

南海トラフ沿い大地震の間隔と地震規模の関連性について

青木治三

1. はじめに

古い大地震の規模は不明でも発震時は信用できる。青木(2017)は白鳳地震以来の地震発生間隔を整理して、南海トラフ沿いの大地震は204年、105年、および61年の間隔3種の組み合わせで求まること、震源域が判ればその次の発生予測がある程度可能であることを示した。定常的なスラブ沈み込みに適合する地震発生は規則的であるべきであるが、多くのプレート境界で発生間隔はランダムに近い。本論では、その逆の規則的ともいえる南海トラフ沿いの地震系列について地震発生多様性の仕組みを追求した。

2. 震源域の3分割

図1のように、南海トラフ沿い大地震の震源域は本州・九州間にあるスラブの折れ曲がりから駿河トラフまでとし、プレート進行方向の線で3分割した。震源域は西から土佐・室戸、熊野・遠州、および駿河とする。1946年南海地震M8.0、1944年東南海地震M7.9を使えば、地震モーメントから土佐・室戸の長さを10とすると熊野・遠州の長さは7となる。

昭和の地震は中央部にまとめるのではなくトラフにほぼ平行とした点が従来と異なる。

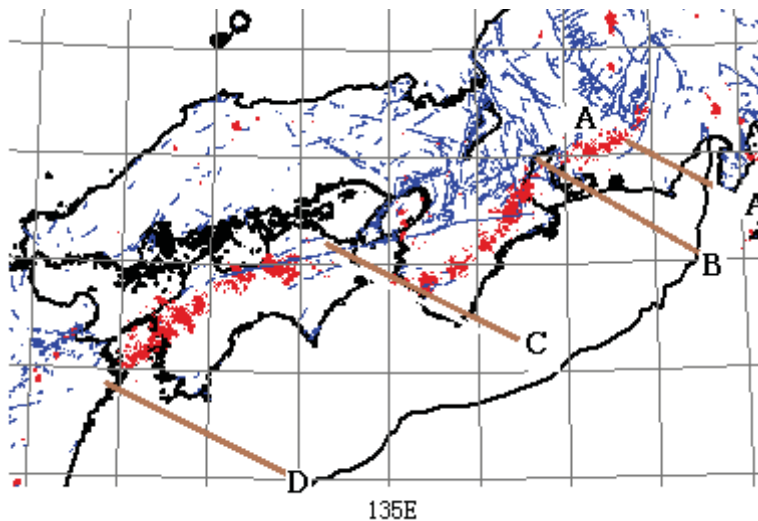


図1 震源域の分割

各震源域境界線(茶色太線)の位置は深部低周波地震帯(赤点)の屈曲点、東南海地震・南海地震の震央や規模の差および余震分布から定め、方向は $N65^{\circ}W$ 、福江固定としての太平洋沿岸のGNSS公開資料(国土地理院, 2018)を参考にして定めた。

赤色：気象庁一元化処理震源(気象庁震源評価5) 青線：活断層分布

残りの駿河は長さ3となるが駿河には別の問題がある。伊豆半島も含め小笠原海嶺の多くは花崗岩的な地質である (JAMSTEC, 2007)。1944年東南海地震の震源域を ductile なプレート境界とすれば、伊豆・小笠原弧を含む震源域の一部が brittle な場での境界面となり、両者の物性の違いは大きい。よって駿河とその西側の取り扱いには要注意である。伊豆周辺すなわち駿河震源域は関東南部に食い込んだ小笠原海嶺と熊野・遠州との緩衝帯と思われる。よって南海トラフ沿いの大地震の解析には熊野・遠州と土佐・室戸の2震源域をメインとして扱う。

3. 各震源域の構造

一般に、摩擦の切れた範囲が地震波源域となるが、大地震の多様性を説明するに各震源域をさらに分割する必要がある。しかしその分割は、ある程度の時間幅で見れば一様なプレート運動と見做せることが条件である。青木(2015)によれば、断層面の4等分を連続してできた地震群のb値は一定になる。分割回数が有限回、たとえ一回でも地震群は断層運動と等価な地震群の条件を満たさなければならない。図2では、南海トラフ沿いでの分割は変位では2等分の一回で済むように示した。

