

瀬野徹三

東京大学地震研究所教授

1. プレート相対運動

日本列島付近は大小のプレートがせめぎ合い、地震や火山活動を引き起こしています。したがって地震火山現象を理解する上で、プレート運動を明らかにすることが最も基本的な要素の一つです。それでは日本付近のプレートがどのように認められ、その運動が決められて来たのでしょうか？

まずはじめにプレート運動に関する基本的な用語を解説しておきます。プレートは球面の上にあるので板というよりも球殻となります。球殻が球面上を運動しますと、それは必然的に回転となります。その回転軸が地表をつらぬいた点を（回転）極と呼びます（図1a）。プレートは極のまわりを百万年に数度といった程度の角速度で回転しています（地表の速度にすると数cm/年のオーダー）。プレート運動を決定するとは、この極の位置と角速度を決めることを言います。ところで運動は、あるなんらかの物を固定してそれに対する運動として記述する必要があります。プレート運動の場合よく用いられるのは、ある一つのプレートを固定し、それに対する運動を記述する相対運動です。

世界で主要なプレート（太平洋プレートやユーラシアプレートなど）の運動が初めて決定されたのは1968年頃でした。それらは、相対運動方向を表すデータから極の位置が決まり、中央海嶺での拡大速度から角速度が決められていました（図1b）。そのころの日本列島付近のプレートとその運動の図といえば、日本列島を含むアジアはユーラシアプレートとされ、それに向かって太平洋プレートが10 cm/年程度の速度で西進していました。

2. 日本付近のプレートと地震データによるプレート運動

それまで漠然とユーラシアプレートの一部と見なされていた日本列島に対して、Chapman and Solomon (1976)が、北米プレートがシベリア東部-オホーツク海をへて北海道東部まで伸びているという考えを主に地質の根拠を用いて示しました（図2a）。この場合の北米-ユーラシア境界は、北海道中軸からサハリンを経て、北極海の中央海嶺に延びています。一方日本列島の海側には太平洋プレートと、その南西にフィリピン海プレートがあります（図2a）。サイズは小さいながらも関東-西南日本の地震にとって重要なこのプレートの運動はしばらく決定されていませんでした。それはこのプレートが周りを海溝に囲まれているため図1bに示すようなプレート運動決定のためのデータ特に拡大速度のデータを欠いていたからです。このようなプレートの場合プレート境界で起こるいわゆる海溝系地震のすべり方向がプレート相対運動方向のデータを与えてくれます。Seno (1977)は、南海トラフ、伊豆-小笠原海溝両者での地震のすべり方向データを用い、またグローバルな運動モデルの太平洋プレート-ユーラシアプレート運動を仮定して、三つのプレートの相対運動データを同時に満足するようフィリピン海プレートの運動を決定しました（Seno et al., 1993はこの解の改訂版）。

北米-ユーラシアプレート境界が北海道中軸を通るという考えはかなりの間常識として受け入れられていましたが、1983年頃中村一明と小林洋二が独立に、東北日本-北海道西部も北米プレートに含まれるという考えを提出しました（図2b）。これは日本海東縁の活動がプレート境界としての活動であるという新たな認識を示したものです。1983年日本海中部地震を契機としてこの認識は急速に受け入れられていくことになりました。

一方東アジアの陸域に関して、80年代のはじめころから、大プレートとは異なる小プレートが存在することが主としてロシアの研究者によって提唱されはじめました。これらは、オホーツク海付近に存在するとされるオホーツクプレート（図2c）と、中国の北東部からシベリア南部-沿海州-日本海を含む地域に存在するとされるアムールプレートです（図3a）。オホーツクプレートが存在する証拠としては、カムチャッカとアリューシャン弧との接合部からシベリア東部のチェルスキー山脈（図3a）にそって北極海の家嶺につながる帯状の地震活動があります。アムールプレートに関しては、その北縁バイカル湖からサハリン北部にかけて地震活動の帯が認められることが根拠となっています。しかし南縁では境界らしき活動や地質構造ははっきりしていません。

これらの小プレートに対してもフィリピン海プレートで行ったと同様に地震すべり方向とグローバルモデルを用いて運動を決めることができます。例えばWei and Seno (1998)は、アムール、オホーツク、ユーラシア、北米、太平洋、フィリピン海などの東アジアに存在すると考えられるほとんどすべてのプレートの間の運動を、そ

