

長町－利府線断層帯の評価

長町－利府線断層帯は、仙台平野の西縁に位置する活断層帯である。ここでは、平成 7－11 年度に行われた宮城県の調査をはじめ、これまで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

長町－利府線断層帯は、宮城県の宮城郡利府町（りふちょう）から仙台市を経て柴田郡村田町（むらたまち）にかけて、概ね北東－南西方向に延びている。全体として長さは 21－40km で、西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層である。本断層帯は、長町－利府線、坪沼断層及び円田（えんだ）断層と、これらに付随する断層から構成される（図 1、2 及び表 1）。

2 断層帯の過去の活動

長町－利府線断層帯は、0.5－0.7m／千年の平均的な上下方向のずれの速度を有していると推定される。本断層帯は、過去 4－5 万年間に少なくとも 3 回活動したと推定され、最も新しい活動は約 1 万 6 千年前以後にあったと考えられる。本断層帯の 1 回の活動におけるずれの量、及び平均的な活動間隔について、直接的なデータは得られていないが、それぞれ、2m 程度以上（上下成分）、及び 3 千年程度以上であった可能性がある^{*1}（表 1）。

3 断層帯の将来の活動

長町－利府線断層帯では、断層帯全体が一つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.0－7.5 程度の地震が発生する可能性がある（表 1）。過去の活動が十分に明らかではなく、最新活動時期が特定できていないため最新活動後の経過率は不明であり、信頼度は低い。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。

本断層帯では、最新活動時期が十分に特定できていないことから、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生率の長期確率を求めているが、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}。

*1 1 回の活動におけるずれの量は、本断層帯のうち、第四紀後期における活動性が確かめられている区間の長さから経験則に基づいて求めた。平均的な活動間隔は、この 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いて求めた。いずれの値も、既往の調査研究成果による直接的なデータではなく、その信頼度は低い。

*2 通常の活断層評価で用いている地震発生率の計算手法は、最新活動時期が分からないと用いることが出来ない。このため、ここでは、地震の発生確率が時間的に不変と仮定した考え方により、平均活動間隔のみを用いて地震発生率の長期確率を求めた（注 1 参照）。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。

4 今後に向けて

長町－利府線断層帯の将来の活動性を明確にするためには、最新活動時期を明らかにし、活動間隔と1回の活動におけるずれの量について信頼度の高いデータを得るとともに、活動区間を把握する必要がある。

