

地殻活動予測シミュレーションと地殻変動データ同化

鷺谷 威

国土地理院地理地殻活動研究センター

Simulation for Crustal Activity Forecast and Assimilation of Crustal Movement Data

Takeshi SAGIYA

Geographical Survey Institute

Abstract

Data assimilation is indispensable to numerical simulations of crustal activities if one intends to make a forecast or a prediction. However, compared to meteorological data, an assimilation of crustal activity data is difficult because of the limited availability of observation data and the lack of theoretical models connecting observation data and model parameters. In addition, various phenomena, from long-term tectonic loading process to very short acceleration process toward a final fault rupture, need to be simulated in a crustal activity forecast, which makes simulation as well as data assimilation very difficult. Among the various observation data, only crustal deformation data can now be assimilated into crustal activity simulations. The recent development of a continuous GPS network in Japan provides us with a good opportunity to start crustal activity simulations with data assimilation. For that purpose, two methods of assimilating crustal deformation data are presented and discussed. One estimates displacement data at any point and at any time based on a limited amount of geodetic data, which will be useful for simulations using the finite element method. The other assimilation method estimates spatio-temporal distribution of fault slips from geodetic data. Incorporation of viscoelastic responses of the Earth is necessary for the practical application of this method. By applying these methods with some modification, we can supply initial and boundary conditions to numerical simulations. Consecutive assimilation of crustal deformation data is essential for such simulations so that the calculation always mimics the real crustal activity and the model forecast is meaningful.

Key words: crustal activity, simulation, data assimilation, GPS, crustal deformation, inversion

1. はじめに

数値シミュレーションによって地震の発生や地殻変動などの地殻活動をモデル化しようとする試みは最近盛んに行われている(例えば MORA, 1999). 地殻活動シミュレーションで用いられているモデルの多くは比較的単純なものであり, 観測事実の定量的な説明や将来の予測を実現するためには, 今後解決しなければならない課題が数多くある. 一方, 気象学や海洋学の分野では, 気象の数値予報, エルニーニョ現象や地球温暖化の予測などが行われており, 数値シミュレーションが既に実用段階に達している(例えば IKAWA and

SAITO, 1991, HAYWOOD *et al.*, 1997).

こうした違いが生じる理由として、地殻活動の数値シミュレーションが、気象・海洋の場合と比べて不利な要因をいくつか挙げることができる。シミュレーションで解くべき方程式系や境界条件が良く分かっていない、地殻構造が十分に解明されていない、といった非常に本質的な問題もあるのだが、本論で指摘したいのは数値シミュレーションと観測データの関係である。気象の数値予報を例に取れば、日本全国の気象予報を行うために、アメダス、レーダー、気象衛星等から様々な観測データがリアルタイムで取得され、データ同化 (data assimilation) プロセスを経て数値予報モデル (シミュレーションプログラム) に逐次取り込まれている。かたや現在の地殻活動シミュレーションにおける観測データの役割は、シミュレーションの結果として得られた変位や歪みの計算結果と比較されるのに使われる程度で、観測量が直接シミュレーションの中に取り込まれている例は少ない。また、利用可能なデータの種類の限られること、観測データの分布が地表付近に限られてしまうことなどもデータの利用を難しくしている。もちろん、現在は基本的なシミュレーションプログラムを開発する段階であって、観測データの同化を考えるのは時期尚早である、という見方もあろう。しかし、地殻活動の「予測」を目標とする数値シミュレーションは、現実には発生する地殻活動を定量的に再現できなければ意味が無く、そのためにはデータ同化を通して現実世界と数値モデルを結びつける作業が不可欠である。また、数値気象予報が実現されるに至る段階で、データ同化のために費やされた努力は決して小さくない。シミュレーションに対して観測データを取り込む方法を今のうちから練り上げておくことは重要と考えられる。本論ではこのような観点から地殻活動の予測を目的としたシミュレーションにおけるデータ同化、特に地殻変動データの同化について議論する。

2. データ同化—気象の数値予報を例に—

地殻活動予測シミュレーションにおけるデータ同化について考える前に、まず、既に実用化されている気象分野の例を振り返ってみよう。気象庁 (1997) は、気象の数値予報におけるデータ同化の現状についてまとめている。それによると、数値予報におけるデータ同化は、観測システムと数値予報モデル (シミュレーション) をつなぐ重要なシステムとして位置付けられており、データの品質管理や客観解析処理などからなっている。データの品質管理は、様々な誤差を含む大量の観測データから高品質のものだけを抽出する目的があり、観測データ相互間の整合性やモデルによる予報値との比較、バイアス補正等の処理が行われる。客観解析処理とは、空間的に均一で物理的整合性を持つ解析結果を格子点データの形で得る処理であり、いわば空間的な内挿ないしフィッティングである。データ同化によって得られた格子点データ (気圧、気温、風等) は数値予報モデルへと送られ、その後の気象の変化を予測するために利用される。データ同化においては、観測システムから予報モデルへ一方的にデータが流れる訳では必ずしもなく、モデルによる予報値を利用して観測データのチェックが行われるなど、双方向の複雑な情報の流れが存在する。また、観測項目と予報モデルの計算対象とは必ずしも一致しないため、実際には観測されていない物理量を推定する場合もある。気象の数値予報システムにおいては、観測データ取得、データ同化、数値モデルによる予報値の生成、といった一連の処理が6時間から12時間のサイクルで間断なく繰り返されており、それぞれの処理を一定時間内で終了させなけ

