

1. 2 房総半島縦断地殻構造探査 (房総 2002)

佐藤 比呂志 (東京大学地震研究所)

平田 直 (東京大学地震研究所)

伊藤 谷生 (千葉大学理学部)

岩崎 貴哉 (東京大学地震研究所)

瀨瀨一起 (東京大学地震研究所)

笠原敬司 (防災科学技術研究所)

伊藤 潔 (京都大学防災研究所)

(1) 研究の背景と目的

房総半島下にはフィリピン海プレートが沈み込んでおり、本州側のプレートとの境界付近では、元禄関東地震 (1703 年: M7.9~8.2) や大正関東地震 (1923 年: M7.9) などの首都圏に甚大な被害をもたらした巨大地震の震源断層が位置している。これらの震源断層が位置するフィリピン海プレート上面の形状については、図 1 のような自然地震を用いた推定が行われている (Ishida, 1992 など)。一方、測地・遠地地震のデータ解析 (Wald and Somerville, 1995) によって、大正関東地震の際のすべりモデルが求められている (図 2)。これによると南関東直下には巨大なアスペリティが横たわっていることが明らかである。近年、制御震源を用いた地殻構造探査によって沈み込むプレートのイメージングが可能になっておりプレート境界面の位置や物性について地震学的に重要な知見が得られるようになってきている (例えば Kodaira et al., 2002)。首都圏におけるプレート境界の正確なマッピングと、反射波を利用して境界面の物理特性を解明することは、震源断層モデルの高度化にとって重要である。

房総半島は南関東に分布する地層群が典型的に露出し、三浦半島とはほぼ共通した地質構造を示している。首都圏近郊の中では過密な都市化が進行しておらず、ダイナマイトなどの震源を使用した大規模な実験が可能である。また、地震調査研究推進本部のイニシアティブのもとで進められてきた平野部地下構造調査によって、平野部の地下構造が明らかにされてきている。房総半島の地質 (図 3) はほぼ東西に伸びる地質構造をなし、これらは三浦半島の基本的な地質構造と高い相似性を示している (例えば、関東地方土木地質図編纂委員会, 1996)。三浦半島では半島中部に三浦半島活断層群と呼ばれる活断層群が分布し、過去活動履歴に基づいて活断層としては相対的に高い危険度評価がなされている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)。これらの断層群と地質構造上連続する房総半島の鴨川断層帯については、第四紀後期の活動は認められないことが明らかにされているが、房総半島南部の地殻上部の構造を理解することは南関東の内陸活断層システムの地下形状を理解する上で重要である。

このような背景から、大都市圏地殻構造調査計画の最初の測線として探査条件がよく、首都圏の地殻構造のリファレンスとして活用できる房総半島において、地殻深部の詳細な構造解明を目的とした総合的な地殻構造探査を実施した。具体的には以下の3つの目的を達成できるように実験仕様を設定した。

- a. フィリピン海プレート上面のイメージング
- b. 房総半島南部の断層をマッピングできる精度での上部地殻構造の解明
- c. 地震基盤を含めた上部地殻の速度構造の解明

現時点では、取得データの解析が終了していないため、上記の当初目的について完全に到達されたわけではないが、これらの目的を解明するための基礎資料が収集されており、以下に平成14年度の成果を報告する。

(2) 房総半島の地学的特徴

房総半島下には半島南方の相模トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでいる。この沈み込み運動は、歴史的には元禄関東地震や大正関東地震などの巨大地震を引き起こしてきた。房総半島の地質構造は、半島南部の鴨川付近から東西に分布する嶺岡構造帯を中核として、その南北両側に新第三系（図3）が分布する。嶺岡構造帯は、超苦鉄質岩類や苦鉄質岩類と堆積岩から構成される古第三系を主体としている。房総半島の地質構造は、この嶺岡構造帯の南側と北側で大きく異なり、南側の地質構造は、先新第三系の四万十層群に代表される地層のように付加体によって構成されている。一方、北側はフィリピン海プレートの前弧海盆地となっており、付加プロセスによって隆起した嶺岡帯にトラップされた堆積盆地を埋積した新第三系が軽微な変形で厚く堆積している。このことは、重力異常（杉山ほか、1997；図4）の負の領域が北関東周辺まで続いていることから明らかである。

(3) 地殻構造探査測線

前述した目的を達成するために、相対的にノイズ状況が良好でバイプロサイス車の発震が可能な房総半島中央部を縦断する測線を設定した。測線は、千葉県房総半島南端の野島崎沖から房総半島を縦断して茨城県鹿嶋市に至る約165kmの区間である（図5）。測線は以下の市町村に渡って設定された。

- ・千葉県 : 白浜町・館山市・三芳村・丸山町・鴨川市・君津市・市原市・長南町・長柄町・市原市・千葉市・大網白里町・八街市・東金市・山武町・富里市・芝山町・多古町・

栗源町・佐原市

・茨城県 : 潮来市・鹿嶋市

実施した地殻構造探査は、測線の南側半分に相当する野島崎沖の海上 10 km と市原市金剛地までの 85km 区間は、海上からのエアガンやバイブロサイス（大型起震車）を用いた稠密発震による反射法地震探査を実施した。北側半分はプレート境界などのより深部のイメージングを目的として、主としてダイナマイト震源を用いた屈折法・広角反射法地震探査を、海域を除く測線全区間（km）に渡ってオフラインレコーダを展開して実施した（図 6）。主としてダイナマイト震源を用いた実験の際には、地殻上部の地震波速度構造を求めるために測線周辺に面的に展開された地震計によっても観測が実施された。受振点、発震点及び発破点の座標値は、多角測量と間接水準測量によって測量され算定された。

(4) 反射法地震探査

(a) 観測仕様

房総半島南端の野島崎沖 10 km の海上と白浜町から市原市金剛地までの約 85 km は、CMP 法による反射法地震探査を実施した。野島崎沖合い約 10km の海上区間では、エアガン発震（容量 1500 cu. in. 圧力 2000 psi）、野島崎沖から市原市金剛地までの区間では、バイブロサイス車 4 台による反射法地震探査を実施した。海域では、OBC (Ocean Bottom Cable) を約 4km 海底に敷設して陸上の受振ラインと接続した。海陸境界部では、エアガン発震－陸上受振及びバイブロサイス震源－OBC 受振の組み合わせたデータを取得した（図 7）。