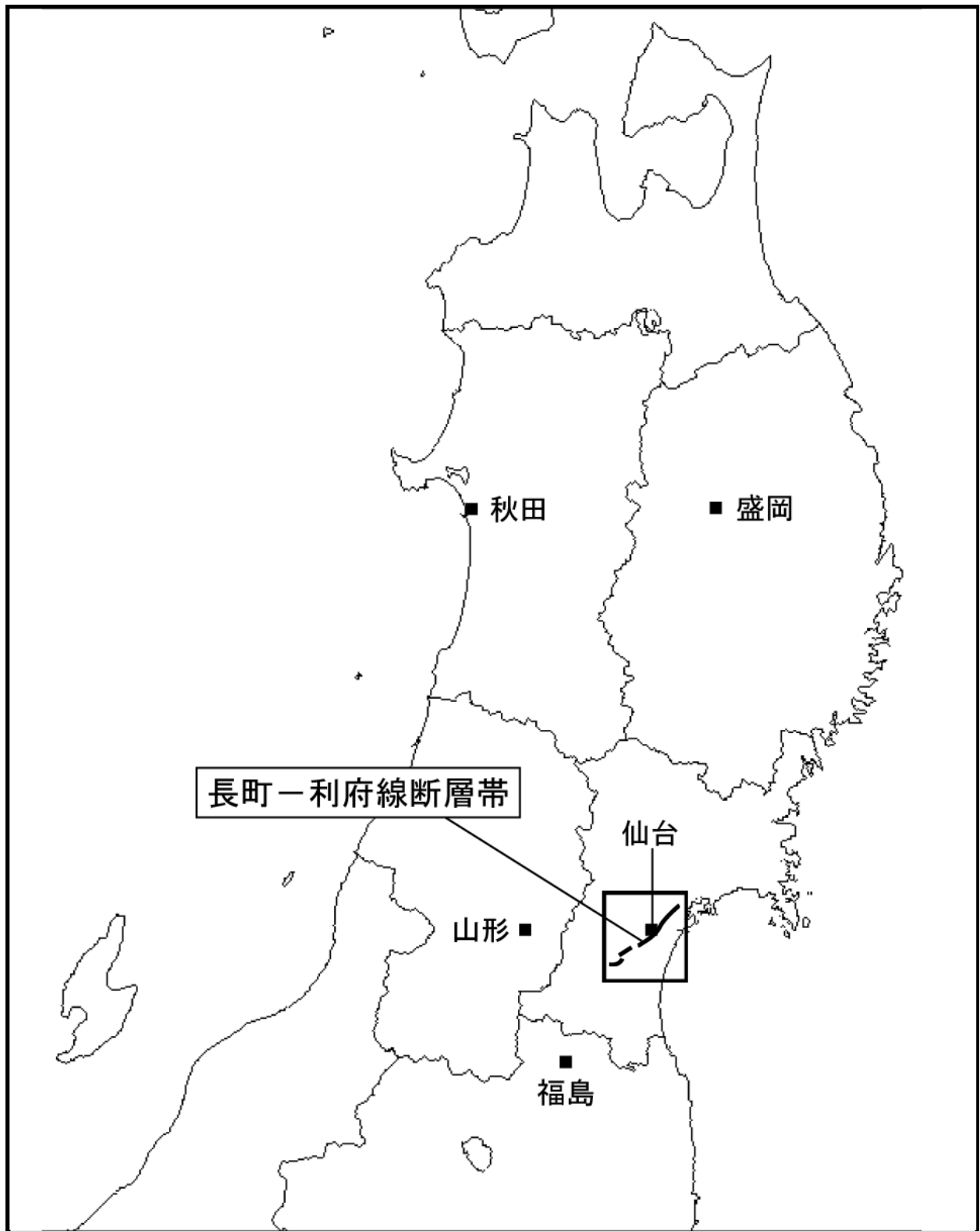


図1 長町ー利府線断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

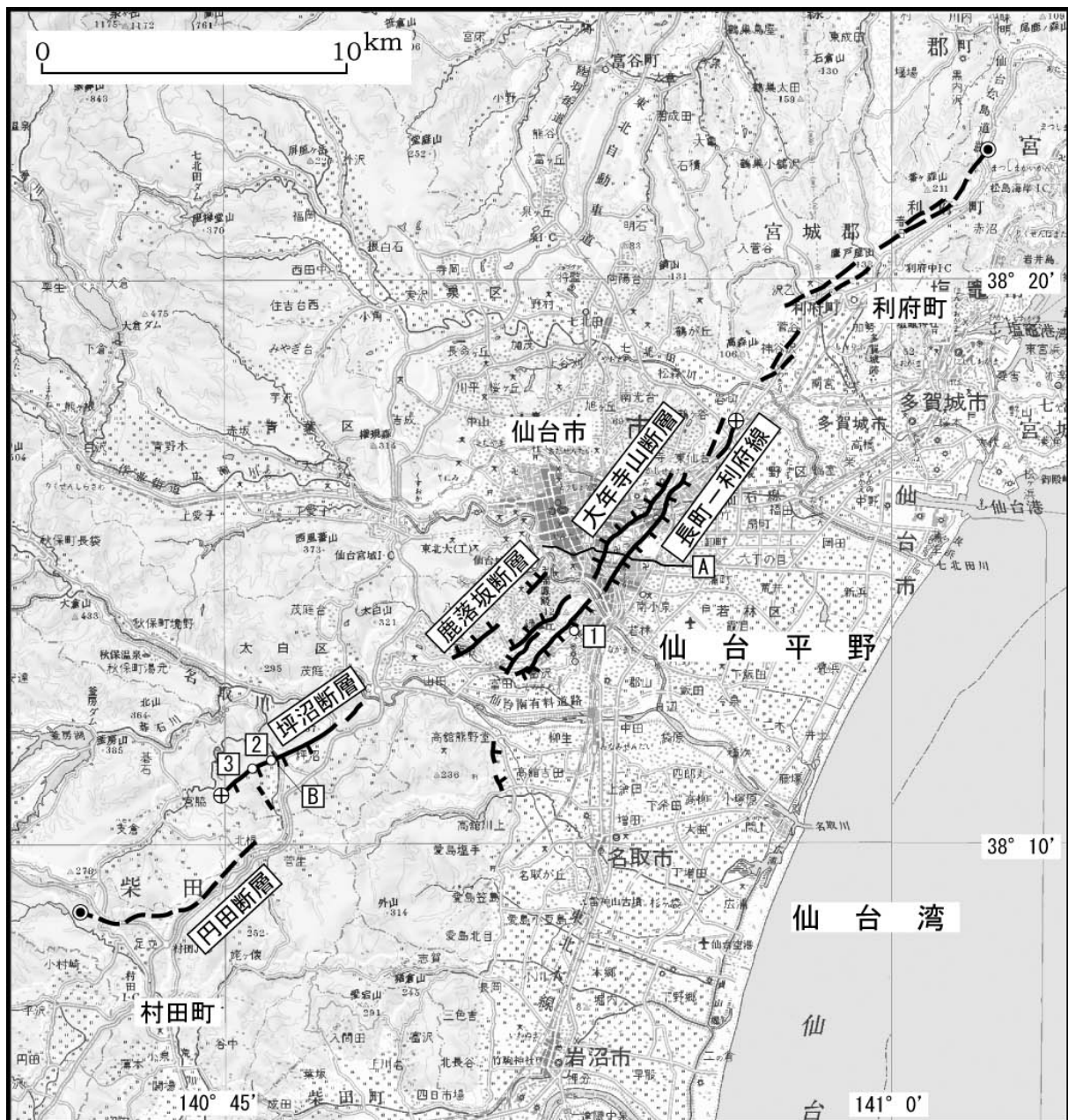


図2 長町－利府線断層帯の活断層位置と主な調査地点

1：鹿野地点 2：坪沼地点 3：根添西地点

A：反射法探査測線 B：浅層反射法探査測線

●：断層帯の北端と南端 ⊕：断層帯の北端と南端（第四紀後期における活動性が確かめられている区間）

活断層の位置は宮城県（1996, 2000）に基づく。

基図は国土地理院の「数値地図200000（地図画像）」「仙台」及び「石巻」を使用。

表 1 長町ー利府線断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 3)	根 拠 (注 4)
1. 断層帯の 位置・形態			
(1) 長町ー利 府線断層帯を 構成する断層	長町ー利府線、大年寺山断層、鹿落坂（し しおちざか）断層、坪沼断層、円田（え んだ）断層		文献 1、2、3、4、5 に よる。断層の名称は文献 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 38° 17′ - 38° 22′ 東経 140° 56′ - 141° 02′ （南端）北緯 38° 09′ - 38° 11′ 東経 140° 41′ - 140° 45′ 長さ 21-40km 一般走向 N40° E 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 一般走向 N40° E 上端の深さ 0 km 傾斜 西傾斜 35-45° （地下約 400-1000m） 幅 15-25km 程度	△ △ ◎	文献 1、3、5、8 による。 数値は図 2 から計測。形状 は図 2 を参照。 断層帯の長さが 21-40km なので、断層帯の両端の位 置は左記の範囲となる。 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）。 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北端 と南端を直線で結んだ方 向（図 2 参照）。断層面の 傾斜は文献 5、8 の反射 断面等から推定。断層面の 幅は断層面の下端が地震発 生層の下限と推定して算 出。
(3) 断層のず れの向きと種 類	北西側隆起の逆断層	◎	文献 5、6、8、9、10 等 に示された地形・地質の特 徴による。
2. 断層帯の過去 の活動			
(1) 平均的な ずれの速度	0.5-0.7m/千年（上下成分）	○	文献 5、6、7、9、11 に よる。
(2) 過去の活 動時期	活動 1（最新活動） 約 1 万 6 千年前以後 活動 2（一つ前の活動） 不明 本断層帯付近では、西暦 1736 年に仙台北 に被害をもたらした地震の記録があるが、 本断層帯との関係は不明。	◎	活動時期は文献 5、8 記載 の資料により推定。 文献 12 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（撓みを含む） 2m 程度以上 平均活動間隔 3 千年程度以上	△ △	
(4) 過去の活 動区間	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	断層帯全体で1区間 マグニチュード 7.0-7.5 程度	△ △	活動区間の長さから推定。

