

画像計測を用いた地圏素材の破断と内部構造評価
および長期変化に関する研究

2014年3月

埼玉大学大学院理工学研究科（博士後期課程）

理工学専攻（主指導教員 渡邊邦夫）

藤井幸泰

要 旨

遺跡などの歴史的建造物を調査する際、最初に行われるのがドキュメンテーション (documentation) である。ドキュメンテーションで作成された重要記録を保存し未来に伝達することがアーカイヴ (archive) であり、歴史的建造物の長期変化を捉える事も可能である。長期変化を正確に捉えることは、建造物修復のための適切な時期や手法の選択に必要であり、長期保存に不可欠な要素である。一方、建造物を対象としたドキュメンテーションを実施する際、建造物全体の変化記録と共に、建造物を構成する素材の変化を記録することも重要と考えられる。これら変化に関わるプロセスやメカニズムとして、風化、侵食、破断が挙げられる。侵食や破断を考慮した長期変化を捉えられれば、建設建造物の維持管理への応用も期待できる。

この研究ではドキュメンテーションとして、画像計測の一つであるデジタル三次元写真測量を用いる。写真測量は同一の対象物を異なる地点から撮影した複数の写真を用いて、対象物の三次元表面モデルを構築する技術である。デジタルカメラの普及により近年急速に普及している技術であるが、土材や石材といった地圏素材への適用方法は必ずしも確立されていない。そこで土材で構成される歴史的建造物の変化を画像計測し、実際の修復や施工に反映した例を示す。一方で地圏素材の破断メカニズム解明を目的とし、同様に画像計測を利用し、石材である来待砂岩の破断メカニズムおよび構造評価を行った例も示す。すなわち画像計測を利用し、土材や石材の長期変化と破断プロセスの解明を試みた研究である。

ユネスコ文化遺産保存日本信託基金によるタジキスタン共和国アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存プロジェクトにおいて、画像計測を用いた遺跡のドキュメンテーションを実施した。具体的には倒壊の危機にある壁の記録保存と、遺跡全体の地形図作成である。壁の三次元モデルから断面を作成すると、オリジナルの形状や厚さからは相当変化して侵食を受けていることがわかる。30年前の発掘以降、上部は風雨に晒されて侵食され、下部は塩類風化によって窪んでいることが解る。また壁-Aにおいて、プロジェクト期間中に窪んだ脚部より上部が崩壊し、この現象の前後をドキュメンテーションすることにも成功した。そして歴史的建造物として壁の経年変化プロセスを、塩類風化による脚部の侵食→中部から上部の崩壊としてまとめることができた。更にこのような変化プロセスを、修復方法や実際の施工に生かすことができた。

地圏素材の破断現象を詳細に解明することを目的に、来待砂岩を用いて室内での三軸伸張試験を実施した。三軸伸張試験は圧力容器中で実施されるため、破断プロセスを直接観察するのは困難である。そこで試験後試料の破断面を詳細に計測および観察することにより (材料工学では“フラクトグラフィ”と呼ぶ)、来待砂岩の三軸伸張試験における破壊のプロセス及びメカニズム解明を試みた。石材破断面の計測や観察には、土材にも適用

したデジタル三次元写真測量を利用した。軸応力の低下により試料中のせん断応力が増加して応力円包絡線に接した際に降伏が起こり、軸方向を鉛直とした場合に 20° 程度の傾斜をもつせん断割れ目が形成される。このせん断割れ目の傾斜は側方応力の増加とともに大きくなる傾向がみられる。せん断割れ目沿いのズレによって試料の側方が変位を起こすが、一部で応力集中が生じて引張り割れ目の発生および進展へと発達する。引張り割れ目の破断面上には進展の形跡である構造がみられる。また引張り割れ目のラフネスは降伏時の軸応力に影響を受け、軸応力が高いほど平滑（ラフネス小）になる傾向がみられる。これら現象を、画像計測の適用により解明することができた。

ところで三軸伸張試験によって形成されるせん断割れ目が、全て同じ方向を向いていることも判明した。そこで研磨片や薄片上で来待砂岩を構成する粒子をトレースし、楕円近似やステレオロジーなどの画像計測を用いて、粒子の形状および配列の異方性を解明し、堆積構造と力学異方性の関係についても検討した。

ここで利用した画像計測は主に写真測量である。そこで土材や石材に写真測量を適用する際の注意点などについて検討した。まずはカメラから対象物までの距離 H 、左右カメラの間隔 B 、カメラのレンズ焦点距離 c を適切に決定する必要があり、対象物の大きさ L や奥行き D も考慮しながら撮影計画を検討することが重要である。具体的には $B/H \approx 1/5$ 程度 ($1/3 \sim 1/10$ の範囲)、 $D \leq H \times 0.3$ である。また精度良く写真測量を行うには、標定点の設置やそれらの適切な測量が必要である。さらに測量に適した立体写真撮影のためには、地圏素材に当たる光源等を考慮することも重要であり、土材や石材への深い造詣も必要となる。

目 次

1. はじめに (研究背景)	1
1.1 地圏素材とは？	1
1.2 地形素材で形成された歴史的建造物の長期変化	2
1.3 地圏素材の変形特性と内部構造評価	4
2. 画像計測について	7
2.1 写真測量について	7
2.2 ステレオロジーについて	10
2.3 実際の問題への適用について	11
2.4 写真測量とレーザ計測の比較例～試験片サイズへの適用を例に	14
2.4.1 はじめに～写真測量とレーザスキャンの比較～	14
2.4.2 試料と試験方法	15
2.4.3 計測方法	16
2.4.3.1 写真測量の適用	16
2.4.3.2 三次元レーザ計測	16
2.4.4 計測結果	18
2.4.4.1 デジタルモデル	18
2.4.4.2 破断面粗度	20
2.4.5 考察	21
2.4.5.1 破断面モデルの直接比較	21
2.4.5.2 破断面粗度の比較	22
2.4.5.3 計測手法の比較	23
3. アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存を目的とした写真測量モニタリングの例	27
3.1 はじめに～歴史的建造物の修復・保存活動とドキュメンテーション	27
3.2 タジキスタン共和国アジナ・テパ遺跡について	28
3.3 写真測量の適用について	30
3.3.1 倒壊の危険性が高い壁へのデジタル立体写真測量の適用	30
3.3.2 遺跡全域の地図作成	32
3.3.3 測定の精度について	34
3.4 測量結果について	36
3.4.1 倒壊の危険性が高い壁の測量成果	36
3.4.2 壁-A で観察された崩壊について	38
3.5 アジナ・テパにおける歴史的建造物の風化・崩壊過程	40
3.6 修復活動について	43

3.7	アジナ・テパ仏教遺跡のモニタリングのまとめ	45
4.	来待砂岩の三軸伸張試験時の破断について～試験後破断面に写真測量を適用した例	49
4.1	はじめに～三軸伸張試験の意味と破断面解析（フラクトグラフィ）について	49
4.2	来待砂岩と三軸伸張試験方法について	50
4.2.1	来待砂岩の地質概説	50
4.2.2	三軸伸張試験について	51
4.3	三軸伸張試験結果	53
4.4	デジタル立体写真測量による破断面計測～せん断割れ目と引張り割れ目を対象に ...	55
4.5	せん断割れ目の傾斜角と引張り割れ目の粗度計測	58
4.6	破断面観察（フラクトグラフィ）	60
4.7	三軸伸張試験における破断メカニクス～せん断割れ目形成と引張り割れ目発達	62
4.8	来待砂岩の三軸伸張試験時破断のまとめ	66
5.	来待砂岩の内部構造評価～粒子配列およびステレオロジーによる被表面積比の計測	69
5.1	はじめに～岩石の構造異方性と力学異方性について	69
5.2	来待砂岩の地質について	70
5.2.1	地質概説	70
5.2.2	採石場で稀に観察される堆積構造	71
5.2.3	帯磁率異方性について	73
5.2.4	薄片および研磨片の地質学的観察	74
5.3	研磨ブロックと薄片上での粒子トレースと定性的解析	76
5.4	ステレオロジーによる比表面積比の測定	84
5.4.1	ステレオロジーについて	84
5.4.2	ステレオロジーによる粒子の表面積比テンソルの計算	85
5.5	来待砂岩中の粒子形状と配列に関する考察	86
5.5.1	帯磁率異方性と堆積構造	86
5.5.2	定性的な粒子配列～楕円近似した長軸の卓越方向	87
5.5.3	定量的な異方性～ステレオロジーによる粒子の表面積比	88
5.6	来待砂岩の構造異方性と力学異方性との比較	88
5.7	来待砂岩の構造異方性と力学異方性のまとめ	89
6.	おわりに	93
6.1	歴史的土構造物の長期変化まとめ	93
6.2	地圏素材の変形特性と内部構造評価まとめ	94
6.3	デジタル立体写真測量の適用について	94

4.3 ステレオロジーの適用について	97
7. 謝辞	99
8. 研究論文一覧	101

図 表

1. はじめに (研究背景)

図 1-1	地圏・水圏・気圏・生物圏.....	1
図 1-2	地圏素材の例	2
図 1-3	歴史的土構造物の長期変化.....	3
図 1-4	地下構造物の空洞周辺の応力状態	4
図 1-5	地圏素材の内部構造と変形特性.....	5

2. 画像計測について

図 2-1	立体写真測量の原理の概略図	8
図 2-2	稲田花崗岩の石目と試料の採取方向.....	15
図 2-3	立体写真撮影図と一軸引張断面の立体写真.....	17
図 2-4	破断面モデルの平面図	18
図 2-5	レーザスキャンによる一軸引張破断面の測定方法と写真.....	19
図 2-6	破断面モデルの鳥瞰図	20
図 2-7	破断面モデルから作成した断面図	22
表 2-1	破断面粗度の結果の比較.....	21
表 2-2	レーザスキャンと写真測量における計測の比較.....	23

3. アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存を目的とした写真測量モニタリングの例

図 3-1	アジナ・テパ仏教遺跡の位置図.....	28
図 3-2	リトビンスキーらによる発掘時の地形図.....	29
図 3-3	壁-A の立体写真.....	31
図 3-4	エピポーラ画像と DTM (Digital Terrain Model)	31
図 3-5	壁 A の DTM.....	32
図 3-6	壁-A の 3 方向の DTM 合成図	32
図 3-7	携帯型 GPS レシーバを用いた遺跡全域の簡易地図	33
図 3-8	遺跡全域の簡易地図と立体写真撮影範囲.....	34
図 3-9	遺跡全域の詳細地図.....	35
図 3-10	近接デジタル写真測量を適用した壁と断面図の位置図.....	36
図 3-11	壁-A のテクスチャーマッピング DTM と断面図	37
図 3-12	各壁の断面図	38
図 3-13	修復前と修復中の壁-A の変化	39
図 3-14	歴史的構造物の風化・崩壊過程の模式図.....	41

図 3-15	アジナ・テパ遺跡内でみられる塩類析出の例	42
図 3-16	塩類の X 線回折分析結果.....	42
図 3-17	複合土材料で形成された遺跡構造物表面での蒸発量.....	43
図 3-18	壁-B の修復施工中の写真	44
図 3-19	壁-A の修復前と修復後の比較	44
4. 来待砂岩の三軸伸張試験時の破断について～試験後破断面に写真測量を適用した例		
図 4-1	勝部石材の採石場	50
図 4-2	MTS815 岩石試験装置（左）と圧力セル内のセットアップ.....	51
図 4-3	試験試料の用意（左）と変位計の設置（右）	52
図 4-4	三軸伸張試験の主応力と各々の試験ケースの差応力.....	52
図 4-5	破壊後供試体の写真.....	53
図 4-6	破壊時の応力状態および試験後供試体中の破壊の形状	54
図 4-7	破断面計測用フレーム	55
図 4-8	立体写真撮影図.....	56
図 4-9	K-18-1 試料から写真測量で作成した破断面形状モデル.....	57
図 4-10	K-24-2 試料中の引張り破断面	59
図 4-11	差応力 ($\sigma_1 - \sigma_3$) と粗度 (CLA) の関係	60
図 4-12	試料 K-18-1 に形成された引張り割れ目の破断面.....	61
図 4-13	試料 KM201005 に形成された引張り割れ目の破断面.....	62
図 4-14	試験結果から得られた K 試料の降伏時のモール円と破壊包絡線.....	63
図 4-15	K-18-1 試料のせん断割れ目と引張り割れ目の関係.....	64
図 4-16	引張り割れ目の進展と破断面上の雁行状構造形成の模式図	65
図 4-17	三軸伸張試験における破壊メカニズム	66
表 4-1	せん断割れ目の傾斜角度.....	58
表 4-2	引張り割れ目のラフネス.....	60
5. 来待砂岩の内部構造評価～粒子配列およびステレオロジーによる被表面積比の計測		
図 5-1	来待砂岩の灯籠と採石場でのブロック	70
図 5-2	今市地域の地質概略.....	71
図 5-3	勝部石材・採石場でまれにみられる堆積構造	72
図 5-4	来待砂岩の堆積構造の模式図と主軸の方向	73
図 5-5	帯磁率異方性の測定結果（等面積上半球投影）	73
図 5-6	X ₂ 面の薄片観察	75
図 5-7	X ₃ 面の薄片観察	76

