

## 第6章 力学モデルの作成

### 6.1 クーロン破壊関数と地震活動

#### (1) はじめに

大地震の発生に伴って断層が生じたのが観察された例は、近代になってからでも、1891年濃尾地震  $M8.4$ 、1927年北丹後地震  $M7.5$ 、1930年北伊豆地震  $M7.0$ 、外国では、1906年サンフランシスコ地震  $M7.8$  など数多くある。しかし、断層の生成が地震の原因そのものであるという認識が定着したのは、地震のメカニズムが double couple 型であること、double couple が slip dislocation と等価であることが確立した1960年代になってからであり、今から35年程前のことであろう。以降、くいちがいの弾性論(丸山, 1970参照)に基づいた弾性変位場、応力場などの計算が盛んに行われるようになり、地震に伴う地殻変動量の観測値と理論値の比較などにより断層モデルの研究が急速に進展した。

応力場の計算は、同時に、断層の生成によってもたらされる応力場の変化と、それに起因して発生する二次的な地震活動あるいは断層運動についても関心を惹くことになった。近年、地震発生に伴う応力場変化に関連して、クーロン破壊関数(Coulomb Failure Function, 以下、CFFと略記)の変化が計算され、地震活動変化との関係が議論されることが多い。その結果、両者が良好な相関を示すことが多くの例で指摘されており、今後、本震、余震の発生、あるいは地震活動度変化などに関連して、この種の計算がさらに盛んになることが予想される。

本稿では、CFF変化に関連する研究について、まず、簡単な紹介を兼ねてこれまでのおおまかな流れを概観しておく。また、小高・他(1991)、小高(1993)、小高・他(1996)、Odaka *et al.*(1997)が、横ずれ断層の場合のみならず、逆断層、開口断層、膨張性力源等多くの場合を対象に計算を行っており、その結果は多種多様な状況に適用可能であると思われるので、それに従ってこれまでの成果を概観しておく。

#### (2) CFFに関する簡単なレビュー

断層生成に伴う静的応力場の変化と二次的な断層運動あるいは地震活動との関連は、Chinnery(1963)による計算以降多くの人によって議論されている(例えば、Chinnery, 1966a, b; Smith and VAN DE Lindt, 1969; Yamashina, 1978; Das and Scholz, 1981; Stein and Lisowski, 1983; Rybicki *et al.*, 1985; 加藤・他., 1985)。これらの報告は主に横ずれ型の断層を議論の対象としており、断層端付近における応力集中とそれに付随する二次的破壊の発生様式、断層から離れた場所における応力増加と対応する地震活動などが議論され、また法線応力の効果を考慮することの重要性が指摘されている。

上記の例も含め、クーロンの破壊条件に従ってすべり破壊の発生に関わる応力変化を評価する場合、次の式が使われる。

$$\Delta CFF = \mu(\Delta\sigma + \Delta P) + \Delta\tau \quad (6.1)$$

ここで、 $\Delta CFF$ はCFFの変化量を表している。 $\mu$ は摩擦係数、 $\Delta\sigma$ 、 $\Delta\tau$ は、それぞれ、潜在断層面上における法線応力(伸張が正)、剪断応力の変化、 $\Delta P$ は間隙水圧の変化である。CFFの値の増加は潜在断層面に沿うすべり破壊の可能性を増し、その減少は可能性を減少させるように作用する。 $\Delta CFF$ に対応する量を、Rybicki *et al.*(1985)はresultant stress(合成応力)、加藤・他(1985)はfracture stress(破壊応力)と名付け、前者では、断層運動による平行な他の断層の安定性への力学効果を、後者では、1984年長野県西部地震の阿寺断層への影響を議論している。

小高(1986)、小高・他(1991)、小高(1993)は、加藤・他(1985)の命名による破壊応力を様々な場合に適用し計算を行っている。すなわち、地震発生に対応して横ずれ断層、逆断層の場合、マグマ貫入、隆起現象等を模して鉛直・水

平開口断層の場合、火山体などの変形しやすい場を模して円筒状物体の周りの応力場についてなどである。それと同時に、計算結果に符合するように、静的応力の増加に応じて生じたと思われる地震発生の事例を種々収集・報告している。

1992年には、アメリカで発生したいくつかの地震、1989年ロマプリータ地震、1992年ランダース地震などに関連して、CFFの変化とそれに伴う地震の発生に関する研究が相次いで発表された (Reasenbergs and Simpson, 1992; Jaume and Sykes, 1992; Stein *et al.*, 1992; Harris and Simpson, 1992)。

小高・他 (1996) は、地殻の隆起に伴うCFFの変化について、また、Odaka *et al.* (1997) は、特に、横ずれ断層の生成とそれに伴う共役断層の生成について議論している。

大都市直下で発生する大地震の恐ろしさを改めて教えた1995年兵庫県南部地震M7.2に関連して、断層生成によってもたらされた応力変化の余震等への影響 (吉川・伊藤, 1995; 橋本, 1995; Toda *et al.*, 1998), また、過去の海溝型巨大地震の影響 (Pollitz and Sacks, 1997) などの議論において、CFFの変化が評価、検討されている。

中村 (1998) は、南関東地域を対象とした有限要素法によるモデル計算において、3次元地下構造・物性の違いと $\Delta$ CFFとの関係について言及している。また、内藤・吉川 (1998) は、パソコン上で $\Delta$ CFF等の計算・表示が容易に行える地殻変動解析プログラムを開発している。このように、最近では、いろいろの問題について $\Delta$ CFFという量が導入・評価され、議論されることが大変多くなっている。

なお、CFFに関連したレビューはHarris (1998) によってなされており、また、関連した研究が多数、同雑誌の特別セクションに掲載されている。

### (3) CFFの変化と地震活動との関連

小高・他 (1991) によれば、鉛直横ずれ断層の場合、CFFの値の増加は、断層延長方向 (主に剪断応力の増加による) と、さらに、断層端よりそれに直交し、なおかつdilatationの正、すなわち膨張する側 (主に、摩擦力の低下する効果による) で現れる (同じ走向の、あるいは共役の走向の断層に対する計算)。実際の地震活動においても、本震で生じた断層の走向の延長方向で余震活動が活発になったり、別の地震が発生したりしている。また、本震の断層の端より、それに共役な副断層の発生が見られた例もある。

断層の延長方向に活動が移行して行ったと見られる例として、1989年10月27日鳥取県西部の地震M5.3とその余震の後に、南東延長部で同年11月2日にM5.4の地震が発生している。さらにその翌年の末頃 (11月~12月) に、今度は、北西延長部でM4~M5クラスの地震が多発している。メカニズム解としては、いずれも、震央の並びの北西-南東方向の節面を断層面とするような横ずれ型の解が推定されている。

断層端付近からそれに共役な方向の活動が発生する場合もしばしば認められる。その場合、もとの断層の両側ではなくdilatationの正の側、即ち既存の断層面があればそこでの摩擦力が低下する側で発生したと考えられる例が多数である。1984年9月14日長野県西部地震M6.8と、翌日発生したその最大余震M6.2の位置関係がちょうどこれに当たる (Figure 6.1参照)。また、1978年1月14日伊豆大島近海地震M7.0と1990年2月20日の伊豆大島西方地震M6.5は、発生時期に12年のずれがあるが、その位置関係はやはり上述の性質を満たしている (Figure 6.2参照)。Figure 6.1, Figure 6.2において、太実線は主震の断層 (ともに、右横ずれの卓越するほぼ垂直な断層と考えられている) の位置を、破線は鉛直右横ずれ断層による、共役断層に対するCFFの増 (+), 減 (-) の領域 (地表における分布、 $\mu = 0.6$ を仮定) を表している。増加の大きい領域 (剛性率で標準化した値で大体 $2E-5$ 以上) を斜線で示してある。この2例についての詳細はOdaka *et al.* (1997) で述べられている。なお、震央分布は気象庁震源カタログによる。

1974年5月9日の伊豆半島沖地震M6.9とその余震、さらにその後の活動により石廊崎より帯状に南東に延びる震央分布があるが、その端付近より南西に向いて共役な方向に延びる活動が、1991年頃より銭洲海嶺沿いで生じ始めた。

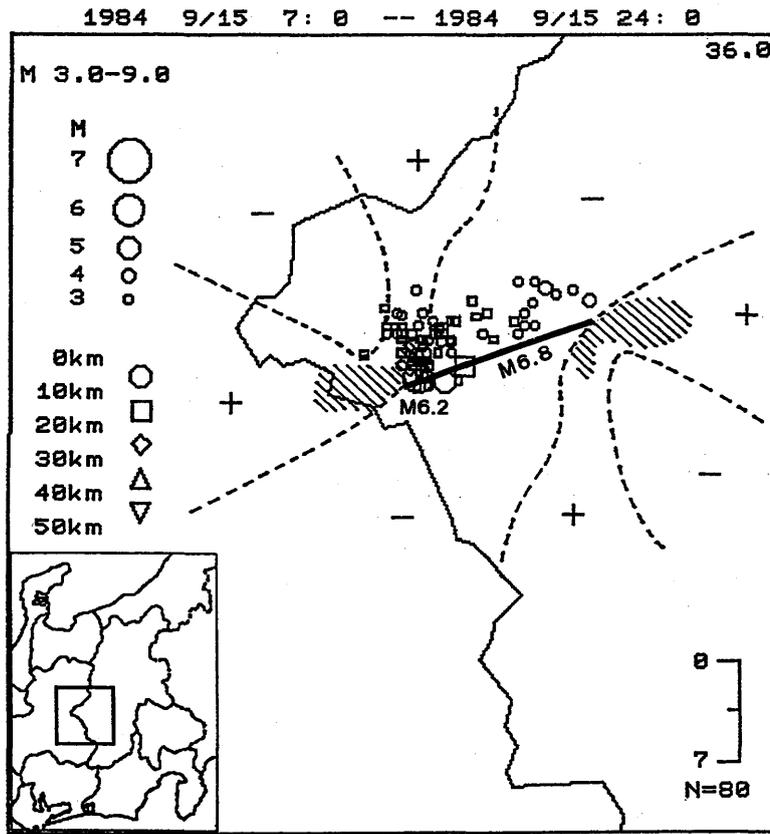


Figure 6.1 Increase (+) and decrease (-) of the Coulomb failure function caused by the 1984 Western Nagano prefecture earthquake (M6.8; thick line) and the distribution of the largest aftershock (M6.2; large circle) and its aftershocks.  $\mu = 0.6$  is assumed.

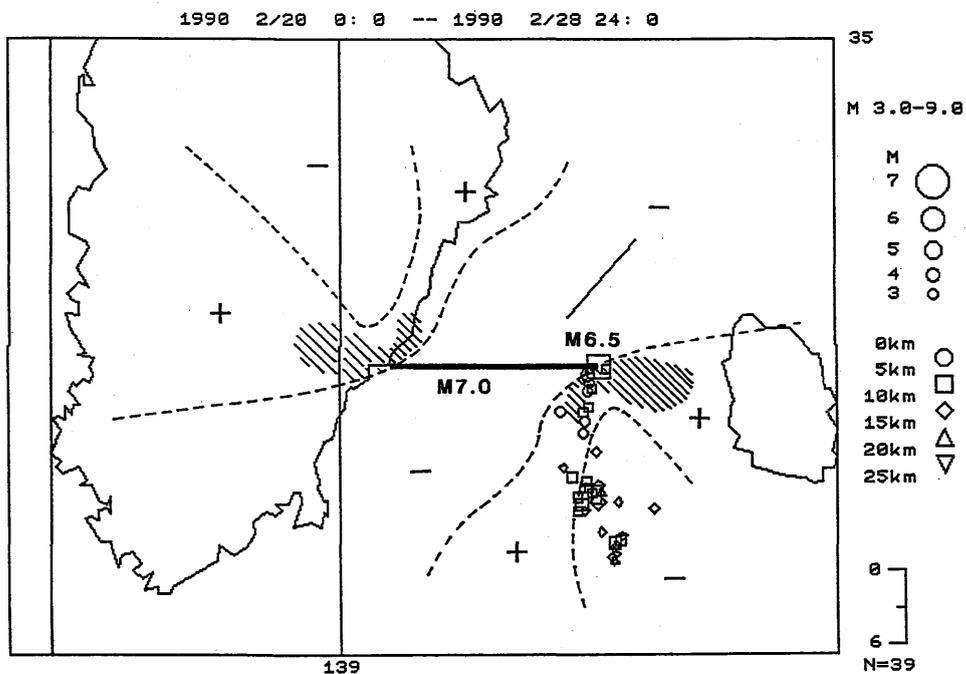


Figure 6.2 Increase (+) and decrease (-) of the Coulomb failure function caused by the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake (M7.0; thick line) and the distribution of the main shock (large square) and aftershocks of the 1990 earthquake near Izu-Oshima Island (M6.5).  $\mu = 0.6$  is assumed.

