

## GPS 連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部における プレート間相互作用とテクトニクス

鷲谷 威

国土地理院

## Interplate Coupling and Plate Tectonics at the Northern End of the Philippine Sea Plate Deduced from Continuous GPS Data

Takeshi SAGIYA

Geographical Survey Institute

### Abstract

Spatial distribution of interplate coupling in a subduction zone at the northern end of the Philippine Sea plate, the South Kanto region, is deduced by geodetic inversion of continuous GPS data. Interplate coupling is expressed by SAVAGE's (1983) back-slip model. The back-slip is a virtual fault slip on the plate boundary representing a degree of interplate coupling. Daily coordinates at continuous GPS sites during the year 1997 are used to estimate horizontal crustal displacement rates, which are inverted into back-slip distribution on the plate boundary surface.

The inversion result for the South Kanto region demonstrates the usefulness of an interplate coupling analysis for long-term forecasts of large earthquakes by giving a rough estimate of the recurrence interval of the great Kanto earthquakes. Maximum back-slip of about 4 cm/year is located under the southern Boso peninsula and it implies that the recurrence time of the 1923-type earthquake is 200-500 years. However, the estimated back-slip is too large compared to the relative plate motion and may imply strain-partitioning among a set of two or more adjacent tectonics lines.

Strain partitioning is also seen in the Tokai region, based on the results of a back-slip analysis by SAGIYA (1999). When we consider the tectonics of the northern end of the Philippine Sea plate, strain-partitioning is a very important factor. It is also indispensable for estimating the probability of future seismic events. We will need to establish an advanced model of the strain energy budget between total accumulation by the relative plate motion and distributed strain release, to which the continuous GPS will make a major contribution.

**Key words:** GPS, interplate coupling, back-slip, tectonic loading, strain-partitioning

## 1. はじめに

フィリピン海プレートはその北端部において日本列島の下へと沈み込みんでいる。相模トラフ、駿河トラフ、南海トラフ、琉球海溝といった海底における一連の地形的な凹みがいわゆるプレート境界と考えられている (Fig. 1)。日本列島の下へ沈み込んだフィリピン海プレートの形状は、微小地震の分布 (MIZOUE *et al.*, 1983; 三浦ほか, 1991; ISHIDA, 1992; 山崎・青木, 1994; 中村ほか, 1997) や地震波速度構造 (例えば仲西ほか, 1994) などから明らかにされている。こうしたフィリピン海プレートの沈み込みは、日本列島が属する陸側プレートとフィリピン海プレートとの間の相対運動ととらえることができる。SENO *et al.* (1993) はプレート境界で起きた地震のスリップベクトルに基づいて、全地球的なプレート運動モデルである NUVEL-1 (DeMets *et al.*, 1990) と整合的なフィリピン海プレートの運動を推定したが、最近では、宇宙測地技術の発達により、VLBI (例えば MATSUZAKA *et al.*, 1991) や GPS (例えば TSUJI, 1995) を用いてプレート運動を直接観測することも可能になった。

海溝やトラフから沈み込んだ海洋プレートと陸側プレートとの境界面では様々な相互作用が生じる。その相互作用が最も顕著な形となって現れるのが、海溝型の巨大地震である。

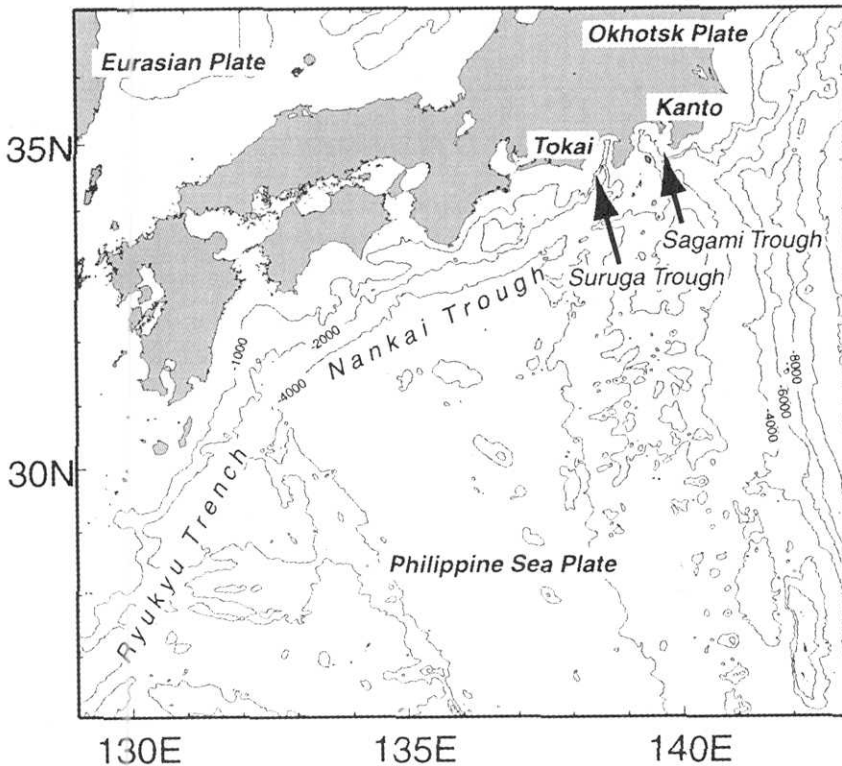


Fig. 1. Submarine topography of the Philippine Sea plate. Sagami, Suruga, and Nankai Troughs, as well as Ryukyu Trench are subduction zones where the Philippine Sea plate is subducting beneath the Japanese islands. Two study areas (Tokai and Kanto regions) are also shown.

フィリピン海プレート北端部のプレート境界においては、1923年関東地震 ( $M_w$  7.9, MATSU'URA *et al.*, 1980), 1944年東南海地震 ( $M_w$  8.1, SATAKE, 1993), 1946年南海道地震 ( $M_w$  8.3, SATAKE, 1993) などの巨大地震が発生している。こうした海溝型巨大地震の特徴の一つは、その周期的な繰り返しである。駿河湾から四国沖にかけてのプレート境界面では、過去1300年以上にわたってM8級の巨大地震が平均120年程の間隔で繰り返し発生してきたことが、古文書や遺跡の調査などから明らかにされた (ANDO, 1975; 寒川, 1992)。この巨大地震の繰り返しは、発生した地震の規模が大きいほど次の地震までの間隔が長い、という時間予測可能な (time-predictable) 性質を持つことも明らかにされている (SHIMAZAKI and NAKATA, 1980; KUMAGAI, 1996)。

