

P-6 物理探査による松山平野（重信地域）の地下構造

Subsurface structure of the Matsuyama Plain (Shigenobu region) revealed by some geophysical researches

大野裕記・西坂直樹（四国電力株）
池田倫治・小林修二（株四国総研）
長谷川修一（香川大学）

1. はじめに

四国西部地域の中央構造線活断層系（以下 MTL 活断層系）は、ほぼ NE - SW 走向で幾つかのステップおよび屈曲構造を伴って断続的に分布する。これらの断層の不連続構造は長大活断層系のセグメント区分を検討する上で重要な情報であり、断層間の 3 次元的な構造関係を明らかにすることが並走および雁行する断層において活断層群がどのように連結し、その断層活動システムの中でどのように歪みを分配させているかを理解することにおいて極めて重要である。そこで、我々は MTL 活断層系の地下構造情報を収集するため、松山平野で継続的に重力探査および反射法地震探査を実施してきた。地下構造調査には多種多様な物理探査法が適用されているが、中でも反射法地震探査は平野地域に分布する断層の地下構造調査に適した探査手法である。発表では松山平野で実施した反射法地震探査結果についてまとめ、松山平野の地質構造と活断層の関係について示すと共に、一連の活断層調査によって明らかになった地下構造について報告する。

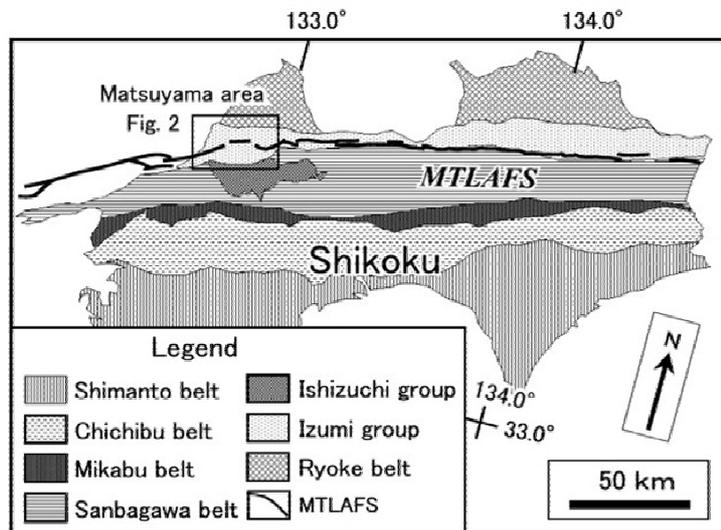


図 - 1 四国地域の地質と調査位置

2. 調査地の概要

四国の MTL 活断層系は、中東部で直線的であるが、西部で幾つかの不連続構造を伴って分布する(図 - 1)。調査地域である松山平野には、MTL 活断層系の川上断層、重信断層および伊予断層帯が分布し、さらにその西側には伊予灘海域断層系が分布する(図 - 2)。これらの断層は不連続部を伴って分布していることから、

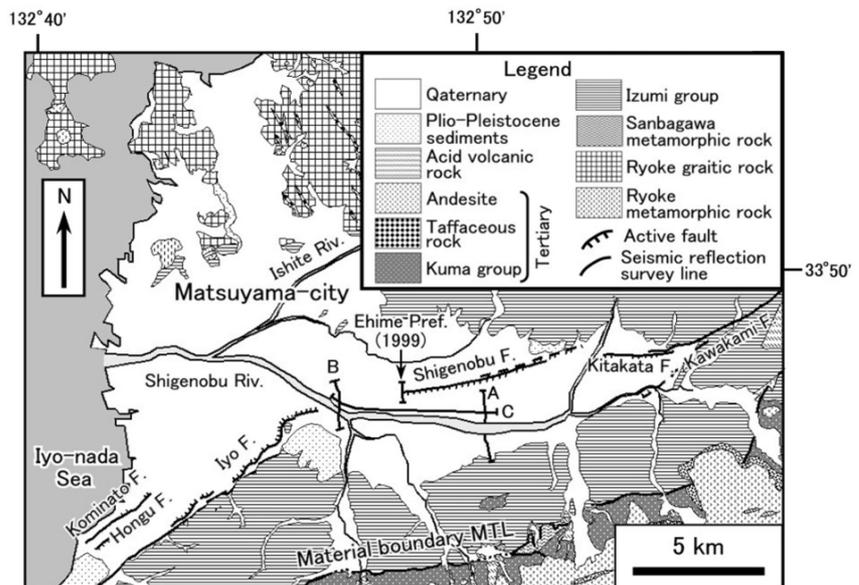


図 - 2 松山平野の地質と探査測線

本地域は断層の不連続部の3次元構造を検討するのに適した地域となっている。

3. 探査概要

(1) 探査測線および探査仕様

反射法地震探査は3測線実施した(図-2)。それぞれの測線長は測線A(2000m)測線B(1600m)および測線C(6700m)である。測線Aと測線Cは低重力異常域の浅部地下構造を検討するために行い、測線Bは伊予断層と重信断層間の構造的関係を検討するために行った。また本地域では愛媛県が重信断層を対象に反射法地震探査を実施しており(愛媛県,1999)、今回の検討にはこの測線データも加える(図-2)。

