余震分布から推定される 1946 年南海地震の震源域

高知大学理学部附属高知地震観測所* 木村 昌三

高知大学** 岡野 健之助

Source Region of the 1946 Nankai Earthquake Inferred from Its Aftershock Distribution

Shozo KIMURA

Kochi Earthquake Observatory, Faculty of Science, Kochi University,
Asakura-honmachi 2-17-47, Kochi 780-8073, Japan

Kennosuke OKANO

Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi 780-8072, Japan

(Received July 18, 1997; Accepted January 27, 1998)

The source region of the 1946 Nankai earthquake is examined based on the recent studies of microearthquakes, focal mechanisms and the crustal structure in Shikoku, southwest Japan as well as the aftershock distribution just after the main shock. Although it is generally known that an aftershock distribution is nearly equal to the fault zone and the source area of tsunami, such an agreement has not been recognized in the case of the 1946 Nankai earthquake. In the present study, we point out the misinterpretation about the aftershock area and the focal plane in the previous works, and give a new interpretation indicating good agreement among the aftershock distribution, source area of tsunami, crustal movements, disaster area and fault region. In the previous works, the defect of the observation network in the west of Shikoku and the east of Kyushu was not taken into consideration on the estimation of the aftershock area. Furthermore, the focal plane was not properly estimated owing to misunderstanding of the crustal movements and the source area of tsunami. Since the focal plane exists in the focal layer in the uppermost mantle, we consider that the aftershocks occurred only in this layer and the crustal earthquakes were induced by stress release due to the occurrence of the main shock. Our microearthquake observations show that this layer has a thickness of about 5 km from the west of Shikoku to the western part of the Kii peninsula and from the Median Tectonic Line in the north to the Nankai Trough in the south.

Key words: 1946 Nankai earthquake, Aftershock region, Source area of tsunami, Fault plane.

§1. はじめに

近年地震観測が進歩し、震源決定の精度が高くなったので、大きな地震の余震分布が精度よく求められるようになった。その結果余震は地下の断層面を囲むように発生していることが明らかになってきて、余震域を震源域として考えることが一般的になった。また津波の波源域も余震域と重なる場合が多いことが分かってきた [例えば、羽鳥 (1975), 羽鳥 (1997), 気象庁 (1984), 気象庁

(1995)]。

ところが 1946 年の南海地震の場合は、震源域 (断層面)、津波の波源域そして地殻変動域が余震域とは一致しない。そしてこれらの不一致の理由についてはこれまでほとんど説明されないままになっているといっている。例えば、FITCH and SCHOLZ (1971), ANDO (1982), MIYASHITA (1987) らによって提出された断層面の大部分は海域にあるので、陸域に広がる余震域と全く一致しない。また津波の波源域 [羽鳥 (1974)] は当然ながら大部分が海域にとられているので余震域と大きく食い違っている。さらに四国南西部は余震域に含まれていないとされ

* 〒780-8073 高知市朝倉本町 2-17-47

** 〒780-8072 高知市曙町 2-5-1

ているにもかかわらず、高知県西部の中村・宿毛両市を中心とした南西部が受けた、地震動による大きな災害についても納得のいく解釈が与えられていない。

木村・岡野(1995a)は1967年より始めた微小地震の観測結果に基づいて、四国地域の微小地震の震源分布、地震のメカニズム、地殻・最上部マントルの構造を綿密に求めた結果、1946年南海地震の余震域が明瞭になったので、震源域(断層面)と余震域の関係について矛盾のない考えを得た。今回、この考えに基づいて気象庁等の観測結果を再検討した結果、余震域、津波の波源域、地表面の変動域、さらに震度分布等が矛盾なく調和する震源域(断層面)を推定することができた。

