

山口市新本庁舎整備区域における活断層の総合解釈

報告書

2022年9月

山口大学

目次

1. 概要	1
1.1 調査目的.....	1
1.2 調査項目.....	1
1.3 調査実施体制.....	1
1.4 調査の流れ.....	1
1.5 調査結果概要.....	2
2. 既存資料調査	4
2.1 文献・資料調査.....	4
1) 山口盆地の断層および地下構造.....	4
2) 大原湖断層系の活動性.....	7
2.2 反射法地震探査データと既存ボーリング資料を用いた検討.....	9
1) エスケイ（2021）の基盤上面深度の見直し.....	9
2) 反射法地震探査断面の精度確認.....	13
3) 反射断面とボーリング資料との対比.....	15
3. 地形解析の内容および結果	19
3.1 調査目的.....	19
3.2 地形判読結果.....	19
4. ボーリング調査の内容および結果	22
4.1 調査目的.....	22
4.2 掘削地点位置.....	22
4.3 地質観察および標準貫入試験結果.....	23
4.4 各種分析結果.....	24
1) テフラ分析.....	24
2) 放射性炭素（ ¹⁴ C）年代測定.....	25
3) PS 検層結果.....	25
4.5 地質断面図の作成.....	25
4.6 基盤上面の形状.....	26
5. トレンチ調査の内容および結果	27
5.1 調査目的.....	27

5.2 掘削地点位置.....	27
5.3 地質観察結果.....	27
5.4 地層の堆積年代.....	30
1) テフラ分析.....	30
2) 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定.....	32
5.5 トレンチの解釈.....	32
6. 整備区域の総合評価	33
引用文献	35
用語解説	38

本報告書中で*を付した太字は、巻末の用語解説に対応。

1. 概要

1.1 調査目的

本調査では、「山口市新庁舎整備に係る断層調査報告書（以下、山口大学（2019）と引用）の公表以降に取得されたデータを活用し、山口市の新本庁舎整備区域内（以下、整備区域と表記する）における**断層***の活動性に関して総合的に解析することを目的とした。

1.2 調査項目

1.1の目的のため、本調査（以下同様）では、次に挙げる項目を実施した。

- 1) 既存研究の整理
- 2) **ボーリング調査***（**PS 検層***含む）
- 3) **トレンチ調査***
- 4) ボーリングコアの解析
- 5) **反射法地震探査***データとボーリングの対比
- 6) 地形解析
- 7) 総合解析

1.3 調査実施体制

本調査では、図 1.3-1（左）に示す実施体制のもと、1.2 に挙げた調査項目を実施した。一方、調査実施体制とは別に、本調査で取得したデータや試料およびその解釈について、図 1.3-1（右）に示す第三者組織により評価した。この第三者組織は、本調査のボーリングコアやトレンチの観察も独自に実施している。

1.4 調査の流れ

本調査の流れを図 1.4-1 に示す。本調査では、まず、整備区域及び周辺地域の活断層に関する学術論文、山口大学が 2019 年に取得した反射法地震探査データ（山口大学，2019）、およびエスケイコンサルタントが 2021 年に報告した地質調査業務報告書（以下、エスケイ（2021）と引用）を基に検討した。さらに地形の再解析から、活断層が通る可能性がある領域を抽出し、新たに精査した。精査では、まず、ボーリング調査によって基盤岩（未固結な堆積物より下位に分布する地質を、本報告では基盤岩と称す）の状態や基盤岩上面を基準とした変位について検討した。トレンチ調査では、基盤岩を覆う未固結な堆積物の変位の有無について検討した。トレンチの位置は上述した「活断層が通る可能性のある領域」を含んでいる。そして、上記の調査をとりまとめて、整備区域における断層の活動性について総合的に解析した。本調査を進める過程で得られた各種調査や分析データは、学内検討会で整理し、そこでの議論や指摘を踏まえて、随時計画の調整を図った。

1.5 調査結果概要

本調査では、山口大学（2019）の公表以降に取得されたデータを活用した上で、整備区域内のより詳細な地形・地質情報を既存情報の再調査、新規ボーリング調査および新規トレンチ調査によって取得し、整備区域内における断層の活動性について総合的に検討した。その結果、以下の地形・地質データを得た。

- (1) 地形を再調査した結果、国道9号とほぼ平行に延びる北東―南西方向の**リニアメント***と、それを挟んで谷や尾根が右屈曲を示す断層変位地形を再確認した。一方で、整備区域には、上述のリニアメントや屈曲した変位地形は認められなかった。
- (2) 山口大学(2019)で実施した反射法地震探査と、既存ボーリング調査(エスケイ, 2021)とを照らし合わせて、整備区域の地下構造に関して再度精査した。その結果、いくつかの地点において、基盤岩と堆積層の境界面を見直し、山口大学（2019）の反射断面で記した基盤岩上面の位置と形状を一部変更した。また、基盤岩上面には顕著な上下の食い違い（変位）は認められなかった。
- (3) 反射法地震探査で認められた基盤岩中の断層について、その活動性を検討するため、断層が分布する可能性のある地域として、中央駐車場跡地周辺を絞り込み、新たにボーリング調査（深度10～14 m、計3孔）とトレンチ調査（南北約50 m、深さ最大4.5 m）を実施した。それらの結果、基盤岩上面の形状は、亀山の裾野から連続する緩やかな斜面と、その末端と考えられるほぼ平坦な面で特徴付けられ、基盤岩を覆う新しい堆積層に変位を示す証拠は認められなかった。特にトレンチ調査では、堆積層の変形の有無と地層の形成（堆積）年代を得るため、トレンチ壁面の観察、記載および地質年代測定用の試料（**放射性炭素年代測定*5** 試料、**テフラ***（火山灰）分析21試料）を採取した。その結果、トレンチ内部には少なくとも3万年前以降の堆積物が認められ、トレンチ底部には暗紫灰色のシルト質粘土層が水平に連続的に分布することが明らかとなった。また、トレンチ内において断層そのものも認められなかった。

上記の再調査及び新規調査の結果を併せて整備区域の断層の活動性について、総合的に検討した。その結果、基盤岩を覆う堆積層全体の厚さと堆積層内に混在するテフラ（Aso-4やK-Tz）から類推して、基盤岩上面の形成年代（侵食時期や基盤直上の礫層の年代）は3万年前よりは十分に古いと考えられ、その基盤岩上面の形状には、断層によるずれを想定させる凹凸や食い違いなどの特徴は認められなかった。また、基盤岩直上の石英礫を特徴的に含む砂礫層（Dg層）は、基盤岩上面と同様に、R2-BrNo.6、R4-BrNo.3、R4-BrNo.2でほぼ同じ標高に分布し、明確な上下変位は認められなかった。さらに上位層であるDs層およびDc層は、R4-BrNo.3およびR4-BrNo.2でほぼ同じ標高に分布し、側方に連続する

ことから、2孔間でDs層およびDc層に上下変位は認められなかった。その上位にあたるトレンチについては(3)で述べたとおりである。以上のように、本調査の総合解析においては、年代の異なる複数の層準について、断層による変位の有無を検証したが、基盤上面から地表面まで断層による変位は認められなかった。具体的に得られた年代を用いれば、Dc層の堆積年代が約3万年前であるため、少なくとも約3万年前以降における顕著な地層の変位は認められない。

山口大学(2019)では、地形調査と既存ボーリング資料(2019年以前)の地質区分に基づいて反射断面を解釈し、「**第四紀***に繰り返し活動した証拠を有する**活断層***は認められない」と結論づけた。調査時においては、基盤岩を覆う地層の年代に関する資料がなく、第四紀という(約260万年前～現在)という地質年代を細分したり、年代を示して論ずることまではできなかった。しかしながら、本調査では、基盤岩を覆う新しい堆積層の年代値を具体的に求めて検討することができた。国内の活断層の活動間隔は数千年～数万年とするものが多く、既存の研究(金折ほか, 2006など)によれば、山口市内を通る大原湖断層系の最新活動時期は概ね1万年前以後、活動間隔が2～4万年程度とされている。一方、今回調査した基盤岩上面の堆積層に変位は認められなかった。本総合分析・総合解釈としては、整備区域内には、第四紀後期の少なくとも3万年前、さらにはそれよりも十分に古い年代以降において、断層活動は認められないという結論となる。

ただし、本調査の結果は、西村ほか(2012)に図示されている伏在活断層が整備区域外においても存在しないという結論ではない。本調査では、整備区域内についてはボーリング調査やトレンチ調査で直接地下の状況を確認することができたが、今後も、山口盆地に活断層が伏在している可能性が残っていることに留意する必要がある。

本調査で明らかとなった点

- ・ 基盤岩上面に変位は認められない
- ・ 被覆層(基盤岩を覆う新しい堆積層)に変位は認められない
- ・ 被覆層の下部は少なくとも約3万年より古い堆積物である

2. 既存資料調査

2.1 文献・資料調査

山口市役所は、榎野川流域に広がる山口盆地中央部に位置する(図 2.1-1)。山口盆地の活断層や地下構造に関して言及した最近の学術論文には、西山ほか(2021)、相山・金折(2019)がある。また、地質図としては、西村ほか(2012)、松浦ほか(2007)、活断層図としては、楢原ほか(2021)、今泉ほか(2018)などがある。山口県は地震被害想定(山口県, 2008)において、山口盆地北西縁断層(山口大学, 2003)を想定断層と評価した。山口盆地北西縁断層は、大原湖断層系(山口大学, 2005)を構成する断層の一つであり、榎野川構造線(榎野川断層)と関係があるとされているため、両断層に関する文献・資料について収集・検討した。ここでは調査結果を 1) 山口盆地の断層および地質構造, 2) 大原湖断層系の活動性に分けて述べ、整備区域の地質構造に関する課題点を整理する。既存資料調査に用いた主要文献を表 2.1-1 に示す。

1) 山口盆地の断層および地下構造

榎野川断層は 1960 年代頃から認識され始めた地質構造である。高橋(1978)は、ボーリング資料を基に、山口市湯田温泉付近の旧国道 9 号に沿って、榎野川断層が存在していることを指摘した。また、市有 7 号泉(図 2.1-2A の S7)の深度 100~130 m および生協・佐々木泉(図 2.1-2A の SS)の深度 100~139 m の黒色片岩が著しく破碎され、一部が粘土化していることから、その部分が榎野川断層にあたるとした。その後、高橋(1980)は山口市宮野の新橋下流にて榎野川の川底に露出した砂質片岩に幅約 4 m, N50° E 走向の鉛直な断層を発見し、この断層と榎野川断層との関係について論じた。そして、川底に露出した断層は野谷断層(現在の大原湖断層南部に相当)であり、新橋よりやや南西において榎野川断層と野谷断層が接合すると記している。武田・今岡(1999)は、榎野川断層を本地域に卓越する北東-南西方向の高角断層群の一つに挙げ、白亜紀環状岩脈の分布から、榎野川断層が白亜紀環状岩脈を約 2 km 変位(左横ずれ)させる断層であることを述べている(図 2.1-1)。

以上より、榎野川断層は、山口盆地の基盤岩中に発達する**断層破碎帯***として認識されうる高角断層であり、榎野川に沿って北東-南西方向に延び、白亜紀以降に、左横ずれ断層として活動した断層であると理解される。

次に、榎野川断層と山口盆地北西縁断層との関係を整理する。榎野川断層の第四紀における活動(再活動と表現されることもある)が初めて言及されたのは、金折ほか(2001)においてである。ここでは『榎野川構造線に沿った山口盆地北縁では、地形的な変位や、第四紀の堆積物を切る露頭が確認されており、榎野川構造線も活断層として再活動していることが指摘される(玉村, 2000 未公表)』と報告されている。その後、水野ほか(2003)が、ボーリング資料を基にした山口盆地下の基盤岩深度分布図から、山口市湯田温泉~葵付近を中心に、基盤岩の深度が落ち込む構造が盆地下に伏在していることを明らかにし、この構造

が榎野川断層の活動に伴って形成された可能性を指摘した。そして、2004年には、山口市吉敷下東から矢原に至る測線で反射法地震探査とボーリング調査を実施し、山口盆地の地下に3条の断層が伏在する可能性を指摘した（水野ほか、2004、図 2.1-2A）。

山口大学では2002（平成14）年度～2004（平成16）年度にかけて、大原湖断層系の調査研究を重点的に実施している（山口大学、2003、2004、2005）。その報告書（山口大学、2005）によると、榎野川断層は北東部の木戸山西方断層と中部の山口盆地北西縁断層に分けられ、山口盆地北西縁断層の位置に関しては、『断層は国道9号山口バイパス南側を通る可能性があるが、沖積低地内を通るため詳細位置を特定することはできなかった』とし、山口盆地下の地質構造を明らかにするために、水野ほか（2004）が反射法地震探査を実施した測線の延長でボーリング調査を実施した。その結果、基盤岩の結晶片岩とそれを覆う**更新統***（下部更新統と上部更新統）と**完新統***を確認し、その層序に基づいて、測線上に3本の断層が推定された。断層は北西側からF1断層、F2断層、F3断層と称された（図 2.1-2B）。F1断層とF2断層は反射法地震探査結果（水野ほか、2004）から推定され、F3断層は更新統が厚く分布する領域の南縁を限り、基盤岩上面に約75 mの落差を与える断層と論じた。そして、このF3断層が山口盆地北西縁断層の延長部に対応すると述べている。

同報告書には、山口盆地北西縁断層に沿った地形に関して、以下のような記述がある。

『山口盆地北西縁断層に沿ってENE-WSW方向で長さ6 kmのリニアメント（直線的な地形）が認められる。このリニアメントをYm1リニアメントと呼ぶ。Ym1リニアメントは山口盆地北縁をたどり、障子岳の鞍部まで連続する。山口盆地北西縁の山麓線は凸凹しており直線的とは言えない。しかしながら国道9号線山口バイパス付近を境に山地側は沖積低地が段丘化しており、北西上がりの活断層が伏在する可能性がある。米軍撮影の1万分の1空中写真を詳細に観察すると、断続的で少し湾曲した低崖がみられることから、バイパスに沿ってリニアメントを認めた、このリニアメントは河食崖の可能性も否定できない。したがってYm1リニアメントはCランク（変位地形である可能性が低い）ないしDランク（変位地形である可能性が非常に低い）と判定した。』

このYm1リニアメントの位置は、山口盆地北縁の山麓から国道9号付近であり、水野ほか（2004）の反射法地震探査やボーリング調査が行われた場所とは異なる（図 2.1-1）。すなわち、山口盆地北西縁断層は、3ないし4条の断層から構成され、その断層変位の一部分が地表でも確認されており、それがYm1リニアメント沿いの変位地形である。そして、反射法地震探査等が行われた山口盆地中央付近の断層については、地形から判断できない（断層先端や変位・変形を受けた地層がより新しい堆積物によって覆われたり、侵食を受けたりすることで、地表に断層変位地形を認めることができない）、伏在活断層であると理解される。

2005年以後、山口盆地の活断層（山口盆地北西縁断層）を対象とした研究は少なく、山口盆地の地下構造に関する研究においても、活断層に関しては主に山口大学（2005）および、それを論文化した金折ほか（2006）が引用されている。2012年に発行された山口県地質図第3版（西村ほか、2012）の榎野川断層及び山口盆地北西縁断層に関する記述も、金

