3.7 GPS 観測による詳細地殻変動分布の解明

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 GPS 観測による詳細地殻変動分布の解明

(b) 担当者

所属	役職	氏 名					
国土地理院地理地殻活動研究センター	主任研究官	西村 卓也					
地殼変動研究室	主任研究官*	矢来 博司					
	研究官	水藤 尚					
国立大学法人 名古屋大学大学院環境学研究科	教授	鷺谷 威					

*H21年度は、国土地理院測地観測センター地震調査官

(c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯(以下、本断層帯)の周辺において GPS の稠密なキャンペー ン観測を繰り返し実施し、周囲の GPS 連続観測点のデータと合わせて解析することにより 当該地域における地殻変動の詳細な分布を明らかにし、本断層帯周辺における応力蓄積過 程を検討するための基礎データを提供する。

- (d) 5ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成 17 年度:

パイロット的な重点観測で設置した 27 ヶ所のキャンペーン観測点において GPS 観測を実施し、周辺の連続観測点とともに解析を行って、本断層帯北部・中部の詳 細地殻変動を明らかにした。

2) 平成 18 年度:

本断層帯中部(諏訪湖周辺)に7ヶ所の観測点を新設し、既存の北・中部の観測 点23ヶ所を合わせた 30ヶ所において GPS 観測を実施した。

3) 平成 19 年度:

パイロット的な重点観測と平成 18 年度に設置した観測点の中から、観測条件の良 好な 30 ヶ所において GPS キャンペーン観測を実施した。

4) 平成 20 年度:

パイロット的な重点観測と平成 18 年度の設置した観測点の中から、29 ヶ所にお いて GPS キャンペーン観測を実施し、本断層帯中部(諏訪湖周辺)における詳細地 殻変動を明らかにした。

5) 平成 21 年度:

パイロット的な重点観測と本重点観測で設置した全ての観測点において GPS キャンペーン観測を実施し、本断層帯中部と北部を合わせた調査観測地域全体の詳細地 殻変動分布の解明とそのモデル化を行った。

(2) 平成 17~21 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 14 年度から開始したパイロット的な重点観測で本断層帯中部から北部周辺に設置 した 27 ヶ所および平成 18 年度に本断層帯中部の諏訪湖周辺に設置した 7 ヶ所の観測点に おいて毎年 1 回 GPS キャンペーン観測を実施した。このデータを周囲の GPS 連続観測点の データとともに解析して正確な座標値を求め、2002 年以降の日座標値に基づいて各観測点 の地殻変動速度を求めた。得られた地殻変動は、本断層帯の中部地域から北部地域にかけ て現在進行しつつある地殻変動パターンを明瞭に示し、断層沿いに変形様式および地震発 生様式が顕著に変化している可能性が示唆される。さらに、断層すべりによる変形のモデ ル化を実施した。その結果、本断層帯中部では、ほぼ鉛直な断層の深部で左横ずれが起き ているという解釈ができる一方、北部では、東傾斜の逆断層が地表付近まで非地震性のす べりを起こしている可能性が示唆された。

(b) 業務の実施方法

観測を行った地域は、長野市、上田市、富士見町、箕輪町、塩尻市、松本市、白馬村を 結んだ範囲である。使用した観測点のうち 27 ヶ所は、パイロット的な重点観測の一環とし て、平成 14 年度に設置されたものであるが、これらに加えて、平成 18 年度に、本断層帯 の中部付近に 7 ヶ所の観測点を新設した。観測点は、いずれも安定した構造物に GPS アン テナ固定用の金属製ボルトを埋設したものである。これらの観測点において毎年1回、ボ ルトに GPS アンテナを固定して1~2週間にわたる連続観測を実施した。機材の都合から、 観測点は 2 つのグループに分けられ、それぞれを1週間ずつ観測するようにした。各年度 における観測の概要は表 1 の通りである。

