 pluton と名付けられている。Tsuchiya and

Kanisawa (1994) はその岩石学的特徴を調べ、pluton 中の高 Sr 岩類は沈み込んだ海洋地殻の部分溶融によってできたと考えた。Finn (1994) は、地表には現れていない北上 pluton によって北上磁気異常帯が形成されていると考え、それを反映した 2 次元の構造モデルによって磁気異常と重力異常が定量的に説明できることを示した。Tsuchiya and Kanisawa (1994) によると、部分溶融は 70~80 km の深さで生じたと考えられる。このように部分溶融がごく限られた深さ範囲で起こったことは、磁気異常帯が南北に細長く存在することと整合する。なお、現在の海溝は北海道の東方で折れ曲がっているが、白亜紀に沈み込んでいたのはイザナギプレートで (Maruyama and Seno, 1986)、プレート境界はほぼ南北であったと考えられる。北上山地にはまた、マントル

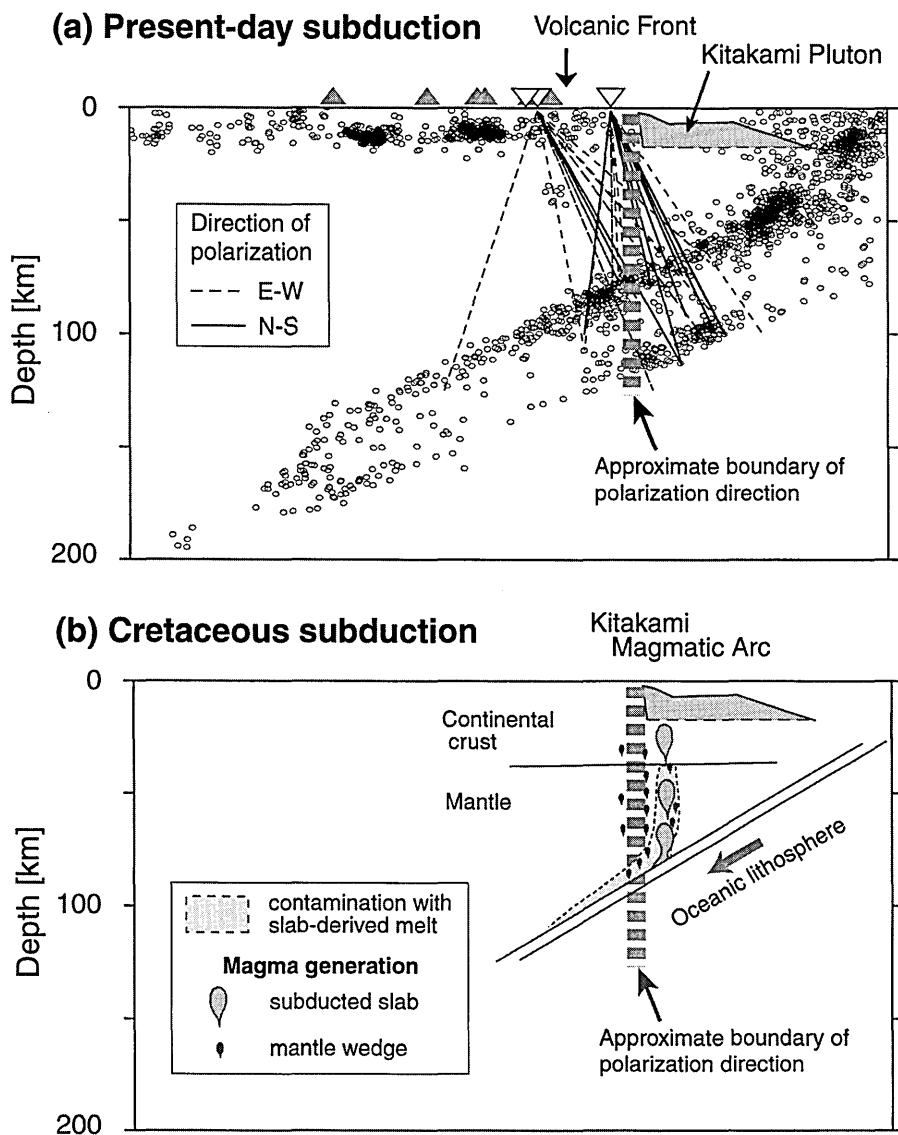


Fig. 10. (a) E-W cross-section of northern Tohoku showing the seismic ray paths classified by the direction of polarization. Small circles represent seismicity. The gray polygon demonstrate the 2-D model of Kitakami pluton by Finn (1994). (b) Schematic illustration of Cretaceous subduction modified from Tsuchiya and Kanisawa (1994). The approximate boundary of polarization direction and the 2-D model of Kitakami pluton are also plotted.

