
平成30年度原子力規制庁委託成果報告書

自然事象等の評価手法に関する調査

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
平成31年3月



本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の
成果を取りまとめたものです。

本報告書に関する問合せは、原子力規制庁までお願いします。

目 次

【成果の概要】

	頁
1. 隆起及び侵食に関する評価手法に関する課題の抽出	1-1
1.1 時間スケールの異なる隆起・侵食評価手法に関する課題の抽出	1-1
1.1.1 河成段丘を用いた内陸部の隆起速度評価手法とその適用性の検討	1-2
1.1.2 ダム堆砂量に関する基本情報の収集および剝速度評価手法としての適用性の検討	1-6
1.2 空間スケールを考慮した隆起評価手法に関する妥当性の評価	1-17
1.2.1 青森県上北平野～下北半島南部における隆起活動の空間スケールの評価	1-17
1.2.2 カリ長石の光ルミネッセンス年代測定法の改良	1-35
2. 断層等に関する評価手法に係る知見の整理と課題の抽出	2-1
2.1 断層長さ等の評価手法に係る知見の整理と課題の抽出	2-1
2.1.1 物理探査を用いた断層長さの評価手法に係る知見の整理と課題の抽出	2-1
2.1.2 断層の連結性に係る知見の整理と評価手法の構築に向けた課題の抽出	2-47
2.1.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出	2-61
2.2 堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法に係る知見の整理と課題の抽出	2-73
2.2.1 堆積時に起きた海底地すべりに係る知見と海底地すべり面の再滑動性評価の考え方	2-73
2.2.2 堆積時に発生した海底地すべりを対象とした現地調査・室内試験に基づく再滑動性の検討	2-90
2.2.3 過去に滑動した海底地すべりの再滑動性・再滑動性評価手法に係る課題の抽出	2-104
3. 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出	3-1
3.1 地下水流動に影響を与える地質学的要因に関する既存知見の整理と課題の抽出	3-1
3.1.1 地形等の変動を発生させる地質学的要因の抽出と地下水流動に与える影響の整理	3-1
3.1.2 地質事象が地下水流動系に与える影響の評価手法	3-4
3.1.3 まとめと今後の課題	3-6
3.2 岩盤性状、地下水水質等が地下水流動へ与える影響に関する知見の整理と課題の抽出	3-8
3.2.1 亀裂性媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出	3-8
3.2.2 多孔質媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出	3-29
3.2.3 化学浸透圧による異常間隙水圧が地下水流動に与える影響についての検討	3-76
3.2.4 深部流体が天然バリアの変質及び地下水流動系に与える影響についての検討	3-97
3.3 深層地下水データベースの拡充・整備	3-115
3.3.1 深層地下水データベースと沿岸域データベースの統合	3-115
3.3.2 既存の深層地下水データベースの地理学的・地質学的情報の整備	3-115

4. 地質及び水理環境モニタリングの手法, 計画等の妥当性に関する知見の整理	4-1
4.1 既存地下空間利用におけるモニタリング情報	4-1
4.1.1 国家石油地下備蓄久慈基地	4-1
4.1.2 国家石油地下備蓄菊間基地	4-7
4.1.3 国家石油地下備蓄串木野基地	4-11
4.1.4 国家石油ガス地下備蓄波方基地	4-15
4.1.5 国家石油ガス地下備蓄倉敷基地	4-22
4.1.6 日本原子力研究開発機構瑞浪超深地層研究所	4-27
4.1.7 日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター	4-37
4.2 モニタリング結果の整理	4-48
4.2.1 国家石油地下備蓄久慈基地	4-48
4.2.2 国家石油地下備蓄菊間基地	4-54
4.2.3 国家石油地下備蓄串木野基地	4-61
4.2.4 国家石油ガス地下備蓄波方基地	4-64
4.2.5 国家石油ガス地下備蓄倉敷基地	4-68
4.2.6 日本原子力研究開発機構瑞浪超深地層研究所	4-72
4.2.7 日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター	4-74
4.3 モニタリング結果の整理	4-81
4.3.1 石油地下備蓄・石油ガス地下備蓄	4-81
4.3.2 地下実験施設	4-81
4.4 放射性廃棄物処分における効率的なモニタリングと掘削制限範囲	4-83
4.4.1 放射性廃棄物処分における効率的なモニタリングと調査結果の比較	4-83
4.4.2 モニタリング孔配置の最適化に向けた検討	4-84
4.4.3 掘削制限範囲の設定に対する地下水等モニタリングの活用	4-84
4.5 まとめと今後の課題	4-86
5	
研究に必要な国内外の情報収集	5-1
5.1 国際学会等情報収集	5-1
5.2 国内学会等情報収集	5-2

【付録】 検討委員会の開催

【成果の概要】

1. 隆起及び侵食に関する評価手法に関する課題の抽出

1.1 時間スケールの異なる隆起・侵食評価手法に関する課題の抽出

以下の内容が仕様書3.1(1)において求められている。

時間スケールの異なる複数の隆起評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）と侵食（削剥）評価手法（ダム堆砂量、堆積盆の堆積物量、宇宙線生成核種年代、熱年代等）について、それぞれの手法の適用条件等の整理と課題の抽出を行う。

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は時間スケールの異なる複数の隆起評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）と侵食（削剥）評価手法（ダム堆砂量、堆積盆の堆積物量、宇宙線生成核種年代、熱年代等）に関連して、各評価手法の基礎となる地形・地質・地質構造等の情報を収集・整理し、また既往の研究事例や関連情報からそれぞれの手法の適用条件・適用可能性等について整理する。さらに、模式化された地形・地質環境を複数設定し、隆起・侵食評価手法をそれらに適用した場合の適用性と課題の抽出を行う。

以下の内容が成果として得られた

平成30年度は、内陸部の隆起速度評価への適用性が期待されているものの少数の適用事例しか存在しない河成段丘を用いた隆起速度評価手法について、手法的な検討と適用事例について再度検討を行った。ダム堆砂量に関する公開データを収集・数値化し、ダム堆砂量を用いた流域の削剥量評価手法について収集データに基づく検討を行った。最後に隆起・削剥評価手法の各評価手法について、沿岸域と内陸部の類型的な地形・地質条件への適用性について検討し、取りまとめを行った。

河成段丘の段丘面高度等を用いた隆起速度評価手法については、吉山・柳田（1995）¹⁾以降、幡谷（2005²⁾、2006a³⁾,b⁴⁾）や田力（2005）⁵⁾等により手法的な取りまとめがなされている。これらの文献中には、河成段丘面が下流側から形成され上流側へ遡及するため同一河成段丘面であっても形成時期に数千年から数万年単位での差異が生ずること、風成層等の一部欠損の可能性を考慮した河成段丘面の対比の考え方、堆積段丘を削る同時代の侵食段丘の誤認による隆起量の課題・過小評価の可能性、隆起量と河川の下刻量との相対的關係を考慮した隆起量評価の考え方などが取りまとめられている。河成段丘は、中部地方以北の東日本ではよく発達するが、中国・四国地方以西の西日本にはほとんど発達しておらず、氷期における気候条件の差異によるものと考えられている。河成段丘を内陸部の隆起速度評価に用いた事例は極めて少なく、少数の研究者により試みられているのみであるが、それらの研究は理論的根拠があり、評価手法としては有効と考えられる。河成段丘を内陸断層の活動評価に用いた事例は存在するが、それらで示されているデータを内陸部の隆起速度評価用データとして用いることは困難である。また、年代データに基づかず、相対的な段丘面高度のみから対比を行っている文献が多く、そのような文献データを内陸部の隆起速度評価用データとして用いることはできない。従って、河成段丘に関する文献データは、少数の事例を除いて、その地域に河成段丘が存在するか否かを知るためのデータとして用いるのが適当であり、河成段丘を用いて内陸部の隆起速度評価を

行うのであれば、再調査が必要となる。

ダム堆砂量については、貯水容量100万 m^3 以上のダムについては河川法で、貯水容量100万 m^3 以上かつ高さ15m以上の発電用ダムについては電気事業法で報告が義務付けられている。このうち『電力土木』誌に公開されている1961FY～2003FYの発電用ダムデータおよび2008FY～2015FYの貯水容量100万 m^3 以上のダムデータを数値化し、ダム堆砂量の基本データセットを作成した。ダム堆砂量の経年変化に基づく定常的な削剥量評価は、豪雨や地震等によるイベント性の堆砂量増加を評価していないことが多く、長期間の平均的な流域削剥量を過小評価していること（例えば、松四・松崎，2013⁶⁾）が指摘されているが、今回数値化したデータ中にも福井県笹生川ダムでは奥越豪雨時に定常状態の20倍程度の堆砂量の増加が認められている。また、日本の湖沼・内湾堆積物から推定された過去約1万年の堆積速度（削剥速度）に基づけば、現在の削剥速度は最も少ない状態であること（伊藤，1996⁷⁾）も指摘されており、ダム堆砂量に基づく削剥データを基に10⁵年オーダーの削剥量予測を行うことは困難と考えられる。

これらの検討結果を踏まえて、放射性廃棄物の埋設処分において10⁵年オーダーの隆起・削剥評価が必要となることを前提とした各隆起・削剥評価手法の適用条件の整理と典型的な地形・地質条件における適用性と評価値としての有用性について検討する。

測地学的手法

測地学的手法を用いた隆起評価手法は、時間スケールが10²年オーダー以下であり、10³～10⁵年以上の長期間を対象とした隆起評価手法とは整合的な値が得られておらず、放射性廃棄物の埋設処分等の10⁵年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではない（産業技術総合研究所，2018）⁸⁾。

段丘面高度

段丘面高度を用いた隆起評価手法は、対象となる時間スケールが10³～10⁵年オーダーであり、沿岸部におけるMIS5e～MIS9の海成段丘の分布が小池・町田（2001）⁹⁾によってまとめられている。また、内陸部における河成段丘を用いた隆起評価については本節の前半に記述したように、中部地方以北では10⁵年オーダーでの評価が可能である。

侵食小起伏面高度

侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法は、時間スケールが10⁶年オーダー以上であり、侵食小起伏面が面的な拡がりをもつため、地域毎の隆起量の違いを検討することができるが、隆起量は第四紀全体の平均的な隆起量を示しているため、その間の10⁵年オーダーでの隆起速度の変化を追うことはできず、10⁵年オーダーでの隆起速度は別の手法で検証する必要がある。

ダム堆砂量

ダム堆砂量を用いた削剥評価手法は、時間スケールが10²年オーダー以下の削剥評価手法であり、上述したように10⁵年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではない。

堆積物量

堆積盆等の堆積物量を用いた削剥評価手法は、時間スケールが10⁴年オーダー以上であり、扇状地・三角州・堆積盆内の評価期間中の堆積物量の評価するためには、堆積物の堆積時期の推定と堆積物量の推定に必要となる同時代面の認定が必要とされる。しかし、適当な火山灰層序が適用可能な場合を除き年代の推定が困難であることや同時代面の認定に必要な物理探査やボーリング調査が十分に実施されていることは稀であるため堆積物量の推定値の信頼度が低く、信頼度の高い削剥評価データを取得することは一般的には困難である。

宇宙線生成核種

宇宙線生成核種を用いた削剥評価手法は、時間スケールが10²年～10⁶年オーダーであり、

表層の岩石・土壌等に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度分布を調べることによって、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている尾根等の基準地形面の 10^3 年～ 10^6 年オーダーの侵食速度を求めることが可能である。この手法では、原理的には、異なる 2 点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である(Siame *et al.*, 2004¹⁰⁾) が、これまでに報告された測定精度・誤差等を考慮すると、異なる 5 点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に対して侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることが望ましい。また、放射壊変を無視できる時間スケール (10^2 年～ 10^4 年オーダー) では、地表面における宇宙線生成核種濃度は、宇宙線の暴露による継続的な生成による蓄積と、侵食による表層物質の削剥により動的平衡となり (例えば、松四ほか, 2014¹¹⁾)、流域出口に排出される土砂は、流域の上流側で動的平衡となった表層物質が削剥されたものであるという前提のもと、流域出口の土砂中の宇宙線生成核種濃度から流域内の平均的な侵食 (削剥) 速度が推定されている (Portenga & Bierman, 2010¹²⁾)。ただし、ここで想定されている表層削剥は、ソイルクリープやガリー侵食、表層崩壊といった地表面における宇宙線の平均減衰長の範囲内の削剥作用までである。豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊は、地表面における宇宙線の平均減衰長よりも深い領域で発生し、土砂を大量に供給するが、このような深層斜面崩壊は宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法では原理的に評価できない。従って、地表面において小規模な表層崩壊しか起こっていない地域や、小規模な深層斜面崩壊が稀にしか起こらない地域の平均的な侵食速度の評価に適しているが、深層斜面崩壊が大規模に発生する地域に適用することは適切ではない可能性があることに留意する必要がある。

熱年代法

熱年代法を用いた削剥評価手法は、時間スケールが 10^6 年オーダー以上であり、明瞭な準平原 (侵食小起伏面) が保存されていないような山地に適用可能であるが、現状のアパタイトやジルコンを用いたFT法とHe法の適用条件として、基盤隆起速度が $0.5\sim 1\text{mm/yr}$ 以上であること、最大標高が約 $1,000\text{m}$ を超えていることが挙げられており (末岡ほか, 2015¹³⁾)、比較的険しい山岳地域のみが熱年代法による隆起速度の算定が可能な地域となり、放射性廃棄物の埋設処分場で想定されるような埋設候補地への熱年代法の適用は困難である。また、侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法と同様に、熱年代法で得られる削剥量は 10^6 年オーダー以上の期間の平均的な削剥量を示しており、その間の 10^5 年オーダーでの削剥速度の変化を追うことはできず、 10^5 年オーダーでの削剥速度は別の手法で検証する必要がある。

隆起・削剥評価手法の適用条件・適用性の整理

隆起・削剥評価手法の各評価手法について、評価手法の対象や時間スケール、地域的な適用性について、適用性を4段階に分けて評価した結果を表1.1-1に示す。なお、地域的な適用性にあたっては、沿岸域 (低地・台地・丘陵・山地) の4類型と、内陸部 (盆地・山地) の2タイプの合計6類型に区分し、それぞれへの適用性について検討した。これらのうち測地学的手法については、適用性は高いものの、既に述べたように $10^3\sim 10^5$ 年以上の長期間を対象とした隆起評価手法とは整合的な値が得られておらず、放射性廃棄物の埋設処分等の 10^5 年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではないと考えられる。また、適用性ありとしたものも、実際の地形・地質条件によっては適用できないものも多く存在することに留意する必要がある。以上を総合すると、放射性廃棄物の埋設処分に必要な 10^5 年オーダーの隆起評価としては段丘面高度を用いた手法を用いるのが適当であり、宇宙線生成核種を用いた手法を補完的に用いることが望ましいと考えられる。

表1.1-1 隆起・削剥評価手法の手法・対象・時間スケール・適用性のまとめ

	手法・指標		対象	時間スケール*1	適用性*2					
					沿岸域				内陸部	
					低地	台地	丘陵	山地	盆地	山地
隆起	測地	GPS測位	標高	≤10 ¹ 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		水準測量		≤10 ² 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
	段丘面高度	海成段丘	10 ³ ~10 ⁵ 年	◎	◎	◎	×	—	—	
		河成段丘*3	10 ³ ~10 ⁵ 年	○	◎	◎	○	◎	○	
	侵食小起伏面高度	侵食小起伏面	≥10 ⁶ 年	—	—	—	○	—	○	
	堆積深度+年代	海成堆積物(露頭)	10 ⁶ ~10 ⁸ 年	△~○	○	○	○	○	○	
	埋没深度+年代	海成堆積物(コア)	10 ⁶ ~10 ⁸ 年	○	○	○	×	○	×	
固化深度+年代	火成岩(露頭)	10 ⁶ ~10 ⁸ 年	×	×	×	○	×	○		
削剥	ダム堆砂量	ダム集水域	10 ¹ ~10 ² 年	×	△	△	○	△	○	
	堆積物量	扇状地	≥10 ⁴ 年	—	△	△~○	△~○	△~○	△~○	
		三角洲	≥10 ⁴ 年	△~○	—	—	—	—	—	
		堆積盆	≥10 ⁴ ~10 ⁶ 年	△~○	×	×	—	△~○	—	
	宇宙線生成核種	集水域	10 ² ~10 ⁴ 年	△~○	△~○	○	○	△~○	○	
		侵食面	10 ³ ~10 ⁶ 年	△	△	○	○	△	○	
熱年代	露頭orコアの削剥史	10 ⁶ ~10 ⁸ 年	×	×	×	○	×	○		

[注1]時間スケールは10^x年オーダーで表示する。

[注2]適用性の区分 ◎=適用性高い, ○=適用性あり, △=適用性低いor一定条件下で適用可, ×=適用性極めて低いor適用不可, —=存在しない

[注3]河成段丘による隆起評価手法の適用地域は中部地方以北に限られる。

1.2 空間スケールを考慮した隆起評価手法に関する妥当性の評価

以下の内容が仕様書3.1(2)において求められている。

地質の形成年代測定法（カリ長石の光ルミネッセンス法）は、海成段丘が広範囲に分布する場合、堆積相解析と組み合わせることにより隆起の評価手法としての信頼性が高まる。そこで、平成30年度は、これまでに整備した隆起評価手法の空間スケールについて検討する観点から、地質の形成年代測定法の適用可能性が確認されている青森県上北平野及びその周辺地域において、本手法に基づき近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、本評価手法の妥当性を評価する。併せて、カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の測定条件、前処理方法等について検討する。

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は青森県上北平野及びその北側周辺地域に分布する海成段丘を対象に、海成段丘の堆積相解析手法と長石の光ルミネッセンス年代測定法を組み合わせた隆起速度の定量評価を実施し、近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起量/隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、隆起活動の空間スケールや本隆起速度評価手法の妥当性を検証する。また、カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の前処理法に要する時間の短縮化や、年代の古い試料等に対する単粒子法に基づく光ルミネッセンス年代測定の有効性・測定時間短縮化効果等について検討する。

以下の内容が成果として得られた

平成30年度は青森県上北平野及びその北側の吹越山地南部までに分布する海成段丘を対象に、海成段丘の堆積相解析手法と長石の光ルミネッセンス年代測定法を組み合わせた隆起速度

の定量評価を実施した。海成段丘の形成年代については、従来の段丘対比を支持する結果となったが、一部の露頭の隆起速度評価が著しく低い値となったため、その原因について解析を行い、隆起速度評価手法における調査時の確認事項について検討した。また、カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の比重分離について、従来の比重範囲を3分割して、それぞれの比重範囲で得られる試料重量や発光強度との関係を検討した。光ルミネッセンス年代測定法として単粒子法を適用した場合の測定条件や光ルミネッセンス年代のばらつき、必要となる測定時間等について検討した。

吹越山地南部地域は、露頭の露出状況が悪く、連続的なセクションが確認できた5露頭で堆積相解析を行い、内4露頭で浅海堆積物の特徴を示す地層を確認し、隆起速度評価を行った。このうち木明露頭と尾駁露頭の2露頭の隆起速度は、上北平野の従来の推計値と比べて著しく低い値を示し、その原因について考察を行った。尾駁露頭のpIRIR年代はMIS5eを示し、段丘面標高はおよそ20mである。旧海面を示す層準は海側に傾いており、最高海水準期からはやや海水準が低下した時期の特徴を示す。MIS5eの汀線アングルは、尾駁露頭よりも内陸側の段丘面標高45mにあるとされており、段丘面標高の差を考慮すると、尾駁露頭がMIS5e最高海水準期からはやや海水準が低下した時期に堆積したものと考えられることは妥当であろう。従って、海成段丘を用いて隆起量評価を行う場合、評価地点と旧汀線アングルとの位置関係を考慮する必要があると言える。より一般的には、堆積層解析による旧海面の認定のほかに、海面指標の傾き等による高海水準期の中での海面指標の形成時期の推定(最高海水準期 or 海面低下期)や、旧汀線アングルとの距離を考慮することで、得られた隆起量の正確さを評価できると言える。

カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の比重分離条件(2.53-2.58g/cm³)を、3領域に分離し2.53-2.547g/cm³、2.547-2.564g/cm³、2.564-2.58g/cm³の3条件下で試料の前処理を行ったところ、3領域の中では最も重い領域に最も多くの粒子が集積した一方、3領域の中では最も軽い領域の粒子の発光割合が最も大きいという結果が得られた。従って、比重分離条件を変更し、Bulk試料中に多量に含まれるが発光粒子が少くない最も重い領域の粒子を取り除くことで、従来の比重分離条件よりも総発光量を増やし、より精度の高い年代を得られる可能性がある。

MIS5eの年代値が得られているBulk試料に対して単粒子法を適用した結果、プレヒート温度が100°CのpIRIR_{100/290}では従来法とほぼ一致した年代値が得られたが、プレヒート温度が低いものを除き、おおむね過大評価になる傾向を示した。また、MIS5eより著しく若い年代を示す試料が存在し、これはカリ長石の発光強度がカリ長石中のK濃度に依存するためである可能性があると考えられる。また、現状の単粒子法でBulk測定と同程度の誤差の年代を得るためには、Bulk測定と同程度の測定時間がかかることから、現状では測定時間短縮の効果は小さい。今後の課題として、発光強度の高いカリ長石を濃縮するなどの試料前処理方法の改善と組み合わせて単粒子法を適用するなどの取り組みが挙げられる。

2. 断層等に関する評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

2.1 断層長さ等の評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

以下の内容が仕様書3.2(1)において求められている。

中深度処分においては、廃棄物埋設地を設置する場所の近隣に断層が存在する可能性が確認された場合は、当該断層の両側に断層等の活動の著しい力学的な影響が及ぶ領域を想定し、廃棄物埋設地の設置場所がその領域外に設置することを求めることが検討されている。そこで、

中深度処分の廃棄物理設地が設置されると想定される深度（70m以深）の断層の長さを判断するための物理探査を用いた手法について、調査条件や調査内容等について既存知見の整理と課題の抽出を行い、地質調査及び物理探査等を用いた総合的な判断指標について整理する。また、断層活動による廃棄物理設地への力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法について既存知見の整理と課題の抽出を行う。さらに、将来的に断層長さが変化する可能性を評価するため、断層の特徴と空間スケール及び時間スケールを考慮した断層の連結性に係る知見の整理と評価手法の課題の抽出を行う。

2.1.1 物理探査を用いた断層長さの評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は廃棄物理設候補地の地質構造を把握し断層の存否を認定するための最新の3次元地下構造探査手法について技術情報・知見を収集・整理し課題を抽出する。また、廃棄物理設候補地およびその近傍に断層が存在する場合に断層の連続性を確認し、その長さを評価するための物理探査等を用いた断層の調査手法について既存知見を収集・整理し課題を抽出する。これらの知見に基づいて、地質調査及び物理探査等を用いた断層の認定基準について整理し、断層長さに係る総合的な判断指標について検討を行い、課題を抽出する。

以下の内容が成果として得られた。

平成30年度は、廃棄物理設候補地およびその近傍に断層が存在する場合に断層の連続性を確認し、その長さを評価するための物理探査等を用いた断層の調査手法と、廃棄物理設候補地の地質構造を把握し断層の存否を認定するための最新の3次元地下構造探査手法について技術情報・知見を収集・整理した。断層を探査するために用いられる各種物理探査法の特徴や、広域空中探査・広域地表探査・精密地表探査の各探査段階別に適用可能な物理探査手法の有効度等について取りまとめた結果を表2.1.1-1に示す。これらの取りまとめた結果、反射法地震探査が断層や地下構造の評価に最も有効度が高いと整理された。

平成8年度以降に実施された反射法地震探査の基本データ処理・解析フローの事例調査を行い、すべての事例において物理探査学会（2016）¹⁴基本データ処理フローに準拠していることを確認した。また、反射法地震探査において近年利活用されている属性解析手法のうち **Geometric Attributes** と呼ばれる属性解析手法が断層の抽出に有効であり、恣意性を排した断層の抽出が可能であると整理された。

断層の長さ（L）と変位量（D）の関係に関する文献調査を行い、統計的揺らぎを考慮した場合の一般式が $D \doteq L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$ で表現できると整理された（例えば、Kim and Sanderson, 2005¹⁵）。物理探査等を用いた断層の長さを認定する基準については、断層長が5kmの場合、 $D \doteq L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$ からその変位量 $D = 5 \sim 500\text{m}$ となり、 $D > 15\text{m}$ のものについては通常の反射法地震探査で検出可能であるが、 $D = 5 \sim 15\text{m}$ のものについては精密な三次元反射法地震探査などの手法が必要になる。しかしながら、既存構造物の存在や土地所有者や土地管理者の許諾が得られない等の理由で受発振点の設置が制限される可能性が高い地域においては、精密な三次元反射法地震探査を実施することが困難な場合があることが注意事項として整理された。

地質調査及び物理探査等を用いて断層の長さを判断する指標を作成するための知見については、以下のように整理された。

- 1) 地表地質調査は、離散的な露頭における断層の有無の確認であるため、断層の長さを判断するためには、物理探査による断層の連続性の確認が必要となる。

表2.1.1-1 地表からの調査段階における各種物理探査手法の適用性のまとめ

調査段階	手法	有効度	得られる情報	データ属性	活用場面	コメント
広域空中探査	電磁法探査	○	地下の比抵抗構造・状態	2D (3D)	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	ヘリコプターを用いた稠密な空中電磁探査が実用化されている
	磁気探査 (磁力探査)	○	地下の磁性体分布・構造	2D (3D)	地下の磁性体分布の境界による断層・岩相境界の推定	ドローンを用いた稠密な磁気探査が実用化されている
	重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の平面分布	2D (3D)	断層・岩相境界の有無を推定するための事前検討	ヘリコプターを用いた稠密な空中重力偏差法探査が実用化されている
広域地表調査	反射法地震探査(2D)	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	2D	探査測線上の断層の存在の有無	陸上においてはP波およびS波地震探査の記録が良好な方を選択
	音波探査(2D)	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	2D	探査測線上の断層の存在の有無	海域におけるP波反射法地震探査
	三次元反射法地震探査	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	3D	広域(面的)の断層の存在の有無を調べる概査	P波反射法のみ適用可
	屈折法地震探査	△	地下の弾性波速度構造・分布	2D	弾性波速度の境界による断層存在の推定	探査深度の5~10倍の測線長が必要
	電気探査・電磁法探査	△	地下の比抵抗構造・状態	2D	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	比抵抗構造と断層位置が一致しない場合がある
	精密重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の面的・線分布	2D 1D	探査位置or探査測線上の断層存在の推定	重力値の異常から地下構造を推定する
精密地表探査	三次元反射法地震探査	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	3D	断層の有無・連続性を確認するための精査	・P波反射法のみ適用可 ・海域においては超高分解能3Dの手法あり
	地中レーダー	○	表層付近のレーダー波による反射構造	2D	地下の断層が表層まで達しているかどうかの判断	表層付近の情報に限られる
	三次元電気探査	○	地下の比抵抗構造・状態	3D	電磁気的特性の境界による断層存在の推定	比抵抗構造と断層位置が一致しない場合がある
	三次元電磁法探査	○	地下の比抵抗構造・状態	3D	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	ヘリコプターを用いた稠密な空中電磁探査が実用化されている
	磁気探査(磁力探査)	○	地下の磁性体分布・構造	2D (3D)	地下の磁性体分布の境界による断層・岩相境界の推定	ドローンを用いた稠密な磁気探査が実用化されている
	精密重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の平面分布	2D 平面	探査位置or探査測線上の断層存在の推定	・重力値の異常から地下構造を推定する ・絶対重力計の使用を推奨

[注] ◎:重要な情報となる、○:補完的な情報となる、△=間接的な情報となる

- 2) 各種物理探査手法の内、反射法地震探査が断層や地下構造の評価に最も有効度が高く、反射法地震探査を主とした物理探査の実施が必要である。廃棄物理設候補地周辺に断層が存在する場合に、地表からの調査段階でそれらの断層の長さを認定するための一般的な反射法地震探査の探査フローについては、今年度の報告書で取りまとめているので、参照されたい。
- 3) 反射法地震探査の受振点に関しては、無線式やGPS同期型の受振システムの開発により、

地形的な要因による受振点の設置上の制限はほぼ存在しない。また、発震点についても、小型震源の開発や含水爆薬の使用などにより、急崖などを除き地形的な要因による設置上の制限はほぼ存在しない。従って、受発振点の設置について地形的な要因は大きな問題にはならず、既存構造物の存在や、陸域においては土地保有者や土地管理者による許諾、海域においては漁業権者による許諾などが、受発振点の設置を制限することとなる。

- 4) 反射法地震探査のデータ処理については、物理探査学会（2016）¹⁴⁾の基本データ処理フローが事実上の標準になっている。また、計算機の能力向上に伴って、複雑な地形を考慮した解析が可能になっており、地形をことさらに単純化する必要性はない。このほか、反射法地震探査データのS/N比を向上させるMDRS法（Aoki *et al.*, 2010¹⁶⁾）の処理が適用されていること、**Geometric Attributes**等の属性解析手法を用いて断層の抽出処理が行われていることが望ましい。
- 5) 実在する断層の長さを確定させるためには断層の端点を決める必要があるが、断層の端点において変位量は0となるため探査により端点を確認することは原理的にできない。反射法地震探査によって確認できる範囲を断層の長さとする場合、反射法地震探査の分解能によって断層の端点を決めることになる。この場合、単純に反射法地震探査によって断層が確認できなくなった地点を断層の端点とする方法と、断層沿いの断層変位量の分布パターンから断層の端点を決める方法の2通りの方法が考えられ、いずれの方法により断層の端点を決めるかを決定する必要がある。
- 6) 反射法地震探査の分解能は探査仕様に依存性があり、かつ現地状況により必ずしも最も高い分解能の探査が可能であるとは限らないことに留意する必要がある。陸域・海域のいずれであれ、最も高分解能の探査は稠密な三次元反射法地震探査であるが、既存構造物の存在や、探査対象地域の土地保有者や土地管理者の許諾状況によっては二次元反射法地震探査しか実施できない状況も考えられうる。一般に探査測線の設定と探査仕様の決定には極めて高度な専門的知識を要し、非専門家による是非の判断は極めて困難であり、断層の想定深度と変位量を考慮した場合の探査測線と探査仕様の妥当性について判断指標という形で整理することは困難と考えられる。
- 7) 断層の長さを判断するための反射法探査の探査測線・探査仕様の妥当性については、有識者や専門家による検討等を含めた評価のあり方の検討が必要であろう。

2.1.2 断層の連結性に係る知見の整理と評価手法の構築に向けた課題の抽出

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は地表面において独立した複数の短い断層と認識される断層群が地下深部で同一の断層に収斂し、より長い断層であると判断される可能性を評価するため、断層の特徴と空間スケール及び時間スケールを考慮した断層の連結・伸長に係る既存知見を整理し、断層変位の累積性と応力場の関係や断層内部構造を基にした断層の成熟性等の観点から検討を行い、断層活動性と断層の連結・伸長等との関係性について知見を整理する。

以下の内容が成果として得られた。

平成30年度は地表面において独立した複数の断層と認識される断層群が地下深部で同一の断層に収斂する可能性を評価するため、正断層・逆断層・横ずれ断層の別に断層の成長に伴って発達する断層連結部の地表形態や地下構造・localな応力場等の模式的なモデルについて整理

した。

断層連結部の地表形態については、乾燥地帯ではよく保存されており空中写真判読などから断層相互の連結性をモデル的に判断することが可能であるが、降雨が多く植生が発達する日本では、地表形態がそのまま保存されることが少なく、地表形態のみから断層の連結性を判断できないなどの課題が抽出された。

地球物理学的観測事例として、広域的な横ずれ断層場のもとで独立に活動していた小規模な横ずれ断層のstep部において、広域応力場とは一致しない逆断層型の地震が発生した事例を示し、この事象が横ずれ断層の成長に伴って発達する断層step部のlocalな応力場を反映したものであること、将来的に断層が連結しより大規模な地震を発生させる可能性があるとして解釈されており (Vavryčuk and Adamová, 2018)¹⁷⁾、微小地震観測に基づいて断層の連結性を判断することが可能であると整理された。また、青柳 (2012)¹⁸⁾は、岐阜県の温見断層と根尾谷断層の連結部に見られるフラワーストラクチャーと類推される弾性波速度構造の表層低下部やその深部で微小地震が同一面上に収斂する観測事例を示しており、弾性波速度構造や微小地震解析が断層の連結性の判断に有用な情報を与えると整理された。

断層の連結性の調査手法として、地形判読などの変動地形学的調査、現地調査に基づく構造地質学的調査、微小地震解析や物理探査などの地球物理学的調査、岩石物性に基づく力学的挙動の4つに整理し、それぞれについて連結性の推定の指標を取りまとめた。

2.1.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は断層活動による周辺岩盤への力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法について、露頭観察やJAEA地下研究施設等の地下坑道・トンネルの壁面連続観察・試験等に基づく断層活動の力学的・水理学的影響範囲に関する既存知見・事例の整理を行い、調査手法及び評価手法に係る課題の抽出を行う。

以下の内容が成果として得られた。

平成30年度は、まず断層活動による周辺岩盤への力学的影響範囲の調査手法について整理した。断層プロセスゾーンは、断層活動によって生じた力学的な破壊領域であり、健岩部と比べてクラック密度が増加していることで特徴付けられる。しかし、健岩部にもクラックが存在するため、クラックの空間的な頻度分布のみからでは断層プロセスゾーンを定量的に評価でき難かった。Choi *et al.* (2016)¹⁹⁾は、断層プロセスゾーンがクラックの累積頻度曲線の変曲点として定義される可能性を模式的に示し、実際のボーリングコアに適用した事例を示しており、断層プロセスゾーンの範囲を定量的に定義すると手法として有用な手法であると整理されたが、同時にクラックの方位を加味した累積頻度の検討が課題として抽出された。

次に断層の力学的影響と水理学的影響の関係について、クラックの方位情報からクラックテンソルを定義し (Oda, 1982²⁰⁾)、これにクラックの幅などの情報を付加し、透水テンソルを導き透水係数を推定する手法について整理し、JAEA幌延地下研究施設での透水係数の推定 (山崎ほか, 2015²¹⁾) やカナダ楯状地の古い石英脈形成時の透水係数の推定などの適用例 (Ioannou and Spooner, 2007²²⁾) を示した。また、これらのクラックの開口度について、応力場とクラックの開口度の関係を定義するDilation Tendency (Ferrill *et al.*, 1999²³⁾) と呼ばれる手法につい

て整理し、応力場の変化に伴うクラックの開口度の変化や透水性の変化との関係性を定義する有効な手法であると評価した。

堆積岩を切る断層が断層ダメージゾーンを伴う場合、砂岩においては断層ダメージゾーンにおける透水性が1～3桁程度低下する例 (Balsamo and Storti, 2010²⁴) などや粘土含有量の低い砂岩では4～5桁も低下する例 (Fisher and Knipe, 2001²⁵) など断層ダメージゾーン内での透水性のばらつきが大きいこと、また断層ダメージゾーンは破碎初期は高透水性であるがダメージゾーンを通過する流体からの沈殿作用等により長期的には低透水性へ変化する可能性がある (Billi et al., 2003²⁶) などの評価上の課題を抽出した。

2.2 堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

以下の内容が仕様書 3.2(2)において求められている。

過去の地層堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法について、調査条件、調査内容等に係る既存知見の整理と課題の抽出を行う。また、未固結から固結した過去の海底地すべり面の力学的・水理学的評価試験を行い、力学的安定性や透水性について検討を行う。

具体的には以下のことを実施する。

平成30年度は過去の地層堆積時もしくは堆積後の未固結～半固結時に発生した海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性について、既存知見の整理と再滑動性評価手法の課題の抽出を行う。また、過去に滑動した典型的な海底地すべりの対象とした地質調査を行い、その地質学的特性を明らかにする。さらに、海底地すべり面を内包する試料を対象に室内岩石実験(圧密透水実験、三軸圧縮実験)を行い、海底地すべり面周辺の力学特性とその異方性、水理特性とその異方性について検討し、海底地すべり面の再滑動性評価に係る課題の抽出を行う。

以下の内容が成果として得られた。

平成30年度は、既存文献に基づき海底地すべりの発生要因や大規模化する要因について取りまとめたほか、陸上地すべりの分類や調査法を参照に過去の地層堆積時もしくは堆積後の未固結～半固結時に発生した海底地すべりに起因する地すべり面が再滑動する要因と中深度処分の埋設地に与える影響について検討した。その結果、過去の海底地すべり面が中深度処分の埋設地を直接的に破壊するような滑動を引き起こす可能性は低く、将来10万年にわたって保持しなければならない離隔距離70mを低減させるような可能性を検討すべきであると整理された。また、海底地すべりブロックの再滑動性自体は、一般的な斜面の安定解析によって評価可能であり、すべり面そのものについてはすべり面の粘着力 (c) とせん断抵抗角 (ϕ) により評価されるため、海底地すべり面に対する一面せん断試験等を実施する必要があると整理された。一般的な一面せん断試験では、止水の難しさからすべり面にかかる間隙水圧を制御した試験が行われていないことから、間隙水圧を制御した一面せん断試験の実施が課題として抽出された。すべり面にかかる間隙水圧を制御した一面せん断試験の実施可能性を検討するため、既存の大型真三軸試験装置を用いた一面せん断試験用治具の設計を行い、間隙水圧を制御した一面せん断試験が実施可能であることを確認した。

千葉県房総半島の黄和田層中に存在する海底地すべりを対象とした現地調査を行い、火山礫

層の下面をすべり面とする海底地すべりを観察した。この露頭では、未固結時の海底地すべりに特有な下位のシルト（現在はシルト岩）による海底地すべり面への注入・砕屑岩脈化といった特徴も観察された。また、この露頭から岩石カッターを用いて実験用岩石試料を採取した。

採取した海底地すべり試料は、すべり面を境界面として、1cm毎に切断して空隙率や空隙半径、密度などの基礎物性値を取得した。火山礫層の空隙率は44%程度であるのに対して、下位のシルト岩層は35%程度と小さな値を示した、すべり面直上のシルト岩砕屑岩脈が存在する部分は41%程度と両者の中間的な値を示した。

海底地すべり面およびその近傍に力学的・水理学的に不連続性が存在する場合、海底地すべり面は安定性を欠くと判断されるため、海底地すべり面の上位の火山礫層および下位のシルト岩層を対象とした力学-水理試験を実施した。一軸圧縮強度は、火山礫層は4.0~4.9Mpa、シルト岩は9.5Mpa程度の値を示し、現在の条件下では火山礫層の強度はシルト岩層の半分程度であった。また、透水性については、火山礫層は $5.6\sim 3.7\times 10^{-7}$ (m/s)程度の大きな値を示すのに対し、シルト岩は $3.8\sim 3.0\times 10^{-11}$ (m/s)程度の小さな値を示し、およそ4桁程度の大きな差異を示した。従って、現状において、海底地すべり面およびその近傍において力学的・水理学的に不連続性が存在し、斜面の安定性が損なわれれば再滑動しやすい状態にあると言える。

3. 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

3.1 地下水流動に影響を与える地質学的要因に関する既存知見の整理と課題の抽出

以下の内容が仕様書 3.3(1)において求められている。

隆起・侵食、河川や海岸の側方侵食等、地形の短期的及び長期的な変動を発生させる地質学的要因を抽出し、それぞれの事象が地下水流動に与える影響について既存知見の整理と課題の抽出を行う。

具体的には以下のことを実施する。

既往公表文献の調査によって、地形や地下水流動に変動を発生させる要因を、時間スケールに着目して抽出・分類し、それぞれの事象が地下水流動に与える影響を、中間的な変動を加えて考察する。また、各種地質事象が地下水流動に与える影響に関して、調査あるいは解析によって評価を行っている事例や特徴を取りまとめ、評価を行う上での留意点を抽出する。

以下の内容が成果として得られた。

地下水流動に影響を与える自然事象に関して、特に中深度処分の規制基準を考慮した上で隆起・侵食、海水準変動、断層活動の3つの事象の特徴と影響を整理した。

これから、それぞれの事象の影響に関して、以下の知見を得た。

- 1) 隆起・侵食に関しては、地形変動による影響が考えられる。しかしながら、日本列島において一部 10 万年で 90m を超える隆起量を示す地域があるが、多くの場合 10 万年間の隆起量は 30m 程度であり、150m の変動を示す海水準の変動と比較して影響は小さい。後背地における山地の形成に関しても、10 万年程度では大きな変動は考えにくい。より長い時間スケールにおいても、断層によって地下水流動への影響範囲は規定される。
- 2) 海水準変動は、その変動量の大きさから、特に沿岸域においては流出域の位置の変化や塩

水の流入という観点で淡水流動系と塩水流動系に対して大きな影響を及ぼし得る。そのため、淡水と塩水の組成や同位体年代を詳細に評価することによって、海水準変動による地下水流動系の変化に関する地下水流動概念モデルを構築することが可能となる。

- 3) 地震及び断層活動の影響は、多くの場合数年程度で消散し、ベースライン状態に回復する場合が多い。しかしながら、東北地方太平洋沖地震の翌月のいわき内陸の断層活動の影響のように、短期間では回復しないケースも存在する。

また、評価手法の取りまとめから、以下の知見を得た。

1) 隆起・侵食の影響評価

放射性廃棄物処分の対象となる地域の隆起量あるいは侵食量の変動幅は海水準変動に比較して小さい。そのため、水質や同位体という水文学的データで隆起・侵食が地下水流動に与える影響を評価することが困難である。

数値解析によって地下水流動系への影響を評価した事例としては、土岐川流域の過去 150 年の地形変化が地下水流動に与える影響を評価した事例があげられる²⁷⁾。ここでは、解析領域内の主要な山地の隆起開始時期を考慮して、各時間断面での地形モデルを構築した上で、定常解析による地下水流動系の評価を行っている。

研究事例の調査結果から、隆起及び侵食による地形変化の影響として、動水勾配が隆起量に比例して増加すること、下流域において深部からの上昇流が発生すること、及び地形変化の影響は断層によって規制され、断層を越えて別のブロックには波及しにくいことが示されたことから、評価を行う上での留意点として、隆起及び侵食速度の空間的な不均質性による地形の変化に加え、特に難透水性境界として作用し得る断層の位置、規模及び透水性の評価の重要性を抽出した。海水準変動と比較して変動が小さい隆起及び侵食等の地形変化による地下水流動系の変化を海水準変動と分離して直接評価するための地下水年代評価が今後の課題である。

2) 海水準変動の影響

過年度報告書で実施した瀬戸内海沿岸の結晶質岩地域のモデル化において、既存孔井等の地下水の水質及び同位体分析を行うことで、中深度処分深度に相当する浅層地下水(ここでは 150 m 以浅を指す)における淡水及び塩水の涵養時期の推定を行っている。

また、海底地形から考えられる海退時の流出域の変化による地下水流動系の変化を裏付ける古い塩水の存在が確認されたことによって、淡水による塩水の洗い出しが局所的な流れにとどまった地域が存在することが指摘されている。これから、評価を行う際の留意点として、海退時の地下水流動の流出域を決定する海底地形及び水理地質構造の把握と、直接的な評価指標としての塩水の年代評価の重要性が抽出された。

3) 断層活動の影響

地震活動に伴う地下水系の変動については、内陸地震、プレート境界地震共に比較的大きな水位変動あるいは湧出量変動を生じ、数ヶ月～数年程度の影響期間である²⁸⁾。これまでの観測による報告等からの変動事例についても、その原因が地殻歪変化や強震動で説明可能であり、影響範囲についても理論的に取り扱うことができる。したがって、地殻歪変化や強震動が原因で生じる影響の予測に関しては一般化が可能である。

しかしながら、2011 年 3 月の東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の誘発地震として生じたいわき内陸地震による温泉水噴出事象については、2015 年時点で 4 年近く経過した後でも、湧出量に減衰傾向が見られない²⁹⁾。この事例は、沈み込むプレートの間隙水が関与している可能性がある。

以上から、地震や断層活動による地下水流動への影響は、多くの場合一時的な変動を及ぼすものと考えられるが、長期的な変動を及ぼす可能性も考えられるため、断層活動による地下水流動系への影響評価の観点では、ベースライン状態における水理地質構造や水質から、断層の水理特性の回復が生じ得るか否かの判断を行うことが重要である。

3.2 岩盤性状、地下水水質等が地下水流動へ与える影響に関する知見の整理と課題の抽出

以下の内容が仕様書 3.3(2)において求められている。

岩盤性状が地下水流動へ与える影響について抽出する。地下水流動が亀裂等の構造に依存する亀裂性媒体及び間隙構造に依存する多孔質媒体について、水圧、水質、地下水年代等から地下水流動解析に必要な要素を抽出する。また、化学的浸透圧による異常間隙水圧が地下水流動に与える影響及び深部流体による水質変化が天然バリアの変質及び地下水流動に与える影響についての検討に必要なデータを取得し、安全上の重要性を判断するための知見の整理と課題の抽出を行う。

3.2.1 亀裂性媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出

具体的には以下のことを実施する。

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は異なる地下水水質が形成された結晶質岩沿岸域地下水について、地下水水質と地下水年代、地下水流動の関連性を検討する。具体的には、瀬戸内沿岸中部及び東部と瀬戸内沿岸西部（広島平野周辺）の浅層地下水および深層地下水の水質・同位体データを精密に解析し、瀬戸内結晶質岩地域における地域的差異の要因に関して検討し、課題を抽出する。

以下の内容が成果として得られた。

過年度は広島平野周辺部（瀬戸内西部地域）、岡山・福山平野周辺部などの瀬戸内中部地域を対象に表層地形が異なる地域の塩水－淡水の侵入・流動状態を把握した。本事業においては、亀裂性媒体分布地域の中でも花崗岩が露出している地域と、上位に堆積岩・凝灰岩が比較的厚く分布している地域において、水質、地下水年代等から地下水流動解析に必要な要素の抽出を行った。対象地域は、瀬戸内東部地域とし、東部地域内を便宜上、花崗岩の露出している地域の卓越する「淡路地域」、赤穂コールドロン内に位置する「赤穂地域」、堆積物・凝灰岩が比較的厚く堆積している「播磨平野地域」、堆積岩（和泉層群）が厚く堆積する「淡路南部地域」に分け、水圧、水質、地下水年代等それぞれの地域における地下水流動の解析を試み、地下水流動解析に必要な要素を以下のように抽出した。

- ・花崗岩の露出している地域の卓越する「淡路地域」においては、浅層から深層までの淡水の放射性炭素同位体（ ^{14}C ）を用いた地下水年代の解析を行った結果、中深度処分相当深度の地下水流動解析範囲となる 100～300m 程度の深度において最終氷期～現在の涵養までの幅広く幅広い地下水年代値が観測されると同時に、深度 1,000m 前後の地下水では、野島断層を挟んで上流側と、下流側で地下水年代の大きな違いが見られた。この理由として、断層より下流側では断層の影響により上流側の地下水流動が遮断され、圧力水頭（水圧）の低下が起これ、断層を通じた浅層からの地下水涵養が促進されることが考えられた。淡水が相対的に速く深層まで浸透している可能性は、溶存ヘリウム濃度（ ^4He ）の特徴からも考えられた。これらのことから、上流側から下流側への地下水流動の遮断、相対的に速い深層への地下水流動など、断層が地下水流動において果たす機能を特定することが、地下水流動解析に必要

な要素として抽出された。

- ・堆積物・凝灰岩が約 900 m ほど堆積するコールドロン地形を有する「赤穂地域」においては、深度 1,600 m の海水起源の地下水で 60 万年を超える非常に古い地下水年代値が得られた。これは瀬戸内西部・中部では全く見られなかった古い塩水の停滞を意味している。コールドロンのような陥没地形と、そこを埋める堆積岩・溶結凝灰岩の厚い分布とが **Cap Rock** となり深部の地下水の滞留時間が長い可能性が指摘された。上位に胚胎する堆積物の層厚、厚い堆積物の堆積を引き起こす地形分布などが、亀裂性花崗岩中に存在する地下水の地下水流動解析に当たって必要な要素であることが抽出された。これは、過年度に指摘された、氷期の海水準の低下による沿岸域の地形の変化とともに、地殻変動等の事象により引き起こされた地形の変化も地下水流動解析に当たって重要であることを意味している。
- ・堆積物・凝灰岩が比較的厚く堆積している「播磨平野地域」では、Cl 濃度の高い水質を示す地下水が多く分布しているが、Li/Cl・Br/Cl 等の指標を用いることにより、これらは深部流体の上昇であることがわかった。このような場合、放射性塩素同位体を用いた海水起源の地下水年代の解析には不適格である。また、 ^4He を用いた地下水年代の解析においてもヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) から深部流体起源 ^4He の影響がある場合は、年代の計算は困難である。ただし、深層からの深部流体等の上昇も含めた解析を行うことが、水質・地下水年代による地下水流動解析に必要な要素として抽出された。

・本課題において行った既存孔井による調査結果から課題・注意点として、以下の事項があげられる。

本調査の結果は、水源井・温泉掘削井など既存孔井を用いた結果であり、これらは常時利用・揚水することが可能な透水性の良い地点からの水をくみ上げている。亀裂性媒体分布地域における地下水の賦存は透水性割れ目に限定された非常に局所的なものである。若い塩水や大規模な流動系に隣接する場所で停滞性の塩水・淡水の存在もあり得る。3 次元水文地質モデルを構築する上ではこの不均質性をどう扱うかが問題となる。

3.2.2 多孔質媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出

具体的には以下のことを実施する。

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は地下水水質・地下水年代の分布が層状構造を有する堆積岩沿岸地域について、地下水水質と地下水年代、地下水流動の関連性を検討する。具体的には、青森県東部地域(上北平野)の河川水、浅層地下水および深層地下水の水質・同位体データを精密に解析し、上北平野の地下水水質の特徴、塩水・淡水分布、地下水年代分布の地域的差異の要因に関して検討し、課題を抽出する。

以下の内容が成果として得られた。

多孔質媒体分布地域においては、地形的分水界が広域地下水流動系の範囲設定の基礎となり、地下水圧(地下水位)が地下水流動方向を規制する。上北平野全体としては、地下水位より西側の脊梁山地から東側の太平洋に流れる地下水流動が卓越すると考えられる。これに加え、水質・同位体・地下水年代等の情報により地下水流動に関して年代軸を入れることが可能となる。既存の孔井による幅広い地域における地下水水質・地下水年代の把握により、地下水流動解析に必要な要素を抽出した。

- 1) 小川原地域の中深度処分相当の深度における地下水について、河川および地下水の水素・酸素同位体比の特徴より、地下水の涵養時期の判別、例えば現代もしくは氷期のような寒冷期といった区別が可能である。また、 ^{14}C による地下水年代などにより、地下水流動に関して時間軸を入れることが可能である。これにより、 ^{14}C や水の水素・酸素同位体比が、時間軸を入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- 2) 1)とは異なり、上北平野沿岸部において、水素安定同位体比が高く、トリチウムが検出されるなど現代の地下水が混入している可能性が指摘された。この地域は、地質構造・地下水位等から流出域と考えられるため、広域地下水流動系のみでは説明できず、広域地下水流動系とは異なる局地的な地下水流動の存在が考えられる。このことから、トリチウム等の地下水年代や水の水素・酸素同位体比が、広域地下水流動系・局地流動系の存在も含めた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- 3) 上北平野全域において $40\sim 50^{\circ}\text{C}$ の水温を示す深層地下水が胚胎し、小川原湖西畔約 2km の深層地下水は深度 600 m 程度で 48°C の水温を示している。この水温の高さは当該地域の地温勾配が高いか深層からの流体の上昇が考えられる。深層地下水に溶存する $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は他の東北日本前弧域と比較してやや高く、マントル起源ヘリウムを含む深層からの流体の付加があることを示している。以上のことから、地下水温・ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が、深層からの地下水上昇流、浅部の地下水との混合等を考慮に入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- 4) 高 Cl 濃度の地下水が上昇している場合、河川流量が $100,000\text{ t/day}$ 程度の河川において、 500 kg/day を超える Cl 付加があると、 Cl に富む地下水の混入を捉えることができる。河川の流下に伴う Cl 濃度の上昇も深層からの地下水上昇流、浅部の地下水との混合等を考慮に入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。

また、本調査のように、水源井、温泉掘削井など既存の孔井を用いた解析の場合、次のような問題点、それに付随する地下水流動解析に関する限界点が挙げられる。

- ・水源井、温泉掘削井とともに、効率的な揚水の観点から、透水性の良い複数の深度にストレーナを設けて揚水が行われている。採取した試料の水質・同位体組成はこの複数の深度から得られた地下水の平均値となる。得られた結果が複数の深度に存在する地下水の平均値である以上、廃棄物埋設地を通過する特定の深度の地下水流動を評価するには不確実性が大きく伴う。
- ・得られた結果の検証と、廃棄物埋設地を通過する特定の深度の正確な地下水流動把握のために、掘削等による特定の深度からの地下水の揚水を行う必要がある。
- ・地下水流動モデルの精緻化を図るには、2次元的なモデルで想定される中間流動域、流出域における地下水の高深度分解能・詳細な深度プロファイルデータとともに、3次元的に調査範囲を拡大する必要がある。

3.2.3 化学浸透圧による異常間隙水圧が地下水流動に与える影響についての検討

具体的には以下のことを実施する。

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は地下水流動への影響として重要な異常間隙水圧の一因として考えられている化学的浸透圧の検討を行う。具体的には、応力状態と間隙サイズの関係を明確化するために、原位置の応力と原位置地下水と同様な水質条件による泥質岩の半透膜性の変化を実験的に明らかにする。実験では、既往の水圧、水質の測定に加え、応力変化にともなう泥質岩の変形も計測するとともに、泥質岩中で半透膜性が発揮される粘土粒子

間の間隙の変形性を高分解能の間隙観察等に基づき検討する。

以下の内容が成果として得られた。

本研究では、地下水流動への影響として重要な異常間隙水圧の一因として考えられている化学的浸透圧を検討するために、原位置データとして得られる地下水溶存物質濃度と室内実験における半透膜性の評価結果を直接利用して地層浸透圧を評価する手法を開発するとともに、同手法において評価結果の信頼性の要となる泥質岩の半透膜性の塩分濃度への依存性を実験的に検討した。

開発した地層浸透圧の評価手法は、泥質岩層が半透膜として機能する際に、地層浸透圧が化学的浸透とそれによる圧力勾配に従った移流の動的平衡状態で保たれることに着目したものであり、解析手法は従来から用いられてきている半透膜性を考慮した非定常水理解析と比較し、各段に簡易で、必要なデータも非常に少ない。これは、多くのデータが得られていない水理地質調査の初期の段階で異常間隙水圧が観測された際に、それが地層浸透圧によるものであるかを予備的に検討する際に非常に有効な手段となり得る。開発した手法の適用例として、北海道幌延地域で掘削された SAB-2 孔より得られた稚内層中の塩分濃度の深度分布と採取された岩石の半透膜性の評価結果から地層浸透圧の算出を行った結果、観測された塩分濃度と実測された半透膜性は観測されている異常間隙水圧と同等の地層浸透圧を発生させ得るものであることが示唆された。また、同地域が過去の削剥によって過圧密状態にあることを考慮して半透膜性の測定及び地層浸透圧の算出を行った結果、稚内層が圧密を受けた過去最大埋没深度における有効応力を考慮せずに半透膜性の測定及びそれに基づく地層浸透圧の算出を行うと、地層浸透圧は過小評価されることが明らかとなった。

以上から、多孔質媒体地域において異常間隙水圧が存在する場合には、間隙水圧及び塩分濃度の深度分布と複数個所での岩石試料を用いた浸透圧試験結果を用いて、化学浸透圧の深度分布を評価することが可能であり、原位置で測定された異常間隙水圧が化学浸透圧の影響であるか否かの判断を行うことが可能であるという知見を得た。原位置の異常間隙水圧の主たる原因が化学浸透圧である場合には、地下水流動及び核種移行が見かけの水圧から計算される流動とは異なる様相となるため、性能評価上注意が必要である。

これらの結果から課題として、以下の事項があげられる。

- ・地層浸透圧の発生に関する研究では、概念的モデルと数理モデルは確立され、実際のデータを使った地層浸透圧の算出方法も開発されたが、地層浸透圧の算出において要となる半透膜性のモデル化は既存手法では不可能な状態にある。泥質岩の半透膜性の塩分濃度依存性について空隙性状を踏まえたモデル化、すなわち、塩分濃度の変化によって半透膜性を発揮する主要な空隙のサイズが変化することを考慮した理論の構築は、地層浸透圧が実際に地層中で発生しているかを特定するために取り組むべき重要なテーマである。

3.2.4 深部流体が天然バリアの変質及び地下水流動系に与える影響についての検討

具体的には以下のことを実施する。

既往研究成果および理論的研究により深部流体が天然バリアへ与える影響についての可能性および、影響を与えうる重要因子について検討する。具体的には、中深度処分相当深度以深の深度において、地下水への二酸化炭素 (CO₂) 等の溶解により、深部流体が天然バリアの変質等に与える影響について検討する。

以下の内容が成果として得られた。

深部流体が天然バリアへ与える影響についての可能性および、影響を与える重要な因子について検討するため、高 CO₂ 濃度の深部流体の地下水系への供給により浅層地下水が高 CO₂ 濃度化する点に着目して、検討に必要なデータを取得し、安全上の重要性を判断するために整理した知見を以下に示す。

- 1) 深部流体に含まれる CO₂ の濃度を検討した結果、神戸—尼崎・宝塚地域の温泉水の水質の深度分布から 800 m で CO₂ に飽和しており、有馬型深部流体の CO₂ 濃度は 0.5 mol/kg 以上と推定された。また、マグマ起源の熱水鉱床の流体包有物の CO₂ データから、マグマ起源深部流体の CO₂ 濃度は 1 mol/kg 以上と推定された。
- 2) 将来にわたり深部流体が上昇し、CO₂ 供給の可能性のある地域は、東北日本前弧側をのぞき日本列島の大部分を占める。この深部流体上昇場においては、高濃度の CO₂ が地下水に供給されうる。
- 3) CO₂ の水への溶解度は、高圧で高い、低温度で高い、そして淡水で高いという特徴がある。地下水に供給された CO₂ は、地下 150 m で最大 0.5 mol/kg の CO₂ 濃度に達する。CO₂ の気泡が含まれる湧水や地下水が存在する場所では、地下に高 CO₂ 濃度の地下水が存在していることを示す。地下水流動が遅い、あるいは停滞している場合は、深部流体の供給量が小さくても、高い CO₂ 濃度の地下水が形成される可能性がある。深部流体に由来する CO₂ は、通常の風化反応に作用する土壤 CO₂ 等の数百倍の濃度に達しうる。このような環境下では、著しい変質が深層で生じる可能性がある。
- 4) 深部流体による岩石—水反応は、希土類元素を使った研究によって明らかになりつつある。有馬温泉の高塩濃度の金泉は、約 500°C で脱水した時のスラブ起源流体と同じ希土類元素組成を示す。浅層地下水に有馬型深部流体の CO₂ が付加してできた炭酸泉・銀泉は、他の源泉と比較して、数倍～数十倍ほど希土類元素濃度が高く、周辺の岩石（花コウ岩、流紋岩）から希土類元素が溶出した結果であると考えられる。
- 5) 高 CO₂ 地下水の存在について検討するため、有馬型深部流体の上昇が認められる宝塚～伊丹周辺地域において、湧水調査を行った。CO₂ の存在指標の一つとして、“赤水”を用いた。“赤水”は、CO₂ により地層から溶出した Fe²⁺ が酸化され、FeOOH（褐鉄鉱）として湧出口にて沈殿しているものを指す。“赤水”は、有馬—高槻断層帯周辺、小野原断層、昆陽池陥没帯、伊丹断層の東西方向に延びる断層に沿った地点で主に確認されたが、断層のない場所にも頻繁に出現する。小野原断層の延長にある 4 箇所の灌漑用水井戸はいずれも赤水であり、地層の変質が地下において進行していることを示唆する。

これらの結果から課題として、以下の事項があげられる。

- CO₂ による地層の著しい変質は、地下水流動が遅い、もしくは停滞そして、高 CO₂ 深部流体の上昇の 2 つの条件が満たされた場合に生じうる。このような現象が実際に生じている場合、変質の程度や規模等を把握するための解析法の整理が課題としてあげられる。また、変質現象が深部流体によるものか、他の要因により引き起こされた現象であるかを判別するための指標の抽出も課題としてあげられる。たとえば、中国地方の花コウ岩地域に広く認められる“深層風化”現象の原因は不明で、CO₂ が関与した可能性も考えられる。
- 遊離 CO₂ の気泡等が認められる湧水がある場合は、高 CO₂ 濃度地下水の存在が推定される。しかし、実際の地下水の最高濃度がどの程度であるのかについては、調査が難しいのが現状である。調査手法等の検討が課題としてあげられる。
- 地下水、温泉水等の希土類元素組成・濃度は、地下における様々な岩石—水反応や深部流体の水みちに関する情報を含んでいるため、地下における風化や変質現象についてより詳細な

情報を得られる可能性がある。深部流体の供給経路や深層風化等の変質の程度等を判断するための解析法の整理が課題としてあげられる。このためにはさらなる事例の蓄積が必要と思われる。

3.3 深層地下水データベースの拡充・整備

以下の内容は仕様書 3.3 に対して追加的提案を行った内容である。

本節は、地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理の一環として、産業技術総合研究所が収集・分析を行ってきた地下水試料のデータを統合しデータベース化するため、仕様書 3.3 に対して追加的な提案を行った内容である。

具体的には以下のことを実施する。

平成 30 年度は、平成 29 年度に沿岸域データベースとして整備を開始した沿岸域の地下水流動を解析・評価する上で重要な地理学的・地質学的情報を、深層地下水データベースのデータ項目として組み込み、両データベースを統合する。その際、さらに必要なデータ項目について検討するとともに、最新の地下水データの収集・整理・入力を行い、深層地下水データベースを拡充・整備する。

以下の内容が成果として得られた。

- ・深層地下水データベースは、データ拡張に伴う更新及び品質管理による文献データの仕分け抽出等により、データ密度に問題のある地域が存在するものの、ほぼ全国をカバーすることができた。
- ・沿岸域の地下水流動を解析・評価する上で重要な地理学的・地質学的情報として年平均気温、年平均降水量、表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値を格納していた沿岸域データベースを、より広域な地下水流動解析にも適用できるように、深層地下水データベースのデータ項目に組み込み、両データベースを統合した。
- ・データベース統合に当たって、内陸部の地下水採取地および周辺地域についても年平均気温、年平均降水量、表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値情報を格納した。

4. 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する知見の整理

以下の内容が仕様書 3.4 において求められている。

中深度処分においては、廃棄物埋設地周辺の地質構造を把握することに加え、地下水流動や水質等の水理環境状態を建設前の段階から把握し、廃棄物埋設地及び坑道の建設が地質及び水理環境に与える影響や埋戻しによる水位回復過程を地下水等モニタリングによって把握する必要がある。このことは処分の安全確保及び掘削制限範囲の設定の観点から非常に重要な事項である。

そこで、地質構造を考慮した地下水流動や水質の変動を把握するための効率的なモニタリング装置及びその配置や必要とされるモニタリング項目・期間等適切なモニタリング計画を設定するための関連事項及び掘削制限範囲の設定のための知見の整理を行う。

具体的には以下のことを実施する。

本課題では、日本国内における大規模地下空間利用に関連する地下水等モニタリングの事例

として、石油及び石油ガス地下備蓄基地5基地及び日本原子力研究開発機構の2ヶ所の地下実験施設に関して、水理地質構造、地下施設の規模、地下水等モニタリングの仕様、モニタリング結果等に関する情報を収集・整理する。その上で、モニタリング孔配置の最適化及び掘削制限領域設定の考え方及びモニタリング結果の利用に関する考察を行う。

4.1 日本国内における大規模地下空間利用に関連する地下水等モニタリング情報の整理

以下の内容が成果として得られた。

1) 地下施設の規模

中深度処分を対象とした場合、石油備蓄あるいは石油ガス備蓄基地が同等の規模及び深度と考えられる。ただし、次項に示すように、モニタリングの目的が異なるため、直接適用することは困難であろう。

一方、地下実験施設に関しては、地層処分を対象とした研究開発が目的であるため、坑道の水平展開範囲は中深度処分の想定よりも小さく、深度は地層処分深度であるため350mあるいは500mと深い。また、研究目的であるため、現状では閉鎖冠水を行っていない。

2) モニタリングの目的・配置

中深度処分における地下水等モニタリングは、主に廃棄物埋設地近傍の地下水する流動がベースライン状態である比較的緩慢な流動に回復しつつあること、埋設坑道等の掘削影響が消散しつつあることを確認することが主目的であると考えられる。それに加えて、廃棄物埋設地を含む地下構造物を通ずる水循環系を把握することも必要となろう。そのためには廃棄物埋設地を含む地下構造物領域の周辺を中心とした配置が求められる。それに加えて立地調査段階の地下水調査に用いた調査孔をモニタリング孔として地用することが必要であろう。ただし、モニタリング孔が地表との短絡経路となる可能性を考えると、廃棄物埋設地の直近に地表からのモニタリング孔を配置することは困難であり、埋設地直近の水理環境等は地下坑道からのボーリングを利用する必要があるものと考えられる。

地下備蓄における地下水等モニタリングは、石油あるいは石油ガスのタンクからの漏洩を防止するための水封の効果を監視することが主目的である。そのために、モニタリング孔配置は地下タンク建設領域及びその近傍に限られている。また、大きな特徴としては地下水位が法定の限界水位を下回らないことの監視が主目的であるため、地表からのモニタリング孔は、岩盤タンクの標高まで掘削されず、岩盤タンク上位を測定対象としていることである。また、地下における間隙水圧測定は密な間隔で実施されている。

また、地下実験施設では、広域地下水流動及び立坑や坑道掘削の影響評価、段階的な調査による水理、化学環境等の段階的モデル化という主に立地調査段階を対象とした研究が主な目的であり、地表からの地下水モニタリングは地下水流動系の把握のために、多段式のモニタリング装置を用いて、想定される地下水流動系に従って粗く配置している。また、地下坑道からのモニタリングは水理地質構造や研究目的（水理、化学等）に応じて展開されている。

以上から、放射性廃棄物処分の地下水等モニタリングにおける留意点は以下の通りである。

- ・地表からの水位モニタリング孔に関しては、地形や水理地質構造を参考として地下水の卓越流動方向に密に配置するとともに、透水性が高い領域が想定される場合には密に配置すること
- ・地下坑道からの間隙水圧モニタリングを十分な数量、かつ高透水経路とならないように配置すること。

3) モニタリング期間、装置及び項目

中深度処分の地下水等モニタリングは、廃止までの間実施することが要求される。その期間は300年～400年程度が想定される。一方、調査対象の地下空間利用は、最も長い石油地下備蓄でも30年弱の期間の実績である等、長期のモニタリングの実績は存在しない。地下備蓄においては、特に久慈基地における地表からのボーリングによる地下水位に関しては20年間の安定した計測データが公開されていることから、比較的単純な計測システムを用いたモニタリングが有効であろう。地下坑道内からのモニタリングに関しては、埋設された間隙水圧計は、地下備蓄基地では交換・修理が不可能であり、これは放射性廃棄物処分の場合も同様なケースとなることが考えられるため、計測可能な期間が限られる。

地下実験施設における地表からのモニタリングにおいて用いられているMPシステム等の多段式モニタリング装置は、帯水層が複数存在する場合に、それぞれの間隙水圧を計測することが可能であること、地下水試料の採取を気密状態で行うことが可能であること等の利点はあるが、幌延での実測データを見るとデータのばらつきや欠測期間が長い場合が存在する。また、計測期間の実績がたかだか10年程度であることから、初期のベースライン調査には適用可能と考えられるが、長期間のモニタリングに利用することには注意が必要である。

モニタリングすべき項目としては、基本的には地下備蓄及び地下実験施設において共通に測定されている水位あるいは間隙水圧であるが、上記のようにモニタリング期間が長く、多深度での間隙水圧測定が困難と考えられるため、現実的には個別の帯水層をターゲットとしたモニタリング孔の孔内水位の観測が中心と考えられる。また、水質の測定として、地下実験施設において実施されている塩分濃度、酸化還元電位、溶存酸素濃度、安定同位体等があげられるが、長期的には地表からのモニタリング孔を用いることとなるため、ボーリング孔の影響を受けない地下水試料の採取方法と原位置の水質の評価方法が課題となる。

4.2 モニタリング孔配置の最適化に向けた検討

以下の内容が成果として得られた。

地表からの地下水等モニタリング孔は、想定される地下水流動系の方向や水理地質構造に従って配置されるべきである。また、地下構造物周辺のモニタリング範囲は、バックグラウンドの地下水位の監視という目的の少数のボーリング孔と地下構造物の建設による地下水環境への影響が観測される範囲に配置されるべきであろう。地下構造物の影響範囲は、水理地質構造や水理特性によって決定されるため、一概に範囲を決定することは困難であるため、数値モデルを用いた事前の検討が必要であろう。

実際のモデル化や影響範囲の検討は今後の課題であるが、検討対象地域は現在水文調査及び地下水流動の概念モデルの構築が進んでいる上北平野堆積岩地域あるいは瀬戸内海沿岸地域の結晶質岩地域を対象として、透水性、透水異方性をパラメータとした検討を実施すべきと考える。

4.3 掘削制限範囲の設定に対する地下水等モニタリングの活用

以下の内容が成果として得られた。

掘削制限範囲は、人為事象の発生可能性を可能な限り低減するために設定されるものであるために、規制期間終了後において廃棄物埋設地から長期に渡って移行した核種が存在する可能性が高い範囲に対して設定されるべきもの、あるいは井戸のくみ上げ等によって廃棄物埋設地

からの核種移行を促進する可能性がある範囲に対して設定されるべきものと考えられる。

井戸の汲み上げ等の影響範囲を掘削制限範囲として設定する場合においても、当初想定されない高透水ゾーンの連続性が存在する場合には、範囲設定の見直しを行う必要が生じる。そのために、地下水等モニタリングにおいて、地形や水理地質構造、水理特性によるモニタリング孔の配置、モニタリング範囲の設定、中間的なモニタリングデータによるモニタリング孔の追加等、計画に一定の自由度を持たせ、地下構造物の建設段階における水位等の影響範囲を把握し、その結果をフィードバックして掘削制限範囲を柔軟に変更することが必要となろう。

【引用文献】

- 1) 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809-826.
- 2) 幡谷竜太 (2005) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (1) 一段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー 電力中央研究所報告, N05005, 28p.
- 3) 幡谷竜太 (2006a) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (2) 一那珂川沿いに分布する河成段丘の層序 電力中央研究所報告, N05016, 29p.
- 4) 幡谷竜太 (2006b) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (3) 一過去 10 万年間の隆起量分布により明らかにされた内陸部の地殻変動 電力中央研究所報告, N05017, 21p.
- 5) 田力正好 (2005) 河成段丘を用いて推定される内陸部の広域的な地殻変動 一現状と課題. 地理科学, 60, 143-148.
- 6) 松四雄騎・松崎浩之 (2013) 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的な土砂生産速度の推定. 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, 62, B-4~B-5
- 7) 伊藤久敏 (1996) 古環境評価による地球温暖化の影響評価の試み 一日本の代表的な湖沼・内湾の過去1万年間の堆積速度の変遷 電力中央研究所報告, U95008, 29p.
- 8) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査
- 9) 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会.
- 10) Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): Earth and Planetary Science Letters, v. 220, no. 3-4, p. 345-364.
- 11) 松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (2014) 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形変化方程式の検証. 地形, 35, 165-185.
- 12) Portenga, E.W. and Bierman, R.R. (2010) Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . GSA Today, 21, 4-10.
- 13) 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用. 地球科学, 69, 47-70.
- 14) 物理探査学会 (2016):物理探査ハンドブック増補改訂版, 第 1 章, pp.1-142.
- 15) Kim, Young-Seog and Sanderson, D. (2005) : The relationship between displacement and

- length of faults: a review, *Earth-Science Reviews* 68, pp.317–334.
- 16) Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A. and Nishiki, T. (2010): Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, *SEG Expanded Abstract*.
 - 17) Vavryčuk, V., Adamová, P. (2018) Detection of Stress Anomaly Produced by Interaction of Compressive Fault Steps in the West Bohemia Swarm Region, Czech Republic. *Tectonics*, 37(11), 4212–4225. <https://doi.org/10.1029/2018TC005163>
 - 18) 青柳恭平 (2012) 活断層の運動性評価のための指標の抽出 (その 3) —地球物理学的調査に基づく地下構造の検討— 電力中央研究所研究報告, N11047, 19p.
 - 19) 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.
 - 20) Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials. *Soils and Foundations*, 22, 96–108.
 - 21) 山崎雅直・津坂仁和・大谷達彦・進士正人 (2015) クラックテンソルによる現場スケールにおける透水係数の評価. 土木学会論文集 F2 (地下空間研究) , 71, 1–10.
 - 22) Ioannou, S. E., Spooner, E. T. C. (2007) Fracture Analysis of a Volcanogenic Massive Sulfide-Related Hydrothermal Cracking Zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of Permeability Tensor Theory. *Economic Geology*, 102, 667–690.
 - 23) Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A., Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1–8.
 - 24) Balsamo, F., Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822837. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.
 - 25) Fisher, Q. J., Knipe, R. J. (2001) The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063–1081.
 - 26) Billi, A., Salvini, F., Storti, F. (2003) The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779–1794.
 - 27) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂寛 (2009). 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み. 日本原子力学会和文論文誌. 8(1):40-53
 - 28) 徳永朋祥 (1999). 地震時の地下水変動から推定される淡路島北部地域の水理特性. 応用地質, 40(2). 99-106.
 - 29) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015). 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (水理関連情報の整備) 事業報告書. 産業技術総合研究所.