表2 将来の地震発生確率（ポアソン過程を適用）（注1）

項 目	将来の地震発生確率（注5）	備 考
今後30年以内の地震発生確率 今後50年以内の地震発生確率 今後100年以内の地震発生確率 今後300年以内の地震発生確率	1%以下 2%以下 3%以下 10%以下	地震発生確率は文献13による。

注1：長町一利府線断層帯では、最新活動時期が十分に特定できていないため、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）により地震発生の長期確率を求めることができない。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、更新過程が適用できない場合には、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）を適用せざるを得ないとしていることから、ここでは、ポアソン過程を適用して長町一利府線断層帯の将来の地震発生確率を求めた。しかし、ポアソン過程を用いた場合、地震発生の確率はいつの時点でも同じ値となり、本来時間とともに変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。

注2：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層帯のうち、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「更新過程」を適用して今後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：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：今泉ほか（1996）

文献2：今泉ほか（2000）

文献 3 : 活断層研究会 (1991)

文献 4 : 松田 (1990)

文献 5 : 宮城県 (1996a)

文献 6 : 宮城県 (1998)

文献 7 : 宮城県 (1999)

文献 8 : 宮城県 (2000)

文献 9 : 中田ほか (1976)

文献 10 : 大槻ほか (1977)

文献 11 : 豊島ほか (2001)

文献 12 : 宇佐美 (1996)

文献 13 : 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)

注 5 : 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。

(説明)

1 長町ー利府線断層帯に関するこれまでの主な調査研究

長町ー利府線断層帯は、仙台平野の西縁に位置し、その北部は仙台市街地北東方の利府町方面へ、また、南部は名取川の南側に広がる第三紀丘陵地帯に入って南西方の村田町方面へと延びる。

Yabe (1924) は、仙台平野の西縁に、平野とその北西側の丘陵地帯を分ける構造線の存在を推定し、これを長町ー利府線 (NagamachiーRifu Line) と呼び、段丘堆積物をも変位させていて最近においても活動的であるとした。中田ほか (1976) は、この長町ー利府線沿いの地形・地質調査を実施して、新旧地形面の変位・変形状態を明確にし、活断層としての長町ー利府線の変位の様式・時期・速度などを検討した。大槻ほか (1977)、今泉 (1980)、活断層研究会 (1980, 1991) は、長町ー利府線を活断層として追認し、その断層線を、長町ー利府線の南西方に位置する坪沼断層や円田断層などとともに図示し、それぞれの形態や活動性に関する資料を整理した。最近、これらの断層線について、大縮尺の空中写真を用いた再判読が行われ、その結果が都市圏活断層図「仙台」(今泉ほか, 1996)・「白石」(今泉ほか, 2000) として刊行されたが、長町ー利府線の北部はその対象から外れている。

本断層帯付近における地質分布に関する資料として、北村ほか (1986) がある。石井ほか (1985)、名取ほか (1986) は、長町ー利府線を横断して行なった α トラック法による断層調査結果を報告している。平野・松本 (1994) は、仙台市内の遺跡で確認された噴砂跡などの観察結果に基づいて、約 3000 年前に長町ー利府線が活動した可能性を指摘している。また、海野ほか (1999) は 1998 年 9 月 15 日に発生した M5.0 の地震と長町ー利府線の間接関係を、吉本ほか (2000) は長町ー利府線付近における微小地震の活動特性について検討している。

宮城県 (1996a, b, c, 1998, 1999, 2000) は、本断層帯を対象としてボーリング調査、反射法弾性波探査、地層抜き取り調査、トレンチ調査などを行ない、長町ー利府線や坪沼断層の構造や活動特性に関する新たな資料を追加した。

2 長町ー利府線断層帯の評価結果について

2-1 断層帯の位置・形態

(1) 長町ー利府線断層帯を構成する断層

本断層帯を構成する断層の位置・形態は、中田ほか (1976)、大槻ほか (1977)、今泉 (1980)、活断層研究会 (1991)、宮城県 (1996a)、都市圏活断層図「仙台」(今泉ほか, 1996)・「白石」(今泉ほか, 2000) などに示されている。これらでは、主要な断層の分布について、ほぼ共通した認識が示されている。ここでは、最近の検討結果で、本断層帯の全体像が示されている宮城県 (1996a) を断層分布に関する基礎資料とする。

本断層帯は、宮城県利府町付近から仙台平野の西縁を通って柴田郡村田町付近へと延びており、その中一北部を占める長町ー利府線と、その南部に位置する坪沼断層、円田断層からなる(図2)。長町ー利府線の南部では、その西側にこれと並走する短い断層として大年寺山断層と鹿落坂断層が伴われる。

本断層帯の南方延長には、福島盆地西縁断層帯が存在する。その北部を占める白石断層の北側に、新たに活断層としての村田断層が認定された(今泉ほか, 2000) ことにより、福島盆地西縁断層帯と本断層帯とは、ほとんど隔たりなしで配置されている可能性が出てきた。しかし、現状では、両者の連続性を検討するための資料がない。本断層帯の南端に位置する円田断層は、全体として活断層としての確実度が落ちるとされる(活断層研究会, 1991; 宮城県, 1996a; 今泉ほか, 1996, 2000) ことから、本断層帯の南端の位置は必ずしも明確ではなく、村田断層との隔たりを正確には見積もれないという側面もある。そこで、ここでは従来通り、円田断層をもって本断層帯の南端とする見方を踏襲する。

宮城県(1996b)は、本断層帯を、名取川付近を境にして狭義の長町ー利府線断層帯と坪沼ー円田断層帯に区分している。しかし、これらの隔たりは4km以内と小さいことから、松田(1990)の基準にしたがって、全体を一つの起震断層として扱うことにした。

