

高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

「高山・大原断層帯の評価」(地震調査委員会, 2003a; 以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯(高山断層帯、国府断層帯、猪之鼻断層帯)の位置図を参考にして、想定する震源断層モデルの位置・規模(長さ・幅)を設定した。高山断層帯については、震源断層の面積が大きいことより、大小2つのアスペリティを想定し、アスペリティの配置や破壊開始点を変えた3通りの震源断層モデルを設定した。

の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデル¹を設定した。

高山・大原断層帯周辺の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査の結果等より評価した。「浅い地盤構造」は国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。

で作成された特性化震源モデル、で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1km²のメッシュごとに「詳細法」(ハイブリッド合成法: 4章参照)を用いて強震動評価を行った。

平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」(4章参照)による強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」という)に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図8に示した強震動評価範囲を約1km²に分割した各メッシュの中心とした。「詳細法」、および「簡便法」における評価範囲は、各々、以下のとおりである。

「詳細法」の評価範囲: 次の4点を四隅とする矩形範囲

北東端: 北緯36.664°, 東経136.500°

北西端: 北緯36.664°, 東経138.056°

南東端: 北緯35.583°, 東経136.489°

南西端: 北緯35.583°, 東経138.045°

¹ 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性、および破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville et al. (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

「簡便法」の評価範囲：

東経 136.083 ° ~ 138.333 °
北緯 35.333 ° ~ 37.000 °

1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 「詳細法工学的基盤」上の最大速度
- 地表の最大速度、および計測震度

「簡便法」

- 地表の計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、図8にその位置を示す高山市役所（岐阜県）・白川村役場（岐阜県）・上宝村役場（岐阜県）・郡上市役所（岐阜県）・下呂市役所（岐阜県）・安曇村役場（長野県）のそれぞれに最も近い6評価地点について、時刻歴波形、および減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

2 震源特性の設定

高山・大原断層帯については、岐阜県北部の高山市、およびその周辺市町村に分布し、ほぼ北東-南西方向に並走する多数の断層のうち、高山市から郡上（ぐじょう）市に至る長さ約48kmの高山断層帯、吉城（よしき）郡国府（こくふ）町から大野郡荘川（しょうかわ）村に至る長さ約27kmの国府断層帯、および大野郡高根村から下呂市に至る長さ約24kmの猪之鼻（いののはな）断層帯についての長期評価がなされている。これらの断層帯はいずれも右横ずれが卓越する複数の断層からなっており、それぞれの断層帯が1つの区間として活動する可能性がある。今後30年以内の地震発生確率は、高山断層帯で0.7%、国府断層帯でほぼ0 - 5%であり、国府断層帯は、その最大値をとると、今後30年間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。猪之鼻断層帯については、将来の地震発生の可能性は不明とされている。

本報告では、「長期評価」に基づいて3つの断層帯を個別に評価することとし、震源断層の面積が最も大きい高山断層帯について3ケース、国府断層帯、猪之鼻断層帯について、それぞれ1ケースの合計5ケースの震源断層モデルを想定した。各ケースにおける震源断層モデルの形状、アスペリティ、および破壊開始点の位置を図2に、震源断層パラメータの一覧を表1に示す。

以下では、各震源断層に対する特性化震源モデルの設定方法について順に示す。図9に活断層で発生する地震に対する特性化震源モデルの設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置については、「長期評価」による活断層位置図（図1）を参照した。高山断層帯においては、各断層間にステップがあり、断層トレースの中央部が北西側に屈曲している形状となっているため、全断層トレースの中心は、「長期評価」で示された断層帯の両端をつないだ場合に得られる断層トレースよりも4km程北西側となる。したがって、ここでは、「長期評価」から得られる断層トレースを、同断層トレースの一般走向（N50°E）と並行して、北西方向に4km移動した位置を震源断層の位置とした（図1参照）。また、国府断層帯の長さについては、「長期評価」では27kmであるが、震源断層モデルの作成上、28kmとした（2.4節参照）。

(2) 地震発生層の深さ

地震発生層の深さについては、その上限、下限を微小地震の深さ分布(図10参照)、および地盤構造の評価結果より、それぞれ3km、17kmに設定した。

(3) 震源断層モデルの傾斜

震源断層モデルの傾斜角は、いずれの断層帯も、断層の形態が右横ずれ断層ではあるが、深部形状についての十分な資料がないことから、横ずれの断層として一般的に用いられる値である90°とした。