1. 隆起及び侵食に関する評価手法に関する課題の抽出

中深度処分においては、侵食による深度の減少を考慮しても、廃棄物埋設地について少なくとも10万年間にわたって一定の深度を確保することが重要である。

隆起及び侵食の評価手法には、時間スケール及び空間スケールの異なる複数手法があり、複数の手法を併用することによって、より確からしい評価手法とすることが重要であることから、各評価手法の単独又は組み合わせた場合の隆起・侵食評価手法の適用条件等の整理が必要である。そこで、これら評価手法の科学的・技術的知見を整理し、課題の抽出及び妥当性の評価を行うために、以下の項目の検討を実施する。

(1) 時間スケールの異なる隆起・侵食評価手法に関する課題の抽出

時間スケールの異なる複数の隆起評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）と侵食（削剥）評価手法（ダム堆砂量、堆積盆の堆積物量、宇宙線生成核種年代、熱年代等）について、それぞれの手法の適用条件等の整理と課題の抽出を行う。

(2) 空間スケールを考慮した隆起評価手法に関する妥当性の評価

地質の形成年代測定法（カリ長石の光ルミネッセンス法）は、海成段丘が広範囲に分布する場合、堆積相解析と組み合わせることにより隆起の評価手法としての信頼性が高まる。そこで、平成30年度は、これまでに整備した隆起評価手法の空間スケールについて検討する観点から、地質の形成年代測定法の適用可能性が確認されている青森県上北平野及びその周辺地域において、本手法に基づき近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、本評価手法の妥当性を評価する。併せて、カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の測定条件、前処理方法等について検討する。

1.1 時間スケールの異なる隆起・侵食評価手法に関する課題の抽出

【実施内容】

平成29年度までの成果及び既往研究成果を踏まえ、平成30年度は時間スケールの異なる複数の隆起評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）と侵食（削剥）評価手法（ダム堆砂量、堆積盆の堆積物量、宇宙線生成核種年代、熱年代等）に関連して、各評価手法の基礎となる地形・地質・地質構造等の情報を収集・整理し、また既往の研究事例や関連情報からそれぞれの手法の適用条件・適用可能性等について整理する。さらに、模式化された地形・地質環境を複数設定し、隆起・侵食評価手法をそれらに適用した場合の適用性と課題の抽出を行う。

【成果】

本委託事業では、H29年度の事業報告書において「1.2 時間スケールの異なる複数手法を使った隆起速度評価手法の適用可能性についての検討」の中で、内陸山岳地域の隆起速度を評価可能な100万年を超える範囲までの長期間を対象とした時間スケールの異なる隆起速度評価手法について、また「1.3 侵食速度評価手法の適用性・適用限界及び適用可能条件についての検討と課題抽出」の中で、100万年を超える範囲までの長期間を対象とした時間スケールの異なる侵食（削剥）速度評価手法について、手法やその指標、対象期間、対象地域について概略を取りまとめている（産業技術総合研究所，2018¹⁾）。本節では、隆起・侵食速度評価の基本情報となる海成・河成段丘面や侵食小起伏面等の基準面高度・形成年代や、ダム・堰堤等の堆砂量や浚渫量等のうち、内陸部の隆起速度評価への適用性が期待されているものの少数の適用事例しか存在しない河成段丘を用いた隆起速度評価手法について、手法的な検討と適用事例について再度検討を行う。また、長期間の平均的な流域削剥量を過少評価する可能性が指摘されているダム堆砂量についても近年のデータが取りまとめられていないことから基本情報として取り

まとめるを行う。最後に、隆起・侵食評価手法の適用条件を整理し、それらを異なった地形・地質条件に適用した場合の適用性と課題の抽出を行う。

1.1.1 河成段丘を用いた内陸部の隆起速度評価手法とその適用性の検討

1.1.1.1 第四紀の気候・海面変動に対応して形成された河成地形面

第四紀の直近の海洋酸素同位体ステージの寄稿・海面変動に対応して形成された河成地形面とその比高値の定義を図1.1.1-1に示す。

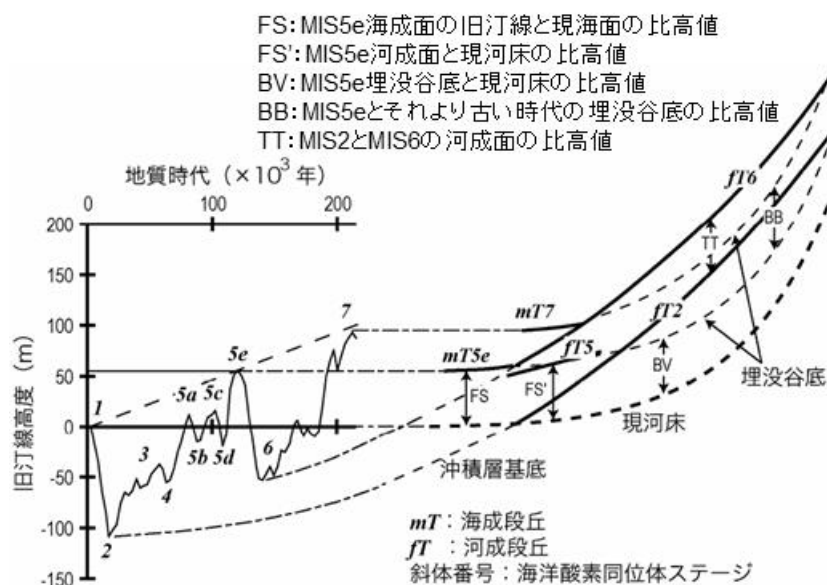


図 1.1.1-1 第四紀気候・海面変動に対応して形成された河成地形面の模式縦断面図(幡谷, 2005²⁾)

1.1.1.2 河成地形面の高度分布を用いた隆起量評価の前提条件

海成段丘が分布しない内陸部の隆起速度評価では、河成段丘面相互の比高や現河床と埋没谷底の比高などを用いて、隆起量を求めることができる。これらは第四紀の氷期-間氷期サイクルに対応して河川の縦断形が変化するというモデル(貝塚, 1969³⁾など)に基づくものであり、同様の気候条件下では相似形の河床縦断形が形成されるという仮定を置き、それらの縦断形の比高を地殻変動量としている。このような河成地形の比高を用いて地殻変動量を求めるための条件としては、現河床が平衡状態に達しているという前提が成り立たなければならない。河床縦断形が平衡に達するのは下流側から始まり、上流側に遡及していくため、上流側の河床が平衡状態に達するためには一定の時間を要する(図 1.1.1-2 参照)。柳田(1991)⁴⁾は、北海道鶴川(総延長約 140km)と沙流川(総延長 90km)において、最終氷期に形成された地形的に一連の段丘面の離水年代に差があること、下流に対して上流側では 1.5~3 万年遅れることを示している。また、吉山・柳田(1995)⁵⁾は、現河床に遷急点が存在するような区間は平衡状態ではないという指摘もしており、上流域において河成地形面を用いて地殻変動量を求める際には周辺の河川地形の確認を含めた検討が必要である。

幡谷(2006a)⁶⁾は、氷期の堆積河成段丘の形成は、海水準低下開始直前の河床が海水準低下によって下刻が進み、河川流路から取り残されて保存されるプロセス、即ち最も海水準が低下した時期というよりも海水準の“顕著な低下”が開始された頃の地形面が河成段丘として保存されていくプロセスであるとし、柳田(1991)⁴⁾の事例に基づいて図 1.1.1-2 のようにモデル化している。

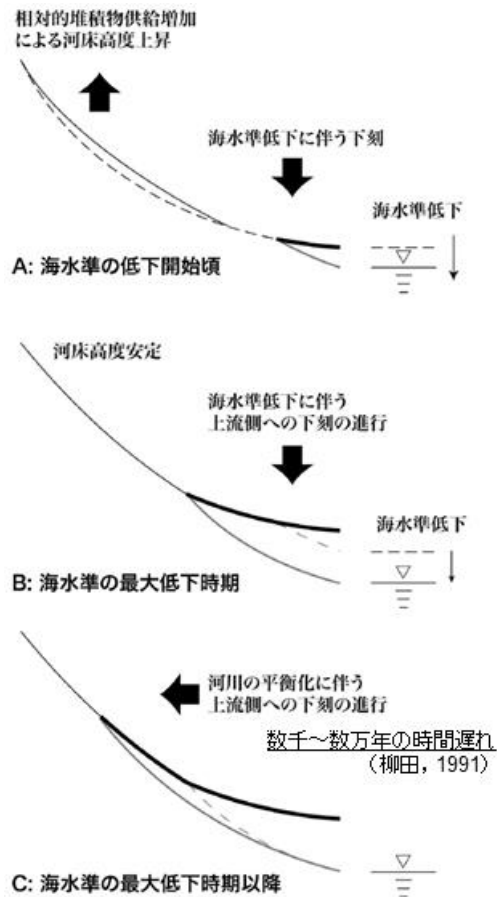


図 1.1.1-2 氷期の堆積段丘形成モデル (幡谷, 2006a⁶⁾)

1.1.1.3 段丘対比の考え方

幡谷 (2006b)⁷⁾ は河成段丘の対比の考え方として、①段丘の被覆層最下部の年代を段丘化の年代ととらえると、図 1.1.1-3(A)では T1 面, T2 面, T3 面の 3 面が認識されることになるが、②段丘礫層の上位の示標火山灰層や風成層の一部に欠損があると考えれば、図 1.1.1-3(B)のように同一の T 面とみなすことができることを指摘している。どちらの可能性もあることから、両者の可能性のうちどちらがより蓋然性が高いか様々なデータから検証する必要がある。

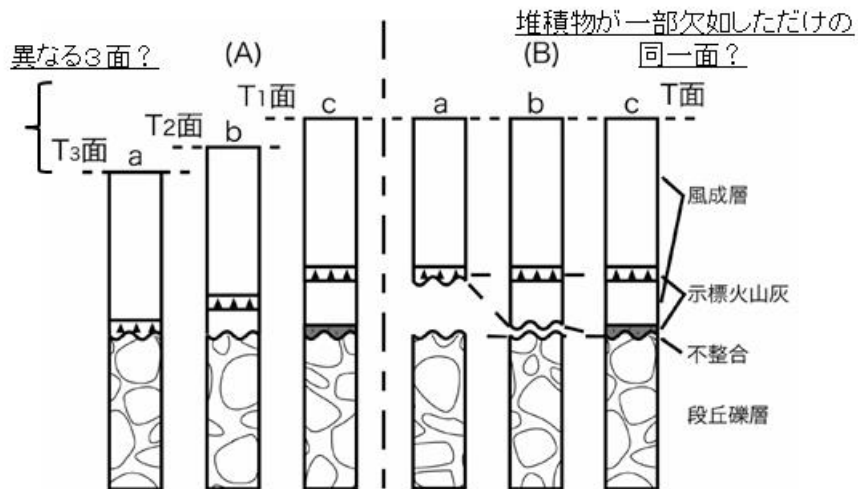


図 1.1.1-3 段丘対比における可能性の検討 (幡谷, 2006b⁷⁾)

1.1.1.4 同時代の堆積面・侵食面の誤認

豊島（1989）⁸⁾は、東北地方では最終氷期の堆積段丘（図 1.1.1-4 の $fT2$ ）を数 m 下刻した侵食段丘（図 1.1.1-4 の $fT2'$ ）が広く分布するとしている。このような地域で TT 法による隆起量評価を行う場合、段丘の堆積面と侵食面を厳密に区分する必要がある。幡谷（2006a）⁶⁾は、図 1.1.1-4 の場合、 $TT = fT6 - fT2$ であり、 $fT6'$ （侵食段丘）を $fT6$ （堆積段丘）と誤認して $TT = fT6' - fT2$ とした場合、隆起量を過少評価することになることを指摘している。

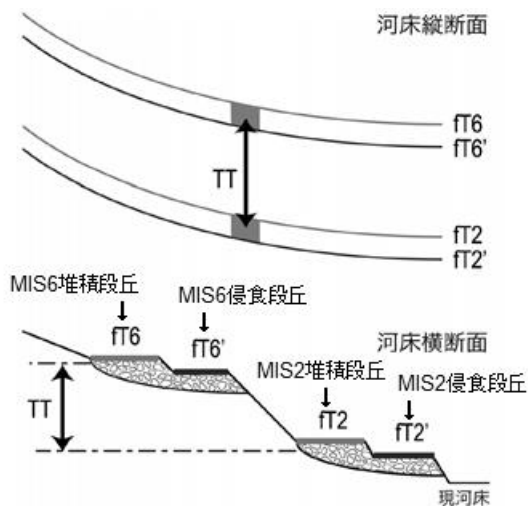


図 1.1.1-4 堆積段丘を下刻する侵食段丘の存在と TT 値（幡谷，2006b⁶⁾）

1.1.1.5 隆起量と下刻量の不一致の可能性

田力（2005）⁹⁾は、河成地形面の比高を利用して隆起量を求める方法が、隆起量＝下刻量を前提としていることから、隆起量や下刻量のいずれかが卓越している場合に河口部意義では隆起量の過大評価や過小評価が生じることを指摘している。具体的には、図 1.1.1-5(a)では上流部で過少評価となり、図 1.1.1-5(c)では上流部で過大評価になる。

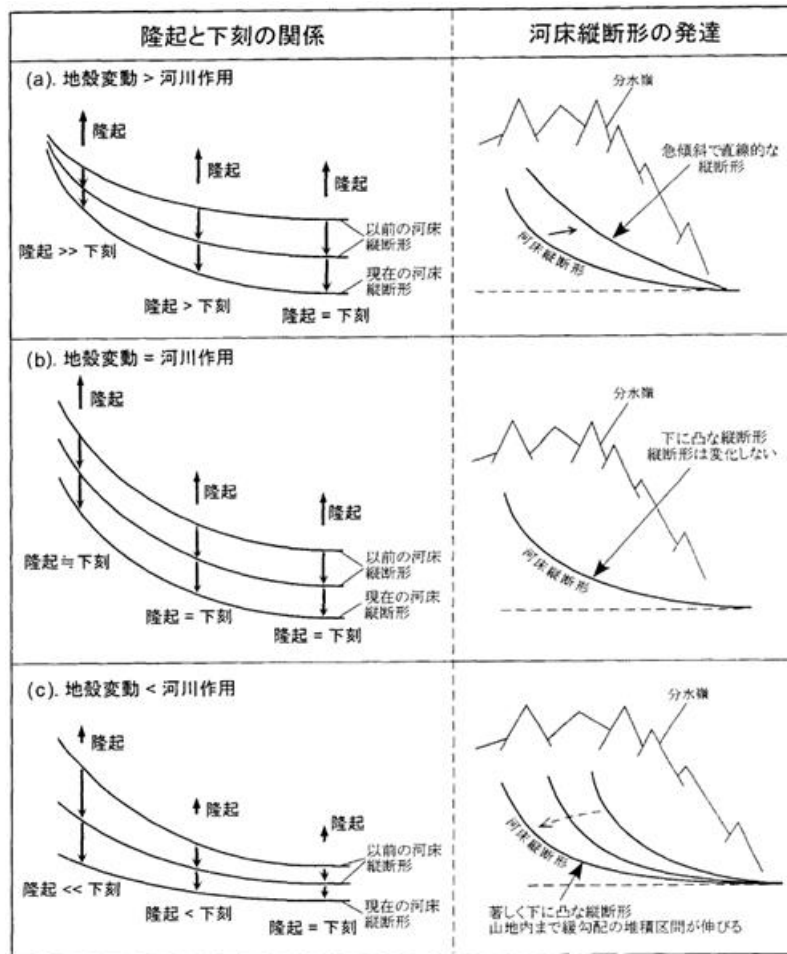


図 1.1.1-5 隆起と下刻の関係（左列）と河床縦断形の発達（右列）の模式図（田力，2005⁹⁾）

1.1.1.6 河成段丘を用いた隆起速度評価手法の適用条件・適用可能性についての検討

河成段丘を用いた各種の隆起量評価手法は、内陸部の隆起活動評価手法として理論的根拠があり、有効と考えられる。隆起量評価手法として用いる場合、最も重視すべきことは段丘対比の信頼性であり、客観的な年代論に基づく段丘対比がなされていることを確認すべきである。・幡谷(2006b)⁷⁾は、地形・地質・年代などをバランスよく検討し、総合的な段丘対比・編年手法を構築していくことが肝要であるとしている。幡谷(2006b)⁷⁾等を参考にした場合、河成段丘を用いた隆起速度評価手法における主なチェックポイントは以下のようにまとめられる。

- 地形：段丘面の分布・連続性，平坦度，傾斜，開析度の確認など
- 地質：段丘堆積物の層序・性状・堆積相，段丘面の種別（堆積面 or 侵食面），風成堆積物の認定，段丘堆積層の一部欠落・不整合等の予断なき確認など
- 年代：既存火山灰層序との整合性，クリプトテフラの認定，¹⁴C年代・石英 OSL年代・カリ長石 p-IRIR年代の利用など
- 離水時期：下流側から上流側へと進む侵食作用による離水時期の時間遅れの確認

河成段丘を用いた各種の隆起量評価手法の適用上の最大の問題は、河成段丘の分布の地域性である。即ち、河成段丘は中部地方以北では比較的良好に発達するが、近畿地方以南では最終氷期の堆積段丘の発達が悪く、最終氷期の堆積段丘の存在が報告されているのは、紀伊山地や四国山地等の比較的大起伏の山地に流域をもつ河川の中・上流域のみである(吉山・柳田, 1995⁵⁾)。産業技術総合研究所地質調査総合センターの地質文献データベース登録された“要旨を除く”文献から「段丘を含み、海成段丘および海岸段丘を含まない」検索を地域ごとに行った結果、

中国・四国・九州地方に関連付けられた文献は全体の16%に過ぎず、近畿地方以南において河成段丘が発達していないことと調和的な結果と考えられる。また、吉山・柳田(1995)⁵⁾の主たる検討対象外の河川流域、具体的には東北地方(上北平野周辺地域及び北上川流域)、南関東地方(利根川流域及び多摩川流域)、北陸地方(富山平野周辺地域)、東海地方(木曾川流域)、近畿地方(淀川流域)等で河成段丘が記載された文献の詳細調査を行ったところ、以下のようであった。

- ・河成段丘堆積物の放射年代や被覆層の火山灰層序等の年代に基づかず段丘面の標高分布のみから年代が推定されている文献、あるいは一部の段丘のみで放射年代や火山灰層序等が得られているのみである文献が多数存在する。
- ・幡谷(2006a)⁶⁾は河成地形面が堆積面であるのか侵食面であるのかを識別する必要性を示しているが、そのような観点からの記載はほとんどなく、単に堆積面と(潜在的に)みなしている文献がほとんどである。
- ・隆起・沈降活動に関連付けられた文献の多くは地震・断層活動に関連したものであり、河成地形面の切断や比高を用いて断層活動を検証したものである。
- ・従って、少数の著者の文献を除いて、既存文献の河成段丘の記述のみから隆起活動の評価を行うことは難しい。既存の文献からは河成段丘の存否情報の抽出に留め、詳細な現地調査により内陸部の隆起活動の評価を行うことが望ましいと考えられる。

1.1.2 ダム堆砂量に関する基本情報の収集および削剥速度評価手法としての適用性の検討

ダム・堰堤の堆砂量は、比較的高い精度で把握可能であり、イベント的なフラックスや平均的な堆砂増加量等も取得可能である。しかし、近代的なダム・堰堤は設置後長くとも 10^2 年オーダーしか経過しておらず、堆砂量等のデータが保存されている期間はこれよりも短く 10^1 年オーダーである。実測に基づく土砂生産量の経時的な変動で把握される範囲は、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊等によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して短く、短期間のダム等の堆砂量の実測による流域土砂生産量の予測は、長期間の平均的な流域土砂生産量を過少評価する傾向にある(松四・松崎, 2013¹⁰⁾; 図 1.1.2-1)。

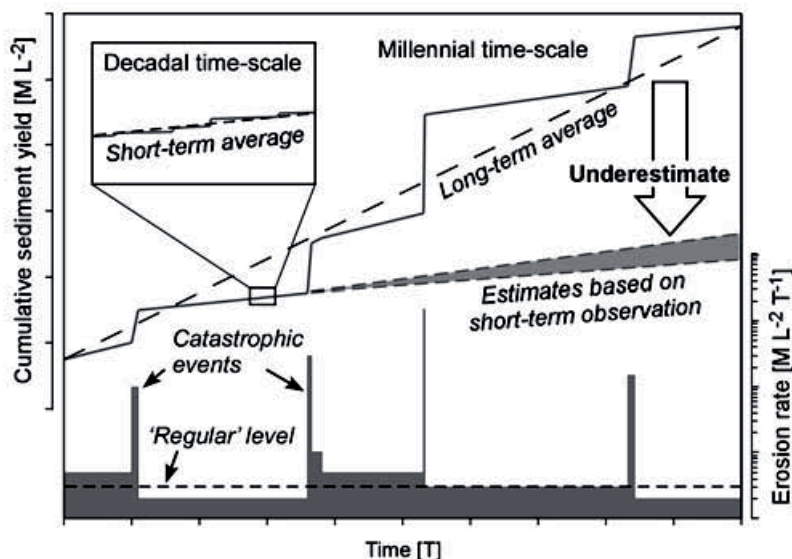


図 1.1.2-1 土砂生産量の経時的変動と土砂生産量予測との関係(松四・松崎, 2013¹⁰⁾)

以下では、ダム堆砂量の持つデータとしての限界を踏まえながら、放射性廃棄物の埋設のような10万年スケールの長期にわたる削剥量評価への適用性について、平成29年度に続いて再度検討する。

1.1.2.1 ダム堆砂量に関する基本データ

一定規模以上のダム・堰堤については、法律や条例により堆砂量の報告が義務付けられており、所管行政機関のもとにデータが蓄積される。代表的なものを2例示す。

①法律：河川法第15条の2 (1977FY以降義務化)

対象：貯水容量100万 m^3 以上

所管：国土交通省水管理・国土保全局河川環境課

情報：「全国のダム堆砂状況について」

②法律：電気事業法第106条

対象：総貯水容量100万 m^3 以上、高さ15m以上

所管：経済産業省商務情報政策局電力安全課

情報：「発電用貯水池・調整池堆砂状況」

これらのうち②の「発電用貯水池・調整池堆砂状況」については、『電力土木』誌に1961年度～2003年度までの堆砂状況が掲載され、公開情報となっている。しかし、2003年度に「行政機関の保有する個人情報の保護に関する法律」が制定されたため、以降の堆砂状況については公開されていない。

国土交通省所管の①の「全国のダム堆砂状況について」河川環境課に確認したところ、2008年度～2015年度のデータを数値化して保有しており、使用法等について一定の制限はあるものの提供可とのことであった。

このため、『電力土木』誌に1961年度～2003年度まで掲載された「発電用貯水池・調整池堆砂状況」を基本情報として数値化し、以下の評価用データを作成した。

・期間：1961FY～2003FY、ダム数：2003FYにおいて420ダム

・期間：2008FY～2015FY、ダム数：2015FYにおいて1,005ダム

ダム数の違いは、経済産業省が発電用ダムのみを対象にしているのに対し、国土交通省が全てのダムを対象としているからである。

1.1.2.2 ダム堆砂量に影響を及ぼす因子に関する既往研究

流域の最上流部に位置するダムの堆砂量は、周辺の気象条件や地形・地質に影響を受けていることが想定される。竹林ほか(1992)¹¹⁾は、ダム貯水池の堆砂量を推定するため、建設省(当時)が堆砂報告を受けている177ダムを対象に、地形・地質や水文等の諸因子について単相関分析を実施し(表1.1.2-1)、これらの諸因子の相関係数の最大値は平均傾斜の0.38であり、各因子の単相関性が低いことを報告している。石井(2012)¹²⁾は、発電用ダム73ダムを対象に、ダムの規模に関わる因子や立地条件に関わる因子との関係を分析し、竹林ほか(1992)¹¹⁾と同様に平均傾斜量との関連性が最も強いこと、また比流量・貯水池回転率も関連性が強いことを報告している。いずれの報告でも地質学的要因との相関係数は地形学的要因よりも低い値となっている。

一方、宮崎・大西(1998)¹³⁾は、「比堆砂量に最も大きな影響力を持つ要因は崩壊地分布で、平均傾斜がこれに次ぐ。地質区分の影響は比較的小さく、10年確率最大日雨量はほとんど影響されない」と、竹林とは異なり「崩壊地」の分布面積が最も相関が高いとしている。長谷川ほか(2005)¹⁴⁾は、自らの提案する“平均メッシュ傾斜”がダム堆砂量と最も相関が高いとしている(表1.1.2-2)、「崩壊地」との関係についても言及しており「我が国の荒廃地域*は中部山岳

地域や四国山地などの急峻で隆起運動の盛んな山地に多く分布していること」から、「簡易的には、荒廃地域*の有無に関わらず、平均メッシュ傾斜のみで比堆砂量を説明できる可能性がある」としている。

表 1.1.2-1 堆砂影響因子との単相関分析結果（竹林ほか，1992¹¹⁾）

No.	堆砂影響因子	データ数	相関係数	
1	流域面積	177	-0.14	
2	クワガ-曲線による洪水比流量	170	0.13	
3	平均標高	177	0.32	
4	起伏量	169	0.26	
5	平均傾斜1	177	0.38	
6	平均傾斜2	177	0.32	
7	最大傾斜	177	0.35	
8	森林面積率	177	0.10	
9	崩壊（荒地）面積率	177	0.13	
10	地質区分面積率	未固結	177	-0.11
11		半固結～固結	177	0.21
12		火山岩	177	-0.17
13		深成岩	177	-0.09
14		変成岩	177	0.08
15	その他	177	0.18	
16	時代区分面積率	古生代、中生代	177	0.09
17		新生代	177	-0.01
18	谷密度	177	0.05	
19	主川勾配	172	0.20	
20	ダム直上流の溪流勾配	140	0.03	
21	流域メッシュのダム位置からの距離	分散	175	-0.09
22		歪度	176	0.02
23		尖度	177	-0.14
24	平均年降水量	151	0.26	
25	最大日雨量	165	0.22	
26	日 50mm 以上の年合計	164	0.25	
27	日 100mm 以上の年合計	164	0.15	
28	連続 50mm 以上の年合計	164	0.26	
29	連続 100mm 以上の年合計	165	0.18	
30	ダム流入量	150	0.22	

* 長谷川ほか(2005)¹⁴⁾の「荒廃地域」は、全国治水砂防協会(2008)¹⁵⁾「砂防便覧」の重荒廃地域と一般荒廃地域を合わせたものであり、「砂防便覧」では、重荒廃地域と一般荒廃地域が以下のように定義されている。

①重荒廃地域： 大規模な崩壊、禿禿地、滑落崖地を含んだ地質及び植生の不安定な地域。

- ・大規模な崩壊地とは1崩壊面積 0.3km²以上のもの。
- ・大規模な禿禿地とは1禿禿面積 2.0km²以上のもの。
- ・大規模な滑落崖地とは、断続的な崩落崖に含まれる面積 1.0km²以上のもの。

②一般荒廃地域： 崩壊地、禿禿地、滑落崖地が点在し、その延べ面積がその地域の相当量を占め、その地域に荒廃をもたらすとともに、下流地域に土砂氾濫及び洪水氾濫の危険を及ぼすおそれのある地域。延べ面積が相当量とは、

- ・崩壊地 1%以上、
- ・禿禿地 10%以上、
- ・滑落崖地 5%以上

表 1.1.2-2 堆砂量推定に使われる主な地形量（長谷川ほか，2005¹⁴⁾）

単位	地形量	説明	主な文献
流域	起伏量比	流域の起伏量を河川の流路距離で除した値	16), 17), 18)
流域	流域面積	集水域に相当する上流域の面積	17), 18), 19)
メッシュ	地貌係数	流域内でのメッシュ単位の標高と起伏量の平均値の積	20)
メッシュ	(基準)高度分散量	流域内のメッシュ内に含まれる複数の標高データの標準偏差の流域内での平均値	21), 22)
メッシュ	起伏度×平均標高	流域内でのメッシュ単位の起伏量のうち最頻値より大きい階級の値を合計し流域面積で除した値と平均標高の積	23)
メッシュ	傾斜(傾斜二乗)	流域内のメッシュ傾斜の合計値を流域面積で除した値	14)

16)吉松(1977), 17)建設省河川局(1966), 18)日本河川協会(1997), 19)芦田・奥村(1974), 20)田中・石外(1974), 21)Ohmori(1978), 22)藤原ほか(1999), 23)岡野ほか(2004a), 14)長谷川ほか(2005)

1.1.2.3 ダム堆砂量を用いた侵食速度に関する既往研究

ダム堆砂量を用いて、流域の侵食速度や土砂生産速度を取り扱った主な論文を以下に示す。
藤原ほか（1999）²²⁾「日本列島における侵食速度の分布」。

『電力土木』誌に掲載された1961FY～1992FYのデータを使用し、82ダムを対象に、土砂流入量と高度分散量に基づいて日本全国の侵食速度を試算したもの（図1.1.2-2）。

長谷川ほか（2005）¹⁴⁾「ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布」

『電力土木』誌に掲載された1961FY～2001FYのデータを使用し、72ダムを対象に、土砂流入量と平均メッシュ傾斜を用いて日本全国の侵食速度を推定したもの（図1.1.2-3）。

岡野ほか（2004b）²⁴⁾「ダム貯水池流入土砂に基づく堆砂管理についての考察」

国土交通省直轄及び水資源機構管理ダム93ダムのうち46ダムのデータ基に、国土数値情報（地形・地質）に基づく土砂生産量強度マップを開発したもの（図1.1.2-4）。

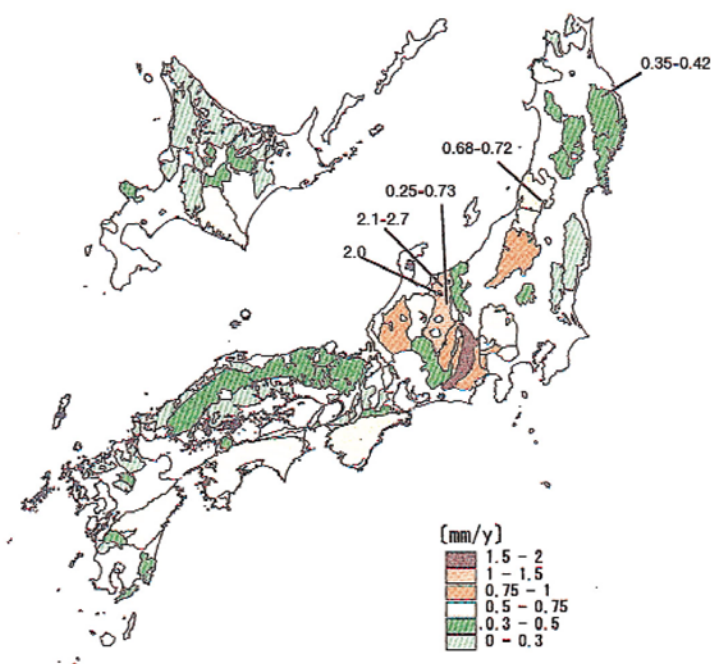


図 1.1.2-2 基準高度分散量から求めた山地毎の平均侵食速度（藤原，1999²²⁾）
線で示した値は、扇状地や崖錐の体積などから求めた数千年～数万年間の平均的な侵食速度。

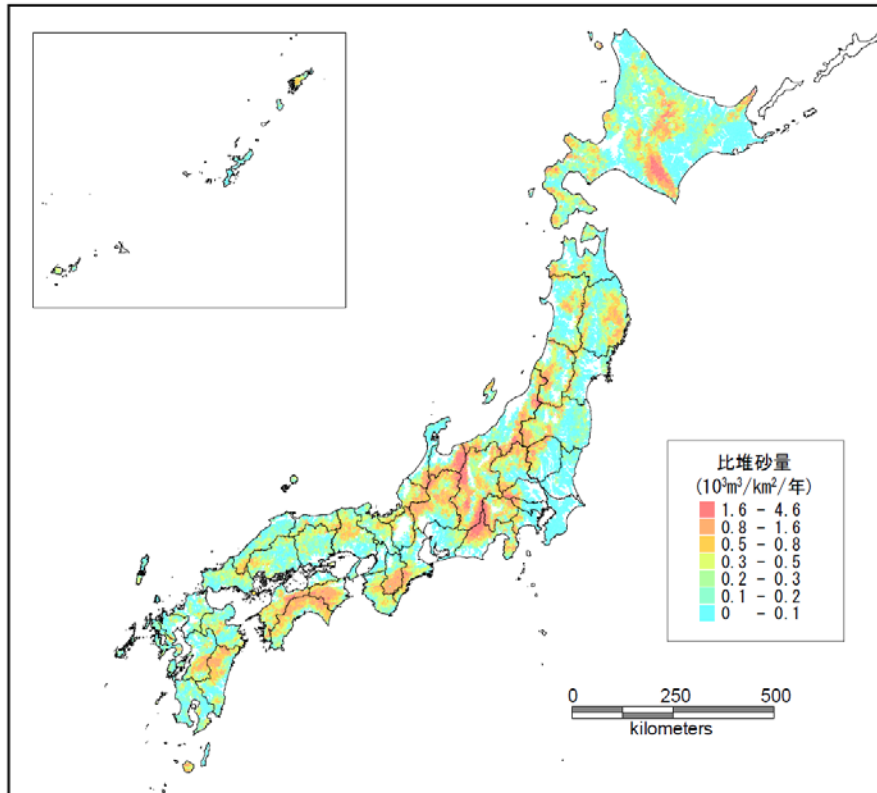


図 1.1.2.-3 全国の流域単位の侵食速度ポテンシャルマップ（長谷川ほか，2005¹⁴⁾）

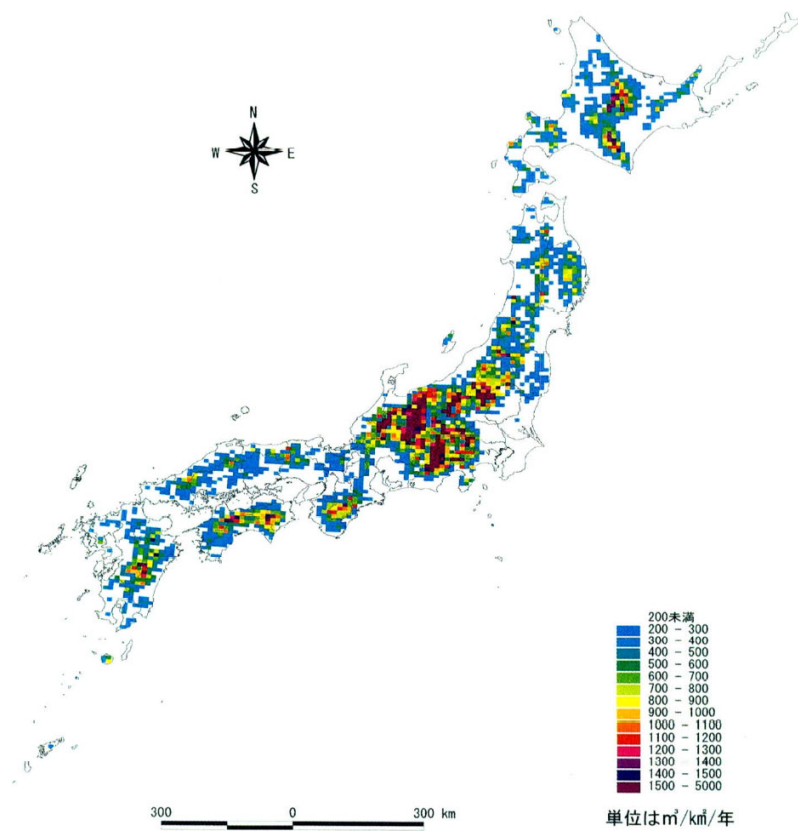


図 1.1.2.-4 土砂生産量強度マップ 全国版（岡野ほか，2004b²⁴⁾）

1.1.2.4 ダム堆砂量を用いた侵食速度に関する既往研究のまとめ

現時点で使用可能なダム堆砂量に関する基本データは、長谷川ほか(2005)¹⁴⁾が検討を行った時点から2年間のデータの追加(純増)があるものの、その後4年間の空白時期があるため、2008FY~2015FYの8年間のデータの取り扱いが難しく、実際上は長谷川ほか(2005)¹⁴⁾が検討を行った時点とほとんど変わらないデータと言える。従って、長谷川ほか(2005)¹⁴⁾と解析方法等を変えない限り同じ結果となることが予測される。

藤原ほか(1999)²²⁾や長谷川ほか(2005)¹⁴⁾による侵食速度(図1.1.2-2&3)、岡野ほか(2004b)²⁴⁾による土砂生産速度(図1.1.2-4)は基本的に同じ傾向を示している。また、松四・松崎(2013)¹⁰⁾が指摘しているように、実測に基づく土砂生産量の経時的な変動で把握される範囲は、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊等によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して短く、短期間のダム等の堆砂量の実測による流域土砂生産量の予測は、長期間の平均的な流域土砂生産量を過少評価する傾向にある。

今回収集したダム堆砂量データのうち、藤原ほか(1999)²²⁾や長谷川ほか(2005)¹⁴⁾でも検討対象にしている堆砂データを図1.1.2-5に示す。笹生川ダムでは、昭和40年奥越豪雨時のダム堆砂量が通常年の約20倍程度に増加しており、豪雨等のイベントの影響の大きさが理解できる。また、伊藤(1996)²⁵⁾は、日本の代表的な湖沼・内湾の過去1万年間の堆積速度の変遷から、現在の削剥速度が縄文海進期の最も温暖な時期に比べて低いことを指摘しており、現在のダム堆砂量から削剥速度を求めたとしても、10万年程度が必要とされる放射性廃棄物の埋設処分の侵食評価に使うことは難しいと考えられる。

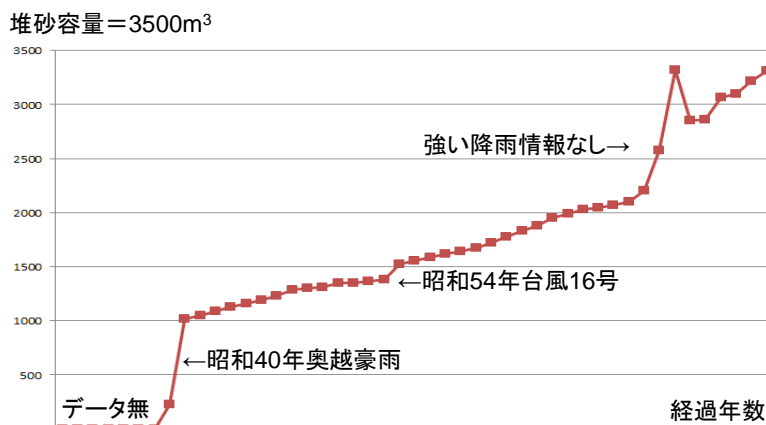


図 1.1.2.-5 福井県笹生川ダムの堆砂状況の変遷

1.1.3 隆起・削剥評価手法の適用条件の整理と地形・地質条件に基づく適用性の検討

本項では、放射性廃棄物の埋設処分において 10^5 年オーダーの隆起・削剥評価が必要となることを前提として、隆起・削剥評価手法の各評価手法について適用条件の整理と地形・地質条件に基づく適用性と評価値としての有用性について検討する。

測地学的手法

測地学的手法を用いた隆起評価手法は、時間スケールが 10^2 年オーダー以下であり、 $10^3 \sim 10^5$ 年以上の長期間を対象とした段丘面高度等を用いた隆起評価手法とは整合的な値が得られておらず、放射性廃棄物の埋設処分等の 10^5 年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではない(産業技術総合研究所, 2018)¹⁾。

段丘面高度

段丘面高度を用いた隆起評価手法は、対象となる時間スケールが 10^3 ~ 10^5 年オーダーであり、沿岸部におけるMIS5e~MIS9の海成段丘の分布が小池・町田(2001)²⁶⁾によってまとめられている。また、内陸部における河成段丘を用いた隆起評価については1.1.1項に記述したように、中部地方以北では 10^5 年オーダーでの評価が可能である。

侵食小起伏面高度

侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法は、時間スケールが 10^6 年オーダー以上であり、侵食小起伏面が面的な拡がりをもつため、地域毎の隆起量の違いを検討することができるが、隆起量は第四紀全体の平均的な隆起量を示しているため、その間の 10^5 年オーダーでの隆起速度の変化を追うことはできず、 10^5 年オーダーでの隆起速度は別の手法で検証する必要がある。

地質学的深度情報+年代

堆積岩類の堆積相や構成鉱物・間隙率等あるいは火成岩類の岩相等の地質学的エビデンスに基づいて、堆積岩類の堆積深度や埋没深度あるいは火成岩類の固化深度の推定が可能である。これらの深度情報と現在の標高、年代値を組み合わせることによって、時間スケールが 10^6 ~ 10^8 年オーダーの隆起・沈降評価が可能となる。隆起速度を評価することが可能となる。これらの深度情報を用いて、時間スケールが 10^6 ~ 10^8 年オーダーの隆起・沈降評価が可能である。以下ではいくつかの具体例を示す。

堆積岩類の堆積深度を用いた例として六甲山地の例を示す。六甲山地は、新第三紀鮮新世から第四紀更新世にかけて活動した六甲変動による隆起地塊である。六甲山地から大阪湾底にかけては、約100万年前に水深20m前後の内湾底に堆積した大阪層群の第1海成粘土層(Ma-1)が広範に分布しており、六甲山地部では標高500m地点に、大阪湾底においては海底下500mに伏在していることが確認されており(藤田, 1983²⁷⁾など)、例えば六甲山地部の標高500m地点の隆起速度は0.05mm/yrと見積もることができる。

堆積岩類の構成鉱物・間隙率等による埋没深度推定は、続成作用に伴うopal-A→opal-CTの変化、沸石相の変化等の温度-圧力条件の上昇に伴う変化などから埋没深度を推定するものである(勘米良ほか, 1991²⁸⁾など)。また、間隙率も圧密により減少するため、圧力条件のみによる変化からも埋没深度を推定することができる(清水, 1989²⁹⁾など)。年代値としては、堆積年代、鉱物の生成年代・閉鎖年代等の様々な年代値を用いることが想定され、推定すべき隆起速度評価期間に応じた適切な年代値を用いる必要がある。しかしながら、珪質堆積物中のopal-A→opal-CT→石英などの変化や火山砕屑岩類中の沸石相の変化等の続成作用に伴う変化速度は低温では極めて緩やかであり、高温では速く進むという特徴があり、比較的深い深度まで埋没し比較的高い地温状態を経たような履歴を持つ堆積岩類に対しては最大埋没深度等の推定が容易であるが、埋没深度が比較的浅く低い地温状態が保たれたような堆積物などでは埋没深度の増加に伴う温度上昇による変化と経過時間の増加による変化との判別がつかず深度の推定が困難になるという問題がある。従って、この手法が適用可能な地域は、地温が著しく高い地域か、急激な堆積・埋没作用が第四紀に起こった堆積盆に限定されることに留意する必要がある。

飛騨山脈北部には日本で最も若い花崗岩が分布しており(Harayama, 1992³⁰⁾)、隆起・削剥速度が極めて速い地域である。飛騨山脈黒部川流域に分布する黒部川花崗岩は、マグマ溜まり存在当時の深度と岩相の関係から、上部花崗岩と下部花崗岩に分類され、上部花崗岩はマグマ溜まり上部の液相濃集部、下部花崗岩はマグマ溜まり下部の結晶濃集相(クリスタルマッシュ)に相当すると推定されている(Wada et al., 2004³¹⁾)。黒部川花崗岩西縁部では固結時の推定深

度 10km (Wada *et al.*, 2004³¹⁾), 黒部川花崗岩の石基年代 $1.55 \pm 0.14\text{Ma}$ (原山ほか, 2010³²⁾) に基づいた計算値としては隆起速度を 6mm/yr と見積もることができる。

このように堆積岩類や火成岩類の地質学的エビデンスと年代値に基づいて、時間スケールが $10^6 \sim 10^8$ 年オーダーの隆起・沈降評価は可能ではあるが、適用可能な地域は隆起速度が著しく速い地域である可能性が高いこと、また侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法と同様に、これらの手法で得られる隆起・沈降量は 10^6 年オーダー以上の期間の平均的な隆起・沈降量を示しており、その間の 10^5 年オーダーでの隆起・沈降速度の変化を追うことはできず、 10^5 年オーダーでの隆起・沈降速度は別の手法で検証する必要があることに留意すべきであろう。

ダム堆砂量

ダム堆砂量を用いた削剥評価手法は、時間スケールが 10^2 年オーダー以下の削剥評価手法であり、1.1.2項で述べたように 10^5 年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではない。

堆積物量

堆積盆等の堆積物量を用いた削剥評価手法は、時間スケールが 10^4 年オーダー以上であり、扇状地・三角州・堆積盆内の評価期間中の堆積物量を評価するためには、堆積物の堆積時期の推定と堆積物量の推定に必要となる同時代面の認定が必要とされる。しかし、適当な火山灰層序が適用可能な場合を除き年代の推定が困難であることや同時代面の認定に必要な物理探査やボーリング調査が十分に実施されていることは稀であるため堆積物量の推定値の信頼度が低く、信頼度の高い削剥評価データを取得することは一般的には困難である。

宇宙線生成核種

宇宙線生成核種を用いた削剥評価手法は、時間スケールが 10^2 年～ 10^6 年オーダーであり、表層の岩石・土壌等に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度分布を調べることによって、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている尾根等の基準地形面の 10^3 年～ 10^6 年オーダーの侵食速度を求めることが可能である。この手法では、原理的には、異なる 2 点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である (Siame *et al.*, 2004³³⁾) が、これまでに報告された測定精度・誤差等を考慮すると、異なる 5 点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に対して侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることが望ましい。また、放射壊変を無視できる時間スケール (10^2 年～ 10^4 年オーダー) では、地表面における宇宙線生成核種濃度は、宇宙線の暴露による継続的な生成による蓄積と、侵食による表層物質の削剥により動的平衡となり (例えば、松四ほか, 2014³⁴⁾), 流域出口に排出される土砂は、流域の上流側で動的平衡となった表層物質が削剥されたものであるという前提のもと、流域出口の土砂中の宇宙線生成核種濃度から流域内の平均的な侵食 (削剥) 速度が推定されている (Portenga and Bierman, 2010³⁵⁾)。ただし、ここで想定されている表層削剥は、ソイルクリープやガリー侵食、表層崩壊といった地表面における宇宙線の平均減衰長の範囲内の削剥作用までである。豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊は、地表面における宇宙線の平均減衰長よりも深い領域で発生し、土砂を大量に供給するが、このような深層斜面崩壊は宇宙線生成核種に基づく侵食速度評価手法では原理的に評価できない。従って、地表面において小規模な表層崩壊しか起こっていない地域や、小規模な深層斜面崩壊が稀にしか起こらない地域の平均的な侵食速度の評価に適しているが、深層斜面崩壊が大規模に発生する地域に適用することは適切ではない可能性があることに留意する必要がある。

熱年代

熱年代法を用いた削剥評価手法は、時間スケールが 10^6 年オーダー以上であり、明瞭な準平原 (侵食小起伏面) が保存されていないような山地に適用可能であるが、現状のアパタイトやジ

ルコンを用いたFT法とHe法の適用条件として、基盤隆起速度が0.5～1mm/yr以上であること、最大標高が約1,000mを超えていることが挙げられており（末岡ほか，2015³⁶⁾），比較的険しい山岳地域のみが熱年代法による隆起速度の算定が可能な地域となり，放射性廃棄物の埋設処分想定されるような埋設候補地への熱年代法の適用は困難である。また，侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法と同様に，熱年代法で得られる削剥量は10⁶年オーダー以上の期間の平均的な削剥量を示しており，その間の10⁵年オーダーでの削剥速度の変化を追うことはできず，10⁵年オーダーでの削剥速度は別の手法で検証する必要がある。

隆起・削剥評価手法の各評価手法について，評価手法の対象や時間スケール，地域的な適用性について，適用性を4段階に分けて評価した結果を表1.1-1に示す。なお，地域的な適用性にあたっては，沿岸域（低地・台地・丘陵・山地）の4類型と，内陸部（盆地・山地）の2類型の合計6類型に区分し，それぞれへの適用性について検討した。なお，地形分類については，本頁の下部に注釈として記述した。

表1.1-1 隆起・削剥評価手法の手法・対象・時間スケール・適用性のまとめ

	手法・指標		対象	時間スケール*1	適用性*2					
					沿岸域				内陸部	
					低地	台地	丘陵	山地	盆地	山地
隆起	測地	GPS測位	標高	≤10 ¹ 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		水準測量		≤10 ² 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
	段丘面高度	海成段丘	10 ³ ～10 ⁵ 年	◎	◎	◎	×	—	—	
		河成段丘*3	10 ³ ～10 ⁵ 年	○	◎	◎	○	◎	○	
	侵食小起伏面高度	侵食小起伏面	≥10 ⁶ 年	—	—	—	○	—	○	
	堆積深度+年代	海成堆積物(露頭)	10 ⁶ ～10 ⁸ 年	△～○	○	○	○	○	○	
	埋没深度+年代	海成堆積物(コア)	10 ⁶ ～10 ⁸ 年	○	○	○	×	○	×	
固化深度+年代	火成岩(露頭)	10 ⁶ ～10 ⁸ 年	×	×	×	○	×	○		
削剥	ダム堆砂量	ダム集水域	10 ¹ ～10 ² 年	×	△	△	○	△	○	
	堆積物量	扇状地	≥10 ⁴ 年	—	△	△～○	△～○	△～○	△～○	
		三角洲	≥10 ⁴ 年	△～○	—	—	—	—	—	
		堆積盆	≥10 ⁴ ～10 ⁶ 年	△～○	×	×	—	△～○	—	
	宇宙線生成核種	集水域	10 ² ～10 ⁴ 年	△～○	△～○	○	○	△～○	○	
		侵食面	10 ³ ～10 ⁶ 年	△	△	○	○	△	○	
	熱年代	露頭orコアの削剥史	10 ⁶ ～10 ⁸ 年	×	×	×	○	×	○	

[注1]時間スケールは10^x年オーダーで表示する。

[注2]適用性の区分 ◎=適用性高い，○=適用性あり，△=適用性低いor一定条件下で適用可，
×=適用性極めて低いor適用不可，—=存在しない

[注3]河成段丘による隆起評価手法の適用地域は中部地方以北に限られる。

* 地形の分類は，鈴木（1998³⁷⁾，2000³⁸⁾等を参考に，以下のように定義する。

- ・低地：河川・海・湖沼沿いのほぼ平滑な平坦地であり，人口堤防などの防災工によって保護されていなければ100年に1度程度の頻度で起こる大規模な出水や暴浪の時に冠水するような相対的に低い土地。
- ・盆地：低地のうち，内陸部に存在し，周囲を丘陵・山地に囲まれたもの。
- ・台地：低地が離水し，河川侵食または海岸侵食によって開析され，一方ないし四方を崖または急斜面で縁取られ，周囲よりも不連続的に高い平坦地。100年に1度程度の頻度で起こる大規模な出水では冠水しない高台。
- ・丘陵：起伏地のうち，主要尾根の高度が約500m以下であり，平均起伏量が50～300m/km²のもの。
- ・山地：起伏地のうち，主要尾根の高度が約500m以上であり，平均起伏量が300～700m/km²のもの。

これらのうち測地学的手法については、適用性は高いものの、既に述べたように $10^3 \sim 10^5$ 年以上の長期間を対象とした隆起評価手法とは整合的な値が得られておらず、放射性廃棄物の埋設処分等の 10^5 年オーダーの隆起評価に用いることは適当ではないと考えられる。また、適用性ありとしたものも、実際の地形・地質条件によっては適用できないものも多く存在することに留意する必要がある。以上を総合すると、放射性廃棄物の埋設処分に必要な 10^5 年オーダーの隆起評価としては段丘面高度を用いた手法を用いるのが適当であり、宇宙線生成核種を用いた手法を補完的に用いることが望ましいと考えられる。

【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査
- 2) 幡谷竜太 (2005) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (1) 一段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー 電力中央研究所報告, N05005, 28p.
- 3) 貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変動の中で— 科学, 39, 11-19.
- 4) 柳田 誠 (1991) 河岸段丘の動的地形変化に関する研究. 駒沢地理, 27, 1-75.
- 5) 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809-826.
- 6) 幡谷竜太 (2006a) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (3) —過去 10 万年間の隆起量分布により明らかにされた内陸部の地殻変動— 電力中央研究所報告, N05017, 21p.
- 7) 幡谷竜太 (2006b) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (2) —那珂川沿いに分布する河成段丘の層序— 電力中央研究所報告, N05016, 29p.
- 8) 豊島正幸 (1994) わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学, 46, 217-232.
- 9) 田力正好 (2005) 河成段丘を用いて推定される内陸部の広域的な地殻変動—現状と課題. 地理科学, 60, 143-148.
- 10) 松四雄騎・松崎浩之 (2013) 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的な土砂生産速度の推定. 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, 62, B-4~B-5
- 11) 竹林征三・廣瀬昌由・尾作悦男 (1992) ダム貯水池堆砂量の推定法についての試論—確率過程としての堆砂現象をとらえる— ダム工学, 14, 167-176.
- 12) 石井 孝 (2012) ダム堆砂の要因分析と衛星データを用いた堆砂量推定手法の開発. 電力中央研究所報告, V11039, 19p.
- 13) 宮崎洋三・大西外明 (1998) 貯水池の堆砂実績から見た流域の土砂流出についての研究. 水文・水資源学会誌, 11, 22-30.
- 14) 長谷川浩一・若松加寿江・松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布. 自然災害科学, 24-3, 287-301.
- 15) 全国治水砂防協会 (2008) 砂防便覧 平成20年版. 724p.
- 16) 吉松弘行 (1977) 山腹崩壊の予測式について. 新砂防, 102, pp.1-9.
- 17) 建設省河川局砂防課 (1966) 砂防ダムの堆砂. 第20 回建設省技術研究会報告, pp.369-387.
- 18) 日本河川協会編 (1997) 改訂新版建設省河川砂防技術基準 (案) ・同解説. 山海堂.
- 19) 芦田和男・奥村武信 (1974) ダム堆砂に関する研究. 京都大学防災研究所年報, 17-B, pp.1-16.
- 20) 田中治雄・石外 宏 (1951) 貯水池の堆砂量と集水区域の地形・地質との関係に就いて.

土木学会誌, Vol.36, No.4, pp.173-177.

- 21) Ohmori, H. (1978) Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. Bull. Dept. Geography Univ. Tokyo, No.10 pp.31-85.
- 22) 藤原 治・三箇智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, No.5, pp.85-93.
- 23) 岡野眞久・高柳淳二・藤井隆弘 (2004a) 計画堆砂容量の設定とダム貯水池流入土砂量に基づく貯水池堆砂量推定方法についての考察. 平成14年度ダム水源地環境技術研究所所報, pp.31-37.
- 24) 岡野眞久・高柳淳二・藤井隆弘・安藤明宏 (2004b) ダム貯水池流入土砂に基づく堆砂管理についての考察. ダム工学, 14, 167-176.
- 25) 伊藤久敏 (1996) 古環境評価による地球温暖化の影響評価の試みー日本の代表的な湖沼・内湾の過去1万年間の堆積速度の変遷ー 電力中央研究所報告, U95008, 29p.
- 26) 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会.
- 27) 藤田和夫 (1983) 日本の山地形成論. 蒼樹書房.
- 28) 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高 (編) (1991) 地球表層の物質と環境. 地球科学選書, 岩波書店, 326p.
- 29) 清水昭男 (1989) 泥質堆積物の圧密と固化作用 (その 1) ー物理的, 力学的性質からみた圧密固化ー. 応用地質, 30, 14-28.
- 30) Harayama, S. (1992) Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene – Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. Geology, 20, 657-660.
- 31) Wada, H., Harayama, S and Yamaguchi, Y. (2004) Mafic enclaves floating through a vertically fractionating felsic magma chamber: The Kurobegawa Granitic Pluton, Hida Mountain Range, central Japan. Bull. Geol. Soc. Amer., 116, 788-801.
- 32) 原山 智・高橋正明・宿輪隆太・板谷徹丸・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩・地質学雑誌, 116, 補遺, 63-81.
- 33) Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): Earth and Planetary Science Letters, v. 220, no. 3-4, p. 345-364.
- 34) 松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (2014) 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形変化方程式の検証. 地形, 35, 165-185.
- 35) Portenga, E.W. and Bierman, R.R. (2010) Understanding Earth's eroding surface with ¹⁰Be. GSA Today, 21, 4-10.
- 36) 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用. 地球科学, 69, 47-70.
- 37) 鈴木隆介 (1998) 建設技術者のための地形図読図入門. 第2巻, 低地, 古今書院.
- 38) 鈴木隆介 (2000) 建設技術者のための地形図読図入門. 第3巻, 段丘・丘陵・山地, 古今書院.

1.2 空間スケールを考慮した隆起評価手法に関する妥当性の評価

【実施内容】

平成 29 年度までの成果及び既往研究成果を踏まえ、平成 30 年度は青森県上北平野及びその北側周辺地域に分布する海成段丘を対象に、海成段丘の堆積相解析手法と長石の光ルミネッセンス年代測定法を組み合わせた隆起速度の定量評価を実施し、近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起量／隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、隆起活動の空間スケールや本隆起速度評価手法の妥当性を検証する。また、カリ長石の光ルミネッセンス法に用いる試料の前処理法に要する時間の短縮化や、年代の古い試料等に対する単粒子法に基づく光ルミネッセンス年代測定の有効性・測定時間短縮化効果等について検討する。

【成果】

1.2.1 青森県上北平野～下北半島南部における隆起活動の空間スケールの評価

1.2.1.1 はじめに

地殻の長期安定性の評価では、数万から数十万年といったスケールでの長期地質変動を解明する必要がある。その中でも、沿岸域の長期安定性に影響を与える、隆起、沈降、侵食、堆積及びその速度と速度変化や空間的傾向を評価することが、将来の廃棄体と地表との接近過程の予測にとって重要である。海成段丘は沿岸域における数十万年間におよぶ隆起速度を議論する上で、最も重要な対象物である（宮内, 1985¹⁾; 太田・平川, 1979²⁾など）。海成段丘を対象とした隆起速度は隆起量と年代から得られるが、従来の手法ではその両方の見積もりにおいて問題点があった。そこで過年度の課題において、その改善策として、堆積物の詳細な堆積相解析と VRS-GPS 測量による隆起量の見積もり、またルミネッセンス年代測定を用いることで新たな隆起速度評価手法を確立し、青森県上北平野をモデルフィールドとして有効性を検討してきた。また、ルミネッセンス年代の精度と確度に影響を及ぼす鉱物のルミネッセンス特性の地域的な差異についても検討した。平成 30 年度は、対象地域をモデルフィールドである青森県上北平野から北方に延長し、近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起量／隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、隆起活動の空間スケールや本隆起速度評価手法の妥当性を検証する。

1.2.1.2 隆起速評価手法

海成段丘は、主に上位の陸成層と下位の海成層（浅海性堆積物）により構成され、それらが時代とともに隆起することでできたと考えられている。そのうちの下位の海成層が最近数十万年間の氷期－間氷期サイクル（Waelbroeck *et al.*, 2002³⁾; 図 1.2.1-1）における間氷期（高海水

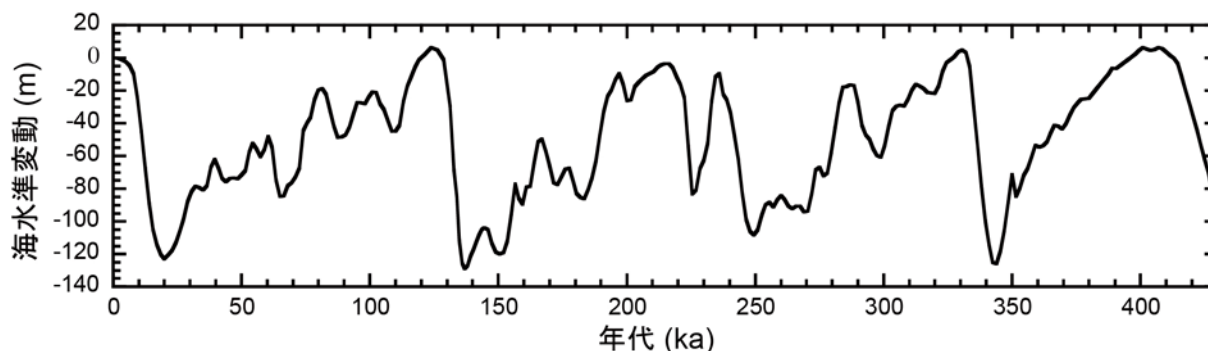


図 1.2.1-1 過去約 45 万年間の海水準変動。Waelbroeck *et al.* (2002)³⁾ のデータを参考にした。

準期)に堆積したものとして、その堆積年代を主に陸成層中の火山灰により決定し、段丘形成史を議論してきた(小池・町田, 2001⁴⁾)。一方で隆起量は、間氷期の海面高度を現在と同じ程度とし、海成段丘面が当時の海面高度を表すと近似することで、その地域の隆起速度をおおまかに評価することができる。しかし、海成段丘の高度は陸成層の厚さの分だけ当時の海面高度よりも高くなる。また対比可能な火山灰層が見られない場合、海成段丘の対比と年代決定にも問題があることから、こうした手法による隆起速度の見積もりには不確実性があった。

本課題では平成 25 年度より、これらの問題点を克服し隆起速度評価を高度化するため、浅海堆積物の堆積年代を直接決定できるルミネッセンス年代測定法と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定とを組み合わせる手法を確立し、各地で隆起量評価を行ってきた(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014⁵⁾, 2015⁶⁾; 産業技術総合研究所, 2016⁷⁾, 2017⁸⁾, 2018⁹⁾)。

ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から数十万年前までの堆積年代の測定が可能な手法である(図 1.2.1-2)。ルミネッセンスは、石英・長石などの鉱物の結晶格子中の電子が、周囲に存在する天然の放射性核種からの α , β , γ 線や宇宙線を受けることで電離し、不対電子となり結晶の格子欠陥にトラップされた後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによって発せられる。鉱物が地中に埋積される間、周囲の放射性核種からの放射線の照射は続き、時間とともに鉱物中の不対電子の蓄積量が増えた結果、ルミネッセンス強度も大きくなる。この現象を利用し、試料から発せられるルミネッセンス強度から放射線の蓄積量を求め、単位時間あたりの線量率(年間線量)で割ることにより、埋積時間の長さ(ルミネッセンス年代)を決定する。堆積物中の鉱物粒子は、運搬過程において光ブリーチングを受けて光ルミネッセンスがリセットされるため、堆積年代(堆積後の経過年代)を求める場合には光ルミネッセンス年代測定法が有効な手法となる。

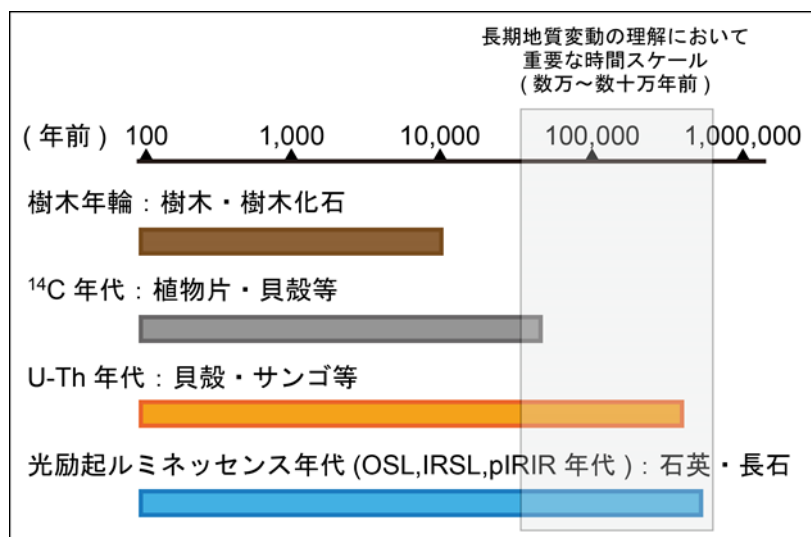


図 1.2.1-2 更新世中期以降の主要な地質年代測定法の比較

光ルミネッセンス年代測定法の対象となる石英と長石では、適用される手法や対象年代がことなっている。Murray and Wintle (2000)¹⁰⁾による Single aliquot regenerative dose (SAR)法(再生曲線法)により、石英で顕著な実験中のルミネッセンス感度変化の問題が改善されて以来、石英 OSL 年代は広く用いられるようになってきている。しかし、その反面、石英は不対電子の容量が小さく、一般的には 10 万年を超える古い試料ではルミネッセンス信号が飽和してしまうた

め有効な年代値が得られないと考えられている。一方、長石は不対電子の容量が石英と比較してはるかに大きく、数十万年前の試料でも信号が飽和しないが、anomalous fading と呼ばれるルミネッセンス信号の不安定さが従来問題であった。そこで Thomsen *et al.* (2008)¹¹⁾は、長石でも安定した信号を得られる post-IR IRSL(pIRIR)法を開発した。pIRIR 法は Thiel *et al.* (2012)¹²⁾などで応用され、数十万年前までの地層の年代測定に有効であることが報告されている。

日本列島の海成段丘における堆積相解析は 1980~1990 年代に盛んに行われ (Murakoshi and Masuda, 1992¹³⁾; Ito and O'Hara, 1994¹⁴⁾; Shirai and Tada, 2000¹⁵⁾など)、特に目新しい手法ではないが、これまで隆起量評価に積極的に応用されてこなかった。日本列島の沿岸域の大半は太平洋など外洋に面した地域である。潮の干満の差が小さい日本の海岸において潮汐の堆積作用は目立たず外洋域では専ら波浪の作用が卓越する。こうした波浪卓越型の海岸域に形成される地層には海面の指標になる堆積構造が発達する。海成段丘面下の堆積物においてこうした海面指標を認定し、さらにその高度を VRS 方式の GPS (渡辺・七山, 2010¹⁶⁾) により ± 4 cm の精度で測量することにより、過去の高海水準期の高度を ± 1 m 以内の誤差で求めることができる。過年度の研究 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014⁵⁾, 2015⁶⁾; 産業技術総合研究所, 2016⁷⁾, 2017⁸⁾, 2018⁹⁾) において、MIS5e, MIS7, MIS9 および MIS11 の海成段丘堆積物への堆積相解析の適用と光ルミネッセンス年代測定との組み合わせが隆起速度の評価に有効であることが明らかになってきた。

1.2.1.3 試料採取地点の特徴と試料処理

1.2.1.3.1 青森県上北平野, 下北半島南部の海成段丘と試料採取地点

青森県東部に位置する、南北約 50km 東西 30km に広がる地域である上北平野は、日本で最も広く海成段丘が分布する地域の一つである。低位から柴山面 (+10m 以下)、根城面 (+10-15m)、高館面 (+30-40m)、天狗岱面 (+45-80m)、七百面 (+90-110m)、高位面 (+110-220m) の 6 段の海成段丘が認められている (宮内, 1985¹⁾; 小池・町田, 2001⁴⁾)。小池・町田 (2001)⁴⁾ は、洞爺湖火山灰 (Toya) により高館面が MIS5e (ca. 124ka; Masson-Delmotte *et al.*, 2010¹⁷⁾) に、Aso-4 (86.8-87.3ka; Aoki, 2008¹⁸⁾) との関係から柴山面と根城面を MIS5a と MIS5c にそれぞれ対比した。この地域をはじめとして周辺地域ではこの Toya に基づく対比が進んでおり、このテフラは、町田・新井 (2003)¹⁹⁾による FT 年代や層序関係から 112-115ka, Ganzawa and Ike (2011)²⁰⁾による熱ルミネッセンス年代から 104 \pm 15ka から 118 \pm 15ka, 白井ほか (1997)²¹⁾では海底コアの層序関係から 106ka とされている。高館面より高位の段丘では、小池・町田 (2001)⁴⁾が 250ka の八甲田第 2 期火砕流 (Hkd-2) との関係により、天狗岱面と七百面を MIS7 と MIS9 に対比した。桑原 (2009)²²⁾は、七百面から採取したコア試料の植物化石群集の変動が温暖・寒冷期サイクルに対応するとし、小池・町田 (2001)⁴⁾と同様に七百面と天狗岱面を MIS9 と MIS7 に対比した。また、段丘の分布や高度により MIS11 であると考えられている、宮内 (1985)¹⁾では高位面、桑原 (2004)²³⁾では袋町面とされる海成段丘は、FT 年代からは MIS11 よりはるかに古い段丘である可能性が示唆される (桑原, 2007)²⁴⁾。以上の先行研究により、青森県上北平野では、MIS5e の高館面に加え、それより高位の海成段丘もそれぞれ MIS5e 以前の高海水準期に対比されている。

本課題の前に産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014⁵⁾, 2015⁶⁾) と産業技術総合研究所 (2016⁷⁾, 2018⁹⁾) において、高館面 (2 露頭, 根井沼 1, 2)、天狗岱面 (1 露頭, 保土

沢), 七百面 (2 露頭, 七百, 上吉田), 高位面 (1 露頭, 大撫沢) での調査の研究結果を報告した (図 1.2.1-3).

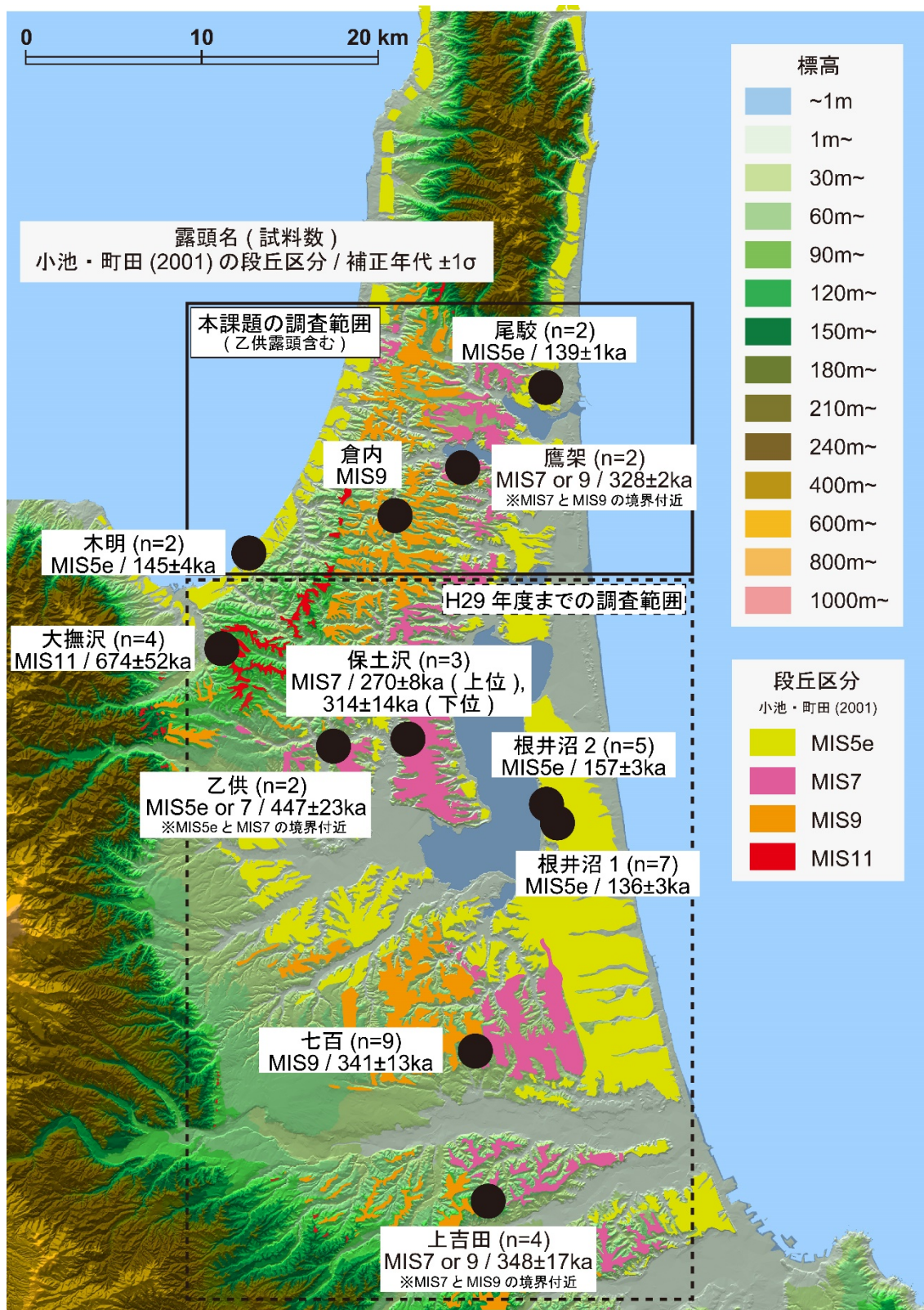


図 1.2.1-3 青森県上北平野における H29 までと本課題の調査範囲.

標高, 段丘区分は, それぞれ国土地理院の 10m メッシュの数値標高モデルと小池・町田(2001)に基づく. 露頭名の下に書かれた区分は露頭ごとの段丘区分に相当し, 年代値は補正済みの pIRIR_{200/290} 年代を示す.

本課題では、これまでの上北平野地域に加えて、小川原湖以北の下北半島南部へ調査範囲を広げ、陸奥湾沿いの MIS5e に対比される木明露頭 (図 1.2.1-4)、尾駁沼の北に位置し太平洋から約 1km の距離にある MIS5e に対比される尾駁露頭 (図 1.2.1-5)、鷹架沼の南に位置する MIS7 と MIS9 段丘面の境界部に位置する鷹架露頭 (図 1.2.1-6)、陸奥湾岸と太平洋岸のほぼ中間に位置する MIS9 に対比される倉内露頭 (図 1.2.1-7) を調査した。また、MIS7 もしくは MIS9 のデータを追加する目的で、保土沢露頭の西方、MIS5e と MIS7 の段丘面の境界部の乙供露頭 (図 1.2.1-8) でも同様の調査を行った。なお、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015)⁶⁾では、上吉田露頭は七百面 (MIS9) に位置しているとしたが、本課題では MIS7 と MIS9 の境界部として改めて議論を行う。これらの露頭において、堆積相にもとづく過去の海面指標の認定と、光ルミネセンス年代測定を行った。地表面および地層境界の高度や試料採取標高は VRS-GPS (Leica Viva GS08plus) を用いて測定した。

1.2.1.3.2 ルミネセンス年代測定用試料の採取と前処理

ルミネセンス年代測定用試料は、各露頭で陸成層ならびに海成層から数点ずつ採取した。木明露頭からは 2 点、尾駁露頭からは 2 点、鷹架露頭からは 2 点、倉内露頭からは 0 点、乙供露頭からは 2 点採取、分析した。試料は灰色のプラスチックチューブ (15cm) を用いることで遮光試料を採取し、両端をビニールテープで止めた後にそれをチャック袋に入れることで、水分の蒸発を最小限に留めて実験室まで輸送した。

光ルミネセンス年代測定は、前年度までに引き続き (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014⁵⁾, 2015⁶⁾; 産業技術総合研究所, 2016⁷⁾, 2017⁸⁾, 2018⁹⁾), カリ長石の pIRIR 法を用いる。まず、プラスチックチューブに入った試料を、両端約 3cm 分の露光部と内部の約 9cm 分の未露光部に分離した。露光部は含水率測定のために乾燥した後ミルで粉碎し、元素濃度 (U, Th, Rb, K) を測定した。測定は日鉄鉱業コンサルタント株式会社に ICP-MS 測定を依頼した。未露光部を乾燥させた後、篩で粒径 250 μ m 以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に、再び篩で粒径 180 μ m 以下のフラクションを取り除く。最後にポリタングステン酸ナトリウム (SPT) により比重が 2.53~2.58g/cm³ のフラクションのみを取り出すことで、カリ長石に富む粒径 180~250 μ m の測定試料を作成する。その後、直径 9.8mm の円形ステンレス製ディスク内の直径 8.0mm の円形シリコンスプレー塗布部に測定試料 (1,000~2,000 粒程度) を貼り付け、光ルミネセンス年代測定用試料とした。一方、180~250 μ m の粒子が十分に得られないような試料に関しては、未露光部に直接塩酸・過酸化水素処理を施した後にストークス則により 4-11 μ m の粒径に揃え、鉱物分離を行わない細粒試料とした。

1.2.1.4 分析

1.2.1.4.1 ルミネセンス年代測定

ルミネセンス年代は、試料からのルミネセンス強度に依存する蓄積線量を試料を含む堆積物中の放射性物質の量に依存する年間線量で除することで得られる。まず、年間線量は、得られた U・Th・Rb・K 濃度、Guérin *et al.* (2011)²⁵⁾による各種変換係数、Bell (1980)²⁶⁾による α 線減衰係数、Mejdahl (1979)²⁷⁾による β 線減衰係数、Balescu and Lamothe (1994)²⁸⁾によるカリ長石の a 値 0.15 \pm 0.05、Huntley and Baril (1997)²⁹⁾によるカリ長石の内部 K 濃度 12.5 \pm 0.5%、Prescott and Hutton (1994)³⁰⁾による宇宙線量により計算した。試料の情報と年間線量を表

1.2.1-1 に記す。なお、これまで砂試料の含水率は Ito *et al.* (2017)³¹⁾に基づき、いくつかの試料から得た代表的な飽和含水率と個々の試料の現在の含水率の平均値を採用していた。MIS5e

表 1.2.1-1 採取試料の元素濃度と年間線量

露頭名 試料名	粒径 (μm)	標高 (m)	元素濃度				含水率 (%)	年間線量 (Gy/ka)
			K_2O (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)		
【本課題】								
木明露頭								
gsj17-314	180-250	10.6	0.48 ± 0.02	21 ± 1	2.76 ± 0.14	1.06 ± 0.05	29.5	1.62 ± 0.10
gsj17-313	180-250	10.4	0.45 ± 0.02	16 ± 1	2.11 ± 0.11	1.09 ± 0.05	29.3	1.56 ± 0.10
尾駝露頭								
gsj18-290	180-250	12.8	0.41 ± 0.02	13 ± 1	1.19 ± 0.06	0.47 ± 0.02	23.3	1.36 ± 0.09
gsj18-289	180-250	10.1	0.51 ± 0.03	16 ± 1	1.30 ± 0.07	0.40 ± 0.02	19.0	1.43 ± 0.10
鷹架露頭								
gsj18-295	180-250	55.6	0.56 ± 0.03	21 ± 1	2.38 ± 0.12	1.01 ± 0.05	18.5	1.71 ± 0.12
gsj18-294	180-250	54.4	0.57 ± 0.03	23 ± 1	2.91 ± 0.15	1.19 ± 0.06	34.9	1.66 ± 0.10
乙供露頭								
gsj17-322	180-250	39.5	0.40 ± 0.02	14 ± 1	1.07 ± 0.05	0.40 ± 0.02	12.9	1.34 ± 0.11
gsj17-321	180-250	36.8	0.53 ± 0.03	23 ± 1	2.92 ± 0.15	1.06 ± 0.05	23.4	1.64 ± 0.11
【過年度】								
根井沼露頭 1								
gsj13-040	180-250	20.3	0.62 ± 0.03	21 ± 1	1.35 ± 0.07	0.38 ± 0.02	15.3	1.57 ± 0.12
gsj14-014	180-250	19.4	0.68 ± 0.03	23 ± 1	1.55 ± 0.08	0.44 ± 0.02	17.9	1.62 ± 0.12
gsj14-015	180-250	19.4	0.72 ± 0.04	23 ± 1	1.85 ± 0.09	0.48 ± 0.02	19.2	1.67 ± 0.12
gsj13-039	180-250	19.4	0.77 ± 0.04	20 ± 1	1.60 ± 0.08	0.44 ± 0.02	20.4	1.67 ± 0.12
gsj14-031	180-250	16.2	0.83 ± 0.04	25 ± 1	1.67 ± 0.08	0.52 ± 0.03	23.1	1.70 ± 0.12
gsj14-030	180-250	13.2	0.88 ± 0.04	24 ± 1	2.09 ± 0.10	0.60 ± 0.03	25.4	1.75 ± 0.12
gsj14-017	180-250	10.1	0.69 ± 0.03	23 ± 1	2.46 ± 0.12	0.46 ± 0.02	22.9	1.60 ± 0.11
gsj14-029	180-250	10.1	0.78 ± 0.04	23 ± 1	2.34 ± 0.12	0.74 ± 0.04	27.4	1.69 ± 0.12
根井沼露頭 2								
gsj13-093	180-250	19.2	0.50 ± 0.02	19 ± 1	1.63 ± 0.08	0.46 ± 0.02	20.4	1.44 ± 0.10
gsj13-094	180-250	17.2	0.52 ± 0.03	18 ± 1	1.30 ± 0.07	0.37 ± 0.02	20.2	1.41 ± 0.10
gsj13-092	180-250	16.9	0.71 ± 0.04	26 ± 1	1.93 ± 0.10	0.58 ± 0.03	24.0	1.61 ± 0.11
gsj13-095	180-250	14.9	0.69 ± 0.03	25 ± 1	1.82 ± 0.09	0.52 ± 0.03	24.8	1.57 ± 0.11
gsj13-091	180-250	13.7	0.55 ± 0.03	22 ± 1	1.80 ± 0.09	0.47 ± 0.02	19.7	1.48 ± 0.11
gsj13-096	180-250	13.0	0.73 ± 0.04	24 ± 1	1.94 ± 0.10	0.54 ± 0.03	24.5	1.60 ± 0.11
保土沢								
gsj14-027	180-250	36.9	0.41 ± 0.02	15 ± 1	1.17 ± 0.06	0.31 ± 0.02	18.5	1.33 ± 0.10
gsj14-026	180-250	36.4	0.50 ± 0.02	16 ± 1	1.29 ± 0.06	0.47 ± 0.02	19.2	1.44 ± 0.10
gsj14-025	180-250	32.2	0.36 ± 0.02	13 ± 1	1.01 ± 0.05	0.47 ± 0.02	13.2	1.31 ± 0.10
gsj14-034	180-250	28.0	0.54 ± 0.03	14 ± 1	0.87 ± 0.04	0.29 ± 0.01	7.2	1.44 ± 0.13
gsj14-024	180-250	26.9	0.51 ± 0.03	15 ± 1	1.19 ± 0.06	0.37 ± 0.02	15.9	1.40 ± 0.11
gsj14-023	180-250	25.0	0.45 ± 0.02	15 ± 1	1.23 ± 0.06	0.38 ± 0.02	12.0	1.37 ± 0.11
gsj14-022	180-250	16.9	0.64 ± 0.03	25 ± 1	2.34 ± 0.12	0.81 ± 0.04	15.2	1.68 ± 0.13
gsj14-021	180-250	12.4	0.49 ± 0.02	16 ± 1	1.17 ± 0.06	0.54 ± 0.03	4.9	1.48 ± 0.13
七百								
gsj14-006	180-250	52.9	0.39 ± 0.02	20 ± 1	1.50 ± 0.08	0.81 ± 0.04	25.9	1.39 ± 0.09
gsj14-005	180-250	52.7	0.40 ± 0.02	21 ± 1	1.51 ± 0.08	0.85 ± 0.04	29.2	1.38 ± 0.09
gsj14-004	180-250	52.4	0.38 ± 0.02	20 ± 1	1.50 ± 0.08	0.85 ± 0.04	34.4	1.34 ± 0.08
gsj14-003	180-250	51.8	0.49 ± 0.02	21 ± 1	3.01 ± 0.15	2.76 ± 0.14	55.7	1.71 ± 0.09
gsj13-034	180-250	50.0	0.45 ± 0.02	18 ± 1	1.03 ± 0.05	0.38 ± 0.02	9.9	1.38 ± 0.12
gsj13-035	180-250	48.2	0.57 ± 0.03	18 ± 1	1.16 ± 0.06	0.33 ± 0.02	7.4	1.49 ± 0.13
gsj14-001	180-250	48.2	0.57 ± 0.03	18 ± 1	1.16 ± 0.06	0.33 ± 0.02	8.4	1.49 ± 0.13
gsj14-002	180-250	48.2	0.57 ± 0.03	18 ± 1	1.16 ± 0.06	0.33 ± 0.02	7.9	1.49 ± 0.13
gsj13-097	180-250	44.1	0.63 ± 0.03	20 ± 1	1.53 ± 0.08	0.51 ± 0.03	29.4	1.46 ± 0.10
上吉田								
gsj15-011	180-250	65.2	0.39 ± 0.02	14 ± 1	1.40 ± 0.07	0.50 ± 0.03	25.8	1.34 ± 0.09
gsj15-010	180-250	63.9	0.36 ± 0.02	12 ± 1	1.00 ± 0.05	0.30 ± 0.02	17.5	1.28 ± 0.09
gsj15-009	180-250	57.0	0.50 ± 0.02	17 ± 1	1.50 ± 0.08	0.60 ± 0.03	13.2	1.49 ± 0.12
gsj15-008	180-250	55.9	0.57 ± 0.03	20 ± 1	2.20 ± 0.11	0.80 ± 0.04	23.9	1.56 ± 0.11
大撫沢								
gsj15-007	180-250	80.8	0.37 ± 0.02	14 ± 1	1.80 ± 0.09	0.60 ± 0.03	15.6	1.40 ± 0.10
gsj15-006	180-250	80.2	0.42 ± 0.02	14 ± 1	1.90 ± 0.10	0.70 ± 0.04	14.9	1.47 ± 0.11
gsj15-005	180-250	78.0	0.55 ± 0.03	19 ± 1	2.10 ± 0.11	0.80 ± 0.04	17.0	1.59 ± 0.12
gsj15-004	180-250	75.0	0.49 ± 0.02	16 ± 1	2.10 ± 0.11	0.70 ± 0.04	24.0	1.47 ± 0.10
gsj15-003	180-250	69.7	0.51 ± 0.03	17 ± 1	2.00 ± 0.10	0.50 ± 0.03	22.6	1.43 ± 0.10
gsj17-319	180-250	66.3	0.46 ± 0.02	16 ± 1	1.96 ± 0.10	0.52 ± 0.03	25.8	1.37 ± 0.09
gsj17-318	180-250	60.7	0.48 ± 0.02	16 ± 1	2.02 ± 0.10	0.64 ± 0.03	38.9	1.34 ± 0.08

第1章 隆起及び侵食に関する評価手法に関する課題の抽出

の試料では Ito et al. (2017)³¹⁾でその見積もりが適当であることが示唆されたが、より古い試料に関しては離水後の時間が非常に長いことから、本課題では MIS7 以前の年代を持つ可能性がある砂試料に関しては現在の含水率を試料の含水率とした。前年度までに得られた砂試料のデ

表 1.2.1-2 試料の蓄積線量, ρ' , 未補正年代と補正年代

露頭名 試料名	採用 ディスク数	蓄積線量 (Gy)	採用 ディスク数	$\rho' / 10^{-6}$	未補正年代 (ka)	補正年代 (ka)
[本課題]						
木明露頭						
gsj17-314	8	212 ± 9	8	1.62 ± 0.55	128 ± 10	149 ± 12
gsj17-313	8	194 ± 9	8	1.08 ± 0.72	122 ± 10	141 ± 11
尾駮露頭						
gsj18-290	8	165 ± 13	8	1.39 ± 0.28	118 ± 12	138 ± 15
gsj18-289	8	176 ± 6	8	0.28 ± 0.21	121 ± 10	140 ± 11
鷹架露頭						
gsj18-295	8	471 ± 47	8	1.31 ± 0.22	272 ± 33	326 ± 42
gsj18-294	8	466 ± 14	8	0.74 ± 0.13	279 ± 19	330 ± 23
乙供露頭						
gsj17-322	8	521 ± 50	8	0.68 ± 0.53	386 ± 48	469 ± 63
gsj17-321	8	578 ± 66	8	0.47 ± 0.34	350 ± 47	424 ± 62
[過年度]						
根井沼露頭1						
gsj14-014	11	192 ± 10			116 ± 10	137 ± 13
gsj14-015	12	181 ± 10			106 ± 10	124 ± 12
gsj13-039	19	183 ± 22	20	0.30 ± 0.32	107 ± 15	125 ± 19
gsj14-031	9	194 ± 14			112 ± 12	133 ± 14
gsj14-030	13	214 ± 15	12	1.03 ± 0.26	120 ± 12	146 ± 16
gsj14-017	12	204 ± 17			125 ± 14	146 ± 17
gsj14-029	10	206 ± 17			120 ± 13	142 ± 16
根井沼露頭2						
gsj13-094	24	193 ± 14	12	-0.11 ± 0.50	134 ± 14	159 ± 17
gsj13-092	10	219 ± 7			134 ± 10	160 ± 13
gsj13-095	16	214 ± 9	12	0.94 ± 0.15	134 ± 11	159 ± 13
gsj13-091	11	205 ± 9			136 ± 12	161 ± 14
gsj13-096	12	202 ± 13			123 ± 12	145 ± 15
保土沢						
gsj14-027	5	325 ± 16			241 ± 21	286 ± 26
gsj14-026	5	320 ± 7	6	0.31 ± 0.43	220 ± 17	262 ± 20
gsj14-025	7	286 ± 10			215 ± 19	262 ± 23
gsj14-034	8	375 ± 26			257 ± 29	320 ± 39
gsj14-024	4	392 ± 17			278 ± 25	341 ± 32
gsj14-023	8	362 ± 19	6	1.44 ± 0.28	262 ± 26	321 ± 33
gsj14-022	7	368 ± 29			217 ± 24	274 ± 34
gsj14-021	5	476 ± 49			320 ± 44	401 ± 62
七百						
gsj14-006	8	322 ± 19			230 ± 21	276 ± 26
gsj14-005	8	391 ± 30			279 ± 28	350 ± 39
gsj14-004	7	377 ± 19			278 ± 22	344 ± 29
gsj14-003	8	498 ± 31			289 ± 24	377 ± 37
gsj13-034	17	422 ± 38			303 ± 37	379 ± 54
gsj13-035	16	368 ± 21	16	1.31 ± 0.66	244 ± 26	296 ± 33
gsj14-001	14	455 ± 74			304 ± 56	394 ± 122
gsj14-002	7	401 ± 23			266 ± 28	327 ± 36
gsj13-097	16	378 ± 55	16	0.53 ± 0.66	257 ± 42	322 ± 63
上吉田						
gsj15-011	6	366 ± 11			269 ± 20	323 ± 24
gsj15-010	6	373 ± 7	6	1.69 ± 0.52	289 ± 22	350 ± 27
gsj15-009	6	393 ± 36	7	0.27 ± 0.84	262 ± 32	322 ± 42
gsj15-008	6	498 ± 46			316 ± 37	396 ± 52
大撫沢						
gsj15-007	6	799 ± 103			569 ± 86	795 ± 181
gsj15-006	6	678 ± 48	6	-0.50 ± 2.93	459 ± 48	608 ± 74
gsj15-005	6	704 ± 138			440 ± 93	570 ± 158
gsj15-004	6	790 ± 68			536 ± 60	721 ± 102
gsj15-003	6	864 ± 154			602 ± 116	861 ± 308
gsj17-318	24	945 ± 31	32	-0.12 ± 0.38	701 ± 48	928 ± 69
平均						
			215	0.62 ± 0.47		

一タに関しても、年代の議論で用いるために併記する。

一方、カリ長石の pIRIR 法では、測定温度 200°C で IRSL 測定をした後、より高温の 290°C での IRSL 測定で得られる pIRIR_{200/290} シグナルを蓄積線量の見積りに用いた (Ito *et al.*, 2017³¹) など。測定は、Riso DTU 社製 TL-DA-20 luminescence reader を用い、受光するルミネッセンスの波長は、カリ長石からの青-紫色の発光 (Huntley *et al.*, 1991³²) を効率よく得られるよう Schott BG3 (3mm), BG39 (2mm), GG400 (3mm) を組み合わせた。pIRIR_{200/290} 測定により得られた蓄積線量、 p' (Huntley, 2006³³)、年代値を表 1.2.1-2 に示す。表中の誤差は 1σ である。分析は、Ito *et al.* (2017)³¹ で示された測定手順に従い各試料について 6~8 ディスクの測定を行った。その中で、同じ線量を照射した後の OSL 強度を比較して得られる Recycling ratio が 90~110% におさまるデータのみ平均値を算出することで蓄積線量を求めた。 p' は g-value (Huntley and Lamothe, 2001³⁴) と同様に、光ルミネッセンス特性のシグナル安定性の指標 (無次元数) であり、この値が大きいほど anomalous fading によるシグナルの不安定性が大きいとされる。年代は、未補正年代と補正年代の 2 つを併記した。未補正年代は、得られた蓄積線量から、上北平野の海浜から得られた砂を約 800 時間人工太陽下で露光した後に測定した線量 ($3.9\pm 0.2\text{Gy}$) を減じ、年間線量で除して求めた。補正年代は、どの試料の L_1/T_1 も検量線の曲線領域にプロットされることから、Kars *et al.* (2008)³⁵ と Kars and Wallinga (2009)³⁶ を参考にして補正を行い、求めた。なお、補正に用いられた p' は個々の値にバラつきが大きいことから、全 215 ディスクのデータから求めた平均値 $(0.62\pm 0.47)\times 10^{-6}$ をすべての試料の補正に用いた。

1.2.1.4.2 火山灰分析

5 つの露頭からの計 10 試料について、火山灰分析を行った。試料により、火山ガラス、斜方輝石、角閃石の屈折率、火山ガラスの主要元素を測定することで、粒子組成分析と合わせて火山灰の同定を行った。分析は株式会社古澤地質に依頼した。

1.2.1.5 結果

1.2.1.5.1 堆積相解析

木明露頭 (図 1.2.1-4) は、標高+4~16 m に地層の露出があり、下位より時代未詳の半固結海成堆積岩、砂礫層、レス-テフラ-泥炭互層が観察される。半固結岩は下部が細粒砂と泥の互層、上部が軽石を含む砂がちのシルト層で、全体に生物擾乱が認められる。標高+10 m に認められる半固結岩の上面は明瞭な侵食面で、厚さ 1.5 m の含礫砂層に覆われる。含礫砂層はウェーブデューンを示すことから礫浜~ラグの海成層であり、基底の侵食面はラビーンメント面と考えられる。含礫砂層は漸移的にレス-テフラ-泥炭互層に覆われる。レスは褐色のシルト~粘土で、下部に厚さ 5 cm のテフラ (KK17-T2)、中部に厚さ 30cm のテフラ (KK17-T1) が認められ、KK17-T1 は厚さ 50 cm の泥炭に覆われる。泥炭はさらに厚さ 2 m のレスに覆われる。