(2) 断層面の位置・形状

本断層帯全体の長さ及び一般走向は、図2に示された長町ー利府線の北端と円田断層の南端を直線で結んで計測すると、それぞれ約40km、 $N40^{\circ}E$ となる。ただし、長さに関して、南端に加えて、本断層帯の北端の位置についても、七北田川以北の長町ー利府線の北半が、活断層研究会(1991)では活断層としての確実度がⅢ、宮城県(1996a)では“活断層の疑いがあるリニアメント”、今泉ほか(1996)でもごく断片的な短い推定断層のいくつかでその一部が示されているに過ぎず、不確かな点が多々ある。第四紀後期における活動性が確かめられている長町ー利府線の南半分から坪沼断層の部分に限ると、その長さは約21kmとなる。これらのことから、本断層帯の長さは21ー40kmとした。

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0kmとした。

断層面の傾斜は、長町ー利府線を横切る反射法弾性波探査結果(図3;宮城県,1996a)から、深さ約400m以深では $35-45^{\circ}$ で西に傾斜していると推定される。深さ1km以深については資料がなく不明である。坪沼断層では、宮城県(1996a)による地表断層露頭の記載、及び宮城県(2000)による浅層反射法弾性波探査結果(図4)から、深さ80m付近までは $55-75^{\circ}$ で西に傾斜していると推定される。このような結果は、本断層帯の南部で、あるいは、より地表に近い部分では、断層面はより高角になっていることを示しているのかも知れない。

地震発生層の下限は、地震観測結果から約13kmと推定される。断層面の傾斜を反射法弾性波探査結果から $35-45^{\circ}$ とすると、断層面の幅は15ー25km程度となる。

(3) 断層の変位の向き(ずれの向き)(注6)

本断層帯沿いでは、北西側に位置する地形や第四紀の地層が、常に南東側のものより高まっている(中田ほか,1976;大槻ほか,1977;宮城県,1996a)。長町ー利府線の南部では、相対的に隆起した北西側に、膨らみを伴った顕著な撓曲変形が生じている(中田ほか,1976;大槻ほか,1977;宮城県,1996a,1998)。そして、反射法弾性波探査(宮城県,1996a,2000)により、断層面が西傾斜していることが明らかであり、坪沼断層沿いでは上部更新統を変位させる西傾斜の断層露頭(宮城県,1996a,2000)も地表で確認されていることから、本断層帯は北西側が南東側に乗り上げる逆断層と考えられる。

長町ー利府線の南部と並走する大年寺山断層、鹿落坂断層は、ともに南東側を相対的に隆起させている。大年寺山断層については、断層露頭(宮城県,2000)で、また、反射法弾性波探査(宮城県,1996a)によっても東傾斜の断層面を有することが明らかとなっていることから、これらは南東傾斜の逆断層と考えられる。いずれも短く、かつ、比較的変位量が小さいこと、長町ー利府線の北西側に形成されている顕著な膨らみ列の背後に位置することから、これらは本断層帯の逆断層運動に伴って副次的に生じた断層群と考えられる。

なお、本断層帯では横ずれ変位を示す現象は見いだされていない。

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6)

本断層帯の平均変位速度を見積もるための資料として、以下のものがある。

- ① 中田ほか(1976)は、仙台市内に分布する段丘面(青葉山段丘Ⅲ、台の原段丘、上町段丘、中町段丘Ⅰ、下町段丘Ⅰ)の長町ー利府線による上下変位量をそれぞれ82m以上、50m以上、

15m 以上、13m 以上、8.6m 以上と見積もり、各段丘面の推定年代を主として一般的な地形編年観に基づいて 20 万年前、10–13 万年前、5–6 万年前、2.6 万年前、1.9 万年前として平均変位速度値を求め、その結果を総合して長町–利府線南部の平均変位速度を 0.5m/千年と推定している(図 5、6)。また、同様な方法で大年寺山断層の平均変位速度を推定し、結果として 0.1m/千年以上としている。今泉(1980)は、同じ資料を用いながらも、結果として長町–利府線南部の平均変位速度を 0.65m/千年以上、大年寺山断層のそれを 0.1m/千年と見積もっている。

- ② 仙台市太白区鹿野における宮城県(1998, 1999)によるボーリング調査の結果、平野下の標高–3m 付近に愛島軽石層が分布することが明らかとなった。愛島軽石層は、長町–利府線の北西側にあってそれにより隆起した台の原段丘及びそれより上位の段丘礫層を覆う鍵テフラ層として知られている(北村ほか, 1986; 豊島ほか, 2001)。ボーリング調査で明らかになった平野下に分布する愛島軽石層直下の礫層を台の原段丘礫層に対比すると、長町–利府線を境にして、台の原段丘礫層の高度分布に約 70m の食い違いが生じていることになる(宮城県, 1996a, 1999)。豊島ほか(2001)にしたがって、台の原段丘面の離水期を約 10 万年前とすると、本断層帯のこれ以後における平均上下変位速度は、約 0.7m/千年となる。台の原段丘面は、その西方で大年寺山断層及び鹿落坂断層により西落ちに変位している。しかし、その上下変位量は前者で約 15m、後者はそれより大幅に小さい(図 6; 中田ほか, 1976)ので、台の原段丘面はこれらによって高まった量を差し引いてもなお 50m 程度東落ちに変位していることになる。これらのことから、ここでの平均上下変位速度は 0.5–0.7m/千年に達していると推定される。
- ③ 大槻ほか(1977)は、坪沼断層、円田断層によって丘陵頂部に発達する高位侵食平坦面が約 50–75m 変位しているとし、この平坦面を青葉山面に相当するかそれより古いとみて、その形成年代を約 20 万年前とし、これらの平均上下変位速度を 0.3–0.4m/千年と見積もった。今泉(1980)は、この地形面の変位量と形成年代を、70–80m、30 万年前として平均上下変位速度値を再計算し、0.2–0.3m/千年を導いている。
- ④ 坪沼断層沿いの坪沼川左岸地点(後述の坪沼第 2 トレンチ地点)や根添西地点では、上部更新統を変位させる西傾斜の逆断層露頭が見いだされており(宮城県, 1996a)、根添西地点の露頭(図 7)では、約 1 万 6 千年前の ^{14}C 年代を示す崖錐堆積物が、少なくとも上下に 1.5m 程度変位していることから、この付近での坪沼断層の平均上下変位速度は、0.1m/千年を上回ると考えられる。

