

2012 年後半から 2013 年にかけて道北で
発生したスロー地震

北海道大学理学部地球科学科

宇宙測地学研究室

学籍番号 22100105

池田 将平

指導教官名 日置幸介

要旨

GPS (Global Positioning System)に代表される GNSS (Global Navigation Satellite System)が登場し、これまでは存在すら知られていなかった、地震動を伴わないゆっくりとした地震であるスロー地震(Slow Slip Event とも表現)の研究が行われるようになった。これまでの研究で分かっていることは、一般的な地震がプレート同士の衝突によってたまった歪みがある時急に解放されて発生するのに対して、スロー地震はたまった歪みが数日から数か月という長期間にわたって解放されることや、断層面の摩擦特性の違いで通常地震とスロー地震が分けられることだ。スロー地震は、断層の大きさとずれの大きさからモーメントマグニチュードは定義できるが、地表が震動するわけではないので地震計で計測することはできない。しかし、GNSS で地表の動きを観測することでスロー地震を発見し、研究することができる。

本研究では、プレート境界から離れた内陸部である道北(北海道北部)で2012年から2013年にかけて、幌延-中頓別間の基線長が大きく縮小したことを見出し、その原因をスロー地震と考えた。従来、房総沖や南海トラフなど海域でのプレート境界で起こったスロー地震についてはたくさんの報告があるが、これまで内陸部でのスロー地震の報告はなかった。しかし今回、内陸部である道北のブロック境界でスロー地震が発生していたことが明らかになったのである。

本研究では、まずGNSS(特にGPS)観測網(GEONET, GNSS Earth Observation Network System)から幌延-中頓別の基線長変化の時系列を解析した。その後、道北に分布する他の観測点の変位も加味し、今回のスロー地震の断層のパラメーターを推定した。そのすべり量と道北のブロック境界の平均的な収束速度から、今回研究した道北地域におけるスロー地震発生の周期性について考察した。また、基線長変化を様々な関数で近似したモデルと実際の変化との残差の挙動を調べることにより、このスロー地震の始まりと終わりの時期を拘束した。最後に、同時期に周辺で発生した有感地震との関連性を調べ、今回のスロー地震発生との因果関係を探った。この関連性についてはまだ疑問が残っているものの、ある程度観測結果と調和的な結論を得ることができた。

目次

1. はじめに	4
1-1. GPS について	4
1-2. 繰り返しスロー地震の例	5
1-3. 日本，北海道のブロック境界について	7
2. 観測，断層の推定方法	8
2-1. 基線長の観測方法	8
2-2. 断層の推定方法	8
3. 結果	10
3-1. 基線長変化	10
3-2. 断層の推定	11
3-3. 鉛直方向の動きについて	19
3-4. 地震活動について	21
3-5. 開始時期と終了時期について	27
4. まとめと今後の課題	29
5. 謝辞	31
参考文献	31

1. はじめに

1-1. GPS について

GPS (Global Positioning System) はもともと米軍による位置計測 (測位) システムであった。GPS 衛星は地表から 20,000 km の高度にある 6 つの軌道面でそれぞれ 4 つ以上、計 30 個程度が打ち上げられ、軌道面上を周回している。GPS 衛星から得られたマイクロ波信号の位相と疑似距離は 30 秒おきに受信機で記録される。また GPS 衛星に搭載された時計の時刻は相対論的な効果も考慮して全て同期されている。

その信号を受信した受信機は、信号が発せられた瞬間と受け取った瞬間の時刻差から衛星との距離を計算して緯度、経度、高度の 3 要素を割り出していく。割り出す要素が 3 つなので必要な信号の数は理論的には 3 つであるが、受信機と衛星の間で時刻が同期していない場合もあるため、3 つでは正確な位置を割り出せない。そのため、もう 1 つ信号を受け取る衛星の数を増やして時刻のずれを補正し、より正しい位置情報を求めている。つまり受信機と衛星の距離を r 、衛星の座標を (X, Y, Z) 、受信機の座標を (x, y, z) とすると

$$r = \sqrt{(X - x)^2 + (Y - y)^2 + (Z - z)^2} \quad (1)$$

が成立する。しかし実際は衛星と受信機の時刻のずれ δ があり

$$r - c\delta = \sqrt{(X - x)^2 + (Y - y)^2 + (Z - z)^2} \quad (c, \text{光速}) \quad (2)$$

となるため未知数が x, y, z, δ の 4 つになる。このため 4 つの衛星との距離が必要となる。

以上の説明は、疑似距離 (コード) を用いた簡易な測位手法に関するものであり、カーナビゲーションシステムや携帯電話の位置情報などに利用されている。一方今回の地表面の変化のような、精密測位へ GPS を応用する際は、マイクロ波搬送波の位相情報を用いる。その場合測位精度は水平で数ミリ、鉛直で 1 cm 程度に達する。

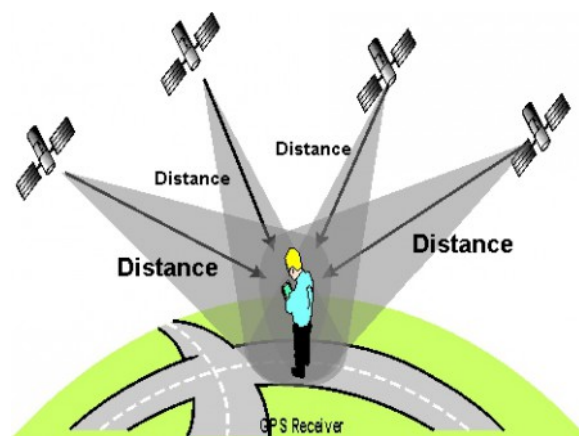


図 1 GPS による位置情報取得の概要図。Cool smartphone の HP より引用 (<http://www.coolsmartphone.com/2013/10/26/>)。)

1-2. 繰り返しスロー地震の例

次に、GEONETを用いてこれまでに研究されたスロー地震について、例を挙げて紹介する。ここで紹介するのは Heki and Kataoka (2008)で報告された、琉球列島最西端付近で半年ごとに繰り返すスロー地震の例である。

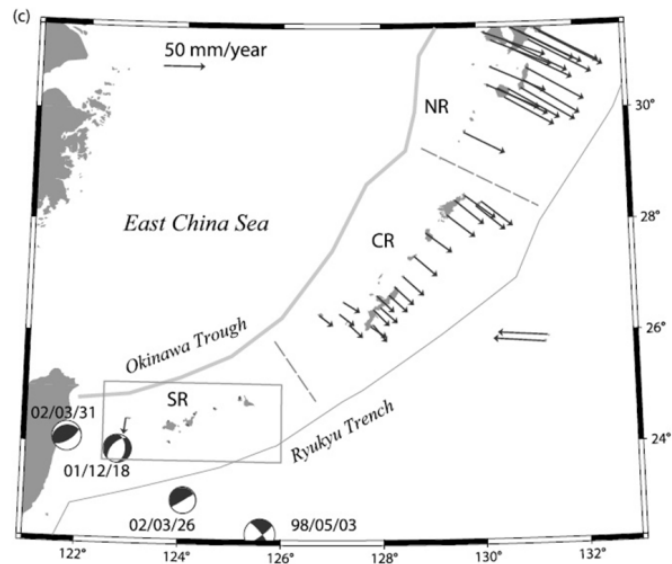


図2 琉球海溝，沖縄トラフの位置と，南西諸島に展開されたGPS局の速度ベクトル．スロー地震以外の通常の地震について震央の位置と発震機構を示す震源球を示す．繰り返しスロー地震は，西表島の下ではほぼ半年周期で発生する (Heki and Kataoka 2008)．

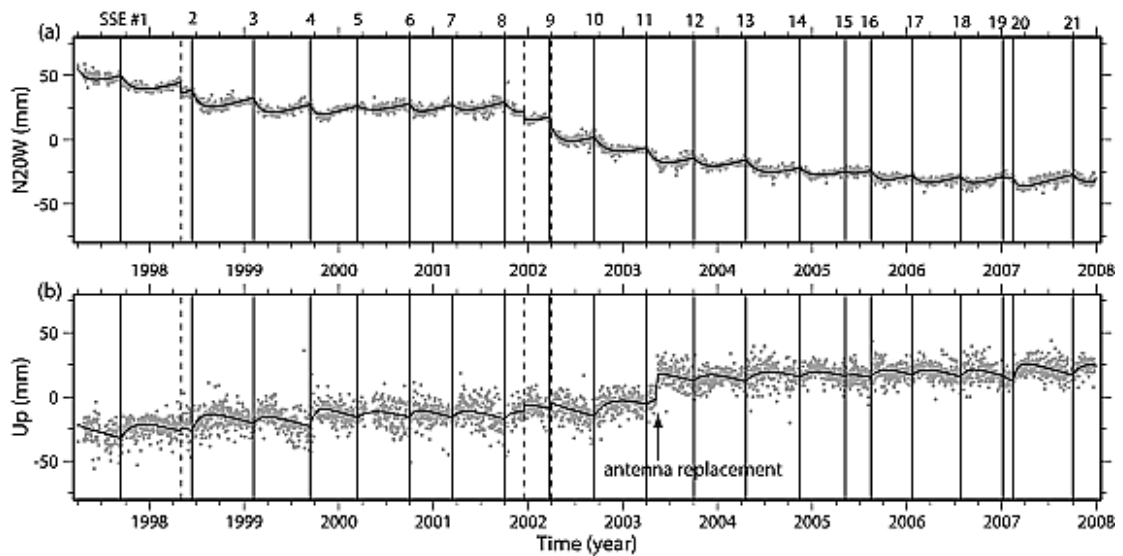


図3 1997-2008年の波照間GPS局の，(a)北北西方向，(b)鉛直方向の位置変化 (Heki and Kataoka 2008)．2003年半ばの不連続はアンテナ交換に起因する．

図 2 は繰り返しスロー地震が発生した地域を示す。速度場は南琉球ブロック (SR) を固定したものである。琉球弧西端のプレート境界 (琉球海溝) では、沖縄トラフの拡大に伴う島弧のせり出しとフィリピン海プレートの沈み込みが相まって、年間平均 12.5cm におよぶ速い収束速度を持つ。スロー地震は図の左下にある四角形で囲まれた部分、西表島の地下で発生している。

図 3 は図 2 中の左下の四角形の中にある波照間島の GPS 局の動きを、ほぼ沈み込みの方向である N20W (北北西方向) と鉛直方向のそれぞれについて時系列で表したものである。およそ半年起きに海向きの動きが生じている (この図では負の方向に動く) のが、繰り返しスロー地震の発生を示している。1997 年から 2008 年までの間では 21 回のスロー地震が発生している。

図 3 中にある 3 つの縦の破線は、この地域の近傍で起きた通常地震を表し (図 2 で震源球とその位置を示している)、古い順から石垣島南方沖地震(1998年5月4日発生, M7.7)、与那国島近海地震(2001年12月18日発生, M7.3)、石垣島近海地震(2002年3月26日, M7.0)である。これらの通常地震に伴って時系列に不連続が生じている。一方縦の実線がスロー地震に相当し、ほぼ半年起きに発生している。

