

中央海嶺の地震活動

吉井敏尅

Seismic Activity on the Mid-oceanic Ridge Axes

Toshikatsu YOSHII

(Received November 20, 2003)

Seismic activity on the mid-oceanic ridge axes and its relation to spreading rates at the ridges are examined. Hypocentral data compiled by the International Seismological Centre are plotted on bathymetrical relief maps, and mechanisms of the earthquakes are checked using centroid moment tensor solutions compiled by scientists of Harvard University. A clear relation between the seismic activity and spreading rates is obtained. Ridge axes with large spreading rates are characterized by low seismic activity. This situation may be a reflection of difference of thermal structure beneath ridge axes with different spreading rates.

Keywords: mid-oceanic ridge, seismic activity, thermal structure

1 はじめに

地震の震源の分布は、テクトニクスを論ずる上でもっとも基本的な情報である。とりわけ地球全体の震源分布図は、グローバルなテクトニクスの研究に欠かせない、いわば必需品である。この種の世界の震源分布図としては Barazangi and Dorman (1969) によるものがとくに有名で、1980年代までの多くの地球科学の研究に引用されてきた。かれらの震源分布図は、当時の米国沿岸測地局（現在の National Oceanic and Atmospheric Administration, 海洋大気局、以下 NOAA と略）が1961年から1967年までに決定した約3万個の震源をプロットしたもので、たとえば、理科年表にも昭和61年版まではこの図が載っていたので、わが国でもさまざまなところで引用される機会が多かった。

吉井・他(1986)は、International Seismological Centre (国際地震センター、以下 ISC と略) による震源データ

を使って、より精度の良い世界の震源分布図を作ることを試みた。ISCは英国に本部のある国際的な地震のデータセンターで、日本を含む多くの国の出資によって運営されている。このISCでは世界中の地震観測点からの報告を集約して震源決定の処理を行っており、1964年以降の震源データ等が公表されている。ISCが処理した膨大なデータは、ある時点から磁気テープにより計算機可読な形で提供されるようになり、現在ではCD-ROM、あるいはインターネットを通じても広く提供されている。Barazangi and Dorman (1969) が利用した米国沿岸測地局の震源データは、政治的な理由によって、当時のソ連や中国などの観測点で得られたデータを使わないかなり偏ったものであるのに対して、ISCではこれらの国のデータも使っているのは、はるかに均質で精度の良いものとなっている。

吉井・他(1986)が新しい震源分布図を作るきっかけとなったのは、処理する計算機の性能が Barazangi and

Dorman (1969) の時代に比べて格段に向上したこと、描画するための出力装置としてペンプロッタよりも正確ではるかに高速な静電プロッタやレーザビームプリンタが一般化してきたことであった。このようにして生まれた新しい世界の震源分布図の例は、吉井 (1987) にも示されているほか、昭和62年版以降の理科年表にも採用されるようになった。ここでは、1977年から2000年の期間にISCが決定したマグニチュードが4以上で深さが100km以浅の震源データをもとに作った世界の震源分布図を、図1に示す。

吉井・他 (1986) の著者である吉井、(故) 中村一明、阿部勝征は新しい世界の震源分布図から何が読みとれるか、さまざまな議論を行った。そのなかで、中村は中央海嶺の拡大軸に沿っての地震活動が地域によって差があり、それが中央海嶺における拡大速度に関係があるのではないか、と指摘した。すなわち、中央海嶺の軸に沿って活発な地震活動が認められるのは拡大速度が小さな場合で、拡大速度が大きな場合はほとんど地震活動が認められないのではないか、ということである。

中央海嶺の拡大軸に沿って正断層型の地震が発生し

ているというのが、プレートテクトニクスのもっとも基本的な特徴のひとつである (たとえば、Sykes, 1967)。しかし、図1のたとえば南緯40~45度、西経110度付近の東太平洋海膨を見ると海嶺軸に沿って全く地震活動が見られないのに対して、Sykes (1967) の論文にも登場した大西洋中央海嶺には活発な地震活動が認められる。これらは、拡大速度が大きな海嶺と小さな海嶺の代表的なものである。

