

大原湖-弥畝山西断層系の
活テクトニクス

Active Tectonics of the Lake Ohara-
W. Yauneyama Fault System, SW Japan

2012年3月

相山 光太郎

Kotaro AIYAMA

山口大学大学院理工学研究科
Yamaguchi University

学位論文内容の要旨

学位論文題目

大原湖-弥畝山西断層系の活テクトニクス

(Active Tectonics of the Lake Ohara-W. Yauneyama Fault System, SW Japan)

専攻名・領域名：自然科学基盤系・自然システム科学

申請者氏名：相山光太郎

和文要旨

中国地方西部の山口県中南部から島根県南西部にかけては、NNE-SSW～ENE-WSW 方向の大原湖-弥畝山西断層系が分布する。この断層系の南西部～中部は、大原湖断層系と徳佐-地福断層から構成される。大原湖断層系は大原湖断層や木戸山西方断層、山口盆地北西縁断層、下郷断層、宇部東部断層で構成される。徳佐-地福断層の北西 5 km には、迫田-生雲断層が並走する。大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場は南西に向かって、迫田-生雲断層から徳佐-地福断層を経て、大原湖断層系へとマイグレーションする可能性がある。しかし、大原湖断層系を構成する大部分の活断層の正確な活動年代は不明なままである。この地震マイグレーションを評価するには、その活動年代を解明しなければならない。

大原湖-弥畝山西断層系の北東部には弥畝山西断層系が位置する。弥畝山西断層系の中部～北東部は弥畝山西断層と都茂断層で構成される。既往研究は、それら 2 つの活断層の性状と分布を詳

細に記載しているものの、両活断層間のテクトニクスを明らかにしていない。

本研究は大原湖断層系の下郷断層および宇部東部断層や、迫田-生雲断層、弥畝山西断層系の弥畝山西断層および都茂断層の地形調査や断層露頭調査、トレンチ掘削、群列ボーリングを実施することにより、それらの活断層の活動年代、分布、連結性および変位センスを調査し、大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場の長期的マイグレーションや連動性、セグメンテーションを検討する。

本論文では、(1)下郷断層と宇部東部断層の活動年代データを示す。(2)迫田-生雲断層南西部の分布と性状を詳細に説明する。(3)弥畝山西断層と都茂断層の連結性や変位センスを解明する。2つの断層間のテクトニクスに基づき、連動性とセグメンテーションを評価する。

本研究の主な成果を以下に示す。

(1) 下郷断層と宇部東部断層

- ・ 下郷断層の露頭で、25,000年前以前に堆積した段丘礫層を切る断層を確認した。
- ・ 既往研究とトレンチ調査から、宇部東部断層の一つ前の活動を38,000~20,000年前に限定し、その活動間隔を8,500~37,600年と見積もった。
- ・ 群列ボーリング調査では断層を確認することができなかったため、宇部東部断層は群列ボーリングの測線を通過していないと判断した。

(2) 迫田-生雲断層

- ・ 地形および断層露頭調査により、迫田-生雲断層の南西端が、これまで見積もられてきた地点の南西12 kmに位置することを明らかにした。
- ・ 沢・尾根・段丘の右屈曲や南東側隆起の断層崖の存在は、迫

田-生雲断層南西部の変位センスが南東上がり成分を伴う右横ずれであることを示した。

- ・ 萩市川上野戸呂地域において，迫田-生雲断層の分岐部から構成される横ずれデュープレックスが認められる．このデュープレックスに囲まれた地域は周囲に比べ標高が低く，低地(野戸呂低地と呼ぶ)になっている．迫田-生雲断層の現在の右横ずれ運動センスにより，野戸呂低地は徐々に狭くなることが示唆される．

(3) 弥畝山西断層と都茂断層

- ・ 地形・地表調査に基づいて，これまで見積もられてきたよりも，弥畝山西断層は南西方向に 10 km，都茂断層は東方向に 1 km 長く連続することを指摘した．都茂断層北東部の北西に位置する断層(F1 断層と呼ぶ)を確認した．都茂断層と F1 断層は益田市美都町板井川地域で弥畝山西断層に収束する．
- ・ 都茂断層の露頭中の変形構造は，都茂断層の変位センスが左横ずれから右横ずれに転換しており，断層北東端の変位センスが正断層成分を伴う右横ずれであることを指摘した．沢・尾根の右屈曲や F1 断層の条線の存在は，F1 断層の運動センスが正断層成分を伴う右横ずれであることを明らかにした．
- ・ 板井川地域において，弥畝山西断層や都茂断層，F1 断層から構成される横ずれデュープレックスが確認される．横ずれデュープレックスに囲まれた領域の標高は周囲に比べ低く，低地になっている．もし今後，弥畝山西断層や都茂断層，F1 断層が右横ずれすれば，その低地は板井川プルアパートとして NE-SW 方向に拡大し，沈降する．

ABSTRACT

The NNE-SSW to ENE-WSW-trending Lake Ohara-W. Yauneyama fault system (LO-WYFS) is distributed from south-central Yamaguchi to southwestern Shimane Prefectures in western Chugoku District of SW Japan. The southwestern to central part of the fault system are composed of the Lake Ohara fault system (LOFS) and the Tokusa-Jifuku fault. The LOFS consists of the Lake Ohara, the W. Kidoyama, the Northwestern Marginal Yamaguchi Basin, the Shimogo and the Eastern Ube faults. The Sakota-Ikumo fault runs parallel to, and 5 km northwest of the Tokusa-Jifuku fault. It is possible that a seismogenic portion of the LO-WYFS migrates southwestward from the Sakota-Ikumo fault, through the Tokusa-Jifuku fault, to the LOFS. However, precise movement ages of most active faults which constitute the LOFS remains unknown. The movement age should be determined in evaluating the seismic migration.

The W. Yauneyama fault system (WYFS) is located at the northeastern part of the LO-WYFS. The central to northeastern part of the WYFS is composed of the West Yauneyama and the Tsumo faults. Although characteristics and distribution of the two active faults were described in detail by previous studies, tectonics in the area between them has not been revealed.

This study investigates movement ages, distribution, connectivity and slip sense of the Shimogo and Eastern Ube

faults of the LOFS, the Sakota-Ikumo fault, and the West Yauneyama and Tsumo faults of the WYFS, by conducting a topographical survey, an investigation of fault outcrops, a trench excavation and/or an array drillings on these active faults. Then, a long-term migration of the seismogenic portion, and a successive movement and segmentation of the LO-WYFS are discussed.

In this thesis, (1) the movement age data of the Shimogo and the Eastern Ube faults are presented. (2) The distribution and characteristics of the southwestern part of the Sakota-Ikumo fault are described in detail. (3) The connectivity and slip sense of the West Yauneyama and the Tsumo faults are revealed. Based on the tectonics in the area between the two faults, the successive movement and segmentation are evaluated.

The results obtained in the study are summarized as follows:

(1) The Shimogo and Eastern Ube faults

- In an outcrop of the Shimogo fault, a fault cuts through terrace gravel which deposited more than 25,000 years ago.
- By combining the trench survey with previous studies, the penultimate event of the Eastern Ube fault is constrained to occur in a period from 38,000 to 20,000 years ago, and the recurrence interval of the fault is estimated to range from 8,500 to 37,600 years.
- Because no fault can be detected by the array drilling survey, it is judged that the Eastern Ube fault does not pass through the line of the array drilling.

(2) The Sakota-Ikumo fault

- The topographical survey and the investigation of fault outcrops reveal that the southwestern termination of the Sakota-Ikumo fault is located 12 km southwest from the position estimated by previous studies.
- Occurrences of dextral bends of valleys, ridges and terraces, along with fault scarps thrown up to the southeast indicate that the slip on the southwestern part of the Sakota-Ikumo fault is dextral in sense with a component of southeast side upthrown.
- Strike-slip duplex composed of a bifurcation part of the Sakota-Ikumo fault can be recognized in the Notoro area, Kawakami, Hagi City. Because the area surrounded by the strike-slip duplex is lower than in elevation that of surrounding the strike-slip duplex, the surrounded area forms a depression, which is referred to the Notoro depression in this thesis. It is suggested that the Notoro depression will gradually narrow due to present dextral slip of the Sakota-Ikumo fault.

(3) The West Yauneyama and Tsumo faults

- Based on topographical and geological investigations, it is pointed out that the length of the West Yauneyama and the Tsumo faults extend 10 km to the southwest and 1 km to the east, respectively, more than those estimated by previous studies. A fault referred to the F1 fault in this thesis, is found to occur northwest from the northeastern part of the Tsumo fault. The Tsumo and the F1 faults converge into the West Yauneyama fault in the Itaigawa

area, Mito town, Masuda City.

- Deformation structures in outcrops of the Tsumo fault show that the slip on the Tsumo fault inverted from sinistral to dextral motion, and that the slip on the northeastern termination of the fault is dextral in sense with a component of normal motion. Occurrences of dextral bends of valleys and ridges along with striations of the F1 fault reveal that the slip sense of the F1 fault is dextral with a normal component.
- Strike-slip duplex composed of the West Yauneyama, the Tsumo and the F1 faults can be recognized in the Itaigawa area. Because the elevation of the area surrounded by the strike-slip duplex is lower than that of surrounding the strike-slip duplex, the surrounded area forms a depression. If the West Yauneyama, the Tsumo and the F1 faults slip dextrally in future, the depression will expand in the NE-SW direction as the Itaigawa Pull-Apart in this thesis, and subsequently the pull-apart subsides.

目 次

学位論文内容の要旨

第 1 章 緒 論	1
1.1 研究の背景	1
1.1.1 地震発生場のマイグレーション	1
1.1.2 連動性とセグメンテーション	5
1.2 研究の目的	7
1.3 本論文の構成	8
[引用文献].....	12
第 2 章 大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層の概要	15
2.1 断層の概要	15
2.1.1 下郷断層	15
2.1.2 宇部東部断層	16
2.1.3 迫田-生雲断層	17
2.1.4 弥畝山西断層	18
2.1.5 都茂断層	19
2.2 重力異常と地震活動	21
[引用文献].....	24
第 3 章 下郷断層と宇部東部断層	27
3.1 地質概要	27
3.2 変動地形	30
3.2.1 判読方法	30
3.2.2 判読結果	33

3.3	断層露頭	36
3.3.1	下郷断層	36
3.4	トレンチとボーリング	41
3.4.1	トレンチ調査	43
3.4.2	ボーリング調査	47
	[引用文献].....	50
第4章	迫田-生雲断層	52
4.1	地質概要	52
4.2	段丘面と変動地形	57
4.2.1	判読方法	57
4.2.2	判読結果	58
4.2.3	M段丘上の変動地形	64
4.2.4	野戸呂デュープレックス	69
4.3	断層露頭	71
	[引用文献].....	85
第5章	弥畝山西断層と都茂断層	87
5.1	地質概要	87
5.2	変動地形	91
5.2.1	判読方法	91
5.2.2	判読結果	92
5.2.3	板井川デュープレックス	99
5.3	断層露頭	102
5.3.1	弥畝山西断層	102
5.3.2	リニアメント LG1	104
5.3.3	都茂断層	106
5.3.4	リニアメント L ₄	110

5.3.5	リニアメント LG2	113
	[引用文献].....	115
第 6 章	考 察	117
6.1	下郷断層と宇部東部断層	117
6.1.1	下郷断層の活動時期	117
6.1.2	宇部東部断層の活動時期と活動間隔	118
6.1.3	地震マイグレーションと連動性.....	118
6.2	迫田-生雲断層.....	120
6.2.1	断層南西部の分布と運動センス.....	120
6.2.2	野戸呂低地の消滅.....	121
6.3	弥畝山西断層と都茂断層	123
6.3.1	断層の分布	123
6.3.2	断層の地下構造	123
6.3.3	断層の分布・地下構造と重力異常・地震活動....	124
6.3.4	都茂断層および F1 断層の運動センス	127
6.3.5	板井川プルアパートの拡大	129
	[引用文献].....	133
第 7 章	結 論	135
7.1	研究成果のまとめ.....	135
7.2	研究成果の意義	138
謝 辞	141
本研究に関連した公表文献	143

卷末資料	144
[引用文献].....	220

図表一覧

図 1.1	北アナトリア断層のテクトニックセッティング(a)と地震マイグレーション(b)	2
図 1.2	大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層	3
図 1.3	山口県北部～中南部に分布する活断層の活動時期	5
図 2.1	大原湖断層系を構成する活断層	16
図 2.2	迫田-生雲断層と徳佐-地福断層	17
図 2.3	弥畝山西断層系を構成する活断層	19
図 2.4	大原湖-弥畝山西断層系の重力異常(a)と地震の分布(b)	22
図 3.1	下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部周辺の地質	28
図 3.2	下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部周辺のリニアメント	34
図 3.3	断層破碎帯の概念図	36
図 3.4	下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部沿いの断層露頭やトレンチおよびボーリング掘削地点	37
図 3.5	断層露頭 S2 の写真(a)とスケッチ(b)	39
図 3.6	佐山西地区のリニアメント分布とトレンチおよびボーリング掘削地点	41
図 3.7	佐山西トレンチの配置	43
図 3.8	佐山西トレンチ北壁面の写真(a)とスケッチ(b)	44
図 3.9	追加掘削部北壁面の写真(a)とスケッチ(b)	45
図 3.10	ボーリング対比柱状図	48
図 4.1	迫田-生雲断層周辺の地質	53
図 4.2	段丘の構造図	58
図 4.3	S-IGF(地質断層)周辺の河川と河成段丘面	59

図 4.4	佐々並川の河床縦断面図	60
図 4.5	S-IGF 周辺のリニアメント	62
図 4.6	野戸呂地域のリニアメントと段丘面，断層露頭	63
図 4.7	開作地域の変動地形の(a)前面段丘崖と(b)段丘面の写真	65
図 4.8	開作地域の変動地形の平面図(a)と地形断面図(b)	66
図 4.9	野戸呂地域の変動地形の全景写真	67
図 4.10	野戸呂地域の変動地形の地形断面図(a)と平面図(b) ..	68
図 4.11	野戸呂地域のリニアメントと迫田-生雲断層	70
図 4.12	S-IGF 沿いの断層露頭	72
図 4.13	断層露頭 K1 の全景写真(a)と，その主断層面の写真(b)	73
図 4.14	断層露頭 K1 の平面図(a)と，その断層面および断裂の シュミットネット(b)	74
図 4.15	断層露頭 K2 の平面図(a)と，その断層面および断裂の シュミットネット(b)	75
図 4.16	断層露頭 K2 の写真(a)とスケッチ(b)	76
図 4.17	断層露頭 K3 の全景写真	77
図 4.18	断層露頭 K3 の平面図(a)と，その断層面および断裂の シュミットネット(b)	78
図 4.19	断層露頭 K4 の写真	79
図 4.20	断層露頭 K4 の平面図(a)と，その断層面および断裂の シュミットネット(b)	80
図 4.21	断層露頭 K5 の写真	82
図 4.22	断層露頭 K5 の平面図	82
図 4.23	断層露頭 K6 の全景写真(a)と平面図(b)，断層面および 断裂のシュミットネット(c)	83
図 4.24	断層露頭 K6 の写真(a)とスケッチ(b)	84

図 5.1	弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層周辺の地質(a)と地質断面(b～e)	88
図 5.2	弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層周辺のリニアメント	93
図 5.3	屈曲沢と屈曲率 a 値の分布	95
図 5.4	板井川地域のリニアメントと断層	101
図 5.5	弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層沿いの断層露頭	103
図 5.6	断層露頭 Y2 の写真	104
図 5.7	断層露頭 Y6 の写真(a)とスケッチ(b)	105
図 5.8	断層露頭 Y6 の主断層面上の条線	105
図 5.9	断層露頭 Y7 の写真(a)とスケッチ(b)	107
図 5.10	断層露頭 T2 の写真(a)とスケッチ(b)	108
図 5.11	断層露頭 T3 の写真(a)とスケッチ(b)	109
図 5.12	断層露頭 T4 の写真(a)およびスケッチ(b)と，条線のステレオネット(c)	111
図 5.13	断層露頭 T4 中の横ずれ変形構造の写真(a)とスケッチ(b)	112
図 5.14	断層露頭 T5 の写真(a)およびスケッチ(b)と，条線のステレオネット(c)	114
図 6.1	宇部東部断層の活動時期と大原湖-弥畝山西断層系の地震マイグレーション	119
図 6.2	野戸呂地域の地表における断層の構造モデル	122
図 6.3	弥畝山西断層，都茂断層および日原断層周辺の重力異常(a)と地震の分布(b～d)	125
図 6.4	インバージョンによる変形構造の形成モデル	128
図 6.5	板井川地域の標高 - 400 m における断層の構造モデル	129

図 6.6	解析モデル(a)と変位図(b～c)	132
表 1.1	山口県北部～中南部に分布する活断層の最新活動時期と 活動間隔	4
表 3.1	リニアメントの判読基準	32
表 3.2	AMS 法による ^{14}C 年代測定結果一覧	47
表 3.3	火山ガラスの分析結果	49
表 4.1	主断層面の走向，傾斜および破碎帯最大幅(S-IGF)	73
表 5.1	屈曲沢の上流の長さ，屈曲量および屈曲率 a 値	94
表 5.2	主断層面の走向，傾斜および破碎帯最大幅(弥畝山西断層 と都茂断層，F1 断層).....	103
付図 1～3	144～146
付図 4～73	149～218
付表 1	219

第 1 章 緒 論

1.1 研究の背景

活断層で生じる大地震の長期予測において、地震の発生時間や発生位置、規模をより正確に予測することは、地震被害の軽減のために必要不可欠である。地震の発生時間と発生位置を知るためには、地震発生場の時間的・空間的なマイグレーション(移動)を検出することが重要であり、地震の規模(マグニチュード)を正確に予測するためには、活断層の連動性やセグメンテーションを明らかにし、一度に活動する区間を明確にしなければならない。

1.1.1 地震発生場のマイグレーション

地震発生場のマイグレーションは、アメリカのサンアンドレアス断層とサンジャシント断層¹⁾、トルコの北アナトリア断層²⁾等で報告されている。これらの活断層はプレート境界に存在し、歪集積速度が非常に速く、個々のセグメントの活動間隔が数 10 年から 400 年程度であるが、地震が起きてから次の地震が起きるまでの期間は 10 年から数 10 年であり、有意に短い。

北アナトリア断層は、ユーラシアプレートとアナトリアブロックの境界部に位置するトランスフォーム断層であり、アナトリアブロックが西方に押し出ることにより、右横ずれの運動センスを示す(図 1.1a)。北アナトリア断層では、1939 年以降に発生した地震の発生場が断層に沿って西へマイグレーションしており(図 1.1b)、1999 年にはイズミット地震(Mw7.4)がこの活断層の最西部で発生している。これらのプレート境界に分布する活断層に比べ、プレート内に分布する活断層の歪集積速度は非常に遅く、地震発生間隔が長期に及ぶため、地震データが集まりにくく、プレ

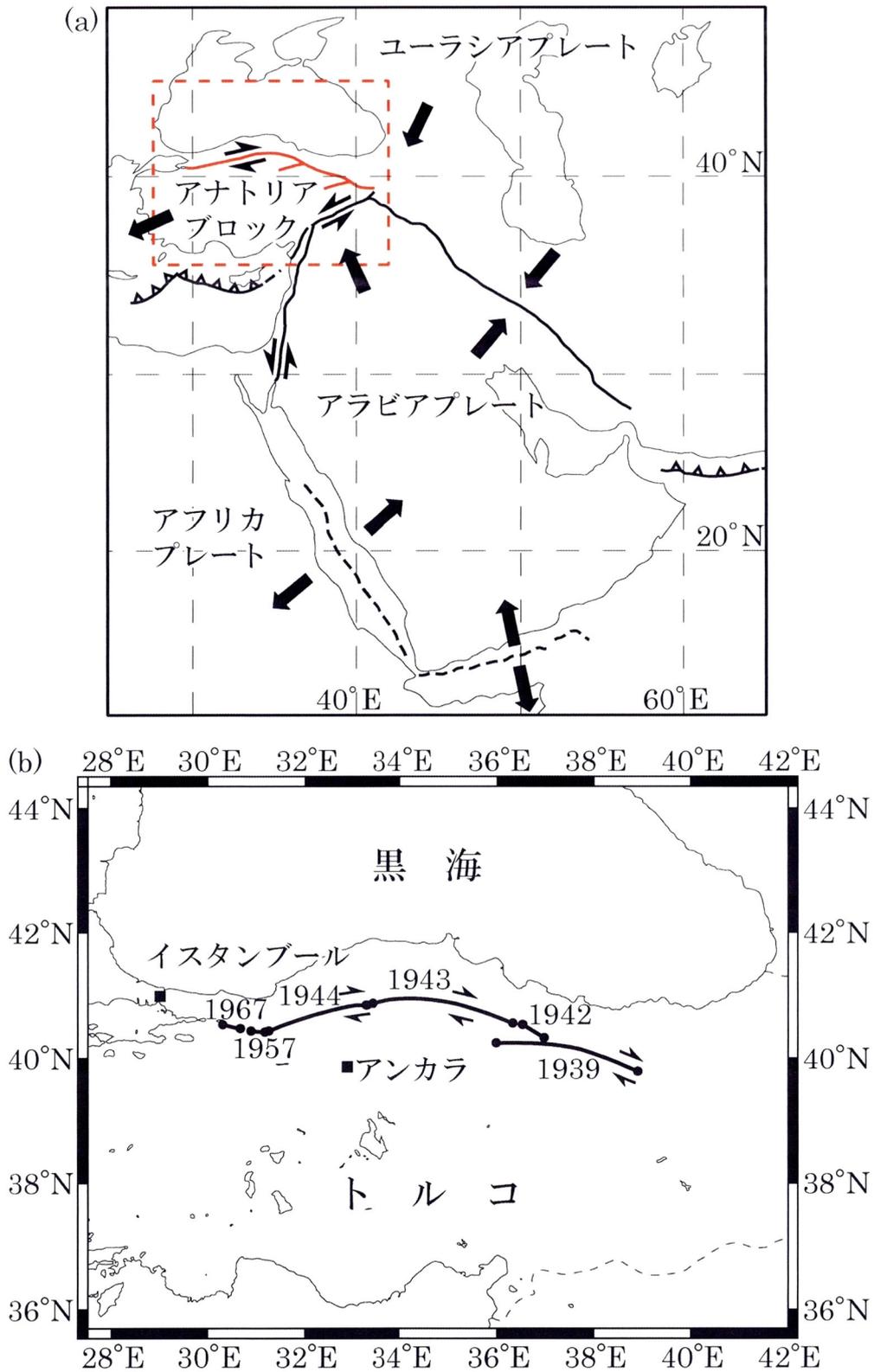


図 1.1 北アナトリア断層のテクトニックセッティング(a)と地震マイグレーション(b)(Sugai et.al.³⁾を一部改変) (a)赤線と黒線はそれぞれ、北アナトリア断層とその他のプレート境界を示す. 赤色の破線枠は(b)の範囲を示す. (b)黒線は地震時の地表地震断層を示す.

ート内地震の長期的マイグレーションを明らかにすることは難しい。

金折⁴⁾は、西南日本では平成7年(1995年)兵庫県南部地震(Mj7.3)に関与したNE-SW方向の野島断層やそれと共役にあるNW-SE方向の活断層の再活動により、プレート内地震が発生する可能性を指摘している。山口県中南部から島根県南西部にかけては、複数の活断層から構成される大原湖-弥畝山西断層系⁵⁾(図1.2)。断層系の南西部と中部はそれぞれ、大原湖断層系と徳佐-地福断層⁶⁾・⁷⁾、徳佐-地福断層の北西には迫田-生雲断層⁷⁾が約5 km 離れ

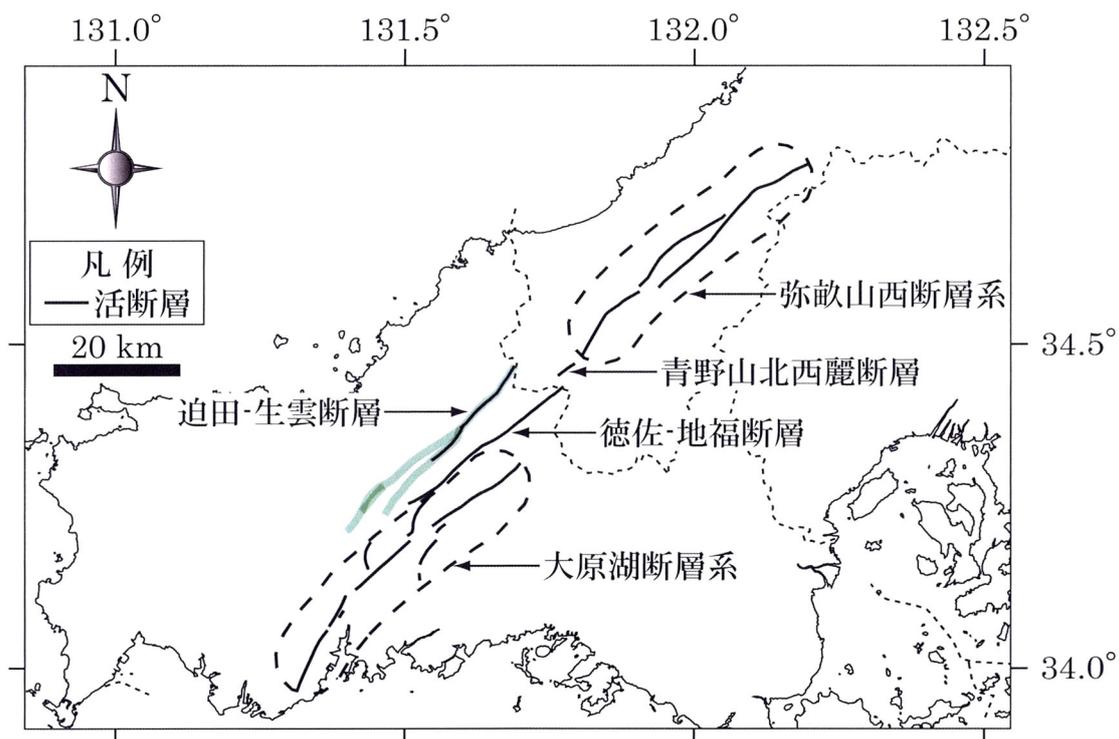


図 1.2 大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層 島根県南西部から山口県中南部にかけて分布する大原湖-弥畝山西断層系⁵⁾の南西部は大原湖断層系，中部は徳佐-地福断層，北東部は弥畝山西断層系と青野山北西麗断層が分布する⁶⁾・⁸⁾。徳佐-地福断層の北西には迫田-生雲断層⁷⁾が並走する⁷⁾。迫田-生雲断層に沿う緑色の影線は地質断層⁹⁾を示す。

て並走する 7)。1997 年には，迫田-生雲断層の北東端付近を震源として山口県北部の地震(Mj6.6)が発生した。大原湖-弥畝山西断層系の北東部は山地内に分布する弥畝山西断層系と青野山北西麓断層から構成される 8)。

佐川ほか 7)は迫田-生雲断層や大原湖-弥畝山西断層系を構成する活断層の活動年代(表 1.1)に基づき，地震発生場が北東から南西の順に，迫田-生雲断層から徳佐-地福断層を経て，大原湖断層系へとマイグレーションするような傾向を見出し(図 1.3)，1997 年山口県北部の地震の発生により，次の地震が徳佐-地福断層で起きる可能性を示唆した。しかし，大原湖断層系を構成する大原湖断層，木戸山^{きとやま}西方断層，山口盆地北西縁断層，下郷^{しもごう}断層および宇部東部断層の活動年代値の推定幅は広いため，迫田-生雲断層から始まる地震発生場のマイグレーションを評価するには，その活動年代を解明する必要がある。さらに，迫田-生雲断層の南西方向に地震発生場がマイグレーションする可能性も挙げられるが，迫田-生雲断層の南西延長部の地質断層が活断層であるか確認されていないため(図 1.2 参照)，ほとんど考慮されていない。

表 1.1 山口県北部～中南部に分布する活断層の最新活動時期と活動間隔

断層名	最新活動時期	活動間隔	文献
迫田-生雲	14,500～8,500年前		7)
徳佐-地福	6,300～5,200年前		7)
大原湖	3,200年前以前		6)
木戸山西方	3,560年前以降	2万4千年以上	6)
山口盆地北西縁	?		11)
下郷	4,320～3,350年前	2万1千年	6)
宇部東部	11,500～400年前		10)

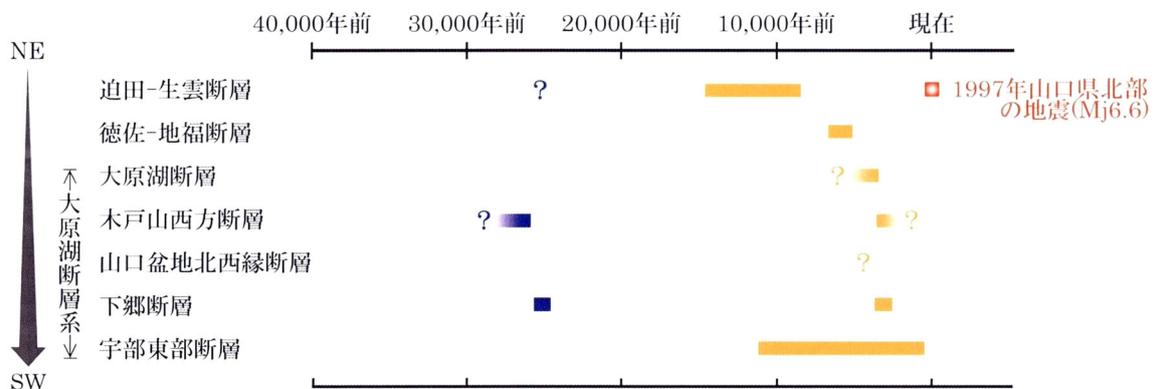


図 1.3 山口県北部～中南部に分布する活断層の活動時期(佐川ほか⁷⁾に基づく)

1.1.2 連動性とセグメンテーション

平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震(Mw6.5)の発生により，活褶曲の地下に潜む活断層の存在が明らかにされ¹²⁾，活褶曲と伏在断層の関係に注目が集まっている．この地震は東北日本の東西圧縮を反映して発生したことも指摘されており¹³⁾，活断層調査において断層の変位様式を考慮することが重要である．

複数の活断層の連結性や変位様式は，連動性やセグメンテーションを明らかにするために，考慮されなければならない要因である．Lettis et al.¹⁴⁾は，世界中の横ずれ運動を示す地震断層にみられる不連続構造のステップ幅と変位量を比較し，ステップ幅が 1～2 km 以下を示す多くの地震断層が不連続構造を越えて連動していることを報告している．Wesnousky¹⁵⁾は，10～420 km の地表地震断層が出現した 22 個の横ずれ地震を調査し，断層のステップ幅が 3～4 km より大きいと地震破壊は伝播せず，3～4 km 以下では約 40 %のみ伝播することを示している．日本でも，5 km 以内に分布する活断層をまとめて一つの起震断層として扱う手法がある¹⁶⁾．

島根県南西部に分布する弥畝山西断層系の北東部～中部は弥畝山西断層と都茂断層から構成されている。弥畝山西断層に関しては、福塚・金折¹⁷⁾がリニアメント判読と現地調査に基づいて、この断層を北と南の2つのセグメントに区分している。一方、都茂断層に関しても同様な調査から、断層の分布と性状が記載されている¹⁸⁾。それぞれの断層については詳しい性状と分布が記載されているものの、両活断層間の相互作用(テクトニクス)についてはこれまで議論されていない。

1.2 研究の目的

本研究は下郷断層と宇部東部断層，迫田-生雲断層，弥畝山西断層，都茂断層の分布や変位様式，テクトニクス，活動年代の新たなデータを提供すると共に，大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場の長期的マイグレーションや連動性，セグメンテーションについて検討する．

大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場の長期的マイグレーションを検討するために，下郷断層と宇部東部断層の活動年代と，迫田-生雲断層南西部の分布と性状を報告する．さらに，弥畝山西断層と都茂断層の連動性とセグメンテーションを評価するために，両断層の連結性や変位様式を明らかにし，2つの断層間のテクトニクスを議論する．以下にその目的と手法を記述する．

- ① 大原湖断層系の南西部を構成する下郷断層と宇部東部断層を対象として活断層露頭調査やトレンチおよびボーリング掘削を実施し，その結果を記載するとともに，活動時期を限定する．
- ② 迫田-生雲断層南西部と，その南西延長部に分布する地質断層を対象として地形・地質調査を実施し，迫田-生雲断層南西部の分布と性状を明らかにする．
- ③ 弥畝山西断層と都茂断層およびその延長部を対象として地形・地質調査を実施し，これらの活断層の性状と分布を再検討する．特に，両断層が近接する益田市美都町板井川^{みといたいがわ}地域の変動地形や断層露頭中の変形構造を詳細に記載し，弥畝山西断層と都茂断層の関連性を明らかにする．これらの調査で得られた結果と既存の重力異常図および震源分布データに基づき，両断層の連結性と変位様式を解明し，弥畝山西断層と都茂断層の間のテクトニクスを議論する．

1.3 本論文の構成

本研究ではまず，下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部の周辺の空中写真を用い，NNE-SSW～NE-SW方向のリニアメント群を判読した．それらの地形判読と現地調査の結果から，下郷断層と宇部東部断層の活動時期を限定するために，活断層露頭調査やトレンチおよびボーリング掘削を実施した．その結果，下郷断層と宇部東部断層の露頭で第四紀の未固結堆積物を切る断層を確認した．

次に，迫田-生雲断層の南西部と，その南西延長部に分布する地質断層の周辺の空中写真を用い，5段の段丘面と主にNNE-SSW～NE-SW方向のリニアメント群を判読した．特に，萩市川上野戸呂^{かわかみのとろ}地域のリニアメント群を詳細に記載する．この断層では，その南西部の分布と性状を明らかにするために，地形判読に基づいた地表踏査を行い，段丘上の変動地形を2か所，断層面沿いに河床礫がもみ込こまれた露頭や断層岩を伴う露頭を14か所で認めた．

さらに，弥畝山西断層と都茂断層の周辺の空中写真を用い，主にNNE-SSW～ENE-WSW方向のリニアメント群を判読し，リニアメント群の一部を構成する屈曲沢の屈曲率を明らかにした．これらの断層では，分布と性状を再検討するために，地形判読に基づいた地表踏査を実施し，18か所で断層露頭を確認した．特に，両断層の関連性を明らかにするために，弥畝山西断層と都茂断層が近接する板井川地域の変動地形や断層露頭中の変形構造を詳細に記載する．

以上の調査結果と既往研究に基づき，下郷断層と宇部東部断層では，その活動時期を制約し，大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場のマイグレーションと連動性に関する議論を行う．さらに迫

田-生雲断層では，調査結果から断層南西部の分布と運動センスを明らかにし，野戸呂地域の地形発達と迫田-生雲断層のテクトニクスを関連付ける．最後に弥畝山西断層と都茂断層では，調査結果と既存の重力異常図および震源分布データに基づき，弥畝山西断層の南西延長部や都茂断層の北東延長部，弥畝山西断層と都茂断層の境界付近で断層を見だし，境界付近の断層を F1 断層と命名した．さらに，板井川地域で弥畝山西断層に都茂断層と F1 断層の地表トレースが連結していることを明らかにするとともに，板井川地域の地下では弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層が収れんしている可能性を挙げる．明らかにした断層分布データに，地形調査や変形構造から解明した断層の運動センスと屈曲沢の屈曲率データを加えることにより，弥畝山西断層と都茂断層の間のテクトニクスを検討し，両断層の連動性とセグメンテーションについて議論する．

本論文は 7 章と巻末資料から構成され，各章の構成は以下の通りである．

(1) 第 1 章

大原湖-弥畝山西断層系やその他の活断層を対象とした地震発生場のマイグレーションや連動性，セグメンテーションに関する既往研究を概説し，本研究の目的を述べた．

(2) 第 2 章

研究対象とする下郷断層と宇部東部断層，迫田-生雲断層，弥畝山西断層，都茂断層の概要として，各断層の性状と活動性の既往研究を示し，大原湖-弥畝山西断層系に沿う重力異常と地震活動の特徴を述べる．

(3) 第 3 章

まず下郷断層と宇部東部断層の周辺の地質環境を説明する．次に空中写真判読に基づき，下郷断層の中部～南西部と宇部東部断

層の北東部周辺のリニアメントの性状を明らかにする。さらに、下郷断層を対象とした地表踏査で確認した断層露頭の性状を記載し、宇部東部断層の推定位置で実施したトレンチおよびボーリング調査の結果を述べる。

(4) 第4章

まず迫田-生雲断層の周辺の地質を示す。次に空中写真判読に基づき、迫田-生雲断層の南西部と南西延長部周辺に分布する段丘面とリニアメントの性状を確認し、野戸呂地域の変動地形を詳細に記載する。さらに、地表踏査で発見した段丘上の変動地形と断層露頭の性状を示す。

(5) 第5章

まず弥畝山西断層と都茂断層の周辺の地質環境を述べる。次に、両断層を対象とした空中写真判読に基づき、これらの断層周辺のリニアメントの性状を明確にし、弥畝山西断層と都茂断層の近接部に位置する板井川地域で認められる変動地形を詳細に示すと共に、リニアメントの一部を構成する屈曲沢の分布と屈曲率の関係を調べる。さらに、地表踏査で認めた断層露頭の性状を説明し、板井川地域に位置する断層露頭で確認した変形構造を記載する。

(6) 第6章

まず、断層露頭やトレンチ壁面の観察結果と既往研究に基づき、下郷断層と宇部東部断層の活動時期と活動間隔を制約し、大原湖-弥畝山西断層系のマイグレーションと連動性を検討する。次に、迫田-生雲断層の地形・地質調査から、断層南西部の分布と運動センスを明らかにし、野戸呂地域の地形発達と迫田-生雲断層のテクトニクスを関連付ける。さらに、弥畝山西断層と都茂断層を対象とした地形・地表調査で確認した断層の分布・地下構造と重力異常・地震活動との関連性を議論し、断層分布に地形調査や露頭中の変形構造から解明した断層の運動センスと屈曲沢の屈曲

率分布を加えることにより，これらの断層間のテクトニクスと地形発達を検討し，両断層の連動性とセグメンテーションについて議論する．

(7) 第 7 章

本研究の成果を以下の点について簡潔にまとめ，研究成果の意義を述べる．

① 下郷断層と都茂断層

- ・ 下郷断層の活動時期
- ・ 宇部東部断層の活動時期と活動間隔
- ・ 宇部東部断層で実施したボーリング掘削の調査結果

② 迫田-生雲断層

- ・ 断層南西部の分布
- ・ 断層南西部の運動センス
- ・ 野戸呂低地の消滅

③ 弥畝山西断層と都茂断層

- ・ 弥畝山西断層や都茂断層，F1断層の分布と地下構造
- ・ 都茂断層およびF1断層の運動センス
- ・ 板井川プルアップの拡大

(8) 巻末資料

大原湖-弥畝山西断層系に沿うリニアメントと断層露頭，ボーリング掘削，トレンチ掘削の位置を詳細に示し，迫田-生雲断層と弥畝山西断層系，青野山北西麗断層に沿っては，河成段丘面の分布も紹介する．さらに，迫田-生雲断層の露頭で確認した断層面と断裂の走向・傾斜データを提供する．

[引用文献]

- 1) Sanders C.O.(1993): Interaction of the San Jacinto and San Andreas Fault Zone, Southern California: triggered earthquake migration and coupled recurrence intervals, *Science*, Vol.260, pp.973-976.
- 2) Toksoz M.N., Shakal A.F. and Michael A.J.(1979): Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pageoph*, Vol.117, pp.1258-1270.
- 3) Sugai, T., Emre, O., Duman, T. Y., Kuscu, I. and Yoshioka, T.(1999): GSJ-MTA International Cooperative Research on the Anatolian Paleoseismicity, *Interim Report on Active Fault and Paleoeearthquake Researches in the 1998 Fiscal Year*, GSJ Interim Report no.EQ/99/3, pp.263-273.
- 4) 金折裕司(2005): 山口県の活断層—地震災害の減災をめざして—, 近未来社, 119p.
- 5) Kanaori, Y.(1997): Seismic risk assessment of active fault systems in the western Chugoku District of southwest Japan, *Jour. Nat. Dis. Sci.*, Vol.19, pp.9-29.
- 6) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 7) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 8) 金折裕司・遠田晋次(2007): 中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動, 自然災害科学, Vol.25,

pp.507-523.

- 9) 井川寿之・今岡照喜(2001): 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見, 地質学雑誌, Vol.107, pp.243-257.
- 10) 小松原 琢・水野清秀・金折裕司・小笠原 洋・新見 健・木下博久(2005): 山口県大原湖断層帯西部, 宇部東部断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.5, pp.139-145.
- 11) 水野清秀・小松原 琢・下川浩一・金折裕司・森野道夫・三輪敦志・信岡 大(2004): 山口盆地地下の伏在断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.4, pp.221-230.
- 12) 平田 直・佐藤比呂志・東京大学地震研究所緊急余震観測グループ(2005): 2004年新潟県中越地震—地下構造と余震分布から推定される震源断層—, 科学, Vol.75, pp.149-151.
- 13) 防災科学技術研究所(2005): 新潟県中越地震と地質構造との比較, 地震予知連絡会会報, No.73, pp.399-402.
- 14) Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C. E., Barka, A., Page, W. D. and Kaya, A.(2002): Influence of releasing step-overs on surface fault rupture and fault segmentation: examples from the 17 August 1999 Izmit Earthquake on the North Anatolian fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.92, pp.19-42.
- 15) Wesnousky, S. G.(2006): Predicting the endpoints of earthquake ruptures, *Nature*, Vol.444, pp.358-360.
- 16) 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, Vol.65, pp.289-319.
- 17) 福塚康三郎・金折裕司(2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常—島根県南西部, 弥畝山西断層を例として—, 応用地質, Vol.43, pp.226-234.

- 18) 福塚康三郎・金折裕司・青木道範(2002): 島根県南西部に発達する弥畝山西断層と都茂断層の関連性, 日本応用地質学会平成14年度研究発表会講演論文集, pp.157-160.

第 2 章 大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層の概要

2.1 断層の概要

金折¹⁾は、中国地方西部の断層運動が東進するアムールプレートに支配され、東西圧縮応力場にあることから、この地域に分布する NE-SW および NW-SE 方向の活断層はそれぞれ、右横ずれと左横ずれの運動センスを持つことを示唆している。大原湖-弥畝山西断層系が NNE-SSW~ENE-WSW 方向、迫田-生雲断層が NNE-SSW~NE-SW 方向で分布することから、この断層系を構成する活断層と迫田-生雲断層は右横ずれの運動センスを持つ可能性がある。以下に、下郷断層、宇部東部断層、迫田-生雲断層、弥畝山西断層および都茂断層の概要を示す。

2.1.1 下郷断層

大原湖断層系を構成する活断層の分布を図 2.1 に示す。大原湖断層系は変動地形が確認された 7 条の活断層から構成され、北東から大原湖断層、木戸山西方断層、仁保川断層、山口盆地北西縁断層、吉敷川断層、下郷断層、宇部東部断層が分布している²⁾。これらの活断層のうち下郷断層は、中田ほか⁸⁾の地形判読で認定された断層で、玉村・金折⁹⁾により命名された。この断層は、NNE-SSW 方向で新山口駅北部から山口市江崎西部に延び、その全長は 9 km である²⁾。さらに下郷断層に沿っては、地質断層である榎野川断層の中央部が分布しており¹⁰⁾、榎野川断層の一部が下郷断層として活動している可能性がある。

中田・今泉¹¹⁾は、この断層で 50~100 m の谷の右屈曲や、中位段丘面と低位段丘面上にそれぞれ 10 m と 3 m の北西側隆起の低崖を確認している。金折ほか²⁾は下郷断層の中央部でトレンチ

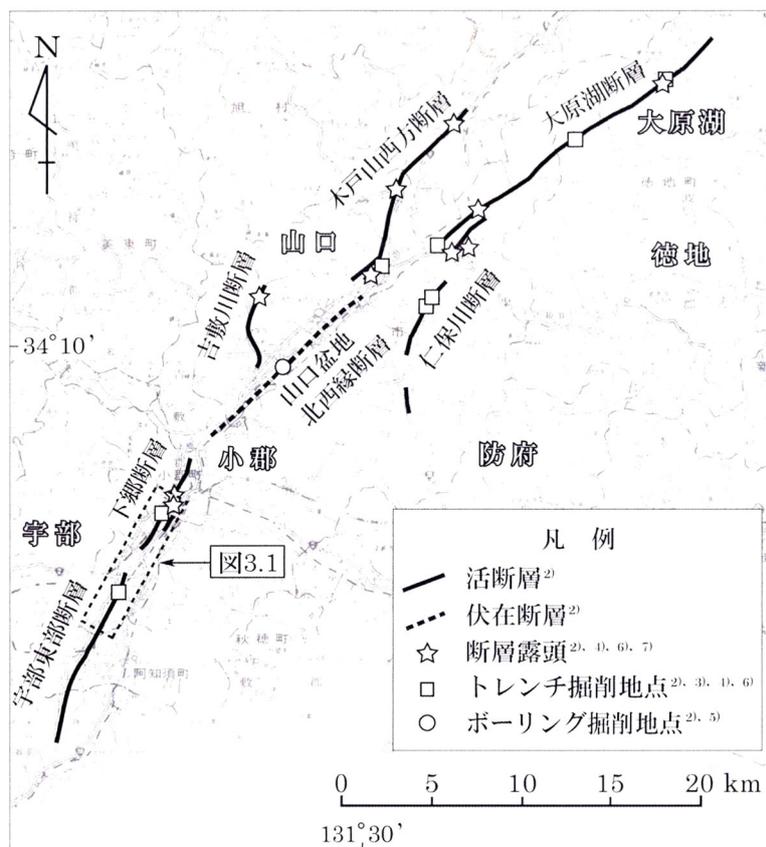


図 2.1 大原湖断層系を構成する活断層 山口県発行 1:150,000 地勢図の一部を使用．破線枠は図 3.1 の範囲を示す．

調査を実施するとともに断層露頭を発見し，この断層の最新活動時期，その一つ前の活動時期，および活動間隔をそれぞれ，4,320～3,350 年前，25,000 年前，約 2 万 1 千年(25,000－4,000 年)と見積もった(図 1.3 参照)．

2.1.2 宇部東部断層

下郷断層の南南西に位置する宇部東部断層は金折¹²⁾に示された断層で，山地と低位段丘との直線的な地形境界に沿うリニアメントから認定された．この断層は NNE-SSW 方向で山口市^{さやま}佐山から阿知須町^{あじす こうち}河内を経て，宇部市^{にしきわうえ}西岐波上の原^{はら}に延び，全長は 11 km である²⁾(図 2.1)．さらに断層に沿っては，榎野川断層に相当

する地質断層の南西部が分布しており¹³⁾、榎野川断層の一部が宇部東部断層として活動している可能性がある。これまでの地表踏査では断層露頭は確認されていない。

小松原ほか³⁾は宇部東部断層の北東部でトレンチ調査を実施し、断層が南東落ちを示すことを明らかにし、その最新活動と一つ前の活動時期をそれぞれ、11,500～400年前(図 1.3 参照)と22,000～20,000年前以前としている。

2.1.3 迫田-生雲断層

迫田-生雲断層は、佐川ほか¹⁴⁾の地形調査や断層露頭調査、ボーリング調査、トレンチ調査から認定された断層で、山口市阿東^{あとう}嘉年下^{かね}の東約 1 km から萩市川上^{りゅうぐうぶち}の龍宮淵にかけて延び、全長は 20 km である¹⁴⁾(図 2.2)。断層に沿っては、全長 35 km の地質断層が分布しており¹⁶⁾(図 1.2 参照)、その地質断層の一部が迫田-

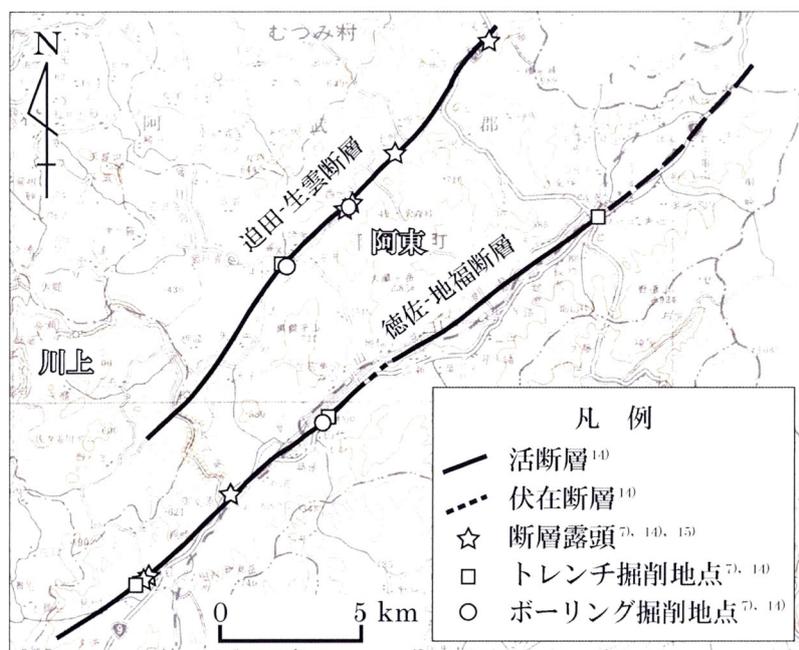


図 2.2 迫田-生雲断層と徳佐-地福断層 山口県発行 1:150,000 地勢図の一部を使用。

生雲断層として活動している可能性がある。迫田-生雲断層は活断層研究会¹⁷⁾や中田・今泉¹¹⁾，地震調査研究推進本部¹⁸⁾のいずれにも図示されていない。

断層沿いに尾根・谷の右屈曲や南東側隆起の低断層崖が分布することから¹⁴⁾，迫田-生雲断層の運動センスは南東上がり成分を伴う右横ずれである可能性が指摘される。佐川ほか¹⁴⁾は迫田-生雲断層中央部でトレンチ調査を実施し，迫田-生雲断層では14,500～8,500年前に断層活動があり，14,500年前以前にも少なくとも1回の活動があったことを指摘した。

2.1.4 弥畝山西断層

弥畝山西断層系を構成する活断層の分布を図2.3に示す。弥畝山西断層系は3条の活断層から構成され，北東から弥畝山西断層，都茂断層，日原断層が分布している¹⁴⁾。これらの活断層のうち，弥畝山西断層はNNE-SSW～ENE-WSW方向で浜田市^{かなぎ}金城町^は波佐^ざから益田市^{ひきみ}匹見町^{すみかわ}澄川土井ノ原に延び，全長は30 kmである¹⁴⁾。

弥畝山西断層は，今村ほか²³⁾によって弥畝山断層として記載された。活断層研究会²⁴⁾では確実度Ⅱの活断層として図示されている。さらに中田・今泉¹¹⁾では，弥畝山西断層と都茂断層を含めて弥栄断層帯と呼んでいる。しかし，地震調査研究推進本部では，これらの活断層を長期評価の対象としていない¹⁸⁾。

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ²⁴⁾は，谷の屈曲量(D)と断層から上流の谷の長さ(L)の関係から屈曲率 a 値($a=D/L$)²⁵⁾を求め，弥畝山西断層の活動度¹⁷⁾をB級と見積もっている。福塚・金折²⁰⁾も屈曲率 a 値を用いて活動度を見積もり，弥畝山西断層の北部セグメントがA～B級であるのに対して，南部セグメントは活断層の可能性が低いと推定している。

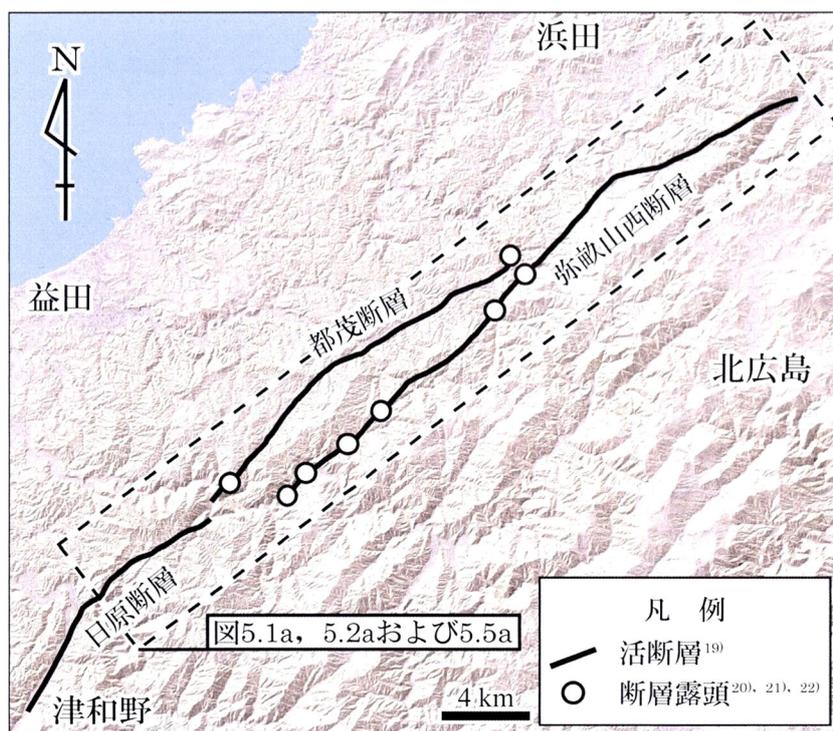


図 2.3 弥畝山西断層系を構成する活断層 地形陰影図は国土地理院発行の基盤地図情報数値地図 10 m メッシュ(標高)を使用し、カシミール 3D を用いて画像化した。破線枠は図 5.1a, 5.2a および 5.5a の範囲を示す。

福塚・金折²⁰⁾は変動地形やカタクレーサイトと断層ガウジ中の変形構造の調査結果に基づいて、弥畝山西断層の運動センスが再活動により左横ずれから右横ずれに転換(インバージョン)したことを示している。金属鉱業事業団²⁶⁾によると、弥畝山西断層に対応するF4断層は南東方向へ急傾斜し、この断層を挟んで南東側の地質が700～800 m隆起している。これに対して活断層研究会¹⁷⁾は、弥畝山西断層に沿う逆向き断層崖の存在から、この断層が北西上がりの活断層であると推定している。

2.1.5 都茂断層

弥畝山西断層の西に位置する都茂断層は NNE-SSW～NE-SW 方向で益田市美都町板井川から^{かのあし}鹿足郡津和野町^{つわの}滝谷^{たきたに}に延び、全長

は 19 km である ¹⁴⁾(図 2.3).

福塚ほか ²¹⁾はリニアメントの明瞭度と変動地形に基づいて、都茂断層が右横ずれ運動をすることを示し、都茂断層に伴うカタクレーサイト中では逆に左横ずれ運動を示す P フォリエーションを認めている。このことから、都茂断層でも再活動による断層運動のインバージョンがあったことが推定される。

2.2 重力異常と地震活動

図 2.4a および b はそれぞれ，大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層の位置を中国地方西部の重力ブーゲー異常図と気象庁一元化カタログから作成した震源分布図の上に加筆したものである．さらに大原湖-弥畝山西断層系の北東部と迫田-生雲断層の南西部では，第 6 章の 6.2.1 と 6.3.1 で述べる迫田-生雲断層の南西延長部や弥畝山西断層の南西延長部，都茂断層の北東延長部，F1 断層を加筆した．図 2.4a のブーゲー異常の補正密度は 2.67 g/m^3 ，等値線間隔は 0.5 mgal である．等値線の間隔が狭いところは重力異常の変化が激しく，上部地殻の密度が水平方向に急変していることが予想される．急変の原因として断層構造の存在が挙げられる²⁸⁾．一方，図 2.4b には 1997 年 10 月 1 日～2010 年 11 月 10 日に発生した $M_j \geq 2.0$ ，深さ 30 km 以浅の震源を表している．

重力ブーゲー異常図で，重力異常の連続的な急変帯が図示した活断層に沿って確認される．この急変帯は弥畝山西断層と都茂断層に沿って顕著に認められる．震源分布図では，山口県中南部から島根県南西部にかけて，活断層群に沿う NE-SW 方向の地震の帯が認められる．この地震帯は金折・遠田¹⁹⁾により山口-出雲地震帯と名付けられおり，1987 年山口県中部の地震 ($M_j 5.2$) や 1997 年山口県北部の地震 ($M_j 6.6$) などの被害地震も発生している．1997 年山口県北部の地震の余震は迫田-生雲断層の北東部 (10 km) に集中しており¹⁵⁾，迫田-生雲断層北東部が活動したことを示唆する．

工藤・河野²⁹⁾は，西南日本における浅発性地震が重力異常の急変帯に集中する傾向にあることを示している．これは，大原湖-弥畝山西断層系と迫田-生雲断層に沿って重力異常の連続的な急

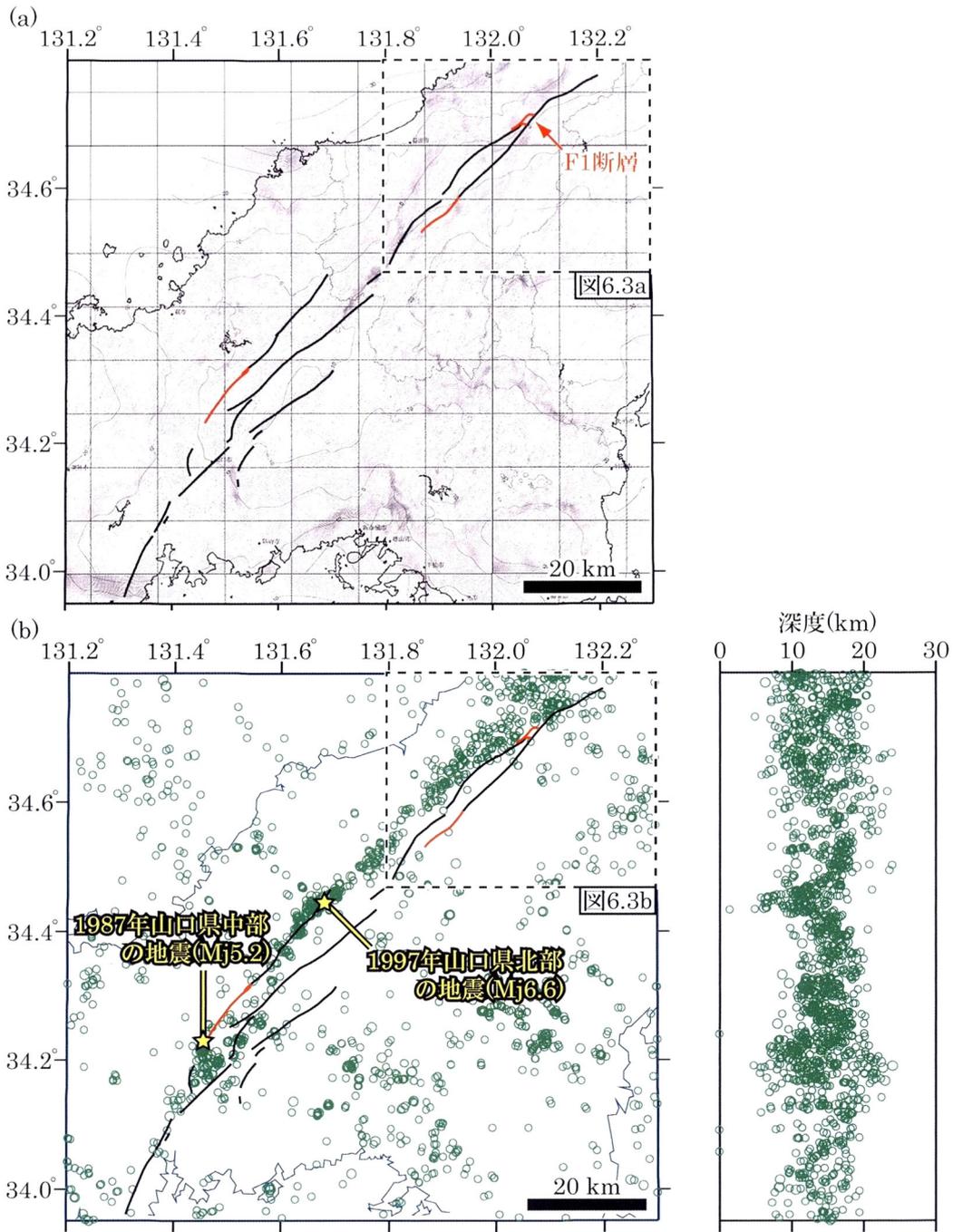


図 2.4 大原湖-弥畝山西断層系の重力異常²⁷⁾(a)と地震の分布(b) (a)ブーゲー異常の補正密度は 2.67 g/m^3 、等値線間隔は 0.5 mgal である. (b)気象庁一元化地震カタログを使用し、1997年10月1日～2010年11月10日に発生した $M_j \geq 2.0$ 、深さ 30 km 以浅の震源を示す. (a)と(b)中の赤線は新たに確認した断層、黒線は金折ほか²⁾や佐川ほか¹⁴⁾、金折・遠田¹⁹⁾に基づく断層の分布であり、破線枠は図 6.3a および b の範囲を示す.

変帯と山口-出雲地震帯が存在することと矛盾しない。

弥畝山西断層と都茂断層の周辺のブーゲー異常図と震源分布図については、第 6 章の「6.3.3 断層の分布・地下構造と重力異常・地震活動」にて紹介し、本研究で明らかにした断層の分布・地下構造と比較・議論する。

[引用文献]

- 1) 金折裕司(2005): 山口県の活断層—地震災害の減災をめざして—, 近未来社, 119p.
- 2) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 3) 小松原 琢・水野清秀・金折裕司・小笠原 洋・新見 健・木下博久(2005): 山口県大原湖断層帯西部, 宇部東部断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.5, pp.139-145.
- 4) 小松原 琢・水野清秀・下川浩一・田中竹延・柳田 誠・松本宏彰・小笠原 洋・松山紀香(2004): 山口県大原湖断層帯東部, 大原湖断層および仁保川断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.4, pp.209-219.
- 5) 水野清秀・小松原 琢・下川浩一・金折裕司・森野道夫・三輪敦志・信岡 大(2004): 山口盆地地下の伏在断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.4, pp.221-230.
- 6) 水野清秀・下川浩一・佃 栄吉・小松原 琢・新見 健・井上基・木下博久・松山紀香・金折裕司(2003): 山口県大原湖断層帯の活動性に関する地質調査(序報), 活断層・古地震研究報告, No.3, pp.175-184.
- 7) 森岡達也・佐川厚志・金折裕司・田中竹延(2007): 山口県中央部, 徳佐-地福断層南西部と木戸山西方断層北東端の性状および活動性, 応用地質, Vol.48, pp.35-47.
- 8) 中田 高・隈元 崇・活断層マップワーキンググループ(1999): 日本の活断層詳細 GIS マップからわかること, 月刊地球, Vol.21, pp.687-693.
- 9) 玉村修司・金折裕司(2001): 山口盆地北縁部を構成するリニア

- メントと活断層，日本応用地質学会平成13年度研究発表会講演論文集，pp.19-22.
- 10) 武田賢治・今岡照喜(1999)：山口地域の白亜紀環状岩脈とコールドロン，地質学論集，Vol.53，199-219.
 - 11) 中田 高・今泉俊文(2002)：活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会，60p.
 - 12) 金折裕司(2004)：地質断層の再活動性：大原湖-弥畝山西断層系の例，日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集，pp.11-14.
 - 13) 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村 讓・亀谷 敦(1995)：新編山口県地質図，山口地学会.
 - 14) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008)：山口県中東部，徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性，応用地質，Vol.49，pp.78-93.
 - 15) 金折裕司・小林健治・安野泰伸・割ヶ谷隆志・山本哲郎(1999)：1997年山口県北部地震(M6.1)の震源断層と家屋被害，応用地質，Vol.40，pp.220-230.
 - 16) 井川寿之・今岡照喜(2001)：山口県中央部，白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見，地質学雑誌，Vol.107，pp.243-257.
 - 17) 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.
 - 18) 地震調査研究推進本部：今までに公表した活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧，<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/ichiran.pdf>，平成24年1月11日(公表日).
 - 19) 金折裕司・遠田晋次(2007)：中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動，自然災害科学，Vol.25，pp.507-523.

- 20) 福塚康三郎・金折裕司(2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常一島根県南西部, 弥畝山西断層を例として一, 応用地質, Vol.43, pp.226-234.
- 21) 福塚康三郎・金折裕司・青木道範(2002): 島根県南西部に発達する弥畝山西断層と都茂断層の関連性, 日本応用地質学会平成14年度研究発表会講演論文集, pp.157-160.
- 22) 青木道範・金折裕司(2004): 大原湖-弥畝山西断層系北東部の断層活動性, 日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集, pp.283-286.
- 23) 今村外治・楠見久・中野光雄・吉村典久・岡本和夫(1959): 三段峡, 八幡高原地域を主とするいわゆる断層谷の地質学的研究, 三段峡と八幡高原総合学術調査研究報告, pp.64-83.
- 24) 200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000): 200万分の1活断層図一過去数十万年間の断層活動の特徴一, 活断層研究, Vol.19, pp.3-12.
- 25) 松田時彦(1975): 活断層としての石廊崎断層系の評価, 1974年伊豆半島沖地震災害調査報告書, pp.121-125.
- 26) 金属鉱業事業団(1978): 昭和51年度精密調査報告書一益田地域一, 金属鉱業事業団, 167p.
- 27) 山本明彦・志知龍一(2004): 日本列島重力アトラス一西南日本および中央日本一, 東京大学出版会, 144p.
- 28) 工藤 健・河野芳輝(1994): 日本列島の重力異常陰影図一(II) フォッサマグナ周辺の重力異常陰影図と地質構造一, 地震2, Vol.46, pp.371-379.
- 29) 工藤 健・河野芳輝(1999): 西南日本の重力異常勾配と地震活動との関連, 地震2, Vol.52, pp.341-350.

第3章 下郷断層と宇部東部断層

3.1 地質概要

下郷断層南西部と宇部東部断層北東部周辺の地質図を図3.1に示す。地質図中の断層の地表トレースは、金折²⁾や小松原ほか³⁾、中田・今泉⁴⁾の地形判読や断層露頭調査、トレンチ掘削調査により認定された。調査地域には北北東から南南西にかけて、下郷断層と宇部東部断層が分布する。

下郷断層は主として下部白亜系の関門層群内を通過し、山口市小郡下郷^{ながたに}長谷西で関門層群と小規模に分布する更新統の境界、山口市嘉川^{かがわけ}稽古屋^{ごや}では更新統と完新統の境界をなす。山口市江崎^{かみ}上高根^{たかね}に分布する下郷断層南西端は更新統内を通過する。金折ほか⁵⁾では、下郷断層の活動で変位した更新統と完新統が確認されている。さらに下郷断層の南西延長部にはトリアス-ジュラ紀の変成年代を示す周防変成岩が分布する。宇部東部断層は、山口市佐山南西部で後期白亜紀の広島花崗岩と完新統の境界をなす。さらに宇部東部断層周辺には更新統が分布するが、広島花崗岩との接触関係は確認されていない。小松原ほか³⁾では、宇部東部断層の活動で変位した更新統と完新統が確認されている。

(1) 周防変成岩

調査地域中央部に小規模に分布し、泥質片岩を主体とする。調査地域に分布する周防変成岩の詳しい原岩層序は確立されていないが、日本の地質『中国地方』編集委員会⁶⁾は大きく下部層と上部層に区分し、本調査地域には上部層が分布する傾向にあるとしている。日本地質学会⁷⁾によると、下部層は泥質片岩と砂質片岩の互層からなり、塩基性片岩の薄層をまれに挟む。さらに、上部層は泥質片岩が卓越し、砂質片岩や塩基性片岩、まれに珪質片

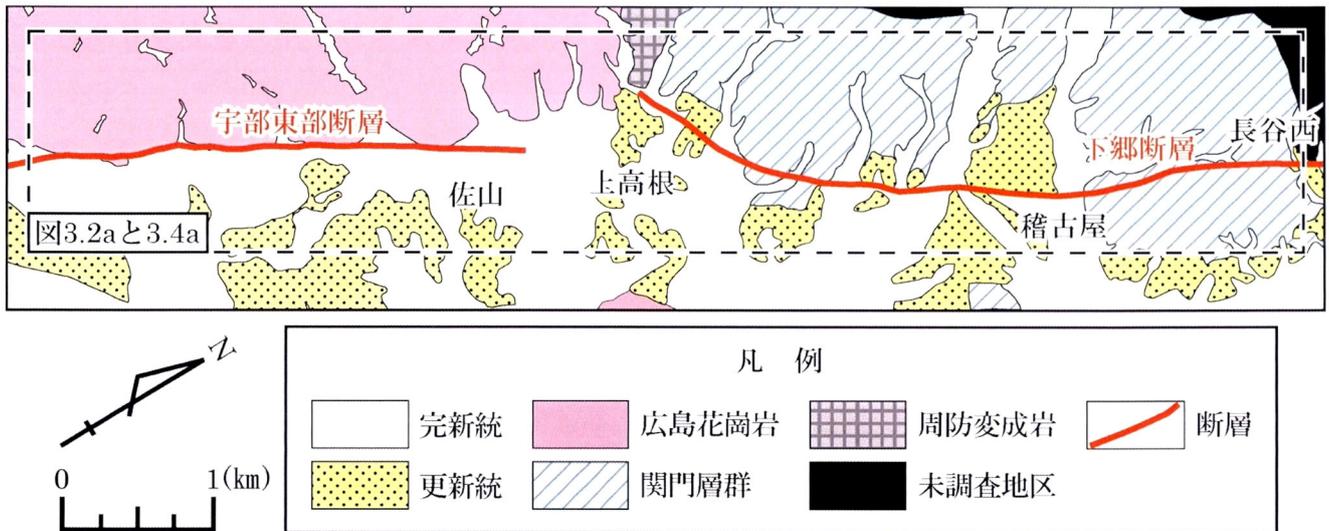


図 3.1 下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部周辺の地質(西村ほか¹⁾を一部改変) 破線枠は図 3.2a と 3.4a の範囲を示す. 断層の地表トレースは, 金折²⁾や小松原ほか³⁾, 中田・今泉⁴⁾に基づく(図 3.2a と 3.4a も同様). 図 3.1 の範囲は図 2.1 中の破線枠内である.

岩の薄層を伴い, 蛇紋岩や変斑れい岩のレンズ状岩体を含むことで特徴づけられる.

(2) 関門層群

下郷断層周辺に分布しており, 下郷断層南西端付近で周防変成岩を不整合に覆う. 主に泥岩や礫岩, 流紋岩質凝灰岩からなる. 松本⁸⁾により, 関門層群は下部の脇野垂層群と上部の下関垂層群に区分された. 脇野垂層群は礫岩や砂岩, 泥岩を主体とする堆積岩優勢層であり, 下関垂層群は赤色泥岩や砂岩, 礫岩, 凝灰質砂岩に加え, 安山岩やデイサイト質～流紋岩質凝灰岩からなる火山岩優勢層である.

(3) 更新統

主に海成段丘として下郷断層と宇部東部断層の東側に分布し, 一部で河成段丘として下郷断層周辺に小規模に認められる. 更新統は礫や砂, 粘土, 火山灰から構成される.

