# I-2 制御震源を用いた地殻構造調査

### 1. 研究の目的

首都圏では太平洋プレートの上に、フィリピン海 プレートが沈み込むという複雑なプレート構造を 示しています (図 1)。また、こうしたプレートの 形状を明らかにすることは、首都直下で発生する被 害地震の特徴を理解する上で基本的な情報となり ます。こうした背景から制御震源を用いた反射法・ 屈折法地震探査、また自然地震の稠密観測によって、 速度構造や不連続面の形状などの、詳細な地殻・上 部マントル構造断面を明らかにする研究を行いました。 とくに、伊豆-小笠原弧の本州弧への衝突によってフィ リピン海プレートが複雑な形状を示す関東西部、またフ ィリピン海プレートが太平洋プレートと接触する関東平 野東北部の複雑な構造の解明を目的としました。また、 フィリピン海プレートが関東の下で長期間にわたって、 どのような運動をしてきたかという問題もよく理解されて いません。ここでは、関東平野の百万年以降の地殻変 動を、地質情報から読み取り、それらを引き起こしたプ レート運動を理解するための研究を行いました。さらに、 フィリピン海プレートが太平洋プレートに接触すると、ど のような変形や破壊が生じるかを理解するために、プレ ート相互作用についての数値実験を行いました。



図 1 フィリピン海プレートと太平洋プレートの関係を示す概 念図。関東地方の北からの眺め(Wu et al., 2007)<sup>1)</sup>

# 2. 関東平野堆積層の速度構造の統合解析

首都圏のプレート形状を明らかにするためには、自然 地震を用いた精度の高いトモグラフィによる速度構造の 解明が重要な課題となります。首都圏地震観測網の地 震観測点が展開されている関東平野には厚い、弾性 波速度の遅い堆積層が分布し、地震波の到達時刻に 大きな影響を与えています。他方、関東平野の速度構 造については坑井資料や反射法地震探査などのデー タがあり、これらを用いることで自然地震観測点下の堆 積層の効果を補正することができます。ここでは、関東

#### 佐藤比呂志(東京大学地震研究所)

平野周辺の反射法地震探査データ、地殻活動観測井、 および重力値など公開されている各種情報を用いて、 三次元速度構造モデルを構築しました(図 2)。この速 度構造モデルは、自己組織化マップ(Self-organizing map: SOM)を利用した解析を使用しており、データの 増加に伴う更新が可能であるという点で特徴があります。 ここで構築した速度構造モデルに基づいて、首都圏地 震観測網全観測点の補正値、すなわち地震計-基準 面(平均海水面下 2km)間および基準面-基盤上面間 それぞれの走時の推定を行いました。得られた補正値 は、観測点補正値として地震波形データに基づくトモ グラフィ解析の基礎資料として活用されました。

こうして得られた自然地震トモグラフィによる三次元速 度構造モデル(I-1 参照)は、これから述べる制御震源 による反射法地震探査断面を深度変換する際に使用 しました。これによって、トモグラムと反射面の直接的な 対比が可能になりました。



図2 基盤上面深度図「基盤」は赤破線外の地域では、先 第三系に相当。赤破線内の地域では、P 波速度が 4.5km/s を越える領域を基盤相当層として、その上面をマッピングして いる。

#### 3. 関東西部地域の地殻・プレート構造

関東地方西部では、伊豆-小笠原弧と本州弧が衝突 し、複雑な地殻・プレート構造を呈しています。その実 態を明らかにするため、3測線で制御震源を用いた反 射法地震探査、稠密自然地震観測を行いました(図3)。 これらの測線のうち二つは、本プロジェクトの前に実施 された大都市大震災軽減化特別プロジェクトの中で構 造探査が実施されました。関東山地東縁測線(図 3:P2)と、小田原-山梨測線(図3:P1)です。関東山地東 縁測線では、2003年に制御震源による観測が行われ、 反射法地震探査によって、北に傾斜したフィリピン海プ レートの上面の形状が明らかになりました<sup>2)</sup>(図4A)。ま た、伊豆-小笠原弧起源である丹沢山地が、地殻上部 に楔状の断層によって付加されていることも分かりまし た<sup>2)</sup>。ここで取得された構造探査データについては、本 プロジェクトの中で屈折法による詳細な解析が行われ、 速度構造が明らかになりました<sup>3)</sup>(図4C)。



