

産総研地下水等総合観測網による東南海・南海地震の 仮想的プレスリップの検出能力の評価

大谷竜^{1,2}・板場智史^{1,2}・北川有一^{1,2}・佐藤努¹・松本則夫^{1,2}・高橋誠^{1,2}・小泉尚嗣^{1,2}

Ryu Ohtani, Satoshi Itaba, Yuichi Kitagawa, Tsutomu Sato, Norio Matsumoto, Makoto Takahashi, and Naoji Koizumi (2009) Appraisal of the detectivity of hypothetical preslip of the Tonankai and Nankai Great Earthquakes using the integrated groundwater observatories of the Geological Survey of Japan, AIST, Bull. Geol. Surv. Japan, vol.60(11/12), p.511-525, 16 figs.

Abstract: The detectability of hypothetical “preslip” of the great Tonankai and Nankai earthquakes is investigated using the integrated groundwater observatories currently being established by the Geological Survey of Japan, AIST. The detectability is calculated in terms of three characteristic parameters of the preslip, i.e., time constant (slip duration), spatial extent, and direction of the preslip. If it is assumed that the crustal deformation caused by the hypothetical preslip follows the elastic dislocation theory, and the noise level of the line strain observation of the network is 2×10^{-8} , it is expected to detect preslip with a moment magnitude of greater than 6.5 in the wide area of the network when the characteristic time constant (duration of preslip) and the spatial extent of preslip are about 1 day and $12 \text{ km} \times 10 \text{ km}$, respectively. The detectability gets worse when either of the quantities is larger.

Keywords: Nankai earthquake, Tonankai earthquake, preslip, elastic deformation, groundwater level, volumetric strain, areal strain, line strain, borehole strainmeter, noise-level,

要 旨

産業技術総合研究所（以下、産総研と呼ぶ）は来るべき東南海・南海地震の短期予知を目指し、大地震発生前に発生するかが論争となっている、プレスリップ（沈み込むプレート上の前駆的なすべり）の検出を一つの目的として、2006年度より四国・紀伊半島～愛知県にかけて12点の新規観測点を設置した。本研究では、プレスリップによる地殻変動が弾性体の食い違い理論に従うことを仮定した場合、この観測網がどの程度の大きさのプレスリップを検出できる能力があるのかを計算した。その結果、プレスリップが1日程度の時定数、 $12 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ の空間的な広がりを持ち、観測点での線歪のノイズレベルが、これまで産総研観測点で得られた多成分ボアホール歪計のノイズレベルの中でも比較的低い値（ 2×10^{-8} ）である条件を満たせば、本観測網内の広範な領域で、モーメントマグニチュード6.5程度までのプレスリップを検出できることが分かった。但し、プレスリップの時空間スケールが大きくなると検出能力は低下する。

1. 本研究の背景

四国～紀伊半島の太平洋側の沖合いでは、歴史上、南海地震と呼ばれるM（マグニチュード）8クラスの巨大地震が何度も発生している（例えば、寒川（2007））。南海地震は過去1300年間に8～9回の発生が古文書等で確認されており、このうち、最も新しく発生したものは、昭和南海地震（1946年12月21日発生、M 8.0）と呼ばれる。一般にこの2年前に発生した、東南海地震（1944年12月7日発生、M 7.9）と併せて、東南海・南海地震とも呼ばれる。東南海・南海地震は、80年から150年の間隔で起きており、次の地震は21世紀の中頃にも発生すると考えられている。地震調査研究推進本部（2009）によれば、次の東南海・南海地震の30年以内の発生確率は50-70%に達すると計算されている。

古文書等によれば、過去の南海地震では、四国や紀伊半島の温泉でくりかえし自噴量や水位の低下があったことが記録されている（宇佐美, 2003）。例えば過去8～9回の南海地震のうち、愛媛県松山市の道後温泉における水位や湧出量は4回、和歌山県田辺市湯峯温泉におい

¹ 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ)

² 2009年4月より、活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, GSJ)

Corresponding author: R. OHTANI, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: ohtani-ryu@aist.go.jp

ては4, 5回低下している。宇佐美(2003)によれば、湯峯温泉の湧出量低下は、南海地震時に繰り返しあらわれる現象であるが、このうち資料の最も豊富な昭和南海地震においては、地震時における温泉水の自噴量・水位の低下に加え、地震の数日前から、紀伊半島～四国の太平洋岸の11箇所の浅部地下水(井戸水)の水位が、推定で数十cm以上低下したことが知られている(水路局, 1948; 京都大学防災研究所, 2003a)。

このような地震前の地下水位低下の原因として、プレスリップと関連づけられるという仮説が提唱されている。プレスリップ(前駆的すべり, 前兆すべり等)とは、大地震に先行して断層面付近で発生する、ゆっくりとした断層面のすべりのことである(例えば、日本地震学会地震予知検討委員会(2007))。現在までのところ、近代的な観測機器でプレスリップが観測された事例は存在せず、プレスリップは仮説の域を出ていないが、もしそうしたプレスリップが発生し、それによって地殻変動が引き起こされ、地下水位に影響を与えるだけの十分な変化量があれば、昭和南海地震で報告されている地震前の地下水等の変動も、プレスリップを反映している可能性がある(京都大学防災研究所, 2003b; 小泉, 2004)。このように、プレスリップはその存在が実証されてはいないものの、短期地震予知の扉を開く大きな可能性を有することから、その存在には大きな論争が持たれており(例えば、日本地震学会地震予知検討委員会(2007))、その存否を明らかにすることは学問的ならず、社会的にも重要な意義を持つ。

このような状況を踏まえ、地震前のプレスリップを検出することを一つの目的に、産総研は2006年度から愛知県から紀伊半島～四国にかけて新しい地下水等の観測点の整備を開始した(小泉・板場, 2006)。2007年度には2点が設置され(第1図のMとL)、2008年度には更に10点の観測点を新設した(第1図のA, B, C, F, H, I, K, O, P, T)。本観測網は、各観測点に深さの異なる3本の観測井戸(原則としてそれぞれ約600m, 200m及び30m)を掘削して水位・水温の測定を行うとともに、全観測点の600m孔または200m孔に、多成分ボアホール歪計という、非常に高精度で地殻歪の連続観測ができる機器を併設する。多成分ボアホール歪計は水平四成分(方向)の線歪を測定できる上、上記12点の内8点については、鉛直方向の線歪も測定できる。鉛直方向と水平四成分を測定できるボアホール歪計は、地下水観測から求められる体積歪だけではなく、面積歪や線歪といった多様な歪の形態を測定できる大きな利点がある。更に、本観測網の多成分ボアホール歪計は、大学等により展開されてきた傾斜計や伸縮計等といった横坑式の地殻変動連続観測機器や、防災科学技術研究所によって全国に展開されている全国微小地震観測網(Hi-net)に併設されているボアホール式傾斜計(加速度計)等に比べて、地

下深くに埋設されることになるので、降雨等地表の影響を受けにくいという利点があり、地殻変動に関連した、より微小な信号の検出が期待できる。

本研究の目的は、以下に説明する仮想的なプレスリップが発生したとして、本観測網にどの程度の大きさまでのプレスリップの検出能力があるかを評価するための基本的な情報を提供することである。こうした情報は、観測網の有効性や効率性を議論する上で不可欠なものである。

本研究では、産総研の既存の地下水観測網で採用されている、松本・北川(2005)によるプレスリップ検出の方法に基づいて以下のことを実施した。まずプレスリップを設定し、その結果生じる各観測点での歪変化を弾性体の変形理論(elastic dislocation theory)を使って計算した。次に、産総研の既存の地下水観測網で採用されている、松本・北川(2005)によるプレスリップ検出の方法に基づき、あるノイズレベルを与えた場合、本観測網でどの程度の大きさのプレスリップが検出できるのかを計算した。そして、プレスリップの時空間特性に変化を与えた場合、検出能力はどの程度違ってくるのかについて調べた。