れないけない、という厳しい制限がある点が特徴である。

3. 地殻活動予測シミュレーションのためのデータ同化

以下では、「地殻活動予測シミュレーション」を、地殻変動および大地震の発生予測に関するシミュレーションの意味で用いる。地殻活動という言葉には、例えば火山活動も含まれるが、火山を扱うためにはより多くの種類の観測データや方程式を扱う必要があり、議論が複雑化するのでここでは考慮しない。しかし、火山活動の監視には電磁気学的データ、熱的データや化学的データなど多種多様なデータが扱われるので、異なる種類の観測データをどのように一つのシミュレーションに取り込むか、という興味深い問題がある。こうした内容については将来議論する必要があるだろう。

対象を大地震と地殻変動に絞ると、関連する観測データは地殻変動と地震活動など、かなり狭い範囲に限定される。地震に伴う電磁気現象の報告は多数あるが、観測される現象と地球内部の物理過程との因果関係が定量的な形で明らかにされておらず、現状ではそれらのデータを数値シミュレーションで利用できない。このことは、実は地震活動データにも当てはまる。シミュレーションによって地球内部の歪み場や応力場は計算可能であるが、それらの物理量と地震活動との関わりについては、これまで様々な試みがなされているものの明らかになっていない。従って、地殻活動予測シミュレーションに取り込むことが可能なデータは、少なくとも現状では地殻変動のみということになる。

地殻変動データに関しては、弾性論（連続体力学）が適用可能である。地球内部における応力の分布は観測された地表の変位、歪み分布を満足しなければならない。また、大地震の震源過程（すなわち断層のすべり分布）や応力蓄積過程（すべり欠損の分布）とそれらに伴って地表で生じる変位とは食い違い理論によって関係付けられる。これらの関係は、半無限弾性体などの理想的な媒質に対しては解析的ないし半解析的に与えられており、媒質が不均質な場合にも有限要素法や差分法を用いれば数値計算が可能である。さらに特筆すべきこととして、地殻変動の観測網は最近になって長足の進歩を遂げた。日本列島では1990年代に人工衛星を用いた測位システムであるGPS（Global Positioning System）の連続観測網が整備され、全国で約1,000ヶ所の観測点が稼働している（多田他, 1997）。三角測量や光波測量による従来の地殻変動観測と比較して、桁違いに精度の高い観測を、しかも連続的に行えるようになり、わずか数年間の観測で日本列島の永年的な地殻変動の様子はほぼ明らかにされてしまった（例えば SAGIYA *et al.*, 2000）（Fig. 1）。もちろん、数十年単位で変化するトレンドや大地震に伴う地殻変動を記録するためには今後も観測を継続しなければならないが、明治時代以来約100年をかけて取得した三角測量のデータに勝るとも劣らない情報が、わずか数年間のGPS観測で得られてしまったのである。それまで所詮夢物語に過ぎなかった地殻活動予測シミュレーションが、GPS連続観測網の整備によって俄かに現実味を帯びてきた。

地殻活動予測シミュレーションにおけるデータ同化の役割は、初期条件および境界条件の設定やシミュレーションモデルの改良などである。初期条件や境界条件の設定は現実には即した数値シミュレーションを行うために不可欠である。また、モデルによる予測値と実際に得られる観測値を比較して、両者の食い違いに基づいて、モデルを支配するパラメータ（断層面の構成関係など）に対する修正を行うことができれば、大まかな初期設定に修