図 3 関東西部、伊豆衝突帯周辺の地殻構造探査測線図。 P1: 小田原-山梨測線、P2: 関東山地東縁測線、P3:飯能-御坂測線。

この測線に沿った地殻構造をより深部まで明らかにす るために、2009年11月から4ヶ月に渡って稠密な自然 地震観測を行いました。これらの地震観測データをもと に、地震波速度トモグラフィ、遠地地震を用いたレシー バ関数・干渉法統合解析などを行いました(図 4B、D)。 レシーバ関数解析断面では、フィリピン海スラブは深さ 20km 以深では負の領域(大きい速度から小さい速度 に移り変わる領域)として現れていますが、浅い部分で は逆に速度が増加する境界となっています。地震波ト モグラフィ(図 4D)では、フィリピン海プレート上面付近 では、赤矢印で示した領域に沿って北に傾斜した低速 度領域が現れています。また、伊豆-小笠原弧に起源 をもつ、丹沢山地の本州弧への付加によって複雑な構 造が見られます。丹沢ブロック内でもレシーバ関数が負 の領域が現れており、ブロック内にさらに小さな地殻ブ ロックがスタッキングしている可能性があります。

小田原-山梨測線(図3:P1)では、2005年に大都市大 震災軽減化特別プロジェクトにおいて、ダイナマイトや



図 4 関東山地東縁測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震 探査断面、B:レシーバ関数干渉法統合断面、C:波線追跡法 による速度構造断面、D:トモグラフィ断面。

バイブロサイスを使った高エルネギー発震を主とした反 射法地震探査 4)と、稠密自然地震観測によるイメージ ング、トモグラフィ解析が行われました 5)。本プロジェクト では、得られた制御震源のデータに対して、屈折法に よる速度構造解析を行いました 6。反射法地震探査断 面(図 5A)では、深さ 30km から 40km にかけて北西傾 斜の反射波群が見られます。また、レシーバ関数・干渉 法統合解析断面でも、同様に北西に傾斜し、上盤側よ り下盤側で速度が低下する(レシーバ関数が負の極性 を持つ)領域が存在します。これらの速度境界面はフィ リピン海スラブの上面に相当すると解釈されます。この 領域では、スラブに伴う地震活動は、20km 程度の深さ までしかなく、このスラブは非地震性のスラブとなってい ます。レシーバ関数解析の結果からは、御坂・丹沢ブロ ックの構造は必ずしも単純なものではなく、丹沢ブロッ クの下に、見かけ上南傾斜の顕著な変換面が存在しま す(図 5B)。これは曽根丘陵断層帯の深部延長に位置 します。同様の南傾斜の低速度帯は、地震波トモグラ

フィによる解析でも見られます(図 5D)。



図 5 小田原-山梨測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震探 査断面、B: レシーバ関数干渉法統合断面、C: 波線追跡法 による速度構造断面、D: トモグラフィ断面。

制御震源のデータについて、新しく解析された速度 構造(図 5)では、国府津-松田断層系、甲府盆地南縁 の曽根丘陵断層帯の深部形状などについて明らかに なりました。それぞれの断層帯に沿っては、地震波トモ グラフィでも南傾斜および北傾斜の低速度帯が見られ ます。国府津-松田断層系の松田北断層は、大磯丘陵 西縁の本体がメガスラストからの分岐であるのに対して<sup>7)</sup>、プレート境界から直接連続する断層ではありません。 このような差異は、前者が年3mm以上<sup>8)</sup>の大きな平均 変位速度を示すのに比べ、松田北断層が0.8mm/年 以上程度の平均変位速度<sup>9)</sup>しか示さないことに対応し ています。つまり、フィリピン海プレートの浮揚性沈み込 みにより、プレート境界で収束成分が、地殻内の断層 や地殻中部のデタッチメントによって歪を分配している ことが分かりました。

