<u>関係機関提供資料</u>

気象庁提供資料

1. 東海地震予知業務の概要

大規模地震対策特別措置法及び気象業務法では、東海地震が発生するおそれがあるとみ とめた場合、気象庁長官が内閣総理大臣に「地震予知情報」を報告し、気象庁長官の報告 を受けた内閣総理大臣は、直ちに閣議に諮った上で、警戒宣言を発する(参考1)。

また、気象庁は、防災機関の東海地震に係る適切な防災対応に資するため、東海地域の 地殻活動を常時監視し、検知された異常等地殻活動状況に応じて「東海地震に関連する調 査情報」「東海地震注意情報」「東海地震予知情報」の3段階から成る「東海地震に関連す る情報」を適宜発表する。このうち、「東海地震注意情報」は、異常が東海地震の前兆であ る可能性が高まった時に発表し、防災機関は準備行動を行う。「東海地震予知情報」は上記 の「警戒宣言」と同時に発表する。

なお、観測された現象と東海地震との関連性などについて評価及び判定を仰ぐため、専 門家から成る「地震防災対策強化地域判定会」(以下、「判定会」という。)を定期的にある いは随時開催している。

これらの情報を受け、地震防災対策強化地域内の関係機関及び住民は東海地震発生に伴 う被害の軽減を図るため、あらかじめ策定された「東海地震応急対策活動要領」などに基 づき各般の防災対策を実行する(図1)。



図1 東海地震予知の概要

2. 気象庁の東海地震予知戦術

東海地震の予知は、想定震源域 及びその周辺に整備したひずみ計 観測網により、プレート境界の固 着領域で発生する前兆すべりによ って生じた微小な地殻変動を検知 することにより行う(図2)(吉田 (2001)、上垣内・東田(2006))。 気象庁が東海地震予知業務を行う に当たっての、科学的な根拠や監 視方法、情報の発表基準などにつ いて以下に示す。



図2 気象庁の東海地震予知戦術

2.1.前兆すべり

地下の断層面が急速にすべる現象である地震を模擬的に再現する岩石すべり実験におい ては、地震波の放射を伴う急速なすべりの発生に先行して前兆すべり(断層面の一部がゆ っくりとすべり始めるという非地震性の現象)が発生することが知られている(例えば、 Ohnaka et al.(1986))

岩石すべり実験結果や、地震発生サイク ルにおいてプレート境界で発生すると考え られている諸現象を統一的に説明する理論 の一つとして、岩石のすべり面に働く摩擦 力がすべり速度やすべり面の状態に依存す るというものがある(速度・状態依存の摩 擦則) (Dieterich (1979); Ruina (1983); Scholz $(1998))_{\circ}$

この理論をプレート境界面に当てはめ、 ①プレートの境界の普段強く固着している 領域(想定震源域に相当)を、すべり速度 が増大するとともに摩擦力が低下し、急速 なすべりが発生する領域(不安定なすべり が発生する領域)、②その周辺と深部を、す べり速度とともに摩擦力が増大し、安定的 なすべりが発生する領域(安定的なすべり が発生する領域)、と設定して数値シミュレ ーションを行うと、急速なすべり(巨大地震)の前に、固着している領域の一部で非地震





すべり変位の図は、Scholz (1998) より改変引

性のすべりが発生する(Tse and Rice(1986))。これが前兆すべりに相当する(図3)。

速度・状態依存の摩擦則に基づく数値シミュレーションによれば、前兆すべりだけでな く、巨大地震の繰り返し発生や、プレートの沈み込みに伴う地殻変動、後述する想定震源 域より深部のプレート境界で発生するゆっくりすべりとそれに伴う地殻変動などの、東海 地方で実際に観測されているインターサイスミックな現象も再現されている(参考2)。

以上のことから、気象庁では、岩石すべり実験と数値シミュレーションで予想されている"地震に先行して前兆すべりが発生する"というモデルを、東海地震の発生を直前に予 測する上での最も合理的な科学的根拠として位置づけている。

ただし、前兆すべりの発生場所や規模、巨大地震発生までの猶予時間等については、断 層形状などのモデルの立て方や摩擦などのパラメータの設定に依存していることから、数 値シミュレーションから、具体的な値を一意的に決めることはできない。

なお、現在まで、巨大地震発生の直前に前兆すべりが観測されたと広く認められた事例 はないが(参考3)、これは、前兆すべりに伴う微小な地殻変動を捉えるために必要な観測 網が整備されていなかったことや、前兆すべりが観測網の検知能力を下回る程度の規模で あったことなどが原因として考えられる。

2.2. 東海地震予知のためのひずみ計観測網

前兆すべりが発生した場合、周囲の地殻にごくわずかな地殻変動が生じる。前兆すべり

は、次第に規模を拡大して 巨大地震の発生に至ると 考えられることから、気象 庁では、東海地震の前兆す べりが想定震源域のどこ で発生したとしても、それ に伴う地殻変動をできる だけ早く、小さい段階のう ちに検知できるように、東 海地周辺の27か所のひず み計観測点(うち、25点は 気象庁、2点は静岡県が整



備)で地殻のひずみの変化を監視している(図4)。

ひずみ計は、地下100~800m深の岩盤に円筒状の金属筐体を密着させることで地殻のひ ずみ変化を測る観測機器である。気象庁のひずみ計には体積ひずみ計と多成分ひずみ計が あり、前者ではひずみ計の筐体の体積変化を、後者では筐体の直径の変化を、いずれも10⁻⁹ ~10⁻⁸ オーダーまで検知できる性能を有している。特に多成分ひずみ計においては、異な る4方向の直径の変化を測ることにより、地殻のひずみの方向の変化も捉えることができ る。

ひずみ計で観測したデータには、地球潮 汐や海洋潮汐、地震動、大気圧、降水など による地殻のひずみ変化や、ひずみ計近傍 のローカルな変化、さらに、測器の原理上、 体積ひずみ計においては地温による影響、 多成分ひずみ計においては地球磁場によ る影響などが含まれる。各観測点において これらを除去するため既知の現象による ものについては補正を行い(図5)、また、 隣接する観測点や多成分ひずみ計では別 成分との比較などを行うことにより、前兆 すべりに伴う地殻変動の検知精度を高め ている。また、最近では、いくつかの観測 点のデータを足し合わせることにより S/N 比を向上させる「スタック処理」も試 験的に取り入れている(参考4)。



図6に、気象庁のひずみ計観測網の前兆

すべりの検知能力を表す指標として、想定震源域及び周辺で前兆すべりが発生し、それに よって複数のひずみ観測点のデータに「有意な変化」が観測され始めるときの前兆すべり

の規模(Mw)を示す。前兆す べりは Hirose et al.(2008) の プレート境界で発生するもの とし、すべりの方向はフィリ ピン海プレートの沈み込み方 向と逆向きになるように設定 している。なお、ここでいう 「有意な変化」とは、地球潮 汐など要因の分かっている変 化や過去に繰り返してみられ るローカルな変化など既知の 変化を取り除いたあとのひず み計データに、さらに残るノ イズのレベル(1.5年間の基準 期間中に現れたノイズのうち、 第2番目に大きい値)の2倍



図6 気象庁ひずみ計観測網の検知能力

以上に相当する異常な変化である。

前兆すべりの規模は明らかではないが、Kanamori(1996)に従い前兆すべりは破壊の最終規 模の高々1%程度であるとすると、東海地震の想定規模 Mw8.0 に対して前兆すべりは Mw6.5 に相当する。想定震源域の陸域内において前兆すべりが発生した場合は、Mw6.5 に 対して十分小さい規模の段階に複数点で検知できる。一方で、陸から遠いところでは前兆 すべりが Mw6.0 より大きくならないと複数点での検知ができない。

