

信濃川断層帯（長野盆地西縁断層帯）の評価

信濃川断層帯は、長野盆地付近から信濃川に沿って、新潟県に延びる活断層帯である。ここでは、昭和 61—平成 7 年度に地質調査所（現：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。

なお、この断層帯について評価した結果、この断層帯の主部は長野盆地の西縁に分布することから、以下では、断層帯の名称を長野盆地西縁断層帯と称する。

1 断層帯の位置および形態

長野盆地西縁断層帯は、長野県の飯山市北方から長野市南方にかけて、長野盆地の西縁に沿って延びている。全体として長さは約 58km で、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

長野盆地西縁断層帯の最新の活動は、1847 年に発生した善光寺地震である。この時、断層の西側が東側に対して、相対的に 2—3m 程度隆起したと推定される。本断層帯の活動の間隔は、8 百—2 千 5 百年の可能性がある（表 1）。

3 断層帯の将来の活動

長野盆地西縁断層帯では、断層帯全体が一つの活動区間として活動し、マグニチュード 7.4—7.8 程度の地震が発生すると推定される（表 1）。また、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 2—3m 程度高まる段差や撓（たわ）みが生ずると推定される。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 に示す通りである（注 1）。

4 今後に向けて

長野盆地西縁断層帯は、活動度の高い断層であるが、断層活動の実態を示す十分な資料は整っていない。より信頼度の高い評価を行なうためには、平均的なずれの速度、平均活動間隔などを精度良く明らかにする必要がある。また、本断層帯の地下のデータは全くないので、地下における断層面の形状を明らかにする必要がある。