陸域では、バイブロサイス車（図 8）4 台を標準に、海域ではエアガン震源を用い、16km（320 チャンネル）の展開を標準として反射法データを取得した。海陸境界部の約 20km の受振区間においては、以下の震源－受振の組み合わせで反射法データを取得した。探査実施期間は、2002 年 9 月 28 日 から同年 12 月 3 日までである。

- ・エアガン－OBC 受振（発震区間 約 10km ; 受振区間 約 4km）
- ・エアガン－陸上受振（発震区間 約 10km ; 受振区間 約 16km）
- ・バイブロサイス－OBC 受振（発震区間 約 12～16km ; 受振区間 約 4km）
- ・バイブロサイス－陸上受振（発震区間 約 16km ; 受振区間 約 16km）

以下、各測定系での観測パラメーターを列記する。

<海域震源系>

- ・震源タイプ : エアガン
- ・容量 : 1500 cu. in.
- ・圧力 : 2000 psi
- ・深度 : 10 m

- ・発震点間隔 : 50 m
- ・発震回数/発震点 : 1 回
- ・発震点数 : 212 点

<陸域震源系>

- ・震源 : 大型バイプロサイス車 4 台 (International Vehicle Industry 社製 MK4/Y2400 および HEMI-50)
- ・発震点間隔 : 標準 200m
- ・スイープ長 : 16~20 sec
- ・スイープ周波数 : 6~40 Hz 及び 6~35Hz
- ・スイープ回数 : 40 回~50 回 (標準)
- ・総発震点数 : 496 点

<海域受振系>

- ・受振器 : ハイドロフォン
- ・受振器数/受振点 : 1
- ・受振点間隔 : 50 m
- ・受振点数 : 83 点

<陸域受振系>

- ・受振器 : Mark 社製 SM-7、垂直 P 波、固有周波数 10 Hz、9 個組
- ・受振点間隔 : 50 m
- ・総受振点数 : 1900 点

<記録系>

- ・探鉱機 : (株) 地球科学総合研究所製 GDAPS-4A
(デジタルテレメトリー型)
- ・サンプル間隔 : 4 msec
- ・記録長 : 16 sec (バイプロサイスでは相互相関後)
- ・チャンネル数 : 320 ~ 403

<船舶>

- : 「さちなみ」 111 トン (OBC 敷設船)
- 「はくほう」 65 トン (エアガン発震船)

(b) データ取得

陸域では、調査測線に沿って 50m 間隔で設置した木杭を目印にして、受振器、データ伝送装置および本線ケーブルを敷設した。各受振点において、9 個の受振器 (ジオフォン) を約 2m 間隔で設置した。データ伝送装置 (RSU) は、6 受振点ごとに配置すると共に、データ伝

送用の本線ケーブルを測線に沿って敷設した。

海域部分には、OBC (Ocean Bottom Cable) を作業船によって海底へ敷設 (図 9, 10) し、OBC に内蔵された受振器であるハイドロフォン (図 11) によってデータを取得した。OBC は野島崎の海岸において、陸上本線ケーブルと接続した。測定に先立ち、バイプロサイス震源のパラメータテストを行い、発震スイープ周波数を 6-40 Hz とした。

データ取得作業は、パラメータテスト終了後の平成 14 年 10 月 3 日に測線南端の海陸境界部より開始した (図 12)。発震は、バイプロサイス (4 台)、エアガン発震の順序で行い、海陸境界部の 16 km~20 km (固定展開) 区間で受振した。エアガンの深度は、6 m~10 m として、50 m 間隔で発震を行った。エアガン発震終了後、OBC を撤収し、以後、陸域での反射法は北側の独立型レコーダーを用いた低重合反射法測線 (図 13) の南端である市原市金剛地付近まで実施した。

陸域での反射法は、通常の共通反射点重合法 (CMP 法) の原理に基づき、バイプロサイス車 (4 台) を震源とし、原則として、320 チャンネル (16 km の展開) のロールアロング方式でデータを取得した (図 14)。測定作業中は、起振車の前後に警備員を配置して、交通事故やトラブルが発生しないように対処した。人家の近い場所や地盤状態の良くない地点などでは、振動の影響を考慮して、起振車の台数やスイープ回数を調整した。尚、測定の途中、再度、スイープ周波数テストを行い、周波数を 6-35Hz にするとともに、コリレーション方法を CBS (Correlation Before Stack) 方式に変更した。図 15 から図 23 に反射法調査のフィールド記録例を示す。図 15 のエアガンによる発震と図 16 のバイプロサイス車による発震記録を比べると初動の到達距離など、大容量エアガンが大深度弾性波探査を実施する上で良好な震源であることが分かる。図 17 に示したように嶺岡帯以南では記録も良好であり、この発震記録では往復走時 1.5 秒と 3 秒付近に明瞭な反射イベントが見られる。嶺岡帯周辺では (図 18, VP700)、一般に初動屈折・反射波ともに乏しい観測波形しか得られていない。嶺岡帯の北方では再び記録は良好となり、深部からの反射波も多数観測されている (図 19-23)。

測定作業は、2002 年 11 月 27 日に予定したすべての発震点での観測が終了した。同年 12 月 3 日にはすべての作業を終え、現地調査が完了した。計測作業は (株)地球科学総合研究所によって実施された。

(c) データ処理・解析

データ処理は、図 24 に示す標準データ処理フローに基づいて実施した。

(i) データ編集 (Data Edit)

磁気テープに記録された測定データの編集を行い、データの品質を確認した。

また、データの処理ソフトウェアで使用する内部フォーマットへの変換を行った。

(ii) ジオメトリ作成 (Geometry Setting)

地震探査データに測線の座標情報を入力した。座標系は陸域では GRS80、海域では WGS84 を準拠楕円体とする UTM54 を用いた。

なお GRS80 と WGS84 は厳密には異なる楕円体であるがほぼ同等であり、実用的には同じものとして良い。

発震点、受振点座標を用いて、反射点（発震点・受振点の midpoint）の分布図を作成し、重合数の密な部分より重合測線（CMP 測線）を設定した。CMP 間隔は 25.0m、総 CMP 数は 3310 である。図 25 に反射点分布図並びに重合測線図を示す。

(iii) 表層風化層構造推定 (Estimation of Surface Weathering Layer)

改良型タイムターム法による屈折波初動解析を行い、表層構造を推定した。

発震記録について初動到達走時を読み取り、発震点、受振点におけるタイムターム及び表層基底層速度を未知数として、逆解析を行った。

インバージョン解析の結果を図 26（表層構造図）に示す。上図はタイムターム、中図は表層基底層の速度および仮定した表層速度、下図は表層構造である。表層基底層速度は各解析区間について得られた値を線形内挿した値である。

