

3.7.2 歪蓄積過程のモデル研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

歪蓄積過程のモデル研究

(b) 担当者

平原和朗（名古屋大学大学院環境学研究科 教授）

兵藤守（名古屋大学大学院理学研究科）

橋本学（京都大学防災研究所 教授）

川崎一郎（京都大学防災研究所 教授）

飯尾能久（京都大学防災研究所 助教授）

(c) 業務の目的

推定された静的断層モデルを利用して、深部断層構造や地殻構造にもとづいた不均質構造モデルにより、活断層などへの歪蓄積過程についてのモデル研究を行う。加えて、断層面上の摩擦特性を探るため、歪・傾斜観測データ等から非地震性すべり検出を試みる。

(d) 5カ年の年次実施計画

平成 14 年度 西南日本三次元有限要素モデルの構築と予備的計算、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化および過去の事例の収集・整理

平成 15 年度 西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（地形・重力データに基づく解析）

平成 16 年度 西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（単純化モデルによる力学的シミュレーション）

平成 17 年度 構造データを取り入れた西南日本三次元有限要素モデルの構築とこれによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（力学的シミュレーション）

平成 18 年度 構造データを取り入れた西南日本三次元有限要素モデルの構築とこれ西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（力学的シミュレーション）

(e) 平成 14 年度業務目的

(2)平成14年度の成果

(2-1)南海トラフ巨大地震サイクルにおける内陸活断層での破壊応力変化

平原和朗（名古屋大学大学院環境学研究科）

hirahara@eps.nagoya-u.ac.jp

兵藤守（*名古屋大学大学院理学研究科）

hyodo@es.jamstec.go.jp

(*現 地球シミュレータセンター)

(a)業務の要約

構造探査結果等に基づいた地殻及び上部マントル粘弾性構造モデルを構築し、これに前述の準静的断層モデルを導入して、断層における歪集中過程モデルを開発する。

3次元的に複雑な形状で沈み込むフィリピン海プレートを含む、西南日本の3次元不均質粘弾性有限要素モデルを構築し、最近300年間の南海トラフ巨大地震サイクルのシミュレーションを行い、陸側プレートすなわち、内陸における粘弾性応答を計算した。まず、フィリピン海プレートの沈み込みと1707年宝永、1854年安政、1944年・1946年昭和の東南海・南海地震の地震時すべりに対する粘弾性応答による、内陸活断層におけるクーロン破壊応力(CFF)の時間的変動(CFF)を計算した。実際には東西圧縮による起震応力場のもとに内陸地震は発生しているので、この東西圧縮率をGPS観測によるひずみ速度から推定し、各内陸活断層でクーロン破壊応力に焼き直し、先に計算したCFFに加えて、全CFFを計算した。

内陸活断層で発生した時期とCFFの時間変動を比較したところ、1995年兵庫県南部地震では、CFFが極大を取る時期に発生時期が対応していて、1946年南海地震発生50年後に兵庫県南部地震が発生したのは、粘弾性による遅れ応答によるものと理解される。しかしながら、他の断層ではあまり良い一致は見られなかった。

今後、このプロジェクトで得られる詳細な内陸における地殻構造をモデルに組み込むこと、マントルウェッジでの粘性率の見積もり、さらに巨大地震の地震時すべりを実際のものに近づけることで、モデルの改善を図れば、発生時期の予測が困難であると言われる内陸活断層における地震発生時期に、何らかの制約を設けることも可能であると期待される。

(b)業務の実施方法

はじめに

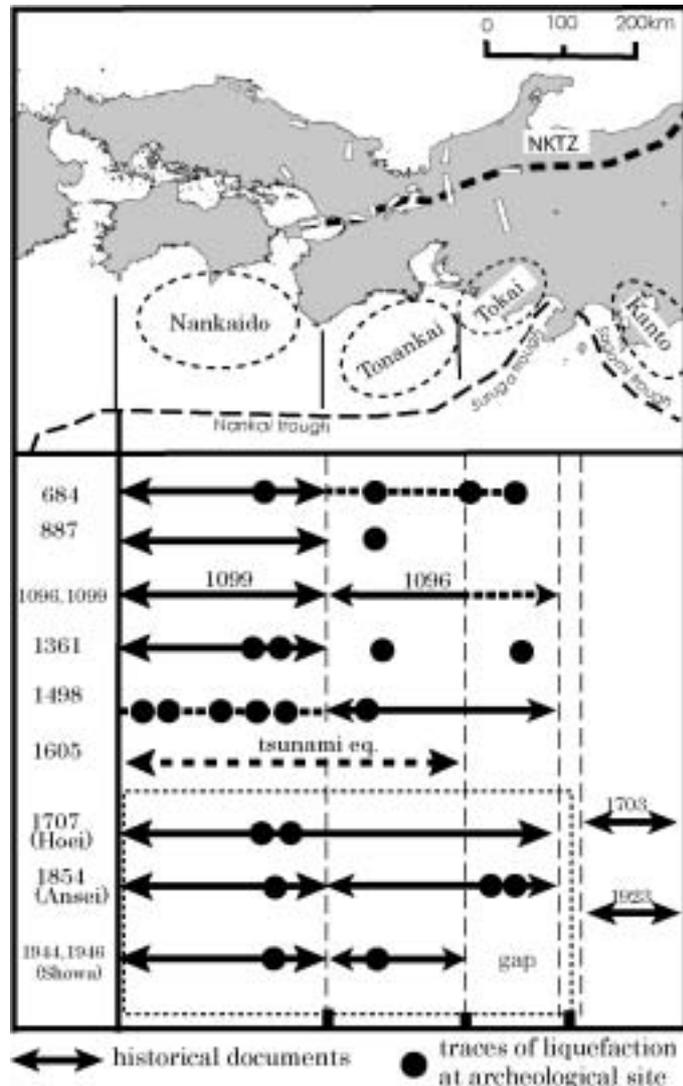
四国沖から東海にかけての南海トラフでは、フィリピン海プレートの北西進に伴う、西南日本下への沈み込みにより、歴史的にマグニチュード8クラスの巨大地震が、90~150年の間隔で繰り返し発生し、西南日本広域に大きな被害を引き起こしてきた(図1)。また、西南日本の活断層では、千年以上の繰り返し間隔で大地震が発生している。この内陸活断層での大地震による被害はある程度局所的ではあるが大都市圏で発生すると、南海トラフ巨大地震とは異なり足元で起きる地震であるため、1995年兵庫県南部地震のように比較的短周期の強震動による甚大な被害を引き起こす。

南海トラフ沿い巨大地震の発生間隔は90~150年と比較的短く、発生時期ならびに発生場所もある程度の予想はつく。しかしながら、数多く存在する内陸活断層のどの断層がいつ地震を発生させるかにつ

いては、その繰り返し間隔が千年以上と長いこともあって、非常に困難な問題である。ところが、この内陸地震の発生を南海トラフの巨大地震の発生と関連つけて考えると、ある程度内陸地震の発生についてその時期を特定できる可能性がある。

本研究は、こういった観点にたつて、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みと巨大地震の発生による内陸活断層におけるクーロン破壊応力の変化を調べ、過去に地震が発生した時期とこの破壊応力変化を比べることにより、各活断層における内陸地震発生の時期について何らかの制約を加えようとするものである。

図1 古文書()・遺跡の液状化の発掘(●)から得られた南海・駿河・相模トラフ沿いのプレート境界地震のセグメンテーションと時系列[石橋・佐竹(1998)より引用]。上の地図における白抜きの矩形は西南日本の主要な活断層を示している。太い破線は、新潟・神戸変動帯 NKTZ[Sagiya et al.(2000)]を示している。



これまでの研究

歴史地震のデータから、南海トラフ沿い巨大地震の発生前 40・50 年から発生後数十年にかけて、西南日本内陸での地震活動が活発化することが知られている (Hori and Oike, 1996)。この南海トラフ沿い巨大地震と内陸地震の相関を説明するメカニズムとして、内陸活断層が定常的に東西圧縮を受けている状態に、南海トラフ沿い巨大地震サイクルが摂動を与えることに起因するといったモデルが提唱されている (例えば、Hori and Oike, 1999)。しかしながら、以上は弾性媒質を仮定したモデルであり、沈み込み帯に特有の強い不均質性および粘弾性の性質が考慮されていない。また、実際の南海トラフの地震サイクルを長期間にわたってモデルに当てはめ、過去において発生した内陸地震について検討した研究はない。

Politz and Sacks(1997)は、昭和東南海・南海地震による 1995 年兵庫県南部地震発生への影響を粘弾性構造を含めて議論している。しかしながら、彼らは、弾性リソスフィア-粘弾性アセノスフィアから

なる成層構造を仮定しており、沈み込むフィリピン海プレートといった不均質構造を考慮していないこと、昭和の東南海・南海地震のみを扱っていることなどから、不十分なモデルであると考えられる。

解析方法

本研究では、まず、上部マントルの粘弾性的性質、沈み込むフィリピン海プレートの3次元形状を考慮し、西南日本の3次元不均質粘弾性有限要素モデルを構築し、3次元有限要素法ソフトウェアであるGeoFEM (Iizuka et al., 2002) を用い、過去300年にわたる南海トラフ沿い巨大地震サイクルを運動学的に与えることにより、西南日本内陸の変動を計算する。次に、過去において実際に発生した内陸地震の断層に注目して、クーロン破壊応力の計算を行う。その際、GPS観測によるひずみ速度観測をデータにして、東西圧縮応力を見積もり CFF に付け加える。