図 5-8	X ₁ 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似	77
図 5-9	X ₂ 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似	78
図 5-10	X ₃ 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似	79
図 5-11	X ₁ 面の薄片における粒子抽出と楕円近似	80
図 5-12	X ₂ 面の薄片における粒子抽出と楕円近似	81
図 5-13	X ₃ 面の薄片における粒子抽出と楕円近似	82
図 5-14	楕円近似した粒子長軸のローズダイアグラム	83
図 5-15	粒子トレースと走査線	85
図 5-16	来待砂岩の粒子配列模式図	88
図 5-17	来待砂岩の粒子による内部構造モデル	89
表 5-1	帯磁率異方性の測定値と Jelinek parameter (T)	74

6. おわりに

図 6-1	地圏素材で構成される構造物の長期変化（アジナ・テパの例）	93
図 6-2	地圏素材の内部構造と変形特性（来待砂岩の例）	94
表 6-1	各対象物への写真測量の適用について	95

1. はじめに（研究背景）

1.1 地圏素材とは？

地球は固体・液体・気体で構成されている。地球のごく表層部分に注目した場合、固体部分は地圏（Geosphere あるいは岩石圏の Lithosphere）に当たり、液体部分は水圏（Hydrosphere）、気体部分は気圏（Atmosphere）に相当する。またこれら全域を通して生命活動がみられる圏域を生物圏（Biosphere）と称することもある（図 1-1；岩石圏と水圏と生物圏をあわせて‘地圏’と称する場合もある）。ここでは地圏から採取可能な建設材料を「地圏素材」と定義する。すなわち地表または地下から採取できる石材や土材などを含めて地圏素材と称する。石材は古くから石垣や住居などに利用されてきており、人の生活に欠かせない建設材料の一つである（図 1-2 上）。また土材も土壁などの構造物をつくるのに必要であるし、木材の入手が困難な乾燥地域などでは日干しレンガ等として住居などに多数利用されている（図 1-2 下）。また素材や材料としての利用だけではなく、トンネルや地下備蓄基地といった地下構造物は、地圏そのものを利用した構造物とみなすことも出来る。

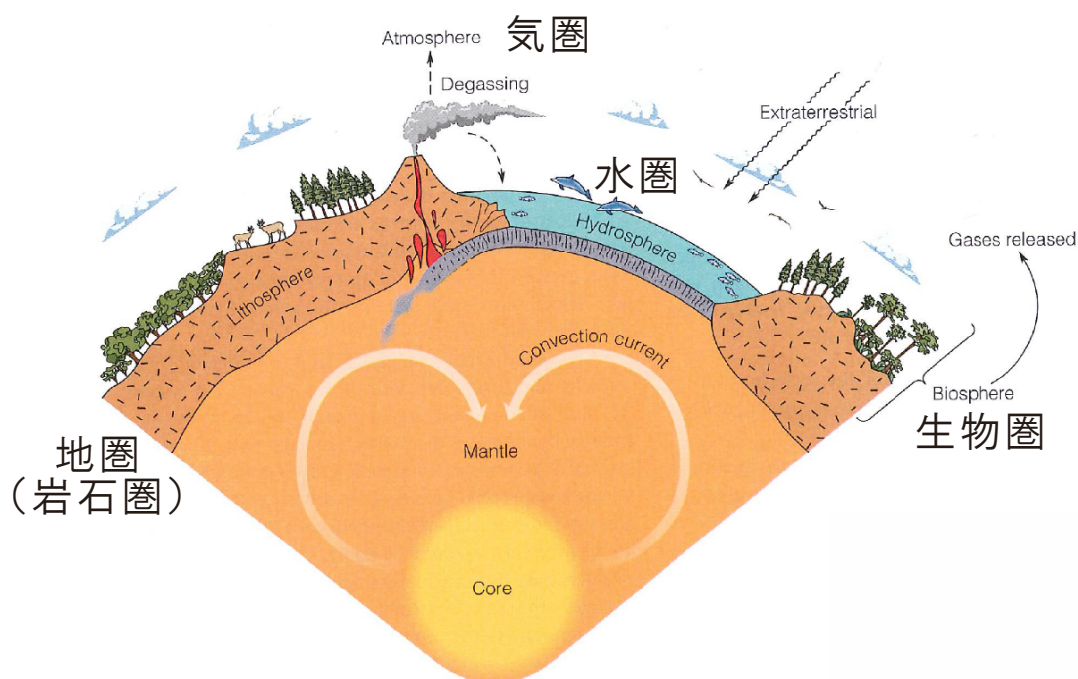


図 1-1 地圏・水圏・気圏・生物圏 (Pipkin et al., 2005 に加筆)



図 1-2 地圏素材の例

上：石材の例，御影石（花崗岩）の石垣，下：土材の例，土壁や日干しレンガ

1.2 地圏素材で形成された歴史的建造物の長期変化

遺跡や史跡といった歴史的建造物を調査する際，最初に行われるのはドキュメンテーション（documentation：記録活動，保存記録）である．ドキュメンテーションで作成された重要記録を保存・活用し，未来に伝達することがアーカイヴ（archive）であり，アーカイヴは重要記録の保存場所を示すこともある（‘アーカイヴ化’とは造語であり，正確にはドキュメンテーションや保存記録といった用語が正しい）．文化遺産等のデジタルドキュメンテーションが近年盛んに行われている（Stylianidis et al., 2011）．上述のようにドキュメンテーションの最たる目的はアーカイヴであろう．アーカイヴに

成功すれば、遺跡や史跡など歴史的建造物の長期変化を捉える事も可能である。長期変化を正確に捉えることは、歴史的建造物修復のための適切な時期や手法の選択に必要であり、特に地圏素材で構成される建造物の長期保存に不可欠な要素の一つである。

さて近年のドキュメンテーションといえば、デジタル形式が一般的である。デジタルドキュメンテーションの普及は、デジタル技術の発展に負うところが多い。特に近年のデジタルカメラの高精度化と低価格化は目を見張る進歩である。この研究ではデジタル三次元写真測量とステレオロジーを利用している（詳細は第二章を参照）。これら技術は、コンピューターの技術発展と共に進んできた一面もある。デジタル写真測量ソフトの登場により、デジタル画像を用いた写真測量作業を全てコンピュータ上で行うことが可能となった。また数値計算ソフトの発達により、ステレオロジー等の手法が正確かつ素早く行えるようになっている。

地圏素材で構成される建造物の長期変化に関わるプロセスやメカニズムとして、風化や侵食があげられる。風化はその特徴から物理的風化、化学的風化、生物的風化に分類するとされる（松倉，1996）。人間や動物による破壊、水分の凍結溶解作用による崩壊などが物理的風化の代表格である。植物の根茎や微生物による活動は生物的風化であろう。塩類析出による建造物の破壊は有名であるが（Goudie and Viles, 1997, Oguchi and Yuasa, 2010）、水分からの塩類析出という化学的作用と、結晶化の際の物理的作用の両風化に関わる作用であり、塩類風化のように一義的に分類できない風化作用も多い。しかし風化形態が異なればそれに対処する手法も異なるわけで、長期変化に関わるプロセスやメカニズムを把握することも、歴史的建造物の長期保存に不可欠である。侵食や破断を考慮した長期変化を捉えられれば、建設建造物の維持管理への応用も期待できる。

ここでは地圏素材で構成される歴史的土建造物のデジタルドキュメンテーションの例を紹介する。歴史的建造物の修復・保存プロジェクトの中で、デジタル三次元写真測量を用いたモニタリングを行うことにより、歴史的建造物の長期変化（図 1-3）を明らかにできた例である。このプロジェクトはドキュメンテーションによって長期変化とそのメカニズムを明らかにし、実際の修復方法に反映することができた例でもある。

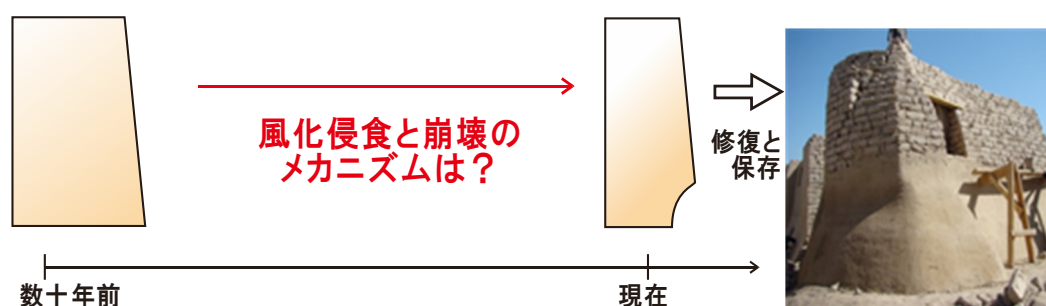


図 1-3 歴史的土建造物の長期変化。左上写真は土建造物の例。

1.3 地圏素材の変形特性と内部構造評価

トンネルや地下備蓄基地といった地下構造物は、地圏そのものを利用した構造物である。地下空洞の壁面や、内圧を受ける空洞周辺の岩盤では、三軸圧縮応力の状態でありながら、壁面に直交する方向の主応力が小さく、同方向へ強制的に伸び変位を与えられている可能性が高い（図 1-4）。このような状況における地下構造物の安定性評価に貢献できる室内試験として、封圧下において軸方向に強制伸び変位を岩石に与える、三軸伸張試験が存在する。また野外で確認される地表地形にほぼ平行して存在するシーティングジョイントや、ボーリング掘削時にコア試料中に軸に直交して割れ目が発生するディスクングという現象も、三軸伸張応力状態の結果として形成されるものと考えられている。

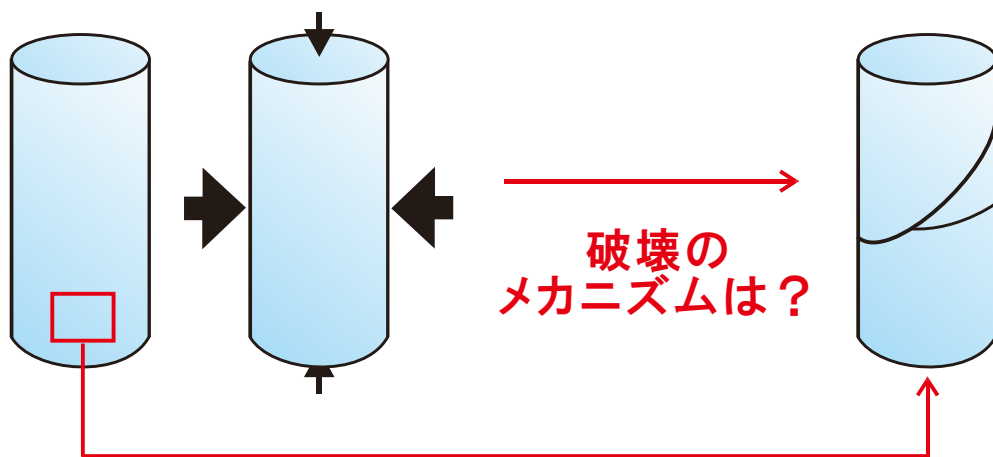


図 1-4 地下構造物の空洞周辺の応力状態

地震などの外的応力を加えられ、それが地圏素材の強度を上回れば破壊することになる。これは 1.2 節の風化や侵食に比べれば、短期の変化とみることにもできる。また破壊や風化・侵食に際しては、地圏素材がもつ性状や物性に影響を受けることが考えられる。例えば御影石と呼ばれる石材の花崗岩には、通称「石目」と呼ばれる力学異方性が存在する（工藤・佐野，1993）。石目は花崗岩中のマイクロクラックに起因する力学異方性であり、一軸引張試験時の強度や破断面の異方性に強く影響することが知られている（Fujii et al., 2007）。すなわち地圏素材としての石材の性状、強度、異方性、破壊時の特徴などを明らかにしておくことも、地圏素材の安定性評価に重要といえる。

ここでは地圏素材である来待砂岩を対象に、地下構造物である空洞周辺の岩盤中の応力を模擬した三軸伸張試験を実施し、来待砂岩試料を破壊した。三軸伸張試験は圧力容器の中で実施されるため、破壊過程を直接観察することは不可能である。そこでデジタル三次元写真測量を用いて、破壊後の来待砂岩試料中の破断面を詳細に計測・解析す