2.3. 東海地震に関連する情報の発表基準

複数のひずみ計観測点で同時に変化が検知された時には、その変化が前兆すべりに対応 している可能性が高まり、さらに、検知した観測点が増えた場合は、前兆すべりが拡大し ていると推定できる。気象庁では、この状況に合わせて「東海地震に関連する情報」を発 表する(横田他(2011))。各情報の発表には具体的な基準を設けており、ひずみ計のデー タ変化に基づく発表基準は表1のとおりである(過去の基準については、参考5)。

カテゴリ	ひずみ計のデータ変化に基づく発表基準
東海地震に関連する	<u>1カ所以上のひずみ計で有意な変化を観測し</u> 、同時に他の複数の観測点でも
調査情報(臨時)	それに関係すると思われる変化を観測している場合
	<u>2カ所以上のひずみ計で有意な変化を観測</u> し、同時に他の観測点でもそれに
東海地震注意情報	関係すると思われる変化を観測した場合であって、判定会において、その変
	化が前兆すべりである可能性が高まったと判定された場合
	<u>3カ所以上のひずみ計</u> で有意な変化を観測し、東海地震の発生のおそれにつ
	いて検討が必要と判断した場合(急激な変化が観測され、「判定会」の開催が
	間に合わない場合の基準)
	<u>3カ所以上のひずみ計で有意な変化を観測</u> し、判定会において、その変化が
東海地震予知情報	前兆すべりによるものであると判定された場合
(地震予知情報)	<u>5カ所以上のひずみ計で有意な変化</u> を観測(或いはそれに相当する現象を観
	測)し、かつその変化を基に推定した前兆すべり(プレスリップ)の発生場
	所が、東海地震の想定震源域内に求まった場合(急激な変化が観測され、「判
	定会」の開催が間に合わない場合の基準)

表1 「東海地震に関連する情報」の発表基準

2.4 予知の不確実性

2.1項で示したように前兆すべりの発生場所や規模、巨大地震発生までの猶予時間は 一意に決めることができないため、前兆すべりが現状のひずみ観測網により検知できる規 模よりも小さい段階で東海地震の発生に至ると前兆すべりによる地殻変動を検知できず、 「東海地震注意情報」「東海地震予知情報」の事前の発表ができない。また、前兆すべりの 時間発展が急速だと、検知はできたとしても情報の発表が間に合わないことも考えられる。 また、前兆すべりの規模と地震の規模との関係は必ずしも明らかではなく、前兆すべりを 検知できたとしても引き続く地震が想定通りの規模になるとは限らない。

このように東海地震予知を確実に実行できない場合が考えられるが、気象庁の東海地震 予知は、"地震に先行して前兆すべりが発生する"というモデルに基づき、東海地域におい て前兆すべりに起因すると考えられる地殻変動が検知できれば、地震発生に向けて事態が 進行し始めたと解釈し、当該地域であらかじめ想定していた地震(東海地震)が発生する おそれがあることを伝えようというものである。

3. その他の地殻活動の監視

想定震源域の北西側のひずみ計や国土地理院の GEONET、(独)防災科学技術研究所の Hi-net などでは、半年から1年の間隔をおいて、同時に複数の観測点で2~10 日程度継続 する通常とは異なる地殻変動が観測されている。また、その発生場所付近では同時期に「深 部低周波地震(微動)」と呼ばれる、通常より長周期の波が卓越する地震が多数発生する。 これらは、想定震源域の北西側にあたるやや深い 30~40km 深のプレート境界でゆっくり



図7 短期的ゆっくりすべり発生時のひずみ計変化とそれから推定される短期的ゆっくりすべりの位置

これまでひずみ計観測網で前兆すべりを捉えたことはないが、ひずみ観測網の外側で発 生していると考えられる短期的ゆっくりすべりを Mw5クラスから検知できているという 事実は、図6で示した検知力を裏付けるものである。

一方、2000 年ごろから、国土地理院の GEONET などにより、想定震源域の西側のプレート境界が5年程度継続してゆっくりとすべる現象が観測された。また、想定周辺域周辺の光波測距(Kimata et al.(2001)) や検潮 (小林・吉田(2004)) などのデータからは、1980年前後、1990 年前後にも同様な現象があった可能性が示されている。これらは、「長期的ゆっくりすべり」と呼ばれている現象である。

短期的ゆっくりすべりや長期的ゆっくりすべりは、前兆すべりと同じくプレート境界で 発生する非地震性の現象であり、想定震源域の近傍で発生していること、前述の数値シミ ュレーションの結果には、巨大地震発生前には、これらの発生間隔が短くなるというもの もあることから、気象庁では、ひずみ観測点と併せて国土地理院から分岐を受けた GEONET データについても監視している。

- 4. まとめ
- 東海地震予知業務は、地震に先行して前兆すべりが発生するというモデルに基づき、前 兆すべりに伴う微小な地殻変動を検知することにより地震の発生を予測しようとする ものである。
- 前兆すべりが発生することは断層すべりに関する室内実験で確認されており、また、断層すべりの状態を説明する「速度・状態依存摩擦則」に基づいた数値シミュレーションによってもその発生が予想されている。
- 前兆すべりに伴う微小な地殻変動を検知するため、気象庁は東海地震の想定震源域の周辺に整備したひずみ計観測網を用い24時間体制で地殻変動を監視している。ひずみ計観測網はMw5.0~6.0に相当する前兆すべりを検知できる性能を有している。
- ただし、前兆すべりの規模や継続時間、発生場所によっては、前兆すべりを見逃す場合、 情報発表が地震に間に合わない場合があり、また、前兆すべりの規模と地震の規模との 関係は明らかでなく、想定の規模通りの地震とならないことも考えら、地震予知ができ るかどうかは不確実である。
- 東海地震予知は、前兆すべりを地震発生に向けて事態が進行し始めた現れと解釈し、あらかじめ想定していた地震が発生するおそれがあることを伝えようというものである。

気象庁の東海地震予知業務に関連する法律

大規模地震対策措置法(抜粋)

(定義)

- 第二条 この法律において、次の各号に掲げる用語の意義は、それぞれ当該各号に定める ところによる。
 - 一 地震災害 地震動により直接に生ずる被害及びこれに伴い発生する津波、火事、爆
 発その他の異常な現象により生ずる被害をいう。
 - 二 地震防災 地震災害の発生の防止又は地震災害が発生した場合における被害の軽減 をあらかじめ図ることをいう。
 - 三 地震予知情報 気象業務法(昭和二十七年法律第百六十五号)第十一条の二第一項 に規定する地震に関する情報及び同条第二項に規定する新たな事情に関する情報をい う。
 - 四 地震防災対策強化地域 次条第一項の規定により指定された地域をいう。
 - 五~十二 (略)
 - +三 警戒宣言 第九条第一項の規定により内閣総理大臣が発する地震災害に関する警 戒宣言をいう。
 - 十四 (略)

(地震防災対策強化地域の指定等)

- 第三条 内閣総理大臣は、大規模な地震が発生するおそれが特に大きいと認められる地殻 内において大規模な地震が発生した場合に著しい地震災害が生ずるおそれがあるため、 地震防災に関する対策を強化する必要がある地域を地震防災対策強化地域(以下「強化 地域」という。)として指定するものとする。
- $2 \sim 5$ (略)