データ解析は GPS 精密解析ソフトウェアとして広く利用されている Bernese GPS Software version 5.0を使用した。解析に際しては IGS (International GNSS Service) により決定された GPS 衛星の精密軌道および地球回転パラメータを用い、各観測点の座標 値は ITRF2005 座標系における値として計算した。この目的のため、IGS 追跡局である DAEJ (デジョン)、MIZU (水沢)、TNML (新竹)、USUD (臼田)、WUHN (武漢) のデータを解析に 含め、これらの IGS 観測点に対して求められている座標値を基準として本断層帯周辺の観 測点の座標値を計算している。座標値解析により、各観測点の精密な日座標値が得られ、 2002 年以降 8 度のキャンペーン観測で得られた日座標値から、各観測点の平均的な変位速 度を求めた。観測の期間中、対象地域内では顕著な地震の発生は無かったが、周辺では平 成 16 年 (2004 年)新潟県中越地震、2004 年紀伊半島南東沖地震、平成 19 年 (2007 年) 能登 半島地震、平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震が発生しており、観測網の一部では有意 な変動が生じたものと予想される。そこで、地殻変動速度推定の際には、これらの地震に 伴う座標値のステップの可能性を考慮した解析を行った。さらに、推定された変位速度を 用いて、本断層帯中・北部地域における歪み速度分布の計算を実施した。

また、こうして得られた地殻変動分布について、本断層帯中・北部地域における変形の モデルについて検討を行った。 (c) 業務の成果

GPS キャンペーン観測により得られた座標値変化の例を図1に示す。図1の座標値変化 は、IGS の臼田 (USUD) 観測点に対する変化に換算している。キャンペーン観測点、連続 観測点とも、日座標値の再現性は水平方向で2~3mm、上下方向で10~20mm 程度となって おり、8年間の観測により年間1~2mm 程度の地殻変動を議論するのに十分な精度が得ら れている。なお、2002 年から 2003 年にかけて、国土地理院の GPS 連続観測点 (GEONET) でアンテナ交換が行われたため、それに伴うステップ状の変化が座標値に表れている。ま た、2004 年 9 月の紀伊半島南東沖地震、2004 年 10 月の新潟県中越地震の観測地域に対す る影響はそれぞれの地震の断層モデルを仮定した計算によると 2mm 程度以下と考えられ、 地殻変動速度の推定に対する影響は無視できる。2007 年 3 月の能登半島地震、2007 年 7 月 の新潟県中越沖地震について期待される地殻変動を計算したところ、観測網の北東端およ び北西端付近において、最大 1 cm 程度の変位が生じ、観測網の中央部付近でも 5 mm 程度の 変位があると予想された。そのため、2007 年 3 月から 7 月の間に座標値のステップを仮定 して、速度推定と同時にこれらのステップ量を推定する処理を行ったところ、観測された 座標値変化からも最大 1 cm 程度のステップ量が求められ、断層モデルによる計算結果と整 合的な結果が得られた。

図2は、2002年から2009年の日座標値変化を直線近似することにより得られた地殻変 動速度の分布を示したものである。この場合もUSUDを基準として計算を行っている。 GEONET 観測点については、アンテナ交換の影響があるため2003年途中にステップを仮定 して計算を行っている。図2により、本断層帯の中部から北部にかけての地殻変動の全容 がほぼ明らかになった。図3は図2の地殻変動速度に基づき、Shen et al. (1996)の方法に より計算した地殻歪み速度の分布である。

図2および図3に見られる地殻変動の特徴は、以下の通りである。(1)北部では長野盆地 西縁断層より西側で東西方向の短縮変形が顕著である。(2)中央隆起帯(松本〜上田間に位 置する筑摩山地南部)では変形が小さく、その西縁が変形フロントになっている。(3)明科 付近を境として、北側では西北西-東南東方向の短縮が卓越するのに対し、南側(松本〜 諏訪)では本断層帯に対する左横ずれの変形が見られる。