1-3. 日本、北海道のブロック境界について

日本の周りには一般的に知られている太平洋プレート、フィリピン海プレート、北アメリカプレート、ユーラシアプレートのほかにさまざまなプレート境界、ブロック境界がある。図4は、Loveless and Meade (2010) が提唱した日本列島およびその周辺のブロック構造であり、プレート境界に加えて、内陸部がいくつかのブロックに分けられている。これらのブロックの境界には、沖縄トラフや新潟-神戸歪み集中帯、などの有名なものも含まれている。

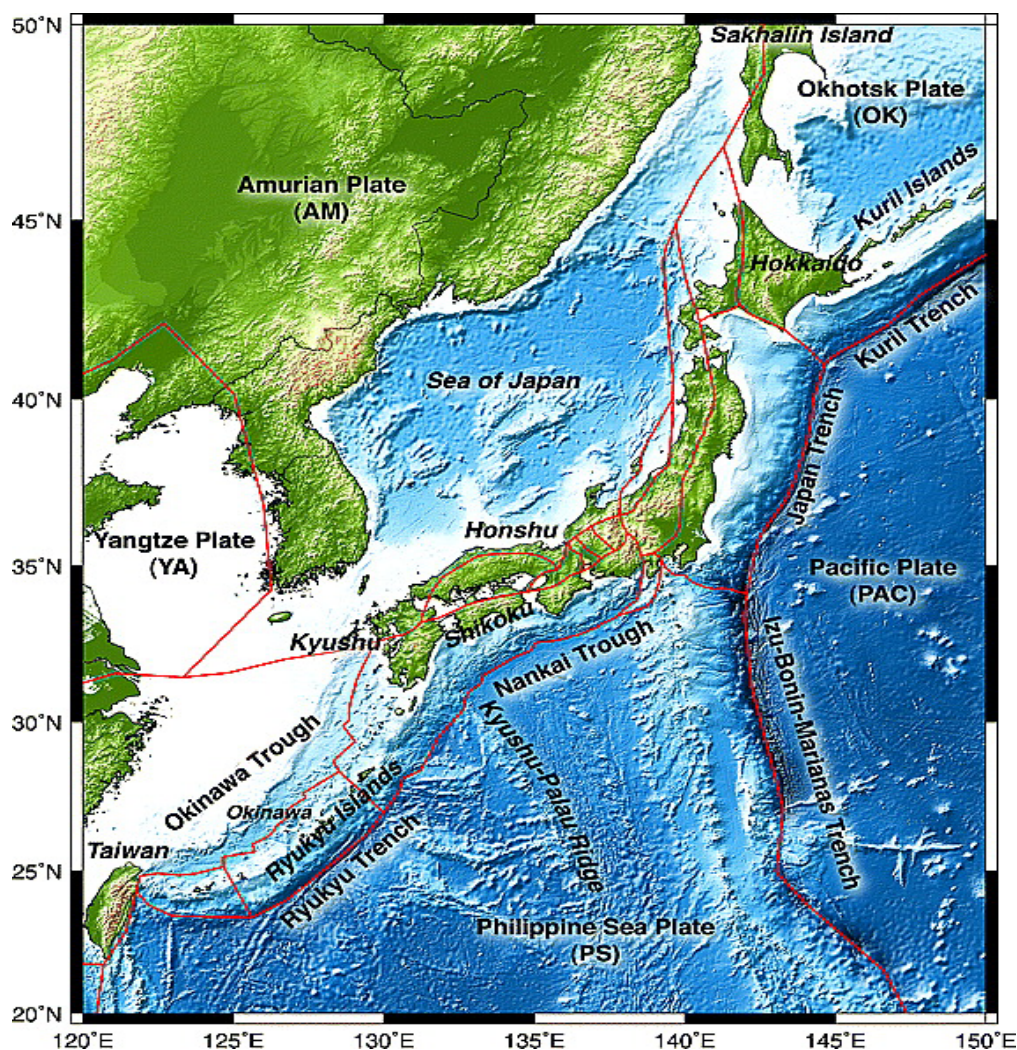


図4 日本周辺のプレート境界，ブロック境界を表した図 (Loveless and Meade, 2010) .

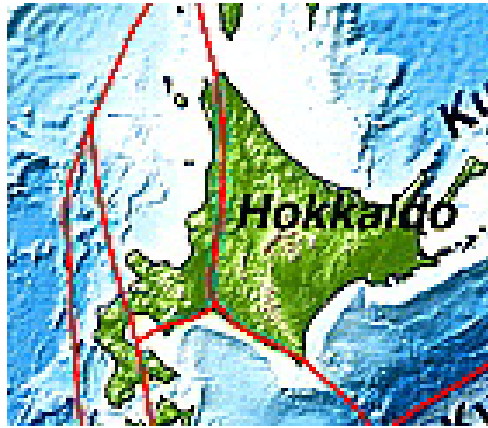


図 5. 図 4 の北海道周辺を拡大したもの.

図 5 は図 4 中の北海道地域を拡大したものである。この図には本研究の中心となる道北部を南北に縦断するようにブロック境界が描かれている。北海道内で比較的地震が多く発生している浦河周辺にブロック境界は伸びている。

2. 観測・推定方法

国土地理院が運用する GEONET (GNSS Earth Observation Network System) 観測点のうち、今回の現象が見られた場所に近い天塩 (北緯 44.8925 度, 東経 141.7214 度), 幌延 (北緯 44.9161 度, 東経 142.0217 度), 中頓別 (北緯 44.9906 度, 東経 142.2922 度), 枝幸 (北緯 45.0024 度, 東経 142.5371 度) を今回の研究における主な観測点とした。またスロー地震の影響を受けない基準点として利尻 (北緯 45.1377 度, 東経 141.1671 度) の観測点を用いた。測位解は国土地理院のウェブからダウンロードした F3 解 (Nakagawa et al., 2009) を用いた。

2-1. 基線長の観測方法

幌延, 中頓別間の基線長 (約 22.9km) の変化を図 6 にプロットした。なお, 基線長の平均値を 0 として, 平均との差をプロットしてある。その時系列に対し, 様々な関数を最小二乗法でフィッティングさせ, モデル化を行なった。

2-2. 断層の推定方法

2.1 の方法で様々な局のスロー地震に伴う水平変位を利尻島基準で求め, それらの変位を再現する断層のパラメーターを推定した。各パラメーターの推定にはグリッドサーチ法を用いて, 変位の観測値と計算値の差の二乗平均平方根 (以下 RMS; Root Mean Square. 計算式は(3)) を取り, その値が最小になるようにした。

グリッドサーチにおいて, 断層パラメーターは, 次のような刻みで動かした。断層中央部の緯度(以下緯度と表記)と経度は 0.02 度, 断層中央部の深さ(以下深さと表記)は 2-10 km,

すべり量は 5mm, 断層の走向と傾きは 5 度, 断層のすべり角は約 60 度である. それぞれの組み合わせにおける断層モデルから, Okada (1992) に従って半無限弾性体を仮定して地表変位を計算した.

実際のグリッドサーチでは, まず計算値が観測値に近づくようにおおよそのパラメーターを設定し, 次にその値を微妙に変えて図 8~図 15 の様に RMS をプロットし, 各 RMS が最小となる値をパラメーター値として採用した. 具体的には, 最初の段階では, 利尻を基準として計算上の 4 点(天塩, 幌延, 中頓別, 天塩)の GPS 観測点の動きを矢印でプロットした. また, 今回のスロー地震による実際の 4 点の GPS 観測点の動きを矢印でプロットして比較した. 7つのパラメーターをそれぞれ動かしながらこの 2つの矢印を視覚的に比較し, 最も重なりがよいものを今回発生したスロー地震の断層とした. また, 次の段階では, 以下の方法でパラメーターを最適化した. 7つのパラメーターの内 6 つを最適のパラメーターに固定し, 残りの 1 つのパラメーターのみを動かした. その後, 計算値と観測値から(3)式に従って RMS を計算し, パラメーターの値を横軸に, RMS を縦軸にとってプロットし, RMS が最小となるパラメーターの値を求めた. 特に, 断層の深さとすべり量, 走向と断層のすべりの方向はそれぞれ相関するので, 片方を固定しもう片方のみを変化させる手法を順番に行って最終的な値を得た.

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum(x_{\text{obs}} - x_{\text{cal}})^2 + (y_{\text{obs}} - y_{\text{cal}})^2}{8}} \quad (3)$$

3. 結果

3-1. 基線長変化

図 6 は幌延, 中頓別間の基線長変化を表している, なお日本列島の GPS 局間の相対位置には, 雪に代表される季節的な荷重変化に起因する年周・半年周成分が乗っている (Heki, 2004). このグラフは季節変動を取り除く前のものであり, 2012.615 年 (2012 年 8 月中旬) より時定数 0.1 年で基線長変化が起こったものとし, 対数関数で近似したものである. 一方図 7 は, 同様に 2012.615 年(2012 年 8 月中旬)より時定数 0.4 年の指数関数で近似されるような基線長変化が起こったものと仮定してモデルにあてはめたものである. 式の形は以下に示す.

$$f(t) = a + bt + c \sin(\omega t + \theta_1) + d \sin(2\omega t + \theta_2) + eg(t) \quad (4)$$

$$g(t) = \begin{cases} 0 & (t < t_0) \\ \ln\left(-\frac{\Delta t}{\tau} + 1\right) & (t \geq t_0); \text{対数関数近似} \\ 1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}} & (t \geq t_0); \text{指数関数近似} \end{cases} \quad (5)$$

ただし t_0 は地震が発生した時とし, $\Delta t = t - t_0$, τ は時定数とする.

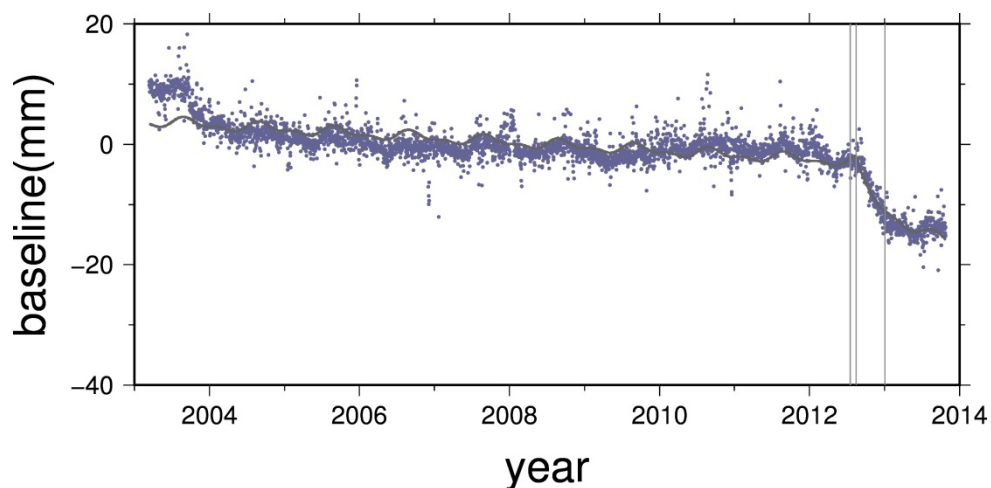


図 6 幌延—中頓別間の基線長変化，対数関数近似(時定数 0.1 年)

