長岡平野西縁断層帯の長期評価について

平成１６年１０月１３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、64 断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、長岡平野西縁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。

平成 16 年 10 月 13 日
地震調査研究推進本部
地 震 調 査 委 員 会

長岡平野西縁断層帯の評価

長岡平野西縁断層帯は、新潟市の沖合から越後平野南部の長岡平野の西縁にかけて位置する活断層である。ここでは、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

長岡平野西縁断層帯は、新潟県新潟市の沖合から小千谷市にかけて、南北方向に延びている。長さは約 83km で、断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層である（図１、２及び表１）。

２．断層帯の過去の活動

長岡平野西縁断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、３m／千年程度の可能性があり、最新の活動は 13 世紀以後にあったと推定される。活動時には、断層の西側が東側に対して相対的に約２m 以上隆起したと推定される。本断層帯の平均活動間隔は約１千２百－３千７百年であった可能性がある（表１）。

３．断層帯の将来の活動

長岡平野西縁断層帯は、全体が１つの区間として活動した場合、マグニチュード 8.0 程度の地震が発生する可能性がある。その時、断層の近傍の地表面では西側が東側に対して相対的に約６－７m 高まる段差や撓みが生ずる可能性がある（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の長期確率には幅があるが、その最大値をとると、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の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）。

４．今後に向けて

長岡平野西縁断層帯は複数の断層からなる長大な断層帯であるが、鳥越断層以外は活動履歴に関する詳しい資料が得られていない。とくに、大河津分水路以北では第四紀後期の活動履歴に関する資料が、また、海域では断層の位置に関する資料を含めて不足している。したがって、これらについての精度良いデータを集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。

また、本断層帯周辺では測地学的研究を通して非地震性の地表変形の存在が指摘されてきている。これらの実態を調査し、本断層帯との関係を明らかにする必要がある。

図１　長岡平野西縁断層帯の概略位置図
（長方形は図２の範囲）

図２　長岡平野西縁断層帯の位置と主な調査地点

１：鳥越地点　２：宮本町地点
Ａ－Ｊ：反射法弾性波探査測線
Ａ－Ｃ：文献５　Ｄ，Ｅ：文献６　Ｆ－Ｊ：文献７
◉：断層帯の北端と南端
断層の位置は文献１，３及び４に基づく．
ただし，文献６，７により断層の延長が確かめられるａ，ｂ，ｃの部分を，反射法弾性波探査で明らかになった断層の位置を結ぶようにして追加した．
基図は国土地理院発行数値地図200000「相川」「長岡」「高田」を使用．

表１　長岡平野西縁断層帯の特性

項　目	特　　性	信頼度 （注3）	根　拠 （注 4）
１．断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	新潟市沖合と日本海沿岸付近の断層、角田山（かくだやま）東縁断層、鳥越断層、関原断層、片貝断層、逆谷（さかしだに）断層及び親沢断層*等		文献１、３による。 構成する断層のうち、*印を付けたものは副次的な断層。
(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 38° 03′東経 138° 52′ （南端）　北緯 37° 19′東経 138° 47′ 長さ　約 83km	 △ ○ △	文献１、３、４、５、６、７による。 位置及び長さは図２から計測。
	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　0km 一般走向　N　10°　E 傾斜　50－60°程度　西傾斜 （深さ概ね１－２km 以浅） 幅　不明	 △ ◎ ◎ ○	 上端の深さが 0km であることから推定。 地形の特徴から推定。 一般走向は、断層帯の両端を直線で結んだ方向。 傾斜は文献7に示された反射法弾性波探査結果から推定。 地震発生層の下限の深さは 25km 程度。
(3) 断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	◎	文献１、７に示される地形の特徴と反射法弾性波探査結果による。
２．断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	３m／千年程度（上下変位成分）	△	説明文 2.2 断層帯の過去の活動を参照。
(2) 過去の活動時期	最新活動時期　13 世紀以後	○	文献８、９に示された資料から推定。
(3) １回のずれの量と平均活動間隔	１回のずれの量　約２m以上 （上下成分）	○	説明文 2.2 断層帯の過去の活動を参照。

