

海洋プレート内地震の発生頻度と海底年代の関係および その発生メカニズムの考察

Relation of Seismicity to Ocean Floor Age within Stable Plates and Its Implication for the Mechanism of Intraplate Earthquakes

上山和也・深畑幸俊

Kazuya UHEYAMA and Yukitoshi FUKAHATA

Synopsis

For stable oceanic plates, we investigate the relationship between seismicity and ocean floor age by using IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) and ocean floor age data. For each age range, the number of earthquakes are counted, and then normalized by the area. As a result, seismicity in stable oceanic plates decreases with the seafloor age until 50 Ma; after that, seismicity is low with some fluctuation. This result suggests that not the absolute value of thermal stress but the change rate of it mainly controls the seismicity. We also investigate the difference of seismicity in areas (the Pacific, Indian, and Atlantic oceans). For young ocean floors, the seismicity is the highest in the Atlantic, where the spreading rate is the slowest, while the seismicity is the lowest in the Pacific, where the spreading rate is the fastest. The difference in seismicity is considered to be ascribed to the difference in the spatial derivative of thermal stress.

キーワード: 熱応力, プレート内地震, 海洋底年代, 地震活動度

Keywords: Thermal stress, Intraplate earthquake, Ocean floor age, Seismicity

1. はじめに

世界では毎日数多くの地震が観測されている(Fig. 1). 地震はプレート境界およびその周辺に局在して

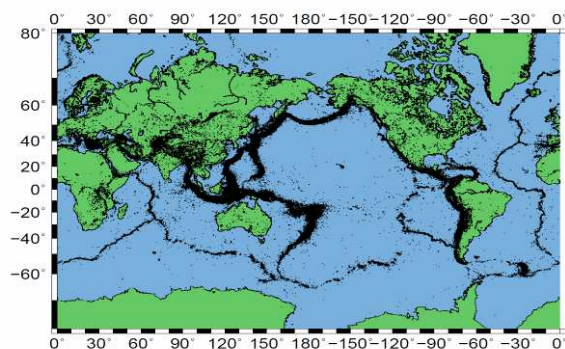


Fig. 1 Global seismicity (1985-2014, $M \geq 4.0$, after IRIS). Epicenters of earthquakes are shown by small dots.

発生するという特徴を持つ。例えば、プレート沈み込み境界に位置する日本では、地震の発生頻度が非常に高い。その一方、安定なプレートの内部では地震の発生は比較的珍しいが、全く起こらないというわけではない。学問的な視点で見ると、安定した海洋プレートは、沈み込み帯などと比較してテクトニック環境が単純であるという利点がある。そこで本研究では、安定な海洋プレート内で発生する地震について調べることで、地震発生メカニズムの側面に迫ろうと考えた。

地震は、地球内部に何らかの原因で蓄積された応力の解放過程として理解される。海洋プレート内に応力を蓄積するおそらく最も主要なメカニズムは、プレートの冷却・収縮による熱応力である(例えば、Wiens and Stein, 1983; Kreemer and Gordon, 2015;

Sasajima and Ito, 2016). 海洋プレートは海嶺で生産され時間とともに冷却されていく。そのため、熱応力は海洋プレートの年代とともに増加していくと考えられる。温度に依存する粘弾性を考慮した Korenaga (2007) の計算によると、海嶺でプレートが生産されてから 5,000 万年後には、深さ 25 km 以浅で蓄積される熱応力は 1 GPa を上回る。岩盤の脆性強度を考えるとこれは地震を発生させるのに十分な応力である。一方で、約 30 年前になされた研究では、安定な海洋プレート内の地震活動度は、海洋プレートの年代とともに約 4,000 万年まではほぼ単調に減少する傾向があることが示されている (Wiens and Stein, 1983; Bergman, 1986)。

