

第1章 地震活動評価手法の開発と改良

1.1 自己浮上式海底地震計観測による東海沖の地震活動

1.1.1 はじめに

近い将来に発生が懸念されている東海地震の震源域は、駿河・南海トラフ近傍の海域から静岡県を中心とした陸域に及ぶと想定されている（中央防災会議，2001）。震源域周辺の地震活動を詳細に把握することは、東海地震の発生時期や性状を推測する上で重要である。陸域については、高密度な観測網が展開されているため、精度の高い詳細な震源分布が得られている。しかし、東海地震の想定震源域の主要部分となる海域については、御前崎沖から延びるケーブル式海底地震計観測点が4点あるので地震活動の検知はできるものの、観測点分布が陸域に偏っているため、陸域に比べて震源決定能力や精度が劣る。Fig. 1.1.1には1995年4月から2003年12月までの気象庁カタログの震源分布を示しているが、断面図に見られるように、海域の震源分布はフィリピン海スラブの沈み込みの向きとは逆に沖合に向

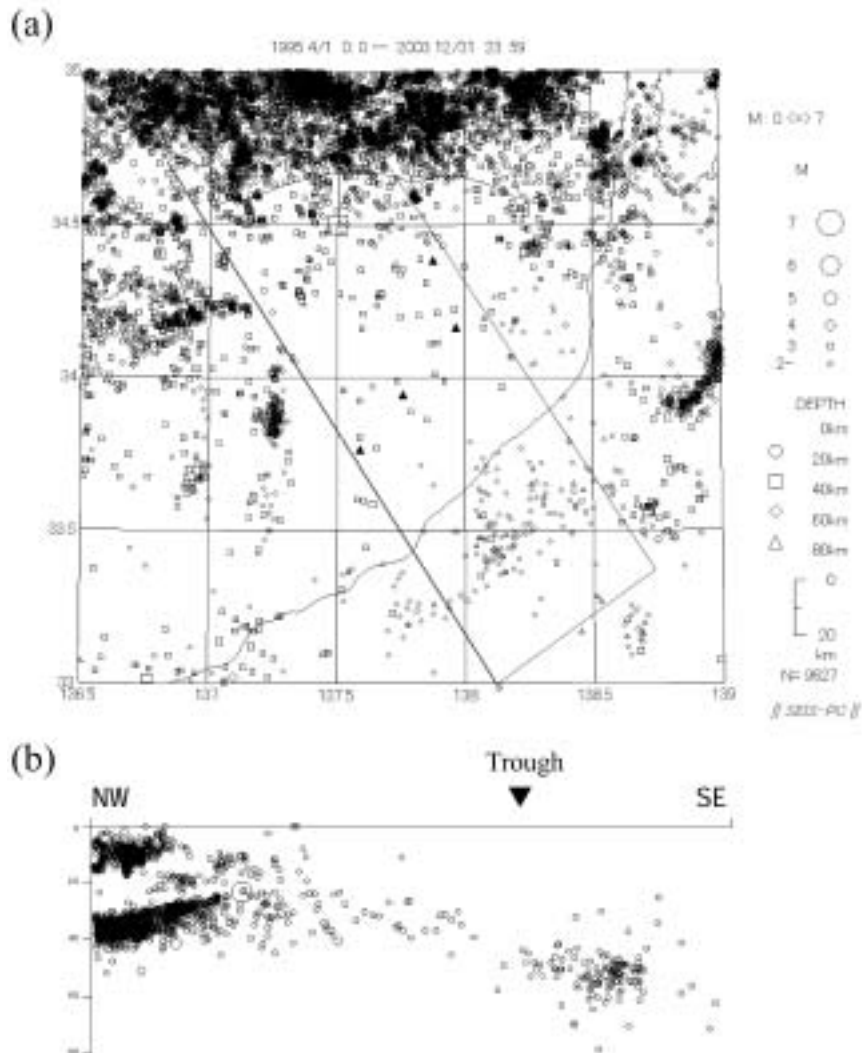


Fig. 1.1.1 (a) Epicenter map of JMA catalogue for the last nine years (April 1995 - December 2003).
 (b) Vertical distribution of hypocenters in the rectangle of (a).

かって傾き下がっており、実際の震源分布と異なっている可能性が高い。

東海地方の陸域では、精度の高い詳細な震源分布を基に、フィリピン海スラブの沈み込み形状が推定されている（例えば、山崎・大井田，1985；野口，1996；原田・他，1998）。しかし、海域部分については、震源精度の問題のためにそのような研究は行われていない。プレート境界面を推定するには、自然地震の震源分布によらずに、測線上に地震計を密に配置し人工震源を用いる手法がある。その特徴は測線下の構造を詳細に求められることで、東海地方の陸域や海域に関しては、仲西・他(1994)、小平・他(2002)、Iidaka *et al.*(2003)などによる探査結果がある。一方、震源分布を基にする手法はプレート境界を面的に推定できることに特徴があり、これらの手法を総合してスラブの沈み込み形状を明らかにしていくことは、プレート間地震による地震動や地殻変動の予測のみならず、地震発生のシミュレーション（本報告第3章）を行う上でも重要である。

気象研究所では、東海沖における地震活動を詳細に把握し、精度の高い震源を求めるため、1999年以降の5年間に計7回の自己浮上式海底地震計（以下、OBS）による観測を気象庁と共同して実施した。本節では、その観測結果を基に、OBS観測における震源決定手法を検討し、その結果得られた震源と気象庁カタログの震源を比較した。さらに、その過程で得られた知見を基に気象庁カタログの震源を再決定した。また、今後、海底地震計データの解析を行っていく上で参考となるように、地震波形の検測や震源計算時の観測点補正など、解析上のポイントとなる事項についても詳細に記述した。

1.1.2 観測の概要

(1) 使用機材及び設置と回収

観測に使用したOBSのセンサーは、速度型地震計3成分（上下動1成分，水平動2成分）とハイドロフォンから構成される。地震計はMark Products社製L-22E（固有周波数2Hz）が使用されており、ジンバル機構により水平が維持される構造となっている。また、データ収録部は、トリガ方式または連続方式により、16ビットのAD変換後のデジタルデータを収録するようになっている。収録媒体は観測年度によって異なり、光磁気ディスク、コンパクトフラッシュなどを用いた。また、収録サンプリングは様々な設定が可能であるが、本研究では50Hzまたは100Hzを用いた。機器の詳細は、気象庁地震火山部(2003)に記されている。

OBSの設置・回収作業は気象庁船舶または傭船にて行い、設置あるいは回収作業時に同時に行った3点測量（Appendix 1参照）により観測点位置を確定した。なお、設置・回収作業の詳細については、地震機動観測実施報告（気象庁地震火山部，1999，2000，2001，2003，2004）を参照されたい。

(2) 観測期間・観測点配置など

OBS観測は、気象庁地震火山部と共同して1999年以降5年間に計7回行った。Table 1.1.1に、各観測の観測期間、観測点数、設置・回収時の作業船舶名をまとめて示す。観測点数欄の括弧内は計画された点数であるが、その差は何かのトラブルで解析に使用できなかった観測点数を示している（Appendix 3参照）。Table 1.1.2には各観測におけるOBS観測点の緯度、経度、収録期間などのデータを示し、その配置図をFig.1.1.2に示した。なお、Fig. 1.1.2(a)では、既設のケーブル式海底地震計観測点（印）及び海底地形を示し、Figs.1.1.2(b)~(h)では、各観測におけるOBS観測点（印）に加えて、位置関係をわかりやすくするため、ケーブル式海底地震計、トラフ軸及び水深3000mの等深線を示した。

1999年及び2000年の観測では、主にトラフ沿いにOBSを配置し、銭州海嶺付近などトラフ周辺で発生している地震を観測した。2001年には、トラフ屈曲部付近にOBSを配置した。2002年及び2003年には、東海地震の想定震源域が見直されて西に広がった（中央防災会議，2001）ことを受けて、それまでより西寄りに観測点を配置した。

また、1999年の観測でトリガ収録したところ、ごく小さい地震については1点のみしか波形収録しない場合もあっ

Table 1.1.1 Observation period, number of stations and name of ship for OBS observation. Numbers in parentheses correspond to the intended stations.

Observation	Observation period	Number of station	Name of ship put down	Name of ship pick up
1999	1999.12.05-2000.02.23	3 (5)	Ryofu-maru	Ryofu-maru
2000	2000.11.30-2001.02.10	5 (8)	Keifu-maru	Ryofu-maru
2001	2001.08.02-2001.09.08	7 (7)	Ryofu-maru	Keifu-maru
2002-1	2002.06.08-2002.07.27	7 (9)	Keifu-maru	Ryofu-maru
2002-2	2002.10.05-2002.12.08	4 (7)	Choyo-maru*	Nippon-maru*
2003-1	2003.05.22-2003.08.04	8 (9)	Ryofu-maru	Ryofu-maru
2003-2	2003.10.15-2003.11.21	8 (9)	Ryofu-maru	Keifu-maru

* Choyo-maru and Nippon-maru belong to Dokai Marine Systems LTD.

Table 1.1.2 Station location and recording period, rate and mode. Locations are based on Japan geodetic datum.

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (m)	Recording period	Recording rate (Hz)	Recording mode
TK10BS	33.76500	137.58967	2202	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK20BS	33.94667	137.75667	1542	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK30BS	34.16500	137.96500	817	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK40BS	34.38417	137.87500	722	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK99A	33.84500	138.07967	3639	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK99B	33.71020	138.23967	3500	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK99E	33.39183	137.81700	4037	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK00A	33.82431	138.39430	3553	2000.11.30-2001.02.10	50	Continuous
TK00C	33.70881	138.23694	3491	2000.11.30-2001.01.06	50	Continuous
TK00D	33.59960	138.37878	2290	2000.11.30-2001.02.10	50	Continuous
TK00F	33.56588	138.12188	2814	2000.11.30-2001.01.06	50	Continuous
TK00H	33.47662	137.92167	3971	2000.11.30-2000.12.15	50	Continuous
TK01A	34.38553	138.18990	789	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01B	34.19303	138.45386	3617	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01C	34.01405	138.50894	3551	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01D	34.30340	138.20109	800	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01E	34.10377	138.26685	1806	2001.08.02-2001.08.12	100	Continuous
TK01F	33.85589	138.15144	3623	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01G	34.02107	137.96577	1510	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK021A	34.29756	138.19789	847	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021C	33.87717	138.16108	3604	2002.06.08-2002.07.15	50	Continuous
TK021D	33.71645	137.93690	3524	2002.06.08-2002.06.13	50	Continuous
TK021E	34.37940	137.58263	769	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021F	34.18514	137.71325	1053	2002.06.08-2002.07.11	50	Continuous
TK021H	33.81010	137.15390	1980	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021I	34.18881	137.33184	1137	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK022C	33.89500	138.05617	2970	2002.10.05-2002.12.08	50	Continuous
TK022D	34.18517	137.32650	1133	2002.10.05-2002.10.08	50	Continuous
TK022F	34.18517	137.71033	1052	2002.10.05-2002.10.08	50	Continuous
TK022G	33.99833	137.45150	1668	2002.10.05-2002.12.08	50	Continuous
TK031A	34.29798	138.20038	797	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031C	33.89853	138.04780	2918	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031D	33.69712	137.82946	3117	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031E	34.37433	137.57900	755	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031F	34.18765	137.71283	1056	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031G	33.99513	137.44880	1683	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031H	33.81163	137.20145	1959	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031I	34.17998	137.31813	1151	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK032A	34.29689	138.19391	848	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032C	33.89756	138.05346	2933	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032D	33.69821	137.82756	3009	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032E	34.36931	137.57407	813	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032F	34.18634	137.70542	1069	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032G	33.99684	137.45040	1671	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032H	33.81036	137.20305	1937	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032I	34.17633	137.32180	1151	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous

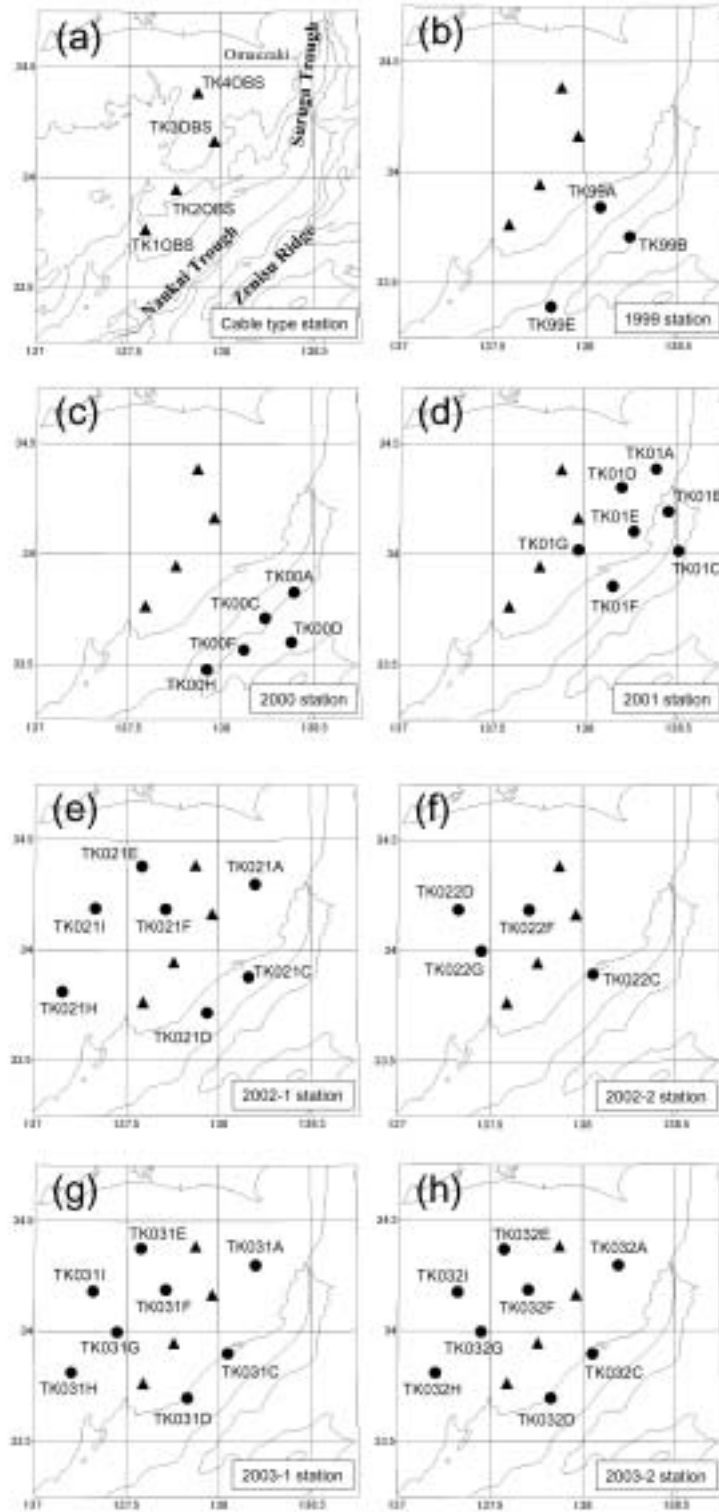


Fig. 1.1.2 Location of the OBS stations for each observation. Triangles indicates the cable stations.

たので、2000年以降の観測では連続収録とし、波形処理の段階でソフト的にトリガをかけることにした。

なお、2001年の観測期間中に東海沖から北陸にかけて大規模な地下構造探査が行われ（小平・他，2002），エアガンによる波形が収録された。この記録については、Appendix 3で紹介する。

1.1.3 観測波形の処理・検測

観測波形は独自のフォーマットで収録されているが、検測を波形検測支援システムwin(ト部・東田, 1992)で行うために、winフォーマットに変換した。データ変換に際しては、時刻補正を行い、またソフト的にトリガをかけてイベント波形のみwinフォーマットに変換した。なお、観測点が多数の場合は3点トリガを行ったが、観測点数が少ない場合は1点のみのトリガでイベント波形を作成した。その後、各イベント波形について、衛星通信地震観測システム(ト部・他, 1999; 気象研究所地震火山研究部, 2000)を用いて収録した周辺の定常観測点の連続波形を追加して、検測用のイベント波形を作成した。

検測は、主にP波、S波の到達時刻及び上下動の最大振幅について行った。地震波形例をFig. 1.1.3に示す。検測を行った観測点は、ケーブル式を含むOBS各観測点と沿岸域の陸域観測点のみに絞り、また、OBS観測網から離れた地震(S-P時間10秒以上を目安)については検測しなかった。なお、後述する堆積層補正を行う際に使用するPS変換波とP波の到達時刻差も同時に検測した。

ここで、今後OBS波形の検測を行う際の参考として、検測上の注意点を記述しておく。検測者によっては、PS変換波をP波またはS波と誤認する例が見られた。P波と誤認しやすい波形は、堆積層における減衰などによりP波の振幅が小さく、それと比較してPS変換波がはっきりしている場合である。Fig. 1.1.3(b)に示すように水平動にはP波がほとんど記録されない(堆積層におけるP波速度がかなり遅いためP波はほとんど垂直に入射する)ことを念頭に置いてハイドロフォンの記録を参照すれば、このような誤認は相当防げるものと考えられる。なお、ハイドロフォンにはP波が海面で反射した波(PwP)も明瞭に記録されることが多い。PS変換波をS波と誤認するのは、Fig. 1.1.3(b)下図のような初動付近の拡大表示波形のみで検測してしまった場合で、これはFig. 1.1.3(b)上図のように地震波形全体を表示したり、複数観測点波形を同時表示したりするなどして確認すれば防ぐことができる。

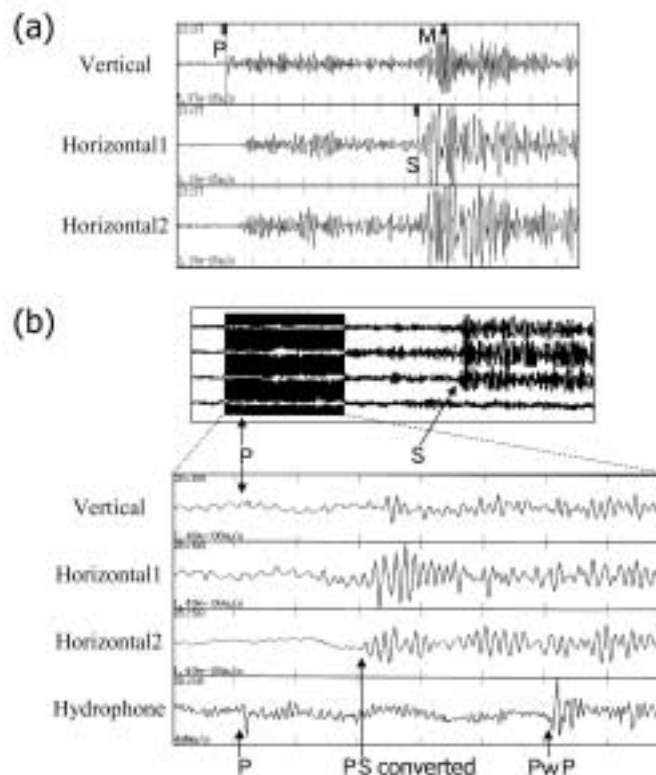


Fig.1.1.3 Examples of seismic wave observed by OBS.

1.1.4 震源計算手法 - 観測点補正値の作成 -

本研究では、以下に述べるような1次元速度構造を用いて震源計算を行ったが、精度のよい震源を求めるためには、OBS各観測点下の速度構造の違いを考慮する必要がある。本節では、そのために必要な各観測点下の速度構造の違いを反映した補正、及び海底最上部における堆積層の影響を除去する補正について述べる。なお、震源計算には震源計算プログラムHYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987)を用い、 $V_p/V_s = 1.73$ に固定した。

(1) 速度構造の違いによる補正

各観測点下のP波速度構造は、仲西・他(1994)による東海沖でのエアガンによる構造探査結果を参考にして推定した。Fig.1.1.4に、推定した各観測点下の速度構造を示すとともに、気象庁のルーチン業務用走時表の基になった速度構造(以下、JMA2001構造)を参考までに点線で示した。JMA2001構造は、主に陸域の人工地震の結果を基に決められている(上野・他, 2002)が、OBSの各観測点下の速度構造はそれに比べて、スラブ上面より上の比較的浅い部分では速度が遅く、逆に深い部分では速度が速くなっている。本研究では、Fig. 1.1.4 (i)に示した各観測点下の速度構造(細線)を平均するような1次元速度構造(太線)を震源計算で用いることにした。

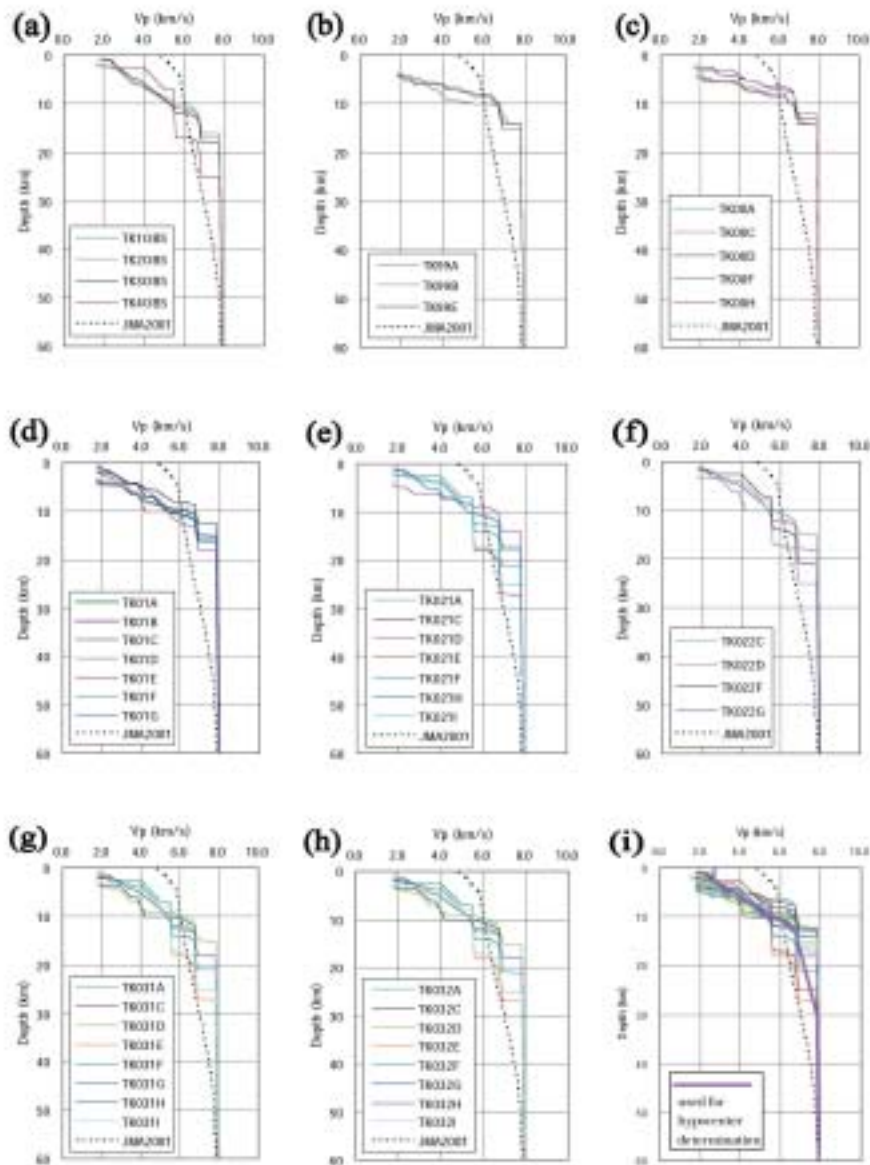


Fig.1.1.4 Vertical profile of V_p structure under each OBS station. The dotted line represents the JMA2001 structure used for routine work.

Fig. 1.1.4に見られるように各観測点下の速度構造はそれぞれ異なるので、震源計算の精度を上げるためには構造の違いを補正する必要がある。具体的には、各観測点下の速度構造と震源計算に用いた1次元速度構造による走時との差を、観測点の水深から深さ10kmまでの構造から求め、検測値への補正值とした。また、S波の走時は一律にP波の1.73倍とした。このようにして求めた各観測点の補正值をTable 1.1.3に示した。補正值の符号は、検測された走時を遅らせる方向が正である。

Table 1.1.3 Arrival time difference between P and PS phase (Tps) and station correction for each station.

Station	Tps (sec)	P correction (sec)	S correction (sec)		Total
			Structure	Sediment	
TK10BS	0.978	-0.222	-0.384	-0.621	-1.005
TK20BS	1.168	-0.274	-0.474	-0.742	-1.216
TK30BS	1.097	-0.146	-0.253	-0.697	-0.949
TK40BS	1.190	0.234	0.405	-0.756	-0.351
TK99A	1.831	-0.438	-0.758	-1.163	-1.920
TK99B	1.262	-0.320	-0.554	-0.801	-1.355
TK99E	1.157	-0.256	-0.443	-0.735	-1.178
TK00A	0.647	-0.234	-0.405	-0.411	-0.816
TK00C	1.199	-0.321	-0.555	-0.761	-1.317
TK00D	0.643	0.194	0.336	-0.408	-0.073
TK00F	0.595	0.287	0.497	-0.378	0.119
TK00H	1.210	-0.237	-0.410	-0.768	-1.178
TK01A	0.647	-0.182	-0.315	-0.411	-0.726
TK01B	1.029	-0.412	-0.713	-0.653	-1.366
TK01C	1.324	0.077	0.139	-0.841	-0.708
TK01D	0.727	-0.069	-0.119	-0.462	-0.581
TK01E	0.850	-0.437	-0.756	-0.540	-1.296
TK01F	1.379	-0.410	-0.709	-0.876	-1.585
TK01G	1.172	-0.132	-0.228	-0.744	-0.973
TK021A	0.637	0.058	0.100	-0.404	-0.304
TK021C	1.531	-0.512	-0.886	-0.972	-1.858
TK021D	1.167	-0.531	-0.919	-0.741	-1.660
TK021E	1.258	0.183	0.317	-0.799	-0.482
TK021F	1.321	0.180	0.327	-0.839	-0.512
TK021H	1.021	-0.157	-0.272	-0.648	-0.920
TK021I	0.946	-0.076	-0.131	-0.601	-0.732
TK022C	1.153	-0.380	-0.657	-0.732	-1.390
TK022D	0.940	-0.077	-0.133	-0.597	-0.730
TK022F	1.192	0.189	0.327	-0.757	-0.430
TK022G	0.715	0.059	0.102	-0.454	-0.352
TK031A	1.099	0.049	0.085	-0.698	-0.613
TK031C	1.024	-0.390	-0.675	-0.650	-1.325
TK031D	1.314	-0.477	-0.825	-0.834	-1.660
TK031E	1.311	0.180	0.311	-0.832	-0.521
TK031F	1.223	0.190	0.329	-0.777	-0.448
TK031G	0.764	-0.056	-0.097	-0.485	-0.582
TK031H	1.971	-0.052	-0.090	-1.252	-1.342
TK031I	0.883	-0.074	-0.128	-0.561	-0.689
TK032A	0.720	0.049	0.085	-0.457	-0.372
TK032C	0.791	-0.390	-0.675	-0.502	-1.177
TK032D	1.314	-0.477	-0.825	-0.834	-1.660
TK032E	1.300	0.180	0.311	-0.826	-0.514
TK032F	1.168	0.190	0.329	-0.742	-0.413
TK032G	0.823	-0.056	-0.097	-0.523	-0.619
TK032H	1.850	-0.052	-0.090	-1.175	-1.265
TK032I	0.777	-0.074	-0.128	-0.493	-0.621
JMA2001		1.015	1.756		1.756

(2) 堆積層補正

一般に海底最上部の堆積層は、水分を多く含んだ未固結層であり、陸域に比べて地震波速度は遅く、特にS波速度は非常に遅くなって、 V_p/V_s 比も陸域よりかなり大きな値となる。また、観測点ごとに堆積層の厚さが異なるので、OBSデータを用いた震源計算を行う際には、堆積層の影響を除去するための補正は重要である。本研究では、各観測

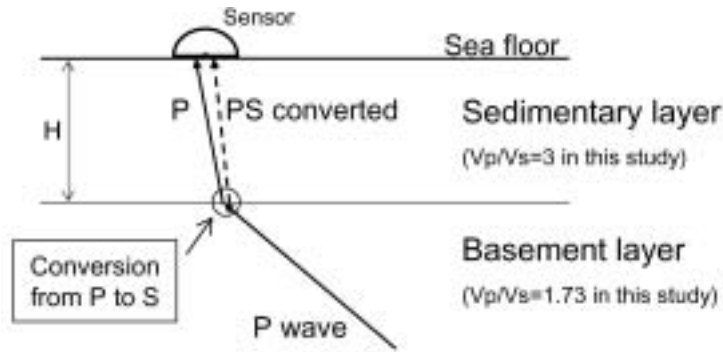


Fig.1.1.5 Explanation of sedimentary layer and PS converted wave.

