

布田川断層の運動履歴および破碎帯が地下水
流動に及ぼす影響の解明に関する研究

2022

澁谷 奨

**Studies on faulting history of the Futagawa
fault and influences of its damage zone on
groundwater flow**

2022

Susumu Shibutani

要 旨

日本列島では、海溝に沿って海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込むことにより、大陸プレート内の活断層を震源として内陸地震が発生する。地震発生の原因である断層活動は、地表において断層破壊に伴う地震動による災害を引き起こすだけでなく、地下に賦存する地下水や流体エネルギー資源の流動にも影響を及ぼす。そのため、断層の存在や構造特性を明らかにし、水資源としての地下水の流動特性や、放射性廃棄物などの地層処分における地層の遮蔽性を左右する間隙特性を定量的に評価することが必要不可欠である。本研究では、これらの背景を踏まえて、2016年に発生した熊本地震本震（Mw 7.0）の震源断層である布田川断層の構造特性と運動履歴の解明および破砕帯が地下水流動に及ぼす影響を明らかにすることを目的として行った。本研究の主要な内容は以下の3つからなっており、それらの結果を踏まえて布田川断層の破砕帯が熊本地域の活発な地下水流動に果たす役割を総合的に考察し、布田川断層の地質地下水統合モデルを提案した。

第一に、布田川断層掘削プロジェクトの本孔（FDB）とパイロット孔（FDP-1, FDP-2）における調査データを基に、コア試料とカッティングス試料を用いた布田川断層を貫通した掘削孔での岩相ユニット区分、物理検層データを用いた各岩相の物理特性評価を行い、断層とその周辺岩盤の地質学的特性を検討した。それに加えて、本研究では新たにコア試料と孔壁画像の両方を用いて、き裂の密度と傾斜角に関する解析を行った。その結果、地表から深度 700 m の地質を岩相の特徴から 6 つのユニットに区分し、各岩相における物理特性の深度分布と岩相ごとの統計値を示した。複数の掘削孔で確認された同じ岩相ユニット（下陳礫層と津森層のほぼ水平な地層境界）の出現深度の違いから、現在は主に右横ずれの断層運動を示す布田川断層に沿って 200 m 以上の正断層運動を示す鉛直変位の存在を本研究により初めて定量的に明らかにした。既存の運動学および地質年代学的な研究を参考にすると、布田川断層は短期間に主に正断層として活動した後、阿蘇カルデラ形成の大規模な火山活動の終息に伴う応力場の変化により、現在の横ずれ優位の断層運動に変化したことが判明した。また、本孔の深度 461 m 付近で確認された破砕帯が他の破砕帯よりも厚く、高いき裂密度と明瞭な横ずれセンスのスリッケンラインを有し、比抵抗と P 波速度の両方が深度 451 m 付近から深度 461 m 付近の断層コアに向かって明瞭に低下することを明らかにした。これらの地質学的観察と物性評価の結果から、深度 461 m の破砕帯が熊本地震本震で活動したことが示唆された。

第二に、布田川断層の破砕帯とその周辺岩盤において、流体が移動する間隙の有無を明らかにするため、本孔の深度 300~660 m の堆積岩と火山岩類に対して、連続的な間

隙率の深度分布を定量評価した。本孔では、インタクトな岩石コア試料を用いて測定間隙率が得られているが、き裂等が発達する深度では間隙率が得られていない。そこで、本研究では、既往研究の複数の経験式を用いて音波検層データから間隙率を推定し、堆積岩と火山岩類の両方についてその適応性を検証した。堆積岩に対しては岩質と固結度を考慮できる推定式を提案し、新規提案式の推定値が既存の推定式よりも測定値とよく整合することを示した。連続的な間隙率の深度分布を推定した結果、深度 300～660 m の範囲に高い間隙率を有する地層がほぼ連続的に分布することが判明した。火山岩類では、推定間隙率と測定間隙率との比較から、推定間隙率がコア測定で評価できないき裂間隙を含んでいる可能性が高いことが明らかとなった。そのため、火山岩類に存在する断層破碎帯が多くのき裂間隙を含み、地下水の流動経路になる可能性があることを示唆した。

第三に、布田川断層の破碎帯が広域的な地下水流動系に果たす役割を解明するため、本孔の 300 m 以深の大深度地下水を対象に地下水位変動を観測し、水位変動に影響する降水量との関係について検討した。本孔の 300 m 以深には熊本地域の深層地下水帯水層（第 2 帯水層）よりも古い地層が分布するが、その深度では既往の地下水位観測の結果が見当たらない。本研究では、大深度地下水の水位変動特性を明らかにするために、3 年間以上の地下水位観測を行った。地下水位は年間を通して降雨の影響を受けており、時期により変動パターンが大きく異なる季節変動を示した。地下水位変動と降水量の観測結果から、熊本地域の主な地下水涵養域の上流側にある阿蘇外輪山地域からの地下水供給が水位変動と関係することが明らかとなり、広域にわたる活発な地下水流動の存在が示唆された。それに加えて、本孔の水位変動を布田川断層沿いにある第 2 帯水層を対象とした既設地下水位観測井の水位変動と比較した結果、類似した水位変動パターンを示すことを明らかにした。また、300 m 以深での降雨応答を有する水位変動も確認されたため、第 2 帯水層が 300 m 以深においても続いている可能性が高いことが判明した。

最後に、本研究では、上記の 3 つの新知見を基に、布田川断層の破碎帯が地下水流動に及ぼす影響について考察した。熊本地震本震時に活動した主断層面を含む破碎帯内にある火山岩類において、き裂密度とき裂間隙が高い深度区間が確認されたことから、破碎帯内の岩盤での地下水流動の可能性が示唆された。さらに、この解釈を支持する本孔の 300 m 以深での降雨応答を有する水位変動と、熊本地域に広く分布する Aso-1～Aso-3 火砕流堆積物を主とした第 2 帯水層が 300 m 以深の堆積岩層や先阿蘇火山岩類まで続いている可能性があることを確認した。本研究では、これらの科学的証拠を基に、布田川断層の破碎帯が地下水の帯水層をさらに深部へ拡張させる役割を果たし、熊本地域の活発な地下水流動系の形成に破碎帯が強く影響を及ぼしている可能性があることを結論付けた。

謝 辞

本研究を行うにあたり、多くの方々にご指導とご鞭撻、ご協力を頂戴しました。

京都大学工学研究科 林 為人教授には、博士課程での研究の機会を与えて頂き、終始あたたかいご指導を賜りました。林教授からは、研究計画の立案方法、研究へのアプローチの方法とその考え方、投稿論文の執筆から査読対応にわたる研究論文の作成方法など、研究を行う上での非常に多くのノウハウを学びました。そして、林教授のフィールドでの状況に応じた対応力と鋭い洞察力は、私の研究と物事の考え方に対して、強く良い刺激となりました。林教授と研究した時間は、私の人生の宝になります。ここに甚深なる感謝の意を表します。

京都大学工学研究科 小池克明教授、村田澄彦准教授には、本研究の内容に対して、貴重なご助言とご指導を頂きました。投稿論文の執筆に大きな助けとなりました。ここに感謝の意を表します。

株式会社地圏総合コンサルタントの佐渡耕一郎氏には、社会人ドクターとして林教授との京都大学での研究の機会を与えて頂きました。佐渡氏の地質コンサルタントとして学術的研究を大切にする考え、社内での行動力なくして、本研究が世に出ることはありませんでした。博士課程での研究やフィールドにおいても、多くの心温まる励ましのお言葉と継続的な支援を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

本研究を行う上で、FDB 孔が設置されている土地所有者の田上勝志氏には、掘削孔での原位置計測の際に多大なご支援を頂きました。私にとって、FDB 孔の掘削から 5 年間におよぶ長期のご支援とその寛大なご配慮に感謝申し上げます。

本研究で使用したデータは、原子力規制庁の委託研究として京都大学により実施された布田川断層掘削プロジェクトで取得されたデータです。掘削プロジェクトの京都大学メンバーと原子力規制庁の宮脇昌弘氏に、感謝の意を表します。

京都大学工学研究科 石塚師也助教には、研究室のゼミを中心に、親切なアドバイスとご助言を頂きました。地球資源システム分野の研究室を修了された京都大学工学研究科 神谷奈々特別研究員と日鉄ソリューションズ株式会社 杉本達洋氏には、博士課程の学生としてのロールモデルとして、研究室やフィールドでの議論など、本研究を進めることと、私が研究室で活動する上で、大きな助けとなりました。地球資源システム分野の重光勇太郎氏をはじめ、研究室メンバーからは、私の研究分野と異なる研究について学ぶことができました。現役の若い学生との議論は、私にとって良い刺激となり、私の研究に対するモチベーションの向上に繋がりました。片岡真紀さんには、私の学生活動をを行う上でのサポートを頂くとともに、多くの心温まる励ましを頂きました。本当にあ

ありがとうございました。

株式会社地圏総合コンサルタントの皆さまには、私が社会人ドクターとして博士課程の研究を行う上で、間接的に多くのご支援とご配慮を頂きました。特に、四国支店の皆さまには、仕事と研究の両立、家庭生活の維持に対して、多大なるご配慮を頂きました。ここに感謝の意を表します。

最後に、社会人でありながら、博士課程の学生として研究することに、私に協力してくれた妻と娘、息子に感謝いたします。

ありがとうございました。

2022

澁谷 奨

目次

要旨	I
謝辞	III
目次	V
図・表リスト	IX
第1章 序論	1
1.1 研究の背景と目的	1
1.2 本論文の構成	4
参考文献	6
第2章 研究地域の地質学的背景および布田川断層掘削	9
2.1 九州のテクトニクス	9
2.2 布田川断層	13
2.2.1 布田川断層の概要	13
2.2.2 熊本地震時の活動	15
2.3 研究サイトの地質	17
2.3.1 地質	17
2.3.2 水理地質	21
2.4 布田川断層掘削と解析データ	23
2.4.1 断層掘削プロジェクトの概要	23
2.4.2 掘削	24
2.4.3 物理検層	26
2.4.4 本研究の地質学的解析データ	28
参考文献	30
第3章 布田川断層の地質学的特性と断層変位	35
3.1 はじめに	35
3.2 岩盤の地質特性	36
3.2.1 岩相と層序	36
3.2.2 断層の性状	41
3.2.3 地質構造	45
3.3 岩盤の物理特性とき裂分布	47

3.3.1	物理検層データからの物理特性	47
3.3.2	コア観察からの岩盤のき裂密度とき裂分布	52
3.4	複数の断層に対する地質学的・物理学的な比較	54
3.5	布田川断層の断層変位	55
3.6	布田川断層の活動履歴	57
3.6.1	熊本地震本震で活動した布田川断層の破砕帯	57
3.6.2	過去の布田川断層の活動と火山活動の関係	58
3.7	まとめ	60
	参考文献	61
第4章	物理検層データを用いた間隙率推定	65
4.1	はじめに	65
4.2	間隙率推定に用いる物理検層データと岩質区分	67
4.2.1	間隙率推定に用いる物理検層データ	67
4.2.2	間隙率推定に関係する岩質区分	69
4.3	音波伝ば時間からの間隙率の推定方法	71
4.4	音波伝ば時間からの間隙率の推定結果	74
4.5	推定間隙率 ϕ_{Sonic} とコア測定間隙率 ϕ_{Core} の比較	75
4.6	音波検層データからの推定間隙率の深度分布	81
4.7	電気検層データを用いた間隙率の推定	83
4.7.1	比抵抗からの間隙率の推定方法	83
4.7.2	比抵抗からの間隙率の推定結果	84
4.7.3	電気検層データからの推定間隙率の評価	86
4.8	まとめ	88
	参考文献	90
第5章	布田川断層掘削孔における 300 m 以深の帯水層の水位変動	93
5.1	はじめに	93
5.2	帯水層に関係する地質の概要	96
5.3	観測方法	97
5.3.1	水位観測	97
5.3.2	水質分析	98
5.4	観測結果	99
5.4.1	年間の地下水位変動	99
5.4.2	短期の地下水位変動	101

5.4.3 水質分析の結果.....	103
5.5 地下水位と降水量の比較.....	107
5.5.1 降雨のデータ.....	107
5.5.2 地下水位変動と降水量の関係.....	108
5.5.3 雨期における地下水位の上昇.....	109
5.5.4 降雨に対する地下水位の応答.....	112
5.6 FDB 孔と既設観測井の地下水位変動の比較.....	114
5.6.1 FDB 孔と近接する既設地下水位観測井 B との比較.....	114
5.6.2 布田川断層沿いにおける地下水位変動の比較.....	117
5.6.3 地下水位変動の比較結果.....	119
5.7 まとめ.....	120
参考文献.....	121
第 6 章 布田川断層が地下水流動に及ぼす影響の考察	125
6.1 布田川断層沿いの水理特性.....	125
6.1.1 断層沿いに分布する地層の透水特性.....	125
6.1.2 断層破碎帯内の透水特性.....	127
6.2 地質地下水統合モデルの提案.....	133
参考文献.....	136
第 7 章 結論	139

図・表リスト

- 図 1.1 日本列島周辺のプレートテクトニクス.
- 図 1.2 九州周辺のプレート沈み込み模式図.
- 図 1.3 本論文の構成.
- 表 2.1 FDP-1 孔, FDP-2 孔および FDB 孔の掘削孔諸元.
- 図 2.1 西南日本弧と琉球弧の構造発達.
- 図 2.2 日本列島の広域応力場の概略図.
- 図 2.3 九州のテクトニックセッティング.
- 図 2.4 布田川断層を含む地質断面図(a) と岩相柱状図(b) .
- 図 2.5 布田川断層と FFDP サイトの地形図.
- 図 2.6 九州中部の地質平面図.
- 図 2.7 熊本地域の地質層序表.
- 図 2.8 FDB 孔を含む約 10 km 幅の地質断面図.
- 図 2.9 熊本地域の涵養域から流出域までの広域の地質断面図.
- 図 2.10 2016 年熊本地震での水理特性の変化を示す広域の地質断面図.
- 図 2.11 FFDP サイトのボーリング掘削レイアウト.
- 図 2.12 FDB-1 孔と FDB-1R 孔の構造図.
- 図 2.13 FDB-1 孔の BHTV 検層による孔壁画像の例.
- 図 2.14 コア観察によるき裂の分類.
- 表 3.1 FDB-1 孔の各岩相 (Unit と Subunit) における深度約 302 m 以深の物理検層から得られた物理特性の代表値.
- 図 3.1 FDB-1, FDP-1, FDP-2 の掘削孔から採取された FFDP サイトの代表的な岩石のコア写真.
- 図 3.2 FDP-1, FDP-2, FDB-1 および FDB-1R の各掘削孔におけるコア記載に基づく岩相柱状図.
- 図 3.3 FDB-1 孔で貫通した Fault 354, 461, 576 のコア写真とスケッチ.
- 図 3.4 FDB-1 孔のダメージゾーン中で確認されたスリッケンラインのコア写真.
- 図 3.5 FFDP サイト周辺の地質断面図.
- 図 3.6 FDB-1 孔の物理検層とコア採取が行われた深度区間における物理特性とき裂のパラメータの深度分布.
- 図 3.7 正断層センスの累積変位量の算出のための模式断面図.

- 表 4.1 堆積岩と火山岩類の音波検層から推定した間隙率.
- 表 4.2 火山岩類中の塊状溶岩, 自破碎を伴う溶岩, 板状溶岩の音波検層から推定した間隙率.
- 表 4.3 堆積岩と火山岩類の測定間隙率 φ_C と推定間隙率 φ_S の比較
- 表 4.4 火山岩類中の塊状溶岩, 自破碎を伴う溶岩, 板状溶岩の測定間隙率 φ_C と推定間隙率 φ_S の比較.
- 図 4.1 FDB-1 孔における岩相(a) と岩石種(b) , 物理検層パラメータの深度分布.
- 図 4.2 堆積岩における φ_C と φ_S の関係
- 図 4.3 火山岩類中の塊状溶岩における φ_C と φ_S の関係.
- 図 4.4 間隙率の深度分布.
- 図 4.5 比抵抗による推定間隙率の深度分布.
- 図 4.6 a と m の値を変化させた場合の間隙率 (φ_{res})
- 表 5.1 FDB 孔と FDP-1 孔の地下水の水質分析結果.
- 表 5.2 熊本・益城・南阿蘇の年間降水量と連続降水量.
- 表 5.3 FDB 孔における地下水位の上昇量と累積降水量.
- 表 5.4 既設地下水位観測井 A~D の井戸諸元.
- 図 5.1 FDB 孔の位置図.
- 図 5.2 FDB 孔の構造図と岩相.
- 図 5.3 FDB 孔における年周期の地下水位変動と熊本・益城・南阿蘇の累積降水量.
- 図 5.4 FDB 孔における日周期の地下水位変動と有明海で観測された潮位変動.
- 図 5.5 FDB 孔と FDP-1 孔の地下水のヘキサダイアグラム.
- 図 5.6 FDB 孔における年間の地下水位変動の特徴.
- 図 5.7 FDB 孔の累積地下水位変動量と累積降水量.
- 図 5.8 FDB 孔の地下水位の降雨応答.
- 図 5.9 FDB 孔と深層地下水位観測井 B の地下水位変動.
- 図 5.10 FDB 孔および布田川断層周辺の深層地下水位観測井の地下水位変動.
- 図 5.11 第 2 帯水層の地下水流動の方向と地下水年代の分布.
- 図 6.1 堆積岩における間隙率と透水率の関係.
- 図 6.2 火山岩における間隙率と透水率の関係.
- 図 6.3 断層沿いの岩盤の透水特性モデルの例.
- 図 6.4 き裂の分類.
- 図 6.5 き裂のシュミットネット下半球投影 (等積投影) .
- 図 6.6 布田川断層沿いの地質地下水統合モデル.

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的

日本列島は、地球の表層を覆うプレートが沈み込む場所に形成された弧状列島である。弧状列島では、海溝に沿って海洋プレート（フィリピン海プレート、太平洋プレート）が大陸プレート（ユーラシアプレート、北米プレート）の下に沈み込むことにより（図 1.1, 図 1.2），大陸プレート内で内陸地震が発生する。内陸地震は地下深部の断層を震源として発生し、甚大な地震災害を引き起こす。そのため、地震発生の原因である断層破壊のメカニズムを解明するために、世界中で地質学や防災工学などの分野において、断層周辺環境の地質学的特性解明を目的とした研究が行われている。また、断層活動に伴う岩盤の破壊は、広域的な地下水流動系を変化させるため、地下水流動および地下水を媒体とする物質移動に関して断層および周辺岩盤の特性解明が重要である。近年の日本列島では内陸地震が頻繁に発生しており、地震防災の観点からも断層破壊のメカニズムや活断層の地下水流動系への影響の解明が必要不可欠である。

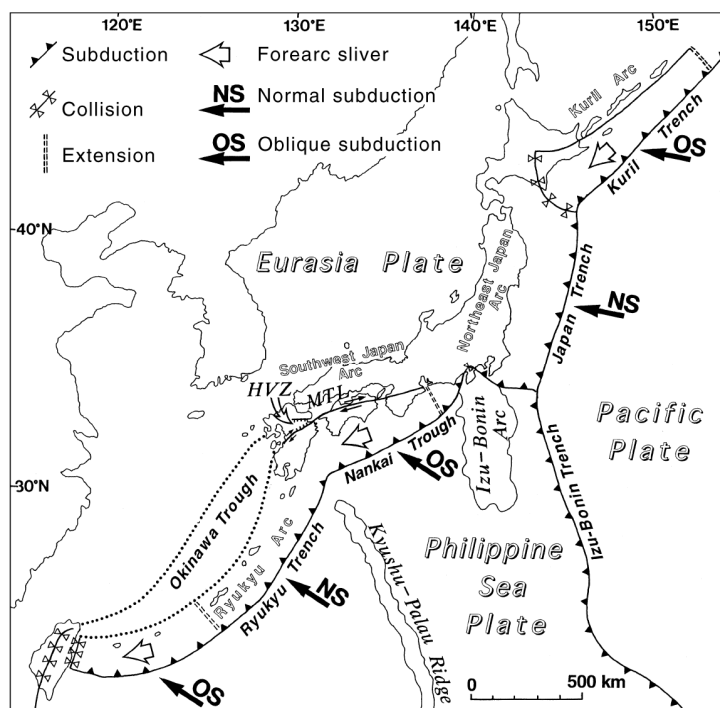


図 1.1 日本列島周辺のプレートテクトニクス (Kamata & Kodama, 1999) . HVZ (Hohi Volcanic Zone) は豊肥火山帯, MTL (Median Tectonic Line) は中央構造線を示す.

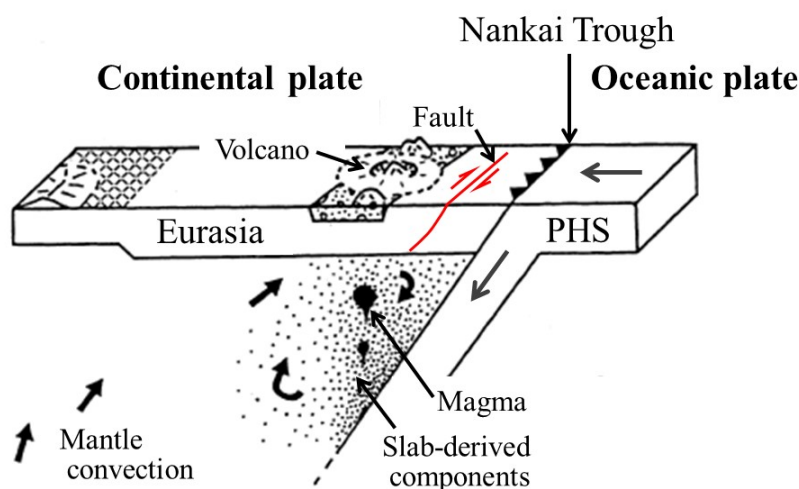


図 1.2 九州周辺のプレート沈み込み模式図 (Kamata & Kodama (1999) を引用・改変) .

PHS (Phillipine Sea Plate) はフィリピン海プレートを示す.

複数のボーリングによる断層掘削プロジェクトでは、活断層を様々な場所で貫通させ、断層帯の過去と現在の変位を明らかにし、地質学および地球物理学的データや断層帯と母岩の掘削コア試料を得ることができる。地震を引き起こす断層活動のメカニズムを明らかにするために、科学的な断層掘削プロジェクトが多くの国で行われている。例えば、日本の野島断層科学掘削計画 (Nojima Fault Zone Probe ; 1995 年 Mw 7.2 兵庫県南部地震) , 台湾の台湾チェルンブ断層掘削計画 (TCDP: Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project ; 1999 年 Mw 7.6 集集地震) , 中国の汶川地震断層科学掘削プロジェクト (WFSD: Wenchuan earthquake Fault Scientific Drilling project ; 2008 年 Mw 7.9 汶川地震 (四川地震とも呼ばれている)) , 日本の東北地方太平洋沖地震調査掘削 (JFAST: Japan Trench Fast Drilling Project ; 2011 年 Mw 9.0 東北地方太平洋沖地震) などの断層掘削研究は、地震の発生から 1~5 年後に実施された (Ando, 2001; Ma et al, 2006; Li et al., 2015; Fulton et al., 2013) . また、米国のサンアンドレアス断層掘削計画 (SAFOD: San Andreas Fault Observatory at Depth) , ニュージーランドのアルパイン断層深部掘削プロジェクト (DFDP: Deep Fault Drilling Project) , 日本の南海トラフ地震発生帯掘削 (NanTroSEIZE: Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment) は、地震の間震期に実施された (Zoback et al., 2011; Sutherland et al., 2017; Tobin et al., 2019) . 断層掘削プロジェクトは、原位置の応力および温度条件下で地震発生断層に直接アプローチする有効な方法である。したがって、これらのプロジェクトでは、新鮮な断層試料が取得され、断層帯内外の地質構造や物理的特性、変形メカニズム、断層潤滑における流体の役割、および地震発生帯の応力状態

を理解するための重要なデータを提供してきた（例えば, Ikeda, 2001; Yeh et al., 2007; Zoback et al., 2007; Lin et al., 2013; Townend et al., 2013; Li et al., 2014; Lin et al., 2016; Nishiwaki and Lin, 2019）。

これらの背景のもと, 本研究では研究対象として 2016 年に発生した熊本地震本震の震源断層である布田川断層に着目した。布田川断層は熊本地震時に主に右横ずれの地表変位を発生させ, 熊本地域に大きな地震災害を引き起こした。この布田川断層から断層コア試料を得ることを主な目的として, 2017 年から 2018 年にかけて布田川断層掘削プロジェクト（以下, Futagawa Fault Drilling Project を省略して FFDP と呼ぶ）が実施された（京都大学, 2018）。本研究では, 布田川断層の構造特性と運動履歴の解明および破砕帯とその周辺の水理学的特性を明らかにし, 布田川断層の破砕帯が地下水流動に及ぼす影響の解明を目的とした。第一に, FFDP の本孔 (FDB) とパイロット孔 (FDP-1, FDP-2) における調査データを基に, コア試料とカッティングス試料を用いた布田川断層を貫通した掘削孔での岩相ユニット区分, 物理検層データを用いた各岩相の物理特性評価を行い, 断層とその周辺岩盤の地質学的特性を検討した。第二に, 布田川断層の破砕帯とその周辺岩盤において, 流体が移動する間隙の有無を明らかにするため, 本孔の深度 300~660 m の堆積岩と火山岩類に対して, 連続的な間隙率の深度分布を定量評価した。第三に, 布田川断層の破砕帯が広域的な地下水流動系に果たす役割を解明するため, 本孔の 300 m 以深の大深度地下水を対象に地下水位変動を観測し, 水位変動に影響する降水量との関係について検討した。

1.2 本論文の構成

本論文は7章からなり、その概要は次のとおりである。

第1章では、序論として日本列島のテクトニクスとそれに関連して発生する地震、地震発生の原因となる断層に対する研究手法としての断層掘削プロジェクトの重要性を本研究の背景として示し、本研究の目的について述べた。

第2章では、研究地域の地質学的背景として、九州のテクトニクス、研究対象の布田川断層および研究サイトの地質について、地質学や防災工学などに関する主要な論文を提示しながら概説し、布田川断層掘削プロジェクトの内容と第3章以降の研究で用いた地質学的解析データの概要についてまとめた。

第3章では、FFDPで得られたコア試料とカッティングス試料を基に、布田川断層を貫通した掘削孔に出現した地質の岩相ユニット区分、物理検層データを基に各岩相および断層の物理特性についてまとめた。それに加えて、本研究では、新たにコア試料と孔壁画像の両方を用いて、き裂の密度と傾斜角に関する解析を行った。これらの結果から、布田川断層の断層変位を定量的に評価し、複数の断層に対して地質学的・物理学的な比較検討をとおして熊本地震本震で活動した断層について考察した。さらに、既往研究と本研究での知見を基に、布田川断層の運動履歴について検討を行った結果をまとめた。

第4章では、FDB孔の音波検層データを用いて、断層破砕帯内のき裂等の存在により岩石コア試料で間隙率測定ができなかった区間を含む深度約300~660 mの連続的な間隙率深度分布を推定した。推定間隙率の算出では、既往研究で提案された複数の経験式、堆積岩に対する新規に提案した間隙率推定式により推定間隙率の値について検証し、断層破砕帯内のき裂により間隙率が卓越する区間を検討した結果をまとめた。

第5章では、FDB孔において布田川断層の断層破砕帯を含む深度300 m以深の大深度深層地下水の地下水動態を明らかにするため、3年間以上の地下水位観測を行った。観測された地下水位変動を降水量および既設地下水観測井の水位変動と比較し、FDB孔における地下水位変動の原因と断層が地下水流動に及ぼす影響について考察を行った結果をまとめた。

第6章では、第3章~第5章の結果を踏まえ、布田川断層の運動履歴や断層破砕帯が地下水流動に及ぼした影響と断層の役割について議論した。最後に、本論文で得られた新知見と既往研究に基づいた布田川断層の地質地下水統合モデルについて述べた。

第7章では、結論として本論文の総括と本研究の成果を踏まえた断層破壊に関するメカニズム解明に関連する防災工学などの研究分野における課題について述べた。

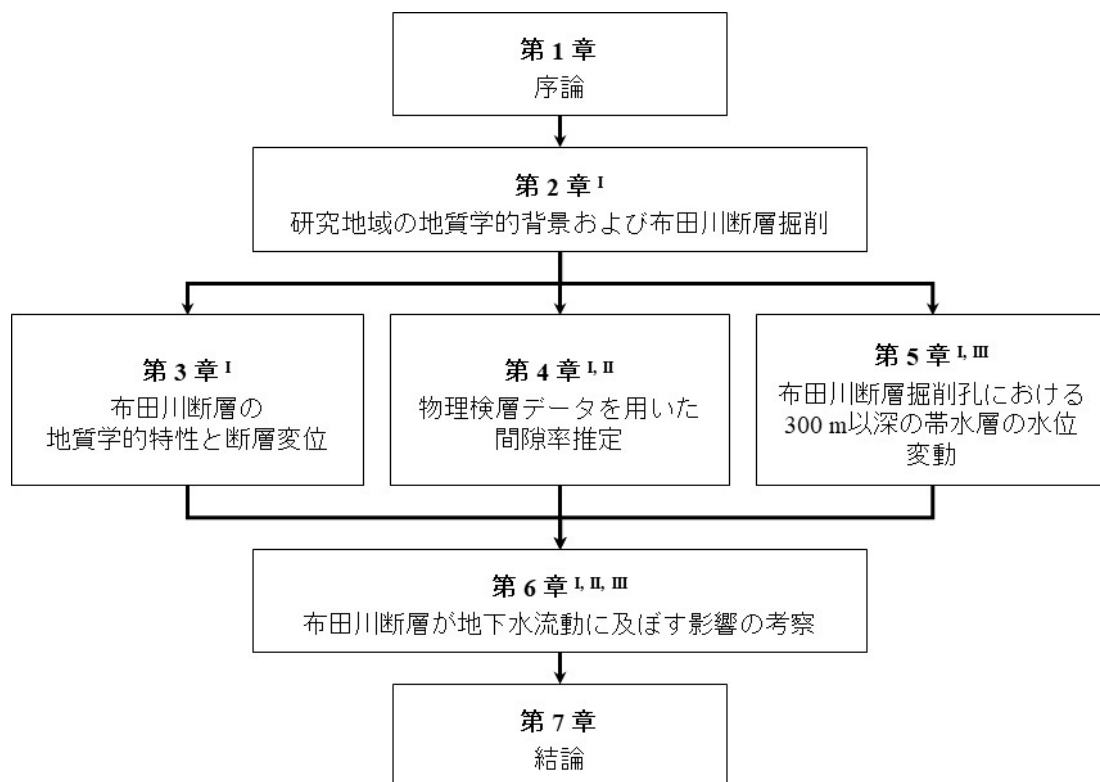


図 1.3 本論文の構成. 各章で述べた主要な内容はすでに学術雑誌に投稿して出版もしくは印刷中であり, ローマ数字は各章の関連する学術論文を示している (I: Shibutani et al., 2022; II: 澁谷ほか, 2022 印刷中 a; III: 澁谷ほか, 2022 印刷中 b).

参考文献

- Ando, M. (2001). Geological and geophysical studies of the Nojima Fault from drilling: An outline of the Nojima Fault Zone Probe. *The Island Arc*, 10, 206–214. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00349.x>
- Fulton, P. M., Brodsky, E. E., Kano, Y., Mori, J., Chester, F., Ishikawa, T., et al. (2013). Low Coseismic Friction on the Tohoku-Oki Fault Determined from Temperature Measurements. *Science*, 342(6163), 1214–1217. <https://doi.org/10.1126/science.1243641>
- Ikeda, R. (2001). Outline of the fault zone drilling project by NIED in the vicinity of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan. *The Island Arc*, 10, 199–205. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00318.x>
- Kamata., H., & Kodama, K. (1999). Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc. *The Island Arc*, 8(3), 393–403. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.1999.00241.x>
- 京都大学. (2018). 平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業 報告書: ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定 ② 布田川断層 (3/3), 208p. https://www.nsr.go.jp/nra/chotatsu/yosanshikou/itaku_houkoku_h29.html (2021 年 8 月 22 日閲覧)
- Li, H., Xu, Z., Niu, Y., Kong, G., Huang, Y., Wang, H., et al. (2014). Structural and physical property characterization in the Wenchuan earthquake Fault Scientific Drilling project-hole 1 (WFSD-1). *Tectonophysics*, 619–620, 86–100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.022>
- Li, H., Xue, L., Brodsky, E. E., Mori, J. J., Fulton, P. M., Wang, H., et al. (2015). Long-term temperature records following the M_w 7.9 Wenchuan (China) earthquake are consistent with low friction. *Geology*, 43, 163–166. <https://doi.org/10.1130/G35515.1>
- Lin, W., Conin, M., Moore, J. C., Chester, F. M., Nakamura, Y., Mori, J. J., et al. (2013). Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 339(6120), 687–690. <https://doi:10.1126/science.1229379>
- Lin, W., Byrne, T., Kinoshita, M., McNeill, L., Chang, C., Lewis, J., et al. (2016). Distribution of stress state in the Nankai subduction zone, southwest Japan and a comparison with Japan Trench. *Tectonophysics*, 692, 120–130. <https://doi:10.1016/j.tecto.2015.05.008>
- Ma, K.-F., Tanaka, H., Song, S.-R., Wang, C.-Y., Hung, J.-H., Song, Y.-F., et al. (2006). Slip zone and energetics of a large earthquake from the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project, *Nature*, 444, 473–476. https://doi.org/10.5918/jamstecr.9.2_95
- Nishiwaki, T., & Lin, A. (2019). Fractures and Subsidiary Faults Developed in the Active Strike-Slip Nojima Fault Zone, Japan, and Tectonic Implications. *Tectonics*, 38(12), 4290–

4300. <https://doi.org/10.1029/2018TC005391>
- Shibutani, S., Lin, W., Sado, K., Aizawa, A. & Koike, K. (2022) An ancient >200 m cumulative normal faulting displacement along the Futagawa fault dextrally ruptured during the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake identified by a multiborehole drilling program, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23. e2021GC009966. <https://doi.org/10.1029/2021GC009966>
- 澁谷奨, 林為人, 佐野暉, 村田澄彦, 藤井元宏, 佐渡耕一郎 (2022, 印刷中 a) 布田川断層掘削における音波検層データを用いた堆積岩と火山岩類の間隙率の推定, *材料*. (Vol.71, No.3 に掲載される予定)
- 澁谷奨, 林為人, 佐渡耕一郎, 神谷奈々, 杉本達洋 (2022, 印刷中 b) 布田川断層を貫通したボーリング調査孔における深度 300 m 以深の地下水位変動観測, *応用地質*. (Vol.63, No.1 に掲載される予定)
- Sutherland, R., Townend, J., Toy, V., Upton, P., Coussens, J., Allen, M., et al. (2017). Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault. *Nature*, 546, 137–140. <https://doi:10.1038/nature22355>
- Tobin, H. J., Kimura, G., & Kodaira, S. (2019). Processes Governing Giant Subduction Earthquakes: IODP Drilling to Sample and Instrument Subduction Zone Megathrusts. *Oceanography*, 32(1), 80–94. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.125>
- Townend, J., Sutherland, R., Toy, V. G., Eccles, J. D. Boulton, C., Cox, S. C., & McNamara, D. (2013). Late-interseismic state of a continental plate-bounding fault: Petrophysical results from DFDP-1 wireline logging and core analysis, Alpine Fault, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(9), 3801–3820. <https://doi:10.1002/ggge.20236>
- Yeh, E-C., Sone, H., Nakaya, T., Ian, K-H., Song, S-R., Hung, J-H., et al. (2007). Core Description and Characteristics of Fault Zones from Hole-A of the Taiwan Chelungpu-Fault Drilling Project. *Terrestrial Atmospheric and Ocean Sciences*, 18, 327–357. [https://doi:10.3319/TAO.2007.18.2.327\(TCDP\)](https://doi:10.3319/TAO.2007.18.2.327(TCDP))
- Zoback, M. D., Hickman, S., & Ellsworth, W. (2007). The role of fault zone drilling. *Geophysics*, 4, 649–674. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00084-5>
- Zoback, M., Hickman, S., Ellsworth, W., & the SAFOD Science Team. (2011). Scientific drilling into the San Andreas fault zone - An overview of SAFOD's first five years. *Scientific Drilling*, 11, 14–28. <https://doi.org/10.2204/iodp.sd.11.02.2011>

第2章 研究地域の地質学的背景および布田川断層掘削

2.1 九州のテクトニクス

西南日本弧と琉球弧は、それぞれ南海トラフと琉球トレンチにおいて、フィリピン海プレートがユーラシアプレート（またはアムールプレート）の下に沈み込む場所に位置している（図 2.1; Kamata and Kodama, 1999）。フィリピン海プレートは、約 6 Ma から九州の下に沈み込み、約 2 Ma で北北西から西北西へと反時計回りに回転し、琉球トレンチに対して概ね直交方向、南海トラフに対して斜め方向に沈み込んだと考えられている（Kamata and Kodama, 1999; Wu et al, 2016 など）。フィリピン海プレートの沈み込みに関連する九州中部の火山活動は、約 5 Ma に始まったと言われている（Nakada and Kamata, 1991）。

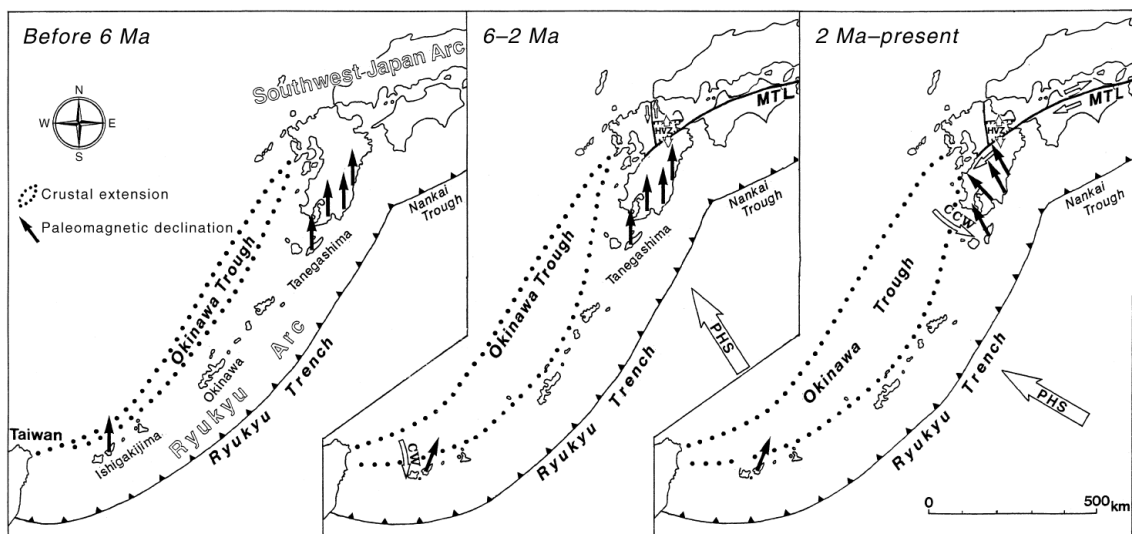


図 2.1 西南日本弧と琉球弧の構造発達（Kamata & Kodama, 1999 を引用）。左の図から 6 Ma 以前、6~2 Ma、2Ma 以降のテクトニクス環境を示す。白矢印はフィリピン海プレートの沈み込み方向を示す。図中の略記号は、次のとおりである。CCW（counter-clockwise rotation）は反時計回りの回転，CW（clockwise rotation）は時計回りの回転，HVZ（Hoho Volcanic Zone）は豊肥火山帯，MTL（Median Tectonic Line）は中央構造線，PHS（Phillipine Sea Plate）はフィリピン海プレートを示す。

Mahony et al. (2011) は、九州における岩石年代学、火山岩の化学組成に関する多くの研究をレビューし、西南日本弧と琉球弧の2つの島弧の接合部では、約2 Maからの流体（海水）に富む海洋地殻と堆積物の沈み込みにより、大量の流体が九州島弧システムに供給され、阿蘇火山帯地域の大規模な火山活動と局所的な引張応力体制が生じたと結論づけた。このようなテクトニクスの背景のもと、世界最大級の火山である阿蘇火山は、主に約0.3~0.09 Maに噴火し、南北方向に約25 km、東西方向に約18 kmの大きなカルデラを形成した（例えば、Mahony et al. 2011）。

次に九州のテクトニクスに関係する広域応力場と本研究の対象である布田川断層との関係を示す。Yoshida (2017) は、2016年熊本地震とその余震の発震機構を基に、九州中部における広域応力場と断層の応力レジームを再評価した。布田川-日奈久断層帯に沿った横ずれ断層レジームと、断層帯の北側での概ね正断層レジームの2つの断層レジームがあることが明らかにされた（図2.2）。そして、九州の広域応力場が非対称な東西圧縮であることから、布田川断層を含む大分-熊本構造線（OKTL; Oita-Kumamoto Tectonic Line）の北東-南西方向の横ずれ断層レジームとなっていることを示した（Yoshida, 2017）。この結果は、布田川断層帯を境にして北側では正断層応力場、南側では横ずれ応力場と結論付けたMatsumoto et al. (2018)の研究と調和的である。さらに、Yoshida (2017) は、過去における九州の応力場を断層分布や岩脈の方向に基づく古応力の研究（例えば、Kobayashi and Nakamura, 1978）と合わせて考察し、応力場が中新世から大きく変化していない可能性があることを示した。そして、断層変位の分析や、重力観測、地震探査などの研究（例えば、Kamata, 1992）を考慮すると、布田川断層を含むOKTLにおける東西方向の右横ずれ運動が、5 Maまで遡る可能性があることを示した。

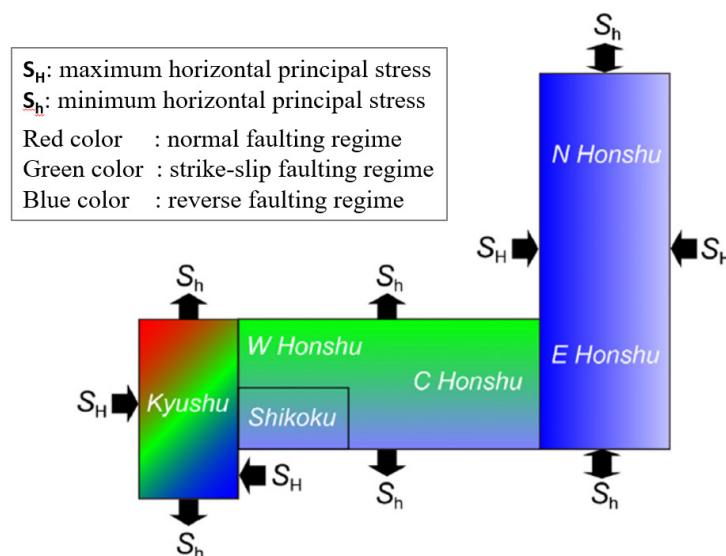


図 2.2 日本列島の広域応力場の概略図（Yoshida, 2017 を引用・加筆）。断層レジームのグラデーションは、断層レジームが変化していることを示す。

本研究の対象である布田川断層を含む OKTL は、九州を南北に分割する北東-南西方向の別府-島原地溝帯との関係が知られている（図 2.3）．別府-島原地溝帯は幅 3～5 km と広く、九州の測地測量データや重力異常分布に基づき南北拡大と沈降が発生している場である（多田，1993）．地溝帯内には、木山-嘉島地溝帯などの小規模な地溝帯や東西走向の正断層が多く発達し、前述の布田川断層の北側が正断層レジームであることと整合的である．そして、別府-島原地溝帯の南東縁は、活発な火山活動を示す活火山や、布田川断層などの活断層の分布と一致する（例えば、Kamata and Kodama, 1999; Mohony et al. 2017）．

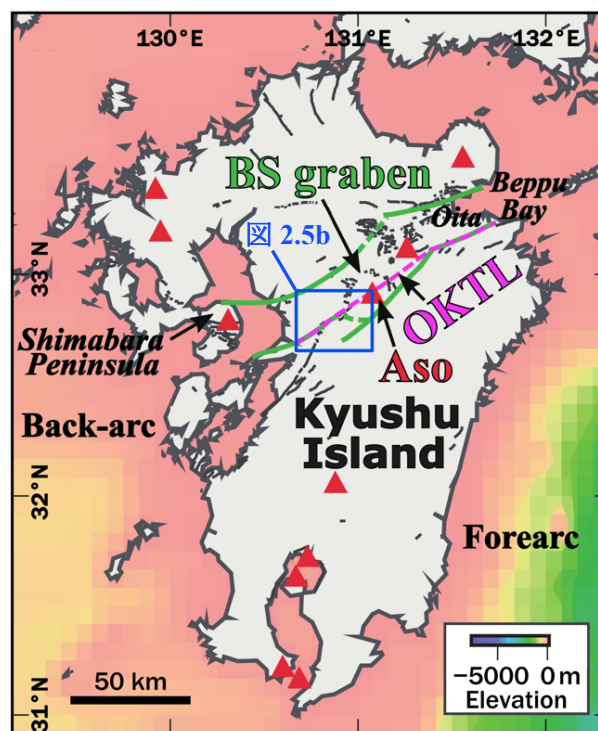


図 2.3 九州のテクトニックセッティング．図は Mahony et al. (2011) を基に作成した．赤い三角形は九州の主要な火山の位置を示す．マゼンタの破線は大分-熊本構造線（OKTL; Oita-Kumamoto Tectonic Line）, 緑の線で挟まれた北東-南西方向の帯状の範囲は別府-島原地溝帯 (BS graben), 赤の三角は火山を示す．OKTL と BS graben の線は、Kusumoto (2016) を基にした．

九州のテクトニクスをまとめると、九州は琉球トレンチに対して概ね直角方向、南海トラフに対して斜め方向のフィリピン海プレートの沈み込みの影響を受けており、6 Ma から現在までの間、南北伸張と東西圧縮の応力環境下にある．そして、布田川断層を含

む OKTL は、この応力環境下でトランステンションの横ずれ断層レジームの状態が少なくとも約 5 Ma から継続している。約 2 Ma には、フィリピン海プレートの沈み込み方向が以前より西側へ変化し、阿蘇火山地域の地下への大量の流体（海水）を含む海洋地殻等の沈み込みに起因して九州中部での火山活動が活発化した。そして、現在、阿蘇山は火山活動を継続しており、2016 年には布田川断層を震源断層とした熊本地震本震が発生した。この熊本地震本震が発生した際の応力環境は、布田川断層帯沿いで横ずれ断層レジーム、断層北側の別府-島原地溝帯側で正断層レジームとなっている。本研究では、これらの九州のテクトニクスを踏まえて、研究結果に対して広い視点で考察を行った。

2.2 布田川断層

2.2.1 布田川断層の概要

布田川断層は、既往研究の地表での地質観察により、北西方向に傾斜した70~100mの垂直変位を持つ正断層として定義された(図 2.4; 渡辺・小野, 1969; 大橋ほか, 2020)。

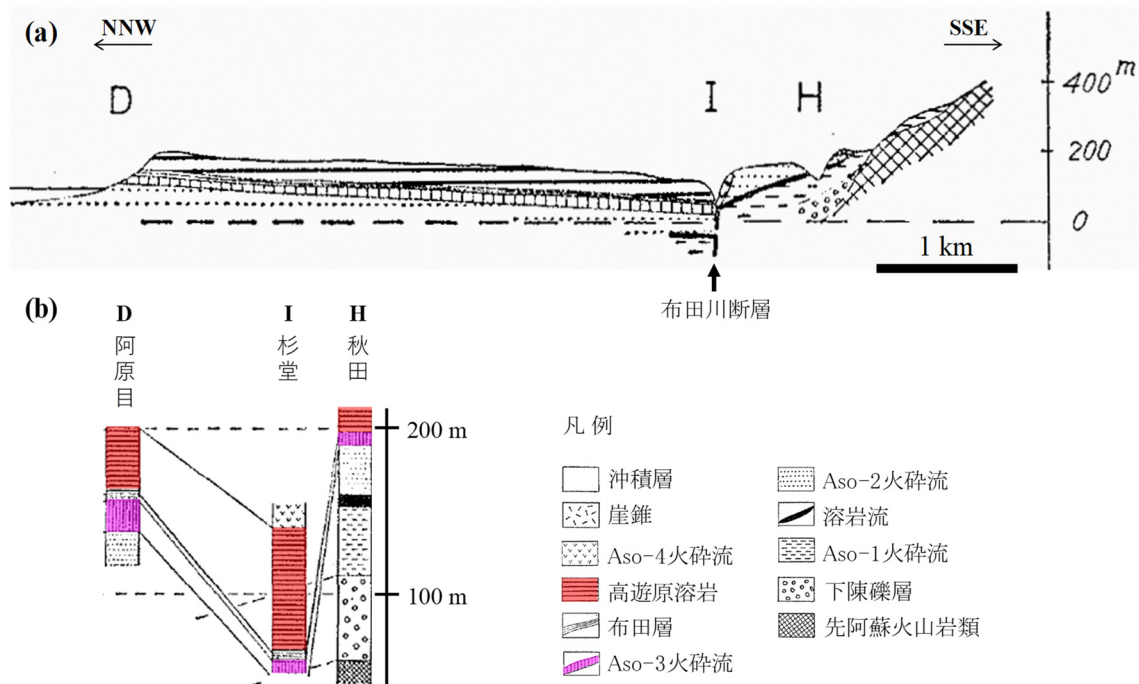


図 2.4 布田川断層を含む地質断面図(a) と岩相柱状図(b) . 図は渡辺・小野 (1969) の第 2 図と第 3 図を引用・改変した.

