

## 東海地域における地殻の異方性の空間的, 時間的变化

雑賀 敦<sup>1)\*</sup>・平松良浩<sup>1)</sup>・大井田徹<sup>2)</sup>・山岡耕春<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 金沢大学理学部

<sup>2)</sup> 名古屋大学地震火山観測地域センター

\* 現所属: 名古屋大学大学院理学研究科

## Spatial and Temporal variations in the Crustal Anisotropy in the Tokai Region, Central Japan

Atsushi Saiga<sup>1)\*</sup>, Yoshihiro Hiramatsu<sup>1)</sup>, Tooru Ooida<sup>2)</sup> and Koshun Yamaoka<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Faculty of Science, Kanazawa University

<sup>2)</sup> Research Center for Seismology and Volcanology, Nagoya University

\* now belonging to Graduate School of Science, Nagoya University

### Abstract

Spatial and temporal variations in seismic anisotropy in the crust are investigated using earthquakes in the crust and at the upper boundary of the subducting Philippine Sea plate in the Tokai region, central Japan. We use waveform data from December 1986 to August 1999 recorded by the micro-earthquake observation network of the Research Center for Seismology and Volcanology, Nagoya University. The method of SILVER and CHAN (1991) is applied to evaluate splitting parameters, a leading shear-wave polarized direction and a delay between two polarized waves. A total of 362 high-quality waveform data within the incident angle of  $35^\circ$  are analyzed in this study. The leading shear-wave polarized directions are approximately E-W, in spite of differences of focal depths. This direction is consistent with the direction of regional horizontal maximum compressive stress in the Tokai region reported before. The time delay increases in proportion to the focal depth. These results indicate that the regional compressive stress controls anisotropy not only in the upper crust but also in the lower crust. Assuming the uniform distribution of anisotropy, the degree of anisotropy is estimated to be 0.5% in the lower crust. An increase in time delays between two-polarized waves is found before and after the Aichi-ken Tobu earthquake ( $M=5.7$ ) in 1997 at the station STN. This variation is statistically significant with the confidence level of 99.999% and is not an apparent change due to a variation in hypocenter distribution. No temporal variation of splitting parameters is found at the station INU. These results can be explained by a change of the volumetric and areal strain in the most-upper part of the crust due to the postseismic slip of the Aichi-ken Tobu earthquake.

**Key word:** crustal anisotropy, shear-wave splitting, temporal variation, Aichi-ken Tobu earthquake

### 1. はじめに

プレート境界において大地震が繰り返し起こる東海地域では, 大地震の予測に役立てるため地震観測網が良く整備されており, 質の良いデータが蓄積されている. それらのデータを用いて, 沈み込むフィリピン海プレートの形状や地殻の構造を調べる研究が多数行われている. Aoki *et al.* (1972) は渥美-能登測線の爆破観測から東海

地域地殻の地震波速度構造を求めている. 山崎・大井田 (1985) は名古屋大学地震火山観測センターの微小地震観測網で得られた微小地震データを用いて沈み込むフィリピン海プレートの形状を詳しく調べ, 複数の傾斜や傾斜の方向が異なるスラブの存在を示した.

Matsumura (1997) は防災科学技術研究所約 80 台の地震計からなる高感度地震観測網で得られた微小地震の

震源分布、震源メカニズムの解析から地殻における地震活動の特徴、地殻と沈み込むスラブとのカップリングの地域性を詳細に述べている。微小地震の観測で見られる浜名湖から北西に延びる、沈み込むプレート上面地震の分布について、その震源分布や震源メカニズムからこの付近が1944年の東南海地震の破壊域の境界である可能性を示唆している。また震源メカニズムから震源付近の応力場の特徴を求めている。それによると東海地域地殻内ではE-WにP軸をもつ東西圧縮、プレート上面ではE-WにT軸をもつ東西引張を確認し、またプレートの沈み込む深さ、及びカップリングの程度によってP軸の方向が変化するとしている。本研究では、このように地殻や沈み込むスラブの特徴が明らかにされている東海地域における地殻の地震波速度異方性に着目し、その空間変化及び時間変化を調べた。

地殻には地震波速度異方性が存在することが知られている。その原因として、地殻上部では応力場によってクラックが一定方向に選択配向する異方性媒質構造が、地殻下部ではクラックの選択配向のほかに岩石の流動により異方性鉱物の選択配向による異方性の存在が考えられている。このような地下に存在する異方性を調べる方法としてS波スプリッティング解析がある。S波は異方性媒質中に入ると、光が異方性鉱物に入射したときに生じる複屈折と同様の現象を示し、ほぼ直交する振動方向をもつ速度の異なる2つの波に分離する。速いS波の振動方向、2つの波の到達時間差がS波スプリッティングを記述するパラメータであり、この2つのパラメータを調べることによって地下に存在する異方性媒質の性質を理解することができる。クラックの選択配向によって生じる異方性の場合、速いS波の振動方向と分離した2つの波の到達時間差はクラックの選択配向する方向、クラック密度、クラック内の間隙流体圧、地震波の入射角などに依存する(Crampin, 1978)。クラック密度は $\epsilon = na^3/\nu$ で表される。nは体積 $\nu$ の媒質中に存在する半径aのクラックの個数を示す。異方性鉱物の選択配向の場合速いS波の振動方向は速度の速い軸に平行になる。これまで世界各地の最上部地殻において様々な岩石タイプで応力場に一致する地震波速度異方性の存在が確認されている(reviewed by Crampin *et al.* 1987)。また Kaneshima *et al.* (1990) によって日本の広範囲においてS波スプリッティングが調べられており、主に広域応力場と一致する地震波速度異方性の存在が確認されている。さらに Tadokoro *et al.*, (1999) では近畿地方でS波スプリッティングを解析し、活断層近傍では速いS波の振動方向は断層の走向と平行になる結果を示している。

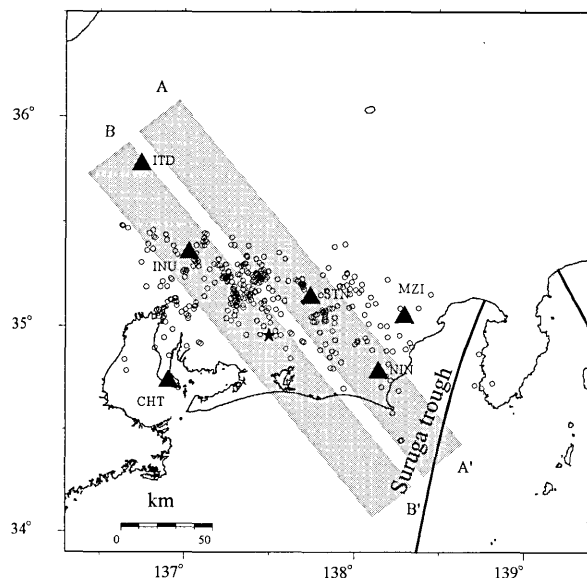


Fig. 1. Distribution of seismic stations (triangles) and epicenters (circles) used in this study. Data from two stations, STN and INU, were mainly used. Shaded areas of AA' and BB' indicate the position of the cross-section displayed in Fig. 2. Line indicates the plate boundary. Star indicates the epicenter of the Aichi-ken Tobu earthquake with the biggest magnitude (M=5.7) in this analysis.