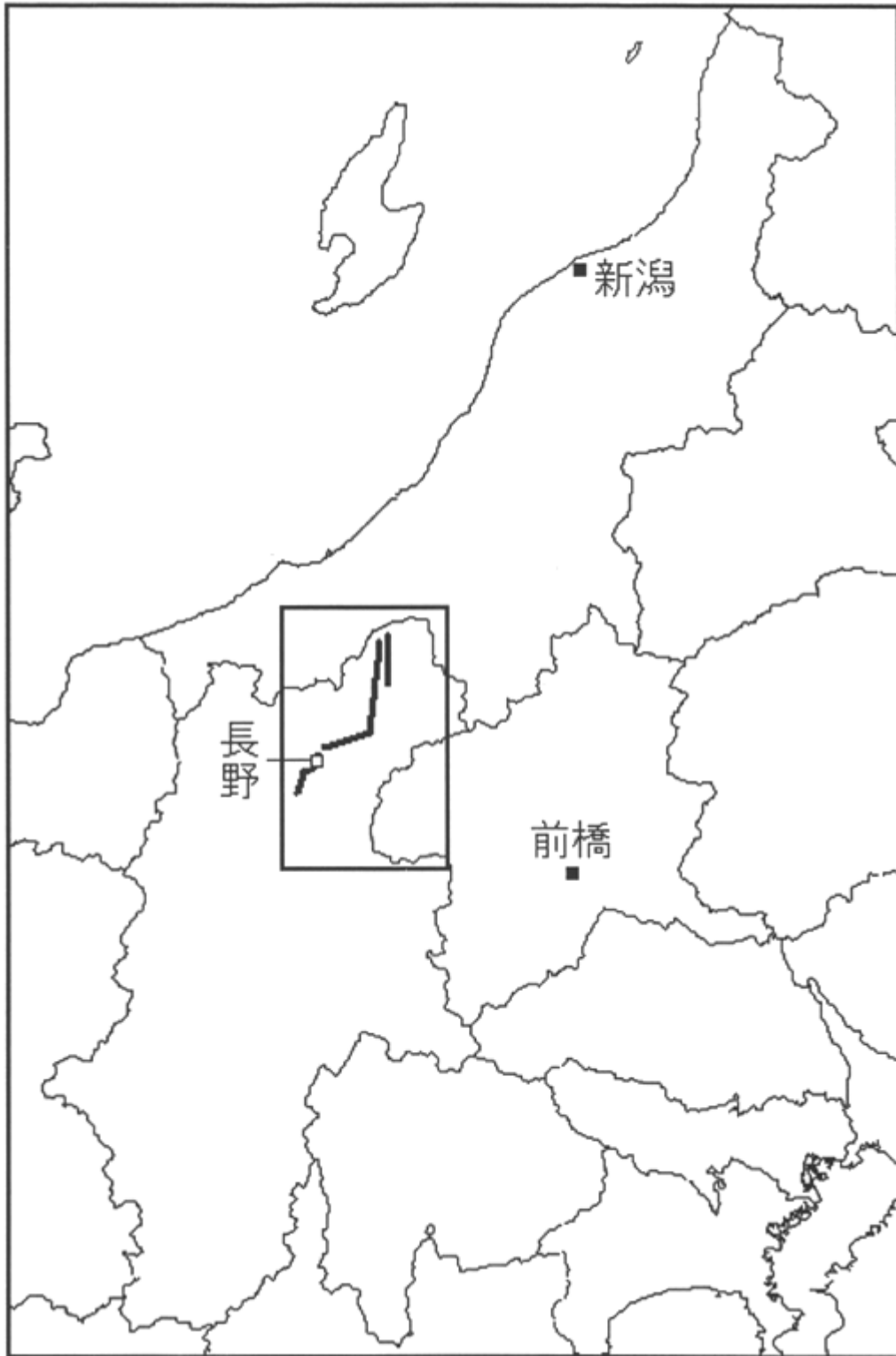


図1 長野盆地西縁断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

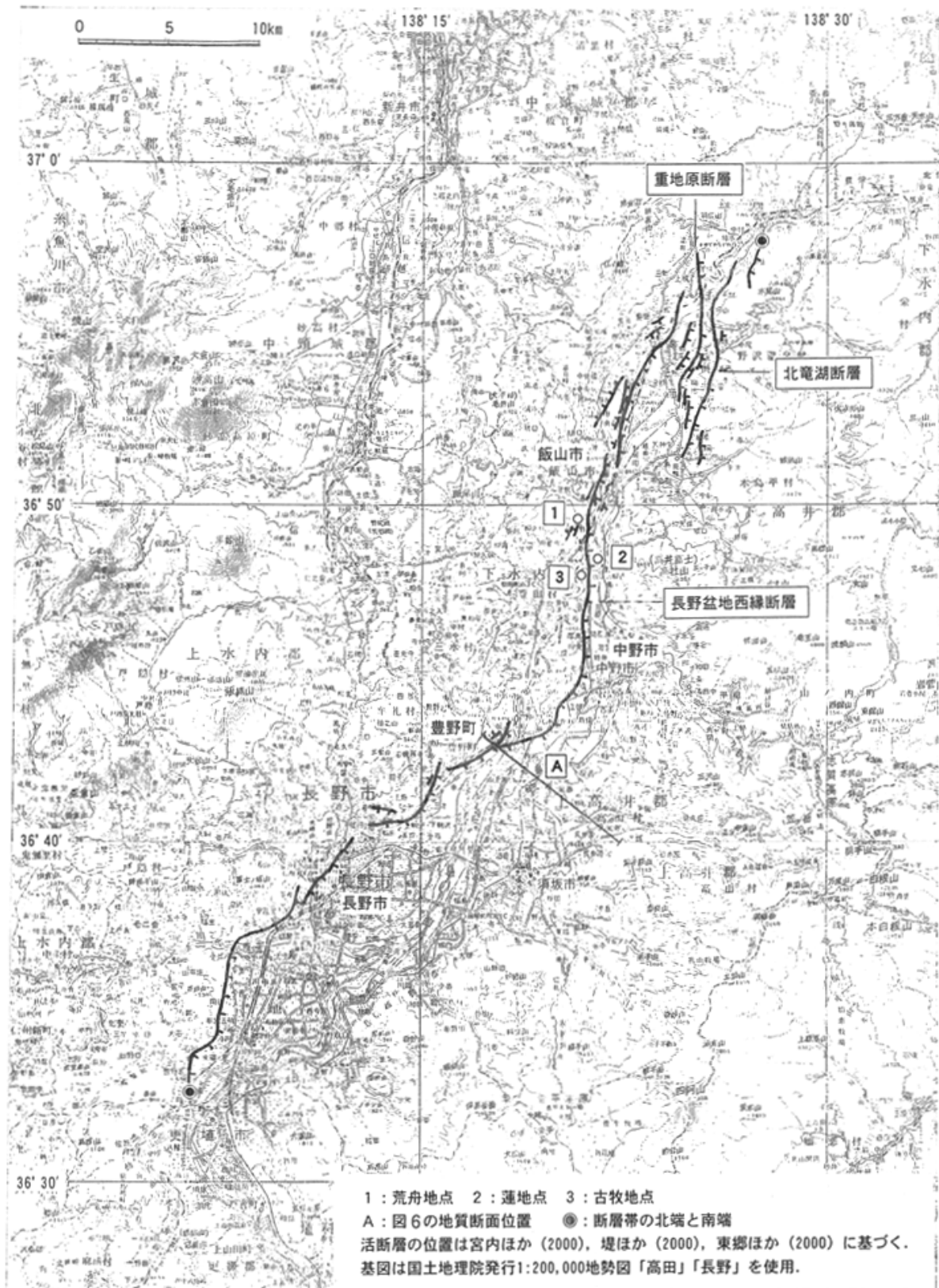


図2 長野盆地西縁断層帯の活断層位置と調査地点

表 1 長野盆地西縁断層帯の特性

項目	特性	信頼度	根拠
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 長野盆地西縁断層帯を構成する断層	長野盆地西縁断層、重地原（じゅうちはら）断層、北竜湖（ほくりゅうこ）断層		文献 8、9、10、11、12、17、18 による。
(2) 断層帯の位置・形状等	<p>地表における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯の位置 （北端）北緯 36° 57′ 東経 138° 28′ （南端）北緯 36° 33′ 東経 138° 06′ 長さ 約 58km 一般走向 N35° E 上端の深さ 0 km 傾斜角 不明（西傾斜）</p> <p>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 N35° E 上端の深さ 0 km 傾斜角 不明（西傾斜） 幅 不明</p>	<p>○</p> <p>○</p> <p>◎</p> <p>◎</p>	<p>文献 11、17、18 による。数値は図 2 から計測。形状は図 2 を参照。</p> <p>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）。傾斜方向は文献 1、7、8、9、11、12、17、18、19 等に示された地形・地質の特徴により判断。</p> <p>上端の深さが 0 km であることより推定。 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）。傾斜方向は文献 1、7、8、9、11、12、17、18、19 等に示された地形・地質の特徴により判断。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	◎	文献 1、7、8、9、11、12、17、18、19 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	断層帯全体 1.2—2.6m/千年（上下成分）	△	文献 1、4、5、12、15 による。
(2) 過去の活動時期	活動 1（最新活動） 1847 年（善光寺地震） 活動 2（一つ前の活動） 約 1 千 5 百年前以後 約 1 千年前以前	<p>◎</p> <p>△</p>	文献 2、3、13、14、15、16 等により判定。

(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) 2-3m程度 (上下成分) 平均活動間隔 8百-2千5百年	○ △	1回のずれの量は文献2により判定。平均活動間隔については説明文2-2断層帯の過去の活動 参照。
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で1区間	○	文献2による。
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 7.4-7.8程度 ずれの量 (撓みを含む) 2-3m程度	○ ○ ○	断層の長さ及び善光寺地震の規模から推定。

表2 将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注4)	備考
地震後経過率 (注5)	0.06 - 0.2	発生確率及び集積確率は文献6による。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0% - 1%	
集積確率 (注6)	ほぼ0%	

注1: 「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)によれば、1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震の地震発生直前における30年確率(暫定値)と集積確率(暫定値)、及び本評価結果による最新活動時期と平均活動間隔を用いて算出した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)	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 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%-10%	ほぼ0%-90%より大	約1.9-約3.3
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、2千年の場合は10%程度である。

注2: 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3：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

- 文献1：赤羽ほか（1992）
- 文献2：粟田ほか（1987）
- 文献3：粟田ほか（1990）
- 文献4：早津（1985）
- 文献5：早津ほか（1994）
- 文献6：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）
- 文献7：加藤・赤羽（1986）
- 文献8：活断層研究会（1980）
- 文献9：活断層研究会（1991）
- 文献10：松田時彦（1990）
- 文献11：宮内ほか（2000）
- 文献12：仁科ほか（1985）
- 文献13：大石ほか（2000）
- 文献14：佃・粟田（1986）
- 文献15：佃ほか（1990b）
- 文献16：佃ほか（1995）
- 文献17：堤ほか（2000）
- 文献18：東郷ほか（2000）
- 文献19：柳沢ほか（2001）

注4：評価時点はすべて2001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5：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、0.1は153年を2500年で割った値であり、0.2は153年を800年で割った値。

注6：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。

(説明)

1 長野盆地西縁断層帯に関するこれまでの主な調査研究

長野盆地西側の山地の急崖は、古くから断層崖であると考えられてきた(例えば辻村, 1932)。森本ほか(1966)は、豊野付近において、第四紀に堆積した豊野層の背斜構造が、丘陵地形と調和的であることを指摘した。豊野層団体研究グループ(1977)は、長野盆地西縁部の地質構造は、盆地西縁に沿って走る逆断層によって規制されており、第四紀はじめ以降のこの断層の活動が、長野盆地の形成に関与していることを明らかにした。長野県防災会議(1979)は、本断層帯の第四紀初期以後の上下変位量は、長野盆地西縁で1900mを超えているとし、第四紀における平均変位速度は約1mm/年に達しているとした。赤羽(1982)は、この地域の活断層の形成時期は、山地側(北西側)に位置するものほど古く、盆地側(南東側)に位置するものほど新しいことを指摘した。

活断層研究会(1980, 1991)、仁科ほか(1985)は、この地域において、北東-南西ないし南北方向に数列並走もしくは雁行する、長さ数km-十数km程度の複数の活断層を記載した。「都市圏活断層図 飯山・中野・長野図幅」(宮内ほか, 2000; 堤ほか, 2000; 東郷ほか, 2000)では、この地域でこれまで記載されてきた活断層のうち、主に盆地側に位置するものが示されている。

本断層帯から発生した地震として、1847年の善光寺地震(M7.4)がある。大森(1913)は、現地調査により、この地震で形成された撓曲崖を確認した。Imamura(1930)、八木(1947, 1948)、八木・八木(1958)、佐山・河角(1973)などは、この地震に関する史料の解説を行い、この地震に伴って長野市付近で西側隆起の地震断層が出現したことを指摘した。栗田ほか(1987)は、史料の解説と地形調査等による検証を行い、飯山市から長野市に至る多くの地点で地震断層が出現したことを指摘した。

佃・栗田(1986)は、断層露頭調査により、本断層帯の活動時期を推定した。栗田ほか(1990)、佃ほか(1990b)は、段丘調査とボーリング調査により、断層の活動時期、平均活動間隔及び単位上下変位量について検討した。佃ほか(1995)は、本断層帯の副断層のトレンチ調査により、この副断層が数回活動したことを指摘した。佃ほか(1991)、気象庁地震観測所(1991)は、本断層帯南端部の遺跡で見られた液状化痕跡から、液状化をもたらした地震の発生時期を推定した。早津ほか(1999)は、本断層帯北端部付近の遺跡が断層変位を被っているとして、これをもたらした断層及びその活動時期について検討した。

2 長野盆地西縁断層帯の評価結果について

信濃川断層帯は、長野盆地付近から信濃川に沿って、新潟県に延びるとされる活断層帯である(地震調査研究推進本部, 1997)が、以下に述べるように、ここで評価の対象とした断層帯は、その主部が長野盆地の西縁に分布することから、断層帯の名称を長野盆地西縁断層帯と呼ぶことにする。

2-1 断層帯の位置・形態

(1) 長野盆地西縁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、仁科ほか(1985)、活断層研究会(1980, 1991)、「都市圏活断層図 飯山・中野・長野図幅」(宮内ほか, 2000; 堤ほか, 2000; 東郷ほか, 2000)などに示されている。これらでは、主要な断層分布についてはほぼ共通した認識が示されている。ここでは、断層の位置及び名称は、最も新しい「都市圏活断層図 飯山・中野・長野図幅」(宮内ほか, 2000; 堤ほか, 2000; 東郷ほか, 2000)によった。

本断層帯の主部(長野盆地西縁断層)は、長野盆地の西縁部に位置し、飯山市の北方から長野市の南方にかけてほぼ連続して分布している。飯山市北方では、これの東側に短い活断層として、重地原(じゅうちはら)断層及び北竜湖(ほくりゅうこ)断層が存在する。長野盆地西縁断層、重地原断層、北竜湖断層は、相互の隔たりが3km以内で近接すること、走向及び変位のセンスをほぼ同

