



|                  |                                                                                         |
|------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
| Title            | クリギング法を用いた歪場の推定の試み                                                                      |
| Author(s)        | 小林, 知勝                                                                                  |
| Citation         | 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 257-268                                                             |
| Issue Date       | 2009-03-15                                                                              |
| DOI              | <a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.72.257">https://doi.org/10.14943/gbhu.72.257</a> |
| Doc URL          | <a href="https://hdl.handle.net/2115/38158">https://hdl.handle.net/2115/38158</a>       |
| Type             | departmental bulletin paper                                                             |
| File Information | 18_Kobayashi.pdf                                                                        |



## クリギング法を用いた歪場の推定の試み

小林 知勝

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 9 日受理)

## Experiment in estimate of strain field using a kriging method

Tomokazu KOBAYASHI

Institute of Seismology and Volcanology,

Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 9, 2009)

A feasibility test of a kriging method is conducted for estimate of a strain field. In this test the kriging method is applied to man-made data and actual ground displacement data observed in Taiwan. It is investigated how well the method can reproduce the given strain field and extract the complex strain field of Taiwan. To clarify the merits/demerits of this method, we compare the results of the kriging to those inferred from other analysis methods; one is a conventional method in which a strain is directly calculated using a triangulation network and the other is a method incorporating a spatial smoothing procedure. The results demonstrate that the kriging method enables us to provide a large-scale strain field spatially smoothly, and further to simultaneously extract a localized deformation. Additionally it is noteworthy that this method is robust for anomalous data, i.e., weights of anomalies are suppressed automatically. On the other hand, the standard triangulation method cannot stably extract a large-scale strain field and at a certain case artificial strain errors are produced. This method is very sensitive to anomalous data and/or even to small fluctuations (errors) of data. The method incorporating a spatial smoothing procedure that has been developed and applied in many recent studies can robustly evaluate strain components that are spatially dominant in the analyzed domain, but miss out a small-scale deformation due to the smoothing.

## I. はじめに

クリギングは、既知点のデータからある任意の地点における値を統計学的アプローチにより推定する空間補間法の一つである (Matheron, 1963). 限られたサンプリングデータから広範囲な空間の状況を把握する手法は幾つかあるが、逆距離補間やスプライン補間などの内挿処理と比較して、クリギングは空間補間を行う作業としては決して効率の良いものではない. しかしながらこの手法の特徴の 1 つは、観測データが固有にもつ空間従属性に従って、場を代表する広域的な変動と空間スケールの小さな変動の両者を適切にモデル化できる点にある.

地殻変動には、プレート運動起因の広域な動きに加えて様々な空間スケールの小さな変動が混在している. しかしながら実際に GPS などの測地データを用いて歪場を推定すると、その広域変動と局所変動の両者を適切に抽出することは容易なことではない. 水平歪場を推定する手法として最も基本的なアプローチは、各観測点を頂点とする三角形を構成して各三角形ごとに直接歪を計算する手法である. 三角網を用いた解析では、最も高い空間解像度で歪を算出できるものの、実際には各観測点における微小な擾乱などに強く影響されてしまい、隣接する三角領域でさえ大きく歪が異なり大局的な変動を取り出す事が困難な場合がしばしばである. そのような擾乱を抑えるために、これまで様々な空間平滑処理を組み込んだ手法が開発されてきた (e.g., Shen et al., 1996; Kato et al., 1998). しかしながらこれらの手法は頑強に広域変動を抽出することができる一方で、平滑化に伴い小さな空間スケールの変動がかき消されてしまうという問題点がある. 本論文では、クリギング手法が歪場を推定する際に上記問題点に対してどの程度有用に機能するかを検証する. 人工的に作成したデータにより数値テストを行った後、長・短波長の地殻変動が複雑に進行していることで知られる台湾 (Yu et al., 1997; Bos et al., 2003; Chang et al., 2003) をテストフィールドとしその歪速度場を推定する.

## II. クリギング

クリギング手法を観測データに適用して空間補間を行う過程においては、主に 2 つのプロセスを踏む. すなわち、1) バリオグラムという概念を用いた観測データ場固有の空間従属性の把握と、2) 推定されたバリオグラムを利用して任意の場所における値をクリギング法により推定する作業である. 本論文では説明の煩雑さを避けるために、バリオグラムの説明を Appendix に譲り、既にバリオグラムにより空間従属性を把握できたものとしてクリギング法の説明を以下に簡単に行う. より詳しい説明は、Cressie (1991), Wackernagel (1998) (邦訳: 地球統計学研究委員会, 2003), 間瀬・武田 (2001) などを参照されたい.