折ほか(2006)を踏襲している。この地質図には、伏在・推定も含め、活断層が山口盆地中央付近に2条、山麓に1条、記載されている(図2.1-1)。一方、**変動地形学***的見地からまとめられた活断層図では、山麓付近に推定活断層が認定されるものの、山口盆地内には活断層としての地形的証拠が認められないとの解釈を示している(例えば、楮原ほか、2021など、図2.1-3)。

榎野川断層には、特徴的なグラーベン(**地溝***)状の構造が認められている。この構造に関して情報を整理する。安川・田中(2008)は、湯田温泉の温泉ボーリング資料に基づいて復元した基盤岩上面標高および堆積層の層厚変化から、グラーベン状の構造とそれを説明する断層の分布を推定している(図2.1-2A)。安川・田中(2008)は、国道9号から旧国道9号までの間に、南東落ちの推定断層2条と、その南東側に北西落ちの推定断層を記しており、グラーベン状の構造は、山口大学(2005)で想定された範囲よりも狭く(同じ3条ではあるが、断層の位置が異なる)、障子岳付近で途切れるようである。また、安武・田中(2014)は地下水流動を検討するにあたり、基盤面(本調査の基盤岩上面に相当)の等高線図を作成し(図2.1-4)、湯田温泉付近から維新公園にかけて北東-南西方向に最大EL-90m(ELはElevation;標高の略)に達する凹地を認めている。この落ち込みがグラーベン状の構造に対応すると考えられる。一方、湯田温泉の北東には南東縁が直線的な埋没谷が示されている。一般に、地表勾配の緩い場所では、河川は蛇行しやすいため、直線性の高い流路は、この地域の地質構造に規制されていると推察されるが、西村ほか(2012)の活断層線とは斜交している。西山ほか(2021)は、**電磁探査法***による比抵抗構造から湯田温泉周辺の地下構造を検討している。水野ほか(2004)および金折ほか(2005、2006)の測線に近い比抵抗断面(図2.1-5のG断面)では、ハーフグラーベン状(一方が深くなるようなくさび形をした地溝)の構造(低比抵抗領域)が確認され、水野ほか(2004)および金折ほか(2006)の解釈(図2.1-2B)を支持している。しかし、比抵抗構造の側方変化は著しく、障子岳北東側にも測線が設定されているものの、比抵抗構造から整備区域近くまでグラーベン状の構造を読み取るのは困難である(図2.1-5)。

以上のように、山口盆地北西縁断層や山口盆地の地下構造に関しては、湯田温泉付近や盆地北縁の地形・地質に関して蓄積があるものの、整備区域が位置する地域については、十分な地形・地質情報が得られているとはいえない。西村ほか(2012)によれば、整備区域に最も近い断層は、山口大学(2005)でF2断層と称された伏在活断層とみられるが、この地質図の縮尺は1/15万であるため、断層線が地図上0.5mmで描かれていても、実際の地表上は75mとなり、詳細な位置を特定するのは難しい。これらの点を踏まえ、山口大学(2019)では、整備区域を包含する範囲を調査対象として、地形判読と反射法地震探査を実施した。地形判読の結果、断層変位地形は整備区域内に認められず、反射法地震探査の解釈においても基盤岩中の断層が認められるものの、その変位が基盤岩を覆う堆積層(既存ボーリング資料の記載にしたがい第四紀の地層と一括)に及んでいないと解釈した。しかし、反射法地震探査は間接的な方法であるため、いくつかの理論に基づく仮定を経て得られた結果であり、

新規の地質情報の取得によって変わりうる結論であった。特に基盤岩中の断層を挟んだ南側にボーリング資料を得ることは、断層を確認する上で重要である。したがって、本調査では、地下地質を直接的に観察・検討することに重きを置き、その結果を反射法地震探査や地形判読にフィードバックすることで、整備地域の断層に関して総合的に評価することとした。

2) 大原湖断層系の活動性

山口盆地北西縁断層を含む大原湖断層系の最新活動時期と活動周期について、以下にまとめる(図 2.1-6)。大原湖断層系は北から大原湖断層、山口盆地北西縁断層、下郷断層、宇部東部断層および山口盆地北西縁断層から分岐する吉敷川断層、木戸山西方断層、仁保川断層の7つの活断層からなる(金折ほか, 2006)。

大原湖断層

大原湖断層では、小松原ほか(2004)によって、大原湖断層の断層破碎帯を覆う新しい堆積層に変位が認められないことから、この堆積層(1460±60 yBP (year Before Present の略))堆積以前に断層活動があったと推定されている。また、金折ほか(2006)も断層破碎帯を覆う堆積物に変位が認められないことから、堆積物(3180±40 yBP)堆積以前に断層活動を推定した。大原湖断層の活動周期は不明である。

下郷断層

下郷断層では、金折ほか(2006)によって、断層露頭とトレンチ調査の結果が報告されている。断層露頭からは、断層変位を受けた基盤岩(砂岩)と堆積物(砂礫層下部:25590±140 yBP)が入り交じる部分が、砂礫層上部に覆われることから、砂礫層上部と下部との間に地震活動を推定し、その時期は、砂礫層下部の年代から概ね25000年前頃とされた。また、トレンチ調査からは、断層とそれを覆う堆積層が認められ、堆積層のうち下部砂礫層(4320±50~6250±50 yBP)に断層変位が認められるが上部砂礫層(2510±40~3350±40 yBP)には変位が及んでいないことから、下部砂礫層堆積後、上部砂礫層堆積前に活動があったと推定し、その時期は4320 yBP以後、3350 yBP以前とされた。そして、前述の断層露頭の結果を踏まえて、本断層の活動間隔を約21000年と見積もっている。

宇部東部断層

宇部東部断層では、小松原ほか(2005)および相山・金折(2011)によって、トレンチ調査の結果が報告されている。小松原ほか(2005)は基盤岩とそれを覆う堆積層(トレンチ壁面の上位よりユニット1~5と区分)を確認し、トレンチ内で2回の断層活動を認定している。一つ目は、断層によってユニット4・5が変形し、ユニット1に覆われている状況から、ユニット4堆積後、ユニット1堆積前。さらにこの断層活動に伴って、ユニット3が乱

されて、ユニット 5 に取り込まれたと考えられたことから、この活動時期がユニット 3 堆積後 ($11320 \pm 60 \sim 11710 \pm 60$ yBP, 暦年で 11460-11210 cal BC) に限定できるとし、さらに近世以降に当該地域で大きな被害地震が生じていないことから近世以降の断層活動の可能性を否定した。つまり、1 つ目の断層活動の時期を 11460-11210 cal BC \sim 1600 AD と推定した。2 つ目の断層活動は、ユニット 5 堆積後、ユニット 4b 堆積前であり、その時期をユニット 4b の年代 ($19940 \pm 110 \sim 22260 \pm 100$ yBP) から約 20000 \sim 22000 yBP 以前と推定した。相山・金折 (2011) は、トレンチ調査において、堆積層 (砂礫層 1) を変位させる断層を認定し、砂礫層 1 を覆うシルト混じり砂礫層 1 および砂礫層 2 に変位が認められないことから、砂礫層 1 堆積後、シルト混じり砂礫層 1 および砂礫層 2 堆積前に断層活動があったと推定した。砂礫層 1 の年代 (37790 ± 290 yBP) とシルト混じり砂礫層 1 の年代 (15880 ± 70 yBP) から、断層活動の時期を 38000 \sim 16000 yBP とした。さらに、相山・金折 (2011) は、38000 \sim 16000 yBP の断層活動が、小松原ほか (2005) の約 20000 \sim 22000 yBP 以降の断層活動に一致する可能性があるとして、宇部東部断層の最新活動時期を 11500 \sim 400 年前、活動間隔は 8500 \sim 37600 年と見積もった。

木戸山西方断層

木戸山西方断層では、玉村・金折 (2001) および金折ほか (2006) によって、断層露頭およびトレンチ調査の結果が報告されている。玉村・金折 (2001) では、露頭において断層変位を受けた崩積土 (7790 ± 40 yBP) を確認しており、崩積土堆積後に断層活動があったと推定している。金折ほか (2006) では、トレンチ調査の結果から、基盤岩 (流紋岩質凝灰岩) と砂礫層 (大礫層) が断層で接し、大礫層を覆う砂礫層、崖錐性堆積物、ローム層がいずれも変位を被っていることから、これら堆積物の堆積後に断層活動があったと推定した。その時期は、堆積物の年代の中でも最も若い年代 (3560 ± 40 yBP) 以後とした。また、一つ前の断層活動として砂礫層を切る断層が崖錐性堆積物によって切られている状況から、砂礫層 (低位段丘堆積物) 堆積後、崖錐性堆積物堆積前に断層活動があったことを示唆した。砂礫層の年代は具体的に得られていないものの、上位層より始良-丹沢テフラ (AT; 26 \sim 29 ka (kilo annum の略, 千年前を意味する); 町田・新井編, 2003) が認められたことから、AT 降灰以前とした。その後、森岡ほか (2007) は道路工事法面に出現した断層露頭を報告しており、断層変位を受けた斜面堆積物の年代 (5380 ± 50 yBP) より、約 5400 年前以降に断層活動があったとし、この断層活動が金折ほか (2006) の最新活動に対比された。以上より、木戸山西方断層の最新活動時期は 3560 ± 40 yBP 以後、活動間隔は約 24,000 年以上とされる (金折ほか, 2006)。

以上のように、大原湖断層系では概ね 1 万年前以後に最新活動があり、その 2 \sim 4 万年以前に一つ前の断層活動が認められる傾向にある (図 2.1-6)。また、徳佐-地福断層では約 5 万年間に少なくとも 2 回 (佐川ほか, 2008)、長門峡断層 (徳佐-地福断層と迫田-生雲断

層の間をつなぐ断層)では約13万年間に少なくとも4回の活動が認められており(相山ほか, 2022), 活動間隔が2~4万年程度と長いのは, 山口県中部の活断層の特徴のようである。

文献・資料調査の結果に関しては, 以下のように要約される。

- ・整備区域および隣接地域において, 山口盆地北西縁断層や地下構造に関する地形・地質学的根拠が十分得られていない。
- ・地質学的見地と変動地形学的見地では, 整備区域周辺の伏在活断層に対する解釈が異なる。
- ・山口大学(2019)の結果は, 反射法地震探査という間接的な方法を用いており, 実際の地質データとの整合性の検証が不十分である。

以上から, 整備区域における追加調査においては, 断層や断層による地層の変位を直接的に観察する手法を有する地質学的見地に基づいて検証することとした。

2.2 反射法地震探査データと既存ボーリング資料を用いた検討

2.1で述べたように, 整備区域付近では地形・地質情報が十分ではない。そこで, 近年取得された地質情報として山口大学(2019)の反射法地震探査データとエスケイ(2021)のボーリング資料を用いて, 整備区域及びその周辺の地下構造について再検討した。反射測線とボーリング地点の位置図を図2.2-1に示す。なお, 本調査において実施した新規ボーリング調査(R4-BrNo.1)とPS検層の結果についても, 本節の検討に用いた。

1) エスケイ(2021)の基盤上面深度の見直し

エスケイ(2021)では, 2020(令和2)年度に独自に行ったボーリング調査(R2-BrNo.1~13(No.9は欠番))に加え, そこで得られた知見に基づいて, 2019年度以前に掘削された既存ボーリング資料の見直し(層区分の変更含む)を行い, 地質断面図を作成している。2019年度以前に掘削されたコア試料(文献資料と岩石試料を区別するため「試料」と呼ぶ)はすでに廃棄されており現存しないが, 2020年度に行われたボーリングコア試料は入手可能な状況であった。そこで, 基盤岩上面の形状を正確に把握することを目的として, エスケイ(2021)のボーリング資料(および試料)を独自に見直した。整備区域の基盤岩上面付近には, 基盤岩である結晶片岩(周防変成岩)および花崗斑岩の風化層や基盤岩由来の礫層が分布し, 基盤岩とそれを覆う堆積物との見分けを難しくしている。そのため, 観察にあたっては, 掘削によってコア試料表面に付着した泥の膜(マッドケーキ)を丁寧に洗い流した上で, コアを半裁するなどして, コア試料内部の岩石・地層の特徴を観察した。以下では, 基盤岩上面付近の地質状況について説明する。

R2-BrNo.1 (図 2.2-2 参照)

本孔では、10.71～10.79 m 区間において極粗粒砂から砂質シルトに細粒化する**級化構造***が認められる(図 2.2-2b, b') など、深度 2.60～11.0 m で堆積物の特徴が認められる。一方で、11.48～11.54 m 区間では碎屑粒子が確認できず、結晶片岩の特徴である剥離性を有する細かい面構造(以下、片理面)が発達する(図 2.2-2d)。またコア試料の色調は**標準貫入試験***が実施された 11.15～11.45 m 区間において灰白色から淡褐色へと変化する。標準貫入試験実施区間の試料(以下、ペネ試料)は灰白色の細粒砂と淡赤褐色風化結晶片岩が混在するため(図 2.2-2c)、基盤岩上面深度は 11.15～11.45 m の間であると判断した。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 11.30 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

R2-BrNo.2 (図 2.2-3 参照)

本孔では、深度 0～0.80 m まで碎石が分布し、0.80 m 以深で基盤岩が分布する。0.85～0.89 m 区間では、風化によって著しく粘土化しながらも斑状組織を残存する強風化花崗斑岩が認められる(図 2.2-3d)。強風化花崗斑岩には、部分的に褐鉄鉱もしくはマンガン鉱物と考えられる黒褐色部が点在する。また、風化を免れた石英粒子が認められる。これらの特徴は深度 15.54 m まで認められるが(図 2.2-3e, f)、15.55 m 以深では斑状組織が認められなくなり、粘土化の進んだ褐色の風化岩が分布する。15.62～15.65 m 区間では片理面の発達ที่認められ(図 2.2-3g)、色調が明褐灰色から褐色に変化する 15.55 m 付近に貫入境界があると考えられる。基盤岩上面および貫入境界の深度は、エスケイ(2021)と相違ない。

R2-BrNo.3 (図 2.2-4 参照)

本孔では、9.45～9.50 m 区間で中粒～粗粒砂層(図 2.2-4c)、10.15～10.45 m 区間で含礫砂層(図 2.2-4d)、10.68～10.73 m 区間において含礫砂質シルト(図 2.2-4e)が認められるなど、深度 1.9～10.80 m で堆積物の特徴を有する。一方で、10.80～10.83 m(図 2.2-4f)および 10.88～10.92 m(図 2.2-4g)の区間では碎屑粒子は確認できず、弱い片理面の発達が認められる。深度 10.80 m 以浅では片理面は確認できないことから、基盤岩上面深度は 10.80 m である。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 8.90 m としているため、今回の見直しによって 1.9 m 下方に修正した。

R2-BrNo.4 (図 2.2-5 参照)