(4) 震源断層モデルの面積

まず、上記の地震発生層の上限・下限深さ、および傾斜角から震源断層モデルの幅を算定した[レシピ(1)式参照]。これより、各震源断層モデルの幅は14kmとなる。なお、国府断層帯については、「長期評価」では断層帯の幅を10km程度としているが、近傍にあるその他2つの断層帯の幅が15kmであることから、震源断層モデルの幅は、他の断層帯の震源断層モデルと同様に14kmとした。

次に、各震源断層モデルの面積を、各震源断層モデルの幅と長さから算出した。

(5) 地震モーメント M_0

震源断層モデルの地震モーメントについては、レシピにおいて震源断層の面積が291km²以上の場合に適用するとした内陸地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係に基づいて推定した[レシピ(3)式参照]。地震モーメント M_0 と断層面積 S の関係について過去の地震の解析結果をまとめた図に、今回の設定値をプロットして図11(上)に示す。

(6) 平均すべり量 D

震源断層モデル全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、断層面積 S 、および平均すべり量 D と地震モーメント M_0 との関係式を用いて推定した[レシピ(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

(1) アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1~2個とされている[レシピ1-2微視的震源特性参照]。本報告では、アスペリティの数を、震源断層の面積が比較的大きい高山断層帯については2つ、国府断層帯と猪之鼻断層帯については1つとした。

(2) アスペリティの総面積

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下、短周期レベルという)と関係があることから、以下の手順で算定した。

壇ほか(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(6)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した(図11(下)参照)。

上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価半径 r の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[レシピ(7)~(9)式参照]。

高山断層帯における2つのアスペリティの面積比は、石井ほか(2000)に従い2:1とした。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの総面積の比は、約16%~約25%となった。これまでの研究成果では、全アスペリティの面積が全断層面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震による全アスペリティの面積の占める割合は全断層面積の平均

22%(Somerville et al., 1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37%(石井ほか, 2000)といった結果が得られている。今回想定した震源断層モデルにおけるアスペリティの総面積は、これらの範囲内にある。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」によると、高山断層帯については、断層帯北東端に位置する江名子断層の北東部付近で、平均右横ずれ変位速度が1 m/千年、国府断層帯中央部の滝ヶ洞山(たきがほらやま)南東部(牧ヶ洞(まきがほら)断層中央部)で、平均右横ずれ変位速度が0.7m/千年とされている。上記2つの断層帯に含まれる他の断層については、平均変位速度(平均的なずれの速度)等に関する資料は得られていない。

これより、高山断層帯については、断層帯北東端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置した(ケース1、ケース2)。さらには、断層帯近傍に位置し、「詳細法」による強震動評価範囲の中で人口の最も多い高山市に対して大きな影響を及ぼす可能性があるケースとして、断層帯南西端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置するケースも想定した(ケース3)。国府断層帯については、断層帯中央部にアスペリティを1つ配置した。猪之鼻断層帯については、アスペリティの位置を推定できる情報が得られていないことより、レシピに従って断層帯中央部付近に1つ配置した。

(4) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville et al., 1999; 石井ほか, 2000)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、各アスペリティのすべり量、および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は、高山断層帯、国府断層帯、および猪之鼻断層帯で、それぞれ約2.3m、約1.3m、および約1.2mとなり、各断層帯の「長期評価」による1回のずれの量、4m程度、2.5~3m程度、および2m程度(右横ずれ成分)と比べるといずれも小さい。なお、「長期評価」においては、地表での1回のずれの量を、高山断層帯、猪之鼻断層帯については、経験式に基いた断層帯の長さから推定した結果として、国府断層帯については、活断層調査に基いた結果として示しているが、地表での1回のずれの量と強震動インバージョンで推定されている平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。

(5) アスペリティの平均応力降下量・実効応力、および背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力、および背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(15)~(17)式参照]。

(6) $f_{\max}$

$f_{\max}^2$ については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討結果に基づき、6 Hzに設定した。

(7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(18)~(21)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報が得られていない。そこで、高山断層帯

² 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

については、断層帯北東端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置したケースの場合は、北東端部のアスペリティの北東下端部とするケース（ケース１）と、中央部のアスペリティの南西下端部とするケース（ケース２）の２ケース、断層帯南西端部に大きなアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置した場合には、南西端部のアスペリティの南西下端部とした（ケース３）。国府断層帯、猪之鼻断層帯については、アスペリティの中央下端部に設定した。