クリギングは、鉱床の空間分布則の記述と予測を行うために鉱山学から発展した手法である. 空間現象を連続空間の確率場でモデル化し、規則的もしくは不規則的位置で観測されたデータを用いて、任意の位置での確率場の値を予測する. その空間補間の応用性の高さから、鉱山学に限らず気象学など多くの研究分野で適用されている. クリギング法には、単純クリギング、通常ク

リギング, 普遍クリギングなど多くの推定手法が開発されているが, 本研究ではその中で最も一般的な通常クリギングを用いる (以後, 簡単のためクリギングと呼ぶ)。

クリギング自体は, 一種の観測データの加重平均にほかならない。クリギングでは, 推定点  $\mathbf{s}_0$  における推定量  $\hat{z}(\mathbf{s}_0)$  が観測値の重みつき線形和で表現されると仮定される。

$$\hat{z}(\mathbf{s}_0) = \sum_{i=1}^n \omega_i z(\mathbf{s}_i) \quad (1)$$

ここで  $\omega$  は各観測点に与えられる重み,  $n$  は計算に用いるデータ数である。各観測点に配分される重み  $\omega$  は以下の 2 つの基準の下に決定される。1) 推定値は不偏;  $E[\hat{z}(\mathbf{s}_0) - z(\mathbf{s}_0)] = 0$ , 2) 推定分散を最小化;  $Var[\hat{z}(\mathbf{s}_0) - z(\mathbf{s}_0)] \rightarrow \text{Min}$ 。ここで  $\hat{z}(\mathbf{s}_0)$  は  $z(\mathbf{s}_0)$  の不偏推定量である。条件 2) は不偏推定量の分散が観測値の他のどの線形結合よりも小さくなること, すなわち予測誤差を最小にするような重みの組み合わせを計算することを示す。

推定量分散を最小化するためにラグランジュ乗数法 ( $\lambda$ : ラグランジュ定数) を用いると, 上記の条件から最終的に以下の正規方程式が得られる。

$$\begin{pmatrix} \Gamma & \mathbf{1} \\ \mathbf{1} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \boldsymbol{\omega} \\ \lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{r}_0 \\ 1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

ここで  $\mathbf{r}_0$ ,  $\Gamma$  はそれぞれ,  $\mathbf{r}_0 = [\gamma(\mathbf{s}_1 - \mathbf{s}_0), \gamma(\mathbf{s}_2 - \mathbf{s}_0), \dots, \gamma(\mathbf{s}_n - \mathbf{s}_0)]^T$ ,  $\Gamma = \{\gamma(\mathbf{s}_i - \mathbf{s}_j)\}_{ij}$  で表されるベクトルおよび行列である。 $\gamma$  はセミバリオグラム (半分散) と呼ばれる量で, 2 点間の観測値の差によって表現される (詳しくは Appendix 参照)。セミバリオグラムはデータ群が持つ空間従属性を表わす。クリギング推定ではこれを利用して各観測点の重みを式 (2) により求め, その後式 (1) により各点の推定値が得られる。よって実際の解析過程ではセミバリオグラムが既知であることが前提となり, 式 (2) による重みの推定作業の前に, 観測データ場が持つ空間従属性を表すセミバリオグラムモデル  $\gamma$  が推定される (Appendix 参照)。

### III. 数値テスト

#### 1. 解析方法

クリギング法により既知の歪場がどれだけ精度よく再現されるかをテストする。本数値テストでは, 200 km 四方の領域内に 20 km 等間隔に格子点 (仮想観測点) を設置し, Fig. 1a に示すような水平変位を各点に与える。ここで設定した間隔 20 km は, 国土地理院が日本全土に設置・運営している GPS 連続観測網 GEONET (GPS Earth Observation Network) における観測点の平均的な設置間隔を想定している。Fig. 1b は Fig. 1a の水平ベクトル場から得られる主歪である。北西-南東方向に主軸を持つ圧縮場で, その中心付近に局所的な膨張変動が与えられている。広域圧縮変動場と空間スケールの小さな膨張性変動を同時にどれだけ忠実に抽出できるかが本テストの焦点となる。

本テストでは, より現実に近いデータとして扱うために, Fig. 1a に示す変位の各成分にノイズを加える。ノイズは  $N(0, \sigma^2)$  の正規乱数を白色雑音として用いて変位の各成分に与えた。

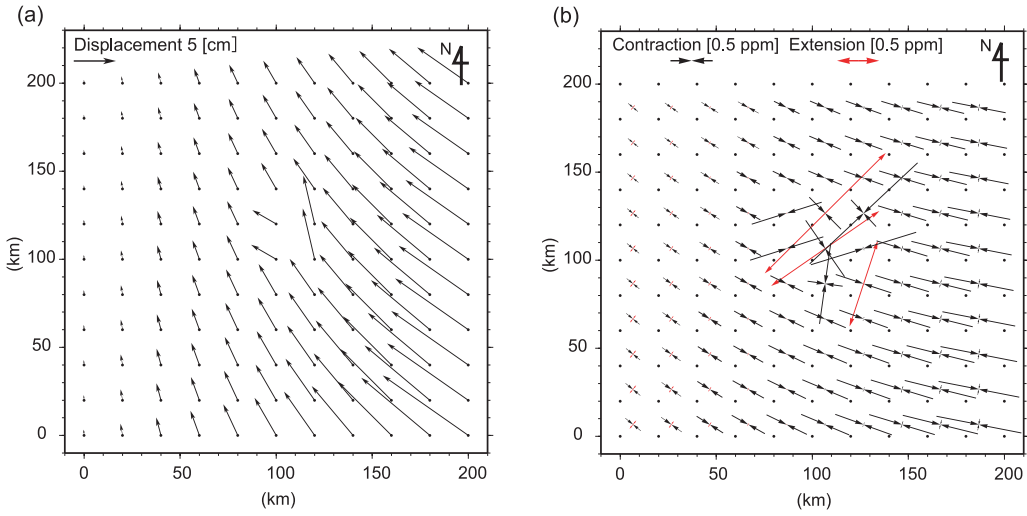


**Fig. 1.** (a) Horizontal displacement field used for numerical tests. (b) Principal strain field calculated from the data in Fig. 1a.