沈み込むフィリピン海プレートの構造を含んだ3次元粘弾性有限要素法モデル

図2(a)に本研究で構築した、有限要素メッシュの平面図を示す。モデル空間は、水平方向に1400km × 1030kmで、深さ方向には地表面から深さ200kmまでの西南・中部日本を含む領域を考慮した。メッシュの総要素数、総節点数は、それぞれ、21600、24339であり、メッシュの平均サイズは、数十kmである。メッシュ分割は、プレート境界面では細かく、境界に近づくにつれ徐々に粗くなっている。沈み込むフィリピン海プレートの3次元形状は過去の研究で得られている微小地震の震源分布により決定されたプレート形状を滑らかにつなぐことによって構築した。図2(b)の断面図に示すように(1)地殻・(2)フィリピン海プレート・(3)上部マントルの三つの構造を考慮した。地殻・フィリピン海プレートは厚さ30kmの完全弾性体、上部マントルはSuito and Hirahara(1999)による東北地方下の上部マントル緩和時間の推定値を参考に、緩和時間5年のマクスウェル粘弾性体である場合と倍の粘性率の場合を考えた。以上の地下構造の物性値は、表1に示してある。モデルの境界条件としては、面の平行方向にのみ変位を許す‘ローラーコンディション’を仮定した。

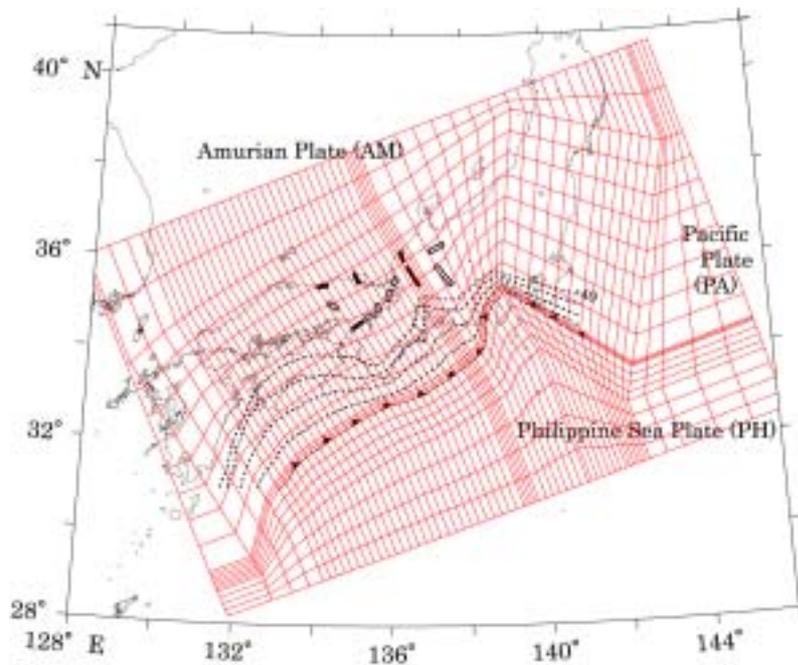


図2 フィリピン海プレートの三次元構造を含んだ西南・中部日本の三次元有限要素メッシュ。(a)地表面における有限要素メッシュ。黒の点線はモデル内におけるプレート境界面を示す。(b)メッシュの北西方向における断面の例。(1)~(3)の弾性定数は表1に示してある。

図2 (a)

図2 (b)

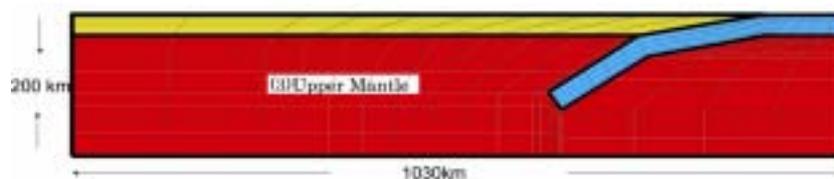


表1

No.	Rigidity [$\times 10^{10}$ Pa]	Poisson's ratio	Viscosity [$\times 10^{19}$ Pa·s]	Relaxation time [yr]
(1) Crust	4.80	0.258		
(2) PH	4.80	0.258		
(3) Upper Mantle	6.39	0.283	1.0or2.0	4.96

南海トラフ沿いのプレート沈み込み速度

四国沖～紀伊半島西部の南海地震に対応するプレート境界については、Miyazaki and Heki(2001)によるPH(フィリピン海)-AM(アムール)のオイラーベクトルから、予測される速度ベクトル(6~7cm/yr程度)をバックスリップ(Savage,1983)として与える。GeoFEMにおいては、バックスリップを表すディスプレイは分割節点法を用いている(Melosh and Raefsky, 1981)。固着領域は図3のプレート境界面の影をつけた領域であるとした。濃い影の部分は、フルカップリング、薄い影の部分は、遷移層であるとして、リニアにカップリングが減少すると仮定した。

また、紀伊半島東部～駿河湾のプレート境界については、GPS速度場の解析からPH-AMのオイラーベクトルから予測される沈み込み速度より、伊豆半島におけるフィリピン海プレートと中部日本の衝突・伊豆マイクロプレート(IMP)の内部変形(Sagiya,1999; Mazzotti et al.,1999)により、紀伊半島東部から駿河トラフでは、プレート沈み込み速度がフィリピン海プレート自体より、かなり減じられてい

ることがわかっている。このため、Mazzotti et al.(1999)による、IMP-CJP(中部日本)のオイラーベクトルから予測される速度ベクトルを東南海・東海地震の断層面に対応する紀伊半島～駿河湾のプレート境界面にバックスリップとして与える。予測される速度ベクトルは、紀伊半島沖で3～4cm/yr、駿河トラフでは2～3cm/yr程度にまで減少する。また、特に駿河湾では、四国沖に比べて西向き成分が卓越する。

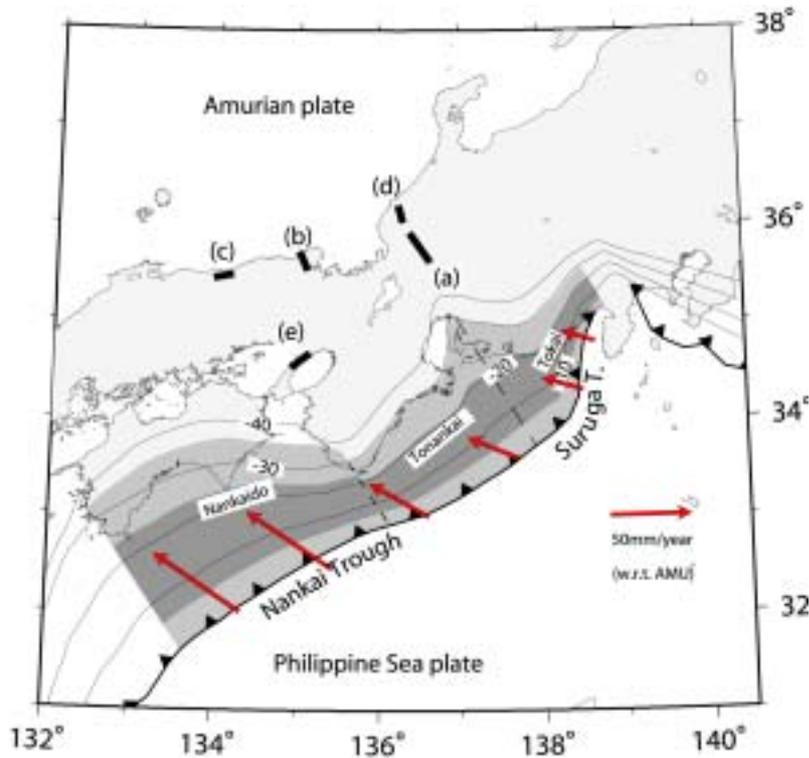


図3 本研究においてシミュレーションに用いた南海・駿河トラフ沿いでのプレート沈み込み速度(赤の矢印)。また(a)から(e)は、本研究で扱う内陸断層を示す。影をつけた部分は固着域を表し、濃い部分はフルカップリングを表す。

南海トラフ巨大地震のすべり量

本研究では、プレート間カップリングが地震サイクル全般にわたって変化しないと仮定し、南海・駿河トラフにおいて1700年以降発生した巨大地震(図1の点線で示す矩形部分)を重ね合わせることで、過去300年間(西暦1700年～2000年)の地震サイクルシミュレーションを行う。

昭和の地震については断層モデルが報告されているが、宝永・安政の地震についてはすべり量がわかっていない。そこでShimazaki and Nakata(1980)による時間予測モデルにより、地震時すべり量の見積もりを行った。次期東海・南海地震は2046年に発生すると仮定して、安政の東海地震、昭和の地震のすべり量を決定した。昭和の地震に見られるように、地震波解析から不均質なすべり分布が報告されているが、ここでは固着域にわたって一様に時間予測モデルから決定されるすべり量を与えた。

クーロン破壊応力

本研究では、プレート運動に伴う内陸断層上での破壊の判断基準として、クーロン破壊応力(Coulomb Failure Function)の変化(以下では、CFFと略す)を用いる。クーロン破壊応力とは、ある断層面上での、せん断応力と、断層強度の差として定義される[例えば、King et al.(1994)]。

つまり、断層面での期待されるすべり方向のせん断応力を τ 、法線応力(ひっぱり方向を正)を σ_n 、内部摩擦係数を μ 、間隙水圧および断層の凝縮力を P 、 σ_0 とおくと

$$CFF = \tau - \{\tau_0 - \mu(\sigma_n - P)\} \quad (1)$$

とかける。この断層が近傍での地震発生等により、応力変化を受けたとき、CFF の変化量(ΔCFF)は、間隙水圧変化が法線応力変化に比例すると仮定すると

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma_n \quad (2)$$

とかくことができる。但し $\mu' = (1 - \alpha)\mu$ であり、これは有効摩擦係数と呼ばれる。CFF が正なら、注目する断層での地震発生が促進され、負の場合起こりにくくなると解釈できる。有効摩擦係数の値について過去の研究では、0.2~0.5 程度の値が CFF のパターンと余震分布の関係をうまく説明するとしている。ここでは0.3を採用している。

(c)業務の成果

解析結果と考察

弾性体での応答とは異なり、粘弾性体での応答は、地震サイクルの間で複雑に変化する。従って対応する CFF も地震サイクル中複雑に変化する。シミュレーションにより得られた CFF を、1891 年濃尾地震(図3(a))、1995 年兵庫県南部地震(図3(e))断層について、図4に示す。