他の海域でも確かに海嶺の拡大速度と地震活動に関係があるように見え、中村の考えは定性的には正しいと思われた。しかし、このことをさらに定量的に確かめるには、地震が本当に海嶺軸で発生しているのかを確認するために、海底地形との対応のチェックや海嶺を断ち切るトランスフォーム断層上での地震との発震機構の違いのチェックが必要、という点で当時は十分な情報が得られなかったが、この数年の間に、こうした状況が大きく改善された。本稿では、震源分布図に地形および発震機構の情報を加えることで、中央海嶺軸上での地震活動と拡大速度の関係について検討する。

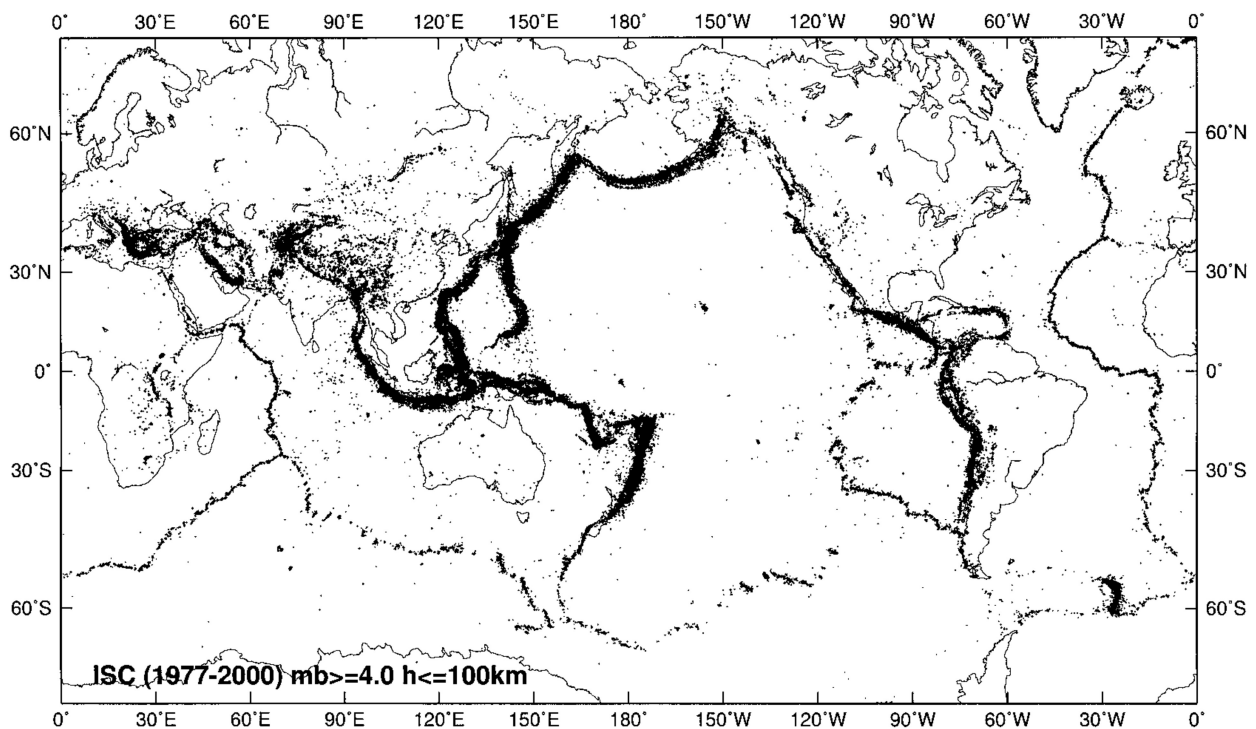


図1 International Seismological Centre の震源データに基づく震源分布図。1977年から2000年までに発生したマグニチュード4.0以上、深さ100km以浅の震源をプロットした。

2 海嶺の地震活動と海底地形、発震機構

この数年の間に、世界の海底地形のデジタルデータが容易に手に入り、手近の計算機で容易に映像化することができるようになった。NOAAの地球物理データセンターでは、世界の陸域および海域の地形を緯度経度12分の1度(5分)のメッシュで覆って数値化したデータ、“ETOPO5”をCD-ROMやインターネット上で提供している。さらに細かい緯度経度2分メッシュ上の数値地形データをまとめた“ETOPO2”も同センターから提供されている。ただし、ETOPO5の海域のデータは実際的水深データをコンパイルしたものなのに対して、ETOPO2における海域のデータは人工衛星による海面高度観測をもとにして内挿等の処理を行ったものである(Sandwell, 1991)。今回は、ETOPO5の一部のデータに修正を加えたもので、やはりNOAAの地球物理データセンターから提供されている“TerrainBase”と呼ばれる地形データを利用することにした。