本孔では、7.57～7.72 m 区間で石英礫を含む砂礫層(図 2.2-5b)、8.84～8.92 m 区間で含礫細粒砂層(図 2.2-5c)が認められるなど、深度 3.0～9.0 m で堆積物の特徴を有する。一方で、9.49～9.56 m(図 2.2-5e)および 9.62～9.76 m(図 2.2-5f)の区間では碎屑粒子が確認できず、ごく弱い片理面を有すること、および結晶片岩に特徴的に伴われる黒褐色脈(R2-

Br-No.12 参照) が認められることから、強風化結晶片岩(砂質片岩)であると判断した。9.15~9.45 m 区間(ペネ試料)でも部分的に片理面が認められる(図 2.2-5d, d')ことから、基盤岩上面深度は 9.0 m であると考えられる。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 7.70 m としているため、今回の見直しによって 1.3 m 下方に修正した。

R2-BrNo.5 (図 2.2-6 参照)

本孔では、11.68~11.78 m 区間で石英の細礫を含む砂礫層(図 2.2-6b)が認められるなど、深度 1.75~11.90 m で堆積物の特徴を有する。一方で、12.37 m 以深は片理面が明瞭に発達する風化結晶片岩である(図 2.2-6d)。11.84~12.0 m 区間は粘土化の進んだ淡褐色の風化岩が分布するが、11.94 m 付近に部分的に片理面が認められること(図 2.2-6c)、12.15~12.37 m 区間(ペネ試料)には 12.37 m 以深の風化結晶片岩に相当する褐色の岩石が含まれることから、11.90 m を基盤岩上面深度と判断した。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 10.70 m としているため、今回の見直しによって 1.2 m 下方に修正した。

R2-BrNo.6 (図 2.2-7 参照)

本孔では、11.49~11.55 m 区間で石英礫を含む砂礫層(図 2.2-7c)、11.64~11.69 m 区間で石英の角礫を含む砂礫層(図 2.2-7d)が認められるなど、深度 2.95~11.70 m で堆積物の特徴を有する。一方で、11.73 m 以深は片理面が明瞭に発達する強風化結晶片岩であり、黒褐色部(褐鉄鉱もしくはマンガンと考えられる)が点在する(図 2.2-7d, e)。また、12.10 m 以深は、原岩組織をよく残す固結した結晶片岩である(図 2.2-7a)。コア試料の色調はおよそ 11.70 m において淡褐灰色から明褐色へと変化する(図 2.2-7d)ため、基盤岩上面深度は 11.70 m であると判断した。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 9.50 m としているため、今回の見直しによって 2.2 m 下方に修正した。

R2-BrNo.7 (図 2.2-8 参照)

本孔では、6.67~6.73 m 区間で片岩礫を含む砂礫層(図 2.2-8b)、7.45~7.50 m 区間で石英礫を含む砂礫層(図 2.2-8c)が認められるなど、深度 1.35~7.50 m で堆積物の特徴を有する。一方で、7.55~7.62 m および 7.81~7.87 m 区間では片理面が顕著に発達しており、それらが**キンク褶曲***する様子が認められる(図 2.2-8 d, e)。7.50~7.55 m 区間は層相が上位の堆積層(砂礫層)に類似することから、基盤岩上面深度は 7.55 m であると判断した。エスケイ(2021)では本孔の基盤岩上面深度を 6.45 m としているため、今回の見直しによって 1.1 m 下方に修正した。

R2-BrNo.8 (図 2.2-9 参照)

本孔では、6.93~7.00 m 区間で褐色を呈する砂礫層(図 2.2-9b)が認められるなど、深度 1.40~7.00 m で堆積物の特徴を有する。一方で、7.45~7.50 m 区間では片理面の発達し

た風化結晶片岩が分布する（図 2.2-9c, c'）。7.15～7.45 m 区間（ベネ試料）は全て片理面のよく発達する風化結晶片岩であり、片理面上には光沢のある白雲母や鉍物線構造が確認できる（図 2.2-9d, d'）。これらのことから、基盤岩上面深度は 7.00～7.15 m の間であると判断した（なお、この区間は標準貫入試験前の掘り飛ばし区間であるため、試料は存在しない）。エスケイ（2021）では本孔の基盤岩上面深度を 7.10 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

R2-BrNo.10（図 2.2-10 参照）

本孔では、1.10～1.16 m 区間で土砂状のルーズな地層（図 2.2-10b）が認められるなど、深度約 1.20 m までの区間は埋土であると考えられる。一方で 1.24～1.29 m 区間では、細かい片理面や褐鉄鉍もしくはマンガン鉍物と思われる黒褐色の細脈（図 2.2-10c）が確認できるなど、結晶片岩としての特徴を有する。これらのことから、基盤岩上面深度は 1.16～1.24 m の間であると判断できる。エスケイ（2021）では本孔の基盤岩上面深度を 1.20 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

R2-BrNo.11（図 2.2-11 参照）

本孔では、1.55 m 以浅において埋土などの土砂状のルーズな地層（図 2.2-11a, b）が認められる。一方で、深度 1.55 m 以深では碎屑粒子は認められず、1.55～1.65 m 区間（図 2.2-11c）、1.70～1.74 m 区間（図 2.2-11d）、および 2.53～2.55 m 区間（図 2.2-11e, f）においてわずかに片理面が確認できることから、粘土化の著しい強風化結晶片岩であると考えられる。なお、風化の程度は深度とともに漸移的に弱くなり、深度約 5.50 m では原岩組織が概ね良好に残されている。これらのことから、基盤岩上面深度は 1.55 m であると判断した。エスケイ（2021）では本孔の基盤岩上面深度を 1.55 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

R2-BrNo.12（図 2.2-12 参照）

本孔では、1.35 m 以浅において埋土に相当する土砂状のルーズな地層が認められる（図 2.2-12b）。一方で、深度 1.35 m 以深では碎屑粒子が認められなくなるとともに、片理面や片理面上の鉍物線構造が発達するようになる（図 2.2-12c, d）。また 1.90～1.95 m 区間では、褐鉄鉍もしくはマンガン鉍物と思われる黒褐色の細脈が認められる（図 2.2-12e）。これらのことから、基盤岩上面深度は 1.35 m であると判断した。エスケイ（2021）では本孔の基盤岩上面深度を 1.35 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

R2-BrNo.13（図 2.2-13 参照）

本孔では、7.67～7.73 m 区間で円礫混じりの砂礫層（図 2.2-13b）、7.74～7.79 m 区間で

片礫を含む砂礫層 (図 2.2-13c) が認められるなど、深度 1.00～7.80 m で堆積物の特徴を有する。一方で、7.80～7.86 m 区間では碎屑粒子が認められず、コア断面において弱いながらも片理面が認められる (図 2.2-13d)。これらのことから、基盤岩上面深度は 7.80 m であると判断した。エスケイ (2021) では本孔の基盤岩上面深度を 7.80 m としており、本観察結果と矛盾はないため、基盤岩上面深度は修正しない。

本調査で見直し確定した基盤岩上面深度を表 2.2-1 に示す。

2) 反射法地震探査断面の精度確認

山口大学 (2019) の反射断面の精度について、R4-BrNo.1 のボーリング調査および PS 検層結果、さらに PS 検層データを **VSP*** (Vertical Seismic Profile) 解析して得た記録を基に検討した。

反射法地震探査は、波(音や振動という波をイメージしていただければよい)が音響インピーダンス(波の伝播速度×密度≒易しく、平たく言えば、硬さ)が異なる境界で「反射する」という特性を用いて、地下構造を間接的に調査する方法である(狐崎, 2001 など)。また、波を利用するため、地下構造の断面図とする際に、波形データの「時間」を「深度」に変換する手順を踏む。そのため、直接、地下地質を抜き取ることができるボーリング調査の結果とは、地質境界が合わないということが、しばしば生じる。そこでボーリング孔を用いた PS 検層を行い、深度と岩相、速度の関係を明らかにし、さらに VSP 解析によって、岩相・速度・反射面との関係を求める。以上を検討することによって、反射断面や速度解析の精度を確認するとともに、反射断面で捉えた反射面が地下のどのような境界を反映しているのかを確認する。

R4-BrNo.1 は測線 2 (CDP.170 付近) の 3 m 南側の地点で掘削した (図 2.2-1)。R4-BrNo.1 は、地表から約 3 m は盛土や埋土からなり、深度 2.90～6.90 m までは砂礫からなる (図 2.2-14)。砂礫は含まれる礫の特徴や色調に基づいて細分可能であり、深度 2.90～4.80 m の砂礫層は礫径も 2～30 mm と下位の砂礫層より粗粒で、**N 値*** も高い。深度 6.90～8.75 m は礫混じり粘土層となり上位層よりも均質かつ粘性が高く、N 値は 3～4 とかなり低い。深度 8.75～8.95 m には礫径 5 mm 程度の垂角礫を主体とする砂礫層を挟む。深度 8.95 m 以深 14 m までは風化結晶片岩となる。結晶片岩は、軟化や原岩組織がどの程度観察されるのかによって細分可能であり、このコアでは深度 8.95～9.60 m において原岩組織がやや不明瞭な、より風化の進んだ部分が認められた。この部分の N 値は 53 であった。

PS 検層は、R4-BrNo.1 の孔にて実施した (写真 2.2-1)。測定間隔は 0.5 m である。その結果、S 波速度は、地表付近から深度 3.0 m までは 110～130 m/sec であり、砂礫層部分では深度 3.0～4.7 m で 370 m/sec、深度 4.7～7.0 m で 270 m/sec と変化しており。上位のやや速度の速い砂礫層は深度 2.9～4.8 m の粗粒な砂礫層にあたる。深度 7.0～9.0 m では 230 m/sec と上位層よりも若干遅く、基盤岩に達する深度 9.0 m 以深では、420 m/sec であっ

た。

山口大学 (2019) の測線 2 における速度構造は $V_s=350$ m/sec をもっとも速い速度としていた。PS 検層結果では基盤岩以深は $V_s=420$ m/sec を示していることから、基盤岩に相当する時間で 420 m/sec となるよう速度解析を試みた。しかし、その速度では、有効な反射面を重合することができなかった。そこで、時間-深度の変換に関して PS 検層結果を参考に (具体的には、PS 検層で得られた速度を RMS 速度に変換したものを速度構造として適用した) 実施した。その結果が図 2.2-15 である。PS 検層結果に基づく深度断面では、山口大学 (2019) の反射断面で、強く明瞭であった反射面が目立たなくなり、その深度はやや浅く (標高としては高く) なった。

次に、PS 検層で計測した波形を VSP 処理し、地下のどのような場所から、反射波が生じているのか、具体的には、反射断面の反射面で基盤岩の上面が捉えられているか検討した。VSP において地下の音響インピーダンス境界から反射してくる波は、上方進行波として表れる (図 2.2-14)。その波形記録をみると R4-BrNo.1 孔の深度 2 m, 6 m, 9 m のところから上方に向かう明確な上方進行波 (反射波) が認められる。すなわち、地表下の 2 m, 6 m, 9 m に弾性波が反射をおこす境界が存在する。この点をボーリングコアの記載と比較すると、深度 9 m からの反射波は、深度 8.95 m 以深に出現する基盤岩に対応し、N 値が 4 から 53 に急激に上がる境界にも一致している。したがって、VSP 記録の深度 9 m からの反射波は、この岩相・物性変化 (未固結砂礫層から風化基盤岩への変化) に呼応した反射波であると解釈される。

一方、この深度 9 m からの反射波は VSP 合成波形記録では 62~65 msec 付近に反映されるが、その波形は各トレースで認められた反射波の振幅よりも小さく、かつ分散した形状となっている (図 2.2-14)。その点を留意しつつ山口大学 (2019) の反射断面 (マイグレーション後時間断面) に VSP 合成反射記録 5 トレース分を重ねてみると、深度 9 m からの反射波が、R4-BrNo.1 孔に近い CDP.170 の 60 msec の強い反射面に対応することがわかる (図 2.2-16)。

以上の検討から、山口大学 (2019) の反射法地震探査データから、整備区域の基盤岩上面を捉えることが可能であり、山口大学 (2019) の測線 2 の反射断面における CDP.170 の 60 msec 付近の反射面は、基盤岩上面からの反射波で間違いないと判断される。しかし、PS 検層で得られた速度構造を基にした、反射法地震探査データの速度解析や深度変換は、反射断面の精度向上に直接的には寄与しなかった。このことは、探査測線周辺の S 波速度構造が複雑であり、側方の変化が著しいことが影響している可能性が高い。また、R4-BrNo.1 は未固結堆積物と基盤岩との境界が、エスケイ (2021) のコア試料に比べて、岩相や N 値から明確に分かる状況であった。上記の VSP 合成反射記録と反射断面との整合性が高かったのは、そうした特徴が反映されたものと考えられる。したがって、未固結堆積物と基盤岩との境界が不明瞭な場合には、反射断面においても慎重に検討しなければならない。

3) 反射断面とボーリング資料との対比

ここでは、上記の検討結果も踏まえながら、反射断面の地質学的解釈について再検討する。まず、反射法地震探査は、間接的な調査方法であるため、反射パターン（反射面で構成される反射断面図上での模様）や周波数、重合速度、反射強度などを参考にしながら、反射面群を仕分け、それらが地域地質のどの地質に対比されるかを、再解析したエスケイ（2021）ボーリング資料に基づいて対比した。なお、前述の通り、S波速度構造が複雑であり、地層の側方変化が著しいことが予想されるため、反射面の出現深度とボーリングコアにおける地質境界の深度は合致しないことも想定される。そのため、測線直近のボーリング資料だけで判断するのではなく、周囲のボーリング資料も合わせながら総合的に再解釈を行った。

山口大学（2019）の反射法地震探査（測線1，測線2）とエスケイ（2021）のボーリング地点との位置関係は図2.2-1に示す。2測線とも、地表付近に連続性のよい強反射面があり、その下位にやや波打つような断続的な反射面が分布する（図2.2-17および図2.2-18）。さらにその下位にも、側方への連続性が比較的よい強反射面が認められる。扇状地や氾濫原の堆積物は所々に粗粒な堆積物が濃集することがあり、このような波打つ反射パターンとなることが多い。したがって、整備区域が五十鈴川及び一の坂川の流域にあり、主に扇状地性の地形の上にあることを考えると（詳細は3章にて後述）、地形から類推される堆積物の特徴と反射パターンは整合的である。以下、エスケイ（2021）で取得されたN値等の記載があるが、ボーリングコア全体の詳細は記事に関しては、見直し後の柱状図として補遺に収録する。

測線1

測線1の反射断面では、CDP.170付近より南側と北側では重合速度がやや異なり、その速度が変わるところで、反射パターンが異なる。具体的には、CDP.170付近より南側では低速度（200 m/sec）、高周波で地表ほど反射強度の強い反射面がみられ、北側ではやや高速度（280 m/sec）で低周波な反射面がみられる。この反射パターンの違いから、ここに地質境界があると解釈される。測線1の近傍には北西側からR2-BrNo.1（測線からの離間距離=11.4 m）、R2-BrNo.3（同=8.3 m）、R2-BrNo.5（同=5.8 m）がある。以下、これら3本のボーリングコアと反射断面との対比について述べる。

