測地測量により求めた日本の地震間の平均的な 地殻水平ひずみ速度 (II)

国土地理院地理地殻活動研究センター* 石 川 典 彦

京都大学防災研究所地震予知研究センター** 橋 本 学

Average Horizontal Crustal Strain Rates in Japan during Interseismic Period Deduced from Geodetic Surveys (Part 2)

Norihiko ISHIKAWA

Geographical Survey Institute, Kitasato 1, Tsukuba, Ibaraki 305-0811, Japan

Manabu HASHIMOTO

Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute,
Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan

(Received April 19, 1999; Accepted August 5, 1999)

This is a revision of Hashimoto's (1990) study on average horizontal crustal strain rates in Japan derived from geodetic data collected during the past 100 years. This new study includes Hokkaido since the completion of the latest nationwide trilateration enables us to apply the methods of the previous study and obtain strain rates there. In this method, side lengths of triangulation networks are calculated using adjusted coordinates for different epochs and then the rate of change of each side length is estimated by regression. Finally the principal strain rate in each triangular region is obtained. In order to avoid the effects of large earthquakes or volcanic eruptions, data before or after these events are simply discarded. Unfortunately, due to frequent occurrence of large events in northern Japan, we can use data from only two epochs for most of Hokkaido, which causes large uncertainties in the estimated strain rates.

Hokkaido appears to be divided into four provinces according to the characteristics of the horizontal strain rates, although the uncertainties are too large to be definitive. Eastern Hokkaido is characterized by large WNW-ESE contraction. In northern Hokkaido E-W contraction is prevailing, while extension is dominant in southwestern Hokkaido.

In other regions the directions of principal axes of strain rates are not noticeably different from those of the previous study. In the Tohoku region, tensile strain rates in a N-S direction are prevailing. A NNW-SSE or NW-SE trending contraction is dominant along the coast from southern Kanto to Shikoku, though it is smaller in the Tokai area and Kii peninsula than in southern Kanto and Shikoku. In the same Shikoku region, there is a remarkable region of NE-SW extension that is as large as contraction. In central Japan, there is a NE-SW trending region of contraction. An E-W oriented contraction is dominant west or northwest of this region, such as in the Kinki and eastern Chugoku districts, while a NW-SE trending contraction is prevailing in the southeast. Kyushu is under an extensional regime with tensional directions of N-S and NW-SE in central and southern Kyushu, respectively.

Magnitude of strain rates obtained in this study ranges from 1 to 3×10^{-7} /yr in most regions except in the Shikoku, southern Kanto and Fukui areas where it reaches 6×10^{-7} /yr. Over all, magnitude of strain rates are as large as or slightly larger than those derived from continuous GPS observations, but are larger than geological or seismological strain rates by a factor of 10.

Key words: Geodetic survey, Triangulation, Trilateration, Horizontal strain rates, Interseismic deformation.

* 〒305-0811 茨城県つくば市北郷 1 番

** 〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄

§1. はじめに

橋本(1990)において、明治以来陸地測量部・国土地理院が行ってきた三角・三辺測量のデータを用いて、面積変化率を含んだ水平ひずみ速度をまとめた。しかしながら、北海道周辺で発生した大地震の影響を考慮すると、ひずみ速度を求めるために必要な測量回数が足りなくなったため、橋本(1990)では東北地方以南の地域に限られていた。1994年北海道地域の測量が終了したことにより、精密測地網一次基準点測量(以下一次網)の2回目の全国を対象とした測量が完了した。そこで今回、橋本(1990)の手法を用いて、この測量データを含めて明治以来の全国規模の測量結果と大地震後等の復旧測量結果を使い、三角点間の距離変化率から水平ひずみ速度を求めることを試みた。さらにこの結果に基づき、日本列島全体の平均的な地殻変動についても考察した。

§2. ひずみ速度の計算方法とデータ

本研究では、橋本(1990)で提案した複数回の測量から三角点間の距離の平均変化率を求め、直接三角形領域内のひずみ速度を算出する方法を用いた。以下にその計算方法について概説する。詳細は、橋本(1990)を参照されたい。

まず、各測量データごとに網平均計算を行う。網平均計算においては、距離観測がある場合は一点一方向固定法、三角測量の中で基線測量が実施されてない場合は二点固定法により計算した。本研究において使用した測量データおよび網平均の方法をTable 1に示す。

次に、網平均計算結果を基に、三角網を構成する一等三角点間の距離の計算を行う。各測量ごとに距離が求まれば、以下に述べる重みを用いて、回帰直線を当てはめ各々の三角点間の平均距離変化率を計算する。明治の三角測量の精度は光波測距儀による測量に比べてかなり劣

る[KOMAKI(1985), 中根(1993)]。例えば、KOMAKI(1985)は明治の一等三角測量同時網平均を行い、各基線網について現在の地図作成の基準となっている実用成果と比較した結果、最大 10^{-5} の差があることを明らかにした。本研究においてはこの結果に従い、明治の測量の精度を 10^{-5} とした。関東・伊豆震災および丹後復旧測量に関しては、橋本(1990)と同じく、角観測データのみによる網平均結果を用いた。したがって、これらの測量における距離の精度も、 10^{-5} と仮定した。一方、光波測距儀による精密測地網測量の精度は、おおむね 2×10^{-6} である[KOMAKI(1993)]。なお、橋本(1990)では 2×10^{-6} と記しているが、これは 1×10^{-6} の誤りであり、精密測地網測量により大きな重みを与えた結果となっている。本研究では、精密測地網測量の結果は、明治の三角測量に比べて25倍の重みを持つことになる。昭和の三角測量では、初期の光波測距儀により基線測量が行われている。このデータを使用して網平均計算を行い、KOMAKI(1985)にならってこの結果と実用成果とを比較した結果、おおむね 5×10^{-6} の差があることがわかった。よって、昭和三角測量の精度は、距離に関しては 5×10^{-6} と仮定した。なお、北海道地方北部では、昭和三角測量のデータが回帰直線から大きく外れるので、系統的な誤差が含まれていると考え、同地域に関してはこのデータを使用しない。

これらの重みを用いて回帰直線を当てはめ、距離の変化率を求めた。この時、各測量の時間軸上の位置は、測量が行われた時間の中間点で代表した。また、地震や火山噴火の影響を受けている地域においては、それらのイベント以前または以後のデータは回帰直線の当てはめに含めない。本研究において考慮した地震・火山噴火は、1914年桜島噴火、1923年関東地震(M 7.9)、1927年北丹後地震(M 7.5)、1930年北伊豆地震(M 7.0)、1940年

Table 1. Statistics and assumption on network adjustment of surveys used in this study.