この二つの測線で得られたフィリピン海スラブの形状 は東で浅く、甲府盆地下で深いという深度に大きな差 があり、スラブ内に大きな断裂が存在している可能性が 考えられました。そのため、2010年に東京都飯能から 山梨県御坂にいたる60kmの測線で、低重合反射法地 震探査と、2009年11月から4ヶ月に渡る稠密自然地 震観測を行いました。



図 6 飯能-御坂測線沿いの地殻構造。A: 反射法地震探査 断面、B: レシーバ関数干渉法統合断面、C: トモグラフィ断 面

反射法地震探査断面(図 6A)では、小田原-山梨測 線沿いの断面で見られたとものと同様に、見かけ上西 傾斜の反射面群が顕著です。それに比べて測線東部 では、緩くみかけ上東に傾斜した反射面が卓越します。 同様の傾向は、レシーバ関数・干渉法統合解析の結 果でも認められます(図 6B)。レシーバ関数・干渉法統 合解析ではむしろ、背斜状の形状の西翼は、軸部で急 傾斜、翼部で傾斜がやや緩くなる形状を示しています。 後述しますが、フィリピン海プレートは、伊豆衝突帯の 北方では背斜状の構造を示し、スラブが破断している 可能性が高いことが分かりました。



4. 関東北東部地域の地殻・プレート構造

図 7 制御震源地殻構造探査(九十九里-霞ヶ浦測線)と稠 密自然地震観測(霞ヶ浦-つくば測線・つくば-水戸測線)の 測線図。●はつくば-水戸測線上の観測点位置、●は袖ヶ浦 一つくば測線上の観測点位置、+は定常観測点(首都圏地 震観測網を含む)の位置を示す「九十九里 - 霞ヶ浦測線」 のうち、●はオフライン観測点、-は有線テレメトリーシステム による受振区間を示す。★は発破点位置を示す。

フィリピン海スラブは関東地方の北東部で太平洋プレートの上面と接します(図1)。この境界部の状況を理解 するための基礎資料を得る目的で、2010年につくばか ら水戸にいたる測線と、九十九里からつくばに至る測 線で、制御震源探査と稠密な自然地震観測を行いまし た(図7)。つくば-水戸測線は、2010年6月から7ヶ月 間、霞ヶ浦-つくば測線については、同年6月から4ヶ 月間にわたって自然地震観測を行いました。制御震源 を用いた海陸統合探査は、自然地震によるイメージン グに確実なリファレンスを与えるために実施しました。

九十九里沖から霞ヶ浦にいたる測線では、海底ケー ブルを沖合 6 km まで設置して、エアガンと大型バイブ レータを用いて探査を行いました。反射法地震探査断 面では、海域では深さ 25~27km で見かけ上西に緩く 傾斜した反射波群が分布します(図 8)。この反射波群 はフィリピン海プレート上面からの反射波群と解釈され ます。この反射波群は、ほぼ同様の傾斜で測線中央部 の霞ヶ浦南岸地下 35km まで追跡されます。一方、レシ ーバ関数・干渉法統合解析の結果(図 8)では、反射法 地震探査断面で西に傾斜した反射面群の延長上で、 同様の傾斜を示す低速度領域(レシーバ関数が負の 領域)が 40-50km の深度に存在し、フィリピン海プレー ト上部の地殻部分からなる低速度領域と判断されます。 さらにこの下位に同様に西傾斜を示す低速度領域が 55-65km の深度に分布しています。これは従来の研究 結果から見て、太平洋プレート上面と判断されます。霞 ヶ浦-つくば測線の自然地震トモグラフィ測線はユーラ シアプレートの上部マントルに相当する高速度域の下 に低速度域が存在することを示しています(図 9)。これ はレシーバ関数・干渉法統合解析の結果と極めて調和 的です。



図 8 九十九里-つくば測線のレシーバ関数・干渉法統合解 析プロファイルと反射法地震探査断面の統合表示。赤矢印 は、フィリピン海プレートの上面を示す。PHS:フィリピン海プレ ート、PAC:太平洋プレート。