またS波スプリッティングは応力場によるクラックの分布に強く影響を受けるため、S波スプリッティングの時間変化を調べることで地下での応力の蓄積、解放をモニターすることができる。これまで Peacock *et al.* (1988), Crampin *et al.* (1990) によって、2つの波の到達時間差が North Palm Springs earthquake (M6.0) 前に通常の2倍まで段階的に増加し、地震後に急激に減少したことが報告されている。そのほかにも比較的小さい地震 (M4.0) においても到達時間差の時間変化が観測されている (Liu *et al.*, 1997)。Zatsepin and Crampin (1997) 及び Crampin and Zatsepin (1997) では観測された到達時間差の変化が水平差応力の増加、減少による間隙流体圧変化によって説明できることが報告されている。

## 2. データと解析方法

名古屋大学地震火山観測研究センターの微小地震観測網によって得られた1986年12月から1999年8月までの3成分地震波形データを用いた。サンプリング周波数は100 Hzである。東海地域では駿河トラフを境にフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈みこんでおり、そのため地殻内で発生する地震と沈み込むプレート上面で発生する地震の2種類の地震が存在する。

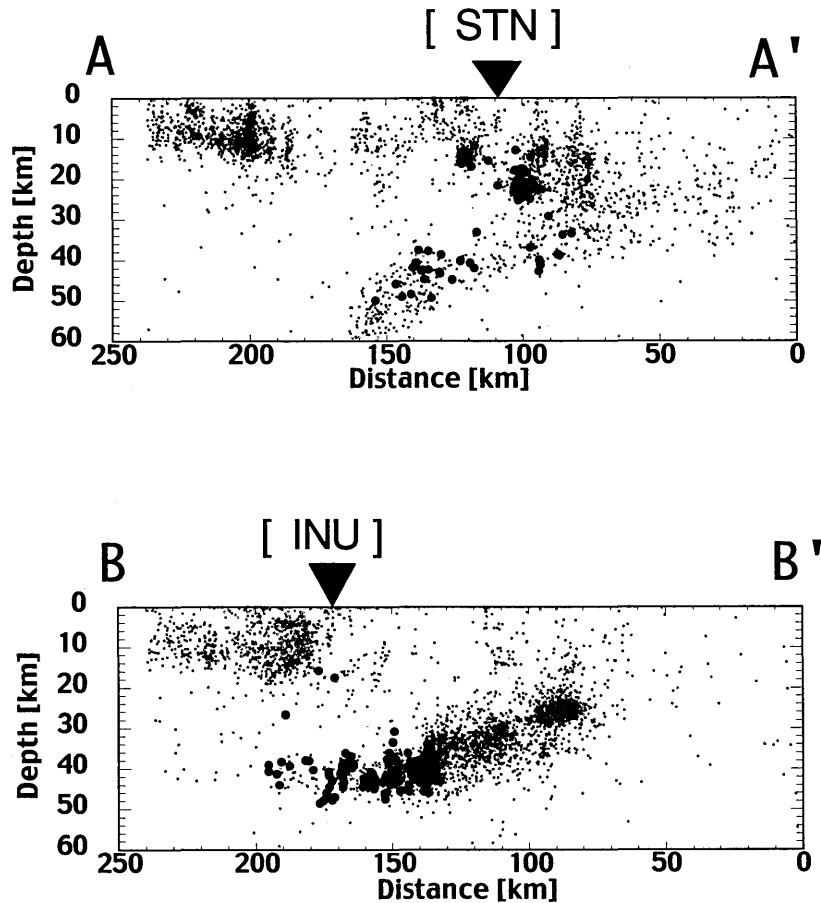


Fig. 2. The cross-sections of hypocenter distribution from December 1986 to August 1999 in the AA' and the BB' directions shown in Fig. 1. Gray points indicate all hypocenters observed in the analyzed period. Black circles indicate the hypocenters analyzed in this study.

この2種類の地震を用いて解析を行うことにより地殻上部, 下部の異方性を分離することが可能である. Fig. 1に本研究で用いた地震と観測点を示す. 今回主に用いる観測点 STN (新豊根), INU (犬山) を通るようにプレート沈み込みの方向に A-A', B-B' の断面をとると, 地殻内の地震と沈み込むプレート上面の地震が確認できる (Fig. 2). 本研究では震源の深さからこれら2つの地震を分類し解析を行った. S波スプリッティングの解析には水平2成分のS波波形を用いる. 自由表面におけるS-P変換波の影響を避けるため (Booth and Crampin, 1985) 入射角が $35^\circ$ 以内のS波を用いた. 入射角を満たす3,000個以上の波形の中からS波の立ち上がりが明瞭な362個の波形について0.3-15 Hzのバンドパスをかけ解析を行った. 速いS波の振動方向と2つの波の到達時間差は Silver and Chan (1991) の方法を用いて求めた. Fig. 3に解析例を示す. 1993年3月31日に観測点 INU で観測された地震 (震源の深さ 42.4 km, M1.9) である. Fig. 3のコンター図の黒で塗りつぶした領域が求められ

た速いS波の振動方向と2つの波の到達時間差の95%以上の信頼域を示している.

解析した結果, 速いS波の振動方向が $95 \pm 7^\circ$ , 到達時間差が $0.07 \pm 0.01$  sであった.

### 3. 結果と考察

速いS波の振動方向を Fig. 4 (a) に示す. 速いS波の振動方向は INU, STN, ITD (板取), CHT (知多), MZI (水見色) の観測点においてほぼE-Wを示した. NIN (新野) では他の観測点とは異なり速いS波の振動方向は北北東-南南西を示した. 多数のデータを解析した観測点 INU (184個) と STN (126個) の結果から分かるように, 地殻内の地震とフィリピン海プレート上面の地震について速いS波の振動方向は一致する. この方向は発震機構データ, 原位置応力測定データから求められた塚原・小林 (1991) による最大水平圧縮応力軸の方向と平行である (Fig. 4 (b)). このことから東海地域の地殻においても他の地域で報告されているように広域応力場