安定な海洋プレート内の地震は、1960年代後半のプレートテクトニクス の成立や世界的な地震観測網の構築などを受けて、1970年代から1980年代にかけて精力的に調べられたが (例えば、Wiens and Stein, 1983; Okal, 1983; Bergman, 1986) , 地震の発生頻度が低いためか、その後は下火になったようである。しかし、それ以降約30年もの時間が経過し、地震のデータは大きく蓄積された。そのような背景があるためか、ごく最近になって興味深い研究も散見されるようになった。例えば、Kreemer and Gordon (2015) は太平洋プレート内で発生した主な地震について、その積算モーメントとプレート年代の関係を示した。Sasajima and Ito (2016) は、安定な海洋プレート内で発生した地震について調べて比較的古い海洋底でグーテンベルグ・リヒター則の**b**値が異常に大きな値を持つことを発見し、その原因を応力蓄積速度が非常に小さいためと考えられることを示した。

本研究では、長期間にわたって蓄積された地震データを用いて安定な海洋プレート内部で発生する地震活動度と海底年代との関係を明らかにし、それを基に地震の発生メカニズムについて考察する。

2. 方法

地震イベントのデータとしては、全世界を長期間カバーするIRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) の地震カタログを用いた。IRISの地震カタログには、地震の震源位置、発生時刻、マグニチュードなどの情報が含まれている。用いたデータの期間は1985年1月1日から2014年12月31日までの30年間とし、マグニチュード**M**が4.0以上の地震を選んだ。前章で示したFig. 1は、この条件下で抽出した全球の全地震データ378,549個をプロットしたものである。

海洋底の年代については、Müller et al. (2008) がコンパイルしたデータを用いた。そのデータはGMT (Generic Mapping Tool, Wessel and Smith, 1998) で描

画できるデジタルデータとなっており、<http://www.earthbyte.org/Resources/agegrid2008.htm> からダウンロードした。この論文を通して、海洋プレートの年代は500万年間隔で暖色系 (若い) から寒色系 (古い) へと色付けをしている (Fig. 2) 。

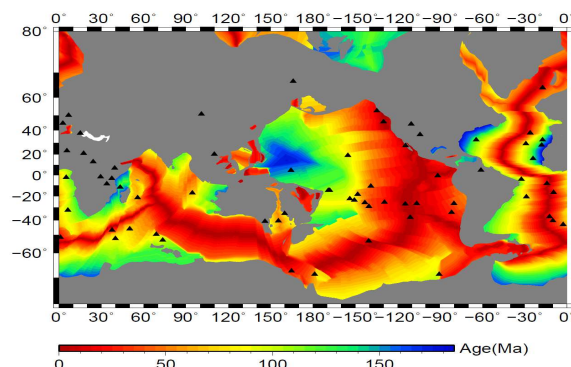


Fig. 2 Ocean floor ages compiled by Müller et al. (2008). The locations of hot spots (Morgan and Morgan, 2007) are also shown by triangles.

安定な海洋プレートにおける地震活動度と年代との関係を調べるために以下の手順でデータを処理した。初めに、Müller et al. (2008) のコンパイルで海底年代が得られていない地域、つまりFig. 2で灰色で表示されている地域は非海洋底であり、まずはその地域で起こった地震を除外した。次に、テクトニクに活発な領域、即ち、海底年代が0 - 500万年の領域、プレート境界の近傍、縁海、ハワイなどいくつかのホットスポット周辺で起こった地震を除外した。海洋地域について、解析に用いた領域を黒で、除外した領域をカラーでFig. 3に示す。

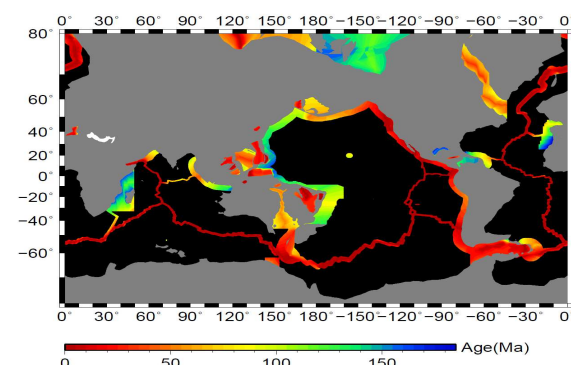


Fig. 3 The region of stable ocean floors (black). The earthquakes that occurred beneath the black region were analyzed. Earthquakes that occurred in the non-oceanic area (gray) and tectonically active regions (color), such as near plate boundaries, marginal seas, and hotspots, were removed.