点下のP波速度構造については堆積層部分も含めて仲西・他(1994)から推定したので、S波については以下に述べる方法で堆積層補正を行った。

一般に、海底地震観測では堆積層と基盤の境界で生じるPS変換波がOBSで明瞭に記録されることが多く、本研究における観測でも記録されている。Fig. 1.1.5に模式図を示す。ここで、OBS直下の堆積層の厚さをH、堆積層におけるP波及びS波の速さをそれぞれ V_p 、 V_s とすると、P波とPS変換波の時刻差 T_{ps} は、

$$T_{ps} = \frac{H}{V_p} - \frac{H}{V_s} \quad (1.1.1)$$

で表される。ところで、本研究では V_p/V_s を1.73に固定して震源計算を行っているため、堆積層によるS波の観測点補正值 S_{cor} としては、堆積層中のS波の実際の走時 (H/V_s)と震源計算上の走時 ($H/(V_p/1.73)$)の差を求めればよい。式(1.1.1)を用いると、 S_{cor} は次式で表すことができる。

$$S_{cor} = \frac{H}{V_p/1.73} - \frac{H}{V_s} = T_{ps} \frac{1.73}{1 - (V_p/V_s)} \quad (1.1.2)$$

なお、上記の補正值の符号は、検測された走時を遅らせる方向が正である。式(1.1.2)の形を見ると、 S_{cor} は、P波とPS変換波の時間差 T_{ps} と、堆積層におけるS波とP波の速度比 V_p/V_s の関数になっている。本研究では、 T_{ps} については1.1.3節で述べたように観測波形の中でPS変換波が明瞭なものについて検測した。また、 V_p/V_s については1/3と仮定し、各観測点の補正值を求めた (Table 1.1.3)。

1.1.5 震源分布

(1) OBS震源

本節では、ケーブル式を含むOBS観測点の検測値だけを用いて震源計算を行った震源 (以下、OBS震源) について述べる。震源決定の精度を考慮し、OBS周辺海域で発生した地震に限って震源計算を行った。具体的には、P相が少なくとも1ヶ所以上の観測点で検測でき、検測された最短のS-P時間が7秒以内、3点以上の観測点でP相またはS相を合わせて5要素以上検測できたイベントについて、1.1.4節で示した観測点補正值を用いて震源計算を行った。

全観測期間中に上記の基準を満たしたイベントは合計232個であったが、震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内と比較的よく決まった震源は175個であった。このOBS震源の震央分布を観測期間ごとにFigs. 1.1.6 (a1) ~ (a7)に示す。また、同期間の気象庁カタログの震源 (以下、JMA震源) をFigs. 1.1.6 (b1) ~ (b7)に示す。なお、各図において、ケーブル式及び各観測期間におけるOBS観測点位置をそれぞれ \square 及び \circ で示し、海底地形の目安としてトラフ軸及び水深3000mの等深線を合わせて示した。

前半3年間 (1999~2001年) の観測では、主にトラフに近いところでの観測を行った。1999観測 (Fig. 1.1.6(a1)) では、観測点を配置した地点に近いトラフ軸周辺の地震が観測されているが、約2ヵ月半の観測期間の割には地震数

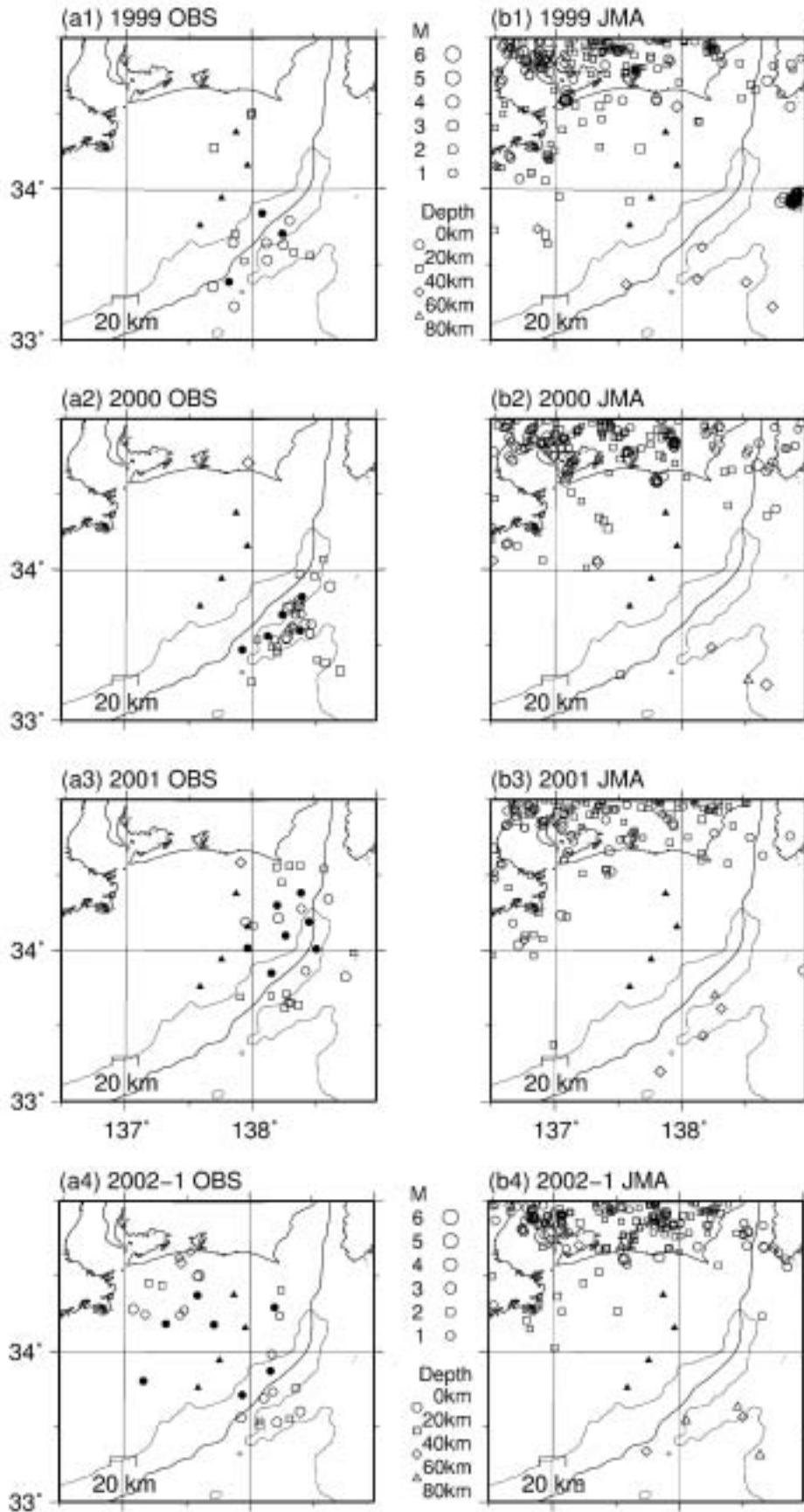


Fig. 1.1.6 Epicenter maps for OBS observation (a1-a7) and JMA catalogue (b1-b7) during each observation period. (1) 1999, (2) 2000, (3) 2001, (4) 2002-1, (5) 2002-2, (6) 2003-1, (7) 2003-2

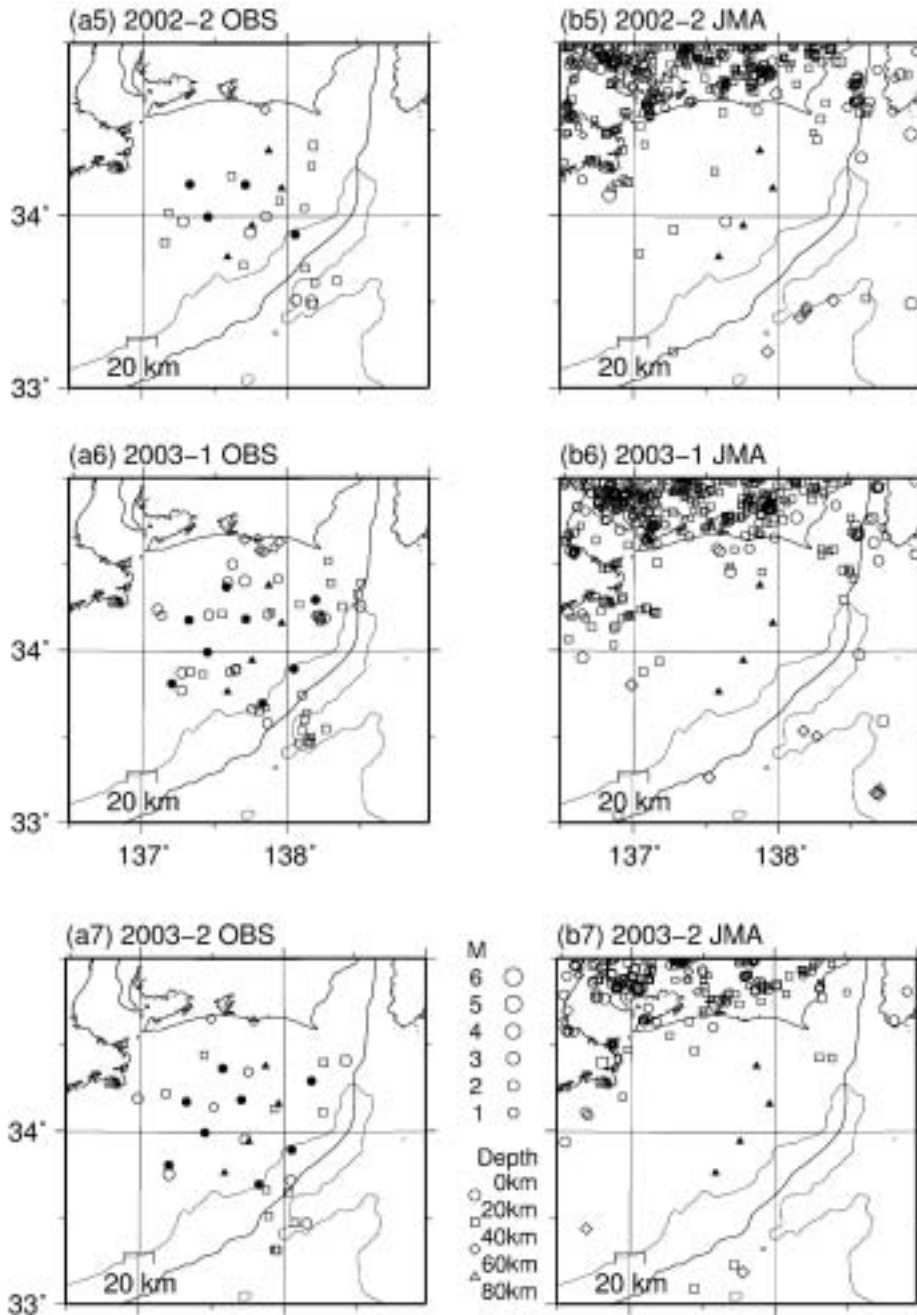


Fig. 1.1.6 (continued)

が少ない。これは、各OBSの波形収録をトリガ収録としたことで、ある観測点で波形収録されても他の観測点で収録されていない場合があり、結果として震源決定できるデータが少なくなったためと考えられる。この反省から、2000観測以降では、各OBSの波形収録を連続収録とした。2000観測 (Fig. 1.1.6 (a2)) では、銭州海嶺付近に比較的密に観測点を配置したため、銭州海嶺付近の地震が数多く捉えられた。2001観測 (Fig. 1.1.6 (a3)) では、御前崎沖のトラフ屈曲部付近の地震活動を調べるため、この付近に観測点を配置したが、観測期間が1ヶ月あまりと短いこともあり、目標とした地震は数個しか捉えられなかった。

後半2年間 (2002~2003年) の観測では、トラフより陸側の御前崎沖から渥美半島沖の海域にかけてOBS観測網を展開した。2002-1観測 (Fig. 1.1.6 (a4)) と2002-2観測 (Fig. 1.1.6 (a5)) では、途中で収録が止まった観測点もあったものの、トラフ陸側海域での震源を決めることができた。2003-1観測 (Fig. 1.1.6 (a6)) は、観測点数が多く、すべての観測点でデータの欠測がなかった上、観測期間も約2ヵ月半と長かったため、トラフ陸側海域の震源を全7回の観

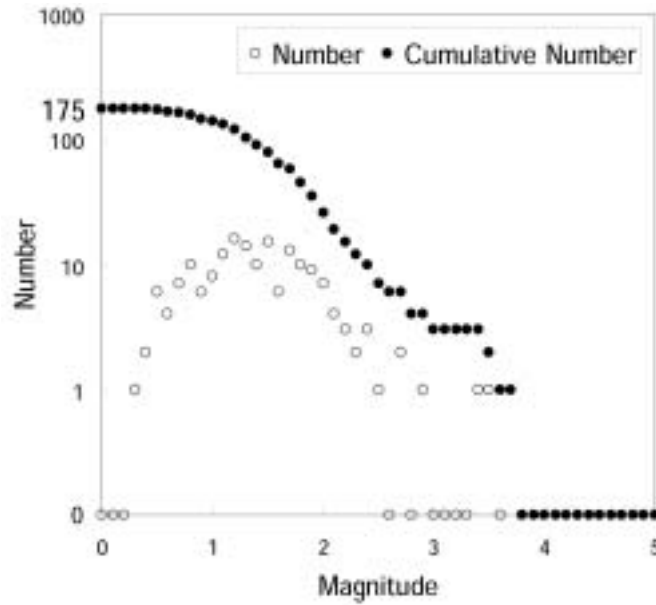


Fig.1.1.7 Frequency and cumulative frequency distributions of OBS hypocenters specified in Fig.1.1.6 with different magnitudes.

測の中で最も多く決めることができた。2003-2観測 (Fig. 1.1.6 (a7)) も2003-1観測とほぼ同様な観測点配置で観測を行ったが、観測期間が1ヶ月あまりと短かったため、震源決定数は2003-1観測の半分程度であった。また、銭州海嶺付近の地震も観測されているが、直上に観測点がないため、震源の深さの信頼性は2000観測より低いと考えられる。

全観測期間を通じてのマグニチュード - 回数積算図をFig. 1.1.7に示す。マグニチュードの算出には渡辺の式 (渡辺, 1971) を用いた。OBS観測で観測した地震の多くはM1~2の微小地震で、そのほとんどは気象庁カタログに掲載されていない。観測期間中の観測網は一定ではなく、検知能力は必ずしも一定ではないが、OBS観測点近傍で発生した地震については、M0.5を超えた程度から震源決定されはじめていると考えられる。

(2) 気象庁カタログ (JMA震源) との比較

全観測期間を通じてのOBS震源と同期間のJMA震源の震央分布図及び矩形内の断面図をFig. 1.1.8(a)及び(b)に示す。

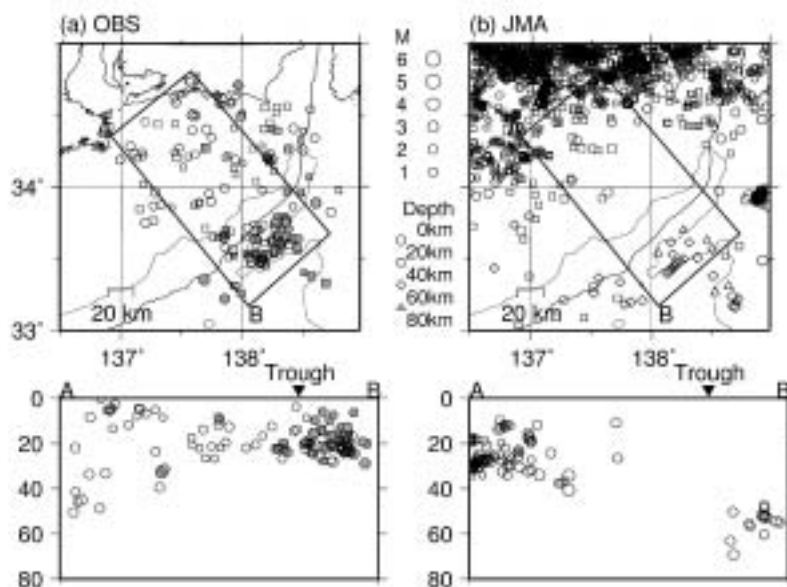


Fig. 1.1.8 Epicenter map and cross section of (a) whole OBS observation and (b) JMA catalogue for the same period.

一見して、気象庁カタログには掲載されていない地震が、OBSを用いることによって数多く震源決定されていることがわかる。また、OBS震源の震央分布の特徴としては、銭州海嶺付近で活発で、トラフより陸側の海域では比較的地震活動が低調なことが見てとれる。観測期間によって観測点配置が異なるので一概には言えないが、どの観測でも銭州海嶺付近の地震は観測されているので、陸側海域より活発なのは間違いのないであろう。この傾向はJMA震源にも見られる。次に震源の深さ分布を見てみると、銭州海嶺付近の地震の深さは、JMA震源の50~60kmに比較して、OBS震源では20km前後でかなり浅い。Fig. 1.1.8 (a)には、銭州海嶺に沿って観測点が配置されていた1999観測と2000観測から決定されたOBS震源を灰色で示して区別している。これらの震源に比べて、それ以外のOBS震源はやや深く決まっているものの大きな差は見られない。銭州海嶺南麓に設置したTK00D観測点におけるS-P時間は3秒前後であったので、実際の震源の深さはJMA震源よりもかなり浅いことは確かであり、OBS震源の方がより妥当であると考えられる(青木・他, 2003)。

Fig. 1.1.9は、同一イベントについて、OBS震源(灰色)とJMA震源(白)を比較したものである。銭州海嶺付近の地震については、震央の系統的なずれはさほど見られないが、深さについてはOBS震源の方がかなり浅くなっていることがわかる。トラフより陸側の地震については、OBS震源は全体的に沖合にずれている。これは、堆積層の補正に伴ってOBS観測点の震源計算上のS-P時間が全体的に短くなったこと、震源計算に用いた速度構造がJMA2001構造よりも浅部でかなり遅いことが、震源をOBS観測点に近づける効果をもたらしているものと考えられる。なお、沿岸の地震については、OBS観測網の外側なので、OBS震源の信頼性については注意する必要がある。

Fig. 1.1.10は、同一イベントについて、JMA震源とOBS震源のマグニチュードを比較したものである。図中の破線は最小二乗法により求めた回帰直線である。OBS震源のマグニチュードは渡辺の式(渡辺, 1971)を用いて計算しているが、多数の震源が求められたM1~M2程度の地震について比較すると、JMA震源のマグニチュードよりも0.2~

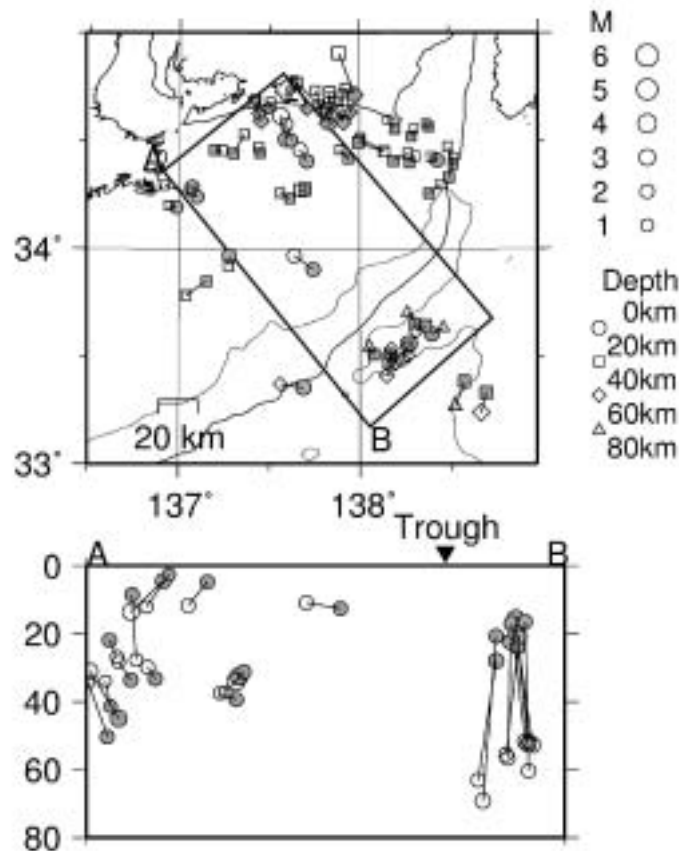


Fig. 1.1.9 Comparison between OBS (gray circle) and JMA (open circle) hypocenter.

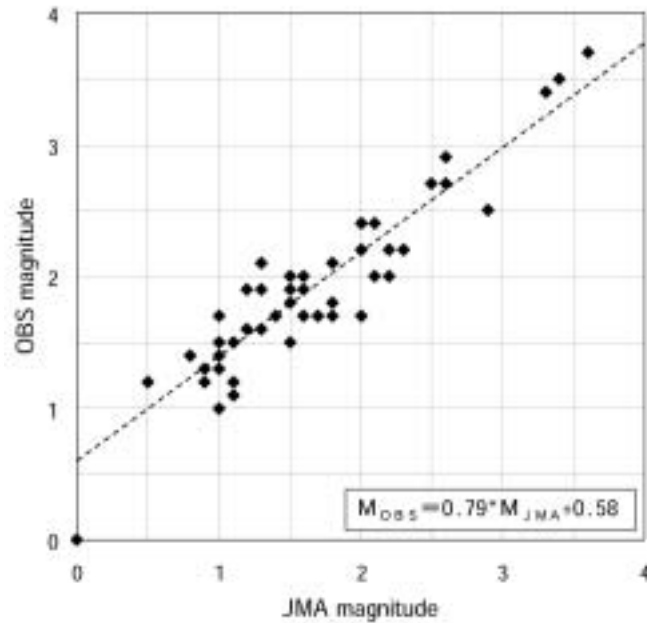


Fig.1.1.10 Relation between OBS and JMA magnitudes.

0.3程度大きい傾向が見てとれる。これは、海底最上部の堆積層で地震波の振幅が増大していることを示している可能性がある。

OBS観測期間中における東海沖のJMA震源は数が少なく、特にトラフのすぐ陸側の海域ではJMA震源はほとんどないので、もっと長期間のJMA震源との比較を行った。Fig. 1.1.11は1995年4月から2003年12月までのJMA震源とOBS震源を重ね合わせた図である。この図から、トラフ陸側海域についてもOBS震源はJMA震源より浅く、JMA震源で沖合に向かって傾き下がるように見えていた震源分布は、実は逆に沖合に向かって浅くなっており、フィリピン海スラブの沈み込みに沿って発生していると推定されることが見てとれる。

(3) 沿岸観測点との併合処理

本節では、OBS観測点と同時に検測を行った沿岸観測点の検測値を併合処理した結果（以下、OBSマージ震源）について述べる。沿岸観測点としては、Fig. 1.1.12に示した気象庁の御前崎、相良、浜松、渥美、伊勢の各観測点を用いた。Fig. 1.1.12には、ケーブル式（ ）及び自己浮上式（ ）のOBS観測点も合わせて示した。併合処理に際して、気象庁業務で用いているJMA2001構造と本研究で震源計算に用いている一次元速度構造による走時の差を、深さ10kmまでについて求め、沿岸観測点への補正值として一律に与えた。補正值は、Table 1.1.3の最下行に示す。

震源計算を行ったイベントは、OBS震源と同様に、P相が1ヶ所以上の観測点で検測でき、検測された最短のS-P時間が7秒以内、3点以上の観測点でP相またはS相を合わせて5要素以上検測できたイベントである。沿岸の観測点を含めたため、OBS震源より震源数は多く、この基準を満たしたイベントは345個であった。このうち、震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内と比較的よく決まった震源は198個である。このOBSマージ震源の震央分布及び断面をFig. 1.1.13に示す。また、同一イベントについてOBSマージ震源（灰色）とOBS震源（白）を比較した結果をFig. 1.1.14 (a)に、OBSマージ震源（灰色）とJMA震源（白）を比較した結果をFig. 1.1.14 (b)に示す。

Fig. 1.1.14を見ると、沖合の地震については、OBSマージ震源とOBS震源の差はほとんどないが、沿岸付近の地震については、OBS震源より浅くなり、JMA震源に近い。これは、OBS震源がOBS観測網の外側で発生している地震については深さの精度が悪いことを示しており、沿岸付近の地震については沿岸観測点との併合処理が有効であることを示している。

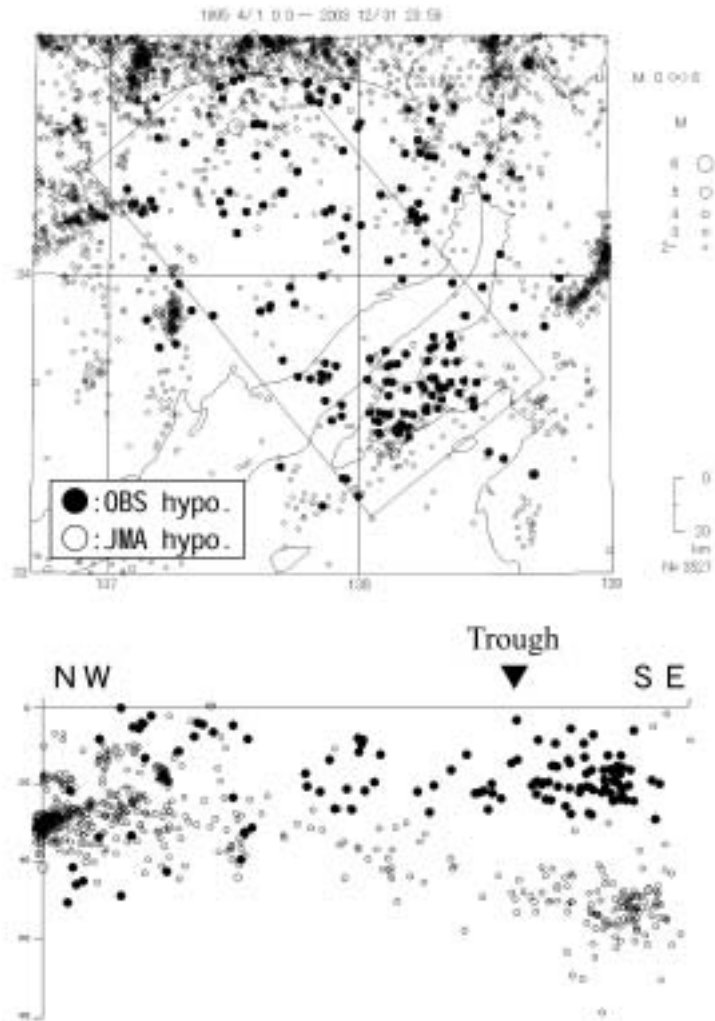


Fig.1.1.11 Epicenter map and cross section of OBS hypocenter and JMA catalogue for the last nine years (April 1995 - December 2003).

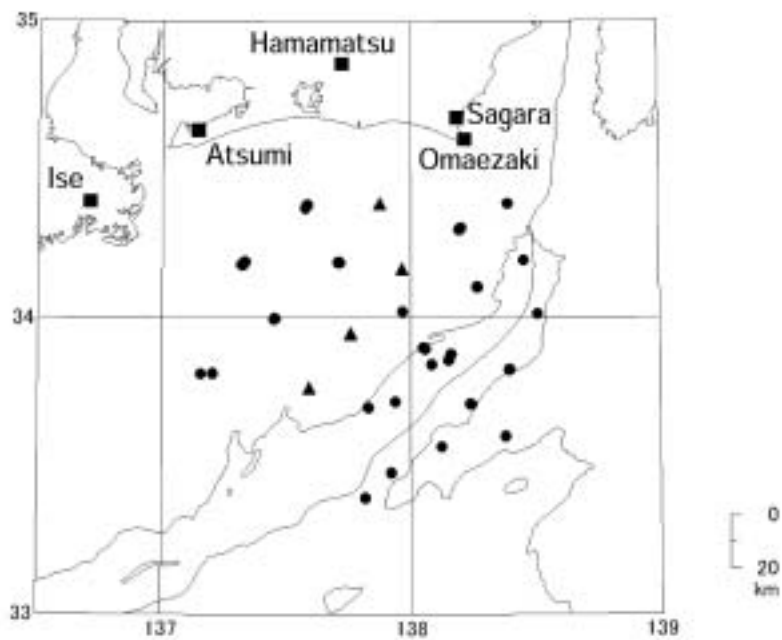


Fig. 1.1.12 Map of JMA coastal stations (squares) merged with OBS stations (circles and triangles) in this study.

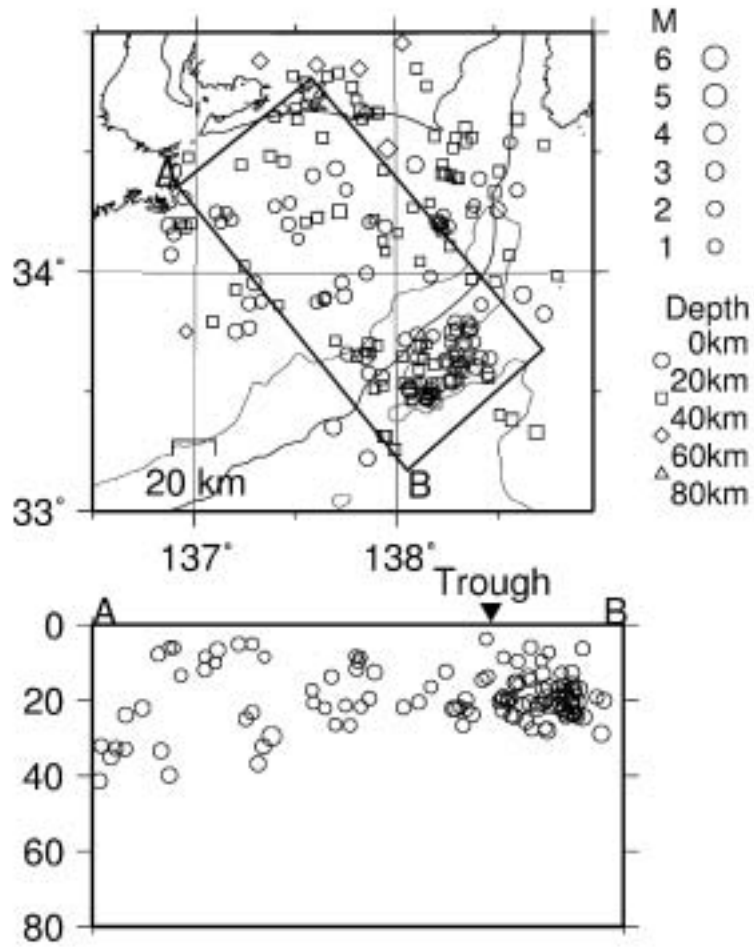


Fig. 1.1.13 Epicenter map and cross section of hypocenter determined by OBS stations and coastal stations.

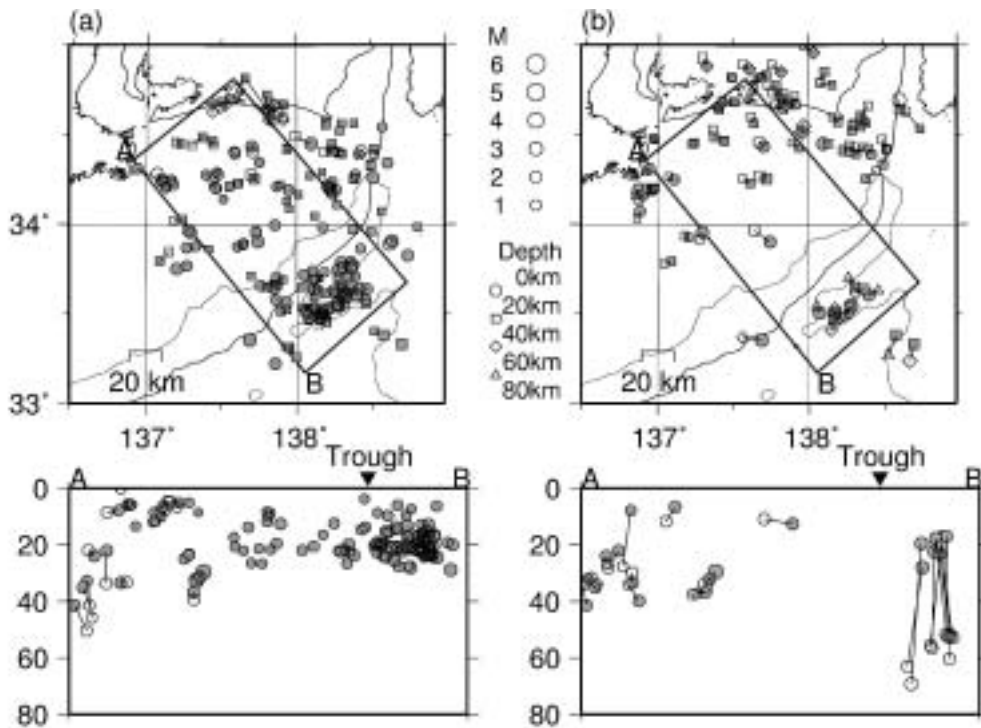


Fig. 1.1.14 Comparison between OBS-merge hypocenter (gray circle) and (a) OBS hypocenter (open circle), and (b) JMA catalogue.

1.1.6 速度構造補正を用いた気象庁（一元化）震源の再決定

前節では、OBSデータを用いた震源分布とJMA震源の分布を比較したが、両者の間には、データセットの違いと速度構造・震源計算方法の違いがある。本節では、このうち速度構造・震源計算方法の違いによる影響を調べるため、気象庁の定常業務のデータだけを用いて前節の方法で震源を再決定した。

再決定作業は、ケーブル式海底地震計の検測値が得られる1979年以降2003年12月までのJMA震源について行った。対象としたJMA震源の範囲は、Fig. 1.1.15に破線枠で示す北緯33.0~34.7度、東経136.5~139度であり、範囲内のJMA震源の個数は2507個であった。その中で、時刻精度の悪い検測値（EP及びES）を取り除いた上で、ケーブル式海底地震計の検測値が入っている震源（Fig. 1.1.16 (a)）を対象とし、さらに、P相の検測値が少なくとも1つ以上あり、4点以上の観測点でP相またはS相の検測値が合わせて7要素以上ある1779個の震源について再決定作業を行った。

震源計算の手法としては、1.1.4節で述べた1次元速度構造を用い、ケーブル式海底地震計の各観測点にはTable 1.1.3の各補正值を、また、陸域の観測点にはTable 1.1.3最下行に示しているJMA2001構造の補正值を一律に与えた。

震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、かつ、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内となった501個の再決定震源の震央分布図及び断面図をFig.1.1.16 (b)に示す。再決定震源では、JMA震源で見られるような沖合に向けて震源が深くなるような分布は見られず、フィリピン海スラブの沈みこみに沿うような傾向となっている。また、同一のイベントについて再決定震源（灰色）とJMA震源（白）とを比較した結果をFig.1.1.17 (a)に、再決定震源（灰色）とOBSマージ震源（白）を比較した結果をFig.1.1.17 (b)に示す。Fig.1.1.17 (a)から、再決定震源はJMA震源に比べて全体的にケーブル式海底地震計観測点に近づく傾向がある。また、全体的に浅くなり、特に銭州海嶺付近の震源の深さはかなり浅くなる。一方、沿岸付近の震源では深くなるものも見られる。Fig.1.1.17 (b)を見ると、数は少ないが、再決定震源はOBSマージ震源とほぼ一致していることが見てとれる。したがって、東海沖に適した速度構造と観測点補正を用いれば、定常観測データだけでも、震源決定（特に沖合の震源の深さ）が相当改善されることがわかる。

なお、再決定震源による銭州海嶺付近の震源の深さ分布は面状になっており、Aoki *et al.*(1982)などが指摘している銭州海嶺南縁からの新たな沈み込みを示しているようにも見えるが、ケーブル式海底地震計よりも外側で震源精度の問題があるため、さらに検討を要する。

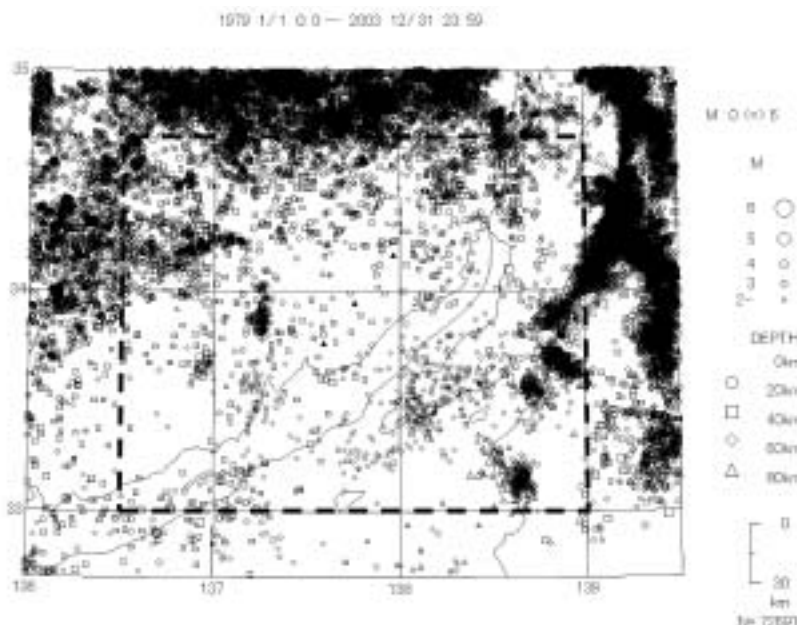


Fig. 1.1.15 Epicenter map of JMA catalogue during 1979-2003

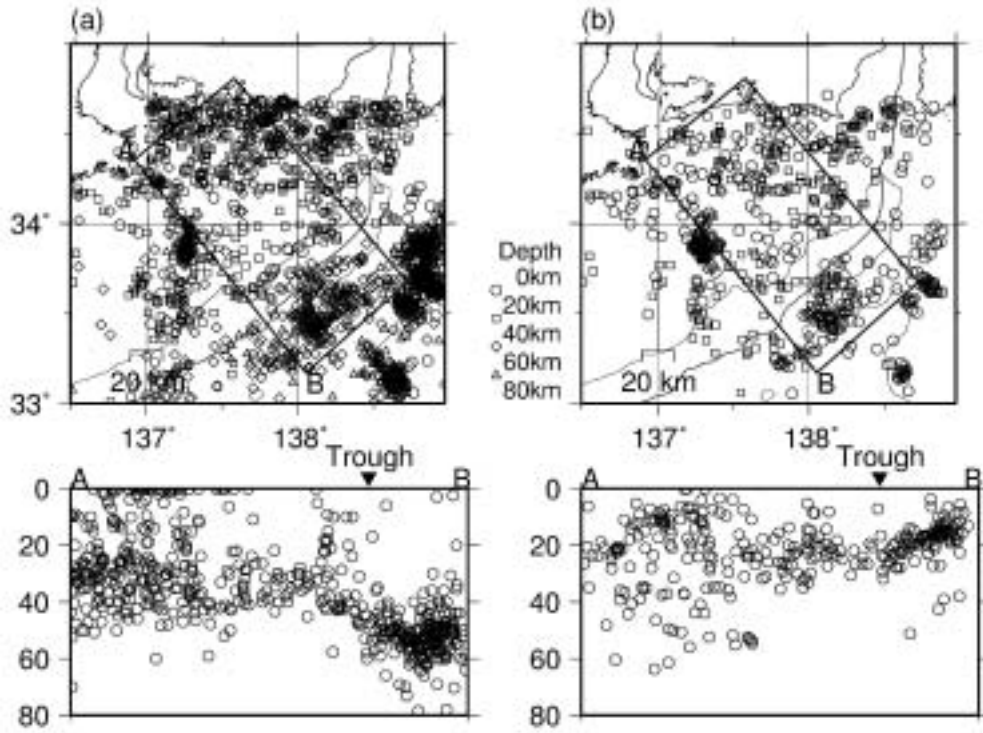


Fig. 1.1.16 (a) Epicenter map and its cross section of original JMA catalogue. (b) Epicenter map and its cross section of events determined by using the velocity structure illustrated in Fig. 1.1.4 (i).