ることにより、三軸伸張試験時における来待砂岩の破壊メカニズムを検討した例を紹介する（図 1-5）。材料工学において、破断面の観察から破壊時の解析を行う「フラクトグラフィ」という分野が存在する（吉田，2005）。ここで行う破断面の計測・解析は、フラクトグラフィの適用を岩石破断面へ試みたものである。さらに三軸伸張試験後の試料には、常に決まった方向のせん断割れ目が形成されていた。そこで来待砂岩の内部構造を詳細に調査するため、来待砂岩を構成する粒子の形状や配列について、ステレオロジー等の手法で明らかにした例も紹介する。



内部構造による異方性の影響も？

図 1-5 地圏素材の内部構造と変形特性

この変形は短期間に起こる破壊であり、破断面を形成する

参考文献

- Fujii, Y., Takemura, T., Takahashi, M. and Lin, W. (2007): Surface features of uniaxial tensile fractures and their relation to rock anisotropy in Inada granite, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 44, 98-107.
- Goudie, A. and Viles, A. (1997): *Salt Weathering Hazards*, John Wiley & Sons, Chichester, 241p.
- 工藤洋三・佐野修 (1993) : 石目と花崗岩の力学的性質, 地質ニュース, No. 470, pp. 36-45.
- 松倉公憲 (1996) : 岩石・石材における風化作用とその速度, 土と基礎, Vol.44 No. 9, pp. 59-64.
- Oguchi, C.T. and Yuasa, H. (2010): Effects of Rock Properties on Salt Weathering of Oya-tuff, Geological Society of London, Geological Society of London, special publication, 333, pp. 59-62.
- Pipkin, B. W., Trent, D. D. and Hazlett, R. (2005): *Geology and the Environment* fourth edition, Brooks/Cole – Thomson Learning, Belmont, 473p.
- Stylianidis, E., Patias, P. and Quintero, S. M. (2011): *The ICOMOS/ISPRS Committee for Documentation of Cultural Heritage, CIPA HERITAGE DOCUMENTATION BEST PRACTICES AND APPLICATIONS*, Ziti Publications, 103p.
- 吉田 亨 (2005) : 破断面の見方ー破面観察と破損解析, 日刊工業新聞社, 東京, 230p.

2. 画像計測について

ここでの研究対象は図 1-3 と図 1-5 に示した通り、地圏素材で形成された歴史的土構造物の長期変化、地圏素材の内部構造評価と三軸伸張試験時の変形特性である。これらを明らかにするため、ここでは主に画像計測を利用している。画像計測といっても様々な手法があるが、ここで利用しているのは主に写真測量とステレオロジーである。前者は歴史的土構造物のモニタリングと、地圏素材の変形特性に利用した。また後者は地圏素材の内部構造を明らかにするために用いた。まずはこれら二つの画像計測について説明を行う。

2.1 写真測量について

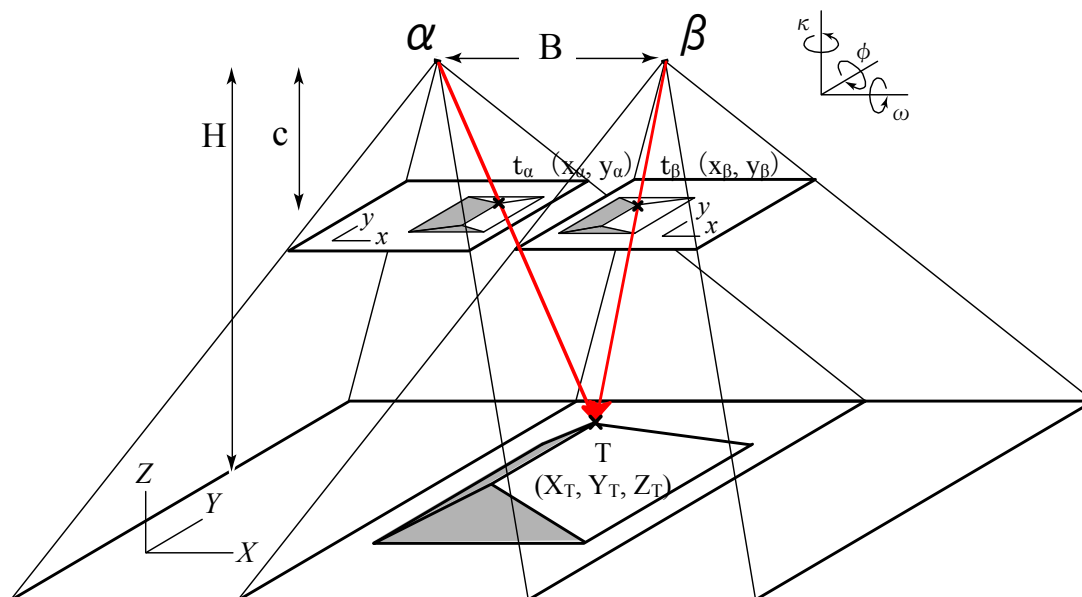
写真測量とは、測定または調査しようとする対象物を写真像として記録し、これを用いて対象物の測定、判読、調査を行う技術である（水尾，1996）。もともと平板測量では困難な地域や広範囲にわたる地図作成に伴い発達した技術である。地図作成に利用するのは空中写真が中心であり、またこの場合は複数の空中写真（各写真は二次元）から地形図（三次元モデル）を構築する技術が主体となる。空中写真は地図作成以外にも、道路や鉄道やダム建設、河川管理や鉱山の測量、都市計画や土地利用などの各種調査に使われてきており、建設分野との関連は極めて深い。今日では人工衛星から撮影された写真と共に、資源開発、環境調査・解析などに極めて有効に利用されている。さらに最近の写真測量機器の急速なデジタル化に伴い、文化財調査や医学関係の各種測定など広範囲に応用されている。

写真測量の歴史は、19 世紀中期の写真発明と測量用カメラの開発、および 19 世紀後期の飛行機の発達と共に歩んできた（詳しくはブラハト・ブルクハルト，1988 を参照）。20 世紀に入ってから二度の世界大戦を通して、カメラやレンズや地図作成のための精密図化機を含む優れた写真測量機器が各国で開発され、空中写真測量技術は飛躍的な技術発展を得た。ところで当時の精密図化機は完全に機械的な構造であった。戦後はコンピューターの登場により、図化機の一部であるステレオコンパレータや製図機をコンピューターとドッキングさせて、計算部分はコンピューターに任せる解析図化機が 70 年代に登場した。90 年代以降のコンピューターとデジタルカメラの飛躍的な技術発展に伴い、写真像の取得から図化作業まで全ての作業をデジタル形式で行う、デジタル写真測量技術が登場した。さらに 2000 年以降のデジタルカメラとコンピューターの低価格化に伴い、これまで地図作成などの特殊な専門業種のみ利用されてきた写真測量機器が、他分野でも入手しやすいものとなった。これは写真測量機器が入手しやすくなっただけであり、写真測量技術が手軽になったわけではない。また航空レーザ計測技術

が大幅に発展し、地図作製の役割が空中写真測量から航空レーザ計測に代わってしまったのも、この時期である。

ところでこの研究で利用したデジタル写真測量ソフトは、Microsoft Windows 上で動作する川惣電機工業株式会社のステレオ・アイというソフトである（現在は開発も販売も中止）。空中写真だけでなく地上写真も対象とした、近接写真測量が可能なデジタル写真測量ソフトである。株式会社トプコンのイメージマスターも近接写真測量が可能なソフトである。ステレオ・アイのコア部分を開発したのはメルボルン大学の Clive Fraser 教授といわれ、一方のイメージマスターは東京大学の村井俊治名誉教授といわれている。実は両者とも建設工学の出身である。なお倉敷紡績株式会社のクラベスは機械工学の専門家が開発したコアで構成されており、その他の新規参入したデジタル写真測量ソフトも機械工学や情報工学分野から開発されてきたものといわれている。コア部分の数学的な理論構築には若干の違いがあり、それぞれの適用範囲には長所や短所があるとされている。ここでは建設工学分野から発展してきたデジタル写真測量ソフトを利用することにした。

ここで利用したのは、正確にはデジタル立体写真測量と呼ばれる技術である。対象物を異なる位置から撮影した一組の立体写真から、対象物の三次元表面モデルを構築する技術である。一枚の写真は二次元情報を持っており、二枚一組の立体写真からは三次元情報が取得可能である。その原理は図 2-1 に示す、共線条件および共面条件が基礎と



- | | |
|------------------|----------------------------|
| H: カメラから対象物までの距離 | c: カメラのレンズ焦点距離 |
| B: 左右カメラの距離 | α, β : 左右カメラの位置 |
| x, y: 写真座標系（二次元） | X, Y, Z: 地上座標系（三次元） |

図 2-1 立体写真測量の原理の概略図

なっている。図 2-1 中のカメラ位置の α と β から撮影された一組の立体写真に、対象物である屋根のような構造物が写真像として記録されている。対象物の点 T と左写真上の点 t_α および左カメラ位置の点 α を結ぶ線は直線となる（実際にはカメラレンズの収差等を補正する必要がある）。また同様に点 T と右写真の点 t_β および右カメラの点 β を結ぶ線も直線となり、これらを共線条件と呼ぶ。さらに点 α と β を結んだ線を基線と呼び、点 $\alpha-t_\alpha-T-t_\beta-\beta$ を結ぶと一つの面となり、これを共面条件と呼ぶ。すなわち立体写真撮影時のカメラ位置の α と β 、および写真撮影方向の情報が得られれば、立体写真から対象物の三次元情報を取得可能である。もう少し数学的な表現を用いれば、左カメラ位置の $(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha)$ および左カメラ撮影方向の $(\omega_\alpha, \varphi_\alpha, \kappa_\alpha)$ と右カメラ位置の $(X_\beta, Y_\beta, Z_\beta)$ および右カメラ撮影方向の $(\omega_\beta, \varphi_\beta, \kappa_\beta)$ と焦点距離 c の情報を用いて、左右写真上の対象物の位置 (x_α, y_α) と (x_β, y_β) を写真座標系で測定し、地上座標系の (X_T, Y_T, Z_T) に変換する作業といえる。実際にはレンズ収差等の情報も考慮に入れ、高階なテンソルを解く必要があるが、その詳細は専門書に譲る（日本写真測量学会，1997 など）。ところで写真測量の精度を検討する場合により目安となるのが、デジタル写真のピクセル解像度である。ここではこれを分解能と称して以下の式で表現する。

$$\sigma_{XY} = H/c \times \delta_{CCD} \quad \text{式(1)}$$

$$\sigma_Z = B/H \times \sigma_{XY} \quad \text{式(2)}$$

ここで H はカメラから対象物までの距離、 c はカメラのレンズ焦点距離、 δ_{CCD} はカメラのセンサー解像度（1 ピクセルのサイズ）、 B は左右カメラの間隔で基線に沿った基線長である。 σ_{XY} は写真上での対象物の 1 ピクセル当たりのサイズであり、 σ_Z は左右写真に生じた視差 1 ピクセル当たりのサイズである。実際の写真測量時は標定点と呼ばれる円形のターゲットを用いて、数ピクセルで構成される円の中心を演算で求めることにより 1 ピクセル以下の計測が可能である。すなわち式 (1) と (2) は精度とは異なる。写真測量では左右カメラ位置と撮影方向の情報が必要であり、これは地上対象物に設置した 5 点以上の標定点から最小二乗法を用いた計算で求めることが必要である。最小二乗計算の際に残差を計算することができ、この残差をカメラ位置の精度とみなすことが多い。この残差値の良し悪しを、上記の分解能を持って判断するのが通常である。なお基線長 B には制約があり、 $B/H \approx 1/3 \sim 1/10$ 程度が望ましいとされる。これより大きな値、すなわち B を大きくとりすぎると、写真像となった対象物の左右写真上でのスケール差が大きくなりすぎる。またこれより小さな値では左右写真の視差が小さくなり、十分な分解能 σ_Z や精度が得られない。

立体写真の撮影時に撮影者が決定する必要があるパラメータとして、 H 、 B 、 c が存在する。対象物を目的の精度で、かつ適切な方法で写真測量するためには、これらのパ

ラメータを適切に決定する必要がある。しかし飛行機を用いた空中写真ならまだしも、撮影カメラ位置の制約が多い地上写真で、適切な立体写真を撮影するのは大変難しい。また写真測量はその名の通り、写真撮影+測量の二つの作業が必要であり、現地作業では立体写真撮影以外に標定点の測定作業が必要である。また室内作業としてはカメラレンズの収差等も含んだ内部標定作業や左右カメラ位置を計算する外部標定作業を経て、対象物の三次元表面モデル作成となる。標定作業には測量の知識がある程度必要であるし、三次元表面モデル作成には画像マッチングという画像処理情報技術がつかわれている。これらへの理解がなくては、正しい写真測量技術の利用は不可能である。写真測量が手軽な技術になり難い理由の一つとして、このような事情が挙げられる。

