

低周波地震活動の活動様式及び東海スロースリップとの関連について

石垣祐三*・勝間田明男**・鎌谷紀子***・中村浩二***・小沢慎三郎****

The relation between the slow slip of plate boundary in Tokai district and low frequency earthquakes

Yuzo ISHIGAKI, Akio KATSUMATA, Noriko KAMAYA, Koji NAKAMURA, Shinzaburo OZAWA

(Received April 16, 2004 : Accepted December 3, 2004)

ABSTRACT

The seismicities for two types of low frequency earthquakes, which occurred at an isolated location in the continental crust (isolate type) and located along the plate subduction (subduction type), were investigated, and the following two results were obtained. The first is that the magnitude frequency of the subduction type is better fitted to using the c value (Utsu, 1978) than the Gutenberg-Richter magnitude frequency, but the way in which it is different from the isolate type is not clear. The second is that the ETAS model (Ogata, 1988) was adopted and the following became clear: small α are obtained for both types, and for the rate of generation in the Poisson process, the subduction type was lower than the isolate type.

As the 2nd steps of this study, the relations between the slow slip of the plate boundary (continental / Philippine Sea Plate) in the Tokai district which has been observed since 2000 and low frequency earthquakes near the slow slip area were investigated. When the slow slip of the plate boundary (continental / Philippine Sea Plate) was observed at the Bungo Channel in August 2003, the seismicity of low frequency earthquakes in the area had been very high. While in this Tokai case, there may be close relations between the slow slip and the low frequency earthquakes. There are some possibilities that the slow slip of the plate boundary may generate the low frequency earthquakes under some assumptions.

1. はじめに

気象庁は、1999年から通常の震源決定作業時に、通常の地震と異なり地震波の周期が長い地震を低周波地震とし、震源レコードにフラグを付加している(西出他, 2000)。ただし、地震の規模が大きいために、長周期の地震波を含む地震はこの範疇ではない。地殻深部に発生する低周波地震は、その分布の地域性から、孤立型とフィリピン海プレートの沈み込みに伴う型(以下、沈み込み型という)の2種類に大きく分けられている(例えば鎌谷・勝間田, 2004)。沈み込み型の低周波地震は、震動が長く続く傾向があり、微動とも解釈されている(鎌谷・勝間田, 2004)が、本稿では便宜上、これらを一括して低周波「地震」と呼ぶ。

2003年8月に豊後水道周辺でフィリピン海プレー

トのスロースリップが検出され、そのスロースリップと同時期かやや遅れて、同地域の低周波地震活動(沈み込み型)が活発化した(Ozawa, et al. 2004)。スロースリップと低周波地震活動の活発化が同期したことは、スロースリップと沈み込み型の低周波地震活動との間に関連がある可能性を示唆する。

一方、東海地域では、2000年半ばにスロースリップが発生し、なお継続していることが観測されている。このスロースリップは、当初、活動の中心が浜名湖付近にあったが、2002年にはやや北東に移動した。また、1年ごとで見たときに2002年のスロースリップの勢いは、他の年に比べて弱かったとされている(以上、例えば国土地理院 2004)。このようなスロースリップの盛衰が、その近傍で発生している低周波地震と関連

*気象庁地震火山部地震津波監視課

**気象大学校

***気象庁地震火山部地震予知情報課

****国土地理院

しているかどうか調べることは、双方の原因を考えるために重要である。

2. 調査の目的

本稿の調査は、大きく 2 つに分けられる。すなわち、低周波地震活動の活動様式についての調査と、低周波地震とスロースリップの関連の調査である。前者の調査の目的は、次の 2 点を明らかにすることである。

- ① 孤立型と沈み込み型、それぞれの低周波地震の活動様式に違いはあるか
 - ② 違うとすれば、孤立型・沈み込み型のそれぞれの特徴は何か
- また、後者については、
- ③ 愛知県東部の低周波地震活動と東海スロースリップの間に関連があるか
 - ④ あるとすれば、豊後水道の低周波地震活動とスロースリップの関連との類似点や相違点は何か
- を明らかにすることである。さらにこれらの調査結果や既存の調査結果から、沈み込み型の低周波地震活動の成因（励起させているもの）等についても考察する。

3. 調査方法

1) 低周波地震活動の活動様式調査

まず、低周波地震活動が、通常地震活動と本質的に異なるかどうかを調べるため、孤立型、沈み込み型、それぞれについて Gutenberg・Richter の式（以下、G-R 式と記す）の b 値、及び宇津（1978）の式（以下、宇津式と記す）の b 値と c 値を求め、比較する。また、ETAS (Epidemic-type Aftershock-sequences: Ogata, 1988, 1992) Model を適用して、両者の活動様式の特徴について調査する。

2) 東海スロースリップと低周波地震活動との関連

愛知県東部の低周波地震発生場所の近傍では、通常地震（フィリピン海スラブ内地震）も多く発生しており、低周波地震活動と、これらの地震活動について、スロースリップとの時系列を比較する。スロースリップの時系列として、ここでは、低周波地震発生域に地理的に近く、かつスロースリップの推移を表現している浜松・浜北の GPS 観測結果（トレンド除去）を使用する。

*本調査で用いる低周波地震の震源データは、以下の通りである。

一般に低周波地震の震源決定精度は低く、特に深さ方向でばらついている。一般の利用に供する震源要素は、解の精度がよいもの（気象庁基準で K フラグ）だけを提供しているが、本調査では、解の精度の悪い震源データ（気象庁基準で S フラグ）も含めて検討した。

また、以下の理由から、期間を通じて信頼できる M 下限の設定が難しい。本調査では調査対象時期に応じて、G-R 式から得られる M の下限値を使用している。

- ・低周波地震の検測技術が知見の集積とともに段階的に上がっていったこと
- ・低周波地震活動が活発な場合、震源決定がその活動レベルに見合っていない可能性もある（検測に必要なトリガーについては十分数成立すること
- ・観測網の変遷がある（2000 年～2002 年にかけて Hi-net 導入。東海地域においては 2002 年 10 月にトリガーグループ変更、2003 年 3 月に新観測点が近傍に追加など）こと

4. 結果

4-1 低周波地震活動の活動様式調査

4-1-1 G-R 式及び宇津式の適用

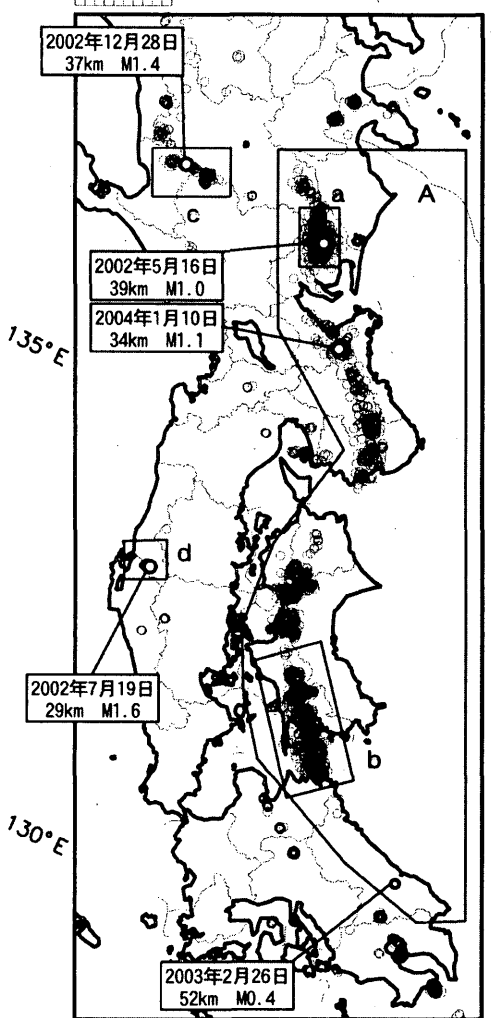
図 1（左）に中部地方から九州地方までの低周波地震の震央分布を示す。領域 A として囲った地域が、沈み込み型の低周波地震発生地域であり、それ以外が孤立型である。図 1（中）に領域 A で発生した沈み込み型の低周波地震の時空間分布を示す。さらに沈み込み型の発生領域として愛知県東部（領域 a）、豊後水道付近（領域 b）、孤立型の発生領域として飛騨山脈（領域 c）、鳥取県西部（領域 d）をとり、それぞれの領域における M-T ダイアグラムを図 1（右）に示す。

図 1 から得られる特徴は、は 3 つある。1 つ目の特徴は、全般に規模（マグニチュード、以下、M と記す）が小さいことである。図 1 の範囲及び期間では、図に白抜きで抜き出した例の通り、孤立型の最大は、M1.6、沈み込み型の最大は、M1.1 であり、沈み込み型の方が小さい。