じくする断層群であることからこれらを一括し、松田（1990）の基準にしたがって一つの起震断層として扱うことにした（図2）。

本断層帯北方の関田山地に分布する断層群（野々海峠断層、関田峠・黒倉山断層群、黒岩山断層（活断層研究会，1980，1991；図3）など）については、重力性の正断層群である可能性が高い（柳沢ほか，2001）ことから、本断層帯には含めず、評価の対象としないことにした。

また、本断層帯北東方の青倉断層、宮野原断層、平滝断層、伏野峠断層（活断層研究会，1980，1991；図3）は、本断層帯との隔たりが5km以上で、走向及び変位のセンスも本断層帯と異なることから、松田（1990）の基準により本断層帯には含めないことにした。さらに、これらの断層は、相互の隔たりが5km以内であるが、各断層の長さは3－5kmで、全長も16km程度であることから、評価の対象としないことにした。

（2）断層帯の位置と形状

本断層帯全体の長さ及び一般走向は、図2に示された北竜湖断層の北端と長野盆地西縁断層の南端を直線で結んで計測し、それぞれ約58km、N35°E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。

断層面の傾斜角及び深部形状については、それらを検討するための十分な資料はないが、地形・地質の特徴により西傾斜と判断される（（3）断層の変位の向き（ずれのむき）参照）。なお、断層面下端の深さは、地震発生層の下限である15km程度と推定される。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注7）

本断層帯を構成する断層は、加藤・赤羽（1986）、仁科ほか（1985）、活断層研究会（1980，1991）、赤羽ほか（1992）、宮内ほか（2000）、堤ほか（2000）、東郷ほか（2000）、柳沢ほか（2000）などに示された変位地形や地質構造から、西側を東側に対して相対的に隆起させていると考えられる。本断層帯は、断層の西側に撓曲や膨らみを伴うことがあるので、西側が東側に乗り上げる逆断層と考えられる。また、主断層の西側に、東側隆起で東傾斜の断層面を有する逆断層（例えば、佃ほか（1995）の荒舟断層など）が分布することがあるが、これらは、主断層の逆断層運動に伴って、副次的に生じたものと考えられる。

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7）

本断層帯の平均変位速度の推定に関する資料として以下のものがある。

- ① 中野市古牧付近において、佃ほか（1990b）は、本断層帯の活動で撓曲変形した河成段丘面（i面）の形成年代が約7千6百年前の¹⁴C年代を示すこと、及びその当時、前方の下盤側低地部（飯山市蓮地点）で形成されつつあった低湿地堆積物（約7千1百年前の¹⁴C年代を示す）が、700－800m下流でのボーリング調査の結果、地表下約6mに分布することを明らかにしている（図4、5）。両者の高度差約18.5m（図5からの読み取りによる）を本断層帯の活動による上下変位量とすると、その後の平均変位速度は2.4－2.6m/千年となる。
- ② 豊野町付近において、赤羽ほか（1992）は、本断層帯を挟んだ両側で掘削された大深度ボーリングの結果に基づき地質断面図を作成した（図2、6）。この地質断面図から、中期更新世の豊野層の基底高度が、本断層を挟んで400m以上食い違っていることが読み取れる。豊野層の下位に分布する前期更新世の鳥居川火砕岩（赤羽ほか，1992）は、牟礼岩屑流堆積物（早津，1995）に対比されており、早津（1985）、早津ほか（1994）にしたがってその形成年代を約20－34万年前とすると、豊野層基底面形成後における本断層帯の上下方向の平均変位速度は1.2－2.0m/千年以上となる。

③ 仁科ほか (1985) は、一部の丘陵背面の原面形成期を約 10–15 万年前と推定し、その前縁の変動崖の比高をその後の上下変位量とみなして平均変位速度を求めており、断層帯北部の飯山市戸狩新田付近で 1.0–1.3m/千年、断層帯中部の中野市草間付近で 1.0–1.5m/千年、断層帯中南部の長野市三才付近で 0.4–0.6m/千年、長野市城山付近で 0.3–0.5m/千年の値を導いている。

上記の資料のうち、③の仁科ほか (1985) が求めた数値については、変位基準やその形成年代、変位量に関する具体的な認定根拠が示されていないので、その妥当性を評価できない。②の豊野町付近での推定値は、10 万年を越える長期間の平均速度値として貴重な資料であるが、変位基準や変位量の認定が僅かなボーリング資料に基づいており、変位基準の年代も推論によっていることから、信頼度の高いものとは言えない。①の古牧付近は、現状では具体的な年代測定値に基づいて変位基準の形成年代そして平均変位速度の見積もりが可能な唯一の地点である。しかし、ここではもともと高度差のあったものを変位基準としているとも推測され、i 面の変位量は本来上記の約 18.5m より小さいと見るべきであろう。よって、ここでは、特定の平均変位速度値を導くことは難しく、上記の 2.4–2.6m/千年は、考えられる最大値として扱う必要がある。

以上のように、本断層帯では平均変位速度の大きさを精度高く判定するための資料が十分蓄積されていない。しかし、これらの資料の平均変位速度が、ともに千年につきメートルオーダーに達していることを示唆していることから、ここでは①の古牧付近と②の豊野町付近の結果に注目し、その上・下限値 1.2–2.6m/千年をもって本断層帯の上下変位に関する平均変位速度とすることにした。

(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) 善光寺地震の地表地震断層

長野市街地に広がる裾花川扇状地部において、大森 (1913) は、1847 年善光寺地震で、北東-南西方向に数町にわたって、北西側を約 5 尺隆起させる地表変位が生じたことを明らかにしている。Imamura (1930)、八木 (1947, 1948)、八木・八木 (1958)、佐山・河角 (1973) は、この事実を再確認するとともに、これ以外の地点でも地表地震断層が出現したことを示す資料の提示や分析を行っている。栗田ほか(1987)は、文部省震災予防評議会編 (1941) などに基づく関係史料の再吟味と地形調査を実施して、1847 年善光寺地震時には、少なくとも図 7 に示された 1–9 の各地点 (飯山市街地北方の長峰山麓、飯山市街地、飯山市静間、中野市立ヶ花、長野市三輪北方、長野市妻科・長野市小柴見、長野市小市、長野市小松原、長野市小松原南方) で地表変位 (いずれでも平野側低下) が生じ、あるいは生じた可能性があるとした。地点 4 に近い豊野町浅野で地層抜き取り調査やボーリング調査を行った大石ほか (2000) は、約 200 年前に堆積した礫層とその堆積面に、北西側隆起約 1.4m 上下変位を認め、これを 1847 年善光寺地震時のものと推定している。

以上から、1847 年善光寺地震時に地表地震断層が出現したことは明らかであり、この時の断層変位は、それが生じた、あるいはその可能性がある地点が本断層帯に沿って認められ、いずれの地点でも変位の向きが調和的であることなどから、本断層帯の活動によるものと考えられる。

b) 飯山市荒舟地点の断層露頭調査

本露頭は、飯山市荒舟の山地基部で発見されたもので、次に扱う c) 荒舟地点 B トレンチ調査地点の北西約 300m に位置する (図 8、9)。

佃・栗田 (1986) によると、ここでは、図 9 に示すように、更新世前期の安山岩質凝灰角礫岩とこれを不整合で覆う C 層が、A 層・B 層と断層で接しており、C 層・B 層を覆う D 層・E 層は、断層によって切られていない。したがって、ここでは、B 層・C 層堆積後、D 層堆積前に断層活動があったと考えられる。C 層と D 層に関する ¹⁴C 年代測定結果に基づくと、この断層活動の時期は約 1 千

5百-1千年前となる。

この露頭では、断層の南東側に全体としてより若い堆積物が位置していることから、南東側が相対的に低下したと考えられる。その場合、C層は少なくともB層上部より層位的下位にあると推定されるが、¹⁴C年代測定結果は逆にC層の方が若いことを示しており、矛盾している。これらの年代測定結果が妥当なものであるとすると、南東側（平野側）が低下する変位だけでは説明できない構造が存在することになり、変位様式上、本断層帯とは不調和な側面をもつことも考えられる。すなわち、この露頭が示す断層活動については、本断層帯との連動性および推定発生年代に関し不確実な部分がある。

c) 飯山市荒舟地点のBトレンチ調査の結果

本トレンチは、荒舟地点で、扇状地上に逆向き（西向き）低断層崖を形成した断層（荒舟断層）を対象にして、地質調査所が1988年に掘削した3つのトレンチのうちの一つである（図8、10）。荒舟断層は、本断層帯の上盤先端部に位置し、変位の向きは逆であるが、本断層帯と同じような走向を有することから、本断層帯の活動により副次的に生じたものと考えられる。佃ほか（1995）によれば、ここでは、図10に示すように、後期更新世の清川礫層（N層）及びこれを覆う地層群（下位よりM-A層）と、それらの一部を変位させる断層（F1-F5）が露出した。佃ほか（1995）は、このトレンチ観察から、M層堆積後に6回の断層活動があったことを指摘しているが、論拠説明が不十分であり、また、関係する基礎事実の記載が欠けているため、それらを追認し、その妥当性を評価することが難しい。

