3.6 強震動評価高精度化のための強震観測・地下構造調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 強震動評価高精度化のための強震観測・地下構造調査

(b) 担当者

| | 所属機関 | 役職 | | 氏名 |
|--------|----------------|-------|----|-----|
| 国立大学法人 | 東京大学地震研究所 | 教授 | 纐纈 | 一起 |
| 国立大学法人 | 東京大学大学院情報学環/地震 | 教授 | 古村 | 孝志 |
| | 研究所 | | | |
| 国立大学法人 | 東京大学地震研究所 | 助教 | 三宅 | 弘恵 |
| 国立大学法人 | 東京大学地震研究所 | 特任研究員 | 石瀬 | 素子 |
| 国立大学法人 | 信州大学工学部 | 教授 | 泉谷 | 恭男 |
| 国立大学法人 | 信州大学工学部 | 准教授 | 田守 | 伸一郎 |
| 国立大学法人 | 東京工業大学大学院総合理工学 | 准教授 | 山中 | 浩明 |
| | 研究科 | | | |
| 学校法人 | 関東学院大学工学部 | 教授 | 若松 | 加寿江 |

(c) 業務の目的

サブテーマ1~5の調査観測から得られる成果を総合的に解析することで、地震時の断 層運動の特性を明らかにするとともに、人口の密集した盆地部の地下構造を求め、糸魚川 -静岡構造線断層帯(以下、「本断層帯」)周辺域のより高精度な強震動予測モデルの構築 を図る。

- (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的調査観測での反射法探査測線上に2地点を選定してボーリ ングと速度検層を行い、それぞれの孔底・地表に強震計を設置して強震観測を開始 した。速度検層結果を基に牛伏寺断層の物性値を明らかにし、パイロット的な重点 的調査観測で行われた反射法、MT法、トレンチ等との対応関係を吟味した。

2) 平成 18 年度:

初年度より継続して強震観測を行った。松本・諏訪盆地地域および長野盆地地域 において、堆積層構造、基盤構造を対象とした地下構造調査を実施した。併せて、 過去の各種地下構造探査結果のコンパイルを行った。

3) 平成 19 年度:

諏訪盆地に8点の強震観測点を新たに設置し、初年度に整備した松本盆地の2点 とあわせて強震観測を行った。また、各種探査結果を総合して長野・松本・諏訪盆 地を含む広域地下構造モデルの構築に着手した。加えて、本断層帯を含む周辺地域 を対象として、詳細な地形・地盤分類図を作成した。 4) 平成 20 年度:

地下構造モデルの高精度化を図ると共に、他サブテーマによって得られた詳細な 断層形状や活断層情報等に基づき、強震動評価のための震源モデルを構築した。

5) 平成 21 年度:

これまでに得た地下構造モデルと震源モデルを用い、簡便法および詳細法により本断層帯周辺地域における高精度の強震動予測を行った。

(2) 平成 17~21 年度の成果

(a) 業務の要約

本断層帯における強震動予測の高度化を目指し、本プロジェクトで実施された地下構造 探査や活断層等に関する詳細な調査結果、および既存の資料等に基づいて本断層帯周辺の 地下構造と震源断層のモデル化を行った。地下構造については、松本・諏訪・長野盆地を 含む広域の地下構造モデルを構築した。震源断層モデルについては、構造探査の結果の解 釈に従った「構造探査ベースモデル」と、変動地形学的解釈に従った「変動地形ベースモ デル」の2種類のモデルを提案した。そして、両モデルの特徴を鑑みて4つの地震シナリ オを作成し、簡便法と詳細法による強震動評価を実施した。その結果、想定したシナリオ の内容により、各地の地震動の強さが大きく変化することが示された。一方で、全ての場 合に共通して、地表への増幅率が大きい松本・諏訪・甲府・伊那盆地の地震動が特に強い こと、新潟平野や長野盆地など本断層帯から遠く離れていても地震基盤が深い地域では強 い地震動が励起されることが示された。

(b) 業務の実施方法

強震観測:松本盆地および諏訪盆地において強震観測点 12 点を整備して強震観測を実施し、得られた中小地震記録の波形解析から盆地内における地震波伝播や地震動増幅特性 を評価した。

地下構造モデルの高精度化と検証:平成 19 年度に作成した松本・諏訪・長野盆地を含む広域の地下構造モデルを用いて、実際に起きた中小地震に対して三次元波動シミュレーションを行い、合成波と観測記録の比較から地下構造モデルの妥当性を検証した。

震源のモデル化:他サブテーマによる断層形状・活断層情報や構造に関する既存の情報 に基づき、本断層帯における震源断層モデルおよび地震シナリオを作成した。

強震動予測:本プロジェクト業務で得られた地下構造モデルと震源モデルを用いて、簡 便法と詳細法により工学的基盤における最大速度と最大加速度分布、および地表での最大 速度と震度分布を求め、各地の地震動評価を行った。

(c) 業務の成果

1) 強震観測、2) 三次元地下構造モデルの高度化と検証、3) 震源のモデル化、4) 強震 動予測について詳細を示す。

1) 強震観測

a) 強震観測網の整備

初年度(平成17年度)より、本断層帯地域の強震動評価高精度化を目的とした強 震観測を実施している。平成17~18年度には、松本盆地にボアホールの観測点を2 か所設置し(三宅・他,2006)、各地点における地震動特性の把握を行うとともに、 反射法地震探査およびボーリング情報を活用した地下構造のモデル化を行った(纐 纈・他,2007)。平成18~19年度には、諏訪盆地における地震動を面的に把握するこ とを目指し、既存の強震観測点(諏訪湖北側および東側に設置されているJMA(気象 庁,1996a)、K-NET(Kinoshita,1998)、SK-net(鷹野・他,2002))の観測点の間 を埋めるように、8点の強震観測点を諏訪・岡谷地域に設置した(すべて地表観測 点)(三宅・他,2007)。また、平成20年度には、諏訪湖の西岸と南岸に、新たに 2点の強震観測点を地表に整備した。平成21年12月末時点での松本・諏訪盆地にお ける強震観測点分布(他機関も含む)を図1、図2にそれぞれ示す。また、表1に は本プロジェクトで整備した強震観測点の基本情報と2009年11月6日までに記録さ れた地震数を示す。



●:本プロジェクト、△:K-NETおよびKiK-net、 □: SK-net



図 2 諏訪盆地の強震観測点分布図。
 ●:本プロジェクト、○: JMA、△: K-NET、□: SK-net

表1 本プロジェクトで整備した観測網の強震観測点情報と記録した地震数。 (地震数は観測開始~2009年11月6日)

| 観測 点名 | 緯度 | 経度 | 施設名 | 観測開始 月−年 | 記録数 |
|----------|---------|----------|------------------|-------------|-----|
| SMD | 36.2206 | 137.9410 | 島立小学校 (松本市) | Dec-05 | 43 |
| KND | 36.2150 | 137.9880 | 開成中学校(松本市) | Dec-05 | 31 |
| SIG | 36.0197 | 138.1378 | 四賀小学校(諏訪市) | Apr-07 | 12 |
| NKS | 36.0083 | 138.1242 | 中洲公民館 (諏訪市) | Apr-07 | 4 |
| KNM | 36.0062 | 138.1007 | 諏訪西中学校(諏訪市) | Apr-07 | 4 |
| FMD | 36.0238 | 138.1031 | 文出保育園 (諏訪市) | Apr-07 | 7 |
| TYD | 36.0219 | 138.0889 | 豊田公民館(諏訪市) | Apr-07 | 33 |
| SWS | 36.0335 | 138.0938 | 諏訪スタジアム(諏訪市) | Apr-07 | 16 |
| TNK | 36.0610 | 138.0581 | 田中小学校(岡谷市) | Apr-07 | 22 |
| UNH | 36.0916 | 138.0520 | 上の原小学校(岡谷市) | Apr-07 | 5 |
| SSS | 36.0456 | 138.1087 | 信州大学山地水センター(諏訪市) | May -08 | 5 |
| MNT | 36.0411 | 138.0617 | 湊小学校 (岡谷市) | Jul -08 | 4 |

表1の観測点のうち、松本市に設置した SMD と KND 観測点、および諏訪市の SIG、 KNM、FMD、SSS 観測点は通信設備を用いて観測機器の制御およびデータの管理を行 っている。これに対し、その他の観測点は通信設備を持たないため、3~4ヶ月お きに現地に赴いて機器の状態の点検を行い、設置場所の環境の変化に応じた設定の 変更等のメンテナンスを行うとともに、データ回収を行っている。そのため、機器 の不具合によるわずかな欠測期間はあるものの(NKS)、大半の観測点の稼働状況は 良好であり、40を超える地震記録を得ている観測点もある。記録された地震の多く は、平成19年(2007年)新潟県中越沖地震、平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震 の余震となっており、その他に2009年駿河湾の地震や千葉県北西部、茨城県沖の中 規模地震、長野県中西部でしばしば群発的に発生する小地震も複数記録されている (文部科学省研究開発局・他,2007;2008;2009を参照)。また、観測点ごとの記 録数を見てみると、観測開始時期が同じでも記録数に違いが見られる(例えば、SMD と KND や TYD と NKS)。この主な原因として、以下のようなことが挙げられる。