2 つ目の特徴は、沈み込み型が間欠・群発的に活動するのに対し、孤立型は間欠からやや散発的な活動に見えることである（このことは、次節 4-1-2 で扱う）。

3 つ目の特徴は、沈み込み型の発生領域が、長野県南部～宮崎県南部（図 1 の 2003 年 2 月 26 日、M0.4 が最南端）までで、断続的に分布していることである。

2002 01 01 00:00 -- 2004 03 10 24:00
100km
N=4563



← Low frequency earthquake distribution

Time-space distribution for region A

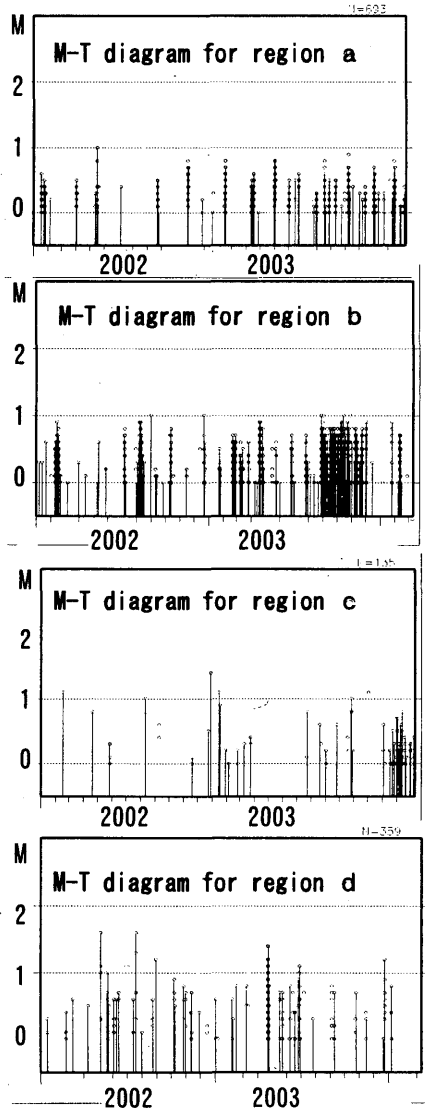
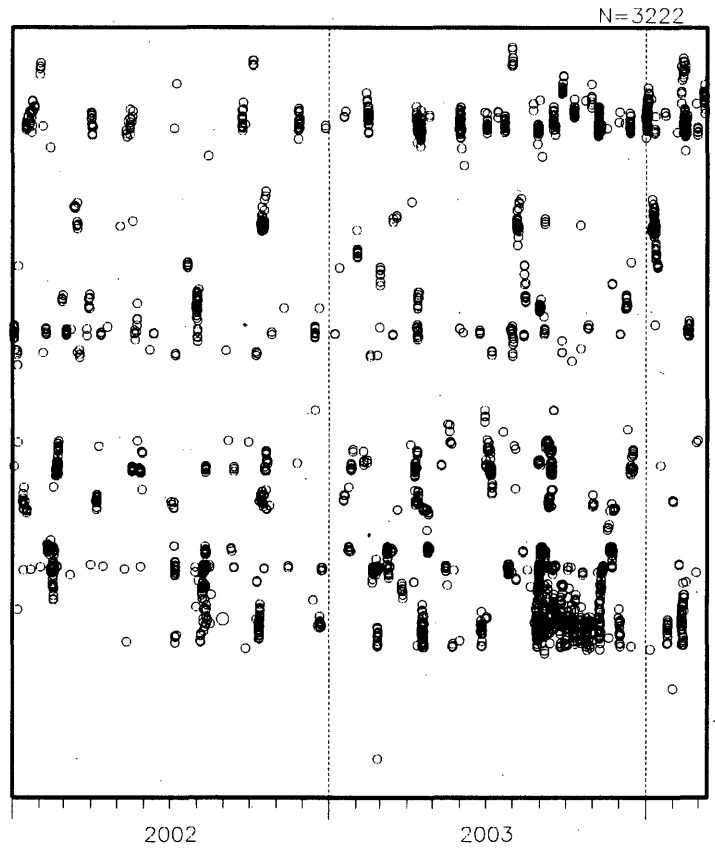


Fig. 1 Low frequency earthquake distribution
Subduction type low frequency earthquakes are observed in region A. In this area, the maximum magnitude is 1.1 (1/10/2004), and a magnitude 0.4 (2/26/2003) earthquake was located at the south end in this type of area. The maximum magnitude of earthquake in each region a, c, and d is shown.

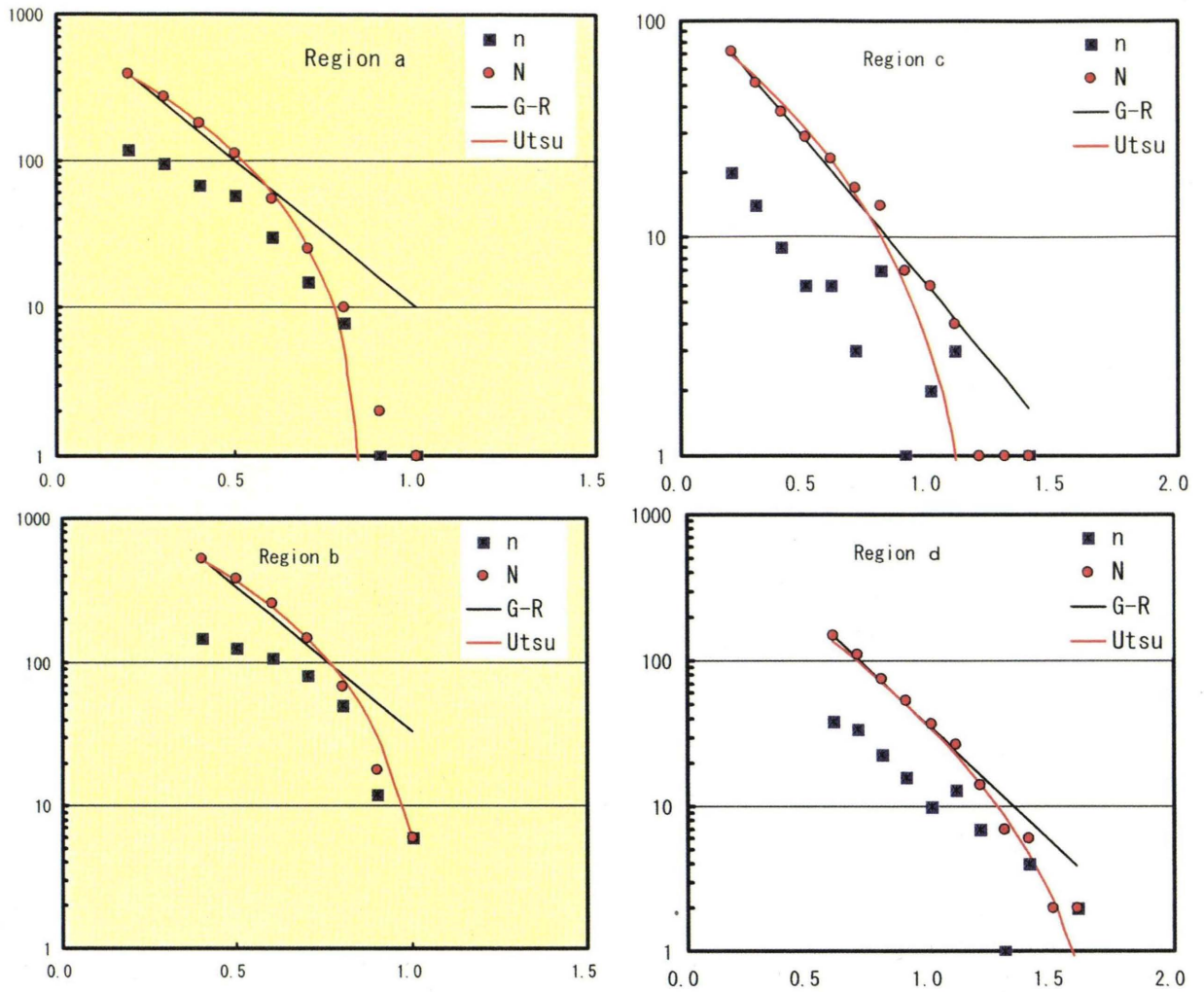


Fig. 2 Low frequency earthquakes Magnitude-frequency relation for each region a-d

伊勢湾, 紀伊水道, 日向灘北部~中部ではほとんど発生していないことである。これらの地域は, フィリピン海スラブの傾斜方向を水平面上に投影して見た時に, その方向が遷移するところに当たり, 興味深い現象であるが, 本稿ではこの点について, これ以上の調査は行っていない。