§2. 余 震

余震とは断層面をとり囲む領域に集中して発生する地震であるといえる。そこで最近の精度のよい震源決定に

よって得られたいくつかの余震分布図を津波の波源域や断層面と共に Fig. 1 に示す。南海地震以外の地震では余震域が波源域とほぼ一致していることが見られるであろう。これは物理的に考えて納得のいくことである。これに対して南海地震の場合の不一致は明瞭である。このことについての議論は殆どなされないままに断層面の研究が進められてきた。一方、四国の地震活動に関する最近の研究によれば、地震は地殻とマントル最上部に発生していてそれらの分布は完全に分かれている[木村・岡野(1991)]。南海地震の断層面はマントル地震の分布層の中にあると考えられるので、上の余震の定義からするとマントル地震だけが余震であって、地殻内に発生する浅い地震は余震ではなくて南海地震の発生により誘発された地震であると考えられる。

本論文では、南海地震の余震を上記のように定義し、以下の議論を進める。

Fig. 1. Distributions of aftershocks and source areas of tsunamis for the 1946 Nankai (A), the 1953 off Boso Peninsula (B), the 1983 Mid-Japan Sea (C) and the 1993 Southwest off Hokkaido (D) earthquakes. (B): after HATORI (1975). (C) and (D): after JMA (1984 and 1995). The rectangle in (A) shows the fault region.

Fig. 2. Epicenter distribution of earthquakes relocated by TAKEUCHI *et al.* (1987) (open circles) and by the present study (solid squares). The data period is same as in Fig. 1(A). Rectangle surrounded by thick lines denotes the source region of the 1946 Nankai earthquake inferred from this study. M.T. L. and N.T. denote the Median Tectonic Line and the Nankai Trough, respectively.

§ 3. 気象庁による余震の震源分布

3.1 震央分布

Fig. 1(A) に気象庁によって決められた、南海地震発生から翌 1947 年 6 月末までの約半年間の震央分布が示されている。当時は観測の不備のために P 波初動時刻の精度が震源決定を行うには不十分であったので、初動時刻による震源決定にはかなりの誤差が見込まれる。その後竹内・他 (1987) は南海地震とその余震の震源再決定を行って震央分布 (Fig. 2) を示したが、その中には四国西部地域に決められた震央がある。その地震の M は 5.1 なので、グーテンベルグ・リヒターの (M - F) の関係からすると西部においてもより小さい地震がかなりの数発生したものと考えてよい。またその他にも以下に述べるように、四国西部の観測点における観測の中断のために、西部に震源をもつと思われる、震源の決定されなかった地震があったことが推定できる。

四国西部の松山 (1945 年 1 月～1947 年 3 月)、宇和島 (1945 年 7 月～1947 年 12 月)、足摺 (1945 年 5 月～1948 年 2 月)、九州東部の大分 (1945 年 1 月～1949 年 12 月) の各観測点では括弧内に示した期間中地震観測が中断していたことが報告されているので [気象庁観測部地震課 (1976)], これと大阪管区気象台 (1990) の報告に基づいて、当時の観測状況をまとめて Fig. 3 に示す。図から明らかなようにこの期間中、四国西部から九州にかけての地震の震源の位置が決められなかったと考えるのは当然であって、Fig. 1(A) の震央分布をそのまま受け入れて四国西部で余震活動が極端に低かったとするのは誤りである。

Fig. 4 は 1941 年から 1947 年までの各年毎の気象庁

Fig. 3. Map showing observatories of JMA at the occurrence time of the 1946 Nankai earthquake. Solid and open circles indicate operating and stopping of seismic observation, respectively.