これらのプレートの境界で起きた地震のすべり方向と、ユーラシア、北米、太平洋プレート間の相対運動に関するデータを用いて決めました（図3a）。これによると南海トラフでは50–60 mm/年の相対運動速度であり、Seno et al. (1993)よりも10 mm/年程度速くなっています。日本海東縁では、北海道から能登半島にかけて7–15 mm/年の速度です。これ以降宇宙測地技術を用いたプレート運動の決定の時代に突入することになります。

3. 宇宙測地技術を用いたプレート運動

宇宙測地技術を用いた主要なプレートの運動の決定が始まったのは1980年代後半です。1990年代半ばになるとその簡便性からGPS観測点とそのデータが圧倒的に増加しはじめ、プレート運動も主にGPSを用いたものが主流となりつつあります。そこでもグローバルに主要なプレートの運動が決められただけで、日本付近の中小プレートは決定されていませんでした。それらはやはり個別に決定されることになります。

小竹他(1998)は、フィリピン海プレート中にあるGPS観測点4箇所（沖鳥島、南大東島、八丈島、父島）のユーラシア安定地塊に対する速度を求め、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を決定しました。その極は千島海溝中部沖にあります。

Heki et al. (1999)は、ユジノサハリンスク、ウラジオストック、テジョン、スウオン、西安の5点が互いにほとんど運動していないことから、これらをアムールプレート内部の点とみなし、ユーラシア安定地塊に対する速度を用いて、アムール–ユーラシア相対運動を求めました。彼らは、日本海東縁における地震のすべり方向をアムール–北米相対運動がよく説明するとし、オホーツクプレートは不要としています。しかし日本海東縁の地震すべり方向とアムール–北米相対運動には系統的な誤差があり、やはりオホーツクプレートが存在することが推測されます。アムールプレート内とされた観測点のデータもその後の解析によると速度が安定してないようですから、Heki他によるアムールプレートの運動はまだ最終的な解とは言えないでしょう。

Miyazaki and Heki (2001)は、小竹他によって用いられたフィリピン海プレート内のGPS観測点のうち八丈島をはずし北大東島を加え、また観測期間がより長いデータを用いて、フィリピン海プレートのアムールプレート（アムールプレートはHeki et al., 1999による）に対する運動を決定しました。Heki et al. (1999)およびMiyazaki and Heki (2001)による極の位置と相対運動速度ベクトルを図3bに示します。アムール–フィリピン海の極はベーリング海にあり、Wei and Seno, 小竹他のもとは大きく異なっています。また南海トラフにおける相対運動速度は60–70 mm/年、日本海東縁では16–19 mm/年で、いずれもWei and Senoの速度よりも10 mm/年ほど大きくなっています。これは彼らのモデルではアムールプレートのユーラシアプレートに対する運動が大きいことを意味しています。

最近GPSを用いて決められたグローバルな運動モデルで、フィリピン海、オホーツク、アムールプレートを含んだものが出ました（REVELと呼ばれる、Sella et al., 2002）。フィリピン海プレート内のデータとしては沖鳥島、南大東島、北大東島、アムールプレート内のデータはウラジオストック、テジョン、スウオン、オホーツクプレート内のデータは北海道の2点とつくば、臼田を用いています。アムール–フィリピン海の極はWei and Senoに近く、南海トラフでの速度はMiyazaki and Hekiに近くなっています。アムールプレートはユーラシアプレートに対して数mm/年で南進し、オホーツク–アムールはシベリア南部を極として、日本海東縁で24–28 mm/年の速度を与えています。フィリピン海、アムールプレートに関してはデータ数が少なく観測誤差の影響が大きく、一方オホーツクプレートに関しては太平洋プレートの沈み込みの影響などプレート境界近傍の変動の影響を受けたデータを使用している可能性がありますので、彼らの解は信頼性に欠けると考えられます。

このようにGPSなどの宇宙測地技術を用いたプレート運動の決定はまだ安定した解を出すに至っていません。今後数~10年間のデータの蓄積が必要でしょう。オホーツクプレートに関しては北海道大学を中心としてロシアと協力しながらGPS観測が進められていますが、太平洋プレートの沈み込みの影響を受けている観測点が多く、プレート運動データとして用いるにはその正確な補正が必要となります。いずれにしても日本列島周辺域のプレート運動の決定は、その地域の地学的状況を考慮した上で、プレート境界の認識（プレートの同定）を同時に行いながらデータの解析を行っていく必要があります。

引用文献

Chapman, M. E., and S. C. Solomon, 1976, North American – Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, 81, 921–930.

Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivaschenko,

and K.-D. An, 1999, The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 104, 29147-29155.