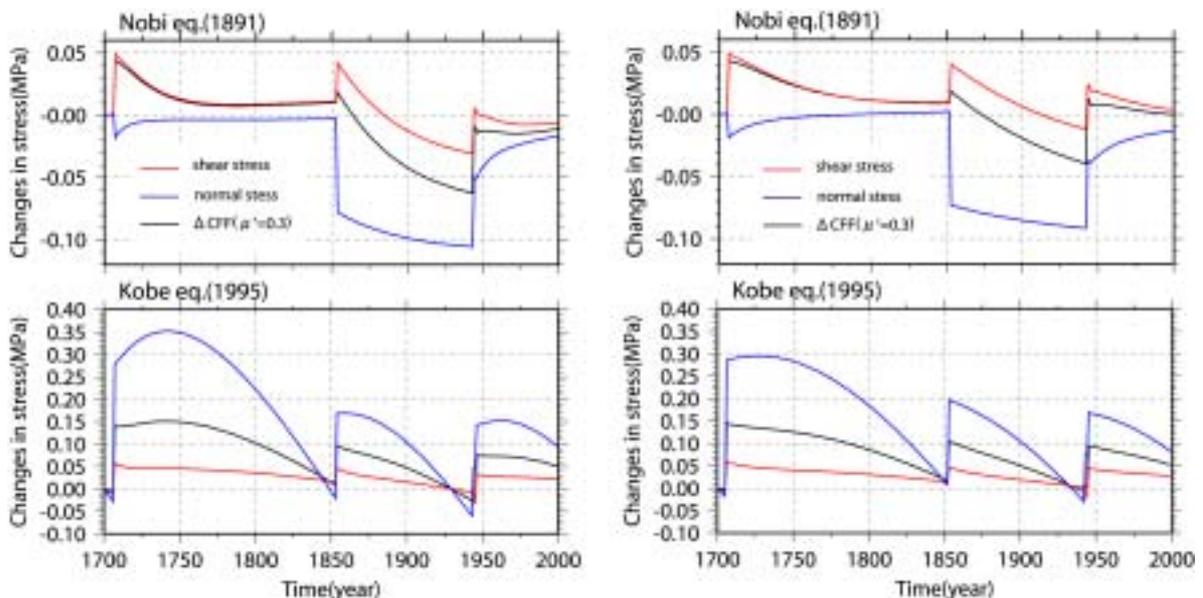


図4 1981 年濃尾地震、1995 年兵庫県南部地震断層について、せん断応力(赤)・法線応力(青)、CFF(黒)の時間変化。上図、下図はそれぞれ、 $\sigma_n = 1.0 \times 10^{19}$ 、 2.0×10^{19} に対応する。

PH の進行方向に対して、1981 年濃尾地震断層の走向は平行、1995 年兵庫県南部地震断層は垂直である。1995 年兵庫県南部地震断層においては、法線方向の応力変化が顕著であり、地震時に大きな張力が働き、粘弾性的遅れ応答でさらに張力が続くが、フィリピン海プレートの固着の影響でやがて圧縮力の方が卓越してくる。このように、張力は地震後数十年でピークになる。その時に内陸地震が最も発生しやすい状態になる。

前述したように、実際の内陸地震は東西圧縮場の起震応力場で発生している。この応力場の発生要因には色々な説がありいまだはっきりしていないので、本研究では、GPS 観測によって得られたひずみ速度から、圧縮応力の蓄積率を見積もった。実際には、図 1 の新潟 神戸変動帯 (NKTZ) と呼ばれるひずみ集中帯でのひずみ速度 ($10^{-17}/\text{年}$) を用いた。これから CFF を計算し、前述の PH の沈み込みと地震すべりによる CFF に加えると図 5 のような CFF が得られる。

図 5 から分かるように 1995 年兵庫県南部地震の場合には、地震の発生時期に CFF の極大になっていて、CFF からは最も地震が発生しやすい時期に発生したと言え、CFF の変動を追うことにより、その発生は予測できた地震と言える。

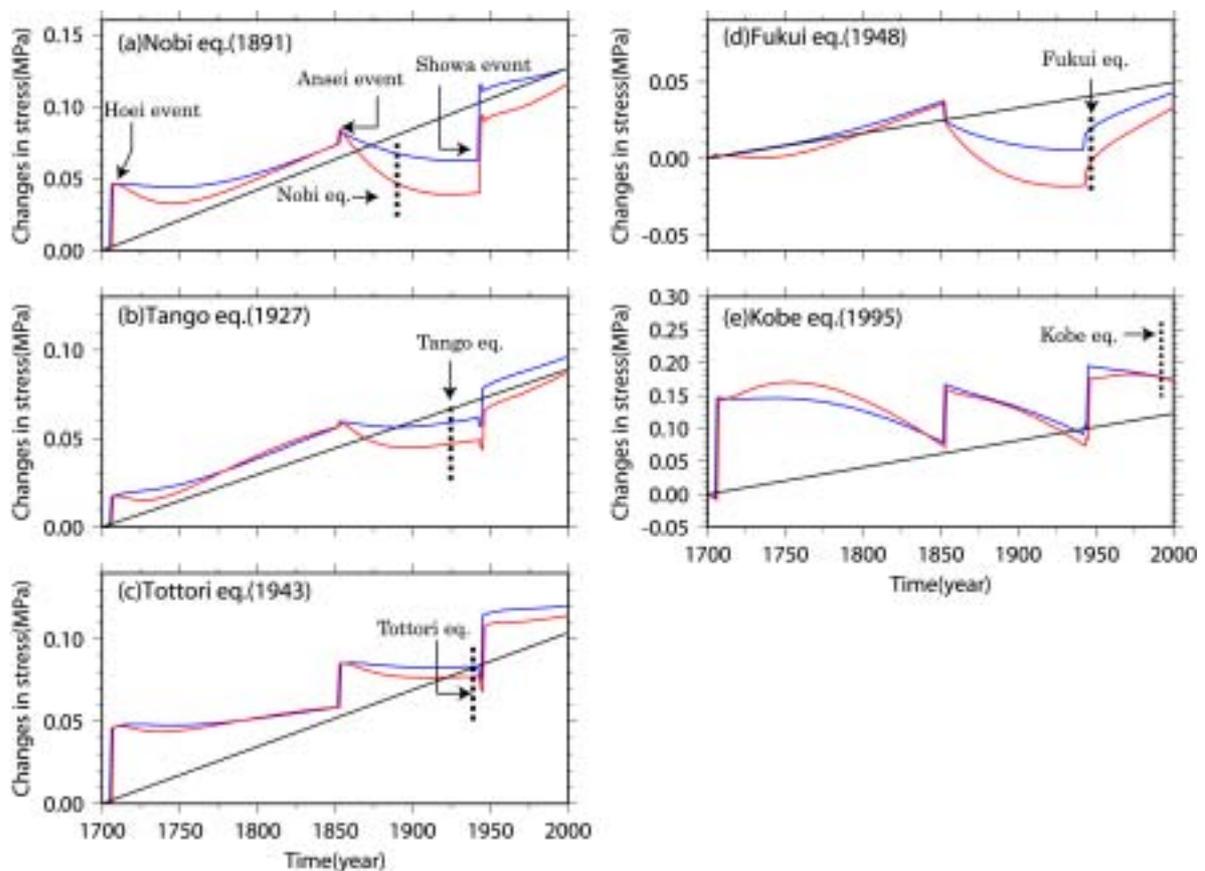


図 5 内陸断層における CFF。(a)1981 年濃尾地震、(b)1927 年丹後地震、(c)1948 年鳥取地震、(d)1948 年福井地震、(e)1995 年兵庫県南部地震の各断層 (位置は図 3 の(a)-(e)) に対応している。赤・青の曲線はそれぞれ $=1 \times 10^{19}$ 、 2×10^{19} ($\text{Pa} \cdot \text{s}$) の場合の CFF、黒の直線は東西圧縮応力による CFF、また、図には各断層で実際に発生した地震に対応する時間の位置にドットで印を付けてある。

しかしながら、CFF は時間的、空間的に大きく変動し、他の断層については CFF の変動と地震の発生時期が必ずしも良く対応しているとは言えない。

(d) 結論ならびに今後の課題

西南日本の 3 次元粘弾性有限要素法モデル (図 2) を構築し、図 5 に示したように、フィリピン海プレート沈み込みと M8 クラスの巨大地震の発生 (1707 年宝永、1854 年安政、1944 年・1946 年東南

海・南海地震) それに東西圧縮場から推定されるものを加え、内陸活断層におけるクーロン破壊応力変化 (CFF) を計算した。

1995年兵庫県南部地震については、 CFF のピーク時に地震が発生しており、1946年昭和の南海地震の50年後に粘弾性の遅れ応答により地震が発生したと言える。しかしながら、他の内陸地震断層については、 CFF と地震発生時にあまり良い対応が見られるとは言えない。特に、内陸で最大の地震といわれる1891年濃尾地震の発生が説明できないのは問題であろう。このように現状のモデルでは、可能性はあるが、フィリピン海プレートの沈み込みと巨大地震の発生が内陸地震の発生をコントロールしていると言えるかどうかははっきりしない。

ただし、現状のモデルはかなり簡便化した第一近似的なモデルであり、今後以下の点を検討し、修正していけば実際の地震発生を説明できるモデルができる可能性があると思われる。

1) 粘性率

ここで採用した粘性率では、マックスウェル時間 (τ) は5年、10年であるが、弾性体である地殻とフィリピン海プレートがあることにより系全体の緩和時間は百年程度で、地震サイクルと同程度の時間となり、粘性率により、地震サイクル中の地表上下変動はかなり影響を受ける。ここでは、地震サイクルにおける水平変動や上下変動の時間変動についてシミュレーション結果を示していないが、GPSにより観測された現在の水平変動速度はよく再現されているが、上下変動率はあまりよく再現できていない。これは以下のカップリングや地震時すべり量にも大きく依存しており単独で粘性率を変動データから単独で精度良く見積もることはできないが、他のデータ、たとえば内陸地震の余効変動データから推定できる可能性がある。