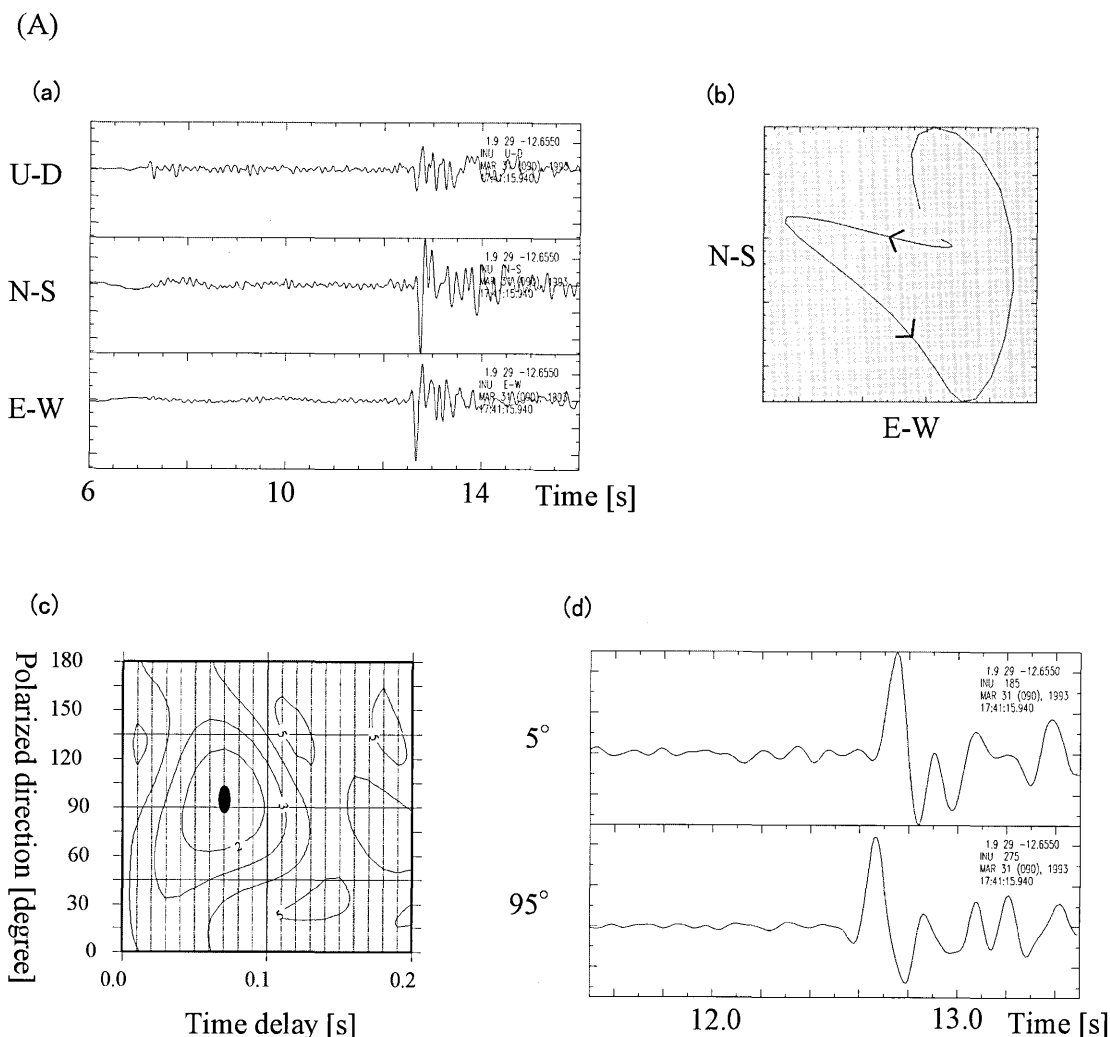


Fig. 3 (A). An example of shear wave splitting analysis. The earthquake recorded at the station INU in March 31, 1993, and the focal depth is 42.4 km. (a) Waveforms in the up-down, north-south, and east west component. (b) A particle motion of S wave at the range of gray area in (a). (c) Black area indicates the region with 95% confidence level. (d) Waveforms in the leading and following shear-wave polarized direction.

による異方性の存在が明らかになった。また、地殻の地震とフィリピン海プレート上面で発生する地震が最も多く観測された観測点 STN において到達時間差の深さ変化を調べた (Fig. 5 (a), (b)). 後述するように、1997 年愛知県東部地震を境に到達時間差が変化している可能性があるため、1997 年 3 月 16 日前後で分けて到達時間差の深さ変化を調べた。その結果、地殻内で発生する地震とプレート上面で発生する地震の間で約 0.02 s の到達時間差の差が見られた。また 15 km より深いところでは震源の深さが深くなるにつれ到達時間差が単調に増加する傾向が見られる。この観測事実は 15-30 km の下部地殻領域に異方性が存在することを示している。地殻内の深さ異方性の割合  $k$  は異方性媒質の厚さを  $L$  とすると波が垂直に入射することを仮定して  $k = \delta t \cdot V_s / L$  で表さ

れる (ここで  $V_s$  は等方性媒質中の S 波速度、 $L$  は異方性媒質の厚さ、 $\delta t$  は S 波の到達時間差を示す)。深さ 15-30 km に一様に存在する異方性媒質を仮定すると ( $V_s = 3.5$  km/s,  $L = 15$  km,  $\delta t = 0.02$  s), 下部地殻において約 0.5% の地震波速度異方性が存在することになる。地殻上部、地殻下部両方で到達時間差が増加し、また速い S 波の振動方向が応力場に対応することから、東海地域では地殻全体において同一の応力場により地震波速度異方性が生じていると考えられる。

次に観測点 STN, INU について到達時間差の時間変化を調べた。Fig. 6 (a) は観測点 STN における 2 つの波の到達時間差の時間変化を示している。ここで縦軸にはそれぞれ地震波の通ってきた波線の長さで正規化した到達時間差をとっている。これは地殻内に一様に異方性