本調査では、震源として油圧インパクターを用い、3測線とも発振点間隔および受振点間隔はそれぞれ5mと10mである。収録されたデータは以下の手順で処理を行った。まず、CMP(Common Middle Point; 共通反射点)重合法に基づいてデータ整理、CMP編集、波形処理、補正、重合のための速度解析、重合を行い、時間断面の作成を行った。次に、見かけの断面を補正するマイグレーションを行い、最後に速度解析の結果に基づく深度変換を行って深度変換断面図を作成し、以下の検討に用いた。

(2) 探査結果

3測線の探査結果の深度変換断面を組み合わせたものを図-3に示す。測線Aの反射断面では、基盤岩上面と推定される最も明瞭な反射面は反射断面の南から北に向かって上に凸の撓曲構造を呈しており、本地域にhalf-graben構造が形成されていることを示唆している。また測線Cの反射断面によれば、東西方向には最深部で深度約900mに達するような向斜構造を呈している。つまり、基盤岩の上面は盆地状構造を呈し

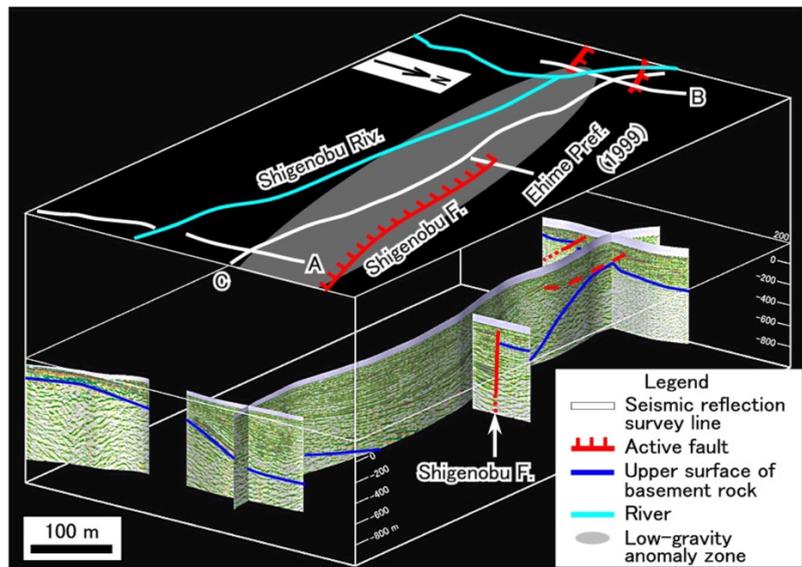


図-3 反射法地震探査断面図

ており、その盆地状構造は低重力異常域にほぼ対応する(図-3)。また鮮新~更新世堆積物および完新世堆積物が和泉層群の上位の盆地状部を埋積している。さらにその上位に重信川からもたらされた沖積扇状地堆積物が分布する。低重力異常はこれらの厚い堆積物を反映したものと推定される。基盤岩は周辺の表層地質データから考慮すると和泉層群に相当する(図-2)。ここで注目すべきは、和泉層群の撓曲構造の北縁が重信断層に達していることである。池田他(2003)は、愛媛県(1999)の反射断面も考慮し、重信断層の南側で和泉層群の上面が約600m低下していることを示した。しかし、愛媛県(1999)の測線の南延長は、測線Cの反射断面における向斜構造の最深部に相当し、最深部における和泉層群上面深度は約900mに達する。したがって、重信断層を挟んで基盤岩上面深度に約800mの鉛直変位がある。一方、測線Bの反射断面上では、2条の断層が認められる。両断層とも約50°の傾斜を持つ南側上がりの逆断層である。両断層は、伊予断層の断層末端領域に発達したスプレー断層の一部である。また、重信断層の深部構造は南側低下のほぼ鉛直な断層であることが明らかにされている(愛媛県,1999)。したがって、本反射断面で認められる2断層の深部構造の特徴は、重信断層と明らかに異なる。このことは、重信断層と伊予断層が1つの連続した断層であるのではなく、2つの断層間には構造的境界があることを示唆し

ている。

4. 議 論

Pull-apart basin は並走する横ずれ断層における側方方向への stepping によって境された沈降領域である。その盆地構造の形態は、overlap する断層間の距離、断層の走向、overlap 量および基盤岩深度などの様々なファクターでコントロールされている。Deng et al. (1986) は、pull-apart basin の形態と断層との関係を、Single center, Double center, Terminal center および Combination type といった4つの形態に分類している。また、Pull-apart basin は、一般に断層の活動性に依存して発達するため、Pull-apart basin の詳細構造解析データは MTL 活断層系の断層活動を理解する上で重要なデータとなる。