海嶺軸上の地震かトランスフォーム断層上の地震かを区別するのに役立つ発震機構のデータとしては、Harvard大学のAdam Ziewonskiが中心となって解析してインターネットを通じて公開しているCentroid Moment Tensor(セントロイドモーメントテンソル、以下、CMTと略)の解を利用した。このCMT解は1977年以降の地震についてインターネットを通じて公開されている。

これらの地形および発震機構のデータを、ISCのデータと共にLinuxをインストールした計算機上でデータベース化し、組み合わせ表示することにより解析を進めた。地形の陰影表示に震源や発震機構を重ね合わせて表示するために、Paul WesselとWalter H. F. Smithにより開発されインターネット上でフリーで公開されている“The Generic Mapping Tools”(以下、GMTと略)を使った。

世界中の海域の中央海嶺の部分を拡大して海底地形の陰影表示を作り、これに震源や発震機構を重ねた。例として、大西洋中央海嶺の赤道付近を図2に示す。図2aは海底地形に震源分布を重ねたものである。海底地形は北西から光を当てた陰影図で示した。ISCの震源データは前述のように1964年から提供されているが、CMT解が1977年から提供されていることに合わせて、1977年から2000年までの分をプロットした。

震源のM(マグニチュード)は4.0以上、深さは100km以浅である。海嶺軸およびそれを断ち切るトランスフォーム断層に沿って、ジグザグに震源がならんでいることがわかる。

図2bは海底地形に発震機構の情報を重ねて表示したものである。Harvard大学によるCMT解は、その名のとおり個々の地震の発生機構を表すモーメントテンソル解を提供するものであるが、このファイルにはCMT解に加えて、それにもっともよく合致するいわゆる4象限型の発震機構解も示されている。ここでは、これらの4象限型発震機構解におけるP軸(主圧縮力軸)とT軸(主張力軸)の傾きが水平面から45度以内にあるものに限って、それぞれ赤および黄で方向を示した。すなわち、水平に近いP軸とT軸のみを表示し

