四国中央部中央構造線付近に発生する 微小地震の震源分布

地質調査所* 佐藤隆司・当舍利行・長 秋雄・増田幸治

Hypocenter Distribution of Microearthquakes around a Central Portion of the Median Tectonic Line in Shikoku, Southwest Japan

Takashi SATOH, Toshiyuki TOSHA, Akio CHO and Koji MASUDA

Geological Survey of Japan, 1-1-3, Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

(Received July 26, 1993; Accepted November 17, 1993)

Although the Median Tectonic Line (MTL) fault system in Shikoku, southwest Japan, is one of the most active faults during the late Quaternary in Japan, the present-day seismicity along the MTL is not so remarkable. However microseismic activities have recently been reported in some regions along the MTL in Shikoku. It has been pointed out that these activities are those at segment boundaries of the MTL fault system. We carried out a temporal microseismic observation in one of these regions, the region around borders between Ehime, Kagawa and Tokushima prefectures, in order to determine the earthquake hypocenters precisely so that we can discuss the hypocenter distribution in context of the tectonics of the MTL. The seismometer network consisted of six observation points and had its areal extent of about 10 km by 10 km. Surface trace of the Ikeda fault goes through the network with its strike of $N75^{\circ}E$. About 10 km to the west of the network, there is a segment boundary of the MTL fault system which divides the Ikeda fault and the Ishiduchi fault. Hypocenters of 82 earthquakes are located during November 1990–August 1991. The seismic activity is high beneath the network, and no hypocenter is located near the segment boundary of the Ikeda and Ishiduchi faults. Most events located in the southern side of the MTL are in a depth range of 5–8 km, and the distribution is almost flat or slightly inclines toward south from the MTL. The distribution pattern of the hypocenters in the northern side of the MTL is widely different from that in the southern side. The hypocenter depth increases with being away northward from the surface trace of the MTL. Although the number of events located is too few to conclude that the distribution is planar, the dip angle of about 50° is measured from a cross-sectional view on a vertical plane perpendicular to the strike of the MTL. The gap in the hypocenter distribution just beneath the MTL dipping almost vertically to the north, which has been reported by KIMURA and OKANO (1992) as an evidence that the MTL is near vertical, is not found in the present study.

Key words: Median Tectonic Line (MTL), Shikoku, Microearthquakes, Fault Segmentation.

§ 1. はじめに

中央構造線 (Median Tectonic Line, 以下 MTL と略す) 活断層系は、日本の内陸地域における第一級の活断層であり、四国地域においてはその大部分が活動度 A または B に分類される [活断層研究会 (1980)], MATSUDA (1980) は、平均相対変位速度が大きいこと、および、

歴史に残る被害地震の記録がないことから、MTL を近い将来大地震の発生する可能性の高い要注意断層のひとつとした。

近年、トレンチや物理探査の手法を用いて活断層の第四紀後期の活動を解読する試みが数多くなされており、四国およびその周辺の MTL 活断層系においてもいくつかの報告例がある。小川・他 (1992) は、伊予灘北東部の海底活断層の音波探査記録やコアサンプルを用いた堆積

* 〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

Fig. 1. Map of Shikoku showing location of the study area. Areas enclosed by the smaller and bigger squares correspond to those covered by Fig. 2 and Fig. 4, respectively. Surface trace of the MTL is drawn by thick lines.

層の対比から、同断層の最新の活動が約 2000 年前、活動の周期が約 2000 年と推定した。愛媛県岡村断層における Tsutsumi *et al.* (1991), 堤・他 (1992), 山崎・他 (1992) によるトレンチ調査の結果から、同断層の最新活動時期、活動周期は、それぞれ、4~7 世紀、1300~2000 年程度と推定されている。岡田・他 (1991) は徳島県父尾断層におけるトレンチ調査から同断層が 1596 年の慶長地震 (M 7.5) の震源である可能性が高いことを指摘し、MTL 活断層系を震源とする歴史地震はないというこれまでの常識が必ずしも正しくないことを示した。