反射地地震探査および重力探査データによれば、松山地域では川上断層と伊予断層間の引張性 step-over 領域に pull-apart basin が発達する。Pull-apart basin の形態は2断層間の overlap 量およびその断層間の距離に依存する。松山地域では、2断層間の間隙量と overlap 量の比（オーバーラップ量 / 断層間の間隙量）が大きく、この場合には step-over 構造領域の中心に1つの盆地構造が発達する(図 - 4)。この断層と盆地状構造の関係は Deng モデルの Type 1 に相当する。四国東部の MTL 活断層系にそってはこのような pull-apart basin の発達は見られず、中央部での岡村断層と川上断層の引張性 step-over 領域も、規模が松山平野ほどではない。この引張性 step-over 領域の形態の変化は MTL 活断層系にそって西側ほど tensional な構造場に移行していることを示唆しているのかもしれない。

後藤 (1999) は、重信断層の断層活動モードは他の MTL 活断層系の構成断層と同様に右横ずれセンスであることを指摘している。しかし、松山平野での調査の結果は、重信断層が pull-apart basin を形成する transverse 構造 (Wakabayashiet al., 2004) であることを示唆している。重信断層の反対側の transverse 構造は現時点では確認されていない。そのため、この pull-apart basin は half graben である可能性も残される。現状で得られている測線 A, B および C の反射断面もその構造を支持している。この領域が type 1 の pull-apart basin 構造として長期間にわたり発達してきたのであれば、今後の詳細調査により NW-SE 走向で NE 領域が沈降する traverse 構造が松山平野の南縁に確認されるであろう(図 - 4)。

盆地構造の形態は断層破壊が連動するかどうか、そして断層破壊の開始あるいは終焉に影響を与える。多くの研究者は、断層の分岐、bend および step は地震がどれだけ伝播するか、そしてその結果どの程度の規模の地震を発生するかをコントロールすると考えている (King and Nabelek, 1985; Kase and Kuge, 1998, 2001)。特に、右横ずれの活断層系中の pull-apart basin を伴う右 step-over 構造は断層破壊エネルギーの発散領域である。Harris and Day (1993, 1999) は、数値計算を用い、もし step-over 構造領域に transfer 断層が存在しない場合に、5km を超える step-over を通して断層破壊は伝播しにくいことを提案している。さらに、Barka and Kadinsky-Cade (1988) も、破壊はだいたい 5km を超える jog で終わるが、より小さい規模の jog は伝播すると述べている。

これらの提案に基づけば、松山地域の step-over 構造は十分セグメント境界の条件を備えている。

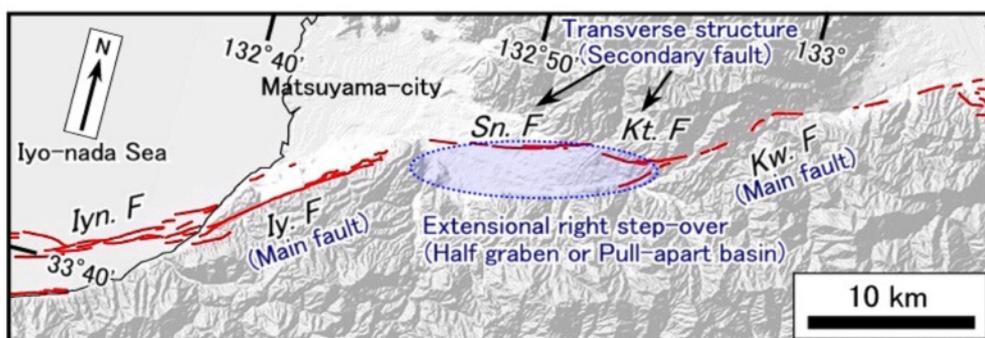


図 - 4 松山平野の断層分布と盆地構造の関係

引用文献

- Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- 愛媛県, 1999, 「中央構造線断層帯(愛媛県北部・石鎚山脈北縁)に関する調査」, 414pp .
- 後藤秀昭・中田 高・奥村晃史・池内 啓・熊原康博・高田圭太, 1999, 中央構造線活断層系・重信断層の変位地形と活動履歴, *地理学評論*, 72, 267-279.
- Harris, R. A., Day, S. M., 1993. Dynamics of fault interaction: parallel strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, 98, 4461-4472.
- Harris, R. A., Day, S. M., 1999. Dynamic 3D simulations of earthquakes on en echelon faults. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2089-2092.
- 池田倫治・大野一郎・大野裕記・岡田篤正, 2003, 四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション, *地震* 2, 56, 141-155.
- Kase, Y., Kuge, K., 1998. Numerical simulation of spontaneous rupture processes on two non-coplanar faults: the effect of geometry on fault interaction. *Geophys. J. Int.* 135, 911-922.
- Kase, Y., Kuge, K., 2001. Rupture propagation beyond fault discontinuities: significance of fault strike and location. *Geophys. J. Int.* 147, 330-342.
- King, G., Nabelek, J., 1985. Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, 228, 984-987.
- Qidong, D., Wu, D., Zhang, P., Chen, S., 1986. Structure and deformational character of strike-slip fault zones. *PAGEOH*, 124, 1/2, 203-223.
- Wakabayashi, J., Hengesh, J. V., Sawyer, H. L., 2004. Four-dimensional transform fault processes: progressive evolution of step-overs and bends. *Tectonophysics*, 392, 279-301.