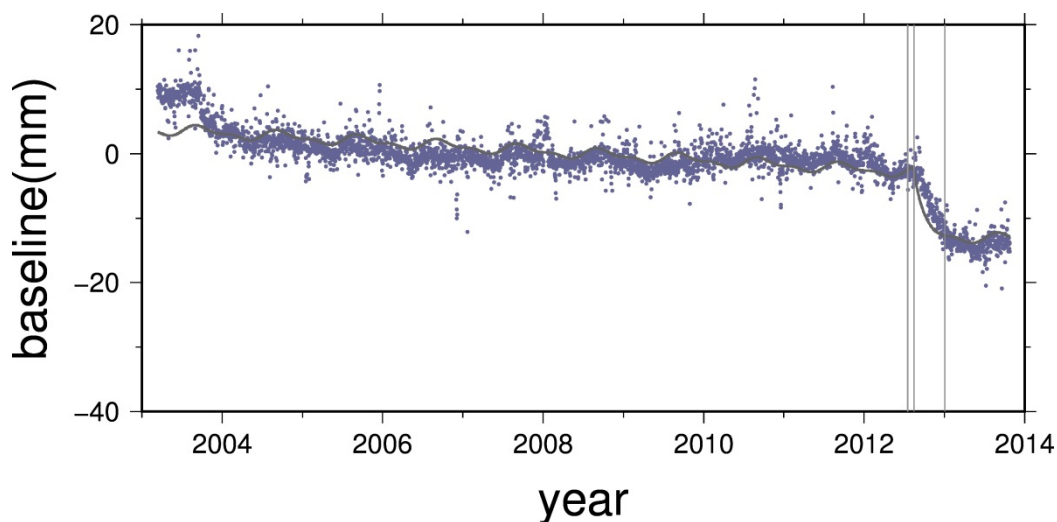


図 7 幌延—中頓別間の基線長変化，指数関数近似(時定数 0.4 年)

図 6, 7 より 2012 年後半から 2013 年にかけて幌延—中頓別間の距離が 15mm ほど縮まった。この地域での GPS 観測は 2002 年より開始されているが、2003 年の十勝沖地震と今回研究対象としたスロー地震以外での大きな変化は無い。2011 年東北沖地震に伴って、道北の局も大きな変位を見せた (Heki, 2011)。しかし幌延と中頓別の相対的な動きとしては有意なものではなかった。

3-2. 断層の推定

図 8 から図 15 までの図で、天塩、幌延、中頓別、枝幸の 4 局の水平成分に関して、予測変位と観測変位との差の RMS が、様々なパラメーターの値を変えたときにどのよう

に変化するかを示す。RMS が最小となるパラメーターの値が最適な値であるが、鋭い極小を見せるパラメーターや、ゆるやかな極小しか見せないパラメーターまで様々なものがあった。