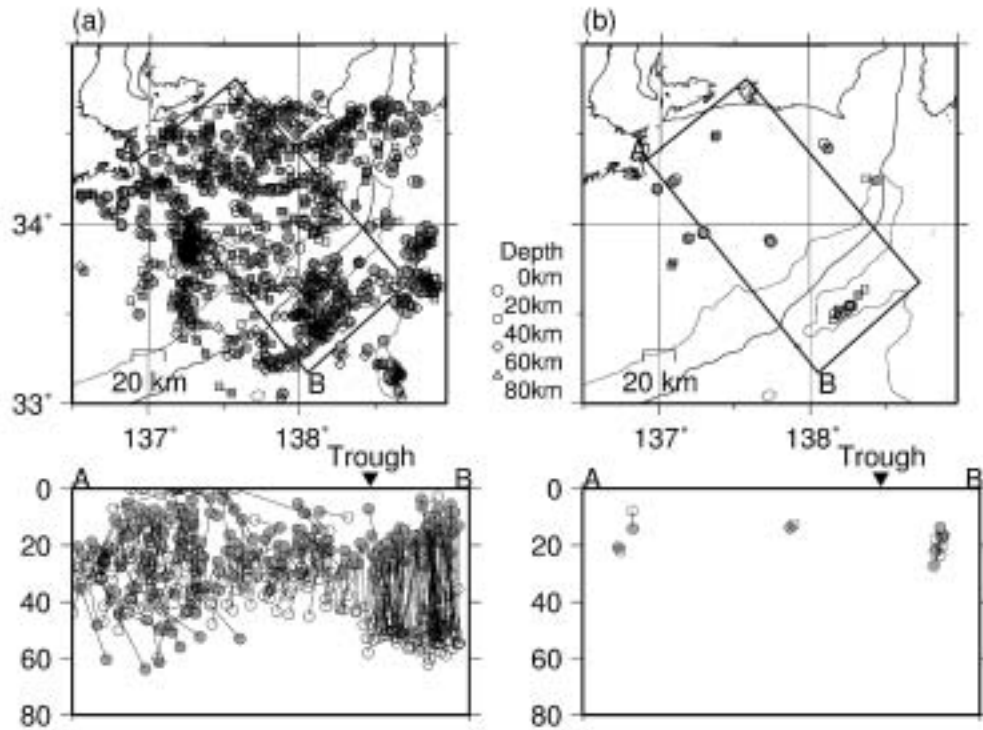


Fig. 1.1.17 Comparison between re-determined epicenter (gray circle) and (a) JMA epicenter (open circle) and (b) OBS-merge epicenter.

1.1.7 震源計算上の諸問題

前節までは、各観測点の検測値に各種補正を施しながら震源計算を行った結果を示した。補正値を求める際には様々な仮定をおいているが、本節では、その仮定を変えた場合に補正値にどのような違いが生じ、震源計算にどのような影響が出てくるかを検討する。また、震源計算に使用する速度構造に起因する影響も検討する。

(1) 補正値による違い

OBS震源を計算する際の観測点補正値は、1.1.4節で述べたように、深さ10kmまでの各観測点下の速度構造の違いを反映した補正値と、堆積層中のVp/Vs比を3.0と仮定した場合の堆積層補正値を足し合わせて求めた。本節では、これをCase 0と呼び、さらにその仮定を変えた「Case 1: 観測点下の速度構造の違いを深さ30kmまで考慮した場合」、 「Case 2: 堆積層中のVp/Vs比を4.0と仮定した場合」という2通りの補正値及び震源分布を検討する。

Table 1.1.4に、Case 0、Case 1、Case 2のそれぞれにおけるP相、S相に対する観測点補正値を示す。また、これら

Table 1.1.4 Station correction of P and S arrival time for each station.

Station	P correction (sec)			S correction (sec)		
	case0	case1	case2	case0	case1	case2
TK10BS	-0.222	-0.107	-0.222	-1.005	-0.806	-1.124
TK20BS	-0.274	-0.194	-0.274	-1.216	-1.077	-1.358
TK30BS	-0.146	-0.120	-0.146	-0.949	-0.904	-1.083
TK40BS	0.234	-0.028	0.234	-0.351	-0.804	-0.496
TK99A	-0.438	-0.279	-0.438	-1.920	-1.645	-2.143
TK99B	-0.320	-0.126	-0.320	-1.355	-1.019	-1.509
TK99E	-0.256	-0.074	-0.256	-1.178	-0.863	-1.318
TK00A	-0.234	-0.054	-0.234	-0.816	-0.504	-0.894
TK00C	-0.321	-0.127	-0.321	-1.317	-0.981	-1.463
TK00D	0.194	0.398	0.194	-0.073	0.280	-0.151
TK00F	0.287	0.507	0.287	0.119	0.499	0.046
TK00H	-0.237	-0.054	-0.237	-1.178	-0.862	-1.326
TK01A	-0.182	-0.070	-0.182	-0.726	-0.532	-0.804
TK01B	-0.412	-0.254	-0.412	-1.366	-1.093	-1.491
TK01C	0.077	0.287	0.077	-0.708	-0.344	-0.869
TK01D	-0.069	-0.044	-0.069	-0.581	-0.538	-0.669
TK01E	-0.437	-0.324	-0.437	-1.296	-1.100	-1.399
TK01F	-0.410	-0.252	-0.410	-1.585	-1.312	-1.753
TK01G	-0.132	-0.020	-0.132	-0.973	-0.779	-1.115
TK021A	0.058	0.076	0.058	-0.304	-0.273	-0.382
TK021C	-0.512	-0.330	-0.512	-1.858	-1.543	-2.044
TK021D	-0.531	-0.349	-0.531	-1.660	-1.345	-1.802
TK021E	0.183	-0.157	0.183	-0.482	-1.070	-0.635
TK021F	0.189	0.102	0.189	-0.512	-0.662	-0.673
TK021H	-0.157	-0.064	-0.157	-0.920	-0.759	-1.044
TK021I	-0.076	-0.347	-0.076	-0.732	-1.201	-0.847
TK022C	-0.380	-0.248	-0.380	-1.390	-1.161	-1.530
TK022D	-0.077	-0.348	-0.077	-0.730	-1.199	-0.844
TK022F	0.189	0.101	0.189	-0.430	-0.582	-0.575
TK022G	0.059	-0.031	0.059	-0.352	-0.508	-0.439
TK031A	0.049	0.066	0.049	-0.613	-0.584	-0.747
TK031C	-0.390	-0.259	-0.390	-1.325	-1.098	-1.450
TK031D	-0.477	-0.322	-0.477	-1.660	-1.391	-1.819
TK031E	0.180	-0.160	0.180	-0.521	-1.109	-0.681
TK031F	0.190	0.102	0.190	-0.448	-0.600	-0.597
TK031G	-0.056	-0.029	-0.056	-0.582	-0.535	-0.675
TK031H	-0.052	-0.024	-0.052	-1.342	-1.293	-1.581
TK031I	-0.074	-0.344	-0.074	-0.689	-1.156	-0.795
TK032A	0.049	0.066	0.049	-0.372	-0.343	-0.460
TK032C	-0.390	-0.259	-0.390	-1.177	-0.950	-1.273
TK032D	-0.477	-0.322	-0.477	-1.660	-1.391	-1.819
TK032E	0.180	-0.160	0.180	-0.514	-1.102	-0.672
TK032F	0.190	0.102	0.190	-0.413	-0.565	-0.555
TK032G	-0.056	-0.029	-0.056	-0.619	-0.573	-0.720
TK032H	-0.052	-0.024	-0.052	-1.265	-1.216	-1.490
TK032I	-0.074	-0.344	-0.074	-0.621	-1.089	-0.716
JMA2001	1.015	0.749	1.015	1.756	1.296	1.756

の補正値を基に震源計算した結果をそれぞれFigs. 1.1.18 (a)~ (c)に示した。なお, Fig. 1.1.18 (d)に補正値なしの場合の震源分布も示した。

Case 1では, 銭州海嶺付近の震源分布が若干ばらついて見える。これは, 深さ20km程度の震源に対して30kmまでの補正値を用いているためと考えられる。また, 沿岸付近の深さ40km前後の震源が少し浅くなり, Fig. 1.1.8 (b)に見られるJMA震源の深さに近くなっている。これは, 深い部分まで補正した効果だと考えられるが, OBS観測網の外側であるので信頼度については考慮が必要である。Case 2では, 補正値が全体的にS-P時間を短くする方向なので震源が全体的に浅くなる傾向が見られるのではないかと考えられたが, 震源分布の状況はCase 0とほとんど変わらなかった。

Figs. 1.1.18 (a)~ (c)に見られるように, いずれの補正値の場合も, 若干の違いはあるものの, 全体的な震源分布の傾向としては似ている。しかし, 観測点補正をしないFig. 1.1.18 (d)の場合は明らかに異なり, 震源がかなりばらついてしまっている。これらのことから, OBSの検測値を用いて震源計算する場合は, 観測点補正を行うことが重要であるとされる。

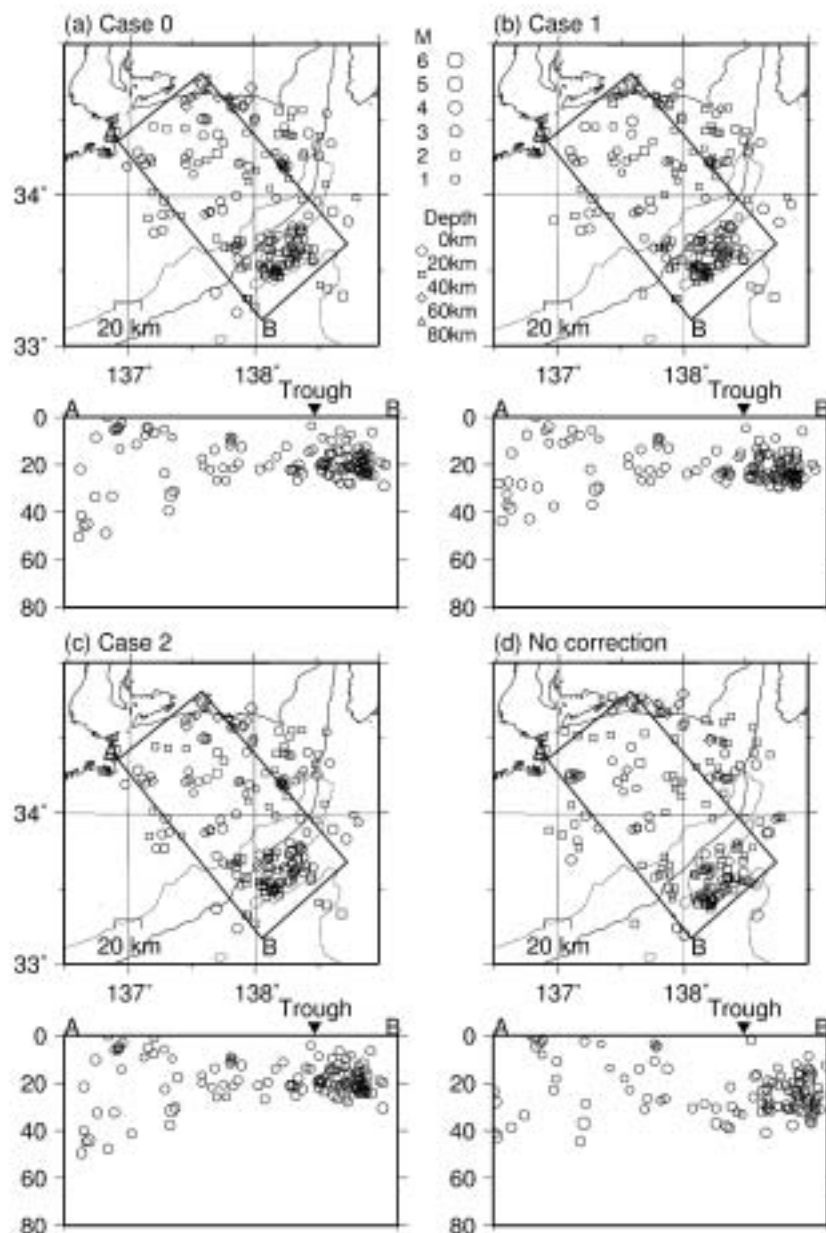


Fig.1.1.18 Epicenter maps obtained by using different station corrections. (a) case 0 : OBS hypocenter. (b) Case 1 : correction depth of 30km. (c) Case 2 : $V_p/V_s=4.0$ in sedimentary layer. (d) No station correction.

(2) 速度構造による影響

本研究でOBS震源を計算する際には、1.1.4節で述べたように、東海沖用に作成した1次元速度構造を用いた。もし、気象庁ルーチン業務で用いているJMA2001構造を基に震源計算するとどうなるであろうか。Fig. 1.1.19 (b)に、JMA2001構造用にケーブル式海底地震計の各観測点の観測点補正値を求め、1.1.6節で求めた再決定震源と同様の手法でJMA震源を再決定した結果を示す。ただし、陸域観測点の検測値は補正していない。Fig. 1.1.19 (a)はFig. 1.1.16 (b)と同じ図であるが、比較しやすいように再掲する。

Fig. 1.1.19から、ケーブル式海底地震計の検測値に観測点補正を施したとしても、JMA2001構造を用いた場合には、銭州海嶺付近の震源は深くなってしまふことがわかる。しかし、元のJMA震源 (Fig.1.1.16 (a)) と比べると、沖合の震源が少し浅くなっており、観測点補正の一定の効果も認められる。これらは、観測網の外側である影響もあるであろうが、陸域の構造を基にしたJMA2001構造を東海沖に適用するにはある程度の限界を考慮する必要があることを示している。一方、沿岸付近の震源については、JMA2001構造を用いた方が深さの安定性がよいように見える。

なお、本節で用いたJMA2001構造は、気象庁ルーチン業務で用いているJMA2001走時表とはS波速度などで若干異なる部分がある。また、観測点高度補正も行っているのが厳密には異なっているのだが、本質的な差は生じていないと考えている。

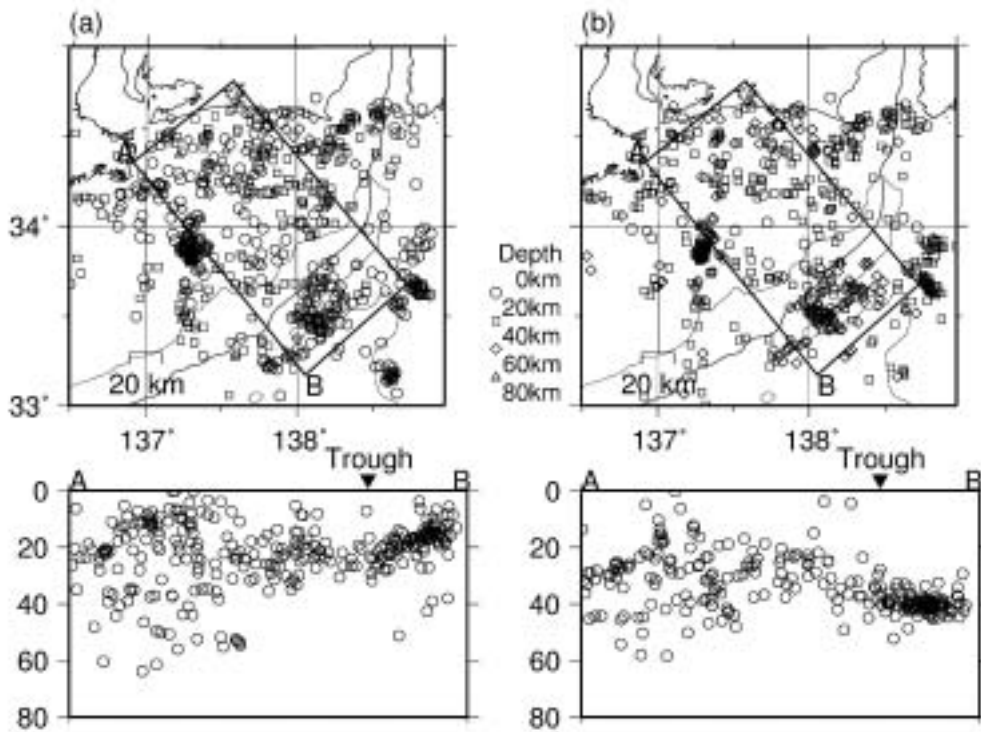


Fig. 1.1.19 Epicenter maps obtained by using different velocity structures. (a) Tokai-oki structure, (b) JMA2001 structure.

1.1.8 まとめ

東海沖において、1999年以降の5年間に計7回のOBS観測を行った。その結果、気象庁カタログに掲載されていない地震を多数震源決定することができた。また、銭州海嶺付近で比較的地震活動が活発である一方、トラフより陸側海域では地震活動が低調であることが確かめられた。JMA震源とOBS震源を比較した結果、特に銭州海嶺付近のJMA震源はかなり深く決められている。実際の東海沖の震源の全体的な深さ分布はフィリピン海スラブの沈み込みに沿っていると考えられる。また、トラフより陸側の地震については、実際はJMA震源より若干沖合にずれている可能性が

ある。

OBS震源と同様な速度構造及び観測点補正を用いて1979年以降のJMA震源を再決定した結果、再決定震源は全体的に海底地震計観測点に近づく傾向が見られるとともに、全体的に震源の深さは浅くなり、フィリピン海スラブの沈み込みに沿うような分布となった。

観測点補正値の有効性について検討した結果、OBS検測値を用いて震源計算する場合は観測点補正を行うことが重要であることがわかった。また、速度構造については、陸域の構造を基にしたJMA2001構造では限界があり、東海沖用に別の速度構造を用いることが有効であると考えられる。さらに、沿岸観測点との併合処理は、特に沿岸付近の震源決定の安定性に有効であることが確かめられた。

本研究では、OBSで観測された地震の大多数が微小な地震だったため、その発震機構までは言及しなかった。しかし、初動方向が読める地震もいくつかあり、今後さらに精査することにより、スラブ内の応力状態などを推定できる可能性がある。また、本研究では、陸域観測点の観測点補正値として一律の補正値を与えた。今後、観測点ごとに補正値を変えるなど補正値の与え方を工夫し、また沿岸観測点との併合処理手法を検討するなど、さらに震源決定手法を改良していくことにより、より確からしい震源分布が得られるものと期待される。それとともに、震源再決定手法が高度化されれば、再決定震源の震源分布を基にフィリピン海スラブの沈み込み形状を推定できる可能性がある。また、リアルタイムに再決定することにより、東海地震監視・判定業務への活用も期待される。 (青木元)

謝 辞

OBS観測に際しては、気象庁観測船凌風丸及び神戸海洋気象台観測船啓風丸の乗組員・観測員の皆様、気象庁海洋気象部、同地震火山部及び神戸海洋気象台の担当の方々、(株)東京測振及び洞海マリンシステムズ(株)に多大な御協力をいただきました。ここに記して感謝いたします。

定常観測点の波形データの取得に用いた衛星通信地震観測システムの使用については、東京大学地震研究所共同研究プログラム(1999-S-01)の援助を受けました。検測にはwinシステム(ト部・束田, 1992)、震源決定にはHYPOMH(Hirata and Matsu'ura, 1987)を用いました。震央分布図及び断面図等の作成にはSEIS-PC(石川・中村, 1997)を用いました。また、本論で用いた気象庁の地震カタログとしては、1997年9月までは気象庁地震月報に掲載された震源を、1997年10月以降については大学や独立行政法人防災科学技術研究所などの関係機関から観測データの提供を受け、文部科学省と協力して処理し、気象庁地震・火山月報(カタログ編)に掲載した一元化震源を用いました。なお、これらの震源は、2001年9月の走時表改訂(上野・他, 2002)や2003年9月の気象庁マグニチュードの改訂(地震予知情報課, 2003)に伴って、順次再決定が行われている。本節で用いた震源は、2004年1月31日現在、気象庁で用いられているものである。

Appendix 1 3点測量について

各OBS観測点の位置は、OBS設置時または回収時に3点測量によって決定した。3点測量とは、OBS観測点の周辺の3点からOBS観測点までの距離を音響測距で測定し、その測定値を基にOBS観測点の位置を決定するものである。3点測量の具体的な手順は、以下のとおりである。

OBSが海底に着底したことを確認後、周辺3点で各点数回ずつ距離測定。

船上では、水深を投入時の水深と仮定して算出した水平距離を半径とし、海図上にコンパスで円を記入。

距離測定値が安定しない場合やコンパスによる円の交わり具合がよくないときは、再度距離測定。

最終的には、測定された観測点までの直達距離を基に、深さも未知数として、観測点の緯度、経度、深さを最小二乗法により決定。

なお、測量を行う3点の配置は、なるべく正三角形に近い形とした。三角形の大きさは、観測点を頂点とした場合に正三角錐になるように、水深の約0.7倍を半径とした円弧上に配置されるように考えたが、これは目安であり、実際にはあまりこだわる必要はない。

このように行った3点測量によって、どの程度の精度で観測点位置が決まっているかを検討する。音響測距の測定値から最小二乗法によって求めた際の誤差は、観測点ごとに違うものの、おおよそ2～5m程度以下であった。しかし、測量点の位置を決めている船上のGPSアンテナの位置と音響測距の送受信機であるトランスデューサの位置は異なっており、例えば啓風丸の場合は水平距離で約18m離れていた。また、トランスデューサは海中に斜めに入射している場合があり、その場合はさらに数m前後する。さらに、観測船の位置自体の測位誤差がある。観測点位置を正確に決める際には、船首の方向も考慮してこれらの補正が必要であるが、本研究ではそこまではしていないので、観測点位置にも最大20～30m程度の誤差は含まれていると考えられるが、繰り返し測量していることによってもう少し小さくなっていると考えられる。また、観測点の水深については、音響測距時にトランスデューサが海中にほぼ一定の長さ（10m程度）没しているのので、波浪によって若干上下するものの、その長さ分の補正を行えばよいのであるが、本研究ではそこまでしていない。

最後に、3点測量の必要性・有効性について述べる。3点測量の目的は、言うまでもなく観測点の位置を正確に決めることであるが、観測点の位置を、OBSを投入した地点で代用できないだろうか。本研究で実施した観測について、OBSを船上から投入した地点と観測点位置として確定した点がどれくらい離れていたか、その水平距離を調査した。Fig. 1.1.20及びFig. 1.1.21は、その水平距離と観測点水深及び表面流速との関連をそれぞれ示したものである。これらの図に見られるように、投入点と観測点位置では100～400mほど離れている場合が多く、なかには500m近く流されてしまった観測点もあった。Fig. 1.1.20からは、観測点水深が1000m以浅の場合は、流される距離も比較的小さく、100m程度以内に収まることが多いことが見てとれる。1000m以深の場合は、流される距離は多くが100mを超え、また、水深にあまりよらないようである。また、表面潮流の影響を見るためにFig.1.1.21を作成したが、あまり有意な

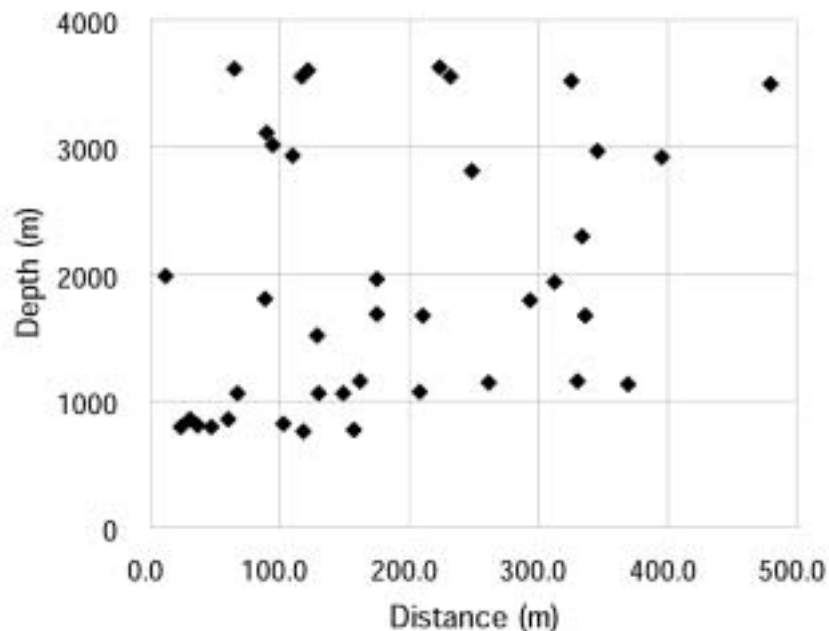


Fig. 1.1.20 Relation between water depth and horizontal distance from OBS drop point to observation point

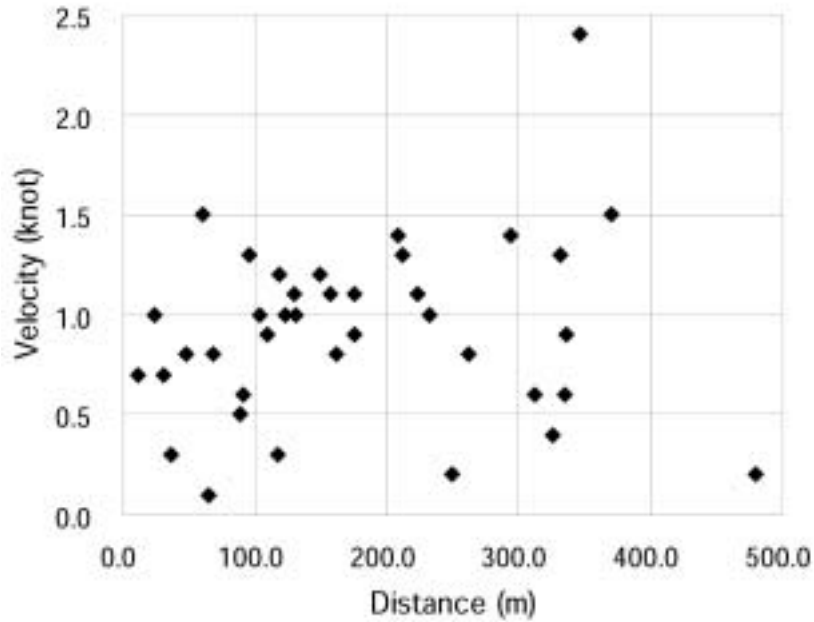


Fig. 1.1.21 Relation between surface current velocity and horizontal distance from drop point to observation point.