2) プレート間カップリング・南海トラフ巨大地震のすべり量

本研究で用いたフィリピン海プレートとアムールプレートのプレート間カップリングモデルは、弾性体モデルで現在のGPS観測を満たす、Miyazaki and Heki(2001)を用いていて、時間的にカップリングは一定であるとしている。実際には、プレート間カップリングは時間変動している可能性がある。これは長期にわたる上下変動データを粘弾性モデルでインバージョンしてプレート間カップリングの時間変化を精度良く推定することにより改善が期待される。また、南海トラフの巨大地震震源域のアスペリティー分布の詳細も1944年東南海、1946年南海地震に対して、地震波形記録・津波・地殻変動データをもとに研究が進められている。地震時のすべりおよび余効すべり分布をモデルに組み込めば各断層での CFF の精度は大きく向上すると期待される。

3) 西南日本内陸地殻構造モデル

図2(b)に示したモデルの断面図から分かるように、本研究では均質な一層からなる完全弾性地殻モデルを採用している。内陸地震は上部地殻で発生しており上部地殻と下部地殻では構造が異なり、上部地殻は弾性体でモデル化できるが、下部地殻は粘弾性としてモデル化する必要がある。また、地殻(上部・下部)の厚さは地域ごとにより異なっており、内陸活断層周辺での詳細な地殻構造(特にその粘弾性構造)は、 CFF に大きな影響を与えるので、詳細なモデル化が必要である。また、準静的応力蓄積過程を明らかにして断層での局所的な応力集中すなわち破壊の開始点を明らかにするためにも詳細な構造モデル構築が急務である。本プロジェクトで明らかにされるであろう、近畿大都市圏における詳細な構造探査に期待される。弾性構造がまず明らかにされるであろうが、なんとか粘弾性構造に結びつく構造探査を期待したい。

(e) 引用文献

- 1) Hori, T. and K. Oike: A statistical model of temporal variation of seismicity in the Inner Zone of Southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough, J. Phys. Earth, 44, 349-356, 1996.
- 2) Hori, T. and K. Oike: A physical mechanism for temporal variation in seismicity in the Inner Zone of Southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough, Tectonophysics, 308, 83-98, 1999.
- 3) 石橋克彦, 佐竹健治: 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点 -日本付近のプレート沈み込み帯を中心として-, 地震2, 50, 1-21, 1998.
- 4) Iizuka, M. D. Sekita, H. Suito, M. Hyodo, K. Hirahara, D. Place, P. Mora, O. Hazama and H. Okuda: Parallel simulation system for earthquake generation: fault analysis modules and parallel coupling analysis, Concurrency Computat : Pract. Exper., 14, 499-519, 2002.
- 5) King, G.C.P., R.S. Stein and J. Lin: Static stress changes and the triggering of earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 935-953, 1994.
- 6) Mazzotti, S., P. Henry, X. Le Pichon and T. Sagiya: Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan): implications for an extensional tear within the subduction slab, Earth Planet. Sci. Lett., 172, 1-10, 1999.
- 7) Melosh, H.J. and A. Raefsky: A simple and efficient method for introducing faults into finite element computation, Bull. Seismol. Soc. Am., 71, 1391-1400, 1981.
- 8) Miyazaki, S. and K. Heki: Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, J. Geophys. Res., 106, 4,305-4,326, 2001.
- 9) Sagiya T.: Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, Geophys. Res. Lett., 15, 2315-2318, 1999.
- 10) Sagiya T., S. Miyazaki and T. Tada: Continuous GPS and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure Appl. Geophys., 157, 2303-2322, 2000.
- 11) Savage, J.C.: A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, J. Geophys. Res., 88, 4984-4996, 1983.
- 12) Shimazaki, K. and T. Nakata: Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophys. Res. Lett. 7, 279-282, 1980.
- 13) Pollitz, F. F. and S. Sacks: The Kobe, Japan, Earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 1-10, 1997.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
	なし		

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
なし	なし		

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
なし

(2-2)非地震性すべりのモデル化

飯尾能久(京都大学防災研究所)

iiio@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a)業務の要約

有馬-高槻-六甲断層系周辺における約 100 年間の地殻水平歪データの解釈を試みた。断層系の北側に存在すると推定される detachment 上に約 100 年間に 2-4m のすべりを与えないと、観測データを説明出来ないことが分かった。このすべり量は常識的には大きすぎるため、detachment の深さなどを検討する必要がある。

(b) 業務の実施方法

はじめに

有馬-高槻-六甲断層系周辺における地殻水平歪データ(図1、国土地理院、1985;1986)の解析を行った。図中赤で囲った範囲が、約 100 年に 1×10^{-5} より大きな南北伸張歪を示した領域である。明石海峡と、六甲断層系および有馬高槻断層系の近傍に南北の伸びの大きな領域がみられる。このデータは兵庫県南部地震発生前約 100 年の歪の分布を示しており、断層の準静的モデル構築のために大変重要である。

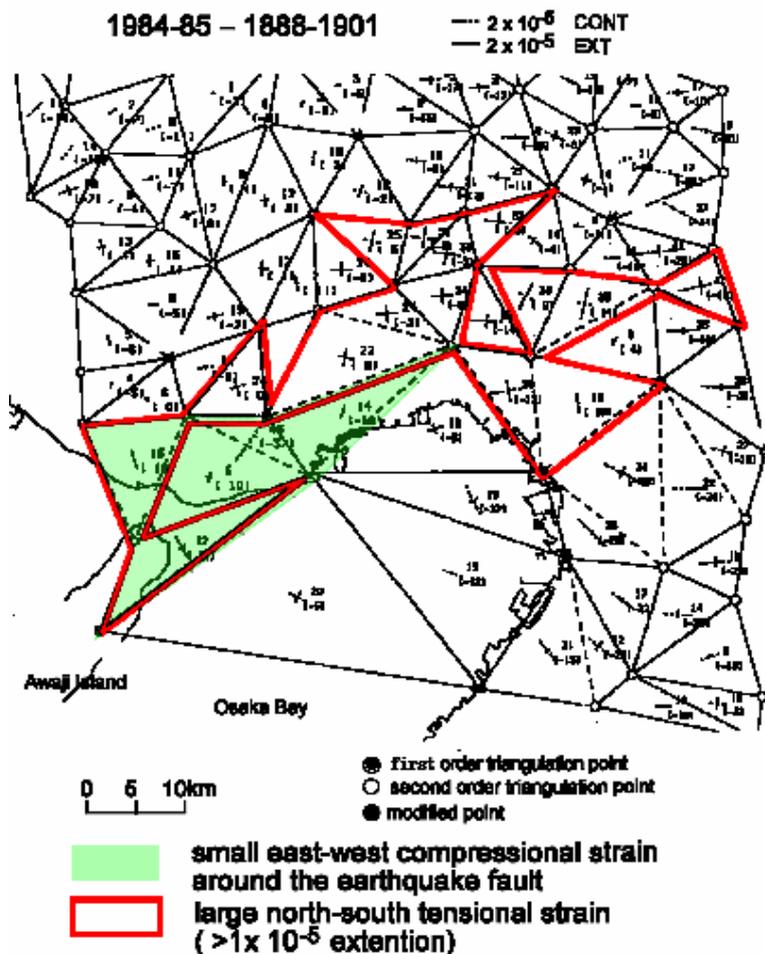


図1 有馬-高槻-六甲断層系周辺における地殻水平歪データ

これまでの研究

飯尾(1996)は、有馬-高槻-六甲断層系の北側の下部地殻内に存在する detachment 上のすべりにより、地殻水平歪データを解釈可能であることを定性的に示した。片尾(1994)により、S 波の反射点分布が有馬-高槻-六甲断層系の北側の下部地殻内に得られている。この反射点分布は一続きの反射面を見ているものであり、低角の断層、detachment を反映していると仮定する。また、応力場に関して、地震発生域最下部と同様に、下部地殻内においても、最大水平圧縮応力が東西、最小水平圧縮応力が南北、中間主応力が上下であると仮定する(Iio, 1996)。すると、反射面の走向は東西であるため、最大水平圧縮応力は面内のため無視され、上下方向の応力が南北方向の応力より大きくなり、detachment は正断層として働く。つまり、図2に示したように、北下がりの detachment 上で、上盤側が北側にすべることとなる。これにより、detachment の南端、有馬-高槻-六甲断層系周辺には、南北方向の伸びが発生することが期待される。

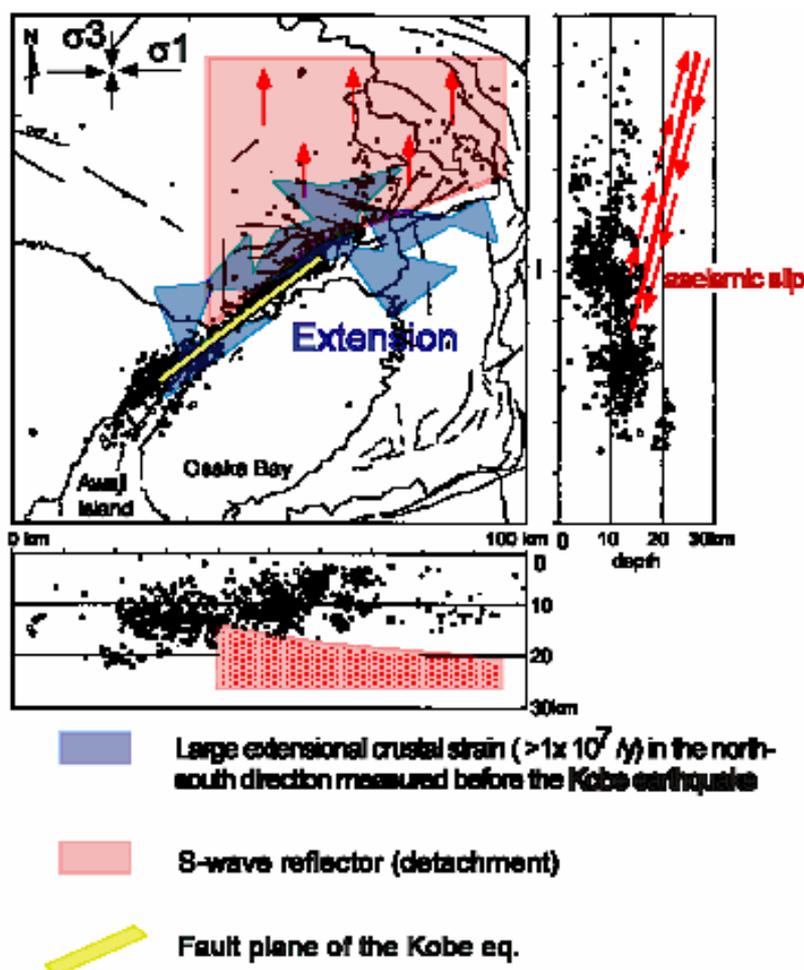


図2 有馬-高槻-六甲断層系の北側に広がる、傾斜角 10 度、上端の深さ 20km の detachment .

