

## 邑知瀉断層帯の長期評価について

平成17年3月9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、これまでに陸域の活断層として、81断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、邑知瀉断層帯について現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、とりまとめた。

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。

## 邑知瀉断層帯の評価

邑知瀉（おうちがた）断層帯は、石川県の中部に分布する活断層帯である。ここでは、平成 13 年度から平成 15 年度にかけて産業技術総合研究所によって行われた調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。

### 1. 断層帯の位置及び形態

邑知瀉断層帯は、石川県七尾市から鹿島郡中能登町、羽咋（はくい）市、羽咋郡宝達志水（ほうだつしみず）町を経て、かほく市に至る断層帯である。全体の長さは約 44 km で、ほぼ北東－南西方向に延びる。本断層帯は、断層の南東側が北西側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 1－1、図 2 及び表 1）。

### 2. 断層帯の過去の活動

邑知瀉断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は 0.4－0.8 m／千年程度と推定される。最新活動時期は、約 3 千 2 百年前以後、9 世紀以前と推定され、その際には、断層の南東側が相対的に 2－3 m 程度高まる段差や撓（たわ）みが生じた可能性がある。また、平均活動間隔は 1 千 2 百－1 千 9 百年程度であった可能性がある（表 1）。

### 3. 断層帯の将来の活動

邑知瀉断層帯は、全体が 1 つの区間として活動する場合、マグニチュード 7.6 程度の地震が発生すると推定される。その際には、断層の南東側が相対的に 2－3 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある（表 1）。

本断層帯では、活動間隔の長さと比較して最新活動時期の幅が広いことから、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生長期確率を求めている。そのため信頼度は低いですが、将来このような地震が発生する長期確率を求めると表 2 に示すとおりとなり、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（注 1－3）。

### 4. 今後に向けて

邑知瀉断層帯の将来の活動性を明確にするためには、最新活動時期をさらに精度良く明らかにするとともに、平均活動間隔、平均的なずれの速度及び 1 回のずれの量など、過去の活動に関する精度のよい資料をより一層集積する必要がある。

また、本断層帯の周辺に位置する森本・富樫断層帯や砺波平野断層帯西部の活動との関連についても検討する必要がある（図 1－2）。

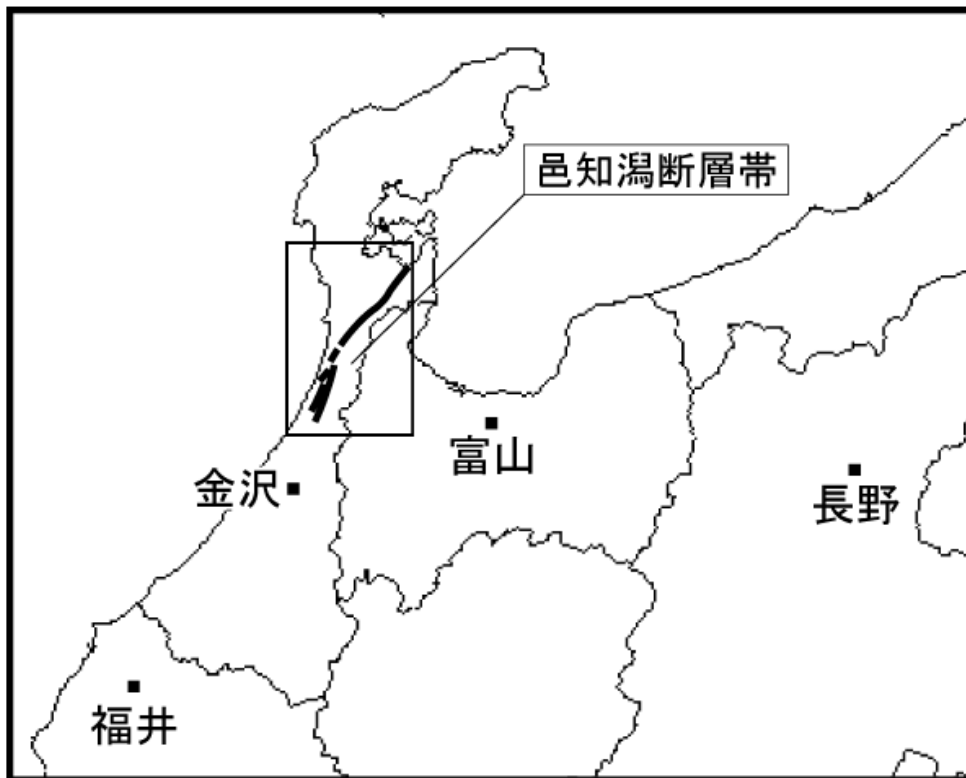


図 1 - 1 邑知瀉断層帯の概略位置図  
 (長方形は図 2 の範囲)