(iv) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

スイープ信号との相互相関処理後の起振車の震源波形は、ゼロ位相型となっているが、後述するデコンボリューション処理を行うと波形の歪が起る。また、バイプロサイス記録とエアガン記録との位相補償を行う必要がある。これらの問題を避けるために、震源波形をゼロ位相から最小位相変換するフィルターを原記録に適用した。

(v) 初動ミュート (First-break Mute)

強振幅の屈折波初動を抑制した。

(vi) 共通反射点編集 (CDP Sort)

反射点分布図・重合測線に沿ってショット記録を CMP ベースのデータへ変換した。

(vii) 振幅補償 (Gain Recovery)

反射波の減衰を補正するために、球面発散補償とゲート長 1000msec の自動振幅調整

(AGC) を適用した。

(viii) デコンボリューション (Deconvolution)

バイプレーターのベースプレートのカップリング効果やエアガン波形およびゴースト効果、多重反射、非弾性による吸収、受振器特性および設置効果、探鉱機応答特性等の影響を、データから推定・除去し、分解能の高い記録を得るためにデコンボリューション処理を行った。

用いたパラメータは以下のとおりである。

- ・ゲート長 : 3200msec
- ・オペレータ長 : 360msec
- ・予測距離 : 32msec
- ・ホワイトノイズ : 0.5 %
- ・オペレータ設計 : タイムバリエーション

(ix) 浮動基準面に対する静補正 (Static Correction to Floating Datum)

屈折波初動解析の結果 (図 26) を用いて、表層風化層補正および浮動基準面への静補正を行った。反射法断面は最終的にある基準面 (本調査では標高 220m) へ補正される。しかし速度解析や NMO 補正を行う際には CMP ギャザー中のデータに適した基準面 (浮動基準面) を設定することが適切である。この処理段階では、表層風化層の静補正、浮動基準面の決定と浮動基準面への補正を行う。

表層風化層の P 波仮定速度 600m/sec を、屈折波初動解析によって算出された表層基底層の速度に置きかえた場合の時間差を表層風化層の静補正值とした。また浮動基準面を、CMP ギャザー内のオフセット範囲 0-500m に含まれるトレースの平均標高より定めた。なお、標高補正のための速度には 1700m/sec を用いた。

(x) 速度解析 (Velocity Analysis)

定速度重合法 (Constant Velocity Stack) により、測線に沿って 500m 間隔で、速度解析を実施した。また、重合速度より求めた重合速度構造図を図 27 に示す。

(xi) NMO 補正 (NMO Correction)

速度解析の結果得られた重合速度を用いて、NMO (Normal Moveout) 補正を行った。NMO 補正各トレースのオフセットを 0 にする補正処理であり、この処理によって CMP ギャザー

内の反射波走時は同一時間となる。

(xii) NMO 後ミュート (Mute after NMO)

NMO 補正によって伸張されたデータやファー・オフセットに残存し重合結果に悪影響を及ぼす屈折波初動を除去するため、空間変化するミュート・パラメーターを設計し適用した。

(xiii) 残差静補正 (Residual Static Correction)

表層風化層静補正後に残存する発震点/受振点近傍地質に起因する波形の反射波走時の擾乱を補正するため、残差静補正を行った。NMO 後の CMP ギャザーを入力として基準トレースとの相互相関関数から得られるラグ値を利用して surface consistent な発震点および受振点残差静補正値を統計的に算出し適用した。この処理により CMP ギャザー内また CMP 間の反射波走時が揃い、重合効果および反射イベントの連続性が向上した。

(xiv) クロス・ディップ補正 (Cross Dip Correction)

発震/受振測線が屈曲している場合、地下の反射点は重合測線上に集まらず空間的な広がりを持つ。この広がりにより、同一 CMP 内で、反射面の走時が重合測線と直交する方向への構造傾斜を反映する誤差を系統的に含むことがある。クロス・ディップ補正は、各トレースの発震点-受振点の midpoint と重合測線との距離 $X(m)$ に対する補正量を $X(m) \times a(msec/m)$ として、重合テストにより各 CMP 位置、走時において重合効果が向上する a を定めることによって実施される。

本調査では測線が CMP 2000 以北で東上がりの構造にほぼ平行であり、CMP 2200-2500 付近で重合測線・受振測線間に相当量のオフセットが生じ、重合断面上に東上がり構造の影響による見かけ上の構造が生じる。この影響を軽減するため、CMP2100-2550 において、クロス・ディップ補正を適用した。

(xv) 共通反射点重合 (CMP Stack)

S/N を向上した反射記録を得るため、各 CMP 内でトレースの重合を行った。

なお、重合直前に S/N の向上を目的にゲート長 300msec の AGC を適用した。

(xvi) 帯域通過フィルター (Band Pass filter)

重合後記録にオペレーター長 320msec のバンドパス・フィルターを適用した。時間ゲートとパス・バンドは以下のとおりである。

- 2000msec	4/6 - 30/37 Hz
- 4000msec	4/6 - 25/32 Hz
- 6000msec	4/6 - 20/27 Hz
- 8000msec	4/6 - 18/22 Hz
オペレータ長	320 msec
ゲート・オーバーラップ	1000 msec

(xvii) ノイズ抑制フィルター (Noise Suppression Filter)

ランダム・ノイズを低減するため、F-X 予測フィルターを適用した。パラメータは以下の通りである。

オペレータ長	: 5 トレース
ゲート長	: 50 トレース
時間ウィンドウ	: 500 msec
オーバーラップ	: 250 msec

なお適用前にトレース間の振幅バランス調整のため、ゲート長 4000 msec. の AGC を適用した。

(xviii) 基準面補正 (Datum Correction)

浮動基準面から基準面 (標高 220 m) への補正を行った。
基準面補正後の重合記録断面図を図 28 に示す。

(xix) 時間マイグレーション (Time Migration)

傾斜イベントからの反射波を適切な位置にイメージングするため、マイグレーション処理を行った。マイグレーション手法はキルヒホッフマイグレーションを用い、適用前にトレース間の振幅バランス調整のため、ゲート長 4000 msec. の AGC を施した。

キルヒホッフマイグレーションのパラメータは以下のとおりである。

最大傾斜	45 度
アパーチャー	10 km

マイグレーション速度として重合速度に以下のスケーリングを施したものをを用いた。

	4ms	4000ms	10000ms
CMP 1	80%	70%	60%
CMP 1500	80%	70%	60%
CMP 1800	90%	80%	70%
CMP 2300	100%	95%	80%