関係は見られない。これらのことから、OBSは1000mより深い部分の海水の流れによっても流されていることが考えられる。いずれにしても、投入点と観測点位置の違いがこの程度あることがわかったので、観測点の配置間隔にもよるが、詳細な震源分布を求めようとする場合には3点測量は有効であるし、特に、密に観測点を配置する場合には必須と思われる。(青木元)

Appendix 2 OBS観測時のトラブルについて

観測には種々のトラブルが付き物である。Table 1.1.1には、解析に使用した観測点数と計画段階の観測点数（括弧内）を記載してあるが、その差は何らかのトラブルで解析に使用できなかった観測点数を示している。トラブルの種類は、大きく分けて次の3つである。

投入時のトラブルにより、設置を断念した。

収録装置の不具合により、データが収録されなかった。

回収時に回収できなかった（亡失）。

については、投入前のチェックの段階で機器の不具合が見つかったので投入を見合わせたケース、投入はしたものの投入時の衝撃などにより錘が外れて浮上してしまったケースがあった。については、途中までであってもデータが収録された観測点については解析に使用した。

については、次のようなケースがあった。

- ・設置作業時に、途中で応答がなくなった。
- ・回収作業時に応答がなかった、あるいは作業途中になくなった。
- ・回収作業時にも応答があったものの浮上しなかった。

前2者については、OBSの音波送受信装置に、例えば電池室に浸水してショートするなどの不具合が生じた可能性が考えられる。最後者については、音波送受信装置は正常だったものの、切り離し装置に故障が発生したか、あるいは、ガラス球内部に浸水し浮力が得られなかったなどの原因が考えられる。回収不能原因としては、野・他(2001)の

潜水調査船を用いた調査報告によると、ガラス球内への浸水、切り離し装置の不良、トランスポンダ内への浸水が確認されている。

いずれにしても、これらの回収不能時の処理としては、まず、応答確認や切り離し指令を繰り返す必要がある。最後者のように応答があるものについては、それで上昇が確認されなかったら回収を断念せざるを得ないが、前2者については、音波の送信部分の不具合だけで受信部・切り離し部が正常な場合も考えられるので、最後の切り離し指令から浮上予想時刻を算出し、それを基に海上を捜索する必要がある。一定時間海上を捜索後、ラジオビーコン、フラッシュライトなどの手がかりが何も得られなければ、回収を断念することになる。なお、これら回収を断念した場合は、後日何かの拍子に浮上して海上を浮遊する場合も考えられるので、海上保安庁が発行している水路通報へ漂流している可能性について掲載を依頼する（例えば、第三管区海上保安本部、2002）。

これら様々なトラブルが発生したが、その防止策として一番重要なことは、日頃からのメンテナンス及び設置前の整備作業であることはいまでもない。特に設置前の整備作業に関しては、船上での作業は必要最小限とし、他の作業はなるべく乗船前に終わらせておいたほうがよい。また、海上での作業は天候・海況に左右されるので、特に冬季は余裕を持った航海日程を考える必要がある。（青木元）

Appendix 3 自己浮上式海底地震計により捉えられたエアガンの記録

2001年8月から9月にかけて中部日本海陸統合地震探査が行われた。この探査では伊豆島弧西縁から東海沖を経て中部日本を横断する構造イメージを得るために、陸域では6発の発破（薬量100～500kg）を行い、海域では100 m間隔で大容量エアガン（約200リットル）を用いた音波を海底に向けて発した（Kodaira *et al.*, 2002）。また、同時期に日仏共同構造探査によってエアガン探査が行われた。

Fig. 1.1.22にエアガンの測線と海底地震計の位置を示す。TokaiOki_1が中部日本海陸統合地震探査に対応する測線、TokaiOki_21およびTokaiOki_22が日仏共同構造探査に対応する測線である。図からわかるように海底地震計の設置場所はエアガンの測線の位置と一致していないため、後で示す観測波形を距離順に並べた図は距離がゼロ付近に波形がない。また、測線からの距離が遠い観測点（Fig. 1.1.22で灰色の観測点）については波形を図示していない。同時に仲西・他(1994)によって解析された際に投入された自己浮上式海底地震計の位置も示してある。今回は走時解析を行わなかったが、仲西・他(1994)の結果と比較すれば波形記録で見える相がどの構造起源であるかが推測できる。

まず、日仏共同構造探査のTokaiOki_22測線の波形を並べたものをFigs. 1.1.23に示す。観測点は、自己浮上式海底地震計がTK01E、TK01F、TK01Gの3点、ケーブル式海底地震計がTK3OBS、TK40BSの2点の合わせて5点である。TK01FとTK01Gはほとんど測線上にある観測点である。TK01GはTK01Fに比べノイズレベルが高いため海中を伝わる音波以外では距離20～30km、-20～-30kmあたりに屈折波が認められるのみである。TK01Eについても同様にはっきりとした相はほとんど認められない。TK01EとTK01Gのノイズレベルが高い理由としてTK01Fに比べて設置深度が浅いということが考えられる。TK01Fについては多数の相を認識することができる。観測点より北側と南側の波形を比較すると、非対称であることがわかる。これは両側の構造が非対称になっていることの表れである。また、仲西・他(1994)の測線3の記録（彼らの論文のFig. 4）と比較することにより、距離-10～-15kmあたりに見えている大きな振幅の初動は海洋性地殻第2層内の屈折波であると思われる。

日仏共同構造探査のTokaiOki_21測線で行われた2回目の探査（TokaiOki_21_2）の波形を並べたものをFigs. 1.1.24に示す。観測点はTokaiOki_22測線の場合と同じである。各測線で観測点の南と北側で波形を比較すると、非対称になっている。これはTokaiOki_22測線の時にも述べたが、構造が測線の延びる方向（北西・南東）に大きく変化しているためと思われる。

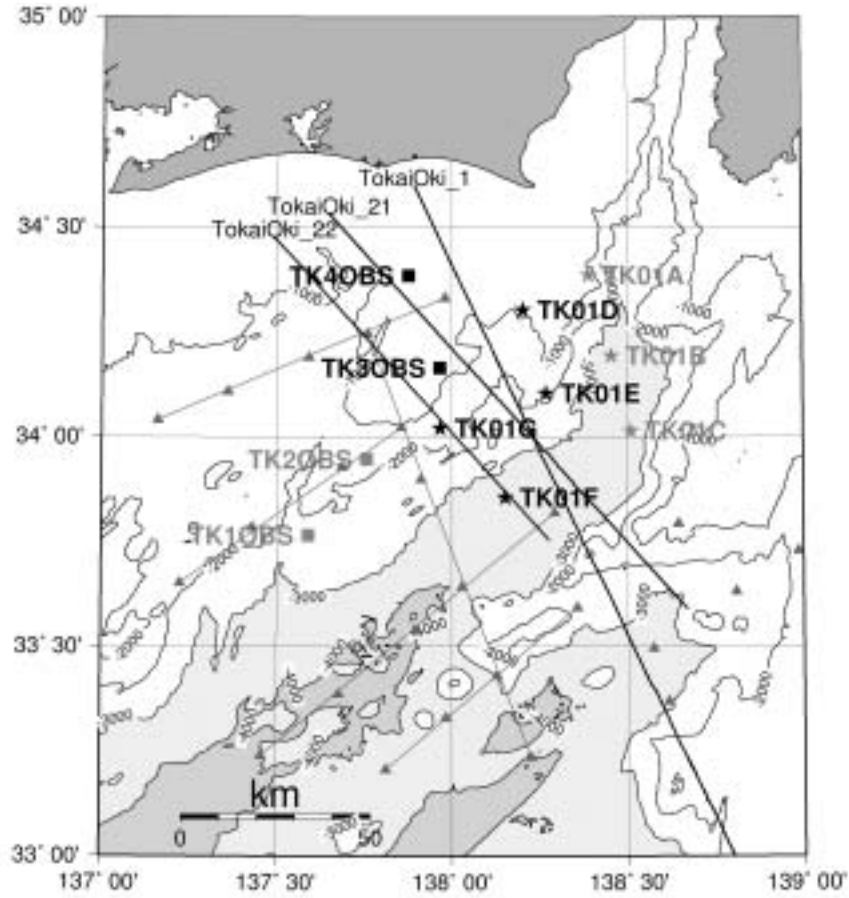


Fig. 1.1.22 Location of the air-gun array and OBS stations used in this report. Thick lines indicate profiles along which the air-gun-OBS survey was conducted in 2001. Contours of bathymetry are drawn every 1000 m. Ocean depths exceeding 3000 m are lightly shaded and depths beyond 4000 m are heavily shaded to indicate troughs. Stars denote pop-up types, and squares denote cable type of OBS. Gray indicates stations not used in this report. Triangles indicate position of OBSs used in Nakanishi *et al.* (1994).

最後に中部日本海陸統合地震探査のTokaiOki_1測線の2回目の探査(TokaiOki_1_2)の波形を並べたものをFigs. 1.1.25に示す。レコーダーの不調によりTK01Eの記録は収録されていなかった。ここではTK01DとTK01F観測点の記録を示す。(吉田康宏)

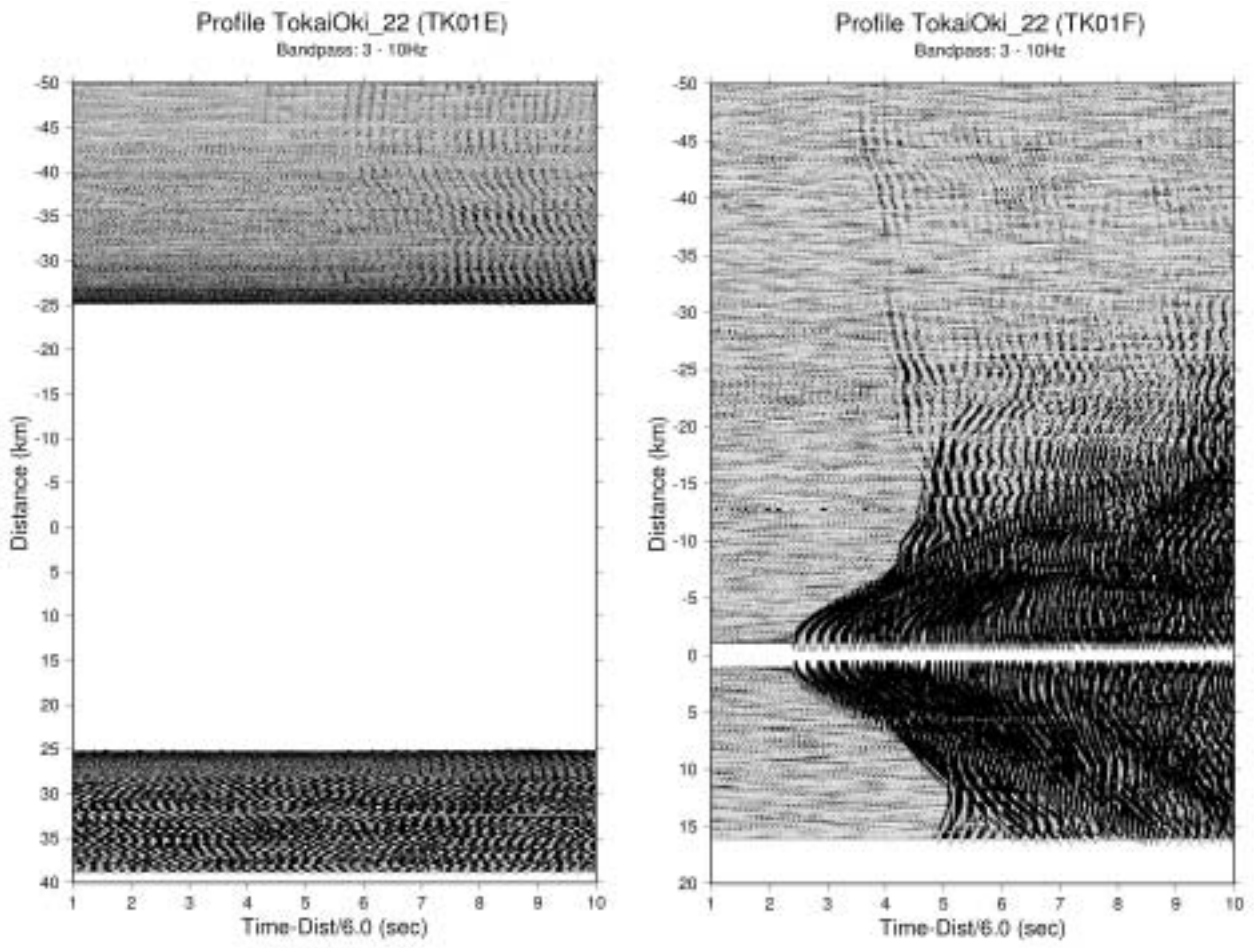


Fig. 1.1.23 Observed seismograms at TK01E, TK01F, TK01G, TK3OBS, and TK4OBS for profile TokaiOki_22. The vertical axis designates the distance between shot point and station. The upward direction of the figure corresponds to the northern direction. Observed seismograms of vertical component are band-pass filtered (3-10Hz). The reduction velocity is 6.0km/s. Trace amplitudes are scaled by a factor of distance.

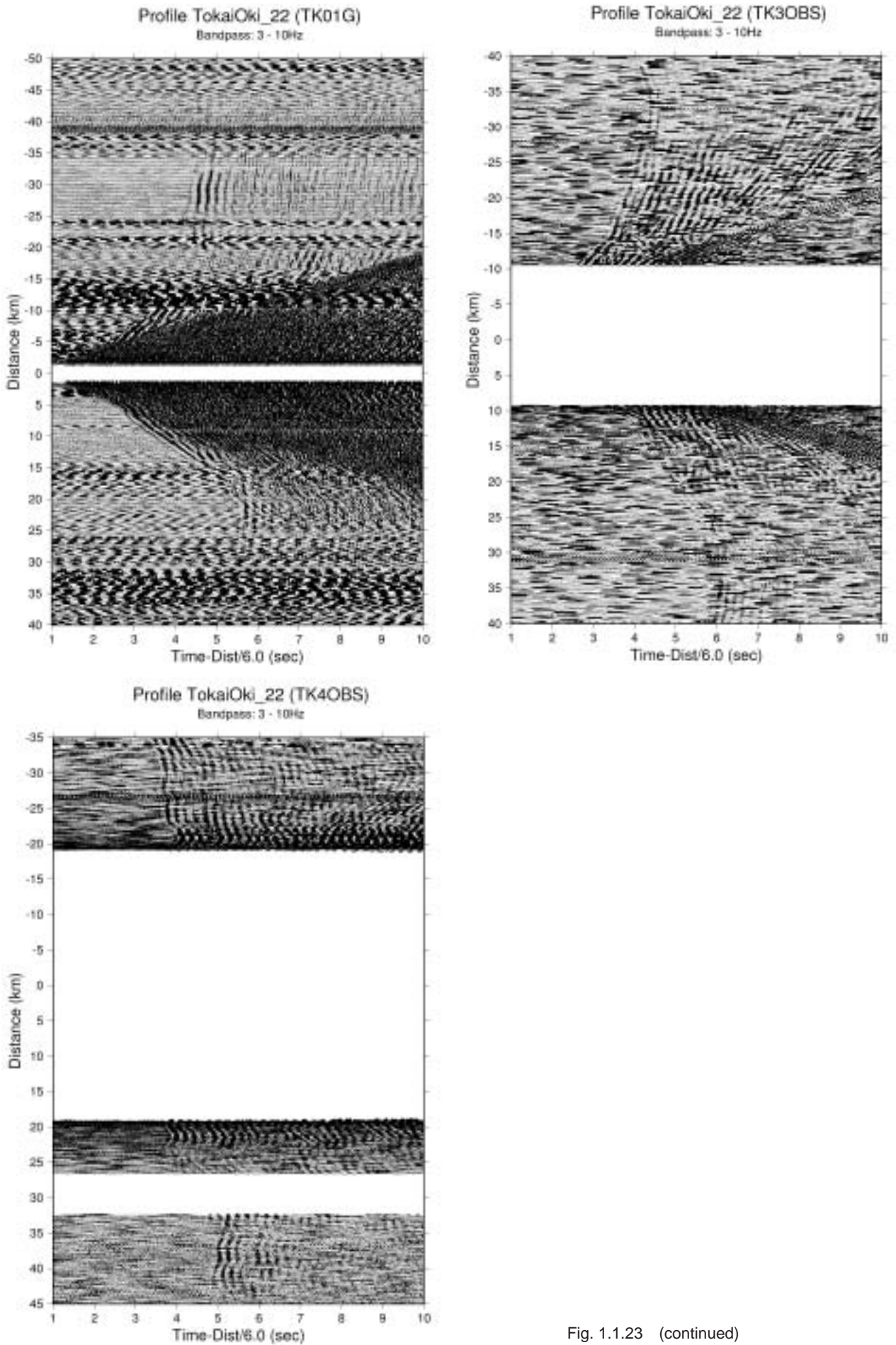


Fig. 1.1.23 (continued)

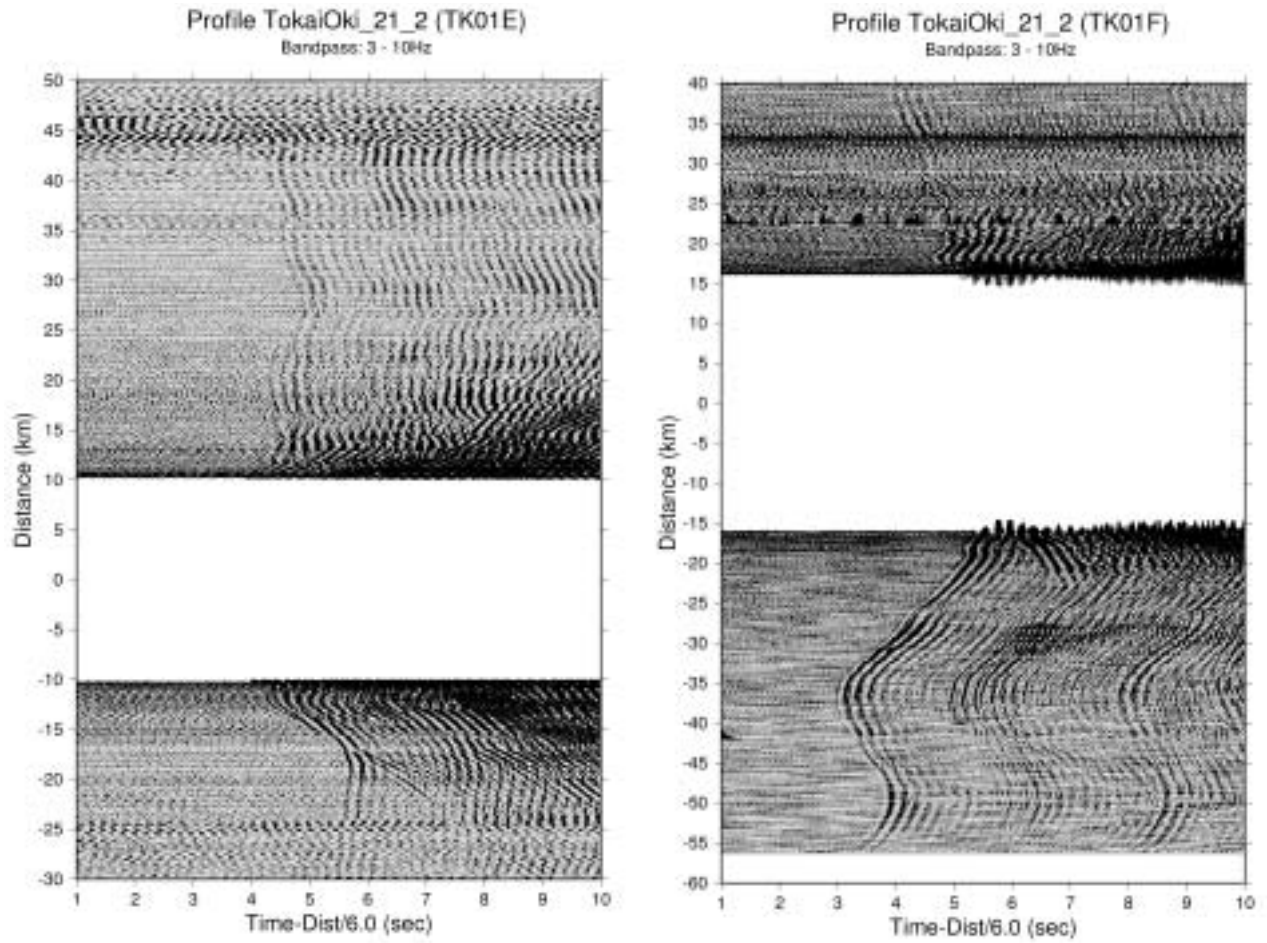


Fig. 1.1.24 Observed seismograms at TK01E, TK01F, TK01G, TK3OBS and TK4OBS for profile TokaiOki_21_2.

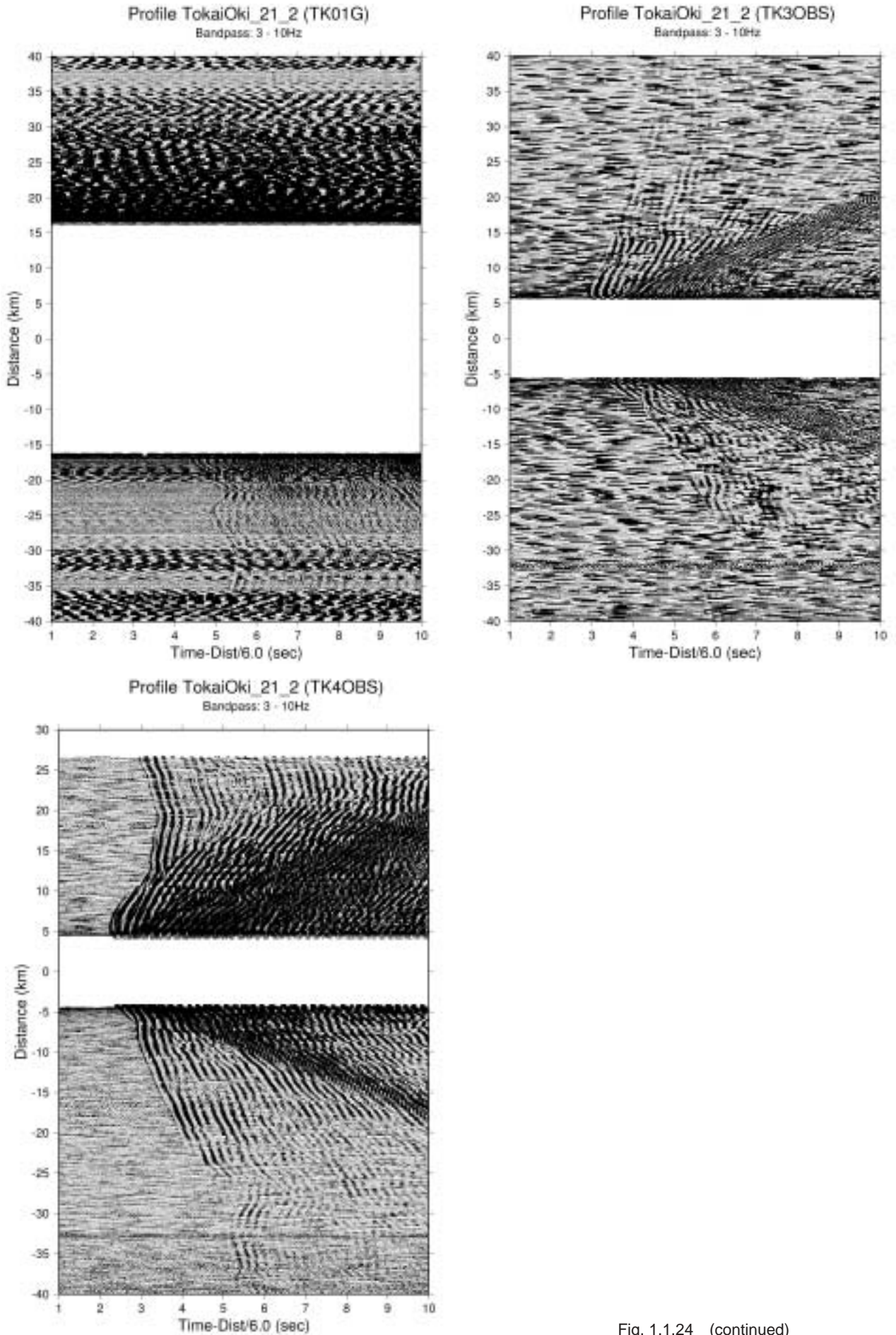


Fig. 1.1.24 (continued)

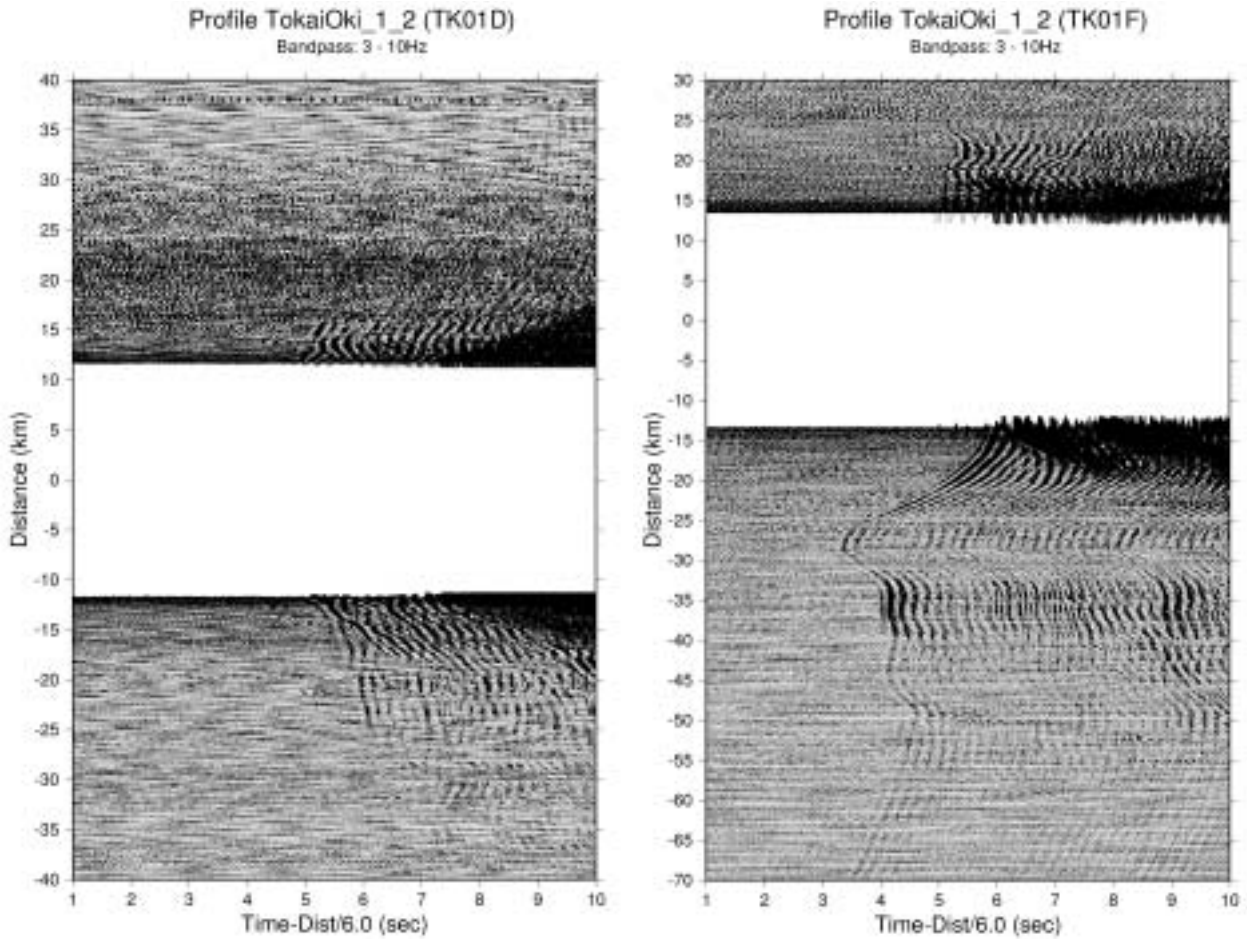


Fig.1.1.25 Observed seismograms at TK01D and TK01F for profile TokaiOki_1_2.

参考文献

- 青木 元・吉田康宏・原田智史・山崎 明・石川有三・中村雅基・田中昌之・松田慎一郎・中村浩二・緒方 誠・白坂光行，2003：自己浮上式海底地震計観測による駿河・南海トラフ沿いの地震活動 - 気象庁一元化震源との比較 - ，地震2，55，429-434 .
- Aoki, Y., T. Tamano and S. Kato , 1982 : Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections , in "Studies in Continental Margin Geology" , ed. By J. S. Watkins and C. L. Drake , *Am. Assoc. Pet. Geol. , Mem. , 34* , 309-322 .
- 中央防災会議，2001：中央防災会議東海地震に関する専門調査会報告，18p .
- 第三管区海上保安本部，2002：三管区水路通報，51，10p .
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保，1998：東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動，地震研究所彙報，73，291-304 .
- Hirata, N. and M. Matsu'ura , 1987 : Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique , *Phys. Earth Planet. Inter. , 47* , 20-61 .
- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki, 2003: Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, No.5, 1219, doi:10.1029/2002GL016517.

- 石川有三・中村浩二，1997：SEIS-PC for Windows95，地球惑星科学関連学会1999年合同大会予稿集，B22-P11，78．
- 地震予知情報課，2003：気象庁マグニチュードの改訂について，日本地震学会ニュースレター，**15**，3，5-9．
- 気象庁地震火山部，1999：地震機動観測実施報告，**11**，77p．
- 気象庁地震火山部，2000：地震機動観測実施報告，**12**，103p．
- 気象庁地震火山部，2001：地震機動観測実施報告，**13**，92p．
- 気象庁地震火山部，2003：地震機動観測実施報告，**14**，65p．
- 気象庁地震火山部，2004：地震機動観測実施報告，**15**，136p．
- 気象研究所地震火山研究部，2000：南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究，気象研究所技術報告，**40**，169p．
- 小平秀一，仲西理子，伊藤亜妃，金田義行，飯高 隆，蔵下英司，佐藤比呂志，岩崎貴哉，2002：中部日本海陸統合地震探査 - 陸域，海域観測結果と統合データ解析 - ，日本地震学会講演予稿集，C20．
- Kodaira, S., J. Park, A. Nakanishi, T. Tsuru, K. Uhira, A. Ito and Y. Kaneda, 2002, A possibility of cyclic ridge subduction off the Tokai district inferred from integrated active seismic studies (abstract), *Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting*, S052-014.
- 仲西理子・塩原 肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀，1994：東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明 - エアガン-海底地震計探査による銭州海嶺，南海トラフ東部の地殻構造 - ，地震2，**47**，311-331．
- 野 徹雄・田中仁氏・伊藤 誠・馬場和美・小平秀一・門馬大和，2001：音響指令によって回収できなかった自己浮上型海底地震計に関する問題，JAMSTEC深海研究，**19**，27-36．
- 野口伸一，1996：東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス，地震2，**49**，295-325．
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生，2002：気象庁の震源決定方法の改善 - 浅部速度構造と重み関数の改良 - ，験震時報，**65**，123-134．
- ト部 卓・東田進也，1992：win - 微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版)，日本地震学会講演予稿集，No.2，331．
- ト部 卓・平田 直・金沢敏彦，1999：衛星データ受信局を借りて地震波形を利用する方法 - だれでも，どこでもできるリアルタイム地震学 - ，日本地震学会秋季大会講演予稿集，P183．
- 山崎文人・大井田 徹，1985：中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込み形状，地震2，**38**，193-201．
- 渡辺 晃，1971：近地地震のマグニチュード，地震2，**24**，189-200．

1.2 3次元速度構造

地震活動を評価するにあたって、その地域における地震波3次元速度構造を把握することは極めて重要である。本節では、中村・他(2002)で得られた中部日本の3次元速度構造のうち、東海地域に関する事項について述べる。解析に用いたデータや手法等、詳細については中村・他(2002)を参照していただきたい。

Fig. 1.2.1に、得られたP波およびS波の3次元速度構造とこれらから算出された V_p/V_s 比の、深さ25 kmおよび35 kmにおける水平断面図を示す。P波およびS波の速度構造については、各深さにおける平均速度からのずれ(%)で示す。図中で色が示されていない領域は、そこを通る波線が10本未満だったために解析を行うことができなかった領域である。また、Fig. 1.2.2に、得られたP波およびS波の3次元速度構造の137.5 経、138.0 経における南北方向の垂直断面図を示す。

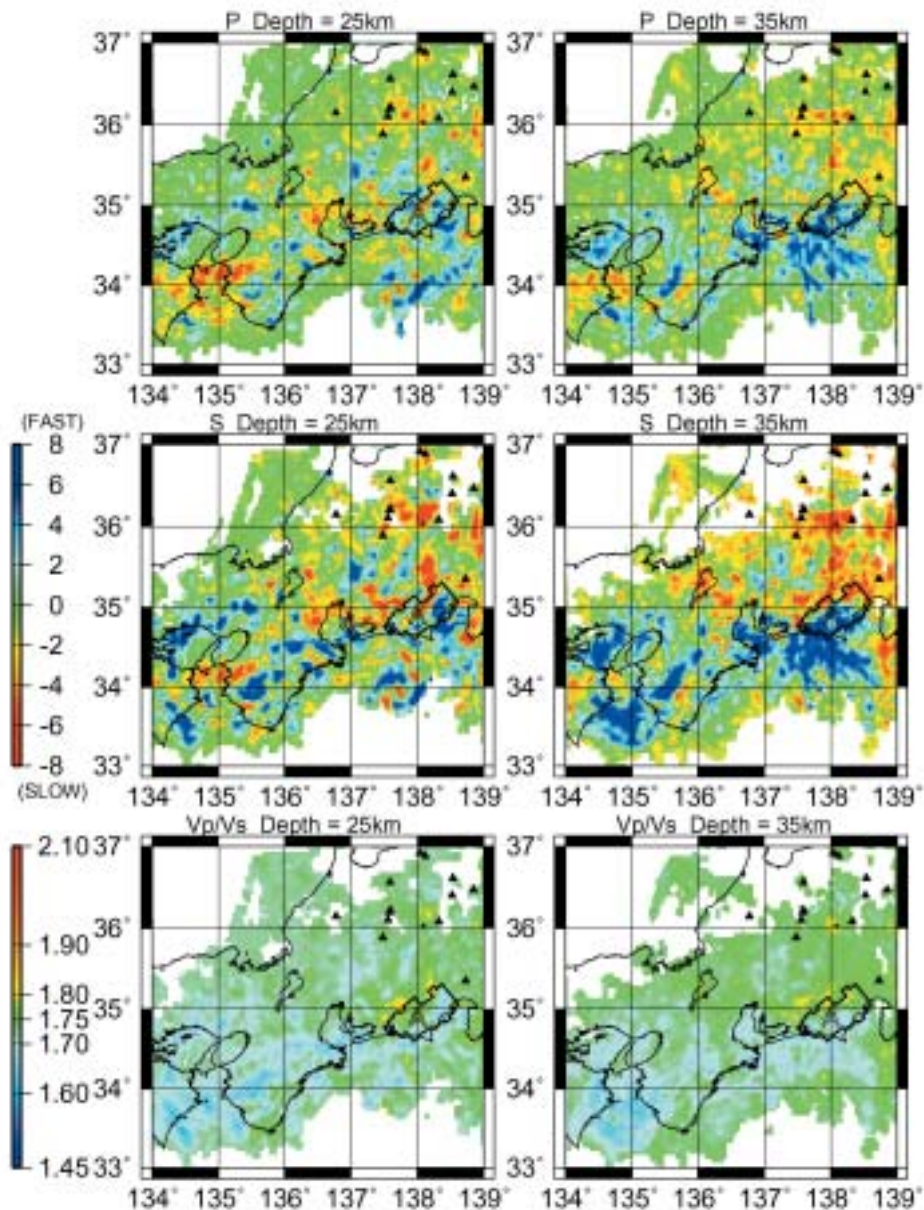


Fig. 1.2.1 The horizontal cross sections of determined 3-D P (upper figures) and S (middle figures) wave velocities and V_p/V_s ratios (lower figures) at 25 km (left figures) and 35 km (right figures) depths. Velocities are designated by their perturbations (%) from the average velocity at each depth. In each figure, active volcanoes, selected by Japan Meteorological Agency, are plotted simultaneously (solid triangles). Also, the locked boundary zone of the Philippine Sea Plate, where the Tokai earthquake is expected, is designated by the thick enclosed area 'A'.

