

生駒断層帯の長期評価（一部改訂）

生駒（いこま）断層帯は、生駒山地とその西の大阪平野との境界付近に位置する活断層帯である。ここでは、平成 8 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、これまで本断層帯に関して行われた調査研究成果に基づいて、本断層帯の諸特性を次のように評価した。^{※1}

1 断層帯の位置及び形態

生駒断層帯は、京都府八幡（やわた）市から大阪府富田林（とんだばやし）市までほぼ南北に延び、生駒山地とその西方の大阪平野との境界付近に位置する東側隆起の逆断層であり、全長は約 42 km の可能性がある（図 1、図 2、表 1）。

2 断層帯の過去の活動

生駒断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は 0.5－1 m／千年、平均活動間隔は 3 千－6 千年程度であった可能性がある。本断層帯の最新の活動は、14 世紀以後であったと推定され、このときのずれの量は、上下成分で約 2－3 m であった可能性がある（表 1）。

3 断層帯の将来の活動

生駒断層帯では、全体が 1 つの区間として活動した場合、マグニチュード(M)7.5 程度の地震が発生し、断層の近傍では東側が西側に対して相対的に約 2－3 m 高まる可能性がある（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（注 1、注 2）。

4 今後に向けて

生駒断層帯について、より一層信頼度の高い評価を行うためには、平均活動間隔や最新活動時期を更に精度良く明らかにする必要がある。

^{※1} 生駒断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）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、同断層帯の位置・形状及び過去の活動について新たな知見が得られたことから、今回震源分布図及び放射性炭素同位体年代（¹⁴C 年代）の暦年補正を除いて、2018 年までに公表された調査研究成果を整理して再評価を行い、評価を一部改訂した。なお、今回の評価に際しては、必ずしも 2018 年までに公表されたすべての調査研究成果を網羅しているわけではないことに留意されたい。

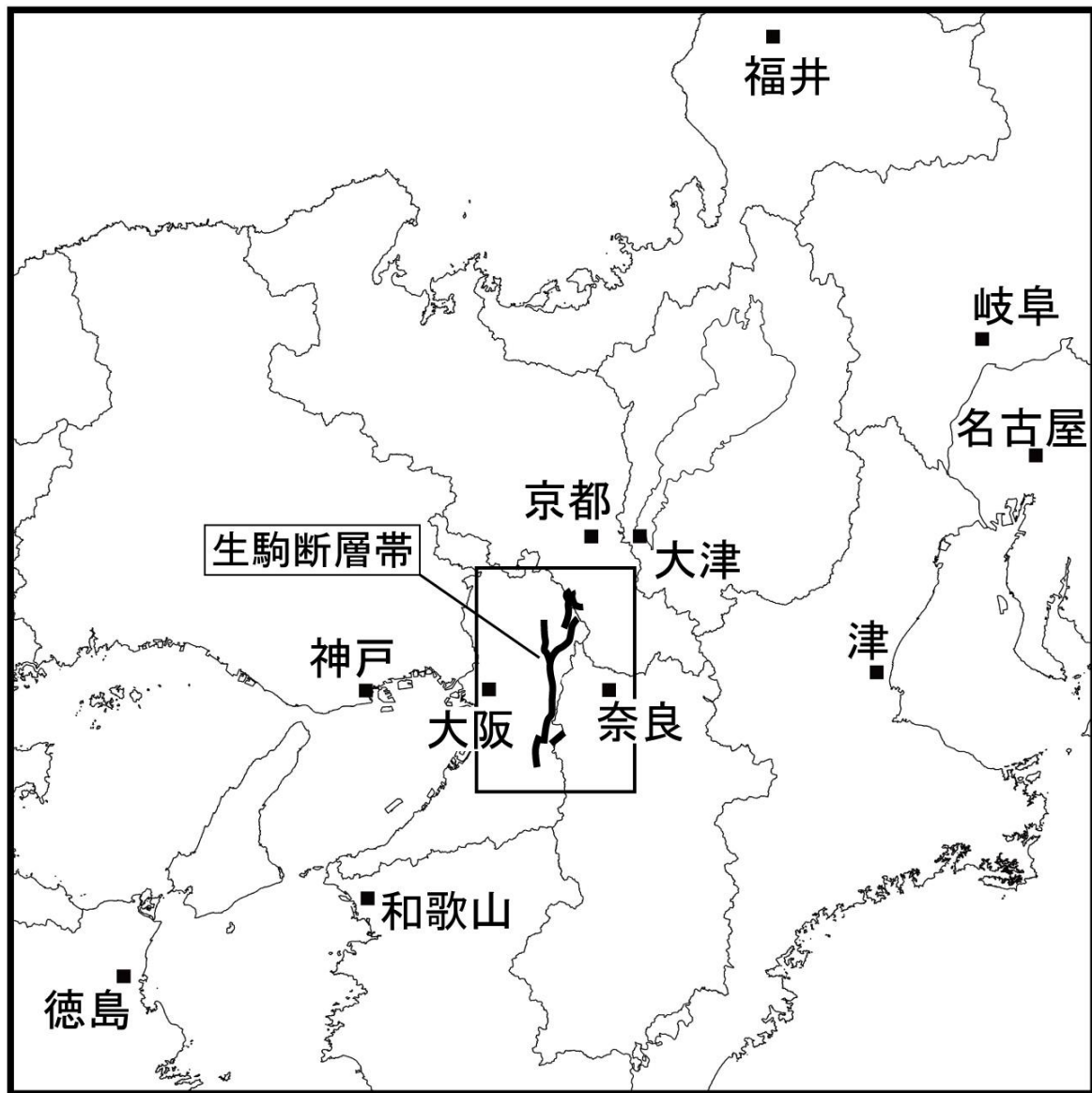


図1 生駒断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

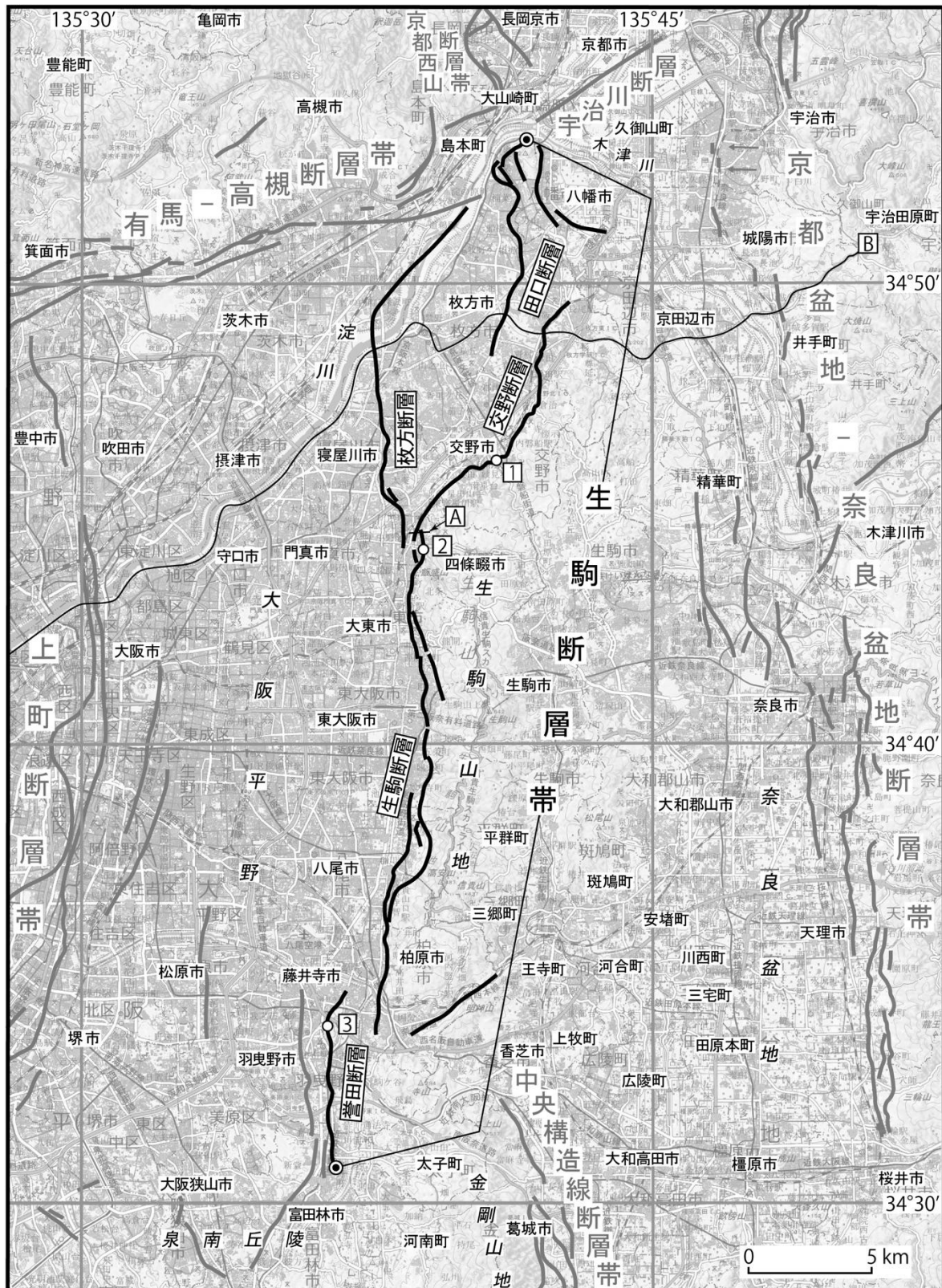


図2 生駒断層帯の活断層位置と主な調査地点・調査測線

1：私市橋地点 2：四条畷地点 3：萱田山古墳地点

A：四条畷測線（下川ほか，1997） B：大阪一鈴鹿測線（Sato *et al.*，2009）

●：断層帯の北端と南端

基図は国土地理院発行電子地形図 20 万「京都及大阪」及び「和歌山」を使用。

表 1 生駒断層帯の特性

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	田口断層、交野（かたの）断層、枚方（ひらかた）断層、生駒（いこま）断層、誉田（こんだ）断層		文献 2－8、9、13 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 34° 53.1′ 東経 135° 41.7′ （南端）北緯 34° 30.8′ 東経 135° 36.7′ 長さ 約 42 km 一般走向 N10° E	○ △ △ ◎	文献 5－7、13 による。 数値は図 2 から計測。形状は図 2 を参照。 断層帯の両端を直線で結んだ方向（図 2 参照）。
	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 傾斜 東傾斜 50－60° 程度 （深度 2 km 程度まで） 下端の深さ 15 km 程度 幅 17－20 km 程度	○ ◎ ○ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 トレンチ調査で断層が出現していることによる。 文献 11、12 による。 地震発生層の下限（D100）から推定。（注 5） 断層面の傾斜及び下端の深さから推定。
(3)断層のずれの向き	東側隆起の逆断層	◎	文献 5－8、13 等 に示された変位地形等による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1)断層の平均的なずれの速度	0.5－1 m／千年（上下成分）	△	数値は生駒断層における速度。説明文参照。
(2)過去の活動時期	活動 1（最新活動） 14 世紀以後	○	文献 10、14－16 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 約 2－3 m（上下成分）	△	生駒断層の沖積面のずれの量（文献 8）から推定。 数値は生駒断層と誉田断層の平均的なずれの速度と 1 回のずれの量から算出した値から判断。（注 6）
	平均活動間隔 3 千－6 千年程度	△	
(4)過去の活動区間	断層帯全体で 1 区間	○	相互の位置関係等から推定。
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	○	相互の位置関係等から推定。 断層帯の長さから推定。 断層の長さから推定。説明文参照。
	地震の規模 M7.5 程度	△	
	ずれの量 約 2－3 m（上下成分）	△	