- ① 観測点設置場所の環境によるトリガーレベルの設定値の違い
- ② 観測点設置場所の地盤の違い:
 UNH(地震動が増幅されにくい山間部の硬質な場所に設置)
 TYD、SWS、TNK、SMD(地震動が増幅されやすい盆地の中央部や湖畔に設置)
- b) 強震記録例: 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震(M6.5)

2009年8月11日に駿河湾で発生したM6.5の地震(8月11日5時7分、北緯34.8 度、東経138.5度、深さ20km)は、静岡県内4市で震度6弱を観測したほか、中部 地方を中心に東北から四国にかけて揺れが観測された。本プロジェクト業務で整備 した強震観測網においても、諏訪盆地の1点(SIG)を除く全ての強震観測点におい て強震記録が得られた。例として、諏訪盆地の観測点で得られた強震データの加速 度波形と速度波形の南北成分を図3と図4にそれぞれ示す。また、図5~図8には、 諏訪・松本盆地における最大加速度分布と最大速度分布を示した(3成分の最大値 を使用)。盆地内における強震動を面的に把握するために、当該プロジェクトで設 置した強震計で得られた強震データに加え、防災科学技術研究所によるK-NETおよ びKiK-net と長野県の各自治体による強震データも使用した。

諏訪盆地においては、諏訪湖の湖畔地域での振幅が大きく(特に南岸)、諏訪湖 の南側の盆地内では西側で揺れが大きいという過去の地震の解析でも見られた特徴 (文部科学省研究開発局・他,2008;2009)が、2009年の駿河湾の地震でも確認で きた。一方、松本盆地では、盆地の東縁で振幅が大きくなるという特徴が見られた。 この現象は、松本盆地の地震基盤が SMD 観測点近傍で最も深くなるという地震基盤 の形状(文部科学省研究開発局・他,2008)から期待される地表での振幅分布と調 和的な結果となっている。



図3 諏訪盆地で得られた強震記録。

²⁰⁰⁹年8月11日に発生した駿河湾の地震(M6.5)の加速度波形(南北成分)。 長野県の自治体に設置されている観測点(4桁の番号)および防災科学技 術研究所のK-NET観測点(3桁の番号)で記録された強震記録も併せて示 す。観測点位置については図1を参照。図右の数値は、南北成分における 最大加速度の値。



図4 諏訪盆地で得られた強震記録。

2009年8月11日に発生した駿河湾の地震(M6.5)の速度波形(南北成分)。 長野県の自治体に設置されている観測点(4桁の番号)および防災科学技 術研究所のK-NET観測点(3桁の番号)で記録された強震記録も併せて示 す。観測点位置については図1を参照。図右の数値は、南北成分における 最大速度の値。





図5 2009年8月11日の駿河湾の地震の際の松本盆地における最大加速度分布図。







図7 2009年8月11日の駿河湾の地震の際の松本盆地における最大速度分布図。



2) 三次元地下構造モデルの高度化と検証

本業務では、図9に示す手順に従って深部地下構造モデルの高度化を行った。モ デルのチューニングには、2007年7月26日の新潟県中越沖地震の本震(Mj6.8)を 用い、3次元の波動シミュレーションにより地下構造を調整して1次地下構造モデ ルを作成し、この構造モデルの検証を実施した。



図9 深部地下構造モデル化の流れ図。

シミュレーションに用いた断層パラメータを表2に、3次元波動シミュレーションの計算スキームを表3に示す。震源は、3つの点震源とし、破壊伝播速度は 2.7 km/sを基準に、試行錯誤的に決定した。震源メカニズムについては、入倉・ 他(2007)および入倉(2008)に従った;(strike, dip, rake)=(37°, 30°, 90°)。

| | ÷ • | | | | , | |
|--------|---------|---------|------|----------|-----------|------|
| アスペリティ | 破壞開始点 | | 深度 | 震源時間関数 | 地震モーメント | 遅延時間 |
| 番号 | 緯度 | 経度 | [km] | 継続時間 [s] | [dyne•cm] | [s] |
| 1 | 37.601 | 138.540 | 10.0 | 1.0 | 2.00E+25 | 0.0 |
| 2 | 37.549 | 138.491 | 8.3 | 1.5 | 3.00E+25 | 2.8 |
| 3 | 37. 474 | 138.419 | 11.3 | 1.5 | 2.00E+25 | 4.5 |

表2 シミュレーションに用いた断層パラメータ。

| 波形合成スキーム | スタッガードグリッド有限差分法(4th order) variable grid spacing 形式 (Pitarka, 1999) |
|----------|--|
| 波動場 | 3次元全波動場 |
| 震源項 | ダブルカップル点震源(multi-hypocenters) |
| 震源時間関数 | 継続時間(各アスペリティ)指定のトライアングル型 |
| 境界条件 | 自由境界 吸収境界 (Cerjan, et al., 1985) |
| 内部減衰項 | 0.25Hz の Q 値 (周波数に比例) で指定 (Graves, 1996) |
| グリッドサイズ | 100m(東西) 100m(南北) 50m ~ 300m(深度) |
| 計算領域 | 134km(東西)×203km(南北)×40km(深度) |
| 計算波形時間 | 130 秒 |

表3 3次元波動シミュレーションの数値計算スキーム。

図 10 に、改良された1次モデルに対する合成波形と観測波形の比較を示す。諏訪 市や松本市など、震源から離れた盆地地域における振幅や後続波がうまく再現され ている。図 11 には、合成波と観測地震波の速度フーリエスペクトルの比較を示す。 ピーク周波数や全体的な振幅レベルがよく再現されており、周波数領域でのモデル 高度化の効果が確認できる。



図 10 1 次モデルに対する合成波形と観測波形の比較(平成 19 年(2007 年) 新潟県中越 沖地震の場合)。速度波形の東西成分(0.05~1.0Hz のバンドパスフィルターを 使用)。



図 11 1次モデルに対する合成波と観測波の速度フーリエスペクトルの比較(平成 19年(2007年)新潟県中越沖地震の本震の場合)。速度記録の東西成分(0.05~1.0Hzのバンドパスフィルターを使用)。

3) 震源のモデル化

本断層帯は、長野県白馬〜山梨県櫛形間に分布する複数の活断層から構成される 全長約150 kmの大規模な活断層系で、本州弧を東西に二分する全長約250 kmの糸 魚川ー静岡構造線の一部を成す。その地表トレースは、諏訪湖を中心とした緩いS 字を描き、それぞれ東側隆起の逆断層・左横ずれ断層・西側隆起の逆断層の活動様 式を持つ北部・中部・南部地域に区分される。地震調査研究推進本部地震調査委員 会(1996)によると、牛伏寺断層を含む区間を震源とした本断層帯の今後30年間の 地震発生確率は14%(地震規模はM8程度)と非常に高い値が報告されており、こ の結果を受けた強震動評価が既に実施されている(地震調査研究推進本部,2002)。た だし、本断層帯南部は活動履歴が未解明という理由から、この際に評価された断層は北 部〜中部地域にとどめられている。そこで本研究では、本断層帯の北部・中部・南部 地域の統合的な理解を目的とした重点的調査観測(糸静パイロット重点H14〜16、 糸静重点H17〜)による多様な調査結果(地震波速度・比抵抗・地殻変動・変動地形・ 地震活動など)を基に、南部地域の断層も考慮して本断層帯を起震断層とする強震動予 測のための新たな震源モデルの構築を行った。

a) 起震断層モデル

起震断層位置を決定するにあたり、当該プロジェクト他サブテーマで得られた地 下構造に関するデータおよび既存の構造探査・トレンチ調査の結果を基に、断層の 地表トレース位置、走向、変位様式、傾斜角、活動履歴に注目した検討を行った。 その結果、断層位置については、調査手段に依らず、おおよそ同じトレースが得ら れた。しかし、断層面の形状(特に傾斜角)については調査手法ごとに有意に異な っており、特に北部~中部セグメントで顕著な違いが見られた(文部科学省研究開 発局・他,2009参照)。そこで、本研究では、手法別に震源モデルの検討を行うこ とを提案し、変動地形学的解釈に基づいた「変動地形ベースモデル」と構造探査の 結果の解釈に基づいた「構造探査ベースモデル」を提示することとした。断層の地 表トレースおよび断層面の地表投影図を図12に示す。「北部」・「中部」・「南部」 のセグメント化は卓越する断層タイプ(北部:逆断層、中部:横ずれ断層、南部: 逆断層)によって行い、それ以上の細分化については断層面の走向(北部)、傾斜 (中部)、位置(南部)の変化に従った。断層の長さはセグメント境界を直線で結 ぶことで与え、断層面の幅は地震発生層の厚さ(表4~表7)に依存するとした。



図12 起震断層セグメントの地表トレースと断層の地表投影図(左)変動地形ベースモデル。(右)構造探査ベースモデル。

b) 構造探査ベースモデル(北部1・2、中部1・2、南部1・2)

構造探査ベースモデルは6セグメントに区分した。各セグメントの断層面の傾 斜角の決定には、本プロジェクトサブテーマ1で実施された地下構造探査業務で 示された断層形状と当該地域において過去に行われた地震波速度構造探査研究に よる断層形状を使用した。また、断層タイプについては、本プロジェクトでなさ れた各構造探査断面の解釈に従うこととする。

i) 北部(白馬~明科): 神城断層、松本盆地東縁断層(北部)