小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石新, 1998, G P Sに基づくフィリピン海プレートの相対運動と西南日本のテクトニクス, *地震*, 51, 171-180.

Miyazaki, S., and K. Heki, 2001, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106, 4305-4326.

Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. Mao, 2002, REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 10.1029/2000JB000033.

Seno, T., 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, 42, 209-226.

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.

Wei, D. and T. Seno, 1998, Determination of the Amurian plate motion, in *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, *Geodynam. Series*, ed. by M. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, and T.-Y. Lee, 27, 337-346.

図の説明

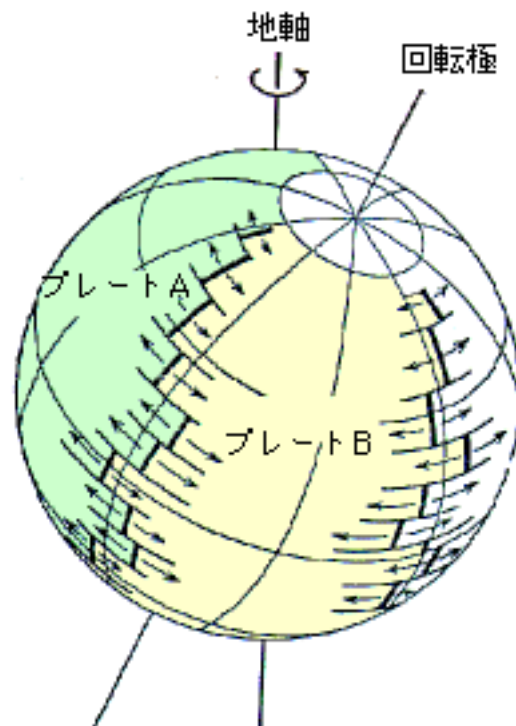
図1 (a)地球上のプレートの運動はある極を中心とした回転となる。プレートBのプレートAに対する回転運動を相対運動と呼ぶ。(b)プレート運動の決定。相対運動方向を表すデータを用いて、それらの方向に直交する大円が交わる点として極が決まる。極が決まると拡大速度データを用いて角速度が決まる。

図2 日本付近のプレートの配置に関する三つの説 (a)北米-ユーラシア境界がサハリンから北海道中軸を通る。(b)北米-ユーラシア境界がサハリンから日本海東縁を通る。(c)オホーツク海と東北日本はオホーツクプレートに属する。

図3 (a)東アジアのプレートとその相対運動(Wei and Seno, 1998による)

速度はmm/年。極を●で示す(例えばam-euはユーラシアプレートに対するアムールプレートの相対運動の極)。 (b)Heki et al. (1999), Miyazaki and Heki (2001)による相対運動。オホーツクプレートは考慮されていない。

(a)



(b)

