

3.2.2 首都圏下のプレート相互作用を考慮した地殻・上部マントル構造解析研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

首都圏下においてフィリピン海プレートは、太平洋プレートの上に位置し、北端部では太平洋プレートに接触している。こうしたスラブ間接触やそれに伴うスラブ変形によって引き起こされる地震は、フィリピン海プレート上面だけでなく被害地震の震源となりうる。スラブが別のスラブに接触しどのように変形するかというジオダイナミックなモデルによって、それぞれのスラブ内での変形のパターンやレベルを推定することができる。このジオダイナミックなモデルは、地震活動、地震波トモグラフィー、反射法、地震波干渉解析法などから得られる速度構造や不均質構造、S波スプリッティング、長期-短期の垂直地殻変動と速度などの観測データによって構築することができる。この研究では、関東から西南日本のプレートの三次元ジオダイナミックモデルを作製し、関東地域におけるフィリピン海-太平洋プレートのスラブ内変形について検討する。

(b) 平成 23 年度業務目的

フィリピン海プレート北縁の運動、同プレートの上盤及び太平洋スラブの相互作用について数値実験を行い、フィリピン海スラブの変形パターンを解析し、その結果をまとめる。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	佐藤比呂志	
Univ. Southern California Los Angeles	Research Associate Professor	David Okaya	
University of Texas Institute for Geophysics, Austin, Texas US	Associate Professor	Luc Lavier	

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

フィリピン海プレート北縁の運動、同プレートの上盤及び太平洋スラブの相互作用について数値実験を行い、フィリピン海スラブの変形パターンを解析し、その結果をまとめた。

(b) 業務の成果

1) 関東直下のプレート沈み込み運動のジオダイナミクス解析の目的

Wu et al. (2007)¹⁾や従来の研究(例えば Okada and Kasahara, 1990²⁾)は地震波トモグラフィや再決定された震源データによって、関東下で太平洋プレートとフィリピン海プレートのスラブ同士が、相互作用をおよぼしていることを明らかにした。プレート相互作用が発生する領域が、関東の下の浅部に位置しているため(図 1)、ここで発生する中規模な地震でも直上の都市に被害を与える地震となる。沈み込んでいるスラブには、内部での折れ曲がりとスラブを引き込む応力が作用している。スラブ相互作用はそのシステムに対して別の独立した応力を重ね合わせることになる。これらのパターンは三次元的で、不均質性を有している。動力学的な数値モデルは、応力状態を求めることが可能であり、圧縮・引張・横ずれ型など発生する地震のタイプを予測できる。

Wu et al. (2007)¹⁾は、太平洋スラブとフィリピン海スラブが、関東下で衝突している地震学的な証拠を示した。3次元トモグラフィと再決定された震源分布は、二つのスラブが接している領域内で地震活動が活発であることを示している。図 2 は震源分布の鳥瞰表示と、関東東部のトモグラフィによる速度構造と震源分布である。この図において茶色で示したフィリピン海プレートの震源と、赤紫で示した太平洋プレートの震源分布が接しているが明瞭である。また、フィリピン海スラブの先端部は太平洋スラブに引きずられて下方に曲げを受けているように見える。本研究で行うモデリングではこの折れ曲がりの形状の再現を試みる。

2) 沈み込むスラブの解析のための力学的なコード

本研究では、粘性・粘塑性・弾塑性・粘弾塑性のレオロジーをもつ物質の変形を計算するジオダイナミクスコードを使用した。このコードはテキサス大学地球物理学研究所の Luc Lavier と Eh Tan によって開発されたものである。このコードの利点は、(1)リソスフェアの変形を研究するために開発されたこと、(2)スラブの沈み込みの時間進展が計算できること、(3)本コードは(a)弾性変形、(b)クリープ則を用いた粘性(塑性流動)、(c)モール・クーロンの塑性流動、(d)浸食や断層帯などの弱線、などを再現することが出来る。

3) スラブがもう一つのスラブと衝突しながら沈み込む場合のモデル

片方のスラブがもう一方のスラブを押し影響を検討するために、三通りのジオダイナミクス・モデルを設定した(図 3)。最初の二つのモデルは、異なる熱年代および厚さをもつスラブからなる、二枚のプレートモデルである。もう一つのモデルは、三枚のプレートによる系であり、最初の二つのモデルで用いたスラブがお互いに衝突するように沈み込むモデルである。最初の二つのモデルは比較のためであり、スラブ同士の相互作用の効果は、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、理解することができる。

最初のモデル A では、海洋および大陸プレートを考える(図 3A)。海洋プレートは玄武岩質の地殻とかんらん石からなるマントル・リソスフェアで構成され、熱年代は 4000 万年前である。この熱年代は、リソスフェアの厚さと温度構造を支配する。また、海洋・大陸プレートの境界には、沈み込みを開始させるために小さな塑性的な弱面が存在するとす

る。海洋プレートは右側から沈み込むとする。

二つ目のモデル B では、モデル A と同様の組成および物理的特性を持つ海洋および大陸プレートを考える (図 3B)。ただし、海洋プレートの熱年代は 1 億 1000 万年前とし、海洋プレートはより厚く冷たいことになる。モデル A と同様に海洋・大陸プレートの境界に沈み込みを開始させるための塑性的弱面を置き、モデル A とは逆に左から沈み込みを開始する。

三つ目のモデル C (図 3C) では、モデル A および B で用いた海洋プレートが共に存在するとし、大陸プレートとあわせて 3 枚のプレートによって構成される系を考える。ここで二枚の海洋プレートは、互いに近づく方向に沈み込む。

プレートとマンツルの物性定数を表 1 に示す。モデリングを標準化するために、二つのスラブは同じ物性定数を有することとした。ただし、基本的な違いは、地殻の厚さと熱年代である。この二つの要素は温度構造の違いを表し、リソスフェアの厚さやレオロジー構造の違いとなって現れることになる。上盤側プレートには浮揚性島弧の物性定数を与えており、上盤側プレートで有り続ける。従って、隣り合う海洋プレートが島弧の下に沈み込むことになる。

