

12 - 4 海洋プレートの定常的な沈み込み運動による島弧海溝系の形成 Formation of Island Arc-Trench System due to Steady Plate Subduction

深畑 幸俊 (京都大学防災研究所)

Yukitoshi Fukahata (Disaster Prevention Research Institute)

1. はじめに

海洋プレートが沈み込むところでは、島弧で高く海溝で低い地形および重力異常で特徴付けられる島弧-海溝系が形成される。この両者、即ち海洋プレートの沈み込み運動と島弧-海溝系の特徴的な地形・重力異常は、定性的な対応関係としては極めて明瞭であり、世界中を見渡して一つの例外もない。また、弾性-粘弾性層構造モデルによる数値シミュレーションにより、海洋プレートの沈み込み運動を与えることで、島弧-海溝系の重力異常分布も定量的に非常によく再現できる¹⁾²⁾。つまり、この問題は、数学的にも解決している。しかし、海洋プレートの沈み込み運動がなぜ島弧-海溝系の形成に至るのか、物理的にはよく理解されていなかった。物理的な理解が得られていないと、個々のケースについて計算を行わねば解が分からず応用が利かないという深刻な問題がある。本稿では、この問題の物理的解明に成功した Fukahata & Matsu'ura (2016)³⁾の研究について紹介する。

また、同じ数学的枠組みを用いて、弾性-粘弾性の複合物体が、粘弾性緩和の過程で非直観的振る舞いをすることも併せて示す⁴⁾。ここでのポイントは、弾性層と粘弾性層が層構造をなす非常に単純な系においても、波長に依存する3つの緩和時定数が現れることである。ちなみに、波長に依存する3つの緩和時定数が現れることは、数学的には明瞭に理解できるものの、物理的な理解にはまだ至っていない。

2. 非直観的な振る舞いを示す粘弾性緩和

第1図上部に示される純粋な Maxwell 物体の振る舞いはよく知られている。一方、粘弾性緩和の効果を取り入れた最も単純な現実的地球のモデルは、第1図中央に示される弾性的リソスフェアと粘弾性的アセノスフェアが層構造を成す系である。後者の振る舞いが前者と似たものであれば直観が働くが、現実にはそうはなっていない。

簡単のため2次元で問題を考える。プレート境界を模した曲線上に一樣に地震時滑りを与える(第2図)。ここで、アセノスフェアの Maxwell 緩和時定数は4.6年と設定している。しかし実際には、粘弾性緩和に数十年から数百年の時間がかかっていることが分かる。つまり、実行的な緩和時定数は、アセノスフェアの緩和時定数の10~100倍になっているのである。

次に変形速度で見ると、地震後しばらくは海側に向かって動いているのが、徐々に陸向きへと変動の方向を逆転させていることが分かる(第3図上)。垂直変位でも同様な変位方向の逆転が生じている(第3図下)。更には海溝軸付近では、初め沈降運動をしていたのが隆起に転じ、さらにまた沈降に転じるという複雑な運動をしている(第3図下、囲み図)。

弾性層と粘弾性層が成層構造を成す系においては、解析的に解を得ることができる⁵⁾。その解を調べてみると、波長に依存する3つの異なる緩和時定数の和によって表現されること、3つの時定数のうち2つは波長に応じて大きく緩和時定数が変化すること、更にそれぞれの緩和時定数の各波長における重みは数桁にわたって変化することが分かった(第4図)。水平成分については非常に長い波長(小さい波数)で100年を越える緩和時定数の重みが大きく、垂直成分については波長約

300 km・緩和時定数約 100 年のところに強いピークがある。こういった解の性質が、複雑な非直観的振る舞いの原因である。

3. 島弧－海溝系形成の物理的メカニズムの解明

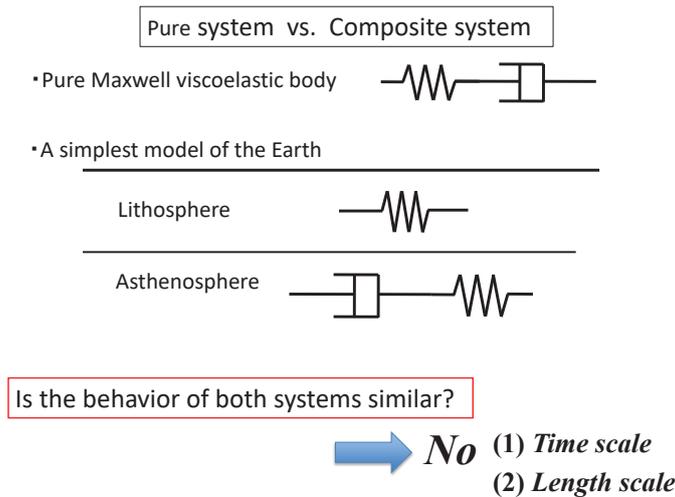
問題解決のポイントは、仮想的に円状の断層を考えた場合、その円に沿って生じる一様な大きさの変位の食い違いは、単にブロックの回転運動を生じるだけで、変形（ひずみ）は引き起こさないことに気付いた点にある。無限の長さを持つ直線断層に沿った変位の食い違いは、単純なブロックのずれ運動を生じるだけで断層を挟む両ブロックに変形が生じないことは広く知られているが、それをある一様な曲率を持つ場合に拡張したことに相当する（直線は曲率ゼロの場合に対応）。