2. 方法

2.1 地下水等総合観測網で使用されるプレスリップ検出の方法

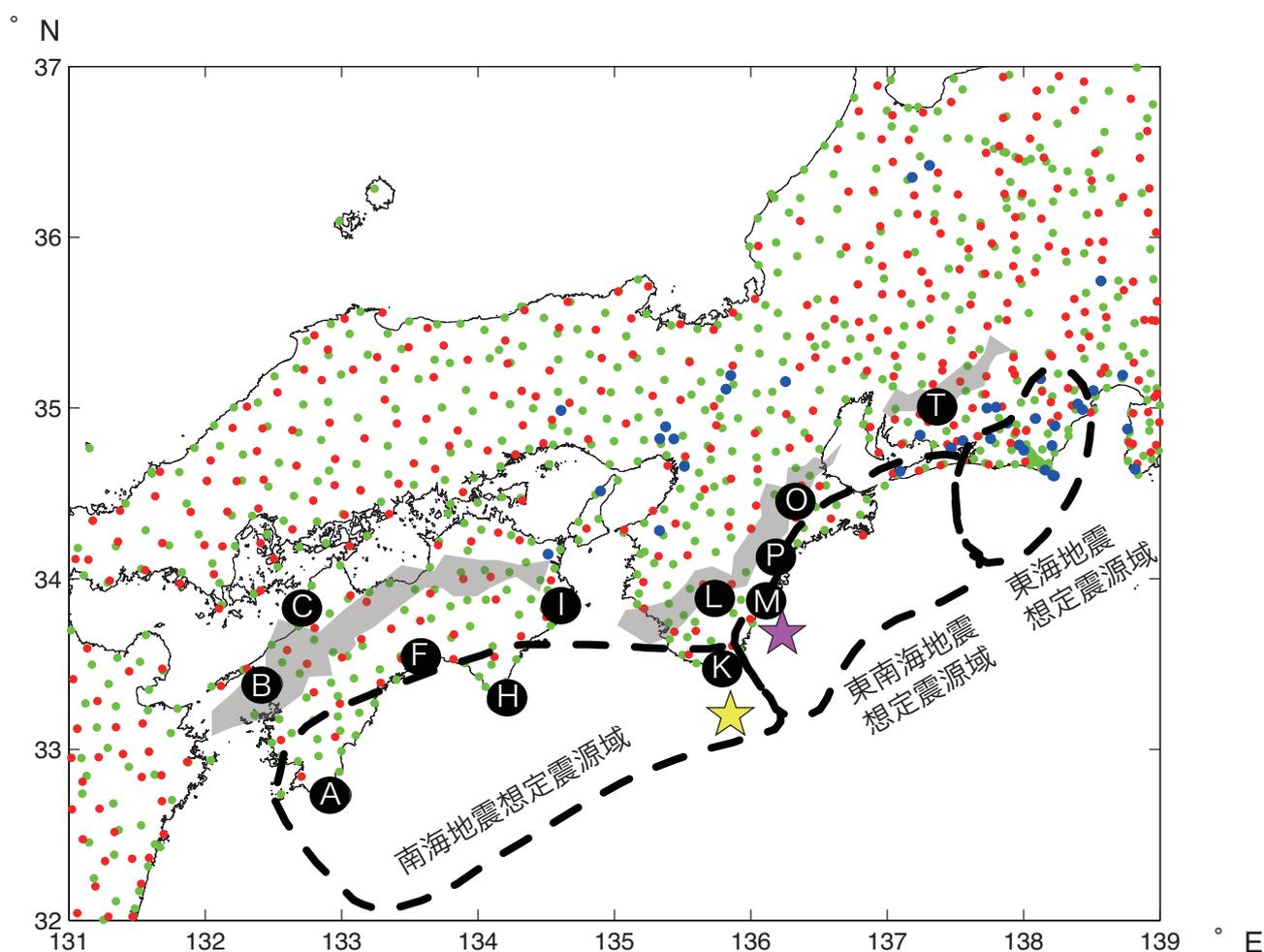
プレスリップは、これまで近代的機器で記録されたことのない未知の現象であり、その特性の詳細は不明である。プレスリップは、現在までのところあくまでも一つの仮説に過ぎないが、過去の大地震前の記録からの洞察や、岩石実験等による摩擦法則と、近年計算機の発達で可能になった大地震発生の数値実験から、あるイメージが形作られるようになってきている。2次元モデルを使ったKato and Hirasawa(1999)による、海溝型地震の数値シミュレーションによる結果に基づき、以下のような現象がイメージされている(例えば、日本地震学会地震予知検討委員会(2007))。将来の大地震の震源域、もしくはその周囲の一部でゆっくりとしたすべりが地震の前に発生する。その後、そのすべりが加速し、ある時点で震源域全体へ急速に広がっていき、大規模な高速破壊に至って大地震が発生する。ここでのポイントは、沈み込むプレート面上のどこか一部の領域で、ゆっくりとしたすべりが発生することである。こうしたすべりが十分に大きく、歪変化等の地殻変動として陸上で観測されれば、地震に先行する現象として具現することになる。

このように、プレスリップは大地震に先立つ断層面の、1日程度以上の時定数を持ったゆっくりとしたすべりと考えられているため、これに伴う地殻変動(歪、傾斜、地表変位等)を検出することが有効であると考えられる

(日本地震学会地震予知検討委員会, 2007). 実際, 気象庁によって行われている想定東海地震の予知事業においても, 想定震源域の地表付近に, 主に歪計 (体積歪計と多成分歪計) を複数展開し, 連続観測を行っている. また地下水位観測も, 過去の南海地震前の事例から, プレスリップを検出できることが期待されているので, 産総研によって東海地方で連続観測が行われている (小泉ほか, 2003). 本研究で取り扱うプレスリップによる歪変化については, 弾性体の変形理論 (elastic dislocation theory) に完全に従うものとして計算を行っていく. この理論の, 地震に関連する水位変動への適用可能性については, Roeloffs (1996) や小泉ほか (2005) を参照さ

りたい.

歪や地下水位の観測データからプレスリップを検出する解析方法は, 以下のような非常にシンプルな考え方のもとで行われている. 即ち, 過去において観測された, 地震等の擾乱のない平常時の歪, 地下水位等の時系列データの変動 (ばらつき) の最大振幅を越えれば, それを持って何らかの異常と判断するものである (気象庁, 2003; 松本・北川, 2005; 上垣内・東田, 2006). ひとたびこうした異常が検出されたのならば, 周囲の複数の観測点での相関や, プレスリップ発生が想定されているプレート面上に断層モデルを想定し, フォワードモデルで計算される観測点付近での理論歪との比較等といっ



第1図 新設する産総研の地下水等総合観測網の観測点分布 (英字のついた黒丸). 赤点は微小地震観測網である Hi-net の観測点, 緑点は GPS 連続観測網である GEONET の観測点, 青は既存のボアホール歪計の 2007 年 3 月時点での観測点 (いずれも地震調査研究推進本部のホームページより: http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku01.htm). 薄い灰色の領域は, スロースリップイベントが頻発している領域 (小原 (2007) より). ピンク色の星は 1944 年昭和東南海地震の震源, 黄色の星は 1946 年昭和南海地震の震源.

Fig. 1 Location of the new observation sites of the integrated groundwater observatories of the Geological Survey of Japan, AIST (English characters with black circles). Red dots represent the Hi-net stations, green dots represent the GEONET GPS stations, and blue dots represent stations of borehole strainmeters as of March, 2007 (quoted from the web page of the Headquarters for the Earthquake Research Promotion: http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku01.htm). The shaded regions present the area where Slow Slip Events are frequently observed (Obara (2006)). The pink and yellow stars represent the epicenters of the Showa-Tonankai Earthquake and Showa-Nankai Earthquake, respectively.

た、次の確認の段階へと進むことになる(気象庁, 2003; 上垣内・東田, 2006). 異常の最初の検知という点については、現在行われている方法ではあくまでも一点の観測点の時系列データにおける、平常時の変動とのSN比のみに依存したシンプルなものであるが、プレスリップがどのような時空間特性を持っているのか全く不明な現状では、ある意味最も堅実な方法であると言える。本研究では話を簡単にするため、こうした最大振幅を越えた異常値は、プレスリップによる歪変化のみに起因するものとして取り扱うこととする。

2.2 プレスリップの設定と検出能力の計算方法の概略

本研究では、以下のようにプレスリップを設定する。プレスリップを特徴づけるものとしては、まずプレスリップの発生する場所、次にその時空間特性を表すパラメータとして、プレスリップの生じる「空間的ひろがり」とその「時定数」、そして三番目にすべりの向きと大きさがある。プレスリップの「空間的ひろがり」の大小は、例えば、断層上のある非常に狭い領域でプレスリップが成長し、そのすべりによる局所的な応力集中に耐えきれずに断層面の他の領域へ一気に破壊が伝搬して大地震となるのか、あるいはある程度まとまりをもった広い領域が同時に滑って、その領域が周囲を巻き込むような形で大地震になるのかの違いであり、その違いによって、同じプレスリップのすべり量でも、当然、地表で観測される信号の大きさが変わってくる。またプレスリップの時定数とは、プレスリップの成長する時間のことである。即ち、同じプレスリップのすべり量であっても、それが地震前一日程度の間急速に成長して大地震発生に至るのか、あるいは数ヶ月間かけてゆっくりと成長するのかわで、プレスリップに伴う地殻変動の時間特性が当然違ってくると考えられる。本研究では以下のように設定していく。発生場所については、沈み込むフィリピン海プレート面上の、昭和東南海・南海地震の震源域とその内陸延長部の一部として設定する。また時間特性については、大地震の前1~3日でプレスリップが急速に成長するという時定数(Kato and Hirasawa, 1999)、空間特性については、西村ほか(2004)と同様に10 km四方程度の領域でプレスリップが発生すると設定する。すべりの向きについては沈み込むプレートの方向と逆方向を設定する。

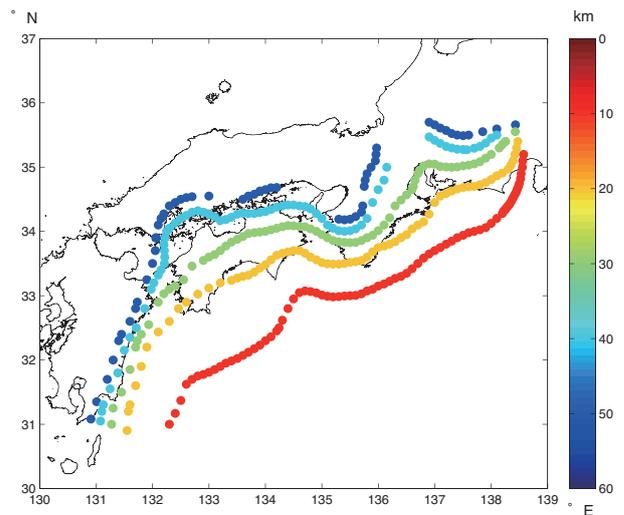
このようにプレスリップの条件を設定し、この上で本観測網の観測精度(ノイズレベル)が与えられれば、どの場所で発生する、どの程度の小さなプレスリップまで検出できるかが計算できる。例えば、本観測網の遠くでプレスリップが発生すれば、本観測網で観測できる歪は相対的に小さいものになるから、大きなプレスリップでなければ検出は困難になる。反対に、観測網のすぐ近くでプレスリップが発生すれば、小さいプレスリップでも

検出は容易になる。どの程度小さなプレスリップによる歪が検出できるかは、観測精度(ノイズレベル)で決まる。

2.3 プレートの3次元面の生成とパッチの設定

次に、プレスリップが発生する場所である、日本列島に沈み込むフィリピン海プレートの上面の与え方について詳述する。従来、沈み込むフィリピン海プレート上面の深さについては、Ishida(1992)によって求められた数値が一般的に使われているが、これはプレートの浅い部分について系統的に深めに推定されている可能性が指摘されている(例えば、弘瀬ほか(2007))。そこで今回我々は、最新の震源再決定データに基づいた弘瀬ほか(2007)による推定値を使用した。なお、深さ50 km以深については一部、Baba et al.(2002)、Nakajima and Hasegawa(2007)のデータも使用している。使用した等深データを第2図に示す。