各断層面に変位を鉛直にとって作った直方体の体積は断層面積×変位、よって地震モーメントに比例する。各震源域8個のボックスになるが、プレート境界のような細長い震源域では長さ方向の分割は任意で構わない。長さ方向の分割なしとすれば、4本の細長いボックスができる。南海トラフ沿い大地震の解析は、これに津波波源域を付加することで可能になる。津波波源域はトラフから主震源域の南端までのどこかにあるものと考え accretionary source region(略してASR)として追加した。

西日本プレート境界の asperity の北限は深部低周波地震帯、南限は海域の逆断層帯(倉本・他, 2000)のどこかと思われるが、余震の観測例は昭和の東南海地震・南海地震だけで詳細は不明である。安政地震等の大地震で深部低周波地震帯と上記逆断層帯(四国沖では南海トラフから30~40km北)の範囲に一致するかどうか不明である。形状は不明であるが、位置関係は図2としよう。

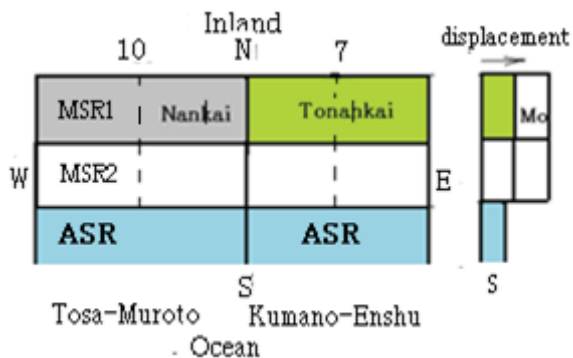


図2 震源域の細分化

ひとつの震源域を4等分に分け続けてできた地震群では $b=1$ である。4等分以外では Gutenberg-Richter 則は成立しない。

付加震源域 ASR は青色で示すように、主たる震源域(MSR)の南側に接する位置、形状は不明であるが物性は主震源域と同じである。南北に2分した主震源域は内陸側 MSR1 と海洋側 MSR2 とする。

なお、GR 則に沿う震源域分割の妥当性は宝永地震における地盤上昇でも検証できる。Shimazaki & Nakata(1980)は室戸市室津港の地盤隆起について、1707年宝永地震で1.8m、1854年安政南海地震で1.2m、1946年南海地震では1.15mとしている。図2から安政と昭和の地震モーメントの和は西側主震源域の100%になるはずである。解析結果の図5で宝永地震の地震モーメントは主震源域の75%、よって室津隆起は $0.75 \times (1.2 + 1.15)m = 1.76m$ で実測1.8mに極めて近い。

4. 震源域および内陸固定端かかる力に

ASRはaccretionary prismの前身のようなものであろう。通常はMSRから離れ、互いに独立な存在であるが、スラブ進行によりASRはMSRに寄せ集められると、内陸側のMSR1が海洋側からの力で内陸にロックされ、以後の歪蓄積は海洋側に移行する。実質的なプレート境界はそれまでのMSR1+MSR2からMS2+ASRに移行し、地震規模は同じでも津波型になるであろう。

ASRの摩擦、封圧および周囲の剛性率はMSRと同じであるが、内陸に作用する力 f_1 は摩擦面の傾斜にも依存する。しかし1361年康安地震の遅れや過去の地震発生状況(図5赤枠内の地震発生パターン)から推測するとASRやMSR1の歪蓄積速度や発生する地震モーメントは等しいと仮定するのが妥当である。幅や境界面の傾斜は異なっているかもしれないが、今のところ f_1 と f_2 の増加率は同じということであろう。 f_2 は主としてスラブとMSR間の摩擦力で内陸とスラブ間のせん断力に等しい(図3模式図)。

