

論文の内容の要旨

Structure and behavior of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan, in Quaternary time: Partitioning of slip on an oblique-slip fault zone

糸魚川-静岡構造線活断層帯の構造と第四紀の変位様式：
斜めすべり断層帯上でのすべりの分配

松多信尚

目的および方法

東北日本の日本海側から北部フォッサマグナに至る地域では、新生代の地層が大きく変形しており、現在も活発な地殻変動が進行している。島弧-海溝系の変形メカニズムを知る上で、この背弧側の変形のメカニズムを解明することが重要である。糸魚川静岡構造線は北部フォッサマグナの西縁に位置し、この断層を境に激しく変形した新第三紀層と先第三紀層が接している。そのため、本断層は北部フォッサマグナの変形を造る上で重要な役割を演じてきたと考えられている。しかし、糸魚川-静岡構造線活断層系に関する従来の研究では、島弧の変形過程を論じるに十分な調査がなされていない。物理探査を用いて本断層の地下構造を解明することおよび変動地形学的手法を用いて地表変形を明らかにすることによって、本断層の運動像を総合的に理解することが必要である。

そこで本研究では、糸魚川-静岡構造線活断層系を対象として、(1)地形・地質学的手法を用いて、地下の断層の動きに伴って生じる地表変形を明らかにするとともに、(2)スウィープ震源を使用した浅層反射法地震探査を実施し、その結果と既存の重力異常データから、断層浅部の地下構造を明らかにすることを試みた。また、ディスプレイーション・モデルを用いて、得られた浅部構造から観測された地表変形を再現できるか否かについて検討を行った。

糸魚川-静岡構造線の構造と変位様式には地域的な差異があることが予想されている。そこで本研究では、代表的な6つの地域を選んで調査を実施した。調査地域は北から順に、(1)白馬・神城地域、(2)大町地域、(3)豊科地域、(4)松本地域、(5)松本南部地域、(6)富士見地域、である。

結果

白馬・神城地域：地質構造と地表変形データから、主断層は東傾斜の逆断層であり、1.65 Ma 頃に逆断層フロントの前進が生じたことが分かった。P 波を用い

た反射法地震探査を断層フロント付近で実施したが、表層に極端に減衰の強い地層が存在するために、良好な記録は得られなかった。ボーリング調査と S 波を用いた極浅層反射法地震探査を実施した結果、過去約 28 ka の期間における平均すべり速度は 4.4-5.2 mm/yr であることがわかった。この値は、トレンチ調査等で求められている地表付近でのすべり速度より約 3 倍大きい。このことは、表層の未固結堆積物中での塑性変形によってすべりが減衰していることを示している。

大町地域：P 波反射法地震探査を現在の断層フロント付近で実施した結果、水平な層理を持った盆地堆積物と東に傾斜する鮮新世の扇状地礫層とが、東傾斜の逆断層（神城断層）で接していることが分かった。上盤側の鮮新統が東に急斜していることから、神城断層は東傾斜の逆断層と判断できる。鮮新世の扇状地礫層は、現在の断層フロントより数 km 東に位置する未確認の断層で、鮮新世前期の浅海成堆積物（日野層）と接する。日野層はこの逆断層よりさらに 1 km 東に位置する東傾斜の逆断層（小谷-中山断層）によって中新統と接する。重力データを解析した結果、鮮新世の扇状地堆積物と日野層とが接する高角の逆断層が物質境界になっていることが分かった。これは、この逆断層が、かつて糸魚川-静岡構造線の断層フロントであったことを意味する。また、小谷-中山構造線もかつての断層フロントであったと推定される。以上の結果から、白馬・神城地域と同様、この地域でも、逆断層フロントの前進現象が生じ、その現象は 2 回起きていたことが明らかになった。

豊科地域：重力異常と地表変形の解析から、主断層は東傾斜の逆断層（横ずれ成分は未確認）であること、および鮮新世以来断層フロントの位置は変化せず一定であることが分かった。

松本北部地域：重力異常のパターンから見ると、この地域の構造は基本的に豊科地域と同じで、主断層は東傾斜である。しかし、地表変形のパターンは大きく異なり、主断層の上盤側に局所的な沈降域（深志盆地）が存在する。この沈降域は、主断層上盤側に存在する左ずれ断層（牛伏寺断層）の北端に位置する。

松本南部地域：ここでは、左ずれ断層（牛伏寺断層）とその西側に活褶曲（赤木山背斜）が存在する。赤木山背斜の東翼は随伴する西傾斜の逆断層（赤木山断層）で切られる。重力異常値が急変する位置は赤木山背斜の西翼付近にある。したがって、高密度の中新統と鮮新世以降の盆地堆積物とが接する物質境界（主断層面）は松本以北と同様に東傾斜であり、牛伏寺断層はこの主断層面の上盤側に位置することがわかった。両断層を横切って P 波反射法地震探査を実施した結果、この主断層面は低角の blind thrust をなし、その先端部における歪み集中によって赤木山背斜とそれに随伴する赤木山断層とが生じたことと推定された。

富士見地域：重力異常の解析から、この地域の主断層面（物質境界）は、松本およびそれ以北の地域とは逆に西傾斜であり、これを境に赤石山脈側の基盤岩類とフォッサマグナ側の低密度の堆積層とが接していると予想される。地表変形の調査を行った結果、この地域には低角の逆断層（青柳断層）とその西側（上盤側）