Survey	Period	Points	Sides	Directions	Angles	Assumption
Meiji	1883–1901	300	13	1310	605	1 point 1 azimuth fixed
Kanto-EQ	1925–1926	220	0	1503	0	2 points fixed
Izu-EQ	1931	58	0	420	0	Multi-points fixed
Tango-EQ	1928	78	0	588	0	1 point 1 azimuth fixed
Showa 1st	1946–1964	300	23	0	2002	1 point 1 azimuth fixed
Showa 2nd	1968–1972	98	14	0	802	1 point 1 azimuth fixed
Precise 1st	1973–1985	2760	7715	797	153	1 point 1 azimuth fixed
Precise 2nd	1977–1994	2452	6984	0	1	1 point 1 azimuth fixed

Survey: the name of surveys; Period: period during which the survey was made; Points, Sides, Directions, Angles: number of triangulation points, side lengths, directions and angles used for the network adjustment of each survey, respectively; Assumption: assumption used for the network adjustment.

積丹沖地震 (M 7.5), 1943 年鳥取地震 (M 7.3), 1944 年東南海地震 (M 7.9), 1946 年南海地震 (M 8.0), 1948 年福井地震 (M 7.5), 1952 年十勝沖地震 (M 8.1), 1968 年十勝沖地震 (M 7.9), 1973 年根室半島沖地震 (M 7.5) および 1983 年日本海中部地震 (M 7.7) である。これらの地震後の影響を考慮した地域は、Fig. 1 で影のつけた地域である。上記のイベント後、特別に復旧測量がなされた地域は基本的にこれらの地域に含まれている。なお、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震後の復旧測量はまとめて実施されているので、Fig. 1 においても区別していない。また、1940 年積丹沖地震、1952 年十勝沖地震、1968 年十勝沖地震、1973 年根室半島沖地震の地域については、橋本・多田 (1988) によるひずみ分布と今

回計算した辺長の経年変化から地震の影響範囲を見積もった。このため、北海道太平洋側の地域では 3 回以上のデータを得られず、やむを得ず 2 回の一次網のデータのみでひずみ速度を求めた。1983 年日本海中部地震については、石川・他 (1995) によるひずみ分布と今回計算した辺長の経年変化に基づいて影響範囲を推定し、地震前のデータのみを用いて辺長の平均変化率を推定した。他の顕著な地震については、橋本 (1990) と同様に扱った。なお、復旧測量は地震後の 2~3 年以内に実施されている場合が多いので、余効変動の影響を除去できていない可能性がある。しかし、本研究においては、時間軸上のサンプルが少なく、余効変動の分離が困難であるため、復旧測量のデータも含めて平均的なひずみ速度を求

Fig. 1. Location of baselines for which temporal variations are presented in Figs. 2a-r. These baselines are selected as representative of their respective regions by considering the surrounding tectonics. Hatched areas are regions which may be affected by large earthquakes or volcanic eruptions; Sya: 1940 Shakotan Oki earthquake; Ne: 1973 Nemuro Oki earthquake; Toka: 1952 and 1968 Tokachi Oki earthquakes; NiTu: 1983 Nihon-kai Chubu earthquake; Ka-Izu: 1923 Kanto and 1930 Kita-Izu earthquakes; Fu: 1948 Fukui earthquake; Ta: 1927 Tango earthquake; To: 1943 Tottori earthquake; Na: 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes; Sa: 1914 eruption of Sakurajima volcano.

Fig. 2

Fig. 2

Fig. 2. Temporal variations in baselines shown in Fig. 1. Closed circles show adjusted distances for each survey. Open circles in Figs. 2h, 2i and 2j indicate distances adjusted for the Kanto and Kita-Izu earthquakes using the length of the Sagami baseline after Hashimoto (1990). a: Soyayama-Poroshirisan; b: Piraitodai-Pekandai; c: Satsunaidake-Omushadake; d: Tengudake-Makkaridake; e: Shirakamitake-Tashirosan; f: Tobetsudake-Hayachinesan; g: Hayama-Funakatayama; h: Teruishizan-Tsukubasan; i: Tanzawasan-Kanozan; j: Hachikosan-Sakabemura; k: Hotakadake-Tateshinayama; l: Hoshinomori-Jogamori; m: Kuruhisan-Hyonosen; n: Tsurugisan-Shozokumori; o: Nametokoyama-Shiratakiyama; p: Ishigatake-Tenjogatake; q: Kumanodake-Kasayama; r: Yaeyama-Ushinotoge

める。復旧測量のデータがその後のデータの傾向から大きくずれたり、あるいはGPS・水準測量など他の測地データから余効変動の影響が考えられる場合についての、指摘するにとどめる。

こうして距離の変化率を計算した結果、各地域のテクトニクスの特徴を示していると考えられる辺 (Fig. 1) について、その辺長の経年変化図を描いた (Fig. 2a-r)。図中に、それらの辺の北から時計回りに計った方位角と辺長変化率およびその推定誤差を示す。辺長の変化率を辺長方向の線ひずみ速度に変換し、線ひずみ速度が求められた三つの辺を用いて三角網を構成して、その領域内の水平ひずみ速度の主軸・面積ひずみ速度および最大せん断ひずみ速度を計算する。Figs. 3-8 は、こうして求めたひずみ速度およびその推定誤差を地図上にプロットしたものである。なお、プロットには WESSEL and SMITH (1991) による GMT3.0 を用いた。