による震央分布を示したもので、分布図は瀬瀬・吉井 (1986) 作製のソフト「micro SEIS」を用いて作られた。ただし 1946 年は南海地震発生直前の 12 月 20 日までで、12 月 21 日以後は 1947 年に加えてある。四国西部から九州へかけての地震活動をこの図によって見ると、観測が定常的に行われていた 1941 年～1944 年はそれ程低くはなく、現在観測されている程度の活動が見られる。その活動は観測が中断された 1945 年から極端に低下したことが明瞭である。この著しい違いを見るだけでも Fig. 1(A) に見られる四国西部における低い地震活動は観測の中断によることは疑いない。

3.2 高知、徳島および高松の各地方気象台のデータから推定される余震活動

高知地方気象台に保存されている地震記象の読み取り

Fig. 4. Yearly epicenter distributions from 1941 to 1948. The data period in 1946 is from Jan. 01 to Dec. 20 and the one in 1947 from Dec. 21 1946 to Dec. 31 1947.

Fig. 5. Monthly number of earthquakes observed at the Kochi Observatory of JMA.

データを用いて、地震の大小を区別せずに月毎の数の時系列を示したのが Fig. 5 である。また Fig. 6 にはそれらの地震の (S-P) 時間の頻度分布を示す。この二つの図を見ると本震の発生と共に多数の余震が地震計に記録されていることが分かる。しかも高知市のごく近傍に震源があると思われる (S-P) 時間の極めて短い地震の数が多く、(S-P) 時間が長くなるにしたがって数が減少していくというパターンを示している。このパターンから、観測点すなわち高知市近傍が余震域に含まれて地震活動が

Fig. 6. Frequency distribution of S-P times of earthquakes observed at the Kochi Observatory of JMA.

活発化したことが推定できる。

次に、Fig. 1(A) を見ると高知市の近傍には地震が少なく、徳島市の近くには多くの震央がプロットされている。この図を見る限り徳島市では高知市に比べてより多くの地震が観測されていると考えるのが普通である。ところが徳島と高知の両気象台の有感地震の観測結果には Fig. 7 から分かるようにほとんど差が見られない。このように徳島に匹敵する数の有感地震を高知で観測してい

Fig. 7. Monthly number of felt earthquakes at the Tokushima, Takamatsu and Kochi Observatories of JMA. The data period is from 1946 through 1948.

ることは、高知近傍においても徳島と同じように活発な余震活動があったのだが、観測点が四国東部に偏っていたために四国中央部から西部にかけての震源が決められなかったと見るのは当然であろう。このことは、木村・岡野 (1994) が南海地震の震源域の北限を中央構造線とする考えに従えば、中央構造線の北側に位置していて震源域から外れている高松市近傍では予想通り地震が少ないことが Fig. 1(A) に見られるが、気象庁による有感地震の観測報告からまた数が少ないことが Fig. 7 に示されていて理解できる。

ところで高知における (S-P) 時間の頻度分布図 (Fig. 6) を見ると、2 秒より短い地震がたいへん多く普段時とはかなり違っている。特に (S-P) 時間が 1 秒以内の地震が多いのが目につく。やはりこれはそのままでは受け入れにくい。といって地震計の倍率が 50 倍程度なので人工の振動が、報告されている程多くかつ長期にわたって記録されたとは考えにくい。おそらく地震の初動振幅が極めて小さくしか記録されなかったために後続波を初動として読まざるを得なかったような、高知近傍の小さい地震が記録されたものと考えられる。安政南海地震の際にも高知周辺では鳴動を伴った程浅くて近い地震の発生があったことが岡野・他 (1984) によって報告されているので、この 1946 年の南海地震の場合にも高知周辺において高い地震活動があったことは疑いない。

3.3 気象庁データから決められた四国西部の地震

気象庁による観測データ (1946 年 12 月～1947 年 6 月) が竹内・他 (1987) によって再調査されているので、この FD 入りの再観測データ [浜田 (1994)] を使って四

国西部の地震を目当てに独自に震源を決めた。しかし前述のように四国西部から九州東部に至る観測点はすべて観測を中断していたために、確信のおける震源とはいえないが、松山地方気象台が 1947 年 4 月から観測を再開しているので、このデータを使ってそれ以後同年 6 月までの期間に四国西部に震源をもつ地震をいくつか決めることができた。ただ 4 月から 6 月になると余震活動が低下しているので期待できる程の数は得られなかった。これらを震源が再決定された余震分布図 [竹内・他 (1987)] の Fig. 2 に■印で加えてある。