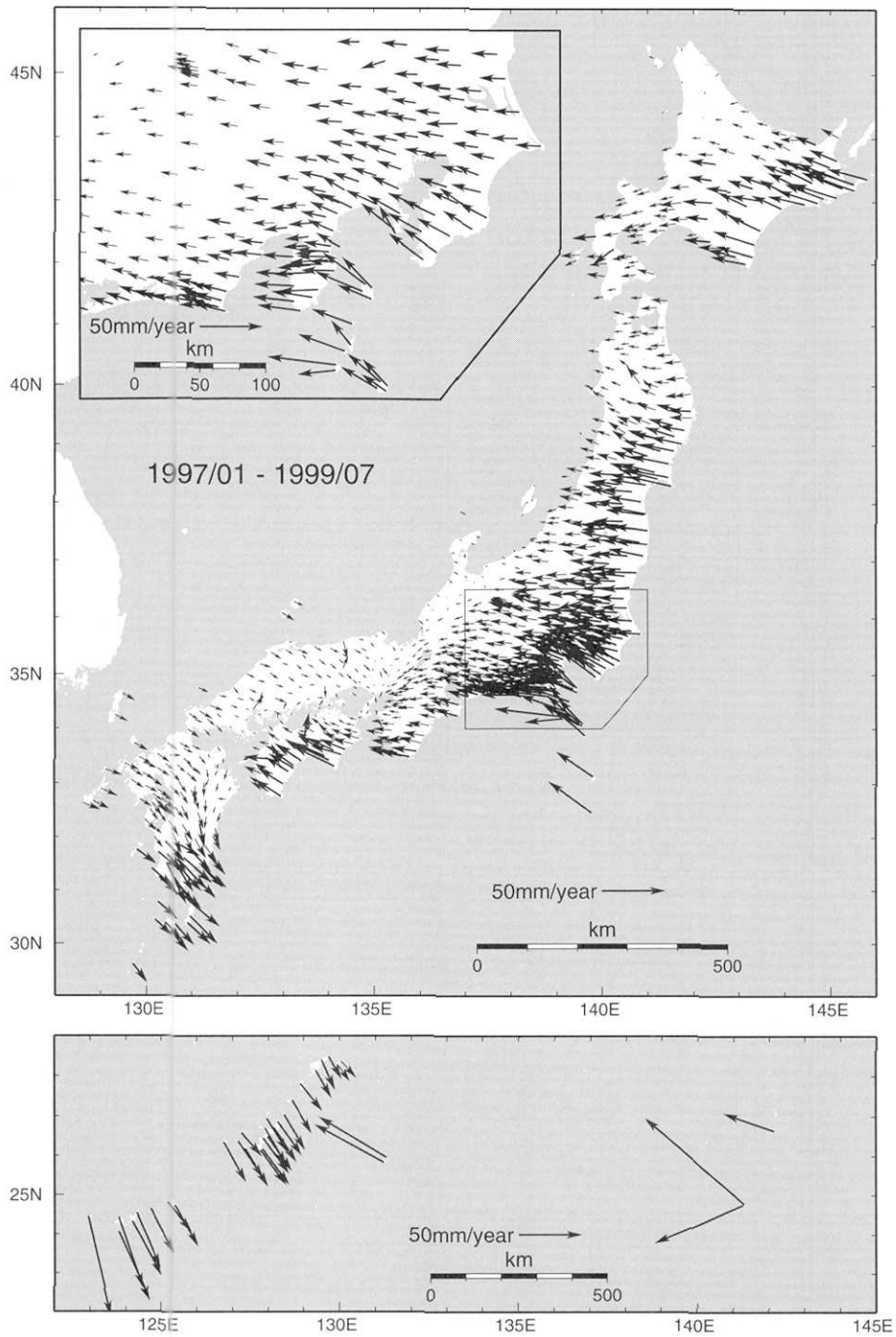


Fig. 1. Horizontal displacement rate vectors obtained by continuous GPS observations in Japan (SAGIYA *et al.*, 2000). Displacement rates are calculated from daily coordinate data from January 1997 to July 1999.

正を加えて、最終的に精密な現実のシミュレーションを実現することも可能であろう。また、シミュレーションの予測精度が向上すれば、気象の数値予報で行われているように、予報値に基づいて観測データの品質管理を行うことも可能になる。大地震の前駆的な現象の自動検出を実現するためには、予測シミュレーションと結合した観測システムを、少なくともデータの品質管理が可能な段階まで進歩させる必要があるだろう。しかし、現状で可能なのは、観測データに基づいて初期条件や境界条件を提供することのみであり、4節ではそのための手法を紹介する。

最終的に地殻活動予測シミュレーションを実行する段階においては、新たなデータが得られるたびにデータ同化解析を繰り返し、常に最新の情報をシミュレーションに対して提供することが必要となる。今日明日の天気予報は信頼できても一ヶ月先はあてにならないのと同様に、地殻活動のような複雑な現象のシミュレーションは、計算の初期値を少し変えただけで最終的な結果が大きく異なり、時間とともに予測誤差が増大する。そのため、シミュレーションが現実と乖離していないか常に注意しなければならない。従って、地殻活動の予測を実用化するためには、リアルタイムの監視（観測）システムとシミュレーションの数値計算を行うシステムをデータ同化システムがつないで一体化し、しかも、この全体のシステムが常時稼動していることが必要である。こうしたシステムは、気象の数値予報において動いているシステムと本質的に同じものである。違いがあるとすれば、地殻活動予測シミュレーションでは扱う現象の時間スケールが幅広いため、どこかで解析やシミュレーションの手法を切り替える必要がある点であろう。このような問題点については後ほど議論する。

4. 地殻変動データの同化手法

地殻活動予測のシミュレーションに対する地殻変動データの同化手法として、以下では2つの方法を紹介する。ひとつはデータ補間に近い方法であり、もう一つは測地インバージョン解析と呼ばれる手法である。これらの解析手法は、シミュレーションを想定して開発されてきた訳ではないが、シミュレーションに対してデータを供給するための道具として利用できる。

4.1 地殻変動の時空間的な分布の推定

最近開発された干渉成開口レーダを除けば、殆どすべての地殻変動観測は点または点間の情報である。また、最近ではGPS連続観測網の整備によって地殻変動を毎日観測することができるようになったが、三角測量や水準測量が中心であった時代は、観測の時間間隔が数十年という場合も多かった。このように、地殻変動の観測は時間空間的に離散的であり、しかも疎らである場合が多い。有限要素法などを用いる数値シミュレーションではほぼ等間隔で細かい格子点が設定される。そのため、初期条件や境界条件は、密に分布した格子点ごとに与える必要がある。このような場合、限られた量の観測データに基づいて、本来データの存在しない場所や時間における観測値を推定することが求められる。

以下では、例として、水準測量および潮位観測のデータを処理して地殻上下変動の時空間分布を推定する方法について述べる。この方法は利用可能なデータに基づいて、扱う領域内の任意の点、任意の時間における上下変動量を計算するものである。このような計算を行う方法としては、最小二乗予測法を用いて時空間的な内挿を行う EL-FIKRY *et al.*

(1997) のような例もあるが、ここでは FUKAHATA *et al.* (1996) によって導入された上下変動量の時空間的な分布を基底関数展開する解析手法を、一本の水準路線について行っていたものから平面上に複数の水準路線が分布しているケースに拡張した。

まず、水準点 i の標高変化を以下のように表現する。

$$h_i(t) = H(\mathbf{x}_i, t) + H_i^0 + e_i \quad (1)$$

ここで H_i^0 は基準となる標高値、 $H(\mathbf{x}, t)$ は上下変動の時空間分布、 \mathbf{x}_i は水準点 i の位置を示し、 e_i はモデル化のために生じる誤差である。この計算の目的は $H(\mathbf{x}, t)$ を推定することである。水準測量において測定されるのは、隣接する水準点間の標高差 Δh_i である。

$$\Delta h_i(t_k) = H(\mathbf{x}_{i+1}, t_k) - H(\mathbf{x}_i, t_k) + H_{i+1}^0 - H_i^0 + \varepsilon_i \quad (2)$$

