

西上欽也

京都大学防災研究所地震予知研究センター

本講演では、私がこれまで行ってきた活断層の深部をさぐる研究について紹介する。具体的には、地震観測や実験を通して推定される活断層の深部構造について、また活断層周辺の不均質構造の中で地震がどのように発生するのかについて、3つの活断層での例を中心に話します。

## 1. 野島断層

まず、野島断層については、注水実験による断層破砕帯の透水性構造の測定と、断層トラップ波の観測による破砕帯構造の推定について紹介する。野島断層は1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震 ( $M_j$  7.3) の震源断層の一部で、地震発生直後の野島断層に3本のボアホール (深さ1800m、800m、500m) が掘削され、孔内での多項目の連続観測や注水実験等の地球物理学的研究、およびコア試料解析等の物質科学的研究が進められてきた。このプロジェクトは「野島断層解剖計画」と呼ばれ、京都大学防災研究所を中心に全国の大学グループや研究機関の共同研究として2019年3月まで実施された。

野島断層の540m深度への注水実験は、兵庫県南部地震により破壊を生じた野島断層の回復過程を透水係数の時間変化を通して調べるため、1997年から2009年にかけて6回実施された (西上・野島断層注水実験グループ、2014)。注水地点 (1800m孔の540m深度) から水平距離約50mに位置する800m孔の孔底において、注水開始直後から、地下水位 (湧水量) および歪みの変動が観測された。どちらも時定数が数日の変動であり、注入水 (間隙水圧) の拡散過程によるモデリングにより、1997年から2003-2004年頃にかけて、破砕帯近傍の透水係数が約60%低下したことが推定された (Kitagawa et al., 2007; Mukai and Fujimori, 2007)。P波速度に換算すると約4.5%の増加であり、野島断層の強度回復過程が地震発生直後 (1997年~2003-2004年頃) に急速に進行したことを示唆する。なお、注水実験としては、1800m深度の断層破砕帯へ直接注水する実験が2013年と2018年の2回実施された。

野島断層の上盤側の地表岩盤上には人工振動発生装置 (アクロス) が設置されており、1999年以降、ほぼ1~2年間隔で連続運転が実施され、震源装置と800m孔底地震計の間の地震波伝播速度が1999年~2018年にかけて、P波で約1.5%、S波で約0.4%速くなったことが検出された (生田、2019)。これらも野島断層近傍岩盤における長期的な強度回復過程を示すものと考えられる。

一般的に、断層破砕帯は周辺岩盤より低速度であるため、破砕帯内部で多重反射を繰り返して遠方まで効率的に伝播する地震波が存在する。これは断層トラップ波あるいはガイド

波と呼ばれ、1992年 Landers 地震 (M7.5、米国カリフォルニア州) で明瞭に観測されるとともに断層構造の推定に有効であることが示された (Li et al., 1994)。野島断層解剖計画でも 1800m 孔においてこのような波動を観測することを目的の一つとして、破碎帯に地震計が設置された。上述の注水実験では、注水開始数日後から注水孔周辺の深さ 2~4km で極微小地震 (M-1~1) の活発化が認められた。断層近傍で発生する定常的な地震活動とこれらの誘発地震の約 7% に対して断層トラップ波が検出され、その波形解析により、破碎帯の幅、速度低下の割合、減衰パラメータなど野島断層の詳細な深部構造が推定された (Nishigami et al., 2001; Mizuno and Nishigami, 2006)。

ここまで述べた大学グループの掘削孔は野島断層の南西端付近に位置する。一方、産業技術総合研究所により野島断層中央部 (平林) に掘削された 750m 孔でも、破碎帯に設置された地震計で断層トラップ波が観測された (伊藤・桑原、1998)。これらのデータを合わせた解析も行われ、野島断層の中央部から南西端付近にかけて、破碎帯幅が広がる断層構造モデルが提示された (Mizuno et al., 2008)。

## 2. 跡津川断層帯

跡津川断層帯の一つである茂住・祐延断層については、断層を横切る地下観測坑での地震アレイ観測について紹介する。この研究は、1995年兵庫県南部地震の翌年から、地震発生機構を解明するために開始された陸域地下構造フロンティア研究の一つである「活断層帯での地殻活動研究」プロジェクトの一環として実施された。