これらの研究から明らかになってきた最も重要なことのひとつは、MTL 活断層系が、全体が同一時期に活動する一括放出型の活断層ではなく、活動時期の異なるいくつかの区間 (セグメント) によって構成されていることである。実際、最近では、MTL 活断層系をセグメントに分割する試みが佃 (1990), 岡田 (1992) によりなされている。このようにひとつの活断層系がいくつかのセグメントに分かれている場合、セグメント境界は大地震の破壊開始点になる可能性が高い。従って、そのような場所で種々の観測を継続して行い地殻活動の変化をとらえることは大地震の前兆現象をとらえるうえで非常に重要になる。

四国内では MTL に直接関連すると考えられる現在の地震活動はあまり活発ではない。しかし、近年の国立大学の微小地震観測網の拡充にともない、徳島県徳島市北西方、徳島・香川・愛媛県境付近、愛媛県西条市付近、松山市東方および西方などの地域の MTL 近傍に浅発微

小地震活動の集中域が存在することが明らかになった [三浦・他 (1990), 岡野・木村 (1988)]。佃 (1989, 1990) はこれらの地震活動域がいずれも MTL のセグメント境界付近に位置することを示すとともに、MTL の将来の活動を予測するうえでこれらの地震活動に注目することの重要性を指摘した。しかし、四国内の国立大学の微小地震観測網の観測点の密度が不十分なため、浅い地震の深さの決定精度が MTL との関連を議論するには必ずしも十分でない可能性がある [岡野・木村 (1988)]。

そこで我々は、上記地震活動域のうち、徳島・香川・愛媛県境付近の活動について、その震源分布を精度良く決定し、MTL との関連を明らかにする目的で、Fig. 1 に示される地域で 6 観測点からなる小スパンの微小地震観測を行った。ここでは得られた震源分布の特徴について報告する。

§ 2. 観 測

観測は 1990 年 11 月から 1991 年 8 月までの約 9 か月間行われた。Fig. 2 に観測点の配置を、Table 1 に観測点の座標を示す。観測網は、岡野・木村 (1988) による震源分布を参考に、深さ 5 km 以浅の地震の震央を取り囲むように設定した。観測網は東西・南北の広がり約 10 km、観測点の間隔約 5 km で、そのほぼ中央を MTL 活断層系のひとつ、池田断層、が $N75^{\circ}E$ の走向に発達している。観測点は池田断層の北側に 2 点、南側に 4 点の合計 6 点を設置した。ちなみに、この付近における国立大学の微小地震観測網の観測点の間隔は約 30 km 以

Fig. 2. Distribution of the seismograph stations (Crosses). Thick solid lines indicate surface trace of the MTL. Thin solid and dashed lines denote the coast line and the prefectural borders, respectively.

上である。観測網の西約 10 km の愛媛県伊予三島市内には MTL の地表トレースのギャップが存在し、池田断層とその西の石槌断層を画するセグメント境界とされている [岡田 (1992), 佃 (1990)]。

観測システムは、地質調査所において地熱地域の微小地震探査のために開発されたもの [当舎・他 (1989)] であり、岩手県滝ノ上地域における微小地震観測などで実績をあげている [当舎・他 (1990)]。各観測点には固有周波数 2 Hz の 3 成分速度型地震計 (マークプロダクト L22-D) が設置された。地震計によって検出された地動信号は、プリアンプで 40 dB 増幅された後、デジタル・イベント・レコーダ (コロンビア貿易 DTC-7000) に入力された。入力された信号は、レコーダ内蔵のメインアンプでさらに 20 dB 増幅された後 200 Hz サンプリング、16 ビット分解能で A/D 変換され、トリガ方式でカートリッジテープに記録された。本観測システムはテレメータ方式によるものではないが、各レコーダには精度 10^{-10} の水晶時計が内蔵されており、同精度の可搬型のマスター時計 (コロンビア貿易 TMC-6010) を用いて 2 週間に 1 度程度の頻度で校正を行うことにより、観測点間の時刻同期を 1 ms 程度の精度に保つことができる。また、マスター時計を JJY 自動校正機能付きの時計 (エコー計測器 AQ-6000) により 1 日に 2 回校正するこ

Table 1. List of Seismograph Stations.