ε_i は観測誤差と (1) のモデル誤差とを含む。ここで、以下のように上下変動の時空間分布 $H(\mathbf{x}, t)$ を基底関数展開する。

$$H(\mathbf{x}, t) = \sum_{l=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N C_{lmn} \phi_{lm}(x, y) \phi_n(t) \quad (3)$$

ここで、 $\phi_{lm}(x, y)$ は空間方向の、 $\phi_n(t)$ は時間についての基底関数であり、展開係数 C_{lmn} が上下変動分布を表すモデルパラメータとなる。基底関数として空間的には 2 次元の 3 次 B スプライン関数、時間については 1 次の B スプライン関数を採用する。(3) を (2) に代入すると以下の観測方程式を得る。

$$\Delta h_i(t_k) = \sum_{l=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N C_{lmn} \{ \phi_{lm}(x_{i+1}, y_{i+1}) - \phi_{lm}(x_i, y_i) \} \phi_n(t_k) + H_{i+1}^0 - H_i^0 + \varepsilon_i \quad (4)$$

この観測方程式に基づいて係数 C_{lmn} を求めれば、地殻上下変動の時空間分布 $H(\mathbf{x}, t)$ が推定される。また、解析期間中に大地震による地殻変動が起きている場合は、次式のように地震時の変動を表現する項を付け加える。

$$\begin{aligned} \Delta h_i(t_k) = & \sum_{l=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N C_{lmn} \{ \phi_{lm}(x_{i+1}, y_{i+1}) - \phi_{lm}(x_i, y_i) \} \phi_n(t_k) \\ & + Hev(t - t_{EQ}) \sum_{l=1}^L \sum_{m=1}^M D_{lm} \{ \phi_{lm}(x_{i+1}, y_{i+1}) - \phi_{lm}(x_i, y_i) \} + H_{i+1}^0 - H_i^0 + \varepsilon_i \end{aligned} \quad (5)$$

$Hev(t)$ は Heaviside 関数で、 t_{EQ} は地震の発生時である。 D_{lm} は、地震時の上下変動の空間分布を表す展開係数である。

(4) ないし (5) の観測方程式だけでは、通常、モデルパラメータを決定するのに不十分である。そこで、上下変動の分布が時間的空間的になめらかである、という先験的な拘束条件を導入する。観測方程式と拘束条件の重みは ABIC (赤池のベイズ型情報量基準) 最小化により決定し、最適なモデルパラメータの推定を行う。観測方程式と拘束条件を考慮したこの解析法は、気象の数値予報において変分法と呼ばれる最新のデータ同化解析手法の、最も単純なケースに該当する。

この手法を用いて、四国東部における水準測量データの試験的な解析を実施した。対象領域の広さは経度方向に 150 km、緯度方向に 200 km で 1880 年から 2000 年までの期間を

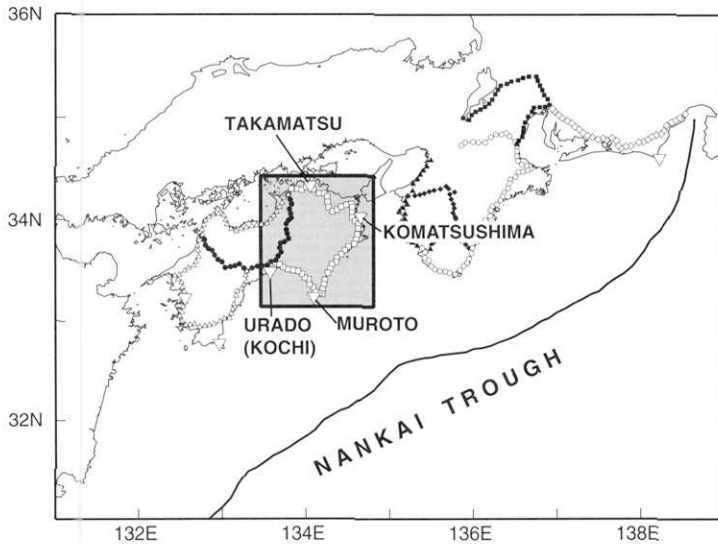


Fig. 2. Analyzed region in western Shikoku. Locations of benchmarks and tidal stations are shown.

対象とした。用いられた水準測量データ（水準点間の比高観測値）の数は2,458、扱った水準点の数は776である（Fig. 2）。東西方向に6個、南北方向に7個の3次Bスプライン関数をならべ、時間方向は6つの1次Bスプライン関数で表現した。また、解析期間中には1946年南海道地震が発生しているので、 $t_{EQ}=1946.974$ （1946年12月21日に相当）として(5)式の観測方程式を適用し、地震時の上下変動も合わせて推定した。各水準点の基準標高値および上下変動分布を表す展開係数がモデルパラメータであり、その総数は1,070である。この計算は領域を比較的狭い地域に限定し、低解像度のものだが、それでもこのように大量のパラメータを必要とする。