(強化地域に係る地震に関する観測及び測量の実施の強化)

第四条 国は、強化地域に係る大規模な地震の発生を予知し、もつて地震災害の発生を防 止し、又は軽減するため、計画的に、地象、水象等の常時観測を実施し、地震に関する 土地及び水域の測量(以下この条及び第三十三条において「測量」という。)の密度を高 める等観測及び測量の実施の強化を図らなければならない。

(警戒宣言等)

- 第九条 内閣総理大臣は、気象庁長官から地震予知情報の報告を受けた場合において、地 震防災応急対策を実施する緊急の必要があると認めるときは、閣議にかけて、地震災害 に関する警戒宣言を発するとともに、次に掲げる措置を執らなければならない。
 - 強化地域内の居住者、滞在者その他の者及び公私の団体(以下「居住者等」という。)
 に対して、警戒態勢を執るべき旨を公示すること。

- 二 強化地域に係る指定公共機関及び都道府県知事に対して、法令又は地震防災強化計 画の定めるところにより、地震防災応急対策に係る措置を執るべき旨を通知すること。
- 2 内閣総理大臣は、警戒宣言を発したときは、直ちに、当該地震予知情報の内容について国民に対し周知させる措置を執らなければならない。この場合において、内閣総理大臣は、気象庁長官をして当該地震予知情報に係る技術的事項について説明を行わせるものとする。
- 3 内閣総理大臣は、警戒宣言を発した後気象庁長官から地震予知情報の報告を受けた場合において、当該地震の発生のおそれがなくなつたと認めるときは、閣議にかけて、地震災害に関する警戒解除宣言を発するとともに、第一項第一号に規定する者に対し警戒 態勢を解くべき旨を公示し、及び同項第二号に規定する者に対し同号に掲げる措置を中止すべき旨を通知するものとする。

気象業務法(抜粋)

(地震防災対策強化地域に係る地震に関する情報等の報告)

- 第十一条の二 気象庁長官は、地象、地動、地球磁気、地球電気及び水象の観測及び研究 並びに地震に関する土地及び水域の測量の成果に基づき、大規模地震対策特別措置法(昭 和五十三年法律第七十三号)第三条第一項に規定する地震防災対策強化地域に係る大規 模な地震が発生するおそれがあると認めるときは、直ちに、政令で定めるところにより、 発生のおそれがあると認める地震に関する情報(当該地震の発生により生ずるおそれの ある津波の予想に関する情報を含む。)を内閣総理大臣に報告しなければならない。
- 2 気象庁長官は、前項の規定により報告をした後において、当該地震に関し新たな事情 が生じたと認めるときは、その都度、当該新たな事情に関する情報を同項の規定に準じ て報告しなければならない。この場合において、同項中「内閣総理大臣」とあるのは、 「内閣総理大臣(大規模地震対策特別措置法第十条第一項の規定により地震災害警戒本 部が設置されたときは、内閣総理大臣及び地震災害警戒本部長)」と読み替えるものとす る。

(参考2)

地震発生の数値シミュレーションと東海地域の監視に係る課題

気象庁では平成21、22年度に「東海地震の予知手法等に関する勉強会」を開催し、近年の数値シミュレーション研究とその結果を踏まえた東海地震予知のための監視の課題について検討を行った。

1. 数値シミュレーションモデルの検討

本会では4つのモデルについて検討した。これらは、いずれもプレート境界面の摩擦が 境界面におけるすべりの速度や境界面の状態に依存しているとする法則(速度・状態依存 則)を前提としている。なお、数値シミュレーションに使用するパラメータには仮定が含 まれ、パラメータによってその結果は変わりうることには注意が必要である。

<東京大学地震研究所の加藤尚之氏によるモデル>

深いところからの破壊が始まることを再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- ①すべり速度が低速のときには速度弱化(速度が大きくなるとともに摩擦による抵抗力が小さくなる)、高速では速度強化(速度が大きくなるとともに摩擦による抵抗力が大きくなる)の摩擦特性を仮定すると、ゆっくりすべりを再現でき、大きな前兆的な地殻変動がシミュレートできた。
- ②用いる摩擦パラメータを変えると、破壊開始点である震源の深さやプレート間の固着の状況に、大きく影響をおよぼす。

<参考文献: Kato(2003a), Kato(2003b), Kato(2004), Kato and Seno(2003)>

<気象研究所の弘瀬冬樹氏によるモデル>

南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震と東海地域の長期的ゆっくり滑りを再 現するモデル。ポイントは次のとおり。

- 東海地域の長期的ゆっくりすべりを再現でき、巨大地震の前に長期的ゆっくりすべりの速度が増加した。
- ② 地震発生前に、紀伊半島沖で前兆すべりが発生する可能性が示唆された。シミュレーション結果から、地震の約1か月前からGPSで観測可能な大きさの地殻変動がみられた。
- ③繰り返し発生する巨大地震の2回に1回は東海地域が割れ残るモデルが得られた。 <参考文献:気象研究所技術報告(2011)>
- <建築研究所の芝崎文一郎氏によるモデル>

低周波微動と短期的ゆっくりすべりを再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- 紀伊半島や東海地域で、地域ごとにセグメントにわかれる短期的ゆっくりすべりを再 現できた。
- ②紀伊半島と東海地域で発生間隔のことなる短期的ゆっくりすべりが再現でき、発生が 連動する場合のあることが再現できた。

<防災科学技術研究所の松澤孝紀氏によるモデル>

上の芝崎氏のモデルをもとに、境界面におけるすべりの速度により摩擦の大きさに変 化を加え、短期的ゆっくりすべりと長期的ゆっくりすべりの両方を再現するモデル。ポ イントは次のとおり。

- ①モデルでは、大地震が約110年間隔で繰り返し発生することが再現できた。
- ②大地震の発生後、次の大地震が発生するまでの間は、短期的ゆっくりすべりの再来間 隔が徐々に短くなる傾向がみられた。
- ③大地震発生領域とゆっくりすべり発生領域の間の領域では、一過性のゆっくりすべり が地震サイクル間に発生する。

<参考文献: Matsuzawa et al.(2010)>

- 2. 数値シミュレーションの結果を踏まえた監視のポイント・課題
- (1) 地震発生のシミュレーションでは、大規模な地震の前に前兆すべりが発生すること が示された。
- (2) シミュレーションでは、短期的ゆっくりすべりおよび長期的ゆっくりすべりの発生 パターンが大地震発生前に変化することが示された。実際に観測されている、これらの ゆっくりすべりの発生間隔、大きさ等の監視が重要である。ゆっくりすべりの監視精度 を向上させ、発生場所や規模を正確に把握する必要がある。
- (3)観測可能な前兆すべりが、約1ヶ月継続するケースがあることがシミュレーション されている。また、その場合、地震発生直前で、前兆すべりの変化を識別することは困 難である。このような場合は、現状の観測体制と枠組みの中では、地震予知情報、警戒 宣言が長期間にわたって継続せざるを得ない状況となる。