以上のように、資料は多くないが、変位基準の認定及びその形成年代と変位量の見積もりがより合理的であると思われる②の 0.5–0.7m/千年をもって、本断層帯の平均上下変位速度値とした。変位地形の発達状態、新旧の変位地形の分化が良好、かつ、顕著で、最も活動的と思われる本断層帯の中央部で導かれた値であること、そして、①の推定とも合致することから、②を重視する意味があると考えた。

(2) 活動時期

本断層帯の活動履歴に関する資料として以下のものがある。

a) 坪沼地点におけるトレンチ調査

図 8、9 は、宮城県(2000)が坪沼断層の活動履歴を知る目的で坪沼川左岸に掘削した 2 つのトレンチのうち、東側に位置する坪沼第 2 トレンチの壁面スケッチである。本トレンチは、丘陵基部から 20–30m 離れた沖積低地上に位置し、掘削地点の地表には断層変位地形は認められない。トレンチには、図 8、9 に示すように、丘陵を構成する高館層の一部(①層)とこれを覆う上部更新統(②

-1層-②-5層)- 完新統(③-1層-③-6層)が露出し、そして後者の地層群の一部まで切断してずらせる西傾斜の逆断層が露出した。

東壁面(図8)に注目すると、②-4層及びそれより下位の地層群は、明らかに南へ撓み下がるとともに断層で切断されている。そして、これらの地層群は、②-5層を含めて③-1層に不整合で覆われている。②-4層は全体が変形を受けており、また、③-1層及びそれより上位の地層群には、断層変位を受けた形跡がないことから、②-4層堆積後で③-1層堆積前の時期に断層活動があったとみなせる。東壁面に現れた②-5層は、②-4層などと同様に南へ撓み下がる変形を受けている可能性はある。しかし、その場合、②-5層の上部は削剥されて消失しているので、変形した地層の上限を特定することは難しい。

この断層活動の発生年代は、②-4層と③-1層直上の ^{14}C 年代から、約4万5千-約9千5百年前となる。

②-4層中に顕著な液状化構造が認められる。②-4層を覆う②-5層は、この液状化構造を削って堆積したようにも見える。このことは、この液状化現象が本断層の活動に関係して生じたとすると、その発生期は②-5層堆積前である可能性があり、したがって、②-4層堆積後で③-1層堆積前には複数回の活動があったことを示唆している。

なお、宮城県(2000)は、西壁面(図9)で見られる③-1層の最下部に位置する腐植質シルト層が、②層の一部で変位を受けている疑いがあるとして、その ^{14}C 年代測定結果に基づき、約8千1百年前以後に断層活動があった可能性を指摘している。しかし、この腐植質シルト層に関しては、②層との年代差が余りにも大きい上、これが変位しているとする確証は見いだせないので、宮城県(2000)の考えは追認できない。

東壁面で、②-4層と②-2層は断層を横切って分布する。これらの地層の基底面のみかけの変位量(高度差)を測定すると、②-4層基底面の断層上盤側のE1線上での高さを0mとしたとき、下盤側のE2線、E3線、E4線ではそれぞれ約-0.7m、約-0.7m、約-0.5mとなり、その高度差は約0.5-0.7mとなる。②-2層基底面について同様に計測すると、その高度差は約0.7-1.0mとなり、②-4層基底面のそれと比べて変位の増加が認められる。両壁面の下盤側に分布する②-2層は、この層起源の砂層・シルト層が上盤側から崩落した層相を示すことから、この層の堆積中か、その上位層の堆積開始前に断層活動があった可能性がある。②-4層と②-2層の間に位置する②-3層は、断層下盤側にのみ限られて分布する。②-3層は②-2層が変位した後の凹地に堆積したものと推定されるが、②-2層とともに変位した後に上盤側の地層が削剥された可能性もある。これらのことから、②-2層堆積以後で②-4層堆積前の時期に断層活動があったと考えられる。

この断層活動の発生年代については、西壁面の②-2層と東壁面の②-4層に関する年代測定結果から、約4万7千-約4万5千年前となる。しかし、②-3層の ^{14}C 年代が約4万3千年前、約4万4千年前、約4万6千年前(測定値はそれぞれ41,400yBP、42,450yBP、44,320yBP; 図9)を示すことを考慮すると、これらの年代測定結果に基づいて、年代的に②-2層、②-3層、②-4層を区分することは難しく、これらはほぼ同じ時期に堆積したものと考えられる。

東壁面で、②-2層の下位に位置する②-1層は断層を横切って分布するが、その厚さは、断層下盤側が0.4m以上で、上盤側に対して不連続的に厚いとされる(宮城県, 2000)。このことから、②-1層の堆積開始期以降で②-2層の堆積前にも断層活動があった可能性がある。ただし、②-1層を上位・下位に分ける層準に着目すると、下位層は下盤側のみに分布することから、この断層活動は②-1層上位層の堆積前にあった可能性もある。

b) 根添西地点における断層露頭調査

上述したように根添西地点の山地基部で発見された坪沼断層の露頭(図7)では、変位した崖錐堆積物の一部が約1万6千年前の ^{14}C 年代を示す(宮城県, 1996a)。したがって、この付近では、約1

万6千年前以後に少なくとも1回の断層活動があったと考えられる。

以上から、本断層帯では、最近4－5万年間に少なくとも3回の活動があったと推定され、最も新しい断層活動は約1万6千年前以後に起ったと考えられる。しかし、現状では関係する資料が乏しいため、それぞれの発生年代を特定することができない。活動履歴に関する資料が少なく、また、地層の年代も限られているため、検出できていない断層活動歴も少なからず存在する可能性があり注意を要する。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注6）

坪沼第2トレンチでの最新の活動における1回の変位量（上下成分）は約0.5－0.7mとなる。しかし、一つ前の活動の変位量が約0.2－0.5mであることを考慮すると、2回分の断層活動に対応することもありうる。なお、本断層帯主部の長町－利府線は撓曲変形していることから、ここで得られた値は断層帯全体の1回の変位量を表していないと考えられる。

本断層帯において、第四紀後期における活動性が確かめられている区間は約21km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1.7m（上下成分）となる。このことから、断層帯全体の1回の変位量は、2m程度以上（上下成分）であった可能性がある。