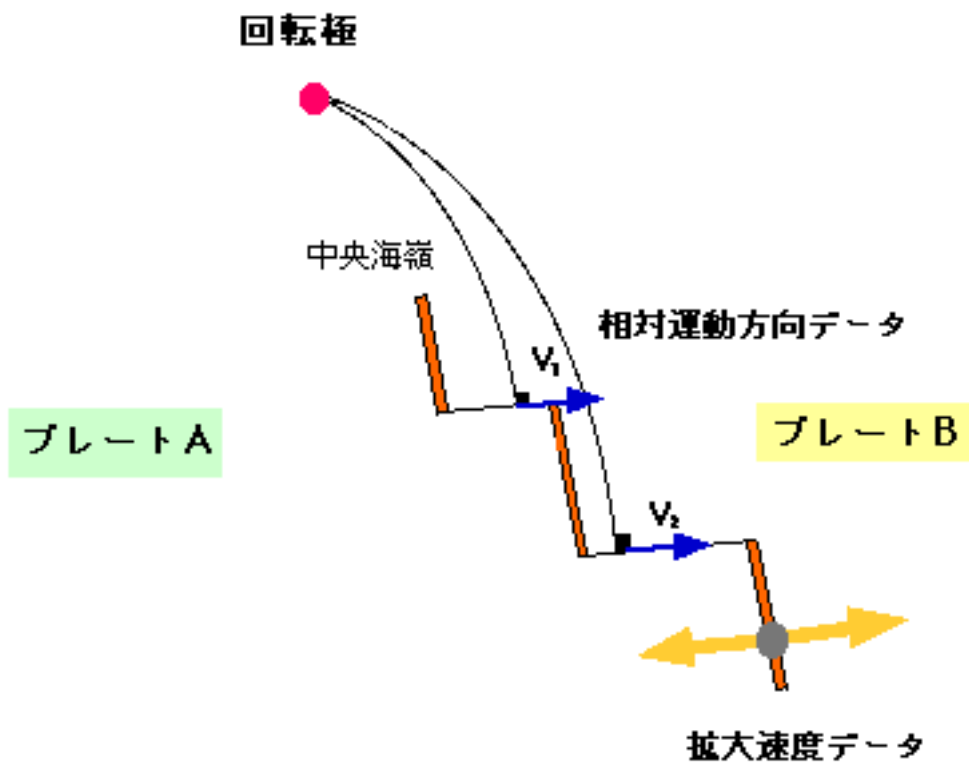
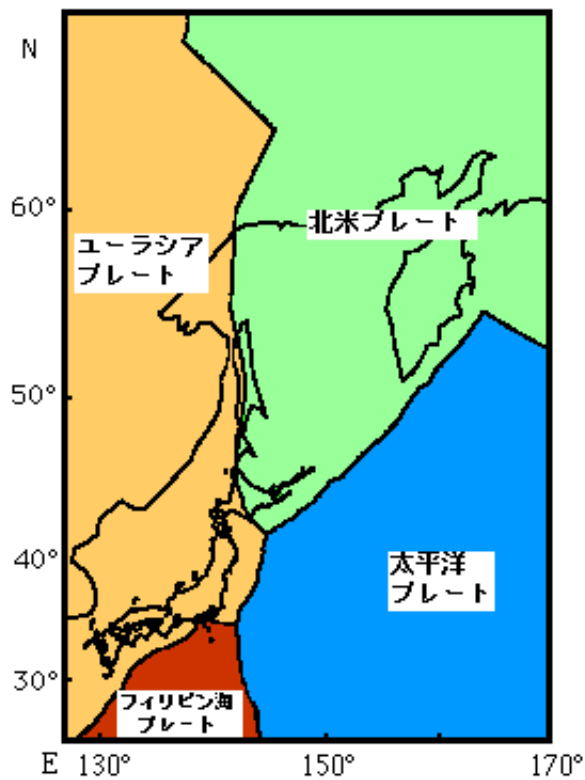
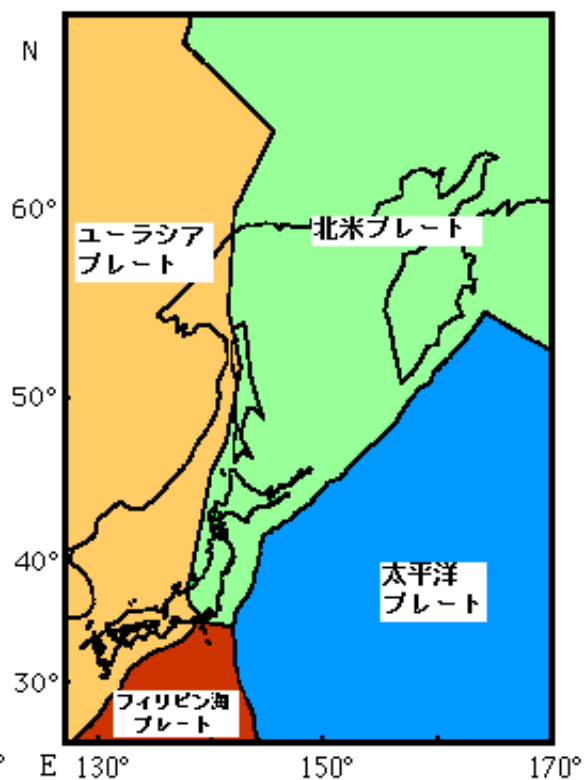