茂住・祐延断層において、地下約 300m の深さで断層を貫通する全長 480m の調査坑道が掘削された。これは世界的にも例のない観測坑であるが、断層直近に神岡鉱山の茂住坑があり、最寄りの坑道位置から断層方向に掘削することにより実現したものである。坑道内では、地表断層の地下延長に相当すると思われる 2つの破碎帯 (A、B) が観察され、各種の調査・観測が行われるとともに、破碎帯を横切る地震計アレイ (約 15m 間隔で 32点) が設置された。アレイ観測の主な目的は上でも述べた断層トラップ波を理想的な観測条件で検出することである。茂住・祐延断層の近傍で発生した 154 個の地震のうち 9 個にきわめて明瞭な断層トラップ波を観測することができた。波形解析の結果、破碎帯構造 (幅: 160-400m、S 波速度: 2.9-3.1km/s、減衰パラメータ: 60-90) が推定された (Mizuno et al., 2004)。これは、地震の震源域 (深さ約 5~10km) から地震計設置点までの平均的な破碎帯構造であるが、アレイ直下については、アレイを伝播する直達波の見かけ速度から、S 波速度が約 70-80% 低下した 2つの破碎帯構造 (上記 A、B に相当) を持つことが示された (Nishigami et al., 2007)。

講演では、世界で最も明瞭に観測される断層トラップ波として、サンアンドレアス断層 (米国カリフォルニア州) の Middle Mountain ボアホール観測点の例を紹介するが、茂住・祐延断層の地下観測坑での記録もそれに匹敵するものと言える。

### 3. 山崎断層帯

山崎断層帯については、地震波の散乱波（コーダ波）解析による断層深部構造の推定、および不均質な震源域における微小地震・小地震の発生過程の研究について紹介する。

近地地震の直達 P 波や S 波に続く後続波部分はコーダ波と呼ばれ、震源から出た地震波が地殻や上部マントル内の不均質構造により散乱された波群で構成される。一次等方散乱の仮定のもとで、多数の地震、観測点で記録された地震波データをインバージョン解析することにより、地震波散乱係数の三次元空間分布を推定することができる (Nishigami, 1991)。これは、ちょうど私たちが、二つの眼により周りの景色からの光を受け、物体の位置関係を認識するのと同じようなものである。二つの眼が光源（太陽や蛍光灯など）からの直達波と物体からの散乱波を受け、頭の中で処理して三次元的なイメージを作っている。光の代わりに地震波を用いることにより、光源は震源に、また 2 つの眼は地震計の観測網に相当し、眼で見るように地下の不均質構造（例えば、プレートや活断層など）をイメージングすることができる。

散乱波の解析には稠密な地震観測網のデータが必要である。講演では、解析の有効性を示す例として、長野県西部で行われた大学合同地震観測、およびカリフォルニア中央部の地震観測網 (NCSN) に適用した結果を紹介する。前者については御嶽山直下の 2 つの反射面が通常の反射波解析とほぼ同様にイメージングされた (Nishigami, 1997)。後者については、サンアンドレアス断層を含む複数の断層系の鉛直な深部延長とその下方（深さ 15-25km の下部地殻内）の水平な散乱領域が示された。また、サンアンドレアス断層に沿って散乱が強く微小地震活動が活発な領域が 20-30 km 間隔で数カ所存在し、複数の固着した断層セグメントの境界部に相当すると解釈された (Nishigami, 2000)。

山崎断層帯では、2008 年より断層帯周辺に稠密地震観測網 (5-10km スパン、32 点) を設置し、詳細な断層深部構造の推定と地震発生特性の解明をめざす JNES プロジェクト「山崎断層帯における震源断層評価手法の検討」を実施した。ここでは上述した散乱波解析による結果のみ紹介する。山崎断層帯の全域（北西～南東方向に約 80km）に沿って地震活動度が高く、また、地震波散乱係数も断層帯全域の深さ 0~15km に沿って大きい傾向を示す。断層帯を構成する各断層の端部や境界において散乱係数が相対的に大きく、これはサンアンドレアス断層で得られた結果（セグメント構造）と一致する。断層帯に直交する鉛直断面図を見ると、大原断層および土万断層の地表位置と浅部の散乱領域および地震分布の対応がよく、これらの断層では、断層面が地表付近から深さ 15km 付近まで鉛直に延びることが示唆される。大原断層の西部に設置された断層直交アレイでは、同断層東部に発生した地震に対して断層トラップ波が観測され、破碎帯構造が推定された。

活断層と微小地震との密接な関係、すなわち活断層に沿う微小地震の線状配列が 1960 年代に山崎断層帯において初めて見つけられて以降、山崎断層帯では微小地震の観測システムが整備され、微小地震の発生過程の研究が数多く行われてきた。また、1970 年代後半からは地震予知研究計画において地震予知テストフィールドと位置づけられ、地震発生予測

に関する観測研究が意欲的に行われてきた。私も 1980 年代に研究を開始した当初は、山崎断層帯における微小地震・小地震の発生過程を研究テーマとしていたので、本講演の「活断層の深部をさぐる」にも関わる成果を幾つか紹介しておきたい。