つくば-水戸測線についてもトモグラフィ解析とレシー バ関数・干渉法統合解析、地震波干渉法解析を行い ました(図 10)。レシーバ関数・干渉法統合解析プロフ ァイル(図 10A)では、50~60kmの範囲で西に傾斜し



たレシーバ関数の負と正の領域があります。負の領域 は、沈み込んでいる太平洋プレートの上面の低速度領 域と推定されます。測線西部のみに見られる負の領域 は九十九里-つくば測線からの追跡で明らかなように、 フィリピン海スラブと推定されます。このレシーバ関数か ら読み取れる速度構造は、トモグラフィ(図 10B)によっ て求められた速度構造と調和的です。測線西部のフィ リピン海プレートの上面は、高速度領域とその下位の 低速度領域の間に位置する東に傾斜した境界面に当 たります。この接触域の構造は地震波干渉法によるプ ロファイルでも、西傾斜の太平洋プレートの領域と、ほ ぼ水平な領域との境界として現れています(図 10C)。 三つの異なる解析方法でのプロファイルは、共通した 特徴を示しています。このように、二つのプレートは、霞 ヶ浦北岸周辺で接合していることがわかります。これら の一連の研究で、プレートの接合部の詳細な形状が分 かりました。今後、発震機構と併せて解析を進めること により、どのような変形が進行しているかを明らかにする ことが可能です。

## 5. 首都圏の地殻プレート構造の総合解析

これまで述べてきたように、制御震源による堆積層の 地震探査やボーリング・重力異常などを総合して、堆積 盆地の構造、堆積層の速度特性を求め、首都圏地震 観測網観測点の補正値を得ました。これらの観測点補 正値が適用された地震波トモグラフィによって、深部ま での速度構造が得られました。これらの速度構造を反 射法地震探査の深度変換に用いることにより、直接、 制御震源による結果と自然地震から求めた構造、震源



図 11 フィリピン海プレートまでの等深度線。

などとの対比が可能になりました。これらの結果を基に、 フィリピン海プレート上面の等深度線を描きました(図 11)。

首都圏地震観測網の展開領域の深部については、ト モグラフィから推定されたプレート上面の形状を使用し ています。とくに関東平野下では従来の推定に比べ、 等深度線は東西走向となっています。伊豆衝突帯の北 方延長では、背斜状の構造を示しています。西翼は急 傾斜で、東翼が緩い傾斜となっています。また、背斜軸 部ではスラブが断裂している可能性もあります。こうした 特徴は、広域トモグラフィから推定されたフィリピン海プ レート上面の構造<sup>10)</sup>とも調和的で、広域的にも非対称 な背斜状の構造を呈しています。こうした構造的な特徴 はメガスラスト上の震源の広がりにも影響を与えており、 関東地震の震源域の西端は、この背斜軸部と一致して います。

#### 6. 首都圏の伏在活断層

首都圏ではこれまで、防災科学技術研究所などをは じめとして、多くの機関が反射法地震探査を実施して います。関東平野下の厚い新第三系の下に伏在する 活断層の分布を明らかにするために、これら個々の反 射断面をボーリング資料と合わせて深度の補正を行う とともに、共通の速度構造解析を適用し、総合的な検 討を行いました<sup>11)</sup>。

大大特プロジェクトの一環として実施した北関東測線 の深部構造探査の結果<sup>12)</sup>によると、北関東測線が延 びる青梅から春日部にかけての区間では、地下に半地 溝構造(ハーフ・グラーベン)がいくつか認められます。 これらは、既往の反射断面で見出された、前期-中期中 新世のハーフグラーベン<sup>13)</sup>と同時期に形成されたもの です。このうち、綾瀬川断層については、東傾斜と西傾 斜の正断層2条が大宮台地の地下に存在し、このうち 西傾斜の正断層が最近の地質時代に逆断層として再 活動したものと読み取れます(図 12)。この反転構造の 直上に分布する大宮台地(下末吉面相当)には背斜状 の変形が認められます<sup>14)</sup>。ボーリング調査・浅層反射 法地震探査などから 0.1 mm/yr の平均変位速度が推 定されています<sup>15)</sup>。