初期条件および境界条件はいずれのモデルも共通である。領域の上面および下面の温度はそれぞれ 0 °C および 1000°C である。地殻内にて放射性元素による発熱はあるものとする。領域左側面は左→右の方向に年間 2 cm の速度をもち、領域右側面は右→左の方向に年間 3 cm の速度をもつものとする。ネットの収束速度は年間 3 cm である。地表面における浸食作用は生じるものとする。浸食された碎屑物の物理的特性として、母岩とは異なる値を採用している。

それぞれのモデルについて、5 百万年間にわたる期間の変形について計算を行った。各モデルは、初期状態のままから 60 万年で平衡状態に達し、その後、両側の境界条件を適用した。計算コードはおよそ 950 万回の計算ステップが必要であり、地震研の Linux マシン (プロセッサは 8 個) を用いた計算時間はそれぞれのモデルについて 27 時間である。出力結果は 5 万年ごとに保存した。保存するパラメータは、岩体の幾何学的形状・密度・温度、粘性構造、メッシュの形状と地形、ノードごとに使用したレオロジーを表す番号である。粒子の速度ベクトルも保存される。応力については、2 次元のストレス・テンソルと第一および第二不変量、平均応力および差応力が保存される。ひずみについては、ひずみ速度の第二不変量が保存される。

解析にあたっては、出力結果から解釈に有効な数値を計算するコードを追加した。このコードでは、弾性パラメータと密度から P 波・S 波速度を変換するほか、主応力 (σ_1 および σ_2) およびその方向、平均・差および偏差応力を計算した。また、これらの計算結果からリソスフェアの強度曲線を描き、モデル計算結果の上にプロットした。最終的にはこれらの応力値を用いて P 軸の方向と大きさを求めた。求めた P 軸は地震の震源解と比較することが可能である。ただし、二次元での圧縮・引張であるため、横ずれタイプの応力配置については、取り扱えない。

a) モデル A

モデル A の初期条件は図 4 に示した。モデル中の構成岩種は図 3(A)の通りである。ここでは、それぞれの構成岩種について、弾性・塑性・粘性的なレオロジーを記述する 20 以上の物性値をモデルに組み込んである。図 4 では、主要な特性の値と空間分布について示した。リソスフェアの厚さは温度の図で、約 1000 °C の色表示で概略の形状が示されている。また、沈降する箇所は密度と粘性構造によって推定可能である。

時間 0 では、モデルはアイソスタシーに達しておらず地形の高度は 0 m で一定である。本コードでは変形開始前から計算を始めることが可能であり、モデルがアイソスタシーに達する「待ち時間」を導入することができる。図 4 右は、60 万年の「待ち時間」後の状態を示している。地形断面をみると、大陸プレートの領域では地形が高くなるのに対して、海洋プレートの部分では逆に地形が低くなるのがわかる。また、密度構造をみると、大陸プレートでは海洋プレートに比べて密度が小さくなっている。この 60 万年に達して以降、側面の速度に関する境界条件を与えることで、変形の計算を始めることができる。

b) モデル B

モデル B の初期条件は図 5 左の通りである。時間 0 では、モデルはアイソスタシーに達しておらず地形の高度は 0 m で一定である。図 5 右は、60 万年の「待ち時間」後の状態を示している。モデル A と同様に、大陸プレートの領域では地形が高く、海洋プレートの部分では地形が低くなる。また、密度構造もモデル A と同様に大陸プレートでは海洋プレートに比べて密度が小さくなっている。この 60 万年に達して以降、側面の速度に関する境界条件を与えることで、変形の計算を始めることができる。

c) モデル C

モデル C の初期条件は図 6 左の通りである。2 つの海洋プレートがお互いの方向にむかって沈み込む。60 万年の「待ち時間」の後、モデル A、B と同様に大陸プレートの領域では地形が高く、海洋プレートの部分では地形が低くなる。この 60 万年に達して以降、側面の速度に関する境界条件を与え、変形の計算を始める。

4) 結果

図 7 に 3 つのモデルの結果を示す。ここでは 1000 万年経過した状態を示す。プレート 2 枚であるモデル A、B では、それぞれの海洋性リソスフェアはスラブとして大陸プレートの地下に沈み込んでいる。応力の第二不変量を見ると、スラブの先端はいずれも応力は小さい。また 1 億 1000 万年の年代のスラブの応力第二不変量は二条の帯状分布を示す。

2 枚のスラブが存在するモデル C の場合、スラブがお互いに影響し合う。スラブが 2 枚存在することによって、アセノスフェリック・マンツルの条件が変化する。ここでは、1 億 1000 万年前のスラブは単独（モデル B）の場合に比べて沈み込み量が小さいことがわかる。また、両方のスラブの先端が近づいていくことがわかる。

1000 万年経過後の応力の計算結果を図 8 に示す。左と中央のコラムがそれぞれモデル A およびモデル B である。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

わかる。最下段で示した 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っている。二段目の差応力のプロットでは、スラブ内の応力パターンの変化が顕著に示されている。

右側のコラムは 2 枚のスラブが存在するモデル C の場合である。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る。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る。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る。

(c) 結論ならびに今後の課題

スラブ相互作用を明らかにするための適切な粘弾塑性体のプログラムが使用して、関東直下を模擬した数値実験を行った。今後は、特にスラブの形状・相対的な物理的性質・相対運動に着目して、スラブどうしの衝突のモデリングを改良した数値実験を行い、フィリピン海プレート内の内部変形と地震活動について、明らかにしていく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Wu, F., Okaya, D., Sato, H., and Hirata, N., 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) Okada, Y. and K. Kasahara, Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, *Tectonophysics*, **172**, 351-364, 1990.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国内の別
Geodynamic modeling of slab interaction beneath Tokyo. Kanto	Okaya, D., Sato, H., Lavier, L., Tan, E., Wu, F., Hirata, N.	The 4th SCEC-ERI joint workshop Stanford University, United State	2011年12月 10日	国際