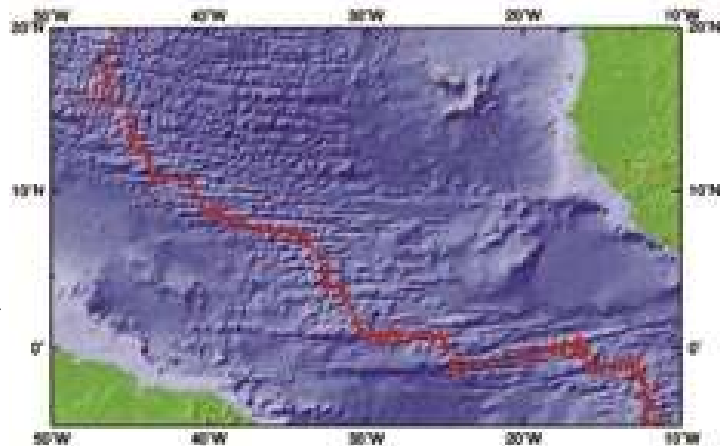


図2a 大西洋中央海嶺の赤道付近の海底地形陰影図と震源分布(M4.0以上、100km以浅)。

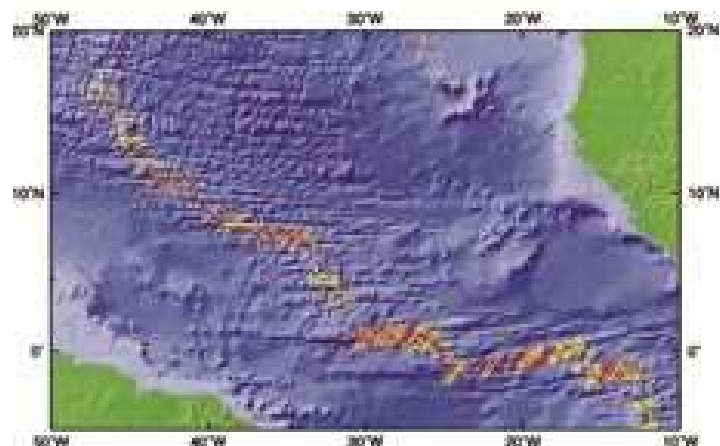


図2b 大西洋中央海嶺の赤道付近の海底地形陰影図と発震機構(赤:P軸、黄:T軸)。

たわけであるから、赤と黄の線が直交する場合は横ずれ断層型、赤のみは逆断層型、黄のみは正断層型の発震機構に対応する。中央海嶺に特徴的な正断層型の発震機構は海嶺の軸に直交する方向の黄色の線、トランスフォーム断層上の横ずれ断層型の発震機構は断層の走向にそれぞれ45度程度で交わる赤黄のX印で表されることになる。

図2bを見ると、東西走向のトランスフォーム断層上に赤黄が直交する横ずれ断層型の発震機構をもつ地震がなっているほか、南北走向の海嶺軸上にはこれに直交するように黄色の正断層型地震がなっている。図2aの震源分布図と合わせて考えると、こ

の海域の中央海嶺では活発な地震活動があることがわかる。なお、トランスフォーム断層上の横ずれ型断層の発震機構を見ると、赤で示されたP軸は北西南東方向、黄で示されたT軸は北東南西方向で、海嶺軸のずれの方向とは逆の右横ずれ断層となっている。これは、トランスフォーム断層の考えと一致するものである。

図3a, bは南米西方沖の地形・震源分布・発震機構である。図1の世界の震源分布図でも明瞭に認められるように、はっきりとした海嶺の地形をもつ南緯50～40度、西経110度付近の東太平洋海嶺の軸上にはまったく地震活動が認められず、当然、正断層型の発震機構も認められない。より南方の北東—南西走向をもつ海嶺軸上でも、正断層型の地震は発生していないことがわかる。図の右上に見られる活発な地震活動は、南極プレートとナスカプレートの境界をなす海嶺とトランスフォーム断層の連なりに対応するものである。ここには、正断層型の発震機構をもつ地震活動も認められる。

もう1カ所の例として、インド洋の中央海嶺3重合点付近の地形・震源分布・発震機構を図4a, bに示す。3重合点から南西に延びる南西インド洋海嶺に沿っての地震活動は連続的で、海嶺の軸上で発生したと見られる正断層型の発震機構をもつ地震が認められる。これに対して、南東側に延びる南東インド洋海嶺に沿っての地震活動は切れ切れで、3重合点付近を除いて海嶺軸に対応する正断層型地震は認められない。北に延びるカールスバーグ海嶺に沿っての地震活動では、正断層型地震が認められる。

図2, 図3, 図4のような図を全世界の主な中央海嶺について作製し、軸上に地震活動が認められる中央海嶺と認められない中央海嶺に分類した。ここで、「地震活動が認められる」という定義は、あくまでも今回使用したISCによるM4.0以上の地震についてのものであることに注意する必要がある。この点については、改めて後述する。

3 中央海嶺の地震活動と拡大速度

前述のように大西洋中央海嶺の軸上では活発な正断層型の発震機構をもつ地震活動が活発なのに対し、東太平洋海嶺などではこのような地震活動が認められないことがわかった。前者は拡大速度の小さな海嶺の代