北部2セグメントの北方を通る大町-小諸測線で行われた地下構造探査から深さ 約30kmまでの地下構造が得られており、低角度で東に傾斜する反射面が示されてい る(Sato et al., 2004a; 2004b)。また、同反射断面の再解析(Iwasaki et al., 2008) からは深さ約10 kmまでの詳細な断層面が示されており、この断層面の傾斜角の平均 値は30°となる。以上の研究に従い、本モデルの北部セグメントの傾斜角として30° 傾斜(東)を用いた。

セグメント区分については、木崎湖より北の神城断層とその南側の松本盆地東縁 断層で走向が異なっているので両者を区分し、北側を北部1セグメント、南側を北 部2セグメントとした。北部2セグメントの南端位置については、地震本部による 過去の調査(地震調査研究推進本部,2002)と異なる地点を選定した。これまでは、 松本盆地東縁断層の南端の松本市付近が北部2セグメントの南端として設定されて きたが、近年、松本盆地東縁断層の断層タイプが、松本よりも北方の明科付近で逆 断層から横ずれ断層へと変化していることが示された(近藤・他,2007)。したが って、今回の起震断層モデルでは、松本市の北方、約15kmに位置する明科周辺に北 部セグメントの南端を設定した。

ii)中部(明科~下蔦木):松本盆地東縁断層(南部)、牛伏寺断層、岡谷断層群、 諏訪断層群、釜無山断層群

中部セグメントは、本プロジェクトにおいて重点的に調査が行われている地域で ある(2006年のLine1~4:文部科学省研究開発局,2007;2007年の諏訪湖横断測 線:文部科学省研究開発局,2008)。得られた探査断面の解析の結果、東傾斜の反 射面が諏訪湖北部まで連続的に確認され、北部2セグメントの松本盆地東縁断層が 松本を越えて諏訪湖北部まで存在し、これが中部1セグメントにおいても主断層と して振舞うと解釈されている。一方、大地震の発生が危惧されている牛伏寺断層に ついては、高角度で東に傾斜した反射面が地表近くで確認できるものの、ごく浅部 で東傾斜の断層に収斂している様子がイメージされており、松本盆地東縁断層の副 次的な断層として解釈されている。以上より、松本盆地東縁断層を中部1セグメン トとし、東に30°傾斜した断層面として定義した。中部2セグメントについては、 諏訪湖を横断する測線で得られた反射面をこの地域の主断層と見做し、観測された 走時を良く満たす西に60°傾斜した断層面としてモデル化した。断層タイプは、逆 断層成分を含む横ずれ断層とする。

- iii) 南部(下蔦木~鰍沢): 白州断層、下円井断層、市之瀬断層
- 本プロジェクトにおける平成17年度の業務(文部科学省研究開発局,2006)およ び過去の地下構造探査(阿部・他,1999a;1999b)により、南部1セグメントの白州 断層で西に30°、南部2セグメントの下円井および市之瀬断層を横切る地下構造探 査において、西に15~50°傾斜した反射面が得られている。これらが南部セグメン トの断層面に対応するとして、両セグメント共に西に30°傾いた断層面でモデル化 した。また、断層タイプについては、平成17年度の当該プロジェクト成果報告書(文 部科学省研究開発局,2006)の記載内容に従い、逆断層とする。
- c)変動地形ベースモデル(北部1・2、中部1a・1b・2a・2b、南部1・2) 変動地形ベースモデルは8つのセグメントに区分した。各セグメントの断層面の 傾斜角の決定には、本プロジェクトのサブテーマ5および当該地域において過去に 実施された地質学的研究(変動地形調査およびトレンチ調査)による断層形状(文 部科学省研究開発局・他,2003;2004;2005;2006;2007;2008;2009;奥村・他, 1998;遠田・他,1999;三浦・他,2002;宮腰・他,2004;澤・他,2007など)を 使用した。ただし、変動地形調査から直接的に得られるのは断層タイプの情報であ り、地下の断層の形状はわからない。また、トレンチ調査で観察できるのも断層の 浅部構造のみであり、断層の全体像は得られない。したがって、変動地形ベースモ デルの断層形状は、地形の特徴や構造探査の結果など、その他の情報も考慮して総 合的に判断されたものを使用した。
- i) 北部(白馬~明科): 神城断層、松本盆地東縁断層(北部)
 - 本プロジェクトの変動地形調査から、変位地形が系統的な東側隆起を示し、かつ 活断層線が屈曲に富むこと、撓曲や傾動等、長波長の変形が良く見られることから 低角の東傾斜の断層面が推定されている。また、神城断層、松本盆地東縁断層共に 逆断層であることが知られており(池田・他,2002)、長野県北安曇郡白馬村、池 田町および大町市でのトレンチ調査からは、非常に低角度で東側に傾斜する断層面 が発見されている(奥村・他,1998)。また、地下構造探査(Sato et al., 2004a;2004 b)が示す断層の深部構造においても、トレンチ調査の結果と同様の低角度で東側に 傾斜する断層面が得られていることから、変動地形学分野では、北部セグメントは 東に30°傾斜する断層面を持つ逆断層と解釈されている。したがって、変動地形ベ ースモデルの北部セグメントは、東へ30°傾斜した逆断層として定義した。

断層区分については、構造探査ベースモデルと同様、木崎湖以北の神城断層を北 部1セグメント、木崎湖~明科までの松本盆地東縁断層の一部を北部2セグメント とする。

- ii)中部(明科~下蔦木):松本盆地東縁断層(南部)、牛伏寺断層、岡谷断層群、 諏訪断層群、釜無山断層群
 - 横ずれ変位が卓越するということが、この区域で観測される断層運動の特徴である (例えば、藤森・太田, 1992;田力・他, 2007;文部科学省研究開発局・他, 2007)。

その断層面の形状については、平成18年度の本重点的調査(文部科学省研究開発局・ 他,2007)および澤・他(2007)の変動地形調査および過去に行われたトレンチ調 査(例えば、東郷・他,1989;奥村・他,1994;宮腰・他,2004)から、松本一下 蔦木の断層面の傾斜は連続的に変化していると考えられている(松本で東に60°傾 斜-諏訪で鉛直-下蔦木で西に60°傾斜)。これは、①松本付近では、標高差が1000 mある地形起伏を直線的に切る地表トレースが認定されており、少なくとも浅部で は低角ではない。また、保存状態は良くないが、部分的に東側隆起の変位地形が見 られる。②諏訪湖を中心に、直線的な横ずれトレースが数+ kmにわたって観測され ており、低角な断層ではこのような地形を維持することができない。という理由に よる(変動地形グループ,2009年第1回検討会)。そこで、本研究では、走行が変 化する諏訪湖を境にそれより北側を中部1セグメント、南側を中部2セグメントと し、さらにそれぞれを二つに分割して便宜的に中部1a、中部1b、中部2a、中 部2bの4つの断層セグメントを設けて断層面の傾斜の変化を表現することにした。 与えた傾斜は、それぞれ東に60°傾斜(中部1a)、鉛直(中部1b)、鉛直(中 部2a)、西に60°傾斜(中部2b)である。

iii)南部(下蔦木~鰍沢):白州断層、市之瀬断層

- 本プロジェクト平成20年度の業務として実施された変動地形調査により、西側が 隆起する逆断層変位が確認されている。加えて、活断層線が屈曲に富むこと、撓曲 や傾動等、長波長の変形が確認されている。そのため、低角な西傾斜の断層面が存 在すると考えられている。断層タイプについては、横ずれ成分は観察されておらず、 純粋な逆断層として南部地域をモデル化した。また、浅部の情報ではあるが、過去 に行われたトレンチ調査からも西側隆起の逆断層が報告されている(遠田, 1999; 三浦・他, 2002)。よって、南部セグメントについては、30°で西側に傾斜する断 層面を与えた。
- d) 地震シナリオ

上で提示した2種類の震源モデルに対し、次の4つの地震シナリオを考えた。

- (シナリオ1)Mw 7.64 変動地形ベースモデル:全体に破壊が進展
- (シナリオ2) Mw 7.68 構造探査ベースモデル:全体に破壊が進展
- (シナリオ3) Mw 7.14 構造探査ベースモデル:破壊開始点から北側のみ破壊
- (シナリオ4) Mw 7.23 構造探査ベースモデル:破壊開始点から南側のみ破壊

構造探査ベースモデルについては、全体が破壊する場合、北側のみが破壊する場 合と南側のみが破壊する場合の3通りのシナリオを用意した。これは、諏訪湖を境 にして断層面が「ハの字」(北側では東側に傾斜、南側では西側に傾斜)を形成し ており、このような場合、両側に破壊が伝播するのは難しいことが動力学的な破壊 シミュレーション研究(加瀬, 2009)から示されているためである。表4~表7に、 各シナリオの巨視的・微視的断層パラメータを示す。パラメータの設定は、基本的 には地震本部の「レシピ」(地震調査研究推進本部, 2008)に従う。

破壊開始点は、中部1セグメントと中部2セグメントの境界に設定した。破壊開 始点の選定の際、比抵抗構造や地震波速度構造、地震活動、断層の形状などが参考 となるが、今回は中田・後藤(1998)による断層の形状に着目した。