(4) 完新統

主に現河床沿いや海岸周辺に広く分布し，礫や砂，粘土から構成される．

(5) 広島花崗岩

宇部東部断層の西側に広く分布し，北部で周防変成岩に貫入している．主に中～粗粒の黒雲母花崗岩から構成される．

3.2 変動地形

空中写真を用いて，リニアメント判読を実施した．活断層が繰り返し活動すると，地形にずれが累積し，線状に連続した変動地形が形成される．横ずれ断層の場合，傾斜が高角度で直線性をもった変動地形が期待される．縦ずれ断層の場合は，傾斜が低角度で湾曲性をもった変動地形が期待される．特に，右横ずれ断層に沿っては，沢・尾根の屈曲や閉塞丘，断層崖，撓曲崖などの変動地形が認められる^{4)・9)}．本研究では，変動地形の可能性のある地形としてリニアメントを定義する．

リニアメントの判読方法とその結果を以下に示す．

3.2.1 判読方法

1974年撮影の縮尺 1/8,000 カラー空中写真(国土交通省国土画像情報)を用いて，下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部の周辺の地形判読を行い，リニアメントの分布を明らかにした．各活断層周辺で使用した空中写真を以下に示す．

(1) 下郷断層

C CG-74-12 : C8C-40～42, C9-69～71, C10A-65～66,
C11B-18～20

(2) 宇部東部断層

C CG-74-12 : C12-56～58, C13B-15～17, C14B-34～37

リニアメントの判読基準として，活断層研究会⁹⁾と井上ほか¹⁰⁾について説明する．活断層研究会⁹⁾は空中写真判読により抽出したリニアメントの“活断層らしさ”の程度が分かるように確実度の表示を行った．確実度の区分基準を以下に示す．

確実度 I : 活断層であることが確実なもの．具体的には次のどれかの地形的特徴をもち，断層の位置，変位のむきがともに明確

であるものをいう。①数本以上にわたる尾根・谷の系統的な横ずれ、②ひと続きであることが確かな地形面を切る崖線、③時代を異にする地形面群を切っている崖線があり、古い地形面ほど変位が大きい(変位の累積が認められる)場合、④同一地形面の変形(たわみ・傾斜など)、⑤第四紀層を変位させている断層の露頭など。

確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの。すなわち、位置・変位のむきも推定できるが、確実度Ⅰと判定できる決定的な資料に欠けるもの。例えば以下のような場合である。①2～3本程度以下の尾根や谷が横ずれを示す場合、②断層崖と思われる地形の両側の変位基準地形が時代を異にする場合、③明瞭な基準地形がない場合(山地など)。

確実度Ⅲ：活断層の可能性はあるが、変位のむきが不明であるなど、他の原因、例えば川や海の侵食による崖、あるいは断層に沿う侵食作用によってリニアメントが形成された疑いが残るもの。

今後の野外調査により第四紀層を変位させている断層露頭が確認されれば、確実度ⅡやⅢのリニアメントも確実度Ⅰになる可能性がある。

井上ほか¹⁰⁾はリニアメントの抽出に当たり、表3.1に示す判読基準に従って、地形形態およびその開析の程度、基準地形の新旧、連続性やその方向などの地形要素のみによって、変位地形の可能性の高いものからA、B、C、Dの4ランクに区分した。ランク分けの基準を以下に示す。

Aランク：変位地形と認定できる数多くの地形要素が認められ、他の成因による可能性が確実に否定でき、かつ、新しい基準地形に変位の累積が認められ、その位置が確実に認定できるもの。

Bランク：変位地形と認定できる地形要素および新しい基準地形にリニアメントが認められ、変位地形以外の成因が考え難いが、

表 3.1 リニアメントの判読基準(井上ほか¹⁰⁾に基づく)

ランク	段丘	特徴		備考
		山地・丘陵内		
		崖・鞍部とその他	水系・尾根の屈曲	
A 変位地形である可能性が高い	<ul style="list-style-type: none"> 一続きであることが明瞭な段丘面の開析を受けていない新鮮な崖や急傾斜面等の直線的な連続からなるもの。 崖や急傾斜面が異なる複数の段丘面等の地形面上に直接的に連続するもの。 	<ul style="list-style-type: none"> 鮮明な崖や鞍部等の直線的な連続からなり、一続きであることが明瞭な地形面上に一律の高度不連続が認められるもの。 	<ul style="list-style-type: none"> 水系や尾根が長距離で同方向に系統的に屈曲する。オフセットの量と河川の規模は密接に関連している。すなわち、断層が生じることによって形成される閉塞丘や風障などがみられる。 	<ul style="list-style-type: none"> 連続方向は海食崖や河食崖の方向とは斜交あるいは直交する。 傾斜方向は地形面の一般方向とは逆方向を示す。 連続方向は河食崖や海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ、比高が大きく一律であり連続も良い。
B 変位地形である可能性がある	<ul style="list-style-type: none"> 一続きであると推定される段丘面上のほとんど開析を受けていない新鮮な崖や急傾斜面の直接的な連続からなるもの。 	<ul style="list-style-type: none"> 崖や鞍部等の直線的な連続からなり、一続きであると推定される地形面上に一律の高度不連続が認められるもので、 <ul style="list-style-type: none"> (1) 崖や鞍部等は鮮明である。 (2) 崖は一律な地形面に連続するが、あまり鮮明ではない。 	<ul style="list-style-type: none"> 水系や尾根が同方向で系統的に屈曲する。その上、 <ul style="list-style-type: none"> (1) リニアメントが長い。 (2) オフセットの量と河川の規模は密接に関連している。すなわち、断層が生じることによって形成される閉塞丘や風障などがみられるが、リニアメントは短い。 	<ul style="list-style-type: none"> 連続方向は海食崖や河食崖の方向とは斜交あるいは直交する。 傾斜方向は地形面の一般方向とは逆方向を示す。 連続方向は河食崖や海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ、比高が大きく一律であり連続も良い。
C 変位地形である可能性が低い	<ul style="list-style-type: none"> 段丘面上にみられるほぼ直線的な崖や急傾斜面の連続からなるが一部で不鮮明なもの。 	<ul style="list-style-type: none"> 崖や鞍部等のほぼ直線的な連続からなり、その両側で高度不連続が一律に認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> オフセットの量と河川の規模は関連しないが、水系や尾根は同方向に屈曲する。その上、 <ul style="list-style-type: none"> (1) 屈曲は鮮明ではない。 (2) リニアメントは短い、屈曲は鮮明である。 	<ul style="list-style-type: none"> 連続方向は、海食崖や河食崖の方向とはやや斜交する。 連続方向は河食崖や海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、高度不連続が認められ、比高が大きく連続も良い、しかし、一部で不明瞭となる。
D 変位地形である可能性は非常に低い	<ul style="list-style-type: none"> 段丘面上に見られる崖や急傾斜面の連続からなり、断続することが多く不鮮明なもの。 	<ul style="list-style-type: none"> 開析をうけ不鮮明な崖や鞍部等のほぼ直線的な断続からなりその両側で高度不連続が認められるが不鮮明なもの。 	<ul style="list-style-type: none"> リニアメントは短い、水系や尾根は同方向に屈曲している。 	<ul style="list-style-type: none"> 高度不連続は不明瞭である。 連続方向は海食崖や河食崖の方向と、斜交方向は地形面の一般傾斜方向と同方向あるいは斜交し、断続的である。

変位地形として認定できる要素がやや少なく、若干ではあるがその他の成因が考慮されるもの。

C ランク：変位地形と推定される地形要素が認められるが、リニアメントの両側の基準地形が同一地形であるか否かの認定に不確かさがあり、その他の成因による可能性の残るもの。あるいは、地形的に比較的大きな不連続が認められるものの、新しい地形上での変位が不明瞭なもの。

D ランク：直線性のあるリニアメントであるが、基準地形が古いか、地形の開析がやや進んでいるもの。また、新しい基準地形上に認められるリニアメントの延長が短い、その比高や屈曲量が小さいため、変位地形かその他の成因によるものか識別が困難なもの。

井上ほか¹⁰⁾の判読では、A および B ランクのリニアメントが活断層研究会⁹⁾の確実度 I に、C および D ランクのリニアメントが確実度 II と III におおむね対応することを報告している。しかし、

侵食作用などにより不鮮明になった C および D ランクのリニアメントに沿って第四紀層を変位させている断層露頭が見つかった場合，そのリニアメントは确实度 I に当てはめられる．迫田・生雲断層でも，佐川ほか¹¹⁾が山口市阿東生雲西分^{にしぶん}の C ランクリニアメントに沿う断層露頭調査とボーリング調査で第四紀層を変位させる活断層を確認したことから，その C ランクリニアメントは确实度 I に当てはまる．このことから，必ずしも确实度 I は A および B ランクに対応するわけではなく，C および D ランクに対応する場合もあるため，判読した全てのリニアメントに注意を払い，そのリニアメントが活断層であるかどうかを地質調査で確認する必要がある．このように，リニアメントの确实度やランクは不確かな場合があるが，抽出したリニアメントを客観的な視点から評価しておくことは将来の精査のためには有益である．そこで本研究では，空中写真判読でリニアメントを抽出した後，それぞれのリニアメントを地形要素から井上ほか¹⁰⁾のランクに認定しておく．

3.2.2 判読結果

(1) 下郷断層中部～南西部

図 3.2 は下郷断層と宇部東部断層に沿うリニアメントの判読結果を示す(リニアメントの詳細な分布を付図 20～22 に示す)．下郷断層の中部～南西部にほぼ対応して，図 3.2a の北東端にあたる長谷西から上高根の山地内に至る 4.5 km の区間でリニアメントを判読した．これらのリニアメントのうち，長谷西から南南西 2.5 km の区間に分布するものは，沢・尾根の連続的な右屈曲や閉塞丘，段丘前面の明瞭な直線状崖，断続的で鮮明な急崖として認識され，B ランクに認定した．一方，その B ランクリニアメントの南端から上高根に至る 2 km の区間に分布するリニアメント

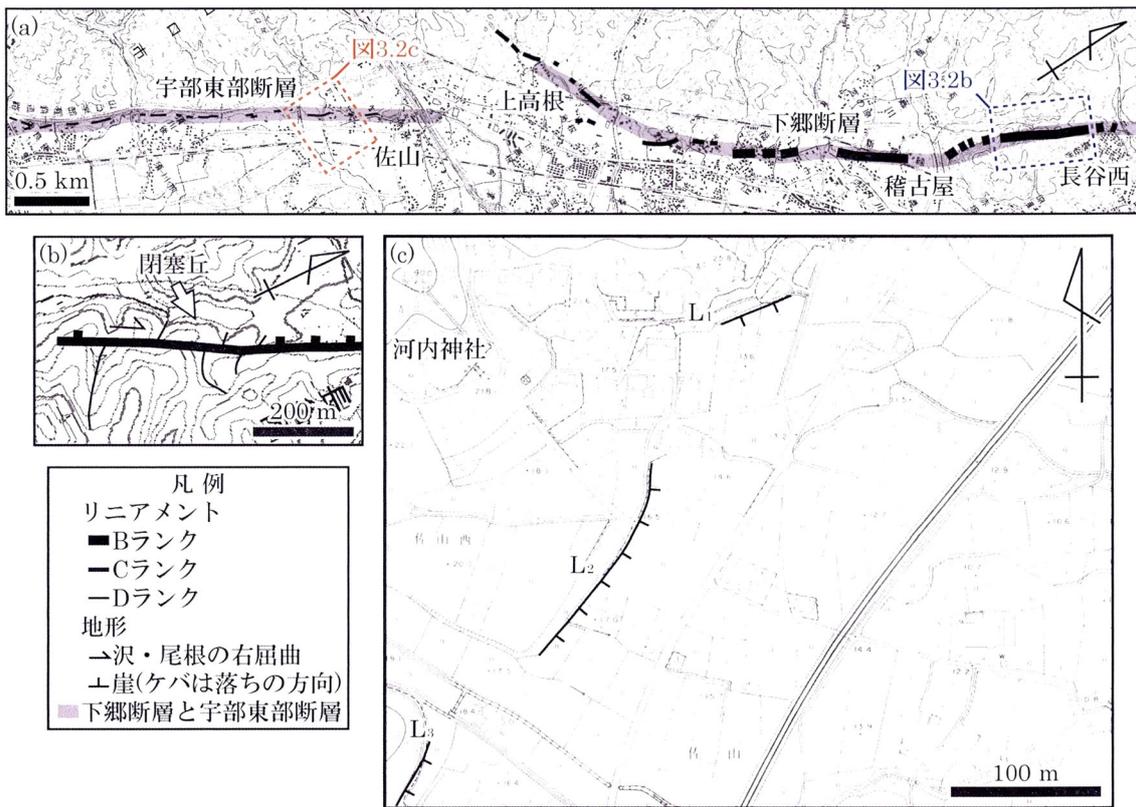


図 3.2 下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部周辺のリニアメント
 (a)リニアメント，断層および地名．国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『阿知須』，『台道』，『小郡』および『湯ノ口』の一部を使用．(b)下郷断層に沿う沢・尾根の右屈曲や閉塞丘，崖．国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『小郡』の一部を使用．(c)宇部東部断層に沿う崖．2,500 分の 1 山口市都市計画図Ⅲ-RC-21-1の一部を使用．(a)の範囲は図 3.1 中の破線枠内である．(b)と(c)はそれぞれ，(a)中の青色と赤色の破線枠内を拡大したものである．

は断続的であり，急崖や段丘前面および段丘面上の直線状崖として認識され，Cランクに認定した．下郷断層に対応するこれらのリニアメントは金折ほか⁵⁾でも記載されている．下郷断層のリニアメントの例として，長谷西南西部のBランクのリニアメントを図 3.2b に示す．このリニアメントは北北東に位置する急崖から南南西方向に連続し，主に沢・尾根の右屈曲から構成される．図

に示すように、沢が長いほど屈曲量が大きく、沢の規模と屈曲量が密接に関連していることが分かる。さらに図中央部には、尾根の右横ずれで形成された閉塞丘が認められる。

(2) 宇部東部断層北東部

宇部東部断層北東部にほぼ対応して、山口市佐山の南南西 2.5 km の区間でリニアメントを判読した(図 3.2a)。これらのリニアメントは不鮮明で連続区間が短い崖や、一本の尾根の不鮮明な右屈曲から構成され、D ランクに認定した。佐山の北東には沖積平野が広がり、下郷断層に連結するリニアメントを確認できない。さらに下郷断層の南西端は、走向を NNE-SSW 方向から NE-SW 方向に変え、山地内に分布することから、下郷断層と宇部東部断層の地表トレースは連続しないことがわかる。図 3.2c に、宇部東部断層のリニアメントの例として、佐山西地区の D ランクリニアメントを示す。この地域では 3 条のリニアメント(L₁, L₂ および L₃)を判読した。リニアメント L₁ はこの地域の北東端に認められ、ENE-WSW 方向に約 50 m で分布する。このリニアメントは山麓に位置する南東下がりの低崖からなる。リニアメント L₂ はリニアメント L₁ の南南西約 100 m に分布し、NE-SW 方向に 150 m ほど連続する。またリニアメント L₂ は、扇状地上に位置する南東下がりの低崖として確認される。リニアメント L₃ はリニアメント L₂ の南西約 100 m に位置し、この地域のさらに南西へ NNE-SSW 方向で約 100 m 連続する。またリニアメント L₃ は、山麓に位置する南東傾斜の崖からなる。

3.3 断層露頭

図 3.3 に Vermilye and scholz¹²⁾の断層破碎帯の概念図を示す。カタクレサイト帯とプロセスゾーンがせん断面(断層面)の周りに分布する。基質と岩片が固結しているカタクレサイト帯はウルトラカタクレサイトやカタクレサイト、プロトカタクレサイトから構成される。高木・小林¹³⁾は、ウルトラカタクレサイトやカタクレサイト、プロトカタクレサイトの破碎岩片の割合をそれぞれ、 $< 10\%$ 、 $10\sim 50\%$ 、 $> 50\%$ としている。本研究で記載するカタクレサイト帯はカタクレサイトとプロトカタクレサイトから構成される。プロセスゾーンはカタクレサイト帯を囲み、多くの微小割れ目の発達により特徴づけられる。活断層は図 3.3 のせん断面に沿って、未固結断層岩である断層ガウジや断層角礫を伴う。

本研究では、カタクレサイト帯や未固結断層岩から構成されるゾーンを断層破碎帯とし、一つの露頭で確認した断層面の明瞭さと断層ガウジの幅などから判断して、最も明瞭でシャープなものを主断層面、それ以外の断層面を派生断層面とする。

3.3.1 下郷断層

図 3.4 に、下郷断層で確認した断層露頭の位置を示す(露頭の詳細な位置を付図 20 と 21 に示す)。

下郷断層の露頭はこれまで、長谷川上流(断層露頭 S1)と見折川

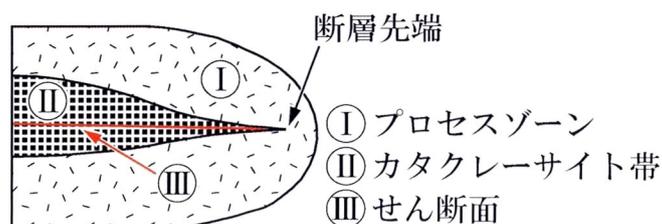


図 3.3 断層破碎帯の概念図(Vermilye and Scholz¹²⁾に基づく)

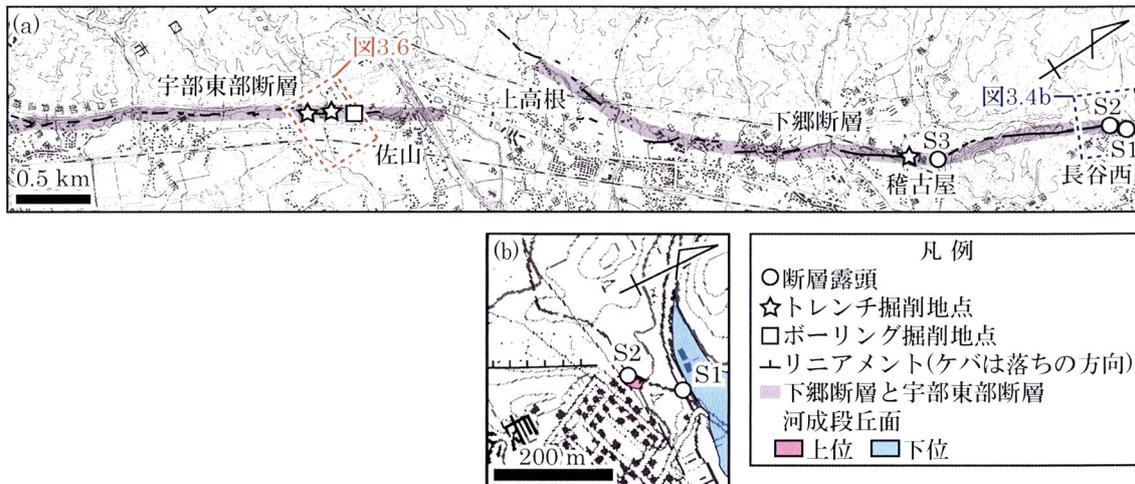


図 3.4 下郷断層中部～南西部と宇部東部断層北東部沿いの断層露頭やトレンチおよびボーリング掘削地点 (a)断層露頭, ボーリングおよびトレンチ掘削地点. 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『阿知須』, 『台道』, 『小郡』および『湯ノ口』の一部を使用. 青色と赤色の破線枠はそれぞれ, 図 3.4b と 3.6 の範囲を示す. (a)の範囲は図 3.1 中の破線枠内である. (b)断層露頭 S1 と S2, 河成段丘面. 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『小郡』の一部を使用. (a)と(b)中のリニアメントはランク付けしていない.

(断層露頭 S3)の 2 か所で確認されている. 断層露頭 S1 の周辺には上位と下位の 2 段の段丘が分布している(図 3.4b). 金折²⁾は, 下位の段丘堆積物中から採取した腐植層の ^{14}C 年代として $25,590 \pm 140 \text{ yrBP}$ の年代値を得ているが, 上位の段丘堆積物の年代値は明らかにしていない. 断層露頭 S1 は下位の段丘堆積物を変位させており, 25,000 年前に活動したことが明らかにされている⁵⁾.

長谷西における山口-宇部有料道の改良工事に伴う掘削法面で, 東側の段丘礫層と西側の基盤(断層破碎帯)を境界する下郷断層が出現した(断層露頭 S2). この場所は断層露頭 S1 の南西 100 m・

20 m 上位の上位段丘上に位置し，下郷断層沿いの B ランクリニアメントの延長上に位置する．以下に，断層露頭 S2 の性状を記載する．

(1) S2

断層露頭 S2 の写真とスケッチを図 3.5a および b に示す(露頭の位置は図 3.4)．スケッチ中央部に明瞭な活断層(主断層面)が認められ，その走向・傾斜は $N40^{\circ}E \cdot 86^{\circ}N$ である．この断層面は断層破碎帯中で 1 本であるが，スケッチ上部の段丘礫層中では花弁状構造を呈し，二股に分かれる．断層面上にはレイクの値が $4^{\circ}N$ の条線を認めた．断層面に沿っては灰色の断層ガウジが分布し，その厚さは 4 cm 以下である．断層面の東側では，断層破碎帯(カタクレーサイト 1 と断層角礫帯 1)を覆うように段丘礫層が確認できる．一方，断層の西側では，断層破碎帯(カタクレーサイト 2 と断層角礫帯 2，断層ガウジ)のみが確認される．

カタクレーサイト 1 はシルト岩と泥岩の互層(関門層群)起源である．法面中央部では，カタクレーサイト 1 の下部が断層に沿って西上がりの褶曲を呈しているが，上部の褶曲構造は不明瞭である．断層角礫帯 1 もシルト岩と泥岩の互層起源であるが，カタクレーサイト 1 と異なり，原岩の堆積構造(互層構造)を維持しておらず，角礫状になっている．

カタクレーサイト 2 は礫岩(関門層群)起源である．カタクレーサイト 2 中の礫は主に凝灰岩質であり，その長軸は断層に沿っている．カタクレーサイト 1 に比べ，カタクレーサイト 2 では，断裂が明瞭に観察できる．断層角礫帯 2 も礫岩起源であるが，カタクレーサイト 2 と異なり，原岩の礫形をほとんど残しておらず，角礫化している．

カタクレーサイト 1 と断層角礫帯 1 を不整合に覆う段丘礫層は主に円～角礫(最大約 20 cm)で構成され，その間を砂や粘土が充

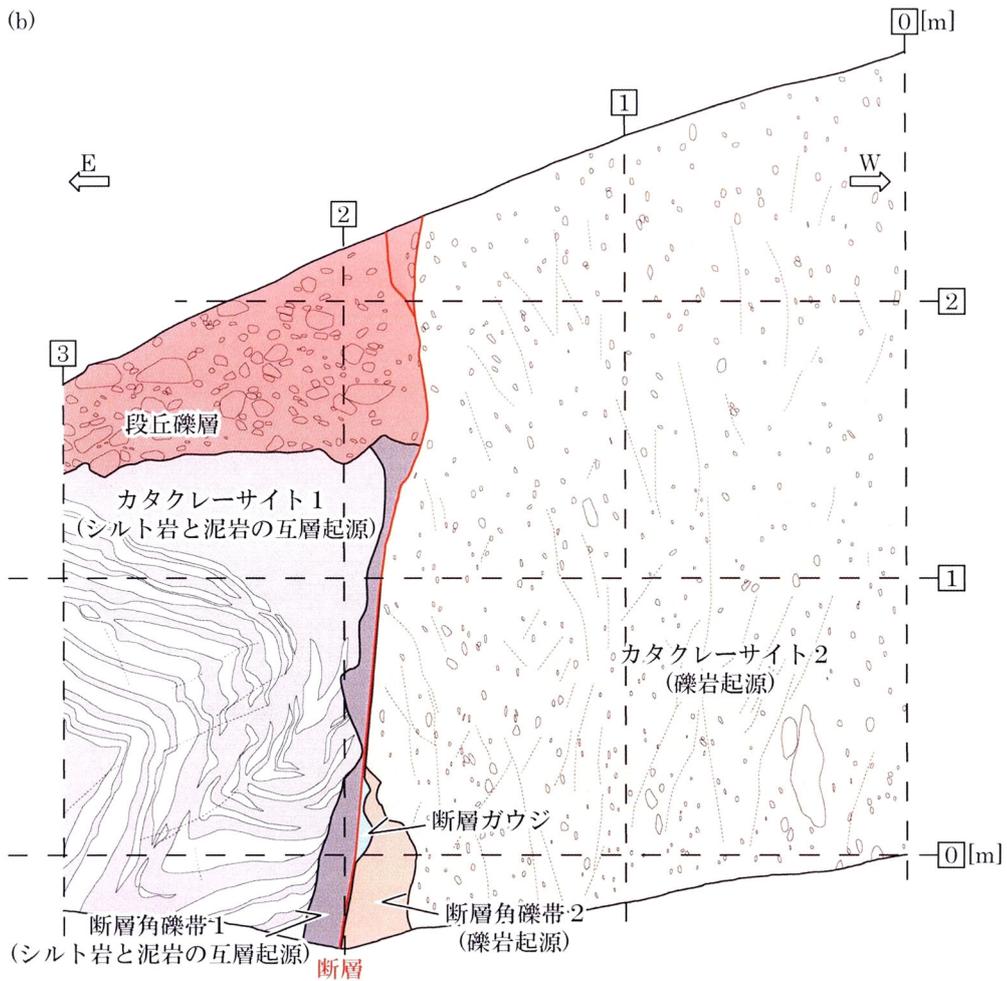
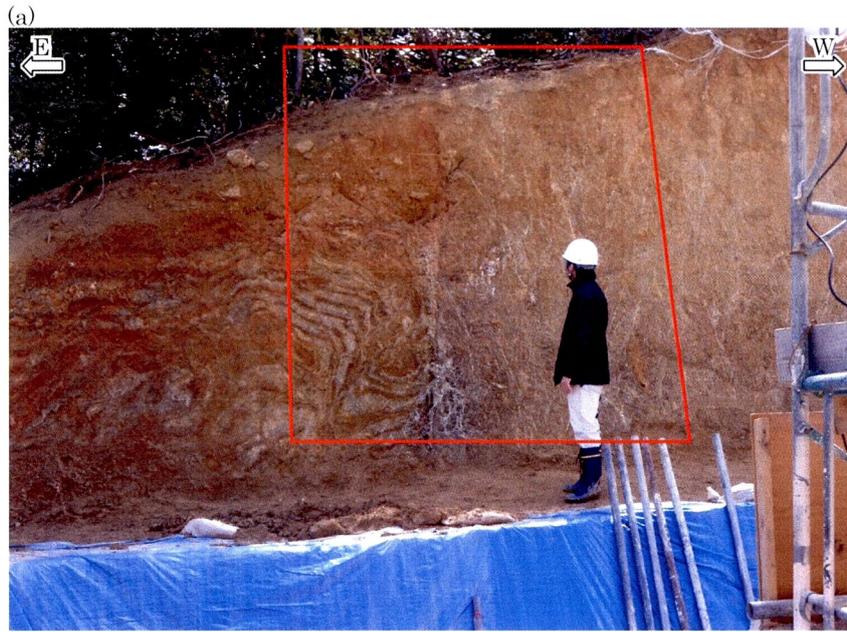


図 3.5 断層露頭 S2 の写真 (a) とスケッチ (b) (b) は (a) 中の赤枠内のスケッチである。露頭の位置を図 3.4 や、付図 20 および 21 に示す。

填する。段丘礫層中の礫は主に凝灰岩質であり，風化殻がほとんど見られない。基質の砂や粘土は赤色化しており，締まりがよい。二股の断層に挟まれた段丘礫層は主に基質から構成され(礫がほとんど存在しない)，締まりが悪い。さらに，断層沿いの礫層中には縦向き of 礫が認められる。

3.4 トレンチとボーリング

図 3.6 に、宇部東部断層の北東端にあたる佐山西地区のリニアメントと調査位置を示す。この図はトレンチおよびボーリング調査を実施するために、地形判読と現地調査の結果から推定した活断層の地表トレースを示す。

本章の 3.2.2 で示したように、この地域で判読したリニアメント $L_1 \sim L_3$ を構成する低崖はいずれも不明瞭であるが、宇部東部断層と同方向であり、小松原ほか³⁾のトレンチ壁面で出現した活断層と同様の南東落ちを示すことから、宇部東部断層の活動で

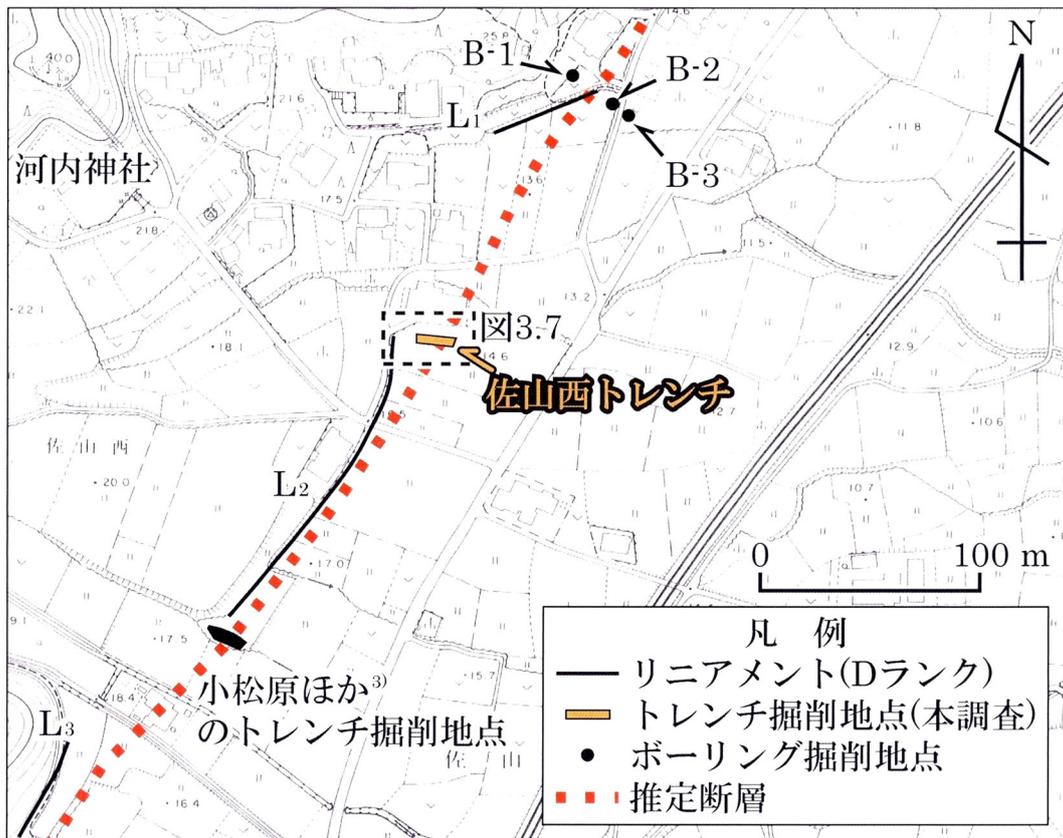


図 3.6 佐山西地区のリニアメント分布とトレンチおよびボーリング掘削地点 2,500 分の 1 山口市都市計画図Ⅲ-RC-21-1 の一部を使用。破線枠は図 3.7 の範囲を示す。図 3.6 の範囲は図 3.4a 中の赤色の破線枠内である。

形成されたことが考えられる。さらに小松原ほか³⁾が、リニアメント L₂ の南端付近のトレンチ調査で宇部東部断層を確認したことから、リニアメント L₂ は宇部東部断層に相当する。一方、リニアメント L₁ および L₃ はリニアメント L₂ と不連続であり、侵食作用や人工改変により形成された疑いが残る。

小松原ほか³⁾はリニアメント L₂ の南端で群列ボーリング調査を行い、完新統の堆積層に鉛直落差を確認し、リニアメントの南西約 10 m の耕作地内でトレンチ調査を実施した。その結果、宇部東部断層に相当する断層面をリニアメント L₂ の延長が通る位置から南東約 6 m の地点に確認した。これは、リニアメント L₂ を構成する低崖が宇部東部断層の活動で形成された後に、侵食作用により不鮮明になるとともに北西方向に後退していることを示しており、断層に近接していることには変わりはない。よって、この低崖を完新世以降の断層活動に起因して形成されたものと考えた。さらに、この低崖と同方向の低崖(リニアメント L₁)が北北東方向にも断続的に分布する。リニアメント L₁ は侵食作用や人工改変により形成された疑いが残るが、リニアメント L₁ を構成する低崖もまた宇部東部断層の活動で形成された後に、侵食作用により不鮮明になるとともに北西方向に後退していると推定した。このことから、それらの崖の前面(南東)に、NE-SW 方向の断層を推定した(図 3.6 参照)。

本調査では、宇部東部断層の活動時期を限定するために、リニアメント L₂ の北東端から東約 10~30 m の推定断層が通過する耕作地内で佐山西トレンチを掘削した。さらに、リニアメント L₁ を構成する低崖と推定断層を横断するように 3 本の群列ボーリングを実施した。以下に、トレンチおよびボーリング調査結果について詳しく記載する。

3.4.1 トレンチ調査

(1) 佐山西トレンチ

トレンチは河内神社の東南東 160 m の耕田内にあり，扇状地上において EW 方向に掘削された．この地点は，リニアメントから推定した宇部東部断層直上に位置しており，小松原ほか³⁾のトレンチ掘削地点の北北東 160 m にあたる．

トレンチの配置を図 3.7 に示す．長さ 17 m，幅 4.5 m，深さ 4 m でトレンチを掘削し，その壁面観察を行った．このトレンチでは断層が確認されなかったため，トレンチ床で深さ約 1 m の追加掘削を行った．

佐山西トレンチの北壁面の写真とスケッチを図 3.8 に示す．構成物質の粒度や円磨度および堆積構造の違いにより，下位より砂礫層 1，シルト混じり砂礫層 1，砂礫層 2，腐植混じりシルト層，粗粒砂層，シルト混じり砂礫層 2，盛土および表土に区分した．

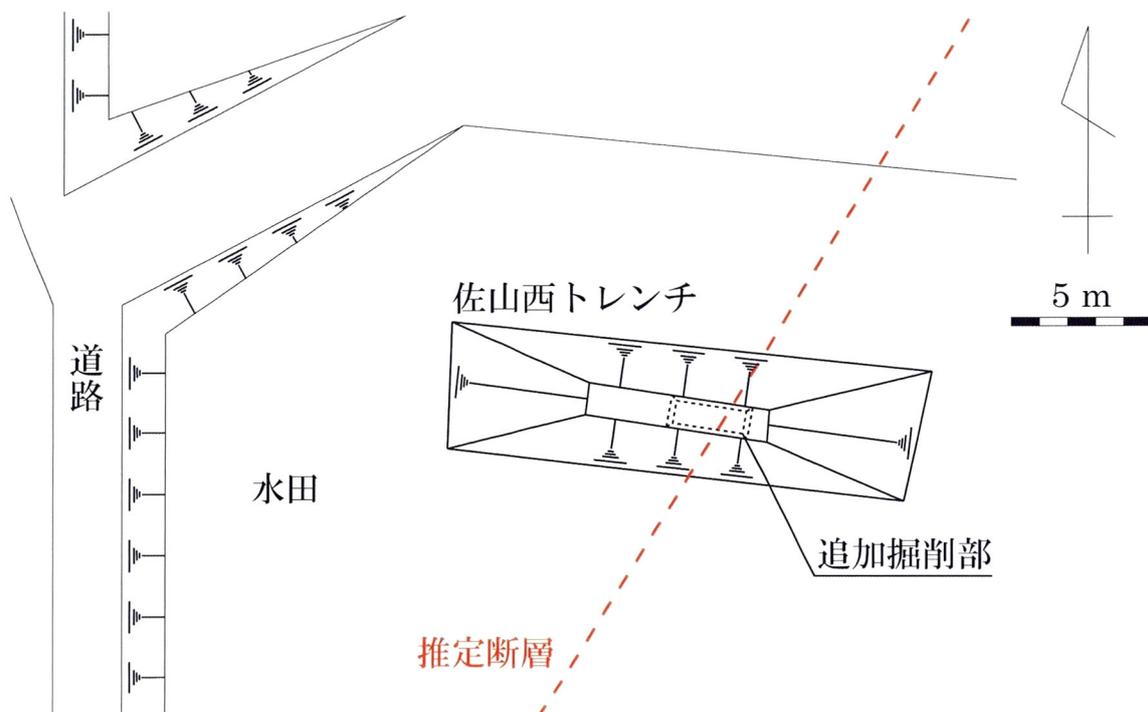


図 3.7 佐山西トレンチの配置 図の範囲は図 3.6 中の破線枠内である．

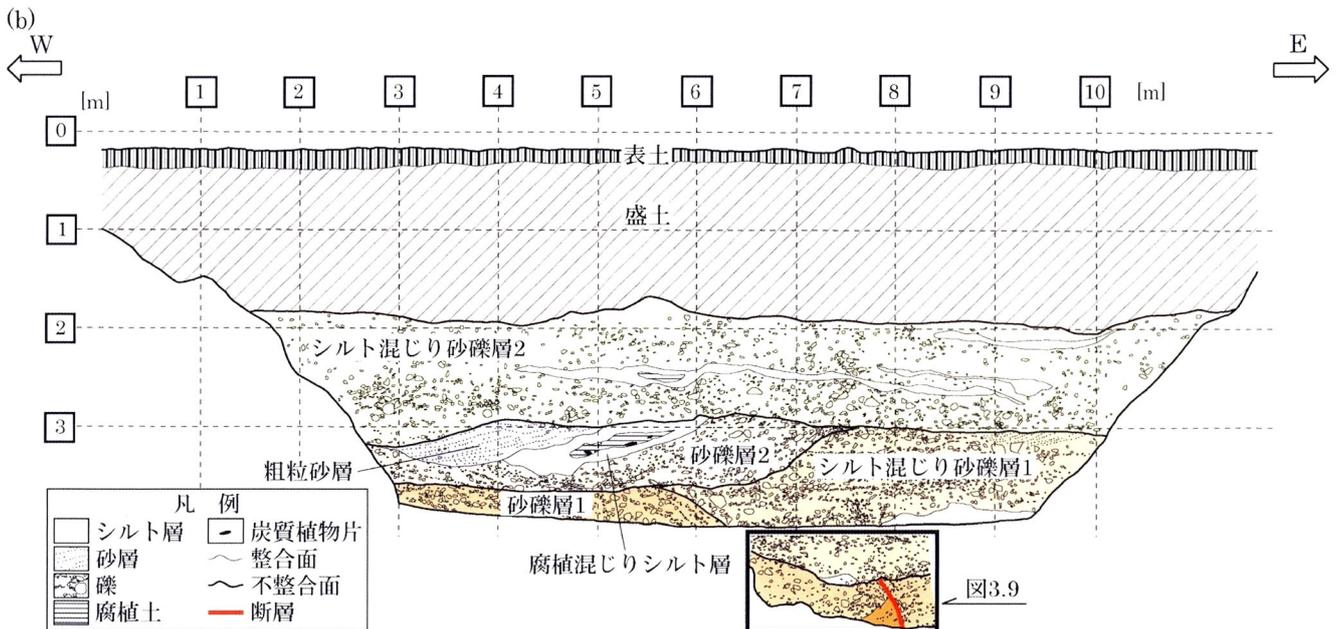


図 3.8 佐山西トレンチ北壁面の写真(a)とスケッチ(b) (b)中の黒枠は図 3.9 の範囲である. トレンチの位置を図 3.4a, 3.6 および 3.7, 並びに付図 22 に示す.

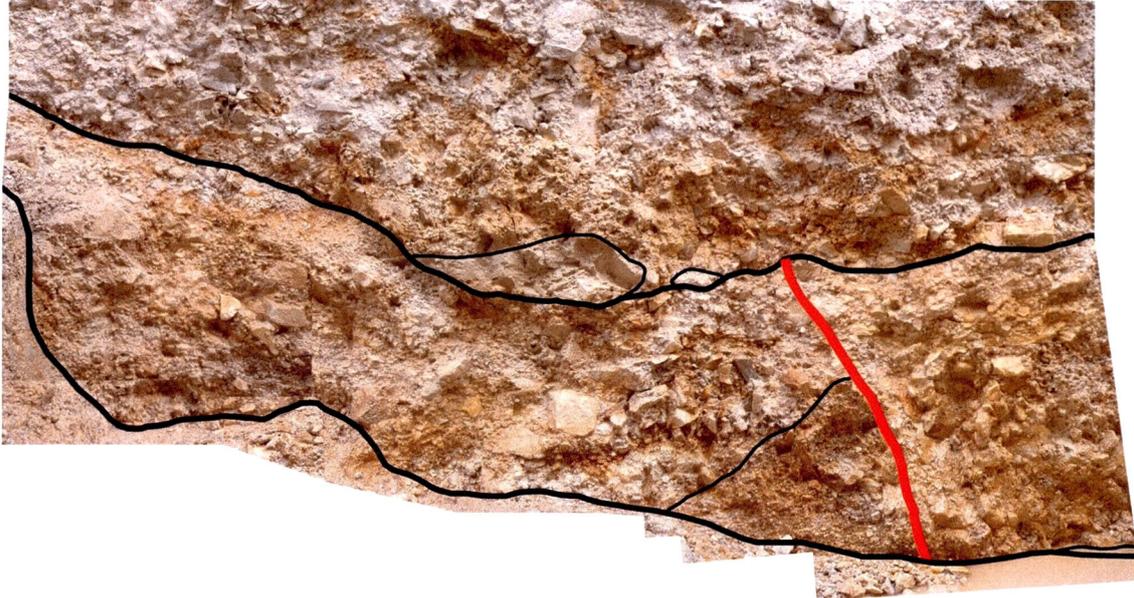
壁面で確認される礫の多くは花崗岩類で、礫径は 1~20 cm であり、5 cm 未満の小礫が多く見られる.

(2) 佐山西トレンチ追加掘削

追加掘削部の北壁面の写真とスケッチを図 3.9 に示す. 構成物質の粒度や円磨度および堆積構造の違いにより、下位より順に含礫砂層、砂礫層 1 およびシルト混じり砂礫層 1 が分布する.

含礫砂層は追加掘削部中央部下底に認められ、その東側で走向

(a)



(b)

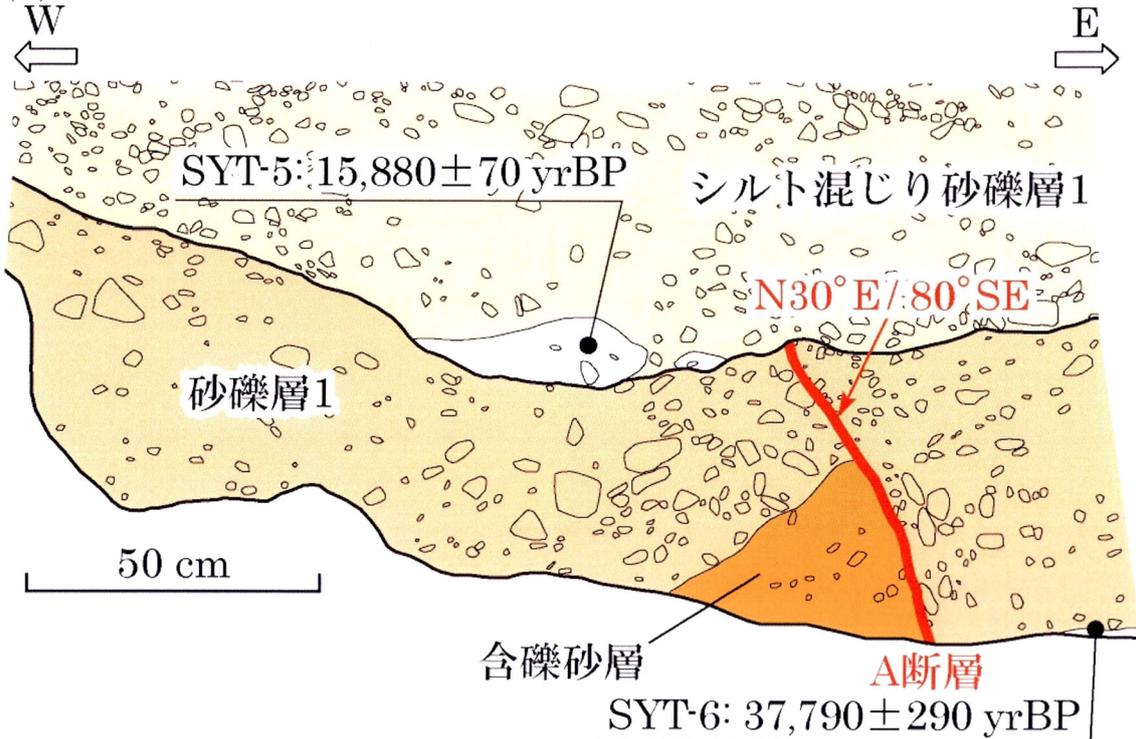


図 3.9 追加掘削部北壁面の写真(a)とスケッチ(b) この図は図 3.8 のトレンチ下部の黒枠を拡大したものである。

・ 傾斜：N30°E・80°SE の断層(A断層と呼ぶ)を挟んで砂礫層 1 と接する。含礫砂層は粗粒砂を主体とし、砂礫層 1 および 2 よりはるかに礫が少ない。含礫砂層の傾斜は主に西側を示すが、断層周辺で不明瞭になる。

A断層の西側では砂礫層 1 が含礫砂層に整合し、壁面全体に広く分布する。砂礫層 1 の傾斜は主に西側を示すが、断層周辺では不明瞭になり、断層沿いの礫の長軸は縦向きに配列する。

砂礫層 1 を不整合に覆うシルト混じり砂礫層 1 は壁面上位に広く分布する。この層は砂礫層 1 および 2 に比べシルトに富み、東傾斜を示す。

以上のことをまとめると、①A断層を境にして、西側では含礫砂層を確認できるが、東側では認められない、②断層沿いに認められる礫の長軸は西傾斜ではなく、断層面と平行に配列しており、断層活動による擾乱を被っていることから、A断層は見かけ上東下がり の活動を示したことがわかる。見かけ上の縦ずれ変位量は 30 cm 以上である。この断層は砂礫層 1 の上位まで延び、シルト混じり砂礫層 1 に覆われる。

追加掘削部北壁面において、A断層を覆うシルト混じり砂礫層 1 から試料 SYT-5、A断層に切られている砂礫層 1 から試料 SYT-6 を採取した(図 3.9 参照)。これらの試料はいずれも、腐植混じりの細粒堆積物である。

¹⁴C年代測定結果を表 3.2 に示す。試料 SYT-5 およびは 6 それぞれ、15,880±70 yrBP および 37,790±290 yrBP の年代値を示した。ここで確認された A断層は、リニアメントとの関係と小松原ほか³⁾のトレンチ調査結果から、宇部東部断層に相当すると判断した。

表 3.2 AMS 法による ^{14}C 年代測定結果一覧 分析は(株)加速器分析研究所による。試料の採取地点は図 3.9b に示される。

Sampling Location	Sample No.	Lab.No.	Material	Code.No.	Method	BP年代および炭素の同位体比				
						Libby Age (yrBP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	pMC(%)	
トレンチ	佐山西	STY-5	IAAA-71664	堆積物	#1964-2	AMS	15,880 ± 70	-20.83 ± 0.72	-861.5 ± 1.2	13.85 ± 0.12
	佐山西	STY-6	IAAA-71665	堆積物	#1964-3	AMS	37,790 ± 290	-28.67 ± 0.77	-990.9 ± 0.3	0.91 ± 0.03

AMS: 加速器質量分析法, Libby Age: ^{14}C の半減期を5568 ± 30年とした ^{14}C 年代値, pMC: ^{14}C の濃度の単位. 現在の大気の ^{14}C 濃度は約107pMC.

3.4.2 ボーリング調査

佐山西トレンチ掘削地点の北東 150 m の地点で, リニアメントから推定した宇部東部断層に直交する NW-SE 方向にボーリングを 3 本 (B-1, B-2 と B-3) 掘削した。この地点は, 扇状地の北縁付近に位置する。掘削長はボーリング B-1 が 13.00 m で, B-2 と B-3 が 5.00 m であり, ボーリング B-1 と B-2, B-2 と B-3 の間隔はそれぞれ, 22 m と 8.5 m である。

ボーリング対比柱状図を図 3.10 に示す。ボーリング B-1 では, 最上位に厚さ 18 cm の表土が確認され, その下位に盛土が深度 1 m まで認められる。深度 4.18 m まではシルト挟み砂層, その下位には腐植混じりシルトと砂の互層が分布する。腐植混じりシルトと砂の互層は一部で, 小規模な礫層を挟む。ボーリング B-1 の 7 か所のシルト (深度 1.70 m, 2.50 m, 4.40 m, 5.00 m, 7.30 m, 8.10 m および 9.90 m) で採取した試料からは, 火山ガラスは確認できなかった。

ボーリング B-2 では, 最上位に厚さ 11 cm の表土が認められる。さらに, 盛土が深度 50 cm まで分布し, 厚さ 20 cm の旧表土の上位を覆う。深度 2.90 m まではシルト挟み砂層, その下位には腐植混じりシルトと砂の互層が堆積している。シルト挟み砂層中のシルト試料 (深度 1.80 m) から, 火山ガラスを顕微鏡下で確認した。

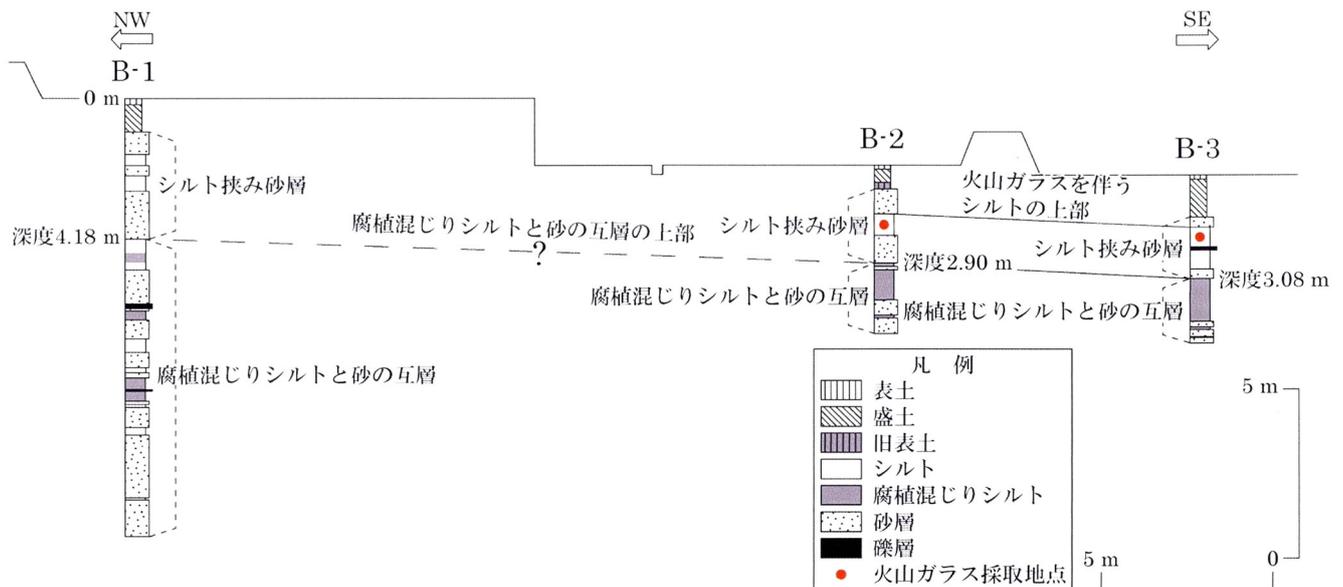


図 3.10 ボーリング対比柱状図 ボーリング掘削地点を図 3.4a および 3.6, 並びに付図 22 に示す.

ボーリング B-3 では, 最上位に厚さ 13 cm の表土が認められ, その下位に盛土が深度 1.26 m まで分布する. 深度 3.08 m まではシルト挟み砂層, その下位には腐植混じりシルトと砂の互層が確認される. シルト挟み砂層では, 一部で小規模な礫層を挟み, 礫層を覆うシルト中(深度 2.00 m)の試料において, 顕微鏡下で火山ガラスを認めた.

ボーリング B-2 と B-3 で採取した火山ガラスを含むシルト試料の火山ガラス分析結果を表 3.3 に示す. 火山ガラスと重鉍物の同定には野尻湖火山灰グループ¹⁴⁾と町田・新井¹⁵⁾を用いた. ボーリング B-2 で採取した試料 SB-1 中の火山ガラスは無色透明で, 3,000 粒子中に 696 粒確認された. この火山ガラスは主にバブルおよびパミスタイプ^{14)・15)}からなり, ジェリーの屈折計を用いた浸液法でバブルタイプの屈折率を計測した結果, 1.498~1.500 の値を示した. さらに, β 石英が確認できないことから, これらの火山ガラスは始良-Tn テフラ(AT)¹⁵⁾起源であると考えられる.

表 3.3 火山ガラスの分析結果 試料の採取地点は図 3.10 に示される。

試料番号	火山ガラスの形態別含有量 (/3,000)			重鉍物含有量 (/3,000)		Cum (/3,000)	β石英 (/3,000)	火山ガラスの 屈折率 (計測数：20)	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Ho				
SB-1	263	103	30	0	3	0	0	1.498-1.500	始良-Tn
SB-2	51	65	30	0	2	0	0	1.498-1.500	始良-Tn

Bw：バブルウォールタイプ Pm：パミスタイプ O：低発泡タイプ Cum：カミングトン閃石

ボーリング B-3 で採取した試料 SB-2 中の火山ガラスは無色透明で、3,000 粒子中に 149 粒認められた。この火山ガラスも主にバブルおよびパミスタイプに属し、バブルタイプの屈折率は 1.498～1.500 である。さらに、β 石英が認められないことから、ボーリング B-2 のシルト中の火山ガラスと同様に、AT 起源の火山ガラスに対比した。

ボーリング B-1～3 で認められた腐植混じりシルトと砂の互層と、ボーリング B-2 と B-3 の AT 起源の火山ガラスを含むシルトの出現深度は南東に緩く低下する。シルト挟み砂層の最上部は人工改変されていると考えられるが、その出現深度は南東に緩く傾斜しているように見える。この群列ボーリング調査では、宇部東部断層の南東落ちの構造は確認できなかった。群列ボーリング調査で認められた堆積物の緩い南東傾斜は、堆積時の上流から下流へ向かう勾配を反映していると考えられる。しかし、ボーリング B-1 では AT 起源の火山ガラスが確認されておらず、ボーリング B-1 中のシルト挟み砂層や腐植混じりシルトと砂の互層がボーリング B-2 および B-3 のそれらに確実に対比できないため、ボーリング B-1 と B-2 間の断層の有無は断定できない。

以上のことから、AT(約 2.6～2.9 万年前噴出)¹⁵⁾起源の火山ガラスを伴うシルトに明瞭な変位がなく、宇部東部断層の最新活動時期が 11,500～400 年前³⁾であることを考慮に入れると、ボーリング B-2 と B-3 の間には断層が通過していないことがわかる。

[引用文献]

- 1) 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村 讓・亀谷 敦(1995): 新編山口県地質図, 山口地学会.
- 2) 金折裕司(代表)(2005): 平成 16 年度原子力安全基盤調査研究(原子力安全基盤調査研究(地質断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究)), 山口大学, 136p.
- 3) 小松原 琢・水野清秀・金折裕司・小笠原 洋・新見 健・木下博久(2005): 山口県大原湖断層帯西部, 宇部東部断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.5, pp.139-145.
- 4) 中田 高・今泉俊文(2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 60p.
- 5) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 6) 日本の地質『中国地方』編集委員会(1987): 日本の地質 7—中国地方—, 共立出版, 290p.
- 7) 日本地質学会(2009): 日本地方地質誌 6—中国地方—, 朝倉書店, 536p.
- 8) 松本達郎(1951): 蝦夷層群と関門層群, 地質学雑誌, Vol.57, pp.95-98.
- 9) 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.
- 10) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震 2, Vol.54, pp.557-573.
- 11) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応

- 用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 12) Vermilye, J. M. and Scholz, C. H.(1998): The process zone: A microstructural view of fault growth, *Jour. Geophys. Res.*, Vol.103, pp.12223-12237.
 - 13) 高木秀雄・小林健太(1996): 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学, 地質学雑誌, Vol.102, pp.107-179.
 - 14) 野尻湖火山灰グループ(2001): 地学ハンドブックシリーズ 14 『新版 火山灰分析の手引き』—双眼実体顕微鏡による火山灰の砂粒分析法—, 地学団体研究会, 56p.
 - 15) 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.

第 4 章 迫田-生雲断層

4.1 地質概要

迫田-生雲断層周辺の地質図を図 4.1 に示す。この地域の地質記載については、主に井川・今岡¹⁾を参考にした。調査地域中央部には北東から南西にかけて、活断層としての迫田-生雲断層沿いに地質断層としての迫田-生雲断層が分布する。ここでは誤解を避けるため、地質断層としての迫田-生雲断層を S-IGF と呼ぶ。S-IGF の南西部は、全長 23.5 km の佐々並-江舟セグメントと全長 18 km の川上セグメントに分岐する。S-IGF の南東には徳佐-地福断層(地質断層)が並走する。

S-IGF は主として、上部白亜系の阿武層群内を通過する。S-IGF 周辺には、先白亜系や、下部白亜系の関門層群、上部白亜系の周南層群、第四系の未固結堆積物、後期白亜紀の広島花崗岩類、第四紀の火山岩類が主に分布する。

(1) 先白亜系

主に図 4.1 の北東部や中北部、東部、南西部に分布し、下位より秋吉石灰岩層群、半田石灰岩、蔵目喜石灰岩、阿武川層群、麦谷層、大田層群、錦層群(以上は石炭系～ペルム系)、三疊系周防変成岩類、ジュラ系鹿足層群からなる。先白亜系は、図 4.1 では一括して図示する。

(2) 関門層群

関門層群は地質図の北西部で大規模、南西部と東部で小規模に分布し、下関亜層群からなる。北西部の関門層群下関亜層群は、下位に碎屑性堆積岩類(砂岩やシルト岩、泥岩、礫岩)、上位に安山岩質～デイサイト質火山岩類(溶岩や凝灰岩)が分布する。さらに南西部は、安山岩類から構成される。下関亜層群の安山岩類は

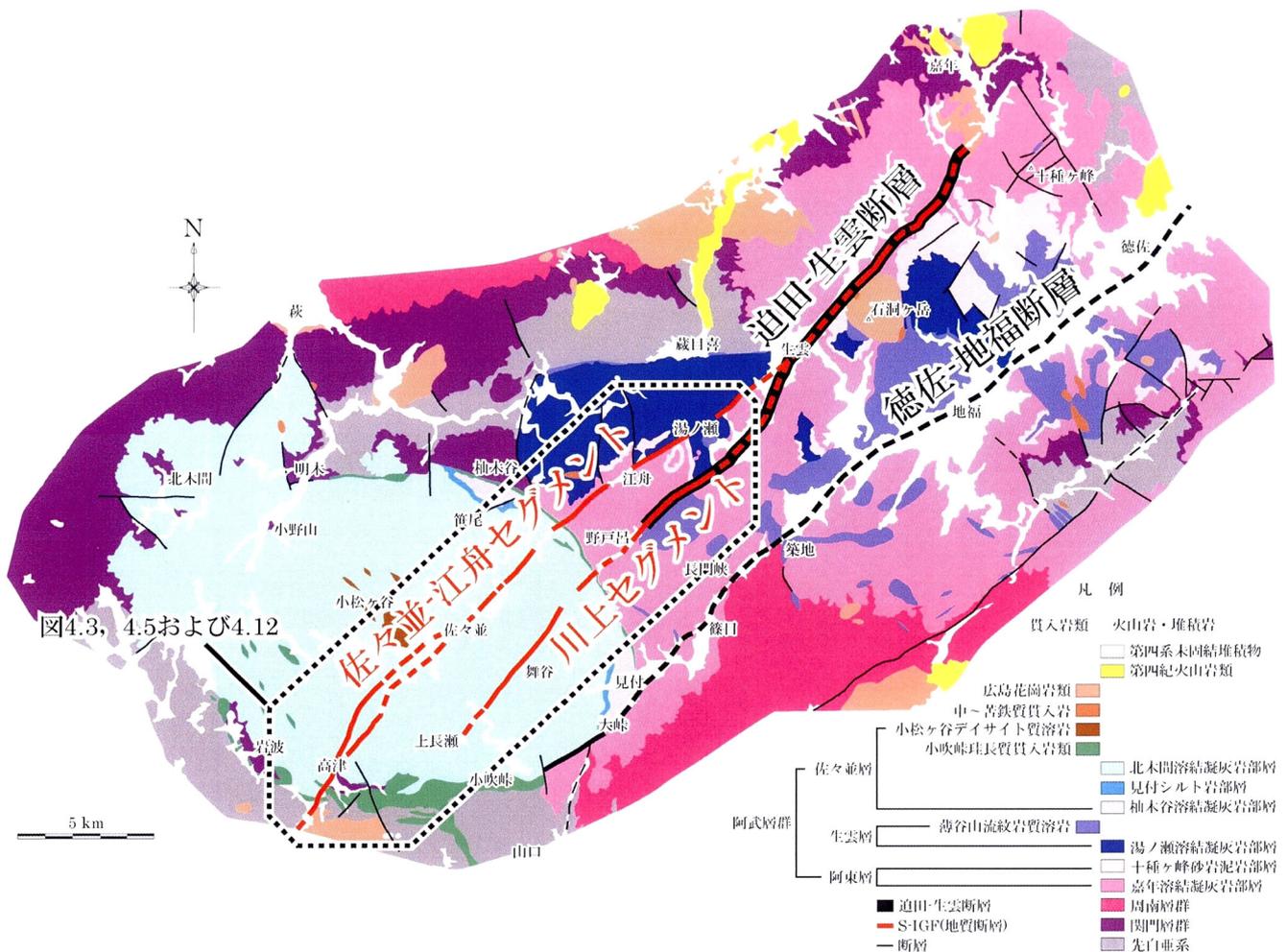


図 4.1 追田-生雲断層周辺の地質(井川・今岡¹⁾に一部加筆) 追田-生雲断層の地表トレースは、佐川ほか²⁾に基づく。破線枠は図 4.3, 4.5 および 4.12 の範囲を示す。

107~103 Ma の角閃石 K-Ar 年代を示す^{3)・4)}。

(3) 周南層群

地質図の北西部と南東部に分布する。関門層群を不整合に覆い、多くの場所で阿武層群に不整合に覆われる。安山岩質溶岩や火山礫凝灰岩、ガラス質溶結凝灰岩から構成される⁵⁾。

(4) 阿武層群

地質図中央部で広範囲に分布し、下位から阿東層、生雲層、佐々並層に区分される¹⁾。弓削ほか⁶⁾や井川ほか⁷⁾、今岡ほか⁸⁾は、

阿武層群とそれを貫く花崗岩類から 87 Ma 前後の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告しており，これらの活動時期が後期白亜紀であることを示している．

阿東層は下位から，嘉年溶結凝灰岩部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層からなる．嘉年溶結凝灰岩部層の層厚は 1,000 m 以上であり，流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩を主体とし，最下部に礫岩や砂岩，泥岩を伴う．この凝灰岩部層は十種ヶ峰砂岩泥岩部層に整合に覆われる．十種ヶ峰砂岩泥岩部層の層厚は 5～300 m であり，明灰色凝灰岩質砂岩～シルト岩や黒色～暗灰色凝灰質泥岩，赤褐色～明灰色凝灰シルト岩から構成され，少量の安山岩質凝灰岩が認められる．

生雲層は下位から，湯ノ瀬溶結凝灰岩部層と薄谷山流紋岩質溶岩からなる．湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の層厚は 340 m 以上であり，流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩を主体とし，最下部に軽石を含んだ火山礫凝灰岩を伴うことがある．この凝灰岩部層は十種ヶ峰砂岩泥岩部層を整合に覆う．薄谷山流紋岩質溶岩は，主に流紋岩質溶岩から構成され，珪長岩や石英斑岩の岩脈としても産する．この溶岩は，主に嘉年溶結凝灰岩部層や十種ヶ峰砂岩泥岩部層，湯ノ瀬溶結凝灰岩部層に対して高角度で貫入しているが，地質図東部で嘉年溶結凝灰岩部層や十種ヶ峰砂岩泥岩部層を緩く覆う．

佐々並層は下位から，柚木谷溶結凝灰岩部層と見付シルト岩部層，北木間溶結凝灰岩部層，小吹峠珪長質貫入岩類，小松ヶ谷デイサイト質溶岩からなる．柚木谷溶結凝灰岩部層の層厚は 300 m 以上であり，高シリカ流紋岩質溶結凝灰岩を主体とし，最下部では凝灰角礫岩を伴う．この凝灰岩部層は基盤岩類と嘉年溶結凝灰岩部層に対して高角度の断層で接し，境界には小吹峠珪長質貫入岩類が貫入している．見付シルト岩部層の層厚は 5～30 m であ

り，黒色泥岩，シルト岩，凝灰質シルト岩，凝灰岩およびそれらの細互層を主体とし，少量の軽石を含むことがある．見付シルト岩部層は柚木谷溶結凝灰岩部層を整合に覆う．北木間溶結凝灰岩部層の最大層厚は 500 m 以上であり，流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩を主体とし，地質図西部では溶結凝灰岩の下部に火山礫凝灰岩を伴う．北木間溶結凝灰岩部層は見付シルト岩部層を整合に覆い，地質図西部では関門層群下関垂層群をほぼ水平～低角度の不整合に覆う．小吹峠珪長質貫入岩類は，主に珪長岩や石英斑岩，流紋岩，花崗斑岩からなり，まれに文象斑岩が見られる．小松ヶ谷デイサイト質溶岩はデイサイト質溶岩からなり，岩脈としても産する．この溶岩は北木間溶結凝灰岩部層に貫入している．

(5) 第四紀未固結堆積物

第四紀未固結堆積物は更新統と完新統からなり，図 4.1 では一括して図示する．更新統は河成および湖成堆積物からなる．河成堆積物は主に河成段丘や扇状地を構成し，砂礫層を主体とする．地質図東部の徳佐と地福にはそれぞれ，徳佐層と地福層が広範囲に分布する．徳佐層と地福層は粘土層とシルト層を主体とする湖沼堆積物から構成され，青野火山群の噴火により川が堰き止められたことで堆積したと推定されている^{9)・10)}．

完新統は砂や礫を主体とし，主に現河川沿いの沖積低地に広く分布する．完新統は段丘や沖積平野，扇状地，崖錐を構成する．

(6) 広島花崗岩類

主に図 4.1 の北部や南西部，南東部に分布する．Shibata and Ishihara¹¹⁾は，地質図南西部の鳳翫山花崗閃緑岩体から 102 ± 4 Ma の Rb-Sr の全岩アイソクロン年代を報告している．さらに，阿武層群を貫く小規模な花崗岩類や閃緑岩，斑レイ岩の岩脈および岩株が見られる．

(7) 第四紀火山岩類

地質図の北西部や北東部，南東部に点在する．これらは阿武単成火山群と青野火山群に区分される¹²⁾．地質図北西部に分布する阿武単成火山群からは， $0.35\pm 0.01\sim 0.02\pm 0.02$ Ma の K-Ar 年代値が得られている¹³⁾．

4.2 段丘面と変動地形

空中写真を用いて、段丘面およびリニアメント判読を実施した。以下ではまず、段丘面とリニアメントの判読方法とその結果を示す。さらに川上セグメントに沿って、山口市阿東生雲中開作^{かいさく}地域と野戸呂地域の段丘上で認められた変動地形と、野戸呂地域に分布する横ずれデュープレックス¹⁴⁾を詳細に記載する。

4.2.1 判読方法

1974年と1976年撮影の縮尺1/10,000カラー空中写真(国土交通省国土画像情報)を用いて、S-IGF南西部の周辺の地形判読を行い、段丘面とリニアメントの分布を明らかにした。断層周辺で使用した空中写真を以下に示す。

C CG-74-13 : C1-67~74, C2B-39~46, C3B-40~46,
C4A-63~66, C4B-1~10, C5-60~72,
C6B-43~54, C6C-3~5, C7-56~65,
C8A-53~62, C8B-1~3, C9-53~62,
C10B-6~16, C11-48~58

C CG-76-11 : C20-6~13, C21-5~11

判読した段丘面は、現河床からの比高や開析の程度に基づき数段に区分される。図4.2に段丘の構造図を示す。この図に示すように、段丘開析谷の発達などにより、古い段丘ほど前面段丘崖の崖頂線が著しく変形し、初生的形態を失う。一方、後面段丘崖の崖麓線は過去の河成低地の山麓線であり、崖頂線に比べ保存が良い。したがって、本研究では河成段丘面の標高に、後面段丘崖の崖麓線の標高を使用する。背後に崖麓線が無い段丘面の標高は、現河床の横断方向で段丘面の最も高い所(尾根など)の標高を使用する。

判読したリニアメントは，第 3 章の 3.2.1 で示したように，井上ほか¹⁶⁾の判読基準(表 3.1 参照)に基づき，それぞれの地形要素からランク分けされる。

4.2.2 判読結果

(1) 段丘面

図 4.3 は佐々並-江舟セグメントと川上セグメントに沿う地域の河成段丘面の判読結果を示す(河成段丘面の詳細な分布を付図 45～54 に示す)。河成段丘面は阿武川支流の生雲川や佐々並川，野戸呂川などに沿って認められた。

本研究では河成段丘を，現河床からの比高が大きい順に，高位(H)，中位(M)，低位 1(L1)，低位 2(L2)および低位 3(L3)段丘に区分した。各段丘面と現河床との比高を示すために，例として佐々並川の河床縦断面図を図 4.4 に示す。全ての段丘面は現河床とほぼ同じ勾配を示す。

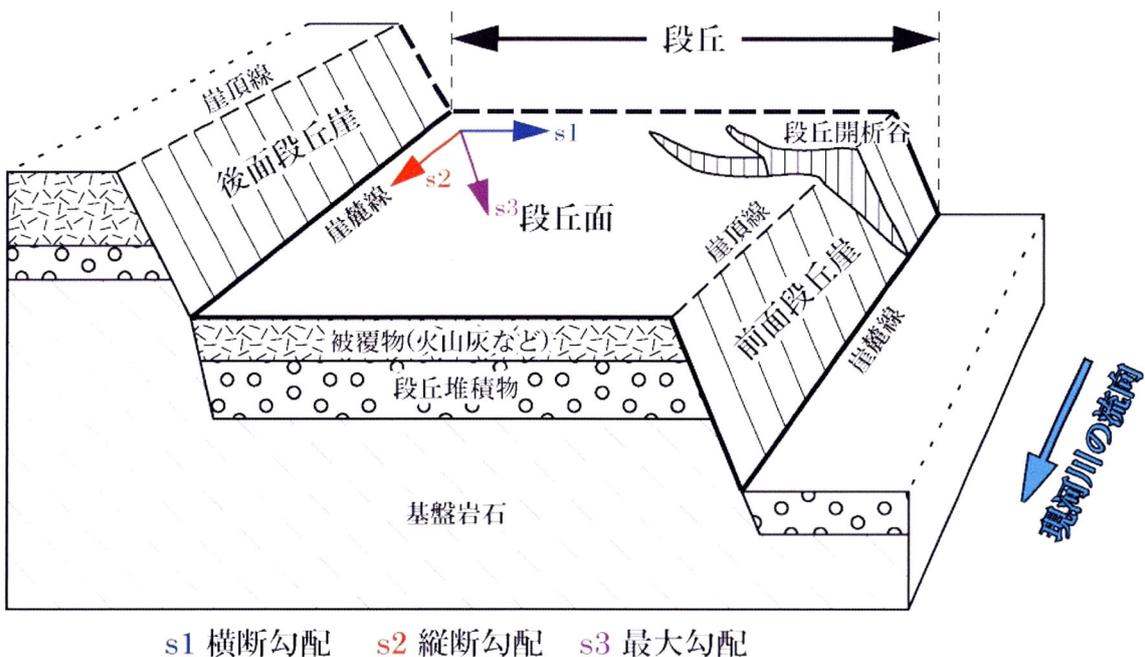


図 4.2 段丘の構造図(鈴木¹⁵⁾に一部加筆)

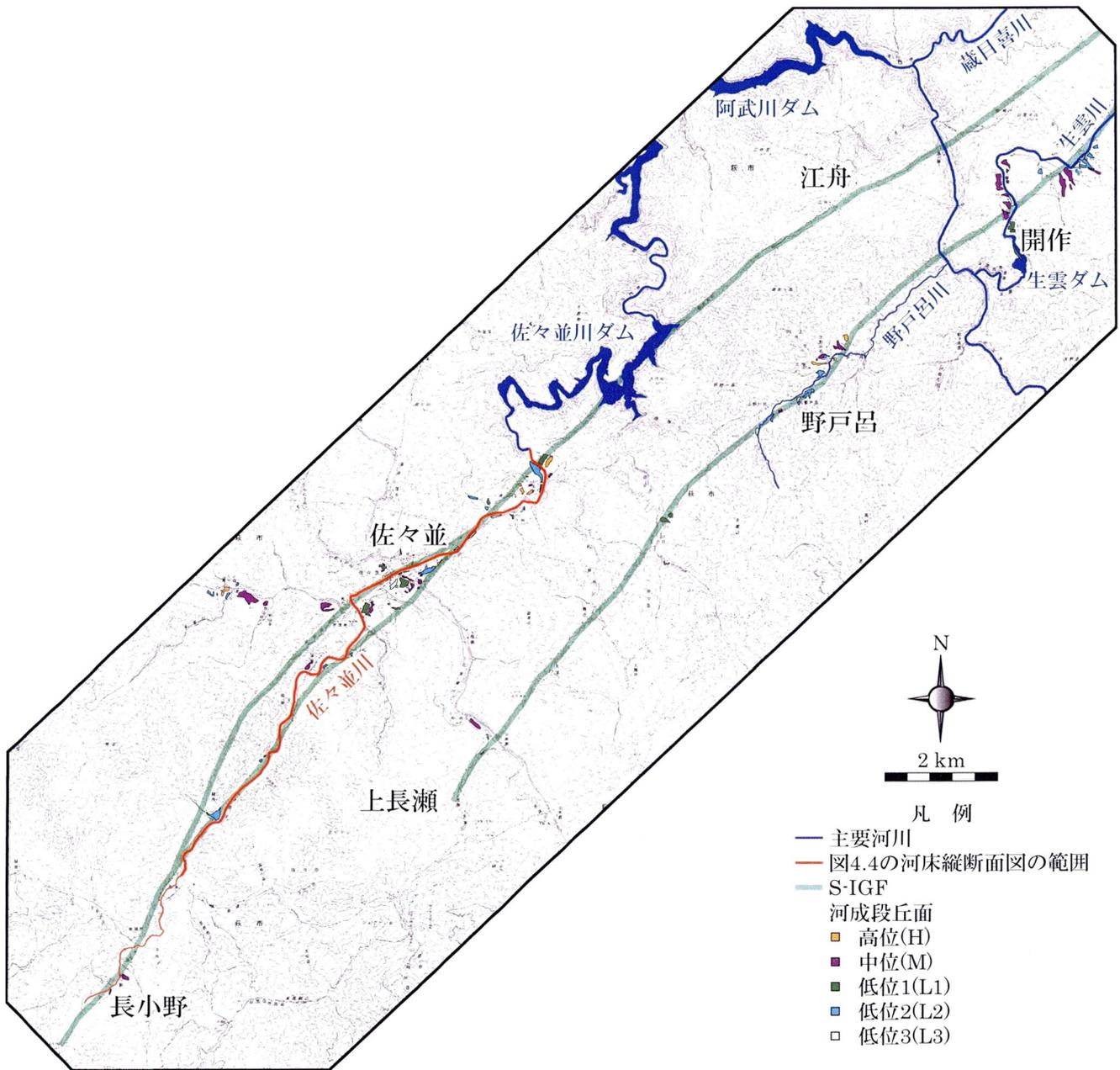


図 4.3 S-IGF(地質断層)周辺の河川と河成段丘面 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図の『長門峡』と『萩』、『生雲中』、『佐々並』、『山口』の一部を使用。図 4.3 の範囲は図 4.1 中の破線枠内である。

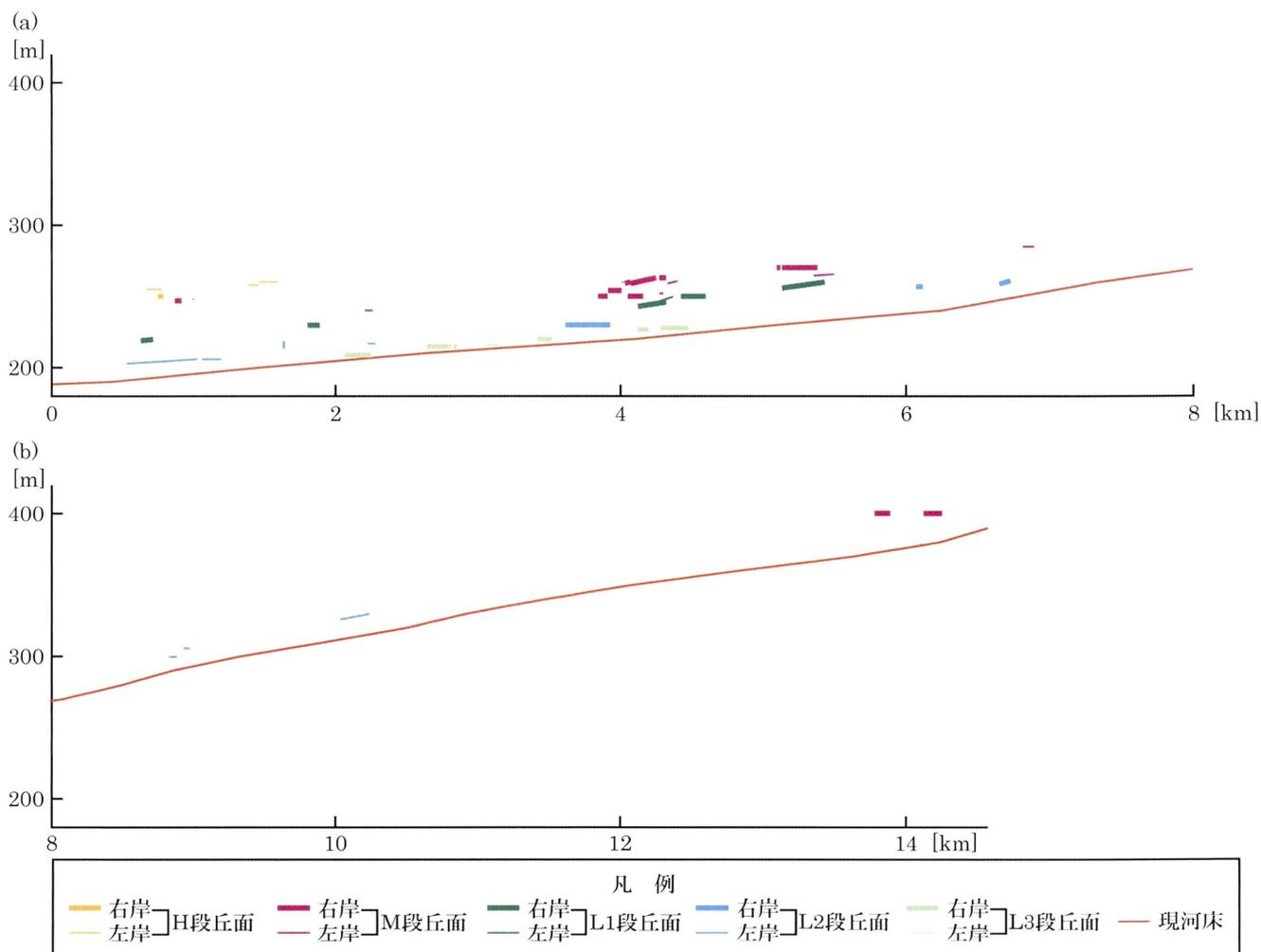


図 4.4 佐々並川の河床縦断面図 河床縦断面図の範囲は図 4.3 に示される。

(a)と(b)はそれぞれ、下流部と上流部の河床縦断面図である。

H 段丘面は断片的に分布しており，佐々並川に沿う地域では，標高が 250～260 m，現河川との比高が約 60 m である．開析が進んでおり，段丘面の外縁は丸い．平坦面はあまり保存されておらず，尾根の高度が揃っているだけのものがある．一部で大きな開析谷や paired terrace¹⁷⁾が認められる．

M 段丘面は判読した段丘面のうち最も広く分布しており，佐々並川に沿う地域では，標高が 247～400 m，現河床との比高が 20～55 m である．開析が少々進んでおり，段丘面の外縁は丸みを帯びている．段丘面は半分以上保存されているが，その面上には

緩やかな起伏が見られる。一部で発達した開析谷や paired terrace が認められる。

L1 段丘面は佐々並川に沿う地域で、標高が 220～260 m、現河床との比高が 20～35 m である。少し開析されており、段丘面の外縁はやや丸みを帯びている。平坦面はきれいに保存されているが、面上に緩やかな起伏を伴うものが多い。

L2 段丘面は佐々並川に沿う地域で、標高が 200～330 m、現河床との比高が 5～20 m である。段丘面の保存は良く、外縁は角張っている。平坦面上の起伏や開析谷はほとんど認められない。

