

第 4 回日本測地学会賞坪井賞受賞記念論文(1996 年 3 月 26 日の受賞記念講演より起草)

プレートの運動と変形の宇宙測地計測

日置 幸介 *

国立天文台地球回転研究系

(1996 年 12 月 27 日受付, 1997 年 2 月 6 日改訂, 1997 年 2 月 25 日受理)

Space Geodetic Measurements of the Movement and Deformation of Tectonic Plates

Kosuke Heki

Division of Earth Rotation, National Astronomical Observatory
2-12 Hoshigaoka, Mizusawa-shi, Iwate-ken 023, Japan

(Received December 27, 1996; Revised February 6, 1997; Accepted February 25, 1997)

Abstract

Precise positioning methods based on space techniques, such as VLBI (Very Long Baseline Interferometry) and SLR (Satellite Laser Ranging), which became available in 1980's, made it possible to directly measure the movement of tectonic plates which had never been verified by geodetic means. In the middle of 1980's, CDP (Crustal Dynamics Project) started as an international cooperation being conducted by NASA, and the data taken by now provided lots of new information on global plate motions. GPS (Global Positioning System) later became popular worldwide as a handy space geodetic tool, and complicated deformation of the plate boundary regions as well as the movements of smaller crustal blocks have been clarified. Plate tectonics has been viewed for the first time through geodetic time window by such measurements, and we found that the movement of the stable interiors of plates are constant over a wide range of timescales while instantaneous velocities of plate boundary regions fall somewhere between those of the two adjacent plates. Such observations are also clarifying the movements of microplates, such as the Amurian plate, that has been difficult to be determined by conventional methods e.g. ocean magnetic anomalies. In addition to interplate earthquakes and rifting episodes, we found that slow aseismic events play important roles in processes at convergent and divergent plate boundaries. It is expected that space geodetic observations with sufficient temporal and spatial density/coverage will elucidate the mechanism of such processes in the future.

1. プレートテクトニクスと測地学

ほとんど変形しない数枚の「プレート」が地球表面に敷き詰められており, それらの相対運動によって様々な地学現象が統一的に説明されるというプレートテクトニクスの考えが 1960 年代に登場し, それまで関係の薄かった固体地球科学の諸分野が共通の枠組みをもつようになった. その初期の段階で中心的な役割を果たしたのは古地磁気学や海洋底地球科学であり, その本質で

* Fax: 0197-22-7146, E-mail: heki@miz.nao.ac.jp

あるプレートの相対運動が直接「測地学的」に確認されないまま、新しい考え方は状況証拠を積み重ねる形で急速に受け入れられていった。

古典的な測量による大陸移動検出の試みはプレートテクトニクスの誕生よりも古い(e.g. 笠原, 1983)が、宇宙測地技術登場以前の地上測量や天文測量の精度では年間数センチというゆっくりしたプレートどうしの動きを数年のうちに測定することはほぼ不可能であった。従って測地学のプレートテクトニクスへの貢献も、地球重力場の非球対称成分をプレートの沈みこみや湧き出しと関連づけた研究(Kaula, 1970)や地殻変動の野外調査からアラスカ地震を起こしたのが太平洋プレートの沈みこみに伴う低角逆断層であることを結論づけた研究(Plafker, 1965)など脇役的なものに限られていた。

数百万年という地質学的な時間窓ではプレート・テクトニクスが成り立っていても、プレートの動きが数年という測地学的な時間窓でそのまま見えるかについては第4章で述べるように地球物理学者の中でも異論があったが、地質学者の間ではプレートテクトニクスそのものに懐疑的な考え(e.g., 藤田他, 1993)も1970年代から1980年代にかけて根強く残っていた。米国航空宇宙局が主導するCDP(Crustal Dynamics Project)計画が軌道にのり、VLBIやSLRによるプレート運動の観測成果が1985年頃から発表されはじめた(Christodouridis *et al.*, 1985; Herring *et al.*, 1986; Heki *et al.*, 1987)。地球科学の転換期の最終章において、プレートの相対運動の検出というプレートテクトニクスの直接証拠を提示することによって測地学はようやく重要な役割を果たすことができたと見えよう。またプレートの動きが数年という短い時間スケールで直接計測できることを示したことは、プレートテクトニクスのさらなる精密化への測地学の有用性を強く印象づけた。

2.プレートの運動速度

2.1.メガプレート

CDP計画には海上保安庁水路部が下里局(和歌山県)からSLR観測に、郵政省電波研究所(現通信総合研究所)が鹿嶋局(茨城県)からVLBI観測に、それぞれ1984年頃から参加している。この流れの国際VLBI観測はのちに通信総合研究所から建設省国土地理院に引き継がれた。宇宙測地と総称されるこれらの測位技術と、プレートの沈み込みに伴う距離変化の概念図をFigure 1に示す。太平洋プレートの動きは比較的速いため、ハワイ(カウアイ局)と鹿嶋やフェアバンクス(アラスカ)の間の距離変化は実験開始一年後の1985年に早くも検出されている。当時の約1年間のデータから得られたフェアバンクスーカウアイの距離変化率の誤差は ± 2 cm/yr(Heki *et al.*, 1987)であるが、最新の解析ではこの誤差は ± 0.3 mm/yr(Ma *et al.*, 1994)にまで下がっている(Figure 2)。これは観測期間が1年間から10年間に伸びたことに加えて、当時のデータ解析ソフトウェアにおける大気遅延の取り扱い(マッピング関数や時間変化の推定等)が未熟であったため同じデータを用いても位置精度が悪かったことにもよる。