山崎断層帯周辺には空間的に集中して発生する地震群が多く分布するが、その幾つかを詳細に解析した。1つの地震群は、複数の既存の小断層面（弱面）に震源が分布するクラスター構造を持つ。1つの弱面の特徴的な長さは 100~200m である。マグニチュードが 2.5-3.0 より小さい地震は、1つの弱面内部の単純な破壊を示す。マグニチュードが 2.5-3.0 を超えると、2つまたは3つの弱面を連続して破壊するマルチプルショックとなる (Nishigami, 1987)。さらに大きいマグニチュード 3-4 クラスの地震については、当時は自分で臨時観測を行い、波形データを取る必要があった。山崎断層帯で行った観測では残念ながらこの規模の地震を観測することはできなかったが、1983 年鳥取県中部で発生した地震 (M6.3) の余震観測では、M4.8 の地震を震源域直上で観測することができた。その波形解析の結果、震源域には上述のような既存の弱面が多数存在し、M4.8 の地震は複数（少なくとも 2つ）の弱面を破壊し、その後、弱面の中の強度の高い領域（2カ所）も破壊して強い短周期地震波を発生し、最終的に余震分布から推定される矩形領域（1200m x 800m）の断層面を生成したことが分かった (Nishigami, 1989)。

以上のように、震源域に存在する弱面（不均質構造）が微小地震および小地震の発生過程（破壊の成長）を大きく規定していることが分かった。活断層の深部構造、特に不均質構造を詳細に調べることは、地震の発生過程を理解する上でも、また、その活断層が将来発生しうる強震動を予測する防災上からも重要である。

最後になりましたが、これまで長年にわたりお世話になりました皆さまにお礼申し上げます。

## 参考文献

- 生田領野、ACROSS グループ 5 ヶ年報告（2014-2018 年度）淡路島野島断層近傍における地震波伝播特性の測定、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」平成 30 年度成果報告シンポジウムにおける「注水実験による内陸地震の震源断層の詳細な構造と回復過程の研究」成果報告 P1-58（西上欽也・他）への掲載資料、私信（2019 年 2 月 15 日受領）、2019.
- 伊藤久男・桑原保人、地質調査所平林孔井における長期地震観測、月刊地球、号外 21、97-102, 1998.
- Kitagawa, Y., K. Fujimori, and N. Koizumi, Temporal change in permeability of the Nojima fault zone by repeated water injection experiments, *Tectonophysics*, 443, 183-192, 2007.
- Li, Y. G., K. Aki, D. Adams, A. Hasemi, and W. H. K. Lee, Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers, California, earthquake of 1992. *J. Geophys. Res.* 99, 11705-

11722, 1994.

- Mizuno, T., K. Nishigami, H. Ito, and Y. Kuwahara, Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped waves, *Geophys. J. Int.*, 159, 622-642, 2004.
- Mizuno, T. and K. Nishigami, Deep structure of the Nojima Fault, southwest Japan, estimated from borehole observations of fault-zone trapped waves, *Tectonophysics*, 417, 231-247, 2006.
- Mizuno, T., Y. Kuwahara, H. Ito, and K. Nishigami, Spatial variations in fault-zone structure along the Nojima fault, central Japan, as inferred from borehole observations of fault-zone trapped waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 558-570, doi:10.1785/0120060247, 2008.
- Mukai, A. and K. Fujimori, Secular change of permeability in fracture zone nearby the Nojima fault estimated using strain changes due to water injection experiments, *Tectonophysics*, 443, 193-199, 2007.
- Nishigami, K., Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences, *J. Phys. Earth*, 35, 425-448, 1987.
- Nishigami, K., Complex source process of a small earthquake with M 4.8, *J. Phys. Earth*, 37, 179-199, 1989.
- Nishigami, K., A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 18, pp.2225-2228, 1991.
- Nishigami, K., Spatial distribution of coda scatterers in the crust around two active volcanoes and one active fault system in central Japan: Inversion analysis of coda envelope, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 104, 75-89, 1997.
- Nishigami, K., Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, *J. Geophys. Res.*, 105, pp.7983-7998, 2000.
- Nishigami, K., M. Ando, and K. Tadokoro, Seismic observation in the DPRI 1800m borehole drilled into the Nojima fault zone, southwest Japan, *The Island Arc*, Vol.10, 288-295, 2001.
- Nishigami, K., H. Ito, Y. Kuwahara, T. Mizuno, and Y. Mamada, Observation of fault-zone trapped waves in the subsurface survey tunnel excavated through the Mozumi-Sukenobe fault, central Japan, *Geodynamics of Atotsugawa Fault System*, Ed. by Ando, M., TERRAPUB, Tokyo, 149-156, 2007.
- 西上欽也・野島断層注水実験グループ、野島断層における繰り返し注水実験一回復過程と誘発地震の研究一、月刊地球, 36, 130-138, 2014.