ここで各変位成分の大きさの 5% を  $\sigma^2$  として与えた.

歪計算の際には、各格子点から東および北方向にそれぞれ 1 km ずつ離れた位置に計算点を設置する．既知の水平変位を用いて、各計算点の東西および南北成分の変位をクリギング法により推定した後、計算点により構成される矩形領域の下三角領域を囲む 3 点の変位ベクトルを用いて歪を算出する (Fig. 2)．

本数値テストでは、クリギング以外の方法によっても歪を推定し、手法間の違いによる「真の」歪場 (Fig. 1b) の再現性の良し悪しを検証する．ここでは、三角網による直接的な歪算出、Shen et al. (1996) による空間平滑化処理を用いた推定を行う．Shen et al. (1996) では、計

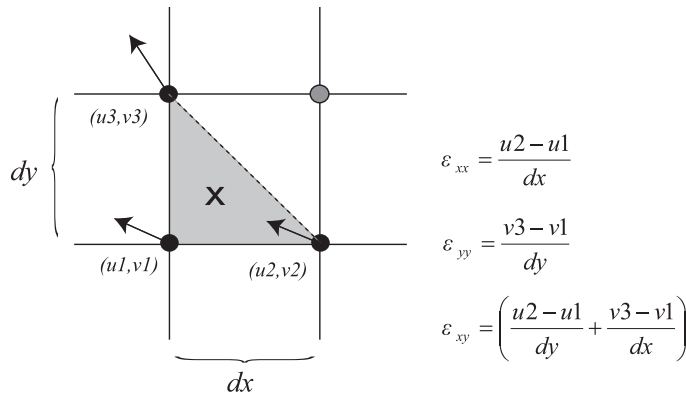


**Fig. 2.** Schematic diagram of a calculation method for strain. Horizontal displacements at neighboring three observation points are used.

算点と観測点との距離  $D$  に応じて近傍の観測点ほど重みが大きくなるようにガウス型の重みが付される．Sagiya et al. (2000) や Kobayashi et al. (2007) では、広域の歪場の特徴を抽出する目的で  $D = 30 \sim 35$  km が使われているが、本テストではより短波長の変動に敏感となるように  $D = 25$  km を採用した．

## 2. テスト結果

数値テストで得られた各手法の結果は以下のようにまとめられる．クリギング法で推定された主歪場が Fig. 3a に示される．黒矢印、赤矢印はそれぞれ圧縮、膨張成分を示す．灰色の矢印は Fig. 1b で示される真の歪場である．推定された歪場は、北西－南東方向に主軸を持ち、南東から北西に向かって圧縮成分が滑らかに減衰していく広域圧縮場がよく再現されている．ただしノ