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7)	信頼度 (注8)	備 考
地震後経過率(注9)	Zランク 0.2以下		
今後30年以内の発生確率	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%		
現在までの集積確率(注10)	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月時点で一通り評価を終えた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(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2026)、1858年飛越地震(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2004)及び1847年善光寺地震(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015)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 淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」 (兵庫県)	0.02%－10%	0.05%－90%	約1.6－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」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3千年の場合は30年確率の最大値は8%程度、6千年の場合は4%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、説明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（2001b）

文献2：活断層研究会編（1991）

文献3：松田（1990）

文献4：松田ほか（2000）

文献5：中田ほか（2008）

文献6：中田ほか（2009）

文献7：岡田ほか（2008）

文献8：岡田・東郷編（2000）

文献9：杉山ほか（1999）

文献10：東郷ほか（2002）

文献11：石山（2003）

文献12：Sato *et al.*（2009）

文献13：今泉ほか編（2018）

文献14：寒川（1984）

文献15：寒川（1986）

文献16：下川ほか（1997）

注5：主要活断層の評価の中では、断層面の下端の深さは、地震観測結果から推定される地震発生層の下限の深さに基づいて推定を行っている。2016年に発生した熊本地震の例では、本震のすべり領域が、上記の方法で推定していた断層面の下端の深さよりも更に5km程度深い場所まで延びていた可能性が指摘された（例えば、Asano and Iwata, 2016; 気象庁, 2016）。そのため、地震の際に実際に活動しうる断層面の下端は、推定された断層面の下端に対して5km程度深くなる可能性があることに留意されたい（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2026）。

注6：生駒断層帯の平均的なずれの速度（0.5–1 m/千年）と1回のずれの量（2–3 m）から活動間隔を求めると2千–6千年となる。活動間隔が最短の2千年となるのは、平均的なずれの速度が最大の1 m/千年の場合である。平均的なずれの速度の最大値（1 m/千年）は、1回のずれの量や平均的なずれの速度の最小値（0.5 m/千年）とは空間的・時間的スケールが大きく異なる数値から得られた値であり信頼度が低いと考え、誉田断層の平均的なずれの速度と1回のずれの量から求めた活動間隔を考慮して、3千年を活動間隔の下限とした（説明文参照）。

注7：評価時点は全て2026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9）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。Zランクでも、活断層が存在すること自体、当該地域で大きな地震が発生する可能性を示す。

注 8：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（◎又は○）、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又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。又は、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 9：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、例えば、0.2 は 725 年（14 世紀初頭に地震があったとした場合）を 3,000 年で割った値。

注 10：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. 生駒断層帯に関するこれまでの主な調査研究

生駒（いこま）断層帯は、京都府八幡（やわた）市から大阪府富田林（とんだばやし）市までほぼ南北に延びる断層帯で、その中央部に位置する生駒断層は領家（りょうけ）帯の花崗岩類（白亜紀）などからなる生駒山地とその西方の大阪平野との境界付近に位置する（図1、図2）。

生駒山地西側の急斜面は、古くから断層崖であると考えられてきた（例えば辻村，1932）。前田（1966）は断層露頭を記載し、断層の活動時期を論じた。本断層帯の南部にある誉田（こんだ）断層について、日下（1975）や寒川（1986）は5世紀に作られたと考えられる羽曳野（はびきの）市の誉田山（こんだやま）古墳（応神天皇陵）を変位させていることを指摘した。この変位を生じさせた活動として、寒川（1986）は1510年の地震を候補に挙げ、生駒断層が同時に活動した可能性も指摘した。萩原編（1989）は、古文書の検討から734年の地震を候補に挙げている。また、三田村（1992）は、本断層帯北部の交野（かたの）断層や田口断層により大阪層群（鮮新世後期－更新世中期の堆積層）が大きく変形していることを指摘した。その後、地質調査所は平成8年度に2測線の反射法弾性波探査、3箇所のトレンチ掘削調査を含む詳しい調査を行った（下川ほか，1997）。東郷ほか（2002）は、交野市私市（きさいち）付近の河道の高まり地形が、交野断層によって変位していることを指摘し、断層の活動時期を推定した。石山（2003）は、既存研究の反射法地震探査や掘削ボーリング等のデータ整理を行い、交野断層の断層面が50－60°程度東側に傾斜しているとした。さらに、Sato *et al.*（2009）は、大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）の中で、大阪－鈴鹿測線において地殻構造探査を実施し、交野断層の断層面が地下2 km 程度まで50°程度東側に傾斜している様子をイメージングした。

このほか、堀家ほか（1995）は3測線の反射法弾性波探査を行い、国土地理院は本断層帯を含む地域の1:25,000「都市圏活断層図」（中田ほか，2008，2009；岡田ほか，2008）を公表している。岡田・東郷編（2000）、今泉ほか編（2018）では、これらを含め各種のデータが整理されている。

また、橋本（1997）及びToda *et al.*（1998）は、1995年兵庫県南部地震に伴う周辺地域の応力変化の計算を行い、生駒断層帯を含む大阪平野及び生駒山地に分布する南北走向の逆断層については、僅かではあるが地震発生抑制の効果となることを示した。

2. 生駒断層帯の評価結果

2-1. 断層帯の位置・形態

(1) 本断層帯を構成する断層

本評価では、生駒断層、枚方（ひらかた）断層、交野断層、田口断層及び誉田断層の5つの断層を生駒断層帯の構成断層とする（図2）。岡田・東郷編（2000）もこれら5つの断層を生駒断層帯としており、松田（1990）、松田ほか（2000）、杉山ほか（1999）も、同様の見解を示している。これらの断層の位置については、「都市圏活断層図」、岡田・東郷編（2000）、今泉ほか編（2018）でほとんど一致しており、本評価では、断層の位置・名称はこれらの資料による。

本断層帯を構成する断層のうち中央部に位置する断層は生駒断層である。生駒断層は、四條畷（しじょうなわて）市付近から柏原（かしわら）市付近までほぼ南北に延びており、部分的にほぼ平行する複数の断層からなる。これらの断層には下川ほか（1997）が八尾（やお）市で行ったボーリングや反射法弾性波探査の結果及び堀家ほか（1995）の反射法弾性波探査の結果に示されている伏在断層が含まれる。

枚方断層、交野断層及び田口断層は生駒断層の北側に位置する。枚方断層は生駒断層北端の四条畷市付近より枚方丘陵西縁に沿って北方へ延びる断層で、淀川付近から伏在して高槻市南部まで延びる。交野断層は四条畷市付近からほぼ北東方向に延びる断層である。田口断層は、交野断層北部

の約 2 km 西方から北北東方向に延びる断層で、男山西縁に沿って湾曲して分布し、男山山地東縁には、西側隆起の副次的な断層が分布する。(注 11)。

誉田断層は、生駒断層南部の柏原市付近の約 2 km 西方を北端として南北に延びる断層で、生駒断層と雁行して分布する(注 12)。

(2)断層面の位置・形状

本断層帯の断層線の位置は、中田ほか(2008, 2009)、岡田ほか(2008)、及び今泉ほか編(2018)によった。一般走向は、断層帯の両端を端点に持つ線分と考えると、おおむね $N10^{\circ}E$ となる。断層帯の長さは、約 42 km の可能性がある。

断層面上端の深さは、断層面が地表付近に達していることから 0 km とした。市原ほか(1991)に示されたデータによれば、断層面の両側が花崗岩体となるのは深さ 1 km 程度である。

断層面の傾斜については、下川ほか(1997)が四条畷市で行った反射法弾性波探査の結果(図 3)から、地下 400m 程度までは低角 ($30-40^{\circ}$ 程度) で東に傾斜すると推定されていた。しかしその後、Sato *et al.* (2009)が大阪-鈴鹿測線において実施した地殻構造探査によって、地下 2 km 程度までは交野断層の断層面が 50° 程度東側に傾斜していることが推定されている(図 4)。なお、石山(2003)も既存研究による反射断面とボーリングの記載から、交野断層の断層面が地下 1 km 程度まで $50-60^{\circ}$ で東側に傾斜していると推定している。以上のことから、ここでは生駒断層帯の断層面が、地下 2 km 程度まで $50-60^{\circ}$ で東側に傾斜していると推定した。なお、堀家ほか(1995)の反射法弾性波探査の結果では、八尾市において地表に現れている生駒断層の西側に西側隆起の伏在逆断層が認められる。この断層は生駒断層の副次的な断層と考えられる。

断層面の下端の深さは、後述するように地震活動断面図(図 8-1、図 9)の D100 の値から 15 km 程度と推定され、また断層面の幅は、断層面の傾斜と下端の深さから 17-20 km 程度の可能性がある(注 5)。

(3)変位の向き(ずれの向き)(注 13)

本断層帯は、変位地形や反射法地震探査など各種の資料から見て、東側が西側に乗り上げる逆断層である。横ずれ成分は知られていない。

上述のように、断層帯の北端付近では、西側隆起の副次的な逆断層を伴う部分がある。

2-2. 断層帯の過去の活動

(1)平均変位速度(平均的な断層のずれの速度)(注 13)