学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

マスコミ等における報道・掲載

なし

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

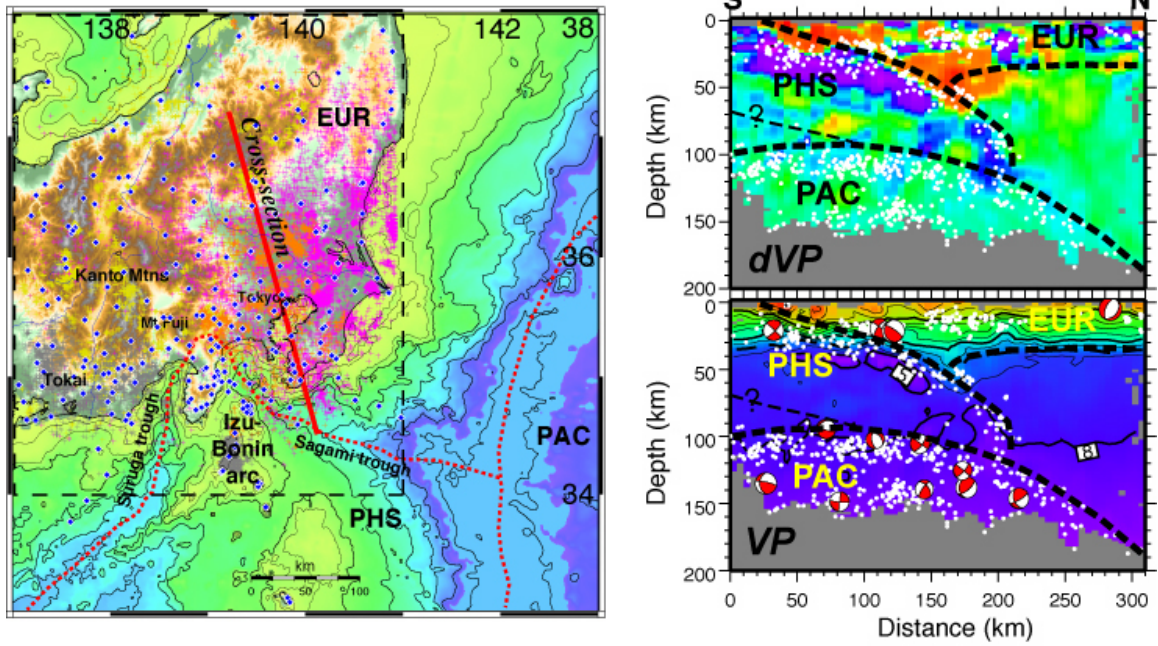


図1 関東直下のスラブ間相互作用を示す地震波トモグラフィと地震活動。（左図）関東とトモグラフィ断面の位置。『+』はトモグラフィ解析で用いた地震の震央、『◆』は観測点を示す。（右図）トモグラフィ断面と震源位置。フィリピン海スラブが太平洋スラブの上に載っていることがわかる。地震活動はフィリピン海スラブの上部から下部にわたって発生している。メガスラスト帯はフィリピン海スラブ上面の浅部に限られる。

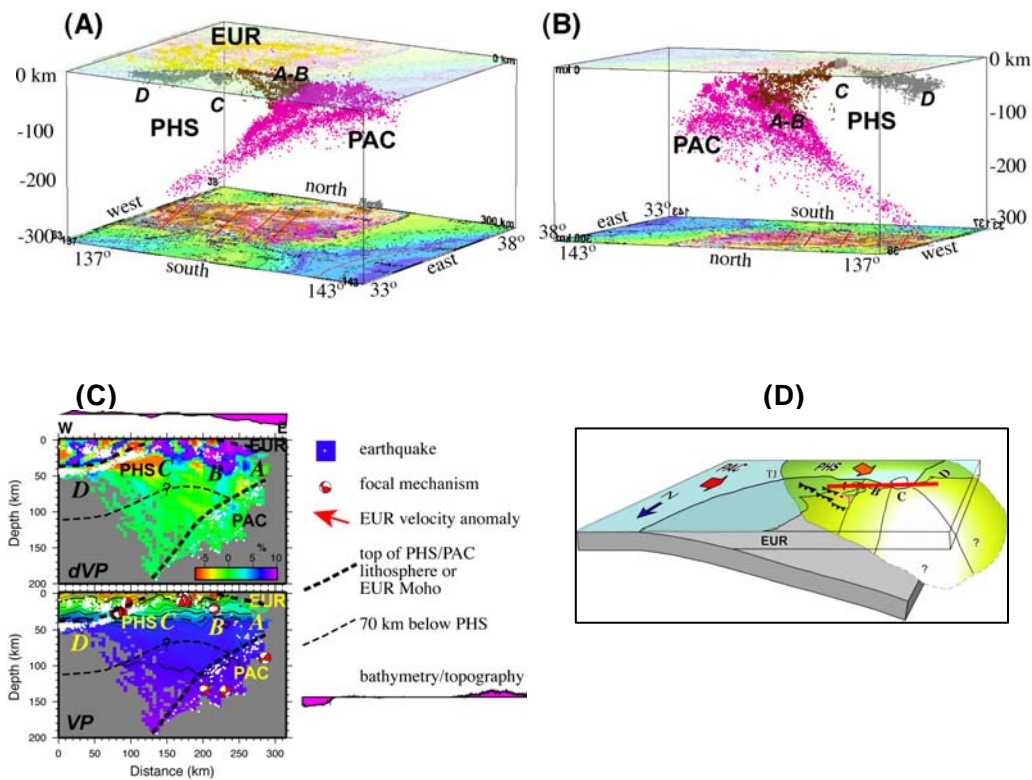


図2 太平洋・フィリピン海スラブの衝突の様子 (Wu et al., 2007)¹⁾。(A)(B)は地震活動の3次元表示であり、図中のA-Bは関東東部直下のフィリピン海スラブの地震帯を示す。(C)トモグラフィ・地震活動の東西断面。フィリピン海スラブの地震活動が非対称で太平洋スラブに向かって急傾斜になっており、フィリピン海スラブは太平洋スラブに引きずられて下方に曲げを受けているように見える。(D)関東直下のスラブの模式的なブロックダイアグラム。赤線は(C)の概略位置を示す。フィリピン海スラブの先端部分が太平洋スラブの上に定置している。