白馬~長野方向の速度プロファイルでは、本断層帯の北端部である神城断層周辺に局在 化した WNW~ESE 方向の短縮変形が顕著である。ここではわずか幅 10km 以下の中で8 mm/yr 程度の短縮が生じていることになり、日本列島の中でも最大級の短縮歪み速度を持つと考 えられる。これだけ大きな歪み速度を弾性的な変形の結果とは考えにくく、大部分の変形 が非弾性的に賄われている、すなわち断層の大部分がクリープしている可能性が考えられ る。地質学的には神城断層の変位速度(上下成分)は2~3 mm/yr と推定されている (0kumura, 2001)ことも非弾性変形を示唆している。しかし、その一方、神城断層では過 去の地震の痕跡があり、弾性歪みの蓄積もあると考えられている。また、こうした短縮変 形は、いわゆる犀川擾乱帯の隆起を伴うと考えられるが、これまでの GPS 観測では、それ が明確になっていない。白馬-長野間の地殻変動速度の水平成分は、図5、図6に示すよ うな深部すべりのモデルによって水平方向の短縮変形をほぼ再現することが可能である。 しかし、このモデルでは同時に顕著な隆起が期待されるが、実際の観測値にはこのような 隆起は認められないので、このモデルは不十分である。しかし、少し南側の大町付近を通 る速度プロファイル(図4(b))では、信濃川擾乱帯の中に3点ほど、周囲と比べて隆起傾向の観測点があり、3mm/yrを越えるような隆起が生じている可能性もある。この地域の 地殻変動の上下成分の精度向上および水平短縮と合わせた総合的な理解は今後の重要な課 題であるが、ここで生じている変形は新潟付近のいわゆるひずみ集中帯の変形と共通点が 多く、ひずみ集中帯での変形メカニズムが解明できれば、同時に解決する可能性がある。

一方、松本から諏訪湖にかけての中部域では、図4の速度プロファイルに示すように、 断層と直交する方向の速度成分について、本断層帯を中心とする逆正接関数型の速度分布 が得られている。こうしたパターンを最も単純に説明するのは、鉛直な断層を境として接 した2つの弾性体ブロックの上部が固着し、深部では断層のすべりが生じているモデルで、 地表からの固着域の深さとブロックの相対運動速度がパラメータとなる (Savage and Burford, 1973)。このモデルは必ずしも物理的実体を直接表すものではないが、地表で見 られる断層の深部に変形集中域があり、非地震時にそこで非弾性的な変形(断層すべり、 粘性的流動など)で相対運動が解消され、結果的に固着域に応力が蓄積する様子を反映し たものであり、観測データから推定される固着域の深さは、非弾性的な変形が生じている 深さの上限にほぼ対応していると考えられる。このモデルによれば、図3(c)の松本付近の 速度プロファイルは、固着域の深さを 10km、断層を挟んだブロックの相対運動速度を6 mm/yr とした計算によって、紫色の破線で示すようにほぼ再現可能である。6mm/yr という 相対速度は、地質学的に得られている 9 mm/yr という値(Okumura, 2001)と比べて若干小 さいが、精度を考えれば整合的な値と言える。図4(d)の諏訪湖付近では、データがやや少 なく、傾向から外れる観測点もあるが、固着域の深さを5km、断層を挟んだブロックの相 対運動速度を5mm/yr とするモデルで説明される。推定されたこれらの値は、現時点にお いて十分な精度を持つものではないが、これらの結果から、松本から諏訪湖にかけての本 断層帯が基本的に横ずれ断層であること、さらに、本断層帯の断層はほぼ垂直であること、 言い換えれば、断層の応力蓄積を駆動する深部の変形集中域が地表の断層トレースのほぼ 直下に存在することが示唆される(深部延長が傾斜していれば、変形の中心が断層線から ずれる)。これは、現時点においては、本重点的調査観測の構造探査から得られた結果とは 一致しない見解である。