L3 段丘面は佐々並川に沿う地域で、標高が 210～230 m、現河床との比高が 5 m 前後である。段丘面の保存は非常に良く、外縁は角張っている。段丘面上に起伏は認められない。

(2) リニアメント

図 4.5 は佐々並-江舟セグメントと川上セグメントに沿うリニアメントの判読結果を示す(リニアメントの詳細な分布を付図 43 と 45～54 に示す)。川上セグメントにほぼ対応して、開作から上長瀬に至る 12 km の区間でリニアメントを判読した。これらのうち、鮮明な沢・尾根の右屈曲からなる連続区間の短いリニアメントや、一様な高度不連続が認められる鮮明な崖・鞍部から構成されるリニアメントを C ランクに、不鮮明で断続的な沢・尾根・段丘の右屈曲や崖，鞍部，直線状谷からなるリニアメントを D ランクに認定した。川上セグメントに沿うリニアメントの例として、野戸呂地域の C および D ランクのリニアメント群を図 4.6 に示す。図 4.6 には、段丘面と後述する断層露頭を加筆した。リニアメント群は、主に NNE-SSW～NE-SW 方向に分布し、沢・尾根・L3 段丘の右屈曲や崖，鞍部から構成される。さらに野戸呂地域には、上位から H, M, L2 および L3 段丘と、断層露頭 K2～K5 が分布する。リニアメントの分布形態を広域的にみると、図 4.6

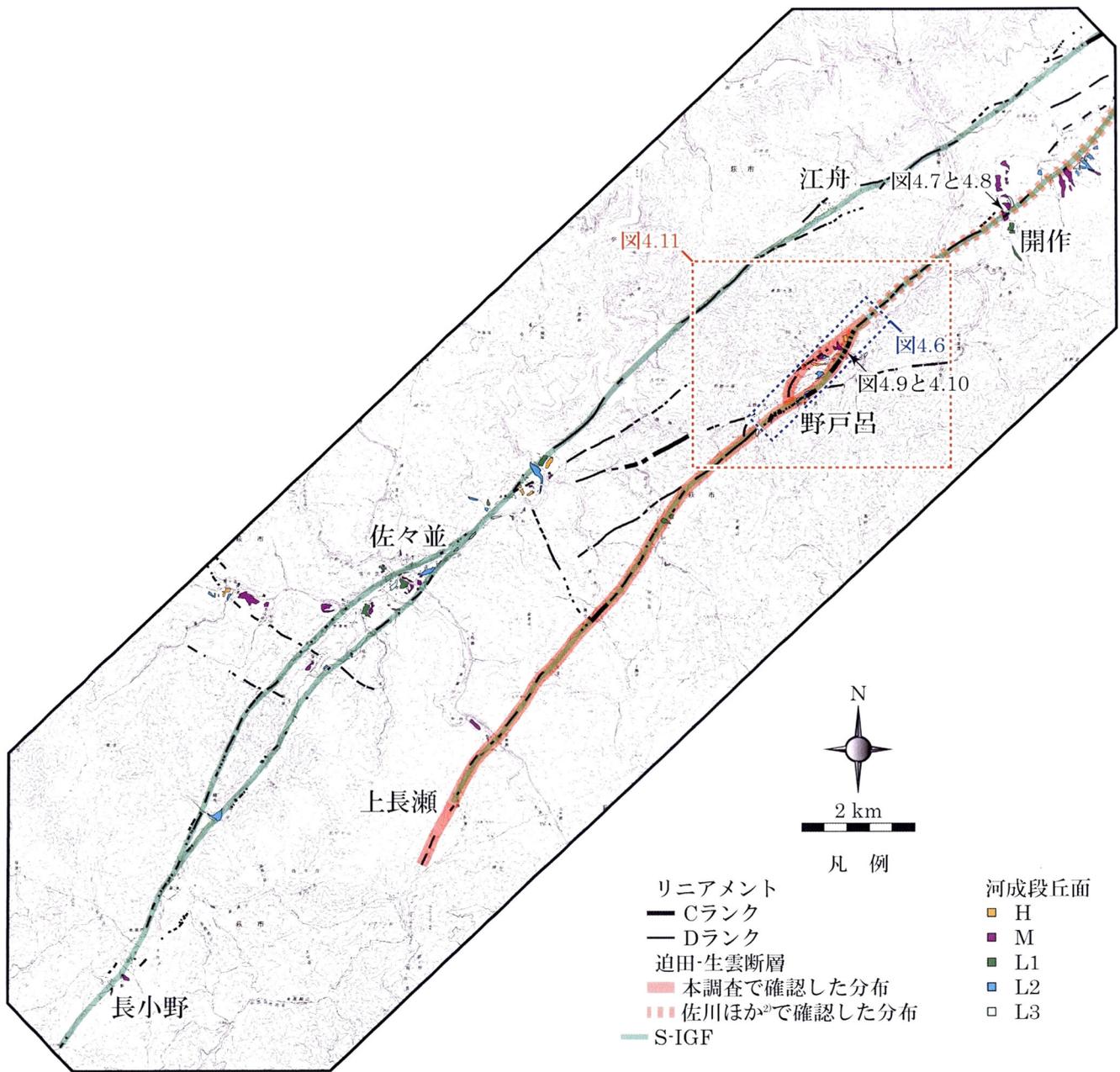


図 4.5 S-IGF 周辺のリニアメント 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図の『長門峡』と『萩』、『生雲中』、『佐々並』、『山口』の一部を使用。青色と赤色の破線枠はそれぞれ、図 4.6 と 4.11 の範囲を示す。図 4.5 の範囲は図 4.1 中の破線枠内である。

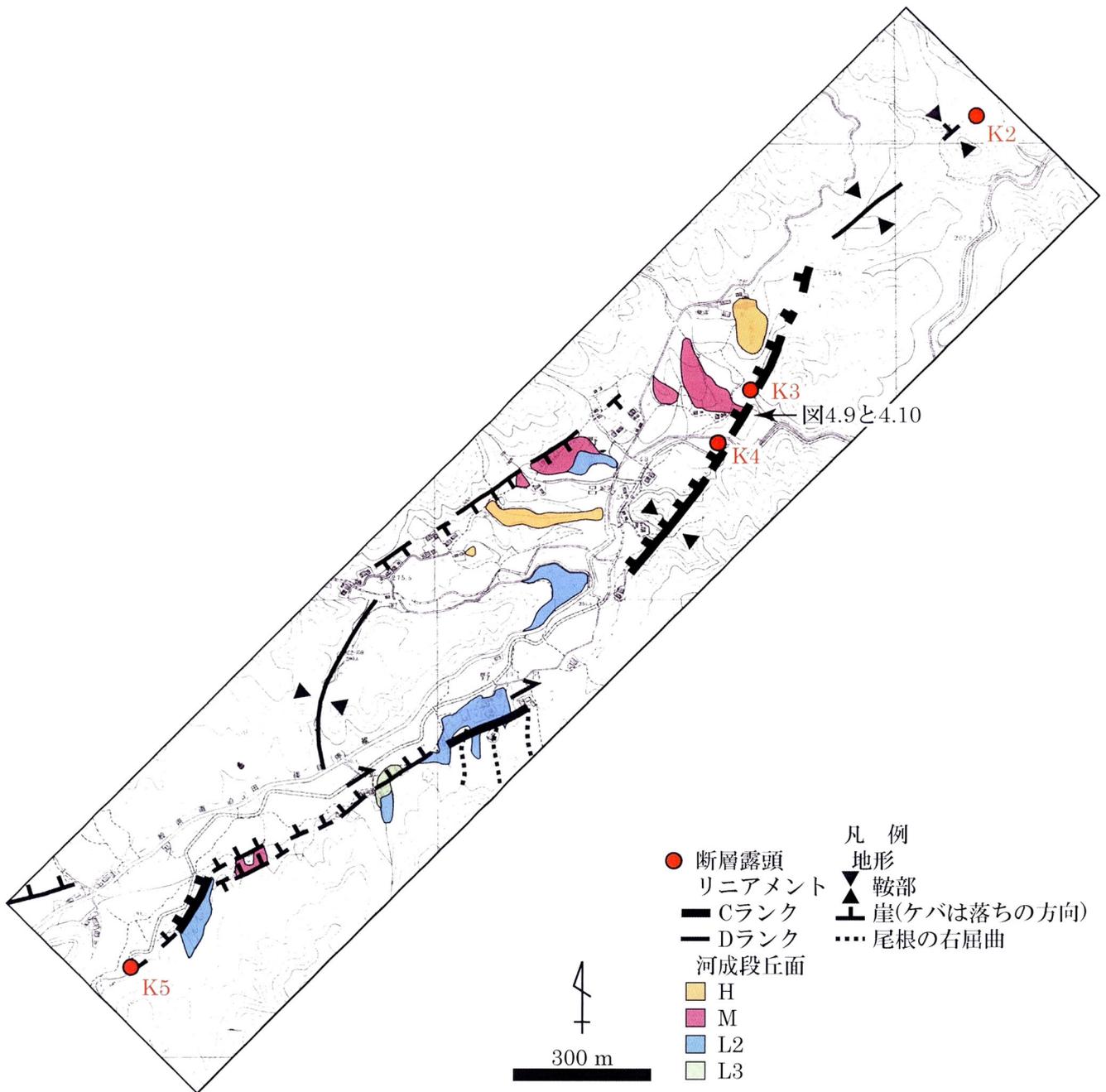


図 4.6 野戸呂地域のリニアメントと段丘面，断層露頭 5,000 分の 1 阿東町川上村森林基本図其 9 と 11 の一部を使用．図 4.6 の範囲は図 4.5 中の青色の破線枠内である．

の北東端から NE-SW 方向の D ランクリニアメントが南西に向かって断続的に分布したのち，図中央部で NNE-SSW 方向から NS 方向へと湾曲し，南方の NE-SW 方向の C～D ランクリニアメント群に近接する．さらに図中央部の湾曲した C ランクリニアメント群は，北東端の D ランクリニアメントの延長部から NNE-SSW 方向に分岐し，図中央で NE-SW 方向の C～D ランクリニアメント群に近接する．

佐々並-江舟セグメントにはほぼ対応して，江舟から長小野に至る 21 km の区間でリニアメントを判読した．これらのリニアメントは不鮮明で断続的な沢・尾根の右屈曲，崖，鞍部，遷緩線，および直線状谷として認識され，D ランクに認定した．

4.2.3 M 段丘上の変動地形

佐川ほか²⁾で確認された迫田-生雲断層が分布する開作地域で，M 段丘上の変動地形を発見した．さらに，本研究で確認した迫田-生雲断層南西延長部が通過する野戸呂地域でも，M 段丘上の変動地形を認めた．以下に，これらの変動地形の写真と平面図，地形断面図を示し，その性状を記載する．平面図と地形断面図は，変動地形をハンドレベルやスタッフ，クリノメーターで実測し，作成された．

(1) 開作地域の変動地形

図 4.7 は開作地域の変動地形の写真である(変動地形の位置は図 4.5 と付図 45)．図 4.7a は M 段丘の前面段丘崖の右屈曲，図 4.7b は M 段丘面上の逆向き低断層崖を示す．図 4.2 の段丘面上の横断勾配： s_1 や縦断勾配： s_2 ，最大勾配： s_3 のように，段丘面は上流側から下流側に向かって傾斜，または平衡である．しかし図 4.7b では，下流側の段丘面が低崖を挟んで，上流側の段丘面より高い位置に分布することから，その低崖は下流側(南東側)



図 4.7 開作地域の変動地形の (a) 前面段丘崖と (b) 段丘面の写真 変動地形の位置を図 4.5 と付図 45 に、撮影方向を図 4.8 中に示す。

隆起の断層運動により形成されたと考えられる。この変動地形の平面図と地形断面図を図 4.8a および b に示す。リニアメントと断層露頭 K1(第 4 章の 4.3 参照)の分布と走向から、走向 $N58^{\circ}E$ の活断層が段丘崖・沢(水路)の屈曲部と段丘面上の逆向き低断層崖を形成したと考えられる。図 4.8a で、沢線・崖麓線の延長方向に示した参照線と迫田-生雲断層の推定位置から水平変位量を測量した結果、11 m の右オフセットを確認した。図 4.8b では、上流側と下流側の M 段丘面の高低差を測量した結果、1.8 m の南東側隆起を確認した。

(2) 野戸呂地域の変動地形

図 4.9 は野戸呂地域の変動地形の写真である(変動地形の位置は図 4.5 および 4.6, 並びに付図 46)。この変動地形は、M 段丘面上の逆向き低断層崖として認められる。変動地形の地形断面図

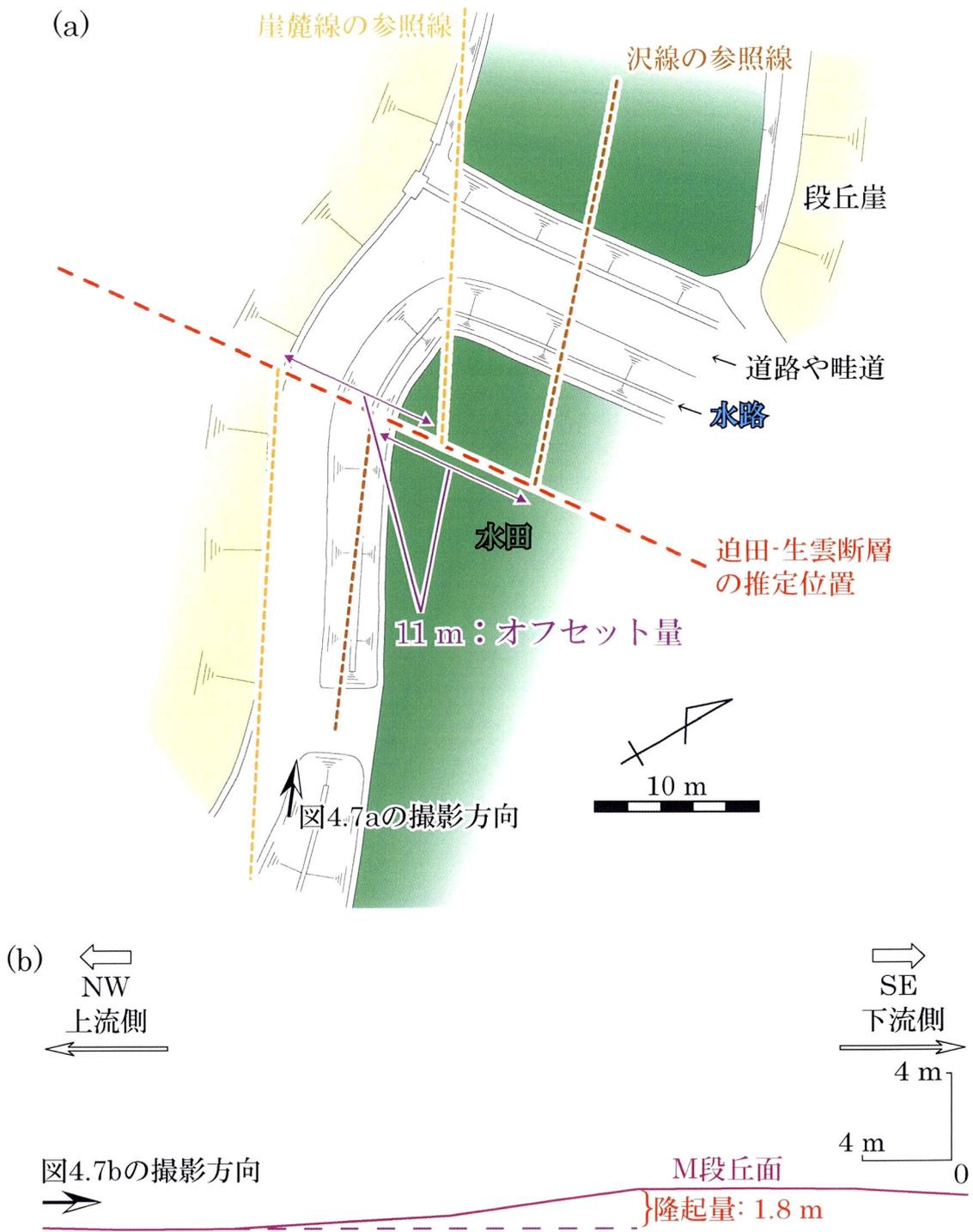


図 4.8 開作地域の変動地形の平面図(a)と地形断面図(b) 変動地形の位置を図 4.5 と付図 45 に示す。

と平面図を図 4.10a および b に示す。リニアメントと断層露頭 K3 および K4(第 4 章の 4.3 参照)の分布と走向から、走向 N20°E の活断層が段丘面上の逆向き低断層崖を形成したと考えられる。図 4.10a で、上流側と下流側の M 段丘面の高低差を測量した結果、1.7 m の南東側隆起を確認した。水平変位量は、段丘崖の両側が石垣で覆われていたため、測量できなかった。



図 4.9 野戸呂地域の変動地形の全景写真 変動地形の位置を図 4.5 および 4.6, 並びに付図 46 に, 撮影方向を図 4.10b 中に示す。

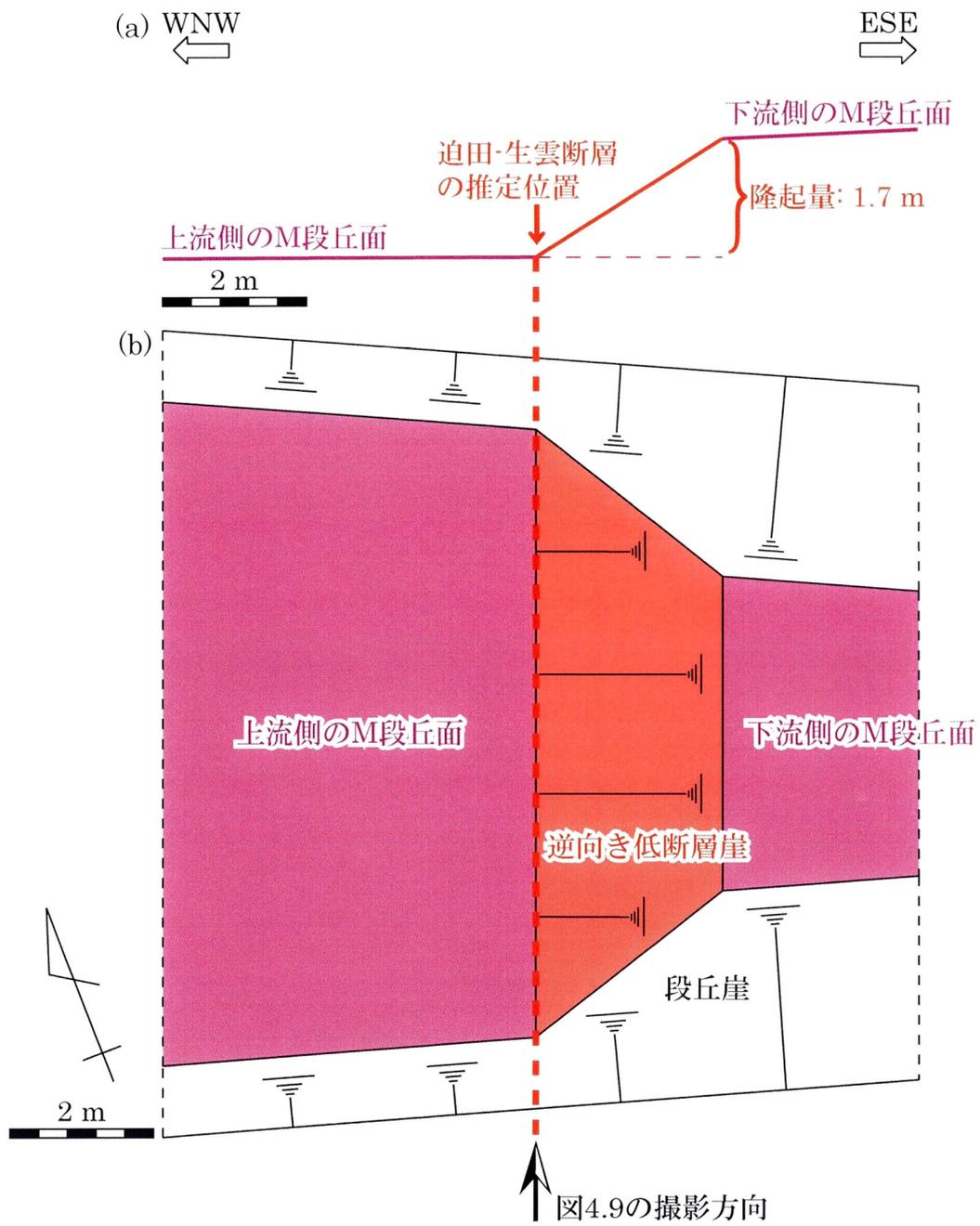


図 4.10 野戸呂地域の変動地形の地形断面図(a)と平面図(b) 変動地形の位置を図 4.5 および 4.6, 並びに付図 46 に示す.

4.2.4 野戸呂デュープレックス

図 4.11 は野戸呂地域の 50 m 等高線の高度帯図上にリニアメントや段丘面，佐川ほか²⁾と本研究で確認した迫田-生雲断層を書き込んだものである。リニアメントと断層露頭 K2~K5 の分布と走向に加え(第 4 章の 4.2.2 と 4.3 参照)，横ずれ断層の屈曲部にはデュープレックスが形成されることから^{14)・18)}，野戸呂地域に分布する迫田-生雲断層は全体として横ずれデュープレックスを呈していると判断した。このデュープレックスをここでは野戸呂デュープレックスと呼ぶ。野戸呂デュープレックスを構成する断層を境に，その周囲には野地ヶ岳や貞女ヶ岳などの山地が分布する。すなわち迫田-生雲断層に囲まれた地域は，周囲に比べ相対的に標高が低く，低地を形成している。この低地内には，河成段丘が集中して発達する。一方，低地より下流方向(北東方向)の野戸呂川には，小規模な河成段丘が 1 か所だけ分布する。

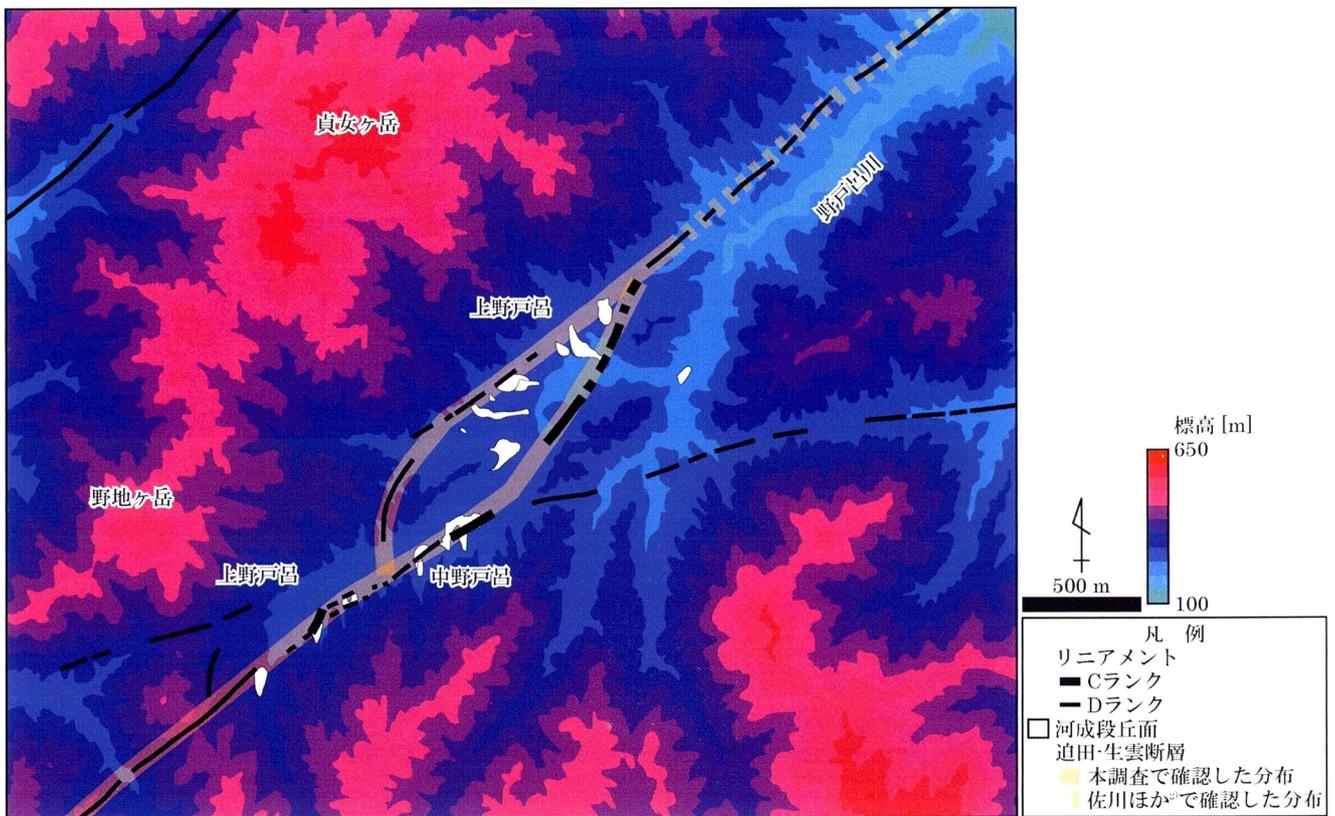


図 4.11 野戸呂地域のリニアメントと迫田-生雲断層 標高 50 m ごとの等高線を結んで作成した高度帯図上にリニアメントと河成段丘面，迫田-生雲断層を重ねた。図の範囲は図 4.5 中の赤色の破線枠内である。

4.3 断層露頭

図 4.12 は，佐々並-江舟セグメントと川上セグメントで確認した断層露頭の位置を示す(露頭の詳細な位置を付図 45～50 と 52～54 に示す). 判読したリニアメントに沿って，14 か所で断層岩を伴う断層露頭を確認した.

川上セグメントに沿う 8 か所の断層露頭のうち 6 か所は，NE-SW～NNE-SSW 方向の主断層面と断層ガウジを伴う. 一方，佐々並-江舟セグメントに沿う 6 か所の断層露頭のうち 3 か所でのみ確認された断層面は，いずれも NW-SE 走向を示し，第四紀の未固結堆積物との関係は観察できない. 表 4.1 に，川上セグメントで確認した主断層面の走向・傾斜と破碎帯幅の最大値を示す. 以下に，図 4.12 中の S-IGF(川上セグメント)沿いに位置する断層露頭 K1～6 の性状を述べる.

(1) K1

断層露頭 K1 の全景写真と，その主断層面の写真を図 4.13a および b に示す(露頭の位置は図 4.12). 主断層面の走向・傾斜は $N58^{\circ}E \cdot 86^{\circ}NW$ であり，図 4.13a 中で主断層面は赤い矢印に沿って分布する. この露頭の平面図を図 4.14a に示す. 断層破碎帯は 10 m の幅を持ち，流紋岩質溶結凝灰岩(嘉年溶結凝灰岩部層)起源のカタクレーサイトやプロトカタクレーサイト，断層角礫，黒～白褐色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は 5～10 cm であり，その固結度は主断層面から北西に離れるにつれて大きくなる.

主断層面の北西側に派生断層面が分布する. 派生断層面の走向・傾斜は $N62^{\circ}E \cdot 84^{\circ}SE$ であり，断層面に沿って幅 1 cm の断層ガウジが認められる. カタクレーサイトやプロトカタクレーサイトには断裂が多数発達し，その走向は主に NS～ $N30^{\circ}E$ を示す

(図 4.14b と付表 1).

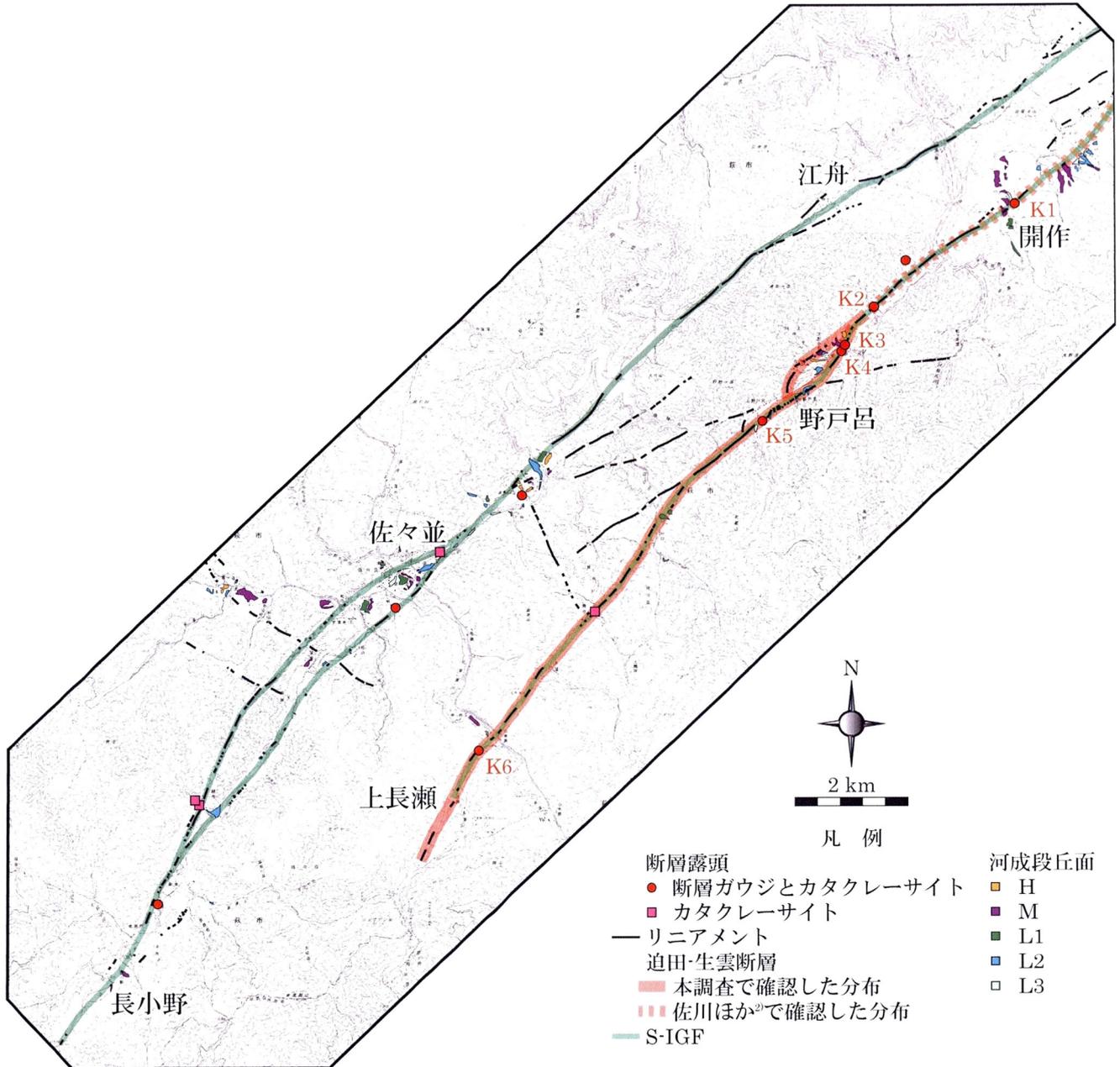


図 4.12 S-IGF 沿いの断層露頭 リニアメントはランク付けしていない。
 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図の『長門峡』と『萩』, 『生雲中』, 『佐々
 並』, 『山口』の一部を使用。図 4.12 の範囲は図 4.1 中の破線枠内である。

表 4.1 主断層面の走向，傾斜および破碎帯最大幅(S-IGF) 断層露頭 K1
 ~6 の位置は図 4.6 および 4.12, 並びに付図 45~47 および 52 に示される.

Loc.No	K1	K2	K3	K4	K5	K6
走向	N58° E	N40° E	N16° E	N17° E	N58~62° E	N43~48° E
傾斜	86° NW	70° NW	88° SE	84° NW	82~88° SE	82~87° SE
破碎帯最大幅	10 m	3 m	4.6~5.6 m	5.4~7 m	9 m	0.4 m



図 4.13 断層露頭 K1 の全景写真(a)と，
 その主断層面の写真(b) 露頭の位置を
 図 4.12 と付図 45 に示す．(a)撮影方向を
 図 4.14a 中に示す．(b)写真の範囲は図
 4.14a 中の桃色の破線枠内である．

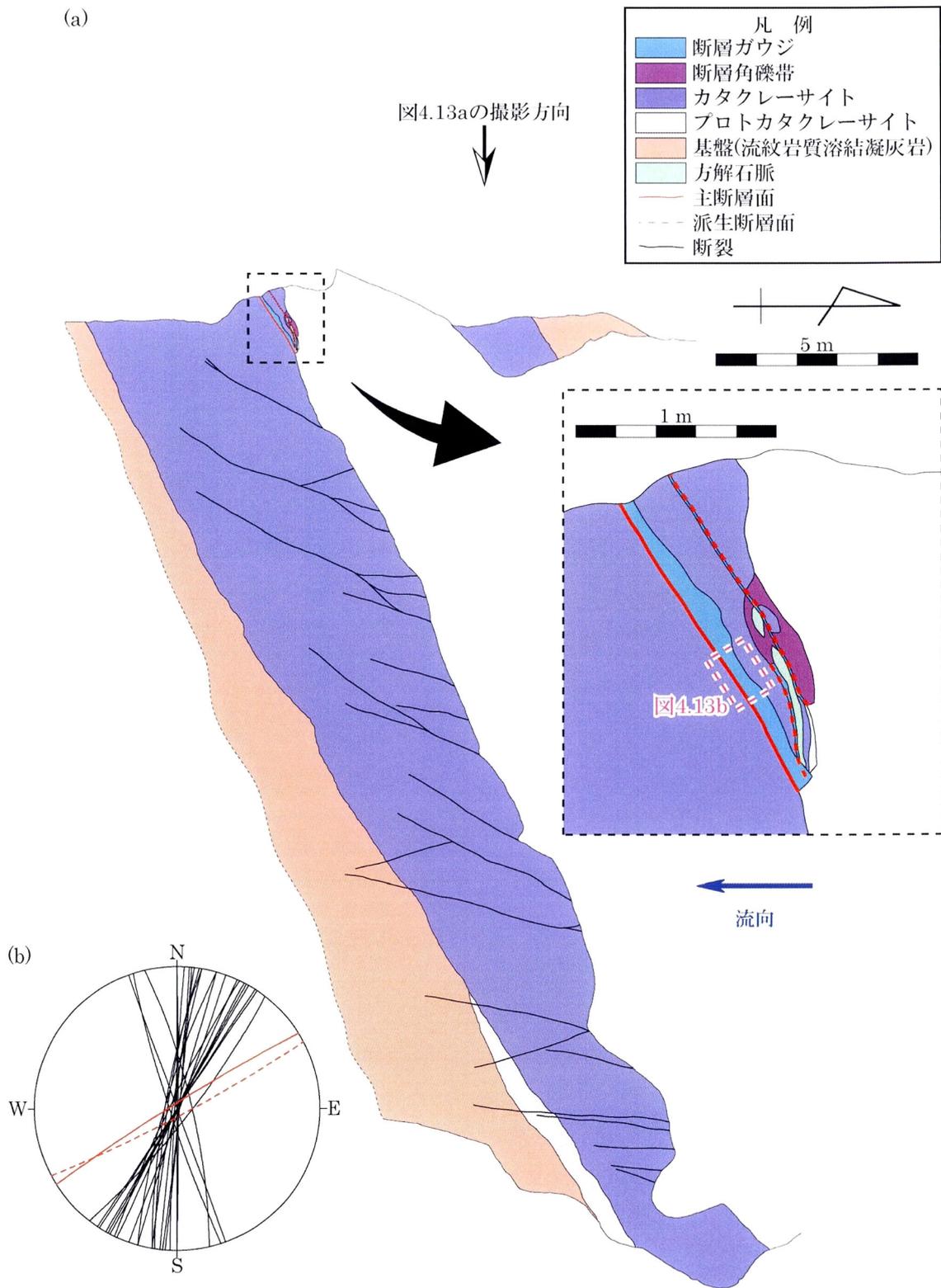


図 4.14 断層露頭 K1 の平面図(a)と、その断層面および断裂のシュミットネット(b) (a)桃色の破線枠は図 4.13b の範囲、青色の矢印は生雲川の流向を示す。(b)赤線は主断層面、赤色の破線は派生断層面、黒線は断裂の走向・傾斜を示す。断層面や断裂の走向・傾斜の値を表 4.1 や図 4.13b、付表 1 に示す。露頭の位置は図 4.12 と付図 45 に示される。

(2) K2

断層露頭 K2 の平面図を図 4.15a に示す(露頭の位置は図 4.6 と 4.12). この露頭では, 流紋岩質凝灰岩(嘉年溶結凝灰岩部層)中に, 幅 3 m の断層破碎帯が確認できる. この断層破碎帯の写真とスケッチを図 4.16a および b に示す. 主断層面と 3 本の派生断層面の走向・傾斜はそれぞれ, $N40^{\circ}E \cdot 70^{\circ}NW$ と $N5 \sim 23^{\circ}E \cdot 80^{\circ}NW \sim 76^{\circ}SE$ である. 主断層面には, レイクの値が $38^{\circ}NE$ である条線が認められる. 断層破碎帯は流紋岩質凝灰岩起源のカタクレー

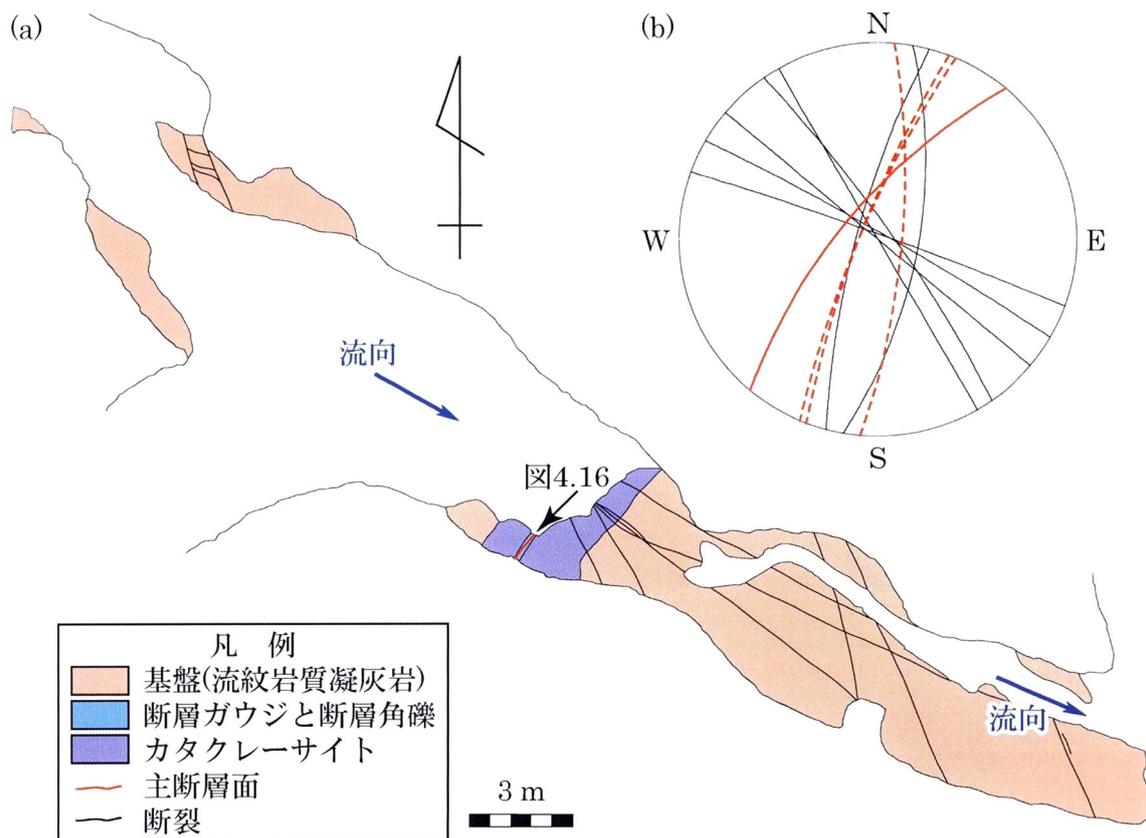


図 4.15 断層露頭 K2 の平面図(a)と, その断層面および断裂のシュミットネット(b) (a)黒色の矢印は図 4.16 の位置, 青色の矢印は野戸呂川支流の流向を示す. (b)赤線は主断層面, 赤色の破線は派生断層面, 黒線は断裂の走向・傾斜を示す. 断層面や断裂の走向・傾斜の値を表 4.1 や図 4.16b, 付表 1 に示す. 露頭の位置は図 4.6 および 4.12, 並びに付図 46 に示される.



図 4.16 断層露頭 K2 の写真(a)とスケッチ(b) 露頭の位置を図 4.6, 4.12 および 4.15a, 並びに付図 46 に示す.

サイトや断層角礫, 白～白褐色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は露頭の下部から上部に向かって増加するが, 露頭上部が強風化しているため, 10 cm 以上確認できない. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物に覆われる.

この露頭に発達する断裂は, 本数が少なかったため, その特徴を認めることが出来なかった(図 4.15b と付表 1).

(3) K3

断層露頭 K3 の全景写真と平面図を図 4.17 と 4.18a に示す(露頭の位置は図 4.6 と 4.12). 主断層面の走向・傾斜は $N16^{\circ}E \cdot 88^{\circ}SE$ である. 断層破碎帯は流紋岩質溶結凝灰岩(嘉年溶結凝灰岩部層)



図 4.17 断層露頭 K3 の全景写真 露頭の位置を図 4.6 および 4.12, 並びに付図 46 に, 撮影方向を図 4.18a 中に示す.

起源のカタクレーサイトやプロトカタクレーサイト, 断層角礫, 灰白～白褐色の断層ガウジから構成される. 周囲の基盤の分布から, この断層破碎帯の幅を 4.6～5.6 m に見積もった. さらに, 断層破碎帯中には 13 本の派生断層面が確認でき, 主断層面とそれらの派生断層面に沿う断層ガウジの幅はそれぞれ, 1～4 cm と 1～13 cm である. 露頭の上部は崖錐堆積物に覆われる.

この露頭に分布する派生断層面と 24 本の断裂のうち, 9 本の派生断層面と 13 本の断裂は, 主断層面の方向から時計周りに 30°, 反時計回りに 30°の間の走向を示す. それ以外の 4 本の派生断層面と 11 本の断裂は, 主断層面の方向から高角度で分布する(図 4.18b と付表 1).

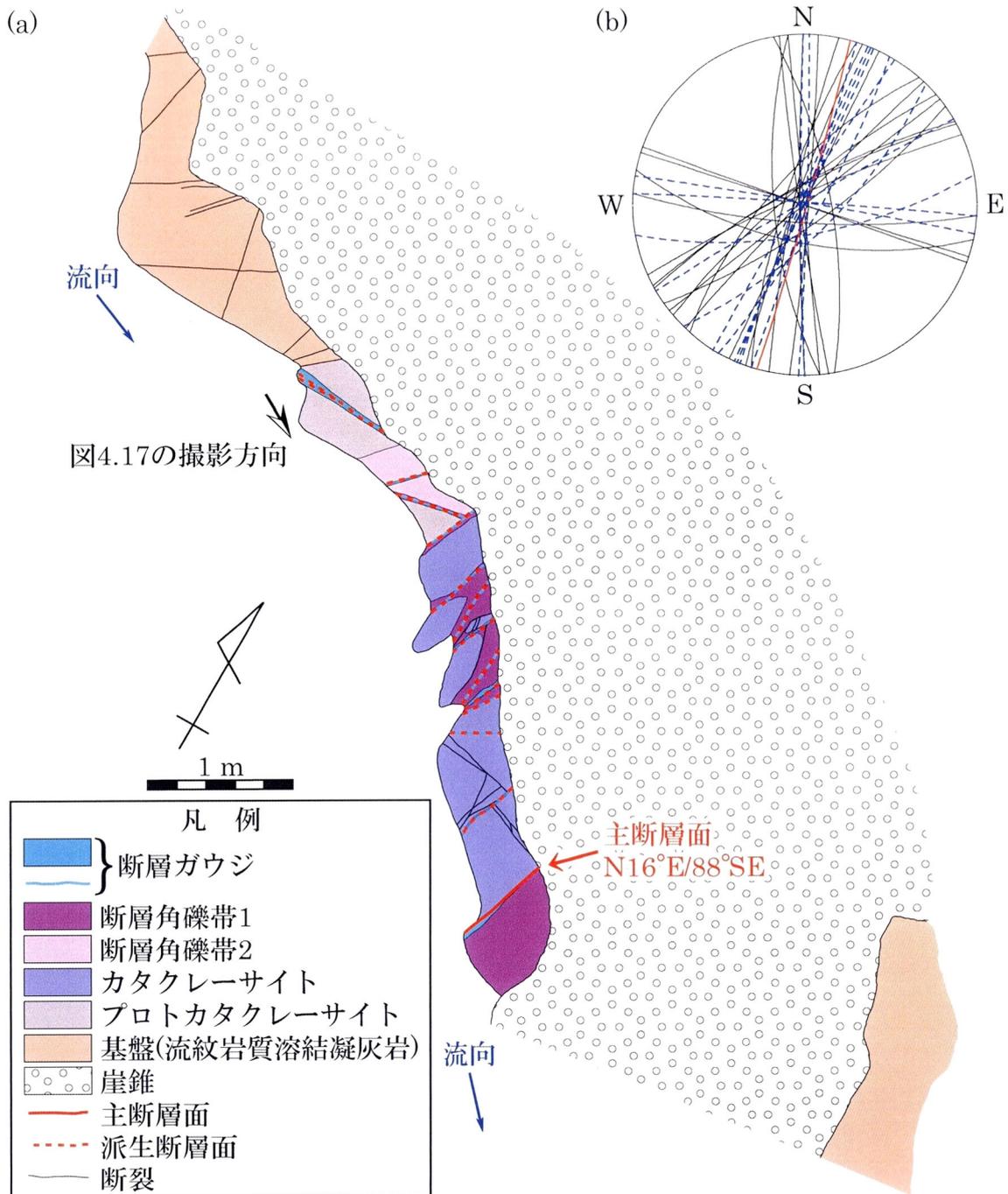


図 4.18 断層露頭 K3 の平面図(a)と、その断層面および断裂のシュミットネット(b) (a)青色の矢印は野戸呂川支流の流向を示す。(b)赤線は主断層面、青色の破線は派生断層面、黒線は断裂の走向・傾斜を示す。断層面や断裂の走向・傾斜の値は(a)や表 4.1, 付表 1 に示す。露頭の位置は図 4.6 および 4.12, 並びに付図 46 に示される。

(4) K4

断層露頭 K4 の写真と平面図を図 4.19 と 4.20a に示す(露頭の位置は図 4.6 と 4.12). 主断層面と 2 本の派生断層面の走向・傾斜はそれぞれ, $N17^{\circ}E \cdot 84^{\circ}NW$ と $N10 \sim 27^{\circ}E \cdot 83 \sim 88^{\circ}NW$ である. 断層破碎帯は流紋岩質溶結凝灰岩(嘉年溶結凝灰岩部層)起源のカタクレーサイトやプロトカタクレーサイト, 断層角礫, 灰～白色の断層ガウジから構成される. 周囲の基盤の分布から, この断層破碎帯の幅を 5.4～7 m に見積もった. 主断層面と派生断層面に沿う断層ガウジの幅はそれぞれ, 2～7 cm と 0.5 mm～7 cm である.

この露頭に発達する断裂は様々な走向を呈し(図 4.20b と付表 1), 主断層面の北西側に多く分布する.



図 4.19 断層露頭 K4 の写真 露頭の位置を図 4.6 および 4.12, 並びに付図 46 に, 撮影方向を図 4.20a 中に示す.

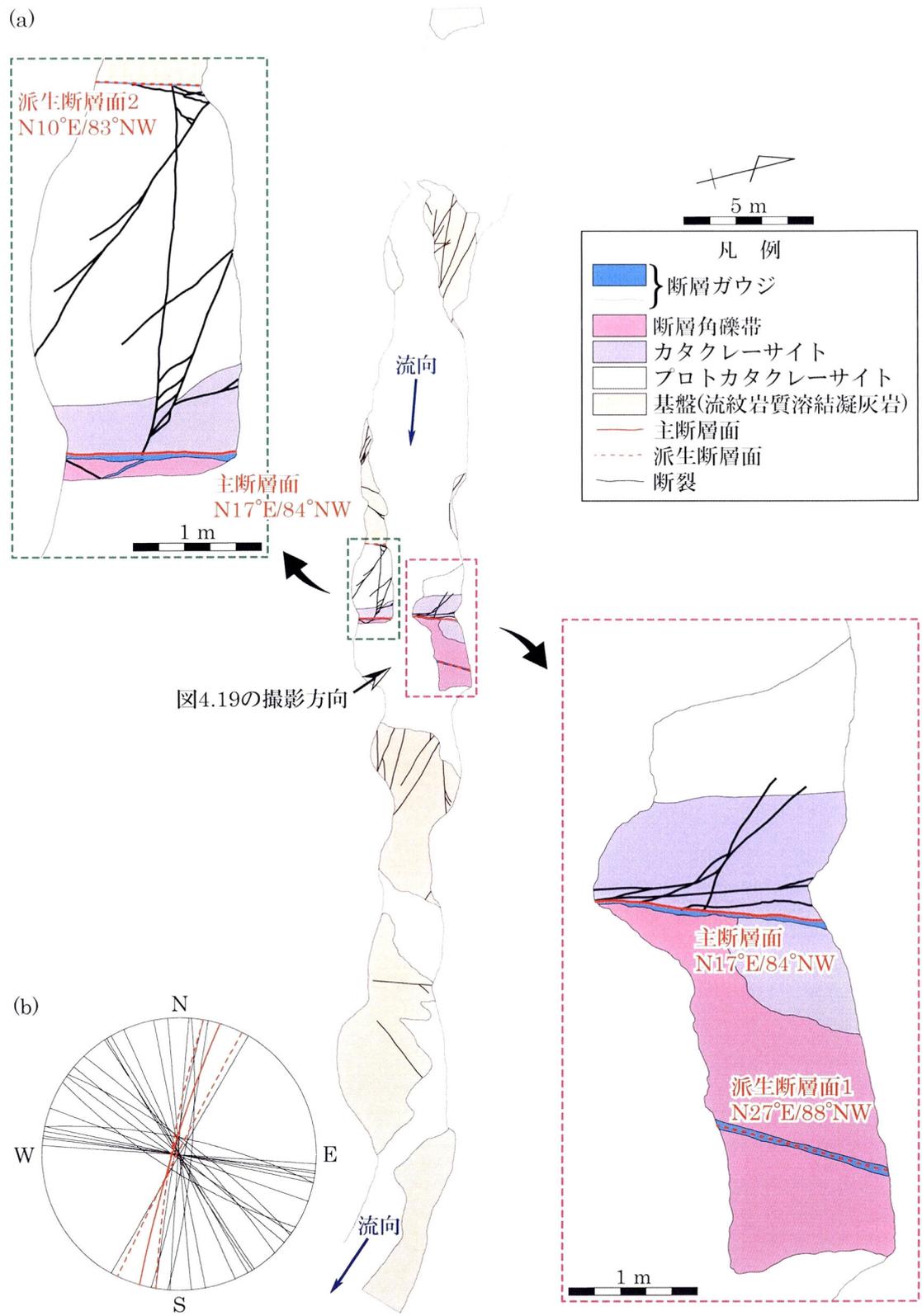


図 4.20 断層露頭 K4 の平面図(a)と、その断層面および断裂のシュミットネット(b) (a)青色の矢印は野戸呂川の流向を示す。(b)赤線は主断層面、赤色の破線は派生断層面、黒線は断裂の走向・傾斜を示す。断層面や断裂の走向・傾斜の値は(a)や表 4.1, 付表 1 に示す。露頭の位置は図 4.6 および 4.12, 並びに付図 46 に示される。

(5) K5

断層露頭 K5 の写真と平面図を図 4.21 および 4.22 に示す(露頭の位置は図 4.6 と 4.12). 3 本の主断層面の走向・傾斜は $N58\sim 62^{\circ}E\cdot 82\sim 88^{\circ}SE$ である. 断層破碎帯は 9 m の幅を持ち, 流紋岩質凝灰岩(嘉年溶結凝灰岩部層)起源のカタクレースイトやプロトカタクレースイト, 断層角礫, 白～白褐色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は 2～6 cm である. 明瞭な断裂は認められない.

(6) K6

断層露頭 K6 の全景写真と平面図を図 4.23a および b に示す(露頭の位置は図 4.12). この露頭では, 流紋岩質凝灰岩(北木間溶結凝灰岩部層)中に, 幅 0.4 m の断層破碎帯が確認できる. この断層破碎帯の写真とスケッチを図 4.24a および b に示す. 2 本の主断層面と 1 本の派生断層面の走向・傾斜はそれぞれ, $N43\sim 48^{\circ}E\cdot 82\sim 87^{\circ}SE$ と $N46^{\circ}E\cdot 83^{\circ}NW$ である. 主断層面沿いには, 10 cm 以下の河床礫(円～垂円礫)がもみ込まれており, 主断層面が第四紀以降に横ずれ運動をしたことが分かる. 断層破碎帯は流紋岩質凝灰岩起源のカタクレースイトや断層角礫, 白～白褐色の断層ガウジから構成される. 主断層面と派生断層面に沿う断層ガウジの幅はそれぞれ, 3～4 cm と 1 cm である. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物に覆われる.

この露頭で確認される断裂は主に, 主断層面の方向から時計周りに 30° , 反時計回りに 30° の間の走向を示す. 5 本の断裂のみ, 約 $N10^{\circ}W$ の走向を示す(図 4.23c と付表 1).



図 4.21 断層露頭 K5 の写真 露頭の位置を図 4.6 および 4.12, 並びに付図 47 に, 撮影方向を図 4.22 中に示す.

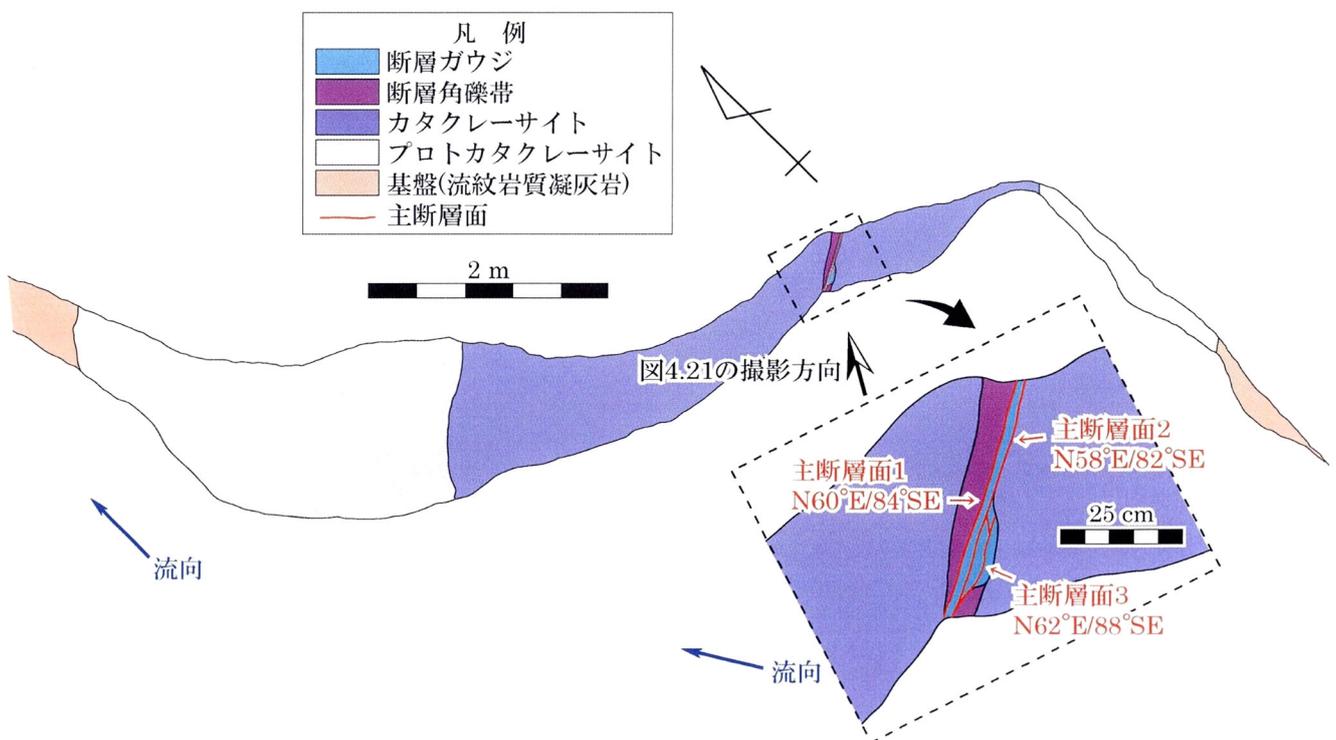


図 4.22 断層露頭 K5 の平面図 青色の矢印は野戸呂川の流向を示す. 露頭の位置を図 4.6 および 4.12, 並びに付図 47 に示す.

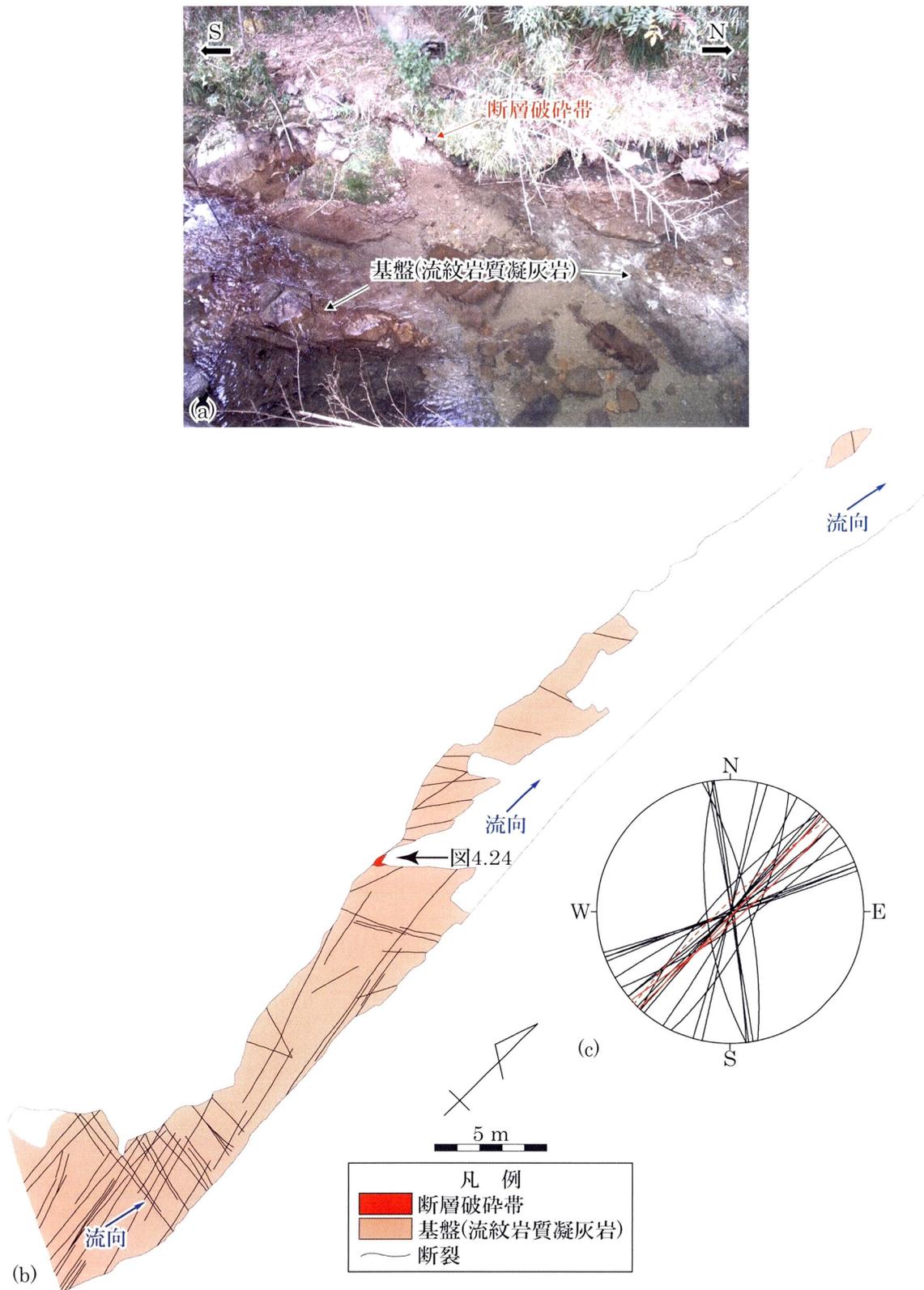


図 4.23 断層露头 K6 の全景写真(a)と平面図(b), 断層面および断裂のシュミットネット(c) (b)黒色の矢印は図 4.24 の位置, 青色の矢印は長瀬川の流向を示す. (c)赤線は主断層面, 赤色の破線は派生断層面, 黒線は断裂の走向・傾斜を示す. 断層面や断裂の走向・傾斜の値を表 4.1 や図 4.24b, 付表 1 に示す. 露头の位置は図 4.12 と付図 52 に示される.



図 4.24 断層露頭 K6 の写真(a)とスケッチ(b) 露頭の位置を図 4.12 および 4.23b, 並びに付図 52 に示す.

[引用文献]

- 1) 井川寿之・今岡照喜(2001): 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見, 地質学雑誌, Vol.107, pp.243-257.
- 2) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 3) Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993: K-Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, Vol.88, pp.265-271.
- 4) 松浦浩久(1998): 下関亜層群と香春花崗閃緑岩(若松岩体)のK-Ar年代, 岩鉱, Vol.93, pp.307-312.
- 5) 西野英之・村上允英(1965): 中国西部に於ける後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究(I), 山口大学理科報告, Vol.15, pp.9-20.
- 6) 弓削智子・今岡照喜・飯泉 滋(1998): 山口県阿武地域における白亜紀流紋岩類と花崗岩類の全岩化学組成および Sr, Nd 同位体比, 地質学雑誌, Vol.104, pp.159-170.
- 7) 井川寿之・鬼村雅和・今岡照喜・加々美寛雄(1999): 山口県中央部, 白亜紀石洞ヶ岳文象斑岩と随伴流紋岩類の岩石記載と Sr, Nd 同位体比, 地質学論集, No.53, pp.333-348.
- 8) 今岡照喜・井川寿之・永松秀崇・秋山美代・加々美寛雄(2000): 火山作用と深成作用の接点: 白亜紀阿武層群と広島花こう岩の例, 日本地質学会第107年総会・討論会講演要旨, pp.14.
- 9) 河野通弘・高橋英太郎(1966): 山口県徳佐盆地の第四系と段丘について, 山口大学教育学部研究論叢(第2部), Vol.15,

pp.113-125.

- 10) 竹村恵二・北岡豪一・堀江正治・里村幹夫・横山卓雄(1991): 山口県徳佐盆地の地下構造と堆積物, 地質学雑誌, Vol.97, pp.15-23.
- 11) Shibata, K. and Ishihara, S.(1979): Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan, *Geochem. Jour.*, Vol.13, pp.113-119.
- 12) 角縁 進・永尾隆志・白木敬一(1995): 山口の新生代火山岩類, 日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書, pp.157-170.
- 13) 角縁 進・永尾隆志・長尾敬介(2000): 阿武単成火山群の K-Ar 年代とマグマ活動史, 岩石鉱物科学, Vol.29, pp.191-198.
- 14) Woodcock, N. H. and Fischer, M.(1986): Strike-slip duplex, *Jour. Struct. Geol.*, Vol.8, pp.725-735.
- 15) 鈴木隆介(2000): 建設技術者のための地形図読図入門第3巻— 段丘・丘陵・山地—, 古今書院, pp.555-942.
- 16) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震2, Vol.54, pp.557-573.
- 17) Dury, G. H.(1959): The face of earth, *Penguin Books*, 225p.
- 18) 狩野謙一・村田明広(1998): 構造地質学, 朝倉書店, 298p.

第 5 章 弥畝山西断層と都茂断層

5.1 地質概要

弥畝山西断層と都茂断層周辺の地質図を図 5.1a に示す。調査地域には北東から南西にかけて、弥畝山西断層と都茂断層が存在し、都茂断層の南西に日原断層が分布する。日原断層の北東端と都茂断層の南西端はステップしている。さらに本研究で確認した F1 断層が、弥畝山西断層と都茂断層の境界付近に存在し、都茂断層の北東端とステップしている。

弥畝山西断層の北東部は主として、三疊系周防変成岩類の三隅層群と白亜系匹見層群の境界をなし、南西部は三隅層群とジュラ系付加体の鹿足層群内を通過する。都茂断層の北東部は三隅層群内を通り、南西部は白亜紀花崗岩類および鹿足層群内を通過する。白亜紀花崗岩類の北東部では、都茂断層を境界として約 1 km の左横ずれオフセットが読み取れる。F1 断層は三隅層群の中を通過する。これらの断層周辺には、古第三紀の火成岩類と第四系の未固結堆積物が分布する。

(1) 三隅層群

調査地域北西部に広範囲に分布し、その東側は弥畝山西断層など NE-SW 方向の断層で匹見層群と接するが、一部で不整合に覆われる。三隅層群の南端は NW-SE 方向の断層で鹿足層群と接している。さらに、各所で白亜紀花崗岩類の貫入が認められる。

三隅層群の見かけの全層厚は 5,500～6,000 m であり、下位から都茂累層、二川累層、および黒沢累層に区分される²⁾。これらの累層は整合関係にあり、調査地域には都茂累層と二川累層が分布する。都茂累層は主に泥質片岩と砂質片岩からなり、その他に珪質片岩、石灰質片岩、および緑色片岩を伴う。二川累層は主に

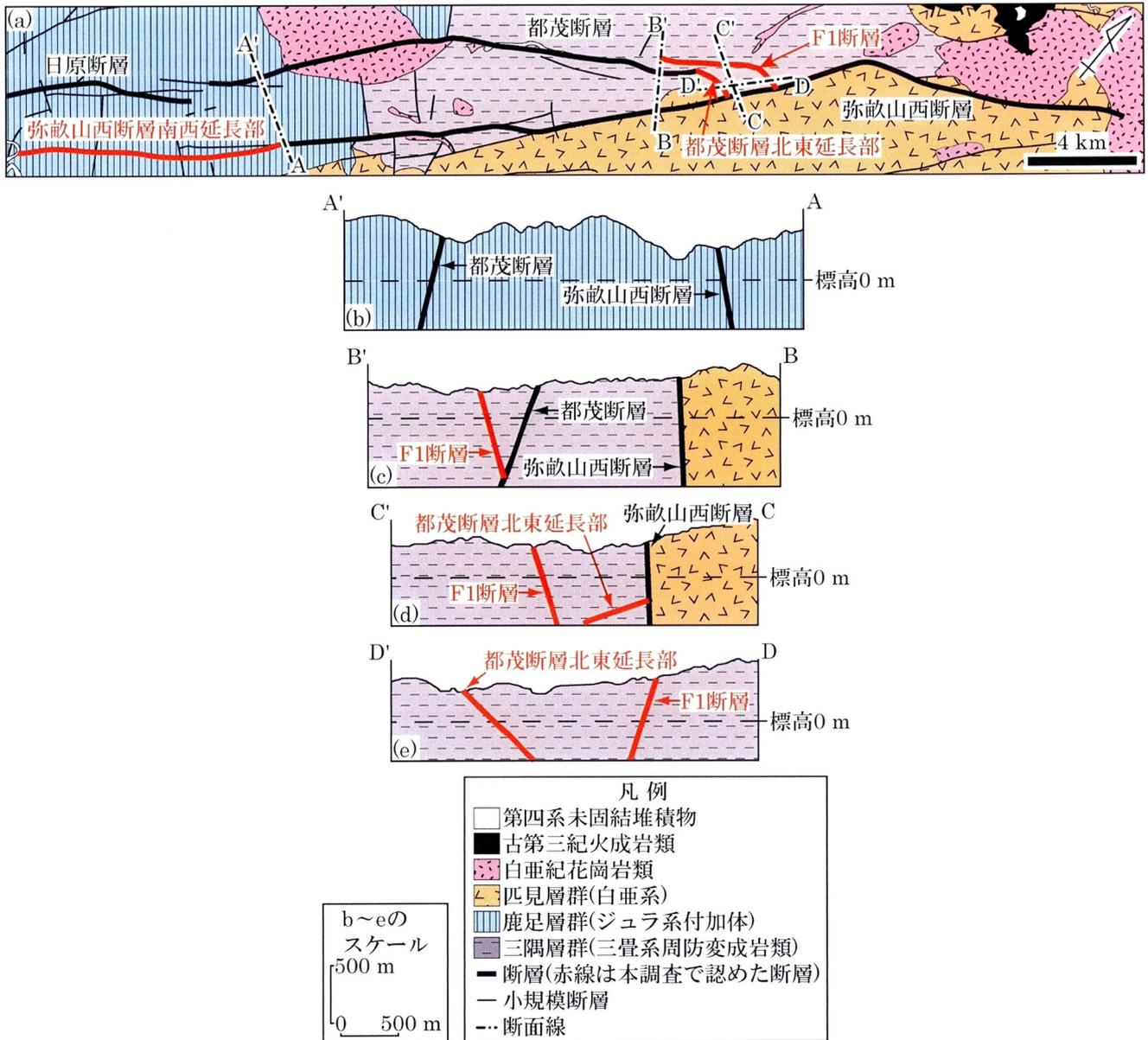


図 5.1 弥畝山西断層, 都茂断層および F1 断層周辺の地質(a)と地質断面(b~e) (a)新編島根県地質図編集委員会¹⁾を一部改変した。さらに層序区分については, 岡村ほか²⁾も参考にした。断面線 A-A'~D-D'は図 5.1b~e の地質断面の位置を示す。(a)の範囲は図 2.3 中の破線枠内である。

泥質片岩と砂質片岩からなり，少量の緑色片岩や珪質片岩，石灰質片岩を伴う．さらに，貫入した白亜紀花崗岩類により，その周辺の三隅層群は接触変成作用を被っている．

三隅層群は全体として EW ないし ENE-WSW の走向を示し，北傾斜で分布しているが³⁾，局所的には背斜・向斜構造を繰り返している⁴⁾．

(2) 鹿足層群

鹿足層群は調査地域南西部に大規模に広がり，その北東部は匹見層群により一部不整合で覆われ，北部で白亜紀花崗岩類の貫入が認められる．

福富⁵⁾は鹿足層群を下位から，K1，K2，K3，および K4 に区分し，各ユニットは断層により接していると推定した．このユニットのうち，本調査地域には K1 が分布する．K1 の見かけの最大層厚は約 3,000 m であり，黒色の含礫泥岩を主体とし，チャート，塊状泥岩，砂岩，緑色岩類および石灰岩を伴う．貫入した白亜紀花崗岩類の周辺部は接触変成作用を被っている．

鹿足層群は西に緩くプランジした東西性のシンフォームとアンチフォームを形成し，その軸面は中～高角度で北に傾斜する⁵⁾．

(3) 匹見層群

主に調査地域東部に広範囲に分布し，一部に白亜紀花崗岩類の貫入が確認される．

匹見層群の積算最大層厚は 3,000 m 以上であり⁶⁾，流紋岩～デイサイト質凝灰岩を主体とし，砂岩や泥岩，礫岩を伴う．

村上・今岡⁷⁾は，通商産業省⁶⁾の地震探査結果に基づき，匹見層群が三隅層群と NE-SW 方向の高角度断層で接し，火山構造的陥没体(グラベン)に堆積していることを明らかにするとともに，グラベン下部に花崗岩体の分布を示している．この NE-SW 方向の高角度断層は弥畝山西断層に対応する．匹見層群は下位のも

のほど再結晶作用が進んでおり，グラーベン内における火山岩類自身の熱と，ほぼ層面に沿って貫入した花崗斑岩の影響によるものだと考えられている⁸⁾。

(4) 第四紀未固結堆積物

主に現河床沿いの沖積低地に分布し，砂や礫を主体とする．一部で，河成段丘として小規模に分布し，主に砂や礫から構成される．

(5) 白亜紀花崗岩類

主に調査地域北東部で三隅層群と匹見層群に貫入し，南西部では三隅層群と鹿足層群を貫いている．この花崗岩類は花崗岩，花崗閃緑岩および花崗斑岩から構成される．南西部に分布する東西約 7 km，南北約 5 km のレンズ状岩体は真砂花崗岩と呼ばれ，径 1～3 cm の自形～半自形のカリ長石を斑晶として含む黒雲母花崗岩を主岩相とする．大平ほか⁹⁾によれば，真砂花崗岩から採取した 9 試料の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 96.7 ± 3.4 Ma，Sr 同位体初生値は 0.706498 ± 0.00276 である．

(6) 古第三紀火成岩類

調査地域北西端に小規模に分布し，匹見層群と断層もしくは不整合で接し，一部で白亜紀花崗岩類に貫入する．古第三紀火成岩類は，弥栄コールドロンの一部を形成する門田安山岩層と木都賀深成岩類から構成される¹⁰⁾．門田安山岩層は主に，安山岩類，玄武岩質安山岩～玄武岩および碎屑岩類からなり，各所で木都賀深成岩類に貫かれている．木都賀深成岩類は石英閃緑岩～斑れい岩からなる．

5.2 変動地形

空中写真を用いて，リニアメント判読を実施した．以下ではまず，リニアメントの判読方法とその結果を示す．弥畝山西断層や都茂断層に沿うリニアメントと，後述するリニアメント LG1, L₄ および LG2 の一部を構成する沢の屈曲では，屈曲率 a 値を求め，その増減の傾向を調べる．さらに，弥畝山西断層と都茂断層の近接部に位置する板井川地域は，両断層の関係を明確にする上で重要であるため，この地域で認められた横ずれデュープレックスの変動地形を詳細に記載する．

5.2.1 判読方法

1976年撮影の縮尺 1/15,000 と 1/10,000 のカラー空中写真(国土交通省国土画像情報)を用いて，弥畝山西断層と都茂断層の周辺の地形判読を行い，リニアメントの分布を明らかにした．各活断層周辺で使用した空中写真を以下に示す．

(1) 弥畝山西断層

C CG-76-10 : C3A-6～8, C4-1～8, C5-7～14, C6-5～12,
C7-4～8, C8-3～12, C9A-10～14,
C9B-1～4, C10-11～16, C11-8～15,
C12B-1～10, C13A-6～11, C14-5～11,
C15-2～9, C16-2～5, C17A-1～4

C CG-76-11 : C7-32～34, C8-33～37, C9-34～35

(2) 都茂断層

C CG-76-10 : C7-4～8, C8-3～8, C9A-8～13, C9B-1～3,
C10-9～12, C11-6～9, C12B-1～4,
C13A-5～7, C14-4～7

判読したリニアメントは，第 3 章の 3.2.1 で示したように，井上ほか¹¹⁾の判読基準(表 3.1 参照)に基づき，それぞれの地形要素からランク分けされる．

5.2.2 判読結果

(1) 弥畝山西断層

図 5.2 は弥畝山西断層と都茂断層に沿うリニアメントの判読結果を示す(リニアメントの詳細な分布を付図 55～69 に示す)．弥畝山西断層にほぼ対応して，図 5.2a の北東端にあたる波佐から南西部の土井ノ原に至る 30 km の区間でリニアメントを判読した．これらのうち，主に沢・尾根の連続的な右屈曲や閉塞丘，逆向き断層崖から構成されるリニアメントを B ランクに，鮮明な沢・尾根の右屈曲からなる連続区間の短いリニアメントや，沢の規模と屈曲量は関連しないが同方向に連続する沢・尾根の右屈曲からなるリニアメント，一様な高度不連続が認められる鮮明な崖・鞍部から構成されるリニアメントを C ランクに，不鮮明で断続的な沢・尾根の右屈曲や崖，鞍部，直線状谷からなるリニアメントを D ランクに認定した．この B ランクのリニアメントは断層の北東部で判読される．弥畝山西断層に対応するこれらのリニアメントは福塚・金折¹²⁾でも記載されている．弥畝山西断層のリニアメントの例として，板井川北東部の B ランクのリニアメントを図 5.2b に示す．このリニアメントは南南西に位置する北西上がりの逆向き断層崖から北北東方向に連続し，主に沢・尾根の右屈曲から構成される．図の中央部には，尾根の右横ずれで形成された閉塞丘が確認できる．この閉塞丘と逆向き断層崖の遠景写真が福塚・金折¹²⁾で紹介されている．

表 5.1 は屈曲沢の上流の長さ，屈曲量および屈曲率 a 値，図 5.3 はその屈曲沢と屈曲率 a 値の分布を示す(屈曲沢の詳細な分布を

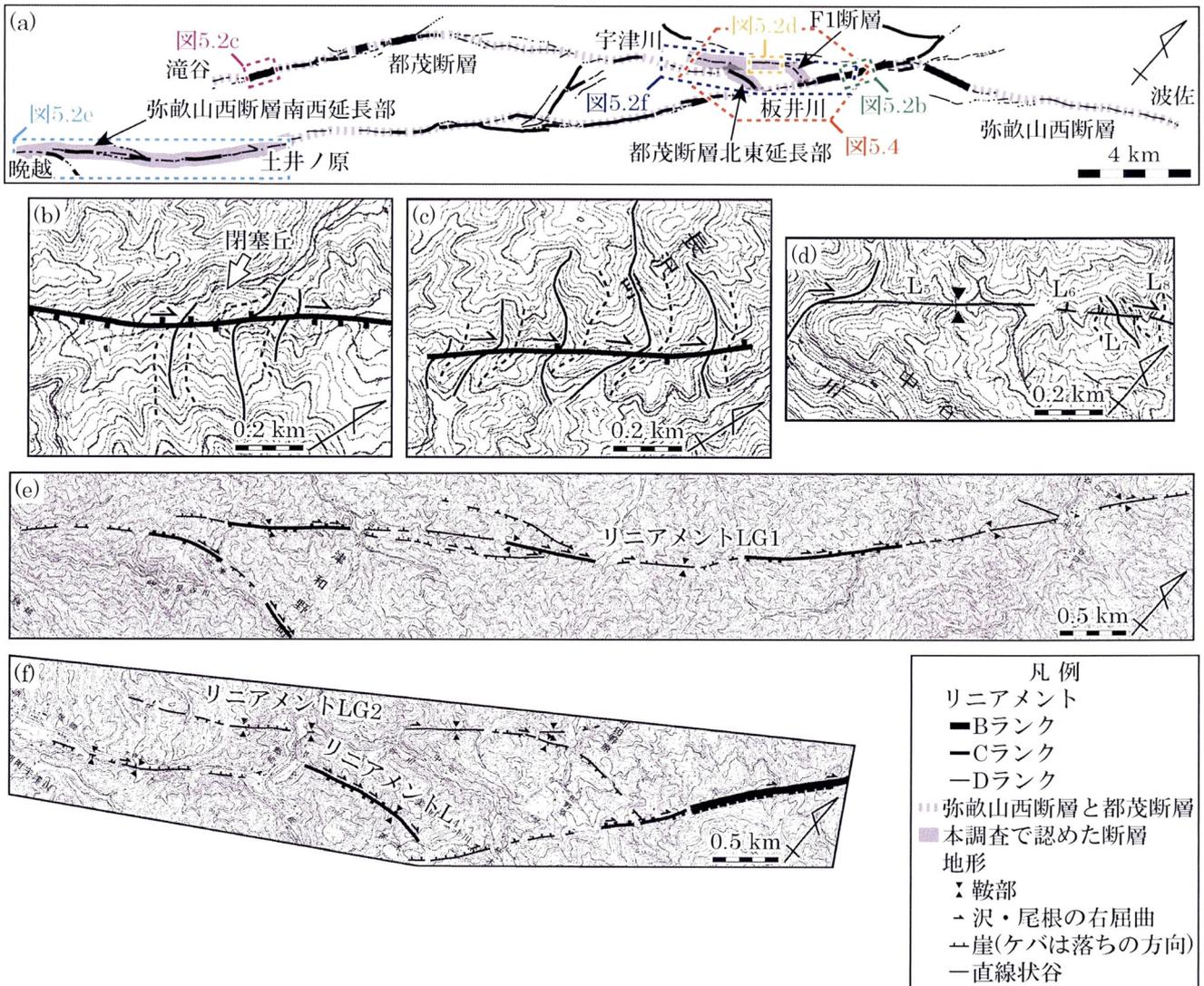


図 5.2 弥叡山西断層，都茂断層および F1 断層周辺のリニアメント (a) リニアメント，断層および地名. (b)弥叡山西断層に沿う沢・尾根の右屈曲や閉塞丘，逆向き断層崖. (c)都茂断層に沿う沢・尾根の右屈曲. (d)F1 断層に沿う沢・尾根の右屈曲や崖，鞍部，直線状谷. (e)リニアメント LG1 周辺の地形. (f)リニアメント L₄ および LG2 周辺の地形. 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図のうち，(b)，(d)および(f)は『宇津川』，(c)は『都茂郷』，(e)は『石谷』，『日原』および『都茂郷』の一部を使用. (a)の範囲は図 2.3 中の破線枠内である. (b)～(f)はアルファベット順に，(a)中の緑色，紫色，橙色，水色および青色の破線枠内を拡大したものである. 赤色の破線枠は図 5.4 の範囲を示す.