生駒断層は大阪平野と生駒山地を分ける断層である。生駒断層周辺では、断層活動により鮮新世-更新世の堆積物である大阪層群が大きく変位している。その堆積状況や分布(生駒市域水理地質図作成委員会, 1989; 三田村, 1992; 三田村・吉川, 1999)から見て、大阪層群の海成粘土層である Ma 1 (約 100 万年前)と Ma 3 (約 80 万年前)が堆積した当時、断層活動により生駒山地は既に隆起を始めており、山頂部にはこれらの海成粘土層は堆積しなかった可能性が高い。このことを考慮して、断層西側(沈降側)に分布する Ma 1 や Ma 3 の現在の深度と生駒山地の現在の高度とから生駒断層の平均変位速度を求めると、100 万年ないし 80 万年間の平均上下変位速度は約 1 m/千年となる。しかしながら、生駒山地の隆起が全て断層運動によるものではない可能性等を考慮すれば、生駒断層の平均上下変位速度はより小さくなる可能性がある。また、大阪平野の沈降速度は Ma 3 堆積以降に鈍化しており、これが生駒断層の活動と関連するとすれば、Ma 3 堆積以降に生駒断層の変位速度が小さくなった可能性もある。このため、生駒断層における最近 100 万-80 万年間の平均上下変位速度として、1 m/千年以下とすることが適当と考える。

一方、下川ほか(1997)は、八尾市でボーリング調査を行い、撓曲の両側から出現した AT 火山

灰層の変位量から、撓曲変形をもたらした断層の平均上下変位速度を $0.1\text{m}/\text{千年}$ と推定した。この付近は断層が数列あることから、これらを合わせた生駒断層全体の上下変位速度はそれ以上と考えられる。また、東大阪市では、並列する少なくとも3つの断層のうちの2つが、形成時代が2万年前頃と考えられる段丘面をそれぞれ上下に数mずつ変位させている（宮地ほか，1998）。このデータから、最近2万年間の平均上下変位速度を求めると概ね $0.5\text{m}/\text{千年}$ 程度となる。生駒断層が更に分岐している可能性や、撓曲による変位が存在する可能性があることから、最近2万年間の平均上下変位速度としては最低でも $0.5\text{m}/\text{千年}$ 程度であり、この値は下限とみなすことが適当である。このことは、上に述べた最近100万年間の平均変位速度の値とも矛盾しない。

以上のことから、生駒断層の平均上下変位速度は $0.5 - 1\text{m}/\text{千年}$ の可能性がある。

誉田断層については、藤井寺市から羽曳野市にかけての地域で2万－5万年前に形成されたと推定される2面の段丘面の変位量から、上下成分で $0.25 - 0.4\text{m}/\text{千年}$ （寒川，1986）、ボーリングによって調査された2万－3万年前の2層の埋没段丘構成層の変位量から、上下成分で $0.2\text{m}/\text{千年}$ （下川ほか，1997；ただしこれ以外に撓曲変形が存在する可能性がある）という値が得られている。したがって、誉田断層の平均上下変位速度は $0.2 - 0.4\text{m}/\text{千年}$ と推定される。

このほかの断層については、具体的な調査研究成果がない。

上述のように生駒断層は本断層帯の中央部に位置し、断層帯全体の長さの半分以上を占めることから、生駒断層の値が断層帯全体を代表すると考えられる。したがって、断層帯全体の平均上下変位速度は $0.5 - 1\text{m}/\text{千年}$ の可能性がある。

（2）活動時期

a）地形・地質的に認められた過去の活動

生駒断層では、四条畷市で行われたトレンチ調査で、沖積層に大阪層群相当層が衝上する低角逆断層が出現した（下川ほか，1997；図5、注14）。下川ほか（1997）は、断層が古墳時代－奈良時代の遺物を含む土層に被覆されていると解釈した。一方、放射性炭素同位体年代測定によれば、断層に切られている地層からは概ね1千9百－1千8百年前（1－3世紀）（注15）の年代値が、また、断層を被覆するとされた地層からは概ね1千1百－9百年前（9－12世紀、平安時代）（注15）の年代値が得られている。このように断層を被覆するとされた地層の時代については、遺物から得られた年代と放射性炭素同位体から得られた年代とが一致しないが、図5に示された考古年代はその年代推定の根拠が明示されていないこと、断層を覆う地層は斜面に堆積しており水平ではなく撓乱されていること、考古遺物は後から混入する場合があること等の理由から、下川ほか（1997）は断層を直接覆っている部分から得られた炭素同位体年代値を採用した。この解釈に従うと、四条畷地点における最新活動時期として概ね1千9百年前以後、9百年前以前（1世紀以後、12世紀以前）と推定される。なお、東大阪市で行われたトレンチ調査では、傾動した地層と液状化跡が出現し、約1万7千年前（注15）以後の活動が推定されている（下川ほか，1997）。

誉田断層については、誉田山古墳の墳丘等が変位していることから、古墳が作られた5世紀以後（西暦400年頃以後）に最新の活動があった（寒川，1984，1986）と考えられる。また、羽曳野市で行われたトレンチ調査では、古墳時代後期以後の液状化跡が出現している（下川ほか，1997）。

枚方断層、交野断層及び田口断層は沖積面に変位を与えている（岡田・東郷編，2000）。大阪平野及びその周辺地域の沖積面は、概ね4千年前以降に形成されたと考えられることから、枚方断層、交野断層及び田口断層は共に約4千年前以後に最新の活動を行ったと推定される。

東郷ほか（2002）は、交野市私市橋付近において、天野川が天井川化した際に形成した河床堆積物からなる高まり地形が、交野断層によって約3m変位していることを指摘した（図6）。この河床堆積物の直下に見られる試料から概ね7百－6百年前（注15）を示す ^{14}C 年代測定値が得られたことから、交野断層の最新活動時期は14世紀以後と推定される。

以上の結果のうち、四条畷トレンチの結果（最新活動時期が1世紀以後、12世紀以前）は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）では断層活動の証拠と判断され、誉田断層による誉田山古墳の変位（5世紀以後）と合わせて、生駒断層帯の最新活動時期の限定に採用された。今回の再評価により、四条畷トレンチ壁面の写真（下川ほか，1997）及びスケッチ（図5）を改めて検討した結果、最新活動時期の上限を示す断層を被覆しているとされる地層が、実際には断層によって変形を受けている可能性が否定できないと判断し、最新活動時期の上限を示す9－12世紀という値をここでは採用しないこととした。一方で、再検討後の四条畷トレンチで認められる活動時期（1世紀以後）、誉田断層による誉田山古墳の変位（5世紀以後）、及び交野断層による河道地形の変位（14世紀以後）はいずれも断層活動の確実な証拠と判断されることから、ここでは3地点の活動時期のうち重なる期間を採用し、最新活動時期は14世紀以後と推定される。

b) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯周辺では、歴史時代に多くの被害地震の記録がある（宇佐美ほか，2013 など）。また、多くの考古遺跡から液状化の跡が発見されている（例えば、宮地ほか，1998 など）。それらのうち、誉田山古墳の変位をもたらした地震として、734年や1510年の畿内の地震が候補に挙げられている（萩原編，1989；寒川，1986）。それ以外に生駒断層帯の活動によるものがあるかどうかは未解明である。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注13）

生駒断層については四条畷地点のトレンチ壁面のスケッチ（下川ほか，1997）によれば、最新の活動により断層面に沿って少なくとも2.2mの変位が生じた。また、岡田・東郷編（2000）によると、生駒断層は沖積面を上下方向に約2－3m変位させている。この沖積面の上下変位は最新活動1回の上下変位量に当たる可能性がある。

誉田断層については、誉田山古墳の変位から、その最新の活動の変位量が上下成分で約1.2－1.8mと考えられる（寒川，1984，1986）。

また、交野断層、枚方断層及び田口断層は、それぞれ沖積面を上下方向に約1－3m、約1－2m及び約2m変位させている（岡田・東郷編，2000）。さらに、東郷ほか（2002）は、交野断層によって河道地形が上下方向に3m程度変位していることを指摘している。これらの沖積面及び河道地形の上下変位は、最新活動1回の上下変位量に当たる可能性がある。

以上のように、生駒断層帯の最新活動による変位量は北部の田口断層、交野断層及び枚方断層から南部の誉田断層まで、上下成分で約1－3mとほぼ同じ大きさである。このことから本評価では断層帯の主部をなす生駒断層の最新活動による上下変位量を本断層帯の1回の上下変位量とみなす。したがって、本断層帯の1回の上下変位量は約2－3mであった可能性がある。

(4) 活動間隔

本断層帯の過去の活動について、複数の活動時期に関する具体的資料は得られていないが、平均変位速度と1回の変位量に基づいて大まかな値を推定することができる。誉田断層については、平均上下変位速度を0.2－0.4m／千年、1回の活動の上下変位量を1.2－1.8mとして、平均活動間隔は3千－9千年と算出される。生駒断層については、平均上下変位速度を0.5－1m／千年、1回の活動の上下変位量を2－3mとして、平均活動間隔は2千－6千年と算出される。

上記で求めた活動間隔のうち、活動間隔の最小値（2千年）は、生駒断層西側の約100万－80万年前の大阪層群の現在の深さと生駒山地の現在の山頂高度から求めた平均上下変位速度（1m／千年）と断層近傍で得られた変位量（2－3m）という、空間的・時間的なスケールが大きく異なる数値から得られた値であり、信頼度が低いと判断されるため、本評価では活動間隔の下限については

菅田断層のデータを採用する。したがって、断層帯全体の活動間隔は3千－6千年程度の可能性がある。

(5) 活動区間

生駒断層帯を構成する各断層は、ほぼ連続ないし2 km 程度の間隔で雁行している。このため、本断層帯を構成する断層は同時に活動する可能性が高いと推定される。

したがって、過去の本断層帯の活動による最大の活動区間は田口断層北端から菅田断層南端まで含めた断層帯全域であったと推定される。この場合の活動区間の長さは約42 kmであった可能性がある。

(6) 測地観測結果

生駒断層帯周辺における、最近5年間及び2012年からの10年間のGNSS観測結果では、北西－南東方向の縮みが見られる(図7－1、図7－2)。1994年までの約100年間の測地観測結果では、東西方向ないし西北西－東南東方向の縮みが見られる(図7－3)。