布田川断層は、布田川-日奈久断層帯の一部で、阿蘇火山地域内に位置する。そして、布田川断層は、2016 年の熊本地震本震を引き起こした活断層であり、震源から阿蘇カルデラの西端まで約 28 km に渡って分布し (図 2.5) , 地震時の主な運動センスが右横ずれの断層であった (Shirahama et al., 2016) . 研究サイトの布田川断層は、前述したとおり別府-島原地溝帯および木山-嘉島地溝帯の南東縁に位置し、熊本地震時の最大横ずれ変位を示す (図 2.5) .

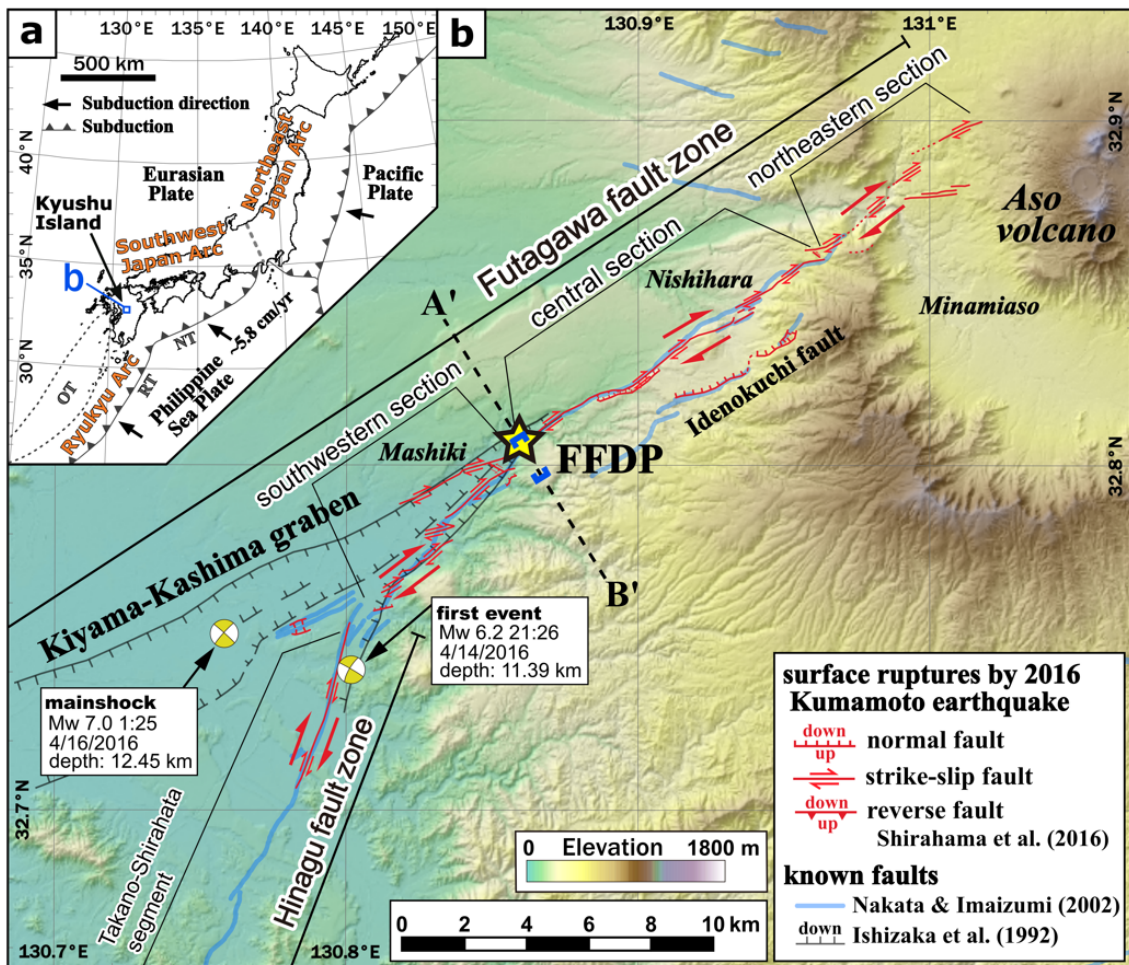


図 2.5 布田川断層と FFDP サイトの地形図. 図 2.5a と 2.5b は Shirahama et al. (2016) の Fig.1 を基に作成した. (a) 西南日本の九州にある研究地域の位置. 青色の四角は図 2.5b の範囲を示す. 西南日本弧と琉球弧, 南海トラフ (NT; Nankai Trough), 沖縄トラフ (OT; Okinawa Trough), 琉球海溝 (RT; Ryukyu Trench), プレートの沈み込み方向は, Kamata & Kodama (1999) に基づく. フィリピン海プレートの沈み込みに伴う相対移動速度 5.8 cm/year は, DeMets et al. (2010) に基づく. (b) 研究サイト周辺の活断層分布と FFDP サイト. 黄色の星印は FDB, FDP-1, FDP-2 の各ボーリング孔を含む FFDP サイト (京都大学, 2018), 赤線は 2016 年の熊本地震時の地表地震断層 (Shirahama et al., 2016), 青線は熊本地震以前の既知の活断層 (中田・今泉, 2002), 黒線は木山-嘉島地溝帯 (石坂ほか, 1992), 黄色のビーチボールは本震と前震の震源地を示す. 地震発生の時刻は日本時間を示す. A'-B'間の破線は, 本研究で作成した広域地質断面図 (図 2.8) の位置を示す. A'-B'の線上にある 1.5 km の範囲を示す一対の青い括弧は, Moya et al. (2017) によって計算された約 1.4 m の垂直方向の相対変位が発生した範囲を示す.

また、熊本地震本震で発生した地表地震断層沿いでは、地震後に FFDP サイト付近の 1 地点を含む阿蘇カルデラ内外の 10 地点以上でトレンチ掘削調査が行われた（遠田ほか, 2019 など）。これらの結果からは、熊本地震本震の断層運動が主に横ずれであったことが示唆された。同様に、地震直後に FFDP サイトから約 500 m 離れた露頭で行われた地表での露頭観察では、横ずれを示唆する 3~16°のプランジ角を持つ新鮮でほぼ水平なスリッケンラインが観察された（大橋・田村, 2016）。また、布田川断層では、トレンチ掘削調査の観察や放射性炭素年代測定の結果から、2016 年の熊本地震以前の過去約 10,000 年間に 1~4 回の古地震の存在が検出され、地震発生の周期が約 2,000~4,000 年と推測された（遠田ほか, 2019 など）。一方、Yano and Matsubara (2017) は、本震発生の 2016 年 4 月 14 日から 8 月 31 日までに発生した地震の震源分布から、布田川断層の傾斜角度と方向が約 75°NW であることを明らかにした。この急な傾斜角度は、断層の走向にほぼ直交する測線上で得られた土壤ガス中のラドン-222 (Rn) 濃度のデータを用いて、有限差分法 (FDM) により計算された断層傾斜角度とも調和的である (Koike et al., 2009)。なお、土壤ガス中の Rn 濃度の空間分布は、Rn を含むガスが主に透水性のある断層帯を上昇するため断層傾斜によって変化する。Koike et al. (2009) では、この特性を利用して、地表付近の Rn 濃度の計算値が測定された濃度データの分布とほぼ等しくなるように断層の傾斜を決定した。このように、異なる研究手法により、布田川断層は北西方向に急傾斜する断層であることが確認された。

2.2.2 熊本地震時の活動

2016年4月16日、西南日本の九州中部に位置する熊本県の布田川断層の活動に伴い、Mw 6.2 の前震発生から約 28 時間後に、Mw 7.0 の地震（本震）が発生した (Toda et al., 2016)。この熊本地震本震は、フィリピン海プレートの沈み込みによって形成された西南日本弧と琉球弧の接合部にある阿蘇火山地域で発生した。ここでは、熊本地震時の活動として、布田川断層の活動と、地震時の地殻における破壊特性および水理地質学的特性について以下に述べる。

(1) 布田川断層の活動

熊本地震では、阿蘇山の西側にある ENE-WSW 方向の布田川断層帯に沿って、長さ約 28 km の地表地震断層が出現した (図 2.5b)。地表付近ではほぼ垂直で、深部では北西方向に傾斜している布田川断層に沿って、布田川断層帯の中央セクションの中で最大変位を示す 2.2 m の横ずれが測定された (Shirahama et al. 2016)。Moya et al. (2017) は、本震前後の LiDAR データから得られた数値表層モデル (DSM) を用いて、布田川断層

に沿いの地震時の変位を計算した。その結果、図 2.5b の FFDP サイトの地点では、地表地震断層を挟んで急激に変位が発生したのではなく、図 2.5b の青色の括弧で示した 1.5 km 程度の範囲で徐々に約 1.4 m の垂直方向の相対変位が発生したことが明らかになった。この結果は、断層上盤（地表地震断層の北西側）が相対的に沈下したことを意味し、主に横ずれ成分を有する布田川断層が正断層成分も含んでいることを示している（Moya et al., 2017; Shirahama et al., 2016）。Kobayashi et al. (2017) の断層モデルによると、横ずれの最大地震時変位は 4 m 以上を示し、地表から深さ約 1~6 km の範囲で発生している。

また、Toda et al. (2016) は、熊本地震の本震直後に行った現地観測と地表地震断層の変位測定により、布田川断層の南側 1.2~2.0 km の位置に並走する既知の出ノ口断層に沿って、断続的に約 10 km の北西方向に傾斜した正断層の地震断層を確認した(図 2.5b)。そして、地下での断層のすべりを測地学および地震学的なインバージョン解析を InSAR 画像の解析と組み合わせて検討し、北西傾斜の断層が地下で斜め運動し、地表で断層のすべりが布田川断層の横ずれと出ノ口断層の縦ずれに分割されたとするスリップパーティショニングの構造モデルを示した（Toda et al., 2016）。

(2) 地震時の地殻における破壊特性

熊本地震本震を含む地殻地震を引き起こした地殻の破壊は、上部地殻の地震波速度が高く、ポアソン比が低い領域に限定され、速度が低く、ポアソン比が高い領域の周辺や下部では見られなかった（Zhao et al., 2018）。この構造的特徴は、活火山やマグマ流体に関連する強い構造的かつマグマの不均質性が地震の震源域やその周辺に存在し、それが地震発生に影響を与えている可能性を示唆している（Zhao et al., 2018）。同様に、Moore et al. (2017) は、地震によって発生した大きな応力摂動を利用して、地震が地殻下部の有効粘度が低い領域を明らかにしたことを示唆した。特に、阿蘇火山と九重火山の下では、背弧全体の中で低い有効粘度の異常領域に囲まれていることを示した。

2.3 研究サイトの地質

2.3.1 地質

布田川断層掘削プロジェクト (FFDP) が行われた研究サイトを含む九州中部の表層の地質は、主に阿蘇の火砕流噴火により堆積した火砕流堆積物や、阿蘇山や九重山など活火山周辺に分布する火山岩類からなる (図 2.6; Matsumoto et al., 2016) . FFDP サイトは、阿蘇山の西南西方向の阿蘇カルデラ縁辺から 10 km ほど離れた箇所に位置する. 火砕流堆積物や第四紀堆積物などに覆われた基盤地質は、臼杵-八代構造線より北側では堆積岩類や変成岩類、南側では付加体地質が分布する傾向がある.

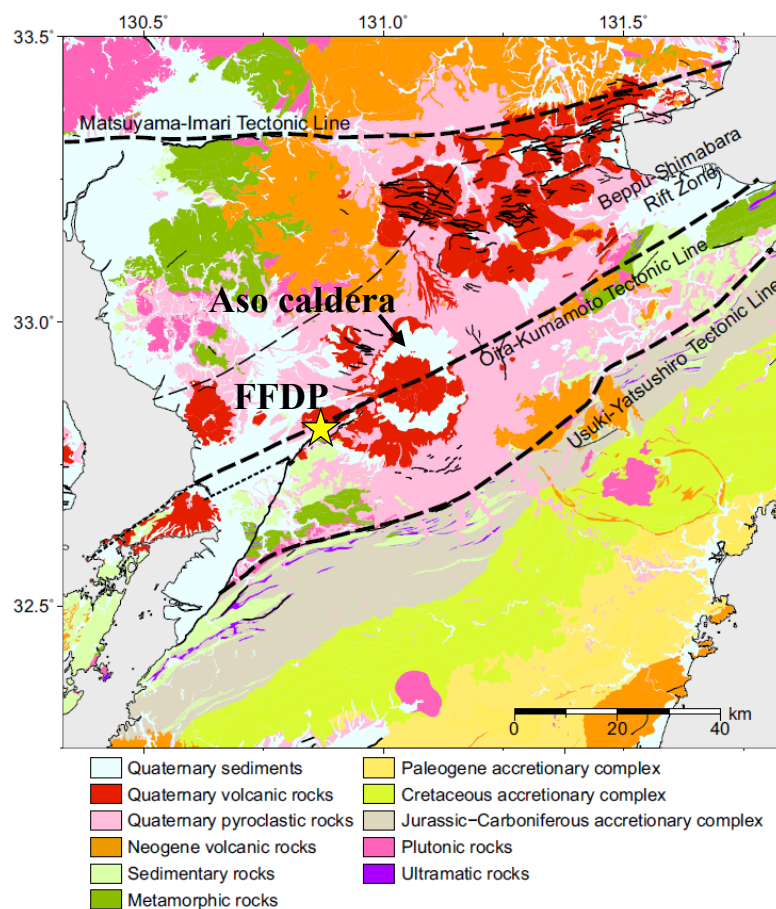


図 2.6 九州中部の地質平面図. 図は Matsumoto et al. (2016) の Fig. 2 を引用・加筆した. 図の地質分布は、産総研地質調査総合センター (2009) のシームレスデジタル地質図 (1 : 200,000) を基に作成された. 黒実線は中田・今泉 (2002) による活断層, 黒点線は地震調査研究推進本部 (2013) による布田川断層帯の断層線を示す. 太い黒破線は構造線, 細い黒破線は別府-島原地溝帯の北縁を示す. 黄色の星印は本研究の FFDP サイトを示す.

阿蘇山は日本列島で最も活発な火山の一つであり、カルデラ形成期に4回の大規模な火砕流噴火を起こした。4回の火砕流噴火は、年代が若い順に Aso-4, Aso-3, Aso-2, Aso-1 とされており、中でも Aso-4 の噴火は世界で2番目に大規模な M8 規模の超巨大噴火とされている (Takarada and Hoshizumi, 2020)。4回の火砕流噴火の K-Ar 年代は、Aso-4 で 89 ± 7 ka, Aso-3 で 123 ± 6 ka, Aso-2 で 141 ± 5 ka, Aso-1 で 266 ± 14 ka とされており (松本ほか, 1991; 松本, 1996), Aoki et al. (2008) と Albert et al. (2019) によるテフラ分析に基づいて定義された年代とほぼ一致している。また、Aso-4 の噴火年代は、酸素同位体年代測定で $86.8 \sim 87.3$ ka (Aoki et al., 2008), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定で 86.4 ± 1.1 ka (Albert et al., 2019) とされ、Tsuji et al. (2019) では平均噴火年代として 87 ka とされている。本論文では、平均年代である約 87 ka を Aso-4 噴火年代の代表値とした。阿蘇火砕流堆積物を含む熊本地域の地質層序表を図 2.7 に示す。

Period	Formation	Age		
Quaternary	Holocene	alluvial deposits		
	Pleistocene	Late	terrace deposits and/or alluvial fan deposits	
			terrace deposits and/or alluvial fan deposits	
			terrace deposits and/or alluvial fan deposits	
			terrace deposits and/or alluvial fan deposits	
			terrace deposits and/or alluvial fan deposits	
		Aso-4 pyroclastic flow deposit	87 ka ⁽¹⁾	
		deposits between Aso-3 and Aso-4		
		Omine pyroclastic cone deposit Takayubarū lava	90±4 ka ⁽²⁾	
		Aso-3 pyroclastic flow deposit	123±6 ka ⁽³⁾	
		deposits between Aso-2 and Aso-3		
	Debris flow deposits			
	Aso-2 pyroclastic flow deposit	141±5 ka ⁽³⁾		
	Akai pyroclastic cone deposit and Togawa lava			
deposits between Aso-1 and Aso-2				
Aso-1 pyroclastic flow deposit	266±14 ka ⁽³⁾			
Middle	Shimojin gravel formation			
	Tsumori formation	400 ka ⁽⁴⁾		
	Pre-Aso volcanic rocks	800~350 ka ⁽⁵⁾		
Early				
Neogene				
Paleogene				
Cretaceous	Mifune Formation			

図 2.7 熊本地域の地質層序表. 図は熊本県 (1996) を引用・改変した. 地層の年代は、(1) Tsuji et al. (2018), (2) 松本ほか (1991), 松本 (1996), (3) 松本ほか (1991), (4) 長谷・岩内 (1992), (5) Kaneoka and Suzuki, (1970), 古川ほか (2009) など, を基にした.

次に、本研究サイト周辺の地質構造と地質分布について述べる。本研究の対象地域の布田川断層に沿って分布する幅約 450 m の地溝帯は、木山-嘉島地溝帯として知られており（例えば、渡辺ほか, 1979, 石坂ほか, 1992）, FFDP サイトはこの地溝帯の南東縁に位置する。この地溝帯の北西縁は、木山断層と呼ばれる推定断層上に位置する（例えば、石坂ほか, 1992）。本研究では、布田川断層周辺の広域的な地質構造を理解するために、FFDP サイト周辺の 2016 年の地表地震断層とほぼ直交する北西-南東方向に、地溝帯と断層を横断する約 10 km 幅の地質断面図を作成した（図 2.8）。後述する FFDP のコア記述に基づく情報を主に利用し、東西方向に幅 36 km と南北方向に幅 48 km 幅の地質断面図および公表されている地質平面図を参考に作成した（京都大学, 2018; 中山ほか, 2019; 星住ほか, 2004）。図 2.8 に示すように、木山断層と布田川断層の間の地溝帯は、2 つの断層の間にある地質が大きな垂直変位を示し、地溝帯の両側にある断層下盤に対して数 100 m 規模で沈下した地質構造である。

FFDP サイト周辺の表層の地質は、布田川断層の上盤側と下盤側で大きく異なる（図 2.8）。布田川断層の北西側（断層上盤）には、主に阿蘇火砕流堆積物（Aso-4）や高遊原溶岩、旧河川堆積物などが地表付近に分布する。一方、断層の南東側（断層下盤）では、阿蘇火砕流堆積物（Aso-1）、第四紀堆積岩（下陳礫層、津森層）、新第三紀後期～第四紀初期の先阿蘇火山岩類、白亜紀後期の堆積岩類（御船層群）、古生代の変成岩類（木山変成岩）などが表層の地質として分布している（例えば、星住ほか, 2004）。このように、布田川断層の断層上盤側にある阿蘇火砕流堆積物は、断層下盤側の阿蘇火砕流堆積物よりも若いことを示している。また、木山-嘉島地溝帯の北西側と南東側で、地下に分布する地質が大きく異なる（図 2.8）。木山断層の北西側では、阿蘇火砕流堆積物の下に先阿蘇火山岩類と御船層群が厚く分布している。一方、布田川断層の南東側では、阿蘇火砕流堆積物の下に下陳礫層や津森層、木山変成岩類が分布する。そして、木山-嘉島地溝帯内では、木山断層の北西側と布田川断層の南東側に見られる地層がすべて存在する。

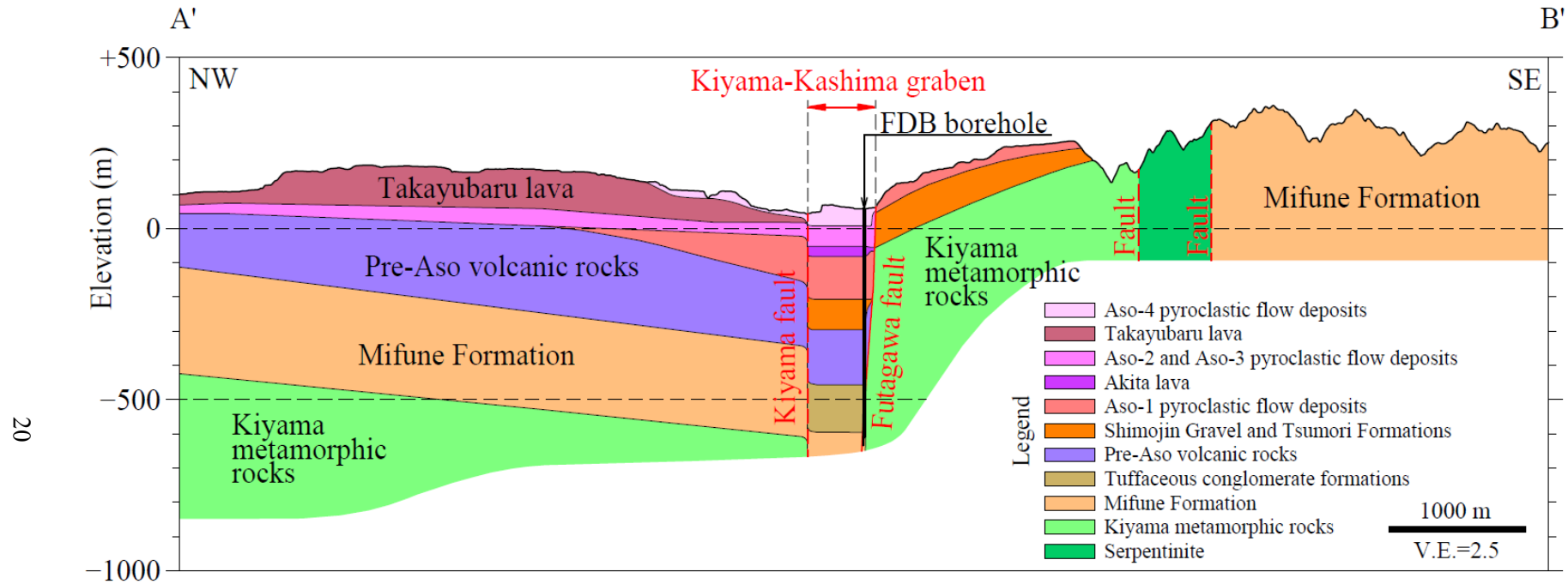


図 2.8 FDB 孔を含む約 10 km 幅の地質断面図. A' と B' の位置は図 2.5 を参照. 岩相や断層は, 京都大学 (2018) の FDB 孔のコア記載や中山ほか (2019) の広域地質断面図を基にした. 表層の地質分布は星住ほか (2004) の地質平面図を基にし, 地形線は国土地理院 (2020) の 5 メッシュ DEM データを基にした. V.E. (Vertical exaggeration) は垂直方向の拡大率を示す.

2.3.2 水理地質

熊本地域は、地表地質として沖積堆積物、第四紀の Aso-1～Aso-4（時代の古い順）火砕流堆積物や火山砕屑性堆積物、溶岩が広く分布し、これらの地層以深に先阿蘇火山岩類や古第三紀・新第三紀の堆積岩、白亜紀堆積岩などのより古い地層が分布する（星住ほか, 2004）。熊本地域の2つの帯水層の内、深さ数 m～90 m 付近の第1帯水層は主に Aso-4 火砕流堆積物の地層、深さ 20～250 m 付近の第2帯水層は主に Aso-1～Aso-3 火砕流堆積物と砥川溶岩で構成されている（図 2.9; 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014; 井川, 2015; Kawagoshi et al., 2019; 桐山ほか, 2000 ;Rahman et al., 2021）。先阿蘇火山岩類などの古い地層は不透水基盤を構成する地層と考えられている（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014; 井川, 2015）。2つの帯水層は、Aso-4 火砕流堆積物とその下位の Aso-3 火砕流堆積物の間に分布する難透水層の存在により隔てられており、前者が不圧帯水層、後者が被圧帯水層となっている（樋口ほか, 1998）。しかしながら、白川中流域などの難透水層が存在しない場所があり、地下で2つの帯水層がつながっていることが知られている（Hosono et al., 2013）。熊本地域の地下水は、主な地下水涵養域とされている涵養域上流側の阿蘇カルデラ縁辺の阿蘇外輪山斜面や涵養域下流側の阿蘇外輪山西麓台地の益城町付近に供給された降雨が地下に浸透し、地下水として流れて、熊本平野の流出域に達すると一部は水前寺江津湖などに湧出し、最終的に有明海へ流出する（Rahman et al., 2021）。

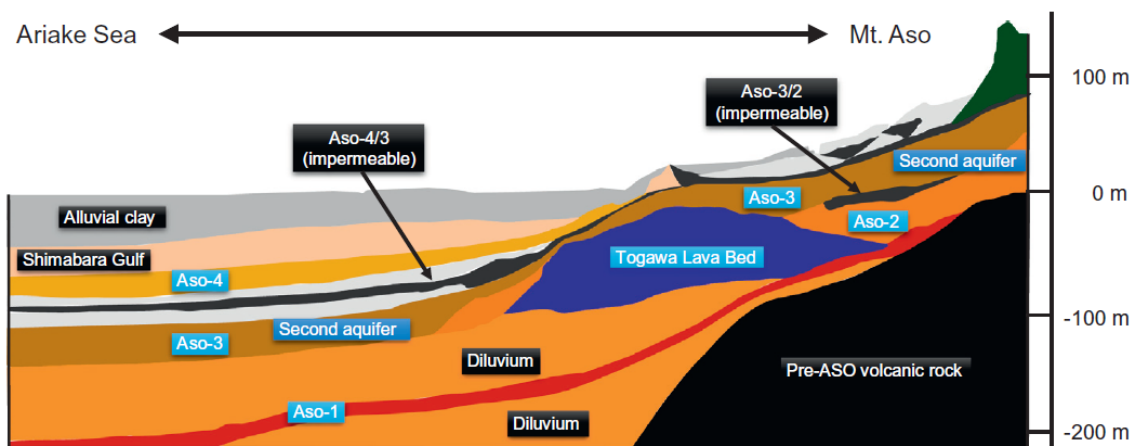


図 2.9 熊本地域の涵養域から流出域までの広域の地質断面図。図は Kawagoshi et al. (2019) を引用した。

2016 年熊本地震に関する水文学的な研究では、地震に伴う地下水位の一時的な低下とその後の上昇（Hosono et al., 2019）、水質の変化（Hosono et al., 2020）、布田川断

層帯や周辺地質体における地震の際の深部流体上昇 (Sano et al., 2016) など, 地震による地下水流動の顕著な変化が報告されている. 例えば, Hosono et al. (2019) は, 地震による熊本地域東部の涵養域の浸透率が増加, それに伴う山岳水の放出によって, 熊本地域の地震後の地下水位が上昇していることを示している. また, Kagabu et al. (2020) は, 熊本地域の計 16 の地下水観測井戸の地震前後の地下水位データを基に, 観測結果とタンクモデルによるシミュレーションの結果から地震による地下水位の上昇を定量的に評価した. 評価の結果から, 熊本平野の平野部と比べて涵養域の阿蘇外輪山近傍において地下水位の上昇が顕著であること, 涵養域からの雨水の供給で熊本平野の地下水位が地震後に上昇していることを定量的に明らかにした (図 2.10). この「異常地下水上昇」と呼ばれた地下水位の上昇は, 地震から 2.5 年後の時点 (2018 年 11 月末) でも確認されており, 地震による熊本地域の地下水流動に対する影響が持続しているとされている.

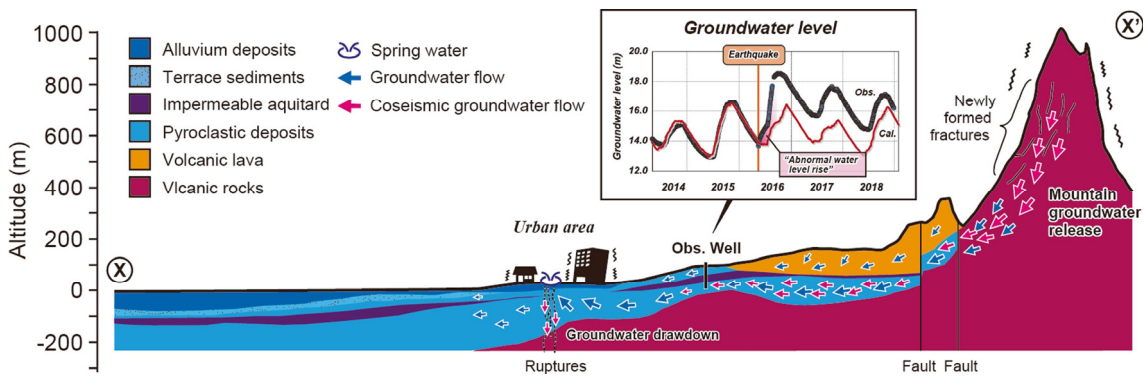


図 2.10 2016 年熊本地震での水理特性の変化を示す広域の地質断面図. 図は Kagabu et al. (2020) を引用した.

2.4 布田川断層掘削と解析データ

2.4.1 断層掘削プロジェクトの概要

布田川断層掘削プロジェクトは、2016年4月の熊本地震本震後の2017年から2018年にかけて、地震の震源断層である布田川断層の断層コア試料を採取することを主目的として、京都大学（2018）によって3つのボーリング掘削が行われた。掘削が行われた場所は、布田川断層の地表地震断層の最大横ずれ変位（約2.2 m）が出現した益城町のFFDPサイトである（図 2.5, Shirahama et al., 2016）。この断層掘削プロジェクトでは、パイロット孔のFDP-1とFDP-2、主掘削孔のFDB孔（本孔FDB-1と枝孔FDB-1Rを合わせた掘削孔）により布田川断層の主断層面を貫通することに成功した（京都大学, 2018）。3つの掘削孔は、地表地震断層とほぼ直交する測線上の北西方向、つまり布田川断層の断層面の傾斜方向に対してほぼ直交した位置に配置されている（図 2.11）。各掘削孔の位置（緯度、経度、標高、地表地震断層との距離）、掘削長、その他の諸元を表 2.1 にまとめた。

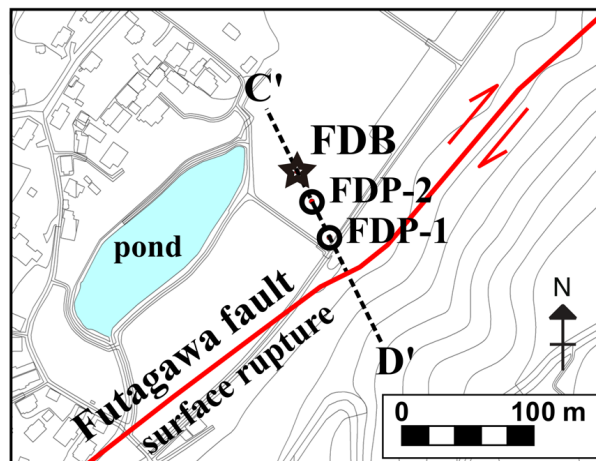


図 2.11 FFDP サイトのボーリング掘削レイアウト。C'-D'の破線はFFDPサイトの地質断面図（図 3.5）の位置を示す。赤線は熊本地震本震の地表地震断層の位置を示す。地形図は、国土地理院（2017）の5mメッシュDEMデータと基本項目を基に作成した。

表 2.1 FDP-1 孔, FDP-2 孔および FDB 孔の掘削孔諸元. FDP-1 と FDP-2 は傾斜掘削孔であるが, FDB-1 は垂直掘削孔であり, FDB-1R は FDB-1 の深度 454 m 付近から分岐させた枝孔である.

Borehole name	Latitude	Longitude	Elevation of wellsite (m)	Distance from wellsite to SR ^a (m)	Borehole deviation angle (°)	Deviation azimuth (°)	True vertical depth (MD ^b) (GL-m)
FDP-1	32°48'20.8"	130°51'37.3"	59.3	30	20	160	~112.8 (~120.0)
FDP-2	32°48'21.7"	130°51'36.8"	58.0	60	12	160	~195.6 (~200.0)
FDB-1					0.8	90	~666.1 (~666.2)
FDB-1R	32°48'22.3"	130°51'36.4"	58.0	81	1.2	350	454.0– 691.6° (454.0– 691.7)

Note: a) SR denotes the surface rupture formed during the 2016 Kumamoto earthquake mainshock; b) MD is the measured depth; c) The depth range shows the drilled depth range of the branch borehole FDB-1R (Figure 2.10).

2.4.2 掘削

断層掘削プロジェクトでは, 第 1 段階としてパイロット孔の FDP-1 と FDP-2, 第 2 段階として主掘削孔の FDB 孔が掘削された. 以下では, これらの掘削孔のボーリング掘削の詳細を述べる.

第 1 段階では, FDP-1 孔および FDP-2 孔の 2 つのパイロットボーリング掘削により, 浅部での断層の深さ, 断層面の傾斜および地質構造が確認された. 両孔は, 測定深度で FDP-1 孔が 120 m (鉛直深度 112.8 m), FDP-2 孔が 200 m (鉛直深度 195.6 m) まで掘削され, それぞれ 65.6 m, 177.4 m の測定深度で断層面を貫通している. そして, これらの断層面は 2016 年の熊本地震で出現した地表地震断層につながっていると推察された (京都大学, 2018) .

第 2 段階では, 垂直方向の主掘削孔の FDB 孔が, 地表地震断層から北西側に約 81 m の位置で掘削された (図 2.11) . 主掘削孔の掘削は, 本孔 FDB-1 孔の掘削と枝孔 FDB-1R 孔の 2 段階での掘削で構成される. 1 段階目の FDB-1 孔の掘削は, 地表から深度 302 m までは 10 m ごとにカッティングス試料を採取しながらノンコアリング掘削後, ケーシングが挿入され, フルホールセメンチングされた. そして, 深度 302 m 以深は, オーロコアリング掘削で連続してコア試料が採取しながら, 布田川断層の断層面を貫通し,

深度 666 m まで掘削が行われた（図 2.12）。FDB-1 孔は、ほぼ垂直な掘削孔であり、鉛直方向からの傾斜角度を示す偏角は 0.8°、方位角は N90°E である。2 段階目の掘削は、FDB-1 孔の孔底から深度 302 m までの裸孔区間をセメンチングした後、断層コア試料をより多く採取するために FDB-1R 孔と呼ばれる枝孔が掘削された。FDB-1R 孔は、深度 454～495 m の範囲で徐々に FDB-1 孔から分岐し、最終的に深度 692 m までオールコアリング掘削が行われ、連続してコア試料が採取された（図 2.12）。

FDB-1 孔のオールコアリング掘削は、2018 年 1 月 24 日に深度 302 m から開始され、2018 年 2 月 26 日に深度 666 m に到達した。その後、FDB-1R 孔の掘削が行われ、2018 年 3 月 23 日に深度 692 m までの掘削が完了した。FDB-1 孔と FDB-1R 孔はともに、外径 98.4 mm、内径 63.5 mm の HQ タイプのコアビットを用いて掘削され、ワイヤーラインによりコア回収が行われた。FDB-1 孔と FDB-1R 孔の 2 つのボーリング掘削では、深度 302～692 m の区間で連続的にコア試料が採取され、コア採取率が 96.5%であった。また、FDB 孔の掘削では、深度 302～357 m では孔内泥水を循環させながら掘削することができたが、深度 357～380 m の掘削時に逸泥が頻発した。深度 380 m に達した時点で逸泥を防ぐためにセメンチングが行われたが、逸泥箇所の止水を行うことができず深度 380 m 以深の掘削では、逸泥した状態で掘削が行われた。

掘削完了後の FDB 孔は、FDB-1 孔の深度 454～666 m の区間がセメンチングにより閉塞されているが、FDB-1R 孔は裸孔の状態となっている。FDB 孔は、孔口標高が 58 m、管頭は地表面から 8.5 cm 高い位置に設置されているため、地表からの雨水が通常孔内に流入しない構造である。また、FDB 孔の深度 302 m までは、ケーシングを挿入し、フルホールセメンチングされていることから、浅層地下水が孔内に直接流入できない仕様の調査孔である（図 2.12）。つまり、FDB 孔内への地下水の流入・流出は、深度 302 m から最大 692 m（孔壁の崩壊岩層により浅くなっている可能性がある）までの裸孔区間に限定されている。

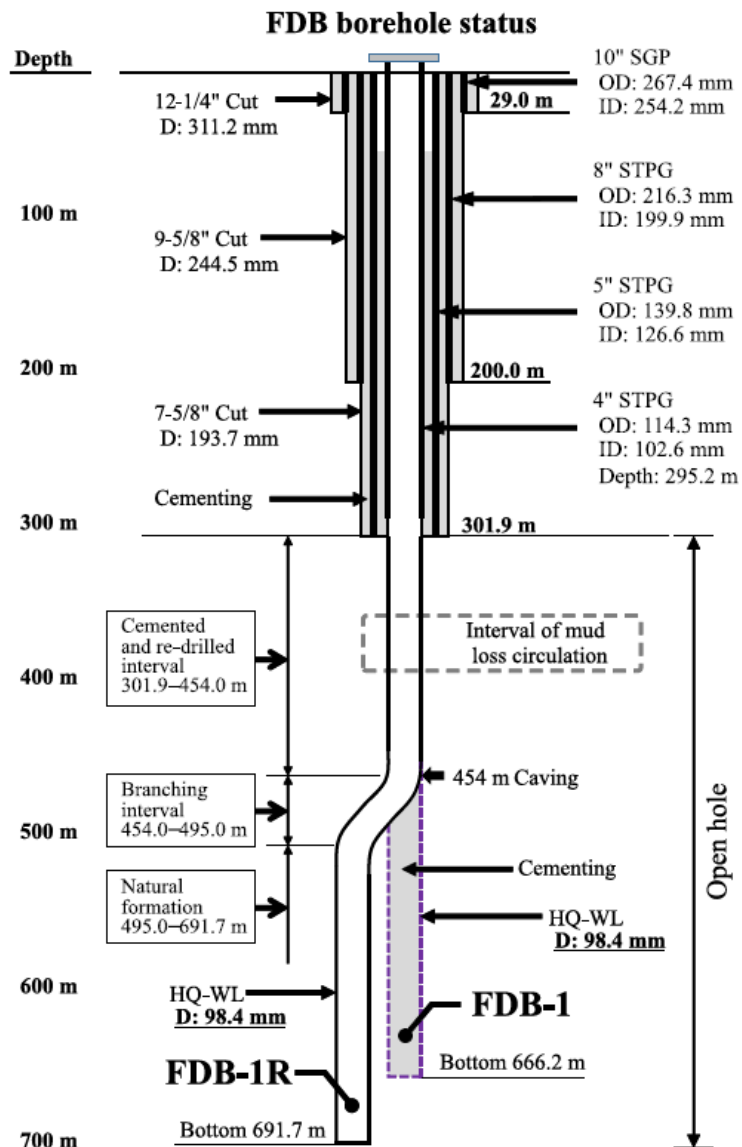


図 2.12 FDB-1 孔と FDB-1R 孔の構造図. 京都大学 (2018) の掘削記録を基に作成した. 図中の略語は, SGP (Steel Gas Pipe) が配管用炭素鋼鋼管, STPG (Steel Tube Pipe General) が圧力配管用炭素鋼鋼管, D (Diameter) が直径, OD (Outer diameter) が外径, ID (Inner diameter) が内径を示す.

2.4.3 物理検層

布田川断層掘削プロジェクトでは, 本孔の FDB-1 孔において物理検層が実施された. 物理検層の項目は, 孔径を測定するキャリパー検層, 温度検層, 比抵抗と自然電位を得るための電気検層, 音波検層, 自然ガンマ線検層および断層面等の地中での姿勢(構造)を把握するための BHTV (Borehole Televiwer の略) 検層である. 物理検層は, 掘削泥

水が孔内で満たされた状態で、合計で2回実施された。掘削泥水は、添加剤としてポリマー系泥剤とベントナイトが使用され、掘削泥水の比抵抗は $52.1 \Omega\text{m}$ 、密度は 1010 kg/m^3 であった。1回目の物理検層作業では、深度 302~383 m の区間で各種検層データが得られたが、孔壁の崩壊により検層ツールが深度 383 m 以深に挿入することができなかった。そのため、2回目の作業では、孔壁の崩壊区間まで掘削ロッドを仮挿入した状態で、深度 399~662 m の区間の各所検層データを得ることに成功した。物理検層は、京都大学（2018）の掘削プロジェクトの中で株式会社物理計測コンサルタント（<https://www.gsct.co.jp/>）により実施された。得られた物理検層のデータは、10 cm 間隔で取得された。

キャリパー検層では、4つのアームにより直交する2方向の孔壁の直径が連続的に測定された。温度検層では、温度センサー（分解能 0.1°C ）を用いて、検層ツールを 10 m/min の一定速度で下降させて、孔内の温度が測定された。温度検層の測定データは、掘削作業の約 24 時間後に実施された2回目の連続データであり、孔内の掘削泥水の循環がほとんどなくなった状態で行われたものである。なお、地上にある現場タンク内での掘削泥水の温度は 15.8°C であった。自然電位（SP ; Spontaneous Potential）は、掘削孔に沿って移動させた電位電極と地表に固定した電位電極の間の電位差を測定して得られたものであり、比抵抗を測定する電気検層とともに測定された。SP 値は、掘削泥水や岩石中の間隙水などの塩分濃度の違いによる主に電気化学的な影響から生じるものである。自然ガンマ線検層では、岩石から自然的に放射されているウラン、トリウム、カリウム等の自然放射能の合計である自然ガンマ線量が測定された。電気検層は、孔壁に一定の電流を流して電位を測定し、孔壁周辺の岩石の比抵抗を算出するもので、ノルマル法（2極法）で実施された。検層作業では、2つの電極間隔が 25 cm（ショートノルマル ; SN）と 100 cm（ロングノルマル ; LN）の2通りで測定された。音波検層は、孔壁周辺の岩石中を伝搬する P 波（縦波）の伝ば速度を測定するものである。測定では、1つの超音波送信器と4つの受信器（送信器からそれぞれ 60 cm, 80 cm, 100 cm, 120 cm の離れた位置に配置）で構成された測定プローブが使用された。BHTV 検層では、超音波を孔壁に照射し、孔壁からの反射強度（アンプリチュード値）と反射波到達時間（トラベルタイム）の2種類のパラメータが測定された（図 2.13）。アンプリチュード値は、き裂や軟らかい岩盤では低く、き裂のない硬い岩盤では高くなる。そのため、アンプリチュード値とトラベルタイムの測定値の変化をカラースケールで表現し、連続的に孔壁の展開画像が得られる。き裂の走向と傾斜は、展開画像に現れるサインカーブから読み取ることができる（図 2.13）。FDB-1 孔では、BHTV 検層の展開画像から天然のき裂の走向と傾斜が測定された。き裂解析では、安山岩のような硬い岩石であれば、正確にき裂を抽出することができるが、軟らかい堆積岩では反射強度が小さく、色調のコントラストも小さいため、硬い岩石に比べてき裂の抽出が困難となる傾向がある。

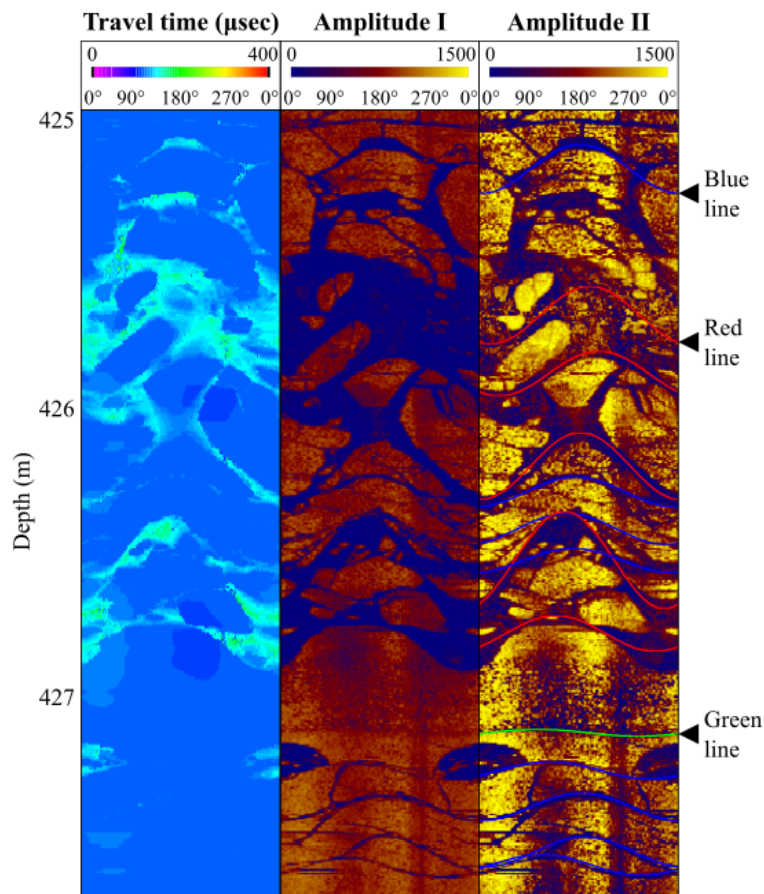


図 2.13 FDB-1 孔の BHTV 検層による孔壁画像の例. 京都大学 (2018) のデータを引用, 改変した. アンプリチュード I と II は, それぞれ static 画像と dynamic 画像を示す. static 画像は, 反射強度を全検層区間の値を基に画像化したものである. dynamic 画像は, 反射強度を 1 m 毎に最適化したもので, static 画像より色調コントラストが大きい鮮明な画像として表現される. アンプリチュード II の画像に示したサインカーブは, き裂の数, 傾斜方位と傾斜角度を決定するためのものである. サインカーブの色は, き裂の存在に対する確実度の分類を示しており, 赤線は明確なき裂, 青線はやや不明瞭なき裂, 緑線は溶岩の流理構造を示す.