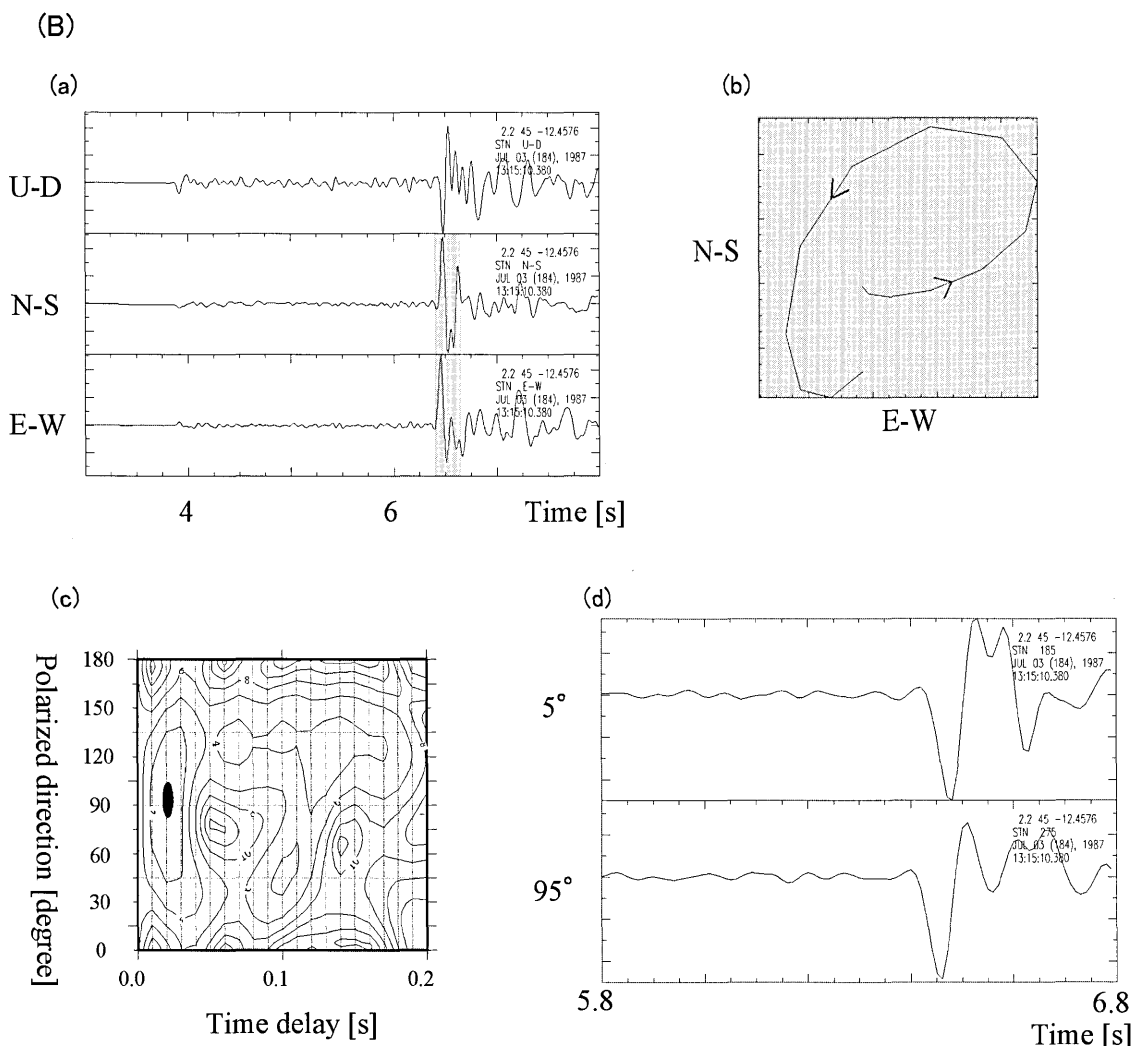


Fig. 3 (B). An example of shear wave splitting analysis. The earthquake recorded at the station STN in July 3, 1987, and the focal depth is 14.6 km.

が存在するときに、震源の違いに伴う波線の長さによる到達時間差の見かけの変化を取り除くためである。しかし非一様に異方性が存在するとき、または特定の領域でのみ異方性が変化したときには正規化によって見かけの到達時間差の変化が生じる。したがって波線の長さで正規化していない到達時間差の時間変化も Fig. 6 (b) に示す。観測点 STN では 1997 年付近に明瞭な到達時間差の変化が見られた。この到達時間差の変化は地殻内で発生する地震、沈み込むプレート上面で発生する地震の両方で見られておりそれぞれ 1.4 ms/km, 0.6 ms/km の増加であった (Fig. 6 (a))。また正規化してない到達時間差を見ると、2 種類の地震において 1997 年前後で共に 0.02 s の到達時間差の増加が見られた (Fig. 6 (b))。1997 年前後における到達時間差の深さ分布 (Fig. 5 (a), (b)) を見ると、10 km 以深のすべての深さで時間差が 0.02 秒

増加している。しかし深さによる到達時間差の変化の割合は変化していない。このことから到達時間差の変化は地殻上部 10 km 以浅で生じたと考えられる。地殻内の地震について到達時間差の平均値の変化が有意であるかを母集団の分散が等しくない場合でも有効な t 検定を用い統計学的に検定したところ 99.999% 以上の確率で有意であった (Fig. 6 (c), Table 1)。沈み込むプレート上面の地震についても到達時間差の平均値の変化は 99.7% の確率で有意であった。

S 波スプリッティングにおいて見かけの時間変化を生じさせる原因として解析に用いた地震の震源分布の空間変化が考えられる。震源分布が空間的に変化すると波線の経路が変化し、それによって到達時間差に変化が生じる可能性がある。この影響を確認するため、1997 年前後での解析に用いた地震の S 波入射方向の変化を調べた。

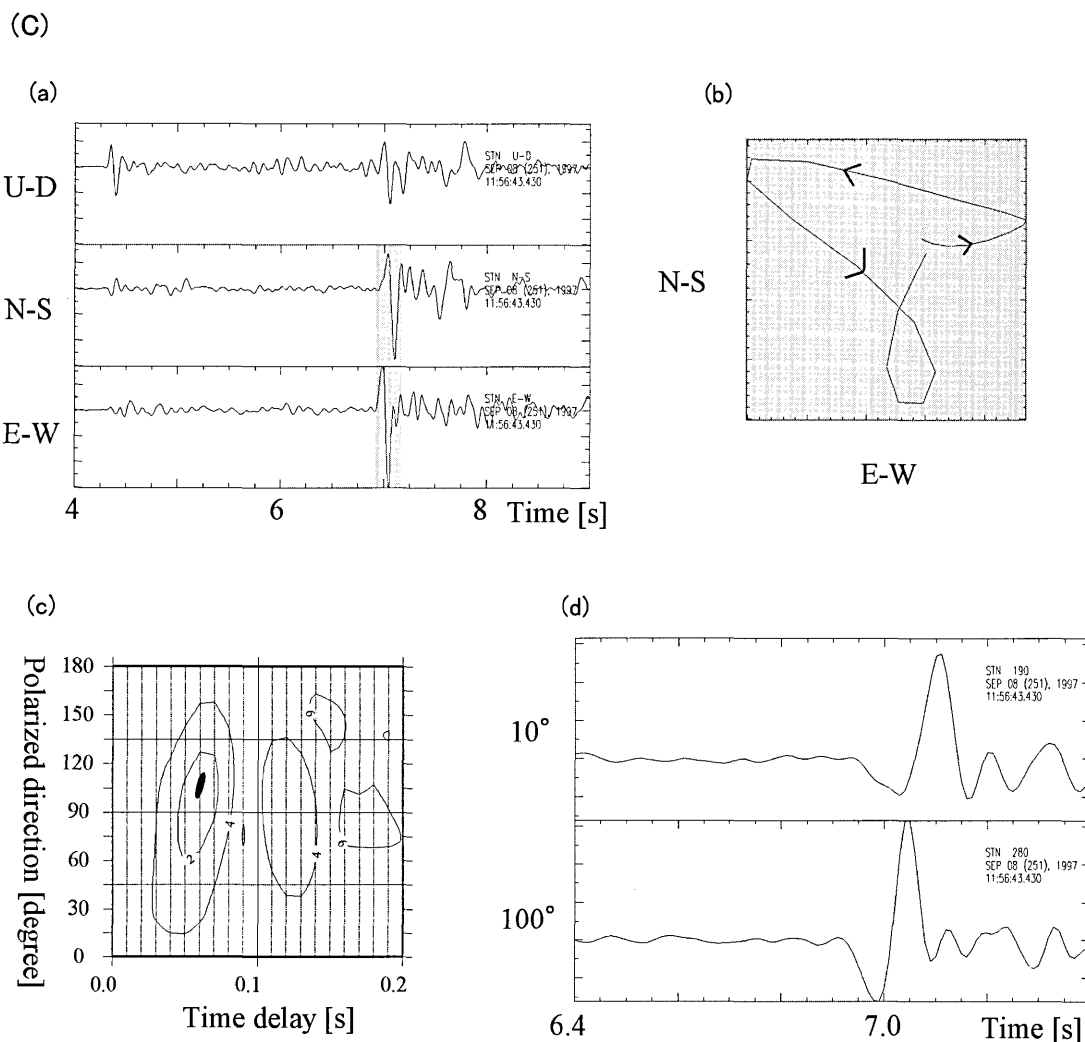


Fig. 3 (C). An example of shear wave splitting analysis. The earthquake recorded at the station STN in Sep 8, 1997, and the focal depth is 22.0 km.