表 5.1 屈曲沢の上流の長さ，屈曲量および屈曲率 a 値 屈曲率 a 値の少数点以下第 3 位は四捨五入した．屈曲沢の位置は図 5.3a と付図 56～67 と 69 に示される．

弥敵山西断層

Loc.No	上流の沢の長さ(m)	屈曲量(m)	屈曲率a値
1	711	59	0.08
2	1,027	330	0.32
3	293	64	0.22
4	82	18	0.22
5	697	41	0.06
6	188	13	0.07
7	133	37	0.28
8	75	27	0.36
9	2,567	346	0.13
10	1,240	355	0.29
11	149	32	0.21
12	379	48	0.13
13	586	67	0.11
14	576	86	0.15
15	326	40	0.12
16	925	97	0.10
17	130	12	0.09
18	870	60	0.07
19	150	15	0.10
20	486	72	0.15
21	606	102	0.17
22	444	150	0.34
23	74	13	0.18
24	60	10	0.17
25	165	13	0.08
26	181	19	0.10
27	179	30	0.17
28	163	19	0.12
29	634	71	0.11
30	82	12	0.15
31	170	12	0.07
32	622	20	0.03
33	1,269	80	0.06
34	332	28	0.08
35	658	75	0.11
36	1,770	31	0.02
37	385	36	0.09
38	1,593	75	0.05

リニアメントLG1

Loc.No	上流の沢の長さ(m)	屈曲量(m)	屈曲率a値
39	2,258	184	0.08
40	440	58	0.13
41	415	23	0.06
42	294	17	0.06
43	363	23	0.06
44	245	21	0.09
45	432	25	0.06
46	100	10	0.10
47	451	38	0.08
48	587	38	0.06
49	274	32	0.12

都茂断層

Loc.No	上流の沢の長さ(m)	屈曲量(m)	屈曲率a値
50	1,982	25	0.01
51	331	25	0.08
52	1,271	32	0.03
53	156	18	0.12
54	818	34	0.04
55	189	15	0.08
56	265	22	0.08
57	457	40	0.09
58	972	90	0.09
59	1,828	57	0.03
60	1,266	38	0.03
61	127	10	0.08
62	214	22	0.10
63	1,400	133	0.10
64	752	95	0.13
65	142	37	0.26
66	287	57	0.20
67	771	152	0.20
68	180	38	0.21
69	102	26	0.25
70	207	66	0.32
71	319	42	0.13
72	157	38	0.24
73	135	19	0.14
74	358	33	0.09
75	688	66	0.10
76	392	30	0.08
77	205	26	0.13
78	87	13	0.15

リニアメントL1

Loc.No	上流の沢の長さ(m)	屈曲量(m)	屈曲率a値
79	195	65	0.33
80	175	65	0.37
81	130	36	0.28

リニアメントLG2

Loc.No	上流の沢の長さ(m)	屈曲量(m)	屈曲率a値
82	220	20	0.09
83	680	118	0.17

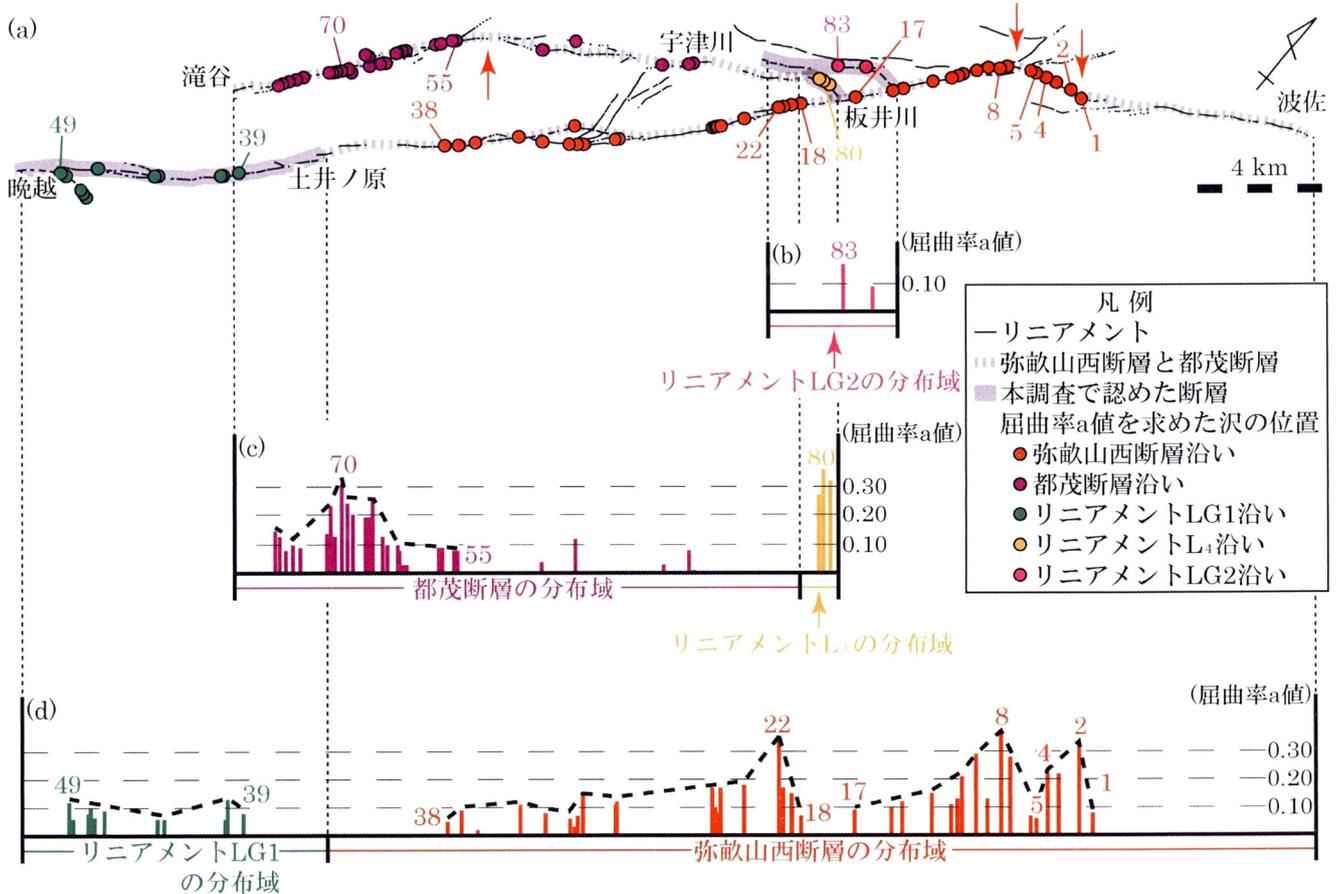


図 5.3 屈曲沢と屈曲率 a 値の分布 (a) 屈曲沢の位置. (b) はリニアメント LG2, (c) は都茂断層とリニアメント L_4 , (d) は弥畝山西断層とリニアメント LG1 に沿う屈曲率 a 値の分布を示す. 図中の赤色や橙色, 紫色, 桃色, 緑色の数字は屈曲沢の Loc.No である. (a) 中の赤矢印は断層の屈曲部を示す. (b)~(d) では表 5.1 に基づき, 断層やリニアメントの方向に沿って屈曲率 a 値をプロットした. さらに, 屈曲率 a 値の増減の傾向を示すために, 参照線として太破線を加筆した.

付図 56~67 と 69 に示す). 弥畝山西断層に沿う 38 本の屈曲沢 (Loc.1~38) の上流の長さ と 屈曲量, 屈曲率 a 値はそれぞれ, 60 ~ 2,567 m, 10 ~ 355 m, 0.02 ~ 0.36 である. 福塚・金折¹²⁾ は弥畝山西断層の北東部 20 km を北部セグメントに設定し, セグメントに沿う屈曲沢の屈曲率 a 値と, その平均値をそれぞれ, 0.08 ~ 0.28 および 0.17 と見積もっている. 本研究では, その北部セ

グメントに沿う屈曲沢の屈曲率 a 値と、その平均値をそれぞれ、 $0.06 \sim 0.36$ (Loc.1~27) および 0.17 と見積もり、福塚・金折¹²⁾と同様の結果を得た。

弥畝山西断層の北東部で、屈曲率 a 値は Loc.1 から Loc.2 にかけて急増し、Loc.2 から Loc.4 を経て、Loc.5 にかけて急減する傾向がある(図 5.3d)。さらに、屈曲率 a 値は Loc.5 から Loc.8 にかけて急増し、Loc.8 から Loc.17 にかけて緩やかに減少する傾向がある。このことから、Loc.1~5 と Loc.5~17 での屈曲率 a 値の増減の傾向はそれぞれ、 0.32 (Loc.2) と 0.36 (Loc.8) がピークの凸を示すことが分かる。Loc.2 をピークとする凸の北東端の Loc.1 は、弥畝山西断層の走向が NE-SW から ENE-WSW に変化する屈曲部に位置する。さらに、2つの凸の間に位置する Loc.5 は、弥畝山西断層の走向が ENE-WSW から NNE-SSW に変化する屈曲部の東北東 400 m に位置する。しかし、Loc.8 をピークとする凸の南西端の Loc.17 周辺では、弥畝山西断層が直線的に分布し、屈曲部やステップ部などのジョグは存在しない。弥畝山西断層の中部~南西部では、屈曲率 a 値が Loc.18 から Loc.22 にかけて急増し、Loc.22 から Loc.38 にかけては緩やかに減少したのち、ほぼ横ばいになる傾向を示すことから、Loc.18~38 での屈曲率 a 値の増減の傾向は、 0.34 (Loc.22) をピークとする凸を示すことが分かる。Loc.18 の周辺では、弥畝山西断層が直線的に分布し、ジョグは存在しない。

弥畝山西断層の南西延長部である土井ノ原から調査地域南西端にあたる晩越までの 10 km の区間でリニアメント群(リニアメント LG1 と呼ぶ)を新たに判読した(図 5.2a)。このリニアメント群を構成するリニアメントのうち、沢の規模と屈曲量は関連しないが同方向に連続する沢・尾根の右屈曲や、鮮明な崖、鞍部および直線状谷の直線的な連続からなるリニアメントを C ランクに、

不鮮明で断続的な沢・尾根の右屈曲や崖，鞍部，直線状谷からなるリニアメントを D ランクに認定した(図 5.2e). リニアメント LG1 の一部を構成する 11 本の屈曲沢(Loc.39~49)の上流の長さ
と屈曲量，屈曲率 a 値はそれぞれ，100~2,258 m，10~184 m，
0.06~0.13 である(表 5.1). 屈曲率 a 値は Loc.39 から Loc.49 に
かけて大きな変化は無く，ほぼ横ばいである(図 5.3d).

(2) 都茂断層

都茂断層にほぼ対応して，調査地域中央部の板井川から南西部
の滝谷に至る 19 km の区間でリニアメントを判読した(図 5.2a).
これらのうち，主に沢・尾根の連続的な右屈曲から構成されるリ
ニアメントを B ランクに，鮮明な沢・尾根の右屈曲からなる連続
区間の短いリニアメントや，沢の規模と屈曲量は関連しないが同
方向に連続する沢・尾根の右屈曲からなるリニアメント，一様な
高度不連続が認められる鮮明な崖・鞍部から構成されるリニアメ
ントを C ランクに，不鮮明で断続的な沢・尾根の右屈曲や崖，鞍
部，直線状谷，遷緩線からなるリニアメントを D ランクに認定し
た. この B ランクのリニアメントは断層の南西部で判読される.
都茂断層に対応するこれらのリニアメントは福塚・金折¹²⁾でも
記載されている. 図 5.2c に，都茂断層のリニアメントの例とし
て，滝谷北東部の B ランクのリニアメントを示す. このリニアメ
ントは NE-SW 方向に 1 km で分布し，主に沢・尾根の連続的な
右屈曲から構成される. 図に示すように，沢が長いほど屈曲量が
大きく，沢の規模と屈曲量が密接に関連していることが分かる.

都茂断層に沿う 29 本の屈曲沢(Loc.50~78)の上流の長さ
と屈曲量，屈曲率 a 値はそれぞれ，87~1,982 m，10~152 m，
0.01~0.32 である(表 5.1). 断層の南西部で，屈曲率 a 値は Loc.55
から Loc.70 にかけて増加し，Loc.70 から南西の断層末端部に位置
する屈曲沢では減少する傾向がある(図 5.3c). このことから，

Loc.55~78 での屈曲率 a 値の増減の傾向は、0.32(Loc.70)をピークとする凸を示すことが分かる。この凸の北東端に位置する Loc.55 は、都茂断層の走向が NE-SW から NNE-SSW に変化する屈曲部の南南西 1 km に位置する。

都茂断層の北東延長部の板井川付近では、全長 1 km のリニアメント(リニアメント L_4 と呼ぶ)を判読した(図 5.2a)。リニアメント L_4 の方向は EW で、弥畝山西断層に近接し、その離間距離は 150 m である。このリニアメントは主に、沢の規模と屈曲量は関連しないが同方向に連続する沢・尾根の右屈曲として認識され、C ランクに認定した(図 5.2f)。リニアメント L_4 は福塚・金折¹²⁾でも記載されている。リニアメント L_4 の一部を構成する 3 本の屈曲沢(Loc.79~81)の上流の長さ、屈曲量、屈曲率 a 値はそれぞれ、138~212 m、36~73 m、0.28~0.37 である(表 5.1)。Loc.1~83 の屈曲率 a 値のうち、Loc.79 と 81 はいずれも比較的大きな値であり、Loc.80 は最大値を示す。屈曲沢が少ないので、屈曲率 a 値の増減の傾向は確認できなかった(図 5.3c)。

板井川から調査地域中央部の宇津川にかかる都茂断層北東部の北西に、0.3 km 離れてリニアメント群(リニアメント $LG2$ と呼ぶ)が並走する(図 5.2a)。リニアメント $LG2$ は南西部で NE-SW 方向であるが、北東部で EW 方向に屈曲して、弥畝山西断層に接する。このリニアメント群は不鮮明で断続的な沢・尾根の右屈曲や崖、鞍部、直線状谷からなり、D ランクに認定した。リニアメント $LG2$ は福塚・金折¹²⁾でも記載されている。リニアメント $LG2$ を構成するリニアメントの例として、板井川北西部の D ランクのリニアメントを図 5.2d に示す。この地域では NE-SW 方向に分布する 4 条のリニアメント(L_5 , L_6 , L_7 および L_8)を判読した。リニアメント L_5 は図の中央部に 0.6 km で分布し、沢の右屈曲、鞍部および直線状谷からなる。リニアメント L_6 はリニアメント

L₅の北東約 60 m に分布する。またリニアメント L₆ は 60 m ほど連続し、低崖から構成される。リニアメント L₇ はリニアメント L₆ の北東約 30 m に分布する。さらにリニアメント L₇ は約 160 m 連続し、沢・尾根の右屈曲と崖からなる。リニアメント L₈ はリニアメント L₇ の北東約 20 m に分布する。リニアメント L₈ は約 80 m で分布し、尾根の右屈曲として確認される。

リニアメント LG2 の一部を構成する 2 本の屈曲沢 (Loc.82 と 83) の上流の長さ、屈曲量、屈曲率 a 値はそれぞれ、220~680 m、20~118 m、0.09~0.17 である (表 5.1)。屈曲沢が少ないので、屈曲率 a 値の増減の傾向は確認できなかった (図 5.3b)。

(3) 断層の屈曲部と屈曲率 a 値

Muraoka and Kamata¹³⁾は、変位量が断層末端部に向かい減少、または断層末端部で急減することを示している。栗田ほか¹⁴⁾は、断層のジョグ付近において、断層の変位量が減少することと、ジョグから 1 km 以下の短い区間で変位量が急変していることが多いことを示している。さらに後藤¹⁵⁾は、屈曲率 a 値の変化は断層の平均変位速度の変化を示すことと、断層の変位量分布の累積によって屈曲率 a 値の分布が形成されていることを示唆している。このことから、弥畝山西断層北東部の南西端と弥畝山西断層中部~南西部の北東端を除き、弥畝山西断層北東部と都茂断層南西部の屈曲率 a 値が断層の屈曲部と断層末端部に向かうにつれ減少する傾向は整合的である。

5.2.3 板井川デュープレックス

図 5.4a は板井川地域の地形図上に断層とリニアメントを示したものである。この地域には弥畝山西断層、都茂断層、および本研究で確認した都茂断層の北東延長部と F1 断層が分布する。

断層の分布形態を広域的にみると、F1 断層は南西部で都茂断

層に近接して並走し，北東部では都茂断層から離れている．都茂断層は図 5.4a の南西部で NE-SW 方向に分布するが，断層の北東端で F1 断層に並行に屈曲し，EW 方向に向く．さらに F1 断層と都茂断層の北東端は，いずれも弥畝山西断層に接する．Woodcock and Fischer¹⁶⁾や狩野・村田¹⁷⁾によると，横ずれ断層の屈曲部にはデュプレックスが形成されることから，弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層は全体として横ずれデュプレックスを構成していると判断した．このデュプレックスをここでは板井川デュプレックスと呼ぶ．

図 5.4b は板井川デュプレックスを含む地域の 50 m 等高線の高度帯図上に断層とリニアメントを示したものである．板井川デュプレックスの北縁を構成する F1 断層を境に北側の標高が高いのに対して，南縁を構成する都茂断層を境に南側の標高が高い．すなわち両断層に囲まれた地域は，周囲に比べ相対的に標高が低い．さらに，板井川デュプレックスの南東縁を構成する弥畝山西断層を境に南東側が急に高くなっている．このことから，板井川デュプレックスに囲まれた地域は周囲に比べ標高が低く，低地を形成している．

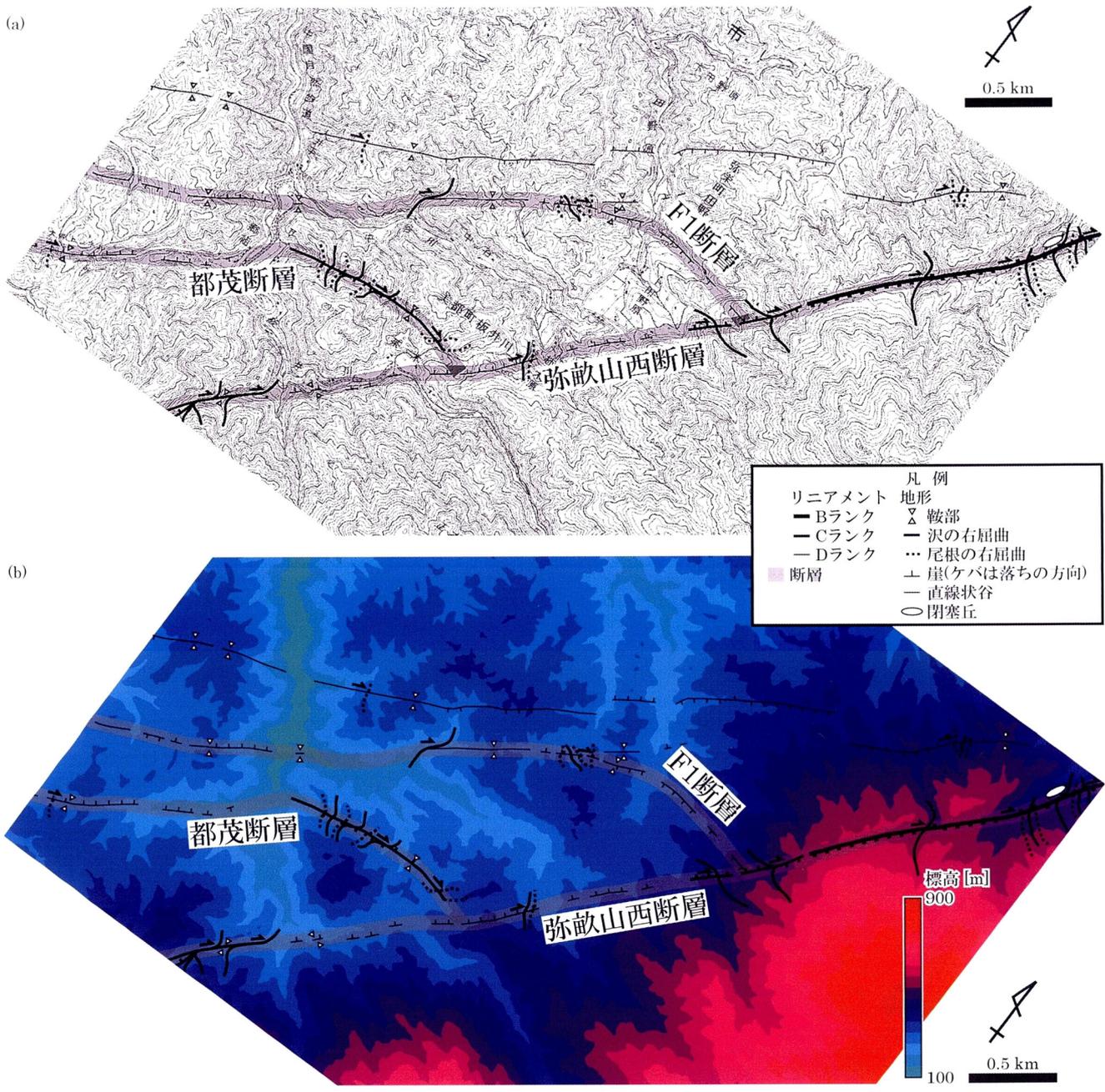


図 5.4 板井川地域のリニアメントと断層 (a)板井川地域の地形図上に断層とリニアメントを重ねた. 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『宇津川』の一部を使用. (b)標高 50 m ごとの等高線を結んで作成した高度帯図上に断層とリニアメントを重ねた. 図の範囲は図 5.2a 中の赤色の破線枠内である.

5.3 断層露頭

図 5.5 は，弥畝山西断層と都茂断層で確認した断層露頭の位置を示す(露頭の詳細な位置を付図 58, 59, 62~67 および 69 に示す).

判読したリニアメントに沿って，18 か所で断層岩を伴う断層露頭を確認した．そのうち，12 か所で断層面と断層ガウジを認めた．表 5.2 に，確認した主断層面の走向・傾斜と破碎帯幅の最大値を示す．12 か所の内訳は，弥畝山西断層沿い 5 か所，リニアメント LG1 沿い 2 か所，都茂断層沿い 3 か所，リニアメント L₄ 沿い 1 か所，リニアメント LG2 沿い 1 か所である．これらのうち，断層露頭 Y1, Y3~5, T1 および T5 は福塚・金折¹²⁾や青木・金折¹⁸⁾，福塚ほか¹⁹⁾でも確認されている．以下に，本研究で新たに確認した断層露頭 Y2, Y6, Y7 および T2~4 と，再調査した断層露頭 T5 の性状を記載する．

5.3.1 弥畝山西断層

(1) Y2

断層露頭 Y2 の写真を図 5.6 に示す(露頭の位置は図 5.5a)．主断層面の走向・傾斜は N60°E・78°SE である．この傾斜方向は，金属鉱業事業団²⁰⁾のボーリング地質断面図に記載されている弥畝山西断層(標高 -600 m まで分布)の傾斜方向と一致する．断層破碎帯は 3 m の幅を呈し，泥質片岩(三隅層群)起源の灰白色のカタクレーサイトと灰~青灰色の断層ガウジから構成される．断層ガウジの幅は 5~10 cm である．断層破碎帯の上部は植生に覆われる．

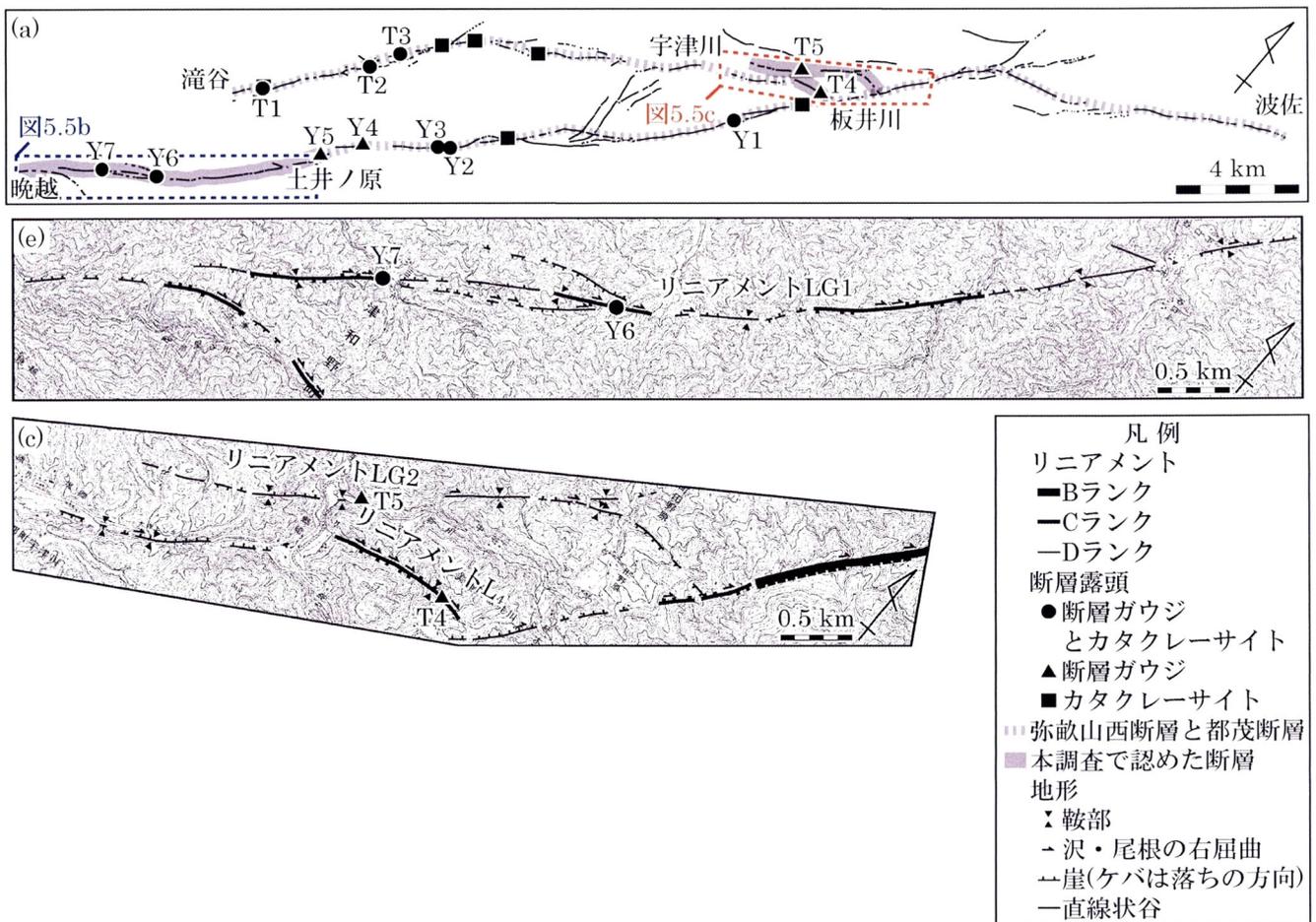


図 5.5 弥畝山西断層, 都茂断層および F1 断層沿いの断層露頭 (a)リニアメント沿いの断層露頭. リニアメントはランク付けしていない. (b)リニアメント LG1 沿いの断層露頭. (c)リニアメント L₄ および LG2 沿いの断層露頭. 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図のうち, (b)は『石谷』, 『日原』および『都茂郷』, (c)は『宇津川』の一部を使用. (a)の範囲は図 2.3 中の破線枠内である. (b)と(c)はそれぞれ, (a)中の青色と赤色の破線枠内を拡大したものである.

表 5.2 主断層面の走向, 傾斜および破碎帯最大幅(弥畝山西断層と都茂断層, F1 断層) 断層露頭 Y1~7 と T1~5 の位置は, 図 5.5 や付図 58, 59, 63~67 および 69 に示される.

Loc.No	Y1	Y2	Y3	Y4	Y5	Y6	Y7	T1	T2	T3	T4	T5
走向	N36° E	N60° E	N46° E	N38° E	N48° E	N66° E	N45° E	N45~54° E	N62° E	N20° E	N70° W	N60° E
傾斜	88° SE	78° SE	72° SE	52° N	80° E	70° SE	45° NW	73~80° NW	72° NW	70° NW	50° N	75° SE
破碎帯最大幅	15 m	3 m	0.8 m	0.33 m	0.65 m	1.5 m	0.4 m	0.97 m以上	0.7 m以上	0.7 m以上	0.6 m以上	0.2 m

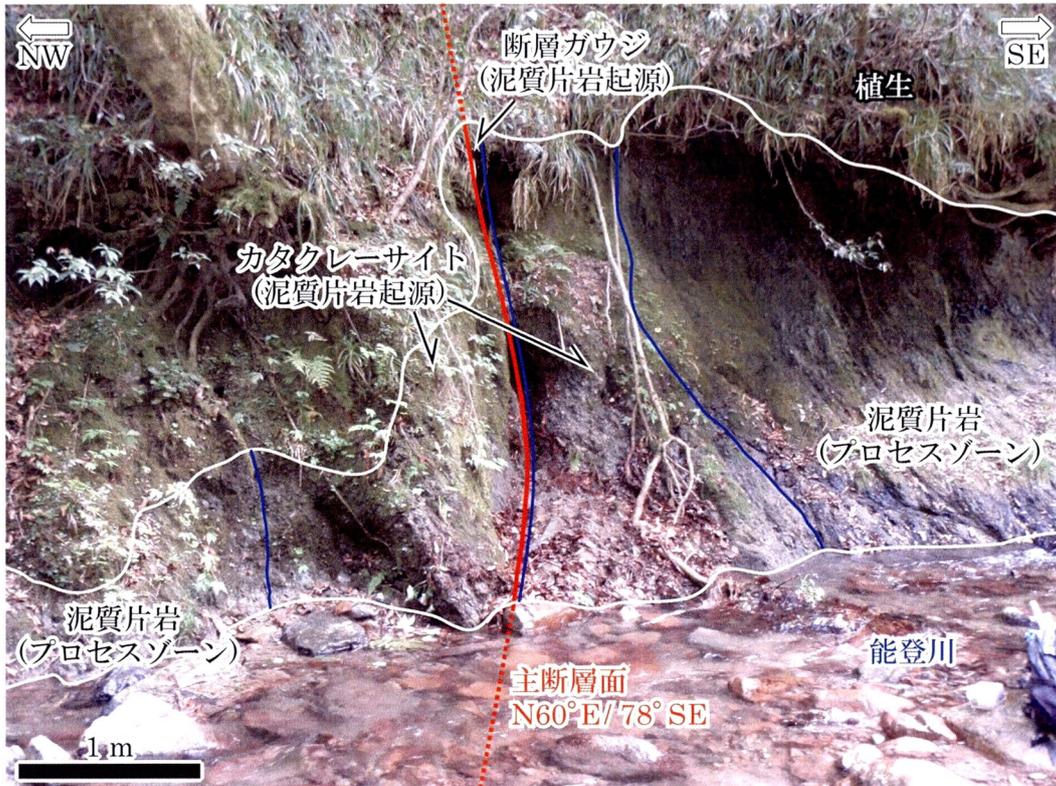


図 5.6 断層露頭 Y2 の写真 露頭の位置を図 5.5a と付図 63 に示す。

5.3.2 リニアメント LG1

(1) Y6

断層露頭 Y6 の写真とスケッチを図 5.7a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a および b). 主断層面は非常にシャープであり, その走向・傾斜は $N66^{\circ}E \cdot 70^{\circ}SE$ を示す. 主断層面上には多数の条線が確認される(図 5.8). これらの条線は「へ」の字の形を呈し, 左から右に行くにしたがってレイクの値が $34^{\circ}SW$ から $14^{\circ}SW$ に変化する. 断層破碎帯は 1~1.5 m の幅を示し, 珪質泥岩(鹿足層群)起源の緑灰色のカタクレーサイトと白褐色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は 1~5 cm である.

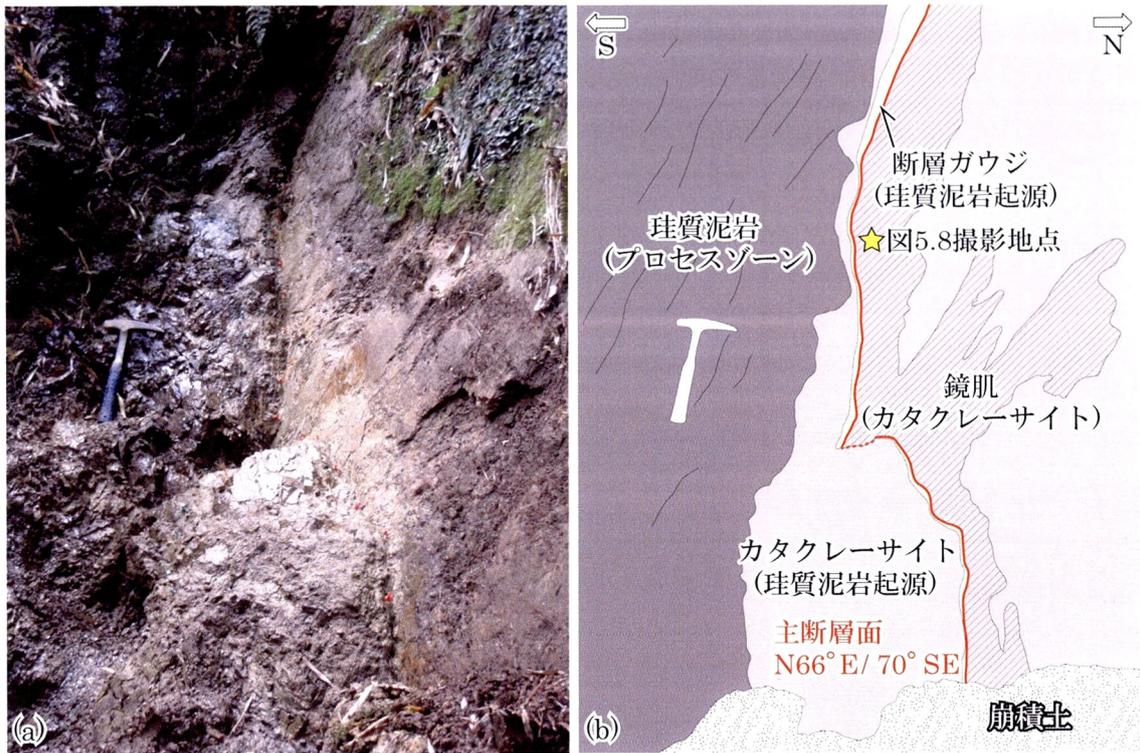


図 5.7 断層露頭 Y6 の写真 (a) とスケッチ (b) 星印は図 5.8 の撮影地点である。露頭の位置を図 5.5a および b, 並びに付図 67 に示す。



図 5.8 断層露頭 Y6 の主断層面上の条線 写真の位置を図 5.7b に示す。

(2) Y7

断層露頭 Y7 の写真とスケッチを図 5.9a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a および b). 主断層面と派生断層面の走向・傾斜はそれぞれ, $N45^{\circ}E \cdot 45^{\circ}NW$ と $NS \cdot 50^{\circ}W$ である. 主断層面には鏡肌が確認されるが, 明瞭な条線は認められない. 断層破碎帯は 0.4 m の幅を持ち, 砂岩(鹿足層群)起源の灰～白褐色のカタクレーサイトと白褐色の断層ガウジから構成される. 主断層面と派生断層面に沿う断層ガウジの幅はそれぞれ, 1～4 cm と 1 mm～5 cm である. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物と植生に覆われる.

5.3.3 都茂断層

(1) T2

断層露頭 T2 の写真とスケッチを図 5.10a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a). 主断層面の走向・傾斜は $N62^{\circ}E \cdot 72^{\circ}NW$ であり, その面上にはレイクの値が $6 \sim 11^{\circ}NE$ の条線が確認される. 断層破碎帯は 0.7 m 以上の幅を持ち, 花崗岩(真砂花崗岩)起源の褐色のカタクレーサイトと白～白褐色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は 5～12 cm である. この断層ガウジ中には腐植土がもみ込まれており, 第四紀以降の主断層面の横ずれ運動を示唆している. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物に覆われる.

(2) T3

断層露頭 T3 の写真とスケッチを図 5.11a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a). 主断層面の走向・傾斜は $N20^{\circ}E \cdot 70^{\circ}NW$ である. 断層破碎帯は 0.7 m 以上の幅を持ち, 花崗岩(真砂花崗岩)起源の白褐色のカタクレーサイトと白色の断層ガウジから構成される. 断層ガウジの幅は 4～5 cm である. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物と植生に覆われる.

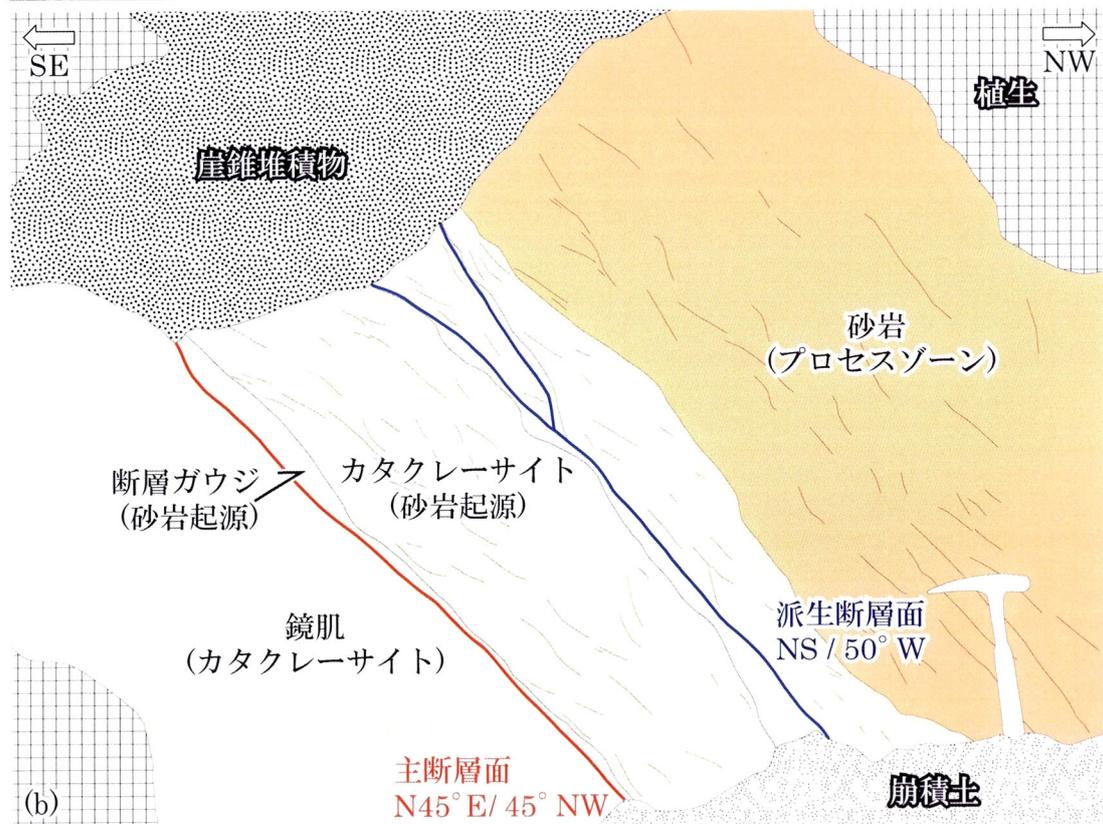


図 5.9 断層露頭 Y7 の写真(a)とスケッチ(b) 露頭の位置を図 5.5a および b, 並びに付図 69 に示す.

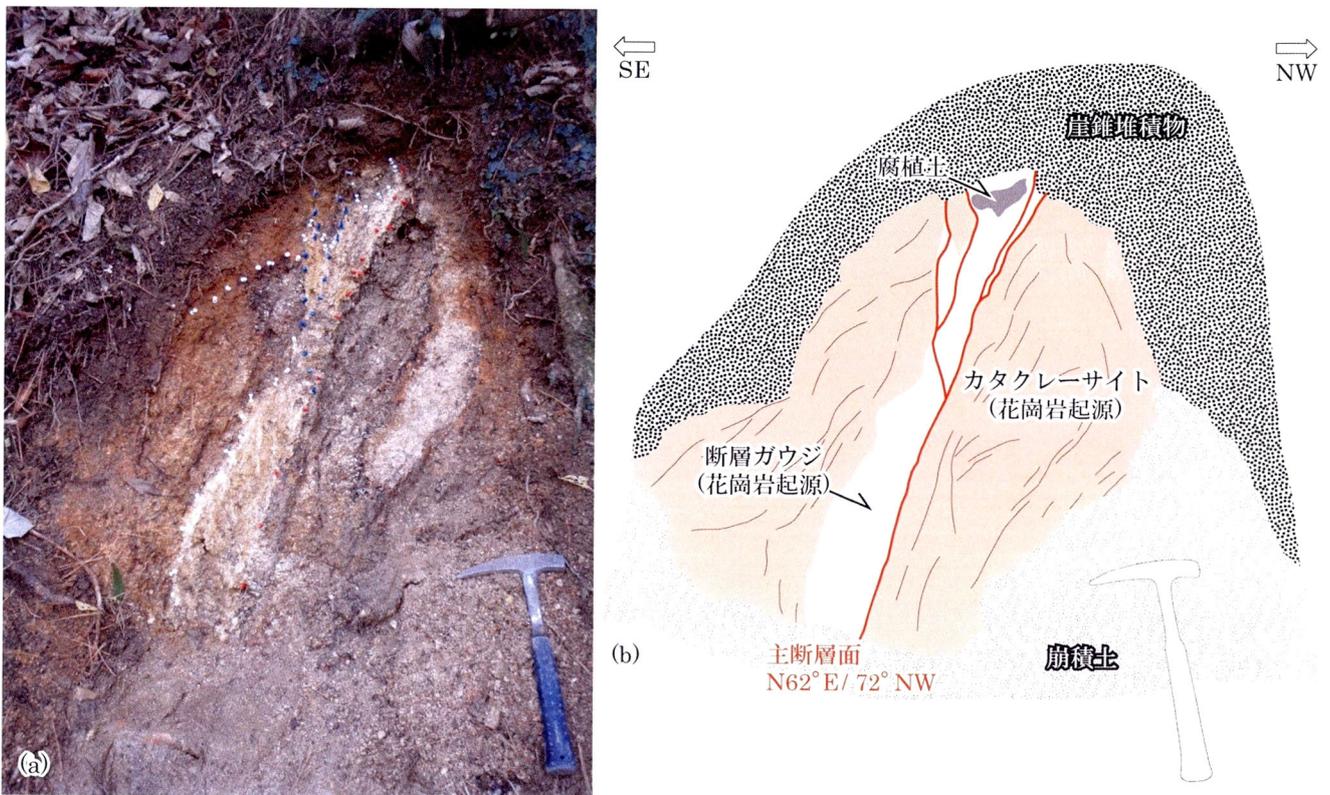


図 5.10 断層露頭 T2 の写真(a)とスケッチ(b) 露頭の位置は図 5.5a と付図 64 に示される.

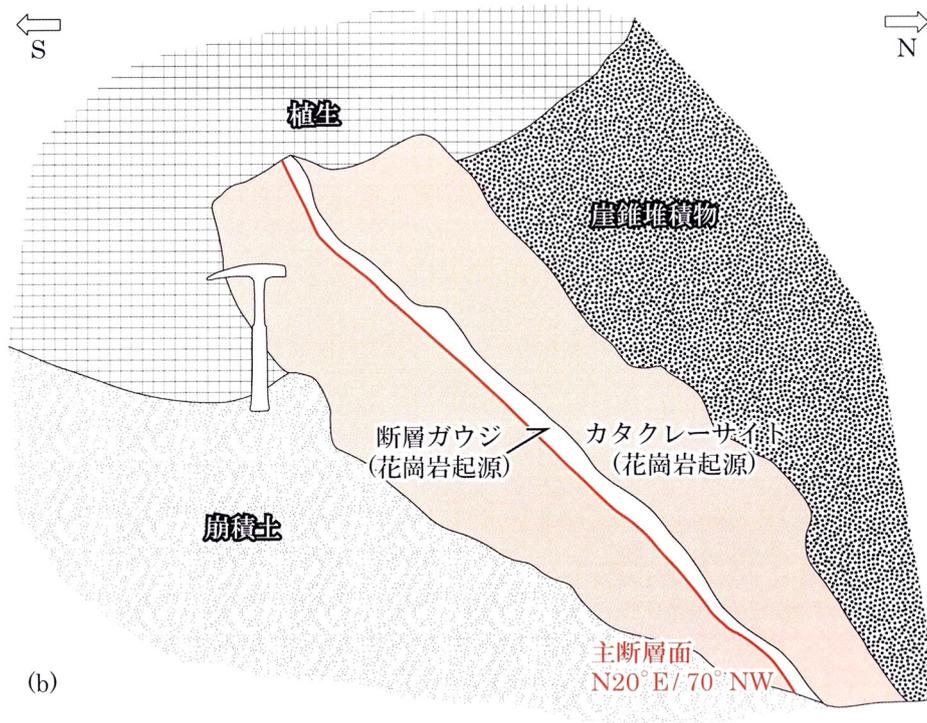


図 5.11 断層露頭 T3 の写真(a)とスケッチ(b) 露頭の位置を図 5.5a と付図 64 に示す.

5.3.4 リニアメント L₄

(1) T₄

断層露頭 T₄ の写真とスケッチを図 5.12a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a および c). 断層破碎帯中には, 主断層面と 3 本の派生断層面が認められる. 主断層面と派生断層面の走向・傾斜はそれぞれ, N70°W・50°N と N65~70°W・40~45°N である. 主断層面は非常にシャープであり, 面上にはレイクの値が 5~10°SE である条線を認めた(図 5.12c).

断層破碎帯は 0.6 m 以上の幅を示し, 泥質および緑色片岩(三隅層群)起源の断層角礫や断層ガウジで構成される. 主断層面沿いの断層ガウジは幅 2~5 cm で, 緑灰~灰白色を呈する. 派生断層面沿いの断層ガウジは幅 0.5~1 cm で, 派生断層面 3 に接する断層ガウジのみ黄褐色を呈し, それ以外は緑灰~灰白色である. 断層角礫帯は最大幅 53 cm 以上で, 派生断層面 3 沿いの断層角礫帯 1 だけが, 強風化している. 断層破碎帯の上部は崖錐堆積物に覆われる.

横ずれによる変形構造を確認するために, 条線の傾斜方向に平行で, 主断層面の傾斜と直交する破碎帯床面を観察した. 図 5.13 に横ずれを示す変形構造の写真とスケッチを示す. 主断層面に沿った幅約 4 cm のゾーンに, 断層角礫や細粒な断層角礫(細粒物)からなるレンズ状の構造が認められる. この構造の成因については, 第 6 章の「6.3.4 都茂断層および F1 断層の運動センス」で議論する. このゾーンの外側(図 5.13 の上部と下部)には, 角礫の長軸方向が主断層面の方向から反時計回りに 20~30°回転するように配列するフォリエーションが発達している.

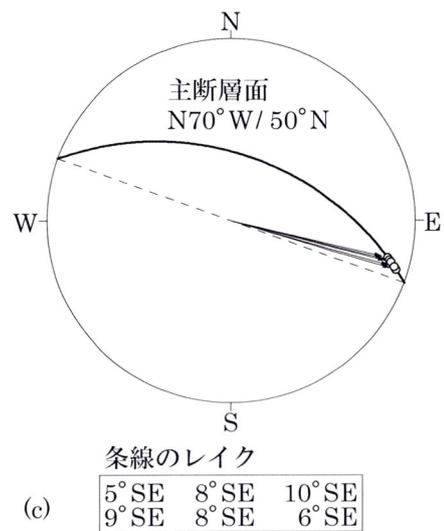
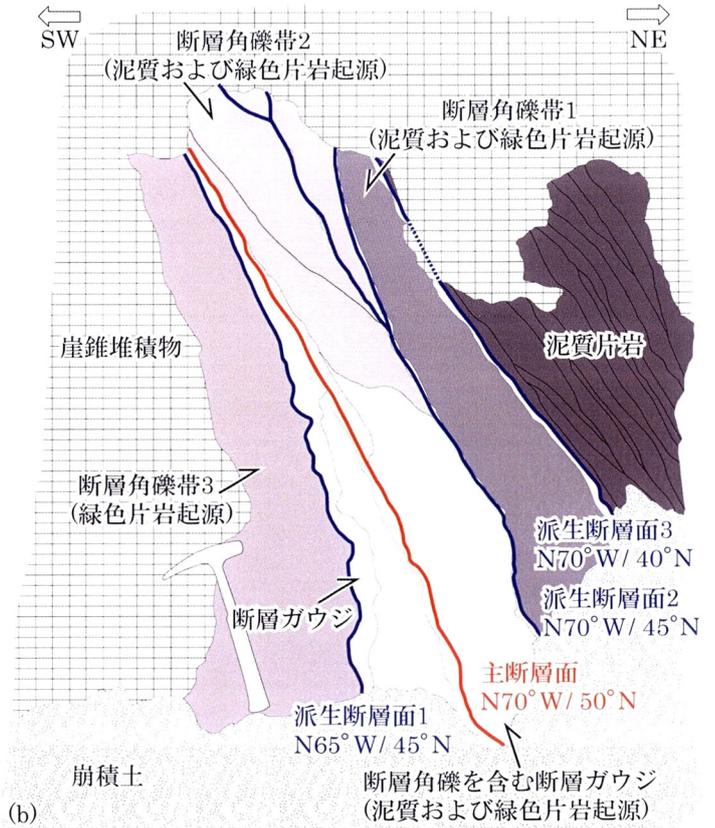


図 5.12 断層露頭 T4 の写真(a)およびスケッチ(b)と、条線のステレオネット(c) 断層角礫帯 1 および 3 は断層角礫帯 2 に比べ、基質中の断層ガウジの量が多い。(a)中の黒枠は図 5.13 の範囲を示す。露頭の位置を図 5.5a および c, 並びに付図 58 に示す。

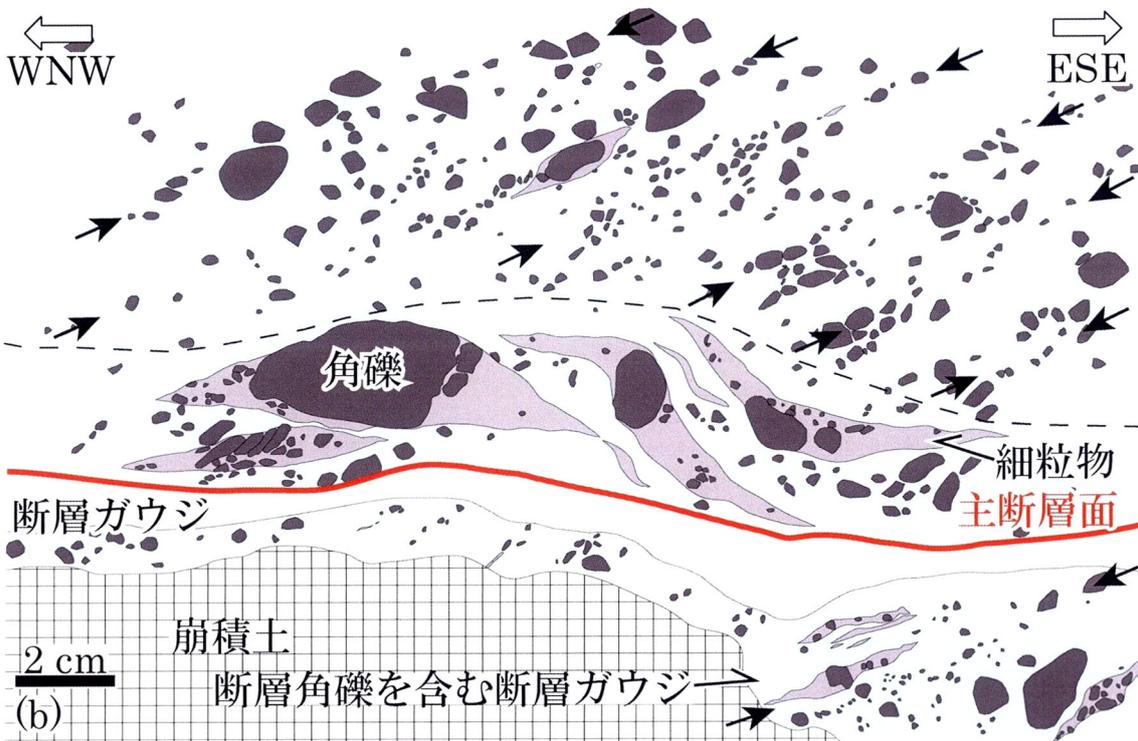


図 5.13 断層露頭 T4 中の横ずれ変形構造の写真 (a) とスケッチ (b) 矢印はフォリエーションを示し、主断層面に沿う幅約 4 cm のゾーンにはレンズ状の構造が認められる。図の範囲は図 5.12a 中の黒枠内である。

5.3.5 リニアメント LG2

(1) T5

断層露頭 T5 の写真とスケッチを図 5.14a および b に示す(露頭の位置は図 5.5a および c). 主断層面は非常にシャープであり, その走向・傾斜は $N60^{\circ}E \cdot 75^{\circ}SE$ である. 主断層面上にはレイクの値が $15^{\circ}SW$ である条線が認められる(図 5.14c). 同様に, レイクの値が $5 \sim 20^{\circ}S$ である条線が福塚ほか¹⁹⁾でも報告されている. 泥質片岩(三隅層群)の片理は, 石英斑岩に沿って南東上がりに褶曲している. 断層破碎帯は 0.2 m 以上の幅を持ち, 黒色の断層ガウジと断層角礫(泥質片岩起源)から構成される. 断層ガウジと断層角礫帯の幅はそれぞれ, 1~4 cm と 4~19 cm である.

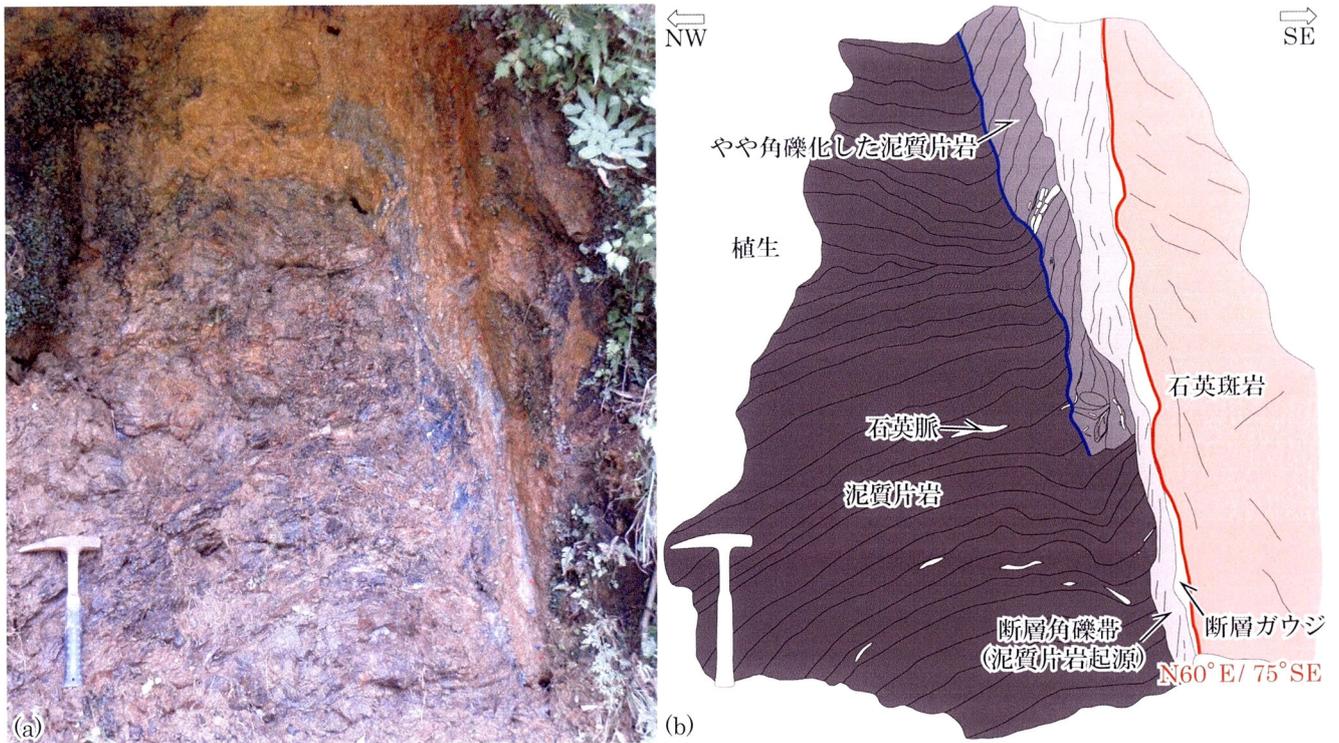
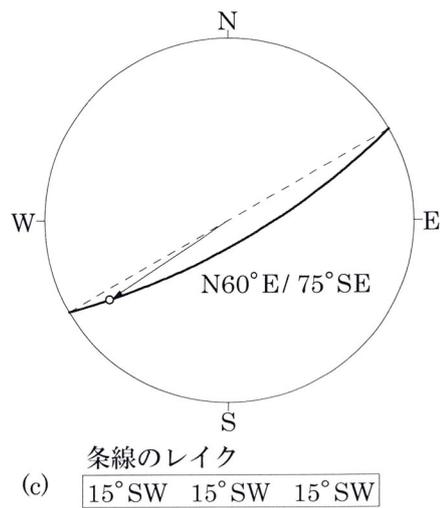


図 5.14 断層露頭 T5 の写真(a)およびスケッチ(b)と，条線のステレオネット(c) 露頭の位置は図 5.5a および c，並びに付図 59 に示す．



[引用文献]

- 1) 新編島根県地質図編集委員会(1997): 新編島根県地質図(20万分の1), 内外地図株式会社.
- 2) 岡村義彦・西村祐二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・本村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・孤島章一郎(1975): 島根県益田地域の三郡変成岩類, 山口大学教育学部研究論叢, Vol.25, pp.19-36.
- 3) 東元定雄(1991): 島根県西部地域のオリストストローム起源の三郡変成岩, 地質調査所月報, Vol.42, pp.53-62.
- 4) 日本地質学会(2009): 日本地方地質誌 6—中国地方—, 朝倉書店, 536p.
- 5) 福富孝義(1990): 島根県西部のジュラ紀メランジ, 鹿足コンプレックス, 地質学雑誌, Vol.96, pp.653-667.
- 6) 通商産業省(1971): 昭和 45 年度広域調査報告書—益田地域—, 通商産業省, 49p.
- 7) 村上允英・今岡照喜(1986): 西中国および周辺地域の酸性～中性火成活動, 山口大学教養部紀要—村上允英教授記念号—, 419p.
- 8) 村上允英(1974): 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係—とくに西中国を例にして—, 地団研専報, No.18, pp.9-31.
- 9) 大平寛人・末廣彬斉・飯泉 滋(2004): 島根県西部に分布する真砂花崗岩体の年代学的研究, フィッション・トラックニュースレター, Vol.17, pp.27-31.
- 10) 今岡照喜(1986): 山陰西部における古第三紀火成活動, 広島大学地学研究報告, No.26, pp.1-109.
- 11) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):

- 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震 2, Vol.54, pp.557-573.
- 12) 福塚康三郎・金折裕司(2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常—島根県南西部, 弥畝山西断層を例として—, 応用地質, Vol.43, pp.226-234.
 - 13) Muraoka, H. and Kamata, H.(1983): Displacement distribution along minor fault traces, *Jour. Struct. Geol.*, Vol.5, pp.483-495.
 - 14) 栗田泰夫・吉岡・敏和・佃 栄吉・Emre Omer・Duman Tamer Y.・Dogan Ahmet (2001): 北アナトリア断層系 1999年 Izmit 地震に伴う地震断層のセグメント構造, 活断層・古地震研究報告, No.1, pp.325-338.
 - 15) 後藤秀昭(1996): 中央構造線活断層系: 伊予断層の変位地形, 活断層研究, Vol.14, pp.28-38.
 - 16) Woodcock, N. H. and Fischer, M.(1986): Strike-slip duplex, *Jour. Struct. Geol.*, Vol.8, pp.725-735.
 - 17) 狩野謙一・村田明広(1998): 構造地質学, 朝倉書店, 298p.
 - 18) 青木道範・金折裕司(2004): 大原湖-弥畝山西断層系北東部の断層活動性, 日本応用地質学会平成 16 年度研究発表会講演論文集, pp.283-286.
 - 19) 福塚康三郎・金折裕司・青木道範(2002): 島根県南西部に発達する弥畝山西断層と都茂断層の関連性, 日本応用地質学会平成 14 年度研究発表会講演論文集, pp.157-160.
 - 20) 金属鉱業事業団(1978): 昭和 51 年度精密調査報告書—益田地域—, 金属鉱業事業団, 167p.

第 6 章 考 察

本章では前章までの調査結果に基づき、まず下郷断層と宇部東部断層の活動時期と活動間隔を制約し、大原湖-弥畝山西断層系のマイグレーションと連動性を検討する。次に迫田-生雲断層南西部の分布と運動センスを明らかにする。ついで、弥畝山西断層と都茂断層の分布と地下構造を明らかにし、その結果と重力異常・地震活動との関連性を議論する。さらに、断層の分布・運動センスと屈曲率 a 値の分布データに基づき、弥畝山西断層と都茂断層の間のプルアパートの拡大を検討し、両断層の連動性とセグメンテーションについて議論する。

6.1 下郷断層と宇部東部断層

6.1.1 下郷断層の活動時期

金折ほか¹⁾によると、断層露頭 S1(図 3.4 参照)で下郷断層が最低位の段丘堆積物を構成する砂礫層の下部層を切り、その砂礫層下部内からは $25,590 \pm 140$ yrBP の ^{14}C 年代値が得られている。

断層面上に分布する水平の条線から、下郷断層は右横ずれ主体の運動センスを示すことが分かる。この運動センスに加え、断層露頭 S2 が断層露頭 S1 の南西 100 m・20 m 上位の上位段丘上に位置することから、断層露頭 S2 の段丘礫層は下郷断層の変位を受ける以前から断層露頭 S1 の低位段丘堆積物より上位に位置していたことが指摘される。このことは、断層露頭 S2 の段丘礫層が断層露頭 S1 の低位段丘堆積物より古く、その堆積年代が 25,000 年前以前であることを示す。さらに断層露頭 S2 で確認した段丘礫層が、風化殻をほとんど伴わない礫と、締まりが良い基質からなり、その基質は赤色化した砂や粘土から構成されること

から、断層露頭 S2 の段丘礫層は中位段丘堆積物に相当、または最低位の段丘堆積物より古いことが指摘され、断層露頭 S1 と S2 の位置関係に矛盾しない。

断層露頭 S2 の段丘礫層は断層露頭 S1 の低位段丘堆積物より古く、下郷断層に切られていることから、下郷断層が 25,000 年前以降に活動したこと¹⁾と矛盾しない。

6.1.2 宇部東部断層の活動時期と活動間隔

佐山西トレンチの追加掘削部で認められた A 断層は砂礫層 1 の上部まで切り、シルト混じり砂礫層 1 によって覆われることから(図 3.9 参照)、断層活動は砂礫層 1 の堆積後からシルト混じり砂礫層 1 の堆積前間に起きたと考えられる。シルト混じり砂礫層 1 から得られた試料 SYT-5 と砂礫層 1 から採取された試料 SYT-6 の ¹⁴C 年代値から(表 3.2 参照)、宇部東部断層は 38,000～16,000 年前に活動したことになる。これは、小松原ほか²⁾によるイベント 2(22,000～20,000 年前以前)に一致する可能性がある。一致する場合、イベント 2 は 38,000～20,000 年前に限定される。さらに、この断層の最新活動時期は 11,500～400 年前であるので²⁾、活動間隔は 8,500～37,600 年と見積もられる。しかし、追加掘削部で確認した A 断層は約 16,000 年前の堆積物に覆われており、小松原ほか²⁾によるイベント 1(11,500～400 年前)が確認できなかった。

6.1.3 地震マイグレーションと連動性

図 6.1 は北東から南西の順に、迫田-生雲断層と徳佐-地福断層、大原湖断層系を構成する活断層の最新活動時期とその一つ前の活動時期の範囲を示している。

本研究により宇部東部断層のイベント 2 の年代が 38,000～

20,000 年前に制約された．これにより，大原湖断層系を構成する活断層のひとつ前の活動で，地震発生場が木戸山西方断層から，下郷断層を経て，宇部東部断層へ至るような傾向が認められたが，宇部東部断層の活動年代幅が広く，下郷断層と宇部東部断層が連動している可能性も残るため，マイグレーションの有無を明確に判断できない．したがって，大原湖-弥畝山西断層系における地震発生場の長期的マイグレーション，または連動性を明らかにするためにも，今後さらにこの断層系におけるデータを蓄積していかなければならない．

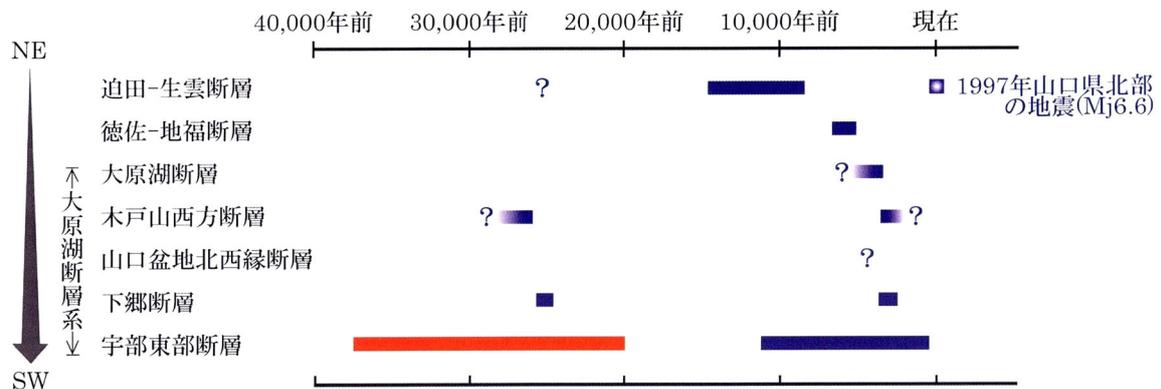


図 6.1 宇部東部断層の活動時期と大原湖-弥畝山西断層系の地震マイグレーション(佐川ほか³⁾を一部改変) 本研究で見積もった宇部東部断層の活動時期は赤色で示される．

6.2 迫田-生雲断層

6.2.1 断層南西部の分布と運動センス

次に述べる 3 つの理由によって迫田-生雲断層南西部の分布と運動センスを明らかにした。

- ① 迫田-生雲断層の南西部に連続する川上セグメント沿いのリニアメントに近接して，NE-SW～NNE-SSW 方向の主断層面沿いに河床礫や断層ガウジを伴う露頭を 6 か所で確認した(図 4.12 と 4.24 参照)。このことから，川上セグメントにはほぼ一致する迫田-生雲断層を確認し，断層南西端をこれまで指摘されていたよりも 12 km 延長した。この迫田-生雲断層と川上セグメントの一致は，川上セグメントが迫田-生雲断層として活動していることを示唆している。さらに川上セグメント南西端から南西 1 km の区間には，セグメントと同方向のリニアメントが分布することから，川上セグメントの南西端は迫田-生雲断層南西端の地点まで延びる可能性がある。
- ② 迫田-生雲断層南西部に沿って，沢・尾根・段丘の右屈曲や M 段丘面上の南東側隆起を示す逆向き低断層崖を確認したことから，迫田-生雲断層南西部の運動センスが南東上がり成分を伴う右横ずれであることがわかる。この運動センスは，断層露頭 K2 の主断層面にレイクの値が 38°NE である条線が分布することからも指摘される。さらに，断層北東部でも同様の変動地形が確認されているため³⁾，この断層は全体として南東上がり成分を伴う右横ずれ運動をされると考えられる。
- ③ 迫田-生雲断層の南西部に位置する佐々並-江舟セグメントに沿っては，明瞭な変動地形や未固結堆積物を切る露頭などが確認できなかつたため，佐々並-江舟セグメントを活断層に認定できなかつた。

川上セグメントにはほぼ一致する迫田-生雲断層南西部を確認したことから、地震発生場が迫田-生雲断層の北東部から南西部にマイグレーションする可能性が挙げられる。この迫田-生雲断層南西部への地震発生場のマイグレーションは、大原湖-弥畝山西断層系の地震マイグレーションに少なからず影響を与えていることが考えられるため、迫田-生雲断層南西部の活動年代などを今後の調査で明らかにし、迫田-生雲断層南西部の地震マイグレーションの有無を確認する必要がある。

6.2.2 野戸呂低地の消滅

図 6.2 に野戸呂地域の地表における断層の構造モデルを示す。この図は断層の地表トレース(図 4.5, 4.11 および 4.12 参照)と運動センスを考慮して作成したものである。さらにここでは、野戸呂デュープレックスに囲まれた低地を野戸呂低地と呼ぶ。迫田-生雲断層の分布と右横ずれの運動センスから、野戸呂デュープレックスの湾曲部には NE-SW 方向のトランスプレッションが働くことになるため、野戸呂低地は、今後徐々に狭くなり、消滅することが予想される。さらに、このトランスプレッションにより野戸呂低地の中央部が隆起したことで、低地内に集中的に発達する河成段丘は離水した可能性がある。

大原湖-弥畝山西断層系を構成する弥畝山西断層と山口盆地北西縁断層はその運動センスが左横ずれから右横ずれにインバージョンした可能性が指摘されている^{4)・5)}。この断層系に並走する迫田-生雲断層の運動センスも左横ずれから右横ずれにインバージョンしていた場合、迫田-生雲断層の左横ずれ運動により迫田-生雲断層の屈曲部に NE-SW 方向のトランステンションが作用し、野戸呂低地が形成された可能性がある。このような断層運動による低地や盆地の形成・消滅は、山口盆地北西縁断層が分布する山

口盆地でも指摘されている⁵⁾。

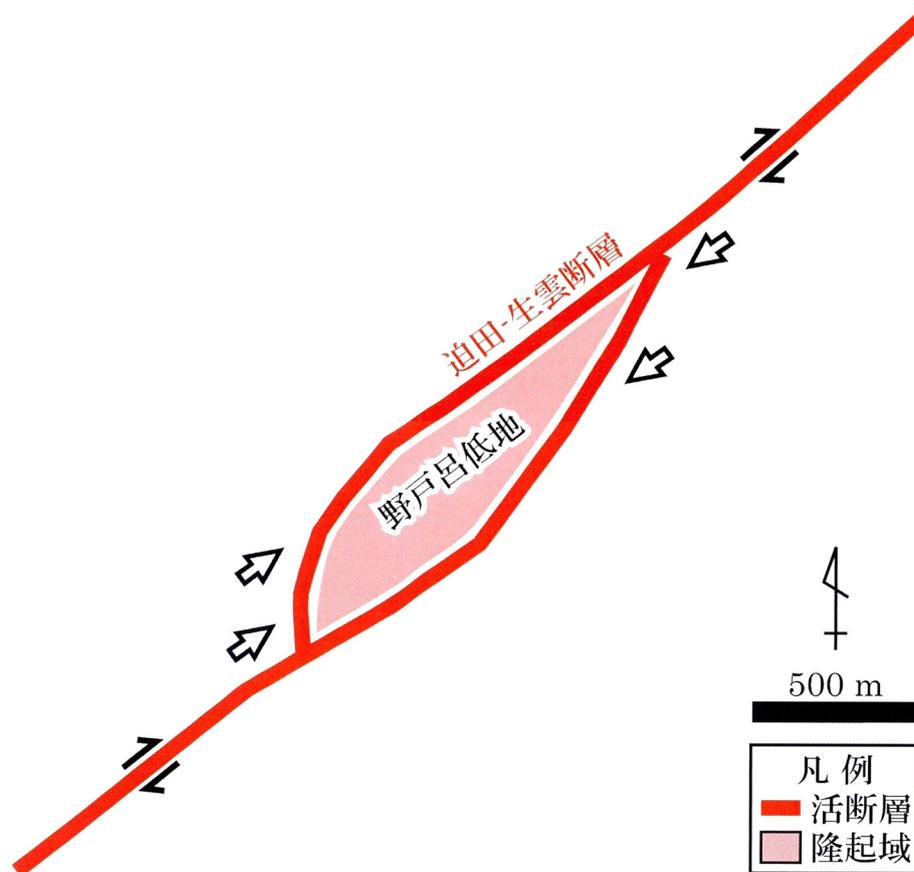


図 6.2 野戸呂地域の地表における断層の構造モデル

6.3 弥畝山西断層と都茂断層

6.3.1 断層の分布

次に述べる 3 つの理由によって弥畝山西断層の南西延長部と都茂断層の北東延長部，F1断層の位置を明らかにした。

- ① 弥畝山西断層の南西延長部に位置するリニアメント LG1 に沿って断層露頭 Y6 と Y7 を確認したことから(図 5.5b 参照)，弥畝山西断層南端はこれまで指摘されていたよりも南西方向に 10 km 連続し，全長は 40 km となる。
- ② 都茂断層の北東延長部に位置するリニアメント L₄ に沿って断層露頭 T4 が確認されたことから(図 5.5c 参照)，都茂断層は東方向にさらに 1 km 連続することになる。このことから，都茂断層北東端は弥畝山西断層に近接した後，接する可能性が出てくる。
- ③ 都茂断層北東部の北西に位置するリニアメント LG2 に沿って断層露頭 T5 が確認されたことから(図 5.5c 参照)，リニアメント LG2 は F1 断層に一致し，この断層も弥畝山西断層に接することになる。

6.3.2 断層の地下構造

弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層を横断する地質断面図はすでに図 5.1b～e に示した。この図において，断層のみかけの傾斜は，断面線に最も近い断層露頭で測定された断層面の傾斜から計算した。以下に 3 断層の地下での連結性を検討する。

- ① 弥畝山西断層と都茂断層の南西部を横断する断面 A-A' では，見かけの傾斜がそれぞれ，南東および北西方向を示すことから，これらの断層は地下で収れんしない可能性がある(図 5.1b 参照)。

- ② 弥畝山西断層中部や都茂断層北東部，F1断層南西端を横断する断面 B-B'では，見かけの傾斜がそれぞれ，南東および北西方向であり，弥畝山西断層と都茂断層は地下で収れんしないが，都茂断層とF1断層は深さ700 m(標高-400 m)付近で収れんすることが推測される(図5.1c参照).
- ③ 弥畝山西断層とF1断層の中部を横断する断面 C-C'では，見かけの傾斜がいずれも南東方向を示す．F1断層の傾斜角度は弥畝山西断層のそれよりも緩いため，これらの断層は地下で収れんすることが考えられる(図5.1d参照).
- ④ 都茂断層とF1断層の北東端を横断する断面 D-D'では，見かけの傾斜がそれぞれ，北東および南西方向を示し，これらの断層は地下で収れんする可能性がある(図5.1e参照).