海溝型巨大地震は、プレートの沈み込み運動に伴ってプレート境界面上で陸側プレートが引きずり込まれることで生じる応力の蓄積が原因である。応力の蓄積が限界に達するとプレート境界面上で動的なすべり (すなわち大地震) を生じて応力が解放される。従って、プレート境界面で将来発生する大地震についてその規模や発生時期などを考える上で、過去および現在における応力蓄積の様子を知ることが必要不可欠である。プレート境界面の応力そのものを直接測定することはできないが、間接的な手段として、測地測量で得られる地殻変動データを解析すると、応力蓄積を引き起こしているプレート境界面の固着、すなわちカップリングの分布を推定することができる。SAGIYA (1999) は、このモデルに基づき、最新のGPS連続観測データの解析から、東海地域のプレート境界面におけるプレート間カップリングの分布を推定した。その結果は、これまで漠然としか考えられてこなかった東海地震の発生へ向けたエネルギーの蓄積過程を、かなり具体的な形で提示した。本論では、SAGIYA (1999) が東海地域のプレート境界面におけるカップリング分布を推定した結果を紹介するとともに、東海地方とは伊豆半島をはさんで向かい合う南関東地域のプレート境界面におけるカップリング分布の推定を行った結果を報告する。さらに両者の結果から、フィリピン海プレート北端部におけるプレート収束過程の特徴について議論を行う。

## 2. 沈み込み帯におけるプレート間相互作用

海洋プレートが陸側プレートの下へと沈み込む場合、二つのプレートの境界面における相互作用は場所、特に深さに応じて変化すると考えられている。SHIMAMOTO (1990) によれば、プレート境界面の浅い部分は海溝付近から取り込まれる海水の影響によって、またプレート境界の深い部分では温度上昇の結果として、それぞれプレート境界面上の相互作用が弱くなるのに対し、中間的な深さでは二つのプレートが互にくっ付き合い、海洋プレートによる陸側プレートの引きずり込みが生じる。以下では、2つのプレートの相互作用が強い部分をプレート境界面上の固着領域と呼ぶことにする。固着領域の下限の深さは、温度によって決まると考えられており、HYNDMAN *et al.* (1995) によれば、温度が350℃から450℃の部分が遷移層となって、それより深いところではプレート間の相互作用が弱くなる。プレート間相互作用の分布が温度に支配されるということは、沈み込む海洋プレートの年齢によって固着領域の深さが変化するということであり、年代が古くて厚い太平洋プレートが沈み込んでいる東北地方では深さ50 km程度まで固着領域が広がっているのに対し、フィリピン海プレートが沈み込んでいる四国では固着域の下端は30 km

程度と見積もられている。神谷 (1996) は地震波トモグラフィーの結果から、マントルウェッジに蛇紋岩が生成されることでプレート境界面の固着が弱くなると考えているが、プレート境界面の温度と固着領域の関係を理解する上で興味深い指摘である。

このように、固着している部分とそうでない部分が存在するプレート境界面の相互作用を表現するため、SAVAGE (1983) は海洋プレートの沈み込みの影響を、プレートの定常的な沈み込み運動と固着領域における仮想的な正断層型のすべり (バックスリップ) の足し合わせとして表現する方法を提案した (Fig. 2)。このように2つの要素に分けられたプレート間相互作用のうち、プレートの定常的な沈み込み運動による影響は、島弧・海溝系の形成など、時空間的に大きなスケールの地殻変動に寄与する (SATO and MATSU'URA,

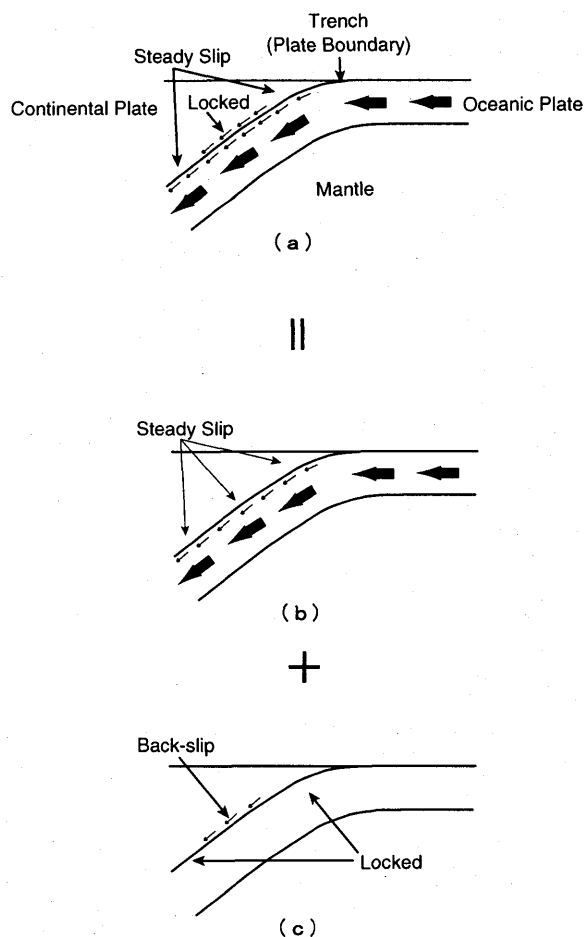


Fig. 2. Schematic illustration of the back-slip model. The locking effect at the intermediate depth of the plate boundary (a) is represented by a superposition of a steady slip over the entire plate boundary (b) and a virtual back-slip at the locked zone (c).

1992) が、プレート間の固着が強いところでは、バックスリップの寄与による数十 km 程度の短い波長を持つ地殻変動が支配的であると考えられ、非地震時のプレート間相互作用はバックスリップのみを考慮すれば第一近似として表現できると考えて良い。YOSHIOKA *et al.* (1993) は、この考えに基づいて、プレート境界面上で空間的に不均質なバックスリップの分布を測地測量データのインバージョン解析から推定した。それまで地震時の断層すべりの大きさや空間的な広がりを推定するために用いられていた測地データのインバージョン手法を非地震時のバックスリップ分布の推定に応用したことで、固着領域の空間的な広がりや固着の度合いの空間分布を測地データから推定できるようになったことの意義は大きい。本論文で示す結果も、YOSHIOKA *et al.* (1993) と同じ解析手法によって得られたものである。