Fig. 7 に 1997 年付近前後での地殻内の地震, 沈み込むプレート上面の地震の S 波入射方向に対する速い S 波の振動方向と到達時間差を示す. 沈み込むプレート上面の地震に関しては 1997 年前後で S 波入射方向に明瞭な変化は見られなかった. 地殻内の地震については 1997 年以後に観測点の北西から入射する S 波が新たに観測されたことが分かる. それらの地震を取り除いて時間変化を調べると 1997 年付近で同様に時間変化が見られ (Fig. 8),  $t$  検定によると 98.5% の確率で有意であった. ゆえに到達時間差の時間変化の原因は 1997 年付近前後での地震の空間分布の変化による見かけの変化ではない. このような到達時間差の時間変化は観測点 INU では見られなかった (Fig. 9).

次に到達時間差の時間変化が生じた原因について考察を行う. Fig. 10 に解析期間内に東海地域で起きた地震

の M-T 図を示す. この図から東海地域では 1997 年にフィリピン海プレート上面での地震が活発になっていること, また 1997 年 3 月 16 日に解析した 13 年間で最大の愛知県東部地震 (M 5.7) が発生していることが分かる. また解析期間内に愛知県東部地震以外にマグニチュードが 5.0 を越えるような地震は発生していない. したがって愛知県東部地震の発生が観測された到達時間差の時間変化に関連している可能性が高いと考えられる.

愛知県東部地震では地震後にポストサイスミックな歪の変化が歪計, 伸縮計で観測されている (Yamauchi *et al.*, 1997; JMA 1997). また Takai *et al.* (1999) では愛知県東部地震による歪の変化から断層面とすべり量を求めている. 本研究では Takai *et al.* (1999) の断層モデルから Okada (1992) の dislocation model を用いて地殻

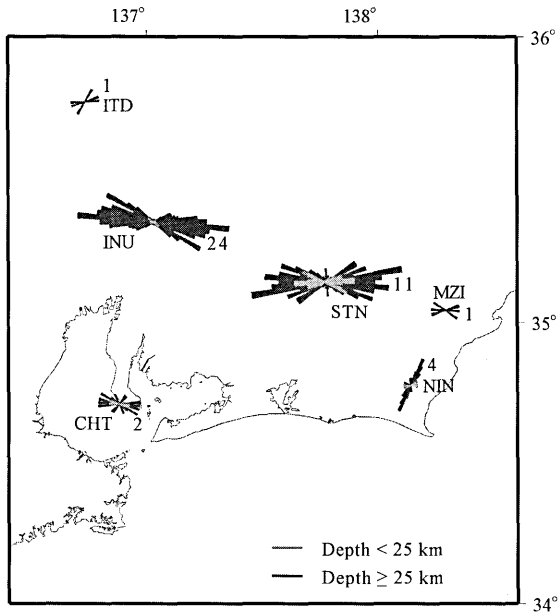


Fig. 4 (a). Rose diagram of leading shear-wave polarized direction in the Tokai region. The lengths of lines are normalized by the maximum number shown to the right of each rose diagram. Gray line indicates the leading Shear-wave polarized directions of earthquake in the upper crust. Black line indicates the leading shear-wave polarized directions of earthquake in the upper part of the subducting Philippine Sea plate.

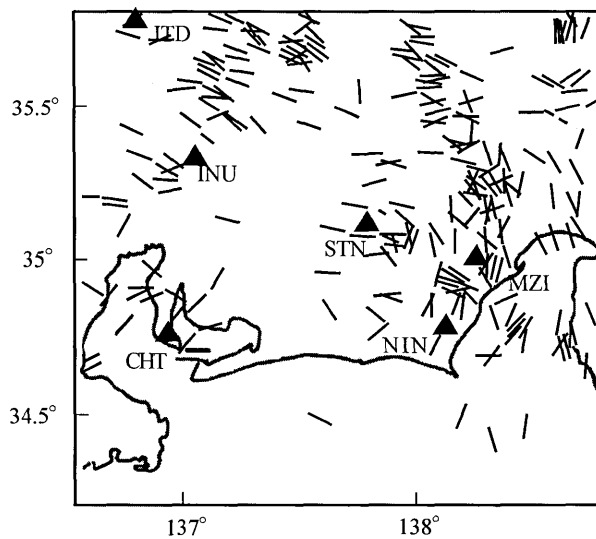


Fig. 4 (b). Direction of the maximum horizontal compressive stress (after Tsukahara and Kobayashi, 1991). Black line indicates the directions of maximum horizontal compressive stress. Triangles show the seismic stations used in this study.

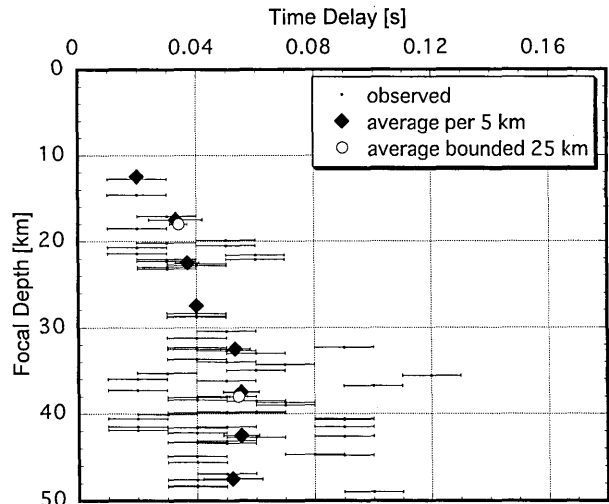


Fig. 5 (a). The depth variation in time delays from December 1, 1986, to March 16, 1997. Points indicate the observed time delay. Diamonds indicate an averaged time delay per 5 km. Circles indicate an averaged time delay bounded 25 km. This figure shows the increase of time delay for greater focal depths.