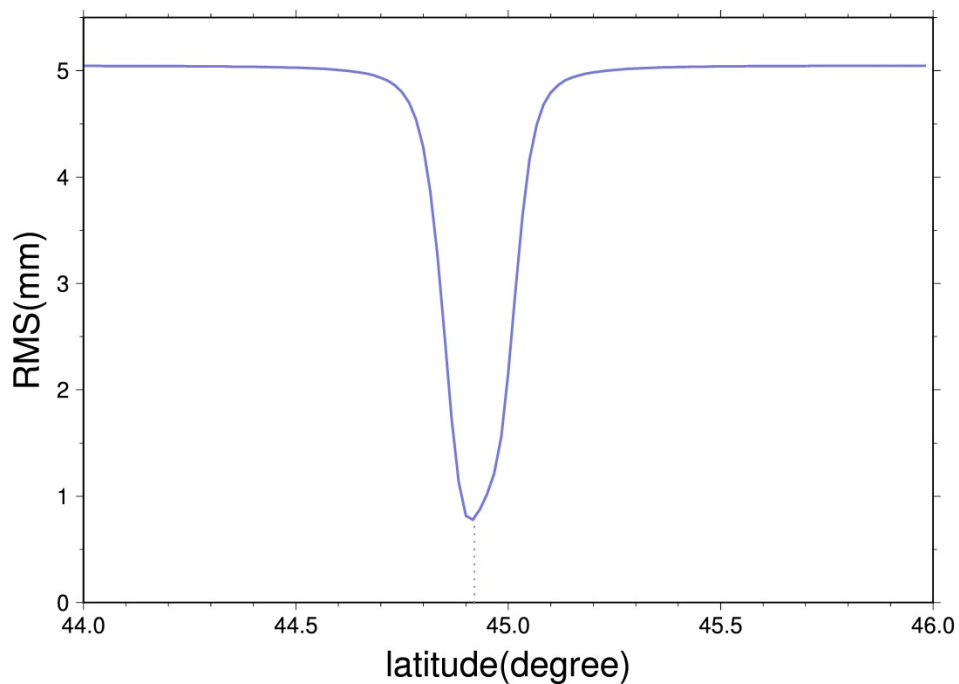


図 8 断層中心の緯度と RMS の関係性

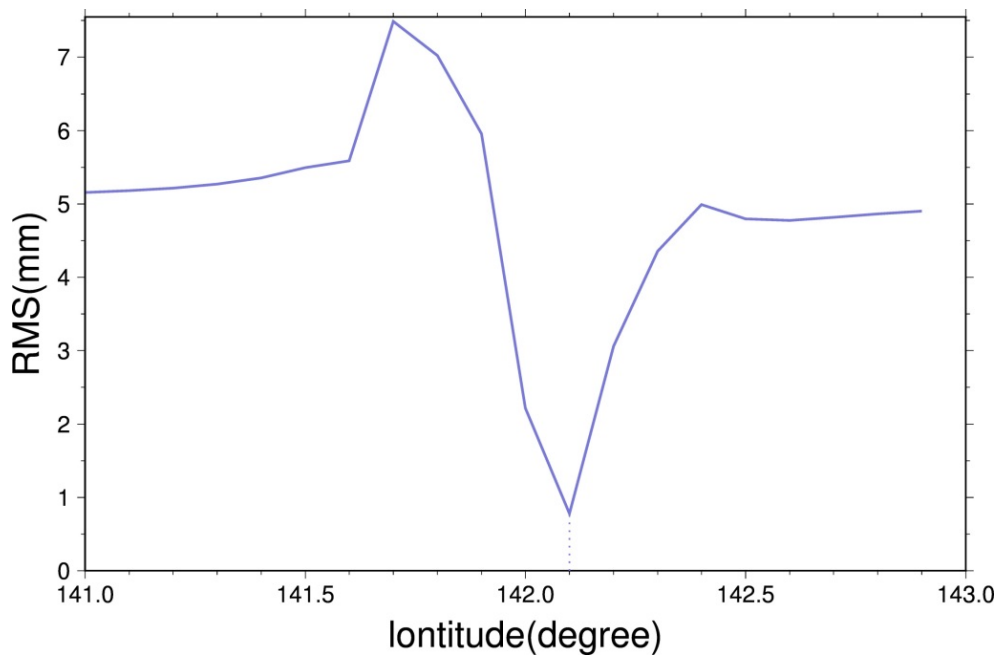


図 9 断層中心の経度と RMS の関係性

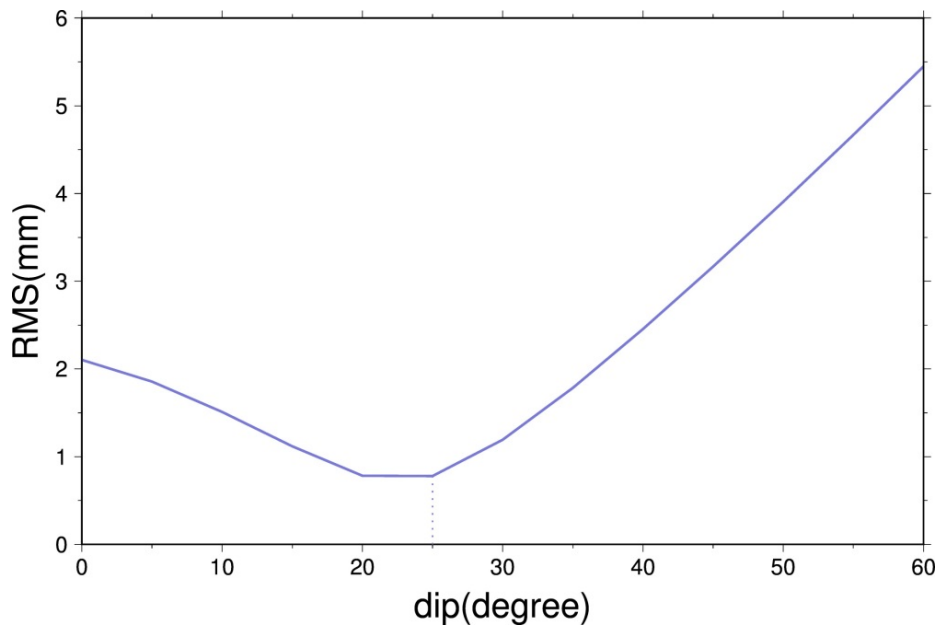


図 10 断層の水平面からの傾きと RMS の関係性

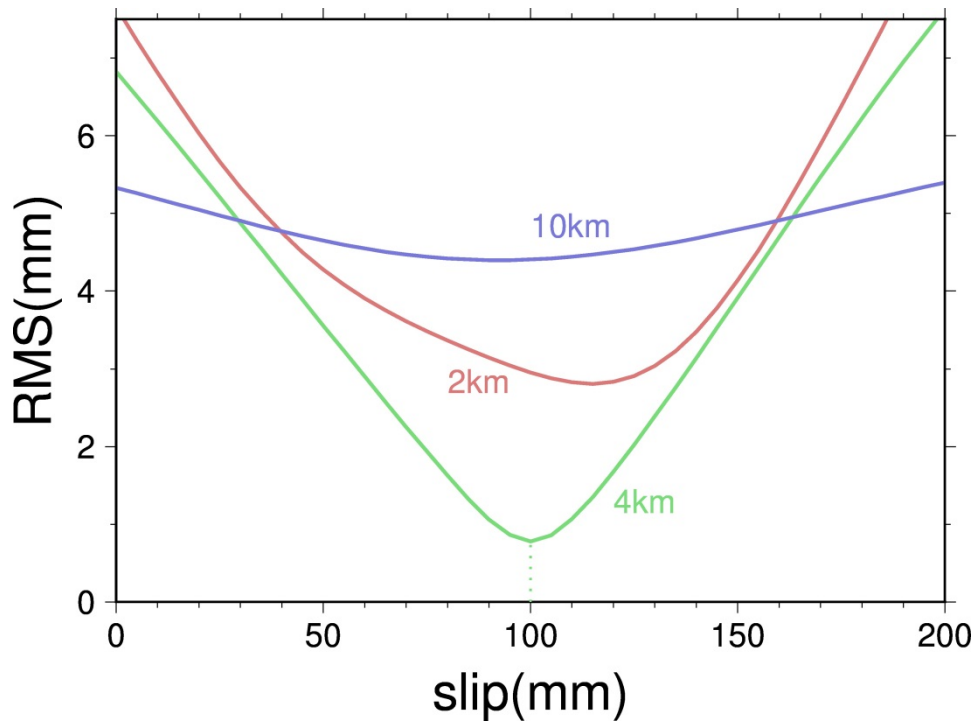


図 11 断層中心までの深さを 2km, 4km, 10 km としたときの, 滑り量と RMS の関係性

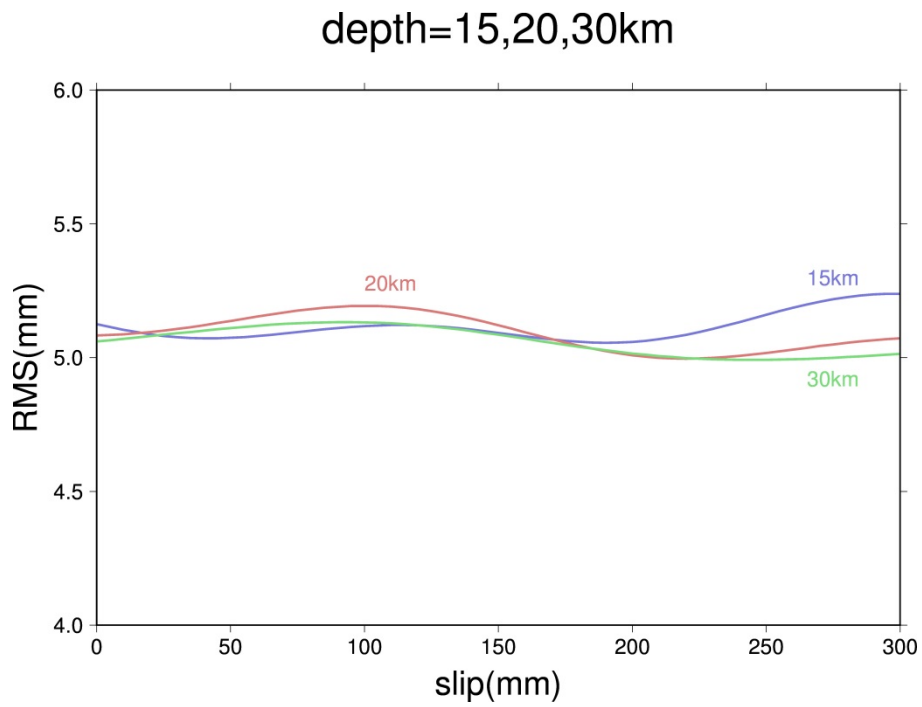


図 12 断層中心までの深さを 15km, 20km, 30 km としたときの, 滑り量と RMS の関係性

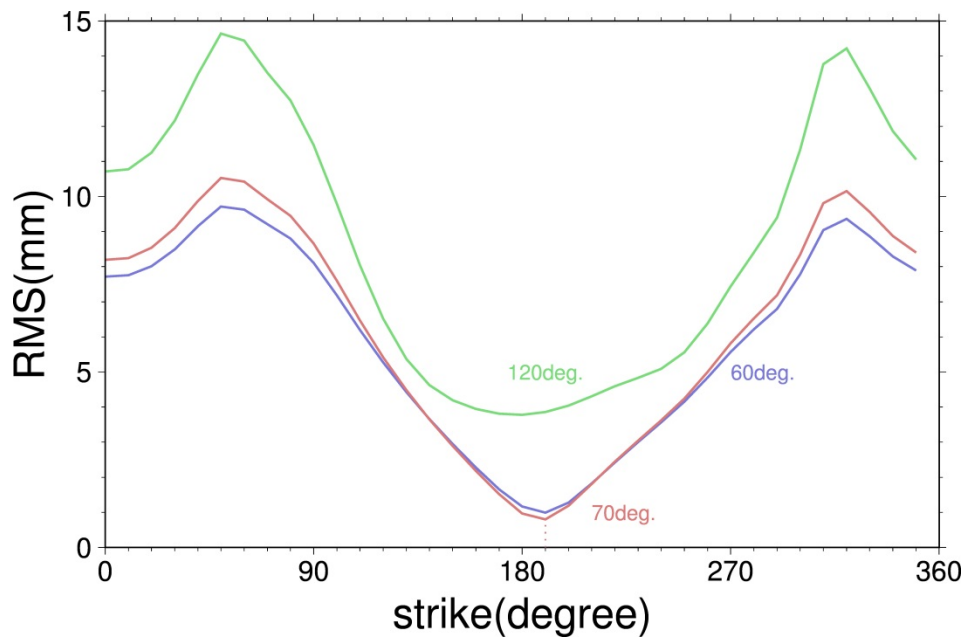


図 13 すべり角を 60 度, 70 度, 120 度に固定した時に, 走向を変えて RMS がどう変化するかを見た図.

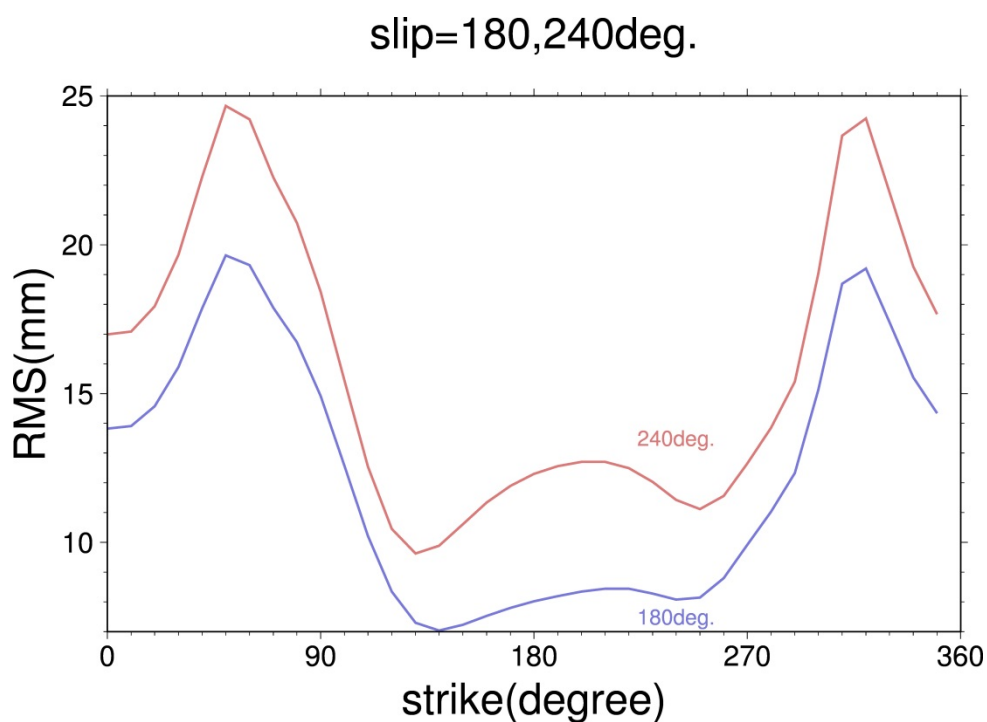


図 14 すべり角を 180 度，240 度に固定した時に，走向を変えて RMS がどう変化するかを見た図．

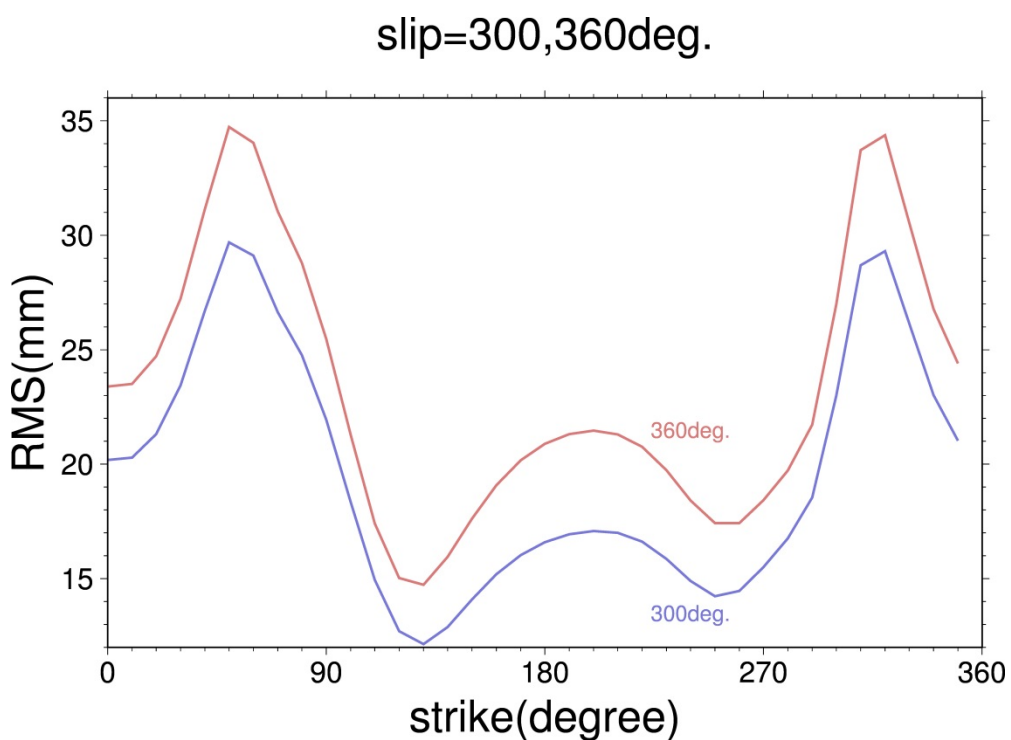


図 15

図 15 すべり角を 300 度，360 度に固定した時に，走向を変えて RMS がどう変化するかを見た図．

図 8~図 15 より，最適なパラメーターは緯度 44.92 度，経度 142.10 度（幌延局のすぐ近く），深さ 4km（ごく浅い），走向 187 度（ほぼ南北），傾き 25 度，すべり量 100 mm，すべり角 70 度（ほぼ逆断層）であった．なお，断層の大きさは，中心から，幅が-4km から +4km（さしわたし 8 km），長さが-8km から+10km（さしわたし 18 km）であった．緯度，走向については，図 14 のように，計算結果を図示し，観測値と計算値のズレが小さくなるように調整した．

この断層の大きさとすべり量から，式（6）を使って地震モーメントが計算でき，そこからモーメントマグニチュード(M_w)が式(7)のように求められる．

$$M_0(\text{N} \cdot \text{m}) = \text{長さ}(\text{m}) \times \text{幅}(\text{m}) \times \text{すべり}(\text{m}) \times \text{剛性率}(\text{N}/\text{m}^2) \quad (6)$$

$$M_w = (\log M_0 - 9.1)/1.5 \quad (7)$$

実際の値を代入すると，地震モーメント M_0 は

$$M_0 = 1.8 \times 10^5 \times 8 \times 10^4 \times 1 \times 10^{-1} \times 7 \times 10^{10} = 4.32 \times 10^9 \text{N} \cdot \text{m} \quad (8)$$