解析方法

図2に示すように、有馬-高槻-六甲断層系の北側に、傾斜角 10 度、上端の深さ 20km の detachment を仮定し、Okada(1985)により、有馬-高槻-六甲断層系周辺の歪場を計算した。

(c) 業務の成果

解析結果と考察

detachment 上に 1m の北落ちのすべりを与えた場合の結果を図 3 に示す。有馬-高槻-六甲断層系近傍において、 5×10^{-6} の程度の南北伸張歪が見られる。観測された約 100 年間の歪は、 $1-2 \times 10^{-5}$ 程度であり、観測データを説明するためには、約 100 年間に 2-4m のすべりが必要となる。この値は 2-4cm/年というプレートの相対運動速度に匹敵する量であり、常識的には大きすぎる。以下のような可能性が考えられる。(1) detachment の上端の深さが浅く、地震発生域内でもすべりが発生している。(2) detachment は下部地殻内ではなく、地震発生域より浅い部分に存在する。(3) 上部地殻の断層近傍の弾性常数が小さく、下部地殻内の detachment のすべりによる歪が増幅されている。

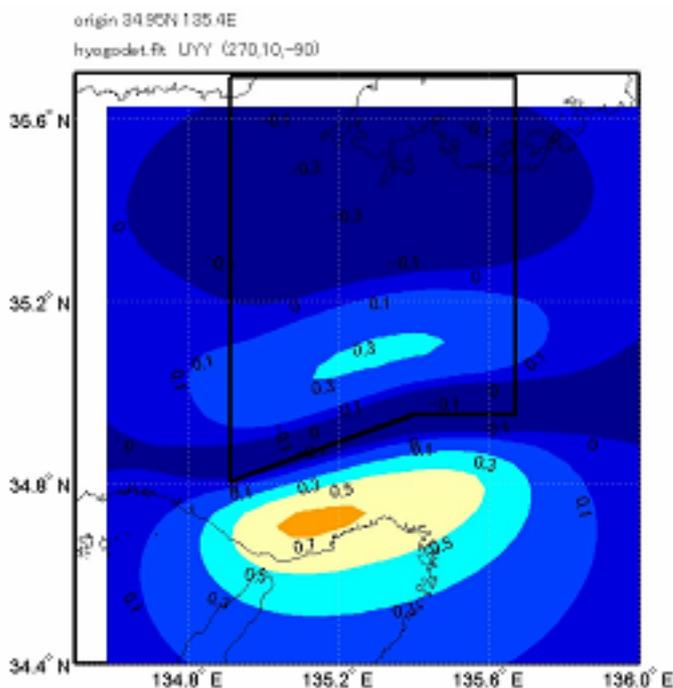


図 3 detachment のすべりによる南北伸張歪($\times 10^{-5}$)

(d) 結論ならびに今後の課題

有馬-高槻-六甲断層系の北側に存在する可能性のある detachment 上のすべりにより、有馬-高槻-六甲断層系周辺における地殻水平歪データの解釈を試みた。detachment 上に約 100 年間に 2-4m のすべりを与えないと、観測データを説明出来ないことが分かった。このすべり量は常識的には大きすぎるため、detachment の深さなどを検討する必要がある。

謝辞 防災科学技術研究所・岡田義光氏に、歪を計算するプログラムを提供していただいた。

(e) 引用文献

- 1) 飯尾能久: 兵庫県南部地震の発生過程 - 断層の固着とディタッチメントのすべり -, 地震 2, 49, 103-112, 1996.
- 2) Iio, Y.: Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, J. Geophys. Res., 101, 11209-11216, 1996.
- 3) 片尾 浩: 近畿地方の微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面, 地球惑星関連学会合同大

会予稿集, 122, 1994.

4) 国土地理院: 近畿地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 34, 346-357, 1985.

5) 国土地理院: 近畿地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 34, 333-354, 1986.

6) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1135-1154, 1985.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

特になし.

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(2-3) スロー地震

川崎一朗 (京都大学防災研究所)
 kawasaki@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

過去10年の間に日本列島周辺で見出された、発生場所、発生時期、断層面解、モーメントがインバージョンから決まるサイレント地震のまとめを行ない、フィリピン海プレート上面の摩擦のセグメンテーションという視点から問題点を整理した。

(b) 過去のサイレント地震のまとめ

南関東のサイレント地震

表1の(S1)から(S8)は、1990年代に、日本列島周辺で見出されたサイレント地震である。そのほか、1996年の2つの日向灘地震の余効すべり(A1)、(A2)と、参考までに、(K)1923年関東大地震が示されている。太平洋プレートの境界面で起こった銚子沖の(S5)と(S6)を除いて、他はすべて、フィリピン海プレートの境界面上の事件である。

		Mw /Mwa	Mo/Moa 10 ¹⁸ Nm	Do m	To	Reference
					Day	
K	1923 Kanto	7.9 -7.9	700 -800	3.5	0.0008	Wald & Sommerville (1995)
S 1	~1970 Chiba	6.5	7.6	0.4	-	Fujii (1993)
S 2	1989 Tokyo Bay	5.9	0.75	0.02	~1	Hirose et al.(2000)
S 3	1996 Boso	6.0	1	0.1	~5	Sagiya (2003)
S 4	1997 Bungo Channel	6.6	11	0.18	~300	Hirose et al.(1999)
S 5	1999 Choshi-oki	5.6	0.33	0.03	~5	Nakagawa et al. (2000)
S 6	2000 Choshi-oki	6.1	1.7	0.17	2~3	Hirose et al.(2001)
S 7	2001~2002 Tokai	6.6	8.4	0.15	~400	Kimata et al.(2002)
S 8	2002 Boso	6.5	~10	0.1	~10	GSI (2002)
A 1	1996 Hyuga-nada(a)	6.8	17	0.1	~50	Yagi (2002)
A 2	1996 Hyuga-nada(b)	6.8	20	0.1	~50	Yagi (2002)

表1 現在までに見いだされた、フィリピン海プレートのプレート境界のスロー・スリップ・イベント((A1)と(A2))のリスト。参考として、1923年関東大地震(K)も挙げてある。MW と MWA は、それぞれ、地震モーメントとスロースリップイベントとしてのモーメントマグニチュード。Mo と MoA も、それぞれ、通常の地震モーメントとスロースリップイベントとしてのモーメント。Do は平均的すべり量。T。は震源時間、または時定数。

図1の赤四角は、南関東周辺で見いだされた6つのサイレント地震、(S1)、(S2)、(S3)、(S5)、

(S 6)、(S 8)の推定断層面、青はこの地域で過去数世紀の間に起こった主要巨大地震で、そのほか、1923年 Mw7.9 関東大地震のアスペリティ (Wald and Somerville, 1996)、1703年元禄関東地震の断層モデル(村上・都司, 2002)、1938年 Mw7.7 塩屋沖巨大地震群の断層モデル(Abe, 1977)が示されている。

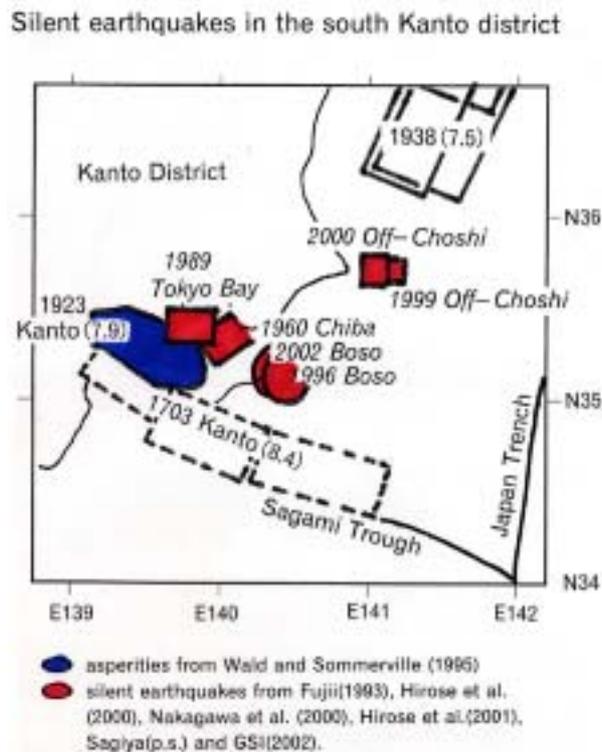


図1 赤色は、1989年12月東京湾サイレント地震 (Mw5.9相当、時定数約1日)、1996年5月房総半島サイレント地震、1999年3月銚子東方沖サイレント地震 (Mw5.6相当、時定数数日)、2000年3月銚子東方沖サイレント地震 (Mw5.6前後、時定数数日)、青は、1923年 Mw 7.9 関東大地震のアスペリティ (Wald and Somerville, 1995)、それ以外は、1703年元禄関東地震の断層モデル(村上・都司, 2002)、1938年 Mw7.7 塩屋沖巨大地震群の断層モデル (Abe, 1977)。

幾つかのサイレント地震については、多少詳しく説明しておこう。

1960年～1965年の水準測量に、千葉周辺でのみ、通常のトレンドと異なる変化があった。Fujii(1993)は、これをフィリピン海プレート上面のサイレント地震(S 1)と見なして低角逆断層型の断層モデルを求めた。データの制約上、時定数は分からない。