上記では，弥畝山西断層と都茂断層の南西部は地下で収れんしないが，これらの断層とF1断層は板井川地域の地下で収れんしている可能性を挙げた．この推定は，「6.3.1 断層の分布」で述べたように都茂断層とF1断層が弥畝山西断層に接することに矛盾しない．つまりF1断層は，地下で弥畝山西断層と都茂断層に収れんし，これらの断層から派生しているものと考えられる．

6.3.3 断層の分布・地下構造と重力異常・地震活動

図6.3a および b はそれぞれ，弥畝山西断層および都茂断層周辺の重力ブーゲー異常図と震源分布図を拡大したものである(図6.3a および b の位置はそれぞれ，図2.4a および b を参照)．図6.3c および d はそれぞれ，図6.3b 中の A-A'~B-B'断面と C-C'~D-D'断面の断面図である．

従来指摘されてきた弥畝山西断層沿いの重力異常の急変帯は，さらにその南西延長上に連続し，本研究で明らかにした断層南西端からの10 km 延長部と一致する．都茂断層に沿っても，重力

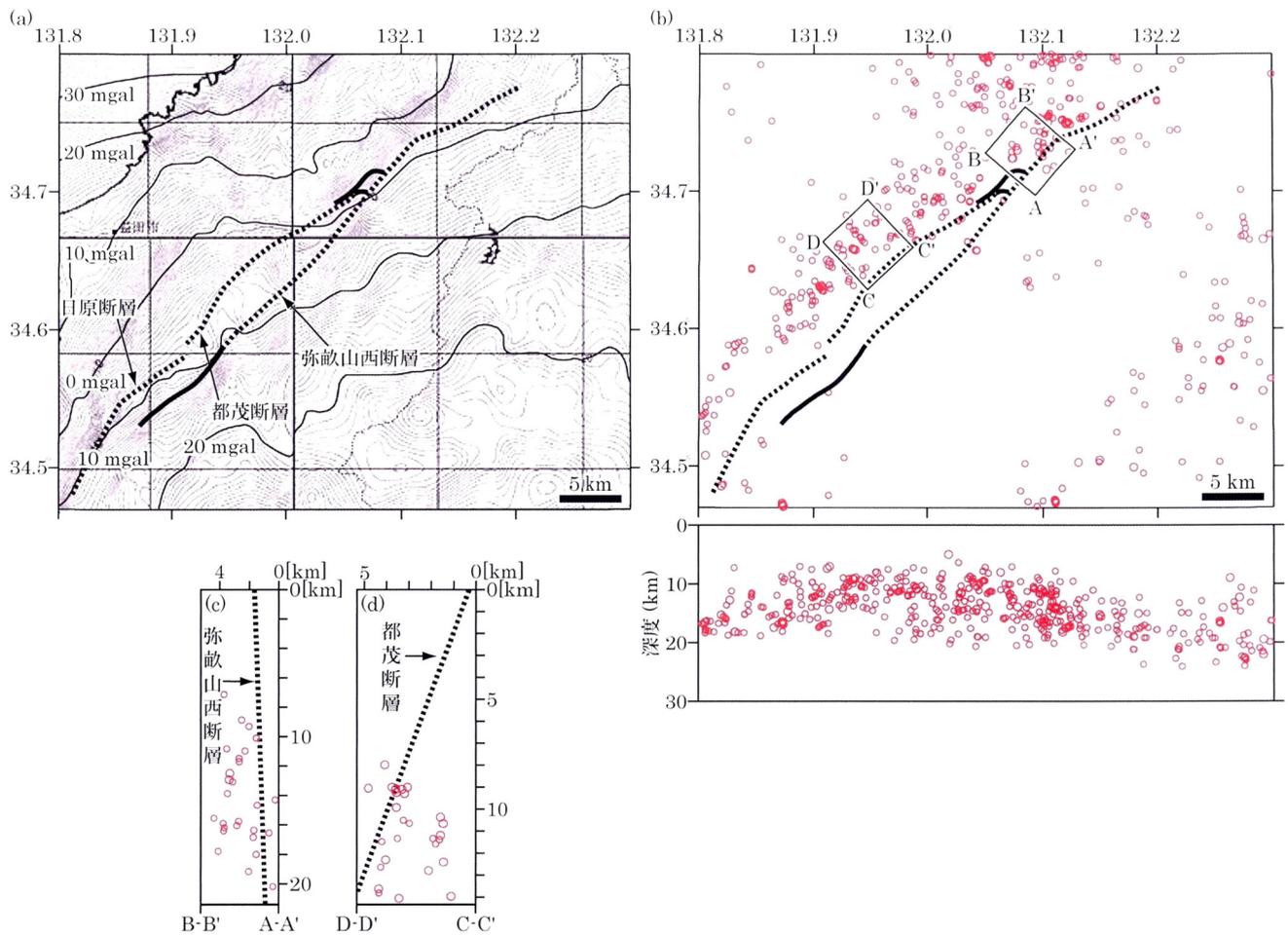


図 6.3 弥畝山西断層，都茂断層および日原断層周辺の重力異常⁶⁾(a)と地震の分布(b~d) 気象庁一元化地震カタログを使用し，1997年10月1日～2010年11月10日に発生した $M_j \geq 2.0$ 、深さ 30 km 以浅の震源と弥畝山西断層，都茂断層および日原断層の位置を重ね合わせた．ブーゲー異常の補正密度は 2.67 g/m^3 、等値線間隔は 0.5 mgal である．実線と点線はそれぞれ，新たに確認した断層と金折・遠田⁷⁾による断層の分布を示す．(c)と(d)はそれぞれ，(b)内の A-A'～B-B'断面と C-C'～D-D'断面の断面図を示す．さらに(c)および(d)中の断層の傾斜角度は，A-A'～B-B' および C-C'～D-D'断面に最も近い断層露頭 Y1(弥畝山西断層)および T3(都茂断層)で測定された主断層面の傾斜角度を使用した．(a)と(b)の範囲はそれぞれ，図 2.4a および b の破線枠内である．

異常の急変帯が認められる。

震源の平面分布を大局的に見ると、弥畝山西断層を境に北西側では震源が多数分布するのに対し、南東側ではあまり分布していない。「5.1 地質概要」で示したように、弥畝山西断層の北西側には主に、泥質片岩と砂質片岩を主体とする三隅層群や、含礫泥岩を主体とする鹿足層群が分布し、南東側には凝灰岩を主体とする匹見層群が分布する。さらに匹見層群は、下位の地層中のものほどホルンフェルス化しており、その下部には花崗岩体が分布する⁸⁾。吉田ほか⁹⁾は、ホルンフェルスのような緻密な変成岩に埋められた花崗岩体の内部には、局所的な応力集中は生じないが、堆積岩層は本来的に層理や節理、堆積時の不均質構造を内蔵していることから、それらの小構造の境界に応力が集中して、そこで破壊が生じやすくなっている可能性を述べている。これらのことから、図 6.3b での弥畝山西断層を境とした震源分布の非対称性は地質分布に影響されている可能性がある。

断層に沿う震源を局所的に見ると、弥畝山西断層では北東部周辺に震源が分布しており、断層の北西側(下盤側)に集中しているように見える。この震源集中も地質分布に影響されている可能性がある。弥畝山西断層の北東部に沿って震源が分布しているのに対し、断層の中部～南西部は三隅層群と鹿足層群内を通過するにも関わらず(図 5.1 参照)、断層に沿う震源がほとんど認められない。このことから、断層の北東部と中部～南西部が別々の挙動セグメント¹⁰⁾である可能性が示唆される。都茂断層に沿っては、平面図(図 6.3b)で震源が断層の北西側に集中することから、この断層が北西傾斜であることが示唆され、露頭で確認した断層面の傾斜方向と整合する。しかし断面図(図 6.3d)では、震源が都茂断層の南東側(下盤側)に集中することから、都茂断層の傾斜は地表から地下(地下 15 km 以浅)にむかうにつれて徐々に高角度になり、

図 6.3d 中の都茂断層のやや南東側(震源の集中域)を通過している可能性がある。平面図の都茂断層沿いの震源は弥畝山西断層北東部沿いの震源と連続しているように見え、板井川地域で弥畝山西断層と都茂断層北東端が接合することと整合的である。

福塚・金折⁴⁾でも弥畝山西断層北東部と都茂断層に沿った重力異常急変帯や震源の分布、弥畝山西断層中部～南西部沿いの地震空白域を確認しているが、本研究で示した都茂断層の北西側に震源が集中することについては述べていない。

福塚・金折⁴⁾は弥畝山西断層南西部とその南西延長部に続く重力異常急変帯を確認しておらず、弥畝山西断層北東部に沿う重力異常の急変帯が都茂断層に連続する可能性を示している。

6.3.4 都茂断層および F1 断層の運動センス

(1) インバージョンを示す都茂断層の変形構造

すでに記載した断層露頭 T4 の主断層面に沿った幅約 4 cm のゾーン内のレンズ状構造(図 5.13 中央部)は、以下の順序で形成されたと推定した。

図 6.4a に示すように、まず断層の左横ずれ運動により、密に発達する葉状の面構造である P フォリエーションが形成される^{11)・12)}。その後、右横ずれ運動で、フォリエーション内の円形の断層角礫が右回転するとともに、回転に伴って細粒部が引きずられるように変形した(図 6.4b)。このような粒子回転は White et al.¹³⁾などでも報告されている。さらに石英脈でも同様なメカニズムで、図 6.4b のような変形構造が生じることが知られている^{14)・15)}。

以上のレンズ状構造の形成過程から、都茂断層の横ずれ運動センスは左横ずれから右横ずれにインバージョンしたと判断した。さらに、断層露頭 T4 の主断層面から離れた位置で確認されたフ

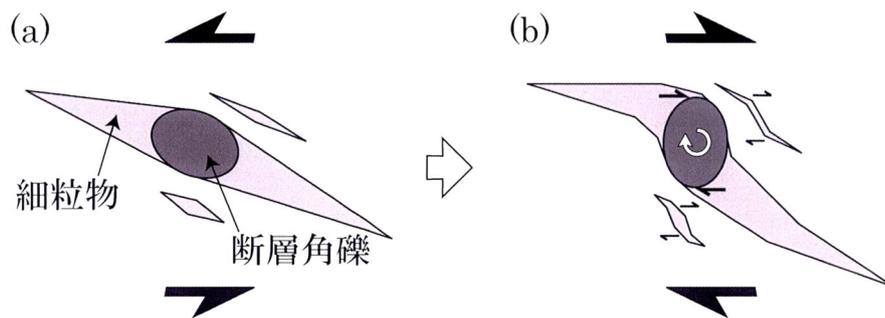


図 6.4 インバージョンによる変形構造の形成モデル (a)左横ずれ運動による P フォリエーション. (b)右横ずれ運動で、右回転した P フォリエーション.

オリエーションは主断層面から反時計回りに $20\sim 30^\circ$ で配列し、右横ずれによって形成された P フォリエーションであると判断されることから、これも右横ずれ運動を示すことになる。

以上に述べてきた横ずれ運動センスのインバージョンは、福塚ほか¹⁶⁾が断層露頭 T1 のカタクレーサイト中に左横ずれ運動を示す P フォリエーションを認めたことや、都茂断層沿いで沢・尾根の右屈曲が配列することにも裏付けられる。さらに図 5.1a において、都茂断層を境に白亜紀花崗岩類が左横ずれオフセットしているように見えることも、都茂断層の左横ずれ運動があった可能性を示唆している。

断層露頭 T4 の主断層面(走向・傾斜： $N70^\circ W \cdot 50^\circ N$)に沿って、レイクの値が $5\sim 10^\circ SE$ である条線が確認された。このことから、都茂断層北東端は正断層成分を伴う右横ずれ断層であることがわかる。

(2) F1 断層の右横ずれセンス

沢・尾根の右屈曲が F1 断層沿いに確認され、主断層面にレイクの値が $15^\circ SW$ である条線が分布することから、この断層は正断層成分を伴う右横ずれ断層であることがわかる。断層露頭 T5 で確認した泥質片岩の南東上がりの褶曲構造が断層運動による

ものならば，F1 断層の縦ずれ成分が逆断層運動から正断層運動にインバージョンしたことが示唆される。

6.3.5 板井川プリアパートの拡大

図 6.5 に板井川地域の標高 - 400 m における断層の構造モデルを示す。この図は断層の地表トレース(図 5.4 参照)と運動センス、地質断面図(図 5.1b~e 参照)を考慮して作成したものである。弥畝山西断層，都茂断層および F1 断層の分布と右横ずれの運動センスから，板井川デュープレックスを構成する都茂断層北東端と F1 断層の湾曲部には NE-SW 方向のトランステンションが働くことになるため，板井川デュープレックスに囲まれた低地がプリアパートとして，今後さらに NE-SW 方向に拡大し，それに伴い中央部が沈降することが予想される。この沈降域は，都茂断層北東端と F1 断層がそれぞれ，北落ちと南東落ちの正断層成分を伴うことと矛盾しない。さらに板井川デュープレックスに囲まれた低地は，F1 断層と都茂断層北東端の間に位置しており，それらの断層運動によってトランステンションが作用して形成された。このような低地の形成は Wu et al.¹⁷⁾のアナログ実験に裏付けられている。

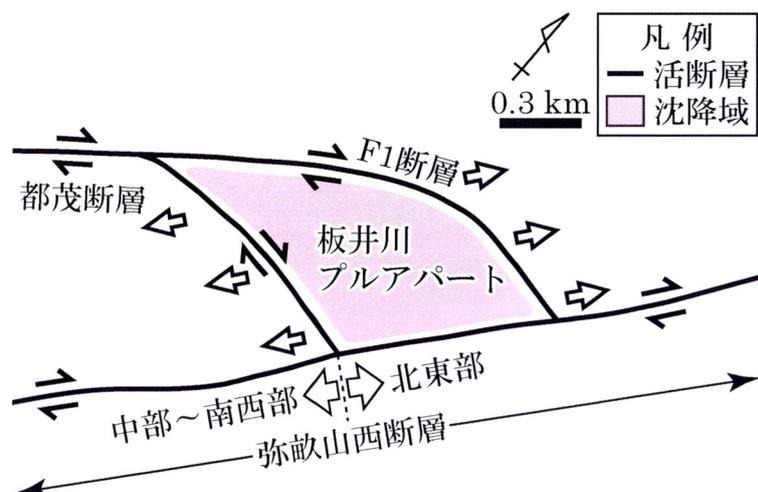


図 6.5 板井川地域の標高 - 400 m における断層の構造モデル

本研究では、板井川デュープレックスに囲まれた沈降域を板井川プルアパートと呼ぶ。このプルアパートの南西に位置する弥畝山西断層中部～南西部の北東端が右横ずれ運動をする場合、板井川プルアパートに対して NE-SW 方向のトランスプレッションが働くために板井川プルアパートは形成・拡大することが難しい。しかし、弥畝山西断層中部～南西部に沿う屈曲沢のうち、板井川プルアパートの南西約 1～2 km に位置する Loc.18～22 の屈曲率 a 値が南西から北東(Loc.22 から Loc.18)にかけて急減していることから(表 5.1 と図 5.3 参照)、弥畝山西断層中部～南西部の右横ずれ変位量は北東端に向かうにつれて急減し、断層中部～南西部が板井川プルアパートに接する地点では、その変位量はプルアパートの形成・拡大を阻止できるほど大きくない、または変位量を伴わないことが指摘される。この屈曲率 a 値の急減は、弥畝山西断層中部～南西部の北東端の右横ずれ運動が、上述した NE-SW 方向のトランスプレッションにより抑制されていることを示しているのかもしれない。都茂断層の北東延長部に位置する屈曲沢 Loc.79～81 の屈曲率 a 値はいずれも、Loc.18～21 の屈曲率 a 値より大きく、Loc.80 の屈曲率 a 値は Loc.22 より大きい。さらに Loc.79～81 と Loc.18～22 の屈曲率 a 値の平均値はそれぞれ、0.33 と 0.17 であり(小数点以下第 3 位は四捨五入)、Loc.18～22 に比べ Loc.79～81 の屈曲率 a 値の平均値が大きい。この Loc.18～22 と Loc.79～81 の屈曲率 a 値の比較も、弥畝山西断層中部～南西部の北東端に比べ都茂断層の北東延長部の平均変位速度が大きいため、プルアパートの形成・拡大が阻止されないことを示唆している。

弥畝山西断層中部～南西部が板井川プルアパートに接する地点で変位量を伴わない場合、板井川プルアパート付近を境に弥畝山西断層は北東部と中部～南西部の 2 つの挙動セグメントに分

かれることが推定される。これは、震源が弥畝山西断層北東部に沿って密に分布しているのに対して、中部～南西部に沿ってはほとんど確認できないことと整合的であり、福塚・金折⁴⁾のセグメント区分ともほぼ一致する。断層の変位量は断層末端部に向かい減少することから¹⁸⁾、弥畝山西断層北東部の Loc.8 から Loc.17 にかけて屈曲率 a 値が減少する傾向も、弥畝山西断層北東部の南西端が断層末端部、つまりセグメント境界部である可能性を示している。さらに、弥畝山西断層の北東部と都茂断層は板井川地域でつながることから、連動している可能性も示唆される。

山口・金折¹⁹⁾は金折・遠田⁷⁾と本研究で明らかにした断層分布(図 6.6a)に基づいて、有限要素法を用いた二次元断層運動解析による弥畝山西断層系の断層運動シミュレーションを実施し、都茂断層が活動した場合、弥畝山西断層の北東部と F1 断層が連動する可能性を示した(図 6.6b)。さらに、弥畝山西断層の北東部と F1 断層の活動に弥畝山西断層の中部～南西部(図 6.6c)や都茂断層(図 6.6d)が連動する可能性を示した。図 6.6c の弥畝山西断層の北東部と中部～南西部、F1 断層が連動する結果に注目すると、弥畝山西断層の北西側の変位量が都茂断層の北東延長部付近を境に、弥畝山西断層北東部の南西端から中部～南西部の北東端へかけて急激に減少し、ほとんど 0 になっていることが分かる。この変位量の急減は、弥畝山西断層中部～南西部に沿う屈曲沢の屈曲率 a 値が断層中部～南西部の北東端で急減することと一致する。したがって、このシミュレーション結果は、板井川プルアップ部分に対して、弥畝山西断層中部～南西部の活動による NE-SW 方向のトランスプレッションがほとんど働かないことを示唆しており、もし弥畝山西断層中部～南西部が連動しても板井川プルアップ部分の拡大は抑制されない可能性を示している。

このセグメンテーションと連動性については、活断層から発生

する地震規模を見積もる上で重要であるため、今後さらに詳しく野外調査を実施するとともに、室内分析やシミュレーション解析を行う必要がある。

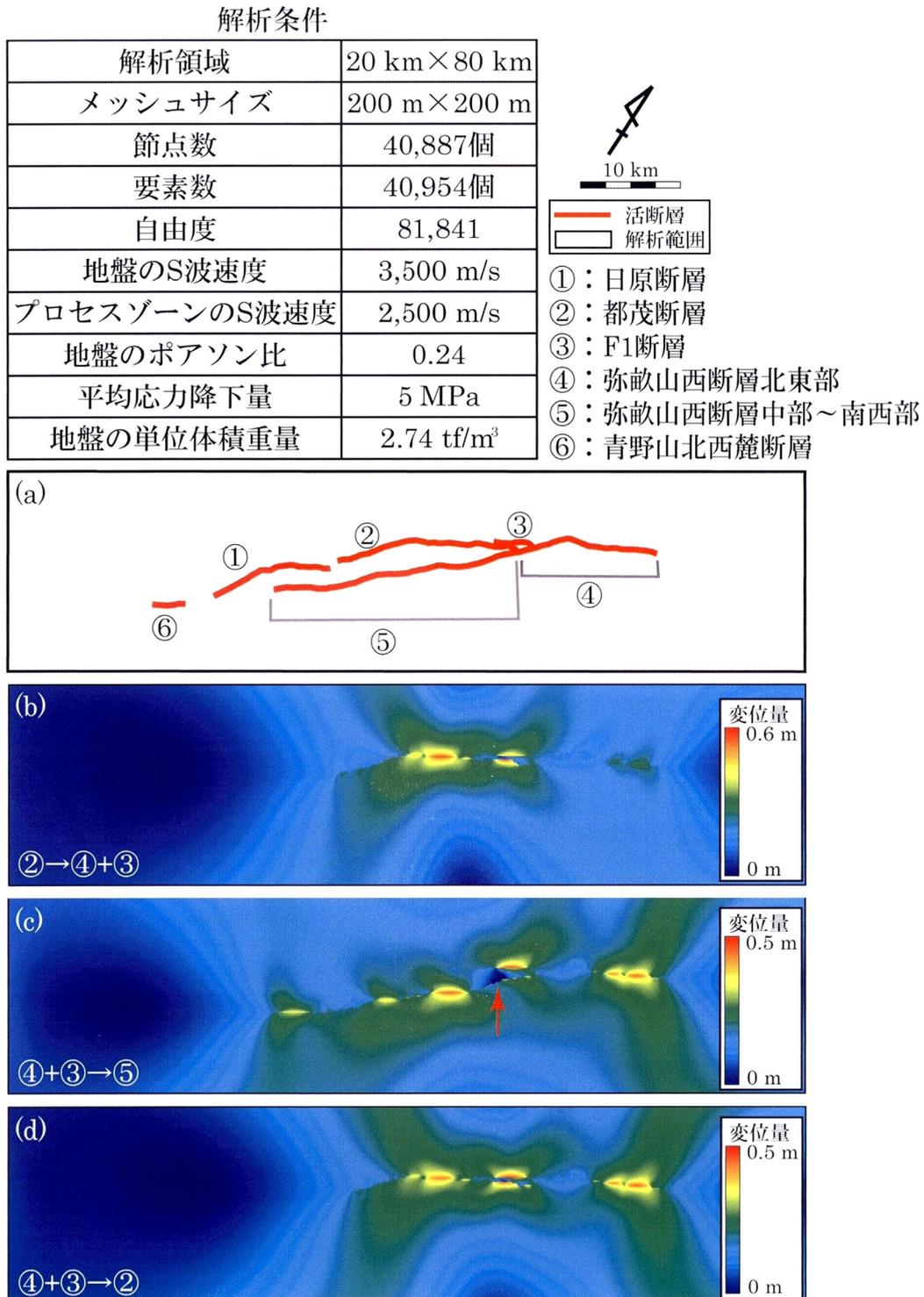


図 6.6 解析モデル(a)と変位図(b～c)¹⁹⁾ 赤矢印は変位量の急減部を示す。

[引用文献]

- 1) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 2) 小松原 琢・水野清秀・金折裕司・小笠原 洋・新見 健・木下博久(2005): 山口県大原湖断層帯西部, 宇部東部断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.5, pp.139-145.
- 3) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 4) 福塚康三郎・金折裕司(2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常一島根県南西部, 弥畝山西断層を例として一, 応用地質, Vol.43, pp.226-234.
- 5) 金折裕司(2005): 山口県の活断層一地震災害の減災をめざして一, 近未来社, 119p.
- 6) 山本明彦・志知龍一(2004): 日本列島重力アトラス一西南日本および中央日本一, 東京大学出版会, 144p.
- 7) 金折裕司・遠田晋次(2007): 中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動, 自然災害科学, Vol.25, pp.507-523.
- 8) 村上允英・今岡照喜(1986): 西中国および周辺地域の酸性〜中性火成活動, 山口大学教養部紀要一村上允英教授記念号一, 419p.
- 9) 吉田明夫・大久保泰邦・佐藤興平(1993): 地震活動と地質構造(1)一花崗岩分布域と無地震域の対応一, 地質ニュース, No.468, pp.6-15.
- 10) 土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会(2004): 原子力発

電所の活断層系評価技術－長大活断層系のセグメンテーション，土木学会，175p.

- 11) 狩野謙一・村田明広(1998)：構造地質学，朝倉書店，298p.
- 12) Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H. and White, S. H.(1986): Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges, *PAGEOPH*, Vol.124, pp.3-30.
- 13) White, S. H., Bretan, P. G. and Rutter, E. H.(1986): Fault zone reactivation: kinematics and mechanisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol.317, pp.81-97.
- 14) Beach, A.(1975): The geometry of en-echelon vein arrays, *Tectonophysics*, Vol.28, pp.245-263.
- 15) Roering, C.(1968): The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays, *Tectonophysics*, Vol.5, pp.107-123.
- 16) 福塚康三郎・金折裕司・青木道範(2002)：島根県南西部に発達する弥畝山西断層と都茂断層の関連性，日本応用地質学会平成14年度研究発表会講演論文集，pp.157-160.
- 17) Wu, E. J., McClay, K., Whitehouse, P. and Dooley, T.(2009): 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins, *Mar. Petrol. Geol.*, Vol.26, pp.1608-1623.
- 18) Muraoka, H. and Kamata, H.(1983): Displacement distribution along minor fault traces, *Jour. Struct. Geol.*, Vol.5, pp.483-495.
- 19) 山口祐貴子・金折裕司(2011)：断層プロセスゾーンを考慮した断層運動シミュレーションによる活断層の連動性－中国地方西部を例に－，日本応用地質学会平成23年度研究発表会講演ポスター，P19.

第 7 章 結 論

7.1 研究成果のまとめ

本研究は大原湖-弥畝山西断層系を構成する活断層と迫田-生雲断層の新たなデータを提供すると共に，大原湖-弥畝山西断層系の地震発生場の長期的マイグレーションや連動性，セグメンテーションを検討するために，下郷断層，宇部東部断層，迫田-生雲断層，弥畝山西断層および都茂断層の活動年代や連結性，変位様式，テクトニクスを明らかにした．

本研究の主な成果を以下に示す．

(1) 下郷断層と宇部東部断層

- ① 断層露頭 S2 で中位段丘堆積物に相当，または最低位の段丘堆積物(25,000 年前に堆積)より古い段丘礫層を切る下郷断層を認めた．
- ② 佐山西トレンチで，見かけ上南東落ち成分を示す宇部東部断層を確認した．¹⁴C 年代測定結果に基づいて，断層の活動時期を 38,000～16,000 年前であると判断した．宇部東部断層の最新活動と一つ前の活動はそれぞれ，11,500～400 年前と 22,000～20,000 年前以前であるため，宇部東部断層の一つ前の活動時期は 38,000～20,000 年前に限定され，その活動間隔を 8,500～37,600 年と見積もった．
- ③ 佐山西トレンチ掘削地点の北東で，推定した宇部東部断層に直交する NW-SE 方向にボーリングを 3 本掘削したが，断層を確認することができなかった．このことから，宇部東部断層は群列ボーリングの側線を通過していないと判断した．

(2) 迫田-生雲断層

- ① 迫田-生雲断層の南西部に連続する川上および佐々並-江舟セグメントを対象としたリニアメント判読と断層露頭調査に基づき、川上セグメントにはほぼ一致する迫田-生雲断層を認定し、断層南西端をさらに 12 km 延長した。一方、佐々並-江舟セグメントは活断層に認定されなかった。
- ② 迫田-生雲断層南西部に沿う右屈曲地形や南東側隆起の逆向き低断層崖に基づき、迫田-生雲断層南西部の運動センスが南東上がり成分を伴う右横ずれであることを示唆した。
- ③ 野戸呂地域において、迫田-生雲断層の分岐部から構成される横ずれデュプレックスを認定した。このデュプレックスに囲まれた地域は周囲に比べ標高が低く、低地を形成しており、野戸呂低地と名付けた。迫田-生雲断層の右横ずれ運動センスにより、デュプレックスには NE-SW 方向に働くトランスプレッションが想定されることから、野戸呂低地は、今後徐々に狭くなり、消滅する可能性がある。

(3) 弥畝山西断層と都茂断層

- ① 弥畝山西断層はその南西端からさらに 10 km 連続することから、全長は 40 km になる。このことは重力異常図に見られるように、弥畝山西断層に沿う重力異常の急変態が断層南西延長上に連続することと一致する。都茂断層の北東端はさらに東方に 1 km 延びるとともに、これに並走する F1 断層を確認した。弥畝山西断層と都茂断層の南西部は地下で収れんしないが、これらの 2 断層と F1 断層は板井川地域でつながる可能性が高く、震源分布図において、都茂断層沿いの震源が弥畝山西断層北東部沿いのものと連続していることに裏付けられている。
- ② 断層露頭の変形構造に基づくと、都茂断層では左横ずれから右横ずれに断層運動がインバージョンしているとともに、断層北

東端では正断層成分が伴われていることがわかった。沢・尾根の右屈曲や断層露頭の条線から、F1断層は正断層成分を伴う右横ずれ断層であることを明らかにした。

- ③ 板井川地域中央部において、弥畝山西断層や都茂断層、F1断層からなる横ずれデュープレックスを認定した。このデュープレックスに囲まれた地域は周囲に比べ標高が低く、低地を形成している。さらに、弥畝山西断層や都茂断層、F1断層の右横ずれ運動センスにより、デュープレックスにはNE-SW方向に働くトランステンションが想定されることから、その低地は板井川プルアパートとして今後さらにNE-SW方向に拡大し、それに伴い中央部が沈降していく可能性がある。

7.2 研究成果の意義

(1) 近接する活断層の境界部調査の重要性

活断層はその運動に伴い、幅や長さが拡大していくことが考えられる。活断層が拡大していくということは、徐々に断層活動時の変位量やマグニチュードが大きくなっていくことが推定される。さらに、近接する活断層はそれらの活動に伴い拡大したのち連結し、1つの活断層として活動する可能性が挙げられる。

本研究では、弥畝山西断層と都茂断層の境界部を調査することにより、それらの活断層が連結し、弥畝山西断層北東部と都茂断層が連動している可能性を示した。これは、近接する活断層の今後の活動を予測する際に、各活断層だけでなく、活断層の境界部も調査する必要があることを意味している。さらに、野戸呂地域の横ずれデュプレックスもまた、迫田-生雲断層南西部が2つの活断層の連結により形成された可能性を示している。このことから、大原湖-弥畝山西断層系を構成する活断層はいずれも、それらの今後の活動に伴い拡大・連結し、大地震を発生させる可能性がある。特に、本論文の研究対象である下郷断層と宇部東部断層はいずれも、樫野川断層の一部であると推定され、これら2つの活断層は近接していることから、連動している可能性がある。したがって、下郷断層と宇部東部断層の間に広がる沖積面上で物理探査等を実施し、両断層間の連結性などを明らかにする必要がある。

(2) 活断層や活断層間のテクトニクス解明の重要性

これまで活断層のセグメンテーションは、主に活断層の活動年代やシミュレーションを用いて議論されてきた。活断層の活動年代を見積もる方法として、活断層が切っている未固結堆積物とその活断層を覆っている未固結堆積物から採取した試料の堆積年

代を明らかにし、活動年代を狭めこむ方法がある。しかし侵食作用などにより、活断層の運動直前および直後に堆積した堆積物が存在せず、割り出した活動年代の幅が大きくなる場合がある。この場合、連動性について議論することは難しい。本研究で実施した宇部東部断層のトレンチ調査でも、割り出した活動年代の幅が大きく、下郷断層と宇部東部断層の連動性を明らかにすることが出来なかった。さらに、山地内では未固結堆積物試料の採取すら難しいため、活動年代の制約はより困難である。

シミュレーションを用いてセグメンテーションを議論するには、活断層が一度に活動する区間を明らかにする必要がある。しかし、低活動度の活断層は地震の発生間隔が長いため(歴史地震が少ない)、一度に活動する区間が明らかにされにくい。したがって、シミュレーションで低活動度の活断層のセグメンテーションを再現することは困難である。

以上のことから、活断層の活動年代やシミュレーションを用いた調査のみでは、低活動度の活断層のセグメンテーションを解明することは非常に難しいことがわかる。

本研究では、弥畝山西断層と都茂断層の間に横ずれデュプレックスに囲まれた板井川プルアパートを見いだし、プルアパートの拡大により弥畝山西断層でセグメンテーションが起きていることを示唆した。これは、活断層間の相互作用(テクトニクス)が活断層の活動場を支配する可能性を示している。つまり、活断層間のテクトニクスを明らかにすることで、セグメンテーションを解明できると考えられる。横ずれデュプレックスなどの断層構造は、迫田-生雲断層南西部で野戸呂デュプレックスを確認したように、活断層間だけでなく、1条の活断層の分岐部にも認められる。このことから、1つの活断層のセグメンテーションを明らかにする場合も、その活断層のテクトニクスを解明することが

重要であると考えられる。

横ずれデュープレックスに囲まれた地域は、断層運動により拡大・沈降または、縮小・隆起することが考えられる。本研究でも、迫田-生雲断層の活動により野戸呂低地が縮小していくことや、弥畝山西断層と都茂断層の活動により板井川プルア部分が拡大・沈降していく可能性を指摘した。さらに本研究では、都茂断層の横ずれ運動センスがインバージョンしていることを明らかにした。横ずれ断層の運動センスがインバージョンすることにより、デュープレックスに囲まれた地域が拡大・沈降から縮小・隆起に転位することや、断層の屈曲部で新たにデュープレックスが形成することなどが考えられる。地震被害をより軽減するためには、局所の変位を明らかにすることが重要であり、周辺の応力場や活断層の性状・変位様式から、活断層や活断層間のテクトニクスを解明する必要がある。

以上のことから、本研究の結果は大原湖-弥畝山西断層系を構成する活断層と迫田-生雲断層の分布や変位様式、テクトニクス、活動年代を示すだけでなく、活断層のセグメンテーションと局所の変位を明らかにするためには、活動年代やシミュレーションを用いた調査に加え、活断層や活断層間のテクトニクスを解明する必要があることを示している。

謝 辞

本論文の作成や長期にわたる学業生活にあたり，山口大学大学院理工学研究科の金折裕司教授には，懇切丁寧なご指導を賜るとともに，トレンチ調査など様々な能力向上の機会に多く参加させていただいた。

山口大学大学院理工学研究科の田中和広教授，今岡照喜教授，宮田雄一郎教授，福地龍郎准教授，京都大学防災研究所の遠田晋次准教授には，本論文の副査として貴重なご助言をいただいた。さらに田中教授には，学業生活の様々な機会を活断層調査に関する貴重なご助言と刺激，励ましをいただいた。今岡教授には，調査地域の地質についてご教示いただいた。宮田教授には，トレンチ調査で重要となる堆積構造についてご教示いただいた。福地准教授には，断層岩についてご教示いただいた。遠田准教授には，宇部東部断層のトレンチ掘削現場においてご議論いただくとともに，貴重なご助言をいただいた。

本調査を進めるにあたり，九州大学大学院理学研究院の下山正一博士，フランス Franche-Comte 大学の Olivier Fabbri 教授，山口大学大学院理工学研究科の松尾征二氏，(株)阪神コンサルタツの田中竹延氏，駒澤大学講師の市川清士氏には，トレンチおよびボーリング掘削現場においてご議論いただくとともに，貴重なご助言をいただいた。特に田中氏と市川氏には，地形判読や，断層露頭調査，トレンチ調査に関して懇切丁寧にご指導していただいた。

山口大学大学院理工学研究科の上塘 齋氏，堀川義之氏には，地質調査や論文執筆に関して懇切丁寧にご指導いただくとともに，地質調査に対する情熱を分けていただいた。

山口大学金折研究室の卒業生・院生・学部生の諸氏には，この

9年間多くの励ましと課題をいただいた。特に、西日本旅客鉄道(株)の森岡達也氏，中央復建コンサルタンツ(株)の佐川厚志氏，山口大学大学院理工学研究科の今井利宗氏，山口祐貴子氏との交流は，私の研究生活に多くの刺激を与えた。

ボーリング調査は常盤地下工業(株)に委託した。ボーリングおよびトレンチ調査地点の地主および地元の方々には，調査に便宜を図っていただいた。

ここに記して，以上の方々に謝意を表します。

最後に，長期にわたる学業生活にあたり，両親の相山宏文氏と相山和美氏には，金銭面・精神面でサポートをしていただいた。心から深く感謝いたします。

本研究に関連した公表文献

(1) 査読のある雑誌

- 1) 相山光太郎・金折裕司(2011): 山口県中南部, 宇部東部断層のトレンチおよびボーリング調査, 応用地質, Vol.52, pp.137-142.
- 2) 相山光太郎・金折裕司(2012): 隣接する活断層の連結性と変位様式: 弥畝山西断層と都茂断層の例, 応用地質, Vol.53, (印刷中).
- 3) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.

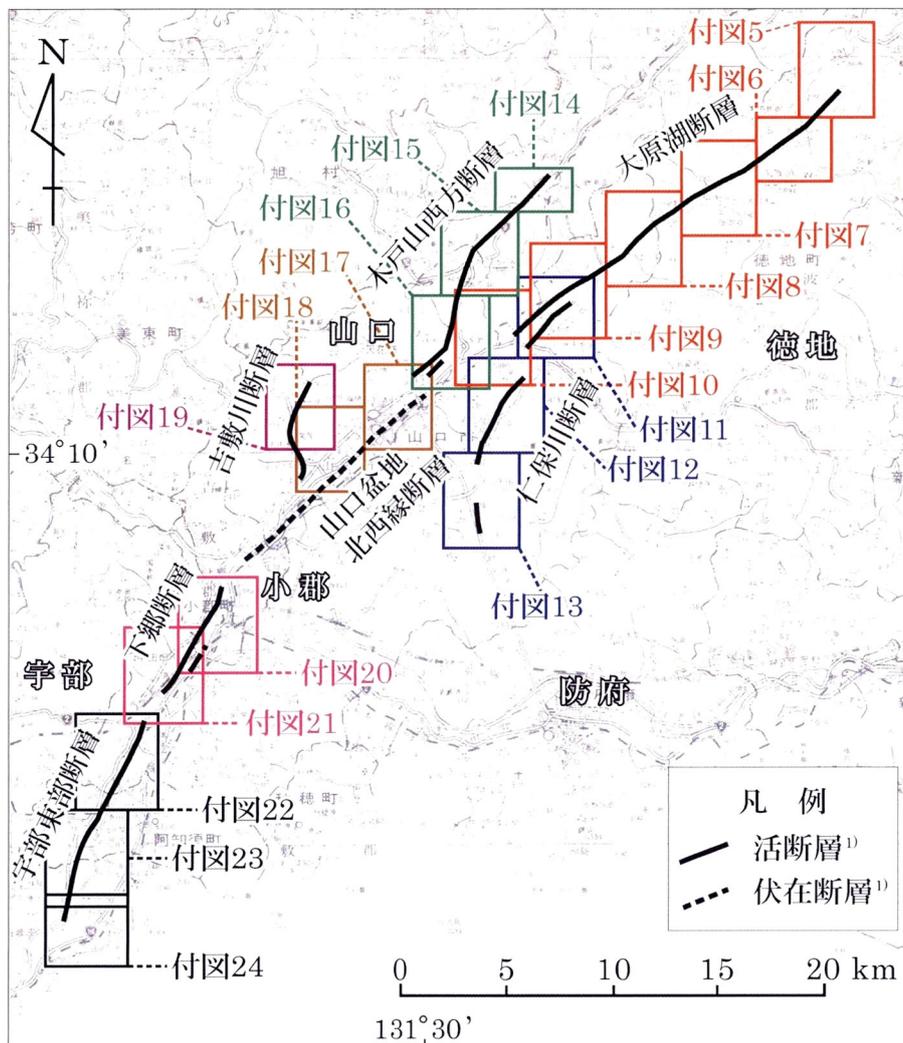
(2) 査読のある国際会議の会議録

- 1) Aiyama, K., Kanaori, Y., Sagawa, A., Morioka, T. and Tanaka, T.(2010): Spatial-temporal migration of active-fault earthquakes in central Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan, *Geologically Active (Delegate papers CR-ROM)*, pp.3-10.

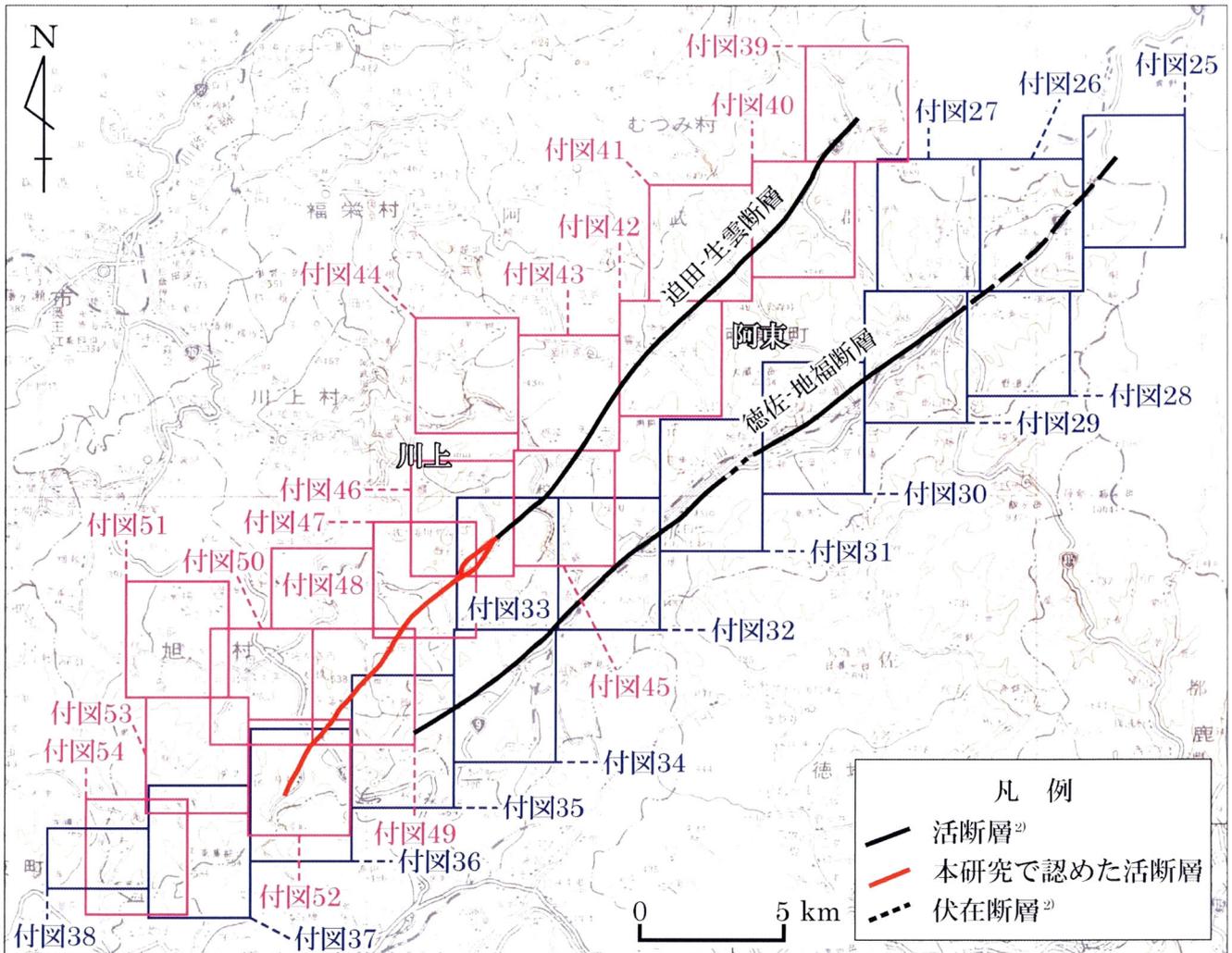
巻末資料

大原湖-弥畝山西断層系に沿うリニアメントと断層露頭の位置や、断層露頭 K1~4 と K6 の断層面や断裂の走向・傾斜を示す。

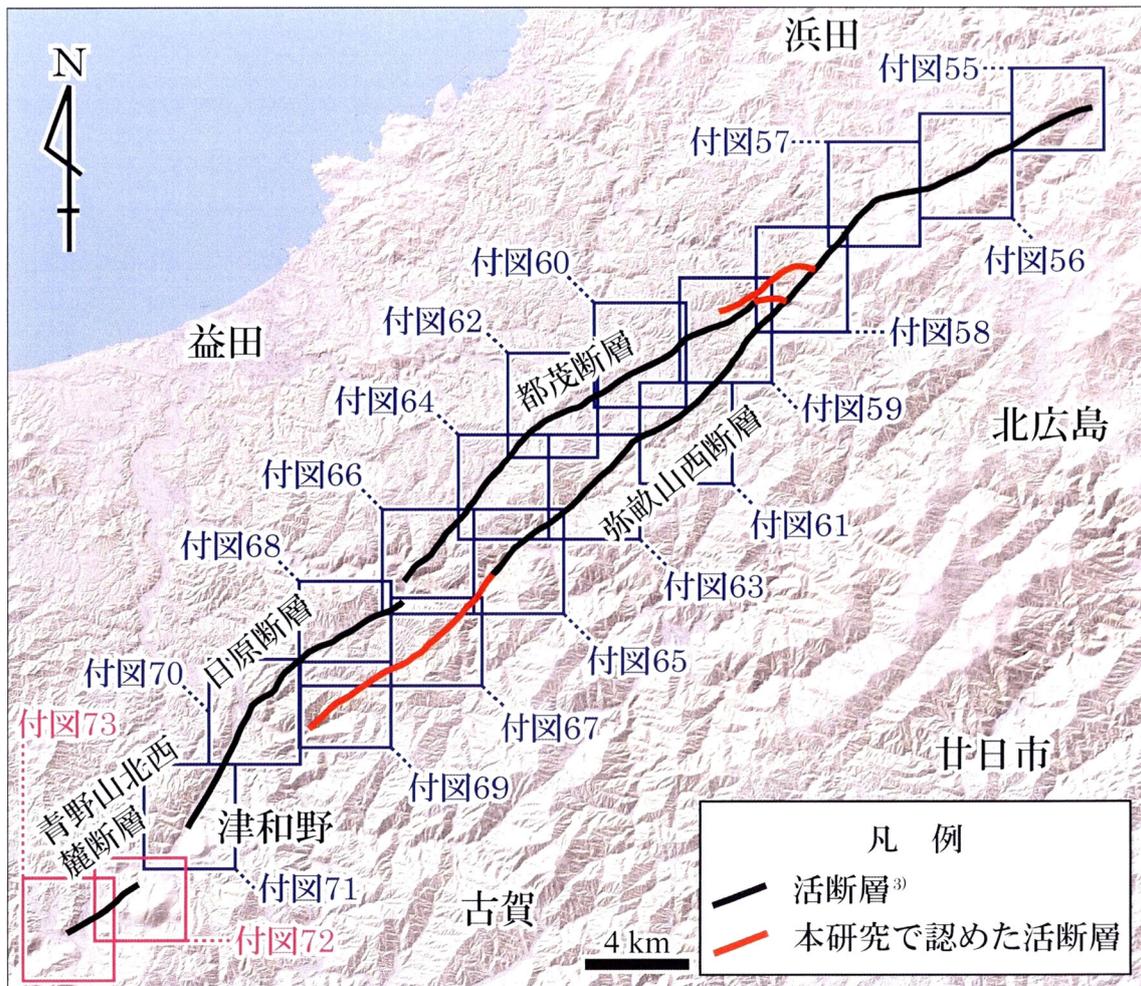
付図 1 は大原湖断層系，付図 2 は徳佐-地福断層と迫田-生雲断層，付図 3 は弥畝山西断層系と青野山北西麗断層に沿う付図 5~73(調査範囲)のインデックスマップである。



付図 1 大原湖断層系に沿う調査範囲 山口県発行 1:150,000 地勢図の一部を使用。赤枠は大原湖断層，青枠は仁保川断層，緑枠は木戸山西方断層，茶枠は山口盆地北西縁断層，紫枠は吉敷川断層，桃枠は下郷断層，黒枠は宇部東部断層の調査範囲を示す。



付図 2 迫田-生雲断層と徳佐-地福断層に沿う調査範囲 山口県発行 1:150,000 地勢図の一部を使用。青枠と桃枠はそれぞれ、徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の調査範囲を示す。



付図 3 弥畝山西断層系と青野山北西麓断層に沿う調査範囲 地形陰影図は国土地理院発行の基盤地図情報数値地図 10 m メッシュ(標高)を使用し、カシミール 3D を用いて画像化した。青枠と桃枠はそれぞれ、弥畝山西断層系と青野山北西麓断層の調査範囲を示す。

1974年と1976年撮影の縮尺1/15,000, 1/10,000および1/8,000のカラー空中写真(国土交通省国土画像情報)を用いて, 大原湖断層, 仁保川断層, 木戸山西方断層, 山口盆地北西縁断層, 吉敷川断層, 下郷断層, 宇部東部断層, 徳佐-地福断層, 迫田-生雲断層, 弥畝山西断層, 都茂断層, 日原断層および青野山北西麗断層周辺のリニアメントを判読した. 迫田-生雲断層と弥畝山西断層系, 青野山北西麗断層に沿う調査範囲では, 河成段丘面も判読した. 各活断層周辺で使用した空中写真を以下に示す.

(1) 大原湖断層

C CG-74-10 : C1-10~12, C2-9~11, C3B-2~4, C4-6~8,
C5-3~7, C6-1~4, C7-78~81, C8B-14~17,
C9-71~74, C10B-24~25, C11-64~66,
C12-59~60

C CG-76-11 : C21-22~23

(2) 仁保川断層

C CG-74-11 : C1A-4~6, C2A-4~6, C3A-4~6, C4A-4~6

C CG-74-13 : C10B-26~28, C11-66~68, C12-61~63,
C13B-26~28, C14-63~65

(3) 木戸山西方断層

C CG-74-13 : C5-74~77, C6C-7~10, C7-69~72,
C8B-6~9, C9-66~68, C10B-20~22,
C11-62~63, C12-58~59

(4) 山口盆地北西縁断層

C CG-74-12 : C1B-45~46, C2B-33~34, C3-77~78,
C4-71~74, C5B-31~33

C CG-74-13 : C11-62~63, C12-57~59, C13B-21~23,
C14-56~59

(5) 吉敷川断層

C CG-74-12 : C1B-44～46, C2B-33～34

C CG-74-13 : C10B-9～16, C11-54～59, C12-51～55,
C13B-16～18, C14-54～56

(6) 下郷断層

第3章の3.2.1で示した空中写真と以下のものを使用した。

C CG-74-12 : C6-70～72, C7B-44～46

(7) 宇部東部断層

第3章の3.2.1で示した空中写真と以下のものを使用した。

C CG-74-12 : C15B-29～31, C18-26～28, C19-24～26,
C20-21～23, C21A-19～20, C22-19～21

(8) 徳佐-地福断層

C CG-74-10 : C1-1～4

C CG-74-13 : C1-75～79, C2B-43～53, C3B-49～53,
C4B-12～15, C5-75～79, C6C-4～8,
C7-62～68, C8A-61～62, C8B-1～5,
C9-57～61, C10B-7～13, C11-49～55

C CG-76-10 : C23-1～5

C CG-76-11 : C13-26～33, C14-26～30, C15-22～30,
C16-20～28, C17B-11～16, C18-17～25,
C19-16～22, C20-13～19, C21-12～17

(9) 迫田-生雲断層

第4章の4.2.1で示した空中写真と以下のものを使用した。

C CG-76-11 : C12-17～23, C13-17～22, C14-16～21,
C15-14～20, C16-12～18, C17A-10,
C17B-1～6, C18-3～14, C19-8～14

(10) 弥畝山西断層と都茂断層

第5章の5.2.1に示した。

(11)日原断層

C CG-76-10 : C13A-5~7, C14-1~7, C15-1~6,
C16-1~4, C17A-1~2
C CG-76-11 : C6C-4~7, C7-30~34, C8-31~35,
C9-31~34, C10-30~35, C11-28~31

(12)青野山北西麗断層

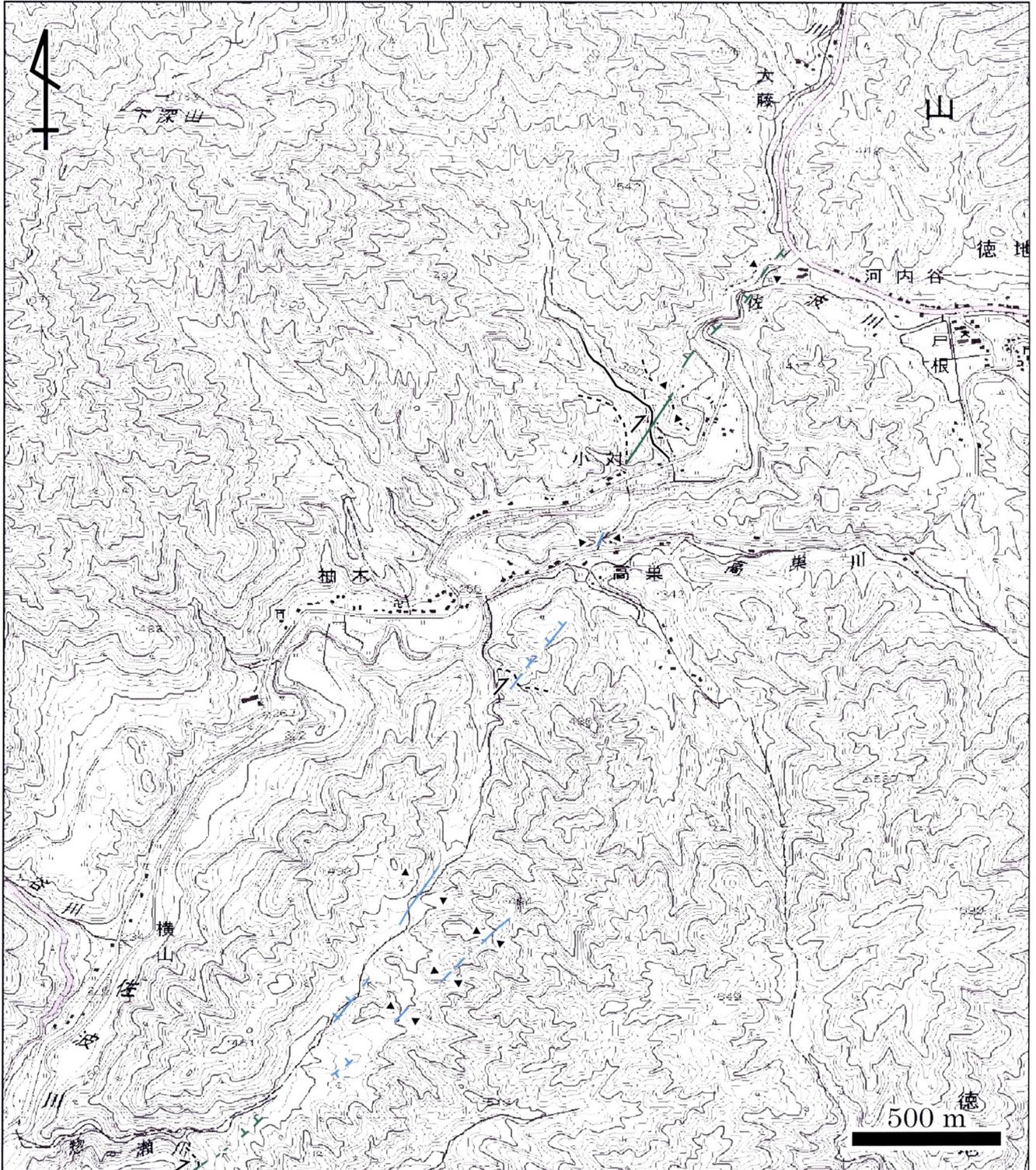
C CG-76-11 : C11-27~31, C12-27~33, C13-25~31,
C14-25~32, C15-24~30, C11-28~31

第3章の3.2.1で示したように、抽出したりニアメントを客観的な視点から評価しておくことは将来の精査のためには有益であるので、井上ほか⁴⁾の判読基準(表3.1参照)に基づき、それぞれのリニアメントを地形要素からランク分けする。判読した河成段丘面を、現河床からの比高や開析の程度に基づき、数段に区分した。現河床からの比高が大きい順に、迫田-生雲断層沿いではH, M, L1, L2 および L3 段丘に、弥畝山西断層と青野山北西麗断層沿いでは H, M および L2 段丘に分けた。

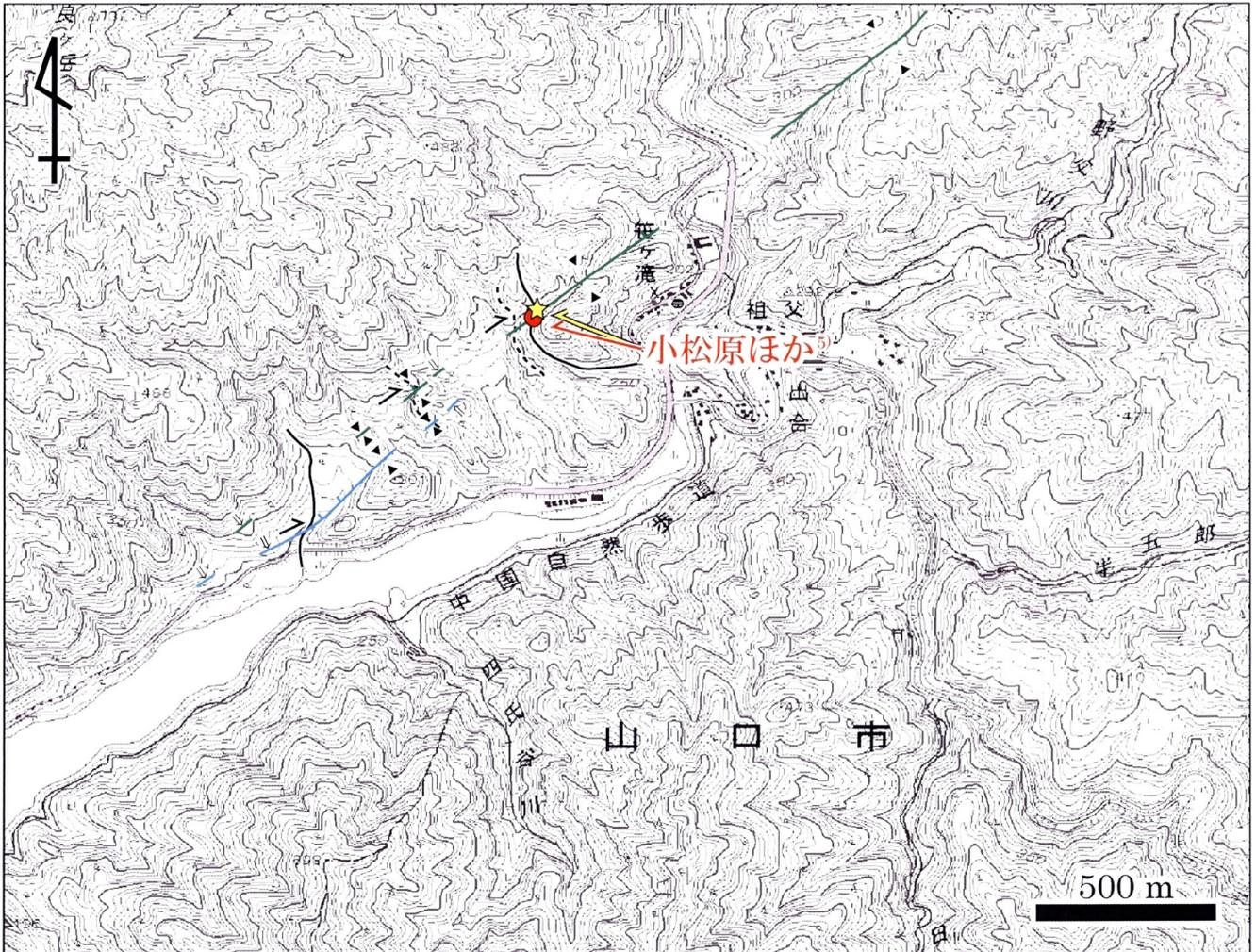
付図4は付図5~73の凡例、付図5~73は断層に沿うリニアメントと河成段丘面の分布に加え、断層露頭とボーリング掘削、トレンチ掘削の位置を示す。弥畝山西断層と都茂断層に沿うリニアメントの一部を構成する屈曲沢には番号を加筆した(付図56~67と69中のLoc.1~83)。

凡例		
	地形	河成段丘面
● 断層露頭	▲ 鞍部	■ H
☆ トレンチ掘削地点	~ 沢の右屈曲や右ずれ	■ M
■ ボーリング掘削地点	… 尾根の右屈曲や右ずれ	■ L1
リニアメント	┌ 崖(ケバは落ちの方向)	■ L2
— Bランク	— 直線状谷	■ L3
— Cランク	⇓ 遷緩線(矢印は傾斜の方向)	
— Dランク		

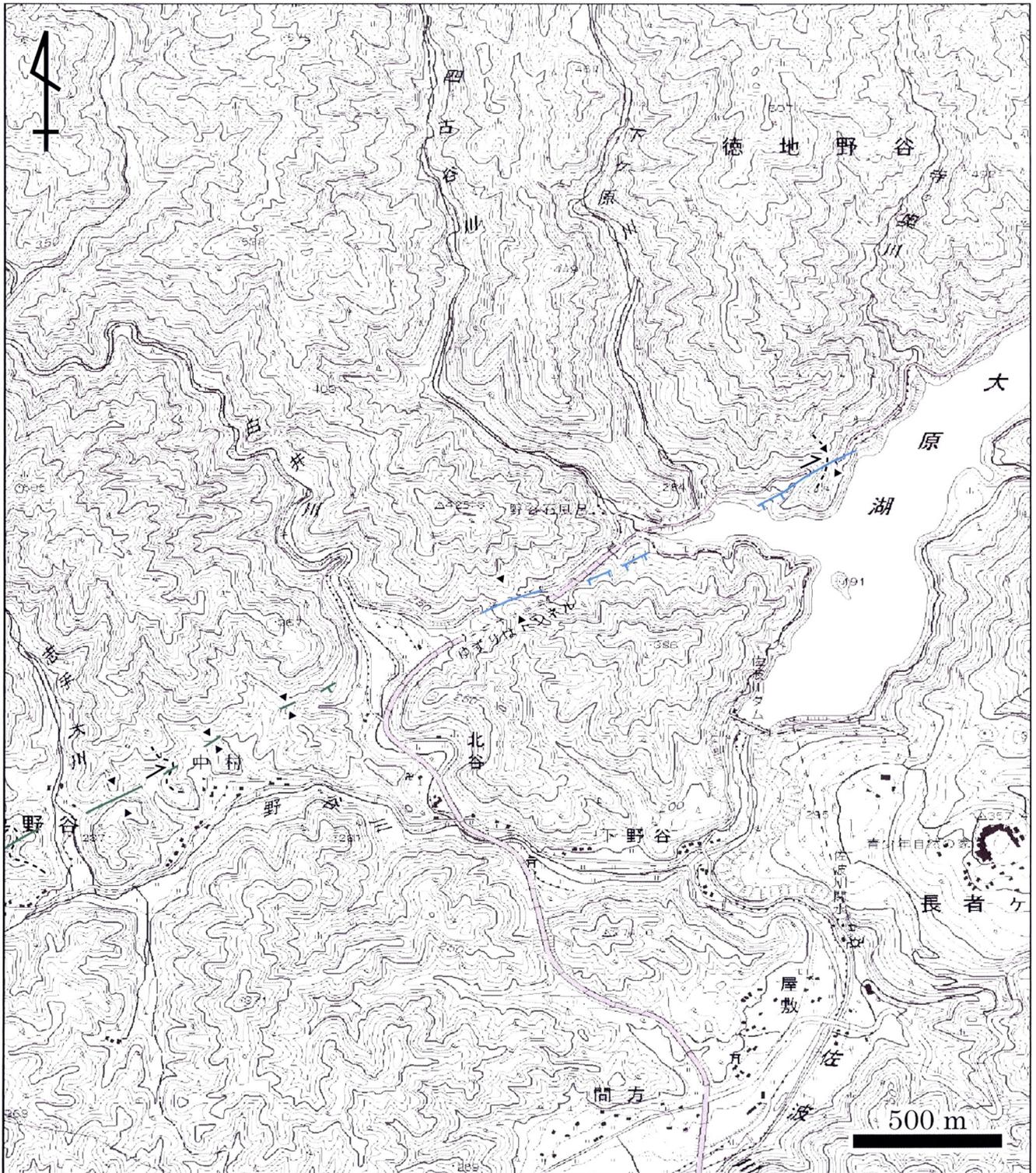
付図4 付図5~73の凡例



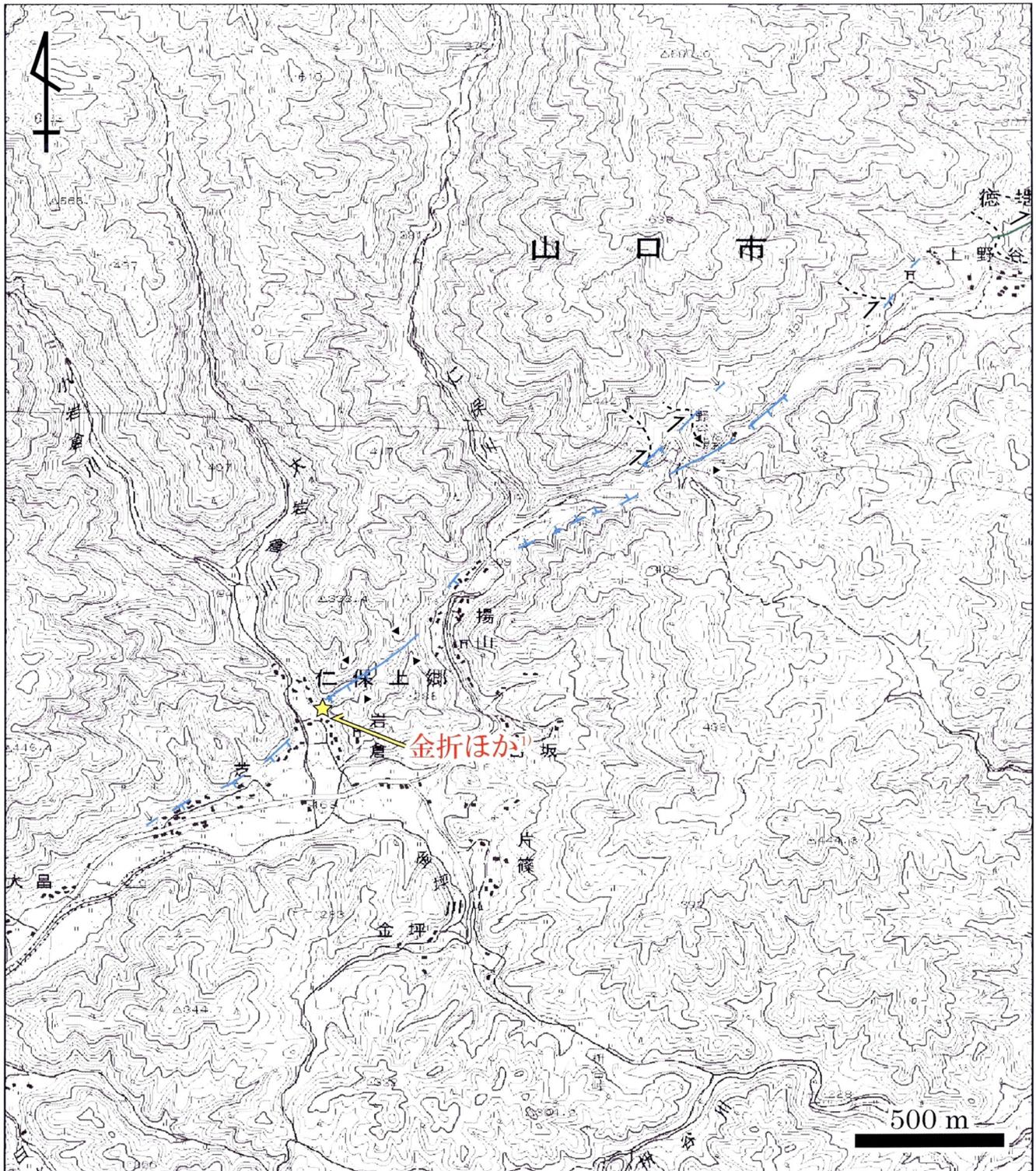
付図 5 大原湖断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『大原湖』と『徳佐中』の一部を使用。付図 5 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



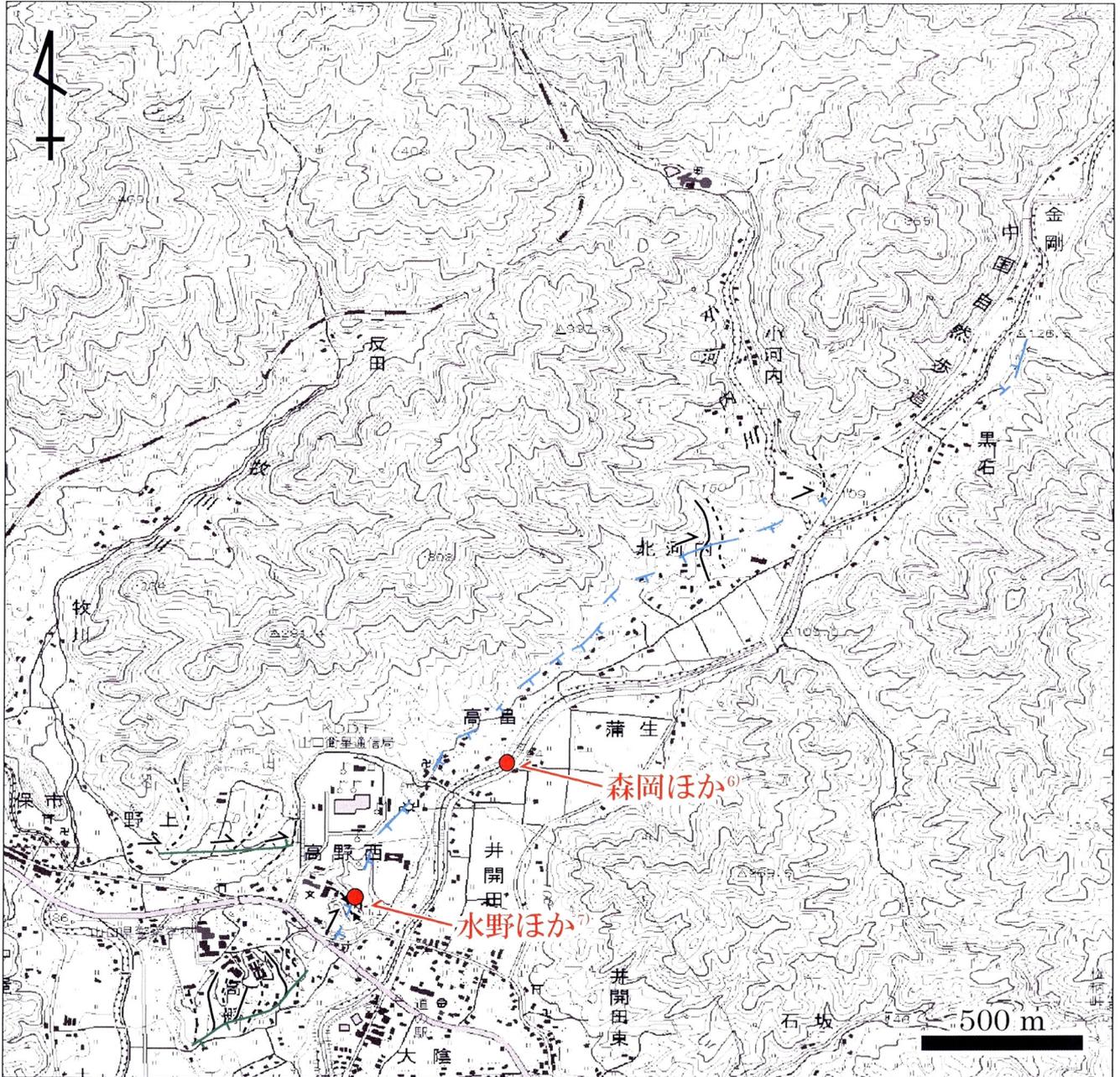
付図 6 大原湖断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『大原湖』の一部を使用。付図 6 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