解析の結果得られた10年毎の上下変位量分布（1880年を基準とする）をFig. 3に示す。南海トラフにおけるプレート沈み込みの影響で室戸岬付近が南に傾斜していく様子が再現され、また1946年の南海道地震に伴う上下変動分布も推定された（Fig. 4）。この解析では、上下変動の絶対値を与えるために、年平均潮位データを高松、小松島、室戸、高知の4ヶ所で与えているのだが、1946年の地震発生以前に室戸岬が沈降するのではなく、四国全体が数十cm隆起するような変動となってしまう、必ずしも現実を正確に再現していない。このような結果となった原因としては、解析期間の最初の数十年間にわたって潮位データがないため絶対的な上下変動を十分に拘束できなかったこと、時間方向の基底関数を1946年の南海道地震を意識せずに20年の格子間隔で配置したために地震前と地震後の期間における地殻変動パターンの変化を区別しにくくなっていたことなどが考えられる。また、モデルの時間分解能が粗い点も問題である。潮位データの解析によれば、1946年の南海道地震後、1950年頃を境に余効変動の速度が大きく変化しており（例えば鷺谷，1995）、解析モデルが5年程度の分解能を持つ必要がある。変化が大きい時期と小さい時期で時間分解能をあらかじめ変えておく、観測データの少ない時期のデータは重みを大きく

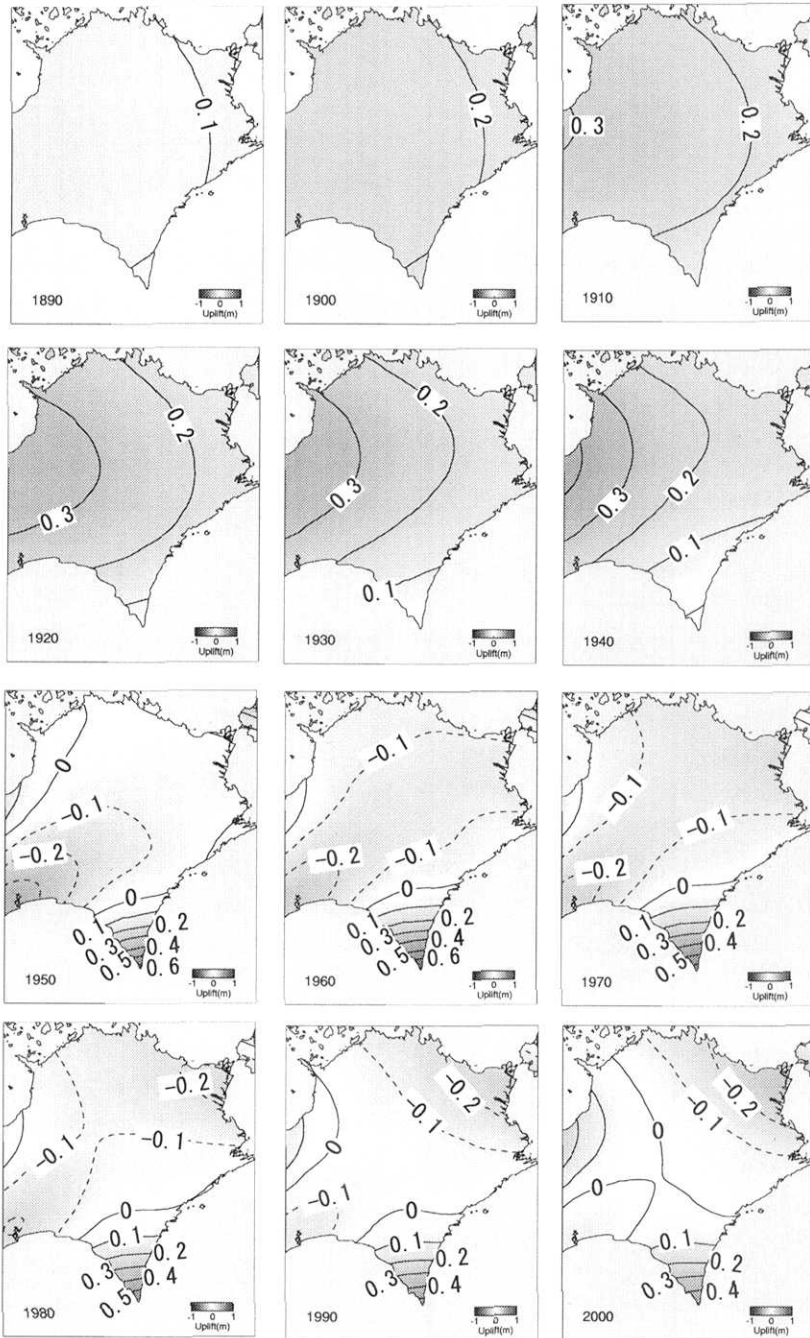


Fig. 3. Calculated distribution of vertical displacement for every 10 years. Displacement in 1880 is assumed to be 0 for the whole region. Contour interval is 0.1m. Solid contours show uplift while dashed contours show subsidence.