伊豆半島にはこのような共役な断層系が多数存在しているようである(溝上, 1992の図1を参照)。1990年7月16日フィリピン地震  $M7.8$  の際にも共役な副次断層が活動したことが指摘されている。その他, 古い地震の例でも, 1925年5月23日但馬地震  $M7.0$  の田結断層, 1927年3月7日北丹後地震  $M7.5$  の郷村断層, 山田断層の三者が相互にこのような関係に位置しているように見える(神沼・他, 1973の図19-3, 20-6を参照)。また, 1930年11月26日北伊豆地震  $M7.0$  に伴う丹那断層, 姫之湯断層が類似の関係にあるなど, これに属すると思われる例は多い。1997年5月13日鹿児島県北西部の地震  $M6.2$  とそれに伴う余震はきれいなL字型の分布を示しており, メカニズム解からも基本的に上述の条件に符合した起こり方をしており大変興味深い(鹿児島大理, 1998参照)。

逆断層について(小高, 1993参照)も, 基本的には, 横ずれ断層の場合に見られる特徴と同じであり, 断層側方の延長上, スリップの延長上, 断層端より共役に膨張域に延びる辺りなどでCFFの値が増大する(同じ走向の, 或いは共役の走向の断層に対する計算)。実際, その様な所で余震活動, 次の断層運動などが生じた例は多い。

先ず, 逆断層型の大地震の発生域に隣接して(断層側方の延長上で)次の大地震が発生した例であるが, 千島海溝, 南海トラフ等海溝沿いに, 空間的, 時間的に近接して巨大地震が発生するのはこの典型と言ってよい。1707年10月28日宝永地震  $M8.4$  は2つの地震が発生したものと考えられており, 1854年12月24日安政南海地震  $M8.4$  は安政東海地震  $M8.4$  の32時間後に発生している。また, 1944年12月7日東南海地震  $M7.9$  と1946年12月21日南海道地震  $M8.0$  も同様の関係にある。Figure 6.3のA, B, C, Dは1958年11月7日/1963年10月13日エトロフ地震 ( $M8.1/M8.1$ ), 1969年8月12日北海道東方沖地震  $M7.8$  と1973年6月17日根室半島沖地震  $M7.4$  の, それぞれ本震, 余震分布であるが, ほとんど重なることなく互いに隣接して発生しているのが分かる。さらに, 1938年5月23日/11月5日/11月5日の塩屋埼沖地震 ( $M7.0/M7.5/M7.3$ ) の場合もこの例に当たる。

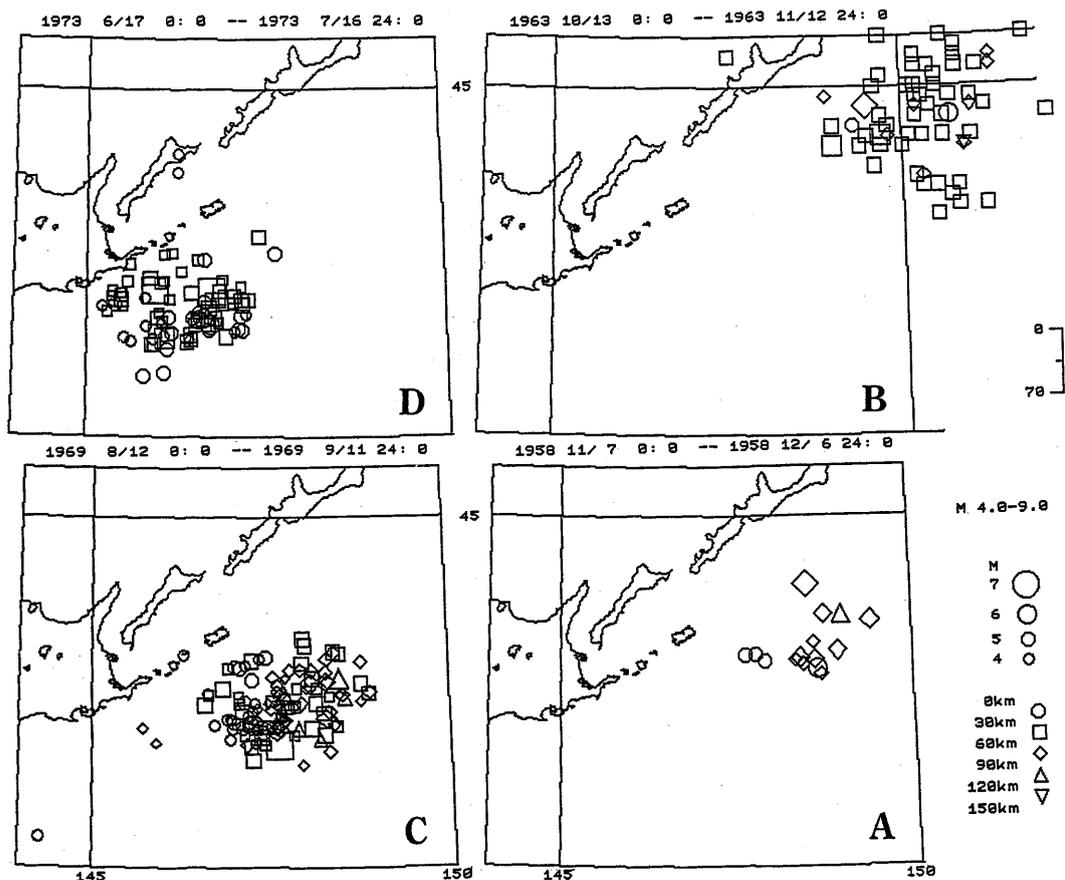


Figure 6.3 Epicenter distributions of the 1958 and 1963 Etorofu earthquakes ( $M8.1$ ,  $M8.1$ ), the 1969 Hokkaido-toho-oki earthquake ( $M7.8$ ), the 1973 Nemuro-hanto-oki earthquake ( $M7.4$ ) and their aftershocks. The PDE catalog is used for the 1963 earthquake, and the JMA catalog is used for the others.

共役な方向で生じたと見られる地震活動の例としては、1982年3月21日浦河沖地震  $M7.1$  が挙げられる。また、スリップの延長方向に破壊が延びた例としては1978年6月12日宮城沖地震  $M7.4$  が挙げられる。この地震は、低角で沈み込む面上で生じたマルチプルショックと考えられている。

逆断層地震の場合に特徴的なこととして、プレートの沈み込みによる巨大スラスト型地震の発生に関連して、その海域側で高角の正断層地震が発生したことがいくつかの事例で示されている。この関係を模式的に示したのがFigure 6.4である。実際、モデル計算によって、低角の逆断層の生成に伴ってその海域側で高角の正断層が生じ易くなることが示される。これは、主に、膨張に伴う摩擦力の低下によるものである。これに当てはまると思われる例として、1933年3月3日三陸地震  $M8.1$ 、1938年11月6日/11月7日塩屋埼沖地震  $M7.4$  /  $M6.9$  がある。さらに1965年3月30日ラットアイランド地震  $M7.4$  がある。

小高・他(1991)は、鉛直開口割れ目の生成により、断層端より斜交する方向に横ずれ断層が誘起され易くなることを示した。これに相当すると思われる事例として、1980年6月29日伊豆半島東方沖地震  $M6.7$  とその前の開口性の微小割れ目群の生成、1986年11月伊豆大島側噴火と直後の斜交する方向への地震活動(清野・他, 1988参照)、1989.7.13伊豆半島東方沖海底火山(手石海丘)噴火に先立つ開口割れ目の形成と1989年7月9日伊東沖地震  $M5.5$  の発生等が挙げられる。

小高・他(1991)は、また、火山体、マグマ溜まりなどを模して、膨張・収縮性の力源の周りの応力場( $\Delta CFF$ )を計算している。それによると、膨張体の周りでは主圧力軸側、収縮体の周りでは主圧力軸に直交する側で、横ずれ型の地震が発生しやすくなる。対応すると思われる事例も幾つか挙げられている。

小高・他(1991)、小高・他(1996)の計算によれば、地殻の隆起が生じた場合、それに伴って隆起域付近ではCFFの増加(横ずれ断層への計算)が見られ、地震発生の可能性が増大する。1970年半ば以降、伊豆半島中部では地盤の異常隆起が観測され、また、周辺での地震活動も大変活発化した。1930年北伊豆地震、1965年から始まった松代群発地震の際にも、隆起現象が観測されている。しかし、何れの場合も、地盤の隆起が地震の直接の引き金と判断するのは困難かも知れない。むしろ、これらの場合には、地下のマグマ-水蒸気、水などがより重要な役割を果たしたと考えられる。しかしながら、ひずみの蓄積がかなり進行しているような場において、何らかの原因で地殻の隆起が生じた場合には、それが地震誘発の直接の原因になり得ることを計算結果は示している。

#### (4) おわりに

前章で紹介したように、CFFの増加が予想される領域でそれに符合するように地震活動が誘発されたと思われる事例は数多く存在する。このことは、地震発生や火山活動などを対象にした静弾性論による $\Delta CFF$ の計算が、現実の場における(次の)地震の発生の予測(場所に関して)に有効であり得ることを示している。今後も更に確実な事例の収集に努め、その信頼性を高めて行く必要がある。また、断層生成時(地震発生時)のみならず火山活動時や隆起現象の出

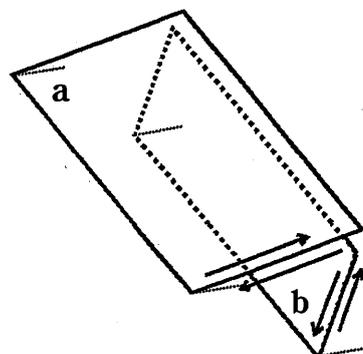


Figure 6.4 Schematic illustration of a geometrical relation between a thrust fault (a) and a secondary normal fault (b).

現時などに、地震がどこで誘起されやすいかという目で事象の推移を監視してゆく姿勢も必要であろう。

CFFの変化の評価において、摩擦係数 $\mu$ としてどのような値を用いるか、また、間隙水圧の影響をどう見積もるかは大きな問題として存在する。摩擦係数 $\mu$ は0と1の間の値をとるが、その値は研究者によって大幅にばらついている。例えば、Stein and Lisowski (1983) は0.75という値を採用している。また、Mavko *et al.* (1985) は0.6を使用し、同様に、Rybicki *et al.* (1985) はByerlee (1978) による岩石実験の結果を参考に0.6という値を主張している。これに対して、Reasenbergh and Simpson (1992) は1989年ロマプリータ地震に関連して0.2という小さい値が地震活動の変化を最もよく説明するとしている。鶴岡・他 (1995) は、沈み込み帯における地震発生と地球潮汐との関連についての解析から、摩擦係数として0.1~0.4のような小さな値を得ている。ところで、Odaka *et al.* (1997) は日本内陸の横ずれ断層型の地震について、共役断層が一次断層の一方側、すなわち、摩擦力の低下する側に発生しているという、信頼性の高い最近の複数の事例から、摩擦係数として0.1~0.3のような小さな値より、むしろ0.5~0.7のような比較的大きな値の方が好ましいという結論を出している。

一方、間隙水圧の変化は、地震直後においては、法線応力の変化と互いに相補的に作用すると言われているなど、両者の変化は密接に関連している。これらの点を考慮して、有効摩擦係数を導入した議論がしばしば行われているが、これも時間の関数として変化する量と考えられ、定量的評価は難しい。このように、摩擦係数の値、間隙水圧の影響の評価に関してはまだ色々と議論の余地のある所であり、今後の調査が必要である。

本稿の図の歪計算にはOkada (1985) によるプログラムを使用した。また、震央分布図の作成はSEIS-PC (石川・他, 1985) によった。 (小高俊一)

## 参考文献

- Byerlee, J., 1978: Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chinnery, M. A., 1963: The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **53**, 921-932.
- Chinnery, M. A., 1966a: Secondary faulting, I. Theoretical aspects, *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 163-174.
- Chinnery, M. A., 1966b: Secondary faulting, II. Geological aspects, *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 175-190.
- Das, S. and C. H. Scholz, 1981: Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1669-1675.
- Harris, R. A., 1998: Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24347-24358.
- Harris, R. A. and R. W. Simpson, 1992: Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, *Nature*, **360**, 251-254.
- 橋本 学, 1995: 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の計算と地震活動の変化との比較, *地震*, **48**, 521-530.
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985: SEIS-PCの開発—概要—, *情報地質*, **10**, 19-34.
- Jaume, S. C. and L. R. Sykes, 1992: Changes in state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992, *Science*, **258**, 1325-1328.
- 鹿児島大学理学部, 1998: 1997年5月13日に鹿児島県北西部で発生した地震 ( $M6.2$ ), *地震予知連絡会会報*, **59**, 564-573.
- 神沼克伊・岩田孝行・茅野一郎・大竹政和, 1973: 図説日本の地震, *東大震研研究速報*, **9**, 136.
- 加藤照之・笠原慶一・K. Rybicki, 1985: 1984年長野県西部地震による阿寺断層の歪場変化, *地震研究所彙報*, **60**, 231-237.

- 丸山卓男, 1970: 地震波源の断層模型—地震現象解明のために—, *科学*, **40**, 129-137.
- Mavko, G. M., S. Schulz and B. D. Brown, 1985: Effects of the 1983 Coalinga, California, earthquake on creep along the San Andreas fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 475-489.
- 溝上 恵, 1992: 最近の伊豆・銭洲海嶺の地震活動とその発生機構, シンポジウム内陸地震—発生の場と物理—, 43-46.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1998: 断層運動に伴う地殻変動解析プログラム, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 105.
- 中村浩二, 1998: 3次元不均質モデルによる地震後地殻変動の推定—南関東地域の有限要素モデル(2)—, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 98.
- 小高俊一, 1986: 断層生成による応力場の変化—特に端での応力増加に関連して—, *地震研究所彙報*, **61**, 517-528.
- 小高俊一・清野政明・吉田明夫, 1991: 横ずれ断層, 開口断層, 円筒状変形体による応力場と関連する地震活動, *気象研究所研究報告*, **42**, 105-126.
- 小高俊一, 1993: 逆断層による応力場と関連する地震活動, *気象研究所研究報告*, **44**, 91-104.
- 小高俊一・塚越利光・中村浩二・原田智史, 1996: 地殻の隆起に伴う応力場の変化, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, C50.
- Odaka, T., T. Tsukakoshi and H. Takayama, 1997: Stress changes caused by strike-slip faulting and inducement of secondary faulting in conjugate directions, *Pap. Met. Geophys.*, **48**, 41-48.
- Okada, Y., 1985: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- Pollitz, F. F. and I. S. Sacks, 1997: The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1-10.
- Reasenber, P.A. and R.W. Simpson, 1992: Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **255**, 1687-1690.
- Rybicki, K., T. Kato, and K. Kasahara, 1985: Mechanical interaction between neighboring active faults - Static and dynamic stress fields induced by faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 1-21.
- 清野政明・小高俊一・山里 平, 1988: マグマ貫入に伴う地震群の線状配列—伊豆大島の例, 地震学会講演予稿集, No.2, 119.
- Smith, S. W. and W. VAN DE Lindt, 1969: Strain adjustments associated with earthquakes in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1569-1589.
- Stein, R. S. and M. Lisowski, 1983: The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation, *J. Geophys. Res.*, **88**, 6477-6490.
- Stein, R. S., G.C.P. King and J. Lin, 1992: Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake, *Science*, **258**, 1328-1332.
- Toda, S., R.S. Stein, P.A. Reasenber, J.H. Dieterich and A. Yoshida, 1998: Stress transferred by the 1995  $M_w = 6.9$  Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
- 鶴岡 弘・大竹政和・佐藤春夫, 1995: 沈み込み帯における地球潮汐の地震トリガー作用, 地球惑星科学関連学会1995年合同大会予稿集, 364.
- Yamashina, K., 1978: Induced earthquakes in the Izu Peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1974, Japan, *Tectonophysics*, **51**, 139-154.
- 吉川澄夫・伊藤秀美, 1995: 1995年兵庫県南部地震の概要, 月刊地球号外 No.13, 30-38.