を併走し 断層で変形した tectonic bulge を伴う左ずれ断層（若宮断層）とが存在することが分かった。両断層を横切る P 波反射法地震探査と、左ずれ断層を横切る P 波極浅層反射法地震探査とを実施した。その結果、主断層は低角西傾斜であり、その上盤に存在する左ずれ断層は高角東傾斜で主断層に収斂していることが分かった。

考察および結論

1. 糸魚川—静岡構造線の斜めすべりに伴う地表変形

物理探査によって推定された活断層の地下構造と地形調査から求められた地表変形の関係について、ディスロケーションモデルを用いて考察した。

富士見地域では、雁行配列を示す若宮断層（高角東傾斜）に沿って、tectonic bulge が発達する。モデル計算の結果、tectonic bulge が東側にのみ発達するのは断層面が東に傾斜している為であることが確かめられた。地形的に求めた tectonic bulge の隆起量とモデル計算との比較から、若宮断層の平均すべり速度は 2.1–3.1 mm/yr と推定される。Tectonic bulge の幅は断層面の（深さ方向の）幅に依存する。したがって、富士見地域で観察される狭い幅の tectonic bulge を生ずるためには、若宮断層の幅が極めて狭いことがモデル計算から要請される。これは、若宮断層が低角の主断層の浅部から分岐していると予想した反射法探査の結果と調和的である。

松本地域北部では伏在する東傾斜の主断層の上盤側に局所的な沈降域（深志盆地）が存在し、ここを境に南側で slip partitioning が生じている。低角東傾斜の主断層上で斜めすべりを与えたモデル計算の結果、深志盆地の形成は、浅部で slip partitioning を行っている領域の末端で生じる歪み集中として説明できることがわかった。このモデルは同時に赤木山背斜の形成を説明する。しかし、計算されたこの背斜の隆起速度は、地形的に求めた隆起速度を有意に上回る。このことから、主断層の先端は水平な層面すべり断層として赤木山背斜のさらに前方（盆地側）までに延長していると予想された。

2. 糸魚川—静岡構造線の構造と運動様式の地域差

糸魚川—静岡構造線活断層帯の構造と運動様式には、顕著な地域差があることが本研究によって明確になった。諏訪以北では、主断層は一様に東傾斜である。しかし、運動様式には顕著な地域差が認められる。大町より北では、断層の動きはほぼ純粋な逆断層すべりであり、横ずれを示す証拠が認められない。この部分では逆断層フロントの前進現象が 1.65 Ma 頃に起こっており、その結果断層下盤側の堆積盆地の幅は極端に狭くなっている。一方、その南の豊科から松本南部までの間では、主断層上で斜めすべり（逆断層すべり+左ずれ）が生じており、そ

のうち深志盆地以南では主断層浅部から高角の左ずれ断層が分岐することによる slip partitioning が生じている。

一方、諏訪以南の糸魚川—静岡構造線は、北部とは逆に西傾斜である。すべりのセンスは豊科—松本地域と同様な斜めすべりであり、富士見地域では断層帯浅部で slip partitioning が生じている。

この様に、糸魚川—静岡構造線には、見かけの運動様式に有意な不連続が認められないにも関わらず、諏訪付近を境に南北で構造が大きく変化する。諏訪以北の本断層は、前～中期中新世の rift basin（北部フォッサマグナ）を形成した東傾斜の正断層を起源とする。諏訪以南の本断層の起源は明確でないが、上記の rift basin は松本盆地南端で途切れそれ以南に追跡できない。したがって、諏訪以北の糸魚川—静岡構造線と、諏訪以南のそれとは、起源も構造も異なる全く別の断層である可能性が高い。

3. プレート境界におけるスリップパーティショニングとの比較

Slip partitioning は、斜め沈みこみ帯において最初に論じられた。斜め沈みこみ帯では、上盤プレート内の高角横ずれ断層が動いて、プレート収束運動のうち海溝に平行な成分を吸収している場合が多い。一般にこのような横ずれ断層は、プレート境界断層と asthenosphere を介して decouple していると考えられている。沈み込みの方向がトレンチに対して十分に斜行している場合、プレート境界面での剪断応力が限界に達するより早く、横ずれ断層上での剪断応力が限界に達する。そのため、上盤プレート内で横ずれが起こって海溝に平行な方向の剪断応力を解放する。しかし、海溝に直行する方向の圧縮応力は解放されず増加し続けるため、プレート境界面でもすべりが発生し slip partitioning が起こる。

糸魚川—静岡構造線における slip partitioning 現象は、斜め沈みこみ帯におけるそれとは本質的に異なる。本断層における slip partitioning は、深さ数 km 以内で主断層から分岐する断層上で起こる表層現象である。分岐断層の深度は地震発生領域の上限より浅いから、これらは主断層深部での斜めすべりに伴って受動的に動くと考えられる。従って浅部の横ずれ断層と逆断層とは同時に動く可能性が高い。これに対して、斜め沈みこみプレート境界では、横ずれ断層とプレート境界面とが互いに decouple しているので、両者は独立に動いて地震を発生する。

糸魚川—静岡構造線の深部で斜めすべりが生じていることは、この断層の走向が現在の主応力軸と斜交していることを示している。これは、糸魚川—静岡構造線が過去の応力場で形成された古傷であり、それが再活動しているためと考えられる。Slip partitioning は再活動をしている他の断層沿いでも生じている可能性が高い。