Station name	Code	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)
Ariki	ARK	34.0298	133.7100	430
Daiso	TIS	33.9839	133.7052	605
Kioroshi	KOR	33.9448	133.6929	500
Kureishi	KRI	33.9656	133.6586	580
Shimokawa	SMK	34.0085	133.6592	295
Terano	KNM	33.9669	133.7503	365

とにより 5 ms 程度の精度で日本標準時刻との比較を可能とした。

§ 3. 震源決定

震源計算には、P 波および S 波の初動到達時刻を用い、MATSU'URA (1984) の提案した方法にもとづいて HIRATA and MATSU'URA (1987) が開発したプログラムが用いられた。MATSU'URA (1984) の方法では、事前の情報に基づいて与えられた震源パラメタに関する先験的確率密度分布と観測データから計算される尤度の積、すなわち事後確率密度分布、を最大にする震源パラメタが求められる。今回の観測では、観測点の数が 6 点と少ないことや、観測網の広がりが 10 km×10 km 程度とあまり広くなく観測網の外に発生する地震も震源決定の対

Fig. 3. P-wave velocity structure model used for locating the earthquake hypocenters. V_p/V_s is assumed to be 1.73.

象にしなければならないことから、安定に解が得られる震源決定法のひとつである MATSU'URA (1984) の方法を採用した。

速度構造モデルは、付近で実施された屈折法地震探査 [井上・他 (1984), 伊藤・他 (1982)] の結果を参考にして, Fig. 3 に示されるものが用いられた。 V_p/V_s は 1.73 と仮定した。上記の地震探査の結果から, MTL 直下において, P 波速度 4.8 km/s の第 1 層と約 6 km/s の第 2 層の境界の深さに 2 km 程度の北落ちの段差が認められるが, 震源決定ではこのことは考慮されていない。震源決定に用いた Fig. 3 に示される速度構造は, MTL の南側のそれに近い構造である。

3 点以上の観測点で初動の検測がなされ S-P が 2.5 秒以下の地震を対象に震源決定を行った。観測網は岡野・木村 (1988) を参考にして付近で発生する深さ 5 km 以下の地震の震央を取り囲むように設定した。従って, 震源位置の先験的確率密度分布は観測網のほぼ中央 (34°N, 133.7°E), 深さ 10 km に中心を持ち, 水平方向の分散 (100 km)², 鉛直方向の分散 (20 km)² の正規分布とした。空中に震源が決定されるのを防ぐために鉛直方向の拘束を比較的強く設定した。

震源決定の精度について以下のふたつの影響について調べた。ひとつはランダムな読み取り誤差の影響であり, もうひとつは屈折法地震探査の結果明らかになった地殻浅部における MTL の南と北の構造の違い [井上・他 (1984), 伊藤・他 (1982)] を考慮に入れなかったことの影響である。

震源決定は非線形最小二乗法の問題なので, ランダムな読み取り誤差が震源決定精度におよぼす影響は共分散行列から正しく評価できるとは限らない。ここでは, 観測データに正規乱数を加えたものをデータとして震源決定を行い, そのばらつきからランダムな読み取り誤差の影響を調べた。SATO *et al.* (1967) は理論走時に正規乱数を加えたデータを使って同様のシミュレーションを行うことにより気象庁の地震観測網の震源決定精度を評価している。正規乱数の標準偏差は観測波形を参考にして P 波 0.02 秒, S 波 0.1 秒とし, シミュレーションは各地震について 200 回行った。シミュレーションの結果は共分散行列から推定される震源決定の精度とともに震源決定結果の取捨選択の基準として用いた。