1つ目の特徴に関連して, 地震の規模の特徴を調べるため, 図2に領域a~dのそれぞれについて規模別頻度分布図を示す。図2には,

G-R 式 $\log n(M) = a - bM$

宇津式 $\log n(M) = a - bM + \log(c - M)$

ここで, \log は常用対数, a, b, c は定数, M はマグニチュード, $n(M)$ は $M \sim M+dM$ に入る地震回数

によるフィッティングをそれぞれの積算回数に併せて示している。宇津式は, あるマグニチュード c 以下では G-R 式が成り立つが, c 以上の地震は起こらないという式である。

一般に通常の地震活動を両者の式に当てはめてみると, G-R ダイアグラム上で上に凸の傾向を示すものが多い(宇津 1999) が, 沈み込み型(領域 a と領域 b)の規模別度数分布(黒四角)は, その傾向が特に強い。G-R の法則が近似的に成り立つと仮定して b 値を求めると, 2.0 程度の大きな値になる(表 1)。

Table 1 Magnitude-frequency relation for each region a-d

| | Region a | Region b | Region c | Region d |
|--------------------------------------|---------------------|---------------|----------|-----------------------|
| Location | Eastern Aichi pref. | Bungo channel | Mt. Hida | Western Tottori pref. |
| Type of l-freq. Eq. | subduction | subduction | isolated | isolated |
| Number of earthquakes | 396 | 533 | 72 | 149 |
| Threshold of Magnitude | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.6 |
| Maximum Magnitude | 1.0 | 1.0 | 1.4 | 1.6 |
| b (G-R) | 2.0 | 2.0 | 1.4 | 1.6 |
| Expected log-likelihood (G-R) | 0.526 | 0.535 | 0.146 | 0.294 |
| AIC(b) | -418.5 | -572.2 | -23.0 | -89.6 |
| c (Utsu) | 0.9 | 1.0 | 1.6 | 1.7 |
| b (Utsu) | 0.2 | 0.2 | 0.7 | 0.8 |
| Expected log-likelihood (Utsu) | 0.605 | 0.624 | 0.161 | 0.318 |
| AIC(c) | -480.4 | -668.9 | -27.2 | -98.6 |
| AIC(b)-AIC(c) | 61.9 | 96.7 | 4.2 | 9.0 |
| Expected log-likelihood (Utsu - G-R) | 0.079 | 0.089 | 0.016 | 0.024 |

一方、孤立型（領域 c と領域 d）の規模別頻度分布は、規模が小さいことを除けば、通常の地震の傾向と変わらず、火山地域でよくみられる程度のやや大きめの b 値である。フィッティングの結果は、表 1 にも示した。G-R 式と宇津式への当てはまり具合に着目すると、沈み込み型が宇津式の方がよいのに対し、孤立型はそれほどの差はないように見える。

表 1 では G-R 式と宇津式について、どちらが合うかを数値で見るため、それぞれ平均対数尤度を求め、その差を比較している。これは違うデータセットに関して AIC 差の比較はできず、かつ、データ数が多い／少ないことによって生じる AIC 差の影響を除くためである。平均対数尤度が大きいほど、当てはまりがよいことを示す。

表 1 を見ると、平均対数尤度の差は、孤立型が 0.02 前後であるのに比較して、沈み込み型が 0.08~0.09 と大きく、沈み込み型は G-R 式より宇津式に適合している度合いが高い。このため、沈み込み型には、発生する低周波地震の M に上限があるモデルが合うと考え

られる。孤立型も、宇津式への当てはまりがよいが、同程度の数の地震を対象に、通常の地震活動を両式で比較した場合に見られる程度の AIC 差（だいたい 4~15）であり、沈み込み型ほど際だっているとはいえない。

以上の、b 値及び G-R 式と宇津式への当てはまりのよさの比較から、孤立型に比べて沈み込み型は、小さな M の地震発生割合が相対的に多いこと、また、発生する低周波地震の M に上限があるというモデルが合うことが分かった。また、孤立型は沈み込み型に比較すると、小さな M の地震発生割合が相対的に少ないこと（ただし、通常の地震活動に比較するとやや多い）と、宇津式への適合は G-R 式に対してよいが、これは通常の地震活動でも見られる程度である。

4-1-2 ETAS モデルの適用

沈み込み型の低周波地震活動は、ある時に数多く発生し、それが収まった後はほとんど発生せず、またある時期に発生する（小原，2002）。その間隔は一定していない。また、孤立型は時に集中して発生する時もある。

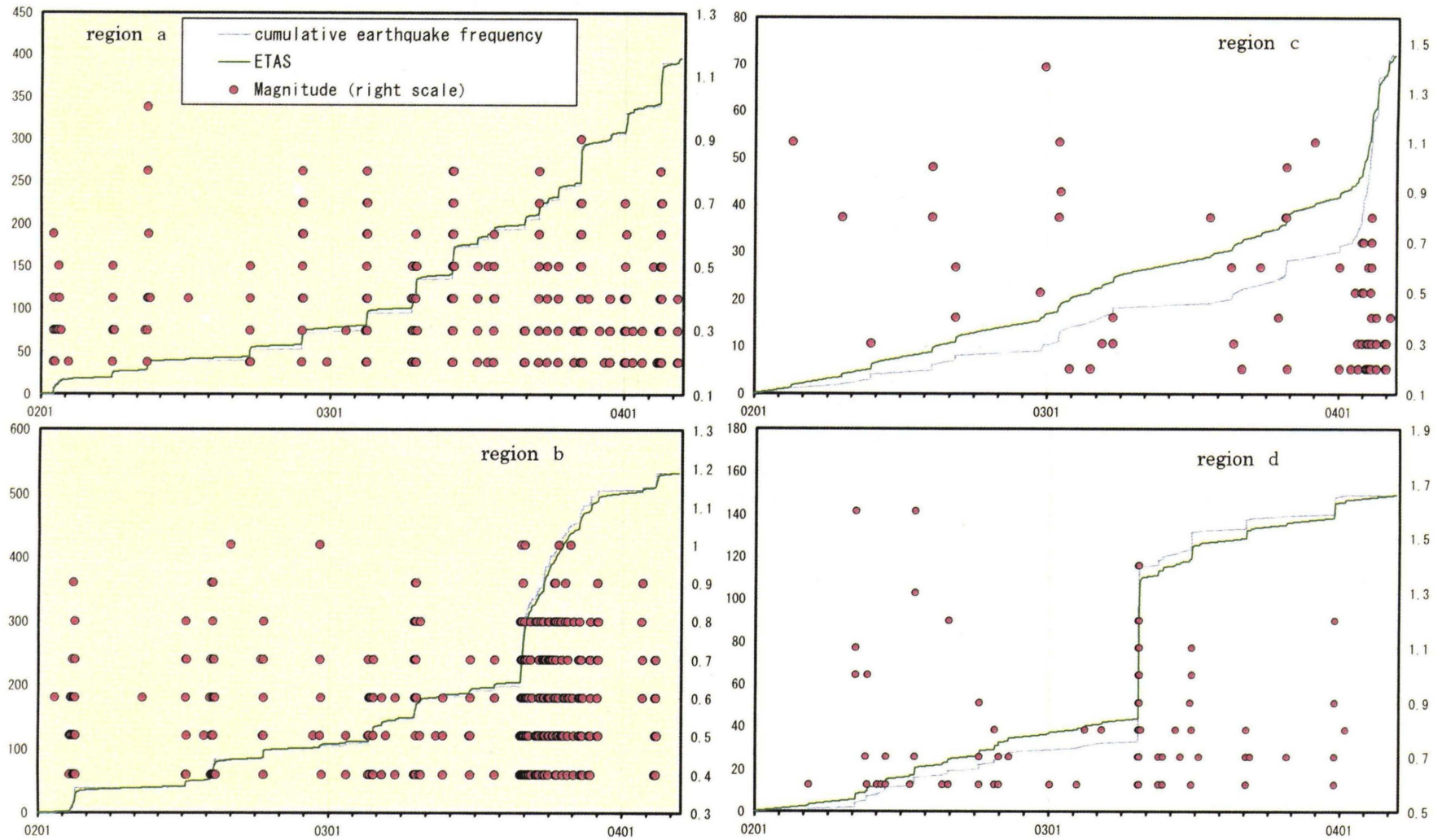


Fig. 3 Seismicity of low frequency earthquakes fitting the ETAS model for each region a-d

るが、通常は散発的に発生する（図1の領域c等）。ここでは、低周波地震活動を ETAS モデルに当てはめ、客観的に地震活動を説明できるか調査した。ETAS モデルによるある時刻 t までの地震積算回数は、以下の式で表すことができる。

$$\Lambda = \mu(t - t_0) + K \sum_{t_i < t} \exp\{\alpha(M_i - M_{th})\} \{c^{1-p} - (t - t_i + c)^{1-p}\} / (p - 1)$$

ここで、 Λ ：地震積算回数、 K ：活発さの定数、 α ： M の効率を表現する定数、 c ：時間調整定数、 p ：余震活動の減衰の度合い、 M_{th} ：扱う M のしきい値（-0.05 する必要がある）
 μ ：ポアソンの地震発生強度（回/日）、 t_0 ：解析起
 点の時刻

