

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価の一部改訂について

平成20年5月16日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、平成17年4月までに陸域の活断層として、98断層帯の長期評価を行い公表した。

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価は平成14年12月11日に公表しているが、その後、最近の調査結果により活動履歴などに関する新たな知見が得られたことから、これを基に評価の見直しを行い、一部改訂版としてとりまとめた。また、評価の新旧対比表を付録として巻末に示した。

評価に用いられたデータは量及び質において一様でなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗がある。このため、評価結果の各項目について信頼度を付与している。

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価（一部改訂）

砺波（となみ）平野断層帯は、砺波平野の北西縁及び南東縁に位置する活断層帯である。また、富山平野の西縁には、活断層帯である呉羽山（くれはやま）断層帯が砺波平野断層帯に近接して分布している。ここでは、平成 7 年度、平成 9－11 年度に富山県及び平成 18 年度に産業技術総合研究所によって行われた調査をはじめ、これまで両断層帯に関して行われた調査研究成果に基づいて、断層帯の諸特性を次のように評価した。^{*1}

1 断層帯の位置及び形態

砺波平野断層帯は、砺波平野北西縁の富山県高岡市から南砺市に至る砺波平野断層帯西部と、砺波平野南東縁の富山県砺波市から南砺市に至る砺波平野断層帯東部からなる（図 1－1）。また、呉羽山断層帯は富山平野西縁の富山市から富山湾まで達している（図 1－1）。

砺波平野断層帯西部は、長さ約 26 km で、概ね北東－南西方向に延びる（図 2、表 1）。この断層帯は、断層の北西側が南東側に対し相対的に隆起する逆断層で、石動（いするぎ）断層と法林寺断層から構成される。

砺波平野断層帯東部は、長さ約 21 km で、北北東－南南西方向に延びる（図 2、表 3）。この断層帯は、断層の南東側が北西側に対し相対的に隆起する逆断層である。

呉羽山断層帯は、長さ約 22 km 以上で、概ね北北東－南南西方向に延びる（図 2、表 5）。この断層帯は、断層の北西側が南東側に対し相対的に隆起する逆断層である。

2 断層帯の過去の活動

（1）砺波平野断層帯西部

砺波平野断層帯西部のうち法林寺断層における平均的な上下方向のずれの速度は 0.3－0.4 m/千年程度以上であったと推定される。法林寺断層の最新の活動は、約 6 千 9 百年前以後、1 世紀以前であったと推定される。法林寺断層の平均活動間隔は約 6 千－1 万 2 千年もしくはこれらよりも短い間隔であったと推定される（表 1）。

石動断層については過去の活動に関する資料は得られていない。

*1 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）により、それまでに行われた調査研究に基づいた長期評価が公表されているが、産業技術総合研究所（2007）によって新しい知見が得られたことから、今回再評価を行った。

(2) 砺波平野断層帯東部

砺波平野断層帯東部の平均的な上下方向のずれの速度は0.3–0.4 m/千年程度であったと推定される。最新の活動は、約4千3百年前以後、約3千6百年前以前であったと推定される。平均活動間隔は3千–7千年程度であったと推定される(表3)。

(3) 呉羽山断層帯

呉羽山断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は0.4–0.6 m/千年程度であった可能性がある。最新の活動は、約3千5百年前以後、7世紀以前であった可能性がある。また、既往の研究成果による直接的なデータではないが、経験則から求めた1回のずれの量と平均的な上下方向のずれの速度に基づくと、平均活動間隔は3千–5千年程度であった可能性がある(表5)。

3 断層帯の将来の活動

(1) 砺波平野断層帯西部

砺波平野断層帯西部は、断層帯全体が1つの区間として活動する場合、マグニチュード7.2程度の地震が発生する可能性がある。その際に断層近傍の地表面では、断層の北西側が南東側に対して相対的に2 m程度高まる段差や撓(たわ)みが生じる可能性がある(表1)。本断層帯の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は表2に示すとおりである。本評価で得られた地震発生 of 長期確率には幅があるが、その最大値をとると、砺波平野断層帯西部は、今後30年の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やや高いグループに属することになる(注1、2)。

(2) 砺波平野断層帯東部

砺波平野断層帯東部では、全体が1つの区間として活動する場合、マグニチュード7.0程度の地震が発生すると推定される。その際に断層近傍の地表面では、断層の南東側が北西側に対して相対的に1.5 m程度高まる段差や撓みが生じると推定される(表3)。本断層帯の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は表4に示すとおりである。本評価で得られた地震発生 of 長期確率には幅があるが、その最大値をとると、砺波平野断層帯東部は、今後30年の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(注1、2)。

(3) 呉羽山断層帯

呉羽山断層帯では、全体が1つの区間として活動する場合、マグニチュード7.2程度の地震が発生すると推定される。その際に断層近傍の地表面では、断層の北西側が南東側に対して相対的に2 m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある(表5)。本断層帯の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は表6に示すとおりである。本評価で得られた地震発生 of 長期確率には幅があるが、その最大値をとると、呉羽山断層帯は、今後30年の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（注1、2）。

4 今後に向けて

今回の評価では、不明であった呉羽山断層帯の最新活動時期を求めることができた。しかしながら、呉羽山断層帯も含め、砺波平野断層帯西部及び砺波平野断層帯東部の将来の地震発生確率を絞り込むまでには至らなかった。

砺波平野断層帯西部については、法林寺断層の活動に関する絞り込みを行うための調査が必要である。また石動断層の活動性についても調査を行う必要がある。

砺波平野断層帯東部及び呉羽山断層帯については、最新活動より以前の活動に関する年代を絞り込める質の高いデータを得る必要がある。

また、呉羽山断層帯については、最近の研究により、北端が富山湾沿岸まで達していることが指摘されていることから、神通川付近の伏在部での断層の位置・形態の調査と、さらに海域にどの程度延びているのかを確かめるための調査も必要である。

さらに、断層帯周辺に位置する邑知潟断層帯や森本・富樫断層帯の活動との関連についても検討する必要がある（図1-2）。

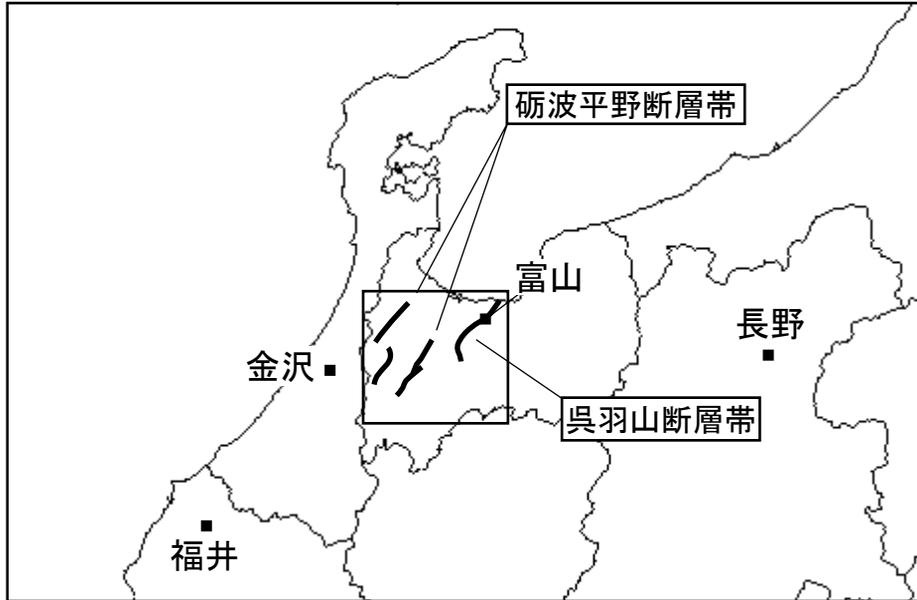


図 1 - 1 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

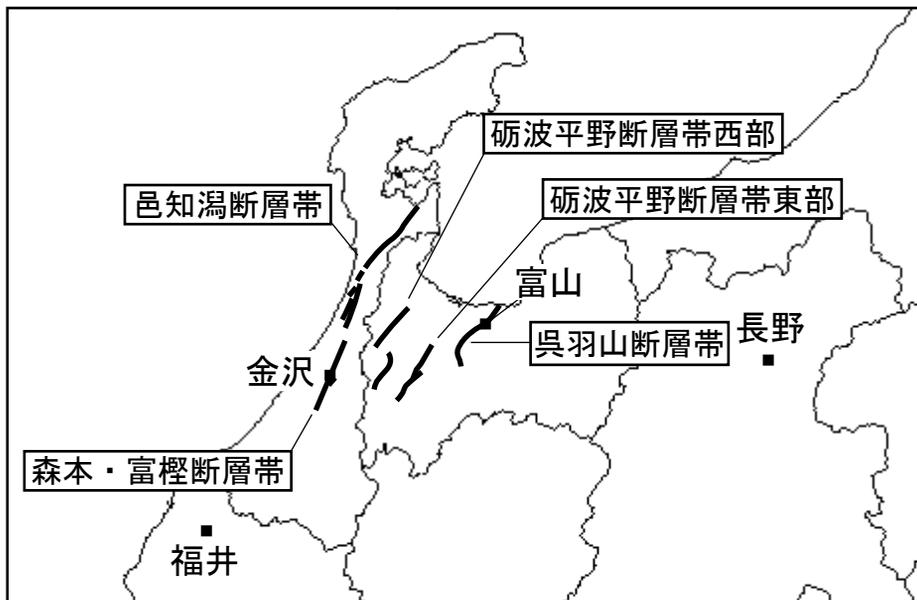


図 1 - 2 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯と邑知瀧断層帯及び
森本・富樫断層帯の位置関係概略図

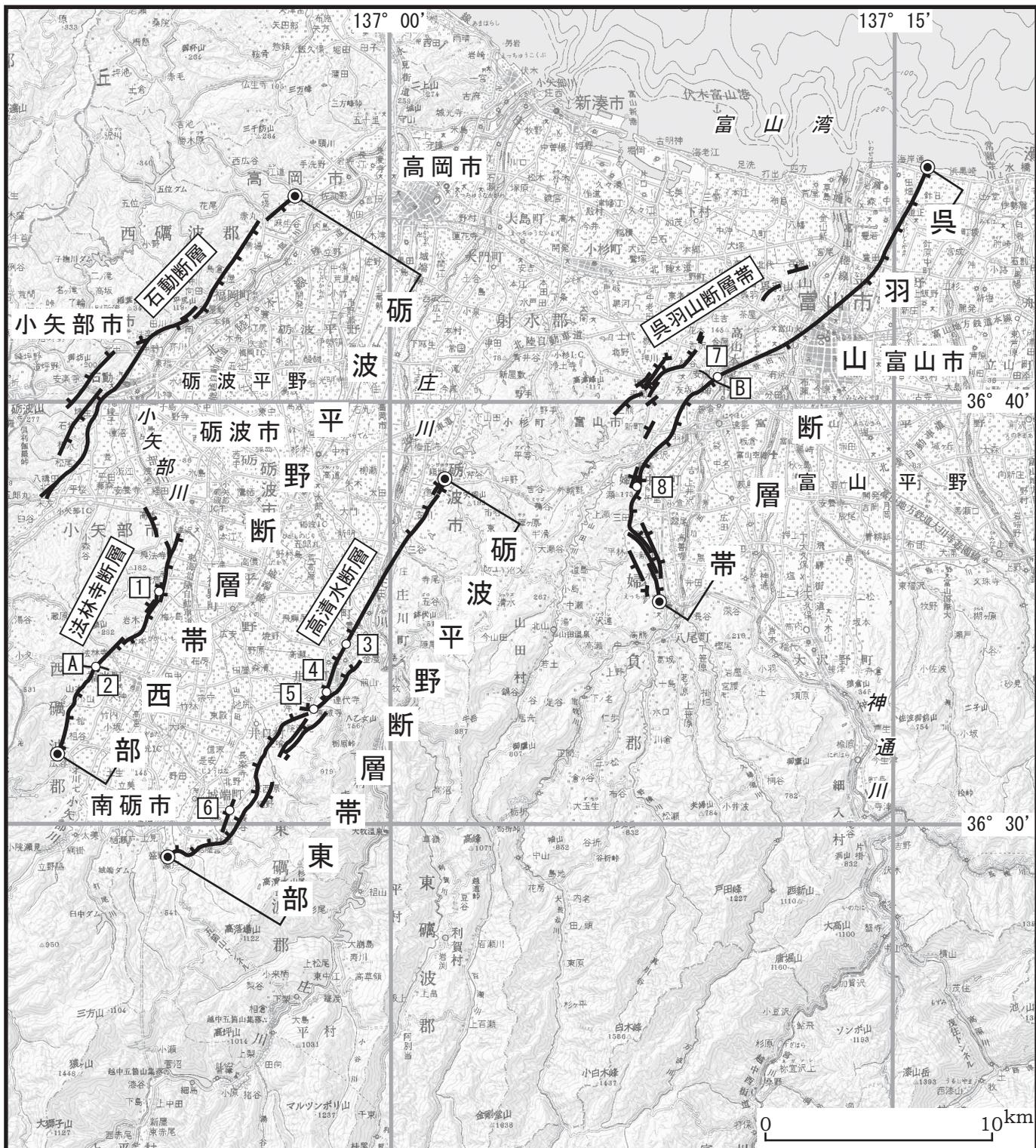


図2 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の位置と主な調査地点

- | | | | |
|-------------------|-----------|------------|-------------|
| 1 : 安居地点 | 2 : 法林寺地点 | 3 : 井波地点 | 4 : 山見地点 |
| 5 : 東城寺地点 | 6 : 菘谷地点 | 7 : 安田城趾地点 | 8 : 丘の夢牧場地点 |
| A, B : 反射法弾性波探査測線 | | A : 文献8 | B : 文献7 |

◎ : 断層帯の北端と南端

断層の位置は文献1, 3, 4, 8, 10及び11に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「富山」「高山」「七尾」「金沢」を使用。

表 1 砺波平野断層帯西部の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 砺波平野断層帯西部を構成する断層	石動（いするぎ）断層 法林寺断層		文献3による。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 （北端）北緯 36° 45′ 東経 136° 57′ （南端）北緯 36° 31′ 東経 136° 50′ 長さ 約 26 km 一般走向 N40° E	○ ○ ○	文献3、4、8、11による。数値は図2から計測。形状は図2を参照。 長さは、一般走向方向に、石動断層の北端と法林寺断層の南端を投影させて計測。 一般走向は両断層の主要な方向（図2参照）。
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 N40° E 傾斜 約 45–50° 北西傾斜 （深さ 200–500 m） 幅 20–30 km 程度	○ ◎ △ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は地表の形状から推定。 傾斜は、文献8に示された浅層反射法探査結果から推定。 幅は、浅部の傾斜と地震発生層の下限の深さ（15–20 km 程度）から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	北西側隆起の逆断層	◎	文献1、3、8などに示された変位地形、地質構造による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.3–0.4 m/千年程度以上（上下成分）	○	数値は法林寺断層で求められたもの。文献9などによる。
(2) 過去の活動時期	活動1（最新活動） 約 6 千 9 百年前以後、1 世紀以前 活動2 約 1 万 4 千年前頃 活動3 約 2 万 6 千年前以後、 約 1 万 9 千年前以前	○ ○ ○	活動時期は法林寺断層で求められたもの。文献9などに記載された資料より推定。
	活動1と2の間、また活動2と3の間に別な活動があったかどうかは不明。		