R2-BrNo.1では、地表から5.3 mは盛土や埋土（N値2-8）からなり、深度5.3~11.30 mまでは砂質粘土や礫混じり粘土等からなる砂礫で上位の深度5.30~7.45 mまでは細礫が多く、N値は18-19、7.45~8.00 mによく締まった砂質シルトを挟む。8.00~11.3 mは砂を主体とした岩相でN値は概ね30程度であるが、礫が混じるところではN値90と局所的に高くなっている。基盤岩は結晶片岩からなり、深度11.30 m以深に出現する。またN値は11.45 m以深で60以上となっている。反射断面と照らし合わせると深度9 m（標高22 m）付近に強反射面が認められる。この強反射面は砂礫中のN値の局所的な変化に対応している可能性があり、反射断面における基盤岩上面を深度12 m（標高18.5 m）とした。この部

分の反射面は振幅が小さいが、CDP.350 付近の強反射面へと連続する。

R2-BrNo.3 では、地表から 5.00 m は盛土や埋土からなり、深度 5.00～7.50m までは非常に軟らかい嫌気性の粘土からなる。これらの N 値は 5 以下である。深度 7.50～10.80 m までは砂礫からなり、N 値は深度が増すにつれ徐々に高くなる傾向がある。基盤岩は結晶片岩からなり、深度 10.80 m に出現する。反射断面では、岩相境界とのよい一致がみられ、ここでは深度 11 m (標高 18 m) 付近の反射面を基盤岩上面に対比した。

R2-BrNo.5 では、地表から 7.20 m は盛土や埋土からなり、深度 7.20～11.90 m までは砂質シルトや礫混じり砂等からなる砂礫で、岩相の変化に富む。N 値は深度方向に向かって漸増するが、礫が相対的に多い部分ではやや高い値を示すなど、他の 2 本のボーリングコアに比べてばらつきがある。基盤岩は結晶片岩からなり、深度 11.90 m に出現し、N 値が 13 から 82 へと変化する境界をなす。反射断面では、岩相境界とのよい一致がみられ、ここでは深度 12 m (標高 18 m) 付近の反射面を基盤岩上面に対比した。

以上の対比に基づき、測線 1 の基盤岩は上面を図 2.2-17 中の H2 で示す位置に改めた。山口大学 (2019) で示した基盤岩上面が図 2.2-17 の H1 であることから、本調査による再検討によって、基盤岩上面は全体的に 5 m 程度深くなった。また、3 つのボーリングコアで盛土・埋土とされた部分には、N 値が低い掘割を埋積した底質堆積物が確認されている。地表直下の位相が逆転した反射面が、こうした軟弱な地層に対応した特徴であると解釈される。反射断面の連続的な反射面が途切れる箇所とその分布から、断層を推定する。図 2.2-17 中の黒矢印が示すように、断面にはいくつもの反射面の途切れが存在する。途切れの分布が線状に並び、途切れを挟んだ両側の反射面を比較して、反射面が上下に食い違ったり、全く特徴のことなる反射面群と接したりする場合、この途切れの分布が示す線が、断層を捉えている可能性がある。

その結果、測線 1 の断面には 3 条の断層 (A～C) が捉えられた。断層はいずれも南東傾斜で、反射面は断層を挟んで、わずかに南東側が上がる傾向が読み取れる。断層のうち B と C は上位の連続的な強反射面を切っていないので、基盤岩上面まで達しない断層と推察される。一方 A については、途切れが比較的浅部で認められる。また、CDP.150 付近を境界に S 波速度が変わることから、物性的特徴の異なる地質が接する断層と解釈される。しかし、断層の延長において、基盤上面と認定した反射面には、起伏があっても、確実に断層変位と見なせる特徴がない。具体的には、地下深部では断層の南東側が高くなる特徴を有しているのに対して、浅部では、そのセンスが逆転して南東が下がり、変位の一様性がなく、断層運動とは別の要因で反射面の途切れが捉えられた可能性がある。本地域であれば、河川氾濫や土石流・斜面崩壊により、粗粒な砂礫層が局所的に分布していることを反映する場合が考えられる。

測線 2

次に、測線 2 では、断面全体を通して、概ね測線 1 でみられた高速度で低周波な反射面

群で構成されている。測線 2 の近傍には北西側から R2-BrNo.13 (測線からの離間距離=17.0 m), R2-BrNo.11 (同=16.0 m), R2-BrNo.8 (同=27.0 m), R4-BrNo.1 (同=3.0 m) がある。以下、これら 4 本のボーリングコアと反射断面との対比について述べる。

R2-BrNo.11 では、地表から 1.2 m は盛土 (N 値 3) からなり、深度 1.20~1.55 m までは斜面堆積物となっている。基盤岩は結晶片岩からなり、深度 1.55 m 以深に出現する。基盤岩は風化が著しく、深度 9 m 付近まで N 値は深度に比例して高くなる傾向を示す。その度合いは、深度 2~6 m が 1 m 深くなるにつれて N 値が +5 程度と増えていくのに対して、6 m 以浅では、1 m 深くなるにつれて N 値が +10 以上増えている。反射断面と照らし合わせると、地表直下と深度 6 m (標高 25.5 m) 付近に強反射面が認められる。それぞれ上位の反射面は基盤岩上面、下位の反射面は、基盤岩中の強風化基盤岩の基底に対比可能である。

R2-BrNo.13 では、地表から 5.15 m は盛土や埋土からなり、深度 5.15~7.80 m までは砂質シルトや礫などからなる砂礫で、岩相の変化に富む。N 値は 10~30 の間でばらついている。基盤岩は結晶片岩からなり、深度 7.80 m に出現する。反射断面では、深度 6 m (標高 25.5 m) 付近に強反射面があり、ボーリングコアの基盤岩上面に対比可能でもある。

R2-BrNo.8 では、地表から 4.70 m は盛土や埋土からなり、深度 4.70~7.10 m までは不均質な砂礫がみられ、N 値にもばらつきがある。基盤岩は結晶片岩からなり、深度 7.10 m に出現する。N 値は深度 13 m 付近まで 30~50 の間でややばらつくものの、16 m 以深では深度に比例して高くなる。反射断面では、前述の R4-Br.No.1 との対比も参考にして、深度 5 m (標高 26 m) 付近の強反射面を基盤岩上面に対比した。

測線 2 の基盤岩上面は、上記の対比に基づくと図 2.2-18 中の h1 と h2 の 2 つの可能性が指摘できる。測線 1 と同様に反射断面から断層を推定した。その結果、測線 2 の断面には 5 条の断層 (a~e) が捉えられた。a~c は北西傾斜で、反射面は断層を挟んで、わずかに北西側が上がる傾向が読み取れる。これらはいずれも基盤岩中の明瞭な反射面 (CDP.250 の標高 22 m 付近から CDP.210 の標高 22 m 付近に続く反射面) を食い違わせていないため、基盤岩上面まで達しない断層と推察される。d・e は南東傾斜で、反射面は断層を挟んで、わずかに南東側が上がる傾向が読み取れる。d は浅部に向かって分岐し、基盤岩上面まで達している可能性があるが、堆積層内での変位については、反射面の乱れ (人工構造物等による) も重なり、不明である。測線 2 の基盤岩上面を h1 とした場合、山口大学 (2019) に比べて起伏のある形状となる。特に CDP.200 付近より北西側が急に高くなる形状をとり、落差にして 10 m 程度ある。この落差が生じうる現象として河川による侵食、断層運動による変位のどちらも考えられるが、d の変位様式は南東隆起と推察されるのに対して、基盤岩上面は南東側が落ちており、変位の一様性に乏しい。また、R2-BrNo.8 のボーリングコアでは、基盤岩中に他よりも破碎が進んだ箇所があったものの、断層は確認されなかった。

したがって、測線 1 および測線 2 では、堆積層に変位を与える可能性のある断層が推定されるものの、基盤上面の形状から断層運動による変位と断言できる特徴は認められなかった。しかし、これらの断層に関して、山口県中部に分布する地質断層や活断層が概ね北東

－南西走向であることも考慮して、2つの反射断面で認められた断層が、概ね北東－南西走向に延びる同一の断層とみなすと、活断層の分布する可能性のある範囲を絞り込むことができる。図 2.2-19 には、その範囲を示す。そして、本調査で捉えた断層は、上下変位を伴っている可能性が高く、仮に地表直下の反射面の乱れ（例えば、測線 1 の CDP.185 付近や測線 2 の CDP.220 付近）が、断層変位によるものならば、ボーリング調査やトレンチ調査で地下地質を直接観察することによって、断層や断層運動に伴う変形構造を捉えられる可能性がある。

反射法地震探査と既存ボーリング調査結果の再検討に関しては、以下のように要約される。

- ・ボーリングコアの再解析により堆積層と基盤岩との境界および、岩相区分が見直された。
- ・上記の結果から、山口大学（2019）の反射断面で記した基盤岩上面の位置と形状が一部改定された。
- ・基盤岩中に断層が認められた
- ・基盤岩上面には顕著な断層によるずれ（変位）は認められなかった。

3. 地形解析の内容および結果

3.1 調査目的

断層運動によるずれや破壊が地下深部から浅部まで及ぶと、地表変位を引き起こし、新たな起伏を形成する。このような地形（**断層変位地形**，図 3.1-1）を探し出し、その性状を把握することは、活断層の所在や変位様式、活動性を知ることにつながる。山口県中部には、横ずれを主な変位センスとする活断層が多い（金折，2005）。横ずれ断層の場合、水平方向の変位によって、尾根線や谷線、段丘崖などが水平方向にずれて屈曲し、わずかでも上下変位を伴う場合には、高度の不連続（崖）が形成される場合が多い。こうした崖は、**地形発達史的観点**から変動崖として認定される。断層が分岐したり並走するところでは、地盤が陥没して盆地や湖を形成したり、逆に高まりを形成したりすることがある。その空間的スケールは、断層の配置に応じて様々である。また、新旧の段丘面が同様の変位センスで変形し、古い段丘面ほど変位・変形が大きければ、定向性の断層運動が繰り返されていること（変位の累積性）を示し、そこに活断層の存在を見いだすことができる。

以上のことから、本調査では、整備区域と隣接地域における断層変位地形の分布と性状を明らかにするための地形解析として、空中写真や数値標高モデル（Digital elevation model，以下、DEM と称す）を用いた地形判読を行った。また、本地域は、古くから人為改変が進んだ場所であることから、古地図（山口長山稽古場差図、旧版地図など）や小字分布図も参照した。空中写真判読は、主に 1960～1970 年代に国土地理院が撮影した縮尺 1/2 万および 1/1 万空中写真と 1940 年代に米軍が撮影した縮尺 1/1 万空中写真を用いて行った。DEM は、国土地理院の基盤地図情報 5 m メッシュ標高を用いて、一般的な標高段彩図（図 3-1-2A）の他、陰影起伏図（図 3-1-2B）、傾斜量図（図 3-1-2C）、**虹色段彩図**（図 3-1-2D）など、地形表現の異なる地形解析図を作成し判読に用いた。また、調査者が、2020 年度に国土地理院の全国活断層帯情報整備検討委員会で「山口」図幅（楮原ほか，2021）を調査した際に提供を受けた高精細（2 m メッシュ）DEM **アナグリフ画像**も用いた。

3.2 地形判読結果

地形判読結果を地形分類図に示す（図 3.2-1）。整備区域および周辺地域の地形面は、標高や現河床からの比高、地表の勾配や起伏、侵食、交差状況に基づき、高位から低位段丘、扇状地 I 面、扇状地 II 面、氾濫原に区分される。低位段丘は、現河道からみて明瞭に離水した地形で、山地あるいは丘陵の縁にわずかに分布する。扇状地 I 面は区分した地形面の中で最も急な勾配をもつ地形で、山口県庁裏などに分布する。扇状地面 II は一の坂川左岸側において最も発達が良い地形面で、一の坂川その他、五十鈴川や小河川に沿っても発達している。その勾配は扇状地 I 面よりも緩やかであるが、五十鈴川などでは、扇状地 I 面をわずかに侵食している。また、一の坂川左岸側の扇状地 II 面は、豎小路に沿った舌状の高まりを有している。このことから、かつてはもっと東寄りを流下し、扇状地を形成していた一の坂川が、徐々に西側（現在の流路）に転じたことによって、古い扇状地が取り残されたと推察され、

ここでは扇状地面Ⅰが扇状地面Ⅱの下に埋没している可能性がある。氾濫原は他の地形よりも緩傾斜あるいは水平な地形で、この地域一帯の低地に広く分布する。また、一の坂川では、現河道に沿って氾濫原が認められ、山口市天花付近には旧河道が確認でき、比較的新しい時代（完新世）以降の地形であり、現在も河川氾濫による浸水等の影響を受ける地形とみられる。これらの地形は主に一の坂川、五十鈴川、榎野川によって形成された地形である。また、本地域には、亀山（標高 66.0 m）をはじめとする残丘状の丘陵がある。これらの周辺には崖錐が分布する。

以上のような地形面の特徴と第四紀後期における気候変動とを照らし合わせて、地形の年代観に関して、以下のように類推した（気候変動と河川作用等との対応については、太田ほか（2010）などに詳しい）。**最終間氷期***（約 13～12 万年前）以前の地形面（一般に中位段丘）は、沖積面よりも 10m 近く高い位置に発達することから（山口大学，2005 など）、整備区域の大部分を構成する地形は、**最終氷期***以降に形成された地形であると推定される。扇状地Ⅰ面は、本地域の中でも急勾配な地形であることから、現在よりも侵食基準面が低下した時期に形成された地形であると判断される。一方で、扇状地Ⅱ面との比高がわずかであること、山麓に分布する中位段丘面とされる面よりも低いことから、現在からみて最も近い低海面期である最終氷期（約 12 万年前～2 万年前）の海面低下に伴って形成された扇状地性の地形面であると判断される。扇状地Ⅱ面は、扇状地Ⅰ面よりも緩やかな勾配をもち、さらに谷状になっているところでは扇状地Ⅰ面を侵食する傾向が強いことから、扇状地Ⅰ面形成期よりも温暖で降水量が増大した時代（相対的に河川流量が増えたことによって侵食力が増す）であると推定される。よって、約 2 万年前の最終氷期最盛期以後の後氷期（完新世）に形成された地形と推察される。新しい扇状地であるため、現在も河川を通じた地形形成が生じやすく、一部は氾濫原と指交関係にある。

整備区域は、人為改変の影響が大きく、地形の連続性が掘によって分断されたり、整地に伴って元の地形が失われたりしているが、以上のような地形配置から整備区域の地形について以下のように推察する。大局的には、整備区域は一の坂川と五十鈴川が合流する地点にある。そして、山口市役所の現庁舎が立地する場所は氾濫原よりも高い扇状地Ⅰ面ないし扇状地面Ⅱと崖錐に、さらに山口県立美術館が立地する場所は低位段丘に分類される。これら高位の地形と氾濫原との間の崖が断層崖であるなら、相対的な北西側隆起の断層が想定される。中世後期以降に築造されたとされる堀は、このような地形が分布する中を巡り、人工的な崖と凹地の地形をつくっている。米軍空中写真から残存あるいは類推可能な堀の形状は、図 3.2-1 に示す通りである。一方、一の坂川から堀に向かって周囲よりやや低い筋が認められた。形状からみて、一の坂川の旧流路の可能性が高く、現流路となる直前に流下したものと推察される。五十鈴川は扇状地Ⅱ面形成と共に、春日山西側を通る流路に転じたことと推察され、米軍空中写真からは、旧中央駐車場から亀山北西にかけて筋状に低湿地の様相を呈するところが認められる。亀山の麓であるため、湧水帯があった可能性もあるが、五十鈴川の旧流路の可能性もある。以上のように、整備区域の表層付近は、斜面崩壊や一の坂