マイグレーション処理後の記録断面図を図 29（マイグレーション時間断面図）に示す。

(xx) 深度変換 (Depth Conversion)

重合速度をスムージングした速度関数を用いて深度変換を行った。

深度変換後の記録断面図を図 30（マイグレーション深度断面図）に示す。

(d) 反射断面の地学的解釈

マイグレーション後の反射断面と地表に露出する岩相との対比を行った解釈断面を図 31 に示すとともに、現時点での地学的解釈を以下に述べる。大規模ボーリングやそれに伴う地質調査の成果を踏まえた検討作業が終了していないため、反射断面の地学的な解釈については暫定的である。

本調査測線域はフィリピン海プレート沈み込みに伴う付加体と前弧堆積盆の南半分に対応し、両者の境界は CMP1200 番付近である。

<付加体域>北から三浦層群以前の前期～中期中新統・三浦層群・千倉層群・更新世以降の地層と順に若くなっており、それぞれの境界は北傾斜の断層が境界となっている。南から北へ行くにつれて地層の変形による褶曲構造がみられる。

<前弧海盆地>

前弧堆積盆地は、その南限より古第三紀のトランスフォーム境界に沿って貫入した超苦鉄質岩および嶺岡層群・前期～中期中新統・三浦層群・上総層群・下総層群の順に若い地層が露出しており、それぞれの境界は北へ傾斜している。前弧海盆地での主な岩相・地層境界は付加体域と異なり不整合や貫入である。嶺岡層群・前期～中期中新統に対応する部分では反射面に乏しく、三浦層群・上総層群の順に明瞭な反射面が増加している。反射法断面における三浦層群と上総層群との境界は連続性の良い反射面群と斜交する反射面もしく

は明瞭な反射面群の最深部、さらに反射法速度解析による区間速度、付近の試推データ（鈴木・小村，1999；鈴木，2002）を組み合わせ推定した。

前弧堆積盆において地下 4000 m 付近ではほぼフラットで孤立した低周波の反射面が前弧海盆地での基盤（白亜系四万十層群）と考えられる。房総半島における先新第三系基盤岩類上面は千葉県などの調査によって測線北端で約 4000 m と推定されていた。先新第三系基盤上面は三浦層群または三浦層群以前の前期～中期中新統（佐久間層群？）と不整合で接している。基盤上面は測線南方へ行くに従ってごく緩やかに深くなってゆき、防災科学技術研究所市原観測井より南で不明瞭になっている。

<付加体と前弧海盆の境界部>

この付近の重力異常は鴨川低地帯（大大特房総ボーリング）付近で正の異常を示しており、密度の大きな物質が地下に存在すると考えられる。その物質の可能性として考えられるのは古第三系の嶺岡層群（超苦鉄質岩体）もしくは白亜系基盤岩類（四万十層群）である。以上より、重力異常に対応する地下構造モデルは、嶺岡層群が鴨川低地帯直下まで張り出している、もしくは基盤上面が鴨川低地帯直下で盛り上がり浅くなる構造のどちらかであろう。

嶺岡帯は三浦半島の葉山に連なる隆起帯を構成し、嶺岡-葉山隆起帯とよばれる。三浦半島の葉山周辺には活断層となっている三浦半島断層群が分布し、これらの活断層の深部延長の形状やこれらの連結性を明らかにすることは、活断層の長期予測の観点からも重要である。この地域には平成 14 年度に実施された防災科学技術研究所による大深度ボーリング調査も実施されており、今後、協調的な解析により地下構造を明らかにしていく必要がある。

(5) 屈折法・広角反射法地震探査

(a) 観測仕様とデータ取得

反射法の測線約 95km の区間とその北側に 70km の測線を追加した合計約 165 km の区間(図 13) で、発破震源を用いた観測を実施した。発破点は、測線に沿って 12 点設置した(図 32)。これまで関東平野では多数の屈折法による速度構造の調査研究が進められてきたにもかかわらず、房総半島東部についてはほとんど観測が行われていない。このため本観測に付帯して、房総半島東部に独立観測点を新たに 60 箇所に向けて、臨時観測点とした(図 33)。これらの観測点は屈折法による堆積平野下の速度構造を明らかにすることを目的としている。測線上の受振については、測線中央部の約 46 km の区間には有線テレメトリシステムを、北側 70 km と南端の約 44 km の区間には独立型レコーダー(図 34-36)を配置して、

各発破に対し、測線の全区間での観測を行った。

反射法の測定作業に付帯して、バイプロサイス震源並びにエアガン発震による屈折法・広角反射法の測定も合わせて実施した。各発震に対し、その近傍の 30 km～46 km の区間で観測を行った。海域ではエアガンの集中発震は 3 点で、バイプロサイスによる陸上の集中発震点は 8 点である。

(i) エアガンの集中発震

海域の 3 地点において、エアガンの集中発震を行い、海域 (4 km) と陸域 (30 km) の計 34 km の区間で受振した。使用したエアガン震源は、反射法の稠密区間で使用したものと同様であり、エアガンの発震深度も 10m と同様である。同一地点で発震した回数は、25～53 回である。受振系も、稠密発震による反射法地震探査と同様で、ハイドロフォンは 83 チャンネル、陸上の受振器は 600 チャンネル、計 683 チャンネル、固定展開で受振した。記録長は稠密発震と同様に 16 秒である。エアガンの集中発震は、2002 年 10 月 9 日～10 日に実施された。

(ii) バイプロサイスの集中発震

バイプロサイス震源での集中発震を 8 地点においてを実施した。この内、VP2 については、海域(OBC)でも受振した。使用したバイプロサイス車や、発震パラメーターについては、稠密発震の際と同様である。スイープ回数は、100 とした。受振系についても稠密発震と同様であり、それぞれ 30km～46km の受振区間でデータを取得した。ただし、測線南端の集中発震点 VP2 においては、海底ケーブルのハイドロフォンでも収録し、683 チャンネルを使用した。

バイプロサイス震源による集中発震は、2002 年 10 月 7 日、21 日、31 日および 11 月 17 日に実施された。

反射法測線を利用して、大型バイプロサイス車 4 台(標準)を用いた屈折法・広角反射法を実施した。各発震点で 100 回のスイープを行い、観測波形の重ね合わせにより S/N 比の向上を試みた。尚、測線南端の白浜町での発震 (VP-2) については、海域の OBC ケーブルによる受振も同時に行った。