2.4.4 本研究の地質学的解析データ

本研究では, 布田川断層掘削プロジェクトで掘削された FDP-1, FDP-2, FDB-1 および FDB-1R の各掘削孔から採取されたコア試料およびカッティングス試料を対象に, FFDP の岩石試料の観察結果 (京都大学, 2018) を参考にして地質学的観察を行った. FFDP での岩石試料の観察では, 試料の詳細な記載が行われているが, 本研究では FFDP サイトに分布する地質を岩相ユニットに区分し, 熊本地震で活動した断層を特定するこ

とを目的として、FFDP後に残された岩石試料の観察を本研究においても行った。観察では、岩相の違いやその深度、境界面の不整合面や断層面などの接触関係を確認した。また、FFDPの観察結果において布田川断層の最新活動面の存在が示唆された深度約354～576 m 区間を含む FDB-1 孔の岩石試料を対象として、き裂面やせん断面、スリップ面上のスリッケンラインの有無とその性状を重点的に観察した。

断層破碎帯では、断層のスリップ面以外にもき裂の分布や傾斜角度が破碎帯の幅やその特徴を定量的に示すために重要である。そこで、本研究では布田川断層の破碎帯の特徴を明らかにするために、物理検層が実施された FDB-1 孔で採取された深度 302～666 m の全コア試料を対象に、天然のき裂の数および傾斜角度を測定した。き裂の数のカウント結果は、1 m あたりのき裂密度として計算した。また、カウントしたき裂は、傾斜角度の違いから、水平面に対する傾斜角度が 30°未満のき裂は Low を意味する”L”，30°以上 60°未満のき裂は Middle を意味する”M”，60°以上のき裂は High を意味する”H”として3つに分類した（図 2.14）。なお、掘削などによって生じた二次的なき裂は、き裂のカウントから除外した。

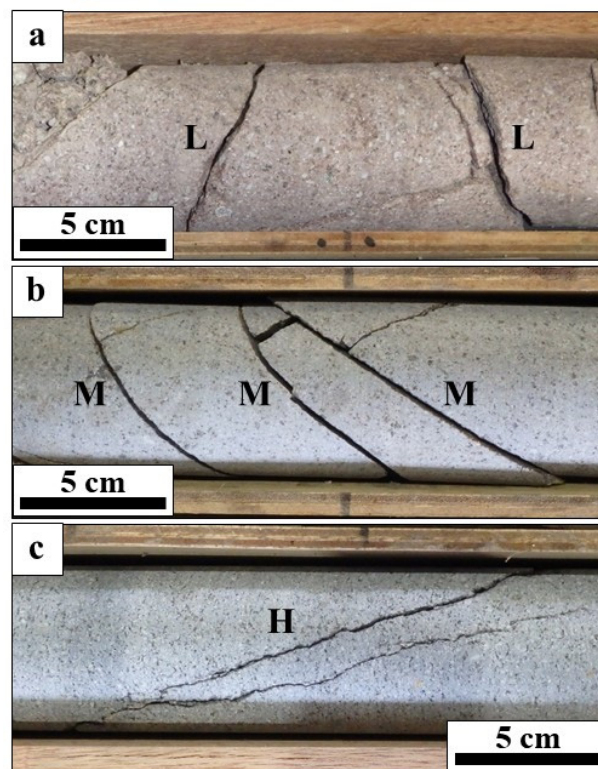


図 2.14 コア観察によるき裂の分類. (a) 傾斜角度が 30°未満のき裂. L は Low を意味する. (b) 傾斜角度が 30°以上 60°未満のき裂. M は Middle を意味する. (c) 傾斜角度が 60°以上のき裂. H は High を意味する.

参考文献

- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E.L., Miyabuchi, Y., et al. (2019). Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core), *Quaternary Geochronology*, 52, 103–131. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.01.005>
- Aoki, K. (2008). Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quaternary International*, 178, 100–118. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.02.005>
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Feuillet, N. (2013). The 2011–2012 unrest at Santorini rift: Stress interaction between active faulting and volcanism. *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3532–3537. <https://doi.org/10.1002/grl.50516>
- 樋口篤志, 嶋田純, 田中正. (1998). 阿蘇西麓台地南部・高遊原台地周辺における地下水流動系について. *日本水文科学会誌*, 28(1), 13–22. <https://doi.org/10.4145/jahs.28.13>
- 星住英夫, 尾崎正紀, 宮崎一博, 松浦浩久, 利光誠一, 宇都浩三, 内海茂, 駒澤正夫, 広島俊男, 須藤定久. (2004). 20 万分の 1 地質図幅「熊本」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. Retrieved from https://www.gsj.jp/data/200KGM/PDF/GSJ_MAP_G200_NI5211_2004_D.pdf
- Hosono, T., Tokunaga, T., Kagabu, M., Nakata, H., Orishikida, T., Lin, I.-T., & Shimada, J. (2013). The use of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{18}\text{O}$ tracers with an understanding of groundwater flow dynamics for evaluating the origins and attenuation mechanisms of nitrate pollution. *Water Research*, 47(8), 2661–2675. [10.1016/j.watres.2013.02.020](https://doi.org/10.1016/j.watres.2013.02.020)
- Hosono, T., Yamada, C., Manga, M., Wang, C.-Y., & Tanimizu, M. (2020). Stable isotopes show that earthquakes enhance permeability and release water from mountains. *Nature Communications*, 11, No.2776. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16604-y>
- Hosono, T., Yamada, C., Shibata, T., Tawara, Y., Wang, C.-Y., Manga, M., Rahman, A. T. M. S., & Shimada, J. (2019). Coseismic Groundwater Drawdown Along Crustal Ruptures During the 2016 Mw 7.0 Kumamoto Earthquake. *Water Resources Research*, 55, 5891–5903. <https://doi.org/10.1029/2019WR024871>
- 井川怜欧. (2015). 水文環境図「熊本地域」. *GSJ 地質ニュース*, 4(2), 58–62.
- 石坂信也, 渡辺一徳, 高田英樹. (1992). 熊本平野地下における第四系の最近 15 万年間

- の沈降速度. 第四紀研究, 31, 91–99. <https://doi.org/10.4116/jaqua.31.91>
- 地震調査研究推進本部. (2013). 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）. https://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf
- Kagabu, M., Ide, K., Hosono, T., Nakagawa, K., & Shimada, J. (2020). Describing coseismic groundwater level rise using tank model in volcanic aquifers, Kumamoto, southern Japan. *Journal of Hydrology*, 582, 124464. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124464>
- Kamata., H., & Kodama, K. (1999). Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc. *The Island Arc*, 8(3), 393–403. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.1999.00241.x>
- Kawagoshi, Y., Suenaga, Y., Chi, N. L., Hama, T., Ito, H., & Duc, L. V. (2019). Understanding nitrate contamination based on the relationship between changes in groundwater levels and changes in water quality with precipitation fluctuations. *Science of the Total Environment*, 657, 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.041>
- 桐山貴文, 市川勉, 星田義治. (2000). タンクモデルによる熊本地域における地下水位の推定. 水工学論文集, 44, 223–228.
- Kobayashi, H., Koketsu, K., & Miyake, H. (2017). Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions. *Geophysical Research Letters*, 44, 6002–6010. <https://doi.org/10.1002/2017GL073857>
- Koike, K., Yoshinaga, T., & Asaue, H. (2009). Radon concentrations in soil gas, considering radioactive equilibrium conditions with application to estimating fault-zone geometry. *Environmental Geology*, 56, 1533–1549. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1252-x>
- Koike, K., Yoshinaga, T., Ueyama, T., & Asaue, H. (2014). Increased radon-222 in soil gas because of cumulative seismicity at active faults. *Earth, Planets and Space*, 66, 57. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-57>
- 国土地理院. (2017). 基盤地図情報の5mメッシュ数値標高モデル(DEM)と基本項目データ. <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php> (2017年2月2日閲覧)
- 国土地理院. (2020). 基盤地図情報の5mメッシュ数値標高モデル(DEM)データ. <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php> (2020年10月10日閲覧)
- 熊本県. (1996). 布田川断層帯（立田山断層を含む）に関する調査成果報告書. 平成7年度地震調査研究交付金成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Kumamoto2Afrm.htm> (2020年10月20日閲覧)
- Kusumoto, S. (2016). Dip distribution of Oita-Kumamoto Tectonic Line located in central Kyushu, Japan, estimated by eigenvectors of gravity gradient tensor. *Earth, Planets and Space*, 68, 153. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0529-7>
- 京都大学. (2018). 平成29年度原子力施設等防災対策等委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業報告書: ボーリングコア及びボーリング孔を用い

- た 応 力 測 定 ② 布 田 川 断 層 (3/3), 208p.
https://www.nsr.go.jp/nra/chotatsu/yosanshikou/itaku_houkoku_h29.html (2021年8月22日閲覧)
- Mahony, S. H., Wallace, L. M., Miyoshi, M., Villamor, P., Sparks, R. S. J., & Hasenaka, T. (2011). Volcano-tectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu region, SW Japan. *GSA Bulletin*, 123(11-12), 2201–2223. <https://doi.org/10.1130/B30408.1>
- 松本哲一, 宇都浩三, 小野晃司, 渡辺一徳. (1991). 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定: -火山層序との整合性と火砕流試料への適応-. 日本火山学会 1991 年度秋季大会, 仙台: 日本火山学会講演予稿集, B03. https://doi.org/10.18940/vsj.1991.2.0_73
- 松本哲一. (1996). 若い火山岩の K-Ar 年代測定: -初生比補正とその応用例-. 地質ニュース, 501, 12–17. Retrieved from https://www.gsj.jp/data/chishitsunews/96_05_03.pdf
- Matsumoto, N., Yoshihiro, H. & Sawada, A. (2016). Continuity, segmentation and faulting type of active fault zones of the 2016 Kumamoto earthquake inferred from analyses of a gravity gradient tensor. *Earth, Planets and Space*, 68, 167. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0541-y>
- Moore, J. D. P., Yu, H., Tang, C.-H., Wang, T. Barbot, S., Peng, D., et al. (2017). Imaging the distribution of transient viscosity after the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake. *Science*, 356(6334), 163–167. <https://doi.org/10.1126/science.aal3422>
- Moya, L., Yamazaki, F., Liu, W., & Chiba, T. (2017). Calculation of coseismic displacement from lidar data in the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(1), 143–156. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-143-2017>
- Nakada, S., & Kamata, H. (1991). Temporal change in chemistry of magma source under Central Kyushu, Southwest Japan: progressive contamination of mantle wedge, *Bulletin of Volcanology*, 53, 182–194. <https://doi.org/10.1007/BF00301229>
- 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.
- 中山洋, 古澤二, 長谷義隆, 荒牧昭二郎. (2019). 熊本地域の地質断面図 —地下地質と熊本地震—. 熊本地盤研究会, 114p.
- 大橋聖和, 大坪誠, 松本聡, 小林健太, 佐藤活志, 西村卓也. (2020). 九州中部の第四紀テクトニクスと 2016 年熊本地震. 地学雑誌, 129, 565–589. <https://doi:10.5026/jgeography.129.565>
- 大橋聖和, 田村友識. (2016). 2016 年熊本地震で動いた布田川断層の活断層露頭. 地質学雑誌, 122(12), V–VI. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2016.0055>
- Rahman, A. T. M. S., Hosono, T, Tawara, Y., Fukuoka, Y., Hazart, A., & Shimada, J. (2021). Multiple-tracers-aided surface-subsurface hydrological modeling for detailed characterization of regional catchment water dynamics in Kumamoto area, southern Japan.

- Hydrogeology Journal*, 29, 1885–1904. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02354-8>
- Sano, Y., Takahata, N., Kagoshima, T., Shibata, T., Onoue, T., & Zhao, D. (2016). Groundwater helium anomaly reflects strain change during the 2016 Kumamoto earthquake in Southwest Japan. *Scientific Reports*, 6, 37939. <https://doi.org/10.1038/srep37939>
- 産総研地質調査総合センター. (2009). 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版. 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター. (2014). 水文環境図 No. 7 熊本地域, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/WaterEnvironmentMap/contents/kumamoto/kumamoto/Kumamoto.htm> (2021 年 8 月 29 日閲覧)
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., et al. (2016). Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68, 191. <https://doi:10.1186/s40623-016-0559-1>
- 多田堯. (1993). 九州中部地方の地殻変動とテクトニクス —別府-島原地溝の分裂拡大—. 地質学論集, Vol. 41, 1–14.
- Takarada, S., & Hoshizumi, H. (2020). Distribution and eruptive volume of Aso-4 pyroclastic density current and tephra fall deposits, Japan: A M8 super-eruption. *Frontiers in Earth Science*, 8, 170. doi: 10.3389/feart.2020.00170
- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura, D., & Mildon, K. Z. (2016). Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth, Planets and Space*, 68, 188. <https://doi: 10.1186/s40623-016-0560-8>
- 遠田晋次, 鳥井真之, 奥野充, 今野明咲香, 小野大輝, 高橋直也. (2019). 熊本地震地表地震断層の阿蘇カルデラ内の完新世活動履歴 —南阿蘇村黒川地区トレンチ調査—. 活断層研究, 51, 13–25. https://doi.org/10.11462/afr.2019.51_13
- Tsuji, T., Ikeda, M., Furusawa, A., Nakamura, C., Ichikawa, K., & Yanagida, M. et al. (2018). High resolution record of Quaternary explosive volcanism recorded in fluvio-lacustrine sediments of the Uwa basin, southwest Japan. *Quaternary International*, 478, 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.10.016>
- Waite, G. P., & Smith, R. B. (2002). Seismic evidence for fluid migration accompanying subsidence of the Yellowstone caldera. *Journal of Geophysical Research*, 107(B9), 2177. <https://doi.org/10.1029/2001JB000586>
- 渡辺一徳, 初倉克幹, 鶴田孝三. (1979). 阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火口の位置. 第四紀研究, 18(2), 89–101. <https://doi.org/10.4116/jaqua.18.89>
- 渡辺一徳, 小野晃司. (1969). 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質. 地質学雑誌, 75, 365–

374. <https://doi:10.5575/geosoc.75.365>

Yano, T. E., & Matsubara, M. (2017). Effect of newly refined hypocenter locations on the seismic activity recorded during the 2016 Kumamoto Earthquake sequence. *Earth, Planets and Space*, 69(74), 1632. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0656-9>

Zhao, D., Yamashita, K. & Toyokuni, G. (2018). Tomography of the 2016 Kumamoto earthquake area and the Beppu-Shimabara graben. *Scientific Reports*, 8, 15488. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33805-0>

第3章 布田川断層の地質学的特性と断層変位

3.1 はじめに

布田川断層は熊本地震時に主に右横ずれの地表変位を発生させ（例えば, Shirahama et al., 2016）, 熊本地域に大きな地震災害を引き起こした。布田川断層は70~100 mの垂直変位を持つ正断層として定義された断層である（渡辺・小野, 1969; 大橋ほか, 2020）。布田川断層の鉛直方向の断層変位は, 現在の横ずれ優位の断層運動と矛盾する運動センスであり, 過去から現在までの布田川断層の運動履歴の詳細は明らかにされていない。布田川断層掘削プロジェクト（FFDP）では, 熊本地震本震時に活動した布田川断層の破碎帯および断層面を複数のボーリング掘削で貫通し, コア試料や物理検層データなどの地質情報を取得された。そのため, このFFDPの地質情報を基に, 布田川断層や周辺岩盤の特徴を明らかにすることで, 布田川断層の運動履歴を明らかにすることができることが期待された。



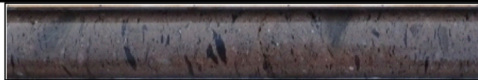
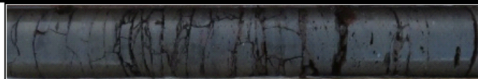










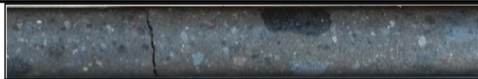

そこで, 本研究では, 布田川断層掘削プロジェクトで得られたコア試料を基に, FFDPサイトの岩盤に対して岩相の特徴からユニット区分と断層の特徴を記述する。これらの地質学的観察の結果を基に, 物理検層データを用いて各岩相および断層破碎帯の物理特性を明らかにした結果をまとめた。さらに, 布田川断層の破碎特性を把握するため, 本研究で行ったFDB-1孔の深度302~666 m区間のコア試料を対象にき裂をカウントし, き裂の密度と傾斜角度を明らかにした亀裂解析の結果もあわせてまとめた。これらのデータを基に, 布田川断層の特徴, 断層変位および活動履歴について考察した。

なお, 本章の内容は, 京都大学(2018)のデータを用いて検討を行ったもので, Shibutani et al. (2022) に一部改訂を加えたものである。

3.2 岩盤の地質特性

3.2.1 岩相と層序

布田川断層掘削プロジェクトで掘削された FDP-1, FDP-2, FDB-1 および FDB-1R の各掘削孔から採取されたコア試料を基に, 岩相の特徴から 6 つの岩相 Unit に区分した. 各岩相 Unit および Subunit の代表的なコア写真を図 3.1 に示す. FFDP サイトの岩相は, 上位の地層から順に阿蘇火砕流堆積物 (Unit I), 下陳礫層 (Unit II), 津森層 (シルト岩・砂岩, Unit III), 火山礫凝灰岩・礫岩層 (Unit IV), 先阿蘇火山岩類 (Unit V), ラハール堆積物と考えられる礫岩・凝灰質礫岩層 (Unit VI) から構成される. 2016 年の熊本地震本震で活動した断層面は, FDB-1 孔では深度 354~576 m の区間内にあると考えられた (京都大学, 2018). FDB-1 孔の深度 457~510 m の区間では, き裂などの破碎構造を充填するスリッケンラインを伴う褐色粘土が豊富に観察された (図 3.1 に示す Subunit Vc のコア写真を参照). 各岩相 Unit は, FDP-1 孔では Unit I~III, FDP-2 孔では Unit I, FDB-1 孔のコア試料からは Unit III~VI, FDB-1R 孔では Unit V~VI が確認された (図 3.2). 本節では 6 つの岩相 Unit の特徴を掘削コア試料の記載に基づき以下に示す.

Unit/Subunit		Core photo	Borehole ID, Core top depth, Rock type
I	Aso-4		FDP-2, 40.1 m, Pumiceous pyroclastic flow deposit
	Aso-3		FDP-2, 68.2 m, Scoriaceous pyroclastic flow deposit
	Aso-2		FDP-2, 106.2 m, Welded pyroclastic flow deposit
	Ak		FDP-2, 123.3 m, Andesitic lava
	Aso-1		FDP-2, 162.1 m, Strongly welded pyroclastic flow deposit
II	-		FDP-1, 83.5 m, Gravel (semiconsolidated conglomerate)
II/III	-		FDP-1, 92.5 m, Unit boundary of II and III
III	-		FDB-1, 314.6 m, Siltstone and sandstone
IV	IVa		FDB-1, 326.0 m, Lapilli tuff
	IVb		FDB-1, 332.5 m, Conglomerate
V	Va		FDB-1, 373.4 m, Autobrecciated andesitic lava
	Vb		FDB-1, 439.1 m, Andesitic lava
	Vc		FDB-1, 500.5 m, Autobrecciated andesitic lava
VI	VIa		FDB-1, 541.4 m, Conglomerate
	VIb		FDB-1, 638.4 m, Tuffaceous conglomerate
			FDB-1, 663.0 m, Greenschist-rich breccia

Length of each core is 50 cm for FDP-1 and FDP-2, and 40 cm for FDB-1.

図 3.1 FDB-1, FDP-1, FDP-2 の掘削孔から採取された FFDP サイトの代表的な岩石のコア写真 (京都大学, 2018) . 深度の数字は, 各掘削孔の測定深度を示す. 赤矢印は, Unit II (下陳礫層) と Unit III (津森層) の境界を示す.

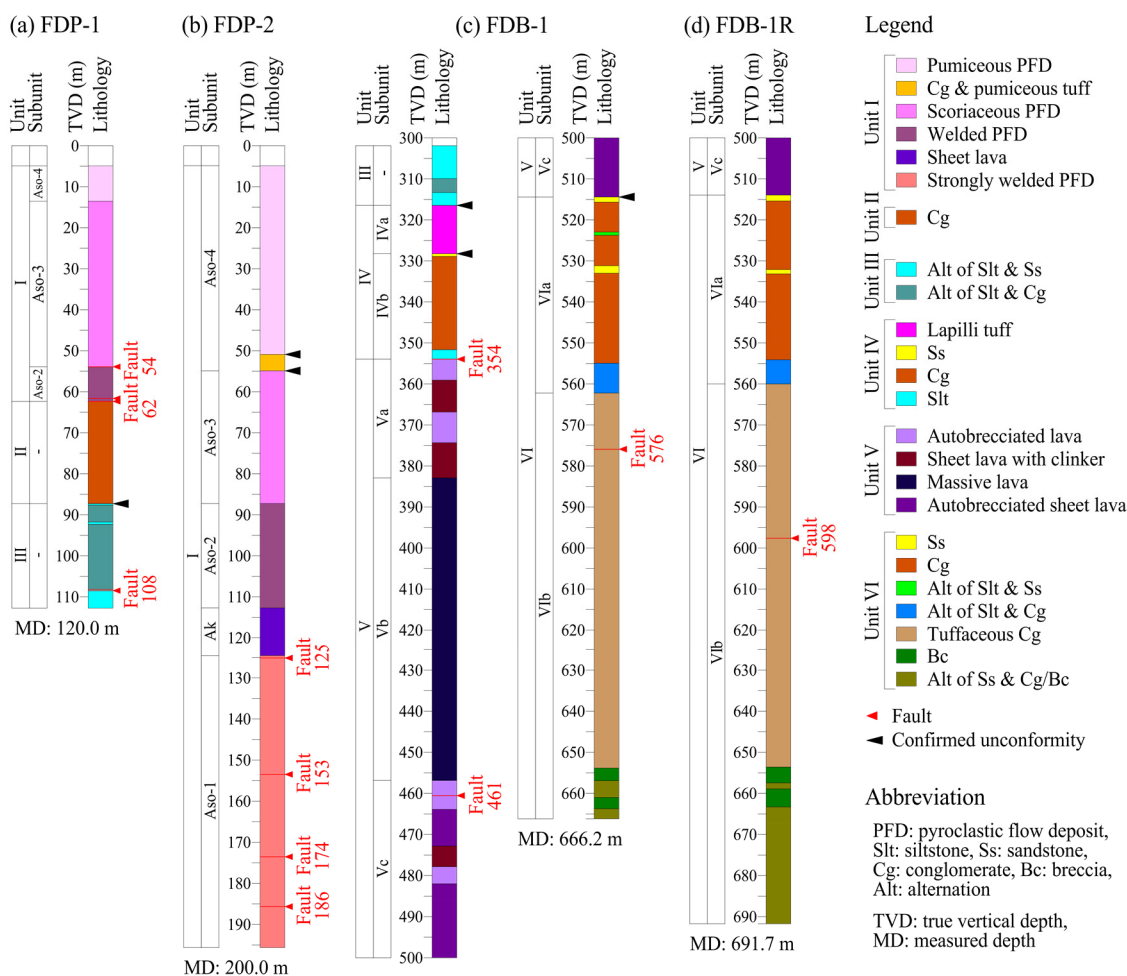


図 3.2 FDP-1, FDP-2, FDB-1 および FDB-1R の各掘削孔におけるコア記載に基づく岩相柱状図。柱状図の TVD (true vertical depth) は鉛直深度を示す。"Fault"の横に示した数字は、主要な断層面の概略深度を意味する。

(1) Unit I (阿蘇火砕流堆積物)

阿蘇火砕流堆積物は、阿蘇火山の主に更新世の火山噴火で形成された堆積物である (例えば, Takarada and Hoshizumi, 2020)。FFDP サイトにある厚さ約 255 m の厚い火砕流堆積物は、年代の若い順に Aso-4, Aso-3, Aso-2, Aso-1 の 4 つの噴火イベントの堆積物に分けられ、FDB-1 孔でも若い年代の堆積物から順に上位から下位に向かって堆積している (図 3.2a, 3.2b)。さらに、Aso-2 と Aso-1 の間には、秋田溶岩と呼ばれる薄い溶岩層が存在する (図 3.1, 図 3.2b の Ak)。FDP-2 孔のコア試料と FDB-1 孔のカッティング試料を基にすると、厚さは約 12~30 m である。

Aso-4 火砕流堆積物は軽石を多く含み、灰白色~淡黄褐色を呈する。この堆積物には細粒~中粒の火山灰中に白色の多孔質な軽石を多く含み、石質岩片として安山岩と泥岩

が含まれる。Aso-4 火砕流堆積物の最下部には、FDP-2 孔で礫岩と軽石質凝灰岩が観察されたが、FDP-1 孔では見られなかった。Aso-3 火砕流堆積物は、スコリア質で非溶結～弱溶結の凝灰岩である。この堆積物は、黒色～淡赤色の細粒～中粒の火山灰、様々な岩種の石質岩片、スコリア、軽石から構成される。Aso-2 火砕流堆積物は、スコリア質の溶結凝灰岩である。この堆積物は、スコリア質の火山灰、マグマの本質物質であるスコリア、黒色の細粒～中粒の火山性鉱物粒子と僅かな石質岩片から構成される。Aso-1 火砕流堆積物は、ほとんどが強溶結の溶結凝灰岩である。溶結凝灰岩は、ガラス質の細粒～中粒の火山灰と様々な岩種の石質岩片から構成され、非常に硬質で、灰白色～黒色を呈する。

(2) Unit II (下陳礫層)

下陳礫層は、FDP-1 孔では深度 66～93 m (鉛直深度約 62～87 m に相当)、FDB-1 孔では深度 265～291 m で観察され、調査地周辺に分布する火山岩に由来する円～亜円形の径 10～20 cm の礫を特徴的に含む礫層である。基質は半固結で、粘土や砂などの粒子と礫片からなる。この礫層は、阿蘇火砕流堆積物 (Unit I) の下位、かつ津森層 (Unit III) の上位に堆積していることが知られている (例えば、今西, 1967; 渡辺・小野, 1969)。下陳礫層は、津森層の堆積年代を基にすると、中期更新世の堆積層と考えられる (長谷・岩内, 1993)。

(3) Unit III (津森層)

津森層の上部層と下部層は、それぞれ FDP-1 孔と FDB-1 孔のコア試料で観察された。この地層は中期更新世の湖沼堆積物として知られており (長谷・岩内, 1992, 1993)、淡水性珪藻類 (田中ほか, 2005) や昆虫類 (林ほか, 2004) などの様々な示準化石や示相化石を含む。FDB-1 孔のコア試料で観察された岩相は、褐色～淡褐色を呈し、シルト岩と細粒砂岩が互層をなし、粗粒砂岩と礫岩の層が僅かに挟在することで特徴づけられる。FDP-1 孔で観測された岩相は、主にラミナの発達したシルト岩と礫岩の互層、シルト岩および細粒砂岩である。両掘削孔に共通する岩相は、シルト岩に平行ラミナが発達していること、堆積面がほぼ水平～5°未満の緩やかな傾斜角度を示し、堆積物が半固結であることが挙げられる。この岩相の特徴は、津森層を最初に定義した今西 (1967) が記述したものと同様である。FDP-1 孔と FDB-1 孔では、津森層の上部層から下部層にわたる全深度のコア試料が採取されていないが、2つの掘削孔で観察された地層の特徴は津森層とほぼ同じである。

(4) Unit IV (火山礫凝灰岩層と礫岩層)

Unit IV は、FDB-1 孔の深度 317～354 m の区間で定義され、火山礫凝灰岩の Subunit

IVa と礫岩の Subunit IVb に細分した。Subunit IVa は、スコリア質の火山礫凝灰岩層である。火山礫凝灰岩は最大約 8 cm 大の黒色を呈すスコリアを含有することが特徴で、基質は全体に黄褐色～灰褐色を呈する。スコリアの密度は Subunit の下位の方向に向かって増加する。この岩相は大部分が塊状であり、層状構造などの堆積面が見られない。Subunit IVb の礫岩層は、火山礫凝灰岩の下位で確認される。Subunit IVb の岩相は、Unit II で観察されたものと類似し、最大約 50 cm 大の硬質で新鮮な安山岩礫を多く含む。Subunit IVa の直下には、全体に粗粒な砂岩の薄層（厚さ約 0.8 m）があり、黄褐色～褐色の層理面が見られない塊状の岩相がある。また、Subunit IVb の下部には、半固結した淡褐色のシルト岩と細粒砂岩の互層（厚さ約 2.3 m）があり、最下部の深度 354 m で先阿蘇火山岩類（Unit V）と接している。

(5) Unit V（先阿蘇火山岩類）

Unit V は、阿蘇前火山岩類と呼ばれる火山岩からなり、阿蘇火砕流堆積物よりも古く、阿蘇カルデラ形成より以前に噴火し堆積したものである（例えば、渡辺・小野, 1969）。この地域の先阿蘇火山岩類は、安山岩質の塊状溶岩、自破砕を伴う溶岩、平板溶岩、クリンカーなどから構成される。先阿蘇火山岩類は、地質年代学の研究から 6～0.35 Ma の間に噴火し堆積したと考えられているが、先阿蘇火山岩類を生成した主な火山活動は 0.8～0.35 Ma の間とされている（例えば、Kaneoka and Suzuki, 1970, 古川ほか, 2009）。

Unit V は、硬質な安山岩質の塊状溶岩と、その上下に自破砕を伴う溶岩とクリンカーを伴う変質した安山岩質溶岩からなる（図 3.2c）。そのため、この Unit は岩石学的特徴の違いにより、3 つの Subunit Va, Vb, Vc に区分した。Subunit Va は深度 354～383 m にある主に自破砕を伴う溶岩とクリンカーからなる変質安山岩、Subunit Vb は深度 383～457 m にある全体に灰色～青灰色、弱変質部で赤紫色を呈す塊状溶岩、Subunit Vc は深度 457～514 m にある自破砕を伴う変質溶岩である。Subunit Va と Vc の自破砕を伴う溶岩は、非常に脆く、強変質部では黄白色～赤紫白色を呈する。クリンカーは一般的に溶岩と互層をなす。

Unit V は、FDB-1 孔の中でき裂が発達した岩相である。Subunit Vc では、深度 460～472 m と 495～503 m に半固結の均質な褐色粘土で充填された多くのき裂があり、この粘土と母岩との境界面には多数の横ずれを示すスリッケンラインが見られる。

(6) Unit VI（礫岩層と凝灰質礫岩層）

Unit VI は、深度 514 m から FDB-1 孔（孔底深度 666 m）と FDB-1R 孔（孔底深度 692 m）の孔底まで続く岩相で、Subunit VIa と VIb に区分した（3.2c, 3.2d）。2 つの Subunit の境界は、厚さ約 7 m のシルト岩と礫岩の互層の存在によって特徴づけられ、この互層の下面（FDB-1 孔で深度 562 m）である。この岩相は、FDB-1 孔と FDB-1R 孔の両コア

試料で同様の深度で確認された。

Subunit VIa の大部分は深度 514～562 m にある半固結の礫岩である。この礫岩の最上部には厚さ 1.3 m の細粒砂岩と礫岩の互層があり、先阿蘇火山岩類 (Subunit Vc) によって不整合で覆われる。礫岩には、径 10～30 cm の安山岩の円礫、緑色片岩の角礫が多数含まれる。礫岩の基質は、細粒～中粒の灰色～褐色を呈す砂岩である。礫岩層は局所的に厚さ 1～2 m の砂岩層を伴い、層理面は 0～30°の低角度を示す。

Subunit VIb は大部分が固結した凝灰質礫岩である。凝灰質礫岩は堆積構造が見られない、灰色を帯びた褐色を呈す。礫岩中の礫は、径 10 cm 以下の安山岩の垂円～角礫からなる。また、礫岩中の黒色を呈すスコリア片の密度は、Subunit の下位の方向に向かって増加する傾向がある。FDB-1 孔の深度 654 m より深い Subunit VIb の最下部には、厚さ 3 m 以下の緑色片岩を多く含む角礫岩層が見られる。この角礫岩は脆く、緑色片岩や蛇紋岩、石英脈の岩片で構成されることが特徴である。緑色片岩を多く含む角礫岩は、緑灰色を帯びた砂岩や礫岩層と互層する。また、この岩相は FDB-1R 孔の深度 654 m 以深でも確認され、深部では多数の礫岩層を伴う傾向がある (図 3.2d)。

3.2.2 断層の性状

2016 年の熊本地震本震で活動した断層候補は、FDB-1 孔で確認されたシャープな断層面を伴う 3 つのダメージゾーンの中の 1 つと考えられる。本研究では、ダメージゾーンを、断層コア、角礫岩、き裂帯からなる断層破砕を受けたゾーンと定義した。ダメージゾーンの中心の深度は、断層コアもしくは断層面の深度とし、前述の 3 つのダメージゾーンの中心の深度は、それぞれ 354 m, 461 m, 576 m である (図 3.3)。ここでは、3 つのダメージゾーンを”Fault 354”, ”Fault 461”, ”Fault 576”と呼ぶことにする。

Fault 354 は、シルト岩 (Subunit IVb) と自破砕を伴う溶岩 (Subunit Va) の岩相境界と一致し、シャープなスリッケンラインがある断層面を伴う (図 3.4a)。このスリッケンラインの運動センスは、次の理由から正断層と考えた。i) BHTV 画像から得られた断層面の傾斜角度が 80°WNW であり、既存の地表地震断層の調査や、地震動および地震時地表変位の観察により推定された布田川断層とほぼ平行であること (Shirahama et al, 2016; Yano and Matsubara, 2017; Moya et al., 2017), ii) スリッケンラインは断層面の傾斜方向とほぼ平行であること (図 3.4a), iii) 布田川断層の上盤側での沈下が確認されたこと (図 3.5)。この Fault 354 の正断層は、FFDP サイトの 2016 年の熊本地震本震の地表地震断層で観察された主に横ずれの運動センスと一致しない。

Fault 461 のダメージゾーンは、他の 2 つのダメージゾーン (鉛直方向での厚さ約 3～6 m) に比べて非常に広く (鉛直方向の厚さが約 45 m)、深度 460.4～460.6 m の断層コ

アでは3つのシャープな断層面が確認された(図 3.4b)。このダメージゾーンは、Subunit Vc (自破碎を伴う溶岩) の最上部に位置し、Subunit Vb と Vc の境界からわずかに約 3.7 m 下にある。深度約 460.3 m の約 45°傾斜したスリップ面では、2016 年の熊本地震本震で形成された地表地震断層と同じ運動センスの主に横ずれのスリッケンラインの存在が確認された(図 3.4b, 3.4c, 3.4d)。また、Fault 461 の断層コア、角礫岩、き裂帯では、半固結の褐色粘土が観察された。深度 460.2~503.2 m では、この半固結の褐色粘土を伴うスリップ面において、面の最大傾斜方向に対してほぼ水平方向のスリッケンラインが 9 箇所以上で確認された(図 3.4e)。

Fault 576 は凝灰質礫岩(Subunit VIb) 内にあり、深度 575.9~576.1 m で断層コアが確認された(図 3.3c)。FDB-1 孔の深度 575.9 m にある断層面は、高角度で断層面に沿って黄褐色を呈す。この断層面は、平滑な面ではなく、緩やかに曲がっている。また、このダメージゾーンのき裂帯中の深度 576.8 m にも断層面が観察され、この断層面から下の断層下盤では明瞭なき裂の密度が低下する。なお、FDB-1 孔の分岐孔である FDB-1R 孔でも、深度 597.6 m に Fault 576 と同様のダメージゾーンが確認された(図 3.5)。

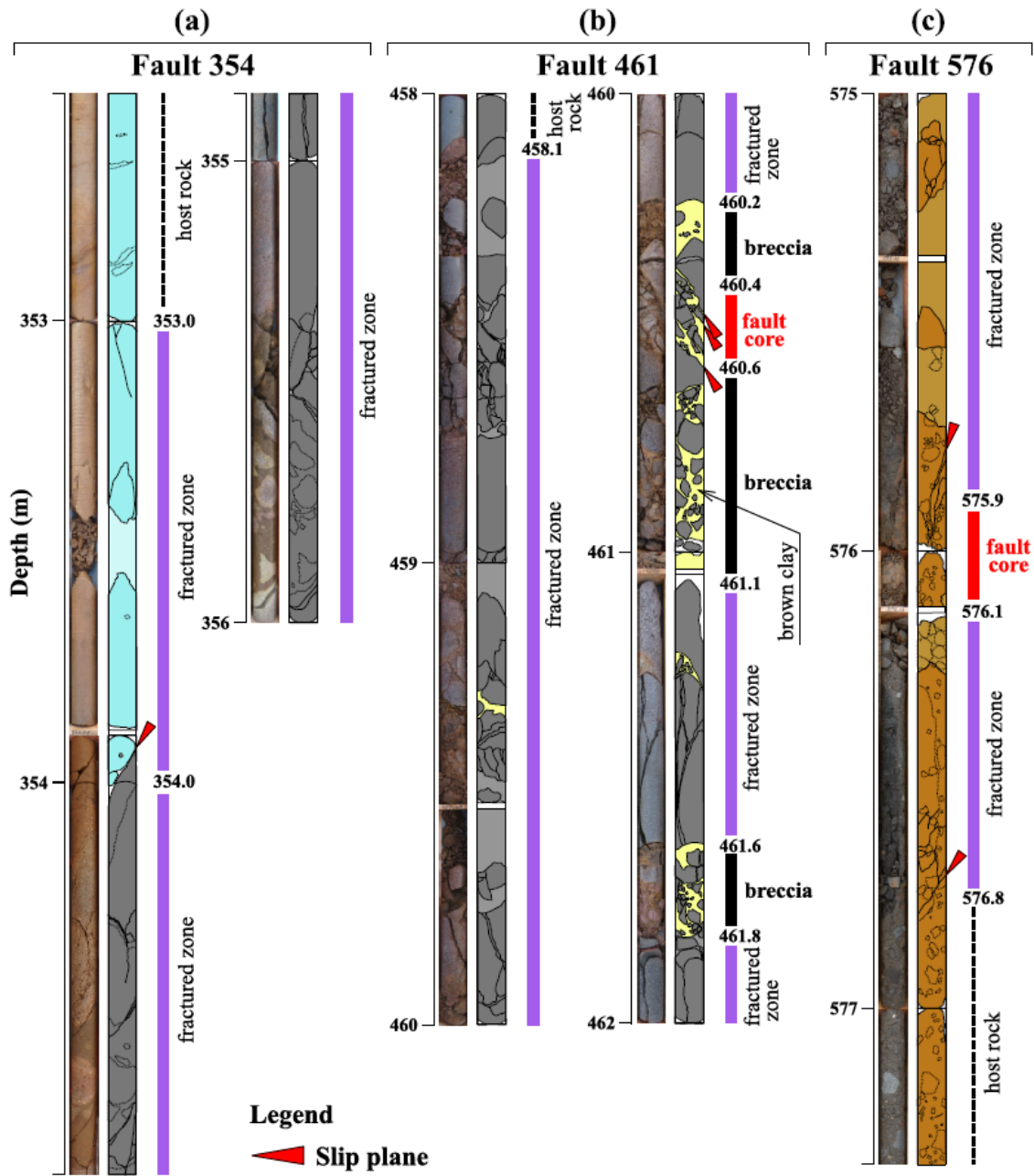


図 3.3 FDB-1 孔で貫通した Fault 354, 461, 576 のコア写真とスケッチ. 深度は, それぞれ(a) 352.5~356.0 m, (b) 458.0~462.0 m, (c) 575.0~577.4 m である. コア写真は布田川断層掘削プロジェクト (京都大学, 2018) で得られたものを引用した. スケッチの着色は, 水色が Unit I V のシルト岩, 灰色が Unit V の自破碎を伴う溶岩, 褐色が Unit VI の凝灰質礫岩を示す. 黄色の部分は, 角礫岩やき裂帯に見られる褐色粘土を示す. 掘削作業の過程で二次的に乱されたコアの部分は, 乱れないコアより淡い色調で示した.

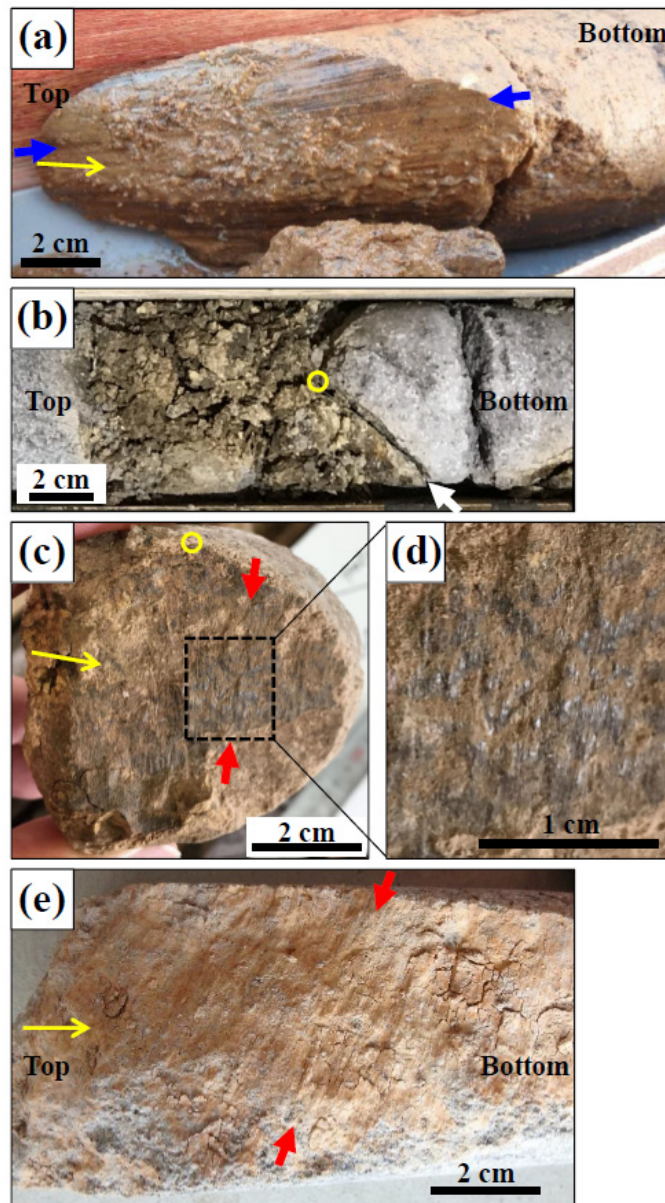


図 3.4 FDB-1 孔のダメージゾーン中で確認されたスリッケンラインのコア写真。コア試料および図 3.4a のコア写真は、布田川断層掘削プロジェクト（京都大学, 2018）で得られたものである。青と赤の矢印はスリッケンラインを示す。黄色の矢印は、スリップ面の最大傾斜方向での上から下の方向を示す。上と下は、それぞれコアの浅い側と深い側を意味する。(a) Fault 354 の深度約 354.0 m にある Dip-slip 断層のスリッケンライン。(b) 図 3.4c と 4.4d に示したコアの側面。白矢印は、図 3.4c において、約 45°で傾斜したスリップ面を示す。黄色の丸印は、図 3.4c の同じ黄色の丸印と同じ位置を示す。(c) Fault 461 の深度約 460.3 m にある約 45°で傾斜したスリップ面上の Strike-slip 断層のスリッケンライン。(d) 図 3.4c の破線枠内の拡大写真。(e) 深度 471.5 m の褐色粘土に見られた Strike-slip 断層のスリッケンライン。

3.2.3 地質構造

ここでは、前述で区分した FFDP サイトの岩相 Unit、断層の観察結果を基に、FFDP サイトの地質構造を示す。FFDP サイトにおける深度 0～692 m の岩相は、3.2.1 節で述べたように FDP-1, FDP-2, FDB-1 および FDB-1R の各掘削孔のコア試料と、FDB-1 孔のカッティングス試料の観察結果に基づいて決定した。FDP-2 孔の孔底にあたる鉛直深度 196 m と FDB-1 孔のコア試料採取の最上部深度 302 m の間の岩相 Unit は、FDB-1 孔のカッティング試料のみに基づいて決定した。断層の位置は、FDB-1 孔では 3.2.2 節で述べたダメージゾーンの中心の断層コアもしくは断層面の深度、FDP-1 孔と FDP-2 孔では図 3.2 に示した断層面の深度を基に図 3.5 に示した。

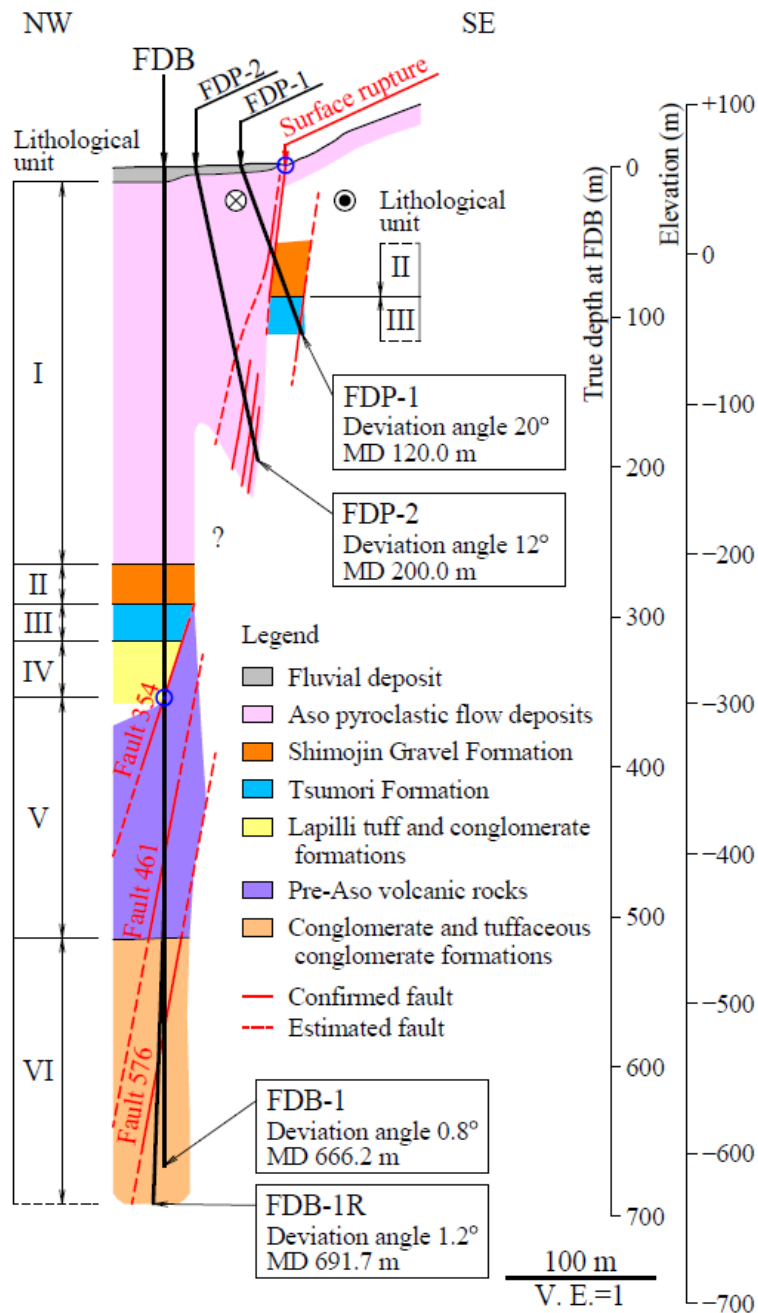


図 3.5 FFDP サイト周辺の地質断面図（京都大学（2018）を引用，改変）．断面の岩相と断層は，FDB-1，FDB-1R，FDP-1 および FDP-2 の各掘削孔で得られたコア試料と，FDB-1 孔のカッティングス試料に基づいて決定した．図の左に示した I～VI は岩相 Unit の名称を示す．赤色の実線と破線は断層を示す．地表地震断層と Fault 354 にある 2 つの青丸印は，正断層の変位量を見積もる際に必要な断層の傾斜角度を推定するための直線の端部 2 点である．MD (Measurd depth) は掘削長と同じ測定深度である．図中の“?”印は，異なる掘削孔で観察された断層の間の関係が確認できなかったことを意味する．V.E. (Vertical exaggeration) は垂直方向の拡大率を示す．

3.3 岩盤の物理特性とき裂分布

3.3.1 物理検層データからの物理特性

物理検層では、岩石学的な情報や掘削孔周辺の岩石の物理特性を連続的に記録する（例えば、Goldberg, 1997; Doan et al., 2011）。FDB-1 孔の深度 302～662 m で実施された物理検層により得られた 6 つのパラメータ、孔壁画像、BHTV 画像から得られたき裂の方位と傾斜角度およびコア観察から明らかにしたき裂密度の深度プロファイルを図 3.6 に示す。得られたパラメータの中で、特に、自然ガンマ線と比抵抗、P 波速度は岩相とよく相関していることが知られている。自然ガンマ線は、主にカリウムの含有量に依存しているため、地層の判別に用いられる。また、比抵抗と P 波速度は、岩相と同様にき裂構造を反映するため、ダメージゾーンの判別に有効である。本研究では、FDB-1 孔で物理検層が行われた岩相の物性値としての特徴を明らかにするために、前述の 3 つのパラメータの代表値を統計値（平均値と標準偏差）として表 3.1 にまとめた。なお、2.4.3 節で述べたように、深度 383～399 m では検層ツールの挿入ができなかったため、温度検層で得られた温度を除き測定データが得られていない。

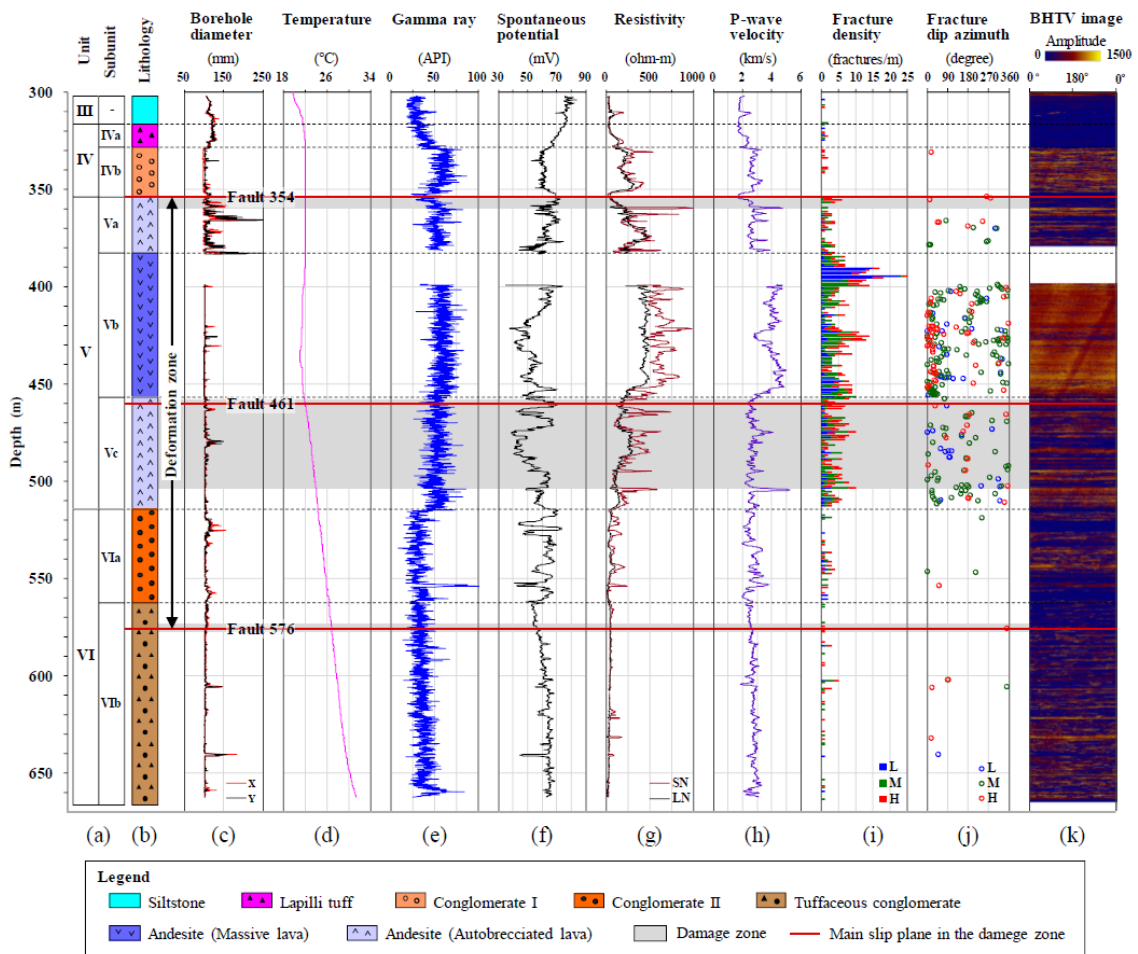


図 3.6 FDB-1 孔の物理検層とコア採取が行われた深度区間における物理特性とき裂のパラメータの深度分布. (a) 岩相の Unit と Subunit, (b) 岩相柱状図, (c) 掘削孔の直径, (d) 温度, (e) 自然ガンマ線, (f) 自然電位, (g) 比抵抗, (h) P 波速度, (i) き裂密度, (j) き裂の方位と傾斜角度, および(k) BHTV 画像. 図 3.6g の SN と LN は, それぞれショートノルマル (short normal) とロングノルマル (long normal) を意味する. 図 3.6i および図 3.6j の L, M, H はき裂の傾斜角度の分類を示し, 水平面に対する傾斜角度が 30°未満のき裂は Low を意味する”L”, 30°以上 60°未満のき裂は Middle を意味する”M”, 60°以上のき裂は High を意味する”H”を示す. 図 3.6c ~3.6h, 3.6j, 3.6k のデータは, 京都大学 (2018) による布田川断層掘削プロジェクトで取得されたもので, そのデータを基に作成した.