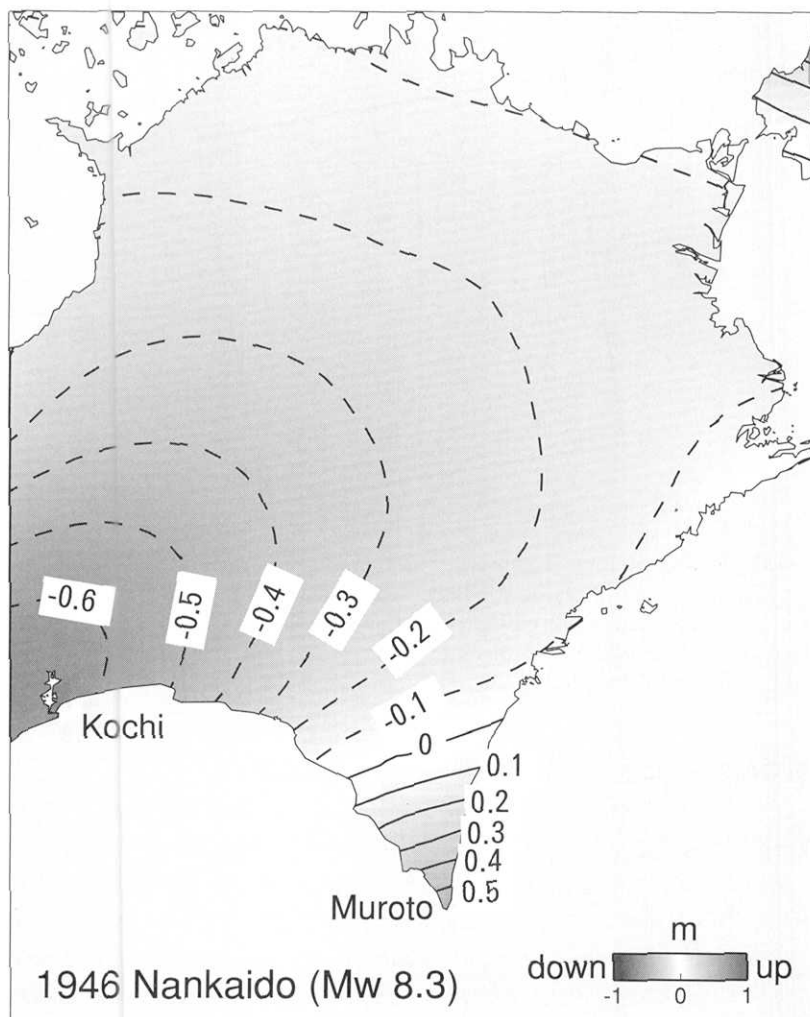


Fig. 4. Calculated coseismic vertical displacement of the 1946 Nankaido earthquake. Contour interval is 0.1 m. Solid contours show uplift while dashed contours show subsidence.

しておくなど、モデルパラメータの設定やデータの与え方をさらに工夫する必要がある。

単純な内挿法でなく、こうした解析を行う利点の一つは、異常な観測データの影響を除去できることにある。異常な観測データは、先験的拘束条件から大きく外れるのでモデル化された上下変動の時空間分布では再現されず、シミュレーションに対して誤った情報を提供する危険性を避けることにつながる。

ここでは水準測量データに基づく上下変位分布の例を紹介したが、この方法は水平変動データ（2次元）に適用することも容易にできる。日本列島における稠密な GPS 連続観測網のデータを用いた解析を行えば、時空間的に連続な日本列島の地殻変動が得られる。

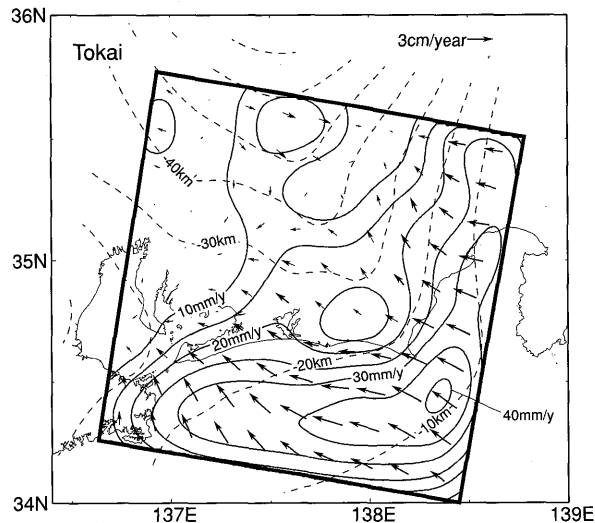


Fig. 5. Distribution of slip deficit in the Tokai district estimated from continuous GPS data (Modified from SAGIYA, 1999). Arrows and solid contours represent both direction and magnitude of slip deficit at each point on the plate boundary. Dashed lines show depth contours of the plate boundary surface.

4.2 地殻変動データに基づく断層すべり時空間分布の推定

もうひとつのデータ同化手法として、地殻変動データから地下の断層面上のすべりの時空間分布を推定する方法について紹介する。大地震に伴う地殻変動が弾性体中における変位の食い違い、すなわち断層面のすべりによってモデル化できることは良く知られており、理想的な半無限弾性体に関しては簡単な表現式が得られている（例えば OKADA, 1992）。SAVAGE and PRESCOTT (1978) や SAVAGE (1983) は、非地震時に横ずれ型や沈み込み型のプレート境界で生じる地殻変動のモデルとして、定常的なブロック運動と断層面の固着領域における仮想的なすべり欠損（バックスリップとも呼ばれる）の重ね合わせで表現する方法を提唱した。すなわち、地震時、非地震時を問わず地震に関連する地殻変動は断層面上におけるすべり（またはすべり欠損）の影響として解釈できる。こうして大地震の発生やその繰り返しに伴う地殻変動を断層面やプレート境界面上におけるすべりの時空間的な分布に帰着させることが可能である。断層すべりの履歴が与えられれば、断層面上における応力の成長過程をシミュレーションする手法は既に開発されており（例えば HASHIMOTO and MATSUURA, 2000）、地殻変動データから得られた断層すべりの履歴に基づいて応力蓄積過程の再現や将来の予測が可能である。

Fig. 5 に示すのは、GPS データから推定した東海地域のプレート境界面上におけるすべり欠損の分布である（SAGIYA, 1999）。この結果は、約 2 年分の GPS 観測点の日座標値から平均的な変位速度を推定し、その変位速度をデータとしてインバージョン解析を行って得られた。同様な解析は日本列島周辺の他のプレート境界域についても行われている（例えば Ito *et al.*, 1999, EL-FIKY and KATO, 1999）。また、鷺谷 (1995) は四国地方の水準測量