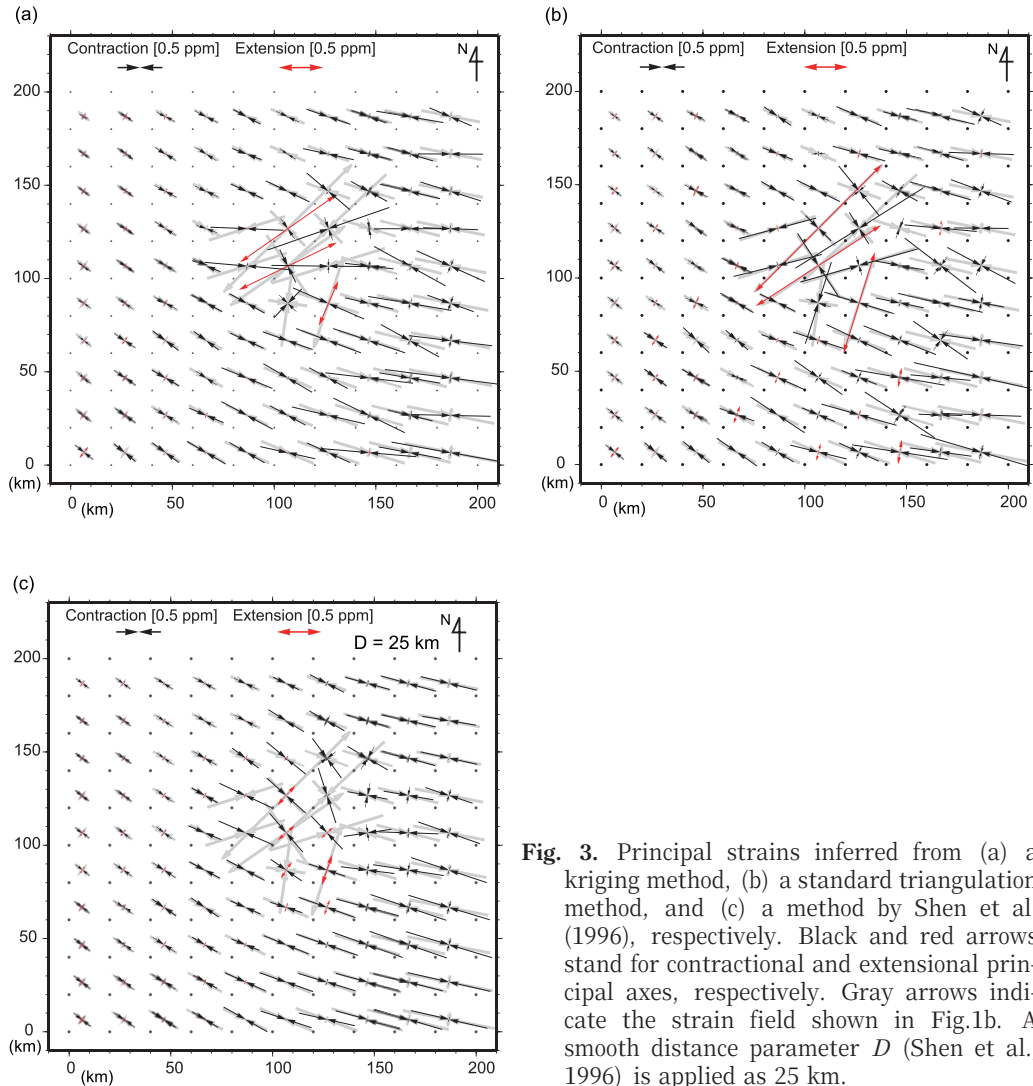


**Fig. 3.** Principal strains inferred from (a) a kriging method, (b) a standard triangulation method, and (c) a method by Shen et al. (1996), respectively. Black and red arrows stand for contractional and extensional principal axes, respectively. Gray arrows indicate the strain field shown in Fig.1b. A smooth distance parameter  $D$  (Shen et al., 1996) is applied as 25 km.

イズの影響を受けて東部および南東部では主軸の向きに 10 程度のばらつきが見られる．中心部の局所変動域では，変動パターンが急変する広域変動と局所変動の境界付近の幾つかの点で，主軸の向きおよび大きさに食い違いが認められるものの，膨張成分の向き及び大きさはほぼ再現されており，短波長の膨張性変動が卓越することが確認できる．

一方，三角領域から直接歪を計算した結果は，ノイズの影響を直接受ける (Fig. 3b)．大局的には北西－南東方向に主軸を持ち，南東から北西に向かって圧縮成分が減少していく広域変動場を再現できている．しかしノイズ成分の影響を直接受けて東部および南東部を中心として主軸の向きに食い違いも認められる．中心部の膨張域においては，主軸の向き及び大きさともに良く再現できている．近傍 3 点の観測量から直接算出する方法では空間平滑処理が無いため，急激な変動の変化にも対応できているためである．一方クリギングでは，変動の主要成分である北西－南東方向の圧縮との空間的連続性が考慮されるため，特に変動が急変する領域で主軸の向きや大きさに食い違いが見られる．しかしながら三角網を用いる手法においては大きな問題も見られる．それは南部を中心に実際には存在しない伸張成分が顕著に現れることである．クリギング法では，そのような伸張成分は推定されていないことに注目されたい．三角領域から直接歪を計算する方法は観測量をそのまま歪推定に反映させることができる一方で，ノイズ成分も直接歪計算に影響を及ぼすため，伸張成分の出現のように誤った変動場を導く可能性がある．しかしながらクリギング法では，ノイズの影響を抑えつつ正しい変動成分を推定している．

空間平滑化処理を施した解析においては，ノイズで乱された変位データからも極めて安定的に広域変動を抽出できている (Fig. 3c)．クリギング法，三角領域からの直接算出では，ノイズの影響で南東部を中心に主軸方向にばらつきが見られるが，空間平滑化操作を組み込むことによりノイズの影響をほとんど受けずに滑らかな広域変動場が得られている．広域変動を抽出する方法としては非常に頑強な手法と言える．ただし，膨張成分は真の歪場から大きくずれている．変動を空間的に滑らかに接続する操作により，局所変動と広域変動との違いが不明瞭になってしまうことがわかる．

このようにクリギング法を用いた歪解析では，ノイズの影響を抑えつつ広域変動を滑らかに抽出できると同時に，空間スケールの小さな短波長の変動も適切に抽出できることに大きなメリットがある．

#### IV. クリギング手法の適用 ～台湾を例に～

##### 1. 解析方法

本節では，実際の地殻変動データにクリギング手法を適用して歪推定を行う．ユーラシアプレートと東進とフィリピン海プレートの南東からの押しによる大陸-島弧衝突がおこる場である台湾は，島内に長・短波長の変動が混在する複雑な地殻変動場として知られている (Bos et al., 2003; Chang et al., 2003)．そこで本研究では，実際の地殻変動場にクリギング手法を適用するためのテストフィールドとして台湾を選択した．解析には Yu et al. (1997) による GPS 水

平速度データ (1990~95 年) を用いる. 0.2 °毎に格子点を設置し, 各点における東西・南北各成分の水平速度をそれぞれクリギング法で推定した後, 近傍 3 点のデータから歪速度を算出する (Fig. 2).