(iii) 発破

千葉県館山市から茨城県鹿嶋市までの約 152 km の区間で、発破 (12 点) による屈折法・広角反射法の測定を実施した。測線の南部 (千葉県館山市～君津市) と北部 (市原市金剛地～鹿嶋市) では、独立型観測装置を用いて、観測データの収録を行った。発破については、反射法測定を中断し、約 1 週間の期間で、必要な受振器の設置/撤収と観測作業 (夜間 2 日間) を実施した。発破と観測装置との同期は、時刻発破方式として、有線テレメトリ

一方式では発破時刻の約 10 秒前から録音を開始し、正常にシステムが作動していることを確認して、発破を行った。発破は、周辺ノイズの影響を避けるため、夜間(午前 0 時～3 時)に実施した(図 37, 38)。また、発破に際しては自然地震による波形と制御震源による信号の重複をさける必要がある。このため、東京大学地震研究所において、房総半島周辺の定常観測点の地震波形記録をモニターし、電話連絡により発破予定 5 秒前までに観測に影響がある地震が発生していないことを確認した上で発破作業を行った。

・発破による観測

準備作業	: 平成 14 年 11 月 10 日～同年 11 月 14 日
発破(夜間)	: 平成 14 年 11 月 15 日～同年 11 月 16 日
撤収	: 平成 14 年 11 月 17 日

<震源系>

・薬量	: 50 kg ～ 300 kg
・発破孔深度	: 35 ～ 50 m
・発破点数	: 12 点

<受振系>

① 千葉県和田町 ～ 市原市金剛地(有線テレメトリー・MS-2000・DAT)

・受振器タイプ	: Geophone
・受振器の固有周波数	: 10 Hz
・受振器数/受振点	: 9 個
・受振点間隔	: 50 m
・受振点数	: 1737 点 (Loc 91～ Loc 1900 間の有効受振点)

② 市原市金剛地 ～ 茨城県鹿嶋市 (TEXAN 区間)

・受振器タイプ	: Geophone
・受振器の固有周波数	: 4.5 Hz
・受振器数/受振点	: 1 個
・受振点間隔	: 100 m
・受振点数	: 700 点

<記録系>

① 有線テレメトリー方式

・サンプル間隔	: 4 msec
・記録長	: 50 sec
・チャンネル数	: 923 (固定展開 Loc 978-1900)

② 独立型観測装置 MS-2000

・サンプル間隔	: 4 msec
---------	----------

- ・記録長 : 連続観測
 - ・受振点数 : 588 点 (固定展開 Loc 91-709)
- ③ 独立型観測装置 DAT
- ・サンプル間隔 : 4 msec 又は 10 msec
 - ・記録長 : 連続観測
 - ・受振点数 : 226 点 (固定展開 Loc 710-977)
- ③ 独立型観測装置 TEXAN (Reftek 125)
- ・サンプル間隔 : 4 msec
 - ・記録長 : 連続観測
 - ・受振点数 : 700 (固定展開 市原市金剛地～鹿嶋市)

(b) 屈折法および広角反射法によるデータ処理と解析

取得されたダイナマイト発破の記録に対し、屈折法データ処理および反射法データ処理を、以下の手順で実施した。

(i) データ編集

GDAPS および MS-2000、DAT、TEXAN 独立型受振器で取得された全記録を発破点ごとに1つの記録にまとめた。この際、DAT の記録の一部 (テープ記録装置型) は、サンプル間隔 10 ミリ秒であったため、4 ミリ秒にリサンプルし、全体のサンプル間隔をそろえた。

ダイナマイト震源による反射法の処理では、SP.1 より南の部分についてデータが欠けるため、海域でのエアガンの多重発震 3 点の記録を加えて処理を行った。

(ii) ジオメトリ作成

地震探査データに測線の座標情報を入力した。稠密発震による反射法探査測線と整合性をとるため、座標系は陸域では GRS80、海域では WGS84 を準拠楕円体とする UTM54 という同一座標系を用いた。

発破点及び受振点の位置を図 32 (ダイナマイト発破点と受振点位置図) に示す。

図 39 (SP.1) から図 50 (SP.11) に屈折法のダイナマイト発破による全点の記録を示した。この図は、設定された座標を元に、発破点からの距離に比例して各受振点の記録が表示されている。

図 32 に示されている発震点と受振点の中点を反射点と定義し、重合測線を設定した。重合測線は、受振点分布の中心を通る直線とし、全ての受振点のデータが収まる範囲に設定した。共通反射点間隔は 100m として、重合測線に沿って共通反射点位置 (CMP 位置) を設

定した。前述のように、南の部分の記録の欠如を補うため、エアガンの多重発震 3 点の記録を加えてあるが、以下、特に断らない。

(iii) 初動読み取り

各発震記録の初動付近のデータを切り出し、会話型システムにより初動を読み取った。読み取った初動を図 51（屈折法走時曲線）に示す。

(iv) タイムターム法による基盤構造

読み取った初動を検討した結果、SP. 3 から SP. 11 の範囲では、表層部が 1.6~2.0km/sec 程度の見かけ速度を持ち、深部では見かけ速度がおよそ 5km/sec となることが分かった。この区間の初動走時を用いて 2 層構造を仮定したタイムターム法により基盤構造を求めた。この際、測線南の SP. 1~SP. 3 の区間では、見かけ速度の変化が漸移的であり、明瞭な構造が推定されないため、解析から除外した。

タイムターム法では、表層（第 1 層）の速度は決定されないが、反射法速度解析の結果を参照して、第 1 層の速度は 2.5km/sec と仮定した。

図 52（タイムターム法による基盤構造図（第 2 層可変速度））は、第 2 層の速度が場所ごとに変化するという仮定の下に解析を行った結果である。この結果では、測線の大半では、5.5km/sec 程度の速度が求められているが、北部（SP. 9~SP. 11 の範囲）で、第 2 層の速度が約 6.5km/sec と求まった。

この速度は、周囲の情報から判断して速いと思われたため、全体の速度が均一であるという条件を付けて解析を行った結果が図 53（タイムターム法による基盤構造図（第 2 層均一速度））である。こちらの結果では、6.5km/sec という高速度層はなくなったものの、測線北部の受振点について、求められたタイムターム値のエラーバーが大きくなっている。また、発震点のタイムターム値が、隣接する受振器のタイムターム値と大きく異なる現象が見られた。