2002年1月1日～2004年3月10日までの各領域の低周波地震を対象に解析した結果を、図3及び表2に示す。 M の下限は2002年、1年間の検知能力から判断した。図3に示すようにそれぞれのモデルは、実際の地震活動をよく表現している。

まず α についてみると、通常地震活動の α は 1.0～2.5 程度のものが多いが、低周波地震では、いずれの領域についても、非常に小さい α が共通した特徴であり、余震（群の地震）の発生が本震の大きさにあま

り依存しない、群発的な活動といえる。また、沈み込み型の p 値は、1.2 程度で、通常地震活動よりやや大きい。これは、ある地震の発生が後の活動に与える影響が時間的に短いことを示している。

表2に示した $\mu D/N$ は、ポアソンの発生している地震回数/全地震回数である（ D は解析に用いた日数）。ただし、ここでいう「ポアソンの発生」とは、その発生間隔を調べたものではなく、ここでは、単に群として発生する地震回数との対比として表現したものである。孤立型と沈み込み型とでは、 $\mu D/N$ が一桁異なり、沈み込み型の方がポアソンの発生している地震回数が相対的に少ないといえる。

孤立型と沈み込み型の低周波地震は、発生場所ではほとんど区別できるが、地震発生回数がある程度ある場合、先の G-R 式、宇津式への当てはまりの度合いと、ポアソンの発生している地震回数の違いも両者の識別に用いることができる。

4-1-1 節を含めて、沈み込み型の低周波地震の特徴をまとめると、

- ① 大きな b 値（小さな M の地震が相対的に多い）
- ② ポアソンの発生している地震が少ない（群として発生することが多い）

Table. 2 ETAS model parameter for each seismic activity

| | Region a | Region b | Region c | Region d |
|------------------------|---------------------|---------------|----------|----------------------|
| Location | Eastern Aichi pref. | Bungo channel | Mt. Hida | Western Totori pref. |
| Type of l-freq. Eq. | subduction | subduction | isolated | isolated |
| Number of earthquakes | 396 | 533 | 72 | 149 |
| Threshold of Magnitude | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.6 |
| b (GR) | 2.0 | 2.0 | 1.4 | 1.6 |
| ETAS parameters | | | | |
| μ | 0.024 | 0.020 | 0.026 | 0.039 |
| k | 0.052 | 0.072 | 0.052 | 0.007 |
| c | 0.0015 | 0.0051 | 0.0001 | 0.0006 |
| α | <0.0001 | 0.0156 | <0.0001 | 0.3163 |
| p | 1.236 | 1.230 | 0.988 | 1.539 |
| $\mu D/N$ | 0.048 | 0.030 | 0.290 | 0.212 |

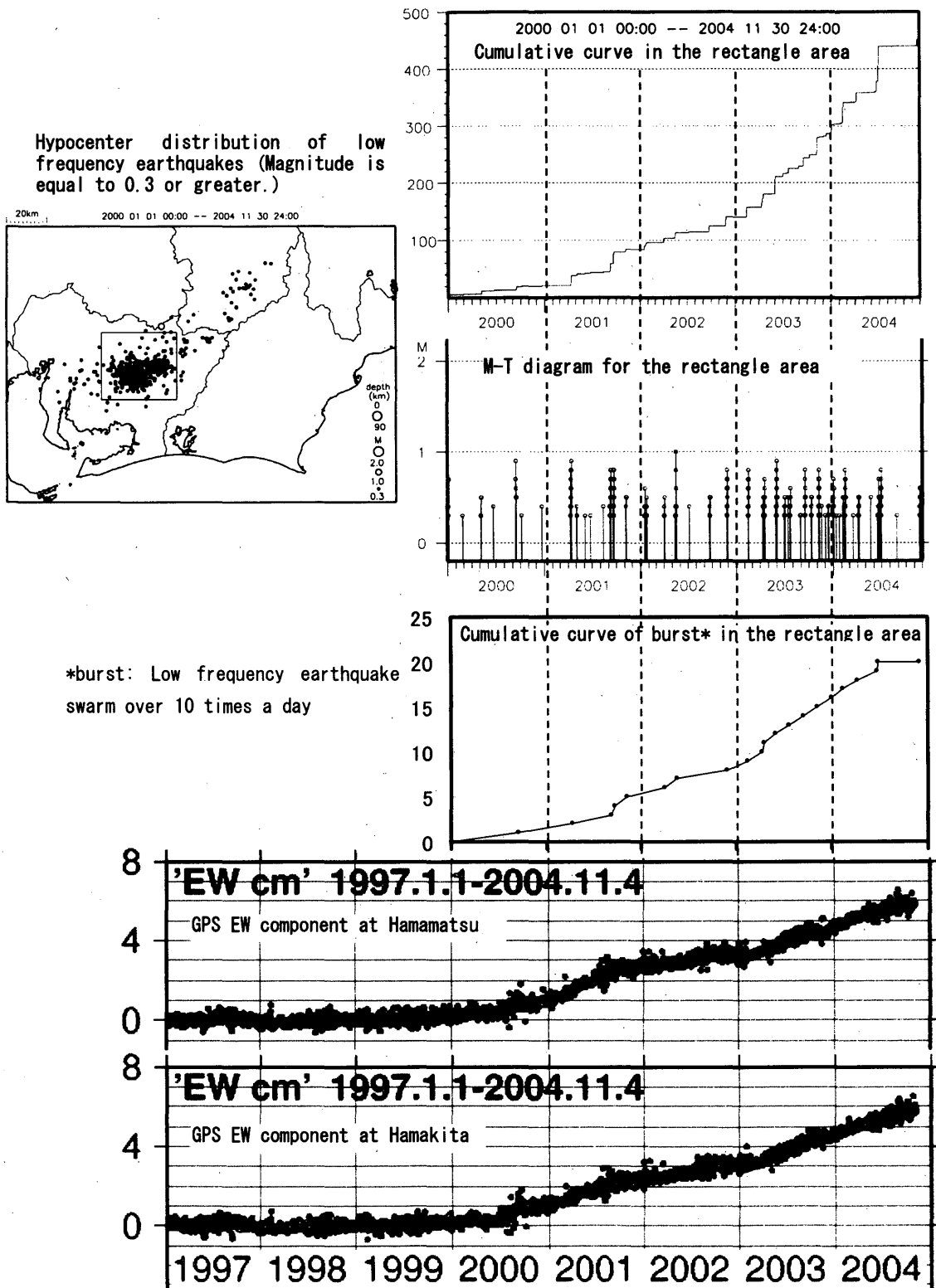


Fig. 4 Relation between low frequency earthquakes and the Tokai slow slip

③非常に小さな α （地震の大きさが、後の余震発生にほとんど寄与していない）

④やや大きな p 値（後の地震発生に寄与する時間が短い）

という特徴が得られた。このような活動様式は、沖縄トラフ沿いの背弧の浅い地震活動や新島・神津島近海の1990年代からの地震活動に似ている（②、③、④の特徴が当てはまる）。ただし、沖縄トラフ沿いや新島・神津島近海の場合は、規模はもっと大きく、 α は1.0程度であり、群発性としての傾向は、沈み込み型の低周波地震活動の方が強い。

低周波地震活動の α が小さいという事実は、地震活動の活発さが、地震発生場所での応力蓄積・解放という直接的な環境変化によるのではなく、何らかの別の要因に支配されていることを示唆するが、このことについては、5節で考察する。

4-2 愛知県東部の低周波地震活動と東海スロースリップの関係

4-2-1 愛知県東部の低周波地震活動と東海スロースリップ

図4に愛知県東部の低周波地震活動と、東海スロースリップの代表点として浜松・浜北 GPS 観測結果の定常トレンド除去後の東西成分（国土地理院による）を示した。浜松・浜北の2000年以降の動きは、スロースリップの強弱を表現するのにたびたび用いられる（例えば国土地理院 HP）。その対応の傍証として、防災科学技術研究所による三ヶ日の傾斜計の長期トレンド（トレンド除去）が、2000年以降変化し、2002年はやや落ち着き、2003年に2000年以降と同じトレンドに戻った観測事実もあげられる（例えば山本ほか2004）。独立した地殻変動観測が同じ傾向を示すことは、これらが同一の現象—スロースリップに対応していることを強く示している。

ここでは2002年10月以前のG-R式から得られるMの下限值0.3以上の低周波地震について、2002年以降を対象にその相関を見た。なお、別の方法による低周波地震のカウント数（防災科学技術研究所、2004）によれば、図4（M0.3以上）の回数は2001年以降、ほぼ比例関係にある。

図4によれば、2002年のスロースリップの低調期は、低周波地震回数が少ない時期と一致し、2003年春から

のスロースリップの活動期は、地震回数の増加に対応している。2003年3月の観測網の変化による影響は、新観測点をはずしたそれ以前の観測網で求めた結果と比較し、M0.3以上で影響がないことを確認している。