海嶺とトランスフォーム断層からは120 km以内、海溝からは400 km以内で発生した地震を除外した。

ここで、プレート境界のデータはBird (2003)を用いた。但し、トンガ海溝、ニューヘブリデス海溝、およびカリブプレート北縁のトランスフォーム断層周辺に関しては例外的に範囲をより広く取った。また、北アフリカ西岸地域および (150°E, 60°S)付近で海嶺から枝分かれしている地震活動域も除外した。縁海の分布域としてはTamaki and Honza (1991)を参照した。カナダとグリーンランドの間、オーストラリアとニュージーランドの間、マダガスカルとアフリカ大陸の間の海洋底は、かつて海嶺が活動ないしは枝分かれしたものであり、縁海に準じるものとして除外した。北極海についても簡単化のため除外した。ホットスポットの位置は、Morgan and Morgan (2007)のコンパイルを参照した (Fig. 2)。ホットスポットの位置と地震の震央分布 (Fig. 1) を重ね合わせて、顕著な地震の発生が見られたハワイなど4つのホットスポット (155.2°W, 19.0°N), (91.6°W, 0.4°S), (106.5°W, 26.4°S), (73.5°E, 53.1°S) について、その周辺の地震を除外した。さらに、1985年から2000年にかけて局所的 ((140°W, 20°S) 周辺) に集中して発生した地震は群発地震と考えられることから、その地震群も除外した。最後に、2012年4月に発生したスマトラはるか沖地震 (M8.6) の余震活動と考えられる地震を除外した。これらの処理を施すと、本研究の

解析対象の地震数は1,369個となった (Fig. 4)。

3. 結果と議論

前章で述べた方法で得られる地震活動度と海底年代の関係について、3.1節ではまず全体的な傾向を概観する。3.2節では、太平洋・大西洋・インド洋の各大洋毎にどのように傾向が異なるか或いは一致するか地域的な変化を調べる。3.3節では3.1および3.2節で得られた結果から、安定な海洋プレート内部で発生する地震の活動度と海底年代の関係について、熱応力を基に考察する。

3.1 全体的な傾向

初めに、地震の検知能力を確かめるために、解析対象とした地震がマグニチュードと累積地震数との関係を表すグーテンベルグ・リヒターの式

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

に従うか否か調べた。ここで、 M はマグニチュード、 $N(M)$ はマグニチュード M 以上の地震数を表し、 a 、 b はパラメータである。マグニチュードの大きさを0.5ごとに分類して地震の個数を数え累積数を取り、最