## 6.2 関東地方のプレート構造モデル

### (1) これまでのモデル

関東地方は、東から太平洋プレートが沈み込み、南からはフィリピン海プレートが沈み込むというテクトニックな面では非常に複雑な場所に位置している(北からの鳥瞰図をFigure 6.5に示す)。そのため、これらの沈み込むプレートについての相対位置や三次元的形状についても多くの研究がなされてきた。特に、二枚のプレートの沈み込んだ部分であるスラブの形状モデルについては多くの提案がなされており(笠原, 1985; 石田, 1990), 岡田(1990)は多くのモデルを概説している。気象研で取り組んできた力学モデルは、石田(1990)のモデルによる形状を採用している。

一方、陸側プレートである関東地方を含む東北日本弧についても、太平洋プレートやフィリピン海プレートとの相互作用の研究が多くなされ、応力場の検討もなされてきたが(瀬野, 1980), 主な関心は伊豆半島が日本列島に衝突したことによる影響を見るものであった。その後、日本海東縁に新生プレート境界が存在するという説が有力になるに伴って、東北日本が属するプレートの解釈が変化した。プレートテクトニクス確立以降、アジア大陸から日本海溝までは一枚の巨大なユーラシア・プレートとして扱われており、東北日本はこれに属するされてきた。しかし、日本海東縁からフォッサマグナを通る線にプレート境界が引かれることによって、東北日本は、ユーラシア・プレートから切り離されて北米プレートあるいはオホーツク・プレート(または東北日本マイクロプレート)に属するとされるようになった(Seno, 1985; 石川, 1998)。一般に、属するプレートの変更は、その地域を取り巻くプレート境界でのプレート運動の評価に大きな影響をもたらす。しかし、この場合の所属するプレートの変更は、プレート運動論的には

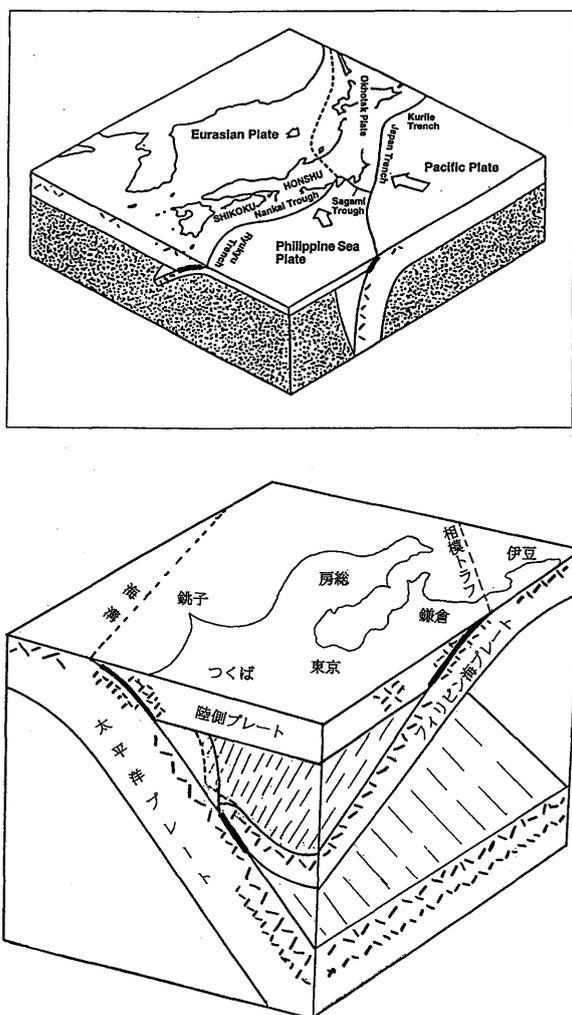


Figure 6.5 A bird's eye view of the plate structure in Kanto District.

大きな変化は伴っていない。確かに、日本海東縁のプレート境界に沿って、プレート間の相対速度ベクトルが新しく求められた。しかし、関東地方の南方に位置するプレート境界である相模トラフでは、陸側プレートを北米プレートと仮定した場合でも、ユーラシア・プレートと仮定した場合でも南側に接するフィリピン海プレートとの間の相対速度ベクトルには自然地震のスリップ・ベクトルから検出できるほどの大きな違いが無いことが指摘された(瀬野, 1984)。

このようにこれまで関東地方が所属し、またこれを取り巻くプレートの見直しは行われたが、関東地方内部のテクトニックな評価は以前から変わっていない。しかし、近年の地震観測データの蓄積によって、石川(1992a)は特に陸側プレートの縁辺部にあたる関東地方内部の地殻内地震に注目し、そのテクトニックな意味を検討し、新しいモデルの提案を行った。ここでは、その詳しい検討と新しいモデルについて述べる。

(2) 注目すべき現象

まず、相模トラフから南関東の下へ滑り込むフィリピン海プレートは、トラフ軸の走向に対して平行といえるほど斜めに沈み込んでいる。しかもトラフの一部が房総半島南方と伊東東方沖で大きく屈曲しているため、一部では海側プレートが陸側プレートの下へ入り込んだ後、また海側プレートが表面を見せるという「エダクション」を起こしているという指摘もある(中村・島崎, 1981)。相模トラフでは、このような非常に横ずれ成分の大きな斜め沈み込みが行われているが、一般に海溝で斜め沈み込みが起きている場合、ほとんどの地域で島弧内部に海溝軸の走向に平行する横ずれ断層が存在することが知られている。例えば、フィリピンのフィリピン断層、インドネシアのスマトラ断層、南米のアタカマ断層、西南日本の中央構造線などである(Alen, 1962; 貝塚, 1972; 石川, 1992b)。このような横ずれ運動は、Matsuda and Uyeda (1971) によって地形論的立場から拡大適用され、Figure 6.6に示すように日本付近では伊豆・小笠原列島の北上や千島弧の南西進も含めて解釈されている。また、瀬野・木村(1986)は貝塚の考えを相模トラフにも適用し、相模トラフ沿いの陸側プレート縁辺帯の北西方向への運動と関東盆地形成の関係を議論している。この研究が相模トラフでの斜め沈み込みと陸側プレート内部の変形の関連を扱った唯一のものであるが、残念ながら陸側プレートでの横ずれ運動の細かな議論は行っていない。一方、瀬野(1986)は南海トラフの斜め沈み込みによる西南日本外帯の西進を扱っており、ここでは明確に中央構造線に沿った横ずれ運動により島弧前縁部が独立した動きをしていることを指摘した。

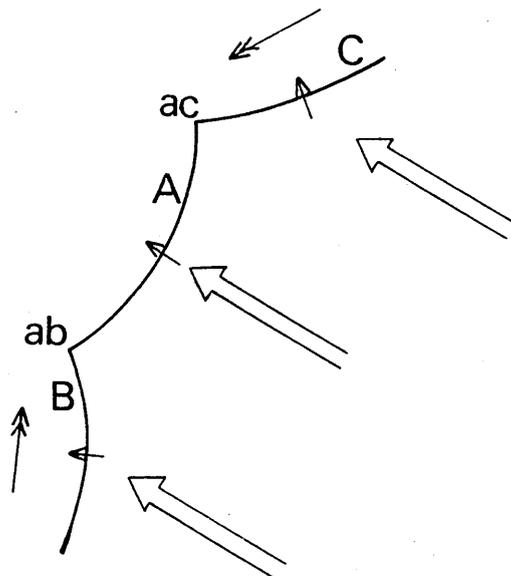


Figure 6.6 Axial compression in a chain of arcs. White arrows indicate oceanic plate motion; small arrows, relative motion between oceanic and marginal sea plates; and double arrows, motion of marginal sea plates C and B, relative to A (after Matsuda and Uyeda, 1971).

このように、トレンチでの海側プレートの斜め沈み込みが、陸側プレート前縁帯に横ずれ運動あるいは、その背後に横ずれ断層を形成する事が一般的であることが判明した。そこで相模トラフ沿いにこのような動きあるいは構造線が存在するか否かに注目する。

Figure 6.7に関東地方の浅発地震の震央分布を示した。東京湾から東京都直下の地震活動についてはフィリピン海プレート内の地震活動とする意見もあるが、石田(1990)は地殻内の地震であることを示した。この地震活動は、神奈川県から東京湾北部を通り房総半島九十九里南部へと連なりひとつの地殻内地震帯を形成しているように見える。石川(1990)は日本全国の浅発地震の分布を調べ、日本の地殻は多くの地震帯でブロック構造に分割されていることを示し、その中にこの地震帯も指摘していた。しかしそのときは、この地震帯を取り上げてテクトニックな考察は行っていない。その後、石川(1992)はこの地殻内地震帯に着目し、先の相模トラフでの斜め沈み込みによる陸側プレート内部の横ずれ断層との関連を指摘した。実際、関東地方南部にはFigure 6.8に示すように北西-南東走向の活断層が多く指摘されている。

一方、岡田(1992)は関東地方で発生する地震の震源断層をFigure 6.9の①から⑤の型に分類している。ここで石川(1992)が注目した東京湾から房総半島を横切る地殻内地震帯は、岡田(1992)の分類では①に該当する可能性がある。しかし、岡田の①の地震は一般的な内陸地殻内地震を指しており、特に帯状分布を示すものを指摘したわけではなく、更に、相模トラフの斜め沈み込みによる陸側プレート前縁帯の横ずれ運動に関連したものでもない。従って、この帯状地震活動に関する解釈は、石川(1992)が初めてである。

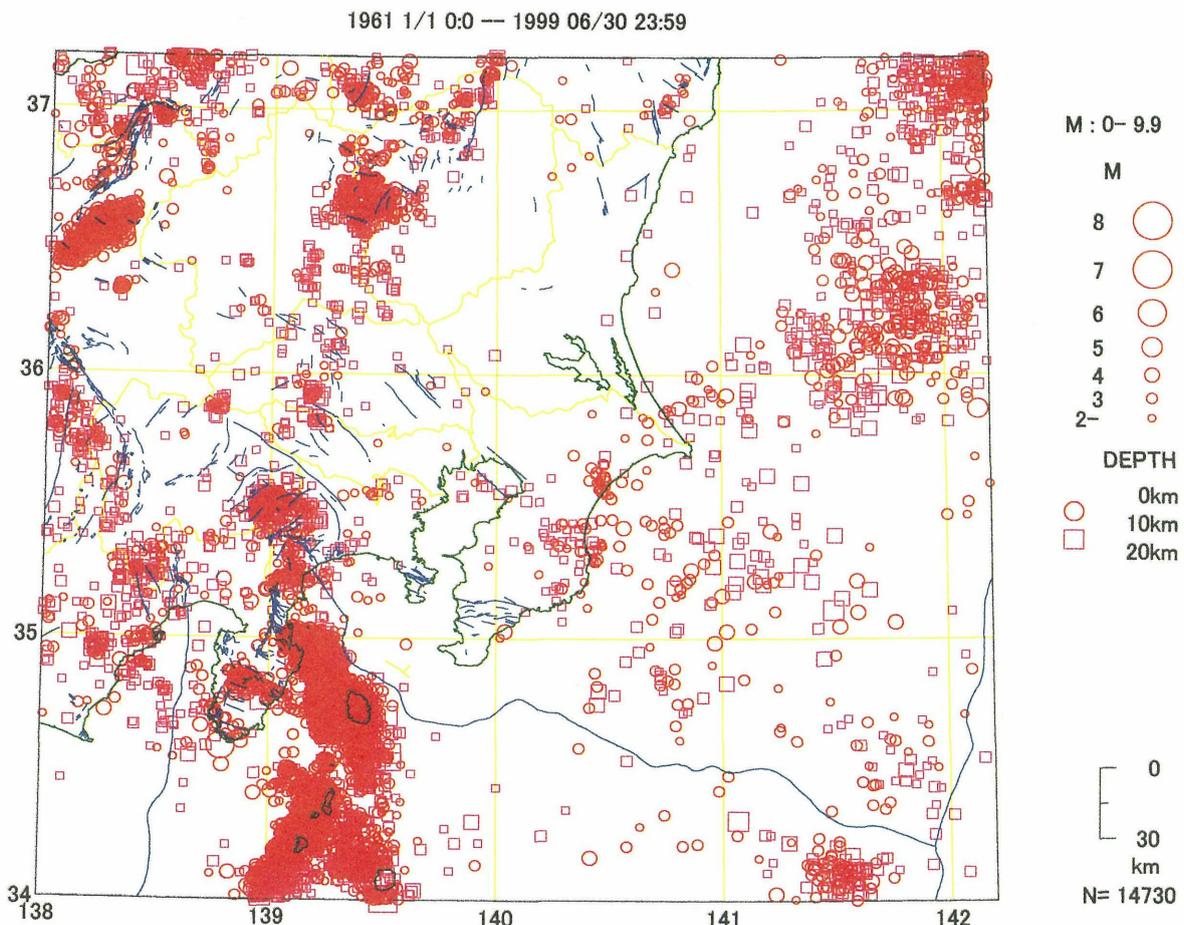


Figure 6.7 Epicentral distribution of the shallow events.