しかし、2004年の地震回数をみると、2004年6月下旬にそれまでにないバーストが発生したが、対応するGPS変化は見られなかった。2004年の発生回数はこのバーストにより、それまでの最高を記録したが、バースト自体の発生回数は、主なもので3回（2004年2月、4月、6月）であり、バーストの発生の仕方は2001年に近い。

これらのことから、単に数日程度の低周波地震の発生回数とスロースリップの強弱という対応を見た場合、2002~2003年はよい相関を示したが、2004年にその関係は崩れているため、両者が1対1に対応しているとは言えない。ただし、例えば、10回/1日を1バーストとした時、バースト回数を積算した図（第4図上から3段目）とスロースリップとの相関は、なお継続しているように見える。

4-2-2 低周波地震発生域の低周波地震と通常の地震

低周波地震の発生場所は、フィリピン海プレート上面付近に位置し、ここでは、通常のスラブ内地震も多数発生している。低周波地震回数がスロースリップの強弱によって変化するのであれば、近接するスラブ内地震も影響を受けている可能性がある。図5は、スロースリップと、低周波地震及び通常の地震の関連性について調べたものである。

ここで「通常の地震」と表現している地震は、ほとんどがフィリピン海プレート内部のスラブ地震と考えられる。対象としている地震は、図5の断面図矩形内の黒でプロットした地震である。この範囲で得られた発震機構を見る限り、ほぼ東西~北東-南西方向に圧力軸のある正断層型であり、この付近で発生するスラブ内地震に共通した特徴である。ただし、発震機構はM2.5程度以上について求まっているため、これより小さい地震がすべてスラブ内とは断定できない。

図5からは、通常の地震回数とスロースリップの強弱に、明瞭な関係は得られなかった。仮に低周波地震を励起させているソースがスロースリップであるとすれば、低周波地震を選択的に励起していることになる。このことについては、5節で考察する。

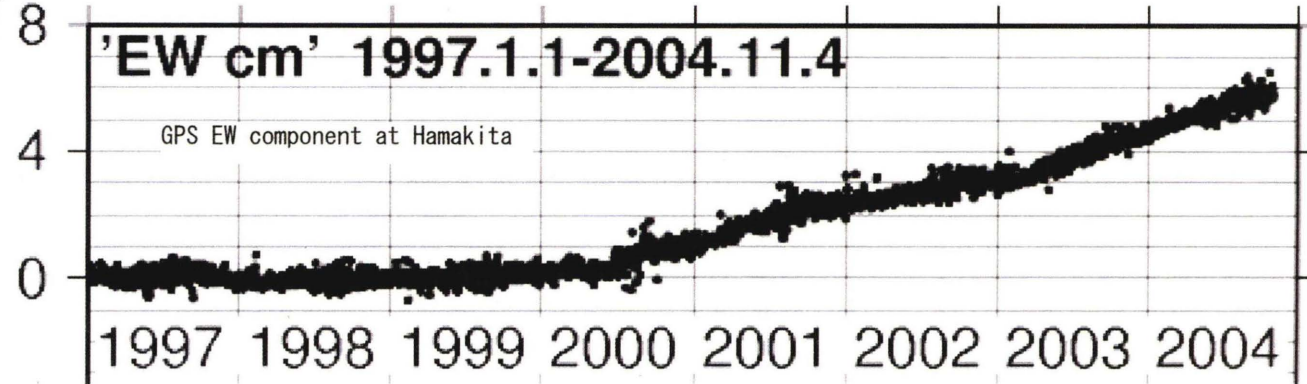
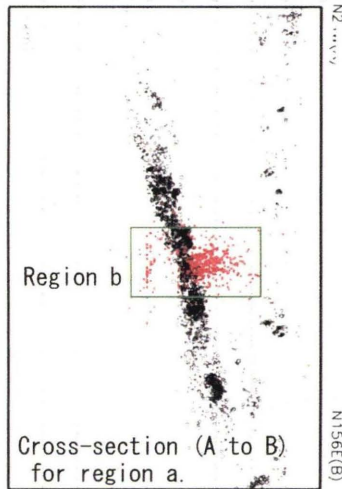
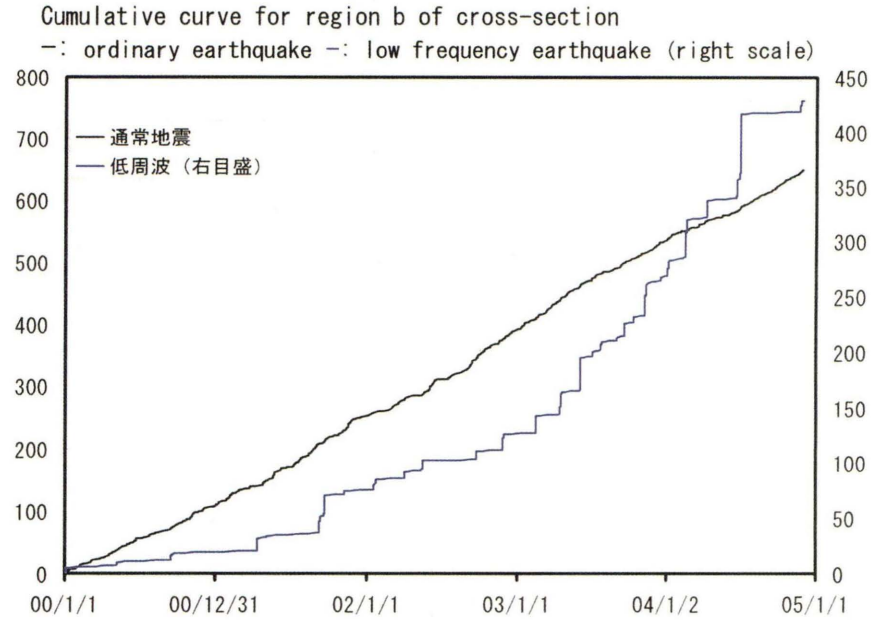
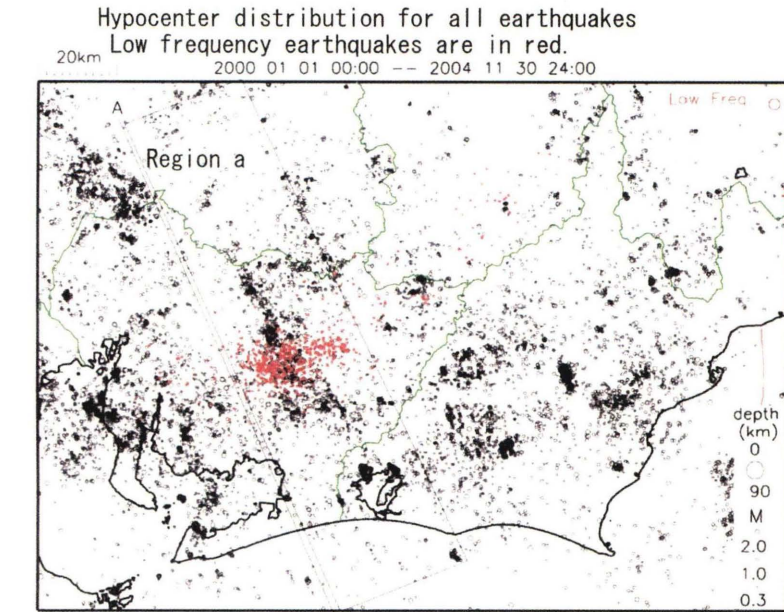


Fig. 5 The relation between low frequency earthquakes and the Tokai slow slip (2)

Table. 3 The comparison of 3 slow slip

| Location | Tokai | Bungo Channel | Boso peninsula |
|--|--|--|------------------------------------|
| Period | about the second half of 2000 to present (as of apr. 2004) | 2003/8~12 | 2002/10 |
| Moment magnitude of slow slip | Mw7.0 | Mw6.6 | Mw6.6 |
| relation of plate boundary | continental / Philippine Sea Plate | continental / Philippine Sea Plate | continental / Philippine Sea Plate |
| Depth of slow slip | about 35km | about 35km | about 20km |
| Change of seismicity of inter-plate or intra-plate earthquakes | Not clear | Not clear (down a little?) | activation with slow slip |
| Change of seismicity of low frequency earthquakes | activation with slow slip | activation with slow slip | Not observed |
| Character of slow slip seismicity | small α (ETAS), intermitten and swarm earthquakes | small α (ETAS), intermitten and swarm earthquakes | |
| Location for considering big earthquakes | adjoining at back arc of Tokai or Tonankai Eq. | adjoining Nankai Eq. And Hyuga-nada Eq. | adjoining at Kanto Eq. |