ウェッジの部分溶融でできたと考えられる苦鉄質岩類も存在する。沈み込んだスラブの部分溶融でできたマグマとマンタルウェッジの部分溶融でできたマグマが混ざることが、北上山地の前期白亜紀の火成活動の特徴とされている (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。このような前期白亜紀のプレート沈み込みとマグマの生成を模式的に示したのが Fig. 10 (b) である。

Fig. 10 (a) には Finn (1994) による北上 pluton の位置と、本研究での波線を合わせて示す。これを見ると、波線は pluton の下端よりも深い位置を通過してきているので、pluton そのものに異方性の起源を求めること

はできない。東北地方北部について青池 (1998) が推定した  $Vp/Vs$  比の分布を見ると、 $141.5^\circ E$  付近よりも東側は低異常域となっており、その領域は磁気異常帯と同様に南北に延びている。深さ方向について見ると、この低  $Vp/Vs$  比領域は最上部マントルに限られるので、北上 pluton よりも深部のマンタルウェッジでの物性が、その西側とは異なっていると考えられる。

マンタルウェッジの構造と過去のテクトニクスに関する以上のようなデータに基づき、本研究で明らかになった異方性を説明する二つの仮説を提案したい。一つは、Fig. 10 (b) に示したようなプロセスにより、pluton の

根の部分には（現在では固結した）メルトが存在し、それが異方性の起源となっているというものである。白亜紀の大規模な火成活動を説明するには、島弧が強い東西圧縮場ではなく中立的または東西引張場であった方が都合が良い。東西引張場の場合にはメルトの長軸またはメルトの列が南北に並ぶことが期待されるので、観測された異方性の方向は説明ができる。

一方、白亜紀に部分熔融が起こった深さが70~80 kmと通常の島弧よりも浅いことから、この時期のマントルウェッジは高温であったと考えられる（Tsuchiya and Kanisawa, 1994）。そのため、プレートの斜め沈み込みにより、オリビン結晶の定方向配列が促進された可能性もある。これがもう一つの仮説である。

ここで述べた二つの仮説はそれ以外の可能性を否定するものではないが、種々の観測事実（磁気異常帯の分布、plutonの分布と成因、 $Vp/Vs$ 比の分布）とあまり矛盾しない仮説ではある。これらの仮説については、白亜紀のような古い構造がその後の温度・圧力条件及びテクトニクスの変化を経て現在まで保存されるだろうかという疑問が生じるであろう。磁気異常から推定される地殻内の北上 pluton はその大局的構造が変わることなく保存されているので、その深部構造もある程度保存されている可能性はある。しかし、現在のデータではそれを検証する術はないので、たとえば、北上 pluton が存在する領域では今回見られたような異方性の特徴が共通して見られるのかどうかを、仮説検証的に観測・研究することが今後必要となる。

## 7. 結 論

本研究では、下北半島周辺で発生した浅発地震とやや深発地震の波形記録を用いてS波スプリッティングについて調べた結果、以下のことが明らかになった。

1. 下北半島中央部の観測点 OGM で観測した速いS波の偏向方向 ( $\phi$ ) はどの地震に対しても北北西—南南東方向を向く。これは OGM 付近の地殻内に強いスプリッティングを生じる領域が存在するためと考えられる。この  $\phi$  は OGM 付近の浅発地震のP軸の向きと調和的であるので、異方性はクラックの定方向配列によると解釈できる。

2. 下北半島北部の観測点 KMN と東部の観測点 STK で観測されたスプリッティングは、マントルウェッジが起源であると解釈した。速いS波の偏向方向は141.5° E 付近を境に、西側では東西、東側では南北方向を向く。2つの波の時間差も東側でやや大きいことがわかった。このように東西で異方性の性質が異なることは、Okada

*et al.* (1995) が下北半島よりも南の領域で行ったS波偏向異方性の調査結果と一致する。

3. 異方性の性質が異なる境界のやや東に、南北に伸びた強い磁気異常帯が存在する。この磁気異常帯は前期白亜紀に貫入した pluton によると解釈されていて、plutonの下は低  $Vp/Vs$  比の領域となっている。これらのことから、境界の東側で見られた南北方向の異方性の原因として、次の二つの可能性を挙げた。一つは、plutonを形成した火成活動時に形成されて、現在では固結したメルトによるとするものである。もう一つは、同じ火成活動時のマントルウェッジが高温であったために促進された、オリビン結晶の再配置によるとするものである。