(参考3)	± ±	KH	1的である。北に 変動が小さくな 東上リだが、前兆 茂木(1982) 本震の断層面 Sagiya (1998): やや懐疑的 こしたわけでは Linde and Sacks (2002) 館谷(2004):懐疑的 の位置が大きく 修残る。	Jゆっくり滑りと同 m程度)であれ 善測量データ及 木股・鷺谷(2005) る。	えにくい。 ゝかとの批判が と)で否定されて 2	短期間の擾乱が 司じ条件で見て <i>i</i> ナルと同様の め疑問を残す。	ることには否定 の水位変化が であることに着 を同じ断層が 加辺(1991) にの井戸のみ たの井戸のみ 描田・他(2010) 送に着目し、三 淡水層の水量
事例(1/3)	禁		Coseismicな変動と調和 行くにつれcoseismicな ることとも調和的。 ることとも調和的。 すべりは南上りだった。 全体が前米すべりを起 破壊開始点と前兆滑り 離れているという凝問か	浜名湖周辺での長期的 様の前兆すべり(変位1 ば、前後1ヶ月間の水準 び作業記録とも調和す?	気象・海況の影響は考; 機器のトラブルではない あることを認めている。 また、下の小林・他(200 いる。	黒潮により数日程度の。 生じるとは考えにくい。 最近5年間のデータを同 かると、地震直前のシケ ものが10例以上あるた	井戸水だけから予知す- - 的。 川辺(1991)は地震直前 川辺(1991)は地震直前 「山辺(1991)は地震直前 「山辺(1991)は地震直前 「山辺(1991)は地震直前 「山辺(1991)に 「山辺(1991)では、特 梅田・他(2010)では、特 本位が大きく変化したこ 子どの他したこ
ことが報告されている	データの信頓度 有音性		測量誤差は2mm程度以下だが、3mm以上の変動が観測されている。 されている。 ただしSagiya (1998)が手簿から詳細に検討したところ、測 し詳細に検討したところ、測 量結果に疑問点がいくつか あるとしており、鷺谷(2004)に よって前兆滑りを論じられる よっる。	手簿には分単位で作業内容 が記されており、その内容は 著者らの経験とも調和する。	1 か月前にも同等の変化が あるが、潮流を補正すると地 震直前のものは直線的にシ グナルが大きくなる。	BAYTAP-GIこより潮汐・気圧を補正。 を補正。 下津(和歌山)、内浦(静岡) と比較しても浦神では同様の 変動を検出する。	測器による記録ではないが、 観測点数が多く、毎日使用す るものであることから時間分 解能も日精度がある。井戸か 涸れたという報告もあること から、年周変化以上の大きな 水位変化があったと思われ る。また、安政地震でも同様 の現象の報告がある。
運されたこ		気が	判断度い後のに 初層をとなる。 でもても で、 が で、 の で、 の で、 の で に で で で で で で で で で で で で で で で で で	25~35km?	不明	15~20km (震源付近)	市
性のある現象が観測	プレスリップ	マグニチュード	7.8	7.3~7.5?	不明	6.9	7.9
			1日 (1~4日?)	10数分	48時間	1~3日	3日
すべり)の可能	割古法		、本道画	水準測量 およびその手簿 (作業中、水準儀が 合わせられない)	検潮記録 (土佐清水)	検潮記録 (浦神)	井戸・温泉水位 (三重県から高知 県)
プレスリップ(前兆)	地震発生 年月日	規模 および 震央	1944年12月7日 Mj7.9 東南海地震	<u>.</u>		1946年12月20日	Mj8.0 函海地澱

プレスリップ(前兆	すべり)の可能	性のある	現象が観	運されたこ	ことが報告されている	事例 (2/3)	
地震発生 年月日	観測方法	44 + 44	プレスリップ	۲ Щ	データの信頼度、有意性	議論	田典
2000 原文	長周期歪地震計 (ベニオフ歪計)	ル11 11111 約15分	9.5程度?	AC 相当深部 (アセノス フェア領域)	G2、R2などの波から本震の dip、slip、depthを決められる ほど感度が高い。 カリフォルニア州パサデナの 観測方位も良好。	アセノスフェアで前兆すべりが発生し、 リンスフェア深部の前震を励起。さらに 本震に至ったと考察。	Kanamori and Cipar (1974)
1960年5月22日 Mw9.5	長周期地震計 (世界の6観測点)	14~20分	9.5程度?	不明	高次(概ね7次以降)の自由 振動は明瞭。	ー連の波形について、本震のみ、本震と前と前兆滑り、本震と余効滑り、本震と前兆滑りと余効滑り4つのモデルのうち、 どれが最も波形をよく説明するかをF検 定で評価。	Cifuentes and Silver (1989)
	海水面の変動	不明	9.3~9.5?	35 ~ 80km	Plekfer and Savega (1970)で 20cmの精度があるとみなし ている131の地点のデータの みを使用。	Plekfer and Savega. 1970のデータを用いて再検討したところ、相当深部(深さ35~80km)でも滑りを起こさなければデータを説明できない。その深さではcoseismicな滑りは起きないので、前兆coseismicな滑入るのが妥当。	Linde and Silver (1989)
1964年6月16日 Mj7.5 新潟地震	水準測量	10年程度	7.5程度?	不明	誤差は2cm程度に対し、変位 は3~4cm。最大隆起は 10cm。	1955年のデータに変動が見られた。こ のデータは越後平野の地盤沈下等をよ く表しており信頼性が高いとも言える が、このデータを抜いて計算したほうが 定常的な変動をよく表すとも指摘され る。	茂木(1982):懐疑的 藤井(1982)
1002年5日76日	ボアホール体積歪計 (秋田県の1観測点)	半年以上 断続的に (短時間の 滑りが84回)	7.4程度? (6.1程度が 断続的?)	30km以深 (地震断層 より相当深 部)	気象や機器設置作業による 影響とは考えにくい。 本震後数日間続いた規模の 大きな地震が落ち着くと、滑 りも見られなくなった。	秋田県の一点でしか捉えられず断層面 が求まらないが、50×65kmを仮定し て、その断層が何回滑ったかを計算。 岩手県の観測点ではデータに変化がな かったことも拘束条件とする。	Linde et al. (1988)
1001-101-101-101-101-10-10-10-10-10-10-1	水準測量	7.8年 4.5年 数公月	$6.7 \sim 7.2?$ $6.7 \sim 7.2?$ $7.1 \sim 7.7?$ $7.3 \sim 7.7?$	いずれも本 震の震源域 より深い	地震前の複数の期間で同様 の隆起が見える。 最初の期間の滑り速度 (2.5cm/年)はプレートの相対 速度(1.6cm/年)よりも大き い。	全体で4つの期間に分けることができる。1つめ、2つめは水準測量、3つめ、はこめ、2つめは水準測量、3つめは歪計(Linde et al., 1988)、4つめは津波(Shuto et al., 1995)から求められた。4つの期間で比較すると、滑りが加速している様子が分かる。	lio et al. (2002)