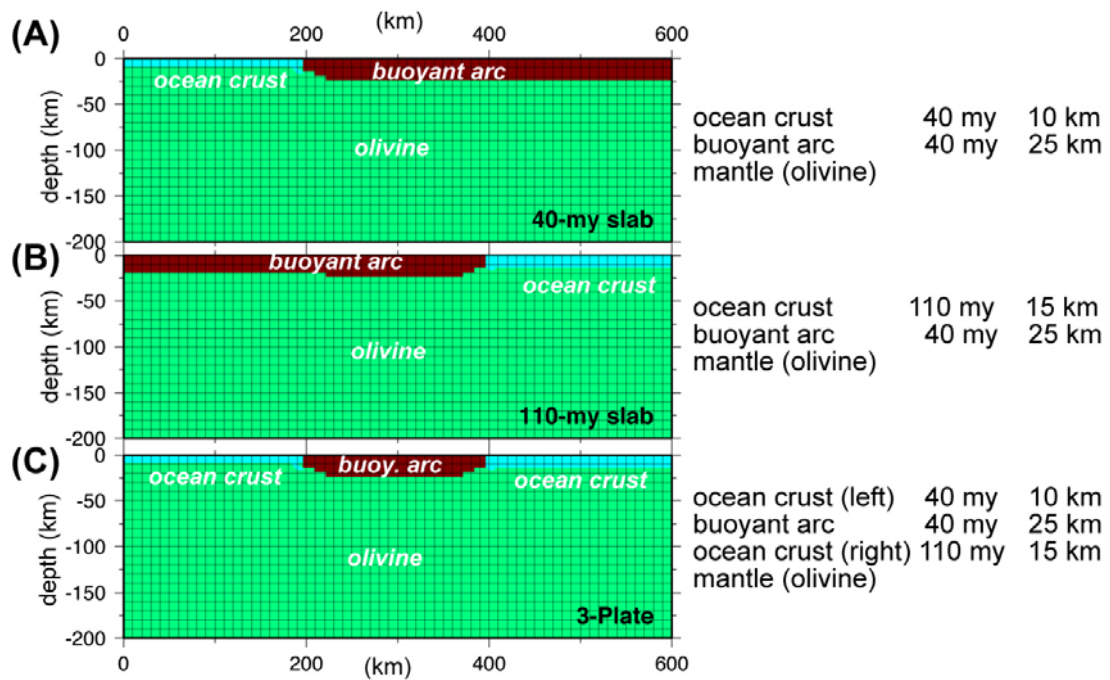


図3 スラブどうしの相互作用のジオダイナミクス・モデル。(A) 若い海洋プレートが右側に向かって大陸プレートの下に沈み込む場合。(B) 古い海洋プレートが左側に向かって大陸プレートの下に沈み込む場合。(C) 新旧の海洋プレートがその間の大陸プレートの下に沈み込む場合。熱年代と地殻の厚さは右のコラムの通り。初期条件・境界条件は本文中に示す。モデルAおよびBは2つのプレートで構成される沈み込み帯であり、その解析結果は3つのプレートで構成される沈み込み帯であるモデルCと比較検討し、両者の相違点からスラブ間相互作用を検討する。