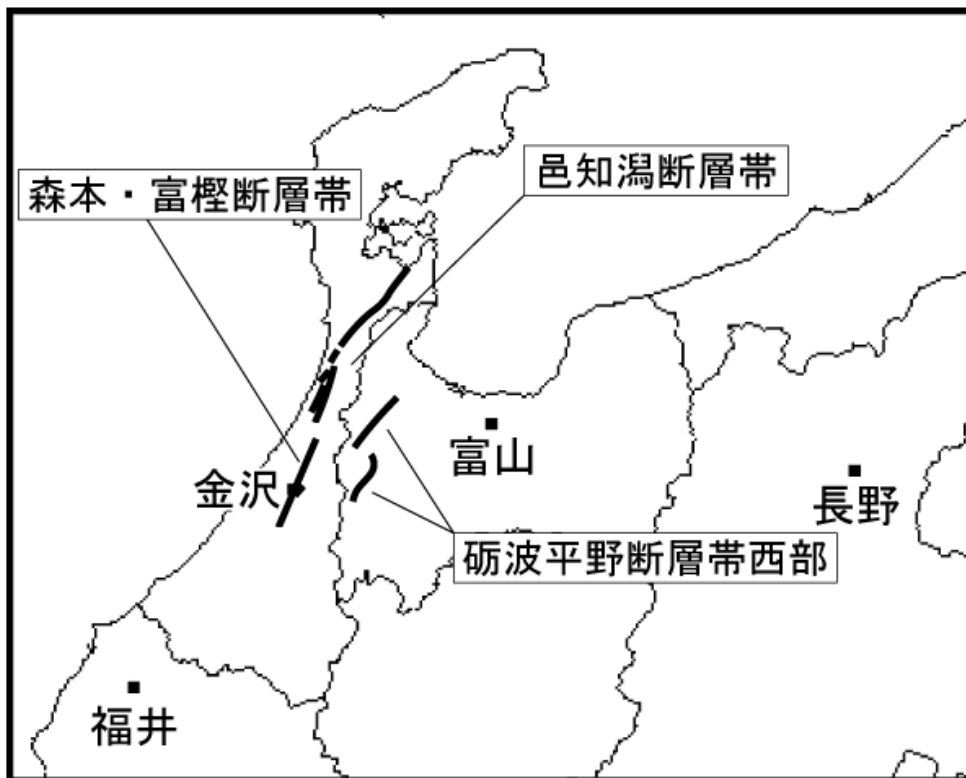


図 1 - 2 邑知瀉断層帯と森本・富樫断層帯及び  
 砺波平野断層帯西部との位置関係概略図

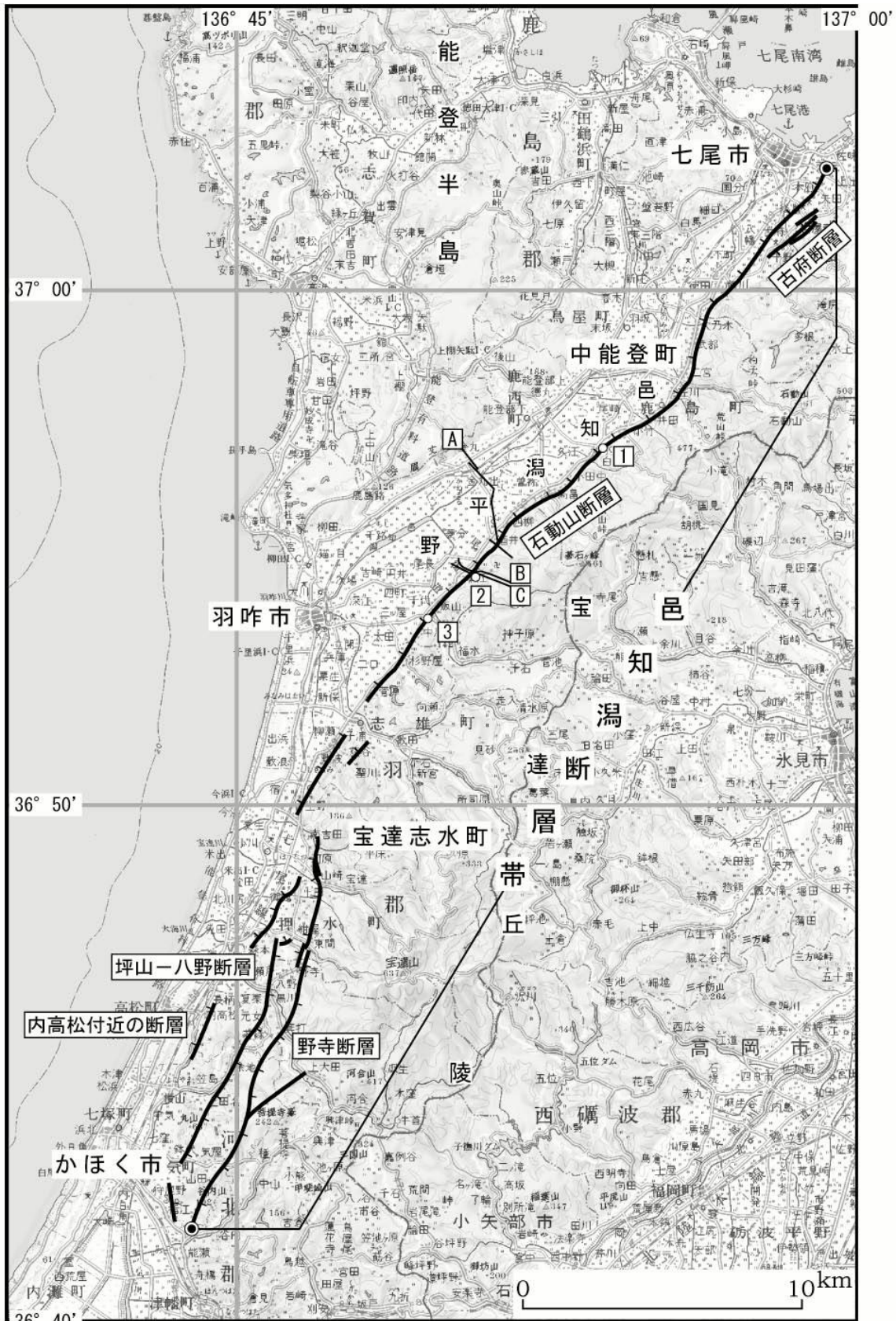


図2 邑知渦断層帯の位置と主な調査地点

1：水白地点 2：本江地点 3：宇土野地点

A-C：反射法弾性波探査測線

A, B：文献9 C：文献6

◎：断層帯の北東端と南西端

断層の位置は文献2, 4, 5及び7に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「七尾」を使用。

表 1 邑知潟断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 4)	根 拠 (注 5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	古府（ふるこ）断層、石動山（せきどうさん）断層、野寺断層、坪山－八野断層、内高松付近の断層		文献 4 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 断層の位置 （北東端）北緯 37° 02′ 東経 136° 59′ （南西端）北緯 36° 42′ 東経 136° 44′ 長さ 約 44km	◎ ○ ○	文献 2、4、5、7 による。位置は図 2 から計測。 ○ 長さは一般走向方向に野寺断層の南西端を投影させて計測。
	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 N35° E 傾斜 約 30° 南東傾斜（深さ 200 m 以浅） 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、断層帯の主要な方向（図 2 参照）。 ○ 傾斜は、地形の特徴や断層露頭及び反射法弾性波探査結果から推定（文献 1、2、4、6、9、10 など）。 地震発生層の下限の深さは約 20km。
(3) 断層のずれの向きと種類	南東側隆起の逆断層	◎	地形の特徴などによる。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.4－0.8 m／千年程度（上下成分）	○	文献 6、8、10、11 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 3 千 2 百年前以後、9 世紀以前	○	活動時期は、文献 1、10 に示された資料から推定。説明文 2.2(2) 参照。	
	活動 2 (1 つ前の活動) 約 3 千 9 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前	△		
	活動 3 (2 つ前の活動) 約 4 千 9 百年前以後、約 3 千 7 百年前以前	○		
(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 2 - 3 m 程度 (上下成分)	△	文献 10、11 に示された資料から推定。最近 3 回の活動から推定。説明文 2.2(4) 参照。	
	平均活動間隔 1 千 2 百 - 1 千 9 百年程度	△		
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で 1 区間	○	断層の位置関係、形状等から推定。	
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。
	地震規模	マグニチュード 7.6 程度	○	
	ずれの量	2 - 3 m 程度 (上下成分)	△	

表 2 邑知潟断層帯の将来の地震発生確率 (ポアソン過程を適用)

項 目	将来の地震発生確率 (注 6)	信頼度 (注 7)	備 考
今後 30 年以内の地震発生確率	2 %	d	発生確率は文献 3 による。
今後 50 年以内の地震発生確率	3 % - 4 %		
今後 100 年以内の地震発生確率	5 % - 8 %		
今後 300 年以内の地震発生確率	10 % - 20 %		

注 1 : 邑知潟断層帯では、活動間隔の長さと比較して最新活動時期の幅が広いこと、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) を適用せず、特殊な更新過程であるポアソン過程 (地震の発生時期に規則性を与えないモデル) を適用して地震発生確率を求めた。ポアソン過程を用いたため、地震発生の確率はいつの時点でも同じであり、本来時間と共に変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。なお、グループ分けは、通常的手法を用いた場合の全国の主な活断層のグループ分け (注 2 参照) と同じしきい値 (推定値) を使用して行なった。

注2：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層のうち、2001年4月時点で調査結果が公表されているものについて、その資料を用いて今後30年間に地震が発生する確率を試算すると概ね以下のように推定される。

98断層帯のうち約半数の断層帯：30年確率の最大値が0.1%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が3%以上

(いずれも2001年4月時点での推定。確率の試算値に幅がある場合はその最大値を採用。)

この統計資料を踏まえ、地震調査委員会の活断層評価では、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年の間に発生する可能性が、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3：1995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, 2001a)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。平均活動間隔が2千年の場合は30年確率の最大値は12%程度、1千年の場合は23%程度である。

注4：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5：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：吾妻ほか(2004)

文献2：池田ほか編(2002)

文献3：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)

文献4：活断層研究会編(1991)

文献5：小池・町田編(2001)

文献6：水野ほか(2003)

文献7：中田・今泉編(2002)

文献8：太田ほか(1976)

文献9：下川ほか(2002)

文献10：杉戸ほか(2004)

文献 11：堤ほか（2000）

注 6： 邑知瀉断層帯は、活動間隔の長さと比較して最新活動時期の幅が広いいため、通常の手法を適用せず、長期間の確率の平均値を示した。最新活動時期によってはこの値より大きく、または小さくなる。なお、本断層帯は平均活動間隔が 1 千 2 百 - 1 千 9 百年程度、最新活動時期は約 3 千 2 百年前以後、9 世紀以前と求められているので、通常の手法による 30 年確率のとり得る範囲はほぼ 0.5% - 18% となる。

注 7： 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。



## (説明)

### 1. 邑知潟(おうちがた)断層帯に関するこれまでの主な調査研究

邑知潟断層帯は、能登半島南部の邑知潟平野付近から宝達(ほうだつ)丘陵北西縁に沿って分布する断層帯である。

邑知潟平野の成因については、正断層で境された地溝とする見方(田邊, 1940a, b など)や、地形境界に断層を伴わない向斜構造とする見解(大塚, 1934, 1935; Otuka, 1935 など)などが提案されていた。これに対し、太田ほか(1976)は変動地形学的な考察から邑知潟平野の成因を ramp valley (逆断層地溝)によるものとみなした。両者の間で活発な議論(木村・恒石, 1978; 太田ほか, 1978)が続いた以降は、太田ほか(1976)の地溝の両縁を逆断層で境されるという見解が主流となった。