アスペリティは矩形とし、断層面積の約22%になるようにした (Somerville et al., 1999)。また、位置については、本プロジェクトで実施された変動地形の調査 (サブテーマ4)において大きな変位量(変位速度)が観測された地点が中心とな るように設定した(図13参照)。



■変動地形ベースモデル

図13 震源断層モデルの断層パラメータ。

(上)変動地形ベースモデル、(下)構造探査ベースモデル。赤矢印は各断層セ グメントにおいて大きな地表変位量が観測されている地点に対応しており、これを 中心とした領域にアスペリティ(有色域)を設定した。赤星は破壊開始点を表す(深 さ8 km)。全セグメントの断層面が連続している変動地形ベースモデルの破壊開始 点はひとつであるのに対し、諏訪湖を境に傾斜方向が異なる構造探査ベースモデル は、諏訪湖以北の破壊開始点と諏訪湖以南の破壊開始点のふたつの破壊開始点を持 つ。なお、断層モデルのメッシュサイズは、長さ方向、幅方向ともに2kmとした。

| 断層 | バラメータ | | 設定方法 | 北部1 | 北部2 | 中部1a | 中部1b |
|-----------|--------------|------------------------------|---|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| 断 | 雷带 原点 | | 本プロジェクトの成果および既 | 137.85° E, 36.53° N | 137.85° E, 36.53° N | 137.92° E, 36.33° N | 137.99° E, 36.16° N |
| 活断層長さ | | L[km] | 任の資料に奉つく | 26 | 24 | 20 | 14 |
| 気象庁、 | マグニチュード | M _{JMA} | (logL+2.9)/0.6 | 7.19 | 7.13 | 7.00 | 6.74 |
| 地震 | モーメント | M _o [Nm] | μ·S _{madel} ·D | | | | |
| 地震 | モーメント | M _o [Nm] | $M_0 \cdot S_{madeli}^{3/2} / \Sigma S_{madeli}^{3/2}$ | 8.29E+19 | 7.35E+19 | 2.60E+19 | 1.16E+19 |
| モーメント | ・マグニチュード | Mw | log(Mo•10 ⁷ –16.1)/1.5 | — | — | — | — |
| 断層モデル原点 | | | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 137.85° E, 36.53° N | 137.85° E, 36.53° N | 137.92°E, 36.33°N | 137.99°E, 36.16°N |
| 断層モデル上端深さ | | [km] وں D | 白贫地委公士专会考 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 断層モ | デル下端深さ | D1, [km] | | 12 | 12 | 12 | 12 |
| 断層 | モデル 長さ | L _{made} [km] | メッシュサイズの倍数 | 26 | 24 | 20 | 14 |
| 断層 | アモデル幅 | W _{madel} [km] | メッシュサイズの倍数 | 20 | 20 | 12 | 10 |
| 断層 | モデル面積 | S _{madel} [km] | $L_{madel} 	imes S_{madel}$ | 520 | 480 | 240 | 140 |
| | 走向 | θ["] | | 3 | 344 | 339 | 339 |
| ſ | 頃斜角 | S[] | 本プロジェクトの成果および既 存資料に基づく | 30 | 30 | 60 | 90 |
| ਭ | でくり角 | າ[ີ] | | 90 | 90 | 10 | 0 |
| 静的。 | 芯力降下量 | $\Delta \sigma$ [Mpa] | 長大断層の∆σ=3.1 Mpa | — | — | — | — |
| 平均 | すべり量 | D [m] | Dmax•(2/3)/2 | — | — | — | — |
| 剛性率 | | μ[Nm] | | _ | — | — | _ |
| S波速度 | | β[km/s] | 大大特モデルより | — | — | — | — |
| 破壊 | 伝播速度 | Vr [km/s] | Vr=0.72 β | | | — | — |
| 短周 | 1期レベル | A [Nm] | (2.46•10 ¹⁷ •M ₀ •10 ⁷) ^{1/3} •10 ⁻⁷ | _ | _ | _ | _ |
| | 実効応力 | ∆σ _e =σe [MPa] | S/S _s ·∂σ | _ | _ | _ | _ |
| | 面積 | S _e [km²] | | 108 | 112 | 72 | 0 |
| アスペリティ | 等価半径 | r [km] | (S _e /π) ^{0.5} | 5.86 | 5.97 | 4.79 | 0.00 |
| | 平均すべり量 | Da [m] | Dmax• (2/3) | | _ | | _ |
| | 地震モーメント | M _{0a} [Nm] | μ·S _e ·D _e | _ | _ | _ | _ |
| アスペ | リティの割合 | S _@ ∕S[%] | S _{mosel} の22%(Somerville et al.,1999)の長方形を設定 | _ | _ | _ | _ |
| | 実効応力 | σ _b [MPa] | (D _b /W)·(π ^{0.5} /D _a)·r·(Σ(γ _i / γ) ³)·σ _a | 2.6 | 2.6 | 4.3 | 5.1 |
| 背景領域 | 総面積 | S _b [km²] | S-Sa | _ | _ | _ | |
| | 平均すべり量 | D _b [m] | М ₀₆ /μ/S ₆ | | _ | | _ |
| | 地震モーメント | М _{оь} [Nm] | Mo-Moe | | | | |
| | fmax | [Hz] | | — | _ | _ | |
| ハイコ | ジリッド周期 | [s] | | | | | |

| 表 4 | 変動地形ベー | ・スモデルの巨視的・ | 微視的断層パラメ- | ータ(シナリオ1) | 0 |
|-----|--------|------------|-----------|-----------|---|
|-----|--------|------------|-----------|-----------|---|

| 中部2a | 中部26 | 南部1 | 南部2 | 全体 | |
|------------------------|----------------------|----------------------|------------------------|----------|----------------------------------|
| 138.05° E, 36.05° N | 138.17°E, 35.94°N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | _ | |
| 16 | 12 | 12 | 26 | 150 | |
| 6.84 | 6.63 | 6.63 | 7.19 | 8.46 | |
| | | | | 3.63E+20 | |
| 1.42E+19 | 1.21E+19 | 3.42E+19 | 1.09E+20 | | $\Sigma S_{madeli}^{3/2}$ =51975 |
| _ | _ | _ | _ | 7.64 | |
| 138.05° E, 36.05° N | 138.17°E, 35.94°N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | _ | |
| 2 | 2 | 4 | 4 | — | |
| 12 | 12 | 16 | 16 | _ | |
| 16 | 12 | 12 | 26 | 150 | |
| 10 | 12 | 24 | 24 | _ | |
| 160 | 144 | 288 | 624 | 2596 | |
| 137 | 137 | 158 | 165 | _ | |
| 90 | 60 | 30 | 30 | _ | |
| 0 | 10 | 90 | 90 | _ | |
| _ | _ | _ | _ | 3.1 | |
| _ | _ | _ | _ | 4 | |
| _ | _ | _ | _ | 3.50E+10 | |
| _ | _ | _ | _ | 3.53 | |
| _ | — | — | — | 2.5416 | |
| _ | _ | _ | _ | 3.78E+19 | |
| _ | _ | _ | _ | 14.5 | |
| 40 | 24 | 60 | 140 | 556 | |
| 3.57 | 2.76 | 4.37 | 6.68 | 13.30 | |
| _ | — | — | — | 8 | |
| — | — | — | — | 1.56E+20 | |
| _ | _ | _ | _ | 21.4 | |
| 5.1 | 4.3 | 2.1 | 2.1 | — | |
| _ | _ | _ | — | 2040 | |
| — | — | — | — | 2.9 | |
| _ | _ | _ | — | 2.07E+20 | |
| | _ | _ | _ | 6.0 | |
| _ | | _ | _ | 3.0 | |