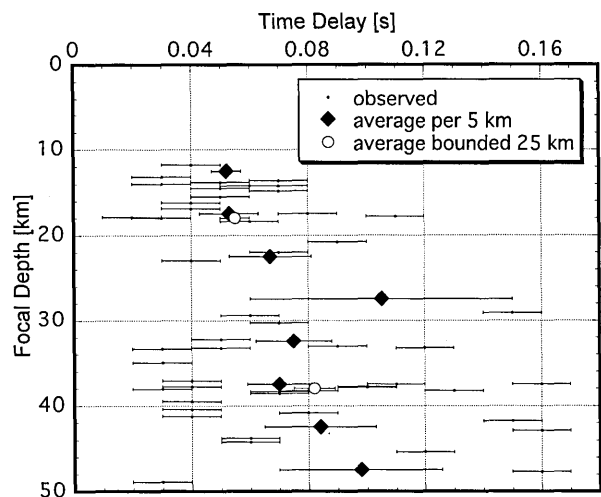


Fig. 5 (b). The depth variation in time delays from March 16, 1997, to August 31, 1999. This figure shows that the time delay is larger than the former time delay at each depth.

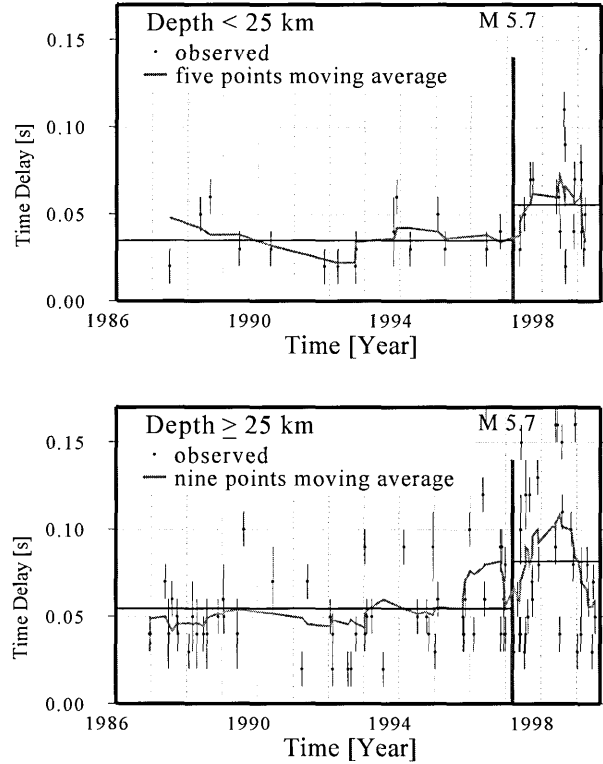
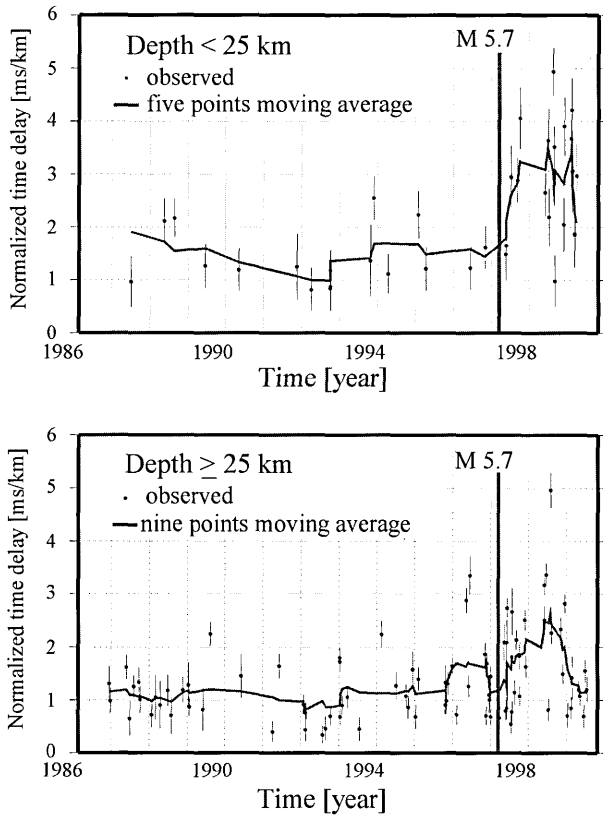


Fig. 6 (a). The temporal variation in normalized time delays per unit path length at the station STN. Upper figure shows the normalized time delays of the crustal earthquakes. Lower figure shows the normalized time delays of earthquakes in the upper part of subducting Philippine Sea plate. Solid circles indicate the observed value, and error bars indicate the 95% confidence level of each data. Solid lines indicate the five and nine points moving average, respectively. The gray lines indicate the origin time of the Aichi-ken Tobu earthquake (M=5.7).

Fig. 6 (b). The temporal variation in time delays at the station STN.

における歪の変化量を計算した。愛知県東部地震後のポストサイスミックなすべりは計5点の伸縮計、体積歪計によって観測されている。彼らが求めたポストサイスミックの断層モデルは、体積歪と面積歪に関しては、観測された歪量を満足するような結果を得ているが、歪の主軸の向き、大きさを満足させることはできなかった。彼らのモデルでは歪の主軸に関して信頼性が低いため、S波スプリッティングの結果と歪の主軸を比較することは適当ではないと思われる。よって本研究では、S波スプリッティングの結果を体積歪の変化と比較し議論する。Fig. 11に地震後のポストサイスミックなすべりによる地下5kmでの体積歪と面積歪の変化を示す。観測点STNでは体積歪で $1.0 \times 10^{-8}$ の膨張歪の増加が見られた。しかし観測点INUでは歪変化はほとんど見られなかった。また面積歪の結果からも同じように観測点

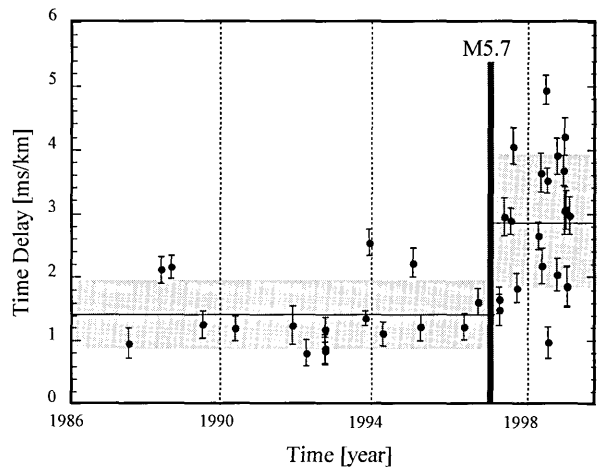


Fig. 6 (c). The average of time delays before and after the Aichi-ken Tobu earthquake at the station STN for an earthquake in the crust. Thin line indicates the average of time delays. Gray area indicates the standard deviation. The temporal variation of time delays before and after the Aichi-ken Tobu earthquake is statistically significant.



Table 1. Temporal variation and the significance in normalized time delay before and after 1997 at the station STN.