表 3.1 FDB-1 孔の各岩相 (Unit と Subunit) における深度約 302 m 以深の物理検層から得られた物理特性の代表値. 平均値と標準偏差 (SD) は, 岩相境界付近のデータと, Unit もしくは Subunit の代表岩相と異なる層厚が薄い岩相のデータを除いて算出した. 例えば, Subunit IVb (礫岩層) の厚さ約 2 m のシルト岩層のデータは, Subunit の代表値算出の統計計算から除外した. 表の N は, 計算に用いたデータ数を意味する.

Unit and subunit	Depth ^a (m)	Gamma Ray (API)				Long Normal Resistivity (Ωm)				P-wave Velocity (km/s)				
		Range	Mean	SD	N	Range	Mean	SD	N	Range	Mean	SD	N	
III	–	301.9–316.5	18–40	27	5	75	27–48	34	4	66	1.7–1.9	1.8	0.0	75
IV	IVa	316.5–328.2	18–53	38	7	97	31–149	92	40	95	1.7–2.5	2.1	0.3	97
	IVb	328.2–354.0	32–87	59	9	215	146–328	226	42	215	2.3–3.4	2.7	0.2	215
V	Va	354.0–382.9	26–82	53	9	260	48–485	277	110	269	2.2–4.7	2.8	0.4	268
	Vb	382.9–456.9	29–87	59	9	562	221–514	433	56	562	2.8–5.0	4.0	0.5	562
VI	Vc	456.9–514.4	26–86	53	9	556	48–311	178	61	555	2.2–5.2	2.7	0.4	556
	VIa	514.4–562.2	8–56	31	7	362	22–105	50	17	332	2.0–3.5	2.7	0.3	362
	VIb	562.2–662.2	14–85	37	9	990	10–56	40	10	884	1.9–3.3	2.7	0.2	990

Note: a) Depth denotes the measured depth but is almost equal to the true vertical depth because the deviation angle of FDB-1 was $<1^\circ$.

(1) 孔径と温度

FDB-1 孔の深度約 302~666 m でのコア採取では, 外径 98.4 mm の掘削ビットを使用して掘削されており, 孔壁の崩壊が発生していなければキャリパー検層による掘削孔の孔径 (孔壁の直径) は約 100 mm を示す. 4 つのアームを有する検層ツールで実施されたキャリパー検層の結果では, 直交する 2 方向の孔径が Unit III の一部と Subunit IVa では約 130 mm, Subunit Va では約 150 mm もしくはそれ以上, Subunit Vc では局所的に拡大していることを示す. 孔径が拡大している深度では, 2 方向の直径がほぼ同じであるため, ボアホールブレイクアウトではなく, ウォッシュアウトであると考えられる. また, 深度 383~399 m ではキャリパー検層のデータが得られていないが, この区間において検層ツールの挿入が不可能であったことを考えると, 孔壁は他の区間よりも不安定である可能性がある.

温度検層では, 掘削時において地層の温度よりも低いと考えられる約 16°C の掘削泥水の逸泥状態が継続していたことから, 大量の逸泥した掘削泥水が地層の温度を低下さ

せる可能性があった。しかしながら、FDB-1 孔の掘削作業の約 24 時間後に行われた 2 回目の検層作業で得られた温度の深度分布は、深度が深くなるごとに単調に上昇しない異常な温度分布を示した (図 3.6d)。一般に、気象の影響を受けない地下深部の温度は、地殻深部からの熱流により、深さの増加とともに上昇する。しかし、FDB-1 孔の深度約 330~390 m (Subunit IVb と Va の概ね全区間) の温度は、ほぼ一定の値を示した。この温度異常の原因の一つとして、掘削孔内において流体の流れが存在することが考えられる。また、Subunit Vb の深度 435 m の温度には負のピークが見られた。この結果は低温の掘削泥水の逸泥が原因となっている可能性がある。深度約 457 m の Subunit Vb と Vc の境界以深の Subunit Vc と Unit VI では、温度勾配が約 40°C/km とほぼ一定であり、世界における平均地温勾配である約 30°C/km (Sutherland et al., 2017) よりもわずかに高い値を示した。そして、温度勾配は掘削孔の最深部で明確に増加した。掘削孔内の自然の温度分布を把握するためには、掘削等で乱された温度が本来の地温と平衡状態に回復した後に、繰り返し温度検層を行う必要がある。

(2) 自然ガンマ線と自然電位

自然ガンマ線は全体に岩相と強い相関関係を示し、平均して約 25~60 API の範囲内で変化した (図 3.6e, 表 3.1)。津森層 (Unit III) は、一般に自然ガンマ線が高い値を示すシルト岩を主体とする岩相であるが、約 30 API の低い値を示した。Unit IV では、火山礫凝灰岩層 (Subunit IVa) の区間では自然ガンマ線が深度方向に徐々に上昇し、その後、礫岩層 (Subunit IVb) で平均 59 API の高い値を示した。そして、Fault 354 がある Unit 境界付近のシルト岩層では 25~50 API の低い値を示した。先阿蘇火山岩類が分布する安山岩区間 (Unit V) では、Unit IV の自然ガンマ線の値と比較して大きな変化は見られなかったが、自破碎を伴う溶岩 (Subunit Va と Vc) では小さな変化が見られた。厚い塊状溶岩 (Subunit Vb) では高い自然ガンマ線の値を示し、Vb と Vc の Subunit 境界付近では小さなステップ状の変化が見られた。Subunit Vb では、FDB-1 孔の全 Unit の中で最大の 59 API の高い平均値を示した (表 3.1)。自然ガンマ線の値は、安山岩区間 (Unit V) から礫岩層 (Subunit VIa) に岩相が変化する深度で大きく低下し、その後はほぼ一定の値 (約 35 API の低い値) を示し、掘削孔の孔底に向かってわずかに漸増した。

自然電位は、自然ガンマ線と比較して変化に富み、岩相だけでなく、岩石のき裂などの構造的な特徴にも依存しているように見える (図 3.6f)。特に、安山岩からなる Unit V では、頻繁に大きく変化した。自然電位が発生する原理は、自発電位は掘削泥水や岩石中の間隙水などの塩分濃度の違いによる主に電気化学的な影響によって生じるものであり、孔壁の岩石の浸透性や間隙水の比抵抗の影響を受けている。掘削孔内の自然電位の変化は比抵抗との相関性が高く、全体に逆相関を示す。特に、後述するショートノ

ルマル (SN) 比抵抗との相関性が高いことが明らかになった (図 3.6f, 3.6g 参照) . 自然電位は, 主にシルト岩からなる Unit III で高い値を示したが, 安山岩区間 (Unit V) では相対的に低い値を示した. また, 凝灰質礫岩 (Subunit VIb) では自然電位が比較的安定した値を示した.

(3) 比抵抗

比抵抗は, 岩相とき裂などの構造の両方の特徴に依存して変化し, 特に, 岩石中の間隙水で満たされた連結した間隙 (例えば, ネットワーク状に連結したき裂) の特徴を反映する. 一般に, ショートノルマル比抵抗は掘削孔の孔壁周辺の浅い範囲に存在する岩盤状態に依存すると考えられる「浅部の比抵抗」であり, ロングノルマル比抵抗は掘削孔の孔壁からより深い範囲の岩石自体の比抵抗を反映する「深部の比抵抗」を示す. FDB-1 孔でのショートノルマルとロングノルマルの比抵抗は, 全体の傾向として深度に応じて同じような変化パターンを示した (図 3.6g) . 例えば, 塊状溶岩や堆積岩中の硬質な安山岩礫では比抵抗の値が高く, 堆積岩では低い値を示した.

ロングノルマル比抵抗は, Unit III (シルト岩と砂岩) と Unit VI (礫岩と凝灰質礫岩) の堆積岩では, 約 30~50 Ωm の低い値を示した (図 3.6g, 表 3.1) . Unit V (先阿蘇火山岩類) の比抵抗は, Unit IV と V の Unit 境界から塊状安山岩の中間部 (Subunit Vb) に向かって深度が増加するにつれて, 約 60 Ωm から約 450 Ωm に徐々に比抵抗の値が増加し, 約 50 m 区間で高い値を維持した後, Subunit Vb と Vc の Subunit 境界付近で約 200 Ωm まで減少した. Subunit Vc の比抵抗は約 50~300 Ωm の範囲で変化し, Fault 461 付近の褐色粘土を伴う区間で低い値を示した.

Subunit IVb と Va の境界である Fault 354 のロングノルマル比抵抗は, 最低値の約 60 Ωm を示したが, 境界から下方に向かって約 20 m の短い区間で約 460 Ωm まで上昇した. Vb と Vc の Subunit 境界の数 m 下方にある Fault 461 まで下ると, 比抵抗は約 15 m の区間 (深度約 447~462m) で約 490 Ωm から最小値の約 150 Ωm まで急激に低下した. Fault 576 では, 明確な比抵抗の変化は見られなかった (図 3.6g) .

(4) P 波速度

P 波速度は, 全体に岩相やき裂などの構造の両方の特徴に依存して変化する傾向があり, 比抵抗との相関が見られた. 一方, P 波速度は比抵抗よりも Unit や Subunit の岩相との相関が高いこと示す (図 3.6g, 3.6h) . P 波速度は, Subunit Vb を除き他の Subunit では同様の値を示し, Unit や Subunit の境界付近では明瞭に変化した. 具体的には, シルト岩と砂岩からなる堆積岩層 (Unit III) と火山礫凝灰岩 (Subunit IVa) では約 1.8~2.1 km/s, Subunit IVb の礫岩と Subunit Va の自破碎を伴う溶岩では約 2.7~2.8 km/s の P 波速度を示した. また, Subunit Va のシート状溶岩では, スパイク状の正のピーク (約

1 km/s 以上の急激な上昇) が複数箇所で見られた。Subunit Vb の塊状溶岩では、P 波速度が約 4~5 km/s であり、FDB-1 孔の中で最も高い値を示した。しかし、深度約 425 m のき裂の密度が高い区間(次節で詳述する)では約 3 km/s まで値が低下した。Subunit Vc の P 波速度は平均 2.7 km/s で、Subunit Vb の P 波速度よりもかなり低く、Subunit Va の P 波速度とほぼ同程度であった。全体に、堆積岩からなる Unit VI の P 波速度は、厚さ 150 m の区間で約 2.7 km/s と同様の値を示した。凝灰質礫岩(Subunit VIb)は、他の Unit や Subunit よりも安定した P 波速度を示し、掘削孔の孔底に向かって徐々に値が漸増した。さらに、P 波速度は複数の深度で局所的に値が大きく変化した。例えば、深度約 553 m の安山岩礫では約 3.8 km/s の高い値を示し、シルト岩と砂岩の薄層(それぞれ深度約 560 m と 532 m)では約 2.0 km/s の低い値を示した。

3 つのダメージゾーンでの P 波速度の変化は、比抵抗と同様の特徴を示した(図 3.6g, 3.6h)。最も浅い深度のダメージゾーンである Subunit IVb と Va の境界にある Fault 354 では、P 波速度が局所的で明瞭に低下し、約 1.7 km/s の最低値を示した。また、Fault 461 では、断層直上の深度約 451~461 m の狭い範囲で P 波速度が約 4.5 km/s から約 2.5 km/s に大幅、かつ徐々に低下し、その後、断層下盤ではほぼ一定の値を示した。また、Fault 576 では明確な変化は見られなかったが、P 波速度の深度分布に非常に小さな正のピークが見られた。

3.3.2 コア観察からの岩盤のき裂密度とき裂分布

き裂密度は、深度約 302~666 m の FDB-1 孔のコア試料を対象として合計 910 本のき裂をカウントし、1 m あたりのき裂本数として計算した(図 3.6i)。また、カウントしたき裂は、傾斜角度の違いから、水平面に対する傾斜角度が 30°未満のき裂は Low を意味する”L”, 30°以上 60°未満のき裂は Middle を意味する”M”, 60°以上のき裂は High を意味する”H”として 3 つに分類した。き裂をカウントした結果、き裂は先阿蘇火山岩類の Unit V に集中していることが明らかとなった。一般に、塊状安山岩のような脆性的な岩石では、自破砕を伴う溶岩や礫岩に比べて、き裂を識別することが容易である(図 3.1 参照)。一方、自破砕を伴う溶岩では安山岩質の基質や破砕構造の部分が脆弱であり、礫岩では礫と基質の結合や基質が緩いため、き裂のカウントによる評価ができないかもしれない。しかし、このような構造は、おそらく物理的に脆弱な岩石として、P 波速度や比抵抗が低く、おそらくヤング率と圧縮強度も低い岩石であると考えられる。

Subunit Va のき裂密度は Fault 354 周辺を除いて 5 本/m 以下であり、Subunit Vb と Vc ではき裂密度が 5 本/m を超える区間が複数あった。厚い塊状溶岩(Subunit Vb)の上部と下部では、図 3.6i の青色で示した低角度のき裂が卓越しており、き裂密度は他の部分

よりも明らかに高かった。Subunit Vb の上部，深度約 390～400 m では，き裂密度が最大で 25 本/m に達した。この区間の多くのき裂は孔壁を不安定化させ，その結果，物理検層ツールの挿入を妨げたと考えられる。Subunit Vb と Vc の深度約 400～510 m では，き裂密度が周期的に変化しているように見える。特徴的なき裂特性として，深度 420～434 m の区間では，き裂密度が 5～15 本/m と高く，き裂の傾斜角度は主に中～高角度（図 3.6i では緑色が M と赤色が H）であった。この高いき裂密度のき裂帯では，P 波速度に明確な負のピークが見られた。また，Fault 461 の周辺では，深度 443～457 m，466～478 m，491～503 m の 3 つの区間で，5 本/m 以上のき裂密度が確認された。

FDB-1 孔の BHTV 検層で得られた鮮明な孔壁画像は，特に Unit V の安山岩が分布する区間で鮮明であった。き裂解析では，この区間を中心にき裂の姿勢が確認されている（図 3.3; 京都大学, 2018）。そして，き裂解析の結果，明瞭なき裂が 38 本，やや不明瞭なき裂が 250 本，合計 288 本のき裂がカウントされた（京都大学, 2018）。図 3.6j では，BHTV 画像から計算されたき裂の傾斜角度（前述のコア観察と同じ，L，M，H の 3 つのき裂分類を使用）とその傾斜方位を基にデータを図示した。L，M，H の各分類のき裂本数は，それぞれ 40 本，176 本，72 本であり，FDB-1 孔の掘削孔では中角度と高角度のき裂が多いことがわかる。M と H のき裂の傾斜方位は，北西から北東（約 315～45°）に集中している。したがって，これらのき裂の走向は，北東-南西（NE-SW）と北西-南東（NW-SE）の間に多く分布することを意味する。この観察の結果，き裂の走向はまとまった方向に集中しておらず，2016 年の熊本地震本震で形成された布田川断層の地表地震断層に対して，概ね NE-SW のやや平行から直交する姿勢で多くのき裂が分布することが明らかになった。

3.4 複数の断層に対する地質学的・物理学的な比較

FDB-1 孔のコア採取区間では、約 60~80°の高角度の 3 つの主要なダメージゾーンが観察された（図 3.2, 図 3.3 参照）。Fault 354 は Unit IV（礫岩層）と Unit V（安山岩）の境界に位置する。Fault 461 は Subunit Vb（塊状安山岩）と Subunit Vc（自破碎安山岩）の境界に非常に近く、具体的には、ダメージゾーンの中心（断層コア）とそのき裂帯の上端部の深度が Vb/Vc 境界からそれぞれ約 3.6 m と約 1.2 m 下位にある。Fault 576 は Subunit VIb（凝灰質礫岩）内に存在する。Fault 461 のダメージゾーンは、断層コア、角礫岩、き裂帯を含み、他の 2 つのダメージゾーン（鉛直厚さ約 3~6 m）と比べて非常に広く（鉛直厚さ約 45 m）、物理検層データの P 波速度と比抵抗の変化特性からも他のダメージゾーンよりも強く破碎していることが示された。また、Fault 461 内のき裂密度が高い区間を中心に多くの褐色粘土が確認されたが、他の区間では確認されなかった。さらに重要な観察結果として、Fault 461 では strike-slip 断層センスのスリッケンラインが確認され（図 3.4b, 3.4c, 3.4d, 3.4e）、Fault 354 では dip-slip 断層センスのスリッケンラインが確認された（図 3.4a）。そして、Fault 576 では明確なスリッケンラインが確認されなかった。

物理検層による深度方向の物性変化は、3 つのダメージゾーンの近傍で異なるパターンが観察された（図 3.6）。Fault 354 では比抵抗と P 波速度の測定値がともに負のピークを示した。Fault 461 では比抵抗と P 波速度ともに、深度約 451 m から断層コアがある深度約 461 m に向かって急激かつ大きく低下し、深度約 461 m で最も低い値となった。具体的には、Fault 461 では P 波速度が約 4.5 km/s から約 2.5 km/s に低下した。一方、Fault 354 では約 2.7 km/s から約 1.7 km/s に低下した（図 3.6h）。Fault 576 では、比抵抗と P 波速度は相対的に低い値を示したものの、明確な値の低下は見られなかった。

3.5 布田川断層の断層変位

西南日本の現在は横ずれセンスの運動が主体の布田川断層に対して掘削された 3 つの掘削孔から、布田川断層が過去に正断層センスの運動が主体であったことが明らかになった (図 3.2, 図 3.5) .

ここでは、布田川断層で確認された正断層センスの断層変位量の算出について、図 3.7 に模式断面図を示し、以下でその詳細を述べる。FDP-1 孔から採取したコア試料から、下陳礫層と津森層の境界の鉛直深度は 87 m であることが正確に確認された (図 3.1 の Unit II と III のコア写真を参照) 。 FDP-1 孔の地表面は、FDB 孔より 1.3 m 高いため、FDP-1 孔で確認された下陳礫層と津森層の境界の鉛直深度は FDB 孔の深度約 86 m に相当する。 FDP-1 孔は津森層を鉛直厚さで約 26 m 掘削したが、この地層の底面には到達していない。一方、FDB-1 孔では、下陳礫層と津森層の境界の深さは、深度約 291 m のカッティングス試料でほぼ特定された。カッティングス試料は、試料採取の間隔が 10 m 未満であるため、10 m 程度の不確かさがある。 FDB-1 孔では、深度 302 m からコア採取が開始されている。したがって、津森層の正確な底面深度は深度 317 m と決定される。この結果から、FDB-1 孔で確認された津森層の厚さは FDP-1 孔で確認された層厚と一致する約 26 m であることが示された。ここで、最も重要なことは、FDP-1 孔と FDB-1 孔の下陳礫層と津森層の境界深度の比高差から、正断層による鉛直方向の累積変位量が約 205 m であることが判明したことである。布田川断層帯において、正断層レジームでのこの大きな鉛直方向の累積変位量は、布田川断層掘削プロジェクトで初めて確認された。地表地震断層と Fault 354 の深度を直線で繋いで、正断層の傾斜角度を 77°と仮定すると (図 3.5) , 断層面に沿った正断層の累積変位量は約 210 m と推定される。 FDB-1 孔でのカッティングス試料に基づく下陳礫層と津森層の境界深度や断層の傾斜角度の不確かさ、FDP-1 孔に比べて FDB-1 孔の地層がより大きな上載圧を受けていることによる堆積層の厚さの減少の可能性を考慮しても、断層面に沿った正断層の累積変位は明らかに 200 m 以上に達する。この大きな正断層の変位は、木山-嘉島地溝帯の南東縁となっている (図 2.6, 図 2.8) .

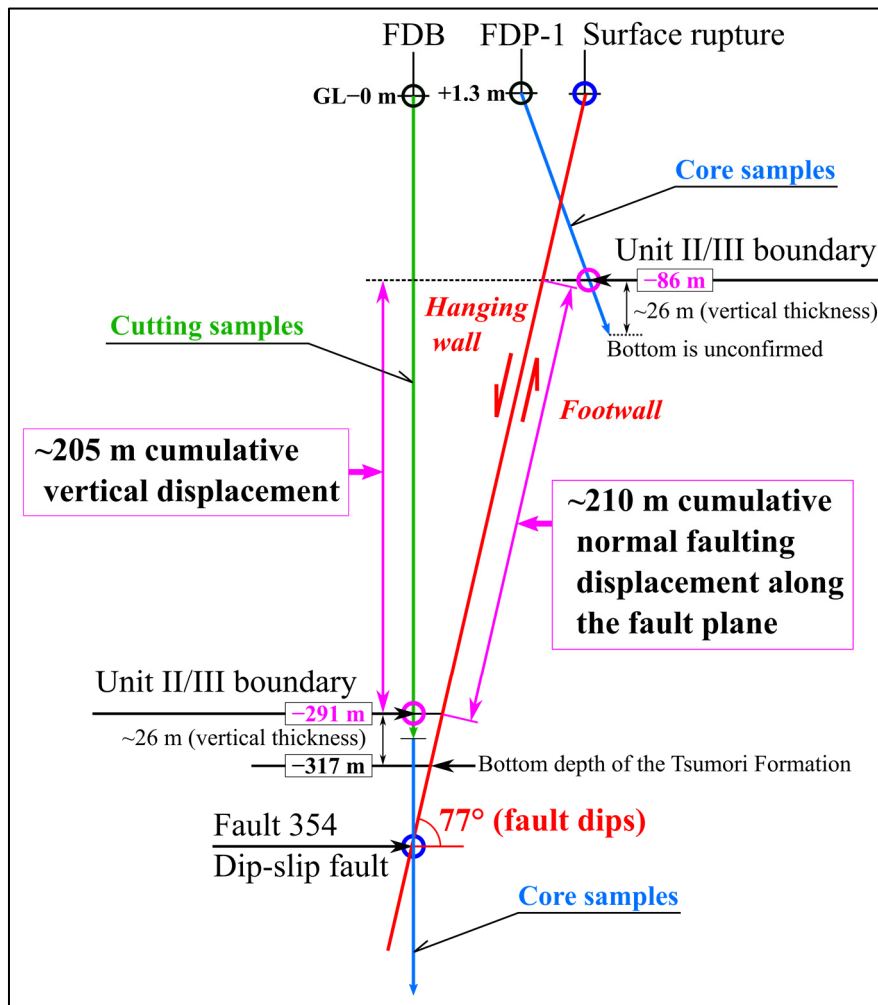


図 3.7 正断層センスの累積変位量の算出のための模式断面図

布田川断層は、FFDP サイトの北側もしくは北東側に約 1 km ほど離れた位置に分布する約 9.0 万年前 (90 ± 4 ka) に形成された高遊原溶岩 (西-東方向に約 9 km, 南北方向に約 4 km, 厚さ約 70~80 m) で観察された 70~100 m の鉛直変位に基づいて、最初に定義された (渡辺・小野, 1969; 松本, 1996) . この規模の鉛直変位は、高遊原溶岩よりやや若い 8.7 万年前 (87 ka) に噴火した Aso-4 火砕流堆積物では観察されなかった (例えば, 熊本県, 1996; Tsuji et al., 2018) . この事実は、布田川断層の正断層活動が 87 ka 以前に停止したことを示唆している. 一方、本研究で確認された 200 m 以上の鉛直変位を示す下陳礫層と津森層の境界付近の年代は約 40 万年前 (400 ka) である (長谷・岩内, 1992) . このことは、地層境界を切断した累積鉛直変位は、約 40 万年前よりも後に発生したことを示唆している. したがって、200 m 以上の鉛直変位が累積した期間を約 40 万年前から 8.7 万年前と考えると、その期間は約 30 万年 (300 k.y.) と推定され、正断層の変位の平均速度は約 0.7 m/千年となる.

3.6 布田川断層の活動履歴

3.6.1 熊本地震本震で活動した布田川断層の破砕帯

FDB-1 孔のコア観察に基づき、深度約 353～577 m の範囲を布田川断層の破砕帯の全変形領域と考える。この変形領域は、横ずれ断層と正断層の両方を含む過去と現在のすべての断層運動を経験して形成されたものである。火山岩が分布する Unit V では、コア試料と孔壁画像の両方で小断層を含む多くのき裂が観察された (図 3.6i, 3.6j)。き裂の中で傾斜角度が 30°以上の中角度と 60°以上の高角度のき裂は、布田川断層の断層活動に関連して形成された可能性がある。これらのき裂と小断層は、褐色粘土を伴うものと伴わないものがある。粘土を伴うき裂と小断層の周辺では、比抵抗が明らかに低下し、自然電位が上昇し、Fault 461 のダメージゾーンの褐色粘土が多い区間では、いくつかの横ずれ断層を示すスリッケンラインが観察された (図 3.4b, 3.4c, 3.4d, 3.4e)。き裂と小断層を充填している多くの粘土は半固結の状態で、周囲の安山岩と密着していることから、このようなき裂と小断層は 2016 年の熊本地震本震で形成されたものではなく、過去の断層活動で形成された可能性がある。深度約 460.5 m の 3 つの断層面は、粘土が充填した構造を切っているため、比較的新しく破断した断層面であると考えられる。

2016 年の熊本地震本震で活動した破砕帯を把握するために掘削された布田川断層掘削プロジェクトの 3 つの掘削孔は、地表地震断層の近傍で行われ、異なる深度で断層を貫通した (図 3.5)。掘削地点周辺の地表では、一条の右横ずれを示す地表地震断層が形成されていた (Shirahama et al., 2016)。しかし、FDB-1 孔の深度約 353～577 m の区間の破砕帯の全変形領域は、断層面に対して直交する方向に厚さ約 55 m に相当し、前述した複数の断層が確認されていることから、断層活動の繰り返しによって形成されたものと考えられる。断層活動の履歴を把握するために実施された FFDP サイト付近の 1 地点を含む布田川断層の地表地震断層でのトレンチ掘削調査によると、過去約 10,000 年の間に複数の断層活動が確認されている (例えば、遠田ほか, 2019)。この布田川断層の活動履歴を踏まえると、FDB-1 孔で確認された厚い破砕帯の全変形領域は、断層活動の繰り返しにより、複数の断層面が形成され、破砕帯の厚さが拡大した可能性が高い (例えば、Faulkner et al., 2003, Choi et al., 2016)。

FDB-1 孔で確認された断層破砕帯の厚い変形領域が繰り返しの断層活動により形成されていること踏まえて、2016 年の熊本地震本震で活動した断層面を考察する。FDB-1 孔が貫通した 3 つのダメージゾーンを比較すると、Fault 461 にはスリップ面の最大傾斜方向に直交する横ずれ運動を示すスリッケンラインが複数箇所で観察された。また、このダメージゾーンの直上では、比抵抗と P 波速度が非常に大きく低下する物理特性の変化が確認された。したがって、2016 年の熊本地震本震の際に震源断層として活動した断層面を含むダメージゾーンは、Fault 461 が最も有力な候補と考えられる。

最後に、Fault 461 が 2016 年の熊本地震本震で活動したと仮定すると、断層上盤の Subunit Vb (塊状安山岩) は下盤の Subunit Vc や VIa, VIb よりも P 波速度が高いことからヤング率も高いと考えられる。つまり、地震動の伝わる速度が断層上盤では速く、下盤では遅くなることが想定される。活動した断層面上盤と下盤の地質構造や物理特性の違いは、村瀬ら (2018) が報告したように、地震間期の応力やひずみの蓄積メカニズムに影響を与え、上盤側(地表地震断層の北西側)と下盤側で異なる地震動が発生し、建物への被害をもたらす可能性が考えられる。

3.6.2 過去の布田川断層の活動と火山活動の関係

2016 年の熊本地震本震では、布田川断層は右横ずれ主体の運動センスで活動した。この現在の断層活動を引き起こした造構応力状態と、FDB-1 孔で確認した正断層の鉛直変位を引き起こした過去の造構応力場には、大きな違いがあると考えられる。大橋ほか (2020) は、布田川断層帯が新生代から第四紀にかけて、正断層から横ずれ断層まで複数の変形を受けており、造構応力状態が大きく変化したことを反映していると結論づけている。本研究の観察結果による大きな正断層の累積変位は、大橋ほか (2020) の解釈と一致する。このように、布田川断層は過去のテクトニックなイベントに関係して活動形態が変化したと考えられるため、布田川断層の活動史と過去の九州におけるテクトニクスとの関係について考察し、その結果を以下で述べる。

西南日本弧と琉球弧の接合部では、流体(海水)に富む物質を含むフィリピン海プレートの沈み込みにより、大量の流体が九州の島弧システムに供給され、大規模な火山活動と局所的な引張応力レジームを引き起こした (Mahony et al., 2011; Aizawa et al., 2021)。その結果、阿蘇火山地域では、約 30 万年前 (300 ka) から約 8.7 万年前 (87 ka) までの間に、4 回の大規模なカルデラ形成噴火 (Aso-1~Aso-4 火砕流噴火) が発生し、火山地域の地下で大量のマグマが失われて大規模なカルデラが形成された。この阿蘇カルデラの形成過程では、プレート沈み込みによる圧縮の強さが減少し、阿蘇火山地域ではエクステンシヨナルな応力レジームが支配的になった可能性がある。しかし、大規模なカルデラ形成の噴火が終了した後、南海トラフでのプレートの斜め沈み込みと琉球海溝でのプレート沈み込みにより、テクトニクスは徐々に引張優位から現在の横ずれ優位の応力場に変化した (図 2.2)。この横ずれ優位の応力場は、引張場で形成されたと考えられている布田川断層を南東縁とする別府-島原地溝帯 (例えば、Zhao et al. 2018) の存在を考慮すると、トランスンション場であったと考えられる。横ずれ優位のトランスンション場は、先行研究で報告された 2016 年の熊本地震本震時の布田川断層の横ずれと出ノ口断層の縦ずれのスリップパーティショニング (Toda et al., 2016) を引き起こす

応力場と一致する。したがって、布田川断層の断層運動パターンの変化は、阿蘇カルデラ形成噴火の終了によって生じたと解釈した。この結果は、活断層が活火山の中にあっても、マグマ活動やプレート運動によって、断層運動パターンが変化することを示唆していると考えられる。

海溝に平行な横ずれ断層系は、プレートの斜め沈み込みが生じている沈み込み帯を含むプレート収束帯のプレート運動によって形成される可能性がある（例えば、Fitch, 1972; Chemenda et al., 2000）。断層のすべり運動はプレート運動の方向変化に伴って変化することが知られており、プレート運動が断層活動の駆動力となる（例えば、Antolín et al., 2012）。断層運動の歴史は、フィールド観察と地質年代学的データによって定量的に明らかにされてきた（例えば、Cooper et al., 2015; Kubota et al., 2020）。イラン中央部の Dorunch 断層では、マイクロプレートの反時計回りの回転が低下したことにより、断層のスリップセンスが右横ずれから左横ずれに逆転したことが報告された（Javadi et al., 2013）。ヒマラヤの Yadong cross structure では、正断層と横ずれ断層の両方の運動センスに対応していたことが報告された（例えば、Drukpa et al., 2006; Antolín et al., 2012; Cooper et al., 2012; Kellett and Grujic, 2012）。アンデス山脈の島弧、海溝に平行な Domeyko 断層系では、プレートの斜め沈み込みに対応した横ずれ断層が形成されている。時間の経過とともに、この断層系は右横ずれと左横ずれの運動センスが変化し、数 100 m 規模の正断層センスの運動を記録している（Reutter et al., 1996; McInnes et al., 1999）。McInnes et al. (1999) は、チリ北部の横ずれ主体の West 断層において、地質年代学的データを基に、断層に沿って少なくとも 600 m の過去の鉛直変位が存在することを明らかにした。本研究の対象である布田川断層は、長い歴史の中で横ずれ断層として運動をしていたと考えられ、本研究から布田川断層が約 30 万年前～8.7 万年前の約 22 万年間の短い期間に累積 200 m 以上の正断層運動をしていたことが示唆される。約 22 万年間で 200 m の鉛直変位が形成されたと仮定すると、平均変位速度は約 0.9 m/千年となる。この変位速度は、松田（1975）による日本内陸の第四紀断層の活動度としては、A 級に近い B 級上位の活断層に相当し、断層運動が活動的であったことを示唆する。そのため、布田川断層に沿った 200 m 以上の鉛直変位は、世界的に見ると大きくはないが、この定量的な変位量は火山活動に関連した過去の正断層運動により累積した鉛直変位が現在の横ずれ断層に沿って発生したことを明らかにするためには十分な大きさであると考えられる。

また、縦ずれのスリッケンラインが観測され深度 354 m のスリップ面は、複数の正断層の活動イベントを経験した可能性がある。8.7 万年前に起こった劇的なテクトニックな応力場の変化により、断層破壊のメカニズムは正断層主体の運動から横ずれ断層主体の運動へ変化したと考えられる。その結果、FFDP サイトの場合は、例えば、Fault 354 から Fault 461 に変化するような断層破壊の場所（スリップゾーン）が変化した可能性があることを示唆している。

3.7 まとめ

布田川断層帯の過去と現在の断層運動パターンと 2016 年の熊本地震本震で破壊した断層およびその周辺岩盤の地質特性や物理特性を明らかにするため、FFDP のデータを用いて、コア観察結果と物理検層データを再解析し、新たにコア試料と孔壁画像の両方からき裂の密度と傾斜角を測定した。本章で得られた主な成果は以下の通りである。

- (1) 熊本地震本震時に形成された地表地震断層に直交する測線上で掘削された FDP-1 孔と FDB-1 孔のコア試料からは、布田川断層に沿って正断層を示す 200 m 以上の大きな累積鉛直変位が生じていることが明らかになった。この結果と既往の地質学的研究を合わせて考察すると、この累積鉛直変位は約 30 万年の期間(中期-後期更新世)のうち、約 8.7 万年前より前の布田川断層の活動によって形成されたものと考えられる。しかし、約 8.7 万年前より後は、2016 年の熊本地震本震と同様の横ずれ断層レジームが優性の応力場で活断層が活動した。本研究では、約 8.7 万年前に発生した Aso-4 火砕流噴火を最後に阿蘇カルデラ形成噴火が終了し、断層レジームに影響する造構応力場に大きな変化が生じたと解釈した。この解釈は、活火山地域の震源断層が、マグマ活動やプレート運動によって、活動を変化させることを示唆している。本研究は、日本列島の阿蘇火山地域から得られた知見であり、沈み込み帯にある類似の火山弧にも広く適用できると考えられる。
- (2) FDB-1 孔では、深度約 354 m, 461 m, 576 m にシャープな断層面を持つ 3 つのダメージゾーンが確認された。Fault 461 では、他の断層に比べてダメージゾーンが広く、強く破碎されており、他の断層には見られない褐色粘土がダメージゾーン内に多く確認された。重要な特徴として、Fault 461 では横ずれ断層を示すスリッケンラインが複数箇所を確認され、Fault 354 では縦ずれ断層を示すスリッケンラインが確認された。Fault 576 では明確なスリッケンラインは確認されなかった。
- (3) 物理検層で得られた物理特性の深度分布を見ると、3 つのダメージゾーンでは異なる変化のパターンを示す。Fault 461 では、比抵抗と P 波速度の両方が、深度 451 m 付近から深度 461 m 付近の断層コアに向かって、急激かつ大きく低下し、深度約 461 m で最も低い値となった。具体的には、Fault 461 では P 波速度が約 4.5 km/s から約 2.5 km/s に低下した。

(4) 2016 年の熊本地震本震の震源断層の第一候補は、地質学的特徴と物理特性の深度分布を基に、深度 461 m のダメージゾーンである可能性を示唆した。本震時に Fault 461 が破壊したと仮定すると、断層上盤の Subunit Vb (塊状安山岩) は下盤の Subunit Vc や VIa, VIb よりも P 波速度が高いことからヤング率も高いと考えられ、地震動の伝わる速度が断層上盤では速く、下盤では遅くなることが想定される。そのため、活動した断層面の上盤と下盤の地質構造や物理特性の違いは、上盤側(地表地震断層の北西側)と下盤側で異なる地震動の発生に関連している可能性がある。

参考文献

- Aizawa, K., Takakura, S., Asaue, H., Koike, K., Yoshimura, R., Yamazaki, K., et al. (2021). Electrical conductive fluid-rich zones and their influence on the earthquake initiation, growth, and arrest processes: observations from the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Kyushu Island, Japan. *Earth Planets Space*, 73, 12. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01340-w>
- Antolín, B., Schill, E., Grujic, D., Baule, S., Quidelleur, X., Appel, E., et al. (2012). E–W extension and block rotation of the southeastern Tibet: Unravelling late deformation stages in the eastern Himalayas (NW Bhutan) by means of pyrrhotite remanences, *Journal of Structural Geology*, 42, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.003>
- Chemenda, A., Lallemand, S., & Bokun, A. (2000). Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling, *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5567–5581. <https://doi.org/10.1029/1999JB900332>
- Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., & Kim, Y.-S. (2016). Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>
- Cooper, F.J., Adams, B.A., Edwards, C.S., & Hodges, K.V. (2012). Large normal-sense displacement on the South Tibetan fault system in the eastern Himalaya, *Geology*, 40(11), 971–974. <https://doi.org/10.1130/G33318.1>
- Cooper, F.J., Hodges, K.V., Parrish, R.R., Roberts, N.M.W., & Horstwood, M.S.A. (2015). Synchronous N-S and E-W extension at the Tibet-to-Himalaya transition in NW Bhutan, *Tectonics*, 34, 1375–1395. <https://doi.org/10.1002/2014TC003712>
- Doan, M.-L., Conin, M., Henry, P., Wiersberg, T., Boutt, D., Buchs, D., et al. (2011). Quantification of free gas in the Kumano fore-arc basin detected from borehole physical properties: IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, (Q0AD06). <https://doi.org/10.1029/2010GC003284>
- Drukpa, D., Velasco, A.A., & Doser, D.I. (2006). Seismicity in the Kingdom of Bhutan (1937–2003): Evidence for crustal transcurrent deformation, *Journal of Geophysical Research*, 111(B6), B06301. <https://doi.org/10.1029/2004JB003087>
- Faulkner, D. R., Lewis, A. C., & Rutter, E. H. (2003). On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367, 235–251. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)
- Fitch, T.J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4432–4460. <https://doi.org/10.1029/JB077i023p04432>

- 古川邦之, 三好雅也, 新村太郎, 柴田知之, 荒川洋二. (2009). 阿蘇カルデラ北西壁に分布する先阿蘇火山岩類の地質学・岩石学的研究: 先カルデラ火山活動における噴火活動とマグマ供給系. *地質学雑誌*, 115(12), 658–671. <https://doi.org/10.5575/geosoc.115.658>
- Goldberg, D. (1997). The role of downhole measurements in marine geology and geophysics. *Reviews of Geophysics*, 35, 315–342. <https://doi.org/10.1029/97RG00221>
- 長谷義隆, 岩内明子. (1992). 中部九州の湖成層を含む上部新生界の対比—熊本・大分地域—. 熊本大学教養部紀要, 自然科学編, 27, 69–95.
- 長谷義隆, 岩内明子. (1993). 内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝内沈降域の変位. *地質学雑誌*, 41, 53–72. Retrieved from https://dl.ndl.go.jp/view/download/digidepo_10810076_po_ART0003485304.pdf?contentNo=1&alternativeNo=
- 林成多, 八尋克郎, 北村直司, 北林栄. (2004). 熊本県益城町の津森層から産出した昆虫化石 (第 2 報). 瑞浪市化石博物館研究報告, 31, 63–67. Retrieved from https://www.city.mizunami.lg.jp/_res/projects/default_project/_page_/001/002/297/2014092922957_hayashi1.pdf
- Imanishi, S. (1967). Trapa remains from the Tsumori Formation, Kumamoto Prefecture, Central Kyushu. *Kumamoto journal of science, Series B, Section 1*, 7(1), 1–8.
- Javadi, H.R., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Ashtiani, M.E., Yassaghi, A. et al. (2013). History of faulting on the Doruneh Fault System: implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate, *Geological Magazine*, 150(4), 651–672. <https://doi.org/10.1017/S0016756812000751>
- Kaneoka, I., & Suzuki, M. (1970). K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 76(6), 309–313. <https://doi.org/10.5575/geosoc.76.309>
- Kellett, D.A., & Grujic, D. (2012). New insight into the South Tibetan detachment system: Not a single progressive deformation, *Tectonics*, 31, TC2007. <https://doi.org/10.1029/2011TC002957>
- Kubota, Y., Takeshita, T., Yagi, K., & Itaya, T. (2020). Kinematic Analyses and Radiometric Dating of the Large-Scale Paleogene Two-Phase Faulting Along the Median Tectonic Line, Southwest Japan, *Tectonics*, 39, e2018TC005372. <https://doi.org/10.1029/2018TC005372>
- 熊本県. (1996). 布田川断層帯 (立田山断層を含む) に関する調査成果報告書. 平成 7 年度地震調査研究交付金成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Kumamoto2Afrm.htm> (2020 年 10 月 20 日閲覧)
- 京都大学. (2018). 平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (追加ボーリングコアを

- 用いた断層破碎物質の分析) 事業 報告書: ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定 ② 布田川断層 (3/3), 208p. https://www.nsr.go.jp/nra/chotatsu/yosanshikou/itaku_houkoku_h29.html (2021年8月22日閲覧)
- Mahony, S. H., Wallace, L. M., Miyoshi, M., Villamor, P., Sparks, R. S. J., & Hasenaka, T. (2011). Volcano-tectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu region, SW Japan. *GSA Bulletin*, 123(11-12), 2201–2223. <https://doi.org/10.1130/B30408.1>
- 松田時彦. (1975). 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震 第2輯, 28(3), 269–283. https://doi.org/10.4294/zisin1948.28.3_269
- 松本哲一. (1996). 若い火山岩の K-Ar 年代測定: -初生比補正とその応用例-. 地質ニュース, 501, 12–17. Retrieved from https://www.gsj.jp/data/chishitsunews/96_05_03.pdf
- McInnes, B.I.A., Farley, K.A., Sillitoe, R.H., & Kohn, B.P. (1999). Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile, *Economic Geology*, 94(6), 937–947. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.6.937>
- Moya, L., Yamazaki, F., Liu, W., & Chiba, T. (2017). Calculation of coseismic displacement from lidar data in the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(1), 143–156. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-143-2017>
- 村瀬詩織, 大村早紀, 杉野未奈, 林康裕. (2018). 2016年熊本地震における地震動特性と木造住宅の倒壊率の関係. 日本地震工学会論文集, 18, 147–165. https://doi.org/10.5610/jaee.18.2_147
- 大橋聖和, 田村友識. (2016). 2016年熊本地震で動いた布田川断層の活断層露頭. 地質学雑誌, 122(12), V–VI. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2016.0055>
- Reutter, K.-J., Scheuber, E., & Chong, G. (1996). The Precordilleran fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults, *Tectonophysics*, 259, 213–228. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00109-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00109-3)
- Shibutani, S., Lin, W., Sado, K., Aizawa, A. & Koike, K. (2022) An ancient >200 m cumulative normal faulting displacement along the Futagawa fault dextrally ruptured during the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake identified by a multiborehole drilling program, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23. e2021GC009966. <https://doi.org/10.1029/2021GC009966>
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., et al. (2016). Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68, 191. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0559-1>
- Sutherland, R., Townend, J., Toy, V., Upton, P., Coussens, J., Allen, M., et al. (2017). Extreme

- hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault. *Nature*, 546, 137–140.
<https://doi:10.1038/nature22355>
- Takarada, S., & Hoshizumi, H. (2020). Distribution and eruptive volume of Aso-4 pyroclastic density current and tephra fall deposits, Japan: A M8 super-eruption. *Frontiers in Earth Science*, 8, 170. doi: 10.3389/feart.2020.00170
- 田中宏之, 南雲保, 鹿島薫. (2005). 熊本県益城町に分布する津森層 (中期更新世) の淡水石化石珪藻群集. *Diatom*, 21, 119–130. https://doi.org/10.11464/diatom1985.21.0_119
- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura, D., & Mildon, K. Z. (2016). Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth, Planets and Space*, 68, 188. <https://doi: 10.1186/s40623-016-0560-8>
- 遠田晋次, 鳥井真之, 奥野充, 今野明咲香, 小野大輝, 高橋直也. (2019). 熊本地震地表地震断層の阿蘇カルデラ内の完新世活動履歴 —南阿蘇村黒川地区トレンチ調査—. *活断層研究*, 51, 13–25. https://doi.org/10.11462/afr.2019.51_13
- Tsuji, T., Ikeda, M., Furusawa, A., Nakamura, C., Ichikawa, K., & Yanagida, M. et al. (2018). High resolution record of Quaternary explosive volcanism recorded in fluvio-lacustrine sediments of the Uwa basin, southwest Japan. *Quaternary International*, 478, 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.10.016>
- 渡辺一徳, 小野晃司. (1969). 阿蘇カルデラ西側,大峰付近の地質. *地質学雑誌*, 75, 365–374. <https://doi:10.5575/geosoc.75.365>
- Yano, T. E., & Matsubara, M. (2017). Effect of newly refined hypocenter locations on the seismic activity recorded during the 2016 Kumamoto Earthquake sequence. *Earth, Planets and Space*, 69(74), 1632. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0656-9>

第4章 物理検層データを用いた間隙率推定

4.1 はじめに

布田川断層の破碎帯とその周辺岩盤において、流体が移動する間隙の有無を明らかにするため、本孔の深度 300~660 m の堆積岩と火山岩類に対して、連続的な間隙率の深度分布を定量的に評価する必要がある。岩石の物理特性の中で間隙率は、岩石の透水特性や強度・変形特性などの多くの物性を左右することが知られており、重要な基本物性の1つである。岩石の間隙率を知る方法は、コア試料を用いた室内試験による直接測定とボーリング孔を利用した現位置での物理検層(密度検層, 中性子検層など)による間接測定がある。コア試料による間隙率は健岩の部分しか測定できないため、角礫状コアやき裂等でコア試料が採取できない部分の間隙率を取得するために密度・中性子検層による間隙率の測定や他の検層データによる推定が必要である。そのため、石油や地熱の開発などの貯留層評価では、間隙率の密度・中性子検層による測定、音波検層データを用いた推定が行われている (Elnaggar et al., 2018)。

岩石の間隙率は、音波検層により得られる P 波伝ば時間からも推定することができる。既往研究では、岩石の室内試験による間隙率測定に基づき、いくつかの推定式が提案されている (例えば, Wyllie et al., 1956; Tixier et al., 1959; Raiga-Clemenceau et al., 1988; Kamel et al., 2002; Li et al., 2009)。これらの推定式を基に得られた P 波伝ば時間を用いて岩石の間隙率を推定する方法は、特に、砂岩や泥岩、石灰岩などの堆積岩地域での貯留層を定量的に評価する方法として広く用いられている (Kassab and Weller, 2011)。また、稀であるが、低透水性の岩石が分布する火山岩地域においても、P 波伝ば時間を利用した間隙率の推定方法が提案されている (Li et al., 2009)。

さて、2016年の熊本地震の本震に際して活動した布田川断層帯の主断層面を貫通した布田川断層掘削では、FDB 孔において、コアが連続して採取され、地質構造や断層破碎の状況が明らかにされた (京都大学, 2018; Shibutani et al., 2022)。また、コア試料を基にき裂の分布密度が測定された (Shibutani and Lin, 2021)。FDB 孔は FDB-1 孔と FDB-1R 孔から構成されており、FDB-1 孔は地表から深度 666 m まで鉛直に掘削され、FDB-1R 孔は FDB-1 孔の深度 454 m から分岐して鉛直深度 692 m まで傾斜約 1°で掘削された。これらの掘削 (図 2.5 の FFDP) では、FDB-1 孔において音波検層を含む物理検層が実施されたが、密度検層、中性子検層による岩石の連続的な間隙率測定が行われなかった。

そこで本研究では、断層活動などによるき裂等でコア試料が採取できず室内試験による間隙率測定が実施できなかった部分を含む FDB-1 孔において、間隙率の連続的な深度分布を得る目的で、検層データによる間隙率推定を行った。そして、推定した間隙率は、健岩部のコアで測定された間隙率と比較した。用いる検層データは、間隙率の推定の予備的な検討（澁谷ほか, 2021）から岩石の間隙を満たしている間隙水の比抵抗値に影響される電気検層データより、実際に近い岩石の間隙率を示すという点で有望と判断された音波検層データとした。なお、澁谷ほか（2021）で予備的な検討として、電気検層データを用いた間隙率の推定については、参考として 4.7 節にとりまとめた。

なお、本章の内容は、FFDP のデータ（京都大学, 2018）を用いて検討を行った澁谷ほか（2022, 印刷中 a）に一部改訂を加えたものである。

4.2 間隙率推定に用いる物理検層データと岩質区分

4.2.1 間隙率推定に用いる物理検層データ

物理検層データは、FFDPのFDB-1孔で取得された音波検層および比抵抗検層のデータ（京都大学, 2018）を用いた。物理検層は深度302～383 mと深度399～662 mの区間で実施できているが、深度383～399 mでは孔壁崩壊対策の保護管設置によりデータが欠測している。間隙率の推定に用いたP波伝ば時間を得る音波検層では、1つの超音波送信器と4つの受信器（送信器からそれぞれ60 cm, 80 cm, 100 cm, 120 cmの離れた位置に配置）で構成された測定プローブが使用された。P波速度は、送受信器間の異なる複数の波形から相関の度合いを表す指標のセンブランス値を算出し、求められたP波伝ば時間から換算した1.2 m区間の平均的な値である。音波検層で得られた1 mあたりのP波伝ば時間、P波速度(V_p)の深度分布は、データの測定環境（孔壁拡大）を示すキャリパー検層の結果、地質特性を反映する電気検層から得られたロングノルマル比抵抗(R_{LN})の深度分布と併せて図4.1に示す。各検層データの取得間隔は10 cmである。

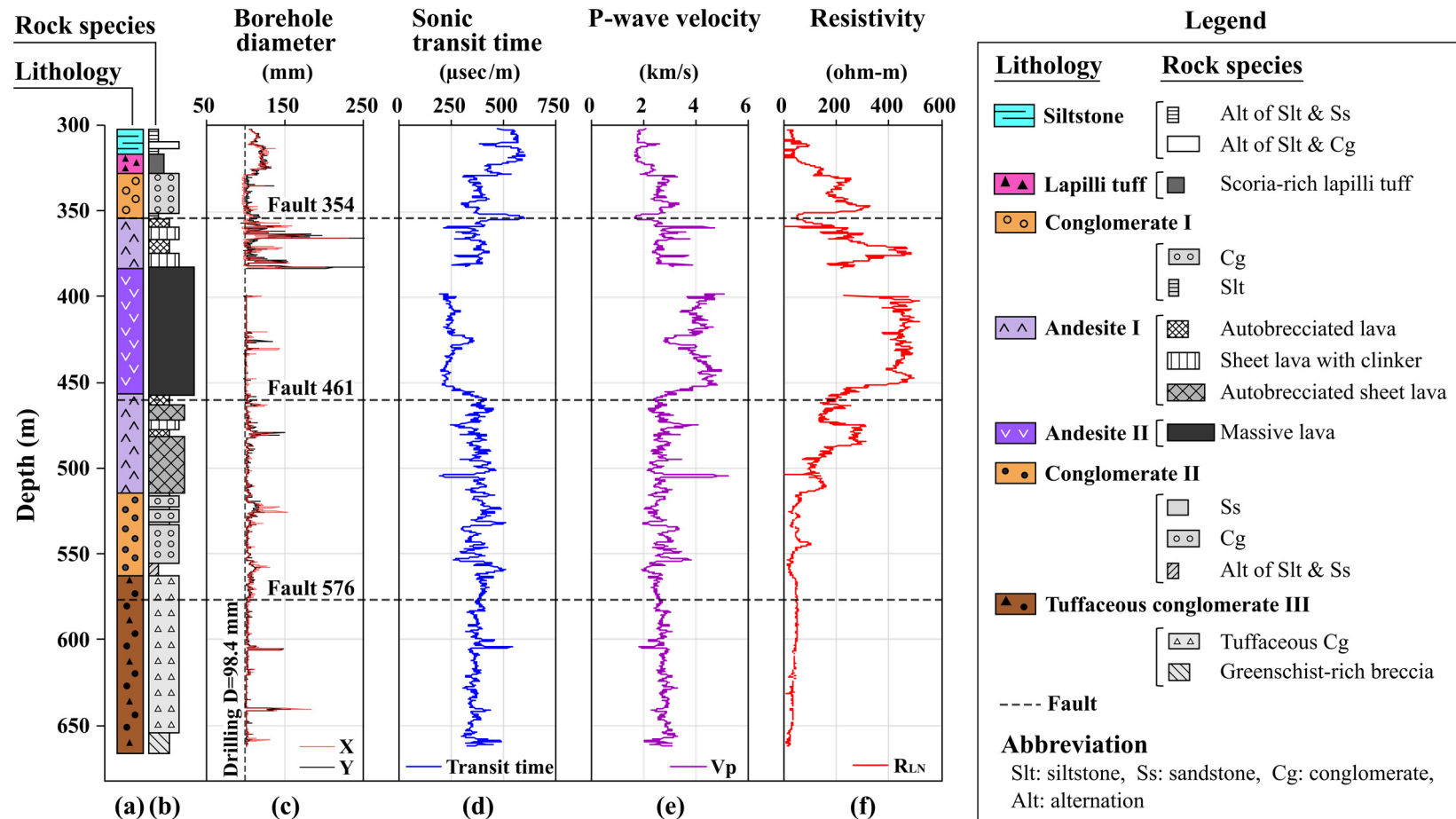


図 4.1 FDB-1 孔における岩相(a)と岩石種(b), 物理検層パラメータの深度分布. 図は京都大学 (2018) を引用・改変した. 図の左から順に, 孔径(c), 音波伝ば時間(d), P 波速度(e), 比抵抗(f)を示す.

4.2.2 間隙率推定に関する岩質区分

調査地の地質は、第四紀更新世の堆積岩および先阿蘇火山岩類（安山岩質の塊状溶岩、自破砕を伴う溶岩、クリンカー）の多種の岩石からなる複雑な構造である。FDB-1 孔のコアリングの開始深度 302 m 以深では、深度 302~354 m と深度 514~666 m に堆積岩、深度 354~514 m に火山岩類が分布する（図 4.1）。深度 354 m, 深度 461 m, 深度 576 m には、布田川断層帯の断層があり、火山岩類が分布する区間ではき裂の密度が高くなっている（京都大学, 2018; Shibutani and Lin, 2021）。以下では、FDB-1 孔で確認された堆積岩と火山岩類の岩種、岩質と P 波速度について、間隙率の推定に関連する主な地質特性を既往研究のコア観察の結果（京都大学, 2018; Shibutani and Lin, 2021）と図 4.1 に基づき述べる。

(1) 堆積岩

深度 302~317 m の主にシルト岩からなる区間では、 $V_p=2$ km/s 程度、深度 317~328 m の火山礫凝灰岩では、 $V_p=2.0\sim 2.5$ km/s の低い値を示す。これらの地層では、キャリパー検層の結果から全体に孔壁拡大が認められ、火山礫凝灰岩では孔径が掘削ビットの直径 98.4 mm から約 125 mm まで拡大している。深度 328~354 m の礫岩層（礫岩 I）は、礫径 10~30 cm の安山岩の円礫を多く含む固結度の低い礫岩で、 $V_p=2.5\sim 3.0$ km/s の値を示す。深度 354 m にある断層の付近では、 V_p が 2 km/s 以下に低下する。

深度 514~562 m の礫岩層（礫岩 II）は、礫径 10~30 cm の安山岩の円礫、礫径 10 cm 以下の緑色片岩の垂円~角礫を含む礫岩で、シルト岩の薄層や礫径 50~100 cm の巨礫が稀に存在し、 V_p が 2.0~3.5 km/s の範囲で変化する。深度 562~666 m の凝灰質礫岩層（礫岩 III）は、礫径 10 cm 以下の安山岩の垂円~角礫を主に含み、深度が大きくなるにつれて、火山噴出物のスコリア礫の密度が高くなる傾向がある。 V_p も同様に、深度が大きくなるにつれて、2.5 km/s から 3.0 km/s に漸増する傾向がある。礫岩 III の中の深度 576 m の断層 (Fault 576) 箇所では、 V_p の値に明瞭な変化は見られない。

(2) 火山岩類

火山岩類は、安山岩質で、異なる深度区間において異なる岩質を示す。深度 354~383 m（上部）と深度 457~514 m（下部）は自破砕を伴う溶岩で、主に自破砕部と板状溶岩部からなる。自破砕を伴う溶岩は、厚さ数 m の板状溶岩部に角礫状の自破砕部やクリンカーを伴い、全体に不均質な岩質である。間隙率に影響する火山岩特有のガスの抜け跡（発泡孔）が塊状溶岩よりも多く認められ、多孔質である。火山活動の影響と考えられる熱水変質箇所も多く、自破砕を伴う溶岩の V_p は 2.5~3.0 km/s を示し、P 波速度が塊状溶岩より低い中硬岩程度の岩石である。上部は粘土化を伴う強い変質

を受けた自破碎部が多く、き裂の密度は4本/m未満である。下部はき裂の密度が全体に4~10本/mの区間が多くあり、上部より高い傾向がある。一方、深度383~457 m（中部）は塊状溶岩で、発泡の程度が弱く緻密なものが多く、角礫状の自破碎部を伴わない均質な岩質の溶岩である。塊状溶岩は、 V_p が3.0~5.0 km/sの高い値を示す硬岩に相当する岩石である。き裂の密度は、音波検層が実施できなかった深度383~399 mを除いて全体に4~14本/mであり、自破碎を伴う溶岩の下部（深度457~514 m）と同様に高い。深度461mに存在する断層（Fault 461）では、 V_p が顕著に低下する。

4.3 音波伝ば時間からの間隙率の推定方法

音波検層データを用いた間隙率の推定式は、堆積岩や火山岩などの岩種、岩石の固結度を考慮したものなど、複数の推定式が既往研究で提案されている（例えば、Wyllie et al., 1956; Tixier et al., 1959; Raiga-Clemenceau et al., 1988; Kamel et al., 2002; Li et al., 2009）。本研究における間隙率の推定対象となる地質は、第四紀更新世の堆積岩と火山岩類が混在する複雑な構造を呈している。さらに、布田川断層の活動に伴うと考えられる破砕の影響を受けており、構成岩石にはき裂の密度が高い箇所やき裂に粘土を挟在する箇所が存在する。したがって、堆積岩と火山岩類に分けて、以下に示す複数の間隙率の推定方法を試みた。

(1) 堆積岩

堆積岩の間隙率の推定式は、均質で固結した砂岩を用いて作成した Wyllie et al. (1956) の式 (4.1) が良く知られている。

$$\phi_W = \frac{\Delta_t - \Delta_{tma}}{\Delta_f - \Delta_{tma}} \quad (4.1)$$

式 (4.1) の記号は、 ϕ_W ：音波検層から求めた間隙率（下付き文字 W は Wyllie et al. の式によるものを示し、以下も同様とする）、 Δ_t ：P 波の伝ば時間、 Δ_{tma} ：岩石の構成粒子（マトリックス）の伝ば時間、 Δ_f ：間隙流体の伝ば時間である。なお、ここおよび後述の伝ば時間は、すべて単位距離における伝ば時間である。

Raiga-Clemenceau et al. (1988) は、Raymer et al. (1980) の多くの砂岩データに石灰岩およびドロマイトなどの堆積岩のデータを加えて式 (4.2) を導いた。

$$\phi_R = 1 - \left(\frac{\Delta_{tma}}{\Delta_t} \right)^{1/x} \quad (4.2)$$

式 (4.2) の x はマトリックス固有の指数である。Kamel et al. (2002) は、この x とマトリックスの伝ば時間 Δ_{tma} との関係を整りし、 $x = 55.196 \times \Delta_{tma}^{-0.8843}$ を導いた。さらに、間隙率の推定式として、式 (4.1) と式 (4.2) を掛け合わせて式 (4.3) を導き、この式を用いた推定間隙率とコア試料の測定間隙率を比較し、その有用性を示した (Kamel et al., 2002)。

$$\varphi_K = \sqrt{\frac{(\Delta_t - \Delta_{tma})(\Delta_t^{1/x} - \Delta_{tma}^{1/x})}{\Delta_t^{1/x}(\Delta_f - \Delta_{tma})}} \quad (4.3)$$

ここで、式 (4.1) ～式 (4.3) の対象とする岩石は、硬質な固結度の高い堆積岩である。固結度の低い岩石にも適応させるために頁岩の固結の度合いを基に求められる C_p という固結度に関する係数を式 (4.1) に追加した Tixier et al. の式 (4.4) がある (Tixier et al., 1959; Raymer et al., 1980) .

$$\varphi_T = \frac{\Delta_t - \Delta_{tma}}{\Delta_f - \Delta_{tma}} \times \frac{1}{C_p} \quad (4.4)$$

C_p は、 $C_p = (\Delta_{tsh} \times C) / 100$ で求まる。この式中の Δ_{tsh} は頁岩における P 波の平均伝ば時間、100 は固結した頁岩の P 波伝ば時間 ($\mu\text{s}/\text{ft}$) で、 C は Tixier et al. (1959) により頁岩の固結度に関する変数係数として提案されたものである。

本研究の対象岩石は、第四紀の堆積岩であるため、岩石の固結度が低い半固結の状態である。固結度を考慮した式 (4.4) は、本研究の対象岩石に対して適用性が高いと考えられる。しかしながら、式 (4.4) で使用されている式 (4.1) は、P 波伝ば時間と岩石ごとに異なる間隙特性との関連付けが行われていない。そこで本研究では、固結度に関する係数 C_p を適用した Tixier et al. の式 (4.4) と、複数種の堆積岩に対してマトリックス固有の指数 x を適用して P 波伝ば時間と岩種に応じた間隙特性との関連付けが行われた Raiga-Clemenceau et al. の式 (4.2) を、式 (4.3) を導いた Kamel et al. (2002) と同様に相乗平均し、固結度だけでなく岩種ごとの間隙特性が反映される効果を期待して式 (4.5) を新規提案する。推定式 (4.5) から求めた間隙率は New を意味する φ_N と呼ぶ。

$$\varphi_N = \sqrt{\frac{(\Delta_t - \Delta_{tma})(\Delta_t^{1/x} - \Delta_{tma}^{1/x})}{\Delta_t^{1/x}(\Delta_f - \Delta_{tma})}} \times \frac{1}{C_p} \quad (4.5)$$

深度区間 302～354 m と 514～662 m の堆積岩の間隙率は、式 (4.1) ～式 (4.5) を用いて算出した。推定式で使用するパラメータは、 $\Delta_{tma} = 182 \mu\text{s}/\text{m}$ (砂岩の一般値, Raiga-Clemenceau et al., 1988) , $\Delta_f = 620 \mu\text{s}/\text{m}$ (泥水ろ過水の一般値, Schlumberger, 1991) を用いた。 Δ_t は音波検層から得られた P 波伝ば時間の値である。 C_p は、 Δ_{tsh} の値を深度区間 302～316 m のシルト岩の平均値から計算して $\Delta_{tsh} = 559 \mu\text{s}/\text{m}$ 、 C は Makar and Kamel (2011) と同様に Hilchie (1978) の提案である $C = 1.0$ を採用して $C_p = 1.7$ とした。

(2) 火山岩類

火山岩地域において、P波伝ば時間と間隙率の関係を整理して導いた推定式として Li et al.の式がある。Li et al. (2009) は、火山岩である流紋岩のコア試料を用いて式 (4.6) を提案した。そして、70本もの坑井において、式 (4.6) からの推定間隙率を前述の式 (4.1) や式 (4.2) などの推定式を用いた推定間隙率およびコア試料の測定間隙率と比較し、式 (4.6) が安山岩を含む火山岩の間隙率を高い精度で推定できることを確認した (Li et al., 2009)。式 (4.6) で求まる間隙率の単位は%で、間隙率 1.5~15%の岩石に対しての有用性が確認されている (Li et al., 2009)。

$$\varphi_L = 45.45 \ln \left(\frac{\Delta_t}{\Delta_{tma}} \right) \quad (4.6)$$

深度 354~514 m の火山岩類の間隙率は、安山岩の地層でも有用性が確認されている式 (4.6) を用いて算出した。また、同深度区間の火山岩類は、硬岩の塊状溶岩、中硬岩の自破碎を伴う溶岩であるため、硬質な岩石を対象とした前述の式 (4.1) ~式 (4.3) でも間隙率を算出した。推定式で使用するパラメータは、 Δ_f は堆積岩と同様に 620 $\mu\text{s/m}$ 、 Δ_{tma} は 178 $\mu\text{s/m}$ (安山岩の一般値, Li et al., 2009) を用いた。 Δ_t は音波検層から得られた P 波伝ば時間である。

4.4 音波伝ば時間からの間隙率の推定結果

音波検層から推定した間隙率 φ_S （音波検層（Sonic log）データを用いた推定間隙率を統合的に φ_S と呼ぶ）の値を表 4.1 および表 4.2 に示す。

表 4.1 堆積岩と火山岩類の音波検層から推定した間隙率。SD は標準偏差，N はデータ数を示す。

Equation model		Wyllie φ_W (%)	Raiga φ_R (%)	Kamel φ_K (%)	Tixier φ_T (%)	New φ_N (%)	Li φ_L (%)
Sedimentary rocks (N=19)	Range	36.7~94.3	32.9~52.7	34.7~70.5	21.5~55.4	26.6~54.0	-
	Mean	57.3	41.0	48.3	33.7	37.0	-
	SD	20.6	7.1	12.8	12.1	9.8	-
Volcanic rocks (N=32)	Range	8.0~64.0	10.6~44.5	9.2~53.4	-	-	8.2~43.2
	Mean	34.1	29.6	31.6	-	-	26.6
	SD	17.7	11.0	14.1	-	-	11.3

表 4.2 火山岩類中の塊状溶岩，自破碎を伴う溶岩，板状溶岩の音波検層から推定した間隙率。SD は標準偏差，N はデータ数を示す。

Equation model		Wyllie φ_W (%)	Raiga φ_R (%)	Kamel φ_K (%)	Li φ_L (%)
Massive lava (N=12)	Range	8.0~24.0	10.6~25.1	9.2~24.5	8.2~21.2
	Mean	14.3	16.9	15.5	13.7
	SD	4.6	4.2	4.4	3.7
Autobrecciated lava (N=4)	Range	45.1~64.0	37.2~44.5	41.0~53.4	34.1~43.2
	Mean	51.3	39.7	45.1	37.2
	SD	8.7	3.4	5.7	4.2
Sheet lava (N=16)	Range	22.4~60.2	24.0~43.2	23.2~51.0	20.1~41.5
	Mean	44.6	36.5	40.3	33.6
	SD	10.1	5.1	7.4	5.7

4.5 推定間隙率 φ_{Sonic} とコア測定間隙率 φ_{Core} の比較

音波検層から推定した間隙率 φ_S の値の妥当性を検証するため、コア試料を用いて測定された間隙率の値と比較を行った。コア試料の測定間隙率 (φ_C と呼ぶ) は、FDB-1 孔と FDB-1R 孔のコア試料を用いて浮力法 (Franklin, 1979) で測定された間隙率 (佐野ほか, 2021) を用いた。音波検層から推定した間隙率 φ_S は、コア試料と同じ深度で得られた Δ_t を用いて算出した。

(1) 堆積岩

コア試料を用いて測定された堆積岩の間隙率 φ_C は、シルト岩、砂岩、礫岩、火山礫凝灰岩および凝灰質礫岩を対象として計 19 試料で得られている (佐野ほか, 2021)。測定間隙率 φ_C は 25.8~67.0% の幅広い範囲の値である。各推定式から得られた推定間隙率 φ_S 、コア試料の測定間隙率 φ_C と併せて、両者の差 $\varphi_S - \varphi_C$ を表 4.3 に示す。

表 4.3 堆積岩と火山岩類の測定間隙率 φ_C と推定間隙率 φ_S の比較. SD は標準偏差, N はデータ数を示す. 測定間隙率は佐野ほか (2021) のデータを用いた.

Equation model		φ_C (%)	Wyllie		Raiga		Kamel		Tixier		New		Li	
			φ_W (%)	$\varphi_W - \varphi_C$ (%)	φ_R (%)	$\varphi_R - \varphi_C$ (%)	φ_K (%)	$\varphi_K - \varphi_C$ (%)	φ_T (%)	$\varphi_T - \varphi_C$ (%)	φ_N (%)	$\varphi_N - \varphi_C$ (%)	φ_L (%)	$\varphi_L - \varphi_C$ (%)
Sedimentary rocks (N=19)	Range	25.8~67.0	36.7~94.3	8.0~42.3	32.9~52.7	-14.3~14.3	34.7~70.5	3.5~22.4	21.5~55.4	-11.6~6.7	26.6~54.0	-12.9~9.2	-	-
	Mean	37.2	57.3	20.1	41.0	3.8	48.3	11.1	33.7	-3.6	37.0	-0.2	-	-
	SD	11.6	20.6	-	7.1	-	12.8	-	12.1	-	9.8	-	-	-
Volcanic rocks (N=32)	Range	3.5~27.2	8.0~64.0	0.9~52.8	10.6~44.5	3.8~36.6	9.2~53.4	2.3~43.9	-	-	-	-	8.2~43.2	0.4~34.8
	Mean	11.2	34.1	22.9	29.6	18.4	31.6	20.4	-	-	-	-	26.6	15.4
	SD	6.5	17.7	-	11.0	-	14.1	-	-	-	-	-	11.3	-

各推定式の $\varphi_S - \varphi_C$ に着目すると、 φ_W と φ_K は、 φ_C より間隙率が高くなる傾向がある。 φ_R は、 φ_C との差の平均値が 3.8% で、 φ_W と φ_K の場合と比べると、差が小さくなっている。一方、 φ_T と φ_N の φ_C との差の平均値は、それぞれ -3.6% と -0.2% である。この 2 つの間隙率は、固結度を考慮した C_p を用いた推定式を使用しており、類似の傾向を示す。 φ_N と φ_C の差の平均値が絶対値で見れば最も小さく、推定結果とコアの実測値が最も近いことが確認された。

次に、 φ_S と φ_C の相関性を評価するため、各推定式で求めた φ_S と φ_C の関係を図 4.2 に示す。 φ_T と φ_N では、決定係数 R^2 がそれぞれ、0.80 と 0.83 で、 φ_N で相関が高いことがわかる。 φ_S と φ_C の比較の結果、 φ_N が φ_C と最も相関性が良いことから、FDB-1 孔の堆積岩が分布する区間の間隙率の深度分布は、 φ_N で推定することとした。

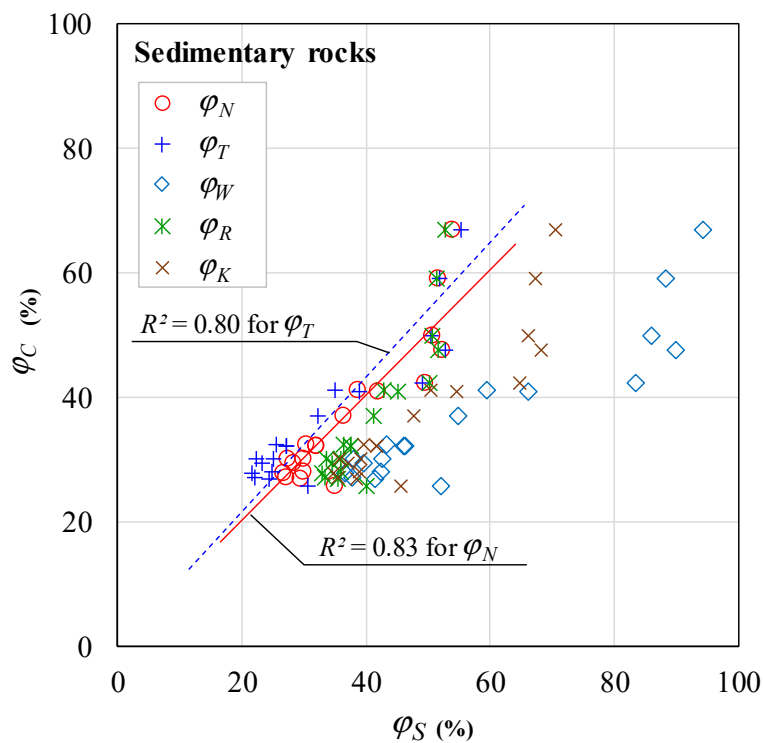


図 4.2 堆積岩における φ_C と φ_S の関係. 実線と破線はそれぞれ φ_N と φ_T の線形近似線であり、 R^2 は決定係数を示す。

(2) 火山岩類

コア試料を用いて測定された火山岩類の間隙率 φ_C は、安山岩を対象に計 32 試料で得られている (佐野ほか, 2021)。安山岩は岩質から分類した塊状溶岩、自破碎を伴う溶岩 (自破碎部、板状溶岩部) を含む。測定間隙率 φ_C は 3.5~27.2% の範囲の値である (表 4.3)。

各推定式で φ_S と φ_C を比較すると、すべての推定式で、 φ_S が φ_C よりも高くなる傾向がある。推定した間隙率 φ_S の中では、 φ_L と φ_C の差の平均値が最も低く、推定結果とコアの実測値が最も近いことが確認された。しかしながら、その値は15%以上であり、堆積岩で算出した平均値の差より大きい。そこで、間隙の性状が異なると考えられる均質で緻密な塊状溶岩、自破砕を伴う溶岩の角礫状の自破砕部と多孔質な板状溶岩部に分けて、各岩質の φ_S 、 $\varphi_S - \varphi_C$ を表 4.4 に示す。いずれの岩質においても φ_L が φ_C に最も近いことが確認された。塊状溶岩は、 φ_L と φ_C の差の平均値が 5.1% で、推定結果とコアの実測値が最も近い結果である。一方、自破砕を伴う溶岩の自破砕部と板状溶岩部では、 φ_L と φ_C の差の平均値がそれぞれ 14.7% と 23.3% であり、推定結果がコアの実測値より高い値である。間隙率の推定に使用した式 (4.6) では、間隙率が 1.5~15% での有用性が Li et al. (2009) により確認されているが、15% を超える推定値に対して検証が行われていない。そこで、推定間隙率が高くなった原因について、火山岩類の岩質とき裂に着目して考察した結果を以下に述べる。

表 4.4 火山岩類中の塊状溶岩、自破砕を伴う溶岩、板状溶岩の測定間隙率 φ_C と推定間隙率 φ_S の比較。SD は標準偏差、N はデータ数を示す。測定間隙率は佐野ほか (2021) のデータを用いた。

Equation model		φ_C (%)	Wyllie		Raiga		Kamel		Li	
			φ_W (%)	$\varphi_W - \varphi_C$ (%)	φ_R (%)	$\varphi_R - \varphi_C$ (%)	φ_K (%)	$\varphi_K - \varphi_C$ (%)	φ_L (%)	$\varphi_L - \varphi_C$ (%)
Massive lava (N=12)	Range	3.5~13.4	8.0~24.0	0.9~15.1	10.6~25.1	3.8~16.2	9.2~24.5	2.3~15.6	8.2~21.2	0.4~12.3
	Mean	8.5	14.3	5.8	16.9	8.4	15.5	7.0	13.7	5.1
	SD	3.3	4.6	-	4.2	-	4.4	-	3.7	-
Autobrecciated lava (N=4)	Range	15.4~27.2	45.1~64.0	22.0~36.8	37.2~44.5	14.1~22.2	41.0~53.4	17.9~26.2	34.1~43.2	11.1~19.2
	Mean	22.5	51.3	28.8	39.7	17.1	45.1	22.6	37.2	14.7
	SD	5.1	8.7	-	3.4	-	5.7	-	4.2	-
Sheet lava (N=16)	Range	3.7~22.0	22.4~60.2	12.7~52.8	24.0~43.2	14.3~36.6	23.2~51.0	13.5~43.9	20.1~41.5	10.4~34.8
	Mean	10.3	44.6	34.3	36.5	26.2	40.3	30.0	33.6	23.3
	SD	5.7	10.1	-	5.1	-	7.4	-	5.7	-

コア試料で測定された φ_C は、角礫状の自破砕部で 15.4~27.2%、多孔質な板状溶岩部で 3.7~22.0% であり、塊状溶岩の間隙率より明らかに高い (表 4.4)。この結果は、自破砕溶岩や多孔質な溶岩、変質した溶岩では、緻密な塊状溶岩より高い間隙率であること (Sruoga et al., 2004; Saar and Manga, 1999; Navelot et al., 2018) と調和的であり、FDB-1 孔の自破砕を伴う溶岩が高い間隙率を有していると考えられる。また、間隙率が高くなる要因として、開口き裂の存在が挙げられる。 φ_L の推定で使用した音波検層データ (Δ_t) は、約 1m の深度区間の孔壁周囲の岩盤状況を反映したもので、き裂の間隙を含むデータであり、FDB-1 孔の塊状溶岩と自破砕を伴う溶岩は、共に破砕帯内の

き裂が多い区間に分布しているためである。本研究で得た φ_L は φ_C と比較して、塊状溶岩で 5%程度、自破砕を伴う溶岩の自破砕部で 15%程度、板状溶岩部で 20%程度の高い値となった。さらに、塊状溶岩よりも自破砕を伴う溶岩の自破砕部と板状溶岩部で間隙率の増加が大きいことが判明した。均質で緻密な塊状溶岩において間隙率の増加が確認されたことは、コア試料の測定では評価できない開口き裂の存在を反映した可能性が高いことを示唆している。Xu et al. (2016) がき裂間隙率を音波検層と密度検層のデータを用いて算出できるとしていることは、同様に音波検層データがき裂の間隙を反映すると考えているからである。き裂を有する岩盤では、き裂幅が音波の波長より小さいき裂内での多重反射による波の重畳現象が指摘されている（佐々・渡辺, 1988）。音波検層の P 波伝ば時間はその影響を受ける可能性があるが、その影響の程度は不明である。以上より、火山岩類の推定間隙率がコア試料の測定間隙率より高くなった原因として、塊状溶岩では主にき裂の影響が考えられる。そして、自破砕を伴う溶岩では、き裂の影響を受けていることに加えて、コア試料で測定できないような熱水変質箇所や自破砕の角礫状構造の存在も推定間隙率が高くなった原因として考えられる。特に、塊状溶岩の区間と同様に自破砕を伴う溶岩の下部（深度 457~514 m）では、き裂の密度が全体に 4~10 本/m の区間が多く（Shibutani and Lin, 2021）、き裂の影響を受けていると考えられる。

次に、 φ_S と φ_C の相関性を評価するため、各推定式で求めた φ_S と φ_C の関係を図 4.3 に示す。推定式の相関性の評価は、 $\varphi_S - \varphi_C$ が小さく、間隙率への影響が主にき裂間隙と考えられた塊状溶岩の間隙率を用いて行った。すべての推定式で、決定係数 R^2 が 0.22~0.34 と低く、 φ_S と φ_C の間に堆積岩のような明瞭な相関性が見られなかった。これは、推定値はき裂間隙を含んでいるのに対して、コア試料の測定値はそれを含まないためであると考えられる。次節では、FDB-1 孔の火山岩類が分布する区間の間隙率の深度分布を推定結果がコアの実測値に最も近い値となった φ_L で推定することとした。

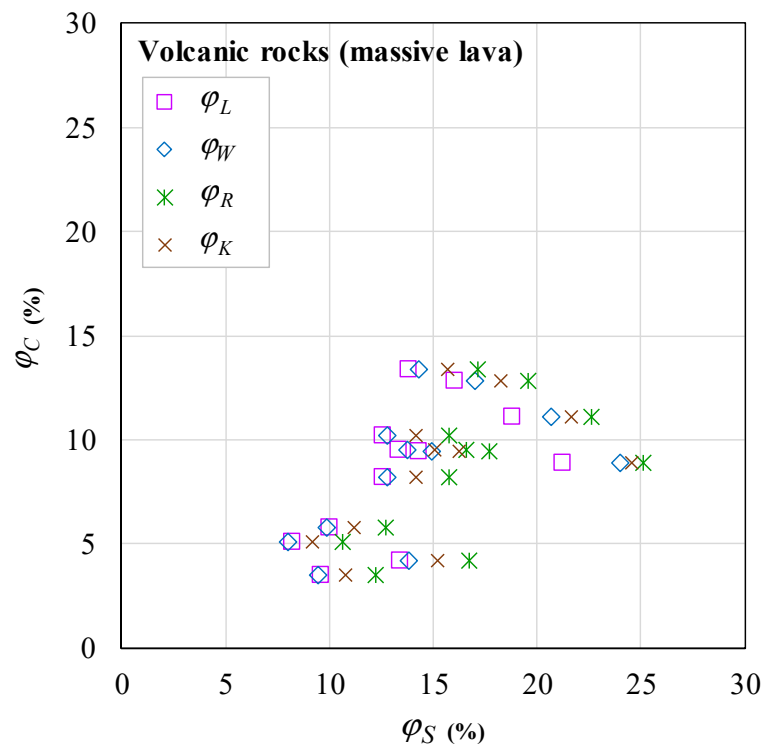


図 4.3 火山岩類中の塊状溶岩における ϕ_C と ϕ_S の関係.

4.6 音波検層データからの推定間隙率の深度分布

深度区間 302～662 m の堆積岩と火山岩類に対して、コア測定のある深度のみにおける各推定式による φ_S と φ_C の深度分布を図 4.4c、前述でコア試料の測定間隙率に最も近い値を示すと判断した式 (4.5) と式 (4.6) で推定した φ_S (堆積岩: φ_N ; 火山岩類: φ_L) の連続的な深度分布を図 4.4d に示す。以下では、FDB-1 孔の間隙率の深度分布を図 4.4d に基づき詳述する。

深度 302～354 m の堆積岩の間隙率は、岩相に依存した深度分布である。シルト岩と火山礫凝灰岩では 50%程度の間隙率を示し、礫岩の薄層 (深度 311 m 付近) が分布する箇所では間隙率が 30%近くまで低下する。礫岩 I は 30%程度の間隙率を示し、礫岩中に安山岩礫が多い箇所では間隙率が 20%程度の低い値 (深度 345 m 付近) になる。

深度 354～514 m の火山岩類の間隙率は、塊状溶岩と自破砕を伴う溶岩 (自破砕部、板状溶岩部) で明瞭に異なる。塊状溶岩では、全体に 15%程度の値を示し、 φ_L が φ_C より約 5%高い。均質で緻密な塊状溶岩の岩質を反映した間隙率だけでなく、開口き裂の存在により全体に間隙率が僅かに高くなっていると考えられる。深度 425 m 付近の間隙率が 20%以上に上昇する箇所は、コア観察からのき裂の密度が 10～14 本/m と高く (Shibutani and Lin, 2021)、開口き裂が多いために間隙率が大幅に上昇していると考えられる。自破砕を伴う溶岩では、全体に 30～40%の高い間隙率を示し、 φ_L が φ_C より 10～35%高い。板状溶岩部が連続して分布する箇所では、間隙率が局所的に 5～30%に低下する。自破砕を伴う溶岩が分布する区間では、コア試料で測定できないような熱水変質や自破砕の角礫状構造を伴う岩質と開口き裂の存在により、推定間隙率が全体にコア試料の測定間隙率より高くなっていると考えられる。

深度 514～662 m の堆積岩の間隙率は、礫岩 II では 20～40%の範囲で変化し、深くなるにつれてわずかに低下する傾向がある。シルト岩の薄層 (523 m 付近) が分布する箇所では間隙率が 45%近くまで上昇する。凝灰質礫岩 III では間隙率の変化は他の岩相と比べると乏しく、深度 576 m の断層付近で 30%程度の間隙率を示す。

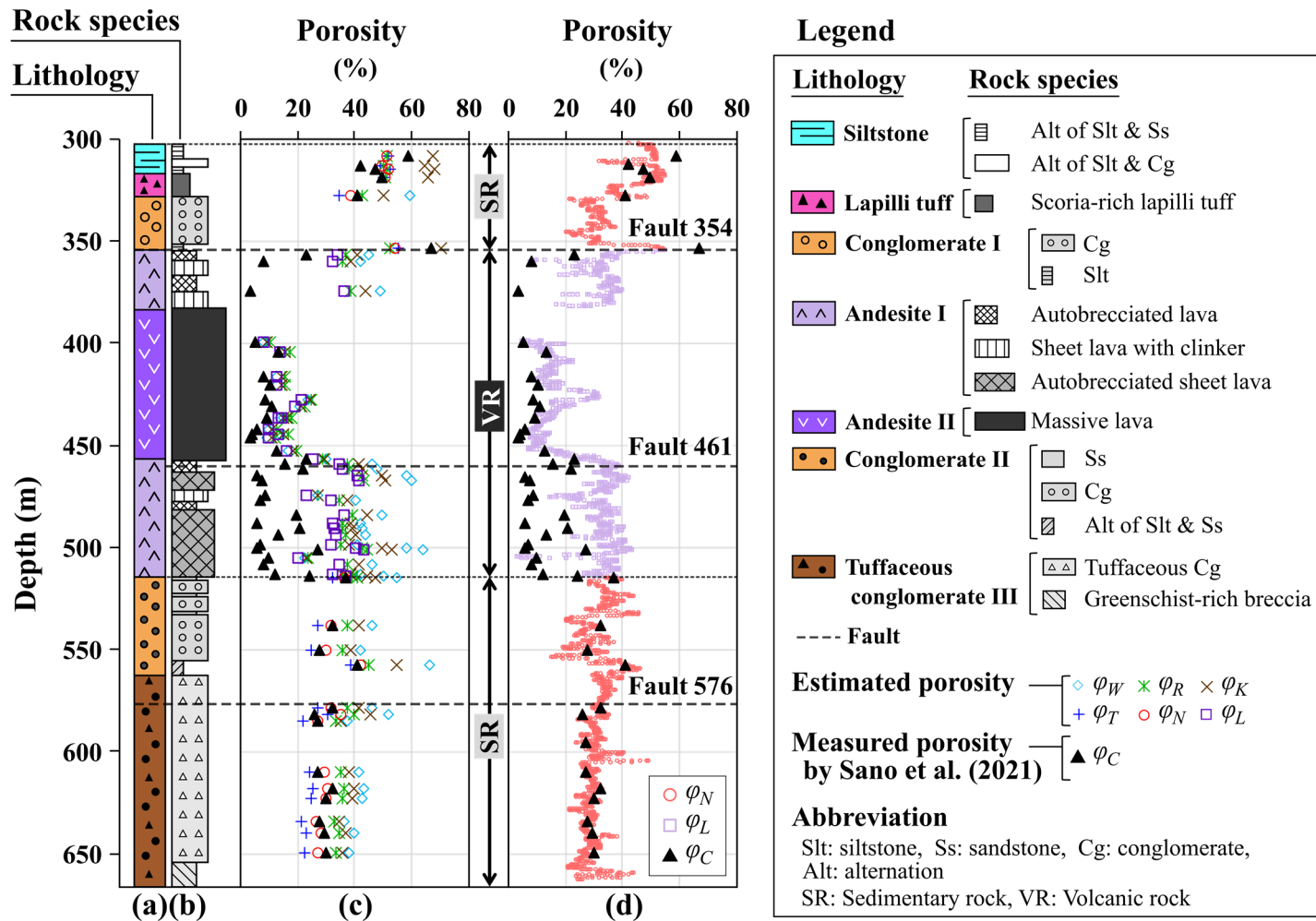


図 4.4 間隙率の深度分布. (a) は岩相, (b) は岩石種, (c) は各推定式から推定した推定間隙率 ϕ_s と測定間隙率 ϕ_c の深度分布, (d) は最適推定式からの連続推定結果を示す.

4.7 電気検層データを用いた間隙率の推定

ここでは、間隙率の推定で予備的な検討として澁谷ほか（2021）により報告された内容を基に、電気検層データを用いた間隙率の推定について述べ、推定結果を基に比抵抗による間隙率の推定の際の課題等を取りまとめた。

4.7.1 比抵抗からの間隙率の推定方法

電気検層の比抵抗からの間隙率の推定は、音波検層からの間隙率の推定と同様、油層評価を目的とした研究で発展したことで、砂岩や石灰岩などの堆積岩を対象としたものが一般的である。比抵抗からの間隙率の算出では、Archie (1942) の式 (4.7) が良く知られている。

$$\varphi_{res} = \left(a \frac{R_f}{R} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (4.7)$$

式 (4.7) の記号は、 φ_{res} : 電気検層から求めた間隙率、 a : 迂回係数、 m : 膠結係数、 R_f : 間隙水の比抵抗値、 R : 電気検層の比抵抗値である。

また、Glover et al. (2000) は、Archie の式が岩石の基質部を絶縁体とみなしていることから、岩石の基質部の導電性を考慮した式 (4.8) を提案している。

$$\sigma_{eff} = \sigma_s (1 - \varphi)^{(\log(1 - \varphi^m) / \log(1 - \varphi))} + \sigma_l \varphi^m \quad (4.8)$$

式(4.8)の記号は、 σ_{eff} : 岩石の電気伝導度、 σ_s : 岩石の基質部の電気伝導度、 σ_l : 間隙水の電気伝導度、 φ : 間隙率、 m : 膠結係数である。式 (4.8) は修正 Archie の式と呼ばれており、 σ_s の電気伝導度を $0 \text{ } \Omega\text{m}$ にすることで、Archie の式と同じ考え方の式となる。

ここで、式 (4.7) は間隙率が 10~40%の均質で固結した砂岩、塩化ナトリウム 溶液濃度 20,000~100,000 mg/L の間隙水を用いた実験で導かれた経験式である。Archie の実験で使用された間隙水は海水程度の比抵抗である。一方、FDB-1 孔では、電気検層が実施された約 2 年後の 2020 年 3 月に孔内から揚水した地下水の比抵抗が $58.82 \text{ } \Omega\text{m}$ (20.4°C) であり、Archie の実験と間隙水の比抵抗に大きな違いがある。間隙水の比抵抗が高い場合、Archie の式の岩石の比抵抗 R と間隙水の比抵抗 R_f との比例関係がなくな

り, R がほぼ一定の値を示すと言われている(例えば, 千葉・熊田, 1994; 関根ほか, 1996; 鈴木, 2003). また, 岩石の比抵抗は, 岩石の基質部の導電性, 電気特性に影響する粘土鉱物含有量, 間隙表面での電気二重層や表面伝導現象の影響を受けると言われている(例えば, 千葉・熊田, 1994; 関根ほか, 1996; 鈴木, 2003; 渡辺, 2005). そのため, FDB-1 孔では, 得られていない粘土鉱物含有量や陽イオン交換容量などの補正パラメータが必要で, さらに, 間隙水の比抵抗が高いために, a と m の定数だけでは間隙率を適切に推定できない可能性がある. 本研究では, 試験的に式 (4.7) を用いて間隙率を算出した. 採用した推定式のパラメータは, $a=1$, $m=2$, R_f は FDB-1 孔から揚水した地下水の比抵抗 $58.82 \Omega\text{m}$ とした.

