

# 南海・東南海地震の予知研究の新たな地平をめざす

川崎一朗

## 1. 何故直前予知を目指すのか？

南海・東南海地震は、30年から40年後にほぼ間違いなく西日本を襲うであろう。その頃の日本の社会はどの様になっているのであろうか。

大淵寛の「少子化時代の日本経済」の表VI-2によると、2040年頃の人口は現在より2千万人程度減少して1億1千万人程度になり、65歳以上人口の割合は30%（現在はほぼ20%）を越えていると予想される。今後、労働人口が急速に減少していく中で、企業は生産力を維持するために農村の労働人口を一層吸収して行くであろう。既に年齢構成の高齢化によって維持困難になっている農村や山村は30年後には崩壊してしまっている可能性が強い。その様な状況の中で、マグニチュード8クラスの巨大地震が西日本を襲うのである。

2003年9月の中央防災会議の被害予測によると、南海、東南海、東海の3地震が同時に発生すると、静岡県一帯から、愛知県、三重県、和歌山県南半、高知県南半は数分にわたって継続する、震度6弱（耐震性の低い住宅では倒壊するものがある）、6強（耐震性の低い住宅では、倒壊するものが多い）、7（耐震性の高い住宅でも傾いたり大きく破壊するものがある）の激しい地震動に襲われ、海岸線一帯は、地震後30分以内に数メートルの大津波に襲われ、最悪の場合には3万人近い死者が出て、100万戸近くが全壊すると見積もられている。京阪神地域の予想震度は5強（テレビが台から落ちたり、タンスなど重い家具が倒れることがある）であるが、東大阪や京都市南部など地盤の悪いところは震度6に達するであろう。

その時の膨大な被災住民の苦痛を出来るだけ少なくするには、理想的には「直前予知が行われ、倒壊したり火災の火元となる建物を少なくして被害を最小限に抑え込み、地震後の救援と復興が迅速に進むこと」であろう。それをキーワードとして表現すると次のようになる。

(1-1) 予測・予知 (prediction)

(1-2) 「脆弱性」 (vulnerability) の克服

(1-3) 「回復力」 (resilience) の強化

南海・東南海地震くらの超広域災害になると、1995年阪神淡路大震災よりはるかに膨大な食料、燃料、木材を被災者の手元に相当長期にわたって安定的に届ける必要がある。従って、「回復力」は都市周辺の農村山村地域の懐の深さにかかっていると言っても過言ではない。

地震に限らず、台風、洪水など、あらゆる種類の災害が欧米主要都市に比べて桁違いに多い日本では、災害の種類ごとのきめ細かな個別的対策以上に、都市については広い道路面積と広い公園や緑地帯としっかりしたライフライン、文化的自立度も高く食料生産力も高い農村山村という社会全体としての当たり前の施策が重要なはずである。現実には、逆に、上述のように、30年後には、農村山村が崩壊してしまっている恐れがあるのである。

現在の時点では、しっかりした地震直前予知は困難で、地震防災の最前線から一歩退いた感がある。しかし、「脆弱性」の十分な克服と「回復力」の強化が必ずしも望めそうもない30年後の社会を想定すると、そのとき、地震直前予知は改めて災害軽減の柱の一つたらざるを得ないだろう。そういう意味で、

静岡県想定東海地震「第3次被害想定結果」

平成13年5月30日静岡県発表		
発災時間	被害想定 の死者数	被害額
<b>早朝5時</b>		
予知X・地震対策事業○	5851人	26.0兆円
予知X・地震対策事業X	8107人	30.0兆円
予知○・地震対策事業○	1470人	23.0兆円
<b>正午</b>		
予知X・地震対策事業○	3695人	26.0兆円
予知X・地震対策事業X	5759人	30.0兆円
予知○・地震対策事業○	828人	23.0兆円
<b>午後6時</b>		
予知X・地震対策事業○	4016人	26.0兆円
予知X・地震対策事業X	6099人	30.8兆円
予知○・地震対策事業○	790人	23.5兆円

(被害額には警戒宣言下の生産減額2679億円含む)

表1 想定東海地震による被害予測  
(静岡県防災局(2001)から編集)

予知研究に関わる研究者の多くは「あくまで地震直前予知を目指したい」と思っている。

そう思う別の理由は、特に人的被害を減らすために効果的だと思われるからである。表1は平成13年に静岡県が発表した想定東海地震による被害予測である。予知につけられた○と×は直前予知が行われた場合と行われなかった場合、地震対策事業の○と×は地震対策のための公共工事が行われた場合と行われなかった場合である。

地震発生時刻が早朝か、昼間か、夕食時かなどの要素によって現実の被害は大きく変わるだろう。とはいえ、この表からも、直前予知が行われた場合とそうでない場合で、亡くなる方が数千人も異なることは確かだと思われる。

## 2. 直前予知の定義

なお、直前予知という言葉に対して持っているイメージが人によって異なり、それが議論を非生産的にしがちである。ここでは次の3ステップを広く直前予知と定義することにする。あらかじめお断りしておくが、地球のように極端な複雑系では、「ある程度の幅」を持ち、かつ「確率を伴った予測」でなければ困難である。

**STEP 1** 地震発生の日ほど前に、50%程度以上の確率で、1～2日程度の幅で発生日を予測。

**STEP 2** 地震発生の日ほど前に、80%程度以上の確率で、半日程度の幅で発生日時を予測。

**STEP 3** P波初期フェイズを捉えて、リアルタイムで主要動を予測。

また、ここで述べることは、あくまで、筆者の視点からの予知論である。地震予知に関係したコミュニティの総意と言っているようなものは、東大地震研究所 地震予知研究協議会のWEBを参照されたい。