測地データに基づいてバックスリップの分布を推定する場合には、地殻変動から地震時の断層すべりを推定する場合と同じ手法を用いるのだが、扱うデータの S/N 比が悪いことに注意する必要がある。日本の GPS 観測網を用いれば、大地震時には 1 m を越えるような地殻変動を 2, 3 mm の精度で捉えられるのに対し、非地震時の地殻変動は 1 日あたり 0.1 mm 程度以下である。このように、対象とする変動の大きさが非常に小さいため、バックスリップ推定では 1 年間以上の十分長い期間の変位量または平均的な変位速度を用いて S/N 比を向上させている。それでも、年間数 cm の水平変位速度の見積もり誤差は 0.3~0.4 mm/年なので、地震時の断層すべりの推定と比べて S/N 比は 1 桁程度劣る。また、観測期間を長くすると時間的な分解能が落ちるとともに、観測点のランダムウォーク誤差 (LANGBEIN and JOHNSON, 1997) の影響が大きくなっていく。理想的な媒質を仮定せざるを得ないモデル化の誤差も考えると、実際の S/N 比は上に示した数字よりも劣るであろう。最近のように GPS などの宇宙測地技術を利用した精密な地殻変動データがなかった時には、現在よりもデータの S/N 比ははるかに劣り、こうした解析を行うことは大変難しかった。そう考えると日本列島で GPS 連続観測が開始されて高精度の地殻変動データが得られるようになったことの意義は大変大きい。

### 3. GPS による地殻変動観測

1990 年代に入って、地殻変動観測の分野に大きな転機が訪れた。GPS (Global Positioning System, 汎地球測位システム) による連続観測の開始がそれである。日本列島においては、1993 年度から国土地理院による GPS 観測網の整備が開始され、1997 年度までに全国で約 950 箇所にのぼる連続観測点が設置された。これらの観測点では、毎日 24 時間、GPS 衛星が発信する位相データを記録しており、24 時間分の全点の位相データを同時処理することで、各観測点の正確な座標が推定されている。再現性から見た座標の推定精度は水平方向で 2~3 mm 程度、鉛直方向で 1~2 cm 程度である。Fig. 3 は、1996 年 4 月から 1997 年 3 月まで約 1 年分の毎日の座標変化から推定した各観測点の水平変動速度ベクトルである (多田ほか, 1997)。それぞれの速度ベクトルは、不安定な観測点で異常な値が得られているところもあるが、全体的に見て非常に質の高いデータであり、速度ベクトルの誤差は 0.3 ないし 0.4 mm/年程度である。日本列島規模の地殻変動を知るために、明治時代以来行われてきた三角点の測量では約百年を要したのだが、わずか 1 年間の GPS 連続観測はそれに匹敵する成果をもたらしたのである。

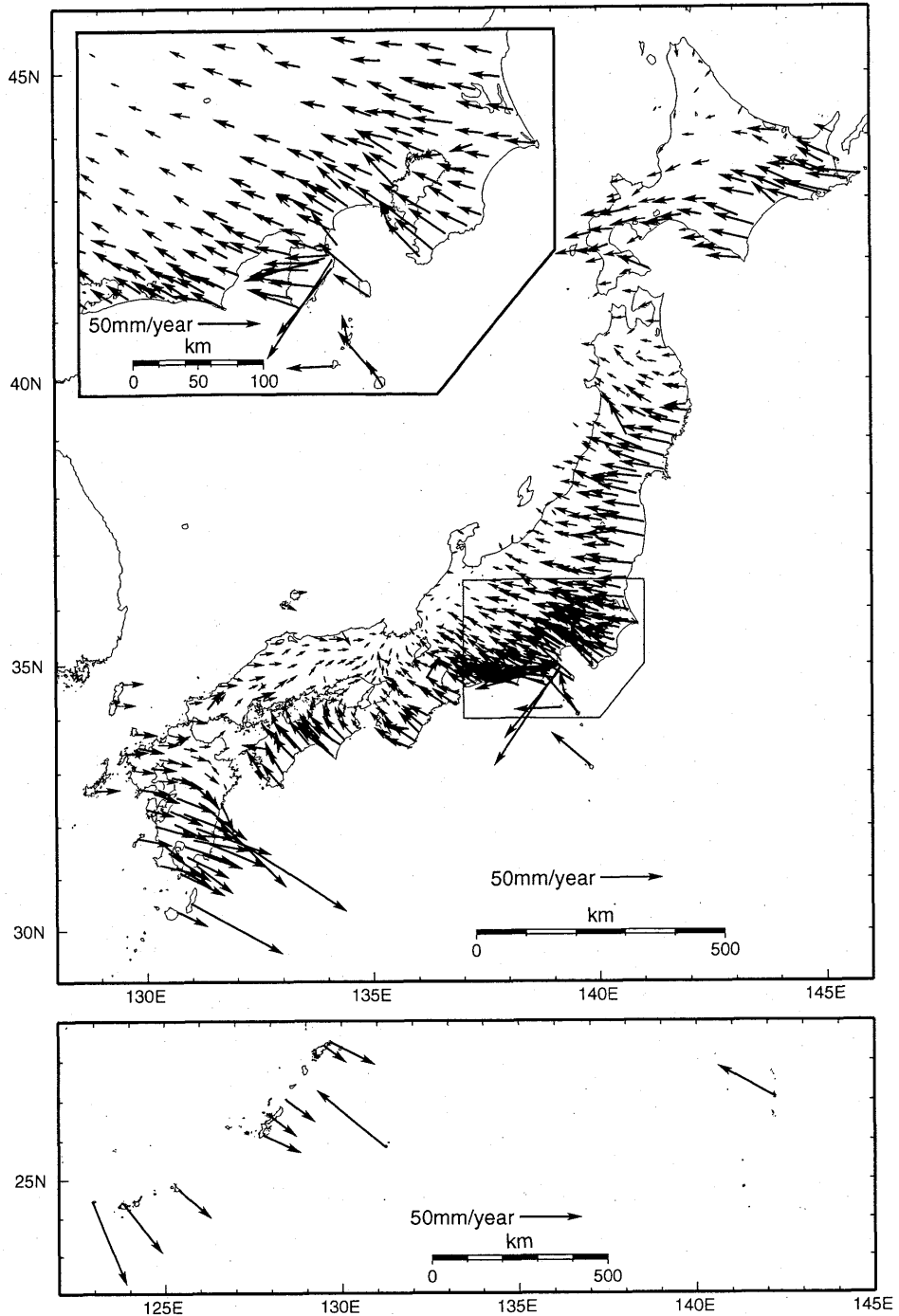


Fig. 3. Horizontal displacement rate vectors at continuous GPS stations on the Japanese islands (after TADA *et al.*, 1997). Displacement rates are estimated from daily station coordinates from April 1996 to March 1997. Vectors denote displacement rates with respect to the Eurasian plate.