§4. 高知大学によって得られた四国の地震の特徴

高知大学によって決められた四国付近の微小地震の震央分布を地殻地震とマントル地震に分けて Fig. 8(A), (B) に示す。これらの震央分布図から、マントル地震は東の紀伊水道と西の伊予灘および豊後水道で活動が活発である一方、四国内陸では活動が低いことが分かる。四国内陸部における活動は東部と比べて西部ではやや低い、東部の方が特に高いという程ではない。これに反して地殻地震の方は東部で活動が高く、西部では無地震域といってよいくらい極端に低い。したがって地殻地震とマントル地震を分けなくて図示した一般的な震央分布を見ると四国西部は地震活動が低いという印象を与えるが、これは地殻地震についてのことで、マントル地震の活動は低くない。

ここで地殻地震とマントル地震の本質的な特性の違いを挙げる。そのために Fig. 9(A) に $N10^{\circ}W$ 方向の断面上に投影した深さ分布を示す。筆者等は永年の観測と研

Fig. 8. Epicenter distributions of crustal (A) and mantle (B) earthquakes in Shikoku from Apr. 01 1985 to Dec. 31 1994. Earthquakes in the surrounding area of Shikoku are not shown, because their origins are not determined by Kochi Earthquake Observatory. The Median (top), the Mikabu (middle) and the Butsuzo (bottom) Tectonic Lines are delineated in Shikoku.

究によってこれらの地震が全く異なった発生様式を持つことを明らかにしてきた。すなわち、地殻地震の震源は約 22~23 km より浅く、その大部分がいわゆる 6 km/s 層内に起こり、マントル地震はそれより深くモホ不連続面直下に起こる。ただし後者の震源分布は南上がりの傾斜をしているので南海トラフに近づくとその深さは 10 km 程度にまで浅くなるものと推定される。一方地殻地震は逆に南下がりの分布をしているが、その分布はマントル地震の分布層に接する深さの 22~23 km よりは深くないので、南海トラフにまでは達せず室戸半島あるいは紀伊半島先端より少し南あたりが南限になると考えられている。これらの震源分布の特徴は木村・岡野 (1991) によって求められた四国下の地殻・最上部マントルの速度構造とうまく対応がつく。

さらに著しい違いはメカニズムである。地殻地震の P

軸の方向が E-W であるのに対しマントル地震の方は N-S 方向の P 軸を持つ [Okano *et al.* (1980)]。この両者の P 軸の方向が互いに直角をなしていることは極めて注目すべきことで、両者間の応力系は互いに無関係ではなく密接な相互作用が働いていることを示唆していると考えてよからう。

§5. 考 察

1946 年南海地震の余震活動が四国西部で極端に低かったという気象庁の結果は、当時四国西部から九州にかけての観測中断が一つの原因ではあるが、地殻地震とマントル地震を区別せず、全ての地震を一括して分布図に表したことが主な原因となっており、なお一層強い印象を与えたのである。

さてここで南海地震の余震について考察する。木村・

Fig. 9. (A): Depth distribution of microearthquakes in the rectangular area shown in (B). Observation points are shown by the following abbreviation forms: DOI; Doi, AOU; Aou, AKR; Asakura, UMJ; Umaji, KUB; Kubokawa and MUT; Muroto. (B): Map showing the rectangular area.

Table 1. Number of earthquakes observed at the Miyazaki (MYZ) and/or the Kumamoto (KUM) Observatories of JMA (Dec. 21 1946–Jun. 30 1947).