尾駱露頭 (図 1.2.1-5) は、標高+7~20 m に地層の露出があり、下位より青灰色泥岩、砂層、レス-テフラ層、砂丘-土壌互層が観察される。標高+8 m に位置する青灰色泥岩の上面は明瞭な侵食面で、穿孔貝などの生痕が認められる。侵食面は厚さ 5.7 m の砂層に覆われる。侵食面直上の砂泥互層にはウェーブリップルが認められ、その上を低角の斜交層理と生物擾乱を示す細粒砂層が覆う。砂層中部はトラフ型斜交層理を示す中粒砂層、その上位を層厚 1.2 m の含礫

粗粒砂層が覆い、さらに塊状から弱い葉理を示す中粒砂層が覆う。含礫砂層は海側に数度の角度で傾斜する平行層理を示す。青灰色泥岩上面の侵食面はラビーンメント面で、それを覆う砂層は、後浜および風成堆積物と前浜～外浜堆積物の海退サクセションを示すと解釈される。この砂層は厚さ 20 cm のテフラ (KK18-T4) に覆われ、その上位を厚さ 2.7 m のレス堆積物が覆い、レスは土壌-砂丘砂層に覆われる。

鷹架露頭 (図 1.2.1-6) は、+56.3～59.8m の間を除く標高+43～63 m に地層の露出がある。下位より基盤の火山岩、塊状粗粒砂層、砂泥互層、砂層、レスが観察される。基盤岩は深さ 4 m 以上のチャンネルに刻まれ、そのチャンネルを塊状の粗粒砂層が覆う。塊状粗粒砂層の上面は標高 +49 m の侵食面で、侵食面上は中礫までを含むラグ堆積物に覆われる。ラグ堆積物の上位は高角～低角の斜交葉理を示す砂と塊状の泥との互層で、互層はさらに標高+52.9 m で含礫砂層に覆われる。含礫砂層の上位には厚さ 20 cm の泥、ハンモック状斜交層理と考えられる低角の斜交葉理を示す細粒砂層、さらには貝殻片を含む含礫粗粒砂層が順に重なる。基盤岩を直接覆う塊状の粗粒砂層の堆積プロセスは不明であるが、その上位の砂泥互層までが開析谷堆積物であると考えられる。砂泥互層上面はラビーンメント面で、それを覆う厚さ 3.5 m のサクセションは、前浜～外浜の堆積物であると考えられるが、地層の露出がないために上限の標高は不明である。

倉内露頭 (図 1.2.1-7) は、標高+49～68m に地層の露出がある。下位より標高+60 m までが塊状の粗粒砂層と斜交層理を示す粗粒砂層との互層から構成され、その上面がチャンネル上に侵食されて、塊状の粗粒砂層～レスが覆い、さらに波状の葉理を示す厚さ 1 m の中粒砂層、レス-テフラ互層の順に重なる。下部の塊状砂層と斜交層理砂層との互層は海成段丘の構成層としては一般的ではない。塊状砂層は海底土石流や乱泥流などの堆積物と考えられる一方、斜交層理はセット高が 1 m 以上あるものもあり、強い一方向流の影響が示唆される。古流向は南東向きであり、露頭の位置から、陸奥湾から太平洋岸に抜けるような海流があったことが考えられる。この互層の上位にも浅海の堆積環境を示す堆積物は認められない。このように、倉内露頭では海成段丘構成層の特徴は観察されない。露頭上部のレス-テフラ互層には、下位より KK18-T3, T2, T1 の 3 枚のテフラが認められる。

乙供露頭 (図 1.2.1-8) は、標高+32～53m に地層の露出がある。下位より礫層を含む細粒砂層、中～粗粒砂層、上方細粒化を示すチャンネル充填粗粒～細粒砂層、テフラ-レス互層が認められる。標高+39m 以下の細粒砂層は全体に、ウェーブリップルやウェーブデューン、さらにはハンモック状斜交層理を示す下部外浜堆積物と考えられるが、+32.7 m の侵食面とその直上のラグ堆積物により上部と下部に分けられ、侵食面はラビーンメント面と考えられる。下部外浜堆積物の上部は、+38.9m で侵食面を伴い、中粒～粗粒砂層に覆われる。この中～粗粒砂層はウェーブデューンやトラフ型斜交層理を示すことから上部外浜堆積物と考えられるが、上面は明瞭なチャンネルで刻まれており、海成層上限は確認できない。チャンネルを充填する砂層はトラフ型斜交層理を示し、粗粒砂から細粒砂に上方細粒化する。チャンネル再深部での層厚は 5 m である。この砂層は海成層上面を下刻した河川の堆積物と考えられる。河川堆積物を覆うレス-テフラ互層には下位より KK17-T3, T5, T4 の 3 枚のテフラが認められる。

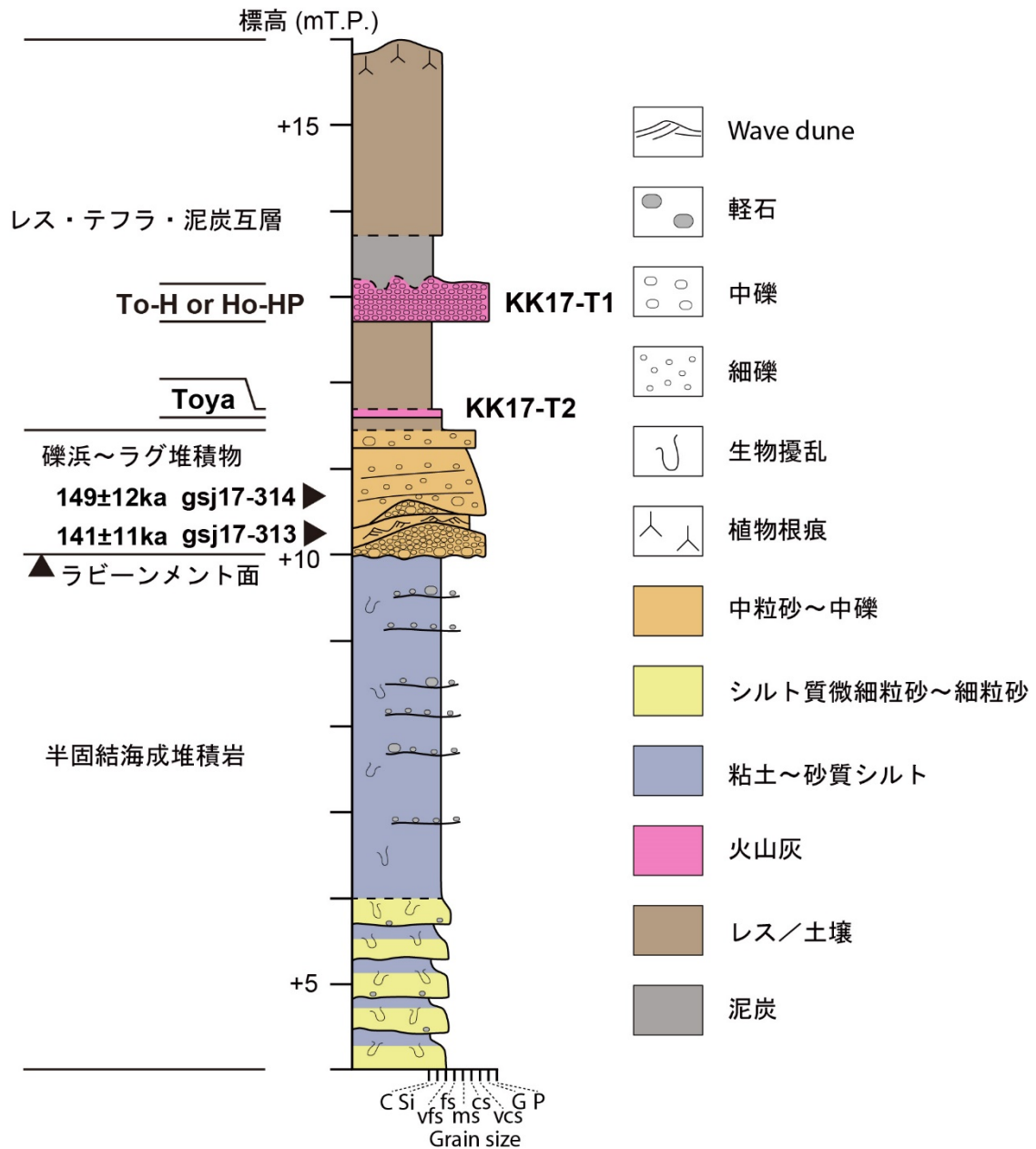


図 1.2.1-4 木明露頭柱状図

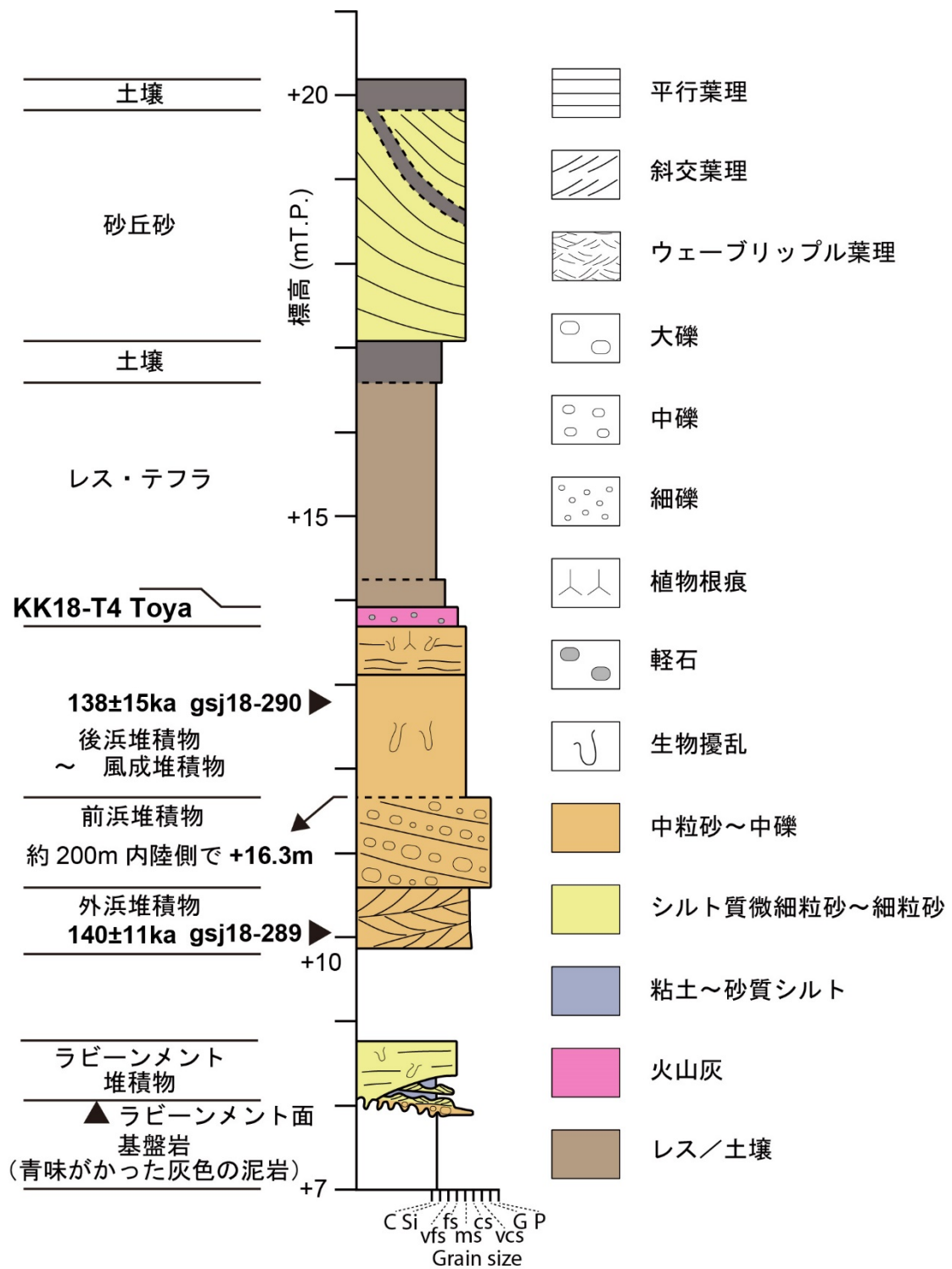


図 1.2.1-5 尾駁露頭柱状図

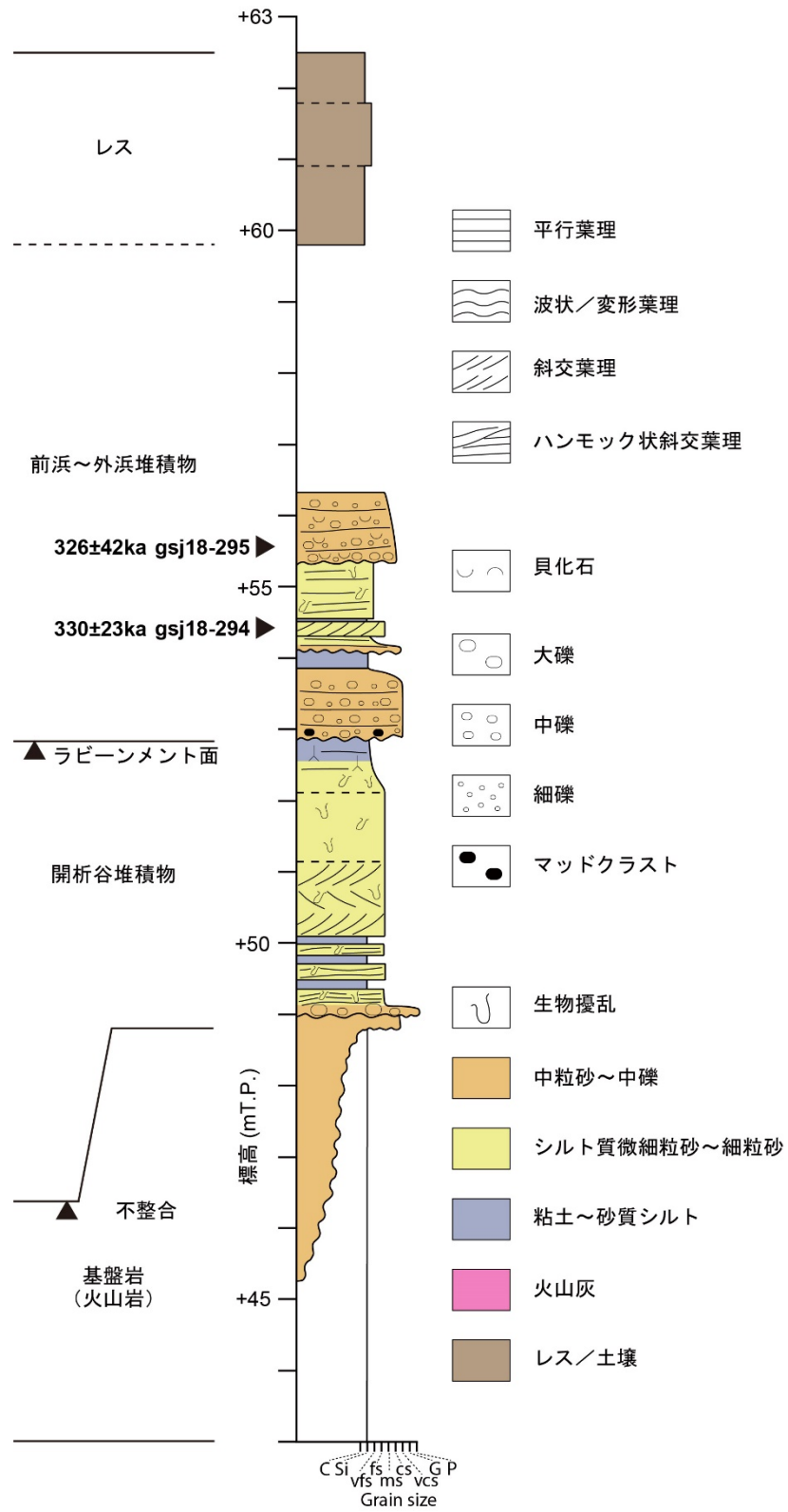


図 1.2.1-6 鷹架露頭柱状図

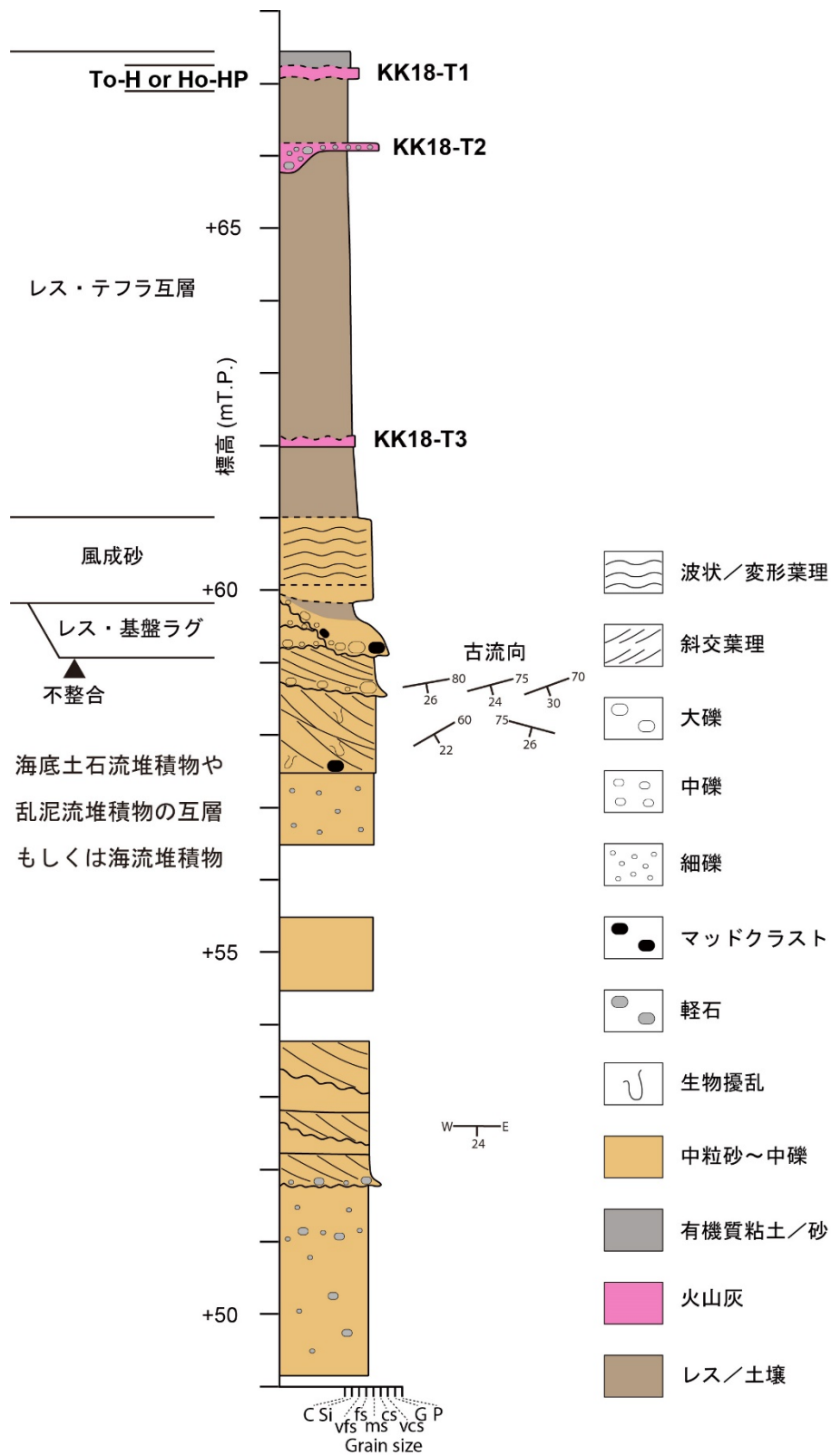


図 1.2.1-7 倉内露頭柱状図

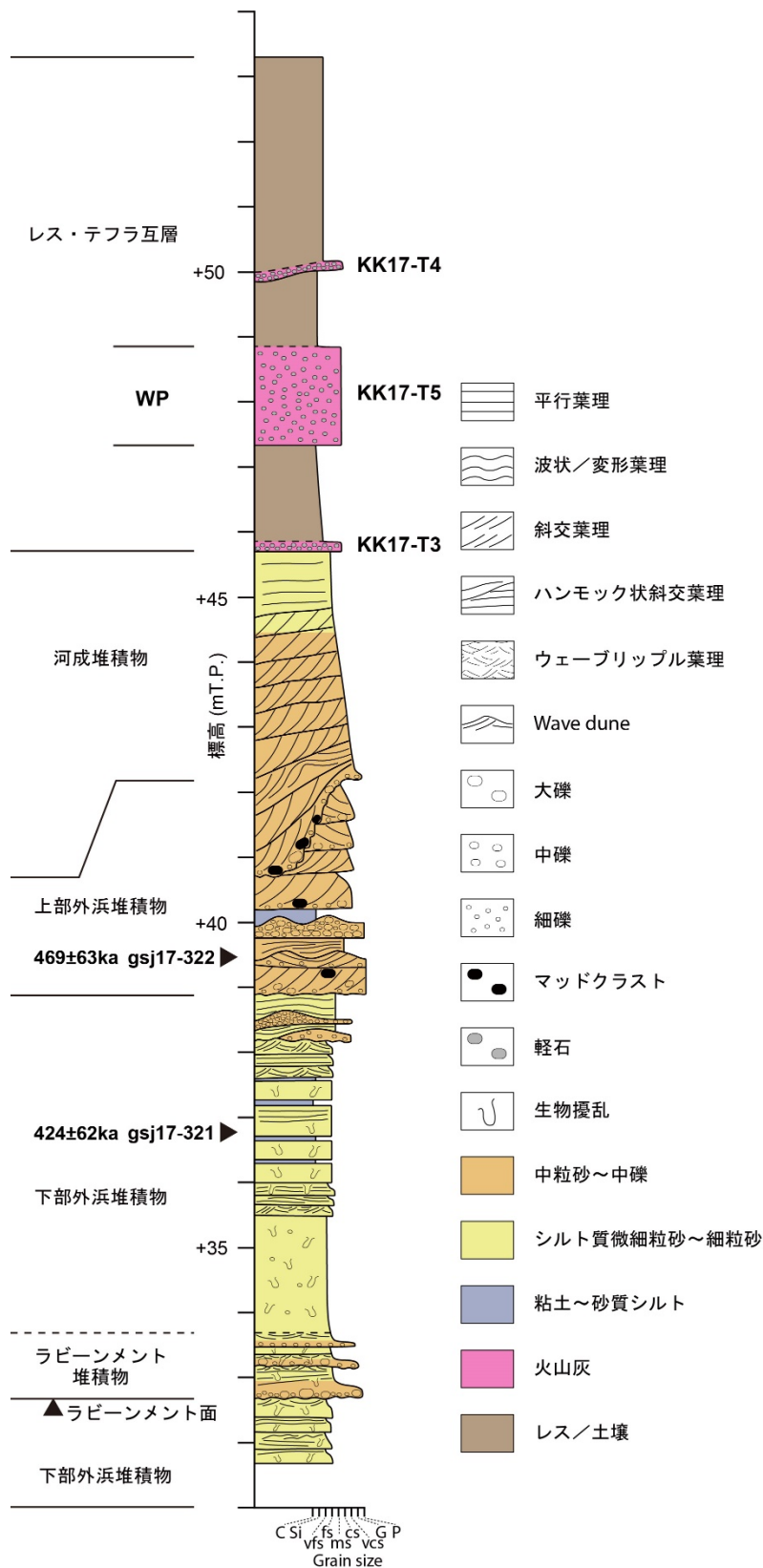


図 1.2.1-8 乙供露頭柱状図

1.2.1.5.2 火山灰分析

火山灰分析の結果を表 1.2.1-3 に示す。火山灰分析では、10 試料のうち 6 試料が対比され、その他 4 試料に関しても起源となる火山は推測された。木明露頭の KK17-T1 は To-H もしくは To-HP (約 15ka, 町田・新井, 2003¹⁹⁾), KK17-T2 は Toya に対比された。尾駮露頭の KK18-T4 についても、KK17-T2 と同様に Toya に対比された。倉内露頭の 3 つのテフラについては、KK18-T1 が KK17-T1 と同様に To-H もしくは To-HP に対比されたものの、KK18-T2 と KK18-T3 については対比が困難との結果となった。しかし、T2 が十和田カルデラ起源、T3 が Toya 起源粒子を含み、起源となる火山の推定は概ね可能であった。乙供露頭の 3 つのテフラについては、KK17-T3 と KK17-T4 は対比できなかったものの十和田カルデラ起源であると推測され、KK17-T5 は WP (0.23±0.05ka, 工藤・小林, 2013³⁷⁾) に対比された。KK18-T5 は産業技術総合研究所 (2015)⁶⁾で報告された上吉田露頭 (図 1.2.1-3) の標高約 70m に見られる火山灰層から採取され、WP に対比された

表 1.2.1-3 火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	V.Rock	Total	特記事項	火山ガラス 屈折率	斜方輝石 屈折率	角閃石 屈折率	テフラ名	主成分分 析の有無
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq									
KK18-T1	13	12	9	52	6	1	1	0	39	164	3	300	βQu含む	1.500-1.517	1.703-1.719	1.670-1.688	To-H or Ho-HP	
KK18-T2	54	36	4	85	7	8	1	0	35	62	8	300		1.503-1.511	1.705-1.715			glass EDX
KK18-T3	99	15	5	33	2	0	0	0	4	142	0	300		1.494-1.498	1.707-1.719 1.758-1.762			
KK18-T4	1	0	0	25	14	1	2	0	7	250	0	300					Toya	glass EDX
KK18-T5	1	0	0	166	12	4	1	0	67	48	1	300	Fl付着glass 微量含む		1.701-1.710 (mode:1.706-1.710)	1.676-1.686	WP	glass EDX
KK17-T1	75	24	11	95	5	2	3	0	13	41	31	300		1.497-1.514 (mode:1.503-1.507)	1.704-1.720 (mode:1.704-1.710)	1.670-1.680	To-H or Ho-HP	
KK17-T2	48	9	5	43	7	3	4	0	12	169	0	300		1.494-1.500	1.700-1.723 1.758-1.762		Toya	glass EDX
KK17-T3	0	0	0	39	7	1	0	0	133	120	0	300			1.705-1.711			
KK17-T4	3	4	6	168	4	3	32	0	35	39	6	300		1.502-1.506		1.673-1.684		glass EDX
KK17-T5	0	0	0	141	34	16	0	0	64	32	13	300	Fl付着glass 含む		1.701-1.716 (mode:1.706-1.711)		WP	glass EDX

Bw:バブルウォールタイプ Fl・Qu:長石・石英
Pm:バミスタイプ Opx:斜方輝石 Cpx:単斜輝石 Gho:緑色普通角閃石
O:低発泡タイプ Opq:不透明鉱物 Rock:岩片・風化粒 V.Rock:火山岩片

1.2.1.5.3 ルミネッセンス年代測定

表 1.2.1-2 に示した 8 試料について蓄積線量を測定した。MIS5e とされる木明露頭、尾駮露頭はそれぞれ 194±9Gy, 212±9Gy と 165±13Gy, 176±6Gy であったが、より古い時代に対比される鷹架露頭、乙供露頭はそれぞれ 471±47Gy, 466±14Gy と 521±50Gy, 578±66Gy と明らかに大きな値となった。p'に関しては、試料の年代による違いなどは見られず、8 試料の最小値と最大値はそれぞれ(0.47±0.34)×10⁻⁶と(1.62±0.55)×10⁻⁶であった。未補正年代は、木明露頭で 128±10ka, 122±10ka, 尾駮露頭で 118±12ka, 121±10ka であり、鷹架露頭では 272±33ka, 279±19ka, 乙供露頭では 386±48ka, 350±47ka となった。一方、補正年代は、木明露頭では 149±12ka, 141±11ka, 尾駮露頭では 138±15ka, 140±11ka であり、鷹架露頭では 326±42ka, 330±23ka, 乙供露頭では 469±63ka, 424±62ka となった。

1.2.1.6 議論

1.2.1.6.1 年代

火山灰分析は、従来の段丘対比を支持する結果となった。MIS5e に対比される海成段丘の構成層が露出する木明露頭と尾駮露頭 (小池・町田, 2001)⁴⁾では共に陸成層中に Toya が認められたことから、従来の対比が裏付けられた。倉内露頭では最上部段丘面直下の KK18-T1 に十和

田八戸テフラ (To-H または HP) の混在が考えられるが, KK18-T2 と KK18-T3 は特定に至らず, 火山灰分析からは段丘面対比に利用可能な情報は得られなかった. 従来 MIS7 または MIS9 に対比される段丘面下の乙供露頭では上部陸成層中の KK17-T5 が WP に対比されたことから, 段丘面が MIS7 に対比される可能性は低く, MIS7 よりも古い時代のもと考えられる. 上吉田露頭でも同様に陸成層中に WP が認められたため, MIS7 よりも古い時代の海成段丘面を構成すると考えられ, 先行研究の対比を支持する.

ルミネッセンス年代に関しては, まずは未補正年代と補正年代について, どちらを試料の年代として考えるのが妥当か検討する. MIS5e の根井沼露頭 1 と根井沼露頭 2 の年代に関しては, p' が正の場合は補正年代が既知年代と調和的な結果となった (Ito *et al.*, 2017)³¹⁾. 本課題の木明露頭と尾駮露頭に関しては, 未補正年代は既知年代 (123 ± 7 ka, Lisiecki and Raymo, 2005³⁸⁾) と同程度であったが, 補正年代に関しては段丘区分を誤るほどではないが少し古く見積もられた. 補正に用いた p' はこれまでの全試料の平均値ではあるが, 木明露頭と尾駮露頭の 4 試料に関しても全て p' が正であるためフェーディングしており, 未補正年代には補正が必要であると推測される. 一方, Ito *et al.* (2017)³¹⁾ では g -value が 2%/decade 程度 (p' では 1.3×10^{-6} 程度) の場合には補正年代が大きく過大評価され, そのような場合は未補正年代のほうが既知年代に近い結果が得られた. 本課題で採用した p' は $(0.62 \pm 0.47) \times 10^{-6}$ であり, これは Ito *et al.* (2017)³¹⁾ で補正に用いた値 $(0.20 \pm 0.51) \times 10^{-6}$ より大きい. そのため, 本課題では未補正年代と補正年代の間の年代を MIS5e 以前の試料の年代と考える.

鷹架露頭は, 未補正年代が MIS8 程度で補正年代は MIS9 程度であるため, MIS7 ではなく MIS9 であると考えられる. 一方, 乙供露頭は, 未補正年代は MIS10 程度, 補正年代は MIS12 程度であった. よって, 誤差を考慮しても小池・町田 (2001)⁴⁾ の段丘区分よりも古い MIS9 もしくは MIS11 であると推測されるが, いずれにしろ陸成層中の WP から MIS7 よりも古いとする火山灰分析の結果とは矛盾しない. 過年度の露頭の年代からは, 保土沢露頭の上位 (gsj14-027, gsj14-026, gsj14-025), 七百露頭, 上吉田露頭は小池・町田 (2001)⁴⁾ による段丘区分通りの MIS7, MIS9, MIS9 程度の年代が得られた. よって, とともに MIS7 と MIS9 の境界付近に位置していた鷹架露頭と上吉田露頭は, 両露頭とも MIS9 であると考えられる. 一方, 最も古い大撫沢露頭の上位 (gsj15-007, gsj15-006, gsj15-005, gsj15-004) は, 先行研究よりも古い MIS12~MIS18 の年代が得られ, 年代の幅が広いことから形成時代を特定することは難しい.

以上のことから, MIS7 以前の段丘の年代としては, 鷹架露頭の MIS9, 乙供露頭の MIS9 もしくは MIS11, 保土沢露頭の MIS7, 七百露頭の MIS9, 上吉田露頭の MIS9 がルミネッセンス年代から推測された.

1.2.1.6.2 隆起速度

ルミネッセンス年代から見積もった段丘区分と海水準変動から, 現在との相対的海水準を見積もり, それに加えて堆積相解析により各露頭における海成層の上限の標高を測定し隆起量を見積もった.

表 1.2.1-4 隆起速度

露頭名	段丘区分	相対的 海水準 (m) 注1	海成層上限の 高度(m)	隆起量 (m)	隆起速度 (m/ky)	海成層上限の 堆積相	海成層の 厚さ(m)	露頭での ラビーンメント 面の有無	海面指標 形成時期の 判定	補足
【本課題】										
木明露頭	MIS5e(123ka)	6.30	11.5	5.15	0.04	礫浜〜ラグ堆積物	1.5	有	海面低下期	
尾駸露頭	MIS5e(123ka)	6.30	16.3	10.00	0.08	前浜堆積物	3.6	有	海面低下期	注2
鷹架露頭	MIS9(319ka)	4.68	59.8	55.12	0.17	前浜堆積物	7.0	有	-	注3
乙供露頭	MIS9(319ka) or	4.68	46.9	42.19	0.13	上部外浜堆積物	9.6	有	-	注4
	MIS11(399ka)	6.46	46.9	40.41	0.10					
【過年度】										
根井沼露頭1	MIS5e(123ka)	6.30	25.3	19.00	0.15	上部外浜堆積物	14.4	無	-	注4
根井沼露頭2	MIS5e(123ka)	6.30	23.7	17.40	0.14	上部外浜堆積物	10.5	無	-	注4
保土沢	MIS7(243ka)	-9.38	37.8	47.18	0.19	ウォッシュオーバー堆積物	6.2	有	-	
七百	MIS9(319ka)	4.68	53.2	48.52	0.15	エスチュアリー〜ラグーン堆積物	10.0	無	-	
上吉田	MIS9(319ka)	4.68	66.6	61.92	0.19	前浜堆積物	10.5	有	-	

注1 相対的海水準はWaelbroeck *et al.* (2002)³⁹⁾に基づく

注2 同一露頭内で海岸線方向へ海成層の上限の標高が低くなる

注3 前浜堆積物は確認できたがその上限は確認できなかったため、上位の陸成層の下限を海成層上限と仮定した

注4 東日本太平洋岸の沖積層における上部外浜堆積物、および前浜堆積物の一般的な層厚をそれぞれ6 m、2 mと仮定し、下部外浜堆積物の上限から

8m上方を海成層上限の高度と仮定した(Tamura and Masuda, 2005³⁹⁾; Tamura *et al.*, 2007⁴⁰⁾)

隆起量は、「過去の海面指標の現在の標高」と「現在の海面高度」との差から求めるが、現在の海面は高海水準期の中でも最も海水準が高い位置であることを考えると、過去の海面指標に関しても最も海水準が高かった時期を示す旧汀線付近で形成されたものであることが望ましい。露頭で見られる海面指標が高海水準期の中でもどの時期に形成されたものかを判断する材料として、本課題では海成層上限、海成層の厚さ、露頭でのラビーンメント面の有無を設けた(表1.2.1-4)。観察できる海成層上限が前浜堆積物である場合、海面指標が保存されていると言えるが、そうでない場合は陸化する際に侵食された可能性がある。侵食された可能性がある場合は、例えば東日本太平洋岸の沖積層における上部外浜堆積物、および前浜堆積物の一般的な層厚をそれぞれ6 m、2 m (Tamura and Masuda, 2005³⁹⁾; Tamura *et al.*, 2007⁴⁰⁾)と仮定することで侵食分を補った。具体的には、海成層上限の堆積相が上部外浜堆積物で、その下位に下部外浜堆積物が確認される乙供露頭、根井沼露頭1、根井沼露頭2において、下部外浜堆積物の上限から8m上方を海成層上限の高度と仮定した。また、露頭における海成層の厚さが他と比べて薄い場合、その堆積物は間氷期終盤の海面高度が下がる時期に形成され、海成層上限が旧汀線に対応する最高海面を示さない可能性が高い。ここで、海成層の厚さは海面指標からラビーンメント面までとするが、ラビーンメント面が認められない場合は厚さは最小の見積もりとなる。これらの条件から、明らかに旧汀線からは外れた位置で形成されたと考えられるのは、木明と尾駸の2露頭であり、これらの露頭で見積もられる隆起速度は過小評価されている可能性が高い。特に、尾駸露頭では柱状図作成地点で標高+11.7 mに認められた海成層上限が同じ露頭の陸側に200 m離れた地点では+16.3 mまで上昇することが観察され、間氷期終盤の海面低下期の堆積物であることが明らかである。

一方で他の露頭に関しては、上吉田露頭のように厚い海成層の最上部に前浜堆積物が観察されていたとしても、それが旧汀線付近で形成されたものかは付近の同じ段丘面の陸側の露頭も含めて総合的に判断しなければならないため、現在の調査露頭の情報だけでは判断は難しい。仮に、これまで通りで見積もった隆起速度を比較すると、乙供露頭の0.13m/ky (MIS9)もしくは0.10m/kr (MIS11)から保土沢露頭と上吉田露頭の0.19m/kyまでと幅があるが、乙供露頭と保土沢露頭は直線距離で約4kmしか離れておらず地域差であることは考えにくく、時代に

より変化した可能性がある。しかし、乙供露頭の海成層上限の高度の見積もりには上述の仮定を置いているため、判断することは難しい。一方で、露頭間が約 40km と最も離れた鷹架露頭と上吉田露頭は、形成時代が同じでそれぞれ 0.17m/ky と 0.19m/ky と違いがなく、地域差はないようであった。

1.2.1.7 まとめと今後の課題

本課題については、以下の成果を得た。

- ・光ルミネッセンス年代測定法と堆積相解析を組み合わせた隆起速度評価手法を、これまでの対象地域である青森県上北平野から北方に延長した下北半島南部に適用し、近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起量／隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、隆起活動の空間スケールや本隆起速度評価手法の妥当性を検証した。

- ①下北半島南部の木明露頭、尾駮露頭、鷹架露頭、倉内露頭、上北平野の乙供露頭のうち、倉内露頭では海成段丘構成層であることを支持する証拠は認められなかった。
- ②火山灰分析では、木明露頭、尾駮露頭の海成層の直上にあるテフラが **Toya** と対比されたため先行研究と同様に **MIS5e** の海成段丘であることが示唆され、乙供露頭と上吉田露頭の海成層より上位のテフラが **WP** と対比されたことで **MIS7** よりも古い時代の海成段丘であることが示唆された。
- ③先行研究 **Ito et al. (2017)**³¹⁾では、 ρ' 値が正の場合は補正年代が既知年代と調和的であったが、本課題の **MIS5e** の試料では未補正年代が調和的で補正年代は段丘区分が変わるほどではないが少し過大評価された。 ρ' 値が正のためフェーディング補正は必要だが、**MIS5e** 以前の試料に関しては未補正年代と補正年代の間を試料の年代とした。
- ④**MIS7** と **MIS9** の境界付近に位置する鷹架露頭と乙供露頭の年代は、それぞれ **MIS9** と **MIS9** もしくは **MIS11** と、先行研究と調和的な結果もあればそうでない可能性もある結果が得られた。保土沢露頭、七百露頭、上吉田露頭は **MIS7**, **MIS9**, **MIS9** と先行研究と調和的であったが、大撫沢露頭は **MIS12~MIS18** と先行研究より古く見積もられるが、時代を特定することはできない。
- ⑤隆起速度は、他と比較して木明露頭と尾駮露頭が小さな値となった。この露頭は海成層上限には前浜堆積物があったものの海成層自体の厚さが薄く、明らかに旧汀線からは外れた位置で形成されたと考えられる。特に、尾駮露頭では間氷期終盤の海面低下期の堆積物であることが明らかであり、隆起速度は過小評価されていると考えられる。
- ⑥廃棄物埋設地の深度の確保に係る基礎資料として用いる場合、以下の点に注意する必要があることが明らかとなった。
 - a) 段丘構成層の形成年代の確認：小池・町田 (2001)⁴⁾により、海成段丘の認定・対比はおおむね正しく行うことができるが、乙供露頭の例など、陸成層中のテフラとの累重関係や段丘高度の比較などでは段丘形成年代を誤認する可能性もあるため、光ルミネッセンス年代測定により直接的に測定する必要がある。
 - b) 段丘構成層の堆積相や厚さの確認：これまでは段丘構成層の堆積相に基づき、海成層の上限が前浜堆積物であることを重視していたが、それに加えて海側への地層の傾斜や海成層の厚さなども考慮し、旧汀線付近で形成された海面指標の標高に基づき隆起量を見積もる必要がある。

今後の課題として、次の点が挙げられる。

- ・木明露頭と尾駱露頭の例から、各段丘面の海側端の露頭の調査では、間氷期終盤の海面低下期の海面指標を検出してしまい、隆起速度を過小評価する可能性が高いため、同一段丘面の旧汀線に近い露頭を調査する必要がある。過年度も合わせて MIS5e に対比される高館面では 4 地点での調査を行ったが、根井沼露頭 1 と根井沼露頭 2 でも海成層上限の高度の見積もりには仮定を置いているため、今後は MIS7 の段丘面により近い露頭において調査を行い、結果を比較する必要がある。このような段丘面内での海面指標高度がもたらす不確定性は、時代が古いほど小さくなる。MIS9 に対比される七百面では比較的広範囲に調査されているが、鷹架露頭と上吉田露頭は、よく似た隆起速度が見積もられる。ただし、こうした MIS5e よりも古い時代の段丘面の構成層においても不確定性が最小限となるように、旧汀線を意識して調査を行う必要がある。
- ・乙供露頭は、形成年代の可能性が 2 つのステージにまたがり、また海成層上限の堆積相が上部外浜堆積物であり侵食を受けている。形成年代を絞り、より精度の高い隆起量の見積もりのためにも、近傍の地点を調査しデータを増やすことが必要である。

1.2.2 カリ長石の光ルミネッセンス年代測定法の改良

MIS11 よりも古い試料をマルチグレイン法を用いて光ルミネッセンス年代測定を行う場合、1 ディスクあたり 2.1 日の測定時間と 14 ディスク以上の測定という長時間の測定が必要となることが平成 29 年度の検討において明らかになっている。マルチグレイン法以外の光ルミネッセンス年代測定法としては、単粒子法による光ルミネッセンス年代測定があり、測定時間の短縮が期待できる。ただし、単粒子法では、適用性や測定精度が異なる可能性があり、その検証が必要となる。本年度は、既にマルチグレイン法で測定した試料から、単粒子法用の測定試料を調整し、単粒子法による測定結果と比較し、測定時間の短縮効果や適用性・精度について予察的な検討を行う。また、単粒子法を用いて、測定時間の短縮につながる前処理法の検討も行う。

1.2.2.1 単粒子法による光ルミネッセンス法の検討

1.2.2.1.1 はじめに

隆起速度評価手法において用いられるカリ長石の光ルミネッセンス法では、試料ごとの蓄積線量の測定に加えてフェーディングテストも行うことで、補正年代を算出する。各試料の測定時間は、試料の持つ蓄積線量の大きさ、つまり年代に依存する。測定の中で最も時間を要す工程が β 線の照射であり、古い試料ほどその照射時間が長くなるために全体としての測定時間も長くなる。青森県上北平野の例では、1 試料 8 ディスクの場合、MIS5e であれば測定に要する時間は 10 日間程度だが、MIS11 になると 15 日間ほど要する。過年度の段丘堆積物の年代測定においては、その 8 ディスクの結果の平均値 ($\pm 1\sigma$) をもって試料の値としてきた。

単粒子光ルミネッセンス法は、氷河性堆積物や河成堆積物などの露光が不十分な粒子を含む堆積物からそれらの粒子による年代の過大評価を防ぐことを目的として利用されてきた (Duller, 2006⁴¹), 2008⁴²) など。主に石英を対象として用いられてきたが、近年は Smedley *et al.* (2012⁴³); 2015⁴⁴) などにより、カリ長石の pIRIR 法にも適用されるようになってきた。カリ長石中のカリウム濃度の問題 (Smedley *et al.*, 2012⁴³); Reimann *et al.*, 2012⁴⁵); Buylaert *et al.*, 2018⁴⁶) などによりまだ適用例は少ないが、津波堆積物の年代決定に適用した例もある

(Riedesel *et al.*, 2018⁴⁷).

本手法をこれまでと同様に海成段丘堆積物へ適用するためには測定条件を改めて決める必要がある。本手法は、直径約 1 cm のディスク上に開けた 10×10 の合計 100 個の穴に 100 粒子を搭載して 1 粒子ごとの測定を行う。測定は粒子ごとに行う必要があるものの、β線の照射を 100 粒子分一度にまとめて行うことから、特に古い試料においては時間の短縮が見込まれる。本課題では、過年度のマルチグレイン法の結果と同程度の確度・精度を得られる条件等を検討し、従来法と比較した時短効果を議論する。

1.2.2.1.2 試料の前処理と測定方法における従来法との比較

過年度や 1.2.1 項の測定において用いられた従来法であるマルチグレイン法は、直径約 1cm のディスク上の直径 8mm の範囲にシリコンスプレーを塗布し、その部分に粒子を約 1000~2000 粒子ほど載せる。得られるデータは約 1000~2000 粒子の平均値となるが、海成段丘の海成層から得られた試料は十分露光した後に堆積したと考えられるため露光不足の粒子が混入する可能性は低い。また多くの粒子から発せられるルミネッセンスの総量から蓄積線量を求めるため、信号が大きく各ディスク間のデータのばらつきが少ない。一方の単粒子法は、上述のように 1 ディスクに 100 粒子乗せて測定する。個々の粒子からデータが得られるため不完全ブリーチの効果がある粒子を除去でき、堆積時には概ね完全に露光したものと考えられる海成段丘の海成層から得られた試料においても、露光不足の粒子を取り除くことが可能である。また、1 粒子のみからのルミネッセンスから蓄積線量を求めるため、信号が小さく得られるデータにバラつきが大きい。また、重液分離によりカリ長石に富むフラクションを測定試料としたものの 100 粒子が全てカリ長石ということもない。実際に粒子は、暗室内の実体顕微鏡下で 100 個の穴にそれぞれ入れたが、暗室内での目視でも全てカリ長石ということにはなかった。今回用いた試料は Ito *et al.* (2017) でも用いた gsj13-094 で、1.2.1 項で従来法による結果を確認できる (表 1.2.1-2)。

測定装置は同じ Riso DTU 社製 TL-DA-20 luminescence reader を用い、受光波長も従来法と同じになるようにフィルターを調整するが、励起光は従来法が 135W/cm² の IR LED であるのに対して、単粒子法では 500W/cm² の IR レーザーを用いる (Bøtter-Jensen *et al.*, 2003⁴⁸; Duller *et al.*, 2003⁴⁹)。測定は、マルチグレイン法と同様に pIRIR 法を用い、測定温度は変化させる一方でプレヒートは測定温度より 30°C 高い温度で 60 秒間、ホットブリーチはプレヒート温度より 5°C 高い温度で 200 秒間と固定した。単粒子法では Smedley *et al.* (2015) にもあるように、プレヒート温度等に関しては少しの違いはあるものの概ね従来法と変わらず、当てるレーザーの強さが異なることで測定時間だけが 2 秒と短い。本課題では、まず適切な測定温度を決めるため、Ito *et al.* (2017)³¹と同様にはじめの IRSL 測定の測定温度を 50°C から 250°C まで変化させ、それぞれの温度における pIRIR₂₉₀ シグナル (例えば、はじめの IRSL 測定の温度が 50°C の場合、後の測定で得られる pIRIR₂₉₀ シグナルは pIRIR_{50/290} と記述する) による蓄積線量を求め、年間線量で除することで年代を求めた (表 1.2.2-1)。測定ディスクの数は、従来のマルチグレイン法では主に 1 試料につき 8 ディスクを測定していたため、それと同等の測定時間になるように、各測定条件において 6 ディスクを (600 粒子) 測定し、少なくとも同程度の結果が得られるかを比較した。

蓄積線量の決定に採用される粒子は、Smedley *et al.* (2015)⁴⁴に従い、以下の 4 つの条件を満たすものとし、それ以外のもは不採用とした。1) テストシグナルが各々のバックグラウン

ドの標準偏差の3倍を超えていること, 2) テストシグナルの誤差が10%を超えていないこと, 3) 最大再生線量におけるシグナルに対する0Gyのシグナルのrecuperationが5%以下であること, 4) recycling ratioが0.9-1.1の範囲に収まること, である。また, スミルノフ・グラブス検定(有意水準5%)も行い, 外れ値は除外した。蓄積線量を測定した各粒子ではフェーディングテストも行ったが, 本課題では補正の議論は行わないため, フェーディングの程度はp'よりも一般的なg-valueで表す。

年間線量の計算に用いるカリ長石中のK濃度は1.2.1項でも一般的な12.5% (Huntley and Baril, 1997)²⁹⁾を採用したが, 単粒子法では例えばReimann et al. (2012)⁴⁵⁾によると, 信号強度が高い上位30%の粒子のみ蓄積線量の計算に用いた際の年代値が既知年代と調和的な結果となるため, その粒子のみが12.5%の濃度を含むと考えられている。そのため, 本課題では採用するgrainの全てを蓄積線量の計算に用いる方法(表1.2.2-1: 全採用)と, そのうちの信号強度が高い上位30%の粒子のみを蓄積線量の計算に用いる方法(表1.2.2-1: 上位30%採用)の2通りの計算方法で結果を得た。残存線量に関しては, Ito et al. (2017)³¹⁾では現世の海浜砂を約800時間露光した後に測定した蓄積線量を残存線量として, 試料の持つ蓄積線量から減じたが, 本課題でも仮としてその値を採用し, すべてのデータから減じた。

1.2.2.1.3 結果

測定結果を表1.2.2-1にまとめる。まず, 測定粒子の中にはカリ長石ではないものも多く, はじめのIRSL測定温度ごとに59(10%), 55(9.2%), 35(5.8%), 20(3.3%), 11(1.8%)粒子が蓄積線量を得るための条件を満たした。ペルーのPativilca valleyから採取した河成もし

表 1.2.2-1 従来法(マルチグレイン法)と単粒子法の比較。

単粒子法では, 信号強度が高い上位30%の粒子のみから蓄積線量とg-valueを計算した結果も併記する。

測定法	採用 ディスク, 粒子数	蓄積線量 (Gy)	g-value (%/decade)	平均年代 (ka)
[マルチグレイン法]				
pIRIR _{50/290}	17	163 ± 8	2.21 ± 0.42	114 ± 10
pIRIR _{100/290}	6	203 ± 12	0.55 ± 0.14	142 ± 13
pIRIR _{150/290}	6	210 ± 6	1.50 ± 0.23	147 ± 12
pIRIR _{200/290}	24	193 ± 14	-0.11 ± 0.74	134 ± 14
pIRIR _{250/290}	6	221 ± 34	0.81 ± 0.57	154 ± 27
[単粒子法]				
	全採用			
pIRIR _{50/290}	59	149 ± 10	0.93 ± 0.62	106 ± 10
pIRIR _{100/290}	55	178 ± 7	1.89 ± 0.60	126 ± 10
pIRIR _{150/290}	35	216 ± 10	1.74 ± 0.52	154 ± 13
pIRIR _{200/290}	20	238 ± 17	1.17 ± 0.74	169 ± 17
pIRIR _{250/290}	11	297 ± 32	-0.49 ± 1.18	211 ± 28
[単粒子法]				
	上位30%採用			
pIRIR _{50/290}	18	191 ± 12	0.96 ± 0.32	136 ± 13
pIRIR _{100/290}	17	211 ± 11	1.09 ± 0.99	150 ± 13
pIRIR _{150/290}	11	210 ± 13	2.54 ± 0.99	150 ± 14
pIRIR _{200/290}	6	238 ± 24	1.70 ± 0.52	169 ± 21
pIRIR _{250/290}	3	252 ± 67	0.71 ± 0.56	179 ± 49

くは扇状地堆積物に対して単粒子法を適用し pIRIR_{50/225} 年代を求めた Trauerstein *et al.* (2014)⁵⁰⁾ の適合粒子の割合 (12%, 14%, 33%, 14%, 13%, 41%, 52%) と比較して, 最も近い条件である pIRIR_{50/290} 年代に関しては, 一部を除いては多少低いもののそれほど大きな違いではなかった.

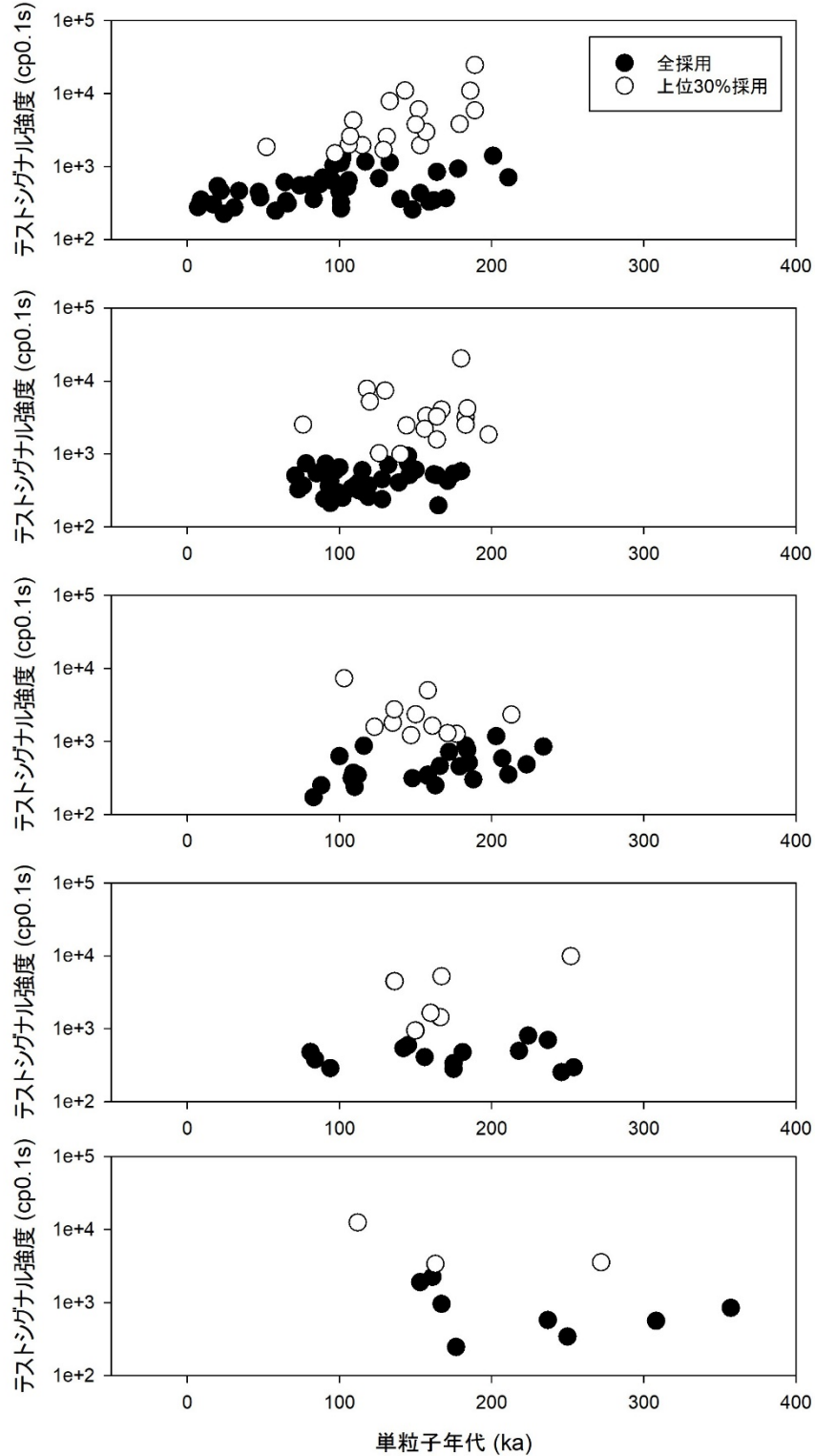


図 1.2.2-1 各粒子の pIRIR 年代とテストシグナル強度 (信号強度) の比較.
上から pIRIR_{50/290} 年代, pIRIR_{100/290} 年代, pIRIR_{150/290} 年代, pIRIR_{200/290} 年代, pIRIR_{250/290} 年代を示し,
黒丸が全粒子採用, 白丸がそのうちの信号強度上位 30%の粒子採用を示す.

全粒子採用と信号強度上位 30%の粒子採用の年代の傾向を見るため、図 1.2.2-1 に各粒子の年代に対する信号強度を示す。はじめの IRSL 測定温度の上昇に伴い各粒子の年代がバラつき、なおかつ全体的に年代が大きくなるように見える。pIRIR_{50/290} 年代と pIRIR_{100/290} 年代は上位 30%の粒子採用の年代が全粒子採用の年代と比較して古い領域に広がっているように見え、pIRIR_{150/290} 年代、pIRIR_{200/290} 年代、pIRIR_{250/290} 年代ではそのような明確には傾向は見えなかった。また、pIRIR_{50/290} 年代は非常に若い領域まで年代は広がっているがそれらは信号強度が低いものが多かった。

平均年代に関しては、全粒子採用の場合は低温側から 106±10ka, 126±10ka, 154±13ka, 169±17ka, 211±28ka, 上位 30%採用の場合は低温側から 136±13ka, 150±13ka, 150±14ka, 169±21ka, 179±49ka であった。全粒子採用の年代はマルチグレイン法での 114±10ka, 142±13ka, 147±12ka, 134±14ka, 154±27ka という結果と比較すると、はじめの IRSL 測定温度が高温になるにつれて年代が古くなる傾向(右肩上がり)は同様であった(表 1.2.2-1, 図 1.2.2-2)。pIRIR_{100/290} 年代で既知年代 (123±7ka) と調和的である一方、高温域では既知年代に対して過大評価の程度がマルチグレイン法の結果と比較して大きくなることがわかった。またマルチグレイン法は測定温度ごとに測定ディスク数が異なるため (17, 6, 6, 24, 6 ディスク) 一概には言えないが、同程度の測定時間分のディスク数を測定すれば、年代の誤差は同程度であるようだった。一方で、信号強度上位 30%の粒子の年代も、全粒子採用の年代と同様に右肩上がりの傾向を見せ、pIRIR_{50/290} 年代が既知年代と調和的であった。採用粒子数が 30%になったことで誤差は増加したが、それでもマルチグレイン法とあまり違いはなかった。全粒子採用と信号強度上位 30%の粒子の違いに関しては、Reimann *et al.* (2012)⁴⁵⁾では上位 30%の粒子の方が年代が大きくなる傾向を示したが、本課題でも特に低温域においては比較的そのような傾向が見られた。図 1.2.2-1 の各粒子の結果と比較しても、pIRIR_{50/290} 年代と pIRIR_{100/290} 年代に関しては同様の傾向が見てとれる。

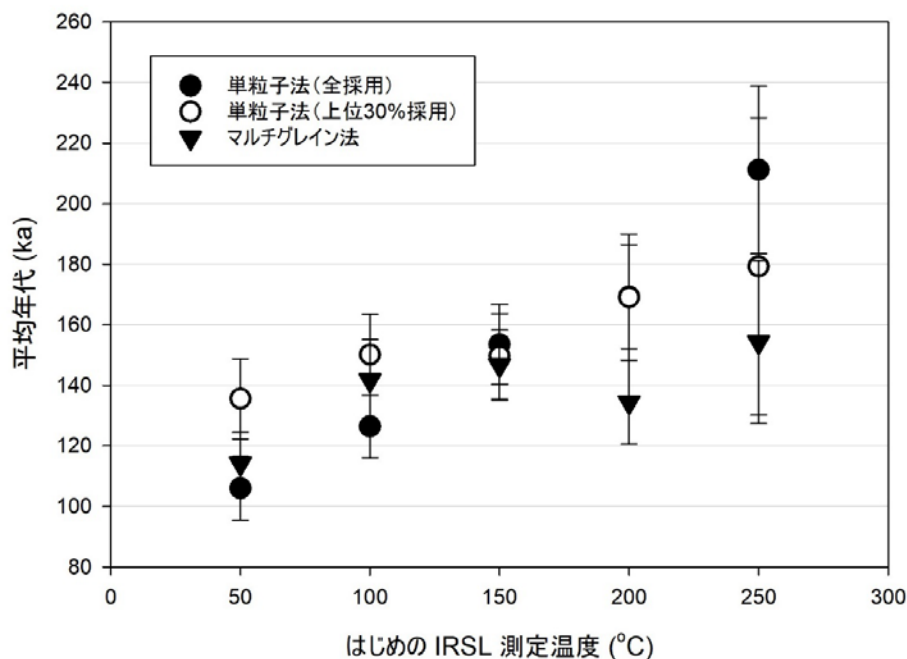


図 1.2.2-2 従来法 (マルチグレイン法) と単粒子法の比較。
単粒子法は信号強度が高い上位 30%の粒子のみからの年代も併記する。

図 1.2.2-1 における pIRIR_{50/290} 年代では、信号強度が小さい粒子の年代が非常に若い領域まで広がり既知年代に対して過小評価の傾向があるが、本課題ではフェーディングの効果を補正していないため、その効果の影響である可能性がある。そのため、平均年代と g-value を比較

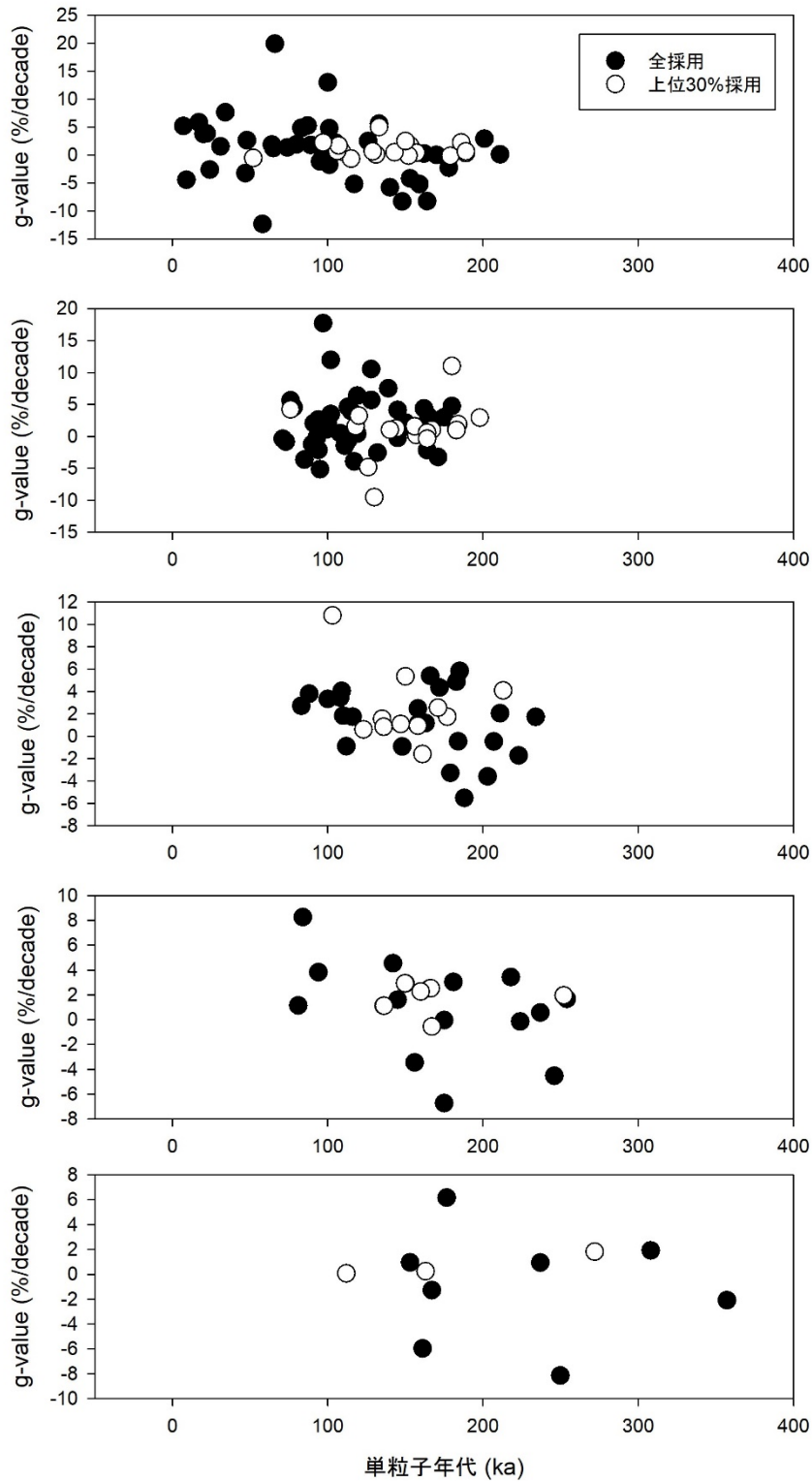


図 1.2.2-3 各粒子の pIRIR 年代と g-value の比較.

上から pIRIR_{50/290} 年代, pIRIR_{100/290} 年代, pIRIR_{150/290} 年代, pIRIR_{200/290} 年代, pIRIR_{250/290} 年代を示す.

黒丸が全粒子採用, 白丸がそのうちの信号強度上位 30%を示す.

した (図 1.2.2-3). $\text{pIRIR}_{50/290}$ シグナルに関しては, 上位 30%の粒子の $g\text{-value}$ の方が全粒子採用の値よりも $g\text{-value}$ がゼロ付近にまとまっているが, 必ずしも古い年代の粒子の方が $g\text{-value}$ が小さいということもなく, 年代が若くても $g\text{-value}$ の小さい粒子も存在した. はじめの IRSL 測定温度がそれ以上になると, データのバラつきも大きくなり, 傾向も見えなかった.

1.2.2.1.4 議論

蓄積線量決定への採用基準を満たす粒子の数は, はじめの IRSL 測定温度が高いほど小さくなった. これははじめの IRSL 測定温度が高温だと, 安定的な pIRIR 信号も減少させることを示していると考えられる. 信号強度上位 30%の粒子に関しては $\text{pIRIR}_{250/290}$ 年代では採用粒子が 600 粒子中 3 粒子ほどになり, 非常に小さくなってしまう. $\text{pIRIR}_{50/290}$ 年代は上位 30%の粒子採用の平均年代でのみ既知年代と調和的な結果となったが, マルチグレイン法の年代と全粒子採用の年代では過小評価された. これは信号強度が低く若い年代を示す粒子が比較的多くみられることによるが, 原因としてはフェーディング補正を行っていないことや, K 濃度が低い粒子を測定していることが考えられる. K 濃度と発光強度の関係については, Smedley *et al.* (2012)⁴³⁾により, K 濃度が 12.5%に近い粒子が他の濃度の粒子と比較して明らかに強く発光することが指摘されている (図 1.2.2-4). また, K 濃度と蓄積線量 (年代) の関係に関しては, Reimann *et al.* (2012)⁴⁵⁾では信号強度が高い粒子の年代が既知年代と一致することから間接的に発光強度が高く正確な年代を出せる粒子は K 濃度が年間線量の計算に用いた 12.5%に近いと推測しているが, 粒子ごとに K 濃度と蓄積線量を測定することで両者の関係を直接的に調べた近年の研究 Buylaert *et al.* (2018)⁴⁶⁾では両データの間に関係性はなく, K 濃度が高くても年代が過小評価される試料があった. K 濃度と蓄積線量の関係に関してまだ議論があるが, 本課題における年代の過小評価の原因となる粒子の信号強度は低かったため, マルチグレイン法を使った場合は, 全ての粒子からの信号により年代を決めるために信号強度が低い粒子の影響は少ないと考えられる. 実際に, 従来法の年代 ($114\pm 10\text{ka}$) の方が単粒子法の年代 ($106\pm 10\text{ka}$) よりも少し古く既知年代に近かった.

はじめの IRSL 測定温度が低いものを除き, 平均年代はフェーディング補正を行うことなく過大評価されることが多かった. 原因を特定することは難しいが, 本課題で用いた残存線量は従来法の値であるため, 単粒子法ではより大きな値である可能性があり, 今後は現世の海浜の砂の測定を多く行って残存線量を詳細に検討していく必要がある. また, 信号強度上位 30%の粒子の $g\text{-value}$ は, $\text{pIRIR}_{50/290}$ の結果を除き全体的に高くバラついているため, フェーディング補正の議論を行う際は測定粒子数を増やす必要がある. 例えば, Reimann *et al.* (2012)⁴⁵⁾では採用粒子数が 250~300 粒子であり, これを参考にすると従来法よりも 4~5 倍の測定時間を必要とすることになる.

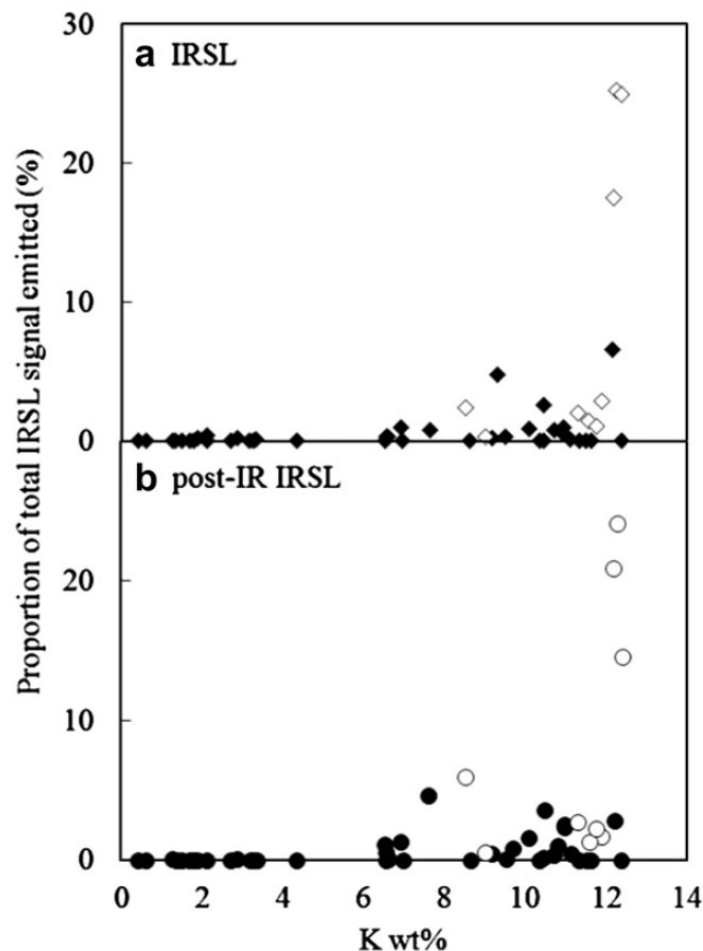


Fig. 6. Signal intensity in response to ~54 Gy test-dose measured during (a) IRSL at 60 °C and (b) post-IR IRSL at 290 °C as a function of K wt% averaged from surface (filled) and depth (open) ablation crater analysis.

図 1.2.2-4 各粒子の K 濃度と発光強度の全発光量に対する割合 (Smedley *et al.*, 2012⁴²⁾).

1.2.2.2 カリ長石をより濃集するための前処理法の検討

1.2.2.2.1 はじめに

これまでの隆起速度評価手法における光ルミネッセンス法では、カリ長石を用いて測定を行ってきた。しかし、試料の前処理の最後の工程である重液分離においては比重 $2.53\text{-}2.58\text{g/cm}^3$ の領域 (Aitken, 1998⁵¹⁾) の粒子全てを抽出するため、カリ長石以外の粒子も測定試料に含まれる可能性がある。受光波長を調整することで得られるルミネッセンスはカリ長石由来のものだけだが、そのルミネッセンスを放出する粒子の割合は、測定法にもよるが抽出された粒子全体の 1.8%~11%とそれほど多くはない (1.2.2.1 項)。本課題では、前処理方法を改良すること、特にカリ長石を得る比重領域を調整することによりルミネッセンスを放出する粒子の割合を増やし、時短効果などを議論する。

1.2.2.2.2 試料調整

試料は 1.2.2.1 項と同様の gsj13-094 で、すでに $2.53\text{-}2.58\text{g/cm}^3$ の領域の粒子が抽出されており、おおむねカリ長石に富んだフラクションとなっている。本課題ではより細かく比重領域を区切ることで、最もカリ長石が多く取れるフラクションを議論する。そのため、まずは重液

分離により $2.53\sim 2.547\text{g/cm}^3$, $2.547\sim 2.564\text{g/cm}^3$, $2.564\sim 2.58\text{g/cm}^3$ の3つ比重領域に比較的領域幅が均等になるように細分した。その後、この3つのフラクションの粒子と元々の $2.53\sim 2.58\text{g/cm}^3$ のフラクションの粒子を単粒子法で各6ディスク(600粒子)測定することで、発光粒子数の割合を比較した。なお、測定は pIRIR_{50/290}法で行い、採用基準や残存線量は 1.2.2.1 項と同様である。

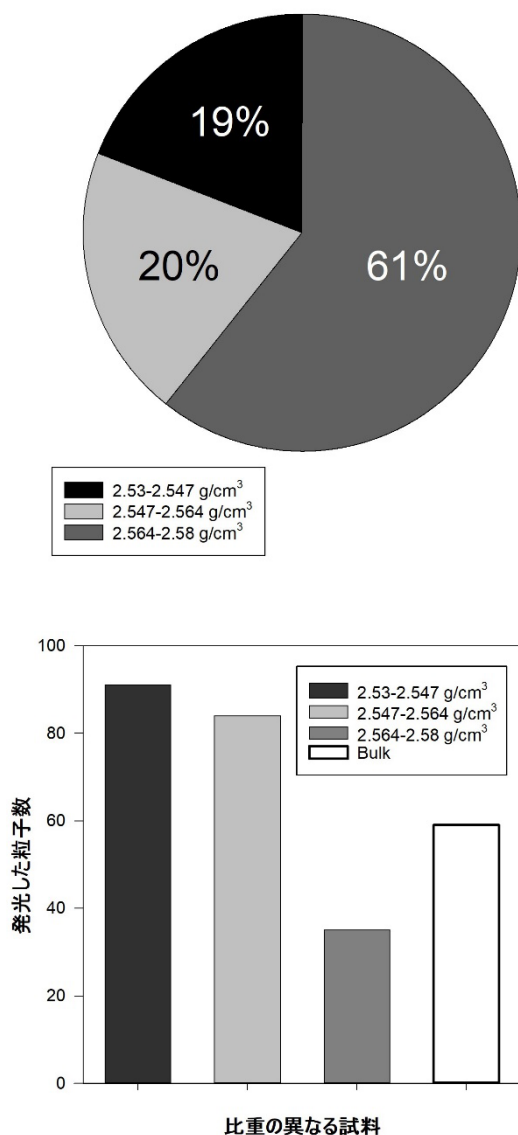


図 1.2.2-5 カリ長石のフラクション ($2.53\sim 2.58\text{g/cm}^3$) を3分割した際の各領域の特徴。

上図：従来のカリ長石の比重領域 $2.53\sim 2.58\text{g/cm}^3$ を比重により3つに分割した際の重量比

下図：各比重領域における発光粒子数

1.2.2.2.3 結果

$2.53\sim 2.547\text{g/cm}^3$, $2.547\sim 2.564\text{g/cm}^3$, $2.564\sim 2.58\text{g/cm}^3$ の3つのフラクションの重量比は、19%、20%、61%となり、最も重い領域 ($2.564\sim 2.58\text{g/cm}^3$) に多くの粒子が含まれることがわかった (図 1.2.2-5)。一方で、600粒子ずつ測定した中での発光した粒子の割合は、軽いフラクションから 15% (91粒子)、14% (84粒子)、5.8% (35粒子) と、最も軽いフラクションである $2.53\sim 2.547\text{g/cm}^3$ の粒子が最も多く発光した (表 1.2.2-2)。バルク試料

(2.53~2.58g/cm³) の11%という結果は、各フラクションの重量比に発光粒子の割合を乗じて計算した平均的な発光粒子の割合である9.2%と調和的である。

表 1.2.2-2 pIRIR_{50/290} 法による比重ごとの蓄積線量等の比較。
従来法（マルチグレイン法）の結果も併記する。

[測定法] 比重	採用 ディスク, 粒子数	蓄積線量 (Gy)	g-value (%/decade)	平均年代 (ka)
[マルチグレイン法]				
2.53~2.58g/cm ³	17	163 ± 8	2.21 ± 0.42	114 ± 10
[単粒子法] 全採用				
2.53~2.58g/cm ³	59	149 ± 10	0.93 ± 0.62	106 ± 10
2.53~2.547g/cm ³	91	145 ± 4	1.39 ± 0.97	103 ± 8
2.547~2.564g/cm ³	84	120 ± 7	1.42 ± 0.61	85 ± 8
2.564~2.58g/cm ³	34	194 ± 9	0.83 ± 1.33	138 ± 12
[単粒子法] 上位30%採用				
2.53~2.58g/cm ³	18	191 ± 12	0.96 ± 0.32	136 ± 13
2.53~2.547g/cm ³	27	153 ± 7	1.03 ± 0.59	109 ± 9
2.547~2.564g/cm ³	25	158 ± 12	0.42 ± 0.52	112 ± 12
2.564~2.58g/cm ³	10	185 ± 18	-0.94 ± 1.09	132 ± 16

各粒子の年代とその発光強度の違いについては、1.2.2 節でバルク粒子の pIRIR_{50/290} に関して、全粒子の年代は若い年代から広く分布しているものの、そのうちの信号強度上位 30%の粒子の年代に関しては、比較的古い領域に偏っていると指摘した。比重をより細かく分けると、最も軽い領域 (2.53-2.547g/cm³) の粒子は信号強度にかかわらず 100ka 付近にまとまり、中間 (2.547-2.564g/cm³) の粒子はバルク粒子に近いパターンを示し、最も重い領域 (2.564-2.58g/cm³) の粒子は、最も軽い領域より少し古い領域に分布しているようであった (図 1.2.2-6)。平均年代は、全粒子採用したのものも信号強度上位 30%の粒子を採用したのものも、各粒子の分布と同様の傾向であり、最も重い領域の粒子の年代が既知年代と調和的な結果となった (表 1.2.2-2)。

また、各粒子の pIRIR_{50/290} 年代と g-value の関係については、バルクの時と同様に年代の古い粒子の g-value が小さいなどの傾向は見えないが、信号強度上位 30%の粒子の g-value は比較的ゼロ付近にそろっているように見える (図 1.2.2-7)。採用粒子数が少なくバラつきは大きい、最も重い領域の粒子の g-value が最も小さかった (表 1.2.2-2)。

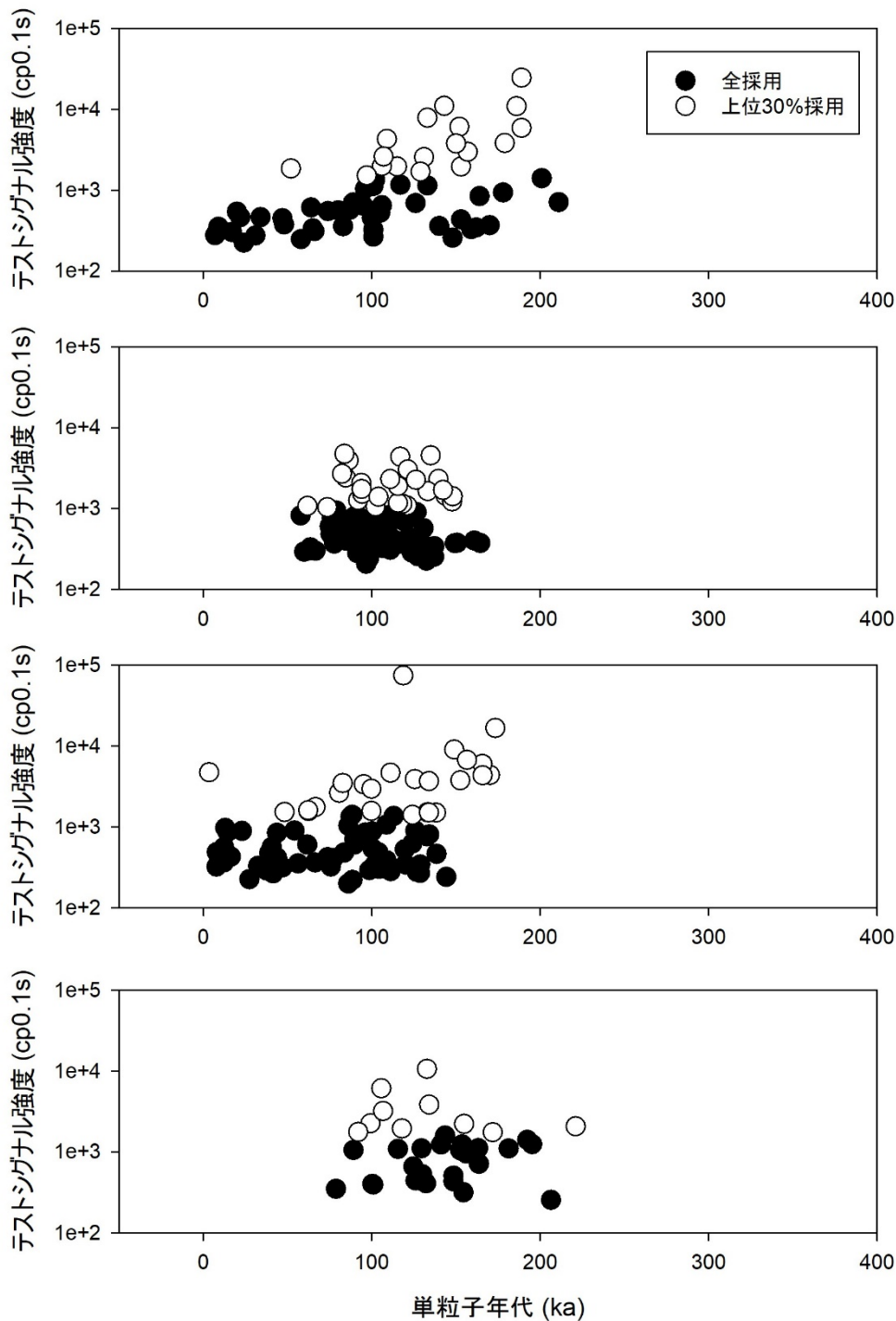


図 1.2.2-6 各粒子の pIRIR_{50/290} 年代とテストシグナル強度（信号強度）の比較。
 上から比重 2.53-2.58g/cm³(バルク)の粒子, 2.53-2.547g/cm³の粒子, 2.547-2.564g/cm³の粒子, .564-2.58g/cm³
 の粒子の結果を示す。黒丸が全粒子採用, 白丸がそのうちの信号強度上位 30%の粒子採用を示す。

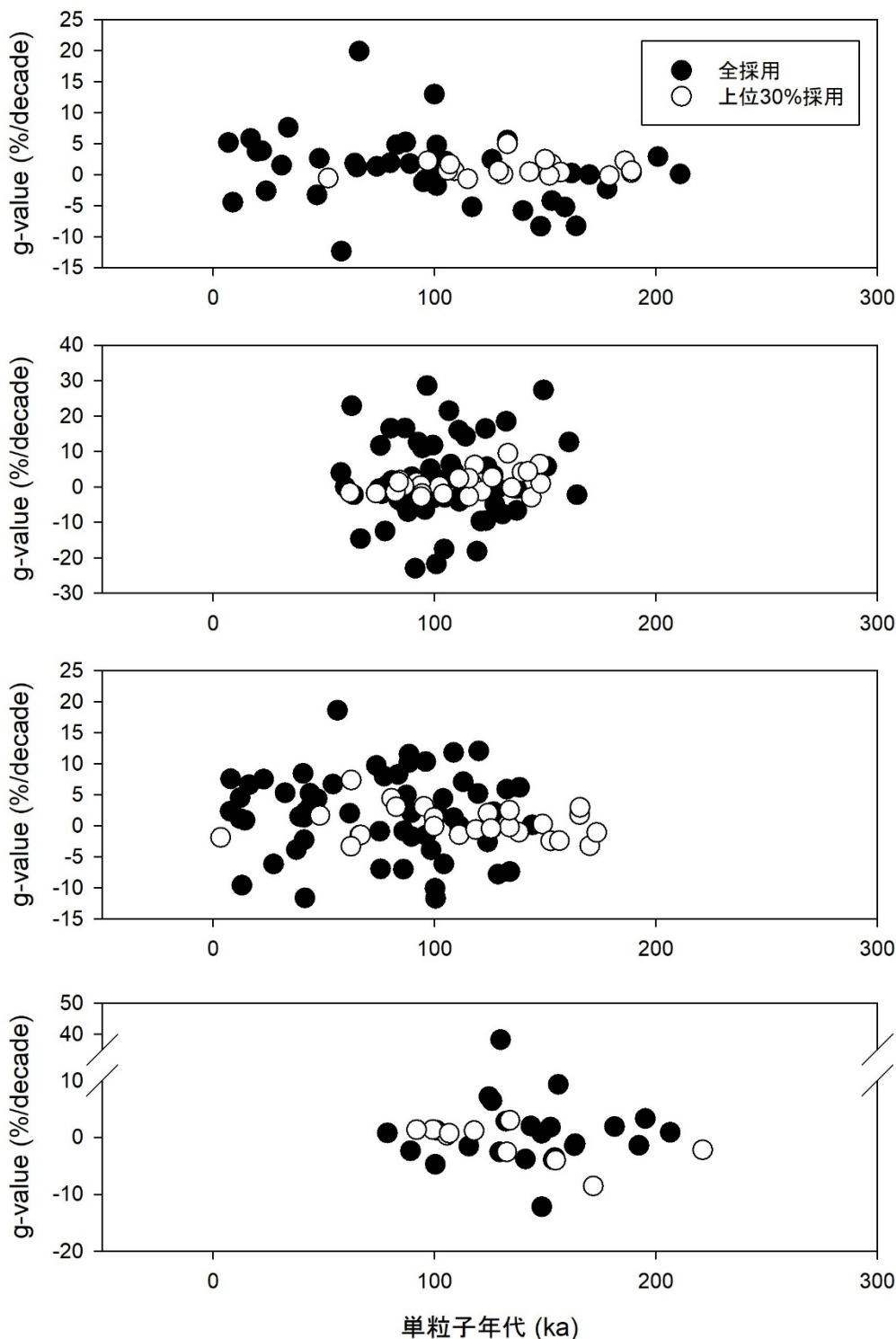


図 1.2.2-7 各粒子の pIRIR_{50/290} 年代と g-value の比較.