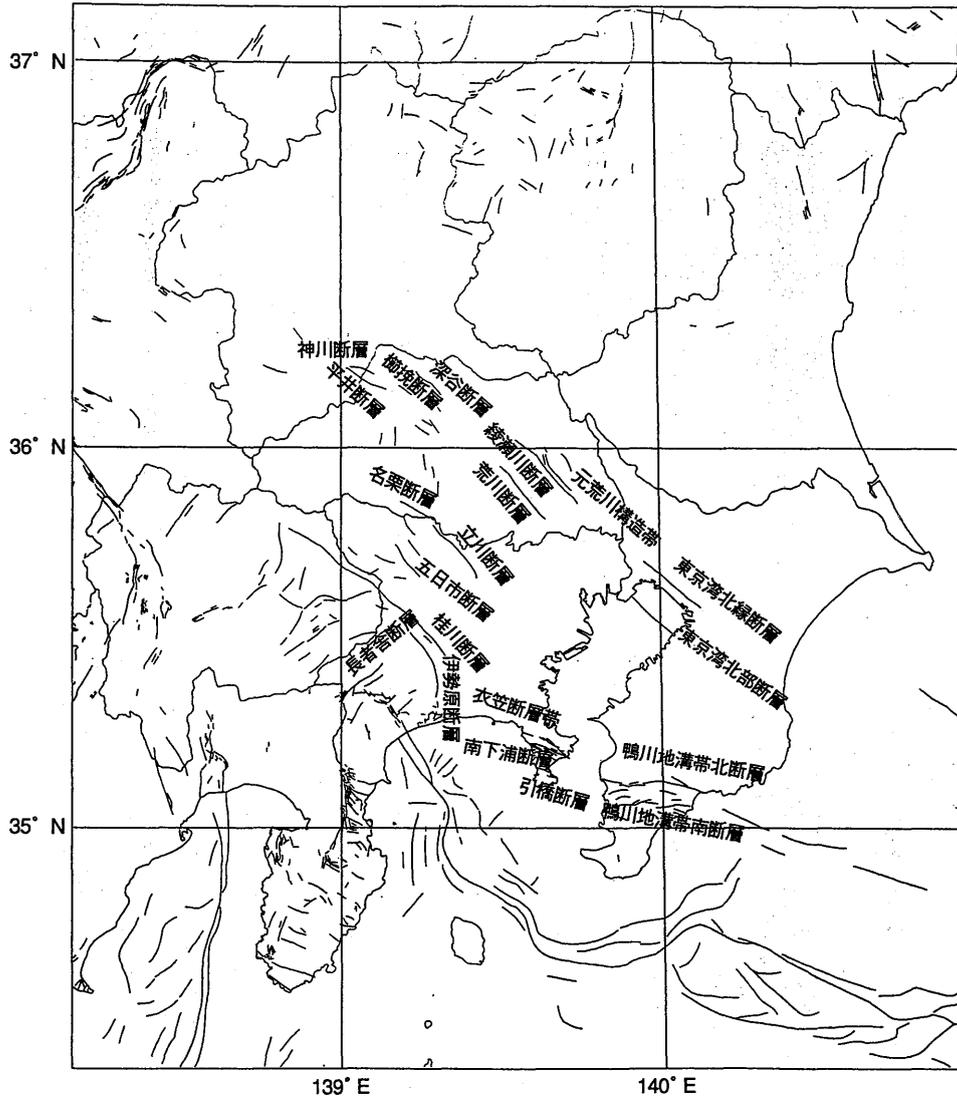


Figure 6.8 Active faults distribution in southern Kanto district.

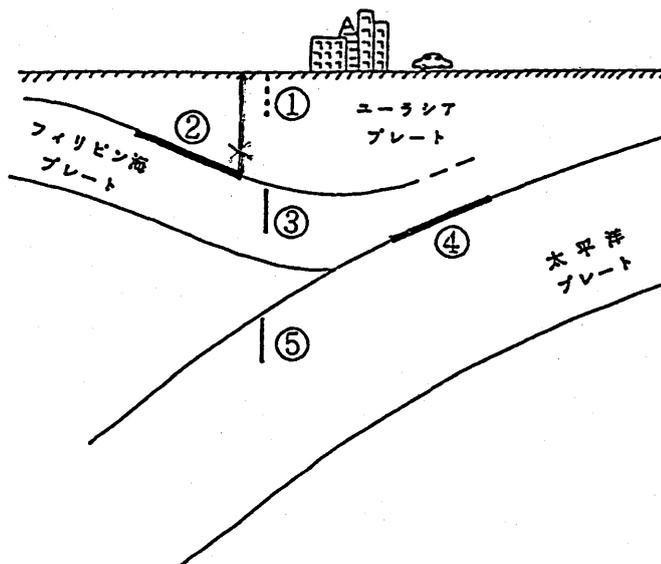


Figure 6.9 The five types of earthquakes that occur in Kanto district proposed by Okada (1992).

(3) 新しいモデル

Figure 6.10に石川(1992)が提案したテクトニックなモデルの概念を示した。相模トラフの北西方向への斜め沈み込みによって東北日本マイクロプレートの前縁にあたる三浦半島、房総半島を含む部分が独立したブロックを形成し、北に隣接するマイクロプレートの残りの部分に対して横ずれ運動をしているのである。そしてこのブロックを、南関東ブロックと命名したが、今回はより正確な表現として「三浦・南房総ブロック」と呼ぶ。ただ、このような島弧前縁帯の横ずれ運動はプレート間運動の副次的結果から生じるもので、その速度は一般のプレート運動に比べ非常に遅く、相模トラフで発生する地震のスリップベクトルから三浦・南房総ブロックの運動を推定することは出来ない。また、マイクロプレート内部のブロック境界である神奈川-東京湾-房総半島と通る地震帯で発生する地震の規模は小さく、かつ数も多くないためスリップベクトルを求めて前縁部ブロックの運動を決定することは出来ない。一般に、陸側プレート前縁部の巨大横ずれ断層では、それに沿った常時地震活動は高くない(石川, 1992b)ため前縁部の動きは地形などから求められている場合が多い。ただ、三浦・南房総ブロックの場合は相模トラフでの沈み込みの歴史のなかで斜め沈み込みであった期間が伊豆半島の衝突以降であり、それほど長期間になっていないため、まだ地形で明確に出来ないと思われる。

では、このような陸側プレート前縁部に地殻を断ち切る断層が存在しうるのであろうか。その可能性を示したのが、Figure 6.11である。この図は、1964年のアラスカ地震の震源断層と副次断層の位置を示している。アラスカ地震の発生時にプレート境界の震源断層で変位があったのと同時に副断層であるパットン湾断層でも大きな5 m以上のズレを生じたことが知られている。このパットン湾断層は、海溝軸からおおよそ150 kmも離れている。そして、地震時の断層運動は、地殻をほぼ断ち切ったと推定されている。地殻を断ち切る断層としては、プレート境界のトランスフォーム断層であるサンアンドレアス断層や北アナトリア断層が良く知られている。しかし、プレート内のフィリピン断層でも1990年の地震の際は、ほぼ鉛直な断層で地殻を切ったとされている(吉田, 1993)。これを関東地方で見れば、海溝軸である相模トラフから今注目している地震帯までは100 km足らずであり、プレート境界の傾斜はアラスカ地震の場合と異なるものの、地殻を断ち切る断層の存在を否定することは難しいと結論される。

今回の新しい三浦・南房総ブロックモデルは、その独自の運動を規定することが出来なかったため、気象研で取り組んできた力学モデルに導入出来なかった。しかし、この地域は人口稠密地域でありこれまでも多くの調査研究が行われて来たが、再度このブロック境界の存在を考慮して過去の地震活動を検討し、プレート間地震、ブロック境界地震、プレート内(ブロック内)地震のそれぞれを地震活動の特徴を明らかにする必要がある。(石川有三)

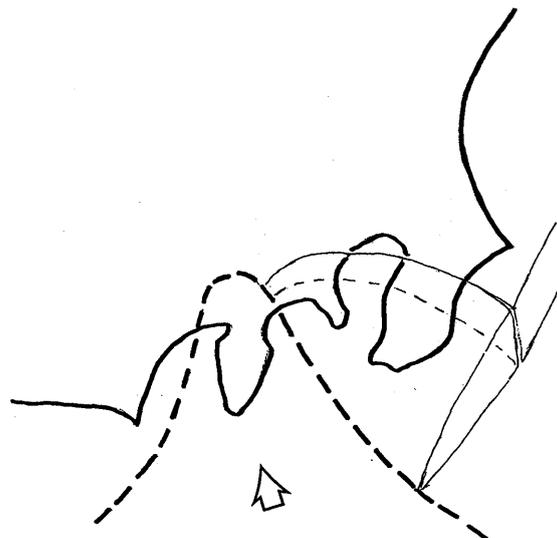
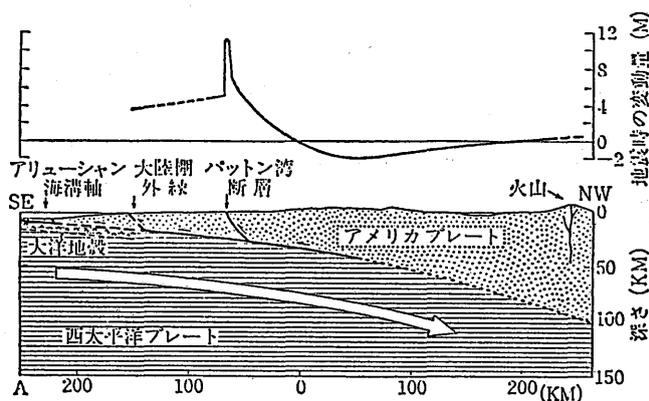


Figure 6.10 Proposed plate model including Miura-south Boso block. Small arrow shows the motion of the Philippine Sea plate, and white arrow shows the relative motion of Miura-south Boso block to the rest of Kanto district.



1964年アラスカ地震

Figure 6.11 The fault model of 1964 Alaska earthquake and its displacement of the ground surface (after Yonekura and Ando (1973) modified from Plafker (1972)).

参考文献

石川有三, 1990: 日本列島内陸部の地震活動空白域—序論—, 月刊地球, **132**, 355-361.

石川有三, 1992a: 関東地方南部のテクトニクスに関する一考察, 地震学会予稿集, No.2, A90.

石川有三, 1992b: 東アジアのテクトニクスと中央構造線の地震活動, 地質学論集, **40**, 205-218.

石川有三, 1998: 日本海の変動帯, 月刊地球, **230**, 490-496.

石田瑞穂, 1990: 首都直下のプレート構造 地震発生のメカニズムを探る, 地震ジャーナル, **10**, 7-13.

岡田義光, 1990: 南関東地域のサイスモテクトニクス, 地震, **43**, 153-175.

岡田義光, 1992: 首都圏直下に発生する地震のタイプ分け, 1992年日本地震学会秋季大会予稿集, No.2, A69.

貝塚爽平, 1972: 島弧系の大地形とプレートテクトニクス, 科学, **42**, 573-581.

笠原敬司, 1985: プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.

活断層研究会, 1991: 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp.

Matsuda T. and S. Uyeda, 1971: On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas, *Tectonophysics*, **11**, 5-27.

中村一明・島崎邦彦, 1981: 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, **51**, 490-498.

Plafker G., 1972: Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics, *Jour. Geophys. Res.*, **77**, 901-925.

瀬野徹三, 1980: 変化する広域応力場—南関東を例として—, 月刊地球, **14**, 146-154.

瀬野徹三, 1984: 東北日本は北米プレートか, 月刊地球, **55**, 49-54.

Seno T., 1985: "Northern Honshu Microplate" hypothesis and tectonics in the surrounding region -When did the plate boundary jump from central Hokkaido to the eastern margin of the Japan sea?-, *Jour. of the Geod. Soc. Japan*, **31**, 106-123.

瀬野徹三, 1986: 日本列島の中期更新世—50万年前に何が起こったか?—, 月刊地球, **90**, 708-715.

瀬野徹三・木村学, 1986: 斜め沈み込みの一般的特性からみた相模トラフのテクトニクス—三重点付近の凹みと関東造盆地運動—, 月刊地球, **82**, 271-277.

米倉伸之・安藤雅孝, 1973: 海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形, 科学, **43**, 92-101.

吉田康宏, 1993: 1990年フィリピン地震の震源過程, 月刊地球, **174**, 751-754.