#### 4. GPS データに基づくプレート間相互作用の推定

##### a. 東海地域

Fig. 4 (a) は、1997 年 1 年間分の毎日の座標値から推定した東海地域周辺の GPS 観測点における水平変動速度ベクトルである。この図における速度ベクトルは愛知県甚目寺町の観測点 950299 に対する速度として推定した。この期間中には、有意な地殻変動を伴うような地震は発生していない。SAGIYA (1999) は、山崎・青木 (1994) に基づいてプレート境界面の形状を仮定し、YABUKI and MATSU'URA (1992) による測地データのインヴァージョン解析法を用いて、Fig. 4 (a) の GPS 速度ベクトルデータから、東海地域下のプレート境界面におけるバックスリップ分布を推定した。なお、インヴァージョン解析の際には、固定点に対する各観測点の相対変位速度に関して観測方程式を立てて計算を行っているの、図 4 (a) のベクトルを絶対的な変位速度としては扱っていない。SAGIYA (1999) によって推定されたバックスリップの分布を Fig. 4 (b) に示す。なお、バックスリップ分布は仮定したプレート境界面の形状に依存するが、ISHIDA (1992) によるプレート形状のモデルを用いて計算して比較したところ、大局的には Fig. 4 (b) と変わらないバックスリップの分布が得られた。このことから、Fig. 4 (b) の結果がプレート形状に依存する度合いは比較的低いと考えられる。また、Fig. 5 にはバックスリップ推定時の解像度の分布を示した。ここで言う解像度とは、すべり分布のモデルパラメーターが観測データと先験的拘束条件のどちらにどの程度規定されているかを表す部分解像度行列 (partial resolution matrix) のうち、観測データに関する行列の対角成分を用いて計算したものである。この値が 0 に近ければ、モデルパラメーターが先験的拘束条件のみで決定されていることになり、解像度が低い (ない) ことを意味する。この結果から、推定されたバックスリップ分布は、北東側のプレート境界面が浅く設定されている場所を除けば、解像度は比較的一様であり、東海地域の海岸線から 30 km 程度海寄りの部分までは陸域と大きな違いがないことがわかる。逆に、観測点のある内陸部でも、プレート境界が深くなるにつれて解像度が低下していく。こうした解析結果によれば、大きなバックスリップを拘束条件の少ない海側へ押し付けていることにはならず、バックスリップの量が陸域から海域へ向かって増加する傾向は信頼できると言える。

Fig. 4 (b) のバックスリップ分布から、この地域で進行しつつあるプレート間相互作用の特徴をいくつか挙げるができる。まず、カップリングの強い部分はプレート境界面の深さ 25 km より浅い部分が中心となっており、特に遠州灘の下に年間約 4 cm に達する大きなバックスリップが見られる。一方、駿河湾内部ではバックスリップの大きさが年間 3 cm 以下となっている。データとして用いた GPS 速度の観測誤差に基づくバックスリップの推定誤差はおおよそ 1 cm/年であり、駿河湾内ではバックスリップの大きさが有意に小さくなっている。1944 年東南海地震の際には、浜名湖より西側のプレート境界ですべりが生じたと考えられており (例えば ISHIBASHI, 1981)、プレート境界上でそれより東側の部分は 1854 年以来応力を蓄積し続けているはずである。現在のバックスリップの蓄積速度が安政東海地震以後一定であったとすると、遠州灘では 6 m 近いバックスリップが蓄積していることになる。駿河湾内で同様の計算を行うと 3 ないし 4 m という値が得られ、将来東海地震が発生する際に震源域の中心となるのは、駿河湾よりもむしろ遠州灘であることが示唆される。また、バックスリップの向きに関しては、駿河湾周辺などモデル領域の東半

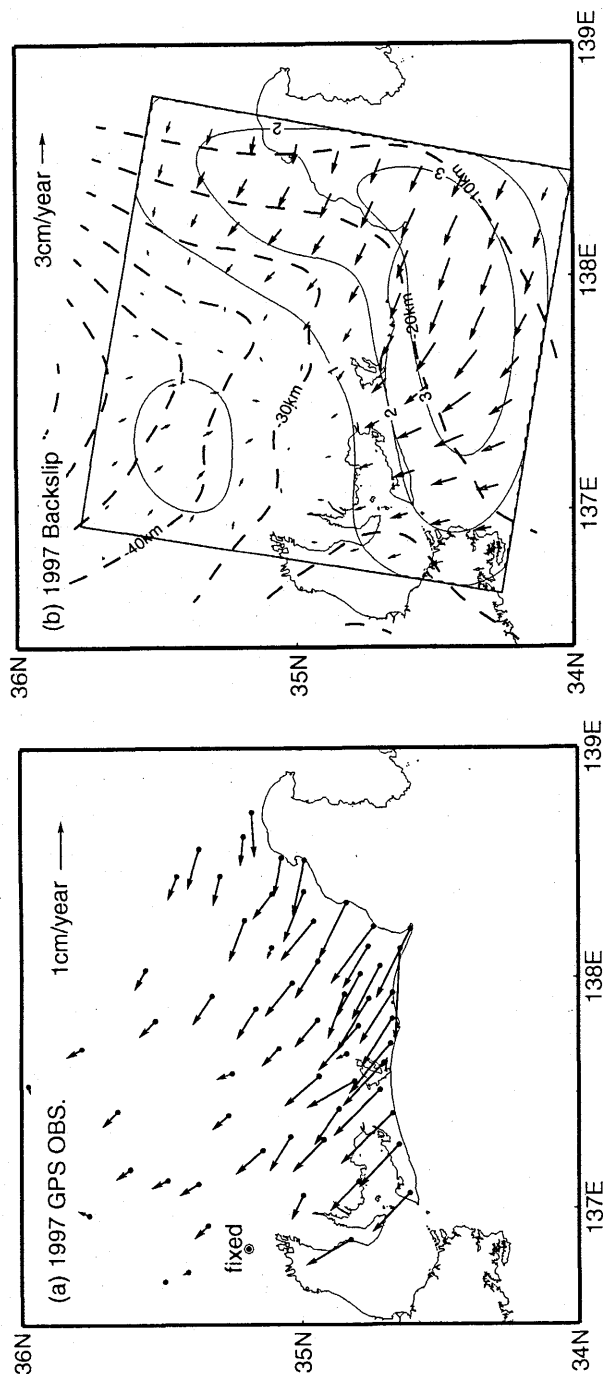


Fig. 4. (a) Horizontal displacement rate vectors at continuous GPS stations in the Tokai region (modified from SAGIYA, 1999). Displacement rates are estimated from daily station coordinates during the year 1997. Station 950299 (denoted by a double circle) is assumed to be fixed. (b) Distribution of back-slip vectors in the Tokai region calculated from the GPS data in Fig. 4 (a). The large square is the model region where back-slip distribution is estimated. Solid contours represent the magnitude of back-slip vectors. Dashed contours represent the plate boundary configuration based on YAMAZAKI and AOKI (1994).



フィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用

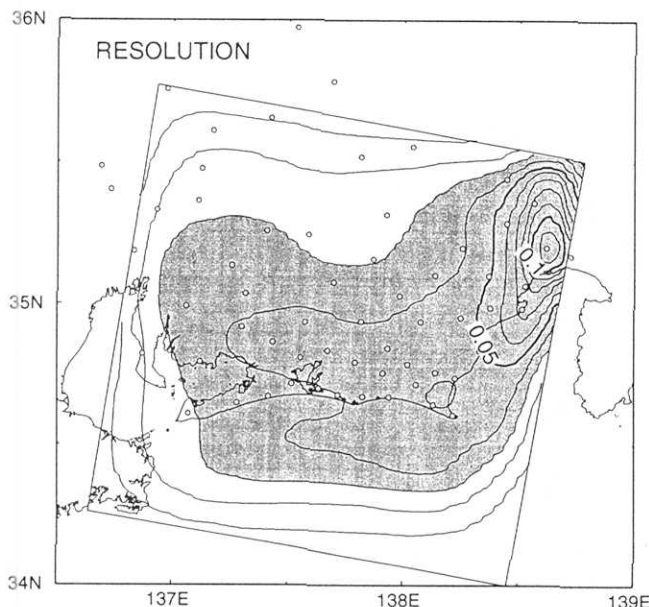


Fig. 5. Distribution of slip resolution on the plate boundary surface. Slip resolution is estimated using diagonal components of partial resolution matrix. Contour interval is 0.01. Shaded area (resolution > 0.03) is relatively well resolved. Circles denote locations of GPS stations.

分で西北西向きなのに対し、モデル領域の西側ではバックスリップが北西方向に向きを変えている。このことは、フィリピン海プレートの沈み込み運動が場所によって方向を変えていることを示唆しているが、そのテクトニックな意義については5節で改めて紹介する。

Fig. 4 (b) の結果は 1997 年 1 年分の GPS 観測結果に基づくものであり、地学的な時間スケールの中では瞬間的な状態を見ているのに過ぎず、数年以上の時間スケールでプレート境界面における固着状況が変化する可能性がある。GPS のデータは 1994 年以降しか存在しないため十分な議論を行うことはできないが、今後観測を継続することで、時間変化の有無についても明らかにされていくものと期待できる。

b. 南関東地域

南関東地域においては、フィリピン海プレートが相模トラフから北西方向に沈み込み、さらに日本海溝から西向きに沈み込んだ太平洋プレートがその下に位置している。そのため、陸側プレートとフィリピン海プレート、フィリピン海プレートと太平洋プレート、さらに陸側プレートと太平洋プレートという3つのプレート境界が存在し、複雑なプレート間相互作用が存在するものと考えられる。Fig. 6 (a) は関東地方の GPS 連続観測による速度ベクトルである。各ベクトルは、新潟県塩沢町の観測点 950246 (36.99 N, 138.83 E) に対する速度である。Fig. 6 (a) を見ると、北緯 35.7 度以北の太平洋沿岸およびその内陸部において、西向きの地殻変動が共通して見られる。この変動はフィリピン海プレートの沈み込みの先端が達していないと思われる地域で顕著であり、変動ベクトルの向きから考えて

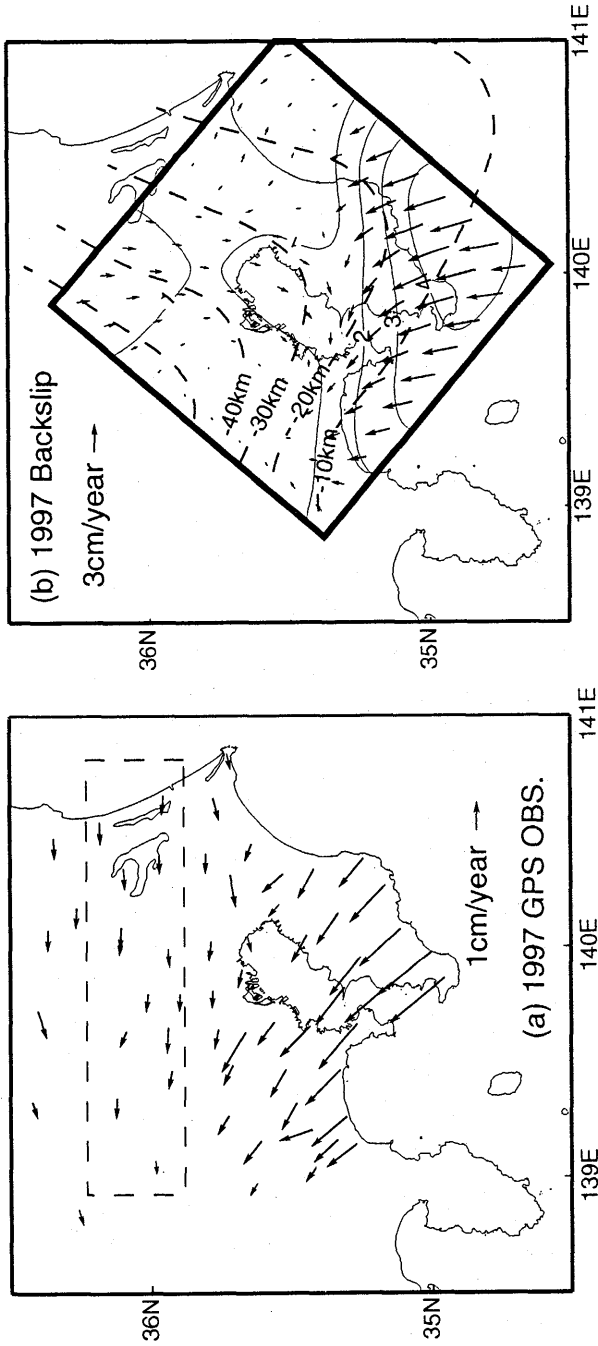


Fig. 6. (a) Horizontal displacement rate vectors at continuous GPS stations in the South Kanto region. Displacement rates are estimated from daily station coordinates during the year 1997. Station 950246 (out of the plot, in Niigata Pref.) is assumed to be fixed. Vectors inside the dashed rectangle are used for estimating the coupling effect caused by the Pacific plate. (b) Distribution of back-slip vectors in the South Kanto region calculated from the GPS data in Fig. 6 (a). The large square is the model region where back-slip distribution is estimated. Solid contours represent the magnitudes of back-slip vectors. Dashed contours represent the plate boundary configuration based on ISHIDA (1992).