上から比重 2.53-2.58g/cm³ (バルク) の粒子, 2.53-2.547g/cm³ の粒子, 2.547-2.564g/cm³ の粒子, 2.564-2.58g/cm³ の粒子の結果を示す. 黒丸が全粒子採用, 白丸がそのうちの信号強度上位 30%の粒子採用を示す.

1.2.2.2.4 議論

重液分離により, 従来の 2.53-2.58g/cm³ (バルク) の比重領域の粒子を 3 つの比重領域に細分したが, 最も軽い領域 (2.53-2.547g/cm³) の粒子数は少ないものの発光した粒子は多く, 一

方で最も重い領域の粒子数は多いものの発光した粒子は少なかった。単位ディスクあたりの発光粒子数が最も多い軽い領域の粒子を用いれば、同じ粒子数測定するためにはバルクの3分の2程度の時間で済む。加えて、最も軽い領域の粒子の年代は、他の領域の粒子の年代よりもバラつきが少なく、誤差が小さい年代が得られる。しかし、得られる年代は既知年代に対して過小評価され、g-value がゼロより大きいことからフェーディング補正を必要とする。各粒子の信号強度に対する年代の分布がバルクの結果と近い中間の比重領域(2.547-2.564g/cm³)の粒子に関しては、信号強度上位30%の粒子の年代が比較的既知年代に近いものの若い年代の粒子が多く含まれている。最後に、最も重い領域(2.564-2.58 g/cm³)の粒子は、発光した粒子の割合は少なかったものの、得られる年代は既知年代と調和的で、信号強度上位30%に関しては、フェーディング補正が必要ない可能性がある。ただし、バルク試料より半分程度しか採用される粒子がないため、測定時間は2倍程度長くなると思われる。

1.2.2.3 まとめと今後の課題

本課題については、以下の成果を得た。

- ・隆起速度評価手法において用いられるカリ長石の光ルミネッセンス法では、試料各の蓄積線量の測定に加えてフェーディングテストも行うことで、最終的な補正年代を算出している。各試料の測定時間は試料の持つ蓄積線量の大きさ、つまり年代に依存するため、古い試料では非常に多くのマシンタイムを必要とする。本課題では、測定時間の中でも特に多くの時間を要するβ線の照射に関して時間短縮効果の望める単粒子法について、過年度の結果と同程度の確度・精度を得られる条件等を検討し、従来法と比較した時間短縮効果を議論した。また、カリ長石をより濃集するための前処理法も検討した。
- ①全体的に蓄積線量決定への採用基準を満たす粒子数が少なく、測定条件ごとに10%~1.8%程度で、はじめのIRSL測定温度が高いほど小さくなった。これははじめのIRSL測定温度が高温だと、安定的なpIRIR信号も減少させることを示していると考えられる。
- ②はじめのIRSL測定温度の上昇に伴い各粒子の年代がバラつき、全粒子採用も上位30%の粒子採用についても、概ねバラつきが大きくなる傾向があった。一部の測定条件では既知年代(123±7ka)と調和的である一方、高温域では既知年代に対して過大評価される傾向がマルチグレイン法の結果と比較して大きかった。ただし、同程度の測定時間分のディスク数を測定すれば、年代の誤差は従来法と同程度であった。
- ③pIRIR_{50/290} シグナルに関しては、上位30%の粒子のg-valueの方が全粒子採用の値よりもg-valueがゼロ付近にまとまっているが、必ずしも古い年代の粒子の方がg-valueが小さいということもなかった。はじめのIRSL測定温度がそれ以上になると、データのバラつきも大きくなり、傾向も見えなかった。
- ⑥pIRIR_{50/290}年代は上位30%の粒子採用の平均年代でのみ既知年代と調和的な結果となったが、マルチグレイン法の年代と全粒子採用の年代では過小評価された。これは信号強度が低く若い年代を示す粒子が比較的多くみられることによるが、原因としてはフェーディング補正を行っていないことや、K濃度が低い粒子を測定していることが考えられる。ただし、これらの過小評価の原因となる粒子の信号強度は低いいためマルチグレイン法の結果に及ぼす影響は小さいと思われる。
- ⑦はじめのIRSL測定温度が低いものを除き、平均年代はフェーディング補正を行うことなく過大評価されることが多かった。原因を特定することは難しいが、本課題で用いた残存線量

は従来法の値であるため、単粒子法ではより大きな値である可能性があり、今後は現世の海浜の砂の測定を多く行って残存線量を詳細に検討していく必要がある。また、上位 30%の粒子の g -value は、 $pIRIR_{50/290}$ の結果を除き全体的に大きくバラついているため、フェーディング補正の議論を行う際は測定粒子数を増やす必要がある。例えば、Reimann *et al.* (2012)⁴⁵⁾は全採用粒子数が 250~300 粒子であり、これを参考にすると従来法よりも 4~5 倍の測定時間を必要とする。

- ⑧従来よりも細かく比重を区切った重液分離を施すことで、発光粒子の割合を増やすことができた。しかし、発光粒子の割合が大きい比重領域 (2.53 - $2.547g/cm^3$) の $pIRIR_{50/290}$ 年代は粒子ごとの違いが小さいものの既知年代に対して過小評価され、むしろ発光粒子の割合が最も小さい比重領域 (2.564 - $2.58g/cm^3$) の $pIRIR_{50/290}$ 年代が既知年代と調和的な結果となった。最も軽い比重領域の粒子ならば、バルク試料 (2.53 - $2.58g/cm^3$) と同数の粒子数を測定するのに約 3 分の 2 の測定時間で済むが、最も重い比重領域の粒子ならば逆に 2 倍程度の測定時間を要する。

今後の課題として、次の点が挙げられる。

- ・いくつかの条件では既知年代と調和的な結果が得られたため、それが普遍的なものか他の試料の測定を行う必要がある。
- ・より細かな比重領域に区切った重液分離を施すことで、従来よりも発光粒子の割合を増やすことが出来る可能性がある。発光する粒子が濃集された領域が必ずしも既知年代と調和的な結果が得られるとは限らないが、今後は他の地域の試料などでも同様の傾向が見られるかの調査や、既知年代と調和的な結果を得るためのはじめの IRSL 測定温度の調整などを行っていく。
- ・内部 K 濃度の設定や年代計算モデルなど、カリ長石の単粒子法による年代決定ではいまだ議論を行っている問題点が多い。最新の研究を参照し、手法を改良していく必要がある。

【引用文献】

- 1) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- 2) 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論 52, 169-189.
- 3) Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295-305.
- 4) 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 5) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備): 平成 25 年度事業報告書.
- 6) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (地質関連情報の整備) 事業: 平成 26 年度事業報告
- 7) 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 27 年度事業報告
- 8) 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 28 年度事業報告
- 9) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査

- 10) Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- 11) Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.
- 12) Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OCL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology* 10, 209-217.
- 13) Murakoshi, N., and Masuda, F. (1992) Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology* 80, 167-184.
- 14) Ito M. and O'HARA S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology* 41, 677-697.
- 15) Shirai M., and Tada R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research* 70, 839-849.
- 16) 渡辺和明・七山 太 (2010) GPS-VRS-RTK 方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. *地質ニュース*, 674 号, 39–44.
- 17) Masson-Delmotte V., Stenni B., Pol K., Braconnot P., Cattani O., Falourd S., Kageyama M., Jouzel J., Landais A., Minster B., Barnola J. M., Chappellaz J., Krinner G., Johnsen S., Röthlisberger R., Hansen J., Mikolajewicz U. and Otto-Bliesner B. (2010) EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews* 29, 113-128.
- 18) 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.
- 19) 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- 20) Ganzawa Y. and Ike M. (2011) SAR-RTL dating of single grain of volcanic quartz from the late Pleistocene Toya Caldera. *Quaternary Geochronology* 6, 42-49.
- 21) 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. *第四紀研究* 36, 183-196.
- 22) 桑原拓一郎 (2009) 青森県上北平野で掘削された中期更新世後半以降のテフラ-土壌累積層の植物珪酸体群集に基づく環境変遷と段丘との対比. *第四紀研究* 48, 405-416.
- 23) 桑原拓一郎 (2004) 青森県東部上北平野における海成段丘構成物の層序と相対的海面変化. *地質学雑誌* 110, 93–102.
- 24) 桑原拓一郎 (2007) 青森県上北平野北部に分布する袋町 3 テフラと袋町 6 テフラのジルコン・フィッシュン・トラック年代測定. *地質調査研究報告* 58, 49-52.
- 25) Guérin G., Mercier N. and Adamiec G. (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- 26) Bell W. T. (1980) Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 12, 4-8.

- 27) Mejdahl V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.
- 28) Balescu S. and Lamothe M. (1994) Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews* 13, 437-444.
- 29) Huntley D. J. and Baril M. R. (1997) The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- 30) Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- 31) Ito K., Tamura T. and Tsukamoto S. (2017) Post-IR IRSL dating of K-feldspar from Last Interglacial marine terrace deposits on the Kamikita Coastal Plain, Northeastern Japan. *Geochronometria* 44, 352-365.
- 32) Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I. and Haskell E. H. (1991) Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 127-131.
- 33) Huntley D. J. (2006) An explanation of the power-law decay of luminescence. *Journal of Physics: Condensed Matter* 18, 1359-1365.
- 34) Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- 35) Kars R. H., Wallinga J. and Cohen K. M. (2008) A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating – test on samples in field saturation. *Radiation Measurements* 43, 786-790.
- 36) Kars R. H. and Wallinga J. (2009) IRSL dating of K-feldspar: Modeling natural dose response curve to deal with anomalous fading and trap competition. *Radiation Measurements* 44, 594-599.
- 37) 工藤 崇・小林 淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. *地質調査研究報告* 64, 305-311.
- 38) Lisiecki L. and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- 39) Tamura T. and Masuda F. (2005) Bed thickness characteristics of inner-shelf storm deposits associated with a transgressive to regressive Holocene wave-dominated shelf, Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentology* 52, 1375-1395.
- 40) Tamura T., Nanayama F., Saito Y., Murakami F., Nakashima R. and Watanabe K. (2007) Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of a tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology* 54, 1149-1162.
- 41) Duller G. A. T. (2006) Single grain optical dating of glacial deposits. *Quaternary Geochronology* 1, 296-304.
- 42) Duller G. A. T. (2008) Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas* 37, 589-612.
- 43) Smedley R. K., Duller G. A. T., Pearce N. J. G. and Roberts H. M. (2012) Determining the

- K-content of single-grains of feldspar for luminescence dating. *Radiation Measurements* 47, 790-796.
- 44) Smedley R. K., Duller G. A. T. and Roberts H. M. (2015) Bleaching of the post-IR IRSL signal from individual grains of K-feldspar: Implications for single-grain dating. *Radiation Measurements* 79, 33-42.
- 45) Reimann T., Thomsen K. J., Jain M., Murray A. S. and Frechen M. (2012) Single-grain dating of young sediments using the pIRIR signal from feldspar. *Quaternary Geochronology* 11, 28-41.
- 46) Buylaert J.-P., Újvári G., Murray A. S., Smedley R. K. and Kook M. (2018) On the relationship between K concentration, grain size and dose in feldspar. *Radiation Measurements* 120, 181-187.
- 47) Riedesel S., Brill D., Roberts H. M., Duller G. A., Garrett E., Zander A. M., King G. E., Tamura T., Burow C., Cunningham A., Seeliger M., De Batist M., Heyvaert V. M. A., Fujiwara O., Brückner H. and the QuakeRecNankai Team. (2018) Single-grain feldspar luminescence chronology of historical extreme wave event deposits recorded in a coastal lowland, Pacific coast of central Japan. *Quaternary Geochronology* 45, 37-49.
- 48) Bøtter-Jensen L., Andersen C. E., Duller G. A. T. and Murray A. S. (2003) Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37, 535-541.
- 49) Duller G. A. T., Bøtter-Jensen L. and Murray A. S. (2003) Combining infrared- and green-laser stimulation sources in single-grain luminescence measurements of feldspar and quartz. *Radiation Measurements* 37, 543-550.
- 50) Trauerstein M., Lowick S. E., Preusser F. and Schlunegger F. (2014) Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru. *Quaternary Geochronology* 22, 163-174.
- 51) Aitken M. J. (1998) *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press, Oxford.

2. 断層等に関する評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

中深度処分においては、少なくとも10万年間にわたって断層活動による地層の著しい変動が生ずるおそれのない区域に廃棄物埋設地を設置することが重要である。

断層等に関する評価に当たっては、物理探査による断層の長さの認定とその連結性に関する評価の妥当性、断層活動による力学的・水理学的影響評価の妥当性及び地すべりの認定とその再滑動性の評価の妥当性に関する科学的視点について、審査の視点を踏まえて整理する必要がある。また、断層活動によって生じる断層面の周辺状態の把握は、安全評価における地下水流動評価に影響を及ぼす重要な視点である。これらの視点に関する以下の項目の評価手法を検討する。

(1) 断層長さ等の評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

中深度処分においては、廃棄物埋設地を設置する場所の近隣に断層が存在する可能性が確認された場合は、当該断層の両側に断層等の活動の著しい力学的な影響が及ぶ領域を想定し、廃棄物埋設地の設置場所がその領域外に設置することを求めることが検討されている。そこで、中深度処分の廃棄物埋設地が設置されると想定される深度（70m以深）の断層の長さを判断するための物理探査を用いた手法について、調査条件や調査内容等について既存知見の整理と課題の抽出を行い、地質調査及び物理探査等を用いた総合的な判断指標について整理する。また、断層活動による廃棄物埋設地への力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法について既存知見の整理と課題の抽出を行う。さらに、将来的に断層長さが増加する可能性を評価するため、断層の特徴と空間スケール及び時間スケールを考慮した断層の連結性に関する知見の整理と評価手法の課題の抽出を行う。

(2) 堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

過去の地層堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法について、調査条件、調査内容等に係る既存知見の整理と課題の抽出を行う。また、未固結から固結した過去の海底地すべり面の力学的・水理学的評価試験を行い、力学的安定性や透水性について検討を行う。

2.1 断層長さ等の評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

【実施内容】

既往研究成果を踏まえ、平成30年度は断層長さ等の評価手法に関して以下の3課題を実施する。各課題の具体的な実施内容については各項において詳述する。

- ・物理探査を用いた断層長さの評価手法に係る知見の整理と課題の抽出
- ・断層の連結性に関する知見の整理と評価手法の構築に向けた課題の抽出
- ・断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

2.1.1 物理探査を用いた断層長さの評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

【実施内容】

平成30年度は廃棄物埋設候補地およびその近傍に断層が存在する場合に断層の連続性を確認し、その長さを評価するための物理探査等を用いた断層の調査手法について既存知見を収集・整理し課題を抽出する。また、廃棄物埋設候補地の地質構造を把握し断層の存否を認定するための最新の3次元地下構造探査手法について技術情報・知見を収集・整理し課題を抽出す

る。これらの知見に基づいて、地質調査及び物理探査等を用いた断層の認定基準について整理し、断層長さに係る総合的な判断指標について検討を行い、課題を抽出する。

【成果】

2.1.1.1 断層の連続性・長さを評価するための物理探査等を用いた断層の調査手法及び最新の3次元地下構造探査手法についての技術情報に関する知見の収集・整理

2.1.1.1 各種物理探査法の特徴

地表からの調査段階で、地下 100m 程度に設置される中深度処分の廃棄物理設地やその近傍域に影響を及ぼすような地質構造や地質環境特性を評価するための物理探査手法は各種存在する。例えば、活断層調査に用いられる物理探査手法には表 2.1.1-1 のようなものがある（高橋ほか、1995¹⁾）。

表 2.1.1-1 活断層調査で用いられ物理探査手法（高橋ほか、1995¹⁾）

手法	利用頻度	コメント
反射法地震探査	◎	陸上におけるP波およびS波地震探査
音波探査	◎	海上における反射法地震探査
電気探査	○	地下の比抵抗分布を求める
電磁法地震探査	○	深層を対象としてMT法やCSAMT法、浅層を対象としたVLF法やインダクション法など。
重力探査	△	重力値の異常から地下構造を推定する。
放射能探査	○	放射性元素のガンマ線を計測して、地下の異常を推定する。

◎: 非常によく利用される
 ○: よく利用される
 △: 利用頻度はあまり多くない

廃棄物理設地及びその周辺を対象とした物理探査は、以下の 3～4 段階で行われることが想定される。

- ①文献調査：産業技術総合研究所地質調査総合センター刊行の重力図など既存の物理探査結果の収集・解析によるもの
- ②広域空中調査：廃棄物理設候補地を含めた数 km～10 数 km 程度以上の範囲の広域を面的にカバーする空中重力偏差法探査や空中磁気探査，空中電磁探査など
- ③広域地表調査：廃棄物理設候補地を含めた数 km～10 数 km 程度以上の範囲の広域を線的にカバーする 2次元地表調査
- ④精密地表調査：廃棄物理設候補地周辺の数 km 以内を対象とした精密な 2次元もしくは 3次元地表調査

これらの各段階で使用される物理探査手法には、それぞれ特徴があるが、ここでは物理探査ハンドブック（2016）²⁾に倣い、各探査手法別にその特徴と適用性を概観することとする。

地下の地層境界などの物性境界からの反射を利用する代表的な手法としては、反射法地震探査と地中レーダーがある。山田ほか（2018）³⁾は、「新版物理探査適用の手引き —土木物理探査マニュアル 2008—」（物理探査学会，2008⁴⁾）を参照して、探査手法と探査深度の関係を表 2.1.1-2 のようにまとめ直している。

岩石の物性分布を把握する代表的な手法としては、弾性波速度構造を探査する屈折法地震探査，比抵抗値構造等を探査する電気探査，電磁気特性構造を探査する電磁探査，密度構造を探査する重力探査などがある。

表 2.1.1-2 探査手法と対象深度（山田ほか，2018³⁾）

対象深度(m)	適用手法	信号元	主な周波数(Hz)
0～5	地中レーダー	チャープ式	数M～数G
5～10	地中レーダー	連続波	数M
10～20	(有効な手法が確立していない)		
20～50	極浅層反射法	板たたき (S波)	10～50
数10～100	浅層反射法	バイブレータ震源 (S波)	10～100
		インパクト震源 (S波)	10～100

これらの検討例を参照して、坑井を用いない地表からの調査段階で堆積軟岩中の断層調査に適用した場合に有効と考えられる以下の物理探査手法についてまとめることとする。

- 反射法地震探査
 - ・P波反射法地震探査
 - ・S波反射法地震探査
 - ・音波探査
 - ・三次元地震探査
- 地中レーダー
- 屈折法地震探査
- 電気探査
- 電磁法探査
- 重力探査

これらのうち音波探査は、海域や河川・湖沼等で用いられる反射法地震探査の一形態である。なお、放射能探査については、地球内部から放出される放射線の強度を測定する手法であり、断層沿いに強度異常を示すことがあるため概略調査・予備調査に用いられることはあるが、直接的に断層を調べる手法でないため、本検討からは割愛する。

2.1.1.1.1 反射法地震探査

反射法地震探査は、地表付近で人工的に地震波を発生させ、地下の地層境界で反射して再び地表に戻って来た反射波を地表に設置した受振機で測定し、地下の反射イメージから地下構造を推定する探査法である（物理探査学会，2008⁴⁾）。活断層調査において、もっとも用いられる探査手法である。陸域で用いる震源の違いによって、P波反射法、S波反射法に区分され、また海域や湖沼等については音波探査としてまとめる。また、近年実施頻度が高くなっている三次元地震探査についても言及する。

P波反射法地震探査

【震源】P波地震探査では、地表付近でP波を発生させて地下のP波反射イメージを取得する。地震波を発生する仕組みとしては、爆薬・バイブレーター・重錘落下（インパクトを含む）の3種類に大別される。代表的なものを以下に示す。

- ・爆薬：ダイナマイト（爆薬）は、浅層を対象とした小薬量（数10g）のものから、大規模屈折法地震探査のための大薬量（数100kg）まで様々なものが使用されてきた。しかし、近年日本国内における製造が中止されたため、コンクリート構造物などの解体に用いられる含水爆薬が使用され始めている。含水爆薬は、ダイナマイトと比較して爆速がやや遅いため、P波の波形はダイナマイトに比べてやや鋭敏さに欠けるものとなる。
- ・大型バイブレーター：バイブロサイズは、これまでは活断層調査や資源探査のために多く用いられてきた。大型のもの（重量約19t）と中型のもの（重量約8t）があり（図2.1.1-1）、大型のバイブロサイズは、より低い周波数から振動を発生させることができ、探査深度が深くなる。探査深度を300mとした場合には、中型のバイブロサイズ1台を震源とすれば十分であるが、大型バイブロサイズを使用しても問題はない。

緒元	大型バイブロサイズ	中型バイブロサイズ
スイープ周波数	6-200 Hz	10-300 Hz
最大荷重	18,000 kg	6,800 kg
マス重量	2,300 kg	794 kg
プレート面積	2.64 m ²	1.17 m ²
全長	8.4 m	6.1 m
全幅	2.4 m	1.8 m
全高	3.2 m	2.5 m
全重量	18.9 t	7.9 t



図 2.1.1-1 大型バイブロサイズ（左）および中型バイブロサイズとその緒元

- ・小型バイブレーター：岩槻ほか（1998）⁵⁾は、電磁式スイープ震源を用いて、震源周波数 20Hz～270Hz の帯域で、地表下 150m 程度までの探査を行っている。また、ドイツ GeoSym 社の ERViS のような可搬型の電磁式バイブレーターも存在する。ERViS は、仕様上は高い周波数まで発生可能（20～400Hz）であるが、震源そのものが発するエネルギーが小さく、高周波数ではエネルギーは弱くなる。地下 100～150m 程度までの探査が可能である。
- ・インパクター：インパクターは（株）地球科学総合研究所が開発した震源であり、油圧でピストンを押し下げることにより、重錘落下より大きな衝撃波を発生させることができる（図 2.1.1-2）。垂直にピストンを落下させれば P 波震源として機能し、シリンダーを傾斜させることにより、P 波と S 波を同時に発生させる震源として用いることができる。

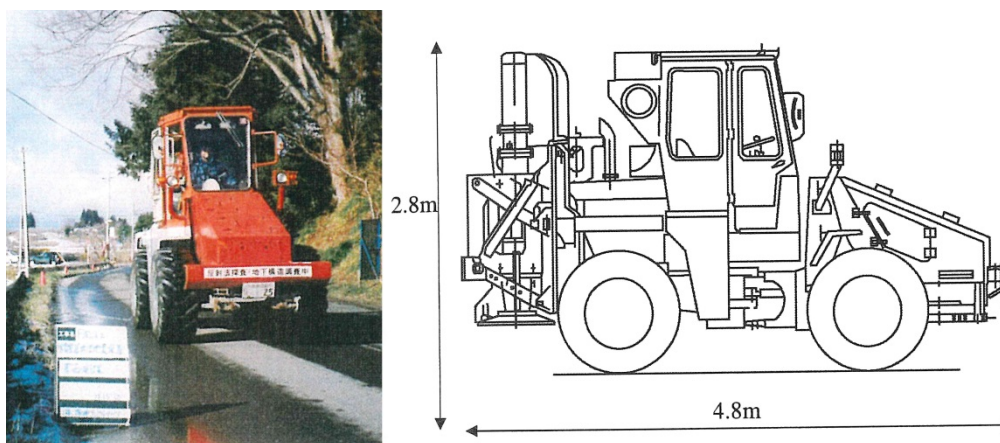


図 2.1.1-2 インパクター震源

- ・重錘落下：重錘落下は重錘を一定の高度まで持ち上げ、自由落下させる方式であり、可搬性の高い震源として小規模探査に用いられる。板たたきも原理的には同じであり、簡便に利用できるが、エネルギーが弱く、再現性に難がある。

【受振器】アナログ受振器とデジタル受振器がある。デジタル受振器は、GPS同期機能や無線伝送システム等と組み合わせて用いると利便性が高いが、システム全体が大きくなる傾向がある。

【記録システム】従来のシステムでは、記録システム（探鉱機）と受振器（ないし受振器と接続したA/D変換器）を有線ケーブルで接続しており、測線展開に時間を要していた。近年のシステムでは、受振器やA/D変換器にGPS時刻と同期しながらデータを取得する機能があるものや、無線伝送システムを持つものなど有線ケーブルの展開が不要なシステムが構築されている。ただし、探査時に実データを確認するためには、記録システム（探鉱機）を用いたシステムが必要となる。

S波反射法地震探査

【震源】S波バイブレータや板たたき（水平方向）により、理論上は純粋なS波を発生させるもの（事実上は必ずP波の発生を伴う）と、P波の発生に伴うS波を利用するものに分類される。

- ・S波バイブレータ：通常用いられているP波の振動部を横向きにしたものであり、P波の振動ユニットを組み替えて用いる。
- ・小型バイブレーター：ERViS震源は、震源部分の組み替えによりS波震源として用いることができる。仕様上は高い周波数まで発生可能（20～320Hz）であるが、震源そのものが発するエネルギーが小さく、高周波数ではエネルギーは弱くなる。地下60～100m程度までの探査が可能である。
- ・インパクト：シリンダーを傾斜することのできるインパクト震源は、P波と同時にS波を発生させることができる。ただし、シリンダーの傾斜角は垂直軸から30～60度程度であり、P波の発生を避けることはできない。右傾斜と左傾斜のデータを取得して引き算によってS波成分を強調する手法が一般的に用いられる。

【受振器】水平方向の地震動を捉えるために、水平成分を持つ受振器、典型的には三成分受振器が必要である。三成分受振器は、通常の垂直方向のみの加速度型受振器と比べて構造的に大きくなり、また水準・方位を合わせる必要があるため設置に時間を要する。

【記録システム】P波反射法探査と同様である。

【特徴】一般に浅層反射法探査では、S波断面図の方が記録が良いと言われる（図2.1.1-3；高橋，1997⁶⁾）。これは、表層付近のS波速度がP波速度と比べて極めて遅くなり（ $V_p/V_s > 5$ ）、深部（ $V_p/V_s = 2 \sim 2.5$ 程度）と比べて同じ周波数でも分解能が上がるためである。同一地点で取得されたP波探査とS波探査の比較を図2.1.1-2に示す。対象深度によって、どちらの震源を用いれば分解能が上がるかは変わってくるので、両者を比較することが望ましい。

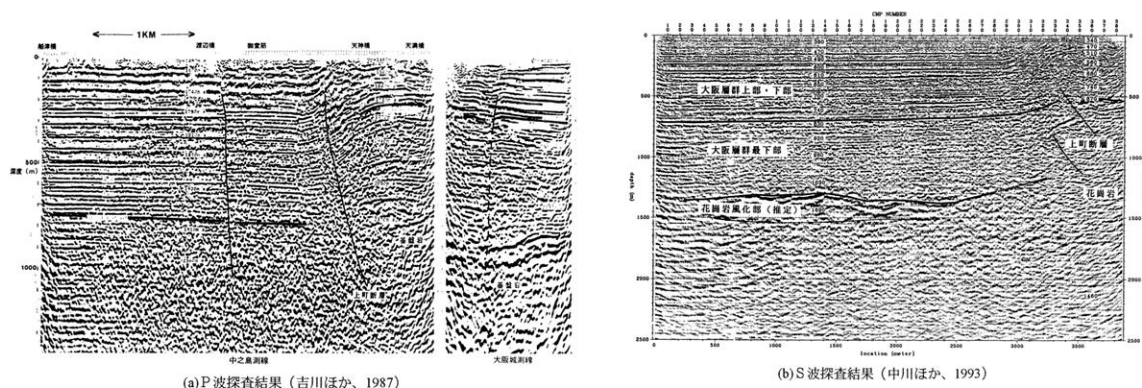


図 2.1.1-3 同一地点を通る P 波探査結果と S 波探査結果の比較 (高橋, 1997⁶⁾)

音波探査 (海域や湖沼域における反射法地震探査)

【震源】沿岸海域や陸域に散在する湖沼は、水深が浅いことが想定され、大型船を使用する調査や機材を深く沈める調査には適さない。水深が浅い場合に使用可能な震源としては、ブーマー、スピーカー等があげられ、電源のみでコンプレッサーが不要なことから、漁船クラスの船舶で調査が可能である。これらの震源は、資源探査で用いられるエア・ガン震源とくらべて周波数が高く、浅層（海底面よりの探査深度 100m 前後）の調査に向いている。水中では S 波は伝搬しないため、S 波探査は困難である。P-S-S-P と変換する波を用いる変換 S 波探査が理論的にはあり得るが、良好な結果が得られた例は乏しい。

【受振器・記録システム】受振器を船等で曳航する方式と海底に敷設する方式が存在する。

- ・曳航式：ハイドロフォン（受振器）を内蔵したストリーマー・ケーブルを震源と一緒に曳航して記録を取得する方法が一般的である。ハイドロフォンで取得されたデータは、有線ケーブルによって船上の記録装置に伝送され、そこで A/D 変換されて記録媒体に記録される。また、地球科学総合研究所の ACS のように、ケーブル自体に A/D 変換装置と記録装置が内蔵された装置もある。ACS は、海上三次元地震探査等の複数のケーブルを扱うときに取り回しが容易になる。
- ・海底敷設式：海底にケーブルを敷設して（ベイ・ケーブル）、陸上と同様にデータを取得する。ハイドロフォンに加えて加速度型受振器（多くは三成分）を用いる場合がある。

三次元反射法地震探査

受発振点を稠密に展開する三次元反射法地震探査は陸域・海域ともに可能であるが、陸域では、建物・施設・道路等の地表条件により、発震点・受振点の配置が限られ、均質なデータを取得することが難しい。しかし、近年の処理技術の向上によって、この難点は改善しつつある。

断層層調査を目的とした三次元反射法地震探査の例として佐々木ほか (2008) があげられる。佐々木ほか (2008) ⁷⁾ は、日本原燃株式会社の余裕深度処分の調査・研究の一環として、深度 100m 以浅を対象とし、震源としてはバイプロサイズ（スイープ周波数 40~210Hz）を用いた探査を行っている。佐々木ほか (2008) ⁷⁾ の探査測線の設定、地表面カバー率、探査仕様、探査結果を図 2.1.1-4 に示す。

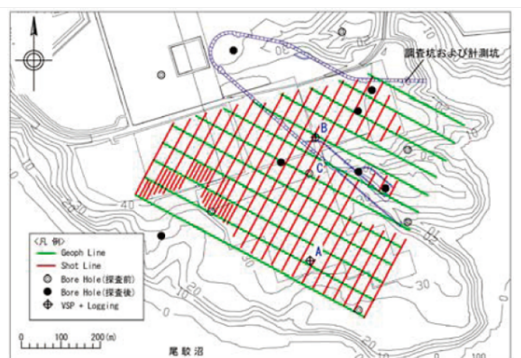


Fig.2. Index map of geophone(green)and shot(red) lines and bore hole locations.

探査仕様 (探査期間はおよそ2ヶ月)

Data Acquisition Parameter	Layouts
Geophone Lines	8 Lines
Total Geophone Points	650
Geophone Line Spacing	50m
CH Interval	10m
Shot Lines	23+18 Lines
Total Shot Points	833
Shot Line Spacing	30m
Shot Interval	10m
Line Coverage	650m×550m
BIN Size	5m×5m
Each Shot Coverage	24ch×8 Geophone Lines

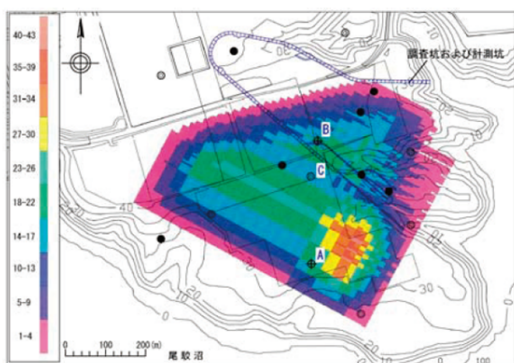


Fig.3. Surface coverage map. Each bin covers 5×5m area.

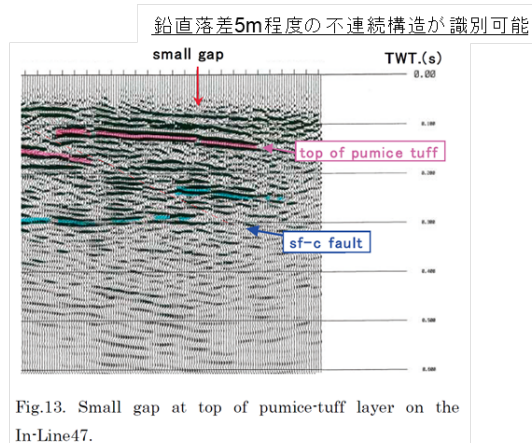


Fig.13. Small gap at top of pumice-tuff layer on the In-Line47.

図 2.1.1-4 三次元反射法地震探査の例 (佐々木ほか, 2008?)

受振測線と発震測線は互いに直交し, 調査期間は約2ヶ月である. 三次元反射法探査の結果, 詳細な地質構造の解析が可能となり, 実落差5m程度の断層を判別することが可能であったと報告されている.

海域では, 水深・漁網・堤防等の制約条件がなければ, 規則的な発震・受振が可能であり, 陸上と比べて格段に高品質のデータが取得されることが期待される. 猪野ほか(2018)⁸⁾は, 八代海での日奈久断層帯の超高分解能三次元反射法地震探査について報告している. この結果では, 従来の二次元音波探査をもちいて推測した断層位置が, 三次元探査の結果, かなり異なった様相を示すことが示されている (図 2.1.1-5,6).

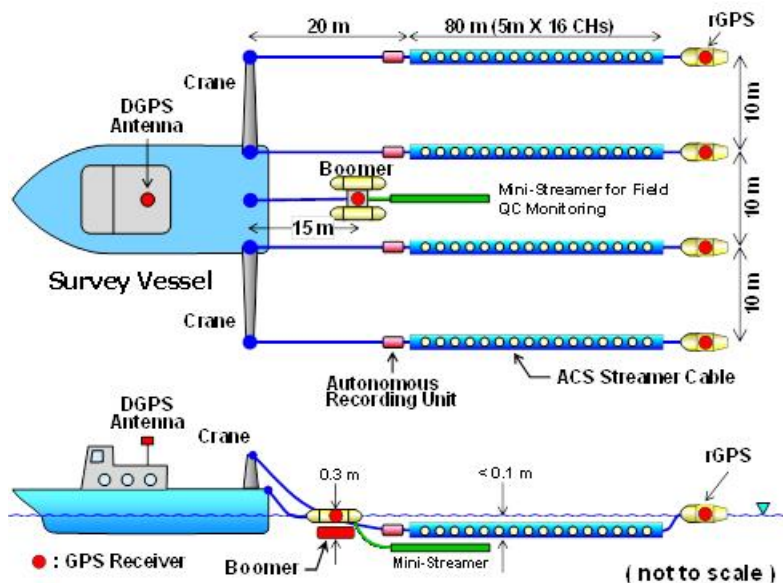


図 2.1.1-5 超高分解能三次元反射法地震探査の例 (猪野ほか, 2018⁸⁾)

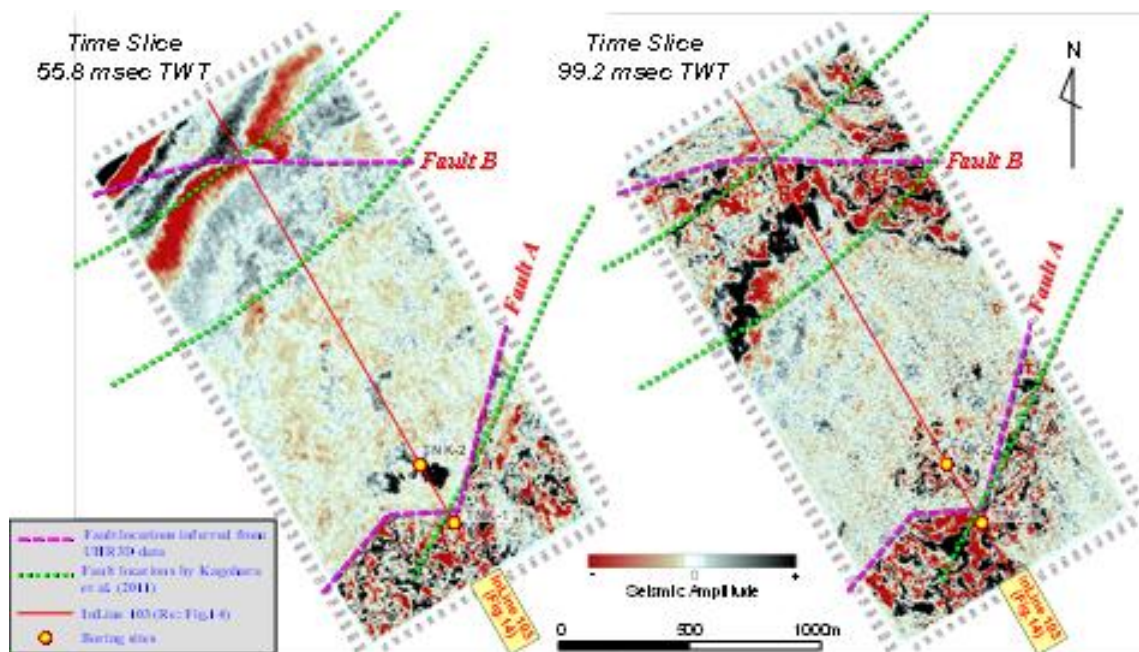


図 2.1.1-6 超高分解能三次元地震探査で得られたタイムスライスと断層解釈結果 (猪野ほか, 2018⁸⁾)

三次元調査の解釈結果 (紫線) は既存二次元調査の解釈結果 (緑線) とは大きく異なっている。

陸上において S 波を用いた三次元反射法地震探査の実施は困難である。水平成分を持つ受振器が必要であり、震源の振動方向と受振の方向を合わせて処理する必要がある。なお、これを避ける簡便な方法としては、2次元の S 波測線を密に並べて 3次元データとして記録を取得する方法がある。また受振器については、P 波の垂直成分を横置きにして用いる例もある。

2.1.1.1.2 地中レーダー

地中レーダーは地中に電磁波を放射、電磁特性の異なる境界で反射した電磁波を捉えることにより、地中を探索する方法である (物理探査学会, 2008⁴⁾)。反射法や屈折法地震探査で用いる弾性波と比べて、地中レーダーで用いられる電磁波は周波数が高く (数 10MHz 程度以上)、

高分解能の探査が可能であるが、その反面として透過能が低いため土質地盤で2～3m、岩盤で10m程度以内までの探査が可能である。

地中レーダーの測定原理を図 2.1.1-6 に示す。装置は、送信アンテナと受信アンテナとからなり、その間隔は固定されている。このシステム全体を移動させながら、受振波形を記録して並べることにより、記録断面図を得る。

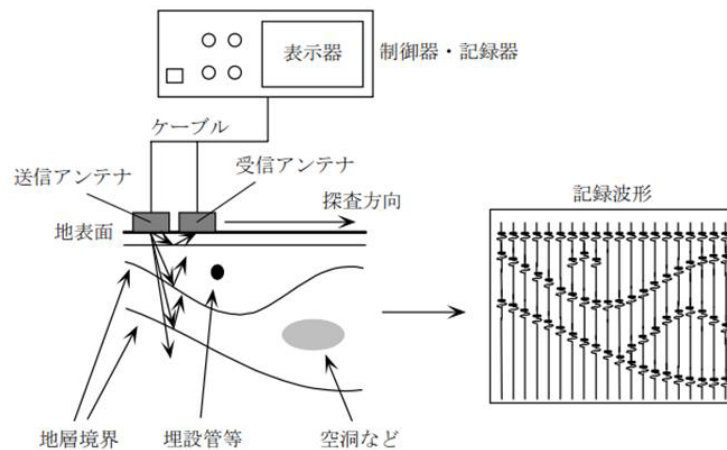


図 2.1.1-7 地中レーダー探査の原理（物理探査学会，2008⁴⁾）

【調査事例】地中レーダーを活断層調査に用いた例（平井ほか，2018⁹⁾）を図 2.1.1-8 に示す。この例では、電磁波の周波数を 200MHz から 400MHz まで変化させた場合であるが、周波数が高いほど分解能は高くなるが、深度 1m 程度の反射面を捉えるためには、200MHz の方が良いことが分かる。宮下ほか(2011)¹⁰⁾は、トレンチ調査のための地中レーダー探査を実施している。2 側線において地中レーダー探査を行い（測線長約 31m と約 62m）、7～11m 程度以浅の断面図を得ている。明瞭な断層構造は得られなかったものの、浅部地盤構造が明らかとなり、ボーリング調査やトレンチ調査との比較検討資料としている。

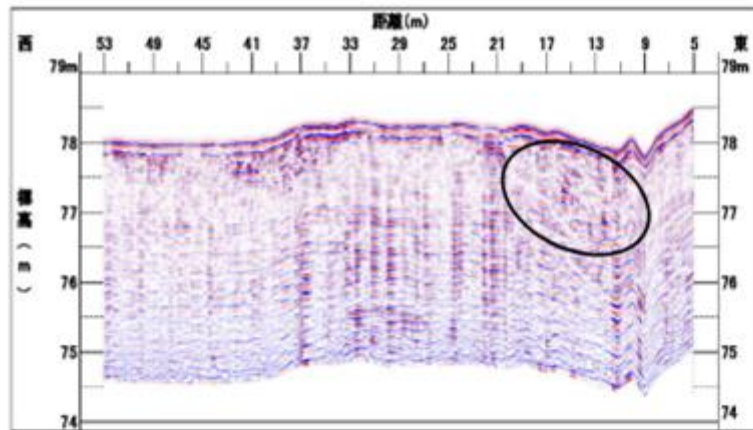


図-A 400MHz 結果断面図

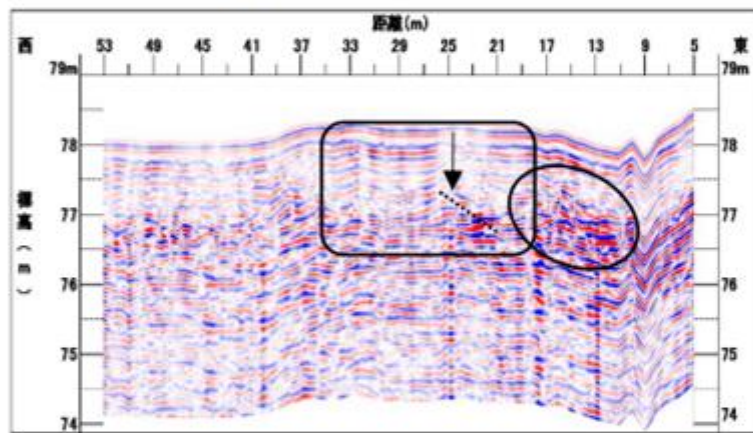


図-B 270MHz 結果断面図

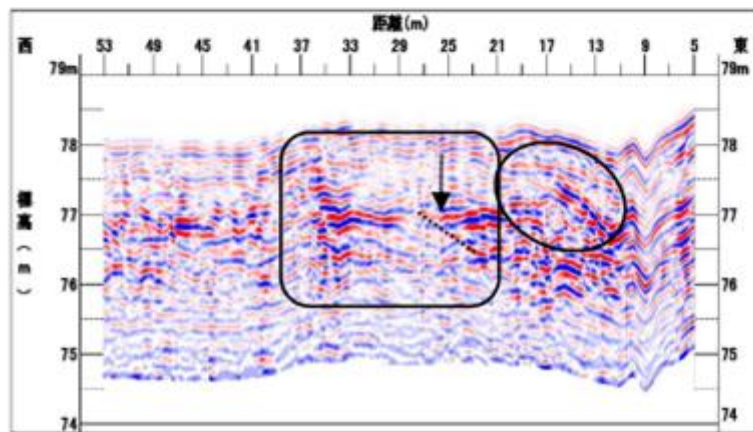


図-C 200MHz 結果断面図

図 2.1.1-8 地中レーダーによる探査断面図（平井ほか，2018⁹⁾）

2.1.1.1.3 屈折法地震探査

地表付近で反射法地震探査と同様に爆薬などによって地震波を発生させ、地下の地層境界で屈折して戻って来た屈折波を、地表に設置した受振器で測定し、各地層の走向や弾性波速度などを求める探査手法である（物理探査学会，2008⁴⁾）。坑井のない地表からの調査段階では、地下の弾性波速度構造を把握する探査手法として重要である。

【震源・受振器・記録システム】陸域においては、反射法地震探査と同じものを利用する。海

域においては、音波探査よりも長距離にわたる受振器展開が必要となるため、OBC・独立型海底地震計等の利用が必要となる。

【特徴】屈折法地震探査の適用条件（解析条件）としては、以下の2条件が前提となっている。

- ・地層の弾性波速度は深部ほど増大する。
- ・測線と地質構造は直交している。

従って弾性波速度の逆転層があると、その層準がブラインド層となり、屈折法では解析できない。解析手法としては、以下の2種類がある。

- ・萩原の方法（走時曲線による方法）
- ・トモグラフィー法

萩原の方法では、層数と各層の速度を固定して、その速度構造の境界を得る。トモグラフィー法では、地下の断面をセルに分割して、各セルの速度値を求める。両者の解析結果の表現は異なったものとなるが、萩原の方法においては層境界のずれが、トモグラフィー法の解析での速度の急変する所が、断層であると解釈される。なお、コンピューター解析技術の進歩した現在において、トモグラフィー法による解析を行うことが推奨される。

測線長は、探査深度の5～10倍程度必要とされ、調査範囲が制限される場合は用いることができない可能性がある。発震点は、受振点の数と比べて少なくても良い。

2.1.1.1.4 電気探査

電気探査法は、地層を構成する物質の比抵抗、誘電率あるいは電気化学的性質の違いに着目し、人工的あるいは自然的要因により発生した電位を測定し、地下の構造や状態、地下資源の存在などを調査する探査法である（物理探査学会，2008⁴⁾）。主な手法としては下記のようなものがある。

- ・比抵抗法
- ・自然電位法（SP法）
- ・強制分極法（IP法）
- ・人工電位法

これらのうち、断層の探査に役立つと思われる手法は、比抵抗法である。比抵抗法では、人工的に地盤に電流を流し、電位の分布から抵抗値構造を求める。断層ガウジ等が周囲と異なる比抵抗値を示すことや、比抵抗値構造の不連続面を利用して断層を検出することができる。

【調査事例】田中ほか(2008)¹¹⁾は、トンネル掘削のための調査として比抵抗法電気探査を行い、断層破碎帯が低比抵抗になることを捉えたとしている。原子力規制庁(2015)¹²⁾は、京都大学への委託事業として行った野島断層と有馬高槻構造線断層帯で実施した比抵抗法調査の結果を公表している（図2.1.1-9）。野島断層の結果では、断層破碎帯内の粘土が遮水壁の役割を果たし、海からの塩水侵入を防護しているため断層と比抵抗の境界が必ずしも一致していないとの記載がある。

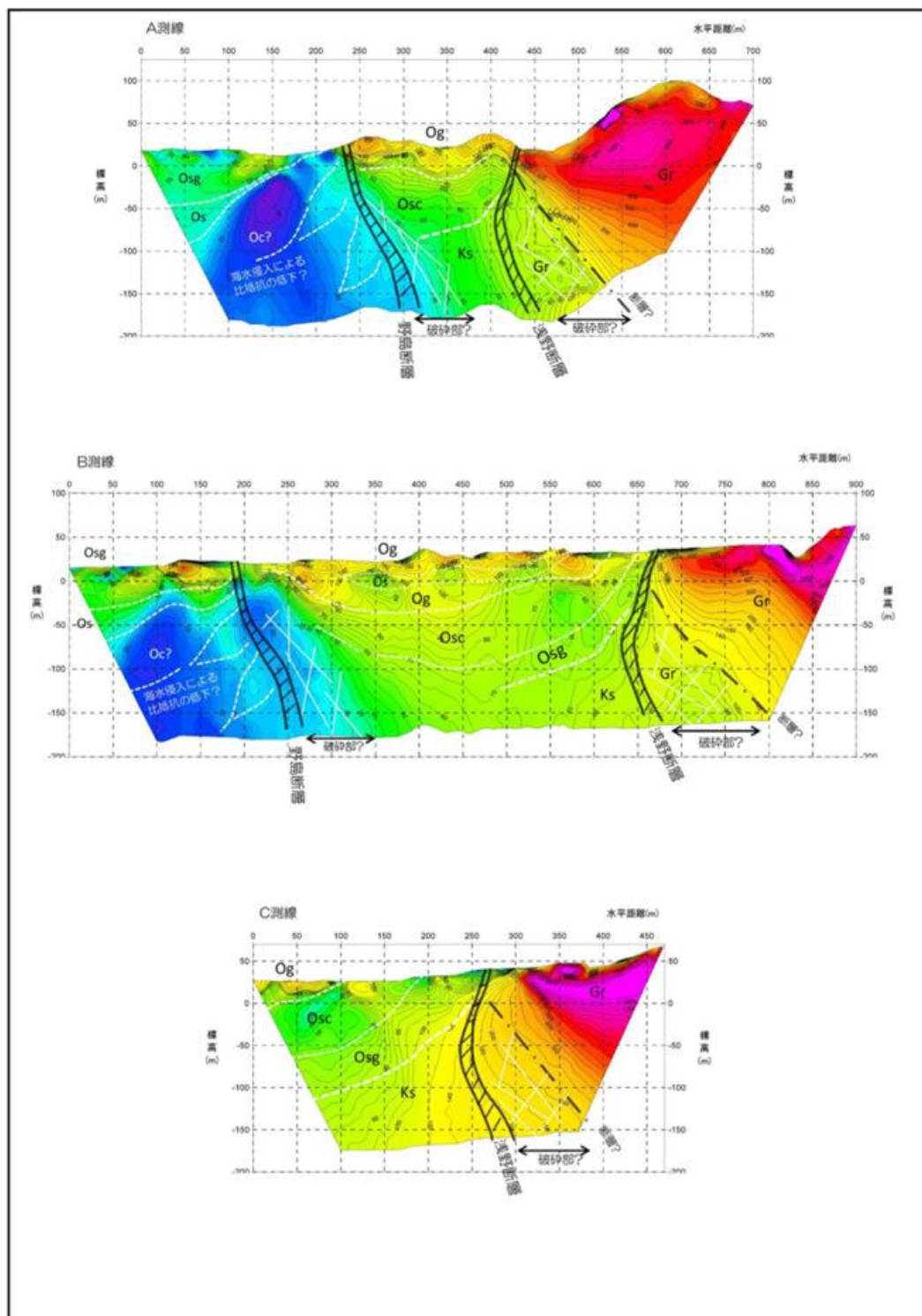


図 2.1.1-8 野島・浅野断層における比抵抗断面図（原子力規制庁，2015¹²⁾)

2.1.1.1.5 電磁法物理探査

電磁法探査は、地層を構成する岩石の種類によって電磁波（電波）に対する反応が異なる性質を利用し、地質、地下水・石油・天然ガス・石炭・鉱石等の地下資源および断層・終局等の地質構造を調査する探査法の総称である（物理探査学会，2008⁴⁾）。2.1.1.1.3 項の地中レーダーも広義には電磁法物理探査の一種であるが、一般には電磁法物理探査には含めない。

MT 法・AMT 法，CSAMT 法，TEM 法，空中電磁法，ループ・ループ法，VLF 法などのバリ

エーションがある。それぞれの電磁法の主たる特徴は、表 2.1.1-3 のようにまとめられている（物理探査学会，2008⁴⁾）。

表 2.1.1-3 代表的な電磁探査の特徴と適用方法（物理探査学会，2008⁴⁾）

手法	周波数 (Hz)	可探深度 (m)	測点間隔 (m)	測定時間 (分/点)	適用調査	特徴
MT 法・AMT 法	$10^3 \sim 10^4$	$10^3 \sim 10^4$	$10^2 \sim 10^5$	$10^2 \sim 10^4$	断層・温泉 山岳トンネル	深部探査に適 花崗岩地帯
CSAMT 法	$10^1 \sim 10^4$	10^3 程度	$50 \sim 10^4$	30~60	断層・温泉 山岳トンネル	花崗岩地帯不利
TEM 法	$10^{-2} \sim 10$	$10^2 \sim 10^3$	50~0	5~30	断層・温泉・地下水 山岳トンネル・埋設物	測定法に多くの バリエーション
空中電磁法	$10^2 \sim 10^5$	10^2 以下	5 程度	1 以下	斜面・断層・温泉 山岳トンネル	広域・急傾斜地に適
ループループ法	$10^3 \sim 10^5$	$10 \sim 10^2$	$5 \sim 10^2$	5 程度	地下水・浅層地盤 埋設物	2~3 名で測定可
VLF 法	$10 \sim 10^2$	50 以下	$5 \sim 10^2$	5 程度	地下水・浅層地盤 埋設物	1 名でも測定可

【調査事例】茂田(2008)¹³⁾は、高レベル放射性廃棄物の地層処分における断層探査として AMT 法を適用した例を報告し、高比抵抗ゾーンと断層との対応を見出している（図 2.1.1-10）。吉村(2008)¹⁴⁾は、三次元電磁探査法を開発し、結晶質岩および堆積岩中の探査事例を紹介している（図 2.1.1-11）。

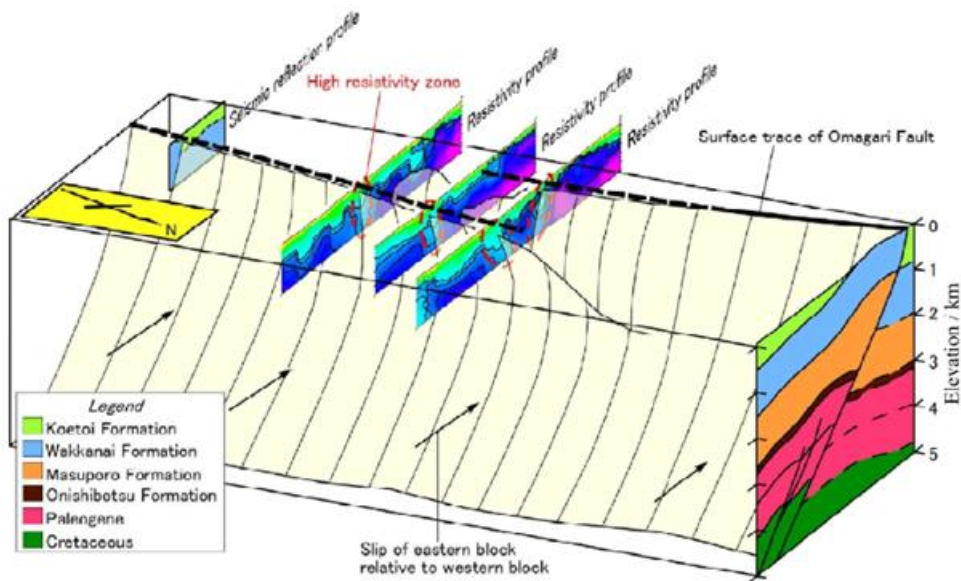


図 2.1.1-10 大曲断層付近の地質構造と比抵抗断面図（茂田ほか，2008¹³⁾）

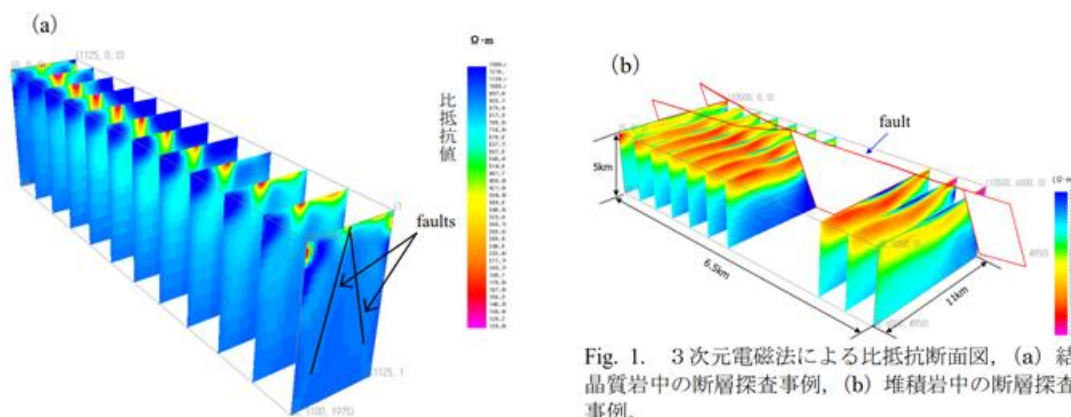


Fig. 1. 3次元電磁法による比抵抗断面図，(a) 結晶質岩中の断層探査事例，(b) 堆積岩中の断層探査事例。

図 2.1.1-11 三次元電磁探査による比抵抗断面図 (吉村, 2008¹⁴⁾)

2.1.1.1.6 重力探査

重力探査は，地表で重力計を用い重力加速度を測定して，微小な重力加速度の変化から地下の密度構造を求める探査法である．探査手法により，以下の3手法に分けられる．

- ・重力探査法
- ・微重力探査（マイクログラビティ）法
- ・重力偏差法

重力探査法は絶対重力を求める探査手法であり，測点間隔に応じた構造が抽出可能である．微重力探査法は，手法としては重力探査と同様の手法であるが，絶対重力を求めない点，測定間隔が一般的に稠密であり m オーダーの稠密探査を行う点が特徴であり，浅層部の高密度探査に適している．

重力偏差法には，鉛直方向の偏差・水平方向の偏差（一次微分・二次微分）がある．鉛直方向の偏差は，厳密には，重力加速度を高度の違う2点以上で測定しなければならないが，重力異常の水平分布から計算する手法もある．また，重力の水平方向の偏差も有用であり，他の物理探査的情報がない場合に，断層の存在する位置を推定するために用いられる．また，オイラー・デコンボリューション等の手法により，より断層位置を明確にすることも試みられている．一般に重力探査は，より正確に断層の位置を決めるといった目的には適さず，(広域的な)重力の偏差から断層位置を推定するという使い方が適当と考えられる．

【調査事例】産業技術総合研究所深部地質環境研究センター(2003)¹⁵⁾では，阿武隈花崗岩体中の白沢一常葉測線沿いの精密重力探査(50m 間隔，総延長 14.8km)に基づいて，盛岡一白河構造線の位置を求めているが，その結果は屈折法地震探査の結果と整合的である．Saibi et al.(2006)¹⁶⁾は，長崎県島原半島西部の小浜温泉周辺の基盤構造を重力偏差，オイラーデコンボリューションにより求めている．

2.1.1.1.7 各物理探査手法の断層調査への適用性

以上の検討を踏まえ，坑井を用いない地表からの調査の各段階において，中深度処分で考慮すべき数百 m 程度までの深度までの断層の存在・走向傾斜・ずれの量等の情報を抽出するために各物理探査手法がどの程度適しているかを表 2.1.1-4 にまとめた．断層の走向傾斜・ずれの量等の情報を直接抽出する方法としては，岩石の物性境界の反射を利用するため反射法地震探査と地中レーダー探査の適用性が高く，探査深度を考慮すると反射法地震探査が物理探査手法の中心となる．また，断層調査に各物理探査手法を適用する際には，調査のどの段階で適用したら良いかの適性を考慮する必要がある．例えば，重力探査は，調査の初期段階で既存地質情

報と合わせて断層の存在位置を推定するのに用いられるが、断層の正確な形状を求めるには適さないなどである。なお、優先順位が高い手法であっても、現地の状況等で実施不可能な場合は、他の手法の適用を検討する必要がある。

表 2.1.1-4 地表からの調査段階における各種物理探査手法の適用性のまとめ

調査段階	手法	有効度	得られる情報	データ属性	活用場面	コメント
広域 空中探査	電磁法探査	○	地下の比抵抗構造・状態	2D (3D)	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	ヘリコプターを用いた稠密な空中電磁探査が実用化されている
	磁気探査 (磁力探査)	○	地下の磁性体分布・構造	2D (3D)	地下の磁性体分布の境界による断層・岩相境界の推定	ドローンを用いた稠密な磁気探査が実用化されている
	重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の平面分布	2D (3D)	断層・岩相境界の有無を推定するための事前検討	ヘリコプターを用いた稠密な空中重力偏差法探査が実用化されている
広域 地表調査	反射法地震探査(2D)	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	2D	探査測線上の断層の存在の有無	陸上においてはP波およびS波地震探査の記録が良好な方を選択
	音波探査(2D)	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	2D	探査測線上の断層の存在の有無	海域におけるP波反射法地震探査
	三次元反射法地震探査	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	3D	広域(面的)の断層の存在の有無を調べる概査	P波反射法のみ適用可
	屈折法地震探査	△	地下の弾性波速度構造・分布	2D	弾性波速度の境界による断層存在の推定	探査深度の5~10倍の測線長が必要
	電気探査・電磁法探査	△	地下の比抵抗構造・状態	2D	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	比抵抗構造と断層位置が一致しない場合がある
	精密重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の面的・線的分布	2D 1D	探査位置or探査測線上の断層存在の推定	重力値の異常から地下構造を推定する
精密 地表探査	三次元反射法地震探査	◎	弾性速度境界(地層境界)の構造	3D	断層の有無・連続性を確認するための精査	・P波反射法のみ適用可 ・海域においては超高分解能3Dの手法あり
	地中レーダー	○	表層付近のレーダー波による反射構造	2D	地下の断層が表層まで達しているかどうかの判断	表層付近の情報に限られる
	三次元電気探査	○	地下の比抵抗構造・状態	3D	電磁気的特性の境界による断層存在の推定	比抵抗構造と断層位置が一致しない場合がある
	三次元電磁法探査	○	地下の比抵抗構造・状態	3D	地下の比抵抗構造の境界による断層の推定	ヘリコプターを用いた稠密な空中電磁探査が実用化されている
	磁気探査(磁力探査)	○	地下の磁性体分布・構造	2D (3D)	地下の磁性体分布の境界による断層・岩相境界の推定	ドローンを用いた稠密な磁気探査が実用化されている
	精密重力探査	○	ブーゲー異常値(勾配)の平面分布	2D 平面	探査位置or探査測線上の断層存在の推定	・重力値の異常から地下構造を推定する ・絶対重力計の使用を推奨

[注] ◎:重要な情報となる、○:補完的な情報となる、△=間接的な情報となる

2.1.1.2 反射法地震探査の標準的な処理・解析技術と属性解析による断層の抽出

反射法地震探査データの処理・解析技術については、近年さまざまな手法が開発されている。国内外においても断層情報抽出に反射法地震探査は、数多く実施され、成果を挙げている。本項では、最新のデータ処理・解析における高精度・高解像度化にかかわる技術要素の標準化のため、これまで国内外において断層調査で実施されてきたデータ処理フローの技術情報を集約し、また断層抽出を目的とした属性解析（アトリビュート解析）に関しても技術動向を精査する。

2.1.1.2.1 基本データ処理・解析フローに関する事例調査

これまで国内外で行われている活断層調査における反射法地震探査の基本データ処理と解析フローの事例を、主に公表資料を基に収集・検討する。

物理探査学会(2016)²⁾は、『物理探査ハンドブック 増補改訂版』に反射法地震探査の基本的なデータ処理フローをまとめている（図 2.1.1-12）。現場記録からフォーマット変換や各種処理・解析を経て、深度変換を行い、マイグレーション深度断面に至る全体フローである。今回調査した活断層調査における処理・解析フローも、物理探査ハンドブック（2016）に掲載されているデータ処理・解析フローが概ね踏襲されていた。

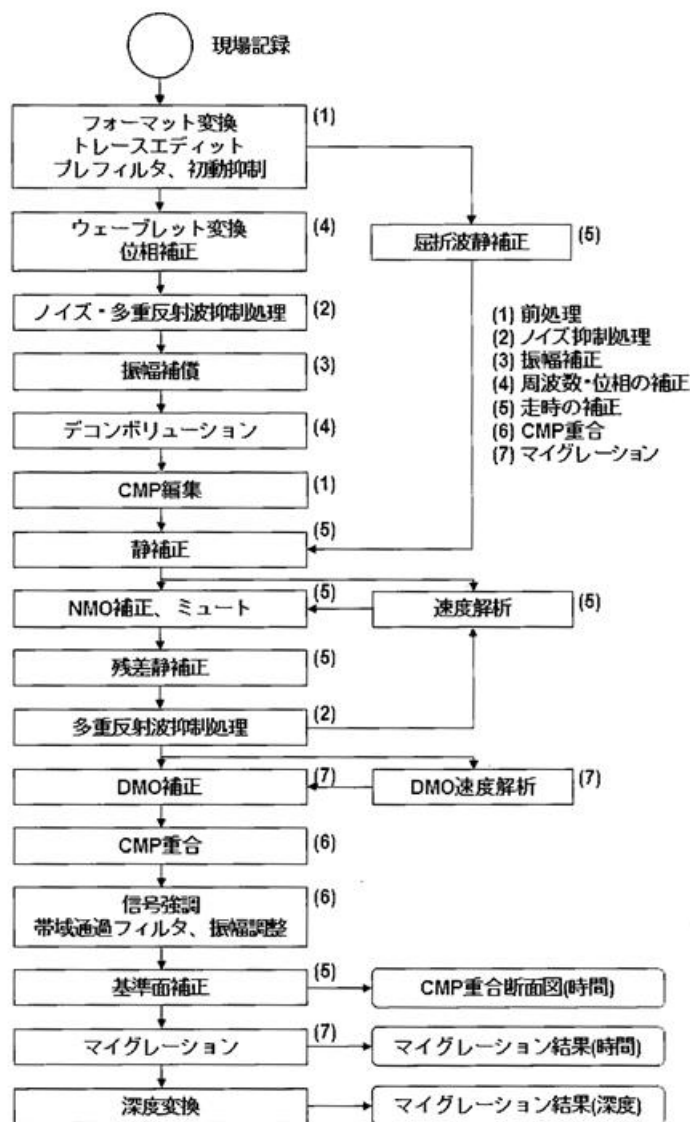


図 2.1.1-12 反射法地震探査における基本データ処理フロー（物理探査学会，2016²⁾）

【活断層調査におけるデータ処理・解析フロー事例】

主な活断層調査における、データ処理・解析フローを古いものから順に7事例示す。

①平成8年度 大阪府 上町断層帯反射法地震探査(図 2.1.1-13)

大阪府が、約40kmにも及ぶ上町断層系に対し、反射法地震探査を実施したもの。本調査結果により、仏念寺山断層～上町断層～坂本断層までの総延長40kmと考えられていた上町断層系が、坂本断層よりもその南部に延びる久米田池断層の方が変位量も大きく明瞭な断層と考えられ、断層運動は久米田池断層へと続くことが予想され、断層系の長さが延長された(大阪府,1996¹⁷⁾。

データ処理フローは、物理探査学会(2016)²⁾の処理フローに沿ったものであるが、当時の計算機能力上の制約のためか、マイグレーション処理は行われておらず、また深度変換も実施されず、重合後時間断面で解釈・検討を行っている。また振幅補償には自動振幅補償(AAC)を適用している。

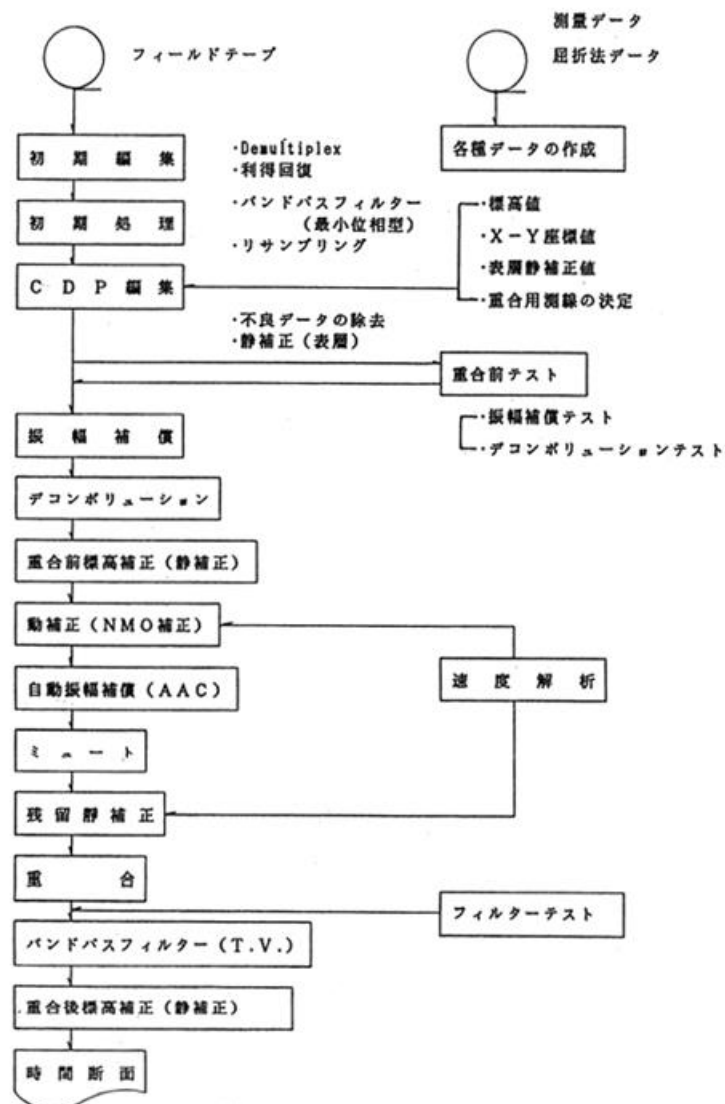


図 2.1.1-13 平成8年度 大阪府 上町断層帯反射法地震探査における基本データ処理フロー (大阪府, 1996¹⁷⁾)

②平成11年 埼玉県 関東平野北西縁断層帯(深谷断層) 反射法地震探査(図 2.1.1-14)

埼玉県による関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に対して行ったS波反射法地震探査である。本調査結果により深谷断層は、本庄市～熊谷市にかけての約20km区間で連続することが確実

であり、群馬県側及び熊谷市域にさらに延長している可能性があるとされている(埼玉県,1999¹⁸⁾).

S波反射法地震探査ではあるが、データ処理フローは、物理探査学会(2016)²⁾のP波反射法地震探査のデータ処理と同じフローに沿って実施されている。自動振幅補償処理(AAC)を行っている点は①の上町断層調査と同様であるが、本調査ではマイグレーション処理と深度変換を追加されており、解釈には深度断面図が用いられている。

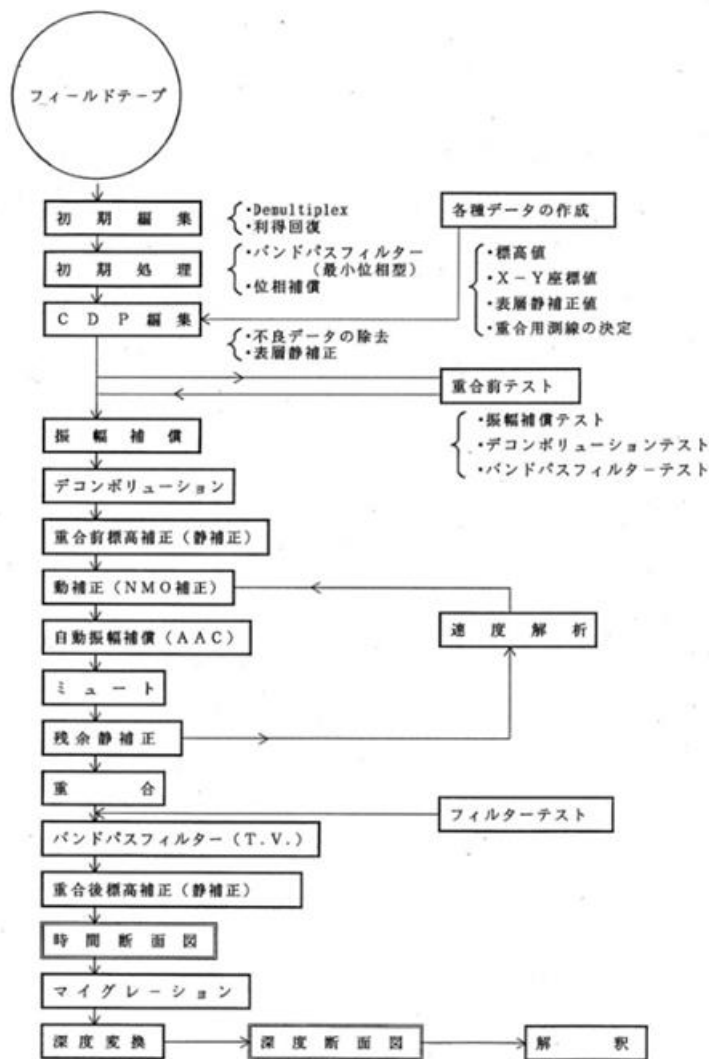


図 2.1.1-14 平成 11 年 埼玉県 関東平野北西縁断層帯(深谷断層) 反射法地震探査における基本データ処理フロー (埼玉県, 1999¹⁸⁾)

③平成 16 年 長崎県 雲仙活断層群に関する反射法地震探査(図 2.1.1-15)

長崎県により行われた雲仙普賢岳周辺の断層群に関して行ったP波及びS波反射法地震探査である。本調査結果により、雲仙活断層群の方向・長さ等の断層情報が整理されるとともに、未確認の伏在断層の存在も確認された(長崎県,2004¹⁹⁾).