§3. 解析結果

前章で述べた方法により、日本列島における明治以降の地震間の地殻水平ひずみ速度を求めた。この章では、解析結果とこれに関連した若干の考察を述べる。参考のために、気象庁による 1961 年 1 月から 1998 年 12 月までの期間の 40 km 以浅、 $M 4$ 以上の地震の震央分布図を Fig. 5 の面積ひずみ速度図、Fig. 7 の最大せん断ひずみ速度図に重ねて表示した。震源データの処理は、石川・中村 (1997) による SEIS-PC for Windows95 によった。

3.1 北海道地方

Figs. 4, 6 および 8 に示すように、北海道北部を除いて、3 回の測量データが得られなかったため推定誤差が大きく、以下の議論はあくまで参考程度にとどめざるを得ない。

Fig. 3 の水平ひずみ速度の分布を見ると、北海道は 4 つの区域に分けられる。これら 4 つの地域区分は、Fig. 5 の面積ひずみ速度図でもよく現れており、橋本・多田 (1988) や多田 (1996) が指摘した 4 つの地体構造区分とおおむね一致する。北海道東部では、 $4 \times 10^{-7}/\text{yr}$ 程度の西北西-東南東方向の短縮ひずみ速度が卓越している。これは千島外弧の西方移動と中央北海道への衝突に伴うひずみ速度場と考えられる。北海道北部では、 $2 \times 10^{-7}/\text{yr}$ 以下のほぼ東西の短縮ひずみ速度場が卓越している。多田 (1996) は、この原因を日本海東縁からの圧縮力に求めている。千島海溝からの距離から判断して、太平洋プレートの沈み込みによる影響よりも、この地域でのユーラシア-北米あるいはアムール-オホーツク・プレートの収束運動を反映していると考えるのが妥当であろう。石狩-苫小牧を結ぶ石狩低地帯を境にして、南西部渡島半島側では、東北北部のひずみ速度場の延長と思われる北西-南東方向の伸張ひずみ速度が卓越している。なお、この地域の一次網 2 回目の測量は、1993 年北海道南西沖地震の前に行われた。北海道中央部から南部にかけては、北西-南東方向の短縮ひずみ速度場とそれに直交する北東-南西方向の伸張ひずみ速度場が見られる。浅い地震の震央分布を見ると、数は少ないものの北海道

Fig. 3. Distribution of principal axes of strain rate in each triangular region. Red and blue bars indicate axes of extension and contraction, respectively. Thick gray lines show boundaries of provinces proposed by TADA (1996).

内陸部に発生した $M4$ 以上の地震の多くは、これらの構造区の境界付近で発生している。森谷 (1986) による微小地震の震央分布を見るとより明らかに地震の配列が認められ、構造区分の妥当性を示している。

さて、北海道の太平洋岸沖合いでは、プレート境界地震が繰り返し発生している。ひずみ速度の計算ではこれらの影響を取り除いてはいるが、どのような影響をもたらしたかを見ることは興味深いので、辺長の経年変化を見てみよう。Fig. 2b と c は、根室、日高付近の辺長変化を示している (Fig. 1 の b と c)。Fig. 2b の根室では、1973 年の根室半島沖地震による地震性地殻変動が見られる。また、Fig. 2c の日高では、1968 年の十勝沖地震による地震性地殻変動が見られる。一方、1952 年十勝

沖地震をはさんだ明治と昭和の三角測量の結果が、誤差の範囲内で等しい。このことは、明治の測量から 1952 年の地震までの約 40 年間に蓄積したひずみと、この地震によって解放されたひずみが誤差の範囲内で等しいことを示すものと考えられる。

3.2 東北地方

東北地方は、Fig. 3 の水平ひずみ速度の主軸分布と Fig. 5 の面積ひずみ速度分布からも明らかに、全体的に伸張場である。しかし、多田 (1986, 1996) が指摘した本荘-松島構造帯付近に、明らかに周辺地域と異なり小さなひずみ速度分布が見られることから (Fig. 3)、この地域を境に東北北部と東南北部の 2 つの区域に区分するのが妥当であろう。HASHIMOTO and JACKSON

Fig. 4. Principal axes of strain rates and their standard deviations. Gray fans show $1-\sigma$ error of principal axes in a triangular region. Light gray distributions are for areas that have only two measurements before or after large earthquakes for calculation of their rates of change of all three sides. Dark gray distributions are for areas that have more than three measurements available for the calculation of rates of change of at least one of three sides.

(1993) は、主として一等三角網の内角の変化率からインバージョンにより、ブロック構造とこれを境する断層の運動を推定し、東北地方の北部と南部でブロックの運動に差があることを指摘している。SHEN-TU *et al.* (1995) は、HASHIMOTO and JACKSON (1993) のデータを用いて速度場を求めており、その結果でも両地域の速度場に差が認められる。このひずみ速度が小さい地域のすぐ北側には、クラスター状の地震の分布も見られ、この地域が力学的な境界であることを示唆する。

東北北部では、脊梁山脈から日本海側にかけて $1 \sim 2 \times 10^{-7}/\text{yr}$ のほぼ東西の短縮ひずみ速度、それに直交す

る南北伸張ひずみ速度場が見られる。しかし、太平洋プレートが日本海溝で沈み込んでいる太平洋側では、短縮はほとんど見られず、北北東-南南西方向の伸張が卓越している。これについては、次章で議論する。

日本海側の東西方向の短縮は、北海道北部の場合と同様に、ユーラシアあるいはアムール・プレートの日本海東縁での沈み込みによるものと考えられる。

東北南部では、猪苗代湖の北に $1 \times 10^{-7}/\text{yr}$ 程度のほぼ南北の伸張ひずみ速度、南に同程度の南北短縮ひずみ速度が見られるが、このあたりのひずみ速度の誤差がやや大きく (Figs. 4, 6, 8), 結論的な議論はできない。

Fig. 5. Distribution of areal strain rate in each triangular region. Positive values mean an increase of area of the triangular region. Circles show epicenters of earthquakes shallower than 30 km during the period from January, 1961 to December, 1998. Hypocenters were determined by the Japan Meteorological Agency. Data were obtained through SEIS-PC for Windows95 developed by ISHIKAWA and NAKAMURA (1997).