### 6.3 三次元有限要素モデル

#### (1) はじめに

地震は、プレートの相対運動などに起因する力が、地球を構成する岩石を変形させ(歪を蓄積)、その変形が積み重なって、その岩石の強度の限界に達した時に急激に起こる破壊現象である。したがって、地震予知や地震活動予測の研究のためには地下の歪や応力の分布を知ることが非常に重要である。

しかしながら、我々が持っている歪や応力の観測手段は地表面付近に限られており、地震が発生している主な場所である地下深くの状態については、地表面付近の歪や応力の観測値、あるいは地震の解析(震源分布、発震機構など)から間接的に推定するしか方法がない。

そこで、地下の状態を適当な構造や物性を持った数値モデルで近似した上で、現実に近い境界条件を与えてモデルを動かし、その結果を既存の観測値とつきあわせて評価して行くという数値モデルの手法が、歪や応力の情報を得る上で重要になってくる。

本研究では、代表的な数値計算法である有限要素法を採用し、複雑な構造を持った南関東地域の地下構造を有限要素モデル化する手法の開発と、そのモデルによって歪や応力を推定する手法の開発を行った。

#### (2) 有限要素法について

有限要素法とは、連続体を幾つかの要素に分けて、それぞれの要素毎に方程式を作り、それをもとに全体としての方程式を組み立てて解く方法である。

その特徴のひとつは、基本的に個々の小さな要素単位で式を立てて行くため、全体としては難しい連続体の問題でも要素単位に簡単な近似式を立てて問題を解くことができることである。本研究で扱う、地下の不均質な構造を反映した歪や応力の推定の問題も、非常に難しい連続体の問題であるが、有限要素法を使うことによって解くことができる。

もうひとつの有限要素法の特徴は、電子計算機技術に大きく依存しているということである。有限要素法では電子計算機なしでは実際的な問題を解くことはできない。また、解くことが出来る問題の規模、精度などは電子計算機の計算速度、記憶容量などの技術的な進歩に大きく依存している。本研究でも、有限要素モデルの作成および数値計算のために工学分野で利用されている汎用の有限要素解析ソフトウェア(MSC/PATRANおよびADVANCED FEA)を導入し電子計算機(ワークステーション)を用いて作業を行った。

#### (3) 南関東地域の三次元有限要素モデルの作成手法

数値モデルが実用分野に達している気象や海洋の分野では、モデル対象の領域をかなり規則的な格子で近似できるため、問題を解く枠組みとなるモデル作成そのものには大きな困難はない。それに対して、固体地球の場合は、プレート構造などの複雑な構造を有限要素モデルで表現するために形や大きさの不揃いな不規則格子でモデルを表現せざるを得ない。プレート構造に依存した不規則な格子構造を有限要素で組み立てて行く作業は非常に困難を伴うので、本研究では汎用の有限要素モデル作成ソフト、MSC/PATRANを利用して、電子計算機上において対話形式で行った。

MSC/PATRANは、作業者が与えた形状モデルを作業者が与えたパラメータ(要素の大きさ、分割様式など)に従って有限要素(6面体型、5面体型など)のメッシュに自動分割して有限要素モデルを作成していく。そのため、まずプレートの形状などのデータを電子計算機に与え、電子計算機上に地下構造の形状モデルを作成しなければならない。東北地方のような構造の簡単な2枚プレートの問題では形状モデルの作成は比較的簡単である。しかしながら、我々が対象とする南関東地域は、大陸プレート、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの3枚のプレートが会合し、しかも太平洋プレート・フィリピン海プレートはそれぞれ海溝から沈み込み、互いに複雑に接触しているという幾何学的に極めて複雑な地下構造を有している。このような複雑な構造の有限要素モデルを作成する際には、後の有限要

素メッシュ分割作業を考慮したいいくつかのルールにしたがって、形状モデルを作らなければならない。

以下、南関東地域のプレート構造を有限要素モデル作成の実際の作業を順を追って説明しながら、モデル作成手法について解説する。

a) プレーートの形状データ

主に形状モデルのもとになるのは、プレート上面の地表面の深さである。日本全国各地のプレートの深さについて、地震波探査や微小地震の震源分布、地震の発震機構などから推定されたものが報告されている。関東地域についても、多くの研究者がそれぞれのプレート構造モデルを提案している (Kasahara, 1985; Noguchi, 1985; Ishida, 1986, 1988; Yamazaki *et al.*, 1989; Ishida, 1992)。

本研究では、以下に示す形状モデル作成手順の開発段階で、フィリピン海プレートの形状データについて、代表的な二つのモデル、Kasahara (1985) と Ishida (1992) について、その形状の特徴やプレート内の応力分布について有限要素法で研究を行った (小高・他, 1996)。ここでは、これらの結果をふまえた上で、Ishida (1992) で提案されているプレートの形状 (Figure 6.12) を元に作業を行った。

b) 形状モデル作成手順

I. モデル化する範囲の決定

地下構造の複雑な地域ではモデル化する範囲 (緯度・経度の範囲、深さの範囲) の選択が重要である。関東地域の場合でも、太平洋プレートの沈み込み部 (海溝) を範囲に含めるか否か、どれくらいの深さまでプレートをモデル化するかなどいくつかの要素を考慮した上でモデル化する領域を決めなくてはならない。一般に有限要素メッシュの幾何学的拘束からプレートの沈み込み部をモデル領域に含めると、沈み込み部の形状を取り込むために有限要素を巧妙に配置する必要があり、モデル作成は難しくなる。また、沈み込むプレートをより深い部分までモデル化しようとする、上側のプレートの幾何学的拘束が沈み込み部にまでかかり、モデル作成はより困難になる。

ここで例に示すモデルでは北緯34～37度、東経137.5～141.5度、深さ140 kmまでをモデル範囲とした。(Figure 6.13)

II. プレーートの厚さの仮定

プレートに"板"としての形態を与えるためには厚さを決める必要がある。しかし、プレートの厚さを決める下面の深さについては資料が少ないので、通常は一定の厚さを仮定する。

ここでは太平洋プレートの厚さ60 km、フィリピン海プレートの厚さ30 km、大陸プレートの厚さを60 kmと仮定した。

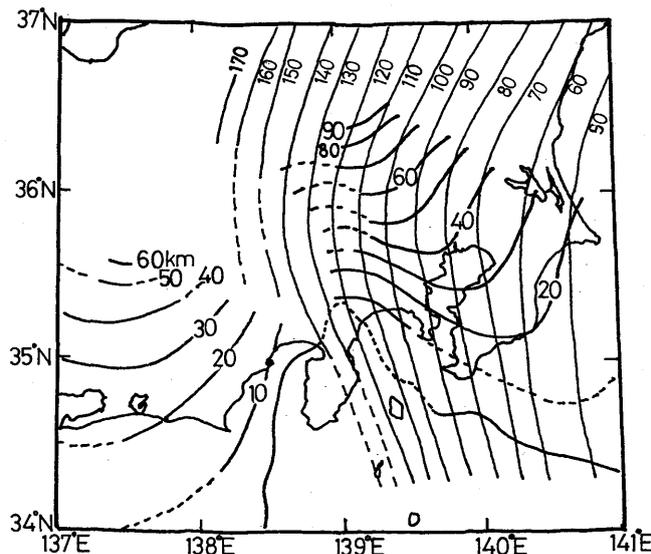


Figure 6.12 Depth contours of the upper boundaries of the PHS and PAC slabs (Ishida, 1992).

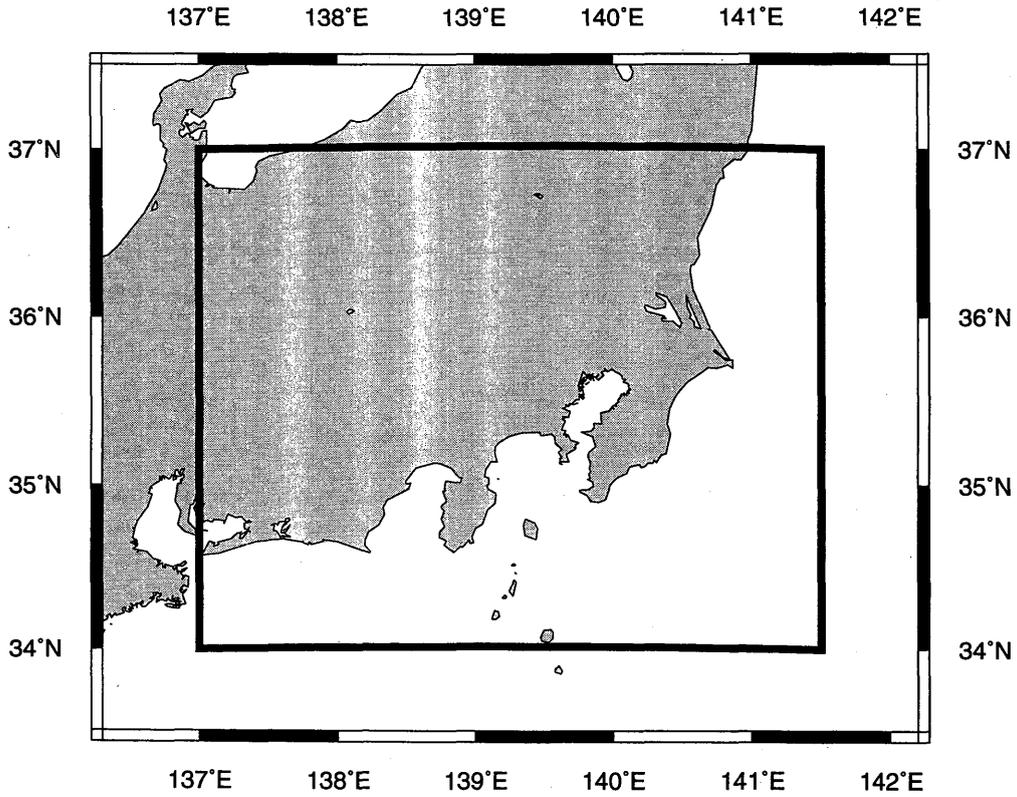


Figure 6.13 Area for FEM model in this study.

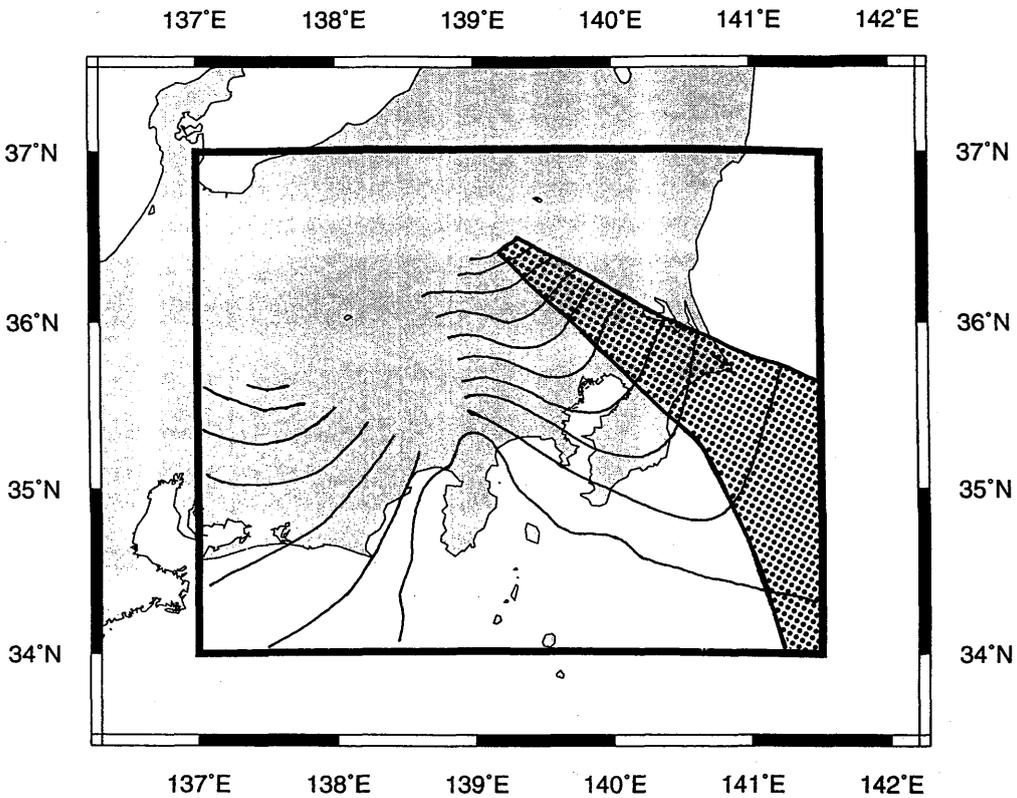


Figure 6.14 The contact area between PHS and PAC assumed in this study. Depth contours of the upper boundary of the PHS are also drawn.

### Ⅲ. プレート接触部の決定

各プレート上面の形状とⅡで仮定したプレートの厚さからプレート相互の幾何学的位置関係が確定する。そして、形状モデル作成上で重要なプレート相互の接触部分が決定される。有限要素メッシュ作成の際には、この接触部分の形がそのまま有限要素メッシュで表現されなければならないため、形状モデル作成時には、この接触部分の形状を十分に考慮しなければならない。Figure 6.14には太平洋プレート上面とフィリピン海プレート下面の接触部分を例として示した。

### Ⅳ. 二次元メッシュ分割(形状モデルの参照点決定)

モデル領域を二次元的に大きなメッシュ(三角形もしくは四角形)に分割する。このメッシュは基本的には形状モデルの構成要素(三角柱や四角柱)を地表面に投影した形になっている。このメッシュの頂点は形状モデル作成時に参照する点(以下参照点と呼ぶ)となる。参照点の決定は、最終的な有限要素モデルへのメッシュ分割作業に大きな影響を与える重要な作業である。

二次元メッシュ、参照点決定の作業は以下の規則に従って行う必要がある。

- ① プレート上面の適当な間隔の等深線上に参照点が並ぶようにする。
- ② プレート接触部(Ⅲ)は二次元メッシュに反映する。つまり、接触部を地表面に投影したものは、一つまたは複数の二次元メッシュで表現される。
- ③ プレート接触部の縁辺部分は必ず四角形のメッシュが並ぶように配置する。
- ④ その他の特別な構造(特定の地震の震源断層、プレートの成層構造など)を考慮したい場合には、それらの構造が水平メッシュに反映されるように①~③に準じた扱いをする。

以上のような規則に沿って二次元メッシュ分割した例がFigure 6.15である。図から上下にプレートが重なる領域では、①の規則によって2組の等深線で構成される四角形によってメッシュが作られている。また、③の規則にしたがって配置されたメッシュが灰色で示されている。

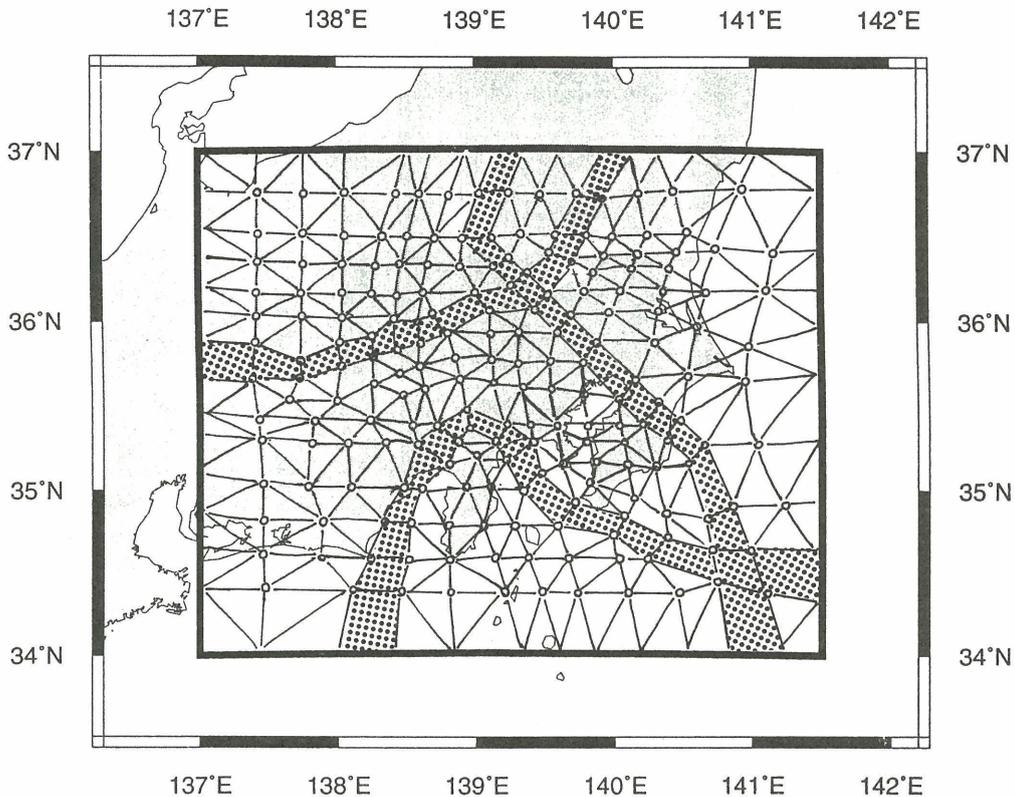


Figure 6.15 2D division of geometry data. The dotted area should be filled with a Wedge element.