しかし、図10で、南側壁面ではF5断層がE層を切断し、ずらしていることから、E層堆積後に断層活動があったことは明らかである。E層上部の¹⁴C年代に基づき、この断層活動は約3千9百年前以後に発生したと推定される。また、北壁面ではM層とN層が断層で接する構造を、L層が覆っている。M層とN層を分ける断層は後に生じたもので、M層あるいはその一部は、断層活動で東側にN層の高まりが生じたことにより、その前面の凹所を埋める形で堆積したとも推測される。いずれにしても、N層堆積後でL層堆積以前に、別の断層活動があったと考えられる。L層の¹⁴C年代は得られていないので、これより上位のJ層の下部の¹⁴C年代に基づくと、この断層活動の発生時期は約1万1千年前以前となる。

d) 中野市古牧地点の段丘調査及び飯山市蓮地点のボーリング調査の結果

佃ほか（1990b）は、千曲川右岸の古牧地点で、上述のi面を最高位としてこれを含めた7段の完新世段丘面の存在を認め（図5）、それぞれが本断層帯の活動ごとに生じた段丘面である可能性を指摘した。

古牧地点のすぐ下流に位置する千曲川左岸の低湿地部の蓮地点で実施されたボーリング調査の結果、本断層帯の下盤側に位置するこの地点では、少なくとも地表下約10mまでが腐植土層と砂層の互層からなることが明らかになった（図5）。栗田ほか（1990）、佃ほか（1990b）は、ここで繰り返し挟まれてくる腐植土層の存在に注目し、これらを本断層帯の活動による東側低地部の間欠的沈降、それによる低湿地の形成を意味するものとして、腐植土層の存在とその¹⁴C年代に基づき、1.4千年BP以後、1.4-2.6千年BP、2.6-2.9千年BP、2.9-4.8千年BP、4.8千年BP、4.8-6.2千年BP、6.2-7.8千年BP、7.8-8.2千年BPの各年代に断層活動があったと推定した。

以上は、いくつかの仮定に基づく推論である。したがって、用いられた仮定が現実的であるかどうか問われるが、それを検討するための資料や論拠が示されていないため、参考資料扱いにせざるを得ない。

上記のa)、b)、c)、d)に基づく断層活動の時空間分布を図11に示す。

以上のことから、1847年善光寺地震を起こした断層活動が本断層帯の最新活動と考えられる。約1千5百年前以後、約1千年前以前の時期に善光寺地震に先立つ断層活動があった可能性がある。さらに約1万1千年前以前にも本断層が活動したことはほぼ確かであるが、その時期については特定できない。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注7）

飯山市から長野市にかけて、栗田ほか（1987）は、史料の分析とそれに対応する変動地形調査の結果から、1847年善光寺地震時における各地の上下変位量を図7のように推定した。この図から、1847年善光寺地震時の上下変位量は、6尺－1丈（約2－3m）程度と考えられる（栗田ほか、1987）。この値をもって、本断層帯の1回の上下変位量とすることにした。

なお、栗田ほか（1990）、佃ほか（1990b）は、上述の古牧地点における段丘面の発達状態、蓮地点における腐植土層の埋没状態から、上盤側の単位隆起量1.1m、下盤側の単位沈降量1.9－2.3mを導き、両者の和3.0－3.4mをこの付近の本断層帯の単位上下変位量と推定した。この数値は、結果的に善光寺地震時の変位量と調和的なものとなっている。

(4) 活動間隔

荒舟地点の断層露頭で明らかになった約1千5百－1千年前の断層活動が、1847年の善光寺地震が示す本断層帯の最新活動の一つ前の活動であるとする、その発生間隔は850－1350年となる。平均変位速度（1.2－2.6m/千年）と1回の変位量（2－3m）に基づき試算すると、平均活動間隔は約800－2500年となる。なお、栗田ほか（1990）、佃ほか（1990b）は、蓮地点における8枚の埋没腐植土層の形成年代の平均間隔約950年をもって本断層の平均活動間隔とみなしている。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は8百－2千5百年の可能性があると考えた。

(5) 活動区間

1847年の善光寺地震時には、北は飯山市北方、長峰山付近、南は長野市小松原の南方でも地表地震断層が生じた、もしくはその可能性があることを示す古記録があり、本断層帯に沿って出現した地表地震断層は40km余の長さを有する可能性がある（栗田ほか、1987；図7）。このことは、本断層帯の少なくとも主部を含む3/4が変位を起こしたことを意味し、断層帯全体がこの時活動したことを示すものである。そこで、本断層帯においては、善光寺地震時のように全体にわたって変位を起こす活動が繰り返されているとみて、断層帯全体を1つの活動区間とみなすことにした。

(6) 先史時代・歴史時代の活動

善光寺地震以外の断層活動に関係するものとして次の資料がある。本断層帯の南端部に近接する長野市の篠ノ井遺跡では、地震動に起因する地盤の液状化により発生したと推定される砂脈が発見されており、その観察結果から、液状化をもたらした地震の発生時期について、およそ1300－1100年前（佃ほか、1991）あるいは1165－1100年前（気象庁地震観測所、1991）と推定されている。また、本断層帯の北端部に近接する飯山市の東原遺跡では、変形した縄文時代後期中葉の生活面や遺構が多数発見されており、そのような変形活動は3500－3000年前にあったとされる（早津ほか、1999）。

これらの出来事が本断層帯の活動によって発生したかどうかは特定できない。しかし、これらは、本断層帯に近接した地点で見いだされた事象であり、善光寺地震に先立つ断層活動の時期と時期的に同じような可能性もあるので、これらの出来事は本断層帯の断層活動に関係している可能性もある。

(7) 測地観測結果

最近約 100 年間、約 10 年間の測地測量結果からは、この断層帯に沿う領域において、いずれも北西－南東方向の卓越した圧縮歪が観測されている。3 年間の G P S 観測結果もこの結果と調和的であり、断層帯を挟む観測点で、東西変位に明瞭な違いが見える。

(8) 地震観測結果

本断層帯の周辺では、いくつかの地震活動の高まりが見られる。断層帯南部の南側の領域で1965－1967年に松代群発地震が発生し、断層帯北部でもM4クラスの地震が発生している。最近の地震活動から、地震発生層の深さの下限は15km程度であろうと推定される。

2-3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と地震の規模

本断層帯は、断層帯全体 (58km) が一つの活動区間と考えられることから、下記の経験式により本断層帯から発生する地震の規模はマグニチュード7.8と算出される。本断層帯から発生した1847年の善光寺地震の規模はマグニチュード7.4とされている(宇佐美, 1996)。これらに基づく、本断層帯から発生する地震の規模はマグニチュード7.4－7.8程度と推定される。

用いた経験式は次の式である(松田, 1975, 1990)。Lは1回の地震で活動する断層の長さ(km)、Mはその時のマグニチュードである。

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6$$

上記のような地震が発生した場合、1847年善光寺地震時の上下変位量に基づく、西側隆起で2－3m程度の段差や撓みを伴う変形が生ずると推定される。

(2) 地震発生の可能性

以上のように、本断層帯で得られた資料によると、平均活動間隔は8百－2千5百年、最新の活動以後の経過時間は153年である。これによれば、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.06－0.2となる。また、信頼度の低い平均活動間隔を用いた計算であることに留意する必要があるが、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、 $\alpha = 0.24$)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%、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%－1%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%となる(表3)。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。

2-4 今後に向けて

長野盆地西縁断層帯の最新の活動は1847年の善光寺地震であるが、その前の活動履歴や平均変位速度及び平均活動間隔は十分に解明できていない。本断層帯に関して、より信頼度の高い評価を行なうためには、それらを精度良く求めるための調査研究を継続して行なう必要がある。また、断層面の地下での形状に関する資料は全くないので、これを明らかにするための調査研究が必要である。

