

12-11 日本海東縁及び新潟-神戸ひずみ集中帯での地殻変動観測結果

Crustal deformation observed along the eastern margin of the Japan Sea and the Niigata-Kobe Tectonic Zone.

西村 卓也 (京都大学防災研究所)

Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto University)

1. はじめに

GNSS 連続観測網 GEONET によって観測された日本列島の現在の地殻変動より、新潟から神戸に至る帯状の地殻変動の集中域（新潟—神戸ひずみ集中帯）が見いだされ¹⁾て 10 年が経過した。また、褶曲や断層構造の調査から、日本海東縁で地質学的時間スケールにおける地殻変動の集中帯（日本海東縁ひずみ集中帯）があることも明らかになっている²⁾。これらの変形集中域は、プレート境界であるという説とプレートの内部変形の集中域であるという説があり、未だに決着がついていない。また、プレート境界説の中でも境界の周囲のプレートがどのプレートであるのかということについては諸説ある。本稿では、プレート運動モデルに基づいて日本海東縁でのプレート相対運動速度と日本列島のブロック断層モデルから推定される滑り欠損分布について概観するとともに、近年の稠密 GNSS 地殻変動観測から明らかになった新潟—神戸ひずみ集中帯の北部、新潟県周辺の地殻変動分布とその運動学的モデルについて述べる。

2. GNSS データに基づく歪み速度分布とプレート運動モデルから見た日本海東縁での相対運動

第 1 図は、GNSS 連続観測から得られた面積歪み速度と最大剪断歪み速度の分布³⁾を示したものである。面積歪み速度で新潟—神戸ひずみ集中帯と日本海東縁ひずみ集中帯を見ると、面積歪みが顕著に負（収縮）になっている領域は長野県北部から山形県沖までであり、それより北側の日本海東縁ひずみ集中帯では顕著な歪みの集中域はない。最大剪断歪み速度で見ると、新潟—神戸ひずみ集中帯の全域と山形県、秋田県沖の歪みが大きい。北海道の日本海側ではそれほどではないことがわかる。このように秋田県以北で陸域の GNSS 観測から顕著な歪みの集中域が見いだせないことは、変形集中域が陸域からやや離れ、変動域の幅も広がっているためだと考えられる。

日本海東縁が新生のプレート境界であるという説⁴⁾⁵⁾が提唱されて 30 年が経過したが、その後の北海道南西沖地震等の大地震の発生や GNSS 連続観測による詳細地殻変動分布から、プレート境界がサハリン付近から上述の日本海東縁ひずみ集中帯、新潟—神戸ひずみ集中帯を通るという考え方は説得力があると考えられる。このプレート境界の西側は、ユーラシアプレート、東側が北米プレートであると考えられていたが、その後地震活動の解析や GNSS 観測による地殻変動解析から、現在ではそれぞれ、アムールプレートとオホーツクプレートの境界であるという学説が多くなっている。ただし、アムールプレートとユーラシアプレート、北米プレートとオホーツクプレートの相対運動速度は概ね 1cm/年程度と小さいことに加えて、オホーツクプレート上にある GNSS 観測点のほとんどがプレート境界域にあってプレート間相互作用の影響をうけることから、オホーツクプレートの運動の推定には大きな誤差が伴う。第 1 表は、グローバル及び東アジア周辺域におけるプレート運動モデル⁶⁾⁷⁾⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾に基づいて、北海道北部、北海道南西沖、山形県庄内沖、新潟県越後平野におけるプレート相対運動速度を計算したものである。相対運動速度は、モデルと場所によって 5~27mm/年とかなりの幅があるが、相対運動方向はどのモデルにおいてもほぼ東西方向の収束

となり、顕著な差はない。また、南にいくほど相対運動速度が大きくなるのもすべてのモデルで共通の傾向である。また、近年の GNSS 観測データを用いたモデル及び境界の両側のプレートをアムール、オホーツクプレートとしたモデル⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾は、相対運動速度が大きい傾向がある。例外的なのは Demets et al.(2010)のモデルで、相対運動速度が約 5mm/年と小さい。このモデルでは境界の東側のプレートの運動が与えられておらず、関連論文である Argus et al.(2011)のオホーツクプレートの運動モデルを計算したが、オホーツクプレートの運動推定に大きな誤差があることは論文の中でも指摘されており、注意が必要である。なお、ここで示した相対運動速度は、あくまでプレート境界から十分離れた安定域間の相対運動速度である。日本海東縁の場合、複数の並行する断層帯で相対運動速度を担っていると考えられることから、個々の断層の平均変位速度はこれより小さいことに注意する必要がある。