(2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

(3) 破壊伝播速度

平均破壊伝播速度は、地震発生層のＳ波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(22)式参照]。

2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図２参照）。

３．地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」という）の３つに分けて設定を行った。なお、本報告においては、工学的基盤として設定する地盤のＳ波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「簡便法」による「工学的基盤」と区別して）「詳細法工学的基盤」³と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「3.2 「深い地盤構造」」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

地震基盤よりも深い大構造については、Zhao et al. (1992) によるコンラッド、およびモホ面の出現深度、釜田・武村(1999)による1993年能登半島沖地震の表面波解析から求めた $V_s=3.4\text{km/s}$ 層の上面深度（4km）等を参照し、表２のとおり設定した。なお、形状については水平成層構造とした。ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないたため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のＱ値を利用した。

$$\begin{aligned} Q &= 110 \cdot f^{-0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \text{ ————— (1)} \\ Q &= 110 \quad (f < 1.0\text{Hz}) \end{aligned}$$

ここで、 f ：周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」の地下構造モデルについては、レシピの中の「「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、その考え方に基づいてモデルの作成を行った。な

³ 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のＳ波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、Ｓ波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

お、本評価地域は、その南部以外で「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会、2004a、以下、「砺波平野断層帯の強震動評価」という)の評価地域と重複しているため、三次元地下構造モデルの作成にあたっては、「砺波平野断層帯の強震動評価」において用いたデータと飛騨地方に関して得られているデータを参照した。また、山岳部等で物理探査結果などの情報が十分でない地域については、重力探査結果(工業技術院地質調査所、1989)に基づく残差異常重力分布図(図12参照)も参考にした。

以下に、三次元地下構造モデルの作成手順について示す。

富山～金沢地方、および飛騨地方で実施された物理探査結果、検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行った。図13、および表3に収集した速度構造に関する資料の位置、および文献リストを示す。なお、飛騨地方の速度構造に関する情報は、KiK-netのPS検層結果のみである。

弾性波速度を示す物理探査結果、および検層結果の位置、速度層の分布の情報をデジタル化した。

地質資料からは、富山～金沢地方、および飛騨地方の地質構造を把握した。

の速度構造と の地質構造に関する情報を元に、補完、修正等を行い、4層から成るP波速度構造($V_p=2.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.7\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層)として、三次元地下構造モデルを作成した。なお、飛騨地方においては、地震基盤に相当する飛騨帯や美濃帯等が非常に複雑な構造を呈しているため、水平地下構造モデルを作成することが難しい上、三次元地下構造モデル作成のための情報に乏しいことから、山岳部等の局所的な地下構造については十分には考慮できていない。たとえば、 $V_p=2.3\text{km/s}$ 層については、PS検層結果に基づき、地表面からの深度でコンターマップを作成した後、標高データに変換しており、一方、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層等については、情報が非常に少ないため、同地域の平均的な地下構造モデルとして、なだらかな曲面でモデル化している(図14参照)。

各速度層の密度、およびS波速度 V_s は、得られたP波速度 V_p よりLudwig et al.(1970)より算定される数値に、評価地域周辺の地盤構造や V_p と V_s の関係等を参考に、若干の修正を加えて設定した。

図3は、1層目の上面を深さ0mとしたときの各速度層上面の深度コンターである。また、表4に、三次元地下構造モデルにおける各速度層と密度、および地質の対応表を示す。図3より、砺波平野から金沢平野にかけて、あるいは松本盆地周辺で地震基盤が深くなっていることがわかる。

本検討では、上記モデルの最上位である $V_p=2.3\text{km/s}$ ($V_s=0.75\text{km/s}$)層を「詳細法工学的基盤」とし、 $V_p=5.9\text{km/s}$ ($V_s=3.46\text{km/s}$)の層を地震基盤とした。

一方、「簡便法」においては、上記地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)とした。

3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」($V_s=750\text{m/s}$)の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)の上に分布するという前提で、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。すなわち、国土数値情報を利用した手法(藤本・翠川、2003)を用い、約 1km^2 のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4参照)[レシピ(23)～(24)式参照]。

4．強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モ

デルを用いてハイブリッド合成法により地震動波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式(距離減衰式)により最大速度を推定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