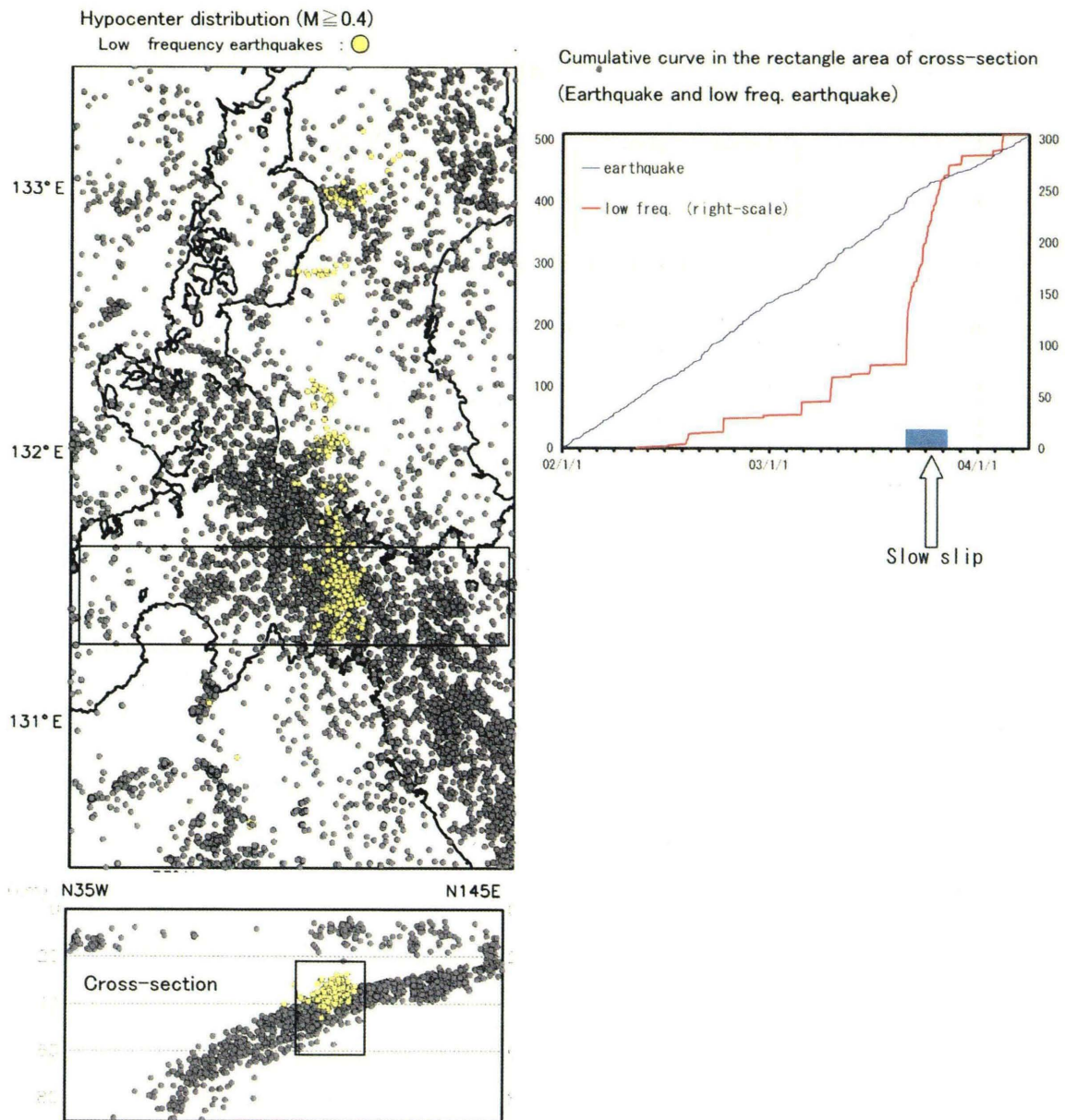


Fig. 6-1 Low frequency earthquakes at the Bungo Channel
 The slow slip was observed in 2003 by G.S.I. The number of low frequency earthquakes increased at the same time.

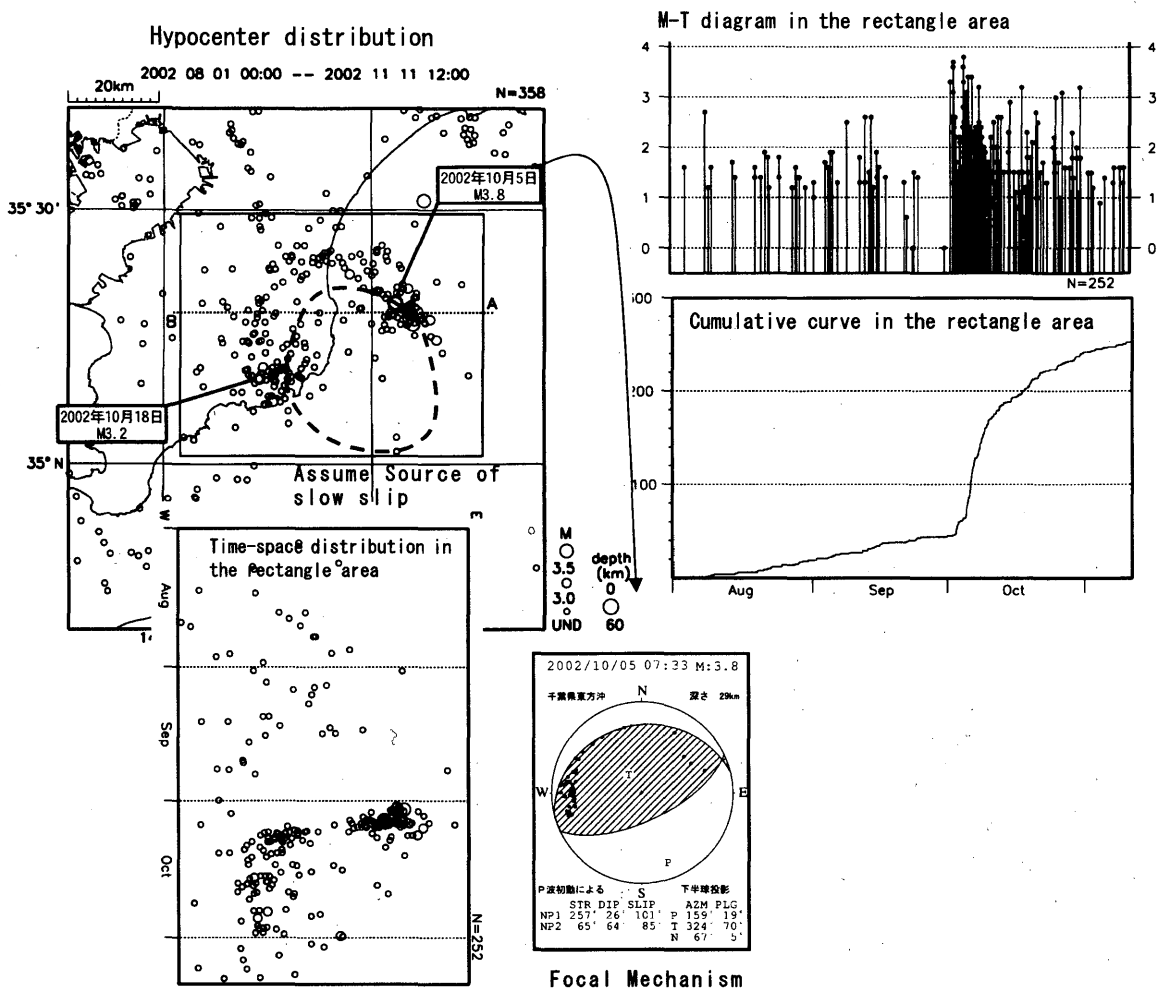


Fig. 6-2 Seismicity and slow slip in the Boso Peninsula. Low frequency earthquakes are not observed.