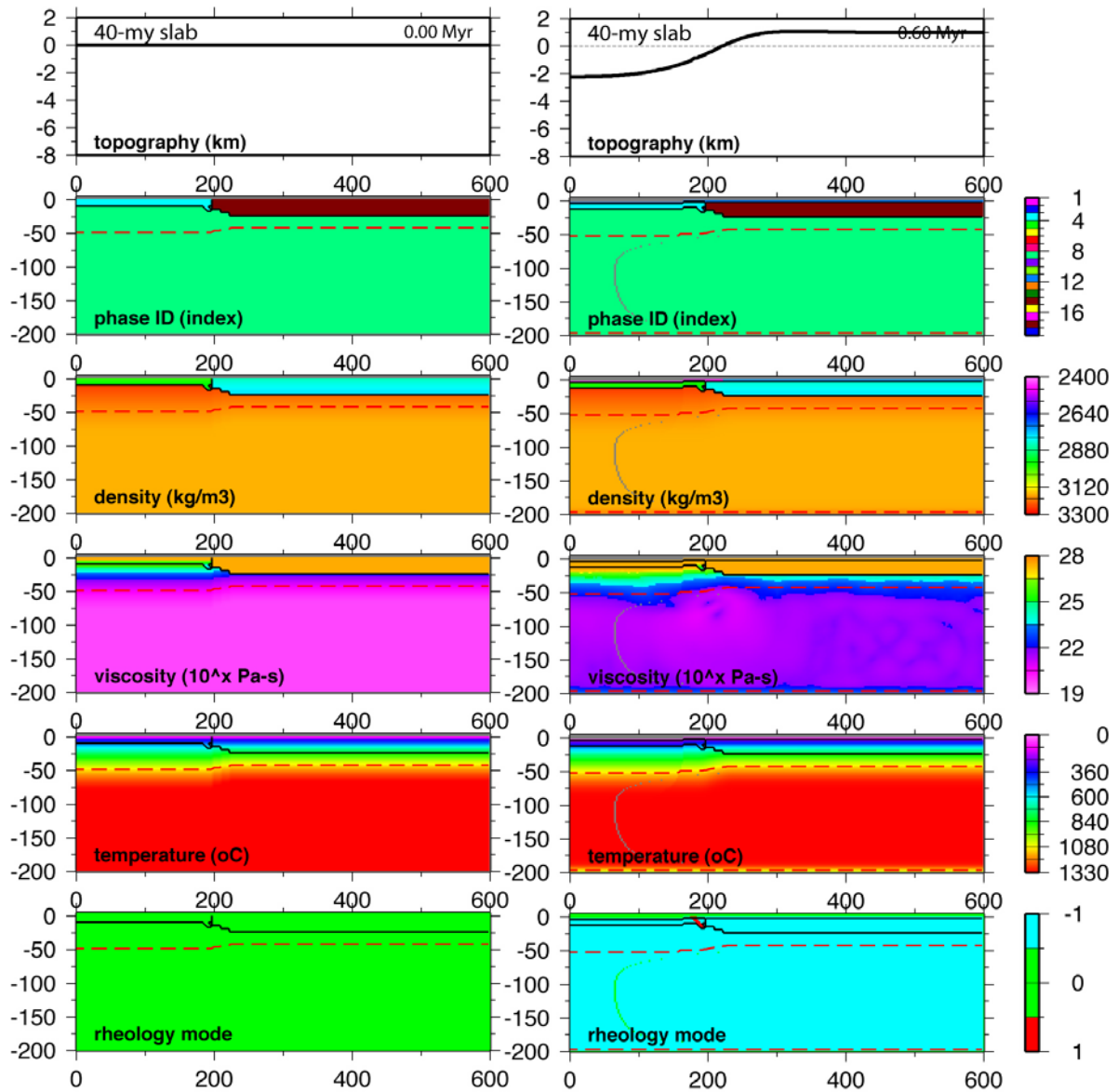


図4 モデル A (年代が 4000 万年前の海洋プレート) の初期条件。それぞれのプロットは物理的性質と状態変数の空間分布を示す。左側は経過時間 0 における初期条件を、右側は 60 万年経過時点の状態を示す。計算開始時点のモデル (左図) はアイソスタシーを実現するために設ける。60 万年間でアイソスタシーによって大陸および海洋に地形的起伏が発達することに注意。

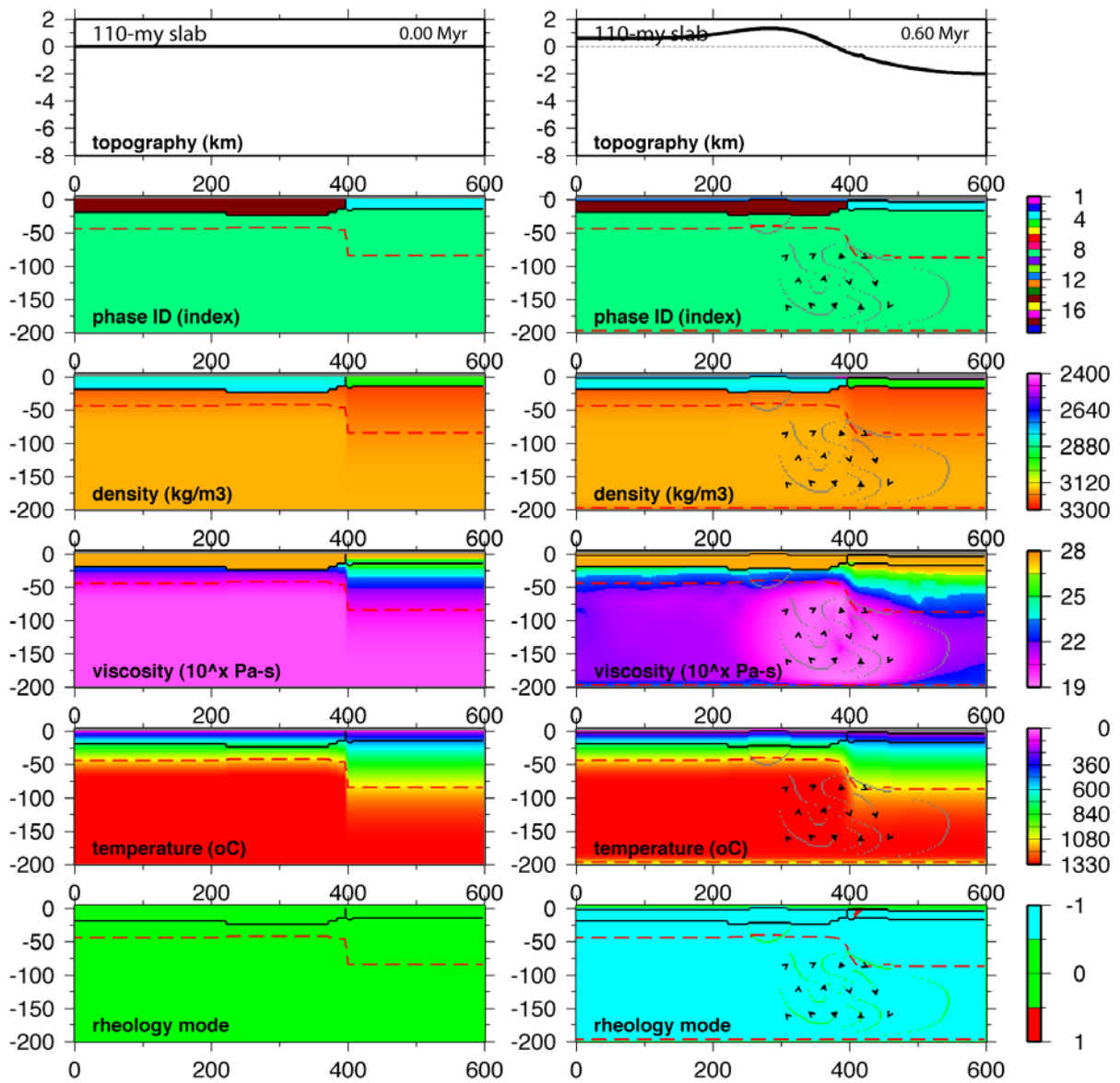


図 5 モデル B (年代が 1 億 1000 万年前の海洋プレート) の初期条件。それぞれのプロットは物理的性質と状態変数の空間分布を示す。左側は経過時間 0 における初期条件を、右側は 60 万年経過時点の状態を示す。計算開始時点のモデル (左図) はアイソスタシーを実現するために設ける。60 万年間でアイソスタシーによって大陸および海洋に地形的起伏が発達することに注意。