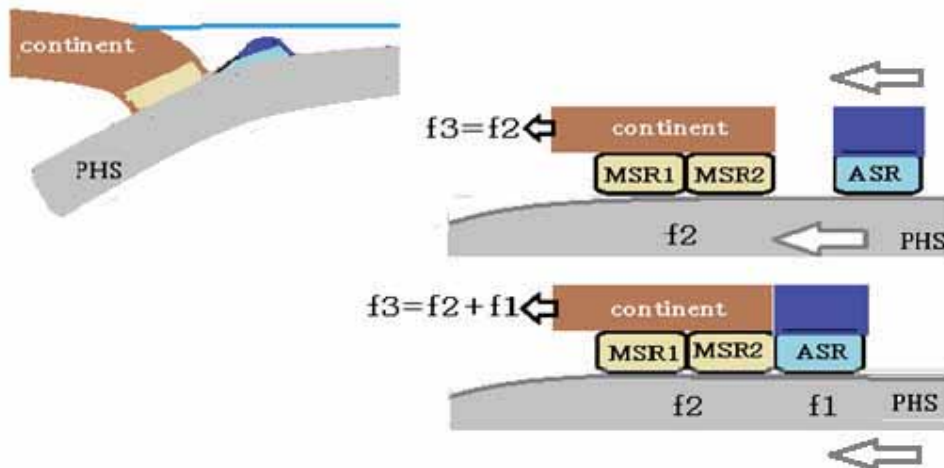


図3 震源域間に働く力の模式的表現

震源域を主震源域(MSR)とASRに分けてプレート境界の機能を模式的に示す。 f_1 , f_2 は主としてASR, MSRとスラブ間のせん断力である。通常ASRとMSRは離れているので $f_1=0$ であるが f_2 は内陸との圧縮が強まり、時間とともに増大する。それが限界値に達すると発震の可能性がでる。摩擦は歪速度依存性である。直ちに地震発生ということもあるが、発震前にASRとMSRが結合(模式図中央→下)すると以後の歪蓄積は f_2 一定のままASRに移行し f_3 はさらに増大する。やがて f_1 も限界に達すれば発震する。発震は歪蓄積順の逆、まずASR, MSRの順である。MSR2が歪蓄積状態で残ることがある。その場合MSR1にはそのチャンスも消えて歪増大のままロックされる。それが解けるには1, 2回の地震が必要である。

プレート境界の震源域は歪速度依存性の摩擦によりスラブにはほぼ固着している。2011年東北地方太平洋沖地震後の地殻変動速度は応力の -3 乗に、2004年スマトラ沖の地震では -1.7 乗に比例する歪速度依存性の摩擦であった（青木，2013）。このように指数が負の場合は、歪速度が小さいほど摩擦が強い。西日本のプレート境界も同様であろう。発震直前までの歪速度・応力の関係は別問題であるが、発震時の初期条件は歪速度依存性の摩擦になっていると仮定すると、スラブと内陸の関係は図3で表現できる。通常MSRとASRは離れているのでASRとの摩擦力ゼロとみなせるが、MSRに働く力は内陸固定点との応力に依存するから単調増加である。時間がたてば f_2 は摩擦の限界値に達する。歪速度依存性の摩擦は、何らかの刺激で応力減少があれば、歪速度が増大し、ついには地震発生となる。トリガーで歪速度が急増しても応力の加速度的減少を招き、同じ結果になる

しかし、MSRとASRの結合で f_3 が増加し f_2 の限界値が維持されることもある。MSRが歪限界になった状態でもASRが機能していれば地震発生にならないが、ASRもスリップ状態になれば全てのカップリングが緩んで地震になる。震源域の幅が MSR_1+MSR_2+ASR と1.5倍になれば変位も1.5倍が地震発生に必要である。変形が MSR_2+ASR に留まればより小さな地震で済むから、 MSR_1 は内陸側に組み込まれたとみるべきであろう。これが MSR_1 ロックの実体である。すなわち震源域のシフト($MSR_1+MSR_2 \rightarrow MSR_2+ASR$)が発生している。

震源域が分割可能な場合は、同じ変位でもいろいろな発震タイプがある。それを図4で示す。各パターンは横軸は位置で、 MSR_1 、 MSR_2 、 ASR が隣接している状態である。縦軸は変位である。歪蓄積と共に変位は増大、やがて歪限界に達し、その後ASRに新たな歪蓄積が可能になるとする。図4で歪蓄積順は1~4のあとASRとするが、1~4は場合によって替わり得る。しかし発震はASR、4、3、2、1の順である。

分割1段のGR則では、発震は100%か25%だけが許される。75%の発震とは25% 3個の同時発震と見なければならぬ。各ボックスの歪蓄積状況や発震はボックス毎に表現できる。白色、灰色、黄色で、それぞれ歪ゼロ、発震可能、発震を示す。茶色はロック状態である。ロックが掛かるとその震源域では発震禁止とする。すなわちボックス1が茶色になればボックス2は自動的にロック状態になる。非常に強い強ショックがあればボックス1のロックが解除され発震可能（灰色）となるが、プレート境界地震には地震継続時間よりかなり長い余効変動が続くので、解除は即時という訳にはいかない。図4ではその期間を薄茶色で示した。