海洋プレートの沈み込み形状として、簡単のため一様な曲率を持つ円弧の場合について考える（第5図）。定常的な沈み込み運動に対し粘弾性的なアセノスフェアは流体として振る舞うため³⁾⁵⁾、第5図 a に示される板状の物体の変形について考えれば十分である（スラブがある場合でも、スラブが周囲と重力平衡にあれば全く同様）。ここで円弧状のプレート境界に変位の食い違いを与えると、海側プレートは反時計回りに、陸側プレートは時計回りにブロック的に回転運動をする（第5図 b 実線）。しかし、実際には重力が働くため、プレート境界から十分離れた遠方では、垂直変位はゼロになる。一方、海溝周辺での変位の食い違いは残るため、島弧 - 海溝 - 外縁隆起帯、という沈み込み帯の特徴的な地形が再現される（第5図 b 点線）。

ここで、変形速度は、プレート収束速度が同じ場合、プレート境界の曲率に比例することが理論的に予測される。第6図はその予測が実際に確かめられた数値計算例である。つまり、第5図に示した物理メカニズムにより、島弧－海溝系の大地形が形成されているのである。

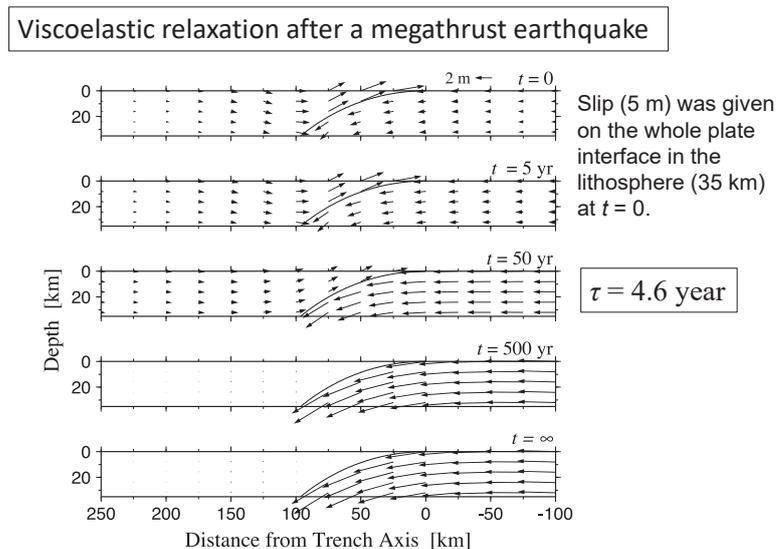
参考文献

- 1) Matsu'ura, M. and Sato, T. (1989), A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophys. J. Int.* 96, 23-32.
- 2) Hashimoto, C., Fukui, K., and Matsu'ura, M. (2004), 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.* 161, 2053-2068.
- 3) Fukahata, Y. & Matsu'ura, M., 2016. Deformation of island-arc lithosphere due to steady plate subduction, *Geophys. J. Int.*, 204, 825-840, doi: 10.1093/gji/ggv482.
- 4) Fukahata, Y. & Matsu'ura, M., 2018. Characteristics of viscoelastic crustal deformation following a megathrust earthquake: discrepancy between the apparent and intrinsic relaxation time constants, *Pure Appl. Geophys.*, 175, 549-558, doi: 10.1007/s00024-017-1735-3.
- 5) Fukahata, Y. & Matsu'ura, M., 2006. Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, 166, 418-434.