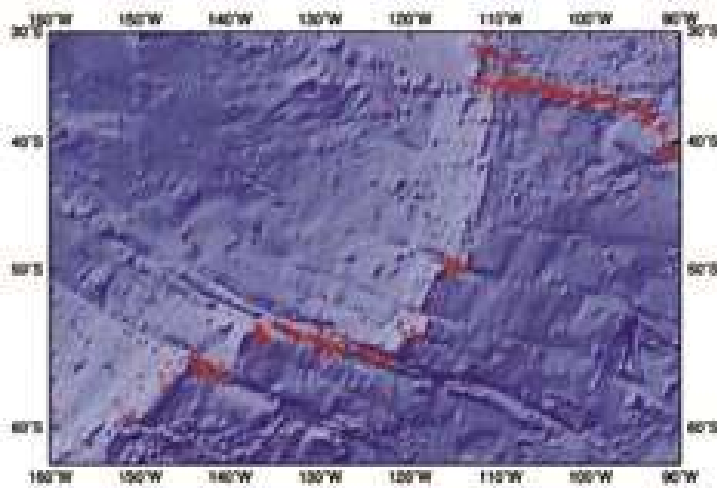


図3a 東太平洋海嶺付近の海底地形陰影図と震源分布 (M4.0以上, 100km以浅)。

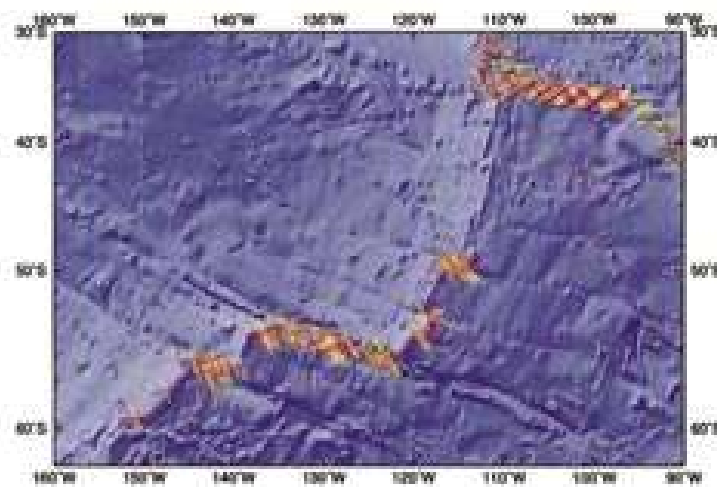


図3b 東太平洋海嶺付近の海底地形陰影図と発震機構 (赤:P軸, 黄:T軸)。

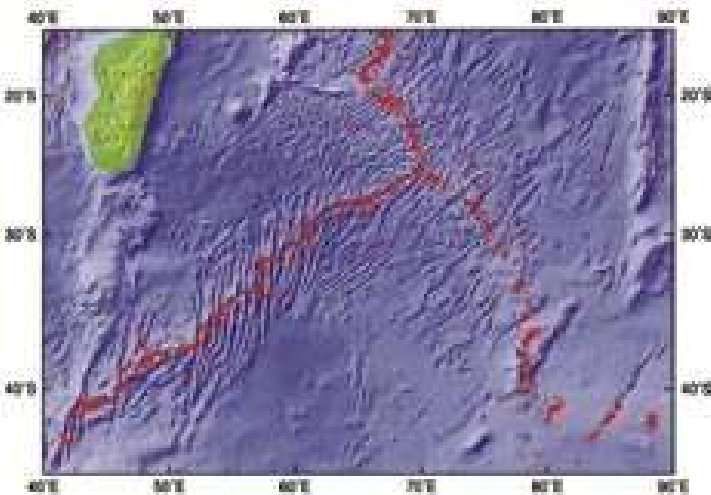


図 4 a インド洋の海嶺 3 重合点付近の海底地形陰影図と震源分布 (M4.0以上, 100km以浅)。

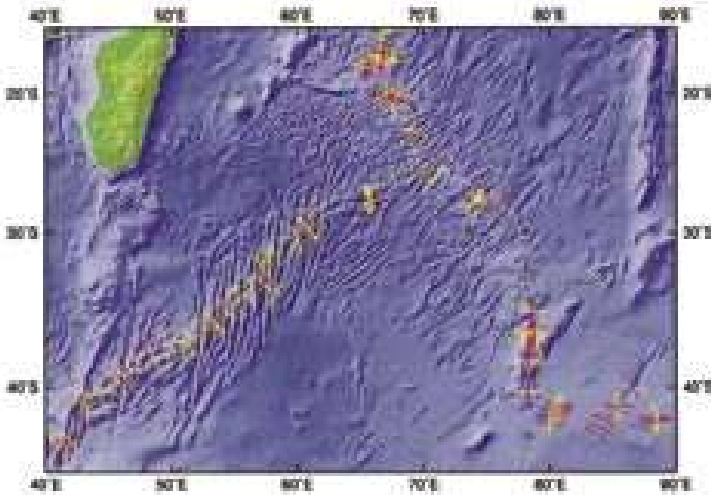


図 4 b インド洋の海嶺 3 重合点付近の海底地形陰影図と発震機構 (赤：P軸, 黄：T軸)。

表, 後者は拡大速度の大きな海嶺の代表とも言えるもので, 地震活動の違いはこの拡大速度の違いと関係があるように思われる。ここでは, 2つのプレート相対運動モデルRM2 (Minster and Jordan, 1978) およびNUVEL-1 (DeMets *et al.*, 1990) について全世界の海嶺軸上での拡大速度を計算し, 先に求めた地震活動との関係を調べることにした。DeMets *et al.* (1994) はより新しいNUVEL-1Aというプレート相対運動モデルを提案しているが, 今回の解析に関係する部分の内容はNUVEL-1とまったく同等である。

これらのプレート相対運動モデルでは, 地球表面をいくつかのプレートに分割して, 2つのプレートの組

み合わせについての相対運動を回転運動の極と回転速度の形で表している。これらの表を使えば, 海嶺軸上の緯度経度とそれがどのプレートとどのプレートの境界であるかを与えることによって, 相対運動の方向と速度を計算することができる。図2に示した東太平洋海嶺は太平洋プレートと南極プレートの境界であり, そこでの拡大速度は10cm/year弱, 図3に示した南米プレートとアフリカプレートの境界である大西洋中央海嶺での拡大速度は3cm/year程度である。

