

長尾断層帯の長期評価（一部改訂）

長尾断層帯は、讃岐山脈の北縁に分布する活断層帯である。ここでは、平成 8 年度に香川県によって行われた調査や、平成 12 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}

1. 長尾断層帯の位置及び形状

長尾断層帯は、香川県さぬき市から高松市南部を経て綾歌郡綾川町に至る断層帯である。長さは約 30km で、概ね東西方向に延びており、断層の南側が北側に対して相対的に隆起する逆断層である。（図 1、2、表 1）。

2. 断層帯の過去の活動

長尾断層帯の 1 回あたりの上下方向の変位量は 1.2-1.7m であったと推定される。同断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、0.05-0.1m/千年程度であった可能性がある。本断層帯の最新活動時期は 8 世紀以後、16 世紀以前であったと推定され、平均的な活動間隔は概ね 3 万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

本断層帯では、全体が 1 つの区間として活動した場合、マグニチュード 7.3 程度の地震が発生し、断層を挟んで相対的に 3m 程度南側が隆起する可能性がある（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。

4. 今後に向けて

長尾断層帯は、平均活動間隔が比較的長い可能性があるとは評価されているが、その信頼度は高くはない。このため、過去の活動に関する資料をさらに得る必要がある。

また、本断層帯南側の讃岐山脈南縁には中央構造線断層帯が分布している。両断層帯は、地表では 15km 以上離れているが、地下では近接していると推定される。本断

^{*1} 長尾断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）により、それまでに行われた調査結果に基づいた長期評価が公表されている。その後、地震調査研究推進本部地震調査委員会での審議により、同断層帯を構成する断層について新たな知見が得られたことから今回再評価を行い、評価を一部改訂した。ただし、南に位置する中央構造線断層帯との活動に関しては関連性が不明のためここでは考慮しない。