また、原稿を短くするために、かなりの論理の省略や飛躍があり、かえってわかりにくくなっている面もあると思われる。どうかご容赦いただきたい。

## 3. 最近10年の進歩

「直前予知が不可能である」ことが証明されていれば、「あくまで直前予知を目指す」とがんばっても仕方がない。地震予知研究に異議を唱えている人たちは「予知不可能論」を唱えている。詳細は省くが、「直前予知が可能であるとは証明されていないが、不可能であるとも証明されていない」というのが現状だと筆者は認識している。

このような状況にあっては、問われるべきは、『予

知実現に向かって、予知研究が一步一步着実に「進歩」しているのかどうか』といえるであろう。「進歩」の目安は、わかりやすく言えば、「10年前には思いもつかなかったことで、今わかっていることがどれだけあるのか?」であろう。

1995年兵庫県南部地震以降、「地震現象理解の枠組み(パラダイム)」という意味で、主として次の様な研究の進歩があった。その多くは、10年前には予想もしなかったことである。

(3-1) アスペリティの意義の明確化(第5節参照)

(3-2) 室内摩擦滑り実験の発展(第7節参照)

(3-3) GPS データなどによるプレート間カップリングのマッピング

(3-4) 10弱のゆっくり地震の発見(第8節参照)

(3-5) 地殻下低周波地震/脈動の発見

「観測」面では、1995年兵庫県南部地震以降に展開された次の2つの観測網が重要である。

**GEONET**: 国土地理院による全国ほぼ1200観測点のGPS観測網

**Hi-net**: 防災科学技術研究所による全国ほぼ700観測点の高感度地震観測網

図1は、Hi-netの観測点分布である。兵庫県南部地震以降に建設が始まり、2001年から一般にデータが利用可能になり、気象庁の既存の観測網の記録と併合処理されるようになった。最近10年間、GEONETもHi-netも、それ以前には予想もしなかったような列島規模のダイナミクスを明らかにしてきた。

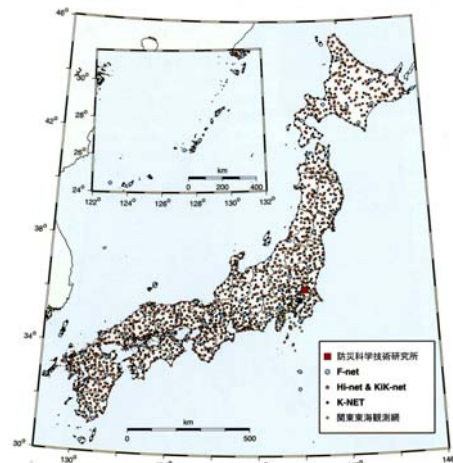


図1 Hi-net 観測点分布  
(防災科学技術研究所のHPによる)

この様に、「考え方の枠組み」の面でも「観測」の面でも、地震予知研究は一步一步着実に「進歩」していると自信を持って言えると思うのである。

もちろん、地震観測は植林作業に似た地道で気の

遠くなるような仕事で、GEONET と Hi-net 以前の観測も重要である。GEONET と Hi-net が以前の観測の成果の上に存在していることは間違いない。ただ、ここでは、1995年以降の進展に焦点を絞るために、GEONET と Hi-net のみを挙げておく。

#### 4. 地震予知研究の現状の自己評価

これらをふまえ、地震予知研究の現状の自己評価は次のように箇条書き出来るだろう。

**自己評価 1** 直前予知の成功事例は無い。地震予知研究の大きな弱点。

**自己評価 2** 直前予知が可能であるとも不可能であるとも証明されていない。

**自己評価 3** 少なくとも、いま持っている「地震現象理解の枠組み」では、信頼性のある直前予知が出来る状態ではない。

**自己評価 4** しかしながら、予知に向かって、研究は着実に進歩しつつある。特に、1995年兵庫県南部地震以降の新展開は飛躍的。

**自己評価 5** 東海地方の観測網は充実してきたので臨床的に東海地震が予知が出来る可能性も大きい。

**自己評価 3** の「信頼性のある直前予知が出来る状態ではない」という評価は、あくまで基礎医学の立場からの評価である。地震学コミュニティは地震についての多くの経験を積んでいるので、臨床医学の立場からは、観測網の充実している東海では、**自己評価 5** の様に「臨床的に予知が出来る可能性も大きい」と考えている次第である。**自己評価 3** と **自己評価 5** が特に矛盾しているわけではない。

改めて言うと、プレート境界型巨大地震の直前予知に必要な科学としての内容は次の4要素である。

- (4-1) 摩擦滑りの物理法則 (第6節参照)
- (4-2) 境界条件としてのプレート境界面の摩擦滑り強度のマッピング
- (4-3) それらを組み込んだ数値シミュレーション
- (4-4) 時定数が数日～数時間～数10分の、 $10^{-8}$  の極微小の地殻歪みを捉える地殻変動観測網 (第12節参照)

以下では、1995年兵庫県南部地震以降の地震予知関連の研究の進歩と、筆者の研究対象であるゆっくり地震の視点に特に重点を当てながら、順次言及して行きたい。

#### 5. 地震アスペリティ

アスペリティとは、元々、平面の凸凹を指す。摩擦強度は断層面全体で支えられているのではなく、

断層面の凸部によって実質的に支えられているので、断層面の凸部をアスペリティと呼ぶようになった。アスペリティは通常は固着しているが、地震の時は固着が外れて大きく弾性反発し、地震波を強く放出するはずである。そのため、地震断層面のうち、地震波の解析から求めた「地震波を強く放出した部分」を地震学ではアスペリティと呼ぶようになった。

東京大学地震研究所の菊地正幸教授と山中佳子助手は、日本近辺の古い地震記録を集め、地震波の解析からプレート境界面のアスペリティをマッピングする研究を精力的に進めてきた。図2は彼らの研究成果の一つである。