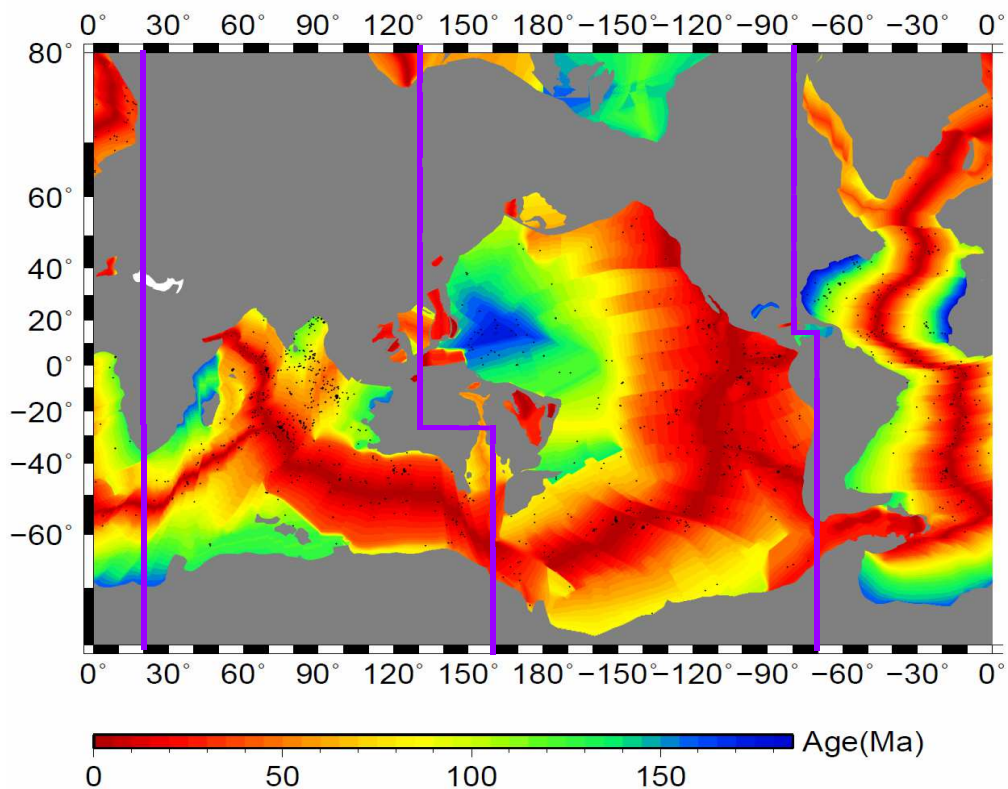


Fig. 4 Distribution of the seismic events (black dots) analyzed in this study. The total number of events is

1,369. The boundaries of the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans are also shown by purple lines.

小二乗法でフィッティングすると $a = 7.1$, $b = 0.96$ と求まった (Fig. 5). 多くの場合 b の値はおよそ 1.0 であり, 本研究のデータはそれと整合的である. また, マグニチュードに対する累積地震個数がフィッティングした直線上にほぼ位置していることから, 本研究での地震検知能力は概ね十分であると考えられる.

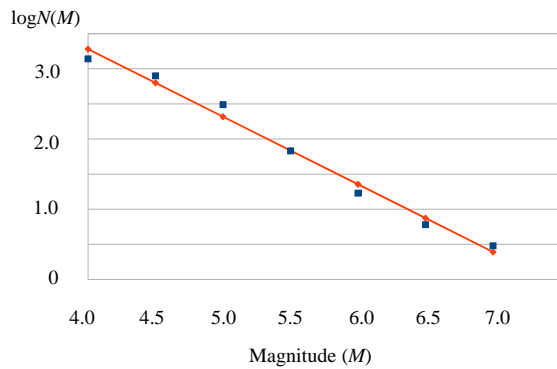


Fig. 5 Magnitude-frequency distribution of the seismic events that occurred beneath stable ocean floors. $N(M)$ represents the cumulative number of events with a magnitude larger than M . The red line is the least-square fitting to the data points $N(M)$.

次に, 安定な海洋プレート内で発生した地震数と海底年代の関係を示す (Fig. 6). ここで, 海底年代と地震発生数の関係を定量的に比較するには, 地震発生数が海底年代以外の要素から受ける影響を極力排除した方がよい. そのため, 地震発生数を海底年代の面積で規格化するという操作を行った. 安定な海洋底の年代毎の面積を Fig. 7 に, 年代ごとの地震発生数をその面積で規格化したもの (以降 EPA (Events Per Area) と呼ぶ) と年代との関係を Fig. 8 に示す. ここで EPA の値が 1 とは, $1,000 \text{ km} \times 1,000 \text{ km}$ の範囲に地震が 1 個発生していると定義した. 多少ばらつきはあるものの, 全体的な傾向として海底年代が 5,000 万年までは年代とともに地震発生数および EPA は減少

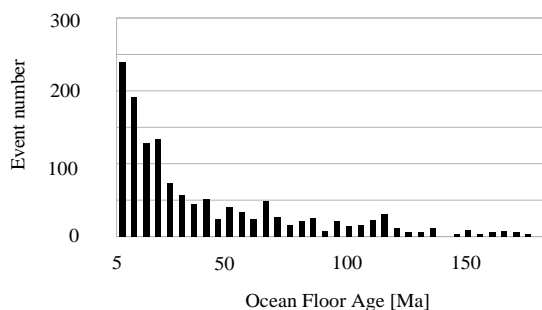


Fig. 6 Relation between ocean floor age and the number of seismic events.