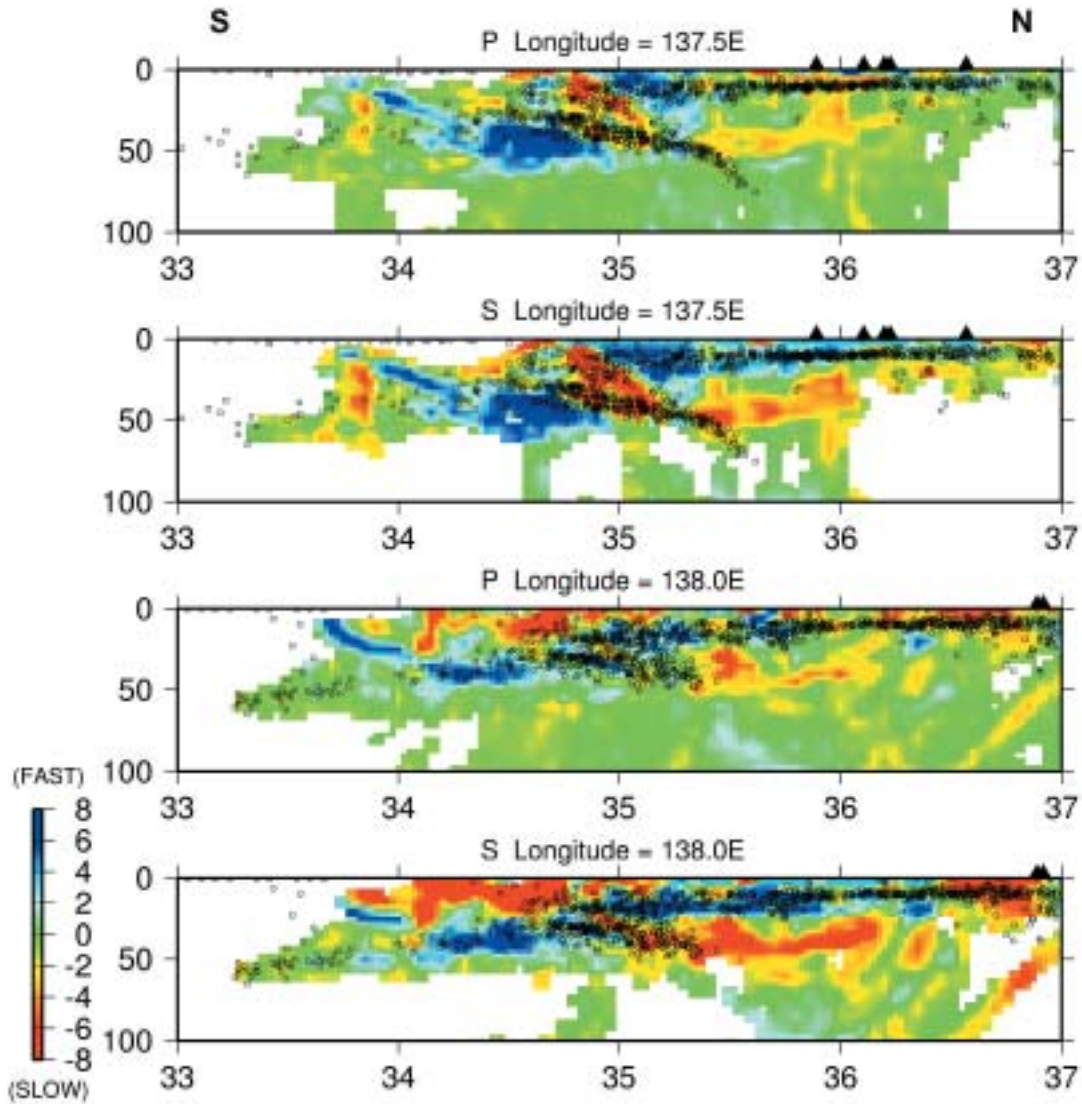


Fig. 1.2.2 The north-south cross sections of determined 3-D P and S wave velocities at 137.5 E and 138.0 E, designated by velocity perturbations (%) from the average velocity at each depth. In each figure, the solid triangles at the top represent active volcanoes. Also, seismic events used in the analysis near the sections are plotted simultaneously.

沈み込むフィリピン海プレートと思われる高速度域が、Fig. 1.2.2の、例えば34°N ~ 35°Nの深さ20 ~ 50 kmに見られる。これまで、フィリピン海プレートの深さ分布について、様々なモデルが提案されている（例えば、山崎・大井田, 1985；Ishida, 1992；野口, 1996；原田・他, 1998）。これらのモデルでは、フィリピン海プレートはほぼ一定の角度で沈み込んでいる。しかし、これらと比較して、Fig. 1.2.2から判断すると、34°N ~ 34.5°N付近でのフィリピン海プレートの沈み込み始めの角度は高角で、途中から低角に変わっているように見える。この海域については、自己浮上式海底地震計を用いた臨時観測によって得られたデータを解析に用いたこともあり、十分な解像度が得られている（中村・他, 2002）。しかし、解析には、陸域の定常観測点だけで得られた震源も併用していることから、さらに検討が必要である。

Matsumura (1997)は、震源分布や発震機構解の分布などから、将来発生が懸念されている東海地震の破壊域を固着域 (Fig.1.2.1の領域A) という概念で提案した。一方、Kamiya and Kobayashi (2000)は、関東地方の深さ20 ~ 45 kmにおいて、P波速度およびS波速度が遅くポアソン比が0.3よりも大きい領域が地震活動の低い領域に対応しており、この領域においてはプレート境界の物質が蛇紋岩化していて、プレート間のカップリングが弱いと考えた。ポアソン比が0.3よりも大きい領域は、 V_p/V_s が1.87よりも大きい領域に相当する。Fig. 1.2.1から、Matsumura (1997)によって提案された固着域の北西隣には、高 V_p/V_s 領域が広がっていることがわかる。また、この領域においては、P波速度

およびS波速度はともに遅い。Fig. 1.2.3に、1990年から2001年8月までにこの領域の深さ25~40 kmに発生した地震の震央分布図を示す。これらの地震は、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界で発生した地震か、フィリピン海プレートの内部で発生した地震であると考えられる。Fig. 1.2.3の領域Bの位置においてスラブは深さ25~40 kmの範囲に含まれており、この領域ではこれらのタイプの地震が全く発生していないことがわかる。Fig. 1.2.4に、求められたP波およびS波の3次元速度構造から算出した V_p/V_s 比の35.50°N, 137.25°Eから34.50°N, 138.25°E (Fig. 1.2.3の直線C)における深さ0~60 kmまでの垂直断面図を示す。図には、Fig. 1.2.3に示した地震のうち、断面周辺に発生した地震を同時にプロットしている。この図から、Fig. 1.2.3の領域Bは高 V_p/V_s 領域に対応していること

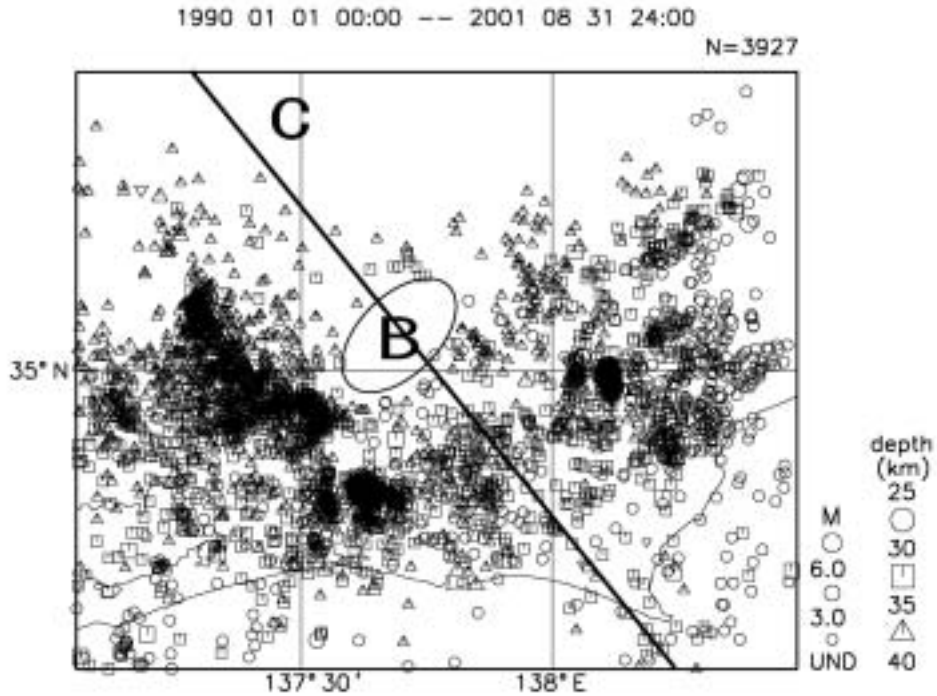


Fig. 1.2.3 Hypocenter distribution of earthquakes occurring at depths of 25km to 40 km, from 1990 to August 2001. Those earthquakes are considered to be interplate earthquakes between the Eurasian plate and the Philippine Sea plate, or intraplate earthquakes in the Philippine Sea plate. In area B, no earthquake of these types occurred. The location of the cross section (line C) is also depicted.

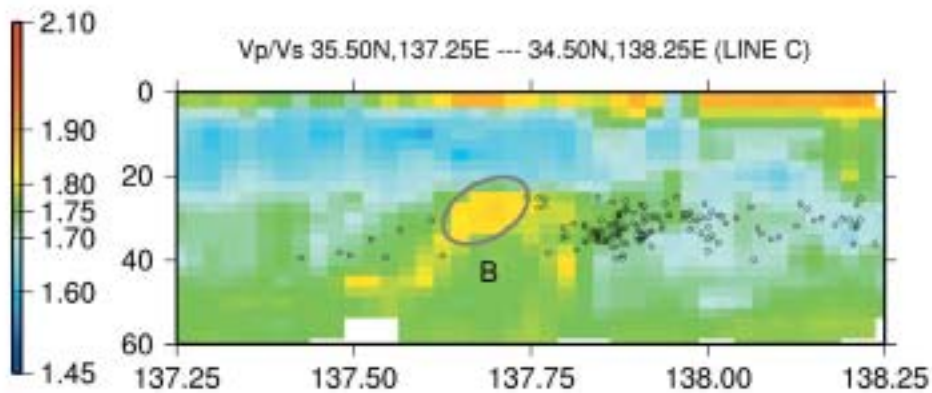


Fig. 1.2.4 Vertical cross section of V_p/V_s ratios at line C (from 35.50°N, 137.25°E to 34.50°N, 138.25°E) in Fig. 1.2.3. In the figure, earthquakes that are represented in Fig. 1.2.3 and those that occurred near this section are plotted simultaneously.

がわかる。なお、Sagiya (1999)がGPSデータを用いて求めた東海地方のバックスリップ分布の結果では、この領域におけるバックスリップは比較的小さい。以上のことから、この領域ではプレート境界の物質が蛇紋岩化しており、プレート間カップリングが弱いと考えられる。なお、神谷・小林(1997)によっても同様の解析結果が得られている。

(中村雅基)

謝 辞

本研究を行うに当たって、気象庁にデータ収集されている関係機関(防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業技術総合研究所、東京都、神奈川県温泉地学研究所、静岡県、横浜市、海洋科学技術センター、気象庁)の高感度地震計で得られた観測波形を用いて、気象庁、文部科学省が協力して処理した観測値を利用させていただいた。本論文の多くの図は、GMT(Wessel and Smith, 1995)および横山(1997)による震央表示プログラムを用いて作成した。Matsumura(1997)によって提案された東海地震の固着域を描画するにあたっては、防災科学技術研究所の松村正三博士に数値化したデータを作成していただくとともに利用させていただいた。以上、感謝いたします。

参考文献

- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998: 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Ishida, M., 1992: Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 神谷眞一郎・小林洋二, 1997: 東海地方下の蛇紋岩と火山の分布, 1997年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, C21-04.
- Kamiya, S. and Y. Kobayashi, 2000: Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- Matsumura, S., 1997: Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 中村雅基・吉田康宏・趙 大鵬・吉川一光・高山博之・青木 元・黒木英州・山崎貴之・笠原順三・金沢敏彦・佐藤利典・塩原 肇・島村英紀・仲西理子, 2002: 中部日本の3次元速度構造, 気象研究所研究報告, **53**, 1-28.
- 野口伸一, 1996: 東海地域のフィリピン海スラブの形状と収束テクトニクス, 地震2, **49**, 295-325.
- Sagiya, T., 1999: Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **76**, 329.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985: 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震2, **38**, 193-201.
- 横山博文, 1997: Xウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

1.3 静岡市周辺域での長期的な地震活動の変化

1.3.1 はじめに

最近、東海地震の想定震源域周辺での地震活動の変化が注目を集めている（例えば、吉田・他、2000；松村、2002）。大地震の発生に先行して震源域とその周辺の地震活動が低下したという報告は多数あり（例えば、木村・岡野、1995；宮岡・吉田、1993）、地震活動の変化を注意深く監視することが東海地震予知に向けて重要なことは言うまでもない。東海地域では、1987年～1989年にM2.5程度以上の地震活動が明瞭に低下したことが知られている（吉田・前田、1990）が、更に遡ると、1930年～1950年頃にはM5クラスの地震が静岡周辺で比較的多く発生したことがわかっている（吉田・吉村、2000）。そうした事実から、長期的に見るとこの地域の地震活動は必ずしも一定ではなかったと考えられ、最近の地震活動の変化を考える上でも、長期的な活動の変遷を明らかにしておくことは重要である。

ただし、長期間にわたる地震活動の変化を調べる場合、年代による地震検知能力の変化が大きな問題となる。特に1960年代以前にはM4程度以上の地震しか震源が決まっておらず、最近のM2～3程度の地震活動の変化と比べて同域の活動の変遷を議論するには、気象庁カタログでは不十分である。そこで、本研究では、静岡地方気象台の地震観測原簿を基に、S-P時間の短い、すなわち同気象台の比較的周辺で発生した地震に注目し、震源が決まっていない地震も含めて、地震活動が長期的に変化したかどうかを調査した。

1.3.2 使用データ

(1) 地震観測記録

静岡地方気象台における地震観測は1941年1月に始まり、津波地震早期検知網の運用に伴って1995年3月で終了した。この間、記象紙上から検出された初動等の地震波到達時刻や最大振幅などの値は、地震観測原簿に記載されている。本研究では、地震観測原簿でP波、S波が共に検出されている地震のうち、S-P時間が10秒以内の地震を抽出して調査の基本データとした。

長期間の地震活動の変化を見るにあたっては、均質のデータを用いることが重要であるが、現実には地震計のタイプや検出基準が何度か変わっており、その前後で検出される地震の下限も変わったと推定されるので、それについて十分に考慮を払う必要がある。静岡地方気象台における地震計や検出基準の変遷について以下にまとめた。これらをまとめるにあたって、浜松(1966)、気象庁観測部地震課(1967)、気象庁(1990)を参照した。

<地震計の変遷> (中感度のもののみ)

1941. 1. 1～1966.12.17 Wiechert式地震計

1966.12.18～1967. 2.17 欠測

1967. 2.18～1984. 3.21 59A型地震計

1984. 3.22～1995. 3.31 59C型地震計

<検出基準の変遷>

～1964.12.31 有感または検出できる地震すべて

1965. 1. 1～ 有感または記象紙上全振幅1mm以上、51型強震計に記録のある地震

1982. 2. 1～ 有感または59A(59C,61A)型直視式電磁地震計の記象紙上全振幅3mm以上、51型(87型電磁式)強震計に記録のある地震

地震計の特性について見ると、倍率はWiechert式が約80倍、59A型及び59C型が100倍で、若干の違いはあるものの、固有周期はいずれも5秒である。また、59A型と59C型は、前者がすす書き、後者がインク書きの違いだけで、地震計そのものの特性は同等である。なお、地震計は上記の他、1倍強震計も設置されており、大きな地震の検出値

については、強震計の値を使用した。また、高感度の67型地震計も気象台構内に設置された時期があったが、本研究ではそのデータは使用しなかった。

(2) 観測された地震の規模： M の下限

静岡地方気象台でP波、S波が共に検出された地震の M の下限を調べるために、その中で震源が決まっている地震について、静岡地方気象台からの震央距離と M の関係を調べた。地震計や検出基準の変化を考慮し、三つの時期に分けてFigs. 1.3.1(a)~(c)に示した。

気象庁の地震検知能力は高感度の76型地震計が展開され始めた1976年以降に大きく向上し、地域によっては、 $M3$ 未満のいわゆる微小地震まで M が求められるようになった。それ以前については、震源が決まっても M が求まっていない地震や、また、P波、S波の発現時や最大振幅が地震観測原簿に記載されていても震源が求まっていない地震が多数ある。

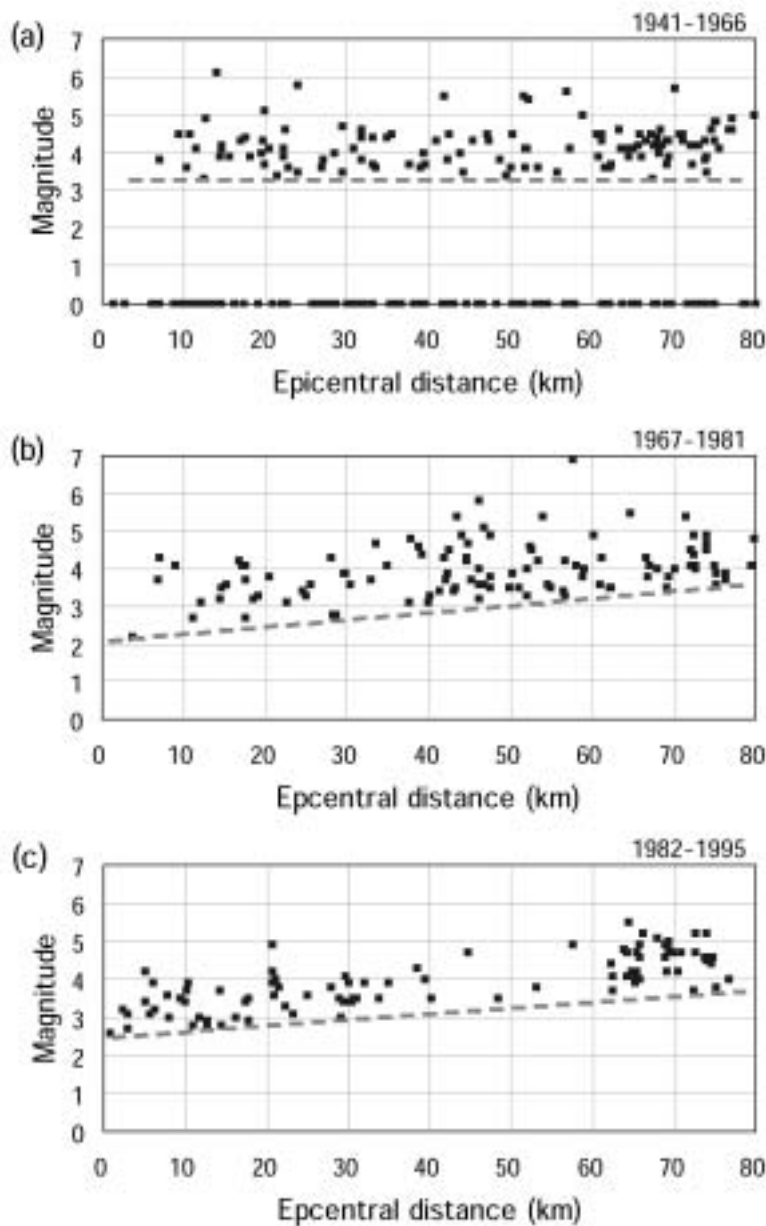


Fig. 1.3.1 Relations between magnitude and epicentral distance from the Shizuoka Local Meteorological Observatory (SLMO) in (a) 1941-1966, (b) 1967-1981, and (c) 1982-1995.

Fig. 1.3.1(b)及び(c)から、1967年以降のデータについては、震央距離30km以内ではM2の後半以上、それ以遠ではM3以上の地震が含まれると推定される。それより前の期間ではFig. 1.3.1(a)に示すように、M3.5程度以上しかMが決定されていないが、地震計の特性に大きな違いはないので、1967年以降と同じ程度の規模の地震から検出できていると思われる。図中のM0線の上に示されているものに含まれていると考えられる。震央距離による依存性があまり強くないのは、静岡市周辺では浅い地震が少なく、深さ20~30 kmのフィリピン海スラブ内の地震が多いためと考えられる。また、検出基準が全振幅1 mmから3 mmに変わると、浅い地震のMの決定に使われている坪井(1954)の式、

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1.3.1)$$

(Aは記象紙上で最大振幅：mm， Δは震央距離：km)

から、検出された地震のMの下限は $\log 3 - 0.48$ 大きくなると予想されるが、Fig. 1.3.1(b)、Fig. 1.3.1(c)を比較すると0.2程度に見える。なお、Fig. 1.3.1(a)に示したWiechert式地震計時代には、M3.5程度以上の地震しかMの決定がなされておらず、1965年1月の検出基準の変更に伴うMの下限の変化はFigs. 1.3.1(a)~(c)からはわからない。

1.3.3 S-P時間を基にした長期間の地震活動

(1) S-P時間と震央距離の関係

静岡地方気象台で観測されたS-P時間がどの程度の距離の地震と対応するかを調べるために、震源が決まっている地震について震央距離とS-P時間との関係を調べた。Fig. 1.3.2 (a)には全調査期間のデータが図示されているが、そのうち震源精度のよい1980年代以降のものについてはマークを変えて強調してある。この図から、例えばS-P=3秒の地震は震央距離20 km程度以内、S-P=5秒の地震は震央距離20~40 km程度であることが見てとれる。また、S-P時間と

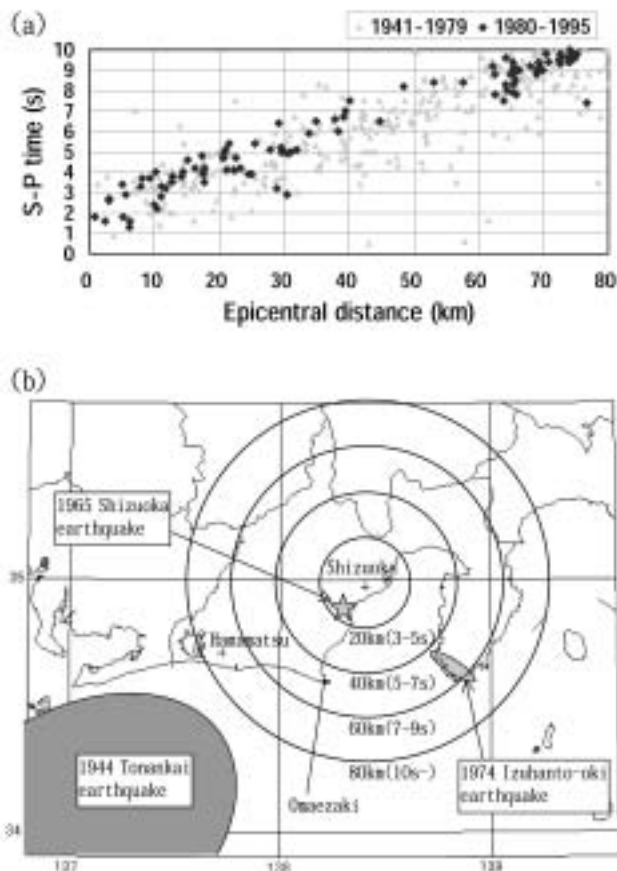


Fig. 1.3.2 (a) Relation between S-P time and epicentral distance from SLMO. (b) Map of Shizuoka city and surrounding area. Circles designate distance and corresponding S-P time from the SLMO.

震央距離 R との関係を与える大森公式： $R=k(S-P)$ の比例定数 k は 8 km/s 弱となるので、大森 (1917) の $k=7.42 \text{ km/s}$ と調和的と言える。なお、地理的な目安の参考のために、Fig.1.3.2(b)に静岡地方気象台を中心とした半径20, 40, 60, 80 kmの各円と、それぞれの距離に対応するおよそのS-P時間を示す。

(2) S-P時間別の地震回数の変遷

Fig. 1.3.3はS-P時間を1秒毎に区切り、それぞれの年別地震回数とその積算回数を示したものである。すなわち、静岡地方気象台を中心としたドーナツ状の領域で発生した地震回数を示す。調査期間全体での傾向を見ると、前半は地震回数が多く、後半は少ない。だいたい1960年代後半から少なくなっている様子が、特にS-P時間が5秒以内の図でははっきりと見える。S-P時間が3秒以内の図では、1970年代後半以降さらに地震回数が少なくなった様子も見える。さらに、S-P時間が2秒以内の静岡のごく近傍では1960年代前半に地震回数が多かったことや、また、1940年代には静岡周辺のかなり広い範囲で地震活動が活発だったことが見てとれる。

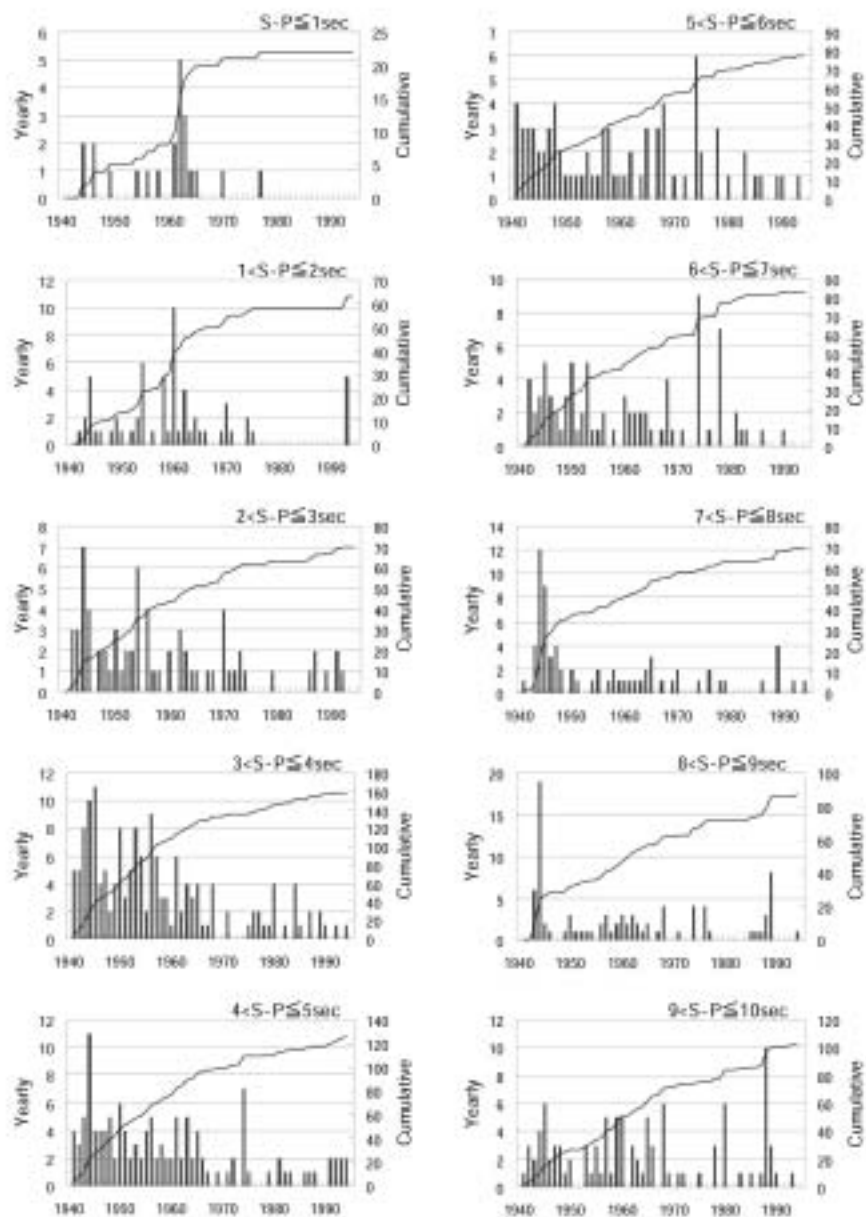


Fig. 1.3.3 Yearly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1941 through 1995.

なお、調査期間中に静岡近傍とその周辺で発生した主な地震としては、1944年東南海地震（ $M7.9$ ）、1965年静岡地震（ $M6.1$ ）、1974年伊豆半島沖地震（ $M6.9$ ）などがあり、その位置関係をFig. 1.3.2に示した。

1.3.4 特徴的な地震活動の変化

前節で示した長期間の地震活動変化のうち、特徴的な変化が見られる1940年代と1960年代の地震活動変化について、詳細に検討する。

(1) 1940年代の地震活動

1940年代は比較的地震が多かった年代であるが、詳細に見ると1944年東南海地震前後に注目すべき変化があった。Fig. 1.3.4に、1941年から1950年の10年間の月別地震回数とその積算回数をS-P時間ごとに示した。Fig. 1.3.4から、ほとんどすべての領域で、1944年12月7日に発生した東南海地震（ $M7.9$ ）に同期して地震回数が増えていることがわか

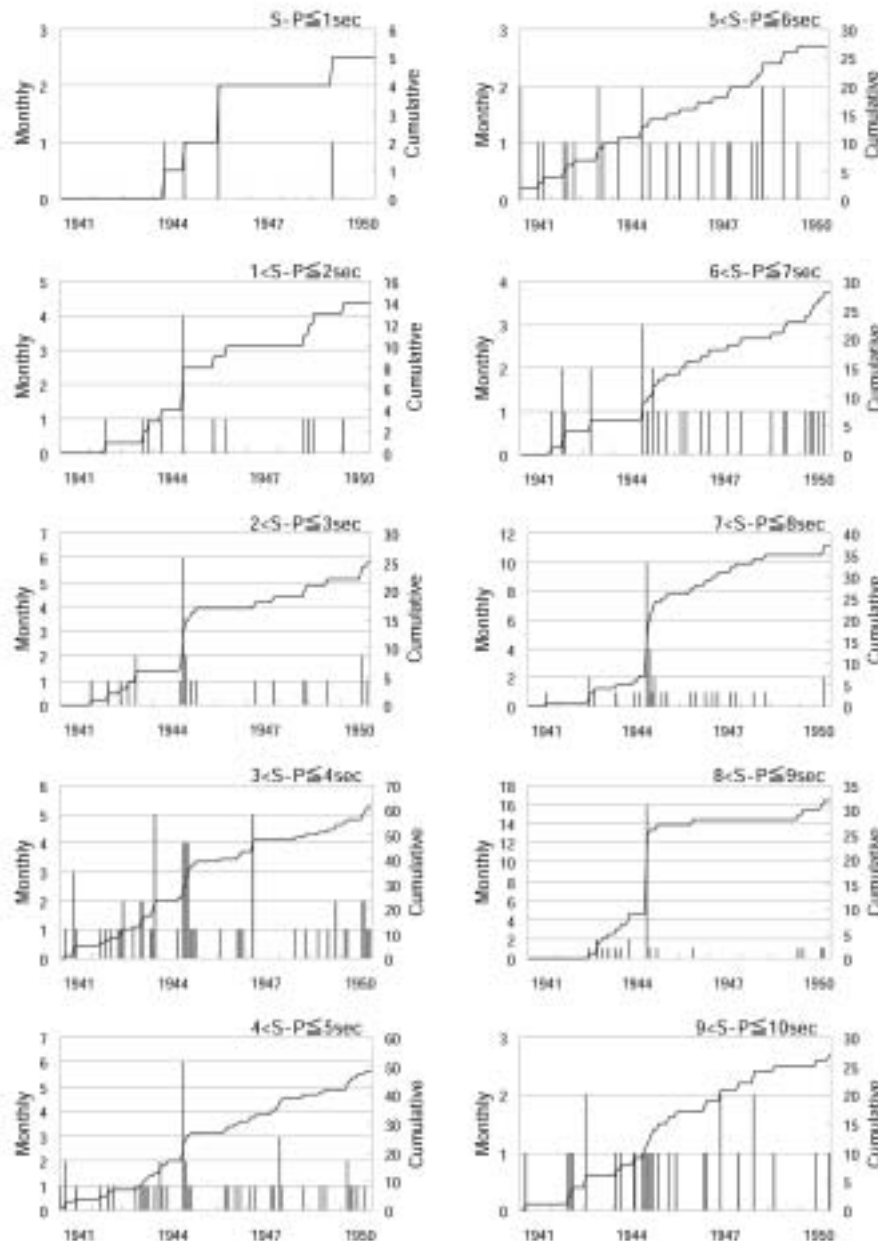


Fig. 1.3.4 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1941 through 1950.