3.3 関東および中部地方

関東地方では、南部に北北西-南南東方向の 5×10^{-7} /yr を超える大きな短縮ひずみ速度が見られる。ただし、本研究では一等三角網をひずみ速度計算の領域としているため、例えば多田 (1994) などの二等三角網で計算した結果に見られるような、短縮軸の方向の変化は顕著でない。なお、房総半島の大きな短縮については次章で議論する。

関東北部の西北西-東南東方向の晃石山-筑波山 (Fig.

2h) では 0.0 mm/yr とほとんど変化がないように、この地域は全般的にひずみ速度が小さく、むしろ南北伸張が卓越する。このことは、フィリピン海プレートの沈み込みによる圧縮力が、関東地方北部まで及んでいないことを示している。

東海地方では、 $2 \sim 4 \times 10^{-7}$ /yr 程度の北北西-南南東ないしは北西-南東方向の短縮ひずみ速度が見られる。駿河湾西岸の方が大きく、浜名湖付近はこれに比べて半分程度の大きさである。これもフィリピン海プレートの

Fig. 6. Standard deviation of areal strain rate. Color scale corresponds to the sense of the deduced areal strain rate in Fig. 5.

沈み込みによる圧縮力によるものであろうが、関東南部のものと比べてやや小さい。このことは、フィリピン海プレートと上盤側のプレートのカップリングが駿河トラフでは相模トラフに比べて小さい、あるいは駿河トラフでのプレート相対運動が小さい、という可能性を示している。もちろん、Fig. 2jに見られるように、関東・伊豆震災復旧測量後縮みは小さく、その後大きくなった可能性もある。ただし、測量の誤差を考えると、この変化を有意とはいえない。なお、この遠州灘周辺に見られる北西-南東方向の圧縮力が中部地方内陸には見られず、フィリピン海プレートによる圧縮力が、中部地方内陸ま

で伝わっていないことを示す。

本州中央部に面積ひずみ速度が負の領域、すなわち面積収縮域が、北東-南西方向に伸びている (Fig. 5)。この領域は、最大せん断ひずみ速度も大きい (Fig. 7)。この地域の北西ないし西側では東西短縮であるのに対し、南東側の東海地方では北西-南東縮みとなっている。多田・他 (1997) の GPS 連続観測の結果でも、対応する信濃川・犀川流域に変動ベクトルの不連続が見られる。浅い地震分布は、この負の面積ひずみ速度を持つ領域におおむね一致するので、この領域が何らかの力学的境界をなしていることは間違いないであろう。一方、多田

Fig. 7. Distribution of maximum shear strain rate in each triangular region. Circles show epicenters of shallow earthquakes (see legend of Fig. 5).

(1996) は糸魚川-静岡構造線も力学的なプレート境界であると指摘している。前述のように、北部ではむしろ信濃川・犀川付近がひずみ分布の境界であるが、南部はやや複雑である。糸魚川-静岡構造線に対応する多田(1996)による構造区分の境界付近に、短縮軸の方位が北東-南西になっている地域が存在するが、糸魚川-静岡構造線とは一致せず、むしろ北東方向に伸びているように見える。

福井地方に $6 \times 10^{-7}/\text{yr}$ 程度の東西方向の大きな縮みが見られるが、縮みが大きい三角形領域は一つの三角点を共通の頂点にしており、この三角点近傍のローカルな

変動が強調されているのかもしれない。国土地理院(1987)による1948年福井地震の震源域周辺における地震以後のひずみ分布を見ると、この三角点から東にある福井地震の震源断層までの間に、縮みが卓越する領域が見られる。福井地震の二等三角網まで含めた復旧測量は1950年までに行われており、余効変動の影響を除去できていない可能性がある。

3.4 西日本地方

紀伊半島～四国地方における西日本外帯では、 $3 \sim 6 \times 10^{-7}/\text{yr}$ の北西-南東方向の短縮が支配的であり、フィリピン海プレートの沈み込みによる圧縮を受けているこ

Fig. 8. Standard deviation of maximum shear strain rate.

とを示す。しかし、四国地方では同時にこれに直交する方向の伸張も大きく、紀伊半島や東海・南関東地方と大きく異なる特徴を持っている。ただし、四国中央部については、推定誤差がひずみ速度と同程度の大きさを持っており (Figs. 4, 6, 8), やや信頼性に欠ける。四国中央部の推定誤差が大きいことは、Figs. 2l, m, n などに見られるように、西日本だけ行われた昭和一等三角測量2回目の結果が、ばらつきが大きいことに起因すると考える。しかし、北東-南西方向の伸張が大きいことなどは四国地方全域で見られるので、次章で余効変動等とも関連した議論する。

紀伊半島においては四国地方とプレート相対運動があ

まり変わらず、また地震直後の測定の期間もほぼ同じであるにもかかわらず、やや小さい。四国と紀伊半島周辺で余効変動を含めてプレート間カップリングの様式が異なることを示唆している。最近のGPS連続観測結果のバックスリップ・インバージョンによれば、紀伊半島沖合いのバックスリップは四国沖のものよりやや小さい結果が得られており [伊藤・他 (1999), Ito *et al.* (1999), 西村・他 (1999)], 両地域のカップリングの違いを示唆している。なお、大阪湾に $4 \times 10^{-7}/\text{yr}$ を超える北西-南東方向の短縮が現れていることが注目される。