海洋底磁気異常の縞模様等から推定された過去数百万年の平均的なプレート相対運動は比較的大きなプレート(メガプレート)に関してはオイラー極位置と回転速度のかたちでグローバルなモデルが確立されており、現在はNUVEL1モデル(DeMets *et al.*, 1990)が標準的に使われている。VLBIは相対測位技術であり、ある局に対する別の局の位置や速度はわかっても網全体の平行移動や回転については拘束を与えない。そこでVLBI局の相対運動がプレート運動モデルにどれだけ一致しているかを見るためには、網全体を平行移動や回転させて観測速度をモデルの予測に合わせ込む必要がある。Heki(1996)はプレートの境界からなるべく遠い十数局のVLBI局を世界中から選んで、過去十年のアンテナ間の相対速度の水平成分(Figure 3上)をNUVEL1モデルの予測(Figure 3下)に合わせることによって両者が1mm/yr以内で一致することを示した。これは測地学的にみた現在進行形のプレート運動と地質学的な時間スケールのプレート運動との間に本質的な違いがないことを意味する。

NUVEL1モデルでは、海洋底磁気異常の縞模様のなかから年齢約3Maの特定の縞について、その海嶺からの距離を地磁気逆転の年代で割ることによってプレートの速さを得ている。地磁気

逆転年代は陸上の火山岩の放射年代(K-Ar 年代)から決められているため、VLBIにおける観測速度とモデルの予測速度の一致はこの年代決定法を独立な方法で検証したことを意味する。地磁気逆転は海底堆積物コアの堆積残留磁化の正逆のパターンにもみられるが、同一コアの酸素同位体比などから得られる過去の気候変動曲線をミランコビッチサイクル(地球の軌道進化に伴う日射量変化に起因する周期的な気候変動)と重ねあわせることによって地磁気逆転の年代を天体力学的な計算から求められるようになった(e.g., Shackleton *et al.*, 1990). 最近の研究によると地磁気逆転の年代が放射年代とミランコビッチ周期に基づく年代の間で数%くらいはがっており、それを受けて NUVEL1 モデルそのものを改定する動きもある(DeMets *et al.*, 1994)が、現在までに測地学的に得られたプレート速度は必ずしも新しい地磁気逆転年代を支持していない(Heki, 1996)。

VLBI 等の鉛直測位精度は水平成分に比較して悪く(Heki, 1990), また当初の人々の関心がプレート運動に代表される水平運動にあったことから局の上下運動は従来あまり議論されなかった。主要な VLBI 局間の距離変化率がプレート運動の予測から負のずれを示し、かつそのずれが基線長に比例することが、国際 VLBI 実験が始まって比較的早い時期に見出された(Heki *et al.*, 1989). 日置(1989)はこのずれを VLBI 網全体の一様な沈降ではないかと考えたが、その後 VLBI 局速度を三次元的に取り扱うことができるようになって多くの局が実際に数 mm/yr の下降速度を持つことが明らかになった(Heki, 1996). しかしそれらは氷床後退に伴う隆起域の周辺の沈降であったり(北米東部)、沈みこみの影響と思われるものであったり(鹿嶋など)、ある程度個々に説明がつく場合が多い。また氷床後退に伴う隆起が有意に検出されているカナダの Algonquin 局等の例もあり(Heki, 1996), 多くの局が沈降を示してもそれらをグローバルなものとする必然性はなさそうである。最近になって地球温暖化による海水面の上昇が社会的な関心を集めているが、現在進行中の海水準変動を明らかにするためには検潮所の上下速度の測地学的な手法による補正が不可欠である。グローバルな VLBI/SLR 網で上下速度の推定精度を上げてゆけば、あとは地域的な GPS 観測で主要な検潮所の上下速度を決定することができる。このような観測は世界的に流行のきざしを見せておりグローバルな宇宙測地網は今後とも重要性を増すと思われる。

2.2. マイクロプレート

従来はプレート運動のパラメータ(オイラー極位置, 回転速度)を海溝型地震のすべり方向, トランスフォーム断層の走向, 海洋底磁気異常の三者から決めていた。これらは主に海のプレート境界で得られる情報であり, サイズが小さくて境界がはっきりしないプレートの運動は決定しにくかった。また前二者が与えるのはプレート運動の「向き」だけであり, 後者が与えるのは海嶺に直交する方向でのプレート拡大の「速さ」だけであるため, フィリピン海プレートのように境界がはっきりした海洋プレートでも周囲が沈み込み帯ばかりであれば情報が「向き」に偏って運動が決めにくい。宇宙測地観測で得られる局速度は, (1)プレート境界から離れた安定な内域で得られること, (2)速度と方向の両方が同時に得られる, のふたつの点で従来運動を決めにくかったマイクロプレートの運動解明に有利である。最近では VLBI や SLR のグローバルな観測に基づく速度基準系(Kinematic Reference Frame; e.g. Heki, 1996)が整備され, 日本国内のローカルな GPS 観測網でもつくばや鹿嶋などの VLBI 点を取り込むことによって遠方のプレート内域から見た速度を簡単に得られるようになった。