るが、さらに、東南海地震の発生直前に、静岡周辺の地震活動が明瞭に静穏化していたことが見てとれる。また、東南海地震発生後の1945年後半から1946年にかけても地震活動の低下した時期があった様子も見える。

ところで、S-P=10秒の地震は静岡地方気象台からの震央距離約80 kmに相当しており (Fig. 1.3.2(a)), ようやく東南海地震の震源域に入るかどうかといったところにあたる (Fig. 1.3.2(b))。したがって、Fig. 1.3.4の各図に見られる東南海地震発生直後の地震活動の活発化は、東南海地震によって引き起こされた応力変化によって震源域の周辺で誘発された活動を表していると考えられる。ここで、さらに一層興味深いのは、東南海地震の発生直前に静岡周辺でも地震活動が明瞭に低下していたと見られることである。

この東南海地震の直前に震源域の周辺でも生じたと思われる静穏化については、次回の東海・東南海地震の発生を予測する上でも重要なことなので、周辺の気象官署の資料についても調査を行った。Fig. 1.3.5は、東南海地震を挟んだ期間の、静岡地方気象台、御前崎測候所、浜松測候所の地震観測原簿を基に、それぞれの気象官署におけるS-P時間が5秒以内の地震の月別地震回数とその積算回数を求め、それらを示したものである。なお、Fig. 1.3.5は、浜松測候所でWiechert式地震計による観測を開始した1930年以降の結果を示しているが、静岡地方気象台については1941年から、御前崎測候所については1932年からのWiechert式地震計による観測開始以降のデータである。また、御前崎測候所では1941年7月～1942年1月の約半年間を欠測、浜松測候所については三河地震 (M6.8) が発生した1945年1月

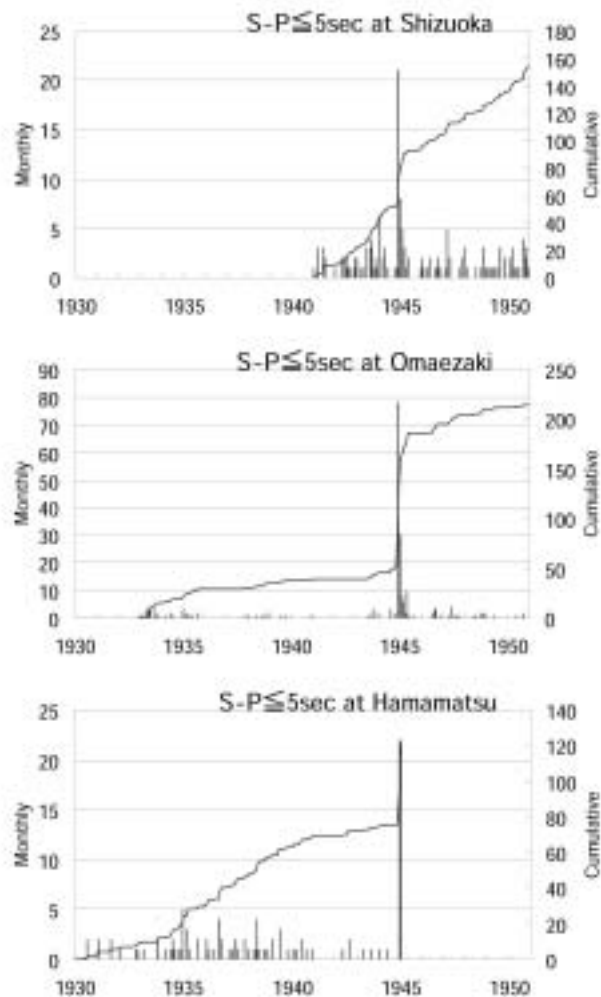


Fig. 1.3.5 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes with S-P time of 5s and less from 1930 through 1950 observed at the SLMO, the Omaezaki Weather Station and the Hamamatsu Weather Station.

13日までのデータを示した(戦災のあった同年6月18日以降長期欠測)。

Fig. 1.3.5の各図に共通することは、期間の長短はあるが、東南海地震の前に地震活動が低下していた様子が見られることである。特に、静岡地方気象台付近では1944年に入ってから、浜松測候所付近では1941年頃から、地震活動が明瞭に低下したことが見てとれる。御前崎測候所付近では、東南海地震の直前になってやや増加しているものの、1935年頃から長期にわたって地震活動が静かであった様子が見える。Fig. 1.3.5からはまた、東南海地震の発生と同期して御前崎付近でも静岡周辺と同様に地震回数が増えたことがわかる。ただし、浜松測候所で検測された地震回数には、Fig. 1.3.2(b)に示す位置関係からわかるように、東南海地震の震源域内で発生した余震も入っているものと思われる。

東南海地震発生直前にその震源域の周辺でも明瞭な地震活動の静穏化が生じたことは、プレート沈み込み境界で発生する巨大地震の準備過程を考える上で注目すべき事実と考える。なお、木村・岡野(1995)は、1946年南海地震の前に、その震源域の周辺にあたる和歌山市付近や丹波地域で地震活動の低下が見られたことを報告している。また、

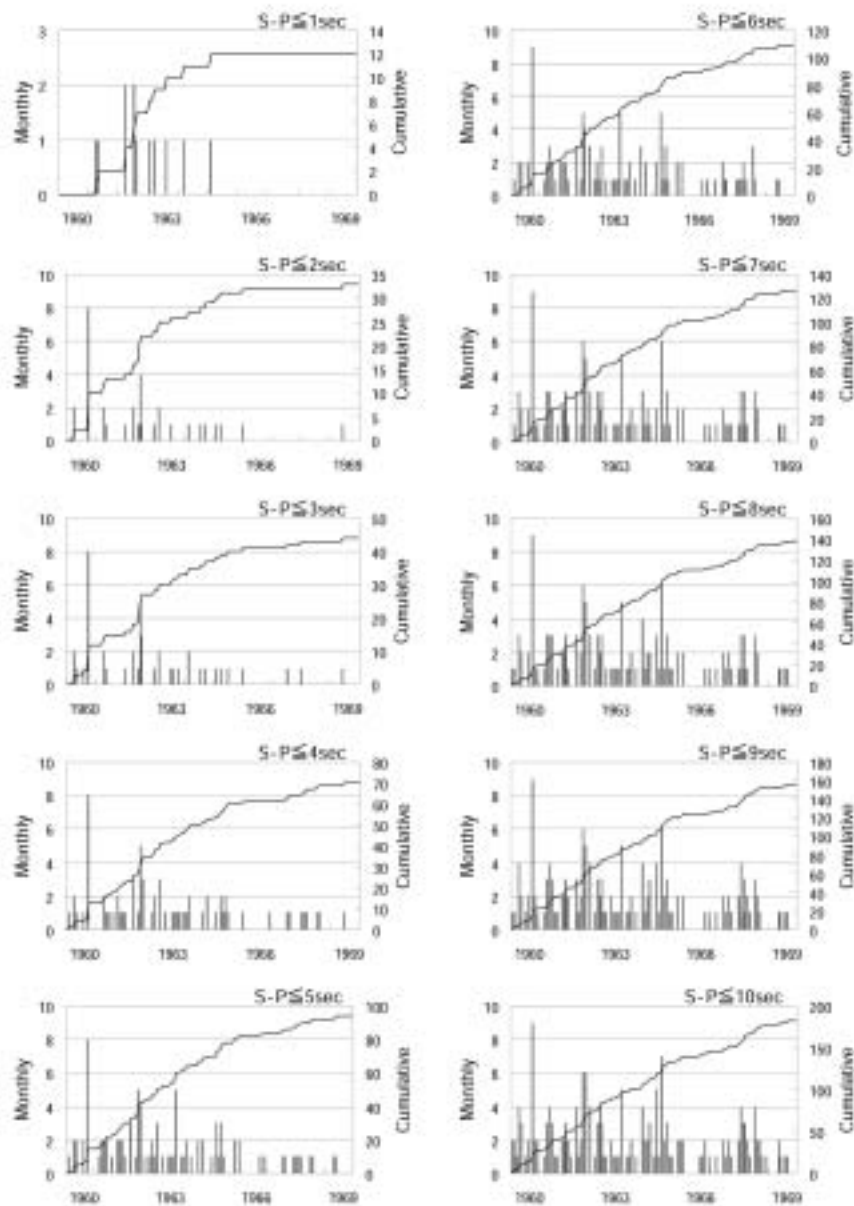


Fig. 1.3.6 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1960 through 1969.

1953年房総半島沖地震や1972年八丈島東方沖地震の前にも、震源域を含む広域で前兆的静穏化が観測されたことが、吉田・高山(1994)によって報告されている。

(2) 1960年代の地震活動の変化と検測基準変更の影響

Fig. 1.3.6は、1960年から1969年の10年間について、S-P時間別に月別地震回数とその積算回数を示したものである。S-P時間を1秒毎に区切ると個々のドーナツ状の領域で発生した地震回数が少なくなり、活動傾向の変化が見えにくくなるため、この図ではS-P時間の短い方から累積して、静岡地方気象台を中心とした各々の円領域内で発生した地震回数を示した。Fig. 1.3.6から、静岡近傍では1960年代前半に地震が多かったこと、また、全体的に1965年頃を境に地震回数が減っている様子が明瞭に見える。なお、1965年4月20日に静岡地震(M6.1, Fig. 1.3.2(b)の)が発生しているが、この地震に伴う余震(S-P時間は4秒前後)は少なかったことも見てとれる。

ところで、1965年頃を境にした地震回数の減少については、1965年1月に、検測基準がそれまでの検測できるものすべてから記象紙上全振幅1mm以上に変わったことを考慮する必要がある。しかし、検測基準が変わったことの影響で、実際にどのくらい検知地震回数が減少したか見積もるのは難しい。そこで、ここでは背理法的に、観測された地震回数の減少が、検測基準の変更の影響によるとしてすべて説明できるかどうかを検討してみた。具体的には、1965年より前(期間1とする)と後(期間2とする)の年平均地震回数を比較して、もし地震活動状況が変わらなかったと仮定した場合、期間1では期間2の何分の1の振幅値まで読み取っていたはずであるかを計算し、それが読み取り可能な値であるかどうかを調べた。期間1と期間2の振幅比の計算には、坪井(1954)の式((1.3.1)式)とGutenberg-Richterの式、

$$\log N(M) = a - bM \tag{1.3.2}$$

を用いた。ここで、 $N(M)$ はマグニチュードM以上の地震回数、 a は地震活動度を示す定数である。期間1、期間2の年平均地震回数、その回数から予想されるMの下限、そのMに対応する地震記象紙上の振幅をそれぞれ、 n_1 、 n_2 、 M_1 、 M_2 、 A_1 、 A_2 とすると、仮定によって期間1と期間2で a の値は等しいので、(1.3.2)式から、

$$M_2 - M_1 = (1/b) \cdot \log(n_1/n_2) \tag{1.3.3}$$

となる。また、式(1.3.1)において、 A の平均は期間1と期間2で等しいとすると、

$$M_2 - M_1 = \log(A_2/A_1) \tag{1.3.4}$$

となる。よって、式(1.3.3)と式(1.3.4)から、期間1の期間2に対する振幅の比 r として、

$$r = A_1/A_2 = (n_2/n_1)^{(1/b)} \tag{1.3.5}$$

が得られる。

期間1として1960年～1964年の5年間、期間2として1966年～1969年の4年間を用いた結果をTable 1.3.1(a)に示す。1965年には静岡地震が発生しており、特異な年になっている可能性があるため、計算対象期間から外した。また、1967年に2ヶ月間欠測があることを年平均回数の計算の際には考慮した。なお、 $b=1$ と仮定している。S-P時間が5秒以内の地震について計算した結果、 $r=0.26$ となった。この結果は、地震活動状況に変化がないとすれば、期間2の検測基準が1mm以上であることから、期間1では少なくとも記象紙上の振幅が0.26mm以上の地震についてすべてP相、S相が検測されていたことを示す。実際の検測作業を考えると、ここまで振幅の小さい地震すべてについてP相、S相を検測するのは困難である。よって、S-P時間が5秒以内の地震については、期間1の方が期間2より実際に地震活動が活発であったと見て良いと考えられる。一方、S-P時間が5～10秒の地震については $r=0.89$ 、すなわち、期間1で記象紙上の振幅が0.89mm以上の地震がすべて検測されていたことを示す結果が得られた。この程度の振幅値であれば実際に検測されていた可能性もあるので、期間1、2で地震活動状況に変化があったかどうかは、この結果からは積極的には何ともいえない。

ところで、1960年代の前半は静岡近傍で特に地震活動が活発であった可能性も考えられるので、期間1として東南

Table 1.3.1 Comparison of seismicity between two time intervals, T1 and T2.

(a)

Time interval	Frequency of earthquake	$S-P \leq 5\text{sec}$	$5 < S-P \leq 10\text{sec}$
1960-1964: T1	Average of yearly: n1 (Total in T1)	13.8 (69)	8.8 (44)
1966-1969: T2	Average of yearly: n2 (Total in T2) Note: missing data in two months	3.65 (14)	7.83 (30)
Frequency ratio $n1/n2$		3.78	1.12
Amplitude ratio $r=A1/A2$		0.26	0.89

(b)

Time interval	Frequency of earthquake	$S-P \leq 5\text{sec}$	$5 < S-P \leq 10\text{sec}$
1946-1959: T1	Average of yearly: n1 (Total in T1)	12.0 (168)	8.5 (119)
1966-1973: T2	Average of yearly: n2 (Total in T2) Note: missing data in two months	4.09 (32)	4.85 (38)
Frequency ratio $n1/n2$		2.94	1.75
Amplitude ratio $r=A1/A2$		0.34	0.57

海地震の影響が少なくなった1946年以降1959年まで、期間2として1974年伊豆半島沖地震（M6.9）の影響を避けて1966年から1973年までをとって、再度計算を行った。その結果を示したのがTable 1.3.1(b)である。先の場合と傾向は似ている。S-P時間が5秒以内の地震については、 $r=0.34$ とやはり小さな値で、この結果も実際の検測作業を考えると、期間1の方が期間2より地震活動が活発であったと考えられることを示している。一方、S-P時間が5～10秒の地震では、 $r=0.57$ と、先の場合より小さく計算された。この程度小さな値になると、すべての地震についてP相、S相を検測するのは少し難しい。よって、S-P時間のこの領域においても、期間1の方が期間2より地震活動が活発であった可能性は否定できないと考えられる。

ここで、Table 1.3.1(a)とTable 1.3.1(b)のS-P時間が5～10秒の地震についての r の違いについて考察する。Fig. 1.3.6から、1967年～1968年に地震回数が多かったことが見てとれるので、Table 1.3.1(a)及び(b)の期間2について、1967年～1968年に発生した地震を除いて r を再計算した。その結果、それぞれ、 $r=0.34$ 、 0.28 とほぼ同等の値となった。したがって、両者の違いは、主に1967～1968年の地震活動がそれぞれの期間2に占める割合が異なることによって生じた期間2の年平均地震回数の違いに起因するものと考えられる。

なお、実際の検測作業では、振幅の大きい地震でも波形によってはS相の検測が難しい地震もあり、検測基準が1mmだからといって、記象紙上1mm以上の振幅を持つすべての地震のP相、S相が必ずしも検測されていたわけではない。しかし、振幅が小さい地震に関しても、このような検測しにくい地震が同じ割合で入っていると考えれば上の議論は成り立つであろう。また、もし、振幅の小さい地震ほどP、S両相共の検測が難しくなるとすれば、上の推論は更に強められることになる。

以上をまとめると、1965年を境にした地震回数の減少は、同時期に検測基準の変更はあるものの、少なくともS-P時間が5秒以内の地震については地震活動そのものが低下したことを示していると考えられる。S-P時間が5～10秒の地震についても、1967年～1968年には地震活動が比較的活発であったが、全般的には地震活動が低下した可能性が高い。

1.3.5 まとめ

駿河湾西岸域における長期的な地震活動の変化について、静岡地方気象台の地震観測原簿からS-P時間が10秒以内の地震を抽出して調査を行った。抽出した地震データは、観測期間（1941年～1995年3月）中、ほぼM3以上の地震については均質なデータが得られていると推定される。調査の結果、長期的な地震活動は必ずしも一定ではなく、1940年代に地震活動が比較的活発だったこと、1965年頃から地震回数が明瞭に減少していることなどがわかった。特に1940年代の地震活動については、1944年東南海地震（M7.9）に誘発されて静岡周辺でも地震活動が活発化したこと、逆に東南海地震の直前には、同域で地震活動の静穏化が生じていたことが新たに見つかった。また、1965年の静岡地震を境にした地震回数の減少は、同時期の検測基準の変更を考慮しても、人為的な原因によるものだけだったとは考えられず、実際に活動が低下したことを示している可能性が高いことがわかった。この原因としては、静岡市付近で発生する地震の多くが沈み込んだフィリピン海プレート内の地震であり、1965年の静岡地震もメカニズムや震度分布等からスラブ内地震であったと推定されることから、この地震の発生によってスラブ内の起震応力が緩和され、その周辺の地震活動が低下したという可能性が考えられる。

なお、本研究では調査資料として地震観測原簿を用いたが、その中には、数は少ないものの相や時刻の読み違いといった検測ミスと思われるものもいくつか散見された。また、検測者は一人ではないため、検測者によって検測される地震の基準に個人差が入っている可能性もある。特に1964年以前の地震については検測すべき記象紙上の振幅の数値基準がないためその可能性は高い。しかし、その影響は、本論の結論を変えるほどの本質的な影響を与えてはいないと考えられる。

（青木元）

参考文献

- 浜松音蔵，1966：気象官署における地震計観測の履歴表，地震2，**19**，286-305．
- 木村昌三・岡野健之助，1995：1946年南海地震直前の南海地域における地震活動の低下，地震2，**48**，213-221．
- 気象庁，1990：地震観測指針（調査編），227p．
- 気象庁観測部地震課，1967：地震観測業務履歴⁽⁴⁾，測候時報，**34**，139-149．
- 松村正三，2002：東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動の変化，地震2，**54**，449-463．
- 宮岡一樹・吉田明夫，1993：日本海溝沿いのプレート間大地震の前の地震活動の静穏化と先駆的活動，地震2，**45**，395-405．
- 大森房吉，1917：近距離地震の初期微動継続時間に就きて，震災予防調査会報告，**88**甲，1-6．
- 坪井忠二，1954：地震動の最大振幅から地震の規模Mを定めることについて，地震2，**7**，185-193．
- 吉田明夫・原田智史・高山博之・細野耕司・塚越利光・青木 元・高山寛美・小林昭夫，2000：東海地震の想定震源域に現れた地震活動の静穏化，地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集，Sk-008．
- 吉田明夫・前田憲二，1990：駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象，地震2，**43**，27-42．
- 吉田明夫・高山博之，1994：1953年房総沖地震及び1972年八丈島東方沖地震前後の広域地震活動の変化，地学雑誌，**103**，696-705．
- 吉田明夫・吉村好光，2000：東海地方の地殻活動，地震予知連絡会30年のあゆみ，221-242．

1.4 東海地域で起きた地震の応力降下量の時空間分布

1.4.1 はじめに

東海地域には東海地震の予知を目指して数多くの地震活動及び地殻活動観測点が存在する。近年これらのデータを解析することにより、プレート境界におけるカップリングの様子をある程度推定できるようになってきた。例えば Matsumura(1997)は地震の発震機構を解析することによりプレートカップリングの強い領域を推定し、この領域においてカップリング率が時間的に変化している可能性を指摘した。もしカップリング率が変化しているならば、プレート周辺の応力場も変化していることが期待され、それが応力降下量の変化として捉えられる可能性がある。そこで、本研究では東海地域で起きた地震を解析し、応力降下量を求めることにより、その空間的及び時間的な変化があるかどうかを調べた。また、同時にこの地域のサイト特性やQ値を求めた。

1.4.2 手法

解析は強震計のtransverse成分(SH成分)を用いてスペクトルを取り、それを震源、観測点のサイト特性、パスの減衰(Q)に分離する方法により行った。

一般に観測点で観測される実体波遠地記録のスペクトル波形 $S_{ij}(f)$ は周波数 f の関数として

$$S_{ij}(f) = I_j(f)G(R_{ij})P_{ij}(f)SF_j(f)A_i(f) \quad (1.4.1)$$

のように表される。ここで $I_j(f)$ は地震計の特性、 $G(R_{ij})$ は幾何効果による実体波の減衰、 $P_{ij}(f)$ は非弾性的な減衰、 $SF_j(f)$ は観測点近傍の構造による地盤応答、 $A_i(f)$ は震源のスペクトルを示す。 R_{ij} は震源距離、添字は i が地震を、 j が観測点を意味する。この中で幾何減衰は R_{ij}^{-1} に比例し、非弾性的減衰はQ値を用いて $P_{ij}(f) = \exp(-fR_{ij}/QV_s)$ と書けるとする。 V_s は伝播経路の平均的なS波速度である。実際にはQ値は周波数の関数であるが、本解析では簡単のために周波数によらないと仮定した。また、遠地記録とは震源距離が波長に比べて長い、ということの意味しているので、解析には震源距離が30kmより遠いデータのみ用いた。地震計の周波数特性は今回解析対象とした10~0.1秒の周期帯域では加速度フラットと見なした。

地震波スペクトルから震源特性・伝播経路特性・観測点近傍の地盤特性を分離する方法は種々あるが(例えば、木下, 1993), すべてをフリーにすると求めるべきパラメータが多くなり、解が不安定になる。そこで本解析では震源特性が2乗モデルになるように仮定した。式で書けば

$$M_{ij}(f) = G_{ij}(R)P_{ij}(f)A_i(f) = \frac{0.85M_{0i}}{4} \frac{(2/f)^2}{R_{ij}^3 [1 + (f/f_{ci})^2]} \exp(-fR_{ij}/QV_s)$$

となる。と は震源での密度とS波速度、 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数を表す。0.85はradiation patternを全方位で平均化した値である。解析では仮に $\rho = 3.3\text{g/cm}^3$ と $V_s = 4.0\text{km/sec}$ を用いたが、以下に述べるように M_0 を基に地盤特性の増幅率を補正するので、これらの値はあまり意味を持たない。

以上のことより、求めるべきパラメータはQ値、地震ごとに地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_c 、観測点ごとに周波数の関数として地盤特性 $SF(f)$ ということになる。

解析はAnderson and Humphrey (1991) とHumphrey and Anderson (1994) にならい、大きく2段階に分けて行った。第1段階では防災科学技術研究所が広帯域地震計観測網 F-net を用いて決定しているメカニズム解及びマグニチュードを仮定して、観測波形スペクトル $S_{ij}(f)$ と震源特性を仮定した時のスペクトル $M_{ij}(f)$ のlogをとったものの差の2乗和が小さくなるように、地震観測点の増幅率とQ、コーナー周波数(f_c)を求めた。なぜこのようにして観測点の増幅率を決めたかということ、地震モーメントと観測点の増幅率との間にはトレードオフがあって一意的に解けないので、地震モーメントを信頼のおける値に固定して観測点の増幅率を求めるためである。また、 f_c については非線形性が強

いのでインバージョンではなく、グリッドサーチによって求めた。つまり、ある範囲の間で f 値を動かし、1番残差の少なくなるものを採用することにした。次に第1段階で求めたパラメータを代入して計算した震源特性のスペクトル $M_{ij}(f)$ と観測波形スペクトル $S_{ij}(f)$ の差が小さくなるように観測点近傍の周波数に依存する地盤特性 $SF_j(f)$ を求める。第2段階では観測点近傍の地盤特性 $SF_j(f)$ を補正した後に観測と計算のスペクトルの差が小さくなるように地震モーメント、 Q 値、 f_c を求め直した。

以上得られたパラメータから応力降下量()をBrune (1970, 1971)に倣って以下のように求めた。円形クラックを仮定して地震の震源域の半径を r_c と置くと

$$r_c = \frac{2.34}{2 f_c} \tag{1.4.2}$$

と書ける。よって応力降下量は r_c を使って

$$= \frac{7 M_0}{16 r_c^3} \tag{1.4.3}$$

と表される。また、断層面上の平均的なすべり量 D は

$$D = \frac{M_0}{\mu r_c^2} \tag{1.4.4}$$

となる。

1.4.3 データ

K-NET及びKiK-netの強震計のデータを用いて解析を行った。Fig. 1.4.1に使用した観測点を示す。同地域には気象庁の津波地震早期検知網の加速度計が展開してあるが、このデータはサンプリングレートが20Hzと低いため、今回の解析には使わなかった。K-NETは1996年から、KiK-netは1997年から観測を開始しているので、1996年から現在までの間でK-NETまたはKiK-netのデータが存在する、東海地域で起きた計32個のイベントを解析した (Table 1.4.1)。イベントの中には地殻内の地震、フィリピン海プレートに関連した地震のすべてが含まれる。最小 M_j は3.4だがほとんどの地震は $M4$ 以上である。最大は2001年4月3日に静岡県中部で起きた $M5.3$ の地震である。Fig. 1.4.1には解析に用いた地震の震央の位置も同時に示してある。メカニズム解の影響を平均化するため1地震で用いる観測点の数は3点以上とした。東海地域ではKiK-netの観測点数が少ないので、解析には主にK-NETのデータを用いた。まず、観測

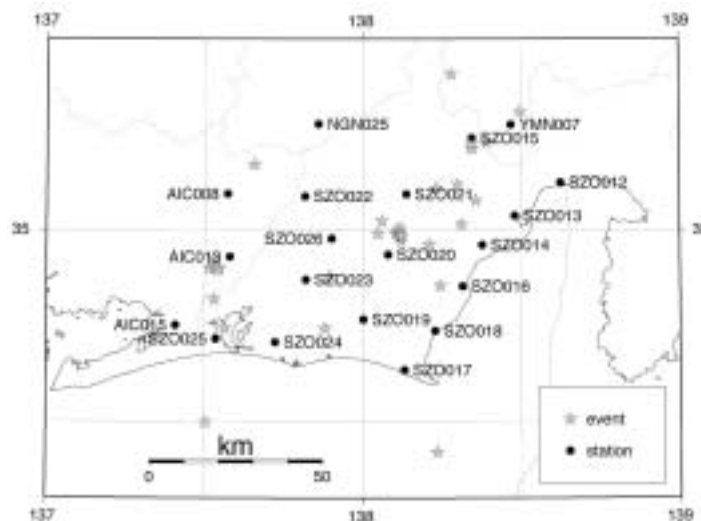


Fig. 1.4.1 Distribution of events and stations used in this analysis. Stars denote events, and circles denote stations.

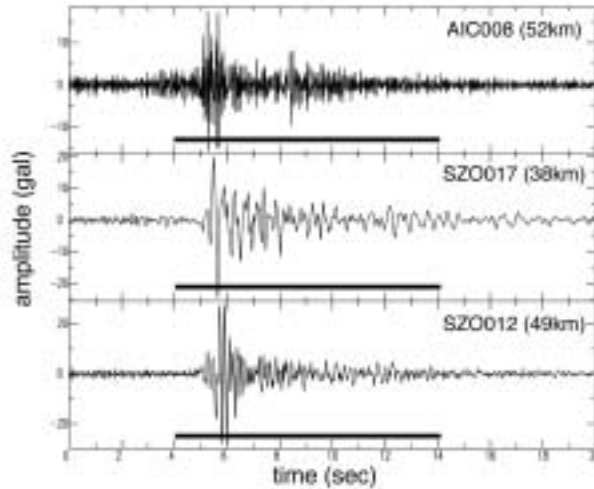


Fig. 1.4.2 Examples of transverse component of SH-waveform data in time domain for event No. 26 (origin time: 2001/06/01 00:41). Thick horizontal lines indicate the portion to take spectra.

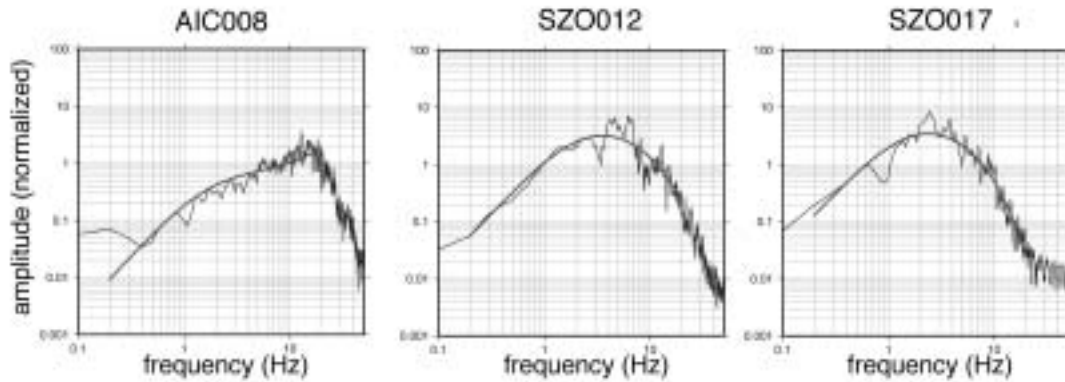


Fig. 1.4.3 Examples of spectra of waveform data presented in Fig.1.4.2. Thick curves designate the best-fit source spectrum, assumed an omega-square model.

データの水平2成分（南北，東西）を回転してtransverse成分を作り，S波到着の1秒前から10秒間を取り出し，フーリエ変換をした。このためスペクトルの間隔は約0.1Hzとなる。Fig. 1.4.2にイベント番号26の地震（発震時：2001年6月1日0時41分）のtransverse成分の記録を幾つかの観測点で示す。震央距離は3点でそれほど異ならないが，波形の顔つきは大きく違っていることがわかる。

Fig. 1.4.3にFig. 1.4.2で示した波形のスペクトルを示す。時間領域の波形でもわかるが，スペクトルのピークがAIC008では短周期側にあり，SZO017では長周期側にあることがわかる。つまり卓越周波数が観測点により異なっている。地震の規模がM5.3なのでdirectivityはそれほど大きくなく，解析結果には大きく影響しないと思われる。震源のスペクトルと地震計の特性は同じなので，スペクトルの違いはQ構造及び観測点直下の地盤特性の差異に起因することになる。Fig. 1.4.3には以下の解析で求められた最適解のスペクトルも示す。観測スペクトルと一致度は良いことがわかる。

1.4.4 結果

本解析で得られた結果（ M_w ，コーナー周波数，応力降下量）をTable 1.4.1に示す。各地震で用いた観測点数 N も同時に示す。地震の規模（ M_w ）は1つのイベント（イベント番号7）を除いて気象庁マグニチュード（ M_j ）と ± 0.4 の差で求まった。イベント7は浜名湖沖で起きた地震であり，他の地震と離れていて伝搬経路が他のイベントのもの

ほとんど交差しないために、Qの影響をうまく補正できなかった可能性がある。求められた各地震の応力降下量()を地図上に描いたものをFig. 1.4.4に示す。断面図からは地殻内で起きた地震に比べてフィリピン海プレート内で起きた地震の が大きくなる傾向が見られる。これは1つにはフィリピン海プレートに比べて地殻内は破砕が進んでいるため岩石の強度が弱くなっていることが考えられる。しかしながら地殻内地震がフィリピン海プレート内部の地震より浅いところで起こっているため、深いほど静水圧が大きくなって地震破壊強度が上がり、 が大きくなっているのかもしれない。もう少し詳しく調べるため、 の時系列変化をFig.1.4.5に示す。この図から、本震に比べて余震と思われる地震の が小さくなっていることがわかる。例えば、440日あたりに観測点AIC013付近で起きている地震、1900日以降に観測点SZO020付近で起きている地震などがそれに当たる。両者ともフィリピン海プレート内部の地震である。プレート内地震で余震よりも本震の が大きくなる理由として以下のことが考えられる。プレート内には弱面があまり発達しておらず、破壊を起こすためにはかなり応力が集中しなければならない。このため本震の は大きいですが、1度弱面が形成されるとその後は破壊が起きやすく、 が小さくなっていく。しかしながら今回の解析ではイベントの数が少ないため今後地震数を増やして検証していく必要がある。

M_w と の関係をFig. 1.4.6に示す。データはかなりばらついてはいるが、 M_w の大きな地震ほど が大きくなる傾向がある。本解析では0.2Hzから20Hzまでのデータを使って震源スペクトルを推定しているため、マグニチュード3.5クラスの地震であるとコーナー周波数(f_c)が5~10Hzとなり、 f_c より高周波側にデータ点数が少ないのでフィッテ

Table 1.4.1 Event information used in this analysis

origin time	Lat. (deg)	lon. (deg)	depth (km)	Mj	Mw	log(f_c) log(Hz)	$\Delta\sigma$ (Mpa)	N
1996/05/27 05:38	34.96	138.200	27.9	4.2	4.4	0.35	9.1	11
1996/10/05 09:51	34.99	138.047	32.0	4.3	4.5	0.35	10.3	18
1996/10/08 21:58	35.02	138.059	29.6	3.8	4.1	0.55	11.2	11
1997/03/16 14:51	34.92	137.528	39.1	5.8	5.4	0.05	34.1	12
1997/03/16 14:53	34.90	137.515	36.2	4.3	4.5	0.25	5.6	8
1997/03/16 15:36	34.90	137.528	39.6	3.8	4.0	0.35	1.9	6
1997/05/24 02:50	34.50	137.503	23.1	5.9	4.7	0.05	4.8	11
1997/07/05 15:27	35.01	138.311	25.0	3.7	3.9	0.65	11.1	9
1997/10/11 14:44	34.42	138.234	35.7	4.9	4.8	0.35	26.1	15
1997/10/21 19:55	35.11	138.232	33.1	4.3	4.3	0.55	18.2	17
1997/12/14 05:34	34.90	137.541	43.2	3.9	4.1	0.55	10.4	10
1998/04/05 10:54	35.41	138.279	12.8	4.4	4.4	0.20	2.4	9
1998/05/07 12:38	34.95	138.244	33.7	3.5	3.8	0.45	1.6	7
1998/11/07 15:49	34.82	137.530	39.6	3.7	3.8	0.80	22.1	8
1999/02/18 23:18	34.74	137.880	17.6	3.7	4.0	0.45	3.5	9
1999/05/07 21:48	35.21	138.344	19.9	4.7	4.7	0.20	6.5	11
1999/05/08 10:35	35.22	138.343	19.3	3.8	3.9	0.55	4.6	5
2000/08/12 02:39	35.08	138.356	25.5	3.5	3.5	0.70	4.5	5
2000/10/11 23:03	35.12	138.298	26.0	3.6	3.8	0.60	5.3	8
2000/12/11 02:44	34.88	137.894	38.8	3.6	3.8	0.55	3.5	10
2001/02/23 07:23	34.74	137.564	39.7	4.9	4.9	0.25	22.3	12
2001/03/03 19:11	35.23	138.330	22.7	3.8	3.8	0.65	8.1	9
2001/04/03 23:57	35.00	138.109	31.2	5.1	5.2	0.15	29.2	14
2001/04/04 00:04	34.99	138.102	32.8	4.0	4.1	0.55	9.5	15
2001/04/04 00:29	35.01	138.116	31.1	3.6	3.4	0.75	3.6	4
2001/06/01 00:41	34.97	138.120	32.0	4.8	4.7	0.35	19.5	14
2001/06/01 11:16	34.99	138.115	31.6	4.0	4.1	0.40	4.0	17
2001/06/03 11:33	34.98	138.117	31.6	4.2	4.3	0.35	5.1	18
2001/06/03 23:01	34.99	138.120	30.8	3.9	3.9	0.40	7.2	14

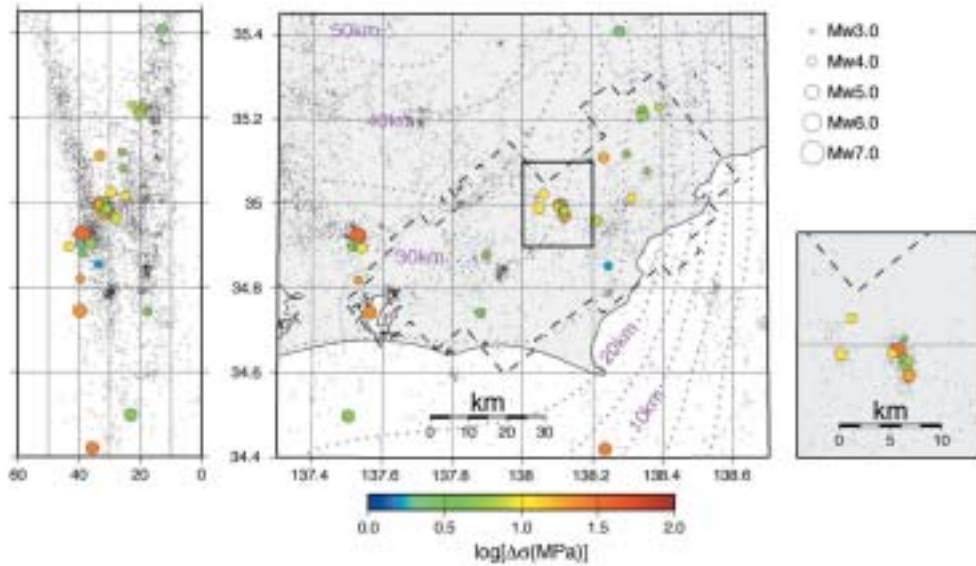


Fig. 1.4.4 Spatial variation of stress drop () in the Tokai area. NS cross section is also drawn. The size of the circle represents the magnitude, and its color represents the log(). The dashed line denotes the locked region proposed by Matsumura (1997). Iso-depth curves of the upper boundary of the Philippine Sea Plate determined by Harada *et al.* (1998) are also plotted by dotted lines.