断層の地下構造を把握するための調査としては、下川ほか(2002)、水野ほか(2003)、片川ほか(2003)により反射法弾性波探査が、片川ほか(1995)により群列ボーリング調査が実施されており、これらの調査結果から逆断層の存在が推定されている。

活動履歴を把握するための調査としては、堤ほか(2000)、杉戸ほか(2002)、杉戸・堤(2003)、吾妻ほか(2004)、杉戸ほか(2004)などによって、地形地質的調査、ボーリング調査、トレンチ調査などが実施されている。

なお、本断層帯付近の活断層の位置は、活断層研究会編(1980, 1991)、小池・町田編(2001)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)等に示されている。

### 2. 邑知潟断層帯の評価結果

#### 2. 1 邑知潟断層帯の位置及び形態

##### (1) 邑知潟断層帯を構成する断層

邑知潟断層帯は石川県七尾市から、鹿島郡中能登町、羽咋(はくい)市、羽咋郡宝達志水(ほうだつしみず)町を経て、かほく市に至る断層帯で、古府(ふるこ)断層、石動山(せきどうさん)断層、野寺断層、坪山一八野断層及び内高松付近の断層(注8)から構成される(図1-1及び図2)。本断層帯の北東部から中部では、断層が概ね宝達丘陵の北西縁に沿って連続して分布し、南西部では、宝達丘陵西部に幅1.5-3km程度の断層帯をなして分布する。

本断層帯を構成する各断層の位置・形態は、活断層研究会編(1991)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)などに示されており、断層の位置はこれらの資料で概ね一致する。ただし、断層帯の北東端、南西端の位置については文献ごとに若干の相違がみられる。ここでは、本断層帯の位置は、活断層研究会編(1991)、小池・町田編(2001)、池田ほか編(2002)及び中田・今泉編(2002)によった。このうち、本断層帯の北東端の位置については池田ほか編(2002)に基づいて七尾市万行(まんぎょう)付近、南西端の位置については、小池・町田編(2001)に基づき、かほく市指江(さしえ)付近とした。また、名称は活断層研究会編(1991)に従った。

なお、邑知潟平野の北東縁には、徳田北方の断層(注8)と眉丈山(びじょうさん)第2断層(活断層研究会編, 1991)からなる眉丈山断層帯が、長さ18kmで北東-南西方向に延びる。眉丈山断層帯は、地表では邑知潟断層帯と5km以内に近接して並走するが、ずれの向きが逆であることから、地下深部では断層面が離れていくと判断されるため、別の断層帯をなすと判断した。その上で、眉丈山断層帯単独では、長さが地震調査研究推進本部(1997)の基盤的調査観測対象(長さ20km以上)に該当しないため、ここでは評価対象には含めなかった(図3、注9)。

また、本断層帯の南方に位置する森本・富樫断層帯と砺波平野断層帯西部については、地震調

査研究推進本部地震調査委員会（2001b, 2002）にて、別途評価されている（図1-2）。

## （2）断層面の位置・形状

邑知潟断層帯の一般走向は、図2に示された断層帯の主要な方向であるN35° Eとした。また、長さについては、上述の走向方向（N35° E）に野寺断層の南西端を投影させて計測して、約44kmとした。

断層面上端の深さは、断層変位が地表に達していることから0 kmとした。

断層面は、変位地形の特徴（活断層研究会編, 1991；池田ほか編, 2002 など）やトレンチ壁面に認められる断層の傾斜（吾妻ほか, 2004；杉戸ほか, 2004）及び反射法弾性波探査結果（下川ほか, 2002；水野ほか, 2003）などから、深さ200 m以浅では約30°で南東傾斜を示すと推定される（図4）。また、副次的な断層と推定される野寺断層などでは、変位地形の特徴（活断層研究会編, 1991；池田ほか編, 2002 など）や断層露頭（三崎, 1980）などから、断層面は北西傾斜を示すと推定される。

断層面の下端の深さは、地震発生層の下限の深さが約20 kmと推定されることから、20 km程度と推定される。しかし、地下深部の傾斜が明らかではないため、断層面の幅は不明である。

## （3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

邑知潟断層帯は、上述の断層面の傾斜、断層変位地形及び断層露頭などから、断層帯全体としては断層の南東側が相対的に隆起する逆断層であると考えられる。また、断層帯の南部に位置する副次的な断層は、断層の北西側が相対的に隆起する逆断層と考えられる。

## 2. 2 邑知潟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）（注10）

#### ① 水白（みじろ）地点

中能登町水白地点では、断層を挟んで掘削されたボーリング調査の結果、始良 Tn 火山灰層（約2万8千年前：注11）に10.5-11.6 mの上下変位が報告されている（杉戸ほか, 2004）。よって、本地点における平均上下変位速度は約0.4 m/千年と推定される。

なお、本地点では三瓶木次（さんべきすき）火山灰層（約11万5千-11万年前：注11）にも16 mの上下変位が報告されており（杉戸ほか, 2004）、これに基づく平均上下変位速度は0.1-0.15 m/千年と求められる。ただし、三瓶木次火山灰層を挟む地層の変形はさらに南東側にも広がっていること（杉戸ほか, 2004）から、実際の平均上下変位速度はこの数値より大きいものと推定される。

#### ② 本江（ほんごう）地点

羽咋市本江地点では、断層の下盤側で掘削されたボーリング調査の結果、地表（沖積面）から深度約20 mに阿蘇4火山灰層（約9万-8万5千年前：注11）が確認されている（水野ほか, 2003）。このことから、断層下盤側の阿蘇4火山灰層降下以降の沈降量は約20 mとなる。また、太田ほか（1976）及び吾妻ほか（2004）によれば、約12万年前に形成されたと推定されるM1面が、断層の上盤側において沖積面と最大25 m程度の比高をもつと読むことができる。このことから、約12万年前以降における断層の上盤側の隆起量は最大25 mと推定される。

以上のことから、本地点における邑知潟断層帯による12-9万年前以降の上下変位量は45 m程度と推定される。したがって、本地点の平均上下変位速度は概ね0.4-0.5 m/千年の可能性が

あると判断される。

### ③ 宇土野（うどの）地点

羽咋市宇土野地点では、断層を挟んで実施したボーリング調査とジオスライサー調査の結果から、約7千2百～7千年前の腐植土層が撓曲崖の範囲（幅100～150 m）で上下に5.2～6.2 m 変位しているとされる（堤ほか, 2000）。このことに基づくと、本地点における平均上下変位速度は0.8 m/千年程度と推定される。

以上の3地点の検討結果から、本断層帯の平均上下変位速度は0.4～0.8 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 水白地点

中能登町水白地点では、扇状地性の河成面を切る低断層崖の基部において、トレンチ調査が実施された（杉戸ほか, 2004：図5-7）。

##### i) 最新活動

崩壊前のトレンチ北東側壁面（図5）では、Unit II 下部の砂礫層が断層に向かって緩やかに傾斜を増す。また、その基底は断層付近で引きずられるように直立ないし逆転しているように見え（杉戸ほか, 2004）、この構造はUnit I にほぼ水平に覆われる。これらのことからUnit II 下部堆積後、Unit I 堆積前に最新活動が生じたと推定される。ただし、Unit II 下部の堆積時期を直接示す年代が得られていないため、ここではその下位のUnit III から得られた<sup>14</sup>C年代値（約3千2百～2千9百年前）から、約3千2百年前以後に断層活動が生じたとしか限定できない。また、上位のUnit I は耕作土または人工埋土であると推定されることから（杉戸ほか, 2004）、この活動時期の上限は押さえることができない。なお、崩壊前のトレンチ壁面では、Unit I 中にUnit II 起源と考えられる腐植質土壌のブロックが反転するように挟まれている（図5）ほか、崩壊後の北東壁面でもUnit II の砂層が珠洲焼片を含むUnit I 上に反転して倒れこむような構造が見られる（図6）。しかし、Unit I の基底に上下変位が見られないこと、Unit I が人工の地層であることから、断層活動を示す証拠とはならないと判断される（杉戸ほか, 2004）。