## 謝 辞

本研究の観測にあたっては、弘前大学理工学部の渡邊和俊・佐藤勝人・佐鯉央教氏及び地震学講座の学生諸氏にご協力をいただいた。また、むつ・大畑・大間・脇野沢・川内・青森の各営林署の担当者の方々には観測の便宜を図っていただいた。2名の査読者からの有益なコメントは、本論文の改善に役立った。観測機材の一部は東京大学地震研究所平成10年度共同利用（観測機器）によるものである。費用の一部は文部省科学研究費補助金（課題番号10640398）によった。ここに記して感謝の意を表する。

## 参考文献

- 青池邦夫, 1998, ブートストラップ法による東北地方北部の  $Vp/Vs$  比, 弘前大学大学院理学研究科修士論文。  
 Crampin, S., 1994, The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.*, **118**, 428-438.  
 Finn, C., 1994, Aeromagnetic evidence for a buried Early Cretaceous magmatic arc, northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22165-22185.  
 Fouch, M.J. and K.M. Fischer, 1996, Mantle anisotropy beneath northwest Pacific subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **101**, 15987-16002.  
 Fouch, M.J. and K.M. Fischer, 1998, Shear wave anisotropy in the Mariana subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1221-1224.  
 Hashimoto, M., 1984, Finite element modeling of deformations of the lithosphere at an arc-arc junction: the Hokkaido corner, Japan, *J. Phys. Earth*, **32**, 373-398.  
 Hiramatsu, Y. and M. Ando, 1996, Seismic anisotropy near source region in subduction zones around Japan, *Phys. Earth Planet. Int.*, **95**, 237-250.  
 Hiramatsu, Y., M. Ando, T. Tsukuda and T. Ooida, 1998, Three-dimensional image of the anisotropic bodies beneath central Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **135**, 801-816.  
 Iidaka, T. and K. Obara, 1995, Shear-wave polarization anisotropy in the mantle wedge above the subducting Pacific plate, *Tectonophysics*, **249**, 53-68.

- Iidaka, T. and K. Obara, 1997, Seismological evidence for the existence of anisotropic zone in the metastable wedge inside the subducting Izu-Bonin slab, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3305-3308.
- Kosuga, M., 1996, Near-field moment tensor inversion and stress field in northeastern Japan, 東北大学博士論文, pp. 233.
- 小菅正裕, 1999, 地殻内地震から見た東北日本の応力配置, 月刊地球/号外, **27**, 107-112.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, Y. Motoya, 1996, Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Phys. Earth Planet. Int.*, **93**, 63-89.
- Marson-Pidgeon, K., M.K. Savage, K. Gledhill, and G. Stuart, 1999, Seismic anisotropy beneath the lower half of the North Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **104**, 20277-20286.
- Maruyama, S. and T. Seno, 1986, Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese islands, *Tectonophysics*, **127**, 305-329.
- Ogawa, K. and J. Suyama, 1975, Distribution of aeromagnetic anomalies, Hokkaido, Japan and its geologic implication, in *Volcanoes and Tectonosphere*, edited by H. Aoki and S. Iizuka, Tokai University Press, pp. 207-215.
- Okada, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 1995, Shear-wave polarization anisotropy beneath the northeastern part of Honshu, Japan, *Geophys. J.Int.*, **123**, 781-797.
- Okubo, Y. and T. Matsunaga, 1994, Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22363-22371.
- Polet, J., P.G. Silver, S. Beck, T. Wallace, G. Zandt, S. Ruppert, R. Kind and A. Rudloff, 2000, Shear wave anisotropy beneath the Andes from the BANJO, SEDA, and PISCO experiments, *J. Geophys. Res.*, **105**, 6287-6304.
- Savage, M. K., 1999, Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.*, **37**, 65-106.
- Shih, X.R. and R.P. Meyer, 1990, Observation of shear wave splitting from natural events: south most of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11179-11195.
- Shih, X.R., R.P. Meyer, and J.F. Schneider, 1991, Seismic anisotropy above a subducting plate, *Geology*, **19**, 807-810.
- Shimazaki, K., T. Kato, K. Yamashina, 1978, Basic types of internal deformation of the continental plate at arc-arc junctions, *J. Phys. Earth*, **26**, 69-83.
- Tsuchiya, N. and S. Kanisawa, 1994, Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22205-22220.
- Yang, X., K.M. Fischer, and G.A. Abers, 1995, Seismic anisotropy beneath the Shumagin Islands segment of the Aleutian-Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18165-18177.

(Received September 12, 2000)

(Accepted January 26, 2001)