		平均活動間隔　約１千２百－３千７百年	△	説明文 2.2 断層帯の過去の活動を参照。
	(4) 過去の活動区間	不明		
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 地震の規模　マグニチュード　8.0 程度 ずれの量　約６－７m（上下成分）	△ △ △	 断層の長さから推定。 断層の長さから推定。

表２　長岡平野西縁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）	0.7 以下	b	発生確率及び集積確率は文献２による。
今後 30 年以内の地震発生確率	２％以下		
今後 50 年以内の地震発生確率	４％以下		
今後 100 年以内の地震発生確率	９％以下		
今後 300 年以内の地震発生確率	40％以下		
集積確率（注８）	６％以下		

注 1：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なると推定される。

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 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（うち、1995 年兵庫県南部地震については「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）による暫定値)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）	野島断層(兵庫県)	0.4%－8%	2%－80%	約1.8－約3.0
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」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1千年の場合は30年確率の最大値は20%程度、４千年の場合は30年確率の最大値は６%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（2001）
文献３：活断層研究会編（1991）
文献４：岡村ほか（1994）
文献５：産業技術総合研究所（未公表資料）
文献６：石油公団（1991）
文献７：石油公団（1999）
文献８：渡辺ほか（2000）
文献９：渡辺ほか（2001）

注５：評価時点はすべて2004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。今回の評価した数字のうち 0.7 は 800 年を 1200 年で割った値である。

注 8：前回の地震発生から評価時点までの間に地震が発生しているはずの確率。

（説明）

１．長岡平野西縁断層帯に関するこれまでの主な調査研究

本断層帯は、越後平野南部の長岡平野とその西側に位置する角田山、弥彦山及びその南側の山地・丘陵との境界付近に位置する西上がりの逆断層である。

本断層帯周辺では、古くから石油・天然ガスの探鉱を目的とした数多くの反射法地震探査やボーリング調査が行われてきており、平野の西縁部から日本海にかけて、第四紀層まで大規模な変位をもたらす断層の存在が示されてきた（天然ガス鉱業会，1969；天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1992；石油公団，1998 等）。

本断層帯を活断層として図示した最初の研究は加藤ほか（1984）である。加藤ほか（1984）は小千谷付近から日本海沿岸にまで至る地域に左雁行配列する数条の活断層線を示した。その後、下川ほか（1997，2000）、大竹ほか編（2002）によって、プレート境界として指摘される日本海東縁部における地震発生ポテンシャルを評価するために、陸域にあたる本断層帯についても研究・議論がなされ、総延長約 70km 以上にわたる大活断層帯とする認識が深められた。

池田ほか編（2002）は、新潟堆積盆の内部で、変動地形として認められる活断層・活褶曲群として、角田山から十日町に至る左雁行配列を示す断層を一括し信濃川断層帯として詳細な断層の分布を示し、その諸特性と存在意義を論じている。都市圏活断層図「長岡」（堤ほか，2001）及び「小千谷」（渡辺ほか，2001）、中田・今泉編（2002）でもおおよそ同様な活断層の分布が示されている。

最近、加野ほか（1999）、稲崎・加野（1999）等が角田・弥彦断層群及び鳥越断層群の平均変位速度、最新活動時期等を調査している。また、渡辺ほか（2000，2001）は鳥越断層群を対象にして群列ボーリング調査及びトレンチ調査を行い、完新世における活動履歴を求めている。

本断層帯付近の先行研究として、池辺（1942）以来続けられてきた活褶曲の研究がある。Ota（1969）は信濃川によって形成された河岸段丘面の褶曲変形を精査し、このような変形が第四紀後期を通じて累積していることを明らかにした。さらに、太田・鈴木（1979）、早津・新井（1982）、吉岡・加藤（1987）等でも活褶曲事例の詳しい記載がなされるとともに、本地域における活褶曲と活断層の関係について検討されている。活断層研究会編（1980，1991）では、本地域で識別される活断層の多くをこのような活褶曲に関連したものとして取り扱われている。

本地域では、活褶曲に関する測地学的研究も古くから行われており、非地震性地表変形の存在とその性格に関する資料も集積されてきている（小玉ほか，1974；溝上ほか，1980；飯川，1991 等）。