図5は, NUVEL-1について作った海嶺軸上のプレート間相対運動と地震活動の関係を示す図である。RM2について作った図も, こうした形で見ればほとんど違いは認められないので, ここでは示さない。この図では, 線の長さで図上方のスケールに対応する拡大速度を示し, 線の色で地震活動の違いを示した。赤の線は地震活動が低い海嶺軸であること, 青い線は地震活動が高い海嶺軸であることを表す。大西洋中央海嶺やインド洋の3重合点から南西および北に延びる海嶺 (南西インド洋海嶺およびカールスバーク海嶺) で地震活動が高いこと, 東太平洋海嶺やインド洋の3重合点から南東に延びる海嶺 (南東インド洋海嶺) で地震活動が低いことがわかる。

図6はこうした結果をもとに, NUVEL-1およびRM2から計算される海嶺での拡大速度と, 海嶺の長さの総計の関係を見たものである。実線で地震活動が活発な海嶺, 波線で不活発な海嶺の長さの1cm/yearあたりの総計を示した。新しい研究で精度も高いとされているNUVEL-1では, 5~6cm/yearにおける重なりを除けば拡大速度の大きな地震活動の不活発な海嶺と拡大速度が小さくて地震活動の活発な海嶺にきれいに分かれる。RM2では境が少し曖昧だが, 同じ傾向が認められる。すなわち, 地震活動が活発な海嶺と不活発な海嶺は, 拡大速度5~6cm/year程度で分けられることになる。

図6には地震活動が活発な海嶺でもやや拡大速度の大きな場合があることが示されているが, このような例は図5のオーストラリア南方の海嶺にも見られる。ここは“Australian-Antarctic Discordance”とも呼ばれる特殊な海域の近くであり, 他の海嶺とは区別して考える必要がある。

