地震記象から見た 1946 年南海地震の震源過程

橋 本 徹 夫* 菊 地 正 幸**

Source Process of the 1946 Nankai Earthquake Estimated from Seismograms

Testuo HASHIMOTO * and Masayuki KIKUCHI **

Abstract

Subevents of the 1946 Nankai earthquake (M_{jma} 8.0) were distinguished from seismograms recorded on smoked papers with strong motion seismograms ($T_0=6s$, amplification=2) and seismological data of Japan Meteorological Agency. Location and origin time of each subevent were roughly estimated from a hypocenter determination with phase readings of P and S waves for the subevent. Rupture of the Nankai earthquake started at a point southward about 50km off Cape Shionomisaki (first subevent). The rupture propagated in the NNW direction with a rupture velocity of 1.9 km/s and a second subevent that grew to class $M8$ started after about 16 sec from the initiation of the first subevent. Then the rupture propagated westward, and third subevent of $M8$ occurred around Tosa Bay, located about 200 km from the second event, about 53 sec after the initiation of the second event. Seismic waves were excited near Tosa Bay during the 1946 Nankai earthquake.

Key words : Nankai earthquake, source process, seismogram, subevent

キーワード : 南海地震, 震源過程, 地震記象, サブイベント

I. はじめに

1946 年南海地震に関して, 地震波形から調査されていることはあまりなく, 遠地の地震波形からの発震機構の研究が Kanamori (1972) によって, また, 近地の地震波形から震源位置の研究が岡野・木村 (1996) によって行われている。一方, 津波や地殻変動のデータからは, 地震に伴う断層すべりが潮岬から室戸の沖合 (領域 B) だけでなく, 室戸から足摺岬の沖合 (領域 A) にも及んだと推定されている (Ando, 1982; Satake, 1993)。

しかし, これら 2 つの領域 A, B のどの範囲が地震時にすべったのかについては, 必ずしもはっきりしていない。このことを念頭に, 気象庁の近地地震記象を用いて, 震源過程の検討を行った。

II. データ解析と結果

図 1 に各観測点における気象庁強震計の地震記象 (三島は Wiechert 地震計) を示す。これらの記録は気象庁のマイクロフィルムや験震時報 (気象庁, 1957) に掲載された写真記録, あるいは現記録のコピー, または, それらをトレースしたも

* 気象庁地震火山部地震予知情報課

** 東京大学地震研究所

* Earthquake Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

** Earthquake Research Institute, University of Tokyo

図 1 1946 年南海地震に関する気象庁強震計の地震記録 (Mishima (三島) は Wiechart 地震計)。観測点は図 2 参照。それぞれの地震記録は、表 1 の観測点の順に配列されている。振幅の大きさは各観測点で任意の大きさになっている。黒矢印は、表 1 に示すサブイベントの P・S 波の位相を読みとった位置を示す。白抜き矢印で記入してある Pth, Sth は、サブイベント 2 と 3 の P 波と S 波の理論走時、即ち Pth2, Sth2 および Pth3, Sth3 を示す。S/N および W/E は、水平動記録の南北成分および東西成分に対応。U/D は上下動成分。

Fig. 1 Seismograms of JMA strong motion seismographs at JMA meteorological observatory and weather stations (Wiechart seismographs at Mishima weather station).

Location of stations are shown in Fig. 2. Seismograms are arranged in the order of the stations in Table 1. Amplitudes are showed with an arbitrary scale at each station. Black arrows with P or S suffix of 1, 2, or 3 indicate observations of P or S arrivals of each subevent. White arrows with Pth or Sth of suffix 2 or 3 indicate theoretical arrival time of P and S wave for second and third subevents.

図 2 1946 年南海地震について、図 1 に示した地震記象を計測した観測点、並びに本報により推定されたサブイベント 1, 2, 3 の位置 (図中、1, 2, 3)。
震度 V 以上が観測された領域には影がつけられている。黒四角 (■) 観測点の波形が、図 1 に示されている。南海トラフの海溝軸が太線で表示されている。

Fig. 2 Locations of three subevents estimated by hypocenter determination method and seismic stations used for calculation.

Shade indicates region of JMA seismic intensity larger than 5. Solid square symbol indicates the station in Fig. 1. Bold curve indicates the axis of the Nankai trough.