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

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

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

(4) 活動間隔

本断層帯の活動間隔を直接に示すデータはない。しかし、断層帯の長さから推定される1回の変位量（上下成分2m程度以上）と平均変位速度（上下成分0.5－0.7m／千年）から計算した値に基づくと、活動間隔は3千年程度以上であった可能性がある。

(5) 活動区間

本断層帯の活動区間については、関係する資料が整っていないため、検討できない。

(6) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯周辺では、1736年に仙台北下に被害をもたらした地震の記録があるが、本断層帯との関係は不明である（宇佐美，1996）。仙台平野部で、次のような先史－歴史時代の液状化痕跡が検出されている。いずれにおいても、本断層帯との直接的な関係を示す資料は見いだされていない。

- ① 仙台市太白区の王の壇遺跡で、約3500年前の縄文時代後期の地層を引き裂く噴砂の跡が認められている。また、仙台市太白区の北目城跡遺跡でも、縄文時代後期－晩期の地層中に砂脈が水平にレンズ状に広がっているのが確認されている。平野・松本（1994）は、これらを観察して、関係した地震の発生時期を約3000年前と推定し、長町－利府線の活動が関与した可能性を指摘している。
- ② 宮城県（1998，1999）は、太白区鹿野地点の沖積低地で地層抜き取り調査とボーリング調査を行った結果、沖積層中の2つの層準で地震動に起因する液状化の痕跡を見だし、これらの層準を被覆する腐植層の¹⁴C年代から、その形成期を約8千1百年前以後、及び約2千6百－2千9百年前以後と考え、これらは長町－利府線の活動を示す可能性があるとしている。

(7) 測地観測結果

最近約 100 年間の測地観測結果から求めた水平歪を見ると、断層帯の北部では東西方向の縮みが見られ、南部では東西及び南北方向の伸張が見られる。3 年間の G P S 観測結果によると、断層帯の北部では東西方向の縮みが見られ、南部では南北方向の伸張が見られる。

（８）地震観測結果

地震発生層の下限の深さは、1998 年 9 月の仙台市西部の地震活動から、およそ 13km と推定できる。

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

本断層帯に関しては、全体を一つの活動区間とした場合、上述の経験式（１）により本断層帯（長さ 21－40km）から発生する地震の規模は、マグニチュード 7.0－7.5 となる。これに基づくと、本断層帯で発生する地震は、マグニチュード 7.0－7.5 程度の可能性がある。

（２）地震発生の可能性

本断層帯の平均活動間隔は 3 千年程度以上の可能性があるが、最新活動時期が十分に特定できていないため、上記のようなマグニチュード 7.0－7.5 程度の地震が発生する長期確率を更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）を用いて評価することができない。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、地震の発生確率を求めるに当たって、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）が適用できない場合には、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）を適用せざるを得ないとしている。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 3 千年程度以上であることをもとに、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 年以内の発生確率が 1 % 以下、今後 100 年以内の発生確率が 3 % 以下、今後 300 年以内の発生確率が 10 % 以下となる。

2－4 今後に向けて

本断層帯は、大都市域に存在する活断層帯で、過去に繰り返し活動してきていることは明らかであり、活動すればマグニチュード 7.5 クラスの大地震を起こす可能性も考えられる。しかし、現状では、最新活動時期は明らかにされておらず、1 回の変位量や活動間隔についても信頼度の高いデータが得られていないため、将来の断層活動について詳しく検討できない段階にある。これらの過去の活動履歴を明らかにするための基礎的なデータを精度良く、かつ、豊富に集積する必要がある。

注 6：「変位」を、1 頁の本文及び 4 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「撓みの成分」よりなる。

注 7：10,000 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た値を用いた。また、10,000 年 BP－45,000 年 BP の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

平野信一・松本秀明（1994）：仙台平野の沖積層中に記録された長町－利府線の活動を示唆する 2，3 の地形的証拠．地域開発に伴う環境変化の地理学的研究（東北大学特定研究），65－71．

- 今泉俊文 (1980) : 東北地方南部の活断層. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 21-26.
- 今泉俊文・佐藤比呂志・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「仙台」.
国土地理院技術資料 D. 1-No. 333.
- 今泉俊文・松多信尚・渡辺満久・澤 祥・中田 高・宇根 寛・丹波俊二 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「白石」. 国土地理院技術資料 D. 1-No. 375.
- 石井武政・加藤 完・寒川 旭 (1985) : α トラック法による長町ー利府線の断層調査 (予報). 地質調査所月報, **36**, 3, 111-118.
- 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.
- 活断層研究会 (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 (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 45,000yrB. P. : Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫 (1986) : 仙台地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 134p.
- 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.
- 宮城県 (1996a) : 「平成7年度地震調査研究交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 (地形・地質調査) 成果報告書」. 85p.
- 宮城県 (1996b) : 「平成7年度地震調査研究交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 (総合解析) 成果報告書」. 10p.
- 宮城県 (1996c) : 「平成7年度地震調査研究交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 (物理探査) 成果報告書」. 26p.
- 宮城県 (1998) : 「平成9年度地震関係基礎調査交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 (ボーリング調査) 成果報告書」. 78p.
- 宮城県 (1999) : 「平成10年度地震関係基礎調査交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 (稠密浅層ボーリング調査・地層抜き取り調査) 成果報告書」. 50p.
- 宮城県 (2000) : 「平成11年度地震関係基礎調査交付金 長町ー利府線断層帯に関する調査業務 成果報告書」. 102p.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) : 仙台平野西縁・長町ー利府線に沿う新期地殻変動. 東北地理, **28**, 2, 111-120.
- 名取博夫・阿部智彦・加藤 完・石井武政 (1986) : α トラック法による長町ー利府線南西部の断層概査. 北村 信教授退官記念地質学論文集, 261-271.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文 (1977) : 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, **31**, 1, 1-14.
- 豊島正幸・早田 勉・北村 繁・新井房夫 (2001) : 仙台地域における台ノ原段丘面の形成時期. 第四紀研究, **40**, 1, 153-159.
- 海野徳仁・岡田知己・松澤 暢・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・長谷川 昭・西出則武 (1999) : 長町・利府断層の最深部で発生した1998年9月15日の地震 (M5.0) について. 月刊地球号外, **27**, 148-154.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 「新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]」. 東京大学出版会, 493p.
- Yabe, H. (1926) : Excursion to Matsushita and Sendai. Pan-Pacific Sci. Congress, Tokyo, 1926, Guide Book, C-3, 1-18.