となった．このモーメントからモーメントマグニチュード M_w を求めると

$$M_w = (\log 4.32 \times 10^9 - 9.1)/1.5 \cong 5.9 \quad (9)$$

となり，このスロー地震のモーメントマグニチュード M_w は 5.9 となる．

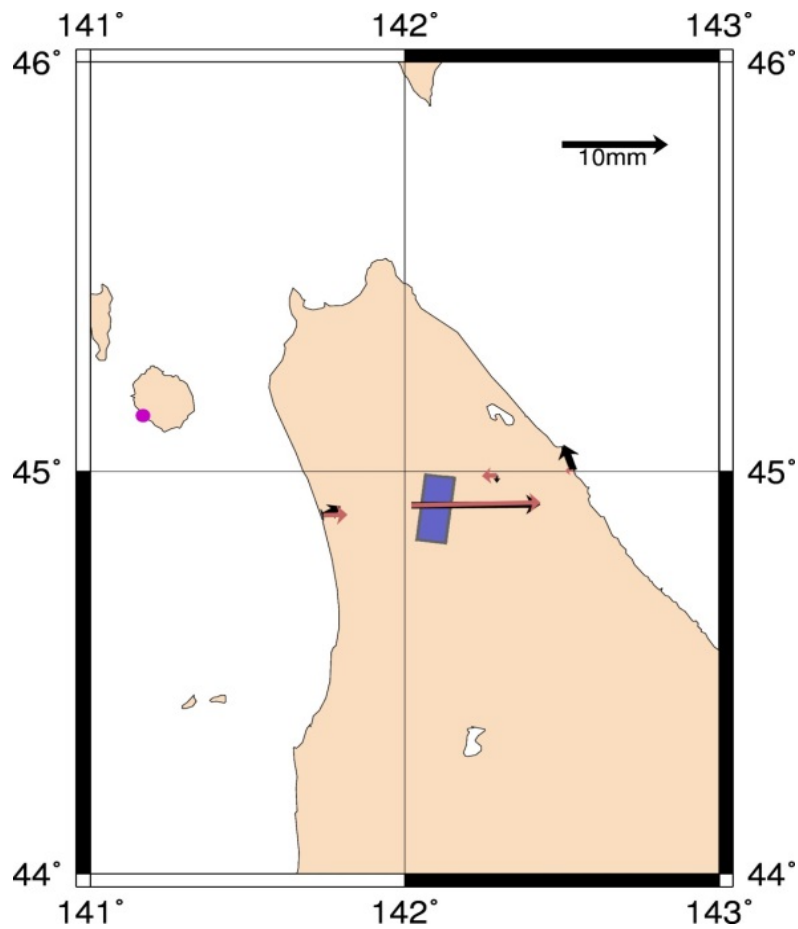


図 16 最適に調整された断層パラメーターから計算された変位と、観測された変位の比較。紫の丸は固定点として用いた利尻局の位置，青い四角は断層の水平面への投影を示す。西から天塩，幌延，中頓別，枝幸の GPS 点における変位を矢印で示す。黒と赤の矢印はおおむね重なっているが、前者が GPS で観測された水平変動，後者が最適化された断層パラメーターと Okada (1992)のモデルを用いて計算された水平変動である。

図 16 は推定されたパラメーターによる水平変動の計算結果を GPS による観測と比較したものである。固定点である利尻に対し、観測された水平変動(黒矢印)と計算された水平変動(赤矢印)がおおむね一致している。なお青い四角形は設定された断層の位置と大きさである。

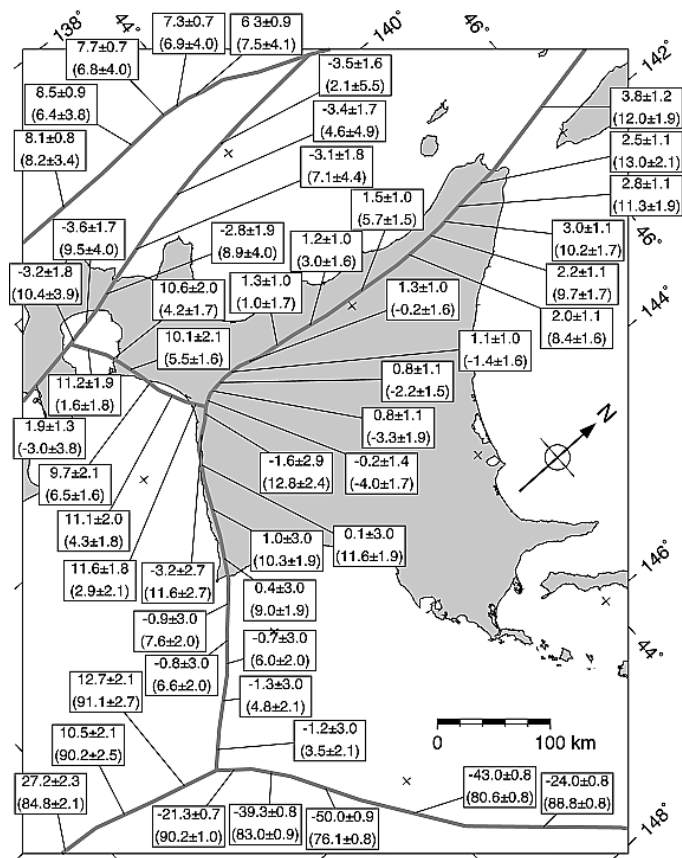


図 17 Loveless and Meade (2010)による北海道のブロック境界と境界でのプレートの動き．四角の中の数字は上段が横ずれ成分(正：右横ずれ，負：左横ずれ)とその誤差，下段が縦ずれ成分(正：逆断層型，負：正断層型)とその誤差を表す．

図 17 は北海道のブロック境界の年間の水平方向の動き(mm)を表したものである．今回の対象地域である道北を南北に走るブロック境界の収束速度は年間 10mm ほどであるため，今回のスロー地震で断層が 100 mm ほど動いたのは約 10 年分の歪みが解放されたことを意味する．

3-3. 鉛直方向の動きについて

今回のスロー地震は逆断層型であった。そのため、図 18, 19 で示すように断層東部で隆起が、断層西部では沈降がみられることが予測される。その絶対値は東側の隆起が大きく、最大で 30 mm 程度である。しかし、最大の隆起を見せる地域には既存の GPS 点はなく、観測の可能性があるのは断層西側の幌延局の数 mm のわずかな沈降である。この章ではそれらの上下変位がスロー地震に伴って観測されたかどうかを議論する。

図 20 から、幌延から見た中頓別が年間 2 mm 程度の速度で長期的に隆起している。しかし、スロー地震が起きた 2012 年後半においては、そのほかの時期と比べて鉛直方向の目立った変化はない。この原因には、大きな鉛直方向の測位誤差にスロー地震がもたらす数 mm の変位が紛れてしまったのだろう。

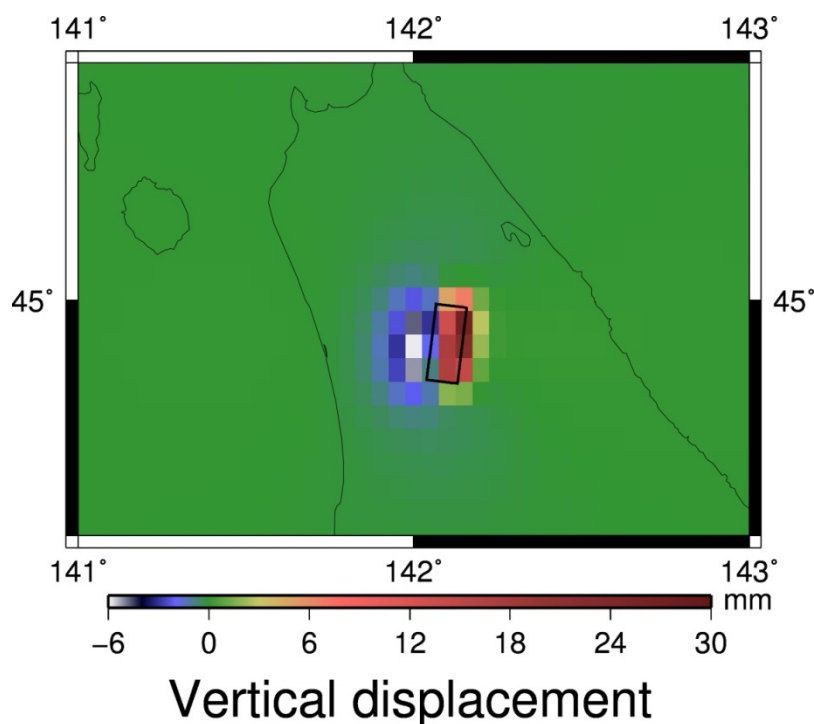


図 18 観測地周辺の鉛直方向の変動分布。黒い四角は図 8~図 15 で最適となった断層の位置と大きさを示している。

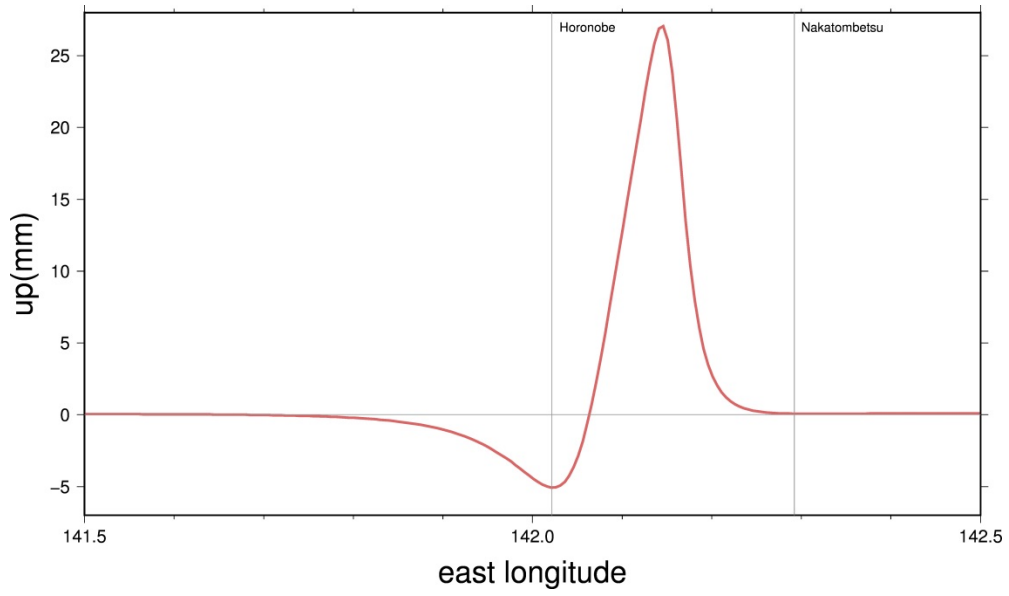


図 19 北緯 44.96 度における鉛直方向の動き.