(v) 基盤構造に対する波線計算結果

タイムターム法で求められた基盤構造に対して波線計算（レイトレーシング）を行い、タイムターム法解析結果の検証を行った。

図 54（観測走時と波線計算結果（第 2 層可変速度））には、第 2 層速度を可変とした場合の速度構造をモデルとして、各発震点について波線計算を行った結果を合わせて示した。

図 55（観測走時と波線計算結果（第 2 層均一速度））には、同様に、第 2 層速度を均一とした場合の波線計算結果を合わせて示した。

この結果を見ても、第2層速度が可変、すなわち測線北部に約 6.5 km/sec の速度の第2層を仮定する方が妥当である。

(vi) 初動ミュート (First-break Mute)

ジオメトリ作成後の発震記録に対し、強振幅の屈折波初動を抑制した。

(vii) 共通反射点編集 (CDP 編集)

稠密発震による反射法地震探査データ解析時と同様にジオメトリ情報に従ってデータの並び替えを実施した。

(viii) 振幅補償 (Gain Recovery)

反射波の減衰を補正するために、球面発散補償とゲート長 1000 msec の自動振幅調整 (AGC) を適用した。

(ix) デコンボリューション (Deconvolution)

バイブレーターのベースプレートのカップリング効果やエアガン波形およびゴースト効果、多重反射、非弾性による吸収、受振器特性および設置効果、探鉱機応答特性等の影響を、データから推定・除去し、分解能の高い記録を得るためにデコンボリューション処理を行った。

用いたパラメータは以下のとおりである。

・ゲート長	:	4000 msec
・オペレータ長	:	320 msec
・予測距離	:	32 msec
・ホワイトノイズ	:	0.5 %
・オペレータ設計	:	固定

デコンボリューション後の 100%断面図を図 56 に示す。

(x) 浮動基準面に対する静補正

浮動基準面への静補正 (標高補正) を行った。反射法断面は最終的にある基準面 (本調査では標高 220 m) へ補正される。しかし速度解析や NMO 補正を行う際には CMP ギャザー中のデータに適した基準面 (浮動基準面) を設定することが適切である。この処理段階では、浮動基準面の決定と浮動基準面への補正を行う。

また浮動基準面を、CMP ギャザー内の平均標高より定めた。なお、標高補正のための速度には 2000 m/sec. を用いた。

(xi) 速度解析 (Velocity Analysis)

重合数が低いため、バイプロサイス反射法の解析結果を用いた。

(xii) NMO 補正 (NMO Correction)

速度解析の結果得られた重合速度を用いて、NMO (Normal Moveout) 補正を行った。NMO 補正各トレースのオフセットを 0 にする補正処理であり、この処理によって CMP ギャザー内の反射波走時は同一時間となる。

(xiii) 共通反射点重合 (CMP Stack)

S/N を向上した反射記録を得るため、各 CMP 内でトレースの重合を行った。

なお、重合直前に S/N の向上を目的にゲート長 1000 msec の AGC を適用した。

(xiv) 帯域通過フィルター (Band Pass filter)

重合後記録にオペレータ長 400 msec. のバンドパス・フィルターを適用した。パス・バンドは以下のとおりである。

$$4/6 - 15/20 \text{ Hz}$$

(xv) ノイズ抑制フィルター (Noise Suppression Filter)

ランダム・ノイズを低減するため、F-X 予測フィルターを適用した。パラメータは以下の通りである。

オペレータ長	: 3 トレース
ゲート長	: 30 トレース
時間ウィンドウ	: 1000 msec
オーバーラップ	: 500 msec

フィルター後の重合時間断面図を図 57 に示す。

(xvi) 時間マイグレーション (Time Migration)

傾斜イベントからの反射波を適切な位置にイメージングするため、マイグレーション処理

を行った。マイグレーション手法はキルヒホッフマイグレーションを用い、適用前にトレース間の振幅バランス調整のため、ゲート長 3000 msec の AGC を施した。

キルヒホッフマイグレーションのパラメータは以下のとおりである。

最大傾斜	45 度
アパーチャー	20 km

マイグレーション速度として重合速度に 80 % のスケーリングを施したものをを用いた。

マイグレーション処理後の記録断面図を図 58 (マイグレーション時間断面図) に示す。また、稠密発震による反射法探査断面と比較したものを図 59 に示す。

(6) 低重合法反射法地震探査断面の地学的解釈

図 60 に低重合法反射法地震探査断面の暫定的な解釈を示した。顕著な特徴としては、測線南端の往復走時 3 秒前後から北に傾斜した反射層が卓越する。図にはこれら北傾斜の反射層が卓越する領域とやや水平な反射イベントが卓越する地域の境を破線で示し、この破線より下位をフィリピン海プレートからの反射波と推定した。

測線北端の 1 秒付近から CMP800 番で 3 秒周辺まで南傾斜の明瞭の反射層が識別される。これは稠密発震区間の断面でも明瞭に識別された反射イベントで、新第三系の基底、すなわち先新第三系の上面に相当すると判断される。この解釈は、現時点で得られている情報でもかなり確実性が高い。新第三系の基底深度は堆積盆地の震動特性を評価する上で重要であり、この探査によってその形状が明らかになった。

この他、7 秒程度にもほぼ水平でわずかに南に傾斜した反射層があり、これ以下では反射イベントに富んでいる。こうした特徴は、島弧地殻下部 18km 程度から見られるパターンと類似している。おそらく下部地殻の反射層と解釈される。CMP1200 から CMP800 付近の 10 秒から 14 秒程度まで南に傾斜した反射イベントが見られる。自然地震から推定されるプレート境界上面の深度は、測線の中央部から北部では 20~30 km と推定されており、この反射断面に見られる地殻深部からの反射層の実態については、自然地震などのデータとの整合性に留意して検討する必要がある。

(7) 屈折波を用いた速度トモグラフィー

屈折波を用いたトモグラフィーには、測線における全点観測データ (最大オフセット長約 140 km) の P 波初動走時を使用した。この解析によって、測線に沿った地殻最上部の速度構造を求めることができる。震源は発破 (薬量 50~300 kg) 記録を用いた。解析測線は

図 61 に示されているように測線の曲がり小さいため、2次元断面と仮定して差し支えない。得られた観測データに測量データを適用し、発震地点から各受振点までのオフセット距離を計算し、距離時間軸断面を作成した。発破による波形記録は観測が深夜であったためにノイズレベルが低いものの、発震点毎に初動到達距離が大きく異なっていた。以下に解析に使用したいくつかの距離時間軸断面の記録例について述べる。距離時間軸断面は全て 6 km/秒でリダクションをかけているため、縦軸の往復走時の部分はリダクションの分の走時が省かれている。