プレスリップ(前兆-	すべり)の可能	性のある	現象が観	測された:	ことが報告されている引	事例 (3/3)	
地震発生 年月日 規模 および 震央	観測方法	先行時間	プレスリッフ マグニチュード	なな	データの信頼度、有意性	議論	出典
989年5月23日 989年5月23日 Mw8.2 Macquarie Ridge ニュージーランドと南極 大陸の間)	広帯域地震計	100秒以上	9.7	本部ン波推ン高い果い析づ震のトを定ト周たよと結く断上レ用しロ波推りい果推審部低いたがを定もう果推審部低いた大を定もう果論深で周てセが用結深解基(データは当時の高ダイナミックレンジ、広帯域3成分イナミックレンジ、広帯域3成分イナミッル地震計によるもの。 速地波形データの低周波部 うく(6mHz)に見られる振幅と 位相違れの周波数依存性を 問関数に、前駆的なすべりが 見られる。 1989年ロマプリエタ地震等) に適用した結果は、近地波 で1982年ランダース地震等) に適用した結果は、近地波 形データから推定されたど 1989年ロマプリエタ地震等) に適用した結果は、近地波 形データから指定は、近地源 割別 たした意源時間関数と調 わたっ、 たした意源時 のなすべいが したの した。 した。 した。 した。 した。 した。 した。 した。	長周期の自由振動の解析からは、前駆的なすべりの直接的な証拠は見つからなかった。 なかった。 これった。 この発行。 実に解析を行うと、振幅や位相遅れに バイアスがかかって見える可能性が指摘されている。 話されている。	nmle et al. (1993) (edar et al. (1989): 懐疑的
997年12月5日 Aw7.8 カムチャツカ地 震	連続GPS (固定点以外に 6観測点)	7~20日	7.7	希 <u></u> 30km	データは24時間平均値で3~ 4mmの精度。 地震直前に不自然な(複雑 すぎる)変動を示していない が確認。	求められる前兆すべりは、本震とは異なるメカニズムとなる。また、変位量が なるメカニズムとなる。また、変位量が モデルと観測値で一致しない。前兆す べりが複雑なメカニズムを持つ可能性 もある。	àordeev et al. (2000)
(001年7月7日 /w7.6 ペルー (6月24日のMw8.4の 地震の最大余震)	連続GPS (1観測点)	18時間	7.8	不明	ノイズレベルの10倍のシグナルがあり、前後2年9ヶ月間 ルがあり、前後2年9ヶ月間 で同規模のシグナルはない。 鉛直成分に大きなシグナル が出ておらず、大気遅延や 時刻誤差とは考えにくい。	当該余震のCMT解と調和的である。	Aelbourne and Webb (2002)

地震のマグニチュードは気象庁マグニチュード(Mj)またはGlobal CMT解(Mw)を表示。1960年のチリ地震はKanamori (1977)によるMw。 プレスリップのマグニチュードのうち、「?」を付したものは、論文の記述等から、気象庁が概算したマグニチュードである。

		Wyatt (1988)			Johnston et al. (1987)			Linde and Johnston (1989)
事例(1/4)	呈型	潮汐の効果を補正。						潮汐、気圧の効果を補正。
ミニとが報告されている	鱳鱳	長期的な変動については、2つ のイベントの余効変動と見られ る変化以外には検知されな かった。			その他いくつかの比較的小さな 地震についても地震発生直前 にひずみ計で前駆的な変動が 観測されていないことを確認。			直近の観測点においても、地 震前一か月の間、前駆的ひず み変化は観測されなかった。 直近の2観測点の本震の震央 からの距離はそれぞれ 46.7km、65.5km。 本震を境に、本震によるオフ セットと逆センスにひずみレート が変化。
されなかっ1	前兆すべりを 探した期間	数日間			数時間から 数秒間			間日々16%
出を試みたが発見。	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	1 %			教パーセント			本震前約4日間:1%? 本震直前約3秒間: 0.05%?
とすべり)の検	観測方法	レーザーひずみ計 水管傾斜計 ボアホール傾斜計			体積ひずみ計 3成分ひずみ計等			体積ひずみ計 (地下約200mに 埋設)
プレスリップ(前)	地震発生 年月日 規模 および 震央	1972年~1982年 Mw≦6.5 南カリフォル ニア (12イベント)	1978年1月14日 Mi 7.0 伊豆大島近海	1983年5月2日 Mw6.3 Coalinga, California	1984年4月24日 Mw6.1 Morgan Hill, California	1984年11月23日 Mw5.8 Round Valley, California	1985年8月4日 Mw6.1 Kettleman Hills, California	1987年10月1日 Mw5.9 Whittier Narrows, California

		Agnew and Wyatt (1989)	Johnston et al. (1990)	Wyatt et al. (1994)	Johnston et al. (1994)	北海道大学理学部(1993) Kanamori (1996)
事例(2/4)	備考	潮汐の効果を補正。	直近の観測点の本震の震源 からの距離は、体積ひずみ計 が37.5km、3成分ひずみ計が 41.6km。	ボアホール歪計、傾斜計、 トータルステーションなど様々 な測器で観測。歪計とGPS のデータを比較し信頼度を確保。	気圧、潮汐、近くの井戸の汲 み上げ効果を補正。	直近の観測点は、本震の震 央から100km程度離れた位 置。
<ことが報告されている	業論	約12時間前にElmore Ranch Earthquake (Mw6.0)が発生して いたが、その余効変動は観測 されなかった。本震発生後2時 間の余効変動によるひずみ変 化量は、本震によるひずみ変 化量の10%程度。	1988年半ばと1989年半ばに長 期的なひずみレートが変化し、 それらに引き続いて本震の震 源域内でM5程度の地震が発 生していた。 生していた。	地震後にも余震に伴うステップ を除いて変化はなかった。	地震に先だって周辺の物性が変化していないか調べるため、 変化していないか調べるため、 地震前2カ月の潮汐に対する応 答を調べたが顕著な変化は見られなかった。	Hokkaido Univ. (1993)で報告さ わているデータに基 <i>し</i> き、 Kanamori (1996)が推定。
きれなかった	前兆すべりを 探した期間	誯 邫8馀	間日86%	約1年半。 直前は0.1秒サ ンプリング。	約18日間。 直前は4秒 サ ンプリング。	約5日間
出を試みたが発見:	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	本震前8時間:1% 本震直前1000秒間:0.5%	0.1%	0.04%程度	0.2%	1 %
とすべり)の検	観測方法	レーザーひずみ計 体積ひずみ計 水管傾斜計	体積ひずみ計 3成分ひずみ計	レーザー歪計 連続GPS	体積ひずみ計 (地下176mに埋 設)	伸縮計 (9観測点)
プレスリップ (前)	地震発生 年月日 規模 および 震央	1987年11月24日 Mw6.5 Superstition Hills, California	1989年5月23日 Mw6.9 Loma Prieta, California	1992年6月28日 Mw7.3 Landers	California	1993年7月12日 Mj7.8 北海道南西沖

		Kedar and Kanamori (1996)	Yu et al. (2004) Roeloffs (2006)	Mellors et al. (2002)	Melbourne and Webb (2002) Roeloffs (2006)	Irwan et al. (2004) Roeloffs (2006)
事例(3/4)	呈	30分間の波形から長周期側の広い帯域の振幅スペクトルを算出する解析手法。 を算出する解析手法。 30分間に本震の0003%程度以上の地震モーメントを解放するような前駆的なすべりはするような前取のなすべりはたいる。	震央周辺で2(ナノストレイン/ 年)程度の誤差で歪変化を求 めることができた。		ノイズレベルは2~2.8mm。 誤差を取り除いており、デー タは安定している。	地震の変位波形をよく描いている。地震的変位波形をよく描いている。地震前1週間以上の データも安定。
こことが報告されている	崿왩	1992Landers地震にも同様の解 析手法を適用し、地震発生前 12時間ではM3.7相当の振幅ス ペクトルを観測する前駆的なす べりが生じていなかったことを 確認。Wyatt et al., (1994)や Johnston et al., (1994)の結果と 調和的。	震央周辺のひずみは時間的に 見て誤差の範囲内でリニアに 変化。空間的にもひずみデータ に異常が見られる場所はな かった。	検出可能な前兆すべりの規模の下限の見積して限の見積もりには、深さ5kmの断層を仮定。 原理的に深部の横ずれは検出してくい。	7月7日のMw7.6の地震では前 兆現象を検出。	東南海地震でMogi (1988)が報 告した傾斜変化の100分の1の 変化も検出されず。
されなかった	前兆すべりを 探した期間	12時間 (30分毎)	約7年。 キャンペーン 観測は1年に1 回。	30日間	約2年9カ月。 誤差除去のた め2時間毎に 解析。	約20時間。 直前は1秒サ ンプリング。
出を試みたが発見は	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	0.003%	%5`0	0.01%? (M4.5相当)	(宗 뭠9 [·] LW) 。%9 [·] 0	% L
ドすべり)の検	観測方法	広帯域地震観測 網 (TERRAscope)	連続GPS キャンペーンGPS (22観測点)	連続GPS InSar	連続GPS (1観測点)	連続GPS (GEONET)
プレスリップ(前彡	地震発生 年月日 規模 および 震央	1994年1月17日 Mw6.6 Northridge, California	1999年9月21日 Mw7.6 集集, 台湾	1999年10月16日 Mw7.1 Hector Mine, California	2001年6月24日 Mw8.4 ペルー	2003年9月23日 Mw8.3 十勝沖