| 断層 | バラメータ | | 設定方法 | 北部1 | 北部2 | 中部1 |
|---------|--------------|--|---|------------------------|------------------------|------------------------|
| 世斤万 | 雷带 原点 | | 本プロジェクトの成果および既 | 137.85° E, 36.53° N | 137.85° E, 36.53° N | 137.92° E, 36.33° N |
| 活断層長さ | | L[km] | 仔の資料に基づく | 26 | 24 | 34 |
| 気象庁、 | 7グニチュード | M _{JMA} | (logL+2.9)/0.6 | 7.19 | 7.13 | 7.39 |
| 地震 | モーメント | Mo[Nm] | μ·S _{madel} ·D | | | |
| 地震 | モーメント | Mo[Nm] | M₀•S _{madeli} ^{3/2} /∑S _{madeli} ^{3/2} | 7.28E+19 | 6.46E+19 | 1.09E+20 |
| モーメント | マグニチュード | Mw | log(Mo•10 ⁷ -16.1)/1.5 | — | _ | — |
| 断層 | Eデル原点 | | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 137.85°E, 36.53°N | 137.85° E, 36.53° N | 137.92°E, 36.33°N |
| 断層モ | デル上端深さ | [km] وںD | 白然地委公士发卷老 | 2 | 2 | 2 |
| 断層モ | デル下端深さ | [km] وD | 日巛地展力布を塗っ | 12 | 12 | 12 |
| 断層モデル長さ | | L _{madel} [km] | メッシュサイズの倍数 | 26 | 24 | 34 |
| 断層モデル幅 | | W _{model} [km] | メッシュサイズの倍数 | 20 | 20 | 20 |
| 断層 | Eデル面積 | S _{madel} [km] | $L_{model} 	imes S_{model}$ | 520 | 480 | 680 |
| | 走向 | θ[゜] | | 3 | 344 | 339 |
| ŕ | 頃斜角 | ô[°] | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 30 | 30 | 30 |
| ਭ | べり角 | γ[ີ] | | 90 | 90 | 30 |
| 静的历 | 芯力降下量 | ∆σ[Mpa] | 長大断層の∆σ=3.1 Mpa | _ | — | — |
| 平均 | すべり量 | D [m] | Dmax• (2/3)/2 | _ | — | — |
| | | μ[Nm] | | _ | — | — |
| S波速度 | | β[km/s] | 大大特モデルより | | — | — |
| 破壊 | 伝播速度 | Vr [km/s] | Vr=0.72 β | | _ | _ |
| 短周 |]期レベル | A [Nm] | (2.46•10 ¹⁷ •M ₀ •10 ⁷) ^{1/3} •10 ⁻⁷ | | | _ |
| | 実効応力 | ∆σ _e =σ _e [MPa] | S/S _e .ôσ | — | _ | _ |
| | 面積 | S _a [km²] | S _{model} の22%(Somerville et al,1999)を目安に長方形を設定 | 108 | 112 | 144 |
| アスペリティ | 等価半径 | r[km] | (S _e /π) ^{0.5} | 5.863 | 5.971 | 6.770 |
| | 平均すべり量 | Da[m] | Dmax•(2/3) | | _ | _ |
| | 地震モーメント | M _{0a} [Nm] | $\mu \cdot S_{e} \cdot D_{e}$ | _ | _ | _ |
| アスペ! | ノティの割合 | S _a √S[%] | | _ | _ | _ |
| | 実効応力 | σь[Мра] | (D _b /W)·(π ^{0.5} /D _a)·r·(Σ(γ _i / γ) ³)·σ _a | 2.8 | 2.8 | 2.8 |
| 背景領域 | 総面積 | S _b [km²] | S-Sa | _ | _ | _ |
| | 平均すべり量 | D _b [m] | М ₀₆ / µ/S ₆ | | _ | _ |
| | 地震モーメント | М _{оь} [Nm] | Mo-Moa | | _ | _ |
| | fmax | [Hz] | | | _ | _ |
| ハイナ | リッド周期 | [s] | | — | — | — |

| 表 5 札 | 構造探査ベース | 、モデルの巨視的・ | 微視的断層ハ | ペラメー | タ(シナリ | 才2)。 |
|-------|---------|-----------|--------|------|-------|------|
|-------|---------|-----------|--------|------|-------|------|

| 中部2 | 南部1 | 南部2 | 全体 | |
|------------------------|----------------------|------------------------|----------|-----------------------------------|
| 138.05° E, 36.05° N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | | |
| 28 | 12 | 26 | 150 | |
| 7.25 | 6.63 | 7.19 | 8.46 | |
| | | | 4.10E+20 | |
| 3.78E+19 | 3.00E+19 | 9.57E+19 | | $\Sigma S_{modelli}^{3/2}$ =66740 |
| | _ | — | 7.68 | |
| 138.05° E, 36.05° N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | — | |
| 2 | 4 | 4 | _ | |
| 12 | 16 | 16 | — | |
| 28 | 12 | 26 | 150 | |
| 12 | 24 | 24 | — | |
| 336 | 288 | 624 | 2928 | |
| 137 | 158 | 165 | — | |
| 60 | 30 | 30 | _ | |
| 30 | 90 | 90 | | |
| _ | — | — | 3.1 | |
| _ | — | — | 4 | |
| _ | — | — | 3.50E+10 | |
| _ | — | — | 3.53 | |
| _ | — | — | 2.5416 | |
| _ | _ | _ | 3.94E+19 | |
| | _ | _ | 14.3 | |
| 72 | 60 | 140 | 636 | |
| 4.787 | 4.370 | 6.676 | 14.23 | |
| | _ | _ | 8 | |
| | _ | — | 1.78E+20 | |
| | _ | — | 21.7 | |
| 4.8 | 2.3 | 2.3 | — | |
| _ | — | — | 2292 | |
| _ | _ | — | 2.9 | |
| _ | _ | _ | 2.33E+20 | |
| | _ | _ | 6.0 | |
| _ | _ | — | 3.0 | |

| 断層 | バラメータ | | 設定方法 | 北部1 | 北部2 | 中部1 | 全体 |
|-----------|--------------|-------------------------|---|----------------------|----------------------|----------------------|-----------|
| 断 | 習 帯原点 | | 本プロジェクトの成果および既 | 137.85°E, 36.53°N | 137.85°E, 36.53°N | 137.92°E, 36.33°N | _ |
| 活 | 断層長さ | L [km] | 仔の資料に奉び、 | 26 | 24 | 34 | 84 |
| 気象庁で | マグニチュード | M _{JMA} | (logL+2.9)/0.6 | 7.19 | 7.13 | 7.39 | 8.04 |
| 地震モーメント | | M _o [Nm] | (S/2.23•10 ¹⁵) ^{3/2} •10 ⁻⁷ Somerville et al. (1999) | 1.93E+19 | 1.71E+19 | 2.89E+19 | 6.54E+19 |
| モーメント | ・マグニチュード | Mw | log(Mo∙10 ⁷ −16.1)/1.5 | — | — | — | 7.14 |
| 断層モデル原点 | | | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 137.85°E, 36.53°N | 137.85°E, 36.53°N | 137.92°E, 36.33°N | _ |
| 断層モデル上端深さ | | Dus [km] | 白然地委公女发卷者 | 2 | 2 | 2 | — |
| 断層モデル下端深さ | | [km] وD | 日瓜杞辰刀仰之梦ち | 12 | 12 | 12 | — |
| 断層 | モデル 長さ | L _{model} [km] | メッシュサイズの倍数 | 26 | 24 | 34 | 84 |
| 断層 | アモデル幅 | W _{madel} [km] | メッシュサイズの倍数 | 20 | 20 | 20 | — |
| 断層: | モデル面積 | S _{madel} [km] | L _{madel} ×S _{madel} | 520 | 480 | 680 | 1680 |
| | 走向 | θ[°] | | 3 | 344 | 339 | — |
| 1 | 頃斜角 | ٥Ľ] | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 30 | 30 | 30 | — |
| ਰ | 「べり角 | γ[] | | 90 | 90 | 30 | — |
| 静的。 | 芯力降下量 | $\Delta \sigma$ [Mpa] | (7/16)• M₀/R³/10 ⁵ | _ | _ | — | 2.3 |
| 平均 | すべり量 | D [m] | M ₀ /S/μ | _ | _ | — | 1.11 |
| 等 | 価半径 | R [km] | (S/π) ^{0.5} | | | | 23.12 |
| 剛性率 | | μ[Nm] | | _ | _ | — | 3.50E+10 |
| S | 波速度 | β[km/s] | 大大特モデルより | _ | _ | — | 3.53 |
| 破壊 | 伝播速度 | Vr[km/s] | Vr=0.72 β | _ | _ | — | 2.5416 |
| 短周 | 同期レベル | A [Nm] | (2.46·10 ¹⁷ ·M ₀ ·10 ⁷) ^{1/3} ·10 ⁻⁷ | 1.42E+19 | 1.37E+19 | 1.63E+19 | 2.14E+19 |
| | 実効応力 | ∆♂₅=♂。 [Mpa] | S/S _s .δσ | _ | _ | _ | 10.7 |
| | 面積 | S _a [km²] | S _{model} の22% (Somerville et al.,1999) を目安に長方形 を設定 | 108 | 112 | 144 | 364 |
| アスペリティ | 等価半径 | r[km] | (S _e /π) ^{0.5} | 5.86 | 5.97 | 6.77 | 10.76 |
| | 平均すべり量 | D _e [m] | 2D | _ | _ | _ | 2.2 |
| | 地震モーメント | M _{0e} [Nm] | μ·S _e ·D _e | _ | _ | _ | 2.83E+19 |
| アスペ | リティの割合 | S _@ /S[%] | | — | — | — | 21.7 |
| | 実効応力 | σ _b [MPa] | (D _b /W)·(π ^{0.5} /D _a)·r·(Σ(γ _i / γ) ³)·σ _a | 2.1 | 2.1 | 2.1 | _ |
| 背景領域 | 総面積 | S _b [km²] | S-S. | _ | _ | _ | 1316 |
| | 平均すべり量 | D _b [m] | М _{оь} /μ/S _ь | _ | _ | _ | 0.8 |
| | 地震モーメント | М _{оь} [Nm] | M ₀ -M _{0e} | _ | _ | — | 3.71 E+19 |
| | fmax | [Hz] | | _ | _ | _ | 6.0 |
| ハイコ | ジリッド周期 | [s] | | | | - | 3.0 |

| 表6 構造探査ベースモテル北部の巨視的・微視的断層パラメ | ータ | (シナリオ3 |) |
|------------------------------|----|--------|---|
|------------------------------|----|--------|---|