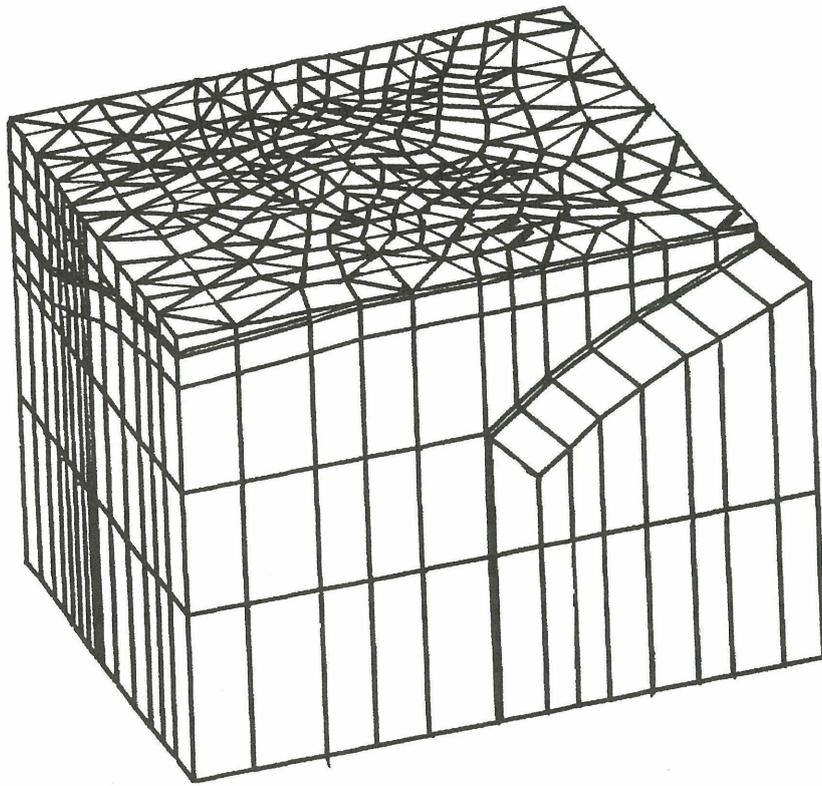


Figure 6.16 Geometry data for FEM.

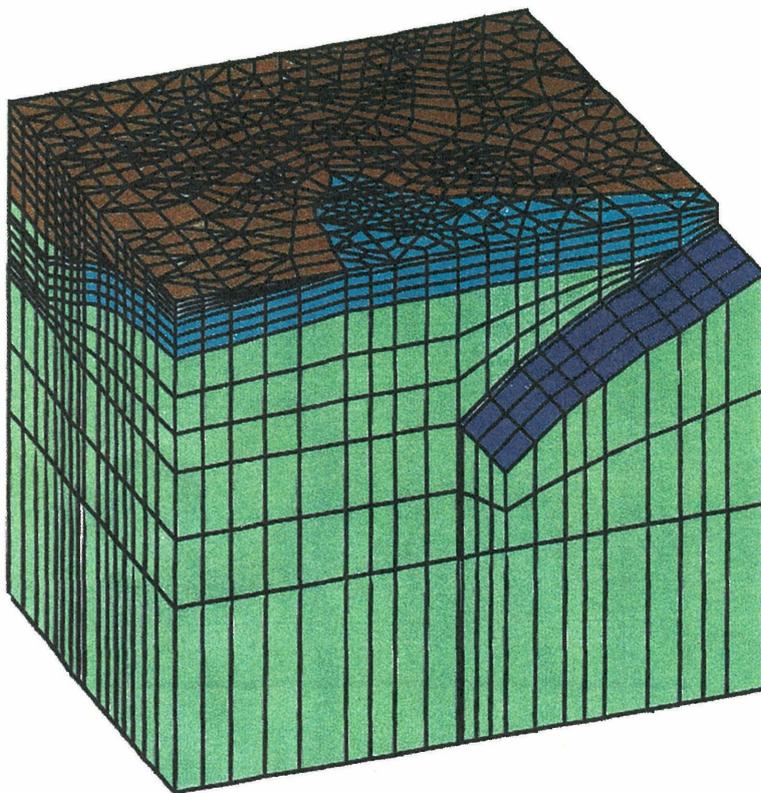


Figure 6.17 FEM model of Kanto area. The Continental plate, the Philippine sea plate, the Pacific plate, and the athenosphere are in different colors.

V. 参照点の番号付け

IVで決めた参照点には、適当な規則で通し番号をつける。後に作成する形状モデルの構成要素の頂点には、この参照点の番号と同じ規則で番号を付加する。形状モデル作成作業およびその後の有限要素メッシュ分割の際に、この参照点番号を元にした形状データの厳密な管理が重要となる。

VI. 形状モデルの幾何学的形状の決定

IVで決めた参照点をもとに形状モデルの幾何学的形状を決定する。通常は参照点のそれぞれのプレートの上面、下面への投影点が、プレート形状モデルの構成要素の頂点になるので、プレートモデルを参考にして、この頂点の座標を決めて行く。この頂点によって形状モデルの幾何学的形状が決まる。(Figure 6.16)

VII. 形状モデルの作成

VIで決めた各形状モデルの構成要素の頂点の座標を電子計算機に入力する。そして、この電子計算機上の点をそれぞれつないで曲線、曲面、立体の順に形状モデルを構築して、最終的に形状モデルが完成する。なお、この作業は有限要素モデル作成ソフト (MSC/PATRAN) を使用して行う。

c) 有限要素メッシュ分割

b)で作成された形状モデルを元に有限要素モデル作成ソフト (MSC/PATRAN) のメッシュ自動分割機能を使って有限要素モデルを作成する。

メッシュ分割の際には、以下の点に留意する必要がある。

- ① 重要でない領域はできるだけ大きなメッシュ分割を行う。
- ② モデル領域の中心から外に向かって何段階かに分けてメッシュ分割を行う。
- ③ b)のIVで考慮したプレート接触部の縁辺部は必ず三角柱要素で構成されるようにする。
- ④ 構造が複雑な場所は、全体に先だってメッシュ分割しておく。

①は計算効率のための配慮であり、②③④は幾何学的な問題によって有限要素メッシュ作成作業が失敗するのを防ぐために必要な配慮である。

以上のような作業を経て、Figure 6.17のような三次元の有限要素モデルを作成することができる。

(中村浩二)

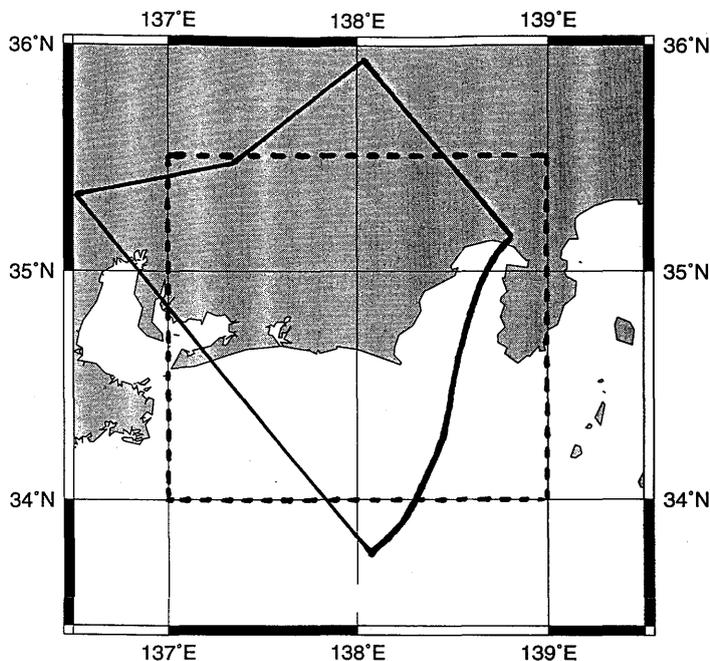


Figure 6.18 The modeled area is surrounded by a solid line. The area surrounded by broken lines corresponds to the areas shown in Figures 6.19 to 6.22.

(4) 東海地域におけるスラブ周辺の応力場

a) はじめに

(3)節で述べたように、南関東地域は太平洋、フィリピン海、および大陸プレートの3枚のプレートがせめぎ合う複雑な構造下であり、形状のモデル化のみならず、プレートの沈み込みや相対運動をモデル化するために必要な境界条件や荷重、力源等の与え方を調べる過程もまた複雑である。

そのため前段階として、まず、より単純な2枚のプレート間の相互作用について、与える境界条件や荷重、力源等の変化に対応して計算結果がどのように変化するかを調べておくことは、3枚のプレートについて同様のことを調べるために有用であると考えられる。

そこで、2枚のプレートの例として、駿河湾から遠州灘にかけての地域で沈み込むフィリピン海スラブと陸側プレートとの間に相互作用が生じている東海地域について有限要素モデル化を行い、弾性定数や境界条件の与え方によってプレート内に発生する応力分布がどのように変化し、それらが地震活動の観測結果をどの程度説明できるのかについて調べることにした。

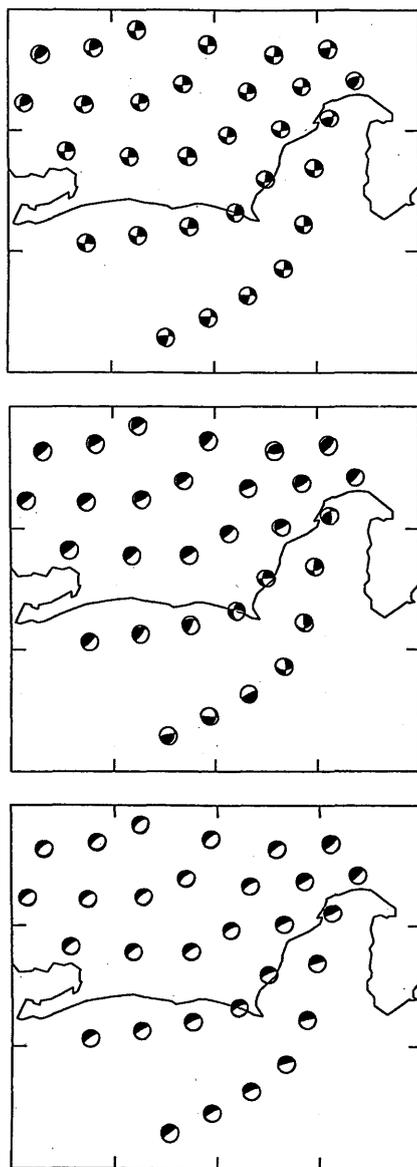


Figure 6.19 Stress distributions on the upper surface of the slab derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to Top; the southeast side, Middle; the bottom, and Bottom; the northwest side of the PHS slab.

b) 有限要素モデルの作成

本研究においてモデル化の対象としては、静岡県中部地方を中心とする東海地域のN40°W方向に200 km, N50°E方向に150 km, 深さ方向に100 kmの領域である。その領域をFigure 6.18に示す。モデルの南東側は駿河、および南海トラフ軸とした。また、北西側が一直線状ではなく、一部分が北西方向に張り出した形状をしているのは、要素分割した際に個々の要素のアスペクト比が悪くなることを防ぐためである。

陸側プレートとフィリピン海スラブの2枚のプレートの厚さはそれぞれ30 kmと16 kmで一定とした。フィリピン海プレートの上面深度は地震の震源分布から推定されたIshida (1992)による等深線を元に定め、モデル化領域内で深度が推定されていない深部のスラブ先端付近については傾向を延長することで仮に定めた。

有限要素に分割する際にはいろいろな条件を適用して繰り返し計算することを考え、計算時間が長くなりすぎないように分割をすることにし、要素数を4950個とした。

c) モデルに与える境界条件と物性条件

スラブを沈み込みを表す境界条件として、以下の3種類の位置にそれぞれスラブ接線方向に10 cmの変位を与えた場合について計算を行った。

- ・スラブの南東面(沈み込み口) [押し]
- ・スラブの底面 [引きずり]
- ・スラブの北西面(先端) [引き込み]