層帯の活動と中央構造線断層帯の一部の活動とに関連がある可能性もあり、両断層帯の地下の断層面の形状等を明らかにする必要がある。

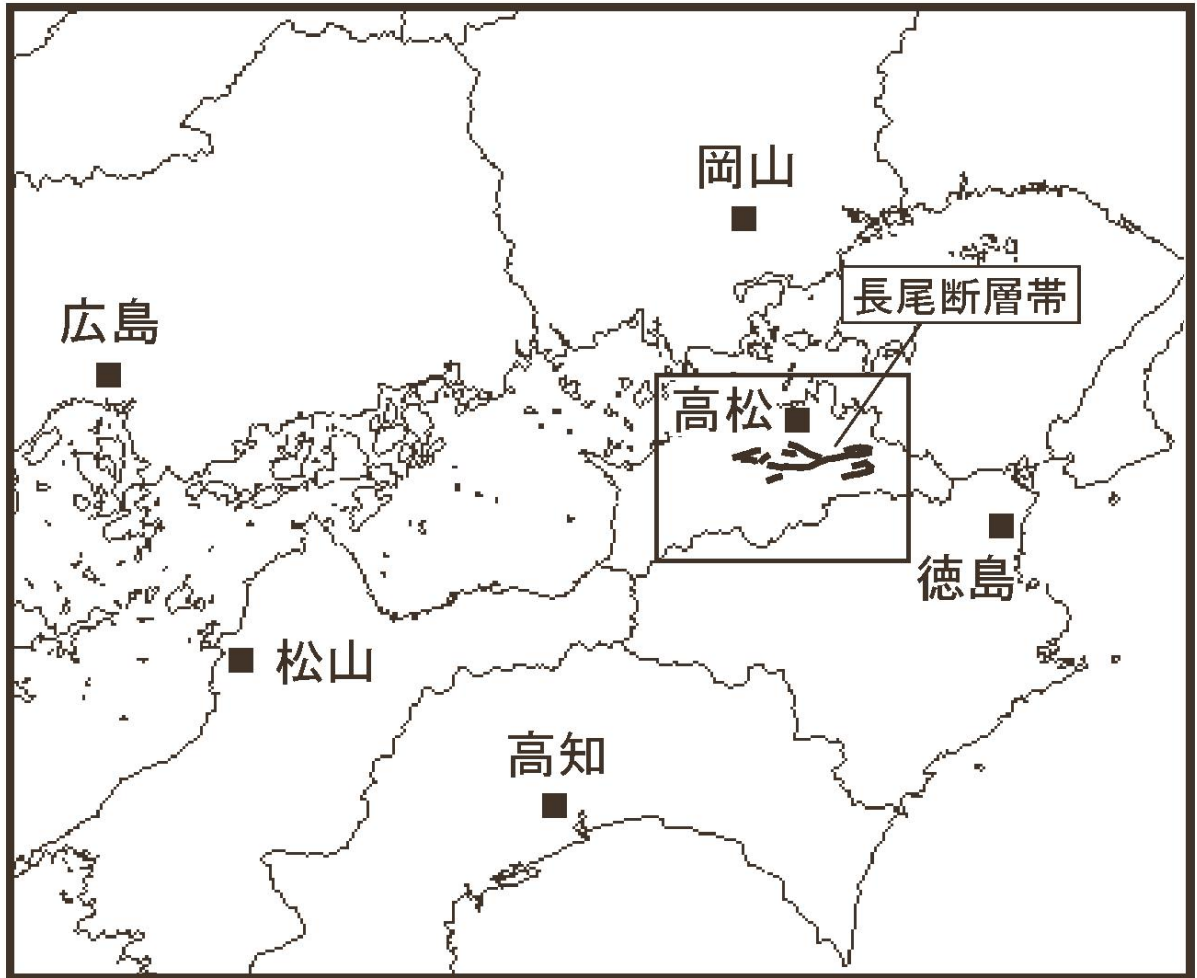


図1 長尾断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

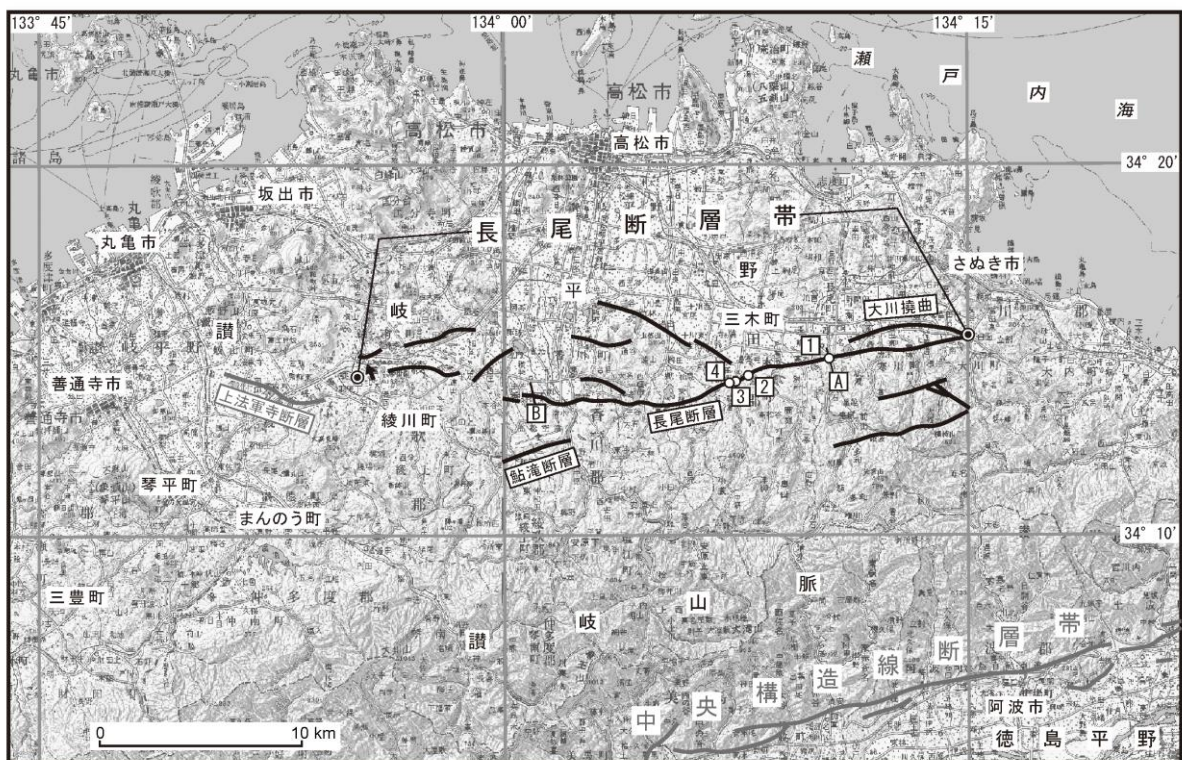


図2 長尾断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 : 塚原地点 2 : 氷上宮下地点 3 : 氷上石塚地点

4 : 田中地点 A, B : 文献2

○ : 断層端の東端と西端

活断層の位置は文献3, 4, 8に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図 200000「徳島」「岡山及丸亀」を使用

表 1 長尾断層帯の特性

項目	特 性	信頼度 (注 3)	根 拠 (注 4)
1. 断層帯の位置・形状			
(1) 長尾断層帯を構成する断層	長尾断層、大川撓曲、鮎滝断層、および長尾断層の西側延長部		文献 3、4、8 による。説明文参照。
(2) 断層帯の位置・形状	<p>地表における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯の位置 (東端) 北緯 34° 15.4' 東経 134° 14.9' (西端) 北緯 34° 14.6' 東経 133° 55.1' 長さ 約 30km</p> <p>地下における断層帯の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ</p> <p>上端の深さ 0 km</p> <p>一般走向 N87° E</p> <p>傾斜 30-40° 南傾斜 (地下 50-200m 以浅)</p> <p>下端の深さ 約 15km</p> <p>幅 約 25-30km</p>	<p>○</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>◎</p> <p>◎</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>▲</p>	<p>説明文参照。</p> <p>説明文参照</p> <p>上端の深さが 0 km であることから推定。</p> <p>一般走向は長尾断層の両端を結んだ方向 (図 2 参照)。</p> <p>傾斜は、文献 2 に示された反射法弾性波探査結果による。</p> <p>地震活動から推定</p> <p>幅は傾斜角が地下 200m 以深にも同様に続くと仮定した場合の下端の深さから推定</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	南側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	◎	文献 2、3、5 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	0.05-0.1m/千年程度 (上下成分)	△	文献 2、6 など示された資料から推定。
(2) 過去の活動時期	活動 1 (最新活動時期) : 8 世紀以後、16 世紀以前	○	文献 7 に示された資料などから推定。
(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 : 1.2-1.7m 程度 (上下成分) 平均活動間隔 : 概ね 3 万年程度	○ △	文献 2、7 による。 過去の活動時期などから推定
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で 1 区間	△	断層の地表形態から推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1) 将来の活動区間及び地震	活動区間 : 断層帯全体で 1 区間 地震の規模 : 断層帯全体が同時に活動したとす	△ △	断層の地表形態から推定。 断層の長さから文献 10

の規模	るとマグニチュード7.3程度		により推定。
	ずれの量 :断層帯全体が同時に活動したとすると3m程度(上下成分)	△	断層の長さから文献9により推定。

表2 長尾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)	Zランク 0.01-0.04		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%	b	発生確率及び集積確率は文献1による。
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
集積確率(注8)	ほぼ0%		

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」

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(うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「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	地震を引き起こした活断層	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%-11%	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(長野県)	0.9%-17%	2%-90%より大	約1.0-約1.2

「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 3 万年の場合は 30 年確率の最大値は 0.86%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、▲：かなり低い

注 4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献 1：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）

文献 2：香川県（1997a）

文献 3：中田ほか（1999）

文献 4：中田・今泉編（2002）

文献 5：寒川（1978a）

文献 6：Sangawa（1978b）

文献 7：杉山ほか（2001）

文献 8：田力ほか（2017）

文献 9：松田ほか（1980）

文献 10：松田（1975）

注 5：評価時点はすべて 2017 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。活断層における今後 30 年以内の地震発生確率が 3%以上を「S ランク」、0.1~3%を「A ランク」、0.1%未満を「Z ランク」、不明（すぐに地震が起きることが否定できない）を「X ランク」と表記している。地震後経過率（注 7）が 0.7 以上である活断層については、ランクに「*」を付記している。

注 6：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。

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、0.01 は 400 年を 30,000 年で割った値であり、0.04 は 1,300 年を 30,000 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。

(説明)

1. 長尾断層帯に関するこれまでの主な調査研究

長尾断層は、花崗岩が礫層に衝上する断層として、Saito (1962) により記載された。その後、寒川 (1973, 1978a)、Sangawa (1978b) は西端近くで変位地形を見出し、長尾断層が活断層であることを示した。熊木ほか (1986) も変位地形とその年代に関するデータを報告している。また、遠田ほか (1993) は同じく西端部でトレンチ調査を行い、小林 (1991) は全域で断層露頭の記載を行っている。香川県は、トレンチ掘削調査、反射法弾性波探査などを含む詳細な調査を実施した (長谷川ほか, 1995; 長谷川ほか, 1997; 香川県, 1997a, b; 香川県生活環境部消防防災課, 1997)。その後、杉山ほか (2001) はトレンチ調査を行い、本断層の最新活動時期などについて報告した。

鮎滝断層については、寒川 (1973, 1978a)、小林ほか (1986)、香川県 (1997a) が変位地形や断層露頭について記載している。

長尾断層の西側延長部には田力ほか (2017) によって変位地形の存在が指摘されている。

本断層帯における活断層の位置は、佃ほか (1982)、活断層研究会編 (1991)、香川県 (1997a)、1:25,000 都市圏活断層図 (中田ほか, 1999)、中田・今泉編 (2002) などに示されている。

2. 長尾断層帯の評価結果

2. 1 断層帯の位置・形態

(1) 断層帯を構成する断層

長尾断層帯は、長尾断層、大川撓曲、鮎滝断層及び長尾断層の西側延長部から構成される。

本断層帯付近の活断層の分布は、佃ほか (1982)、活断層研究会編 (1991)、香川県 (1997a)、1:25,000 都市圏活断層図 (中田ほか, 1999)、中田・今泉編 (2002)、田力ほか (2017) などに示されており、長尾断層及び鮎滝断層の位置はこれらの資料で概ね一致する。なお、大川撓曲は、1:25,000 都市圏活断層図 (中田ほか, 1999) で初めて記載され、中田・今泉編 (2002) にも記載されている。ここでは断層帯の位置は中田・今泉編 (2002) に、また名称は中田ほか (1999) によった。

鮎滝断層は長尾断層と並走してその南側に分布する断層で、長さが短く、地下で長尾断層に収斂する向きの傾斜を持っていることから、長尾断層の副断層と考えられる。また、大川撓曲は長尾断層の東端付近でこれに並走してその北側に分布する。また、田力ほか (2017) によって長尾断層の北側にも副次的な断層が存在することが指摘されている。

(2) 断層面の位置・形状

本断層帯を構成する断層のうち最も主要な断層は長尾断層であり、大川撓曲、鮎滝断層及び長尾断層の西側延長はこれに付随する断層と考えられる。本断層帯の一般走向を、両端を結んだ方向で近似すると、N87° Eとなる。断層帯の長さは、大川撓曲の東端と、長尾断層の延長部の西端とを直線で結んで約 30km とした。