また、相対運動速度のうち弾性歪みとして蓄えられている滑り欠損速度の推定は、いくつかの研究¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁷⁾が行われているが、仮定する断層位置や形状によって滑り欠損速度の推定値に大きな差がある。ただし、多くの研究で 1-2 cm/年以上の滑り欠損速度が推定されており、一定の弾性歪みが現在蓄積中であると考えられる。

3. 陸域の稠密観測から得られた新潟県地方の地殻変動

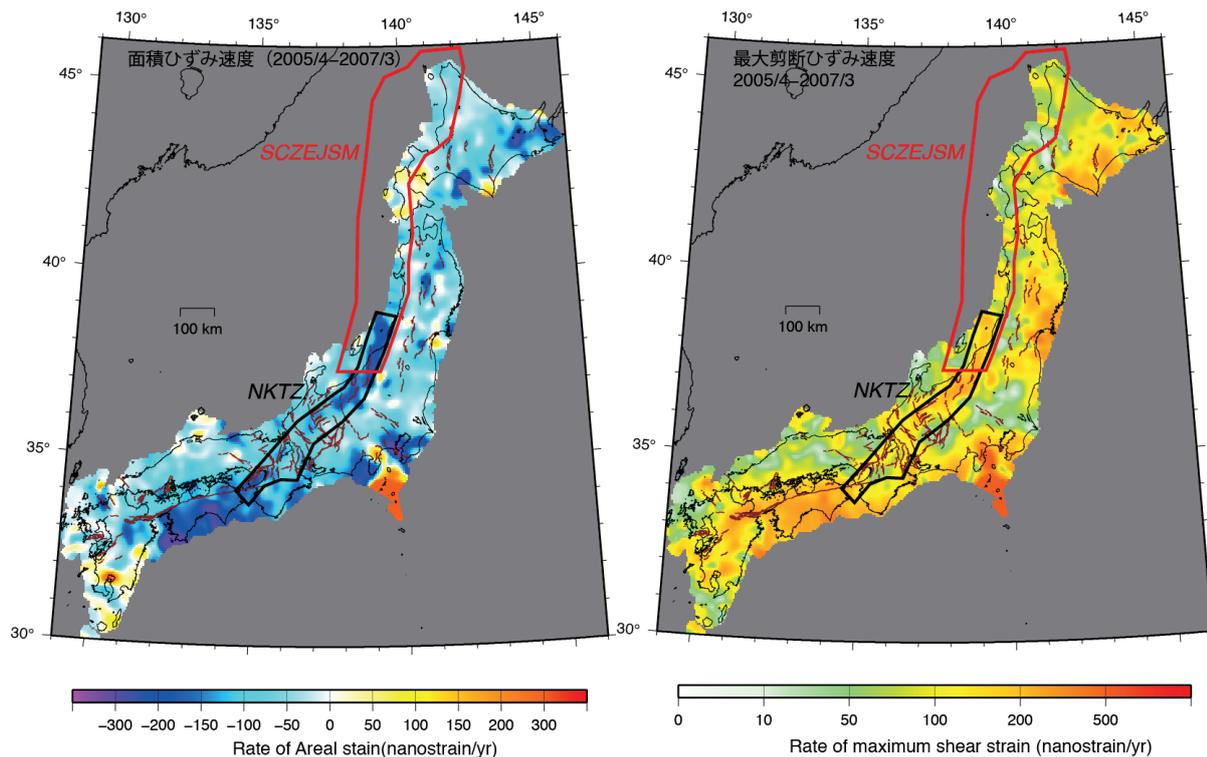
日本海東縁ひずみ集中帯における現在の地殻変動は、その大部分が海域のため、地殻変動観測が行われておらず詳細を明らかにすることができない。一方、新潟県地方においては、陸域で国土地理院や名古屋大学によって詳細な地殻変動観測^{18) 19) 20)}が実施されている。GEONET による地殻変動やこれらの観測結果から、50~100km の幅を持つと言われるひずみ集中帯内部の詳細地殻変動を見ると、越後平野や東頸城丘陵に幅数 km から 20km 程度の顕著に短縮変形が集中する領域が存在することが明らかになった。越後平野においては、短縮変形の変形速度は過去約 100 年間にわたってほとんど変化しておらず、短縮変形の集中域が沈降していることも明らかになった。一方、福島県などの太平洋側では東西短縮速度に顕著な時間変化が見られており、太平洋側と日本海側の変形速度は時間的に同期していないことがわかった。そのため、日本海側の短縮変形の集中は、主に応力の絶対値に比例するような非弾性変形によって生じていると考えられる²⁰⁾。このような非弾性変形として、断層深部での非地震性定常滑りを考えたのが第 2 図に示したモデルである。このような深部定常滑りと重力の効果を含めてマントルでの粘弾性緩和を考慮することによって、越後平野における短縮変形の集中と沈降を定性的に説明できる。