(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量	2 m 程度	△	断層の長さから推定。
	平均活動間隔	約6千-1万2千年もしくはこれらよりも短い間隔	○	説明文2. 1-2断層帯の過去の活動を参照。
(4) 過去の活動区間	活動区間	断層帯全体で1区間	△	断層の位置関係・形状などから推定。
3. 断層帯の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層の位置関係・形状などから推定。
	地震の規模 ずれの量	マグニチュード7.2程度 2 m 程度 (上下成分)	△ △	断層の長さから推定。 断層の長さから推定。

表2 砺波平野断層帯西部の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注5)	信頼度 (注6)	備考
地震後経過率 (注7)	0.2-1.2 もしくはそれ以上	a	発生確率及び集積確率は文献2による。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%-2% もしくはそれ以上		
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%-4% もしくはそれ以上		
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%-8% もしくはそれ以上		
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%-20% もしくはそれ以上		
集積確率 (注8)	ほぼ0%-80% もしくはそれ以上		

表3 砺波平野断層帯東部の特性

項目	特性		信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態				
(1) 砺波平野断層帯東部を構成する断層	高清水（たかしょうず）断層			文献11による。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 （北端）北緯 36° 38′ 東経 137° 02′ （南端）北緯 36° 29′ 東経 136° 53′ 長さ 約 21 km 一般走向 N30° E		○ ○ ◎	文献11による。数値は図2から計測。形状は図2を参照。 長さは、一般走向方向に投影させて計測。 一般走向は断層帯の主要な方向。
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 N30° E 傾斜 南東傾斜 幅 不明		○ ◎ ○ ◎	上端の深さが0 kmであることから推定。 一般走向は地表の形状から推定。 傾斜方向は、地質構造、変位地形から推定。 地震発生層の下限の深さは15-20 km程度。
(3) 断層のずれの向きと種類	南東側隆起の逆断層		◎	文献1、3、8、9、11などに示された変位地形、地質構造による。
2. 断層帯の過去の活動				
(1) 平均的なずれの速度	0.3-0.4 m/千年程度（上下成分）		○	文献1、6、8、9、11などに示された資料から推定。
(2) 過去の活動時期	活動1（最新活動） 約4千3百年前以後、約3千6百年前以前		○	文献9に記載の資料より推定。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 1.5 m程度（上下成分）		○	1回のずれの量、平均活動間隔は、説明文2.2-2断層帯の過去の活動を参照。
	平均活動間隔 3千-7千年程度		○	
(4) 過去の活動区間	活動区間 断層帯全体で1区間		○	断層の位置関係・形状などから推定。
3. 断層帯の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 断層帯全体で1区間		○	断層の位置関係・形状などから推定。 断層の長さから推定。 過去の活動から推定。
	地震の規模 マグニチュード7.0程度		○	
	ずれの量 1.5 m程度（上下成分）		○	

表 4 砺波平野断層帯東部の将来の地震発生確率等

項 目	将来の地震発生確率等 (注 5)	信頼度 (注 6)	備 考
地震後経過率 (注 7)	0.5-1.4		
今後 30 年以内の発生確率	0.04% - 6 %	a	発生確率及び集積確率は文献 2 による。
今後 50 年以内の発生確率	0.06% - 10%		
今後 100 年以内の発生確率	0.1% - 20%		
今後 300 年以内の発生確率	0.6% - 50%		
集積確率 (注 8)	0.3% - 90%		

表5 呉羽山断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 呉羽山断層帯を構成する断層	呉羽山断層帯		文献1による。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 (北端) 北緯 36° 46′ 東経 137° 16′ (南端) 北緯 36° 35′ 東経 137° 08′ 長さ 約 22 km 以上 一般走向 N30° E	△ ○ △	文献1、4、10による。 数値は図2から計測。形状は図2を参照。 北東端が海域まで延びる可能性があるため「以上」とした(図12参照) 一般走向は断層帯の北端と南端を直線で結んだ方向(図2参照)。
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 N30° E 傾斜 約 45° 北西傾斜 (深さ 1000 m 以浅) 幅 20-30 km 程度	○ ◎ △ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は地表の形状から推定。 傾斜は文献7に示された深部反射法探査結果から推定。 幅は、浅部の傾斜と地震発生層の下限の深さ(15-20 km 程度)から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	北西側隆起の逆断層	◎	文献1、3、7、10などに示された変位地形、深部反射法探査結果による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.4-0.6 m/千年程度(上下成分)	△	文献7などによる。
(2) 過去の活動時期	活動1(最新活動) 約3千5百年前以後、7世紀以前	△	文献5による。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 2 m 程度	△	1回のずれの量は断層の長さから推定(注9)。
	平均活動間隔 3千-5千年程度	△	平均活動間隔は、説明文2.3-2断層帯の過去の活動を参照。

(4) 過去の活動区間	活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層の位置関係・形状などから推定。
3. 断層帯の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層の位置関係・形状などから推定。 断層の長さから推定(注9)。 断層の長さから推定。
	地震の規模	マグニチュード7.2程度	○	
	ずれの量	2 m程度(上下成分)	△	

表6 呉羽山断層帯の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等(注5)	信頼度(注6)	備考
地震後経過率(注7)	0.3-1.2		
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%-5%	c	発生確率及び集積確率は文献2による。
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%-8%		
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%-20%		
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%-40%		
集積確率(注8)	ほぼ0%-80%		

注1：地震調査委員会の活断層評価では、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間の地震発生確率について、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率(最大値)が3%以上の場合：

「本断層帯は、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」

今後30年間の地震発生確率(最大値)が0.1%以上-3%未満の場合：

「本断層帯は、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やや高いグループに属することになる」

なお、2005年4月時点でひととおり評価を終えた98の主要活断層帯のうち、最新活動時期が判明しており、通常の活断層評価で用いている更新過程(地震の発生確率が時間とともに変動するモデル)により地震発生長期確率を求めたものについては、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間に地震が発生する確率の割合は以下のとおりになっている。

30年確率の最大値が0.1%未満 : 約半数
30年確率の最大値が0.1%以上-3%未満 : 約1/4
30年確率の最大値が3%以上 : 約1/4

(いずれも2005年4月時点での算定。確率の評価値に幅がある場合はその最大値を採用。)

注2：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の30年確率 (%)	地震発生直前の集積確率 (%)	断層の平均活動間隔 (千年)
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間「野島断層を含む区間」(兵庫県)	0.02%－8%	0.06%－80%	約1.7－約3.5
1858年飛越地震 (M7.0－7.1)	跡津川断層帯(岐阜県・富山県)	ほぼ0%－13%	ほぼ0%－90%より大	約1.7－約3.6
1847年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層帯(長野県)	ほぼ0%－20%	ほぼ0%－90%より大	約0.8－約2.5

「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001)に示されているように、地震発生確率は前回の地震後、十分長い時間が経過しても100%とはならない。その最大値は平均活動間隔に依存し、平均活動間隔が長いほど最大値は小さくなる。30年確率の最大値は平均活動間隔が3千年の場合は8%程度である。

注3：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。

◎：高い、○：中程度、△：低い

注4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

- 文献1：池田ほか編 (2002)
- 文献2：地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a)
- 文献3：活断層研究会編 (1991)
- 文献4：中田・今泉編 (2002)
- 文献5：産業技術総合研究所 (2007)
- 文献6：東郷 (2000)
- 文献7：富山県 (1997)
- 文献8：富山県 (1999)
- 文献9：富山県 (2000a)
- 文献10：堤ほか (2002)
- 文献11：堤ほか (2003)

注5：評価時点はすべて2008年1月1日現在。「ほぼ0%」は 10^{-3} %未満の確率値を示す。なお、計算に当たって用いた呉羽山断層帯の平均活動間隔の信頼度は低い(△)ことに留意されたい。

注6：地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率(以下、発生確率等)の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、aからdの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a：(信頼度が)高い b：中程度 c：やや低い d：低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

a：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。

- b : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。
- c : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。
- d : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注7 : 最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。今回の評価の数字で、砺波平野断層帯西部を例にすると、0.2 は 1908 年を 12000 年で割った値であり、1.2 は 6900 年を 6000 年で割った値。

注8 : 前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率。

注9 : 呉羽山断層帯の長さは 22 km 以上としたが、海域部の延長を含めて最大に見積もった長さは約 29 km になることから、これも併せて考慮した。

(説明)

1. 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯に関するこれまでの主な調査研究

砺波平野周辺に断層崖が存在することは、辻村(1926a)によって指摘され、高清水(たかしょうず)断層崖、医王山(いおうぜん)断層崖、二上山(ふたがみやま)断層崖とされた。辻村(1926a)が命名したこれらの名称のうち、池辺(1949)は、二上山断層崖を石動(いするぎ)断層とし、また、市原ほか(1950)は、医王山断層崖を法林寺断層と呼んだ。原田(1935a, b)は山麓扇状地の発達を高清水断層の活動と結び付けて論じ、井上ほか(1964)や坂本(1966)は、砺波平野周辺の地質構造について論じた。

呉羽山及びその南西にのびる丘陵の南東側に断層崖が存在することは、辻村(1926b)によって指摘され、呉羽断層崖とされた。市川(1932)は呉羽山丘陵の傾動運動について論じた。Fujii and Yamamoto(1979)は、呉羽山付近の地史・地質構造から呉羽山断層を推定した。

1970年代後半になって、竹村(1978)は高清水断層の断層露頭や変位地形を調査し、変位量や変位基準について論じた。藤井・竹村(1979)は富山県内に分布する活断層についてまとめた。

富山県(1997)は、呉羽山断層の重力探査、反射法探査を行い、呉羽山断層の過去の活動等についてまとめている。また、富山県(1998, 1999, 2000a)は、法林寺断層及び高清水断層を中心に反射法探査やボーリング調査、トレンチ調査などを行い、本断層帯の過去の活動等についてとりまとめている。中村(2002)及び中村ほか(2003)は、地形面の編年と地形断面測量から、砺波平野及び富山平野に分布する活断層の平均変位速度を求め、その活動性を議論している。産業技術総合研究所(2007)は、高清水断層及び呉羽山断層帯を対象として群列ボーリング調査やトレンチ調査を実施し、活動履歴などについて新たな知見を得ている。

砺波平野断層帯及び呉羽山断層帯周辺の断層の位置等を示したものとして、上記のほか、活断層研究会編(1980, 1991)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)、堤ほか(2002, 2003)などがある。

2. 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価結果

砺波平野断層帯は、富山県西部の砺波平野に位置する断層帯であり、砺波平野の北西縁及び南東縁に分布する断層からなっている。松田(1990)の基準に基づけば、砺波平野北西縁に位置する石動断層及び法林寺断層の2つの断層と、砺波平野南東縁に位置する高清水断層は、それぞれ別の起震断層を構成しているとみなされる。ここでは、砺波平野北西縁の2つの断層を砺波平野断層帯西部とし、南東縁の断層を砺波平野断層帯東部として、それぞれについて評価することとした。

なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)は、それまでに行われた調査研究に基づいて、砺波平野断層帯東部を構成する断層として高清水断層と城端-上梨(じょうはな-かみなし)断層の2つを取り扱い、評価をおこなった。しかしながら、中田・今泉編(2002)や堤ほか(2003)によると、高清水断層の南西端が延長され、両者の一般走向がほぼ直交するような分布関係になることから、両者はそれぞれ別の起震断層を構成していると判断した(図3)。このため、城端-上梨断層単独では断層長が約6 kmと、地震調査研究推進本部(1997)の基盤的調査観測対象の活断層の基準には該当しなくなることから、ここでは以下の詳細な評価の対象とはしないこととした。

富山平野の西には、概ね北北東-南南西方向に延びる呉羽山断層帯が分布している。呉羽山断

層帯は、かつては、長さが 10 km に満たない短い断層であるとされてきたが、池田ほか編 (2002) によれば、従来指摘されてきた範囲よりも断層が北東、南西両側に延びており、全体として長さ 20 km 以上に達する呉羽山断層帯として示されている。また、呉羽山断層帯と高清水断層との距離は概ね 10 km 未満であり、地震調査研究推進本部 (1997) の基準に基づけば、呉羽山断層帯も砺波平野断層帯に含まれることになる。このため、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) は、呉羽山断層帯を砺波平野断層帯と合わせて評価を行った。

また、本断層帯の西方に位置する森本・富樫断層帯及び邑知潟断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001b, 2005) によって、別途評価されている (図 1-2)。

2. 1 砺波平野断層帯西部

2. 1-1 断層帯の位置・形態

(1) 砺波平野断層帯西部を構成する断層

砺波平野断層帯西部は、砺波平野の北西縁を限る断層で、富山県高岡市付近から小矢部市 (おやべし) 付近を経て南砺市に至る石動断層と法林寺断層より構成される (図 2)。北側の石動断層と南側の法林寺断層は小矢部市付近で左雁行配列し、両断層間には約 4-6 km のステップ (直線距離で約 4 km の不連続) が認められる。

砺波平野断層帯西部の位置は、活断層研究会編 (1991)、富山県 (1998, 1999)、池田ほか編 (2002)、中田・今泉編 (2002) 及び堤ほか (2003) などに示されている。ただし、石動断層付近では第四紀更新世前期の氷見累層上部-中部の埴生 (はにゅう) 累層が大きく変形しているが (角ほか, 1989)、変位基準となる第四紀後期の地層・地形面の分布が乏しく、かつ明瞭な変位地形の発達が乏しいことから、石動断層については活断層としての確実度にいくつかの見解がある。しかし、ここでは活断層研究会編 (1991) に基づいて石動断層も含め、砺波平野断層帯西部として評価することとした。断層の位置及び名称は活断層研究会編 (1991)、富山県 (1999)、中田・今泉編 (2002) 及び堤ほか (2003) によった。

なお、石動断層の北方には海老坂断層 (北陸第四紀研究グループ, 1963) が分布するが、断層不連続区間が 5 km 以上あることから、砺波平野断層帯西部には含めないこととした。

(2) 断層帯の位置・形状

砺波平野断層帯西部の一般走向は、図 2 に示された石動断層と法林寺断層の主要な方向である $N40^{\circ} E$ とした。長さについては、両断層がステップしているため、前述の走向方向 ($N40^{\circ} E$) に石動断層の北端と法林寺断層の南端を投影させて計測して、約 26 km とした。

地下の断層面の位置及び形状は、地表における断層帯の位置及び形状と地下の地質構造等から推定した。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に達していることから 0 km とした。

断層面の傾斜は、法林寺断層における浅層反射法探査の結果 (図 4 ; 富山県, 1999) によれば、深さ 200-500 m では約 $45-50^{\circ}$ 北西傾斜で、これより浅い部分ではより低角度と推定される。

地震発生層の下限の深さは、地震観測結果から 15-20 km 程度と推定される。

断層面の幅は、断層面の傾斜を $45-50^{\circ}$ とすると 20-28 km と計算されることから、20-30 km 程度とした。

(3) 断層の変位の向き（ずれの向き）（注 10）

砺波平野断層帯西部は、変位地形（活断層研究会編，1991；富山県，1999；池田ほか編，2002；堤ほか，2003 など）や浅層反射法探査結果による地質構造（図 4；富山県，1999）からみて、断層帯の北西側が南東側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。

2. 1-2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）

富山県（2000a）は、南砺市法林寺での極浅層反射の結果から法林寺断層の上下変位量と年代値を求めている。これによると、約 3 万 3 千年前に形成された地層で 12 m、約 3 万年前に形成された地層で 9-10 m、始良 Tn 火山灰（約 2 万 8 千年前；注 11）で 8.5-9.5 m の上下変位をそれぞれ示している。したがって、平均上下変位速度は、それぞれ 0.36 m/千年、0.30-0.33 m/千年及び 0.3-0.34 m/千年と求められる。ただし、本地域では断層は幅 100-200 m の撓曲帯を形成しているとされていることから、断層全体の平均上下変位速度は上記の数値以上になると考えられる。