また、野田隆起帯<sup>14)</sup>と大宮台地の西側にあたる武蔵 野台地北東縁部の地下にも半地溝構造が認められま す(図 13)。このうち、野田隆起帯の地下に伏在する西 傾斜の逆断層上盤側では、上総層群・下総層群が参 加する、西翼が緩く傾斜する背斜構造が認められま す。



図 12 大大特 2005 年北関東測線・綾瀬川断層の地下構造 の再解釈断面。黒線は先新第三系基盤岩類の上面、緑線 は下部鮮新統の上面、黄色線は上総層群上面を示す。以下 の図面も同様。



図 13 大大特 2005 年北関東測線・野田隆起帯の地下構造 の再解釈断面。



図 14 大大特 2005 年北関東測線・荒川沈降帯の地下構 造の再解釈断面。



図 15 首都圏を含む関東平野南部に分布する活断層・活 構造の矩形断層モデル。矩形の太線で示した辺は断層の 上端を示す。破線は不確実な断層モデルを、橙色の矩形 は第四紀後期に活動した証拠がない断層を示す。基図は 杉山ほか(1997)<sup>16)</sup>を使用。

武蔵野台地北東縁部(荒川沈降帯<sup>14)</sup>)の地下も同様 に、見かけ上西に傾斜する断層上盤側のリフト期以降 の新第三系・第四系に微弱な背斜構造が認められ、鮮 新世から更新世にかけて反転した可能性があります (図 14)。

反射法地震探査断面と伏在断層によって形成されたと考えられる変動地形の分布に基づき、関東地域の活

断層・活構造についての震源断層モデルを矩形で図 示しました(図 15)。ここでは例えば鶴川向斜の地下に 伏在する逆断層のように、現在は活動的ではないが、 上総層群に変位が認められる構造についても図示して あります。ただし、ここで示した矩形断層モデルはあくま で初期的なものであり、とくに断層の広がりについては 問題があり、今後、地下構造についてのデータを収集 していく必要があります。

# 7. フィリピン海プレートの運動に規制された関東地域 の長時間上下変動

首都圏の下に沈み込むフィリピン海プレートの運動に ともなって、関東平野では堆積盆地スケールの運動が 生じてきたことが知られています。ここでは、沈み込むプ レートの上盤側の垂直変動史を定量化し、得られた地 殻変動について長期地殻変動シミュレーションモデル を用いて、データを再現する現実的な地殻変動の数値 実験を行い、プレートの長期間運動・プレート境界面の 特性変化について検討しました。検討した期間は、最 近 100 万年間です。

反射法地震探査断面<sup>17、18、19)</sup>と地質学的手法から推定した過去100万年間、50万年間の垂直変動量を図16に示します。この図から100万年前から50万年前にかけて平野部における沈降運動の中心が房総半島から東京湾へと西方移動したことが分かります。

一方、変動地形学的手法から推定された過去12.5万 年間、7千年間の垂直変動量<sup>20,21,22 など)</sup>(図 17)からは、 過去 12.5 万年の変動で見ると、沈降域はほぼ消滅し、 関東地方は全体的に隆起していること、房総半島南部 をはじめ関東平野の周縁部では急激な隆起が起きて いることが分かります。このような変形様式の変化をもた らしたのは、50~100 万年前に起きたフィリピン海プレ ートの日本列島に対する相対速度ベクトルの北方向か ら北西方向の変化であると考えられます<sup>23,24)</sup>。しかし、 得られたデータは、フィリピン海プレートの運動方向の 変化後にこれに匹敵するような広域の地質学的イベン トが特に見られないにもかかわらず、関東地方の垂直 変動パターンはさらに変化を続けていることを示してい ます。一方、関東地方には中期中新世以降フィリピン 海プレート上の伊豆・小笠原弧が衝突を続けているが、 このことが関東地方の垂直変動パターンに大きな影響 を及ぼしています。この衝突モデルによる垂直変動パ ターンの時間変化の説明としては、(i) プレート境界面 におけるすべり運動欠損の分布域(衝突領域)の変化 と、(ii) 衝突によるプレート境界面形状自体の変形の2 つの可能性が挙げられます。