4. 今後の課題

グローバルなプレート運動モデルに基づく、日本海東縁では約 2cm/年の相対運動（短縮変形）が予測され、日本海溝や南海トラフと比べて数分の 1 程度の相対運動速度となる。その割には、変形域の大部分が海底のため詳細な地殻変動分布が明らかになっていないことに加え、複数の断層が複雑な分布をしており、一本の断層ではなく多くの断層群で相対運動を担っているため、地震ポテンシャルの推定に重要な弾性エネルギー蓄積速度の推定が難しい。今後、これらの地域の地震ポテンシャルを評価するために、離島を含む陸域における GNSS や InSAR 等による地殻変動観測に加えて、海域での GPS 音響測距結合方式の地殻変動観測によって詳細な地殻変動分布を明らかにすることが重要と考えられる。

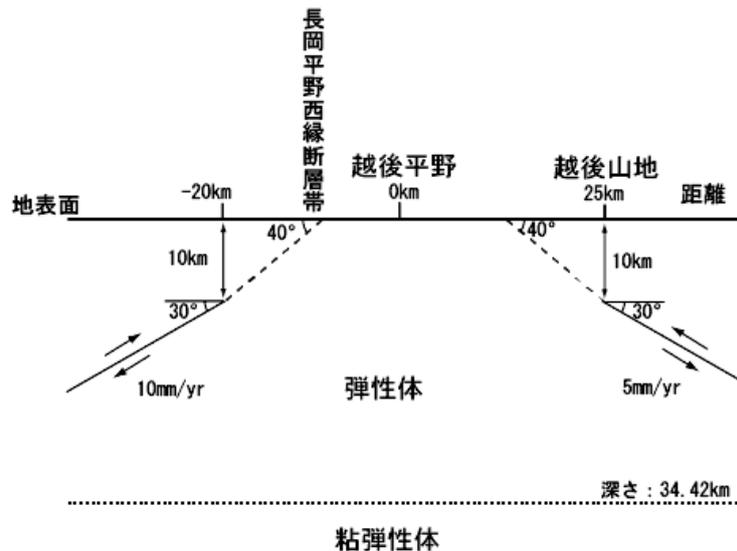
参 考 文 献

- 1) Sagiya et al. (2000), *PAGEOPH*, **157**, 2302-2322.
- 2) 岡村行信 (2002), 大竹政和・太田陽子・平 朝彦編, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス. 東京大学出版会, 111-121.
- 3) 国土地理院(2010), 地震予知連絡会報, **84**, 507-516.
- 4) 小林洋二 (1983), プレート“沈み込み”の始まり. *月刊地球*, **5**, 510-514.
- 5) 中村一明 (1983), 日本海東縁新生海溝の可能性. *地震研彙報*, **58**, 711-722.
- 6) Seno et al. (1996), *J. Geophys. Res.*, **115**, B03414, doi:10.1029/2008JB006139.
- 7) Heki et al. (1999), *J. Geophys. Res.*, **113**, B05305, doi:10.1029/2007JB004981.
- 8) Sella et al. (2002), *J. Geophys. Res.*, **107**, B4, doi:10.1029/2000JB000033,
- 9) Kreemer et al. (2003), *Geophys. J. Int.*, **154**, 8-34.
- 10) Apel et al. (2006), *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11303, doi:10.1029/2006GL026077.
- 11) Demets et al. (2010), *Geophys. J. Int.*, **181**, 1-80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- 12) Argus et al. (2010), *Geophys. J. Int.*, **18**, 1-48, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x.
- 13) Argus et al. (2011), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q11001, doi:10.1029/2011GC003751.
- 14) Hashimoto et al. (2000), *Earth Planets Space*, **52**, 1095-1100
- 15) Nishimura et al. (2004), *Geophys. J. Int.*, **157**, 901-916.
- 16) Wallace et al. (2009), in “Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities” ed. by C.B. Connor, N.A. Chapman, and L.J. Cornnor, Cambridge University Press, Cambridge, 156-175.
- 17) Loveless and Meade (2010), *J. Geophys. Res.*, **115**, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- 18) 西村・他 (2012), ひずみ集中帯の地殻変動特性に関する研究 (第2年次), 「国土地理院調査研究年報 (平成23年度)」, <http://www.gsi.go.jp/common/000071410.pdf>
- 19) 鷺谷・他(2013), GPS 観測による詳細なひずみ分布の解明, 文部科学省・防災科学技術研究所「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 (平成24年度) 成果報告書」, http://www.hizumi.bosai.go.jp/pdf/report/H24/H24_3.3.pdf
- 20) 西村・他 (2012), *地震*, **64**, 211-222, 2012.