注7: 「変位」を、1頁の本文及び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8: 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

- 赤羽貞幸 (1979) : 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (I) . 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, 18, 1-23.
- 赤羽貞幸 (1981) : 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (II) . 信州大学教育学部紀要, **44**, 191-200.
- 赤羽貞幸 (1982) : 長野盆地西縁部における地質構造と丘陵の形成過程. 地学団体研究会専報, **24**, 169-179.
- 赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司 (1992) : 中野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 106p.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉 (1987) : 善光寺地震断層系に関する史料と地震断層の現況. 歴史地震, 第 3 号, 166-174.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・奥村晃史 (1989) : 長野盆地西縁活断層系から発生する善光寺型地震. 地震学会講演予稿集, No. 1, 61.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・池田国昭・奥村晃史・渡辺和明・宮崎純一 (1990) : 善光寺型地震の再来間隔と地震時の断層変位量. 地震学会講演予稿集, No. 1, 12.
- 早津賢二 (1985) : 「妙高火山群—その地質と活動史—」. 第一法規出版, 344p.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸 (1994) : 妙高火山群の活動史—“多世代火山”—. 地学雑誌, **103** (3), 207-220.
- 早津賢二・渡辺満久・新井房夫・望月静雄 (1999) : 飯山盆地北部における縄文時代後期生活面の断層変位. 地学雑誌, **108** (1), 76-84.
- Imamura, A. (1930) : Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions. Publications of the Earthq. Investigation Committee in Foreign Languages, **25**, 1-143.
- 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・赤羽貞幸 (1986) : 長野地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 120p.
- 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.
- 気象庁地震観測所 (1991) : 松代付近の遺跡の発掘現場で発見された地震跡. 気象庁地震観測所技術報告, **11**, 47-64.
- 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.
- 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.
- 宮内崇裕・東郷正美・堤 浩之・金 幸隆・武田大典・宇根 寛・小田切聡子 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「飯山」. 国土地理院技術資料 D. 1-N0. 375.
- 森本良平・村井勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男 (1966) : 松代群発地震地域とその周辺地方の地質, 地震研究所彙報, **44**, 423-445.

- 文部省震災予防評議会(1941):増訂大日本地震史料. 第3巻.
- 長野県防災会議(調査・環境科学研究会)(1979):長野県地震対策基礎調査報告書 - 地学的基礎条件に関する調査. 35-83.
- Niklaus, T. R. (1991): CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985):長野県の活断層 - 活断層分布図と資料, 信州大学理学部紀要, **20**, 198p.
- 大石 超・堤 浩之・今泉俊文・東郷正美・野原 壮・岩月輝希・原口 強・石山達也・田中靖之(2000): 1847年善光寺地震断層の地層抜き取り調査. 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, I - P011.
- 大森房吉(1913):本邦大地震概説. 震災予防調査会報告, **68(2)**, 1-80.
- 佐山 守・河角 広(1973):古記録による歴史的大地震の調査(第一報)(弘化四年三月二十四日善光寺地震). 東京大学地震研究所速報, **10(2)**, 1-50.
- 豊野層団研究グループ(1977):長野盆地の西縁部の第四系—長野盆地の形成史に関する研究. 地質学論集, **14**, 79-92.
- 佃 栄吉・栗田泰夫(1986):先善光寺地震と長野盆地西縁断層系. 地震学会講演予稿集, No. 2, 129.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史(1990a):長野断層系荒舟断層の発掘調査. 地震学会講演予稿集, No. 1, 13.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史(1990b):長野断層系から発生する善光寺型地震の再来間隔と断層変位量の推定—ボーリングおよびトレンチ発掘調査報告. 地震予知連絡会会報, **44**, 408-414.
- 佃 栄吉・寒川 旭・桧久義・黒磯彰夫・宮下健司(1991):長野県の遺跡発掘調査で発見された善光寺地震(1847年)及び先善光寺地震の地震跡. 地震学会講演予稿集, No. 2, 270.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史(1995):1988年長野活断層系荒舟断層(荒舟地区)トレンチ発掘調査. 日本の活断層発掘調査[56], 活断層研究, **13**, 72-79.
- 辻村太郎(1932):東北日本の断層盆地(中). 地理学評論, **8**, 747-760.
- 堤 浩之・東郷正美・宮内崇裕・大石 超・宇根 寛・小田切聡子(2000):都市圏活断層図「中野」. 国土地理院技術資料 D. 1-N0. 375.
- 東郷正美・堤 浩之・宮内崇裕・大石 超・宇根 寛・小田切聡子(2000):都市圏活断層図「長野」. 国土地理院技術資料 D. 1-N0. 375.
- 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.
- 八木貞助(1947):弘化四年の善光寺地震に随伴したる陸地変形に就いて. 帝国学士院記事, **5**, 180-186.
- 八木貞助(1948):地震学より見た善光寺地震. 善光寺地震百年忌記念善光寺地震誌, 2-10.
- 八木貞助・八木健三(1958):上水内郡地質誌. 上水内教育会, 480p.
- 柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之(2001):飯山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 144p.