	Observed at MYZ and not at KUM	Observed at KUM and not at MYZ	Observed at both MYZ and KUM	Total
Dec. 1946	64	155	82	301
Jan. 1947	15	50	22	87
Feb. 1947	10	17	17	44
Mar. 1947	6	13	7	26
Apr. 1947	14	25	16	55
May 1947	10	22	9	41
Jun. 1947	8	20	13	41

岡野 (1994) は南海地震の震源領域を南海トラフ付近から約 10 度の角度を持って北下がり中央構造線まで傾斜する 4~5 km の厚さを持った板状の層であることを見いだしている。そして断層のスリップ面はこの層内にあり、この層内に発生する地震だけが余震であるという考えを出している。すなわち Fig. 9(A) に見られるマントル地震の発生層が余震域となる訳である。それ故本来の意味での南海地震の余震はマントル地震だけであって、地殻地震は余震ではないことになる。したがって余震であるマントル地震だけについて考えるならば、Fig. 8(B) に見られる平常時の活動が示すように、四国西部で余震活動が低かったということはないという推論が得られる。もっとも、南海地震の震源に近い紀伊水道付近ではマントル地震の活動が 1946 年南海地震直後そして現在も高いので、その意味を考える必要があることはいまでもない。

それでは地殻内に発生する地震をどのように考えればよいのか。木村・岡野 (1995b) は青木 (1995) の指摘を受けて誘発地震と解釈するのがよいとしている。この点については筆者等 [例えば木村・岡野 (1995b)] が再々述べているように、南海地震の発生に伴う南北方向の応力の急激な低下が地殻に作用を及ぼし、相対的に東西方向の応力の急激な増大を招いた結果、東西方向の P 軸を持つ地殻地震が頻発したと考えれば、地殻地震とマントル地震の P 軸が直交していることの意味も納得がいくのである。それ故地殻地震を誘発地震と考えることの妥当性が理解できる。このことは、東海地震が東海地方に与える余震活動の特徴に類似している。青木 (1995) は誘発地震の例として 1945 年の三河地震を挙げているが、この地震の震源は地殻内にあり、P 軸の方向はほぼ東西なので 1944 年の東南海地震発生に伴った誘発地震と考えるのは当を得ている。

以上の説明を理解した上で四国西部に震央が求められた地震を含めた震央分布 (Fig. 2) を見ると、四国西部を余震域に加えることの妥当性が理解できる。

次に Fig. 1(A) に見られるような伊予灘・豊後水道から日向灘にかけての低い地震活動が事実ならば、九州の宮崎では地震が記録されることは極めて少ないことが予想される。ところが Fig. 4 を見るとその数は少なくない。しかし本震発生後熊本周辺に地震が頻発しているので (Fig. 2), これらの地震を宮崎で記録したためとも考えられる。そこで宮崎と熊本の両観測所で観測された地震のうち、熊本で観測されず宮崎で観測された地震を調

べてみると、Table 1 に見られるようにかなりの数が得られている。これらの地震の多くは豊後水道および日向灘あるいは南海地震の余震として発生した四国西部の地震を記録されたものと推定されるので、このこともまた、Fig. 1(A) に見られるような四国西部から九州にかけての極端に低い地震活動は、観測中断によって震源が決められなかったために誤って得られたと考える根拠の一つとなるであろう。

さらに次のような現象も根拠として挙げられる。すなわち南海地震による震度分布は、昭和ばかりでなく安政、宝永の南海地震の場合も得られている [宇佐美

Fig. 10. Number of felt earthquakes recorded at sites in Kochi prefecture in Shikoku (inserted figure) during the first 14 hours after the 1854 (Ansei) Nankai earthquake [MASHIRO (1995)]. Numerals denote counted times. Solid circles denote to be uncountable.

Fig. 11. Distribution of collapsed houses in Kochi prefecture by the 1946 Nankai earthquake [MASHIRO (1995)]. The rate of damage is shown in percent.