も太平洋プレートの沈み込みの影響を表していると考えられる。フィリピン海プレート上面におけるバックスリップ分布を推定する際には、太平洋プレートの影響はノイズとなるので取り除く必要があるのだが、房総半島周辺のように3つのプレートが重なり合っている地域でフィリピン海プレートによる影響と太平洋プレートによる影響を分離することは非常に難しい。ここでは、便宜的に以下に述べる方法で補正を行った。まず、フィリピン海プレートの影響が無視できると思われる北緯36度付近の観測点 (Fig. 6 (a) の破線で囲まれた領域内) におけるデータを用いて、太平洋プレートのみの影響による地殻変動速度ベクトルを経度の関数として推定する。次に、太平洋プレートによる影響は南北方向に一様であると仮定して、36度以南の各観測点について Fig. 6 (a) の速度ベクトルから太平洋プレートによる変動分を差し引く。こうして得られた速度ベクトルをフィリピン海プレートの沈み込みによる地殻変動と考えて以下の解析に用いた。実際には、南関東地域では太平洋プレートがフィリピン海プレートの下へ沈み込んでいるため、北緯36度付近と比べて太平洋プレートの沈み込みの影響が地表に現れにくいと考えられる。今後より詳細な解析を行うためには、3つのプレートを考慮した三次元不均質構造を用いて計算を行うことが必要である。

インバージョン解析には北緯36度以南の観測点41点の水平速度ベクトルをデータとし、プレート境界面の形状はISHIDA (1992) のモデルを使用した。解析の結果得られたプレート境界面のバックスリップ分布を Fig. 6 (b) に示す。この結果から、南関東地域におけるプレート間相互作用は、プレート境界面の深さ20 km よりも浅い部分において強く、特に、房総半島南部の深さ10 km 付近で最大値 (年間約4 cm) となっていることがわかる。この場合も、バックスリップの推定誤差は1 cm/年程度である。バックスリップの向きは多少ばらついてはいるが、関東地方が属していると考えられるオホーツクプレート (SENO *et al.*, 1996) に対するフィリピン海プレートの運動方向、 $N19^{\circ}W$  とほぼ一致している。ただし、プレート運動モデルから期待される2つのプレートの相対運動速度は年間2.4 cm であり、推定されたバックスリップベクトルはプレートの相対運動よりも最大で1.5 ないし2 倍程度大きいことになる。

バックスリップがプレート相対運動よりも大きいということは、プレートに引きずり込まれるよりも速い速度で陸側プレートが収縮しているような状態であり、物理的に考えにくい。こうした結果が得られる原因としていくつかの可能性を考えることができる。まず、プレート運動モデルの誤差であるが、同じGPSの観測網のデータを見る限り、八丈島などフィリピン海プレートに属する観測点の速度ベクトルは、SENO *et al.* (1996) などのプレート運動モデルに整合的であり、プレート運動に2倍もの誤差が含まれているとは考えられない。GPSの速度ベクトルデータについては、1994年の観測以来、房総半島や三浦半島南部の観測点はほとんど定常的な変動を続けており、周囲の観測点との整合性も良いことから、変動速度の信頼性は高く、データに含まれる誤差が原因とは考えにくい。太平洋プレートの沈み込みの影響が取りきれていない可能性もあるが、その場合は、バックスリップの方向がプレート運動モデルで期待される値からずれるような影響が現れるであろう。計算の際に用いている一様等方な弾性体の仮定は実際の地殻構造とは異なるので、一定のモデル誤差を生じる可能性がある。南関東地域では広い範囲が厚い堆積層に覆われており、そうした構造の影響を考慮することも必要かも知れない。さらに、解析ではISHIDA

(1992) によるプレート境界面の形状を仮定しているが、微小地震活動に基づくスラブ形状の推定には、地震分布とプレート境界の位置関係などに任意性があるので、モデル誤差を生じているとも考えられる。最後に、陸側プレートの内部に本来のプレート境界面にほぼ平行な弱面が形成され、複数の境界面で歪の分配 (strain-partitioning) が生じている可能性を指摘する。房総半島南部には東西走向の鴨川地溝帯が存在するが、房総半島南東沖や三浦半島にかけて連続した活断層や構造線が走っており、この細長い帯状の地域が副次的なプレート境界として機能していると考えることが可能である。すなわち、本来のプレート境界 (相模トラフ) と陸側プレート内部の副次的な境界 (鴨川地溝帯など) ではさまれた部分は、陸側プレートから実質的に切り離されて、独立のブロックになっているとみなすのである。この副次的なブロックは、陸側プレートに対して剛体運動速度が 0 でなくなってしまうのだが、バックスリップモデルではその影響を無視してすべての地殻変動を単一のプレート境界面に押し付けてしまう。その結果、プレート相対運動速度よりも大きなバックスリップが推定されてしまう可能性は十分考えられる。また、独立なブロックまで考えなくても、並行している複数の断層に歪が分配されることはサンフランシスコ周辺のサンアンドレアス断層などでも知られている (例えば SCHOLZ, 1990)。沈み込みプレート境界周辺の歪の分配に関しては、LALLEMANT *et al.* (1996) も同じような考えに基づいて房総スリバ (sliver) の存在を主張している。

南関東地域のプレート間カップリングについては、YOSHIOKA *et al.* (1994) が 1970～1980 年代の測地測量データを用いて推定を行っている。Fig. 6 (b) の結果は房総半島から三浦半島の付近でバックスリップが最大 (年間 4.3 cm) と推定した YOSHIOKA *et al.* (1994) の結果に比較的近いが、相互作用の強い地域は、より南東側に位置している。用いたデータに関しては、YOSHIOKA *et al.* (1994) の用いた測地測量データよりも GPS データの方が信頼性は高いと言えるが、元々観測時期の異なるデータであるので、カップリング自体が時間的に変化している可能性を否定することはできない。

相模トラフにおける巨大地震としては、1923 年の昭和関東地震と 1703 年の元禄関東地震が知られているが、それよりも前のことはあまり良くわからず、再来周期が良く分かっていない。バックスリップの推定結果によれば、三浦半島から房総半島南部にかけての地域で年間 2～3 cm のバックスリップが蓄積しており、5～10 m 程度の断層すべりは 200～500 年間で蓄積されることになる。バックスリップの推定値には上で述べたような問題点があり、最近 1 年間の地殻変動データに基づいて数百年分の外挿を行うのには限界もあるが、バックスリップの推定は、地震発生の長期評価を行う際の基礎的なデータをも提供し得ると考えられる。