(7) 地震観測結果

2022年12月までの20年間の地震観測結果によれば、本断層帯北端付近で見られる2018年6月の大阪府北部の地震後の地震活動を除けば、生駒断層帯周辺は比較的地震活動が低調な地域である(図8－1)。本断層帯付近の断層面の下端の深さは、D100から深さ15 km程度と推定される(図9)。本断層帯周辺の発震機構は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ型が多く見られる(図8－2)。

なお、1919年以降、本断層帯周辺では、生駒断層帯の北端付近で2018年6月にマグニチュード(M) 6.1の地震や南端付近で1936年2月21日にM6.4の地震が発生しているが、本断層帯の活動による地震ではないと考えられる。

2－3. 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と地震の規模

本断層帯を構成する断層のうち生駒断層を除く4つの断層は、その長さ、1回の変位量及び相互の位置関係から見て生駒断層と同時に活動する可能性が高いと考えられる。すなわち、本断層帯における将来の活動は最大で断層帯全体に及ぶ可能性が考えられ、この場合の活動区間の長さは約42 kmの可能性がある。

1回の地震による断層の活動区間を42 kmとすると、経験式(1)及び(2)により、本断層帯で発生する地震の規模はM7.5程度、活動1回の上下変位量は4 m程度となる。この変位量は、本断層帯の過去の1回の活動による上下変位量(約2－3 m)に比べてやや大きい、それほど違いはない。

これらのことから、本断層帯で発生する地震は、M7.5程度、上下変位量が約2－3 mの可能性はある。

用いた経験式は次の式である(松田, 1975; 松田ほか, 1980)。Lは1回の地震の地震断層の長さ(km)、Dはその時の最大変位量(m)、Mはその時のマグニチュードである。

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6 \quad (1)$$

$$D = 10^{-1} L \quad (2)$$

(2) 地震発生の可能性

以上のように、本断層帯の平均活動間隔は3千－6千年、最新活動時期は14世紀以後と考えられる。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.2以下となる。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、地震調査推進本部地震調査委員会長期評価部会（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ほぼ0%である。現在までの集積確率はほぼ0%である（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。

3. 今後に向けて

生駒断層帯の過去の活動履歴は十分に解明されているわけではない。より一層信頼度の高い評価を行うためには、個別の断層ごとに平均活動間隔や最新活動時期を明らかにする必要がある。また、生駒断層帯最南部の誉田断層とはほぼ並行し、その西方約1 km 付近を南に延びる羽曳野撓曲は、西側が隆起する逆断層であることから、ここでは生駒断層帯には含めなかったが、両者の地下における構造の関係性など詳しいことは十分に解明されていない。したがって、今後羽曳野撓曲と生駒断層帯の関係を明らかにする必要もある。

注 11：活断層研究会編(1991)は、交野断層の北部を「長尾断層」と称している。また、枚方断層については、活断層研究会編(1991)及び「都市圏活断層図」では「枚方撓曲」となっている。田口断層は活断層研究会編(1991)では北東－南西方向に描かれている。

注 12：誉田断層の約1 km 西方には、それに並行し更に南に延びる羽曳野撓曲（長さ約11 km）がある。羽曳野撓曲は西に傾斜する断層によるものと考えられ（岡，1961；市原ほか，1991）、従来から生駒断層帯を構成する断層とは考えられていない。しかし、堀家ほか（1995）の八尾における反射法弾性波探査の結果に現れた西側隆起の伏在逆断層（2－1.（2）参照）と同様、生駒断層・誉田断層の上盤側（東側）の西方への移動に伴う副次的な断層の可能性も否定できないので、羽曳野撓曲付近の地下構造の調査などにより、その性質を解明することが望まれる。

注 13：本文及び表1では、「変位」を一般的に分かりやすいように「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 14：図5は下川ほか(1997)からの引用である。図5で「沖積層？」とされた層は、その後の年代測定より沖積層であることがほぼ確実となったこと、また、「大阪層群？」とした層については、近傍でのボーリング資料との対比等から大阪層群相当層と推測したこと（下川私信）から、ここではそれぞれ、「沖積層」、「大阪層群相当層」とした。

注 15：放射性炭素同位体年代（ ^{14}C 年代）については、較正曲線 IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020)を用いた OxCal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009, 2021)に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の数値を示した。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た。2026年1月1日を起点として、2,000年前より古く、10,000年前よりも新しい年代値については、四捨五入して百年単位で、10,000年前よりも古い年代値は四捨五入して千年単位で示した。

文 献

Asano, K. and Iwata, T. (2016) : Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. *Earth Planets Space*, **68**:147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9.

- Bronk Ramsey, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Bronk Ramsey, C. (2021): OxCal 4.4 [software]. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html> (2025年4月確認) .
- 萩原尊禮編 (1989): 「続古地震—実像と虚像」. 東京大学出版会, 434p.
- 橋本 学 (1997): 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の修正再計算. 地震第2輯, **50**, 21-27.
- 堀家正則・竹内吉弘・鳥海 勲・藤田 崇・横田 裕・野田利一 (1995): 生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査. 地震第2輯, **48**, 37-49.
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫 (1991): 12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, No. 30.
- 生駒市域水理地質図作成委員会 (1989): 生駒市域水理地質図・説明書.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編 (2018): 「活断層詳細デジタルマップ [新編]」. 東京大学出版会, USB メモリー・141p.
- 石山達也 (2003): 大阪平野下に伏在する上町および生駒断層帯の地質学的断層—褶曲モデル. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 145-155.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a): 「生駒断層帯の評価」. 17p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001b): 「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 (2004): 「跡津川断層帯の評価」. 28p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015): 「長野盆地西縁断層帯 (信濃川断層帯) の長期評価 (一部改訂)」. 34p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2026): 「六甲・淡路島断層帯の長期評価 (一部改訂)」. 54p.
- 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長期評価部会 (2026): 「「活断層の長期評価手法 (暫定版)」報告書 (追補1)」. 4p.
- 活断層研究会編 (1991): 「新編日本の活断層」. 東京大学出版会, 437p.
- 気象庁 (2016): 2016年4月16日熊本県熊本地方の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定) —. <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/2016041601250547near> (2024年1月確認) .
- 日下雅義 (1975): 「応神天皇陵」近傍の地形環境. 考古学研究, **21**, 67-84.
- 前田 昇 (1966): 生駒山地の地形と断層線との関係について. 大阪学芸大学紀要 (A. 人文科学), **14**, 211-223.
- Matsubara, M., Ishiyama, T., No, T., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N. and Kamiya, S. (2022): Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data. *Earth Planets Space*:**74**, 171, doi: 10.1186/s40623-022-01724-0.
- 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・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—断層と地震の地方別分布関係—. 活断層研究, **19**, 33-54.

- 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.
- 三田村宗樹 (1992) : 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, **31**, 159-177.
- 三田村宗樹・吉川周作 (1999) : 大阪平野の海成粘土層基底分布深度の統計的検討. 応用地質, **40**, 149-158.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) : 大阪東南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 113p. +1 図葉.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (2008) : 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東南部第 2 版」. 国土地理院技術資料 D 1-No. 502.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (2009) : 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東北部第 2 版」. 国土地理院技術資料 D 1-No. 524.
- 岡 義記 (1961) : 大阪平野東南部の地形と地殻変動. 地理学評論, **34**, 523-535.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 395p. + 付図 4 図葉.
- 岡田篤正・植村善博・東郷正美・中田 高・渡辺満久 (2008) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都西南部第 2 版」. 国土地理院技術資料 D 1-No. 502.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) : The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon, **62**, 725-757.
- 寒川 旭 (1984) : 近畿中部の活断層の概要と菅田山古墳 (応神天皇陵) を切る活断層について. 地質ニュース, No. 363, 43-51.
- 寒川 旭 (1986) : 菅田山古墳の断層変位と地震. 地震第 2 輯, **39**, 15-24.
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T. and Kawanaka, T. (2009) : Deep seismic reflection profiling across active reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan. Tectonophysics, **472**, 86-94.
- 下川浩一・苅谷愛彦・宮地良典・寒川 旭 (1997) : 生駒断層系の活動性調査. 平成 8 年度活断層研究調査概要報告書, 37-49, 地質調査所.
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原 琢・七山 太・苅谷愛彦・吾妻 崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦 (1999) : 近畿三角帯における主要活断層の調査結果と地震危険度. 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), 285-309.
- Toda S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., Dieterich, J. H. and Yoshida, A. (1998) : Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. J. Geophys. Res., **103**, 24, 543-24, 565.
- 東郷正美・中西利典・峯元 愛 (2002) : 生駒断層崖を開析する天野川の天井川形成期について. 活断層研究, 21, 67-71.
- 辻村太郎 (1932) : 東北日本の断層盆地 (下). 地理学評論, **8**, 977-992.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 「日本被害地震総覧 599-2012」. 東京大学出版会, 694p.