| 断層バラメータ | | | 設定方法 | 中部2 | 南部1 | 南部2 | 全体 |
|--------------|---------|-------------------------|---|------------------------|----------------------|------------------------|----------|
| 断層帯原点 | | | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 138.05° E, 36.05° N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | — |
| 活断層長さ | | L [km] | | 28 | 12 | 26 | 66 |
| 気象庁マグニチュード | | M _{JMA} | (logL+2.9)/0.6 | 7.25 | 6.63 | 7.19 | 7.87 |
| 地震モーメント | | M _o [Nm] | (S/4.24·10 ¹¹⁾² ·10 ⁻⁷ 入倉·三宅(2001) | 2.00E+19 | 1.59E+19 | 5.07E+19 | 8.66E+19 |
| モーメントマグニチュード | | Mw | log(Mo∙10 ⁷ −16.1)/1.5 | — | — | — | 7.23 |
| 断層モデル原点 | | | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 138.05° E, 36.05° N | 138.27°E, 35.87°N | 138.38° E, 35.76° N | — |
| 断層モデル上端深さ | | Dus [km] | ・ 自然地震分布を参考 | 2 | 4 | 4 | — |
| 断層モデル下端深さ | | [km] وD | | 12 | 16 | 16 | — |
| 断層モデル長さ | | L _{model} [km] | メッシュサイズの倍数 | 28 | 12 | 26 | 66 |
| 断層モデル幅 | | W _{madel} [km] | メッシュサイズの倍数 | 12 | 24 | 24 | — |
| 断層モデル面積 | | S _{madel} [km] | $L_{madel} 	imes S_{madel}$ | 336 | 288 | 624 | 1248 |
| 走向 | | θ[] | 本プロジェクトの成果および既 存の資料に基づく | 137 | 158 | 165 | — |
| 傾斜角 | | ô[°] | | 60 | 30 | 30 | — |
| すべり角 | | γ[] | | 30 | 90 | 90 | — |
| 静的応力降下量 | | $\Delta \sigma$ [Mpa] | (7/16∙M₀/R³)/10 ⁶ | — | — | — | 4.8 |
| 平均すべり量 | | D [m] | M₀/S/μ | — | — | — | 1.98 |
| 等価半径 | | R[km] | $(S/\pi)^{0.5}$ | — | — | — | 19.93 |
| 剛性率 | | μ[Nm] | | — | — | — | 3.50E+10 |
| S波速度 | | β[km/s] | 大大特モデルより | — | — | — | 3.53 |
| 破壊伝播速度 | | Vr [km/s] | Vr=0.72 β | — | — | — | 2.5416 |
| 短周 | 1期レベル | A [Nm] | (2.46•10 ¹⁷ •M ₀ •10 ⁷) ^{1/3} •10 ⁻⁷ | 1.44E+19 | 1.33E+19 | 1.96E+19 | 2.35E+19 |
| アスペリティ | 実効応力 | ∆♂₅=♂。 [Mpa] | S/S ₀ ∙∂σ | _ | _ | _ | 22.0 |
| | 面積 | S _a [km²] | S _{model} の22% (Somerville et al.,1999) を目安に長方形 を設定 | 72 | 60 | 140 | 272 |
| | 等価半径 | r [km] | (S _e /π) ^{0.5} | 4.787 | 4.370 | 6.676 | 9.305 |
| | 平均すべり量 | D _e [m] | 2D | | _ | | 4.0 |
| | 地震モーメント | M _{0e} [Nm] | μ·S _a ·D _a | _ | _ | | 3.78E+19 |
| アスペ | リティの割合 | S _{e/} S[%] | | _ | _ | _ | 21.8 |
| 背景領域 | 実効応力 | σ _b [MPa] | (D _b /W)•(π ^{0.5} /D _a)•r•(Σ(γ _i / γ) ³)•σ _a | 6.6 | 3.3 | 3.3 | _ |
| | 総面積 | S _b [km²] | S-S. | _ | _ | _ | 976 |
| | 平均すべり量 | D _b [m] | М ₀₆ /μ/S ₆ | | | | 1.4 |
| | 地震モーメント | М _{оь} [Nm] | Mo-Moa | — | — | _ | 4.89E+19 |
| fmax | | [Hz] | | _ | _ | | 6.0 |
| ハイブリッド周期 | | [s] | | _ | _ | _ | 3.0 |

表7 構造探査ベースモデル南部の巨視的・微視的断層パラメータ(シナリオ4)。

e) 簡便法による強震動試算

強震動予測の方法のひとつに「簡便法」がある。破壊過程やアスペリティが地震 動に与える影響は考慮せず、マグニチュードと断層からの距離の経験式から、最大 加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値を算出する方法である。本業務で は、司・翠川(1999)による距離減衰式(1)式に従った。

 $\log PGV_b = 0.58 M_W + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_W}) - 0.002X$ (1) $PGV_b: 工学的基盤上の最大速度 [cm/s], M_W: モーメントマグニチュード$ D: 震源深さ[km], X: 断層最短距離 [km]

前述の4つの地震シナリオに対して簡便法により工学的基盤上の最大速度分布を 求めた結果を図14および図15に示す。(1)式からも明らかなように、揺れの程度 は断層面との距離に依存する。そのため、シナリオによらず、断層面上端の直上に のみ揺れの大きな領域が集中している。

さらに、微地形区分(図16)から得られる増幅率(図17)を用いて、地表での最 大速度分布を算出した。増幅率については本業務で作成した250mメッシュの微地 形区分データ(若松・松岡,2005)を(2)式(藤本・翠川,2006)に適用して得 た。250mメッシュの地形・地盤分類図と工学的基盤に対する地表への増幅率分布 を図16および図17に示す。火山性の土地や扇状地、三角州・海岸低地での増幅率が 大きく見積もられており、諏訪盆地や松本盆地、甲府盆地、長野盆地、新潟平野が これに相当する。

log(*amp*)=2.363-0.852·log(*AVS*30)±0.166 (100 < *AVS*30 < 1500) (2) *amp*:平均S波速度600m/sの工学的基盤を基準とした最大速度増幅率 *AVS*30:表層30mの平均S波速度

図18と図19は、微地形区分による増幅率を用いて得られた地表での最大速度分布 である。断層面近傍に加え、断層面から離れた新潟平野や長野盆地、甲府盆地など、 地形や地盤による増幅率が大きな地域(図17参照)においても大きな揺れが予測さ れている。そのため、構造探査ベースモデルと変動地形ベースモデルの中部セグメ ントの断層形状の違いによる揺れ分布のパターンに明らかな違いは見られない(図 18)。以上の結果は、地盤の詳細かつ正確な把握が、地表での揺れ分布の予測に重 要であることを示唆している。



図14 簡便法で得られた工学的基盤上での最大速度分布図。
 (左)シナリオ1:変動地形ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.64。
 (右)シナリオ2:構造探査ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.68。



図15 簡便法で得られた工学的基盤上での最大速度分布図。
 (左)シナリオ3:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より北側のセグメント(北部1~中部1)のみが破壊する場合、Mw 7.14。(右)シナリオ4:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より南側のセグメント(中部2~南部

2)のみが破壊する場合、Mw 7.23。

| AL & CANADA | 微地形区分 | |
|-------------|---|---|
| | 山地 山地麓 山地麓 山地麓 山地麓 火山山麓 火山山隆 火山山性台質 小山性台質 一底状堤湿 石低地 百角州・砂 平括立 一 一 一 一 <th>$\begin{array}{c} (357679) \\ (6494) \\ (15553) \\ (53492) \\ (35437) \\ (5191) \\ (409) \\ (22314) \\ (5075) \\ (15904) \\ (22189) \\ (600) \\ (4484) \\ (142) \\ (3462) \\ (1377) \\ (1455) \\ (92) \\ (415) \\ (53) \\ (2642) \\ (1409) \end{array}$</th> | $\begin{array}{c} (357679) \\ (6494) \\ (15553) \\ (53492) \\ (35437) \\ (5191) \\ (409) \\ (22314) \\ (5075) \\ (15904) \\ (22189) \\ (600) \\ (4484) \\ (142) \\ (3462) \\ (1377) \\ (1455) \\ (92) \\ (415) \\ (53) \\ (2642) \\ (1409) \end{array}$ |

図16 250mメッシュの地形・地盤分類図(若松・松岡, 2005)。 凡例にある括弧内の数字は、各微地形区分のメッシュ数を表わす。



図17 工学的基盤(平均S波速度[600 m/s])を基準とした時の最大速度に対する増 幅率分布図。



図18 簡便法で得られた地表での最大速度分布図。
 (左)シナリオ1:変動地形ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.64。
 (右)シナリオ2:構造探査ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.68。



図19 簡便法で得られた地表での最大速度分布図。

(左)シナリオ3:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より北側のセグメント(北部1~中部1)のみが破壊する場合、Mw 7.14。(右)シナリオ4:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より南側のセグメント(中部2~南部2)のみが破壊する場合、Mw 7.23。

f) 詳細法(ハイブリッド合成法)による強震動試算

破壊過程やアスペリティが地震動に与える影響を考慮して時刻歴波形を予測する 手法が詳細法である。本研究では、そのひとつである「ハイブリッド合成法」(例 えば、入倉・釜江,1999)を使用した。