## 5. フィリピン海プレート北端部のテクトニクス

SAGIYA (1999) は東海地方においてバックスリップの方向が場所によって変化することを見出したが、この結果は、フィリピン海プレートのテクトニクスを考える上で大変重要である。駿河湾周辺のバックスリップの方向は西北西であり、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの相対運動から期待される  $N 50^{\circ} W$  から西寄りにずれている。伊豆半島の GPS 観測点における速度ベクトルも同様に西北西を向いており、駿河湾周辺のバックスリップベクトルは東海地域と伊豆半島の間の相対運動を反映していることがわかる。

伊豆半島は、従来フィリピン海プレートの一部として扱われてきたが、GPS の速度ベクトルを見る限りではフィリピン海プレートと有意に異なる運動をしている。すなわち、フィリピン海プレートはユーラシアプレートに対して北西方向に運動しているのだが、伊豆半島は西ないし西北西向きに運動しており、東海地方に対する相対運動速度も年間 2 cm 程度と、本来のプレート運動モデルから期待されるよりも小さい。伊豆半島東部では群発地震による影響が顕著なため、数少ない西岸部の観測点から判断するしかないが、半島の付け根に近づく程、西向きの速度も小さくなっている。このことから、SAGIYA (1999) は、伊豆半島が、その付け根部分を支点とする時計回りの回転運動をしながら駿河湾へと沈み込んでいるのではないかと考えた (Fig. 7)。このように、フィリピン海プレート北端部におけるテクトニクスを考える上では、伊豆半島はフィリピン海プレートとは独立なブロック、もしくはマイクロプレートとして扱う必要がある。伊豆半島のような運動の原因は伊豆半島と本州の衝突に求めるのが自然であろう。マイクロプレートの存在によって、駿河湾周辺においては、本来のフィリピン海プレートの運動速度よりもゆっくりと沈み込みが生じる。駿河・南海トラフの他の部分と比べて応力の蓄積速度が遅くなり、結果的に地

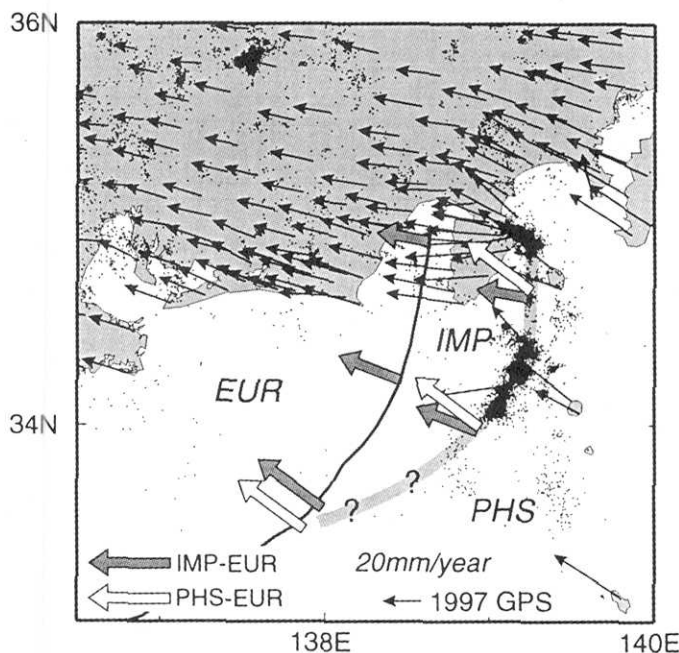


Fig. 7. Tectonics of the northern end of the Philippine Sea plate (modified from SAGIYA, 1999). EUR: Eurasian plate, PHS: Philippine Sea plate, IMP: Izu microplate. Thick gray line indicates a possible boundary between PHS and IMP. Thin black arrows are the GPS velocities for the year 1997 with respect to the Eurasian plate. Black dots are hypocenters of shallow (depth < 20 km) earthquakes during 1987-1996 determined by the Japan Meteorological Agency. White and gray thick arrows schematically represent motions of PHS relative to EUR and IMP relative to EUR, respectively.

震の再来周期が長くなることが予想される (SAGIYA, 1999). 歴史的に見ても駿河湾周辺で単独の海溝型巨大地震が発生した例は知られていないし、駿河湾周辺に着目すれば、地震の再来周期は 150~200 年と、南海トラフにおける平均的な巨大地震の発生間隔よりも長くなる。このように考えれば、1944 年東南海地震の時に震源域が駿河湾周辺まで広がらなかったことも理解し易い。

駿河湾周辺においては、上述のとおり本来あるべきプレート間相対運動の一部しか生じていないのだが、残りの相対運動はどのように解消されているのであろうか。GPS の速度ベクトルを見ると、伊豆大島や三宅島はそれぞれ火山性の局地的な変動をしているものの、島全体としてはフィリピン海プレートの一部として運動している。しかし、大島と伊豆半島の間では 1978 年伊豆大島近海地震 ( $M_{JMA}$  7.0, KIKUCHI and SUDO, 1984) や 1980 年伊豆半島東方沖地震 ( $M_{JMA}$  6.7, TAKEO, 1988), 1990 年伊豆半島東方沖地震 ( $M_{JMA}$  6.5, 阿部・岡田, 1993) など大きな地震や伊東市周辺の群発地震など、活発な地殻活動が生じている。また、この地域の南に位置する新島や神津島周辺でも地震活動が活発であり、この二島の GPS 観測点はフィリピン海プレートとも伊豆半島とも異なる方向に運動しており、大変複雑なテクトニクスが生じていることが示唆される。一連の現象に対する統一的な説明はまだできないが、この地域における活発な地殻活動は伊豆半島とフィリピン海プレートの運動速度の差によって生じる応力・歪を解消していると考えられるであろう。こうした考えは石橋 (1980) などにより従来から提唱されてきたものであり、最近の GPS 観測によってそうした説が支持されるとともに、モデルの精密化を図れるようになったわけである。一方、仲西ほか (1994) は、銭州海嶺付近では新たなプレートの沈み込みが生じつつある可能性を地殻構造の面から指摘しており、伊豆半島と大島の間から新島、神津島周辺を通して銭州海嶺の南側に至る線状の領域がフィリピン海プレート北端部における新たなプレート境界として活動している可能性が考えられる。以上の点から、SAGIYA (1999) は、東海地域においては、プレートの収束運動により生じる歪が、本来のプレート境界である駿河トラフ、伊豆半島の東部から銭州海嶺にかけて形成されつつある新たなプレート境界、および 2 つの境界に挟まれた伊豆半島を含むブロックの内部という三者に分配されて蓄積・解消がなされていると推定した。すなわち、沈み込むフィリピン海プレートの側で strain-partitioning が生じているのである。