していくことがわかった. なお, M が 4.0 以上では検知能力が必ずしも十分とはいえない可能性もあるため, M が 4.5 以上と 5.0 以上の EPA も合わせて確認した. どちらも M が 4.0 以上のときと同様, 海底年代が 5,000 万年までは年代とともに EPA が減少していることがわかる (Fig. 8).

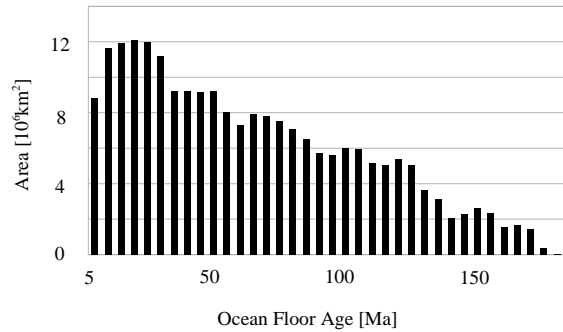


Fig. 7 The area of stable ocean floor as a function of its age.

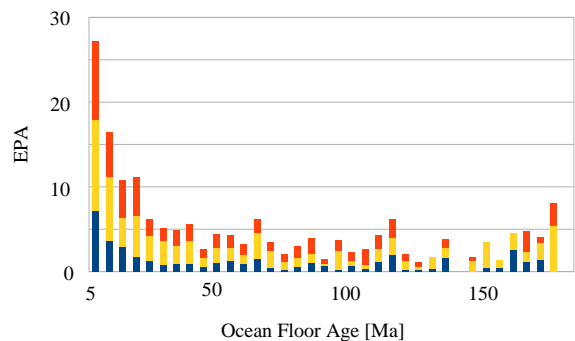


Fig. 8 Relationship between the ocean floor age and the normalized number of seismic events. EPA, which stands for events per area, is defined as 1 event per 10^6 km^2 . The red, yellow, and blue bars represent seismic events with a magnitude of $4.0 \leq M < 4.5$, $4.5 \leq M < 5.0$, and $5.0 \leq M$, respectively.

Fig. 8 で示された, 海洋プレート内の EPA が 5,000 万年までは海底年代とともに減少するという結果は約 30 年前に Wiens and Stein (1983) らが示した傾向に概ね一致しており, 大きく増えた地震データを基に, 彼らの結果を確認したことになる. ただし, 彼らの結果では, 地震の発生数が少ないため, 4,000 万年以降は海底年代とともに EPA が減少していくのか, あるいは横ばいなのかについてはよく分からなかった. 本研究の結果から, 5,000 万年以降では EPA が基本的に横ばいであることが分かった. これは, 5,000 万年よりも古い海洋プレートについては, 冷却速度が十

分遅くなるため、応力の主要な蓄積源が熱応力ではなくなっていることを示唆している。そして、そのように目立った応力の発生源がない安定な海洋プレートでは、 b 値が異常に大きくなるのであろう (Sasajima and Ito, 2016)。

3.2 地域的な変化

全データを3つの主要な大洋である太平洋、大西洋、インド洋に分けて、各大洋内での地震発生数と海底年代の関係から地域的な変化について調べた。各大洋の境界は、Fig. 4に示すように定めた。このとき、各大洋の年代毎の面積はFig. 9のようになる。面積で規格化した各大洋の地震発生数 (EPA) をFig. 10に示す。前節で述べた全体的な傾向と同様に、どの大洋に関しても、海底年代が約5,000万年まではEPAは年代とともに減少している。しかし、前節で示した全データについては、5,000万年以降EPAはほぼ横ばいだったが、この傾向については大洋毎に違いが見られる。例えば、インド洋に関しては、5,000万年以降でも地震活動が活発で、時折顕著に増加もしている。これは、インド・オーストラリアプレートとユーラシアプレートとの衝突により、インド亜大陸よりも南のインド・オーストラリアプレートの海洋底においても応力が蓄積されているためと考えられる (例えば、Sasajima and Ito, 2016)。大西洋でも、1億年以降の領域でEPAが大きくなっている。非活動的の縁辺部でも、大陸と海洋底の境界周辺では、