地震史料（静岡大学，2017）では684年白鳳地震、887年仁和地震および1096年永長地震は極めて単純な歪蓄積である。歪の蓄積は図4-Aのように変位ゼロから大きくなり時間Tで発震に至るが、図4-Bの康安地震では恐らく11~12世紀中にASRとMSRが結合し発震が遅れた。遅延は $0.25T$ 、ASRの圧力で MSR_1 が動けなくなり、その影響で発震が75%になったと思われる。以後震源域は MSR_2+ASR 、すなわち津波が卓越する震源域に移行する。

図4-D、Fのように残存歪の分布によってスタートが異なる場合もでてくる。 $0.5T$ で震源域の一部が限界に達し、25%の発震になり、その直後に歪ゼロとなる。そして $0.5T$ 後に震

源域全体で発震可能の状況になる。1605 年慶長地震東側および昭和の地震である。康安地震や熊野・遠州の明応地震で発震が 75%に留まるのはロックが効いていたためである。図 4-D の宝永地震ではロック状態が解除される途中の状態を示す（茶色と灰色の中間状態）。この後震源域は最初の MSR1+MSR2 の状態に戻った。

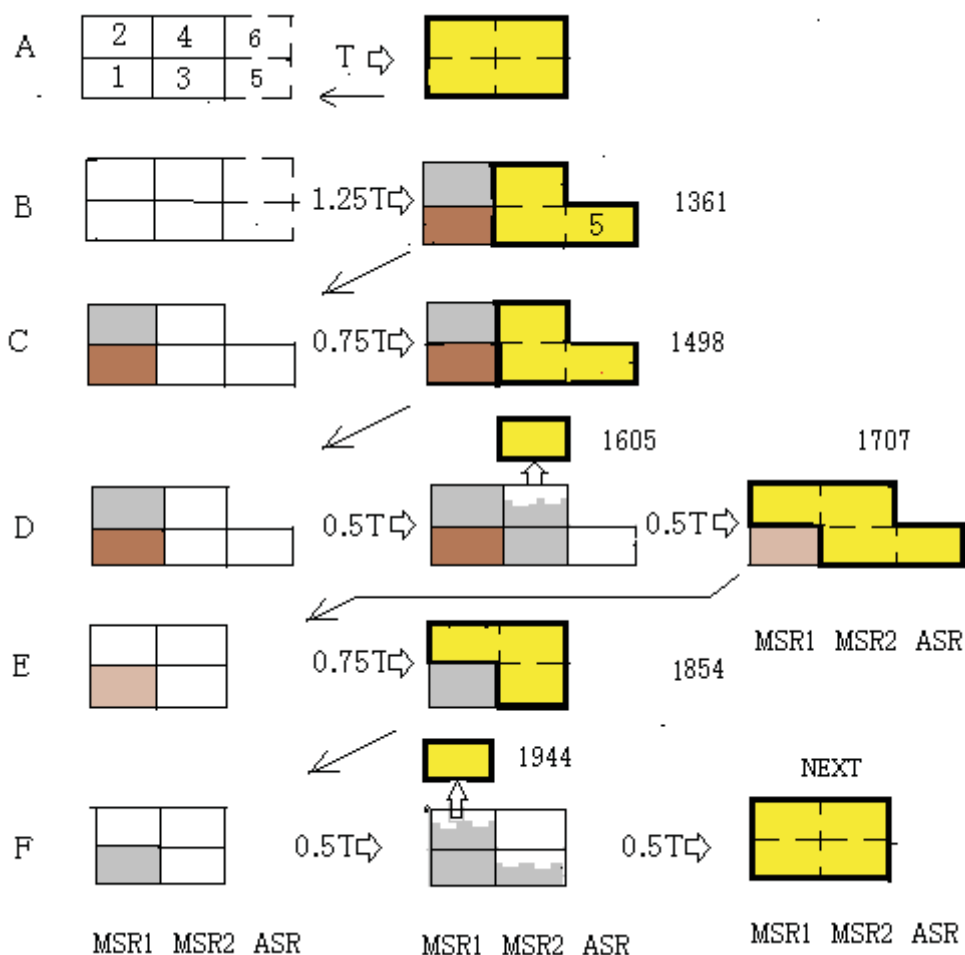


図 4 震源域における地震モーメントの配置図と歪蓄積・開放のパターン

図 3 の模式図の形式で歪分布と変位をボックスで表す。震源域分割 1 回の GR 則を表現するには 2 段必要（青木，2015）である。横軸は位置，縦軸は変位(=単位幅の面積)，左端 2 段 2 列の 4 個が MSR，その右側が ASR の地震モーメントの配置図。

左上端ボックス内の数字は歪蓄積順，歪解放は逆順である。