中村（2002）は、段丘面の変形とその形成年代に基づき、後期更新世における法林寺断層全体の平均上下変位速度を、約 0.1-0.35 m/千年としている。しかしながら、断層低下側の埋積を考慮すると、ここで求められた上下変位量は実際よりも小さく見積もられている可能性があるが、上記の富山県（2000a）が求めた値とも矛盾はしない。

以上のことから、法林寺断層の平均上下変位速度は、過去約 3 万 3 千-2 万 8 千年間の累積変位量から得られた数値から 0.3-0.4 m/千年程度以上と推定される。

なお、約 50-70 万年前（藤井ほか，1992）とされる埴生累層が法林寺断層の南東側（沈降側）では深さ 400 m 付近に分布しているのに対し、北西側（隆起側）では分布が見られないことから、信頼度はやや低いが、50-70 万年前以降の平均上下変位速度は概ね 0.6 m/千年程度に達している可能性もある。

石動断層では変位基準となる地形面や地層の年代が知られていないため、平均変位速度は不明である。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 安居東地点

南砺市の安居（やすい）東地点では、法林寺断層の推定低断層崖下の段丘面上で、ボーリング及びピット調査が行われている（富山県，2000a）。ボーリング調査では基盤岩を切る断層が確認されたが、その延長上に当たるピット内にはこの断層は達していない（図 5）。ボーリング孔で認められた断層よりも下位の地層とピット内の断層を覆う地層から得られた年代値から、約 4 万 4 千年前以後、1 世紀以前に少なくとも 1 回の断層活動があったと推定される。なお、ピットでみられる C1 層の西傾斜は堆積構造と考えられる（富山県，2000a）。

② 安居西地点

安居東地点の約 150 m 西側の安居西地点では副次的な断層によって形成されたと推定される逆向き低断層崖（撓曲崖）が発達し、富山県（2000a）によりピット調査が行われている（図 6）。

その結果によると、約6千9百—6千8百年前の年代値が得られているC2層が10—20°北西側に傾斜しているのがその内部構造から認められること（富山県，2000a）から、C2層堆積後に断層活動があったと考えられる（富山県（2000a）のイベント1）。

また、C4層を切る小規模な断層が上位のC3層に覆われることから、C4層堆積後、C3層堆積前にも断層活動があったと考えられる。C3層、C4層からはともに約1万4千年前頃の年代値が得られており、断層活動時期は約1万4千年前頃であったと考えられる（富山県（2000a）のイベント3）。

さらに、約2万6千年前の年代値が得られているD1層が60°前後で急傾斜しており、これを約1万5千年前のC5層が顕著な傾斜不整合で覆っていることから、この間に断層活動があったと考えられる（富山県（2000a）イベント4）。

なお、富山県（2000a）は、C2層とC3層とが傾斜不整合の関係であることから、C2—C3層間に断層活動（富山県（2000a）のイベント2）があった可能性が高いとしている。しかし、C2層はC3層を侵食した狭いチャンネルを充填する堆積物であり、傾斜の差は有意とはいえないため、断層活動が確実にあったかどうかは明らかではない。

③ 法林寺地点

南砺市の法林寺地点で富山県（2000a）により行われたトレンチ調査結果によると、約2万8千年前の年代値が得られているD1層を、上位のC2層が傾斜不整合で覆っている（図7）。C2層からは約1万9千年前の年代値が得られていることから、約2万8千年前以後、約1万9千年前以前に少なくとも1回の断層活動があったと推定される（富山県（2000a）のイベント1）。なお、C2層の砂礫層、砂層は5—10°東方へ傾斜するが、これが堆積構造か断層運動によるものかは定かではないため、この活動が最新活動かどうかはわからない。

また、これらの地層より下位には、約3万年前の年代値を示すD5A層から、約4万6千年前の年代値を示すG1層までが分布する。富山県（2000a）は、これらの地層に、30—70°程度の傾斜を示す下位層が上位層に覆われる傾斜不整合があることから、3回の断層活動を認めている（富山県（2000a）のイベント2—4）。しかし、これらの地層はいずれも乱堆積したチャンネル堆積物からなるため、この傾斜不整合が断層活動によるものかどうかはわからない。

④ 岩木地点

富山県（2000a）は、安居東・西両地点の南方約500m付近の岩木地点でボーリング及びピット調査を実施しているが、データの信頼度が低いため、ここでは活動時期の議論は行わない。

上記の3地点における活動時期は図8のようにまとめられる。図8から、法林寺断層の最新活動は約6千9百年前以後、1世紀以前であったと推定され、それ以前の活動が約1万4千年前頃と、約2万6千年前以後、約1万9千年前以前であったと推定される。ただし、これらの活動は主に副次的な断層で認められたものであるため、この間に主断層による別の活動があった可能性も否定できない。

b) 先史時代・歴史時代の活動

1586年に石動断層の下盤側の小矢部扇状地上に建てられていた木船城が崩壊したとの記録があ

り（藤井，1978）、この地震は法林寺断層の活動によるものとする説がある（飯田，1987）。1586年には天正地震が発生しているが、この地震は天正地震の2日前の別の地震である可能性が指摘されている（飯田，1987）。寒川（1992）は、安居地点付近の8世紀の窯が逆断層によって東上がりに食い違いを見せていることを指摘している。しかし、富山県（1999）は、これは地すべりによって生じた可能性もあることから、詳細は不明としている。また、砺波平野の小矢部川中流の複数の遺跡で古代—中世もしくはそれ以降の複数の層準で地盤の液状化に伴う砂脈や断裂跡が発見されている。

このように、歴史時代の遺跡や記録から、本断層付近では地震による被害の記録がいくつか見出されているが、いずれも本断層帯の活動との関係は不明である。なお、1586年の天正地震以降は地震による大きな被害の記録は見当たらず、少なくとも16世紀末以後、本断層帯付近での大地震の発生は知られていないこと（宇佐美，2003）から、最近約400年間はこの断層帯は活動していないと考えられる。

（3）1回の変位量（ずれの量）

本断層帯においては、1回の活動に伴う変位量は過去の活動から直接的には得られていない。

しかしながら、本断層帯の長さが約26 kmであることから、以下の経験式（1）、（2）（松田，1975）に基づくと、1回の活動に伴う変位量は、2 m程度と計算される。

したがって、本断層帯の1回の活動に伴う変位量は2 m程度であった可能性があるかと判断した。

$$\text{Log } L = 0.6 M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6 M - 4.0 \quad (2)$$

ただし、Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Dは断層の変位量（m）、Mは地震のマグニチュードである。

（4）活動間隔

法林寺断層では、副次的な断層の活動をもとに、約2万6千年前以後に少なくとも3回の活動が認められた。これら3回の活動の時期は、最新活動が約6千9百年前以後、1世紀以前、1回前の活動が1万4千年前頃、2回前の活動が約2万6千年前以後、約1万9千年前以前であったと推定される（図8）。これら3回の活動時期から、この間の活動間隔は約6千—1万2千年と求められる。ただし、この間の活動がこれら3回の他にも主断層による別の活動があった可能性を否定できないことを考慮すると、この間の平均活動間隔はさらに短くなる可能性がある。

（5）活動区間

上述のように法林寺断層と石動断層の間には約4 km程度のステップが認められるが、松田（1990）の基準に基づけば、石動断層と法林寺断層は1つの起震断層を構成しているとみることができる。

ただし、石動断層については過去の活動に関する資料は得られていない。

（6）測地観測結果

砺波平野断層帯西部周辺における1994年までの約100年間の測地観測結果では、北西—南東方向の縮みが見られる。また、2007年2月までの約10年間のGPS観測結果では、特に顕著な歪み

は見られない。

(7) 地震観測結果

最近約 10 年間の地震観測結果によると、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺の地震活動は全体的に低調である。地震発生層の下限の深さは約 15–20 km と推定される。

2. 1–3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

2. 1–2 (5) で述べたように、石動断層と法林寺断層が 1 つの区間として同時に活動する可能性がある。この場合、長さが約 26 km と推定されることから、前述の松田 (1975) の経験式 (1) 及び (2) を用いて地震の規模を求めると、マグニチュード 7.2 程度の地震が発生し、その際には、断層近傍の地表面では、断層の北西側が南東側に対して相対的に 2 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

砺波平野断層帯西部の平均活動間隔は約 6 千–1 万 2 千年もしくはこれらよりも短い間隔で、最新活動時期は約 6 千 9 百年前後、1 世紀以前であったと推定されることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.2–1.2 もしくはそれ以上となり、また、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) に示された手法 (BPT 分布モデル、 $\alpha=0.24$) によると、今後 30 年以内、50 年以内、100 年以内、300 年以内の地震発生確率は、それぞれほぼ 0%–2%、ほぼ 0%–4%、ほぼ 0%–8%、ほぼ 0%–20% (それぞれ、もしくはそれ以上) となり、現在までの集積確率はほぼ 0%–80% もしくはそれ以上となる。表 7 にこれらの確率値の参考指標 (地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 1999) を示す。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯は今後 30 年の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やや高いグループに属することになる。

2. 2 砺波平野断層帯東部

2. 2–1 断層帯の位置・形態

(1) 砺波平野断層帯東部を構成する断層

砺波平野断層帯東部は、砺波平野の南東縁を概ね北北東–南南西方向に延びる高清水断層からなる。

高清水断層の位置は、活断層研究会編 (1991)、富山県 (1999, 2000a)、池田ほか編 (2002)、中田・今泉編 (2002) 及び堤ほか (2003) などに示されている。本断層帯を構成する断層の位置及び名称は堤ほか (2003) によった。

(2) 断層帯の位置・形状

砺波平野断層帯東部の一般走向は、図 2 に示された高清水断層の主要な方向である N30° E とした。長さについては、一般走向方向に高清水断層の南端を投影させて計測すると、約 21 km となる。

地下の断層面の位置及び形状は、地表における断層帯の位置及び形状と地下の地質構造等から推定した。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に達していることから 0 km とした。

高清水断層の断層面の傾斜は、断層付近の地質構造、変位地形から南東傾斜と考えられる。

断層面下端の深さは地震発生層の下限である 15–20 km 程度と推定される。

(3) 断層の変位の向き（ずれの向き）

砺波平野断層帯東部は、変位地形（活断層研究会編，1991；富山県，1999；池田ほか編，2002；堤ほか，2003 など）やトレンチ調査結果（富山県，2000a）などによる断層付近の地質構造から、南東側隆起の逆断層と考えられる。

なお、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）及び堤ほか（2003）には、南東側隆起の主断層の隆起側にあたる、南砺市東城寺の南東に分布する短い数条の活断層について、屈曲する谷の右ずれが示されている。

2. 2-2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）

富山県（2000a）によれば、砺波市の庄川左岸にあたる井波地点において、始良 Tn 火山灰（約 2 万 8 千年前）を挟む低位段丘 IV 面が高清水断層によって約 7 m 変位していることから、段丘の離水時期を約 2 万–2 万 5 千年前とすると、その平均上下変位速度は 0.3–0.4 m/千年となる（図 9）。また、より古い中位面及び高位面の変位量から平均上下変位速度を求めると 0.2–0.4 m/千年となり、上記の数値と矛盾しない。

なお、上記の変位地形よりも山側において、富山県（1999）は約 4 万年前と推定した段丘面で認められた 30 m 程度の高度差から平均上下変位速度を 0.75 m/千年と求めている。しかし、この変位地形とされた地形の延長上に位置する始良 Tn 火山灰を挟む低位段丘面には変位地形が認められていない。また、東郷（2000）及び池田ほか編（2002）にはこのような顕著な変位を示す記載はない。したがって、富山県（1999）が示した平均上下変位速度（0.75 m/千年）は、信頼度が低い数値と判断される。

中村（2002）は、段丘面の変形とその形成年代に基づき、後期更新世における高清水断層南部の平均上下変位速度を約 0.16–0.32 m/千年、中北部の平均上下変位速度を約 0.06–0.19 m/千年としている。しかしながら、断層低下側の埋積を考慮すると、ここで求められた上下変位量は実際よりも小さく見積もられている可能性があるが、上記の富山県（2000a）が求めた値とも矛盾はしない。

以上のことから、高清水断層の平均上下変位速度は約 2 万–2 万 5 千年間の累積変位量から得られた数値である 0.3–0.4 m/千年程度と推定される。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 東城寺地点

富山県（2000a,b）は、南砺市の東城寺地点で高清水断層のトレンチ調査を実施した（図 10）。

その結果によると、断層は約4千3百—4千2百年前の年代値が得られている B4 層を切り、B1 層に覆われている。B1 層からは約2千年前—1世紀の年代値が得られていることから、約4千3百年前以後、1世紀以前に活動があったと考えられる。なお、富山県(2000a, b)は、このほか、軽微な不整合の存在から、断層活動である可能性は低いとしながらも、さらに古い4回の活動について示唆しているが、これらはいずれも断層活動としては認められない。

② 山見地点

産業技術総合研究所(2007)は、南砺市の山見地点でトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には、明瞭な断層は確認できなかったが、C層とD層の境界が約20—30°程度北に傾斜するとともに、両層の内部構造も同様に傾いていることが確認された。しかしながら、年代試料が得られなかったため、活動時期に関する詳細な情報は不明である。

③ 蓑谷地点

富山県(2000a)は、南砺市の蓑谷(みのたに)地点で高清水断層のトレンチ調査を実施した(図11)。この結果によれば、断層が約6千7百—6千5百年前の年代値が得られている C2 層を切り、さらに上位の C1 層を大きく変形させて、約3千8百—3千6百年前の年代値が得られている B2 層に覆われていることから、この間に断層活動があったと考えられる。なお、B2 層からは約6千2百—6千年前の年代値も得られているが、これは再堆積の可能性が高い(富山県, 2000a)ので、断層を覆う B2 層の年代値として、約3千6百年前の数値を用いることとする。

以上のことから、砺波平野断層帯東部の最新活動時期は約4千3百年前以後、約3千6百年前以前であったと推定される(図8)。

b) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1—2 (2) b) 参照。

(3) 1回の変位量(ずれの量)

井波地点では数千年前程度と推定されている低位段丘V面(富山県, 2000a)が高清水断層によって上下方向に約1.5m変位している(図9)。富山県(2000a)によると、これは1回の活動に伴う上下変位量である可能性が高い。

なお、砺波平野断層帯東部の長さが約21kmであることから、前述の松田(1975)の経験式(1)、(2)に基づく、1回の活動に伴う変位量は1.7mと計算され、上記の井波地点の低位段丘V面の上下変位量(約1.5m)を上回る。したがって、井波地点の低位段丘V面の上下変位量(約1.5m)が複数回の活動の累積によるものとは考えにくい。

以上のことから、砺波平野断層帯東部の1回の上下変位量は1.5m程度であったと推定される。

(4) 活動間隔

高清水断層では、井波地点において離水時期を約2万—2万5千年とした段丘IV面が約7m変位している。本地点の1回の上下変位量は約1.5m程度であったと推定されることから、約4千3百年前—約3千6百年前の最新活動を含めて約2万—2万5千年前以後に4—5回の活動があっ

たことになり、その活動間隔は約 3100—7100 年と計算される。

したがって、砺波平野断層帯東部の平均活動間隔は 3 千—7 千年程度と推定される。

(5) 活動区間

砺波平野断層帯東部は、松田 (1990) の基準に基づけば、全体が 1 つの活動区間として活動したと推定される。

(6) 測地観測結果

砺波平野断層帯東部周辺における 1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、北西—南東方向のわずかな縮みが見られる。また、2007 年 2 月までの約 10 年間の GPS 観測結果では、特に顕著な歪みは見られない。