弘瀬ほか(2007)のデータは、代表的な場所におけるプレートの等深線の集合でしか与えられていないので、任意の地点でのプレート上面の深さを求めるためには、これらのデータから適当な手法でプレートの3次元面を内挿して求める必要がある。そこで与えられた不規則に分布するデータから、Delaunay三角形を生成し、それに対して区分的三次エルミート内挿を行って、沈み込むプレートの3次元面を求めた。今回プレスリップが発生するプレート面の深さは、昭和東南海・南海地震の推定破壊領域の広がり(例えば、Sagiya and Thatcher(1999))を参考にして深さ10 kmから深さ50 kmまでとし、その間のプレート面の形状を上記の方法によって求めた。求められた3次元面の例を第3図に示す。



第2図 弘瀬ほか(2007)による、フィリピン海プレートの等深線データ。

Fig. 2 Equi-depth of the subducting Philippine Sea plate by Hirose et al.(2007)

次にプレスリップの空間的広がりに対応する、プレート面上のパッチの設定を行った。プレスリップの発生想定領域である、昭和東南海・南海地震の推定破壊域と、その深部延長領域を覆う、東経130度から139度、北緯30度から37度までの範囲をグリッド点で分割し、地下のプレート面と交わる点をノードとして、その点においてプレート面に接する12 km × 10 kmのパッチ面をプレート面の接面となるように設定した（第4図）。パッチ面の代表的な深さは、ノードの深さとした。プレスリップの向きとしては、Miyazaki and Heki (2001) によってGPSデータから推定された、フィリピン海プレートの沈み込み方向であるN300°Eと逆方向（N120°E）に設定した。

2.4 プレスリップの検出能力の計算

こうしたプレスリップに対して、本観測網でどの程度の大きさのすべりが検出できるのかを以下の方法で計算した。まず、設定したパッチの一つで任意のすべり量を与え、観測点でどのくらいの歪が発生するのかを計算した。計算には、半無限弾性体中の断層変位に基づくOkada (1985) の式を使った。その際、ポアソン比は0.33、剛性率は $3 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$ を用いた。次に、計算された観測点での歪の大きさを、観測点での歪観測のノイズレベルで割ることでプレスリップの検出能力と定義した。例えば、あるパッチでの1 mのプレスリップによって、ある観測点で発生する歪みの大きさ（例えば 4×10^{-8} とする）に対し、その地点での観測ノイズレベルがその半分（ 2×10^{-8} ）であれば、そのノイズレベルの振幅までは、ノイズに埋もれることなくプレスリップに伴う歪を検出できるのだから、0.5 mまで小さなプレス

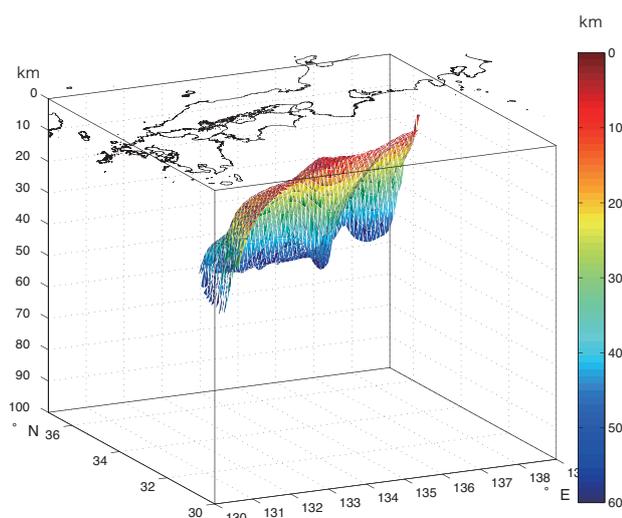
リップを検出できる。この計算を全てのパッチ上で行う。こうして得られる結果は、ある観測点において、プレート面上（パッチ）でどの位小さなプレスリップまで検出できるのかを示す。

12点全ての観測点について同じ操作を行い、各パッチで得られるプレスリップの値12個の内、最小のものを選ぶ。こうして得られた結果は、この観測網で検出できる、プレスリップの下限の分布を示す。ここで、プレスリップを変位としてではなく、等価なモーメントマグニチュード（Mw）でも表現できる。本研究ではモーメントマグニチュードを使用することにする。

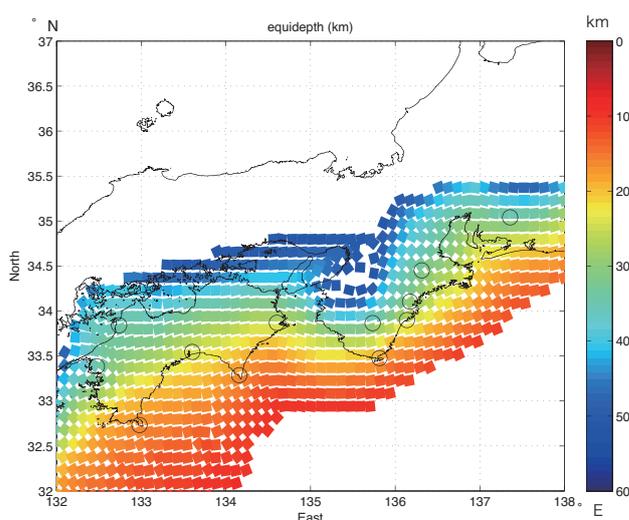
2.5 地下水位・歪の観測ノイズレベル

地下水等総合観測網では地下水の他に、多成分ボアホール歪計やGPS等が併設されているが、本研究ではこの内、高精度で歪を観測できる、地下水位、及び多成分ボアホール歪計に限定する。

また今回の評価では、(1) 体積歪、(2) 面積歪、(3) 線歪、の3つの異なる歪量に着目した。体積歪は、地下水位観測、多成分ボアホール歪計観測、それぞれから求められる。産総研の地下水観測網では、地下水位もしくは水圧の変化が観測される。これらを歪変化に変換するのに、地下水位もしくは水圧変化が多孔質媒体の弾性体の変形理論に従うものと仮定した上で、水位もしくは水圧の潮汐応答等から求められる水位-歪、もしくは水圧-歪の換算係数を用いて、体積歪に変換することで地殻変動が求められている（例えば、松本・北川 (2005)）。このようにして求められた体積歪を、本研究では特に「地下水体積歪」と呼ぶことにする。一方、多成分ボアホール歪計は文字通り、複数の方向の線歪の大きさを観測す



第3図 沈み込むフィリピン海プレートの3次元俯瞰図。
Fig. 3 A bird's eye view of the subducting Philippine Sea plate surface.



第4図 フィリピン海プレート上に設定された面積12 km × 10 kmのパッチとその深さ分布
Fig. 4 12 km × 10 km patches set on the Philippine Sea plate and the depth distribution.

ることができるが、これらの観測量から面積歪、更には鉛直方向の歪が観測されている場合には体積歪へ、歪の数学的な定義式にしたがって変換できる。体積歪は、地下水位観測を行っている全12地点、及び多成分ボアホール歪計の内、水平方向のみならず、鉛直方向の歪も測定できる歪計（石井式歪計）のある観測点（A, B, H, K, L, M, P, T）の8点から求められる。それに対して、面積歪、線歪は、地下水位観測からは求められず、多成分ボアホール歪計でしか得られない。体積歪から見た本観測網の検出能力は、地下水位観測を行っている12点と、多成分ボアホール歪計の内、石井式歪計を設置した観測点8点によって決まり、面積歪・線歪から見た本観測網の検出能力は、多成分ボアホール歪計のある12点のみによって決まる（地下水位観測は全く関与しない）。

観測量のノイズレベルの与え方は、検出能力を計算する上で大変重要である。本研究では、気象庁が東海地震予知事業で採用している基準である小林・松森（1999）や、松本・北川（2005）による産総研の東海地方の歪計のノイズレベルの定義に従う。彼らは解析対象とする期間で、注目している時間窓内をずらしていきながら、各時間窓内での最大振幅（最大値と最小値の差）を計算し、それらの中から2番目に大きいものをもってノイズレベルと定義した。これは、このノイズレベルを超える最大振幅は1回のみしかない、ということの意味している。ここで時間窓とは、着目しているプレスリップの時定数に対応した時間幅に対応する。

本研究ではノイズレベルとして、松本ほか（2006）の解析に基づいて産総研観測網で得られた値である、地下水体積歪については 4×10^{-8} （24時間窓）、多成分ボアホール歪計による線歪については 2×10^{-8} （24時間窓）を与えることにする。面積歪もこの値を与えることとする。彼らは、東海地方にある観測点の地下水位や多成分ボアホール歪計の調査から、ノイズレベルは観測点毎や観測量によりばらつきは小さくないことを示しているが、本研究で使う値は、その中でもノイズレベルの低い、静岡県草薙観測井のある成分の値を元にしたものである。

多成分ボアホール歪計の観測量である線歪から体積歪のノイズレベルを計算するには2つの方法がある。一つは、線形システムの誤差伝搬理論から、水平成分の歪ノイズレベルの二乗と鉛直成分の歪ノイズレベルの二乗の和の平方根を計算することで求める方法である。もう一つは、線歪のノイズレベルにかかわらず、観測値に基づき体積歪のノイズレベルを独立に与える方法である。本研究では両方を使うことにする。前者では水平・鉛直歪とも 2×10^{-8} と与えているので体積歪は 2.8×10^{-8} となり、後者では体積歪を始めから 2×10^{-8} と与える。

多成分ボアホール歪計の水平成分の方向は、歪計を実際に設置しないと定まらないが、設置を予定している歪

計の四成分は互いに約45度ずつ離すことにしているので、ここでは簡単のため、全観測点で歪計四成分の角度は0度、45度、90度、135度と設定する。線歪で見た検出能力を考察する際には、これらの成分の中でプレスリップによって最も大きな線歪量が現れる成分を取り上げる。