茶色はロック状態，ロックが掛かるとその震源域では発震禁止。すなわち茶色の上の灰色も発震禁止とする。薄茶色はロック解除中，灰色は歪蓄積，白色は歪ゼロ，発震は黄色で示すが発震直後白色に変わる（左下向き矢印）。黒太枠は地震モーメント 100%，25%等の区別を示す。図で C と E は ASR の有無，C と D，あるいは E と F の違いはロックの強弱による。

T は基本地震発生間隔。矢印付の数字は発震間隔

6. 歴史地震の検討

図4は地震モーメントの場所を示すのが主目的であるが、震源域分割に対する大きな制約であって、それに反する地震モーメントの分割はあり得ない。以下、地震系列を見易くするためにスラブと内陸間のせん断力 f_3 (トラフ単位長さ当り) の時間変化を図5としたが、縦軸赤線はトラフ単位長さ当りの地震モーメントに比例と見ても構わない。作図には図4に反しないことが必須条件であるが、さらに以下の基本概念を付加している。

- i 1498年明応地震を除き、熊野・遠州と土佐・室戸は可能な限り同一変位にとる。
- ii 発震の条件はボックス4個分に相当するレベル100%以上である。ASRが存在する場合、発震はMSRとASRが同時であるがASRだけの歪解放はない。
- iii ASR付で75%発震の場合、次の地震でもASR付が多い。ASRはMSR1をロックして発震レベルを一段上げ、MSR3ボックスの歪解放というような大きな地震で発震レベルが元に戻る。

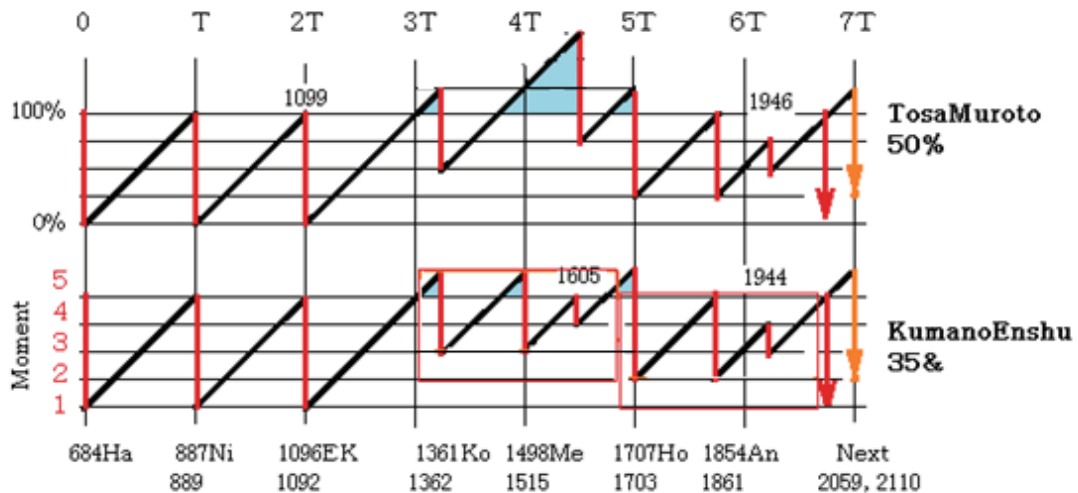


図5 南海トラフ地震系列のモデル

黒太線：トラフ単位長さ当りのモーメント蓄積。赤太線：地震モーメント。

各地震の地震モーメントに換算するときは土佐・室戸 50%，熊野・遠州 35%で加算し，駿河を考慮する場合はさらに 15%を追加する (表 1 参照)。 $T=204.6$ 年

Ha:白鳳 Ni:仁和, EK:永長,康和, Ko:康安, Me:明応, Ho:宝永, An:安政.下段は発震予測年.