これ以外に、すべてのモデルに共通する境界条件は、

- ・モデル底面の鉛直方向の固定
- ・上盤プレート北西面(内陸側)の面直交方向の固定

である。

物性については、大きくプレートとマンツルの2つに区分し、それぞれの中での不均質は考えなかった。ポアソン比はいずれも0.25とし、ヤング率はプレート(スラブ)が $1.0 \times 10^{10}$  Pa, マンツルがその10~90%の範囲である場合について計算を行ったが、以下ではマンツルのヤング率を $0.1 \times 10^{10}$  Paとした場合の結果について示す。

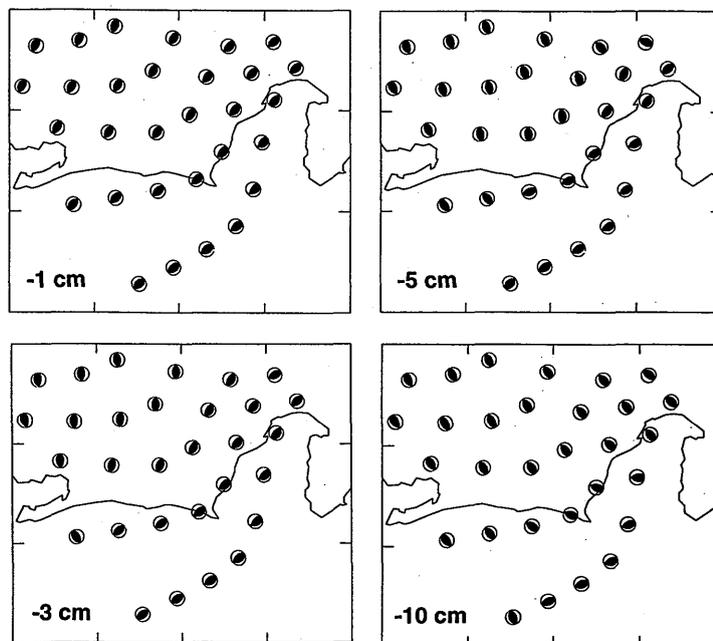


Figure 6.20 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the southeast side of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

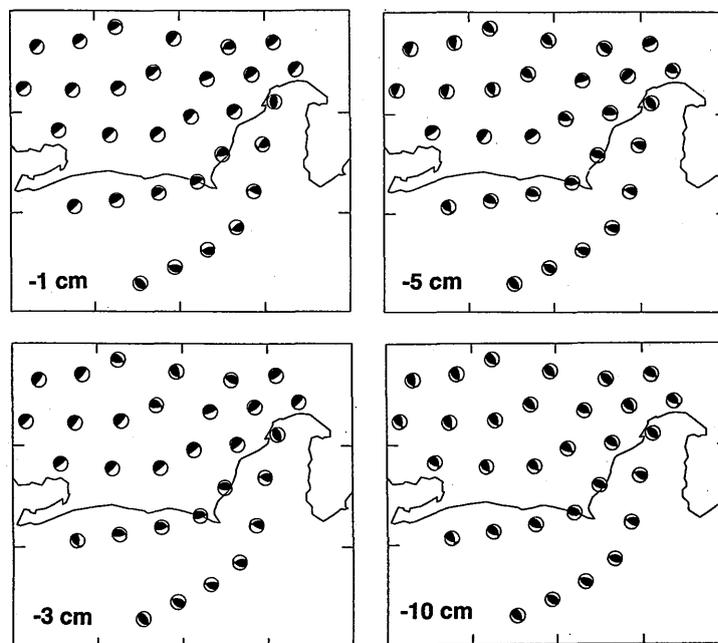


Figure 6.21 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the bottom of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

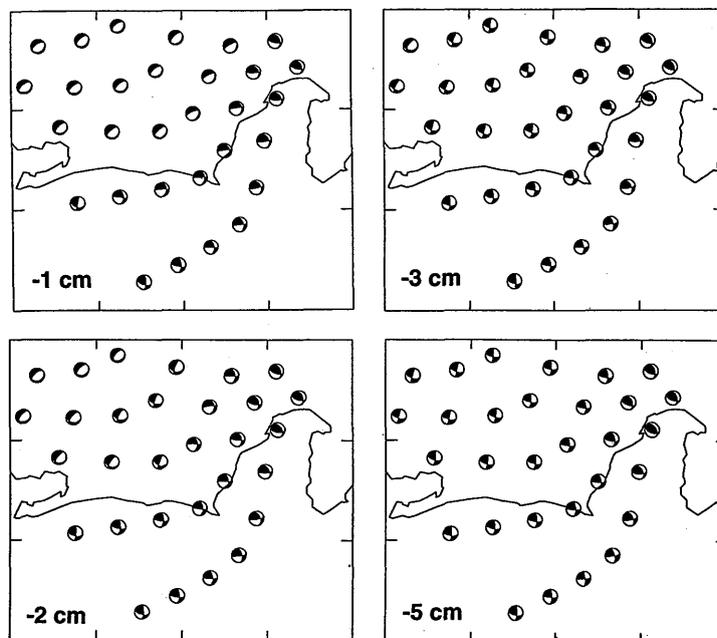


Figure 6.22 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the northwest side of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

d) スラブ内に生じる応力分布

計算結果の一例として、スラブ上面に対応するスラブ最上部要素における応力分布を、スラブ押し、引きずり、引き込みの場合についてそれぞれFigure 6.19(a)~(c)に示す。応力の表現としては主応力軸(3次元の場合は3軸)で示すことが一般的であるが、ここでは応力の絶対量については議論せず、主応力軸の方向と主応力間の相対的な大小関係だけに着目することとし、震源球の形式を模して示すことにした。すなわち、最大主圧縮軸をP軸、最小主圧縮軸をT軸とみなして表記する。

応力分布を見ると、押しの場合、北西-南東方向に最大主圧縮軸、北東-南西方向に最小主圧縮軸をもつ横ずれ型が卓越する。引き込みの場合、北東-南西方向に中間軸をもつ正断層型に近い。いずれの場合も全体的に一様なメカニズム分布を示す。一方、引きずりの場合は深部で北西-南東方向の伸長による正断層型に近いメカニズムとなるが、浅部では陸側プレートとカップリングしていることにより北西-南東に最大主圧縮軸をもつ横ずれ型あるいは逆断層型のメカニズムとなり、押しの場合と引き込みの場合の中間的な分布を示す。

e) 観測される地震のメカニズムとの比較

実際にこの地域で観測される主なスラブ内地震のメカニズムは深さによって遷移し、トラフ軸に近い地域では北東-南西方向にP軸をもつ横ずれ型、静岡市付近の深さ約10~20 km付近で北東-南西方向にP軸をもつ逆断層型、そこから内陸に入った深さ20~30 km付近で正断層型、そして深さ30~40 km付近で再び横ずれ断層型となる(気象庁地震予知情報課, 1997)。このように複雑なメカニズム分布は、上で示した単純な沈み込みモデルから計算された応力分布では説明できない。

スラブの側面直交方向に大きさ1~10 cmの内向き変位を、押し、引きずり、引き込みのそれぞれに加えた結果をFigure 6.20~6.22に示す。Figure 6.20に示されているように、押しの場合、内向き変位が大きくなるにつれて、北西-南東圧縮の横ずれ型から北西-南東圧縮の逆断層型、そして北東-南西圧縮の逆断層型へと遷移していくが、領域内で一様なメカニズム分布を示すことに変わりはなく、実際に観測されるようなメカニズムの混在を再現することはできない。次に、引き込みの場合(Figure 6.22)には、小さな内向き変位(1~2 cm)を加えると正断層型と横ずれ型

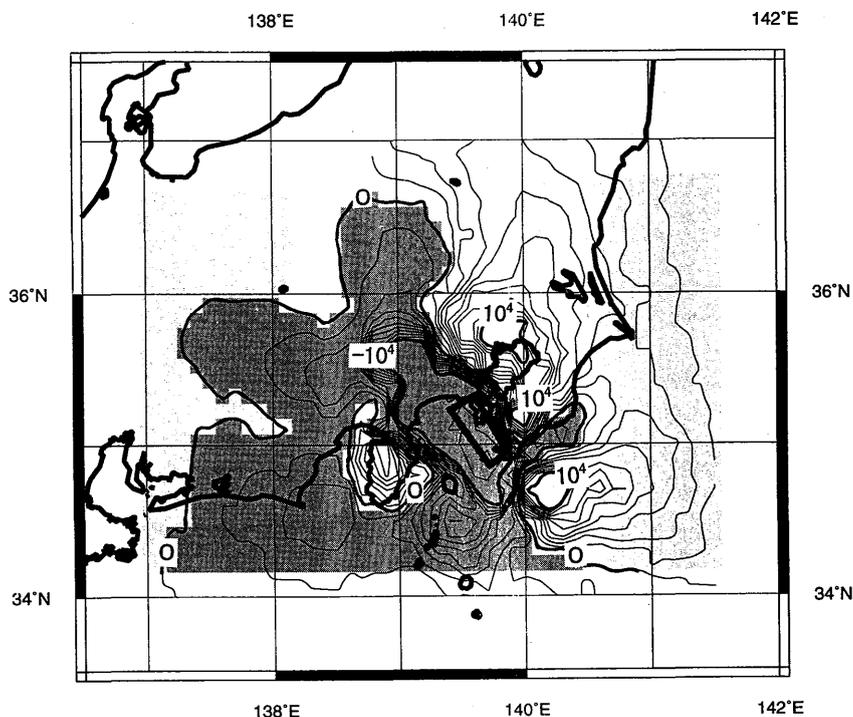


Figure 6.23 Distribution of  $\Delta CFF$ (Pa) near surface by the heterogeneous model. In the shaded zone,  $\Delta CFF$  is negative.

が混在して分布し、実際に観測されるものと一部の領域で似てくるが、内向き変位を大きくすると全体として一様な横ずれ型に遷移する。最後に、引きずりの場合 (Figure 6.21), 特に5 cmの内向き変位を加えたときには、静岡県中部付近のごく一部の領域で正断層型にやや近い型、それ以外の領域で逆断層型ではあるが北東-南西方向にP軸をもつ型という応力分布となり、実際のメカニズム分布にやや近い。

以上で見てきたように、3次元有限要素法を用いた解析によって、東海地域で観測される地震のメカニズムの特徴を再現することが試みられた。実際に近いスラブ形状をモデル化し、スラブの沈み込みに相当する変位を加えただけでは観測される地震のメカニズムを再現できなかったが、スラブ底面に変位を加えた上にスラブの沈み込みに直交する方向の短縮を考慮した変位を加えた場合に、観測されるメカニズムに近い応力分布を再現することができた。このことから、スラブの沈み込みに相当する境界条件として、本研究で調べた条件の中では、スラブ底面に変位を加えた場合が最適であると考えられる。 (山本剛靖)

Table 6.1 Material properties of the model. E: the Young's modulus (in Pa).  $\nu$ : Poisson's ratio.

Name of region	E ( $\times 10^{11}$ )	$\nu$
Upper COP	0.8	0.25
Lower COP	1.2	0.25
Upper PHP	0.8	0.25
Lower PHP	1.2	0.25
Upper PCP	0.8	0.25
Lower PCP	1.2	0.25
Athenosphere	0.1	0.25

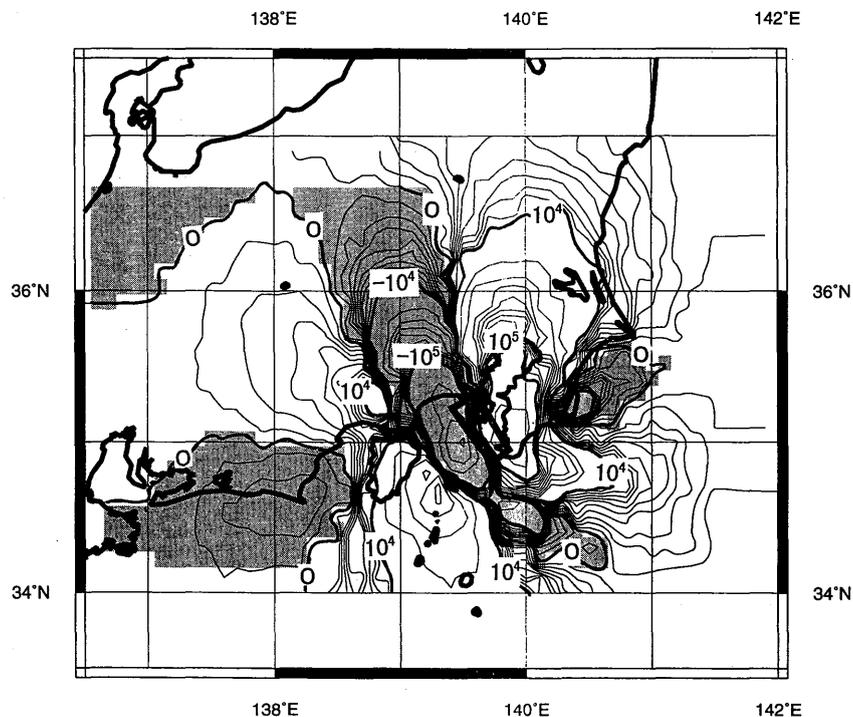


Figure 6.24 Difference of  $\Delta CFF$  between the heterogeneous model and the homogeneous model.