数値テストと同様に, 他の手法を用いた歪速度推定も行い手法間の違いについて論じる. デローニ分割法により構築された三角網から直接計算した歪速度, Shen et al. (1996) による空間平滑化処理を用いた歪解析の結果も示し, クリギング法における推定結果と比較する. Shen et al. (1996) の手法における距離減衰定数  $D$  は, 数値テストと同様に 25 km とした.

## 2. 結果

クリギング, 三角網, 空間平滑による解析の結果を Fig. 4 に示す. 以下, 領域 A~F に焦点をあてて各解析で得られた歪速度場の特徴を比較し議論していく.

**領域 A:** 三角網を用いた解析においても安定して東西圧縮が推定されている. このような空間的にばらつきの少ない速度場においては, どの手法を適用しても推定される歪速度の大きさ, 方向, 成分に大きな差は見られない. ただし, 空間平滑を施した解析結果では領域 A より西方の沿岸部にも同程度の圧縮場が推定されてしまっている. このように平滑化処理を行う手法では, 変動を空間的に均すことに強いバイアスがかかるため推定値が染み出す傾向がある. 一方, クリギングでは帯状に伸びる狭い領域に制限された強い圧縮場を忠実に表現できている.

**領域 B:** 100 km を超える帯状の領域に北西-南東方向の強い圧縮場 ( $> 1$  ppm/yr) が得られる. どの手法においても北西-南東方向の圧縮性主歪成分が卓越しているが, 三角網を用いた結果では長・短波長の変動が複雑に混在している. 一方他の 2 つの方法では, 北西-南東方向の圧縮が支配的であり, ユーラシアプレートのフィリピン海プレートへの沈み込みに伴う変形が明瞭に読み取れる.

**領域 C:** 三角網による解析では強い歪速度場が確認できる. クリギング手法による結果でも同様に, 周囲より数倍大きな歪速度が推定されている. 一方, 空間平滑化処理を施した結果には大きな歪は見られず, むしろ岬の南端に向かうほど強い伸張場が推定されてしまう.

三角網から直接推定された歪速度場は短波長の変動が混在しており, どのような歪場に支配されているのかを的確に評価するのが困難であるが, クリギングでは北東-南西向きの伸張場が支配的であると推定されている. クリギング解析では, 推定結果が格子点と観測点の位置関係に依存する場合があるので, 格子点の設定によっては結果が変わる可能性がある. そこで格子点の位置を数 km ずらした計算も試行錯誤的に行ってみたが, 北東-南東方向の伸張が卓越する傾向に変化はなかった.

**領域 D:** 琉球弧との接続部である宜蘭平野と呼ばれる場所にあたり, 比較的緩やかな変動勾配を持つ台湾北部の中で, 50 km 程度の狭い空間領域に強い歪速度を持つことで知られる. 三角網を用いた解析では, 1-2 ppm/yr 程度の大きさで北東-南西方向に働く圧縮成分, 北西-南東方向への伸張成分が推定されている. クリギング解析でも北東-南西方向の圧縮と北西-南東方向の伸張が推定されている. 一方, 空間平滑化処理を行うと, 急激な変動勾配を表現しきれず周囲