(7) 地震観測結果

2. 1—2 (7) 参照。

2. 2—3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

砺波平野断層帯東部では、全体が 1 つの区間として同時に活動すると推定される。この場合、断層の長さが約 21 km であることから、前述の松田 (1975) の経験式 (1) を用いて地震の規模を求めると、マグニチュード 7.0 程度の地震が発生すると推定される。また、その際には、過去の活動と同様に、断層近傍の地表面では、断層の南東側が北西側に対して相対的に 1.5 m 程度高まる段差や撓みが生じると推定される。

(2) 地震発生の可能性

砺波平野断層帯東部の平均活動間隔は 3 千—7 千年程度、最新活動時期が約 4 千 3 百年前以後、約 3 千 6 百年前以前であったと推定されることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.5—1.4 となり、また、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) に示された手法 (BPT 分布モデル、 $\alpha = 0.24$) によると、今後 30 年以内、50 年以内、100 年以内、300 年以内の地震発生確率は、それぞれ 0.04%—6%、0.06%—10%、0.1%—20%、0.6%—50%、となり、現在までの集積確率は 0.3%—90% となる。表 8 にこれらの確率値の参考指標 (地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会、1999) を示す。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯は今後 30 年の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。

2. 3 呉羽山断層帯

2. 3—1 断層の位置・形態

(1) 呉羽山断層帯を構成する断層

呉羽山断層帯は富山平野の西に発達する呉羽山丘陵の東縁を限る断層帯で、北端は富山県富山市北東の富山湾の海岸に達しており、富山市街地の西を通過してほぼ北東—南西方向に延び、富山

市婦中町付近で方向を南北方向に変え、南端は富山市八尾町に達している（図 2）。

呉羽山断層帯の位置は、活断層研究会編（1991）、富山県（1997）、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）及び堤ほか（2002）などに示されている。活断層研究会編（1991）及び富山県（1997）では、断層の分布は富山市街地の北西方から西方付近に限られており、長さ 10 km に満たない短い断層であるが、池田ほか編（2002）、堤ほか（2002）などでは、北東側、南西側に大きく延びている。ここでは、断層の位置及び名称は池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）及び堤ほか（2002）によった。

（2）断層帯の位置・形状

呉羽山断層帯の長さ及び一般走向は、断層の北端と南端を直線で結んで計測すると、それぞれ約 22 km、N30° E となる。ただし、断層北端は海岸まで達しており、さらに富山湾へと向かうとされていること（池田ほか編，2002）から、これ以上の長さになるものと考えられる。海域では十分な調査が行われておらず、呉羽山断層帯がどこまで延びているか明確に確認できる資料は得られていない。しかし、富山県（2000a）は、沖合にある海底谷の地形に沿った地点まで達する可能性を示唆していることから、ここでは、呉羽山断層帯の海域部の延長を、最大で北東－南西方向の尾根状地形東縁部の北東端までとし、呉羽山断層帯の最大に見積もった長さを約 29 km とした（図 12）。

地下の断層面の位置及び形状は、地表における断層帯の位置及び形状と地下の地質構造等から推定した。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に達していることから 0 km とした。

断層面の傾斜は、深部反射法探査の結果（図 13；富山県，1997）から、深さ 1000 m よりも浅い部分では、約 45° 北西傾斜と推定される。

地震発生層の下限の深さは、地震観測結果から 15－20 km 程度と推定される。

断層面の幅は、断層面の傾斜を 45° とすると 21－28 km と計算されることから、20－30 km 程度とした。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）

呉羽山断層帯は、地質構造、変位地形（活断層研究会編，1991；池田ほか編，2002；堤ほか，2002 など）や深部反射法探査結果（富山県，1997）からみて、断層帯の北西側が南東側に乗り上げる逆断層と考えられる。

2. 3-2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度（平均的なずれの速度）

池田ほか編（2002）は、呉羽山断層帯の変位量と変位基準面について、M 面（約 12 万年前以降）が 50 m 以上、L 面（約 2 万年前以降）が 10 m としてそれぞれ図示している。したがって、平均上下変位速度は、それぞれ 0.4 m/千年以上、0.5 m/千年以上と求められる。ただし、変位基準面及び変位量に関する詳細なデータは示されていない。なお、L₂ 面（約 1 万年前以降）は 2－3 m の北西側隆起として図示されているが、L₂ 面はかなり若い年代値（約 1 万年前以降）であるため、ここでの計算には用いない。

中村ほか（2003）は、段丘面の変形とその形成年代に基づき、並走する 2 条の断層の変位量を

合算して呉羽山断層帯の南部の平均上下変位速度を約 0.35—0.42 m/千年と求めている。

また、呉羽山断層帯の西側に分布する呉羽山丘陵には、約 63 万年前の年代値が得られている桃色凝灰岩を挟在する呉羽山礫層が下位の地層を傾斜不整合で覆って標高 80 m 付近まで分布する（富山県，1997）。一方、断層の南東側（沈降側）において、富山県（1997）はボーリング調査の結果から平均堆積速度を求め、桃色凝灰岩が存在する深さを標高-175 m 付近と推定した。これらから、断層を挟んだ桃色凝灰岩の標高差を求めると、少なくとも 255 m 程度となる。また、断層の西側の桃色凝灰岩が下位の地層と同様に褶曲変形を受けているとすれば、断層の上盤側の西方 700—800 m 付近において、最大にみて標高 200 m 程度まで分布していた可能性もある。この場合には、断層を挟んだ桃色凝灰岩の標高差は最大 375 m 程度と計算される。以上の断層を挟んだ桃色凝灰岩の標高差 255—375 m 程度を断層による上下変位量とすると、その年代値から平均上下変位速度は 0.4—0.6 m/千年程度と求められる。

なお、富山県（1997）は、断層の傾斜を 60 度程度と推定し、断層の南東側（沈降側）における桃色凝灰岩の推定深さ-175 m から、断層面に沿う変位量を 202 m と求め、これから、断層面に沿う平均変位速度を 0.32 m/千年と求めている。ただし、この場合は断層の上盤側の隆起が考慮されていない。

また、富山県（1997）は、ボーリング調査の結果から、約 7000 年前の粘土層が鉛直に 1—2.5 m 程度変位していることを指摘している。しかし、ボーリングの位置は断層を挟んで 100 m 以上離れており、粘土層の変位が確実に断層活動によるものであるとはいえない。

以上のことから、呉羽山断層帯の平均上下変位速度は 0.4—0.6 m / 千年程度であった可能性がある。

（2）活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 安田城趾地点

産業技術総合研究所（2007）は、富山市の安田城趾地点で群列ボーリング調査を実施した。調査地点は、富山県（1997）が実施した反射法弾性波探査とボーリング調査によって断層が通過すると推定されている場所である。

ボーリング調査の結果、YA-3 では深度 17.70 m（標高-6.03 m）で基盤の新第三系砂岩が認められ、YA-2 では深度 19.10—20.20 m（標高-7.15 から-8.55 m）付近に礫層のマトリクスが固結した更新世前期の呉羽山礫層に対比される可能性が高い地層が認められる（図 14）。一方、YA-2 より南側のボーリングコアでは、最下部の礫層のマトリクスは未固結であることから、断層は YA-2 と YA-1 の間もしくは YA-2 付近を通過していると推定される。

また、最上部の SL1 層と SD1 層はほぼ水平に分布しているのに対し、下位に位置する SL2 層は YA-5 と YA-9 の間ではほぼ水平に分布しているが、YA-9 から YA-1 にかけては、基底面・上面ともに徐々に高度を上げるように分布する。また、その上位の SD2 層、SD3 層にも同様の傾向が認められる。YA-1 と YA-5 の間における SL2 層上面の高度差は約 5 m である。SL2 層の上面と基底面の形状がほぼ水平であることを考慮すると、この傾斜が堆積時の起伏や削り込みによるものとは考えにくいことから、少なくとも SL2 層の上部（約 1 万—約 7 千 9 百年前）までは断層による変形を受けている可能性がある。

これらのことから、本地点ではSL2層堆積後、SD1層堆積前に断層活動があったと推定される。SD1層からは複数の年代が得られており、この層の堆積年代はこれらの年代幅を考慮して、約2千8百年前以降、7世紀以前とする。ただし、YA-1の礫層から得られた試料の年代が上位のSD1層の年代と比べて異常に若く、年代の逆転がみられることから、年代測定における問題が存在するか、もしくはYA-1付近にチャンネル構造が存在することが推定される。

以上の調査結果から、ここでは約1万年前以後、7世紀以前に少なくとも1回の断層活動があったと判断した。

② 丘の夢牧場地点

産業技術総合研究所（2007）は、富山市の丘の夢牧場地点でトレンチ調査を実施した。トレンチ調査は、数列ある逆向き低断層崖のうち、最も主断層よりに位置する崖を掘削した。トレンチ壁面には、段丘礫層と考えられる礫層およびローム質シルト層とそれらを変位させる東傾斜の逆断層が認められた（図15）。

グリット3から5の範囲に認められる断層はT4層の一部まで変形させるが、T4層内部で不明瞭となり、上位のT3層を変位させているかどうか判断できない。しかしながら、グリットE3からE1の範囲では、T6層に連続する礫層中に低角な断層が認められる。この断層に沿って礫の再配列が認められ、断層の上盤側にあたるT6層は西に傾く堆積構造を持つ。断層の下盤側にはT4層とT3層が分布するが、いずれの地層も上部を直線的な境界で礫層と接していることから、低角な断層によってT6層がT3層、T4層の上に乗っていると判断されることから、断層活動の時期はT3層の年代値（約7千2百年前）以後であったと推定される。

なお、T2層からも年代値が得られているが、この試料は崩積性堆積物であるT2層にブロック状に含まれる腐植土層から採取したものであり、T2層の堆積年代を示しているとはいえない（産業技術総合研究所，2007）。

また、産業技術総合研究所（2007）は、トレンチ調査地点の約500m南方でピット調査を実施している。ピット壁面には段丘堆積物である砂礫層とそれを覆うローム層、腐植土層が認められた（図16）。

Aピットでは、P5層を変位させるほぼ垂直な断層が認められ、断層によってP3層上面に約50cmの落差が生じている。また、北側壁面では断層の上部にV字状に落ち込み、P1層がブロック状に落ち込んでいる。南側壁面では、断層の西側にP2層、P4層を切る開口亀裂が発達し、ここでもまたP1層が落ち込んでいる構造が認められる。

Bピットでは、P3層、P4層を切る小断層が認められ、南側壁面のP4層にも堆積構造の乱れが認められることから、何らかの構造変形を受けている可能性が高いと考えられる。両壁面でP3層にP1層の落ち込みを伴う開口亀裂が認められる。

これらの亀裂の成因としては、調査地点が急崖の上部に位置することから、地すべりによって生じた可能性もあるが、少なくともAピットの北側壁面でみられるものは地層のずれを伴う断層に沿って形成された可能性が高いと判断される。この亀裂中に含まれる腐植土層から得られた年代試料に基づくと、断層の活動時期は約3千5百年前以後であったと推定される。

ただし、上記トレンチ及びピット調査で得られた活動は副次的な断層で認められたものであるため、必ずしも断層帯の全ての活動を記録しているとは限らないが、本地点では少なくともこの時期以降に断層活動があったと判断した。

以上のことから、呉羽山断層帯の最新活動時期は約 3 千 5 百年前以後、7 世紀以前であった可能性がある（図 8）。

なお、富山県（1997）は、ボーリング調査の結果から、約 7000 年前の粘土層が上下方向に 1 – 2.5 m 程度変位していることを指摘している。しかし、これも上述のとおり、ボーリングの位置は断層を挟んで 100 m 以上離れており、粘土層の変位が確実に断層活動によるものであるとはいえない。また、池田ほか編（2002）は、呉羽山断層帯が完新世に活動した可能性を指摘しているが、具体的な活動時期等は不明である。

b) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1 – 2 (2) b) 参照。

富山市（旧婦負郡婦中町）の友坂遺跡で 10 世紀より後、江戸時代末よりも前の噴砂跡が発見されている（埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編，1996）が、呉羽山断層帯との関係は明らかではない。

(3) 1 回の変位量（ずれの量）

呉羽山断層帯においては、1 回の活動に伴う変位量は過去の活動から直接的には得られていない。

しかしながら、断層帯の長さを約 22 km 以上として、前述の松田（1975）の経験式（1）（2）に基づくと、1 回の活動に伴う変位量は、約 1.7 m 以上と計算される。また、断層帯の最大に見積もった長さは約 29 km であることから、この値から変位量を算出すると約 2.3 m となる。ただし、これらは経験式から求めた大まかな数値である。

なお、中村ほか（2003）に基づくと、完新世に形成されたと考えられる IX 面の上下変位量が約 2 – 3 m であることから、これが 1 回の変位量である可能性もある。

したがって、本断層帯の 1 回の活動に伴う変位量は 2 m 程度であった可能性があるかと判断した。

(4) 活動間隔

平均上下変位速度が 0.4 – 0.6 m / 千年程度の可能性があり、1 回の活動に伴う上下方向のずれの量は 2 m 程度であった可能性があることから、平均活動間隔は 3 千 – 5 千年程度の可能性がある。

(5) 活動区間

呉羽山断層帯は断層が連続していることから、過去の活動においては断層全体が 1 つの活動区間として活動したと推定される。

(6) 測地観測結果

呉羽山断層帯周辺における 1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、北西 – 南東方向の縮みが見られる。また、2007 年 2 月までの約 10 年間の GPS 観測結果では、特に顕著な歪みは見られない。

(7) 地震観測結果

2. 1-2 (7) 参照。

2. 3-3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

呉羽山断層帯では、全体が1つの区間として同時に活動すると推定される。この場合、断層の長さが約22 km以上であることから、前述の松田(1975)の経験式(1)を用いて地震の規模を求めると、マグニチュード7.1以上となる。また、断層帯の最大に見積もった長さが約29 kmであることから、マグニチュードは最大で7.3と求められる。ただし、これらは経験式から求めた大まかな数値である。

したがって、呉羽山断層帯では、マグニチュード7.2程度の地震が発生すると推定される。

また、その際には、過去の活動と同様に、断層近傍の地表面では、断層の北西側が南東側に対して相対的に2 m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

呉羽山断層帯の平均活動間隔は、3千-5千年程度の可能性があり、最新活動時期が約3千5百年前以後、7世紀以前であると推定されることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.3-1.2となり、また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(BPT分布モデル、 $\alpha=0.24$)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれほぼ0%-5%、ほぼ0%-8%、ほぼ0%-20%、ほぼ0%-40%、となり、現在までの集積確率はほぼ0%-80%となる。表9にこれらの確率値の参考指標(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 1999)を示す。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯は今後30年の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。

2. 4 今後に向けて

今回の評価では、不明であった呉羽山断層帯の最新活動時期を求めることができた。しかしながら、呉羽山断層帯も含め、砺波平野断層帯西部及び砺波平野断層帯東部の将来の地震発生確率を絞り込むまでには至らなかった。

砺波平野断層帯西部については、法林寺断層の活動に関する資料は副次的な断層の活動をもとに求められているため、これ以外の主断層の活動に関する絞り込みを行うための調査が必要である。また、石動断層の活動性についても調査を行う必要がある。

砺波平野断層帯東部では、最新活動については信頼度の高いデータが得られているが、それ以前の活動に関する年代を絞り込める質の高いデータを得る必要がある。

呉羽山断層帯については、最新活動以前の活動に関するデータを収集する必要がある。また、ごく最近の研究により、この断層は北端が富山湾沿岸まで達していることが指摘されていることから、神通川付近の伏在部での断層の位置・形態の調査と、さらに海域にどの程度延びているの

かを確かめるための調査も必要である。

さらに、断層帯周辺に位置する邑知潟断層帯や森本・富樫断層帯の活動との関連についても検討する必要がある。

注 10：「変位」を、1、2 頁の本文、6、7 頁の表 1、8 頁の表 3 及び 10、11 頁の表 5 では、一般にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは専門用語である「変位」が本文や表 1、3、5 の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と切断を伴わない「撓（たわ）みの成分」よりなる。

注 11：始良 Tn 火山灰層の降下年代値は、日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編（1996）、小池・町田編（2001）等から、25,000 年 BP とし、暦年補正して約 2 万 8 千年前とした。

注 12：21,000 年 BP よりも新しい炭素同位体年代については、Ramsey（1995, 2001）及び Reimer et al.（2004）に基づいて暦年補正し、原則として 1 σ の数値を示した。また、21,000 年 BP よりも古い炭素同位体年代については、Kitagawa and van der Plicht（1998）のデータに基づいて暦年補正した値を用いた。

文 献

藤井昭二（1978）：富山県西部地震（1976）と木舟城の崩壊。自然と社会，**44**，27-30.