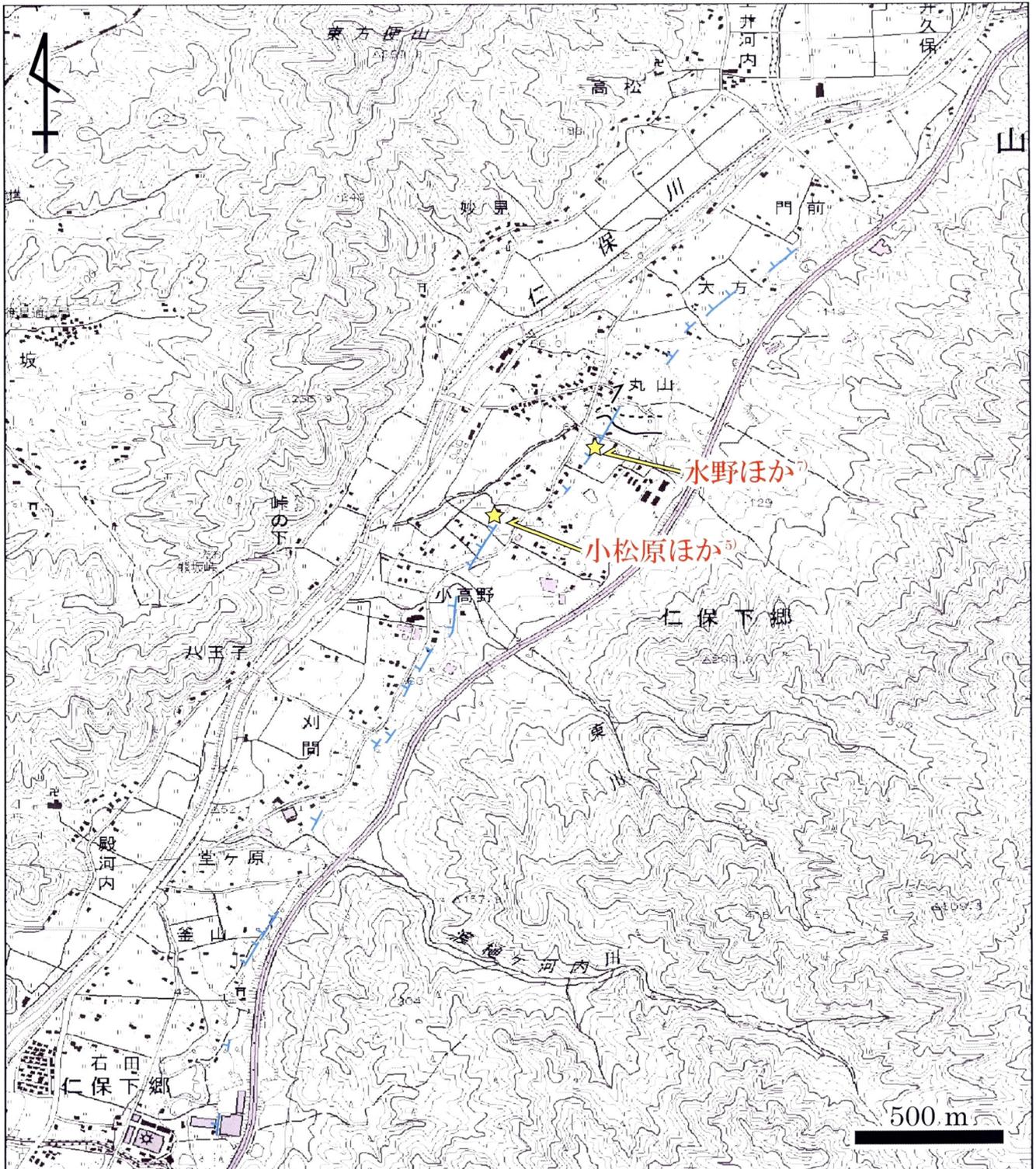
付図 7 大原湖断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『大原湖』の一部を使用。付図 7 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



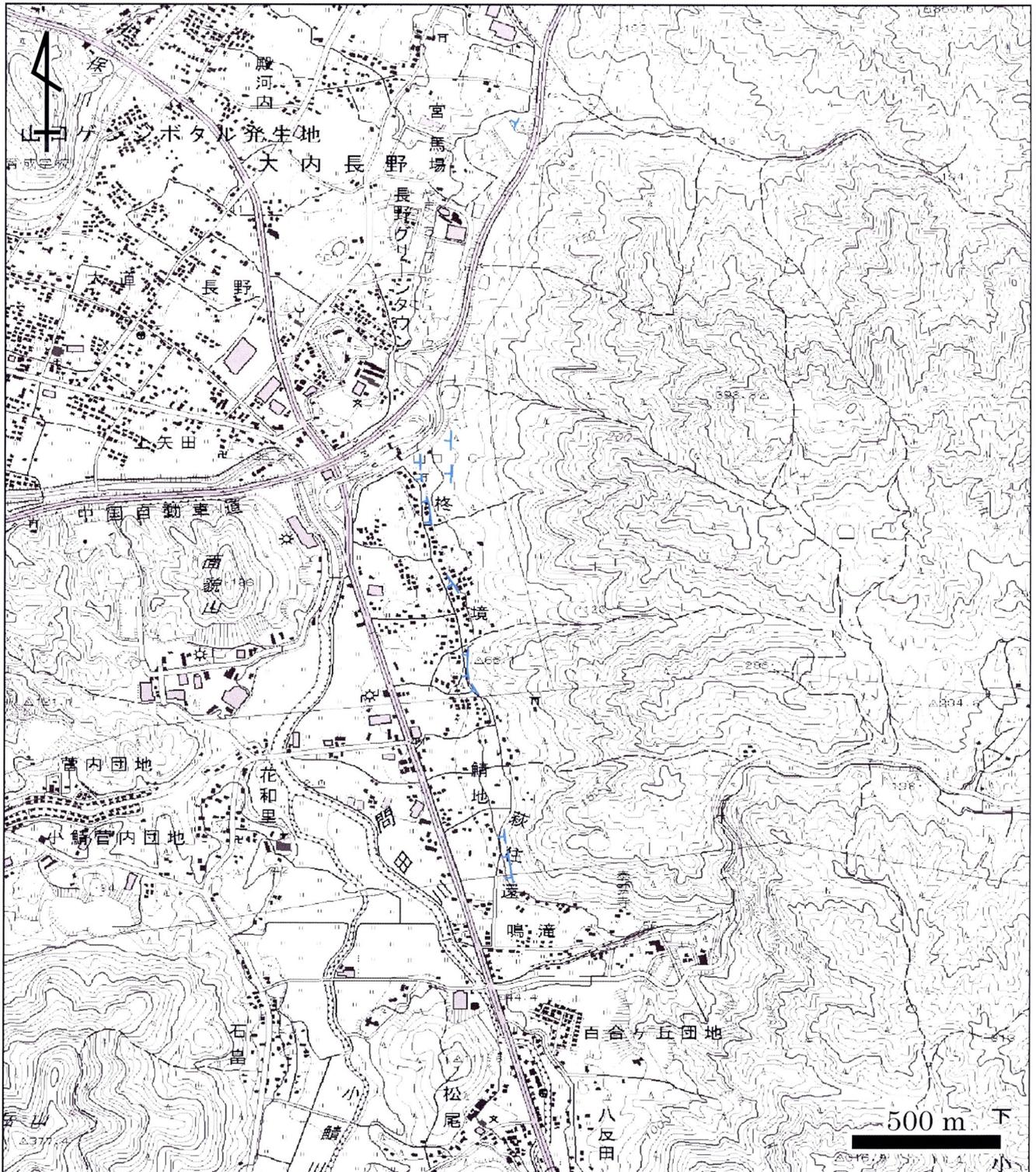
付図 8 大原湖断層周辺の変動地形 4 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』と『長門峡』の一部を使用。付図 8 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



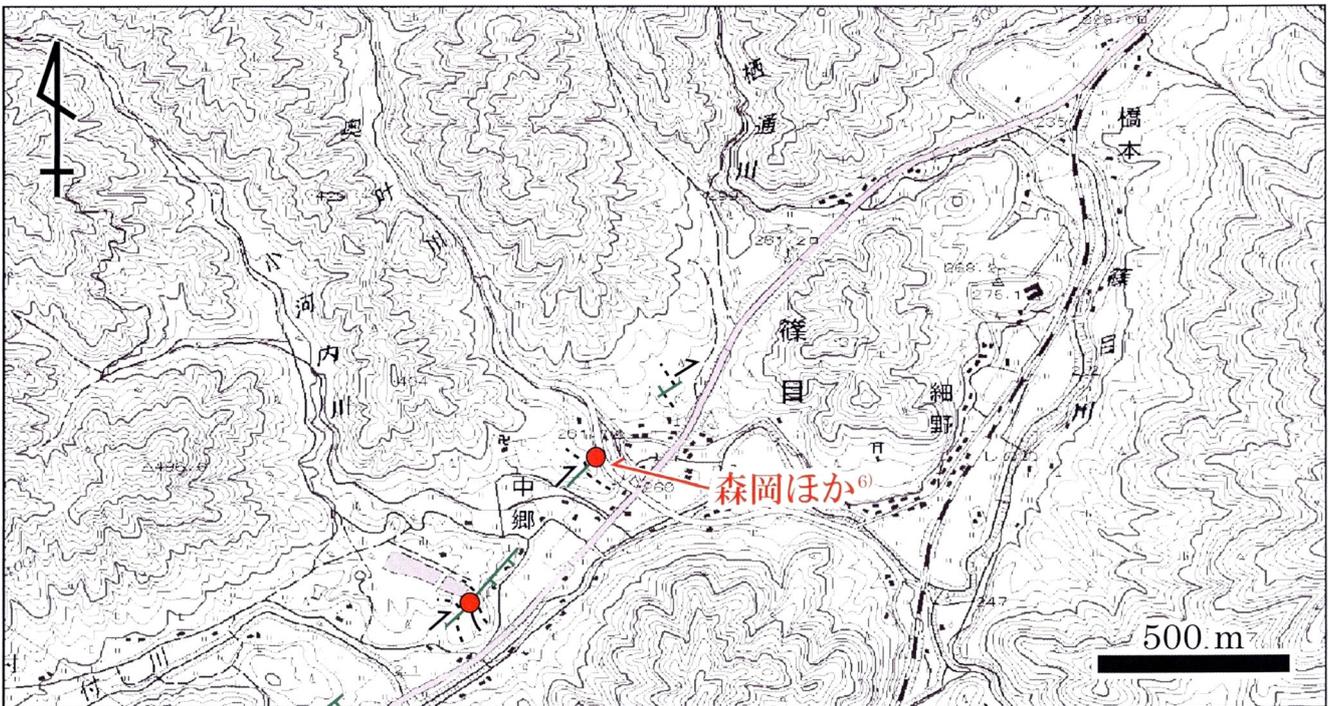
付図 11 仁保川断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』の一部を使用。付図 11 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



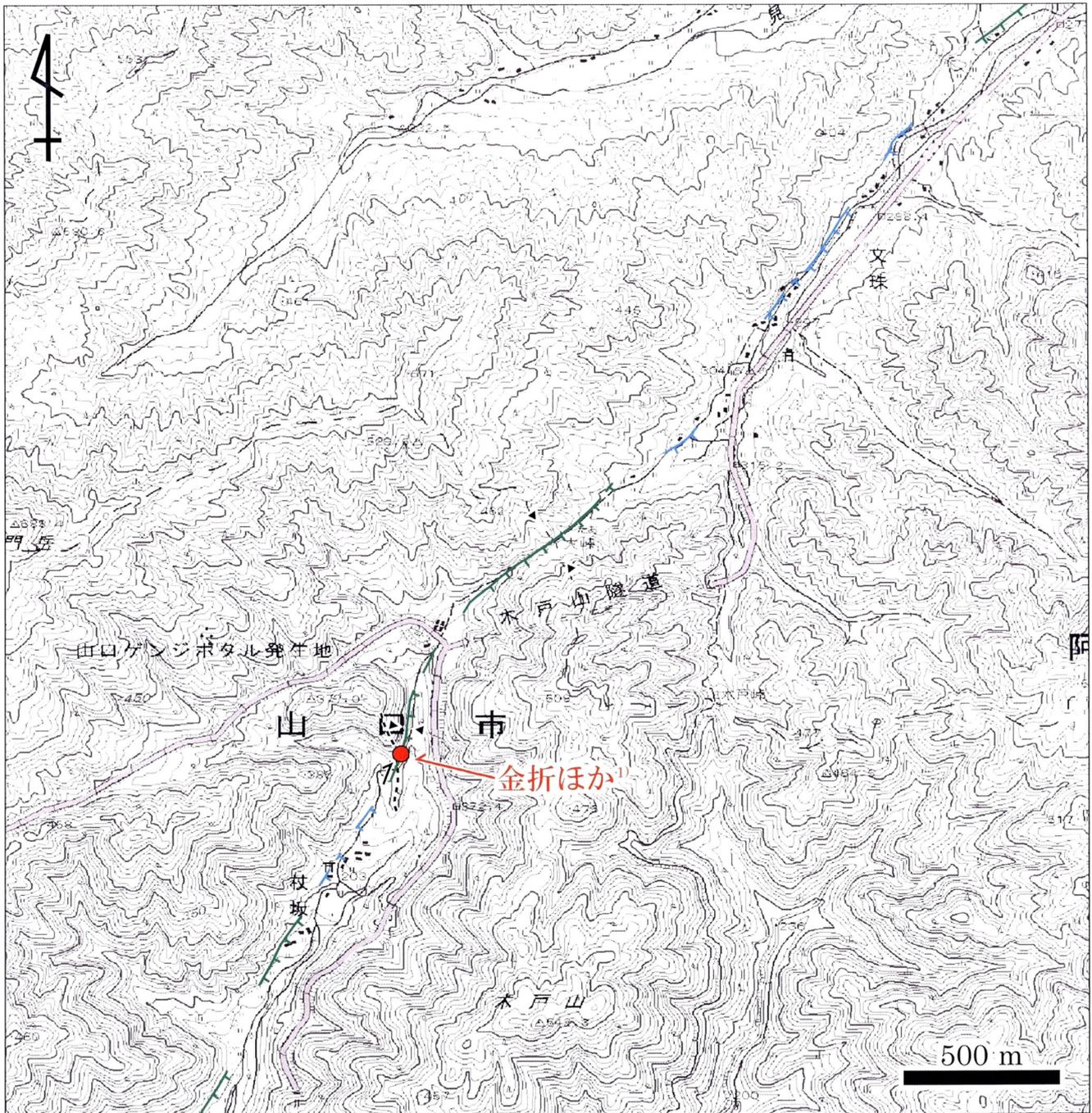
付図 12 仁保川断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』の一部を使用。付図 12 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



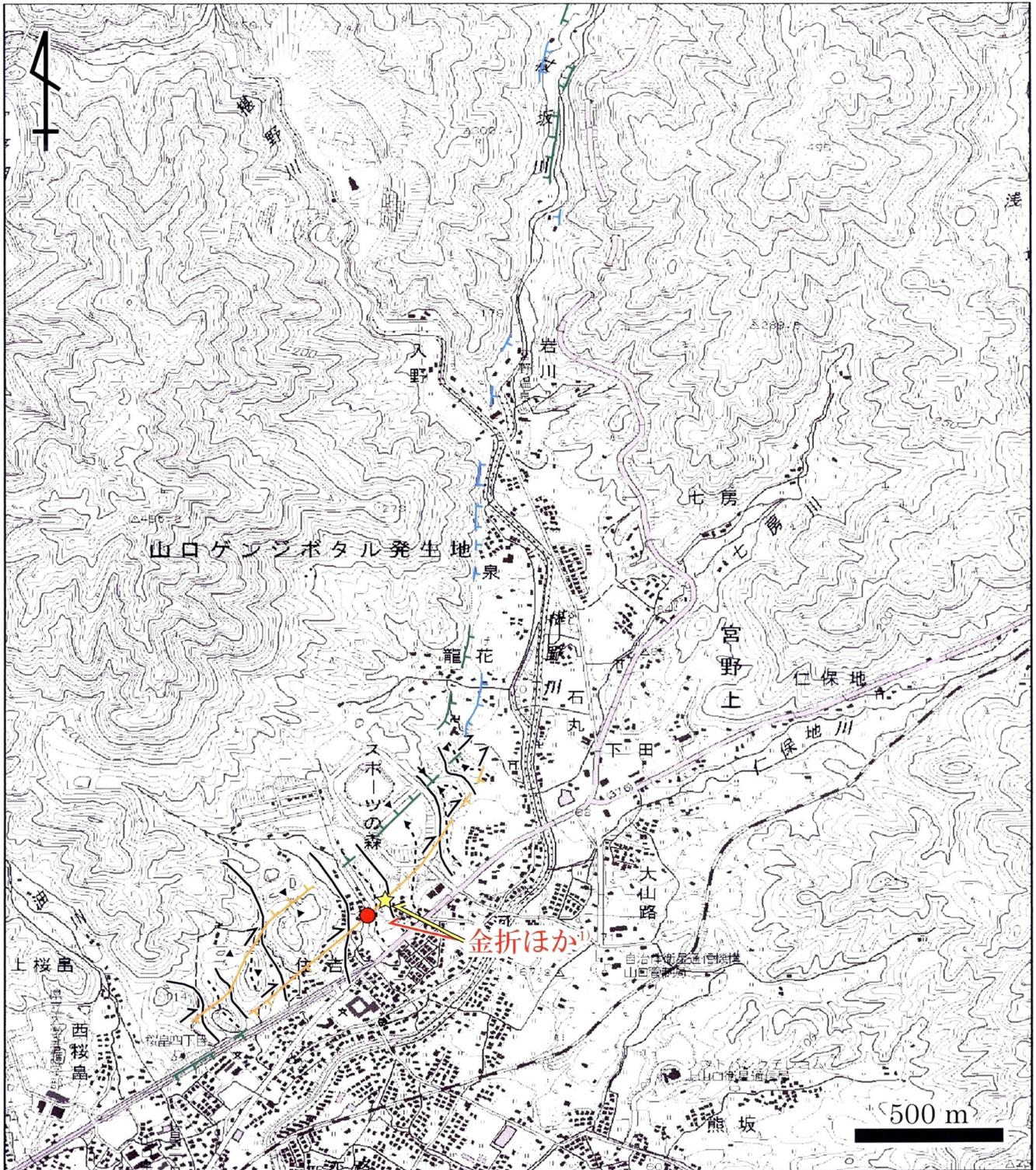
付図 13 仁保川断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『矢田』の一部を使用。付図 13 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



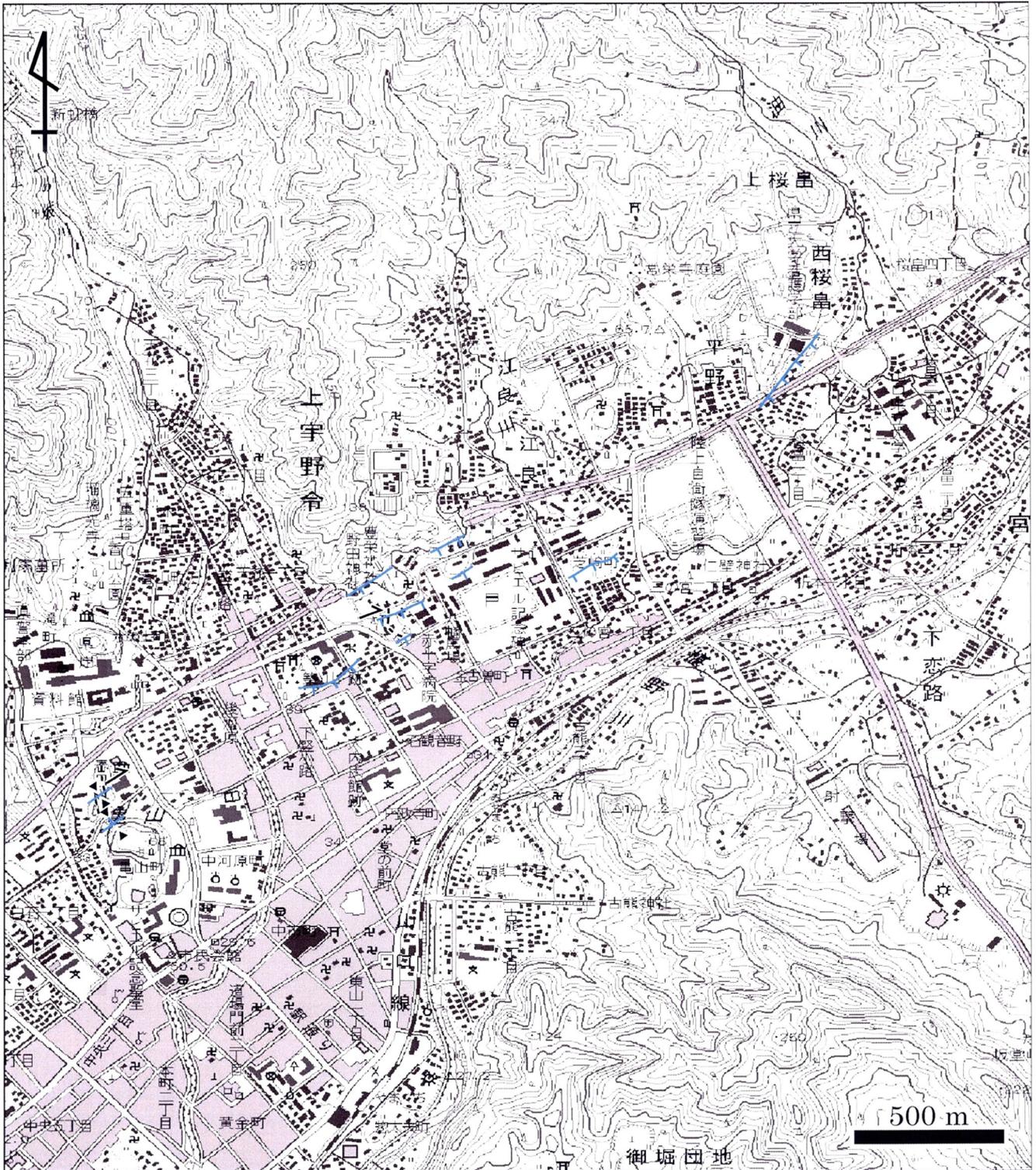
付図 14 木戸山西方断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『長門峡』の一部を使用。付図 14 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



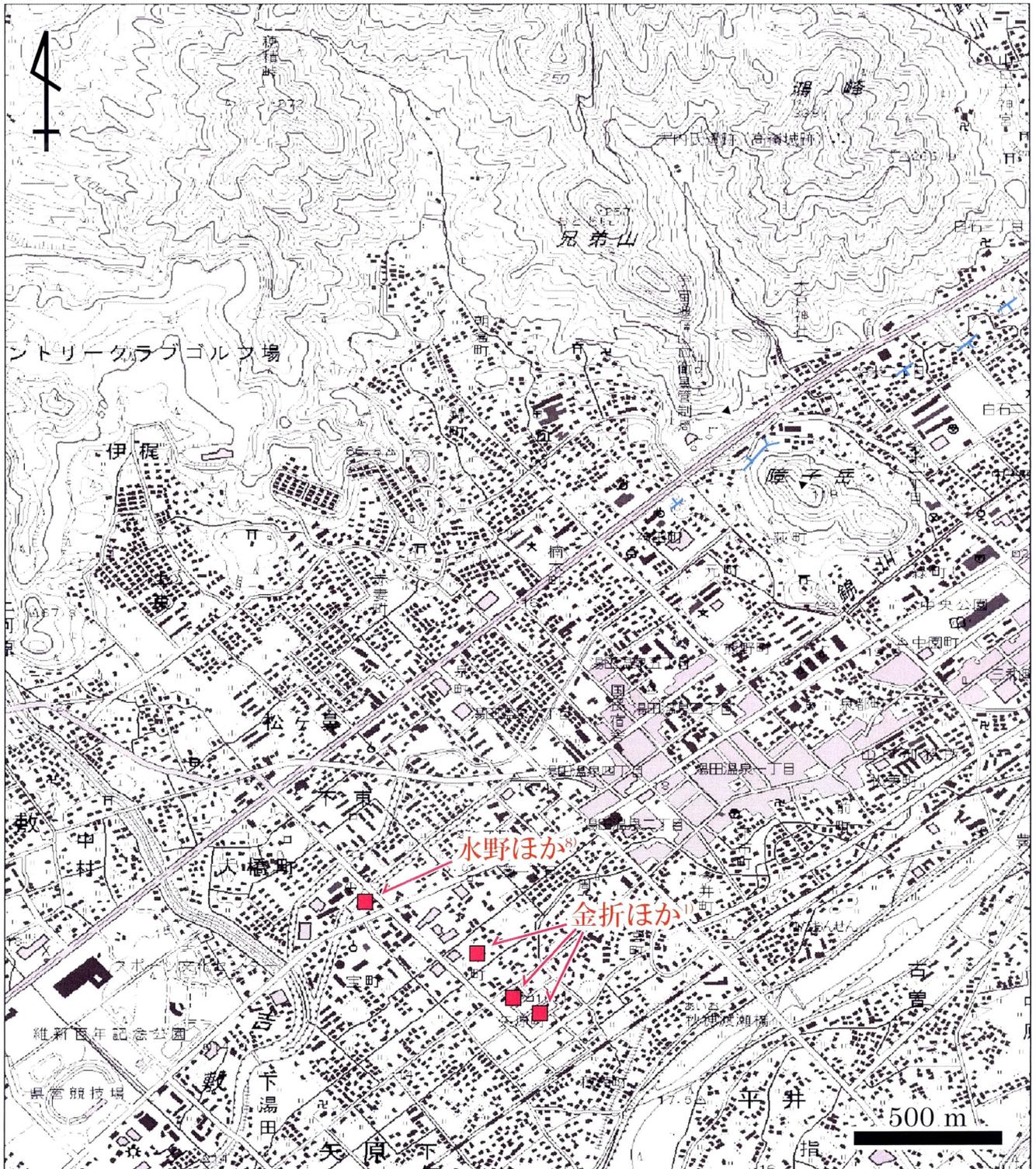
付図 15 木戸山西方断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』と『長門峡』の一部を使用。付図 15 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



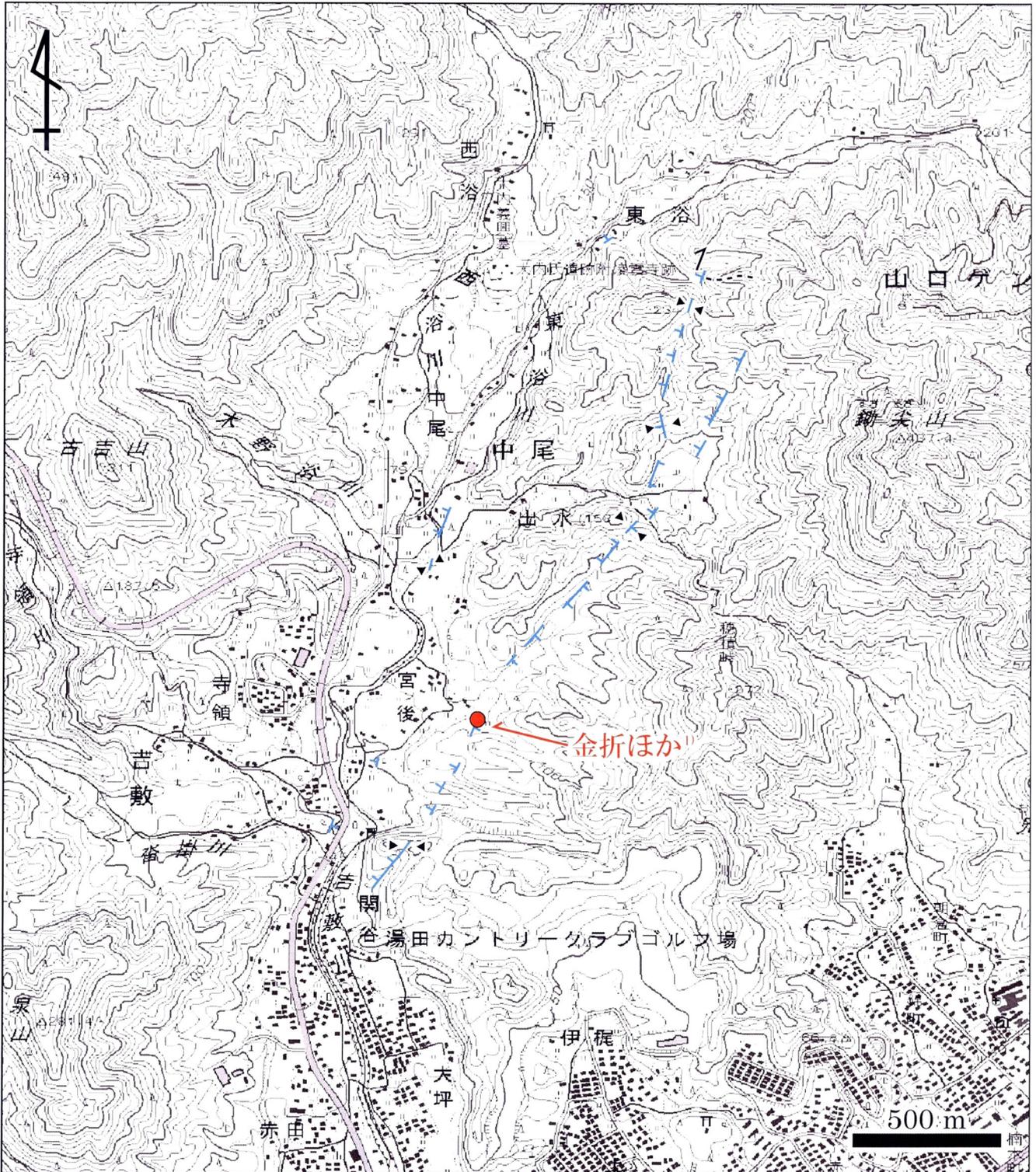
付図 16 木戸山西方断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』と『山口』の一部を使用。付図 16 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



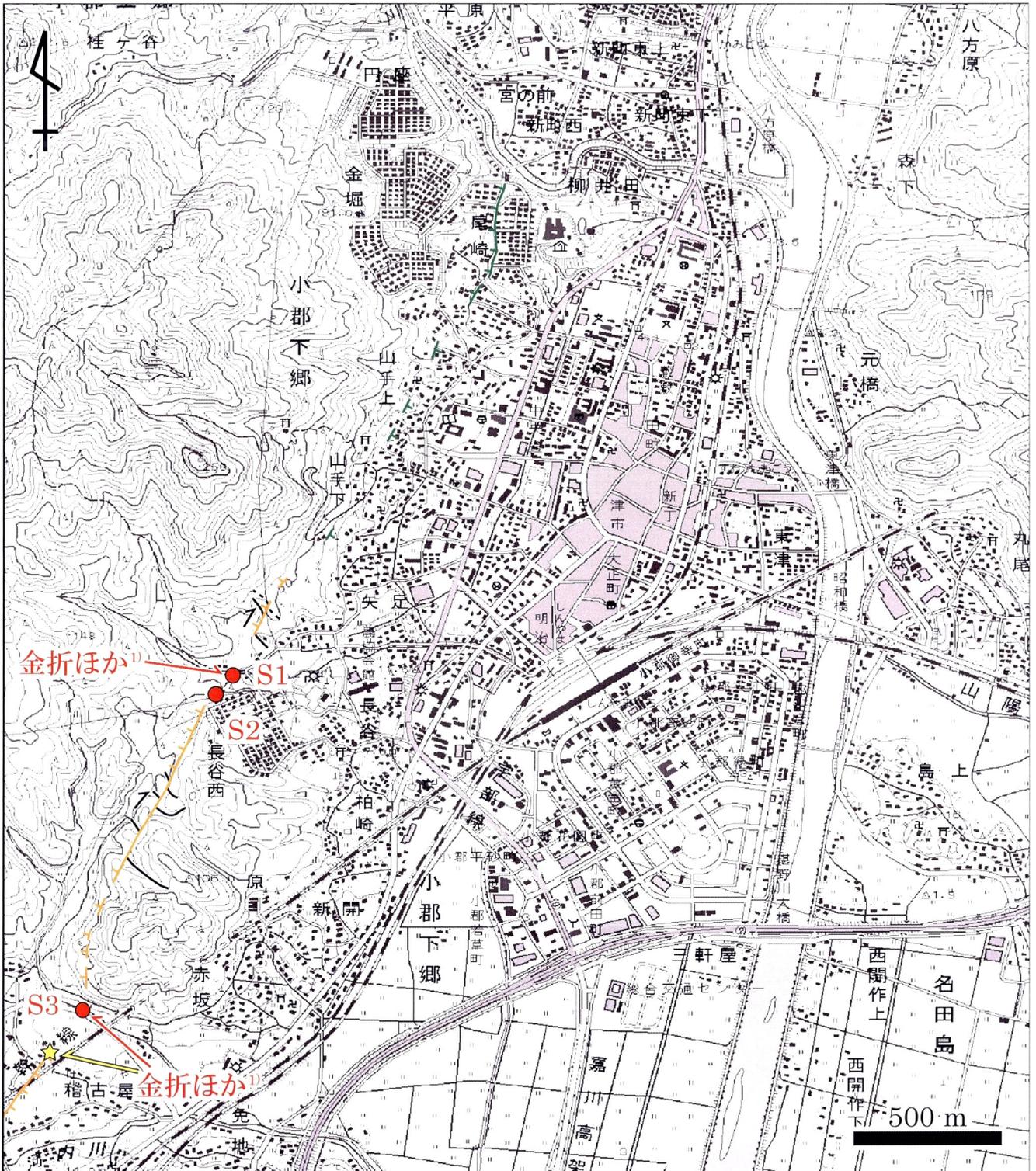
付図 17 山口盆地北西縁断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000分の1地形図『仁保』と『山口』の一部を使用。付図 17 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



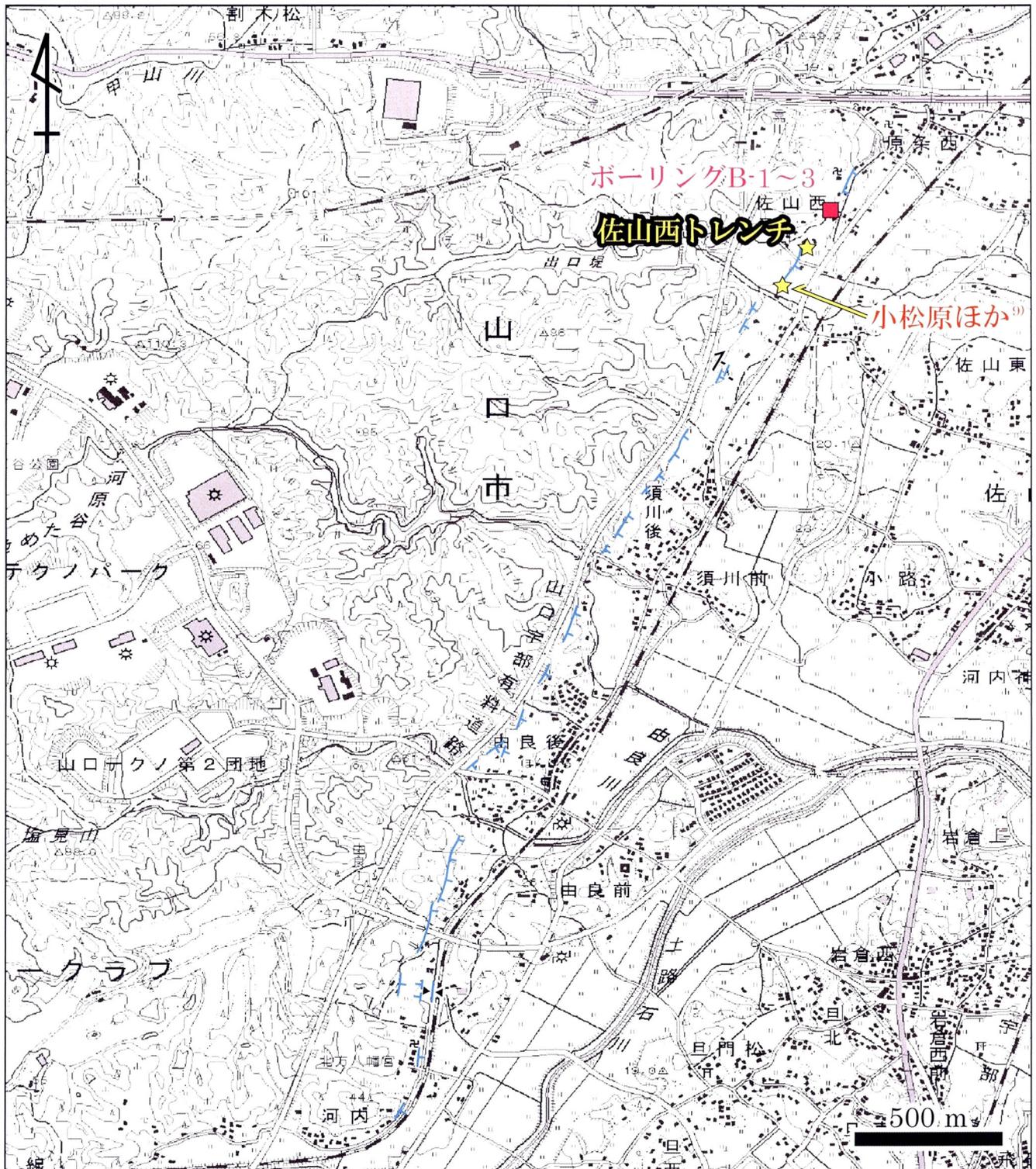
付図 18 山口盆地北西縁断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『小郡』と『山口』の一部を使用。付図 18 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



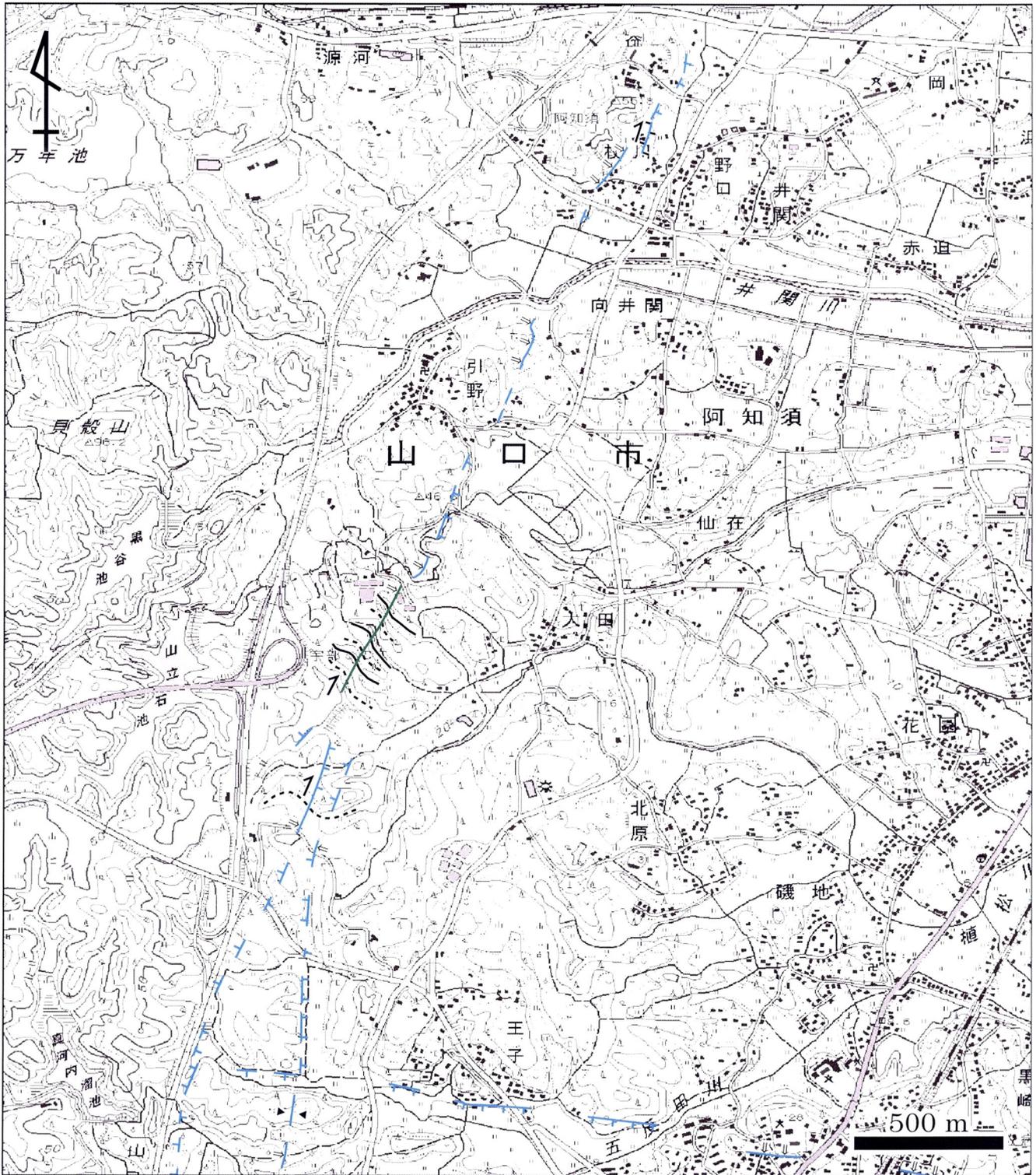
付図 19 吉敷川断層周辺の変動地形 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『山口』の一部を使用。付図 19 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



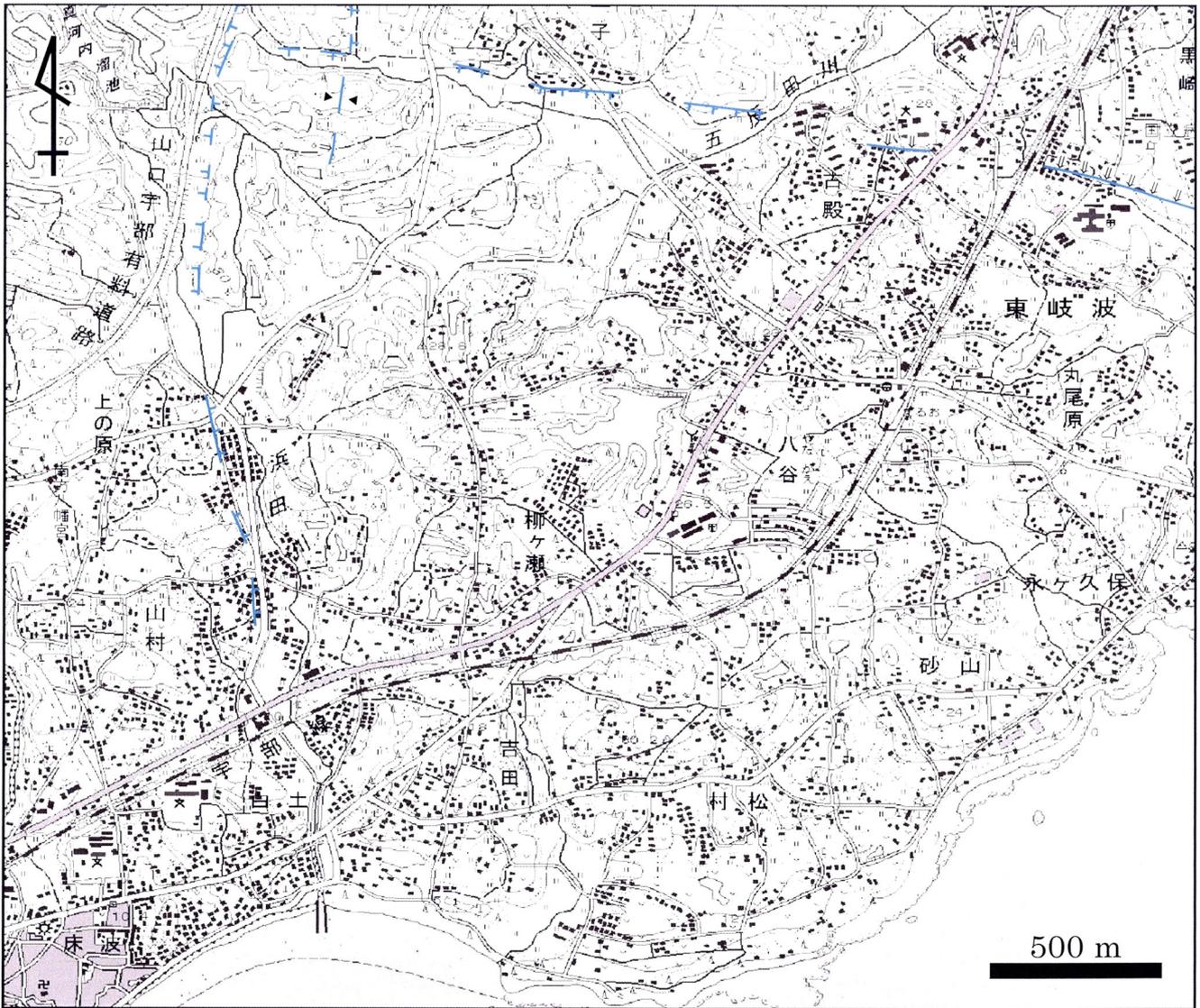
付図 20 下郷断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『台道』と『小郡』の一部を使用。付図 20 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



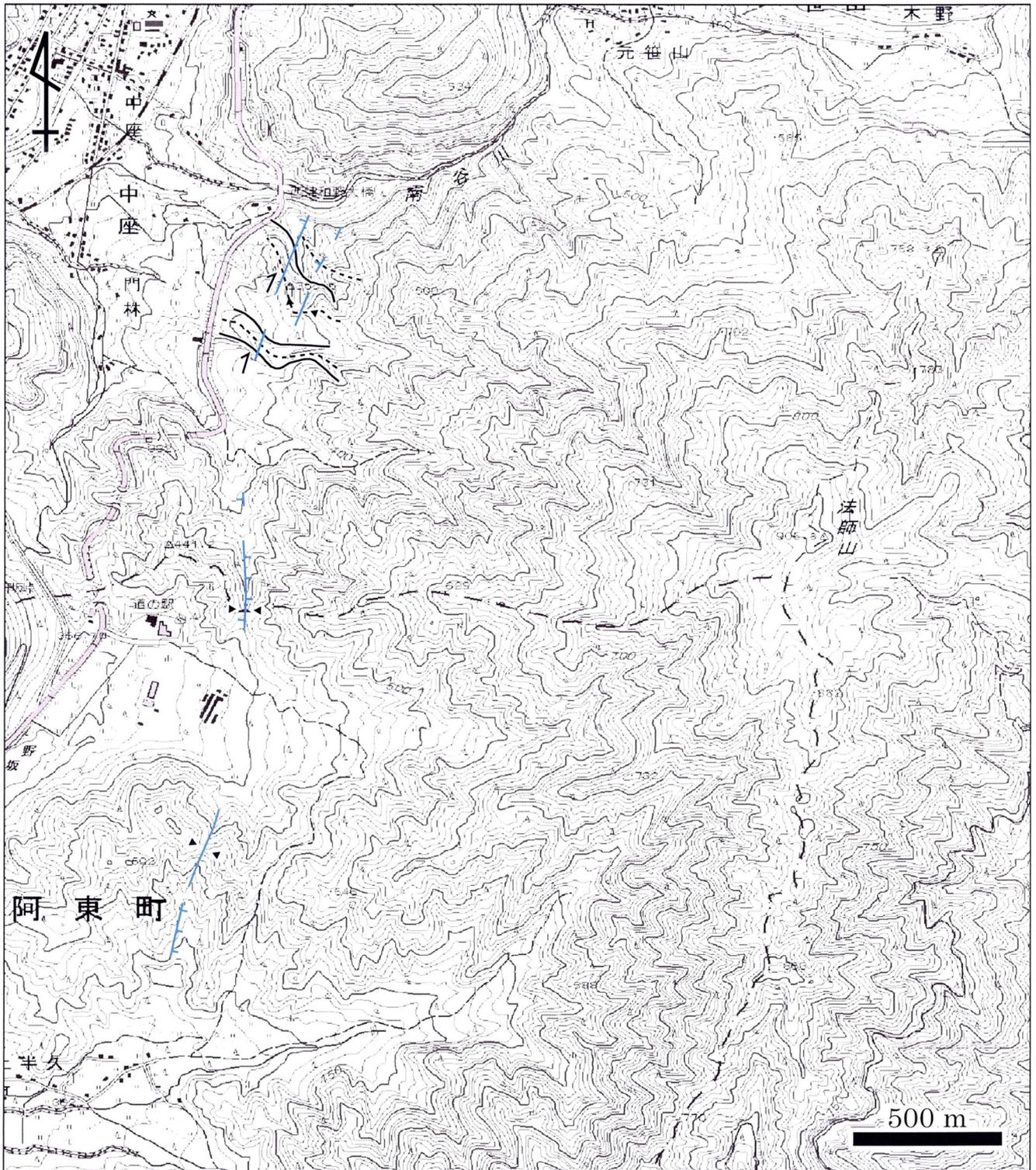
付図 22 宇部東部断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『阿知須』の一部を使用。付図 22 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



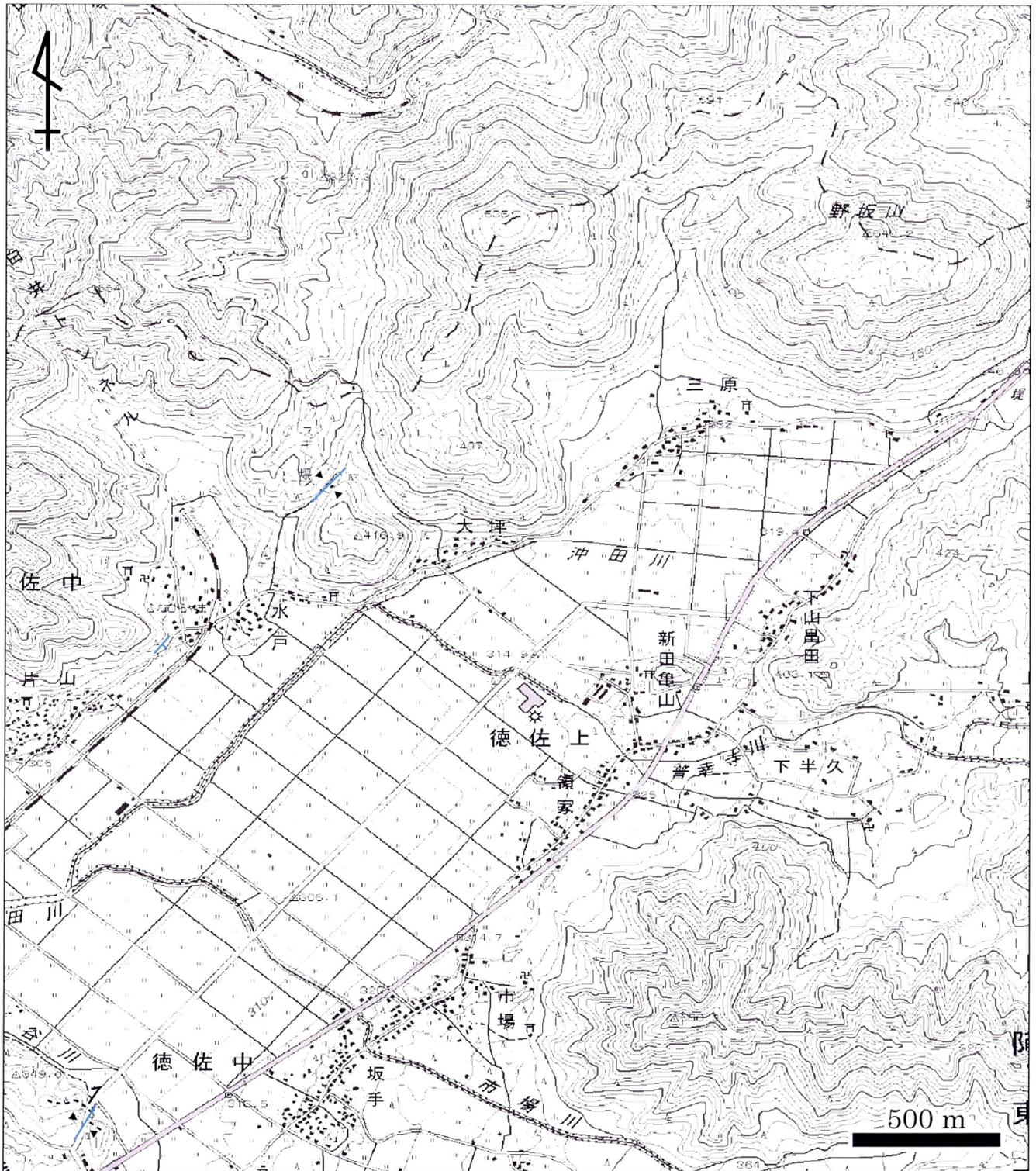
付図 23 宇部東部断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『阿知須』と『宇部東部』の一部を使用。付図 23 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



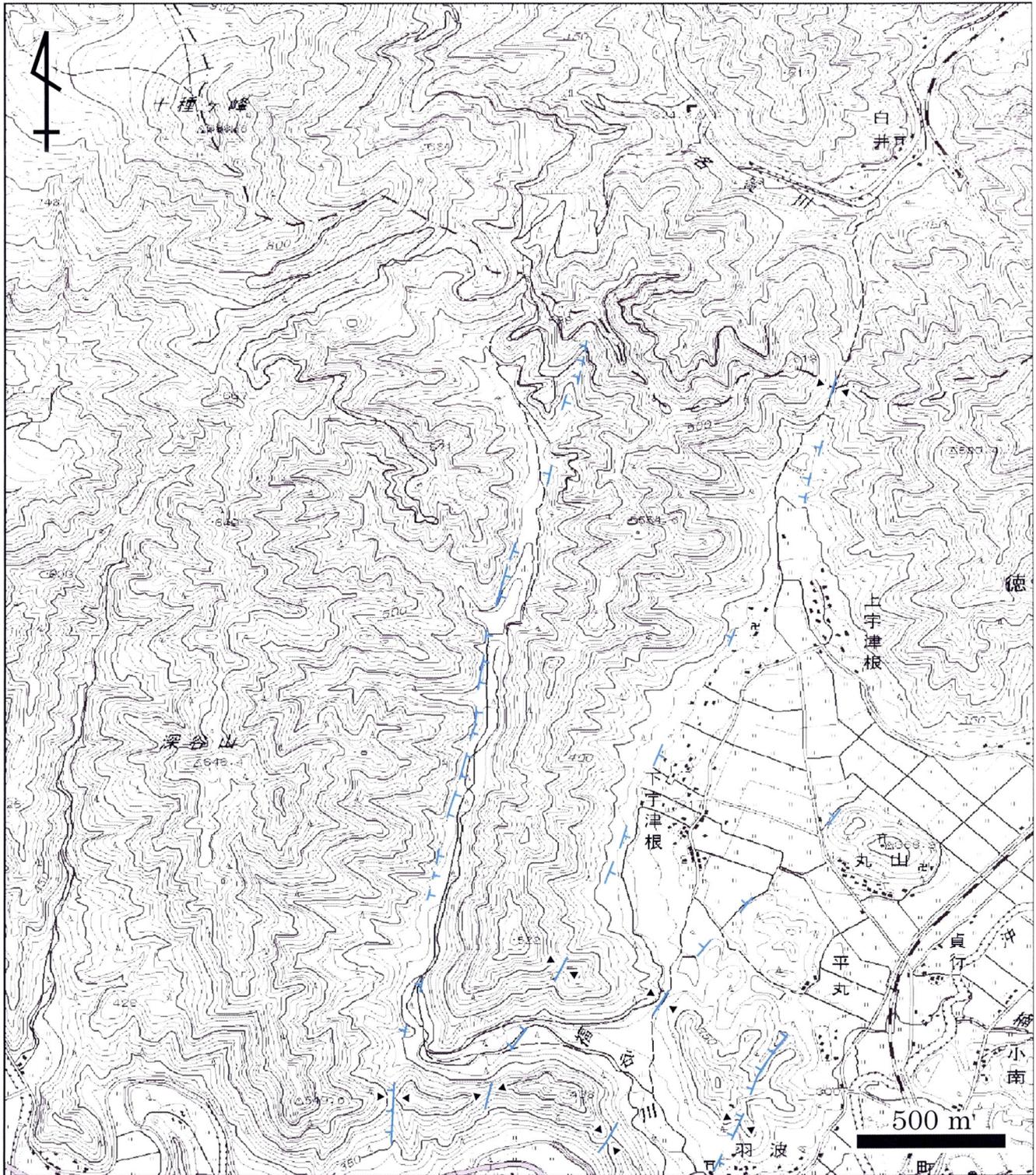
付図 24 宇部東部断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『宇部東部』の一部を使用。付図 24 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 1 と 4 に示される。



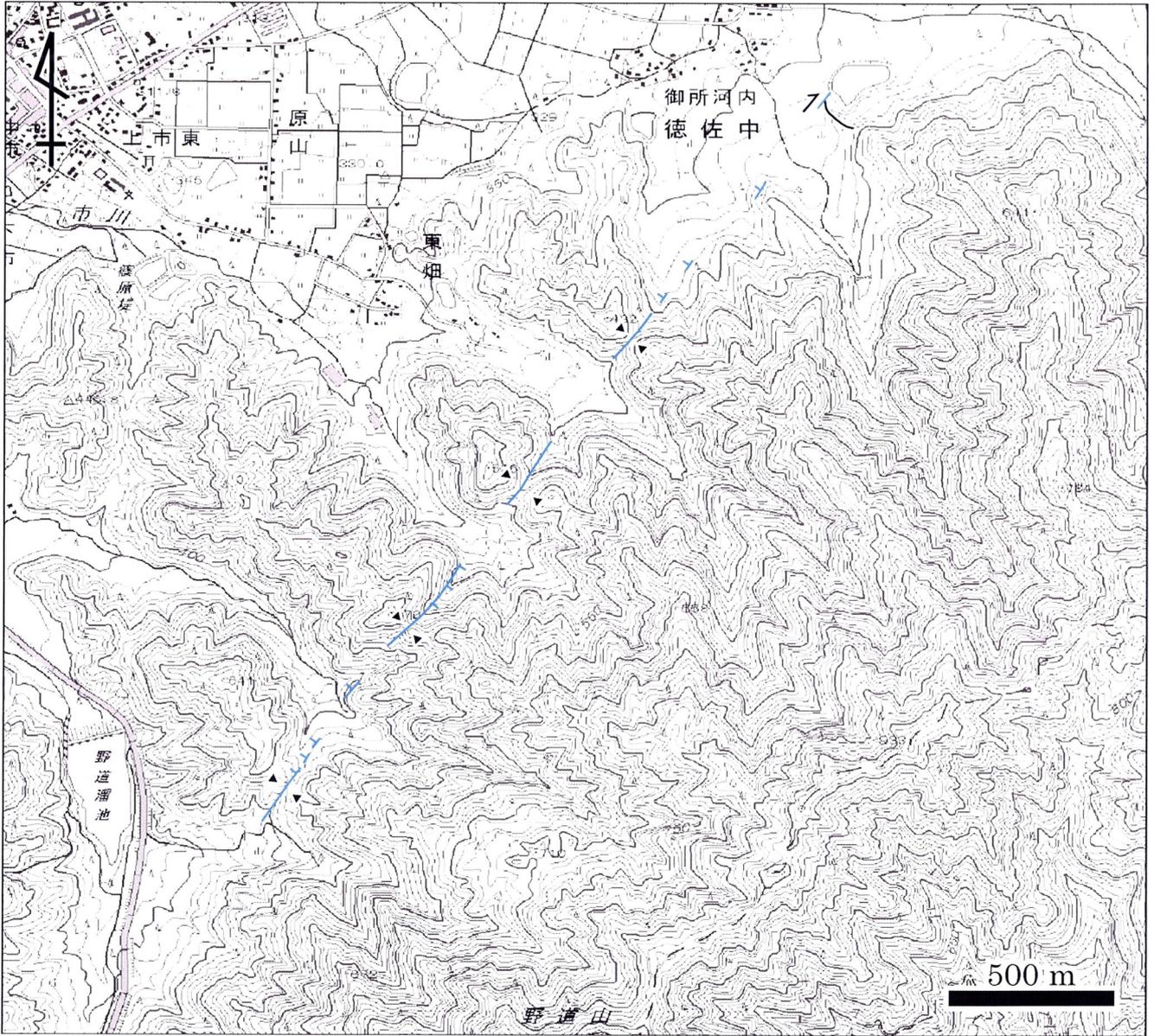
付図 25 徳佐-地福断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『津和野』の一部を使用。付図 25 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



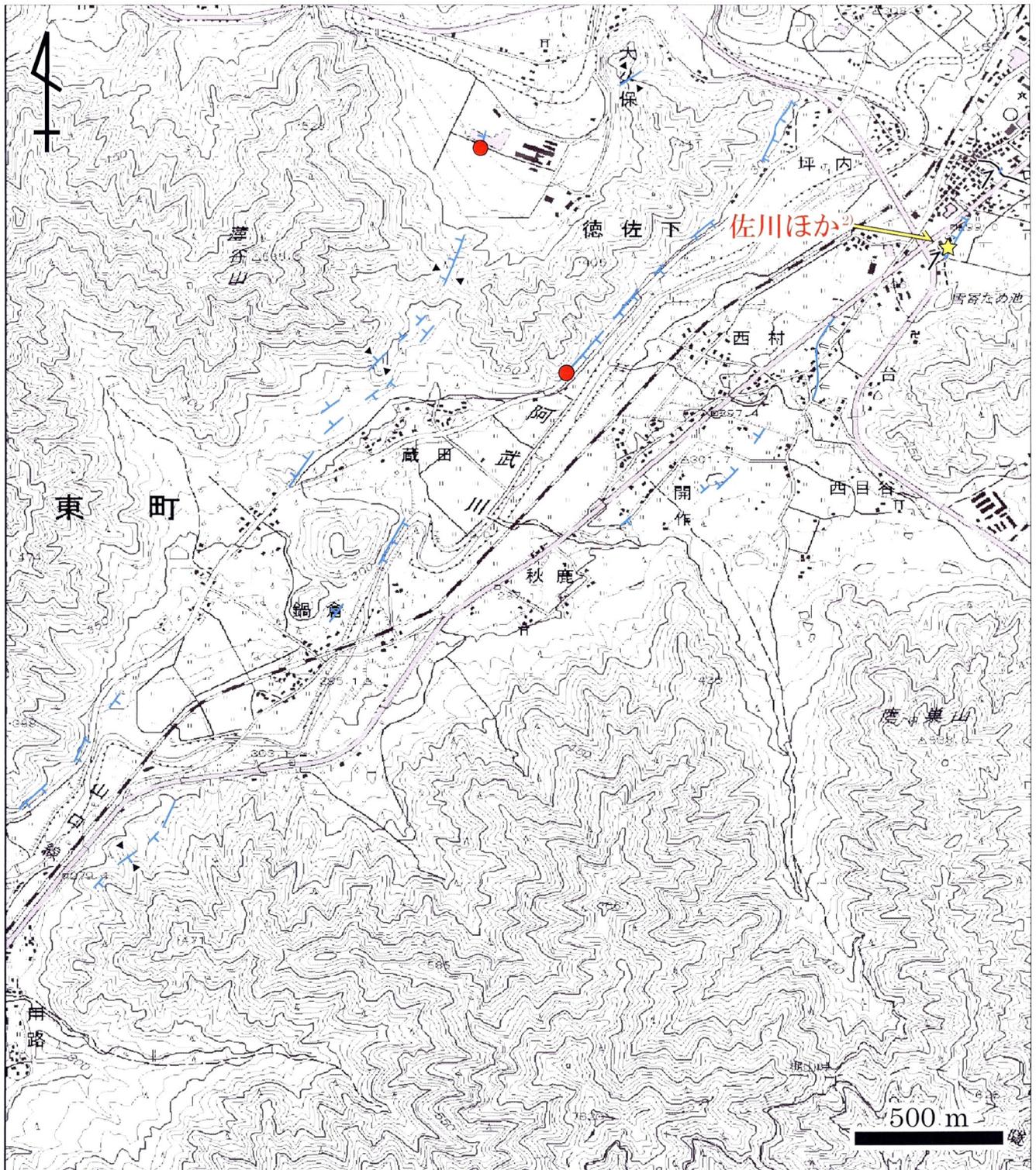
付図 26 徳佐-地福断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『椈谷』、『十種峰』、『徳佐中』および『津和野』の一部を使用。付図 26 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



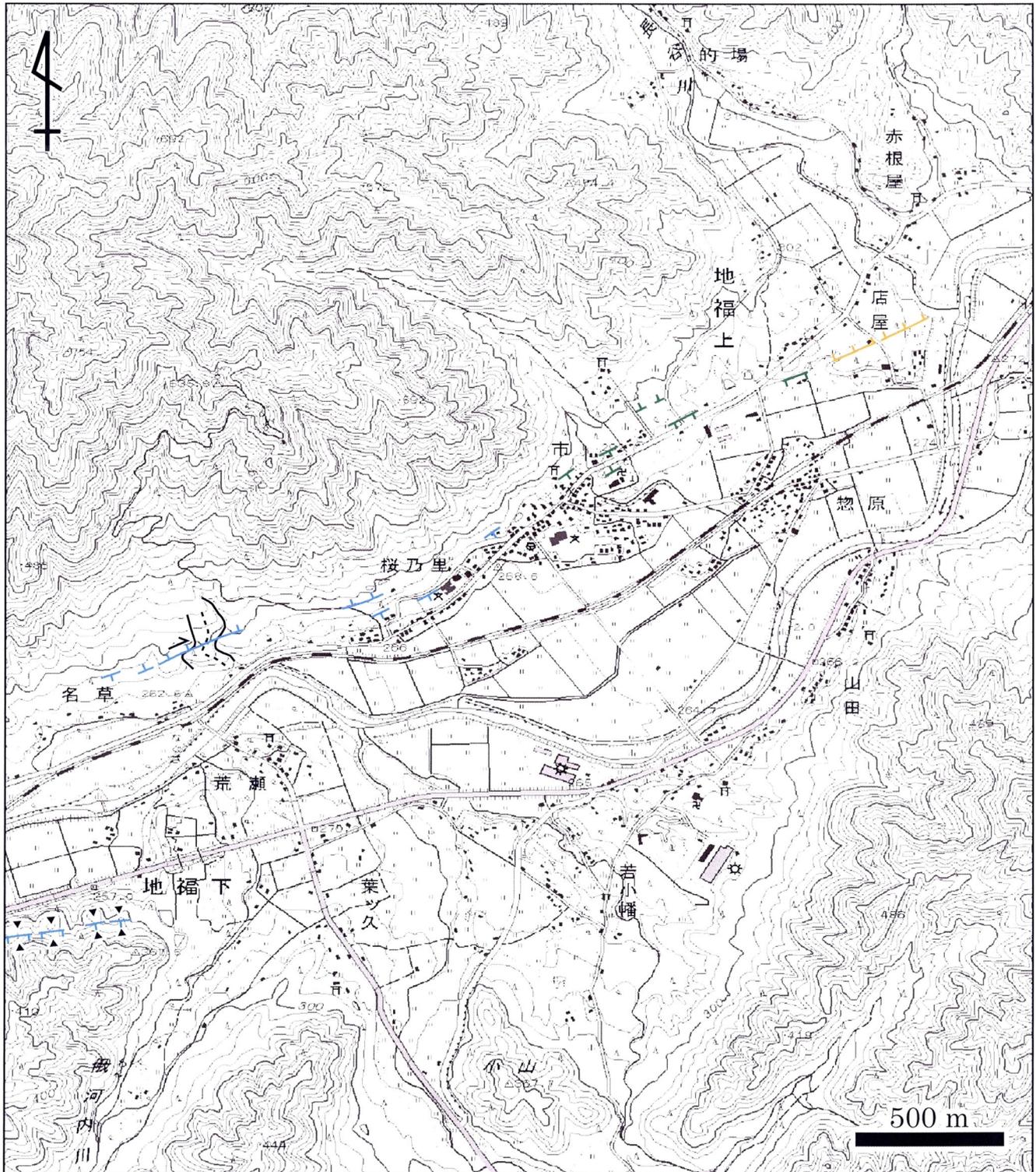
付図 27 徳佐-地福断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『十種峰』と『徳佐中』の一部を使用。付図 27 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



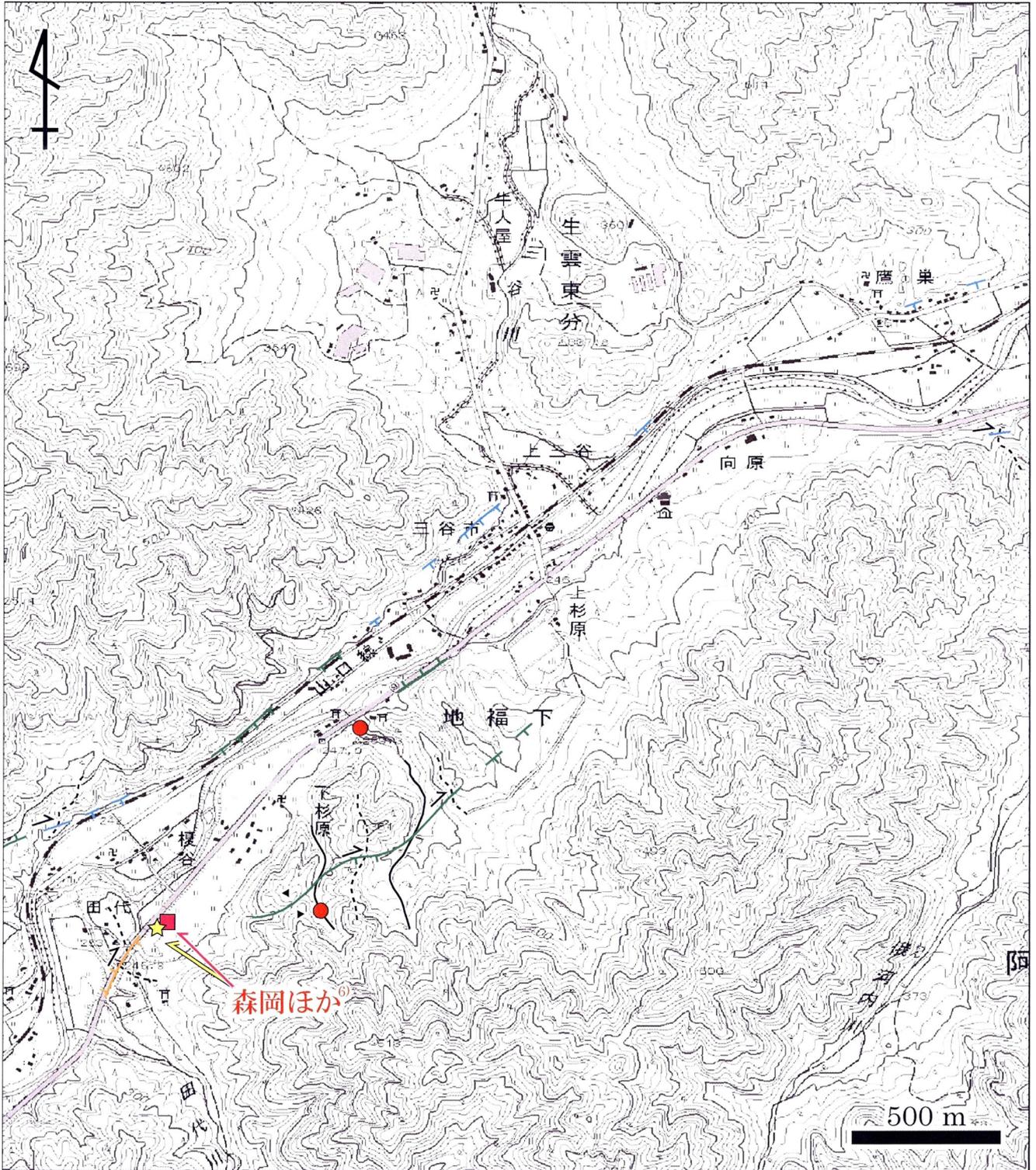
付図 28 徳佐-地福断層周辺の変動地形 4 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『椈谷』と『徳佐中』の一部を使用。付図 28 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



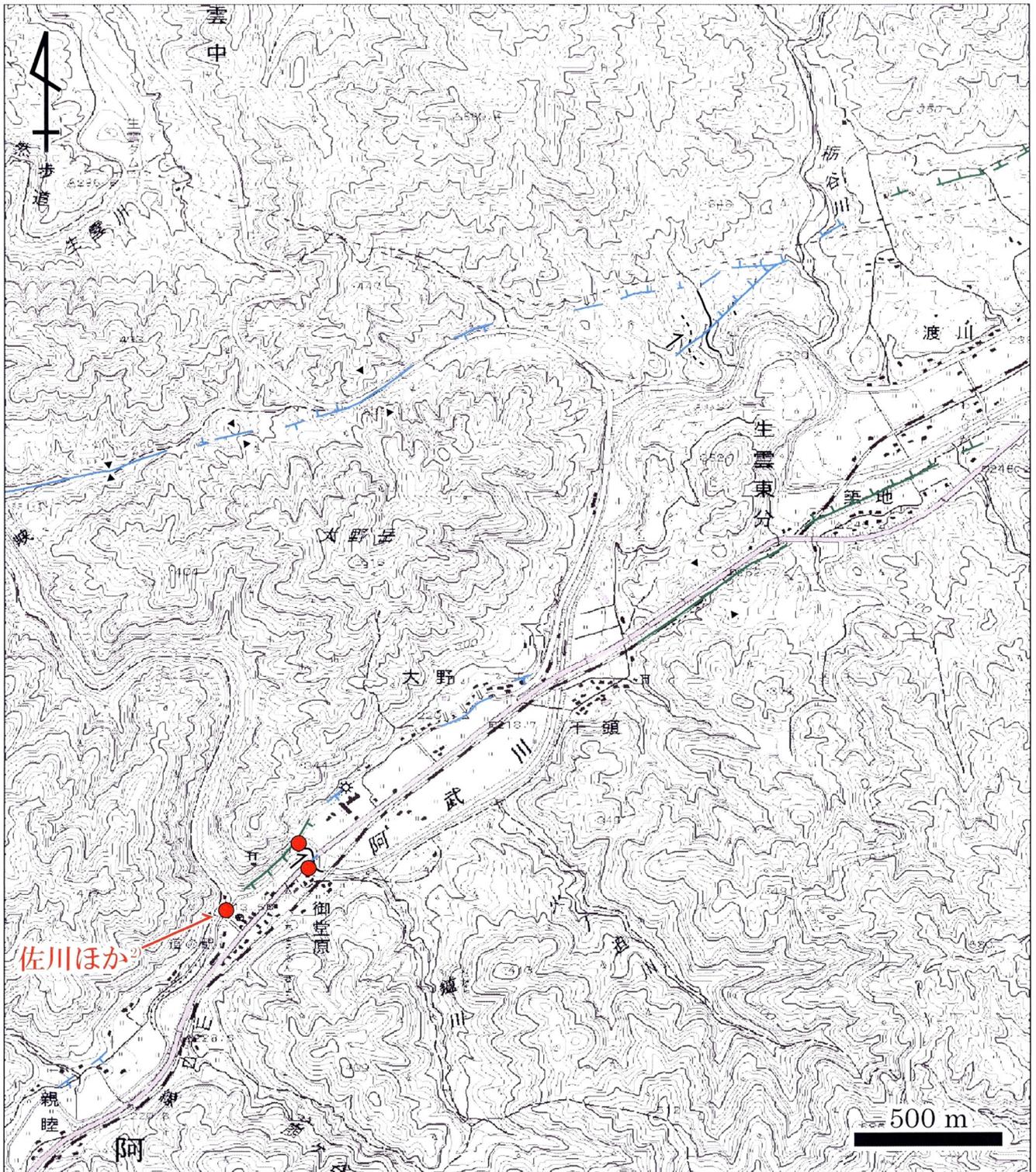
付図 29 徳佐-地福断層周辺の変動地形 5 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『徳佐中』の一部を使用。付図 29 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