空色：ASR 歪蓄積の状態 赤矢印：次期予測 黄矢印：発震遅延時の予測

図左下隅の赤数字 1 と 2 は MSR1, 3 と 4 は MSR2, 5 は ASR に対応する。

宝永地震前後の赤枠で示した 2 組の発震パターンが同じことに注意。前者が中世における発震レベルの上昇期間を示す。康安地震の遅発は予測不能であるが、次期巨大地震にもその可能性がある。その他の変化はロック状態の持続を予想すればほぼ説明可能である。

基本時間間隔 T は 684 年白鳳地震と 1707 年宝永地震を基準にして 204.6 年とした。MSR だけで可能な最大の応力 f_2 (図 3) を 100% とする。震源域幅は 2 分割であるので地震モーメントは 4 分割が単位となる。過去の地震発生については情報不十分で unique solution とは言い難いが、作図の基本概念に基づき、前後の地震発生を参考にして推定した。

各地震については情報量が異なるので、古い地震は一まとめにし、14 世紀以降は図 4 をどのよう適合させたかを個別に述べる。

6.1.1 684 年白鳳, 889 年仁和, 1096 年永長地震. 1099 年康和地震

この古代 4 地震については、白鳳地震で伊豆大嶋に地変、永長地震で駿河湾に津波被害 (静岡大学データベース β 版, 2017)、津波堆積物からみた白鳳地震の大津波 (岡村, 2012) はあるが、1854 年安政東海地震と 1944 年東南海地震のようなペアの地震発生は確認できない。確実なのは発震が等間隔ということだけである。図 5 は最も単純な図 4-A である。

6.1.2 1361 年康安地震

図 5 の時間 $3T (=1300AD)$ で地震が起きなかったため熊野・遠州および土佐・室戸は地震発生臨界状態に入った。以後 ASR は歪蓄積に入り、 $0.25T$ 後の発震確率の上昇で康安地震になった。難波・阿波の大津波 (宇佐美, 1996) の原因は ASR の歪解放にあるだろう。その後の発震は ASR を加えて 100% (4 ボックス) の最大地震も可能であるが、実際にはその間に MSR の最初のボックスがロックされたので 75% である。震源域は南にシフトした。もし 100% であったならばその後の地震史は別のものになっていただろう。

6.1.3 1498 年明応地震および 1605 年慶長地震

康安地震の次の発震 (明応地震) は $0.75T$ 後であるから歪蓄積は安政地震型 (図 4-F) ではない。おそらく MSR1 のロックが継続していたからであろう。その次の歪蓄積は図 4-D の安政型で宝永地震に繋がる。宝永地震ではロックが解消しているからロックの影響は 2 回に分けて緩んだものと思われる。その結果が康安地震の 75%, 明応地震 + 慶長地震で 100%, 宝永地震 100% として表れている。

一方、土佐・室戸では 1498 年に発震しなかったため ASR が巨大化していた。この歪解放のトリガーは熊野・遠州側 25% の発震であったと思われる。図 5 からすると ASR だけで 3 ボックス分ある。主震源域は 25% の発震、しかも最南端の no. 4 (図 5) である。慶長地震は津波地震と言われる所以であろう。宇佐美 (1966) によれば熊野・遠州で明応地震での津波被害は広範囲であった。図 5 から判断すると、安政東海地震に比べると ASR が附いている分だけ津波が大きい。浜名湖が海に繋がった。土佐・室戸の明応地震は $0.5T$ 遅発と解釈できる。

明応地震が起きた熊野・遠州と起きなかった土佐・室戸の間のギャップは大きい。また図 5 では土佐・室戸の歪蓄積は 17 世紀頃をピークとする山型である。これらは内陸広範囲の大きな歪を意味する。1586 年天正地震 (M8) や M7 クラスの 1596 年慶長豊後・伏見の大地震連発の原因になったものと思われる。