(a) 距離時間軸断面での発破による地震波形記録

<Shot 1> (図 62)

この発震記録は房総半島における発破点のうち最南部のものである。初動(FB)はオフセット距離 40 km 程度の鴨川低地帯近辺までは比較的振幅の大きな初動であるが、以後は振幅が小さくなりオフセット距離 90kmまで到達している。後続波(R1)はオフセット距離 50 km、往復走時 7 秒付近からオフセット距離 100km、往復走時 3 秒付近に見られる。これは、発震点直下において往復走時 11 秒ほどの深さに存在する構造からの反射波と考えられる。

<Shot 3> (図 63)

この発震記録は鴨川低地帯より北側における発破点での波形記録である。初動走時の形状は南北で非対称となっており、発震点より南側では嶺岡帯に対応する部分で若干速度の増加が見られる。また、発震点より北側では上総層群に相当する見かけ速度が 2 km/秒の層、オフセット距離 15km 程度から急激に 4 km/秒以上の見かけ速度に変化している。特に、見かけ速度 2 km/秒の屈折波の振幅が大きいため、後続波が同定しにくくなっている。初動(FB)は発震点より南側で全域、北側でオフセット距離 60 km 程度まで到達している。後続波(R1)は、オフセット距離 70-80 km、往復走時 3.5 秒付近に存在している。これは、shot1と同じく発震点直下において往復走時 11 秒ほどの深さに存在する構造からの反射波と考えられる。

<Shot 10> (図 64)

この発震記録は利根川より南側における発破点での波形記録である。初動走時は shot3同様南北で非対称であるほか、強い多重反射相が含まれている。上総層群相当層である 2 km/秒の見かけ速度を持つ屈折波はオフセット距離数 km までであり、その後は 4 km/秒以上の見かけ速度へと急激に増加する。特に発震点北側ではオフセット距離 10 km 程度で見かけ速度が 6 km/秒を越えている。初動(FB)は北側で全域、南側でオフセット距離 100km 程度まで到達している。後続波はオフセット距離 80 km で往復走時 3-4 秒(R1)、5 秒(R2)にそれぞれ

れ見られる。往復走時 5 秒に見られる後続波 (R2) は shot1、3 に見られる発震点直下において往復走時 11 秒ほどの深さに存在する構造からの反射波と考えられる。

(b) 屈折波トモグラフィ解析結果

発破による波形記録より初動走時を決定し、初動走時データをもちいて、Hole (1992) による差分法解析を実施した。初期モデルを仮定し、初動を満足するような速度構造に至るまで計算を繰り返した。この解析により、測線中央部で地下 10km 程度までの速度構造が明らかとなった。解析結果 (図 65) の表示には最南端の発破点を基準とした。これによると、地表付近は速度 2-3km/秒前後の地層群 (上総・三浦層群相当層) が厚く覆っており、測線北側 (オフセット距離 100 km) 付近では層厚が約 5 km に達している。一方、鴨川低地帯南部 (オフセット距離 25 km)、利根川北岸 (オフセット距離 125km) では、地表付近に高速度異常が見られる。高速度異常は、25 km 付近と比較して 100km 付近の方が急激な速度上昇となっている。南側の高速度異常は古第三系嶺岡層群など、北側は先新第三系基盤にそれぞれ対応すると考えられる。

(8) まとめと平成 15 年度の研究計画

房総半島縦断地殻構造探査によって、房総半島南部で稠密発震による反射法地震探査が、また全測線に渡って屈折法・広角反射法地震探査が実施された。その結果、北に傾斜したフィリピン海プレート上面が往復走時 3 秒から 14 秒程度まで追跡された。地殻深部の反射層の形状も明らかになった。また、測線全域にわたっての地殻上部についての速度構造が得られた。測線南部での稠密発震によって、地殻上部の詳細な構造が判明しつつあり、特にこれまで不明確であった新第三系堆積層基底深度が判明した。

平成 14 年度のデータ取得は、年度の後期から開始されたために、データ解析に十分な時間が費やされていない。このため、CMP 法による反射法地震探査処理ならびに解釈については、暫定的なものであり、今後総合的に検討を加えていく予定である。とくに防災科学技術研究所が実施している大深度ボーリングの成果や、千葉県で進められている平野部地下構造調査、また今後の自然地震による地殻構造探査と整合的かつ協調的な解析を行っていく予定である。

引用文献

- 1) Ishida, M. : Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No. B1, pp. 489-513, 1992.

- 2) Wald, D. J. and P. G. Somerville : Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No.1, pp.159-177, 1995.
- 3) Kodaira, S., E. Kurashimo, Park J. O. , N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito and Y. Kaneda : Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai through seismogenic zone, Geophysical Journal International, Vol.149, No.3, pp.815-835, 2002.
- 4) 関東地方土木地質図編纂委員会：関東地方土木地質図，（財）国土開発技術研究センター20万分の1，1996.
- 5) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：三浦半島断層群の長期評価について，地震調査研究推進本部，2002.
- 6) 杉山雄一，佐竹健治，駒沢正夫，須貝俊彦，井村隆介，水野清秀，下川浩一，山崎晴雄，石田瑞穂，広島俊男，長谷川功，村田泰章：50万分の1活構造図「東京」（第2版）説明書，活構造図，Vol.8, pp.34, 1997.
- 7) 鈴木宏芳，小村健太郎：関東地域の孔井データ資料集，防災科学技術研究所研究資料，Vol.191, pp.1-80, 1999.
- 8) 鈴木宏芳：関東平野の地下地質構造，防災科学技術研究所研究報告，Vol.63, pp.1-15, 2002.
- 9) Hole, J. A. : Non-linear high-resolution three-dimensional seismic travel-time tomography, Journal of Geophysical Research, Vol.97, pp.6553-6562, 1992.