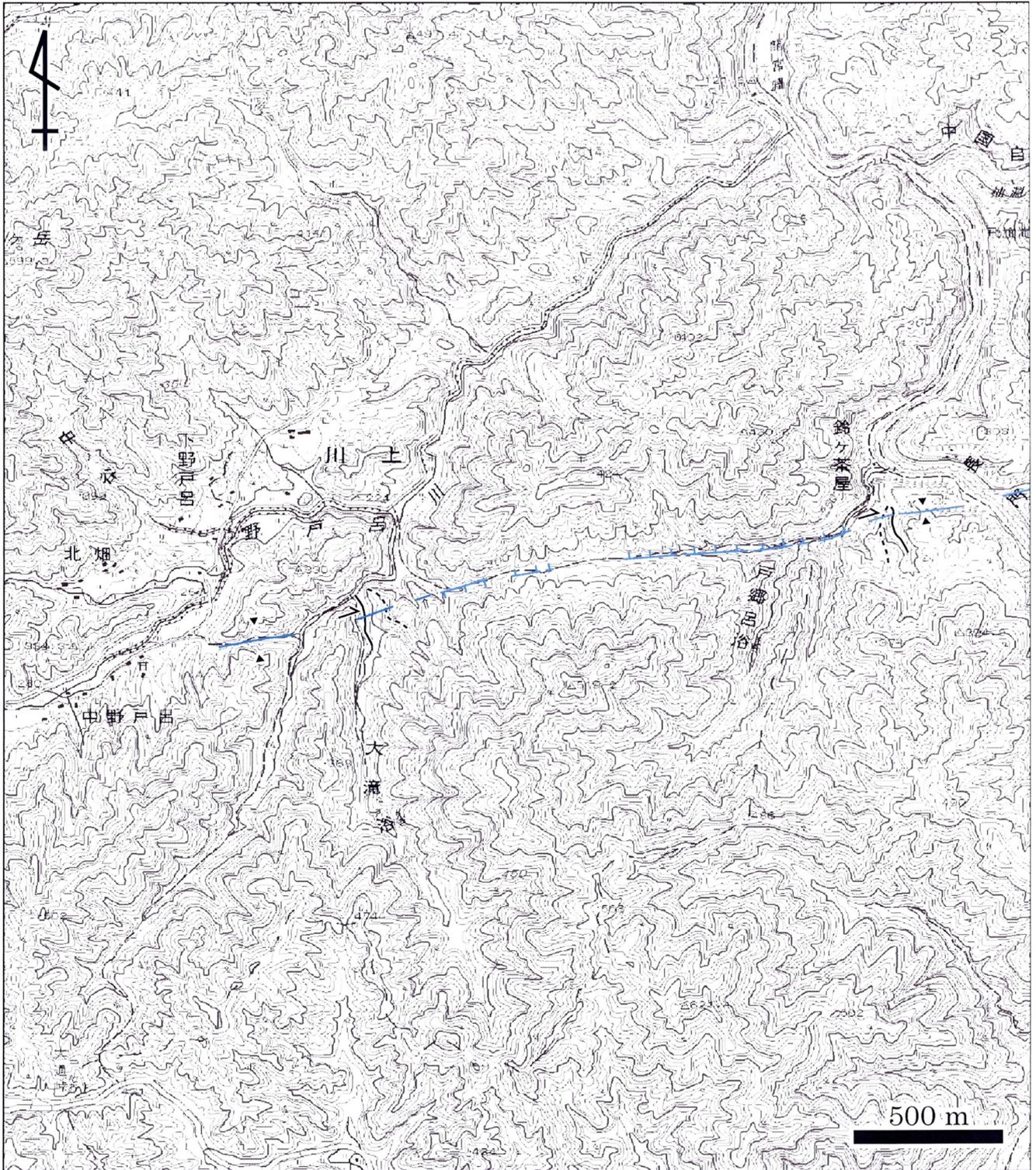
付図 30 徳佐-地福断層周辺の変動地形 6 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『徳佐中』の一部を使用。付図 30 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



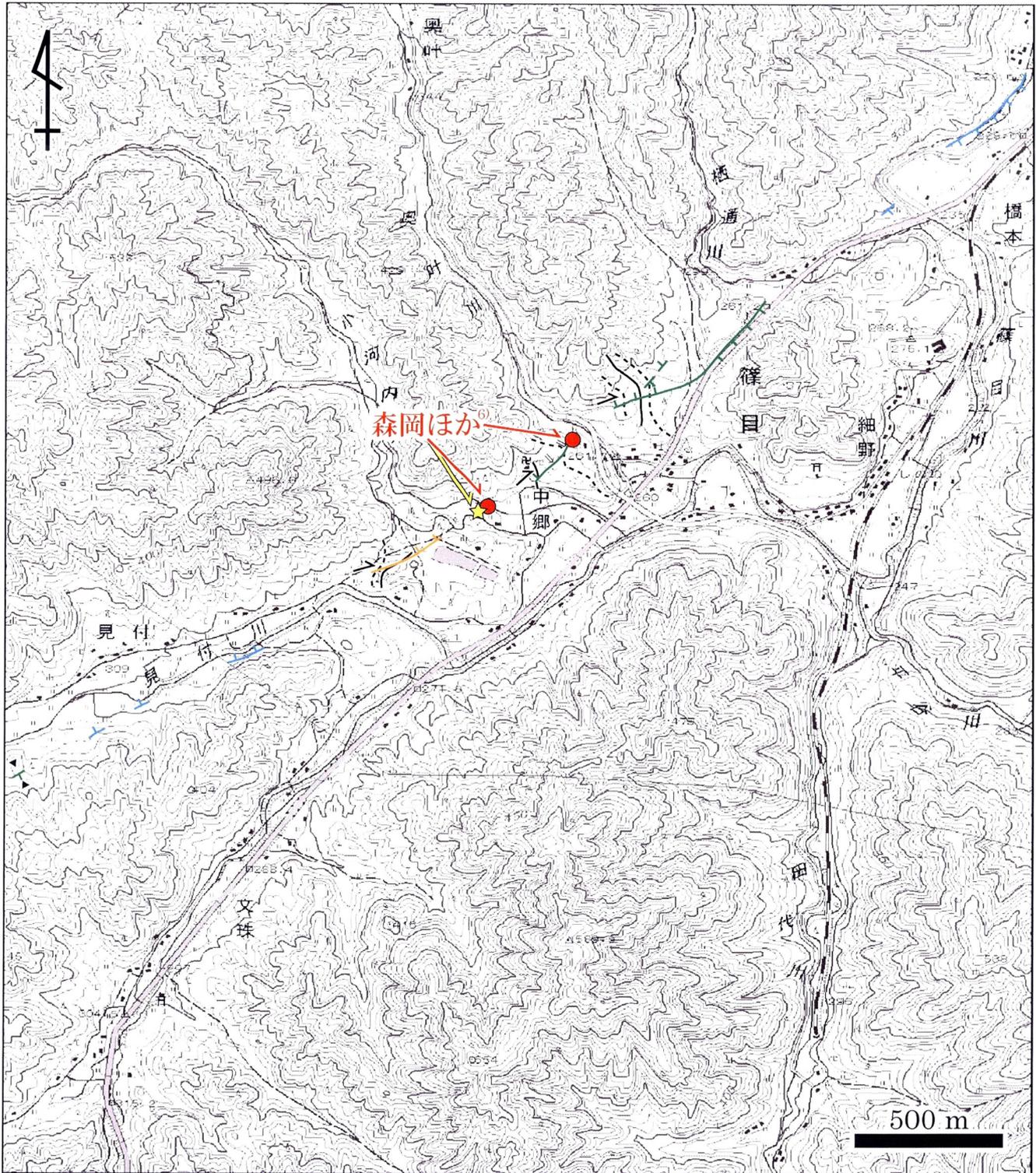
付図 31 徳佐-地福断層周辺の変動地形 7 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』、『大原湖』、『徳佐中』および『長門峡』の一部を使用。付図 31 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



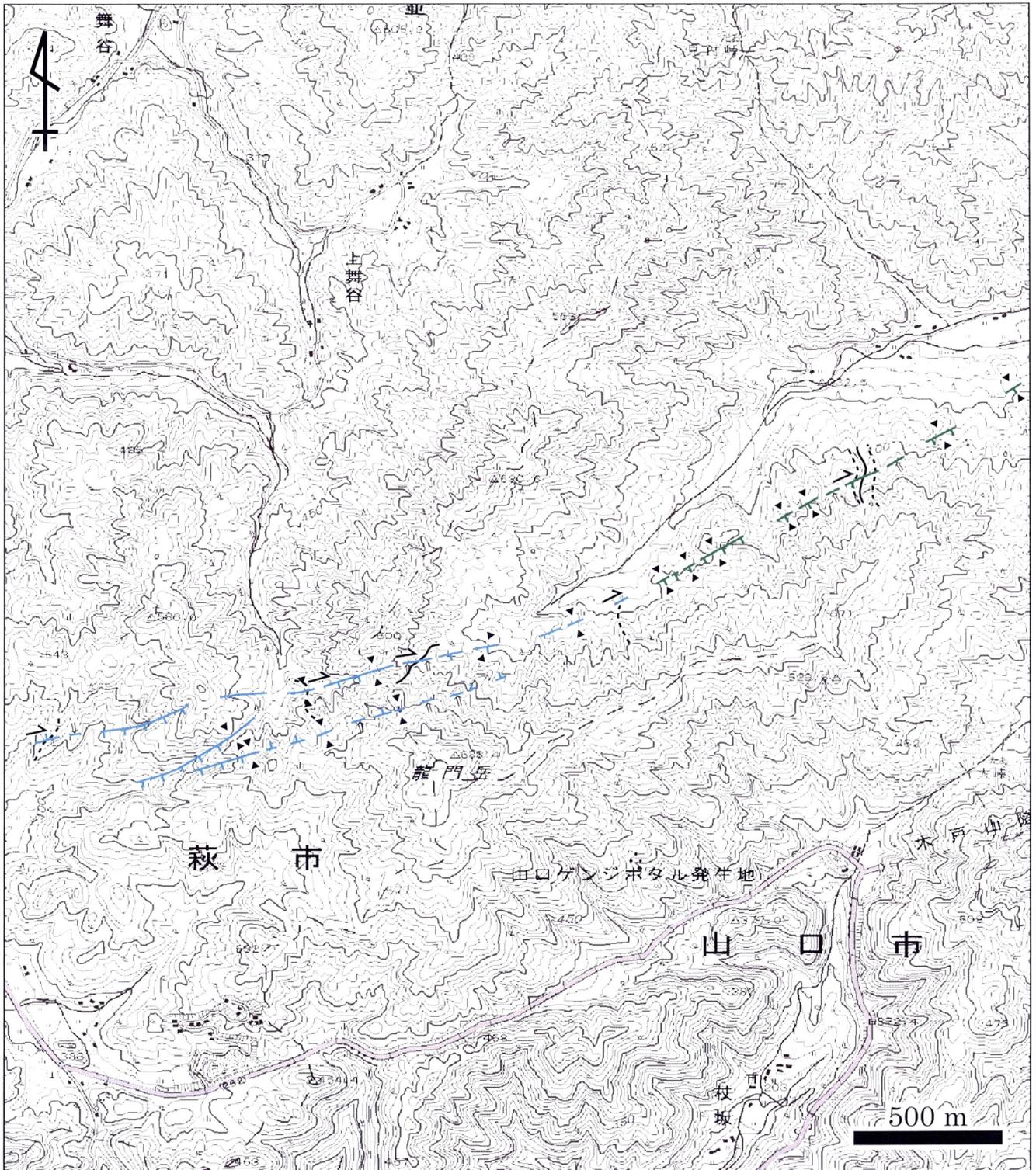
付図 32 徳佐-地福断層周辺の変動地形 8 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』と『長門峡』の一部を使用。付図 32 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



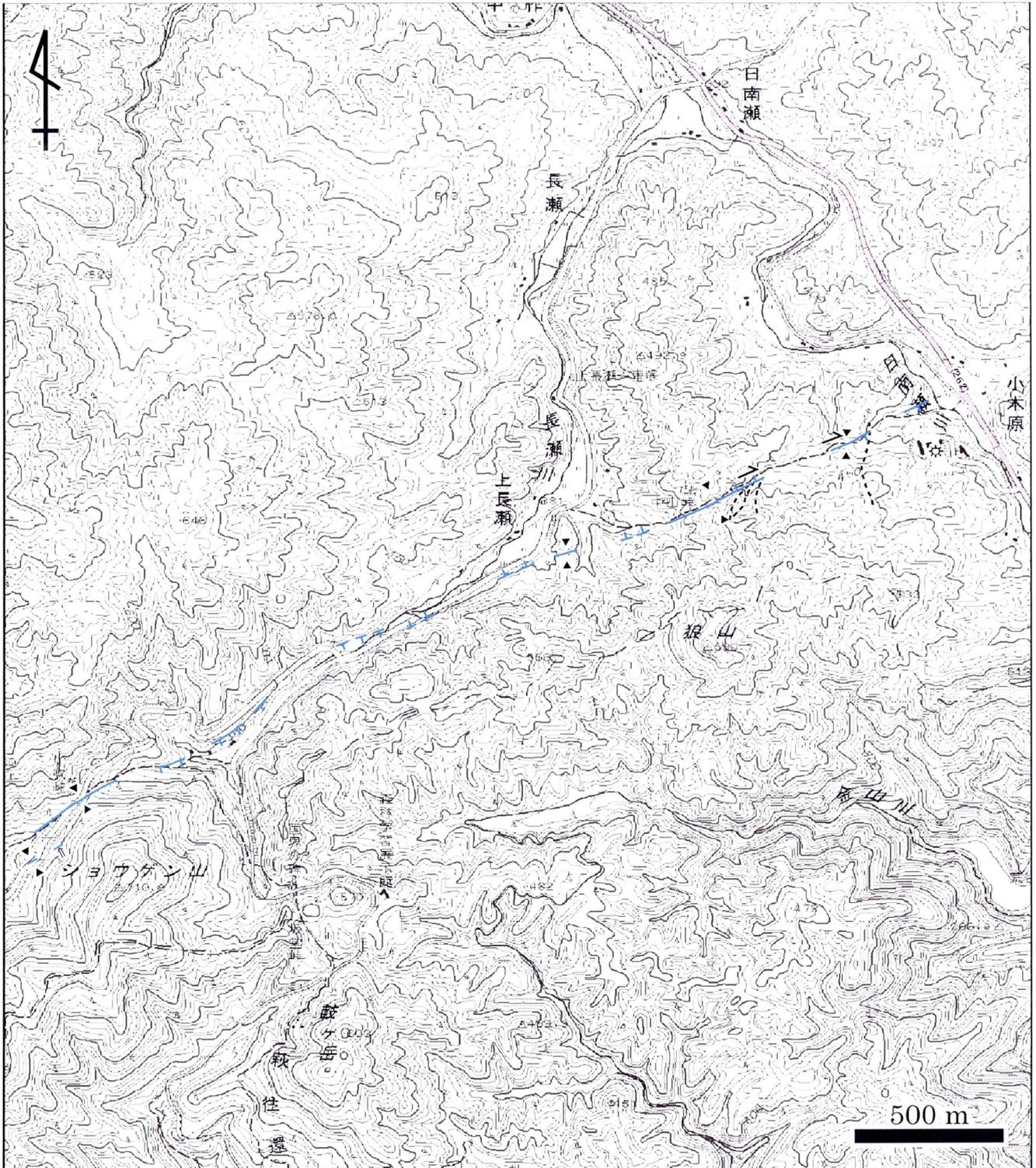
付図 33 徳佐-地福断層周辺の変動地形 9 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』と『長門峡』の一部を使用。付図 33 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



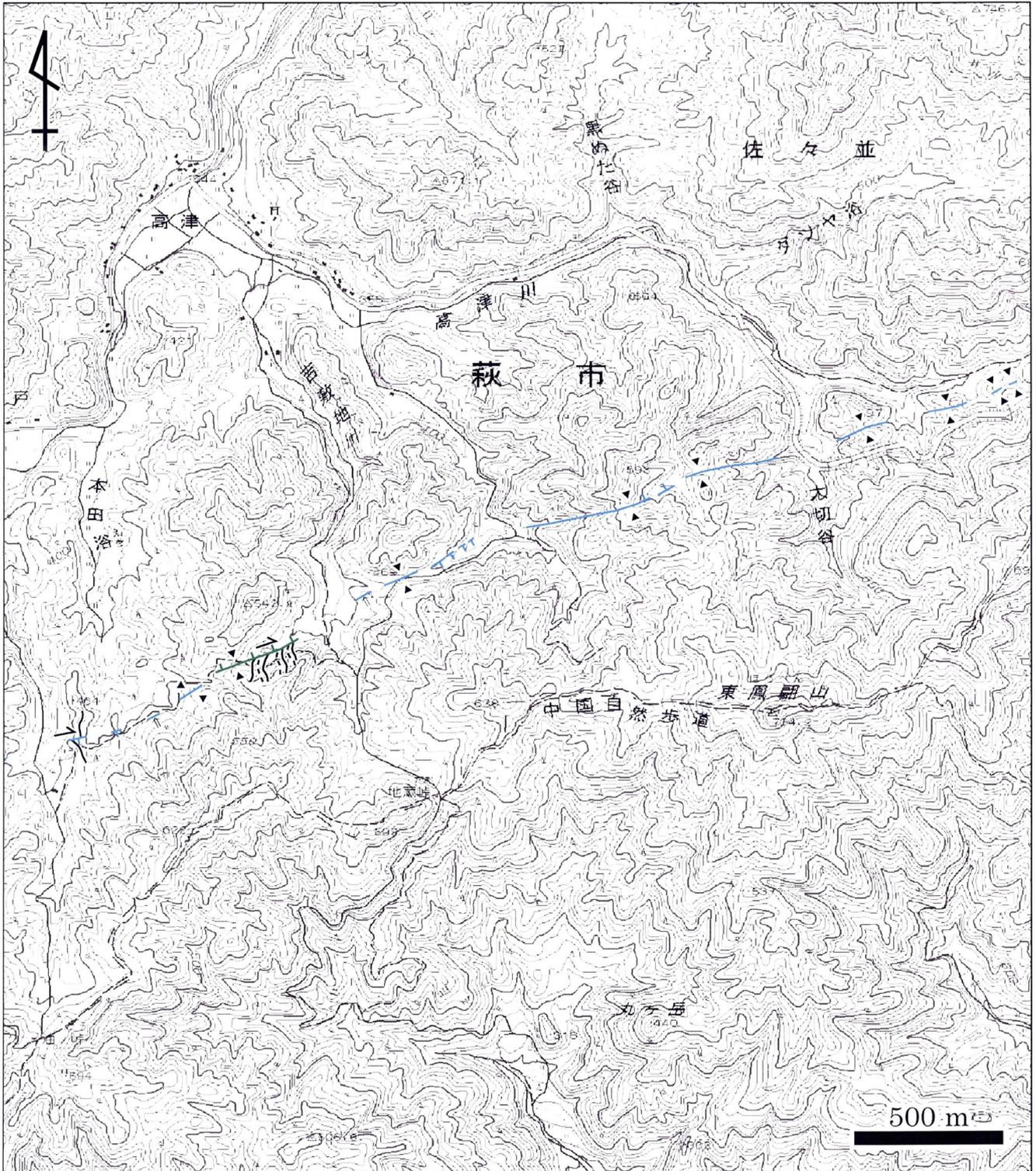
付図 34 徳佐-地福断層周辺の変動地形 10 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『長門峡』の一部を使用．付図 34 の範囲と凡例はそれぞれ，付図 2 と 4 に示される．



付図 35 徳佐-地福断層周辺の変動地形 11 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仁保』,『長門峡』,『佐々並』および『山口』の一部を使用. 付図 35 の範囲と凡例はそれぞれ, 付図 2 と 4 に示される.



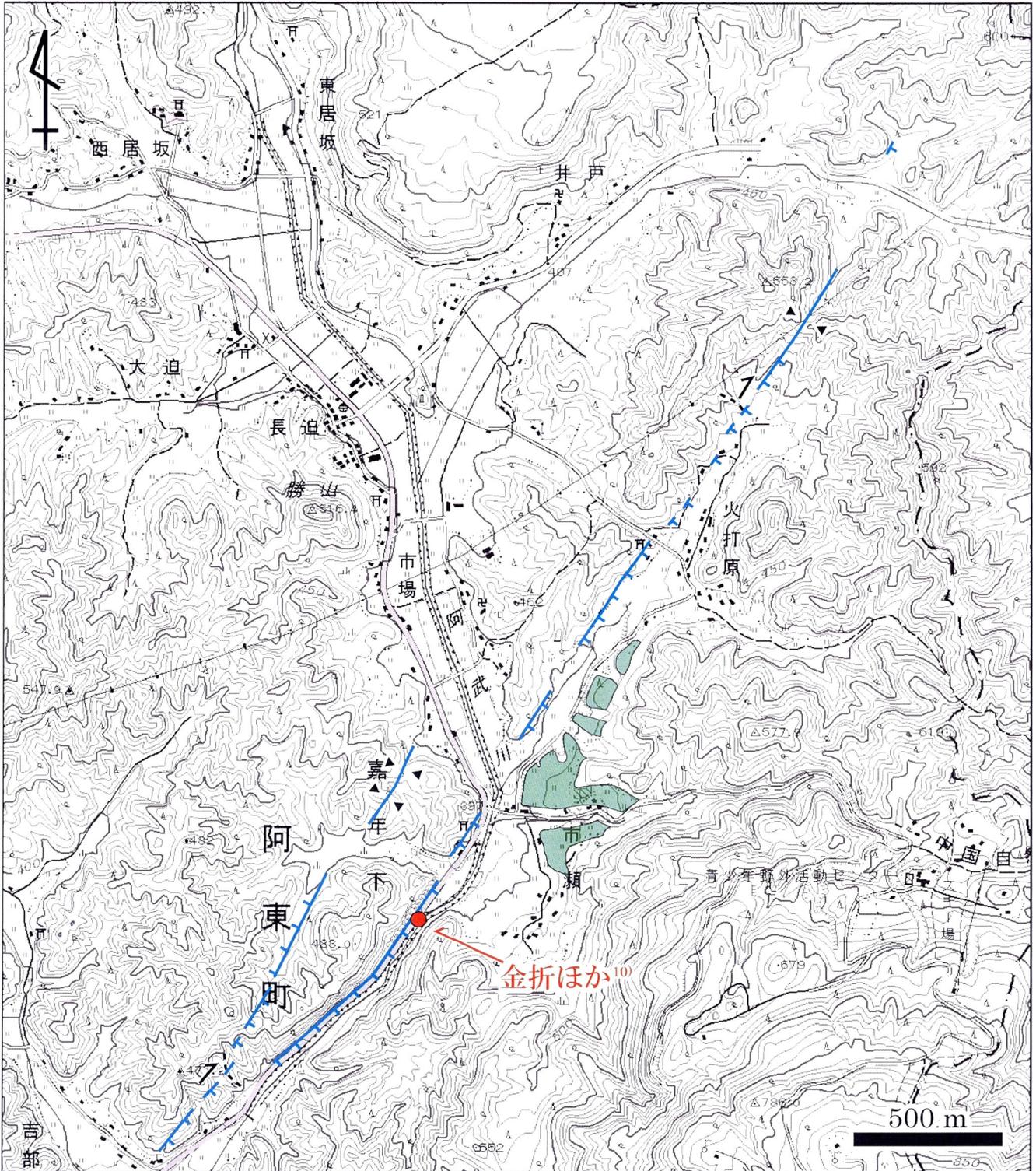
付図 36 徳佐-地福断層周辺の変動地形 12 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』と『山口』の一部を使用。付図 36 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



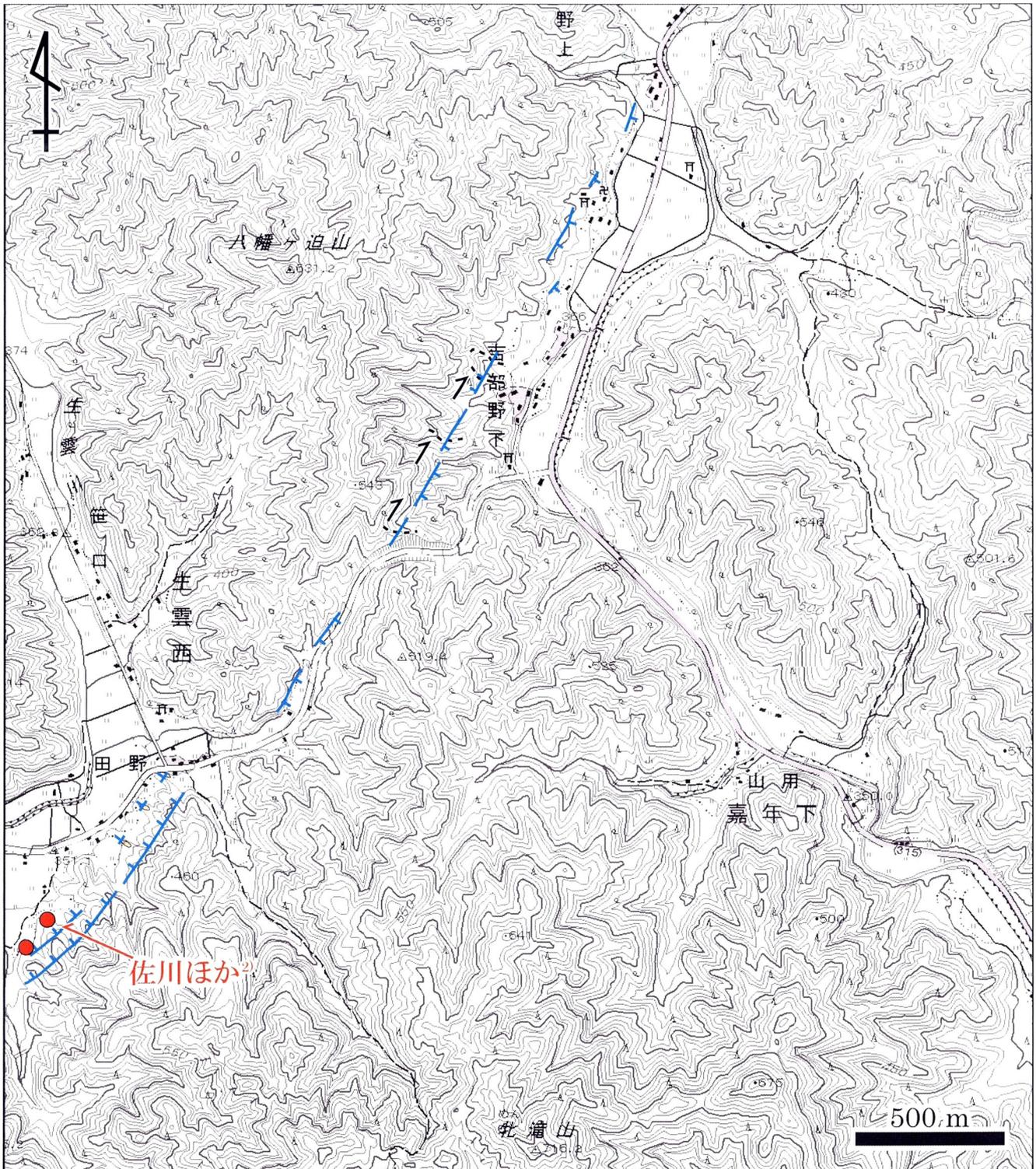
付図 37 徳佐-地福断層周辺の変動地形 13 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『山口』の一部を使用．付図 37 の範囲と凡例はそれぞれ，付図 2 と 4 に示される．



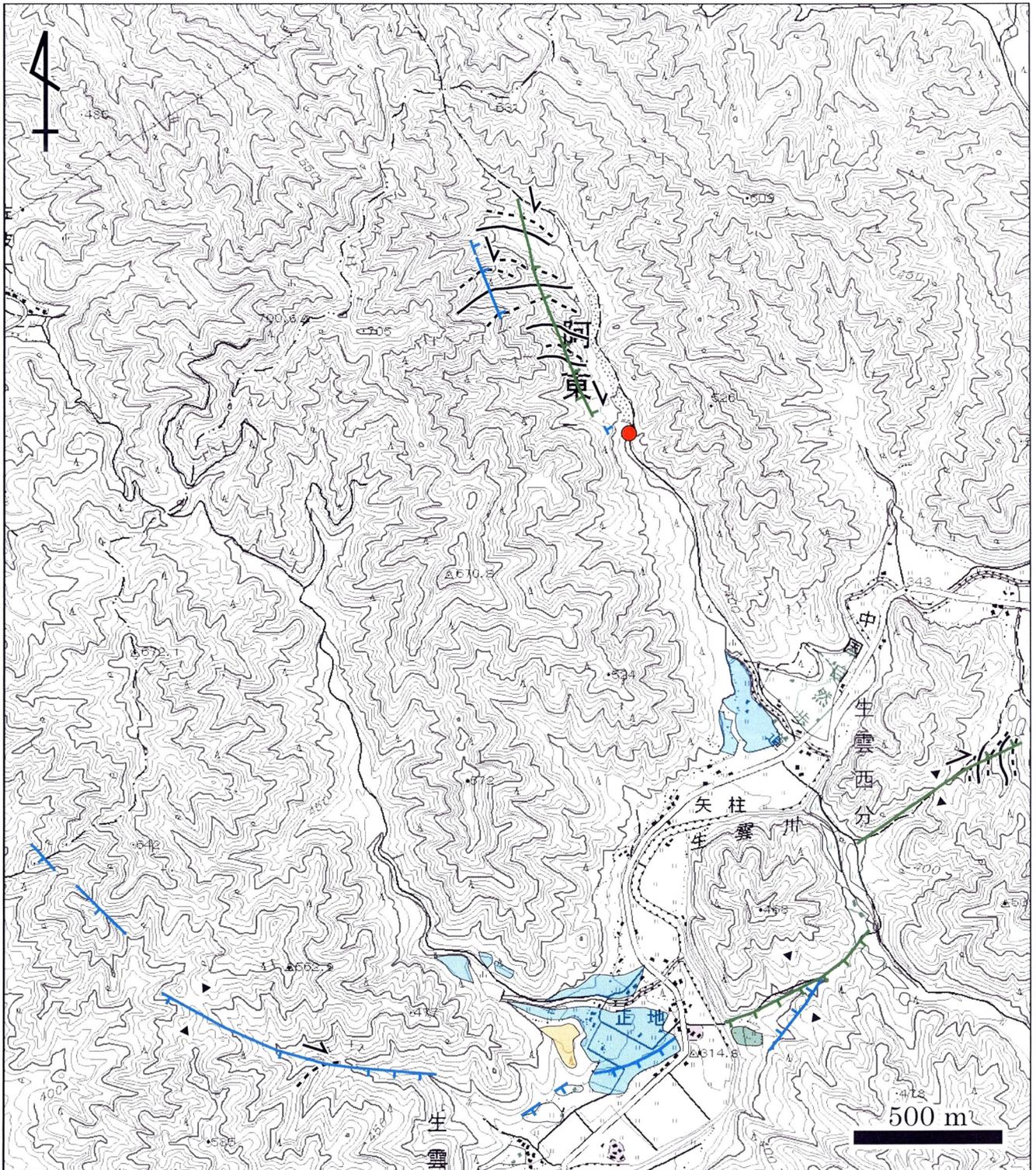
付図 38 徳佐-地福断層周辺の変動地形 14 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『山口』の一部を使用。付図 38 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



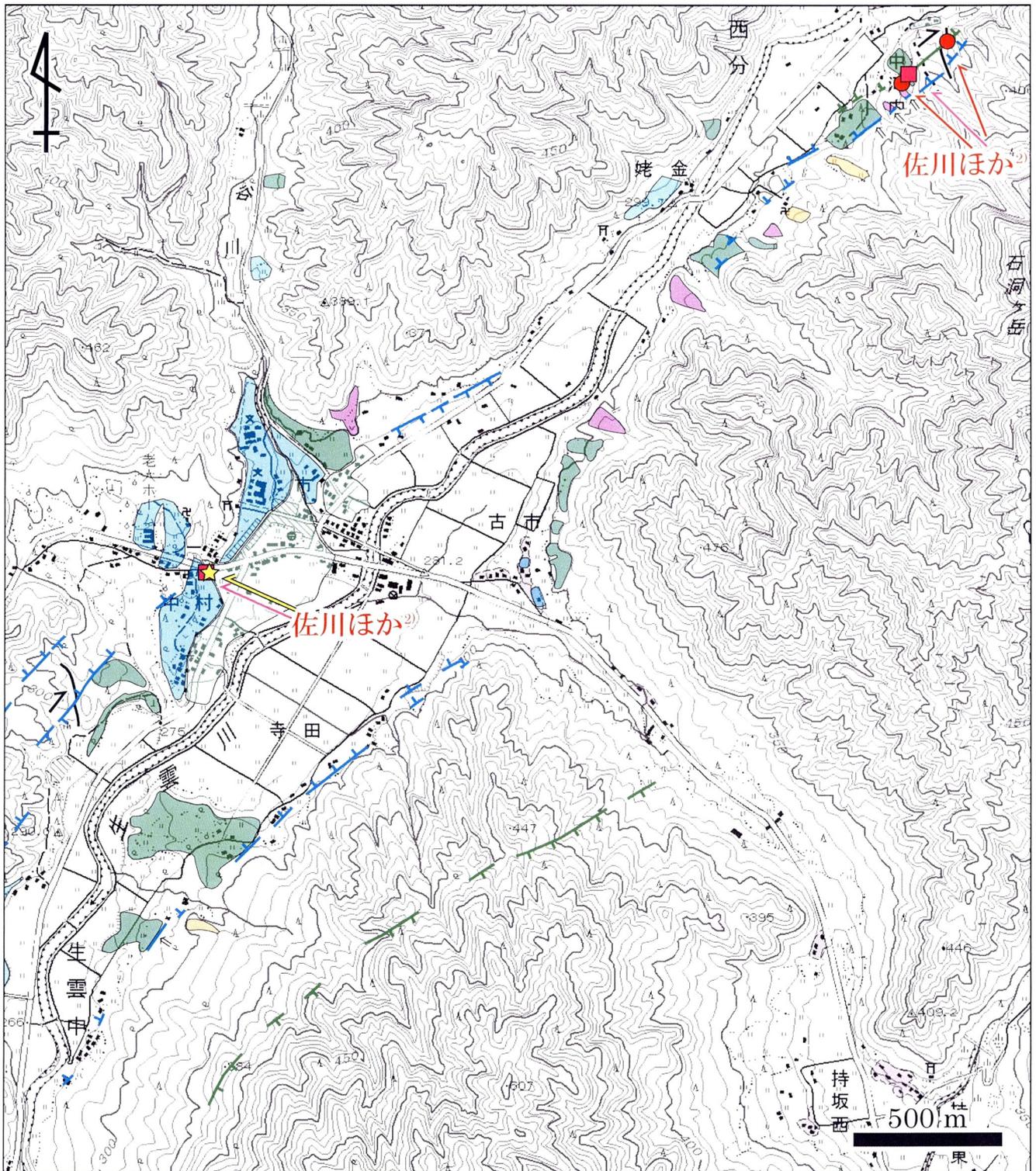
付図 39 迫田-生雲断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『十種峰』の一部を使用。付図 39 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



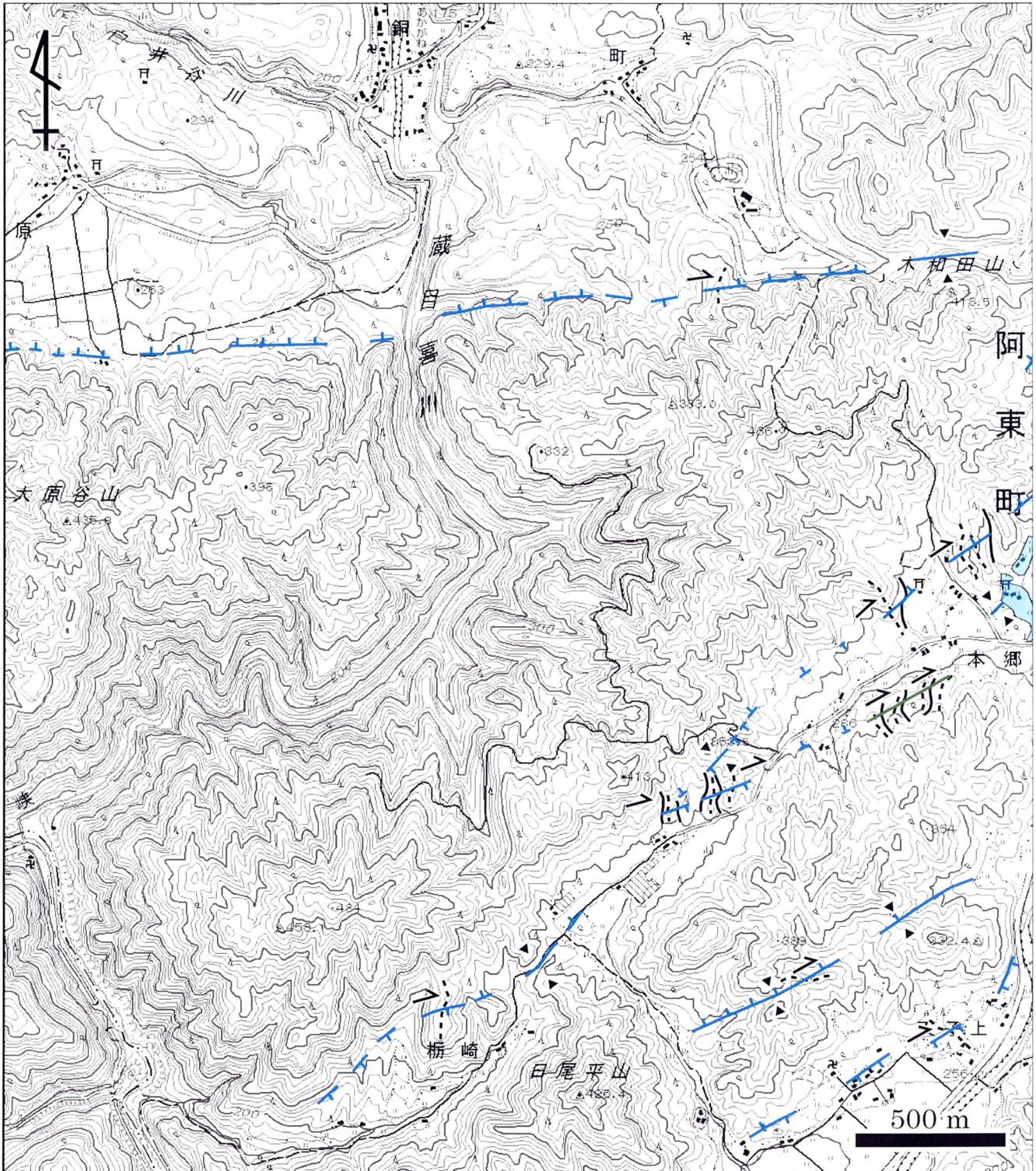
付図 40 迫田-生雲断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『十種峰』と『徳佐中』の一部を使用。付図 40 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



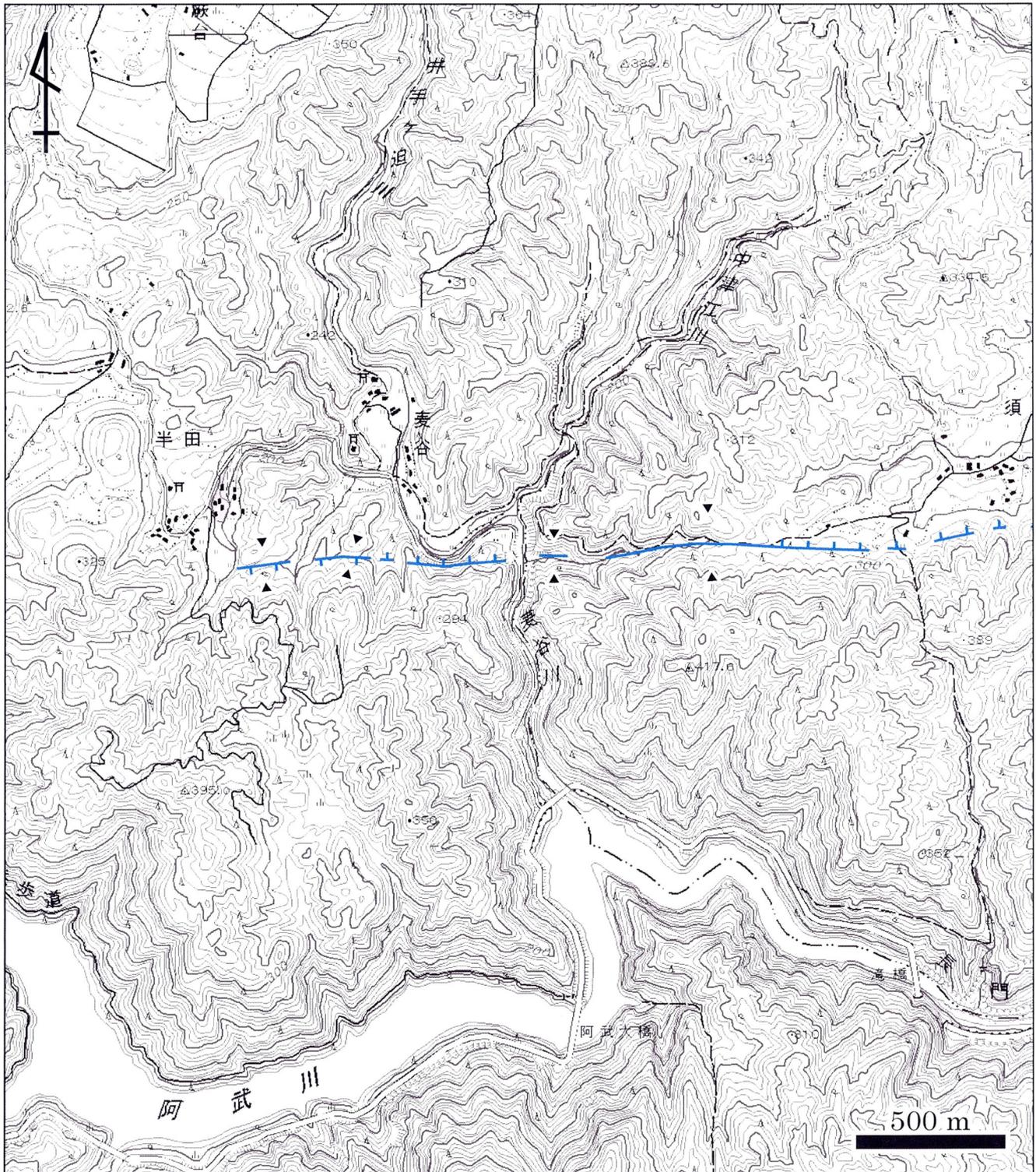
付図 41 迫田-生雲断層周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』、『長門広瀬』、『十種峰』および『徳佐中』の一部を使用。付図 41 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



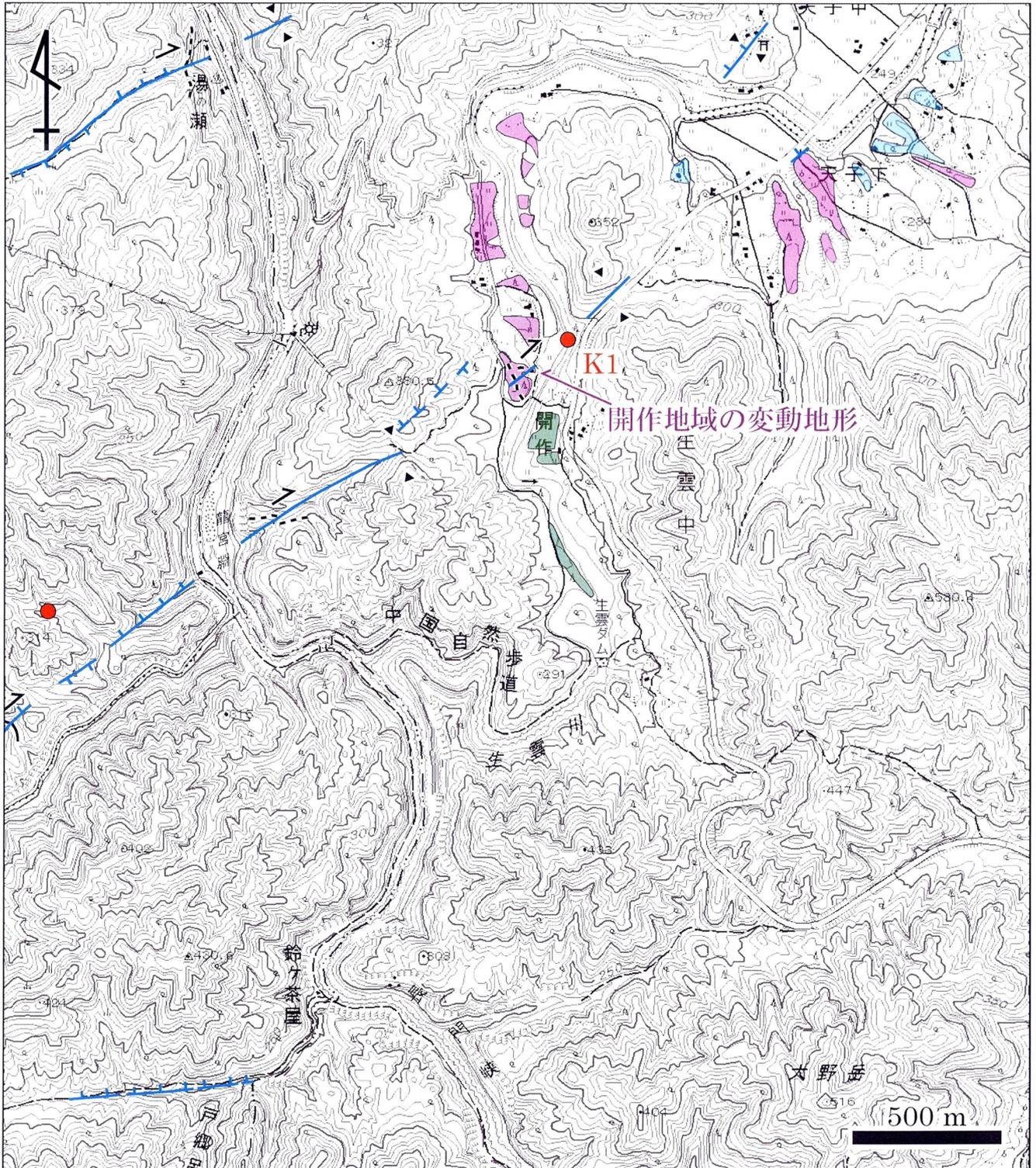
付図 42 迫田-生雲断層周辺の変動地形 4 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』と『徳佐中』の一部を使用。付図 42 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



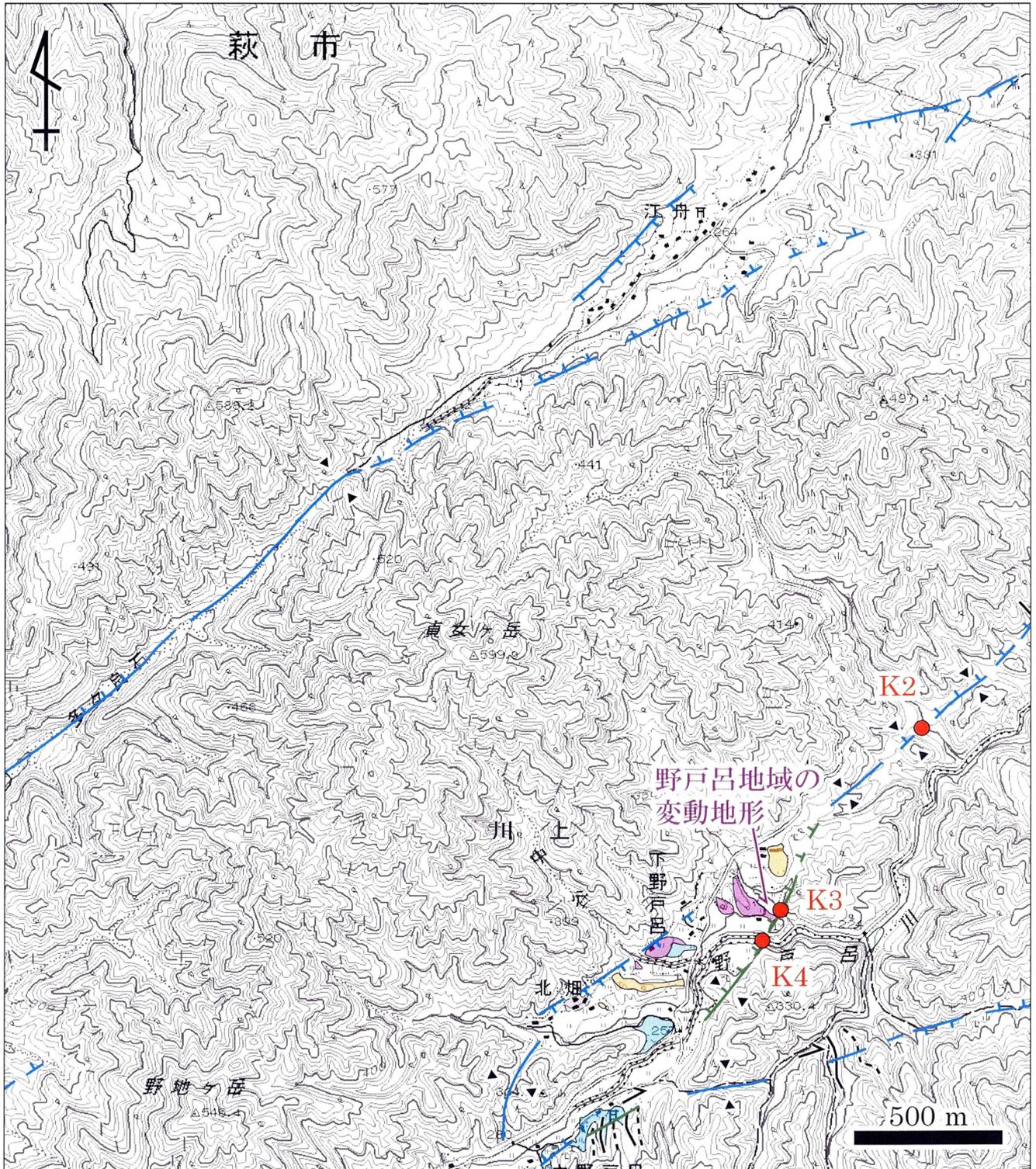
付図 43 迫田-生雲断層周辺の変動地形 5 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』の一部を使用。付図 43 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



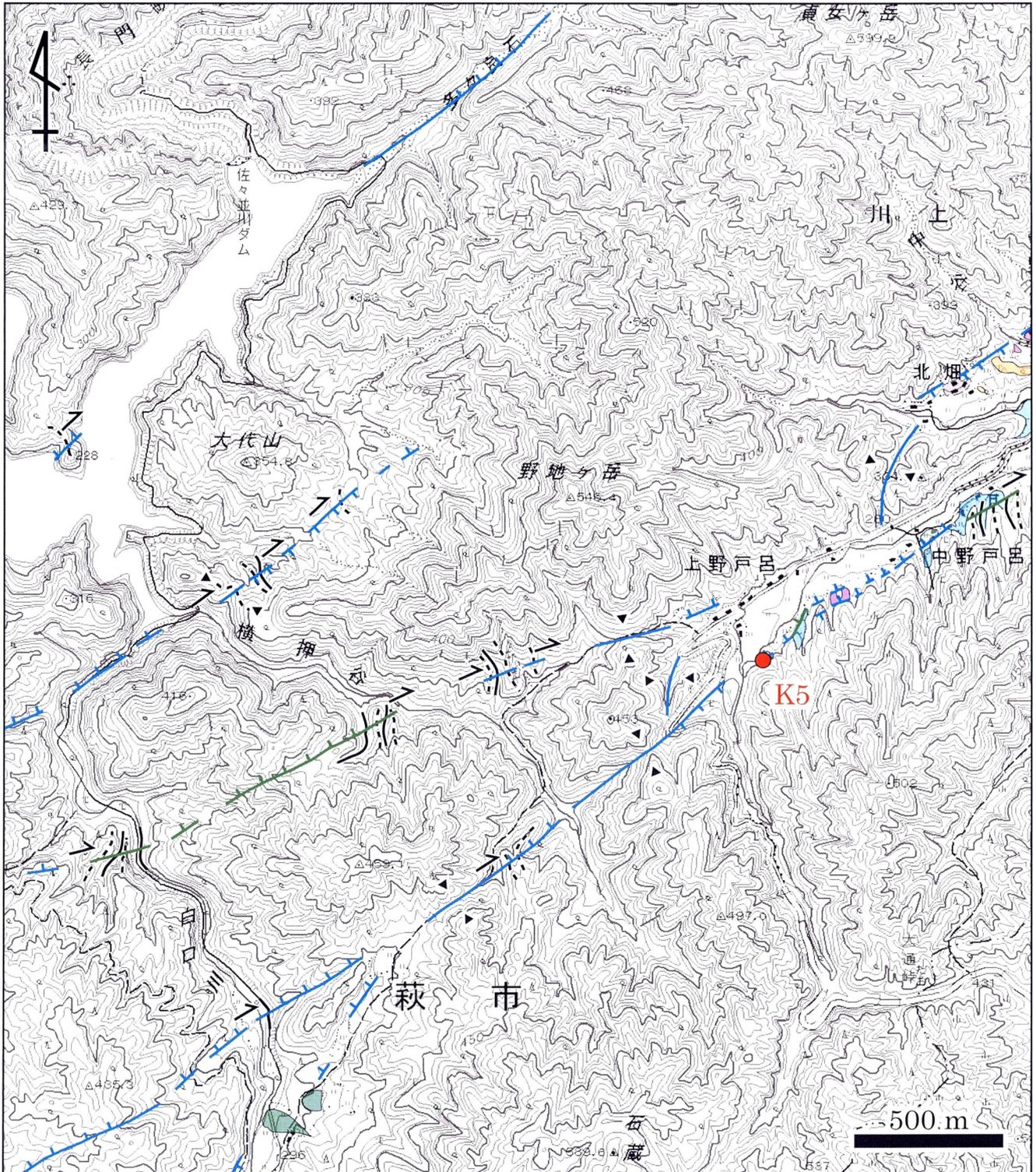
付図 44 追田-生雲断層周辺の変動地形 6 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』の一部を使用。付図 44 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



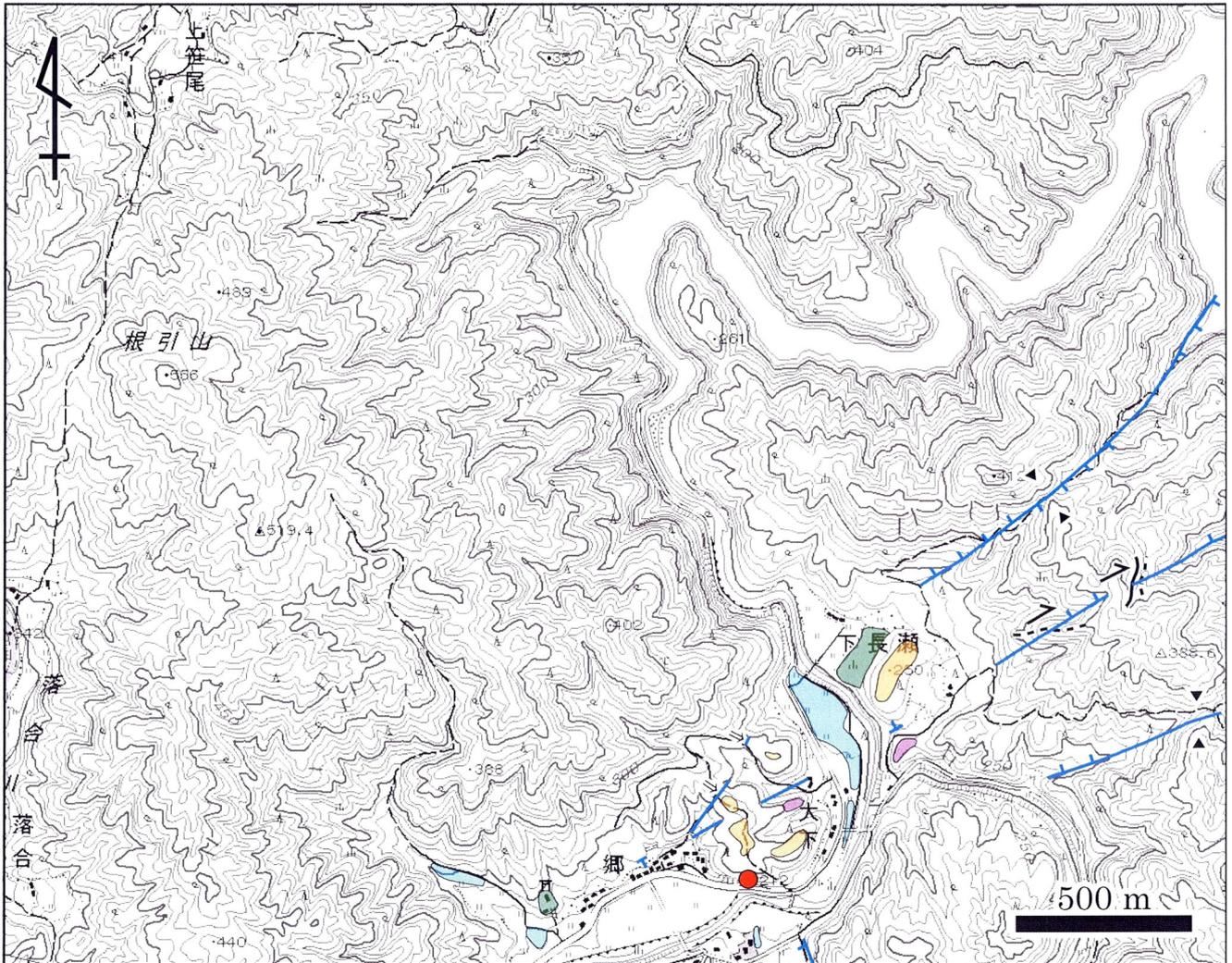
付図 45 迫田-生雲断層周辺の変動地形 7 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』と『長門峡』の一部を使用。付図 45 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



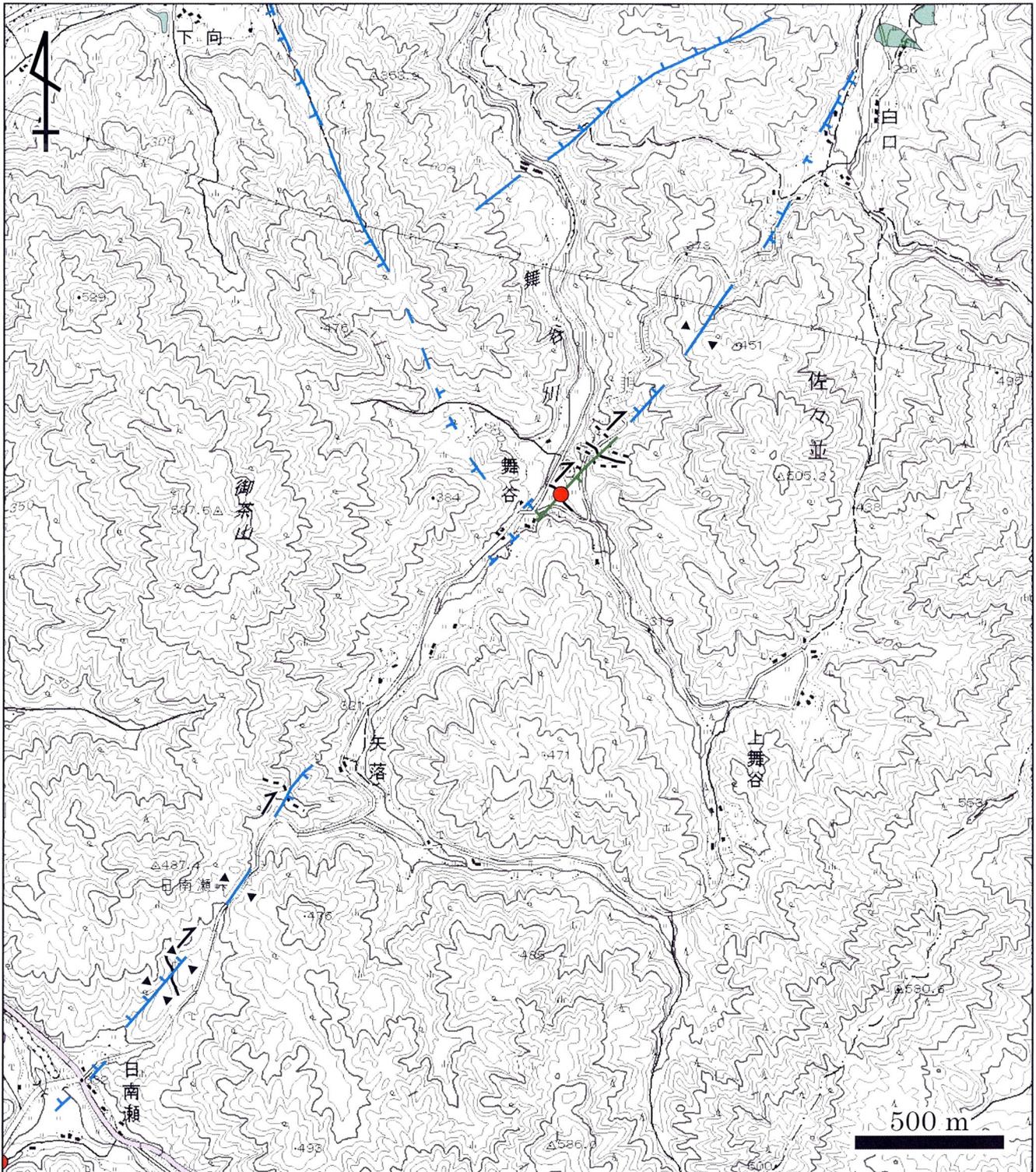
付図 46 迫田-生雲断層周辺の変動地形 8 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『生雲中』と『長門峡』の一部を使用。付図 46 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



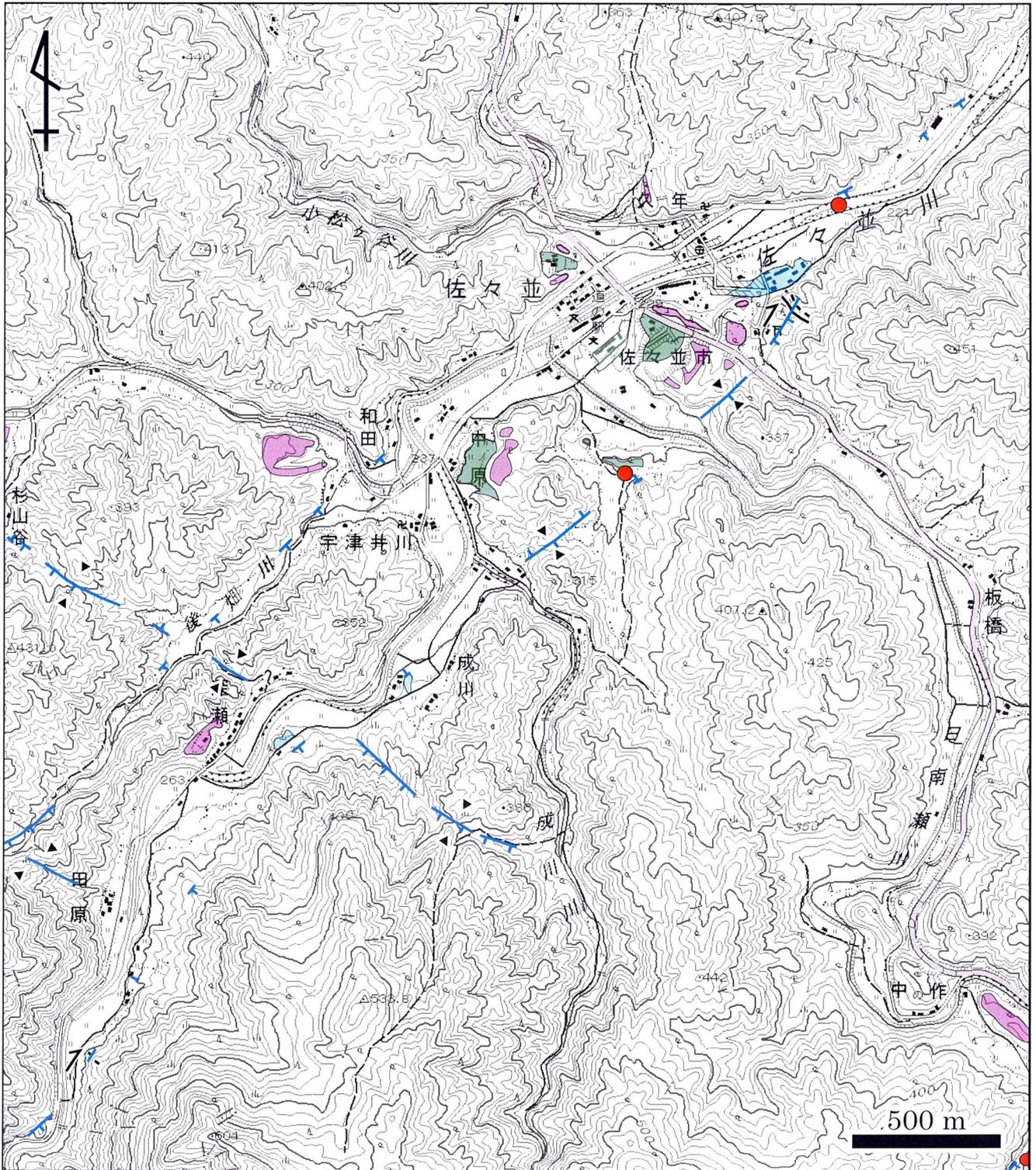
付図 47 迫田-生雲断層周辺の変動地形 9 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』と『長門峡』の一部を使用。付図 47 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



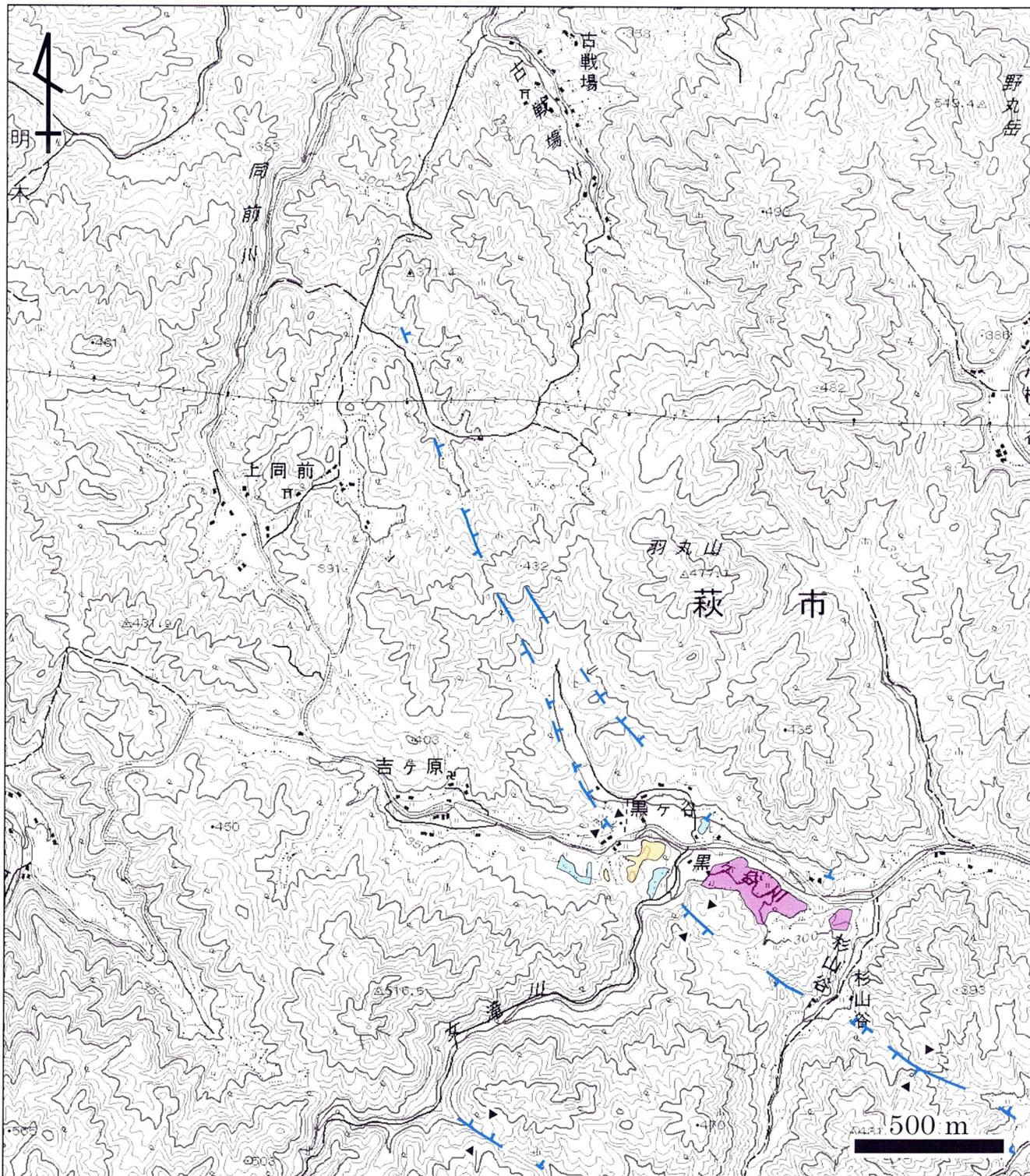
付図 48 迫田-生雲断層周辺の変動地形 10 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』の一部を使用。付図 48 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



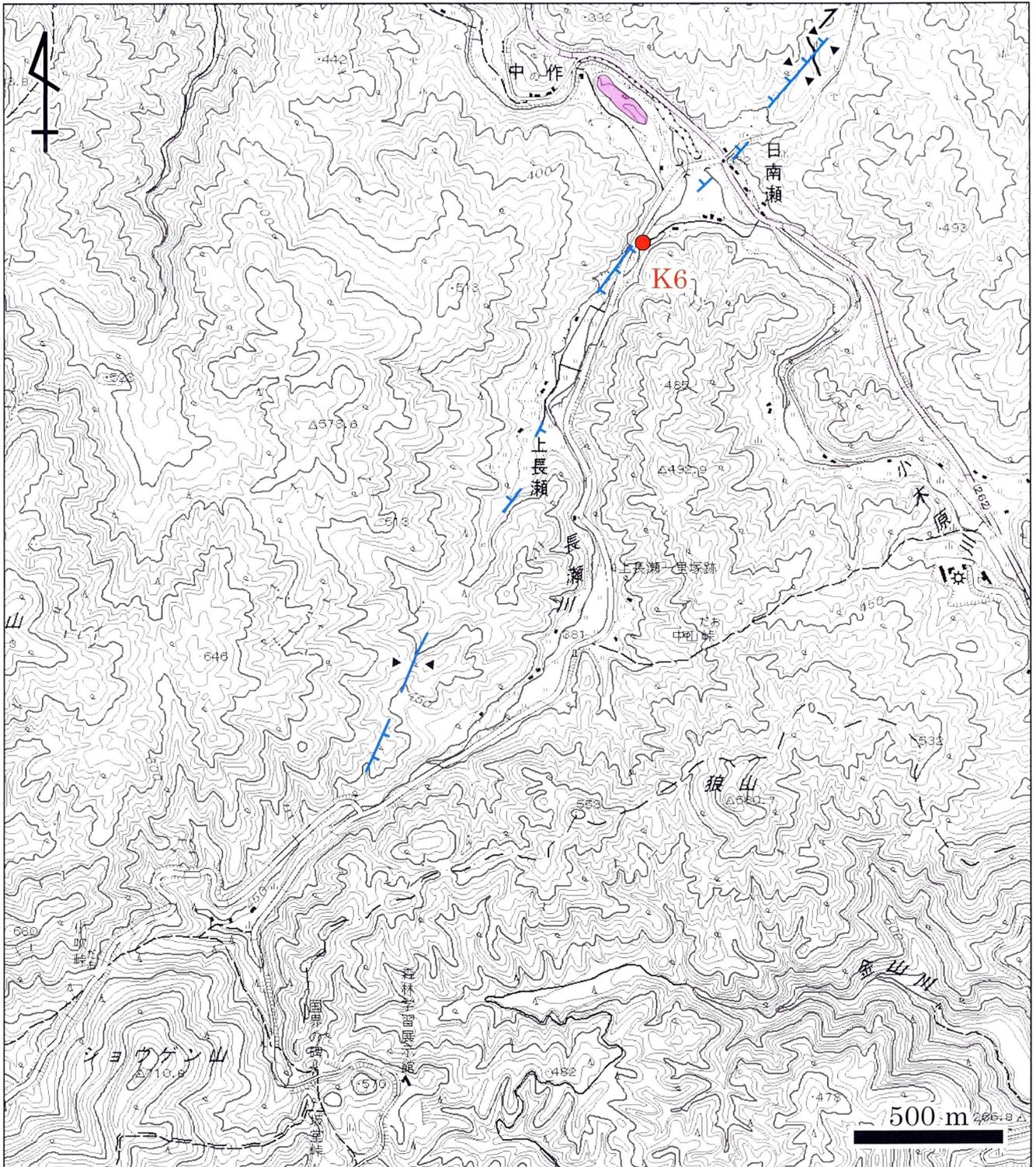
付図 49 迫田-生雲断層周辺の変動地形 11 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』と『長門峡』の一部を使用。付図 49 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



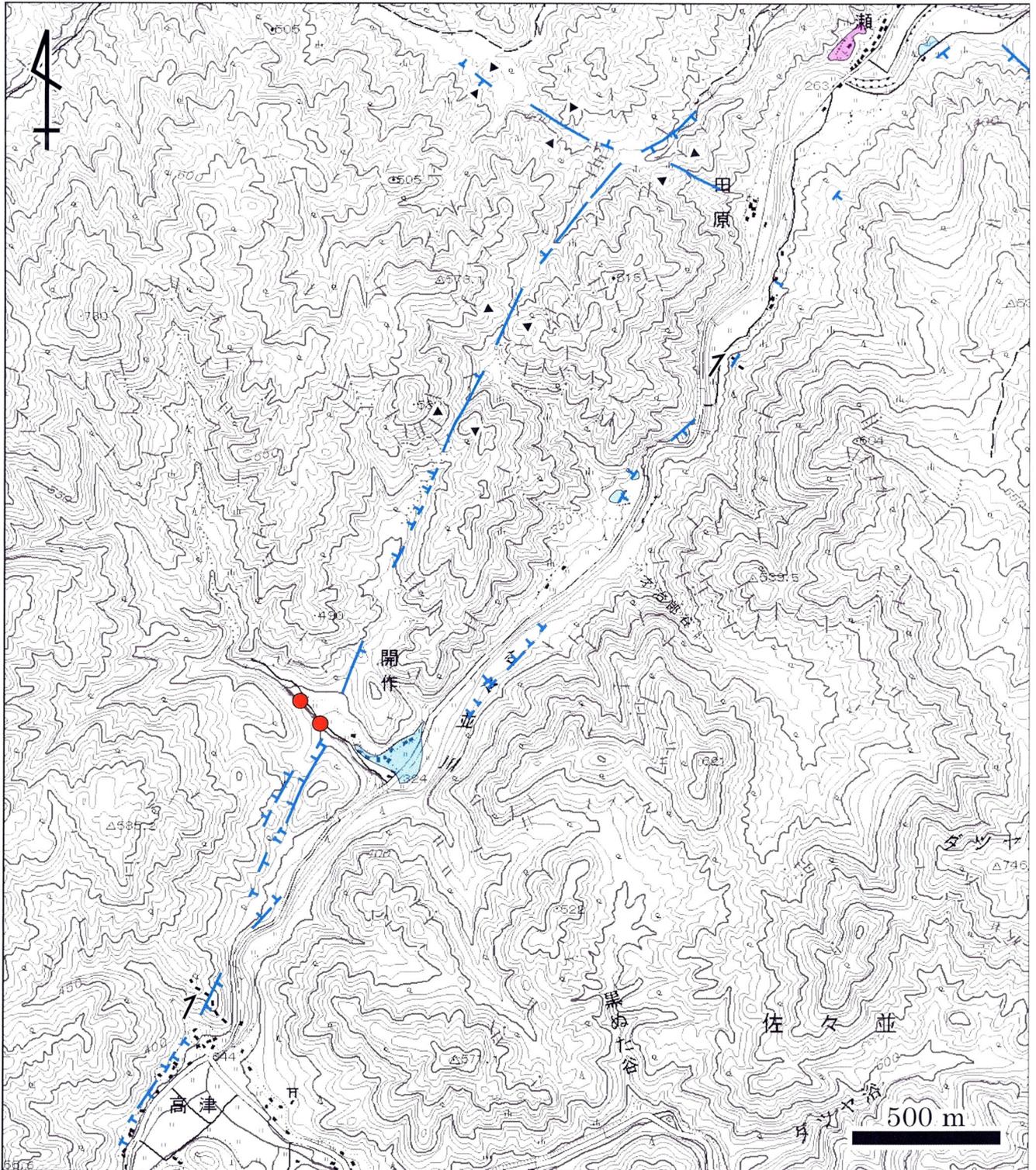
付図 50 迫田-生雲断層周辺の変動地形 12 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』の一部を使用。付図 50 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