(1987)] が、これによるといずれの場合も四国の南西部は東部・中部と同様に震度 VI である。したがって南西部もまた脆性破壊が起きていて余震域であることが推定できる。

また昭和南海地震の場合、四国西部の観測点では地震観測および震度報告がないので余震活動が明瞭でないが、安政南海地震の場合には古文書に有感余震の回数が書き残されているので、ある程度の推測が可能である。間城(1995)によって示された余震回数の分布図(Fig. 10)を見ると、本震直後の余震活動は四国南西部では中央・東部と比べてそれほど差がないことが推定される。これもまた四国南西部において余震活動があったことが示されていると考えてよかろう。

昭和南海地震の際には地震動による被害が詳細に調査されている[廣木(1949)]。高知県内各市町村における家屋の倒壊率(Fig. 11)を見ると、四国南西地域は中村市だけでなく西端の宿毛市まで大きな倒壊率が示されていて、これもまた南西地域が震源域に入っていると考えなければ理解できない。

以上のように、南海地震は常に同じ震源域が活動したものと推定されるのだが、それは四国全域を含めた領域であると考えるのが妥当である。それでは南海地震の震源域の範囲について考えてみる。震源域の西を四国の西端にとると、この線は負のフリーエアー重力異常から推定した多田(1996)による区分線にほぼ一致している。そして震源域の北は中央構造線に、南は南海トラフにとる。東は、宇津(1977)による南海地震の震源域の区分によると、紀伊半島の先端のやや東よりの線を境にしているし、竹内・他(1987)では潮岬のやや東よりまで余震域が広がっているなのでこのあたりが震源域の東端であって、東南海地震の震源域[岩田・浜田(1986)]と境を接しているのかもしれない。この震源域はFig.2に示してある。そこで、マントル地震発生層の厚さが5 km 程度[木村・岡野(1994)]と考えられるので、震源域の容積は $300 \times 150 \times 5 = 2.3 \times 10^5 \text{ km}^3$ となり、ここに蓄えられる弾性エネルギーは $6.9 \times 10^{23} \text{ erg}$ となって、坪井(1964)による巨大地震のエネルギーの見積りと調和する。ここで問題となるのは紀伊水道から東にかけての震源分布の形状で、西の四国に見られる平板状の単純な形と違って変形が激しい。この変形は当然意味を持つものであろうが現在明らかにすることはできない。

§6. まとめとあとがき

これまで気象庁による震央分布が南海地震の余震分布として、南海地震のメカニズムを推論する根拠とされてきたが、当時の観測状態から考えると疑問点が多い。特

に四国西部における極端に低い地震活動がそのまま受け入れられているが、これは当時西部の観測点における観測の中断と、誘発地震であって直接の余震ではない地殻地震を含めた分布を余震分布としたために生じた誤解であること、そして四国の西部地域は地殻地震の活動が極端に低いことを考慮していなかったことも誤解の原因の一つであることを述べた。直接の余震であるマントル地震だけの分布について考えるならば、現在観測されているマントル地震が発生する、中央構造線以南の四国全域が余震域となるので、これまで充分には解明されていない、南海地震に関連する種々の現象についての矛盾がかなり解消されるものと考えている。例えば、四国西部の中村市における地震動による大きな被害も納得がいき、また室戸半島に類似した足摺半島の地震時の隆起やその後の沈降、そして現在進行している北西-南東方向の水平圧縮歪等の地殻変動も無理なく理解できるようになる。また津波については、Fig. 2 に示した震源域が波源域とほぼ一致すると考えられる。地盤変動については岡野・木村(1996)が詳述している。

謝 辞

この研究は主として気象庁が南海地震発生当時記録した貴重なデータに基づいて行ったものです。気象庁の方々に心から御礼を申し上げます。今回筆者らが再決定した震源のデータは、気象庁の浜田信生博士のご好意によっていただいたFDによるものです。浜田博士に深く感謝します。なお、浜田博士には査読者としてこの論文の欠点を指摘していただいたので、論文がより分かりやすいものになりました。また他の一名の査読者にも丁寧に読んでいただき適確な助言をいただきました。お二人の査読者に心から御礼を申し上げます。また、清水 洋編集担当者には査読の最終段階で適切な助言をいただきました。厚く御礼申し上げます。高知大学地震観測所のデータは、本所の川谷和夫技官の細心な観測と読み取りによって高い精度を持つので、信頼のおける震源決定が可能でした。川谷技官に感謝の意を表します。