	Crustal earthquake		Earthquake of subducting plate	
	before	after	before	after
Data number	17	20	55	34
Average(ms/km)	0.0014	0.0028	0.0012	0.0018
Standard Deviation(ms/km)	0.0005	0.001	0.0006	0.001
Significance(%)	99.9994		99.7	

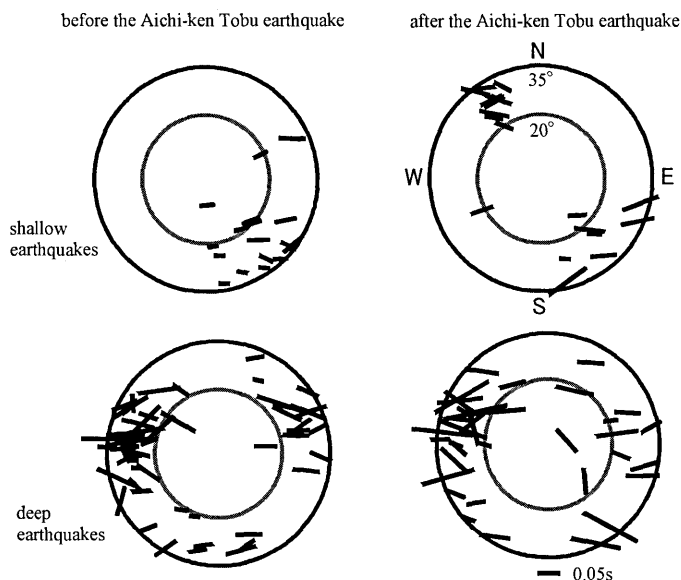


Fig. 7. The equal-area polar projections of shear-wave splitting both shallow and deep earthquakes before and after the Aichi-ken Tobu earthquake. Directions of lines indicate leading shear-wave polarized directions, and the lengths of lines indicate the time delay. The circles indicate the incident angle of 35° and 20°, respectively.

STN で  $1.0 \times 10^{-8}$  の膨張歪の増加が見られ、観測点 INU では歪変化はほとんど見られなかった (Fig. 11). これらは本研究で示された STN で到達時間差の時間変化が生じ、INU で到達時間差の変化が生じなかったという観測結果と非常に調和的である。このような膨張歪の増加は媒質の体積を増し、クラック密度を増加させる方向に働く。クラック密度が増加すると到達時間差は増加するため地震後のポストサイスミックな歪変化が到達時間差の増加を生じさせた可能性が考えられる。このことは定性的には観測された S 波スプリットिंगの到達時間差の変化を説明できる。したがって本研究で観測された異方性の時間変化の解釈として愛知県東部地震後のポストサイスミックな膨張歪の変化によるクラック密度の増加が考えられる。1997 年 3 月以降の異方性の時間変化については、地震後 2 年間に渡ってスプリットिंगの到達時間差の変化が継続しているのか、地震の後 2 年後に地震前の値に近づいているのかは、本研究で解析した

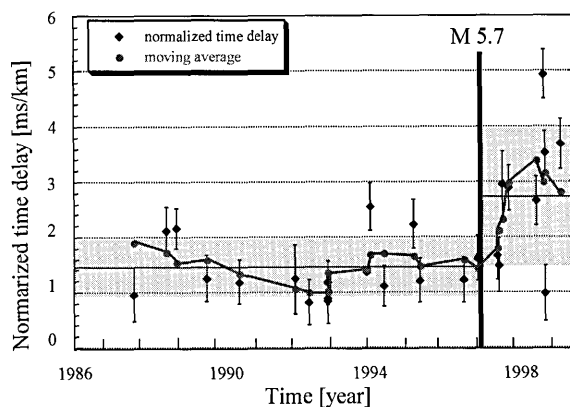


Fig. 8. The average of time delays using earthquakes, excluding events from northwest direction, before and after the Aichi-ken Tobu earthquake at the station STN for the earthquake in the crust. Thin line indicates the average of time delays. Gray area indicates the standard deviation. Thick line indicates five points moving average of time delays. The temporal variation of time delays before and after the Aichi-ken Tobu earthquake is statistically significant.

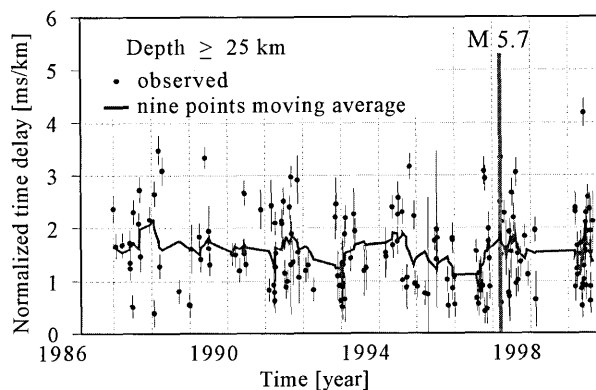


Fig. 9. The temporal variation in time delays normalized by a unit path length at the station INU for the earthquakes in the upper part of the subducting Philippine Sea plate.

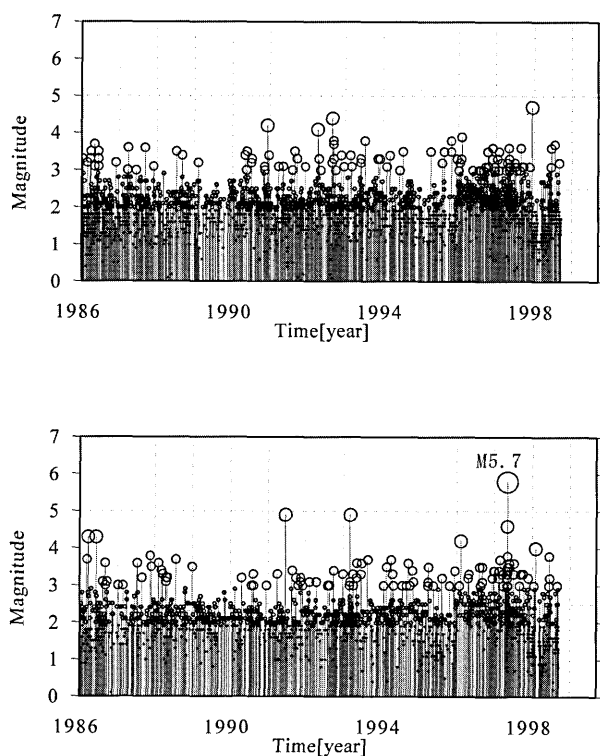


Fig. 10. M-T diagram of earthquakes in the Tokai region. The Aichi-ken Tobu earthquake occurs on March 16, 1997, in the Tokai region. Upper figure and lower one show a diagram for the earthquakes shallower than 25 km deeper than 25 km, respectively.