一方、南関東地域では、プレートの相対運動速度よりも大きなバックスリップが推定されることから、陸側で strain-partitioning が生じている可能性について 4 節で述べた。他方、東海地域の西に位置する東南海・南海道地域でも、陸側プレートの中に東西走向の中央構造線が存在し、南海トラフにおけるプレートの収束に伴う歪を解消するために一定の役割を果たしていると考えられる。こうして見てくると、日本列島の下へフィリピン海プレート北端部が沈み込んでいる一連の地域のテクトニクスを考える上では、strain-partitioning が重要なキーワードとなる。ただ、この strain-partitioning は、フィリピン海プレート北端部で一様に生じているわけではない。通常、strain-partitioning は、プレートの破壊強度がより小さい陸側のプレート内で生じるのが普通である。しかし、東海地域では、伊豆半島の衝突や、太平洋プレートの沈み込みに伴う火山フロントが存在するために、本来は壊れにくいはずの海洋プレートの側で strain-partitioning が生じているのであろう。東海、南関東、南海などそれぞれの地域で strain-partitioning が生じた結果、

歪がどのように分配されているかを知ることが、それぞれの地域における地震発生ポテンシャルを評価する上で大変重要である。プレート境界における地震サイクルのモデルは、2枚の弾性的なプレートの相互作用を考えれば十分であったが、より高度な地震発生予測を可能にするためには、プレート境界周辺のより複雑な変形まで考慮に入れてモデル化を進める必要がある。まず、strain-partitioning という解釈が定量的に成り立つかどうか、すなわちプレートの相対運動と、歪が分配されている地域および境界それぞれにおいて地殻活動で放出されるエネルギーを調べ、エネルギーの収支が成り立つことを確認すること、さらに、それぞれの地域および境界に歪が分配される比率を定量的に知ることが必要である。日本列島の GPS 連続観測網は、地殻変動に関する高密度かつ精密な情報を提供することを通して、この問題を解決する上で今後多大な貢献をすることができるであろう。

## 謝 辞

本稿は、『平成9年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会（課題番号：1997-W2-09）「フィリピン海プレート：その構造とテクトニクス・火山活動との関係」』において発表し、議論された成果をさらに発展させてまとめました。インヴァージョン解析に用いたプログラムは海上保安庁水路部の矢吹哲一朗氏、九州大学理学部の吉岡祥一氏が開発したものを改良したものです。また、GPS のルーチン解析に携わっている国土地理院職員の日々の努力によって貴重なデータの利用が図られています。以上の方々に深く感謝いたします。

## 文 献

- 阿部邦昭・岡田正実, 1993, 横ずれ断層地震による津波の励起—1990年2月20日伊豆大島近海地震津波—, 地震Ⅱ, **46**, 25-34.
- ANDO, M., 1975, Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- DEMETS, C. R., R. G. GORDON, D. ARGUS and S. STEIN, 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- HYNDMAN, R. D., K. WANG and M. YAMANO, 1995, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- 石橋克彦, 1980, 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス, 月刊地球, **2**, 110-119.
- ISHIBASHI, K., 1981, Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in "Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Ser., 4", edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, AGU, 297-332.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 神谷眞一郎, 1996, マントルウェッジ内の蛇紋岩の検出, 日本地震学会1996年秋季大会予稿集, C35.
- KIKUCHI, M. and K. SUDO, 1984, Inversion of teleseismic P wave of Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978, *J. Phys. Earth*, **32**, 161-171.
- KUMAGAI, H., 1996, Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1139-1142.
- LALLEMANT, S. J., X. LE PICHON, F. THOUÉ, P. HENRY and S. SAITO, 1996, Shear partitioning near the central Japan triple junction: the 1923 great Kanto earthquake revisited-I, *Geophys. J. Int.*, **126**, 871-881.
- LANGBEIN, J. and H. JOHNSON, 1997, Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 591-603.
- MATSU'URA, M., T. IWASAKI, Y. SUZUKI and R. SATO, 1980, Statical and dynamical study on faulting

- mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, **28**, 119-143.
- MATSUZAKA, S., M. TOBITA, Y. NAKAHORI, J. AMAGAI and Y. SUGIMOTO, 1991, Detection of Philippine Sea plate motion by very long baseline interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1417-1419.
- 三浦勝美・佃 為成・三浦禮子・井上義弘・浅野周三, 1991, 瀬戸内海西部とその周辺地域の稍深発地震面, 地震研究所彙報, **66**, 553-570.
- MIZOUE, M., I. NAKAMURA, N. SETO, Y. ISHIKETA and T. YOKOTA, 1983, Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 287-310.
- 中村正夫・渡辺 晃・許 斐直・木村昌三・三浦勝美, 1997, 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, **40 B-1**, 1-20.
- 仲西理子・塩原 肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀, 1994, 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明—エアガン—海底地震探査による銭州海嶺, 南海トラフ東部の地殻構造—, 地震II, **47**, 311-331.
- SAGIYA, T., 1999, Interplate coupling and plate tectonics in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- 寒川 旭, 1992, 「地震考古学」, 中央公論社, 251 頁.
- SATAKE, K., 1993, Depth distribution of coseismic slip along the Nankai trough, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4553-4565.
- SATO, T. and M. MATSU'URA, 1992, Cyclic crustal movement, steady uplift of marine terraces, and evolution of the island arc-trench system in southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, **111**, 617-629.
- SAVAGE, J. C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996.
- SCHOLZ, C. H., 1990, *The mechanics of earthquake and faulting*, Cambridge University Press, 439 pp.
- SENO, T., S. STEIN and A.E. GRIPP, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- SENO, T., T. SAKURAI and S. STEIN, 1996, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315.
- SHIMAMOTO, T., 1990, Deformation mechanisms and rheological properties of fault rocks in the strength-peak regime, "Extended Abstr., International Symposium on Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors, Sanjo Conference Hall, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo, 19-22 November 1990", 28-31.
- SHIMAZAKI, K. and T. NAKATA, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.
- 多田 堯・鷺谷 威・宮崎真一, 1997, GPS で見た変動する日本列島, 科学, **67**, 917-927.
- TAKEO, M., 1988, Fracture process of the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake deduced from strong-motion seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1074-1091.
- TSUJI, H., 1995, Detection of plate motions around Japan based on daily GPS measurements, *J. Geod. Soc. Japan*, **41**, 47-73.
- YABUKI, T. and M. MASTU'URA, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.
- 山崎文人・青木治三, 1994, PHP プレート形状の再検討—スラブは連続か不連続か, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, D11-03.
- YOSHIOKA, S., T. YABUKI, T. SAGIYA, T. TADA and M. MATSU'URA, 1993, Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC, *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.
- YOSHIOKA, S., T. YABUKI, T. SAGIYA, T. TADA and M. MATSU'URA, 1994, Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, deduced from geodetic data inversion and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **229**, 181-200.

(Received August 31, 1998)

(Accepted February 23, 1999)