(5) プレート間地震による地殻変動の推定

a) 破壊応力の変動量の推定(不均質性の効果)

(3) で例として示した石田モデル (Ishida, 1992) をもとにした関東地域の三次元有限要素モデルを使って、プレート間地震による地殻変動の計算を行った。

関東地域で代表的なプレート間地震である1923年関東地震は、相模湾周辺のフィリピン海プレートと大陸プレートの間で発生した地震である。この関東地震の震源断層についてはいくつかのモデルが提唱されている (佐藤 (編), 1989) が、どのモデルも石田モデルのプレート構造と幾何学的に一致しない。ここでは石田モデルのプレート境界面上で1923年関東地震の震源域に近い場所に仮想的な震源断層 (Figure 6.23) として有限要素モデル内の不連続面として作成した。この震源断層に対して地震による断層運動 (走向N320° W, 断層面の傾き10°, すべり角103°, 相対変位1 m) に相当する強制変位を条件として与えて、弾性の静解析として有限要素解析を行い地殻変動の計算を行った。計算に使用した物性常数を Table 6.1 に示す。

一次的な計算結果は、各有限要素に対するひずみ、応力の形で出てくるが、Figure 6.23には、それらの結果から破壊応力の変動量を計算した結果を示した。なお、ここではフィリピン海プレートの北西方向への運動を反映した東西走向の断層の右横ずれ型の浅い地震に対する破壊応力を示した。図の中で矩形で示された震源断層周辺は断層近傍の歪の解放そのものによる大きな変動量が示されているが、その東西南北それぞれの方向に変動量が正の領域が広がっていることが分かる。破壊応力の変動量そのものに地震発生に結びつく明確なしきい値が存在するわけではないが、これらの正の領域では特定のタイプ (東西走行の右横ずれ) の地震が発生するとすればその発生の可能性は相対的に増大すると考えられる。

Table 6.1 に示した通り、Figure 6.23 の計算は地下構造の不均質性を考慮している。従来、このような地殻変動の計算は計算の簡便さから均質な弾性体に対して行われることが多い。しかし、地下の複雑な構造を有限要素モデルで表現すれば、その個々の要素単位で物性を設定することが可能なため、Table 6.1 のようにリソスフェアやアセノスフェアの物性を考慮に入れて計算することができる。

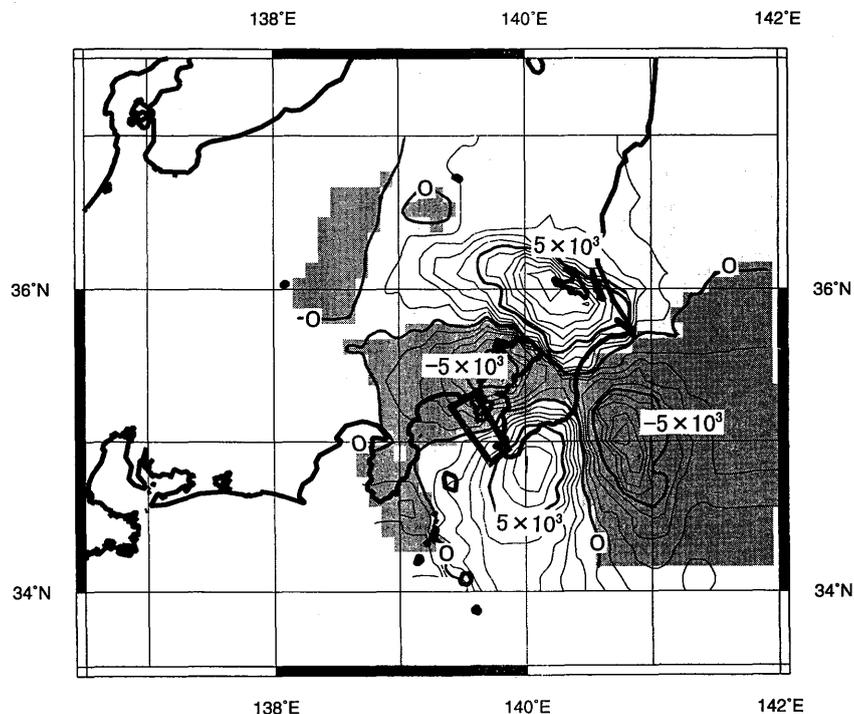


Figure 6.25 Distribution of normal stress (Pa) on the upper boundary of PAC. The shaded zone indicates increased compressional stress.

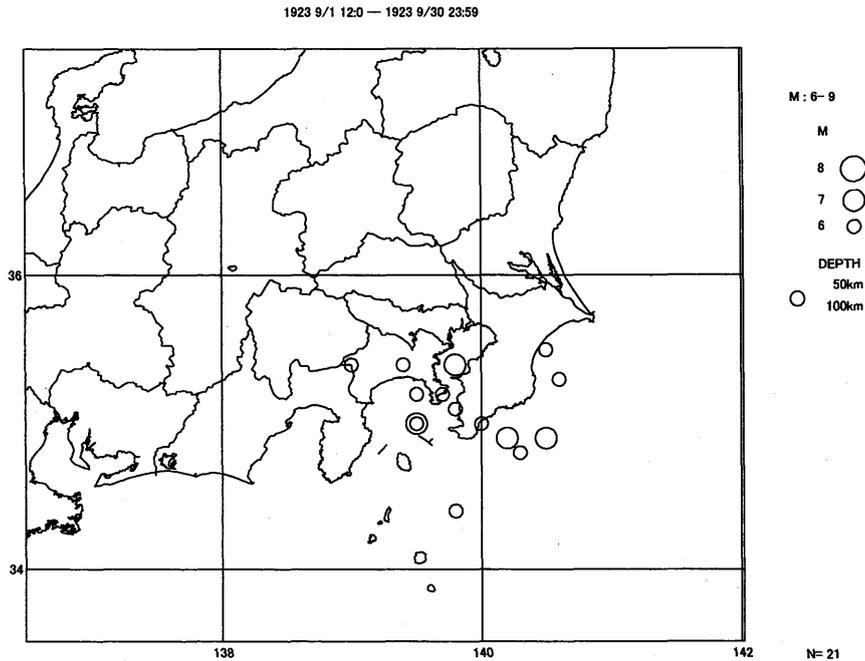


Figure 6.26 Aftershock distribution of the 1923 Kanto Earthquake (September 1 to September 30, 1923).

Figure 6.24 は、同じ有限要素モデルについて均質な弾性体 (Table 6.1 のリソスフェア上部の物性) として計算した場合の結果と Figure 6.23 の不均質な場合の破壊応力の変動量の差を示したものである。リソスフェアとアセノスフェアの物性の差を考慮することによって、均質な弾性体の場合よりも不均質な場合の方が、震源域の東側で破壊応力の変動量が大きくなり、西側ではその逆になっていることが分かる。その差も場所によっては  $10^4$  Pa 程度と大きくなっている場所もみられる。より精度の高い地殻変動の計算には、不均質性の考慮が不可欠であることが分かる。

b) プレート間の法線応力の計算

地震は、断層面をはさんだ岩石同士のすべり運動と言える。一般にある面を境にして接している物体同士は、境界面を境に互いに押し合う力が強くなれば摩擦の効果によってすべりにくくなる。逆に押し合う力が弱くなれば摩擦の効果が小さくなってすべりやすくなる。したがって、地震の場合も同様に断層面を境に互いに押し合う力 (断層面の法線方向の圧縮力) の変化が、地震発生の可能性に影響を与えることが考えられる。

Figure 6.25 は、(a) と同じ仮想的な関東地震の断層運動により生じた地殻変動の計算結果を用いて、沈み込む太平洋プレート上の法線応力の変動量を示したものである。モデルの物性は Table 6.1 に示されているものを使用した。Figure 6.25 で太平洋プレート上の法線応力の変動量が張力成分 (図の上では正の応力) となっている房総沖と千葉北部から茨城県南部の地下では、プレート間で押し合う力が弱くなったことが分かる。

地震はいろいろな力が組み合わさって起こるので、このプレート間で押し合う力のみで単純に地震活動への影響を判断することはできない。しかし、地震発生に影響する一つの要素として考えれば、房総沖や千葉北部から茨城県南部の地下の太平洋プレート上では地震が起きやすくなる材料が増えたと考えられることができる。

Figure 6.26 に気象庁の震源カタログにもとづく 1923 年の関東地震直後一月間の関東地方の地表付近よりもやや深い部分の地震活動を示す。図から分かるように房総沖でいくつか大きな地震が発生している。当時は地震の観測体制も不十分で、これらの地震の震源の正確な深さやメカニズムは不明である。また、ここで計算に使用した仮想的な断層は実際の断層と一致しているわけではない。そのため、これらの地震が Figure 6.21 に示したような関東地震の断層運動の影響によって太平洋プレートとフィリピン海プレート間で発生した地震であるかどうかは不明である。しかし、

関東地震の余震の数少ない地震記録の研究から房総沖の地震の震源が深いところにある可能性も示唆されており(武村, 1994), これらの震源分布と太平洋プレート上の法線応力の変動量の分布の関係は非常に興味深い。

(6) まとめ

本研究では, 3枚プレートが会合する複雑な地下構造を持つ関東地方の有限要素モデルの作成手法について研究し, ある一定の技術的目処をつけた。また, この有限要素モデルを使ってプレート内の地震のメカニズムの推定や地震に伴う地殻変動が地震活動へ及ぼす影響の評価などについて検討した。

現在作成可能なモデルのメッシュスケールは実際の観測量と直接比較するには未だ不十分である。また, 計算方法についてもより現実に近い時間発展型の粘弾性問題として扱って行く必要がある。計算結果についての精度評価についても今後の課題である。

今後期待される計算機の能力, メッシュコントロール技術の向上等を取り入れ, さらに精密なモデルと計算手法を開発して行く必要がある。 (中村浩二)

参考文献

- Ishida, M., 1986 : The configuration of the Philippine Sea and the Pacific plates as estimated from the high-resolution microearthquake hypocenters in the Kanto-Tokai district, *Rep. NRCDP*, **36**, 1-11.
- Ishida, M., 1988 : The configuration of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan, *Paper presented at 1988 DELP Tokyo International Symposium*.
- Ishida, M., 1992 : Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- Kasahara, K., 1985 : Patterns of crustal activity associated with the convergence of three plates in the Kanto-Tokai area, central Japan, *Rep. NRCDP*, **35**, 33-137.
- 気象庁地震予知情報課, 1997 : 東海地方における地震活動の変化, 地震予知連絡会会報, **58**, 320-326.
- Noguchi, S, 1985 : Configuration of the Philippine Sea plate and seismic activities beneath Ibaraki Prefecture, *Earth Mon.*, **7**, 97-104.
- 小高俊一・原田智史・中村浩二・橋本徹夫・伊藤秀美, 1996 : 関東地方下のフィリピン海プレートの3次元形状表現と弾性板としての変形の特徴, 気象研究所研究報告, **46**, 107-117.
- Sato, K., 1988 : Stress and displacement fields in the northern Japan island arc as evaluated with three-dimensional finite element method and their tectonic interpretations, *Tohoku Geophys. Jour.*, **31**, No.3,4.
- 佐藤良輔(編), 1989 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390.
- 武村雅之, 1994 : 1923年関東地震の本震直後の余震活動, 地震2, **46**, 439-455.
- Yamazaki, F., T. Ooida and H. Aoki, 1989 : Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **36**, 15-26.

## 気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)  
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)  
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979)  
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)  
Permanent Ocean - Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図 - 400m (又は500m) 深と1,000m 深 - (1934 - 1943年及び1954 - 1980年) (海洋研究部, 1981)  
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western - North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)  
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozon Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)  
Strong - Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)  
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)  
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第10号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)  
Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)  
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium - Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視手法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)  
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル - I (MRI・GCM - I) (予報研究部, 1984)

- A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI · GCM - I). (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究—台風7916の一生— (台風研究部, 1985)  
A Study on the Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI - IIの相互比較研究—計算結果図集— (海洋気象研究部, 1985)  
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI - II - A Compilation of Results - . (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)  
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)  
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891 - 1981. (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究 (高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)  
Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部, 1986)  
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986)
- 第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI · GCM - I) による12年間分の積分 (予報研究部, 1986)  
Mean Statistics of the Tropospheric MRI · GCM - I based on 12 - year Integration. (Forecast Research Division, 1986)
- 第21号 宇宙線中間子強度1983 - 1986 (高層物理研究部, 1987)  
Multi - Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983 - 1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)
- 第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)  
Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
- 第23号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄・四竈信行, 1988)  
Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
- 第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)  
Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)  
Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)  
Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)

- 第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特徴 (台風研究部, 1991)  
Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991)
- 第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)  
Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)  
A Synthetic Study on Cloud – Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)
- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究 (三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)  
Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean – Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移—30年間の日降水量資料に基づく統計— (秋山孝子, 1993)  
Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. — Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years — (T. Akiyama, 1993)
- 第32号 直下型地震予知に関する観測的研究 (地震火山研究部, 1994)  
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第33号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)  
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第34号 硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)  
The Long – Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第35号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究 (気象衛星・観測システム研究部, 1995)  
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第36号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究 (地球化学研究部, 1996)  
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第37号 大気と海洋の地球化学的研究 (1995年及び1996年) (地球化学研究部, 1998)  
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第38号 鉛直2次元非線形問題 (金久博忠, 1999)  
Vertically 2-dimensional Nonlinear Problem, (H. Kanehisa, 1999)
- 第39号 客観的予報技術の研究 (予報研究部, 2000)  
Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department)

# 気象研究所

1946(昭和21)年 設立

所長：中山 嵩

予報研究部	部長：理博	吉住 禎夫
気候研究部	部長：	近藤 洋輝
台風研究部	部長：	八木 正允
物理気象研究部	部長：	田中 豊顯
環境・応用気象研究部	部長：理博	花房 龍男
気象衛星・観測		
システム研究部	部長：理博	高島 勉
地震火山研究部	部長：理博	吉田 明夫
海洋研究部	部長：理博	宇治 豪
地球化学研究部	部長：理博	伏見 克彦

## 気象研究所技術報告

編集委員長：近藤 洋輝

編集委員：加藤 政勝 井上 豊志郎 北 畠 尚子  
深掘 正志 清野 直子 高谷 美正  
上垣内 修 安田 珠幾 松枝 秀和  
事務局：佐藤 博 岡田 孝文

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、原則として気象研究所職員及びその共同研究者による気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学に関する技術報告、資料報告および総合報告(以下報告という)を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第40号

平成12年3月 発行

編集兼  
発行者 気象研究所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

TEL.(0298) 53-8535

印刷所 松枝印刷株式会社

〒303-0034 茨城県水海道市天満町2438