応力が蓄積し易いといったことがあるのかも知れない。太平洋でも1億5千万年前後の非常に古い海洋底でEPAが増加している。これも何らかのテクトニクな原因があるのかも知れない。しかし、大西洋でも同様だが、非常に古い海洋底は面積が小さいのでEPAの値がふらつき易くなっており、そのことが効いている可能性もある。いずれにせよ、5,000万年までは明瞭に減少する一方、その後の振る舞いについては地域毎にばらつくということは、5,000万年までは地震の発生原因として熱応力が主因である一方、それ以降では他の要因が重要になるという考えと整合的である。

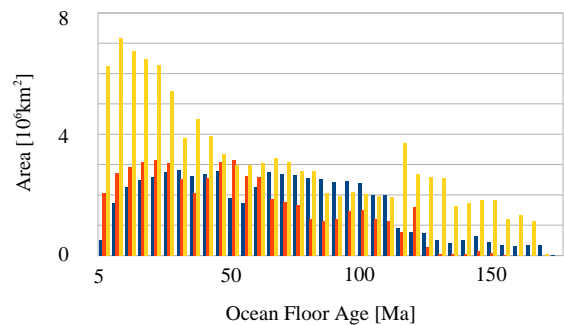


Fig. 9 The area of the stable Atlantic (blue), Indian (red), and Pacific (yellow) oceans as a function of the ocean floor age.

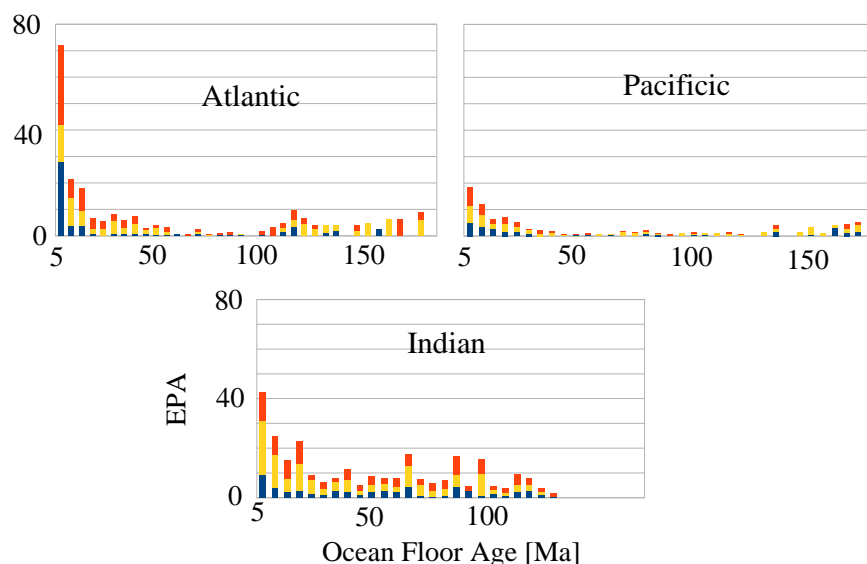


Fig. 10 Relation between the ocean floor age and EPA (events per area) for each ocean. The red, yellow, and

blue bars represent seismic events with a magnitude of $4.0 \leq M < 4.5$, $4.5 \leq M < 5.0$, and $5.0 \leq M$, respectively.