２．長岡平野西縁断層帯の評価結果

２．１　断層帯の位置及び形態

（１）断層帯を構成する断層

本断層帯を構成する断層の位置及び形態は、加藤ほか（1984）、活断層研究会編（1980, 1991）、岡村ほか（1994）、新潟県地質図改訂委員会編（2000）、堤ほか（2001）、渡辺ほか（2001）、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）などに示されている。ここでは、断層の位置は主に池田ほか編（2002）に、一部を活断層研究会編（1991）にしたがい、北方の海域については岡村ほか（1994）によった。ただし、石油公団（1991，1999）によりその存在が明らかな角田山東縁断層の北側及び南側延長部、鳥越断層の北側延長部（図２のa、b、c）を一部追加して取り扱う。断層の名称に

ついては、主として池田ほか編（2002）に、一部は活断層研究会編（1991）にしたがった。

本断層帯は、新潟市の沖合から新潟県小千谷市にかけて分布し、場所によっては幅1km程度に及ぶ幅広い撓曲をともなった西側隆起の変位地形・地質構造を形成している。本断層帯は、角田山（かくだやま）東縁断層、鳥越断層、関原断層、片貝断層、逆谷（さかしだに）断層及び副次的な断層である親沢断層等によって構成される（図１、２）。岡村ほか（1994）や新潟県地質図改訂委員会編(2000)によって北方の日本海域内に活構造として図示された南北方向の背斜構造も、産業技術総合研究所未公表資料等から西側隆起の逆断層により形成されたと推定され、その分布位置や方向の共通性から、本断層帯と関係するものと考えられる。

これらの断層は走向及び変位の向きを同じくする断層で、その隔たりも５km以内で近接していることから、松田（1990）の基準にしたがって、一つの起震断層を構成していると見なせる。

なお、堤ほか（2001）等によって本断層帯の南東方延長上の山本山付近に示されている短い断層群（図３）については、西向きの傾動に関係した副次的な断層と考えられるので、ここでは取り扱わないこととした。また、堤ほか（2001）等では長岡平野の東縁部に東側隆起で長さ 10km 程度の断層が、活断層研究会編（1991）では逆谷断層の西方に同走向・東側隆起で長さ約 11km の常楽寺（じょうらくじ）断層がそれぞれ図示されている。松田（1990）に基づけば、これらは本断層帯とは別の起震断層となるが、地震調査研究推進本部（1997）による基盤的調査観測対象の基準の長さ（20km 以上）に満たないため、以下の詳細な評価対象としないこととした。また、本断層帯の北側に隣接する海域は、「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」（地震調査委員会，2003）で既に評価されている。

（２）断層面の位置・形状

本断層帯の長さ及び一般走向は、図２に示された断層帯の両端を直線で結んで計測すると、約83km、Ｎ10°Ｅとなる。ただし、北方の海域内における断層の位置に関しては、調査が不十分で、正確に把握されていない側面がある。

断層面の上端の深さは、変位地形が現れていることから０km とした。

断層面の傾斜については、石油公団（1999）による反射法弾性波探査結果（図４、図５）から読み取ると､少なくとも深さ概ね１－２km 以浅では50－60°程度で西傾斜していると推定される。

断層面下端の深さは、地震発生層の下限を目安とすると 25km 程度の可能性がある。

（３）断層の変位の向き（ずれの向き）（注９）

本断層帯は、西上がりの変位地形や地質構造を形成していること（石油公団, 1999；池田ほか編, 2002)、前述のように断層面は西傾斜であることから判断すると、西側が東側に乗り上げる逆断層と考えられる。

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）（注９）

本断層帯の西側隆起の平均変位速度に関する資料として以下のものがある。

① 角田山東縁断層の下盤側で、前期更新世に堆積した灰爪層の下部に位置するマーカーＡ（注10）が標高約－3,000m に認められるのに対して、上盤側では同層よりも下位の地層が丘陵構成層として露出している（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1992）ことから、マーカーＡ

層準は角田山東縁断層により 3,000m 以上上下変位していると推定される（下川ほか，1997）。マーカーＡの年代値を 120 万年前（新潟県地質図改訂委員会編，2000）とすると、この資料から角田山東縁断層の平均変位速度として約 2.5m／千年以上が導かれる。