彼らの研究から、Mw7から8クラスの地震の震源から放出される波動エネルギーの主要部分を担う周期数10秒の地震波は、余震分布から推定される50kmから100km四方の震源域全体から放出されるのではなく、サイズの一回り小さいアスペリティから放出されることが分かった。なお、この原稿で使われる地震のマグニチュードはモーメント・マグニチュードMwである。

また、1968年Mw7.9十勝沖地震の時にはアスペリティAとBが滑ったが、1994年Mw7.5三陸沖地震の時にはアスペリティBのみが滑った。つまり、「地震のサイズは、本質的に、滑ったアスペリティの組み合わせで決まる」ことを示したのである。地震現象理解の大きな進歩であった。

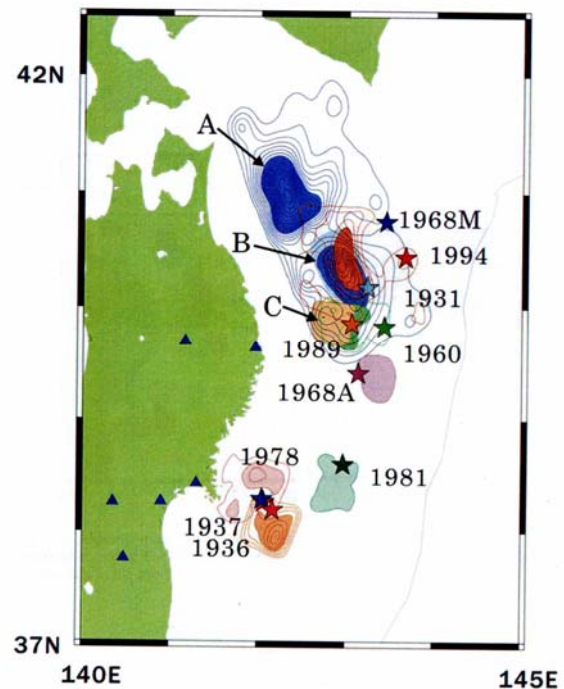


図2 三陸沖のプレート境界面のアスペリティ分布。(Yamanaka and Kikuchi (2004) による)



## 6. 摩擦滑り法則：「速度弱化」と「速度強化」

岩石を切断し、切断面で接触させて大きな封圧の元で長い時間放置すると、時間の対数に比例して摩擦強度は大きくなる。それは、時間が経つに連れて実効的な接触面積が大きくなるからである。摩擦強度は、接触面全体で支えられているのではなく、接触面の凸部（アスペリティ）によってのみ両面は実効的に接触しており、その面積が大きいほど摩擦強度も大きい。

滑り速度を変えて動摩擦の違いを調べる実験をおこなうと、花崗岩では「滑り速度が大きくなるほど動摩擦は小さく」なる。この現象を「速度弱化」と呼ぶ。「速度弱化」の領域では、ひとたび滑りが始まると摩擦強度は小さくなり、そうなる滑りは加速されてより高速になり、一層摩擦強度は小さくなり、ますます滑りは高速になる。つまり、ひとたび滑りが始まると、それは必ず大地震に至ることになる。「速度弱化域」は「地震発生帯」である。

我々が身近で見る大概の岩石は「速度弱化」の性質を示すが、断層面を数100度にも熱くしたり、そこに水を含んだ粘土などを挟み込むと、「滑り速度が大きくなるほど動摩擦は大きく」なる。この現象を「速度強化」とよぶ。「速度強化」の領域では、滑りが加速されると摩擦強度は大きくなって減速され、逆に減速すると摩擦強度は小さくなって滑りは加速される。その結果、2つの要素がバランスする速度でゆっくり定常滑りを続けることになる。「速度強化域」は「定常滑り帯」である。

プレート境界面は、単純化して言えば、「通常は固着してはば100年に1度巨大地震が発生する地震発生帯」と「絶え間無く滑っている定常滑り帯」とに大局的に分かれる。その境界を「遷移帯」と言う。ただし、「地震発生帯」の中でも摩擦強度の違いによって地震の発生の仕方が多様になる。

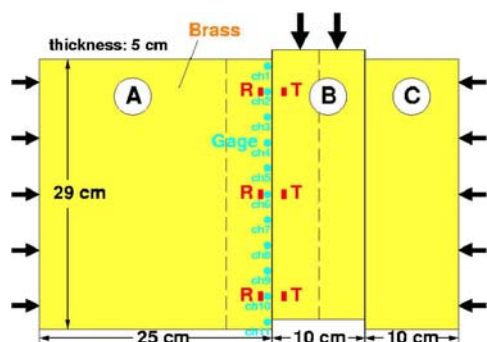


図3 室内滑り実験の花崗岩サンプルの概略図  
(横浜市大吉岡直人教授のHPによる)

このような現れ方をする滑り摩擦を数式で表現すると、それが「摩擦滑りの物理法則」ということになる。従って、STEP 1からSTEP 2のサイエンスとしては次のように言い換えることができる。

(要素1) 地殻変動観測によるリアルタイムでの震源核の検出

(要素2) それを初期値とする摩擦の物理法則を組み込んだ数値シミュレーション

(要素3) それに基づく震源核の成長過程の予測

## 7. 室内岩石摩擦滑り実験と震源核

「震源核」は、日常会話の言葉で言うと、地震の種、地震の芽と言うことができる。地震に先立ち、何ヶ月も、何日も、何時間もかけて、きわめてゆっくり拡大する断層滑りである。ただし、室内滑り実験では出現するが、現実の大地震で確実に観測された事例はない。