3. 結果

3.1 時定数1日、10 km パッチでのプレスリップの検出能力

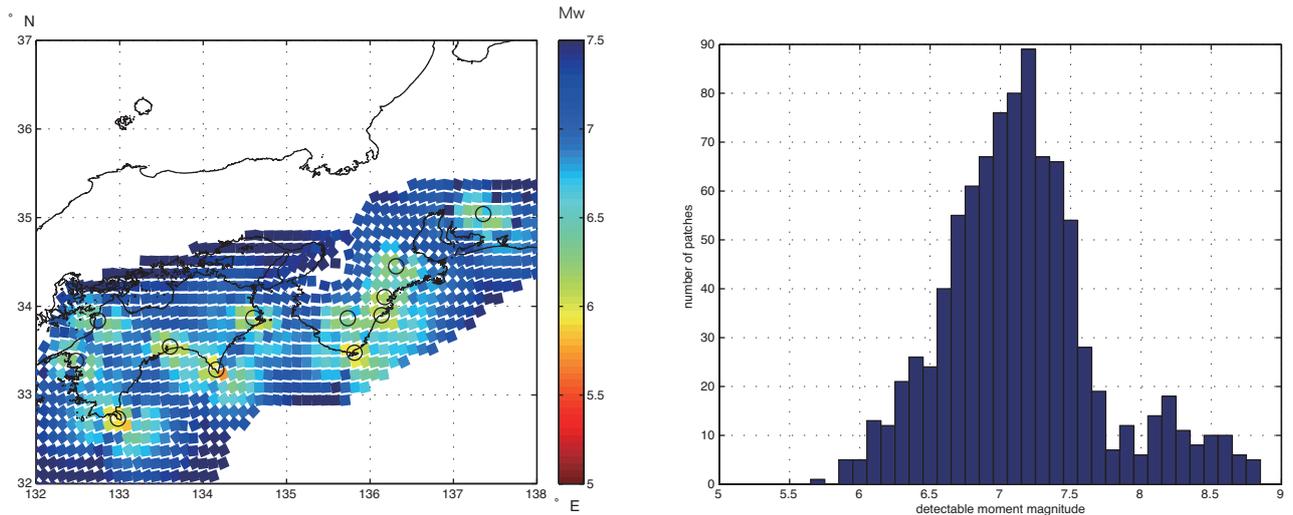
プレート面上でのプレスリップの検出能力の結果を、体積歪、面積歪、線歪それぞれについて示した結果を第5～9図に示す。いずれもプレスリップの大きさをモーメントマグニチュードで表している。ここで、各パッチにおける検出下限のモーメントマグニチュードの分布の図において、モーメントマグニチュードが6.5を挟んで青系統から緑系統へ、6.0を挟んで緑系統から黄色・赤系統になるよう配色している。このように配色することで、図の解釈をする上で、以下のような直感的な目安が得られる。例えば、第9図の左の図において、プレスリップがMw 6.5である時にプレスリップを検出できる領域は、緑系統、黄系統、赤系統で塗られたパッチに相当する。こうしたパッチは本領域内で大きな広がりを持つ。このことは、第9図のヒストグラムにおいて、Mw 6.5よりも小さいパッチの個数が、全体に対して占める割合が半分以上であることから分かる。一方、プレスリップがMw 6.0である時にプレスリップを検出できる領域は、黄色系統、赤系統のパッチに相当するが、この場合は観測点の周辺部分に限られ、本領域内で占める割合は小さくなる。これは第9図のヒストグラムを見ても明らかである（以上のことは、パッチの大きさを小さくしたケース（後述）である第13図を見れば、より鮮明である）。即ち、プレスリップの検出下限のチャンピオン値についてはMw 5.0台後半に迫るものもあるが、観測網全体としての検出能力に着目すると、プレスリップの大きさがMw 6.5程度以上でないと、本領域内の半分以上でプレスリップを検出できなくなってしまう。本研究では、チャンピオン値よりも、観測網全体としての検出能力に着目する立場に立って検討を行っていくことにする。

まず、体積歪について見てみる。地下水のみを使った時の検出能力（ノイズレベルは 4×10^{-8} ）を第5図に示す。これに加え、多成分ボアホール歪計（石井式ボアホール歪計8点）を考慮に入れたものの内、歪計の体積歪のノイズレベルを誤差伝搬から計算したもの（ノイズレベル 2.8×10^{-8} ）を第6図、ノイズレベルとしてはじめから 2×10^{-8} を与えたものを第7図に示している。

まず地下水のみによる検出能力について見てみる。今、

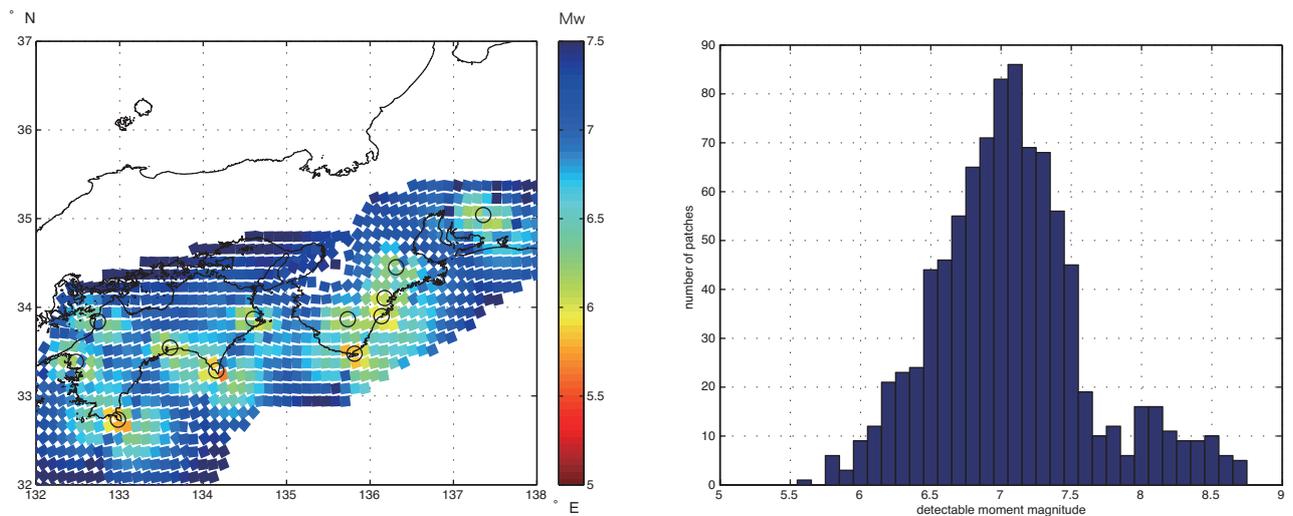
一つの検出基準として気象庁が東海地震予知に使用している Mw 6.5 (気象庁, 2003) を設定すると, 地下水観測のみで Mw 6.5 未満のプレスリップを検出できるのは, 観測点の周囲 20 ~ 30 km 程度に限定されることが分かる. 更にこの基準値を Mw 6.0 に下げた場合, 太平洋の岬の先端に位置する 2, 3 点の観測点のごく狭い周囲を除けば, 本観測網の範囲のほとんどの部分で Mw 6.0 以下のプレスリップは検出できないことが分かる. 一方,

多成分ボアホール歪計 (石井式歪計) も考慮に入れて体積歪による検出能力を検討した場合 (第 6 図, 第 7 図), 石井式歪計のない観測点周辺では当然変化はないが, 石井式歪計のある観測点周辺では検出能力が向上し, 地下水のみで見た場合 (第 5 図) に比べて全体として検出能力は向上している. これは, 地下水位よりも多成分ボアホール歪の方が体積歪のノイズレベルが小さいことを反映しているために他ならない. 以上の結果は, ボアホー



第 5 図 地下水体積歪で見た場合の, モーメントマグニチュードで表現した, 各パッチで検出可能なプレスリップの大きさの下限分布 (左) とそのヒストグラム (右). プレスリップの時定数を 1 日, プレスリップが発生する領域のパッチを面積 $12 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ として, プレスリップの方向が, フィリピン海プレートの沈み込む方向 ($\text{N}300^\circ\text{E}$) と逆方向 ($\text{N}120^\circ\text{E}$), 体積歪のノイズレベルを 4×10^{-8} とした.

Fig. 5 (left) Detectable minimum preslip in moment magnitude using groundwater-level-based volumetric strain observation at all sites. Strain noise level is assumed to be 4×10^{-8} . Preslip is assumed to occur at one of the patches on the Philippine Sea plate, whose dimension is 12 km by 10 km and slip duration of preslip is about a day. The direction of the preslip is set to $\text{N}120^\circ\text{E}$, which is the reverse direction of the subducting Philippine Sea plate ($\text{N}300^\circ\text{E}$). (right) Histogram of the detectable minimum preslip in moment magnitude.



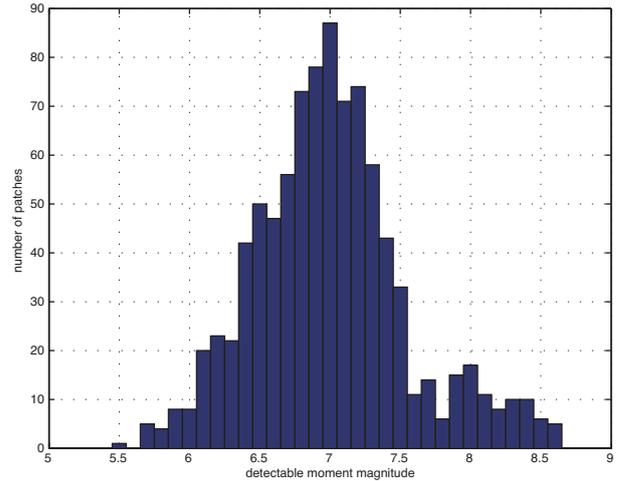
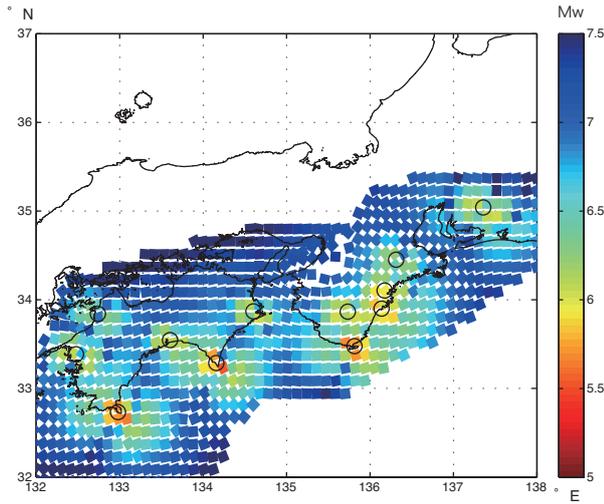
第 6 図 第 5 図と同じ. 但し地下水体積歪に加え, 多成分ボアホール歪計の内, 体積歪を求められる観測点も加えた場合. ボアホール歪計による体積歪のノイズレベルを 2.8×10^{-8} とした.