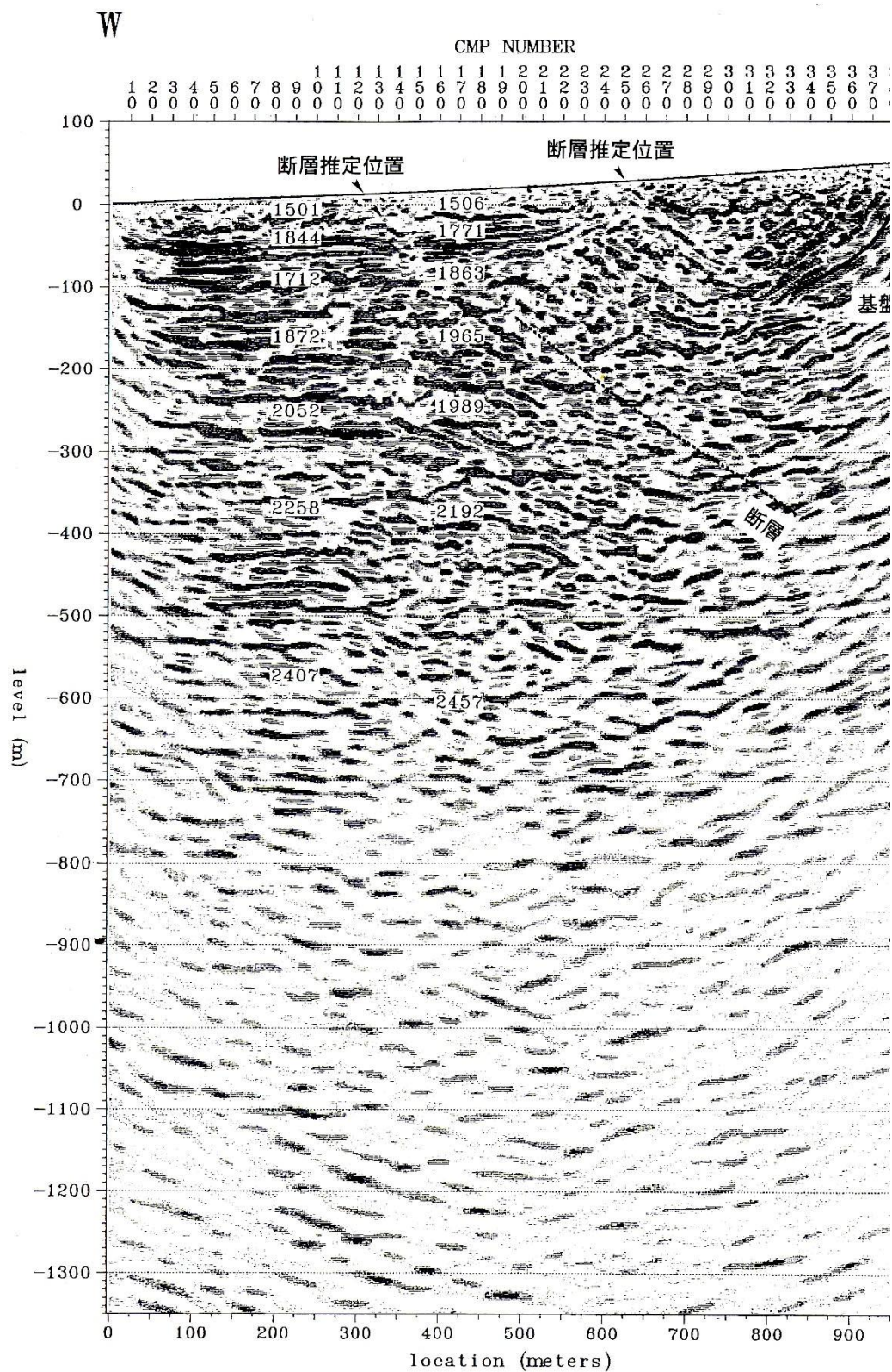


図3 四条吸測線のP波反射断面（深度変換断面）（下川ほか，1997）
図中の数値はP波速度（m/秒）を示す。

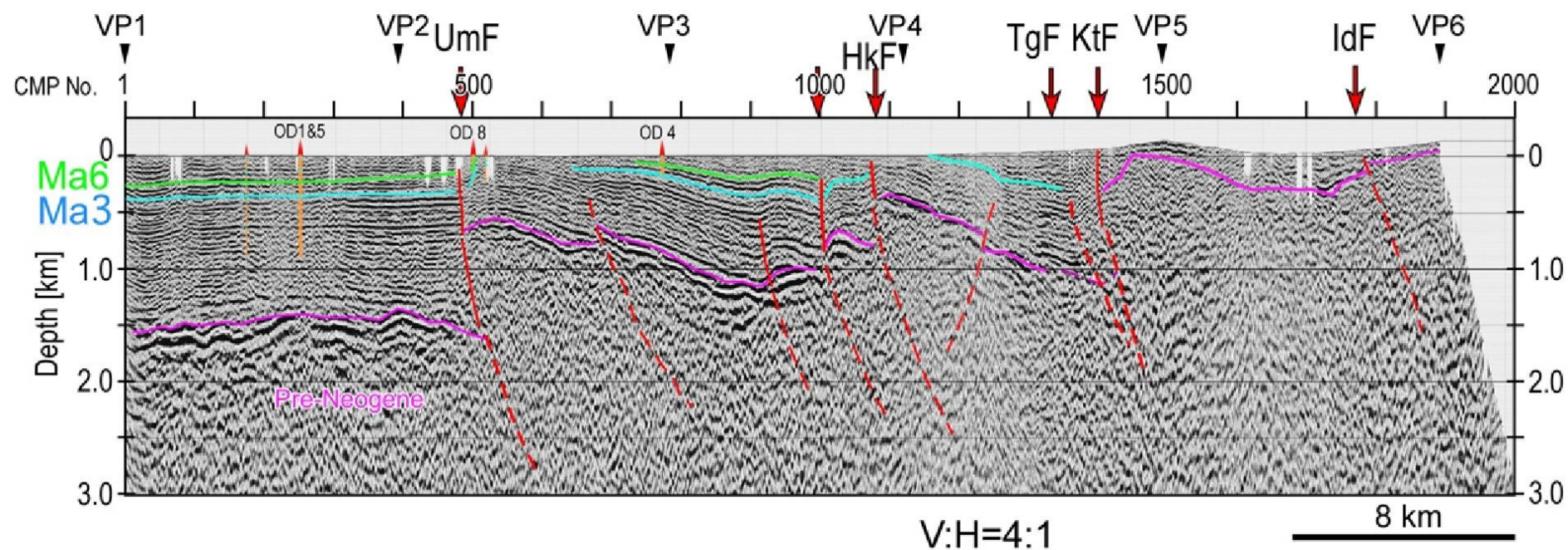


図4 大阪―鈴鹿測線における地殻構造探査反射断面 (Sato *et al.* 2009)

断面測線はおおよそ東西方向であり、図の右側が東側。

UmF : 上町断層 HkF : 枚方断層 TgF : 田口断層 KtF : 交野断層 IdF : 井手断層

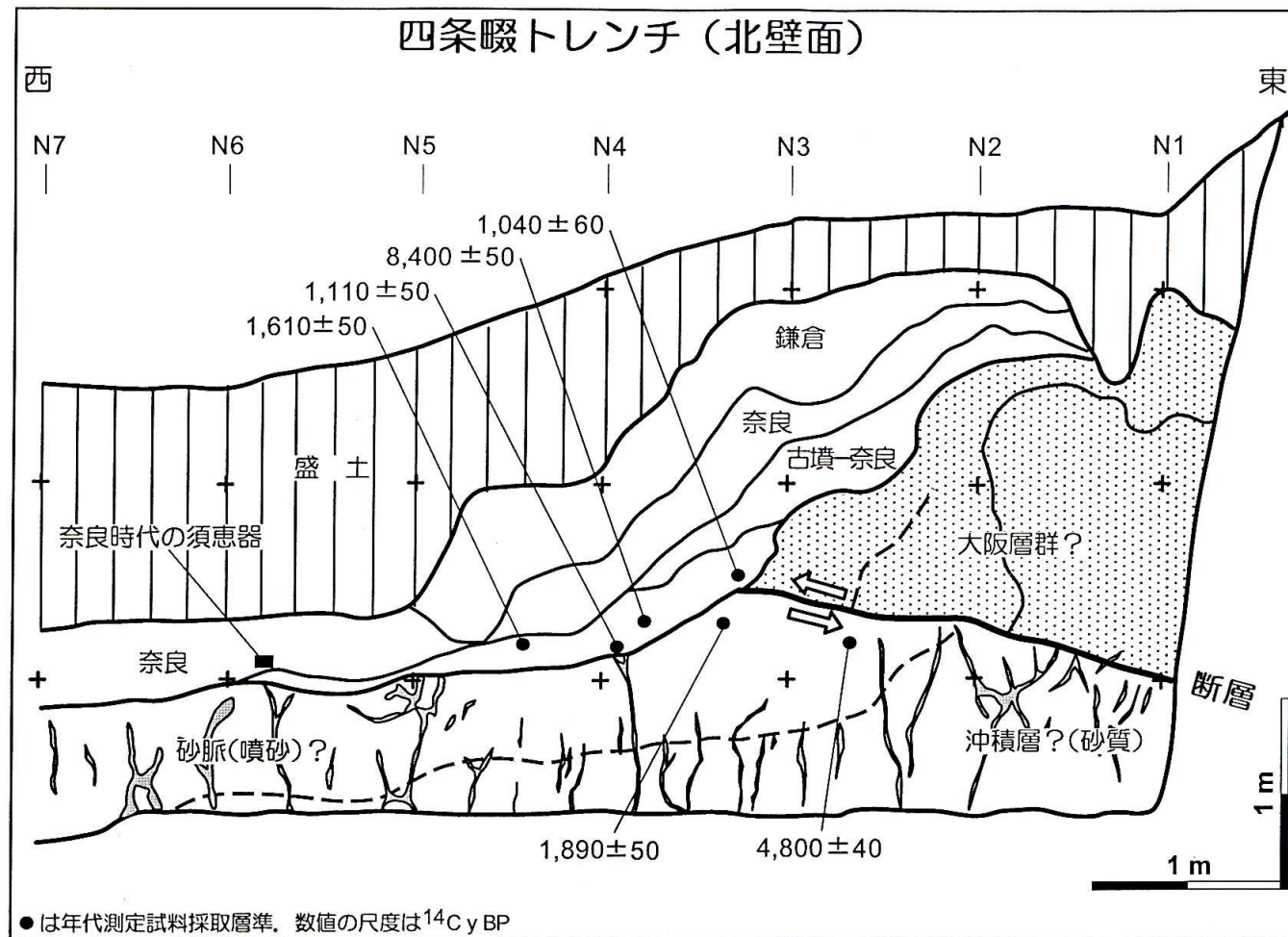


図5 四条畷地区トレンチ北側壁面図（下川ほか，1997）

図中の年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位年代。本評価文内で利用した年代値を暦年補正すると以下ようになる。