##### ii) 1つ前の活動

崩壊前のトレンチ北東側壁面（図5）では、Unit III の中部～下部がUnit II に傾斜不整合で覆われる。さらに、Unit II が断層付近から低下側にのみ分布し、かつUnit III（中部～下部）が低下側・隆起側両側に分布することから、Unit II 堆積開始時にはすでにUnit III が断層運動を受けて低断層崖が形成されていた可能性がある。したがって、Unit III（中部～下部）堆積より後、Unit II 堆積より前に断層活動が生じたと推定される。ただし、Unit III（中部～下部）から得られた<sup>14</sup>C年代試料は、下位の地層から得られた年代よりも古く、再堆積した試料の可能性はある。よってここでは、活動時期の下限についてはUnit IV の上部から得られた<sup>14</sup>C年代値（約3千9百～3千7百年前）、及び上限に関してはUnit II 上部から得られた最も古い<sup>14</sup>C年代値（約2千8百～2千4百年前）をもとに、約3千9百年前以後、約2千4百年前以前に断層活動が生じた可能性があると判断する。

##### iii) 2つ前の活動

崩壊前及び崩壊後のトレンチ北東側壁面（図5、6）では、著しく変形した Unit V（約4千9百-4千6百年前：中部）を約3千9百-3千7百年前の<sup>14</sup>C年代値を示す Unit IV（砂礫層）が不整合で覆う。また、断層の上盤側の Unit V の著しい変形は、少なくとも同層上部の腐植土層の一部に及んでいる可能性がある。以上のことから、本地点での2つ前の活動時期は約4千9百年前以後、約3千7百年前以前であったと推定される。また、Unit V 基底の変形の程度は Unit VI に比べて著しく大きいことから、Unit V の堆積中にもう1つ以上の断層活動があった可能性もある。

さらに、トレンチの両側壁面において、Unit VI はグリッド横軸10mより南東では西への急傾斜を示すが、断層に近づくにつれて傾斜が急になり、グリッド横軸8-10m付近では傾斜が逆転する。一方、Unit VI を覆う Unit V はグリッド横軸8-10m付近において西へ急傾斜するが、地層が逆転するまでには到らない。このように Unit VI と Unit V との間に傾斜不整合が認められることから、Unit VI 堆積より後、Unit V 堆積より前の層準に断層活動があったと推定される。その年代は Unit VI 最上部で始良 Tn 火山灰が見出されており、一方で、Unit V 層中で得られた最も古い<sup>14</sup>C年代値は約9千4百-9千1百年前を示すことから、約2万8千年前以後、約9千1百年前以前と推定される。ただし、Unit VI の変形の程度は Unit V に比べて著しく大きいことから、この間には複数の断層活動が存在する可能性が高い。

## ② 本江地点

羽咋市本江地点では、小規模な谷の谷底に分布する L2 面上に認められる低断層崖の基部において、トレンチ調査が実施された（吾妻ほか, 2004：図8）。

トレンチ両側壁面において、断層は約6千5百-6千4百年前の<sup>14</sup>C年代値を示す Unit IV を切り、8-9世紀の<sup>14</sup>C年代値を示す Unit II に覆われている。したがって、本地点では約6千5百年前以後、9世紀以前に少なくとも1回以上の活動があったと考えられる。

なお、吾妻ほか（2004）は、Unit III（約4千5百-4千3百年前）にブロック状の腐植土やシルトが含まれることから、同層を断層活動に伴う崩積性堆積物である可能性も指摘している。

## ③ 宇土野地点

羽咋市宇土野地点では、断層を挟んで実施したボーリング及びジオスライサー調査の結果から、約7千2百-7千年前の<sup>14</sup>C年代値を示す腐植土層の撓曲変形が報告されている（堤ほか, 2000）。したがって、この地点では、約7千2百年前以後に少なくとも1回以上の活動があったことが推定できるが、この資料からこれ以上活動時期を絞り込むことはできないと判断した。

### b) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯の活動と直接関係する先史時代・歴史時代の地震に関する資料は知られていない（宇佐美, 2003）。

以上のことから、邑知瀉断層帯の最新活動時期は約3千2百年前以後、9世紀以前と推定される。また、1つ前の活動時期は約3千9百年前以後、約2千4百年前以前の可能性があり、2つ前の活動時期は約4千9百年前以後、約3千7百年前以前と推定される（図9）。

さらに、2つ前の活動とは別個に Unit V 堆積中にはさらに1回以上の断層活動があった可能性もあり、約2万8千年前以後、約9千2百年前にも複数回の断層活動があったと考えられる（図

9)。

### (3) 1回の変位量(ずれの量)(注10)

羽咋市宇田野地点で実施された調査結果に基づくと、堤ほか(2000)が指摘した腐植土層(約7千2百-7千年前)の上下変位量(5.2-6.1 m)は、本断層帯の最近3回もしくはそれ以上の活動によって生じたことになることから、1回の活動に伴う上下変位量は2 m程度もしくはそれ以下となる。

また、断層帯の北東部では比高2.0-2.7 mの変動崖が最低位の地形面に見いだされることから、堤ほか(2000)は、これらの比高2-3 m程度の変動崖を1回の活動に伴う変位量である可能性が高いとしている。

さらに、本断層帯の長さは約44 kmであることから、経験式(1)及び(2)を用いると、1回の活動に伴う上下変位量は約3.5 mと計算される。

用いた経験式は松田(1975)による次の式である。ここで、Lは断層の長さ(km)、Mはマグニチュード、Dは1回の活動に伴う変位量(m)である。

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

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

以上のことから、本断層帯の1回の活動に伴う上下変位量は2-3 m程度であった可能性があると判断する。

なお、羽咋市水白地点で実施されたトレンチ調査結果では、Unit IIIの上面は上下方向に約2.2 m変位している(杉戸ほか, 2004)。このことに基づくと、1回の活動に伴う変位量は約1 mとなる。ただし、断層面の傾斜(30-35°)に沿った傾斜成分の変位量や、本地点での阿蘇4火山灰層を挟むUnit IVの変形は断層の上盤側の広い範囲にも及んでいること(杉戸ほか, 2004)を考慮すると、1回の活動に伴う変位量はこの数値よりも大きくなる可能性もある。また、杉戸ほか(2004)では、隆起側のUnit IIIから得られた年代値は、低下側のものよりやや新しいことから、より上位の地層に相当する可能性も捨てきれないとしており、その場合には本地点で1回の変位量について議論することはできなくなる。

### (4) 活動間隔

前述したように邑知淵断層帯では、最新活動は約3千2百年前以後、9世紀以前に生じたと推定される。また、約3千9百年前以後、約2千4百年前以前に1つ前の活動があった可能性があり、約4千9百年前以後、約3千7百年前以前に2つ前の活動が生じたと推定される。

これら最近3回の活動に基づくと、平均活動間隔は最長で1千9百年程度と推定される。一方、最新活動時期の下限については、1つ前の活動時期と重複するなど十分に年代が限定されていない。したがって、ここでは約3千7百年前以後に3回活動があったとして、平均活動間隔は最短で1千2百年程度の可能性があるとした。これらのことから、本断層帯の平均活動間隔は1千2百-1千9百年程度の可能性があるかと判断した。

なお、本断層帯の平均上下変位速度は0.4-0.8m/千年程度、1回の活動に伴う上下変位量は2-3 m程度と求められていることに基づくと、平均活動間隔は2千5百-7千5百年程度と最近3回の活動から求めた活動間隔よりもやや長めの値が求められる。

## (5) 活動区間

邑知潟断層帯は断層がほぼ連続的に分布することから、松田（1990）の基準に基づけば全体が1つの区間として活動したと推定される。

## (6) 測地観測結果

邑知潟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、断層帯の北部で北東－南西方向の縮みが見られる。

また、1985年からの約10年間では、顕著な歪みは見られない。

最近5年間のGPS観測結果でも、顕著な歪みは見られない。

## (7) 地震観測結果

邑知潟断層帯周辺の最近約6年間の地震観測結果によると、本断層帯の地震活動は極めて低調である。本断層帯より少し北の能登半島では1892年と1933年にマグニチュード6クラスの地震が発生している。周辺の地震活動から推定した本断層帯の地震発生層の下限の深さは約20kmである。

## 2. 3 邑知潟断層帯の将来の活動

### (1) 将来の活動区間及び地震の規模

邑知潟断層帯は、全体が1つの活動区間として活動すると推定される。この場合、断層帯の長さが約44kmであることから、前述の経験式(1)を用いると、発生する地震の規模はマグニチュード7.6程度と求められる。また、その際には、過去の活動に基づく、断層の南東側が北西側に対して相対的に2－3m程度高くな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