断層面上端の深さは、断層面が地表に達していることから 0 km とした。

断層面の傾斜について、数ヶ所の断層露頭から南傾斜 25–60° 程度の傾斜が報告されていた (寒川, 1978a; 活断層研究会編, 1991; 小林, 1991 など)。香川県 (1997a) はトレンチ掘削、ボーリング調査及び反射法弾性波探査 2 測線を行い、3ヶ所でのトレンチ調査結果によると南傾斜 40–80° 程度 (地表下 5 m 以浅)、ボーリング資料 3ヶ所からは、地表下 30m 程度までの平均傾斜が 45–80° 程度である。反射法弾性波探査 2 測線では地表下約 150–200m 以浅で南傾斜約 30–40° 程度である (図 3)。ここでは、本断層帯の 150–200m 以浅の断層面の傾斜として、反射法弾性波探査で得られた傾斜を採用することとする。

後述のように、本断層帯付近の地震発生層の下限の深さは約 15km と推定されることから、反射法弾性波探査結果に基づく地表下浅部の傾斜が地下深部まで続くとすれば、断層面の幅は 25–30km 程度となる。

なお、鮎滝断層の断層面の傾斜は、小林ほか (1986) によると 3ヶ所の断層露頭で北傾斜 30–60° 程度である。

長尾断層の南側には中央構造線断層帯が並走しており、両断層帯の間隔は 15-20km 程度である。長尾断層帯は南に傾斜していると推定され、また、中央構造線断層帯は北に傾斜していると推定されることから、地下では両者の断層面が近接している可能性があるが、地下の形状等を示すデータは得られていないため詳細は不明である。

(3) 断層の変位の向き(ずれの向き)(注9)

長尾断層帯は、寒川(1978a)、活断層研究会編(1991)などに示された変位地形と香川県(1997a)による反射法弾性波探査結果から、断層の北側に対して南側が相対的に隆起する逆断層と考えられる。また、中田ほか(1999)は長尾断層を横切る一部の河川の右横ずれを示しており、小林(1991)も断層条線の観察から右横ずれ成分の存在を示唆している。したがって、本断層帯は右横ずれを伴うと推定される。

なお、鮎滝断層は北側を相対的に隆起させており、一部で断層を横切る河川の右屈曲も報告されている(中田ほか, 1999)ことから、南傾斜の逆断層で右横ずれを伴うと推定される。長尾断層の北側には北側隆起の副次的な断層の存在が指摘されている(田力ほか, 2017)。

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)

Sangawa(1978b)は、長尾断層の西端に近い高松市香南町岡付近において形成年代を約 13 万年前と推定した天福寺原面に 9-12.5m の上下変位が認められるとして、長尾断層の平均上下変位速度を 0.07-0.1m/千年と求めた。活断層研究会編(1991)はこの面の形成年代を 8-12 万年前とし、上下変位量を 10m とし、平均上下変位速度を 0.08-0.1m/千年としている。その後、香川県(1997a)は Sangawa(1978b)が上下変位量を求めた地点とほぼ同じ場所で地形測量を行い、その上下変位量を 7m、地形面形成の年代を約 13 万年前として、平均上下変位速度を 0.05m/千年とした。

以上のことから、本断層帯の主要な断層である長尾断層の過去十万年程度の平均上下変位速度は約 0.05-0.1m/千年であった可能性がある。

なお、Sangawa(1978b)は、鮎滝断層による安原面の上下変位量を 10m とし、その形成年代を約 50 万年前と推定して、平均上下変位速度を 0.02m/千年程度とした。その後、小林ほか(1986)は、安原面の上下変位量と形成年代をそれぞれ 22m、約 30 万年前とした。同様に小林ほか(1986)は、Sangawa(1978b)により中位段丘に区分された川内原面の形成年代及び上下変位量をそれぞれ約 7-8 万年前及び 6m とし、さらに低位段丘とされている清水面の形成年代を約 2-3 万年前、上下変位量を 3m としている。これらの各面の形成年代は推定に基づくものであり、信頼度が高いとはいえないが、上記の数値のうち、より新しい資料である小林ほか(1986)が示した年代値と上下変位量を用いると、鮎滝断層の平均上下変位速度は 0.07-0.15m/千年程度の範囲にある可能性がある。

(2) 活動時期

○地形・地質的に認められた活動

本断層帯ではいくつかのボーリング調査やトレンチ調査が行われ過去の活動時期が推定されている。

a) 氷上宮下(ひかみみやした)地点

杉山ほか(2001)は、長尾断層のほぼ中央部に位置する三木町氷上宮下地点の北に開いた谷底低地でトレンチを掘削した。本地点では、香川県(1997a)がトレンチを掘削しており、杉山ほか(2001)はこれを東西両側に拡張し(西トレンチ)、さらにその東側に、西トレンチと連結通路で結ばれた東トレンチを掘削した。断層は両トレンチで認められ、このうち、東トレンチ(図4)では断層がシルト混じりの中-細粒砂層(B3)層およびこれより下位の地層を変形させ、上位の現在の人工改変土(A1層)に覆われている。B3層直下のB4層から得られた¹⁴C年代値から、断層活動は8世紀以後にあったと推定される(注11)。また、杉山ほか(2001)が行ったB4層の花粉分析結果及びB5層の古地磁気測定結果は、地層の年代と整合的である。

なお、杉山ほか(2001)は、トレンチの最上位付近のB3層下底の上下変位量とトレンチ底面付

近の E7 層下底の上下変位量には累積性が認められないことから、E7 層堆積以降の活動は最新活動だけであったことを示唆している。以上の点と、E7 層から得られた ^{14}C 年代値から、約 3 万 3 千年前以後、最新活動まで本断層帯では活動がなかった可能性がある。

杉山ほか (2001) のトレンチ調査に先行して、同じ場所で香川県 (1997a) によりトレンチ調査が行われている。香川県 (1997a) は、約 2 万 9 千年前の ^{14}C 年代値が得られた地層が断層で変位し、鬼界アカホヤ火山灰 (約 7 千 3 百年前) を含む地層に覆われるとして、断層活動の時期を鬼界アカホヤ火山灰の降灰前としている。しかし、鬼界アカホヤ火山灰は層で分布しているわけではなく、再堆積の可能性がある。なお、香川県 (1997a) は、上位の水田土壌からの汚染とみなして採用していないが、断層により変形を受けている地層からは、2-10 世紀を示す ^{14}C 年代値が得られている。したがって、これは杉山ほか (2001) から求めた断層活動時期と矛盾しない。

b) 氷上石塚地点、田中地点、塚原地点

これらの地点では、香川県 (1997a) によりボーリング、トレンチ調査が行われている。氷上宮下地点から約 7 百 m 西方に位置する三木町氷上石塚地点では、断層運動により変形している可能性が高いとされた地層が鬼界アカホヤ火山灰を含む地層に覆われることから、香川県 (1997a) は、最新活動時期を鬼界アカホヤ火山灰の降灰前とした。しかし、氷上宮下地点と同様、鬼界アカホヤ火山灰は再堆積である可能性がある。なお、断層に切られる地層から得られた ^{14}C 年代値から活動時期は約 1 万 4 千年前以後であった可能性がある。