また、断層の下盤側の新潟市付近で最終間氷期に浅海域で堆積したと推定される海成層が、地表下 350－400m に位置するとされる（小林・松田，1991）。上盤側の角田山東麓では最終間氷期の海成面と推定される中位段丘面が標高約 15－20m に分布する（下川ほか，1997）ことから、最終間氷期以後、角田山東縁断層による上下変位量は 400m 程度を超えることはないと推定される。最終間氷期の年代値を約 12 万年前（小池・町田編，2001）とすると、この資料から、角田山東縁断層の平均変位速度は３m／千年程度を超えることはないと推定される。

② 図５（石油公団，1999）は、鳥越断層により灰爪層の基底面が 1,500－2,000m 上下変位していることを示している。灰爪層下部の堆積年代は上述のようにマーカーＡにより 120 万年前と推定されるので、この資料から鳥越断層の平均変位速度として少なくとも 1.5m／千年程度の値が見積もれる。本地域では、このような変動は更新世後期に始まったとする指摘（岸・宮脇，1996）がある。これを考慮すると、鳥越断層の平均変位速度は、1.5m／千年を大幅に超える可能性もある。

また、鳥越断層中央部では、断層下盤側の平野の地下では標高－150m 付近に阿多鳥浜火山灰（240ka；町田・新井，2003）がほぼ水平な地層中に挟まれている（酒井ほか，2003）。この地層が堆積以後、鳥越断層の活動によって現在の深度まで沈降してきたとすると、平均変位速度は下盤側だけでも、0.6m／千年となる。

以上から本断層帯の平均上下変位速度は３m／千年程度に達している可能性があると判断する。

（２）活動時期

ａ）地形・地質的に認められた過去の活動

鳥越断層南部の宮本町地点ではこれを横切って東流する黒川の谷底に北北東－南南西方向に延びる東向き、比高約２m の低崖地形が認められる。この低崖は、緩傾斜で凸面形を有し、河谷を横切るように分布することから、鳥越断層の活動で生じた撓曲崖と考えられる（渡辺ほか，2000；堤ほか，2001；池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002）。図６はこの谷底に位置する撓曲崖を横断するように実施された群列ボーリング調査の結果（渡辺ほか，2001）で、撓曲崖面を構成する地層の表層部の形成時代が、^{14}C 年代値（注 11）によると、13 世紀頃であることを示している。このことから、13 世紀以後に谷底面を撓曲させた鳥越断層の活動があったと推定される（渡辺ほか，2000，2001）。

また、宮本町地点では撓曲する谷底面は、魚沼層群を不整合に覆う砂礫、砂、シルト、粘土、腐植質層等からなるが、この構成層の厚さが、下盤側（東側・下流側）でとくに厚く、撓曲崖付近を境にして不連続的に異なることから、その堆積中にも断層活動があった可能性がある（図６；渡辺ほか，2000，2001）。その基底付近にほぼ一様に認められる砂礫層が一連の地層であるとすると、この上面に約 11mの高度差（渡辺ほか，2000，2001）が認められるので、上記の谷底面形成前においては、この砂礫層堆積後に少なくとも１回の断層活動があったことになる。その時期は、図６に示された ^{14}C 年代値から、約７千４百年前以後の可能性がある。

鳥越地点でも、沖積低地に鳥越断層の活動で生じた可能性のある撓曲崖状地形が認められ、そ

の基部で実施されたトレンチ調査（渡辺ほか，2000）によって、これが 12 世紀以後に生じたことを示唆する資料が得られている。

以上の資料から、宮本町地点で明らかとなった最も新しい活動を、本断層帯の最新活動時期とみなすと、最新活動は 13 世紀以後にあったと推定され、これに先行した活動が約７千４百年前以後、13 世紀以前にあった可能性がある。

ｂ）先史時代・歴史時代の活動

本断層帯の近傍で発生した歴史地震として 1828 年（文政 11 年）の三条地震（マグニチュード 6.9）が知られている（宇佐美，2003）。しかし、この時に本断層帯沿いで地表変位があったことを示す史料等はみつかっていないので、これと本断層帯との関係は不明である。むしろ、被害が長岡平野東部ないしは東方で大きくなっている（図７）ことから、本断層帯がこの時に活動した可能性は少ないと考えられる（富田ほか，1986；渡辺ほか，2000）。