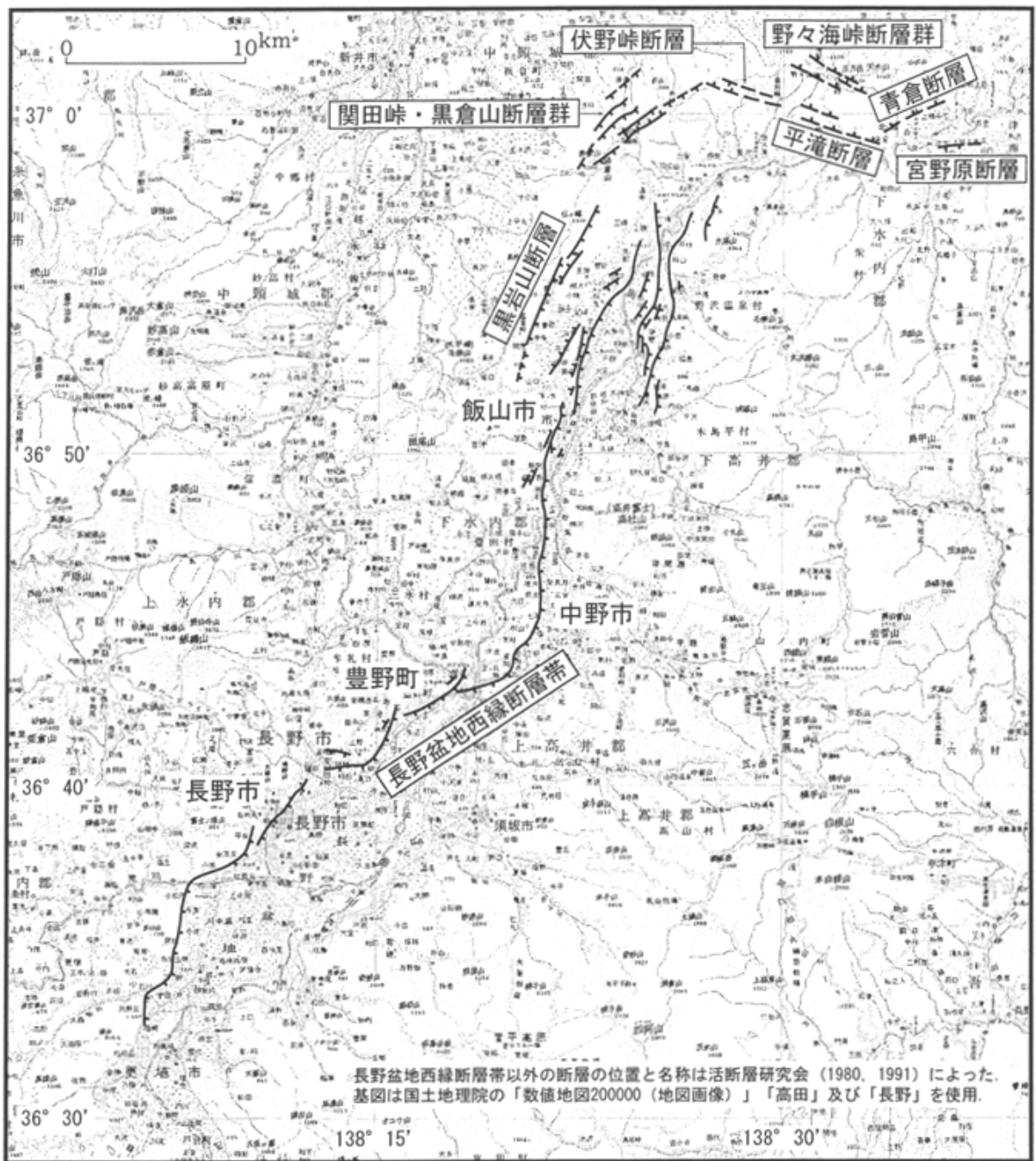


図3 長野盆地西縁断層帯から北方及び北東方に分布する断層

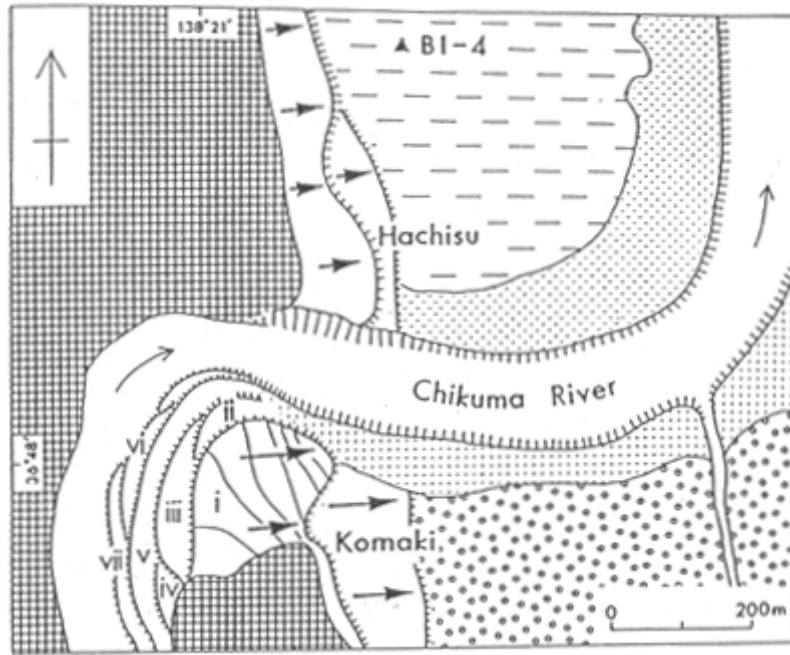


図4 古牧付近の累積変形を受けた段丘面群と蓮のボーリング地点 (BI-4)
(佃ほか, 1990b)

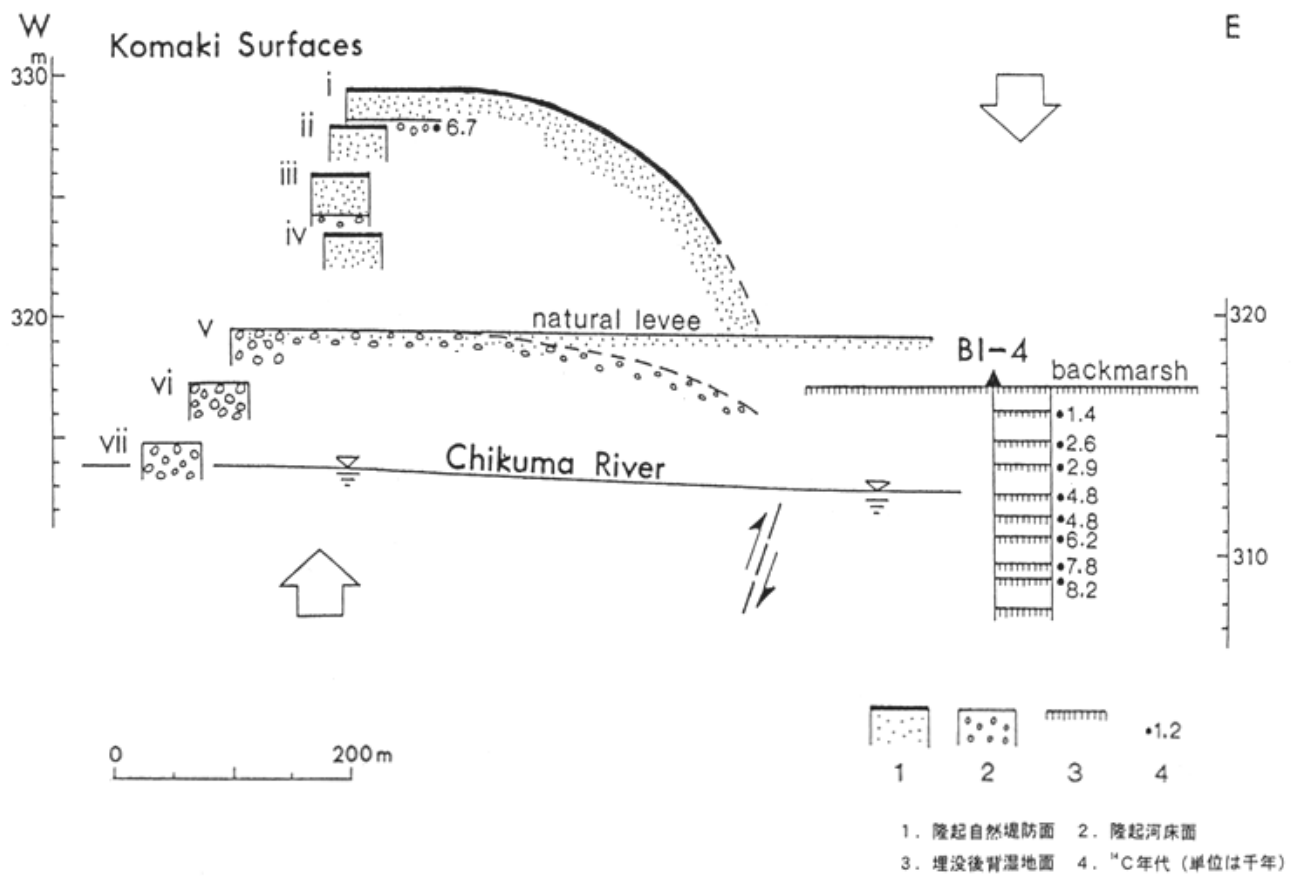


図5 古牧付近の断層隆起を示す完新世段丘群と沈降を示す沖積堆積物
(佃ほか, 1990b)