4.7.2 比抵抗からの間隙率の推定結果

堆積岩および安山岩の区間の式 (4.7) で推定した間隙率は, 約 30%以上を示し, 多くの深度で 100%を超過する値となった(図 4.5c). 図 4.5c では, ショートノルマル比抵抗から推定した間隙率を黒点, ロングノルマル比抵抗から推定した間隙率を緑点としている. 堆積岩からなるシルト岩層, 火山礫凝灰岩層, 礫岩IIおよび礫岩IIIでは, 間隙率が 40%以上の高い間隙率を示し, 推定式の適用範囲外の値で, 多くの深度で間隙率 100%を超過する値を示す. 礫岩Iでは, 間隙率 40~60%の範囲で変化し, 全体に間隙率 50%程度を示す. 安山岩の間隙率は, 上部の自破碎溶岩を伴う変質した安山岩区間(深度 354~387 m), 中部の塊状溶岩の区間(深度 387~457 m), 下部の自破碎溶岩を伴い多亀裂な安山岩区間(深度 457~514 m)で, それぞれ異なる間隙率の深度分布を示す. 上部の区間では, 間隙率 30~60%の値で変化し, 最上部の断層(Fault 354)付近では間隙率が上昇する傾向が見られる. 中部の区間では, 間隙率 30%程度の一定の値を示す. 下部の区間では間隙率の変化幅が大きく, R_{SN} からの推定値が 30~90%, R_{LN} からの推定値が 40~80%である. また, 深度 475~485 m 区間は, 間隙率 40%程度の概ね一定の値を示す.

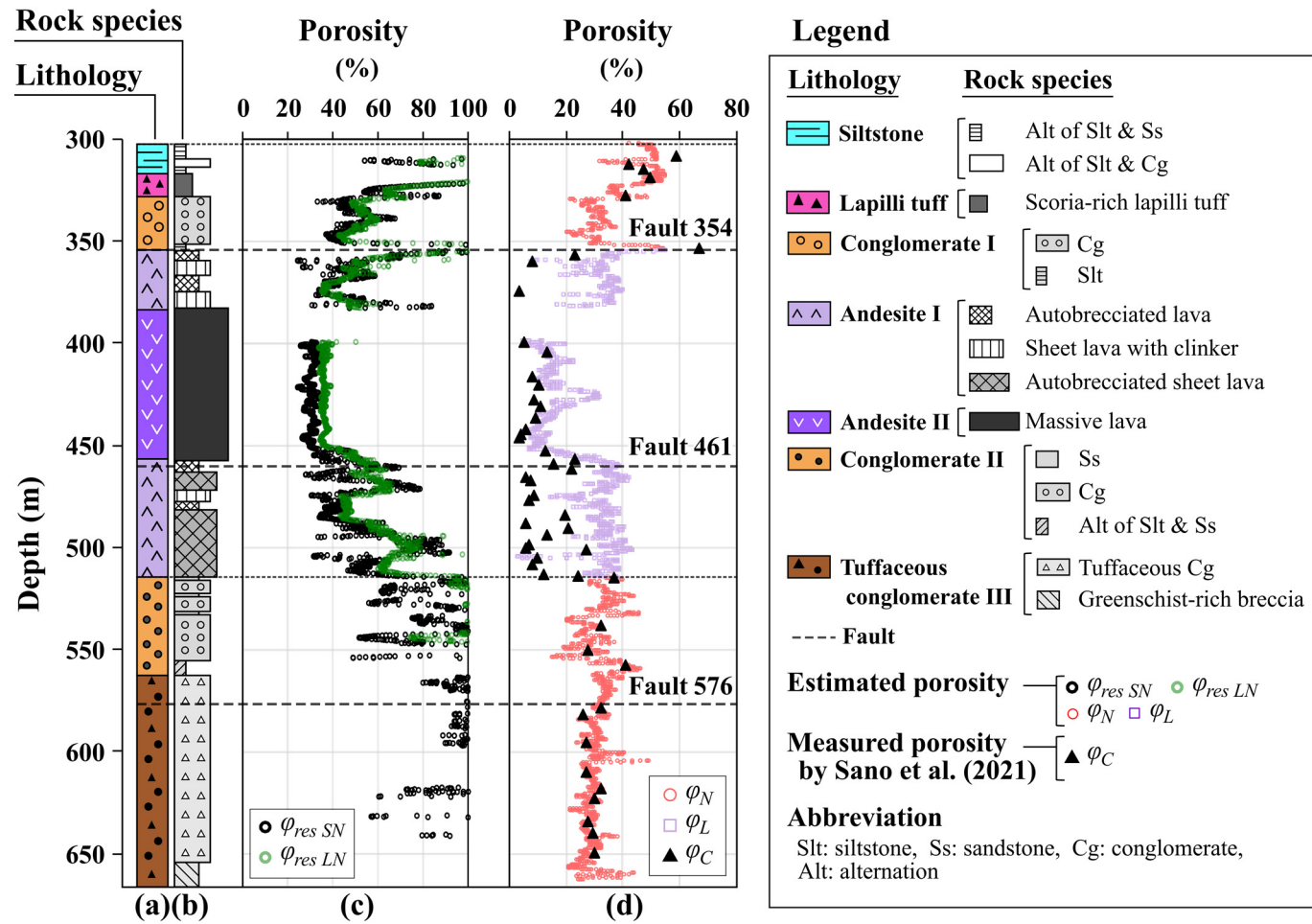


図 4.5 比抵抗による推定間隙率の深度分布. (a) は岩相, (b) は岩石種, (c) は比抵抗から推定した推定間隙率 φ_{res} の深度分布を示す. SN と LN はそれぞれショートノルマル (short normal) とロングノルマル (long normal) を意味する. (d) は音波検層から推定した推定間隙率 φ_S と測定間隙率 φ_C の深度分布 (図 4.4d と同じ図) を示す.

4.7.3 電気検層データからの推定間隙率の評価

電気検層からの間隙率の推定では、堆積岩の間隙率が推定式の適用範囲上限の 40% 以上を示し、100%を超過する深度が多く見られた。音波検層から推定した礫岩と凝灰質礫岩の間隙率が全体に 30~40%と高いことを考慮すると、Archie の実験で使用された間隙水（海水程度の水）と異なる比抵抗の間隙水（地下水）が岩石中で高い割合になったため、岩石の比抵抗が Archie の式に従わない状態になっていると考えられる。また、FDB-1 孔には、導電性鉱物や粘土鉱物を含むと考えられる火山起源の碎屑物からなる堆積岩、変質による粘土化や断層破碎の影響と思われる亀裂を伴う火山岩が分布する。これらの条件において間隙率を推定する場合、孔隙表面における電気二重層や表面伝導現象を考慮し、Archie の式を複数の項目に対して補正しなければ正しい間隙率を求めることは難しいと考えられる。しかしながら、安山岩の塊状溶岩が分布する区間では、間隙率が $\varphi_{res}=30\%$ 程度の概ね一定の値で、音波検層から推定した $\varphi_s=15\%$ 程度よりやや高い値であった。安山岩は僅かに導電性鉱物を含む可能性があるが、緻密な岩質の塊状溶岩では、高い比抵抗の間隙水による影響が小さいと考えられ、Archie の式の補正により正しい間隙率を推定できる可能性がある。

本研究では、迂回係数 a と膠結係数 m の値として、それぞれ $a=1$, $m=2$ の一般値を用いて間隙率の推定を行った。迂回係数 a は、Arche の式 (4.7) の特性上、間隙率の値に大きく影響する。 a は屈曲度 (tortuosity factor) とも呼ばれ、多くの研究者がこの値について研究を行っており、一般には $a=1$ とされている (Le Pennec et al., 2001)。一方で、岩石コアと検層データを基に間隙率を推定した研究で、 $a \neq 1$ の値を採用している事例もある (Azar et al., 2008)。多孔質岩の空隙の蛇行性や細孔径分布を定量的に評価し、 a を適切に評価できれば正しい間隙率を推定できる可能性があると考えられる。そこで、ここでは安山岩の間隙率をについて、式 (4.7) の a と m の値を変化させて、比抵抗からの推定間隙率 ($\varphi_{res LN}$) が音波検層から推定した間隙率 ($\varphi_{sonic} = \varphi_L$) およびコア試料の測定間隙率 (φ_{core}) の値にどの程度近い値に変化するかを検討した。対象とした深度は、塊状溶岩と自破碎を伴う溶岩 (自破碎部と板状溶岩部) の安山岩の 3 つの代表的な岩質が出現する深度とした。 a と m の値は、既往研究で想定されている $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$ の範囲 (例えば、藤井ほか, 2000) を参考にして、 a の値を 0.5 と 1.0, m の値を 1.3, 1.5, 2.0 に変化させた。その結果、 $\varphi_{res LN}$ は、安山岩の岩質によらず、 $a=0.5$ と $a=1.0$ の両ケースで m の値を小さくするほど、 φ_{sonic} に近い値を示した (図 4.6)。また、 $a=0.5$ と $a=1.0$ の違いでは、 $a=0.5$ のケースで $\varphi_{res LN}$ が φ_{sonic} に近い値を示す結果となった。これらの結果から、 a と m の値を変化させた場合、比抵抗から推定した間隙率は、 φ_{sonic} や φ_{core} に近い値を示すが、傾向として φ_{sonic} よりやや高い間隙率を示すことが明らかとなった。

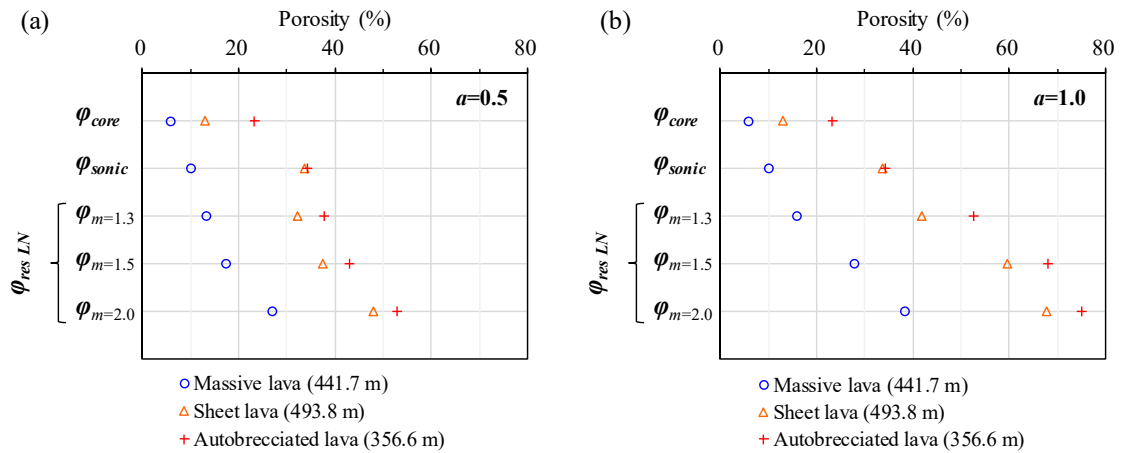


図 4.6 a と m の値を変化させた場合の間隙率 (φ_{res}) . (a)と(b)はそれぞれ, $a=0.5$ と $a=1.0$ での計算結果である. コア試料の測定間隙率 (φ_{core}) は, 佐野ほか (2021) の測定データを用いた.

以上の検討結果をまとめると, 電気検層からの間隙率の推定では, 堆積岩のほとんどが推定式の適用範囲上限の40%以上を示し, 一部100%を超過する間隙率となった. この結果は, 岩石の間隙が高い比抵抗の間隙水で満たされていることが原因と考えられる. . 安山岩の塊状溶岩では, 比抵抗からの間隙率が音波検層からの比抵抗に近い値を示し, a と m の値を変化させることで, より測定間隙率に近い推定値を得ることができることが明らかとなった. しかしながら, FDB-1 孔では, 電気検層の比抵抗より音波検層の音波伝ば時間からの推定間隙率の方が実際に近い岩石の間隙率を推定することができると思われる.

4.8 まとめ

本研究では、断層活動などによるき裂等でコア試料が採取できなかった部分を含む FDB-1 孔において、間隙率の連続的な深度分布を得る目的で、音波検層から推定した間隙率とコア試料を用いて測定された間隙率の比較を行い、FDB-1 孔に出現する堆積岩と火山岩類に対してコア試料の測定間隙率に最も近い値を示す音波検層データを用いた間隙率の推定式を決定し、FDB-1 孔の深度区間 300～660 m の間隙率の連続的な深度分布を明らかにした。本章で得られた主な成果は以下の通りである。

- (1) 堆積岩の間隙率は、本研究で新規提案した岩種と固結度を考慮できる推定式 (4.5) から推定した。この新提案式で推定した間隙率は、比較検討した推定式の中で、コア試料の測定間隙率と最もよく合う。そして、FDB-1 孔のコア試料の測定間隙率がない区間を含めた連続的な間隙率分布を明らかにした。推定した間隙率は、深度 300 m 付近のシルト岩と火山礫凝灰岩で 50%程度、他の礫岩と凝灰質礫岩で 20～40%の高い値を示し、深度 660 m まで高い間隙率の地層が連続的に分布することが判明した。
- (2) 火山岩類の間隙率は、Li et al. の推定式 (4.6) から推定した。火山岩類では、塊状溶岩で 15%程度、自破砕を伴う溶岩（自破砕部、板状溶岩部）で 30～40%の推定間隙率を示し、火山岩類の中でも岩質の違いにより間隙率が異なることを明らかにした。推定式 (4.6) で推定間隙率が 15%以上の高い値になったことから、間隙率に影響する岩質の違いを考察した。その結果、自破砕を伴う溶岩では、火山岩特有の発泡組織や熱水変質箇所、自破砕の角礫状構造の存在により、推定間隙率が高くなったと考えられた。
- (3) 火山岩類では、音波検層からの推定間隙率とコア試料の測定間隙率との比較から、開口き裂の存在によると考えられる間隙率の増加が確認された。間隙率の増加は、塊状溶岩で 5%程度、自破砕を伴う溶岩の自破砕部で 15%程度、板状溶岩部で 20%程度であり、自破砕と板状溶岩では塊状溶岩より大きかった。均質で緻密な塊状溶岩において間隙率の増加が確認されたことは、推定間隙率がき裂間隙を含んでいる可能性が高いことを示唆した。このことは、塊状溶岩と同様に断層破砕帯内のき裂が多い区間に分布している自破砕を伴う溶岩においてもき裂間隙が推定間隙率に含まれる可能性が示唆された。塊状溶岩や自破砕を伴う溶岩では、定性的にき裂間隙の存在が確認されたことから断層破砕帯内の岩盤での地下水流動 (Faulkner et al., 2010) の可能性が示唆される。
- (4) 電気検層からの推定間隙率は、堆積岩のほとんどが 40%以上を示し、一部 100%を超過する値となった。高い比抵抗の間隙水で飽和された条件で測定された比抵抗を用いて、Archie の式から間隙率を推定したことが原因と推察された。堆積岩より

低い間隙率の火山岩では、間隙水の影響が小さいと考えられるが、Archie の式を用いる場合は間隙と関係なく比抵抗の値に影響する導電性鉱物などの存在を考慮する必要があることが考察された。

参考文献

- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146, 54–62.
- Azar, J. H., Javaherian, A., Pishvaie, M. R., & Nabi-Bidhendi, M. (2008). An approach to defining tortuosity and cementation factor in carbonate reservoir rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 60(2), 125–131.
- 千葉昭彦, 熊田政弘. (1994). 花崗岩及び凝灰岩試料の比抵抗測定 – 間隙水の比抵抗が岩石比抵抗に及ぼす影響について –. *物理探査*, 47(3), 161–172.
- Elnaggar, A.A., Kassab, M.A., & Abass, A.E. (2018). Reservoir characterization utilizing core and wire line logging data for Kareem sandstone, Ashrafi oil Field, Gulf of Suez, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, 27, 1013–1027.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., & Withjack, M.O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32, 1557–1575.
- Franklin, J.A. (1979). Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 16, 141–156.
- 藤井誠, 西田薫, 石黒幸文, 雷興林, 西野健三. (2000). 岩石の比抵抗特性と地質要因に関する室内試験と考察. *土木学会論文集*, 2000(652), 171–183. https://doi.org/10.2208/jscej.2000.652_171
- Glover, P. W. J., Hole, M. J., & Pous, J. (2000). A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3–4), 369–383.
- Hilchie, D.W. (1978). Applied openhole log interpretation. Golden, Colorado, D.W., Hilchie, Incorporated, p.6-15.
- Kamel, M.H., Mabrouk, W.M., & Bayoumi, A.I. (2002). Porosity estimation using a combination of Wyllie–Clemenceau equations in clean sand formation from acoustic logs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 33, 241–251.
- Kassab, M.A., & Weller, A. (2011). Porosity estimation from compressional wave velocity: A study based on Egyptian sandstone formations. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 78, 310–315.
- 京都大学. (2018). 平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析) 事業 報告書: ボーリングコア及びボーリング孔を

- 用いた応力測定 ② 布田川断層 (3/3), 208p.
https://www.nsr.go.jp/nra/chotatsu/yosanshikou/itaku_houkoku_h29.html (2021年8月22日閲覧)
- Le Pennec, J.-L., Hermitte, D., Dana, I., Pezard, P., Coulon, C., Cochemé, J.-J., Mulyadi, E., Ollagnier, F., & Revest, C. (2001). Electrical conductivity and pore-space topology of Merapi lavas: implications for the degassing of porphyritic andesite magmas. *Geophys. Res. Lett.* 28(22), 4283–4286.
- Li, N., Wu, H., Feng, Q., Wang, K., Shi, Y., Li, Q., & Luo, X. (2009). Matrix porosity calculation in volcanic and dolomite reservoirs and its application. *Applied Geophysics*, 6, 287–298.
- Makar, K.H., & Kamel, M.H. (2011). An approach for minimizing errors in computing effective porosity in reservoir of shaly nature in view of Wyllie-Raymer-Raiga relationship. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 77, 386–392.
- Navelot, V., Géraud, Y., Favier, A., Diraison, M., Corsini, M., Lardeaux, J.-M., Verati, C., J.M. de Lépinay, Legendre, L., & Beauchamps, G. (2018). Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 1–21.
- Raiga-Clemenceau, J., Martin, J.P., & Nicoletis, S. (1988). The concept of acoustic formation factor for more accurate porosity determination from sonic transit time data. *The Log Analyst*, 29, 54–60.
- Raymer, L.L., Hunt, E.R., & Gardner, J.S. (1980). An improved sonic transit time-to-porosity transform. *SPWLA 21st Annual Logging Symposium*, 1–13.
- Saar, M.O., & Manga, M. (1999). Permeability-porosity relationship in vesicular basalts. *Geophysical Research Letters*, 26, 111–114.
- 佐野 暉, 林 為人, 村田 澄彦, 澁谷 奨. (2021). ホットディスク法による異なる岩種の熱物性の相違に関する評価. 第15回岩の力学国内シンポジウム講演集, 279–282.
- 佐々宏一, 渡辺俊樹. (1988). 低速度薄層の存在が弾性波に及ぼす影響について. 日本鉱業会誌, 104(119), 7–10.
- 関根一郎, 西牧均, 石垣和明, 原敏昭, 斉藤章. (1996). 岩石の比抵抗値とその力学的性質との関係. 土木学会論文集, No. 541/ III-35, 75–86.
- Schlumberger Limited. (1991). Log Interpretation: Principles/Applications. *Schlumberger Educational Services*, p.5-6.
- Shibutani, S., & Lin, W. (2021). Fracture density for each category observed from drill core samples of Hole FDB-1 penetrated through the Futagawa fault, SW Japan. PANGAEA. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.933470>

- 澁谷奨, 林為人, 佐野暉, 藤井元宏, 佐渡耕一郎. (2021). 活断層を貫通したボーリング孔における物理検層データおよびそれによる間隙率の推定. 第15回岩の力学国内シンポジウム講演集, 521–526.
- 澁谷奨, 林為人, 佐野暉, 村田澄彦, 藤井元宏, 佐渡耕一郎. (2022, 印刷中 a). 布田川断層掘削における音波検層データを用いた堆積岩と火山岩類の間隙率の推定. 材料. (Vol.71, No.3 に掲載される予定)
- Sruoga, P., Rubinstein, N., & Hinterwimmer, G. (2004). Porosity and permeability in volcanic rocks: a case study on the Serie Tobífera, South Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 31–43.
- 鈴木浩一. (2003). 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究—間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について—. *物理探査*, 56(2), 107–116.
- Tixier, M.P., Alger, R.P., & Doh, C.A. (1959). Sonic logging. *Journal of Petroleum Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers*, 216, 106–114.
- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura, D., & Mildon, Z.K. (2016). Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth, Planets and Space*, 68, No.188.
- 渡辺了. (2005). 岩石の電気物性—レビュー—. *地学雑誌*, 114(6), 837–861.
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., & Gardner, L.W. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21, 41–70.
- Xu, J., Zhang, B., Qin, Y., Cao, G., & Zhang, H. (2016). Method for calculating the fracture porosity of tight-fracture reservoirs. *Geophysics*, 81, IM57–IM70.

第 5 章 布田川断層掘削孔における 300 m 以深の帯水層の 水位変動

5.1 はじめに

布田川断層の破碎帯を貫通した FDB 孔の深度 300 m 以深では、前章の間隙率の深度分布に基づく、深度 660 m まで高い間隙率の地層が連続的に分布する。さらに、布田川断層の破碎帯内に分布する塊状溶岩や自破碎を伴う溶岩では、定性的にき裂間隙の存在が確認されたことから、断層破碎帯内の岩盤での地下水流動の可能性が示唆された。そのため、FDB 孔の孔内水の水位変動は、高い間隙率の地層に胚胎する地下水や破碎帯内のき裂間隙を流動する地下水の変動を示すと考えられる。破碎帯が地下水流動に及ぼす影響を明らかにするためには、FDB 孔における地下水位の変動特性を定量的に評価する必要がある。FDB 孔のある熊本地域は、日本の中でも地下水利用が盛んであり、国や地方自治体などにより多くの観測井戸が設置されている地域である (Kagabu et al., 2020)。そのため、熊本地域では、地下水資源の維持や地下水流動の解明のために、地下水位や水質などに関する多くの地下水学的研究(例えば, 市川, 1998, 1999; Kawagoshi et al., 2019; Hosono et al., 2020) が行われている。熊本地域の地下水位や地下水流動を考える上で、地下水を胚胎する 2 つの主な帯水層が重要である。1 つ目の帯水層は深度数 m~90 m 付近に分布する第 1 帯水層と呼ばれる浅層地下水帯水層、2 つ目の帯水層は深度 20~250 m 付近に分布する第 2 帯水層と呼ばれる深層地下水帯水層である (Rahman et al., 2021)。

さて、本研究で地下水位変動の観測を行った FDB 孔は、熊本地震本震に際して活動した布田川断層帯の主断層面を貫通した孔底深度 692 m のボーリング孔である (図 5.1)。図 5.1 の位置図には、FDB 孔と布田川断層沿いの第 2 帯水層にスクリーン区間がある既設地下水位観測井 A~D、水位変動との比較で使用した降水量の観測所 (気象庁, 2021b) の位置も示している。

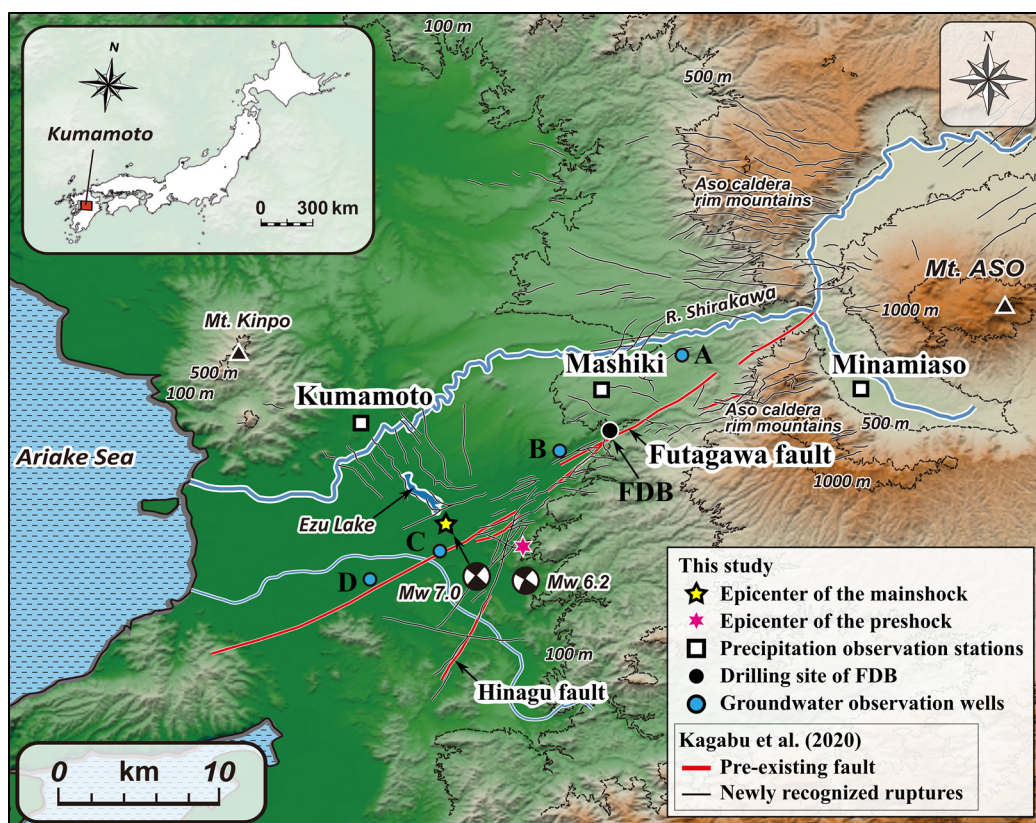


図 5.1 FDB 孔の位置図 (Kagabu et al. (2020) の Fig.1 より改変) . 図中の黒丸 (FDB) が掘削孔の位置, 黄星印とマゼンタ星印はそれぞれ熊本地震の前震 (2016.4.14) および本震 (2016.4.16) の震央位置, 四角印は気象庁の雨量観測所の位置, 水色丸印は深層地下水位観測井の位置を示している.

FFDP での掘削完了後の FDB 孔の構造は, 深度 302 m 以浅の区間にケーシングとセメンチングが施されており, それ以深が裸孔である (図 5.2) . そのため, FDB 孔では, 浅層の地下水が孔内に直接流入ができない仕様であり, 孔内への地下水の流入・流出は, 深度 302 m から最大 692 m までの裸孔区間に限定されている. したがって, 熊本地域の既設地下水位観測井より深部となる約 300 m 以深の地下水の変動を捉えることができると期待される. さらに, FDB 孔は熊本地震本震時に活動した布田川断層の断層破砕帯 (深度約 350~600 m) を貫通したボーリング孔である (京都大学, 2018; Shibutani et al., 2019; 澁谷ほか, 2021) . このように, 深度 300 m 以深の地下水の変動を観測できること, 孔内の裸孔区間に活断層の断層破砕帯が存在していることは, 熊本地域の既設地下水観測井にない条件である. 本研究では, 既往の深度 20~250 m 程度とされている深層地下水帯水層 (第 2 帯水層) と区別するために, 本研究の約 300 m 以深の観測対象を大深度深層地下水と呼ぶこととする.

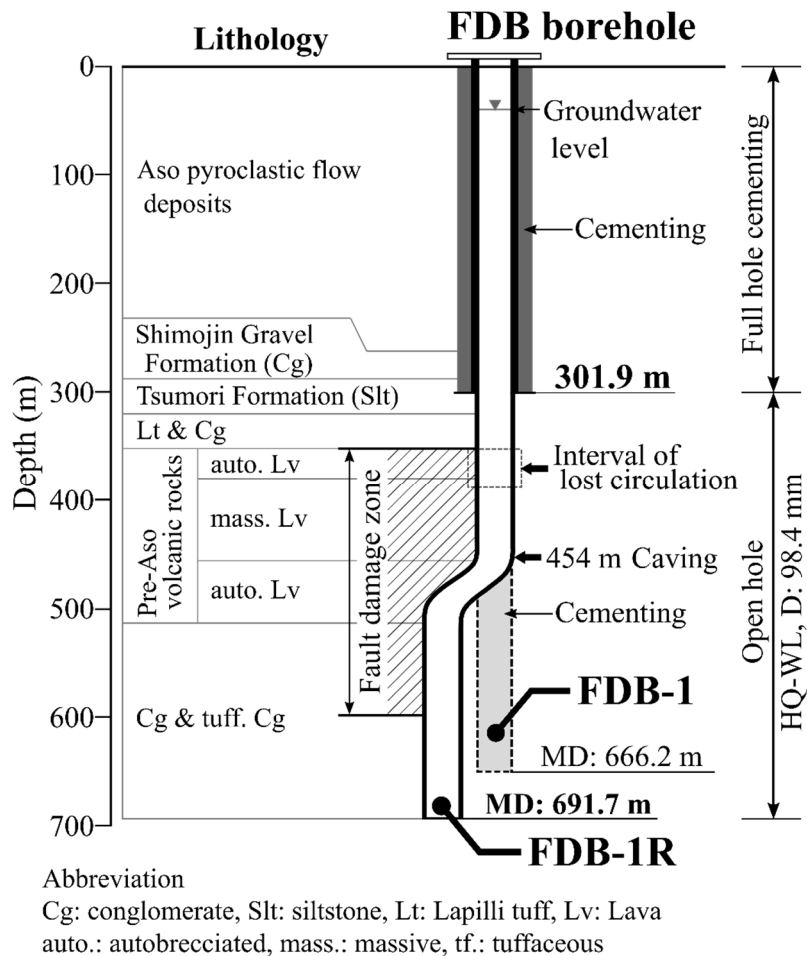


図 5.2 FDB 孔の構造図と岩相. MD と D は、それぞれ掘削深度 (Measured depth) および孔径 (Diameter) を示している. 岩相の略字は、Cg が礫岩、Slt がシルト岩、Lt が火山礫凝灰岩、Lv が溶岩、auto.が自破碎、mass.が塊状、tuff.が凝灰質を示している. 図中の岩相、FDB 孔の諸元および断層破碎帯の範囲は、京都大学 (2018) と Shibutani et al. (2019) を基に作成した.

本研究では、布田川断層の破碎帯が広域的な地下水流動系に果たす役割を解明するため、FDB 孔の 300 m 以深の大深度地下水を対象に地下水位変動を観測した. 本孔の 300 m 以深には熊本地域の深層地下水帯水層 (第 2 帯水層) よりも古い地層が分布するが、その深度では既往の地下水位観測の結果が見当たらない. そこで、大深度地下水の水位変動特性を明らかにするために、3 年間以上の地下水位観測を行った. 観測データを基に地下水位の季節変動や降雨との関連性を評価し、断層破碎帯との関係に着目して大深度深層地下水の水位変動の要因について考察した.

なお、本章の内容は、澁谷ほか (2022, 印刷中 b) に一部改訂を加えたものである.

5.2 帯水層に関係する地質の概要

ここでは、地下水を胚胎する帯水層と関係する FDB 孔の地質状況と断層破碎の状況について、第 3 章で詳述した内容を基に概要を述べる。以下に示す FDB 孔の地質と破碎帯に関する地質学的観察結果は、FFDP の結果（京都大学, 2018）および Shibutani et al. (2019, 2022) に基づいている。深度 302 m 以浅の地質は、阿蘇火砕流堆積物や火山碎屑性堆積物、下陳礫層により構成される。深度 302 m 以深の地質は、深度区間 302～354 m にシルト岩を主体とする津森層、火山礫凝灰岩層、礫岩層、深度区間 354～514 m に塊状溶岩と自破碎を伴う溶岩からなる先阿蘇火山岩類、深度区間 514～692 m に礫岩層、凝灰質礫岩層が分布する。布田川断層の破碎帯は深度約 350～600 m 区間にあり、先阿蘇火山岩類では多くの亀裂が存在する。また、FDB-1 孔では深度 354 m, 461 m, 576 m 付近に断層が存在する。FDB-1 孔の深度 576 m 付近の断層は、同様の断層が FDB-1R 孔の深度 598 m 付近にも存在する。深度 354 m 付近の断層は、礫岩層の最下部のシルト岩と先阿蘇火山岩類の自破碎を伴う溶岩の地質境界であり、断層面には鏡肌およびスリッケンラインが存在する。深度 461 m 付近の断層周辺（深度 457～510 m）の先阿蘇火山岩類の岩石には多くの亀裂が存在し、スリッケンラインを伴う淡褐色粘土が挟在する亀裂と粘土を伴わない亀裂がある。深度 576 m 付近の断層は、断層面に沿って固結した角礫状構造を伴い、明瞭なスリッケンラインは認められない。

以上より、FDB 孔の地下水位観測は、地質分布と調査孔の仕様から、熊本地域の深層地下水帯水層（第 2 帯水層）を構成している Aso-1～Aso-3 火砕流堆積物よりも、更に深部の古い地層内の大深度深層地下水の挙動を見ていると考えられる。そして、これらの地層内には、布田川断層の破碎帯を含んでいる（図 5.2）。

5.3 観測方法

5.3.1 水位観測

本研究の観測データを含め、2016年熊本地震の震源断層を貫通したFDB孔では、深度302m以深での地下水位変動や温度分布の特徴を明らかにするために、FDB孔の掘削が完了した約2カ月後の2018年5月から複数の温度・圧力センサーを用いて、定点深度での観測および深度方向における温度分布を定期的に測定している(例えば、Lin et al., 2019)。定点深度での観測における温度および圧力の測定間隔は1~2秒であるが、本研究ではデータ処理の簡便性を図るために1時間ごとのデータを用いた。本研究では、当該地域において観測実績のない大深度での地下水変動の挙動を解明するために、深度350m付近の定点で観測した圧力のデータを解析した。観測データは、熊本地震の本震発生(2016年4月16日)から約2年後~5年後(2018年5月~2021年7月)の約3年間のデータである。観測センサーからのデータ回収は2~5カ月の間隔で行った。使用した圧力センサー(温度センサー付き)はRBR社製の高精度小型データロガー(型式: RBR duet³ T.D)である。このデータロガーは絶対圧型で、圧力の分解能は<0.001%フルスケール、温度の分解能は<0.00005°Cである。

FDB孔での圧力値(測定値)は、水圧と大気圧を合わせた値を示す。そのため、データ回収毎に定点深度に設置した圧力センサーの回収時において測定した大気圧の測定値(FDB孔の地下水位以浅で測定した100秒間の平均値)を水圧の測定値から差し引くデータ処理を行った。そして、地下水位は、データ回収毎に圧力センサーを回収する直前のロープ式水位計(ヤマヨ測定機社製、型式: RWL50M)で測定した地下水位を基に、次の(5.1)と(5.2)式によりFDB孔の管頭からの深度に換算して求めた。

$$D_S(t) = (P(t) - P_{ATM}) / (\rho_w g) \quad (5.1)$$

$$D_{WL}(t) = D_{WL} - (D_S(t) - D_S) \quad (5.2)$$

ここでは、 $D_S(t)$ は観測期間中の任意時刻 t における定点観測圧力センサーの水深、 $P(t)$ は圧力、 P_{ATM} は観測終了時の大気圧、 ρ_w と g はそれぞれ水の密度と重力加速度である。よって、時刻 t における地下水位 $D_{WL}(t)$ は、観測終了時のロープ式水位計の測定値 D_{WL} と、 $D_S(t)$ と観測終了時の水深 D_S の差 ($D_S(t) - D_S$) から算出することとした。ロープ式水位計は、目盛間隔1cmの手動で地下水位を測定するための水位計である。水圧から換算した地下水位は、大気圧の変化による影響が補正されておらず、台風などの天候変化による気圧変動を含むものである。ただし、5.4.2節に述べるように地下水位の観測値に及ぼす気圧変動の影響が小さい。なお、地下水位データは、圧力センサーの回収時における2~7日間、データロガーの電池切れが発生した2021年1月18

日～3月28日の約70日間のデータが欠測となっている。

5.3.2 水質分析

水質分析は、FDB孔およびFDP-1の地下水の水質を明らかにし、地下水起源の評価の基礎データを得ることを目的として行った。FDB孔からの地下水の採水では、宮本理研工業社製US-1000の採水器を用いた。採水では、2つの採水器をロープに連結し、地下水採水の目標深度まで降下させた後、すぐに引き上げて採水した。採水の目標深度は、335 m, 380 m, 425 m, 463 m, 530 mの計5深度とした。各深度における採水目的は、335 m, 380 m, 425 mの3深度は、第3章で述べた温度が一定となる温度異常区間における水質特性を把握するため、463 mと530 mの2深度は地温勾配が見られ前者と異なる地下水の存在の有無を把握するためである。また、463 mの採水深度は、第3章で明らかにした熊本地震本震で活動したFault 461の破砕帯内の主断層面が存在する付近であり、断層破壊した箇所とほかとの地下水水質の違いを把握することも目的とした。FDP-1孔からの地下水の採水は、当該掘削孔の地下水が被圧して地表面より高い位置まで自噴していることから、湧水を直接採水した。

水質分析の項目は、地下水の基礎特性のpHとEC、主要溶存成分の Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、地下水の長期滞留特性と火山性熱水の評価指標の一つと知られている項目として、それぞれBと Li^+ とした。

採水は、2020年11月30日に行った。

5.4 観測結果

5.4.1 年間の地下水位変動

FDB 孔の地下水位は、深度 39.3～44.4 m（標高 18.7～13.6 m）の範囲内で変動し、3 年間の年間変化パターンが類似している（図 5.3a）。2018 年と 2019 年の 2 年間で見れば、年間を通して深度 41.2～44.4 m の範囲（変動幅 3.2 m）で上下する季節変動が確認された。一方、2020 年は、2018 年と 2019 年と異なり、7 月から地下水位が大幅に上昇し、最高水位が深度 39.3 m まで上昇することが確認された。本研究では、観測を開始した 5 月 13 日を基準日として、各年の同日から翌年の 5 月 12 日までの 1 年間を、FDB 孔の地下水位変動量解析の単位期間とした。図 5.3a, 5.3b では、FDB 孔の地下水位変動を地下水位の変動速度（1 日当たりの水位変動量、上昇を正、降下を負とする）とともに示す。変動速度は、1 時間ごとの水位変動を基に 5 日移動平均値を算出し、図 5.3b に示す変動図を作成した。ある時刻の移動平均値は、その時刻を含めた前 120 時間の値を用いて算出した値を示している。また、図 5.3c に観測を開始した 2018 年 5 月 13 日からの累積降水量を合わせて示した。地下水位と降水量の関係については、5.5 節において詳述し、以下では地下水位観測の結果について詳述する。

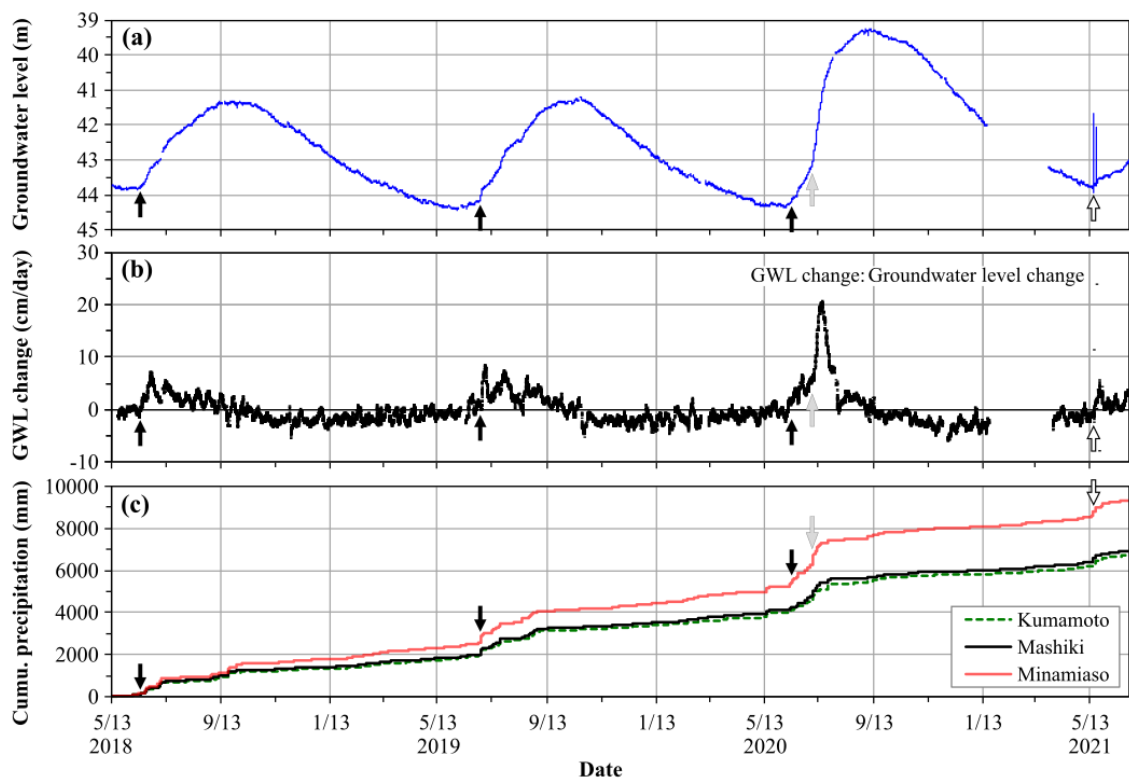


図 5.3 FDB 孔における年周期の地下水位変動と熊本・益城・南阿蘇の累積降水量。
 (a) FDB 孔の 3 年間の地下水位変動, (b) FDB 孔の地下水位の一日あたりの変動量 (変動量は一時間ごとのデータを基に 120 時間移動平均で算出した.), (c) FDB 孔の測定開始 2018 年 5 月 13 日からの累積降水量を示している. 累積降水量の算出には気象庁の一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) を用いた. 図中の黒矢印は 6 月の地下水位が上昇し始める時, 灰矢印は「令和 2 年 7 月豪雨」の際の地下水位が急激に上昇し始める時, 白抜き矢印は一時的に地下水位が上昇・下降した時を示している.

3 年間の共通した特徴として, 年間の地下水位は, 梅雨期前の 5 月中旬~6 月上旬に最低水位となり, 深度 44 m 付近で安定する. 梅雨期に入る 6 月中旬以降は, 地下水位が上昇し, 9 月中旬~10 月中旬の間に最高水位となる. 地下水位の高い状態は約 1 カ月間継続する. 10 月下旬には地下水位が降下を開始し, 翌年の 5 月中旬までの約 7 カ月間継続する. そして, 5 月中旬~6 月上旬に再び最低水位となる. 地下水位の変動速度は, 6 月中旬以降で約 9 cm/日の大きな上昇速度が 3 年間に数回認められた. 9 月中旬までは, 平均的に 3 cm/日程度の速度で地下水位が上昇する. 9 月中旬~10 月中旬では, 地下水位の変動速度は徐々に低下し, 10 月中旬頃に 0 cm/日となる. そして, 約 1 カ月後の 11 月中旬には変動速度が-3~-4 cm/日まで低下し, 地下水位が降下して

いることを示す。地下水位の降下時の特徴として、変動速度が11月中旬から5月中旬にかけて徐々に小さくなる傾向が確認された。

2020年の地下水位変動は、以前の2018年と2019年と同様の変動傾向を示すが、変動時期が僅かに異なるほか、地下水位に顕著な違いが確認された。7月において7~20 cm/日の急激な地下水位の上昇が確認された（図 5.3b 中の灰矢印）。この地下水位の上昇により、9月上旬に最高水位が深度約 39.3 m に達した。その後、9月中旬以降から地下水位は降下を開始し、以前の2018年と2019年よりも約1カ月早く、0 cm/日の変動速度となった。

各年の最低水位は、2019年と2020年ではともに6月上旬にそれぞれ深度 44.4 m と深度 44.3 m であったが、2018年では6月中旬に深度 43.8 m、2021年では5月中旬に深度 43.8 m であった。

5.4.2 短期の地下水位変動

FDB 孔の地下水位変動には、年間の季節変動のほかに短期の変動が含まれていることが確認された。短期の変動の1つ目は、周期性があり、変動幅 5 cm 程度以下の短周期変動である（図 5.4a, 5.4c）。この短周期変動は、約 12 時間周期の1日2回の変動が観察されることから、潮汐変動と考えられる。FDB 孔の西方約 30 km にある有明海の「口之津」における実測潮位変動（図 5.4b, 5.4d, 気象庁 (2021a) を基に作成）と FDB 孔の地下水位変動が類似した変動傾向を示すことから明らかである（図 5.4c, 5.4d）。短期の変動の2つ目は、図 5.4a の 9/7 付近に見られるような一時的な約 15 cm の地下水位の低下に相当するようなものである。この変動が発生した時には、大型で非常に強い台風 10 号が九州地方の西方海上を通過しており（気象庁, 2021b）、低気圧による一時的な変動で、見かけ地下水位が低下したような変動であった。短期の変動の3つ目は、2021年5月17日と5月20日に見られるような一時的に地下水位が非常に大きく上昇し、数10分~数時間で降下するような変動である（図 5.3a 中の白抜き矢印）。この一時的な水位変動は、調査地周辺における時間降水量 24~46 mm/hr の強い雨（気象庁, 2021b）による FDB 孔内への雨水の流入によるものである。なお、この FDB 孔内への雨水の流入現象は、FDB 孔周辺で農地造成が行われた 2021年4月以降に限定される。

前述した短期的な潮汐変動や気圧変動、2021年5月の一時的な水位変動は、いずれも継続的に累積する地下水位の変動ではないことから、本研究の長期の地下水位変動の観測結果に影響を及ぼさないと考えられる。

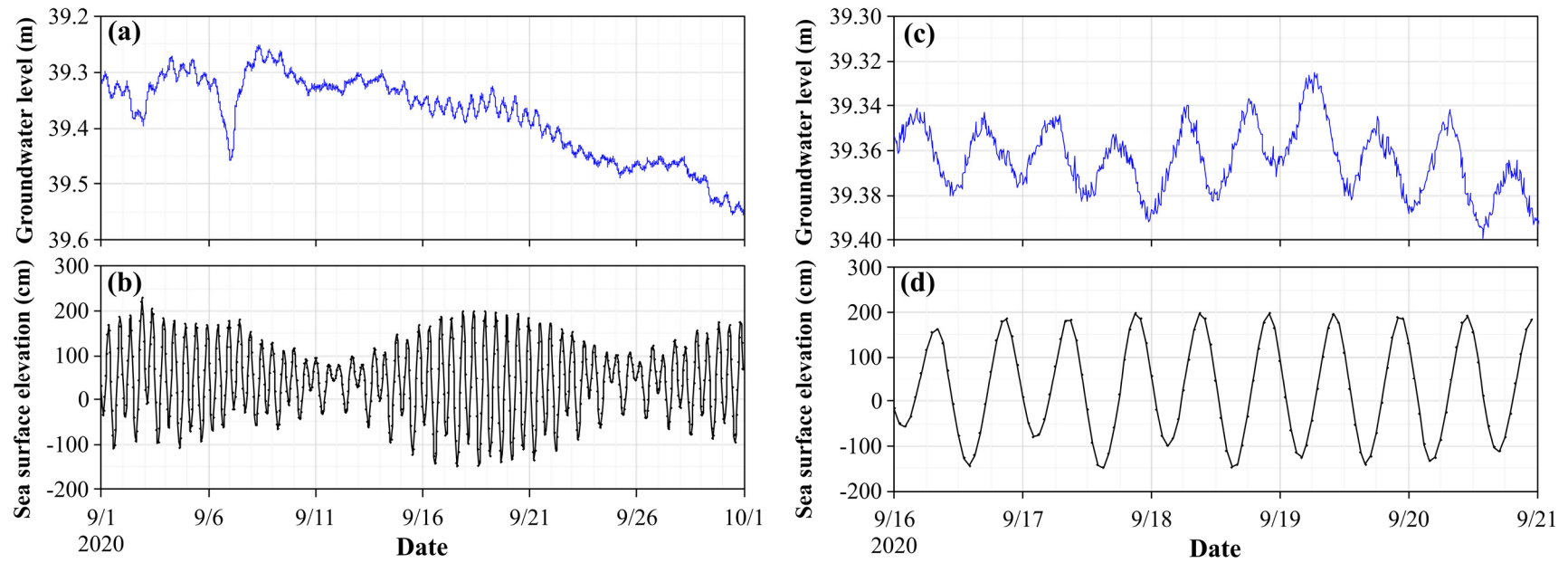


図 5.4 FDB 孔における日周期の地下水位変動と有明海（口之津）で観測された潮位変動. (a), (c) FDB 孔の地下水位変動. (b), (d) 有明海における実測潮位変動. 実測潮位は気象庁により観測・公表されている一時間ごとのデータ（気象庁, 2021a）である.