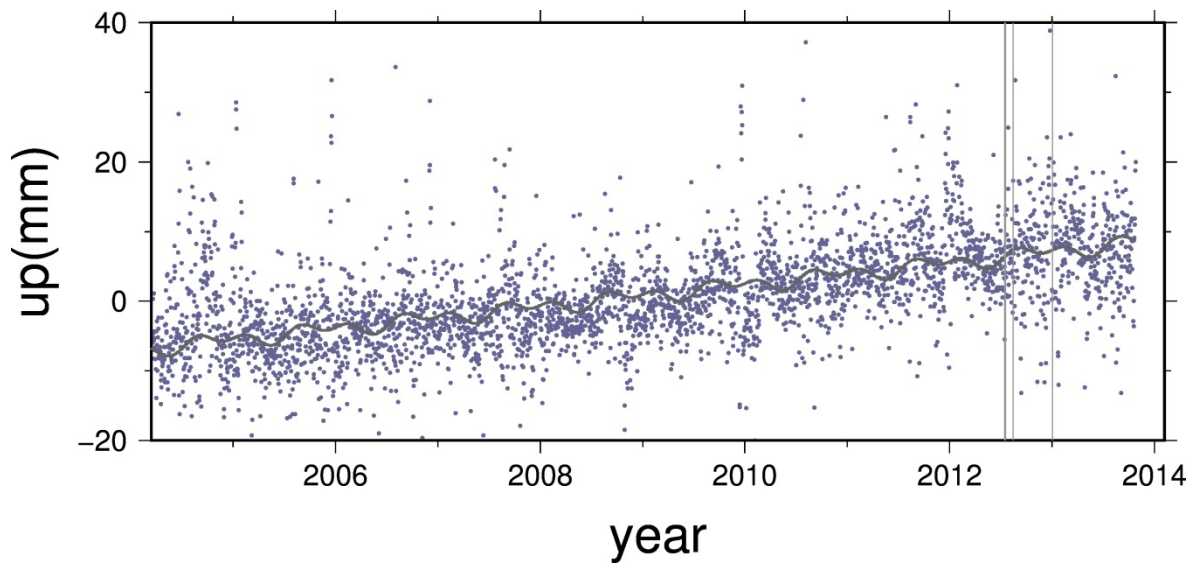


図 20 幌延から見た中頓別の鉛直方向の変動.

3-4. 地震活動について

スロー地震は 2012 年夏に始まり，2013 年初頭に終わった．ここでは，スロー地震の開始と終了をトリガーしたものが何かを議論する．

一般的にはスロー地震は，応力変化でクーロン破壊応力が増加し，地震動がトリガーになって起こると考えられている．本研究の対象であるスロー地震が始まったと思われる時期と同時期に有感地震が起こっているため(表 1)，そのメカニズムが妥当である可能性が高い．

スロー地震が始まった 2012 年の半ばと，終わった 2013 年の初めに，道北で有感となった地震を表 1 に示す．8/14 にオホーツク海南部の地下深くで発生した地震以外は，道北の内陸地震である．道北の地震については震央の位置を図 21 で示す．

表 1. スロー地震が発生時期と終了時期のあたりで起こった地震の概要

日時	マグニチュード	東経	北緯	深さ
2012/7/15	M4.2	142.157	44.830	0km
2012/7/16	M4.3	142.148	44.835	0km
2012/7/18	M4.1	142.147	44.832	0km
2012/7/18	M4.1	142.150	44.835	0km
2012/8/14	M7.3	145.882	49.183	654km
2013/1/3	M4.8	141.840	44.833	24km

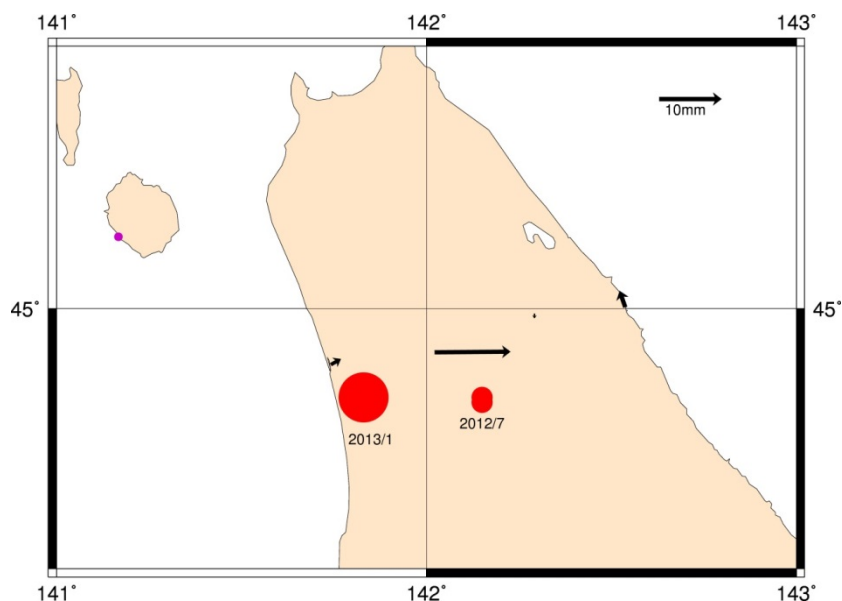


図 21 スロー地震による四つの GPS 観測点の動きと表 1 で示す道北の内陸地震の震央位置．

丸の大きさはマグニチュードを示している（マグニチュードは表 1 にある）。

2012 年 7 月にほぼ同じ場所（北緯 44.83 度，東経 141.15 度付近）で深さ 0 km の M4 クラスの地震が 4 回（震度はいずれも 4）起こっており，群発地震の様相を呈している．その翌月 2012 年 8 月には，オホーツク海南部で深さ 654 km の深発地震が 1 回起きており，気象庁マグニチュードは 7.3，Harvard CMT 解によるマグニチュードは 7.7 である．また，これは太平洋プレート内部の地震であり，最大震度は太平洋側を中心にあり震度 3 であったが，スロー地震が発生したあたりでは震度 2 であった．2013 年 1 月 3 日に 7 月の震源よりやや西側，少し深くなり，規模も大きくなった M4.8 の地震が発生し，スロー地震の発生場所付近の震度は 3 であった．

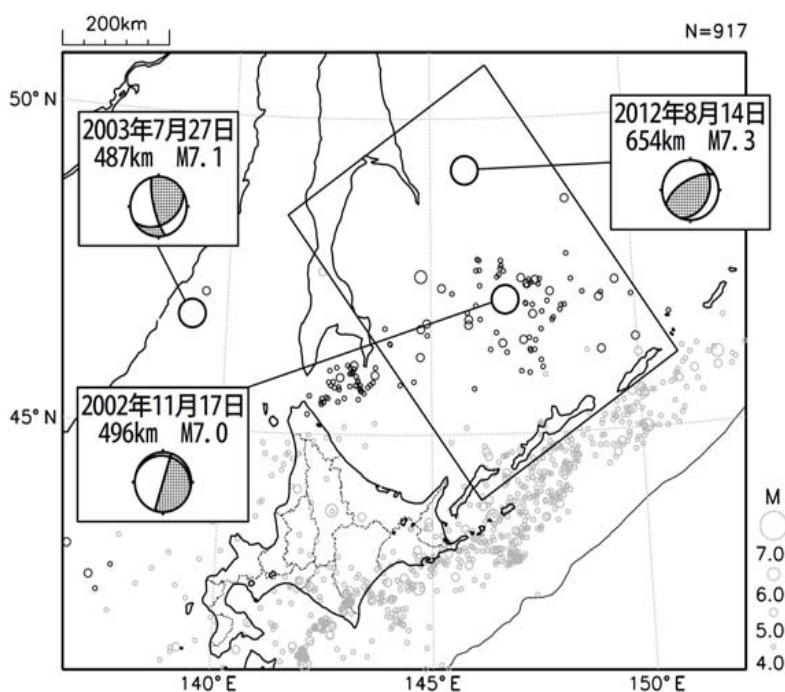


図 22 2012 年 8 月の地震の位置と震源球．気象庁の地震月報の 2012 年 8 月号から抜粋．

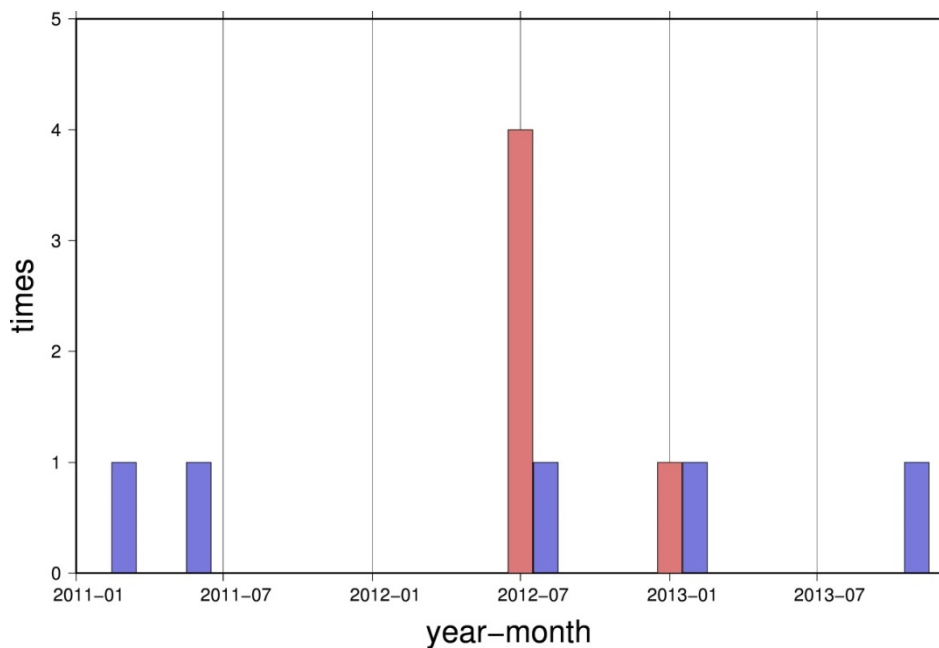


図 23 2011 年 1 月から 2013 年 12 月の間幌延で観測された震度 1 以上の地震数(青)と震度 3 以上の地震数(赤).

図 23 は一か月ごとに起こった地震の数のヒストグラムである。青色のヒストグラムが 2011 年 1 月から 2013 年 12 月までの間、幌延で観測された震度 1 以上の数であり、赤色のヒストグラムは震度 3 以上の地震を示す。2012 年 7 月の 4 回の内訳は表 1 で示したように 7/15, 16, 18 の 1 回目が震度 4, 7/18 の 2 回目が震度 3 である。また、8 月のオホーツク海の深発地震が震度 2 であった。

2011 年 3 月 11 日に東北地方太平洋沖地震が発生し、その後も大きな余震が多くあったが、この地域で揺れを観測したのは 3 月 11 日の本震のみであった。グラフで示した期間には、北海道の太平洋沖やオホーツク海で M5 クラスも地震が発生していたが、この地域は大陸プレート上にあり地震波が減衰してしまうため、それらの地震がこの地域で有感となることはほとんどない。しかし、2012 年 7 月から 8 月にかけての時期には、この地域ではめったに見られないほど大きな揺れが短期間で複数回発生していた。

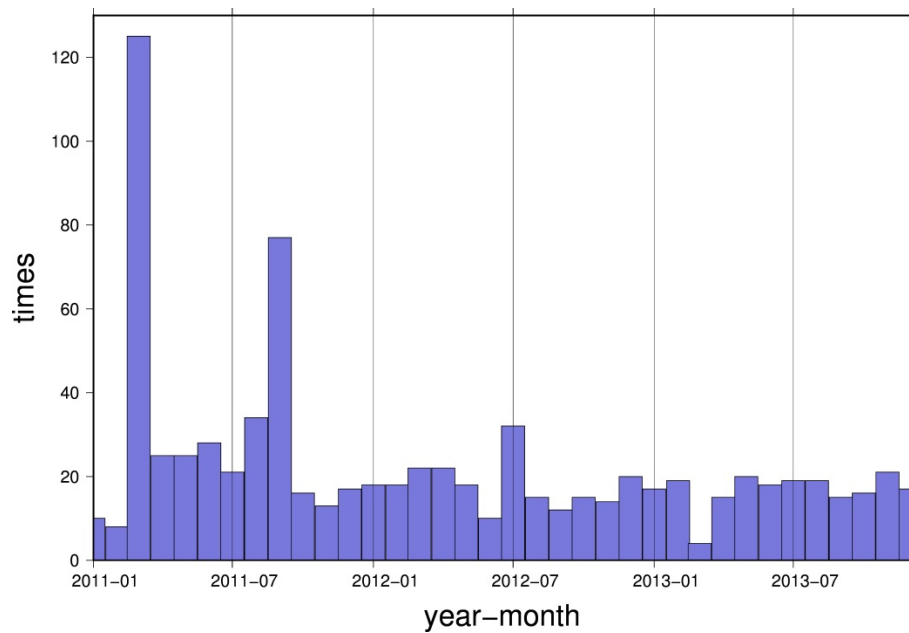


図 24 2011 年 1 月から 2013 年 12 月の間北海道内で発生した地震（道内で震度 1 以上となったもの）の数. (気象庁 地震・火山月報(防災編), 震度データベース検索より).