ハイブリッド合成法では、震源断層における現象の長周期領域を理論的手法で、 破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者 を合成して広帯域時刻歴波形を求める。そのため、より現実的な強震動評価を行う のに有効な手段であると考えられている。本業務では、長周期領域に対する理論的 な手法として三次元の差分法(例えば、Aoi and Fujiwara, 1999; Graves, 1996; Pitarka, 1999)、短周期領域に対する半経験的な手法としては統計的グリーン関数 法(例えば、釜江・他, 1991; 壇・佐藤, 1998)を用いた。なお、両者のハイブリ ッド周期は3秒とした。ハイブリッド法によって得られた各地の工学的基盤におけ る速度波形および擬似速度応答スペクトルを図20~図23に示す。それぞれ、以下に 示すような特徴が見られた。

上越:全シナリオで周期5秒程度の地震波が卓越する。

- **長野**: 全シナリオで周期5秒程度の地震波が卓越するとともに、0.3秒付近にもピー クが見られる。
- 松本:全シナリオで二つの卓越周期が見られる。短周期側は0.2~1秒にかけの周 波数帯域に見られ、全てのシナリオに共通している。長周期側については、 本断層帯全体が破壊に至るシナリオ1と2では周期約5秒、北部のみ破壊と 南部のみ破壊のシナリオ3と4では周期約2秒の地震波が強く励起されてい る。
- 諏訪:全シナリオで二つのピークが見られる。長周期側の卓越周波数は全てに共通して1秒付近に見られる。一方、短周期側については0.3から0.5秒の間でシナリオごとに異なっている。
- 甲府:全シナリオで周期5秒の地震動が卓越する。ただし、諏訪湖以北の断層セグ メントが破壊するシナリオ3ではそれほど顕著ではなく、周期1秒の地震動 の方がより強く励起されている。

伊那:全シナリオで比較的短周期の地震動(0.3秒)が卓越する。

以上をまとめると、新潟平野や伊那盆地など、断層面から離れているにもかかわ らず地盤や地下構造の影響で強い地震動が予想される場所では、励起される地震波 の卓越周波数はシナリオによらない。一方で、断層近傍において励起される地震波 の性質は、シナリオに依存すると考えられる。 図24と図25に工学的基盤上(S波速度600 m/s相当)での最大速度分布を示す。ア スペリティの近傍で強い揺れが推定されている。また、基盤の深さ分布(平成18年 度成果報告書参照)も最大速度の値に影響を与えており、深い基盤で特徴付けられ る新潟平野や甲府盆地では揺れが強く、本断層帯の東西に分布する山地での揺れは 軽減されている。

図26はハイブリッド法によって見積もられた工学的基盤での最大速度(PGV)およ び最大加速度(PGA)と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較を表している。ただ し、PGAについては、司・翠川(1999)の距離減衰式から得られる値を1.4で除した 値との比較になっている。

ハイブリッド法によるシナリオ1・2・4のPGVの予測値は、司・翠川(1999)の 距離減衰式による計算値と概して一致する。ただし、断層距離50 km~100 kmに位置 する新潟平野では、基盤構造の影響により予測値が計算値を大きく上回る。また、 震源距離20 km~50 kmの地点においても、伝播経路の減衰構造の影響によると考え られる計算値と予測値のずれ(顕著ではないが予測値が計算値を下回る)が観察さ れる。一方、シナリオ3については、ハイブリッド法によるPGAの予測値が距離減衰 式を用いた計算値を大きく下回る結果が得られた。この原因として、断層の微視的 パラメータの設定で使用した方法が考えられる。シナリオ1と2は長大断層として、 シナリオ4は巨大地震としてパラメータ設定を行ったのに対し、シナリオ3は、こ れと同様の低角逆断層の台湾集集地震の再現に成功したSomerville et al. (1999) に従った。そのため、シナリオ3の応力降下量は小さく見積もられ、結果として、 図26にあるような過小評価を導いたものと考えられる。

PGAの予測値と計算値の比較については、断層面近傍ではハイブリッド法による予 測値が司・翠川(1999)の計算値を上回り、遠方になるに従って予測値が計算値を 下回るようになるという特徴が、シナリオごとに程度差はあるものの、全ての場合 において見られる。加速度の見積もりについては、短周期側の計算を行った統計的 グリーン関数法結果が支配的になるわけであるが、この手法は、①遠地近似(1/r) を用いるため、近地の振幅が過大評価される、②実体波のみの評価となるため、遠 地で生成される表面波が考慮されず、遠方の振幅が過小評価される、という問題が 以前より指摘されている。つまり、今回の評価で得られたPGAの特徴は上記の問題点 が表面化した結果であると解釈される。

286



図20 ハイブリッド法によって得られた工学的基盤における速度波形と擬似速度応答 スペクトル(シナリオ1)。赤帯は応答スペクトルの卓越が顕著な周期帯。



図21 ハイブリッド法によって得られた工学的基盤における速度波形と擬似速度応答 スペクトル(シナリオ2)。赤帯は応答スペクトルの卓越が顕著な周期帯。



図22 ハイブリッド法によって得られた工学的基盤における速度波形と擬似速度応答 スペクトル波形(シナリオ3)。赤帯は応答スペクトルの卓越が顕著な周期帯。



図23 ハイブリッド法によって得られた工学的基盤における速度波形と擬似速度応答スペ クトル波形(シナリオ4)。赤帯は応答スペクトルの卓越が顕著な周期帯。



図24 詳細法で得られた工学的基盤上での最大速度分布図。
 (左)シナリオ1:変動地形ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.64。
 (右)シナリオ2:構造探査ベースモデルの全セグメントが破壊する場合、Mw 7.68。



図25 詳細法で得られた工学的基盤上での最大速度分布図。

⁽左)シナリオ3:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より北側のセグメント(北部1~中部1)のみが破壊する場合、Mw 7.14。(右)シナリオ4:構造探査ベースモデルにおいて破壊開始点より南側のセグメント(中部2~南部2)のみが破壊する場合、Mw 7.23。



図26 ハイブリッド法で得られた工学的基盤(S波速度600 m/s相当)での最大速度(PGV)と司・翠川(1999)の距離減衰式(実線)の比較および最大加速度(PGA)と司・翠川(1999)の距離減衰式/1.4(実線)との比較。

g)地表における計測震度分布

簡便法および詳細法によって得られた速度分布を基に、地表での震度分布への換 算を行った。地表での震度分布震度の推定方法は、簡便法については藤本・翠川 (2005)による震度と計測震度の関係式(3)式に従った。一方、ハイブリッド合 成法を用いて工学的基盤上の波形を求めた場合については、気象庁(1996b)の方法 に従って工学的基盤上での震度を求め、震度増分を加えて地表の震度とする。震度 増分最大速度と計測震度の経験式(4)式と最大速度増幅率(2)式から得られる (5)式による。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV_b) - 0.213 \cdot \{\log(PGV_b)\}^2 \qquad (4 \le I)$$

$$I = 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV_b) \qquad (I \le 4)$$
(3)

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \qquad (4 \le I)$$

I:地表での震度

PGV: 地表最大速度[*cm*/*s*]

簡便法および詳細法によって得られた地表における震度分布を図27~図30に示す。 大震度が予想される地域は、工学的基盤上での揺れの分布と同様、断層面近傍(詳 細法ではアスペリティ近傍)と地表での増幅率が大きい場所、および基盤が深い地 域となっている。シナリオごとに両手法による震度分布の違いをみると、

- 全てのシナリオに共通して、詳細法による震度6強以上の強震領域は簡便法に よる強震領域よりも広範囲に分布する。
- ② シナリオ1と2において、簡便法による震度5強~6弱程度領域が詳細法による領域よりも広範囲に分布する。

①については、強震領域の違いがアスペリティ周辺に集中していることから、この違いはアスペリティを考慮したかどうかで説明される。この結果は、強震動評価においてアスペリティの設定がいかに重要であるかということを示唆していると考えられる。②については、断層の幅方向の広がりに顕著な違いが見られるので破壊 過程が影響しているものと考えられる。



図27 地表の震度分布図(シナリオ1: Mw 7.64)。
 (左) 簡便法。断層の地表トレースと断層面の地表投影図を併せて示す。(右)
 詳細法。断層面とアスペリティの地表投影図を併せて示す。凡例のI_{JMA}は気象庁
 震度階、I_{MM}はメルカリ震度階。



図28 地表の震度分布図(シナリオ2: Mw 7.68)。
 (左) 簡便法。断層の地表トレースと断層面の地表投影図を併せて示す。(右)
 詳細法。断層面とアスペリティの地表投影図を併せて示す。凡例のI_{JMA}は気象庁
 震度階、I_{MM}はメルカリ震度階。



図29 地表の震度分布図(シナリオ3: Mw 7.14)。
 (左) 簡便法。断層の地表トレースと断層面の地表投影図を併せて示す。(右)

詳細法。断層面とアスペリティの地表投影図を併せて示す。凡例のI_{JMA}は気象庁 震度階、I_{MM}はメルカリ震度階。



図30 地表の震度分布図(シナリオ4: Mw 7.23)。
 (左) 簡便法。断層の地表トレースと断層面の地表投影図を併せて示す。(右)
 詳細法。断層面とアスペリティの地表投影図を併せて示す。凡例のI_{JMA}は気象庁
 震度階、I_{MM}はメルカリ震度階。