6.1.4 1707 宝永地震

1605 年慶長地震 102 年後，宝永地震直前の震源域は ASR 付（図 4-E 右端）で 100% の発震である。残留歪はロックされていたボックスだけである。そのロックが継続していれば発震は 204 年後の 1912 年である。しかし 1854 年に安政地震が起きたことからロックは 1707 年宝永地震で解除（図 4-D 左）されたことになる。宝永地震には ASR があったので西側の大津波（宇佐美，1996）が裏付けられる。熊野・遠州側の大津波は，駿河湾で津波がなかったこと（中西・矢野，2005，松浦，2011）で相殺されている。宝永地震は過去最大というのが，1854 年安政東海地震を考えると熊野・遠州および土佐・室戸で ASR を加えての 100% である。

6.1.5 1854 安政東海・南海地震

1854 年の安政地震は 0.25T の早発であった。原因は 1707 年宝永地震でロックされていた MSR1 が解除され，25% の残留歪が生き返ったことに依る。1854 年安政東海地震は 100% の歪解放が可能であるが，実際に起きたのは図 5 のペア地震（図 4-D）である。

駿河も条件が整えば連動するがスラブ沈み込み速度に問題がある。ユーラシアプレートに対する PHS プレートの Euler 極はスラブ北東端 2000 km と近いだけでなく，伊豆・小笠原弧と本州との衝突が絡んでくる。青木(2011)によれば，小笠原海嶺の移動速度は伊豆半島付近で急減する。熊野・遠州からみれば駿河におけるプレートの沈み速度の半減であり，駿河の地震発生間隔は倍増する可能性がある。

1707 年宝永地震では 1854 年安政地震に比べて駿河の震害が少なく（飯田，1985），駿河湾内の津波はなかった。864 年富士山青木ヶ原溶岩流 23 年後の 887 年仁和地震は宝永地震に似ている。このようなことから，駿河が動いたと思われる 684 年白鳳，1096 年永長，1498 年明応および 1854 年安政東海の地震は周期約 400 年の系列と言えるかも知れない。しかし 1361 年康安地震については関東，相模トラフの活動は目立つが富士山の火山活動は弱い。宝永地震との類似性は少ない。駿河連動のタイミングについては簡単に結論できる段階ではないが，一つのモデルとして駿河の津波 400 年周期説を採用しておく。

6.1.6 1944 年東南海地震，1946 年南海地震

1854 年安政東海地震・南海地震ではそれぞれ 75% の発震であった（図 4-E 左）。したがって半周期後に 25% の発震が期待される。まさにその通りに起きたのが 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震である（図 4-F）。

6.1.7 南海トラフ沿い大地震の性質と今後の予測

今後発生する大地震は図 4-F 右，すなわち 1864 年の 205 年後頃と予測される。それは 887 年仁和地震に似ているが，ASR 結合で 1361 年康安型の可能性もある。いずれにしても駿河は動かないタイプと予想される。

7. マグニチュードの検討

図 5 の赤太線はトラフ単位長当りの地震モーメントである。剛性率は両震源域で共通，

奥行（スリップ方向の幅）も同じとする．土佐・室戸に 50%，熊野・遠州に 35%のウェイトを乗ずれば図 5 の赤太線は地震モーメントになる．駿河については未知のことが多いが，約 400 年間隔の 864 年白鳳，1096 年永長，1496 年明応および 1854 年安政東海の地震についてのみ駿河として 15%加算した．

表 1 では， $M = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ ，1946 年南海地震 $M = 8.0$ になるように比例定数を定めてモデルのマグニチュードを求め，宇津のマグニチュード（宇津，1999）と比較した．異常な津波が発生した 1605 年慶長地震を除けば誤差の平均は 0.1 以下である．地震モーメントにして 30%の差に過ぎない．

表 1 歴史地震の発生間隔およびマグニチュードとモデルの比較

欄外マグニチュード差の平均は慶長地震と基準とした 1946 年南海地震（赤字）を除外また駿河の寄与を 15%として白鳳，永長，明応，安政東海の地震規模を加算してある．