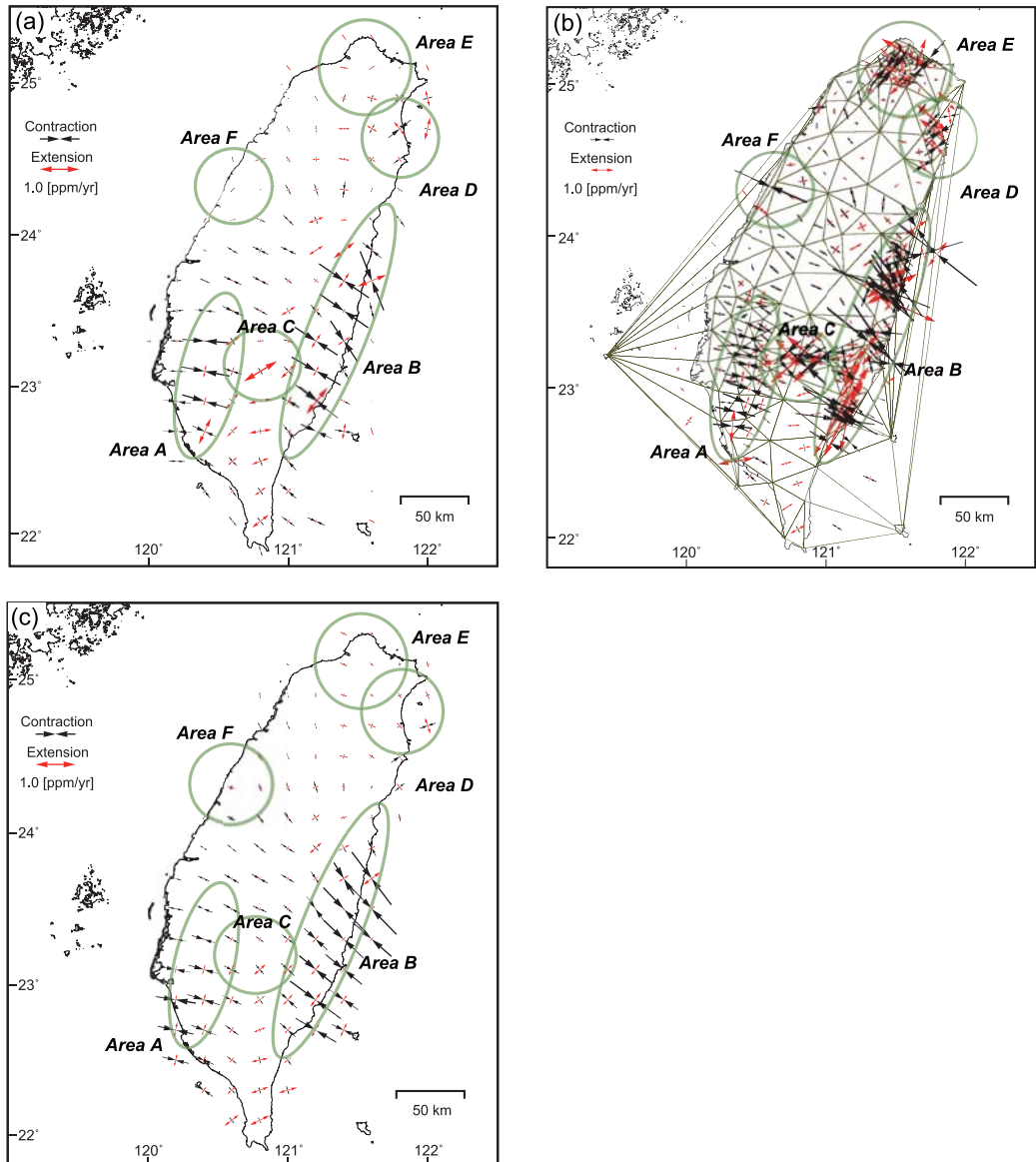


**Fig. 4.** Principal strain rate fields of Taiwan, inferred from (a) a kriging method, (b) a standard triangulation method, and (c) a method by Shen et al. (1996), respectively. Black and red arrows stand for contractional and extensional principal axes, respectively. A smooth distance parameter  $D$  (Shen et al., 1996) is applied as 25 km. Six areas (A - F) focused on discussions are highlighted by green circles.

の弱い歪速度に均されていることがわかる。

**領域 E, F:** 三角網を用いた解析では、領域 E は強い歪場に支配されているように見えるが、詳細に見ると数多く形成される三角領域の中で 2 ppm/yr を越える大きな歪速度を持つものは数点しかなく、それ以外は 0.5 ppm/yr 程度である。この領域に対するクリギング解析の結果には強い歪場は見られない。クリギング解析では、局所的に現れる 2 ppm/yr を超える強い変動場はバリオグラムモデルで得られた観測データ場がもつ空間従属性から逸脱しており、その場を代表する有意な変動ではないと判断されたものと考えられる。このように“異常”データが排除される例は領域 F にも見られる。

## V. 議 論

井潤・石橋 (2003) は過度の空間平滑化処理によって失われる局所的な変動を抽出する試みを行っている。彼らは伊豆半島周辺の複雑な地殻変動を抽出するために、観測点を頂点とするデローニ三角形を生成し、観測点の変位速度の南北・東西成分をその三角形内で線形補間して 0.1 間隔の格子点での変位速度を求めることで歪を算出した。短波長の変動も安定して抽出することが可能となる一方、このような線形補間の手法でも異常観測点の影響が歪分布に大きく現れるという欠点がある。これを解決するために彼らは、変位速度が周辺の観測点と明らかに異なっている観測点のデータを解析前にあらかじめ除去したり、歪速度にある閾値を設けてそれを超過するような場合の観測点を解析に用いないなどの工夫を行っている。しかしながらこのようなデータの取捨選択の基準には恣意性が残る。一方、今回行ったクリギングによる推定では、あらかじめデータを除去することなく、バリオグラムモデルを基に補間処理の過程で自動的に異常点の重みを抑えている。従来の歪解析で行われてきた手法と比べて異常データへの対処の恣意性を排除できる点に大きな長所がある。

Shen et al. (1996) による手法では、距離に関する重みを表す距離減衰定数  $D$  を設定し、歪計算の際には距離  $2D$  より遠方の観測点は使用しない。それゆえ設定する  $D$  の値により歪速度の空間分布も変化する可能性がある。 $D$  を小さくすればより空間スケールの小さな変動を捉えることは可能ではあるが、どの値が適切であるかの明確な基準は無く、値の設定には恣意性が残ってしまう。一方クリギング手法を用いた解析では、基本的には解析対象領域の全観測点を用いるため、計算に使用する観測点を選択するという任意性は排除される。

このようにクリギング手法は、従来の手法と比べて、安定した変動場を得るための様々な恣意性の強い仮定を排除して解析が行われる。この点でクリギング法は、観測データが持つ本来の性質に従って変動を推定できるという大きな利点を持つ。しかしながら、クリギング手法といえども観測点の選択にはまだ任意性が残る。解析対象領域の全観測点を用いるといえども、データの空間従属性はあくまで解析者が設定した解析領域内に限って言うことである。例えば、解析領域の大半がプレートローディングのような広域変動に支配されていれば、たとえ局所的な変動が存在していたとしてもそれは“異常”とみなされる可能性があるが、その局所変動の周辺に限っ