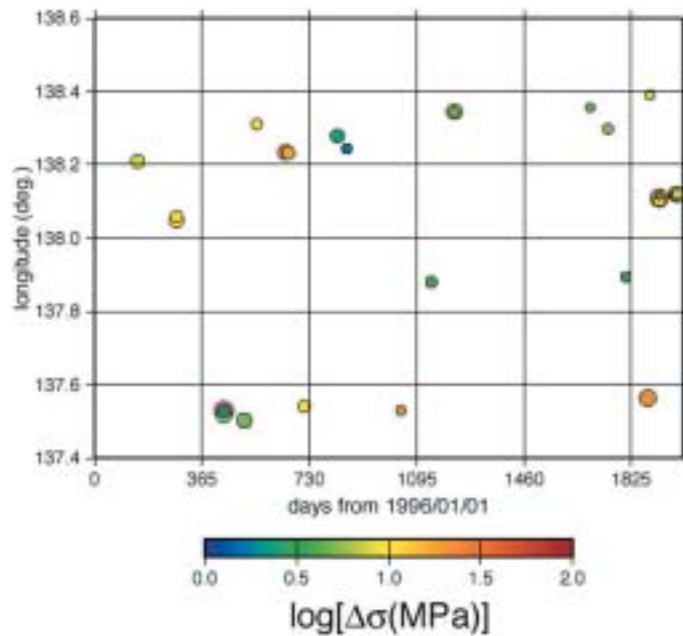


Fig. 1.4.5 Temporal variation of stress drop in the Tokai area. The size of the circle represents the magnitude, and its color represents the log (). The vertical axis represents longitude of the event, and the horizontal axis represents days from 1996/01/01.

イングがうまくいっていない可能性もある。しかし $M > 4$ の地震に限っても上記の関係が成り立っているので、実際に M_w と $\log(\Delta\sigma)$ の間には正の相関があると思われる。

各観測点の増幅率をFig.1.4.7に示す。4つのサブセットはおおよそ地域ごとに分かれている。大雑把に言うと左上が西部、左下が南西部、右上が北東部、右下が南東部の観測点である。どの観測点でもほぼ周波数に対してフラットな特性を示しているが、幾つか特定の周波数の増幅率の大きくなっている観測点が見られる。例えばSZO026では8Hz付近、SZO023は2Hz付近などである。これらは堆積層の地盤特性を表している可能性がある。また南東部の観測点

(右下の図)に増幅率が大きな地点が多いということもわかる。

地震・観測点のペアごとに求めたQ値をFig. 1.4.8に示す。ブロックインバージョンを行っていないので、経路に沿って平均的なQ値しかわからないが、何色の線が集中しているかを見ることによって、その地域のおおよそのQ値がわかる。全般的に見て、西部がhigh-Q(低減衰)、東部がlow-Q(高減衰)であることがわかる。この結果はブロックインバージョンで東海地域のQ値を求めたSekiguchi(1991)の結果とも調和的である。

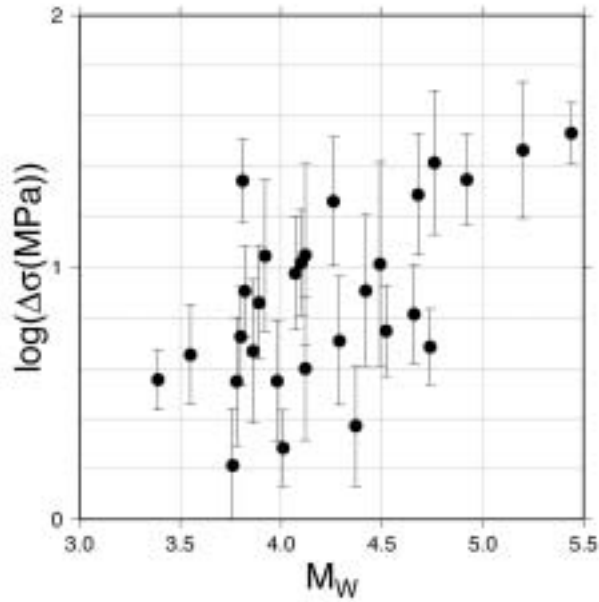


Fig. 1.4.6 Relation between moment magnitude (M_w) and logarithm of stress drop (). Error bars of log() are also plotted.

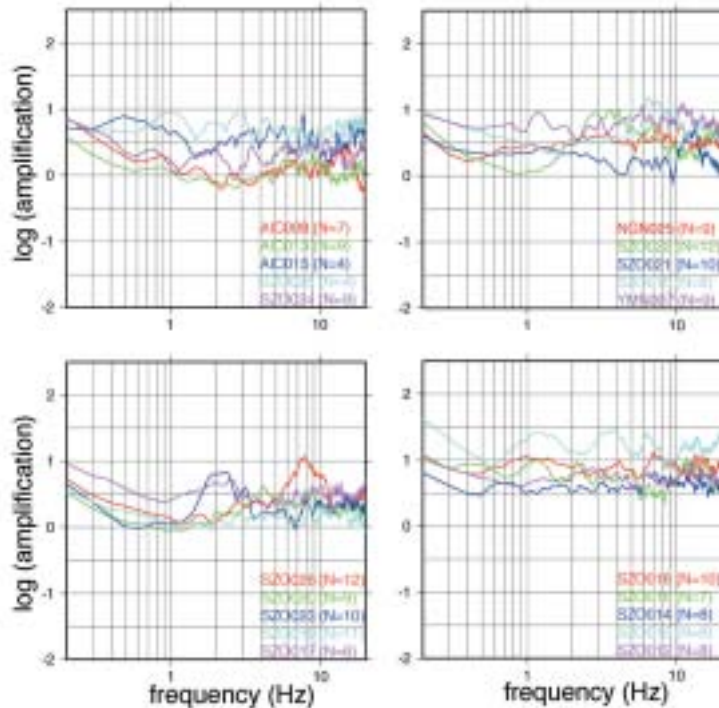


Fig. 1.4.7 Site response function of seismic stations. The number N represents the number of events used in the calculation of the site response function.

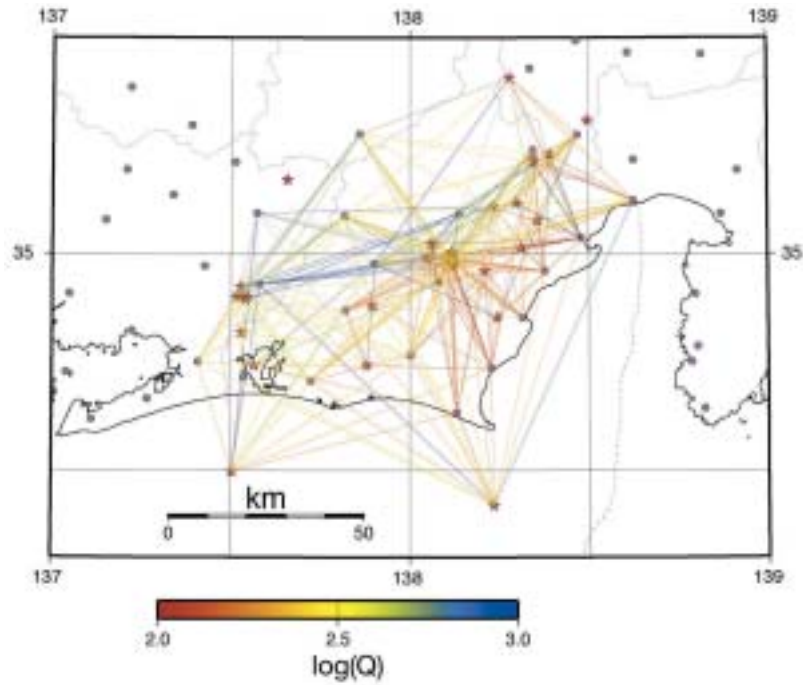


Fig. 1.4.8 Q-value of each event-station path obtained by this study. Color of line represents the $\log(Q)$ value.

1.4.5 まとめ

東海地域における地震の応力降下量に、空間的及び時間的な変化があるかどうか調べるため、1996年から2001年までの期間に起きた地震のうち32個について、その応力降下量を求めた。その結果、地殻内地震に比べてフィリピン海プレート内で起きた地震の応力降下量が大きい傾向が見られた。また、プレート内地震では本震の応力降下量の方が余震よりも大きかった。

(吉田康宏)

参考文献

- Anderson J. G. and J. R. Humphrey, Jr., 1991 : A least-squares method for objective determination of earthquake source parameters, *Seism. Res. Lett.*, **62**, 201-209.
- Brune, J. N., 1970 : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971 : Correction, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998 : 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 東京大学地震研究所彙報, **73**, 4291-4304 .
- Humphrey J. R., Jr. and J. G. Anderson, 1994 : Seismic source parameters from the Guerrero subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1754-1769.
- 木下繁夫, 1993 : 地震観測に基づく観測点特性と経路減衰特性の評価, 地震2, **46**, 161-170.
- Matsumura S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 4271-4291.
- Sekiguchi S, 1991: Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophysics*, **195**, 83-104.

1.5 フィリピン海プレート沈み込み帯における深部低周波微動

1.5.1 はじめに

気象庁は1997年10月より、大学や防災科学技術研究所等の地震観測実施関係機関の地震データを気象庁のデータと合わせて処理するようになった。これを一般に一元化と呼んでいる。この一元化によって、全国的に地震検知力が上がり、これまで確認されていなかった現象が見えるようになってきた。そのひとつが、火山から離れた地域の深部で発生している、深部低周波微動・地震である。

火山周辺の比較的浅いところで発生する低周波地震・微動に関してはよく知られている。また、火山直下のモホ面付近で発生する深部低周波地震についても、これまでに多数の研究報告がなされている（例えば、Hasegawa *et al.*, 1991; Hasegawa and Yamamoto, 1994; 西富・武尾, 1996; 鈴木, 1992; 鶴川・小原, 1993）。これらは、深部低周波地震の発生と関連付けられる可能性のあるものとして、主にマグマの活動を指摘している。

一方、火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震に関する報告は、西出・他(2000)によってなされたのが初めてである。彼らは、愛知県東部や三重県といった、周辺に火山が存在しない場所における深部低周波地震の発生を指摘している。この西出・他の指摘した活動は、後にフィリピン海プレートの沈み込み帯の低周波微動として認識された（Katsumata and Kamaya, 2003; Obara, 2002）。フィリピン海プレート沿いの深部低周波微動の発生域は、巨大地震の高速滑り領域の下限付近で発生しているとみられ、東海地震発生域の物理・化学現象を考える上で重要視されている。

西日本のフィリピン海プレート沈み込み帯において火山から離れた地域で発生している低周波の振動現象は、P波の立ち上がりははっきりせず、じわじわと始まる長周期の振動が長く続くという性質がある。このことから、これらの現象は1つのイベントである「地震」というより、「微動」という表現の方が適当であると言える。しかし、西日本で孤立的に発生しているものや東北日本における現象は、通常地震に比べてコーダは長く続くがP波の立ち上がりははっきりしている、いわゆる「地震」であるものが多い。このため本報告では、日本全国における深部低周波現象について記述する場合は「深部低周波微動・地震」という表現を使い、個別のものについては記述する場合は、現象の性質によって「深部低周波微動」と「深部低周波地震」という言葉を使い分けることとする。

1.5.2 深部低周波微動・地震の分布

気象庁は1999年9月より、深さ約10km以深で発生したと考えられる、深部低周波地震や深部低周波微動とみられる震源データには、「低周波地震」というフラグを付けている。深さ約10kmより浅いものは、浅いところで起こる火山活動に関係する現象である可能性が高いと考え、フラグ付けの対象から外している。気象庁の業務においては、振幅が大きくなりトリガがかかったところについて、ルーチン的な検測作業を行っている。トリガがかかった部分が、1つのイベントであるか、それとも長く続く微動の一部かという見極めは現在行っていない。よって、気象庁カタログで低周波地震とされているこれらのイベントには、低周波微動も含まれる。

1999年9月1日～2003年2月20日までの間に、気象庁が「低周波地震」とフラグ付けしたイベントの数は2037個である。これらの分布をFig. 1.5.1に示す。

Fig. 1.5.1には、活火山や第四紀に活動した火山（第四紀火山カタログ委員会, 1999）も、灰色三角のシンボルで示してある。それらの火山から半径10km以内にある深部低周波微動・地震は黒丸、それ以外は白丸で示してある。Fig. 1.5.1を見ると、火山から離れた地域で発生しているもの（白色）がかなりあることがわかる。以下に、これらの発生状況や波形の特徴について述べる。

西日本において火山から離れた地域で発生しているものには、長野県南部から和歌山県南部を通り豊後水道に至る



Fig. 1.5.1 Distribution of epicenters of low-frequency events in the Japan Islands around the Moho discontinuity determined by JMA (Japan Meteorological Agency) from September 1999 to February 20, 2003, in a) Eastern and b) Western Japan. Open circles designate events away from active volcanoes, and closed circles designate events within 10km of active volcanoes. Active volcanoes are depicted by gray triangles. Top depth contours of a) the Pacific Plate and b) the Philippine Sea Plate are also represented with depth by km.

帯状分布をしている深部低周波微動と、孤立して存在する富山県西部・福井県沖・京都府南部・兵庫県南東部・大阪府南部・大阪湾・鳥取県西部～島根県東部・広島県北部・熊本県球磨地方・鹿児島県薩摩地方などの深部低周波地震がある。

西日本での分布で特に目を引くのが、帯状にまとまって深部低周波微動が発生している長野県南部～和歌山県南部～豊後水道のものである。これらの深部低周波微動は、連続的な震動でありP波とS波の立ち上がりが明瞭ではない。このため、気象庁のルーチンの検測業務によって決定された深さの誤差は小さくないと考えられるが、この地域の深部低周波微動の深さとして得られたものは約10～50kmであり、ほぼ地殻深部から上部マントルにあたる場所で発生していると言える。この深さは、浅い場所で発生する火山性微動と比較すると、かなり深い。

Katsumata and Kamaya(2003)は、西日本で帯状分布をしている深部低周波微動について、深さを精査した。彼らはP波とS波が比較的是っきりしているイベントを取り出し、各観測点におけるP波・S波到着時刻を読み直して、理論走時に最も合う震源位置を計算した。その結果、深さは25～35km(±1～4km)であり、平均の深さは31±2kmであったとしている(Fig. 1.5.2)。Fig. 1.5.3は、蔵下・他(2002)による四国東部の推定地下構造を用いて、帯状分布している深部低周波微動の発生場所を示したものである。深部低周波微動は、沈み込むフィリピン海プレート(スラブ)の上部と陸側の地殻の境界付近で発生しているが、マントルウェッジとスラブが接触しているところでは発生してい

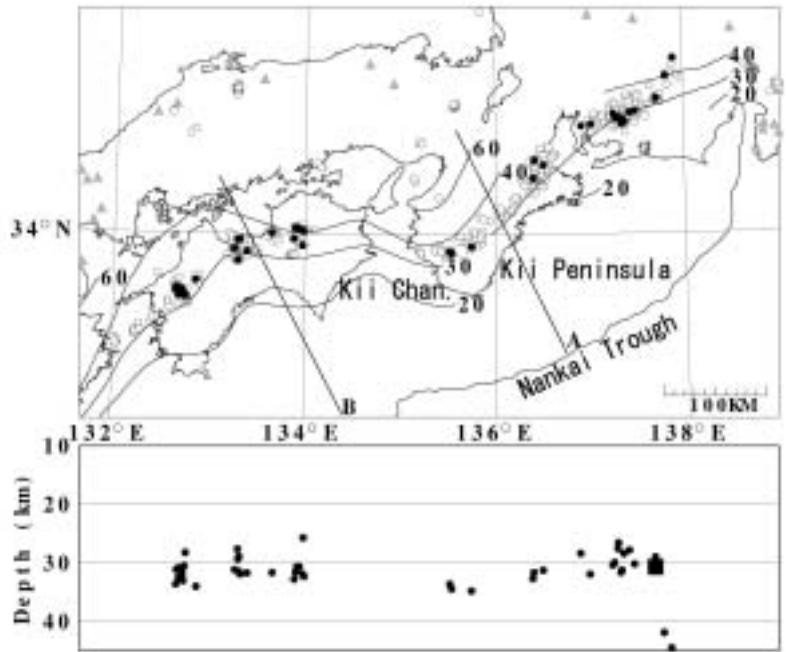


Fig. 1.5.2 Distribution of low-frequency events (open circles) in Southwest Japan (Sep. 1999 - Dec. 2001). Solid circles depict revised source locations of selected events by Katsumata and Kamaya (2003), and filled gray triangles represent active volcanoes in the Quaternary. The top depth contours (km) of the subducting Philippine Sea Plate are also shown. Line segments A and B indicate Tonankai and Nankaido profiles for which Hyndman *et al.* (1995) estimated geotherms, respectively.

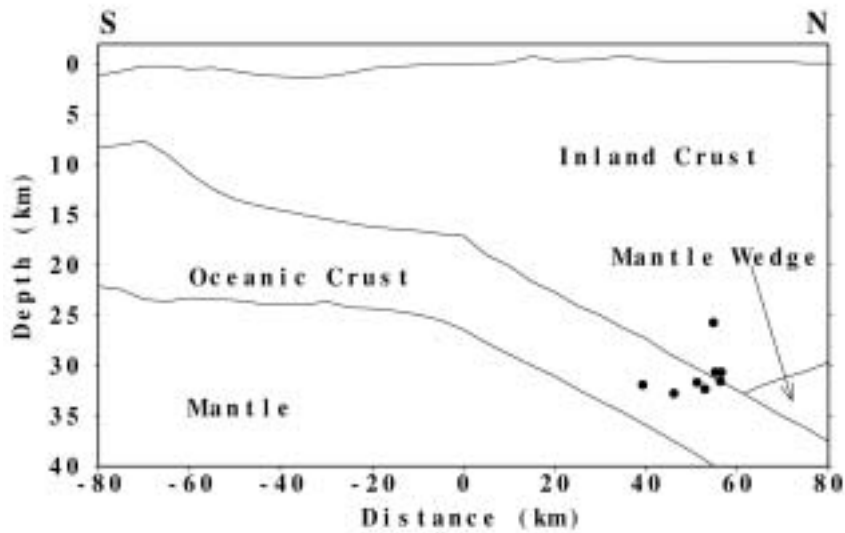


Fig. 1.5.3 Source locations of low-frequency events from September 1999 to September 2001 beneath eastern Shikoku (133.6E - 134.5E) projected on the velocity structure estimated by Kurashimo *et al.* (2002). The horizontal axis represents the distance from shot J2 of Kurashimo *et al.* (2002) which was located nearly on the south coast line of Shikoku Island. The source locations plotted here were precisely estimated by Katsumata and Kamaya (2003).

ないことがわかる。

一方、西日本で孤立して存在する深部低周波地震の深さは、気象庁カタログ（一元化震源）によると約30 kmであり、やはりモホ面付近に分布している。これらは帯状分布の深部低周波微動よりもP波の始まりがはっきりしており、火山直下で発生している深部低周波地震と似ている。この特徴は、深部低周波地震が始まる時に何らかの破壊現象が起きていることを示唆すると考えられる。

Fig. 1.5.4(a)~(c)に、それぞれ、京都府で発生した深部低周波地震、西日本で帯状分布している深部低周波微動、秋田県北部の火山から離れた地域で発生した深部低周波地震の波形例を示す。さらにFig. 1.5.4(d)~(f)に、(a)~(c)の波形から求めたスペクトルを示す。スペクトルは、広帯域地震計で観測された速度記録をそのままFFT法により計算した結果であり、計器補正は行っていない。太線で示したスペクトルは、S波から30秒間（地震波形上に太線で示した範

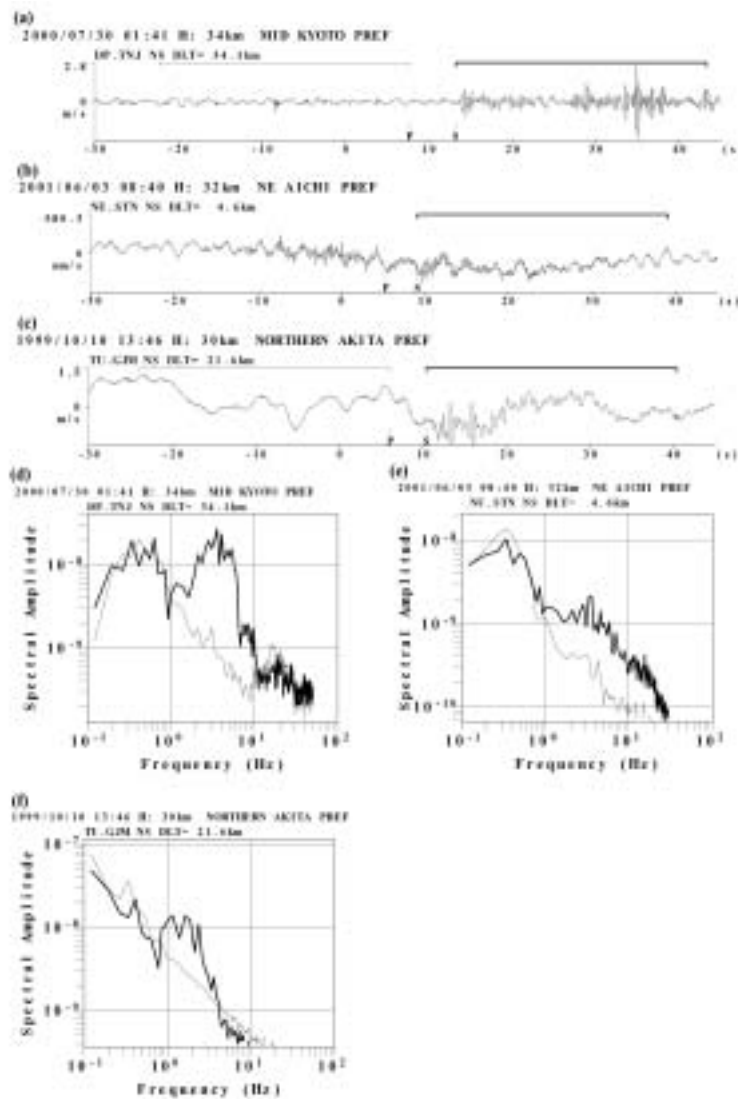


Fig. 1.5.4 Waveforms and spectra of deep low-frequency events in the Japan Islands. (a) A waveform of horizontal (NS) component and (d) its spectrum of a low-frequency earthquake recorded at the Tannan station (DP.TNJ, 35.0313N, 135.2137E) for an event that occurred in Kyoto Pref. at 01:41:41.1 on July 30, 2000. The bold curve denotes the spectrum calculated for a 30s waveform segment, designated with a bold line in the waveform. The thin curve denotes the spectrum of noise calculated for a 30s waveform segment, designated with a thin line. H and DLT denote the focal depth and epicentral distance. (b), (c), (e), and (f) present waveforms and spectra for a low-frequency tremor in Southwestern Japan and a low-frequency earthquake away from volcanoes in Northeastern Japan. The records were obtained at Shin-Toyone (NU.STN, 35.1355N, 137.7437E) and Gojome (TU.GJM, 39.9520N, 140.1160E).

困)のものである。ノイズレベルを表示するために、微動が認められない時間帯(地震波形上に細線で示した範囲)の地動から計算したスペクトルも細線で示す。Fig. 1.5.4(d), (e)に太線で示した地震動のスペクトルは、2 ~ 5 Hzにおいてピークを持っていることが特徴である。また、10Hzより高周波でもパワーを持っており、1 Hzよりも低周波側では大きなパワーはない。Fig. 1.5.4(f)の例では、数Hzよりも高周波におけるパワーは小さいものの、これらのスペクトルの特徴は、火山直下における深部低周波地震の特徴(例えば、Hasegawa and Yamamoto, 1994; 鶴川・小原, 1993)に似ている。

「微動」と「地震」では、イベントの始まりが明瞭であるかどうかに関しては大きな違いが認められる。しかし、スペクトルの特徴には類似性が見られ、このことは、長い継続時間を持つ両者の震動継続機構に共通性があることを示唆するものと考えられる。

1.5.3 発生原因に関する考察

Fig. 1.5.1には、スラブ上面の等深線も示してある。この等深線は、一元化震源の震源分布(1997年10月以降のもの)を断面図で確認し、まとまった震源の上面をスラブ上面と想定して推定したものである。東日本における等深線が太平洋プレートの沈み込みを、そして西日本における等深線がフィリピン海プレートの沈み込みを表している。この等深線は、構造探査結果からBaba *et al.*(2002)が推定したものと合っている。

Fig. 1.5.1を見ると、長野県南部~豊後水道で発生する低周波微動の震央分布は、深さ30~40kmのスラブ上面等深線にほぼ一致することがわかる。また、1.5.1節などで述べたように、波形は長い震動継続時間を持っている。このことは、勝間田・鎌谷(2001), Katsumata and Kamaya(2003), そしてObara(2002)らが指摘しているように、これらの地域の低周波微動の発生に、スラブの沈み込みやそれに伴う物質移動現象が関与している可能性を示唆していると考えられる。

スラブの沈み込みと関係が深い物質移動として考えられるのは、スラブ内の粒間水の脱水や、スラブ周辺に存在すると考えられる含水鉱物の脱水である。もし、粒間水の脱水が引き金であるならば、スラブが沈み込むに従って温度圧力条件が上昇すると、徐々に起こる脱水に伴って幅広い地域で微動が発生するはずである。しかし、西日本における帯状分布の深部低周波微動の帯の南縁(つまり現象の始まり)は、スラブ上面の深さ約30 kmというラインにほぼ一致している。このことから、その発生が温度圧力条件に強く依存する含水鉱物の脱水、及びそれによって発生する水が、深部低周波微動を引き起こしていると考えの方が妥当である。

微動を発生させるメカニズムそのものについては、間隙流体圧の変化による岩石破壊の他、流体が関わることによる岩石の破壊・流動特性の変化等が考えられるが、これに関する検討は今後の課題とし、今回は深部低周波微動を引き起こすものとして可能性が高いと考えられる水の発生について考察する。

沈み込むスラブは、物質的には層構造をしていると考えられている(小野, 2000; 巽, 1989など)。一般的には上から堆積岩、玄武岩、カンラン岩であるとされている。また、沈み込むスラブに引きずられるため、マントルウェッジのカンラン岩も同時に沈み込んでいるが、これはスラブから上昇した水により含水カンラン岩となっていると考えられている。これらスラブ周辺を構成しているもののうち、十分な含水鉱物を含むと考えられるのは、スラブ最上面の堆積岩、その下の玄武岩、そして引きずり込まれるマントルウェッジ下部のカンラン岩である。

スラブにある堆積岩の例として小野(2000)は泥質堆積岩を取り上げ、その中の含水鉱物の挙動について説明している。それによると、泥質堆積岩中の含水鉱物としては粘土鉱物、沸石、緑泥石、雲母などがあるが、高温高压になっても約5 GPaではフェンジャイト、約8 GPaではTopaz-OH、約12 GPaではphase eggとして含水鉱物が存在し続けるので、泥質堆積岩はマントル遷移層まで水を輸送することが可能だとしている。このことから考えると、堆積岩から「スラブ上面の深さ約30 km」という特定の圧力温度条件で多量の水が放出されることは考えにくい。その結果、「堆

積岩からの脱水」は西日本の帯状分布深部低周波微動の引き金とはならないと考えられる。

Fig. 1.5.5はSchmidt and Poli(1998)による、含水海洋底玄武岩に含まれる鉱物の安定領域を示したものである。含水海洋底玄武岩は、スラブ最上面の堆積岩層の下、いわばスラブ本体上部を構成している岩石と考えてよい。図中には、Hyndman *et al.*(1995)によって推定された、東南海(紀伊半島)及び南海(四国)におけるフィリピン海スラブ上面の温度勾配も破線で示してある。スラブが沈み込んでいくと、スラブ上面の温度圧力条件は破線の温度勾配に沿って右上の方に上昇していく。四国の下の温度勾配は、深さ約40 kmで太線Aを越える。この太線より左側(浅いところ)では緑泥石が存在するが右側(深いところ)では存在しないことから、太線A上の圧力温度条件で緑泥石が分解して水を放出することが読み取れる。一方、紀伊半島の下での温度勾配は、それと同様な深さで太線Bと交差している(図の左端)。太線Bより上側(深いところ)では、非含水鉱物である単斜輝石が形成されるので、この太線を越えるとき含水玄武岩の総含水量は減ることになる。緑泥石のこの脱水分解条件及び単斜輝石の形成による水放出条件は、西日本で帯状に分布している深部低周波微動の発生場所直下のスラブ上面の温度圧力条件にほぼ合っている。

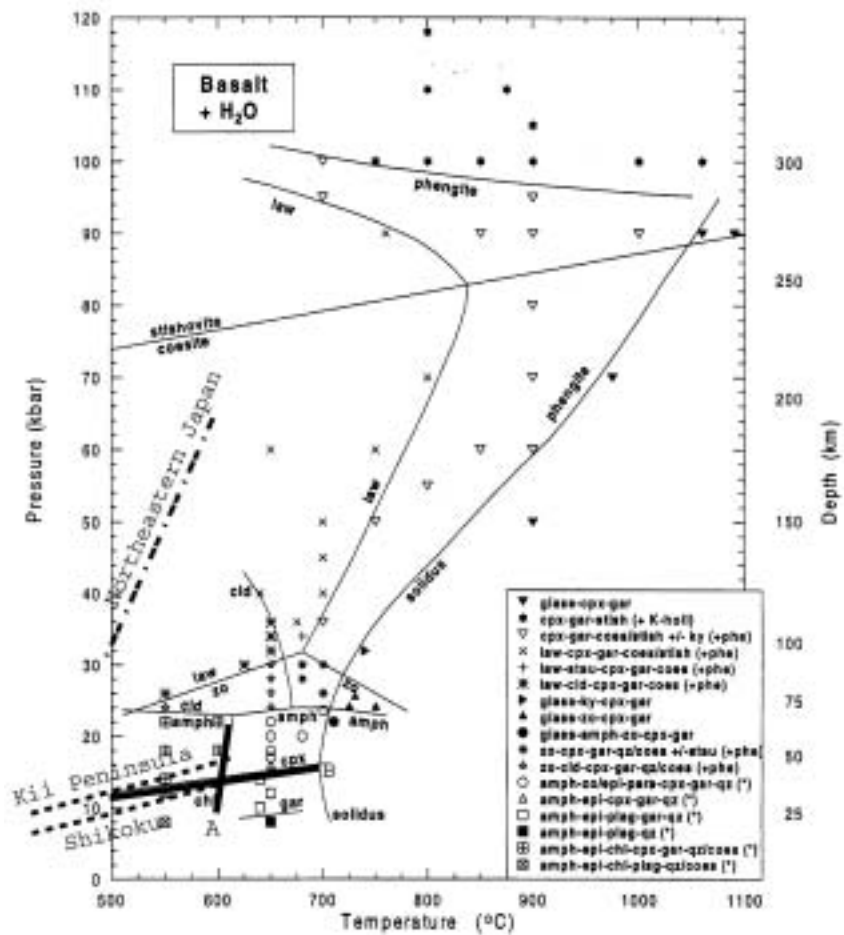


Fig. 1.5.5 Phase relationships for water-saturated mid-ocean ridge basalt (Schmidt and Poli, 1998) and temperature profiles for the top of the Pacific Plate under Northeastern Japan (Iwamori, 2002) and the Philippine Sea Plate beneath the Kii Peninsula and Shikoku (Hyndman *et al.*, 1995) in Southwestern Japan: amph = amphibole, chl = chlorite, cld = chloritoid, cpx = jadeitic or omphacitic clinopyroxene, epi = epidote, gar = garnet, law = lawsonite, zo = zoisite. The temperature profile for the Philippine Sea Plate beneath Shikoku crosses a thick line "A" where the depth is about 40km. As chlorite can not exist in the right-side of the thick line "A", water is released by dehydration of chlorite at this line. However, the temperature profile beneath Kii Peninsula crosses a thick line "B" at similar depth. Clinopyroxene appears above this line. As clinopyroxene is not a hydrous mineral, total water content of the basalt decrease.