	単 田	Langbein et al. (2005) Roeloffs (2006)
事例(4/4)	備考	24時間前に10ナノストレイン 程度のステップ的な変化が観 測されていたが、人工的なノ イズだったことが報告されて いる。
とことが報告されている		1992年から1995年にかけて、 非地震性のすべりに伴うひず みレートが大きくなり、相似地 震の繰り返し間隔が短くなっ た。この期間には、1966年 Parkfield地震の震源周辺でM4 を超える地震が3回発生した が、その後ひずみレートは以前 の低い値に戻っていた。
きれなかった	前兆すべりを 探した期間	20秒間
出を試みたが発見さ	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	0.006%? (M3.2相当)
<u> </u>	観測方法	体積ひずみ計
プレスリップ(前头	地震発生 年月日 規模 および 震央	2004年9月28日 M6.0 Parkfield, California

Kanamori(1996)及びKoeloffs (2006)に取り上げられている地震を掲載した。 地震のマグニチュードは気象庁マグニチュード(Mj)またはGlobal CMT解(Mw)を表示。 「?」を付した値は、論文の記述等から、気象庁が概算したもの。

	田典	気象研究所 (2011) 国土地理院 (2011) 海上保安庁 (2011) Ozawa et al. (2012) Suito et al. (2011) 西村 (2011, 2012)	伊藤他 (2012) tro et al., (2012) 東北大学 (2011) 国土地理院 (2011) 防災科学技術研究所 (2011)
	備考	GPSの基線長変化の非定常変位は 2003年頃から開始。 GPSデータを用いてすべり欠損分布を 推定すると、2007年以降福島県沖です べり欠損が小さい。 海底地殻変動観測によると、福島県沖 がったことが示唆される。 2008年の茨城県沖、2008年と2010年の 福島県沖のM7クラスの地震によりGP Sで観測された余効変動は、地震時の 変動と比較してかなり大きかった。	海底圧力計のデータに2008年11月下 旬と2011年1月下旬~2月上旬に変化 が見られ、本震の震源から海溝寄りの 部分で短期的スロースリップが発生し たと推定される。 東北大学のひずみ計、GPS、海底圧力 計で3月9日の地震の余効変動を観測。 余効すべりは南側に拡大したと推定さ れる。 GPS及びHi-net併設の高感度加速度 計(傾斜計)のデータには、本震直前に 顕著な変化は見られなかった。
れた地殻変動の報告事例	規模	2003年頃から本震までMw7.5以上	2008年11月下旬にMw6.8 2011年1月下旬~2月上旬にMw7.0
洋沖地震前に見い	発生場所	本震震源域の南西部	本震震源と海溝軸の間
)東北地方太平	条現時期	本震の4~10年前	本震の2年~1カ月 前
平成23年(2011年	種類	長期的スロースリップ	短期的スロースリップ

Ē

	出典	木村·廣瀬(2011)	Murakami et al. (2006) Uchida et al. (2009)
	議論	傾斜変化の時間推移から推定される ゆっくりすべりの発生域の移動と、群発 地震の発生域の移動は良く対応。相似 地震より求めた平均積算すべり量の推 移と傾斜変化の推移の比較から、相似 地震がゆっくりすべりの主要部分で発 生したと言える。 用能能能の比較から、相似 しすべりがら-7年間隔で繰り返し発生。 切すべりが5-7年間隔で繰り返し発生。 のはた同じ場所で発生しており、それに よって、毎回地震が誘発されるとするこ とで良く説明できる。	相似地震の解析からも、十勝沖地震の 余効変動が東に移動し、M7.1の地震の 前にその震源近傍ですべりが加速した ことが示されている。 一般沖地震とその後のゆっくりすべりに よる釧路沖地震(M7.1)の震源域におけ よる釧路沖地震(M7.1)の震源域におけ るクーロン応力変化を比較すると、それ ぞれ0.0058MPa、0.025MPaで、ゆっくり すべりの影響の方が4倍以上大きい。 GPSデータや相似地震の解析結果 は、十勝沖地震によって発生しその後 東へ移動したゆっくりすべりが、釧路沖 地震の発生を促したことを示唆する。
動が報告されている事例	地殻変動	地震活動が増加した10月25日頃から、房総半島南東部を中心とする領域でSSEによると思われる傾斜変化を観測。傾斜変化の時間推移は2007年8月のイベントと同様。	GPSデータの解析によると、十勝沖地震によって発生したゆっくりすべりが東に移動し、釧路沖地震発生時にはその震源域に達していた。
べりに起因する地殻変動と地震活	地震活動	およそ20km四方の範囲で群発地震が発生。 主な地震の発生機構解は、フィリピン海プレー トと日本島弧との相対運動方向に調和的な低 格逆断層型。群発地震の中に相似地震も検 出。	2003年9月26日に十勝沖地震(M8.0)、2004年11月29日に釧路沖地震(M7.1)、2004年12月6日に釧路沖地震(M6.9)が発生。
プレート境界のす	発生期間 発生場所	2011年10月-11月 房総半島沖のフィリピン 海プレート上部	2003年十勝沖地震以降 千島海溝沿い