データ処理フローは、物理探査学会(2016)²⁾の処理フローに則っており、マイグレーション処理と深度変換を行った深度断面図により解釈を行っている。特徴的な処理としては、信号強調処理としてミキシングを用いている。一般的にミキシング処理は重合後に複数のトレースを水平方向に足し合わせ、S/N比を上げる手法であるが、断層面のように反射面の断層を探索することを目的とする調査の場合、断層検知精度を落とす可能性がある。本調査でもシグナル強

調とトレードオフに水平分解能が犠牲になっていると思われるが、公表資料が不十分のため、評価不能となっている。

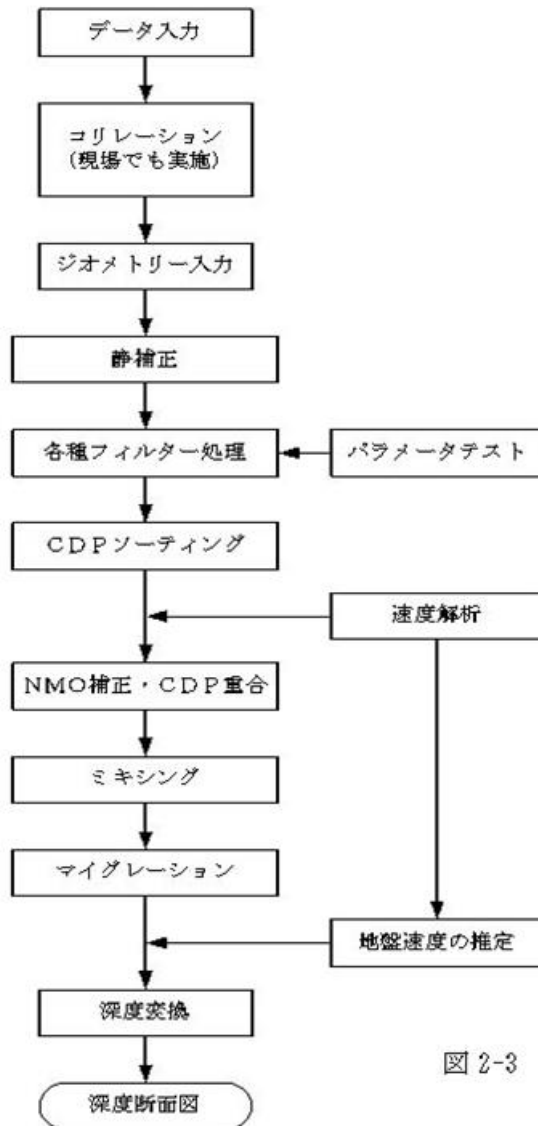


図 2-3 解析フローチャート

図 2.1.1-15 平成 16 年 長崎県 雲仙活断層群に関する反射法地震探査における基本データ処理フロー (長崎県, 2004¹⁹⁾)

④平成 17 年 糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測として行われた反射法地震探査

平成 17 年に文部科学省により行われた糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測の一環として行われた反射法地震探査である。本調査結果により糸魚川－静岡構造線断層帯は基本的に西傾斜であることが明らかとなった(文部科学省ほか, 2006²⁰⁾。

データ処理フローは、物理探査学会(2016)²⁾の処理フローに則っており、かつ重合後断面、マイグレーション処理後断面と深度変換後断面、屈折法速度構造が成果として得られ、それらを総合的に解釈に用いている。逆断層の解釈に屈折法トモグラフィー速度構造を活用している点が特徴的である。

⑤平成 25 年 地域評価のための活断層調査 (九州地域) 佐賀平野北縁断層帯における反射法地震探査

産業技術総合研究所が地域評価のための活断層調査（九州地域）として佐賀平野北縁断層帯反射法地震探査である。佐賀平野北縁断層帯は、地表では長さ 22km が認められ、重力異常からは 38km で正断層が指摘されていたが、地下構造が不明のままであった。本調査結果によって、堆積層中の連続性のよい反射面を切断する明瞭な正断層帯が確認でき、本断層帯は 50-70 度程度の傾斜角をもつ正断層であることが認定された（産業技術総合研究所, 2014²¹）。

データ処理フローは、物理探査学会(2016)²⁾に則っており、重合後時間断面、マイグレーション後時間断面、深度変換断面を用いた検討が行われている。

⑥平成 27 年 別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）における重点的な調査観測として行われた反射法地震探査（図 2.1.1-16）

文部科学省・京都大学による別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測の一環として行われた反射法地震探査である。本調査では、別府湾南岸における別府一万年山断層帯の断層分布及び深部形状を明らかとし、強振動予測に向けた三次元構造モデル構築の基礎データとなった(文部科学省・京都大学, 2017²²)。

データ処理には、物理探査学会(2016)²⁾に記述されている通常の反射法データ処理フローによる重合時間断面、重合後マイグレーション時間断面・深度断面に加えて、MDRS 法*によるフローが追加実施されている。また、本調査でも、④糸魚川一静岡構造線の調査同様に、屈折法トモグラフィーによる速度構造が利用されており、断層認定に役立っている。

*MDRS(Multi-Dip Reflection Surface)法：CRS(Common Reflection Surface)法(Jager *et al.*, 2001²³); Mann *et al.*, 2007²⁴); Schleicher *et al.*, 1993²⁵)を複数傾斜に対応させた拡張版の処理法である(Aoki *et al.*, 2010²⁶)。MDRS 法は、近接する CMP のトレースを CMP 重合に追加することで、従来の CMP 重合法と比べて飛躍的に高い重合数を得られ、S/N 比が劇的に向上する。MDRS 重合後断面、MDRS 重合後マイグレーション断面、深度変換が成果物として得られる。

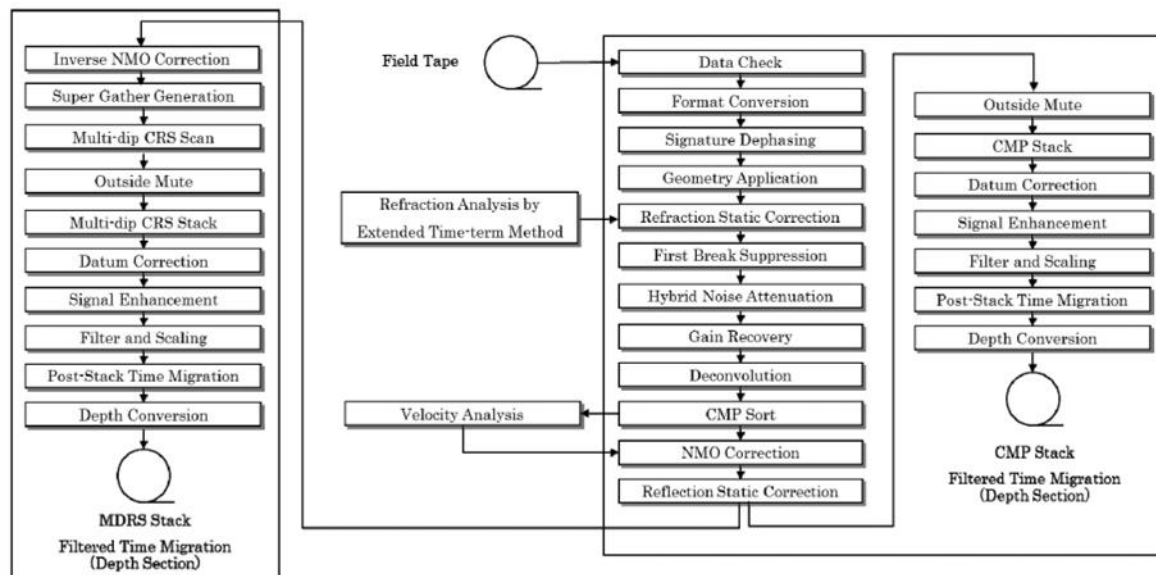


図 2.1.1-16 別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）における重点的な調査観測として行われた反射法地震探査における基本データ処理フロー（文部科学省・京都大学, 2017²²）

⑦平成 28 年 東京電力ほかにより平成 24 年海陸統合探査および平成 28 年海陸連続探査として実施された反射法地震探査(図 2.1.1-17)

東京電力ほか(2016)²⁷⁾による東通原子力発電所敷地周辺の地質構造調査として行われた反

射法地震探査である。本調査により、陸奥湾から下北半島を横断し、太平洋を横断する断面が得られ、地下地質構造の精度を高めることができた(東京電力ほか,2016²⁷⁾)。

海域はエアガン震源とストリーマケーブル受振器による観測データ。陸域は爆薬・バイブレーター・インパクト震源とP波受振器による観測データと、震源・受振器等の観測系が複数入り混じった観測仕様となっている。データ処理には、物理探査学会(2016)²⁾に記載されている通常の反射法データ処理フローに加え、データ編集にあたる前処理にて位相補償(相関・プレフィルタ後波形の最小位相化)や振幅回復を行い、トレース間調整を行っているなどの異種震源・受振器を使用するための処理を行っているのが特徴的である。また、⑥別府-万年山断層調査の処理フローと同じく、MDRS法と屈折波トモグラフィ法による速度構造が併用され、統合解釈されている。このほか、陸域データに対しては表面波除去、海域には多重反射除去を行うなどターゲット指向型のノイズ抑制を行っている。

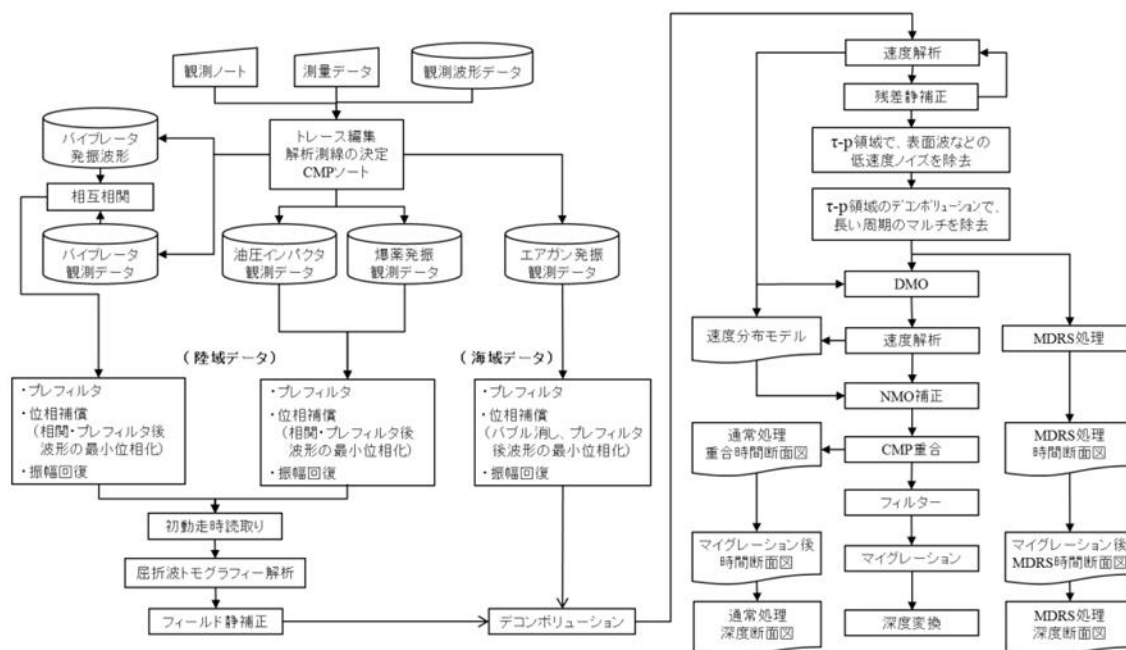


図 2.1.1-17 東京電力ほかにより平成 24 年海陸統合探査および平成 28 年海陸連続探査として実施された反射法地震探査における基本データ処理フロー (東京電力ほか, 2016²⁷⁾)

2.1.1.2.2 基本データ処理・解析フローに関する調査事例のまとめ

2.1.1.2.1 項の国内の活断層調査における反射法地震探査の基本データ処理・解析フローについては、以下のようにまとめられる。

- ・国内で実施されている活断層調査において、物理探査学会(2016)²⁾にある反射法地震探査処理の基本データフローを踏襲し、実施されており、事実上の標準フローとなっている。
- ・断層の特性により、受発振間隔を密にするなどデータ取得面での仕様に特徴はあるが、データ処理上、断層種別で処理フローを変更した事例はなかった。処理技術の進展に応じて、処理項目を付け加え高度化してきている。
- ・反射法の重合速度や屈折波トモグラフィ法による速度構造の活用により地下の弾性波速度構造を推定し、時間断面から深度断面への変換を行っている事例が近年見られる。
- ・重合後マイグレーション処理が大勢を占めている。重合前時間マイグレーション処理(PSTM)は行われていないが、今後導入された場合の影響を検討すべきと考えられる。
- ・深度変換はマイグレーション後のストレッチ法による深度変換が主流である。重合前深度マイグレーション(PSDM)は行われていない。反射法地震探査測線の近傍に坑井が存在しない場合は、高精度の弾性波速度構造の取得法の検討が課題となる。

- ・取得データの S/N 比向上を目指し、近年は MDRS 法を併用し、深度断面を作成している調査がある。

2.1.1.2.3 地震探査における時間（走時）と深度の対比

地震探査では、地下地層境界で反射した弾性波群を、縦軸を往復走時（Two-Way Time）として断面図上に表示する。各反射面を深度と対比させるためには、その場所の往復走時と深度の関係が必要となり、以下の4つの手法が用いられる。

- ・反射法地震探査重合速度
- ・屈折法トモグラフィ解析による弾性波速度
- ・坑井速度測定
- ・坑井音波検層の区間速度積算

これらのうち、後者の2つの手法は地震探査測線の近傍に坑井がないと用いることはできず、坑井のない地表からの探査段階では適用することができない。

①反射法地震探査重合速度

反射法地震探査の重合速度解析（図 2.1.1-18）から深度と走時の関係を得ることができる。星ほか（2015）²⁸⁾の鳥島東方での重合速度に基づく Time-Depth Curve の例を図 2.5.2 の破線で示す。重合速度に基づく Time-Depth Curve は、実線で示した隣接する ODP ボーリング孔での音波検層の積算とほぼ一致する。

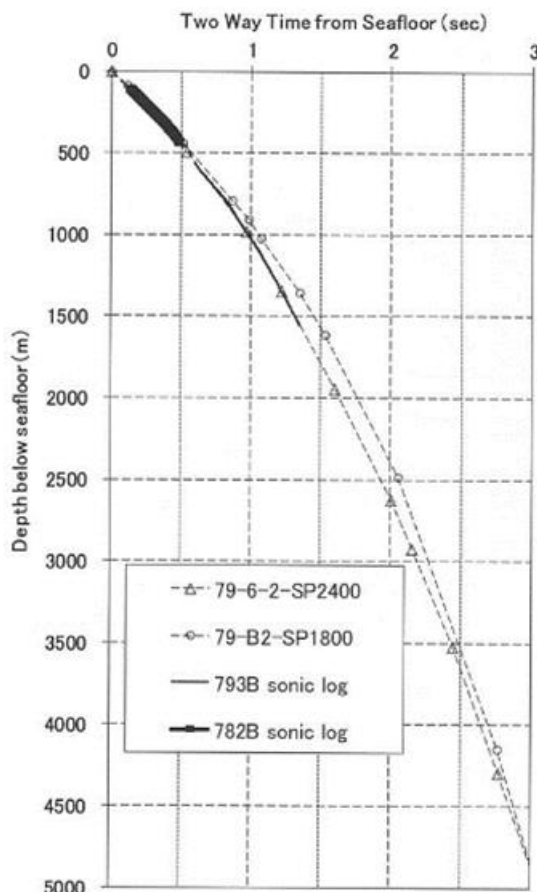


図 2.1.1-18 ODP Leg126 Site782 & 793 孔の音波検層の積算から求めた Time-Depth カーブと小笠原トラフでの反射法地震探査重合速度に基づく Time-Depth カーブの対比（星ほか，2015²⁸⁾）

②屈折法トモグラフィー解析による弾性波速度

屈折法トモグラフィー解析では、地下の断面をセルに分割して、各セルの速度値を求めることができる。屈折法トモグラフィー解析については、2.1.1.1.3項を参照のこと。

③反射法地震探査重合速度と屈折法トモグラフィー解析による弾性波速度の併用

反射法地震探査の測線長が十分に長い場合は、取得された反射法地震探査のデータに対して屈折法トモグラフィー解析を行い、両者の解析結果を比較することができる。深度の確からしさを検討する上では考慮すべきと考えられる。

2.1.1.2.4 断層の抽出を目的とした属性解析手法

反射法地震探査では様々な属性解析(アトリビュート解析)が行われており、その中には断層の抽出に役立つものも含まれている。以下では属性解析の基本的な分類を示し、その中から断層の抽出に役立つ属性解析の手法を抽出し、それらを用いた断層解析事例について検討する。

①アトリビュートの計算方法による分類

現在のアトリビュート解析は、計算アルゴリズムの大きささまざまな相違から100を超えるアトリビュートが存在するとされている。Brown(1996)²⁹⁾は、アトリビュートの計算対象となるデータの種別(震探トレース)から時間軸・振幅・周波数・振幅減衰の4種類に大別し、使用する震探トレースがCMP重合の前後により更に2分している(図2.1.1-19)。また重合後トレースには解釈ホライズンを用いて計算されるものと、細分化されたウィンドウ内での計算するものにさらに細分されている。

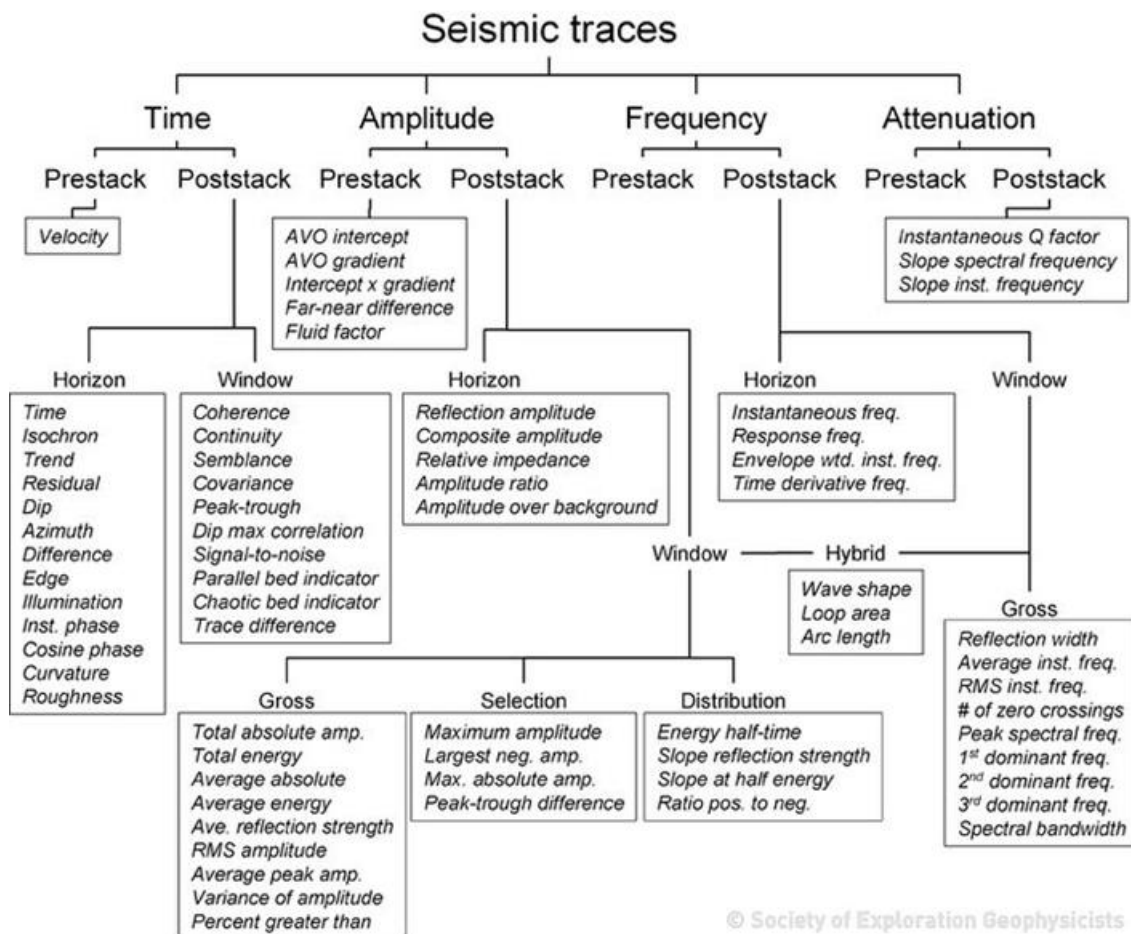


図 2.1.1-19 計算方法と入力となるデータの種別(震探トレース)による属性解析(アトリビュート解析)の分類(Brown, 1996²⁹⁾)

②アトリビュートから得られる性質による分類

Roden and Sacrey(2015)³⁰⁾はアトリビュート解析の目的あるいは解析結果から得られる性質に着目し、アトリビュート解析を6種類に分類している(表2.1.1-5)。

第1分類: Instantaneous attributes(瞬間アトリビュート)は震探トレースから直接算出されるものが区分され、Reflection Strength (反射強度), Instantaneous Phase (瞬間位相), Instantaneous Frequency (瞬間周波数)などが属する。岩石物性や層序関係、孔隙率、炭化水素指標等の解析に用いられる。

第2分類: Geometric Attributes(幾何アトリビュート)は重合後トレースの水平方向から算出されるものが区分され、Semblance, Coherency, Similarityなどの近接トレースとの類似性、近似性、断裂性を評価するアトリビュートやCurvature(曲率)などが属する。断層や破碎帯、褶曲、異方性、広域応力場等の解析に用いられる。

第3分類: Amplitude Accentuating Attributes(振幅強調アトリビュート)は振幅を強調させることにより、情報を抽出するアトリビュートであり、RMS Amplitude(RMS 振幅), Relative Acoustic Impedance(相対音響インピーダンス), Sweetness(炭化水素を敗退する厚い砂岩を表す), Average Energy(平均エネルギー)などが属する。孔隙率や堆積層序、DHI(Direct Hydrocarbon Indicator)の解析に資するとされる。

第4分類: AVO attributes には、重合前トレースを用いて Intercept(オフセットによる反射係数変化の切片), Gradient(オフセットによる反射係数変化の勾配), Intercept/Gradient Derivatives(AVO 切片と勾配の派生物や, Intercept と Gradient のクロスプロットからなる Fluid Factor, AVO インバージョンから求める弾性係数と密度である Lambda-Mu-Rho, 重合後トレースのアングルスタックを用いた Far-Near(高角と低角の差分)や(Far-Near)/Far(高角と低角の差分を高角で割ったもの)などが属する。孔隙流体や岩層, DHI を評価するのに用いられる。

表 2.1.1-5 解析結果から抽出される性質による属性解析(アトリビュート解析)の分類 (Roden and Sacrey(2015)³⁰⁾)

Seismic Attribute Categories		
CATEGORY	TYPE	INTERPRETIVE USE
Instantaneous Attributes	Reflection Strength, Instantaneous Phase, Instantaneous Frequency, Quadrature, Instantaneous Q	Lithology Contrasts, Bedding Continuity, Porosity, Direct Hydrocarbon Indicators, Stratigraphy, Thickness
Geometric Attributes	Semblance and Eigen-Based Coherency/Similarity, Curvature (Maximum, Minimum, Most Positive, Most Negative, Strike, Dip)	Faults, Fractures, Folds, Anisotropy, Regional Stress Fields
Amplitude Accentuating Attributes	RMS Amplitude, Relative Acoustic Impedance, Sweetness, Average Energy	Porosity, Stratigraphic and Lithologic Variations, Direct Hydrocarbon Indicators
AVO Attributes	Intercept, Gradient, Intercept/Gradient Derivatives, Fluid Factor, Lambda-Mu-Rho, Far-Near, (Far-Near) Far	Pore Fluid, Lithology, Direct Hydrocarbon Indicators
Seismic Inversion Attributes	Colored Inversion, Sparse Spike, Elastic Impedance, Extended Elastic Impedance, Prestack Simultaneous Inversion, Stochastic Inversion	Lithology, Porosity, Fluid Effects
Spectral Decomposition	Continuous Wavelet Transform, Matching Pursuit, Exponential Pursuit	Layer Thicknesses, Stratigraphic Variations

第5分類：Seismic Inversion Attributes（震探逆解析アトリビュート）はより解析的なアトリビュートであり、単純に位相を90度ずらしインピーダンスを求める Colored Inversion，インバージョン解析により求められる Prestack Simultaneous Inversion や Stochastic Inversion などの様々なインバージョン手法により求められるアトリビュートが属する。岩層や孔隙率，流体置換の反応などの解析に用いられる。

第6分類：Spectral Decomposition は，震探トレースに算術計算を施すのではなく，トレースに含有される周波数分析を行い，各帯域に RGB(Red, Green and Black)の各色を割り当て，同時に表示させることで，全周波数を用いていたのでは分離不可能な堆積様式(チャンネルなど)や層厚変化などの地質情報を抽出させるアトリビュートである。

③断層の抽出に資するアトリビュート

上述したように様々なアトリビュート解析が存在しているが，断層の抽出に資するアトリビュートは，主に Geometric Attributes に属するものと推定される。Geometric Attributes は震探トレースで自動で計算させることができ，直接的に断層を抽出することができる。そのほかのアトリビュートでも，ある部分を境にして岩石物性が異なるものが接しているため断層を推定するといった使用法も想定される。例えば，Velocity を用いて速度構造にギャップがあるため断層が示唆される例や，Average Amplitude で反射強度の異なる2領域が接していて孔隙率に差があり時代ギャップが推定され断層を想定する例などがある。しかしこれらの断層抽出は補助的かつ2次的な情報抽出であるため，併用するのは望ましいが，断層を抽出するための中心となるアトリビュートとは考えにくい。

Geometric Attributes に属するアトリビュートは2つに大別され，反射面の連続性を評価するもの(Coherency や Similarity)と，反射面の傾斜を評価するもの(Curvature(曲率)や Dip(傾斜))に分けられる。反射面の連続性を評価するアトリビュート解析例を，図 2.1.1-20 に示す。震探断面の不連続構造が検出されていることが分かる。

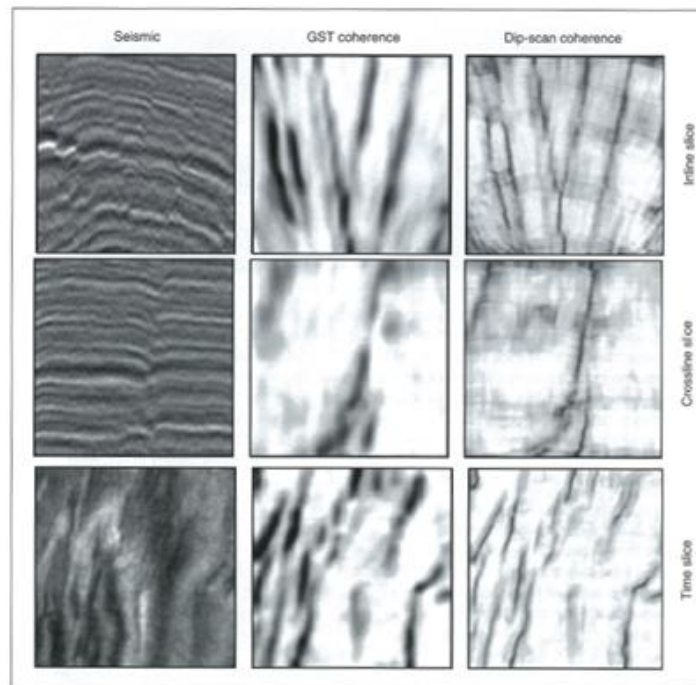


Figure 3.37. Orthogonal vertical and time slices through a seismic data cube, an eigenstructure coherence generated using the gradient structure tensor (GST), and an eigenstructure coherence generated using a discrete dip scan. In these images, we see greater lateral resolution in the eigenstructure dip-scan coherence. After Bakker (2003).

図 2.1.1-20 Geometric Attributes の解析例 (Chopra and Marfurt, 2006³¹⁾)
左：震探トレース，中央：Gradient Structure Tensor Coherence，右：Dip Scan Coherence。

反射面の連続性を評価するものは、**Coherency** や **Similarity, Continuity, Semblance, Covariance** と呼ばれるアトリビュートである。主に隣接するトレース間で相関係数を計算し、その類似性を連続的にマッピングしていく手法を用いる。複数の反射面の連続性を評価するアトリビュートは、アルゴリズムが異なるのみであり、実際的な違いはない。**Barnes(2006)**³²⁾は、**Correlation** と **Semblance, Covariance, Weighted Correlation** を比較したが、有意な差がないとしている。そのため断層抽出には、所有する解釈ソフトウェアが有する連続性を評価するアトリビュート解析を行えば十分といえる。

なお、連続性をマイナスにとれば、不連続性のアトリビュートにすることも可能であり(**Variance** アトリビュートは、**Semblance** アトリビュートの 1 からのマイナスに近似される)、より直接的に断層面を抽出するのに、**Variance** アトリビュートが用いられている。**Hutchinson (2016)**³³⁾は、同一探査領域の 2D 震探記録と 3D 震探記録を対象に **Similarity** アトリビュート解析を行い、分解能に差は出るものの、ほぼ同様の断層情報が抽出できたとしている。このように 2D 震探記録しかない場合においても、連続性を評価するアトリビュート解析は有効である。

④断層調査におけるアトリビュート解析事例

国内外での断層調査におけるアトリビュート解析は現時点では実績に乏しいが、今後解析例が蓄積されていく可能性がある。確認された 3 事例を以下に示す。

伊予灘セグメントの断層深部構造の推定：四国電力 (2009)³⁴⁾が平成 21 年に実施し、中央構造線の一部である伊予灘セグメントの断層深部構造の推定にアトリビュート解析を用いている。使用したアトリビュートは瞬間位相、エンベロープ、瞬間周波数の 3 種類である。四国電力(2009)³⁴⁾は、瞬間位相(**Instantaneous phase**)は振幅情報を含まない位相であり振幅の小さい反射面の連続性の追跡に有効とし、エンベロープ(**Envelope**)は位相情報を含まない振幅であり反射強度の強い面が強調されるとし、瞬間周波数(**Instantaneous frequency**)は瞬間位相の一階時間微分であり層変化・破碎帯等が周波数異常として現れる場合があるとして断層深部構造の解釈に参考にしている。

山川地熱発電所(鹿児島県)の地熱貯留層探査技術開発：JOGMEC 地熱貯留層探査技術開発(弾性波探査)が平成 28 年度に実施した第 1 回実証試験の解析に **Geometrical attributes** が用いられている(青木, 2017³⁵⁾)。3次元反射法地震探査記録から **Coherence** アトリビュートを抽出し、その解析結果に対して断層面解釈の自動化手法である **Ant-Tracking** を行い、不連続面構造を抽出している。抽出された多数の不連続面の強度を加味して検討することで、当該地域で支配的な断層の抽出を行っている。

サンアンドレアス断層系 **Hosgri** 断層(アメリカ合衆国)：海域高分解能 3D 地震探査による断層系の把握と流体噴出(チムニー)の検出のために **Simirarity** アトリビュートを利用している(**Kluesner and Brothers, 2016**³⁶⁾)。S/N 比の高い記録を用いると、アトリビュート解析により得られる面構造がそのまま断層面を表すものとなるため、強力な断層抽出ツールとなる。

⑤アトリビュート解析の最新動向：マルチアトリビュート解析

近年、単独のアトリビュート解析結果の使用ではなく、複数のアトリビュート解析結果を一つにまとめ、それに対して更なる追加解析を行うことで、より深い情報抽出を行おうとする試みがいくなされてきている。それらはマルチアトリビュート解析と呼ばれている。

マルチアトリビュート解析には、複数のアトリビュート解析結果を相互に比較し、自己相関マップ(**SOM**)により分類する手法や、複数のアトリビュートから教師像などを用いて地質学的情報を抜き出す地球統計学的アプローチが行われている(辻ほか, 2004³⁷⁾; **Roden et al, 2017**³⁸⁾; 高橋ほか, 2006³⁹⁾など)。

辻ほか(2004)³⁷⁾は、南海トラフに沈み込むフィリピン海プレートのデコルマ面上の反射面に対してマルチアトリビュート解析を試み、エンベロープ・瞬間周波数・瞬間 Q 値・センブランスの 4 種を用いて **SOM** を作成することで、付加体下のデコルマ面と海洋地殻下のデコルマ面

では、スラストを境に分類が異なるとしている。

⑥断層の抽出に有効なアトリビュート解析のまとめ

①～⑤までの検討結果を踏まえ、断層の抽出に有効なアトリビュート解析は、以下のようによまとめられる。

- **Coherency, similarity, continuity, semblance, covariance**

反射面の不連続構造を抽出できるため、断層抽出に直接的に有効なアトリビュートである。なお、各アトリビュートの計算アルゴリズムは若干ことなるが、いずれも隣接トレースの相関をとっているものであり、結果はきわめて類似しているため、どれか一つの解析を行えば十分である。

- **Dip/Azimuth**

断層の両側で傾斜・走向が変化しているのを捉えられるため、断層を抽出することが可能である。ただし、褶曲構造も抽出されるため両者の区別が必要である。

- **Velocity**

震探トレースの反射面から直接計算されるものと異なり、物理値である弾性波速度情報を示すため参考にすべきアトリビュートである。断層を隔てた弾性波速度構造の差が示されている可能性がある。反射法探査重合速度や屈折法トモグラフィ解析による弾性波速度の情報も同様に有効である。

- **マルチアトリビュート解析**

複数のアトリビュートを **SOM** 等で解析することにより、断層の抽出が可能な場合がある（例えば、辻ほか、2004³⁷⁾）。ただし、標準的な解析手法が確立しておらず、作業量と不確実性が高いため、有効性が確立している上述のアトリビュート解析を優先すべきである。

⑦各種属性解析手法を適用する際のワークフロー

アトリビュート解析は、基本的には震探解釈に用いているのと同じ震探ボリュームに対して実施されているのが主流である。即ち、**Final Stack(PSTM, PSDM 含む)**に対して、アトリビュート解析を実施するのが一般的である。これは震探解釈結果の相互比較と整合性を確保するという観点からも合理的である。

一方、**Helal et al.(2015)**⁴⁰⁾は、アトリビュート解析の前処理として追加ノイズ抑制・シグナル強調を行うことを提案している。帯域通過周波数フィルターや **Edge attribute**などを組み合わせると、開析結果が向上するとしている。ただし、これは、適切なノイズ抑制(線形・多重反射等)を行う、ターゲット指向型にシグナル強調を行い、**S/N**比を高めておくことが、アトリビュート解析でも重要ということを示しており、通常データ処理にも共通の重視しなければならない内容である。従って、断層の抽出のために各アトリビュート解析実施時に注意すべき解析パラメーター設定は特になく、残留ノイズが顕著の場合はノイズ除去等を目的とした再解析は効果があるといえる。また、重合後のトレースミキシングのように、シグナル強調により、水平方向の分解能低下の恐れがあるような処理は、断層の抽出のためのアトリビュート解析の前処理としては避けることが望ましい。

2.1.1.3 断層の認定基準や断層長さに係る総合的な判断指標に関する検討と課題の抽出

2.1.1.3.1 独立した単一断層の形態モデル

単純理想化された独立断層の幾何学的形態モデルを図 2.1.1-21 に示す (**Fossen, 2016**⁴¹⁾)。

- a) 地表露頭あるいは震探断面に現れる断層形状を示す。断層の端は **Tip Point** (端点) と呼ばれる。
- b) **Tip Point** は断層変位量がゼロとなる線 (**Tip Line**) 上に並び、断層面の外縁をなす。
- c) 断層変位量は断層の中央に向かい大きくなる。断層変位量のコンターを示す。
- d) 断層変位量をベクトルで示す。

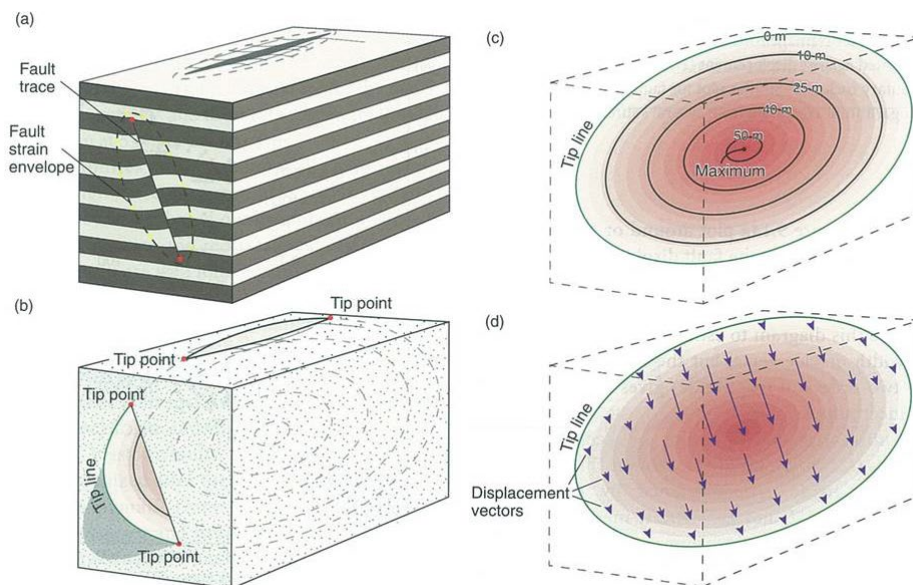


図 2.1.1-21 独立した正断層の幾何学的形態モデル (Fossen, 2016⁴¹)

次に、理想化された独立断層の形状・変位量・長さの関係を図 2.1.1-22 に示す。断層変位量(D)は断層中央部で最大(D_{max})となり、両端でゼロとなる。変位量がゼロとなる Tip point から Tip point までの距離が断層の長さ(L)となる。図 2.1.1-22 (b)の断層変位量コンターにて、Footwall cutoff line の位置は一点破線で、Hanging-wall cutoff line の位置は破線で示され、両線の距離がホライズンの構造図に表現される変位量 (Dip Separation) となる。

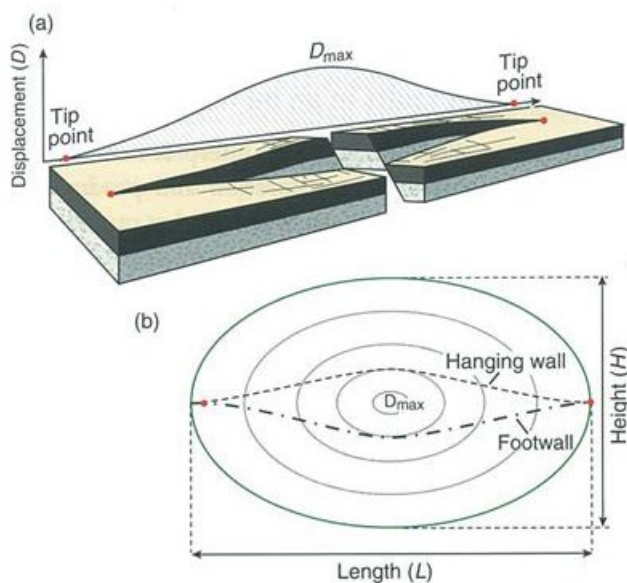


図 2.1.1-22 独立した正断層の形状・変位量・長さの関係 (Fossen, 2016)

2.1.1.3.2 断層変位の蓄積による断層成長モデル

一般に長い断層ほど変位量が大きく、短い断層は変位量が少ないと考えられる。1本の正断層が一定規模の地震を繰り返して成長した場合の、断層の長さ(L)と変位量(D)の変遷を示すモデルを図 2.1.1-23 に示す (Fossen, 2016⁴¹)。異なる着色で示される地震毎の断層変位との積算が黒破線で縁取られる断層変位量となる。このモデルでは地震毎の断層変位量は一定だが、滑る位置がシフトすることで断層が長くなるとし、断層長さ(L)と変位量(D)はべき乗則に従い

両対数グラフで線形になるとする。

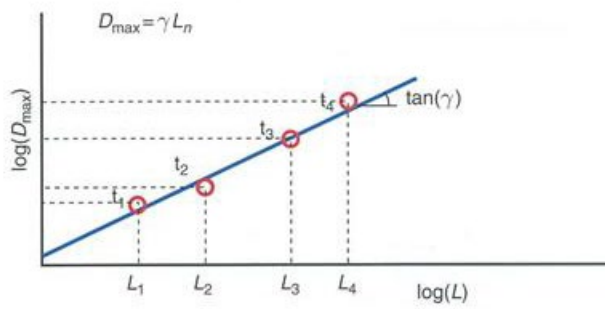


Figure 9.40 Schematic illustration of displacement accumulation through repeated slip events (earthquakes). Each event results in up to a few meters of displacement. In this model a bell-shaped cumulative displacement profile emerges which resembles that of a single slip event. The result of this model is a straight line in a logarithmic length-displacement diagram.

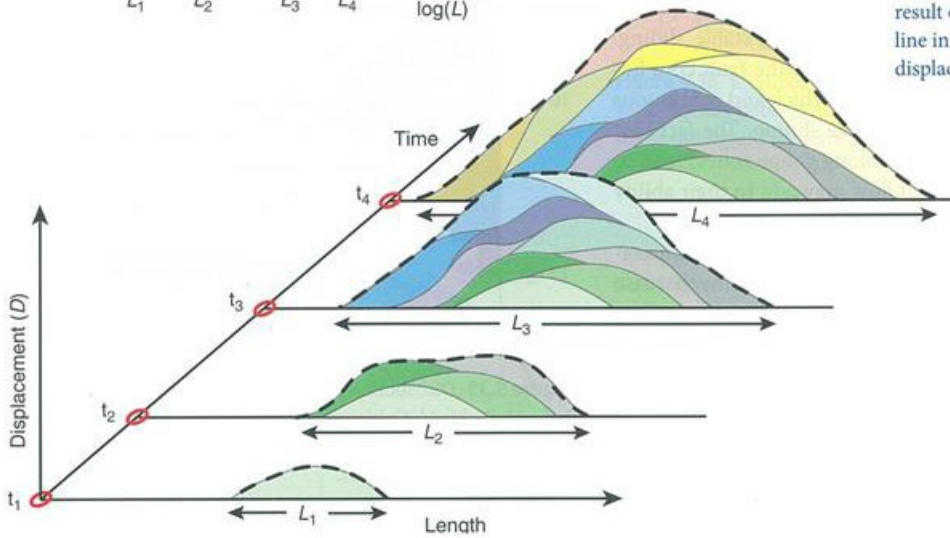


図 2.1.1-23 一定規模の断層が位置を変えながら繰り返し活動した場合の断層の長さの変位量の関係 (Fossen, 2016⁴¹)

同一応力場で成長する 2 本の断層が連結合体する際の断層の長さ(L)と変位量(D)の関係を、成長初期の t_1 から成長終期の t_4 までの各ステージ毎に示すモデルを図 2.1.1-24 に示す (Fossen, 2016⁴¹)。 t_2 ステージでは 2 つの断層の間にリレーランプが生じる。 t_3 ステージでは 2 本の断層を連結する断層が生じ、 t_4 ステージでは 1 本の断層となる。

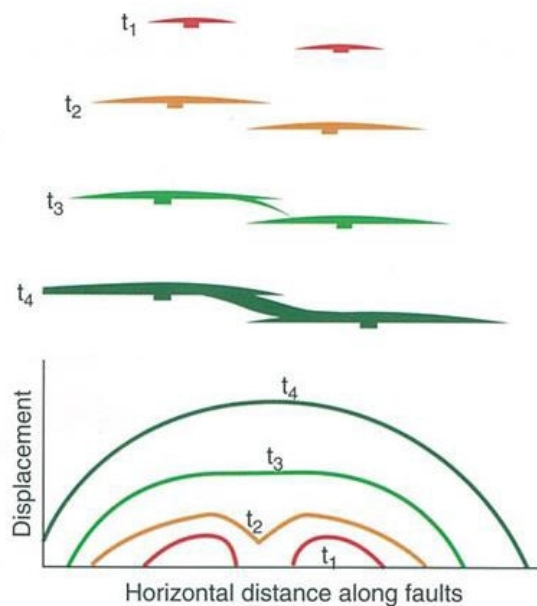


図 2.1.1-24 断層の成長と連結による断層の長さの変位量の関係の模式図 (Fossen, 2016⁴¹)

2.1.1.3.3 断層の長さに変位量の関係

実際に観察された断層の長さ(L)と断層の最大変位量(Dmax)の関係の例を図 2.1.1-25 (Morleym, 1999⁴²), 図 2.1.1-26 (Kim and Sanderson, 2005⁴³), 図 2.1.1-27 (Kolyukhin and Torabi, 2012⁴⁴) に示す。断層には長さ 1m 未満, 落差 1cm 以下のフラクチャーも含む。図 2.1.1-24 と 2.1.1-25 は正断層のほか逆断層や横ずれ断層の例も示されている。

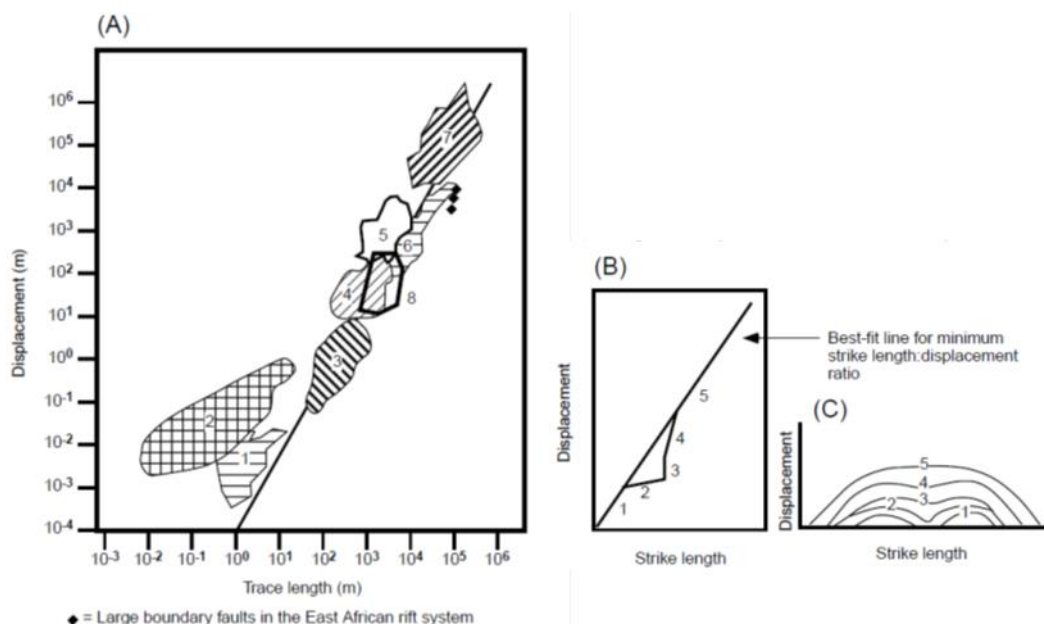


図 2.1.1-25 実在断層の長さに変位量の関係 (Morleym, 1999⁴²)

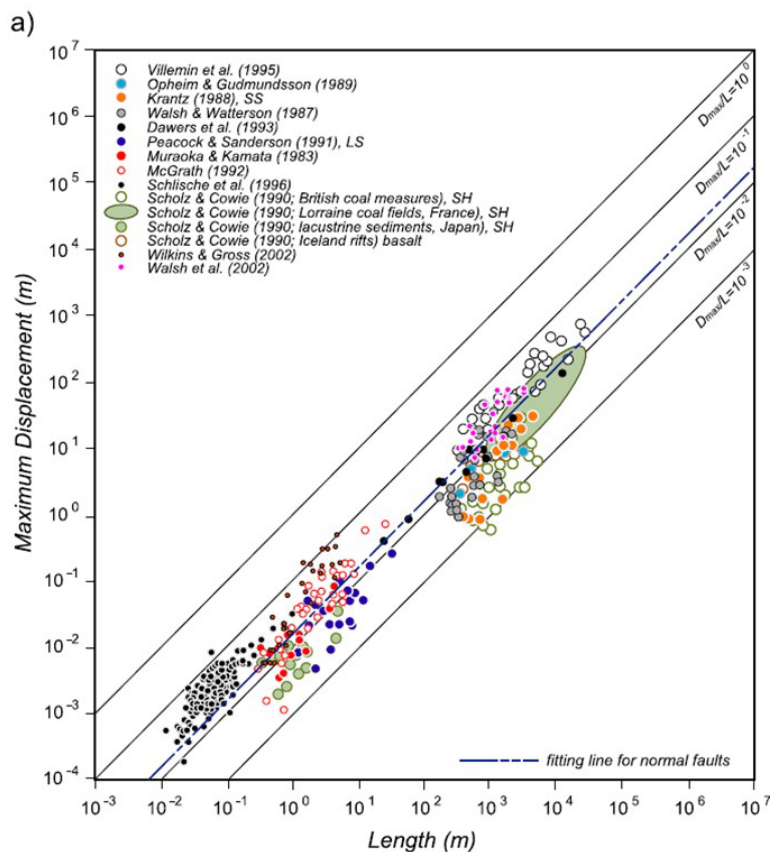


図 2.1.1-26 a) 正断層の長さに変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005⁴³)

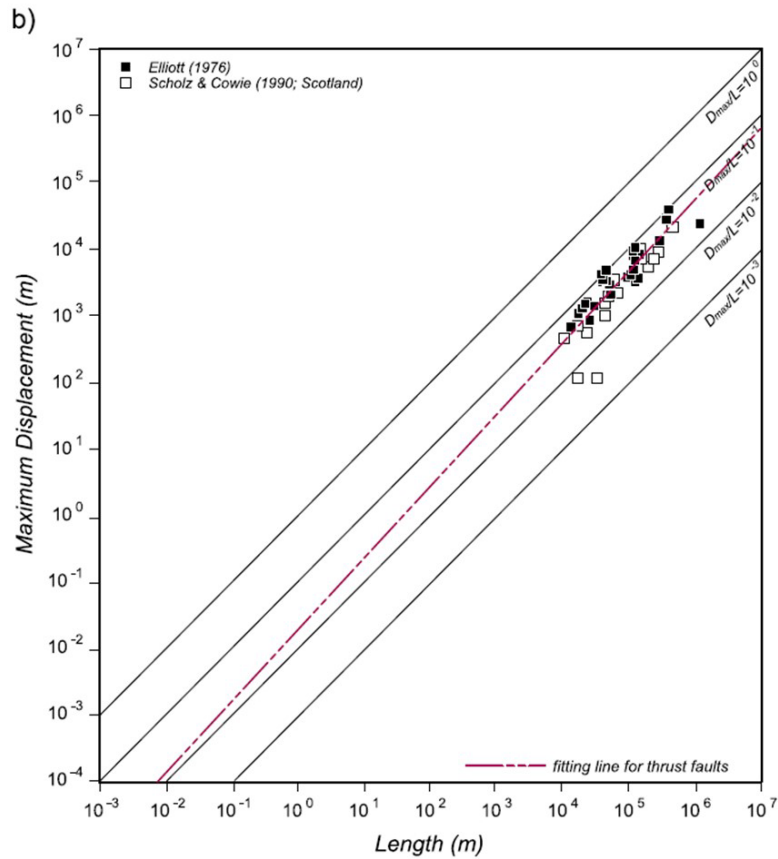


図 2.1.1-26 b) 逆断層の長さ と最大変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005⁴³⁾)

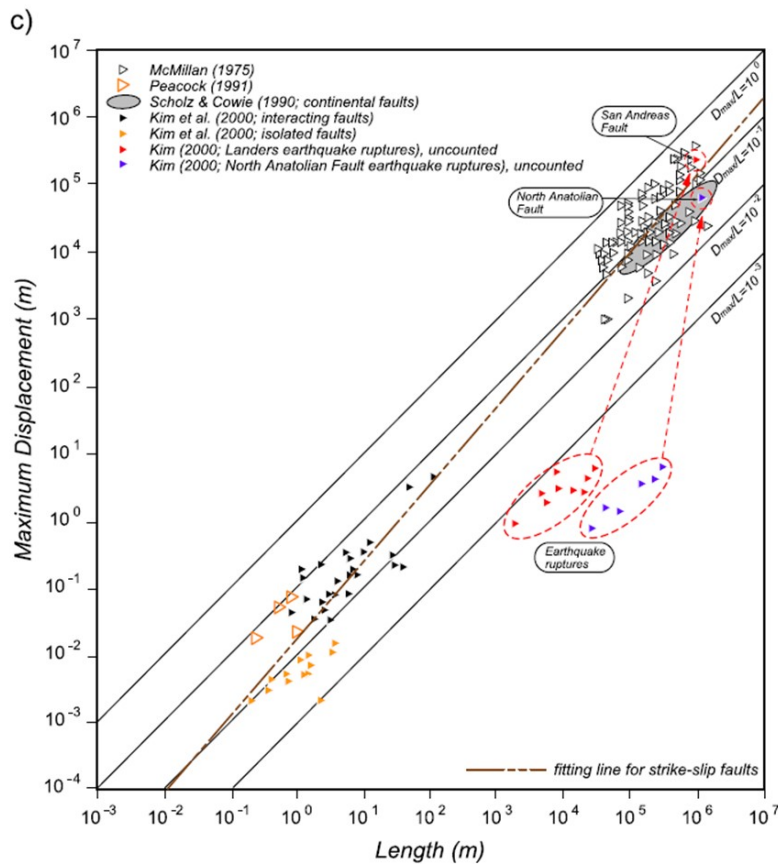


図 2.1.1-26 b) 逆断層の長さ と最大変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005⁴³⁾)

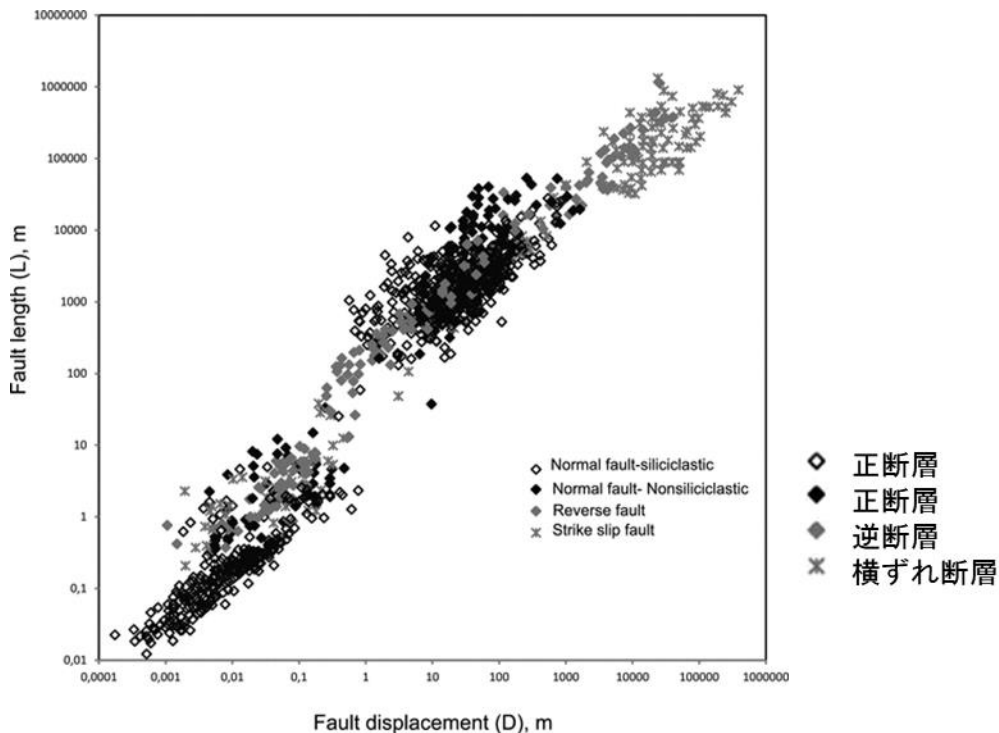


図 2.1.1-27 実在断層の変位量と長さの関係 (Kolyukhin and Torabi, 2012⁴⁴)

これらの例では断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の約 1/100 の事例が卓越し、統計的には長さ 1km の断層は落差約 10m, 10km の断層は落差約 100m の例が多いといえるが、統計的な揺らぎを考慮すると断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の間の関係は以下のように考えられる。

$$D \approx L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$$

三次元地震探査や地表露頭のデータが充分にあつて、当該地域の断層の長さ(L)と変位量(Dmax)の関係が得られている場合には、変位量は既知だが長さがわからない断層に対して、この関係を用いて断層長さを推定する手法が提唱されている(Pickering *et al.*, 1997⁴⁵)など。

2.1.1.3.4 地震探査の空間分解能と断層の認識可能性

地震探査や地質調査・ボーリング調査で認識あるいは検知される断層の変位量とその頻度の一例を図 2.1.1-28 に示す (Oppermann, 2016⁴⁶)。変位量の小さい断層ほど数が多く、断層の変位量と頻度の間にべき乗則が成り立つことを示している。

通常地震探査の垂直解像度は約 15m であり、変位量が約 20m から 1000m のスケールの断層が地震探査で認定され、垂直変位量がこれ以下の断層は認定できない。稠密な三次元地震探査を行えば垂直解像度は数 m 程度まで上げることが可能であるとされるが、変位量が数 m ～ 20m 程度までの領域のデータは、主に資源探査分野での坑道調査によるものである。一方、ボーリングコアでは変位量約 1mm のフラクチャーまで識別できるが、コア径の制約により通常最大で 10cm までの断層変位しか識別できない。地震探査とボーリングコアの狭間となる垂直変位量が 10cm ～ 20m 程度の断層・フラクチャーの認識には、**scale-gap** が認められる。

地震探査の解像度未達の断層分布の例として、英国炭田の断層マップを図 2.1.1-29 に示す (Shepherd, 2009⁴⁷)。図 2.1.1-29 の上図は落差 20m 以上の断層を、下図は坑道調査で認定された落差 10cm から 180m までの全ての断層を示す。落差の小さい短い断層が数多いことがわかる。

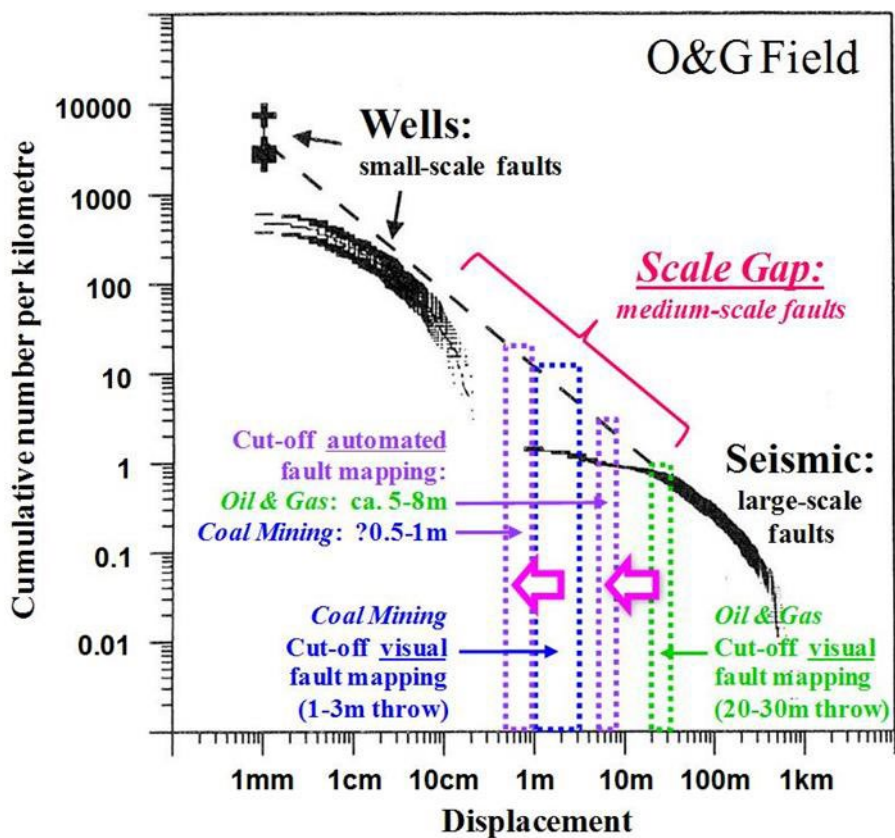


図 2.1.1-28 地震探査とボーリング調査で検知される断層変位量とその頻度の関係 (Oppermann, 2016⁴⁶⁾)

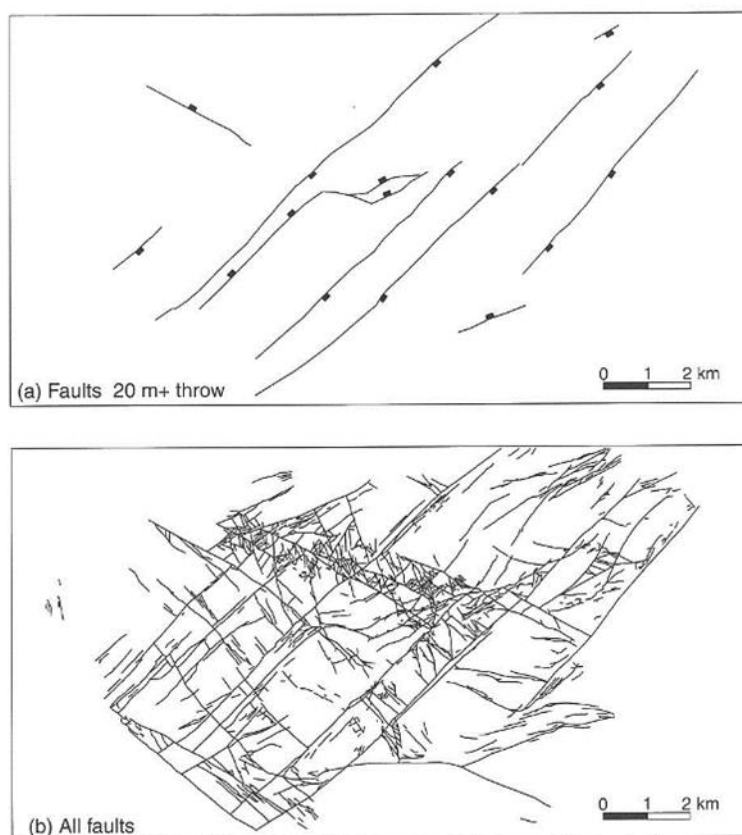


図 2.1.1-29 イギリスの炭田において地震探査で検知された断層(a)と坑道調査で検知された断層(b)の分布. 上: 落差 20m 以上の断層, 下: 落差 10cm~180m の断層 (Shepherd, 2009⁴⁷⁾)

チモール海の Sunrise-Troubadour ガス田海域において二次元地震探査から認定された断層の垂直変位の累積頻度分布を図 2.1.1-30 に示す (Seggie *et al.*, 2003⁴⁸)。変位量の小さい断層ほど頻度が高く、べき乗則が赤線部では成り立っているが、垂直変位が 25m 以下の断層は稀となる。これは地震探査解像度以下の断層の検出が困難なことに起因すると考えられる。

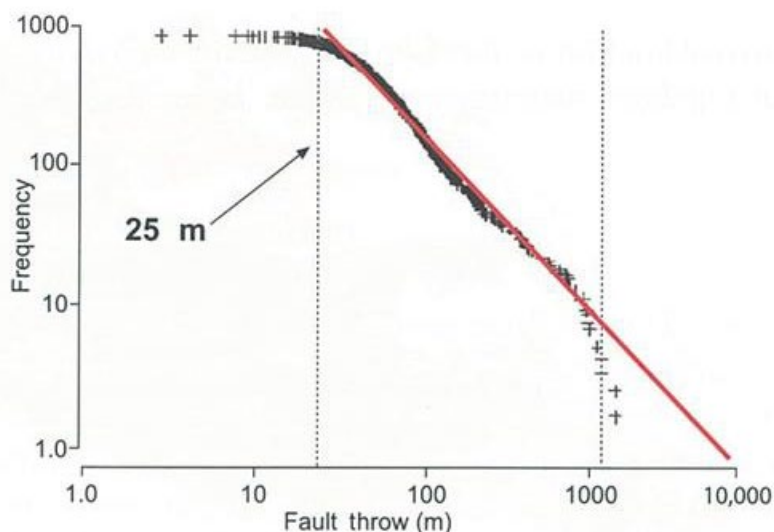


図 2.1.1-30 オーストラリア・チモール海のサンライズガス田の 2D 地震探査により検知された断層の垂直変位量と累積頻度 (Seggie *et al.*, 2003⁴⁸)

オランダ領北海の三次元地震探査から認定された断層の長さの例を図 2.1.1-31 に示す (González, 2018⁴⁹)。断層の長さは 50m から 1000m におよび、断層が短いほど数が増える傾向があるが、長さ 100m 未満の断層は数が減る。これは短い断層は落差も小さく検出が難しいからと考えられる。

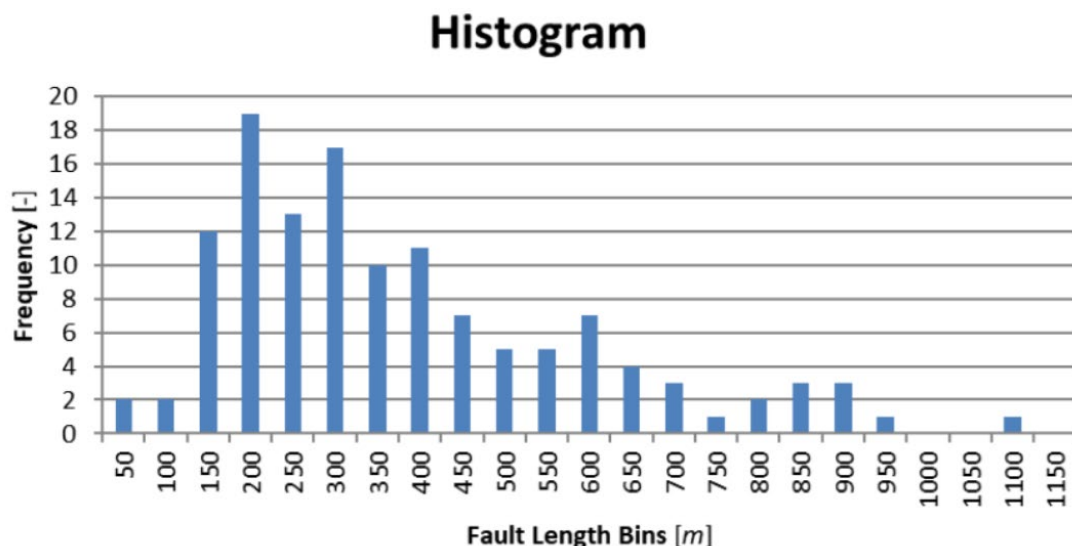


図 2.1.1-31 オランダ領北海の 3D 地震探査により検知された断層の長さの分布 (González, 2018⁴⁹)

2.1.1.4 物理探査等を用いた断層の長さの判定に関する技術的検討

2.1.1.4.1 はじめに

前項までに各種物理探査手法を断層の長さの判定に適用した際の有効性、断層の長さの判定に最も有効と考えられる反射法地震探査における標準的な処理・解析技術と属性解析を用いた

断層の抽出技術，反射法地震探査による断層の抽出に係る空間分解能等について，調査技術の現状と最新動向を調査事例とともに集約し，物理探査等を用いた断層の長さに関する情報を整理してきた。本項では，坑井が存在しない地表からの調査段階で，リモートセンシング・地表地質調査・物理探査等により発見されている断層がどの程度の長さを有するのかを，物理探査等の手法を用いて断層の長さを認定するワークフローについて整理する。

2.1.1.4.2 既存の断層の長さを認定するワークフロー（図 2.1.1-32）

既存断層の情報，断層の走向・傾斜，断層種別(正断層・逆断層・横ずれ断層)，断層条線の方法，断層面を境とした地層の繰り返しの有無，断層面の上下の地層における走向傾斜の変化などの既存断層に関する地形・地質学的情報を可能な限り抽出・集約し，既存断層が確認された地点から外に断層がどのように延伸するかを推定する。

次に，地表付近にまで伸びる断層を詳しく調査するにはトレンチ調査が有効であるため，既存断層のトレンチ調査を実施するかどうか検討する。トレンチによる断層調査で得られる情報が，既存断層の断層情報を検討する上で有効かどうかを事前検討した上で，実施するのが望ましい。トレンチ調査では，断層情報が，より明確に精度高く得られ，敷地外に断層がどの程度延伸するかを推定するのに，重要な情報を与えてくれる。

既存断層が物理探査で識別可能かを検討する最初の **step** は，既存断層の分布の疎密に応じた物理探査方針の決定である。ここでは松田（1990）⁵⁰⁾の起震断層の設定基準を援用して，既存断層の離隔距離が **5km** 以内である場合を密，**5km** 以上である場合を疎と判断することとする。既存断層の分布が密である場合は，周辺の既存断層群をもほ網羅する範囲内の広域 **P** 波 **3D** 反射法地震探査を実施し，既存断層の全体像と各断層の関係性を把握する。既存断層の分布が疎である場合は，既存断層が点的に確認された場合は確認された地点の近傍の地点で，既存断層が線的に確認された場合は確認された線の中心近くを含めた数地点において，**S** 波浅層反射法探査もしくは高密度 **P** 波浅層三次元反射法探査を実施し，断層の形状等に関する断層情報の抽出を試みる。探査結果に対し，2.1.1.2.4 項で述べたアトリビュート解析（マルチアトリビュート解析を除く）を行い識別可能な断層であるかどうかを判断する。また，2.1.1.1.7 項でまとめた岩石物性を検出するための物理探査等が行われている場合は，それらを援用して物理探査等で識別可能な断層であるかどうかを判断する。これらの手法を用いても識別不能な断層である場合，物理探査で識別不能な断層と判断する。

物理探査で識別可能な断層であると判断された場合，走向と垂直に一定間隔で高密度浅層 **P** 波もしくは **S** 波反射法探査を複数測線実施（その他の物理探査手法を併用してよい）し，断層変位が確認できなくなる測線位置を特定することで，浅層における断層の長さを認定する。

浅層における断層の終端と認定された地点の近傍に異なる断層の存在が存在する場合は，両断層の独立・連結の可能性を検討する。まずは断層が確認された地点での断層の諸情報と反射法地震探査での解釈等から，両断層が独立しているのかの事前検討を行う。断層の諸情報から両断層が連結する可能性を否定できない場合が，両断層の接続域を網羅するように高密度 **P** 波三次元反射法探査を実施する。必要に応じてその他の物理探査手法を接続域に実施することも有効な場合がある。高密度 **P** 波三次元反射法探査からは，両断層の形状等の諸情報以外に速度情報等の震探アトリビュート情報が取得可能であり，両断層の接続域で直接的に両断層が連結するデータや岩石の破碎による弾性波速度の低下を示唆するデータ等の接続関係に関する情報を得られることが期待される。これらの情報から両断層が連結しているか否かを判断し，最終的に断層の長さを認定することができる。

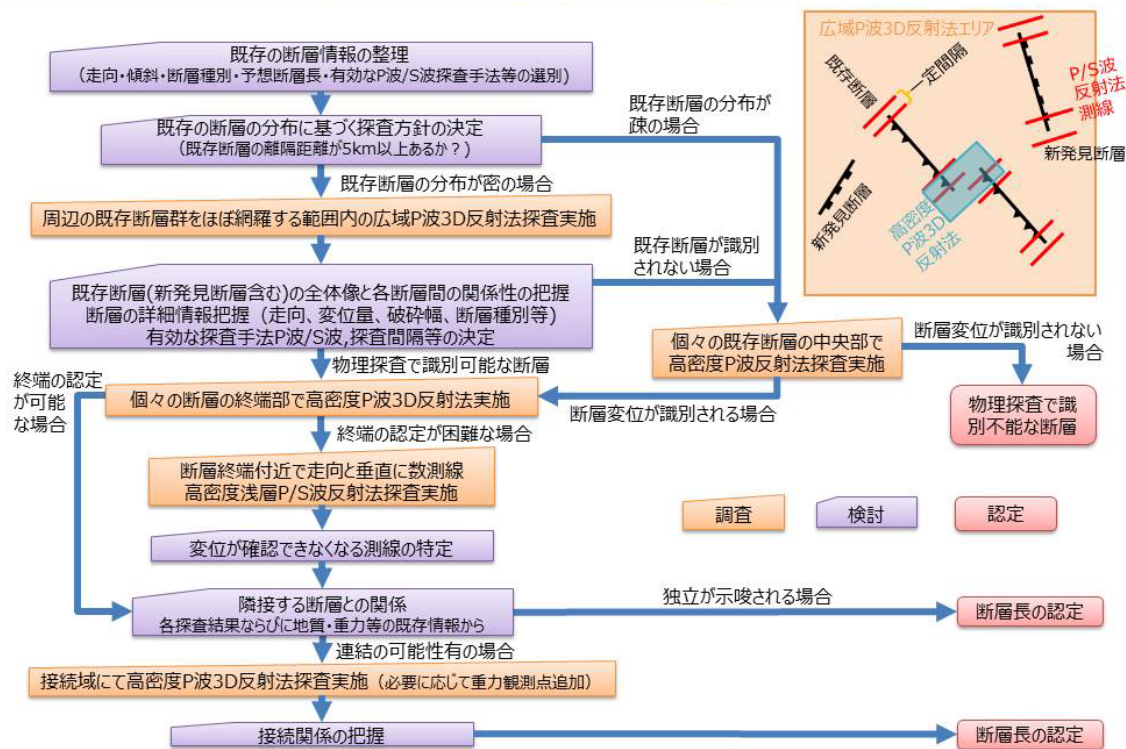


図 2.1.1-32 反射法地震探査による断層の長さの認定フロー

2.1.1.4.3 断層の連結性を確認するための地質構造図の作成

3D 精密地震探査で抽出された断層を除けば、一般的な反射法地震探査で抽出される断層は受発振測線沿いに離散的に認識され、それらの離散的に認識される断層を別の受発振測線沿いで認識されている断層につなげるのか、またその合理性は担保されているかは、断層の長さを判定する上で重要な確認事項になる。

①地質構造図の有用性

地震探査等の物理探査で認識される離散的な断層の連続性を認定するためには、鍵となる層準における断層面の構造を合わせ示す地質構造図による判読が有用である。地表地質調査や地震探査などで複数の断層が離散的に認定された場合、どの断層とどの断層が連続するか、あるいは連続しないかの解釈が必要となる。図 2.1.1-33 (Freeman et al., 1990)⁵¹⁾に例を示す。上右図は断面図 1 から 4 で認定された断層と地層境界を、上左図は各断層の地図上での位置を示す。この観測データから地質構造図を作成するにあたって、断層の対比・つなぎ方については、下図で示す a, b, c など種々の解釈がありうる。また、データを補間するために作業用の地質断面を数多く作成する、地震探査測線を増やす、地形や重力・磁力などのデータを参照する、などの地質解釈作業が有用である。

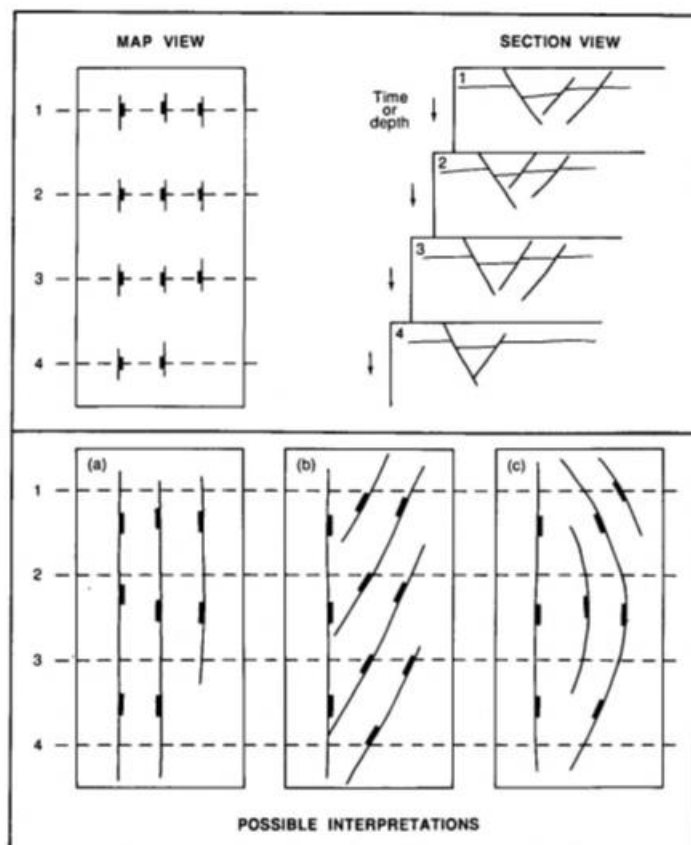


図 2.1.1-33 2D 震探断面で検知された断層の連続性の認定 (Freeman *et al.*, 1990⁵¹⁾)

②地質構造図作成支援ソフト

地質構造図の作成を支援する地質・震探解釈ソフトウェアが、石油開発業界では使われている。例えば、IHS社のKingdom, Schlumberger社のPetrel, dGB Earth Sciences社のOpendTect, DUG社のDUG Insight, Landmark社のDecisionSpaceなどである。これらのソフトウェアを用いると、地震探査時間断面上に鍵層（地層境界）が表示され、断層と地層境界ホライズンを解釈が行われ、断面図上で解釈した断層の位置は平面図上に示されるとともに、各震探断面での断層解釈に基づき断層の構造図が自動的に作成される。断層解釈とホライズン解釈を3D表示して解釈の整合性、妥当性をチェックすることも可能であるが、詳細は割愛する。

③地質構造図を用いた断層の長さと変位量の解析

①に示した図 2.1.1-33 のような離散的な断層の分布を基に「どの断層がつながるか？」を、断層の変位量分布に注目して解決する **Fault Separation Diagram** という手法が提案されている。**Fault Separation Diagram** では、2D 震探測線上で認識された断層を近隣の測線上で認識された断層とつなぎ、繋がれた断層面における断層変位量分布の形状や滑らかさを判断基準として、つなぎ方を試行錯誤する手法である。繋がれた断層面における断層変位量分布の形状が、図 2.1.1-22 や図 2.1.1-23 のような形状に近く、また滑らかであるようほよりよいと判断される。近年では震探・地質解釈支援ソフトを用いることにより、種々の解釈についての、断層の変位量や長さの検討がより容易となっている。図 2.1.1-34 (Boult and Freeman, 2007⁵²⁾) は豪州 Otway basin での二次元地震探査を用いた断層解釈の例である。右側に新旧の断層解釈と地質構造図を、左側に複数断層の **Fault Separation diagram** を鳥瞰図で示す。着色は断層変位量を示し、赤は大きく(200m)、紺は少なく(0-30m)、紫はマイナスで逆断層を示す。元の解釈 (a) で連続するとした断層の変位量は、位置によるばらつきが大きく、A 地点など同心円が二つ重

なり不自然である。断層のつなぎ方を改めた断層解釈(b)では断層変位量が整合的になり、またマイナーな断層が走向別によく整理されている。この解釈に基づき地質構造図も更新され、より現場での油ガス分布に整合するものとなっている。

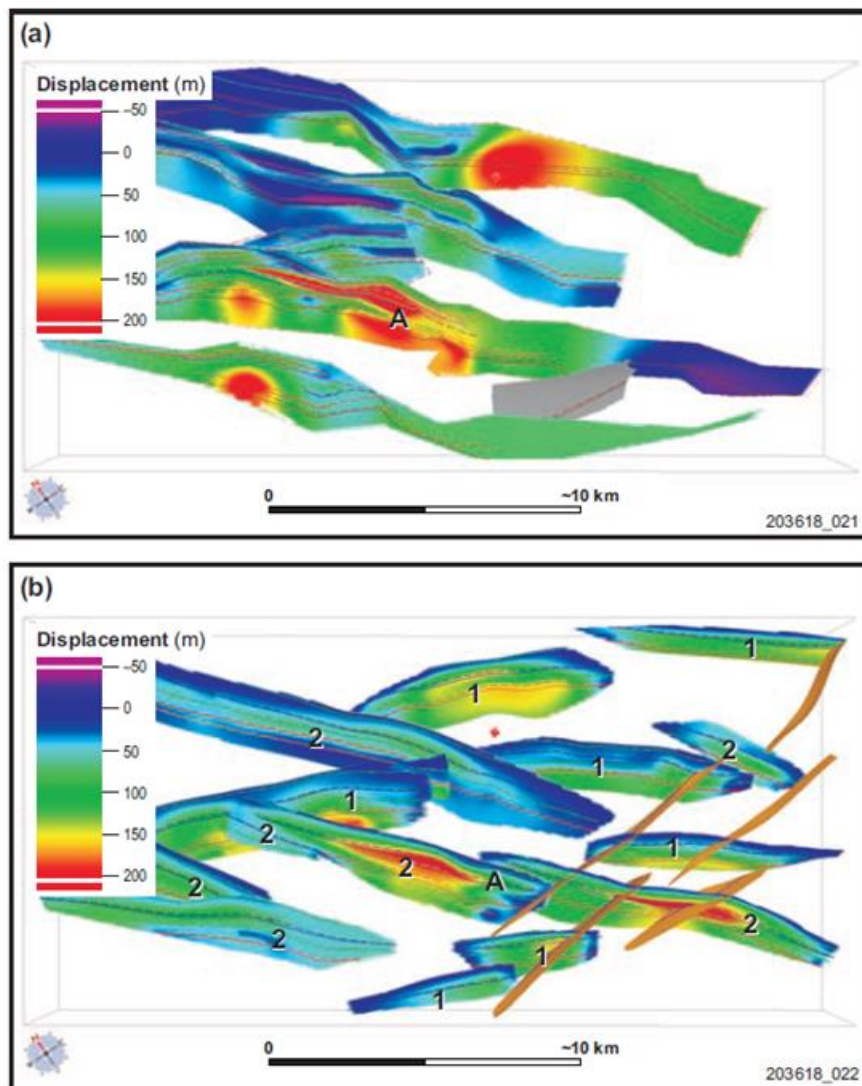


図 2.1.1-34 地質解釈支援ソフトによる Fault Displacement Map を用いた断層解釈 (オーストラリア Otway Basin ; Boulton and Freeman, 2007⁵²⁾)

図 2.1.1-35 (Boulton *et al.*, 2016⁵³⁾) に地質解析支援ソフトで作成された断層解析用の図表の例を示す。

- A : 断層最大落差(Dmax)と累積頻度を各ホライズン毎に示す図で、落差が小さい断層ほど数が多いという、べき乗則が成り立つか否かを判断する際に用いる。
- B : 断層群中の各断層セグメントの長さや落差、落差量の合算を計算する。
- C : 解釈された断層の長さ(L)と最大落差 (変位量, Dmax) のプロットで、薄灰色で示された類似断層データベースの傾向と合うか否かを判断する。
- D&E : ホライズンごとの断層走向の分布を見る。

以上のように震探・地質解釈支援ソフトを用いることにより、断層と鍵層とするホライズンを三次元的に解析することが可能となる。これによって作成されたより正確な地質構造図が、断層の形状と長さの認定に役立つ。また、断層群中の各断層セグメントの長さや落差の分布は断層セグメントが合理的に認定にされているかの判定に役立つ。

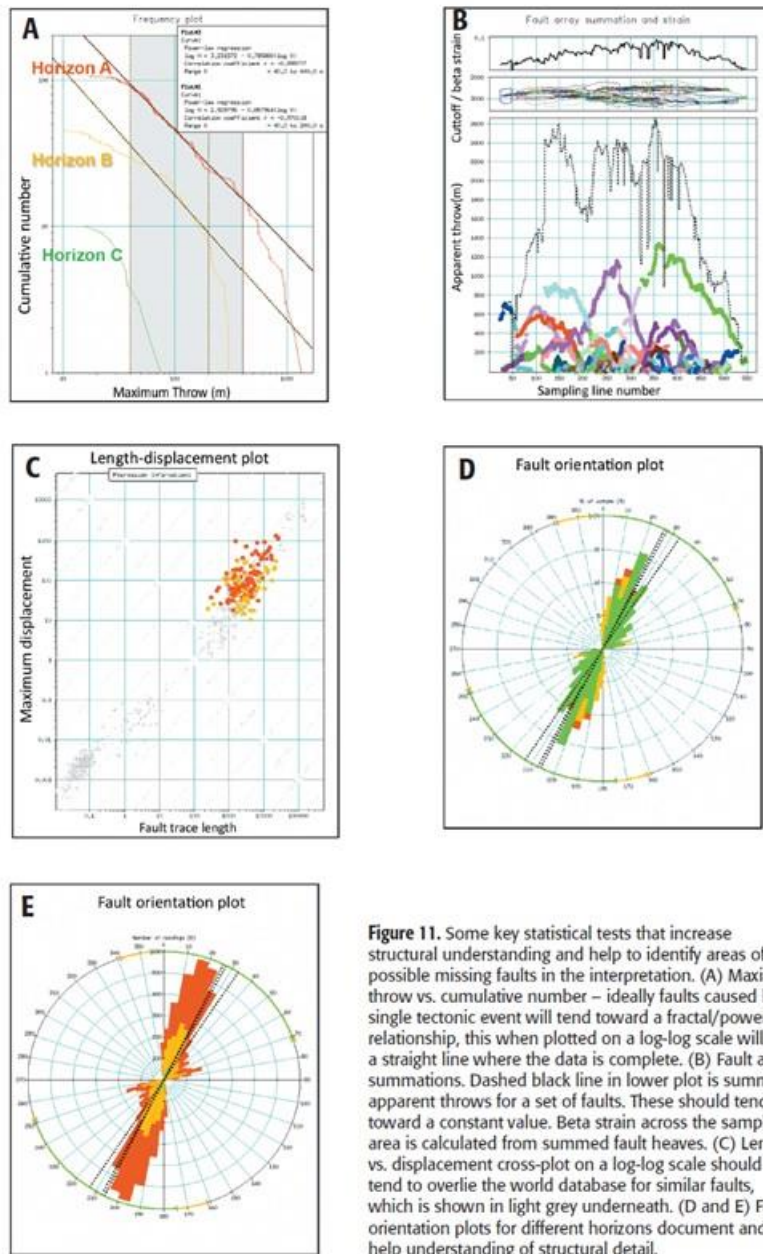


Figure 11. Some key statistical tests that increase structural understanding and help to identify areas of possible missing faults in the interpretation. (A) Maximum throw vs. cumulative number – ideally faults caused by a single tectonic event will tend toward a fractal/power law relationship, this when plotted on a log-log scale will form a straight line where the data is complete. (B) Fault array summations. Dashed black line in lower plot is summed apparent throws for a set of faults. These should tend toward a constant value. Beta strain across the sampled area is calculated from summed fault throws. (C) Length vs. displacement cross-plot on a log-log scale should tend to overlie the world database for similar faults, which is shown in light grey underneath. (D and E) Fault orientation plots for different horizons document and help understanding of structural detail.