このフィリピン海プレートの沈み込みに伴う短縮も、せいぜい瀬戸内海までで、西日本内帯まで及んでいな

い。また、豊後水道付近では、北東-南西の伸張ひずみ速度が顕著である。

橋本(1990)でも指摘したが、室戸岬側では辺長の経年変化に1946年南海地震による地震性地殻変動が見られるのに対して、足摺岬側では見られない(Fig. 2中のnおよびo)。oの回帰直線は明治の値を除いて計算したにもかかわらず、明治の値が回帰直線の延長上に乗る。このように、足摺岬側の変動は室戸岬側とは様相をかなり異にする。YOSHIOKA(1991)は、三次元FEMによる解析結果から、足摺岬周辺の地殻変動を説明するためには、土佐湾西部のプレート境界に異常に大きなカップリングが必要であるとしている。一方、KATO(1983)やSAGIYA and THATCHER(1999)は、1946年南海地震に伴ってこの地域に分岐断層が生じた可能性を指摘した。ただ、SAGIYA and THATCHER(1999)はモデルの唯一性はないと述べている。1946年南海地震の断層運動、地震後の余効変動の影響も含め、この地域の地震サイクルの再検討が必要であろう。

西日本内帯では、ばらつきはあるものの東西短縮が卓越している。しかし、この東西短縮も中国地方中部までで、同地方西部は、ひずみ速度が小さいながらも北東-南西伸張の地域となっている。

3.5 九州地方

九州地方は、全体的に伸張ひずみ速度場である。これは、面積ひずみ速度図を見ても明らかである(Fig. 5)。島原半島から九州を横断し別府湾から豊後水道に至る地域に、 $2\sim 4\times 10^{-7}/\text{yr}$ の南北伸張の帯が見られる。最大せん断歪速度も周囲より大きく、浅い地震の分布と一致する。これは、多田(1984, 1985)が指摘している島原-別府地溝帯の南北拡大を示す。

一方、西日本内帯西部に見られた北東-南西伸張で、ひずみ速度の小さい地域が九州地方北部にまで伸びている。

九州地方南部に見られる北西-南東方向の大きな伸張ひずみ速度は、三角形を構成する三角点の一つが鹿児島湾近傍に位置しているため、桜島の活発な火山活動の影響が大きいと考える。しかし、周辺地域でも小さいながら北西-南東方向の伸びを示す。このひずみ速度は、一次網2回目観測終了後に発生した1994年や1997年の鹿児島県北西部の地震が北西-南東伸張、北東-南西圧縮の横ずれ断層型の発震機構であったことと調和する[鹿児島大学理学部・九州大学理学部(1994), 鹿児島大学理学部(1997)]。

§4. 考 察

この章では、KATO *et al.* (1998) によるGPSで求めた

ひずみ速度とを比較して、若干の考察を述べる。また、東北、南関東(特に房総半島)、四国の各地方のひずみ速度について地震サイクルや余効変動との関連について議論する。さらに、地質学的あるいは地震学的に推定されたひずみ速度との差についても議論する。

4.1 GPS連続観測結果との比較

KATO *et al.* (1998) は、GPS連続観測データを用いて1996年4月から1997年3月までの1年間のひずみ速度を出している。これと比較すると、測地測量によるひずみ速度の方がやや大きい。データの期間や計算方法の違いがあり一概にはいえないが、被害地震以外の地震、プレート運動の時間による“揺らぎ”などの地学的な要因や古い三角測量の精度等観測に起因する問題が影響していると考えられる。関東~東海~四国に至る太平洋岸の北西-南東方向の短縮、本州中部における西北西-東南東方向の短縮などは、KATO *et al.* (1998) とよく調和しているといえるだろう。しかし、東北南部を見ると、KATO *et al.* (1998) では東西短縮が支配的であるが、測地測量の結果では南北伸張が卓越している。四国地方で測地測量の結果に見られた北東-南西方向の伸張は、KATO *et al.* (1998) には見られない。また、中国地方では、KATO *et al.* (1998) の結果では北北西-南南東短縮の場になっているが、今回の結果ではおおむね東西短縮である。九州地方では、KATO *et al.* (1998) では中部に東西短縮・南北伸張のひずみ場が見られるが、東西短縮の方が大きい点が本研究の結果と異なる。

4.2 東北地方のひずみ速度

本研究の結果では、太平洋プレートが日本海溝で沈み込んでいる東北地方北部太平洋側では東西性の短縮はほとんど見られず、北北東-南南西方向の伸張が卓越している。太平洋プレートの沈み込みによる圧縮力が東北日本内陸部まで及んでいないことを示しているとも考えられる。ところが、KATO *et al.* (1998) によると、東北地方は東西ないしは西北西-東南東の短縮が卓越しており、太平洋プレートの影響を強く受けていることを示唆する。実際、SHEN-TU and HOLT(1996)は測地測量による三角網の内角の変化を、LE PICHON *et al.* (1998)、西村・他(1998)、伊藤・他(1999)、ITO *et al.* (1999) らはGPS連続観測結果を、それぞれ太平洋プレート上面でのバックスリップで説明できるとしている。ところで、川崎・他(1998)によると、太平洋プレートの沈み込みに伴う地震モーメントの解放は、三陸沖では非地震性すべりも含めて約30年間隔で行われている可能性がある。HEKI *et al.* (1997) による三陸はるか沖地震に伴うGPS観測局の変動に見られるように、これまでの三陸沖のプレート間地震によっても東北地方北部全域のひずみが解放さ

れてきたと考えられる。ここで用いたデータは、明治以来約 100 年間のものである。そうすると、川崎・他 (1998) が主張する平均的なモーメント解放間隔の約 3 倍となるため、ここで得られたひずみ速度は三陸沖でのプレート間地震に伴うひずみの蓄積・解放両方のプロセスを複数サイクルについて積分した結果を見ているものと考えられる。KATO *et al.* (1998) による GPS 連続観測から得られた東西短縮ひずみが卓越する結果との違いは、この過程を反映したものであろう。