邑知潟断層帯の平均活動間隔は1千2百－1千9百年程度であった可能性がある。しかし、活動間隔の長さと比較して最新活動時期の幅が広いこと、上述のような規模の地震が発生する長期確率を通常の評価で用いている更新過程ではなく、特殊な更新過程であるポアソン過程（地震の発生時期に規則性を考えないモデル）を適用して求めた。信頼度の低い平均活動間隔を用いた計算であることに十分留意する必要があるが、本断層帯では、平均活動間隔が1千2百－1千9百年程度の可能性があることを基に、ポアソン過程を適用して地震発生確率を求めると、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2%、3%－4%、5%－8%、10%－20%となる（表2）。

なお、通常の活断層評価で用いている更新過程によった場合、最新活動時期が約3千2百年前以後、9世紀以前と推定され、平均活動間隔が1千2百－1千9百年程度の可能性があるため、30年確率のとり得る範囲はほぼ0.5%－18%となる。

## 3. 今後に向けて

邑知潟断層帯の将来の活動性を明確にするためには、最新活動時期をさらに精度良く明らかにするとともに、平均活動間隔、平均的なずれの速度及び1回のずれの量など、過去の活動に関する精度のよい資料をより一層集積する必要がある。

また、本断層帯の周辺に位置する森本・富樫断層帯や砺波平野断層帯西部の活動との関連に

についても検討する必要がある（図1-2）。

注8：徳田北方の断層及び内高松付近の断層については、いずれも活断層研究会編（1991）では単に徳田北方及び内高松付近としか記載がないことから、本評価に関しては便宜上これらの断層を「徳田北方の断層」及び「内高松付近の断層」と名称の後ろに「の断層」をつけて表記した。

注9：眉丈山断層帯については、邑知潟平野北西縁の山麓に沿って分布すると推定され、断層線が非常に直線的で明瞭な地形境界をなすことから、確実度Ⅰの断層とされてきた（太田ほか，1976；活断層研究会編，1991 など）。しかし、その後に実施された調査や詳細な地形判読結果から、その大部分は第四紀後期にほとんど活動していないとする見解も出されている（片川ほか，1995；池田ほか編，2002 など）。

注10：「変位」を、1頁の本文、4-5頁の表1では、一般的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(AT)火山灰の降下年代については、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。阿蘇4（Aso-4）火山灰及び三瓶木次（SK）火山灰の降下年代値については、町田・新井（2003）に従って、それぞれ約9万-8万5千年前、約11万5千-11万年前とした。

注12：10,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、Niklaus（1991）に基づいて暦年補正し、原則として1 $\sigma$ の範囲の数値で示した。このうち2,000年前よりも新しい年代値は世紀単位で示し、2,000年前よりも古い年代値については、百年単位で四捨五入して示した。また、10,000年BPより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、四捨五入して千年単位で示した。

## 文 献

- 吾妻 崇・下川浩一・水野清秀・杉山雄一・杉戸信彦・堤 浩之 (2004) : 邑知潟断層帯・石動山断層の活動履歴調査 (その2 / 本江地区). 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所活断層研究センター, No.4, p103-112.
- Azuma, T., Shimokawa, K., Mizuno, K., Sugiyama, Y., Sugito, N. and Tsutsumi, H. (2003) : Reverse faulting Events of the Ohchigata Fault Zone, Central Japan. *AGU '03 Abstracts*. EOS Transactions, American Geophysical, 84(46), F1328.
- 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長期評価部会 (1999) : 「(改定試案) 長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 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) : 「砺波平野断層帯の評価」. 36p.
- 細野 實・赤峯秀雄・池邊展生・久保恭輔・鈴木好一 (1949) : 能登の地史 (演旨). 地質学雑誌, **55**, 190-191.
- 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.
- 片川秀基・荒木龍介 (1999) : 空中写真を用いた鳥瞰図の作成と地質構造調査への利用. 月刊地球, **21**, 827-831.
- 片川秀基・大村一夫・中村俊夫 (1995) : 邑知潟平野北西縁のリニアメントと断層. 第四紀研究, **34**, 9-18.
- 片川秀基・穴田文浩・吉田 進 (2002a) : 邑知平野南部地区の平野下の第四紀層. 第四紀研究, **41**, 145-160.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦 (2002b) : 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造. 地学雑誌, **111**, 16-32.
- 片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明・下川浩一・水野清秀 (2002c) : 石動山地 (鹿島地塊) 北西斜面の mass-movement. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, Y028-002.
- 片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明・下川浩一・水野清秀 (2002d) : 邑知平野南東縁の活構造と石動山地北西斜面の Mass-Movement. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, J029-P013.
- 片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明・下川浩一・水野清秀・吾妻 崇 (2003) : 群列ボーリングによる邑知潟断層帯南縁部の地下地質. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027-P015.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 木村敏雄・恒石幸正 (1978) : 太田陽子・松田時彦・平川一臣著「能登半島の活断層」に対して. 第四紀研究, **17**, 39-42.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) : Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000yrB.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-ROM 3 枚・付図 2 葉・122p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 槇山次郎 (1930) : 石川富山両県下の第三紀層概観. 地球, **14**, 161-174.
- 松田時彦 (1968) : 活断層・活褶曲の tectonophysics. 災害科学の研究成果とその問題, 132-166.
- 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.
- 松田時彦・藤田和夫・岡田篤正 (1976) : 日本の活断層分布図およびカタログ. 地質学論集, **12**, 185-198.
- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり (2000) : 日本陸域の主な起震断層と地震の表一断層と地震の地方別分布一. 活断層研究, **19**, 33-54.
- 三崎徹雄 (1980) : 石川県, 金沢ー羽咋間の活構造. 地理学評論, **53**, 280-289.
- 水野清秀・下川浩一・吾妻 崇・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明 (2003) : 浅層反射法地震探査とボーリングによる邑知潟断層帯南縁部の地下地質構造調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.3, p33-46.
- 望月勝海 (1928) : 能登半島基部を中心とせる古地理及び地形発達史. 地理学評論, **4**, 1044-1064.
- 望月勝海 (1932) : 構造論的に観たる能登と佐渡. 地理学評論, **8**, 171-195.
- 望月勝海 (1934a) : 地形図「邑知潟」の観察. 地理学, **2**, 642-648.
- 望月勝海 (1934b) : 地形図「邑知潟」の観察 (承前). 地理学, **2**, 850-857.
- 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-ROM 2 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) : 「第四紀露頭集ー日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2 diskettes and manual, 151p.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976) : 能登半島の活断層. 第四紀研究, **15**, 109-128.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1978) : 木村・恒石両氏の「討論」に対するコメント. 第四紀研究, **17**, 43-46.
- 大塚彌之助 (1934) : 能登半島邑知地溝. 地理学評論, **10**, 645-670.
- 大塚彌之助 (1935) : 邑知地溝東北部の地質構造. 地理学評論, **11**, 911-935.
- Otuka, Y. (1935) : The Oti Graben in southern Noto Peninsula, Japan (Part 1-3). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **13**, 218-235, 806-845, 846-909.
- 佐藤傳藏 (1912) : 20 万分の 1 地質図「金澤」及び同説明書. 地質調査所, 52p.
- 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.2, 69-79.
- 杉戸信彦・堤 浩之 (2003) : 邑知潟平野南東縁・石動山断層の最近 2 回の活動時の上下変位量分布. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027-P017.
- Sugito, N. and Tsutsumi, H. (2003) : Slip distribution during the latest two earthquakes on the Sekidosan fault along the southeastern margin of the Ouchigata Plain, central Japan. *XVI INQUA*

*Congress, S17, 19-15.*

- 杉戸信彦・堤 浩之・中西利典・中村正信・田澤雄二・荻野晃也・松本 博・廣瀬昌憲・中村洋介・松岡 暁 (2002) : パーカッション式コアサンプラーを用いた石動山断層の掘削調査. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, J029-P014.
- 杉戸信彦・水野清秀・堤 浩之・松岡 暁・吾妻 崇・下川浩一 (2003) : 邑知瀉平野南東縁・石動山断層の水白地区におけるトレンチ調査 (速報). 日本地震学会 2003 年秋季大会講演要旨集, P040.
- 杉戸信彦・水野清秀・堤 博之・吾妻 崇・下川浩一・吉岡敏和 (2004) : 邑知瀉断層帯・石動山断層の活動履歴調査 (その 1 / 水白地区). 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所活断層研究センター, No.4, 85-101.
- 鈴木好一 (1950) : 能登の地史についての修正 (演旨). 地質学雑誌, **56**, 305-306.
- 田邊健一 (1940a) : 能登半島の断層地形並に海底地形. 地理学評論, **16**, 477-490.
- 田邊健一 (1940b) : 能登半島の断層地形並に海底地形(2). 地理学評論, **16**, 546-556.
- 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.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本被害地震総覧[416]-2001」. 東京大学出版会, 605p.
- 山崎直方 (1908) : 能登地溝. 地質学雑誌, **15**, 422.