図 2.1.1-33 地質解釈支援ソフトで作成された断層解析用の図表の例 (Boult *et al.*, 2016⁵³)

2.1.1.4.4 各物理探査手法を陸域断層調査へ用いる場合の探査仕様

本項では反射法地震探査手法を沿岸陸域の断層調査へ適用する場合の標準的な仕様について記述する。調査対象は新第三系堆積軟岩とし、調査対象深度は新第三系基盤上面までを想定する。調査対象深度については、場所により数百メートルから 1000 メートル以深の場合までを想定する。

【P 波反射法地震探査】

- <対象深度 1000m 程度の場合>
- 震源：大型パイプロサイズ 1 台
- スイープ周波数：8~60 Hz 程度
- 発震点間隔：20m
- 受振点間隔：20m

サンプル間隔：2msec (4msec でも可)
記録長：3 sec 以上

<対象深度 500m 程度の場合>

震源：中型バイプロサイス 1台※
スイープ周波数：10～100 Hz 程度
発震点間隔：10m
受振点間隔：10m
サンプル間隔：2msec
記録長：2 sec 以上

【S波反射法地震探査】

<対象深度 500m 程度の場合>

震源：S波バイプロサイス 1台※
スイープ周波数：6～50 Hz 程度
発震点間隔：10m
受振点間隔：10m
サンプル間隔：4msec
記録長：5 sec 以上

※さらに探査深度が浅い場合は、電磁式バイブレーターの仕様も可能

【三次元反射法地震探査 (P波)】

<概査：対象深度 1000m 程度>

震源：大型バイプロサイス 1台
スイープ周波数：10～100 Hz 程度
発震点間隔：20m
発震測線間隔：100m
受振点間隔：20m
受振測線間隔：100m
サンプル間隔：2msec (4msec でも可)
記録長：3 sec 以上
調査範囲：最大 4km×2km 程度

<精査：対象深度 500m 程度の場合>

震源：中型バイプロサイス 1台
スイープ周波数：10～100 Hz 程度
発震点間隔：10m
発震測線間隔：40m
受振点間隔：10m
受振測線間隔：40m
サンプル間隔：2msec
記録長：2 sec 以上
調査範囲：最大 1km×1km 程度

【二次元反射法音波探査 (海域)】

<対象深度 1000m 程度の場合>

震源： GI ガン 210 cu.in.
発震点間隔： 10m
受振点間隔： 10m
チャンネル数： 24
サンプル間隔： 2msec (4msec でも可)
記録長： 3 sec 以上

<対象深度 100m 程度の場合>

震源： ブーマー
発震点間隔： 5m
受振点間隔： 5m*
チャンネル数： 16
サンプル間隔： 2msec
記録長： 2 sec 以上

※水深が浅い部分については、OBC 等の着底ケーブルをストリーマーの代わりに使用する。

【三次元反射法音波探査（海域）】

<対象深度 1000m 程度の場合>

震源： GI ガン 210 cu.in.
発震点間隔： 10m
受振点間隔： 10m
チャンネル数/ストリーマー： 24
ストリーマー間隔： 10～15m
同時曳航ストリーマー本数： 4～6 本
サンプル間隔： 2msec (4msec でも可)
記録長： 3 sec 以上

<対象深度 100m 程度の場合>

震源： ブーマー
発震点間隔： 5m
受振点間隔： 5m*
チャンネル数/ストリーマー： 16
ストリーマー間隔： 10m
同時曳航ストリーマー本数： 4～6 本
サンプル間隔： 2msec
記録長： 2 sec 以上

※水深が浅い部分については、OBC 等の着底ケーブルをストリーマーの代わりに使用する。

2.1.1.5 断層の認定基準や断層長さに係る総合的な判断指標に関する検討と課題の抽出

ボーリング調査を含む地質調査と物理探査を用いた断層調査では、取り扱う断層の空間スケールが異なる。堆積軟岩を対象に中深度処分想定深度までの調査が可能な物理探査手法の内、最も高空間分解能な断層調査手法は反射法地震探査である。反射法地震探査と地質調査等で検知可能な断層変位量とその頻度の関係については図 2.1.1.-28 に整理されている。

・地震探査： $10^1\text{m} \sim 10^3\text{m}$ オーダー

*通常の地震探査の垂直解像度は約 15m であるが、精密な 3 次元探査を行えば中深度処分相当深度であれば数 m 程度の鉛直解像度は可能。

・地質調査： $10^{-1}\text{m} \sim 10^1\text{m}$ オーダー

*野外露頭調査と坑道調査でスケールが異なる。

・ボーリング調査： $10^{-3}\text{m} \sim 10^0\text{m}$ オーダー

*薄片観察からボーリングコアで直接観察可能な範囲まで

2.1.1.3.3 項で整理した断層の長さ (L) と変位量 (D) の関係に基づけば、

$$D \approx L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$$

である。中深度処分における廃棄物埋設地の位置に係る審査ガイドの骨子案では、長さ約 5km 以上の断層が対象になるため、その変位量は $D=5 \sim 500\text{m}$ となる。 $D > 15\text{m}$ であれば通常の反射法地震探査で十分に検出可能であるが、 $D=5 \sim 15\text{m}$ の断層をもれなく検出するためには 2.1.1.1.1 で既述した稠密な三次元反射法地震探査 (図 2.1.1-4) を行わなければ検出することは難しいと考えられる。また、変位量 D 自体は (累積) 最大変位量であるので、断層の端部では変位量が減少するため、検出が難しくなるという問題がある。さらに、既存構造物の存在や土地所有者や土地管理者の許諾が得られない等の理由で受発振点の設置が制限される可能性がある地域においては、精密な三次元反射法地震探査を実施することが困難な場合がある。

地質調査及び物理探査等を用いて断層の長さを判断する指標を作成するための知見については、以下のように整理された。

- 1) 地表地質調査は、離散的な露頭における断層の有無の確認であるため、断層の長さを判断するためには、物理探査による断層の連続性の確認が必要となる。
- 2) 各種物理探査手法の内、反射法地震探査が断層や地下構造の評価に最も有効度が高く、反射法地震探査を主とした物理探査の実施が必要である。廃棄物埋設候補地周辺に断層が存在する場合に、地表からの調査段階でそれらの断層の長さを認定するための一般的な反射法地震探査の探査フローについては、今年度の報告書で取りまとめているので、参照されたい。
- 3) 反射法地震探査の受振点に関しては、無線式やGPS同期型の受振システムの開発により、地形的な要因による受振点の設置上の制限はほぼ存在しない。また、発震点についても、小型震源の開発や含水爆薬の使用などにより、急崖などを除き地形的な要因による設置上の制限はほぼ存在しない。従って、受発振点の設置について地形的な要因は大きな問題にはならず、既存構造物の存在や、陸域においては土地保有者や土地管理者による許諾、海域においては漁業権者による許諾などが、受発振点の設置を制限することとなる。
- 4) 反射法地震探査のデータ処理については、物理探査学会 (2016) ²⁾ の基本データ処理フローが事実上の標準になっている。また、計算機の能力向上に伴って、複雑な地形を考慮した解析が可能になっており、地形をことさらに単純化する必要性はない。このほか、反射法地震探査データの S/N 比を向上させる MDRS 法 (Aoki *et al.*, 2010²⁵⁾) の処理が適用されていること、Geometric Attributes 等の属性解析手法を用いて断層の抽出処理が行われていることが望ましい。

- 5) 実在する断層の長さを確定させるためには断層の端点を決める必要があるが、断層の端点において変位量は0となるため探査により端点を確認することは原理的にできない。反射法地震探査によって確認できる範囲を断層の長さとする場合、反射法地震探査の分解能によって断層の端点を決めることになる。この場合、単純に反射法地震探査によって断層が確認できなくなった地点を断層の端点とする方法と、断層沿いの断層変位量の分布パターンから断層の端点を決める方法の2通りの方法が考えられ、いずれの方法により断層の端点を決めるかを決定する必要がある。
- 6) 反射法地震探査の分解能は探査仕様に依存性があり、かつ現地状況により必ずしも最も高い分解能の探査が可能であるとは限らないことに留意する必要がある。陸域・海域のいずれであれ、最も高分解能の探査は稠密な三次元反射法地震探査であるが、既存構造物の存在や、探査対象地域の土地保有者や土地管理者の許諾状況によっては二次元反射法地震探査しか実施できない状況も考えられうる。一般に探査測線の設定と探査仕様の決定には極めて高度な専門的知識を要し、非専門家による是非の判断は極めて困難であり、断層の想定深度と変位量を考慮した場合の探査測線と探査仕様の妥当性について判断指標という形で整理することは困難と考えられる。
- 7) 断層の長さを判断するための反射法探査の探査測線・探査仕様の妥当性については、有識者や専門家による検討等を含めた評価のあり方の検討が必要であろう。

また、廃棄物処理施設候補地の地質構造を把握し断層の存否を認定するための高分解能三次元反射法地震探査については、中深度処分深度（+ α ）に適用可能な最も高分解能な物理探査手法であり、設計等の基礎資料としても重要な役割を果たすことが期待できるため実施することが望ましいが、敷地外で実施することは上記したように既存構造物の存在や探査対象地域の土地保有者や土地管理者の許諾状況に依存するため、受発震点の展開が難しく実施が困難である可能性があると考えられる。なお、敷地内で高分解能三次元地震探査を行う際は、絶対重力計を用いた精密重力調査、ドローンを用いた稠密な空中磁気探査、ヘリコプターを用いた稠密なや空中電磁探査等を敷地周辺部を含めて実施し、同時に伏在する地層・岩体等が露出する地域で現地調査を行い岩石物性等のデータを取得することが望ましい。

反射法地震探査の今後の課題を2点あげる。一つは、高分解能三次元反射法地震探査を実際に適用した際の分解能のシミュレーションである。対象岩盤の物性をパラメータとして、想定深度までのデータを取得するために必要な震源の仕様（パワー、周波数など）や必要な探査時間などを予め把握しておくことが望ましい。第二は、過去に取得された反射法地震探査データを用いた属性解析（Geometric Attributes）による断層抽出可能性の検証である。現時点では適用事例は少ないが、恣意性のない自動抽出（もしくは半自動抽出）で断層を抽出できれば、そのような処理を規制側から要求することは妥当と考えられる。

【引用文献】

- 1) 高橋 亨・三本健四郎・早川俊之 (1997) 物理探査の活断層調査への適用, 応用地質, 18巻, 3号, pp.118-129.
- 2) 物理探査学会 (2016) 物理探査ハンドブック増補改訂版, 第1章, pp.1-142.
- 3) 山田直之・川島裕貴・荒川武久・山下恭平 (2018) 油圧バイブレーター震源を用いた極浅層反射法探査のばらめーたに関する検討. 物理探査学会第139回学術講演会論文集, 81-84.

- 4) 物理探査学会 (2008) 新版物理探査適用の手引き —土木物理探査マニュアル 2008—, 物理探査学会.
- 5) 岩槻 修・田畑正昭・久保田隆二・古谷正和・田澤 教 (1998) 土木地質調査を目的とした浅層反射法地震探査, 応用地質, Vol.38, No.6, pp.359-369.
- 6) 高橋 亨 (1997) 1.活断層調査における物理探査の適用性について. 応用地質技術年報, 兵庫県南部地震特集号, 117-136.
- 7) 佐々木泰・浜田憲彦・藤原八笛・鶴旨 純・中東秀樹 (2008) 地盤調査のための三次元反射法地震探査による詳細地質解析, 物理探査, Vol.61, No.3, pp.243-249.
- 8) 猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史 (2018) 超高分解能三次元地震探査(UHR3D) —日奈久断層帯海域部における実施例—, 物理探査, Vol.71, pp.33-42.
- 9) 平井孝明・鈴木丙午・細矢卓志・加賀 匠 (2018) 地中レーダー探査を用いた活断層調査事例 -物理探査編-, 全地連「技術フォーラム 2018」高松.
- 10) 宮下由香里・木村治夫・堀川晴央・伊藤順一・牧野雅彦・住田達哉・北尾秀夫・岡崎和彦 (2011) 山口県岩国断層帯熊毛断層における地中レーダー探査 —トレンチ掘削地点選点のための調査事例—, 活断層・古地震研究報告, No.11, pp.249-258.
- 11) 田中昭好・米田茂夫・濱本拓志 (2008) 断層調査における電気探査の活用例, 全地連「技術 e-フォーラム 2008」高知.
- 12) 原子力規制庁 (京都大学) (2015) 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (野島断層帯における深部ボーリング調査) 事業, 野島断層と有馬—高槻構造線断層帯の物理探査 報告書 (4/6).
- 13) 茂田直孝 (2008) 高レベル放射性廃棄物処分における物理探査の役割と深地層処分の科学的研究における物理探査開発技術, 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会, pp.257-264.
- 14) 吉村公孝 (2008) 高レベル放射性廃棄物処分事業の概略調査段階に向けた物理探査技術高度化開発の概要, 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会, pp.265-272.
- 15) 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2003) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 14 年度事業報告書.
- 16) Saibi, Hakim, J. Nishijima, E. Aboud, S. Ehara (2006) Euler deconvolution of gravity data in Geothermal Reconnaissance; the Obama geothermal area, Japan, 物理探査, Vol.59, No.3, pp.275-282.
- 17) 大阪府 (1996) 平成 8 年大阪府地域活断層調査 (上町断層帯) 報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/OsakaFufm.htm>
- 18) 埼玉県 (1999) 平成 11 年関東平野北西縁断層帯深谷断層調査報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Saitama4frm.htm>
- 19) 長崎県 (2004) 平成 16 年度 雲仙活断層群に関する調査報告書, <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Nagasaki9frm.htm>
- 20) 文部科学省・国土交通省・東京大学地震研究所 (2006) 平成 17 年度糸魚川—静岡構造線断層帯における重点的な調査観測報告書, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu_juten/h17/index.htm
- 21) 産業技術総合研究所 (2014) 地域評価のための活断層調査 (九州地域) 平成 25 年度成果報告書 4. 佐賀平野北縁断層帯, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/chiiki_chousa/h25_saga.pdf
- 22) 文部科学省・京都大学 (2017) 別府—万年山断層帯 (大分平野—由布院断層帯東部) における重点的な調査観測 平成 26~28 年度成果報告書, https://www.jishin.go.jp/database/project_report/beppu_haneyama-h28/
- 23) Jager, R., Mann, J., Hocht, G. and Hubral, P. (2001) Common-reflection-surface stack:

- Image and attributes. *Geophysics*, 66, 1, pp.97-109.
- 24) Mann, J., Schleicher, J. and Hertweck, T. (2007) CRS Stacking-A Simplified Explanation, in Extended abstracts, 69th Conf. Eur. Assn. Geosci. Eng. B044.
- 25) Schleicher, J., Tygel, M. and Hubral, P. (1993) Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint traveltimes in 3d media, *Geophysical Prospecting*, 41, 495-513.
- 26) Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A. and Nishiki, T. (2010) Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Expanded Abstract.
- 27) 東京電力・日本原燃・リサイクル燃料貯蔵・東北電力 (2016) H24 海陸統合探査および H28 海陸連続探査, <http://www.nsr.go.jp/data/000204797.pdf>
- 28) 星 一良・柳本 裕・秋葉文雄・神田慶太 (2015) 反射法地震探査解釈による伊豆・小笠原弧堆積盆の地質構造と発達史. *地学雑誌*, 124, 847-876.
- 29) Brown, A. R. (1996) Interpretation of three-dimensional seismic data (4th edition), Memoir 42, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, USA.
- 30) Roden, R. and Sacrey, D. (2015) Seismic Interpretation Approach Aids Multiattribute Analysis, <https://www.aogr.com/magazine/editors-choice/approach-aids-multiattribute-analysis>
- 31) Chopra, S., E. Blias, L. Chavina, V. Akexeev, G. Larsen (2002) 3D VSP – processing and integration with surface seismic, CSEG Geophysics 2002.
- 32) Barnes, A. (2006) Too many seismic attributes?, *Recorder*, Vol.31, No.03, <https://csegrecorder.com/articles/view/too-many-seismic-attributes>
- 33) Hutchinson, B. (2016) Application and limitations of seismic attributes on 2D reconnaissance surveys. Master's Thesis, Univ. Oklahoma, Graduate College, 109p.
- 34) 四国電力 (2009) 平成 21 年度中央構造線(伊予灘セグメント)反射法調査, <http://www.nsr.go.jp/data/000034438.pdf>
- 35) 青木直史 (2017) 地熱貯留層探査技術開発 (弾性波探査) の第 1 回実証試験の成果, H28 年度 JOGMEC 地熱部事業成果報告会, http://geothermal.jogmec.go.jp/report/file/session_170608_03_aoki.pdf
- 36) Kluesner, J.W. and Brothers, D.S. (2016) Seismic attribute detection of faults and fluid pathways within an active strike-slip shear zone: New insights from high-resolution 3D P-Cable™ seismic data along the Hosgri Fault, offshore California, *Interpretation*. Vol.4. No.1, SB131-148.
- 37) 辻 健・松岡俊文・中村恭之・徳山栄一・倉本真一・Bangs, N.L. (2004) 自己組織化マップを用いたサイスミックアトリビュート解析による南海トラフ沈み込み帯におけるプレート境界面の物性評価, *物理探査*, Vol.57, No.2, pp.121-134.
- 38) Roden, R. Smith, T.A., Santogrossi, P, Sacrey, D. and Jones, G. (2017) Seismic interpretation below tuning with multiattribute analysis, *The Leading Edge*, pp.330-339.
- 39) 高橋明久・柏原功治・溝畑茂治・島田信仁・中山 徹・古瀬雅己・鳥越隆弘 (2006) オイルサンド貯留層三次元地質モデルの構築, *物理探査*, Vol.50, No.3, pp.233-244
- 40) Helal, A., Farag, K. and Shihata, M. (2015) Unconventional seismic interpretation workflow to enhance seismic attributes results and extract geobodies at gulf of Mexico case study, *Egyptian Journal of Geology*, vol.59, pp.1-14
- 41) Fossen, H. (2016) *Structural Geology*, 2nd Edition. Cambridge University Press, 524p.
- 42) Morley, C.K. (1999) Patterns of Displacement Along Large Normal Faults: Implications for Basin Evolution and Fault Propagation, Based on Examples from East Africa, *AAPG Bulletin*, V. 83, No. 4, pp.613-634.
- 43) Kim, Young-Seog and Sanderson, D. (2005) The relationship between displacement and length of faults: a review, *Earth-Science Reviews* 68, pp.317-334.
- 44) Kolyukhin, D. and Torabi, A. (2012) Statistical analysis of the relationships between faults attributes, *J. Geophys. Res.*, 117, B05406, doi:10.1029/2011JB008880. 14p.

- 45) Pickering, G., Peacock, D., Sanderson, D.J., Bull, JM. (1997) Modeling Tip Zones to Predict the Throw and Length Characteristics of Faults, AAPG Bulletin, V. 81, No. 1, pp.82-99.
- 46) Oppermann, R. (2016) Using High-Resolution Fault Visualization from Seismic, <https://www.aapg.org/publications/blogs/learn/article/ArticleId/30845/interview-with-ral-f-oppermann-using-high-resolution-fault-visualization-from-seismic>
- 47) Shepherd, M. (2009) Oil Field Production Geology. AAPG Memoir 91, 350p.
- 48) Seggie, R. J., Ainsworth, R.B., Johnson, D.A., Koninx, J. P. M., Marshall, N., Murray, A., Phillips, S. E., Spaargaren, B., M. Stephenson, B. (2003) The Sunrise- Troubadour Gas-Condensate Fields, Timor Sea, Australasia, in M.T. Halbouty, ed., Giant oil and gas fields of the decade 1990-1999, AAPG Memoir 78, pp.189-209.
- 49) González, I.S.G. (2018) Detailed fault and fracture characterization with the latest seismic attributes techniques. MS Thesis, Delft University of Technology, 77p.
- 50) 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289–319.
- 51) Freeman, B., Yielding, G. and Badley, M. (1990) Fault correlation during seismic interpretation, First Break Vol 8, No 3, 9p.
- 52) Boulton, P. and Freeman, B. (2007) Using faults as an aid to horizon mapping in areas of poor 2D seismic: Otway Basin example, MESA Journal v 46 pp.4-9.
- 53) Boulton, P., Freeman, B., Yielding, G. (2016) Structural interpretation of seismic geologic reality, perspective, and 3-D thinking, in B. Krantz, C., Ormand, and B. Freeman, eds., 3-D structural interpretation: Earth, mind, and machine, AAPG Memoir 111, pp.75-89.

2.1.2 断層の連結性に係る知見の整理と評価手法の構築に向けた課題の抽出

【実施内容】

本項の実施内容は、原子力規制庁との協議の結果、平成 30 年度途中から一部変更されており、第 2 回検討委員会において変更内容が報告され、了承されている。変更前後の実施内容を以下に示す。

(変更前) 平成 30 年度は将来的に断層長さが変化する可能性を評価するため、断層の特徴と空間スケール及び時間スケールを考慮した断層の連結・伸長に係る既存知見を整理し、断層変位の累積性と応力場の関係や断層内部構造を基にした断層の成熟性等の観点から検討を行い、断層活動性と断層の連結・伸長等との関係性について知見を整理する。これらの知見を基に、断層の連結性評価手法の構築に向けた課題の抽出を行う。

(変更後) 平成 30 年度は地下における断層の連結性を評価するため、断層の特徴と空間スケール及び時間スケールを考慮した断層の連結に係る既存知見を整理し、地表面における断層末端部周辺の性状、地下における断層の形状や断層間に存在する地層・岩体等の弾性波速度構造等の観点から検討を行い、断層の連結に係る知見を整理する。これらの知見を基に、断層の連結性評価手法の構築に向けた課題の抽出を行う。

【成果】

2.1.2.1 断層の連結性に関する空間スケールおよび時間スケールについての既存研究のレビューに基づく知見の整理

2.1.2.1.1 断層の連結部に関する用語

まず最初に、本項で使用している用語について定義する。図 2.1.2-1 に表層における断層の分布形状の概念図を示す (Biasi *et al.*, 2016¹⁾)。隣接する活断層の不連続を Step 部、隣接する活断層が一直線上にあって隔離している形態を Gap 部と呼称する (図 2.1.2-1)。この Step 部、Gap 部は表層における断層の形状を表す用語であり、地下深部の断層の形状を表すものではないことに留意すべきである。Gap 部のように隣接する断層が一直線上にある場合、非常に小さな剪断応力でも断層が連結することが可能である (例えば、Soliva *et al.*, 2006²⁾)。そのため、本項では複数の要因によって連結に至る Step 部の断層の連結性に関する知見を整理する。

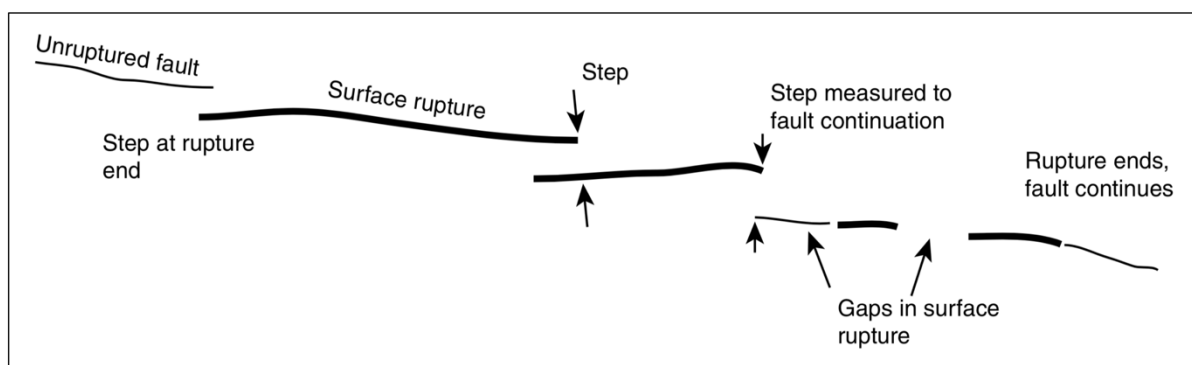


図 2.1.2-1 断層の形状 (Biasi *et al.*, 2016¹⁾).

2.1.2.1.2 断層の連結性及び連結過程をレビューする上での重要項目

ノルウェーのベルゲン大学の Fossen 教授は、構造地質学を専門としており (例えば、Fossen, 2010³⁾)、断層の連結性及び連結過程の研究の専門家である。Fossen 教授の website (<https://folk.uib.no/nglhe/FaultInteraction.html>⁴⁾) には、断層の連結性を検討する上で有益な、複数の論点が提示されている。それらの論点から、断層の連結性を理解するため必要な、1) 断層の幾何学的性質 (個々の断層の規模、走向・傾斜、地下深部への延長や断層群における断

層間の空間配置), 2) 断層の存在する岩体の物質的特性, 3) 断層周辺におけるひずみの集中の大きさ, 4) 断層間の距離 (= 応力摂動の大きさ), 5) 断層の連結タイプ, 6) 断層周辺の震源分布および発震機構解に基づく断層タイプ, またこれらの情報を組み合わせた, 7) 断層端の相互作用のステージ等に関する論点を抽出し, その概要について以下に取りまとめた。

2.1.2.1.3 断層の幾何学的性質

断層の連結性を考える上で, 個々の断層の分布や3次元構造, また断層群における断層間の空間配置を理解することが重要である。大規模な断層の成長モデルとして, 1) 断層セグメントにおいて完全に独立した小規模な断層が偶然相互作用を起こして成長(連結)する(図 2.1.2-2a; *Isolated Fault Model*), もしくは, 2) 断層セグメントにおいて個々の断層が断層アレイの構成要素に関連して幾何学的に誕生し, 成長(連結)することによって生じる(図 2.1.2-2c, d; *Coherent Fault Model*) という2つのエンドメンバーモデルが考えられている(例えば, Trudgill and Cartwright, 1994⁵⁾; Walsh *et al.*, 2003⁶⁾).

Isolated fault model では断層群がランダムに分布しているため, 個々の断層が活動するのに十分なひずみを必要とする。*Coherent fault model* では, 個々の断層は不均質, もしくは規則的に分布しているが, どちらの場合も深部に存在する断層から分岐している(地下で *hard-linked* している)。そのため, 下部の断層が動くことにより, 下から上, また横方向へ動きが伝搬し相互作用を示すことがある。ただし, *Coherent fault model* の中には一見, *Isolated fault model* のように断層群がランダムに分布している断層群も含まれる(図 2.1.2-2d; 以下, *3-D segmentation* と呼称する)。この *3-D segmentation* は断層面では連結していないが, 断層間の岩体中に存在する延性ひずみにより *soft-linked* している (Walsh *et al.*, 2003⁶⁾).

Isolated fault model と *Coherent fault model* では, 断層の連結過程に大きな違いがあるため, 断層の連結性及び連結過程を評価する際には, 両モデルを区別する必要がある。両モデルを区別する方法として, 変位の分布(図 2.1.2-2b, e)を用いるが, その際に断層間の延性ひずみ, 褶曲や回転も考慮する必要がある。

Walsh *et al.* (2003)⁶⁾ は, 断層の形状や幾何学的運動を調べた結果, ほとんどの断層セグメントが *Coherent fault model* で説明できると示唆した。また, Fossen and Rotevatn (2016)⁷⁾ は, *Coherent fault model* の中でも特に規則的に分布しているものが連結しやすく, 大規模な断層に成長する可能性が高いことを指摘している。一方, 中華人民共和国の北東部に位置する *Chezhen* 盆地では, 独立した断層の連結が起こっているため, *Isolated fault model* でも十分なひずみがあれば連結すると考えられる (Su *et al.*, 2011⁸⁾).

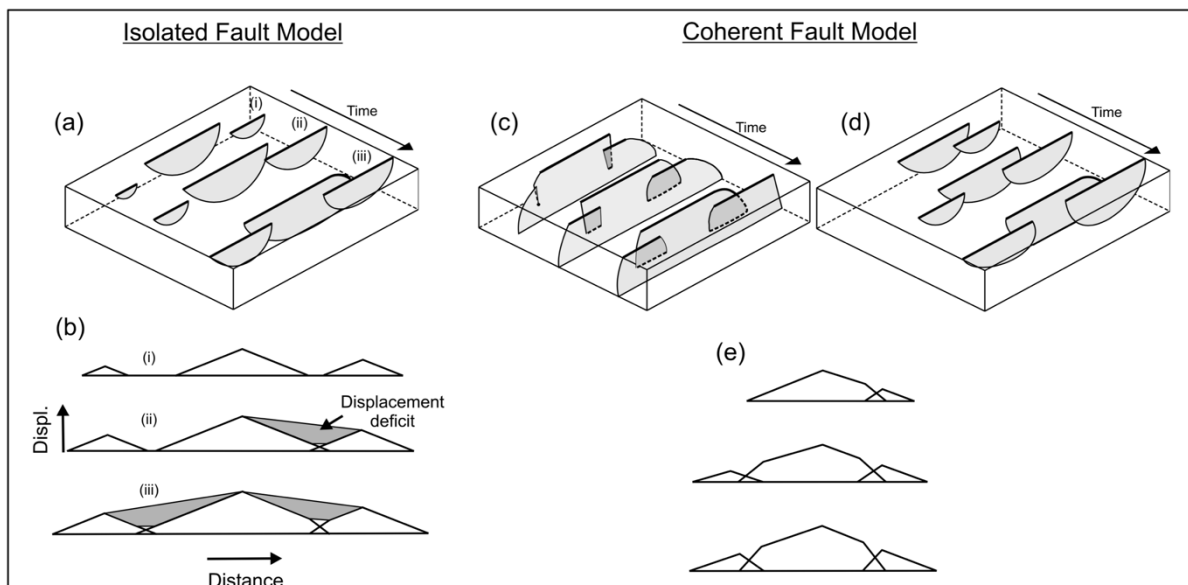


図 2.1.2-2 セグメント化された断層アレイの形成に関する2つのエンドメンバーモデルの概念図 (Walsh et al., 2003⁶⁾).

図 a, c, d はそれぞれ、セグメント化した断層アレイの3つの成長段階を示す。図 b, e は Isolated fault model と Coherent fault model の3つの成長段階に対応した変位と距離のプロットを表す。

2.1.2.1.4 断層が存在する岩体の物質的特性

地震(断層運動)はある領域に集中的に分布していることが多い。その要因として、地震が発生する領域の物質的特性が考えられる。そのため、断層が存在する岩体の特性を理解することは断層の連結性を考える上で重要である。

地震は断層の滑り現象であり、摩擦則にしたがって、安定(非地震性滑り)、条件付き安定、不安定(地震性滑り)を起こす(Scholz, 1998⁹⁾。また、断層が滑ることにより、破壊が生じ、断層の伸長といった二次的な現象が起こる。

以下に地震の摩擦則である Rate- and state-variable friction law (Scholz, 1998⁹⁾)を示す。

$$\tau = [\mu_0 + (a - b) \ln \left(\frac{V}{V_0} \right)] \bar{\sigma}$$

τ は摩擦力、 σ は有効法線応力、 V は滑り速度、 V_0 はリファレンスの滑り速度、 μ_0 は定常状態の摩擦係数、 a 、 b は物質依存の定数である。この式において、滑りの安定性は $a-b$ (物質依存の定数) の値によって決まる。 $a-b \geq 0$ の時、滑り速度が上がると摩擦力も増加し、安定滑りを起こす。一方、 $a-b < 0$ の場合、滑り速度が上がると摩擦力が減少し、不安定滑りもしくは条件付き安定滑りを起こす。

また、地震の震源核形成は不安定領域 ($a-b < 0$) かつ

$$\bar{\sigma}_c = \frac{kL}{-(a-b)} \quad \bar{\sigma} > \bar{\sigma}_c$$

で発生する。 k は剛性率、 L は臨界滑り距離、 $\bar{\sigma}_c$ 有効は法線応力の臨界値を示す(Scholz, 1998⁹⁾。

滑りの安定性を決める $a-b$ は岩石の物性に依存しており、岩体を構成する岩石が $a-b > 0$ を示す場合(例えば、泥岩等)、脆性破壊を起こせない。しかし、 $a-b$ は温度や法線応力にも依存しているため(例えば、den Hartog et al., 2012a¹⁰⁾; 2012b¹¹⁾)、温度圧力条件によっては、室温条件下では脆性破壊を起こせない岩体でも地震を起こすことが可能である(図 2.1.2-3)。そのため、温度・圧力条件を考慮した上で岩体の物質的物性を明らかにすべきである。

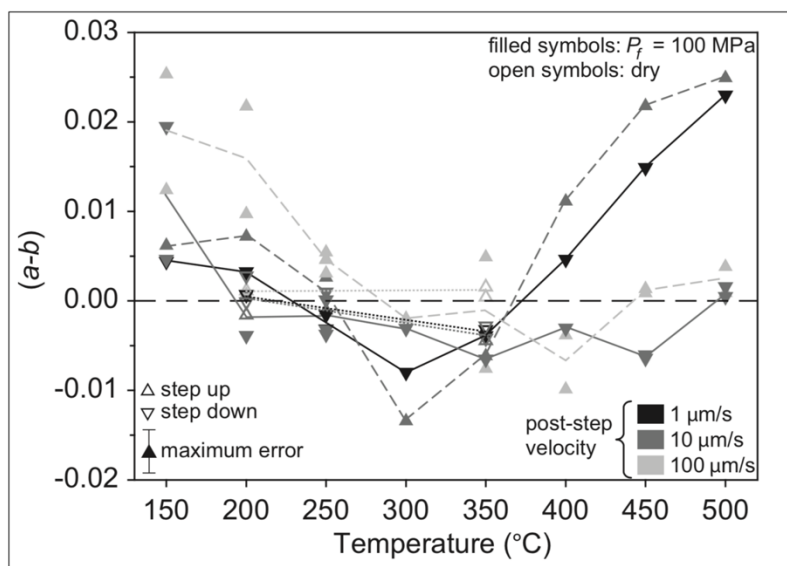


図 2.1.2-3 イライトに富むガウジの温度に対する速度依存パラメータ (a-b) (den Hartog *et al.*, 2012b¹¹⁾).

本図から、イライトに富むガウジは 250-400 °C の温度条件下において、 $a-b < 0$ となり、不安定滑り（地震）を起こすことが可能であることが推測される。

2.1.2.1.5 ひずみの集中

2.1.2.1.3 項において、Isolated fault model のような連結し難い、断層の幾何学的性質を持った断層セグメントにおいても、十分な「ひずみ」があれば連結することを既述した。従って、ひずみの集中している領域を明らかにすることは、断層の連結性を考える上で重要である。

国土地理院の GNSS の運用以降、周辺よりもひずみ速度が大きい領域が帯状に連なる領域が発見された。このようなひずみ速度が大きい領域はひずみ集中帯と呼称されている。このようなひずみが集中している領域が 2000 年以降、日本国内で多数報告されている（例えば、Sagiya *et al.*, 2000¹²⁾; Miura *et al.*, 2004; Nishimura and Takada, 2017）。ひずみ集中帯では、地震活動が活発であることが指摘されており、西村（2017）¹⁵⁾は、最大剪断ひずみ速度の大きい場所に活断層が多く存在し、ひずみ速度の大ききところで微小地震や大地震が多く発生する傾向を明らかにした（図 2.1.2-4）。

ひずみが集中する機構として、「下部地殻軟化モデル（長谷川ほか，2004¹⁶⁾）」が提唱されている。このモデルでは、最上部マントルから下部地殻にかけてマグマ溜まりが存在し、それによる熱とマグマの固結に伴って放出された水によって下部地殻が軟化し、その直上の上部地殻にひずみが溜まることにより、地震を発生させる。上記から、ひずみが集中する領域では、地震活動が活発化し、断層の連結が促進されやすい領域であると言える。

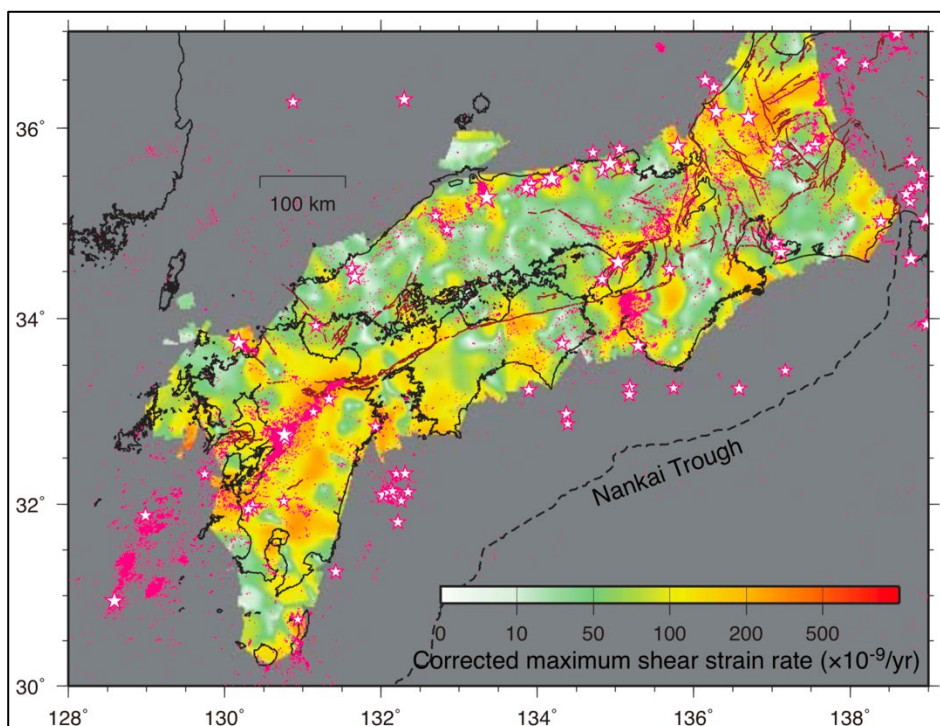


図 2.1.2-4 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレート間の固着による弾性変形を除去後の最大せん断ひずみ速度分布 (西村, 2017¹⁵⁾).
 茶色の線は主要活断層分布. 星印は 1923 年~2016 年の M6 以上かつ深さ 20 km 以浅の大地震.
 赤点は 1998 年~2016 年の M2 以上かつ深さ 20 km 以浅の地震の震央.

2.1.2.1.6 応力摂動の大きさ (=断層間の距離)

断層群において、断層が相互作用する指標として、断層間の距離が指摘されている (例えば、松田, 1990¹⁷⁾; An, 1997¹⁸⁾; Lettis *et al.*, 2002¹⁹⁾). 日本国内の断層帯の長期評価において、松田 (1990)¹⁷⁾の起震断層の設定基準を用いて、Step 部や Gap 部の距離が 5 km 以内である活断層をまとめて 1 つの起震断層とすることがある (例えば、地震調査研究推進本部, 2010²⁰⁾).

断層群において、断層が相互作用する距離を規制する要因として、応力摂動 (Coulomb shear stress: S_c) の大きさが挙げられる (例えば、Soliva *et al.*, 2006²⁾; Fossen and Rotevatn, 2016⁷⁾). 断層周辺の応力摂動の大きさを明らかにすることは、断層の連結性を考える上で重要である。

Soliva *et al.* (2006)²⁾は、断層周辺の応力摂動の値を調べ、 $S_c < 0$ である Stress shadow ($S_c < 0$) 領域に隣接する活断層の断層端が入ると、断層間の連結に要する剪断応力が小さくてすむため、連結が起こりやすいと指摘している (図 2.1.2-5). 力摂動の大きさは、断層の相互作用による連結もしくは単独の伝播を分ける指標となるため、応力摂動の値を推定できれば、断層の連結の可能性を検討できると考えられる。

応力摂動の値を決定するものとして、1) 断層のサイズとアスペクト比 (断層長 (L), 断層幅 (H :傾斜角と h から見積もる)), 2) 変位量, 3) 層厚, 4) 断層の存在する領域の物性 (ポアソン比 (ν), 剛性率 (G), 密度 (ρ)), 5) 応力状態 (応力場 ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) と内部摩擦係数 (μ)), が重要とされる。

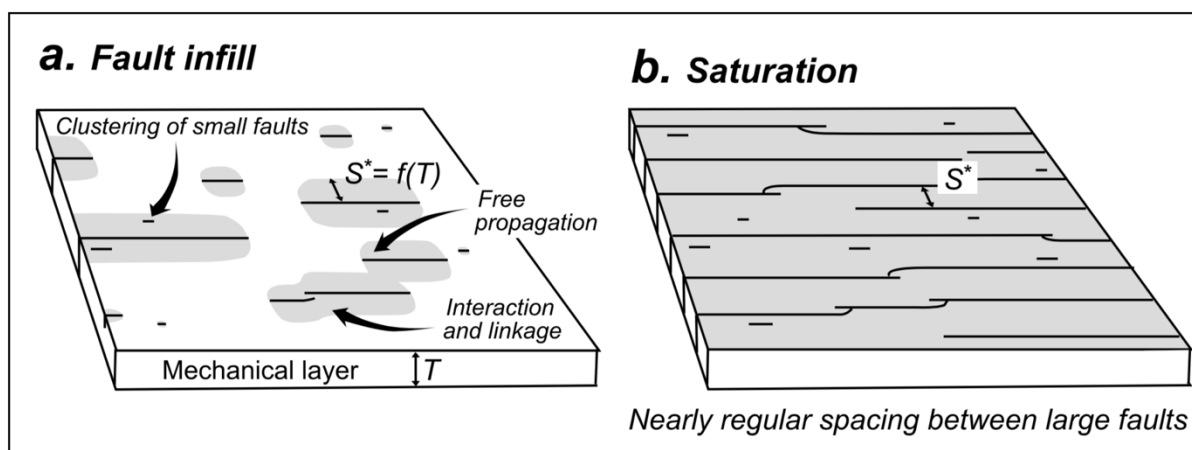


図 2.1.2-5 メカニカルレイヤー内で同じ傾斜方向を持つ正断層の発達を示す概念図 (Soliva et al., 2006²⁾).

a. 断層発生の第一段階. ランダムに分布した断層の伝播・連結の始まりを示す. 灰色の領域は Stress shadow ($S_c < 0$) 領域を示す. b. 断層の成長・連結が飽和状態となり, 規則的な間隔分布を示す断層発達の最終段階.

2.1.2.1.7 断層の連結タイプ

断層の連結は断層の幾何学的性質, 岩盤の物性, 応力場によって規制される. 上記から, 断層間において, 断層の連結タイプを推定することは, 断層の幾何学的性質, 岩盤の物性, 応力場を明らかにすることに繋がるため, 断層の連結性を考える上で重要である. そこで, 断層の幾何学的性質, 岩盤の物性, 応力場から形成される代表的な断層の連結部の形状の特徴について, 以下に簡潔にまとめる.

2.1.2.1.7.1 引張場における正断層同士の連結

引張場において正断層同士が連結する場合, 図 2.1.2-6 のような連結形態となる (Moustafa and Khalil, 2016²¹⁾). **hard-linkage** では, 図 2.1.2-6a のように, 断層間に **transfer** 断層が形成される. **soft-linkage** の場合, 連結部に **Relay** 構造が形成される (図 2.1.2-6b). ここで, **soft-** と **hard-** という言葉を使用した, この **soft** と **hard** には定量的な違いはない. また, 浅部では **soft-linkage** だが, 深部では **hard-linkage** している可能性があることも留意すべきである. **soft-linkage** の時に形成される **Relay** 構造は連結が進むと, 3つのエンドメンバーで示される連結形態をとる (図 2.1.2-7). この連結形態から, **soft-**な連結場において, どのように断層端が成長したかを検討することが可能である (Fossen and Rotevatn, 2016⁷⁾).

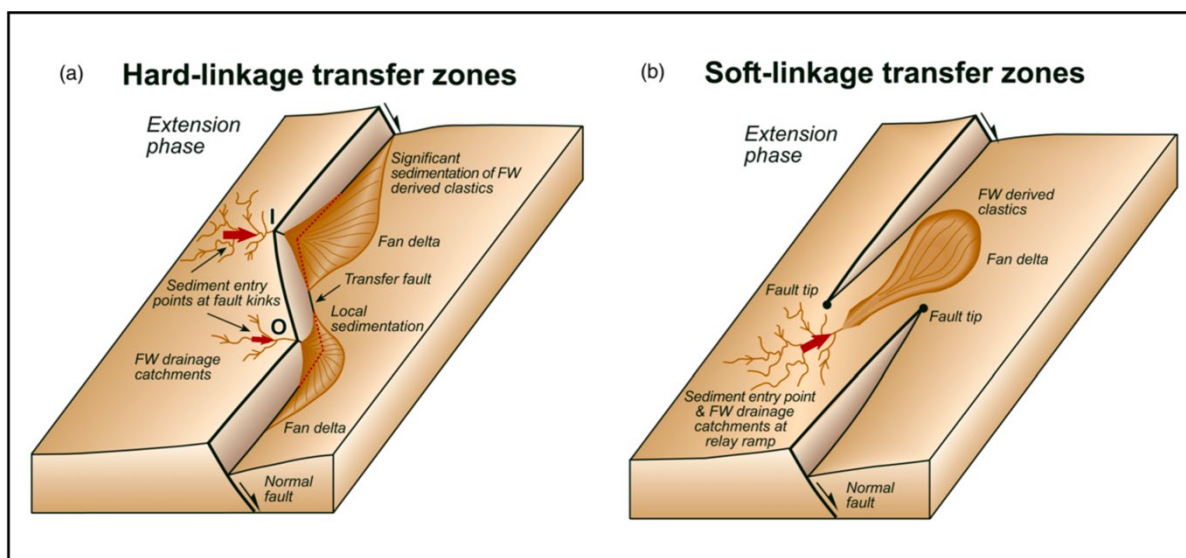


図 2.1.2-6 引張場における断層の連結の概念図 (Moustafa and Khalil, 2016²¹)を改変).
 (a) 引張場における hard-linkage. (b) 引張場における soft-linkage.

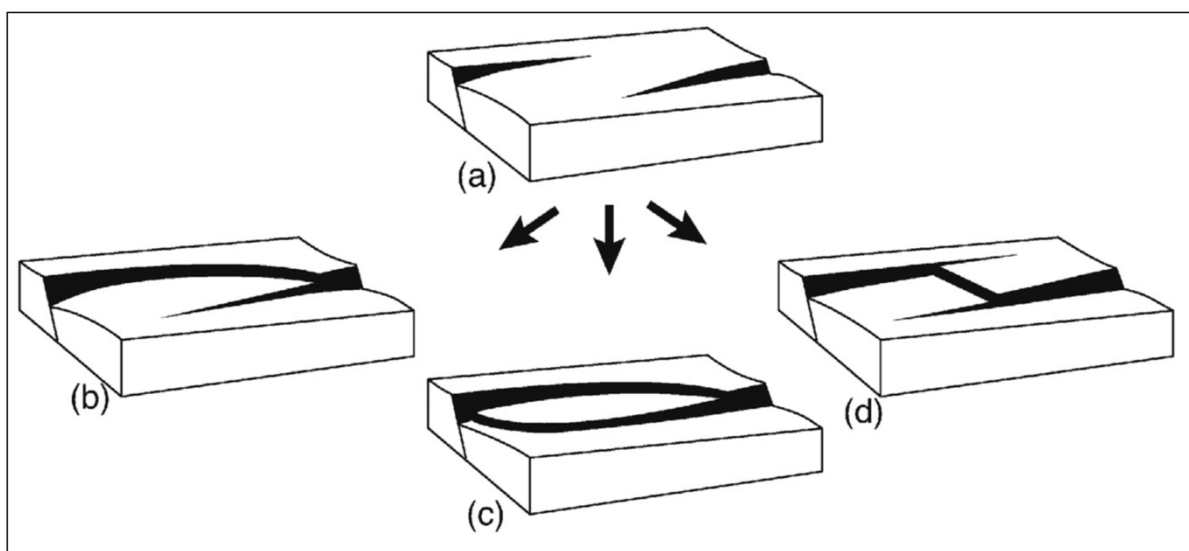


図 2.1.2-7 引張場の soft-linkage における3つの連結形態の概念図 (Fossen and Rotevatn, 2016⁷).
 (a) Relay 構造. (b) Single-tip breaching による連結. (c) Double-tip breaching による連結. (d) Mid-ramp breaching による連結.

2.1.2.1.7.2 圧縮場における逆断層同士の連結

圧縮場において逆断層同士が連結する場合、図 2.1.2-8 のような連結形態となる (Moustafa and Khalil, 2016²¹). hard-linkage では、図 2.1.2-8a のように、2つの断層の走向に斜交する断層が形成される。soft-linkage の場合、連結部が bending もしくは folding し、背斜・向斜構造が発達する (図 2.1.2-8b)。引張場と同様にまた、浅部では soft だが、深部では hard-linkage している可能性があることも留意すべきである。

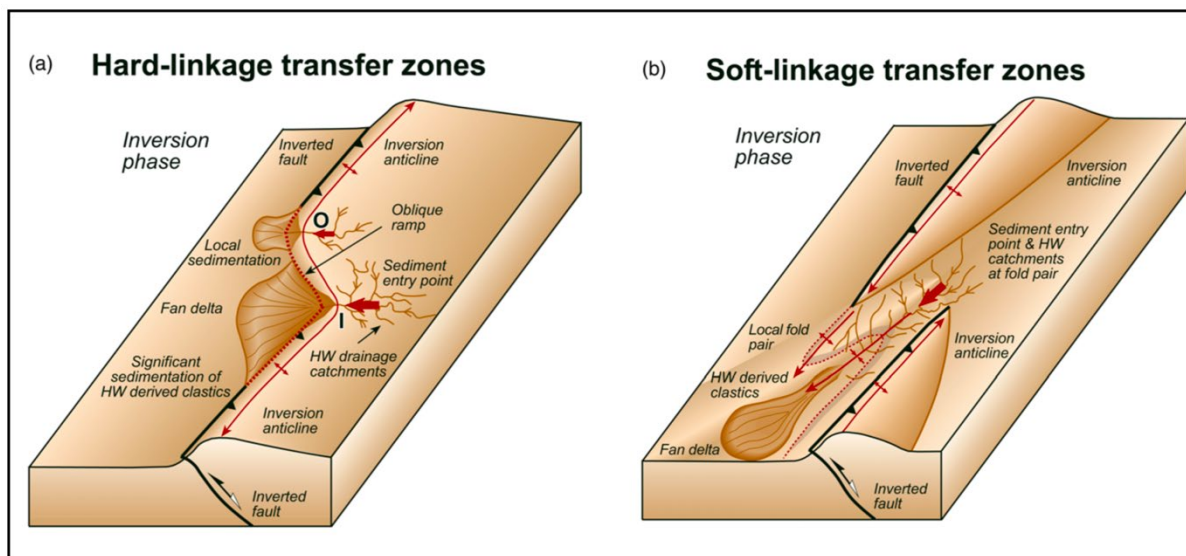


図 2.1.2-8 圧縮場における断層の連結の概念図 (Moustafa and Khalil, 2016²¹)を改編).
 (a) 圧縮場における hard-linkage. (b) 圧縮場における soft-linkage.

2.1.2.1.7.3 横ずれ断層同士の連結

横ずれ断層の連結に関しては、断層の分布と滑りの方向によって、Gap 部が引張場もしくは圧縮場になる。図 2.1.2-9 において、断層の連結が right-stepping で起こる場合、hard-linkage ならば、正断層が形成され、soft-linkage になれば、pull-apart が形成され、盆地となる (Dr. Burg's website)。例えば、日本の諏訪湖は糸魚川-静岡構造線沿いの現在の活発な左横ずれ断層によるプルアパートベイズンで形成されている。断層の連結が left-stepping で起こる場合、hard-linkage ならば、逆断層が形成され、soft-linkage になれば、push-up となり、山地が形成される。

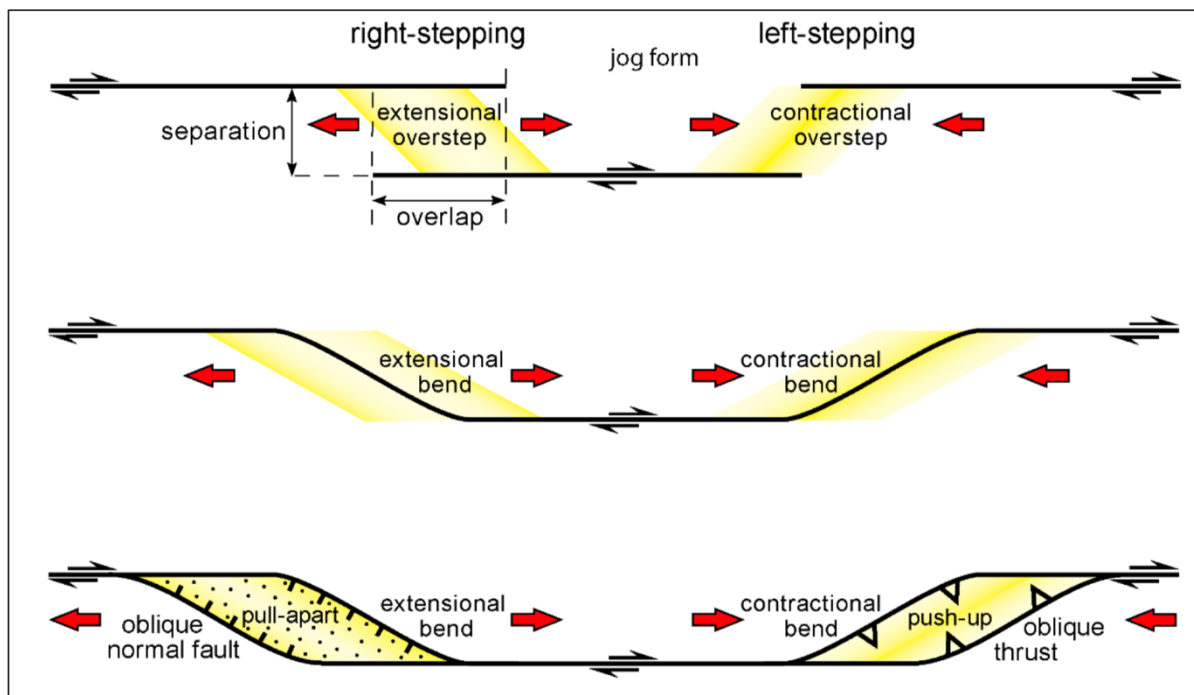


図 2.1.2-9 横ずれ断層の連結の概念図 (Dr. Burg の website を引用;
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/5wrench.pdf>²²).

2.1.2.1.8 断層周辺の震源分布，発震機構解の断層タイプ

近年，断層の形状は地球物理学的データを用いて推定されているが（例えば，Yukutake and Iio, 2017²³⁾），地球物理学的データを用いて推定された断層の形状は，矩形や楕円に近似することが多く，断層端の形状を詳細に推定する程の精度はない．一方で，震源分布や発震機構解から断層連結部の破壊過程を明らかにする研究も行われている（Vavryčuk and Adamová, 2018²⁴⁾）．断層の連結を考える上で，地下深部の情報を地震学的データから得ることは非常に重要である．

Vavryčuk and Adamová (2018)²⁴⁾は，チェコ共和国の西ボヘミア地方に分布する横ずれ断層群の step 部における地震活動の変遷と断層の連結性について以下のように報告している．この横ずれ断層群においては，2008 年，2011 年，2014 年に地震活動が活発化した（図 2.1.2-10）．2008 年と 2011 年の地震活動は，広域応力場と整合的な横ずれ型の断層活動であったが，2014 年の地震活動は広域応力場と一致しない発震機構を持つ逆断層型の地震が発生した（図 2.1.2-10f）．それらの地震の発生メカニズムを解明するために，震源再決定，発震機構解の決定，応力場の推定，クーロン応力変化の推定が行われ，クーロンの応力変化から広域応力場と一致しない発震機構を持つ地震も発生可能であるが，発生可能な領域が局所的であることが判明した．この 2014 年の地震活動は，断層の step 部における局所的な応力異常と，断層間の相互作用に関する直接的な証拠を提供している（図 2.1.2-11）．

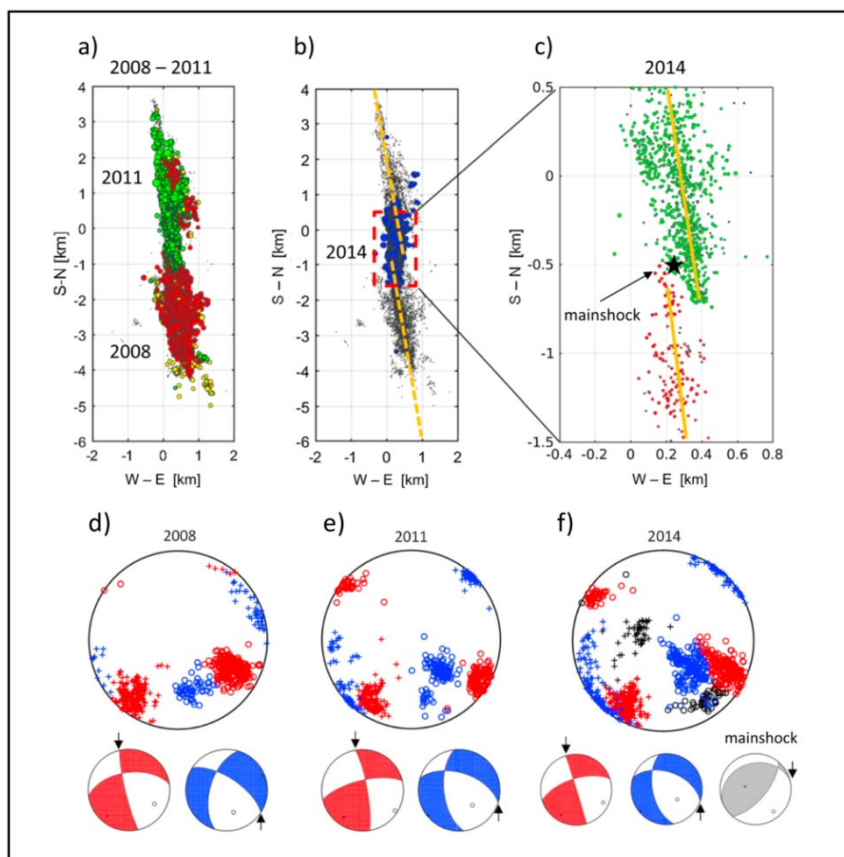


図 2.1.2-10 図 a, b, c はローカルマグニチュード (M_L) が 0.5 以上の震源分布，図 d, e, f は P-, T-軸と CMT 解 (Vavryčuk and Adamová, 2018²⁴⁾)．

(a) 赤丸:2008 年の震源分布，緑丸:2011 年の震源分布，黄丸 : 2008 年と 2011 年の間に発生した震源分布．
 (b) 青丸:2008 年の震源分布，黒点:2008 年と 2011 年の震源分布．(c) 2014 年の地震活動の拡大図．赤丸:南部の断層セグメントで発生した 2014 年の震源分布．緑丸:北部の断層セグメントで発生した 2014 年の震源分布．図 b, c の黄色の実線と破線は，断層のステップ部を示す．(d) 2008 年の地震の P-, T-軸と CMT 解．(e) 2011 年の地震の P-, T-軸と CMT 解．(f) 2014 年の地震の P-, T-軸と CMT 解．図 d, e, f の○と+はそれぞれ P-軸と T-軸を示す．

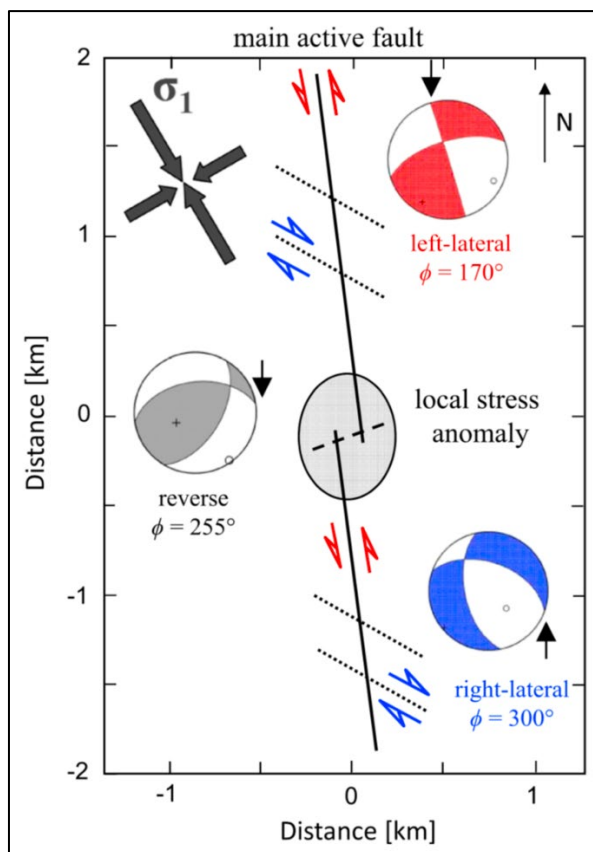


図 2.1.2-11 断層ステップにおける地震の断層タイプの毎の分布を特徴づける概念図 (Vavryčuk and Adamová, 2018²⁴⁾).

断層のステップ部を実線で、共役セグメントを点線で、新しく形成された断層を破線で示す。左上の矢印は、背景応力場の最大および最小圧縮応力軸の方向を示す。発震機構解は、断層ステップに関連するものを赤、共役セグメントに関連するものを青、局所的な応力異常部で形成または活性化された断層に関連するものを灰色で示す。

2.1.2.1.9 断層端の相互作用のステージ

断層の相互作用は時間的な変化を伴う。また、その変化は3次元的に起こっているため、表層に現れた断層端だけでなく、3次元的な断層の相互作用を理解する必要がある。断層系や断層群は、震源核の形成、成長、相互作用を経て形成されるものであり、既存の断層を調べることは、上記における任意の過程を瞬間的の静止画として捉えることを意味している。そのため、各 linkage ステージに対応する既存の断層を調べることは、断層の相互作用の形成過程を解明することに繋がる。断層端の相互作用における任意の段階を理解することは中深度処分における断層評価をする上で重要あり、地質学的データおよび地震学的データを組み合わせて、連結の段階 (stage of linkage; 図 2.1.2-12; Prof. Fossen's website⁴⁾) を特定できないかを検討する必要がある。

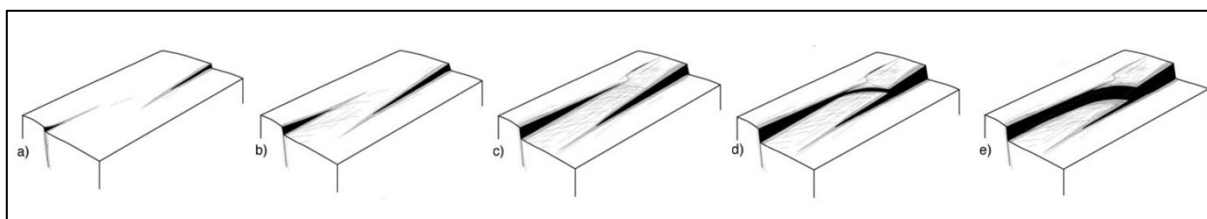


図 2.1.2-12 引張場の soft-linkage における連結段階 (stage of linkage) の概念図 (Prof. Fossen の website を引用; <https://folk.uib.no/nglhe/FaultInteraction.html>⁴⁾).

2.1.2.2 断層の連結性評価手法の構築に向けた知見の整理と課題の抽出

2.1.2.1 節から、断層の連結性を考える上で、1) 断層の幾何学的性質（個々の断層の規模、走向・傾斜、地下深部の延長や断層群における断層間の空間配置）、2) 断層の存在する岩体の物質的特性、3) 断層周辺におけるひずみの集中の大きさ、4) 断層間の距離（＝応力摂動の大きさ）、5) 断層の連結タイプ、6) 断層周辺の震源分布、発震機構解の断層タイプ、また、上記の情報を組み合わせて、7) 断層端の相互作用のステージを明らかにすることが重要であることを示した。上記を明らかにするためには、多角的な手法を用いる必要がある（後述）。

また、表層に現れた短い活断層の取り扱いについては、①表層に見えている割れ目の長さが必ずしも断層長であるとは限らないこと。②断層の形状（破壊の形状）が半円形に近い形状だった場合、表層に見えている割れ目は断層の極一部であり、全体像を表すものではないこと。③マグニチュード7クラスの大規模地震が発生しても地表に残っている痕跡は少なく、大規模地震を起こす可能性のある断層が地下に埋没していることが多いこと。④現在存在する小さい断層は、大規模な断層に成長するフレームワークの一部である可能性が高く、小さい断層が連続して存在するような場所では断層が連結及び成長する可能性が高いことに留意する必要がある。

断層の表層から深部にかけての全体像については、地震学と構造地質学のそれぞれのアプローチでは、表層から脆性延性領域までの断層形状の認識に対して食い違いが存在し、断層の深部像を把握することが重要である。その際には、地殻の不均質構造と微小地震活動の時間的空間的分布の関係を検討する必要がある。地殻の不均質構造の検討には、弾性波速度構造・密度構造（ブーゲー異常等の重力異常）・磁化率や比抵抗分布などの物性情報を統合的に解析して地殻の不均質構造を推定する手法が有効と考えられる。

青柳（2012）²⁵⁾は、濃尾地震で連動した岐阜県の温見断層と根尾谷断層の **step** 部において、2年間にわたる稠密微小地震観測による 990 個の自然地震と発破震源による 8 地点の人工地震観測の走時記録から、震源位置と弾性波速度構造の同時インバージョンを行い、屈折法地震波トモグラフィ解析に基づく 3次元弾性波速度構造を示している（図 2.1.2-13）。両断層の **step** 部においては、地表から深さ 3～5km の浅部に明瞭な低速度構造が分布すること、北側から 2枚目のスライス断面で示されるようにこの低速度構造は深部で狭まるプリズム状を呈すること、またその下部には両断層をつなぐような線上の地震活動がみられること等から、両断層は地下で収斂し、連結している可能性が高いとしている。このような断層 **step** 部で見られるフラワー構造上の低速度構造は、断層の連結性の指標となると考えられる。

これまでに検討してきた断層の連結性に関する調査手法と抽出可能な指標・課題をとりまとめると以下ようになる。

①変動地形学的調査

空中写真や航空レーザー測量及び DEM（数値標高モデル）を用いた地形判読による断層の幾何学的性質（断層群における断層の空間的配置、断層の密度、断層の分布形状、断層サイズ、断層間の距離の計測、連結タイプ）の推定。

②構造地質学的調査

現地調査による断層の幾何学的性質（断層群における断層の空間的配置、断層の密度、断層の分布形状、断層サイズ、断層間の距離の計測、連結タイプ）の推定、及び、変位量の推定（断層の 3次元形状の検討）。

③力学実験的調査

岩石破壊実験による断層周辺部の岩体の破壊特性の推定。

④地球物理学的調査

測地的データに基づくひずみ量（弾性ひずみの蓄積，ひずみ速度の推定）．地震学的データに基づく震源分布，発震機構解の断層タイプ，応力場，弾性波速度構造の推定．各種物理探査に基づく物性分布の推定．数値解析に基づくクーロン剪断応力（応力摂動の大きさ・範囲）の推定．

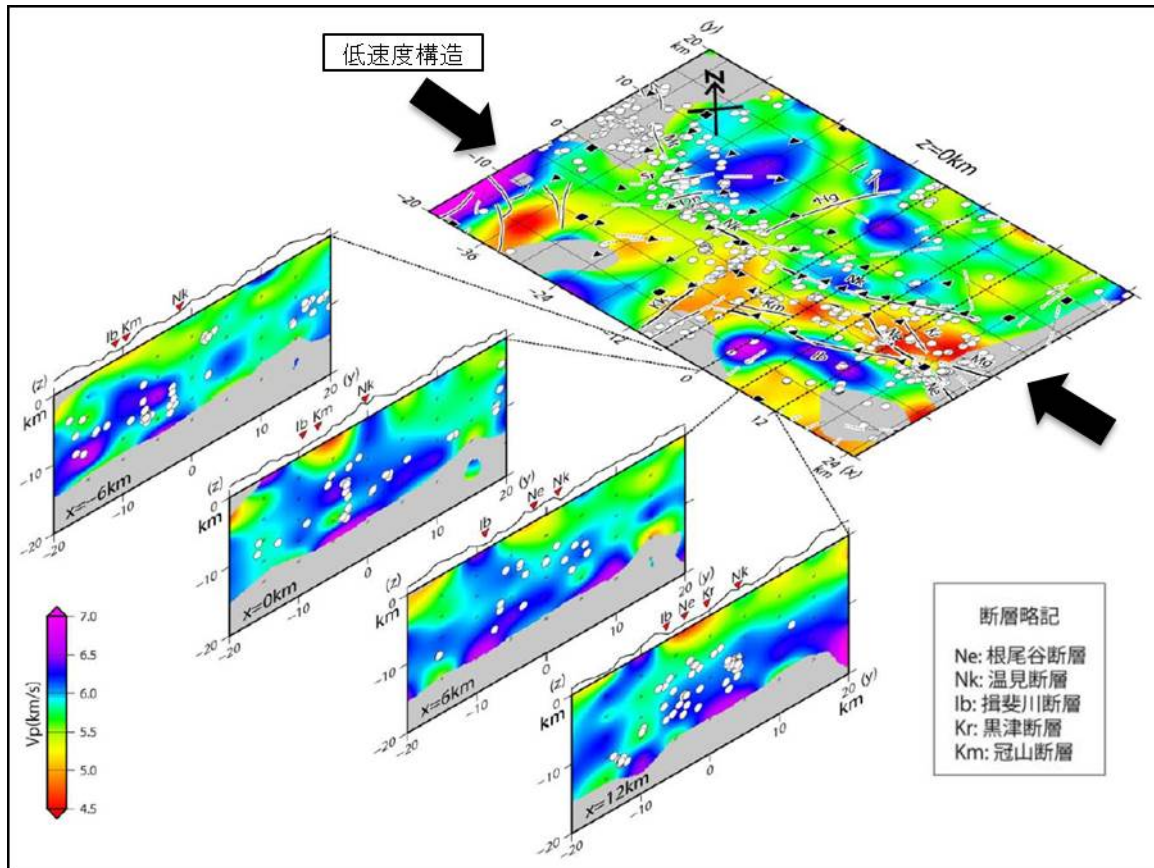


図 2.1.2-13 温見断層と根尾谷断層の step 部周辺の弾性波速度構造
（青柳，2012²⁵）を一部改変）

【引用文献】

- 1) Biasi, G. P. and Wesnousky, S. G. (2016) Steps and gaps in ground ruptures: Empirical bounds on rupture propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(3), 1110–1124. <https://doi.org/10.1785/0120150175>
- 2) Soliva, R., Benedicto, A., and Maerten, L. (2006) Spacing and linkage of confined normal faults: Importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(1), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004JB003507>
- 3) Fossen, H. (2010) *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- 4) Fossen, H. website. <https://folk.uib.no/ngl/he/FaultInteraction.html>
- 5) Trudgill, B. and Cartwright, J. (1994) Canyonlands National Park, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 106(September), 1143–1157. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<1143:RRFANF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<1143:RRFANF>2.3.CO;2)
- 6) Walsh, J. J., Bailey, W. R., Childs, C., Nicol, A., and Bonson, C. G. (2003) Formation of segmented normal faults: A 3-D perspective. *Journal of Structural Geology*, 25(8), 1251–1262. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00161-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00161-X)

- 7) Fossen, H. and Rotevatn, A. (2016) Fault linkage and relay structures in extensional settings-A review. *Earth-Science Reviews*, 154, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>
- 8) Su, J., Zhu, W., Wei, J., Xu, L., Yang, Y., Wang, Z., and Zhang, Z. (2011) Fault growth and linkage: Implications for tectonosedimentary evolution in the Chezhen Basin of Bohai Bay, eastern China. *AAPG Bulletin*, 95(1), 1–26. <https://doi.org/10.1306/06301009207>
- 9) Scholz, C. H. (1998) Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
- 10) den Hartog, S. A. M., Peach, C. J., de Winter, D. A. M., Spiers, C. J., and Shimamoto, T. (2012a) Frictional properties of megathrust fault gouges at low sliding velocities: New data on effects of normal stress and temperature. *Journal of Structural Geology*, 38, 156–171. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.12.001>
- 11) den Hartog, S. A. M., Niemeijer, A. R., and Spiers, C. J. (2012b) New constraints on megathrust slip stability under subduction zone P-T conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 353–354, 240–252. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.022>
- 12) Sagiya, T., Miyazaki, S., and Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2303–2322. <https://doi.org/10.1007/PL00022507>
- 13) Miura, S., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K., and Yui, S. (2004) Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth, Planets and Space*, 56, 1347–1355.
- 14) Nishimura, T. and Takada, Y. (2017) San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations. *Earth, Planets and Space*, 69, 85. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0673-8>
- 15) 西村卓也 (2017) GNSS データから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震, *活断層研究*, 46, 33–39.
- 16) 長谷川昭・中島淳一・海野徳仁・三浦 哲・諏訪謡子 (2004) 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式. *地震* 2, 56, 413–424.
- 17) 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. *地震研究所彙報*, 65, 289–319.
- 18) An, L. J. (1997) Maximum link distance between strike-slip faults: Observations and constraints. *Pure and Applied Geophysics*, 150(1), 19–36. <https://doi.org/10.1007/s000240050061>
- 19) Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C. E., Barka, A., and Kaya, A. (2002) Influence of releasing step-overs on surface fault rupture and fault segmentation: Examples from the 17 August 1999 İzmit earthquake on the North Anatolian fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 19–42. <https://doi.org/10.1785/0120000808>
- 20) 地震調査研究推進本部 (2010) 「活断層の長期評価手法」報告書 (暫定版). 117p.
- 21) Moustafa, A. R. and Khalil, S. M. (2017) Control of compressional transfer zones on syntectonic and post-tectonic sedimentation: implications for hydrocarbon exploration. *Journal of the Geological Society*, 174(2), 336–352. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-030>
- 22) Burg J. -P. website. <http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/5wrench.pdf>
- 23) Yukutake, Y. and Iio, Y. (2017) Why do aftershocks occur? Relationship between mainshock rupture and aftershock sequence based on highly resolved hypocenter and focal mechanism distributions *Crustal Dynamics: Unified Understanding of Geodynamics Processes at Different Time and Length Sc.* *Earth, Planets and Space*, 69:68. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0650-2>

- 24) Vavryčuk, V. and Adamová, P. (2018) Detection of Stress Anomaly Produced by Interaction of Compressive Fault Steps in the West Bohemia Swarm Region, Czech Republic. *Tectonics*, 37(11), 4212–4225. <https://doi.org/10.1029/2018TC005163>
- 25) 青柳恭平 (2012) 活断層の連動性評価のための指標の抽出 (その 3) —地球物理学的調査に基づく地下構造の検討— 電力中央研究所研究報告, N11047, 19p.

2.1.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

【実施内容】

平成 30 年度は断層活動による周辺岩盤への力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法について、露頭観察や JAEA 地下研究施設等の地下坑道・トンネルの壁面連続観察・試験等に基づく断層活動の力学的・水理学的影響範囲に関する既存知見・事例の整理を行い、調査手法及び評価手法に係る課題の抽出を行う。

【成果】

2.1.3.1 断層活動による力学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

はじめに断層帯の定義について整理する。断層帯は主に 2 つの構造領域に分類される（図 2.1.3-1; Choi *et al.*, 2016）。断層コアとそれを包むダメージゾーンである（例えば Chester and Logan, 1986¹); Caine *et al.*, 1996²); Cello *et al.*, 2001³）。断層コアは、断層帯内の変位の大部分に対応する局在化された歪みおよび激しいせん断の結果であり、一般的には、断層ガウジ（断層粘土）、カタクレイサイト、および断層角礫などの断層岩および多数の繰り返し滑り面からなる（例えば Sibson, 1977⁴); Bruhn *et al.*, 1994⁵); Childs *et al.*, 1996⁶); Wibberley *et al.*, 2008⁷); Bastesen *et al.*, 2009⁸); Bastesen and Braathen, 2010⁹）。断層コアの外側のダメージゾーンは断層コアと比較して比較的低い歪みと軽微な変形を特徴とし、これらのゾーンは一般に二次的な断層、クラック、および脈、ならびに断層運動に関連した構造を伴う。断層帯での調査事例を図 2.1.3-2 (Niwa *et al.*, 2011¹⁰) に示す。Niwa *et al.* (2011)¹⁰ は、跡津川断層系（富山県～岐阜県）の露頭調査を行い、亀裂の跡津川断層からの距離と分布について整理を行っている。

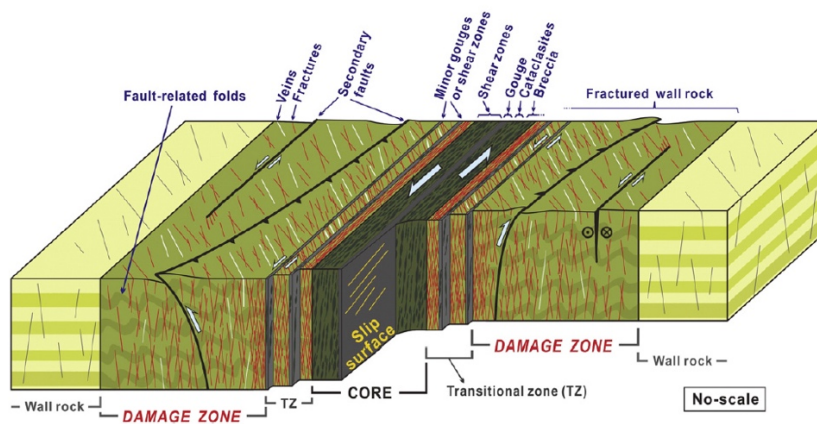


図 2.1.3-1 断層帯の概念図 (Choi *et al.*, 2016²)。

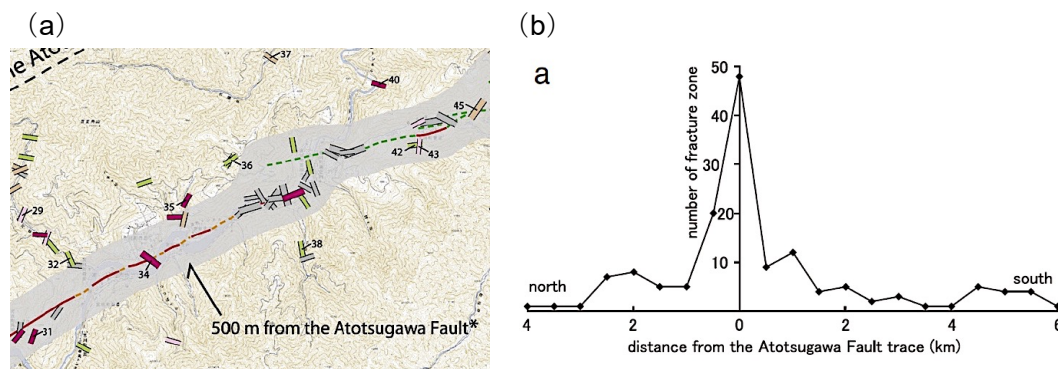


図 2.1.3-2 跡津川断層系（富山県，岐阜県）における露頭調査 (Niwa *et al.*, 2011¹⁰)。

(a) 跡津川断層周辺の亀裂の分布図，(b) 亀裂の跡津川断層からの距離と分布。

断層帯の幅、つまり、ダメージゾーンの幅の見積もりについて、Choi *et al.* (2016)²⁾は、クラックの空間的な頻度分布に基づく手法を提案した(図 2.1.3-3)。具体的な方法は以下の通りである。断層帯を横切るトラバースに沿って単位長さ当たりのクラックの数を使用してダメージゾーンを定義する(図 2.1.3-3)。図 2.1.3-3a では、例として、クラックの仮想的な分布として、ダメージゾーンの外側での密度が約 2 条/m で、ダメージゾーン外側から断層コアに向かってクラック密度が約 4 条/m から約 8 条/m に増加するパターンを設定した模擬的な露頭である。クラックの計測区間が 2m 及び 1m の場合のクラック頻度が図 2.1.3-3b の棒グラフで示されている。計測区間のサイズに応じて、それぞれ約 8m および約 9m 付近がダメージゾーンの端と推定される。図 2.1.3-3c は、計測区間 1m の場合のダメージゾーンとそれより外側との境界付近の拡大図であるが、8.8~9.3 m に存在するクラックの間の 9m 地点にダメージゾーンの端を設定することは困難である。コア、ダメージゾーン、それより外側に向かうクラックの累積頻度を図 2.1.3-3d に示す。累積頻度の勾配はクラックの密度の変化を示す(図 2.1.3-3d)。この例では、断層コア周辺部を除いたダメージゾーン部のクラック密度は約 6 条/m、ダメージゾーン外側の Wall rock 部のクラック密度は約 2.4 条/m で、ダメージゾーンとそれより外側の Wall rock との境界は断層コアから 6.7 m のところにある。この結果は、勾配が異なる 2 つの累積頻度の交点から得られたものであり、この方法によってダメージゾーンを定量的に把握することが可能となる。累積度数曲線ならびにその形状および勾配は、断層帯での変形の度合いなどを表す(Genter *et al.*, 1997¹¹⁾; Berg and Skar, 2005¹²⁾)。

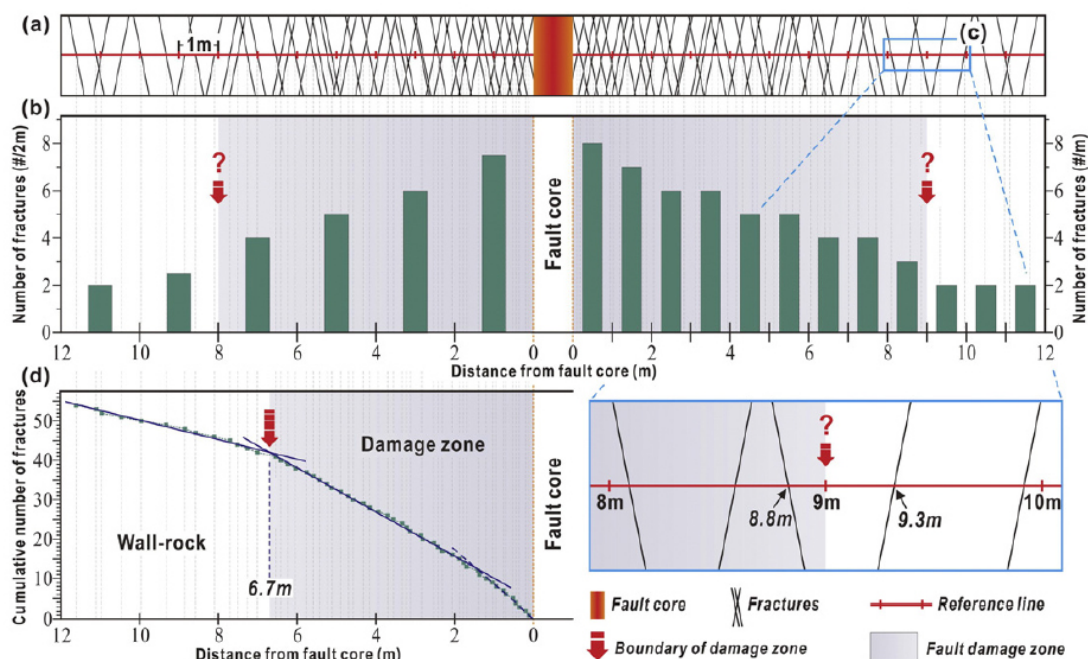


図 2.1.3-3 クラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi *et al.*, 2016²⁾).
(a) 中の赤い線がクラック頻度を測るトラバースを示す。

上記の手法は陸上露頭だけでなく、ボーリングコアでも利用することが可能である(韓国南東部 Gyeongsang 盆地; 図 2.1.3-4; Choi *et al.*, 2016²⁾)。ボーリングコアでは鉛直方向に掘削した場合は深さ方向がクラック頻度測定のためのトラバースとなる(図 2.1.3-4)。ここでは、深さ方向に 3 m の間隔で頻度が棒で示され(図 2.1.3-4b)、累積クラック数が点として示されている(図 2.1.3-4c)。ATV (Acoustic Tele-Viewer) 観測に基づいて確認された断層と破碎帯は、クラ

ック密度分布と比較するために図 2.1.3-4c 左端に示されている。クラック累積分布の勾配を指標に4つのダメージゾーンが認定されており、ATV 観察結果との整合的である(図 2.1.3-4c)。

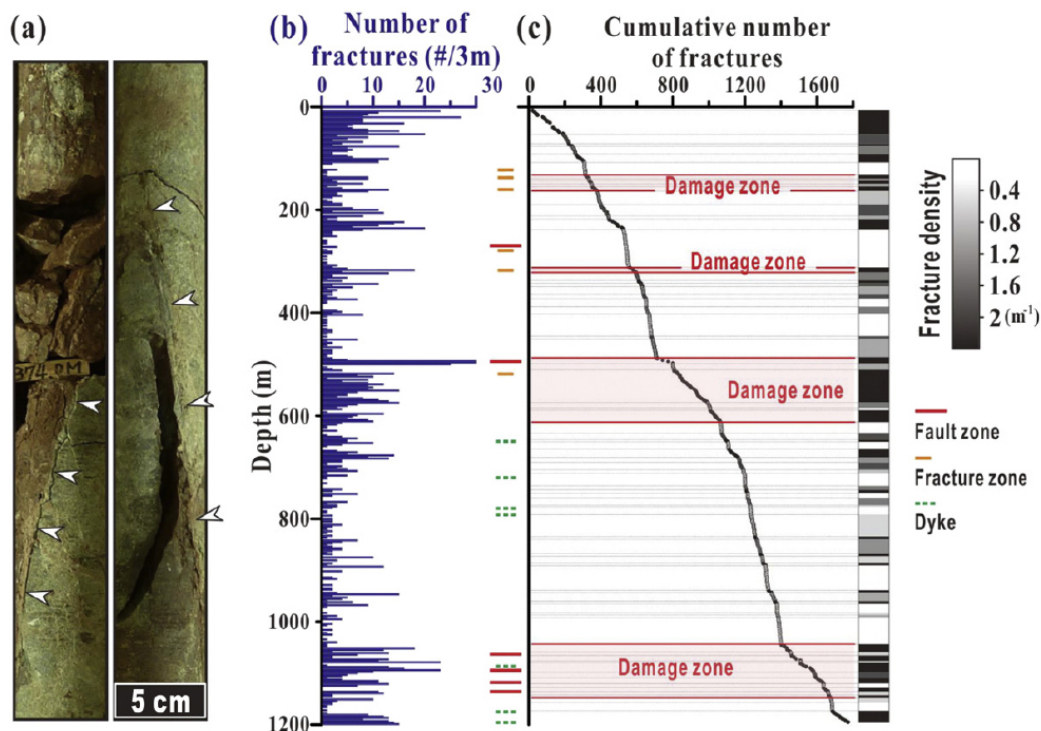


図 2.1.3-4 韓国南東部 Gyeongsang 盆地でのボーリングコアを用いたクラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi *et al.*, 2016²⁾).