（紀元前で1万年前より新しい年代値は100年単位で四捨五入、2千年前より新しい年代値は世紀単位で表示）

$1890 \pm 50 \text{ yBP}$ → 1－3世紀 $1040 \pm 60 \text{ yBP}$ → 9－12世紀

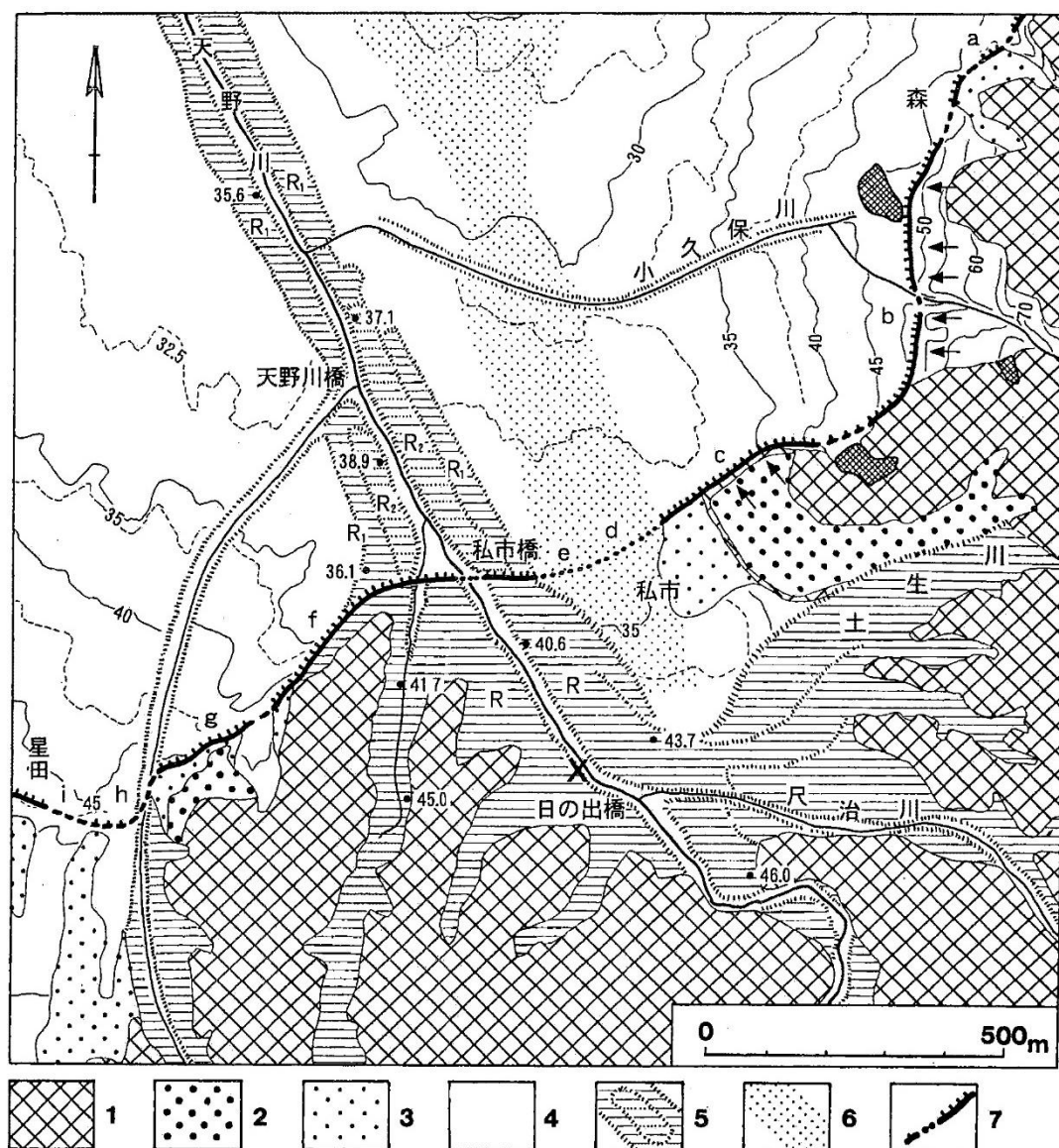


図6 交野市私市橋付近の地形分類図（東郷ほか，2002）

交野市私市橋付近において、北西に流れる天野川によって形成された河床堆積物からなる高まり地形は、交野断層を挟んで上流側で1段（R）、下流側では2段（R1，R2）となっている。ここでは、上流側の地形面Rは平面的に下流側のR1に連続するが、高度は3m程度低下する。

- 1：丘陵・山地 2：中位段丘 3：低位段丘 4：沖積低地
5：天井川化した河道の高まり 6：最近の流路跡 7：交野断層

基準期間：2017-12-01 -- 2018-01-01
 比較期間：2022-12-01 -- 2023-01-01

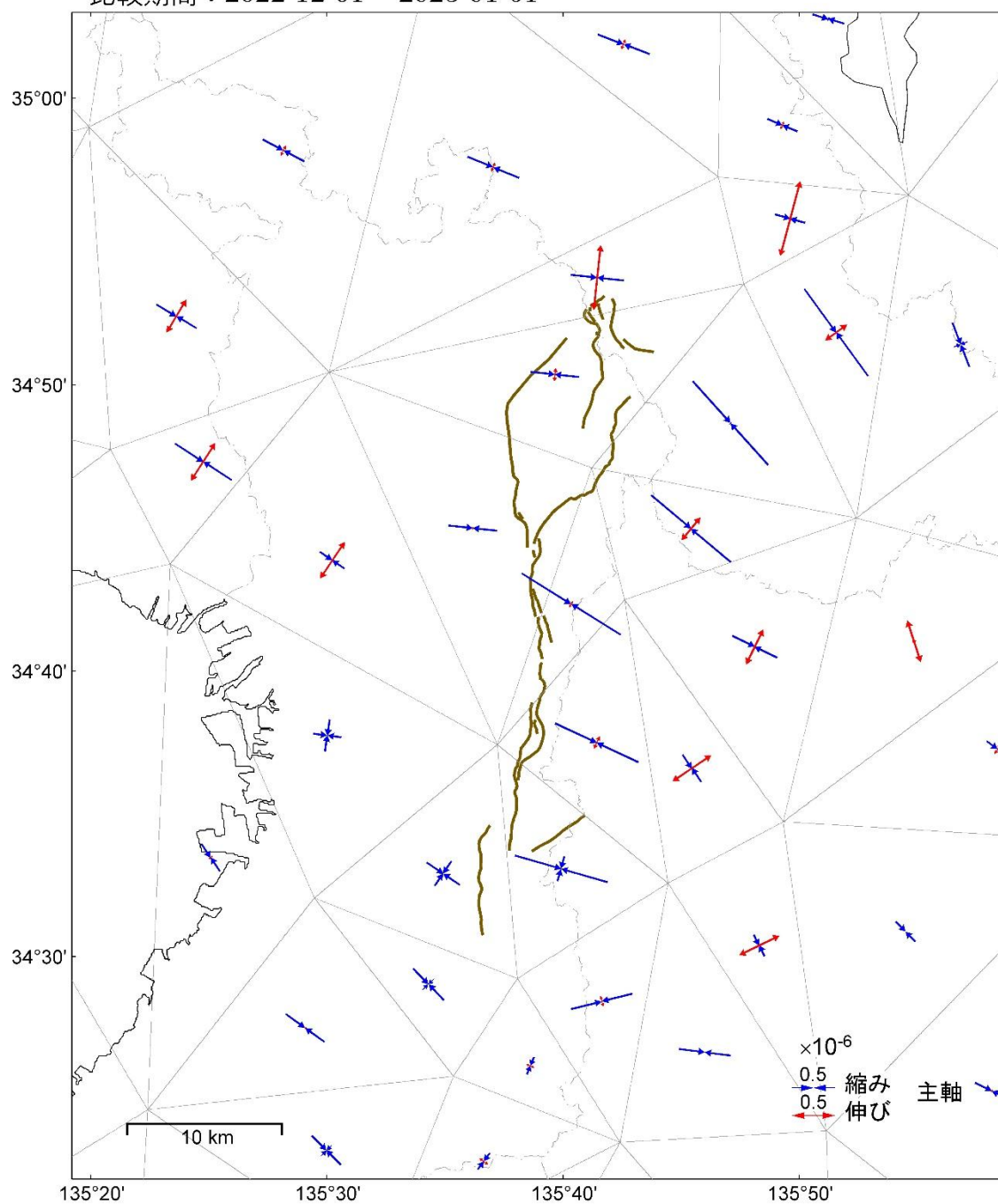


図 7-1 2017 年 12 月から 5 年間の GNSS 連続観測による生駒断層帯周辺における水平ひずみ分布。(国土地理院作成) スケールは 0.5×10^{-6} 。