文 献

- ANDO, M., 1982, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **28**, 320-336.
 青木治三, 1995, 私信。
 FITCH, T.J. and C.H. SCHOLZ, 1971, Mechanism of underthrusting in southwest Japan: a model of convergent plate interactions, *J. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292.
 浜田信生, 1994, 私信。

- 羽鳥徳太郎, 1974, 東海・南海道沖における大津波の波源—1944年東南海, 1946年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定—, 地震 2, 27, 10-24.
- 羽鳥徳太郎, 1975, 房総沖における津波の波源—延宝(1677年)・元禄(1703年)・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定—, 地震研彙報, 50, 83-91.
- 羽鳥徳太郎, 1997, 1995年兵庫県南部地震津波の規模および波源域, 地震 2, 49, 461-466.
- 廣木三郎編, 1949, 南海大震災誌, 高知県, 692 pp.
- 岩田孝仁・浜田信生, 1986, 1944年東南海地震前後の地震活動, 地震 2, 39, 621-634.
- 木村昌三・岡野健之助, 1991, 四国地方の下部地殻とモホロヴィチッチ不連続面, 高知大学学術研究報告(自然科学), 40, 49-61.
- 木村昌三・岡野健之助, 1994, 四国におけるマントル地震の震源分布から推定される昭和南海地震の震源領域, 高知大学学術研究報告(自然科学), 43, 79-89.
- 木村昌三・岡野健之助, 1995a, 昭和(1946)南海地震についての一つの考え, 地球惑星科学関連学会 1995年合同大会予稿集, 648.
- 木村昌三・岡野健之助, 1995b, 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, 1984, 昭和 58 年(1983 年)日本海中部地震調査報告, 気象庁技術報告第 106 号, 252 pp.
- 気象庁, 1995, 平成 5 年(1993 年)北海道南西沖地震調査報告, 気象庁技術報告第 117 号, 281 pp.
- 気象庁観測部地震課, 1976, 全国有感・無感地震回数表 1873-1974, 気象庁, 89 pp.
- 額額一起・吉井敏尙, 1986, 地震データベース利用システムの開発(2)—PCへの移植—, 地震学会講演予稿集, No. 2, 247.
- 間城龍男, 1995, 宝永大地震—土佐最大の被害地震—, あさひ謄写堂, 167 pp.
- MIYASHITA, K., 1987, A model of plate convergence in southwest Japan, inferred from leveling data associated with the 1946 Nankaido earthquake, J. Phys. Earth, 35, 449-468.
- 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.
- 岡野健之助・木村昌三・川谷和夫, 1984, 安政南海地震の余震活動, 地震 2, 37, 99-108.
- OKANO, K., S. KIMURA, T. KONOMI and M. NAKAMURA, 1980, Focal mechanism in Shikoku, Japan inferred from microearthquake observation, Mem. Foc. Sci. Kochi Univ., 1, Ser. B, 1-13.
- 大阪管区気象台, 1990, 近畿・中国・四国の有感地震, 大阪管区気象台, pp. 211.
- 多田 堯, 1996, 地殻水平歪による日本列島地体構造区分, 地球, 18, 807-811.
- 竹内 新・吉川一光・浜田信生, 1987, 1946年南海道地震の余震分布の再調査, 地震学会講演予稿集, No. 1, 15.
- 坪井忠二, 1964, 地球の構成, 岩波書店, 323 pp.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 434 pp.
- 宇津徳治, 1977, 地震学, 共立出版, 302 pp.