図 24 は 2011 年 1 月から 2013 年 12 月までの間、北海道全体で震度 1 以上が観測された地震の回数を 1 か月ごとのヒストグラムで示したものである。この 3 年間で最も多く地震が発生したのは東北地方太平洋沖地震が起こった 2011 年 3 月 (125 回) であり、次が 2011 年 9 月 (77 回) だった。一方、2012 年 7 月にも 33 回、2012 年 8 月にも 15 回と、スロー地震の開始時期には比較的多く地震が発生した。多少の増減はあるものの、スロー地震が継続していた期間と、北海道内で地震が多く発生した期間は、明瞭な相関は見られない。

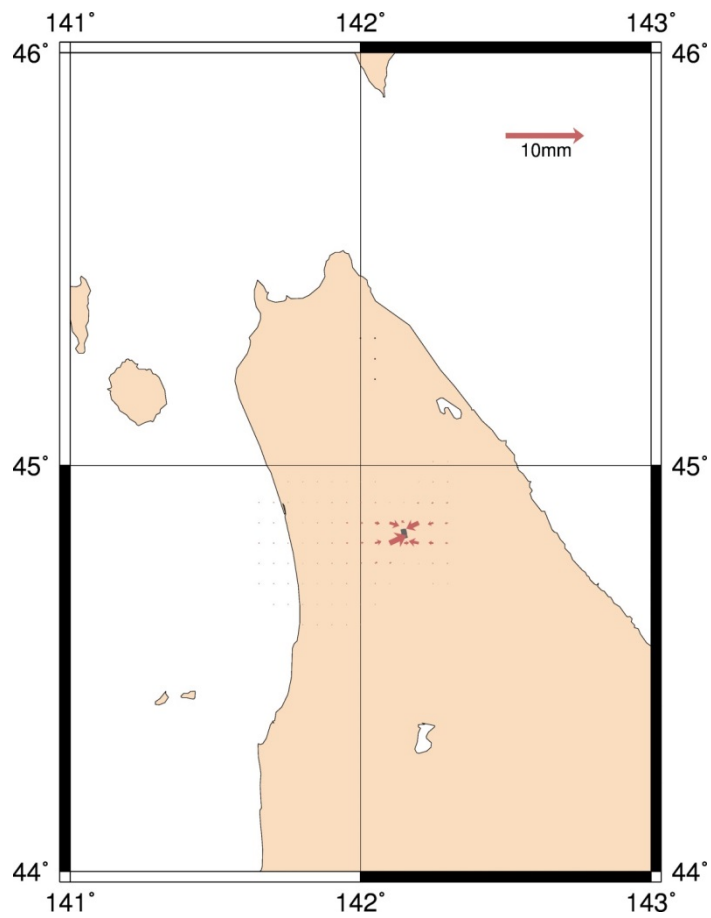


図 25 2012 年 7 月に発生した 4 回の M4 級地震による幌延周辺の地表の動き．赤は表 2 の断層パラメーターと Okada (1992) のモデルで計算した地表水平変動，青は断層を示しているが，この図では小さくて明瞭ではない．

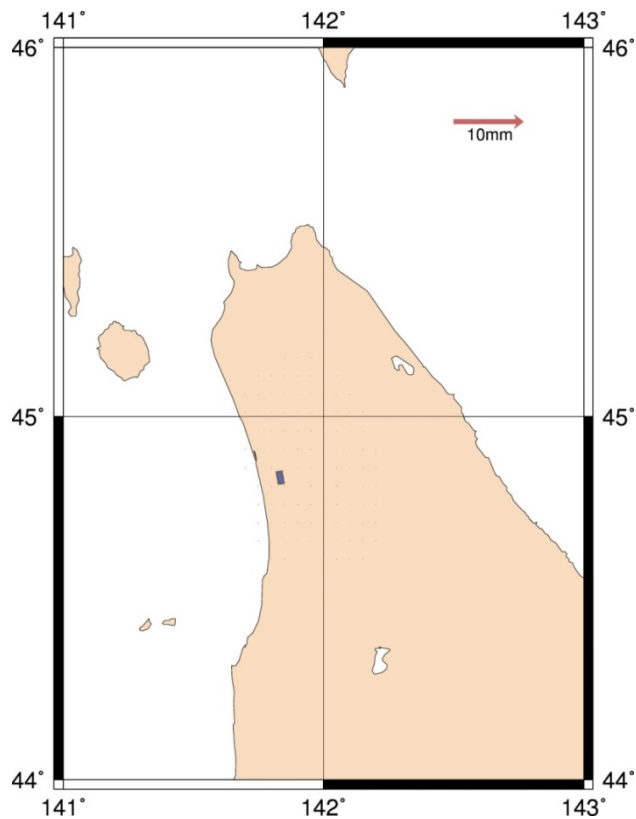


図 26 2013 年 1 月 3 日に道北日本海岸の地下 24 km で発生した M4.8 の地震による，震央付近と幌延周辺の地表の動き．赤は表 2 の断層パラメーターと Okada (1992) のモデルで計算した地表水平変動であるが，やや深い所で発生したこともあり，図 25 に示したものよりさらに小さい．また青い四角は断層を示しているが，この図では小さくて明瞭ではない．

図 25, 26 は 2012 年 7 月の群発地震と 2013 年 1 月の M4.8 の地震のそれぞれによって起こったと予測される地表の変動量を示している．なお，断層のパラメーターは表 2 を参照のこと．7 月の地震では，幌延で断層に向かって 1 mm 以下の動きが予測されるが，GPS による測位で検出される可能性はないだろう．矢印と断層のスケールは図 16 と同じである

表 2 2012 年 7 月の群発地震と 2013 年 1 月の M4.8 地震の断層パラメーター．断層の大きさと滑り量は，マグニチュードの値から標準的な地震を仮定して計算した．

日時	東経	北緯	深さ	長さ	幅	すべり量
2012/7/15	142.15	44.83	0.3km	1.8km	0.9km	54mm
2012/7/16	142.15	44.83	0.3km	2.0km	1km	60mm
2012/7/18	142.15	44.83	0.3km	1.6km	0.8km	48mm
2012/7/18	142.15	44.83	0.3km	1.6km	0.8km	48mm
2013/1/3	141.83	44.83	24km	3.6km	1.8km	108mm

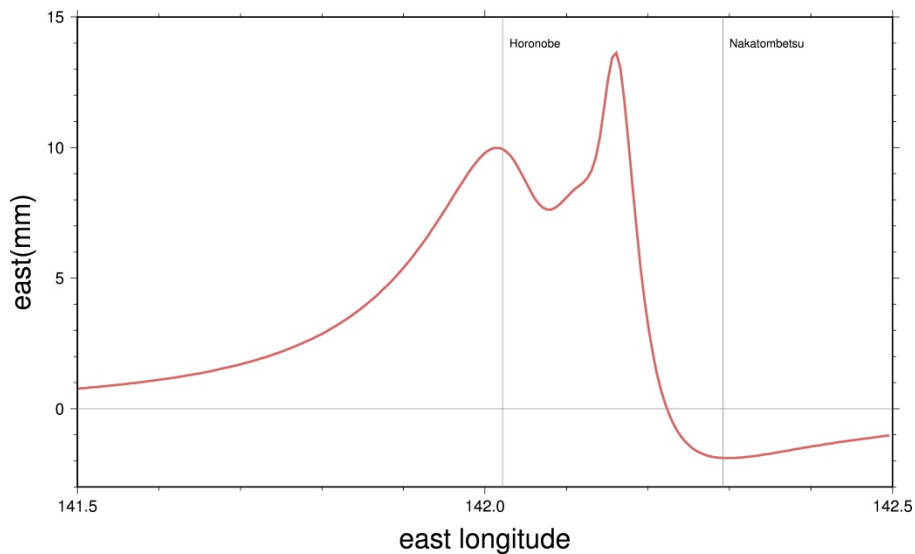


図 27 道北のスロー地震で起こった東向き水平変動の Okada (1992) を用いて計算した値を、北緯 44.96 度線に沿って東西位置の関数として描いたもの。

図 27 は幌延と中頓別のほぼ中間の緯度である北緯 44.96 度において、東経 141.5 度から 142.5 度の間で、今回のスロー地震によってどの程度の東西方向の変位が見られるかを計算したものである。断層の中心は東経 142.10 度でありその少し東側で最も東向きの動きが大きくなる。さらに東側にゆくと、このスロー地震は逆断層型なので西側に変位したことが予想される。

3-5. 開始時期と終了時期について

スロー地震の開始と終了に、他の地震が関連しているかは興味深い問題である。ここでは GPS による観測結果から、開始時期と終了時期をなるべく客観的な基準で推定することを試みた。実際の手順は以下のように行なった。

幌延—中頓別の基線長変化の時系列について、スロー地震の開始と終了の時期に折れ曲がりが見えることから、近似曲線として指数関数や対数関数は用いずに、直線を組み合わせた折れ線によるモデルを考えた。なお基線長変化の季節変動は全体の平均的なものを推定して取り除き、スロー地震開始前と終了後における直線の傾きは一定と仮定した。また、アンテナ交換による局位置のとびは、他の局との組み合わせであらかじめ求めて補正しておき、折れ線の推定に影響しないよう工夫した。

終了時期の推定は次のように行なった。開始時期を 2012 年 8 月 14 日のオホーツク海南部の深発地震の発生 (2012.62 年) に固定し、終了時期を変化させモデルとのずれを示す RMS が最小となる終了時期を推定した。開始時期は最適とされた終了時(2013.08 年)に固定し、開始時期を変化させて RMS が最小となる開始時期を推定した。この結果、最小となった開始時期は 2012.64 年となり最初に設定した開始時期と大きく差が生じなかった。

最適な開始時期は 2012.64 年として推定を終了した。開始時期は 2012 年から 2013 年の 1 年間、終了時期は 2012.5 年から 2013.5 年の 1 年間で 0.04 年(およそ 2 週間と半日)刻みで動かした。その後、0.04 年分割で最も値が小さかった期間をさらに 0.004 年(およそ 1 日半)刻みで開始時期と終了時期を順番に動かし、最適な時期を推定した。