図1

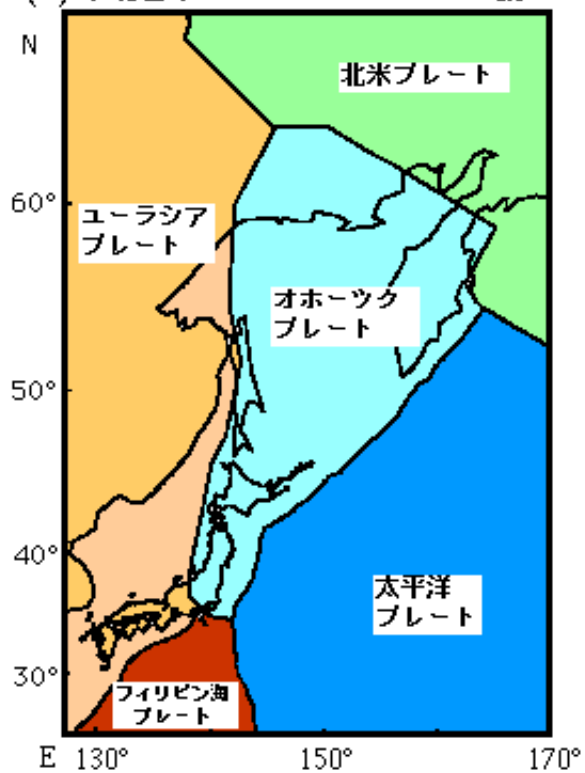
(a) 東北日本 = ユーラシアプレート説



(b) 東北日本 = 北米プレート説



(c) 東北日本 = オホーツクプレート説



(a) Wei & Seno (1998)

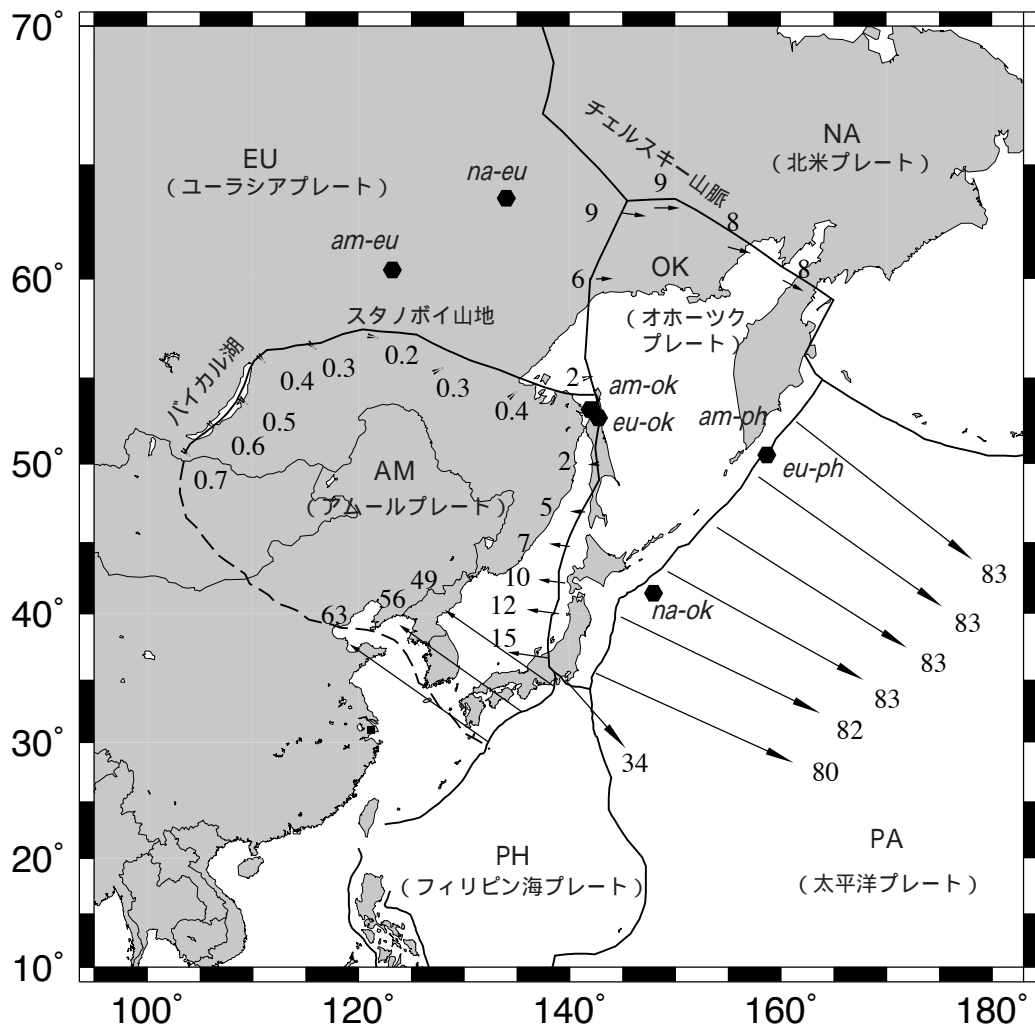


図3a

(b) Heki et al. (1999) + Miyazaki & Heki (2001)