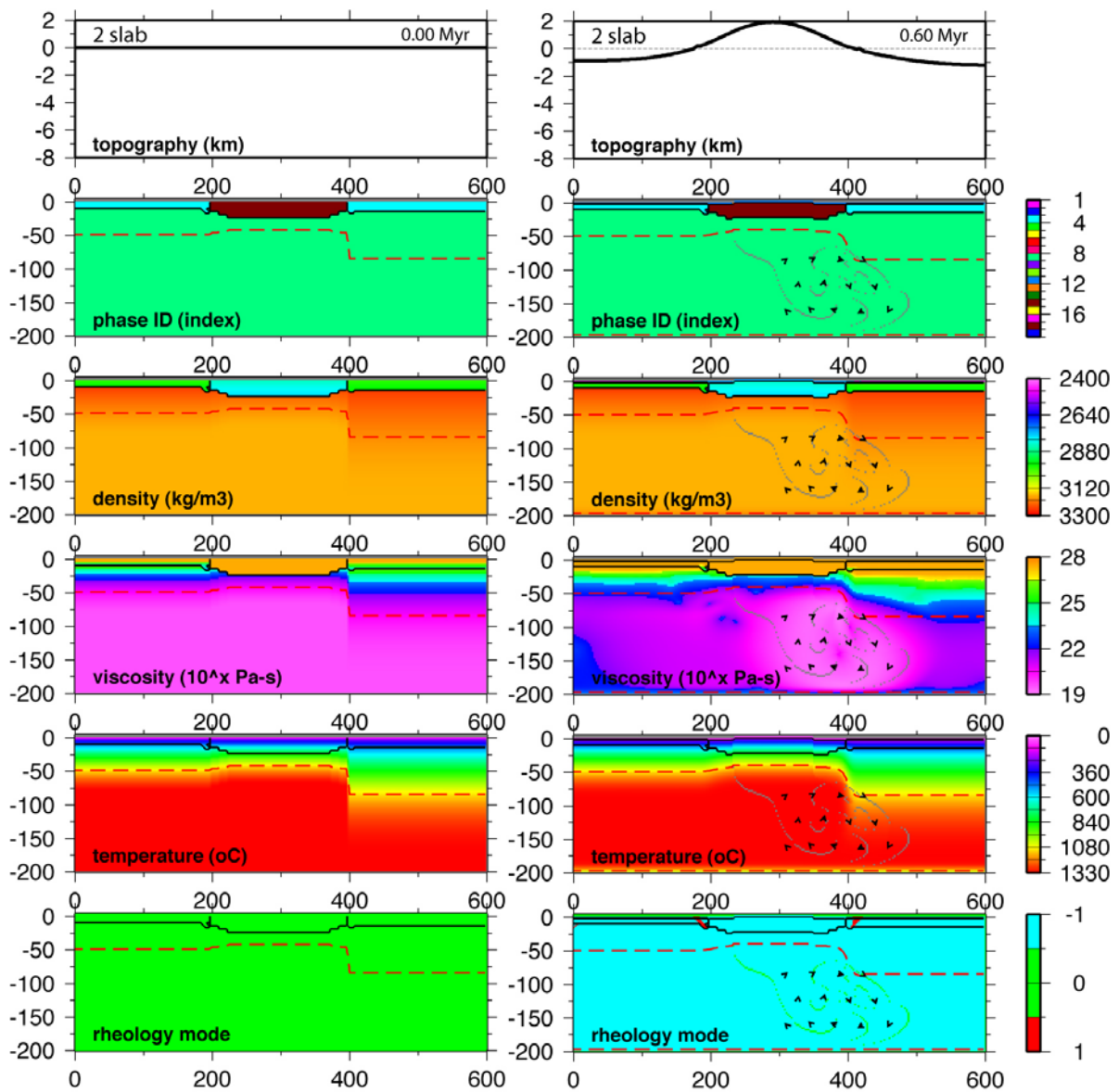


図6 モデルC（年代の異なるスラブが互いの方向に沈み込む）の初期条件。それぞれのプロットは物理的性質と状態変数の空間分布を示す。左側は経過時間0における初期条件を、右側は60万年経過時点の状態を示す。計算開始時点のモデル（左図）はアイソスタシーを実現するために設ける。60万年間でアイソスタシーによって大陸および海洋に地形的起伏が発達することに注意。