2.2 ステレオロジーについて

前述の写真測量は、複数の二次元画像から対象物の三次元表面構造を把握する技術といえる。一方で複数の二次元画像から、対象物の三次元内部構造を把握する技術も存在する。近年の医学や工学分野で盛んに利用されているコンピュータ断層撮影 (Computed Tomography, 以降は略称の CT スキャン) が二次元内部画像である。さらに複数の二次元内部画像を用いて、コンピューターによる画像処理技術を適用することにより、三次元内部構造を取得することができる。応用地質学や建設工学の分野でも積極的に利用されており (高橋, 2007), この研究の対象物である来待砂岩にも適用されている。ただし通常の CT スキャンで利用するのは X 線であり、対象物内部の密度差を写真像として記録したものである。すなわち堆積岩である来待砂岩に適用した場合、内部構造として把握できるのは岩石部分と空隙部分の違いであり、砂岩を構成する粒子と基質 (後述するが来待砂岩の基質は沸石である) の違いを X 線で区別するのは困難である。

ところで商業的な CT スキャンが実用化および販売されたのは 1970 年代に入ってからである。それ以前に対象物の内部構造を把握しようという場合、対象物を実際に切った断面を観察するしかなかった。たとえば地質学の分野では、堆積時に形成される地質構造である層理面や斜交葉理といった肉眼で観察できるメソスコピックな構造と、顕微鏡下などで観察できる粒子の形状や配列といったマイクロスコピックな構造の関係を把握するため以下のような手法が取られてきた。層理面や葉理面を基準に直交する三方向の断面を作成し、顕微鏡下で粒子の長軸方向を計測して粒子の卓越方向を定性的に把握する手法である (増田・横川, 1992)。さらに砂岩を構成する粒子の粒径分布を把握する場合、砂岩を切った断面上に現われる粒子の切り口の大きさの分布から定量的に逆算することが必要であり、これは「積分幾何学」, 「ステレオロジー」などと呼ばれる分野の重用な問題のひとつであった (金谷&石川, 1984)。中でも粒子の配向性や物

質の異方性を定量的に知る方法は、考え方としては古く 18 世紀にさかのぼり (Buffon, 1777), 具体的な解析手段としては Hilliard (1967) により提案され, 金谷 (1984) により Buffon 変換として一般的に体系化された (金谷&石川, 1984). ただし数学的に体系化されたといっても, 実際の問題, 特に地圏素材への適用については実例が少なく, 堆積物中の粒子 (Kuo et al., 1998 など) と, 岩石中のクラックを対象とした数例である (竹村・小田, 2002 など). 岩石の三方向断面を作成し, それぞれの面において計測対象物, ここでは岩石を構成する粒子を認識し, 走査線との交点数を求めることになるが, 実際にどのように認識して計測するか等の詳細な手法はほとんど確立されていない.

2.3 実際の問題への適用について

2.1 節で述べたように, デジタル写真測量は地図作製を元に発達した技術であり, 原理や数学的基礎も確立している. また空中写真を利用した様々な分野への適用例も多い. しかしデジタル化された写真測量機器が一般に普及されたのは最近 10 年程度であり, 地上写真を用いた適用例は決して多くない. ここでは地圏素材である土で構成された歴史的建造物の修復・保存を目的とし, モニタリングとしてデジタル写真測量を適用した事例を紹介する. これは数 m サイズの建造物が対象であり, 対象物は野外に存在する. また一方で, 地圏素材の破壊メカニズムを調べる目的で, 室内試験を行った来待砂岩の破壊後試験片を対象にデジタル写真測量を適用し, 三軸伸張試験時の破壊メカニズムを明らかにした. これは数十 mm サイズの試験片を対象にした, 室内での適用例である. なお 2.1 節で述べたように, 現在は航空機による地図作成にはレーザ計測の技術がつかわれている. 写真測量もレーザ計測も対象物の三次元表面構造を把握できる意味では同様な技術である. ここで写真測量を利用した一番の理由はコストである. レーザ計測は対象物にレーザを当て, 反射して戻ってきたレーザとの位相差をもって距離を測定する技術であり, 対象物のサイズによってレーザの波長などを変える必要がある. すなわち数十 mm サイズの対象物と, 数 m サイズの建造物に適用する場合, 別のレーザ計測装置が必要になり, 合計で数千万円のコストが掛かる. 一方の写真測量は, カメラとレンズ, および写真測量ソフトを含めても三百万円以下であり, 標定点の計測に必要なトータルステーションやマイクロメータを考慮に入れても五百万円程度のコストに収まる (どちらもこの研究を始めた 7~8 年前の値段である). 現在ではどちらの装置の値段も下がってきているが, コスト面での写真測量の優位性には変わりはない. また精度が問題視されることが多いが, 大まかにいえばどちらもほぼ同じである. 相違点をあげれば, 写真測量では σ_{XY} に対して σ_Z の精度が数倍悪くなり, 同様な方向からレーザ計測を行った場合は σ_Z に対して σ_{XY} の精度が数倍悪くなる. 写真測量については 2.1 節に述べた式 (2) による理由であり, レーザ計測の場合は位相差で計測する σ_Z が良く,

デジカメのような高解像度を持たない σ_{XY} が悪くなる。この比較については、試験片サイズで同一試料を対象に写真測量とレーザ計測を実施した例があるので2.4節で詳細に述べる。ところで写真測量の特徴であり、最大の利点として挙げられることは、写真上で三次元情報を取得する技術であり、かつ写真上で判読技術を併用できることにある。例えば空中写真を用いて地すべり判読と写真測量を同時に行うことが可能であり、さらに判読した地すべり地形の形状が、地図座標と一致するのである。

2.2節で述べたステレオロジーの技術であるが、金谷(1984)によって数学的な理論も適用方法の概要も体系化された。しかし建設分野など実際の問題への適用例についての事例が少ないことも述べた。ここでは室内試験に用いた来待砂岩を構成する粒子を対象として、粒子の配列や形状に関係する被表面積比テンソルを求めた例について紹介する。来待砂岩はメソスコピックには均質等方的な構造に見える。例外として、ごく稀に石材採取現場等に於いて層理面に平行な薄い泥岩層が挟在したり、堆積時の流れの方向を示す斜交葉理を示すことがある。このような例外的な構造を持たず、メソスコピックで等方均質に見える来待砂岩にも粒子異方性が存在し、この異方性が来待砂岩の変形特性や強度の異方性と強く関連することを明らかにできた例である。

次節は頁をかえて、同一試料を対象に写真測量とレーザ計測を実施した例を示す。

参考文献

- ブラハト, テオドール J・ブルクハルト, ルドルフ (1988) : 写真測量の歴史, 日本写真測量学会誌, 社団法人日本測量学会, 201p.
- 金谷健一 (1984) : ステレオロジーによる異方性粒子の配向性の測定法, 粉体工学会誌, Vol. 21 (1), 3-10.
- 金谷健一・石川修 (1984) : ステレオロジーにより粒径分布を求める数値解法の研究, 粉体工学会誌, Vol. 21 (3), 143-152.
- Kuo, C.Y., Frost, J..D. and Chameau, J. L. (1998): A. Image analysis determination of stereology based fabric tensor Geotechnique, Vol. 48, pp. 515-525.
- 増田富士雄・横川美和 (1992) : 粒子配列, 地球環境の復元 (大原 隆・井上厚行・伊藤 慎編), 朝倉書店, pp.245-256.
- 水尾藤久 (1996) : 教程写真測量, 佐々波清夫監修, 山海堂, 東京, 272p.
- 日本写真測量学会 (1997) : 解析写真測量, 社団法人日本測量学会, 190p.
- 高橋 学・藤野 翔・竹村貴人・道口陽子 (2007) : マイクロフォーカス X 線 CT を用いた拘束圧および間隙水圧変化による岩石の変形挙動観察について, 応用地質, Vol. 48(5), pp. 253-257.
- 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, Vol. 108, pp. 453-464.

2.4 写真測量とレーザ計測の比較例～試験片サイズへの適用を例に

2.3節で述べたように、対象物の三次元表面構造を計測する技術として、写真測量とレーザ計測が主に利用されている。両計測技術にはどんな違いがあるのか？ その適用方法や計測結果、精度の違いを比較検討する試みを行った。計測対象物である花崗岩の破断面に、写真測量とレーザ計測の両手法を適用し、破断面構造の比較を行った。

2.4.1 はじめに～写真測量とレーザスキャンの比較～

野外や室内実験で観察・形成される岩石表面の形状には、岩石の破壊や風化の結果が表現されている。これら表面の形成メカニズムを明らかにするためには、その形状を正確に把握することが重要である。特に岩石や土構造物などの地圏素材中の割れ目は、素材の強度に影響を与え、‘水みち’として素材の透水係数にも影響を与えるため、その表面形状が多数計測されてきた。過去の計測方法としては、触針式・写真測量・レーザ計測などが適用されてきた。触針式の計測器は、破断面に直接接触して測定する最も古典的な手法であり、現在でもコンピューター制御の機器などが測定に用いられている（杉本ほか，1991；松本ほか，1995；Develi et al.,2001；Sausse, 2002；Amitrano and Schmittbuhl, 2002）。しかしながら測定中に段差のある部分で停止するなど、いくつかの問題点も抱えている。一方、写真測量やレーザ計測は非接触（いわゆるリモートセンシング）という利点をもっている。試験片スケールで特に良く利用されるレーザ計測は、近年多数の対象物に適用されている（Lanaro, 2000；Wu et al., 2000；Xie, H et al., 2001；Zhou and Xie, 2004）。デジタル写真測量技術を用いた試験片スケールの計測も、数は少ないが行われている（Jessell et al., 1995；藤井ほか，2006；藤井ほか，2012）。またレーザ計測や写真測量は試験片スケールのみならず、地形測量などのスケールにも積極的に活用されている（三戸ほか，2002；西山ほか，2004；村井・近津，2004）。

実際に割れ目破断面などを測定する際、どのような手法を用いるのが最適であろうか。また写真測量とレーザ計測を行った場合、それぞれの結果にどのような違いが出るのか、このような比較検討を行った研究例は少ない。今回は稲田花崗岩の一軸引張り試験後の破断面を対象に、レーザ計測と写真測量による計測を行った。両者の計測方法の原理および実際の計測方法を踏まえ、その結果を比較検討することを試みた。

2.4.2 試料と試験方法

林ほか（2007）で行われた，稲田花崗岩の一軸引張り試験後の破断面を対象に計測を行った．以下に稲田花崗岩と一軸引張り試験について簡単に説明を述べる．

稲田花崗岩の石目を考慮し，Rift 面，Grain 面，Hardway 面にそれぞれ垂直にコアリングを行って試料を採取した（図 2-2）．供試体は円柱で，直径 30mm，長さ 60mm である．試験装置は MTS 社製の MTS-808 材料試験システムを用いた．整形を行った試験片の端面は，エポキシ系接着剤を用いてエンドピースと固定した．固定の際，試験片とエンドピースの軸を揃えるため，試験片の片端面をエンドピースに接着して固化した後，もう一方の端面を他方のエンドピースに，十分注意を払って固定した．引張り試験は室温 25° の一定の環境下で， 6.0×10^{-5} mm/sec の変位速度で行った．また，ひずみはゲージ長さ 10 mm の箔ひずみゲージを使用し，軸と周方向に対して四箇所測定した．実験は最終的に割れ目が形成されるまで行い，それぞれの方向について 3 試料ず