また、香川県 (1997a) は、田中トレンチにおいても多数の地割れが認められる地層を覆って鬼界アカホヤ火山灰を含む層が堆積していることから、断層活動の時期を鬼界アカホヤ火山灰の降灰前後としている。しかし、この地割れを作ったイベントが長尾断層の活動によるものであるかどうかは明らかではなく、また、トレンチスケッチからは鬼界アカホヤ火山灰を含む層が変形していないとは言えない。したがって、本地点の調査結果から最新活動時期を特定することはできない。また、香川県 (1997a) は、トレンチ内に認められる始良 Tn 火山灰層の変形の程度と、トレンチ最下位付近の約 3 万 2 千-3 万 5 千年前の ^{14}C 年代値が得られている腐植質シルトと砂の互層からなる層の変形の程度を比較し、後者が前者の約 2 倍であるとしてこの間に断層活動を推定している。しかし、香川県 (1997a) が示した図からは明瞭な累積変位は認められず、この時期に活動があったかどうか不明である。

香川県 (1997a) は、氷上宮下地点の東方約 4 km に位置する長尾町塚原地点で掘削した 4 本のボーリングのうち 3 本で断層を確認し、断層活動後の堆積物と推定した地層から鬼界アカホヤ火山灰が検出されたことから、最新活動時期を鬼界アカホヤ降灰前と推定した。しかし、鬼界アカホヤ火山灰を含む地層が確実に断層を覆っているとは言い切れず、また、上記の各地点の結果と同様の理由から、本地点において最新活動時期を特定することはできない。

また、香川県 (1997a) は長尾断層の西端に近い香南町岡地点で鬼界アカホヤ火山灰を含有する地層を伴う L III 面に断層による有意な高度差がないことと、電力中央研究所が行ったトレンチ調査結果をもとに、鬼界アカホヤ火山灰降灰前の活動を推定している。しかし、本地点は基盤の花崗岩の上の堆積物が厚いため基盤の断層変位が分散して地表付近での変位が不明瞭となっていること (香川県, 1997a)、氷上宮下地点と同様に鬼界アカホヤ火山灰は再堆積である可能性があることから、本地点において最新活動時期を特定することはできない。

○先史時代・歴史時代の活動

本断層帯付近で発生した歴史時代の主な被害地震として、1596 年 9 月 5 日に発生した慶長伏見地震がある。この地震は有馬-高槻断層帯の活動によるものと推定されている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001 など) が、その被害は現在の四国地方の一部にも及んでいる。しかし、この地震の際に本断層帯付近で特に被害が集中したとの記録は得られておらず、本断層帯の活動とこの地震の関係は不明である。また、1711 年 (正徳元年) に讃岐中部で被害地震があったとの記録がある (宇佐美, 2003) が、史料の検討の結果、架空のものと判明している (萩原, 1995)。高松藩及び金比羅宮の記録にも、この断層帯から発生した可能性のある地震の記述はない。

このように本断層帯の活動を示す確実な歴史史料は得られていない。しかし、江戸時代以後に本断層帯付近で大きな地震が発生したとの記録はなく、本断層帯は少なくとも 17 世紀以後すなわち最近 400 年間は活動していないと推定される。

以上のことから、本断層帯では最新活動が8世紀以後、16世紀以前にあったと推定され、約3万3千年前以降、活動は1回のみであった可能性がある。

(3) 1回の変位量(ずれの量)(注9)

杉山ほか(2001)は、氷上宮下地点の東トレンチでトレンチ底面に近いE7層下底からトレンチ上面のB3層下底までのそれぞれの地層の上下変位量を1.2-1.4mと計測し、これが最新活動に伴う上下変位量と考えた。香川県(1997a)は、断層による同地点の低位段丘面(LⅢ面)の高度差とこの段丘構成層基底面の高度差をそれぞれ1.5m、1.7mとして、これが1回の活動に伴うものと考え、1回の変位量を1.5-1.7mとした。

香川県(1997a)は、氷上石塚トレンチでトレンチ最下位に認められた旧河床堆積物基底面の上下変位量を計測し、これが1回の活動によるものとしてその上下変位量を約1.5mとした。また、香川県(1997a)は、田中トレンチ付近において段丘面の上下変位量を計測し、地形面の原勾配を考慮して、その上下変位量を1.35mと推定した。

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1.2-1.7m程度であったと推定される。1回の活動に伴う横ずれ変位量については資料が得られていない。

(4) 活動間隔

本断層帯の主断層である長尾断層では、平均上下変位速度が0.05-0.1m/千年の可能性があり、1回の活動に伴う上下変位量が1.2-1.7m程度と推定されることから、平均活動間隔は、約1万2千-3万4千年と求められる。一方、杉山ほか(2001)による氷上宮下地点のトレンチ調査結果から、本断層帯では約3万3千年前以降、最新活動(8世紀以後、16世紀以前)まで活動がなかった可能性がある。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は概ね3万年程度であった可能性がある。

(5) 活動区間

本断層帯では断層がほぼ連続的に分布することから、全体が1つの区間として活動したと推定される。ただし、地質学的調査から推定される一回の変位量が1.2-1.7m程度であることに対し、後述の断層長から推定される一回の変位量が3m程度であることから、全体が1つの区間として活動したことに対する信頼度は低いと考えられる。

(6) 測地観測結果

長尾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ある水平ひずみ速度分布によると、北西-南東方向の縮みが見られる。1985年からの約10年間の測地観測結果による水平ひずみ速度分布では、断層帯の西部で北西-南東方向の縮みに加え、北東-南西方向の伸びが見られる。最近5年間のGNSS連続観測による水平ひずみ速度分布では北西-南東方向の縮みが見られる(図5)。

(7) 地震観測結果

最近約20年間の地震観測結果(図6)によれば、地震活動の深さの下限は、10-15km程度である。地震活動は低調であり、M4以上の地震は発生していない。1923年以降、M5以上の地震は発生していない。従って、地震発生層の深さの下限として、15km程度とする。

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

本断層帯は、過去の活動によると1回あたりの上下変位量が1.2-1.7m程度であったと推定される。一方で、本断層帯全体が一つの活動区間として同時に活動した可能性がある。この場合、断層帯の長さが約30kmであることから、松田(1975)の経験式(1)を用いて発生する地震の規模を求めると、マグニチュード7.3程度となる。また、松田ほか(1980)の経験式(2)によれば、

その際に 3 m 程度の上下変位を生じて、右横ずれ変位も伴うと推定される。ここで、L は 1 回の地震で活動する断層の長さ (km)、D は 1 回の活動に伴う変位量 (m)、M はマグニチュードである。

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

$$D = 0.1L \quad (2)$$

(2) 地震発生の可能性

本断層帯では、平均活動間隔が概ね 3 万年程度、最新活動時期が 8 世紀以後、16 世紀以前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、0.01–0.04 となり、また、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、すべてほぼ 0% となる。また、現在までの集積確率もほぼ 0% となる。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

長尾断層帯は、平均活動間隔が比較的長い可能性があるが、信頼度の高い平均活動間隔が得られていない。このため、これを十分な精度で得るための過去の活動に関する資料をさらに得る必要がある。

本断層帯の西側には、上法軍寺断層が近接して分布している。これらの断層を一連のものとして仮定した場合、全体の長さは約 37 km となる。この場合、経験式 (2) によると 1 回の活動に伴う変位量は 4 m 程度と推定され、地質調査から判明した 1 回の活動に伴う変位量 (1.2–1.7 m) と乖離が大きい。また、長尾断層帯は南側隆起が主体であるが、上法軍寺断層は北側隆起の特徴を示し、上法軍寺断層の南北周辺には長尾断層帯に見られる南側隆起の変動地形は認められない。このため、本評価においては長尾断層帯に上法軍寺断層を含めることはしなかったが、両断層が同時に活動する可能性については今後更に検討する必要がある。