川・五十鈴川の作用によって運ばれた土砂が堆積した地層からなると推定される。

一方、扇状地や氾濫原が分布する整備区域付近には、これらの地形面に断層変位地形が認められない。また、直線的な街区や路は、古代以降の**条里***を反映していると推察される。日本の条里遺構には活断層によって変位した例も存在するが、本地域においては、条里遺構が変位する状況はない。

断層変位地形として判読される地形は山麓際に分布する。具体的には、Ym1 リニアメント（図 2.1-2 参照）に沿った地形である。山地と障子岳との間は幅広い鞍部で、ここから五十鈴川までの間の山麓線はやや直線性があり、それに沿う小谷の一部に明瞭な右屈曲が認められる。また、五十鈴川の谷底も不明瞭ながら右へ屈曲しているようにみられる。さらに、山口市亀山付近では切通し様の鞍部とそれを挟んで尾根が右横ずれしている様子が認められ、右横ずれを示唆する地形が、概ね東北東-西南西方向に直線的に配列しているが分かる。また、山口市桜島付近では、山地から張り出している尾根の先端部が南に向かって急激に下がる特徴が認められる。この高度不連続部は北東-南西方向に連続するリニアメントとして判別される。リニアメントは今八幡宮と豊榮野田神社の間を通過し、これを横断する小谷には右屈曲が認められる。また、このリニアメントを南西方向に延長すると築山跡の北縁にあたる。この付近は、一の坂川が形成した扇状地 II 面上に位置するが、このリニアメントに沿って谷底平野の勾配が緩やかになっている。以上のことから、右横ずれとわずかな上下変位を伴う活断層が存在すると推察される。

以上、地形解析結果は、以下のように要約される。

- ・整備区域は一の坂川と五十鈴川の合流点付近にあたり、両河川による侵食・堆積を受けて形成された地形が分布し、低位段丘、扇状地 I 面、扇状地 II 面、氾濫原の 4 つに細分される。
- ・亀山が近接するため、かつては崖錐が麓に分布していた可能性がある。
- ・市役所は氾濫原よりも高い扇状地 I 面あるいは扇状地 II 面であると類推され、周囲にみられる崖は侵食崖または人為的に改変した崖と考えられる。
- ・既存研究（山口大学、2005 など）で指摘された断層変位地形を国道 9 号沿いで再確認した。
- ・整備区域には、伏在活断層の存在を示唆する地形は認められなかった。

4. ボーリング調査の内容および結果

4.1 調査目的

2.2の反射法地震探査の再解析により、基盤岩中の断層による変位が浅部（基盤岩上面および被覆層中）にまで及んでいる可能性が示された（図 2.2-19）。断層は上下変位を伴っている可能性が高いが、反射法地震探査では反射面の乱れや分解能の問題から、地層の変位を精度よく（およそ 1 m 以下の分解能で）調べることが出来ない。地層を直接観察するトレンチ調査ではそのずれ（変位）を精度よく調べることが可能であるが、一般的には地下数 m 程度の表層しか調べることが出来ない。一方で、ボーリング調査は、ある地点における地下深部の地質情報を得ることができ、高密度で複数地点を掘削すること（群列ボーリング）により、精度よく地下の地質を推定することが出来る。2020（令和 2）年度以前の調査でもボーリング掘削は実施されているが、整備区域の南側における調査に乏しい。そこで本調査では、新規にボーリング調査を行った上で基盤岩上面の深度や被覆層の連続性を調べ、既存ボーリング資料を用いながら、断層による変位の有無を検討する。

4.2 掘削地点位置

掘削地点は図 2.2-19 に示す。既存ボーリング調査は、主に建物の設計に資するために行われたため、その掘削地点は現庁舎直下や新庁舎直下などの整備区域中央部に密に分布する。一方で、伏在活断層が通る可能性のある領域（図 2.2-19）がかかる整備区域南東端では、これまでボーリング調査が行われていない。本調査では地下情報の不足した整備区域南東端において、計 3 孔（R4-BrNo.1, R4-BrNo.2, R4-BrNo.3）のボーリング掘削を実施した（写真 4.2-1）。それぞれのボーリング孔の具体的な調査目的を以下に記す。

R4-BrNo.1

地質情報の少ない整備区域の南東端（山口市役所ロータリー側）において、基盤岩分布深度と地盤性状を把握するとともに、山口大学（2019）の浅層反射法地震探査（測線 2）結果と対比し評価の妥当性を検証するため。

R4-BrNo.2

地質情報の少ない整備区域南西端の新庁舎建設予定地近傍において、敷地境界直近の基盤岩分布深度と地盤性状を把握し、調査精度を向上させるため。

R4-BrNo.3

地質情報の少ない整備区域南西端の新庁舎建設予定地近傍において、R2-BrNo.6 と R4-BrNo.2 の間の基盤岩分布深度と地盤性状を把握し、調査精度を向上させるため。

4.3 地質観察および標準貫入試験結果

ボーリングコアで得られた地層は、層相およびエスケイ（2021）を含む既存資料、および本調査のトレンチ調査結果も踏まえて、地質構成を表 4.3-1 に整理した。本調査においてトレンチ掘削面で直接確認した盛土（Bk）・埋土（F）については、地盤性状や層序を踏まえてエスケイ（2021）の再区分を行った（詳細は 6 章にて後述）。以下では、R4-BrNo.1, R4-BrNo.2, および R4-BrNo.3 コアの観察結果を説明する（図 4.3-1～図 4.3-3）。

R4-BrNo.1 < 孔口標高：29.54 m, 掘進長：14.0 m >（図 4.3-1）

- 0.00～1.15 m：礫質砂で構成される盛土（Bk）。ガラス片（人工物）を含む。
- 1.15～2.90 m：礫混じりシルト質砂～砂混じりシルトで構成される埋土（F）。
- 2.90～4.80 m：砂礫で構成される沖積砂礫層（Ag）。
- 4.80～8.95 m：洪積砂礫層（Dg）や洪積粘性土層（Dc）で構成される。
- 8.95～14.0 m：基盤の風化結晶片岩（Sch）。全体的に風化するも N 値 \geq 50 を有する。

R4-BrNo.2 < 孔口標高：28.77 m, 掘進長：12.0 m >（図 4.3-2）

- 0.00～0.90 m：砂礫で構成される盛土（Bk）。
- 0.90～1.80 m：礫混じり砂質シルトで構成される埋土（F）。
- 1.80～4.90 m：砂礫で構成される沖積砂礫層（Ag）。
- 4.90～8.80 m：洪積崖錐堆（Ddt）、洪積砂質土（Ds）、洪積粘性土層（Dc）及び洪積砂礫層（Dg）で構成される。基盤岩直上の 7.60～8.80 m 区間は石英礫に富む特徴を示す。
- 8.80～12.0 m：基盤の風化結晶片岩（Sch）。弱風化するも岩片は中硬質でいずれも N 値 \geq 60 を有する。GL-8.90 m 付近は、傾斜角度 60°、幅 3 cm で破砕質、礫混じり砂状を呈す。

R4-BrNo.3 < 孔口標高：29.05 m, 掘進長：10.0 m >（図 4.3-3）

- 0.00～1.20 m：砂礫で構成される盛土（Bk）。
- 1.20～1.70 m：礫混じりシルト質砂で構成される埋土（F）。
- 1.70～3.80 m：礫混じりシルトで構成される底質堆積物（Bm）。
- 3.80～4.00 m：礫混じり砂で構成される沖積砂礫層（Ag）。
- 4.00～4.40 m：粘性の強い粘土で構成される洪積粘性土層（Dc）。
- 4.40～5.85 m：岩屑状の砂礫で構成される洪積土石流堆積物（Dgf）。
- 5.85～9.05 m：洪積砂質土（Ds）、洪積粘性土層（Dc）及び洪積砂礫層（Dg）で構成される。基盤岩直上の 7.70～9.05 m 区間は石英礫に富む特徴を示す。
- 9.05～10.0 m：基盤の風化結晶片岩（Sch）。弱風化するも中硬質岩片からなる。上位層

との境界部付近は、弱破碎の様相を呈す。

R4-BrNo.2 の GL-8.90m 付近には、風化結晶片岩中に、傾斜角度 60° 、幅=3 cm のやや固結した破碎部が存在する（図 4.3-4）。本破碎部は基盤岩上面の 10 cm 下に位置するが、4.5 や 4.6 で述べる通り、整備区画内における基盤岩上面の形状は R4-BrNo.2 付近で顕著な変化は認められず、上位の被覆層（洪積、沖積層）にも変位は認められない。さらに**断層粘土***を伴わないこと、破碎の規模が小さいことなど、大原湖断層系で認められているいくつかの活断層露頭（相山・金折, 2019）とも産状が異なる。これらのことから、本破碎部は被覆層が堆積して以降の変位を伴う断層活動で形成されたものではなく、基盤岩中の古い破碎部と考えられる。なお、本破碎部の走向やその傾斜方向、連続性を断定できる根拠を示すまで至っていないことから、地質断面図上には図示していない。

標準貫入試験によって得た N 値を、地層ごとに集計し、各地層の平均 N 値を求めた。ただし、50 回打撃時に累計貫入量が 30 cm 未満の場合は、貫入量 30 cm に相当する打撃回数に換算した「換算 N 値」で表記した。なお、「地盤調査の方法とその解説、地盤工学会」に準拠し、換算にて求められる換算 N 値の上限値は 300 とした。さらに、本調査では、既往のボーリング調査（エスケイ, 2021）との整合を図るため打撃回数に関して 60 回を上限として実施した。表 4.3-2 に標準貫入試験結果の一覧表を示す。

4.4 各種分析結果

1) テフラ分析

コア試料中には、肉眼で識別できるテフラは認められなかったが、九州の第四紀火山に由来する**広域テフラ***が含まれている可能性を考え、凝灰質であると思われるシルト層や砂層を中心に試料を採取した。テフラ分析は、前処理をした後、試料の鉍物組成比（火山ガラス・軽鉍物・重鉍物・岩片・その他の 5 項目）と火山ガラスの屈折率を測定し、火山ガラスや鉍物の形態等、検鏡結果を踏まえて、テフラの同定を行った。以上の分析は、京都フィッシュントラックに依頼した。なお、分析対象のコアは、本調査で掘削した 3 孔（R4-BrNo.1, R4-BrNo.2, R4-BrNo.3）に加え、エスケイ（2021）によって掘削されたコア（R2-BrNo.4, R2-BrNo.6, R2-BrNo.8）も含めた。

その結果、コア試料から採取した 13 試料中 2 試料について、対比可能なテフラが検出された。採取場所は R2-BrNo.6 コアの深度 4.65~5.00 m (TR2-6) および R2-BrNo.8 コアの深度 4.90~5.70 m (TR2-8) であり、バブルウォール型を主体とする珪長質火山ガラスがわずかながら（1.0%および 0.5%）検出された（図 4.4-1）。火山ガラスの屈折率は、いずれも $n=1.496\sim 1.499$ （最頻値：1.498）を示し、後述のトレンチ壁面で採取した試料との層位関係より、鬼界-葛原テフラ（K-Tz; 95ka; 町田・新井, 2003）の可能性があると判断された。火山ガラスはその含有量から再堆積したものと考えられるが、R2-BrNo.6 コアの 4.65~5.0 m 区間および R2-BrNo.8 コアの 4.90~5.70 m 区間は洪積層の上部（それぞれ洪積砂質粘土

層および洪積崖錐堆積物中の粘性土層)に位置し、年代と層序に矛盾はない。

2) 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定

ボーリング調査では、R2-BrNo.5 コアの深度 6.62 m から採取した 1 試料の植物片 (YG-R2B5-C1) について、 ^{14}C 年代測定を実施した。 ^{14}C 年代測定は Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory に依頼した。その結果、 160 ± 30 yBP (暦年較正年代は 1664~現在までの間で確率分布が分散している。その中で最も確率の高い年代幅は 1719-1786 cal. AD である) の年代値が得られた。暦年補正には OxCal 4.4 (較正曲線データ: IntCal 20, Reimer et al., 2020) を使用し、暦年較正後の年代については紀元前を cal.BC, 紀元後は cal.AD と表記する。R2-BrNo.5 コアの 5.0~7.2 m 区間は、本調査の過程で、「江戸時代末まで存在したとみられる掘割を埋積した底質堆積物 (Bm)」に再区分しており、年代測定の結果はそれと矛盾しない。

3) PS 検層結果

PS 検層結果については、既存ボーリング資料と共に反射データの精度確認に用いたため、前 2.2 に記載した。

4.5 地質断面図の作成

地質断面図の作成は、今回実施した 3 孔のボーリング調査、後述するトレンチ調査、及びエスケイ (2021) のボーリングコアの見直しによって得た地質情報をもとに、エスケイ (2021) で作成された断面図を修正する形で行った。エスケイ (2021) では、整備区域全体を網羅するようグリッド状に測線を設けており、設定された測線①~⑧の全 8 測線について本調査結果を含めて断面図等の修正をおこなった (図 4.5-1~図 4.5-8)。

地質断面図作成にあたって留意した点

本調査では、地質断面図等の作成にあたって、以下の点に留意した。

- 1) コア採取が行われているエスケイ (2021) の調査ボーリング孔について、「基盤岩の分布深度」と「被覆層の区分」を統一的に見直した。
- 2) 2019 年以前の調査孔に関する基盤岩の深度は、4.6 で説明するとおり、エスケイ (2021) の判定を採用した。ただし、各断面測線の交点チェックにおいて、整合が取れていない部分については、本調査で修正した。
- 3) 調査地が「長山城跡地」であった時代背景を踏まえ、古地図に示された掘割の形状を作図した。また、エスケイ (2021) では、「沖積粘性土層 (Ac)」と一括りにされていたが、本調査では、お堀の堆積物と判定したものを「底質堆積物 (Bm)」として区分した。
- 4) トレンチ調査において、お堀跡を閉塞したと考えられる埋土の性状を踏まえて、ボー

リングコアの見直しを行った。その結果、当該地において「沖積層」と区分されていた礫質土、砂質土及び粘性土層の多くは「埋土層 (F)」であることを確認した。

- 5) R4-BrNo.2 で採取したコアにおいて、基盤岩上面に認められた破碎部は、その傾斜方向や連続方向を断定できる根拠を示すまで至っていないことから、断面図上には図示していない。また、本破碎部は、基盤岩の分布ならびに、上位の被覆層（洪積層、沖積層）に変位が認められないことから、これらが堆積して以降の変位を伴う断層運動に伴って形成されたものではなく、基盤岩中の古い破碎部と考えられる。
- 6) 作図した地層区分線のうち「基盤岩上面線（紫色）」、「沖積-洪積境界線（赤色）」、「掘割(お堀)境界線（青色）」、「盛土(Bk)境界線（黒色）」については、線種・線色を変更して表現した。
- 7) 作図した地質断面図ならびに調査地北西側山地部（亀山南西斜面）の地表踏査結果をもとに「基盤岩上面線」、「掘割(お堀)形状線」、「花崗斑岩(Gp)の分布状況」を地質平面図に表示した。