4.3 房総半島のひずみ速度

房総半島先端部を含む領域に、北北西-南南東方向の 5×10^{-7} /yr を超える大きな短縮ひずみ速度が見られる。相模湾北部におけるフィリピン海プレートの NUVEL-1 [DeMets *et al.* (1990), SENO *et al.* (1993)] による速度は 27 mm/yr である。この相対速度が、平均距離約 50 km の一つの一等三角網内で消費されると仮定して、ちょうど得られたひずみ速度と同程度になる。しかし、この仮定は房総半島先端部と内陸部が、先端から 50 km 以内の領域でデカップルしている状態を考えることである。1923 年関東地震の復旧測量は 1925~26 年に実施されたので、この縮みはこの地震の余効変動の影響を含んでいるとも考えられる。しかし、HASHIMOTO and JACKSON (1993) は 1970 年代以降の光波測量結果を使用しながらも、プレート境界面にフォーワード・スリップが生じる結果を得た。このことは、房総半島の大きな縮みが 1923 年関東地震の余効変動ではなく、最近約 30 年間に継続している変動であり、プレート境界面でのバックスリップ・モデルでは説明が難しいことを示唆している。YOSHIOKA *et al.* (1994) は、空間的により密度の高い光波測量データを使用しているが、バックスリップ・モデルによる房総半島の辺長変化率の予測値は観測結果より全般的に小さい。これは、水準測量のデータと合わせてインバージョンを行っているため、採用した重みの関係で水準測量データをよりよく説明する結果となった可能性が高い。なお、多田・他 (1997) は、GPS 連続観測結果を用いてプレート境界面のバックスリップの推定を行った結果、南関東地方については YOSHIOKA *et al.* (1994) と整合する結果を得ている。これに対して、プレート境界面でのバックスリップに加えて、関東南部のプレート相対運動を解消する一つの変形のモデルとして、LALLEMANT *et al.* (1996) や POLLITZ *et al.* (1996) は、三浦半島から房総半島を横切り 16 mm/yr で右横ずれ運動している“房総トランスフォーム断層”を提案している。上記のひずみ速度は、このような右横ずれ変形が生じている可能性を示唆する。相模トラフは斜め沈み込み境界であるので、上述の

右横ずれ変形が起きやすいであろう。いずれにせよ、GPS 連続観測や水準測量結果なども総合し、これらの変動を同時に説明できる統一的な描像を追求すべきであろう。

4.4 四国地方のひずみ速度

上述のように、四国地方では北西-南東短縮と北東-南西伸張が大きい。本研究で用いた南海地震後の測量は、四国や紀伊半島では 1947~48 年に実施されている。鷺谷 (1995) は、四国地方の潮位と三角・三辺および水準測量のデータをまとめ、さらに主として水準測量データを用いたバックスリップのインバージョン結果から、少なくとも 20 年近い期間は本震断層面とその延長深部で余効的なすべりが生じていたことを示した。したがって、この大きなひずみ速度は余効変動をかなり含んでおり、地震間の平均的なひずみ蓄積率を表していない可能性がある。ただし、地震時のすべりとほぼ同方向の深部の余効すべりにより、北東-南西方向の伸張が生じるかどうか、検討が必要である。YOSHIOKA (1999) は、三次元粘弾性構造を仮定した有限要素モデルにより 1946 年南海地震の余効変動の計算を行っているが、その結果を見ると、北西-南東短縮が顕著で、北東-南西の伸張は短縮ほど大きくない。一方、小竹・他 (1998) は、GPS 連続観測結果から、四国地方北部の観測局のベクトルがフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対するスリップ・ベクトルの方向から有意にずれることを見出した。さらに、これを中国地方の東向きの運動と関連付けて議論している。今回得られた四国地方のひずみ速度場は、ほぼ全域が右横ずれの場にあることを示している。前章で触れた足摺岬周辺の変動も含め、フィリピン海プレートの斜め沈み込み、中央構造線の役割等、総合的に検討すべきであろう。

4.5 地質学的・地震学的ひずみ速度との比較

橋本 (1990) でも指摘したように、WESNOUSKY *et al.* (1982) による活断層あるいは歴史地震から求めたひずみ速度に比べ、測地ひずみ速度の方が一桁ほど大きい。佐藤 (1989) が東北日本について地層の変形率から推定したひずみ速度は $1.5 \sim 8.3 \times 10^{-8}$ /yr となり、やはり測地測量から得たものより小さい。一方、SHEN-TU *et al.* (1995) によるスプライン関数を用いたひずみ速度のインバージョンでは、測地学的ひずみ速度は地震学的・地質学的ひずみ速度の 3~5 倍程度になるとしている。今回得られたひずみ速度は、平均辺長 50 km の三角形領域内の平均的なひずみ速度であるのに対して、WESNOUSKY *et al.* (1982) や SHEN-TU *et al.* (1995) はこれよりも広い範囲 (計算に用いたブロックの平均的なスケール > 100 km) について平均したひずみ速度を算出している。

Fig. 3 のひずみ速度の空間的なばらつき具合を見ると、広範囲で平均した測地ひずみ速度は小さくなることが予想される。一方、地震や活断層は日本列島全域にまんべんなく分布しているのではなくて、明らかに地域的な偏りがある。そのため、WESNOUSKY *et al.* (1982) では、広い範囲をサンプルすることによって地域的なばらつきを少なくしたものと考えられ、サンプルする領域を狭くすると、大きなひずみ速度を持つ地域も出てくるであろう。したがって、同程度の範囲でサンプルした SHEN-TU *et al.* (1995) の 3~5 倍という値が、測地学的ひずみ速度と地震学的あるいは地質学的ひずみ速度の妥当な比と考えられる。なお、最近 WARD (1998) が、アメリカ大陸の VLBI・GPS 観測データを用いてひずみ速度を求め、さらにこれを等価な地震モーメント率に変換し、地震データと比較している。WARD (1998) によると、例えば Basin and Range やアメリカ北西部で測地学的ひずみ速度は地質学的ひずみ速度の約 12 倍になるなど両者の食い違いは大きく、ただ南カリフォルニアだけがほぼ同程度になる。これまで、日本列島でのみこのひずみ速度の差が知られていたが、他の地域でも同様な問題があることがわかる。