また、本断層帯南側の讃岐山脈南縁には中央構造線断層帯が分布している。両断層帯は、地表では 15 km 以上離れているが、それぞれの傾斜から判断して地震発生層内で両断層が近接すると推定される (例えば、Ikeda et al., 2009)。この場合、長尾断層帯は中央構造線断層帯と同時に活動する可能性がある。今後、長尾断層帯の深部形状を明らかにするとともに、両断層帯が地震発生層中で接する場合の地震発生の評価方法についても検討する必要がある。

注 9: 「変位」を、1–2 ページの本文及び 5–6 ページの表 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 10: 始良 Tn (AT) 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。また、鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰の年代について、本評価では暦年補正した年代として 7 千 3 百年前を用いた。

注 11: 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 1σ 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。ただし、氷上宮下地点の東トレンチ西側壁面の年代値については、較正曲線 IntCal09 (Reimer et al., 2009) を用いた OxCal 4.1 (Ramsey, 1995, 2001, 2009) により暦年較正し、 1σ の範囲で世紀単位で示した。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 1 千年単位で示した。

文 献

- 萩原尊禮 (1995) : 正徳元年 (一七一) 十一月十一日讃岐高松地震—史料不吟味による誤認. 萩原尊禮編著「古地震探求—海洋地震へのアプローチ」, 252-263, 東京大学出版会.
- 長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一 (1997) : 長尾断層による直下型地震について. 平成9年度香川県地盤工学研究会テキスト, 28-51.
- 長谷川修一・鶴田聖子・金山清一・高橋鉄一・村田明広 (1995) : 比抵抗法映像法による野島断層および長尾断層の地下構造調査. 日本応用地質学会中国四国支部平成7年度研究発表会発表論文集, 1-6.
- Ikeda, M., Toda, S., Kobayashi, S., Ohno, Y., Nishizaka, N., Ohno, I. (2009): Tectonic model and fault segmentation of the Median Tectonic Line active fault system on Shikoku, Japan. *Tectonics*, **28**, doi:10.1029/2008TC002349.
- 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.
- 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) : 「長尾断層帯の長期評価について」. 16p.
- 香川県 (1997a) : 平成8年度地震調査研究交付金 「長尾断層系に関する調査成果報告書」. 234p.
- 香川県 (1997b) : 平成8年度地震調査研究交付金 「長尾断層系に関する調査成果報告書 (概要版)」. 43p.
- 香川県生活環境部消防防災課 (1997) : 長尾断層の活動履歴について. 平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 科学技術庁, 167-172.
- 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 45,000yrB.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1189.
- 小林浩治 (1991) : 長尾断層—讃岐平野南縁の活断層—. 香川県自然科学館研究報告, **13**, 47-54.
- 小林浩治・木村 学・寒川 旭 (1986) : 讃岐平野南部の活断層—鮎滝断層—. 活断層研究, **2**, 55-63.
- 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・122p. +付図2 葉.
- 熊木洋太・坂井尚登・小野塚良三 (1986) : 讃岐平野南縁, 長尾断層の活動に関する年代資料. 活断層研究, **2**, 51-53.
- 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・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) : 1896年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, **55**, 795-855.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院技術資料D・1-No. 368.
- 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・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.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 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.
- Ramsey, C. B. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A.,

- Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., & Weyhenmeyer, C. E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- Saito, M (1962): The geology of Kagawa and northern Ehime Prefectures. *Mem. Fac. Agric. Kagawa Univ.*, **10**, 1-74.
- 寒川 旭 (1973): 阿讃山地北麓の断層地形. *東北地理*, **25**, 157-164.
- 寒川 旭 (1978a): 紀伊半島中・西部と四国北東部 (讃岐山脈北麓域) の断層活動と地形発達について. *MTL (中央構造線)*, **3**, 49-60.
- Sangawa, A. (1978b): Geomorphic development of the Izumi and Sanuki Ranges and relating crustal Movement. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser. (Geography)*, **28**, 313-338.
- 杉山雄一・寒川 旭・田村栄治・露口耕治・藤川 聡・長谷川修一・伊藤 孝・興津昌宏 (2001): 長尾断層 (香川県高松市南方) の活動履歴—三木町氷上宮下におけるトレンチ調査結果—。活断層・古地震研究報告, No. 1, 175-198, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 田力正好・堤 浩之・後藤秀昭・松田時彦 (2017): 讃岐山脈北縁周辺の活断層とそのテクトニックな意義. *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, SSS12-P16.
- 遠田晋次・宮腰勝義・井上大栄・楠建一郎 (1993): 四国, 長尾断層のトレンチ調査. *日本地質学会 100 年学術大会*, 686.
- 佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博 (1982): 1:500,000 活構造図「高知」. 地質調査所.
- 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.

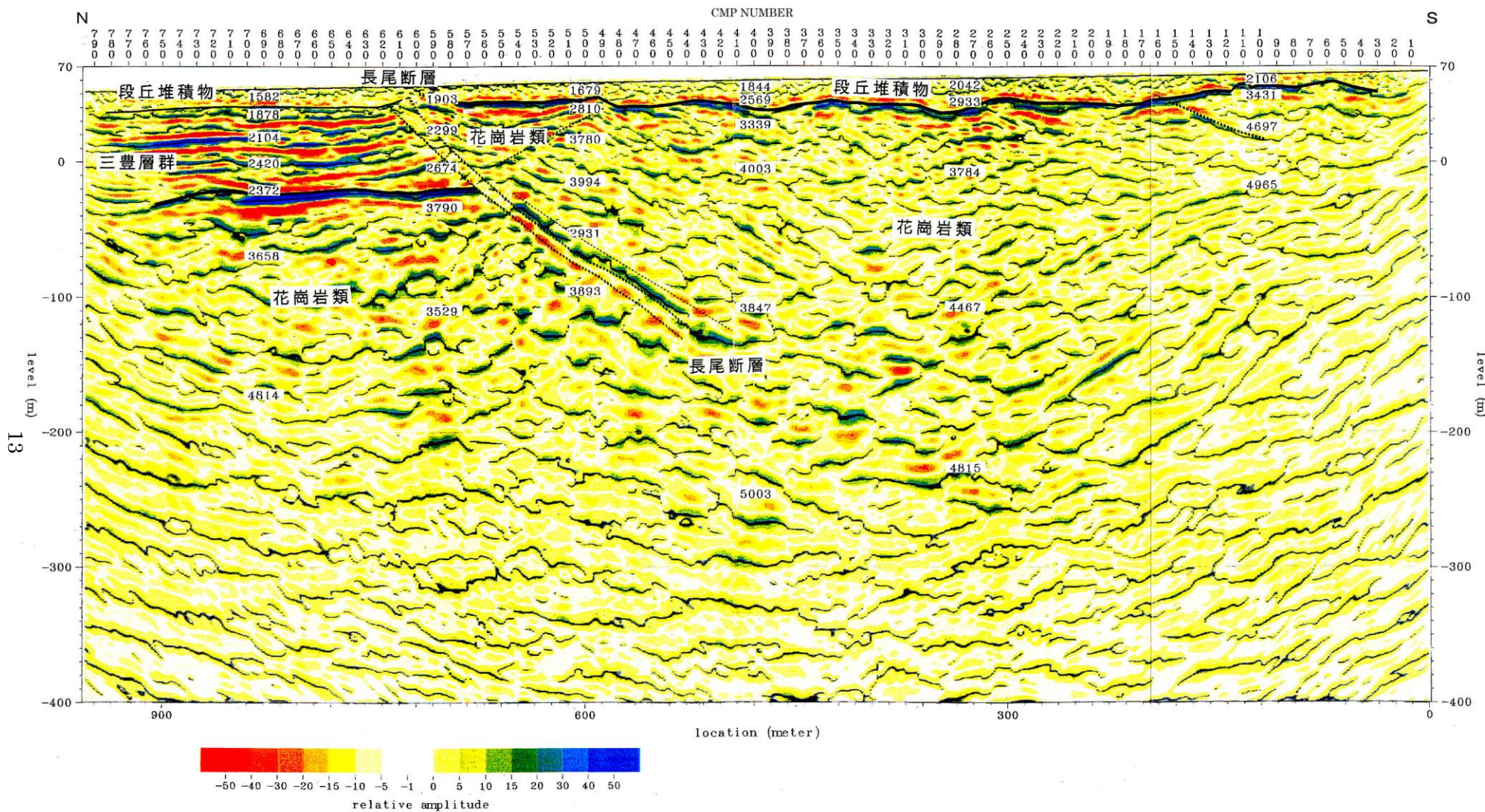


図3 反射法地震探査長尾測線の解釈図 (断層部分拡大)
香川県 (1997b)