データからだけでは判断することが難しい。1999年付近から到達時間差が地震前の値に近づいているとすれば、愛知県東部地震によって生じた非歪変化が、2年かけて緩和しているとみなすこともできる。今後数年のデータの蓄積によって、変化の時間変化が明らかになり、その生成機構の解明が期待できる。

### 結 論

東海地域の地殻において13年間のデータを用いS波スプリッティングの解析を行った。速いS波の振動方向は上部地殻を通過してきた地震波と地殻全体を通過してきた地震波でほぼ一致し、地殻上部、下部の両方で深さとともに到達時間差の増加が見られた。速いS波の振動方向が最大水平圧縮応力軸にほぼ平行になったことから、東海地域の地殻全体で応力場によって地震波速度異方性が生じていることが考えられる。

観測点STNにおいて2つの波の到達時間差に時間変化が見られた。その到達時間差の変化は、上部地殻を通過してきた地震波と地殻全体を通過してきた地震波の両方で、ほぼ同程度見られたため両方の地震が共通に通過してきた地殻最上部での異方性の変化であると考えられる。この到達時間差の変化は統計学的に有意であった。また

震源分布の変化による見かけの変化の可能性を調べたが、そのような見かけの変化は見られなかった。観測点INUでは観測点STNで見られた到達時間差の時間変化は見られなかった。この到達時間差の時間変化の原因については、1997年3月16日に起きたM5.7の愛知県東部地震の影響が考えられる。この地震では地震後に歪計、伸縮計にポストサイスミックな歪変化が観測されている。また、この歪変化から地殻での体積歪と面積歪の変化を求めると、観測点STN付近では地殻上部においてポストサイスミックなすべりにより膨張歪が見られる。このような歪変化は観測点INUでは見られない。よって今回観測された到達時間差の時間変化の解釈として、愛知県東部地震後観測点STN付近の地殻上部ではextensiveな歪が増加し、クラック密度が増加したことにより到達時間差が増加したと考えられる。

### 謝 辞

本研究は主として平松良浩に対する平成10—11年度文部省科学研究費（奨励研究（A）課題番号10740217）によって行われた。

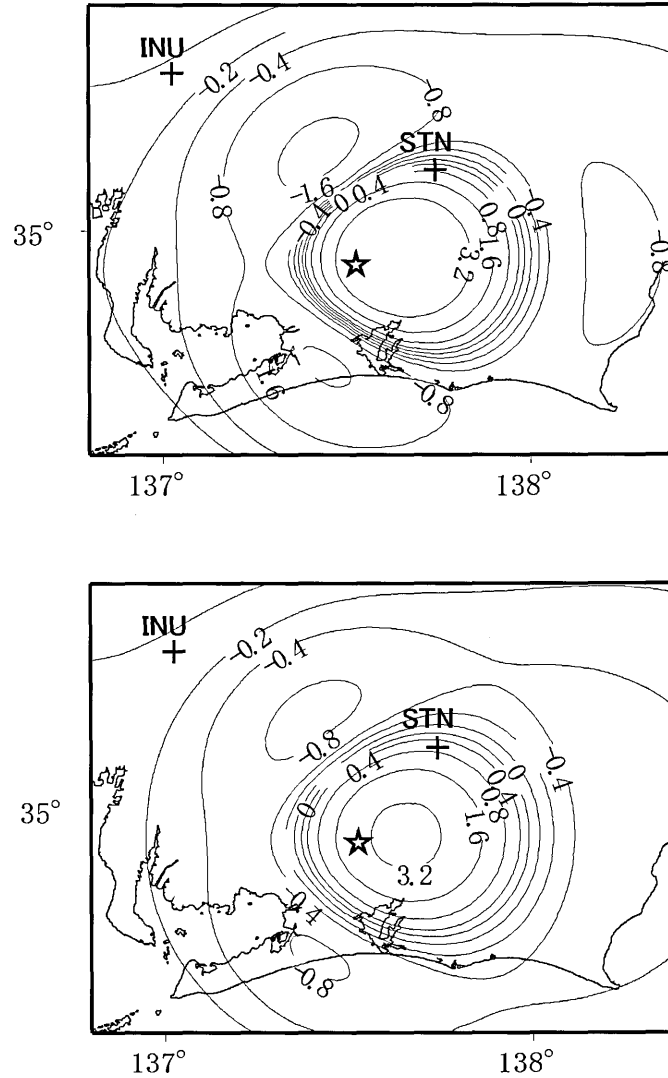


Fig. 11. This figure shows the crustal strain change at the 5km due to the postseismic slip of the Aichi-ken Tobu earthquake. Upper and lower figures show the areal dilatation and volumetric dilatation, respectively. Plus indicates the extensive strain change, and minus indicates the compressive strain change. The order of strain change is shown by  $10^{-8}$ .

参考文献

- Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatsu, H. Shimamura and I. Furuya, 1972. Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observation, *J. Phys. Earth*, **20**, 197-223.
- Booth, B.C. and S., Crampin 1985. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 31-45.
- Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **53**, 467-496.
- Crampin, S., 1987. Geological and industrial implications of extensive- dilatancy anisotropy, *Nature*, **328**, 491-496.
- Crampin, S. and Zatsupin, 1997a, Modelling the compliance of crustal rock: II response to temporal changes before earthquake. *Geophys. J. Int.*, **129**, 495-506.
- Crampin, S., D.C., Booth, R., Evans, S., Peacock and J.B., Fletcher, 1990. Changes in shear-wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs Earthquake. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11 197-11 212.
- Japan Meteorological Agency, 1997. Earthquake in eastern Aichi prefecture on March 16, 1997 (in Japanese), Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred., **58**, 444-448.
- Kaneshima, S., 1990. Origin of crustal anisotropy, Shear wave splitting studies in Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11,121-11,133.
- Liu, Y., S. Crampin and I. Main, 1997. Shear-wave anisotropy : spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California. *Geophys. J. Int.*, **130**, 771-785.
- Matsumura, S., 1997. Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**,

- 1018-1040.
- Peacock, S., S. Crampin, D.C. Booth and J.B. Fletcher, 1988. Shear-wave splitting in the Anza seismic gap, Southern California: temporal variations as possible precursors. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3339-3356.
- Silver, P.G. and W.W., Chan, 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16 429-16 454.
- Tadokoro, K., M. Ando and Y. Umeda, 1999. S wave splitting in the aftershock region of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Geophys. Res.*, **104**, 981-991.
- Takai, K., H., Kumagai and N., Fujii, 1999. Evidence for slow slip following a moderate-size earthquake ( $M_w=5.7$ ) in a subducting plate. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2113-2116.
- 塚原弘昭・小林洋二, 1991, 中・西部日本の地殻応力, 地震 2, 44, 221-231.
- Yamauchi, T., T. Okuda and R. Miyajima, 1997. Crustal movement before and after eastern Aichi prefecture earthquake ( $M=5.8$ , March 16, 1997) (in Japanese), Program and Abstracts 88th Meeting of the Geodetic Society of Japan, 243.
- 山崎文人・大井田徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震 2, 38, 193-201.
- Zatsepin and Crampin, 1997, Modelling the compliance of crustal rock: I-response of shear-wave splitting to differential stress. *Geophys. J. Int.*, **129**, 477-494.

(Received August 31, 2000)

(Accepted March 13, 2001)