Fig. 6 Same as Fig. 5 but stations with borehole-strainmeter-based volumetric strain (noise level is set to 2.8×10^{-8}) are also added.

ル歪計による観測の方が、地下水位観測よりも歪検出能力が優れていることを示している。

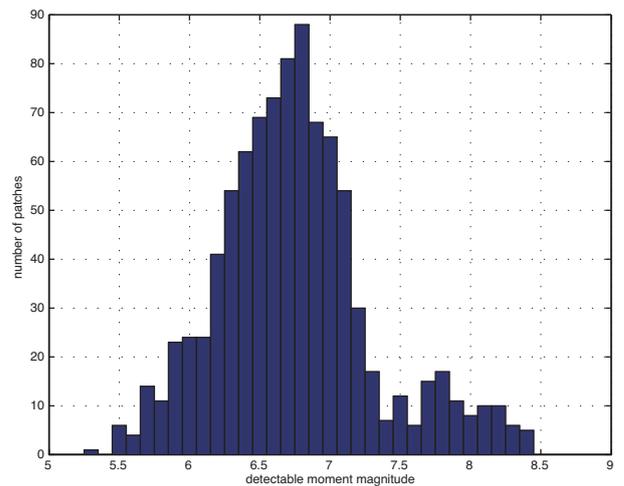
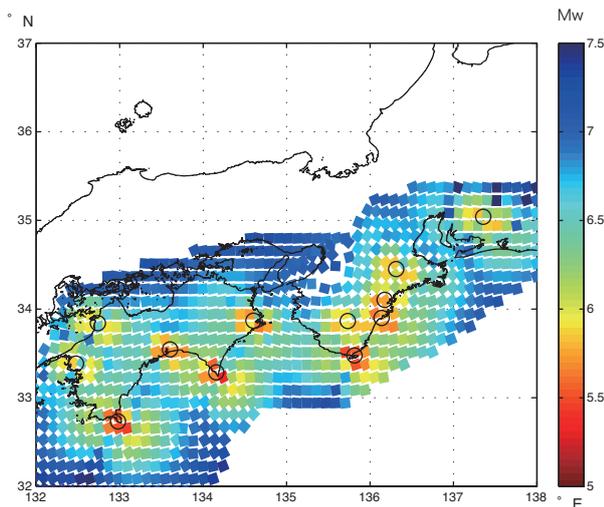
面積歪、線歪の検出能力は（第8図、第9図）、体積歪に比べ、格段に向上している。特に線歪の場合には、Mw 6.5程度より小さなプレスリップを、四国から紀伊半島の沿岸にかけてのほぼ広域的な範囲で、検出できる。体積歪の時と比べると、線歪での検出能力の下限も下がっていることが分かる。例えば、体積歪（第7図）で

は Mw 6.5 以下の分布する領域が、線歪（第9図）で見るとおおよそ Mw 6.0 以下の分布する領域に相当しており、線歪で見ることにより、モーメントマグニチュードにして検出能力がおおよそ 0.5 程度向上している。この理由としては、一般に体積歪よりも線歪のシグナルの方が大きくなるためであると考えられる。いずれにせよ、同じノイズレベルであれば線歪で見た方が検出能力は優れている。



第7図 第5図と同じ。但し地下水体積歪に加え、多成分ボアホール歪計の内、体積歪を求められる観測点も加えた場合。ボアホール歪計による体積歪のノイズレベルを 2.0×10^{-8} とした。

Fig.7 Same as Fig. 5 but stations with borehole-strainmeter-based volumetric strain (noise level is set to 2.0×10^{-8}) are also added.



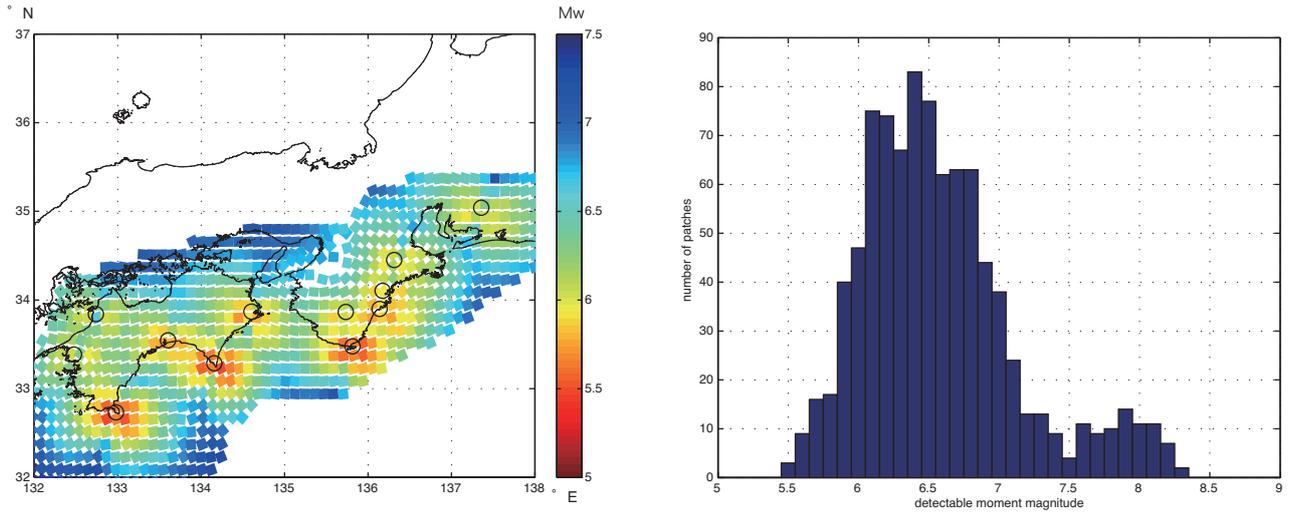
第8図 面積歪で見た場合の、モーメントマグニチュードで表現した、各パッチで検出可能なプレスリップの大きさの下限分布（左）とそのヒストグラム（右）。プレスリップの時定数を1日、プレスリップが発生する領域のパッチを面積 $12 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ とし、プレスリップの方向が、フィリピン海プレートの沈み込む方向（ $N300^\circ E$ ）と逆方向（ $N120^\circ E$ ）、面積歪のノイズレベルを 2×10^{-8} とした。

Fig. 8 (left) Detectable minimum preslip in moment magnitude using borehole-strainmeter-based areal strain observation. Strain noise level is assumed to 2×10^{-8} . Preslip is assumed to occur at one of the patches on the Philippine Sea plate, whose dimension is 12 km by 10 km and slip duration of the preslip is about a day. The direction of the preslip is set to $N120^\circ E$, which is the reverse direction of the subducting Philippine Sea plate ($N300^\circ E$). (right) Histogram of the detectable minimum preslip in moment magnitude.

最後に、第7, 8, 9図に見られるように、全ての観測点でノイズレベルが同じであるならば、太平洋沿岸、特に足摺岬、室戸岬、潮岬のように太平洋の岬の先端に位置する観測点付近の方が、検出能力が高い。これは、こうした観測点下のプレート上面の深さが相対的に浅いために、沈み込むプレート上で発生する、より小さなプレスリップを検出しやすいことを反映しているためであると考えられる。

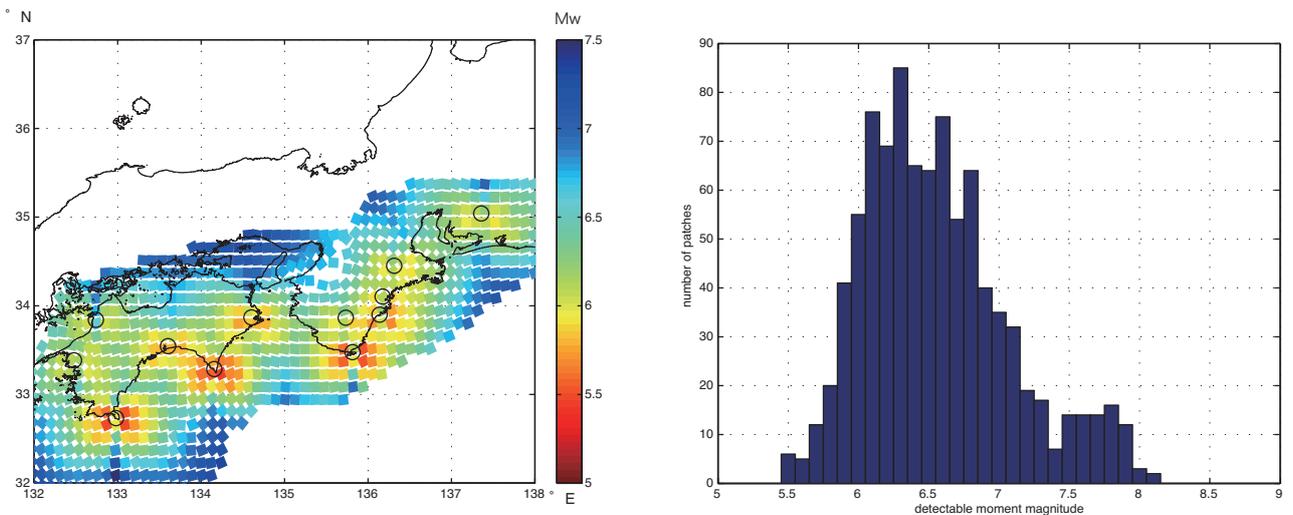
3.2 感度実験 - プレスリップの向き, 時定数, パッチの広がりの影響

現時点ではプレスリップの特性が不明なので、3.1とは異なる条件下での、検出能力を調べることは重要である。ここでは、(1) プレスリップの向き, (2) プレスリップを起こすパッチの大きさ, (3) プレスリップの時定数 (異なる時間窓), (4) ノイズレベル, それぞれについて感度実験を行った。但し、ここでは、最も高い精度が