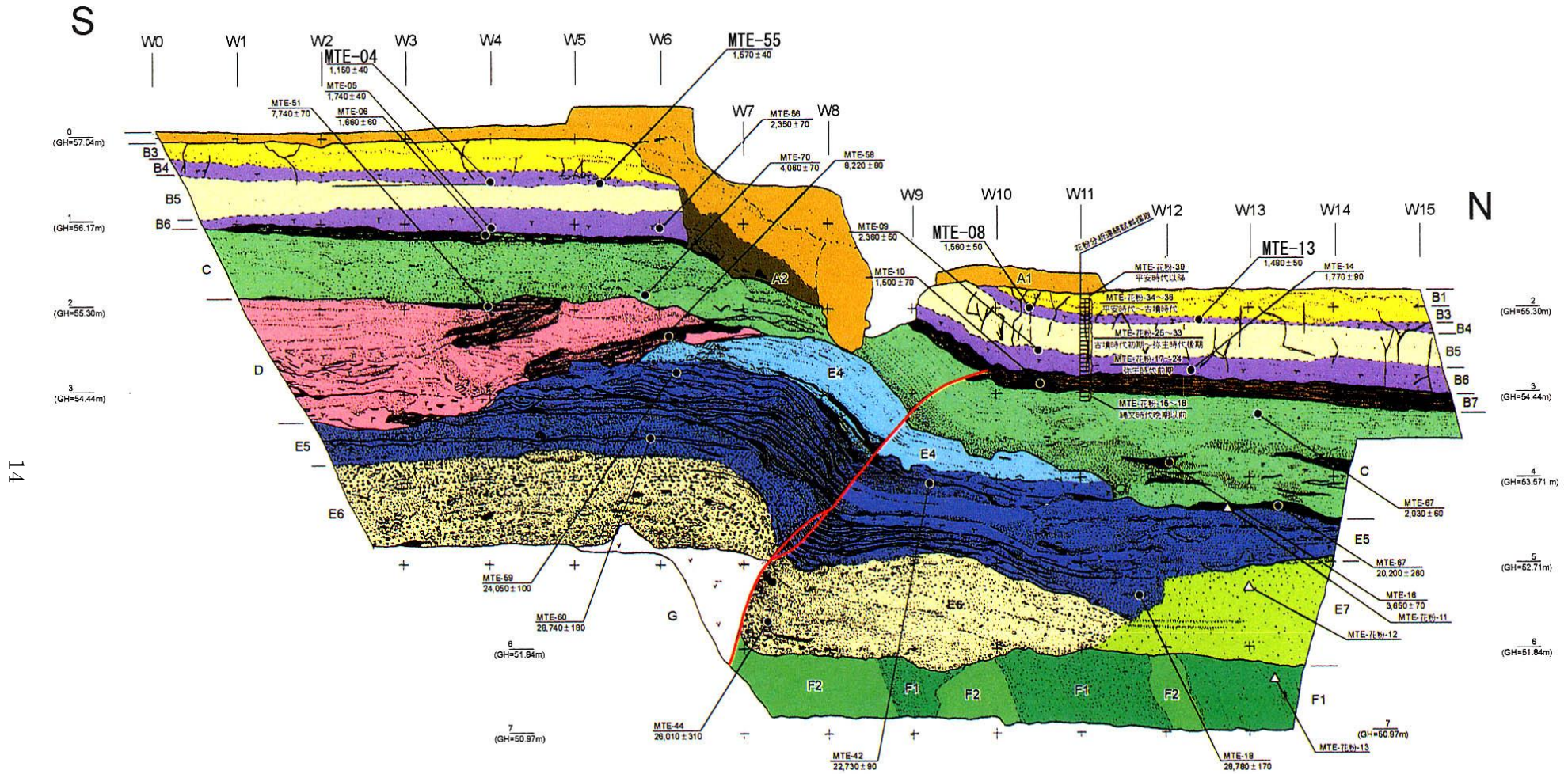


図4 氷上宮下地点の東トレンチ西側壁面のスケッチ (杉山ほか, 2001)

年代値は暦年未補正の放射性炭素同位体年代。B4層から得られた年代値を暦年補正すると以下ようになる。
 (紀元後は世紀単位で表示)。

MTE-04 1,150 ± 40	→ 8世紀-10世紀	MTE-13 1,480 ± 50	→ 6世紀-7世紀
MTE-08 1,560 ± 50	→ 5世紀-6世紀	MTE-55 1,570 ± 40	→ 5世紀-6世紀

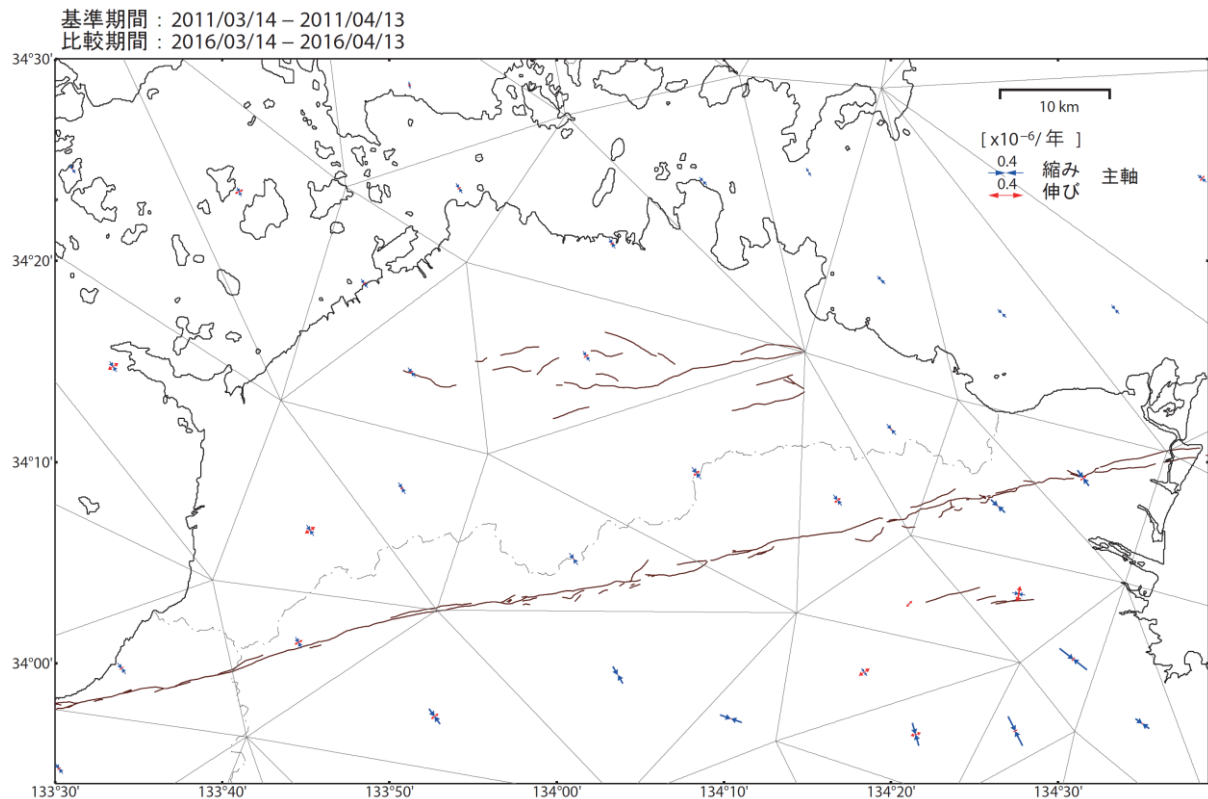


図5-1 2011年3月から2016年3月までのGNSS連続観測による長尾断層帯周辺の水平ひずみ速度分布(国土地理院作成)。スケールは 0.4×10^{-6} /年。