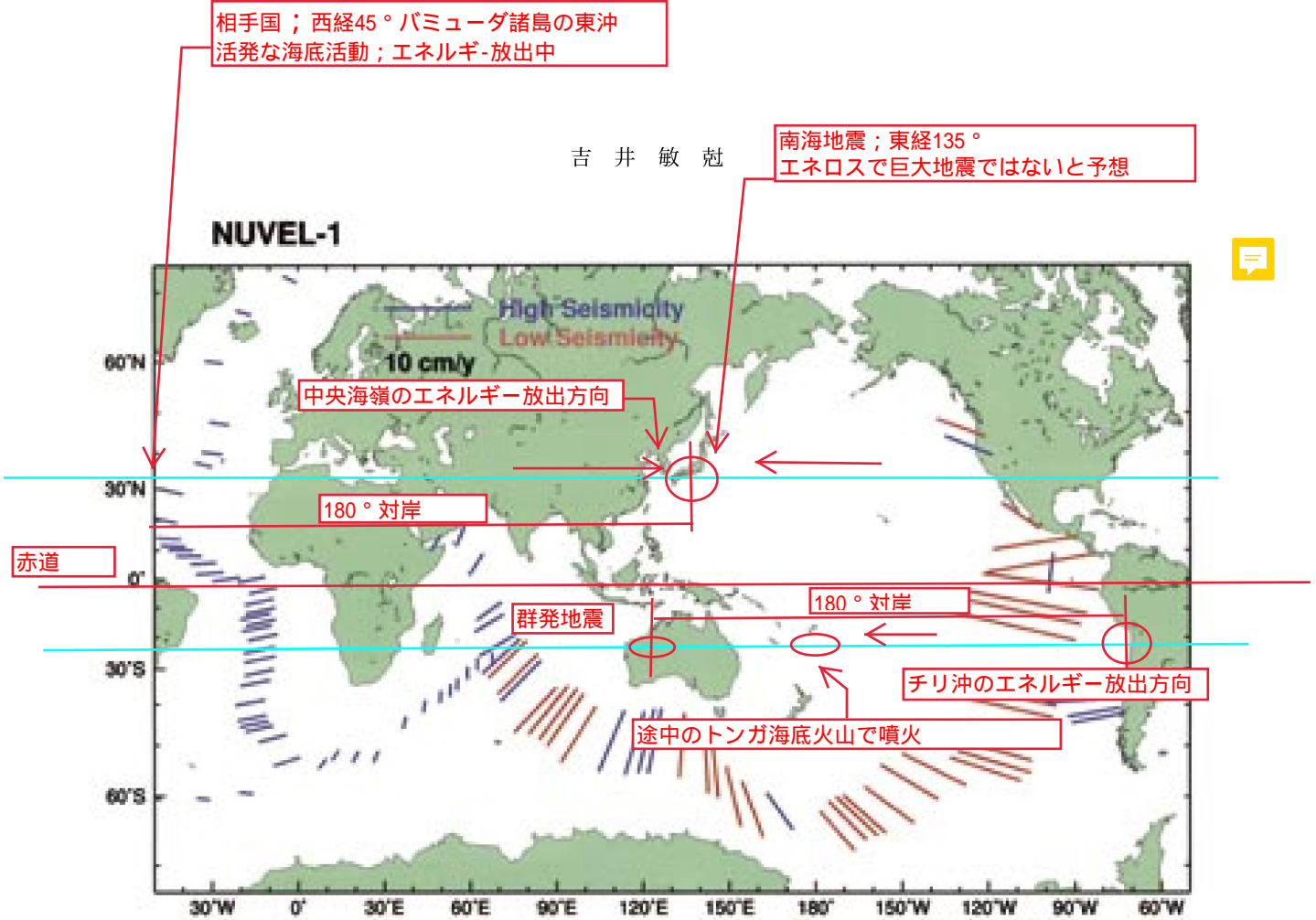


図5 プレート相対運動モデルNUVEL-1による中央海嶺軸における拡大速度の大きさと方向, および中央海嶺軸における地震活動。線の長さで図上方のスケールで示した拡大速度を, 線の色で地震活動を示す。