5. 考察

5-1 他のスロースリップとの比較

低周波地震が全国でとらえられるようになった 2001 年半ば以降、計 3 回のスロースリップが国土地理院によって検出されている。それらは、東海、房総半島、豊後水道である。主な性質を表 3 にまとめた（表中、スロースリップの深さとモーメントマグニチュードは国土地理院による）。なお、豊後水道のスロースリップ、低周波地震に関連する資料を図 6-1、房総半島の地震活動に関する資料を図 6-2 に示した。

東海と豊後水道のスロースリップを比較すると、スロースリップの発生深さ、低周波地震の活発化という点で類似性が認められる。両地域におけるプレート境界位置と低周波地震が同じような位置関係ならば、ス

ロースリップによる低周波地震の活発化は何らかの物理的な仕組みがあると推測できる。ただし、東海のスロースリップは継続中であり、全くその影響がないときの低周波地震活動の状況がわからないため、厳密な比較は本稿作成時点ではできない。

房総半島のスロースリップ発生地域では低周波地震が全く観測されておらず、他の 2 つのスロースリップとの相違点が多い。東海及び豊後水道と房総半島の違いとして、もう一つあげられるものがある。それは、前者のスロースリップ発生域近傍においては、通常時の活動を見る限りプレート境界の地震の発生が確認できないが、後者の近傍においては、図 6-2 に示す発震機構の地震（境界の地震と考えられる）が観測されている点である。

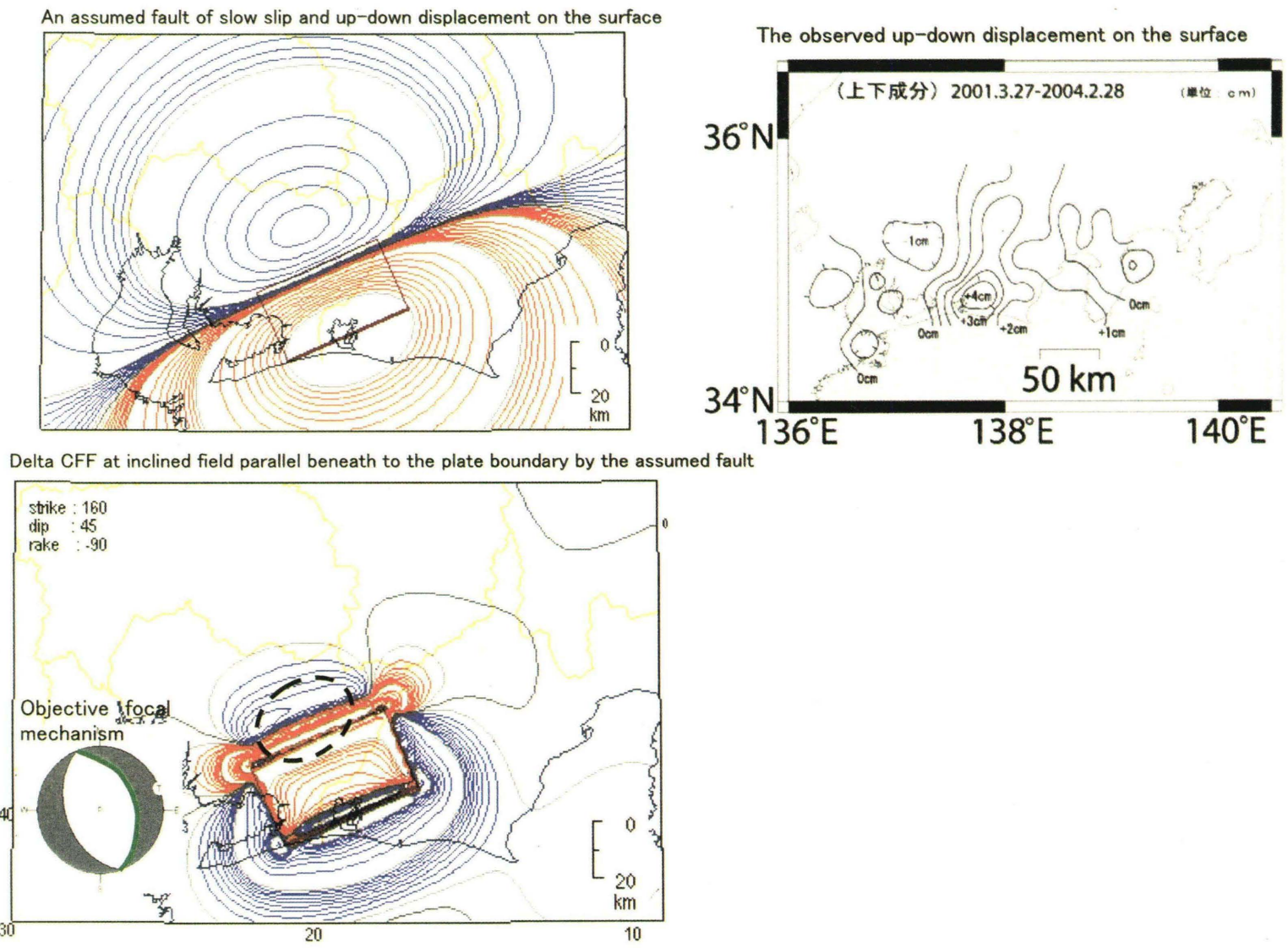


Fig. 7 Set up a fault of the Tokai slow slip

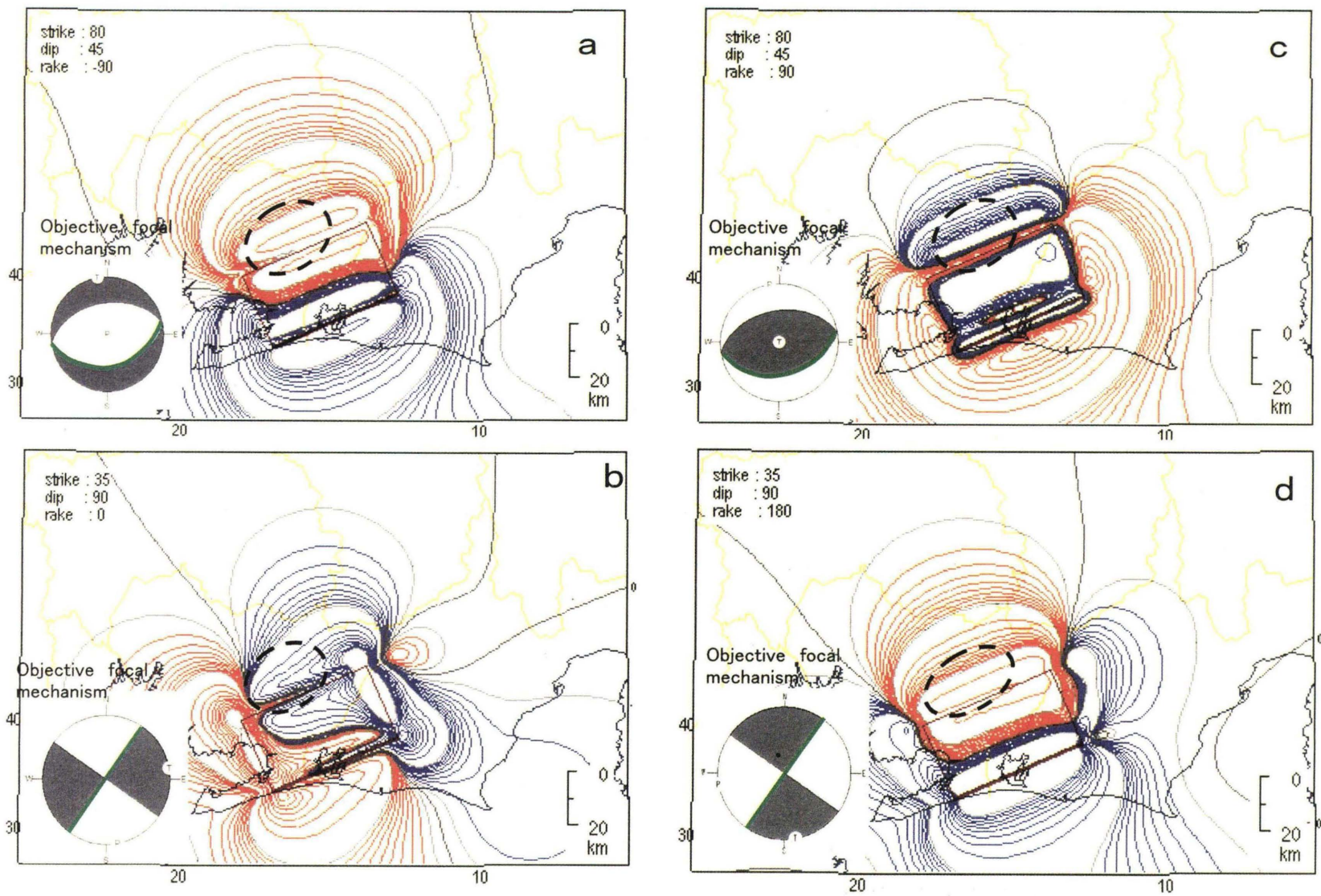


Fig. 8 Delta CFF caused by the assumed fault at the inclined field parallel above to the plate boundary

また、前者と後者では、スロースリップの発生場所（深さ）が異なる。低周波地震発生の有無は深さ（温度、圧力条件）に関連すると推測でき、これが前者と後者の違いの一因とも考えられるが、それ以上の具体的な根拠はない。

5-2 スロースリップが低周波地震を励起する可能性

勝間田他（2003）は、沈み込み型の低周波地震の発震機構について、圧力軸または張力軸が沈み込み方向に一致する（愛知県東部の場合は、ほぼ北北西-南南東方向）可能性を示した。