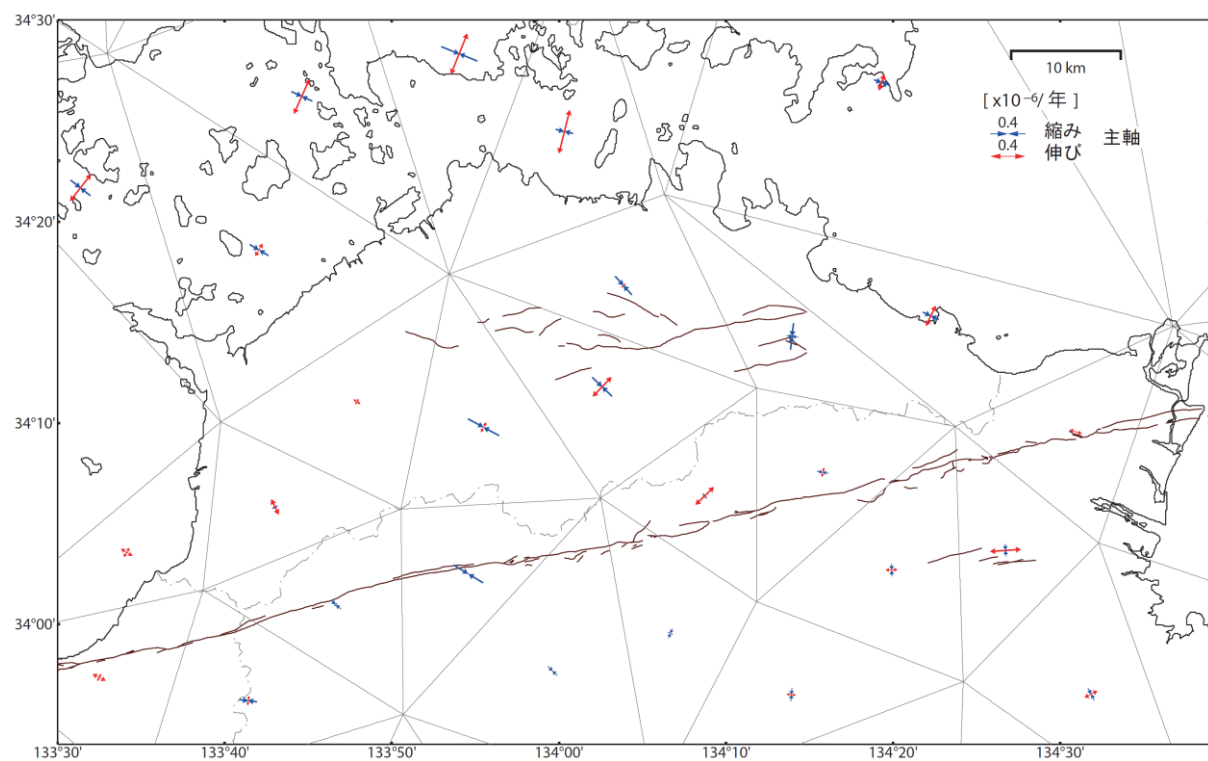


図5-2 1985年から約10年間の測地観測による長尾断層帯周辺の水平ひずみ速度分布(国土地理院作成)。スケールは 0.4×10^{-6} /年。

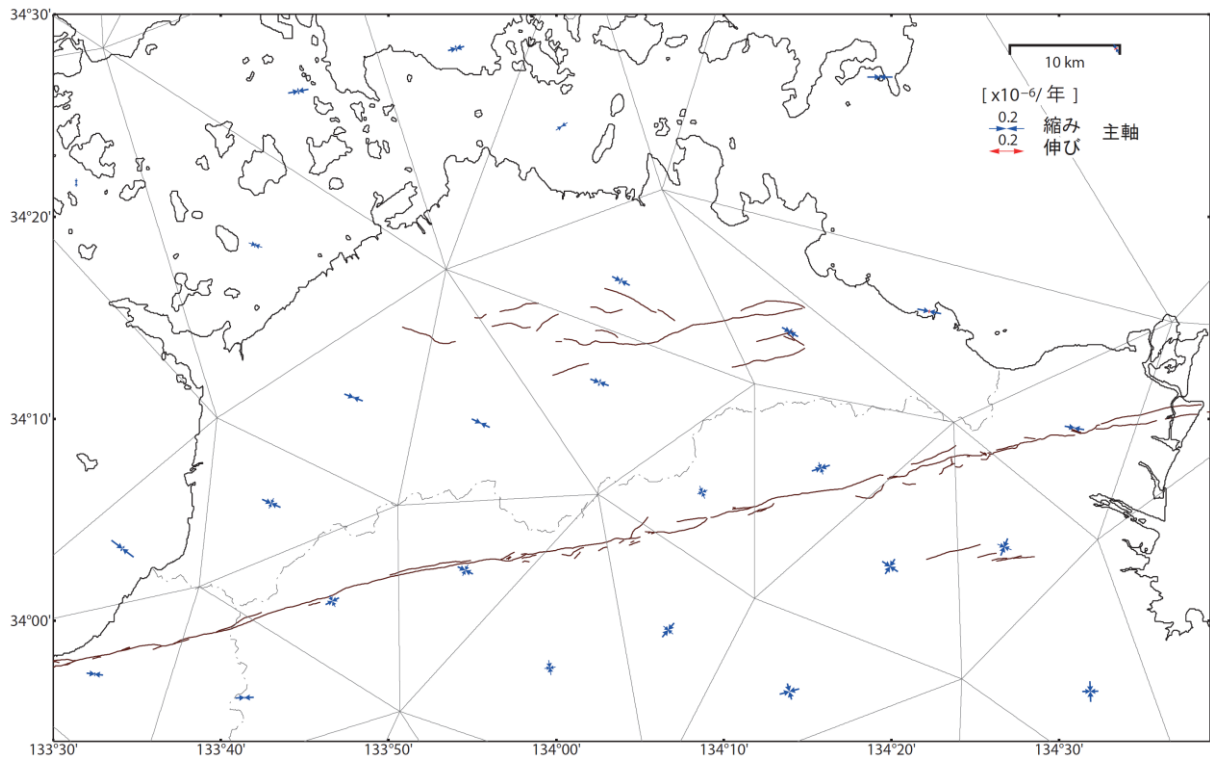


図5-3 1883年から1994年までの約100年間の測地観測による長尾断層帯周辺の水平ひずみ速度分布（国土地理院作成）。スケールは 0.2×10^{-6} /年。