(1) 三次元地下構造モデル(「詳細法工学的基盤」)上面における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの大構造、および「深い地盤構造」より、 $V_s=0.75\text{km/s}$ 層上面を最上面(深さ0m)として、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元地下構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=0.75\text{km/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を不連続格子有限差分法(Aoi and Fujiwara, 1999)による理論的方法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇ほか, 2000)によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理(マッチングフィルター)を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価する。合成の接続周期は1秒とした。また、波形は評価範囲(図8参照)を約 1km^2 に分割した各メッシュの中心で求めた。なお、同地域の特徴である山岳部に対して、「詳細法」における理論的手法で用いる三次元地下構造モデルでは、「深い地盤構造」による増幅効果は考慮されるが、弾性論的な意味での地形効果は考慮されない。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、「2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル」で示した各要素断層の地震基盤における統計的グリーン関数、三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたっては、ラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係、および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗平均と考へ、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445 を F として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値(最大速度)を求める際には、2 成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

(2) 地表における最大速度

地表における最大速度は、約 1km^2 のメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、および3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、レシピ(24)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乘じるこ

とによって推定する。ただし、レシピ(24)式は、基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ ）に対する増幅率として定義されているため、本評価においては、松岡・翠川(1994)による基準地盤から「詳細法工学的基盤」（ $V_s=750\text{m/s}$ ）までの増幅率（ $=0.856$ ）で、レシピ(24)式から算定される増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乘じることによって推定した。「詳細法工学的基盤」から地表まで最大速度の増幅率の分布図を図4に示している。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いることとした。

(3) 地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad \text{————— (2)}$$

I ：計測震度 PGV ：地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0 \sim 7$ と $I=4 \sim 7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0 \sim 7$ の式は低震度データが強く反映され、高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4 \sim 7$ の式を選択した。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤上における最大速度

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ ）における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{———— (3)}$$

PGV ：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)

さらに、S波速度が 400m/s の地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乘じるにより、工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度

約 1km^2 のメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、求めた最大速度の増幅率を乘じるによって、地表における最大速度を求めた。

(3) 地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」、および最新の地震学の知見に基づいて想定された震源断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

理論的手法（有限差分法）の結果

「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット 図15

ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図16

「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル 図17

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図18

地表の最大速度分布 図19

地表の震度分布 図5

図15は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波(速度振幅)の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻で示したものである。計算結果には、ハイブリッド合成法で用いるものと同様のマッチングフィルターを施している。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。高山断層帯の場合、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。国府断層帯、猪之鼻断層帯の場合には、アスペリティ、破壊開始点を震源断層の中央部に配置しているため、ほぼ同心円状に地震波が伝播していく様子が見える。

また、金沢平野等、地震基盤が深く堆積層の厚い地域では、断層の破壊が終了した後も揺れが継続していることが分かる。

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって(ハイブリッド合成法)、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算される。図16、図17には、高山市役所（岐阜県）・白川村役場（岐阜県）・上宝村役場（岐阜県）・郡上市役所（岐阜県）・下呂市役所（岐阜県）・安曇村役場（長野県）のそれぞれに最も近い6評価地点について、ハイブリッド合成法によって計算された波形、および減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示している。

高山断層帯の破壊開始点異なるケース1とケース2で比較すると、破壊進行方向との位置関係が両ケースで逆転する下呂市役所・郡上市役所、あるいは上宝村役場・安曇村役場（のそれぞれに最も近い評価地点、以下同様）においては、破壊進行方向と同方向に位置する場合の方が、ディレクティビティ効果により、最大値が大きくなっている。一方、震源断層近傍の高山市役所、および震源断層から離れた白川村役場では、ケース間の違いは小さい。ケース3では、高山市役所におい

て、ディレクティビティ効果が顕著に現れたため、3つのケースの中で最も大きい最大速度が予測された。

国府断層帯、猪之鼻断層帯については、高山断層帯に比べて震源断層の長さが短いため、ほとんどの評価地点で継続時間が高山断層帯に比べると短くなっている。また、破壊進行方向とほぼ同方向に位置する、国府断層帯における上宝村役場、猪之鼻断層帯における安曇村役場・郡上市役所では、特徴的なパルス波形が見られる。