のである。マイクロフィルムの記録には、地震を認識することは可能なのだが、コピーを取ると見えなくなるような記録や原記録でもようやく認識できるというものなどもあるうえ近地の記録は振り切れていることが多く、震源域周辺での地震波形は、いろいろ残っているものの利用可能なものは意外と少ない。図 1 に示された波形では、振幅のスケールはまちまちであるが、時間送りはどの観測点でも同じになるように表現されている。ただし、原記録の時間送りは時刻ごとにまちまちなこともあり、記象紙に記入された P 波 S 波の位置とその読み取り時刻を参照にして、紙送りの速度を推定した。

三島の記録に見られるように、振幅の小さな初動 (event1 の P 波, P1) の到着後、長周期大振幅の波動 (event2 の P 波, P2) が到着していることが認められる。これら P1 と P2 の波は多くの観測点で認められ、これらの 2 つの subevent に対応する P 波の走時で仮震源を求めた。次にそれ

ぞれの仮震源に対する S 波の理論走時を求め、その付近に出現した明瞭な S 波を S1 および S2 として検出し、それら P1, P2, S1, S2 の走時を用いて最終的な震源決定を行った。event1, event2 それぞれの仮震源の理論走時と S 波の検測の差は、それぞれおよそ ± 3 秒、 ± 6 秒以内に収まっている。ここで用いた震源決定方法は浜田 (1987) による。得られた震源は以下の通りである。

event1 : 4 時 19 分 5.6 秒, 北緯 $32^{\circ}59.9'$,

東経 $135^{\circ}50.3'$, 深さ 41 km

event2 : 4 時 19 分 21.5 秒, 北緯 $33^{\circ}20.0'$,

東経 $135^{\circ}42.4'$, 深さ 34 km

高知の南北動成分の地震記象を見ると、P 波の到達後、約 50 秒ほどたって長周期の大振幅 (event3 の S 波, S3) の波動が到着していることが認められる。そこでそれぞれの観測点における event1 と event2 の S 波の理論走時と明らかに異なる S 波の検測を行った。その S 波の検測値 (一部 P も利用) から震源決定を上と同じ方法で行うと、次の

表 1 本報にて得られた「1946 年南海地震」のサブイベントデータ.

Table 1 Data on subevents of the 1946 Nankai Earthquake in this study.

Station	Event1					Event2					Event3				
	4h19m5.6s					4h19m21.5s					4h20m14.0s				
	N32° 59.9' E135° 50.3' 41km					N33° 20.0' E135° 42.4' 34km					N33° 3.4' E133° 33.4' 22km				
	P1	O-C	S1	O-C	Delta	P2	O-C	S2	O-C	Delta	P3	O-C	S3	O-C	Delta
Owase	19m04.7s	0.2	19m40.7s	1.2	122.9	19m36.1s	-0.8	19m49.9s	1.6	93.5					269.3
Tokushim	19m25.3s	1.5			166.4	19m30.9s	-0.3			132.9					146.5
Kashiwar	19m30.9s	-0.1			166.5					130.2					262.2
Sumoto	19m31.0s	-0.6	19m52.1s	1.3	171.4	19m43.0s	0.4			133.9	20m43.4s	0.1			189.2
Osaka			19m54.5s	-0.3	188.5	19m45.8s	0.9			150.7					255.7
Kobe	19m34.2s	-0.8	19m56.5s	-0.3	197.0	19m45.5s	-0.5			158.5					235.1
Kameyam	19m36.3s	-1.0			214.0	19m51.7s	2.4			183.3			21m37.8s	0.8	334.8
Takamats					220.4					187.9					147.2
Kochi	19m38.0s	-0.5	20m01.8s	-1.0	223.0	19m52.6s	0.6	20m12.1s	-2.4	203.3			20m30.7s	-0.1	55.0
Kyoto	19m38.4s	-0.1	20m04.4s	1.5	223.4	19m49.4s	-0.4			186.7					295.7
Hikone	19m41.5s	-1.1*			255.0					221.3					349.1
Nagoya	19m55.3s		20m19.8s	(-3.8)	261.8					234.4					392.0
Tsuruga	19m47.0s	-0.8	20m19.6s	0.3	294.7					259.6	21m06.5s	0.4			368.7
Toyooka	19m48.4s	0.9			296.1					257.6					298.4
Yonago					354.5					319.0					264.2
Mishima	19m57.7s	0.4	20m37.6s	1.3	369.2	20m13.8s	1.9			356.7					545.6
Miyazaki					431.7					431.0			21m15.4s	-0.6	236.7
Kumamot	20m11.1s	-0.3			480.1					470.0					267.5
Fukuoka					512.3	20m27.7s	-1.9			495.9			21m31.4s	0.4	301.3

サブイベントの震源パラメーター（発現時刻・緯度経度・深さ）が示されている．P1, P2, P3 は、各々サブイベント 1, 2, 3（震源パラメーターの P 波到来時刻読み取り値, S1, S2, S3 については S 波読み取り値, O-C は、震源決定結果に対する検測値（O）と計算値（C）の残差（単位:秒）で、Delta は震央距離（km 単位）．O-C 内の活動は、S-P 値（S 波と P 波の時刻の差）を用いて計算されたことを示す．

Hypocentral parameters of the subevents are indicated. Phase readings of P and S waves for each event, their differences (O-C) between observational value and theoretical value at each seismic station, and epicentral distances for each event. Brackets in O-C indicate usage of S-P time for hypocenter determination.