次に、インド洋についてはプレート間の衝突が影響を及ぼしていると考えられるため除外して、太平洋と大西洋のEPAについて比較すると、両者とも5,000万年までは急激に減少し、その後はほぼ横ばい、非常に古い領域ではEPAがやや増加、という特徴は共通している一方、EPAの絶対値に顕著な違いがある。つまり、大西洋の方が太平洋よりもEPAが大きく、特に2,000万年以下の若い海洋底でこの傾向が顕著である。両海洋のEPAの大小の原因については、次節で考察する。

3.3 熱応力との関連

まず、海洋プレートのEPAが、特に若い海底年代において年代とともに低下する原因について考察する。1章でも述べたように、海洋プレートに蓄積される主要な応力である熱応力は、プレートが年代とともに冷却・収縮することで増加する。仮に、熱応力の値そのものがEPAを左右するならば、EPAは年代とともに増加する筈だが、実際にはEPAは年代とともに低下している。この特徴は、EPAは、熱応力の値そのものではなく、年代に伴う熱応力の変化率に起因すると考えれば説明が付く。また、5,000万年を越える海洋プレートでは、冷却に伴う熱応力の変化率が地震を起こすには十分でなくなるのである。

ここで、熱応力の蓄積メカニズムについて簡単に述べる(Fig. 11)。一般に、物体は熱せられると膨張し冷やされると収縮する。まず、ある物体を冷却したときその温度低下に相当する分だけ収縮することを考える(Fig. 11の緑線)。これを自由収縮という。このとき、物体内に応力は発生しない。ところが、何らかの原因で物体を冷却しても自由収縮できない(Fig. 11の黒実線)とすると、収縮できない量に相当する分の応力が物体に蓄積される。このメカニズムにより蓄積される応力のことを熱応力という。今、海洋プレートは自由収縮できないと仮定すると、プレートに蓄積される熱応力は年代とともにプレートが冷却される分だけ増加するのでプレートの温度変化に比例すると考えてよい。例えば、Korenaga (2007)の計算では、プレート運動を2次元的に考え、深さ方向には自由に収縮できるが海洋底の拡大方向には収縮しないと仮定している。しかし、海洋プレートの浅部で蓄積される熱応力が1 GPaを越えることから、この計算の仮定はかなり乱暴であるように思われる。実際には、拡大方向にも相当程度収縮しているのであろう(Kreemer and Gordon, 2015)。その一方、海嶺軸方向に縮むことは難しいと考えられる。海洋プレート内に亀裂が生じてしまうからである。Fig. 12に示すように、プレートの拡大方向をx軸、海嶺

軸方向をy軸とし、拡大方向には自由に収縮できるが海嶺軸方向には自由に収縮できない状態を考える。おそらくこれが、海嶺軸から拡大する海洋プレートに対する第一近似的な境界条件であろう。このとき、年代とともにプレートが冷却されるに従い、拡大方向に蓄積される熱応力 σ_{xx} はゼロである一方、海嶺軸方向には自由収縮できない分の熱応力 σ_{yy} が蓄積される。

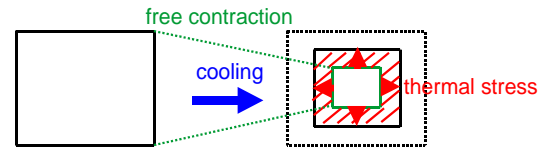


Fig. 11 Schematic illustration of the basic mechanism of thermal stress accumulation. When a material is cooled, it commonly contracts. If it can contract freely (the green square), no thermal stress is generated, while it cannot contract freely due to some reason (the black square), this leads to thermal stress within the material.