地質学的時間スケールにわたるプレート間相互作用 による変形速度場は、プレート境界面上のステップ的な すべりに対する応答関数の粘性緩和解(時間無限大



図 16 約1 Ma の地層の現深度(m)。(a) と約 0.5 Ma の地 層の現深度(m) (b) (浅尾 2008<sup>17)</sup>による)。



図 17 変動地形学的手法によって求めた過去 12.5 万年(A)、 7000 年間(B)の隆起高度分布(A:小池・町田(2001)<sup>21)</sup>に 基づき、被覆層の厚さを引き、海面変化量 5mを補正、B:小 池・町田(2001)<sup>21)</sup>に遠藤・宮内(2011)<sup>22)</sup>の結果を加筆)。

の解)によって得られます<sup>25)</sup>。この考え方に基づき、リソ スフェア-アセノスフェア構造として、弾性-粘弾性二層 構造媒体を仮定し、計算を行いました。関東の長期間 地殻変動について、(ii)の衝突によるプレート境界面形 状自体の変形の要因は、大きな影響をおよぼさないこ とが分かりました。そこで(i)の衝突領域の変化の影響に ついて検討し、関東地方の変動パターンをもたらす衝 突モデルを作成しました。

モデルは以下の仮定にもとづいています。(1)現在の ユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動 方向は NUVEL-1A プレート運動モデル<sup>26)</sup>によれば、 北西 45°方向であり、それに対してプレート運動方向変 化以前のプレート方向は、N15°W 方向としました。また、 (2)フィリピン海プレートの運動方向変化後、衝突領域 はゆっくり北方向から北西方向に変化してきた、と仮定 しました。さらに(3)衝突領域の東西方向の幅に関して は、時間的に一定であると仮定しました。



図 18 フィリピン海プレートの運動方向変化以降の垂直変動 パターン(mm/yr)。(a)衝突領域の方向が北西 15°方向(フィ リピン海プレートの運動方向が変化した直後)、(b) 衝突領域 の方向が北西 20°方向、(c) 衝突領域の方向が北西 30°方 向、(d) 衝突領域の方向が北西 35°方向、(e) 衝突領域の方 向が北西 45°方向(現在)。赤線は、フィリピン海プレートとユ ーラシア・北アメリカプレートの各時点におけるプレート境界 面。緑線は太平洋プレートと北アメリカ・フィリピン海プレート のプレート境界面。2本の青線で挟まれた領域が衝突領域。

得られた計算結果を図 18 に示します。衝突領域の 変化にかかわらず見られる特徴として、関東・赤石山地 と房総半島南東沖に顕著な隆起域と、伊豆半島から海 側へ広がる沈降域の存在が挙げられます。フィリピン海 プレートの運動方向が変化する以前(図 18(a))では、 関東・赤石山地と房総半島南東沖の隆起域の間の東 京湾、房総半島に沈降域が伸びてきています。そして、 プレート方向が変化して以降(図18(b-e))は、衝突領域 の方向の変化にあわせて沈降領域も北西に移動しま す。それとともに房総半島南東沖の隆起域の影響が強 まり、房総半島、東京湾が隆起に転じ(図 18(c,d))、最 終的には関東地方南部全域が隆起域となります(図 18(e))。このようにフィリピン海プレート運動の変化以降 の衝突領域の変化を考慮にいれたシミュレーションによ って、地質学・地形学的手法から得られた、関東地方 における沈降中心の移動とその後の全体的な隆起とい う垂直変動パターンの変遷を再現することができまし た。

# 8. 首都圏下に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋 プレートの相互作用についての数値実験

フィリピン海プレートと太平洋スラブが接する関東下では、二つのプレートの接触領域で高い地震活動を示しています。この二つのプレートの接触に関連して発生する地震は、被害地震となる可能性があります<sup>1)</sup>。二つのプレートが接触するとどのような現象が発生するかについては、充分、理解されているわけではありません。そこで、年代の異なるプレートが互いに向かいあう方向で沈み込む場合、どんな変形が生じるかについて、数値実験を通じて検討しました。数値実験では、粘弾塑性のレオロジーをもつ物質を取り扱えるプログラムを使用し、二次元のリソスフェアの変形を計算しました。