日本を含む東アジア地域では, 従来ユーラシアプレートに分類されていた地域の多くの部分がマイクロプレートとして独自に動いていることがわかっていたが, それらの運動を定量的に評価することは困難であった。その一例はインドのユーラシアへの衝突後の北上によるユーラシアプレートの南北短縮と余剰地塊の押し出し(Extrusion)に伴うブロックの東進である(e.g. Molnar & Tapponnier, 1975). 中国, 上海の VLBI 局は 1980 年代から CDP 計画に参加している数少ないアジアの局であるが, ユーラシアプレートに対する東南東への年間 1cm 強の動きが検出されている(Heki *et al.*, 1995; Molnar & Gipson, 1996). これは上記の押し出しテクトニクスの一環が測地学的に確認された最初の例である。GPS 点のアジアでの展開も進んでおり, 東アジアのブロック(マイクロプレート)構造とそれらの運動は今後実測によって徐々に明らかにされてゆくだろう。

我が国でも日本海東縁から中部山岳地帯を通過して近畿に至る地帯での東西短縮が西南日本を含む仮想的な「アムールプレート」の東進によってしばしば説明されているが(e.g. 石橋, 1995), 最近の朝鮮半島や西南日本の GPS 観測はこれらの地域がユーラシアプレートに対して東進していることを示しており(宮崎他, 1996), 今後の研究成果が注目される. 一方東日本については, ユーラシアプレート説(Chapman & Solomon, 1975), 北米プレート説(小林, 1983; 中村, 1983), マイクロプレート説(Seno, 1985), オホーツクプレート説(Seno *et al.*, 1996)等があり, 今後カムチャッカやサハリンなどを含めた GPS 点の積極的な展開とアムールプレートを始めとする近隣のプレートを含めた運動の総合的解析によって全体像を明らかにする必要がある. これは日本海東縁の地震の地学的意味を理解する上でも重要である.

3. 境界におけるプレート変形

Figure 3 はプレートが剛体として近似できるというプレートテクトニクスの原則が, 連続運動しているプレート内域 (Figure 3 で四角で示された局で代表される) ではほぼ正しいことを示している. 一方境界でのプレート相対運動は地震や割れ目噴火として間欠的に起こっているため, 連続的に運動するプレート内部との食い違いはプレートの境界に近い部分の変形(地殻変動)によって吸収されることが論理的に帰結される. 境界域におけるプレートの変形は従来から地上測量によって地震時地殻変動や永年の地殻変動としてある程度定量的に把握されていたが, 宇宙測地の登場によってそれらの精密化が進むと共に, 新たに「スローイベント」とでも呼ぶべき現象が次々と見出されつつある.

3.1. 収束境界

収束境界でのプレート相対運動はプレート間(海溝型)地震として間欠的に起こる. それ以外の時期には境界は固着しており, 通常期ではプレート内部の連続運動は境界域すなわち島弧の「縮み」として吸収される. この縮みはプレート間地震が発生して境界が動くとき解消されるが, 境界が再び固着するとともに次の地震に備えた短縮変形が始まる (Figure 1). 島弧の縮みの一部は褶曲や内陸地震による断層ずれなどの形で恒久的に島弧の地殻に刻みこまれるが, その大きさは地震で解消される弾性的な歪みに比べて一桁小さい(e.g. Shen-Tu *et al.*, 1995). 日本列島は東から太平洋プレートが, 南からフィリピン海プレートが沈みこんで形成された島弧である. 東北日本弧に位置する鹿嶋局と沈み込む太平洋プレート上にあるカウアイ局の距離変化率は, 島弧の縮みの分だけ NUVEL1 モデルの予測変化率より小さくなるはずである (Figure 1 の B-C に相当). 過去十年あまりの VLBI 観測によると両者は 6.35 ± 0.07 cm/年で近づいているが(Ma *et al.*, 1994), これは太平洋プレートと東日本の乗る北米(ユーラシア)プレートの相対運動として NUVEL1 モデルが予測する 6.9 cm/yr (8.0 cm/yr) より有意に小さい. これは島弧がプレート収束方向に短縮変形を受けて鹿嶋が陸側に「逃げる」分距離の縮みが小さくなるためと思われる(Heki, 1989; Heki *et al.*, 1990). この問題は前に述べた東日本のプレートの問題が解決された後, より定量的な議論ができるようになるだろう.

一般に固着したプレート境界の付近は両側のプレートの中間的な速度で動くことになる(鹿嶋は太平洋プレートと陸側プレートの中間的な動きをしている). プレートテクトニクスではプレートが剛体的に振る舞うことがその基本原理であるが, プレートの運動学的な境界は地質学的な時間窓では「線」であり測地学的な時間窓では有限の幅をもつ「帯」になるという言い方もできる. これは例えば Figure 3 の観測(測地学的)速度と予測(地質学的)速度をカリフォルニア周辺で比較すれば実感できる. この「帯」の幅は数百キロのオーダーであるが, 日本は南鳥島などのわずかの例外を除いてすっぽりとプレート境界地帯に入ることになる. 日本国内の GPS 網における相対速度をプレート運動と関連づけるために国内の速度基準点が必要であるのはそのためである.