藤井昭二・竹村利夫（1979）：富山県とその周辺地域の活断層。富山県地震対策基礎調査報告書，39-72.

Fujii, S. and Yamamoto, O. (1979): Geology of the Kurehayama Hills. *Bulletin of the Toyama Science Museum*, **1**, 1-14.

藤井昭二・相馬恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝（1992）：10 万分 1 富山県地質図説明書。富山県，201p.

原田 清（1935a）：越中砺波平野南部高清水断層崖下の扇状地配列に就いて（一）。地理学，**3**，49-56.

原田 清（1935b）：越中砺波平野南部高清水断層崖下の扇状地配列に就いて（二）。地理学，**3**，269-272.

北陸第四紀研究グループ（1963）：富山県氷見周辺の第四系。地球科学，**69**，1-15.

市原 実・石尾 元・森下 晶・中川衷三・津田禾粒（1950）：富山県及石川県の地質学的研究（其の 2）金沢・石動・福光地域。地学，**2**，17-27.

市川 渡（1932）：越中呉羽山及び其の西南丘陵地體の地形學的考察。地球，**17**，206-215.

飯田汲事（1987）：「天正大地震誌」。名古屋大学出版会，552p.

池辺展生（1949）：富山県西部及石川県東部の第三紀層（富山県及石川県の地質学的研究 1）。地学，**1**，14-26.

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，254p.

井上正昭・水野篤行・野沢 保（1964）：5 万分の 1 地質図幅「城端」および同説明書。地質調査所，32p.

地震調査研究推進本部（1997）：「地震に関する基盤的調査観測計画」。38p.

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) : 「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001b) : 「森本・富樫断層帯の評価」. 17p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) : 「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価」. 36p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 「邑知潟断層帯の評価」. 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) : (改訂試案)「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 海上保安庁 (2000) : 大陸棚の海の基本図「能登半島東方」No.6662 (20 万分の 1) 海底地形図.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998): Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yrB. P. : Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) : 「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, CD-ROM3 枚・付図 2 葉・122p.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編 (1996) : 「発掘された地震痕跡」. 825p.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第 2 輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, **65**, 289-319
- 中村洋介 (2002) : 富山県砺波平野高清水断層および法林寺断層の第四紀後期における活動性. 第四紀研究, **41**, 389-402.
- 中村洋介 (2005) : 河成段丘面の変形から見た北陸地方東部の活断層の第四紀後期における活動性と地震の再来間隔. 地球環境研究, **7**, 17-30.
- 中村洋介 (2007) : 火山灰稀産地域における, ほぼ同一時代に形成された河成段丘面の分布形態の比較—北陸地方東部の河成段丘群を事例として—. 軽石学雑誌, **15**, 49-65.
- 中村洋介・岡田篤正 (2006) : 北陸地方東部における河成段丘面の編年・対比. 地域研究, **46**, 7-27.
- 中村洋介・岡田篤正・竹村恵二 (2003) : 富山平野の河成段丘とその変形. 地学雑誌, **112**, 544-562.
- 中村洋介・長谷見晶子・岡田篤正 (2007) : 極浅層反射法地震探査に基づく高清水断層の北方延長の検証. 地域環境研究, **9**, 1-7.
- 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, DVD-ROM2 枚・付図 1 葉・60p.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996) : 「第四紀露頭集—日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- Ramsey, C. B. (1995): Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. (2001): Development of the Radiocarbon Program Oxcal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP.

Radiocarbon, **46**, 1029-1058.

- 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, **32**, 1-28.
- 寒川 旭 (1992) : 「地震考古学—遺跡が語る地震の歴史—」. 中央公論社, 251p.
- 産業技術総合研究所 (2007) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の活動性および活動履歴調査 「基盤的調査観測対象活断層の追加・補完調査」 報告書. No.-H18-9, 14p.
- 角 靖夫・野沢 保・井上正昭 (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.
- 竹村利夫 (1978) : 砺波平野南部地域の段丘変形. 地理学評論, **51**, 721-729.
- 堤 浩之・東郷正美・渡辺満久・中村洋介 (2002) : 1:25,000 都市圏活断層図「富山」. 国土地理院技術資料, D・1-No.396.
- 堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・中村洋介・金田平太郎・廣内大助 (2003) : 1:25,000 都市圏活断層図「砺波」. 国土地理院技術資料, D・1-No.416.
- 東郷正美 (2000) : 「微小地形による活断層判読」. 古今書院, 206p.
- 富山県 (1997) : 「平成 7 年度地震調査研究交付金 呉羽山断層に関する調査 成果報告書」. 1・1-3・13p.
- 富山県 (1998) : 「平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 砺波平野断層帯に関する調査 成果報告書」. 82p.
- 富山県 (1999) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 砺波平野断層帯に関する調査 成果報告書」. 120p.
- 富山県 (2000a) : 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 砺波平野断層帯に関する調査 成果報告書」. 173p.
- 富山県 (2000b) : 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, 科学技術庁, 69-78.
- 辻村太郎 (1926a) : 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造 (予報) (二). 地理学評論, **2**, 192-218.
- 辻村太郎 (1926b) : 飛騨山脈の北端における断層崖の一形式. 地理学評論, **2**, 679-695.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本地震被害総覧 [416] -2001」. 東京大学出版会, 605p.

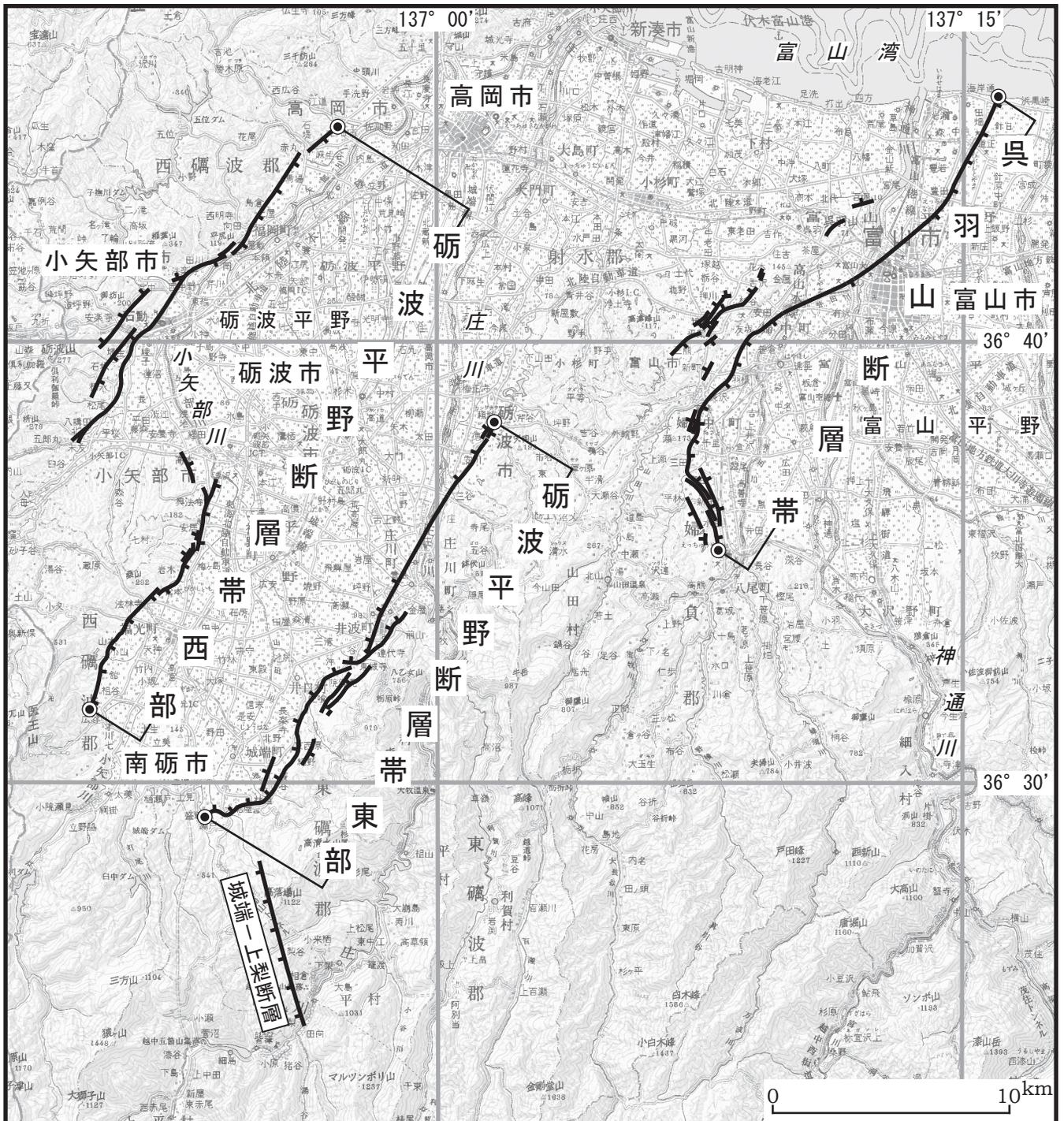
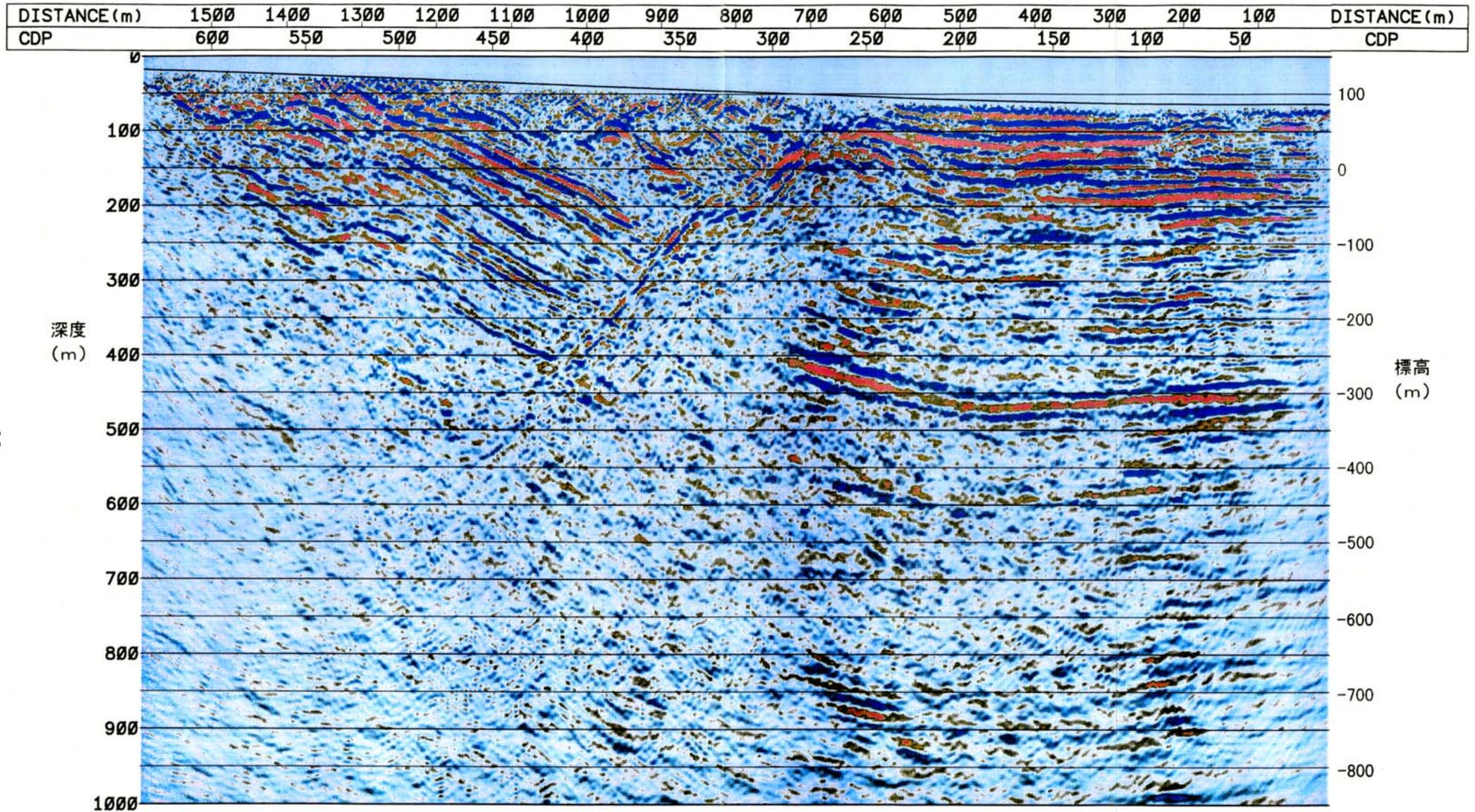


図3 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価において考慮した断層

NW

SE



32

法林寺測線 カラー出力[マイグレーション後深度断面](縮尺1:5,000)[法林寺断層]

図4 法林寺断層の反射法弾性波探査断面(富山県, 1999)