Agnew, D. C. and Wyatt, F. K. (1989), The 1987 Superstition Hills earthquake sequence: Strains and tilts at Piñon Flat Observatory, Bull. Seismol. Soc. Am. 75
480-492.
防災科学技術研究所(庚瀬仁),2011,2011 年東北地方太平洋沖地震前の傾斜記録,地震予知連絡会会報, 86,298‐302.
防災科学技術研究所(木村尚紀・廣瀬仁), 2011, 房総半島沖スロースリップイベント (2011 年 10 - 11 月), 地震予知連絡会報, 87, 185-190.
Cifuentes I. L. and Silver P.G., 1989, Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake, J. Geophys. Res., 94, 643-63.
藤井陽一郎(1982):1964 年新潟地震の前兆性地殻変動の信頼性について,地震第2輯, 35, 623-9.
Gordeev E. I., Gusev A. A., Levin, V. E., Bakhtiarov V. F., Pavlov V. M. , Chebrov V. N., and Kasahara M., 2001, Preliminary analysis of deformation at th
Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data, Geophys. J. Int., 147, 189-98.
北海道大学理学部(1993), 北海道地方における地殻変動連続観測ー北海道地殻活動総合観測線の9観測点の歪み変化(1) –, 地震予知連絡会会報, 52, 45-56.
Ihmle, P. F., Harabaglia, P., and Jordan, T. H., 1993, Teleseismic Detection of a Slow Precursor to the Great 1989 Macquarie Ridge Earthquake, Scienc
261,177-183.
Iio Y., Kobayashi Y. and Tada T., 2002, Large earhquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults, Earth Planetar
Sci. Let., 202, 337-43.
Irwan M, Kimata F, Hirahara K, Sagiya T, Yamagiwa A. 2004. Measuring ground deformations with 1-Hz GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquak
(preliminary report). Earth Planet. Space 56:389–93.
Ito, Y., Hino R., Kido M., Fujimoto H., Osada Y., Inazu D., Ohta Y., Iinuma T., Ohzono M., Miura S., Mishina M., Suzuki K., Tsuji T., and Ashi J., 2012, Episodi
slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Tectonophysics, submitted.
伊藤喜宏・日野亮太・木戸元之・藤本博己・長田幸仁・稲津大祐・三浦哲・太田雄策・内田直希・辻健・芦寿一郎・三品正明, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖州
震発生前のスロースリップイベント,日本地球惑星科学連合予稿集, SCG63-01.
Johnston, M. J. S., Linde, A. T., and Agnew, D. C., 1994, Continuous borehole strain in the San Andreas fault zone before, during, and after the 28 June 1992
MW 7.3 Landers, California, earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 799-805.
Johnston, M. J. S., Linde, A. T., and Gladwin, M. T., 1990, Near - field high resolution strain measurements prior to the October 18, 1989, Loma Prieta Ms 7.
Earthquake, Geophys. Res. Lett. 17, 1777-1780.
Johnston, M. J. S., Linde, A. T., Gladwin, M. T., and Borcherdt, R. D., 1987, Fault failure with moderate earthquake, Tectonophysics 144, 189-206.
海上保安庁, 2011,海底地殻変動観測結果から得られた平成 23年(2011年)東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, 地震予知連絡会会報, 86, 284-293.

	Kanamori H., and Cipar J. J., 1974, Focal Process of the Great Chelean Earthquake May 22, 1960, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 9, 128-36.
	Kanamori, H., 1996, Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 93, 3726-3731.
	川辺岩夫,1991, 地震に伴う地下水・地球化学現象, 地震第2輯,44,341-64.
	Kedar, S. and Kanamori, H., 1996, Continuous monitoring of seismic energy release associated with the 1994 Northridge earthquake and the 1992 Landers
	earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am. 86, 255-258.
	Kedar, S., Watada, S., and Tanimoto, T., 1994, The 1989 Macquaric Ridge earthquake: Seismic moment estimation from long-period free oscillations, J. Geophys.
	Res. 99, $17893-17907$.
	木股文昭・鷺谷威, 2005, 水準測量データの再検討による 1944 年東南海地震プレスリップ, 第 162 回地震予知連絡会資料.
	気象研究所(小林昭夫・木村一洋), 2011, 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震の数年前からの震源域内の非地震性すべり, 地震予知連絡会会報、 86, 182-183.
	国土地理院, 2011, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 86, 184-272.
	小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫, 2002, 1946 年南海地震直前の浦神の潮位変化, 測地学会誌, 48, 1-12.
	Langbein JO, Borcherdt R, Dreger D, Fletcher J, Hardebeck J. 2005. Preliminary report on the 28 September 2004, M 6.0 Parkfield, California, earthquake.
_	Seis. Res. Lett. 76:10–26.
130	Linde A. T. and Silver P. G., 1989, Elevation Changes and the Great 1960 Chilean Earthquake: Support for Aseismic Slip, Geophys. Res. Let, 16, 1305-8.
_	Linde A. T. and I. S. Sacks, 2002, Slow Earthquakes and Great Earthquakes along the Nankai Trough, Earth Planetary Sci. Let., 6368, 1-11.
	Linde A. T., Suyehiro K., Miura S., Sacks I. S., and Takagi A., 1988, Episodic Aseismic Earthquake Precursors, Nature, 334, 513-5.
	Linde, A. T. and Johnston, M. J. S., 1989, Source Parameters of the October 1, 1987 Whittier Narrows Earthquake From Crustal Deformation Data, J. Geophys.
	Res. $94, 9633-9643.$
	Melbourne TE, Webb FH. 2002. Precursory transient slip during the 2001Mw =8.4 Peru earthquake sequence from continuous GPS. Geophys. Res. Lett.
	29:doi:10.1029/2002GL015533.
	Mellors RJ, Sichoix L, Sandwell DT. 2002. Lack of precursory slip to the 1999, Hector Mine, California, earthquake as constrained by InSAR. Bull. Seismol. Soc.
	Am. 92:1443–49.
	宮本貞夫, 1965, 南海道大地震の前の井戸水の異常, 地震第2輯, 18, 170-1.
	茂木清夫, 1982, 1944 年東南海地震直前の前兆的地殻変動の時間的変化, 地震第2輯, 35, 145-8.
	茂木清夫, 1982, 新潟地震前の水準測量結果についての一解釈, 地震第2輯, 35, 478-82.
	Murakami, M., H. Suito, S. Ozawa and M. Kaidzu, 2006, Earthquake triggering by migrating slow slip initiated by M8 earthquake along Kuril trench, Japan,

eophys. Res. Lett., 33, L09306, doi:10.1029/2006GL025967.
西村卓也, 2011,第 189 団地震予知連絡会についての報告,日本地震学会ニュースレター, 23, 14-16.
西村卓也, 2012,測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動,地質学雑誌, 118, 278-293.
Ozawa S., T. Nishimura H., Munekane H., Suito T., Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2012, Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku
earthquake, Japan, J. Geophys. Res, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
Roeloffs E. A., 2006, Evidence for Aseismic Deformation Rate Changes Prior to Earthquakes, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 34, 591-627.
Sagiya T., 1998, Crustal Movements as Earthquake Precursors - Leveling Anomaly Before the 1944 Tonankai Earthquake Revisited -, Bul. GSI, 44, 23-36.
驚谷威, 2004, 1944 年東南海地震の前兆的地殻変動再考, 月刊地球, 26, 746-53.
佐藤裕, 1982, 1946 年南海道地震前の土佐清水における潮位変化について,地震第2輯, 35, 623-6.
Suito H., Nishimura T., Tobita M., Imakiire T., and Ozawa S., Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast
of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, Earth Planets Space, 63, 615-619, 2011.
東北大学大学院理学研究科(太田・他), 2011, 2 011 年 3 月 9 日三陸沖地震(M7.3)-地データおよび地震活動から推定される前震およびその余効変動-, 地震予知連
絡会会報, 86, 309 - 312.
Uchida, N., Yui, S., Miura S., Matsuzawa T., Hasegawa A., Motoya Y., and Kasahara M., 2009, Quasi-static slip on the plate boundary associated with the 2003
M8.0 Tokachi-oki and 2004 M7.1 off-Kushiro earthquakes, Japan, Gondwana Research, 16, 527-533.
梅田康弘・他, 2010, 南海地震前の井戸水の低下について 一次の南海地震の予知に向けて一, 地震第2輯, 63, 1-10.
Wyatt F. K., Agnew D. C., and Gladwin M., 1994, Continuous Measurements of Crustal Deformation for the 1992 Landers Earthquake Sequence, Bulletin of the
Seismological Society of America, 84, No.3, 768-79.
Yu S-B, Kuo L-C, Hsu Y-J, Su H-H, Liu C-C. 2001. Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake.
Bull. Seismol. Soc. Am. 91:995–1012.