VLBI/SLR が主力の時代は境界域のプレート変形に関する観測も断片的なものであったが, 国土地理院を中心とした全国的な GPS 連続観測網が 1994 年以来我が国に整備され, 時間空間的に

より精密な観測データが得られるようになってきた。通常期の速度場（地震間地殻変動）を把握するにはあと数年の観測期間が必要であるが、1994年以降に国内で発生した比較的大きな地震については地震発生前後の地殻変動の様子がつぶさに観測されて地震学的に画期的な情報をもたらした。

沈み込み帯で発生する低角逆断層型プレート間地震は間欠的なプレート収束であるから、断層におけるすべり量は平均的なプレート運動と地震再来周期の積とほぼ同じでなくてはならない。しかし沈み込み帯の多くで地震時の断層すべり量が小さすぎることが地震学的な研究によって指摘されてきた(川崎他, 1993; Pacheco *et al.*, 1993)。これは従来時定数が長い解放されたエネルギー（地震モーメント）の大きさの割に地震波をあまり発生させない津波地震(Kanamori, 1972)や超ゆっくり地震(Kawasaki *et al.*, 1995)などによって解消されていると考えられていた。上記のGPS網の稼動開始間もない1994年末に典型的な海溝型地震である三陸はるか沖地震が起こったが、その後東北北部から北海道南部にかけて1年以上にわたって観測された地震後地殻変動は、現在までに得られた地震を伴わない断層運動のもっとも顕著な観測例である。Heki *et al.* (in press)の変位を地震断層の静かなすべり(afterslip)に対する半無限弾性体の応答として一年間の累積すべり量を求め、地震後ゆっくり解放された地震モーメントが地震時の解放モーメント量を上回ることを見出した。プレートの収束は地震波を発生させる狭義の地震をもって100%終了するのではなく、その後のゆっくりした断層運動も主役級の役割を果たすことがあり、地震計では見えない地震のもう一つの顔を測地学的に見ることによって新たな地震像が明らかになりつつあると言えよう。

3.2.発散境界

プレートの動きが境界で間欠的、内部で連続的であるなら、その中間部分ではどのような動きをするだろうか。境界で間欠的にプレートが動いたのちにプレート運動が一時的に加速される「準連続的」な動きが直感的に予測されるが、このような加速がGPSによって北東アイスランドでとらえられている。アイスランドを南北に貫く北米とユーラシアのプレート発散境界は、火山から南北に伸びる「割れ目群」として顕著な地質構造をみせる。北東アイスランドでは百年ほどの静穏期のあとに拡大事件(rifting episode)が発生し、活発な割れ目噴火を伴ってプレートが数メートル拡大するという典型的な間欠運動の様相を呈する。19世紀末にアスキア火山で発生した拡大事件の約100年後、1975年から1981年にかけてクラブラ火山を中心とした割れ目群で両プレートが最大8m離れる「クラブラ拡大事件」が発生した(中村, 1989)。Foulger *et al.* (1992)は拡大事件が終わった数年後の1987年と1990年に北東アイスランドで行われたGPSキャンペーンの結果、割れ目群の東西の地域がNUVEL1の予測速度の3倍の速さで離れつつあることを見出した。Heki *et al.* (1993)は粘性流体と弾性体の成層構造を仮定したBott and Dean (1973)のストレス拡散モデルを2次元に拡張し、GPS観測の十年前の拡大事件におけるプレート境界の動きが時間おくれを伴って境界から数十キロ、数百キロ離れた地点に伝搬してきたものであることを数値的に示した。GPSキャンペーンはその後1992年にも行われ、減速しながらもまだNUVEL1の予測より大幅に速い拡大が続いていることが示されている(Foulger *et al.*, 1994)。また最近Hofton & Foulger (1996)は半無限マクスウェル粘弾性体を仮定して1987-1992の三次元変位場を統一的に説明している。

弾性体リソスフェア(プレート)の下のアセノスフェアをマクスウェル粘弾性体と考えると、境界で発生する間欠的なプレート運動に対する即時的な応答はいずれも弾性的であるため、地表の変位は三次元半無限弾性体における力学的な釣り合いを満たすものとなる(遠方で変位ゼロ)。これは何回積み重なっても遠方(プレート内部)における水平の連続的な動き(プレート運動)とは直接つながらない。境界での一時的な三次元的釣り合いが時を経てアセノスフェアの流動とともに二次元的釣り合いに移行して(*i.e.* 境界近くに偏在する変位がプレート内部に拡散して)、それが無数に重なったものがアセノスフェアに対するリソスフェアの水平な動き、すなわちプレート運動である。なおマントル対流に伴うドラッグやスラブ・プル等のプレート運動の「原動力」

は、ここでは境界において東西の張力を絶え間なく生み出して間欠的な拡大を促す力ということになる。北東アイスランドの速すぎるプレート運動は、大局的にはこのような間欠運動（プレート境界）と連続運動（プレート安定内部）の橋渡しの過程をとらえたものと解釈できる。

4. おわりに

以上をまとめると、測地的にみたプレート運動は次のような様相を示す。

- (1) プレートの動きは安定内部では数年から数百万年の広い時間スケールで一定である。プレート全体の動きのゆらぎを示す明確な観測例は知られていない。
- (2) 測地的観測によってマイクロプレートの運動が定量的に解明されつつある。
- (3) プレート境界が固着している場合、通常期の境界域の速度は両プレートの中間的なものになる。
- (4) プレート境界では地震や拡大事件などのカタストロフィックな事件に加えて、ゆっくりした地震を伴わない過程があり、その解明に測地的観測研究が重要である。

プレートテクトニクスは当初過去数百万年の平均的な現象として定量化された。これはプレート運動の測定に関しては古地磁気学や年代決定法に代表される古地球物理学的手法が当時の測地測量より高精度であったためである。宇宙測地観測開始時の問いかけも、「地質学的な現象であるプレート運動が数年の時間スケールでも成り立つのか？」というものであった。小嶋(1987)は「地球史入門」第5章で以下のように論じている。