値が得られた。

event3: 4 時 20 分, 北緯 33° 3.4',

東経 133° 33.4', 深さ 22 km

震央は土佐湾に位置する。逆にこれから理論走時を計算すると、米子のように event3 の震源計算に用いなかった観測点でも、理論走時に対応するようなところで大きな振幅の S 波が到来していることがわかる。event3 の検測にはかなりの任意性があるものの、土佐湾付近で、地震波を励起するような大きなすべりがあったと推定される。

以上のデータ解析に用いられた観測点を図 2 に示す。図 2 には中央气象台（1947）による震度 V

以上の領域も示されている。表 1 には、それぞれの subevent に対応する各観測点の検測値と O-C が示されている。P1 の検測値および Kameyama の S3 の検測値は、気象庁の読み取り値である。P1 の O-C を見る限り、当時の時刻も、良い精度で維持されていたものと思われる。

また、図 2 にはそれぞれの subevent の震源決定された結果が示されている。初期破壊に対応する event1 は、潮岬の南方沖約 50 km のところから始まった。その約 16 秒後に event2 が起こった。event1 から event2 への見かけの破壊伝播速度は、北北西に約 1.9 km/s である。次いで、53 秒後に

図 3 a 1997 年 10 月～2000 年 12 月の $M2$ 以上の震央分布図（深さ 20–150 km）.
A は地震活動の低い領域. 震源表示は横山（1997）による.

Fig. 3a Epicentral distribution of earthquakes of $M2$ and larger from October 1997 to December 2000 ($20 \text{ km} \leq \text{depth} \leq 150 \text{ km}$).
A indicates an area of low seismicity. The tool for displaying hypocenters was developed by Yokoyama (1997).

土佐湾付近で event3 があった。event2 から event3 への見かけの破壊伝播速度は、約 3.7 km/s である。これは下部地殻の S 波速度に等しい。もしかしたら event3 は S 波の擾乱によってトリガーされたのかも知れない。

それぞれの subevent の大きさは、やや過小評価になるが初動振幅から見積もることができる。尾鷹 ($470 \mu\text{m}$, $190 \mu\text{m}$), 洲本 ($325 \mu\text{m}$, $202 \mu\text{m}$), 徳島 ($850 \mu\text{m}$, $1300 \mu\text{m}$), 大阪 ($1075 \mu\text{m}$, $40 \mu\text{m}$) の水平動の振幅値を坪井の式に適用すると、event1 では $M6$ となる。また、S2 付近の最大振幅から event2 では $M8.0$, P3 または S3 より後ろ波形の最大振幅から event3 では $M8.0$ 程度の subevent があったと推定される。

III. 考 察

1946 年南海地震の震源域を、Kanamori (1972) や木村・岡野 (1996) が余震活動から推定しており、震源域でのすべり量を、Ando (1982), Satake

(1993), Kato and Ando (1997) などが地殻変動や津波から推定している。地殻変動から (Sagiya and Thatcher, 1999), あるいは津波から (Tanioka and Satake, 2001) も四国南方の海域で大きなすべりがあったと推定されているが、今回の地震記象からの簡単な解析でも同様な結果を得た。Kanamori (1972) の推定では震源域が紀伊半島南方沖だけであるが、土佐湾付近でも地震波動を励起するような破壊があったと考えてもかまわないと思われる。このことは高知県の南西の四万十川河口域周辺においても、かなりの地震被害があったこととも調和し、木村・岡野 (1996) の推定とも調和する。また、Cummins and Kaneda (2000) は、室戸岬の地殻変動などから、室戸岬沖の splay fault (分岐断層) がすべったのではないかと推測している。ただし、これは位置的に見て、本解析の event3 に対応するものかも知れないが、震源決定精度を考慮すると、splay fault であるのか、プレート境界がすべったのかは

図 3b 1927 年～1996 年の M3.5 以上の地震の震央分布（深さ 20–150 km）。
地震の検知能力が異なっているが、図 3a の A の領域は、1946 年南海地震以前も、それ以後も（現在も含めて）地震活動が低い。

Fig. 3b Epicentral distribution of earthquakes of M3.5 and larger from 1927-1996 (20 km $\leq$ depth $\leq$ 150 km).

The area A in Fig. 3a was always low seismicity, including the period before and after the 1946 Nankai Earthquake, and also of present.