2.1.3.2 断層活動による水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

ダメージゾーンと低透水性な断層コアの破碎帯によって透水性が増加すると仮定すると、断層帯の透水性モデルを図 2.1.3-5 (Bense *et al.*, 2013¹³⁾) のように示すことができる。Caine *et al.* (1996)¹⁴⁾による総説論文において、断層帯の地質学的な断層コアおよびダメージゾーンを考慮したモデルは、低透水性な断層コア部分と高透水性なダメージゾーン部の総合的な特性をもつ断層透水性構造に変換される(図 2.1.3-5)。Savage and Brodsky (2011)¹⁵⁾などの野外データは、断層コアとダメージゾーンの割合が断層中の透水性の増加とともにどのように変化するかを論じている。その結果、露頭の断層帯は複数の断層コアを有し、ダメージゾーンが重なることがある(図 2.1.3-5c)。これらの複数の断層を有する複合断層帯における高いクラック密度は、個々のダメージゾーンの密度の重ね合わせとして解釈することができる(例えば Savage and Brodsky, 2011¹⁵⁾)。ダメージゾーンが重なっている場合、断層間が狭い間隔の断層帯の場合には、個々の断層帯の重ね合わせを仮定して透水性構造を導き出すことが一般的である(図 2.1.3-5e)。断層によってもたらされる地質構造の不均質性は、断層岩の連続性と分布に直接的に影響を与える。

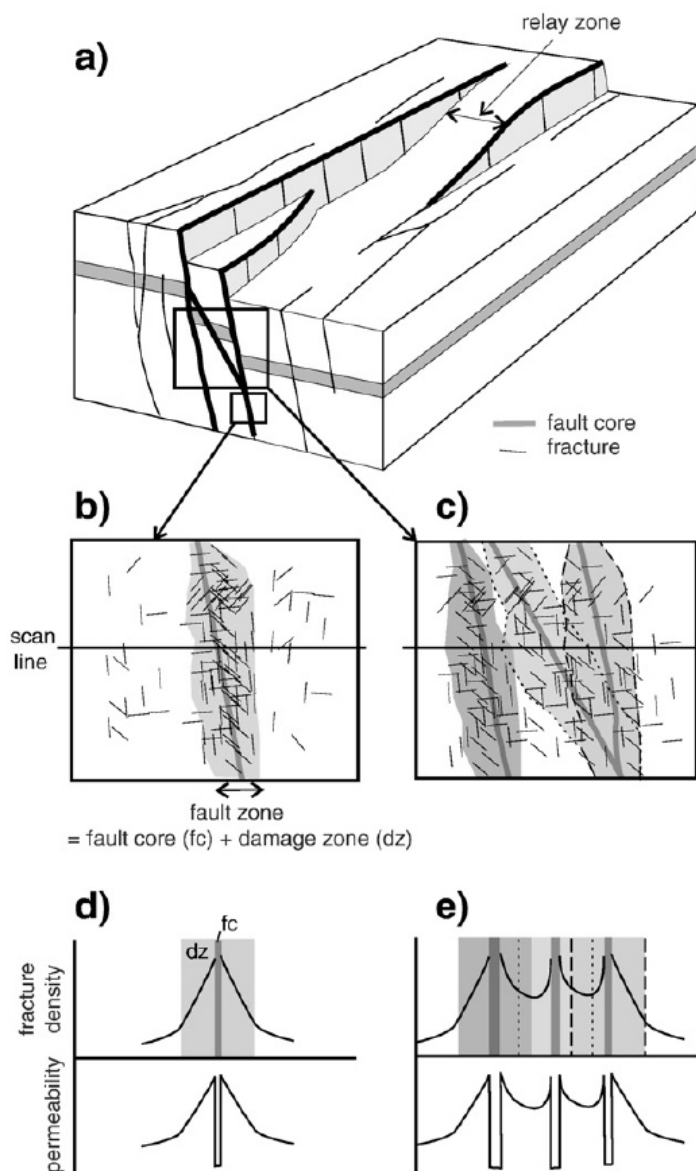


図 2.1.3-5 断層帯周辺の変形構造と透水性の関係 (Bense *et al.*, 2013¹³).
灰色領域が断層コアおよびダメージゾーンである。

既存断層周辺のクラックが流体の移動経路と考えた場合、クラックの開き具合 (dilation, ダイレーション) は、その亀裂を流体が通りやすいかどうかを大きく左右する。そのため、亀裂や断層を含む地殻応力場が、これらのクラックの dilation を支配する要因の一つとして挙げられる (Ferrill *et al.*, 1999¹⁶)。特に、亀裂や断層の dilation と流体の通しやすさは、亀裂や断層の面に作用する有効法線応力の大きさに依存する (図 2.1.3-6)。Ferrill *et al.* (1999)¹⁶は、既存の断層周辺のクラックがその場の応力場が変化した時に流体を通しやすくなるのかどうかの指標として、dilation tendency (DT) を提案した。DT は以下の式で示される。

$$DT = (\sigma_1 - \sigma_n) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

σ_1 と σ_3 はそれぞれ最大圧縮応力および最小圧縮応力を示し、 σ_n はクラックの面に対する法線方向を示す。DT が 1 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も流体を通しやすく、DT の値が 0 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も流体を通しにくい (Ferrill *et al.*, 1999¹⁶)。

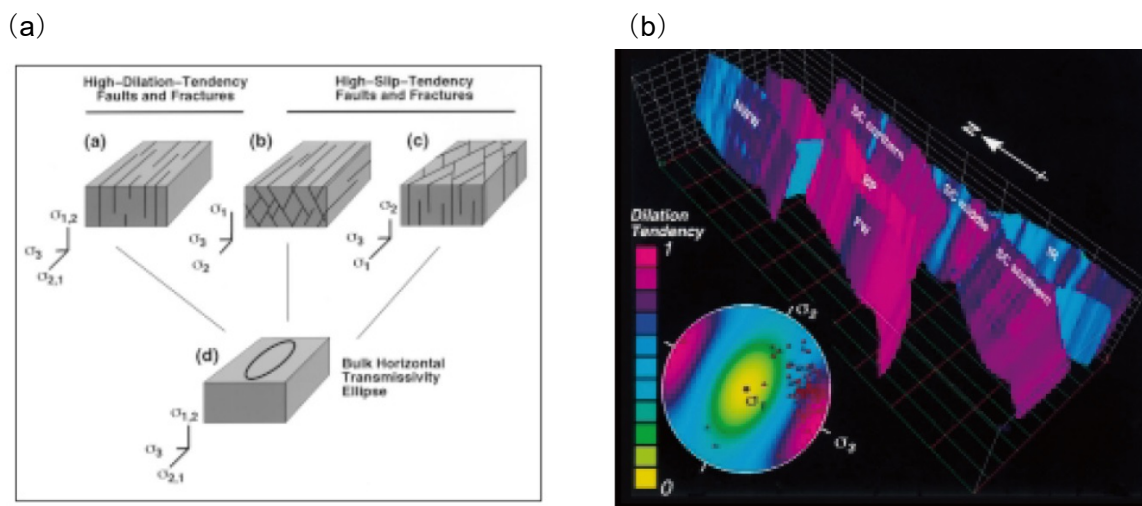


図 2.1.3-6 (a) Dilation tendency (DT) と (b) 米国ネバダ州ユッカマウンテンの断層に適用した例 (Ferrill *et al.*, 1999¹⁶⁾).

断層周辺のクラックの把握および評価に関して、Oda (1982)¹⁷⁾はクラックの幾何学的特長(寸法分布, 方向分布, 密度)をテンソル量であるクラックテンソル(図 2.1.3-7)で表現することを提案した. 3次元空間のクラックの分布における2階のクラックテンソル F_{ij} は次式で定義される.

$$F_{ij} = \frac{\pi\rho}{4} \int_0^{r_m} \int_{\Omega} r^3 n_i n_j E(n, r) d\Omega dr$$

ここで, ρ はクラックの密度, r はクラックの代表長さ, r_m は r の最大値, n_i はクラックの法線ベクトル n の基準軸 X_i の成分 ($i, j = 1 \sim 3$), $E(n, r)$ は法線ベクトル n と代表長さ r の統計的分布を与える隔離密度関数, Ω は全立体角を表す. このクラックテンソルを用いて透水性に関する情報を得ることができる.

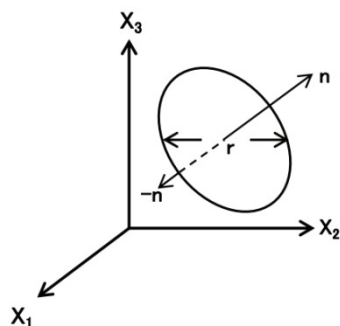


図 2.1.3-7 クラックの定義

地下坑道の壁面連続観察および露頭観察でのクラックテンソルおよび透水係数の推定の例を示す.

山崎ほか(2015)¹⁸⁾は, 北海道幌延町の日本原子力研究開発機構の地下研究施設(以下, 「JAEA 幌延地下研究施設」という.)の縦孔掘削時に得たクラック情報を基に, クラックテンソルと透水係数等を推定した(図 2.1.3-8). ここでは, (1) 水はクラックに沿ってのみ流れる, (2) クラックは二枚の平行平板として近似し, 水の流れは平行平板間の層流とする, (3) 水頭の分布は十分なクラック密度の基で一様とする, (4) クラックの連結部における水頭損失は無視する, という仮定に基づいている. その結果, JAEA 幌延地下研究施設では, 深度 50 m ~ 160 m の区間の透水係数は 10^{-9} m/秒のオーダー, 深度 160 m ~ 250 m では 10^{-8} m/秒のオーダーが得られ

(図 2.1.3-8), 先行研究による単孔式水理試験で得られた結果(藪内ほか, 2009¹⁹⁾): 深度 167.78 m~232.33 m の区間の平均透水係数 6.54×10^{-9} m/秒, 深度 233.86 m~247.91 m の平均透水係数 8.00×10^{-9} m/秒とほぼ整合的な値であった.

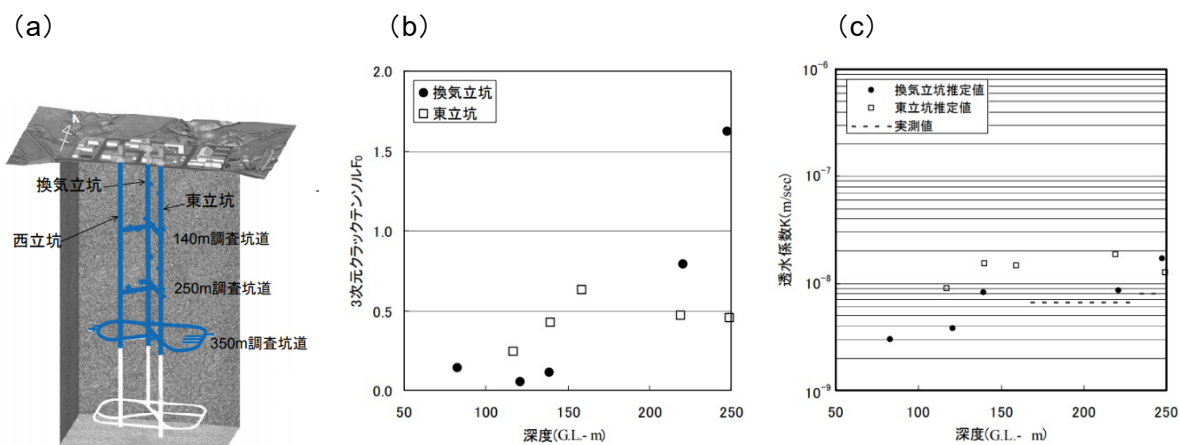


図 2.1.3-8 (a) JAEA 幌延地下研究施設の概要, (b) クラックテンソルの深度分布および (c) 推定された透水係数の深度分布 (山崎ほか, 2015).

Ioannou and Spooner (2007)²⁰⁾は, カナダケベック州 Matagami 地域において, 石英脈を用いてクラックテンソルを推定し, 石英脈形成時のクラックの透水係数を見積もった. ここでは, 1 m^2 ごとに計測した石英脈の長さや幅からクラックテンソルを推定し, 透水係数に 10^{-6} m/秒から 10^{-9} m/秒と空間的なばらつきがあることを示した (Ioannou and Spooner, 2007²⁰⁾). これらの透水係数は母岩のはんれい岩の透水係数 (10^{-24} m/秒) に比べて遥かに大きく, この地域においてクラック形成が岩石中の流体移動に大きく貢献している.

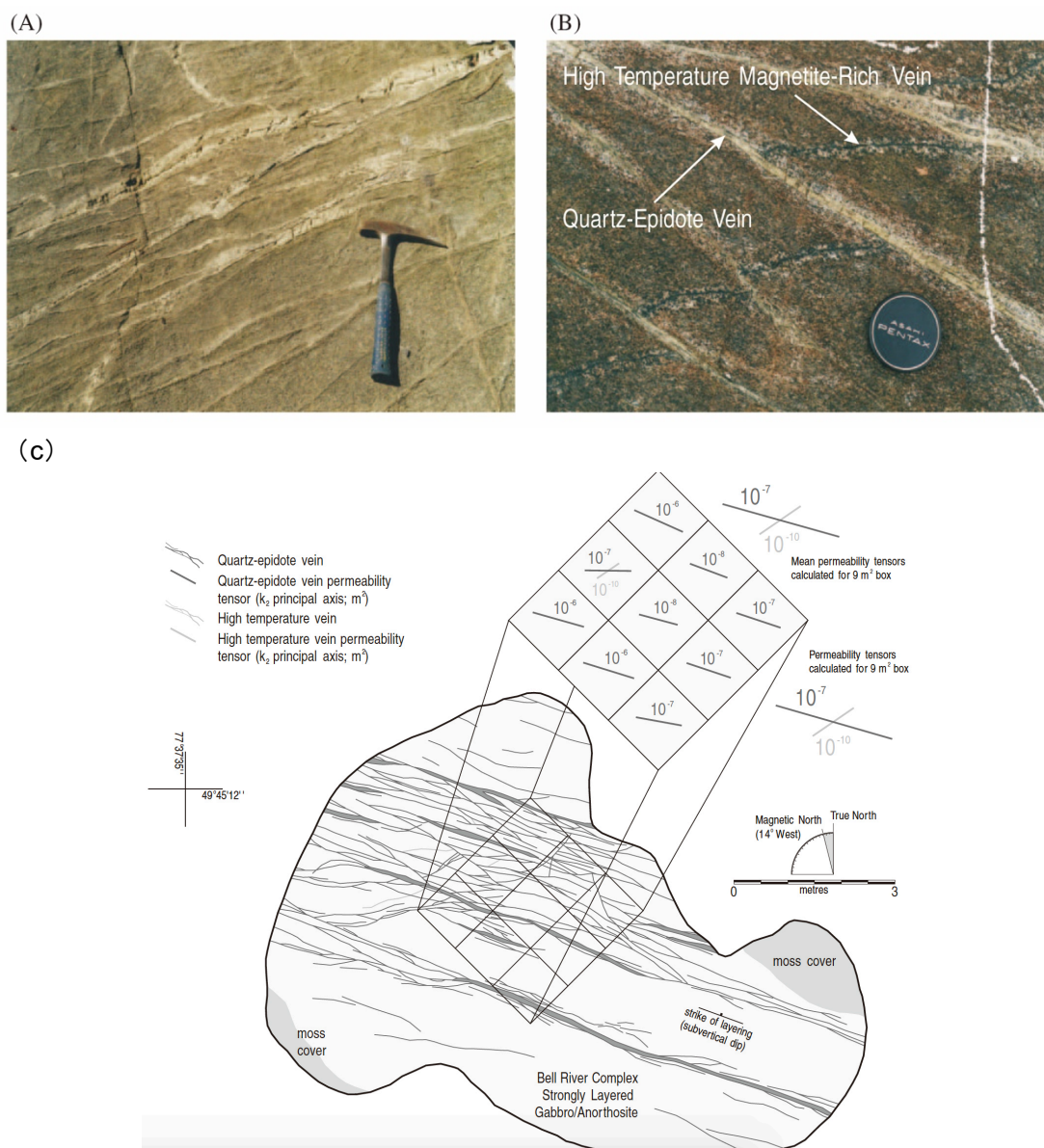


図 2.1.3-9 カナダケベック州 Matagami 地域の (a, b) 石英脈を用いた (c) 透水係数の空間分布 (Ioannou and Spooner, 2007²⁰).

2.1.3.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る課題の抽出

2.1.3.3.1 断層活動による力学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る課題

2.1.3.1 から、断層活動による力学的影響範囲の調査手法及び評価手法を考える上で、ダメージゾーンの認定基準についてはフラクチャーの頻度分布が利用できることを整理した。以下に今後の課題を抽出・整理する。

①露頭，コア，それぞれでの適切なダメージゾーンの認定基準の設定

大規模な断層では、ダメージゾーンの幾何学的な複雑さを考慮する必要がある（例えば、Schulz and Evans, 2000²¹); Shipton and Cowie, 2001²²）。クラック累積頻度とその勾配を使用してダメージゾーンを認定することは断層活動による力学的影響範囲を把握する上で有効な手法であるが、取り扱うクラックの定義（長さや幅など）を明確にする必要がある。大小様々な

スケールのクラックを一括りに取り扱うことで、クラック分布にノイズや不確実性が生まれることを考慮しなければならない。

②堆積岩を対象としたダメージゾーンの認定基準の設定

断層周辺でのクラック密度の把握は結晶質岩を対象にした研究が多く、堆積岩を対象とした知見の整備が必要である。

③断層タイプ（正断層、横ずれ断層、逆断層）別の変形構造と透水性の関係の検討

逆断層・横ずれ断層を対象とした研究事例が多く、正断層を対象とした知見の整備が必要である。

2.1.3.3.2 断層活動による水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る課題

2.1.3.2 から、断層活動による水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法を考える上で、断層帯周辺の変形構造と透水性の関係について、クラックテンソルに注目した岩石透水性の把握やダイレーションテンデンスー（DT）を用いたクラックがその場の地殻応力場で流体を通しやすいかの判断などが利用できることを整理した。以下に今後の課題を抽出・整理する。

①ダメージゾーン内での透水係数のばらつき

堆積岩を切る断層がダメージゾーンを伴う場合、断層面に沿って透水性が 1～3 桁程度低下することがあることが報告されている（図 2.1.3-10; Sigda *et al.*, 1999²³; Rawling *et al.*, 2001²⁴; Balsamo and Storti, 2010²⁵; Ballas *et al.*, 2013²⁶; Balsamo *et al.*, 2013²⁷）。粘土含有量の低い砂岩のダメージゾーンに沿った透水係数は、変形していない砂岩と比較して、通常 4～5 桁も大きく減少する（Fisher and Knipe, 2001²⁸）。ダメージゾーンに沿った透水係数は異方性をもち、ダメージゾーンに垂直な面での透水係数が最も低下する（Antonellini and Aydin, 1994²⁹; Sigda *et al.*, 1999²³）。変形帯に沿った透水係数の減少幅および空間的な広がりに対する検討が今後の課題である（例えば、Torabi and Fossen, 2009³⁰）。また、ダメージゾーンでの力学的・水理学的影響範囲の評価については、ダメージゾーン中の岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が指標の一つになり、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることに注意する必要がある（図 2.1.3-11; Billi *et al.*, 2003³¹）。

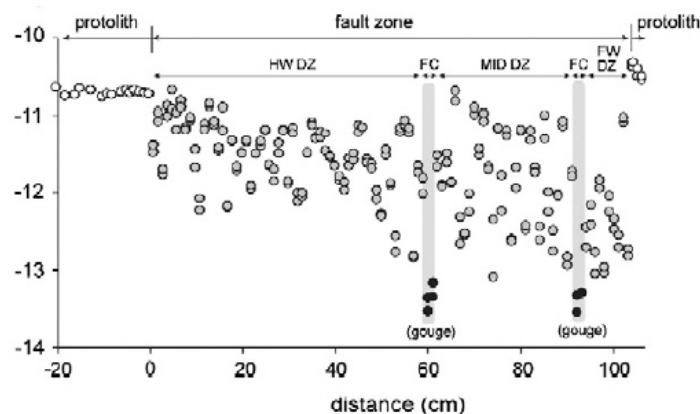


図 2.1.3-10 南イタリアのクロトーネ盆地の砂岩中の断層帯で推定された透過率[m²] (Balsamo and Storti, 2010²⁵)。

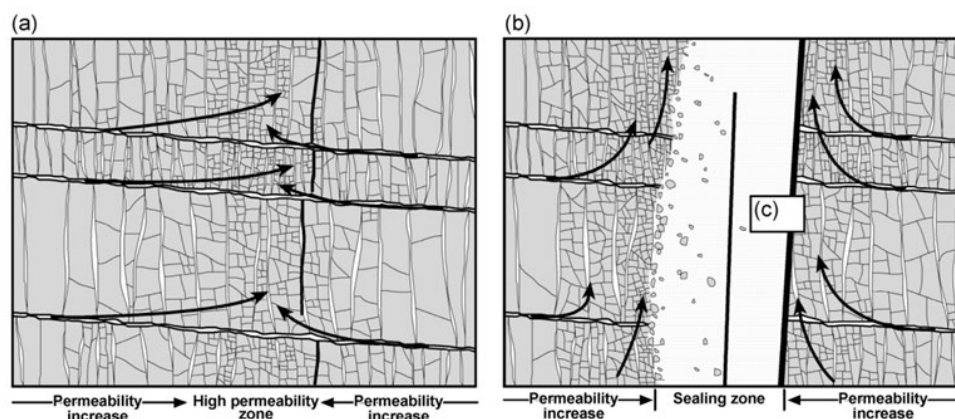


図 2.1.3-11 ダメージゾーン中の透水性の時間変化 (Billi *et al.*, 2003³¹). (a) 岩片間への流体の流入, (b) 岩片間への鉱物沈殿による透水性の減少.

②岩石やクラックの異方性の評価

異方性を持つような岩石・岩盤のクラックの密度は、調査する観察面の方向に依存した結果を示すことが指摘されている (竹村・小田, 2002³²). 今後、断層周辺での水理学的影響範囲を議論する際には、鉱物脈やクラックの密度や異方性などの情報を取り込んだ形で議論をしていく必要性があり、より一般的な物理量として表現する必要がある。

岐阜県瑞浪市の日本原子力研究開発機構の地下研究施設 (以下、「JAEA 瑞浪地下研究施設」という。) では、換気立坑の深度 350 m を中心として、深度 333.8 m~365.0 m 区間の約 30 m を代表区間と設定して壁面観察による割れ目の把握が行われた (松井ほか, 2010³³); 図 2.1.3-12). ここでは、割れ目の連続性や走向・傾斜を基に、図 2.1.3-12a の割れ目は、以下のようにグループ分けされた (図 2.1.3-12b).

- グループ I: 3 次的に一つの割れ目に判別できる割れ目
- グループ II: グループ I 以外の割れ目の内、NE 方向の走向を持つ割れ目
- グループ III: グループ I 以外の割れ目の内、NW 方向の走向を持つ割れ目
- グループ IV: グループ I 以外の割れ目の内、水平方向の割れ目
- グループ V: 走向・傾斜の情報がない割れ目

その結果、グループ毎に割れ目の大きさや連続性に差があることが識別された。これらの結果を踏まえると、その場の地殻応力場において各グループのクラックが **dilation** と流体の通しやすさが異なることが予想される。このように割れ目の大きさや連続性に差があるクラックが集中した領域での定量的な透水係数やダイレクションテンデンス (DT) の推定については今後の課題である。

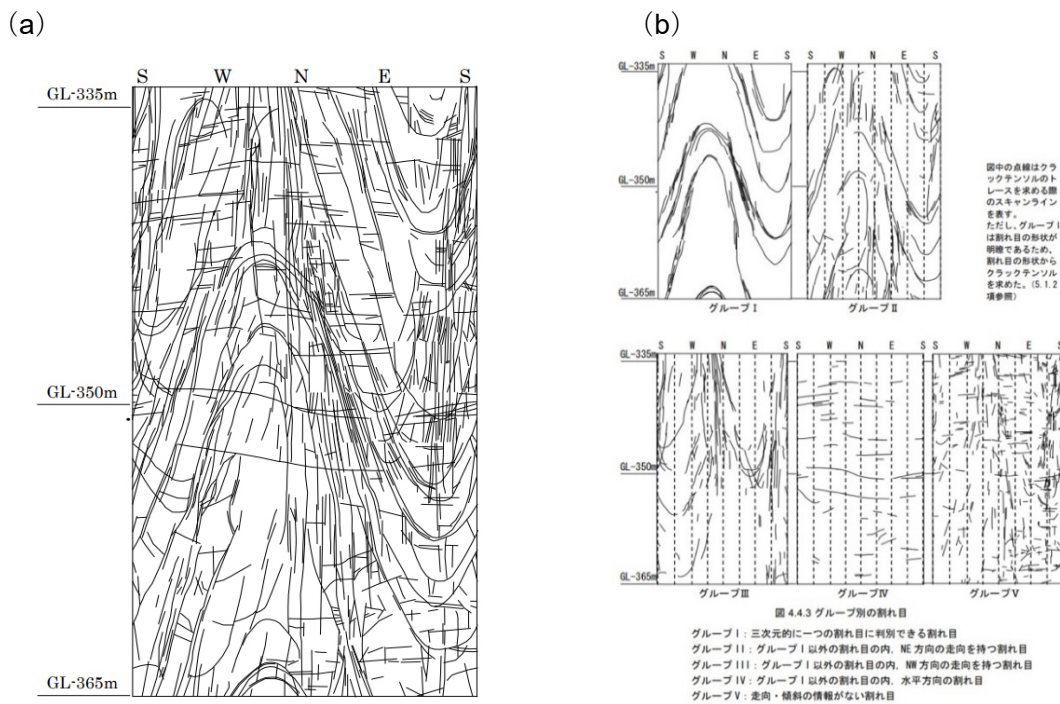


図 2.1.3-12 JAEA 瑞浪地下研究施設での (a) 換気立坑の壁面観察による割れ目および (b) グループ別の割れ目 (松井ほか, 2010³³)。)

【引用文献】

- 1) Chester, F. M. and Logan, J. M. (1986) Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault zone, California. *Journal of Structural Geology*, 9, 621–634.
- 2) Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., and Kim, Y.-S. (2016) Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87.
- 3) Cello, G., Tondi, E., Micarelli, L., and Invernizzi, C. (2001) Fault zone fabrics and geofluid properties as indicators of rock deformation modes. *Journal of Geodynamics*, 32, 543–565.
- 4) Sibson, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133, 191–213.
- 5) Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A., and Thompson, T. (1994) Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics*, 142, 609–644.
- 6) Childs, C., Nicol, A., Walsh, J. J., and Watterson, J. (1996) Growth of vertically segmented normal faults. *Journal of Structural Geology*, 18, 1389–1397.
- 7) Wibberley, C. A. J., Yielding, G., and Di Toro, G. (2008) Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E., Collettini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-flow Properties*. Geological Society of London, Special Publication, 299, pp. 5–33.
- 8) Bastesen, E., Braathen, A., Nøttveit, H., Gabrielsen, R. H., and Skar, T. (2009) Extensional fault cores in micritic carbonates, a case study from Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, 31, 403–420.
- 9) Bastesen, E. and Braathen, A. (2010) Extensional faults in fine grained carbonates — analysis of fault core lithology and thickness–displacement relationships. *Journal of Structural Geology*, 32, 1609–1628.

- 10) Niwa, M., Kurosawa, H., and Ishimaru, T. (2011) Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities. *Engineering Geology*, 119, 31–50.
- 11) Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H., and Villemin, T. (1997) Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15419–15431.
- 12) Berg, S. S. and Skar, T. (2005) Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 27, 1803–1822.
- 13) Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., and Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192.
- 14) Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025–1028.
- 15) Savage, H. M. and Brodsky, E. E. (2011) Collateral damage: evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, B03405. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007665>.
- 16) Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A., and Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1–8.
- 17) Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials. *Soils and Foundations*, 22, 96–108.
- 18) 山崎雅直・津坂仁和・大谷達彦・進士正人 (2015) クラックテンソルによる現場スケールにおける透水係数の評価. *土木学会論文集 F2 (地下空間研究)*, 71, 1–10.
- 19) 藪内 聡・國丸貴紀・石井英一・羽出山吉裕・井尻裕二・松岡清幸・井原哲夫・松波伸次朗・牧野章也 (2009) 幌延深地層研究計画換気立坑先行ボーリング(PB-V01 孔)調査報告書 -岩盤の水理特性調査-, *JAEA-Data/Code 2008-026*.
- 20) Ioannou, S. E. and Spooner, E. T. C. (2007) Fracture Analysis of a Volcanogenic Massive Sulfide-Related Hydrothermal Cracking Zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of Permeability Tensor Theory. *Economic Geology*, 102, 667–690.
- 21) Schulz, S. E. and Evans, J. P. (2000) Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 22, 913–930.
- 22) Shipton, Z. K. and Cowie, P. A. (2001) Damage zone and slip-surface evolution over mm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 23, 1825–1844.
- 23) Sigda, J. M., Goodwin, L. B., Mozley, P. S., and Wilson, J. (1999) Permeability alteration in small displacement faults in poorly lithified sediments: Rio Grande Rift, central New Mexico. In: Haneberg, W. C., Mozley, P. S., Casey Moore, J., Goodwin, L. B. (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*, vol. 113. American Geophysical Union, Washington D. C., pp. 51–68.
- 24) Rawling, G. C., Goodwin, L. B., and Wilson, J. L. (2001) Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types. *Geology*, 27(1), 43–46.
- 25) Balsamo, F. and Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the

- Crotone basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822837. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.
- 26) Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., and Skurtveit, E. (2013) Shear enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47, 3–15.
- 27) Balsamo, F., Bezerra, F. H. R., Vieira, M. M., and Storti, F. (2013) Structural control on the formation of iron-oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *GSA Bulletin*, 125 (5/6), 913–931. <http://dx.doi.org/10.1130/B30686.1>.
- 28) Fisher, Q. J. and Knipe, R. J. (2001) The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063–1081.
- 29) Antonellini, M. and Aydin, A. (1995) Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometric properties. *AAPG Bulletin*, 79(5), 642–671.
- 30) Torabi, A. and Fossen, H. (2009) Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93, 919–938.
- 31) Billi, A., Salvini, F., and Storti, F. (2003) The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779–1794.
- 32) 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの 3 次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構. *地質学雑誌*, 108, 453–464.
- 33) 松井裕哉・丹野剛男・平野 享・郷家光男・熊坂博夫・多田浩幸・石井 卓 (2010) クラックテンソルによる瑞浪超深地層研究所研究坑道の掘削影響予測解析 (2009 年度). *JAEA-Research*, 2010-043.

2.2 堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性評価手法に係る知見の整理と課題の抽出

【実施内容】

平成 30 年度は過去の地層堆積時もしくは堆積後の未固結～半固結時に発生した海底地すべりに起因する地すべり面の再滑動性について、既存知見の整理と再滑動性評価手法の課題の抽出を行う。また、過去に滑動した典型的な海底地すべりの対象とした地質調査を行い、その地質学的特性を明らかにする。さらに、海底地すべり面を内包する試料を対象に室内岩石実験（圧密透水実験、三軸圧縮実験）を行い、海底地すべり面周辺の力学特性とその異方性、水理特性とその異方性について検討し、海底地すべり面の再滑動性評価に係る課題の抽出を行う。

【成果】

2.2.1 堆積時に起きた海底地すべりに係る知見と海底地すべり面の再滑動性評価の考え方

本項では、堆積時に起きた海底地すべりに起因する地すべり面の再活動性を評価するために必要な知見を整理することを目的としている。中深度処分を想定した埋設地に分布する陸化した海底地すべりが、今後 10 万年間程度の期間に再滑動を生じる自然条件としては、主に海底地すべり末端部が河川下刻や海食により削剥され、支持地盤を喪失することが考えられる。支持地盤の削剥に伴う地すべり面の再滑動によって、直接的に埋設地に著しい力学的影響を与える場合や、表層地盤の削剥による埋設地からの離隔距離が減少する場合が想定される。これらの影響を評価するためには、海底地すべり面に作用しうる海底地すべりブロックを含む上載地層の荷重、海底地すべり面に作用する間隙水圧、及び海底地すべり面を含む周辺岩盤のせん断強度等の基礎的な岩盤特性を把握しておく必要がある。海底地すべりブロックを含む斜面の形状、海底地すべり面そのものの形状（傾斜等を含む）、及び上記の岩盤物性を基にした斜面の安定解析を通して、陸化した海底地すべり面の再滑動性の評価をするために必要な知見を整理することを最終的な目的とする。

このような背景のもと、平成 31 年度は、既往の研究事例を把握するため海底地すべりやその再活動性について最新知見のレビューと課題の抽出を行う。地すべりには様々なタイプが存在するため、本項で対象とする海底地すべりと一般的な陸上地すべりの特徴を明確にするとともに、対象とする海底地すべり面が再滑動することによって中深度処分の埋設地に著しい影響を与える場合を想定する。本項では、沿岸部の中深度処分埋設深度付近に分布する陸化した過去の海底地すべりを具体的な検討対象として、その海底地すべり面が今後 10 万年間程度の期間に再活動を生じる自然条件を抽出した。海底地すべり面の再活動に影響を与えるパラメータのうち（1）すべり面にかかる上載荷重、（2）せん断強度（地すべり面の性状を含む）及び周辺岩盤の力学特性、（3）作用しうる間隙水圧について、再活動評価の指標として必要な視点を整理した。次に、過去に滑動した典型的な海底地すべり面を対象とした地質調査を行い、その地質学的特性を明らかにした。具体的には、千葉県外房地域において、陸化した過去の海底地すべり面を対象とした地質調査を行い、さらに海底地すべり面を含む岩石試料を採取し、2.2.2 項で述べるような海底地すべり面周辺の基礎的な物性値に関する実験を行った。

2.2.1.1 本研究で対象とする海底地すべり

本研究で対象とする海底地すべりは、中深度処分の想定埋設深度付近に分布する陸化した過去の海底地すべりである。これらの地すべり面は、過去に海底下に存在していた地すべり面が長期の地殻変動に伴う隆起や水平移動により現在の位置に移動したものを想定している。

地質構造の発達や海底地すべりに関する既往研究の中で、海底地すべり堆積物の一種であることを示す用語は多々存在するため、用語を整理する。1980 年代の文献では田中（1980）¹⁾が島根県日原地域、松田（1984）²⁾が紀伊半島中東部、酒井（1988）³⁾が南九州の四万十帯南

部で観察した海底地すべり起源とされる混在岩にオリストストローム (Olistostrome) という用語を使用している。オリストストロームは Beneo (1955)⁴⁾中の Discussion において Flores により提唱された用語である (Flores, 1955⁵⁾と引用される場合が多い)。Flores の定義ではオリストストロームは地図中に示される程度の十分な連続性を持ち、岩相的にも岩質的にも雑多な物質の混在で特徴づけられ、半流動状に堆積した堆積物とされた (鈴木・久富, 1980⁶⁾)。文献により様々な定義があるが、一般的には過去の海底地すべり堆積物が陸上に現れ、海底地すべりが起こった証拠である岩体として固結し露頭で観察されるものがオリストストロームと呼ばれている (Alves, 2015⁷⁾)。近年国内では、露頭観察において単に「海底地すべり堆積物」として記載され (柳澤ほか, 2003⁸⁾; 於保ほか, 2007⁹⁾; Kamiya et al., 2018¹⁰⁾; Utsunomiya et al., 2018¹¹⁾)、オリストストロームという言葉は過去の文献を引用する場合に限定して使用されることが多い。また、「海底地すべり」自体も海底における slide や flow, slump といった下方への堆積物の移動現象の総称であり、その結果移動した堆積物が「海底地すべり堆積物」と呼ばれている。海底地すべり堆積物は略語として MTD (Mass Transport Deposits, MTDs) もしくは MTC (Mass Transport Complexes, MTCs) が使われることが多い。

海底地すべりについての災害の実態と再活動性評価手法の研究は、これまでに川村ほか (2017)¹²⁾を始め様々な研究がされており、地質学的検討、原位置計測、室内模擬実験、及び数値実験的な手法による研究が行われている (國生, 2000¹³⁾; 山田・松岡, 2008¹⁴⁾; Utsunomiya et al., 2018¹¹⁾)。また「地すべり防止技術指針及び同解説 (提案) (土木研究所, 2007¹⁵⁾)」では、陸上地すべり防止計画を策定する際に標準的な手法と留意点、またその要因や分類がまとめられている。Cruden and Varnes (1996¹⁶⁾) は、地すべり (マスマーブメント) を運動のタイプと地質材料のタイプに着目して整理している。また, Sassa (1999)¹⁷⁾ や佐々 (2007)¹⁸⁾ は図 2.2.1-1 に示すように、Varnes (1978)¹⁹⁾の分類を発展させ、より力学的な観点から地すべりを分類しており、地すべりの発生機構とその後の運動速度に着目して整理している。

	せん断タイプ	応力経路	岩 (>20mm)	砂質土 (0.074-20mm)	粘性土 (<0.074mm)
すべり	ピーク強度すべり				
	残留強度すべり				
液状化	液状化		なし		
	すべり面液状化		なし		なし
クリープ					粘土クリープ

図 2.2.1-1 地すべりの力学的分類 (Sassa, 1999¹⁷⁾; 佐々, 2007¹⁸⁾)。

海底地すべり面は、陸上地すべり面と同様に地質に存在する岩盤不連続面であるものの、中

深度処分の埋設地への影響を評価する際はその対象期間，規模及び深度も異なるため，海底地すべりと陸上地すべりを区別する必要がある．本研究で対象とする海底地すべりが，陸上地すべりに比べて異なる主な特徴を以下に挙げる．

- ・数百年程度の比較的短期的かつ周期的に繰り返し生じる陸上地すべりに対して，陸化した海底地すべりは海底下で活動していたときの環境とは異なるため，長期的に活動しておらず，すべり面が見かけ上固結していることがある．
- ・現在陸化した海底地すべりは地殻変動（隆起等）の影響を受けており，滑動当時の水理・応力場とは異なるため，陸上地すべりに比べてすべりの運動方向が明瞭ではない．
- ・滑動した当時の海底地すべり面が未固結～半固結状態であった場合，すべり面には，上盤・下盤以外の地質体が混入することがある．
- ・海底地すべりは陸上地すべりに比べてすべり面が大規模であり，緩傾斜でも発生している（國生，2000¹³）．
- ・海底地すべりは海水中で発生するため，移動体の個体部分の水中比重が小さく，固結度が低いことから著しい流動性を持つ（大八木，2004²⁰）．

陸上地すべりは，新しく滑る「初生すべり型地すべり」と，過去の地すべり面沿って滑動する「再すべり型地すべり」がある（大塚，2017²¹；千木良，2016²²）．日本の陸上地すべりの多くは，再すべり型である．一方，過去の海底地すべり面が再滑動する現象は，再すべり型とも言えるが，今後 10 万年間に再滑動する海底地すべりについては，過去の海底地すべりが起こった当時の応力・水理状態と大きく異なる場合は，初生すべり型の一つと考えるべきである．また，海底地すべりは地盤の流動やすべり破壊の規模が，一般的な陸上地すべりに比べて大きいため，陸化した海底地すべりの一部が今後陸上地すべりとして再滑動する可能性がある．そのため，海底地すべりの再滑動性を評価する際は，海底地すべり面の幾何学的な形状，連続性，規模を考慮する必要がある．

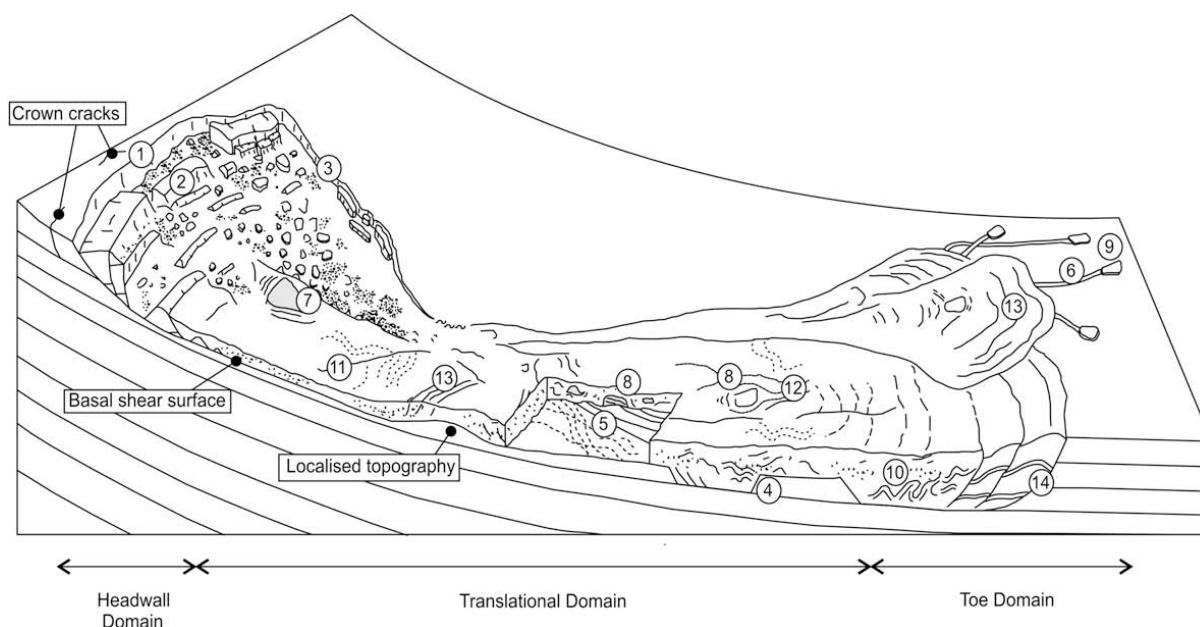


図 2.2.1-2 海底地すべりの領域による特徴の違い（Bull *et al.*, 2009²³）.

- (1) Headwall scarp. (2) Extensional ridges and blocks. (3) Lateral margins. (4) Basal shear surface ramps and flats. (5) Basal shear surface grooves. (6) Basal shear surface striations. (7) Remnant blocks. (8) Translated blocks. (9) Outrunner blocks. (10) Folds. (11) Longitudinal shears/first order flow fabric. (12) Second order flow fabric. (13) Pressure ridges. (14) Fold and thrust systems.

海底地すべりの形態的特徴は，Bull *et al.* (2009)²³や川村ほか (2017)¹²で報告されてお

り、主に、滑落領域、移動領域、先端領域に区別されている（図 2.2.1-2）。これらの領域によっても海底地すべり面やその周辺岩盤の幾何学的形状や構成鉱物は異なる。

2.2.1.2 地すべりの発生要因

地すべりが滑動する原因として、滑動しやすい地形地質条件である素因と、滑動の引き金となる誘因に分けることができる。素因として斜面の支持地盤が侵食等により削剥されていること、斜面方向に地層が傾斜していること、すべり面となる場所のせん断応力が低いことなどが挙げられる。誘因としては豪雨や融雪による地下水位の上昇や、地震の振動にともなう間隙水圧の上昇などが挙げられる。土木研究所（2007）¹⁵⁾及び丸山・吉田（1994）²⁴⁾は、陸上地すべりの再滑動の誘因を自然的誘因と人工的誘因に分けて整理している。自然的誘因として、降雨等によるもの（長雨、集中豪雨、融雪等）と地震等によるもの（火山活動、地震による地下水系の変化等）を挙げている。降雨等による地すべりについては、雨や融雪水が地盤に浸透し、地下水が増加することによってすべり面の間隙水圧が上昇し、せん断強度が低下することによって再滑動を誘発する。また、豪雨や台風によって地すべりの末端部が崩壊し、斜面の力学的バランスが失うことによる再滑動が考えられる。人為的誘因としては、土工等（切盛土、トンネル掘削等や水路等からの漏水）によるものやダム の湛水などの斜面の水没によるものが挙げられる。

また、これまでの観測結果から、地すべりは地震時に多く発生し、大規模化することが知られている。亀谷ほか（2010）²⁵⁾は、繰り返し荷重が弱面の強度を低下させることを確認し、強振動をともなう荷重反転が斜面の強度を低下させる可能性について言及している。しかし、地すべり斜面に及ぼす地震力の影響は明確になっておらず、地震のマグニチュード、震央からの距離が地震による影響として考えられている（土木研究所、2007¹⁵⁾）。

国内では火山灰や軽石等の火山碎屑物が広く分布し、降雨や地震によって多くの地すべりや崩壊が引き起こされてきた。例えば 1968 年十勝沖地震では東北地方北部から北海道南部にかけて震度 5～6 の揺れを引き起こし、八戸市西部や五戸町東部地域に崩壊が集中的に発生した（東北大学理学部地質学古生物学教室、1969^{6v)}）。この崩壊の素因として、すべり面の火山灰層の透水係数が $3 \times 10^{-6} \text{m/s}$ と周囲に比べて透水性が低かったことや、軽石や火山灰が化学的風化によりハロイサイトと呼ばれる粘土鉱物を形成していたこと（吉田・千木良、2012²⁷⁾）が考えられている。また地震前の 3 日間で地域により 160～210mm の降雨があり（東北大学理学部地質学古生物学教室、1969²⁶⁾）、地震とともに崩壊の主たる誘因であると考えられている。堆積岩体の地すべりの例としては 2004 年新潟県中越地震による地すべりがあり、層理面に平行なすべり面を持つ地すべりが多発した（千木良、2005²⁸⁾; Chigira and Yagi, 2006²⁹⁾）。

地層堆積時もしくは堆積後における海底地すべりの発生要因は、川村ほか（2017）¹²⁾によってこれまでの研究成果がまとめられている。しかし、多くの海底地すべりは水深 200m-300m 以深の大陸斜面やコンチネンタルライズ（大陸斜面と深海底の間で堆積物によって作られた斜面）の海底で発生し、長期的な調査・観測が困難であるため陸上地すべりほど調査・研究が進んでいない（大八木、2004²⁰⁾）。海底地すべりの発生メカニズムとして、地震、火山活動、侵食・堆積、温暖化、海水準変動、メタンハイドレート分解、大水による海底湧水、沿岸域の開発などが考えられる（森田、2014³⁰⁾; 川村ほか、2017¹²⁾）。また、海底地すべりでは斜面や弱面が滑りに影響するが、岩石の間隙は通常完全に飽和しているため、間隙水の飽和度は変化しない。さらに、深部の海底は環境的に安定しており、波浪・潮汐の影響はある程度の深度以深では無視できる。したがって、海底下において発生しうる環境変化は地震動や津波による圧力変動であると考えられる（山田・松岡、2008¹⁴⁾）。

樺澤・國生（2004）³¹⁾は、海底地すべりが大規模化する要因として、液状化による水膜現象

を提唱した。地震により地盤が液状化すると、密度の高い土粒子が沈下し、間隙水が地表へ向けて上昇する。その際に地盤に透水性の低い層（低透水層）が存在すると、間隙水は低透水層直下に貯留し、余剰間隙水圧領域（水膜）が形成される。水膜はせん断強度が低いため、傾斜勾配が安息角よりも低い地盤においても、上部の地層が水平方向に移動する現象（側方流動）を引き起こす可能性がある。図 2.2.1-3 に、樺澤・國生（2004）³¹⁾が行った室内砂箱実験の例を示す。低透水層（シルトシーム）を含む3層の模型地盤を作製し、液状化により水膜が形成される過程を観察した（図 2.2.1-3a）。図 2.2.1-3b にシルト層が有るケース、図 2.2.1-3c にシルト層がないケースを示す。シルト層がないケースでは、全体が沈み込むように砂が流動し、側方流動は殆ど確認できていない。一方、シルト層があるケースでは、振動を与えると下層が液状化を起し、シルト層下部に水膜が形成され、その水膜に沿うように上層が流動した。

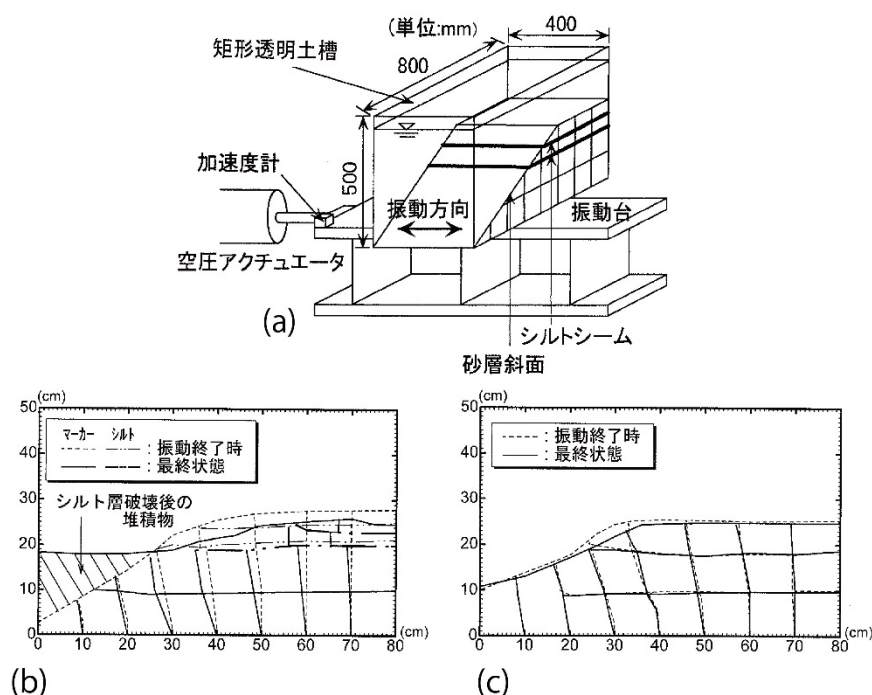


図 2.2.1-3 水膜現象が地盤の側方流動に与える影響（樺澤・國生，2004³¹⁾）。

(a) 実験模型の概略図。(b) シルト層直下に水膜が生じた場合の流動状態。(c) シルト層がない場合の流動状態。

2.2.1.3 海底地すべりの再滑動が中深度処分の埋設地に与える影響

本研究で対象とする海底地すべりを再滑動させる作用力として、主に重力による作用力を想定し、地殻応力を作用力とする断層活動とは区別して検討する。重力作用によって再滑動するためには、上載荷重の増加、支持地盤の削剥、間隙水圧の上昇、すべり面の物質特性値の変化が考えられる。また、本研究で対象とする海底地すべりが再滑動する状態を設定する際には、中深度処分の埋設地という環境下において、今後 10 万年間程度の期間に生じる自然条件を考慮する必要がある。なお、埋設地周辺は、指定廃棄物埋設区域の規制（核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律 第五十一条の二十七（区域の指定）及び第五十一条の二十九（掘削の禁止））があるため、人工的な掘削行為に関しては本報告では考慮しないこととする。

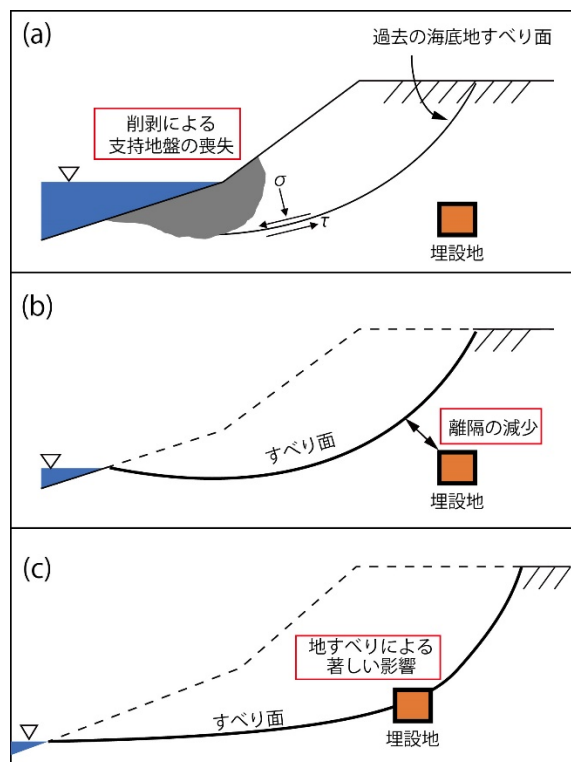


図 2.2.1-4 地すべりが埋設地に与える影響.

(a) 削剥による支持地盤の喪失, (b) 地すべりによる離隔の減少, (c) 地すべりによる埋設地への著しい影響.

図 2.2.1-4 に、典型的な例として、削剥によって海底地すべり面が滑った時に埋設地に与える影響について示す。図 2.2.1-4a は過去の海底地すべり面が沿岸域まで及んでおり、海食の影響によって支持地盤が削剥される様子を示している。海底地すべり面が不連続面である場合、海底地すべり面（もしくはその一部）は相対的な弱面となり、地すべりが生じることが考えられる。図 2.2.1-4b は地すべりが起きたことにより、埋設地と地表面との離隔が十分でなくなった場合、図 2.2.1-4c は埋設地周辺に直接的な影響を与える場合を示している。

原子力規制庁の「中深度処分における廃棄物埋設地の位置に係る審査ガイドの骨子案(以下、位置に係る審査ガイド)」においては、「廃棄物埋設地を設置する区域に地すべり面が存在する可能性が確認された場合は、当該地すべり面が現在の地形その他地質環境状態を考慮した上で、重力作用による変位が生じる可能性が明らかに高いものについては、このような場所を避けて廃棄物埋設地が設置されることを確認する。(抜粋)」としている。また、位置に係る審査ガイドでは、海底地すべりの再滑動に関係のある項目として、主に以下の二つの規制要求をしている。

- ・ 深度の確保に係る規制要求：「埋設地は、10 万年間は侵食作用を考慮しても隔離に必要な深度（70m）を確保する」

中深度処分の許可基準規則の解釈では、「侵食による深度の減少」とは、隆起や気候変動による大陸氷床量の増減等に起因する海水準変動に伴う侵食、風食に加えて、河川が近くにある場合は下刻の進展に従って谷幅が広がるような側方の侵食を含み、海岸に近い場合は海食による侵食量を考慮した深度の減少をいう。(抜粋)」としている。

- ・ 断層に係る規制要求：「埋設地は、10 万年間は断層等による著しい影響を及ぼすおそれのない区域に設置する」

したがって、中深度処分の埋設地において、陸化した海底地すべり面が再滑動する際に想定

すべきケースは、深度の確保と埋設地周辺の岩盤への直接的な変動ということになる。つまり、短期的・長期的な変化を発生要因として埋設地周辺に存在する海底地すべり面が再滑動することにより、(i) 表層面が剝離され埋設地と地表面との離隔が確保できなくなる場合、及び(ii) 埋設地周辺の岩盤に著しい変動を及ぼす場合を避けるための判断指標及び評価方法が重要である。

2.2.1.4 海底地すべり面の再滑動性の評価

海底地すべりの再滑動が中深度処分埋設地に与える影響を踏まえ、海底地すべり面の再滑動性を評価する際に必要な視点として、以下の三つについて整理する。

(I) 海底地すべりブロックを含む斜面脚部の剝離による不安定化について

(II) 海底地すべり面およびその近傍の水理・力学的な不連続性について

(III) 海底地すべりブロックを含む斜面の再滑動性について

まず、(I) では、河川の下刻や海食による斜面脚部の剝離の可能性を検討し、剝離が及ばない場合は、基本的に再滑動性はないと考える。次に (II) では、海底地すべり面およびその近傍が力学的・水理学的な不連続面でない場合は、すべり面及びその近傍は弱面とならないため、海底地すべり面における再滑動は基本的にしないと考える。最後に (III) では、①斜面形状、②海底地すべり面の形状（傾斜・深度・位置等を含む）、③海底地すべり面にかかる上載荷重、④海底地すべり面のせん断強度、⑤海底地すべり面に作用する間隙水圧に関する情報に基づき、斜面安定解析により海底地すべり面の再滑動性の評価を行う。

(I) 海底地すべりブロックを含む斜面脚部の剝離による不安定化について

・河川や海による侵食が想定されない場合（埋設地が内陸で周囲に河川がない場合）

基本的なケースとして深度 70m-100m に埋設地があり、内陸で周囲に河川がない場所について検討する。本ケースの場合、支持地盤の剝離が起こる可能性が低いので、重力の作用力によって過去の海底地すべり面が再滑動する可能性も低い。上載荷重の増加や間隙水圧の上昇、並びにすべり面の物性値の変化が生じて、支持地盤があり地すべりの変位が生じる領域が存在しないため、地すべりが再滑動する可能性は低い。また、日本列島の多くの場所では今後 10 万年間は隆起すると考えられるが (Waelbroeck *et al.*, 2002³²)、埋設地を含む広い地域において全体的に隆起する場合は、やはり変位が生じる領域が存在しないため、地すべりが再滑動する可能性は低い。一方、局所的に埋設地が隆起する場合（地殻応力による撓曲等）は、事前にこのような場所を避けて埋設地が設置されることを確認すべきであり、ここでは考慮しない。したがって、内陸で周囲に河川がなく河川や海による侵食が想定されない地域においては、海底地すべりの再活動性を検討する必要性は低いといえる。

・河川や海による侵食が想定される場合（埋設地が沿岸域で周囲に河川がある場合）

次に、深度 70m-100m に埋設地があり、沿岸近辺で河川が周辺に存在する場合について考える。海水準変動は約 10 万年周期で繰り返す、おおむね 1 回の氷期-間氷期サイクルを経験することが知られており、沿岸域では海水準変動による海進によって海食の進行が速まることが知られている (Waelbroeck *et al.*, 2002³²)。

また、河川の下刻（河川の水が川底を浸食する作用）による側方の侵食の影響についても考慮する必要がある。今後 10 万年間の予測を行う場合、現在の河川の流路において、河川の下刻による影響を考慮して海底地すべり末端部の支持地盤が剝離されないことを確認する必要がある。一方、10 年以上、具体的には氷期-間氷期サイクル 1 サイクル以上を予測する場合、埋設地の地形状況によっては次の海退時期に河川の流路が変化する可能性があるため、下刻の進展がどこで起きるか特定することが困難な場合がある。したがって、河川の流路が変化する

可能性をふまえて、河川の下刻による影響を考慮しても支持地盤層が削剥されないことを確認することが望ましい。

河川の下刻量に影響を与える要因は、河川形態（集水域、平均傾斜度）、河床の岩石強度、隆起量、降雨量、及び海水準変動等が考えられる。これらの中で、特に海水準の変動は、河川の下刻量の最大値に影響を与える。最終氷期最盛期には、海水準は現在よりも最大で約140m低くなると考えられており（Clark et al., 2009³³⁾）、河川の侵食基準面も海水準に追従して変動するため、今後の河川の最大下刻量は、現在と最終氷期最盛期の海水準の差に概ね等しい。幡谷ほか（2016）³⁴⁾は河川の河口部における過去の下刻量について詳細な検討を行い、地域差・地形差が下刻量に大きく影響するものの、概ね最大下刻量 = -（隆起沈降量 + 100）m の範囲に収まることを報告している（図 2.2.1-5）。中深度処分の埋設地の深度 70m-100m 程度に存在する海底地すべりの末端部が削剥される可能性は、現地形と河口部から上流へと遡及する河川侵食速度の双方を考慮して検討する必要があると考えられる。

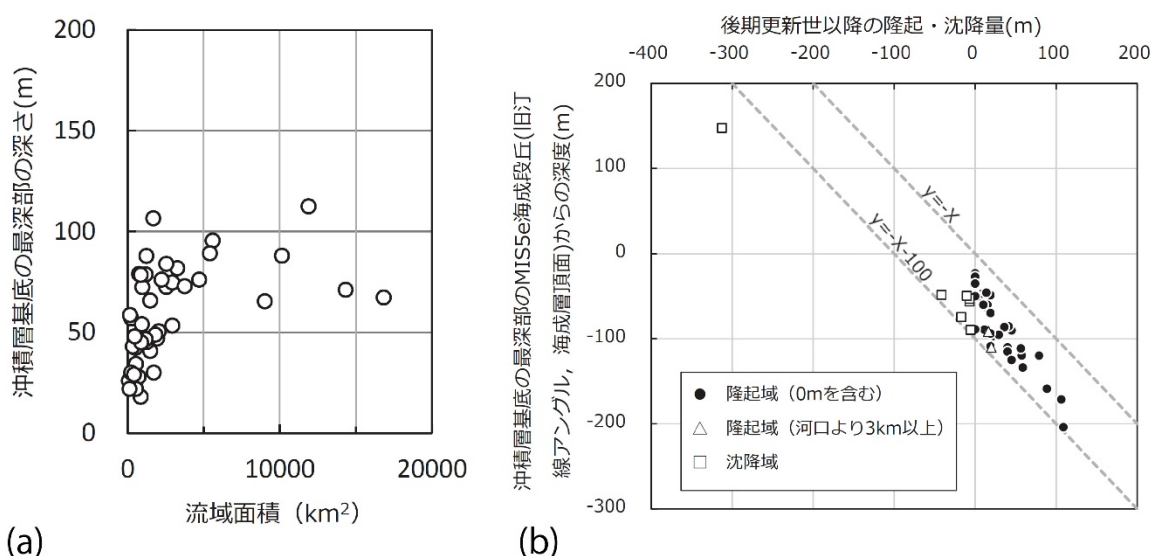


図 2.2.1-5 (a) 流域面積と沖積層基底の最深部の深さの関係, (b) 後期更新世以降の隆起・沈降量 (x) に対する沖積層基底の最深部と MIS5e 海成段丘 (旧汀線アングル, 海成層頂面) からの深度 (y) の関係 (幡谷ほか, 2016³⁴⁾).

(II) 海底地すべり面およびその近傍の水利・力学的な不連続性について

削剥による斜面の不安定化の可能性がある場合、陸上地すべりと同様に海底地すべり面も斜面の安定解析による評価が行なわれる。埋設地周辺に過去の海底地すべり面が存在していても、力学的・水理学的に不連続面ではない場合は、海底地すべり面が弱面として地すべりに影響することはない。一方、過去の海底地すべり面が力学的・水理学的に不連続面である場合、その不連続面を弱面として地すべりが発生する可能性があるため、海底地すべり面及びその近傍が不連続面であるかどうかを判断することが重要である。

過去の海底地すべり面は、隆起等の長期間の地殻変動の作用を受けて陸化しており、地すべりとしての滑動時期は通常の陸上地すべりよりも古い。そのような海底地すべり面は地下環境において圧密等の応力状態を経験しているため、地すべり面が見かけ上固結していることが考えられる。これらの海底地すべり面及びその近傍が、上下層に比べて著しく力学的・水理学的に不連続であることを調べるためには、地すべり面の岩石試料を直接採取し、適切な室内実験において直接的に地すべり面を含む周囲の物性値を測定することが妥当である。

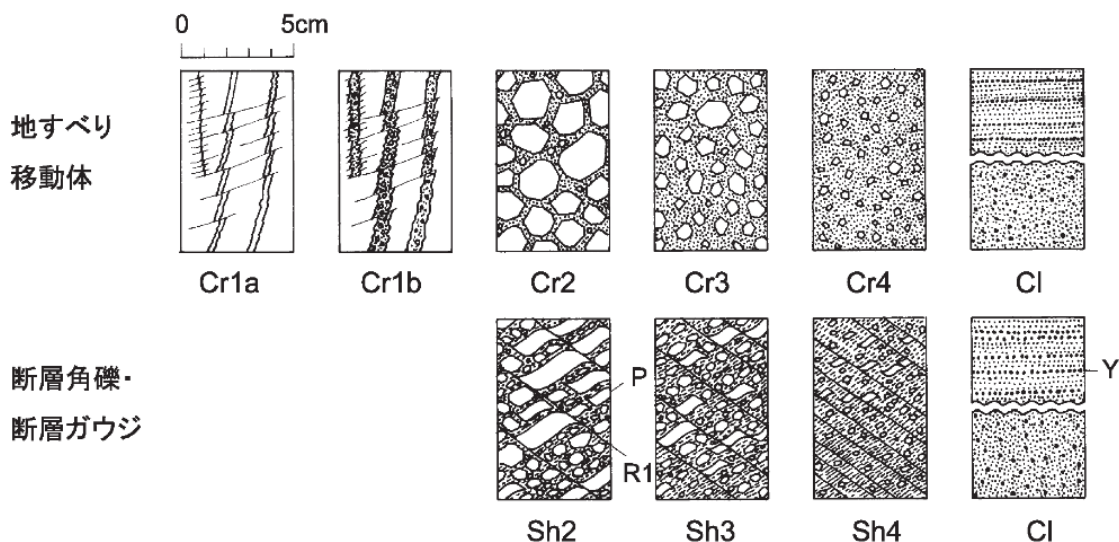


図 2.2.1-6 地すべり移動体および断層岩類の破碎度区分（断層角礫・断層ガウジ中の P, R1, Y はそれぞれ複合面構造の P 面（P_foliation）, R1 面, Y 面を示す）（脇坂ほか, 2012³⁸⁾）。

表 2.2.1-1. 図 5 における地すべり移動体および断層岩類を構成する破碎岩類の識別と破碎度区分（脇坂ほか, 2012³⁸⁾）

記号		破碎の状態	構成物質		粒度分布		複合面構造	
			角礫の中央粒径	基質の量				
地すべり	断層		地すべり・断層共通		地すべり	断層	地すべり	断層
Cl	Cl	粘土～砂	粘土～砂		連続		場合によってあり	
Cr4	Sh4	角礫岩	2-5mm	60%以上	不連続	連続	なし	あり
Cr3	Sh3		5-15mm	30-60%				
Cr2	Sh2		15mm以上	30%未満				
Cr1b		開口割れ目を細粒物が充填						
Cr1a		開口割れ目						

海底地すべり面の物質特性は、様々なタイプが存在する。山崎（2011）³⁵⁾はすべり面の形状や粘土鉱物とせん断強度についてこれまでの研究を整理している。すべり面の微細構造や含有鉱物を堆積岩や変成岩分布地域ごとの分類を行っており、緑色凝灰岩、結晶片岩、風化泥質片岩などについての整理をしている。海底地すべり堆積物は、主に碎屑物または火山岩からなるブロックが泥質マトリックスに囲まれる乱堆積物である（Utsunomiya et al., 2018¹¹⁾; 池原・宇佐見, 2018³⁶⁾）。しかし、沈み込み帯における乱堆積物は、プレート境界断層に沿うせん断や、泥ダイヤピルとしても形成され、海底地すべりとの区別が明確に規準化されていない（山本, 2010³⁷⁾; 森田, 2014³⁰⁾）。同様に、地すべりによって破碎された岩石と断層角礫の区別も明確化されていない。脇坂ほか（2012）³⁸⁾は、四万十帯の地すべりについて、地すべり移動体の特徴づける破碎岩と断層角礫の違いについて報告している（図 2.2.1-6, 表 2.2.1-1）。断層角礫は高拘束圧条件下、地すべり移動体の無構造角礫は低拘束圧条件下で形成されるものと考えられ、図 2.2.1-6 に示すようにその違いは破断面構造に現れる。例えば、地すべり面の拘束圧は断層が活動するときのようにせん断面が形成されるほど高くないので、破断面は無効な角礫岩となる。また地すべり面の頭部は引張応力場であるため、鉛直に近い引張割れ目が形成される。地すべりによる破碎岩を地質学的認定・区別するには、せん断破碎帯やその破面を観察し破碎度（引張り割れ目の多い岩盤、無構造で角礫と基質との粒径に不連続がある角礫岩、砂～粘土）を区分し、破碎度ごとの岩石の分布位置および頻度を整理することが重要である（表 2.2.1-1）。

一方, Skempton (1985)³⁹⁾は地すべり面の粘土含有率と残留せん断強度について整理している. 粘土含有率が25%未満の場合, 残留応力はほとんど現れず, 50%以上になると粘土鉱物の滑り摩擦強度が残留せん断強度を決める支配的な要因となる. また, 粘土含有率が25%~50%の場合は粘土粒子の割合とその性質に依存するとしている. 残留せん断強度は約100mm/minより早い変位速度では, その挙動が変化するため高速せん断試験が行えるリングせん断試験等の開発を行っている. また, Zhang and He (2013)⁴⁰⁾は, 断層帯から採取した天然ガウジの摩擦すべりの性質についてより詳しく調べている. ここでは, 摩擦の速度依存性と, 粘土含有量と摩擦係数の関係 (図 2.2.1-7) について複数の実験結果を整理している.

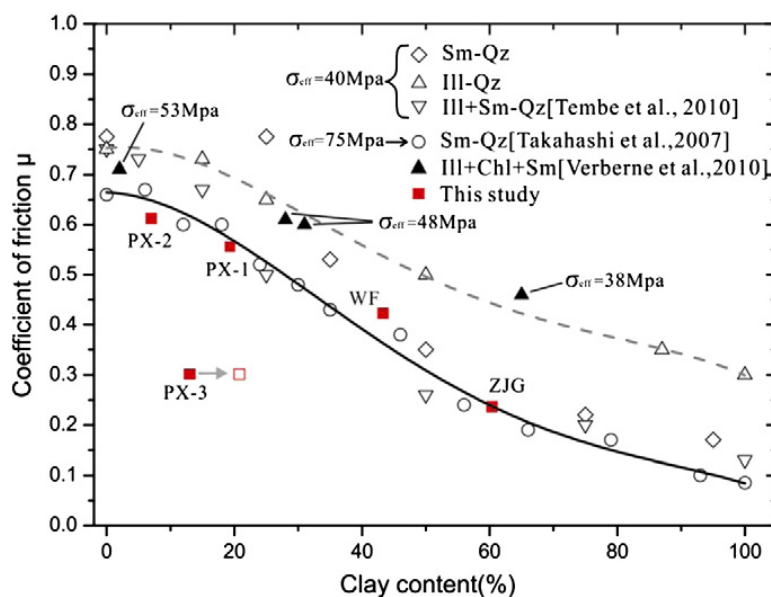


図 2.2.1-7 Coefficient of friction (摩擦係数) と粘土含有量の関係.

実験は, 常温下でせん断速度 1.22μm/s で行っている. coefficient of friction, μ は $\mu = \tau / \sigma_{\text{eff}}$ で正規化し, ここで, τ はせん断応力, σ_{eff} は有効垂直応力である (Zhang and He, 2013⁴⁰⁾).

また, せん断力によって直接変形に関わらなかったすべり面においても, 地震動による繰り返し荷重を受けている場合, せん断応力を受けた痕跡である脈構造が残る可能性についても指摘されている (森田, 2014³⁰⁾). 陸上地すべりの例ではあるものの, 亀谷ほか (2010)²⁵⁾ は, 地震時の斜面崩壊に関してすべりが生じた地点の岩石試料を採取し, 室内実験によるせん断強度と荷重方向の反転を伴う繰り返し荷重の影響について報告している. 採取した岩石試料のすべり面には凝灰質砂岩層が存在し, すべり面の上面は生痕化石によって擾乱されており凹凸が多いが, 下面は上面に比べ平滑である. また, 下部岩石の風化シルト岩と凝灰質砂岩との境界周囲には酸化鉄による茶褐色体が存在し, 凝灰質砂岩層の下面がすべり面となって滑動した可能性が高いと考察している (亀谷ほか, 2010²⁵⁾). このように, 海底地すべり面およびその近傍が不連続面であるかどうかは, 様々な要因 (地すべり発生要因, 堆積領域, 及び堆積後の地殻変動等) で変化するため, 海底地すべりごとの個別の評価が必要である.

(III) 海底地すべりブロックを含む斜面の再滑動性について

海底地すべりの脚部が海食等によって削剥され, 且つ海底地すべり面およびその近傍が相対的に弱面である場合, 海底地すべり面にそって地すべりが発生する可能性がある. 地すべりの運動ブロック毎に運動方向に沿った断面における斜面安定解析を行うため, (i) すべり面にかかる垂直荷重及びせん断荷重, (ii) せん断強度 (地すべり面の性状を含む) 及び周辺岩盤の力

学特性, (iii) 作用しうる間隙水圧について斜面の形状と将来的な削剥作用を考慮した整理を行う必要がある。

斜面の安定解析式には, **Fellenius 法**, **Bishop 法**, **Janbu 法**など様々なものが提案されている。基本的には, すべり土塊をブロックごとに分割し, 対象とする地すべりブロックの土塊重量とすべり面の傾斜から, すべり面ブロックに係る垂直荷重及びせん断荷重を算出する。すべり面に沿うせん断強さとすべり面に沿って滑ろうとする力の比によって安全率が求められる。

土質力学的な地すべり安定性は一般に安全率 (F_s) で表され, 安全率の定義には次の2式がある (足立, 2002⁴¹⁾。

$$\text{安全率}(F_s) = \frac{\text{すべり面上のせん断抵抗力}}{\text{すべり面上に作用するせん断応力}} \quad (1)$$

$$\text{安全率}(F_s) = \frac{\text{滑動に抵抗する力のモーメント}}{\text{滑動を起こそうとする力のモーメント}} \quad (2)$$

式 (1) はすべり面が直線であるときに, 式 (2) は曲線であるときに利用される。 $F_s < 1.0$ であれば斜面崩壊(斜面滑り)が起こり, $F_s > 1.0$ であれば斜面が安定を保つことになる。足立(2002)によると, F_s の値は以下の理由から世界的に 1.2~1.5 程度の値が利用されている。①盛土工事は, 工学が学問として成熟するよりもはるか昔から経験をもとに行われてきており, その経験の結果は上記の安全率程度であった。②盛土が滑り破壊を起こしても, 建物が倒壊するのに比べると人命への被害など, 被害のレベルが低く, あまり大きな安全率を見込むのは不経済な設計・施工となる。③盛土された地盤は時間の経過とともに, 圧密が進行し強度が向上する。したがって, 長期の安全率は大きくなる傾向にある。ただし, 切土(切り取り斜面)の場合には逆の傾向にあるので注意を要する。

地盤に直線的な不連続面がある場合には, 安全率は以下の式で表される。

$$F_s = \frac{\tau l}{W \sin \theta} \quad (3)$$

ここで W は滑り土塊の奥行き単位幅あたりの重量 (kN/m), τ は地盤のすべり面のせん断強さ (kN/m²), l はすべり面の長さ (m) である。分子の τl は粘性土への急速載荷の場合には非排水せん断強さ S_{ul} をとり, 砂質土あるいは粘性土への緩速載荷の場合には $c'l + W \cos \theta \tan \phi'$ をとる。 c' と ϕ' はそれぞれ有効応力表示における粘着力 (kPa) とせん断抵抗角 (kPa) である。施工などにおいては粘土地盤上に盛土を行った場合, 直線すべりではなく面が円弧状になる場合が多い。そこで, 滑り面が地盤条件により直線になる以外では滑り面の形状を円弧として考えて安全性を検討する。円弧滑りの安定解析では, 土塊を n 個のスライスに分割して安定解析を行うスライス法が利用される。円弧の半径を r , その中心点を O とし, 右側から数えて i 番目のスライスに対して力の平衡と破壊条件式を作る。 i 番目のスライスの滑り面に作用する垂直力を P_i ($=W_i \sin \alpha_i$), せん断力を τ_i として安全率 F_s は以下の通りになる (Fellenius 法)。

$$F_s = \frac{\sum_{i=1}^n \tau_i l_i r}{\sum_{i=1}^n W_i r \sin \alpha_i} = \frac{\sum_{i=1}^n \tau_i l_i}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \alpha_i} \quad (4)$$

このうち透水性の低い粘土層への瞬間載荷の場合には

$$F_s = \frac{\sum_{i=1}^n s_{ui} l_i}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \alpha_i} \quad (5)$$

砂質土もしくは粘土層への緩速載荷の場合には

$$F_s = \frac{\sum_{i=1}^n (c'_i l_i + W_i \cos \alpha_i \tan \phi'_i)}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \alpha_i} \quad (6)$$

となる。

すべり面の安定解析には他にも有効応力解析を前提とした **Bishop 法**や, 水平方向の力の釣

り合いも考慮した Janbu 法などがあるが、解析に必要とするパラメータは基本的には同様である。また、三次元安定解析式も提案されており、地すべりブロック間の力の伝達や、底面のすべり面の他に側壁・滑落崖・末端部のせん断強度を室内実験から求めそれらを解析式の入力値として解析結果が得られるようになっている。

陸上に現れた過去の海底地すべり面の滑動性に応用して評価する場合、使用するパラメータは条件として仮定するものが多い。過去の海底地すべり面が陸上での地すべり面となる場合、せん断応力 τ や非排水せん断強さ τ' 、粘着力 c' やせん断抵抗角 ϕ' は海底地すべり面のせん断応力となり、実際にすべり面の試料を取得することができれば室内岩石実験から求めることができる。すべり面の長さ l や斜面の角度 θ は、地質調査から得られた海底地すべり面の状況から代入する。土塊の単位幅あたりの重量 W は、地質調査から得られた海底地すべり面までの高さ、土粒子密度、空隙率、飽和度から求まる。飽和度については地下水位や降雨状況によって変動するが、安定性解析には飽和状態を仮定することが適切であると考えられる。すべり面の形状および深さについては、過去の海底地すべり面が弱面であればある程度規定されるものの、地すべりの幅からすべり面深度を推定する概算の経験的な推定値も報告されている(渡・小橋, 1987⁴²)。

通常の陸上地すべりでは、上載荷重には、岩石、間隙水量、及び植生が影響する。岩石は短期的には変化しない荷重、間隙水量は豪雨などによる繰り返し荷重、また植生は生長によって変化する漸増荷重と考えることができる(高谷, 2008⁴³)。今後 10 万年間に起こりうる上載荷重の変化としては、海水準変動による地下水面の変化、地殻変動(隆起・沈降)や物質移動(堆積・侵食)による堆積物の増減が考えられる。また、上載荷重は想定する地すべり移動体形状(円弧すべり、層面すべり等)や大きさによっても変化する。過去の海底地すべりが弱面であった場合、今後起こりうる陸上地すべりがその弱面の一部に沿って移動する可能性は十分に考えられる。

地すべり面や周辺岩盤に作用する間隙水圧や、地下水の浸透の影響は、斜面崩壊の原因の多くに関わっており、斜面の安定計算の中にも取り入れられている。通常、間隙水圧は有効応力の原理に基づいて体積圧(間隙圧と浮力)として扱われるべきものであるが、安定解析では地すべりブロックの下面に働く作用力(水圧)に置き換えて扱っている。

また、過去の海底地すべり面が水の通りやすい高透水層と不透水層が隣接している場合、その高透水層が水みちとなり、斜面土層に局所的に過剰間隙水圧がかかる可能性がある(図 2.2.1-8; 小橋・佐々, 1990⁴⁴)。せん断帯に発生する状属せん断面(リーデルせん断, スラストせん断)などの微細なき裂を通じて、すべり面に水圧が伝わっていると推定される(山崎, 2011³⁵)。図 2.2.1-8 ではクラックが高透水性の水みちとして表されているが、過去の海底地すべり面が高透水層である場合、同様に過剰間隙水圧の原因になりうる。これは海底地すべりを介した間接的な地すべり誘発メカニズムである。

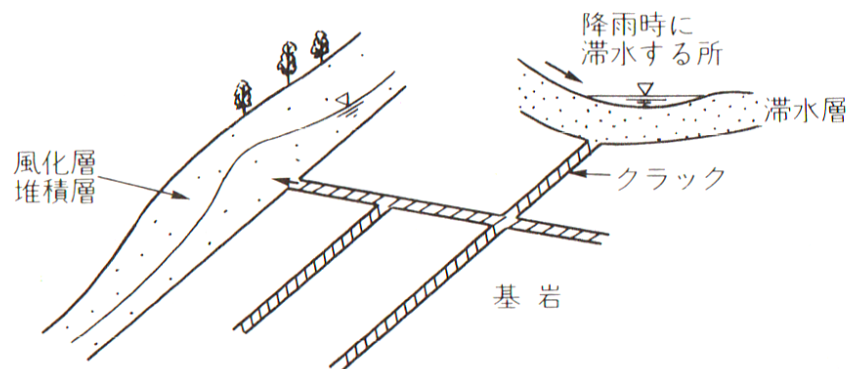


図 2.2.1-8 水みち(クラック)を通して斜面土層にかかる過剰間隙水圧(小橋・佐々, 1990⁴⁴⁾)

2.2.1.5 海底地すべり面の再滑動性を評価するための試験について

陸上地すべりの既往研究でも明らかのように、原位置における地すべりの直接的観測は自然状態におけるすべり挙動解明・評価のための最も有効な手段であることは間違いない。しかしながら、その発生事象の規模や確率は不明であり、再現することは困難である。一方、室内実験では理想的な応力場を作り、種々のパラメータのもとにデータ取得できるメリットがあり、蓋然性の高いモデル構築には室内試験は必要不可欠である。加えて、過去の海底地すべり面は、隆起によって陸化するまでに地下環境において圧縮状態にあり、長期的に滑動していないことが考えられる。そのような地すべり面は見かけ上固結している可能性があり、水理的・力学的弱面であるかどうかの判断が容易ではない。したがって、陸化した海底地すべり面の再滑動性の評価のためには、すべり面及び周辺岩盤の摩擦係数、透水係数・空隙の分布等を実験的に調べるのが重要である。

上述した土質力学的な斜面安定性解析手法を踏まえ、室内実験で測定すべき項目を以下に挙げる。土塊重量を求めるための基礎物性値として、土粒子密度及び空隙率を測定する必要がある。また、室内岩石実験からは力学パラメータとしてせん断応力、非排水せん断強さ、粘着力、せん断抵抗角、弾性波速度を測定する。さらに、地すべりを引き起こす間隙水圧の上昇は、構成する地層の透水性と密接に関係しているため、透水実験から取得した岩石の透水係数を求める。また、堆積環境や地すべりによる力学的・水理的異方性が存在することも想定されるため、多方向の試料を実験用に整形可能な場合は、それぞれの方向に対して実験を行うことが重要である。

このような地すべり面を対象にした水理・力学実験としては、一面せん断試験や三軸圧縮試験、リングせん断試験が有効な試験として考えられる。室内せん断-透水試験手法については、三谷(1999)⁴⁵⁾や産業技術総合研究所(2014)⁴⁶⁾で整理されている。最近でも、断層や地すべりの再滑動について検討するため、せん断試験に関する研究が多く報告されている。例えば、Elkhoury *et al.* (2011)⁴⁷⁾や Candela *et al.* (2015)⁴⁸⁾は、真三軸試験装置を用いた一面せん断試験を行い、振動させた間隙水圧をせん断面に作用させることにより試験の前後で透水性が上昇することを示し、振幅・周期・流量との関係性について検討している。また、Cuss and Harrington (2016)⁴⁹⁾や Scuderi and Collettini (2016)⁵⁰⁾は、一面せん断試験によって、断層ガウジをせん断変形させた時の水理・力学挙動について調べている。



図 2.2.1-9 大型真三軸試験装置（圧力容器設置時）。

既往の一面せん断試験では、止水の難しさなどから一般的にはすべり面に間隙水圧を作用させない試験が行われており、すべり面に作用する間隙水圧が適正に評価されていない可能性がある。このため、産業技術総合研究所地質調査総合センターが保有する大型真三軸試験装置（図 2.2.1-9）を利用して、すべり面にかかる間隙水圧の影響を検討可能な試験が可能か検討を行った。この大型真三軸試験装置では、3 主応力軸に独立に载荷することが可能であり、また岩石を変形・破壊させながら 2 方向の透水特性・間隙水圧を測定・解析できる（Sato *et al.*, 2018⁵¹；Panaghi *et al.*, 2018⁵²）。具体的には、円柱供試体を用いる通常の三軸試験装置とは異なり、断層面（破断面）の発生位置を中間主応力軸と平行に制御でき、断層面（破断面）に平行な方向（中間主応力軸）の間隙水圧・透水特性を測定することにより、応力・間隙水圧が断層の変位・透水特性に与える影響を計測・解析できる。また、本試験機は、試験の目的に応じて応力・荷重・変位制を選択することができる。応力制御は圧力容器外のロードセルのフィードバックによって、荷重制御は圧力容器内の最大種応力方向（Z 軸方向）のロードセルのフィードバックによって行う。変位制御は、圧力容器外のピストンストロークの変位計のフィードバックによって行う。応力・間隙水圧を制御した真三軸試験結果と、現在までに得られている原位置観測結果を加味することにより、より精度の高い地すべりや断層の力学モデル構築が可能と思われる。

一般的な岩石試験機と同様に、流体の圧力及び流量は透水ラインに接続されているシリンジポンプを介して制御する。透水試験については、Li *et al.* (2002)⁵³や Sato *et al.* (2016⁵⁴, 2018⁵¹) が同様のシステムを用いたものを報告している。例えば、Sato *et al.* (2016)⁵⁴はフローポンプ法による透水試験を幌延堆積岩について行っており、供試体中の水頭の収束過程を示している（図 2.2.1-10）。

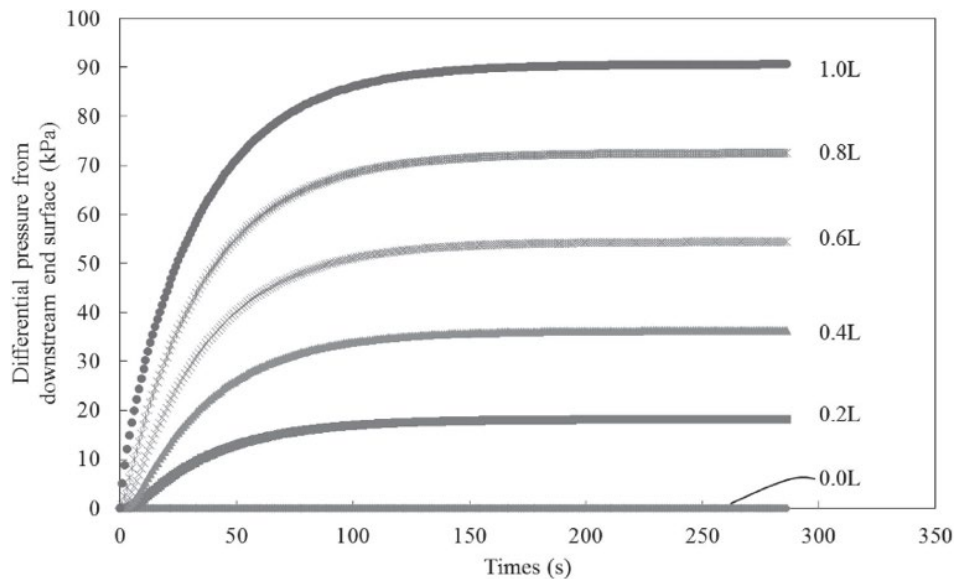


図 2.2.1-10 水頭差の経時変化. 長さの違う 5 つの円柱供試体について水頭差の収束過程を示す (Sato *et al.*, 2016⁵⁴)