大中東大名誉教授のグループは、長年、すばらしい室内実験を行ってきた。Ohnaka and Shen (1999)では次のような実験を行った。山の中から長さ1m、幅30cm程度の4角柱の花崗岩を切り出し、実験室に持ち込む。それを図3のように3つに切断し、再び切断面で接触させ、両側から強い圧力で押さえて簡単には動かないようにしながら、真ん中のブロックBを強く押し下げ、AとBの境界面で生じる震源核の拡大プロセスを追うのである。室内摩擦滑り実験はこのように大変な作業である。

彼らの実験によると、地震に先立つ滑りには、次の(7-1)~(7-3)のフェイズがある。

(7-1) 準静的フェイズ (quasi-static phase)

(7-2) 加速フェイズ (accelerating phase)

(7-3) 臨界点 (critical stage)

(7-4) 高速破壊 (fast-speed rupture) (地震)

(7-2)から(7-3)が震源核に対応する。(7-2)の加速フェイズから(7-4)の高速破壊(地震)に至る境界を(7-3)臨界点と言う。

(7-1)準静的フェイズから(7-3)臨海フェイズへ至る速度弱化のプロセスは、「滑らかで摩擦強度が小さい断層面」では加速フェイズにおける加速は急速で、短時間で臨界点に至る。一方、「粗くて摩擦強度が大きい断層面」では加速フェイズは緩やかに進行し、臨界点に至るまで長い時間がかかる。つまり、同じ速度弱化でも、摩擦強度の違いによって、震源核の振る舞いは大きく違う。このように摩擦強度によって進行速度が異なると予知には役に立ちそうにない。

そこで、適当な幾つかの仮定を導入すると、Ohnaka and Shen (1999)の実験結果から、震源核のモ

ーメント  $\text{Mon}(t)$  が「地震発生まで残された時間」のルートに逆比例して増大する成長式(1)を導くことが出来る。

$$\text{Mon}(t) = \text{Mon}(t_0) / (1 - t/T_e)^{7.31} \quad (1)$$

ただし、 $t_0$  = ある時刻、 $t = t_0$  から計った時間、 $T_e = \text{Mon}(t)$  が無限大になる時刻（摩擦強度の関数）である。

モーメントとは、滑った領域の面積と滑りの大きさ、岩石の固さ（剛性率）を掛けたものである。直感的はわかりにくいかもしれないが、観測される歪みの大きさはモーメントに比例するので観測的にはわかりやすいパラメーターである。

式(1)の帰結は重大である。極端に単純化して「摩擦強度がプレート境界面の場所によらず一定」と仮定すると、ゆっくり拡大している震源核がひとたび見いだされると、式(1)を当てはめて発生日時（(7-3)の臨界点に達する日時）がおおよそ計算できる事になる。このときの震源核のサイズが観測網の検出限界よりも大きければ、直前予知が可能だと言うことになる。

## 8. 東海ゆっくり地震と予測の試み

地震予知研究の弱点であるが、大地震に結びついた震源核の確実な観測事例は無い。「ある時期に断層面がゆっくり滑る」という意味で震源核に大変よく似た自然現象はゆっくり地震である。

地震とは「突発的に急速な断層滑りが発生する」ことを言う。この定義の「急速な」を「ゆっくり」に

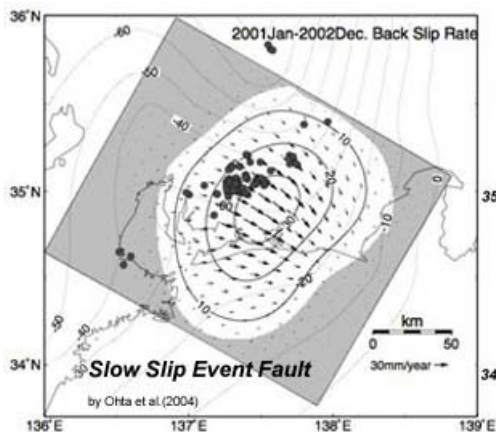
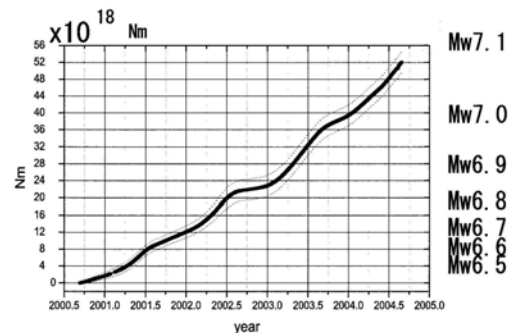


図4 東海ゆっくり地震の滑り分布。矢印の方向と大きさは、上盤の滑りの方向と大きさ。滑りの大きさは、浜名湖直下を中心に最大30cm程度。（Ohta et al. (2004) による）

置き換えたのがゆっくり地震である。地面の動きもゆっくりしているので地震計では検出できないが、GPSなどの宇宙技術や地殻変動連続観測によって検出可能となった。

2001年に入った頃から、浜名湖を中心として数10km四方のGPS観測点が、定常的な西北西の運動方向から南東の方向に逆モーションの動きを始めた。GPS変位のインバージョンによると、フィリピン海プレート面上の滑りの分布は図4のようになる。滑りの中心部分は浜名湖周辺で、深さ30km前後の遷移帯周辺である。

図5は、国土地理院のHPによる「東海ゆっくり地震のモーメントの年変化」である。2001年春から夏、ゆっくり地震のモーメントが加速しているように見えたので、さらに加速して東海地震になるのではないかと恐れられた。この時点までのモーメントの時間発展に式(1)を当てはめると「2002年の初めに破壊に至る」という計算結果になった。この計算をふまえ、筆者は、2001年秋の時点で、「もし大地震になるとすると2002年の初めと思われる。しかし、このゆっくり地震は地震にならず、2002年にはゆっくり地震として終わるだろう。」と予測した。