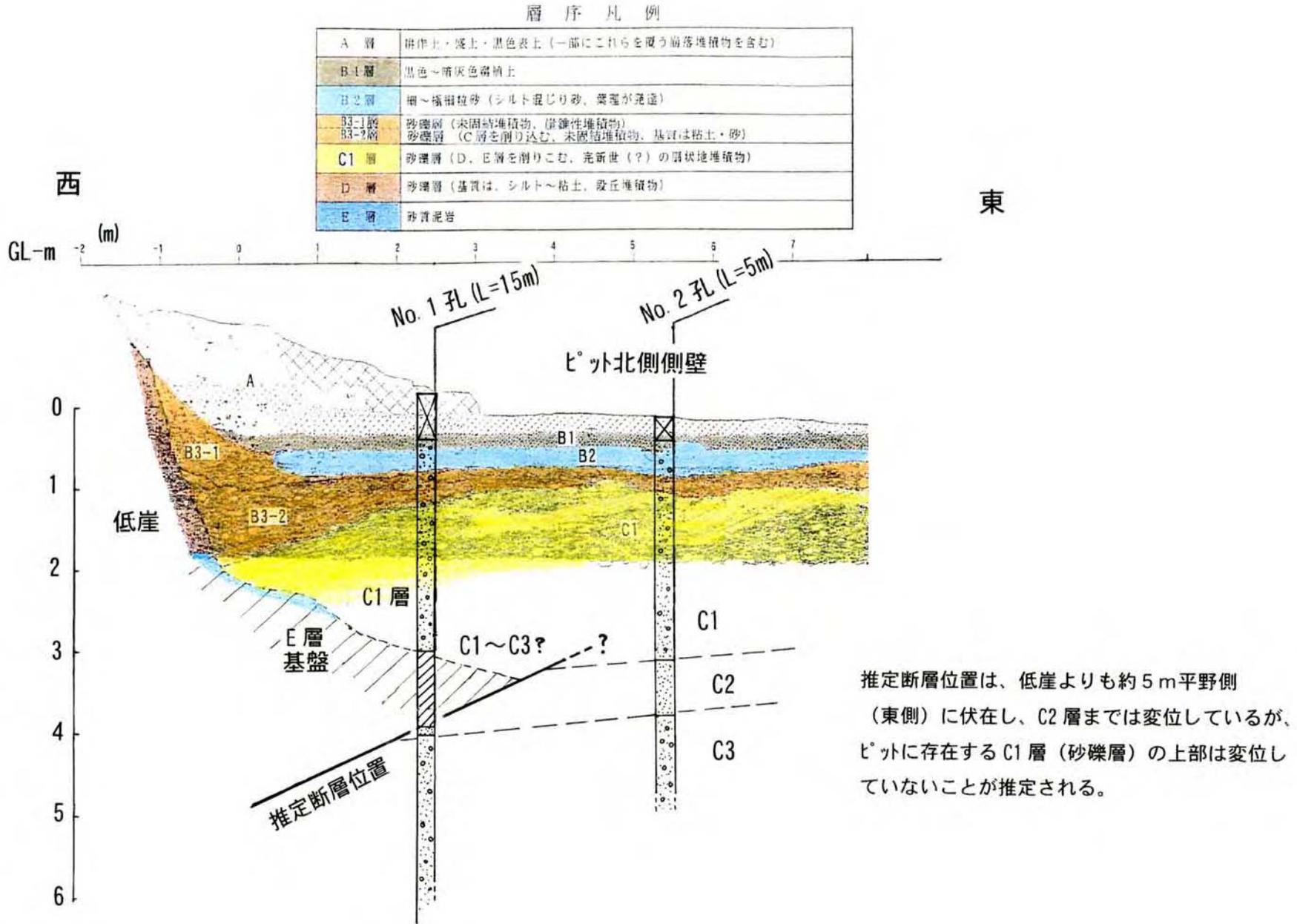
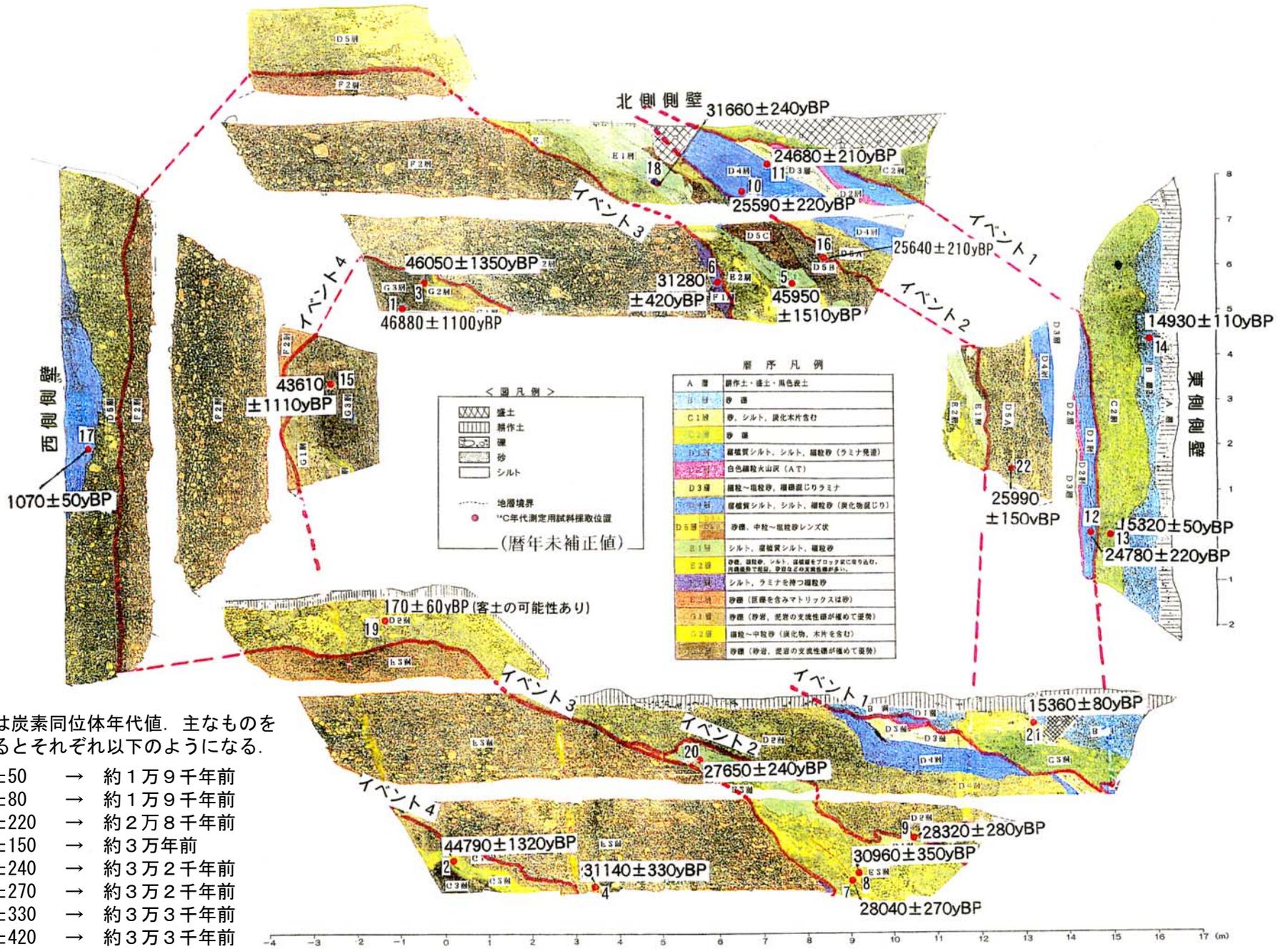


図5 安居東地点 ピット西端低崖下の地質構造解釈図 富山県（2000a）
 No.1ボーリングのC3層からは約4万4千年前、ピット内のB2層からは約2千9百年前—1世紀の¹⁴C年代値が得られている。

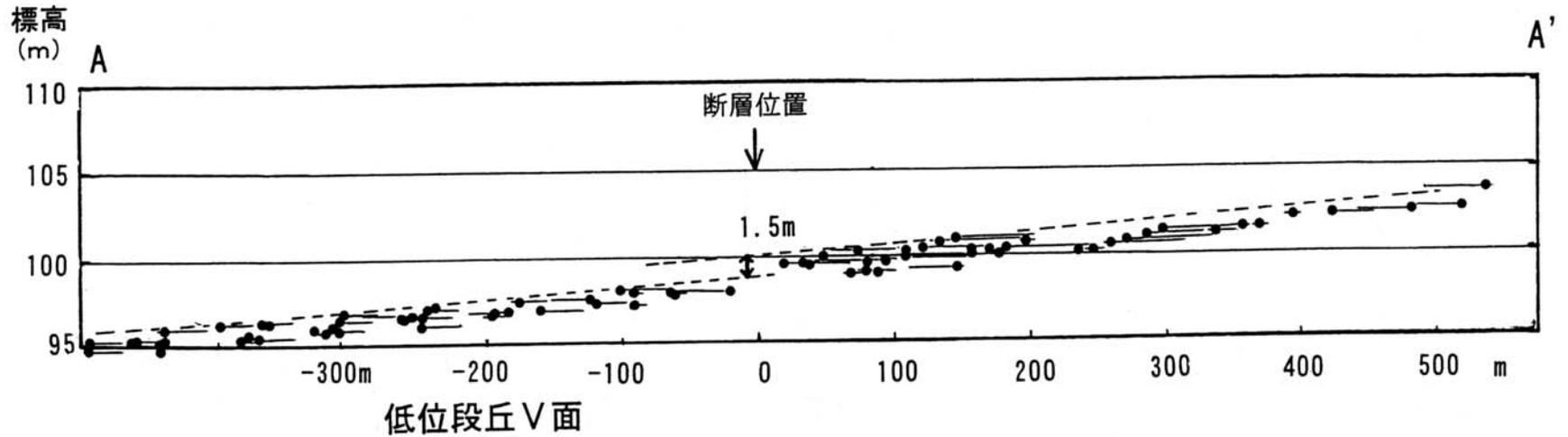


図中の数字は炭素同位体年代値。主なものを暦年補正するとそれぞれ以下のようになる。

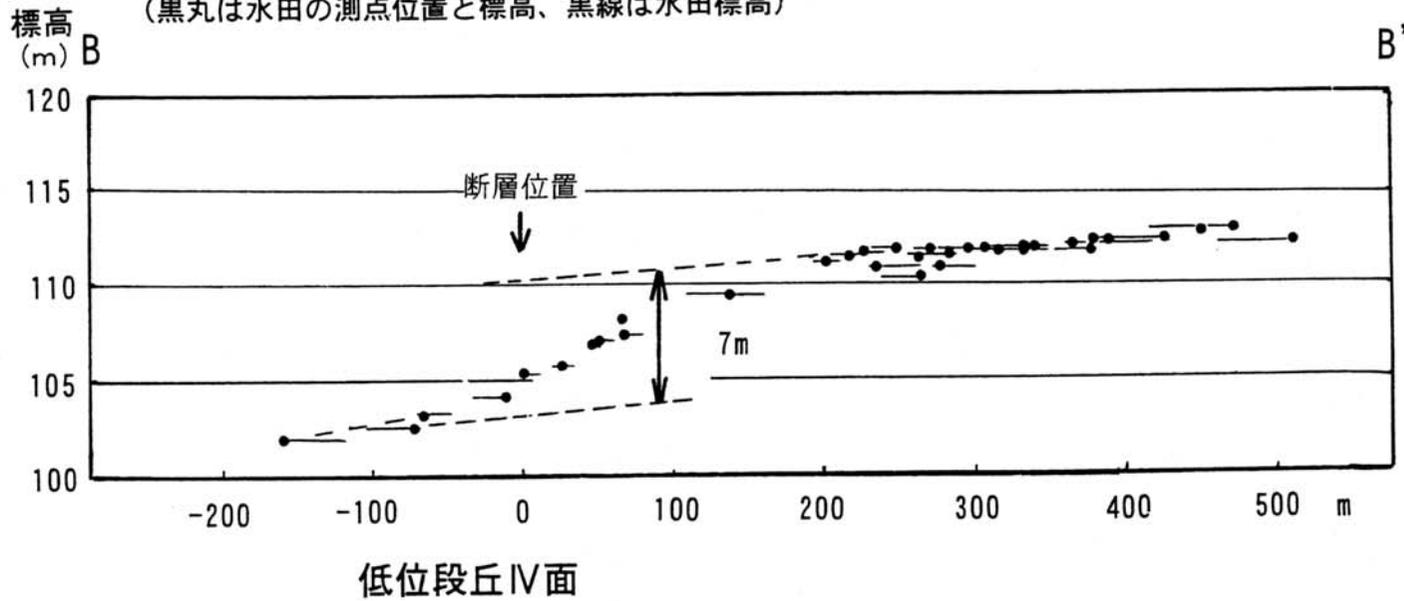
- 15320 ± 50 → 約1万9千年前
- 15360 ± 80 → 約1万9千年前
- 24780 ± 220 → 約2万8千年前
- 25990 ± 150 → 約3万年前
- 27650 ± 240 → 約3万2千年前
- 28040 ± 270 → 約3万2千年前
- 31140 ± 330 → 約3万3千年前
- 31280 ± 420 → 約3万3千年前
- 43610 ± 1110 → 約4万6千年前

図7 法林寺地点 トレンチ壁面のスケッチ図 富山県 (2000a)

注) イベント2～4については、本評価では断層活動によるものかどうか分からないと判断した。



(黒丸は水田の測点位置と標高、黒線は水田標高)



(黒丸は水田の測点位置と標高、黒線は水田標高)

図9 高清水断層を横断する低位段丘面の地形縦断図 富山県 (2000a)

B1層：砂礫層（炭化木片を含む）
 B4層：砂礫～粗粒砂層
 C層：細粒砂層～シルト層（腐植質シルトを含む）

● ^{14}C 年代試料採取位置
 ()中の*は同一層準の ^{14}C 年代値の範囲
 年代値は全て暦年未補正值 (yr B.P.)