（３）１回の変位量（ずれの量）（注９）

渡辺ほか（2000）は、上述の宮本町地点の撓曲崖は同一地形面上に生じているとして、その横断測量結果から、ここでの同一地形面の上下変位量を約２m と推定した。しかし、その下盤側の地形面（谷底面）は黒川がこの撓曲崖を開析して形成した新しい谷底面に連続している（図８；渡辺ほか，2001）ことから、その表層部に、撓曲崖形成後の堆積物を伴っている可能性があり、この撓曲崖が形成された時の上下変位量は約２m を上回っていた可能性もある。

宮本町地点は、鳥越断層の南端部に位置していること、その東方には、関原断層がこれと並走するように分布することなどを考慮すると、本断層帯の１回の変位量は、宮本町地点の資料が示すものを大幅に上回る可能性がある。これらのことから、この付近における本断層帯の１回の変位量は２m以上と推定される。

一方、本断層帯の長さは約 83km であることから、次の松田（1975）の経験式に基づくと、1 回の変位量は約６－７m と求まる。

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

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

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。

以上のことから、本断層帯の断層活動１回の変位量は、約２m（上下成分）以上と推定される。

（４）活動間隔

前述のように宮本町地点では、撓曲した谷底面構成層の基底付近に分布する砂礫層が約 11m上下変位している可能性がある（図６；渡辺ほか，2000，2001）。これをこの砂礫層堆積後の鳥越断層の累積上下変位量とし、１回の上下変位量を上述のように約２m 以上とすると、約 11mの変位量は最近約７千４百年間に起こった６回以下の活動で生じたことになる。また、上述のように、この砂礫層は少なくとも２回の断層活動を受けていると考えられる。このように、宮本町地点では鳥越断層は約７千４百年以後、２－６回活動した可能性があることから、約１千２百－３千７

百年の間隔で断層活動が発生してきた可能性がある。

なお、本断層帯の長さと経験式から求まる 1 回の変位量（約 6.6m）と、本断層帯の平均変位速度（３m／千年程度）に基づき試算すると、本断層帯の平均活動間隔は 2,200 年となり、上述の値と概ね整合する。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は、約１千２百－３千７百年の可能性がある。

（５）活動区間

本断層帯の活動区間に関する直接的資料は得られていない。

（６）測地観測結果

本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、この断層帯周辺で東西方向の縮みが見られる。1985 年からの 10 年間では、顕著な歪みは見られない。最近５年間の GPS 観測結果では、ほぼ東西方向の縮みが見られる。

なお、鳥越断層背後の小木ノ城背斜や片貝断層付近では大きな変動量を示す水準測量結果が報告されており（小玉ほか，1974；飯川，1991 等）、これと第四紀後期の変動速度及び地質構造の位置的な比較から、非地震性変位が示唆されている（溝上，1980；酒井ほか，2003 等）が、本断層帯全体との直接的な関係は明らかになっていない。

（７）地震観測結果

本断層帯の東方の長岡付近で、1961年2月２日にマグニチュード5.2の地震が発生した。この地震では約３kmの非常に狭い範囲で震度６程度の揺れとなったが、本断層帯との関係は不明である。

本断層帯周辺の最近の地震観測結果によれば、本断層帯付近における地震発生層の下限の深さは25km程度の可能性がある。ただし、その精度は高くない。

なお，本断層帯の北北東の新潟県沖で 1964 年 6 月 16 日に新潟地震（マグニチュード 7.5）が発生している。

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

断層帯全体を１つの活動区間とした場合、前述の松田（1975）の経験式（１）に基づくと、断層帯（長さ約 83km）から発生する地震の規模はマグニチュード 8.0 程度の可能性がある。

このような地震が発生した場合の地表に生ずる段差や撓みは、過去の活動から西側隆起で概ね２m 程度以上のものと推定され、経験式（２）に基づくと、約６－７mの可能性がある。