次に, 地殻浅部における MTL の南と北の速度構造の違いを考慮にいれていないことの影響について調べるため, MTL の北側の観測点 (ARK, SMK) の観測値に P 波で -0.08 秒, S 波で -0.14 秒の観測点補正を加えて震源決定を行った。この観測点補正値は地震波が真下から入射した場合の, 震源決定に用いた水平成層構造モデルと伊藤・他 (1982) や井上・他 (1984) によって見いだされた段差のある構造との走時差に相当する。段差の影響を正しく評価するためには 3 次元速度構造を用いた震源決定をする必要があるが, 地震波の入射方向が真下に近い観測網直下の地震や観測網の周辺の地震でも比較的深いものに対しては観測点補正を与える方法で十分に評価が可能であろう。観測点補正を加えて震源決定を行った結果と加えないで震源決定を行った結果を比較する

Fig. 4. Epicenter distribution. Diamonds, triangles and squares indicate the focal depth (H): $\diamond$; $H \leq 5$ km, $\triangle$; $5 < H \leq 8$ km, $\square$; $H > 8$ km. Crosses indicate the observation points. Thick solid lines indicate surface trace of the MTL.

Fig. 5. Cross-sectional view of the earthquake hypocenters projected on a vertical plane striking $N15^\circ W$, which is perpendicular to strike of the MTL. ∇ indicates approximate location of surface trace of the MTL.

と、得られた震源位置のずれは最大 2.3 km, 平均 0.8 km であり、次節で述べる震源分布の特徴もほとんど変わらなかった。

§ 4. 震源分布の特徴

Fig. 4 に震央分布を示す。岡野・木村(1988), 木村・

岡野(1992)に従って、シンボルにより震源の深さ(H)の範囲を、 $\diamond$: $H \leq 5$ km, $\triangle$: $5 < H \leq 8$ km, $\square$: $H > 8$ km, の3つに区分した。Fig. 5 は Fig. 4 にプロットされた地震を MTL と直交する走向 $N15^\circ W$ の鉛直な面に投影したものである。共分散行列の最大固有値の方向における震源位置の推定値の標準偏差、および、シミュ

レーションで求められた震源位置のばらつきが最も大きい方向におけるばらつきの標準偏差がともに 2 km 以下に決定された 82 個の地震がプロットされている。上下動成分の最大振幅から渡辺 (1971) の式を用いて決定された最小の地震のマグニチュードは -0.4 である。

震源決定された地震の大部分は深さ 5 km から 8 km の範囲にあり、それらは観測網の直下の愛媛・香川・徳島県境付近を中心に東西約 10 km の範囲に分布している。南北方向の広がり、北側が MTL の北約 4 km までの範囲に限られるのに対し、南側は MTL から 10 数 km 程度南まで分布している。震央の分布は様ではなく、MTL の北側の SMK 観測点から ARK 観測点にかけての地域、および、MTL の南約 5 km の KOR 観測点の周辺に多く決定されており、MTL のすぐ南の KRI 観測点から TIS 観測点にかけて地震の少ない地域が帯状に存在する。鉛直断面図 (Fig. 5) を見ると、これらの地震はほぼ水平あるいはやや南に傾斜した分布をしている。岡野・木村 (1988) などによれば、この活動はさらに南方に続き MTL の南方約 30 km を並走する御荷鉾構造線の南にまで達している。この活動の北側に接するように深さ 8 km よりも深い地震がいくつか分布している (Fig. 4)。鉛直断面図からはこれらの地震が MTL から遠ざかるに従って急激にその深さを増すことが分かる (Fig. 5)。これらの地震は震源決定された地震の数が少なくそれらが面状に分布しているか否かを断定することはできないが、傾斜角を測ると約 50° になる。深さ 8 km 以浅の地震の分布の北限もほぼ同じ角度で北に傾斜しているように見える。観測網の西方約 10 km の伊予三島市内にある池田断層と石槌断層とのセグメント境界付近には今回の観測では震源は決定されなかった。