地震	AD	Time interval		δ (yr)	M utsu	M model	Mmodel-Mutsu
		data	model				
白鳳地震	684				8.3	8.6	0.30
仁和地震	887	203	205	2	8.3	8.55	0.25
永長地震	1096	209	205	-4	8.3	8.4	0.10
康和地震	1099	2			8.2	8.4	0.20
康安地震	1361	262	256	-6	8.4	8.47	0.07
明応地震	1498	137	154	17	8.3	8.4	0.10
慶長津波地震	1605	107	102	-5	7.9	8.44	0.54
宝永地震	1707	102	103		8.6	8.55	-0.05
安政東海	1854	147	154	7	8.4	8.34	-0.06
安政南海	1854	0			8.4	8.31	-0.09
1944 東南海	1944	90	102	12	7.9	7.89	-0.01
1946 南海	1946	2			8	8	0.00

$\sigma = 8.3\text{yr}$

$A_v = 0.08$

8. まとめ

南海トラフ沿いの地震規模は殆ど M8 クラス，小地震欠落という極めて珍しい存在であるが $b=1$ の GR 則が破綻しているのではなく，地震モーメントの分割方式（青木，2015）は満たしている．震源域の分割が 1 回だけという特異性が原因である

西日本太平洋沖の付加体は陸域の震源域と結合し易く，ときに震源域のシフトが発生し津波波源が増大する．それは康安地震に始まり宝永地震で元に戻ったと推定される．南海トラフ東端と伊豆・小笠原海嶺の関係には不明な点が多い．駿河の活動間隔を 400 年と仮定し，684 白鳳，1096 年永長，1498 年明応および 1854 年安政東海の 4 地震だけが駿河と連

動したとする推論レベルのモデルではあるが、

- i 地震モーメントは最大値の25%単位、発生間隔も周期の25%が単位となる。過去の地震発生間隔はおよそ0.5T, 0.75T, T, 1.25T (T=205年)の4種である。
- ii 1361年康安地震から1707年宝永地震まで震源域は太平洋側に移動していた。
- iii 1498年明応地震西側は0.5T遅れて1605年慶長地震となった。東側は1498年明応地震として75%発震, 0.5T遅れて1944年東南海地震型の地震で西側の慶長津波地震を誘発したと思われる。東西の発震の差は内陸に大きな歪をもたらし、天正地震や慶長内陸地震の引き金になった可能性が高い。
- iv 発震内容が判れば次の地震の予測はある程度可能である。次期大地震は誤差 $\pm 2\sigma$ として2060 ± 17 年, 発震レベル上昇を考慮すると2110 ± 17 年となる。後者であれば南海トラフ沿い大地震の周期性を取り返すことになる。いずれにしても次期南海トラフ沿い大地震は駿河のタイミングから外れるので駿河湾内部発の津波は少ないものと思われる。

9. 謝辞

本研究を含め、便宜を図っていただいた東濃地震科学研究所の方々に感謝する。

参考文献

- 青木治三, 2011, 西日本・伊豆諸島におけるフィリピン海プレート北東部の変形, 東濃地震科学研究所報告, **27**, 121-126
- 青木治三, 2013, 東北地方太平洋沖地震の余効変動から推定したプレート境界および内陸地殻下の動き, 東濃地震科学研究所報告, **31**, 81-93
- 青木治三, 2015, b値: モデルと観測の比較. 東濃地震科学研究所報告, **34**, 89-96
- 青木治三, 2017, 南海トラフ巨大地震の時系列と長期予測, 東濃地震科学研究所報告, **38**, 91-98
- 飯田汲事, 1985, 宝永4年10月4日の宝永地震の震害と震度, 東海地方地震津波災害誌
- JAMSTEC, 2007, 伊豆・小笠原海域における地殻生成に関する新しい発見, プレリリース
- 倉本真一・他, 2000, 南海トラフ付加体の地震発生帯, 地学雑誌, **169** (4), 531-539
- 岡村真, 2012, 南海トラフの巨大地震モデル検討会資料, 第2回会合
- 松浦律子・他, 2011, 1707年宝永地震の新地震像, 歴史地震, **26**, 89-90
- 中西一郎, 矢野信, 2005, 1707年宝永地震震源域の東端位置, 北大地球物理, **68**, 255-259
- 静岡大学, 2017, [古代・中世]地震・噴火史料データベース(β 版)
- Shimazaki, K and T. Nakata, 1980, Time-predictable Recurrence Model for large Earthquakes, GRL **7** (4), 274-282
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総攬, 東京大学出版会
- 宇津徳治, 1999, 地震活動総説, 東京大学出版会