図 19 スラブ接触の相互作用のためのジオダイナミクス・モデ ル。(A) 若い海洋プレートが右側の大陸プレートの下に沈み 込む場合。(B) 古い海洋プレートが左側の大陸プレートの下 に沈み込む場合。(C) 新旧の海洋プレートがその間の大陸 プレートの下に沈み込む場合。いずれも、沈み込み前の状態。 熱年代と地殻の厚さの諸元は右側に示す。

ーつのスラブがもう一方のスラブを押す影響を検討す るために、三通りのジオダイナミクス・モデルを設定しま した(図 19)。最初の二つのモデル(図 19 A, B)は、い ずれも大陸地殻の下に 4000 万年前と一億 1000 万年 前の海洋プレートが沈み込む場合のモデルであり、モ デルCはそれぞれが互いに近づく方向に沈み込みスラ ブがぶつかる場合のモデルです。素過程である最初の 二つのモデルと比較することによって、接触の効果を理 解することができます。



図 20 1000 万年経過時点での沈み込み状態。左側:モデル A(若い海洋プレートの沈み込み)、中央:モデル B(古い海洋 プレートの沈み込み)、右側:モデル C(3 つのプレート)を示す。 上から地形、岩石型の番号、密度、粘性、温度、変形モード (-1:塑性、+1:粘性)。



図 21 1000 万年経過時点での沈み込み状態。上からレオ ロジーモード、差応力、偏差応力の二次不変量、最大圧縮 応力、ひずみ速度、偏差応力。

それぞれのモデルで領域の上面および下面の温度 はそれぞれ0 ℃および1000℃。地殻内の放射性元素 による発熱、浸食と堆積は考慮しています。モデルAで は、年間2 cmで、モデルBでは年間3 cmで沈み込 み、モデルCでは3 cmの速度でプレートが収束するも のとしています。

それぞれのモデルについて、1000万年間にわたる期間の変形について計算しました。メッシュの形状と地形、 密度、温度、粘性構造、ノードごとに使用したレオロジ ーを表す番号、速度ベクトル、各種応力・ひずみの値 が出力されます。出力結果から解釈に必要な主軸の方 向、偏差応力の値なども求めました。ただし、二次元の 計算なので、横ずれタイプの応力配置は評価できませ ん。

図 20、21 に 1000 万年経過した 3 つのモデルの計算 結果について示しました。また図 22 には偏差応力につ いての計算結果を拡大して示します。いずれも場合も スラブが曲がる部分で応力が集中していることがわかり ます。P 軸のプロットを見ると、浅部で伸張応力場に、深 部で圧縮応力場になります。差応力のプロット(図 18 二 段目)では、スラブ内の応力パターンの変化が顕著に 示されています。



図 22 偏差応力(S<sub>xx</sub>)と P 軸の方向のプロットの拡大図。スラ ブの接触領域では、偏差応力や P 軸の方向が複雑なパター ンを示しています。単位は kbar。

スラブ同士が接触する領域では、単独の場合と比べる とそれぞれのスラブ内部にまでより大きな応力が広範囲 にわたって発生しています(図 18 二段目・三段目)。ま た、スラブが接触する領域の P 軸の方向は伸張・圧縮 (高角逆断層)・中間的とばらついており、中間的な応 力場は 3 次元計算をした場合は横ずれ断層で説明さ れる応力場となるか、あるいは実際に中間的な応力場 である可能性もあります。このようなスラブ同士の相互 作用のモデリングによって、低角逆断層以外のメカニズ ムの地震活動がいずれかのスラブの沈む込み下方で 発生する可能性が示唆されます。

ここで行った数値実験は、粘弾塑性物体により多様 な非弾性変形を扱っていますが、二次元に留まりまし た。今後、同様の三次元数値実験を行うことにより、より 現実的な関東下の変形・地震発生モデルへとつなげて いくことが、課題になります。

### 参考文献

1) Wu, F.et al., Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, Geophys. Res. Letts., 34, L18301, doi:10.1029/2007GL30763, 2007