このひずみ速度の違いの原因についてはいくつか考え方があり、有力な考え方として、東北日本の場合に見られるように、プレート境界でのカップリングの時間変化が内陸の応力に影響するという考え方がある [SHEN-TU and HOLT (1996), LE PICHON *et al.* (1998)]. これらは、島弧の地殻が弾性的に変形すると仮定したモデルであり、プレート境界で地震が起きるとそれまで内陸に蓄積されたひずみは解放され、100 年程度の期間についてはこの積分した結果として、内陸のひずみは小さくなるとするものである。実際、GPS 連続観測の結果から、最近 2~3 年間の日本列島の変形はプレート間カップリングで説明できるとする報告が多くなされている [LE PICHON *et al.* (1998), 西村・他 (1998), 伊藤・他 (1999), Ito *et al.* (1999), 西村・他 (1999)]. ただし、伊藤・他 (1999), Ito *et al.* (1999), 西村・他 (1999) は、九州についてはこのモデルでは説明が困難であるとし、背弧拡大などによる東向きの運動を示唆している。これに対して、飯尾 (1996) は、内陸の地殻の変形は非弾性的ではないか、と考えている。また、池田 (1996) は、上述の弾性変形の考え方に加え、下部地殻の永久変形として地質学的に求められたひずみが生じる、としている。100 年間の平均的なひずみ速度場を概観すると、日本列島の地殻の変形が全て海洋プレートの境界でのカップリングにより弾性変形しているとする考え方には難点があると考えられる。例えば、西南日本内帯は 100 年間のひずみ

速度はほぼ東西の縮みであるので、フィリピン海プレートが支配しているとは考えにくい。しかし、バックスリップ・モデルの基礎である食い違いの弾性論を適用するならば、ひずみは距離の 3 乗に比例して減衰するため、太平洋プレートの沈み込み境界に原因を求めるには、遠すぎるといわざるを得ない。HASHIMOTO and JACKSON (1993) は、地殻をいくつかのブロックに分けそれらを境する断層運動を仮定して 100 年間の測地データからこれらの相対運動を推定した。ブロック分割の任意性、モデルの適用の妥当性など議論があるが、断層運動のような何らかの非可逆的な変形が生じていると考えるべきであろう。もちろん、WARD (1998) が指摘するように、活断層や地震データのサンプリングにも問題があることは、指摘しておかなければならない。

§ 5. ま と め

明治以来の測地測量結果と大地震後の復旧測量結果を用いて、三角測量網の水平ひずみ速度を求め、日本列島の平均的水平地殻変動について明らかにしてきた。それについての主な事柄をまとめると、

①北海道地方は、北部を除いて誤差が大きく、結論的な議論はできないが、西北西-東南東縮みの東部、東西方向の縮みの北部、北西-南東縮みとこれに直交する伸びの中央部、および北西-南東の伸びの渡島半島地域、の 4 区域に分けることができる。

②東北地方のほぼ全域で南北の伸張が見られる。しかし、本荘-松島構造帯付近のひずみ速度の小さい領域が存在し、ここで南北に分けることができる。

③関東南部では、フィリピン海プレートの沈み込みによる北北西-南南東の短縮ひずみ速度が卓越しているが、関東北部ではこのような短縮は見られない。

④中部地方を北東-南西に横切る面積収縮域があり、この領域を境にしてひずみ速度場のパターンが変化する。

⑤東海~紀伊半島に至る太平洋岸では、関東南部や四国地方に比べてひずみ速度が小さい。

⑥四国地方は、北西-南東方向の短縮と北東-南西方向の伸張ひずみ速度が卓越している。辺長の経年変化を調べると、足摺岬付近の基線には 1946 年の南海地震による地震性地殻変動が見られない。