第 1 図 GNSS 連続観測から推定される日本列島のひずみ速度分布 (期間 : 2005/4-2007/3)³⁾. 活断層 (茶線) の分布は, 地震調査研究推進本部による主要 110 断層. ひずみ速度の空間分布の滑らかさを与える距離係数は 20km としている. NKTZ 及び SCZEJSM は, 新潟-神戸ひずみ集中帯及び日本海東縁ひずみ集中帯を表す. (a)面積ひずみ速度. (b)最大剪断ひずみ速度.

Fig. 1 Distribution of strain rate of the Japanese Islands induced from continuous GNSS data from April 2005 to March 2007³⁾. Brown lines are surface traces of the major 110 faults evaluated by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The Distance Decay Constant for calculating strain distribution is 20 km. NKTZ and SCZEJSM are the Niigata-Kobe Tectonic Zone and the Strain Concentration Zone along the Eastern Japan Sea Margin. (a) Areal strain rate. (b) Maximum shear strain rate.



第2図 越後平野における地震間のひずみの集中を説明するモデル¹⁸⁾. 西北西-東南東方向の断面を示す. 越後平野の東西縁の逆断層の浅部(破線部)が固着し, 深部(実線部)が非地震性定常滑りを起こしている.

Fig. 2 A model to explain interseismic strain concentration in the Echigo plain¹⁸⁾. A fault geometry is plotted on a west-northwest – east-southeast profile. A shallow part of reverse faults along the east and west rims of the Echigo plain denoted by broken lines is locked. A deep part of them denoted by solid lines creeps aseismically.

第1表 プレート運動モデルに基づく日本海東縁部でのプレート相対運動速度. プレートの略称は, EU:ユーラシアプレート, OK:オホーツクプレート, AM:アムールプレート, NA:北米プレート. Demets et al.(2010)¹¹⁾の相対運動速度は, Argus et al.(2011)¹³⁾のOKのオイラー極から計算した.

Table. 1 Relative interplate velocity predicted by the plate motion model along the eastern rim of the Japan Sea. EU: Eurasia plate, OK: Okhotsk plate, AM: Amurian plate, NA: North American plate. Relative velocity of Demets et al.(2010)¹¹⁾ is calculated using the OK Euler pole of Argus et al.(2011)¹³⁾.

上段: 論文名 下段: プレートの組み合わせ	相対運動速度(mm/yr)			
	北海道北部 (45.0°N, 141.7°E)	北海道南西沖 (41.5°N, 139.5°E)	山形県庄内沖 (39.0°N, 139.6°E)	新潟県越後平野 (37.8°N, 138.9°E)
Seno <i>et al.</i> (1996) EU-OK	6.4	9.2	11.1	12.1
Heki <i>et al.</i> (1999) AM-NA	15.8	17.1	17.9	18.3
Sella <i>et al.</i> (2002) AM-OK	18.2	22.8	25.6	27.1
Kreemer <i>et al.</i> (2003) AM-OK	13.5	16.8	18.8	19.9
Apel <i>et al.</i> (2006) AM-OK	17.2	20.7	23.0	24.2
Demets <i>et al.</i> (2010) AM-OK	4.7	5.4	6.2	6.5
Argus <i>et al.</i> (2010) EU-NA	11.7	13.0	14.0	14.4