第9図 線歪で見た場合の、モーメントマグニチュードで表現した、各パッチで検出可能なプレスリップの大きさの下限分布 (左) とそのヒストグラム (右)。プレスリップの時定数を1日、プレスリップが発生する領域のパッチを12 km × 10 km として、プレスリップの方向が、フィリピン海プレートの沈み込む方向 (N300°E) と逆方向 (N120°E)、線歪のノイズレベルを 2×10^{-8} とした。

Fig. 9 (left) Detectable minimum preslip in moment magnitude using borehole-strainmeter-based line strain observation. Strain noise level is assumed to 2×10^{-8} . Preslip is assumed to occur at one of the patches on the Philippine Sea plate, whose dimension is 12 km by 10 km and slip duration of the preslip is about a day. The direction of the preslip is set to N120°E, which is the reverse direction of the subducting Philippine Sea plate (N300°E). (right) Histogram of the detectable minimum preslip in moment magnitude.



第10図 第9図と同じ。但しプレスリップの向きを N90°E とした。

Fig. 10 Same as Fig. 9 but the direction of the preslip is N90°E.

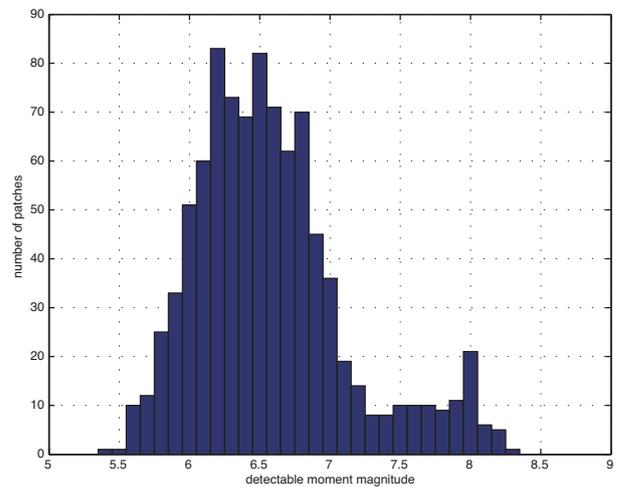
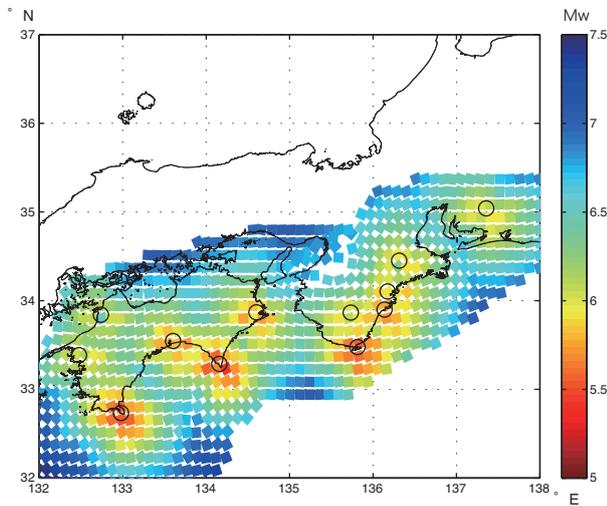
得られる線歪に限定する。

まずプレスリップの方向の効果を示す。フィリピン海プレートの沈み込みと逆方向 (N120°E) に対して、15度ずつ±に向きを変えて計算した。ここではN90°EとN150°Eの結果を示す (第10図, 第11図)。プレスリップの方向の違いで、歪が卓越する方向が変わるために、プレスリップの捉えやすい場所が若干変動するが、おおまかな傾向は変わらない。

次にプレスリップを起こすパッチの大きさの効果を示す。第12図はパッチの大きさが60 km × 50 kmの場合、第13図は2.4 km × 2 kmの場合それぞれについての検出能力である。特徴的なのはパッチが大きくなると検出能力が低下することである。特にM 6以下のプレスリップが全く捉えられなくなり、M 6.1程度が検出能力

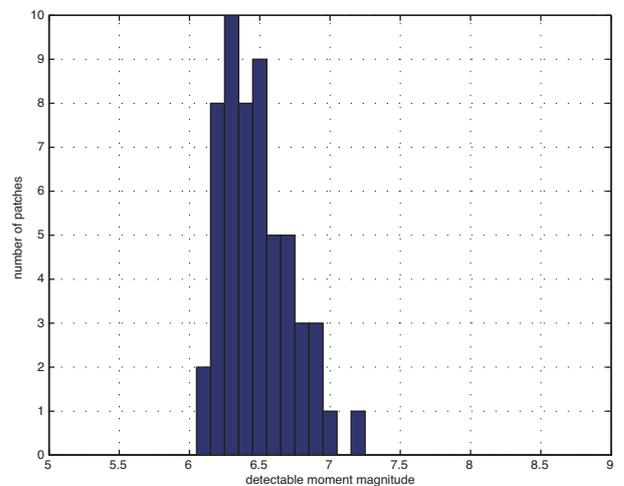
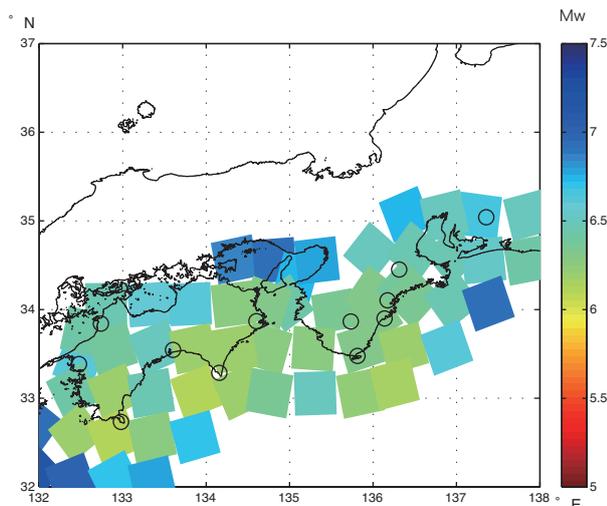
の下限になってしまう。逆に、パッチが小さくなった時は (第13図)、わずかながら、検出可能なモーメントマグニチュードの下限が小さくなっている (検出能力が上がっている)。

更に、時定数の効果を見る。時定数を変えるとは、その時定数に対応した時間窓におけるノイズレベルを与えることと等価である。しかし、24時間窓より長い時間帯において、地下水やボアホール歪計のノイズレベルの評価は系統的には行われていない。そこで目安を得るために、今回採用されたノイズレベルの代表値である草薙観測点の多成分ボアホール歪計の内、もっともノイズレベルの低い (安定した) 成分であるN346°Wの観測データから、目測で10日、3ヶ月各々の時間窓でのノイズレベルを決定した。地震や機器の交換等によるステップ



第11図 第9図と同じ。但しプレスリップの向きをN150°Eとした。

Fig. 11 Same as Fig. 9 but the direction of the preslip is N150°E.



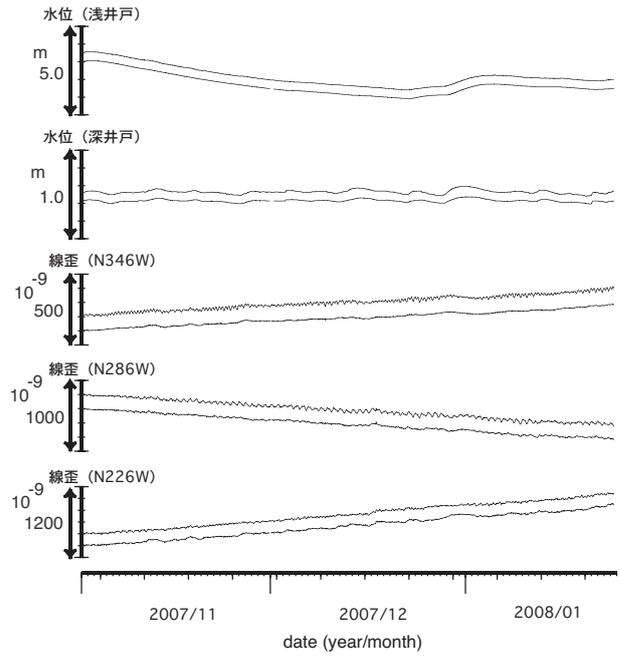
第12図 第9図と同じ。但しプレスリップが発生するパッチの大きさを60 km × 50 kmとした。

Fig. 12 Same as Fig. 9 but the dimension of the patches is 60 km by 50 km.