最終解2000年9月11日-2004年8月28日まで

図5 東海ゆっくり地震のモーメントの年変化。横軸は西暦、左縦軸はモーメント、右縦軸は本稿のMwaに対応。（国土地理院のHPによる）

事態は予測の様にはならなかった。2001年の年末に向かって定常状態に戻りはじめたが、2002年に入って再び拡大し、年周的变化を繰り返した後、2004年春の時点で、滑り量は最大30cm、Mwa7程度に成長した。2004年9月には、紀伊半島沖でMw7.4の大地震が発生し、東海地域の地殻変動にも大きな影響を与えるようになった。

Mwa はゆっくり地震としてのサイズである。ゆっくり地震としてのモーメントが求まると、それを地震のモーメントとモーメント・マグニチュードの関係式  $\log Mo = 1.5Mwa + 9.1$  に代入して決めたマグ

表2 南海トラフと相模トラフのフィリピン海プレート境界面で発生したゆっくり地震と巨大地震

No.	Event	Mw	Mo	Moa	Do	To	Ref.	Data type
		Mwa	$10^{18}$ Nm		m	day		
EQ1	1923 関東	7.9	700-800		3.5	0.0008	(1)	S
EQ2	1944 東南海	7.9	960		2.9	0.0007	(2)	S
EQ3	1946 南海	8.0	1500		3.1	0.001	(3)	S
SL1	1970 千葉	6.5		7.6	0.4		(4)	Leveling
SL2	1989 東京湾	5.9		0.75	0.02	~1	(5)	Tilt
SL3	1996 房総半島	6.0		1	0.1	~5	(6)	GPS
SL4	1997 豊後水道	6.6		11	0.18	~300	(7)	GPS
SL5	1999 銚子沖	5.6		0.33	0.03	~5	(8)	GPS
SL6	2000 銚子沖	6.1		1.7	0.17	2~3	(9)	GPS
SL7	2001- 東海	7.0		40	0.20	~1500	(10)	GPS
SL8	2002 房総	6.5		~10	0.1	~10	(11)	GPS
SL9	2001/01 四国	5.9		1.0	0.077	~7	(12)	Tilt
SL10	2001/08 四国	5.9		1.0	0.010	~2	(12)	Tilt
SL11	2001/08 四国	5.9		0.8	0.007	~2	(12)	Tilt
SL12	2002/02 四国	5.9		1.1	0.012	~6	(12)	Tilt
SL13	2002/02 四国	6.0		1.1	0.015	~2	(12)	Tilt
SL14	2002/08 四国	5.8		0.6	0.009	~3	(12)	Tilt
SL15	2002/08 四国	5.7		0.5	0.012	~4	(12)	Tilt
SL16	2003/04 四国	5.9		0.8	0.013	~3	(13)	Tilt
SL17	2003 豊後水道	6.8		17	0.11	~60	(13)	GPS
SL18	2003/04 四国	6.0		1.2	0.026	~5	(13)	Tilt
SL19	2003/11 四国	6.2		2.8	0.024	~7	(13)	Tilt
SL20	2004/02 四国	6.0		1.1	0.021	~4	(13)	Tilt
SL21	2004/04 四国	5.8		0.6	0.008	~5	(13)	Tilt
AS1	1996 日向灘(a)	6.8		17	0.1	~50	(13)	GPS
AS2	1996 日向灘(b)	6.8		20	0.1	~50	(13)	GPS

EQ1 から EQ3 は Mw8 クラスの巨大地震。SL1 から SL9 は、最近10年間に検出されたサイレント地震。AS1 と AS2 は余効すべり。Mo と Moa は、通常の地震モーメントと、サイレント地震に対して定義されたモーメント。Mw はモーメント・マグニチュード。Mwa はサイレント地震の等価マグニチュード。Mwa は、Moa を通常の地震とモーメントの関係式  $\log Moa = 1.5 \times Mwa + 9.1$  に代入して求めた。Do は滑りの大きさ。To は断層滑りの継続時間(時定数)。データの種類の欄の S は広帯域地震記録, Leveling は水準測量, Tilt は傾斜記録。以下はデータソース (1) Wald & Somerville (1995), (2) Kikuchi et al. (2003), (3) Kanamori (1972), (4) Fujii (1993), (5) Hirose et al.(2000), (6) Sagiya (2004), (7) Hirose et al.(1999), (8) Harada et al. (2000), (9) Hirose et al.(2001), (10) GSI(2003b), (11) GSI (2003a), (12) GSI (2004), (13) Yagi et al. (2001).

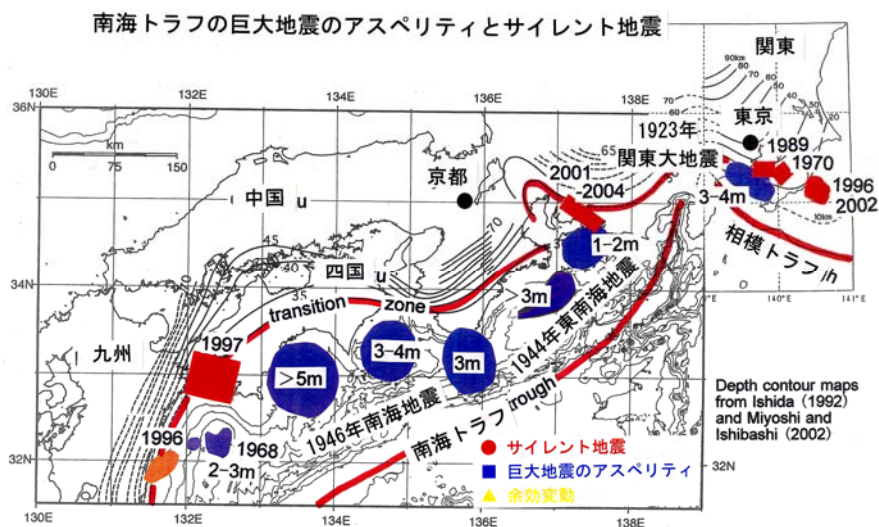


図6 南海トラフと相模トラフ近辺の沈み込むプレート境界面のゆっくり地震(赤)と巨大地震のアスペリティ(青)。(Kawasaki (2004) による)