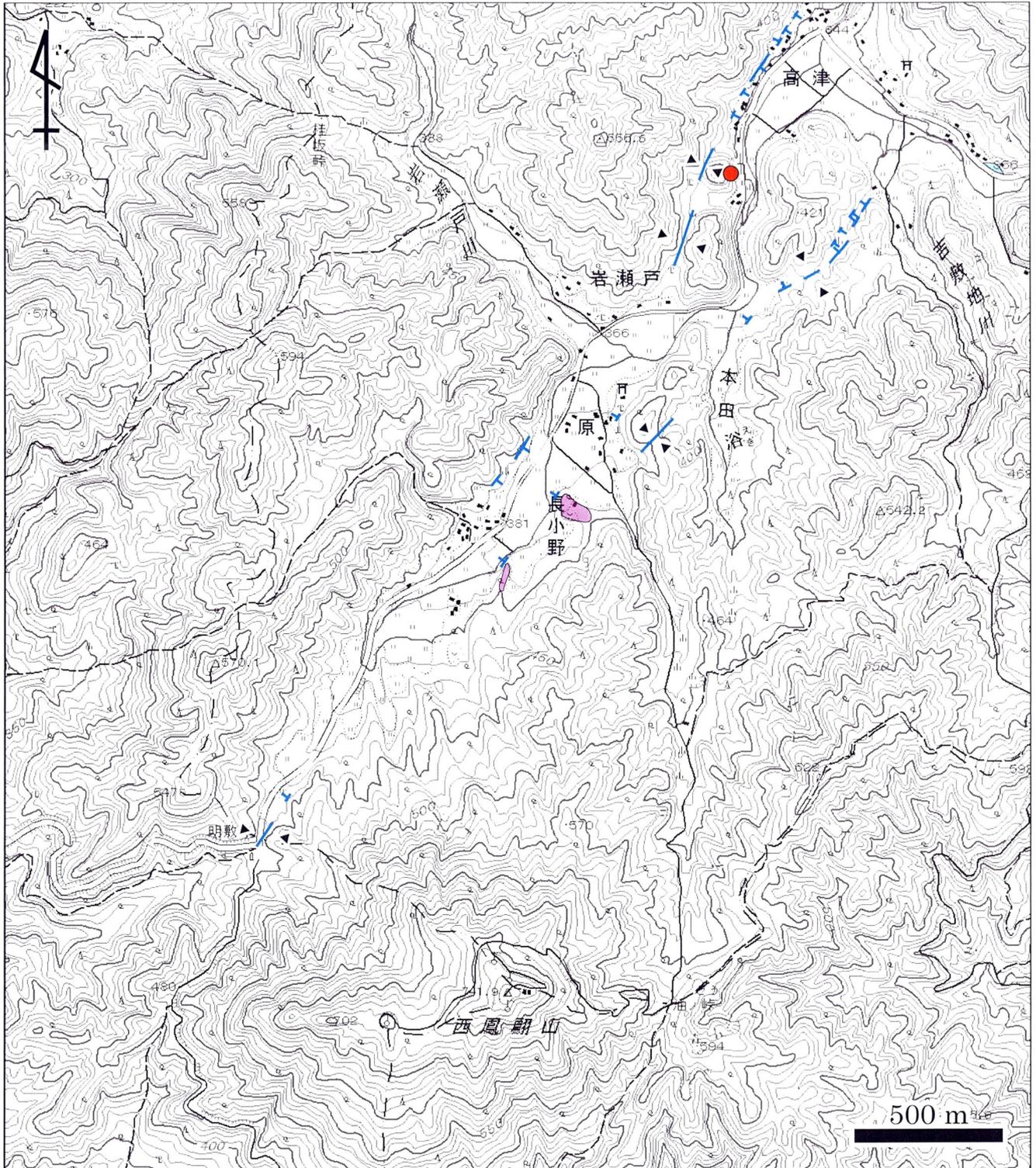
付図 51 迫田-生雲断層周辺の変動地形 13 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』の一部を使用。付図 51 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



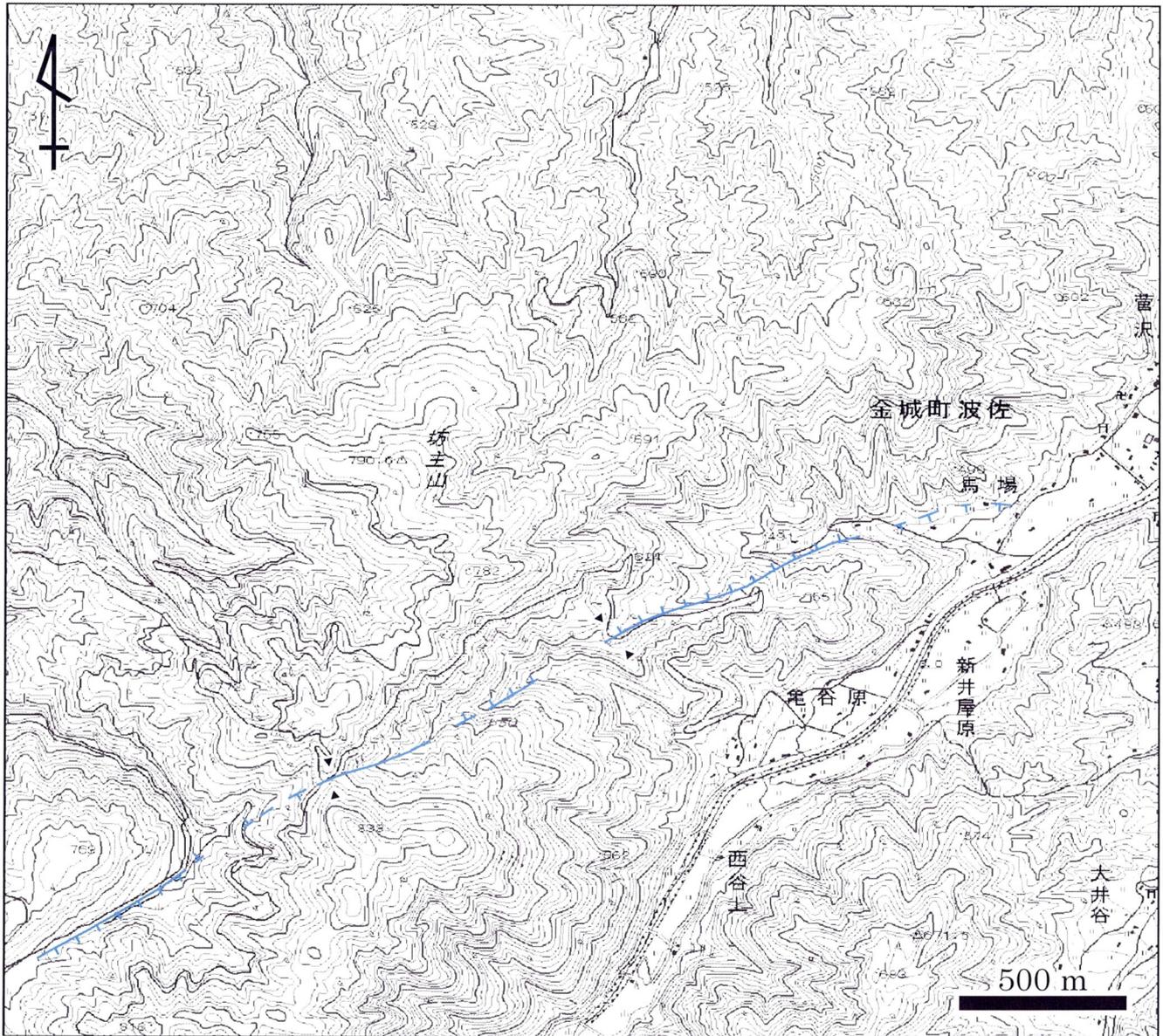
付図 52 迫田-生雲断層周辺の変動地形 14 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』と『山口』の一部を使用。付図 52 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



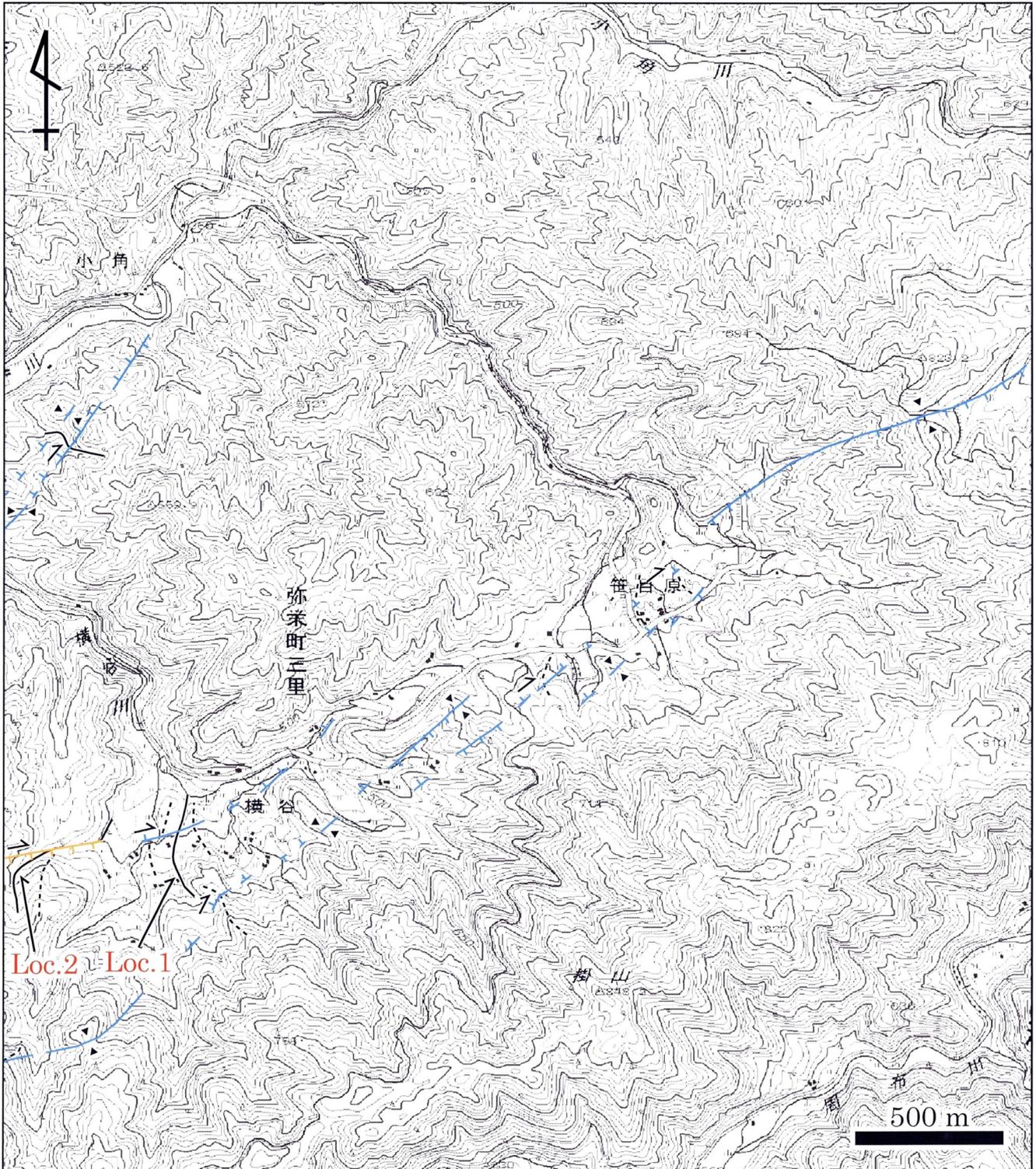
付図 53 迫田-生雲断層周辺の変動地形 15 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『佐々並』と『山口』の一部を使用。付図 53 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される。



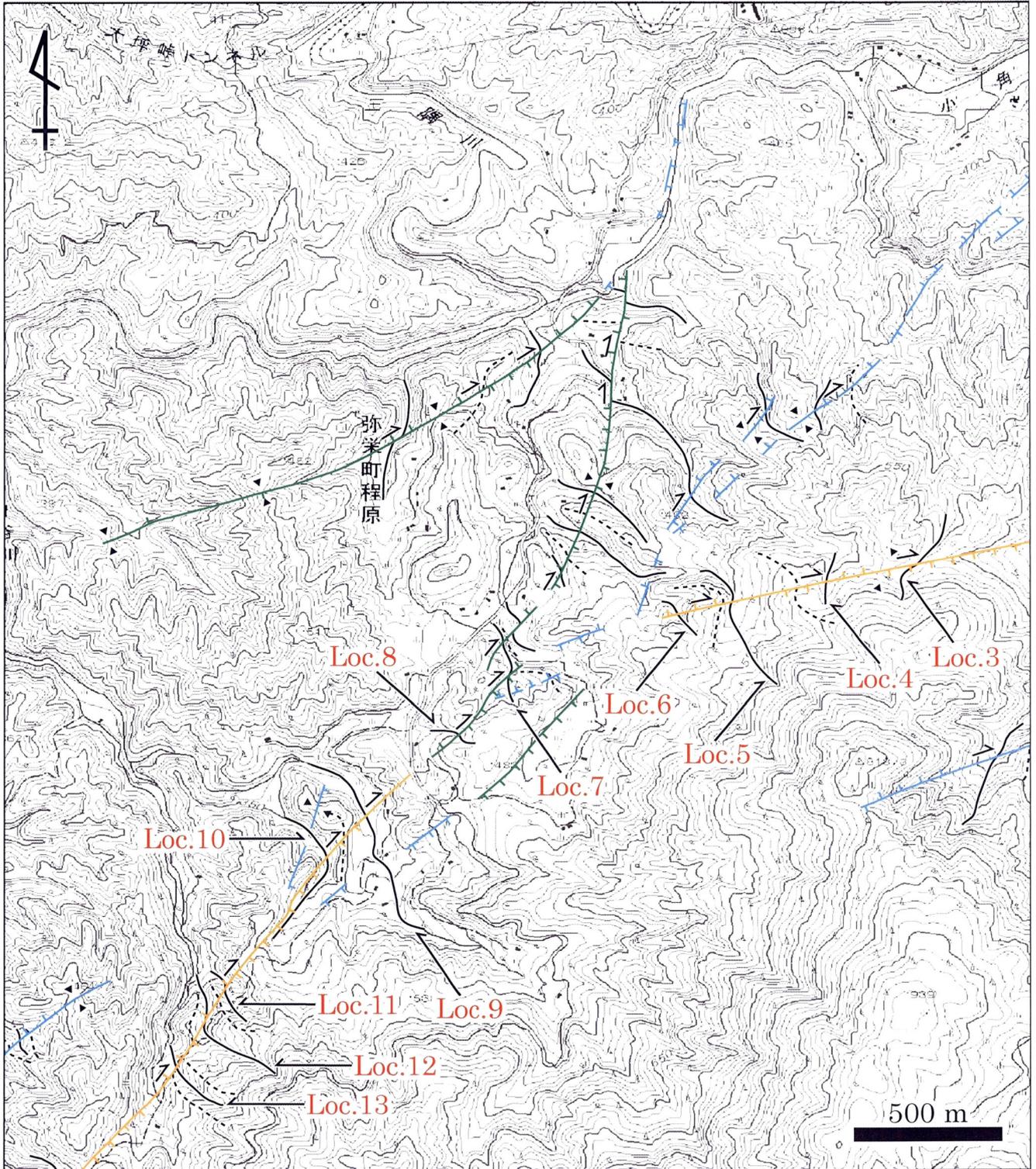
付図 54 迫田-生雲断層周辺の変動地形 16 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『山口』の一部を使用．付図 54 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 2 と 4 に示される．



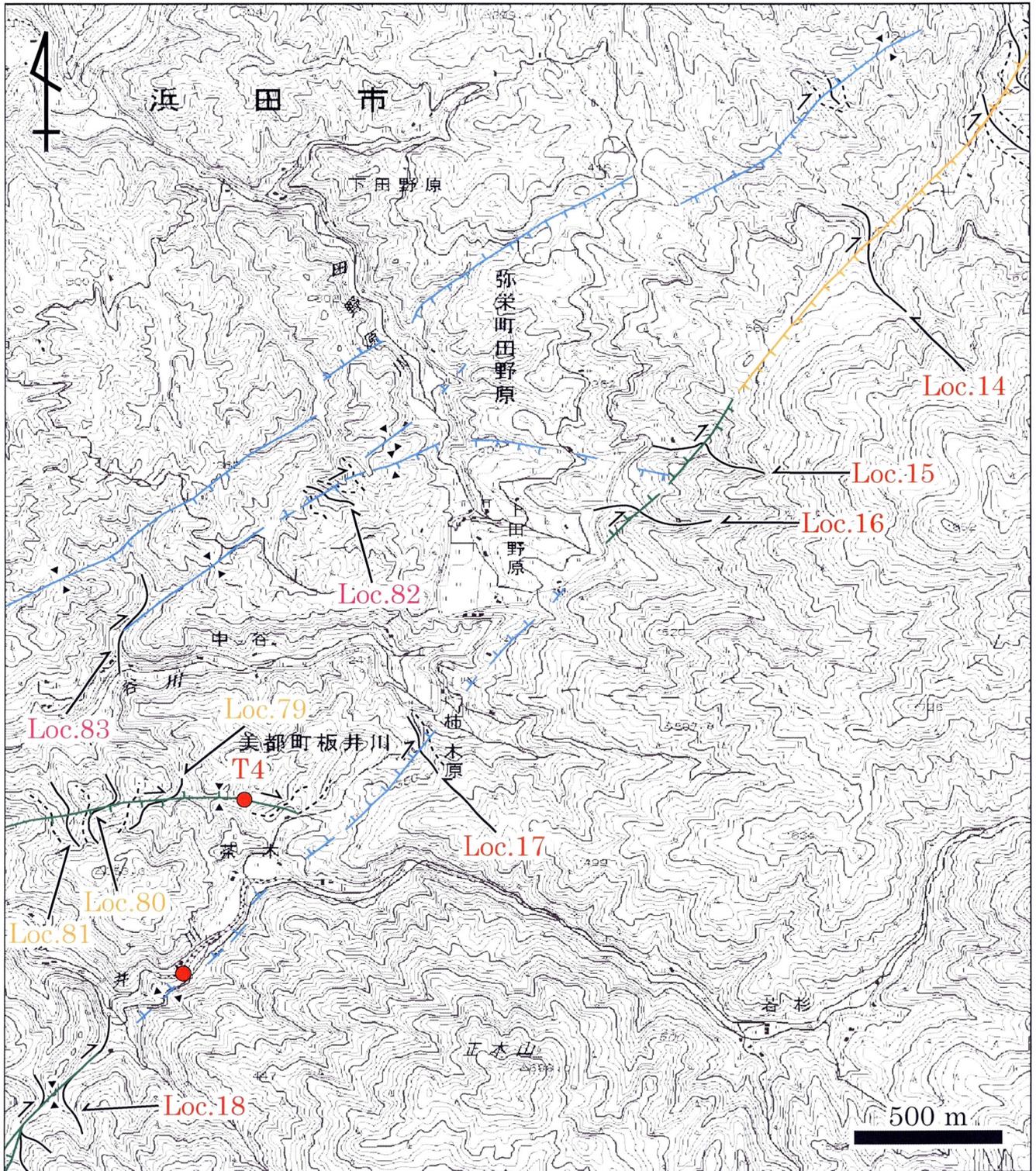
付図 55 弥畝山西断層系周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『波佐』の一部を使用。付図 55 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



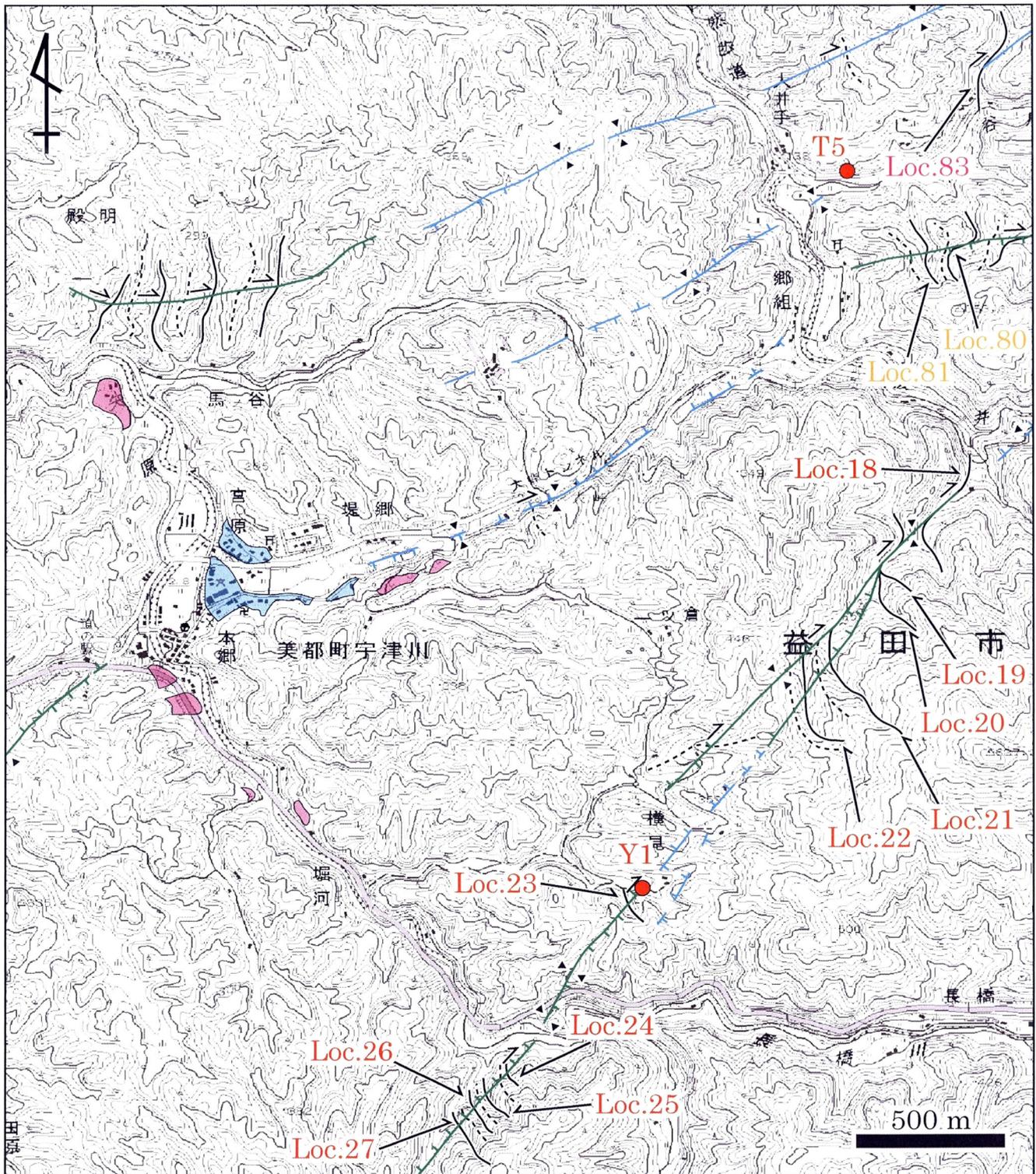
付図 56 弥叡山西断層系周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『臥龍山』、『波佐』、『木都賀』および『宇津川』の一部を使用。付図 56 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



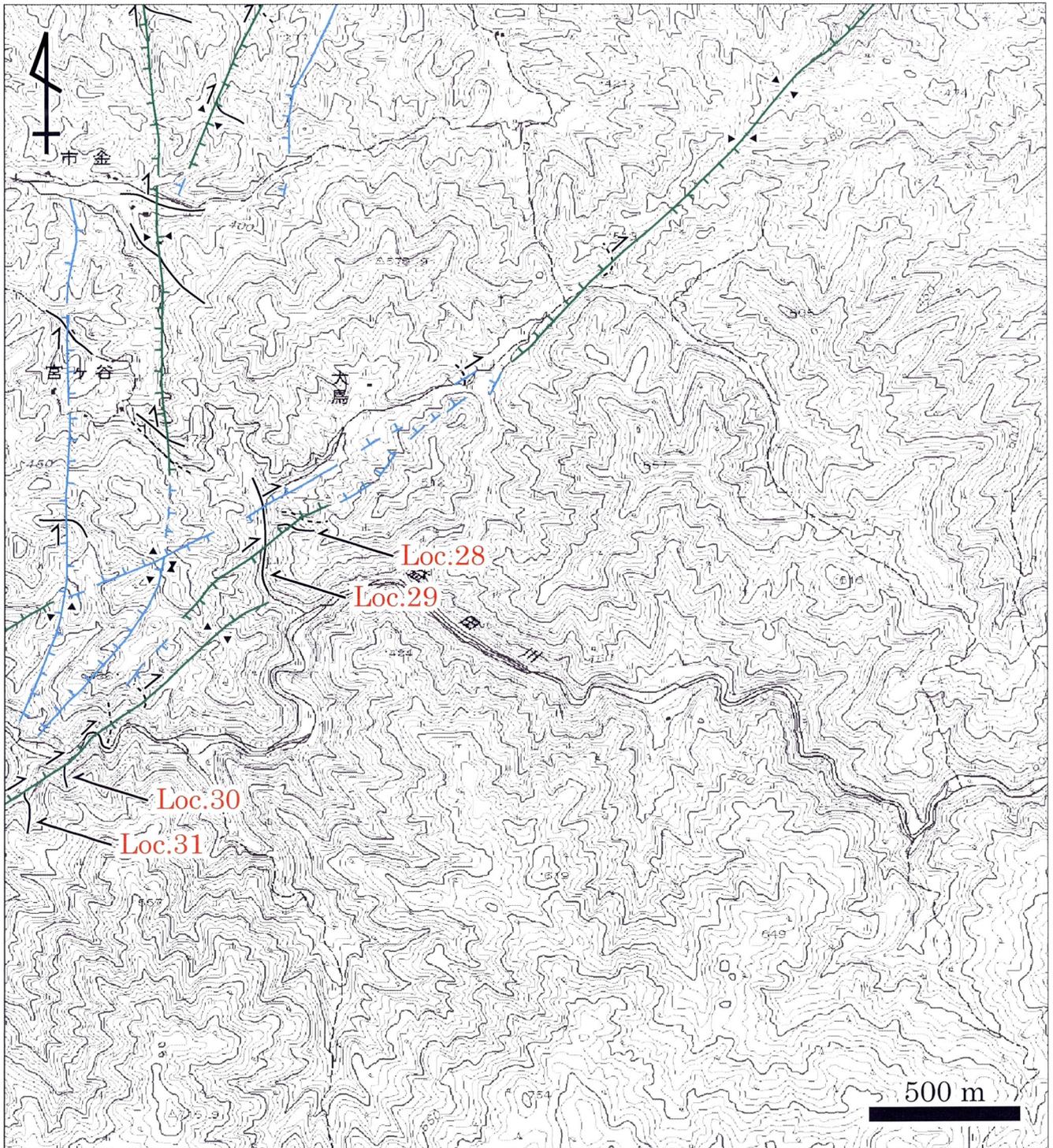
付図 57 弥叡山西断層系周辺の変動地形 3 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『木都賀』と『宇津川』の一部を使用。付図 57 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



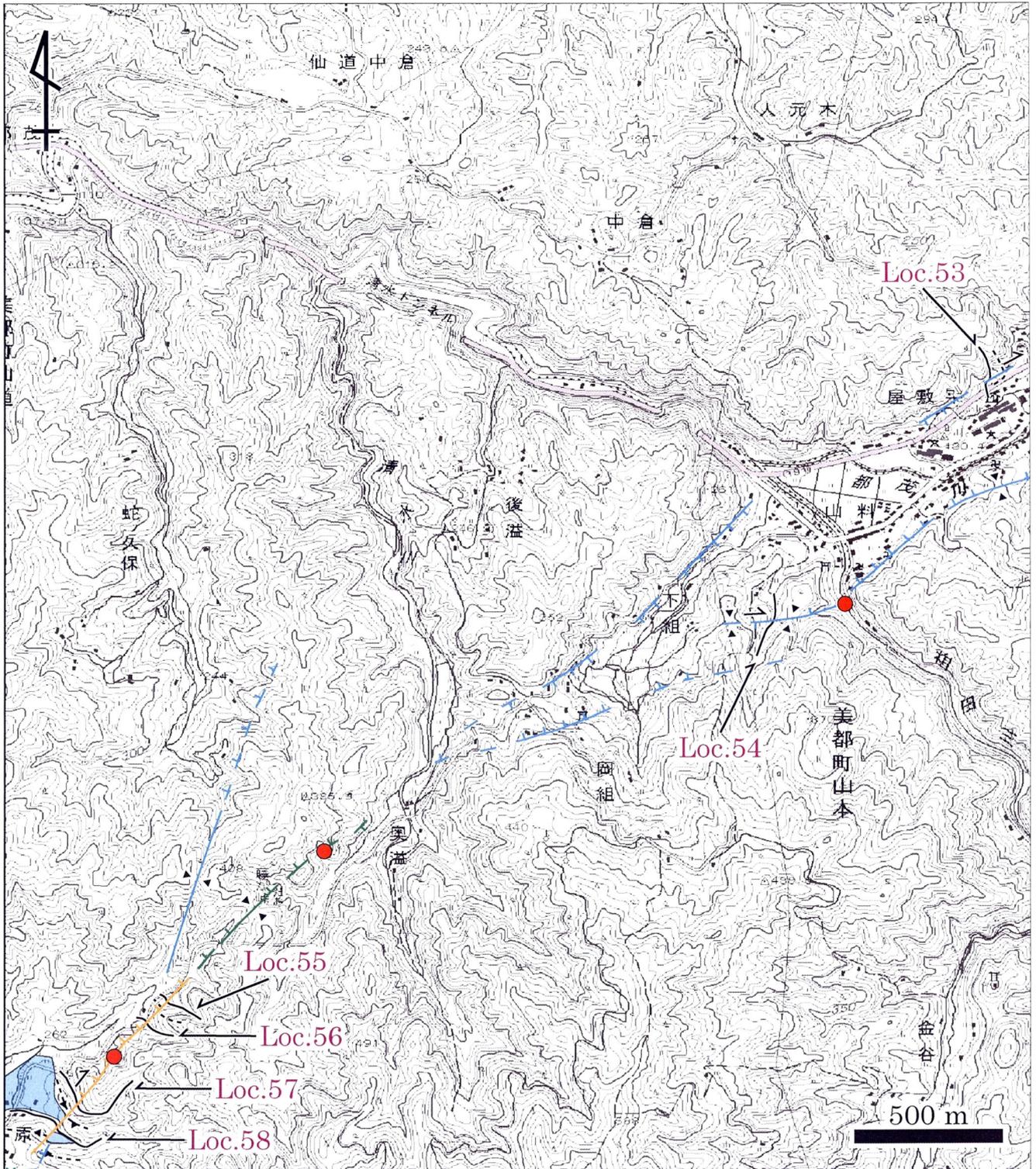
付図 58 弥叡山西断層系周辺の変動地形 4 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『宇津川』の一部を使用。付図 58 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



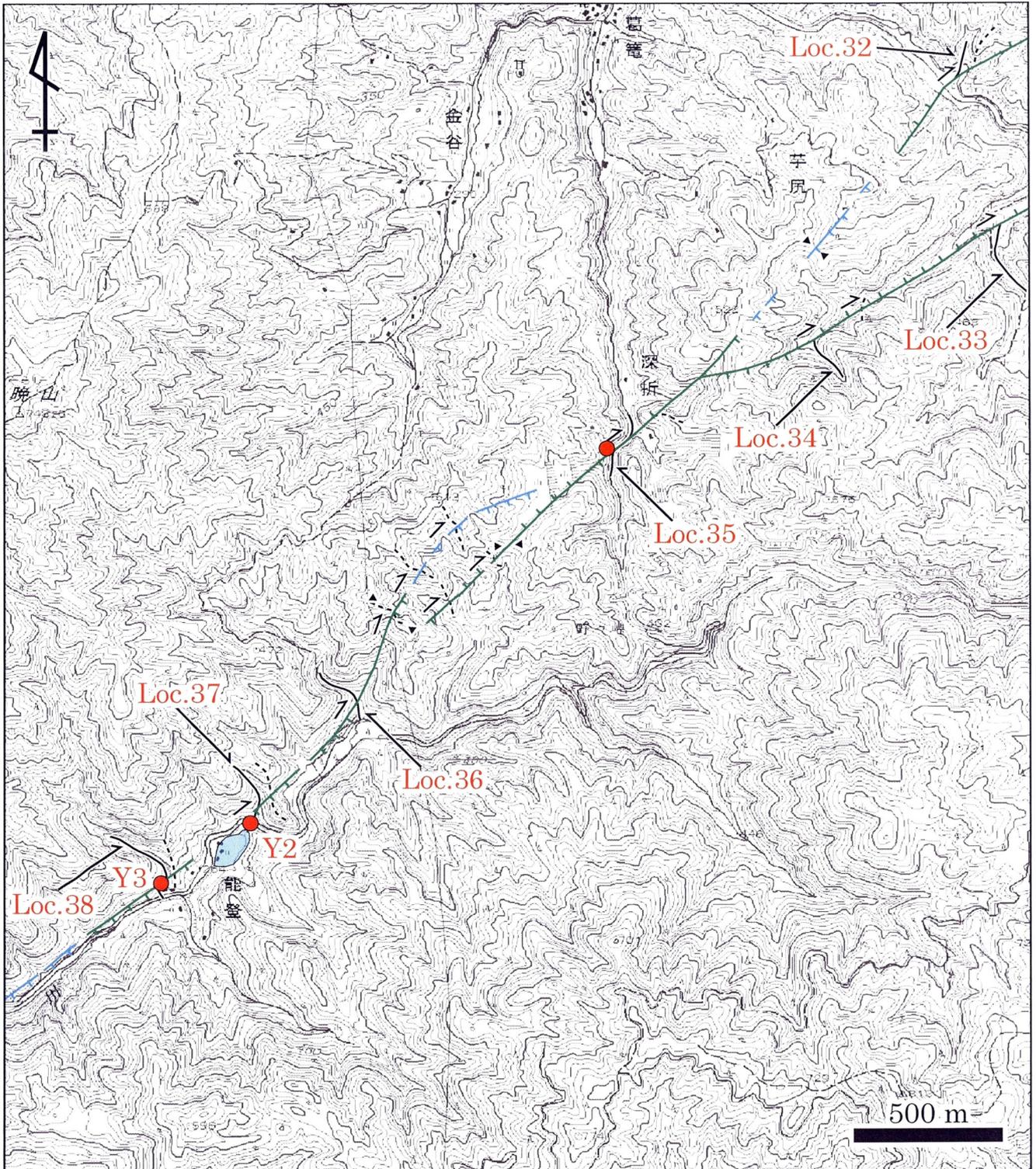
付図 59 弥畝山西断層系周辺の変動地形 5 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『宇津川』の一部を使用。付図 59 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



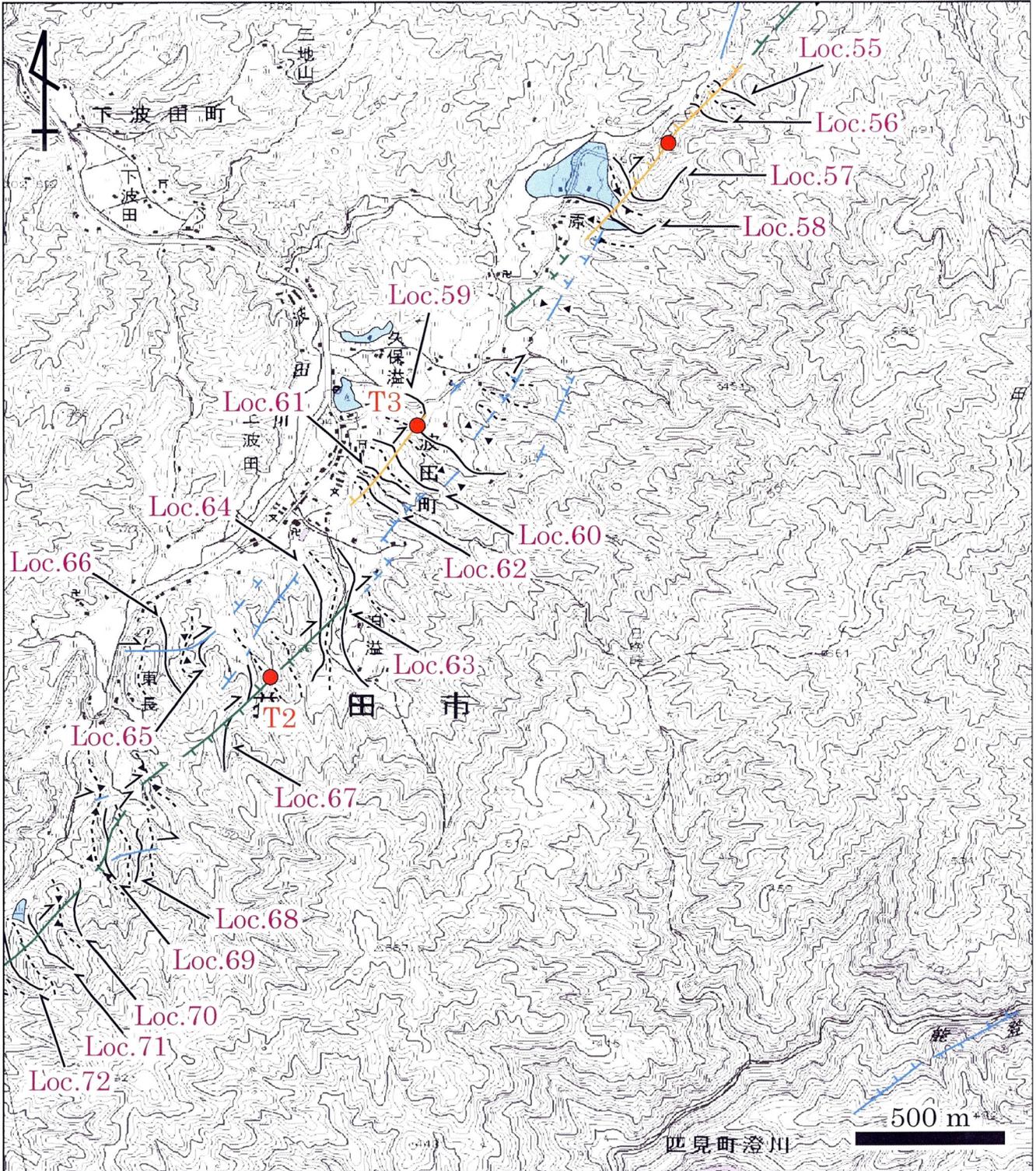
付図 61 弥畝山西断層系周辺の変動地形 7 国土地理院発行 25,000分の1
 地形図『出合原』と『宇津川』の一部を使用。付図 61の範囲と凡例はそれ
 ぞれ、付図 3と 4に示される。



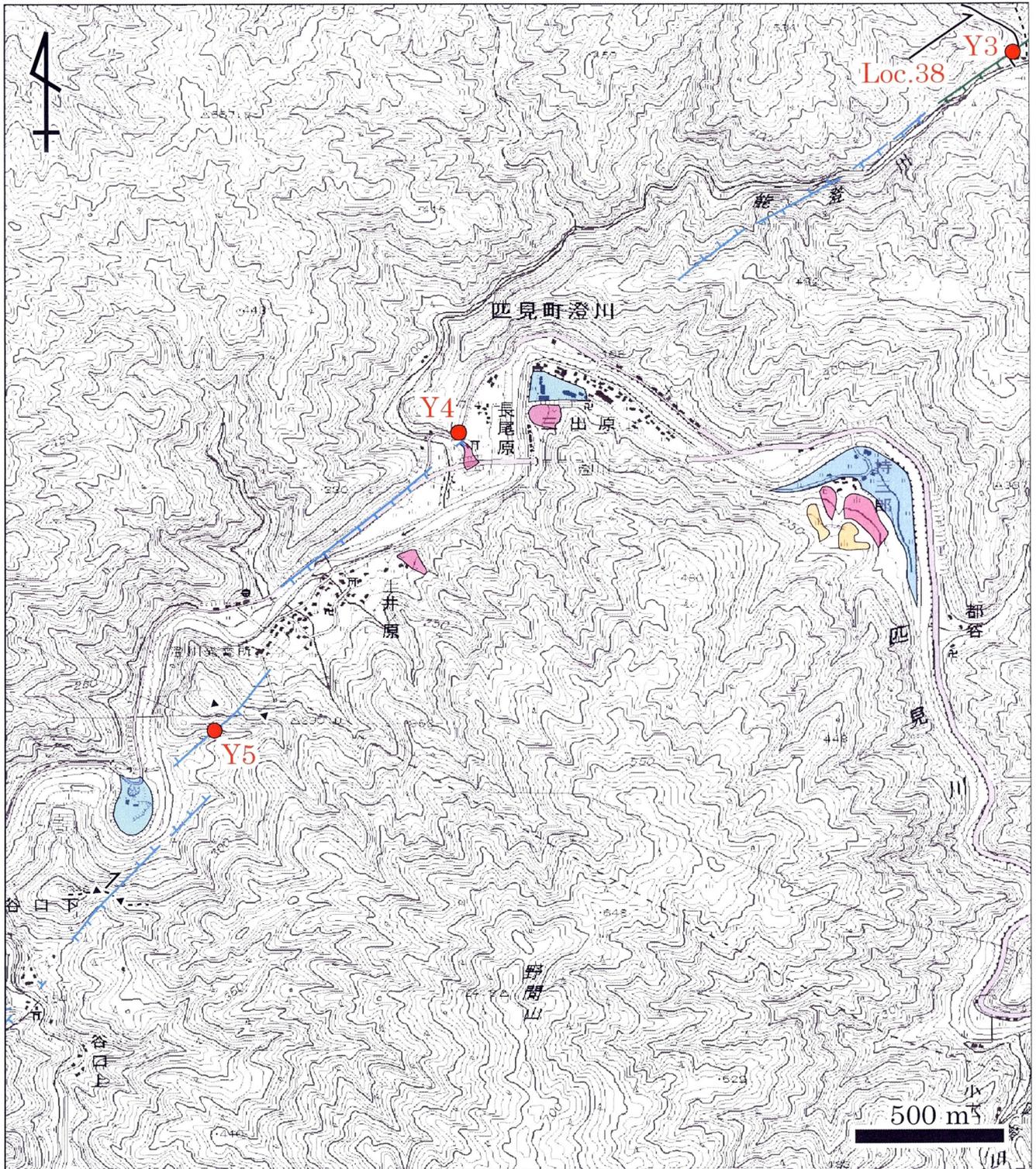
付図 62 弥叡山西断層系周辺の変動地形 8 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『仙道郷』と『都茂郷』の一部を使用。付図 62 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



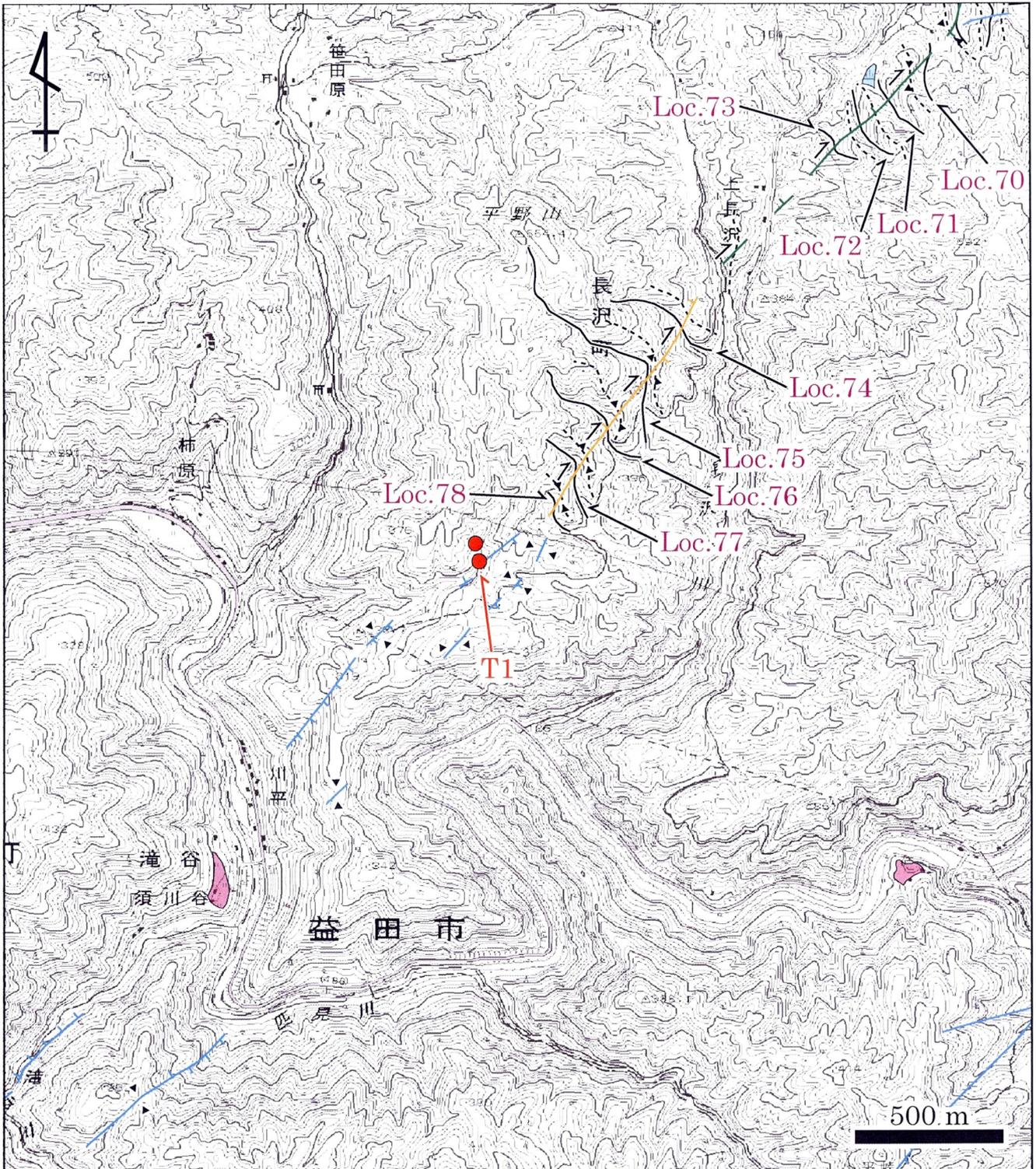
付図 63 弥畝山西断層系周辺の変動地形 9 国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図『出合原』と『都茂郷』の一部を使用。付図 63 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



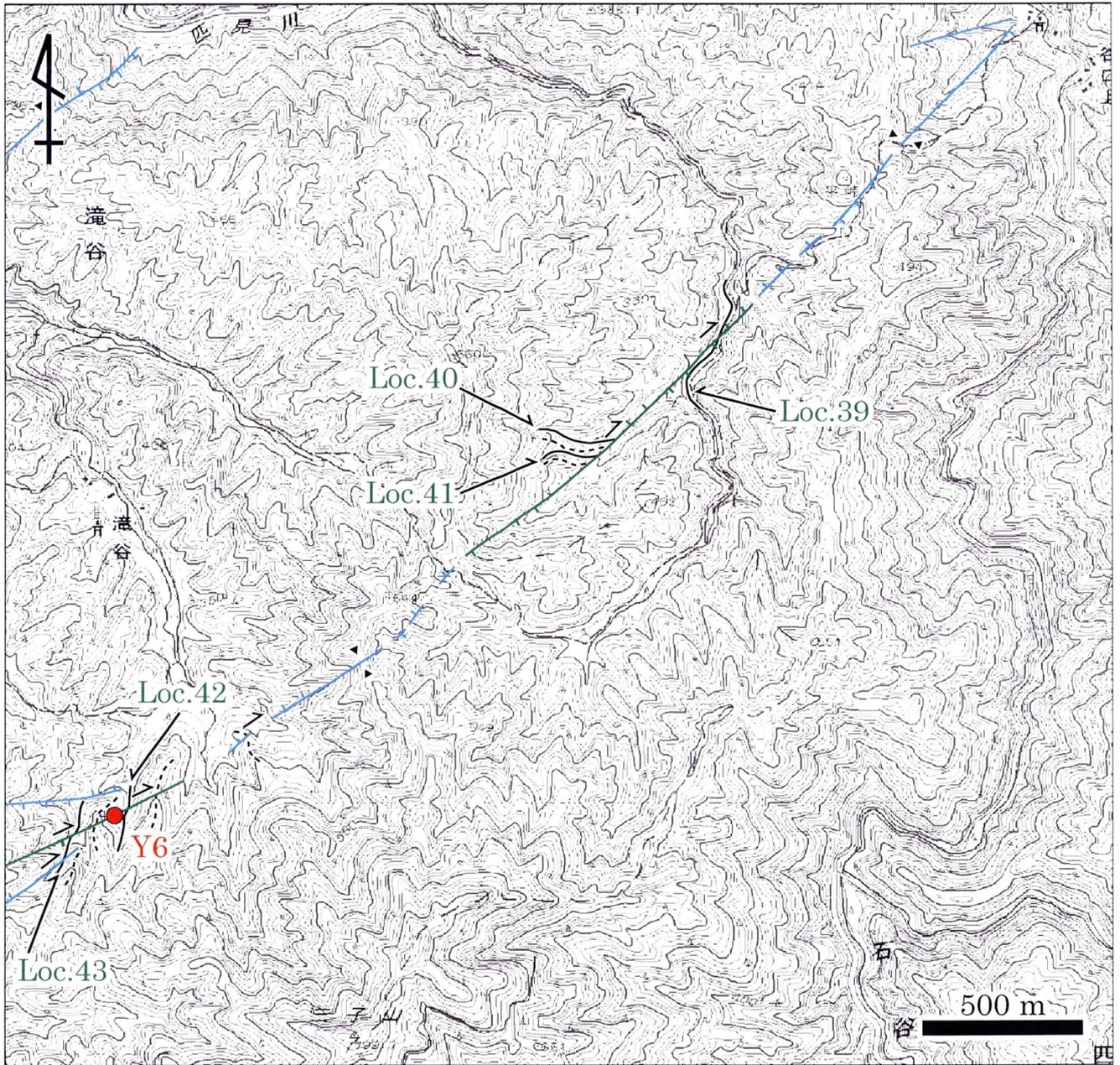
付図 64 弥畝山西断層系周辺の変動地形 10 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『都茂郷』の一部を使用。付図 64 の範囲と凡例はそれぞれ、付図
 3 と 4 に示される。



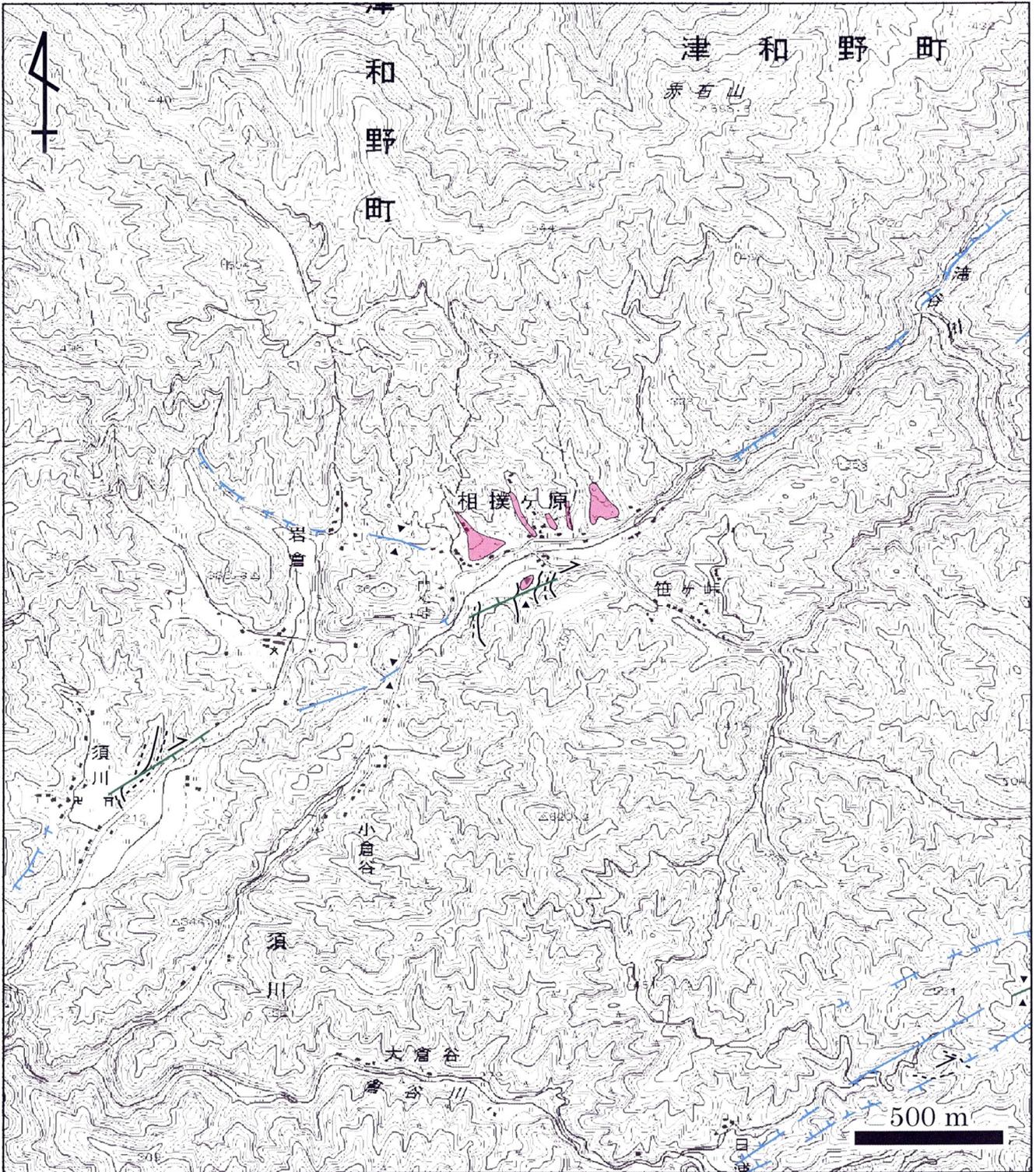
付図 65 弥畝山西断層系周辺の変動地形 11 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『石谷』と『都茂郷』の一部を使用。付図 65 の範囲と凡例はそれ
 ぞれ、付図 3 と 4 に示される。



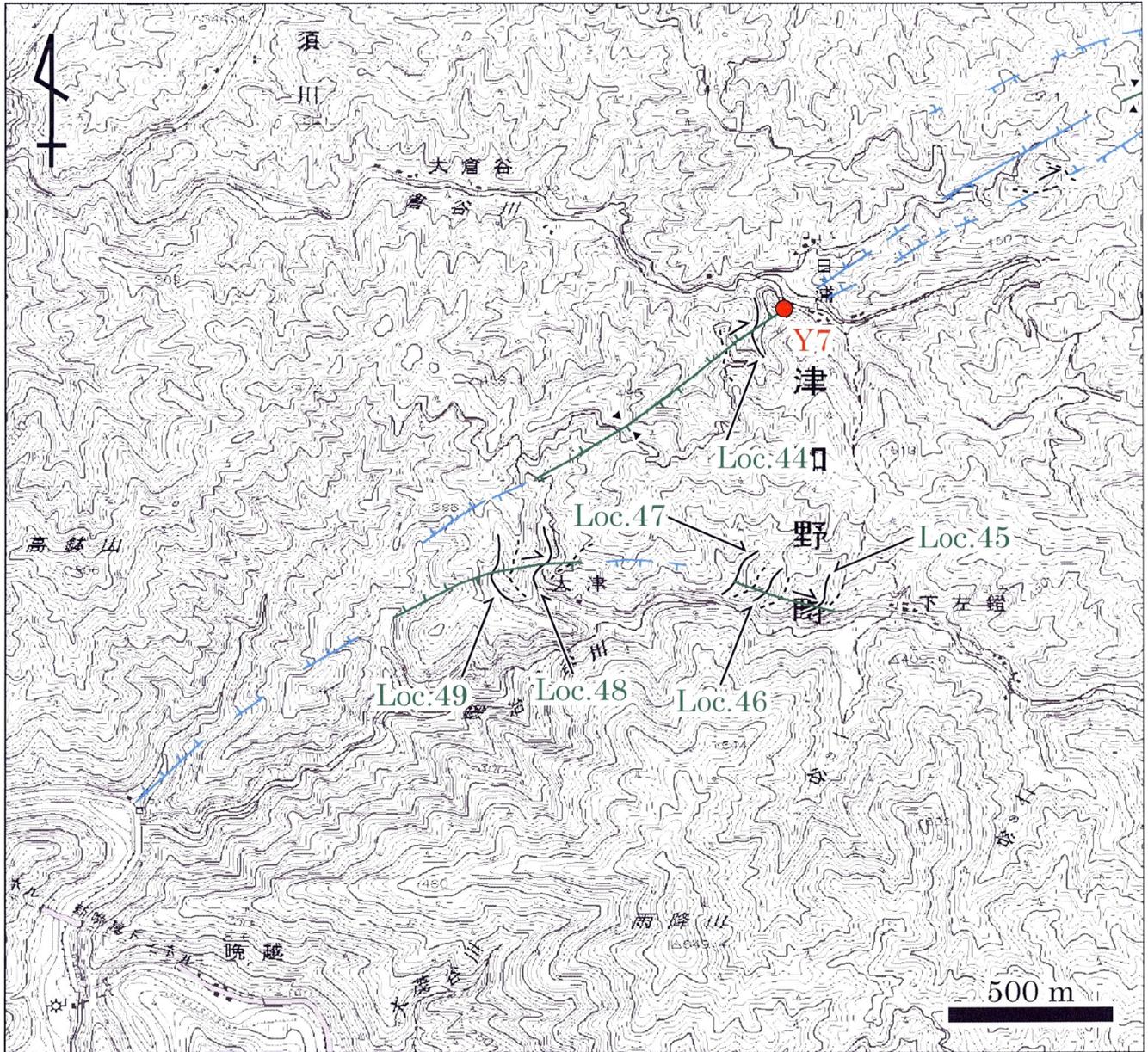
付図 66 弥畝山西断層系周辺の変動地形 12 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『石谷』と『都茂郷』の一部を使用。付図 66 の範囲と凡例はそれ
 ぞれ、付図 3 と 4 に示される。



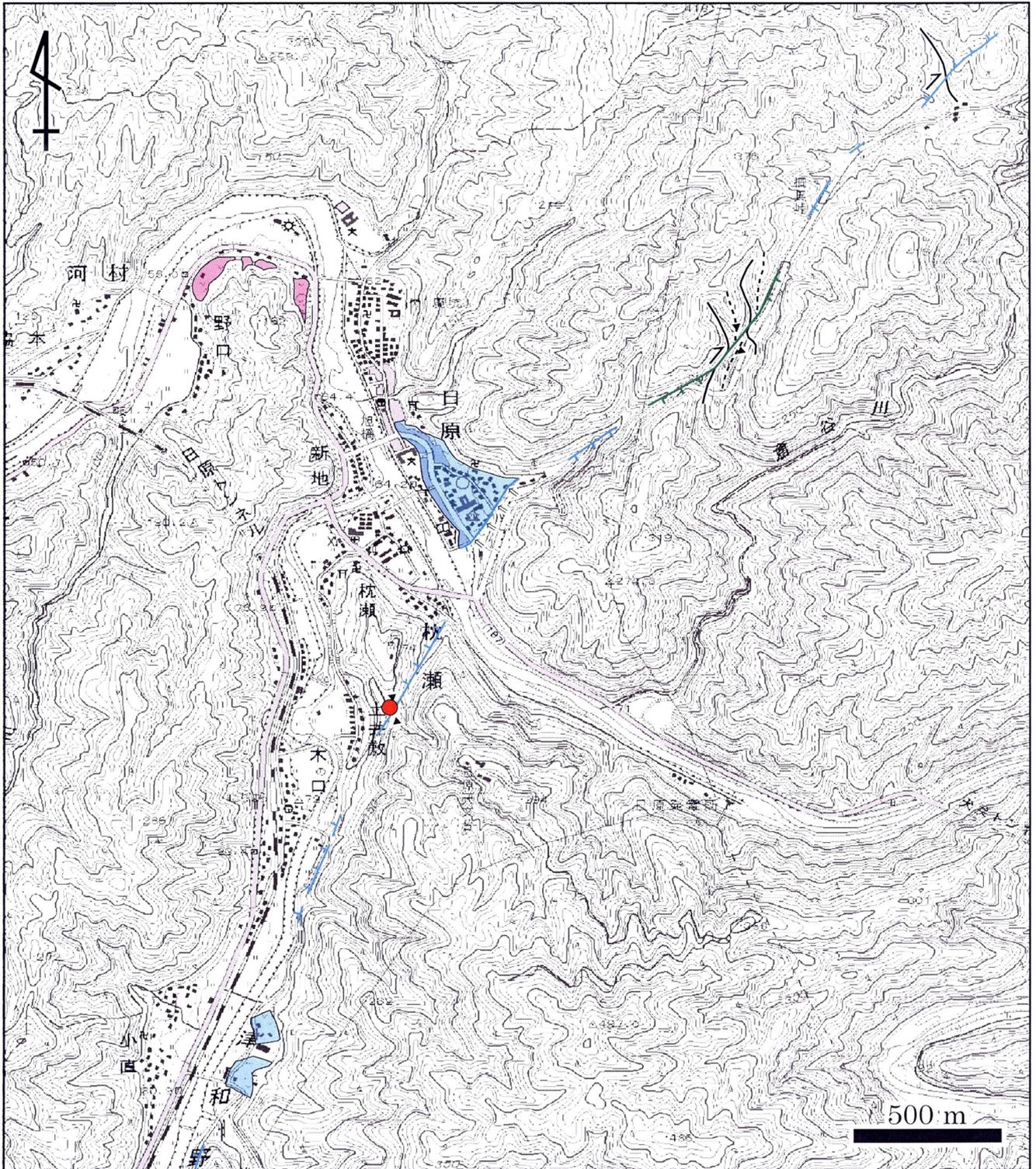
付図 67 弥畝山西断層系周辺の変動地形 13 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『石谷』と『都茂郷』の一部を使用。付図 67 の範囲と凡例はそれ
 ぞれ、付図 3 と 4 に示される。



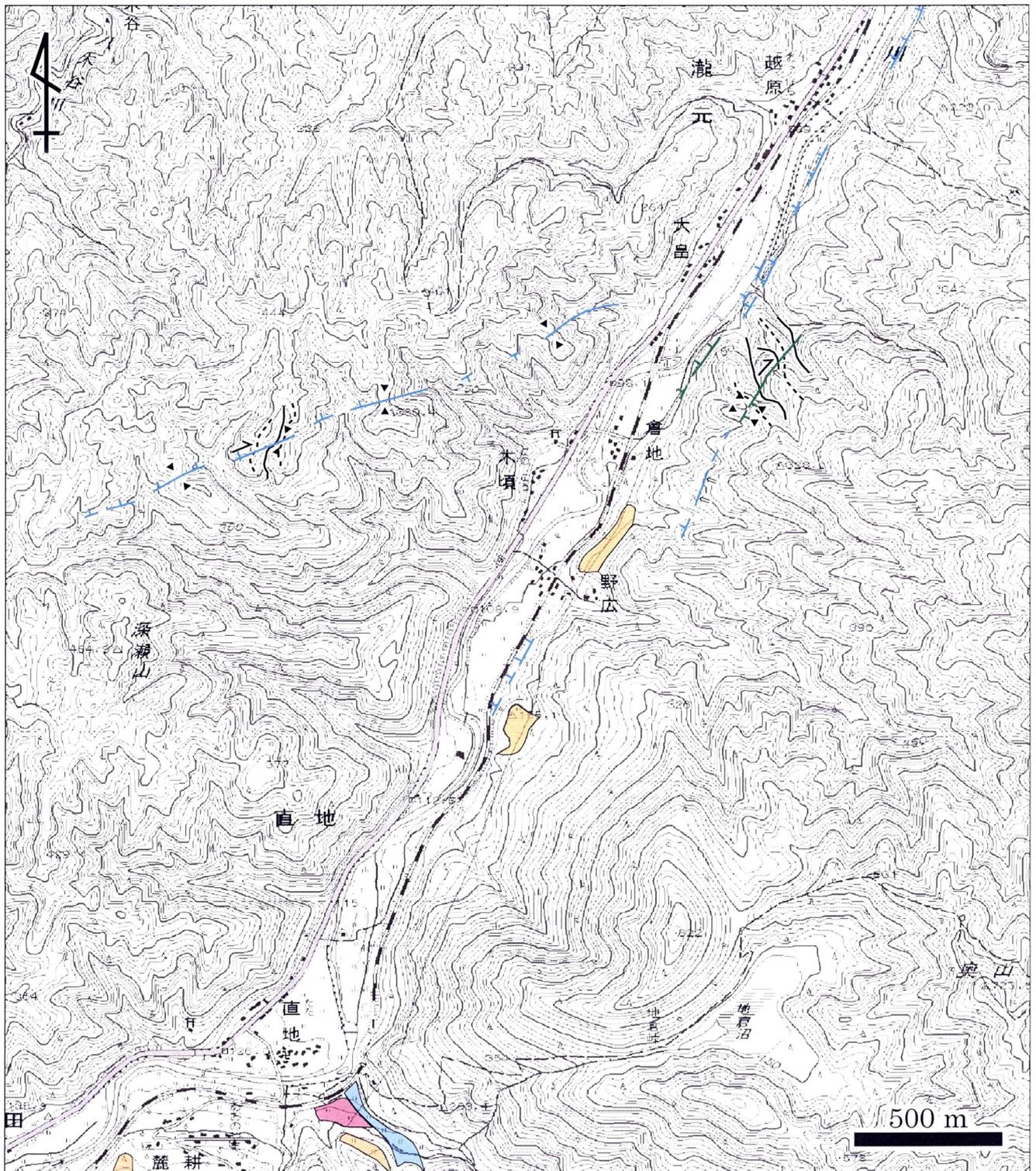
付図 68 弥叡山西断層系周辺の変動地形 14 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『石谷』、『石見横田』、『日原』および『都茂郷』の一部を使用。
 付図 68 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3 と 4 に示される。



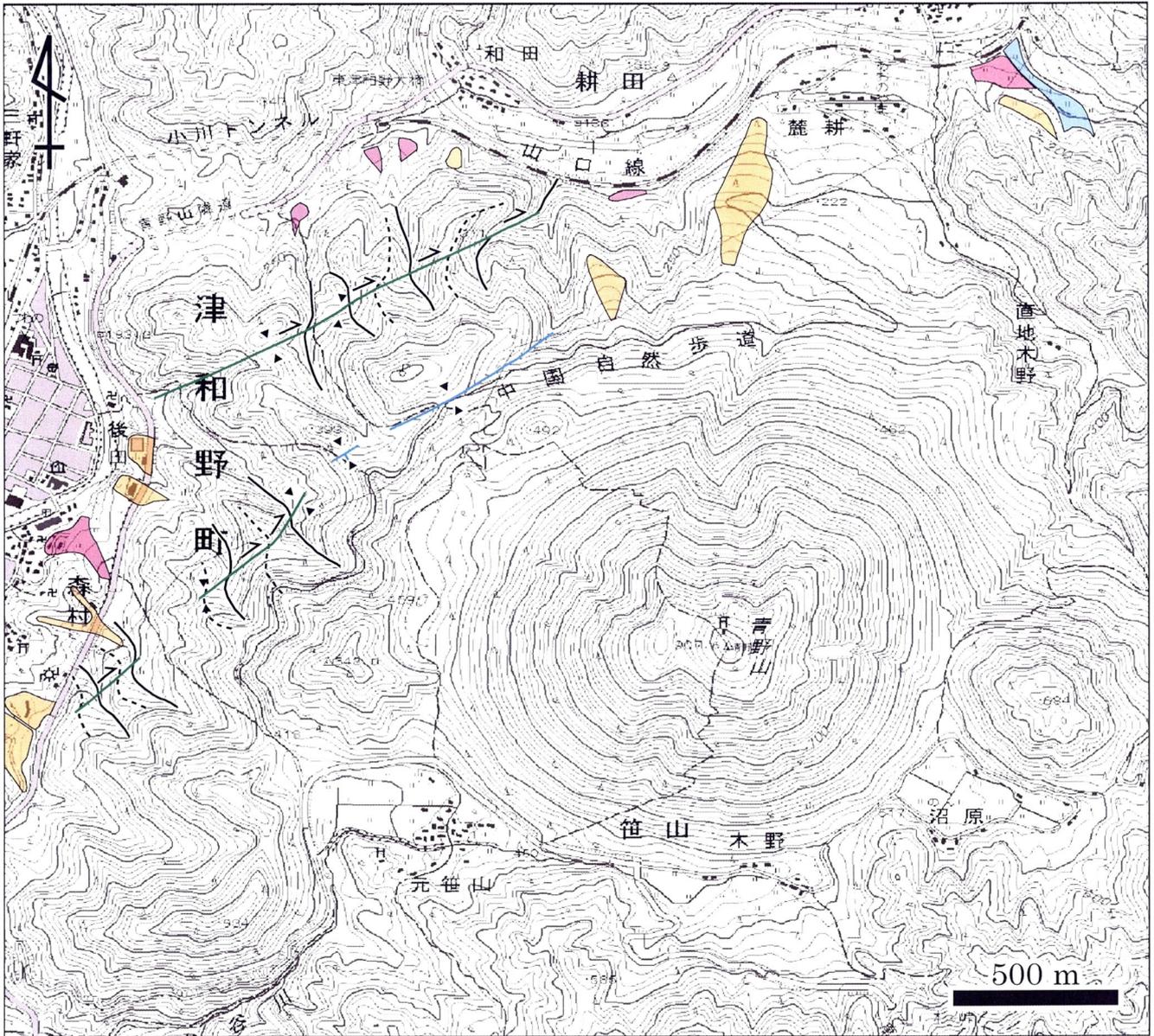
付図 69 弥畝山西断層系周辺の変動地形 15 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『石谷』と『日原』の一部を使用。付図 69 の範囲と凡例はそれぞ
 れ、付図 3 と 4 に示される。



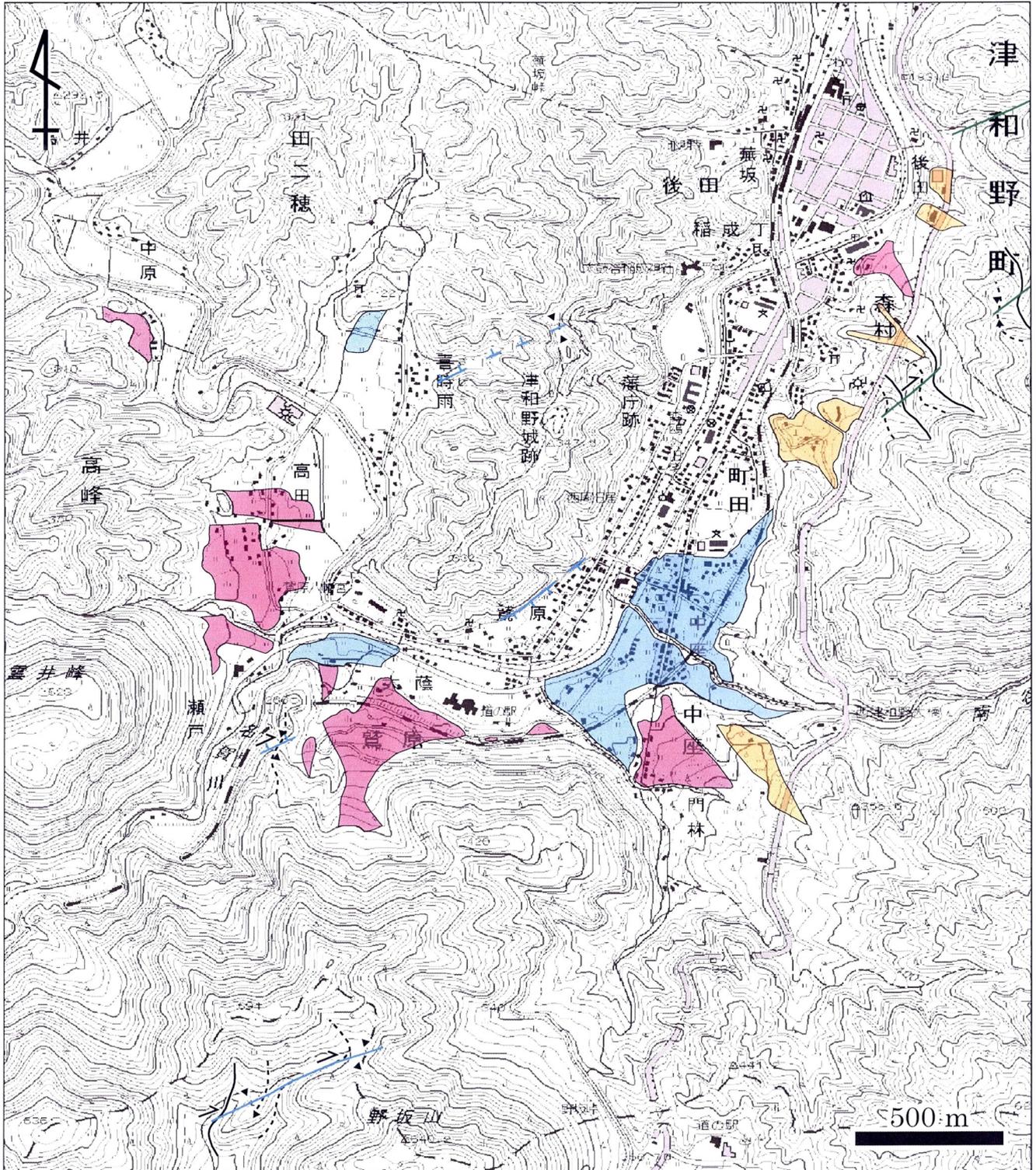
付図 70 弥畝山西断層系周辺の変動地形 16 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『日原』の一部を使用。付図 70 の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3
 と 4 に示される。



付図 71 弥畝山西断層系周辺の変動地形 17 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『日原』と『津和野』の一部を使用。付図 71 の範囲と凡例はそれ
 ぞれ、付図 3 と 4 に示される。



付図 72 青野山北西麓断層周辺の変動地形 1 国土地理院発行 25,000 分の
 1 地形図『津和野』の一部を使用。付図 72 の範囲と凡例はそれぞれ、付図
 3 と 4 に示される。



付図 73 青野山北西麗断層周辺の変動地形 2 国土地理院発行 25,000分の1地形図『十種峰』と『津和野』の一部を使用。付図 73の範囲と凡例はそれぞれ、付図 3と 4に示される。

[引用文献]

- 1) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ(2006): 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 2) 佐川厚志・相山光太郎・金折裕司・田中竹延(2008): 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 3) 金折裕司・遠田晋次(2007): 中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動, 自然災害科学, Vol.25, pp.507-523.
- 4) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震 2, Vol.54, pp.557-573.
- 5) 小松原 琢・水野清秀・下川浩一・田中竹延・柳田 誠・松本宏彰・小笠原 洋・松山紀香(2004): 山口県大原湖断層帯東部, 大原湖断層および仁保川断層のトレンチ調査, 活断層・古地震研究報告, No.4, pp.209-219.
- 6) 森岡達也・佐川厚志・金折裕司・田中竹延(2007): 山口県中央部, 徳佐-地福断層南西部と木戸山西方断層北東端の性状および活動性, 応用地質, Vol.48, pp.35-47.
- 7) 水野清秀・下川浩一・佃 栄吉・小松原 琢・新見 健・井上基・木下博久・松山紀香・金折裕司(2003): 山口県大原湖断層帯の活動性に関する地質調査(序報), 活断層・古地震研究報告, No.3, pp.175-184.
- 8) 水野清秀・小松原 琢・下川浩一・金折裕司・森野道夫・三輪敦志・信岡 大(2004): 山口盆地地下の伏在断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.4, pp.221-230.

- 9) 小松原 琢・水野清秀・金折裕司・小笠原 洋・新見 健・木下博
久(2005): 山口県大原湖断層帯西部, 宇部東部断層のトレンチ
調査, 活断層・古地震研究報告, No.5, pp.139-145.
- 10) 金折裕司・小林健治・安野泰伸・割ヶ谷隆志・山本哲郎(1999):
1997年山口県北部地震(M6.1)の震源断層と家屋被害, 応用地
質, Vol.40, pp.220-230.