プレートの動きや大陸移動などは、地球史的な時間スケールで観測してはじめて意味のある現象である、といえる。身近な例をとろう。洗面器に水を満たし、これに赤インクを一滴落とす。時間が経つにつれて、インクは次第に洗面器いっぱいにはたがっていき、インクの広がる方向が途中で逆転して、もとのインクの滴に集まってくることは決してあり得ない。しかし、ごく短い時間で、個々のインクの分子の動きを観察したとすると、それぞれの瞬間ではインクの分子はあらゆる方向に動いているはずである。しかし無数の水の分子がおよぼし合う作用の平均として、インクの分子は落下点から四方へと、拡散の式にしたがって広がっていく。プレートの動きも同じように理解すべきではないだろうか？地球史的な時間スケールに比べたら極端に短いわれわれの経験時間的尺度で観測するにすぎず、プレートの動きは全くでたらめに動いているとしか見えないだろう。

一方筆者は科学朝日の昭和60年6月号において、地球史的な時間スケールの運動がそのまま短い時間尺度でも見えるわけではないとしながらも、このような観測の意義について幾分楽観的な見解を述べている(日置, 1985)。

VLBI や SLR を用いると、我々の生活レベルである数年単位で動きを測ることができ、文字通り瞬間的な運動に近づくわけである。100 万年と 1 年とは実に 6 けたの差がある。実際に 1 年間プレート運動を測った時、本当に 100 万年間のプレート運動の大きさの 100 万分の 1 の値が得られる、と皆が信じているわけではない。むしろ物事を、時間分解能が 6 けた良い目で見ることによって、全く新しい事実が明らかになることが期待される。

VLBI の観測期間が短い間は NUVEL1 などの地質学的なプレート運動モデルの予測値からの有意なずれがいくつか見出されていたが、それらの多くは大気モデルの改良と共に消えていった。結局我々が経験したことは上記の予測とはうらはらに、「測れば測るほど VLBI の基線長変化率がプレート運動モデルの予測値に近づいていく」ことであった。現在では 2.1. で述べたように NUVEL1 モデルの予測速度と VLBI による観測速度は平均すると 1mm/yr 以下で一致している。一方「6 けた良い時間分解能の目でみて明らかになった新しい事実」としては第3章で述べたスローイベントの発見などがそれに相当するかもしれない。

宇宙測地技術は現代の High Technology の粋をつくしたものであるが、プレート運動モデルはプロトン磁力計（磁気異常）、スピナー磁力計（古地磁気学）、質量分析計（放射年代）、地震計（発震機構）等の今では決して High Technology とは言えない技術で得られた一見互いに脈絡のない観測量をプレートテクトニクスの学問体系に基づいて結実させたものである。研究という面で蓄積の長い「地球史」が、遅れてきた High Technology が見出した現在のスナップショットをみごとに説明したのである。ライエルの言葉とは逆に、ここでは「過去が現在を解明するための鍵」となったのであった。20 世紀も終わりに近づき、GPS や VLBI は言うに及ばず合成開口レーダ干渉計などの新たな宇宙測地技術もあたりまえの技術となりつつある。2003 年打ち上げ予定の SELENE (Selenological and Engineering Explorer)による測月計画 RISE (Researches in Selenodesy)では、月の重力場や回転変動を手掛かりに月の深部構造を明らかにし、月の起源を探ろうとしている。21 世紀には測地学もいよいよ地球を離れ、他の天体を測地学的な手法で探査する時代になるわけである。今度はいよいよ測地学でみた「現在」がその天体の「過去」を解明する鍵の役割を果たす番である。

謝辞

筆者は大学院修了時まで野外調査と岩石磁気測定といった研究生活を過ごしており、就職によって偶然入った VLBI の世界で必須の計算機や測地学の知識を学ぶにあたっては郵政省電波研究所（現通信総合研究所）VLBI グループの河野宣之、高橋富士信、川口則幸等の諸先輩に随分お世話になった。VLBI のデータ解析をすすめるにあたっては国立天文台の横山紘一博士や真鍋盛二博士の、連合王国における Senior Research Assistant としての 2 年あまりの勤務に際しては Durham 大学の Foulger 博士をはじめとする多くの方のお世話になった。また最近の日本の GPS データを用いた研究では宮崎真一氏をはじめ国土地理院の方々に多大な協力をいただいている。測地学会の講演会等における会員諸氏との議論は研究を進める上での大きな刺激となっている。またこの原稿は村田一郎測地学会会長に目を通していただき有益なコメントをいただいた。今回の第四回測地学会賞坪井賞の受賞に際してこれらすべての方々に感謝する次第である。