ニチュードである。

重要な問題は次の4点であろう。

(問題1) 東海ゆっくり地震は成長途中で停止した震源核なのか？

(問題2) 東海ゆっくり地震はなぜ減速したのか？

(問題3) 再び拡大したことは何を意味しているのか？

(問題4) そのうち東海地震に転化するのか？

このような疑問に回答するために、多くの研究者によって数値シミュレーション研究が行われ、次のような結論に落ち着きつつある。ゆっくり地震は、「速度弱化」の領域と「速度強化」の領域の中間的な場所で発生した、「定常滑り」と「地震」の中間的な性質の事件である。ただし、それ以上の深入りした疑問に対してはとても答えられないという現状である。

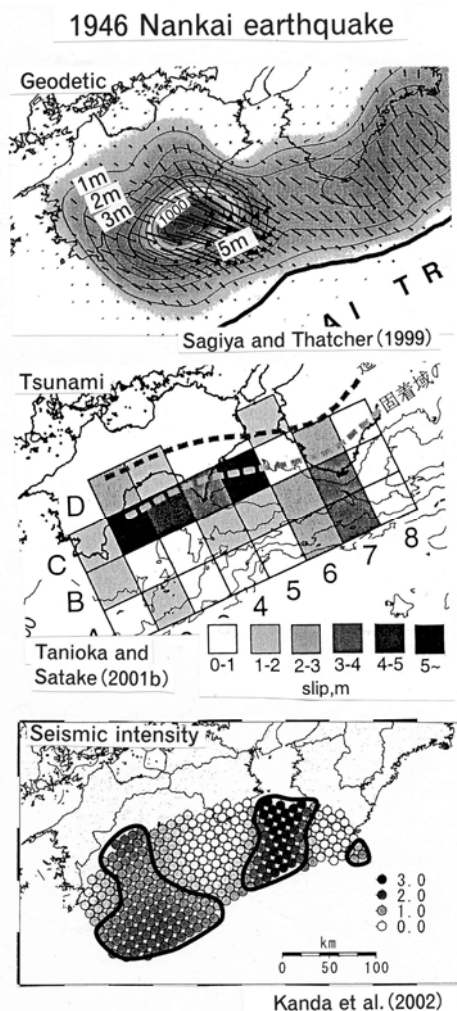


図7 上から順に、それぞれ、当時の水準測量 (Sagiya and Thatcher, 1999), 津波記録 (Tanioka and Satake, 2001), 震度記録 (神田・他, 2003) のインバージョンによって求めた滑り分布。

この経験から学んだことは、「プレート境界面の摩擦強度の不均質によって、減速されたり加速されたり、様々な動きをする。式(1)の様には単純には進展しない。」ことであった。言い換えると、「摩擦強度はプレート境界面の場所によって大きく変化する」ということになる。

## 9. ゆっくり地震のまとめ

表2は日本列島周辺で発見されたゆっくり地震である。図6は、表2のゆっくり地震の滑り域 (赤) と、1923年関東大地震, 1944年東南海地震, 1946年南海地震のアスペリティ (青) をプロットしたものである。

ただし、関東大地震と東南海地震のアスペリティは、Wald and Somerville (1995) と Kikuchi et al. (2003) が地震波形解析によって求めたが、南海地震の場合、地震記録が充分に残っていないので、アスペリティも求められていない。

図7は、当時の水準測量、津波記録、震度記録のインバージョンによって求めた滑り分布である。図6の南海地震のアスペリティは、図7の3つの滑り分布のおよその共通部分を取り出したものである。

表2と図6から、ゆっくり地震は、プレート境界面深さ30km程度の遷移帯で発生していることがよくわかる。

ゆっくり地震の特徴をまとめると次のようになる。(S-1) 1944年東南海地震と1946年南海地震の主要アスペリティは、30km以浅の地震発生帯に分布。滑り量は3m程度。

(S-2) ゆっくり地震の場合は、深さ30km前後の遷移帯に発生。滑り量は20cm以下で、アスペリティの場合より1桁小さい。

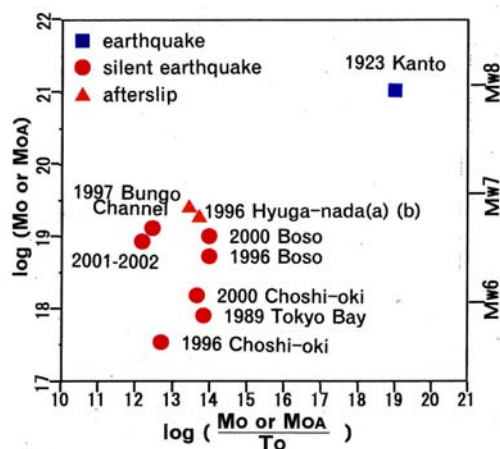


図8 モーメントーモーメント速度図。(Kawasaki (2004) による)

(S-3) ゆっくり地震は、巨大地震のアスペリティの下端と隣接して発生している。

図8は、表2のゆっくり地震と、通常の巨大地震の代表として1923年関東大地震をプロットしたものである。縦軸がモーメント、横軸がモーメント速度である。モーメント速度は、モーメントを事件の時定数で割ったもので、ゆっくり地震の拡大する速度である。通常の巨大地震とゆっくり地震との間には、モーメントにして2桁、モーメント速度にして5桁のギャップがあることが読みとれる。