この周辺で発生する地震の震源分布については、四国内およびその周辺の国立大学の微小地震観測網のデータをまとめた岡野・木村 (1988) に最近の知見およびデータを加えた、木村・岡野 (1992) に最も詳しく述べられている。今回の観測で得られた結果は、MTL の南側には南に緩く傾斜する 8 km より浅い地震が分布し、北側には北に向かって急激に深さを増す地震が分布する、という全体的な特徴については木村・岡野 (1992) と一致する。ここではさらに細かな点について彼らの結果と比較する。木村・岡野 (1992) によれば、この地域の 8 km より浅い地震の震央分布には NE-SW 方向に走向を持つ線状配列が認められる。またこの配列は MTL を境にして北側が西にずれており、MTL の南側の活動との間に地震活動の隙間が認められる。今回の観測で得られた震央分布 (Fig. 4) でも、前述のように、MTL の北と南にふたつの活動域が認められる。このうち KOR 観測点付

近の地震活動についてはその周辺の地震と合わせて考えると NE-SW に近い走向で線状配列しているようにも見える。また、MTL の北側の地震活動の位置は南側の分布の線状配列の延長より西側に分布しており、木村・岡野 (1992) の結果と調和的である。しかし、MTL の北側の 8 km より浅い地震は、NE-SW 方向に配列しているというよりも、むしろ、MTL の走向の方向に配列しているように見える。木村・岡野 (1992) はさらに、深さ 8 km より浅い地震の震源分布の MTL 直下に鉛直に近い北傾斜の北落ちの食い違いが存在することを指摘しているが、今回の観測で得られた震源分布の鉛直断面図 (Fig. 5) からはそのような食い違いを認めることはできない。

§ 5. 議 論

今回の観測では池田断層と石槌断層のセグメント境界付近には震源が決定されなかった。Fig. 4 は S-P 2.5 秒以下の地震がプロットされているが、S-P 3 秒までの地震をとってもこの付近に震源を持つ地震は見られない。このセグメント境界は観測網の西方約 10 km の所にあり、震源決定能力があまり高くない地域にある。また観測期間があまり長くないので、この付近に地震が発生していないと断定することはできない。しかし、観測網の南方ではこのセグメント境界と同じ程度観測網から離れた場所にも震源が決定されていること、岡野・木村 (1988) などの報告でもこの付近に浅い地震の震央がひとつもプロットされていないことを考えると、池田断層と石槌断層のセグメント境界には地震はほとんど発生していないと考えるのが妥当であろう。

一方、MTL 直下で最も地震活動が活発なのは愛媛・徳島・香川県境周辺である。この付近には MTL の地表トレースのギャップや屈曲の報告はないが、愛媛・徳島県境は峠 (境目峠) になっており、MTL に沿ってはこの付近で最も標高の高い場所である。また、この付近の MTL 露頭の野外調査結果 [例えば永井 (1978)、岡田 (1968)] によると、境目峠付近を境にしてその東西で MTL の運動形態や形状が異なる。すなわち、相対変位の上下成分は境目峠の東側が北側隆起、西側が石槌断層と同じく南側隆起である。また、浅部での傾斜方向は境目峠の西側の部分が南傾斜で、境目峠の東側および石槌断層の傾斜方向と逆になっている。境目峠付近にセグメント境界が存在するの否かを知るにはこの付近の過去の大地震の活動を明らかにする必要がある。しかし、境目峠付近における MTL の運動形態や形状の特殊性や現在の地震活動が周辺に比べて高いことを考えると、将来この地域に発生する大地震の前兆現象が発現する可能性

Fig. 6. Geological structure across the MTL in eastern Shikoku derived from a reflection seismic experiment conducted by Iro *et al.* (1993).

の高い場所として注目すべきであろう。

MTL の深部構造は現在までのところほとんど明らかにされていない。地震の震源分布はこの問題に関する重要な情報を与えると考えられる。今回得られた震源分布のうち、MTL から南に向かって緩く傾斜する面状の分布は、岡野・木村 (1988) によれば、さらに南方に続き御荷鉾構造線の南にまで達する。従ってこれが MTL に相当するものと考えすることは困難である。