吉本和生・内田直希・佐藤春夫・大竹政和・平田 直・小原一成（2000）長町－利府断層（宮城県中部）近傍の微小地震活動．地震，第2輯，**52**，407-416．

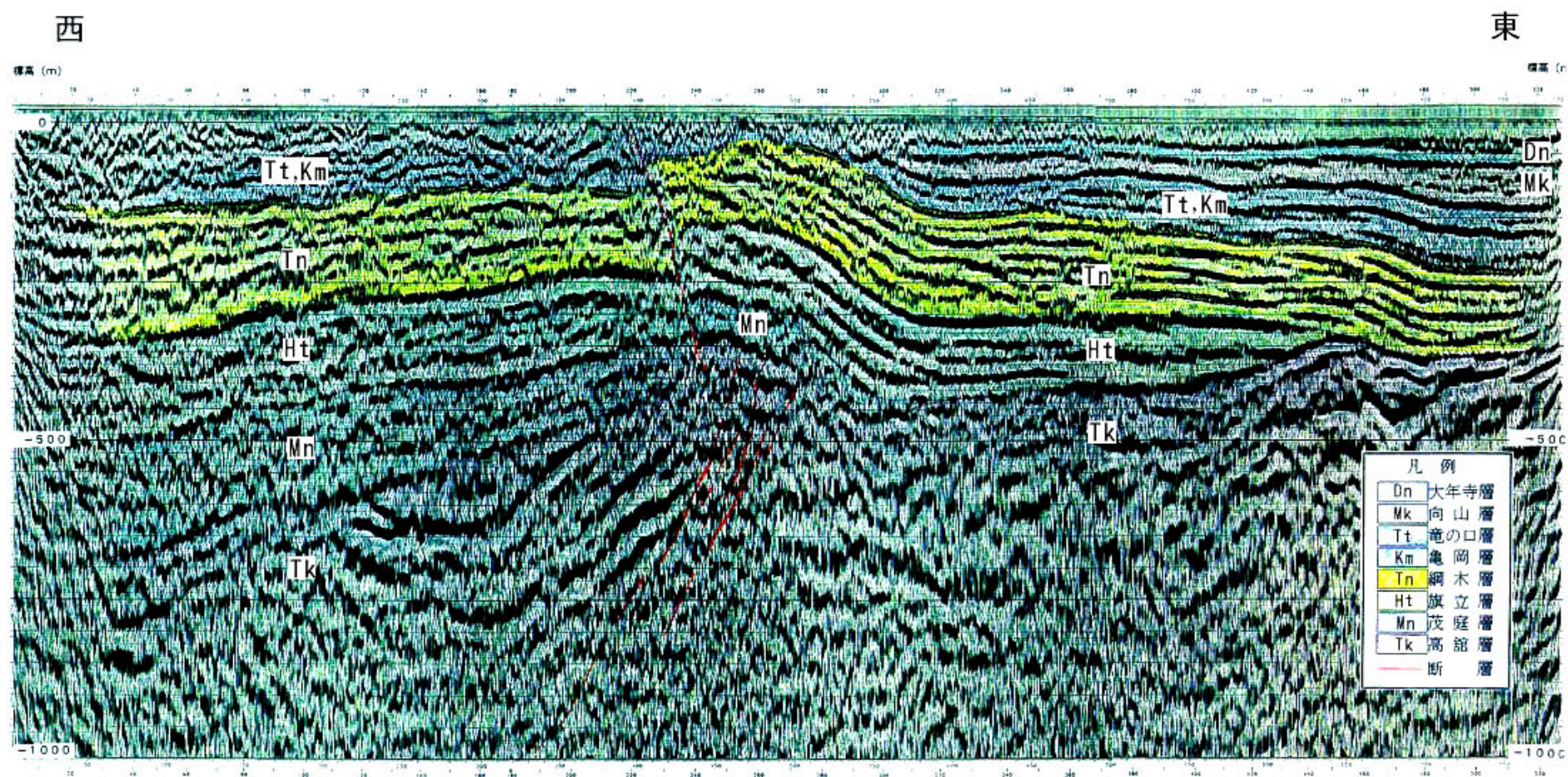


図3 長町ー利府線の反射法弾性波探査断面図
宮城県 (1996a) に加筆 縦：横＝2：1

図4 坪沼断層の浅層反射法弾性波探査断面図