や、大雨などによる気象擾乱のない2007年11月から2008年1月にかけて、観測データから、潮汐と気圧の影響を取り除いた時系列について、ノイズレベルを求めた(第14図の各段で、上が観測データ、下が潮汐と気圧を取り除いたもの)。一週間以上の長い時間窓だと、ドリフトが卓越するので、ノイズレベルとしては注目する時間窓それぞれの時系列の最初と最後の差をとればよいことになる。ここで本来ならば、ノイズレベルを下げるために、この区間で卓越しているドリフトを直線回帰などで取り除くべきであろうが、ドリフトは必ずしも線形ではないために、単純に直線トレンドを取り除く方法が妥当かどうかは議論があり、ここではそうした特別な処理は行っていない。こうして決められたノイズレベルは10日の時間窓で約 4×10^{-8} 、3ヶ月の時間窓で約 2×10^{-7} であった。

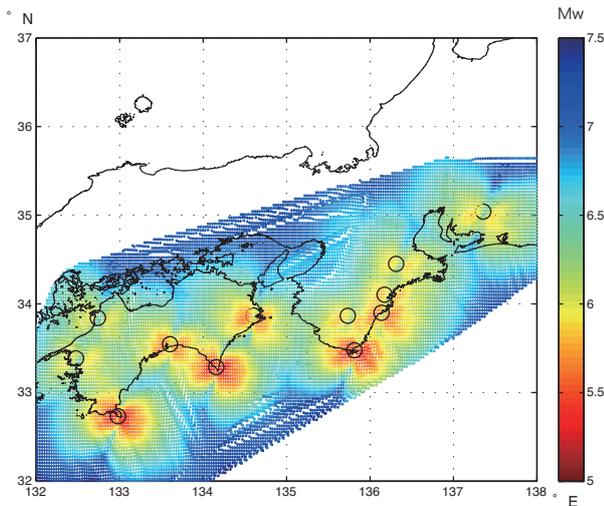
このノイズレベルの値を用いて計算された検出能力は、10日の時間窓については第15図、3ヶ月の時間窓については第16図となる。10日の時定数を持つプレスリップについては、Mw 6.0~6.5以下のものを捉えられる領域は、24時間の時定数のものに比べると縮小している。更に3ヶ月の時定数を持つプレスリップの検出については著しい検出能力の低下を示しており、Mw 6.5未満のプレスリップは岬の突端の観測点の周辺を除き、ほとんどの領域で捉えられない。

最後にノイズレベルの影響を見る。今回使ったノイズレベルは、産総研の観測点の中でも比較的低いものであった。松本ほか(2006)は東海地方に展開された産総研、気象庁の多成分ボアホール歪計・地下水位のノイズレベルの調査を行い、ノイズレベルは観測点によってかなりばらつくことを示している。そのばらつきは最良の値に比べて歪で数倍程度、地下水で約10倍程度である。



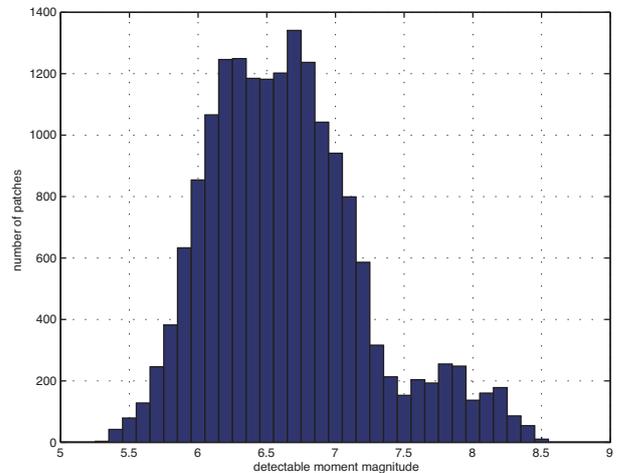
第14図 産総研草薙観測点(静岡県静岡市)における2007年11月1日から2008年1月25日までの観測データ。第1段目と第2段目がそれぞれ浅井戸と深井戸での地下水変化(m)。3段目から5段目がボアホール歪計による線歪の観測結果(それぞれ成分はN346°W, N286°W, N226°W)。各段で、上の時系列が観測の生データ、下の時系列が気圧と潮汐を補正後の時系列データを示す。

Fig. 14 Observation data at Kusanagi station of the Geological Survey of Japan, AIST from November 1st, 2007 to January 25th, 2008. The top and second panels show the groundwater level variations (in meter) at the shallow and deep wells, respectively. The third, fourth, and fifth panels show line strain variations by a borehole strainmeter at N346°W, N286°W, and N226°W. For each panel, top indicates the raw data and the bottom shows the data where solid Earth tide and atmospheric pressure variations are corrected



第13図 第9図と同じ。但しプレスリップが発生するパッチの大きさを2.4 km × 2 kmとした。

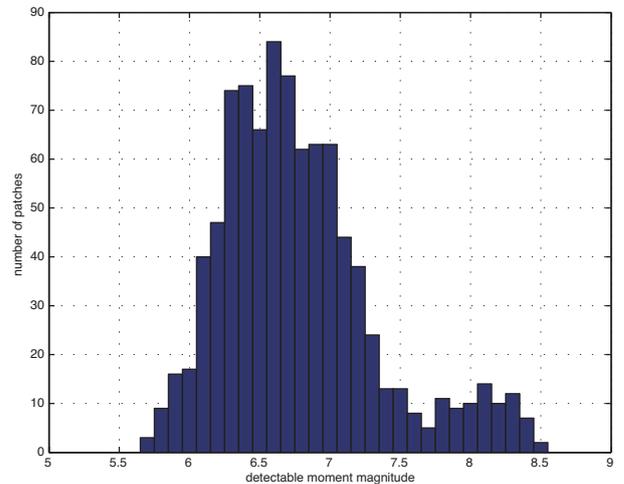
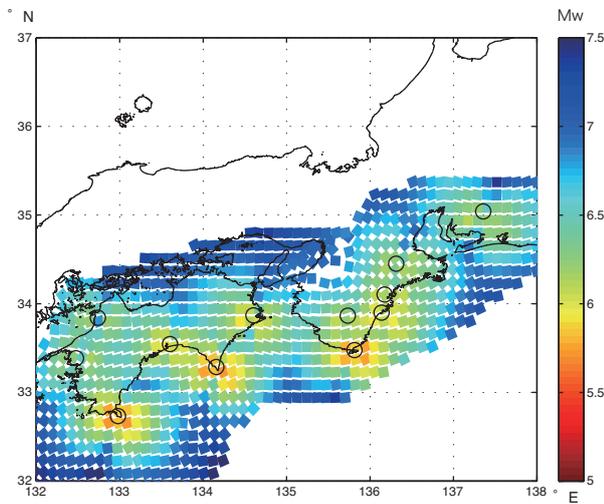
Fig. 13 Same as Fig. 9 but the dimension of the patches is 2.4 km by 2 km.



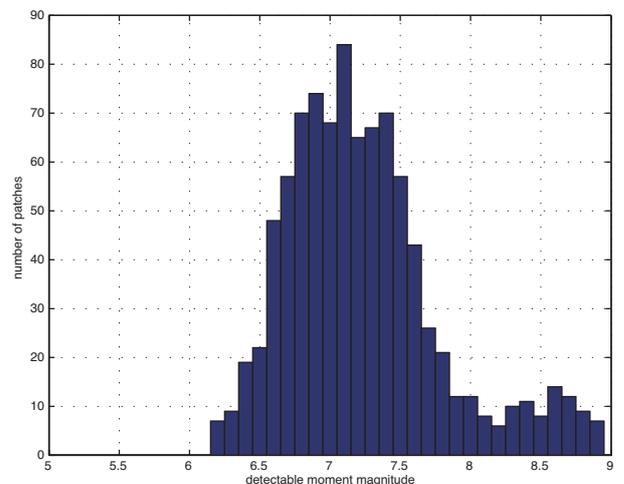
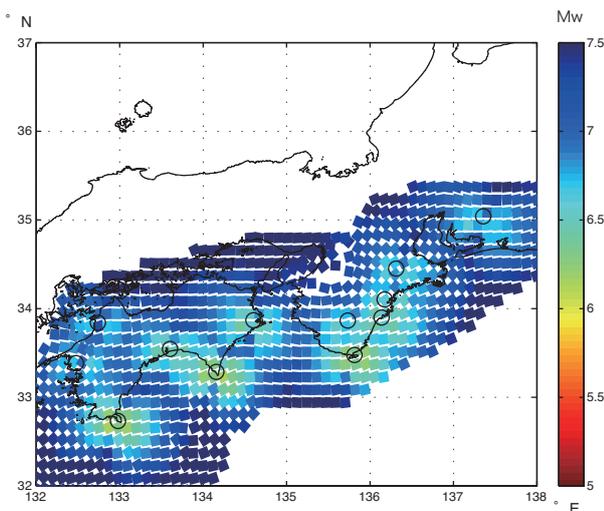
また多成分ボアホール歪計については、まれに著しく大きなノイズレベルが見られる成分があることも指摘している。そこで、ノイズレベルが今回与えたものに比べて、2倍、及び10倍高い場合の検出能力を調べた。実はこれは、異なる時間窓での結果を、24時間窓のノイズレベルが大きくなった場合の結果として読み替えて解釈することで、見積もれる。第15図（ノイズレベルが 4×10^{-8} ）は、多成分ボアホール歪計の24時間窓のノイズレベルが 2×10^{-8} の場合（第9図）よりも2倍悪い場合の検出能力と等価であり、第16図は、10倍悪い場合と等価である。ヒストグラムの比較から、前者は、ノイズレベルが 2×10^{-8} の時と比べて、モーメントマグニチュードにして検出能力が全体的に約0.2程度低下しているの

が分かる。このケースでは、検出できるプレスリップの大きさの下限は上がってしまうが、それでもまだ広域的な範囲でMw 6.5程度までのプレスリップが検出できる。しかし、ノイズレベルが10倍悪くなるケースでは、Mw 6.5程度までのプレスリップを検出できる範囲は、観測点周辺に限定される。

このようにプレスリップの検出においては、プレスリップの時空間特性によっても検出能力は大きく異なる。本観測網では、時定数にして1日程度、パッチの大きさとしては約10 km四方以下という、時空間的に限られた範囲のプレスリップについては、広範な領域でMw 6.0～6.5程度までのプレスリップを検出できるが、プレスリップの時定数やパッチの大きさが大きくなった場



第15図 第9図と同じ。但しプレスリップの時定数を10日程度とし、その時定数の観測ノイズレベルを 4×10^{-8} とした。
Fig. 15 Same as Fig. 9 but the time constant of the preslip is about 10 days, whose equivalent strain noise level is 4×10^{-8} .