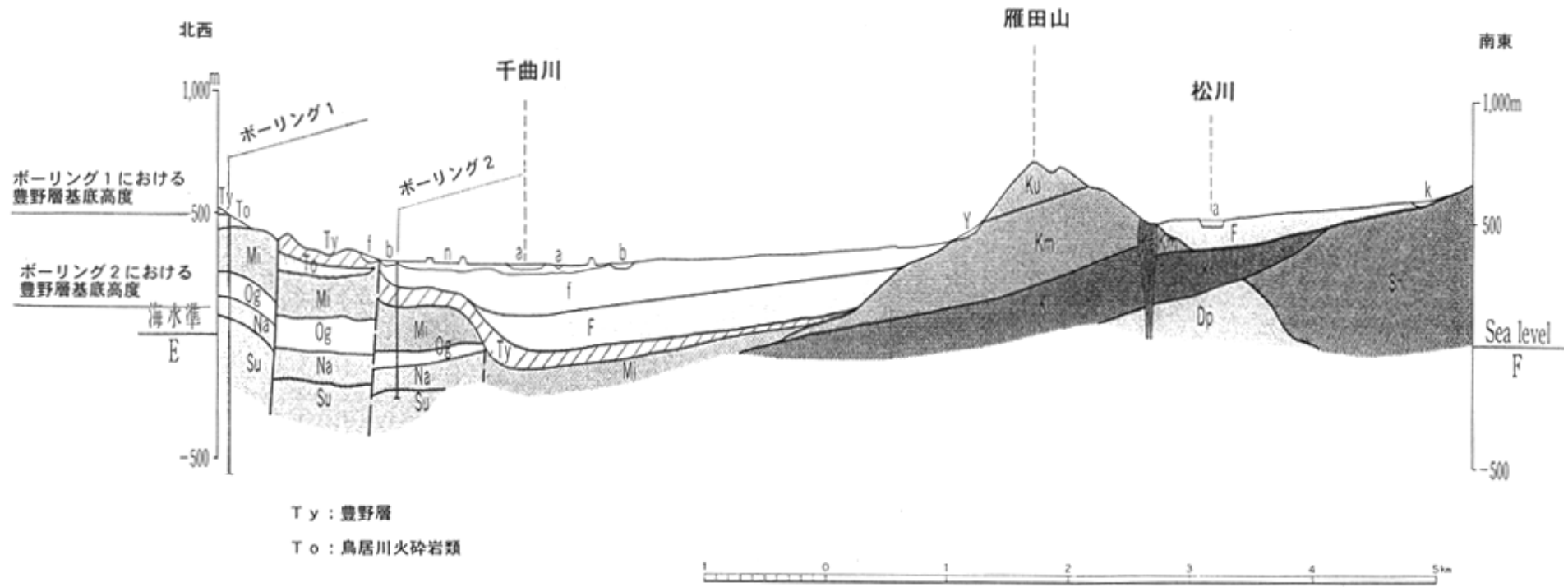
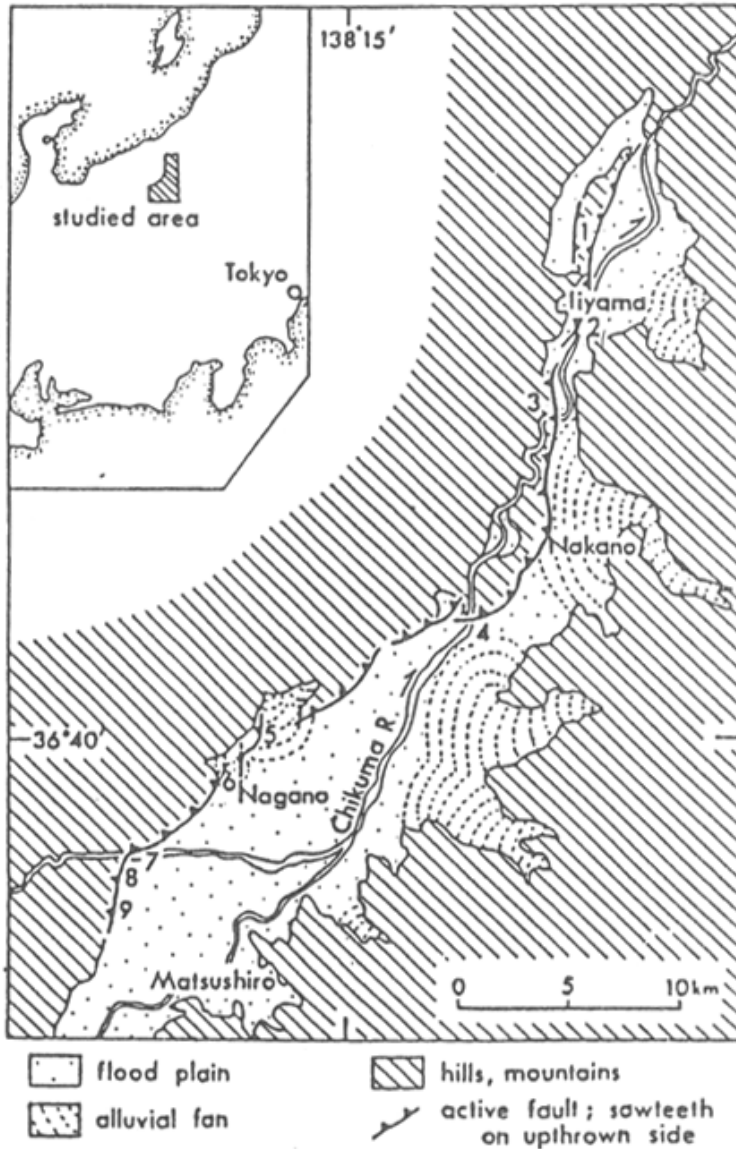


図6 豊野町付近の地質断面図 縦：横＝2：1
赤羽ほか（1992）に加筆



各地点の変位量

- ①長峰山麓
1.8-3.0m (6-7尺から1丈程)
- ②飯山市街地
2.1-3.0m (7尺から1丈余)
- ③飯山市静間
詳細不明
- ④中野市立ヶ花
約3mと推定される
- ⑤長野市三輪北方
2-4m 1回の変位量かどうか不明
- ⑥長野市妻科・長野市小柴見
2.1-2.4m (7-8尺)
- ⑦長野市小市
2.4-2.7m (8-9尺)
- ⑧長野市小松原
1.8-2.1m (6-7尺)
- ⑨長野市小松原南方
3.0m余 (1丈余)

1-9 : 地震断層が記録された地点

図7 善光寺地震に伴う地震断層が記録された地点と長野盆地西縁活断層系
粟田ほか(1987)に加筆



図8 荒舟地域の地形と断層の分布
 (佃ほか, 1995) AとBはトレンチ調査地, Zは断層露頭を示す.

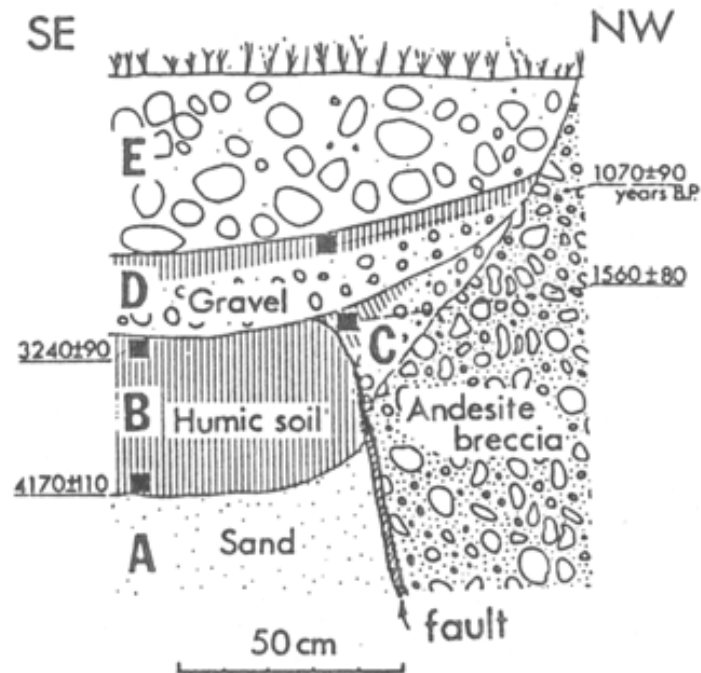
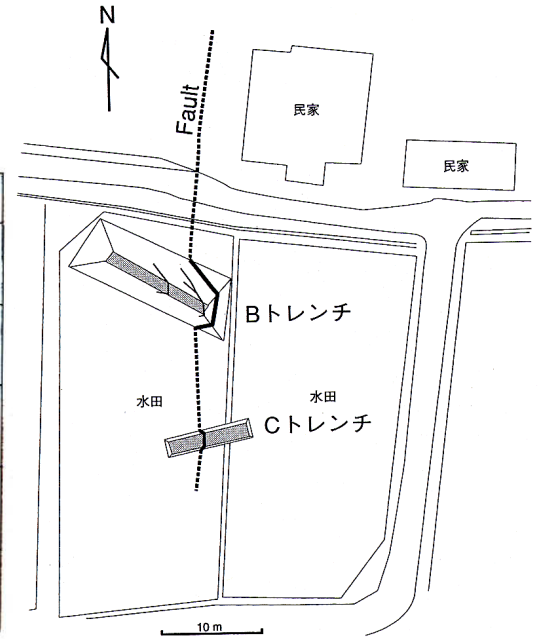
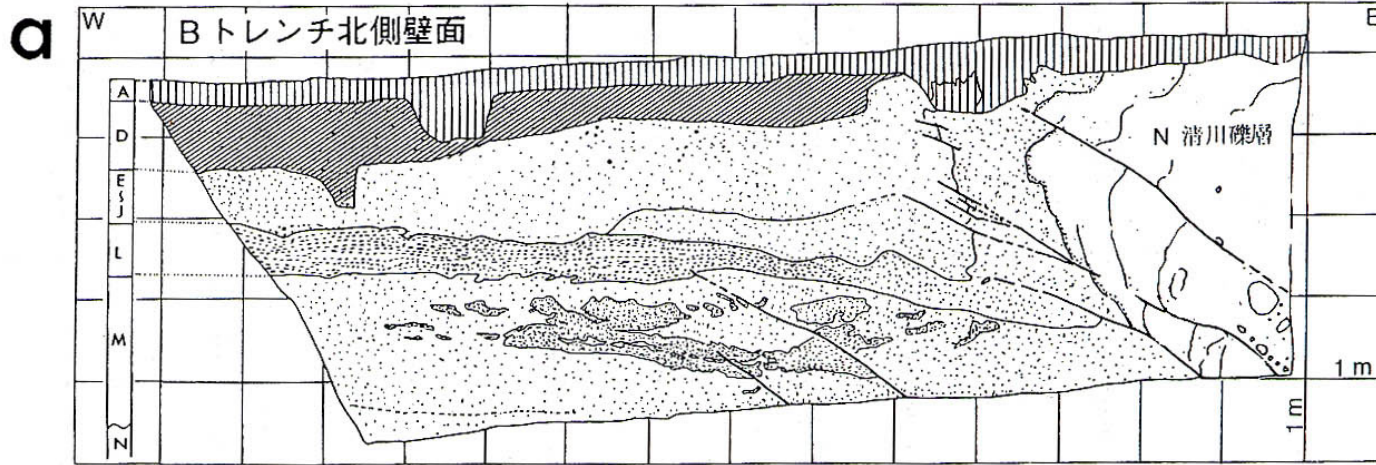