(d) 結論ならびに今後の課題

本業務では、1)強震観測、2)三次元地下構造モデルの高度化と検証、3)震源のモ デル化を進め、4)本断層帯における強震動予測の高精度化を行った。以下に、5ヵ年の 業務をまとめ、得られた知見を示す。

- 1)強震観測業務では、松本盆地と諏訪盆地に新たな強震観測点を設置し、盆地内の地 震波伝播および地震動の地域的な特徴について考察した。その結果、地震波の到来 方向によらず、諏訪湖の南西で大きな地震動が生成されることがわかった。
- 2) 地下構造探査や地質情報を基に、堆積層および基盤の三次元地下構造モデル(Vs ~3500 [m/s])を構築した。
- 3)本重点プロジェクトの他サブテーマから得られた断層形状や活断層情報および既存の構造に関する情報に基づいて、本断層帯における強震動評価のための震源モデルおよび地震シナリオを構築した。各手法による情報を最大限尊重し、2種類の断層モデル「構造探査ベースモデル」と「変動地形ベースモデル」を提案した。それぞれ、地下構造探査結果および変動地形学的調査結果の解釈に基づく。また、これらを基にして4つの地震シナリオを作成した。
- 4)各シナリオについて、簡便法と詳細法を用いて強震動の試算を行った。その結果、同じ地点の地震動の大きさが、シナリオにより5倍から30倍変化するという結果を得た。地震動の程度は、破壊の伝播方向や断層位置およびアスペリティの設定に強く依存しているようである。加えて、地震動の面的な分布からは、地表での増幅率や基盤構造も地震動の大きさに強く影響していることが示された。

今後、強震動予測のさらなる高度化を図るには、これらの要素の高精度化が不可 欠である。

(e)引用文献

- 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄,糸魚川-静岡構造線断層 系南部域・市之瀬断層における反射法地震探査,1999年地球惑星科学関連学会合同 大会,Sb-P009,1999a.
- 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄,糸魚川-静岡構造線断層 系南部域・下円井断層における反射法地震探査,1999年地球惑星科学関連学会合同 大会,Sb-P010,1999b.
- 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄、糸魚川-静岡構造線断層 系南部域・白州断層における反射法地震探査,1999年地球惑星科学関連学会合同大 会,Sb-P011,1999c.
- 4) 阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄:糸魚川-静岡構造線中部域・諏訪盆地における 反射法地震探査,2001年地球惑星科学関連学会合同大会,Jm-P011,2001.
- Aoi. S. and Fujiwara, H., 3D finite-difference method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930, 1999.
- 6) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. and Reshef, M., A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, 50,

705-708, 1985.

- 7) 壇 一男・佐藤俊明,断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による 強震動予測,日本建築学会構造系論文集,509,49-60,1998.
- 8) 藤森孝俊·太田陽子, 諏訪盆地の活断層詳細図―試作例―, 活断層研究, 10, 27-39, 1992.
- 9) Graves R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.
- 10) 藤本一雄・翠川三郎, 近地の狂信記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定 法, 地域安全学会論文集, No. 7, pp. 241-246, 2005.
- 11) 藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol. 6, No. 1, pp. 11-22, 2006.
- 12)池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志(編),第四紀 逆断層アトラス,2002.
- 13)入倉孝次郎,新潟県中越沖地震から学ぶ原子力発電所の耐震安全性の課題―基準地 震動評価のために考慮すべきこと―,日本地震工学会誌,7,25-29,2008.
- 14) 入倉孝次郎·釜江克宏, 1948年福井地震の強震動, 地震 2, 52, 129-150, 1999.
- 15)入倉孝次郎・三宅弘恵、シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌、110、849-875.
- 16)入倉孝次郎・香川敬生・宮腰 研・倉橋 奨,2007 年新潟県中越沖地震の強震動
 なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか?
 http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_071228.pdf,2007.
- 17) Iwasaki, T., Ikeda, Y., Sato, H., Ito, T., Kano, K., Higashinaka, M., Suda, S., Kawanaka, T. and Research Group for Active Fault Systems along Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Geometry of active fault systems developed along Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, 13th Symposium, 2008.
- 18) 地震調査研究推進本部地震調査委員会,糸魚川-静岡構造線断層系の調査結果と評価について,1996.
- 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会,糸魚川-静岡構造線断層帯(北部・中部) を起震断層と想定した強震動評価手法,2002.
- 20) 地震調査研究推進本部地震調査委員会,付録 震源断層を特定した地震の強震動予 測手法 (「レシピ」), 2008.
- 21) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長,地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強 震動予測,統計的波形合成法による予測.日本建築学会構造系論文集,430,1-9, 1991.
- 22) 加瀬祐子, 傾斜が異なる断層面の連動性に関する考察, 原子力安全委員会関連: 耐 震安全性評価と区別委員会, 資料第2号, 2009.
- 23) Kinoshita, S. , Kyousin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., 69, 309-332, 1998.
- 24) 気象庁, 震度を知る, ぎょうせい, 238p, 1996a.
- 25) 気象庁, 気象庁告示第4号, 1996b.
- 26) 纐纈一起・古村孝志・三宅弘恵・川崎慎治・須田茂幸・川中 卓, S 波バイブレー

タによる反射法探査実験(2)-2006 年松本市における実験-,日本地球惑星科学連合 2007 年大会,2007.

- 27) 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・二階堂学・橘 徹・高瀬 信一,糸魚川-静岡構造線活断層系市之瀬断層群の最近の活動一中野地区トレンチ 調査一,地震2,55,33-45,2002.
- 28) 三宅弘恵・坂上 実・纐纈一起・泉谷恭男,糸魚川-静岡構造線断層帯におけるボ アホール強震観測,日本地球惑星科学連合 2006 年大会,2006.
- 29) 三宅弘恵・坂上 実・纐纈一起・石瀬素子・木村武志・田守伸一郎, 諏訪盆地にお ける強震観測, 日本地震工学会大会-2007 便概集, 54-55, 2007.
- 30) 宮腰勝義・上田圭一・幡谷竜太・阿部信太郎・三浦大輔・濱田崇臣・青柳恭平・井 上大栄, 地震規模評価のための活断層調査法・活動性評価法, 電力中央研究所報告, U46, 2004.
- 31) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成14年度糸魚川-静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成果 報告書,2003.
- 32) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成 15 年度糸魚川-静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成 果報告書, 2004.
- 33) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成 16 年度糸魚川ー静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成 果報告書, 2005.
- 34) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成17年度糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書,2006.
- 35) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成18年度糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書,2007.
- 36) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成19年度糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書,2008.
- 37) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 平成 20 年度糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書, 2009.
- 38) 中田 高・後藤秀昭,活断層はどこまで割れるのか?一横ずれ断層の分岐形態と縦 ずれ成分布に着目したセグメント区分モデル一,活断層研究,17,43-53,1998.
- 39)奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英 二,糸魚川-静岡構造線活断系北部の最近の活動,地震2,50,別冊,35-51,1998.
- Pitarka, A., 3D Elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with non-uniform spacing. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- 42) Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata,N. and Kawanaka, T., Formation and shortening deformation of a back-arc rift

basin revealed by deep seismic profiling, central Japan, Tectonophysics, 388, 47-58, 2004a.

- 43) Sato, H., Iwasaki, T., Ikeda, Y., Takeda, T., Matsuta, N., Imai, T., Kurashimo, E., Hirata, N., Sakai, S., Elouai, D., Kawanaka, T., Kawasaki, S., Abe, S., Kozawa, T., Ikawa, T., Arai, Y. and Kato, N., Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan. Earth Planets Space, 56, 1253-1259, 2004b.
- 44) 澤祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・内田主税・佐藤善輝・石黒聡士・田力正 好・杉戸信彦・安藤俊人・隈元 崇・佐野 樹・野澤竜二郎・坂上寛之・渡辺満久・ 鈴木康弘,糸魚川-静岡構造線活断層帯中部,松本盆地南部・塩尻峠および諏訪湖 南岸断層群の変動地形の再検討,活断層研究,27,169-190,2007.
- 45) 司 宏俊・翠川三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の 距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70, 1999.
- 46) Somerville, P. G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A., Characterizating crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, 59-80, 1999.
- 47)田力正好・杉戸信彦・澤 祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡 士・安藤俊人・内田主税・坂上寛之・隈元 崇・渡辺万久・鈴木康弘,糸魚川-静 岡構造線活断層帯中部,諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠,および変位速 度分布,活断層研究,27,147-168,2007.
- 48) 鷹野 澄・菊地正幸・山中佳子・纐纈一起・古村孝志・工藤一嘉・卜部 卓・武尾 実,首都圏の強震動を解明する:首都圏強震動総合ネットワークと Seismic Kanto プロジェクト,震災予防,184,22-25,2002.
- 49) 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄,糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動-白州断層・下円井断層・市之瀬断層群トレンチ調査-,地震2,52,445-468,1999.
- 50) 東郷正美・今泉俊文・宮内崇裕・長岡信治・吉岡敏和・岡田篤正・平野信一・桜井 一賀・村井 勇・松田時彦,1984年糸静線活断層系(岡谷地区中島A遺跡地)トレ ンチ調査―日本の活断層発掘調査[28]―,活断層研究,6,1989.
- 51) 若松加寿江・松岡昌志, 地形・地盤分類250mメッシュマップについて, 日本地震工 学会大会-2005梗概集, pp. 416-417, 2005.11.