て解析領域を区切れば局所的な動きも有意とみなされるであろう．その意味では，クリギング手法も歪解析に内在する全ての問題を解決できる方法とは必ずしも言えず，これらの問題をどのように解決していくかが今後の研究課題として残される．

## VI. ま と め

最適空間補間法で知られるクリギング法を，既知の人工地殻変動データおよび台湾の GPS 水平速度データに適用して，歪場の推定法としての有用性をテストした．場を代表するような広域変動を頑強に推定するには，従来の空間平滑処理を施す解析手法が最適ではあるが，平滑化処理のために空間スケールの小さな局所変動を適切に抽出できない欠点を持つことが示された．一方，クリギング法を用いた推定では，三角網を用いた歪解析より安定して広域の変動を推定しながらも，小規模な変動も同時に抽出できた．また安定した歪場を得るためのデータの選別作業を事前に必要とせず，恣意的な異常データの対処を排除できるという長所が明らかにされた．長・短波長の変動が混在する地殻変動場を推定するために，クリギング法が有効な手段の 1 つとして機能することを本研究では示すことが出来た．

## Appendix

クリギングを用いて空間データを解析する上で重要なことは，データの空間従属性を把握することである．その従属性を測る指標としてセミバリオグラムがある．セミバリオグラムのモデルを特定することにより，空間データの解析や空間予測が可能となる．

クリギングでは観測データは確率場からの実現値とみなす．まず，領域  $\mathbf{R}$  上の確率場  $Z = \{Z(\mathbf{s}); \mathbf{s} \in \mathbf{R}\}$  を考える．観測位置  $\mathbf{s}_1, \mathbf{s}_2, \mathbf{s}_3, \dots, \mathbf{s}_n \in \mathbf{R}$  における確率変数  $Z(\mathbf{s}_1), Z(\mathbf{s}_2), \dots, Z(\mathbf{s}_n)$  の実現値  $z(\mathbf{s}_1), z(\mathbf{s}_2), \dots, z(\mathbf{s}_n)$  が観測データとなる．理論的解析を行うためには，定常性というかなり強い仮定が必要になる．定常性とは，与えられた  $n$  個の点の組が，互いの相対的位置関係を保ったまま他の部分に移動しても特徴が不変であるということを意味する．クリギングでは，弱定常性を仮定した次のような本質的定常性が成立するという条件の下で解析される．

$$E\{Z(\mathbf{s}_i) - Z(\mathbf{s}_j)\} = 0 \quad (\text{A1})$$

$$\text{Var}\{Z(\mathbf{s}_i) - Z(\mathbf{s}_j)\} = 2\gamma(\mathbf{s}_i - \mathbf{s}_j) \quad (\text{A2})$$

すなわち， $Z(\mathbf{s})$  について 2 地点間の差の期待値は 0 で，分散は地点間の距離のみに依存する関数であると仮定される．ここで  $\gamma$  はセミバリオグラム（半分散）と呼ばれる． $\gamma$  のモデルを推定し，それを用いて空間補間することで予測を行うのがクリギングである．

セミバリオグラムのモデルを観測値から推定する手順は，(1) 全ての観測値ペアからバリオグラム雲を求める，(2) バリオグラム雲から標本（経験）バリオグラムを求める，(3) 標本バリオグラムに理論バリオグラムモデルを最小二乗法などであてはめてパラメータを推定する，の

3 段階を経る．

### A1. バリオグラム雲

バリオグラム雲とは，対をなす標本間の非類似度を距離に対してプロットしたものである．空間領域  $\mathbf{R}$  における観測地点を  $\mathbf{s}_i, \mathbf{s}_j$ ，その観測地点における実現値をそれぞれ  $z(\mathbf{s}_i), z(\mathbf{s}_j)$  とする．このとき，2 つの値の非類似度は以下のように記述される．

$$\gamma_{ij}^* = (z(\mathbf{s}_i) - z(\mathbf{s}_j))^2 / 2 \quad (\text{A3})$$

全ペアにおいて，横軸に 2 点間の距離，縦軸に  $\gamma^*$  をプロットしたものをバリオグラム雲と呼ぶ．

### A2. 標本（経験）バリオグラム

式 (A3) を 2 地点間の距離  $h$  についてまとめたものを標本（経験）バリオグラムと呼ぶ．

$$\gamma(h) = \frac{1}{2|N(h)|} \sum_{N(h)} (z(\mathbf{s}_i) - z(\mathbf{s}_j))^2 \quad (\text{A4})$$

ここで  $N(h)$  はユークリッド距離が  $|\mathbf{s}_i - \mathbf{s}_j| = h$  となるすべてのペアの集合で， $|N(h)|$  は  $N(h)$  の要素数， $z(\mathbf{s}_i), z(\mathbf{s}_j)$  はそれぞれ位置  $\mathbf{s}_i, \mathbf{s}_j$  の観測値である．実際には全く同じ距離  $h$  の観測点ペアはほとんど無いので，これを回避するために距離を  $\delta h$  毎に区間分けし，各区間内に存在する観測点ペアの数を  $|N(h)|$  として算出する．一般に，区間幅が小さすぎると推定が不安定になり，逆に大きすぎると空間従属性が把握できなくなる．本研究では，Journel and Hujibregts (1978) の指標に従い，それぞれの区間において  $(i, j)$  の組が 30 より多くなるように区間を設定した．