安曇村役場においては、同地点周辺の地震基盤が深く、堆積層が比較的厚いことから、やや長周期の揺れが長時間継続している様子が全てのケースで見られる。

スペクトル形状で比較すると、概ね周期0.3～0.7秒程度の成分の振幅が大きい。高山断層帯の結果を見ると、例えば、ケース1における郡上市役所や、ケース2、3における上宝村役場等、ディレクティビティ効果の影響が大きく現れる場合には、他の場合に比べて、スペクトルの振幅が全体的に大きくなっている。また、特徴的なパルス波形が見られた、国府断層帯における上宝村役場、猪之鼻断層帯における安曇村役場、郡上市役所では、0.3～0.7秒程度の成分の振幅に加えて、1秒以上の成分の振幅も大きい。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前（P波初動付近）は、有限差分法のみにより計算されており、接続周期に相当する周期1秒以上の長周期成分しか有していない。

次に、各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する(図18参照)。地震動の最大速度は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めている。高山断層帯では、震源断層中央部に配置したアスペリティ近傍の地域で地震動が大きく、ケース1、ケース3では100～120 cm/s程度と予測された。これは、同地域が破壊進行方向に位置することによるディレクティビティ効果と、同地域の「深い地盤構造」による増幅効果(図3参照)が主たる要因であると考えられる。一方、国府断層帯、猪之鼻断層帯では、アスペリティ近傍で70～90 cm/s程度と予測された。

図18で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度に、「浅い地盤構造」による増幅率を乗じて、地表における最大速度を求めた結果を図19に示した。また、これらの最大速度より換算して求めた地表の震度分布を図5に示した。図5-1、図5-2は、高山断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図である。ケース1、およびケース3では、上述したディレクティビティ効果と「深い地盤構造」による増幅効果により、震源断層中央部に設置したアスペリティの周辺地域において震度6強以上と予測された。一方、ケース2では、破壊開始点周辺のごく一部の地域で震度6強以上と予測されたが、ケース1やケース3と同様にディレクティビティ効果が現れると考えられる断層帯北東部の地域では、地震基盤が比較的浅く、「深い地盤構造」による増幅が小さいため、最大で震度6弱と予測された。震源断層に近い高山市では、ケース1、ケース2では、震度5強から震度6弱、また、ケース3では、南部のごく一部の地域で震度6強以上と予測された。図5-3は、国府断層帯、および猪之鼻断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図である。これらの断層帯周辺地域では、震源断層の規模が高山断層帯に比べて小さいことから、震度6強以上となる範囲はごく限られており、震源断層近傍で概ね震度6弱と予測された。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は、経験的な方法(2式)を用いている。この基となる統計データには計測震度6.0を超えるものは少ないため、計測震度6.0を超えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合の「浅い地盤構造」における非線形挙動の影響については評価されていないという問題もある。これに加え、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮に入れると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（地表の震度分布）を図20に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「簡便法」では、工学的基盤から地表までの「浅い地盤構造」による最大速度の増幅の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、評価範囲における地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による増幅の影響は考慮されていない。また、「簡便法」ではアスペリティの影響やディレクティブティ効果も反映されていない。以上の点より、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が「詳細法」の震度（図5参照）よりも小さくなっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、「詳細法工学的基盤」上面における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）とを比較して図6に示す。いずれのケースについても、全体的には、予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。ただし、震源距離で概ね20kmより近傍の評価地点に着目すると、ディレクティブティ効果等により、距離減衰式を上回っている予測値が多く見受けられる。また、高山断層帯のケース1、ケース3については、震源距離で概ね20kmより近距離でのばらつきが、他のケースに比べるとやや大きい。これは、「浅い地盤構造」による増幅率の分布が詳細法の評価範囲内でほとんど一様であることから、ディレクティブティ効果と「深い地盤構造」による増幅効果の現れ方の違いによるものと考えられる。すなわち、高山断層帯のケース1、ケース3では、他のケースに比べて、破壊進行方向に位置し「深い地盤構造」による増幅が大きい評価地点と、破壊進行方向と逆方向に位置し「深い地盤構造」による増幅が小さい評価地点とが、結果的に多くなったためと推察される。また、アスペリティを震源断層の端部に配置したことも影響していると考えられる。

6．問題点と今後の課題

6.1 問題点

アスペリティと破壊開始点の位置等は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会，2003b，2003c，2004b）。しかし、現状では情報の不足等により、これらの震源断層パラメータを確定的に扱えなかった。