1989年12月9日、防災科学技術研究所の東京湾周辺の傾斜計記録に、ほぼ1日かかって、 5×10^{-8} のオーダーの準静的ランプ型傾斜ステップが生じた。中でも、深さ2750mの深層ボーリング坑の府中(FCH)の記録は非常にノイズレベルが低く、ランプ型傾斜ステップが明瞭である。深さ3510mの深層ボーリング坑の岩槻(IWT)と95mの浅層観測坑の愛川(AKW)がそれに次ぐ。広瀬・他(2000)は、この傾斜ステップの大きさのインバージョンから、東京湾直下、フィリピン海プレート上面の、Mw5.9に匹敵するモーメントを解放する断層モデルを求めた。断層面は北に傾くがほとんど水平(～13度)、上盤のスリップの方向は～北27度西で、相模トラフからフィリピン海プレートが西東の方向に低角で沈み込んでいるというテクトニックセッティングと調和的である。

鷲谷(1998)は、GPS変位から求められたフィリピン海プレート上面のバックスリップの分布を求めた。

それによると、東京湾直下から相模トラフの部分ではプレート境界は完全にカップリングしており、東京湾北部直下より北方の深い部分では、プレート境界は安定すべりが卓越している。1989年12月の東京湾サイレント地震は、安定すべりと不安定すべりの遷移帯で起こったことが分かる。

重要な知見の1つは、サイレント地震のすべり域は、より浅部の歴史的巨大地震とオーバーラップしていないことであろう。問題は、これらのサイレント地震が、歴史的巨大地震とどのような関係にあるかだが、現在の時点では何も分かっていない。

1年の間隔で発生した(S5)と(S6)の断層面は、互いに隣り合い、オーバーラップしない。1996年と2002年の房総サイレント地震は、すべり域はほとんどオーバーラップしているように思われる。すべり面がオーバーラップするのかもしれないのは、サイレント地震を起こすプレートセグメントの摩擦の不均質を理解する上で非常に重要である。

東海サイレント地震

2001年の春から、浜名湖を中心として数10kmの範囲のGPS観測点が、定常的な西北西の運動方向から南東の方向にずれ始めた。GPS変位のインバージョンによると、フィリピン海プレート面上のすべりの中心部分は浜名湖直下である (Kimata, 2002)。

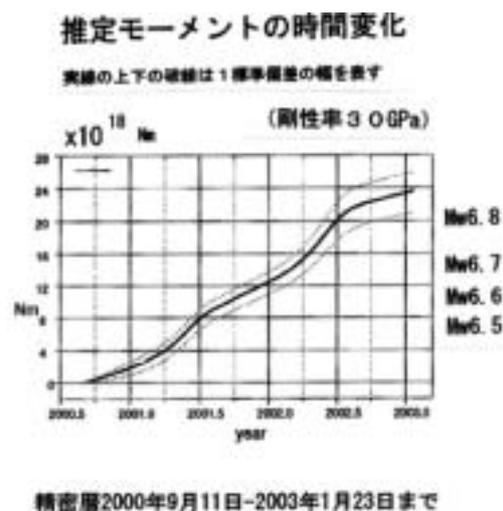


図2 すべり量と分布面積から換算した2001-2002年東海サイレント地震のモーメントの時間変化図。Mwは、モーメントから換算した等価モーメントマグニチュード(本文ではMwa)。一時期は、サイレント地震のモーメントが加速しているように見えたので、さらに加速して東海地震になるのではないかと恐れられた。年末に向かって定常状態に戻りはじめたが、2002年に入って再び拡大したのち、後半からは再び落ち着いたように見える。

図2は、すべり量と分布面積から換算したモーメントの時間変化図である。一時期は、サイレント地震のモーメントが加速しているように見えたので、さらに加速して東海地震になるのではないかと恐れられた。年末に向かって定常状態に戻りはじめたが、2002年に入って、異常の中心が掛川の方に移動しながら再び徐々に拡大しており、現在のサイズはMw6.8相当程度である。重要な問題は、サイレント地震のサイズが、「なぜ一度減速したのか」、「再び拡大したことが何を意味しているのか」である。

豊後水道サイレント地震

1996年10月と12月に、日向灘でMw6.8とMw6.7の地震が起こった。これらの地震には、Mw7.0に匹敵するモーメントを数ヶ月かけて解放した余効変動が起こった(Yagi, et al., 2001)。これらの日向灘地震のあと、豊後水道で、時定数約1年、Mw6.8に匹敵するプレート間モーメントを解放するサイレント地震が起こった(Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2001)。日向灘で起こった事件では、サイレント地震と余効変動と地震アスペリティが明白に仕分けられていることが分かった。

(c) プレート境界面の粗さの推定

表1のようなサイレント地震の1つ1つが、動的破壊に至るのか、至らないのか、どのような時間的変化を経て動的破壊に達するのか、それをコントロールしているのは何かが問題である。

重要なヒントを与えてくれるのが、Ohnaka and Shen (1999) の実験と思われる。かれらによると、花崗岩サンプルに人工的にすべり面をつくり、力を加えて無理やりすべらせると、必ずと言っていいほど、「震源核」が小さな部分で始り、徐々に大きくなり、加速され、最後に動的破壊に至る。

Ohnaka and Shen (1999) は、様々な「粗さ」のすべり面で震源核を発生させ、加速の様子を調べた。震源核が加速される様子はすべり面の「粗さ」によってまったく異なる。滑らかなすべり面では、震源核は急速に加速され短い時間で動的破壊に至る。粗いすべり面では、震源核がゆっくり成長し動的破壊に至るまで長い時間がかかる。

Ohnaka and Shen (1999) の重要な成果の1つは、震源核のサイズをすべり面の粗さを表すパラメーター c で規格化すると、すべり面が粗い場合でも滑らかな場合でも乗る「震源核のモーメントの時間に関する単一のべき状態」になることである。

$$V_n/V_s = 8.87 \times 10^{-29} \times (L_n/c)^{7.31} \quad (1)$$

適当な幾つかの仮定を導入すると、(1)のべき状態から、震源核のサイズ $M_{ON}(t)$ が時間 t のルートに逆比例して増大する次の成長曲線がもとまる。

$$M_{ON}(t) = M_{ON}(t_0) / (1 - (t-t_0)/TE)^{7.31} \quad (2)$$

ただし、 t_0 = 現時刻、 $t = t_0$ 以降の時刻、 $TE = M_{ON}(t)$ が無限大になる時刻で $M_{ON}(t_0)$ の関数、 $M_{ON}(t)$ = 時刻 t における震源核のモーメント、 $M_{ON}(t_0)$ = 時刻 t_0 における震源核のモーメントである。

吉田・加藤(2002)や加藤(2002)の数値シミュレーションを当てはめると、ひとたび減速したのは、遷移帯にある最初のすべり域での拡大過程がすべり域の境界に達したか、摩擦の大きい隣のアスペリティ(図5参照。1944年東南海地震のアスペリティ)にぶつかって減速したと推定される。それが再増大したのは、隣のアスペリティに染み出した震源核が、そのアスペリティの摩擦強度に従って再び拡大を始めたことを意味するのであろう。大事なことは、プレート境界面の粗さや摩擦の大きさの不均質によって、減速されたり加速されたり、様々な動きをするということである。

逆に、式(2)を観測記録に当てはめ、すべり面の粗さ c を求めることが出来る。図3は、(A)1989年東京湾サイレント地震の観測波形と、(B) c を1.5m、2m、2.5mと仮定した場合の府中の合成波形を比較したものである。この比較からは、 c は $2m \pm 0.5m$ というゼロオーダーの近似値が得られる。図4は、1997年豊後水道サイレント地震の観測波形と佐伯(SAIKI)の合成波形の比較である。この比較からは、 $c = 6.5m \pm 1.5m$ というゼロオーダーの近似値がもとまる。現在のところ、この様なやり方が、プレート境界面の粗さ c を求める唯一の方法である。

加藤(2002)は、逆に、サイレント地震のサイズと摩擦係数の関係を示す次式から $a - b$ を見積も

ることができることを示した。

$$a - b = -c \mu L / (rcx \ n) \quad (3)$$

ただし、 r_c サイレント地震のサイズ、 $c = 7 / 24$ 、 μ 剛性率、 L 特徴的すべり量、 n 有効法線応力である。この式に基づいて、1989年東京湾サイレント地震や1998年豊後水道サイレント地震、東海サイレント地震のすべり域の $a - b$ を荒っぽく見積もれないだろうか。

大きな問題は、有効法線応力 n と特徴的すべり量 L が分からないことである。地震を引き起こすテクトニックな初期応力はよく分からないが、水圧破壊法などから、30MPa(300bar)程度と思われ、20km~30kmの深さの岩圧600MPa~900MPaより1桁小さく、地震を起こすのはむづかしい。それに対して2つの考え方がある。

(1) 水によるポアプレッシャーが有効法線応力を下げている。

(2) 断層摩擦を支えているのは、小さなアスペリティで、ここでは30MPaより桁違いに大きな破壊応力で、断層運動が起こっている。有効法線応力 n は岩圧と同じ程度と考えて差し支えない。

(1) か (2) かは分からないが、ここでは、有効法線応力 n は岩圧と同じ程度と仮定してみることにする。

特徴的すべり量 L もよく分からない。しかし、 L を越えると動的破壊に至るので、サイレント地震のすべり量は L よりも小さいであろう。ここでは、あらっぽく、サイレント地震のすべり量を L と仮定する。

1989年東京湾サイレント地震のばあい、 $r_c \sim 25\text{km}$ 、 $\mu = 4 \times 10^{10} \text{ Nm}$ 、 $L \sim 0.4\text{m}$ 、 $n \sim 900\text{MPa}$ (深さ30km)と仮定して、 $a - b \sim -6 \times 10^{-4}$ となる。