データおよび三角測量データに基づいて、南海トラフのプレート境界におけるすべり分布およびすべり欠損分布を過去約 100 年間にわたる地震サイクルの各ステージについて推定した。こうした推定は誤差の大きなものではあるが、地震サイクルの各ステージにおけるプレート境界面の状態変化を示す重要なものである。今後 GPS 連続観測網による精度の高いデータが蓄積されれば、同様の解析によってより信頼性の高いすべり分布やその時間変化の推定が可能になる。実際、西村 (1999) は、東北地方の GPS データを用いて 1994 年三陸はるか沖地震後の数年間にプレート境界面上ですべり分布が時間変化する様子を推定している。このような解析により得られる断層面のすべりの時空間分布を逐次シミュレーションに供給すれば、地殻活動を予測するためのシミュレーションを動かすことができる。

すべりの時空間分布を推定する場合には注意すべき点がある。地球の表面を覆っているリソスフェアは弾性体として扱えるが、その下のアセノスフェアと呼ばれる部分は粘弾性挙動を示すことが知られている (CATHLES, 1975)。従って、地中の断層におけるすべりは、瞬間的に地表変形を引き起こすだけでなく、アセノスフェアにおける粘性流動の結果、数十年からそれ以上の長い期間にわたって影響を及ぼす。そのため、現時点における地殻変動速度を観測データとして扱う場合、そのデータには、現在生じている断層すべりの影響に加えて、それまでに同じ断層面で生じたすべりの履歴が反映している (MATSU'URA and SATO, 1989)。従って、地殻変動データをインバージョン解析して地中の断層すべり分布を推定する際に、アセノスフェアの粘弾性的な挙動を考慮しなければいけない。上で紹介した解析例では、こうした粘弾性効果が考慮されていない。粘弾性を含む水平成層構造に関しては、地中の断層すべりに対する地表の変位応答が半解析的に与えられており (例えば MATSU'URA *et al.*, 1981)、さらに複雑な不均質構造に対しても有限要素法や差分法を用いた数値計算により地表の変位応答を計算できる。こうした変位応答関数を用いてインバージョン解析を行えば、弾性体を仮定した場合より計算は複雑になるものの、断層すべりの時空間分布を推定することが可能である。実際、MATSU'URA *et al.* (1998) は 2 次元のケースについてそのような解析を行った。このような問題を 3 次元に拡張したプログラムもほぼ完成しており、最もデータが揃っている南海トラフ周辺地域について解析を実施する予定である。

5. 議 論

地殻活動現象が扱いにくい理由の一つは、異なる時間スケールの現象が混在している点にある。テクトニック応力の蓄積は数十年から数千年という非常に長い時間スケールを持つ一方、応力の解放、すなわち大地震の震源過程はわずか数十秒から 1, 2 分程度の間に終了してしまう。大地震の発生に先立つ前駆的なすべりが数日から数年程度の時間スケールで生じたことを示唆する観測例があり (例えば MOGI, 1984, 多田, 1984)、大地震の余効変動は数日から数十年におよぶ様々な時間スケールを持つ (例えば HEKI *et al.*, 1997, HEKI and TAMURA, 1997, THATCHER and RUNDLE, 1984, THATCHER *et al.*, 1980)。GPS 観測では座標値が毎日得られるが、これは長期的な応力蓄積を見る目的には分解能が細かすぎる一方、大地震の破壊過程そのものや数日程度の前駆的なすべりないし余効すべりを捉えるためには粗すぎる。これら地震発生およびその繰り返しに関する全過程のモデル化を行うため

には、GPSに加えて、より時間分解能の高いボアホール歪み計などの連続観測記録、より長い時間スケールの情報を持つ過去の測地測量データ、果ては地形・地質に記録された過去の地殻変動まで、様々な時間スケールのデータを積極的に取り込む必要がある。

SAGIYA *et al.* (2000) は、地殻変動のデータ同化について、気象分野におけるデータ同化との本質的な相違点を指摘している。気象分野においては現象が分から時間といった短い時間スケールで変化するのに対し、大地震直前の加速的な変化を除けば、非地震時の地殻活動の変化は少なくとも数年以上のオーダーである。従って、リアルタイムで気象要素のモニタリングやデータ同化を行うことは気象の数値シミュレーションにとって重要であるが、地震サイクルの中で大部分の時間を占めるテクトニック応力蓄積過程や数年程度の特定数を持つゆっくりとした前駆的断層すべりを対象としてシミュレーションを行う限り、毎日推定されるGPS観測点の座標値を逐次同化していく必要はない。データを同化することは、データが持つ新たな情報をシミュレーションに対して供給することに他ならないが、1日前と誤差の範囲内でしか変化していないデータを同化したところで情報の利得は無いに等しい。従って、GPSの連日観測は観測データの信頼性を高める上で大変重要であるが、対象とする現象の時間スケールによっては、そこまでの時間分解能を必要としない場合も多い。

しかし、大地震の直前過程のシミュレーションとなると話は全く別である。1944年東南海地震直前に起きたと考えられる前駆的な断層すべり(MOGL, 1984)のような現象を対象とすると、GPS連続観測では必要な情報をシミュレーションに逐次供給するのが困難になる。地震発生の直前予測にとって特に重要な部分のモニターやデータ同化は歪み計や傾斜計などの連続観測データに頼らざるを得ない。急速な変化に関しては地殻を弾性体として扱えるので、データ同化やシミュレーション計算を効率的に行えるはずであるが、情報の伝達にも時間がかかることを考慮すると、シミュレーションの計算がデータの急速な変化に追いつかなくなる事態も生じ得る。このような直前過程に関しては、事前にいくつかのケースを想定して観測データから予測される現象を予め計算しておき、実際の変化が起きた時には単にその結果を参照することしかできないかも知れない。いずれにせよ、データの異常を自動的に検知して、通常の予測シミュレーションからより迅速なデータ処理に運用を切り替えることが必要である。そのような異常値判定は、シミュレーションによる予測値に基づいて行うことが可能だろう。また、歪み計や傾斜計だけにとどまらず、さらに多種多様な観測データを逐次供給すること、それらの観測量とモデルとの定量的な関係を見出すことも今後の課題である。