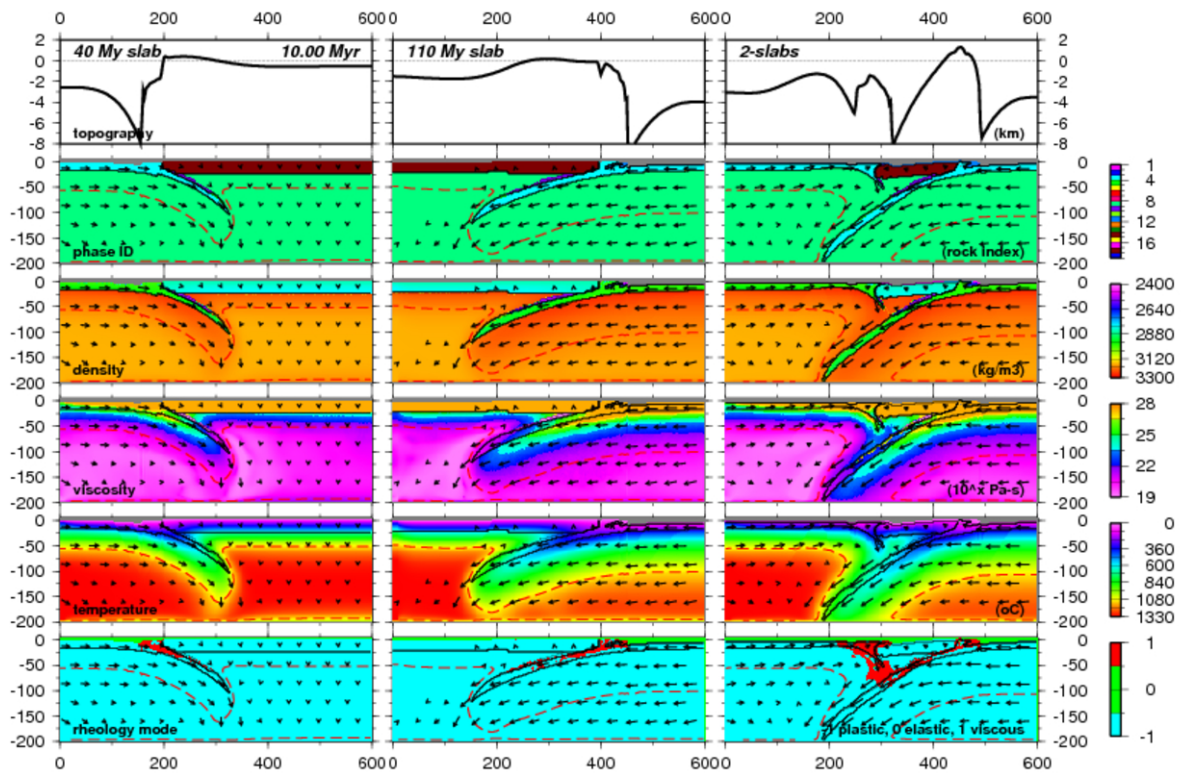


図7 1000万年経過時点での3つのモデルの比較。左のコラムがモデルA（4000万年前の海洋プレート）、真ん中のコラムがモデルB（1億1000万年前の海洋プレート）、右側がモデルC（3つのプレート）を示す。スラブが一つの場合、通常の沈み込みが進行する。また、応力の第2不変量は応力が増加する部分を示す。モデルCにおいても、スラブどうしはまだ接触しておらず、それぞれのスラブ内の応力は小さい。

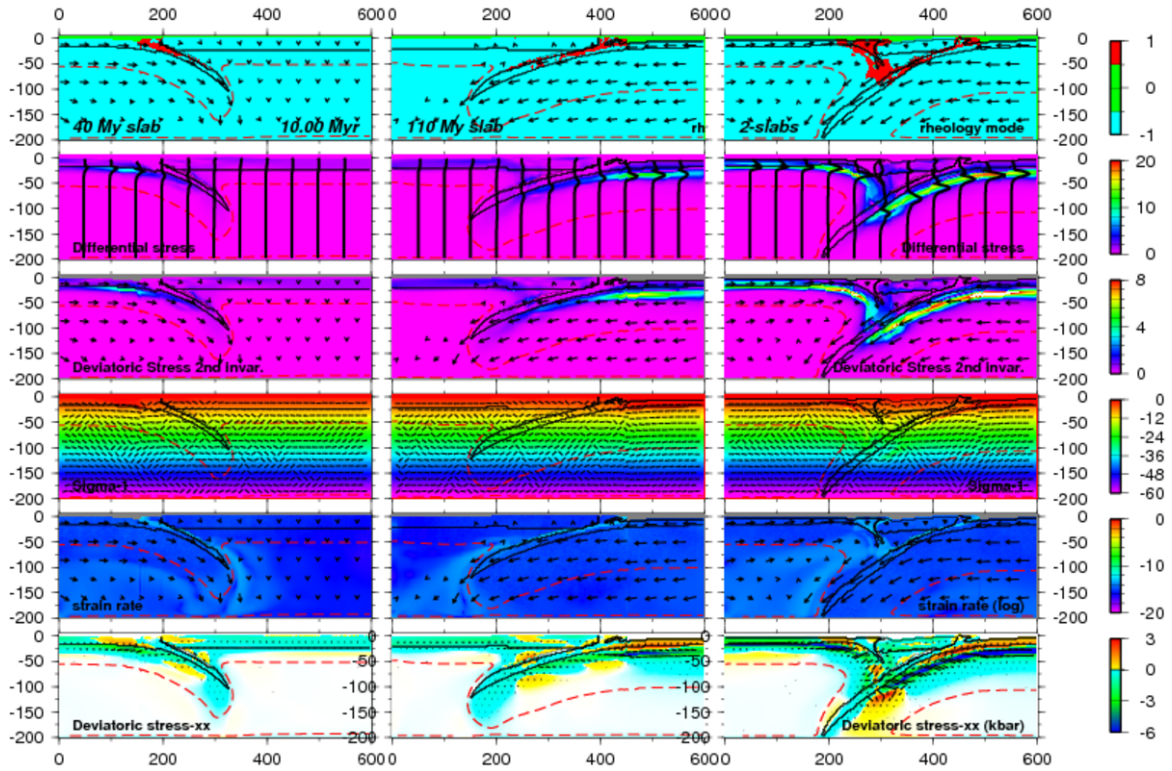


図 8 100 万年経過時点での 3 つのモデルの比較。左のコラムがモデル A (4000 万年前の海洋プレート)、真ん中のコラムがモデル B (1 億 1000 万年前の海洋プレート)、右側がモデル C (3 つのプレート) を示す。一つのスラブの系で差応力および偏差応力のプロットでは最下行の応力が上昇する様子が、P 軸のプロットでは応力の標準的な方向がそれぞれ見てとれる。これに対して、スラブが二つの系では、応力が沈み込みの下方で大きくなり、またスラブ同志の接触領域では伸張・圧縮型両方の P 軸を示す。