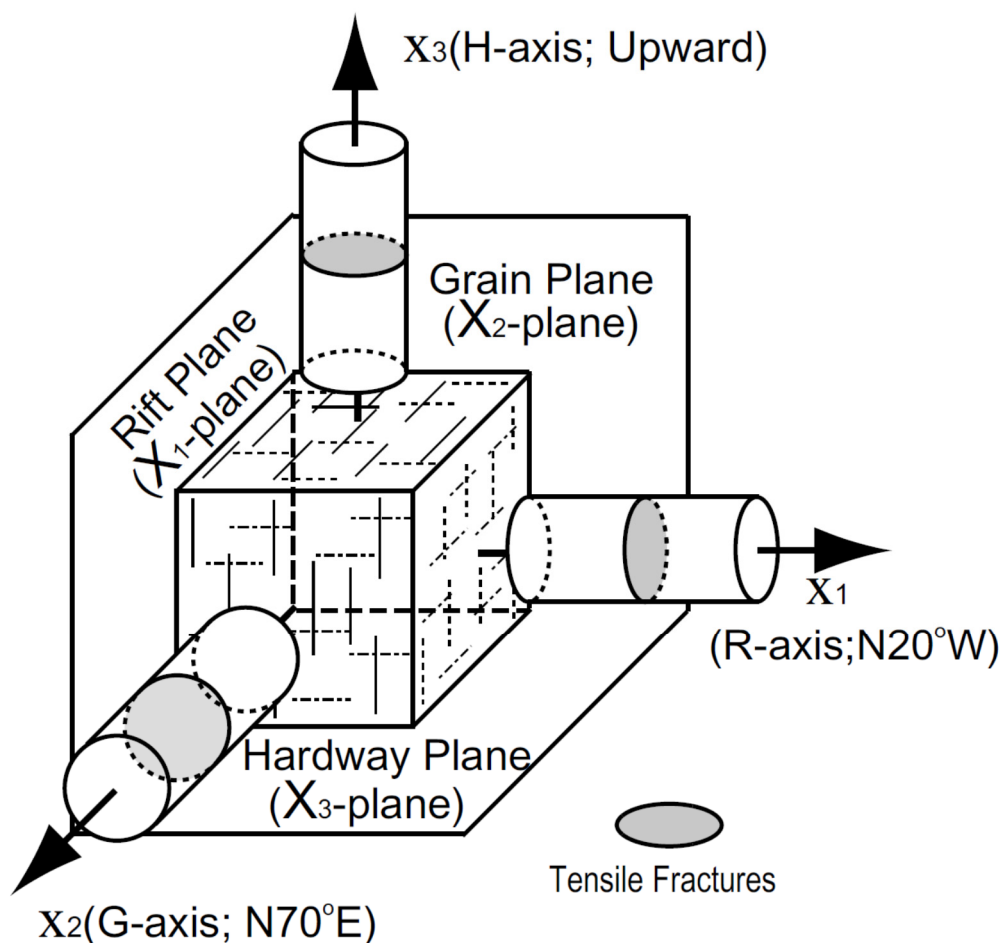


図 2-2 稲田花崗岩の石目と試料の採取方向

つ行った。Rift 面に垂直な試料の名称を R-1~3, Grain 面には G-1~3, Hardway 面には H-1~3 とした (Rift 面に垂直な試料には, Rift 面に平行な引張り割れ目ができている)。ひずみは軸と周方向とも, 各試料の四箇所ではほぼ均一な値を示し, R 試料は 3.49~4.53 MPa, G 試料は 6.61~7.19 MPa, H 試料は 7.85~8.24 MPa で最終破断をむかえた。実験終了後にそれぞれの試料の割れ目破断面を露出し, 計測の準備を行った。

2.4.3. 計測方法

2.4.3.1 写真測量の適用

この研究ではあらかじめ試験片のスケールにあわせたフレーム (標定点が記してある) を作成し, 化石などを撮影する接写台を用いて, 破断面の立体写真をデジタルカメラで撮影した (図 2-3) (藤井ほか, 2006)。カメラの焦点距離 (C) は約 51 mm, CCD サイズは 2/3 インチ (縦 6.6 mm, 横 8.8 mm) で 500 万画素を有する (2560×1920pixel, $\delta_{CCD}=0.0034$ mm)。基線長に沿った距離 (左右カメラの間隔; B) は約 60 mm で, 破断面からカメラまでの距離 (H) は約 300 mm である (図 2-3)。立体写真測量における被写体平面方向の測量分解能 (σ_{xy}) と, 奥行き方向の測量分解能 (σ_z) は, 式 (1) と (2) により, 破断面に平行な方向で $\sigma_{xy}=0.02$ mm, 破断面に垂直方向で $\sigma_z=0.1$ mm 程度となる。

三次元計測ソフト上で標定点から左右カメラ位置の計算を行うが, 計算時の最小二乗法による残差は約 0.15mm 程度と, 上述の奥行き分解能 (σ_z) にほぼ等しくなった。コンピュータ上で左右写真を撮影時の状態に復元した後, 三次元計測ソフトは左右写真上で自動的に同じ位置を見つけだし, 3次元ポイントを作成する。3次元ポイント作成用の画像は 100 万画素 (1200×800pixel) に縮小することにより, 約 2600 個の三次元ポイントを破断面上に発生させ, それらポイントを頂点とする約 5000 個の三角形群で破断面モデルを構成した (図 2-4a)。

2.4.3.2 三次元レーザ計測

三次元レーザ計測は対象物に向かってレーザ光を照射し, 発射光と対象物から返ってきた反射光との位相差から距離を計測する。また内部に組み込まれたプリズムやミラーを回転することにより, 面的に座標を得ることができる。

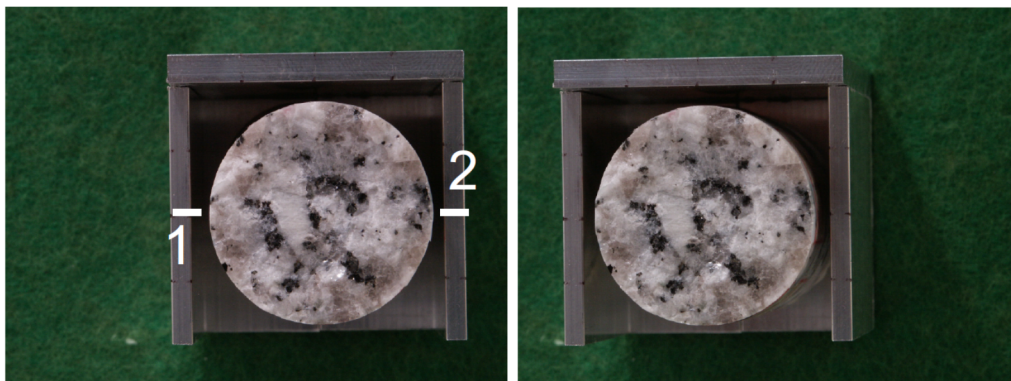
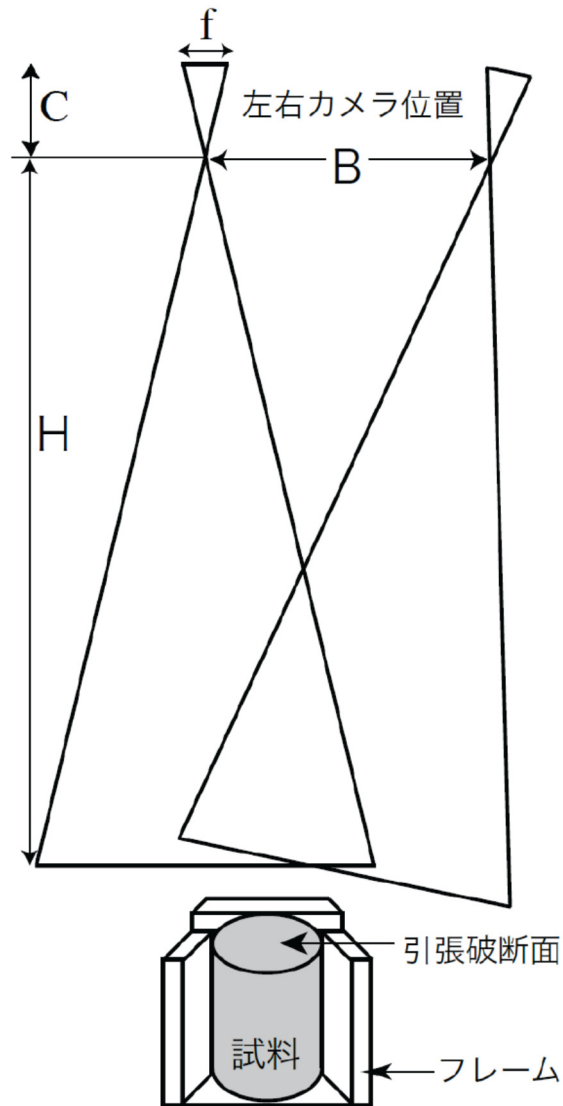


図 2-3 立体写真撮影図と一軸引張断面の立体写真

H は破断面からカメラまでの距離. B は左右カメラ間の距離. f は CCD サイズ, C はレンズの焦点距離. 破断面直径は 30 mm, $H=300$ mm, $B=60$ mm, $C=51$ mm, $f=8.8$ mm

計測には VIVID900 (Minolta 製) を利用した。これはスリット上のレーザ光で対象物をスキャンする光切断方式で、反射光を CCD カメラで受光して三角測距の原理で対象物との距離情報を得る (図 2-5 上)。また同時に写真画像を入力することもできる。1/3 インチ 34 万画素 CCD ((縦 4.8 mm, 横 3.6 mm, 640×480 pixel, $\delta_{\text{CCD}}=0.0075$ mm) で受光し、受光レンズに焦点距離の最も長いものを用いた場合 ($c = 25$ mm), VIVID900 と対象物の距離を 0.6 m まで近づけることができ、111×83 mm の平面領域をスキャンすることができる。径 30mm の一軸引張り破断面をスキャンした際 (図 2-5 下)、破断面領域は約 2 万 4 千点の計測が行われる。これを専用のソフトウェア上で 1/9 に圧縮することにより、約 2600 個の三次元ポイントを破断面上で計測し、それらポイントを頂点とする約 5000 個の三角形群で破断面モデルを構成した (図 2-4b)。

VIVID900 の仕様書によれば、測定精度は X: ± 0.22 mm, Y: ± 0.16 mm, Z: ± 0.10 mm となっている。

2.4.4 計測結果

2.4.4.1 デジタルモデル

図 2-4 に写真測量とレーザスキャンで作成した三角形群による破断面モデルの平面図を示した。これらを鳥瞰図にあらわしたものを図 2-6 として示す。どちらも H-1 試料である。写真測量・レーザスキャンとも全体的な形状は良く似ているが、細部においてちがいがみられる。両者の詳細な比較は次章にて述べる。

他の試料にも写真測量およびレーザスキャンによる計測を行い、図 2-4 や図 2-6 のような破断面モデルを作成した。すなわち合計 9 試料 (R-1~3, G-1~3, H-1~3), 1 試料