このように、地震発生の直前過程における地殻活動予測シミュレーションやデータ同化は基本的な部分で解決しなければいけない点が多い。一方、非地震時に長期間のデータ同化を行う範囲では、MORA (1999) において指摘されているように、ひとたびデータを同化してから次のデータ同化を行うまで、我々には様々なケースについてシミュレーションを行うだけの時間的余裕が生まれる。こうした時間的な余裕は、気象の数値予報にはない地殻活動シミュレーションの特長でもある。この時間的な余裕を利用して、様々なモデルを試しながらシミュレーションモデルの予測性能を向上させていくことが、将来、地震の直前発生予測を含む実用的な地殻活動予測を実現する道であろう。

謝辞

本研究は科学技術振興調整費「高精度の地球変動予測のための並列ソフトウェア開発に関する研究」の一環として実施された。東京大学の松浦充宏教授を始めとする地殻活動予測モデリンググループ (CAMP) における議論, ACES Workshop におけるスクリプス海洋研究所の Bernard Minster 教授との議論は大変有益であった。東京大学地震研究所の加藤照之教授, 名古屋大学の平原和朗教授には丁寧な査読をして頂きました。ここに記して感謝します。

参考文献

- CATHLES, L.M., 1975, *The Viscosity of the Earth's Mantle*, Princeton University Press, Princeton, N. J., 386 pp.
- EL-FIKY, G.S. and T. KATO, Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion, *J. Geophys. Res.*, **104**, 20361-20377, 1999.
- EL-FIKY, G.S., T. KATO and Y. FUJII, Distribution of the vertical crustal movement rates in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation, *J. of Geodesy*, **71**, 432-442, 1997.
- FUKAHATA, Y., C. HONSHO and M. MATSU'URA, 1996, Crustal movements on Shikoku, southwestern Japan, inferred from inversion analysis of levelling data using ABIC, *Tectonophys.*, **257**, 239-252.
- HASHIMOTO, C. and M. MATSU'URA, 2000, 3-D physical modelling of stress accumulation process at transcurrent plate boundaries, *PAGEOPH*, in press.
- HAYWOOD, J.M., R.J. STOFFER, R.T. WETHERALD, S. MANABE and V. RAMASWAMY, 1997, Transient response of a coupled model to estimated changes in greenhouse gas and sulfate concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1335-1338.
- HEKI, K., S. MIYAZAKI and H. TSUJI, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- HEKI, K. and Y. TAMURA, 1997, Short term afterslip in the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3285-3288.
- IKAWA, M. and K. SAITO, 1991, Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Reports of the MRI*, **28**, 238 pp.
- ITO, T., S. YOSHIOKA and S. MIYAZAKI, 1999, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **115**, 17-34.
- 気象庁, 1997, データ同化の現状と展望, 数値予報課報告, **43**, 別冊, 166 pp.
- MATSU'URA, M., and T. SATO, 1989, A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophys. J. Int.*, **96**, 23-32.
- MATSU'URA, M., A. NISHITANI and Y. FUKAHATA, 1998, Slip history during one earthquake cycle at the Nankai subduction zone, inferred from the inversion analysis of levelling data with a viscoelastic slip response function, *Eos Trans. AGU*, **79** (45), Fall Meet. Suppl., F891.
- MATSU'URA, M., T. TANIMOTO and T. IWASAKI, 1981, Quasi-static displacements due to faulting in a layered half-space with an intervenient viscoelastic layer, *J. Phys. Earth*, **29**, 23-54.
- MOGI, K., 1984, Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake - The 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan, *PAGEOPH*, **122**, 765-780.
- MORA, P. (ed.), 1999, 1st ACES Workshop Proceedings, APEC Cooperation for Earthquake Simulation (ACES), 554 pp.
- 西村卓也, 1999, GPS データから推定された東北日本におけるプレート間相互作用の時空間変動, 東北大学博士論文, 123 pp.
- OKADA, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism.*

- Soc. Amer.*, **82**, 1018-1040.
- 鷺谷 威, 1995, 四国における地殻変動サイクルとプレート間カップリング, 東京大学博士論文, 164 pp.
- SAGIYA, T., 1999, Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- SAGIYA, T., S. MIYAZAKI and T. TADA, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, in press.
- SAVAGE, J.C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996.
- SAVAGE, J.C. and W. H. PRESCOTT, 1978, Asthenosphere readjustments and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3369-3376.
- 多田 堯, 1984, 日本海中部地震と地殻変動, 月刊地球, **6**, 18-21.
- 多田 堯, 鷺谷 威, 宮崎真一, 1997, GPS でみた変動する日本列島, 科学, **67**, 917-927.
- THATCHER, W. and J.B. RUNDLE, 1984, A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7631-7640.
- THATCHER, W., T. MATSUDA, T. KATO and J.B. RUNDLE, 1980, Lithospheric loading by the 1896 Riku-u Earthquake, northern Japan: Implications for plate flexure and asthenospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6429-6435.

(Received April 17, 2000)

(Accepted August 25, 2000)