基準期間：2012-12-01 -- 2013-01-01
比較期間：2022-12-01 -- 2023-01-01

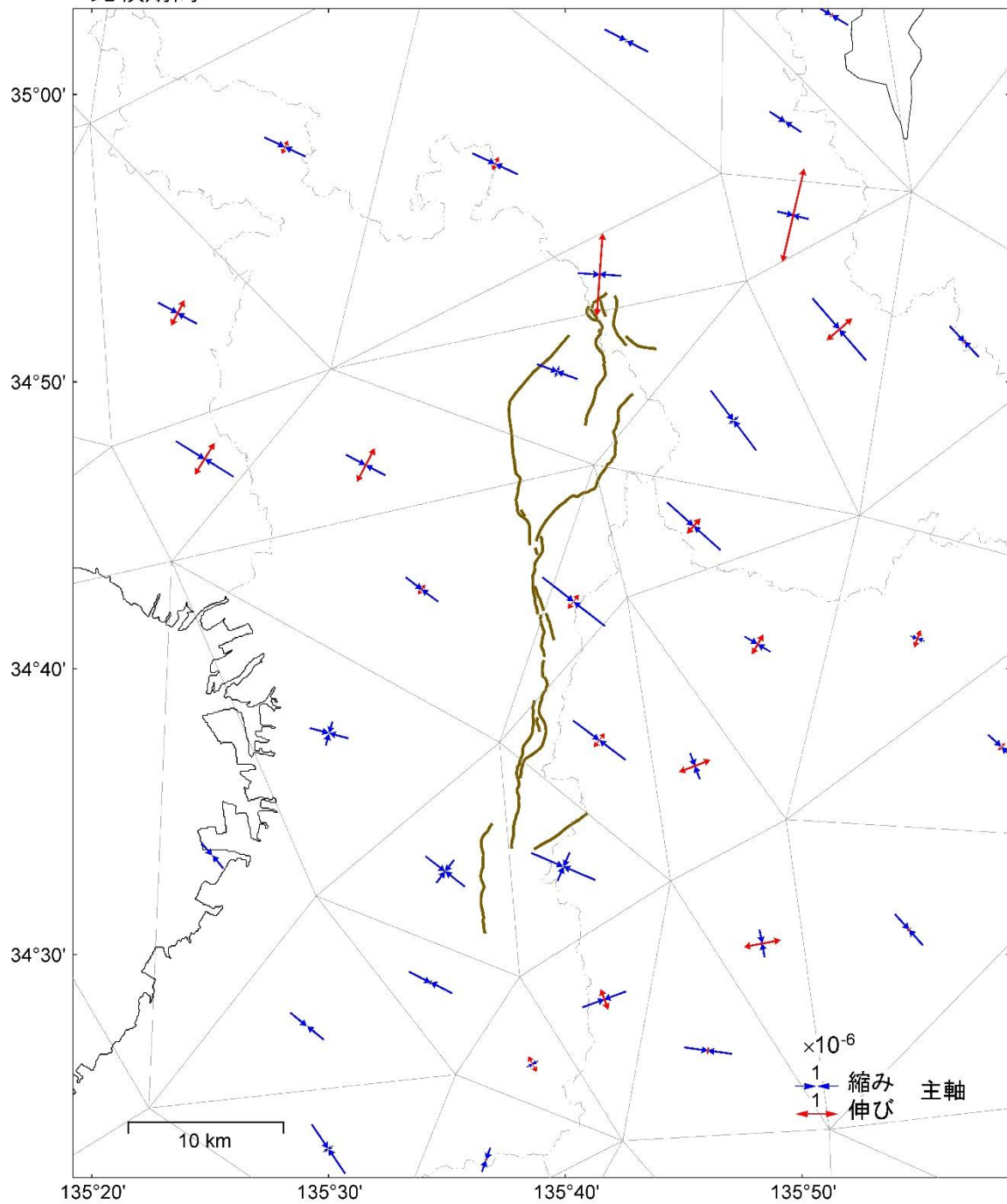


図 7-2 2012 年 12 月から 10 年間の GNSS 連続観測による生駒断層帯周辺における水平ひずみ分布。(国土地理院作成) スケールは 1×10^{-6} 。

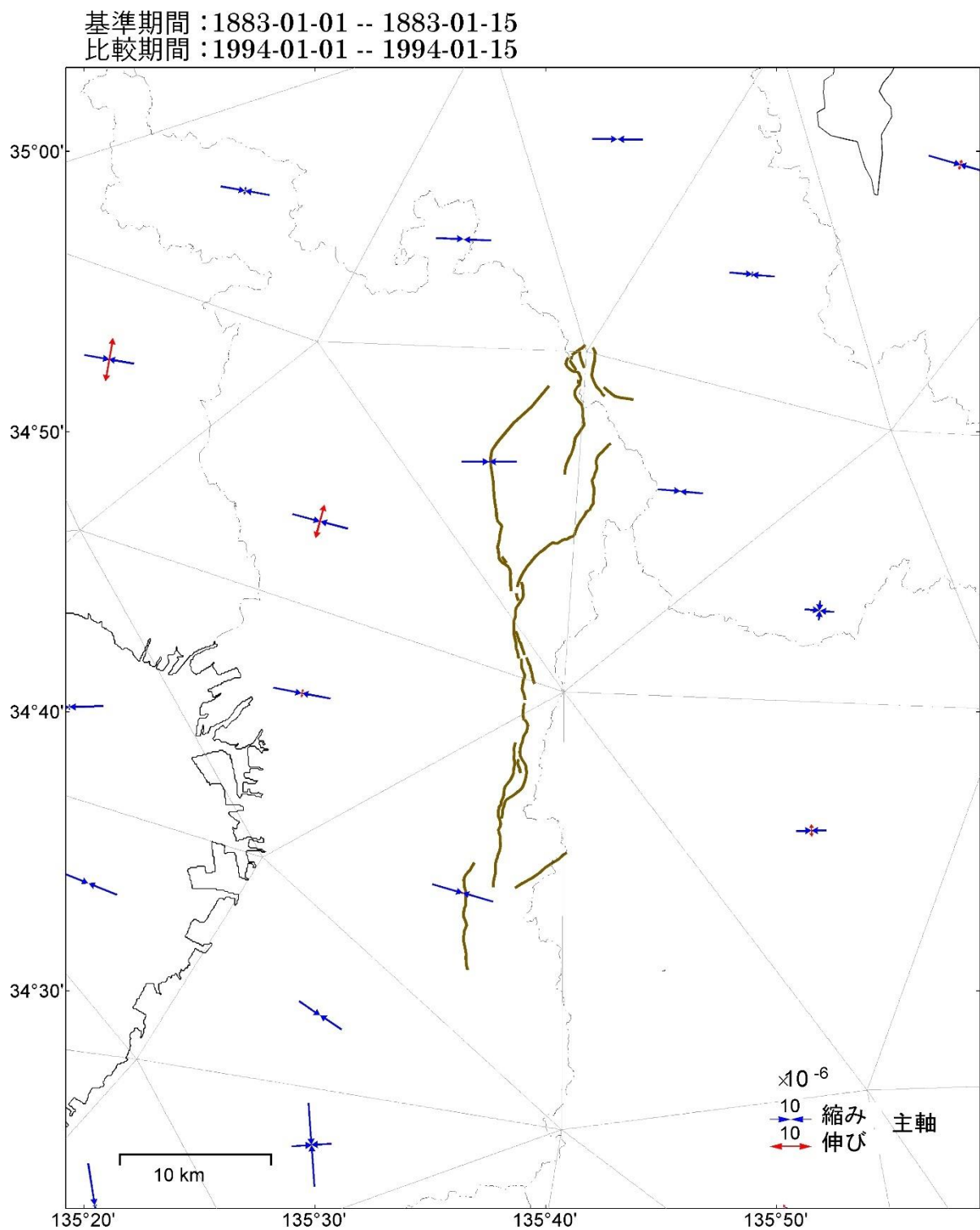


図 7-3 1883 年 1 月から 1994 年 1 月までの約 100 年間の測地観測による生駒断層帯周辺における水平ひずみ分布。(国土地理院作成) スケールは 10×10^{-6} 。

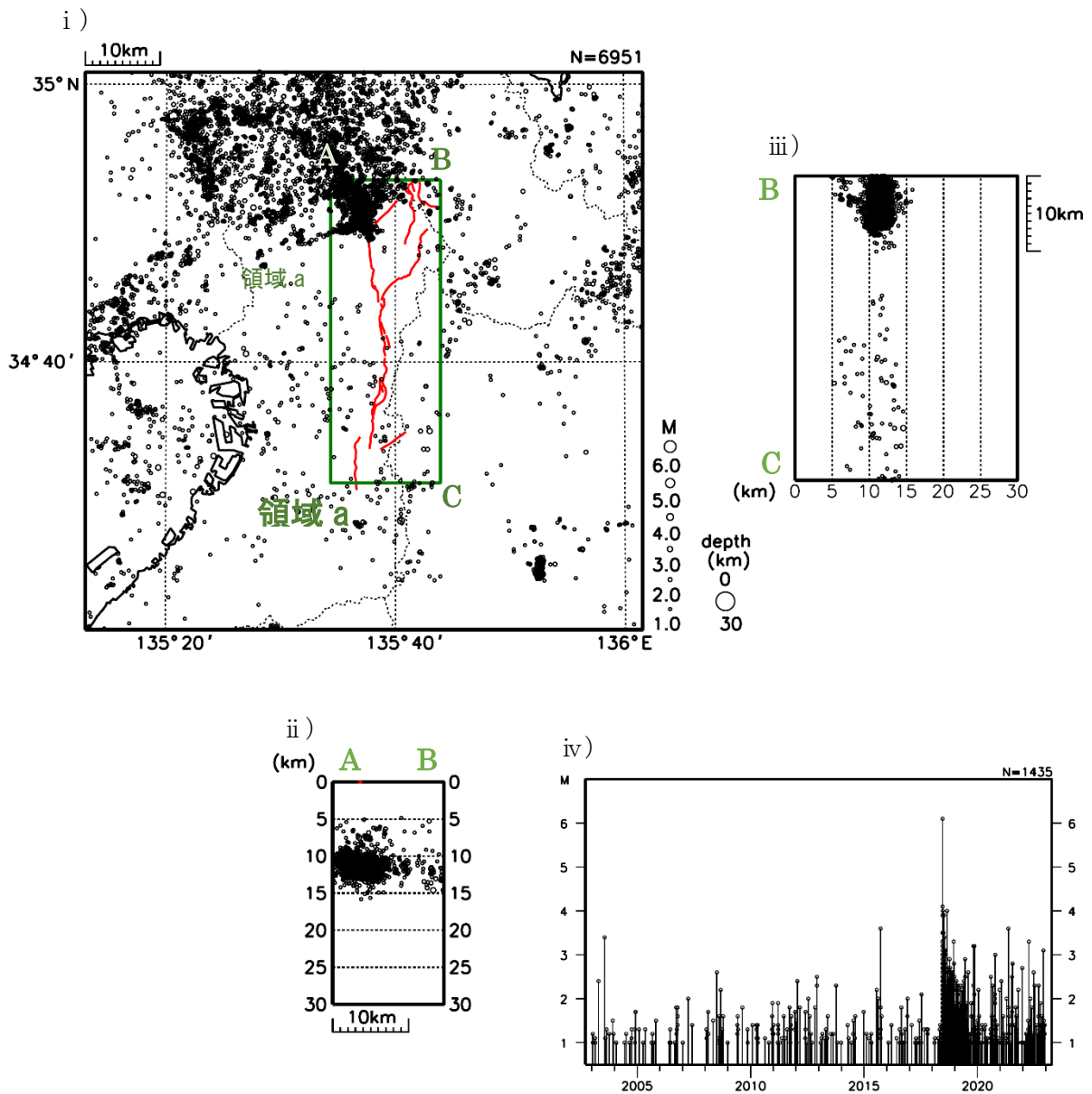


図 8－1 生駒断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 震央分布図（2003 年 1 月 1 日～2022 年 12 月 31 日、深さ 30 km 以浅、M1.0 以上）