図9 飯山市荒舟の断層露頭
 (佃ほか, 1986) 数字は¹⁴C年代



B、Cトレンチ掘削地の平面図

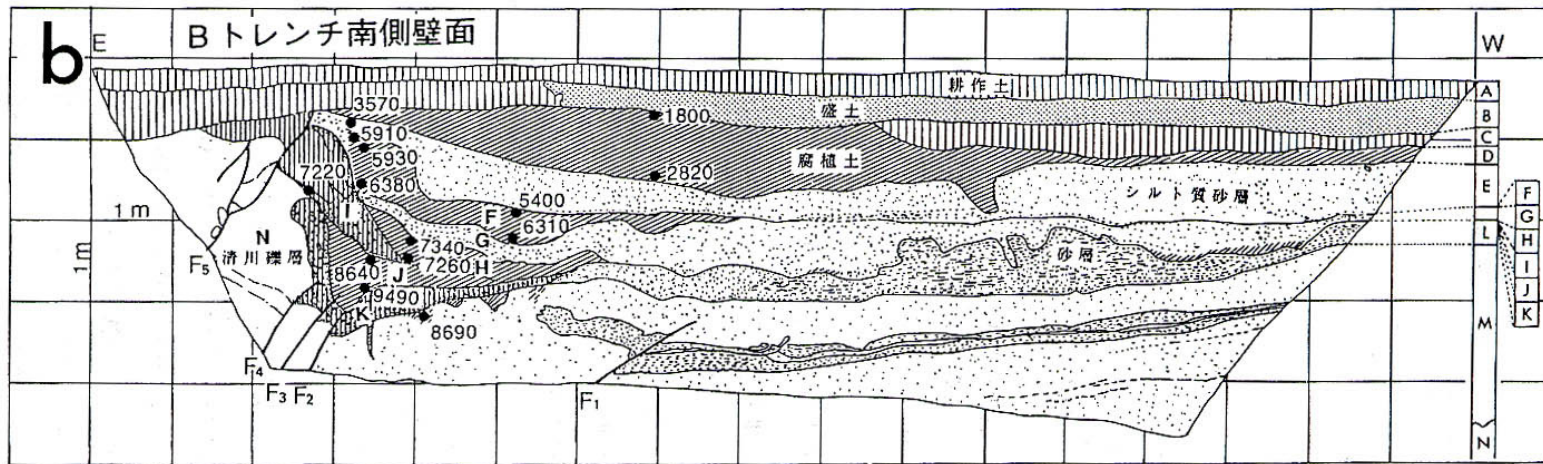


図10 飯山市荒舟のBトレンチスケッチ
(佃ほか, 1995)

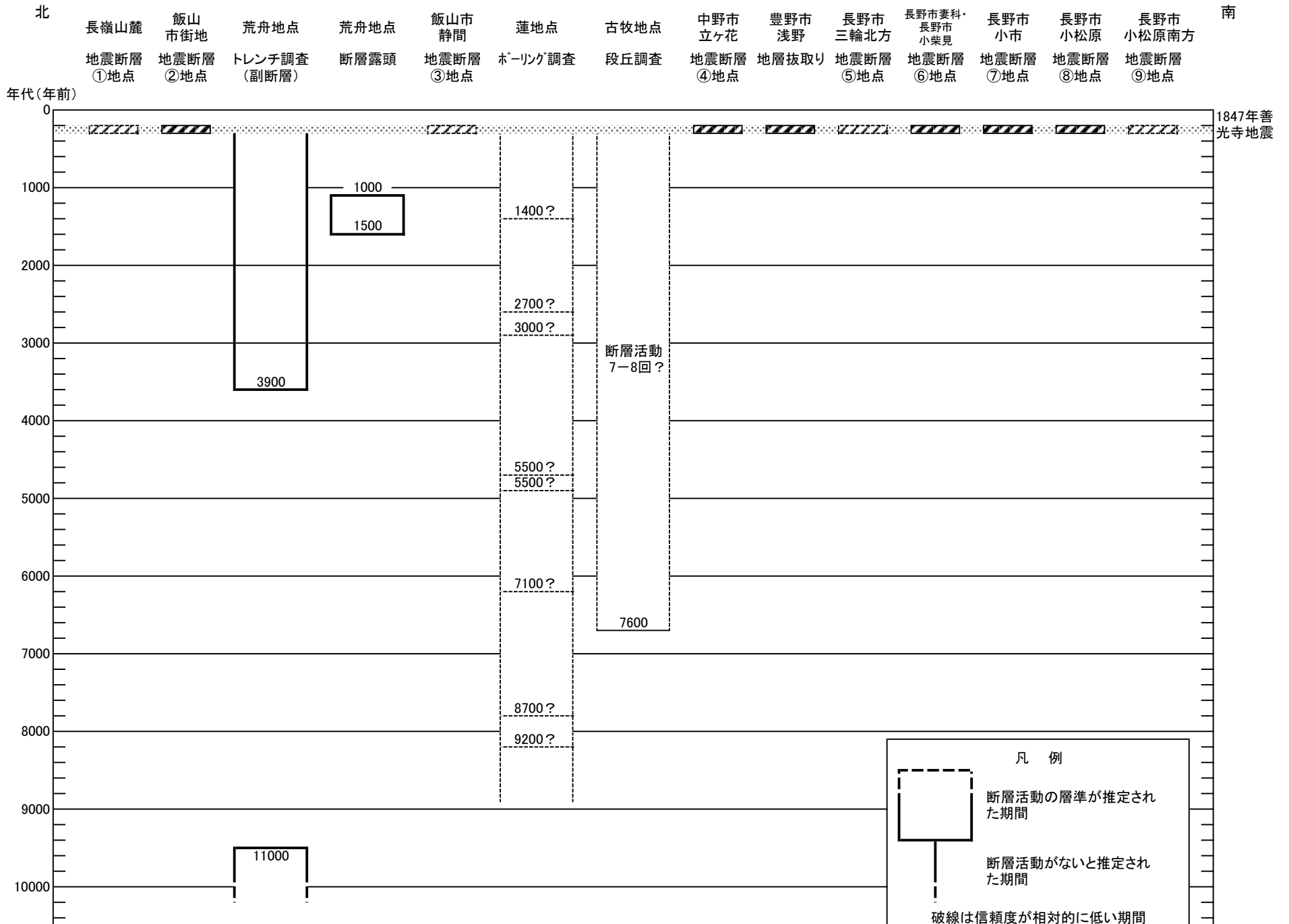


図11 長野盆地西縁断層帯の活動の時空間分布
地震断層の地点名は栗田ほか(1987)による。

表 3 地震発生確率及び参考指標

項 目	数 値	備 考
地震後経過率	0.06 - 0.2	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0%	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。
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0%	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0%	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0% - 1%	
集積確率	ほぼ 0%	
指標 (1) 経過年数 比	-1 千 6 百年 - -4 百年 0.1 - 0.3	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。
指標 (2)	ほぼ 0	
指標 (3)	ほぼ 0%	
指標 (4)	ほぼ 0	
指標 (5)	0.0004 - 0.001	

注 9 : 評価時点はすべて 2001 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 : 当該活断層があることによって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 (ここでは BPT 分布モデルを適用した場合を考える)。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にあたる)。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。マイナスの値は、前者が後者に達していないことを示す。後者の危険率は 8 百分の 1 (0.001) 回 - 2 千 5 百分の 1 (0.0004) 回であり、時間によらず一定である。前者は現在ほぼ 0 回であり、時間とともに増加して、後者の回数に達するには今後 4 百年 - 1 千 6 百年を要することになる。

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)。