参考4

ひずみ波形のスタックデータ による東海地震監視

気象庁 地震予知情報課



- 132 -

スタックの基本的な考え方

プレート境界のある場所 j で発生した境界すべりを検知するためのスタック a i は

$$a_{j} = \sum_{i=1}^{m} Y_{i}(t) \cdot Pol_{ij} \cdot \frac{n_{s}}{n_{i}} \quad \text{で表される}.$$

ここで、Y_i(t)は観測点iにおける時系列変化、Pol_{ij}はjでの境界すべりによる理論変化の極性、n_sは基準とするノイズレベル、n_iはこの観測点におけるノイズレベルである。

この基本式は、各観測点におけるひずみ変化を、基準とするノイズレベル規格化し、 変化が正となるように極性を変換して足し合わせる ことを表している。

ノイズレベル…24時間階差の標準偏差





スタックによる短期的ゆっくりすべりの監視



プレート境界上のターゲット とする点(上図)で短期的 ゆっくりすべりが発生した場 合、各観測点においてはひ ずみ変化の極性が異なる。

短期的ゆっくりすべりに伴う 変化が正となるように極性 をそろえてデータを足し合わ せることにより、S/Nを向上 させる(右図)。



東海監視の実際



(参考5)

判定会招集/東海地震に関連する情報の発表基準の変遷

S54. 8	大規模地震関連情報	判定会招集連絡報		
S54. 8		ひずみによる招集基準		
(*1)		1か所で3時間以内に0.5×10 ⁻⁶ 以上の変化かつ他1か所以上		
		で同質の変化		
		<u>地震による招集基準</u>		
		1時間に10回以上の地震が2時間以上継続		
S56.11		ひずみによる招集基準		
(*2)		1か所で3時間以内に0.5×10 ⁶ 以上の変化かつ他3か所以上		
		で明瞭な変化		
		地震による招集基準		
		1時間にM4以上3回を含む10回以上の地震が2時間以上継		
		続かつ2か所以上のひずみに明瞭な変化		
H10. 12	大規模地震関連情報	判定会招集連絡報	東海地域の地震・地殻活動に関する情報	
H10. 12		<u>ひずみによる招集基準</u>	(定量的な発表基準なし)	
(*3)		3か所以上で検出可能レベ		
		ル*の変化		
H16. 1	東海地震予知情報	東海地震注意情報	東海地震観測情報	
H16. 1	<u>ひずみによる発表基準</u>	<u>ひずみによる発表基準</u>	<u>ひずみによる発表基準</u>	
(*4)	3か所以上で有意な変化**	2か所以上で有意な変化*	1か所以上で有意な変化**	
	(=判定会の招集基準)	(=判定委員打ち合わせ会	地震による発表基準	
		の招集基準)	顕著な地震活動	
H23. 3	東海地震予知情報	東海地震注意情報	東海地震に関連する調査情報(臨時)	
H23. 3	<u>ひずみによる発表基準</u>	<u>ひずみによる発表基準</u>	<u>ひずみによる発表基準</u>	
(*5)	3か所以上で有意な変化**か	2か所以上で有意な変化*か	1か所以上で有意な変化*か	
	つ判定会の判定	つその他で同時の変化かつ	つ他の複数点で変化	
	5か所以上で有意な変化**か	判定会の判定	地震による発表基準	
	つ想定震源域内に前兆すべ	3か所以上で有意な変化※	顕著な地震活動	
	りを推定		(=判定会の開催基準)	

- *1 地震予知情報業務開始時の招集基準設定根拠についての文献は残っていない。昭和の東南海地震の前兆 と考えられていた掛川付近の2~3日間の傾斜変化(~10⁻⁶)や、一般的な地震発生時の断層付近のひず み変化(~10⁻⁵)を参考にしたと考えられる。
- *2 ひずみ観測点の整備(S54に+8点)になどによる招集基準の変更。
- *3 より小さな段階からの異常検知・予知を目指し、ひずみ観測点のノイズレベルを基にした招集基準に変 更。その結果、1/10の規模の変化から招集が行われることとなった。(3か所:ひずみ観測データから前 兆すべりの位置を特定するための観測点の数)
- *4 情報体系の変更に合わせ、*3 の考え方をベースに、各情報の発表基準を新たに設定。(2か所:観測デ ータが局所的な現象でないことを判断するための観測点の数)
- *5 判定会の関与を明記、判定会の開催が間に合わない場合の発表基準を追加などの変更。(5か所:前兆すべりの断層パラメータを求めるための観測点の数)
- ※ 観測点ごとに違うが、H10 当時は平均して3時間で 0.4×10⁻⁷、1日で 0.6×10⁻⁷の変化(大雨時除く)。 補正技術の高度化などにより徐々に向上している。

- Dieterich, J. H. (1979), Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84(B5), 2161-2168, doi:10.1029/JB084iB05p02161.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008), Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res., 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 上垣内修・東田進也(2006),気象庁の東海地震短期直前予知戦略と新たな情報体系,地震 第2輯,59,61-67.
- Kanamori, H. (1996), Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 93, 3726-3731.
- Kato, N. (2003a), A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane, *Earth planet. Sci. Lett.*, 216, 17-25.
- Kato, N. (2003b), Repeating Slip Events at a Circular Asperity: Numerical Simulation with a Rateand State-Dependent Friction Law, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 78, 151-166.
- Kato, N. (2004), Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar faultwith nonuniform frictional property, J. Geophys. Res., 109, B12306, doi:10.1029/2004JB003001.
- Kato, N., and T. Seno (2003), Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, *Earth planet. Sci. Lett.*, 210, 53-63.
- Kimata, F., K. Hirahara, N. Fujii, and H. Hirose (2001), Repeated Occurrence of Slow Slip Events on the Subducting Plate Interface in the Tokai Region, Central Japan, the Focal Region of the Anticipated Tokai Earthquake (M=8) (abstract), in American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract # G31A-0126.
- 気象研究所地震火山研究部 (2011), 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震 サイクルの再現の試み, 気象研究所技術報告, 63, 266-284.
- 小林昭夫・吉田明夫 (2004), 舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返 し発生, 測地学会誌, 50, 209-212.
- Matsuzawa, T., H. Hirose, B. Shibazaki, and K. Obara (2010), Modeling short and long term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *115*, B12301, doi:10.1029/2010JB007566.
- Ohnaka, M., Y. Kuwahana, K. Yamamoto, and T. Hirasawa (1986), Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, in Earthquakes Source Mechanics (eds Das, S., Boatwright, J. & Scholz, C.) 13–24 (AGUMonogr. 37, Am. Geophys. Un., Washington DC, 1986).
- Ruina, A. (1983), Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res., 88(B12), 10,359–10,370, doi:10.1029/JB088iB12p10359.
- Scholz, C. H. (1998), Earthquakes and friction laws, Nature, 391(6662), 37-42, doi:10.1038/34097.
- Shibazaki, B., S. Bu, T. Matsuzawa, and H. Hirose (2010), Modeling the activity of short term slow slip events along deep subduction interfaces beneath Shikoku, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A19, doi:10.1029/2008JB006057.
- Tse, S., and Rice, J. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of friction slip properties. *J. Geophys. Res.* 91, 9452–9472 (1986).
- 横田崇・荒谷博・山田尚幸・土井恵治(2011),「東海地震に関連する情報」について、日本災 害情報学会第13回研究発表大会予稿集, 259-264.
- 吉田明夫 (2001), 東海地震の予知を目指して, 地学雑誌, 110, 784-807.