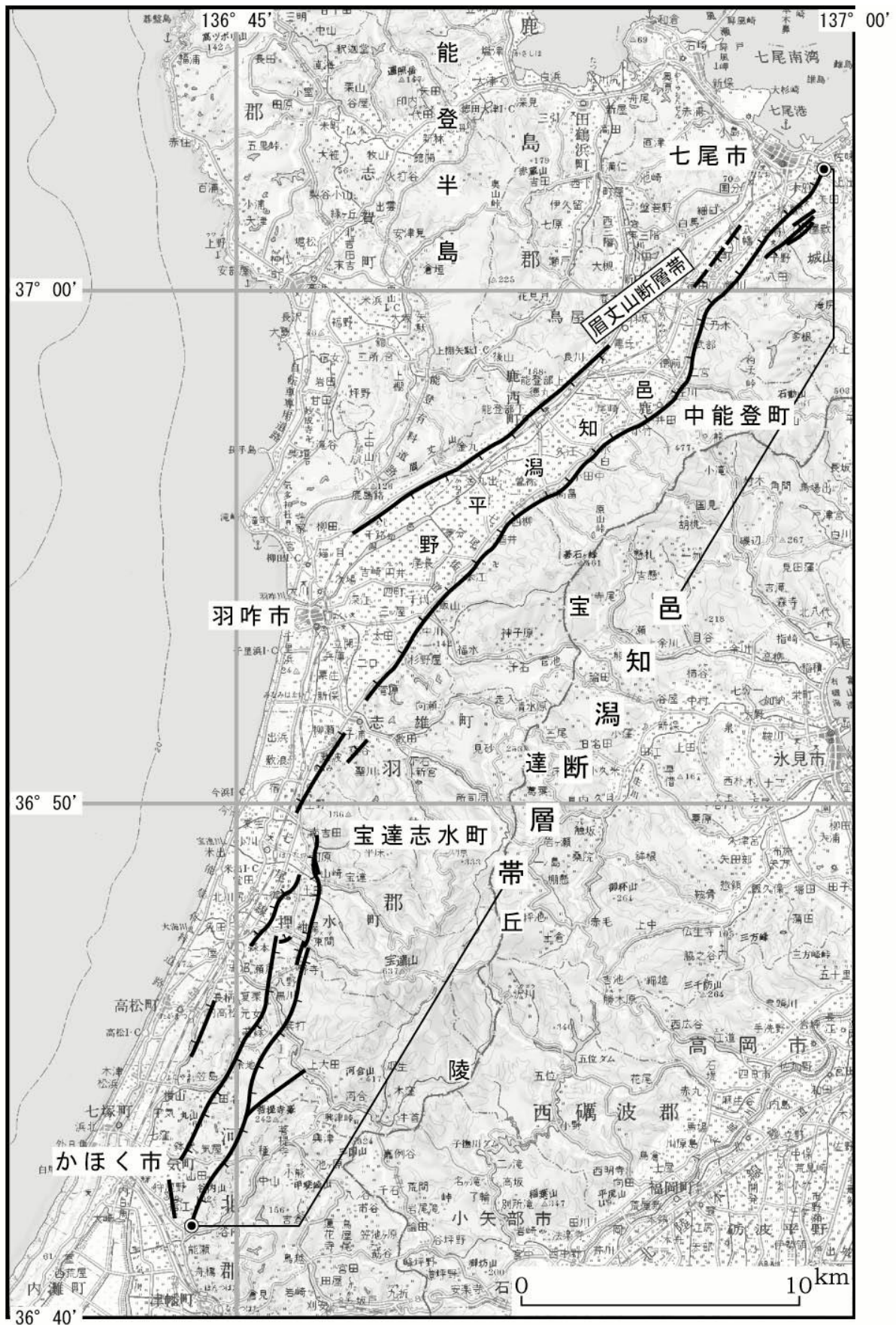


図3 邑知潟断層帯の評価において考慮した断層

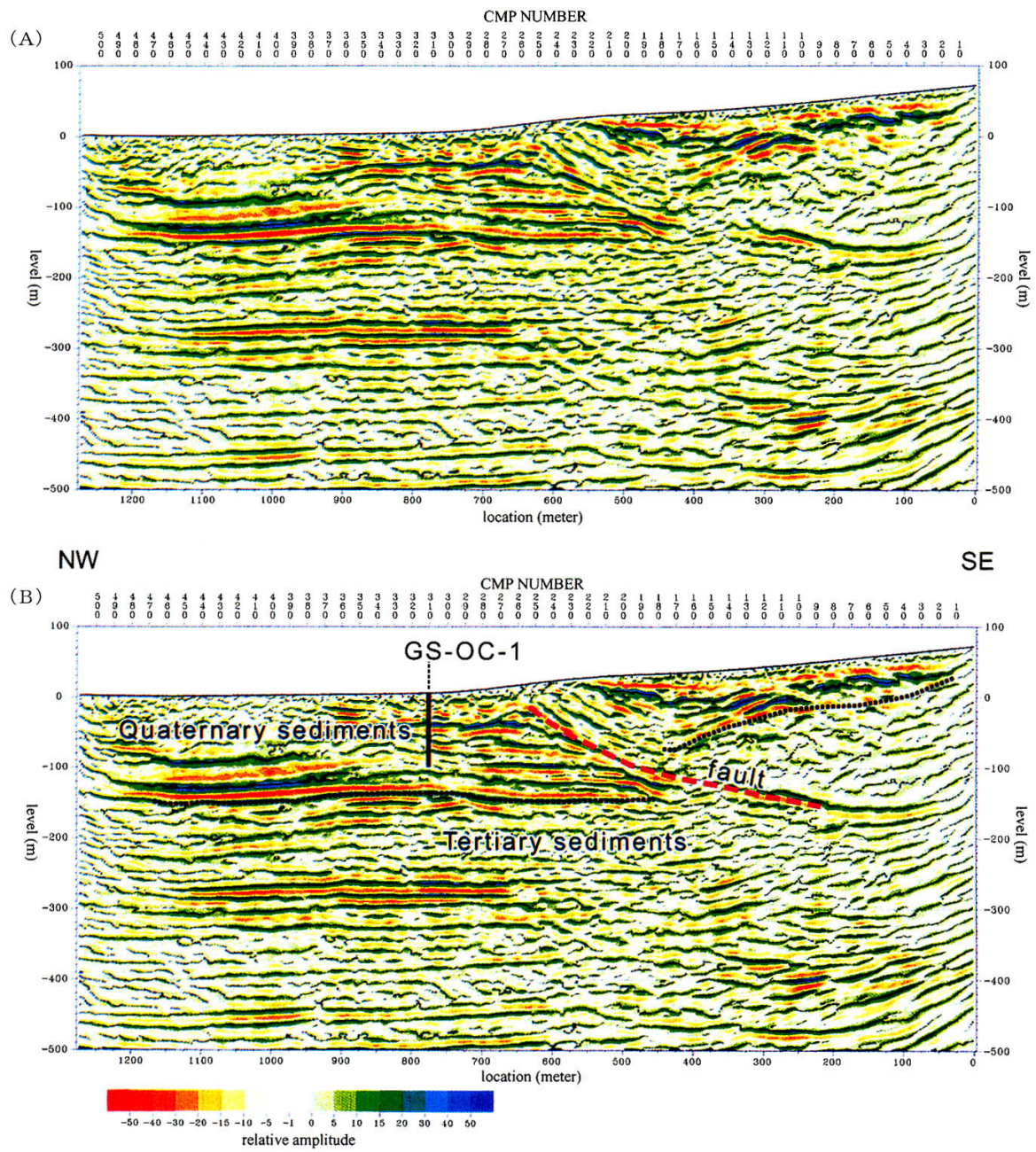


図4 反射法弾性波探査結果（水野ほか，2003：一部加筆）

図2のC測線に対応する。(A) 深度断面、(B) 解釈断面。

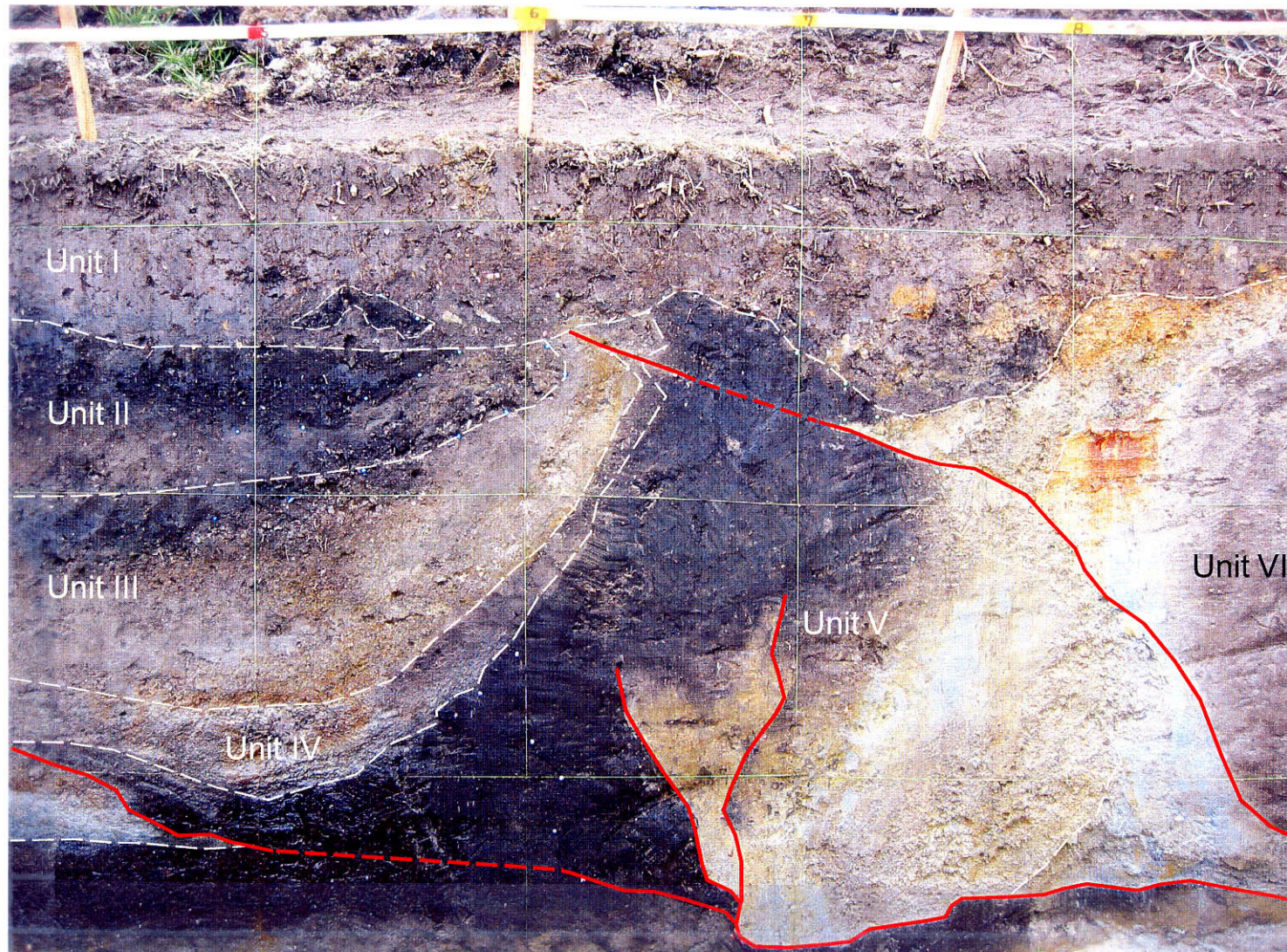


図5 石動山断層水白地点：トレンチ北東壁面の写真（崩壊前：杉戸ほか，2004）  