⑦近畿地方から中国地方東・中部では、ほぼ東西の短縮ひずみ速度が卓越する。

⑧中国地方西部から九州地方北部にかけて、北東-南西方向の伸張ひずみ速度が見られるが、値は小さい。

⑨九州地方全体は、伸張ひずみ速度場である。九州地方中部には、別府-島原地溝帯の拡大による南北方向の

伸張ひずみ速度場が見られる。

⑩ひずみ速度主軸の大きさは、南関東地方、四国地方と福井周辺を除いて $1 \sim 3 \times 10^{-7}/\text{yr}$ で、GPS 連続観測結果と同等またはやや大きい。この値は、地質・地震データで得られたひずみ速度より 1 桁以上大きい。なお、南関東地方、四国地方および福井では最大約 $6 \times 10^{-7}/\text{yr}$ に達している。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、住友則彦教授、James J. Mori 教授、宮崎真一氏から貴重なご意見を頂いた。査読者の吉岡祥一氏、三浦 哲氏からは、数々の不備な点を指摘して頂いた。また、宮崎真一氏には GMT による図版の作成にあたって適切な助言を頂いた。また、飯尾能久氏、小泉尚嗣氏、塚原弘昭氏をはじめ数々の方から、前回の研究の改定を進めるよう励ましを頂いた。上記の方々に、感謝の意を表します。さらに、本研究は石川が建設大学校において行った研修成果に基づいている。同大学校および国土地理院の関係者に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- DeMets, C., R. G. GORDON, D. F. ARGUS, and S. STEIN, 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- 国土地理院, 1987, 日本の地殻水平歪 1883 年—1985 年, 国土地理院技術資料 F-1-No. 6, pp. 133.
- 橋本 学, 1990, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (I): 本州・四国・九州, *地震 2*, **43**, 13-26.
- HASHIMOTO, M. and D. D. JACKSON, 1993, Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16149-16166.
- 橋本 学・多田 堯, 1988, 北海道地方の水平変動とテクトニクス, *地震 2*, **41**, 29-38.
- HEKI, K., S. MIYAZAKI and H. TSUJI, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- 飯尾能久, 1996, 兵庫県南部地震の発生過程—断層の固着とディタッチメントのすべり—, *地震 2*, **49**, 103-112.
- 池田安隆, 1996, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, *活断層研究*, **15**, 93-99.
- 石川典彦・橋本 学・多田 堯, 1995, 日本の地殻水平歪, 1995 年度地震学会秋季大会講演予稿集, No. 2, P106.
- 石川有三・中村浩二, 1997, SEIS-PC for Windows95, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, P78.
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一, 1999, GPS データのインバージョンによるプレート間カップリングの推定, 「地殻活動予測のための数値シミュレーション (2) 講演集, 1999 年 1 月 11 日, 12 日」, 46-49.
- Ito, T., S. YOSHIOKA and S. MIYAZAKI, 1999, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Proceedings of "Workshop on Recurrence of Great Interplate Earthquakes and its Mechanism, January 20 & 21, 1999"*, Science and Technology Agency, 161-170.
- 鹿児島大学理学部・九州大学理学部, 1994, 1994 年鹿児島県北部地震について, *地震予知連絡会会報*, **52**, 473-478.
- 鹿児島大学理学部, 1997, 1997 年 3 月 26 日と 5 月 13 日に鹿児島県北西部で発生した地震 (M 6.3, M 6.2), *地震予知連絡会会報*, **58**, 630-637.
- KATO, T., 1983, High angle reverse faulting associated with the 1946 Nankaido earthquake, *Tectonophysics*, **96**, 31-44.
- KATO, T., S. EL-FIKY, E. N. OWARE and S. MIYAZAKI, 1998, Crustal strains in the Japanese islands as deduced from dense GPS array, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3445-3448.
- 川崎一朗・浅井康弘・田村良明, 1998, 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング—中・長期予測の基礎—, *地震 2*, **50** 別冊, 293-307.
- KOMAKI, K., 1985, The readjustment of the Meiji First Order Triangulation Network by the projection method, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **29**, 1-45.
- KOMAKI, K., 1993, Horizontal crustal movements revealed by geodetic measurements—Applications of a new method for estimating displacement vectors—, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **39**, 387-410.
- 小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石 新, 1998, GPS 観測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 2*, **51**, 171-180.
- 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.
- LE PICHON, X., S. MAZZOTTI, P. HENRY and M. HASHIMOTO, 1998, Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling: an interpretation based on GSI permanent GPS observations, *Geophys. J. Int.*, **134**, 501-514.
- 森谷武男, 1986, 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス, *地団研専報*, **31**, 475-485.
- 中根勝見, 1993, 三角網の辺長に及ぼす鉛直線偏差の影響, *測地学会誌*, **39**, 275-281.
- 西村 宗・安藤雅孝・宮崎真一, 1999, 南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について, *地震 2*, **51**, 443-456.
- 西村卓也・三浦 哲・立花憲司・橋本恵一・佐藤俊也・堀修一郎・村上栄寿・河野俊夫・仁田交市・平澤朋郎・宮崎真一, 1998, GPS 連続観測により推定された三陸沖プレート境界のすべり分布 (1994-1995), 「地殻活動予測のための数値シミュレーション講演集, 1998 年 1 月 19 日, 20 日」, 73-75.

- POLLITZ, F. F., X. LE PICHON and S. LALLEMANT, 1996, Shear partitioning near the central Japan triple junction: the 1923 great Kanto earthquake revisited-II, *Geophys. J. Int.*, **126**, 882-892.
- 鷺谷 威, 1995, 四国における地殻変動サイクルとプレート間カップリング, 東京大学博士学位申請論文, 164 pp.
- 佐藤比呂志, 1989, 東北本州弧における後期新生界の変形度について, *地質学論集*, **32**, 257-268.
- SAGIYA, T. and W. THATCHER, 1999, Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- 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.
- 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 margin, *J. Geophys. Res.*, **100**, 24275-24293.
- SHEN-TU, B. and W. E. HOLT, 1996, Interseismic deformation in northern Honshu and its relationship with the subduction of the Pacific plate in the Japan trench, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3103-3106.
- 多田 堯, 1984, 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動, *地震* **2**, **37**, 407-415.
- 多田 堯, 1985, 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動 (2), *地震* **2**, **38**, 1-12.
- 多田 堯, 1986, 東北日本弧における地殻水平歪とその地学的意義, *地震* **2**, **39**, 257-265.
- 多田 堯, 1994, 地殻変動, 「地震予知観測の成果 (2) - 関東・中部地域」, 地震予知連絡会地域部会報告, 第5巻, 87-132.
- 多田 堯, 1996, 地殻水平歪による日本列島地体構造区分, *月刊地球*, **18**(12), 807-810.
- 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.
- WARD, S. N., 1998, On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States, *Geophys. J. Int.*, **134**, 172-186.
- WESNOUSKY, S. G., C. H. SCHOLZ and K. SHIMAZAKI, 1982, Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *J. Geophys. Res.*, **87**, 6829-6852.
- WESSEL, P. and W. H. F. SMITH, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **72**, 445-446.
- YOSHIOKA, S., 1991, The interplate coupling and stress accumulation process of large earthquakes along the Nankai trough, southwest Japan, derived from geodetic and seismic data, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **66**, 214-243.
- YOSHIOKA, S., 1999, Three-dimensional numerical simulation of displacement and strain fields associated with the 1944 Tonankai and the 1946 Nankai earthquakes, *Proceedings of "Workshop on Recurrence of Great Interplate Earthquakes and its Mechanism, January 20 & 21, 1999"*, Science and Technology Agency, 203-209.
- 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.