図6と図8をみると、さらに次のような疑問が浮かぶ。

(9-1) 2つの銚子沖ゆっくり地震を例外として、太平洋プレートの境界面では、何故ゆっくり地震が見つからないのか？

(9-2) 通常の巨大地震とゆっくり地震の間のモーメント速度にして5桁のギャップを埋めるような、M<sub>w</sub>7以上、時定数「時」の「やや高速ゆっくり地震」は自然界に存在するのか？

(9-3) 遷移帯から地震発生帯に加速拡大していくゆっくり地震はあるのか？

## 10. 作業仮説

予知研究にとって、現時点のボトル・ネックは、「プレート境界面の摩擦強度の数値マッピング」である。「アスペリティは摩擦強度の大きな場所で、ゆっくり地震の震源域は摩擦強度の遷移帯」というのが、現在の段階で得られているマッピングである。これでは予知に必要な数値マッピングには程遠い。

南海や東海海域での地震反射法などでプレート境界面の不均質をマッピングすることは大変重要で、海洋研究開発機構や東京大学地震研究所などに推進されており、大きな成果が得られているが、それを数値マップに焼き直すにはもう一步の知恵が必要である。

ゆっくり地震と巨大地震の関係については、現在の段階では、作業仮説を立てるほかはない。現時点で、M<sub>w</sub>7程度かそれ以下のゆっくり地震が10程度ほど発見されているに過ぎず、いずれも遷移帯で発生したので、巨大地震とは関係なさそうに見える。しかし、筆者は「30年から40年後に南海・東南海地震が発生するまでに50近いM<sub>w</sub>7程度かそれ以下の、時定数「年」から「日」のゆっくり地震が発生し、そのうち5から10がM<sub>w</sub>7.5程度、時定数「時」のゆっくり地震にまで加速され、最後のゆっくり地震が地震発生帯に弾けだしてM<sub>w</sub>8の巨大地震に転化する。」という作業仮説を立てている。

東海ゆっくり地震のサイズが単調に拡大しなかったように、次の南海・東南海地震の震源核も式(1)の様には単純には拡大しないであろうが、(7-3)の臨界点の段階で、震源核のサイズが観測網の検出限界以上であれば、それは充分直前予知につながるはずである。

## 11. 深部低周波微動と水の役割

図9は、防災科学技術研究所の小原によって発見された深部低周波微動の分布である。

Hi-netの観測点で、地震波の場合には必ず存在するP波やS波が無い奇妙な波形が断続的に出現するのが観測されたのである。四国西半に広域的にほぼ同時に出現するので、人工的ノイズではなく自然現象と判断された。観測点毎の微妙な時間差を読みとって震源決定すると、震源はモホ面とプレート境界面の中間(深さ30kmから35km程度)に分布する。P波やS波が無いので地震ではなくて微動と呼ばれ、卓越周期が同程度の振幅の微小地震のそれより低周波で、震源が深いので、深部低周波脈動と呼ばれるようになった。

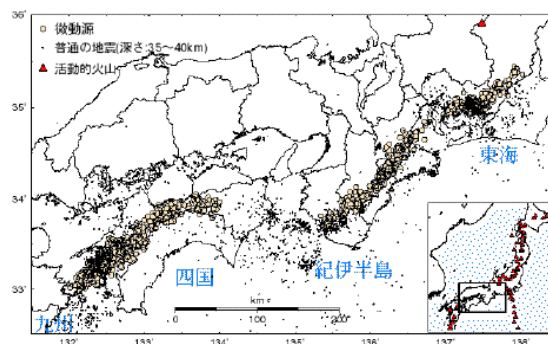


図9 深部低周波微動の分布図  
(Obara(2002)による)

深部低周波脈動に関連して奇妙なことが発見された。脈動は月に1度ほどの割合でバースト的に発生するが、ときどき、バーストに同期して、直下のプレート境界面でM<sub>w</sub>6クラスのゆっくり地震が発生した。このゆっくり地震が、近接の一回り大きな1997年と2003年の豊後水道ゆっくり地震(表2のSL4とSL9)とどの様な関連があるのか、今のところはさっぱり分からない。

深部低周波脈動やそれに同期するゆっくり地震などが何故起こるかは分からないが、マンツルの水が重要な役割を果たしていると推定されている。微小割れ間に水が侵入していると割れ目は拡大しやすくなり、規模が大きくなれば、ゆっくり地震から通



常の地震にもなりうるはずである。いずれにせよ、地震がトリガーされるメカニズムを明らかにするには、マントルから地殻に分布する水の挙動を知ることが大事である。

マントルから地殻の水の挙動を知る手段は2つある。一つは、地球電磁気学的方法である。水が増えると電気伝導度が大きくなり、地電流が流れやすくなる。もう一つは地球化学的方法である。マントルから地殻で水が移動すると、そこから様々な化学元素を送り出してくる。地表で深部から来る火山ガスや温泉水に含まれる様々な元素の同位体比の時間変化を追えば、マントルから地殻に分布する水の挙動について、多くのことを教えてくれるはずである。

## 1 2. 当面の中期的目標

以上のことを頭に置いて、五年程度の中期的目標としては、

(12-1) 中・小地震の空間分布の精密再検証を行う。

(12-2) 西南日本と南海トラフの間のフィリピン海プレート境界面で起こるゆっくり地震を徹底的に検出する

(12-3) ゆっくり地震の滑り分布の空間分解能を上げる

(12-4) 海の人工地震観測によって得られたプレート境界面の構造を摩擦の数値に転換することが重要だと考えている現状である。

第4節で、(4-4) 時定数が数日～数時間～数10分の $10^{-8}$ の極微小の地殻歪みを捉える地殻変動観測網を予知の必要要素とした。Hi-net は、過去の地震観測の教訓を組み、センサーは、浅くとも100mのボーリング孔の底に設置されている。ボーリング孔の底には、孔の安定性のモニターのため、地殻変動連続