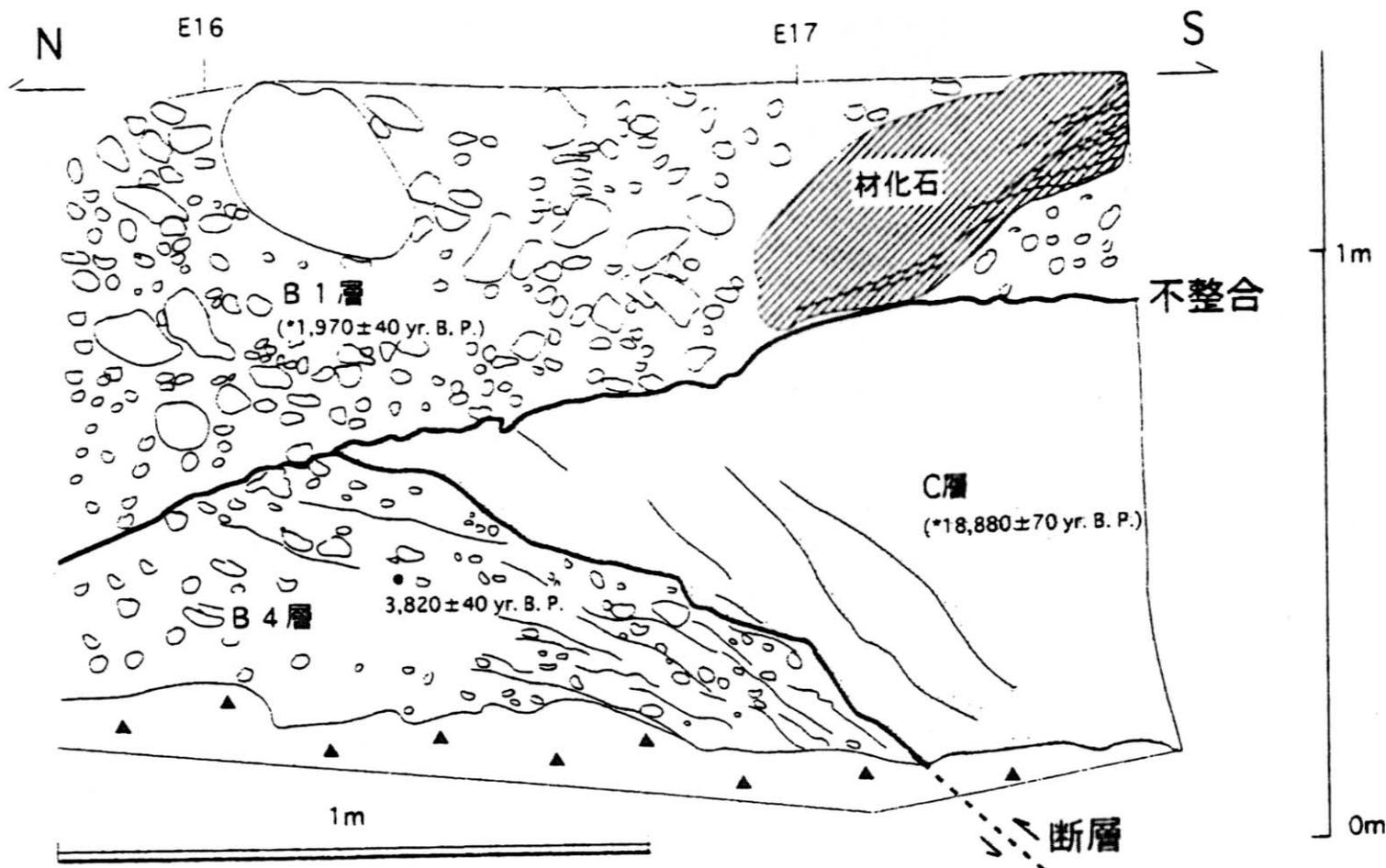


図10 東城寺地点 トレンチ東側壁面の断層付近のスケッチ図（富山県，2000b）

図中の数字は炭素同位体年代値。
 暦年補正するとそれぞれ以下ようになる。

1970 ± 40 → 約2千年前 - 1世紀
 3820 ± 40 → 約4千3百 - 4千2百年前
 18880 ± 70 → 約2万3千 - 2万2千年前

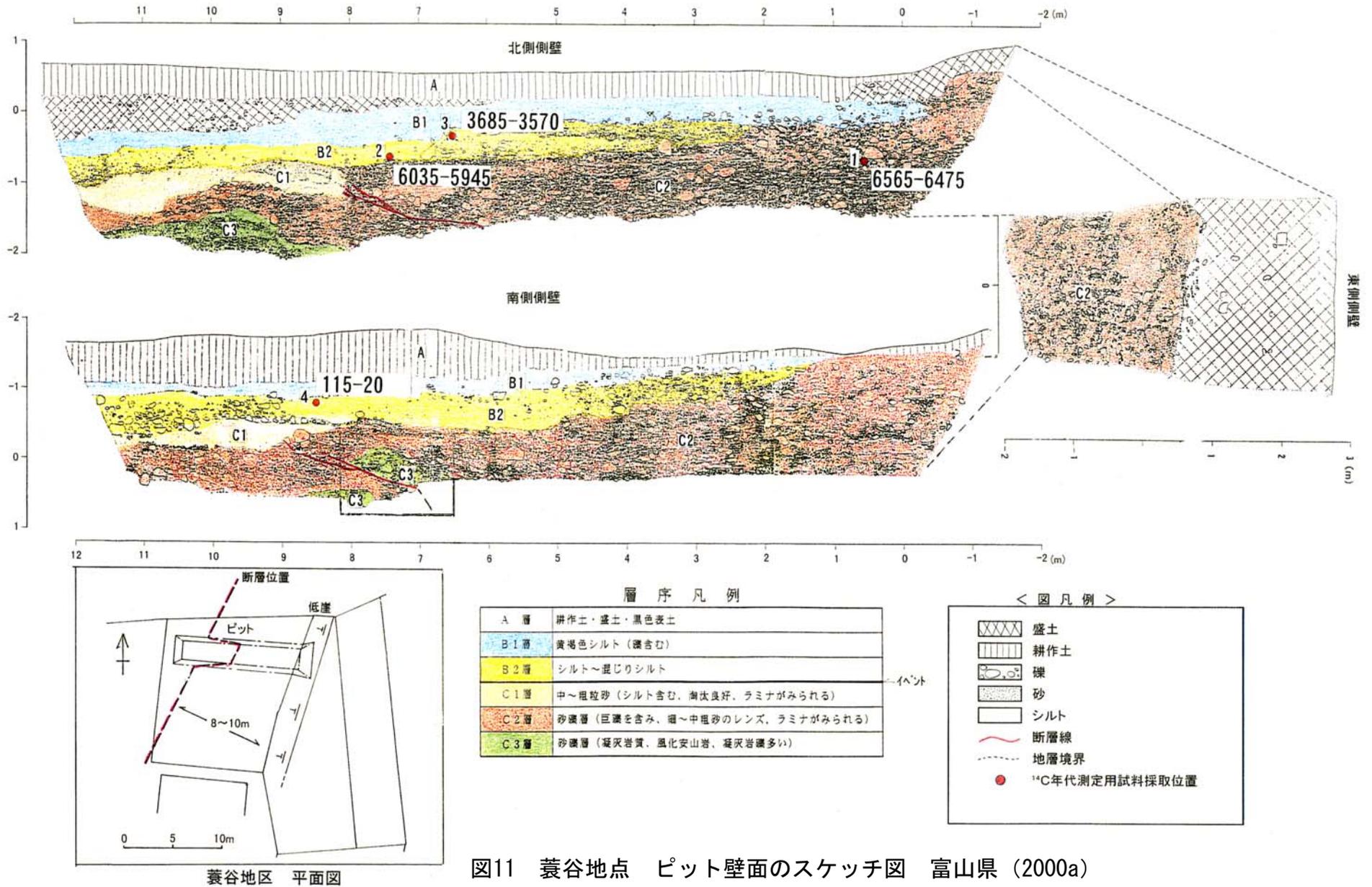


図11 養谷地点 ピット壁面のスケッチ図 富山県 (2000a)

図中の数字は本評価とは異なる手法によって暦年補正されたもの。Ramsey (1995, 2001) 及びReimer et al. (2004) によって暦年補正するとそれぞれ以下ようになる。

115-20	→ 17-20世紀 (木根の恐れがある)	3685-3570	→ 約3千8百-3千6百年前
6035-5945	→ 約6千2百-6千年前 (再堆積の可能性はある)	6565-6475	→ 約6千7百-6千5百年前

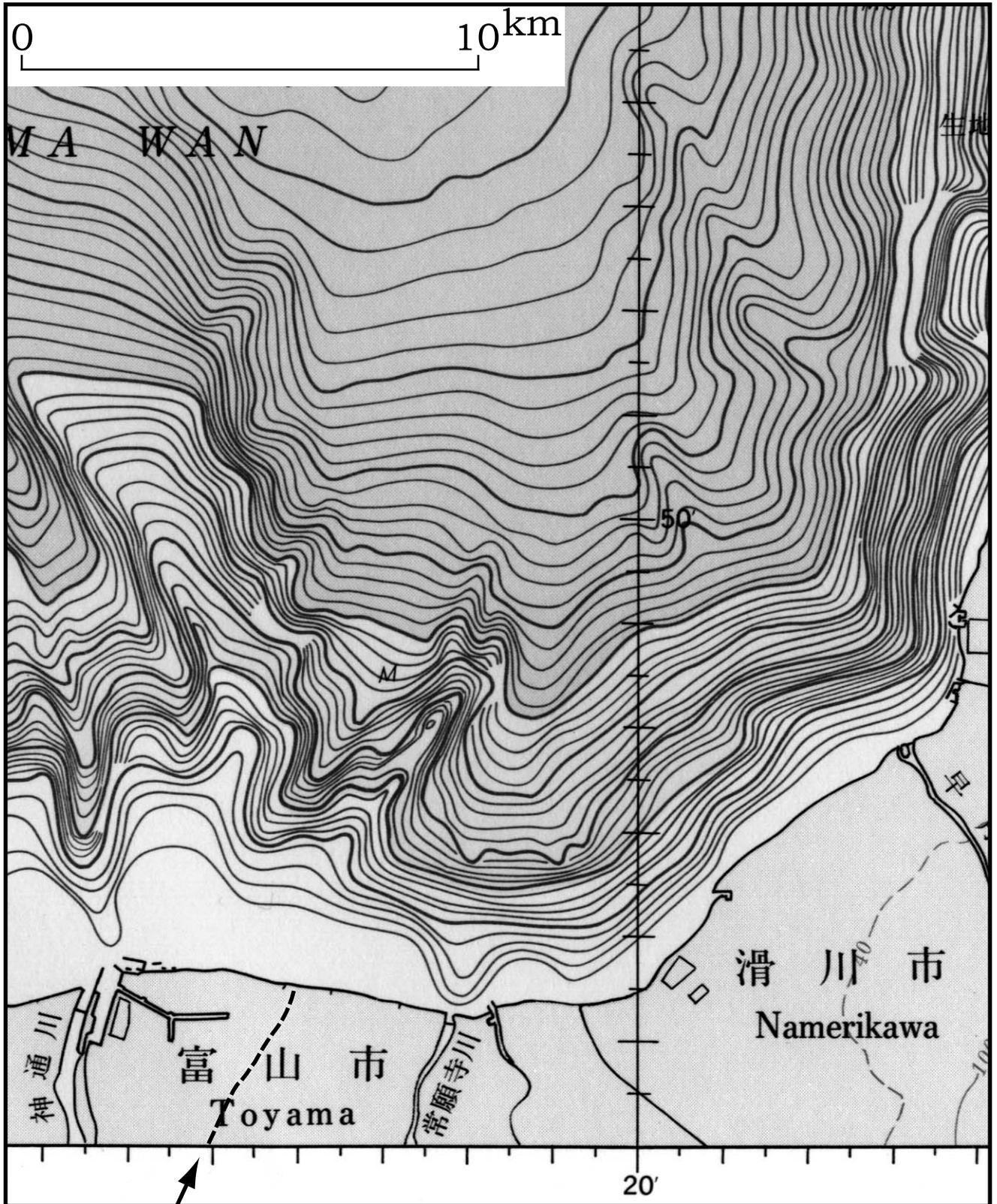
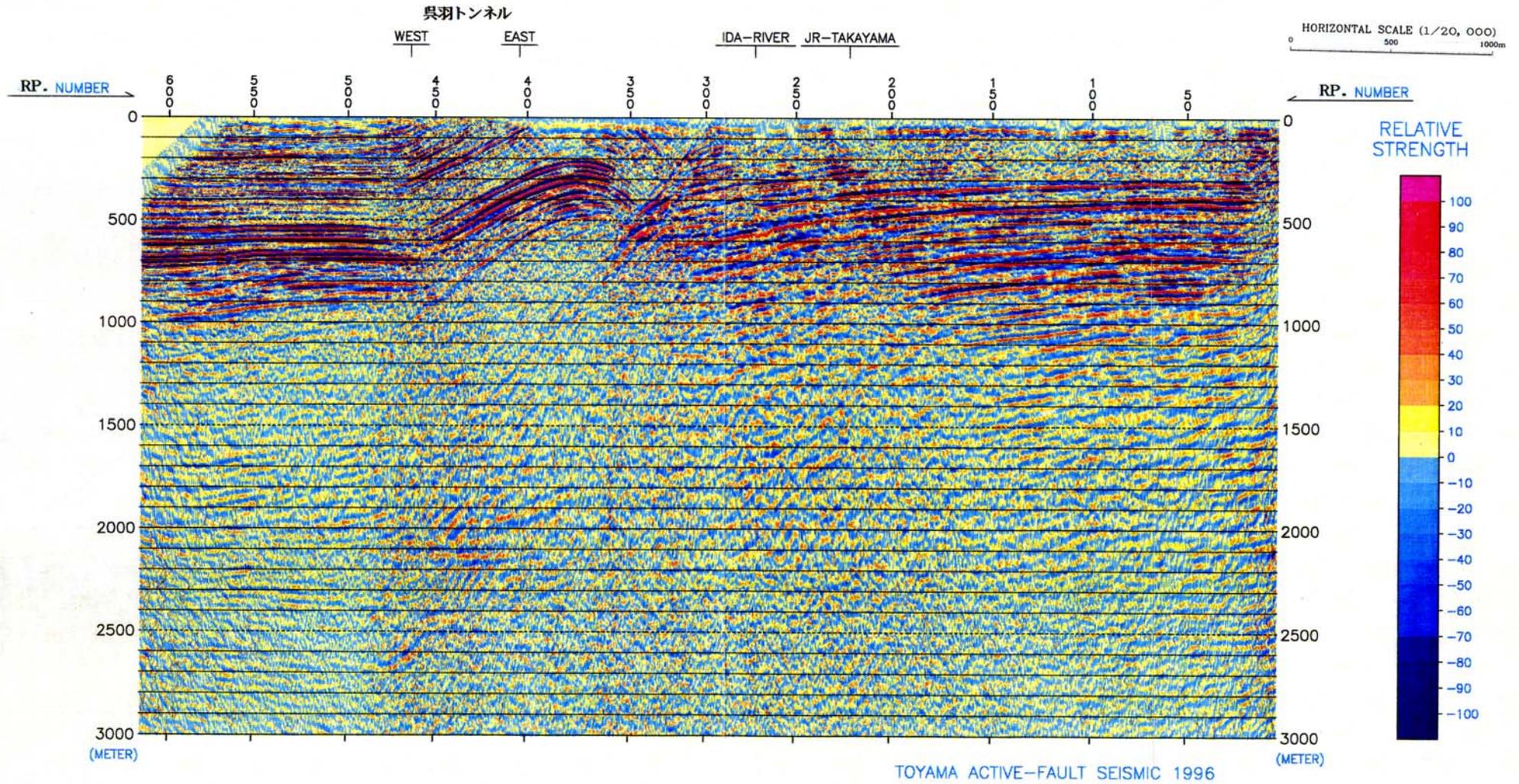


図12 吳羽山断層帯北方の海底地形図
 基図は「能登半島東方」(No. 6662)
 海底地形図(海上保安庁, 2000)

吳羽山断層帯(池田ほか編, 2002)

NW

SE



深度記録のカラー表示 (マイグレーション後)

図13 奥羽山断層帯の反射法弾性波探査断面 (富山県, 1997)

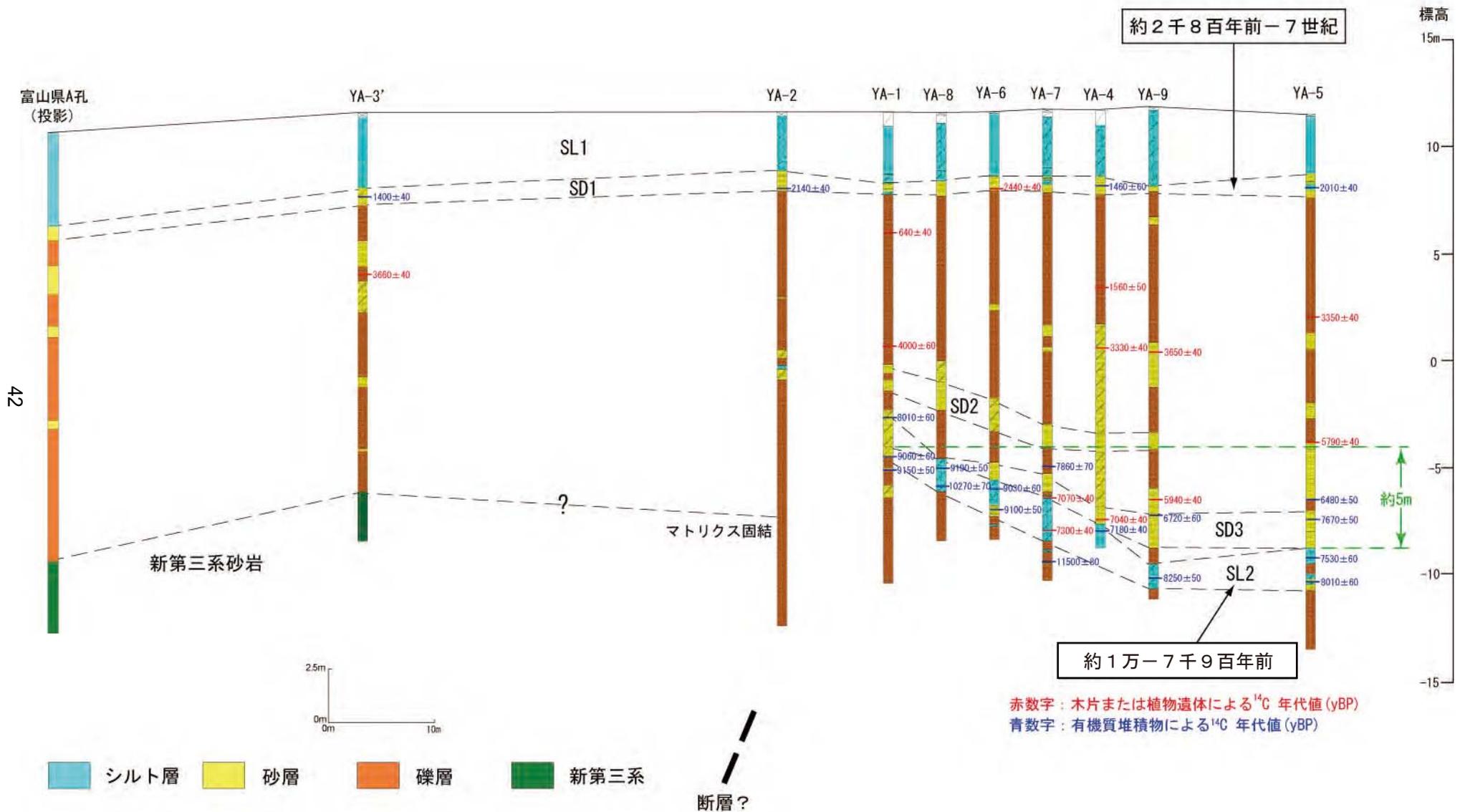


図14 安田城址地点の群列ボーリング柱状断面図 産業技術総合研究所 (2007)