（２）地震発生の可能性

本断層帯の平均活動間隔は約１千２百－３千７百年、最新活動時期が 13 世紀以後と求められていることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は 0.7 以下となる。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）に示された手法（ＢＰＴ分布モデル、α＝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２％以下、４％以下、９％以下、40％以下となる。また、現在までの集積確率は、６％以下となる（表２）。本断層帯は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の活断層の中ではやや高いグルー

プに属することになる。表３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。

３．今後に向けて

長岡平野西縁断層帯は複数の断層からなる長大な断層帯であるが、鳥越断層以外、活動履歴に関する詳しい資料が得られていない。とくに、大河津分水路以北では第四紀後期の活動履歴に関する資料が、また、海域では断層の位置に関する資料を含めて不足している。したがって、これらについての精度良いデータを集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。

また、本断層帯周辺では測地学的研究を通して非地震性の地表変形の存在が指摘されてきている。これらの実態を調査し、本断層帯との関係を明らかにする必要がある。

注９：「変位」を、１頁の本文及び４、５頁の表１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 10：マーカーＡは、地層に含まれる特定の浮遊性有孔虫の殻の巻き方が右巻きから左巻きに変わる層準のこと。

注 11：炭素同位体年代については、Niklaus（1991）に基づいて暦年補正した。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。

文　献

早津賢二・新井房夫（1982）：信濃川下流地域（新潟県小千谷市付近）における河成段丘群の形成年代と段丘面の変位速度．地理学評論，**55**，130-138.

飯川健勝（1991）：本州中央部の測地学的変動の研究，地団研専報，**39**，74p.

池辺展生（1942）：越後油田褶曲運動の現世まで行はれていることに就いて. 石油技誌, **10**, 184-185.

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.

稲崎富士・加野直己（1999）：高分解能Ｓ波反射法及びサイスミックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査．地質調査所速報，no.EQ/99/3（平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書），59-68.

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（2001）：「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（2003）：「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」．35p.

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.

加藤碩一・粟田泰夫・下川浩一（1984）：1:500,000 活構造図「新潟」.

加野直己・山口和雄・粟田泰夫（1999）：角田・弥彦断層群のＰ波反射法地震探査．地質調査所

速報，no.EQ/99/3（平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書），47-58.
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.
岸　清・宮脇理一郎（1996）: 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史．地学雑誌，**105**，88-112.
小林巌雄・松田俊司（1991）: 新潟平野地下の第四系－その 1 新潟市地下の更新統産軟体動物化石群．中川久夫教授退官記念地質学論文集，119-124.
小林巌雄・立石雅昭・小松原　琢（2002）: 三条地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１地質図幅），産総研地質調査総合センター，98p.
小玉喜三郎・鈴木尉元・宮下美智夫・相馬傭三（1974）: 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関．地質調査所報告，250-2，37-51.
小池一之・町田　洋編（2001）:「日本海成段丘アトラス」．東京大学出版会,105p.
町田　洋・新井房夫（2003）:「新編 火山灰アトラス－日本列島とその周辺」．東京大学出版会，336p.
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.
溝上　恵・中村一明・井筒屋貞勝（1980）: 精密水準改測による小千谷地域の活褶曲の検出．地震研彙報，**55**，199-224.
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.
新潟県地質図改訂委員会編（2000）: 新潟県地質図（2000 年版）及び同説明書．200p.
Niklaus, T. R.（1991）: CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
大竹政和・平　朝彦・太田陽子編（2002）:「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」．東京大学出版会，201p.
岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一(1994) : 新潟沖大陸棚の活構造－特に新潟地震との関係について－,地震，第 2 輯,46,4,413-423.
Ota，Y.（1969）: Crustal Movements in the Late Quaternary Considered from the Deformed Terrace Plains in Northeastern Japan．Japanese Journal of Geology and Geography，XL，41-61.
太田陽子・鈴木郁夫（1979）: 信濃川下流地域における活褶曲の資料．地理学評論，52，592-601.
酒井俊朗・高尾　誠・金戸　俊・横田　裕・宮脇理一郎(2003) : 新潟県長岡平野西縁，鳥越断層群・上富岡断層・片貝断層群は同時に活動しない．（ポスターセッション）（演旨）,地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(CD-ROM)，J027-P008.
石油公団（1991）: 平成 2 年度国内石油・天然ガス基礎調査　海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書，28p.
石油公団（1999）: 平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査「西山・中央油帯」調査報告書，61p.
下川浩一・粟田泰夫・水野清秀･佐竹健治・苅谷愛彦・小松原　琢・衣笠善博・羽坂俊一･赤松守雄･右代啓視（1997）: 日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究（第Ⅰ期　平成 6～8 年度）成果報告書．科学技術振興調整費成果報告書，67-84.
下川浩一・粟田泰夫・佐竹健治・吉岡敏和・七山　太・苅谷愛彦・小松原　琢・羽坂俊一･重野聖