グリッドは1 m間隔。北東壁面の距離程 4.2-8.8m程度（横方向）の区間に相当する。



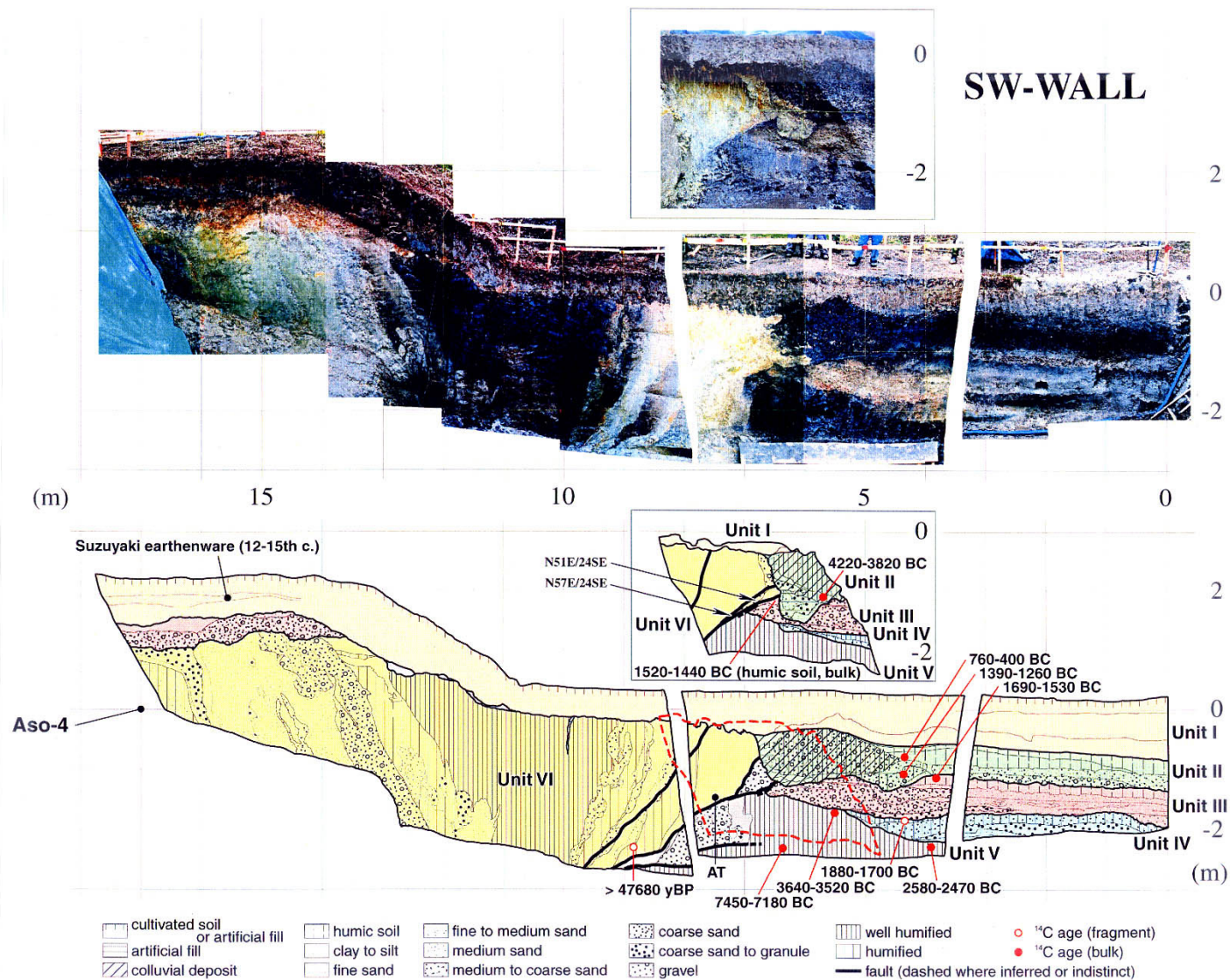


図7 石動山断層水白地点：トレンチ南東壁面の写真とスケッチ（杉戸ほか，2004）

グリッドは1 m間隔。年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代。評価に用いた年代値を、Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、100 年単位で四捨五入して表示すると以下ようになる。