参考文献

- Argus, D.F. and R.G. Gordon (1991): No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2039-2042.
- Bott, M.H.P. and D.S. Dean (1973): Stress diffusion from plate boundaries, *Nature*, **243**, 339-341.
- Chapman, M. E. and S. C. Solomon (1976): North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, **81**, 921-930.
- Christodouridis, D. C., D. E. Smith, R. Kolenkiewicz, S. M. Klosko, M. H. Torrence and P. J. Dunn (1985): Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging, *J. Geophys. Res.*, **90**, 9249-9263.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus & S. Stein (1990): Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus & S. Stein (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Foulger, G.R., C.-H. Jahn, G. Seeber, P. Einarsson, B.R. Julian and K. Heki (1992): Post-rifting stress relaxation at the accretionary plate boundary in Iceland, measured using the Global Positioning System, *Nature*, **358**, 488-490.
- Foulger, G.R., M. A. Hofton, B.R. Julian, C.-H. Jahn and K. Heki (1994): Regional post-diking deformation in Northeast Iceland: a third epoch of GPS measurements in 1992, *Proc. CRCM '93, Kobe*, 99-105.
- 藤田至則, 小室裕明, 角田史雄, 加藤 一, 西村敬一(1993):新しい地球観を探る, 愛智出版.
- 日置幸介 (1985): 星の電波で大陸の動きを測る, *科学朝日*, 昭和 60 年 6 月号, 25 - 29.
- Heki, K. (1989): Displacement of Kashima very long baseline interferometry station with respect to the North American plate, *J. Geod. Soc. Japan*, **35**, 97-104.

- 日置幸介 (1989): VLBI でみる地球, 科学, **59**, 316-319.
- Heki, K. (1990): Three approaches to improve the estimation accuracies of the vertical VLBI station positions, *J. Geod. Soc. Japan*, **36**, 143-154.
- Heki, K. (1996): Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: implication for the reversal timescale revision, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3187-3198.
- Heki, K., Y. Takahashi, T. Kondo, N. Kawaguchi, F. Takahashi and N. Kawano (1987): The relative movement of the North American and Pacific plates in 1984-1985, detected by the Pacific VLBI network, *Tectonophys.*, **144**, 151-158.
- Heki, K., Y. Takahashi and T. Kondo (1989): The baseline length changes of circumpacific VLBI networks and their bearing on global tectonics, *IEEE Trans. Instr. Meas.*, **38**, 680-683.
- Heki, K., Y. Takahashi and T. Kondo (1990): Contraction of northeastern Japan: evidence from horizontal displacement of a Japanese station in global very long baseline interferometry networks, *Tectonophys.*, **181**, 113-122.
- Heki, K., Y. Koyama, N. Kawaguchi, J. Amagai, H. Kuroiwa, S. Hama, Qian Z.-H., Ye S.-H., Wu L.-D., Hua D.-M., Xu, S.-D., M. Imae, N. Kurihara, Y. Sugimoto, T. Yoshino, F. Takahashi, H. Kiuchi, Y. Takahashi, H. Takaba, T. Iwata, Y. Hanado, M. Sekido, T. Kondo and A. Kaneko (1995): Movement of the Shanghai station: implication for the tectonics of eastern Asia, *J. Commun. Res. Lab.*, **42**, 65-72.
- Heki, K., G.R. Foulger, B.R. Julian and C.-H. Jahn (1993): Plate dynamics near boundaries: geophysical implications of postdrifting crustal deformation in NE Iceland, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14279-14297.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, in press.
- Herring, T.A., I. I. Shapiro, T. A. Clark, C. Ma, J. W. Ryan, B. R. Schupler, C. A. Knight, G. Lundqvist, D. B. Shaffer, N. R. Vandenberg, B. E. Corey, H. F. Hinteregger, A. E. E. Rogers, J. C. Webber, A. R. Whitney, G. Elgered, B. O. Ronnang and J. L. Davis (1986): Geodesy by radio interferometry: evidence for contemporary plate motion, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8341-8347.
- Hofton, M.A. and G.R. Foulger (1996): Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure, *J. Geophys. Res.*, **101**, 25403-25421.
- 石橋克彦 (1995): 「アムールプレート東縁変動帯」における 1995 年兵庫県南部地震と広域地震活動 (予報), *地質ニュース*, **490**, 14-21.
- Kanamori, H. (1972): Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **6**, 246-259.
- 笠原慶一 (1983), 地球プレートの動きを測る, 科学, **53**, 292-298.
- Kaula, W. M. (1970): Earth's gravity field: relation to global tectonics, *Science*, **169**, 982-984.
- 川崎一朗, 島村英紀, 浅田敏(1993):サイレント・アースクェイク, 地球内部からのメッセージ, 東京大学出版会.
- Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata and M. Kasahara (1995): *J. Phys. Earth*, **43**, 105-116.
- 小林洋二 (1983): プレート “沈みこみ” の始まり, 月刊地球, **5**, 510-514.
- Ma, C., J.W. Ryan and D.S. Caprette (1994): NASA space geodesy program - GSFC data analysis - 1993, VLBI geodetic results 1979-92, *NASA Tech. Memo.*, **104605**.
- 宮崎真一, 日置幸介, 鷲谷威, 畑中雄樹, 辻宏道 (1996):GPS データを用いた AM-EU 間 Euler Vector の推定, 地震学会 1996 年秋季大会予稿, B40.
- Molnar, P. and P. Tapponnier (1975): Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, *Science*, **189**, 419-426.
- Molnar, P. and J. M. Gipson (1996): A bound on the rheology of continental lithosphere using very long baseline interferometry: the velocity of south China with respect to Eurasia, *J. Geophys. Res.*, **101**, 545-553.
- 中村一明 (1983):日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- 中村一明 (1989):プレート拡大の微分的現象, 「火山とプレートテクトニクス (中村一明著)」, pp129-155, 東京大学出版会.
- 小嶋稔 (1987): 地球史入門, 岩波書店.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes and C. H. Scholz (1993): Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14133-14159.