本報告での評価範囲において、「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、山岳部をはじめとして、情報の不足している地域もあり、この作業においてはいくつかの仮定が必要となった。また、地表の最大速度は、微地形区分（約 1km^2 のメッシュごとの情報）を利用した経験的な方法を用いて、「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率を「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乗じることにより推定した。地表の計測震度も、経験式を用いて地表の最大速度より換算して求めている。地表における最大速度や震度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。

6.2 今後の課題

本断層帯の強震動評価にあたり、個々の断層帯について想定したアスペリティや破壊開始点の位置は、必ずしも確定的なものではない。震源断層の面積が比較的大きい高山断層帯においては、いくつかの情報が得られたので、これらの情報も参考にしてアスペリティの位置や破壊開始点を変えた複数のケースを想定した。また、震源断層の面積が比較的小さい国府断層帯においても、平均的なずれの速度をもとにアスペリティの位置を設定した。なお、震源断層の面積が比較的小さく、情

報がほとんど得られなかった猪之鼻断層帯においては、平均的なケースを想定した。より信頼性の高い強震動予測を行うためには、例えば、深部構造探査等、これらの震源断層パラメータをより正確に推定するための継続的な調査研究が必要である。

本報告では、高山断層帯に対して、複数のケースを想定することにより、アスペリティと破壊開始点の位置が地表の地震動に与える影響について検討した。アスペリティと破壊開始点の位置等、情報の不足等により現状において確定的に扱えない震源断層パラメータに対しては、このような震源断層パラメータによる強震動予測結果のばらつきの大きさを把握しておくことが、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上で非常に重要である。強震動予測結果のばらつきについては、今後、他の震源断層に対する強震動評価においても検討を重ねていきたい。

また、地下構造に関する情報もまだ十分とは言えず、より精度の高い強震動予測を行うためには、中小地震観測記録を用いた手法や深部地盤構造探査などにより、今後もさらに地下構造（「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」）に関する情報を得る必要がある。

参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.
- Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998): 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.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000): 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 ($M_{JMA}7.9$) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 13-27.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 地震調査委員会(2002): 糸魚川 - 静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003a): 高山・大原断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003b): 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c): 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a): 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b): 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001): 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について(中間報告).
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002): 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について.
- 釜田正毅・武村雅之(1999): 近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ, 震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造, 地震2, 52, 255-270.
- 国土地理院(1987): 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- 工業技術院地質調査所(1989): 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. 地質調査所報告, 270, 482.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001): すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中村洋光・宮武隆(2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.

- 司宏俊・翠川三郎（1999）：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，第523号，63-70．
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, J. Geophys. Res., 99, 22313-22329.

表 2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q
上部地殻	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	4.10	7.20	3.10	500

表3 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献

著者	発表年	文献名	出典
天池文男・竹内文郎・春日 茂・古川信雄・平野憲雄	1994	地震探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察	地震2, Vol.37, 441-452
爆破地震動研究グループ	1985	長野県および周辺地域における爆破地震動の観測	地震研彙報, 60, 615-637
爆破地震動研究グループ	1986	長野県および山梨県における爆破地震動観測(御代田-敷島測線)	地震研彙報, 61, 483-501
爆破地震動研究グループ	1994	中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻-金沢測線)	地震研彙報, 69, 139-158
福井県	1997	柳ヶ瀬断層帯に関する調査	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 44-50
福井県	1998	福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層、細呂木断層、篠岡断層、松岡断層、福井地震断層、福井東側地震断層)	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 277-285
岐阜県	1996	『平成8年度 地震関係基礎調査交付金 長良川上流断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	1998	岐阜-一宮断層対に関する調査	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 105-114
岐阜県	1999	『平成10年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	2000	『平成11年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	2001	『平成12年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
藤井昭二・相場恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝	1992	10万分の1富山県地質図説明書	富山県, 201
北陸農政局計画部	1977a	石川県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 58
北陸農政局計画部	1977b	福井県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 48
北陸農政局計画部	1980	地盤沈下調査邑知平野地区調査報告書	
Ikami, A. T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hase, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsuura and K. Wada	1986	A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan.	J. Phys. Earth, 34, 457-474
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	2002	第四紀逆断層アトラス	東京大学出版会, 254
石川県森本断層調査グループ・石川県環境安全部	1997	金沢市の森本活断層の発掘調査	地質学雑誌, 103, -
石川県地盤図編集委員会(編)	1982	石川県地盤図(10万分の1)、同付図「平野部の断面図」、および同解説書	北経調査研究報告(北陸経済調査会), 66, 36p
神野達夫・森川信之・先名重樹・成田 章・藤原広行	2002	金沢平野における三次元地下構造モデル	(社)物理探査学会第107回学術講演会論文集, 162-165
地震調査研究推進本部 地震調査委員会	1996	「糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について」	10p
紺野義夫	1993	新版・石川県地質図(10万分の1)および石川県地質誌	石川県・北陸地質研究所, 321p
紺野義夫・三浦 静・藤井昭二	1992	北陸の丘陵と平野	アーバンクボタ, No.31, 65p
片川秀基・大村一夫・中村俊夫	1995	邑知潟平野北縁部のリアメントと断層、	第四紀研究, Vol.34, 9-18