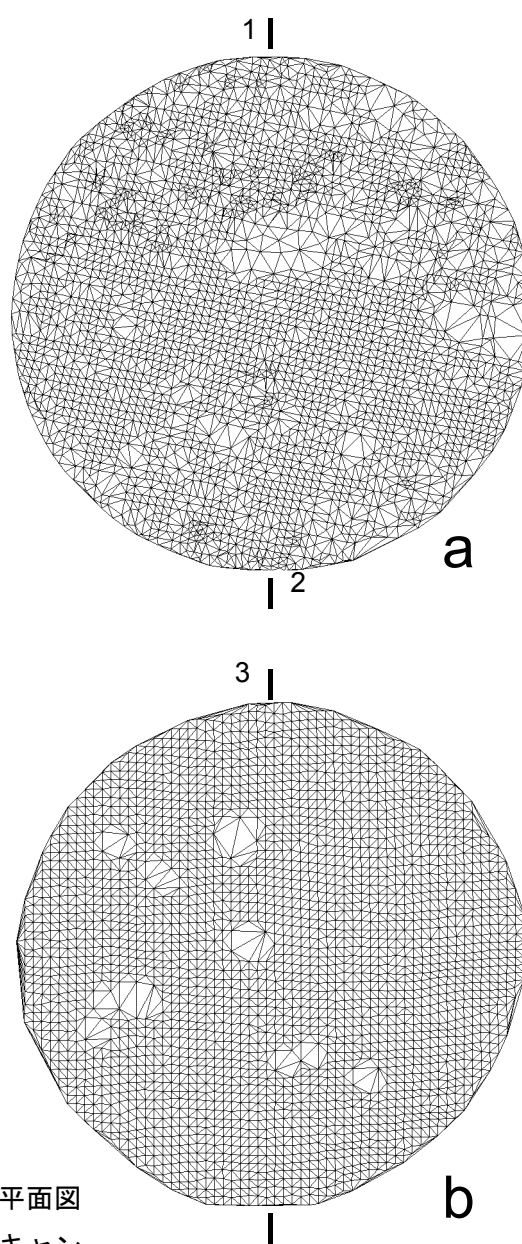


図 2-4 破断面モデルの平面図
a: 写真測量, b: レーザスキャン

に 2 枚 1 組の破断面なので、写真測量とレーザ計測それぞれ 18 モデルの作成を行った。

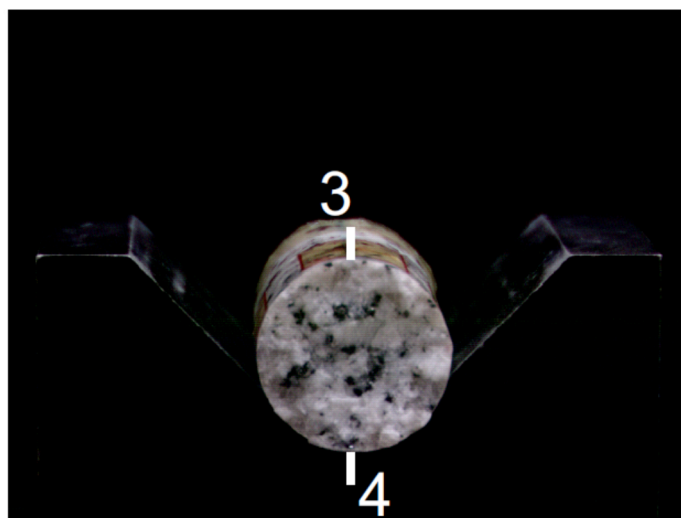
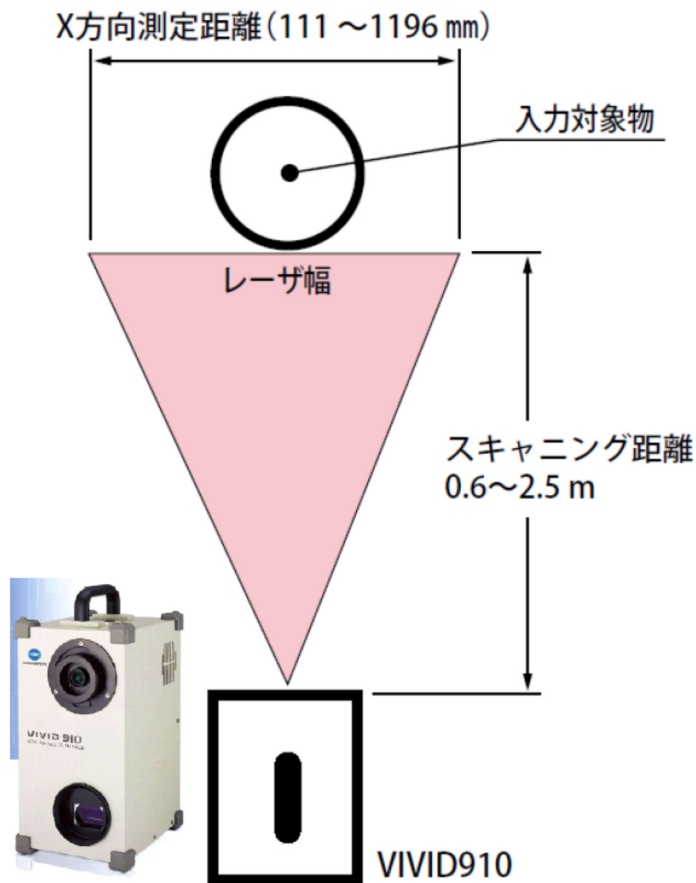


図 2-5 レーザスキャンによる一軸引張破断面の測定方法と写真
(VIVID900 のパンフレット)

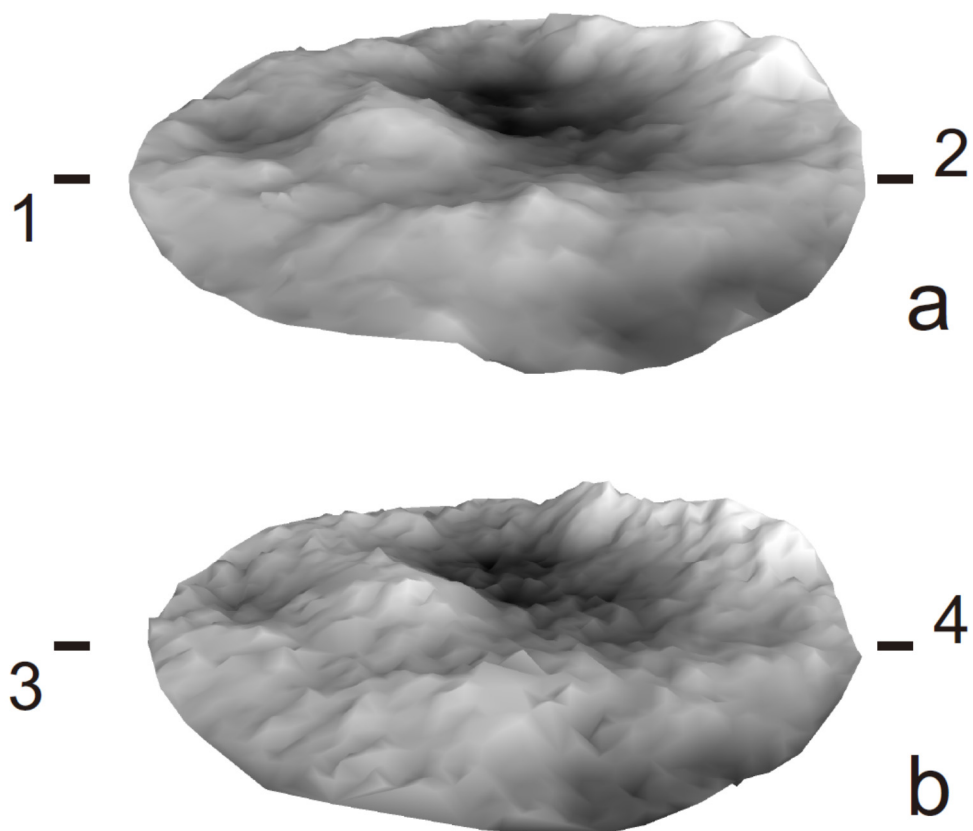


図 2-6 破断面モデルの鳥瞰図
a : 写真測量, b : レーザスキャン

2.4.4.2 破断面粗度

上述の写真測量およびレーザスキャンそれぞれから得られた三次元破断面モデルを利用し、破断面粗度への数値化を行った。破断面粗度の数値化については多数のパラメーターが提案されているが（杉本ほか, 1991 ; 松本ほか, 1995 ; Aydan and Shimizu, 1995), 特に一般的に用いられている, ①二乗平均平方根粗さ (RMS), ②中心線平均粗さ (CLA), ③最大粗さ (MAX) を利用した。

① 二乗平均平方根粗さ (RMS) ; 中心面からの距離の標準偏差であり, 粗さ曲面を z , 測定範囲を S とすると,

$$RMS = \left(\frac{1}{S} \iint_S z^2 dx dy \right)^{1/2} \quad \text{式(3)}$$

② 中心線平均粗さ (CLA) : 中心面からの平均距離であり,

$$CLA = \frac{1}{S} \iint_S |z| \, dx dy \quad \text{式(4)}$$

③最大粗さ (MAX) : 領域内における最高点と最低点との高さの差.

それぞれの試料における①～③の粗度を表 2-1 に示す. 1 試料に 2 枚 1 組の破断面があるが, 1 組の面の粗度に大きな差が無かったため平均を示す. 左は写真測量, 右はレーザスキャンによる測定結果である. 両者の比較は次章にて述べる.

表 2-1 破断面粗度の結果の比較

試料番号	引張強度 (MPa)	写真測量			レーザスキャン		
		RMS (mm)	CLA (mm)	MAX (mm)	RMS (mm)	CLA (mm)	MAX (mm)
R-1	4.53	0.48	0.39	2.87	0.47	0.41	2.88
R-2	3.99	0.57	0.46	3.00	0.53	0.45	3.10
R-3	3.49	0.43	0.34	2.95	0.43	0.37	2.67
average	4.00	0.49	0.40	2.94	0.48	0.41	2.88
G-1	7.19	0.66	0.54	3.81	0.64	0.55	4.08
G-2	7.13	0.58	0.47	3.40	0.61	0.51	3.47
G-3	6.64	0.62	0.51	4.30	0.61	0.52	4.28
average	6.99	0.62	0.51	3.84	0.62	0.52	3.94
H-1	8.24	0.78	0.58	4.30	0.73	0.61	4.44
H-2	8.74	0.62	0.52	3.17	0.64	0.56	3.53
H-3	7.85	0.74	0.58	4.30	0.70	0.59	4.28
average	8.28	0.71	0.56	3.92	0.69	0.59	4.08

2.4.5. 考察

2.4.5.1 破断面モデルの直接比較

図 2-4 の破断面モデルの平面図を比較すると, レーザスキャンでは格子配列に近い三次元ポイントが取得されているが, 写真測量では比較的ランダムにポイントが作成されている. レーザスキャンは受光部でメッシュ状に三次元情報を取得する. 一方, 写真測量は左右画像で同一ポイントと認識できる部分でのみ, ポイントを発生することができる. 特に花崗岩は珪長質な岩石で白色が多いため, 左右画像間で同一ポイントを探し

にくいのも原因の一つと考えられる。一方、レーザスキャンの結果は部分的に情報が取得できていない領域が存在する。これは図 2-5 下の写真と比較すれば明瞭であるが、黒雲母部分の三次元情報が取得できていない。黒雲母は黒色でレーザ光を吸収するため、反射光が弱まっているのが原因と考えられる。

図 2-6 の鳥瞰図を比較すると、写真測量・レーザスキャンとも全体的な形状は良く似ている。しかし写真測量は細部においても平坦な形状を示すが、レーザは細かい凸凹形状がみられる。そこで、図 2-4 や 2-6 のモデルの同じ部分で断面線を作成した（図 2-7）。図 2-7 の断面線を比較すると、両者の全体的な形状は似ている。しかしながらレーザによる断面は、中心部で波長 2~3 mm、振幅 0.5 mm 程度の波状の形態がみとめられる。振幅 0.5 mm というのは、レーザスキャンの測定精度の最大±0.22 mm 程度とほぼ同じ数値となる。したがって対象物の正確な形状を得るには、複数回スキャンを行って平均を取る必要がある（三戸ほか、2002）。今回利用した VIVID900 にはそのような機能が無いため、複数回スキャンを試す機会は得られなかった。

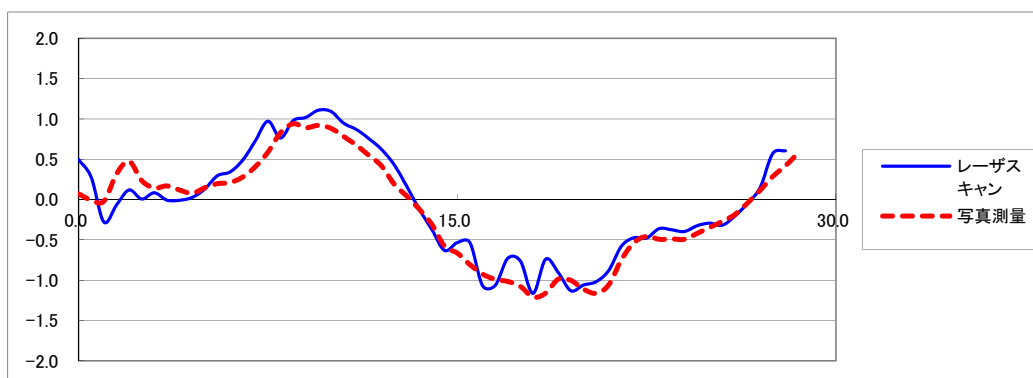


図 2-7 破断面モデルから作成した断面図（単位は mm）

2.4.5.2 破断面粗度の比較

写真測量およびレーザスキャンで得られた結果から、二乗平均平方根粗さ (RMS)、中心線平均粗さ (CLA)、最大粗さ (MAX) による粗度の数値化を行った（表 2-1）。写真測量およびレーザスキャンの結果を比較すると、RMS および CLA では両者の値が非常によく一致し、最大でも 0.05mm 程度の差しか認められなかった。図 2-7 のように、レーザスキャンの結果に細かい振幅が認められていても、粗度の結果に差は認められなかった。これは RMS や CLA のような統計的な処理を行えば、計算結果に大きな違いは認められないことが原因と考えられる。

最大粗さであるが R-3, G-1, H-2 に関して、測定値にやや大きな差が認められた。このうち G-1 と H-2 はレーザスキャンの結果が 0.3mm ほど大きな値となっている。こ

これは図 2-7 の断面線のような振幅誤差が最大あるいは最低点で発生していると仮定すれば理解できる。しかしながら R-3 の最大粗さにおいて、写真測量の結果が 0.3 mm ほど大きく出ている原因はよくわからなかった。

さて、最大粗さに多少の差は見られるものの、それぞれの方向 (R, G, H) の平均をとれば、RMS, CLA, MAX のどの粗度においても、また写真測量あるいはレーザ測量どちらを用いても、R→G→H の順序で粗度が増加していることが確認できる。花崗岩中に R, G, H 面としてあらわれる力学異方性は、既存マイクロクラックの定向配列や方向による密度差が原因である (竹村・小田, 2002)。またこれらに平行に形成された一軸引張り割れ目は、既存マイクロクラックの開口や再進展による結合で形成され、その破断面粗度も R→G→H の順序で粗度が増加する (藤井ほか, 2006)。すなわち、写真およびレーザのどちらの手法を用いても、良い結果を得られることができた。