今、以下の仮定をおき、東海スロースリップが低周波地震を励起する可能性について ΔCFF を用いて考察する。

仮定1：低周波地震は、フィリピン海プレートと陸のプレートとの境界より上で発生している。

仮定2：低周波地震の発震機構は、double couple型と仮定し、張力軸、あるいは圧力軸が北北西-南南東方向を向く型である。

ΔCFF は、ソースとなる地震の断層運動による周辺の応力変化を表現したものであり、その値がプラスの場合は、対象となる地震（その発震機構により異なる）が起りやすくなり、マイナスの場合は起りにくくなる。スロースリップが発生している場所は、浜名湖周辺を中心とするプレート境界である。国土地理院の観測によれば、隆起域の中心は浜名湖北東部にある（図7右）。ここでは第一次近似として、図7左上のように、浜名湖北東部に隆起域の中心が来るようにスロースリップのソース（走向 $N240^\circ$ の逆断層、傾斜角 15° 、断層面 $40 \times 30\text{km}$ 、断層下端の深さ約 38km 、上端の深さ 30km ）をおいた。

図7左上は、プレート境界にソースをおいた場合に地表で観測される上下変動を示したものであり、右上の図と比較すると詳細はあわないものの、ソースの北西側に沈降の領域が現れることや隆起の中心がほぼあっている。

図7左下に、仮定したスロースリップによる、フィリピン海スラブ内の地震に対する ΔCFF の計算結果を示している。すなわち、プレート境界面に平行で、境界の下約 2km に位置する面における図に示した発震

機構の断層（スラブ内によくみられる型である）に対する結果である。緑色の線で示した面が仮定した断層面であるが、pureな正断層の仮定であるので、共役な断層面を仮定しても、計算結果の大勢には影響しない。この結果によれば、ソースの真上にプラスの領域、その周辺の浜名湖やソースの北北西側にマイナスの領域が出ています。

図8は、プレート境界面に平行で、境界の上約 3km に位置する面における各種発震機構の地震に対する ΔCFF 計算結果である。すなわち、仮定した発震機構の低周波地震がスロースリップにより、増加するかどうかのシミュレーション結果である。 ΔCFF の大きさについては、スリップ量平均約 2mm/month を仮定すると、それぞれの図のピークで 10mb オーダー（潮汐程度の影響）である。この値は、規模の小さな地震の発生回数に影響する程度である。ただし、プレート境界との位置関係・スリップ速度などにより、この値は大きく変わるので、以下の ΔCFF の議論が意味のないオーダーではないという確認である。図7と同じく緑色の線でなぞった面が仮定した断層面であり、共役断層の計算結果もほぼ同じことを確かめてある。

図8によれば、破線で囲んだ低周波地震発生域で ΔCFF が明らかにプラスになるものは、a. 正断層型とd. 右横ずれ断層型であり、c. 逆断層型とb. 左横ずれ断層型はマイナスの領域がほとんどを占める。これらのことから、張力軸がフィリピン海プレートの進行方向にある場合にスロースリップが低周波地震を励起している可能性があることが分かる。

これらの結果は、いくつかの仮定の上に成り立つ結果であり、かつ、唯一の解ではない。これにより、スロースリップが低周波地震を励起させている証左とはならない。ただし、このように仮定しても、観測事実（浜名湖の北東に隆起域の中心があること）に抵触しないことを示したものである。

ΔCFF の計算結果は、スロースリップが低周波地震を励起する可能性を示した。一方、ETASによる解析結果で α が0に近いという結果は、いったん発生した低周波地震のMが次に地震を励起する要素としてほとんど効いていないことを示している。つまり、活動は何らかの別の要因に支配されていることを示唆する。また、沈み込み型の低周波地震の引き金となるのは、沈み込むフィリピン海プレートから放出された水であ

ると考えられている(鎌谷・勝間田, 2004)。

これらを整理すると、

- 1) 収まっていた低周波地震が活動を開始する原因は、水の生成か、応力変化か
- 2) いったん発生した低周波地震が活発になる(あるいは低調になる)原因は、水の生成か応力変化かという問題になる。ΔCFF の計算結果は、水という考えを出さないで、低周波地震とスロースリップの相関を一見説明できるように見える。

しかし、群発地震活動など、同じ場所で地震活動が継続するためには、マグマの貫入など、流動的な物質が関与している場合が多い。同じような類推で沈み込み型のような時間・空間的に集中する活動のためには、やはり流動的な物質が関与していると考えられる。

低周波地震そのものが、すでにその場にあった水の移動により発生していると考えれば、スロースリップによる応力変化が低周波地震活動の発生を促進させている可能性がある。一方、低周波地震が水の生成によって発生するもの(鎌谷・勝間田, 2004)と考えれば、スロースリップが水を生成し、その水の量によって低周波地震活動を励起・継続させていると考えることもできる。2003 年と 2004 年で低周波地震とスロースリップの関係がやや異なることは、その差異を探る材料ではあるが、本調査では判断するには至らない。前者のような考えも考慮に入れる必要があるだろう。

6. まとめ

低周波地震の地震群としての性質、活動様式を孤立型及び沈み込み型、それぞれについて調べた結果、

- 1) 地震規模の分布として、G-R の式と宇津(1978)の式を適用した結果、沈み込み型は有意に宇津の頻度分布に適合がよく、孤立型の適合は、宇津の頻度分布に適合がよいが、G-R 式と比較した有意性は、通常の地震活動程度であることが分かった。
- 2) 地震活動様式について、孤立型及び沈み込み型の両者について ETAS モデルを適用した結果、群発・間隙的な地震活動が再現でき、小さな α の値が得られた。また、沈み込み型の低周波地震は、ポアソンの発生している地震回数の割合が、孤立型に比べて有意に低い(群として発生する地震が多い)ことが分かった。

また、東海地域のスロースリップと愛知県東部の低周波地震活動の関連を調べた結果、

- 3) スロースリップの強弱に、2002～2003 年の低周波地震の活発期/低調期が対応する。
- 4) 低周波地震発生域における通常の地震活動とスロースリップの強弱の対応ははっきりしない。

これらの調査結果を考察し、他地域のスロースリップと比較すると、

- 5) 豊後水道のスロースリップと東海地域のスロースリップは、低周波地震の活動との関連が示唆される点、及び活動様式等で、類似している。
- 6) 房総半島のスロースリップは、発生域の深さが他の 2 つのスロースリップより浅く、低周波地震を伴わないなど、異なる点が多い。

等の事実が分かった。また、低周波地震発生域の低周波地震と通常の地震を比較し、さらに、低周波地震はプレート境界直上に発生している等の仮定をおいて ΔCFF の計算を行った結果、

- 7) スロースリップが低周波地震を選択的に励起している可能性がある。
- ことが分かった。

謝辞

本稿を査読して頂いた宮岡一樹氏、匿名査読者、有益な意見をいただいた高橋道夫氏、伊藤秀美氏に記して謝意を示します。

文献

- 宇津徳治(1978): 地震のマグニチュード分布式のパラメータ推定, 地震 2, 31, 367-382
- 宇津徳治(1999): 地震活動総説, 876 pp, 東京大学出版会.
- 小原一成(2002): 西南日本で発見された深部低周波微動, 地震ジャーナル, 33, 18-26
- 勝間田明男・中橋正樹・鎌谷紀子(2003): 深部低周波微動・地震の力源の方向, 日本地震学会講演予稿集, P081, 227
- 鎌谷紀子・勝間田明男(2004): 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—, 地震 2, 57, 11-28.
- 国土地理院: 東海地方の地殻変動,

低周波地震活動の活動様式及び東海スロースリップとの関連について

<http://cais.gsi.go.jp/tokai/> (2004/11/30 現在)

国土地理院(2004) : 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **72**, 311-412

西出則武・橋本徹夫・舟崎淳・中沢博志・岡正善・上野寛・山田尚幸・笹川巖・前田憲二・杉本和信・高嶋鉄也(2000) : 地震データの一元的処理により把握された地殻下部の低周波地震活動, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sk-P002

防災科学技術研究所(2004) : 第 122 回 (2004/1/14) 地震調査委員会資料

山本英二・松村正三・大久保正(2004) : 傾斜及び地震観測で捉えた東海地域におけるスロースリップイベントー繰り返し発生している可能性ー, 地震予知連絡会会報, **71**, 584-587.

Katsumata, A and N. Kamaya (2003) : Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophysical Research Letters*, **30**, 1, 10.1029/2002GL015981

Ogata, Y(1988) : Statistical Model for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes J. *Amer. Statist. Assoc.* **83**, 9-27.

Ogata, Y(1992) : Detection of Precursory Relative Quiescence before Great Earthquakes through a Statistical Model, *J.Geophys.Res.*, **97**, 19,845-19,871.

Ozawa, S., Y. Hatanaka, M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, Y. Ishigaki (2004) : Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **31**, No. 7, L07609 10.1029/2003GL019381