4.6 基盤上面の形状

2.2 にて見直し確定した 2020 年度掘削コアの基盤上面深度と、本調査で実施した R4 年度掘削コアの基盤上面深度をまとめたもの表 4.5-1 に示す。なお、2020 年度より前に実施された調査孔（特に S58-No.1, 3, 4, 5）における基盤岩の上面深度は、GL-8.0 m 程度とした当時の判断ではなく、GL-2.0 m 程度に修正したエスケイ（2021）の判定を採用した。この理由は、現庁舎が建っている平坦面周縁における基盤岩の上面深度が概ね GL-1.5 m 以下（R2-BrNo. 2, 10, 11, 12）と浅く、亀山の尾根の延長部において、基盤岩上面が GL-8.0 m に達する局所的な窪地を想定しづらいこと、および S58 年報告書（明星地下工業株式会社, 1983）の堆積物の記載内に風化基盤岩とも読み取れる記載（「地山粘性土」）があり、基盤岩の上面深度がより上方である可能性があるためである。また、R2-BrNo.7, 8 孔の南東側および R4-BrNo.1 孔の北側は調査孔が少なく、上面形状の推定精度が低いことに留意する必要がある。

これらに基づいて作成した基盤岩上面の等深度線（コンター図）を図 4.6-1 に示す。基盤岩上面は、現庁舎が建っている平坦面から亀山の尾根を南東側に延長するようにほぼ同じ勾配で地下に分布し、大局的には亀山の尾根地形がそのまま堆積物の下に没していると判断できる。S58-No.3 孔の南側で小規模な尾根状の張り出しや急斜面が、旧中央駐車場下から R2-BrNo.5 孔にかけて緩斜面が認められる。それ以外の場所では断層の存在を示す溝状地形や変位を示す証拠は認められない。

5. トレンチ調査の内容および結果

5.1 調査目的

4.のボーリング調査では、伏在活断層が分布する可能性のある範囲（図 2.2-19）の南側において新規にボーリング調査を行った上で、既存ボーリング資料を用いながら、断層による変位の有無を検討した。R2-BrNo.4, R2-BrNo.6, R4-BrNo.3, R4-BrNo.2 と伏在活断層が分布する可能性のある範囲を含みながら、ほぼ直線上に並ぶボーリングコアを対比した結果、R2-BrNo.4 から R2-BrNo.6 にかけては、基盤岩上面が一定傾斜でつながり、新規に得られた R4-BrNo.2 と R4-BrNo.3 によっても、これらの間に基盤岩上面に顕著なずれ(変位)は認められなかった。ただし、堆積層の層相は、本地域が亀山を背後にもつ低地であることを受けて、一の坂川と五十鈴川による扇状地堆積物や河川堆積物、亀山からの斜面堆積物、さらには掘を埋め立てた土砂など側方への変化が著しく、連続的な層を特定することが非常に困難であると判断された。したがって、本地域の基盤岩を覆う未固結な堆積物の性状とそれらに断層変位が及んでいるかを確認することを目的に、地層を面的に直接観察できるトレンチを掘削した。

5.2 掘削地点位置

トレンチは、整備区域である中央駐車場跡地内、前述のボーリング列（R2-BrNo.4～R4-BrNo.2）の近傍でボーリング列と平行する形で掘削することとした（図 2.2-19, 写真 5.2-1）。なお、中央駐車場では、駐車場建屋直下に約 15 m 間隔で杭が入っていたため、その杭抜き工事（写真 5.2-2）に伴う地層の擾乱を受けていない場所の中から掘削範囲を選び、結果的には、ボーリング列から約 15 m 南東でトレンチを掘削した。トレンチの長さは約 50 m、深さは最大約 4.5 m である（図 2.2-19）。トレンチは、重機の取り回しや残土置き場の確保等を考慮し、南東側壁面のみを約 60° の傾斜で掘り出す形をとった。

トレンチ掘削地点は、五十鈴川扇状地 II の一部が氾濫原に覆われるところにある。また、古くから人の手によって改変を受けており、桑原（2003）によれば、室町中期頃に亀山の麓に平蓮寺が建立され、その後、近世にかけて長山城が築かれたとある。そして、1940（昭和 15）年の山口師範学校附属小学校の拡張工事が行われるまで、その城郭の掘が残存したとされる（桑原、2003；図 5.2-1）。トレンチ調査は 2022 年 6 月に実施した（図 5.2-2）。

5.3 地質観察結果

トレンチ壁面にみられる地質を、ボーリング資料との対比を踏まえて、地層の連続性、被覆関係、堆積環境および層相の相違などをもとに、上位から造成盛土(Bk1 および Bk2)、埋土 (F1 および F2)、沖積砂質土層 (As)、沖積土石流堆積物 (Agf)、洪積砂層 (Ds)、洪積礫混じりシルト (Dg)、洪積砂礫層 (Dg)、洪積土石流堆積物 (Dgf)、洪積粘土層 (Dc) に区分した。トレンチ壁面の総合柱状図を図 5.3-1 に示す。沖積層（完新統）・洪積層（更新統）の境界に関しては、堆積物の固結度の違いから判別可能であった。トレンチ壁面の全体

の写真およびスケッチは図 5.3-1, 増し掘りを行った箇所の記事を含めたトレンチ壁面の柱状図は図 5.3-2, トレンチ壁面内での特徴的な堆積構造等が認められた箇所の拡大写真およびスケッチを図 5.3-3~5.3-5 に示す。以下, 各地層の層相を上位のものから記載する。

造成盛土(Bk1 および Bk2)

本層は, 中央駐車場建設および本庁舎整備事業の整地で投入した土砂で下位は赤褐色砂質土で上位は白色~灰色の碎石(バラス)からなる。本調査では下位を Bk2, 上位を Bk1 とした。Bk2 は南東側ほど厚く, W12 付近でせん滅する。Bk1 は地表を概ね平らにするように敷かれ, 層厚は 0.7~1.0 m 程度である。

埋土 (F)

本層は, 主に礫混じり粘性土からなり, 上位は黄褐色粘性土, 下位は黒灰色粘性土を基質とする。いずれも近世以降の埋土で, 陶磁器やスリッパなどの遺物を含む。本調査では下位を F1, 上位を F2 とした。F1 層は W13 付近より南東側に分布し, 南東ほど厚く, 下位層を一部掘り込み, 南端から W1 付近, W11.5 付近には整形された形状をもつ径 50 cm 以上の礫を含む。この礫の周囲にはより径の小さな礫が多くみられ, 石垣の一部と推定される。F2 層は F1 層の起伏を埋めるようであるが, 前述の石垣よりもさらに北側で, 新たな石垣を築造した痕跡を有する。本層はいずれも堀の遺構を埋め戻したものである。また, F1 層は非常に軟弱な粘性土で, トレンチ壁面を開口してから 3 日後には, 上位層を巻き込みながら壁面の崩壊を招いた(図 5.3-1)。

表土 (S)

本層は, 主にシルト~極細粒砂からなる。多くの植物根を含み, 根の部分を中心に黄~褐色の変色が見られる。堆積構造ははっきりせず, 場所によって細礫を多く含むなどの変化が見られる程度である。上位ほど腐植化が強く, いわゆる**黒ボク土***の様相を呈し, 最上位に摩滅した陶磁器や木炭片が散在する。下位層との境界は色調によって区別される程度で, 岩相は下位層から漸移する。黒ボク土の層厚は南側で 50 cm 程度であるのに対して北側では 15 cm 程度と, 北に向かって薄化する。この薄化は, 元々北から南に傾斜していた地表が人為的に平坦化されたことで生じたと考えられる。

沖積砂層 (As)

本層は, 主に灰緑色~淡灰褐色の極細砂~細砂からなる。堆積構造ははっきりしないが, 全体的に上方細粒化の傾向があり, トレンチ北半部では最上位がシルトに漸移している。本層には有機質シルト~細砂で充填された, いびつな管状の構造が認められる。その規模は幅 1~2 cm, 最大長さ 15 cm 程度であり, 割れ目等を伴っていないことから, 液状化や流動等の未固結変形ではなく, 樹木根の跡に細粒分が充填された構造と解釈される。また, W14~

W20 や W31～W34 付近には最大径 5 cm 程度の垂円～角礫を含むルーズな砂礫層 (Agf) を挟む。本層は塊状の細粒堆積物を主体として植物根等を含むことから氾濫原堆積物と考えられる。

沖積土石流堆積物 (Agf)

本層は、主に締まりの悪い砂礫からなる。礫は礫支持の円礫～垂角礫で最大径 15 cm 程度の礫を含む。明瞭な不整合を挟んで粒径の異なる砂礫層が接する構造を有し、一部には、**トラフ型斜交葉理***が発達している。また、礫層中に挟在する淘汰のよい細粒砂層は未固結変形している。本層は W24～W31 と W35.5～W37.5 の 2 箇所分布しており、いずれも下位層を削り込んで堆積しており、ポイントバー堆積物および河川流路を充填する堆積物と考えられる。なお、本層の上面はやや上に凸となり、土石流堆の様相を呈する。この部分の拡大図は図 5.3-4 に示す。突発的に発生した土石流や河川氾濫で堆積したもの (イベント堆積物) であると考えられる。

洪積砂層 (Ds)

本層は、主に灰白色の細砂～シルト質砂からなる。堆積構造ははっきりしないが、全体的に上方細粒化する。トレンチ内では、W8.5～W51 に分布し、W9～W12 において、人為的な掘りこみを受けている。また本層は W9 より南側において、Agf 層による侵食を受けて、その分布が途切れる (図 5.3-3)。層厚は削り込み等がなければ 1.0～1.5 m 程度であるが、下位の Dgs 層との境界は不鮮明で漸移する箇所もある。

洪積礫混じりシルト (Dgs)

本層は、主に青灰色の細～中礫を含む砂質シルトからなる。粒度に違いのある互層が発達する箇所もあるが、全体的に堆積構造ははっきりしない。礫は風化した片岩や石英の垂角礫を多く含む。トレンチ内では、W8～W51 に分布し、W9 より南側において、Agf 層による侵食を受けて、その分布が途切れる (図 5.3-3)。層厚はトレンチ内の地層の中では変化に富む方で、概ね 0.5～1.5 m であるが、前述のように、上位層との境界は不鮮明な箇所もある。

洪積砂礫層 (Dg)

本層は、褐色の中礫を主体とする砂礫で、若干の上方細粒化を示す。下位には径 60 mm 程度の石英礫などを含むが全体としては、片岩のくさり礫を主体とする。下位ほど固結も進み緻密となる。W50 付近では、赤褐色の中礫と粗粒砂の互層が発達し、チャンネル充填砂礫層の様相を呈する。本層はトレンチ底から増し掘りによって、トレンチ内での連続性を確認している。下位の Dc 層に対しては、わずかな削り込みをする程度で、その基底はほぼ水平に W4 以北全体に追跡される。本層上端は S31 付近で Dgs 層による削り込みを受ける他、W4～W8 にかけて Agf 層による削り込みを受けて W4 の南で尖滅する。

洪積土石流堆積物 (Dgf)

本層は、主に粗粒砂～細礫からなり石英の大礫を含む不均質な砂礫である。その分布はW33以北である。W33～W35では本層上面が上に凸の形状をなしており、層相と合わせると土石流堆の特徴を有する。

洪積粘土層 (Dc)

本層は、暗紫～暗灰色粘土からなる。一部に有機質土を含むが、均質で堆積構造ははっきりしない。W3～W8までのトレンチ底部に分布する特徴的な地層であり、W16以北においてトレンチ底からの増し掘りで追跡対象とした地層である。本層は、W35において、Dgf層の削り込みを受けて分布が途切れる(図 5.3-5)。

以上のように、トレンチ壁面には、斜面や河川によってもたらされた堆積物が認められ、その中でも洪積粘土層(Dc)は、非常に均質な暗紫灰色粘土からなり、特徴的な地層である。本層は、R2-Br-No.6でも確認されており、変位を検討する際の鍵層となった。この点に関する詳細は、次章に記述する。

5.4 地層の堆積年代

トレンチ壁面にみられる地層の堆積年代を推定するためにトレンチ壁面から採取した試料について火山灰分析および放射性炭素(^{14}C)年代測定を実施した。以下に各分析結果を示す。

1) テフラ分析

トレンチ壁面には、肉眼で識別できるテフラは認められなかった。しかし上記の観察結果からAgf層による削り込みを受けた地層には始良-丹沢テフラ(AT, 26-29 ka, 町田・新井編, 2003)をはじめとする広域テフラが検出される可能性が高いと推定された。また、西日本では、黒ボク土中～直下に鬼界アカホヤテフラ(K-Ah, 7.3 ka, 町田・新井編, 2003)が検出されることが知られている。そこで、本調査では、黒ボク土から粗粒砂～細礫を主体とするDgs層の間、(壁面に沿った斜距離で)約2mの範囲を10cm刻みで連続的に試料を採取した(T1～T19, 図 5.4-1)。この他、Dgs層に挟まれる白色砂層(T20)とDgs層直下の褐色シルト層(T21)からも試料を採取した。

テフラ分析は、前処理をした後、試料の鉱物組成比(火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の5項目)と火山ガラスおよび鉱物(直方輝石と角閃石)の屈折率を測定し、火山ガラスや鉱物の形態等、検鏡結果を踏まえて、テフラの同定を行った。以上の分析は、京都フイッシュントラックに依頼した。

その結果、トレンチから採取した21試料中3試料について、対比可能なテフラが検出された(図 5.4-2)。まず、連続サンプリングを行った試料の最上位、黒ボク土中の試料(T1)か

ら、バブルウォール型を主体とする火山ガラスがわずかながら（1.5%）検出された。火山ガラスの屈折率を測定した結果、火山ガラスの80%が $n=1.510\sim 1.516$ （最頻値：1.512）を示したことから、K-Ah テフラと判断された。テフラは本来の降灰層準よりも上・下位層に拡散することが知られている（長橋・片岡，2015）。T1における火山ガラスの含有量の少なさは、K-Ah テフラの本来の降灰層準より下位に相当することを示唆し、K-Ah テフラの降灰層準はより上位にあると推定される。

同じく連続サンプリングした試料のうち、シルト～細砂を主体とするDs層の試料(T15)は、火山ガラスの全鉱物に占める割合は35.5%であり、ガラスの形態はバブルウォール型主体で軽石型も含まれていた。火山ガラスの屈折率測定の結果は $n=1.495\sim 1.500$ （最頻値：1.499）を示したことから、AT テフラと判断された。T15は、連続サンプリング試料の中でAT テフラを多く産出する試料であることからAT テフラの降灰層準と判断された。なお、T15の火山ガラスは九州～中国地域の多くでみかける火山ガラスに比べてかなり薄く、また斜方輝石（Opx）や角閃石（Hb）の量が著しく少ないことから、堆積後の溶脱作用を受けている可能性が高い。