判別できない。今後、更に検討していく必要がある。

図 1 に示されている高知の記録では、地面がゆっくりと北側へ 1 分ほどかけて傾斜していったため、地震計の振子がそれに応じて動き、南方方向に大きな変動として記録されたのではないだろうか。Kato and Ando (1997) の津波の解析による

と、これと同程度のライズタイムを有したすべりのモデルが適当であるとしており、地震計にもそれが記録されたように思われる。しかし、記録に明瞭なオフセットが見られないのはなぜだろうか。一般に固有周期 T_0 、倍率 V の地震計では、重力加速度を g とすると、静的傾斜 Φ (rad) に対する記象紙の変位 a は、 $a = VT_0^2 g / 4\pi^2 \cdot \Phi$ と与えられ

る (たとえば, 宇津, 2001)。高知の地震計の南北成分は $T_0 = 6.8$ 秒, $V = 2$ である。仮に, 地面の傾斜変化が, $\Phi = 1 \times 10^{-5}$ とすると, 記象紙上では $a = 0.2$ mm 程度の変位となる。したがって, もし, 最終的な傾斜変化がこの程度ならば, 記象紙上に明瞭なオフセットとして見えなくてもかまわないであろう。

南海トラフから駿河トラフにかけて, 半島ごとに区切られる地質構造単位が認められ (たとえば, Ando, 1975 や栗田・杉山, 1989), また, 1946 年南海地震と 1944 年東南海地震は隣接したような形で破壊の開始点が存在していることが知られている (Kanamori, 1972)。1946 年南海地震は本解析でも, 各領域の端から始まり, それぞれの領域で大きな破壊があったと推定され, それぞれの領域がドミノ倒しのように破壊が伝播していったと考えられる。図 3a に示されるように和歌山付近の震源分布が V 字型に見え, そこで震源分布は谷のような構造を示しており, さらにその南側で地震が少ない領域 (線で表示) が存在する。これらは東南海と南海の領域を分ける構造に対応しているように思われる。南海地震の破壊は, この構造に沿った形で北北西に進んで, さらに隣接のブロックに進行していったのかも知れない。本解析では, event1 の深さが 41 km とやや深くなっており, プレート境界からはずれて発生しているように見えるが, 内陸の観測点だけの場合, 沖合の地震が深く決まることによるものと思われる。図 3a に見られるように, 四国沖の領域 (A) は定常的に地震活動が少ない。地震の検知能力が異なるが, 図 3b に示すように, 1946 年南海地震前後を挟んでも地震活動のレベルが低く, その状態が, 続いているように見える。プレート境界においてカップリングが強い領域では地震活動が低調で, カップリングの弱いところで活動レベルが高いとの指摘がある (Tajima and Kanamori, 1985)。我々の結果もこれと調和的である。カップリングの強い領域は, 隣接するカップリングのやや弱い領域から破壊が伝搬するような場合にしか破壊しないのかも知れない。

IV. ま と め

1946 年南海地震を強震記録の P 波・S 波の位相から, subevent の位置を推定した。最初, 潮岬沖で地震が発生し, 北北西に進行し M8 クラスの破壊を生じ, その後, 破壊は土佐湾付近まで伝わり, そこでも M8 クラスの破壊を生じ, 土佐湾付近でも地震波が励起されたと推定される。

謝 辞

図 3 の震源データ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, 地質調査所, 東京都, 温泉地学研究所, 横浜市および気象庁のデータを気象庁・科学技術庁が協力してデータ処理した結果が用いられている。また, 各 subevent の震源計算には浜田信生博士のプログラムを使わせて頂きました。

文 献

- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119–140.
- Ando, M. (1982): A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data. *Phys. Earth Planet Inter.*, **28**, 320–336.
- 栗田泰夫・杉山雄一 (1989): 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層。地震 2, **42**, 231–233.
- 中央気象台 (1947): 昭和 21 年 12 月 21 日南海道大地震調査概要, 9p.
- Cummins, P.R. and Kaneda, Y. (2000): Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2725–2728.
- 浜田信生 (1987): 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, **38**, 77–156.
- Kanamori, H. (1972): Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, **5**, 129–139.
- Kato, T. and Ando, M. (1997): Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2055–2058.
- 木村昌三・岡野健之助 (1996): 1946 年南海地震の震源域と次に発生が予測される南海地震。歴史地震, **12**, 147–157.
- 気象庁 (1957): 日本における大地震の記録。験震時報, **22**, 104–110.
- 岡野健之助・木村昌三 (1996): 南海地震に関連する四国およびその周辺地域の地盤変動。地震 2, **49**, 361–374.

- Sagiya, T. and Thatcher, W. (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111–1129.
- 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.
- Tajima, F. and Kanamori, H. (1985): Global survey of aftershock area expansion patterns. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**, 77–134.
- Tanioka, Y. and Satake, K. (2001): Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth Planets Space*, **53**, 235–241.
- 宇津徳治 (2001): 地震学 第3版. 共立出版, 376p.
- 横山博文 (1997): ウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム. 駿震時報, **60**, 37–51.
- (2001年5月21日受付, 2001年12月17日受理)