宮城県(2000)に加筆 縦:横=1:1

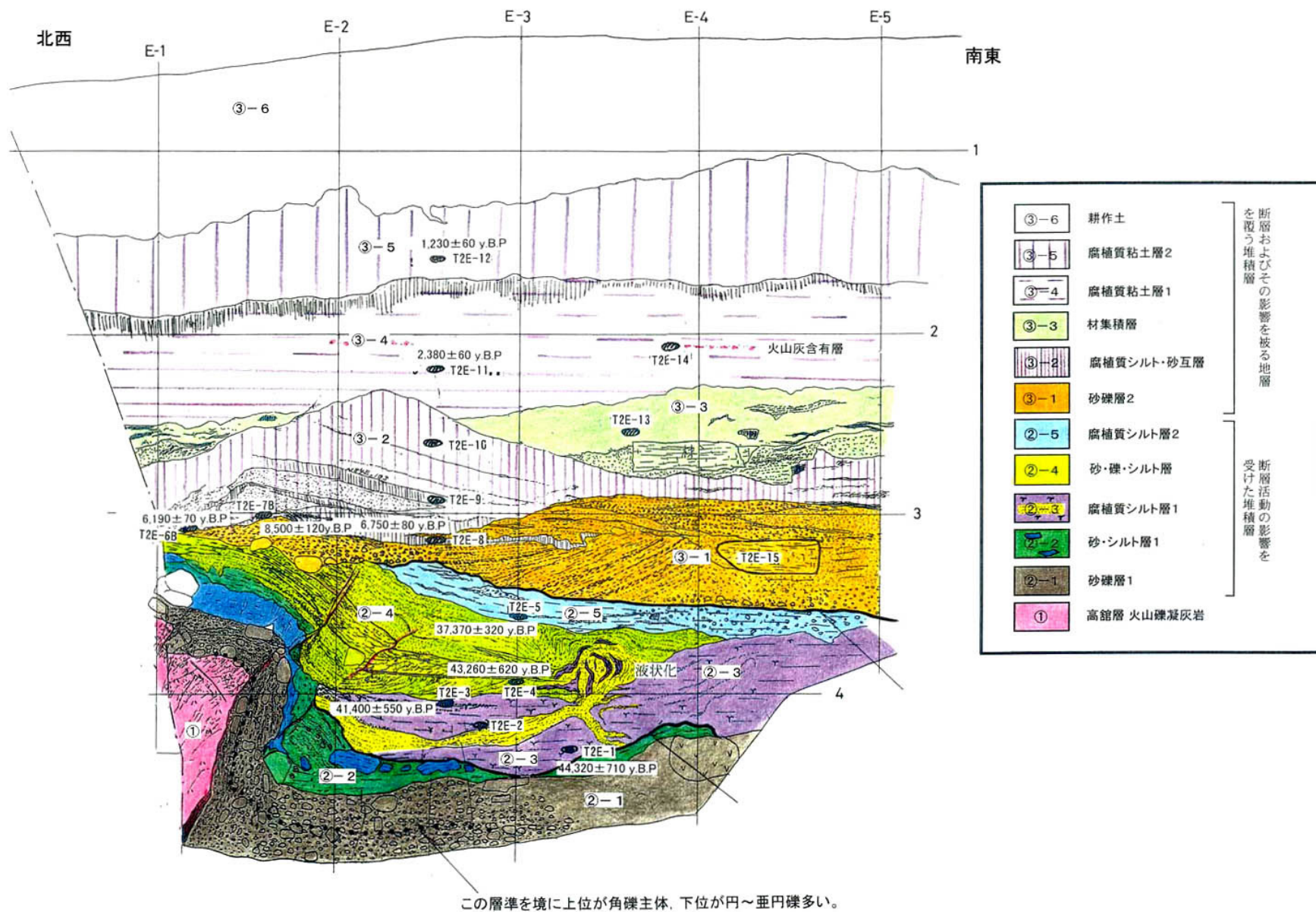


図8 坪沼地点のトレンチ東壁面スケッチ
宮城県（2000）による

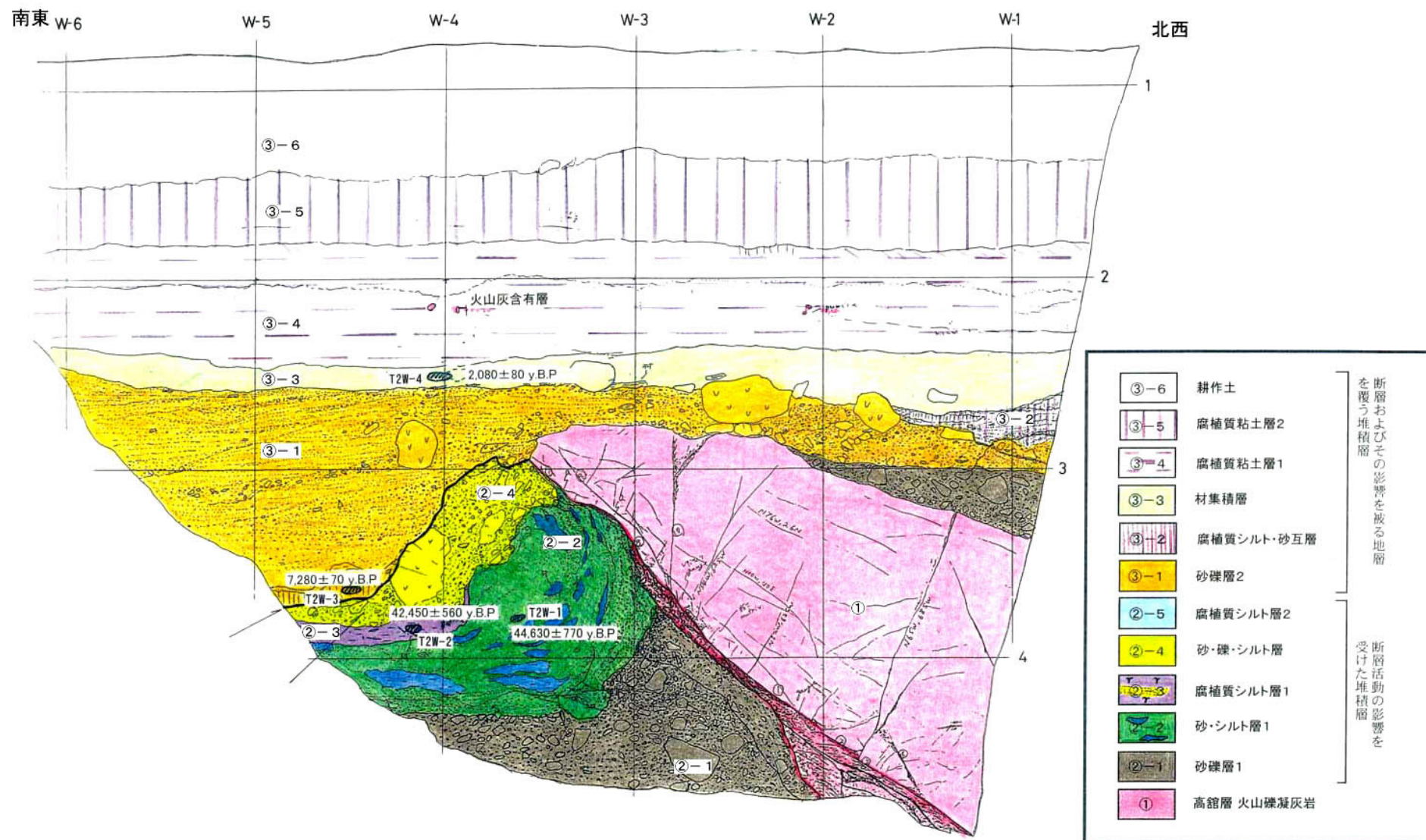


図9 坪沼地点のトレンチ西壁面スケッチ
宮城県 (2000) による