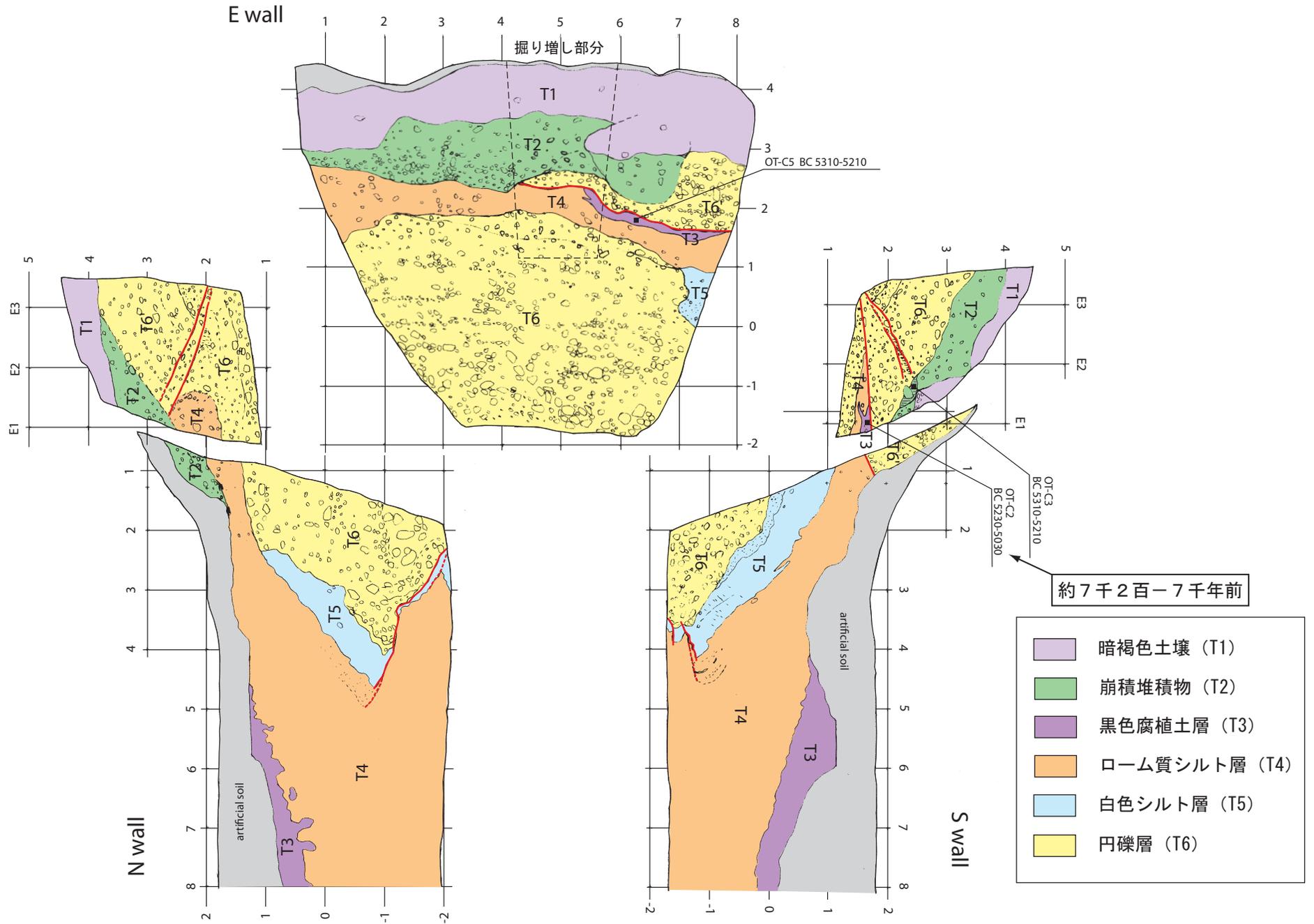


図15 丘の夢牧場地点 トレンチ壁面のスケッチ図 産業技術総合研究所 (2007)

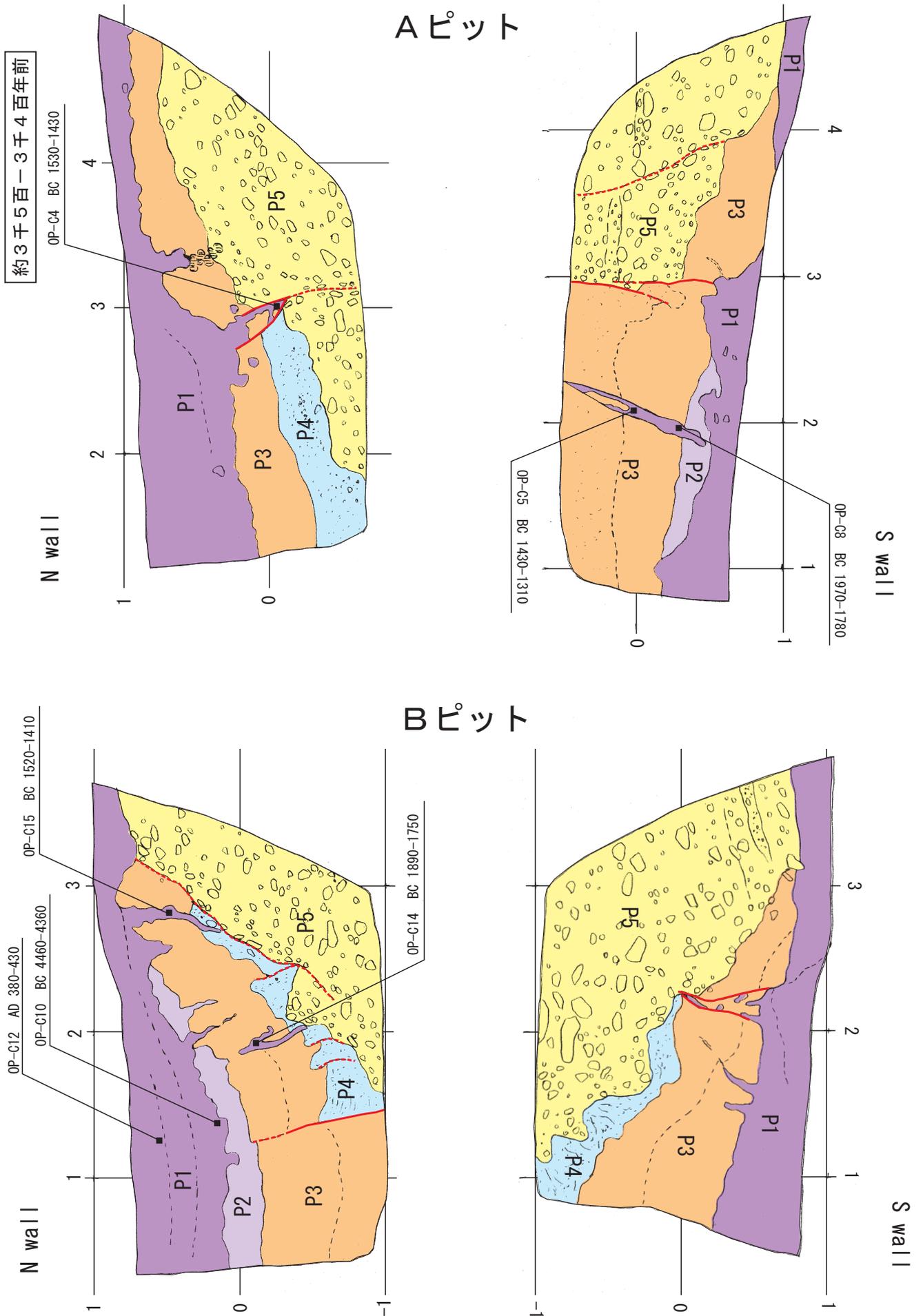


図16 丘の夢牧場地点 ピット壁面のスケッチ図 産業技術総合研究所 (2007)

表7 砺波平野断層帯西部の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.2-1.2 もしくはそれ以上	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) 参照。
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 2% もしくはそれ以上	
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 4% もしくはそれ以上	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 8% もしくはそれ以上	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 20% もしくはそれ以上	
集積確率	ほぼ 0% - 80% もしくはそれ以上	
指標 (1) 経過年数	マイナス 6 千 4 百年 - 2 千 7 百年 もしくはそれ以上	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) 参照。
比	0.2-1.6 もしくはそれ以上	
指標 (2)	ほぼ 0 - 4.7 もしくはそれ以上	
指標 (3)	ほぼ 0 - 80% もしくはそれ以上	
指標 (4)	ほぼ 0 - 0.6 もしくはそれ以上	
指標 (5)	0.00008 - 0.0002 もしくはそれ以上	

表8 砺波平野断層帯東部の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.5-1.4	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) 参照。
今後 30 年以内の発生確率	0.04% - 6%	
今後 50 年以内の発生確率	0.06% - 10%	
今後 100 年以内の発生確率	0.1% - 20%	
今後 300 年以内の発生確率	0.6% - 50%	
集積確率	0.3% - 90%	
指標 (1) 経過年数	マイナス 1 千 3 百年 - 2 千 2 百年	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) 参照。
比	0.7-2.1	
指標 (2)	0.08-6.1	
指標 (3)	0.3-90%	
指標 (4)	0.01-0.7	
指標 (5)	0.0001-0.0003	

表9 呉羽山断層帯の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.3-1.2	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) 参照。
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 5%	
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 8%	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 20%	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 40%	
集積確率	ほぼ 0% - 80%	
指標 (1) 経過年数	マイナス 2 千 2 百年 - 1 千 4 百年	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) 参照。
比	0.4-1.7	
指標 (2)	ほぼ 0 - 4.8	

指標 (3)	ほぼ0—80%	
指標 (4)	ほぼ0—0.6	
指標 (5)	0.0002—0.0003	

評価時点はすべて2008年1月1日現在。「ほぼ0%」は 10^{-3} %未満の確率値を、「ほぼ0」は、 10^{-5} 未満の数値を示す。

指標(1)経過年数 : 当該活断層での大地震発生の危険率(1年間あたりに発生する回数)は最新活動(地震発生)時期からの時間の経過とともに大きくなる(BPT分布モデルを適用した場合の考え方)。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない(ポアソン過程を適用した場合の考え方)。この指標は、BPT分布モデルによる危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。値がマイナスである場合は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。砺波平野断層帯西部の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険率は1万2千分の1(0.00008)—6千分の1(0.0002)であり、いつの時点でも一定である。BPT分布モデルを適用した場合の危険率は評価時点で10万分の1以下(ほぼ0)—1千2百分の1(0.0008)であり、時間とともに増加する。ほぼ0であればBPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するには今後6千4百年を要するが、1千2百分の1回であれば前者が既に2千7百年経過していることになる。

指標(1)比 : 最新活動(地震発生)時期から評価時点までの経過時間をAとし、BPT分布モデルによる危険率がポアソン過程とした場合のそれを超えるまでの時間をBとする。前者を後者で割った値(A/B)。

指標(2) : BPT分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。

指標(3) : 評価時点での集積確率(前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率)。

指標(4) : 評価時点以後30年以内の地震発生確率をBPT分布モデルでとりうる最大の確率の値で割った値。

指標(5) : ポアソン過程を適用した場合の危険率(1年間あたりの地震発生回数)。

付表

地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く(◎または○)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く(△)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く(△)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く(▲)、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。

〈付録〉

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯については、産業技術総合研究所（2007）によりトレンチ調査などが実施され、新たな知見が得られたことから、これに基づき再検討を行い、過去の活動履歴などについて改訂を行った。

以下に改訂となった項目とその値について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。なお、評価にあたっては、下表に示す数値のほか各値を求めた根拠についても改訂していることに留意されるとともに、その詳細については評価文を参照されたい。

また、本評価では、炭素同位体年代について、Ramsey (1995, 2001)、Reimer et al. (2004)に基づいた方法によって暦年補正を行っていることから、過去の活動時期の一部が前回の評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2002）から変更となっている。（注12参照）。このため、砺波平野断層帯西部及び砺波平野断層帯東部では、過去の活動履歴に関する新たな資料は得られていないものの、地震発生確率に変更が生じていることに留意する必要がある。

砺波平野断層帯西部の評価についての新旧対比表

項目	前回の評価 (平成14年12月11日公表)		今回の評価 (平成20年5月16日公表)	
最新活動時期	約6900年前以後、 約2700年前以前	○	約6900年前以後、 1世紀以前	○
平均活動間隔	約5000-12000年 もしくはこれらより短い間隔	○	約6000-12000年 もしくはこれらより短い間隔	○
地震発生確率 (30年)	ほぼ0-3% もしくはそれ以上 [BPT]	a	ほぼ0-2% もしくはそれ以上 [BPT]	a

砺波平野断層帯東部の評価についての新旧対比表

項目	前回の評価 (平成14年12月11日公表)		今回の評価 (平成20年5月16日公表)	
長さ	約30 km	○	約21 km	○
最新活動時期	約4300年前以後、 約3700年前以前	○	約4300年前以後、 約3600年前以前	○
地震の規模 (マグニチュード)	7.3程度	△	7.0程度	○
地震発生確率 (30年)	0.05-6% [BPT]	a	0.04-6% [BPT]	a

呉羽山断層帯の評価についての新旧対比表

項目	前回の評価 (平成14年12月11日公表)		今回の評価 (平成20年5月16日公表)	
最新活動時期	不明		約3500年前以後、 7世紀以前	△
地震発生確率 (30年)	0.6-1% [ポアソン]	d	ほぼ0-5% [BPT]	c
地震後経過率	—		0.3-1.2	

対比表に示した(◎、○、△)及び(a、b、c、d)については信頼度を表す。それぞれの詳細については注3、注6を参照のこと。