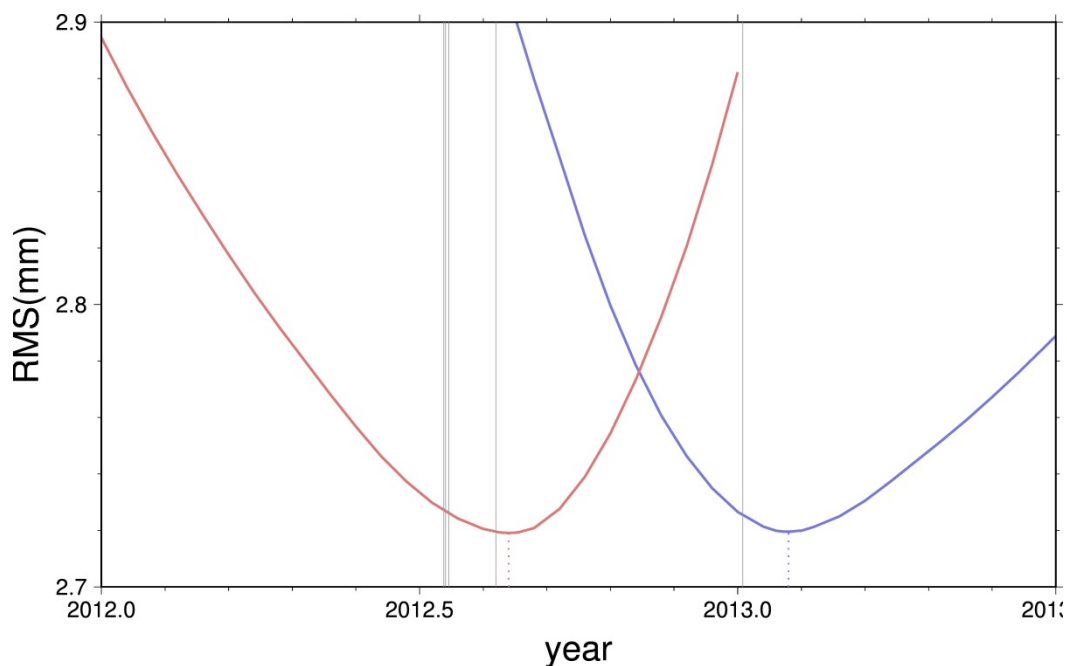


図 28 開始時期(赤)と終了時期(緑)を様々に変化させて、RMS が最小となる値を推定した。まず適すると思われる開始時期を設定した上で最適な終了時期を推定した。その後、その終了時期で最適な開始時期を推定した。

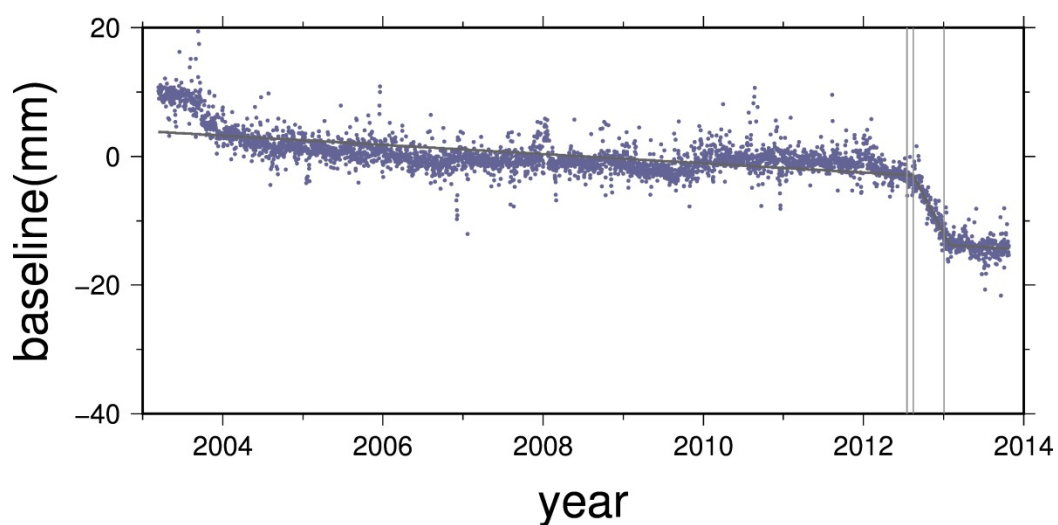


図 29 幌延中頓別間の基線長変化(季節変動を除去)について、推定された最適な開始時期と終了時期を仮定して、折れ線モデルでフィットさせたもの。

サーチの結果、前述のとおり最適な開始時期が 2012.64 年(2012 年 8 月 21 日)前後、最適な終了時期が 2013.08 年(2013 年 1 月 29 日)前後と推定された。このことより今回のスロー地震は、2012 年 8 月のオホーツク海南部の深発地震の地震動によって誘発されたと考えられる。より具体的には、2002 年以前におそらく発生であろう同様のスロー地震から十分な月日が流れ、ブロックの相対運動による応力が十分になっていたところ、比較的大きな地震動によって断層面の固着が剥がれ、スロー地震の開始に至ったのだろう。また、2012 年 7 月の 4 回の M4 級地震の時に震度 3-4 でこのスロー地震の断層面が揺さぶられているため、その際にはがれかけた固着を 2012 年 8 月の深発地震の地震動が最後の一押しで完全に剥がしたということかもしれない。

その後、道北地方ではスロー地震継続期間内に有感地震はなかったが、2013 年 1 月にブロック境界よりやや西側のやや深い部分で M5 弱の逆断層地震が発生した。この地震はスロー地震の断層の延長部分に位置し、発震機構も逆断層で一致している。従って、本来ならこの地震による静的な応力変化によってスロー地震の変位はさらに進むと考えられる。しかし、実際はこの地震によりスロー地震が終了した。これらの間の因果関係を力学的に説明する適当なメカニズムは考えられない。偶然その地震の頃にブロック運動によって蓄積された応力の解放がほぼ終了したというのは一つの説明である。その場合は、2013/1/3 の地震とスロー地震の終了時期の一致は単なる偶然ということになる。これらのイベント間の因果関係については今後さらに考察する必要がある。

4. まとめと今後の課題

今回の道北で発生したスロー地震は、8 月のオホーツク海南部の深発地震と開始時期が一致していることが特徴である。これはその地震によって道北のブロック境界の応力が変わったために起こったわけではなく、地震動による動的なトリガーと考えられる。このスロー地震による断層のすべりは約 100 mm である。Loveless and Meade (2010)のモデルによると、道北のブロック境界の年間収束量は約 10 mm であるから、このすべりはおよそ 10 年分の歪みを解消したと考えられる。幌延と中頓別における GPS 観測は 2002 年から始まったため観測開始以前にも何度かスロー地震が起こっていた可能性があるが、それらの時期は特定できない。なお、今後同じ地域で十年程経過した頃に新たなスロー地震が発生する可能性は高い。鉛直方向については、期待されるスロー地震に伴う変位量が一般的な GPS による上下一計測誤差に対して小さいため、今回は明確な変化は確認できなかった。

本研究で未解決の課題として残った点は 3 点ある。それを以下に個別に考察する。

一つ目は、スロー地震の開始時期の問題である。具体的には道北浅部で 2012 年 7 月に起きた 4 回の M4 クラスの地震ではなく、なぜ遠く離れたオホーツク海南部の深発地震がスロー地震を誘発したという点である。7 月の地震はマグニチュードは小さいが、浅かったため幌延では最大震度 4 と大きく揺れている。ただしこれらの地震による地殻変動は図 25 で

示すように GPS による検出限界以下であり、断層面の応力はそれほど大きく変化するとは考えられない。ただし、当時は年間約 1 cm のブロック運動によって蓄積される応力が十分蓄積されていたとすると、7月の群発地震と8月の深発地震によって揺さぶられたブロック境界面の固着が剥がれた可能性がある。その場合、実際の揺れは2012年7月の群発地震の方が大きかったことを考えると、8月の地震による揺れは、最後の一押しであったのだろう。

二つ目は、スロー地震を起こした断層の諸パラメーターの推定精度を上げることである。観測地付近には4つのGPS観測点があり、そのほかの観測点は断層から大きく離れてしまうため、観測点の数を増やしてもあまり良い結果が期待できないと考えられる。しかし北海道大学の地震火山センターが展開した臨時GPS観測点が幌延局周辺にいくつか存在し、今回研究したスロー地震の発生前からほぼ連続的な観測を行っている。将来はそれらのデータを解析して、GEONET点を補完する情報を得たい。また、本研究では固定点を利尻のみで行なった。スロー地震の発生期間中、利尻周辺では大きな地震活動などはなかった。しかし、利尻の観測点自体が変動し、正確な結果が出なかった可能性もある。利尻の他に、稚内など断層の東西南北の点を固定点とすれば、鉛直方向についてもより良い結果が得られる可能性がある。

三つ目は、スロー地震の終了時期についてである。通常は歪みが解放しきってスロー地震が終了される。今回のスロー地震は2013年1月に地震が発生し、さらに応力が変化し、すべりが加速されるとも考えられたが、スロー地震が終了したという結果になった。歪みが十分解放される時期に偶然地震が発生したのか、それとも、地震とスロー地震終了という二つの現象に何らかの因果関係があるのか、微小地震活動などの消長等を参考に今後調べる必要がある。

5. 謝辞

本研究を進めるうえで多くの方にお世話になりましたが、特に指導教官である日置幸介先生には大変お世話になりました。日置先生には本研究を進めていくことに必要不可欠な地殻運動の知識、Linux の使い方、専門用語など多くのことを教えていただきました。私は分からないことが多くあり、度々質問させていただきましたが、そのことについて詳しく答えていただきました。本当にありがとうございます。また、固体ゼミの先生方には私の発表で至らないところもある中、たくさんのことを指摘していただき、足りなかった点があったと受け止め、新たに知識等を得ることができました。宇宙測地学研究室の先輩、同期の方にも数々の協力をいただきました。特に Linux, GMT のインストール、プログラミング、論文、ポスター作製等でお忙しい中面倒を見てくださった博士課程 2 年の安田貴俊さんと修士課程 2 年の田中優作さんには大変お世話になりました。

改めて本研究を進めるうえで携わってくださった日置先生、宇宙測地学研究室の方々、固体ゼミの先生の方々に感謝の意を申し上げたいと思います。ありがとうございました。今後ともご指導のほどよろしく願いいたします。

参考文献

Coolsmartphone HP <http://www.coolsmartphone.com/>

Heki, K., Dense GPS array as a sensor of for seasonal changes of surface loads, in State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics, edited by R. S. J. Sparks and C.J. Hawkesworth, *Geophysical Monograph Series 150*, 177-196, American Geophys. Union, Washington, 2004.

Heki, K., A tale of two earthquakes, *Science*, 332, 1390-1391, 2011.0

Heki, K. and T. Kataoka, On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, 113, B11402, doi:10.1029/2008JB005739, 2008.

気象庁・地震・火山月報(防災編) 例えば 2012 年 8 月号の URL は下記

<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/monthly201208.pdf>

気象庁・震度データベース検索

http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html

Loveless, J. P. and B. J. Meade, Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248, 2010.

Nakagawa, H., Toyofuku, T., Kotani, K., Miyahara, B., Iwashita, C., Kawamoto, S., Hatanaka, Y., Munekane, H., Ishimoto, M., Yutsudo, T., Ishikura, N., Sugawara, Y., Development and validation of GEONET new analysis strategy (Version 4). *J. Geogr. Surv. Inst.* 118, 1-8, 2009.

Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018- 1040.1992.