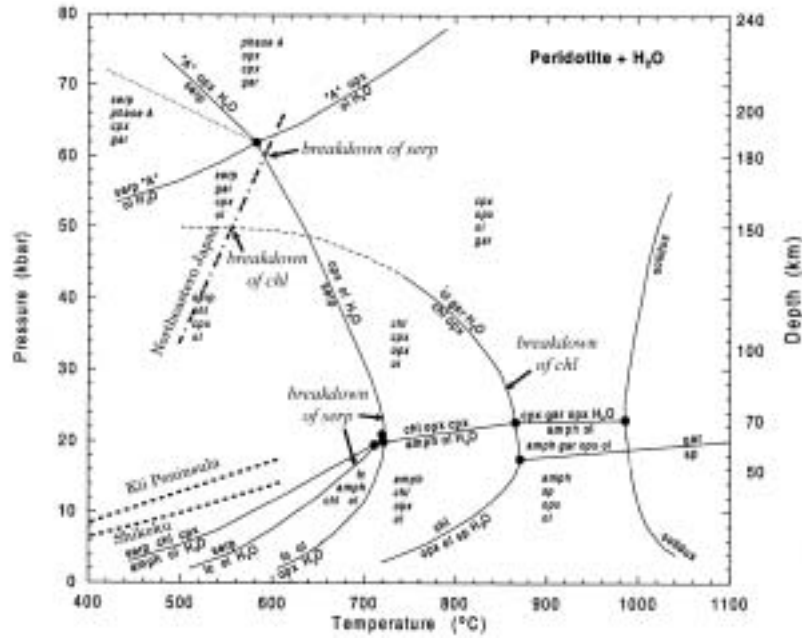


Fig. 1.5.6 Phase diagram for H₂O-saturated average mantle peridotite a retouched figure by Schmidt and Poli (1998) and temperature profiles for the top of the Pacific Plate under northeastern Japan (Iwamori, 2002), and the Philippine Sea Plate beneath the Kii Peninsula and Shikoku (Hyndman *et al.*, 1995) in southwestern Japan: 'A' = phase A, amph = amphibole, chl = chlorite, cpx = clinopyroxene, gar = garnet, ol = olivine, opx = orthopyroxene, serp = serpentine, sp = spinel, tc = talc.

以上のことから，スラブ上面の含水海洋底玄武岩中の緑泥石の脱水分解及び単斜輝石の形成が，西日本の帯状分布深部低周波微動の発生の引き金になっている可能性が高いと考えられる。

帯状分布深部低周波微動には、「帯状」という言葉が表しているようにその現象が終わる北縁がある。Fig. 1.5.3から見て取れるが，北縁は，マントルウェッジがスラブと接触し始める場所ということがわかる。スラブから出た水は，上昇してマントルウェッジのカンラン岩に接触すると考えられるが，この水はどうなるのだろうか。

Fig. 1.5.6はSchmidt and Poli(1998)による，含水カンラン岩（含水レーゾライト）に含まれる鉱物の安定領域を示したものである。これは，沈み込むスラブに引きずられて沈み込んでいるマントルウェッジの下部を構成している岩石と考えてよい。この図中にもFig. 1.5.5と同様に，Hyndman *et al.*(1995)によって推定されたフィリピン海スラブ上面の温度勾配を破線で示してある。蔵下・他(2002)によると，マントルウェッジがスラブと接触し始める場所のスラブ上面の深さは約33km (Fig. 1.5.3)であり，Hyndman *et al.*(1995)によると，そこでの温度は約450～550度である。Fig.1.5.6からは，この条件でも含水カンラン岩中で蛇紋石が安定であることが読みとれる。このことから，スラブからマントルウェッジに上昇した水は蛇紋石となって固定されてしまい，流動物質とはなり得ないことがわかる。したがって，マントルウェッジがスラブと接触を始めることが，深部低周波微動の帯状分布の北縁，つまり微動現象の終わりの原因の1つとなっていると考えられる。一方，スラブ内で発生していると見られる深部低周波微動もこの北縁より北では同様に観測されなくなることから，北縁下の温度圧力条件で緑泥石の分解及び単斜輝石の形成による脱水が完了することも原因と考えられる。

同様に，Fig. 1.5.5より，紀伊半島の下での温度勾配は深さ約50kmで太線Aと交差して緑泥石が脱水分解すると考えられるが，この温度圧力条件下では解放され上昇した水はマントルウェッジ中で安定な蛇紋石を形成する(Fig.1.5.6)ので，深部低周波微動は発生しないと考えられる。

九州地方ではフィリピン海プレートが高角度で沈み込んでおり，前述のような温度・圧力条件に達しているのは日向灘にあたると思われる。スラブ直上にマントルウェッジが存在しないという条件に合うなら，この海域で深部低周

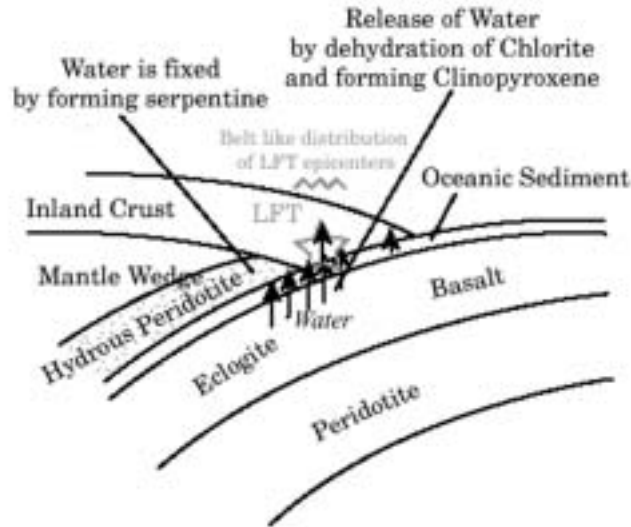


Fig. 1.5.7 Schematic view of the generation of deep low-frequency tremors with a belt-like distribution in western Japan. Short arrows represent water released from the descending Philippine Sea Plate. A considerable amount of water is released by both of dehydration of chlorite and the formation of clinopyroxene in basalt in the slab, and upwelling water causes the tremors. When the slab contacts the mantle wedge, upwelling water is fixed as serpentine in the lowest part of the mantle wedge. Therefore, a deep tremor cannot occur because of absence of fluid. The result is the formation of northern rim of the belt of distribution of deep tremors. The gray star represents source area for deep tremor.

波微動が発生している可能性もある。

西日本での帯状分布深部低周波微動の発生モデルの図を，Fig.1.5.7に示す。

1.5.4 まとめ

近年，存在が明らかになってきた深部低周波微動・地震について一元化震源をもとに概観し，それを引き起こしている原因について，スラブ周辺の構成物質の高温高压実験結果を参考にして考察した。

深部低周波微動・地震には，震央が帯状分布をしているもの（主として微動，西日本に存在）と孤立して分布しているもの（主として地震）がある．帯状分布の深部低周波微動を引き起こしているものは，スラブ本体上部の玄武岩中にある，緑泥石の脱水分解及び単斜輝石の形成による水の解放であると考えられる。解放された水がスラブの上にある陸側の地殻に上昇していく過程で，低周波微動を発生させていると思われる。スラブがさらに沈み込んでいくと，スラブの上にはマントルウェッジが覆い被さるようになり，放出された水はこの温度圧力条件下のマントルウェッジ中で安定な蛇紋石を形成して固定される。このため，これより先では低周波微動が発生せず，帯状分布の北縁が形成されると考えられる。

（勝間田明男）

謝 辞

本報告には，防災科学技術研究所，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，産業技術総合研究所地質調査総合センター，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所，横浜市，海洋科学技術センター及び気象庁のデータを，気象庁・文部科学省が協力して処理した結果を使用している。記して感謝の意を表します。

参考文献

- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, 2002: The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **132**, 59-73.
- 第四紀火山カタログ委員会, 1999: 日本の第四紀火山カタログ (CD-ROM及び付図), 日本火山学会, 1 CD-ROM, 1 sheet .
- Hasegawa, A., D. Zhao, S. Hori, A. Yamamoto and S. Horiuchi, 1991: Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994: Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- Hyndman, R.D., K. Wang, and M. Yamano, 1995: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- 岩森 光, 2002: 水の循環とマグマの発生, *科学*, **72**, 2, 209-214 .
- 勝間田明男・鎌谷紀子, 2001: 火山から離れた地域のモホ面付近で発生している低周波地震, 日本地震学会講演予稿集, B16 .
- Katsumata, A. and N. Kamaya, 2003: Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1, 10.1029/2002GL015981.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛, 2002: 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, *地震*, **54**, 489-505 .
- 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处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2000年合同大会予稿集, Sk-P002.
- 西富一平・武尾 実, 1996: 栃木県西部地域モホ面付近に発生する低周波地震の活動とその発震機構, *火山*, **41**, 43-59 .
- Obara, K., 2002: Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- 小野重明, 2000: 沈み込むスラブ中の含水鉱物と水輸送, *地学雑誌*, **109**(4), 564-575 .
- Schmidt, M. W. and S. Poli, 1998: Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361-379.
- 鈴木貞臣, 1992: 十勝岳直下のモホ面付近で発生した低周波微小地震 - 震源とスペクトル -, *火山*, **37**, 9-20 .
- 巽 好幸, 1989: 沈み込み帯における火山活動, *科学*, **59**, 471-479 .
- 鶴川元雄・小原一成, 1993: 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, *火山*, **38**, 187-197 .

1.6 津波波形インバージョンによる1944年東南海地震の震源断層推定

1.6.1 はじめに

巨大プレート間地震が約120年間隔で南海トラフに沿って繰り返し発生している(Ando, 1975)。最近の事象は1944年東南海地震と1946年南海地震である。1946年南海地震の地震時のすべり分布の詳細は、すでにTanioka and Satake (2001)によって8か所の検潮所での津波波形を用いて推定されている。本節では、津波波形を用いて1944年東南海地震のすべり分布の詳細について調べる。

1944年東南海地震の震源域を研究するためには様々なデータが使われている。Kanamori(1972)は地震データを使い、震源域が本震後1日間の余震分布と一致するとしてこれを紀伊半島沖に求めた(Fig. 1.6.1)。菊池・他(1999)は気象庁によって報告された強震動波形を用いて地震モーメントの分布を推定した。Ando(1975), Inouchi and Sato(1975), Ishibashi(1981)は測地データを用いて断層パラメータを推定した。測地データに基づくさらに詳細な研究(Sagiya and Thatcher, 1999)は陸寄りの断層面の不均一なすべり分布を推定した。しかし、測地データは海溝軸寄りの断層面のすべりを推定するのに十分な分解能を持っていない。加えて測地データには、地震後の測地測量が1946年より後に行われたため、1946年南海地震と1944年東南海地震の地震時の変動を区別できないという問題点もある。

津波波形を用いれば、1946年南海地震とは独立して1944年東南海地震の不均一なすべり分布を推定することができる。1944年東南海地震の津波波形は多くの検潮所で記録されている。相田(1979)は6ヶ所の津波波形を用いて断層パラメータを推定した。Satake(1993)は10ヶ所の津波波形を使って、地震のすべり分布を調べた。相対的に小断層が大きいため、Satake(1993)による津波インバージョンのvariance reduction(観測値と理論値の一致度を表すパラメータ)は41%だった。

本報告では、Satake(1993)が用いたものと同様の方法で津波波形インバージョンを行ったが、さらに詳細なすべり分布を推定するため、次のような改良を行った。(1)すべり分布をよりよく分解するために断層面の震源領域を23個の小断層に分けた。(2)小断層の位置と傾斜角をプレートの形状によりよく合うように変化させた。(3)津波伝播を正確に計算するために(日本海洋データセンターによって供給される)最近のマルチビーム探査による詳細な海底地形データを用いた。この結果推定されたすべり分布を、Kanamori(1972), Sagiya and Thatcher(1999), 菊池・他(1999)によって得られた結果と比較し、差異とその意味について議論する。特に、東海地域における詳細な地震時すべり分布の推定は、この地域で次の大規模地震が予想されている(Ishibashi, 1981)ので重要である。

1.6.2 データと方法

フィリピン海スラブの地震発生層上面の深さは微小地震の分布から推定されており(Mizoue *et al.*, 1983; 岡野・他, 1985; 山崎・大井田, 1985; 伊藤, 1990), Fig. 1.6.1に示されている。東海地域の下では原田・他(1998)によって推定されたさらに詳細な形状を使用した。推定されているスラブの形状は紀伊半島の下で大きく傾いており、伊勢湾の下ではより緩やかである。断層は推定されたスラブの上面に沿うように深さと傾斜角を変化させた小断層に分割した。小断層の位置をFig. 1.6.1に、その深さと傾斜角をTable 1.6.1に示す。小断層の大きさは45km × 45km, 走向は240°, すべり角は110°で、方位とすべり角はSatake(1993)と同じであり、方位は南海トラフに平行と仮定し、すべり角の小さな変化は津波波形に小さな効果しか持たないのですべり角は固定した。測地データと違って、津波波形は地震時の水平方向の変形についてはあまり情報を持っていない。

津波波形データとして、Fig. 1.6.1に示した10か所の検潮所の記録を使用した。各検潮所の津波波形はサンプリング間隔1分で40~110分のデータからなる。津波波形の計算値は、実際的水深に基づいて数値的に求めた。線形長波方程式についての有限差分計算(Satake, 1995)はFig. 1.6.1に示した領域で実行した。格子間隔は基本的に緯度・経度

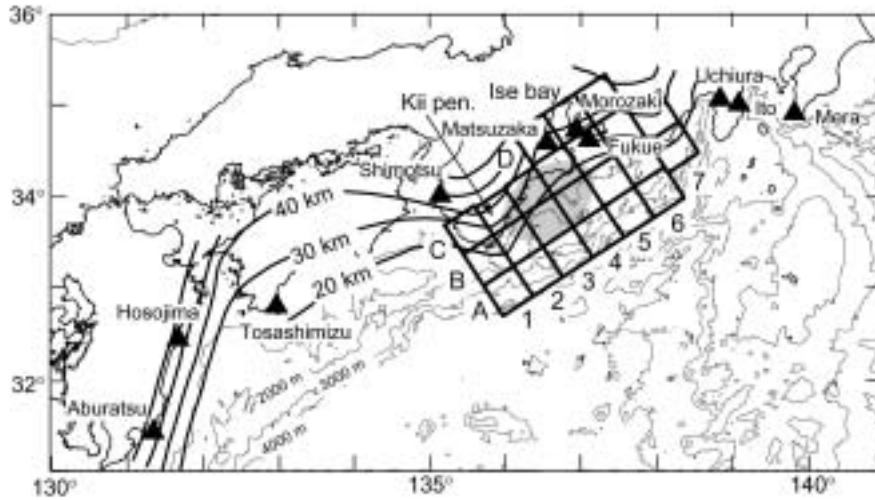


Fig. 1.6.1 Map of the tsunami computation area, location of subfaults (rectangles) and tide gauges (solid triangles). The upper surface of the subducting Philippine Sea Plate estimated from the microearthquake distribution (Mizoue *et al.*, 1983; Okano *et al.*, 1985; Yamazaki and Ooida, 1985; Ito 1990; Harada *et al.*, 1998) is indicated by thick contours. The shaded area shows the one-day aftershock area obtained by Kanamori (1972). The ocean depth is indicated by thin contours.

Table 1.6.1 Subfaults and slip distribution

subfault	depth of top edge, km	dip angle, degree	slip, m	std error, m
1A	1	12	0.73	0.04
2A	1	12	1.42	0.05
3A	3	9	0.78	0.08
4A	4	8	0.05	0.08
5A	4	8	0.00	0.00
6A	2	11	0.00	0.05
1B	12	14	0.08	0.03
2B	12	18	0.53	0.04
3B	10	9	2.74	0.08
4B	10	8	3.32	0.10
5B	10	8	0.13	0.04
6B	12	10	0.00	0.00
7B	10	17	0.00	0.00
1C	24	18	0.76	0.04
2C	26	26	0.00	0.04
3C	20	22	1.28	0.06
4C	18	10	2.28	0.06
5C	18	10	1.55	0.05
6C	21	9	1.73	0.11
7C	24	14	0.00	0.01
4D	26	11	1.10	0.02
5D	26	11	0.13	0.03
6D	28	9	1.01	0.13

方向とも20秒（約600m）で、より詳細な格子（4秒）はJohnson(1999)で述べられた方法を使って接続した。計算の時間間隔はすべての格子点で安定条件を満たすよう1.5秒とした。津波伝播の初期条件はOkada(1985)の式を使って計算された海底の変形である。検潮所での津波波形を小断層の単位すべり量について計算し、インバージョンのグリーン関数として用いた。津波波形インバージョンの方法は基本的にSatake(1993)と同じであるが、すべり量に正の束縛条件を付加した。誤差解析についてはジャックナイフ法(Tichelaar and Ruff, 1989)を適用した。

1.6.3 すべり分布

インバージョンの結果をFig. 1.6.2とTable 1.6.1に示す。推定に伴う誤差は小さい(<0.15 m)。2 mより大きなすべりは志摩半島近くの3つの小断層(3B, 4B, 4C)で推定され、最大は小断層4Bの3.3mであった。この大きなすべりが推定された小断層はKanamori(1972)による1日の余震分布から推定された震源域に相当している。インバーショ

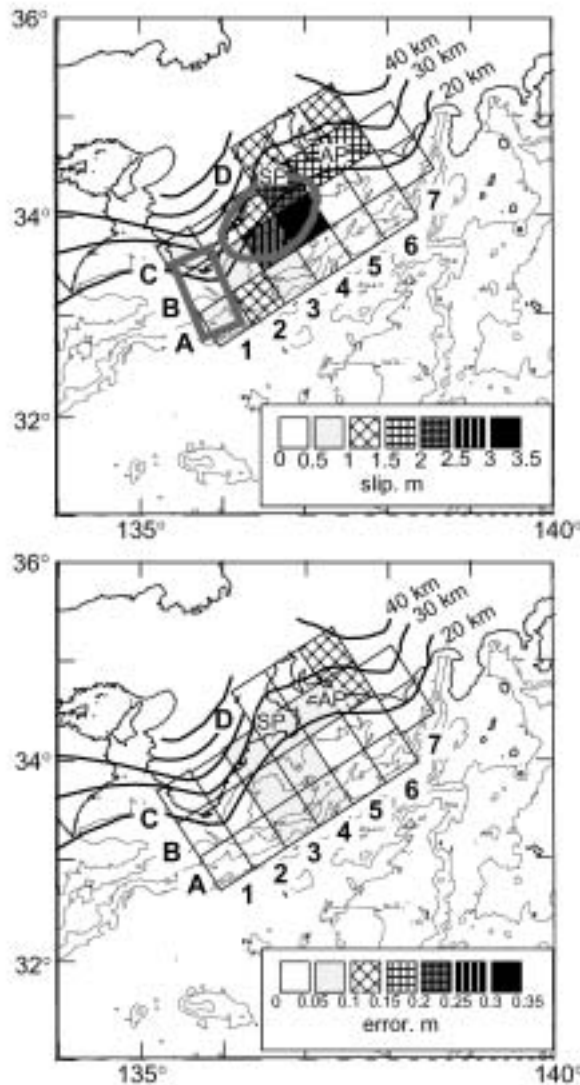


Fig. 1.6.2 Coseismic slip distribution (top) and estimated error (below) from the inversion of tsunami waveforms. Thick contours denote the upper surface of the slab, the same as those in Fig.1.6.1. The shaded elliptical line (top) represents the one-day aftershock area obtained by Kanamori (1972). The shaded rectangle line (top) represents one of large slip regions of the 1946 Nankai earthquake estimated by Tanioka and Satake (2001). The shaded line (below) represents the large moment release area estimated by Kikuchi *et al.* (1999). Abbreviations are AP (Atsumi peninsula) and SP (Shima peninsula).

ンの結果は小断層7Bと7Cですべりが無いことを示しているが、これはIshibashi (1981)の結果と一致しており、1944年東南海地震の破壊が、1854年東南海地震で破壊された東海地域に広がっていないこと (Fig. 1.6.3) を示唆している。Tanioka and Satake (2001)による1946年南海地震の大きなすべり (>3m) 領域に近い小断層1Aと1Cで約0.7mという小さなすべりが推定された (Fig. 1.6.2)。しかし、今回の小断層の大きさは1944年東南海地震の小さなすべりの領域が1946年南海地震の大きなすべりの領域の周辺か内部かを区別できるほど小さくはない。剛性率を5×

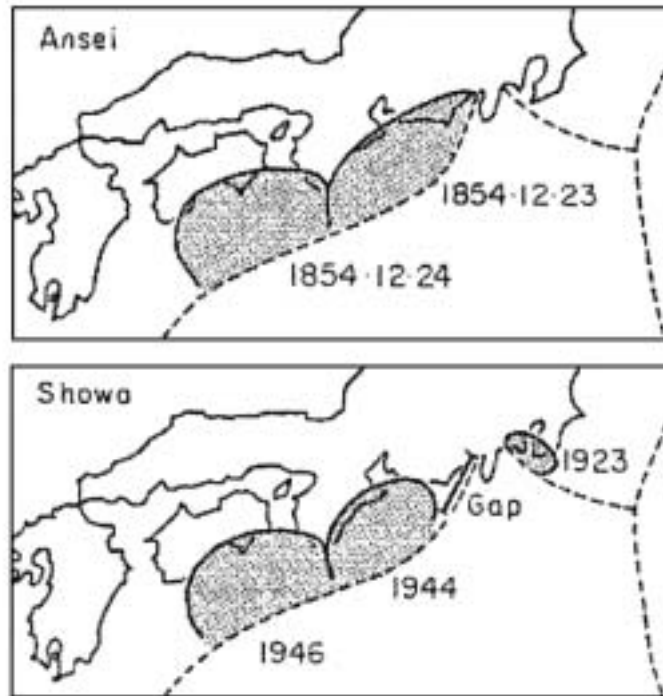


Fig. 1.6.3 Source areas for the two most recent cycles of large earthquakes along the Nankai trough. After Mogi (1981).

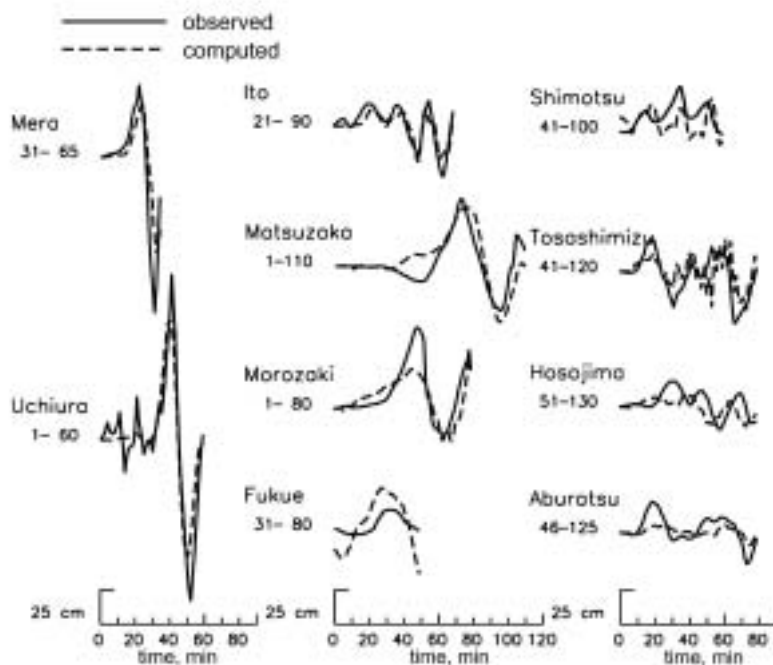


Fig. 1.6.4 Comparison of the observed (solid) and computed (dashed) tsunami waveforms for the result of the inversion using the 23 subfaults illustrated in Fig.1.6.1. The numbers below the station name indicate the time (in minutes) after the earthquake origin time. Locations of tide gauges are depicted in Fig.1.6.1.

10^{10}N/m^2 とすると、全地震モーメントは $2.0 \times 10^{21}\text{Nm}$ と計算される。これはIshibashi(1981)による測地データからの推定値 $2.8 \times 10^{21}\text{Nm}$ と同程度であるが、菊地・他(1999)による強震波形からの推定値 $0.6 \times 10^{21}\text{Nm}$ より大きい。津波の観測波形と計算波形をFig. 1.6.4で比較する。その一致の度合いはSatake(1993)よりよい。RMS残差は12.1cmである。variance reductionは68%で、Satake(1993)によって得られた41%より大きい。適合の改善は、より短周期の津波波形を作り出す小断層を使うことによってなされたと考えられる。布良、内浦、師崎で観測された大きな津波振幅はSatake(1993)ではあまり合っていなかったが、本研究で計算された津波波形によってよく説明された。本研究の結果はより詳細なすべり分布を示しているが、2つの研究でのすべり分布のパターンは似ている。さらに本研究で計算された地震モーメントはSatake(1993)とほぼ同じである。このことは津波波形インバージョンから推定されたすべり分布が全体として安定し信頼できることを示唆している。

1.6.4 議論

Fig. 1.6.2で大きな($> 2\text{m}$)すべりの領域は菊地・他(1999)により強震波形から推定された大きな地震モーメントの解放領域と一致し、またSagiya and Thatcher(1999)により測地データから推定された志摩半島近くの大きなすべりの領域とも一致する。一般に地震波、津波、測地の3つのデータセットから推定された地震モーメントは異なるが、それぞれのデータセットから推定された1944年東南海地震のすべりと地震モーメントの分布のパターンは似ている。しかし詳細に見ると渥美半島付近で食い違いがあり、小断層5Cと6Cで推定されたすべりはそれぞれ1.5mと1.7mであり、測地データを用いたSagiya and Thatcher(1999)は本研究と同様の1.2mのすべりを推定している一方、強震データを用いた菊地・他(1999)は渥美半島の下で地震モーメントの解放がないと推定している。Inouchi and Sato(1975)とIshibashi(1981)もまた測地データを説明するためには渥美半島の下でのすべりが必要であることを示している。

そこで、渥美半島近くの小断層でのすべりの必要性を確かめるために、4つの小断層5C、5D、6C、6Dを含めずにインバージョンを行った。4つの小断層を含まないインバージョンのRMS残差は15.1cmで、前のインバージョンの12.3cmよりかなり大きい。2つのインバージョンで計算された津波波形は、松阪と師崎を除いてほとんど同じである。Fig. 1.6.5に2つのインバージョンで計算された松阪と師崎での津波波形と観測波形を示す。松阪と師崎で観測された津波の第1波が4つの小断層のないインバージョンで計算された津波波形によっては説明されないことがわかる。こ

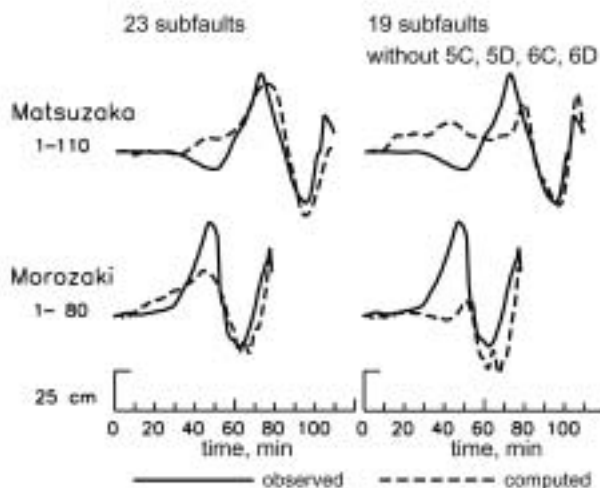


Fig. 1.6.5 Comparison of the observed (solid) and computed (dashed) tsunami waveforms at Matsuzaka and Morozaki for the result of two inversions, one using 23 subfaults and the other using 19 subfaults without 5C, 5D, 6C, and 6D. The numbers below the station name indicate the time (in minutes) after the earthquake origin time.

これは小断層5Cと6Cでのすべりが松阪と師崎での津波波形の第1波を説明するために必要であることを示している。これはまた、強震動データから求められた地震モーメント分布と津波波形や測地データから求められたすべり分布との間で、大きな違いが渥美半島の下に見られることと整合している。この食い違いは渥美半島の下でのプレート境界のゆっくりした破壊が津波を生じさせたが、短周期の地震波を励起しなかったことを示唆している。最近のGPSの結果 (Heki *et al.*, 1997; Hirose *et al.*, 1999) は1946年南海地震の研究 (Cummins and Kaneda, 2000; Tanioka and Satake, 2001) と同様に、プレート境界の急激な破壊の際にゆっくりしたすべりが伴うことを示している。

1.6.5 まとめ

津波波形から推定された1944年東南海地震のすべり分布は、約3.3 mの最大すべりが志摩半島沖のプレート境界で起こったことを示している。この大きなすべりは菊地・他(1999)によって強震動から、Sagiya and Thatcher(1999)によって測地データから得られた結果と一致する。渥美半島の下でのプレート境界での約1.5 mのすべりは、津波波形を説明するために必要であるが、菊地・他(1999)による強震動の解析ではこの領域での地震モーメントの解放がないと推定されていることから、その領域でのすべりがゆっくりとした破壊であったことが推測される。また、本研究の結果は、1854年の地震によって破壊された東海地域の下で南海トラフの北東端のプレート境界を1944年東南海地震が破壊しなかったことを示しており、Ishibashi(1981)によって指摘された地震空白域の存在を支持する。

参考文献

- 相田 勇, 1979 : 1944年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, **54**, 329-341.
- Ando, M., 1975 : Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Cummins, P. R. and Y. Kaneda, 2000 : Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2725-2728.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998 : 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997 : Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki, 1999 : A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.
- Inouchi, N. and H. Sato, 1975 : Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, *Bull. Geogr. Surv. Inst. Jpn.*, **21**, 10-18.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake prediction: An international Review, Maurice Ewing Ser.*, vol. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 297-332, AGU, Washington, D. C.
- 伊藤 潔, 1990 : 西南日本の地震活動とテクトニクス, 地震2, **43**, 555-569.
- Johnson, J. M., 1999 : Heterogeneous coupling along Alaska-Aleutiana as inferred from tsunami, seismic and geodetic inversion, *Advance in Geophysics*, **39**, 1-116.
- Kanamori, H., 1972 : Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet Inter.*, **5**, 129-139.

- 菊地正幸・中村 操・山田 真・吉川一光, 1999 : 気象庁強震記録による1944年東南海地震の震源過程(2), 日本地震学会講演予稿集, 1999年度秋季大会, A57.
- Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa and T. Yokota, 1983 : Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii peninsula, southwest Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **58**, 287-310.
- Mogi, K., 1981 : Earthquake prediction program in Japan, in *Earthquake prediction: An international Review*, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 635-666, AGU, Washington, D. C.
- Okada, Y., 1985 : Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直・中村正夫, 1985 : 四国および周辺地域の震源分布, 地震2, **38**, 93-101.
- Sagiya, T. and W. Thatcher, 1999 : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- Satake, K., 1993 : Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4553-4565.
- Satake, K., 1995 : Linear and nonlinear computations for the 1946 Nankai earthquake tsunami, *Pure and Applied Geophysics*, **144**, 455-470.
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001 : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slip caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, **53**, 235-241.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff, 1989 : How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth, *Eos*, **70**, 593, 605-606.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985 : 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震2, **38**, 193-201.