前章でもふれたように、木村・岡野 (1992) は深さ 8 km よりも浅い地震の震源分布に MTL 直下における鉛直に近い角度で北傾斜する北落ちの食い違いを認めている。木村・岡野 (1992) は、同様のずれが愛媛県西条市付近を通る鉛直断面図などにも認められることから、この食い違いが MTL に相当するものだとしている。さらに、これらの食い違いの下方延長がマントル地震の震源分布の傾斜角が変化する場所とほぼ一致ことから、MTL がモホ面付近まで連続していることを示唆している。しかし今回の観測結果から彼らが主張するような震源分布のずれは認められなかった。この違いは、木村・岡野 (1992) が彼らが主張する震源分布の食い違いが MTL が鉛直に近いことの証拠のひとつとしていることから、MTL の深部構造を考える上で重要である。木村・岡野 (1992) による震源分布の鉛直断面図には深さ方向に長く (5~10 km) のびた震源の集中域がいくつか見られ、これらが震源分布に鉛直に近い食い違いが認められることの大きな要因となっていると思われる。今回の観測で得られた震源分布にも震源の集中域がいくつか認められる (Fig. 5) が、その鉛直方向の広がりが高々 2 km 程度である。このことは、木村・岡野 (1992) の震源分布にみられる深さ方向に長く延びた震源の集中が、震源の深さの決定精度が十分でないための見かけのものであることを示唆する。今回の観測期間が約 9 か月と短かく震源決定された地震の数が 82 個と少なかったために食い違いが認められるに至らなかった可能性も残されているが、上のような理由で、震源分布にもとづいて

MTL が鉛直に近いとするのは根拠に乏しいことと考えられる。

吉川・他 (1992) は和歌山県西部における油圧インパクトを震動源とする反射法地震探査を行い、約 20° で北にゆるやかに傾斜する MTL からの反射波と考えられる顕著な相が深度 600 m 程度まで追跡されることを示した。伊藤・他 (1993) は四国東部でバイプロサイズを用いた反射法地震探査を行い深度約 5 km までの構造を得ている (Fig. 6)。深度 1 km 以浅の構造は吉川・他 (1992) によるものと非常に類似している。それ以深では MTL は傾斜角を約 40° に増して、深度約 3 km までは三波川変性岩類と和泉層群の境界として、深度約 3 km 以深では三波川変性岩類と領家花崗岩類の境界として深度約 5 km まで追跡される。今回得られた震源分布のうち、MTL から北に向かって傾斜する分布は、面状の分布か否かを判定するにはさらにデータを蓄積する必要があるが、その北限の位置および傾斜角が伊藤・他 (1993) によって求められた地質境界としての MTL と比較的よく一致する。このことは、これらの地震が三波川変性岩類中の領家花崗岩類との境界に近い部分で発生していることを示唆する。

§ 6. おわりに

徳島・香川・愛媛県境付近の地域の MTL 近傍に認められる微小地震活動の震源分布と MTL の関連を明らかにする目的で、6 観測点からなる小スパンの微小地震観測を行った。得られた震源分布の全体的特徴は岡野・木村 (1988) などによって既に報告されているものと調和的であった。しかし、岡野・木村 (1988)、木村・岡野 (1992) が MTL が鉛直に近いことの証拠とした MTL 直下における震源分布の食い違いが認められないなど重要な点で相違が見られた。今回の観測では震源決定された地震の数が 82 個と少なく、地震活動と MTL の関連を明らかにするという当初の目的は必ずしも十分達成されたわけではない。今回の精度良く決定された震源データ

を使って周辺地域の既設の定常観測点の観測点補正値を決定することなどにより、この地域の震源決定精度の向上に役立つことが期待される。

謝 辞

観測期間中は現地の方々に大変お世話になりました。特に、守谷 保・中泉信一・西山昭良・大西俊春・漆川尊文・山口正子の各氏には、観測場所として自宅の一部を提供して頂きました。福井勝義・長瀬真央氏をはじめ住鉦コンサルタント四国支店の方々には観測網の維持に協力して頂きました。高知大学・木村昌三氏と匿名の査読者のコメントは原稿の改善に役立ちました。以上の方々に記して感謝の意を表します。本研究は工業技術院特別研究「地震発生の場合とメカニズムに関する研究」の一部として行われた。