表3 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献(つづき)

著者	発表年	文献名	出典
建設省北陸地方建設局	1979	富山県平野部の地盤図集	北陸建設弘済会
建設省北陸地方建設局	1982	石川県平野部の地盤図集(1)~(4)	北陸建設弘済会
小嶋啓介・山中浩明	2003	観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定	応用地質, 44, 94-103
工藤 健	1996	重力で見た飛騨山脈周辺の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 116-122
中川耕三・竹内清和・中川重紀	1996	金沢市街と金沢平野における大桑層・卯辰山層の分布と構造及び水理地質	北陸地質研究所報告, No. 5, 287-309
中田 高・今泉俊文編	2002	活断層詳細デジタルマップ	東京大学出版会
日本の地質「中部地方」編集委員会	1988	『日本の地質5 中部地方』	共立出版, 310p
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2, 53, 37-43
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人	1993	人工地震による中部日本地域の地殻構造, 吾妻-金沢測線	地震学会講演予稿集, 2, 175
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫	1996	爆破地震動による中部日本地域の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 104-109
坂本 亨	1966	富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史	地質調査所報告, 213, 1-28
佐々木嘉三・石川斎・伊佐治晃	1988	美濃地域の地殻構造	地震学会講演予稿集 No.1, 105
佐々木嘉三・中村公貴・古橋徳昭	1984	岐阜市北部の地下構造について	地震学会講演予稿集, No.2
佐々木嘉三・平田敦・馬島和良	1987	碎石爆破による岐阜県東部の地下構造	地震学会講演予稿集, No.2
下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治	2002	石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査	活断層・古地震研究報告, No. 2, 69-79
石油公団	1981	昭和 56 年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山沖・北陸～隠岐沖・山陰沖」調査報告書, 48p
石油公団	1982	昭和 57 年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 13p
石油公団	1983	昭和 58 年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 22p
石油公団	1985	昭和 59 年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「富山」調査報告書, 60p
石油公団	1986	昭和 60 年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「金沢沖」調査報告書, 94p
角 靖夫・野沢 保・井上政昭	1989	石動地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 118p
田中 隆	1979	北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格	石油技術協会誌, Vol.44, pp.308-320
富山県・富山県活断層調査委員会	1997	呉羽山断層に関する調査について	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 51-54
富山県	1999	砺波平野断層帯に関する調査	第3回活断層調査成果報告会予稿集, pp.271-279
富山県	2000	砺波平野断層帯に関する調査	第4回活断層調査成果報告会予稿集, 69-78
堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口強	2000	石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査	活断層研究, 19, 69-76
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰 研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2, Vol.53, pp.37-43
吉井敏剋	1994	人工地震による日本列島の地下構造	地震2, 46, 479-491

表 4 三次元地下構造モデルにおける各層の物性値

速度層 区分	P 波速度 km/s	S 波速度 km/s	密度 g/cm ³	地質	
				金沢～富山地方	飛騨地方
1	2.3	0.75	2.1	堆積岩類(氷見層～音川層)	堆積岩類、火山岩類
2	3.1	1.2	2.3	堆積岩類(東別所層～黒瀬谷層上部)	基盤岩類(濃飛流紋岩、美濃帯)風化帯
3	4.7	2.2	2.5	火山岩類(黒瀬谷層下部～岩稻層)	基盤岩類(濃飛流紋岩、美濃帯)
4	5.9	3.46	2.7	基盤岩類	基盤岩類(飛騨帯、飛騨外縁帯、美濃帯)