観測として使うことが出来る傾斜計が併設されている。つまり、全国約700点の地殻変動連続観測点が既に存在するのである。

Hi-net は、地震観測としては、前の世代の観測網と比べるとノイズレベルは著しく下がった。とはいえ、観測孔底の傾斜計による「時」～「日」の時定数の微小な地殻変動という意味では、ノイズレベルはまだ不満足である。

しかし、Hi-net 観測点の中でも、府中（東京都、深さ2706m）や岩槻（埼玉県、深さ3502m）の様なkm級の超深層ボーリング孔の場合は地殻変動記録のノイズレベルも非常に低い。表2の東京湾のゆっくり地震(SL2)は、府中や岩槻の安定した超深層ボーリング傾斜計記録が無ければ発見できなかった。重要な教訓であった。

(4-4)の条件を満たすものとして、図10の様に、Hi-net 観測点の間を埋めるように、km級（紀伊半島や四国では深さ1km程度で充分）のボアホール型傾斜計観測網を追加したいところである。別の言い方をすると、紀伊半島から四国にかけて、東海並みの観測網を展開したい。南関東には、実は、既に、10以上のkm級超深層ボアホール観測点が整備されている。震源核からのシグナルが早く補足できるほど、予知を確実に効果的に出来るはである。

現在、海洋研究開発機構は、四国の室戸岬と北海道の釧路から約150km沖の深海底まで海底ケーブルを伸ばし、ケーブルの数ヶ所に海底地震計を設置し、地震観測を行っている。図10のkm級の傾斜計観測網に加え、足摺岬、潮岬、志摩半島から200km沖にまで伸びる、室戸岬と同様の海底地震・傾斜計観測網が出来ると大変力強い。

本稿で述べた地震現象理解の枠組みについては、あまり未解決の問題が多いと思われるかもしれない。しかし、ここで述べた多くの疑問や問題設定のほとんどは、1995年兵庫県南部地震以前には誰も思いもしなかった様なことなのである。この様な疑問や問題設定が生じたと言うこと自体が、ある意味で、地震予知研究の新しい地平ということが出来る。この方向での研究を一層進展させ、本当に新しい地平を切り開き、多くの人々の苦痛を少しでも減らすことに貢献したいというのが筆者達の切に望むところである。

## 参考文献

- Dieterich, J. H. (1986) : A model for the nucleation of earthquake slip, In Earthquake source mechanisms, M. Ewing Ser. 6, ed. by S. Das, J. Boatright and C. H. Scholz,

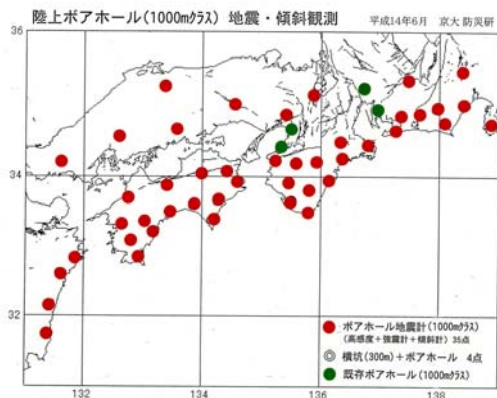


図10 将来に期待する南海・東南海 km級超深層ボアホール観測網

- AGU, Washington, D. C., 579-592.
- Kikuchi, M., Nakamura, M. and Yoshikawa, K. (2003) : Source rupture process of the 1994 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth, Planets and Space*, Vol.55, 159-172.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫 (2002) : 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震*, Vol.56, 39-58.
- 川崎一朗・島村英紀・浅田敏 (1993) : サイレント・アースクエイク, 東京大学出版会.
- 川崎一朗 (2002) : スロー地震とゆっくり地震, *AREA Mook 地震がわかる*, pp.64-66.
- 川崎一朗 (2003) : スロー・スリップ・イベントの地学的意義, *月刊地球*, Vol.25, pp.75-79.
- Kawasaki, I. (2004) : Silent Earthquakes occurring in a Stable-Unstable Transition Zone and Implications for Earthquake Prediction, *Earth, Planets and Space*, Vol.56, 813-821.
- Obara, K. (2002) : Non-volcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, K. Kasahara, (2004) : Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, No. 23, L23602.
- Ohnaka, M. and L.-F. Shen (1999) : Scaling of the rupture process from nucleation to dynamic propagation: implications of geometric irregularity of the rupturing surfaces, *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, B1, 817-844.
- Ohta Y., F. Kimata, and T. Sagiya (2004.) : Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, Central Japan, based on the GPS data in 1997-2002, *Geophysical Research Letters*, Vol.31, doi:10.1029/2004 GL021404.
- Sagiya, T., and Thatcher, W. (1999) : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, 1111-1129.
- シヨルツ, C. H. (1993) : 地震と断層の力学, 古今書院, 柳谷俊訳.
- 静岡県防災局(2001) : 第3次地震被害想定結果概要.
- Tanioka, Y., and Satake, K. (2001) : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth, Planets and Space*, 53, 4, 235-241.
- Wald, D., J., and P. G. Somerville (1995) : Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *B.S.S.A.*, 85, 159-177.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *Journal of Geophysical Research*, Vol.109, B07307, doi10.1029/2003JB002683.
- 東京大学地震研究所 地震予知研究協議会のWEB  
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/YOTIKYO/index.htm>

この原稿は、京都大学防災研究所公開講座（第16回） 防災研究最前線－災害の予測と減災への取り組み－（平成17年9月30日）の15頁から24頁に掲載されたものです。