2.4.5.3 計測手法の比較

ここで行った、写真測量とレーザスキャンによる測定方法や精度などの概要を表 2-2 にまとめる。

表 2-2 レーザスキャンと写真測量における計測の比較

	レーザスキャン*1	写真測量*2
計測にかかる時間 (1試料)	5分程度(単数回)	20~30分
測定精度	0.2mm程度	0.15mm程度
測定結果の比較	バラツキ多→複数回 スキャンの平均必要	バラツキ少
画像貼り付け	30万画素	500万画素
対象物のスケール	0.1~1m	0.1~1000m
*1: Minolta VIVID 900使用時		
*2: 市販のデジタルカメラ(Minolta Dimage 7)および川惣電機Stereo Eye V3使用時		

まずは 1 試料の計測にかかる時間であるが、レーザスキャンはスキャンにかかる時間は 2.5 秒であるが (VIVID900 仕様書)、その後のコンピューター処理など破断面モデル作成までには 3~5 分程度で事足りる。それに比べて写真測量は左右写真の撮影、標定点を手入力しなくてはならないため、破断面モデル作成までにはおよそ 20~30 分は必要となる。

測定精度であるが、 $\sigma_x \sim \sigma_z$ のうち、最も大きい値を表 2-2 に示した。レーザスキャンは σ_x の 0.2 mm である。単数回のスキャンではこれがバラツキとなって形状に表れる (図 2-7)。写真測量はカメラ位置計算時の残差 (0.15 mm) を示した。写真測量は左右画像の視差から三次元形状を取得するため、レーザのようなバラツキが現れることは少ない。レーザスキャンで複数回スキャンを行って平均をとれば、バラツキの少ない三次元形状を取得できることが予想されるが、回数が増えれば後のデータ処理も含めて計測にかかる時間も増加することになる。

測定時に取得できる画像情報であるが、レーザスキャンは 30 万画素と物足りない。写真測量は今回利用したデジタルカメラが 500 万画素であった。写真測量はそもそもデジタル画像上で計測を行うものであり、得られる画像の画素数や鮮明さが測量精度に影響を及ぼす。

さらにその他対象物への適用であるが、レーザスキャンは VIVID900 を利用する限りには、1.2×0.9 m 程度の範囲で、計測距離も 2.5 m 程度までである。さらに大きな対象物に対しては、別のレーザスキャン機器が必要となる。写真測量は対象物までの距離とレンズ焦点距離を調整すれば、数 km 程度のスケールまで適用することができる (藤井ほか, 2006)。

これらの結果から著者らの意見を述べれば、単純に三次元形態を取得したいのであれば、標定や写真撮影などわずらわしい作業の少ない、レーザ計測が短時間で便利である。また最近ではレーザの反射強度情報を利用する試みもあり (小山ほか, 2008)、これらの将来性にも期待が持てる。一方、鮮明な画像情報も取得し、立体視観察や判読なども同時に行いたいのであれば、写真測量技術の適用が最適であろう。また様々なスケールの対象物に適用できる点も、写真測量の魅力といえる。

参考文献

- Amitrano, D. & Schmittbuhl, J. (2002): Fracture roughness and gouge distribution of a granite shear band, *Journal of Geophysical Research*, 107, B12, s2375, doi:10.1029/2002JB001761.
- Aydan, Ö. and Shimizu, Y. (1995): Surface morphology characteristics of rock discontinuities with particular reference to their genesis, In *Fractography :fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis* (ed., M. S. Ameen), Geological Society Special Publication Vol. 92, London, pp.11-26.
- Develi, K., Babadagli, T., Comlekci, C. (2001): new computer-controlled surface-scanning device for measurement of fracture surface roughness, *Computers & Geosciences*, Vol. 27, pp.265-277.
- 藤井幸泰・堀伸三郎・高橋学・竹村貴人・林為人 (2006) : デジタル立体写真測量による, 稲田花崗岩の異方性と一軸引張破断面粗度のちがいについて, *応用地質*, Vol. 47(5), pp. 252-258.
- 林 為人・高橋 学・藤井幸泰・西山 哲・竹村貴人 (2007) : 一軸引張状態における数種類の花崗岩質岩石と斑れい岩の変形特性, *材料*, Vol. 56(7), pp. 654-659.
- Jessell, M. W., Cox, S. J. D., Schwarze, P. & Power, W. L. (1995): The anisotropy of surface roughness measured using a digital photogrammetric technique, *Special Publication of Geological Society*, London, Vol. 92, pp. 27-37.
- 小山倫史・Quanhon Feng・大西有三 (2008) : レーザースキャナを用いた岩盤不連続面幾何学情報の取得に関する研究, 第 43 回地盤工学会研究発表会講演集, pp. 233-234.
- Lanaro, F. (2000) : A random field model for surface roughness and aperture of rock fractures, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, Vol. 37, pp.1195-1210.
- 松本浩二・小島隆・村井正 (1995) : 花崗岩中の小規模水圧破碎き裂の表面粗さと初期間隙分布, *日本地熱学会誌*, Vol. 17, pp.213-232.
- 三戸嘉之・本多政彦・小野尚哉・藤井徹・安原裕貴・浅野広樹・石井靖雄, 2002, のり面・崖地の高密度三次元座標データの取得と応用地質分野への活用—2 点間の高精度計測から, 面的な高密度計測へ—, *応用地質*, Vol. 42(6), pp. 351-364.
- 村井俊治・近津博文 (2004) : デジタル写真測量の理論と実践, 社団法人日本測量協会, 東京, 343p.
- 西山哲・大西有三・大津宏康・矢野隆夫・龍明治・李徳河, 2004, デジタル画像計測法の斜面防災モニタリングシステムへの応用に関する研究, *応用地質*, Vol. 44(6), pp. 331-340.

- Sausse, J. (2002): Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France), *Tectonophysics*, Vol. 348, pp.169-185.
- 杉本文男・古住光正・阿部司(1991): 岩石の破断面の粗さに関する研究, *応用地質*. Vol. 32(3), pp. 12-18.
- 竹村貴人・小田匡寛 (2002) : マイクロクラックの三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.
- Wu, K., Yan, A., Liu, J., Zhang, D. & Yao, W. (2000): Reconstruction and analysis of 3-D profile of fracture surface of concrete, *Cement and Concrete Research*, Vol. 30, pp.981-987.
- Xie, H., Sun H., Ju, Y. & Feng Z. (2001): Study on generation of rock fracture surface by using fractal interpolation, *International Journal of Solids and Structures*, Vol. 38, pp.5765-5787.
- Zhou, H. W. & Xie, H. (2004): Anisotropic characterization of rock fracture surfaces subjected to profile analysis, *Physics Letters A*, Vol. 325, pp.355-362.

3. アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存を目的とした写真測量モニタリングの例

この章では2章で説明した画像計測のうち、写真測量を地圏素材で構成される歴史的土建造物の長期変化モニタリングに適用し、遺跡の修復に役立てた例を示す。

3.1 はじめに～歴史的建造物の修復・保存活動とドキュメンテーション

近年、世界各地で遺跡の修復・保存が盛んに行われている（岩崎，2005）。地盤や環境の分野からは、遺跡建築物の基礎となる地盤や（中川ほか2005）、建築物につかわれる自然材料の安定性などに貢献を行っている。日干しレンガなど、水や藁あるいは石灰や石膏などのセメント物質を混合してつくられた材料（これも地圏素材の一種であり、この章では複合土材料と略す）を例に挙げると、イランのチョガ・ザンビール遺跡（渡辺・尾崎，2005）およびバム遺跡（渡辺ほか，2007）、カザフスタン・ウズベキスタン・キルギスタンのシルクロード遺跡群（Fodde, 2007a, Fodde, 2007b）などの修復が、外務省によるユネスコ文化遺産保存日本信託基金や文化遺産無償協力などを通じて行われてきた。複合土材料の遺跡修復では、遺跡や遺物の価値を決める歴史学・考古学的な調査と共に、修復に用いる複合土材料の強度耐水性などの物性を知り、その上で長期安定性の高い修復プランを作ることが重要であり、地質技術者や地盤工学技術者の関与が不可欠である。また、修復の過程で過去の建築材料や、遺跡のオリジナルプランを知ること、現地の環境に適合した社会システムや社会基盤技術を掘り起こし、将来の都市設計に役立てることもできる。すなわち、遺跡修復は文化・社会学のみならず、資源工学や応用地質分野にとっても極めて重要と考えられる。

さて、遺跡の歴史的な調査および修復・保存を行う際、遺跡とその周辺の保存記録（ドキュメンテーション）を行うことが必要である。さらに複合土材料の長期安定性を考慮する場合、建築物の壁面が経年風化や劣化によって、どのように形状を変えていくのか記録できれば、今後の修復・保存にとって有意義な情報となる。谷本・小泉（2005）は地質観察を目的として、3D レーザスキャナーによる崖面形状の測定を行っており、統一的なデータベースとしても一定の成果を挙げていると報告している。著者らはタジキスタン共和国アジナ・テパ遺跡の修復を、ユネスコ文化遺産保存日本信託基金として行う事となった。遺跡の現状を記録し、修復プランを計画するために、写真測量技術を用いて遺跡の壁面および地形の形状をドキュメンテーションすることを試みた。ここでは遺跡内に2点の基準点を設けることにより、統一した座標系で遺跡の三次元情報を取得し、将来的にデータベースの構築にも応用できるものを目指した。また当該遺跡の劣化の原因はいくつか考えられるが、その一つとして塩類風化が挙げられる（Kuchitsu et al, 1999; Topal and Sozmen, 2003）。実際に建設材料が塩類風化で劣化している事例が

世界中でみられる (Goudie and Viles,1997). 塩類風化で最も顕著なのは下部の削剥であり (Fodde, 2007c), そのような形状を写真測量で三次元的に詳細に記録した例はまだ少なく, 複合土材料の長期安定性の検討には必要不可欠と考えられる.

3.2 タジキスタン共和国アジナ・テパ遺跡について

アジナ・テパはパミール高原の西に位置する標高 500 m 程度に位置し, タジキスタン共和国の首都ドゥシャンベから南方約 100km に所在する (図 3-1). この地域は大陸性ステップ気候であり, 冬季に雨が集中して夏季には強い日差しが注ぐ. 当該遺跡から西に 15 km 離れたクルガン・チュベ市の 1961~1990 年の統計によれば, 年間雨量は 260 mm/年程度である. 周辺地域の基盤は白亜紀~新第三紀にかけての堆積岩であり, 周辺に広く分布するレス(黄土)はこれら堆積岩が起源の風性堆積物と考えられる. このような泥~シルト程度の大きさで構成されるレスは中央アジア地域に広く分布し, 塩類などを含んでいることが知られている (Fodde, 2008).