1998年豊後水道サイレント地震のばあい、 $r_c \sim 60\text{km}$ 、 $\mu = 4 \times 10^{10} \text{ Nm}$ 、 $L \sim 0.18\text{m}$ 、 $n \sim 600\text{MPa}$ (深さ20km)と仮定して、 $a - b \sim -1.4 \times 10^{-4}$ となる。

2001年東海サイレント地震は進行中であるが、かりに、 $r_c \sim 30\text{km}$ 、 $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ Nm}$ 、 $L \sim 0.20\text{m}$ 、 $n \sim 600\text{MPa}$ (深さ20km)と仮定して、 $a - b \sim -4 \times 10^{-4}$ となる。

この3つの見積もりは、室内すべり実験などから推定されている値(例えば、加藤尚之・平沢朋郎(1997), Kato and Hirasawa (1999)より1桁小さい。全体の傾向として、サイズが小さく時定数の小さい(高速)なものほど $a - b$ の絶対値が大きい(室内実験でも見積もりに近い)。

Trends of crustal tilts due to the 1989 Tokyo Bay Silent Earthquake

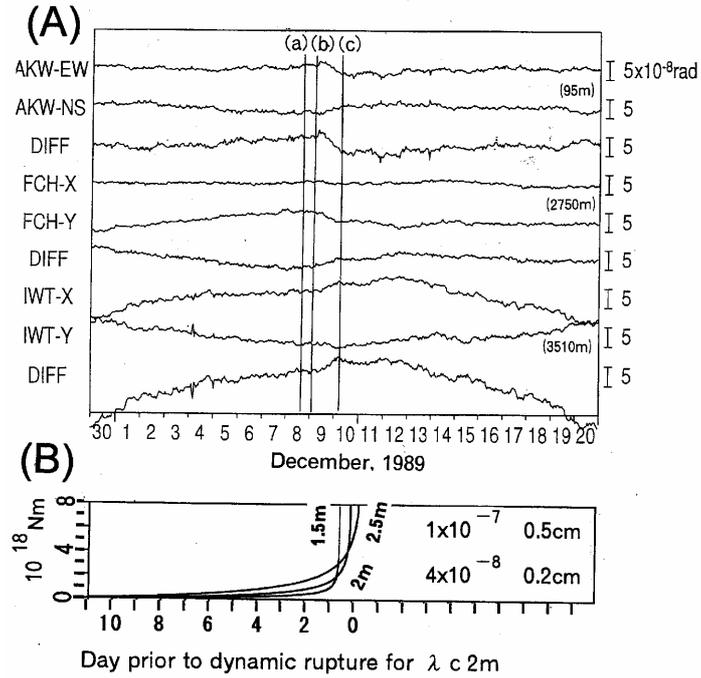


図3 (A) 1989年東京湾サイレント地震の歪波形と、(B) 式(2)によって計算した府中(FCH)における傾斜波形。(A)と(B)の比較から、すべり面のラフネスは、 $2.5m \pm 0.5m$ と見積もられる。

1997 Bungo Channel Silent Earthquake

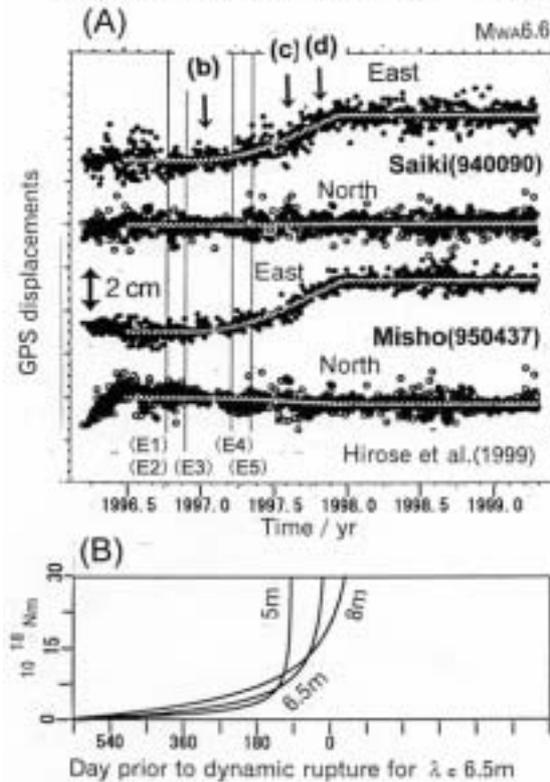


図4 (A) 1997年豊後水道サイレント地震のトレンドを差し引いた変位形と、(B) 式(2)によって計算した佐伯(SAIKI)における変位波形。ラフネスは、 $6.5m \pm 1.5m$ 。

もちろん、この見積もりは、「有効法線応力 n は岩圧と同じ」と「サイレント地震のすべり量を L 」という裏付けの無い荒っぽい仮定のもとでの単なる計算値である。実際の L が小さいと $a - b$ の絶対値は小さくなり、実際の n が1桁小さいと $a - b$ の絶対値は室内すべり実験などから推定されている値と同じオーダーになる。

むしろ現在の段階で重要なことは、室内すべり実験などから推定されている値と1桁しか変わらない範囲で求まったことであろう。

(d) 結論ならびに今後の課題

表1のスロー・スリップ・イベント(赤)と、1944年東南海地震、1946年南海地震、1923年関東大地震のアスペリティ(青)を同時にプロットしたのが図5である。

アスペリティは、Tanioka and Satake(2001a)による、1944年東南海地震の前に行われた水準測量と1946年南海道地震の後に行われた水準測量の差のインバージョンによって得られたすべり分布(太破線がすべり量1m、太実線が2m)(Sagiya and Thatcher, 1999)と、津波波形のインバージョンによって得られたすべりの分布、Kikuchi et al.(2003)によるアスペリティ、震度分布から復元した1944年東南海地震のアスペリティ(神田・他, 2002)を併せ、3種類のデータを大局的に満足するように推定したもので、任意性は大きい。

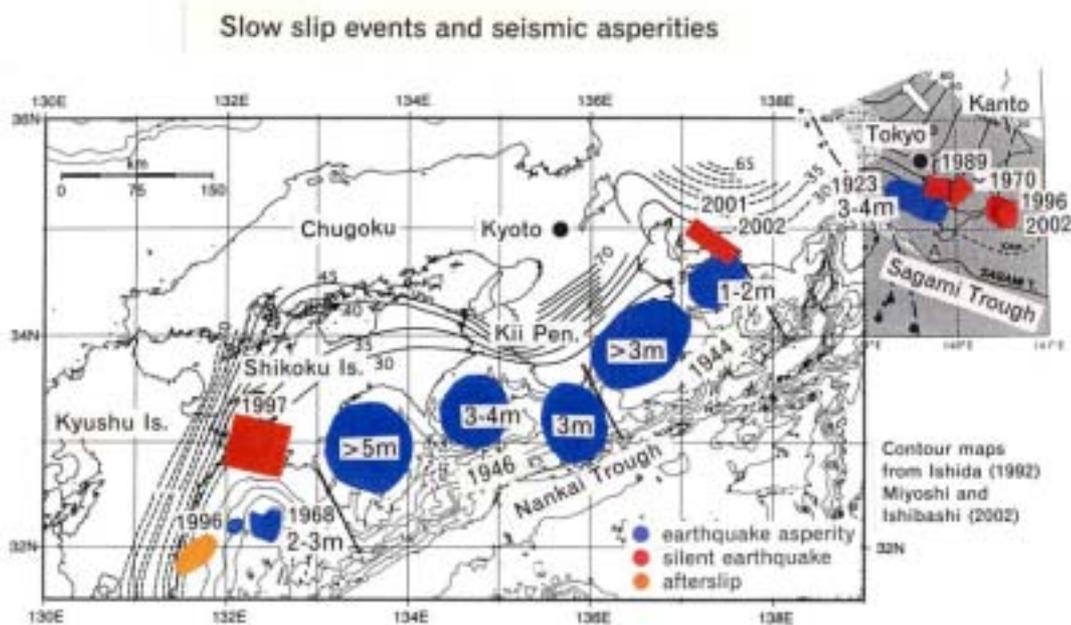


図5 フィリピン海プレート東北端のサイレント地震の分布。赤のシンボルが表1に記載されているサイレント地震のすべり領域をプロットしたものである。深さ30km前後の、カップリング域と定常滑り域の遷移帯の赤のシンボルがサイレント地震を、海溝と遷移帯の間の青いシンボルが、M8クラスの巨大地震の地震アスペリティを示す。

1944年東南海地震の場合、アスペリティの推測の仕方の曖昧さにもかかわらず、3つの異質なデータから復元されたすべり量分布を比較して、次のことが確実に言えるのではないだろうか。

(Asperity 1) 熊野灘に、すべりの大きさ3m以上の、強震動も津波も起こしたアスペリティがある。

Kikuchi et al.(2003)の結果と調和的。

(Asperity 2) 渥美半島から沖合にも、すべりの大きさ 1 m 程度の、強震動も津波も起こした、(Asperity 1) に比べてやや弱いアスペリティがある。ただし、Kikuchi et al.(2003)の結果ではこの部分は見えない。

Kimata(2002)の断層モデルと比較して、2つのシナリオが考えられる。

(1) 東海サイレント地震は Asperity 2 の中で生じ、拡大している。

(2) 東海サイレント地震は、Asperity 2 の北側で生じ、一度は Asperity 2 の境界で減速したが、今度は Asperity 2 の中で再度拡大を始めた。

摩擦の物理という視点からこの問題を考えるときには、(1)か(2)かは重要な分岐点と思われるが、残念ながら、データの分解能不足は充分でなく、どちらか決めるのは困難である。

1946年南海地震の場合も、津波波形のインバージョンによるすべりの分布図(Tanioka and Satake, 2001b)、水準測量データのインバージョンによるすべり分布(Sagiya and Thatcher, 1999)、震度分布から復元したアスペリティ(神田・他, 2002)、地震波形から推定した3つの主要アスペリティの位置(橋本・菊地, 1999)を参考に推定したものである。これから次のことが言えるのであろう。