2) Sato, H. et al., Earthquake source fault beneath Tokyo, Science, No. 309, pp.362-464, 2005

3) Arai, R. et al., Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, Tectonophysics, No.475, pp.438-453, 2009

4) 佐藤比呂志ほか、震源断層のイメージングの現状と 地震被害想定へのインパクト、「最新の物理探査適用 事例集」、物理探査学会、pp. 381-386、2008

5) 佐藤比呂志ほか、大深度弾性波探査 3.1.3. 関 東地殻構造探査(小田原-山梨測線)、大都市大震災 軽減化特別プロジェクト 1 地震動(強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成17年度) 成果報告書、pp.98-182、2005

6) Arai, R. et al., Detailed crustal structure and a new evolution model of the Izu collision zone: Arc-arc collision in central Japan , Jour. Geophys. Res., submitted

7) 佐藤比呂志、岩崎貴也、石山達也プレート境界から分岐した活断層の長期評価: 相模トラフ横断地殻構 造探査、科学、80、8、pp.825-831、2010

8) 山崎晴雄、活断層からみた南部フォッサマグナ地域 のネオテクトニクス、第四紀研究、No.23、pp.129-136、 1984

9) 山崎晴雄、町田洋、足柄平野北縁の活断層と地形発達.日本第四紀学会講演要旨集、No.11、
pp.96-97、1981

10) Nakajima, J. et al., Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. Jour.Geophys. Res., 114, B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009

11) 佐藤比呂志ほか、首都圏における地下構造探 査:堆積平野からプレートまで、日本地質学会関東 支部-日本第四紀学会ジョイントシンポジウム「関 東盆地の地下地質構造と形成史」講演資料集、S-1,、 pp.12-15、2010

12) 佐藤比呂志ほか、大深度弾性波探査 3.1.2.北関 東地殻構造探査(北関東測線 2006,大宮-野田測線)、 大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動 (強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」 (平成 17 年度)成果報告書、pp.18-97、2006 13) 高橋雅紀ほか、関東平野西縁の反射法地震探査 記録の地質学的解釈--とくに吉見変成岩の露出と利根 川構造線の西方延長-、地質学雑誌、No.112、

pp.33-52、2006

14) 貝塚爽平、関東の第四紀地殻変動、地学雑誌、 No.96、pp.51-68、1987

15) 石山達也ほか、変動地形・ボーリング・反射法地震 探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形, 活断層古地震研究報告、No.5、pp.29-37、2005

16) 杉山雄一ほか、50万分の1活構造図「東京」(第2版)および説明書、活構造図8、地質調査所、1997 17) 浅尾一巳、反射法地震探査により解明された上総 一下総層群堆積盆の形成過程、千葉大学博士論文、 2008

18) 古屋裕ほか、反射法地震探査による房総半島南 西部内房沿岸の浅部地下構造、地震研究所彙報、 No.84、pp.307-329、2009

19) 山本修治、反射法地震探査によって明らかとなった房総半島南部ならびに周辺海域の浅部地殻構造と 最近100万年間の地殻変動、千葉大学大学院自然科 学研究科修士論文、p45、2008

20) 宍倉正展、宮内崇裕、房総半島沿岸における完 新世低地の形成とサイスモテクトニクス、第四紀研究、 No.40, pp.235-242、2001

21) 小池一之・町田 洋(編)、日本の海成段丘アトラ ス, CD-ROM3 枚・四六全版カラー付図2葉、東京大学 出版会、2001

22) 遠藤香織、宮内崇裕、房総半島南部完新世離水 海岸地形の高度と離水年代の再検討-相模トラフ 沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して -、日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会講演予 稿 P-06、pp.52-53、2011

23) Seno, T. et al., Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years, Tectonophysics, No.160, pp.91-116, 1989

24) Yamaji, A., The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan, J. Struct. Geol., No.22, pp.429-440, 2000

25) Sato, T. and Matsu'ura, M., A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, J. Geophys. Res., No.93, B6, pp.6410-6418, 1988

26) DeMets, C. et al., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., No.21, pp.2191-2194, 1994