### A3. 理論バリオグラム

標本バリオグラムに対して理論的なモデルを示すものが理論バリオグラムである．セミバリオグラムのパラメータ推定として，標本バリオグラムへのパラメータモデルのあてはめが行われる．幾つかのモデルが提唱されているが，本解析では最も一般的に使用される球型モデルを使用する．

$$\gamma(h) = \begin{cases} \theta_0 + \theta_1 \left( \frac{3}{2} |h| / \theta_2 - \frac{1}{2} (|h| / \theta_2)^3 \right), & 0 < |h| \leq \theta_2 \\ \theta_0 + \theta_1, & |h| > \theta_2 \\ \theta_0, & |h| = 0 \end{cases} \quad (\text{A5})$$

通常，モデルパラメータ  $\theta_0, \theta_1, \theta_2$  は最小二乗法により推定される．クリギング推定の際の  $\gamma$  (本文中，式 (2)) は，ここで推定されたバリオグラムモデルを用いて算出される．

例として，台湾における GPS データを用いて推定された標本セミバリオグラムと理論セミバリオグラムモデルが Fig. A1 に示される．

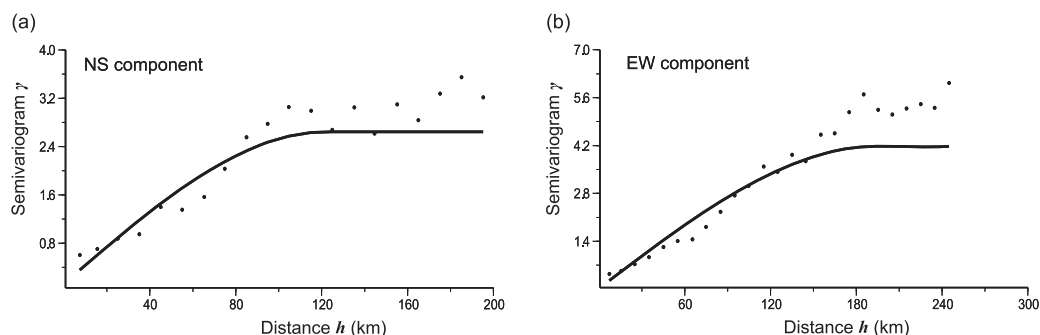


**Fig. A1.** Empirical variograms (dots) and inferred theoretical variograms (solid line) for (a) NS and (b) EW components, calculated from GPS velocity data obtained in Taiwan (Yu et al., 1997). A spherical model is assumed for a fitting to the empirical variograms. Parameters of the model are estimated as  $\theta_0 = 1.26 \times 10^{-1}$ ,  $\theta_1 = 2.52$ ,  $\theta_2 = 1.22 \times 10^2$  for NS component and  $\theta_0 = 1.25 \times 10^{-2}$ ,  $\theta_1 = 4.17$ ,  $\theta_2 = 1.95 \times 10^2$  for EW component, respectively.

## 文 献

- Bos, A. G. and W. Spakman, 2003. Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2548, doi: 10.1029/2002JB002336.
- Chang, C.P., T.Y. Chang, J. Angelier, H. Kao, J.C. Lee and S.B. Yu, 2003. Strain and stress field in Taiwan oblique convergence system: constraints from GPS observations and tectonic data, *Earth. Plant. Sci. Lett.*, **214**, 115-127.
- Cressie, N., 1993. *Statistics for Spatial Data (Revised Edition)*, John Wiley and Sons, Inc., New York, 900pp.
- 井濶 陽平, 石橋 克彦, 2003. GEONET データから求めた伊豆半島～富士山付近の地殻水平歪とテクニクな考察, *地震II*, **56**, 231-243.
- Journel, A. G. and C. H. Huijbregts, 1978. *Mining Geostatistics*, Academic Press, London, 600pp.
- Kato, T., G. S. El-fiky, E. N. Oware and S. Miyazaki, 1998. Crustal strains in the Japanese islands as deduced from dense GPS array, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3445-3448.
- Kobayashi, T. and M. Hashimoto, 2007. Change of strain rate and seismicity in the Chubu district, central Japan, associated with a Tokai slow event, *Earth Planets Space*, **59**, 351-361.
- 間瀬 茂, 武田 純, 2001. 空間データモデリングー空間統計学の応用, 共立出版 データサイエンスシリーズ 7, 136-166.
- Matheron, G., 1963. Principles of Geostatistics, *Econom. Geol.*, **58**, 1246-1266.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- Shen, Z., D. D. Jackson and B. X. Ge, 1996. Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, 27951-27980.
- Yu, S.-B., H. Y. Chen and L. C. Kuo, 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, **274**, 41-59.
- Wackernagel H., 1998. *Multivariate Geostatistics: an Introduction with Applications*, Berlin, Springer, 291pp. (邦訳: 地球統計学研究委員会, 2003, 地球統計学, 森北出版, 266pp.).