5.4.3 水質分析の結果

地下水を対象として地下水流動や水質形成の要因、地下水の化学的進化などを明らかにする方法として、地下水の溶存成分の濃度 (mg/L) を基にイオン溶存量を図示する方法がある。本研究では、ヘキサダイアグラムにより水質を図示することとした。ヘキサダイアグラムは、水質分析した地下水のイオン濃度 (mg/L) をイオン溶存量 (meq/L) に換算し、この値を水平軸にプロットして、各点を結んだ六角形の形状に視覚化したものである。

本研究で行った水質分析の結果を表 5.1, 各地下水のヘキサダイアグラムを図 5.5 に示す。水素イオン濃度 (pH) は、FDB 孔と FDP-1 孔ともにアルカリ性を示す 7.9~9.0 であった (表 5.1)。一方、電気伝導度 (EC) は、FDB 孔で 16.0~18.0 mS/m, FDP-1 孔で 7.5 mS/m を示し、FDB 孔の地下水の方が電解質 (イオン) の濃度が高いことを示す。ヘキサダイアグラムで水質の違いを見ると、FDB 孔と FDP-1 孔で明瞭に異なることが明らかとなった (図 5.5)。特に、FDP-1 孔の深度 100 m 以浅の水質は、陽イオンでは $\text{Na}^+\text{+K}^+$, Mg^{2+} が少なく、陰イオンでは Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} のすべてで FDB 孔のそれより少ない結果となった。この結果は、FDP-1 孔の EC が FDB 孔より低く、電解質の濃度が低いことと調和的であり、2 つの掘削孔の地下水は異なる起源を有する可能性が高い。また、硝酸性窒素 NO_3^- は、自然状態の地下水中に高濃度に含まれることはまれで、10 mg/L 程度を超える場合は人的活動に起因すると考えられる。FDB 孔と FDP-1 孔の NO_3^- の濃度は、ともに 10 mg/L 未満であったが、FDP-1 孔では FDB 孔の 0.3~0.7 mg/L の低濃度より高い 5.0 mg/L の濃度を示した。FDP-1 孔の地下水が FDB 孔の深度 300 m 以深の地下水よりも浅層の地下水であることが濃度の違いとして現れたものと考えられる。FDB 孔の深度方向における水質変化は、 Ca^{2+} に僅かな違いがあるが、顕著な変化は認められなかった。

地下水の Li/Cl 比や Li 濃度は、深部流体や火山性熱水の指標として知られている (例えば、風早ほか, 2014)。本研究の分析結果では、 Li^+ の濃度はいずれの試料でも定量下限値未満であり、深部流体や火山性熱水などの地下深部からの地下水混入の痕跡は確認されなかった。また、自然状態の地下水に存在する B は、主に化石水の混入によると言われており (例えば、嶋田, 2013)、地下水の滞留特性に関係する。水質分析の結果、FDB 孔の全試料で 0.2 mg/L, FDP-1 孔で定量下限値未満であった。この結果は、FDB 孔と FDP-1 孔の地下水が、ともに古い化石水ではない、もしくは滞留時間が短い地下水の混入の影響を受けている可能性を示唆している。

最後に、FDB 孔と FDP-1 孔の地下水を熊本平野で確認されている地下水タイプと比較した。Hosono et al. (2020) によると、阿蘇カルデラから熊本平野までの熊本地域の地下水タイプは、 Ca-HCO_3 , Ca-SO_4 , Na-HCO_3 , Na-Cl の 4 つの主要な地下水タイプ

と、Ca-Mg-Na-HCO₃（陽イオン混合）とCa-(Na)-NO₃-HCO₃（陰イオン混合）の2つの混合水タイプに分類される。阿蘇カルデラ内ではCa-SO₄タイプが多く、これを起源とした地下水が白川沿いでも確認されている。本研究サイトを含む阿蘇外輪山西麓台地付近では、主にCa-HCO₃タイプが確認されており（Hosono et al., 2020），この地下水タイプは涵養域の起源となる地下水の水質である。そして、研究サイト下流側の熊本平野では、Ca-HCO₃、Ca-Mg-Na-HCO₃、Na-HCO₃が見られ、下流側になるにしたがってNa-HCO₃タイプが優位となる傾向がある。ここで、本研究で確認したFDB孔とFDP-1孔の地下水タイプをHosono et al. (2020) の地下水タイプの分類に当てはめると、FDB孔の地下水はCa-Mg-Na-HCO₃の混合水タイプ、FDP-1孔の地下水はCa-HCO₃タイプに分類されると考えられる。この結果から、FDB孔の深度300 m以深の地下水はFDP-1孔のそれと異なり、地下水流動の過程でCa-HCO₃タイプの地下水にNa⁺やMg²⁺が付加された混合水である可能性が示唆された。

表 5.1 FDB 孔と FDP-1 孔の地下水の水質分析結果.

Sample No.	Depth (m)	pH	EC (mS/m)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Li ⁺ (mg/l)	B (mg/l)
R2-FDB-W1	335	9.0	17.0	14	4.8	10	5.0	7.0	64	6.1	0.3	<0.1	0.2
R2-FDB-W2	380	8.2	17.0	14	4.8	6.4	6.7	6.7	73	10	0.7	<0.1	0.2
R2-FDB-W3	425	7.9	16.0	13	4.8	5.5	7.0	6.5	70	11	0.7	<0.1	0.2
R2-FDB-W4	463	8.0	17.0	13	4.5	5.5	7.0	6.2	70	11.0	0.7	<0.1	0.2
R2-FDB-W5	530	8.9	18.0	14	5.1	11	6.3	6.2	64	11	0.7	<0.1	0.2
R2-FDP-W1	—	8.1	7.5	3.8	3.4	4.3	2.2	3.5	28	1.0	5.0	<0.1	<0.1

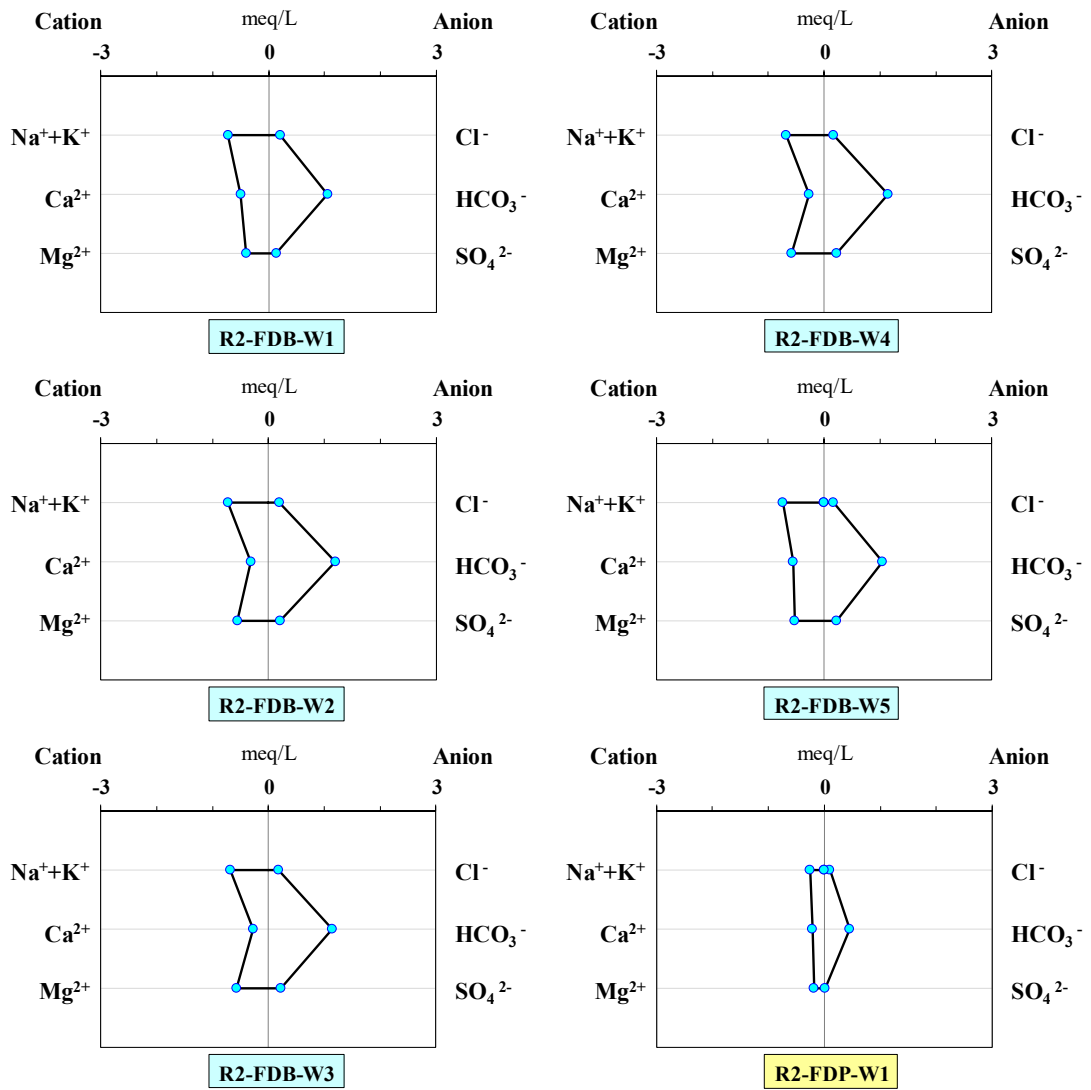


図 5.5 FDB 孔と FDP-1 孔の地下水のヘキサダイアグラム.

5.5 地下水位と降水量の比較

5.5.1 降雨のデータ

降水量は地下水位変動と密接に関係しており，気象庁により定点で観測され，毎時ごとの観測データが公開されている（気象庁, 2021b）．本研究では，気象庁が観測を行っている地点のうち，FDB 孔に最も近接した雨量観測所「益城」と共に，「南阿蘇」を阿蘇外輪山付近における地下水涵養域上流側の代表地点，「熊本」を調査地の流出域の代表地点として，それらの降水量データを用いて考察することとした（図 5.1）．

本研究の地下水位観測期間（2018 年 5 月～2021 年 7 月）において，気象庁の公開データ（気象庁, 2021b）を用いて，各地点の年間降水量と大雨による最大連続降水量，100 mm 以上の連続降水量の回数を集計して表 5.2 に示す．年間降水量の積算期間は，本研究の観測開始日に合わせ，各年の 5 月 13 日から翌年の 5 月 12 日とした．最大連続降水量は，2018 年 5 月 13 日から 3 年間での最大となる連続降水量である．連続降水量は雨が降りだしてからの合計累積降水量とし，期間の終了は時間当たりの降水量が 0 mm/hr となる時間が 3 時間続くことで判断した．「熊本」および「益城」では，年間降水量がそれぞれ 1700～2400 mm と 1800～2500 mm 程度，最大連続降水量がそれぞれ 270 mm と 320 mm 程度であり，「熊本」より僅かに「益城」で降水量が多い傾向があるが，概ね同様の年間降水量および最大連続降水量を示した．一方，「南阿蘇」では，年間降水量は 2300～3600 mm，最大連続降水量も約 540 mm であり，「熊本」と「益城」の雨量観測データよりも約 3～5 割多かった．また，3 年間における連続降水量が 100 mm 以上の降雨の回数も「南阿蘇」では 19 回と最も多かった．そして，地下水位観測期間の 3 年間では，2018 年の降水量が最も少なく，2019 年が中間的な降水量，2020 年の降水量が 3 年間では最も多いことが示めされた（表 5.2）．

表 5.2 熊本・益城・南阿蘇の年間降水量と連続降水量．年間降水量と連続降水量の算出には，気象庁の一時間ごとのデータ（気象庁, 2021b）を用いた．

Precipitation observation station	Precipitation for one year* (mm)			Maximum continuous precipitation** (mm)	Number of continuous precipitation ≥ 100 mm**
	2018	2019	2020		
Kumamoto	1741	2042	2412	270	11
Mashiki	1826	2102	2469	319	11
Minamiaso	2319	2683	3570	536	19

* Precipitations were calculated from May 13th to May 12th in the next year, respectively.

** The values are the maximum in the three years.

5.5.2 地下水位変動と降水量の関係

2019年5月13日～2020年5月12日の1年間の地下水位変動を例にFDB孔の地下水位変動に寄与する地下水の供給について考察すると、6月下旬～9月中旬は、図5.6の黒矢印で示した連続降水量100mmを超えるような降雨がなくても平均的に3cm/日程度の速度で地下水位が上昇しており、FDB孔周辺の降雨による地下水供給だけでは水位上昇を説明できない。さらに、降水量の多い時期を過ぎた9月中旬～10月下旬の間は、降水量が少ないにもかかわらず、地下水位は徐々に上昇している。そのため、FDB孔の地下水位の上昇は、FDB孔周辺の降雨の浸透水よりも時間をかけてほかの地域の涵養域からの地下水の供給を受けていることを示唆している。また、11月上旬～6月中旬は、涵養域への降雨による浸透水が減少するため、涵養域の地下水が減少し、FDB孔への地下水の供給量も雨期より少なくなったと考えられる。

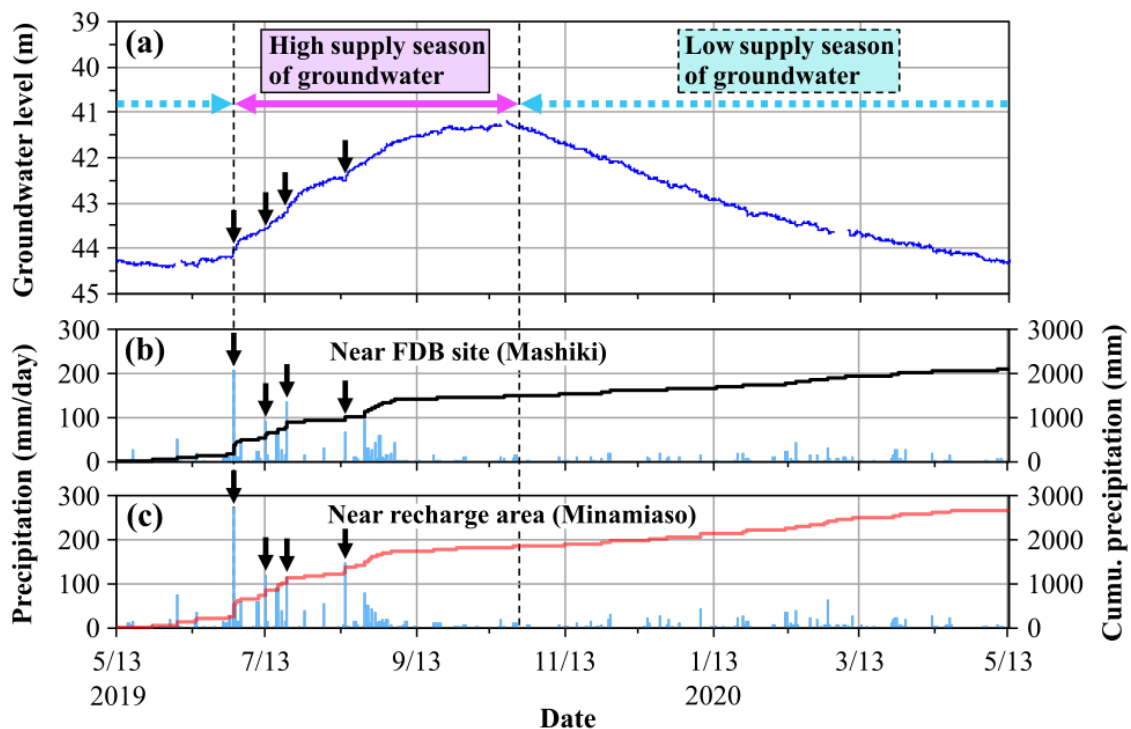


図 5.6 FDB 孔における年間の地下水位変動の特徴. (a) FDB 孔の地下水位変動 (深度). (b) FDB サイト近傍の雨量観測所「益城」の日降水量と 2019 年 5 月 13 日からの累積降水量. (c) 涵養域付近の雨量観測所「南阿蘇」の日降水量と累積降水量. 図中の黒矢印は「南阿蘇」での日降水量が 100 mm 超を記録した時を示している. 日降水量は気象庁により観測・公表されている一日ごとのデータ (気象庁, 2021b) である. 累積降水量の算出には気象庁一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) を用いた.

2019年と2020年の最低水位は、ともに6月上旬にそれぞれ深度44.4mと44.3mとなり、非常に類似している(図5.3a)。一方、2021年は雨期が早くから始まったことも影響し、5月中旬の深度43.8mが最低水位であった。この最低水位と2019年と2020年の5月中旬の水位を比較した場合、2021年5月中旬の最低水位の方が約0.5m高いことを示す。この結果から、表5.1に示すように2018年と2019年より2020年の年間降水量は約2~6割も多いことが、降雨が多い年の後の最低水位が高くなった要因として考えられる。このことから、地下水位が降下する乾期においても涵養域の地下水の流入の影響を受けていると考えられる。

また、2020年の「令和2年7月豪雨」では、地下水位が7~20cm/日の急激な上昇が確認された(図5.3bの灰矢印)。この急激な地下水位の上昇と2020年9月に深度約39.3mの最高水位を記録したことは、FDB孔の位置する地域での降雨に加え、涵養域の「南阿蘇」において連続降水量約540mmの豪雨やこの豪雨の後に連続降水量100mmを超える豪雨が複数回発生し、7月の約1カ月間だけで累積降水量約1300mmに達した(図5.3cの灰矢印; 気象庁, 2021b)ことも一要因になったと考えられる。

FDB孔の地下水位変動は、雨期と乾期、豪雨時において、涵養域への雨水の供給が時間遅れを伴う長期の地下水位変動と強く関係していることを示している。つまり、FDB孔の地下水位変動は、当地に限らず地下水流動の上流域(阿蘇外輪山付近などの涵養域)での降雨の影響を、年間を通して受けたものであると考えられる。

5.5.3 雨期における地下水位の上昇

FDB孔の地下水位の上昇は、6月の連続降水量100mm以上の豪雨をきっかけにして始まる傾向がある。そして、FDB孔では、時間遅れを伴う長期の地下水位変動とは異なる降雨に対応した水位上昇も確認されており(詳細は5.5.4節参照)、不圧帯水層である浅層地下水の地下水変動の影響を少なからず受けていることが考えられる。そこで、雨期における降雨の供給量に対する地下水位の上昇量を把握するために、地下水位の上昇が始まる6月からの地下水位の上昇量と累積降水量をそれぞれ調べた。観測期間の2018~2020年の各年における地下水位の上昇が始まる時点から60日間における地下水位変動の累積量と累積降水量を図5.7および表5.3に示す。2018年では、地下水位が190cmの上昇であったのに対して、累積降水量は調査地付近の「益城」で約70cm、涵養域の「南阿蘇」で約80cmであった。2019年では、地下水位が約230cmの上昇であったのに対して、累積降水量は「益城」で約110cm、「南阿蘇」で約140cmであった。2020年では、地下水位が約450cmの上昇に対して、累積降水量は「益城」で約150cm、「南阿蘇」で約220cmであった。

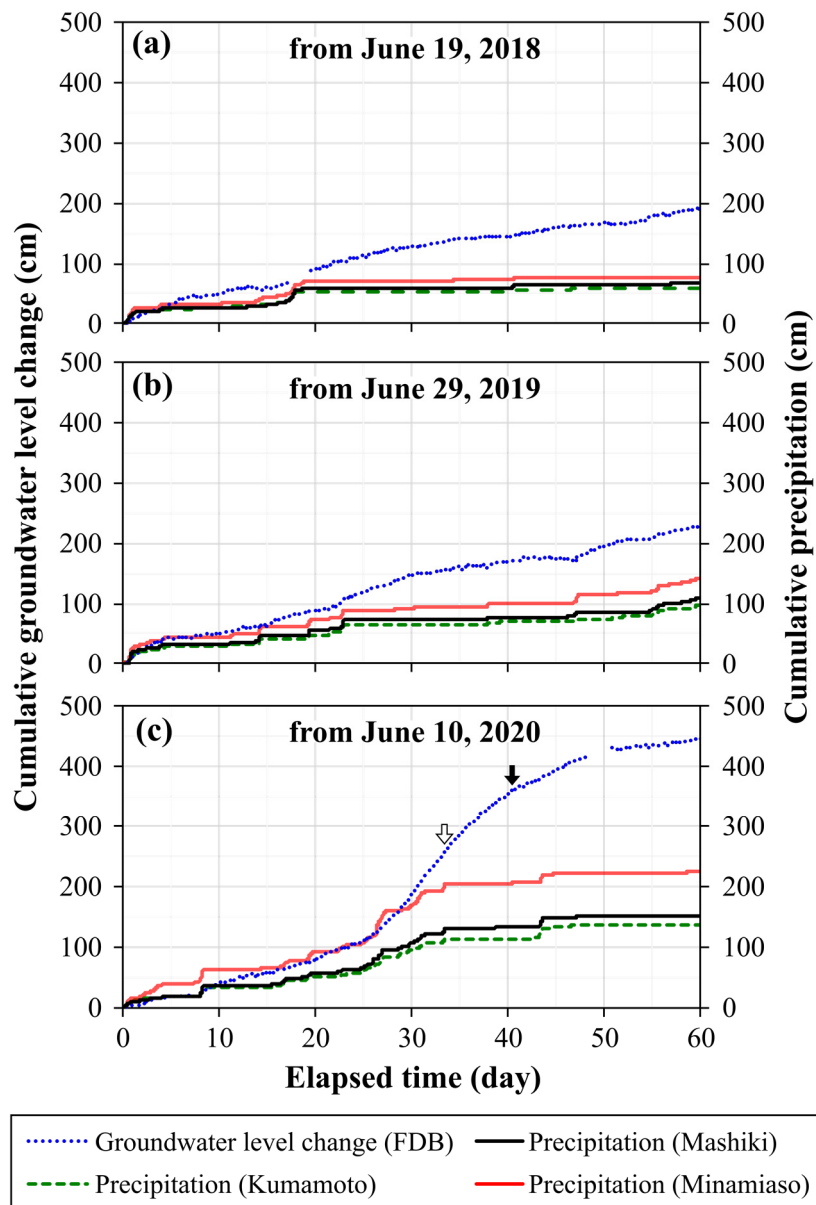


図 5.7 FDB 孔の累積地下水位変動量と累積降水量. (a) は 2018 年 6 月 19 日, (b) は 2019 年 6 月 29 日, (c) は 2020 年 6 月 10 日から 60 日間での地下水位変動量と降水量の累積を示している. 累積降水量の算出には気象庁の一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) を用いた. 図中の白抜き矢印は降水量が少なくなった時, 黒矢印は降水量が少なくなった後に地下水位の上昇速度が僅かに低下し始める時を示している.

表 5.3 FDB 孔における地下水位の上昇量と累積降水量. 累積降水量の算出には気象庁の一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) を用いた.

Year	Date of duration		Duration (day)	Groundwater level in FDB hole (m)		Rise in groundwater level in FDB hole (cm)	Cumulative precipitation (cm)		
	Beginning	End		Beginning	End		Kumamoto	Mashiki	Minamiaso
2018	Jun 19	Aug 18	60	43.67	41.77	190	60	67	78
2019	Jun 29	Aug 28	60	44.20	41.93	227	97	109	141
2020	Jun 10	Aug 9	60	44.25	39.79	446	136	151	224

雨期における降雨の供給量に対する地下水位の上昇量は、いずれの年においても累積降水量よりも大きいことが確認された。この地下水位の上昇量は、同地域の「益城」における当該期間中の累積降水量の2~3倍に相当し、涵養域の「南阿蘇」の累積降水量に対して約2倍に相当する。ここで、地下水位レベル以浅の不飽和地盤の間隙率を60%、含水飽和度を50%と仮定し、かつ降水がすべて地中に浸み込むとすると、降水量の約3倍に相当する地下水位の上昇をもたらされる計算となる。すなわち、益城地域での降水のほぼ全てが地下水にならなければ、FDB孔での水位上昇分を賄えないほどである。現実的には、集中的な豪雨の際、大半の降水が河川等により流出すること（例えば、阿蘇火山地域の年間降水量に対する直接流出量と蒸発散量の合計比率は50%（下津, 1988））と考えられるため、益城地域での降水量だけでは、FDB孔での地下水位上昇量を説明できず、ほかからの供給が不可欠である。よって、FDB孔の大深度深層地下水は阿蘇外輪山付近（例えば、「南阿蘇」など）の涵養域から地下水の供給を受けており、かつその供給は大きな時間遅延がないため、当該地域の地下水流動が活発であることが示唆された。

また、FDB孔での地下水位の上昇は降水量が少なくなっても継続する傾向がある。前述の5.5.2節で述べた年間を通した時間遅れを伴う地下水位変動が図5.7からも確認できる。例えば、2020年では経過時間33日以降は降水量が少ないが、経過時間30日付近の水位上昇と同様の速度で地下水位が上昇を続け、10日程度が経ったのちに上昇速度が僅かに低下する（図5.7c）。これと類似した傾向は、2018年と2019年にも認められた（図5.7a, 5.7b）。この結果から、観測期間の3年間をとおして雨期において涵養域からの地下水の供給を受けていることを明瞭に示している。

5.5.4 降雨に対する地下水位の応答

地下水位の降雨応答をみるため、連続降水量が 100 mm 以上の豪雨が発生した 2019 年 6 月 29 日からの地下水位変動と降水量の関係を図 5.8 に示した。地下水位は雨の降り始めとともに上昇を始めている。この地下水位変動の特徴は、時間遅れを伴う深層地下水の供給による地下水変動というより、浅層地下水から供給される地下水の影響を受けている可能性があることを示している。FDB 孔の降雨応答は、一般的な浅層地下水帯水層の井戸で認められる降雨直後の急激なメートルオーダーの地下水位の上昇（例えば、井澤, 2016）ではなく、上昇速度が緩やかである点が特徴的である。また、地下水位の上昇は、降雨が少なくなった後も継続していることを示している（図 5.8）。これらの特徴は、FDB 孔内の地下水が降雨による地下水ポテンシャルの変化の影響を明らかに受けているものの、その挙動は浅層地下水のものと大きく異なる。

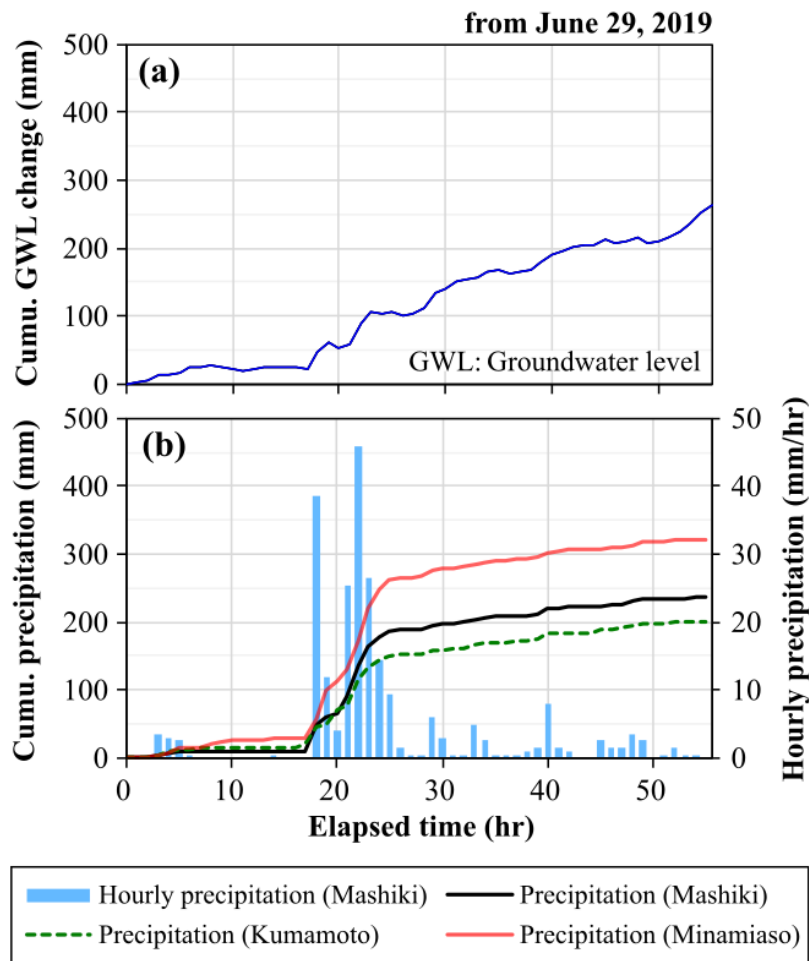


図 5.8 FDB 孔の地下水位の降雨応答. (a) FDB 孔の累積地下水位変動量. (b) 益城・熊本・南阿蘇の累積降水量 (左の軸) と益城の時間降水量 (右の軸). 時間降水量は気象庁により観測・公表されている一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) である. 累積降水量の算出には気象庁の一時間ごとのデータ (気象庁, 2021b) を用いた.

深層地下水は、涵養域で浸透した降雨が地下水位に影響を及ぼすまでに時間遅れを伴う降雨応答を示す (例えば, 末包・榎根, 1980). このことから, FDB 孔で観測された降雨応答の特徴は, 主に深層地下水の地下水位変動の特徴を示していると考えられる. 加えて, FDB 孔の地下水位は, 雨の降り始めとともに明らかに上昇を始めていることから, 浅層地下水の地下水位変動の影響も受けていると考えられる. この FDB 孔内への地下水供給に大きな時間遅延がないという降雨応答は, 深度 300 m 以深において地下水流動速度が速いことを示し, 活発な地下水流動が存在することを示唆している.

5.6 FDB 孔と既設観測井の地下水位変動の比較

5.6.1 FDB 孔と近接する既設地下水位観測井 B との比較

FDB 孔の地下水位変動の特徴を既設地下水位観測井で観測された地下水位変動と比較を行うこととした。比較に使用した既設地下水位観測井は、熊本県により地下水位観測が行われている観測井 B である（表 5.4, 図 5.1 中の B）（熊本県, 2021）。既設地下水位観測井の地下水位データ（2021 年 3 月末まで）は、熊本県環境生活部環境局から提供して頂いた。観測井 B は、FDB 孔の下流側約 4 km の益城町寺迫に設置されており、FDB 孔に最も近い観測井である。当該井戸は、深さが 80 m で、深度 58.5 ~ 80.0 m の深い位置にストレーナ区間が設けられており、熊本地域の深層地下水を胚胎する帯水層（第 2 帯水層）の地下水変動を捉えている（嶋田・細野, 2020）。この第 2 帯水層は、Aso-1 ~ Aso-3 火砕流堆積物の地質からなるとされている（Rahman et al., 2021）。

表 5.4 既設地下水位観測井 A~D の井戸諸元. 井戸諸元は熊本県からの提供データを用いた.

Well ID	Well name	Location	Well depth (m)	Screened interval (m)
A	Kumamoto No.13 (Nishihara)	3004, Aza Ushirosako, Toriko, Asogun Nishiharamura, Kumamoto	200.0	50.0–200.0
B	Kumamoto No.10 (Mashiki)	1781, Yonhyakkoku, Terasako, Kamimashikigun Mashikimachi, Kumamoto	80.0	58.5–80.0
C	Kumamoto No.16 (Kashima)	636-3, Uejima, Kamimashikigun Kashimamachi, Kumamoto	60.0	29.5–46.0 51.5–57.0
D	Kumamoto No.8 (Jonan)	476, Jonanmachitaka, Minami-ku, Kumamoto-shi, Kumamoto	116.5	72.5–83.5 89.0–111.0

FDB 孔と観測井 B の地下水位を標高で示した 2018 年春～2021 年夏までの経時変動を図 5.9 に示す。全般的に、観測井 B の地下水位変動は、3 年間を通して FDB 孔とよく一致した季節変動を示していることが判明した。定量的には、標高水位は FDB 孔の方が観測井 B よりも 0.2～0.6 m 低い地下水位を示し、年間降水量が多くなる 2018 年から 2020 年の順で、両観測地点の水位の差が小さくなる傾向が読み取れた。また、地下水位が急に上昇する雨期の 2020 年 6～10 月には、両者の差は非常に小さく、特に、2020 年 7 月の「令和 2 年 7 月豪雨」時の急激な地下水位の上昇時には、地下水位の差が約 0.1 m の僅差となった。この結果は、FDB 孔の地下水位変動は、熊本地域の深層地下水帯水層（第 2 帯水層）に類似していることを示し、FDB 孔の地下水位変動に第 2 帯水層の地下水位変動が影響している可能性を示唆していると考えられる。

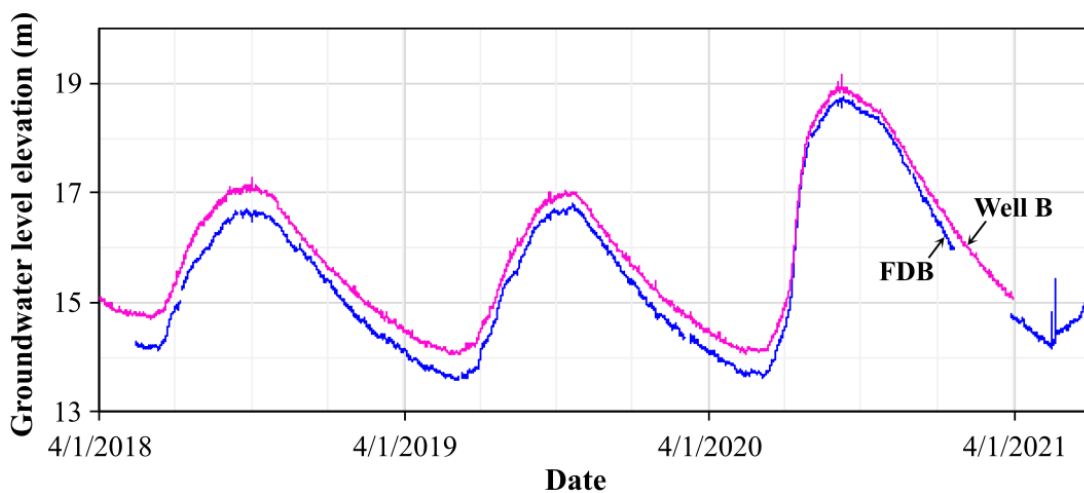


図 5.9 FDB 孔と深層地下水観測井 B の地下水位（標高）変動。観測井 B の地下水位は熊本県のデータ（熊本県, 2021）である。

FDB 孔の深度 302 m 以深には、阿蘇火砕流堆積物より古い堆積岩層（シルト岩、火山礫凝灰岩、礫岩）と第 2 帯水層の不透水基盤と考えられている先阿蘇火山岩類が分布している。そのため、本研究で観測した FDB 孔の地下水位変動は、熊本地域で深度 20～250 m 付近に分布するとされている深層地下水帯水層（第 2 帯水層）である Aso-1～Aso-3 火砕流堆積物が分布する深度よりもさらに深い先阿蘇火山岩類を主とした地層中の地下水流動の挙動を反映したものであると考えられる。

しかし、FDB 孔で観測した地下水位変動の特徴に着目すると、FDB 孔では主に深層地下水の地下水位変動の特徴を示し、かつ降雨応答のある浅層地下水の地下水位変動の特徴も有している。FDB 孔で確認されている先阿蘇火山岩類は、自破碎を伴う溶岩と塊状溶岩からなり、布田川断層のこれまでの断層活動の影響を受けて、多くの亀裂

を有する状態である（京都大学, 2018; Shibutani et al., 2019）。特に、深度 350 m 付近より深部では、音波検層データを基にした連続的な間隙率推定により、定性的に亀裂間隙が多いことから断層破碎帯内の岩盤での地下水流動の可能性が示唆されている（澁谷ほか, 2022, 印刷中 a）。そのため、布田川断層の断層破碎帯が第 2 帯水層をさらに深部へ拡張させる役割を果たしていることが考えられる。また、調査地に地表地震断層が出現したことを踏まえると、断層破碎帯は Aso-4 火砕流堆積物を帯水層とする浅層地下水帯水層にも達していると考えられる。このことは、FDB 孔の地下水位変動が明瞭な降雨応答を有することの要因であると考えられる。

5.6.2 布田川断層沿いにおける地下水位変動の比較

布田川断層を貫通した FDB 孔における 2018 年 5 月からの地下水位観測は、2016 年 4 月の熊本地震発生の約 2 年後から約 3 年間、大深度深層地下水を対象としたものである。Rahman et al. (2021) は、深層地下水帯水層（第 2 帯水層）を対象とした地下水の年代（滞留時間）および流向のシミュレーション結果として、布田川断層に沿うような地下水流動の存在を示した。そこで、布田川断層周辺の地下水位観測井で、かつ深層地下水帯水層（第 2 帯水層）の地下水位変動を捉えているとされている（嶋田・細野, 2020）。図 5.1 および表 5.3 に示す熊本県の観測井 A~D と FDB 孔の地下水位変動を比較し、2016 年熊本地震の約 2 年後~5 年後の地下水位変動の特徴について考察した。阿蘇外輪山西麓台地の涵養域にある観測井 A、FDB 孔付近の観測井 B、熊本平野の流出域にある観測井 C および D は、第 2 帯水層を対象とした地下水位観測井であることから、涵養域から流出域まで連続的に分布する Aso-1~Aso-3 火砕流堆積物（例えば、Kawagoshi et al., 2019; Kagabu et al., 2020）内のほぼ連続的な地下水位変動を捉えていると考えられる。

FDB 孔と観測井 A~D の地下水位を標高で示した経時変動を図 5.10 に示す。観測井 A は FDB 孔よりも阿蘇外輪山付近の涵養域の上流側の場所にあり、FDB 孔よりも標高水位が約 15~20 m 高い。この水位の差は涵養域から下流への地下水流動の原動力を担っていると考えられる。観測井 A の地下水位変動は、前述の観測井 B と FDB 孔の地下水位変動と類似した季節変動を示し、2020 年の 7 月豪雨時の地下水位の急激な上昇とそれに伴う高い年間の最高水位が観測されたことも FDB 孔の地下水位変動と共通している。一方、観測井 B の下流に位置する観測井 C と D は、明瞭な地下水位の季節変動が見られず、概ね一定の標高水位（それぞれ約 5.5 m と 3.8 m）を示している。

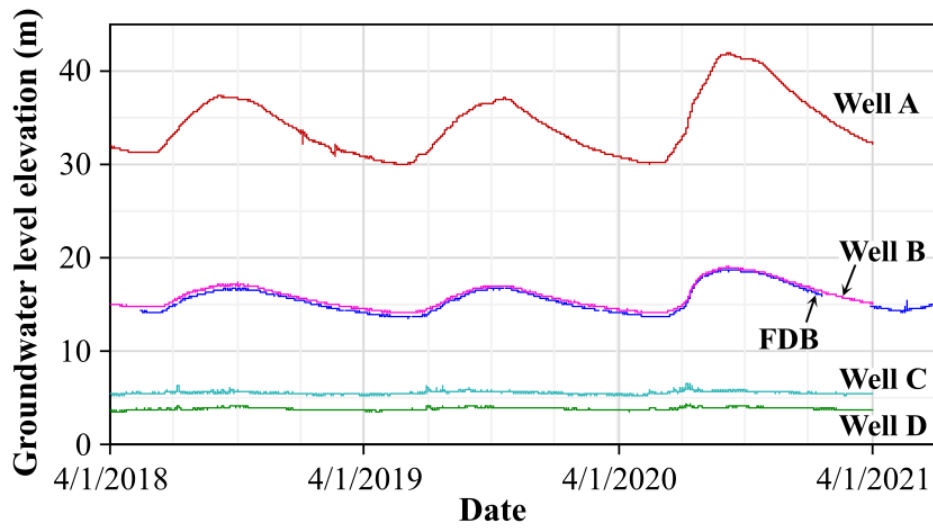


図 5.10 FDB 孔および布田川断層周辺の深層地下水位観測井の地下水位（標高）変動。観測井 A～D の地下水位は熊本県のデータ（熊本県, 2021）である。

Rahman et al. (2021) の地下水の年代分布によると、布田川断層沿いの観測井 A から観測井 B 付近までの涵養域～流動域の地下水年代は約 10 年以下と若く、観測井 C と D 付近の流出域の地下水年代は約 200 年以上と古いことを示す（図 6.11）。つまり、涵養域～流動域では地下水の滞留時間が短いため、地下水流動速度が速い活発な地下水流動があることを示すと考えられる。一方、流出域では地下水の滞留時間が長いため、地下水流動速度が遅く、地下水が停滞した状態を示すと考えられる。この涵養域～流動域と流出域での地下水流動速度の違いは、3 次元比抵抗モデリングなどにより示される熊本地域の基盤面の深度分布（例えば、麻植ほか, 2012）を考えると、導水勾配が原因の一つと考えられる。観測井 C と D 付近の流出域では、動水勾配が小さいことから、地下水流動速度が遅くなっていると考えられる。

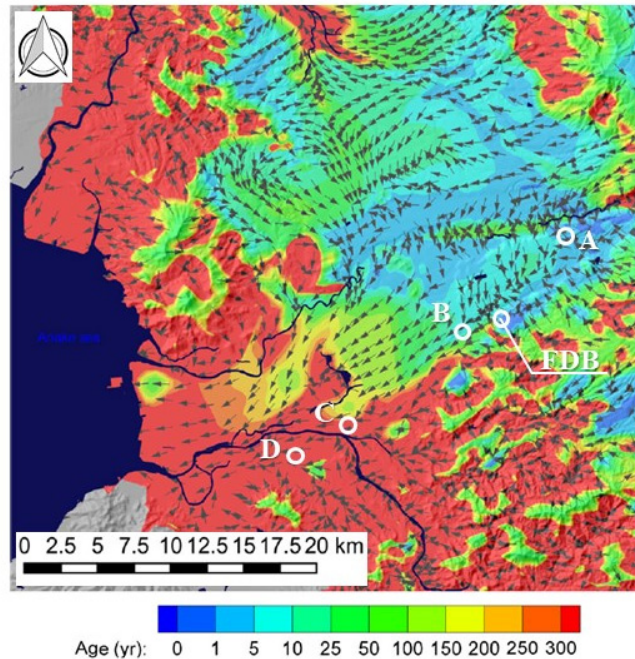


図 5.11 第 2 帯水層の地下水流動の方向と地下水年代の分布. 図は Rahman et al. (2021) の Fig.9c を引用・加筆した. 図中の矢印はシミュレーションによる地下水流動の方向を示す. FDB 孔と既設観測井 A~D の位置を白丸印として追記した.

5.6.3 地下水位変動の比較結果

5.6.1 節と 5.6.2 節の検討結果を総合的に見ると, FDB 孔と, 既設の地下水位観測井 A と B は, 非常に類似した地下水位の変動パターンを示しており, かつ明瞭なタイムラグも認められなかった. そのため, 布田川断層の破碎帯を深度約 350~600 m で貫通した FDB 孔の地下水位変動から捉えられる 300 m 以深の大深度深層地下水は, 深度 20~250 m 付近に分布するとされている深層地下水帯水層 (第 2 帯水層) と同様な水位変動パターンを示すことが判明した. このことから本研究の調査地点付近では, Aso-1~Aso-3 火砕流堆積物の深層地下水を胚胎するとされている深層地下水帯水層 (第 2 帯水層) が深度 300 m 以深で確認された津森層などの堆積岩層や不透水基盤とされている先阿蘇火山岩類まで続いている可能性がある. そして, FDB 孔で確認された先阿蘇火山岩類に発達する布田川断層の破碎帯が第 2 帯水層をさらに深部へ拡張させる役割を果たしている可能性があると考えられる. さらに, 阿蘇外輪山西麓台地の既設観測井 A, B も FDB 孔と同様の地下水位変動パターンを示すことから, 熊本地域の涵養域から流出域にかけて連続的に分布する布田川断層の破碎帯の存在が熊本地域の活発な地下水流動系 (Hosono et al., 2019; 嶋田・細野, 2020; Hosono & Masaki., 2020) に関連している可能性があると考えられる.