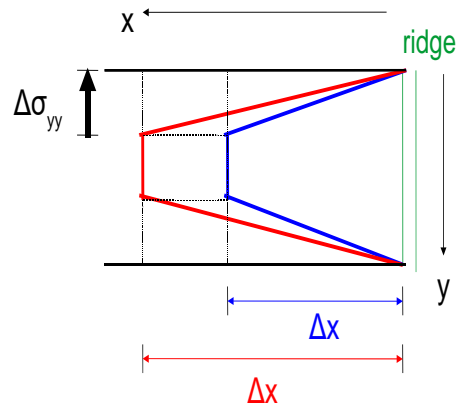


Fig. 12 Schematic illustration of thermal stress accumulation in oceanic plates. We assume that an oceanic plate generated at the ridge (right edge) can contract freely in the spreading direction (x), while it cannot contract in the ridge direction (y). Then, σ_{xx} would be zero, while σ_{yy} has a non-zero value. When the ridge-spreading rate is different as in the Pacific and the Atlantic (it is significantly faster in the Pacific), the spatial gradient of σ_{yy} ($\partial\sigma_{yy}/\partial x$) is also different. A slower spreading rate (blue lines) results in larger gradient of σ_{yy} than a faster spreading rate (red lines), which would be the cause of the larger EPA in the Atlantic than in the Pacific.

太平洋と大西洋の特に若い海洋底でEPAが顕著に異なる問題に戻ると、両海洋で顕著に異なるのはプレートの拡大速度である。太平洋では大西洋よりも全般に倍程度の速度で海洋底の拡大が起こっている。そのため、ある海洋底の年代における σ_y は二つの大洋で共通だが、その空間勾配は、海洋底拡大速度の違いを反映して、大西洋の方が太平洋よりも大きくなる(Fig. 12)。これが、太平洋より大西洋の方がEPAが大きい理由ではないかと考えられる。

4. まとめ

安定した海洋プレートは、沈み込み帯などと比較してテクトニック環境が単純であるという利点があるため、そこで発生する地震について調べることで、地震発生メカニズムの側面に迫ることを考えた。1985年以降30年間のIRISの地震カタログ(M4.0以上)を用いて、安定な海洋底で発生した地震数と海洋プレートの年代に対する関係を明らかにした。この結果、安定な海洋底の面積で規格化した地震の発生数は、5,000万年までは海底年代とともに低下する一方、それよりも古い年代ではほぼ横ばいとなることが分かった。さらに、地域的な地震活動度の違いを見るために海洋を太平洋、インド洋、大西洋の3つの領域に分けて調べた。この結果、太平洋よりも大西洋の方が特に若い海洋底で地震活動度が高いことが分かった。これらの原因として、地震活動度を決定する要因は熱応力の絶対値ではなくその時間変化と考えられること、5,000万年よりも古い海洋プレートで生成される熱応力は地震を発生させるには小さいと考えられること、拡大速度の違いによる熱応力の空間勾配の違いが地震を発生させる上で重要と考えられることを示した。

参考文献

Bergman, E.A. (1986): Intraplate earthquakes and the state of stress in oceanic lithosphere, *Tectonophysics*, Vol. 132, pp. 1-35.

Bird, P. (2003): An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosys.*, Vol. 4, doi: 10.1029/2001GC000252.

Kreemer, C. and Gordon, R.G. (2015): Pacific plate deformation from horizontal thermal contraction, *Geology*, Vol. 42, pp. 847-850, doi: 10.1130/G35874.1.

Korenaga, J. (2007): Effective thermal expansivity of Maxwellian Oceanic lithosphere, *Earth and Planet. Sci.*

Lett., Vol. 257, pp. 343-349.

Morgan, W.J. and Morgan, J.P. (2007): Plate velocities in the hotspot reference frame, *Geol. Soc. Am. Special Papers*, Vol. 430, pp. 65-78.

Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W.R. (2008): Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's oceanic crust, *Geochem. Geophys. Geosys.*, Vol. 9, Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743.

Okal, E.A. (1983): Oceanic intraplate seismicity, *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 11, pp. 195-214.

Sasajima, R. and Ito, T. (2016): Strain rate dependency of oceanic intraplate earthquake b-values at extremely low strain rates, *J. Geophys. Res.*, Vol. 121, pp. 4523-4537.

Tamaki, K. and Honza, E. (1991): Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific, *Episodes*, 14, Vol. 3, pp. 224-230.

Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998): New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, Vol. 79, pp.579.

Wiens, D.A. and Stein, S. (1983): Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, pp. 6455-6468.

(論文受理日 : 2017年6月13日)