測地学的に短縮および剪断の変形が集中するのは、中央隆起帯の西側から本断層帯のや や西側までを含む三角状の地域である。この広がりは犀川擾乱帯と呼ばれる地域とほぼ一 致している。犀川擾乱帯では、新第三系の地層が激しく変形・短縮している様子が地表で も観察され、こうした変形が現在に至るまで続いていると考えられる。そう考えると、こ こで見えている顕著な変形は、主として柔らかな堆積層から成る地殻最上部の非弾性的な 変形だと考えられる。こうした変形は犀川擾乱帯に隆起をもたらす可能性がある。今回の GPS 観測では上下成分を議論するだけの精度が得られなかったが、3 mm/yr 程度の隆起が生 じていても観測データとは矛盾しない。本断層帯北部は、こうした変形集中域の西縁付近 に位置している。本断層帯の地震発生に関連する弾性変形は、この変形集中域で見られる もののわずかな一部に過ぎないと考えられ、そのシグナルをいかに抽出するかが今後の課 題である。

一方、松本から諏訪にかけての地域で現在起きている変形は、東西圧縮応力場に対応し た北西-南東の走向を持つ断層の左横ずれ運動が主体と見える。この周辺では北部で見ら れたような非弾性変形の影響はあまりなく、断層に関連した弾性変形が生じていると考え て良い。この地域では、構造探査から東または西に傾斜した逆断層構造も推定されている が、こうした構造が長い地質学的時間をかけて形成されたとしても、その形成時の運動様 式が現在まで継続しているという保証はない。断層は、その時点の応力場に応じて、エネ ルギー的により効率の良い方法で応力を解放すると考えるべきである。寺川・松浦(2009) が推定したこの地域の応力場は東西圧縮下における横ずれ型のパターンを示しており、そ うした応力場に適合した、鉛直に近い断層面のすべりにより応力を解放することには合理 性がある。また、本断層帯の中部において鉛直断層による横ずれ運動をしているという考 えは、基本的に従来からの地形学的・地質学的な知見(牛伏寺断層による横ずれ、プルア パートベーズンによる諏訪湖の形成、中央構造線の横ずれなど)とも整合的である。

(d) 結論ならびに今後の課題

本断層帯の中部・北部地域において GPS キャンペーン観測を実施し、周囲の GPS 連続観 測点のデータとともに解析し詳細な地殻変動分布が得られた。推定された地殻変動分布は、 本断層帯に沿って顕著に変化する地殻変動パターンを明瞭に示している。松本~諏訪にか けての本断層帯中部では、観測された変形は従来の地形学的な知見と整合的であり、ほぼ 鉛直な断層で接したブロックが5~6 mm/yr の速度で左横ずれ運動をし、弾性的な歪みを 蓄積していると理解できる。一方、本断層帯北部の短縮変形は、地形学的に得られる変形 と比べて顕著に大きく、地殻上部における非弾性変形の影響を顕著に含んでいると考えら れる。この北部地域の変形過程を理解するには、地殻変動上下成分の精度を向上させ、そ の結果を水平成分とともに総合的にモデル化する必要がある。ただ、非弾性変形の影響は あまりにも大きく、本断層帯北部の断層での地震発生に関連する弾性変形の影響を抽出す ることは非常に困難な課題である。

(e)引用文献

- Okumura, K., Paleoseismology of Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan, J. Seismology, 5, 411-431, 2001.
- Savage, J. C. and R. O. Burford, Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78, 832-845, 1973.
- Shen, Z.-K., D. D. Jackson, and B. X. Ge, Crustal deformation across and beyond the Los Angels basin from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 27957-27980, 1996.
- 4) 寺川寿子・松浦充宏, 地震学における応力インバージョンの新展開-CMTデータイン バージョン法による応力場の推定-, 地震2, 61, S339-S346, 2009.