第1図 純粋な Maxwell 粘弾性物体（上）と弾性–Maxwell 粘弾性層構造物体（中央）。後者が粘弾性を考慮した最も単純な現実的な地球のモデルになる。両者の振る舞いは、時間的大きく異なり、後者が非直観的振る舞いを示す原因となる。

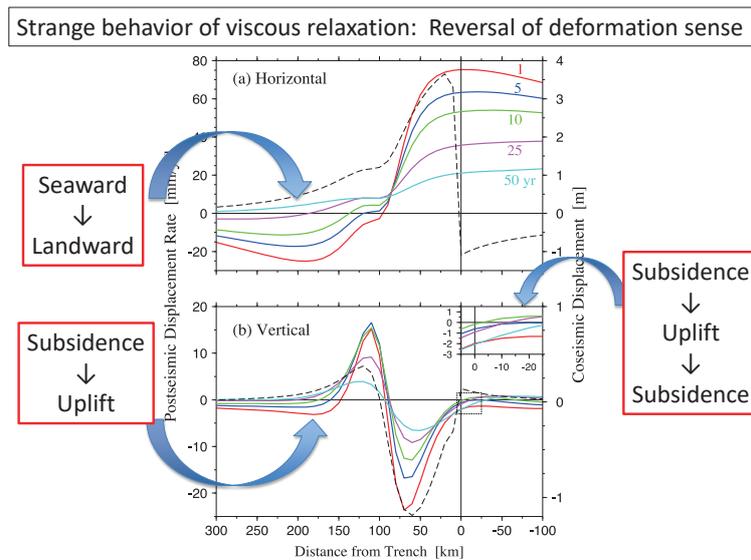
Fig. 1 Pure Maxwell viscoelastic body (top) and elastic-viscoelastic composite body (middle). The latter is the simplest realistic Earth model for long-term deformation. The behavior of these two bodies are significantly different in space and time. Because of that, it is difficult to understand the behavior of the elastic-viscoelastic composite body intuitively.



Much longer time (about 500 yr) than the nominal relaxation time (4.6 yr) is needed to complete viscoelastic relaxation.

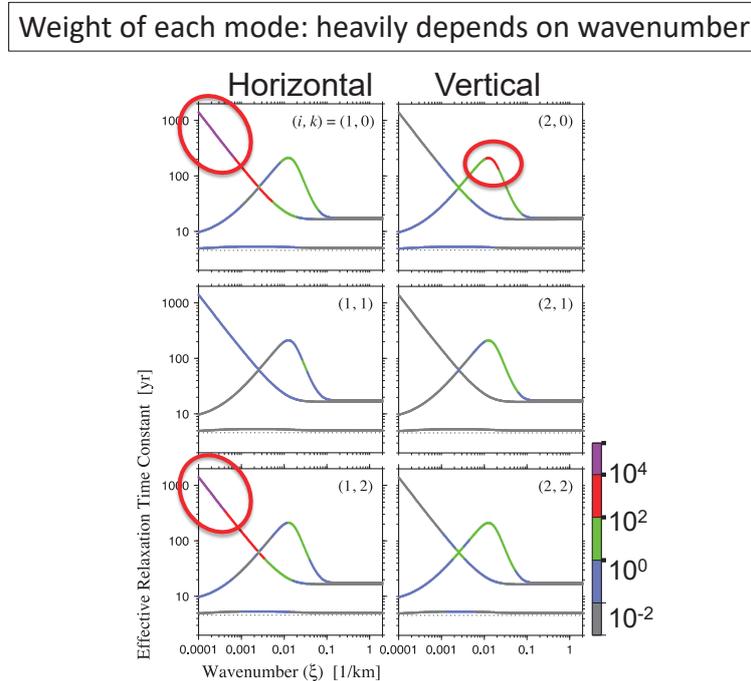
第2図 プレート境界巨大地震後の粘弾性緩和の振る舞い。第1図中央に示した弾性–粘弾性層構造媒質を考え、プレート境界を模した曲線上に一律に5mの滑りを与える。変形は全て粘弾性緩和によるもので、余効滑りなどは与えていない。また、簡単のため2次元で計算している。弾性層の厚さは35km、粘性率と剛性率の比で定義される粘弾性層の Maxwell 緩和時定数は4.6年である。実際の緩和には、4.6年よりも遥かに長い時間を要することが分かる。

Fig. 2 Coseismic displacement ($t = 0$) and its viscoelastic relaxation ($t > 0$) associated with a megathrust earthquake. The earthquake ruptures the whole plate interface within the lithosphere at $t = 0$. The plate interface is represented by the solid curve, which extends infinitely along the strike of an island arc, i.e., computations are carried out as a two-dimensional problem. The displacement discontinuity (fault slip) of the earthquake is 5 m uniformly along the plate interface. The sum of the coseismic and postseismic displacements is shown. Note that viscoelastic stress relaxation proceeds much longer than the nominal relaxation time of the asthenosphere (4.6 years).



第3図 プレート境界巨大地震後の水平（上）および垂直（下）変位速度の時間変化. 一部地域で変位方向の逆転さらには再逆転が生じている. 変位の逆転が起きていない地域でも, 変位速度の減衰は原則として指数関数的になっていない.