文 献

- HIRATA, N. and M. MATSU'URA, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **47**, 50-61.
- 井上 公・浅野周三・吉井敏烈・松村一男・村上寛史・佐々木嘉三・多田 堯, 1984, 1980年坂出・一字爆破地震動観測による四国東北部の地殻構造, *地震* **2**, 37, 163-183.
- 伊藤 潔・吉井敏烈・浅野周三・佐々木嘉三・伊神輝, 1982, 家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造, *地震* **2**, **35**, 377-391.
- 伊藤谷生・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・石田啓祐・村田明広・木村 学・竹下 徹・山北 聡・山口 寛・長谷川修一・奥池司朗・前田卓哉・山口和雄・井川 猛・足立幾久, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査(その1) 反射法地震探査, *地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集*, 168.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層一分布図と資料, 東京大学出版会.
- 木村昌三・岡野健之助, 1992, 四国の中央構造線およびその周辺地域についての地震学的考察, *地質学論集*, **40**, 187-195.
- MATSUDA, T., 1980, Active fault and damaging earthquakes in Japan-macroseismic zoning and precaution fault zones, in "Earthquake Prediction—An International Review", ed. by D. W. Simpson and P. G. Richards, Maurice Ewing Series 4, AGU, Washington D.C., 279-289.
- MATSU'URA, M., 1984, Bayesian estimation of hypocenter with origin time eliminated, *J. Phys. Earth*, **32**, 469-483.
- 三浦勝美・佃 為成・三浦礼子・井上義弘, 1990, 四国西部の中央構造線付近の微小地震活動, *地震学会講演予稿集*, No. 1, 97.
- 永井浩三, 1978, 伊予三島市付近の中央構造線, *MTL*, No. 3, 11-15.
- 小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前本英明・堤 浩之, 1992, 伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動, *地質学論集*, **40**, 75-97.
- 岡田篤正, 1968, 阿波池田付近の中央構造線の新期断層運動, *第四紀研究*, **7**, 15-26.
- 岡田篤正, 1992, 中央構造線活断層系の活動区の分割試案, *地質学論集*, **40**, 15-30.
- 岡田篤正・松田時彦・堤 浩之・諸岡達也・溝田健志, 1991, 中央構造線の最新活動は慶長地震か?—中央構造線父尾断層の徳島県市場町上喜来トレンチ調査, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 264.
- 岡野健之助・木村昌三, 1988, 震源分布から見た四国における中央構造線, *地震* **2**, **41**, 603-607.
- SATO, Y., I. OCHI and Y. KOTAKE, 1967, Accuracy of the determination of earthquake source parameters in and around Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 1-5.
- 当舎利行・杉原光彦・西 祐司, 1989, 微小地震処理システムの開発 (I), 昭和63年度サンシャイン計画研究開発成果報告書「深部地熱資源探査技術に関する研究」, 25-35.
- 当舎利行・杉原光彦・西 祐司, 1990, 地熱地帯の還元井周辺での微小地震活動—1989年, 滝ノ上地域での臨時微小地震観測に関連して—, 平成元年度サンシャイン計画研究開発成果報告書「深部地熱資源探査技術に関する研究」, 130-143.
- 佃 栄吉, 1989, 中央構造線の地震テクトニクス, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 45.
- 佃 栄吉, 1990, 地震断層の形態の断層破壊過程, *構造地質*, No. 35, 103-112.
- TSUTSUMI, H., A. OKADA, T. NAKATA, M. ANDO and T. TSUKUDA, 1991, Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in central Shikoku, southwest Japan, *J. Struct. Geol.*, **13**, 227-233.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・安藤雅孝, 1992, 中央構造線岡村断層の地表付近の構造と完新世の活動—1988年春季西条地区トレンチ発掘調査—, *地質学論集*, **40**, 113-127.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* **2**, **24**, 189-200.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一, 1992, 愛媛県西条市における中央構造線岡村断層のトレンチ発掘調査, *地質学論集*, **40**, 129-142.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕, 1992, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, *地質学論集*, **40**, 177-186.