760-400BC (Unit II) → 約2千8百-2千4百年前、1880-1700BC (Unit IV) → 約3千9百-3千7百年前、7450-7180BC (Unit V) → 約9千4百-9千1百年前

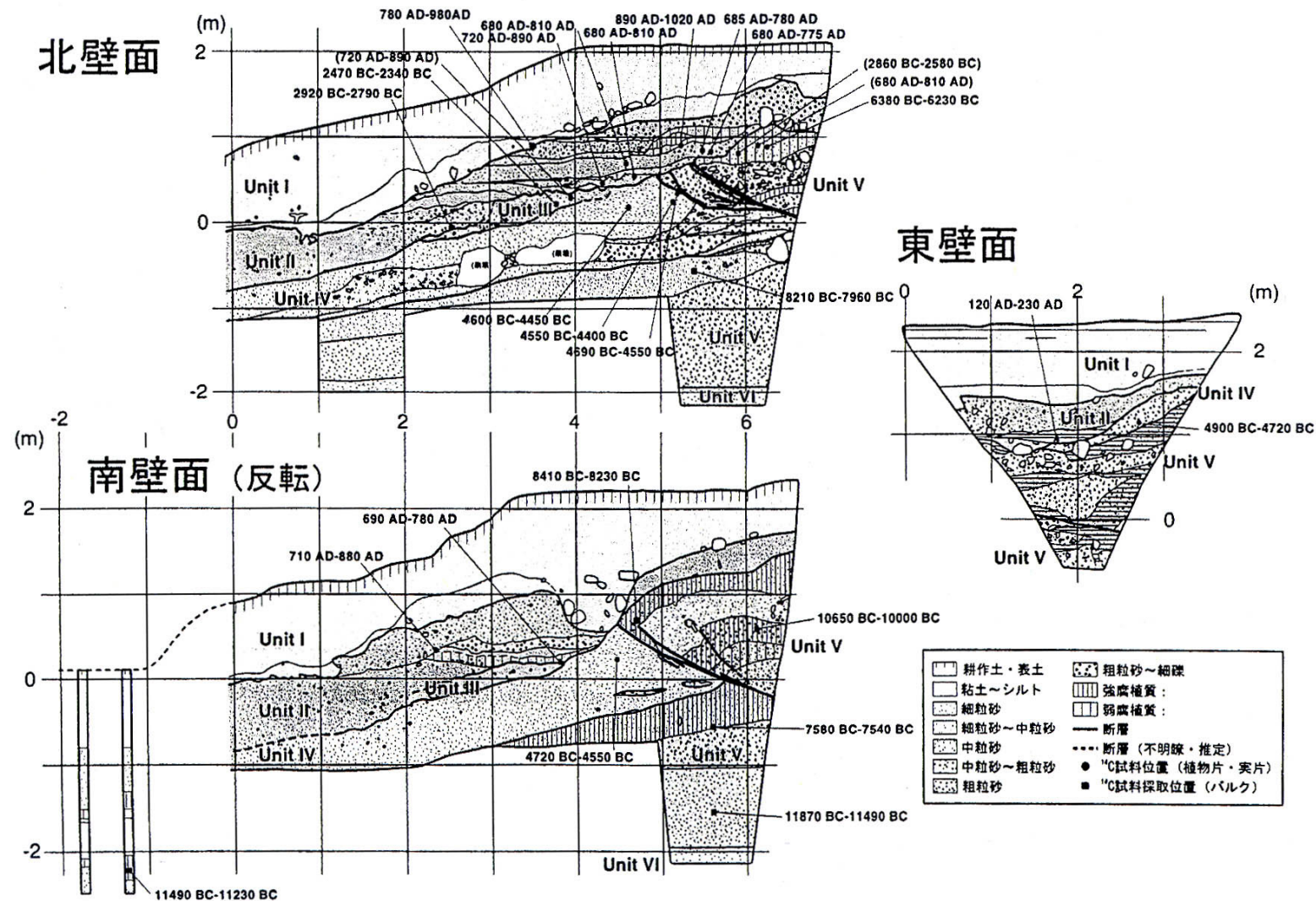


図8 石動山断層本江地点：トレンチ壁面のスケッチ（吾妻ほか，2004）

グリッドは1m間隔。年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代。評価に用いた年代値を、Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、紀元後を世紀単位、紀元前を100年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。

720AD-890AD (Unit II) → 8-9世紀、4550BC-4400BC (Unit IV) → 約6千5百-6千4百年前



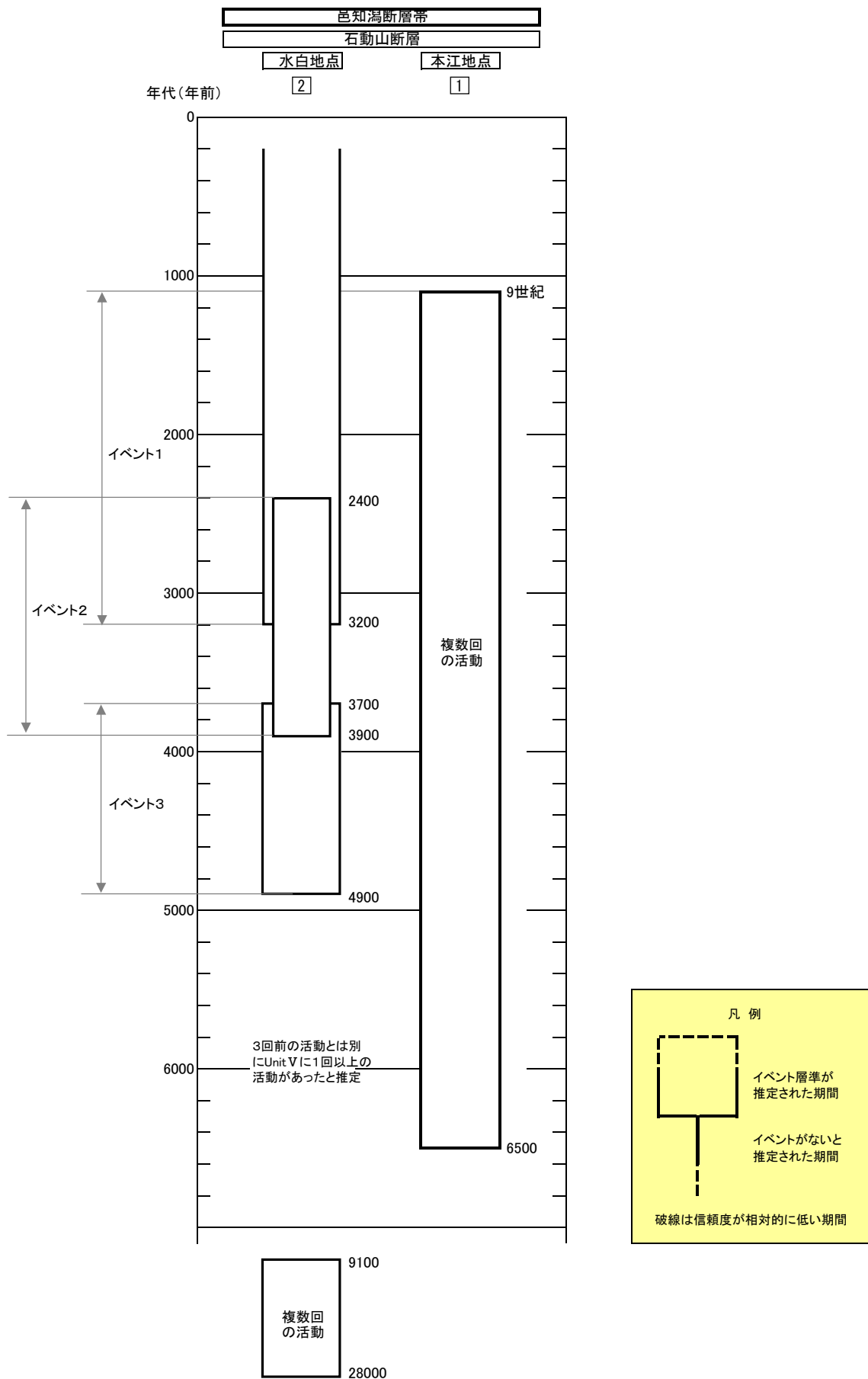


図9 邑知瀉断層帯の活動の時空間分布図

## 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。