成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 論文発表 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
東京大学地震研究所（平田直）	大都市圏地殻構造調査・房総半島縦断地殻構造探査について	千葉日報，朝日新聞他数紙（図66，67参照）	平成14年 10月4日
東京大学地震研究所（平田直）	大都市圏地殻構造調査・房総半島縦断地殻構造探査について	NHK総合 首都圏ニュース	平成14年 10月5日
佐藤比呂志	大都市圏地殻構造調査研究に	2002年活断層成果および	平成14年

	おける活断層-震源断層システムのイメージング	堆積平野地下構造調査成果報告会，文部科学省主催，東京、こまばエミナーホール	11月18日
Hirata, N., Sato, H., Koketsu, K., Umeda, Y., Iwata, T., Kasahara, K. and Okaya, D.,	Regional characterization of Metropolitan areas in Japan for strong ground motion evaluation	AGU Fall meeting, 2002, Sanfransico, USA, American Geophysical Union	平成14年12月9日
Sato, H., Hirata, N., Ito, T., Iwasaki, T., Ito, K., Kasahara, K., Koketsu, K. and Okaya, D.,	Deep Seismic Profiling of Metropolitan Areas in Japan for strong ground motion evaluation	The 10th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins, in Taupo, NewZealand	平成15年1月10日
佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・岩崎貴哉・瀬瀬一起・笠原敬司・伊藤潔・Okaya, D., Harder, S., Miller, K., 井川 猛・太田陽一	大都市圏地殻構造調査・房総半島縦断地殻構造探査について	地球惑星科学関連学会2003年合同大会、幕張千葉	平成15年5月27日
平田直・佐藤比呂志・瀬瀬一起・梅田康弘・岩田知孝・笠原敬司	大都市圏地殻構造調査計画	地球惑星科学関連学会2003年合同大会、幕張千葉	平成15年5月28日

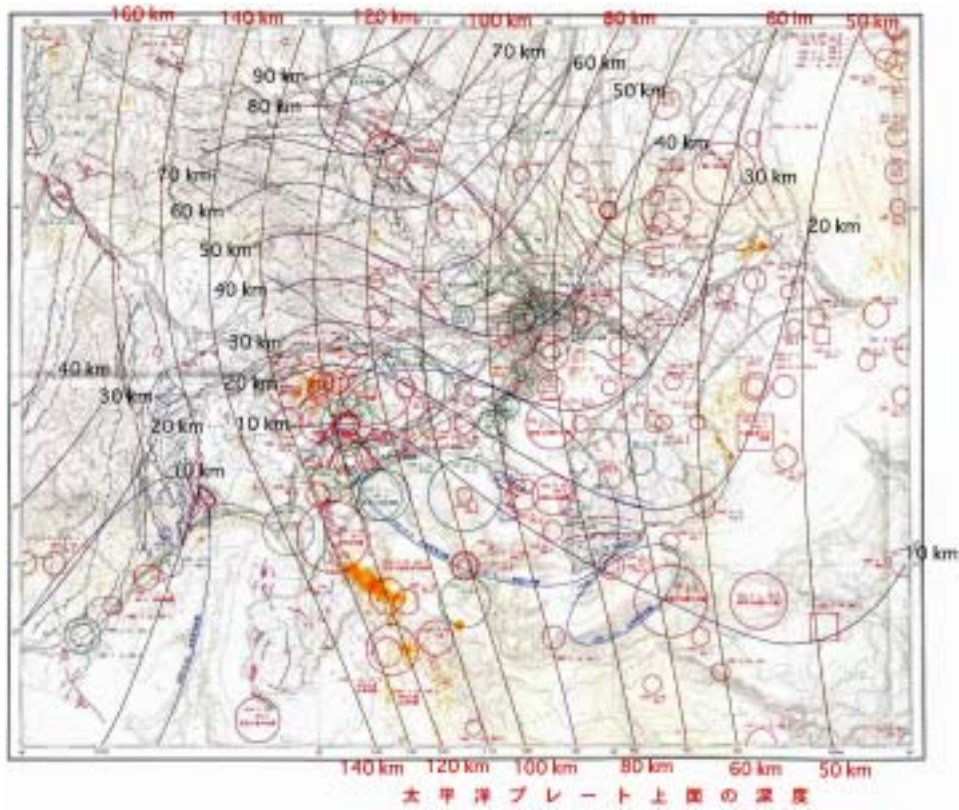


図1. 関東平野下のプレート推定深度 (杉山ほか, 1997 による)
 黒字はフィリピン海プレート上面の深さ (km)、赤字は太平洋プレート上面の深さ (km)。

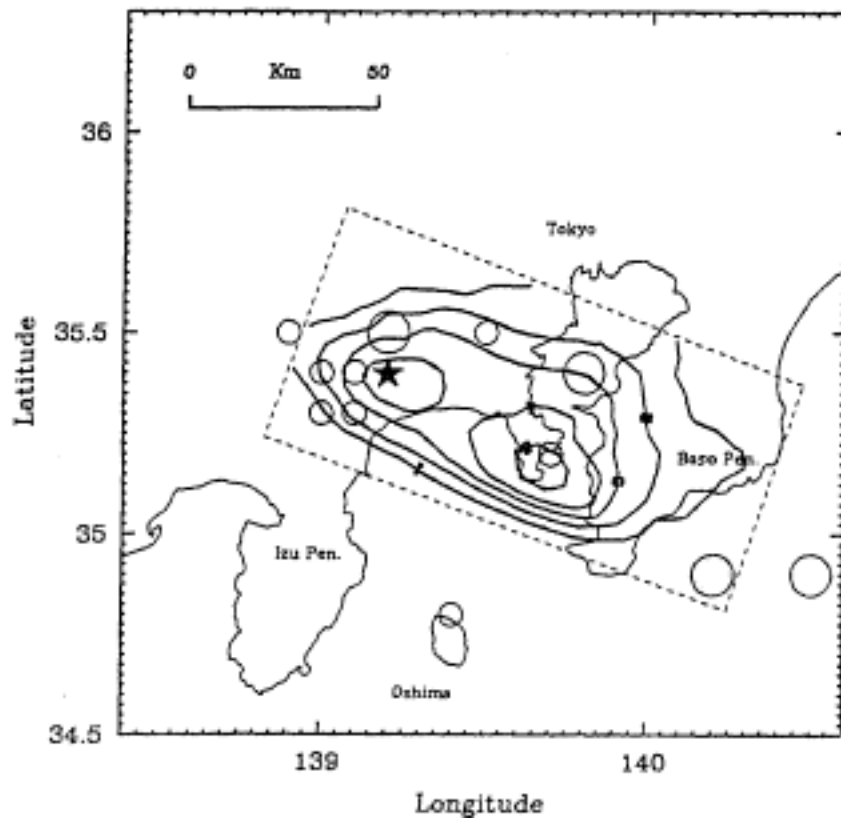


図2. 関東地震の震源断層とすべり量分布の投影図 (Wald and Somerville, 1995)。