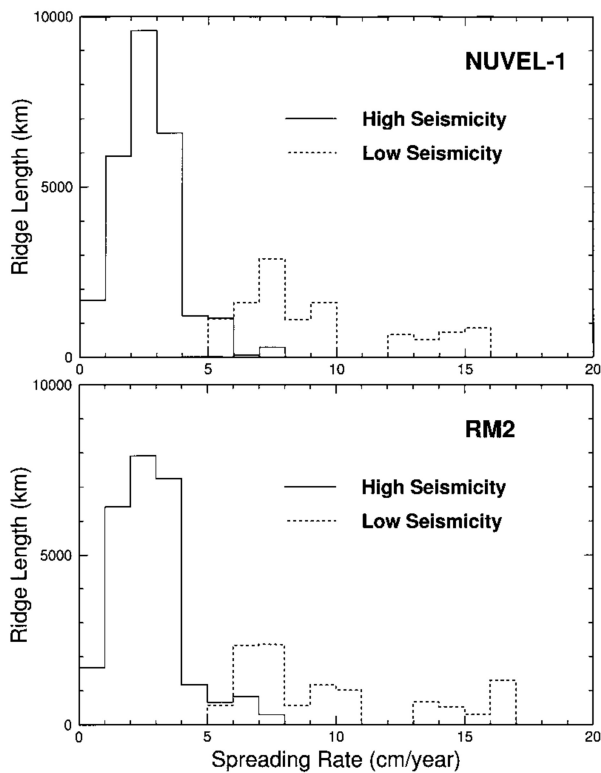


図6 中央海嶺における拡大速度と海嶺の長さの総和の関係。上はNUVEL-1, 下はRM2から計算した拡大速度を用いた。

4 考察

東太平洋海膨が大西洋中央海嶺と同じ中央海嶺なのに海膨と呼ばれるのは, その拡大速度が大きくて地形がよりゆるやかだからである。今回明らかになったように, 中央海嶺の拡大速度は, 地形だけでなく地震活動にも大きな影響を与えている。拡大速度の違いが海嶺付近のさまざまな状況に影響を与えていることは, これまでにも報告されている。

Small and Sandwell (1989) は海嶺軸付近の重力異常が拡大速度によって急変すること, その急変が拡大速度約6.5cm/yearで起こることを示した。すなわち, この拡大速度を境にして, 速度が小さくなるにしたがって海嶺軸付近での重力異常の変化が急速に大きくなるというのである。Chen and Morgan (1990) は中央海嶺にいわゆる中央谷ができるかどうかの境が, 拡大速度7cm/year付近であることを示した。これより拡大速度が大きくなると, 東太平洋海膨のように中央谷は通常認められない。

Chen and Morgan (1990) は拡大速度の違いにより中央海嶺下の温度構造がどのように変わるかを計算し

た。大西洋中央海嶺のように拡大速度が2cm/year程度と小さければ、海嶺軸下に地震を起こす能力をもつ脆性的な厚さ数kmの層ができるのに対して、7cm/year程度以上になるとこうした脆性的な層の厚さは急に薄くなる。

今回の解析に使った地震のマグニチュードは4.0以上である。地震は地下の岩石内で発生した断層運動であるが、いわゆる地震の「相似則」によれば、M4.0の地震のもととなる震源断層は1~2km程度の広がりをもつ。すなわち、拡大速度の大きな海嶺の下には、これだけの広がりをもつ断層を納めるだけの入れもの、すなわち脆性的な層が無いのである。今回の解析で考えた「地震活動」とは、こうしたサイズ以上の地震についてであることは注意すべきである。すなわち、今

回、地震活動が活発ではないと判断した海嶺軸においても、より小さな規模の地震の活動があることは、十分に考えられるのである。

5 おわりに

今回の解析により、マグニチュードが4.0程度以上の地震について、拡大速度が6cm/year程度を境にして活動度が急に変化することが明らかになった。地形、重力異常などもほぼこの拡大速度を境にして急変することが報告されており、拡大速度による海嶺下の温度構造を反映していると考えられる。直感的に理解しやすい震源分布からも、こうした地下の状態を知る手がかりを得られるということは、興味深い。

参考文献

- Barazangi, M. and J. Dorman (1969) : World Seismicity Map of ESSA Coast and Geodetic Survey Epicenter Data for 1961-1967, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 369-380.
- Chen, Y. and W. J. Morgan (1990) : Rift Valley/No Rift Valley Transition at Mid-Oceanic Ridges, *J. Geophys. Res.*, **95**, 17571-17581.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein (1990) : Current Plate Motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994) : Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Minster, J. B. and T. H. Jordan (1978) : Present-Day Plate Motion, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- Sandwell, D. T. (1991) : Geophysical Applications of Satellite Altimetry, *Reviews of Geophysics Supplement*, pp.132-137.
- Small, C. and D. T. Sandwell (1989) : An Abrupt Change in Ridge Axis Gravity with Spreading Rate, *J. Geophys. Res.*, **94**, 17383-17392.
- Sykes, L. R. (1967) : Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges, *J. Geophys. Res.*, **72**, 2131-2153.
- 吉井敏尅 (1987) : 世界の震源分布図 1964-82, *科学*, **57**, 31-34.
- 吉井敏尅・中村一明・阿部勝征 (1986) : ISCの震源データによる世界の震源分布図, *地震学会予稿集*, 昭和61年秋, 287.