Dgs層直下の褐色シルト層の試料（T21）からは、褐緑色を呈する大型または伸長性に富む角閃石が検出された。山口盆地に降灰しうるテフラの中で、角閃石を特徴的に有するテフラとしては阿蘇4テフラ（Aso-4, 85-90 ka, 町田・新井，2003）が挙げられる。鉱物の屈折率測定の結果、直方輝石の97%が $\gamma=1.698-1.702$ （最頻値：1.700）を示し、さらに角閃石の97%が $\gamma=1.686-1.693$ （最頻値：1.689）を示した（図5.4-3）。これらの値は、Aso-4テフラに含有する鉱物の特徴とよく一致する。なお、T21には、Aso-4に特徴的な形態を有する火山ガラスが検出されなかった。Aso-4はATに比べて風化が進んでおり、もともとバブルウォール型の火山ガラスであっても、よりガラスの厚い部分だけが溶け残った形（Y字やX字）を呈する。しかし、さらに風化が著しい場合には、ガラスが消失することが知られている。したがって、T21は火山ガラスが消失してしまったものの、2種類の鉱物がAso-4テフラのものとよい一致を示すことから、Aso-4テフラに対比可能と判断される。ただし、全鉱物組成に占めるテフラ起源の鉱物割合を考えると再堆積の可能性が高く、本層がAso-4降灰以降の堆積物であることのみ示す。

以上をまとめると、本トレンチには、少なくともAso-4降灰以後に堆積した地層が露出しており、このうちDs層には2.6-2.9万年前に降下したATテフラが挟まれる。したがって、Dc→Dg→Ds/Dgs層と堆積した時期は、最終氷期の海面が下がっていく時期に相当し、その環境変化を受けながら堆積した地層であると推察される。また、その後にAgf層の削り込みが起り、それと同時期か後にAs層が堆積した。Asは黒ボクの母体をなす堆積物でもあるので、As層が離水していく過程で植生に覆われ、人間活動の影響を受けながら黒ボク土が発達したと推定すると、K-Ahが降灰した、すなわち約7300年前のあとに整備区域付近は離水したと推察される。

2) 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定

本調査では、F1層から1試料、S層から1試料、Agf層から1試料、Dc層から3試料の計6試料を採取し、このうち5試料から有効な ^{14}C 年代を取得した(表5.4-1)。 ^{14}C 年代測定はBeta Analytic Radiocarbon Dating Laboratoryに依頼した。その結果、F1層から1484~1644 cal AD、S層から805~564 cal BC、Agf層から12838~12140 cal BC、Dc層から30085~29407 cal BC、31294~30142 cal BCの年代値が得られた。

以上のように、下位層から上位層に向かって年代値は新しくなっており、テフラで推定された層序と調和的な結果となった。

5.5 トレンチの解釈

トレンチ壁面の地層観察および地層に含まれる有機物や火山灰を分析した結果、トレンチにはAso-4降灰時期以降(少なくとも3万年前以降)の地層が出現していることが分かった(図5.5-1)。最終氷期の寒冷化を受けながら、3万年前頃からDc→Dg→Ds/Dgs層と堆積し、Ds層の堆積途中にATの降灰を被った。その後、1.2万年前頃に土石流や斜面崩壊が頻発したか、トレンチ付近が河川の流路に接してAgf層の堆積や削り込みを下位層が受けることとなった。その中でも、特に大きな削り込みは、トレンチ南端で生じ、それまでもっと広域的に分布していたであろうDs・Dg・Dc層を削り込んだ。その後は、As層が堆積し徐々に離水して最上位に黒ボク土が発達した。その後、Agf層による大きな削り込みが生じたトレンチ南端付近を中心に、中世以降、掘が作られるなどの人為的改変が進んだ。

以上が、トレンチの壁面から推察される堆積史である。この過程を踏まえながら、Allen(1986)や岡田(1990)、渡辺(1996)が報告している断層や断層運動の認定に用いられる地質現象(図5.5-2)やこれまでの他地域における既往のトレンチ調査報告などを参考に、トレンチ壁面を観察した。その結果、断層および断層運動に伴う特徴(例えば、変形を受けた地層がそれ以降の新しい地層に覆われることを示す傾斜不整合など)は認められなかった。シルトや粘土といった細粒な堆積物は凹みを埋積するように下に凸の形状でたまることはあるが、堆積上面はほぼ水平となる。トレンチ底部にみられた暗紫灰色のシルト・粘土層(約3万年前に堆積)がほぼ水平に分布しているということは、堆積してからこれまでに断層運動に伴う変位や変形を被っていない証拠である。したがって、整備区域において、少なくとも3万年前以降に断層運動に伴う変位や変形が堆積層には生じていないと判断される。

6. 整備区域の総合評価

本章では、これまでに行ってきた調査を総合的に解析し、整備区域における断層の活動性について検討する。まず、地形判読の結果から整備区域に断層変位地形は確認されなかった。このことから、地形に累積的な変位をもたらした断層は認められないと判断される。また、伏在活断層が存在していたとしても、その断層の完新世における活動は認められない。したがって、整備区域においては、地表下の地質情報から評価していくことが重要となった。

既存ボーリング資料（エスケイ，2021）と反射断面（山口大学，2019）を用いた検討からは、基盤岩中の断層を確認し、基盤岩上面を山口大学（2019）の調査時よりも精度よく求めることができた。また、山口大学（2019）における2ヶ所の反射断面で認められた基盤岩中の断層を、連続する同一の断層とみなして、新規のボーリング調査およびトレンチ調査を行った。その結果を用いながら、整備区域の基盤岩上面を復元したものが図4.6-1である。基盤岩上面は、現庁舎が建っている平坦面から亀山の尾根を南東側に延長するようにほぼ同じ勾配で地下に分布し、大局的には亀山の尾根地形がそのまま堆積物の下に没していると判断できる。一部で小規模な尾根状の張り出しや急斜面・緩斜面が認められるが、断層の存在を示す溝状地形や変位を示す地形は認められなかった。

既存ボーリング資料（エスケイ，2021）と本調査で実施したボーリング・トレンチ調査結果を総合して作成した断面図を図6.1-1に示す。本断面図は、整備区域の北端から南端にかけて、反射法地震探査によって認められた基盤中の断層に直交する方向に作成された地質断面図⑤-⑤'に基づいている。トレンチ西側壁面スケッチは、方位を合わせるために左右を反転した上で投影させている。なお、断面図の作成位置とトレンチ西側壁面の位置は約20 m離れているため、地層の側方変化や地層面の傾きに由来する地質構成や分布位置の不一致があることに注意を要する。この断面図から読み取れることを、下位から順に説明する。

- ① 基盤岩上面の形状は、亀山の裾野から連続する緩やかな斜面と、その末端と考えられるほぼ平坦な面で特徴付けられ、断層によるずれを想定させる凹凸や食い違いなどの特徴は認められない。この基盤岩上面の形成年代（侵食時期や基盤直上の礫層の年代）に関しては、具体的な情報は得られなかった。しかし、約3万年前に堆積した地層が地表下4 m付近、基盤岩上面は地表下9 m付近にあり、堆積層の全体の厚さはトレンチで確認できた堆積層の倍以上である。また、Dc層直上やDc層より層位的に下位にあるDdt層には、Aso-4（85-90 ka）やK-Tz（95 ka）などの古い時代に噴出したテフラが堆積物中に混じっていたこのことから、基盤岩上面が堆積層に覆われ始めた時期は3万年前よりは十分に古いと考えられる。
- ② R2-BrNo.6, R4-BrNo.3, R4-BrNo.2の3孔のコア試料では、基盤岩直上に石英礫を特徴的に含む砂礫層が分布し（図2.2-7, 図4.3-2, 図4.3-3参照）、同一の砂礫層であ

ると考えられる。基盤岩上面と同様、この砂礫層も 3 孔でほぼ同じ標高に分布し、側方に連続する。このことから、R2-BrNo.6、R4-BrNo.3、R4-BrNo.2 の 3 孔間において、基盤岩直上の Dg 層に明確な上下変位は認められない。

- ③ R4-BrNo.3 および R4-BrNo.2 の 2 孔で、Ds 層および Dc 層がほぼ同じ標高に分布し、側方に連続する。このことから、R4-BrNo.3 および R4-BrNo.2 の 2 孔間において、Ds 層および Dc 層に上下変位は認められない。
- ④ トレンチ底部に露出する Dc 層およびそれより上位の新しい地層中に、断層そのものを見つけることはできなかった。また、これらの地層に断層によると考えられる変位・変形は認められない。Dc 層の堆積年代は約 3 万年前であるため、トレンチ内において、これ以降に活動した断層は認められないと結論づけられる。

一方、R4-BrNo.2 コアでは基盤岩中において傾斜角度 60° 、幅 3 cm のやや固結した破碎部が確認された。今回、R4-BrNo.2 コアで確認した破碎部は、柔らかな断層粘土を伴わず、基盤岩上面付近に出現していたにも関わらず、その上面に顕著な落差が認められなかった。したがって、この破碎部は基盤岩上面が形成される以前の断層活動により形成されたものと考えられる。

山口県中央部の活断層は、既存の文献・資料の調査から概ね 1 万年前以後に最新活動があり、2 万～4 万年の活動間隔を有するものが多い。トレンチで確認した地層の年代と、大原湖断層系を構成する活断層の活動時期を整理した図 6.1-2 からは、整備区域に活断層が存在しているなら、トレンチ調査で捉えることができたのではないかと推察する。しかし、調査において断層運動に伴う変位や変形が確認されなかったため、整備区域には変位や変形を直接与える断層活動は認められないことが示唆される。

ただし、本調査の結果は、西村ほか (2012) に図示されている活断層が整備区域外においても存在しないという結論ではない。今後も、山口盆地に活断層が伏在している可能性が残っていることに留意する必要がある。

引用文献

- 相山光太郎・金折裕司(2019):山口ー出雲地震帯西部に沿って新たに発見された活断層系.
日本地質学会第126年学術大会(2019年・山口)巡検(Dコース)案内書,地質学雑誌,125,555-570.
- 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,52,137-142.
- 相山光太郎・福地 亮・林崎 涼・加藤和浩・金折裕司(2022):山口県北東部,大原湖ー弥岐山西断層系に属する長門峡断層の活動性.活断層研究,56,13-31.
- Allen, C. R., (1986) Seismological and paleo seismological techniques of research in active tectonics. In Studies in geophysics: Active Tectonics, National Academy Press, Washington, D.C.,148-154.
- エスケイコンサルタント(2021):「令和元年度山口市新本庁舎整備に伴う地質調査業務委託報告書(1/3)(地質調査編)」。657p.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編(2018):「活断層詳細デジタルマップ[新編]」。東京大学出版会,154p+USBメモリ.
- 楮原京子・田力正好・千田 昇・中田 高(2021):1:25,000活断層図「山口」,国土地理院.
- 金折裕司(2005):「山口県の活断層ー地震災害の減災をめざしてー」.近未来社,119p.
- 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,47-4,218-231.
- 狐崎長琅(2001):第6章地震探査,狐崎長琅「応用地球物理学の基礎」,古今書院,142-214.
- 小松原 琢・水野清秀・下川浩一・田中竹延・柳田 誠・松木宏彰・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,4,209-219.
- 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,5,139-145.
- 桑原邦彦(2003):長山城築城の歴史的背景と縄張ー付 山口盆地の中世城郭遺構ー,山口考古,23,61-88.
- 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.
- 松浦浩久・尾崎正紀・脇田浩二・牧本 博・水野清秀・亀高正男・須藤定久・森尻理恵・駒澤正(2007)20万分の1地質図幅「山口及び見島」,地質調査総合センター,1葉.
- 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,3,175-184.
- 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, 4, 221-230.
- 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, 48, 35-47.
- 明星地下工業株式会社 (1983): 山口市庁舎棒地区に伴う地質調査報告書. 30 p.
- 長橋良隆・片岡香子 (2015): テフラ学 (第 7 回): 肉眼視できないテフラ (クリプトテフラ) の認定と評価, 第四紀研究, 54-1, 31-38.
- 西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷 敦 (2012): 「山口県地質図第 3 版(15 万分の 1) 及び同説明書」. 山口地学会, A0 判 1 枚+167p.
- 西山成哲・鈴木浩一・田中和広 (2021): 電磁探査法による温泉水の流動経路の推定 - 山口県湯田温泉における適用 -, 物理探査, 74, 1-16.
- 岡田篤正 (1990) トレンチ法による活断層調査の現状と展望, 米倉信之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 18-44.
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 (2010): 「日本列島の地形学」, 東京大学出版会, 204p.
- Reimer, PJ, Austin, W, Bard, E, Bayliss, A, Blackwell, PG, Ramsey, CB, Butzin, M, Cheng, H, Edwards, RL, Friedrich, M, Grootes, PM, Guilderson, TP, Hajdas, I, Heaton, TJ, Hogg, AG, Hughen, KA, Kromer, B, Manning, SW, Muscheler, R, Palmer, JG, Pearson, C, van der Plicht, J, Reimer, RW, Richards, DA, Scott, EM, Southon, JR, Turney, CSM, Wacker, L, Adolphi, F, Büntgen, U, Capano, M, Fahrni, S, Fogtmann-Schulz, A, Friedrich, R, Köhler, P, Kudsk, S, Miyake, F, Olsen, J, Reinig, F, Sakamoto, M, Sookdeo, A & Talamo, S (2020): The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), Radiocarbon, 62,(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- 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, 49, 78-93.
- 高橋英太郎 (1978) 山口市内を通る榎野川構造線の位置, 山口県の自然, 26-27.
- 高橋英太郎 (1980) 山口市宮野地区を通る榎野川構造線の位置, 山口県の自然, 32-32.
- 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, 53, 199-219.
- 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. 日本応用地質学会研究発表論文集, 19-22.
- 渡辺満久 (1996) トレンチ調査における event 解析の問題点, 活断層研究, 15, 64-72.
- 山口県 (2008): 「山口県地震被害想定報告書」. <https://www.pref.yamaguchi.lg.jp/soshiki/6/12637.html>
- 山口大学 (2003): 「平成 14 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) 報告書」, 72p.
- 山口大学 (2004): 「平成 15 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) 報告書], 42p.
- 山口大学 (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) 報告書], 136p.
- 山口大学 (2019) 「山口市新庁舎整備に係る断層調査報告書]. 14 p.
- 安川知里・田中和広 (2008): 山口市湯田温泉の温泉水の地球化学的特徴と起源. 山口地学会誌, 60, 9-20.
- 安武香織・田中和広 (2014): 山口盆地における地下水流動に関する研究. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 19-20.