- Plafker, G. (1965): Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska Earthquake, *Science*, **148**, 1675-1687.
- Seno, T. (1985): Is northern Honshu a microplate?, *Tectonophys.*, **115**, 177-196.
- 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.
- Shackleton, N.J., A. Berger and W.R. Peltier (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677, *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **81**, 251-261.
- Shen-Tu, B., W. E. Holt and A. J. Haines (1995): Intraplate deformation in the Japanese Islands: a kinematic study of intraplate deformation at a convergent plate margin, *J. Geophys. Res.*, **100**, 24275-24293.

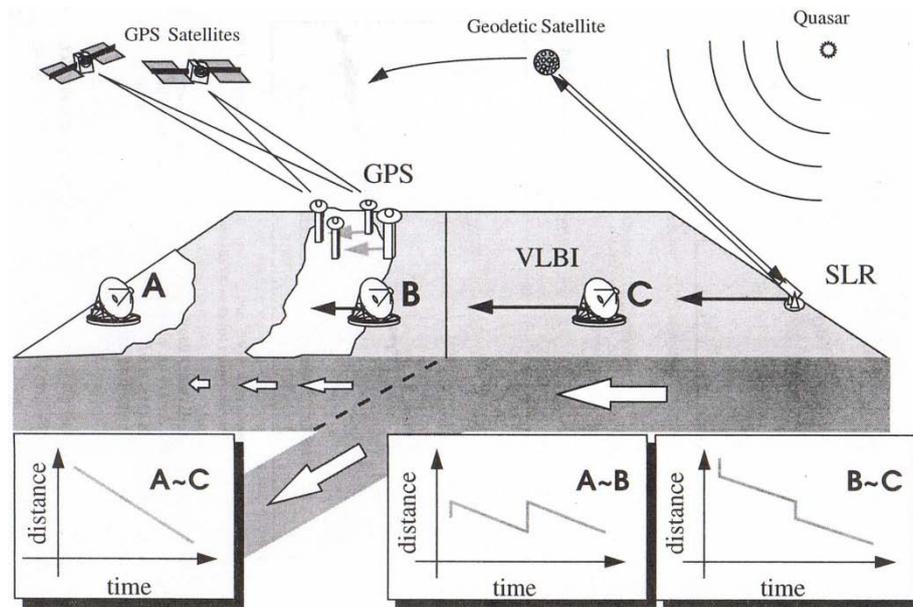


Figure 1 Various space geodetic techniques and typical patterns of temporal variation of inter-site distances. Geodetic VLBI is a technique to receive radio signals from distant quasars with multiple radio telescopes, and to determine relative positions of the telescopes using the delays of the radio signal arrival times obtained by cross-correlating these signals. SLR is a technique to measure the distance between ground stations and geodetic satellites equipped with reflectors by travel times of laser pulses, and to determine the ground station positions as well as the satellite orbits. These two techniques are suitable for longer (e.g. intercontinental) baselines, but their ground facilities tend to be large and expensive. GPS is a technique to record carrier phases of the radio signals from GPS satellites with specially designed receivers and to derive relative positions of the receivers from the phase differences among the receivers. GPS receivers are relatively cheap and suitable for regional/local deployment, but positioning errors depend on the satellite orbit accuracy. The three panels in the lower part of the figure show how the distances between three VLBI stations on an island arc, and stable interiors of the continental and oceanic plates would evolve. Distance between stable interiors of the two plates (A~C) may change continuously while those with an island arc station B may change somewhat irregularly due to the crustal deformation in the island arc associated with the earthquake cycle.