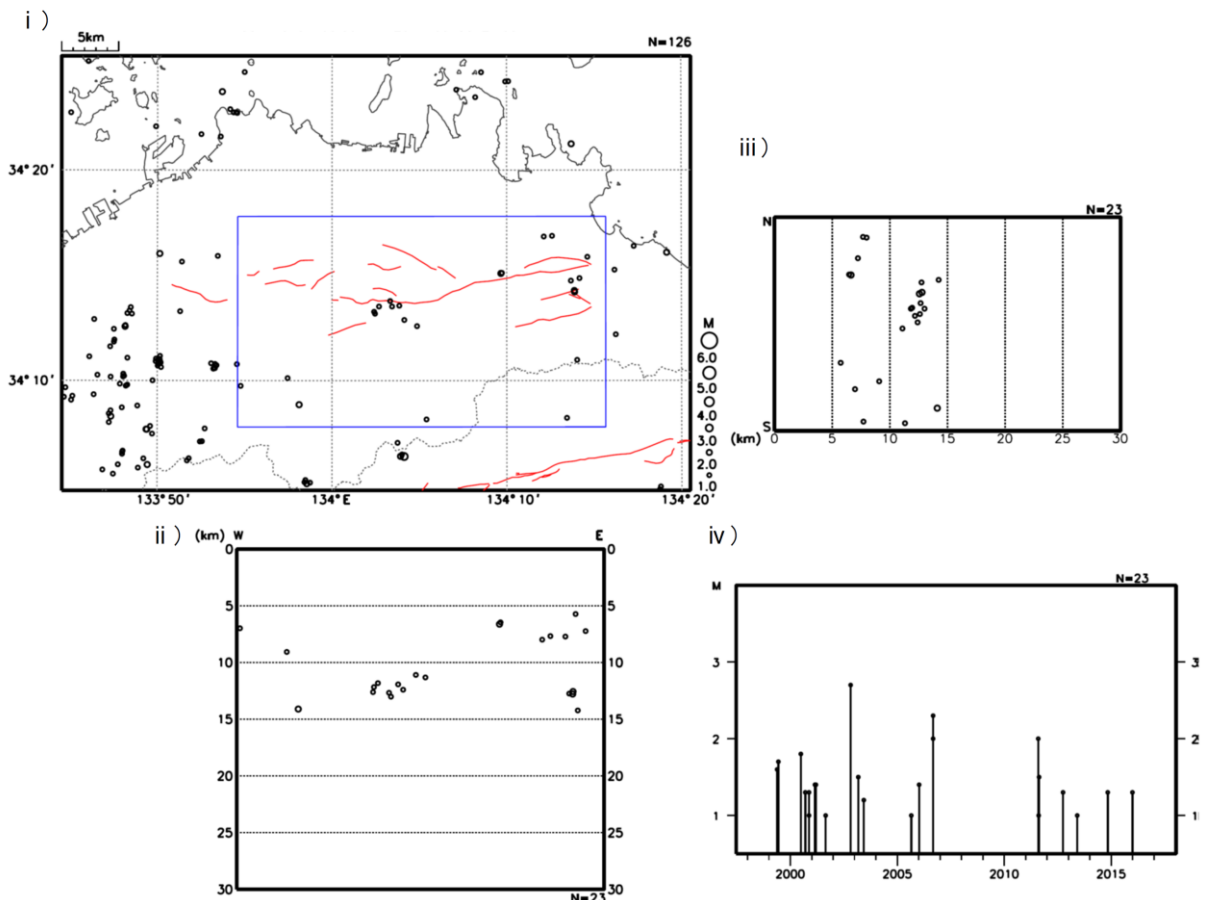


図6-1 長尾断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）。

- i) 震央分布図（1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上）
- ii) i)の矩形領域内の東西投影の断面図
- iii) i)の矩形領域内の南北投影の断面図
- iv) i)の矩形領域内のM-T図（地震活動経過図）

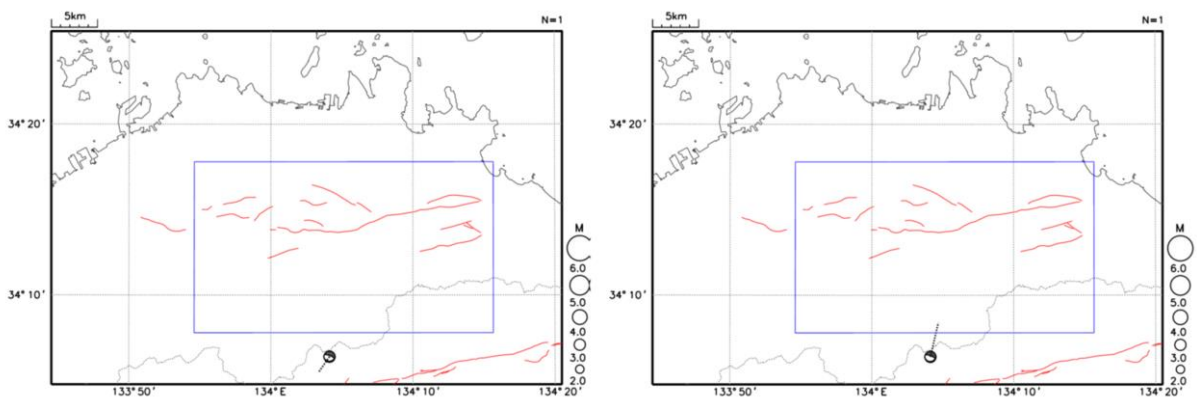


図6-2 長尾断層帯周辺の地震の発震機構（P波初動解による下半球投影）と圧縮軸（左）と張力軸（右）の分布（気象庁作成）。1997年10月1日～2017年9月30日（深さ30km以浅、M2.0以上）。

表3 長尾断層帯の将来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	0.01-0.04	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 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%	
集積確率	ほぼ 0%	
指標 (1) 経過年数	マイナス 2 万 1 千年-マイナス 2 万年	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	0.02-0.06	
指標 (2)	ほぼ 0	
指標 (3)	ほぼ 0%	
指標 (4)	ほぼ 0	
指標 (5)	0.00003	

注 12：評価時点はすべて 2017 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仮定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、ポアソン仮定を適用した場合の危険率は評価時点でほぼ 0 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仮定を適用した場合の危険率に達するには今後 2 万 1 千年から 2 万年を要する。

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）。

<付録>

長尾断層帯について、断層帯を構成する断層に関して新たな知見が得られたことから、これらに基づき、断層帯の位置・形状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。

長尾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 15 年 9 月 10 日)	今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)
長尾断層帯を構成する断層	長尾断層、大川撓曲、鮎滝断層	長尾断層、大川撓曲、鮎滝断層、及び長尾断層の西側延長部
断層帯の位置・形状	断層帯の位置 (東端) 北緯 34° 15′ 東経 134° 15′ (西端) 北緯 34° 13′ 東経 134° 0′ 長さ 約 24km 一般走向 N80° E	断層帯の位置 (東端) 北緯 34° 15.4′ 東経 134° 14.9′ (西端) 北緯 34° 14.6′ 東経 133° 55.1′ 長さ 約 30km 一般走向 N87° E 下端の深さ 約 15km
過去の活動時期	活動 1 (最新活動時期) : 9 世紀以後、16 世紀以前	活動 1 (最新活動時期) : 8 世紀以後、16 世紀以前
将来の活動区間及び地震の規模	地震の規模 : マグニチュード 7.1 程度 ずれの量 : 1.2-1.7m 程度 (上下成分)	地震の規模 : 断層帯全体が同時に活動したとするとマグニチュード 7.3 程度 ずれの量 : 断層帯全体が同時に活動したとすると 3m 程度 (上下成分)