用語解説

地学事典（平凡社），地形学事典（二宮書店），地形の辞典（朝倉書店），地質学ハンドブック（朝倉書店）などを基に作成．活断層の調査法については，地質学ハンドブックに全体的な説明が掲載されている．

アナグリフ画像

左目に赤，右目に青のフィルムを貼ったメガネを通して見ると立体的に見える画像．

ボーリング調査

試錐機を用いて地中に孔を掘り，地盤の状況や地質などを調べる調査方法．採取コアの観察記載に加えて岩石試験を適用して物性値を評価することも可能であり，掘削後には孔内での各種検層や透水試験などの実施も可能である．

地形発達史

現在の地形が地質時代を通じてどのように形成されてきたのかに重きをおいた，地形の史的変遷過程．主に丘陵・台地・低地など堆積物をもつ地形が研究対象とされ，地質学の層序学や編年学の原理を地形学に取り入れることによって地形発達史研究は発展した．地形および地形を作る地層が，その形成時代に呼応した気候変化，海面変化，地殻変動，火山活動，古生物，人類遺跡などを記録していることから，地形発達史研究はこれらの事象を復元することに資した．

地溝

両側を断層崖で限られた溝状の凹地地形．グラーベンとも呼ばれる．多くは地殻の伸張で生じる正断層運動に起因する．また，横ずれ断層にともなって，断層の屈曲部や雁行部に地溝が発達する事例は少なくない．断層が片側だけにあり，一方が深くなるようなくさび形をした地溝のことを半地溝（ハーフグラーベン）と呼ぶ．

第四紀

第四紀は，最も新しい地質時代で約 260 万年前～現在を指す．更新世と完新世に細分され，気候変化や地殻変動をはじめとした自然の変遷が激しい時代であると共に，人類の時代とも呼ばれる．第四紀は自然史における過去と現在とを結ぶ接点にあたり，この期間における自然の諸現象の変遷とその速さは，人間生活に深くかかわる．

断層

地層や岩石中に認められる割れ目のうち，面に平行な変位のあるもの．

断層破碎帯

断層運動によって断層両側の岩石が砕かれることで形成される、脆く軟弱な地質帯。この中心部は特に強く破碎され、断層粘土（あるいは断層ガウジ）と呼ばれる軟弱な粘土物質を伴うことが多い。破碎帯の幅は概して変位量に規定され、数 km におよぶ大規模なものから数 cm 程度以下と小さなものまである。

断層変位地形

断層に伴い地表にずれが生じることで形成される地形の総称で、正断層・逆断層・横ずれ断層のような運動様式の違いや新旧・累積性などにより、様々な種類の地形が形成される。急傾斜な山地斜面を形成する大規模な断層崖の地形から、比高数 m 程度の小さな崖地形まで含まれる。断層変位地形は、その形態的特徴により、崖地形、凹地形、凸地形、横ずれ地形に分けられる。

断層粘土→断層破碎帯参照

電磁探査法

地下の岩石や鉱物などがもつ電磁気学的特性の差違に着目し、人工的または自然に発生した電場の諸量を計測することにより地下の構造や状態を推定する物理探査法。最もよく利用されるのは、比抵抗法電磁探査である。地表に電極を打設し、直流電流を地中に流すことによって生ずる電場（電位差）をほかの電極間で観測し地下の比抵抗分布を解析するものである。比抵抗は地質や土質の種類によって異なるほか、間隙の多少や含水状態、金属鉱物の存在、間隙流体の比抵抗、温度などを反映する。

反射法地震探査

反射法地震探査は、上方から入射した弾性波の一部が、密度と弾性波速度の積で表される音響インピーダンスが異なる地層の境界で反射する性質を利用し、地下構造をイメージングする手法。実際のデータ取得では、地表ないしはその付近に設置した震源で弾性波を発生させ、地下の地層境界で発生した反射波を一定間隔に設置される多数の受振器によって観測する。

地下が単純な水平 2 層構造の場合、地表震源で発震され、記録波形には、震源から水平方向に受振器へと直接届く直接波の他、屈折波、反射波、表面波が含まれる。震源から反射点を通り受振点に到達する時間を T_e 、震源における垂直往復にかかる時間を T_0 、地層の弾性波伝播速度を V 、オフセット距離を x とすると、その関係は $V^2 T_e^2 = V^2 T_0^2 + x^2$ の双曲線の方程式で与えられる。したがって、オフセット距離による走時のずれを補正し、反射点直上で発震・受振した記録を求めることで、地下構造に対応する記録を得ることができる。また、

水平な構造（反射面）がある場合、震源で発生した入射波は震源と受振点との中間に分布する反射点で反射する。したがって、震源と受振点を同じ距離だけ移動させて記録をとると、経路は異なるが、同じ反射点（共通反射点；common mid point, 共通深度点；common depth point）を持つ走時記録を複数得ることができる。反射法地震探査データの解析では、得られた観測記録からこの共通反射点を共有するデータを編集する（共通反射点編集）。この編集された記録でも反射波は双曲線として表現される。双曲線の曲率は地表から反射面までの速度によって変化するので、このことを利用し速度を推定する。適切な平均速度を推定すれば、発震点からの距離に応じた走時の遅れを算出できるので、波形記録の上で反射波を水平に戻すことができる。これをノーマルムーブアウト（Normal moveout; NMO）補正という。NMO補正後のトレースを重ね合わせれば、反射波は強調され、ランダムなノイズが抑制される。これを共通反射点（CMP）重合と呼ぶ。こうして得られたトレースを測線全体にわたって並べたものが重合断面図である。重合断面図は水平構造を仮定しており、断層や褶曲に伴う地層の傾斜は正しく反映されていない。重合後は、実際の反射面の位置に復元するためにマイグレーション処理を行い、地層の傾斜などに起因する見かけ上の反射面を移動させる。このことにより、実際の地下構造に対応する重合断面が得られる。最終的には、マイグレーション後の時間断面を、平均区間速度を用いて深度変換し、深度変換断面を作成する。このような手法は共通反射点重合法と呼ばれ、通常の反射法地震探査のデータ解析に用いられる。

変動地形学

変動地形は、断層運動や褶曲運動などの地殻変動をそのままに近い形または、その概形を反映した地形の総称。地震に伴って生じた低断層崖や河川の屈曲、活褶曲に伴う段丘面の波状変形をはじめとして向斜谷や背斜山稜、曲動による曲隆山地・曲降盆地なども含まれ、その形成時代や規模は様々である。変動地形学的手法による活断層の認定で重要な点は、当該地域の地形発達史を組み立てた場合、注目した地形が確実に断層変位地形と言えるかどうかを判断することである。すなわち、同一地形面の切断、逆傾斜・増傾斜等の傾斜異常、断層線を挟む両地域の系統的なずれに着目する。また、注目する地形の向きや連続性から侵食・堆積などの外的営力によって形成されたか否か、断層変位地形が合理的に連続しているかどうか、などを総合的に判断する

放射性炭素年代測定

^{14}C 年代測定法は、炭素の放射性同位体（ ^{14}C ）を用いた年代測定法の一つであり、大気中に一定の濃度で含まれる ^{14}C は、生物が生存している間は、生物体にもほぼ同じ濃度で取り込まれ、生物が死ぬなどして外界との物質交換が停止すると、その時点から放射壊変によって ^{14}C 濃度が減り続ける性質を利用して、その生物が生存した年代を算定するものである。測定方法は、試料の前処理（超音波洗浄、酸・アルカリ・酸洗浄）後、加速度質量分析計を

用いて試料の ^{14}C 濃度を測定し、得られた ^{14}C 濃度に対して同位体分別効果 ($\delta^{13}\text{C}$) を補正を行う。得られた ^{14}C 年代および較正曲線から推定される暦年代は単年ではなく、ある程度の年代幅を持ったものであるため、確率法にしたがった表記がなされる。

標準貫入試験

地盤の硬軟・締まりの程度を調べるためにあらかじめ所定の深さまで屈伸したボーリング孔を利用して行う試験。一般に質量 63.5kg のドライブハンマーを 76 cm の高さから自由落下させてボーリングロッド頭部に取り付けられたノッキングブロックを打撃する。この先端に取り付けた標準貫入試験用サンプラー（ペネ）を 30cm 打ち込むのに要する打撃回数を求める。この打撃回数は N 値と呼ばれ、原位置地盤の硬度の指標として用いられている。ペネ試料とは標準貫入試験用サンプラーで採取した試料。

条里

大化の改新における班田収授法施行の基礎となった地割制度。土地を 6 町 (642m) 間隔で正方形に区切り横列を条、縦列を里とし、6 町四方を 6 等分した 1 町四方の区画を坪と呼んだ。班田制が崩壊した (10 世紀頃) のちも土地表示の遺制として広範囲に用いられた。現在でも、水田地帯に碁盤の目のように整然とした地割、規則正しく直交する道路や灌漑網などとして、その景観を見ることができ、さらにそうした集落の中には「坪」「反」など条里制を示す小字が残っている。

活断層

定性的には「きわめて近き時代まで地殻変動を繰り返した断層であり、今後もなお活動すべき可能性の大なる断層」(多田文男, 1927) と定義される。加藤ほか編 (2022) では、「活断層とは、最近の地質時代に繰り返し活動、すなわち地震を起こして、将来も活動すると推定される断層である。最近の地質時代をどこまでの範囲とするかは、組織、または機関によって異なっており、例えば、『新編日本の活断層』(活断層研究会編, 1991) では約 200 万年前以降、原子力規制委員会 (2016) では約 12~13 万年前以降、産業技術総合研究所の活断層データベースでは約 10 万年前以降としている。」

多田文男 (1927) 地理学評論, 3, 980-983.

加藤ほか編 (2022) 『日本列島地質総覧』, 朝倉書店.

完新統

完新世 (Holocene ; 約 1 万年前に始まり現在に至る地質時代最後の時代) に形成された地層。Holocene という言葉は 1885 年の万国地質学会議で採択されたものであり、この頃、ドイツなどでは同じ意味のものとして Alluvium という語が使用され、日本にも輸入されて「沖積世 (層)」と訳され、広く使われている。しかし、ヨーロッパでは、今日

この語 (Alluvium) を地質年代名としては使われなくなった。

キンク褶曲

シャープに屈曲する軸部と平板な翼部をもち単斜対称を示す褶曲。1組の顕著な劈開をもつ岩石あるいは細密不均質多層構造をもつ岩石に特徴的に発達。

更新統

更新世 (Pleistocene ; 約 260 万年前～1 万年前までの期間) に形成された地層。更新世は氷河時代と言われるように、世界的に氷成堆積物の分布が広いのが特徴で、堆積物中の貝化石群の特徴などから多くのステージに区分されている。

広域テフラ→テフラ参照.

黒ボク土

黒ボク土は、一般に母材が火山灰に由来し、容積重が低く、有機物が集積して黒色を呈した土壌。黒ボクの名称は、黒くてホクホクしていることに由来するといわれる。また、黒ボク土には、多くの植物ケイ酸体が含まれることから、土壌が形成されていく中で、長期間にわたって草原であったとされる。湿潤な日本では、自然状態であれば森林となってしまうため、この土壌の生成には森林破壊や火入れなどの、人間活動がかかわっていたとされる。

級化構造

単層内で構成粒子の粒径が基底から上方に向かって次第に小さくなる構造。堆積物を運搬する流れの時間的・空間的変化、粒子間相互作用による分級作用、堆積物粒子の沈降速度を反映する。流速が時間的に減少する場においては、上方に粒度が減少 (細粒化) する正級化構造が認められる。

リニアメント

崖、高度・傾斜の急変線、直線状の谷、尾根の鞍部、凹地状の地形などの特徴的な地形が直線的に、あるいは緩やかなカーブを描きながら配列している状態。地形の線状構造を指す。主に空中写真判読によって把握される。リニアメントは断層や地層の境界、岩石中の割れ目などを反映した組織地形であることが多く、また、活断層による断層変位地形である場合もあることから地質構造を明らかにしようとする際に注目される。ただし、偶然線状になっただけの場合もあり、現地調査等で形成要因や形成時期をできるだけ明らかにするとともに、全体的な地形の形成過程を合理的に説明できる地形発達史を編むことができるように成因を総合的に解釈する必要がある。

虹色段彩図

DEM を用いた地形表現のひとつ。杉中ほか (2018) によって考案されたもので、地形の変化が視覚的に把握しやすい。杉中ほか (2018) では虹色様のパターンを 1m ごとにあたえ、10m ごとに繰り返し着色したものが紹介されたが、虹色のパターンおよびその繰り返しの間隔は任意に設定できる。この図は虹色様の縞模様として地形の変化を表現することで、傾斜方向の移り変わりや崖地形を縞模様の形状や不連続から捉えることができる。

杉中祐輔・堀 伸三郎・野口真理江・石綿しげ子・遠藤邦彦(2018)レインボーコンターマップによる地形解析とその応用. 地球惑星科学連合 2018 年大会, HQR04-15.

N 値→標準貫入試験参照.

PS 検層

ボーリング孔など、地中にあけた孔内に測定器を下ろして、地表あるいは孔内で振動を発生させて、それを記録することにより、調査地点における地層の弾性波速度を求める調査手法。

最終間氷期

第四紀に周期的に繰り返した氷期-間氷期のうちで最も新しい間氷期。間氷期とは地球の気候が現在と同程度またはそれ以上に温暖であった時期であると定義すると、最終間氷期はおよそ 12 万~13 万年前を最盛期とする。

最終氷期

第四紀に周期的に繰り返した氷期-間氷期のうちで最も新しい氷期。これは単純な 1 サイクルの寒冷期ではなく、その間に亜間氷期を挟む何回かの亜氷期からなる。最も新しい約 2 万~1.8 万年前にその極相期があったとみられ、この時期のみを最終氷期とする使用法もあるが、亜間氷期を挟み 7.5 万~5.0 万年前の一時期にほぼ同程度の氷河の前進期が世界各地で記録されており、これも含めるのが普通である。

テフラ

テフラは火山灰や軽石などが噴火活動に伴って噴出される火砕物の包括的な名称。テフラ (tephra) は灰を意味するギリシャ語。その中でも大規模噴火に伴って給源火山から千 km 以上も離れた地域でも観察されるものは広域テフラと呼ばれ、で、約 3 万年前に南九州の始良カルデラよりもたらされた始良-丹沢テフラ (AT)、8.5~9.0 万年前に阿蘇カルデラからもたらされた阿蘇 4 テフラ (Aso-4) などがよく知られている。

トレンチ調査

地面に幅数 m 深さ数 m 程度の溝を掘り、その壁面や底面を観察して、地質・断層・鉱物な

などを観察する調査法。特に活断層では数多くの年代決定試料を採取できる。断層線を横切る方向へ溝を掘り、壁面に現れた地層や断層を観察し、断層の活動時期や変位量を推定する。

トラフ型斜交葉理

周囲の地層の主要堆積面（層理面）に斜交する成層構造のうち、単一の地層内に認められる小規模なものを斜交葉理と呼ぶ。斜交葉理の中でも下に凸の葉理面が発達するものをトラフ型斜交葉理と呼ぶ。

VSP

PS 検層はその場所での、地層の弾性波速度を測定することを目的としているのに対して、VSP は地表と調査孔との間の物性特性を測定することを目的とする。地表に震源を孔内に受振器を置き、同じ震源に対して測定深度を変えた記録や同じ受振器に対して震源の位置を変えた記録などから、調査孔近傍の反射面や速度構造を求めることができる。