5.7 まとめ

本研究では、2016年熊本地震本震の際に活動した布田川断層を貫通したFDB孔において、深度302 m以深の大深度深層地下水の地下水位観測を行い、雨量観測所の降水量（3地点）ならびに既存の地下水位観測データ（4地点、孔底深度60～200 m）との比較を行った。本章で得られた主な成果は以下の通りである。

- (1) FDB孔の地下水位は、年間を通して降雨の影響を受けており、6月～9月の雨期に上昇し、9月～10月に最高水位となり、10月～5月の乾期に徐々に降下し、6月に最低水位となる規則的な年間変動（季節変動）が3年間にわたって観測された。
- (2) 地下水位変動と降水量の比較を通して、降水量の多い時期が過ぎた後の降水量の少ない時でも地下水位の上昇が継続していることから、涵養域の上流側である阿蘇外輪山地域からの地下水供給がFDB孔の地下水位変動と関係していることが明らかとなった。FDB孔の地下水位変動は、主に深層地下水の特徴を示し、雨の降り始めとともに地下水位が上昇する降雨応答を有することが判明した。このことは、深度300 m以深の地下水帯水層において、活発な地下水流動が存在することを示唆する。
- (3) FDB孔で観測した深度300 m以深の大深度深層地下水の変動は、Aso-1～Aso-3火砕流堆積物を主とした深層地下水帯水層（第2帯水層）と同様な水位変動パターンを示すことが判明した。このことから、第2帯水層が深度300 m以深の堆積岩層や先阿蘇火山岩類まで続いている可能性があると考えられる。また、先阿蘇火山岩類に発達する布田川断層の破碎帯が第2帯水層をさらに深部へ拡張させる役割を果たしている可能性がある。これらの考察は、前章で示した高い間隙率の地層と破碎帯内の火山岩類で確認されたき裂間隙が深度300 m以深に存在することと調和的な推定解釈である。涵養域の阿蘇外輪山付近から流出域の熊本平野まで連続する布田川断層帯の存在は、熊本地域の活発な地下水流動系に関連している可能性があると考えられる。
- (4) 地下水の水質分析の結果から、FDB孔の深度300 m以深の地下水は、FDP-1孔の深度100 m以浅の浅層の地下水と異なることが明らかとなった。FDB孔と熊本地域の地下水タイプを比較すると、FDB孔の地下水が地下水流動の過程でCa-HCO₃タイプの地下水にNa⁺やMg²⁺が付加された混合水である可能性が示唆された。

参考文献

- 麻植久史, 小池克明, 吉永徹, 高倉伸一. (2012). MT 法と AMT 法の組み合わせによる広域 3 次元比抵抗モデリングと水理地質構造解明への応用. *情報地質*, 23(3), 121–129. <https://doi.org/10.6010/geoinformatics.23.121>
- 市川勉. (1998). 熊本地域における降雨と地下水位, 湧水の関係について (I) – 湧水量と地下水位 –. *水利科学*, 41(6), 1–17. https://doi.org/10.20820/suirikagaku.41.6_1
- 市川勉. (1999). 熊本地域における降雨と地下水位, 湧水の関係について (II) – 蒸発, 水田涵養を考慮した降雨, 地下水位と湧水の関係 –. *水利科学*, 43(4), 67–87. https://doi.org/10.20820/suirikagaku.43.4_67
- Hosono, T., Hossain, S., & Shimada, J. (2020). Hydrobiogeochemical evolution along the regional groundwater flow systems in volcanic aquifers in Kumamoto, Japan. *Environmental Earth Sciences*, 79, No.410. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09155-4>
- Hosono, T., & Masaki, Y. (2020). Post-seismic hydrochemical changes in regional groundwater flow systems in response to the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake. *Journal of Hydrology*, 580, 124340. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124340>
- Hosono, T., Yamada, C., Shibata, T., Tawara, Y., Wang, C.-Y., Manga, M., Rahman, A. T. M. S., & Shimada, J. (2019). Coseismic Groundwater Drawdown Along Crustal Ruptures During the 2016 Mw 7.0 Kumamoto Earthquake. *Water Resources Research*, 55, 5891–5903. <https://doi.org/10.1029/2019WR024871>
- 井澤耕文. (2016). 熊本平野における地下水観測結果について. 全地連「技術フォーラム 2016」熊本, No.71.
- Kagabu, M., Ide, K., Hosono, T., Nakagawa, K., & Shimada, J. (2020). Describing coseismic groundwater level rise using tank model in volcanic aquifers, Kumamoto, southern Japan. *Journal of Hydrology*, 582, 124464. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124464>
- Kawagoshi, Y., Suenaga, Y., Chi, N. L., Hama, T., Ito, H., & Duc, L. V. (2019). Understanding nitrate contamination based on the relationship between changes in groundwater levels and changes in water quality with precipitation fluctuations. *Science of the Total Environment*, 657, 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.041>
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤努, 高橋浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田司. (2014). 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44(1), 3–16. <https://doi.org/10.4145/jahs.44.3>
- 気象庁. (2016). 「平成 28 年 (2016 年) 熊本地震」について (第 38 報) . <https://www.jma.go.jp/jma/press/1605/14a/201605141000.html> (2020 年 7 月 20 日閲覧)

- 気象庁. (2021a). 潮位データ. https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_tide.html (2021年8月10日閲覧)
- 気象庁. (2021b). 気象データ. <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php> (2021年8月10日閲覧)
- 熊本県. (2021). 地下水位データ. <https://www.kankyo-kumamoto.jp/mizukuni/kiji003488/index.html> (2021年8月22日閲覧)
- 京都大学. (2018). 平成29年度原子力施設等防災対策等委託費(追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析)事業報告書:ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定②布田川断層(3/3). 208p. https://www.nsr.go.jp/nra/chotatsu/yosanshikou/itaku_houkoku_h29.html (2021年8月22日閲覧)
- Lin, W. Shibutani, S. Kamiya, N. Sugimoto, T. Sano, T. Sado, K. Yamamoto, Y. Yang, X. Ishitsuka, K., & Kinoshita, M. (2019). Temperature measurements in a scientific-drilling borehole penetrated through the Futagawa Fault slipped during the 2016 Kumamoto earthquake (Mw 7.0). *AGU Fall Meeting 2019*, NH11D-0804.
- Rahman, A. T. M. S., Hosono, T., Tawara, Y., Fukuoka, Y., Hazart, A., & Shimada, J. (2021). Multiple-tracers-aided surface-subsurface hydrological modeling for detailed characterization of regional catchment water dynamics in Kumamoto area, southern Japan. *Hydrogeology Journal*, 29, 1885–1904. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02354-8>
- Shibutani, S., Lin, W., Sado, K., & Aizawa, A. (2019). Discussion on groundwater flow around the active Futagawa Fault based on geological structure and physical properties. *AGU Fall Meeting 2019*, NH11D-0795.
- 澁谷奨, 林為人, 佐渡耕一郎, 神谷奈々, 杉本達洋. (2022, 印刷中 b). 布田川断層を貫通したボーリング調査孔における深度 300 m 以深の地下水位変動観測. 応用地質. (Vol.63, No.1 に掲載される予定)
- 澁谷奨, 林為人, 佐野暉, 藤井元宏, 佐渡耕一郎. (2021). 活断層を貫通したボーリング孔における物理検層データおよびそれによる間隙率の推定. 第15回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 521–526.
- 澁谷奨, 林為人, 佐野暉, 村田澄彦, 藤井元宏, 佐渡耕一郎. (2022, 印刷中 a). 布田川断層掘削における音波検層データを用いた堆積岩と火山岩類の間隙率の推定. 材料. (Vol.71, No.3 に掲載される予定)
- 嶋田純, 細野高啓. (2020). 巨大地震が地下水環境に与えた影響 —2016 熊本地震から何を学ぶか—. 成文堂, 224p.
- 島田允堯. (2013). 自然由来重金属等による地下水・土壤汚染問題の本質: ホウ素. 応用地質技術年報, No.32, 29–55.

- 下津昌司. (1988). 阿蘇火山流域における水収支に関する観測研究. 土木学会論文集, (393), II-9, 141–150. https://doi.org/10.2208/jscej.1988.393_141
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., et al. (2016). Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68, No. 191. <https://doi:10.1186/s40623-016-0559-1>
- 末包昭彦, 榎根勇. (1980). 熊本平野における降雨に対する地下水位の応答. 地理学評論, 53(10), 666–671. <https://doi.org/10.4157/grj.53.666>

第 6 章 布田川断層が地下水流動に及ぼす影響の考察

6.1 布田川断層沿いの水理特性

ここでは、第 3 章～第 5 章の結果を踏まえてし、既存の研究も参考にしながら、布田川断層沿いの水理特性や断層破碎帯が周辺岩盤に果たした役割や地下水流動に及ぼす影響について総合的に考察した結果を述べる。

6.1.1 断層沿いに分布する地層の透水特性

FFDP サイトの布田川断層周辺における地表から深度 700 m 付近までの地層の透水特性を明らかにするため、表層から深度 700 m 付近までの間隙率について、熊本地域での既往研究で報告されている深度 300 m 以浅の岩石の間隙率と第 4 章で示した深度 300 m～700 m 付近までの間隙率の深度分布を基に検討した。地表から深度 300 m の地質は、FDP-1 孔と FDP-2 孔のコア試料および FDB-1 孔のカッティングス試料を基にすると、地表から深部方向に向かって、主に非溶結の Aso-4、非溶結～弱溶結の Aso-3、中程度に溶結した Aso-2、主に強溶結の Aso-1 の火砕流堆積物が分布する。山口ほか(2000)によると、Aso-4 火砕流堆積物の溶結部で約 11%、非溶結部で約 77%が得られており、非溶結部でより透水性が高い。また、Aso-1～Aso-3 の間隙率は、溶結部で 9～15%であった。本研究の結果から深度 300 m 以深の堆積岩の推定間隙率は、深度 300 m 付近の津森層のシルト岩とその下位の火山礫凝灰岩で 50%程度、他の礫岩と凝灰質礫岩で 20～40%の高い値を示し、前述の阿蘇火砕流堆積物の間隙率よりも高い地層が分布する。これらの堆積岩の間の深度 354～514 m には先阿蘇火山岩類が分布し、塊状溶岩で 15%程度、自破碎を伴う溶岩（自破碎部、板状溶岩部）で 30～40%の推定間隙率の地層が分布する。これらのことから、FFDP サイトの布田川断層周辺の地層は、地表から深度 700 m 付近まで、高い間隙率の地層と Aso-1～Aso-3 の溶結した火砕流堆積物や先阿蘇火山岩類の低い間隙率の地層が繰り返し分布し、鉛直方向に透水特性と関係がある間隙率が不均質な地質構造を有することが明らかとなった。

間隙率は地層の代表的な岩石の物理特性であり、岩石の透水性の指標となる浸透率 (K) と関係があることが知られている（例えば、Yang and Aplin, 2010）。堆積岩の泥岩では、岩石中の粘土含有量と間隙率、浸透率との関係式を基に図 6.1 に示す相関が報告されている（Yang and Aplin, 2010）。この図によると、粘土含有量に違いがあった場合でも、岩石の間隙率が高くなるにしたがって浸透率が上昇することがわかる。

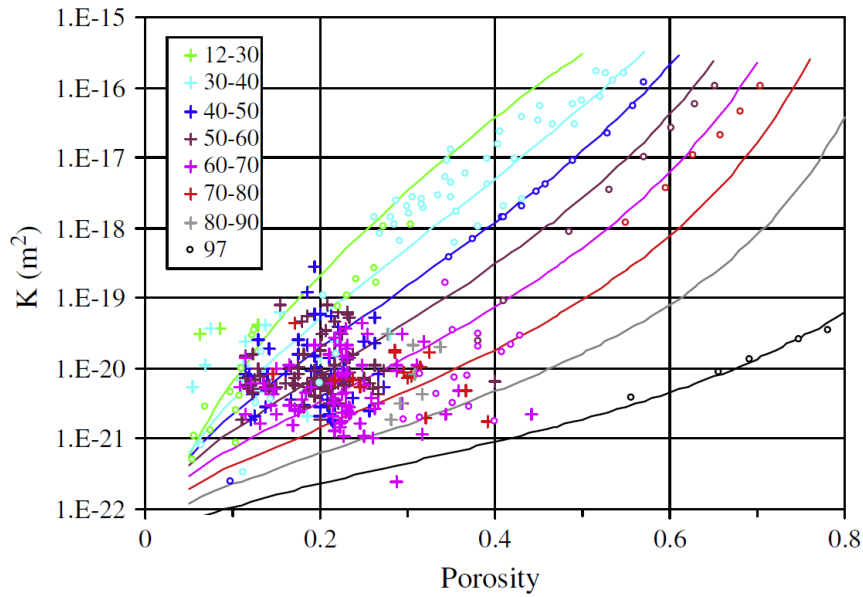


図 6.1 堆積岩における間隙率と浸透率の関係 (Yang and Aplin (2010) を引用) . 凡例の数字は, 粘土含有量 (%) を意味する. 丸印と十字印は, それぞれ測定と計算された値である. 図中の曲線は, 曲線と同じ記号の粘土含有量の間中値を基にして描かれたものである.

また, 火山岩においては, 溶岩の間隙が発泡構造などの影響で複雑であり, 包括的な間隙率と浸透率の関係式で説明することは難しいが, 間隙率と浸透率との関係があることは広く知られている (例えば, Saar and Manga, 1999; Farquharson et al., 2015) . Farquharson et al. (2015) は, メキシコの活火山のネバド・デ・コリーマ山の安山岩を用いた浸透率測定の結果から, 前述の堆積岩と同様に岩石の間隙率が高くなるにしたがって浸透率が上昇することを意味するデータを示した (図 6.2) .

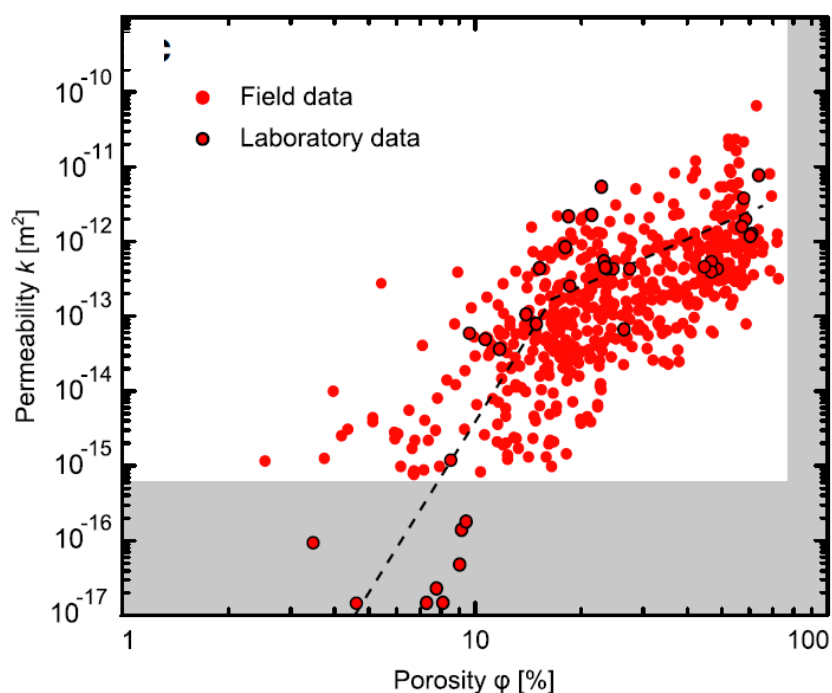


図 6.2 火山岩における間隙率と浸透率の関係 (Farquharson et al. (2015) を引用) . 灰色ハッチの範囲は, Farquharson et al. (2015) の研究で相関関係の有効範囲外 (浸透率の測定範囲外) とされている範囲である.

このように堆積岩と火山岩はともに, 間隙率と浸透率の間に正の相関がある. このことは, FFDP サイトの地表から深度 700 m 付近において, 高い間隙率の地層と低い間隙率の地層が繰り返し分布する地質構造が存在することは, 鉛直方向に不均質な透水性構造を有することを示唆する.

6.1.2 断層破碎帯内の透水特性

断層活動により破壊された岩盤は, 破碎帯内の断層コアとそれ以外の破碎部に大きく 2 つに区分され, これに破碎帯外の堅岩を加えて 3 つに区分される (例えば, Caine et al., 1996) . 断層破碎帯は母岩に二次的に形成されたき裂間隙を有するため, 断層破壊は岩盤の透水性に変化をもたらし, 断層沿いに流体移動を生じることが知られている (例えば, Caine and Minor, 2009; Roques et al., 2014; Jia et al., 2019) . 特に, 水平方向に連続した地層がある地質体では, 正断層による断層破壊が生じた場合, 透水特性が断層により分断され, 水理学的特性が大きく変化する (Caine and Minor, 2009) .

2016 年の熊本地震時に活動した可能性の高い断層面を含む Fault 461 の破碎帯では

き裂密度が高いことを本研究の第3章で示した。FDB孔で確認された布田川断層の破碎帯は、過去に正断層および横ずれ断層の断層運動により繰り返し断層沿いの岩盤が破壊されている。このように形成された断層破碎帯は、Faulkner et al. (2010) により示された、断層活動が繰り返されることで破碎帯の幅が広がり、き裂密度や高透水性部が増加することを示すモデルに類似する。また、Bense et al. (2013) は、岩盤が正断層により破碎された時の破碎帯内外の透水特性のモデルを示した。母岩が軟質な岩盤や堆積物である場合、母岩への断層破壊の影響が小さく、透水性の上昇は断層面付近の断層コアに限定される(図 6.3a)。一方、母岩が硬質な岩盤である場合、断層破壊により断層沿いにダメージゾーンが形成され、断層沿いの母岩の透水特性を変化する(図 6.3b)。

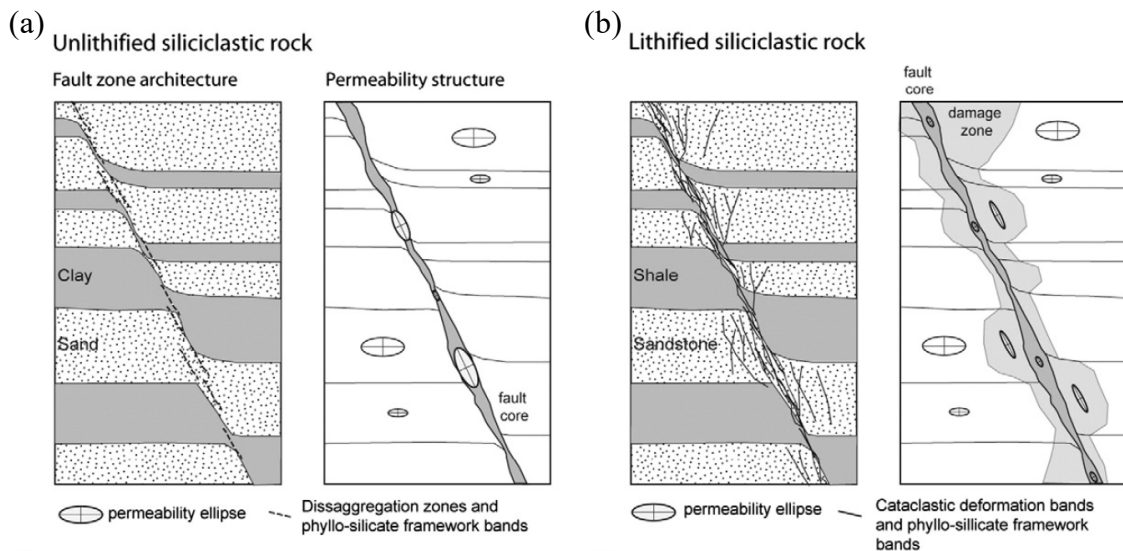


図 6.3 断層沿いの岩盤の透水特性モデルの例 (Bense et al. (2013) を引用)。 (a)と (b) は、それぞれ比較的浅い深度での軟質堆積物の変形が支配的な非石化の堆積岩、破碎変形が支配的な役割を果たす石化した堆積岩での断層構造と透水性構造の概念図である。

さて、本研究の第4章の結果から、熊本地震本震時に活動した可能性の高い主断層面を含む破碎帯内の火山岩類において、二次的間隙であるき裂間隙の存在が確認された。き裂間隙は、塊状溶岩で5%程度、自破碎を伴う溶岩でも15~20%程度を示した。既往の研究においても、断層破壊が二次的間隙を形成し、統計的に母岩の間隙率よりも5~10%高くなる可能性があることが報告されており(例えば、Jia et al., 2019)、FDB孔での塊状溶岩のき裂間隙の増加率と調和的である。自破碎を伴う溶岩ではき裂間隙の増加率が大きい値となっているが、き裂密度が塊状溶岩と同様に高い深度区間

においては、少なくとも5~10%のき裂間隙が存在すると考えられる。このため、FFDPサイトの布田川断層周辺における地表から深度700 m付近までの地層では、深度方向に透水特性が変化し、断層破壊による二次的間隙が断層沿いに形成されていると考えられる。この解釈を支持する証拠として、本研究の第5章の地下水位観測の結果において、熊本地域に広く分布するAso-1~Aso-3火砕流堆積物を地下水胚胎層とする第2帯水層が300 m以深の堆積岩層や先阿蘇火山岩類まで続いている可能性が高いことと、300 m以深における降雨応答の存在を示した。これらの結果は、破碎帯が地下水の流動経路として機能し、帯水層をより深部へ拡張させる役割を果たしたことを意味する。さらに、地下水の水質分析の結果から、FDB孔の300 m以深の地下水がCa-Mg-Na-HCO₃の混合水タイプ、FDP-1孔の100 m以浅の地下水がCa-HCO₃タイプであり、2つの異なる地下水の存在が明らかとなった。Ca-HCO₃タイプの地下水は、熊本地域の代表的な浅層地下水と言われている（例えば、Hosono et al., 2020）。そして、FDB孔で確認されたCa-Mg-Na-HCO₃の混合水タイプは、地下水流動の過程でCa-HCO₃タイプの地下水に斜長石や輝石などの岩石を構成する鉱物から溶出したと考えられるNa⁺やMg²⁺が付加された水である可能性が示唆されている（Hosono et al., 2020）。つまり、浅層地下水よりも時間をかけて流動してきた地下水の存在を示し、地下水位観測で明らかとなったFDB孔の300 m以深での深層地下水の存在が存在するという解釈を異なる側面から補助する。

次に、破碎帯内のき裂の特徴に着目して、布田川断層の破碎帯の透水性について考察した。本研究の第3章では、深度300~700 mのき裂密度を定量的に測定し、破碎帯内のき裂分布を示した。ここでは、き裂に伴う充填物質とき裂の姿勢の関係に着目してその特徴を示す。き裂面に伴う充填物質の有無やその違いから、充填物質を伴わない新鮮なき裂面(図 6.4a)、黒色や暗褐色などを呈す硬質な物質を伴うき裂面(図 6.4b)、淡褐色の半固結の粘土を伴うき裂面(図 6.4c)、灰色の細粒な粒子を伴うき裂面(図 6.4d)の4つにき裂を分類した。4つ目の灰色の細粒な粒子を伴うき裂面は、細粒な粒子がピンセット等で比較的容易に除去することができることから、掘削泥水の泥材や掘削の細粒碎屑物が付着した新鮮なき裂面に分類され、き裂面に物質が付着することから開口したき裂の可能性がある。

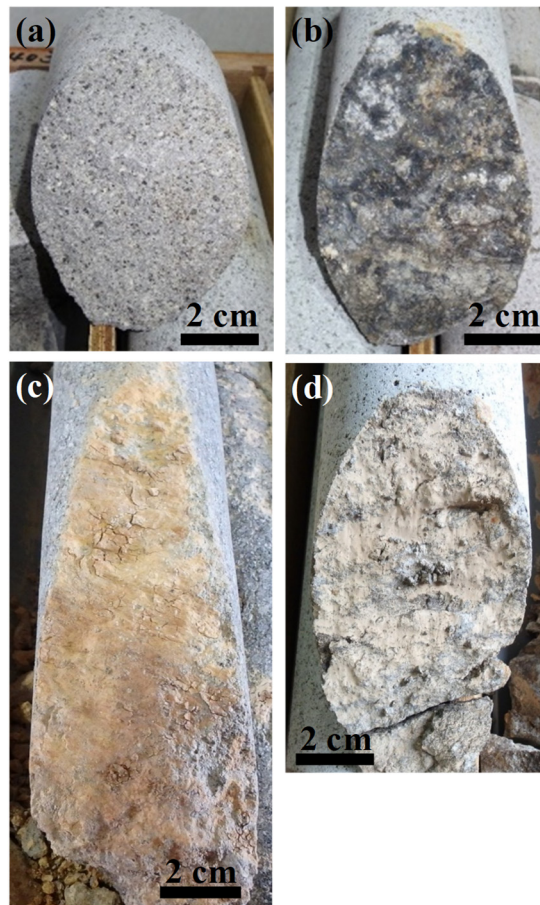


図 6.4 き裂の分類. (a) 充填物質を伴わない新鮮なき裂面. (b) 黒色や暗褐色などを呈す硬質な物質を伴うき裂面. (c) 淡褐色の半固結の粘土を伴うき裂面. (d) 灰色の細粒な粒子を伴うき裂面.

淡褐色の半固結の粘土を伴うき裂は、横ずれセンスの断層運動を示すスリッケンラインを伴う場合があり、本研究で示した 2016 年の熊本地震本震時に活動した Fault 461 のダメージゾーンに主に分布する。淡褐色の粘土は、均質で半固結の状態であり、開口したき裂を閉塞するような産状を示しており、断層岩に見られるようなせん断構造がない。Fault 461 のダメージゾーンは、低い透水性構造を示唆する淡褐色の半固結の粘土を伴うき裂の多い区間であるが、充填物質を伴わない新鮮なき裂が存在し、透水性に寄与する可能性のあるき裂も広く存在している。ここでは、FDB 孔の Fault 461 のダメージゾーンとその主断層面がある深度 461 m より浅い深度 354~461 m の破碎帯区間（断層上盤区間）と 461 m より深い深度 461~576 m の破碎帯区間（断層下盤区間）におけるき裂の姿勢についてステレオネットを用いて解析した。また、Fault 461 ダメージゾーンの深度 460~503 m での解析結果もあわせて図 6.5 に示す。き裂のステレオネット解析では、解析ソフト“Stereonet, ver. 10.4.4”を使用した。

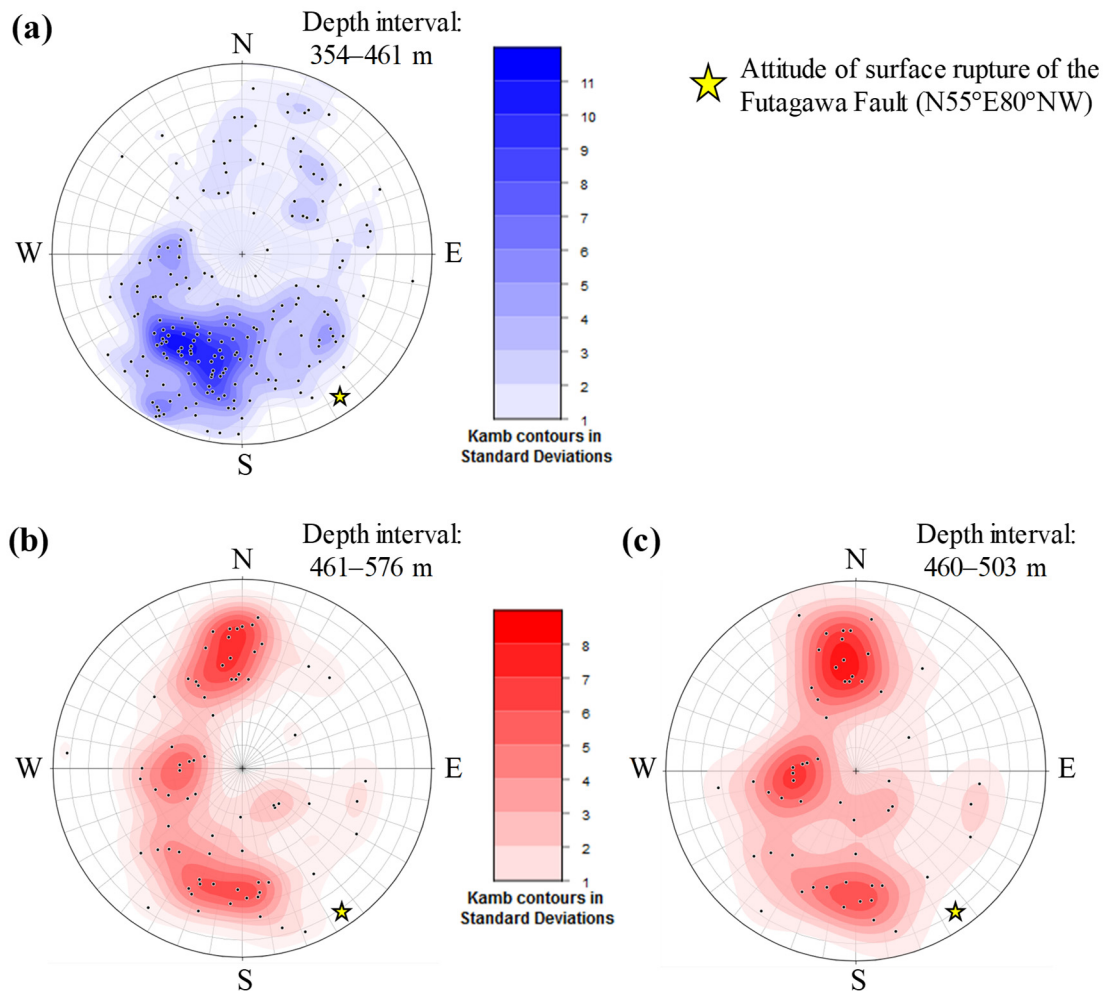


図 6.5 き裂のシュミットネット下半球投影（等積投影）．(a) 深度 354～461 m のき裂分布．(b) 深度 461～576 m のき裂分布．(c) 深度 460～503 m の Fault 461 ダメージゾーンのき裂分布．

FDB 孔の深度 354～461 m の破砕帯区間（断層上盤区間）では、傾斜 30～60°NNE～NE 落ちのき裂が最も卓越し、NW～N 落ちのき裂も多くみられ、き裂がまとまった姿勢を示さないことが明らかとなった（図 6.5a）．一方、深度 461～576 m の破砕帯区間（断層下盤区間）では、傾斜 60°程度 N～NNE 落ち、傾斜 30°E 落ち、傾斜 30～60°SSE～S 落ちの 3 つの卓越するき裂が見られた（図 6.5b）．また、Fault 461 ダメージゾーンでも断層下盤区間と同様の傾向を示した．断層下盤区間では、上盤区間で少ない傾斜 30～60°SSE～S 落ちのき裂が多く、Fault 461 ダメージゾーンにも同様に見られる傾向である．そのため、傾斜 30～60°SSE～S 落ちのき裂は、断層破砕に関係したき裂である可能性が示唆される．そして、深度 354～576 m 区間の破砕帯全体の変形帯のき裂

は、一貫した方向には集中しておらず、FDB 孔付近の布田川断層の地表地震断層の走向傾斜 $N55^{\circ}E80^{\circ}NW$ に斜交ないし直交するようなき裂が多く存在することが明らかとなった。き裂は岩石の間隙率全体に占める割合は大きくないが、地下水などの流体の流動性に対する寄与が大きいと言われている（例えば、内田，1992）。断層破碎帯内のき裂が、一貫した方向には集中せず、断層面に対して斜交ないし直交するというき裂の特徴は、断層付近の地層に形成されたき裂がネットワーク状に連結しやすく、破碎帯が周囲の地層よりも高い透水性を有する透水構造として存在することを示唆していると考えられる。

6.2 地質地下水統合モデルの提案

本研究および既往研究の結果を踏まえて、布田川断層沿いの過去 30 万年前(300 ka) から現在までの地質構造、応力場および水理特性の変遷をまとめると以下のとおりであると考えられる。

まず、約 30 万年前 (300 ka) では、阿蘇カルデラ形成の大規模な火山活動が開始し、Aso-1 火砕流堆積物が研究サイトに広く堆積した (図 6.6a) 。阿蘇カルデラ形成噴火は主として Aso-1 から Aso-4 までとされており、Aso-1 と Aso-2 の火砕流噴火の換算マグマ噴出量はそれぞれ 32 DRE km³ (DRE; Dense Rock Equivalent) , Aso-3 の火砕流噴火は 96 DRE km³ と言われている (山本, 2014) 。このような地殻での大規模なマグマの噴火を伴う火山活動は、応力場の最大主応力を水平から鉛直へ変化させるとともに断層運動も変化させること (Ruch et al., 2016) や、局所的な地殻の伸張を発生させること (例えば, Costa et al., 2011; Costa and Martí, 2016) が知られている。そのため、阿蘇火山地域においても、地殻もしくは上部マントルの内部から大量のマグマが火山活動により失われることで、最大主応力 (σ_1) の方向が鉛直方向となり、応力環境が伸張優位の応力状態になったと考えられ、これに伴い布田川断層は主に正断層として活動するようになった。この応力環境と断層活動は、阿蘇カルデラ形成の火山活動の間に継続していたと考えられる。

次に、約 9 万年前 (90 ka) になると、布田川断層沿いの大峰火山から高遊原溶岩が噴出した (図 6.6b) 。この時点で布田川断層沿いの断層上盤側は、繰り返しの正断層運動により大きく沈下し、厚い帯水層として機能していた。また、断層沿いでは、正断層運動に伴い断層上盤側を中心に母岩の破壊が広がり、破碎帯の拡幅に伴い透水性がより高くなったと考えられる。

最後に、約 9 万年前 (90 ka) のわずか 3 千年後の約 8.7 万年前 (87 ka) には、阿蘇カルデラ形成の火山活動の中で最大規模の Aso-4 火砕流噴火が発生した (図 6.6c) 。Aso-4 火砕流噴火の総噴出量は、火砕流堆積物とテフラ降下堆積物を合わせて 930~1,860 km³ (465~960 DRE km³ に相当; 質量にして $1.2\sim 2.4\times 10^{15}$ kg に相当) と推定され、世界で過去 2 番目の規模とされている (Takarada and Hosizumi, 2020) 。この時、火砕流堆積物は阿蘇カルデラ周辺の九州において広い範囲に堆積し、本研究サイトの付近でも布田川断層沿いの地溝帯を中心に厚く堆積した。そして、この Aso-4 火砕流噴火を最後に、阿蘇カルデラ形成噴火を含む大規模な火山活動が終了し、布田川断層の断層レジームを左右する応力環境の大きな変化が生じた。阿蘇火山地域では、大規模な火山活動の鎮静化に伴い、フィリピン海プレートの沈み込みによる影響が徐々に強くなり、最大主応力 (σ_1) の方向が鉛直方向から水平方向となり、布田川断層の運動センスが正断層優位から横ずれ優位の様式に変化したと考えられる。応力環境の変

化に伴う断層運動の様式は、変化した応力状態に応じた歪が断層に累積し、徐々に変化したと考えられる（例えば、Zhang and Sagiya, 2018）。布田川断層の横ずれ優位の断層運動により、正断層優位の運動により形成された既存の破碎帯の厚さがさらに増加し、布田川断層の破碎帯の透水性をさらに高め、地下水流動の経路として機能することとなった。

本研究の結果、布田川断層の過去からの繰り返しの活動は、断層周辺の岩盤を破壊し、破碎帯の透水性を高め、帯水層を繋ぐ地下水流動の経路を形成したことが明らかとなった。そして、熊本地域では、阿蘇カルデラ形成期に広く堆積した火砕流堆積物が帯水層の母体となり、布田川断層が地下水流動系の一つの流路になり、現在の熊本地域の活発な地下水流動系が形成されたと解釈できた。

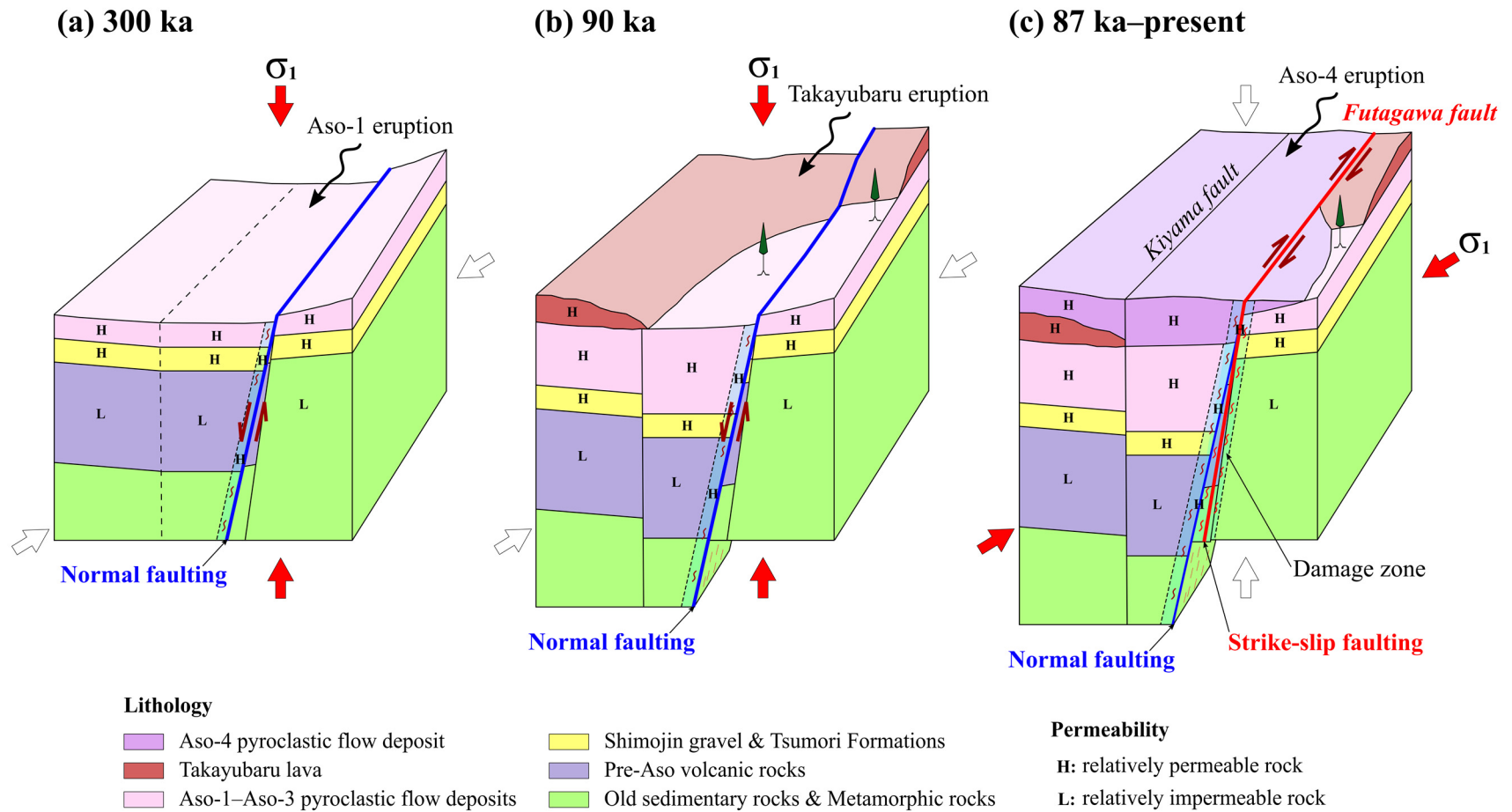


図 6.6 布田川断層沿いの地質地下水統合モデル. (a) は 30 万年前 (300 ka) の Aso-1 火砕流堆積物の噴出時の状況, (b) は 9 万年前 (90 ka) の高遊原溶岩の噴出時の状況, (c) は 8.7 万年前 (87 ka) の Aso-4 火砕流堆積物の噴出時から現在までの状況を示す.

参考文献

- Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., & Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Caine, J.S., Evans, J.P., & Forster, C.B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025–1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)
- Caine, J.S., & Minor, S.A. (2009). Structural and geochemical characteristics of faulted sediments and inferences on the role of water in deformation, Rio Grande Rift, New Mexico. *GSA Bulletin*, 121(9-10), 1325–1340. <https://doi.org/10.1130/B26164.1>
- Costa, A., Gottsmann, J., Melnik, O., & Sparks, R.S.J. (2011). A stress-controlled mechanism for the intensity of very large magnitude explosive eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(1–2), 161–166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.024>
- Costa, A., & Martí, J. (2016). Stress Field Control during Large Caldera-Forming Eruptions. *Frontiers in Earth Science*, 4, 92. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00092>
- Farquharson, J., Heap, M.J., Varley, N.R., Baud, P., & Reuschlé, T. (2015). Permeability and porosity relationships of edifice-forming andesites: A combined field and laboratory study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297, 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.016>
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., & Withjack, M.O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Jia, R., Liu, B., Fu, X., Gong, L., & Liu, Z. (2019). Transformation Mechanism of a Fault and Its Associated Microstructures in Low-Porosity Rocks: A Case Study of the Tanan Depression in the Hailar-Tamtsag Basin. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(9), 286. <https://doi.org/10.3390/jmse7090286>
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J.-C., Dewandel, B., Pauwels, H., et al. (2014). Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519(D), 3110–3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>
- Ruch, J., Vezzoli, L., De Rosa, R., Di Lorenzo, R., & Acocella, V. (2016). Magmatic control along a strike-slip volcanic arc: The central Aeolian arc (Italy). *Tectonics*, 35(2), 407–424. doi:10.1002/2015TC004060
- Saar, M.O., & Manga, M. (1999). Permeability-porosity relationship in vesicular basalts.

- Geophysical Research Letters*, 26(1), 111–114. <https://doi.org/10.1029/1998GL900256>
- Takarada, S., & Hoshizumi, H. (2020). Distribution and eruptive volume of Aso-4 pyroclastic density current and tephra fall deposits, Japan: A M8 super-eruption. *Frontiers in Earth Science*, 8, 170. doi: 10.3389/feart.2020.00170
- 内田 隆. (1992). 岩石の孔隙率と浸透率について. *資源地質*, 42(3), 175–190. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1992.42.175>
- 山口 宏子, 小口 千明, 西山 賢一, 松倉公憲. (2000). 阿蘇火砕流堆積物の岩石物性に関する予察的考察. 筑波大学陸域環境研究センター報告, (1), 59-65.
- 山元孝広. (2014). 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図 (阿蘇カルデラ), 地質調査総合センター研究資料集, 613, 産総研地質調査総合センター.
- Yang, Y., & Aplin, A.C. (2010). A permeability–porosity relationship for mudstones. *Marine and Petroleum Geology*, 27(8), 1692–1697. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.07.001>
- Zhang, X., & Sagiya, T. (2018). Intraplate strike-slip faulting, stress accumulation, and shear localization of a crust-upper mantle system with nonlinear viscoelastic material. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 9269–9285. <https://doi.org/10.1029/2018JB016421>

第7章 結論

本研究では、2016年に発生した熊本地震本震（ M_w 7.0）の震源断層である布田川断層の構造特性と運動履歴の解明および破碎帯が地下水流動に及ぼす影響を明らかにすることを目的として、以下の3つの主要内容について研究を行った。第一に、FFDPの本孔（FDB）とパイロット孔（FDP-1, FDP-2）における調査データを基に、コア試料とカッティングス試料を用いた布田川断層を貫通した掘削孔での岩相ユニット区分、物理検層データを用いた各岩相の物理特性評価を行い、断層とその周辺岩盤の地質学的特性を明らかにした。第二に、布田川断層の破碎帯とその周辺岩盤において、流体が移動する間隙の有無を明らかにするため、本孔の深度300～660 mの堆積岩と火山岩類に対して、連続的な間隙率の深度分布を定量評価した。第三に、布田川断層の破碎帯が広域的な地下水流動系に果たす役割を解明するため、本孔の300 m以深の大深度地下水を対象に地下水位変動を観測し、水位変動に影響する降水量との関係を明らかにした。最後に、得られた新知見を踏まえて、布田川断層の破碎帯が熊本地域の活発な地下水流動に果たす役割を総合的に考察し、布田川断層の地質地下水統合モデルを提案した。本論文は全7章からなり、その概要を以下で述べる。

第1章では、序論として研究の背景と目的を述べた。研究地域のある西南日本弧では南海トラフと琉球トレンチに沿って、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込み、 M_w 7規模の熊本地震や阿蘇山の噴火が発生したように活断層や活火山の活動が活発である。熊本地震本震で活動した布田川断層に対しては、地震の約2年後に主断層を貫通する約700 mのボーリング掘削により、地下深部からコア等の岩石試料と物理検層データが取得されており、布田川断層の構造特性と運動履歴の解明および破碎帯が地下水流動に及ぼす影響を明らかにするための研究サイトとして最適である。

第2章では、九州と阿蘇火山地域の地質学的背景、布田川断層掘削について、既存の研究をレビューしてとりまとめている。九州は、フィリピン海プレートの沈み込みの影響を受けて形成され、過去にプレート沈み込み方向の変化に伴う地殻変動や火山活動の影響を受けている。研究地域周辺には、世界で2番目に大規模なカルデラ噴火を起こした阿蘇火山があり、火山岩や火砕流堆積物が広く分布する。また、多くの断層が存在し、断層や火山噴出物に関係する地質学および地質年代学的な研究が数多くある。これらの研究の多くは地表での調査結果に基づくものであり、深部掘削による既往の調査データがほとんどなく、熊本地震本震で活動した布田川断層の運動履歴を

地下深部のデータを基に明らかにする必要がある。布田川断層掘削では、熊本地震本震での最大右横ずれ変位 2.2 m が確認された地表地震断層の付近において、本孔 (FDB 孔) およびパイロット孔 (FDP-1 孔, FDP-2 孔) が掘削された。

第 3 章では、布田川断層掘削で得られたコア試料とカッティングス試料を基に、布田川断層を貫通した掘削孔での岩相ユニット区分、物理検層データを基に各岩相の物理特性についてまとめている。それに加えて、本研究では、新たにコア試料と孔壁画像の両方を用いて、き裂の密度と傾斜角に関する解析を行った。その結果、地表から深度 700 m の地質を岩相の特徴から 6 つのユニットに区分し、各岩相における物理特性の深度分布と岩相ごとの統計値を示した。複数の掘削孔で確認された同じ岩相ユニット (下陳礫層と津森層のほぼ水平な地層境界) の出現深度の違いから、現在は主に右横ずれの断層運動を示す布田川断層に沿って 200 m 以上の正断層運動を示す鉛直変位の存在を本研究により初めて定量的に明らかにした。既存の運動学および地質年代学的な研究を参考にすると、布田川断層は短期間に主に正断層として活動した後、阿蘇カルデラ形成の大規模な火山活動の終息に伴う応力場の変化により、現在の横ずれ優位の断層運動に変化したことが判明した。また、本孔の深度 461 m 付近で確認された破砕帯が他の破砕帯よりも厚く、高いき裂密度と明瞭な横ずれセンスのスリッケンラインを有し、比抵抗と P 波速度の両方が深度 451 m 付近から深度 461 m 付近の断層コアに向かって明瞭に低下することを明らかにした。これらの地質学的観察と物性評価の結果から、深度 461 m の破砕帯が熊本地震本震で活動したことが示唆された。

第 4 章では、FDB 孔の堆積岩と火山岩類に対して物理検層データを用いて間隙率の推定を行った。布田川断層の破砕帯とその周辺岩盤において、流体が移動する間隙の有無を明らかにするため、本孔の深度 300~660 m の堆積岩と火山岩類に対して、連続的な間隙率の深度分布を定量評価した。本孔では、インタクトな岩石コア試料を用いて測定間隙率が得られているが、き裂等が発達する深度では間隙率が得られていない。そこで、既往研究の複数の経験式を用いて音波検層データから間隙率を推定し、堆積岩と火山岩類の両方についてその適応性を検証した。堆積岩に対しては岩質と固結度を考慮できる推定式を提案し、新規提案式の推定値が既存の推定式よりも測定値とよく整合することを示した。連続的な間隙率の深度分布を推定した結果、深度 300~660 m の範囲に高い間隙率を有する地層がほぼ連続的に分布することが判明した。火山岩類では、推定間隙率と測定間隙率との比較から、推定間隙率がコア測定で評価できないき裂間隙を含んでいる可能性が高いことが明らかとなった。そのため、火山岩類に存在する断層破砕帯が多く、き裂間隙を含み、地下水の流動経路になる可能性があることを示唆した。

第 5 章では、本孔の 300 m 以深の大深度深層地下水を対象に行った地下水位観測についてまとめている。300 m 以深には、熊本地域の深層地下水帯水層 (第 2 帯水層)

よりも古い地層が分布するが、その深度では地下水位の既往の観測結果が見当たらない。本研究では、300 m 以深の地下水動態を明らかにするため、3 年間以上の地下水位観測を行った。地下水位は年間を通して降雨の影響を受けており、時期により変動パターンが大きく異なる季節変動を示した。地下水位変動と降水量の観測結果から、熊本地域の主な地下水涵養域の上流側にある阿蘇外輪山地域からの地下水供給が水位変動と関係することが明らかとなり、広域にわたる活発な地下水流動の存在が示唆された。それに加えて、本孔の水位変動を布田川断層沿いにある第 2 帯水層を対象とした既設地下水位観測井の水位変動と比較した結果、類似した水位変動パターンを示すことを明らかにした。また、300 m 以深での降雨応答を有する水位変動も確認されたため、第 2 帯水層が 300 m 以深においても続いている可能性が高いことが判明した。

第 6 章では、第 3 章～第 5 章の結果を踏まえ、布田川断層の破碎帯が地下水流動に及ぼす影響について総合的に考察した。第 4 章では熊本地震時に活動した主断層面を含む破碎帯内にある火山岩類において、き裂間隙の存在が確認されたことから、破碎帯内の岩盤での地下水流動の可能性が示唆された。第 5 章では熊本地域に広く分布する Aso-1～Aso-3 火砕流堆積物を主とした第 2 帯水層が 300 m 以深の堆積岩層や先阿蘇火山岩類まで続いている可能性があることを示した。これらの結果を統合すると、布田川断層の破碎帯が地下水の帯水層をさらに深部へ拡張させる役割を果たし、熊本地域の活発な地下水流動系の形成に布田川断層が強く影響を及ぼしている可能性を示唆した。さらに、これらの水理学的特性と第 3 章で確認した布田川断層の運動履歴、地質年代学の既往研究の結果を統合して、布田川断層の地質地下水統合モデルを提案した。

本研究は、沈み込み帯において Mw 7 規模の内陸地震を引き起こすような活断層に対して、既存の地質学や地質年代学データを参考にしながら、地質学的観察と物性評価を行うことで、活断層の運動履歴を明らかにした。さらに、断層破碎帯内における高いき裂間隙率の存在と、地下水位の変動特性を明らかにし、断層破碎帯の地下水の流動経路としての役割を示唆した。活断層ならびにその周辺の地質学および水理学的特性評価を行った本研究で得られた知見は、水資源としての地下水やエネルギー資源となる地熱貯留層内の熱水の流動特性、温暖化効果ガスの地中貯留や放射性廃棄物の地層処分などに関連する地下深部環境の評価を行う上で重要な科学的証拠となることが期待される。

最後に、地質学や防災工学などの分野における断層周辺環境の地質学的特性や水理学的特性の解明は地震防災の観点で重要である。本研究で行ったような断層運動の履歴解明、岩盤の間隙率、地下水変動、き裂特性を明らかにすることに加えて、浸透率や地下水の同位体の測定を行うなど、複数の異なる側面から統合的に評価することで、地下深部における断層破碎帯の地下水流動の特徴を定量的に評価できると考える。

博士学位論文

布田川断層の運動履歴および破碎帯が地下水流動に
及ぼす影響の解明に関する研究

澁谷 奨

京都大学

工学研究科

都市社会工学専攻

地球資源システム分野

615-8540 京都市西京区京都大学桂

C1-1-118 号室