第16図 第9図と同じ。但しプレスリップの時定数を3ヶ月程度とし、その時定数の観測ノイズレベルを 2×10^{-7} とした。
Fig. 16 Same as Fig. 9 but the time constant of the preslip is about 3 months, whose equivalent strain noise level is 2×10^{-7} .

合、検出能力は低下する。

4. 考察

本研究では、地下水等総合観測網を使ってどの程度の大きさのプレスリップを検出できるか、またプレスリップの時間・空間スケールの違いによって、検出精度がどの程度影響されるかを見てきた。しかしながら、こうして計算された結果は、実際にプレスリップが発生して見るまでは検証できないという原理的な限界があり、現段階ではあくまでもシミュレーションの範疇を出るものではない。また本研究ではプレスリップの検出において、松本・北川（2005）の方法を使用した。この方法には2.で説明したように、2つの大きな仮定が置かれているのに注意する必要がある。第一の点は、プレスリップの断層すべりによって生じる地下水位や歪の変化は、弾性体の変形理論に従うとしている点である。しかしながら過去の事例研究によれば、この理論は、地震時の地下水変化を説明するのに、必ずしも無条件に受け入れられるものではないことが指摘されている（Itaba and Koizumi（2007）や Matsumoto et al.（2003））。第二の点は、ノイズ量を超えた歪や地下水位の変動は、プレスリップによる変動だとしている点である。しかし近年、通常の地震時の破壊（数十秒）に比べ断層面がゆっくり（数日～数年）とすべるが、必ずしもM8クラスの巨大地震を伴わない「スロースリップ現象（Slow Slip Event：以下、SSE）」と呼ばれる現象が多数見つかってきており（Ozawa et al., 2002; Hirose and Obara, 2005; 第1図にその発生頻発地域を示す）、これらはプレスリップと現象的には大変よく似ていると考えられている。そのため、歪や地下水の観測データを前述の方法で解析しただけでは、両者を区別することが難しいのが現状である。

このような制約はあるものの、本研究の結果は以下の点において意義があるものと考えられる。近年見つかったSSEの内、特に時定数で数日程度のSSEは、想定されているプレスリップと現象的にはよく似ているものではないかと考えられている（例えば、日本地震学会地震予知検討委員会（2007））。注目すべきは、こうしたSSEに伴う地殻変動が実際に歪計等で検出されていることである。例えば愛知県東部では、時定数1日～1週間程度の短期的なSSEがしばしば発生しているが、こうしたSSEに伴う歪変化は、同地域に設置されている、気象庁の複数の体積歪計や多成分ボアホール歪計によって検出されている（小林ほか、2006）。このことは、ゆっくりとした断層すべりという点においてプレスリップと似ていると考えられるSSEをプレスリップと見立てることで、実際の南海地震に伴うプレスリップ発生を待たずに、本観測網の検出能力をある程度は検証できることを

意味する。

愛知県東部の短期的SSEに限らず、紀伊半島から四国、東海地方にかけては様々な時間・空間スケールを持つ多様なSSEが発生している（Ozawa et al., 2002; 小原, 2007）。よって、本観測網でこれらのSSEを検出することを通じて、様々な時空間スケールを持つ「ゆっくりとした断層すべり」を歪計や地下水位のネットワークがどの程度の精度で検出できるか、明らかにできることが期待される。現在、東海地方で実施されている国の地震予知事業では、歪変化の観測からプレスリップを検出するという戦略を基本としているが（気象庁, 2003; 上垣内・東田, 2006）、本観測網でのSSEの検出能力の情報は、その戦略の妥当性に対する絶好の検証実験になると考えられる。即ち、実際の東海地震予知において大きな課題となっている、歪観測からどの程度早期にゆっくりとした断層すべりを検出できるのか、歪の情報だけからすべりの発生を同定できるのか、といったよく分かっていない点に関して、本観測網は重要な情報を提供できる能力がある。その際、本研究の計算結果は、その検証のための一つの重要なリファレンスを与えるものであり、歪変化に着目したプレスリップ検出手法の有効性の評価という点において、大きな役割を果たすことが期待される。現在、本観測網のデータは蓄積されつつあり、今後は、実際のデータの解析結果と本評価との比較検討が重要になるだろう。

5. まとめ

今回新設した地下水等総合観測網を使って、歪変化観測によるプレスリップ検出能力を計算した。本研究で与えた仮想的なプレスリップの場合、以下のことが分かった。

- (1) プレスリップを歪変化で検出するという点においては、多くの情報と大きな信号が得られる多成分ボアホール歪計の方が、体積歪の情報しか得られず、ノイズレベルも相対的に高い地下水位データよりも有効である。
- (2) 地下水位、ボアホール歪計観測いずれの場合も、観測点でのノイズレベルが同じならば、プレートの深さが相対的に浅い、太平洋側の海岸の観測点の方が検出能力は高くなる。より小さなプレスリップを検出するには、特に太平洋側に突き出た岬での観測が有効である。
- (3) 観測点での線歪のノイズレベルが、産総研の既知の観測網の中でも低い値（ 2×10^{-8} ）の場合、12 km × 10 kmの広がりを持つ1日程度の時定数を持つプレスリップならば、本観測網の広範な領域でモーメントマグニチュード6.5程度までの大きさのものが検出できる。
- (4) ノイズレベルが2倍大きくなった場合のケースでは（ 4×10^{-8} ）、検出可能なモーメントマグニチュードの下限は約0.2上がる。

(5) プレスリップの領域が広がる (50 km × 60 km), もしくはその時定数が大きくなる (3ヶ月) と, それらに応じて検出能力は低下する.

謝辞: 気象研究所弘瀬冬樹氏には論文中のプレート等深線データを提供いただきました. 第14図の作成において大川智子氏の協力を仰ぎました. また地下水等総合観測網の観測点設置において産総研, 地方自治体を始め多くの関係者の協力を得ています. 査読者, 及び産総研地質情報研究部門 (2009年4月より, 活断層・地震研究センター) の長郁夫氏には, 有益なコメントを頂き, 本研究の向上に大きく貢献しました. ここに記して感謝します.

文 献

- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira (2002) The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59-73.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭 (2007) Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震* 2, 60, 1-20.
- Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo Channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 57, 961-972.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 489-513.
- Itaba, S. and N. Koizumi (2007) Earthquake-related changes in groundwater levels at the Dogo hot spring, Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 164, 2397-2410.
- 地震調査研究推進本部 (2009) 長期評価による地震発生確率値の更新について, 平成21年1月9日.
- 上垣内修・東田進也 (2006) 気象庁の東海地震短期直前予測戦略と新たな情報体系, *地震* 2, 59, 61-67.
- Kato, N. and T. Hirasawa (1999) A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, Central Japan. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 89, 1401-1417.
- 気象庁 (2003) 東海地震に関する新しい情報発表について, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tokai/20030728tokai.pdf>.
- 小林昭夫・松森敏幸 (1999) 埋込式体積歪計のノイズレベル調査及び異常監視処理, *験震時報*, 62, 17-41.
- 小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋 (2006) 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ (1984 ~ 2005年), *地震* 2, 59, 19-27.
- 小泉尚嗣・松本則夫・北川有一・大谷竜・佐藤努・高橋誠 (2003) 東海地域における地下水位変化と地殻変動との比較研究, *月刊地球号外*, 41, 48-54.
- 小泉尚嗣 (2004) 昭和南海地震: 次の南海地震の予知をめざして, 産総研シリーズ「活断層と古地震-過去から学び, 将来を予測する-」, 産業技術総合研究所編, 丸善, 209-220.
- 小泉尚嗣・高橋誠・松本則夫・佐藤努・大谷竜・北川有一 (2005) 水文学的手法による地震予知研究-地下水変化から地震前の地殻変動を検知する試み-, *地震* 2, 58, 247-258.
- 小泉尚嗣・板場智史 (2006) 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備, *東濃地震科学研究所報告*, 20, 179-183.
- 京都大学防災研究所 (2003a) 地下水変化に対する前駆的すべりの断層モデル, *地震予知連絡会会報*, 70, 402-403.
- 京都大学防災研究所 (2003b) 南海地震の前の井戸水の減少について-増幅メカニズム-, *地震予知連絡会会報*, 70, 423-428.
- Matsumoto, N., G. Kitagawa, and E. A. Roeloffs (2003) Hydrologic response to earthquakes in the Haibara well, central Japan: I. Groundwater-level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall and tidal responses, *Geophys. J. Int.*, 155, 12, 885-898.
- 松本則夫・北川有一 (2005) 想定東海地震震源域付近の観測井における地下水位の歪感度とノイズレベル, *測地学会誌*, 51, 131-145.
- 松本則夫・北川有一・小泉尚嗣 (2006) 東海地震の想定震源域付近における産総研の多成分歪計のノイズレベル, *地震予知連絡会会報*, 75, 389-391.
- Miyazaki, S., and K. Heki (2001) Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106 (B3), 4305-4326.
- Nakajima, J., and A. Hasegawa (2007) Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- 日本地震学会地震予知検討委員会 (2007) 地震予知の科学, 東京大学出版会, 227pp.
- 西村卓也・秋田藤夫・廣瀬仁・松本則夫・宗包浩志 (2004)

- 2003年十勝沖地震直前の地殻変動・地下水とプレート境界滑りの検知能力, 日本地震学会講演予稿集 2004年度秋季大会, A44.
- 小原一成 (2007) 深部低周波微動に同期する短期的スロースリップイベントの検出—防災科研 Hi-net 傾斜観測による成果—, 測地学会誌, 53, 25-34.
- Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009-1012.
- Roeloffs, E. (1996) Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. *Adv. Geophys.* 27, 135-195.
- 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.
- 寒川 旭 (2007) 地震の日本史—大地は何を語るのか—, 中央公論新社, 268pp.
- 水路局 (1948) 昭和 21 年南海大地震調査報告—地変及び被害編—, 水路要報増刊号, 201, 11 7pp.
- 宇佐美龍夫 (2003) 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 605pp.
- (受付: 2009 年 2 月 19 日; 受理: 2009 年 7 月 17 日)