(1) 潮岬沖、紀伊水道、土佐湾に、強震動を出し、津波を起こした、すべり量 3 m 以上の主要アスペリティ分布している。

(2) 土佐湾のアスペリティのすべり量は、津波データから見て 5 m 以上、水準測量データから見て 10 m 以上にも達し、誤差の範囲を考えても以上に大きい。その原因として、(1)分岐断層説(Cummins et al., 2001)、(2)elastohydrodynamic lubrication (Brodsky and Kanamori, 2001)による runaway stress drop などがあるように思われる。

図5の今までの発見事例に関する限りでは次のこと言えそうである。

(1) スロー地震やサイレント地震では、「日」から「月」、「年」のあらゆる時定数の事件が現実起こっている。

(2) 顕著な余効すべりは太平洋プレート上面に多い。

(3) フィリピン海プレート上面で、安定すべりと不安定すべりの遷移帯(Ito et al., 2000)、1999年3月と2000年3月の銚子東方沖サイレント地震は例外。

(4) 通常の大地震の主要エネルギーを解放したすべり部分(アスペリティ)と、スロー地震やサイレント地震のすべり域はオーバーラップしない。

(5) 1923年関東大地震や1944年東南海地震、1946年南海道地震のアスペリティのすべり量は3 m程度かそれ以上だが、サイレント地震のすべり量は数10 cmのオーダーで、1桁小さい。

(6) 主要地震アスペリティはすべて30 kmより浅く、サイレント地震は主として深さ30 km前後で起こっている。

これらの知見にも関わらず、非常に不思議なのは、日本海溝沿いでは、これらの事件によって解放されたモーメントのすべてを足し合わせても、カップリングが100%としたときに予想される量に比べて全然足りない。三陸はるか沖の場合(Kawasaki et al., 2001)は例外である。特に福島県沖から茨城県沖にかけての、GPSデータから考えると強くカップリングしていると判断せざるを得ないのに、1938年塩屋沖地震群を除いて、ここ数100年、Mw8クラスの巨大地震は知られていない。これらの辻褄を合わせるためには、今後、大サイレント地震が起こるとしか思えない。

今までに提案されたプレート境界の摩擦強度やカップリング係数を求める方法は下記の通りである。

(1) サイレント地震の波形から粗さ c を決める。ただし、サイレント地震が安定すべりと不安定すべり

の遷移帯であると、この方法で決めた c は通常の粗さではない。

(2) サイレント地震のサイズから $a - b$ を決める。ただし、特徴的すべり量 l や法線応力を知る必要がある。

(3) afterslip の時間変化から $a - b$ を決める。日本のプレート境界地震の余効すべりにはまだ試みられていない。

(4) 繰り返し地震（相似地震）の頻度からすべりの時空間分布を求める。

(5) b 値の空間分布とカップリングを対応させる。

(6) 余震の起こり方から $a - b$ の正負を分類する。

しかしながら、 $a - b$ の絶対値を決めるのはむづかしいが、当面の焦点は、非地震性すべり域や地震アスペリティの時空間分解能を上げることである。境界はシャープなのか、 $a - b$ が徐々に変化するのか、ステップ状に変わるのかで、震源核の拡大の様子が変わるであろう。分解能を上げることによって、すべり面の粗さ c を求めることが出来る。

時空間分解能を上げるのに本質的に重要なのは、カーネルの空間分布の異なるデータを併用すること、具体的には、GPS による水平変位、Hi-net の傾斜計記録による地殻傾斜（上下変位の水平座標による微分）、超伝導重力計記録などの同時インバージョンをすることであろう。

断層面の摩擦強度の分布は、遠くから見ると（far-field のデータを使うと）どうしても境界のぼやけた像になる。どれだけ境界のピントの合った像を描けるかが重要である。従って、震源近傍のデータが重要である。

別の視点から言うと、プレート境界面のアスペリティ分布が焦点という意味で、強震動予測と直前予知は双子の兄弟ということが出来るかもしれない。

(e) 引用文献

- 1) Abe, K: Tectonic implication of the large Shioya-oki earthquake of 1938, Tectonophysics, 41, 269-289, 1977.
- 2) Brodsky, E. E., and Kanamori, H.: The Elastohydrodynamic Lubrication of Faults, J. Geophys. Res., 106, B8, 16357-16374, 2001.
- 3) Cummins, P. R., Hori, T., and Kaneda, Y.: Splay fault and megathrust earthquake slip in the Nankai trough, Earth Planets Space, 53, 243-248, 2001.
- 4) Fujii, Y.: Vertical crustal movement in the Boso peninsula, South Kanto, Japan, as deduced from the adjustment of a geodetic network with signals, Tectonophysics, 218, 309-322, 1993.
- 5) 橋本徹夫, 菊地正幸: 地震記録から見た 1946 年南海地震の震源過程, 月刊地球, 南海地震 - 次の巨大地震に備えて -, 24, 16-20, 1999.
- 6) 広瀬一聖, 川崎一朗, 岡田義光, 鷲谷威, 田村良明: 1989 年 12 月東京湾サイレント・アースクエイクの可能性, 地震 2, 53, 11-23, 2000.
- 7) Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki: A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, Geophys. Res. Lett., 26, 3237-3240, 1999.
- 8) 廣瀬仁: 繰り返し発生する房総半島 slow slip?, 日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, P140, 2001.

- 9) Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki: Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth Sci. Planet. Lett.*, 176, 117-130, 2000.
- 10) 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫: 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, 地震投稿中, 2002.
- 11) 加藤尚之, 平沢朋郎: プレート境界で発生する余効すべりの数値シミュレーション, 地震 2, 51, 241-250, 1997.
- 12) Kato, N. and Hirasawa, T.: Nonuniform and unsteady sliding of a plate boundary in a great earthquake cycle : A numerical simulation using a laboratory-derived friction law. *PAGEOPH* 15, 93-118, 1999.
- 13) 加藤尚之: 摩擦パラメータの不均質性による複雑な地震サイクル, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大講演予稿集, J076-003, 2002.
- 14) Kawasaki, I., Asai, Y. and Tamura, T.: Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and seismo-geodetic coupling in the Sanriku-Oki region along the Japan trench, *Tectonophysics*, 330, 267-283, 2001.
- 15) Kikuchi, M, Nakamura, M., and Yoshikawa, K.: Source rupture process of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from long-period seismograms, submitted to *EPS*, 2003.
- 16) Kimata, F, Hirahara, K., and Fujii, N.: Interplate coupling changes in the Tokai region, Japan, estimated from the vertical movements by leveling and tide gauge during 1960-2002, *AGU fall meeting*, G61A-0978, 2002.
- 17) 国土地理院: 関東甲信地方の地殻変動: 地震予知連絡会会報, 69, 138-179, 2003.
- 18) 村上嘉謙, 都司嘉宣: 津波記録を考慮した元禄関東地震 (1703 年 12 月 31 日) の地震断層モデル, 月刊地球, 号外 28, 161-175, 2002 .
- 19) 中川靖浩, 原田沙智子, 川崎一朗, 鷲谷威: GEONET データから求められた 1999 年 2 月房総半島東方沖サイレント地震: 序報, 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大講演予稿集, Da009, 2000.
- 20) Ohnaka, M. and L.-F. Shen: Scaling of the rupture process from nucleation to dynamic propagation: implications of geometric irregularity of the rupturing surfaces, *J. Geophys. Res.*, 104, B1, 817-844, 1999.
- 21) Ozawa, S., Murakami, M., and Tada, T.: Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 787-802, 2001.
- 22) 鷲谷威: GPS 連続記録から推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用とテクトニクス, 地震研究所彙報, 79, 275-290, 1998 .
- 23) Sagiya, T., and Thatcher, W.: Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, 1111-1129, 1999.
- 24) Sagiya, T.: Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, and the Boso Peninsula silent earthquake in May 1996, submitted to *PAGEOPH*, 2003.
- 25) Tanioka, Y., and Satake, K.: Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1075-1078, 2001a.
- 26) Tanioka, Y., and Satake, K.: Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth, Planets and Space*, 53, 4, 235-241, 2001b.

- 27) Wald, D., J., and P. G. Somerville: Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: geodetic and body-waveform analysis, B.S.S.A., 85, 159-177, 1995.
- 28) Yagi, Y., Kikuchi, M. and Sagiya, T.: Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, Earth, Planets and Space, 53, 793-803, 2001.
- 29) 吉田慎吾, 加藤尚之: 2つのブロックモデルにおける間欠的すべり, 地球惑星科学関連学会 2002年合同大講演予稿集, S040-003, 2002.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
川崎一朗	サイレント地震 大地震の前に繰り返し起こる	Science and Technology Journal, 11, 14-15.	2002年 9月1日
川崎一朗	スロー地震とサイレント地震	AREA Mook 地震がわかる, 64-66.	2002年 11月10日
川崎一朗	スロー・スリップ・ イベントの地学的意義	月刊地球 25, 75-79.	2003年 1月1日

2) 口頭発表, その他

発表者	題名	発表先, 主催, 発表場所	発表年月日
川崎一朗	スロー・スリップ・イベントのマッピング	日本測地学会第98回講演会 日本測地学会 金沢市観光会館	2002年 10月29日
川崎一朗	スロー・スリップ・イベントのすべり域と地震アスペリティの住み分け	日本地震学会 2002年秋季大会 日本地震学会 パシフィコ横浜会議センター	2002年 11月13日
Kawasaki, I.	Segregation of Source Areas of Slow Slip Events and Asperities of Major Seismic Events on the Subduction Interface Around the Japanese Islands	American Geophysical Union 2002 Fall meeting American Geophysical Union Moscone Center, San Francisco, USA	2002年 12月7日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成15年度業務計画案

西南日本三次元有限要素モデルを用いて、内陸活断層等における歪蓄積過程のシミュレーションを引

き続き実施する。また、平成14年度に作成した詳細モデルを用いて解析を行う。

プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化研究を引き続き実施する。

日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形についての研究を新たに開始する。これに従い、古本宗充（金沢大学理学部教授）、田中敏行（核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター研究員）、工藤健（地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所研究員）が研究に参画する。