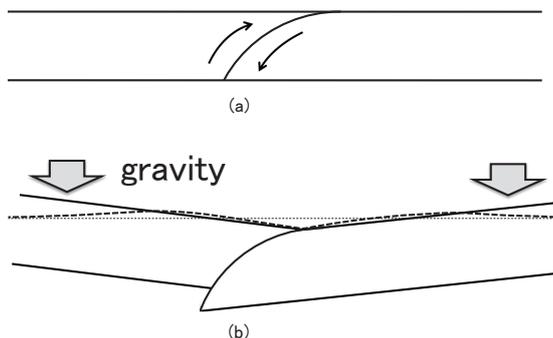
Fig. 3 Profiles of horizontal (a) and vertical (b) surface displacement rates at different times. In each diagram, the broken line represents the profile of coseismic displacement (the scale is on the right-hand side), but the sign of it is reversed for comparison. The inset of (b) is the enlargement of the displacement-rate profiles near the trench.



第4図 緩和時定数の波数依存性と重み. 左列は水平変位に, 右列は垂直変位に対応し, i は Bessel 関数の次数に対応している. 3つの緩和時定数のうち, 一つは純粋な Maxwell 物体 (点線) とほぼ同じだが, 他の二つは波長に応じて大きく変化していることが分かる. 緩和時定数は, 純粋な Maxwell 物体よりも一般に長くなる. 重みは色で示されている (スケールバーは右下). 6つのパネルにおいて, 緩和時定数と波数の関係は全て同じだが, 重みは数桁にわたる範囲で大きく変化する.

Fig. 4 The dependence of the effective relaxation time constants on wavenumber and its weight. The weight is indicated by the color scale at the lower right. The cases of $i = 1$ and 2 correspond to the components of horizontal and vertical displacements, respectively; k corresponds to the order of the Bessel function. Note that the weight of each mode changes several orders of magnitude, which results in the characteristic behavior of viscoelastic relaxation.

For a circular fault, deformation occurs solely due to gravity



Gravitational equilibrium is retained at a far distance from the trench.

第5図 (a) 一様な曲率の円弧状のプレート境界を考え、そこに一様な大きさの変位の食い違いを与える。(b) 与えられた変位の食い違いにより、海側プレートは反時計回りに、陸側プレートは時計回りにブロック的に回転運動をする(実線)。しかし、実際には重力が働くため、プレート境界から十分離れた遠方では、垂直変位はゼロになる。そのため、島弧-海溝-外縁隆起帯、という沈み込み帯の特徴的な地形が再現される(点線)。

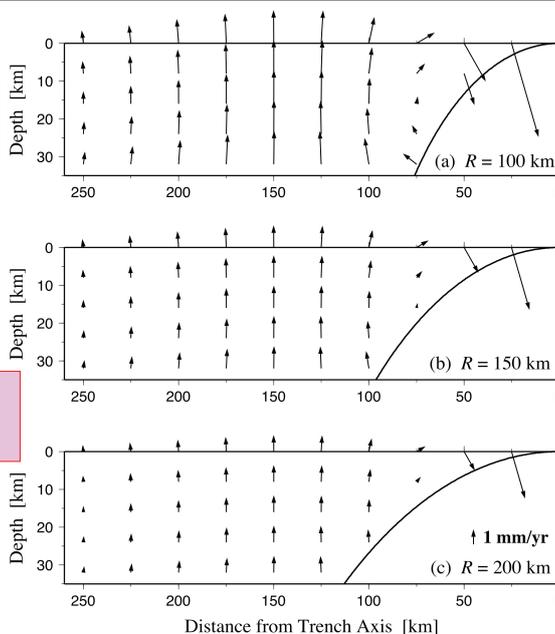
Fig. 5. (a) The plate subduction is represented by displacement discontinuity along the plate interface, as shown by the arrows. Here, the curvature of the plate interface is constant. (b) Without gravity, the displacement discontinuity results in clockwise rotation of the overriding plate and counterclockwise rotation of the underlying plate without deformation (solid lines). The gravity, however, requires the lithosphere at a distance from the trench to remain in the original gravitational equilibrium state (thick broken line). The thin broken line represents the level of original Earth's surface.

Deformation of island-arc lithosphere due to steady plate subduction

$$v_{pl} = 5 \text{ cm/yr}$$

Dislocation along a fault with Constant Curvature

Deformation rate is strictly proportional to curvature



第6図 海洋プレートの沈み込みによる島弧の変形運動の曲率依存性。プレート境界形状として一様な曲率を持つ円弧を採用し、曲率半径 R を 100 km (a), 150 km (b), 200 km (c) と変化させた。変形速度は、曲率に厳密に比例する。プレート収束速度は 5 cm/yr とした。

Fig. 6 Dependence of displacement rates of the island-arc lithosphere due to steady plate subduction on the radius of curvature R (100 km (a), 150 km (b), and 200 km (c)). The curved solid line indicates the plate interface. The plate convergence rate is 5 cm/yr.