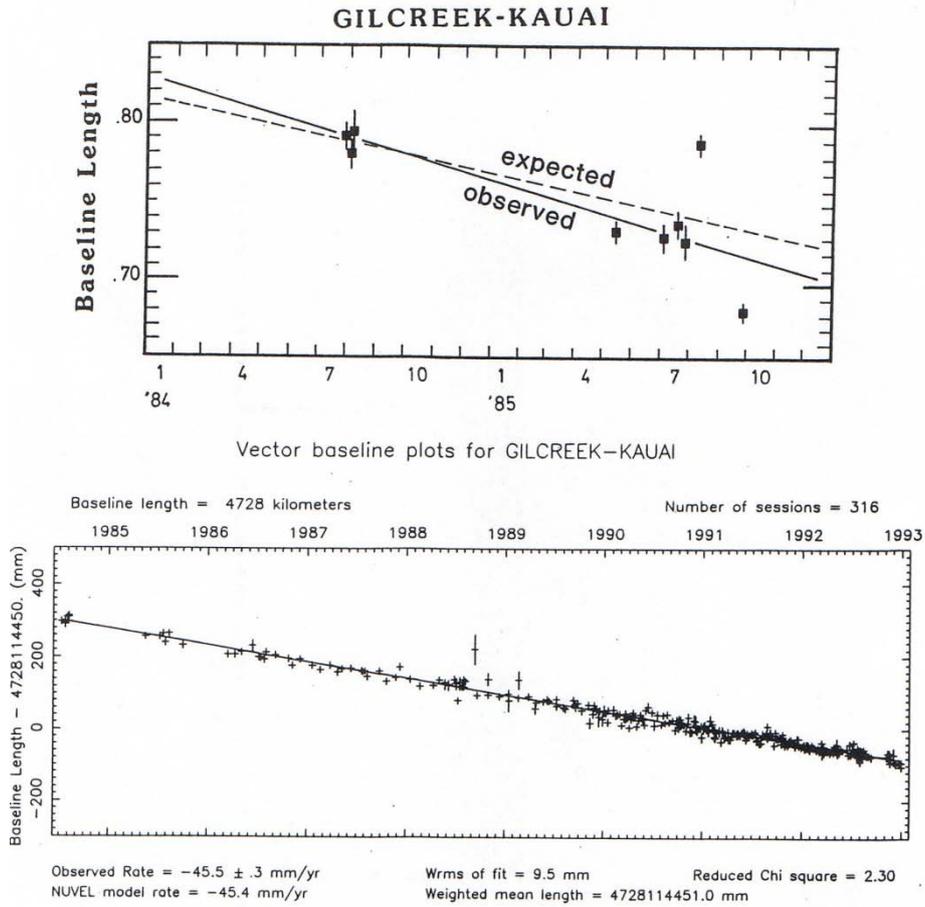


Figure 2 Distance changes between Kauai (Hawaii, Pacific plate) and Fairbanks (shown as 'Gilcreek' in the figure, Alaska, North American plate) VLBI stations published in 1987 (Heki *et al.*, 1987) (upper) and in 1994 (Ma *et al.*, 1994) (lower). Larger dispersion in the older data originates from less sophisticated data analysis software (see text).

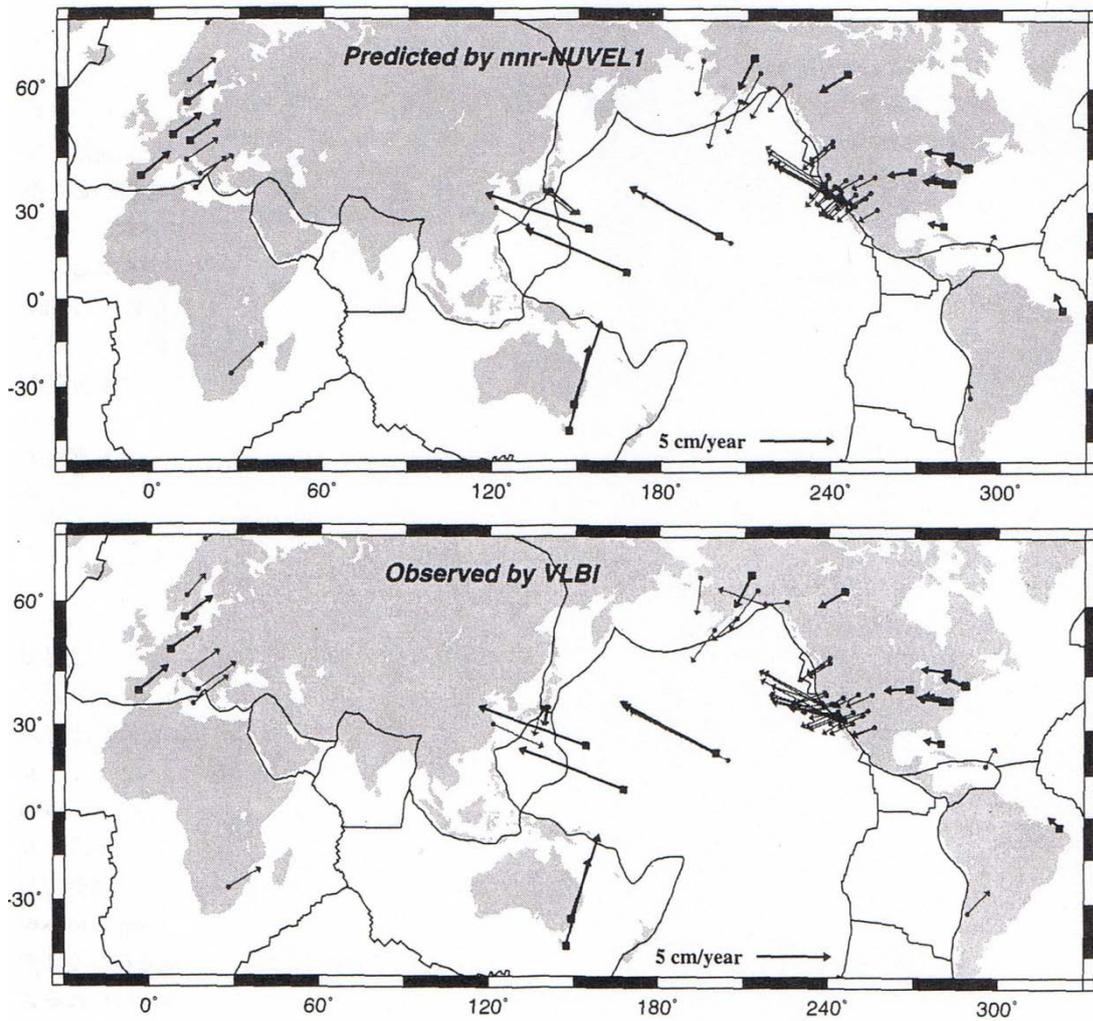


Figure 3 Velocities of worldwide VLBI stations predicted by the nnr-NUVEL1 plate motion model (Argus and Gordon, 1991) (upper), and observed by VLBI over the last decade (lower). They are almost identical for the stations in stable interiors of the plates (denoted by solid squares) but are often fairly different for stations close to the plate boundaries, such as those in Alaska, California and Japan.