ii) i) の領域 a 内の A－B 断面図

iii) i) の領域 a 内の B－C 断面図

iv) i) の領域 a 内の M－T 図（地震活動経過図）

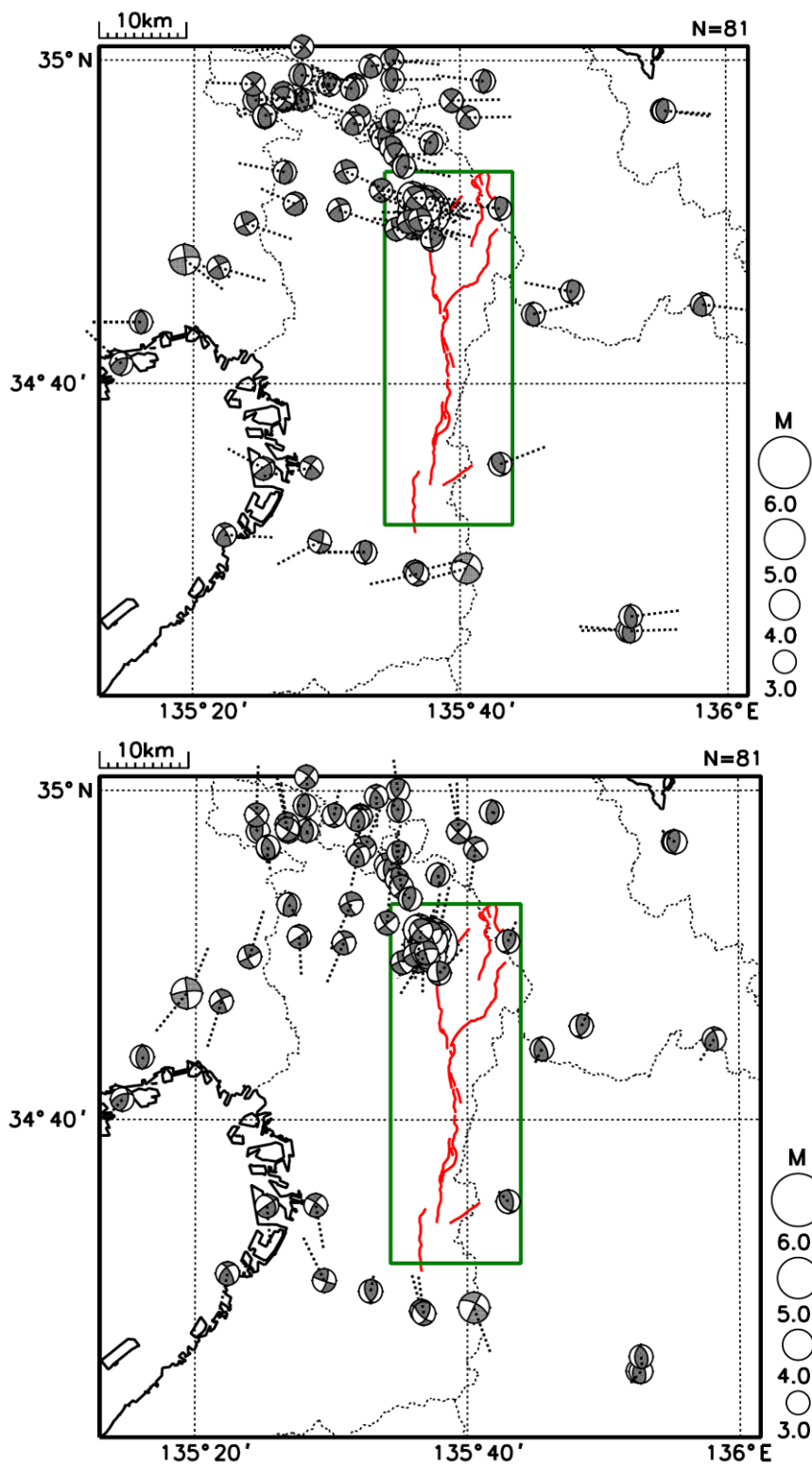
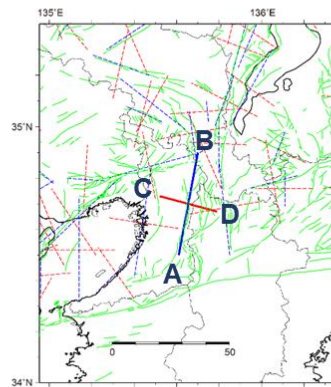
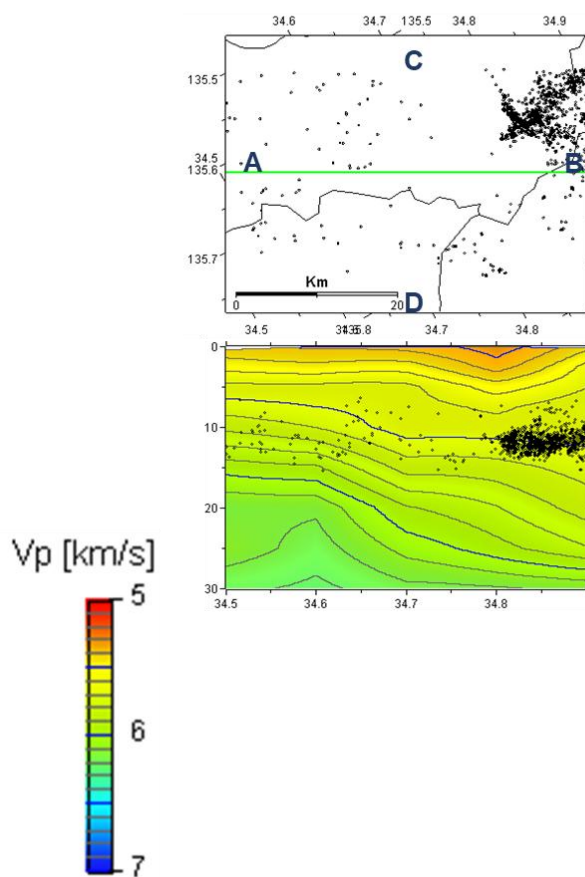


図 8－2 生駒断層帯周辺の地震の発震機構（P 波初動解による下半球投影）と圧力軸（上）と張力軸（下）の分布（気象庁作成）
2003 年 1 月 1 日～2022 年 12 月 31 日、深さ 30 km 以浅、M3.0 以上

断面位置



断層平行断面



断層直交断面

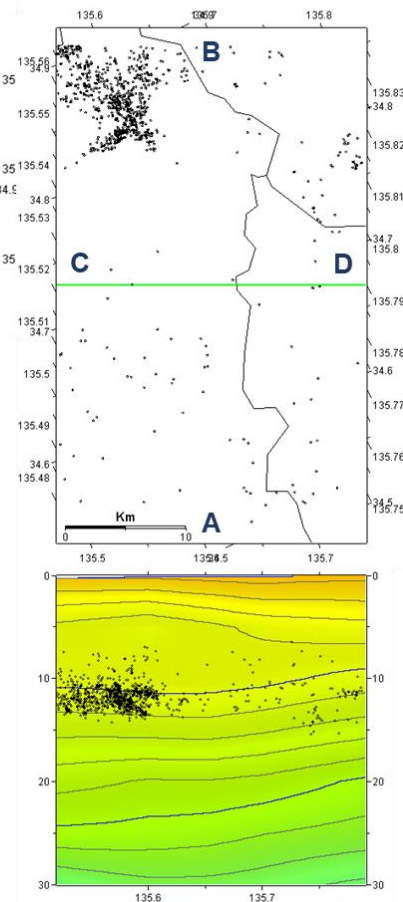


図9 生駒断層帯に平行及び直交断面の震源分布図
(作成：防災科学技術研究所・松原 誠氏)

生駒断層帯周辺で発生したM1.5以上の手動再検測済みの地震について、3次元地震波速度構造 (Matsubara *et al.*, 2022) を使用して再決定した震源分布を、P波速度構造図 (Matsubara *et al.*, 2022) 上に描画している。なお、対象とした地震は、断層帯を中心として、断層平行方向には断層長±15 km、断層直交方向には断層長と同程度の長さの範囲において、2000年10月1日から2022年12月31日の期間に発生したものとした。

表 3 地震発生確率及び参考指標

項 目	数 値 (注 16)	備 考
地震後経過率	0.2 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（2001b）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 %	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 (1) 経過年数	マイナス 1 千 4 百年以下	
比	0.3 以下	
指標 (2)	ほぼ 0	
指標 (3)	ほぼ 0 %	
指標 (4)	ほぼ 0	
指標 (5)	0.0002－0.0003	

注 16：評価時点は全て 2026 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（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当たる。）。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 3 千分の 1（0.0003）回－6 千分の 1（0.0002）回であり、時間によらず一定である。前者は時間とともに増加する。前者の値が後者の回数に達するには、今後少なくとも 1 千 4 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 年間当たりの地震発生回数）。

＜付録＞

生駒断層帯について、新たな知見が得られたことから、これらに基づき、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、新たな知見が得られていない部分に関しては、原則、従前の評価を踏襲したものとなっていることに留意されたい。また、評価に当たっては、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。なお、本評価では、放射性炭素同位体年代 (^{14}C 年代) について、較正曲線 (IntCal20, Reimer *et al.*, 2020) を用いて暦年較正プログラム $\Delta\text{OxCal}4.4$ (Bronk Ramsey, 2009, 2021) に基づいた方法によって暦年補正を行っている。

生駒断層帯の評価についての新旧対比表^{※2}

項 目	前回の評価 (平成 13 年 5 月 15 日)		今回の評価 (令和 8 年 1 月 1 日時点)	
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 $34^{\circ} 52'$ 東経 $135^{\circ} 41'$ 長さ 約 38 km 傾斜 地下 400m程度より浅いところでは低角 ($30-40^{\circ}$ 程度) で東に傾斜 幅 不明	○ ○ ○	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 (北端) 北緯 $34^{\circ} 53.1'$ 東経 $135^{\circ} 41.7'$ (南端) 北緯 $34^{\circ} 30.8'$ 東経 $135^{\circ} 36.7'$ 長さ 約 42 km 傾斜 東傾斜 $50-60^{\circ}$ 程度 (深度 2 km 程度まで) 断層面の下端の深さ 15 km 程度 断層面の幅 17-20 km 程度	○ △ △ ○ ○ △
過去の活動時期	最新の活動 西暦 400 年頃以後、1000 年頃以前 誉田山古墳にずれが見られる。 それをもたらした地震として、 西暦 734 年の地震が候補に挙げられている。	○	最新の活動 14 世紀以後	○
地震後経過率	0.2-0.5		0.2 以下	b
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0%-0.1%		ほぼ 0%	b
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0%-0.2%		ほぼ 0%	b
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0%-0.6%		ほぼ 0%	b
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0%-3%		ほぼ 0%	b
現在までの集積確率	ほぼ 0%-0.5%		ほぼ 0%	b

対比表に示した (◎、○、△、▲) 及び (a、b、c、d) については信頼度を示す。それぞれの詳細については、注 3 及び注 8 を参照のこと。

^{※2} 変更が生じた項目のみ表示。