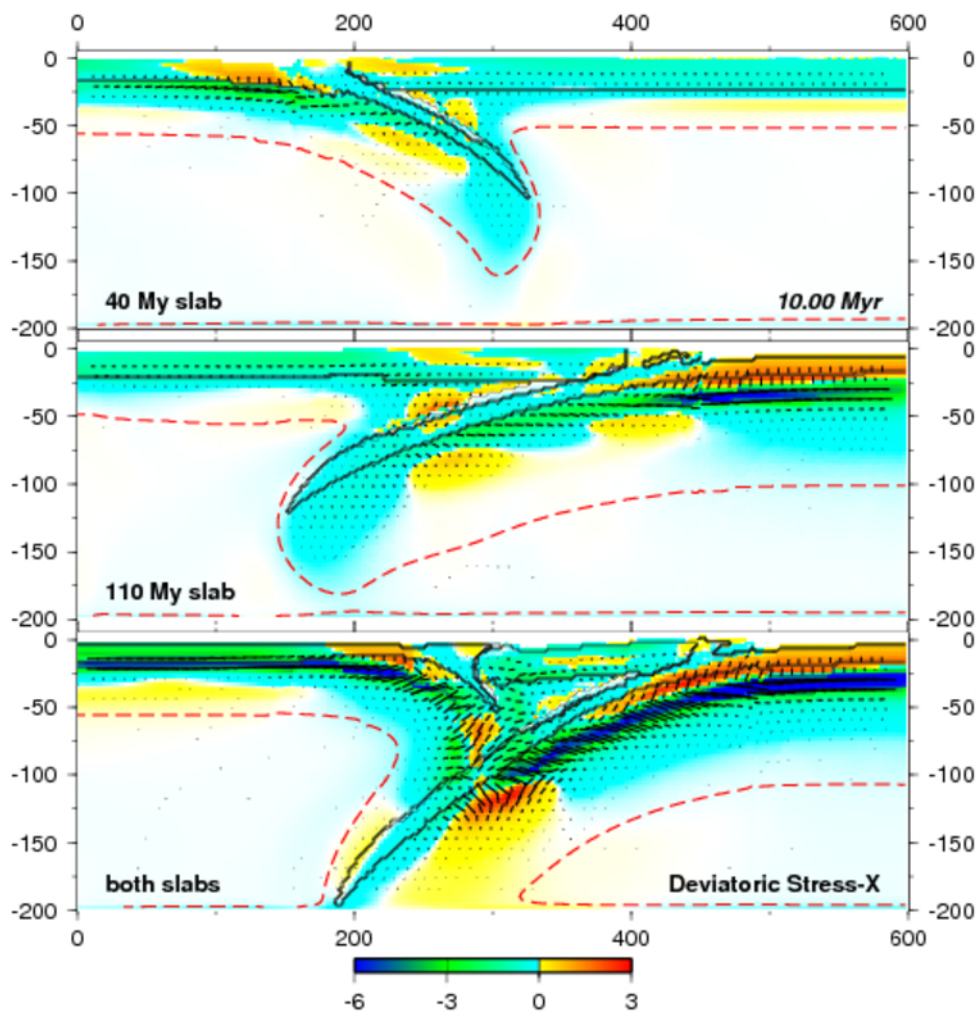


図9 偏差応力 (S_{xx}) と P 軸の方向のプロットの拡大。スラブの接触領域では、偏差応力や P 軸の方向が周囲や一つのスラブの系とは異なる様子が認められる。

表1 スラブ・上盤側プレート・マンツルの物理定数と形状に関するパラメータ。

	<u>Ocean plates</u>	<u>Overlying plate</u>	<u>Underlying mantle</u>	<u>Units</u>
Modeling rock ID #:	3	14	8	
Rock Type:	Basalt	Buoyant arc	Olivine	
Changes in rock phase:	off	off	off	
Rheological condition:	(all set to viscoelastoplastic)			
Density:	3000	2850	3000	kg/m ³
Coeff thermal expansion	3. 00E-05	3. 00E-05	3. 00E-05	parts/°C
Compressibility (1/bulk modulus)	0. 00E+00	0. 00E+00	0. 00E+00	1/Pa
Power Law 'n'	3. 05	3. 05	3. 00	*
A coefficient	1. 25E-01	1. 25E-01	7. 00E+04	*
E activation energy	3. 76E+05	8. 76E+05	5. 40E+05	MPa
Lame's lambda	4. 39E+10	3. 00E+10	1. 01E+11	Pa
Lame's mu	3. 07E+10	3. 00E+10	7. 37E+10	Pa
Mohr-Coulomb cohesion	4. 40E+07	4. 40E+07	4. 40E+07	
Mohr-Coulomb disp	0	0	0	
Mohr-Coulomb phi	30	30	30	
Mohr-Coulomb disp	0	0	0	
Mohr-Coulomb spi0	0	0	0	
Thermal conductivity	3. 3	3. 3	3. 3	W/m-°K
Thermal specific heat	1000	1000	1000	J/(kg °C)
Latent heat solidus	13000	13000	13000	J/kg
Latent heat liquidus	16000	16000	16000	J/kg
Latent heat of fusion °C	16000	16000	16000	J/kg
coff latent heat of fusion	1	1	1	
*power law: $\epsilon \text{ strain rate} = s^n A e^{(-Q/RT)}$ $3 < n < 5$				
Model plates:	<u>left/right</u>	<u>central</u>		
Thermal age	40 / 110	40		million yr
Crustal thickness	10 / 15	25		km
BC velocities				
(a) thin slab only	+2 / 0			cm/yr
(b) thick slab only	0 / -3			cm/yr
(c) both slabs together	+2 / -3 (net 5 convergence)			cm/yr