本試験では、通常の三軸圧縮試験と同様に、飽和度及び間隙水圧は供試体中で一定になるように制御する。したがって、岩石供試体中の一部（例えば、地すべり面）だけに高い間隙水圧を与えるような間隙水圧分布を制御することは想定していない。実際の地すべり面の計測においても、間隙水圧や飽和度の影響（時間・空間分布等）がどれくらい周辺に及んでいるかを計測し把握するのは難しいといえる。また、地すべり面の不均質性から均一に間隙水圧はかかっていないと考えられ、周辺岩盤の透水性の影響によって間隙水圧が徐々に消散することも当然想定される。地すべり面の空間的なスケールから考えると、実験で用いる供試体の全体の間隙水圧を高くすることは、地すべり面のアナログ実験としては妥当であると考えられる。実験で再現の難しい間隙水圧分布の影響については、別途、数値計算等による検討が必要である。また、間隙水圧以外にも、実験結果の評価として寸法効果や、露頭付近での長期間の減圧や風化を最終的には考慮する必要があるものの、実際のすべり面の力学的パラメータを知るためには、現位置の力学条件を再現した室内岩石実験による結果を使用することが適切な手法であると考えられる。

産業技術総合研究所地質調査総合センターが保有する大型真三軸試験装置の特徴を生かしつつ、本課題に最適な新しい一面せん断試験機を作成することを目的として、以下に挙げる 2 つの試験装置について設計を行った。

- (i) 2 軸のピストンを用いた一面せん断試験装置
- (ii) 2 軸のピストン及び圧力容器を用いた一面せん断試験機装置

以下にそれぞれの詳細について述べる。

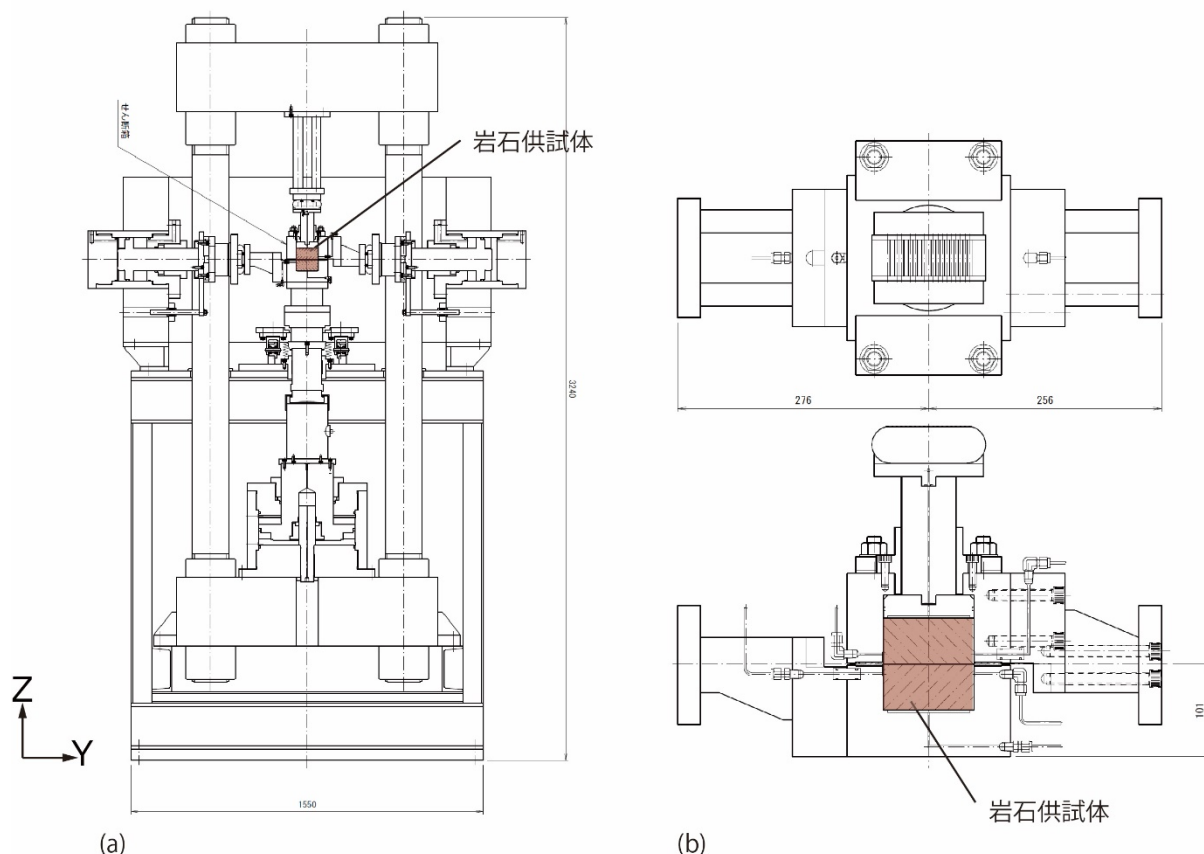


図 2.2.1-11 大型真三軸試験装置の 2 軸のピストンを用いた一面せん断試験装置設計図。
(a) せん断透水試験組立図, (b) せん断透水箱組立図。

(i) 2 軸のピストンを用いた一面せん断試験装置について

本試験機の設計図(案)の概要図を図 2.2.1-11a に、せん断用治具の拡大図を図 2.2.1-11b にそれぞれ示す。本装置は、岩石をはじめとする地質材料のせん断試験を行うもので、既存の大型真三軸試験装置の二つのピストンにより垂直载荷及びせん断载荷の制御を行う。供試体のせん断面、またはせん断に直行する方向に透水ラインを設置する。岩石供試体のサイズは $100 \times 100 \times 100$ [mm]を想定しており、最大変形は 5%、最大間隙水圧は 1MPa を想定している。

本試験機では压力容器を使わないため、岩石の変形やき裂構造及びその発達過程について直接外部から観察することができる。例えば、外部からの可視化が可能な材料を用いることで、ビデオ観察可能により岩盤内部構造のマクロ的な変形・亀裂発達過程と力学特性の変化を把握できる。朴ほか(2008)⁵⁵⁾は、ピストンに平行な平面にアクリルプレートを用いて、インタクティブな岩石状態から破壊後までのせん断破壊過程を観察し、画像解析によって割れ目近傍の垂直変位を推定している。一方、Li et al. (2008)⁵⁶⁾は、せん断箱の底面材料の一部にアクリルを使用し、せん断面に着色した流体を流すことによって、せん断力载荷中に変化するフラクチャーネットワークを可視化することに成功している。また、CT 観察により一面せん断試験後のミクロ的な変形・亀裂構造を把握し、マクロ的に把握された変形・亀裂構造との関係や両者の発達領域の差異について検討し、供試体側面に発達する目視可能なマクロ的な亀裂・変形構造等と CT 観察等に基づくミクロ的な微細構造に基づく力学・水理学的影響範囲との natural-analogue 的な比較検討を行うことも可能である。

本試験装置の利点として、上述したようにせん断载荷中の岩石変形構造が可視化できること、

せん断ひずみが 5%程度追従できること、岩石試料の寸法が比較的大きいことなどが挙げられる。一方、不利な点として、間隙水圧が 1MPa 程度（静水圧で深度 100m 程度）までしか与えられないこと、シーリングの方法は確立しておらず、試験装置やせん断箱毎の試行錯誤的な工夫が必要である。具体的には、シーリングのためにはせん断変形に追従できるゲルシートを挟ませる必要があることや、上下のせん断箱の間にも隙間ができるため変形を許容しつつリークしない工夫が必要である。

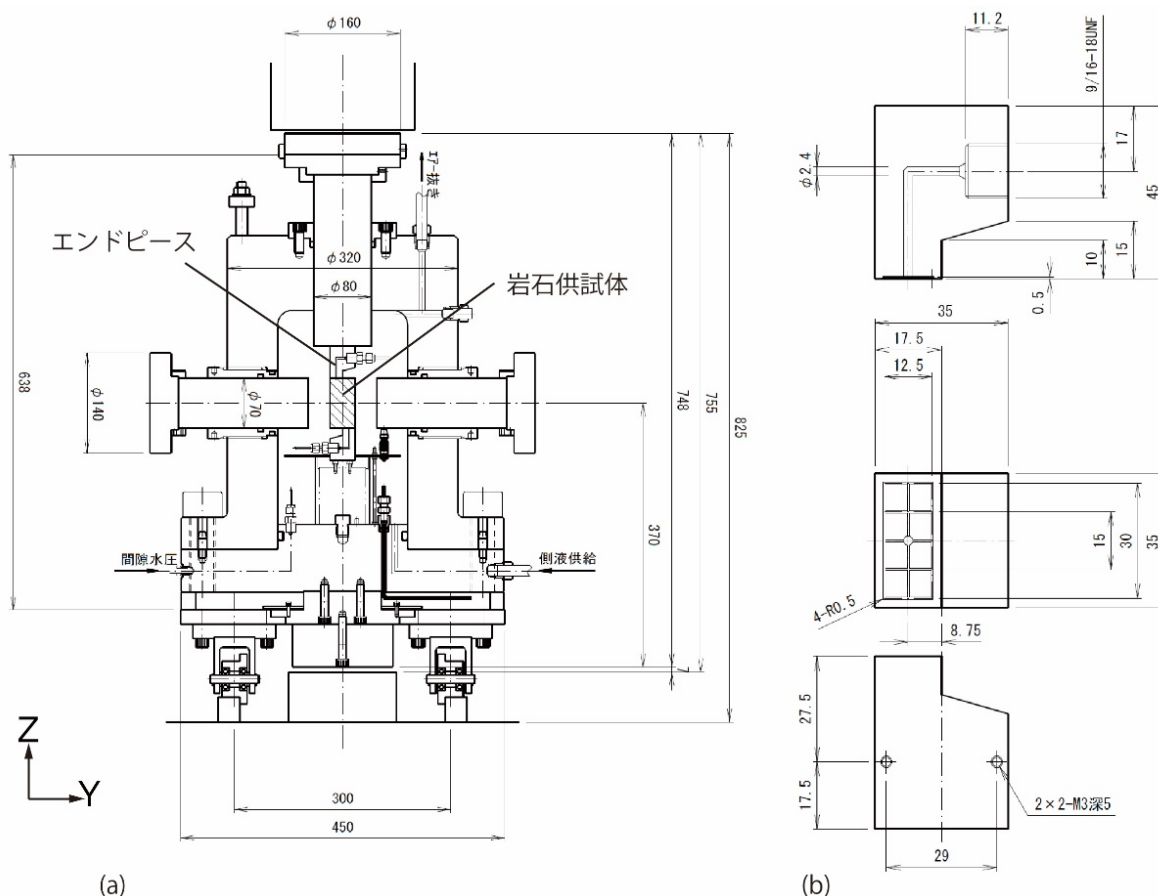


図 2.2.1-12 大型真三軸試験装置の 2 軸のピストン及び圧力容器を用いた一面せん断試験装置設計図。

(a) 真三軸容器組立図, (b) 食い違い型エンドピース詳細図。

(ii) 2 軸のピストン及び圧力容器を用いた一面せん断試験装置について

本試験機の設計図（案）の概要図を図 2.2.1-12a に、食い違い型エンドピースの詳細図を図 2.2.1-12b にそれぞれ示す。本装置は、岩石をはじめとする地質材料のせん断試験を行うもので、既存の大型真三軸試験装置の二つのピストン及び圧力容器により垂直载荷、せん断载荷、及びそれらと直行する方向（X 方向）の载荷の制御を行う。供試体の上部と下部に食い違い型のエンドピースを配置し、鉛直方向のピストンによって载荷することにより、岩石にせん断力を作作用させる。水平方向のピストンによって、食い違い型エンドピースを载荷することで生じる回転モーメントを低減させることができる。また、Y 軸及び Z 軸の二つのピストンに加え、X 軸方向の最小主応力を油圧によって制御することができるため、地下の三軸圧縮応力状態を模擬することが可能である。これは、通常的一面せん断試験装置で実現することは難しく、朴ほか (2008)⁵⁵⁾でも課題として挙げており、真三軸試験装置の一つの大きなメリットである。透水

ラインは供試体のせん断面，またはせん断に直行する方向に設置する．岩石供試体のサイズは $35 \times 35 \times 70$ [mm] を，最大間隙水圧は 40MPa を想定している．本試験機では圧力容器を使用するため，比較的高い間隙水圧の制御が可能である．Elkhoury *et al.* (2011)⁴⁷⁾ や Candela *et al.* (2015)⁴⁸⁾ が行っている岩石破断面の間隙水圧を周期的に上下させるような実験も可能であり，例えば地震前後の地すべり面の透水性の変動について検討することができる．地震発生に伴う間隙水圧の変動に関してすべり面に与える水理・力学的な影響及びその伝播過程の理解は不十分であり，既往の研究では得られていない実験データの取得が期待できる．

本試験装置の利点として，上述したようにより大きな間隙水圧を負荷させることができること，地下の真の三軸圧縮状態を模擬できること，間隙水圧を周期的に上下させるような実験ができることなどが挙げられる．一方，不利な点として，供試体サイズが一般の一面せん断試験よりも小さいこと，大変形をさせるにはシーリングに工夫が必要な点が挙げられる．ただし，3%程度のひずみであれば，これまで真三軸試験装置で行っている実験（三軸圧縮試験）と同様のシリコンによるシーリングが可能である．

2.2.2 堆積時に発生した海底地すべりを対象とした現地調査・室内試験に基づく再滑動性の検討

2.2.2.1 研究対象とする海底地すべり面の選定

陸上で観察できる過去の海底地すべりと推定される露頭は日本国内でも各地に存在している．過去に滑動した海底地すべり面周辺の陸上での再滑動性を把握するため，次の条件を満たす海底地すべり露頭を文献情報から探した．

- ① 海底地すべり面と判定できる構造を確認できること．
- ② 海底地すべり面が露頭に現れていて，室内岩石実験に必要な試料の採取が容易であること．
- ③ 周囲の堆積環境を含めて詳細な記載がなされていること．

Yamamoto *et al.* (2000)⁵⁷⁾ は三浦半島に分布する海底地すべり面路頭について報告している．この露頭では乱堆積層とともに地すべり変形を伴わない元の地層まで一連の変形状況を観察することができる．北西から南東へ層面滑りを起こしており，露頭の西半面は乱堆積層，東半面は元の地層の上に乗上げる痕跡を示している．すべり面は凝灰質シルト岩の薄い層であり，相対的に強度の高いスコリア層に対し，火山灰層は変形しやすかったと理解できる．

石田ほか (2015)⁵⁸⁾ は，阿南市蕨石海岸の露頭に見られる海底地すべり面の特徴について報告している．本露頭においても，乱堆積層が見られ，地すべり岩体は変形と断片化が著しい．海底地すべり堆積物として区別するためには，岩塊と基質の地層の種類，変形の過程，変形前の地層層序，等から総合的に判断する必要がある．

高橋 (1993)⁵⁹⁾ は，山形県南西部小国盆地周辺の海底地すべり堆積層について報告している．特徴的な変形構造として，地質が明瞭な角度をもって屈曲しているものが沼沢層分布地域内の数地点で確認している．これらの屈曲構造が海底斜面における海底地すべりが有力な成因としており，褶曲などの圧縮構造に見られる短波長とは区別して判断している．本露頭の岩相で特徴的なことは，砂岩泥岩互層ではなく，粗粒泥岩と細粒泥岩の互層であることである．これらの岩相の相違は，海底地すべりの発生・移動気候や最終的な形態に影響を与えていると推測される．

久保ほか (1990)⁶⁰⁾ は，福島県浜通りに観察される海底地すべり露頭を記載しており，さらに柳澤ほか (2003)⁸⁾ により広域のテフラ層序が整理されている．

Utsunomiya *et al.* (2018)¹¹⁾は、千葉県大多喜町において連続した海底地すべり堆積層を記載しており、さらに石灰質ナノ化石群衆やテフラ層序により非常に詳細な地質体の形成過程が示されている。

本報告では上記の3つの条件に当てはまり、最新の知見が得られている千葉県大多喜町の海底地すべり露頭を選定し、現地調査を行うことにした。

2.2.2.2 研究対象とする房総半島大多喜町における海底地すべり面周辺の特徴(房総の地すべり面の特徴)

房総半島はプレート沈み込み運動に起因する付加体と前弧海盆堆積物が隆起して陸上に現れた地質体であり、房総半島南部は付加体、北部は前弧海盆堆積物で構成されている。千葉県房総半島東部には前弧海盆堆積物である上総層群黄和田層が露出し、その最上部に側方へ数 km 以上連続する海底地すべり堆積物が複数の層準に挟在する (Ogiwara and Ito, 2011⁶¹⁾; Fukuda *et al.*, 2015⁶²⁾; 宇都宮, 2016⁶³⁾; Utsunomiya *et al.*, 2018¹¹⁾)。黄和田層は主にシルト岩を含み、薄層のタービダイト性砂岩と凝灰岩層からなる。凝灰岩層は黄和田層の上位から Kd1~44 まで順番に番号が割り当てられ、これらの層をもとに層序を対比することで地質体の形成過程や年代の詳細を知ることができる。

宇都宮 (2016)⁶³⁾は石灰質ナノ化石群衆と鍵層となる凝灰岩層との対比の結果、黄和田層の海底地すべり堆積物は約 1.4Ma から 1.3Ma の間に起きた海底地すべりによって形成され、層圧 250m に達する地層が侵食されたと推定した。

図 2.2.2-1 は黄和田層の海底地すべり露頭を示している。火山礫層である Kd8A 下層のシルト層内の上部で海底地すべりの痕跡が見られる。海底地すべりを引き起こす特有なすべり面として火山灰層に着目した研究は広く行われ、地震による液状化により火山灰層のせん断応力が失われることがわかっている (Harders *et al.*, 2010⁶⁴⁾; Sassa *et al.*, 2012⁶⁵⁾)。一方で火山碎屑物のうち粒子が角張っていて変質していない火山礫などの粒子は摩擦力をもつため、火山碎屑物が必ずしも海底地すべりを引き起こすということではない (Wiemer *et al.*, 2015⁶⁶⁾)。前弧海盆に堆積するシルトや泥層は、急速な堆積による過剰間隙水圧がかかることや、続成作用によって固結するまでには時間がかかるため、砂層よりも強度が弱いことが知られている。本報告で対象とする海底地すべり面は図 2.2.2-2 に示される通り、Kd8A 下部のシルト層にすべり面が存在している。また、海底地すべりブロックの堆積時にシルト層の間隙水圧が高まり上位の Kd8A に貫入した堆積岩脈も観察できる (図 2.2.2-2)。Kd8A は約 20cm の層厚で、粒径は 0.5~4mm ほどの粗粒砂から中礫である。海底地すべりを引き起こした要因としては、Kd8A より上位の堆積層は比較的摩擦力が高い堆積物で構成され、かつ Kd8A 直下のシルト層が固結しておらず、海底地すべりを引き起こす強度境界となったと考えられている (Utsunomiya *et al.*, 2018¹¹⁾)。

図 2.2.2-3 は海底地すべり露頭から得られた試料のマイクロフォーカス X 線 CT 画像を示している。図 2.2.2-3a は海底地すべり面下部のシルト層を直径 30mm でコアリングした試料、(b) は海底地すべり面、下部のシルト層から火山礫層までを含む 1 辺約 25mm の角柱試料、(c) は海底地すべり面を含む箇所を直径 30mm でコアリングした試料である。(a) と (c) の試料は端面を整形後に三軸圧縮実験に使用した (それぞれ KS2-4H, KSV2-4)。CT 画像は密度を相対的な輝度値として取得するため、黒く見える箇所は密度が低く、白く見えるほど密度が高い箇所であることを示している。なおそれぞれ試料サイズや状態、撮影条件が異なるため試料間での密度差は直接比較することはできない。撮影条件として X 線源 300kV、管電圧 200kV、検出器は FlatPanel で行い、ボクセルサイズは (a) (c) は 0.045mm、(b) は 0.024mm である。(a) は主にシルトで構成され、試料縦方向(海底地すべり面並行方向)に層理面の構造が見られる。

(b) は海底地すべり面を含む代表的な試料であり、シルト層から火山礫層に至る層構造が観察できる。シルト層中にはいくつかの火山礫が固まった球状の礫が入り込んでおり、海底地すべり堆積時に取り込まれたロードキャストであると考えられる。海底地すべり面上部の10mm程は火山礫とシルトが混在している層である。(c) は(b)よりも火山礫の粒径が大きく、火山礫の粒子の間にシルトが入り込んでいることがわかる。これは海底地すべり堆積時に一部液状化して形成されたものと考えられる。図 2.2.2-3 の堆積岩脈からも海底地すべり面のシルト層の間隙水圧が高まっていたことが確認できる。



図 2.2.2-1 千葉県大多喜町の海底地すべり露頭と実験用試料採取地点。

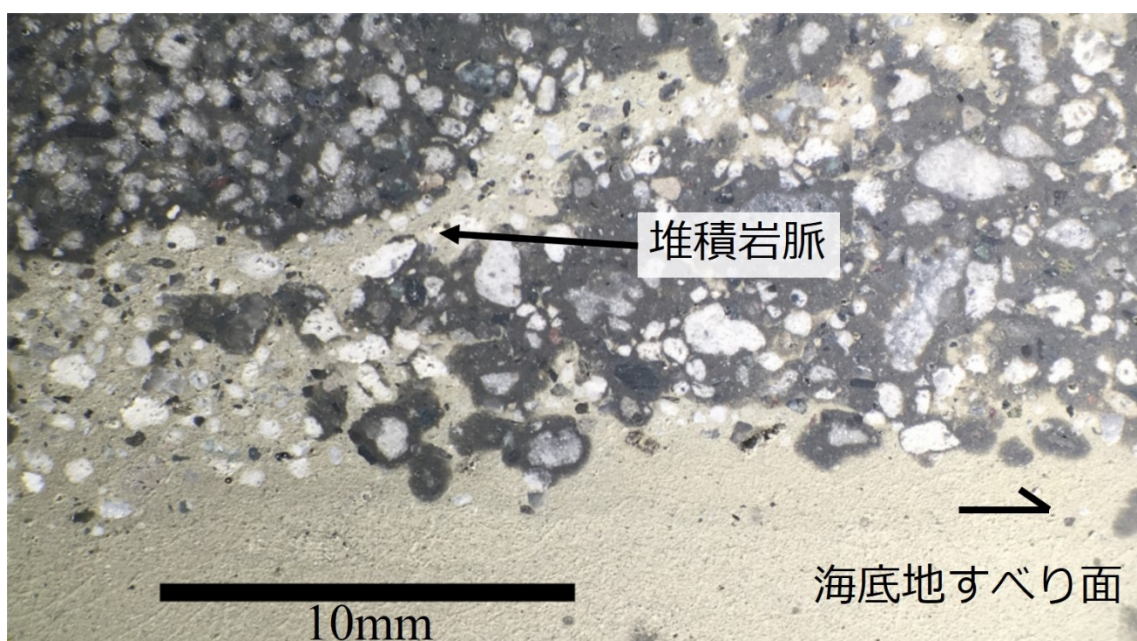


図 2.2.2-2 海底地すべり面を含む研磨片。

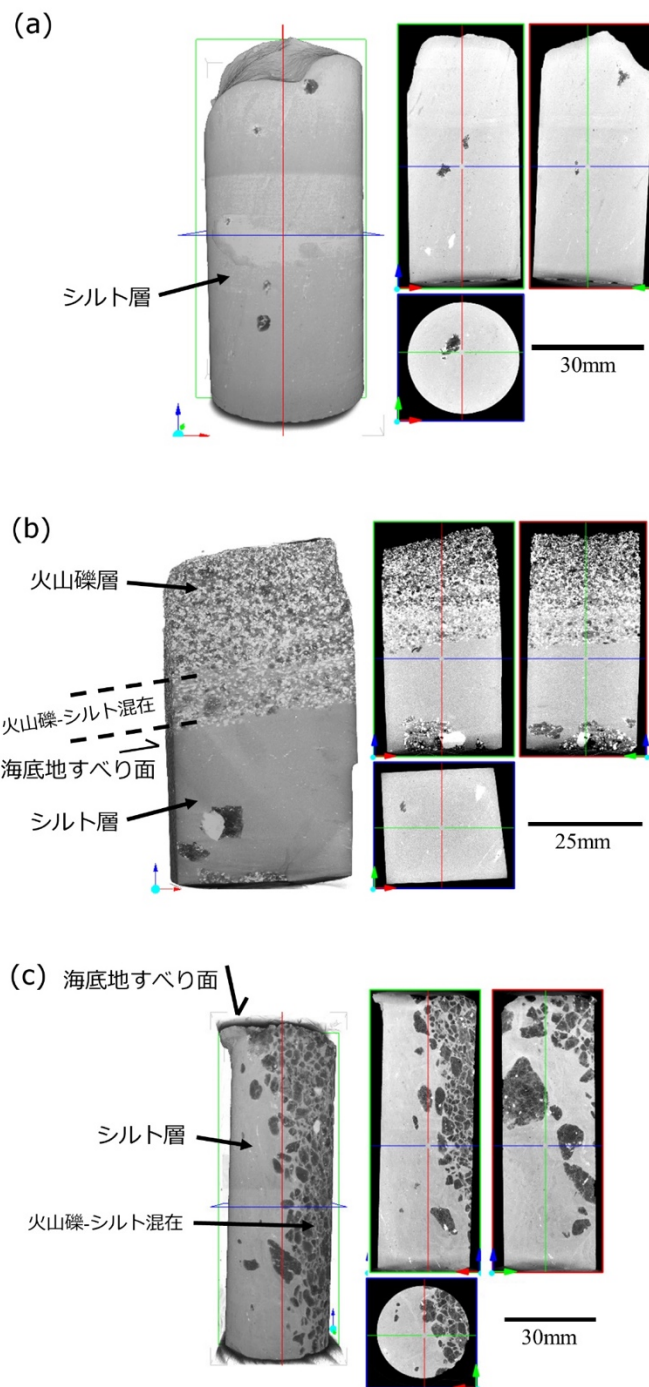


図 2.2.2-3 海底地すべり試料の X 線 CT 画像

2.2.2.3 基礎物性値の測定

海底地すべり面周辺の岩石の基礎物性値の差異の有無を明らかにするため、岩石試料の空隙率や密度の測定を行った。一般に砂岩のように空隙率が大きく岩石内の空隙径が大きいほど地盤の透水性は高く、緻密な泥岩のような空隙率が低く空隙径が小さいほど地盤の透水性は低い。降雨による水は透水性が高い貯留層を優先的に流れ、透水性が低い遮水層の上方には水が溜まりやすい構造になる。過去の海底地すべり面周辺の再滑動評価をする場合、海底地すべり面を含む上下方向の空隙率分布は周辺の透水特性を推定するための一つの情報として重要である。

岩石試料空隙率は、ASTM (American Society for Testing and Materials, 1999⁶⁷⁾) により標準化された手法である水銀圧入式ポロシメータにより測定した。今回用いた水銀圧入式ポロシメータ (Micromeritics 社, AutoPore IV9520, 図 2.2.2-4) は $0.0015 \mu\text{m} \sim 250 \mu\text{m}$ の空隙径を測定できる。

測定試料を図 2.2.2-4 に示す。過去の海底地すべり面を挟んだ上下方向のサンプルを 1cm ごとに切り出した。試料は図 2.2.2-4 の上から SubL-A から SubL-F の 6 試料で、SubL-B と SubL-C の間に過去の海底地すべり面が存在する。SubL-A および SubL-B は火山灰 Kd8A を主体とし、SubL-B は下位のシルトと混在している。SubL-C より下位のシルト層は肉眼観察において明瞭な差異は見られない。測定に使用した岩石片はそれぞれ 1cm^3 程度の大きさである。

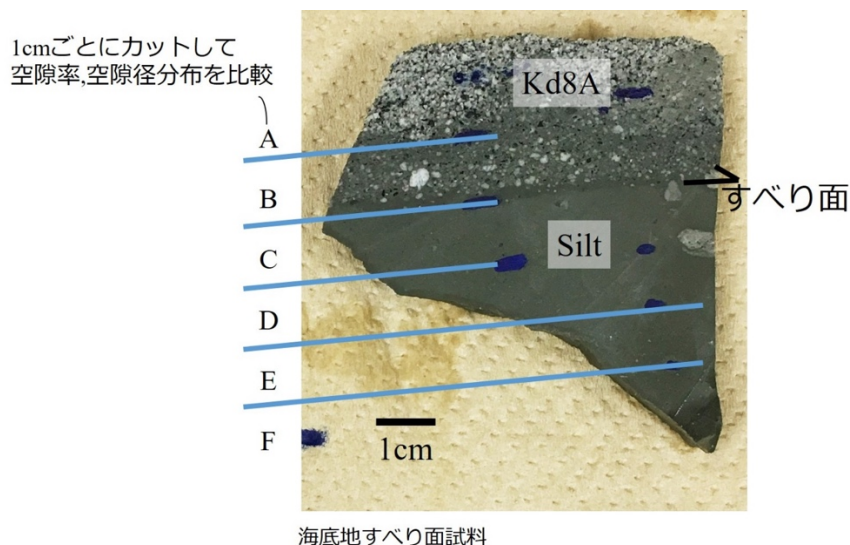


図 2.2.2-4 水銀圧入式ポロシメータ用試料の区分け。

図 2.2.2-5 は、SubL-A～F の水銀圧入式ポロシメータ測定結果である。横軸に空隙半径 (μm) を log スケールでとり、縦軸は空隙径ごとの試料の空隙量との相対比率を表している。SubL-A の火山灰層の空隙率は 43.9% と大きく、空隙径分布は $4 \mu\text{m}$ が最も多かった。地すべり面下位のシルト岩層 (SubL-C～F) は空隙率 35～37.5% で空隙径分布も大きな変化はない。SubL-B は SubL-C～F のシルト岩層に近い空隙系分布ではあるが $0.5 \sim 5 \mu\text{m}$ の空隙径も見られ、頂点が 2 つあるバイモーダルな空隙径分布を示している。従って SubL-B は火山灰と混在している特徴が表れている。

試料の重量と水銀の圧入量の関係から得られた試料の真密度とかさ密度を空隙率とともに表 2.2.2-1 に示す。特徴的な結果として、SubL-B の真密度が他の試料よりも高いことが挙げられ、密度の高い物質が地すべり面周囲に集中する可能性が考えられる。SubL-C 以下の試料は空隙率と同様に真密度やかさ密度の値も安定しており、上下方向の差異は見られなかった。

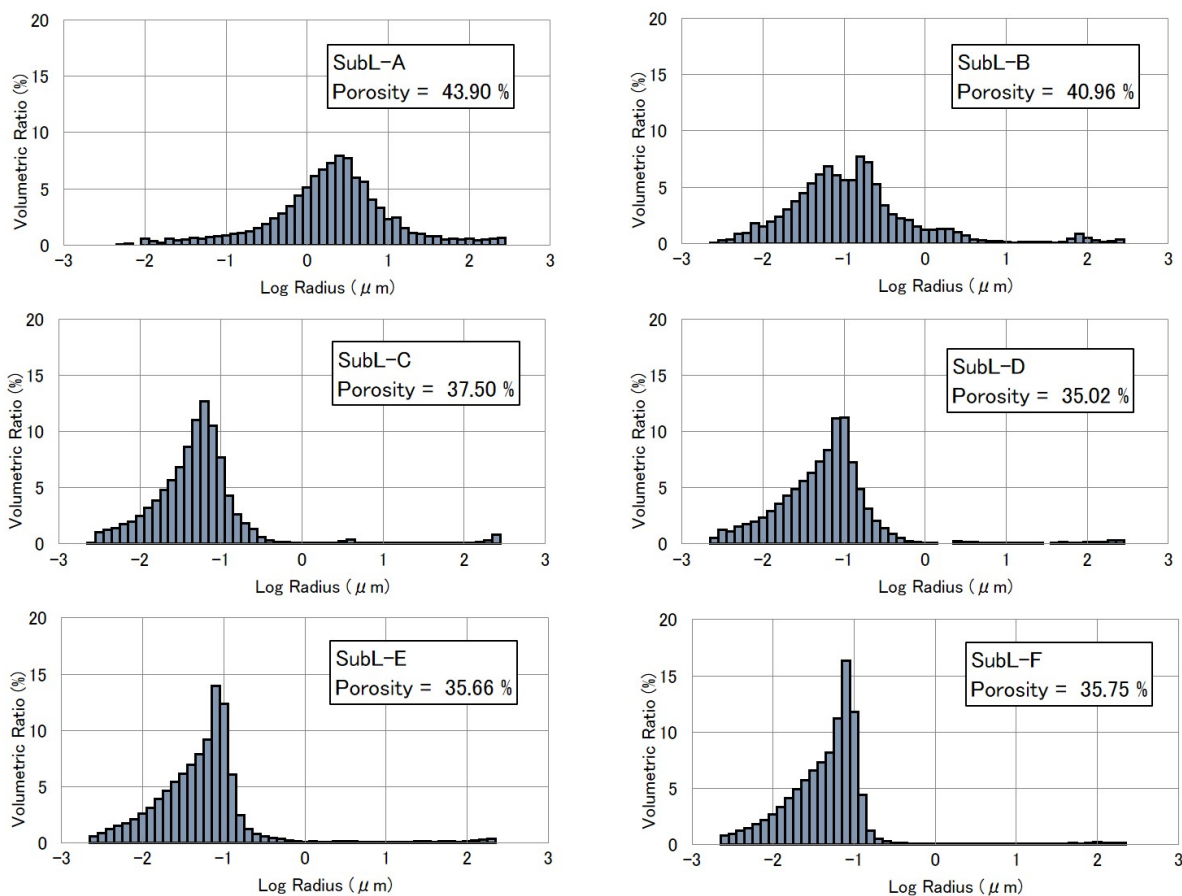


図 2.2.2-5 水銀圧入式ポロシメータによる空隙径分布.

表 2.2.2-1 水銀圧入式ポロシメータで得られた基礎物性値.

	空隙率(%)	空隙半径平均(μm)	真密度(g/cm ³)	かさ密度(g/cm ³)
SubL-A	43.90	2.78	2.53	1.42
SubL-B	40.96	0.39	2.87	1.69
SubL-C	37.50	0.24	2.58	1.61
SubL-D	35.02	0.23	2.54	1.65
SubL-E	35.66	0.23	2.57	1.65
SubL-F	35.75	0.21	2.56	1.65

2.2.2.4 透水試験

2.2.1.4 項で既述したような地盤中に局所的な過剰間隙水圧がかかる可能性を検討するため、海底地すべり面周辺の透水性を測定した。岩石や土質材料の透水試験は、一般に試料の上流側と下流側の圧力水頭および排出される流体の量の関係から算出される。ダルシーが行った実験では上流側と下流側の境界における圧力水頭を一定に保つ定水位法は広く知られており、現在でも土質材料などの比較的透水性の高い試料に対して適用されている。

$$Q = KA \frac{h_u - h_d}{l} \quad (7)$$

ここで Q は流量 (m³/s), A が試料の断面積 (m²), l が試料の長さ (m) である。また, h_u と h_d はそれぞれ試料の上流側と下流側での間隙水頭 (m) を表し, K は透水係数 (m/s) を表している。定水位法は比較的高い透水係数の試料の透水係数を求める基本的な手法であるが、シル

トや泥で構成されている緻密な堆積岩は透水係数が低い場合には、変水位法やトランジェントパルス法、フローポンプ法といった手法が適用される。これらの透水実験の中でフローポンプ法は $10^{-14} \sim 10^{-4} \text{ m/s}$ という幅広い透水係数の取得に対応しており（林ほか, 2003⁶⁸⁾、試料の比貯留率の算出にも適している（Sato *et al.*, 2016⁵⁴⁾。そこで、今回の透水実験ではフローポンプ法を用いて透水性の測定を行った。

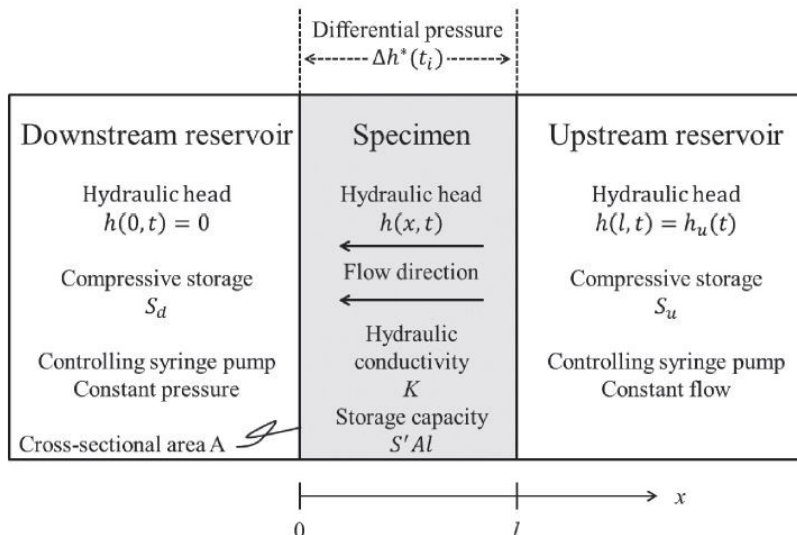


図 2.2.2-8 フローポンプ法の概略図と境界条件（Sato *et al.*, 2016⁵⁴⁾）

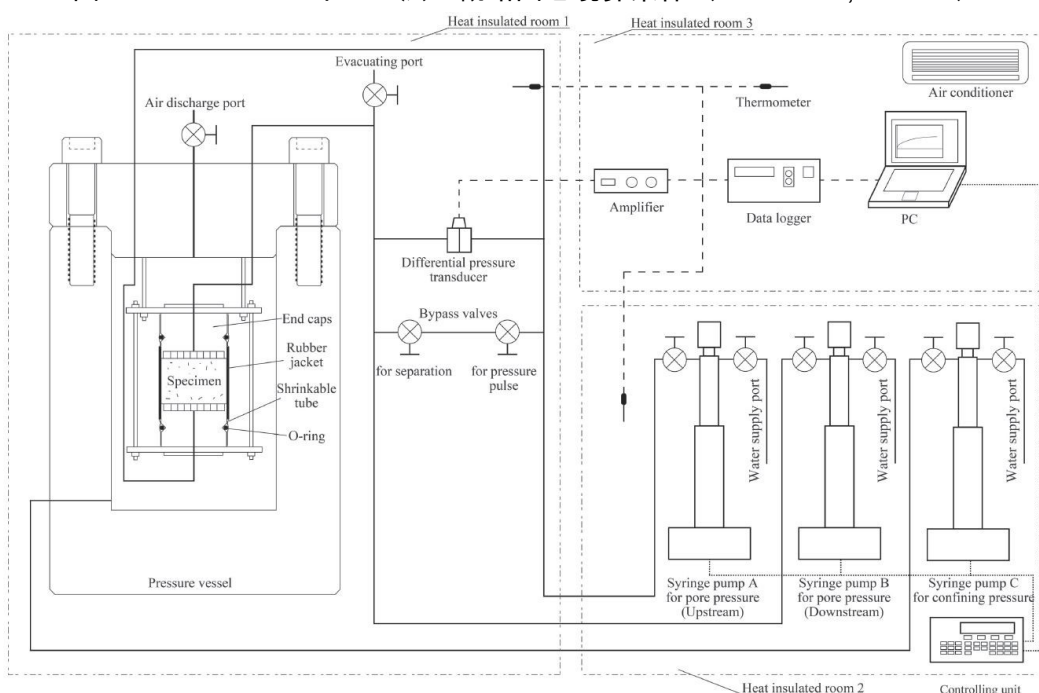


図 2.2.2-9 透水実験装置の概要図（Sato *et al.*, 2016⁵⁴⁾）

フローポンプ法試験装置は、Sato *et al.* (2016)⁵⁴⁾で使用された図 2.2.2-9 の試験装置を用いた。この試験装置は、複数の透水試験手法を 1 つの岩石供試体に対して適用可能であり、フローポンプ法の場合は、下流部のシリンジポンプを一定水頭になるように圧力制御した状態で、上流部のシリンジポンプから一定流量の流体を供給する。この透水実験システムは大きく分けて、間隙流体系、封圧流体系、制御・記録系および独立した温度制御系に分かれる。間隙流体系は、間隙流体供給・圧力制御用シリンジポンプ（ISCO 社製 100DM: 最大圧力 69 MPa; 圧力分解能 1 kPa; 流量範囲 $10^{-5} \sim 30 \text{ mL/min}$ ）、セパレート用およびトランジェントパルス実験用

バルブを含む配管類から成る。封圧流体系は、供試体をセットする圧力容器（耐圧 50 MPa）、加圧用のシリンジポンプを含む配管類から成る。制御・記録系には、データロガー（濱田電機社製マルチロガー Jr Hm1616A）とシリンジポンプ用コントローラーおよび差圧計（Validyne 社製 DP15-42）、温度センサー（熱電対）が含まれる。温度制御に関しては、実験室内に押出発泡ポリスチレン製の断熱室を作り、断熱室の外側の室温をエアコンでコントロールすることで透水実験中の温度変化を抑えた。

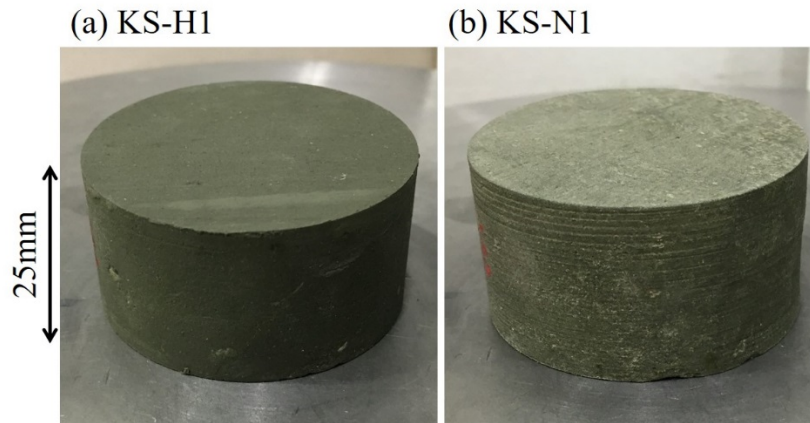


図 2.2.2-10 海底地すべり面下部シルト層の透水実験用試料。
(a) は海底地すべり面平行方向，(b) は層理面直交方向。

透水実験用の供試体は海底地すべり面下部のシルト層ブロックを切り出し、海底地すべり面に対して平行方向と垂直方向の 2 方向に直径 50mm のコアリングをし、ディスク状にカットした。さらに平面研削盤で試料の上下端面を平行平面にした（図 2.2.2-10）。海底地すべり面上部の火山礫層は強度が弱くディスク状に整形することが困難であったため、三軸圧縮試験時に定水位法透水実験を行って透水係数を取得した。形状を整えた供試体をステンレス製のエンドピースで両面から挟み、封圧と間隙水圧を分けて周囲からの水の浸入を防ぐために供試体の周囲に高粘性と低粘性のシリコンゴムをそれぞれ塗り、側面の凹凸による側面流を防いだ（林ほか, 1999⁶⁹⁾）。さらにエンドピースに O リングを装着し、熱収縮チューブ（ペンニッター社 ペンチューブ SST）でジャケットした。最後に供試体を圧力容器内に設置し、上流側と下流側それぞれをシリンジポンプに接続し、封圧流体と間隙水圧を制御できる状態にした（図 2.2.2-9）。実験は間隙水圧を 1MPa に保ち、封圧を 2.0MPa, 3.0MPa, 4.0MPa の条件で行った。

図 2.2.2-11 にフローポンプ法透水試験結果の一例を示す。KS-N1 の封圧 3.0MPa, 間隙水圧 1.0MPa の条件で、0.0008ml/min の一定流量で上流側から水を流したときの結果である。実験値と解析解による曲線はほぼ一致し、透水係数および比貯留率を適切に評価できているといえる。

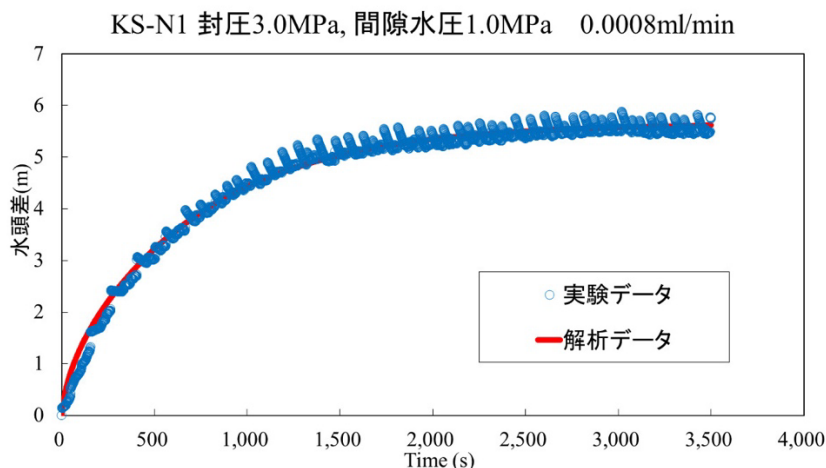


図 2.2.2-11 フローポンプ法透水実験の結果と解析解.

海底地すべり面下部のシルト層の透水実験結果を表 2.2.2-2 に、グラフを図 2.2.2-12 に示す。透水係数は -11 乗オーダーの値であり層理面垂直方向よりも層理面平行方向の透水係数のほうが若干大きい傾向が得られた。有効応力の増加に対して透水係数は減少傾向にあるが、有効応力が 1MPa から 3MPa から上がっても減少量は $1.0 \times 10^{-11} \text{m/s}$ 未満と小さかった。

表 2.2.2-2 海底地すべり面下部のシルト層試料の透水実験結果.

KS-H1 Number	封圧 σ_c (MPa)	間隙水圧 σ_p (MPa)	有効応力 σ_c' (MPa)	実験室温度 ($^{\circ}\text{C}$)	透水係数 (m/s)	誤差 dK(m/s)	比貯留率 Ss(1/m)	誤差 dSs(1/m)
1	2	1	1	24.18	3.83E-11	5.04E-12	1.88E-04	5.68E-05
2	3	1	2	23.44	3.63E-11	2.14E-12	7.67E-05	1.75E-05
3	4	1	3	23.72	3.18E-11	1.18E-12	5.23E-05	1.09E-05
KS-N1 Number	封圧 σ_c (MPa)	間隙水圧 σ_p (MPa)	有効応力 σ_c' (MPa)	実験室温度 ($^{\circ}\text{C}$)	透水係数 (m/s)	誤差 dK(m/s)	比貯留率 Ss(1/m)	誤差 dSs(1/m)
1	2	1	1	22.50	2.98E-11	5.17E-12	1.94E-04	5.98E-05
2	3	1	2	23.55	3.25E-11	1.13E-12	8.33E-05	1.24E-05
3	4	1	3	23.31	2.85E-11	1.28E-12	7.70E-05	1.41E-05

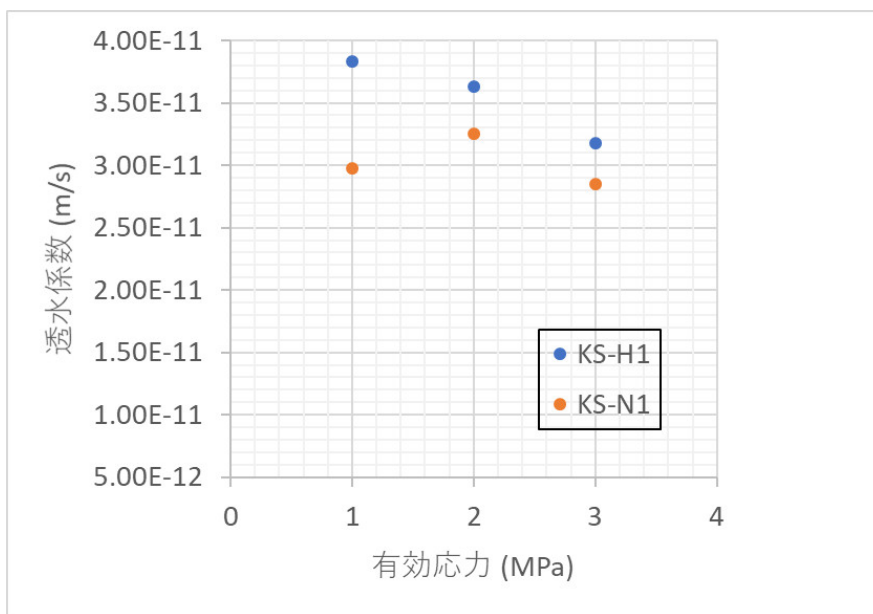


図 2.2.2-12 シルト層試料の透水係数の有効応力変化.

2.2.2.5 力学—透水試験

海底地すべり面周辺の岩石の力学特性を把握するため三軸圧縮実験を行った。試料は海底地すべり面上部の火山礫層からすべり面平行方向と垂直方向に1本ずつ計2本、海底地すべり面下部のシルト層からすべり面平行方向の1本、海底地すべり面を含む試料の4試料である。全体的に強度が非常に弱い試料であり、統一した試料の整形は困難であった。図 2.2.2-13 に三軸圧縮実験用に整形した写真を示す。図 2.2.2-13a は海底地すべり面上部の火山礫層を角柱に整形したものである。火山礫層は非常に強度が弱くコアリングによる整形は困難であった。そこで岩石カッターで角柱に切り出し、平面研削盤で6面の平面を取った。図 2.2.2-13b は海底地すべり面下部のシルト層をコアリングした試料である。シルト試料もコアリング時に崩壊することが多く、60mmに達する試料整形ができなかったため、高さ50mmに整形した。図 2.2.2-13c は海底地すべり面を含む試体であり、1つの試料に火山礫層とシルト層が存在する。

サンプル名は火山礫層で海底地すべり面に平行方向の試料を KV1-2H, 垂直方向を KV1-2N, シルト層で海底地すべり面に平行方向の試料を KS2-4H, 火山礫層とシルト層を含む試料を KSV2-4 とした。

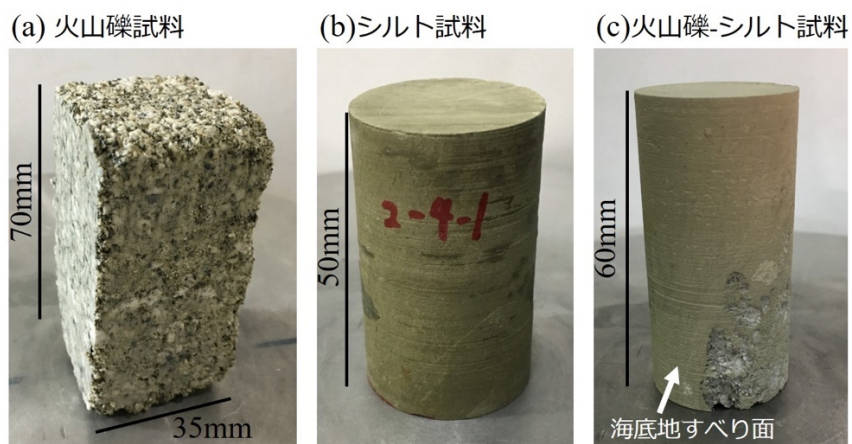


図 2.2.2-13 三軸圧縮実験用試料の状況.

2.2.2.5.1 実験手法

図 2.2.2-14 に角柱試料に対する三軸圧縮実験の組み立て状況を示す。実験装置自体は封圧下での 2 軸実験を行う Mogi 型 (Mogi, 1971⁷⁰) の真三軸実験用の設備であるが、 σ_2 方向のピストンをエンドピースに当てないで止めておくことで、油圧により封圧を加えた状態で σ_1 を載荷する一般的な三軸圧縮実験と同じ応力を試料に与えることができる。角柱形の岩石試料はジャケット材のシリコンの中にあり、上下左右 4 つのエンドピースで挟まれている。変位計は濱田電機社製 LDT を σ_1, σ_2 方向にそれぞれ 2 つ、 σ_3 方向に 1 つの計 5 つ取り付けられている。通水ラインは σ_1 方向に設置しており、シリンジポンプから水を流して試料の飽和および透水実験を行った。

図 2.2.2-15 に円柱形試料に対する三軸圧縮実験の組み立て状況を示す。岩石試料は熱収縮チューブ (ペンニッター社 ペンチューブ SST) でジャケットした。変位計は濱田電機社製 LDT を σ_1, σ_3 方向にそれぞれ 2 つ取り付けられている。角柱三軸圧縮実験と同様に通水ラインは σ_1 方向に設置しており、シリンジポンプから水を流して試料の飽和を行った。

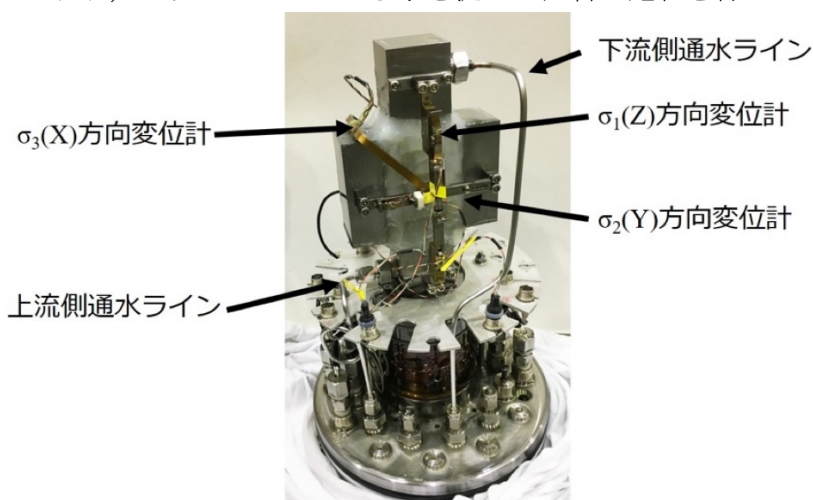


図 2.2.2-14 角柱岩石三軸圧縮実験用供試体の組み立て状況。

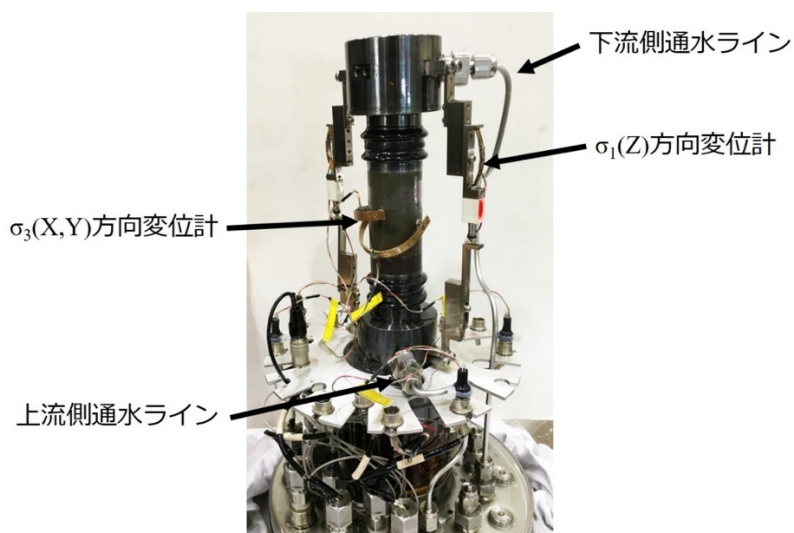


図 2.2.2-15 円柱岩石三軸圧縮実験用供試体の組み立て状況。

実験条件は KV1-2H, KV1-2N, KS2-4H については、水飽和状態における封圧 1, 2, 3MPa の他段階三軸圧縮実験を行った。手順は以下の通りである。

- ・シルト層試料 **KS2-4H** および火山礫層とシルト層を含む **KSV2-4** については、あらかじめ水に浸した状態で真空脱気を3日以上行い飽和させる。
- ・圧力容器内に供試体を設置し、油圧で封圧 **1MPa** を与える。
- ・間隙水圧ラインに真空ポンプを接続し、配管や試料内部を脱気する。
- ・シリンジポンプから間隙水圧ラインに水を通水し、試料内部を飽和させる。このとき、シリンジポンプから定圧制御で **200kPa** を設定し、シリンジポンプの圧力が落ち着いたところを飽和状態とした。シリンジポンプの圧力が落ち着くまでの飽和させる作業時間は火山礫層試料の場合は数分、シルト層試料の場合は3時間ほど必要とした。
- ・火山礫層 **KV1-2H**, **KV1-2N** については定水位法透水実験を行う。定水位法透水実験の条件として上流側はシリンジポンプの制御により **200kPa** 定圧制御, 下流側は大気圧開放の状態, 通水量をシリンジポンプで計測した。計算式は式(7)の通りである。
- ・封圧 **1MPa** の状態で軸方向を一定のストローク載荷 (**0.02mm/sec**) を行う。
- ・軸応力がピーク応力値に近づき, σ_3 方向の変位計に急速な膨張が見られ始めたところで封圧を **1MPa/min** の速度で **2MPa** まで上昇させる。
- ・封圧 **2MPa** の状態で軸応力の載荷を続け, 再度軸応力がピーク応力値に近づき, σ_3 方向の変位計に急速な膨張が見られ始めたところで封圧を **1MPa/min** の速度で **3MPa** まで上昇させる。
- ・応力降下もしくは変位計の最大変位(供試体設置前の状態から約 **3mm**) まで軸方向の載荷を続ける。

2.2.2.5.2 力学試験結果

図 2.2.2-16 に実験結果の応力-ひずみ曲線を示す。図 2.2.2-16 の ε_z , ε_y , ε_x はそれぞれ σ_1 方向(上下方向)と試料左右方向, 前後方向のひずみである。多段階三軸実験時の σ_3 条件を変えるときに応力降下が見られるが, これは σ_3 が上昇したときの供試体の圧縮とリラクゼーションによる降下であり, 供試体が破断してはいない。したがって多段階三軸実験の $\sigma_3=1\text{MPa}$ および **2MPa** の条件ではピーク応力まで達していないため, 最大 10%程度強度の過小評価をしている可能性がある。強度の比較をすると, 火山礫層の **KV1-2H** と **KV1-2N** の $\sigma_3=3\text{MPa}$ におけるピーク差応力はそれぞれ **12.04MPa** と **12.26MPa** であり, 強度的な異方性は見られなかった。シルト層の **KS2-4H** の $\sigma_3=3\text{MPa}$ におけるピーク差応力は **13.53MPa** であり, 火山礫層試料よりも約 **1.5MPa** 高い値となった。火山礫層とシルト層を含む **KSV2-4** の試料では, 周方向のひずみ量に異方性が見られた。特に応力降下後は左右方向の ε_y の膨張量が大きく, 前後方向の ε_x の膨張量は小さい。**KSV2-4** は海底地すべり面の走向が前後方向になるように設置したため, 海底地すべり面に沿ってすべるように破壊して ε_y の膨張量が大きくなったと考えられる。

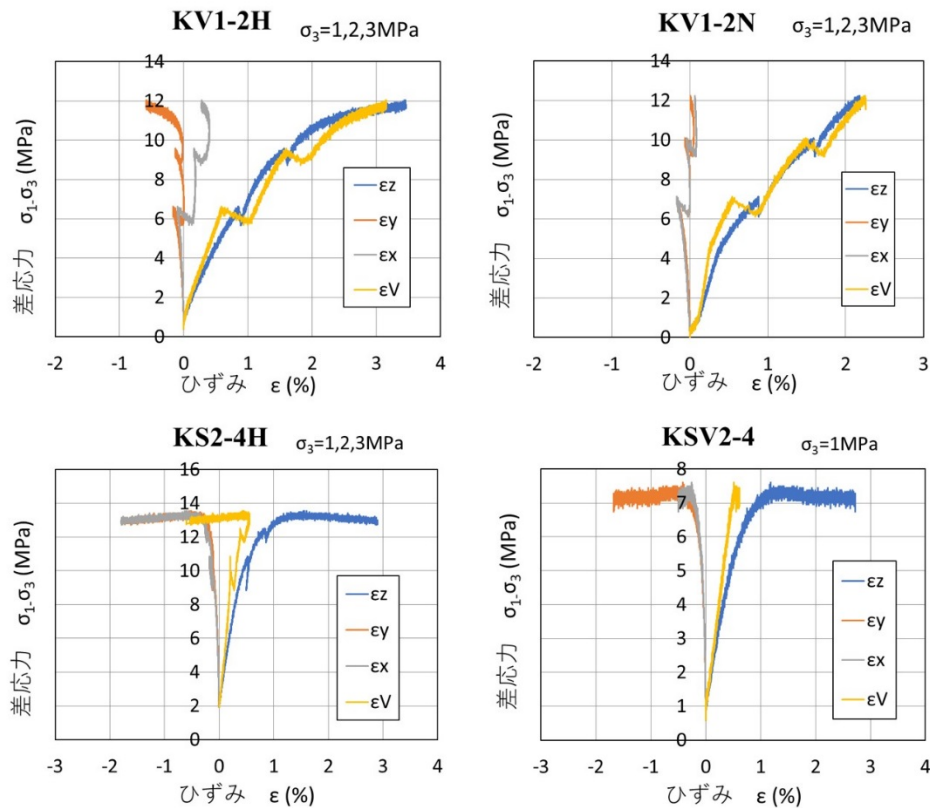


図 2.2.2-16 三軸圧縮実験結果.

KV1-2H, KV1-2N, KS2-4H は $\sigma_3=1, 2, 3$ MPa の多段階三軸圧縮実験. KSV2-4 は $\sigma_3=1$ MPa 条件での三軸圧縮実験.

次に、多段階三軸実験を行った試料のモールクーロン破壊基準を図 2.2.2-17 に示す. モール円に必要な σ_3 は設定値 (1, 2, 3MPa) を、 σ_1 は σ_3 設定値を変更する直前の σ_1 の値もしくはピーク応力値を使用した. モールクーロンの破壊基準式は τ をせん断応力 (MPa)、 c を粘着力 (MPa)、 ϕ をせん断抵抗角として以下の式で示される.

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (8)$$

モールクーロンの破壊基準線は、実験結果から得られたモール円に対し包絡線を最小二乗法でフィッティングし、 c と ϕ の値を算出した. 火山礫層試料の KV1-2H および KV1-2N の c はそれぞれ 1.00MPa と 1.31MPa、 ϕ はそれぞれ 35.4° と 33.6° と近い値であった. シルト層である KS2-4H は c が 3.03MPa、 ϕ は 24.5° と火山礫層試料よりも粘着力が高くせん断抵抗角が低い結果が得られた. また、モールクーロンの破壊基準線から $\sigma_3=0$ MPa のときの σ_1 の値を一軸圧縮強度 (q_u) として以下の式で推定する.

$$q_u = \frac{2c + \cos \phi}{1 - \tan \phi (1 - \sin \phi)} \quad (9)$$

式 (9) から推定される一軸圧縮強度は KV1-2H で 4.02MPa、KV1-2N で 4.91MPa、KS2-4H で 9.51MPa であった. このことから地面表層に近い応力条件においては火山灰層の強度はシルト層の半分程度であるといえる.

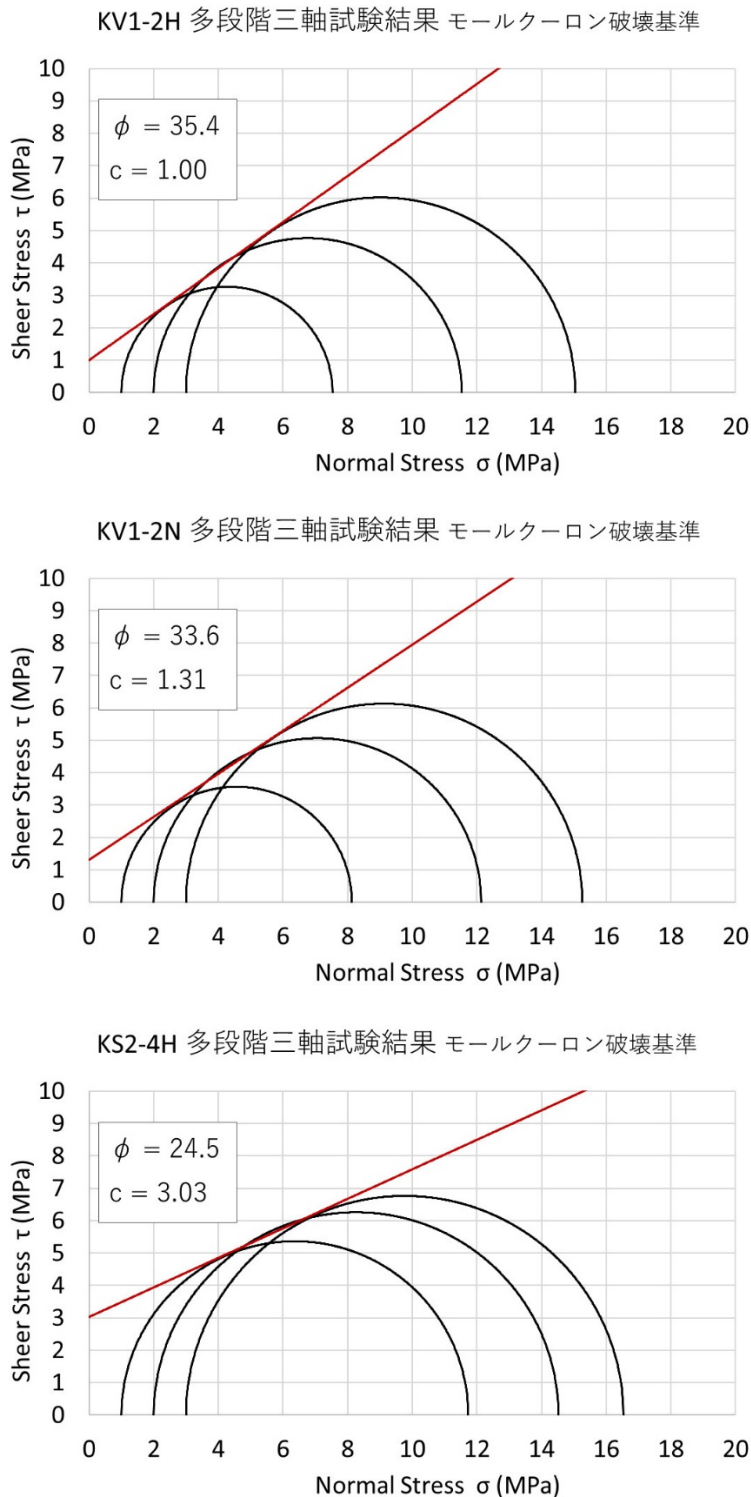


図 2.2.2-17 モールクーロンの破壊基準.

2.2.2.5.3 透水試験結果

火山礫層の KV1-2H および KV1-2N に対しては実験前に定水位法透水実験を行った。透水係数は KV1-2H と KV1-2N でそれぞれ 5.65×10^{-7} (m/s), 3.73×10^{-7} (m/s) であった。すべり面並行方向の KV1-2H の試料のほうがやや透水係数が高い結果が得られたが、オーダーとしては同程度であった。シルト層試料の透水係数は 2.2.2.4 で精度よく取得しており、封圧 1MPa に

おけるすべり面並行方向と直交方向の透水係数はそれぞれ 3.83×10^{-11} (m/s), 2.98×10^{-11} (m/s) であった。したがって火山礫層試料とシルト層試料の透水係数は約 10^4 倍の違いがあった。

地すべり安全性評価においてはせん断応力 τ だけでなく、非排水条件におけるせん断強さ τ' 、粘着力 c' やせん断抵抗角 ϕ' が利用される。火山礫層試料のように透水係数が高い場合は間隙水圧が上昇したとしてもすぐに圧力伝搬するために、上載荷重に応じた封圧に応じたモールクーロンの破壊基準値をそのまま使用して問題ないと考えられる。一方でシルト層のような透水係数が低い場合は間隙水圧の上昇を考慮したせん断応力値を求める必要がある。有効応力の原理に基づくと、モールクーロンの破壊基準線図において間隙水圧の上昇分だけモール円を左にずらせば良い。したがって実際の地中の圧力条件を想定し、上載荷重に応じた封圧の値および地震動等により上昇する間隙水圧の値をモールクーロンの破壊基準に適用することで非排水せん断強さを求められる。仮に間隙水圧が封圧と同値まで上昇する場合、一軸圧縮強度が非排水せん断強さとなる。

2.2.3 過去に滑動した海底地すべりの再滑動性・再滑動性評価手法に係る課題の抽出

2.2.1 および 2.2.2 を踏まえて、過去に滑動した海底地すべりの再滑動性・再滑動性評価手法に係る課題を以下に示す。

今後 10 万年間に再活動する可能性を評価する場合、地層堆積時もしくは堆積後に海底地すべりが生じた時のすべり面の性状（未固結～半固結状態）を想定するよりも、現状及び今後 10 万年間に変化しうるすべり面の性状を考慮した上で再活動性を判断することが妥当である。また、現在陸化した海底地すべり面は見かけ上固結している可能性があるものの、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性が異なれば、応力集中や過剰間隙水圧が生じうるため、地すべり面を含む周辺岩盤を総合的に評価する必要がある。なお、本研究では陸化した過去の海底地すべりを対象としているが、本報告に記載してある再活動性評価のために必要な知見は、他の岩盤不連続面（例えば、断層面、他の地すべり面、層理面）を検討する際にも拡張できると考えられる。

地すべりの発生要因に関して、滑りだす作用力に影響する数百年程度の短期的な荷重として、地すべり面上部の岩石の荷重、間隙水の荷重、及び地上の人工物や植生などの荷重が考えられる（高谷，2008⁴³）。中深度処分では今後 10 万年間の評価をする必要があるため、これらの短期的に変化する荷重に加えて、地形・地質学的な時間スケールの長期的な変化を考慮する必要がある。

海底地すべり面の再滑動性の評価においては、海底地すべりブロックを含む斜面脚部の削剥による不安定化について、埋設地が沿岸域である場合は海進による海食の影響を、また埋設地が沿岸域で周囲に河川がある場合は河川の側刻の影響を考慮しても、海底地すべり末端部の支持地盤が削剥されないことを確認する必要がある。また、河川の下刻量・側刻量を適切に見積もるためには、埋設地周辺の過去の最大下刻量、及び下刻量が多いと考えられる集水域や平均傾斜度等の河川形態を事前に測定・調査をする必要がある。

海底地すべり面の再滑動性を評価するための岩石試験に関しては、いずれの室内実験においても、地下の応力状態を模擬しながら地すべり面沿いの透水異方特性を計測することができていない。また、間隙水圧が繰り返し変動したときの透水特性を含む地すべり面及び断層の挙動について検討されていない。そのために、これらの課題に対応した海底地すべり面の再滑動性を評価するための一面せん断試験機が必要である。

【引用文献】

- 1) 田中和広 (1980) 島根県日原地域のオリストストローム、鹿足層群. 地質学雑誌, 86, 613–628.

- 2) 松田文彰 (1984) 紀伊半島中東部, 秩父帯の海底地すべりデッケ群とオリストストローム. 地質学雑誌, 90, 245–260.
- 3) 酒井治考 (1988) 南九州, 四万十帯南部の都井岬オリストストロームⅡ. 巨大海底地すべりによる変形構造とその形成過程. 地質学雑誌, 94, 11, 837–853.
- 4) Beneo, E. (1955) Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. 4th World Petroleum Congress. Section I/A/2, Paper 1. 109–124.
- 5) Flores, G. (1955) Discussion. 4th World Petroleum Congress. Section I/A/2, Paper 1, 120–121.
- 6) 鈴木博之・久富邦彦 (1980) オリストストロームとメランジ(用語解説). 地球科学, 34(2), 109–111.
- 7) Alves, T. M. (2015) Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: A review. Marine and Petroleum Geology, 67, 262–285.
- 8) 柳澤幸男・高橋友啓・長橋良隆・吉田武義・黒川勝己 (2003) 福島県太平洋岸に分布する鮮新統大年寺層のテフラ層ーその1. 年代層序ー. 地質調査研究報告, 54, 11/12, 351–364.
- 9) 於保幸正・高田善雄・藤本 睦・平山恭之・山口悠哉 (2007) 三次市東酒屋町の備北層群中にみられる海底地すべり堆積物. 広島大学大学院総合科学研究科紀要. II, 環境科学研究, 2, 1–10.
- 10) Kamiya, N., Utsunomiya, M., Yamamoto, Y., Fukuoka, J., Zhang, F., and Lin, W. (2018) Formation of excess fluid pressure, sediment fluidization and mass-transport deposits in the Plio-Pleistocene Boso forearc basin, central Japan. Subaqueous Mass Movements. Geological Society, London, Special Publications, 477.
- 11) Utsunomiya, M., Noda, A., and Otsubo, M. (2018) Preferential formation of a slide plane in translational submarine landslide deposits in a Pleistocene forearc basin fill exposed in east-central Japan. Geological Society, London, Special Publications, 477.
- 12) 川村喜一郎・金松敏也・山田泰広. (2017) 海底地すべりと災害ーこれまでの研究成果と現状の問題点ー. 地質学雑誌, 123(12), 999–1014.
- 13) 國生剛治 (2000) 砂層の成層構造による液状化時の水膜生成と地盤安定性への影響. 応用地質, 41(2), 77–86.
- 14) 山田泰広・松岡俊文 (2008) 付加体形成と海底地すべり. 第37回岩盤力学に関するシンポジウム講演集, 357–360.
- 15) 土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチーム (2007) 地すべり防止技術指針及び同解説(提案). 土木研究所資料, 4077.
- 16) Cruden, D. M. and Varnes, D. J. (1996) Landslides: Investigation and mitigation. Chapter 3- Landslide Types and Processes. Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247, 36–75.
- 17) Sassa, K. (1999) Introduction. In: Sassa, K. (Ed.), Landslide of the World, Kyoto University Press, Kyoto, pp. 3–18.
- 18) 佐々恭二 (2007) 地すべりダイナミクスの発展. 京都大学防災研究所年報, 50(A), 93–109
- 19) Varnes, D. (1978): Slope movement –Types and Processes. In: Landslides – Analysis and Control (Editors: R. Schuster and R. Krizek), TRB, National Research Council, Washington, pp.11-33.
- 20) 大八木規夫 (2004) I.3 章 地すべり構造. 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 地すべり 地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, 29–45.
- 21) 大塚 悟 (2017) 地すべりの誘因・滑動履歴を考慮した粘性土の応力制御試験と強度定数の考察. 土木学会論文集 C (地圏工学) , 73(1), 106–115.
- 22) 千木良雅弘 (2016) 写真に見る 地質と災害ー応用地質の見方・考え方ー. 近未来社.

- 23) Bull, S., Cartwright, J., and Huuse, M. (2009) A review of kinematic indicators from Mass Transport Complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1132–1151.
- 24) 丸山清輝・吉田克美(1994) 再滑動型地すべりの移動機構. *地すべり*, 30(4), 12–19_1.
- 25) 亀谷裕志・金井哲男・DENG, J.・堤 千花・古関潤一 (2010) 地震時の自然斜面崩壊に関する調査と解析. *応用地質*, 51(1), 19–30.
- 26) 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ (1969) 地震に伴う自然現象と災害 –青森県東北部における”1968年十勝沖地震”の実例について–. *東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告*, 67, 1–98.
- 27) 吉田昌弘・千木良雅弘 (2012) 1968年十勝沖地震によって降下火砕物層に発生した崩壊と風化との関連について. *応用地質*, 52(6), 213–221.
- 28) 千木良雅弘 (2005) 2004年新潟県中越地震による斜面災害の地質・地形的特徴. *応用地質*, 46(3), 115–124.
- 29) Chigira, M. and Yagi, H. (2006) Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake in Japan. *Engineering Geology*, 82, 202–221.
- 30) 森田澄人 (2014) 科学掘削で解く海底地すべりメカニズム：巨大地震による二次的海底表層破壊現象を探る. *地球*, 号外 65, 275–281.
- 31) 樺澤和宏・國生剛治 (2004) 液状化地盤の水膜現象による流動の模型実験とエネルギー的検討. *土木学会論文集*, 2004(771), 135–145.
- 32) Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 295–305.
- 33) Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X. Hostetler, S. W., and McCabe, A. M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941), 710–715.
- 34) 幡谷竜太・柳田 誠・鳥越祐司・佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海岸線付近での下刻. *応用地質*, 57(1), 15–26.
- 35) 山崎孝成 (2011) すべり面の構造とせん断強度研究の現状と課題. *日本地すべり学会誌*, 48(3), 125–138.
- 36) 池原 研・宇佐見和子 (2018) 海底の地震・津波堆積物. *Synthesiology*, 11(1), 12–22.
- 37) 山本由弦 (2010) 三浦・房総半島の海底地すべり堆積物の産状と区分. *地球*, 号外 61, 136–145
- 38) 脇坂安彦・上妻睦男・綿谷博之・豊口佳之 (2012) 地すべり移動体を特徴づける破碎岩. *応用地質*, 52(6), 231–247.
- 39) Skempton, A. W. (1985) Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Géotechnique*, 35(1), 3–18.
- 40) Zhang, L. and He, C. (2013) Frictional properties of natural gouges from Longmenshan fault zone ruptured during the Wenchuan Mw7.9 earthquake. *Tectonophysics*, 594, 149–164
- 41) 足立格一郎 (2002) *土質力学*. 共立出版, 282.
- 42) 渡 正亮・小橋澄治 (1987) *地すべり・斜面崩壊の予知と対策*. 山海堂.
- 43) 高谷精二 (2008) *技術者に必要な地すべり山くずれの知識*. 鹿島出版会.
- 44) 小橋澄治・佐々恭二 (1990) *地すべり・斜面災害を防ぐために*. 山海堂.
- 45) 三谷泰浩 (1999) 厳しい地圏環境下における岩盤不連続面のせん断 : 透水同時実験方法の開発に関する研究. *九州大学博士論文(工学)*, 乙第 6825 号.

- 46) 産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度事業報告.
- 47) Elkhoury, J. E., Niemeijer, A., Brodsky, E. E., and Marone, C. (2011) Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2).
- 48) Candela, T., Brodsky, E. E., Marone, C., and Elsworth, D. (2015) Flow rate dictates permeability enhancement during fluid pressure oscillations in laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2037–2055.
- 49) Cuss, R. J. and Harrington, J. F. (2016) An experimental study of the potential for fault reactivation during changes in gas and pore-water pressure. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 53, 41–55.
- 50) Scuderi, M. M. and Collettini, C. (2016) The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: Insights from rock deformation experiments on carbonates. *Scientific Reports*, 6:24852.
- 51) Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Development of the permeability anisotropy of submarine sedimentary rocks under true triaxial stresses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 108, 118–127.
- 52) Panaghi, K., Golshani, A., Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Crack tensor-based evaluation of inada granite behavior due to damage under true-triaxial testing condition. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 106, 30–40.
- 53) Li, X., Wu, Z., Takahashi, M., and Yasuhara, K. (2002) Permeability Anisotropy of Shirahama Sandstone under True Triaxial Stresses. *土木学会論文集*, 2002(708), 1–11.
- 54) Sato, M., Kato, M., and Takahashi, M. (2016) Experimental Evaluation of Specific Storage in Mudstone Considering Error Using the Flow Pump Method. *MATERIALS TRANSACTIONS*, 57(2), 112–118.
- 55) 朴 赫・長田昌彦・渡辺邦夫 (2008) 岩石のせん断-透水-可視化同時試験装置の開発とそのデータ解析法. *応用地質*, 49(5), 266–276.
- 56) Li, B., Jiang, Y., Koyama, T., Jing, L., and Tanabashi, Y. (2008) Experimental study of the hydro-mechanical behavior of rock joints using a parallel-plate model containing contact areas and artificial fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(3), 362–375.
- 57) Yamamoto, Y., Ohta, Y., and Ogawa, Y. (2000) Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of the Izu forearc collision zone: examples from the Miura accretionary prism, Central Japan. *Tectonophysics*, 325(1), 133–144.
- 58) 石田啓祐・鈴木茂之・山下真司・辻野泰之・中尾賢一・西山賢一・橋本寿夫・森江孝志 (2015) 阿南市蕨石海岸のメランジュを構成する付加堆積物と海底地すべり堆積物 (総合学術調査報告 阿南市). *阿波学会紀要*, 60, 187–194.
- 59) 高橋直樹 (1993) 山形県南西部小国盆地周辺の中新生世沼沢層に見られる海底地すべり堆積層. *山形応用地質*, 13, 22–31.
- 60) 久保和也・柳澤幸男・吉岡敏和・山元考広・滝沢文教 (1990) 原町及び大甕地域の地質, 5 万分の 1 地質図幅. *地域地質研究報告*, 新潟(7) 第 35,36 号.
- 61) Ogiwara, H. and Ito, M. (2011) Origin and internal organization of widespread composite soft-sediment deformation units in a deep-water forearc basin: The lower Pleistocene Kazusa Group on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, 237, 209–221.
- 62) Fukuda, K., Suzuki, M., and Ito, M. (2015) The origin and internal structures of submarine-slide deposits in a lower Pleistocene outer-fan succession in the Kazusa forearc basin on the Boso Peninsula of Japan. *Sedimentary Geology*, 321, 70–85.

- 63) 宇都宮正志 (2016) 房総半島東部, 下部更新統黄和田層の海底地すべり堆積物の起源と形成過程. 日本地質学会学術大会講演要旨, R10-P-13.
- 64) Harders, R., Kutterolf, S., and Hensen, C. (2010) Tephra layers: A controlling factor on submarine translational sliding? *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 5, Q05S23. doi:10.1029/2009GC002844.
- 65) Sassa, K., He, B., Miyagi, T., Strasser, M., Konagai, K., Ostric, M., Setiawan, H., Takara, K., Nagai, O., Yamashiki, Y., and Tutumi, S. (2012) A hypothesis of the Senoumi submarine megaslide in Suruga Bay in Japan—based on the undrained dynamic-loading ring shear tests and computer simulation. *Landslides*, 9, 439–455.
- 66) Wiemer, G., Moernaut, J., Stark, N., Kempf, P., De Batist, M. Pino, M., Urrutia, R., Ladrón de Guevara, B., Strasser, M., and Kopf, A. (2015) The role of sediment composition and behavior under dynamic loading conditions on slope failure initiation: A study of a subaqueous landslide in earthquake-prone South-Central Chile, *International Journal of Earth Sciences*, 104(5), 1439–1457.
- 67) American Society for Testing and Materials (1999) Standard test method for determination of pore volume and pore volume distribution of soil and rock by mercury intrusion porosimetry, Designation D 4404-84(Reapproved 1992). *Annual Book of ASTM Standards*, Vol.04.08, pp.588–592.
- 68) 林 為人・高橋 学・廣野哲郎・佐々木泰 (2003) 岩石の透水係数の各種室内測定手法および測定結果の比較に関するレビュー. *資源と素材*, 119(8), 519–522.
- 69) 林 為人・高橋 学・李 小春・鈴木清史 (1999) 異なる方法で被覆した白浜砂岩供試体の透水係数測定結果の比較. *応用地質*, 40(5), 299–305.
- 70) Mogi, K. (1971) Fracture and flow of rocks under high triaxial compression. *Journal of Geophysical Research*, 76(5), 1255–1269.