之（2000）：日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究（第 II 期　平成 9～10 年度）成果報告書．科学技術振興調整費成果報告書，65-119.
天然ガス鉱業会（1969）:「日本の石油・天然ガス資源」．283p.
天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1992）:「改訂版日本の石油・天然ガス資源」．520p.
富田　孝・丹治郁夫・神田和利・渡辺　健・宇佐美龍夫（1986）：文政 11 年三条地震の史料調査について．歴史地震，**2**，39-42.
堤　浩之・東郷正美･渡辺満久･金　幸隆・佐藤尚登（2001）：1:25,000 都市圏活断層図「長岡」．国土地理院技術資料Ｄ．1 -No.388.
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.
渡辺満久・太田陽子・粟田泰夫（2001）：鳥越断層群の群列ボーリング調査．活断層・古地震研究報告，No.1（2001 年），産業技術総合研究所地質調査総合センター，87-96.
渡辺満久・太田陽子・鈴木郁夫・澤　祥・鈴木康弘（2000）：越後平野西縁，鳥越断層群の完新世における活動性と最新活動時期．地震第 2 輯，**53**，153-164.
渡辺満久･堤　浩之・鈴木康弘･金　幸隆・佐藤尚登（2001）：1:25,000 都市圏活断層図「小千谷」．国土地理院技術資料Ｄ．1 -No.388.
吉岡敏和・加藤碩一（1987）：新潟県長岡市南西，親沢町における活断層露頭および断層変位地形．地質学雑誌，**93**，361-367.

図３　長岡平野西縁断層帯の評価において考慮した断層

図４　反射断面図（F 測線）　石油公団（1999）に一部加筆

図５　反射断面図（Ｊ測線）　石油公団（1999）に一部加筆

年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。
主なものを暦年補正すると以下のようになる。

850	→	12世紀
1,010	→	11世紀
820	→	13世紀
840	→	13世紀
6,390	→	約７千３百年前
6,220	→	約７千１百年前
7,270	→	約８千１百年前
6,800	→	約７千７百年前
5,150	→	約５千９百年前
6,430	→	約７千４百年前
6,580	→	約７千５百年前

図６　撓曲崖を横切る地形・地質断面図（宮本町地点）　渡辺ほか（2001）に加筆

図７　三条地震の震度分布図　　富田ほか（1986）に一部加筆

Seven boreholes (TG1－TG7) are arrayed across the flexural scarp.
B-3, B-4 and B-5 are the drilling sites of Watanabe *et al*. (2000).

図８　宮本町地点の撓曲崖と谷底面の関係（渡辺ほか，2001）

表３　長岡平野西縁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 今後 30 年以内の発生確率 今後 50 年以内の発生確率 今後 100 年以内の発生確率 今後 300 年以内の発生確率 集積確率	0.7 以下 ２％以下 ４％以下 ９％以下 40％以下 ６％以下	 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（2001）参照。
指標(１)経過年数 比 指標(２) 指標(３) 指標(４) 指標(５)	０百年以下 1.0 以下 0.8 以下 ６％以下 0.1 以下 0.0003－0.0008	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。

注 12：評価時点はすべて 2004 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。なお、計算に用いた平均活動間隔の信頼度は低い（△）ことに留意されたい。

指標(1)経過年数　：当該活断層での大地震発生の危険率（１年間当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。

本断層帯の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険度は、３千７百分の１－１千２百分の１（0.0003－0.0008）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 0.0006 以下であり、時間とともに増加する。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数十年以上を要する。

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。