観測点	2002 年	2003年	2004 年	2005 年	2006年	2007 年	2008年	2009年
R901	298-302	305-308	316-321	305-311	280-283	318-323	283-289	282-286
R902	298-302	304-308	316-321	305-311	279-283	318-323	282-289	281-286
R904						318	282-289	
R905	298-303	303-308	316-321	305-306	278-283	318-323	283-289	281-286
R906	298-303	310-316	316-321	305-310	278-283	318-323	282-289	283-286
R907	298-303	303-309	316-322	305-310	278-284	320-324	282	282-287
R908	298-303	303-309	316-322	305-310	279-283	320-323	282-289	283-287
R909	298-303	303-308	316-321	305-310	278-283	320-323	282-289	281-287
R910	298-303	303-308	316-321	305-310	279-283	320-323	283-289	281-287
R911	291-299	304-315	316-324	306-315	272-283	321	276-289	275-287
R912	298-302	304-308	315-322	304-311	280-284	321-323	282-289	281-287
R913	297-304	311-316	315-322	304-310		319-323		289-296
R914	291-302	302-316	322-329	307-315	272-284	319-331	274-290	274-286
R915	297-304	302-308	315-321	305-311		321-323		287-294
R916	297-304	302-308	315-321	304-310		320-323		282-286
R917	291-296		323-329	312-318	279	326-331	283-289	281-287
R918	291-296	310-316	323-329	312-318	279-285	326-331	284-289	281-287
R919	291-296	310-316	323-329	312-318	273-277	325-331	275-281	274-279
R920	290-296	310-316	323-329	313-318			283-289	281-287
R921	290-296							
R922	289-295	310-316	323-329	312-318	272-276		275-280	273-279
R923	289-295	311-315	324-329	312-318	271-276		275-280	273-279
R924	290-296	311-315	323-328		278-284	319-323	284-290	
R925	290-296	310-315	323-329	313-318	272-274	325-332	276-280	275-279
R926	290-296	310-315	323-328	312-317	271-275	325-332	275-280	274-279
R927	290-296	310-315	324-328	313-317	272-277	326-332		274-279
R928	298-302	302-308	317-321	306-310	271-276	325-332	275-280	274-279
R929	289-295	310-315	324-328	313-317				
R930					272-277	325-331		274
R931					271-276	325-332	275-280	274-279
R932					271-277	325-332	274-281	273-279
R933					270-276	326-332	277-280	274-279
R934					272-276	326-332	276-280	274-279
R935					271-276	325-332	274-280	274-279
R936					270-276	326-332	275-280	274-279

表1 各 GPS 観測点における座標値データの一覧。各年度の観測によって得られた座標値 データの存在する期間を示す。期間は各年の1月1日を基準とする通算日で表され ている。なお、観測時間が短かったり、データの質が不十分だったりしたために、 観測データはあっても解析が行えない点が存在する。





図2 糸魚川-静岡構造線断層帯周辺の水平地殻変動速度分布(2002~2009年の観測による)。速度ベクトルの固定点はUSUD(臼田)。矩形領域は、図4に示す地殻変動速度 プロファイルの範囲を示す。



図3 GPS による地殻変動速度から計算した本断層帯中部~北部周辺の地殻歪み速度分布。 (a)面積歪み速度。(b)最大剪断歪み速度。黒線は右横ずれが最大となる方向を示す。



図4 図2の4つの矩形領域における GPS 地殻変動速度のプロファイル。ISTL は本断層帯、 WNBF は長野盆地西縁断層帯の地表トレースの概略位置を表す。(a) 白馬-長野方向、 (b)大町-上田方向、(c) 松本周辺、(d) 諏訪湖周辺。影をつけた範囲は変形集中帯で ある。

ISTL **WNBF** D=1km 5mm/yr 20° 20mm/yr 10mm/yr D=15km (b) ISTL **WNBF** D=1km 5mm/yr 30° 20mm/yr 15mm/yr D=15km

図 5 白馬~長野方向の速度プロファイルに対する深部すべりモデル。(a) 傾斜 20°の場合。
(b) 傾斜 30°の場合。



図 6 図 5 の深部すべりモデルによる地殻変動の計算値。
(a) 図 5 (a) に対する計算値。(b) 図 5 (b) に対する計算値。

(a)