アジナ・テパ仏教遺跡は紀元 7~8 世紀にかけて建造され, 平面の広がりほぼ長方形 (幅 50m, 長さ 100m) で, 北西のストゥーパ (仏塔) を中心とする「塔院」部

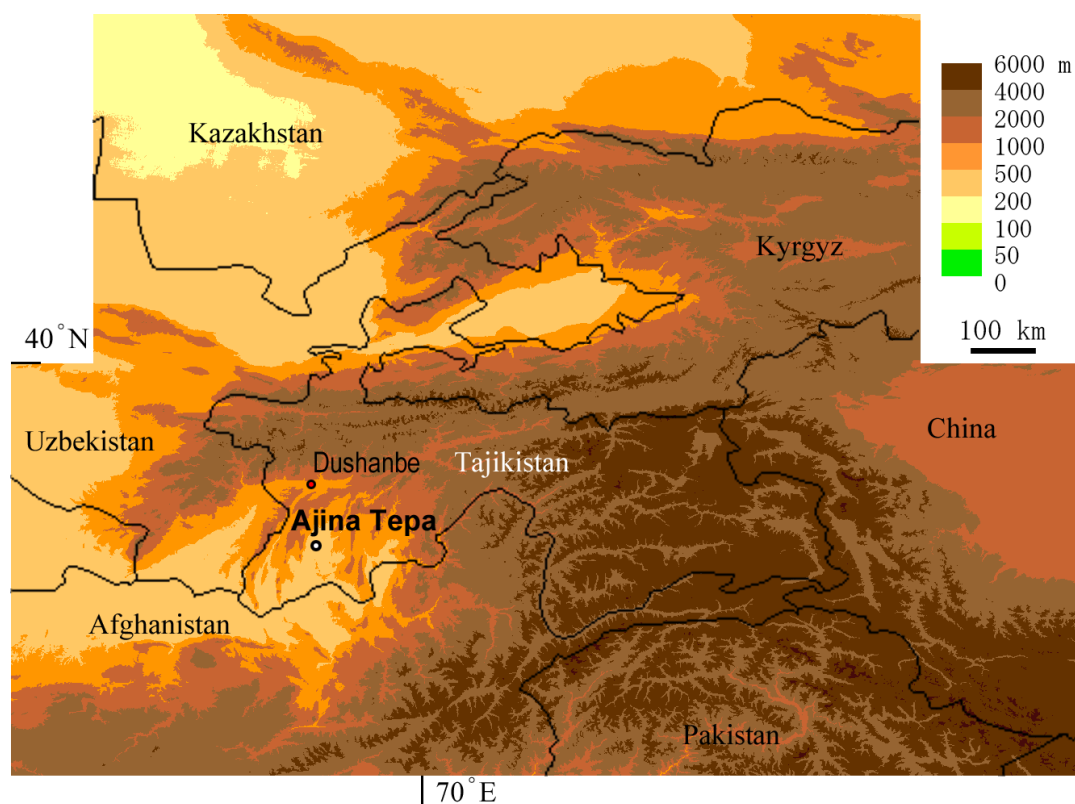


図 3-1 アジナ・テパ仏教遺跡の位置図

分と、南東の四角い中庭を囲む「僧院」部分から形成される（図3-2）。8世紀の後半頃に周辺地域がイスラム化されると、アジナ・テパの彫刻や絵画はイスラム教徒などによって意図的な破壊を受けた。その遺構が発見されたのは1959年で、1960年から75年まで、旧ソ連の考古学者B. A. リトヴィンスキーとタマラ・ゼイマリらによって大規模な発掘作業が実施され、写真や図面等の詳細な記録が取られた（Litvinskij B. A. and

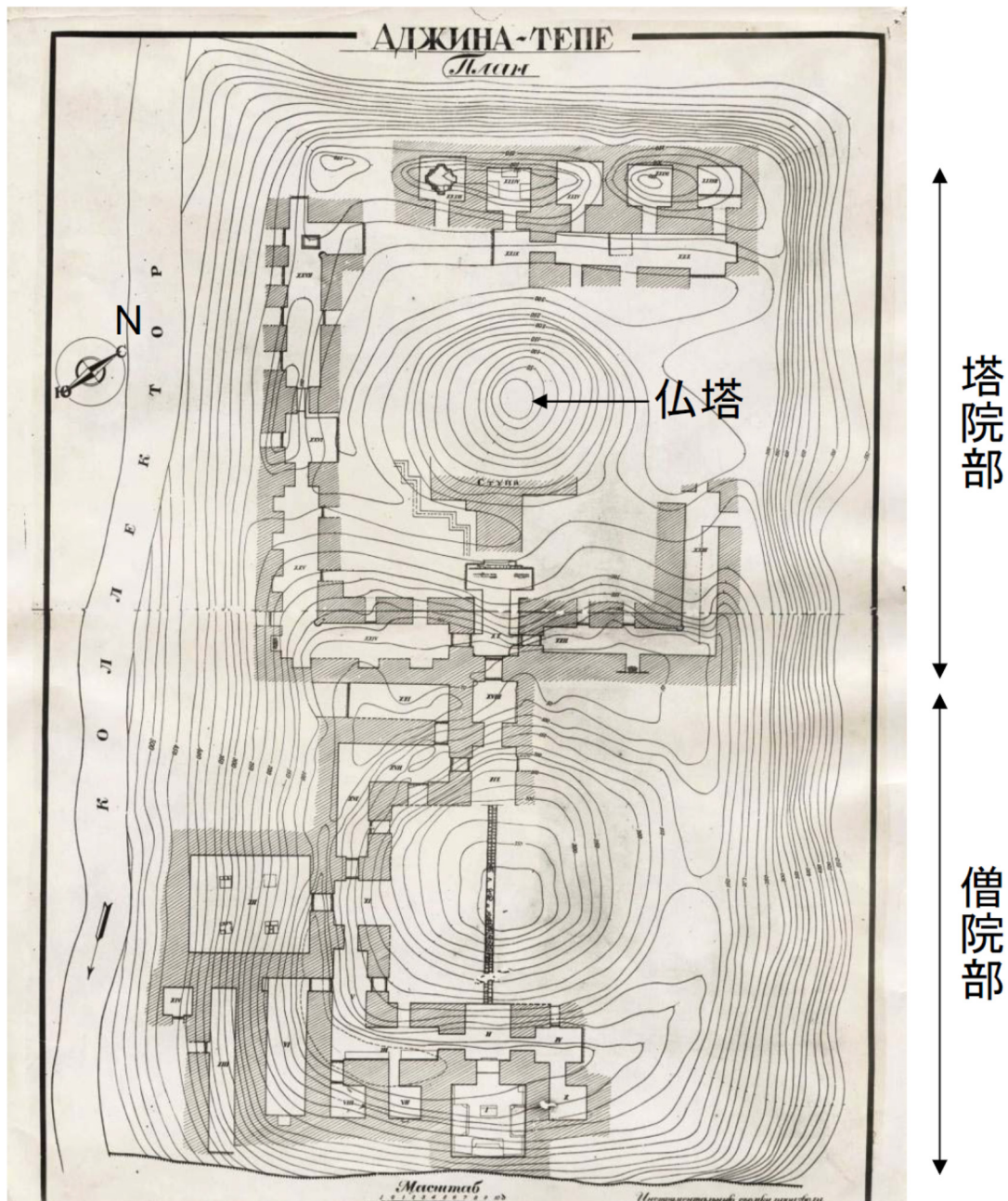


図3-2 リトヴィンスキーらによる発掘時の地形図（50cm 間隔の等高線）と復元平面図（出展不詳）

Zejmal, 2004). 発掘過程で発見された全長 12 メートルにも及ぶ涅槃仏は、現在ドゥシャンベの歴史考古博物館 2 階に展示されている。アフガニスタン・バーミアン遺跡での仏像破壊後、この涅槃仏は中央アジアで一番大きい仏像であり、2005 年の愛知万博の中央アジア共同館にて、そのレプリカが展示されたことでも有名である。なお現在のアジナ・テパ仏教遺跡周辺は綿花畑であり、遺跡の南東と南西には数 m 掘りこまれた水路が存在する (図 3-8 を参照)。

アジナ・テパの建物はパフサ (藁や小枝などを混ぜた粘土塊) や日干しレンガといった、複合土材料で構成されており、その壁はきわめて厚く大きい。しかし現在まで適切な保存措置が取られておらず、侵食等による劣化が多数みられ、倒壊の危険性も高い。今回の調査では、倒壊の危険性が高いと思われるいくつかの壁について、おのおの 2～3 方向から立体写真を撮影し、壁全体の測量および三次元可視化によるドキュメンテーションを行った。また遺跡内では仏塔の修復や、保全のための屋根および排水溝の設置が計画されていた。そのため遺跡全域を対象とした地形図を、トータルステーション (以下 TS) と立体写真測量を用いて作成した。

3.3 写真測量の適用について

3.3.1 倒壊の危険性が高い壁へのデジタル立体写真測量の適用

倒壊の危険性が高いと考えられる 4 つの壁 (図 3-10 の壁-A～D) を対象に、近接デジタル立体写真測量によるドキュメンテーションを行った。以下に壁-A を例に、その作業過程を示す。その他の壁についても、作業過程はほぼ同様である。壁-A は逆 L 字型の形態をした壁である。したがって三カ所からの立体写真測量を行えば、周囲全体を網羅した三次元可視化が行える。はじめに壁-A の西側に TS を設置して二つの基準点 (図 3-9 の benchmarks) を測量した。二つの基準点は予めその距離を測定しており、これらとの関係から TS 設置位置の座標を計算できる。そして TS 設置位置から壁-A の南西面を対象に、その穴や凸部など目立つ部分を標定点として放射トラバースの要領で測量を行った (図 3-3 左写真の+印)。また測量を行った壁-A の南西面を対象に、TS 設置位置の周辺から立体写真の撮影を行った (図 3-3)。

標定点の計測結果と立体写真 (図 3-3) を用いて、写真測量ソフト上で壁-A の南西面の三次元可視化を行った。標定点から左右カメラの位置と撮影方向を計算した後、左右写真からデジタル地形モデル (DTM: Digital Terrain Model) を作成できる (図 3-4)。その結果を図 3-5 a に示す。図 3-5 a の DTM は不定形の三角形群 (TIN: Triangle Irregular Network) で構成されている。また TIN にはテクスチャーマッピングとして写真情報を貼付けることも可能である (図 3-5 b)。壁-A に関しては、北東側と南東側

からも TS による測量と立体写真の撮影を行い、DTM の作成を行った。北東側・南西側・南東側の 3 つのモデルを合成すれば、壁全体の DTM となり、バーチャルリアリティのような可視化も可能である (図 3-6)。同様に壁-B~D についても、複数の位置から標定点の測量と立体写真撮影を行い、それぞれの壁の周囲を取り囲むように写真測量を行い、DTM の作成を行った。



図 3-3 壁-A の立体写真。左写真には標定点+を示している。



図 3-4 エピポーラ画像と DTM (Digital Terrain Model)

エピポーラ画像とは、カメラレンズの収差等を取り除き、左右カメラ位置を結んだ基線に平行に写真を並べた画像である。図 2-1 の α - β が基線である。DTM は左写真に示した赤い TIN (Triangle Irregular Network) で構成されている。

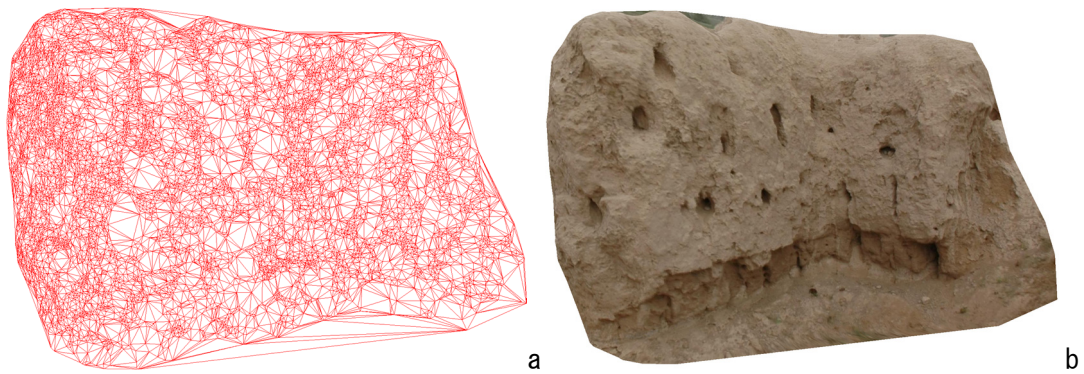


図 3-5 壁 A の DTM

a: TIN (Triangle Irregular Network) で構成された DTM

b: TIN にテクスチャマッピングしたモデル



図 3-6 壁-A の 3 方向の DTM 合成図

壁-A を図 3-10 平面図のように上空からみている。地上撮影では上部の立体写真が撮影できないため、すき間が少し出来ている。

3.3.2 遺跡全域の地図作成

立体写真測量は倒壊の危険性が高い壁だけでなく、遺跡全域の地図作成にも利用した。通常このような場所で地形図をつくる場合、航空写真を用いた写真測量が精度および効率も良く作業を進めることができる。しかしながら、タジキスタン共和国は十数年前に内戦が終了した国であり、その後の経済および治安状態も順調とはいえない(1998年には秋野豊氏を含む国連タジキスタン監視団政務官の要員が殉職している)。このよ

うな状況下で航空写真を入手するのは大変困難である。そこで以下の手順で地図作成を行った。

図 3-7 は携帯型 GPS レシーバを用いた遺跡全域の簡易地図である。また図 3-8 は図 3-7 の等高線のみを表示し、周辺にはおよその水路の位置も記述してある。仏塔を含む北西側に位置する塔院部については、11 組の立体写真を撮影して、11 組の DTM から地図を作製した。遺跡の中で最も標高が高いのは仏塔の頂上である。この仏塔頂上から立体写真を撮影し、周辺の 7 つの DTM を作成した(図 3-8 中の破線で囲まれた部分)。また仏塔自体は周辺から立体写真を撮影し、4 面の DTM を作成した(図 3-8 中の実線で囲まれた部分)。遺跡の南東側に位置する僧院部については、図 3-8 中の鎖線で示す 3 つの DTM を作成した。このうち 2 組の立体写真は仏塔の頂上から撮影し、残る 1 組は南東の端から撮影を行った。仏塔頂上から僧院部まではかなり距離がある上、図 3-8 中のグレーで示すような範囲は壁などの影になって三次元情報を取得することができない。そこでこのような影の部分については TS を用いた測量で直接三次元情報を取得

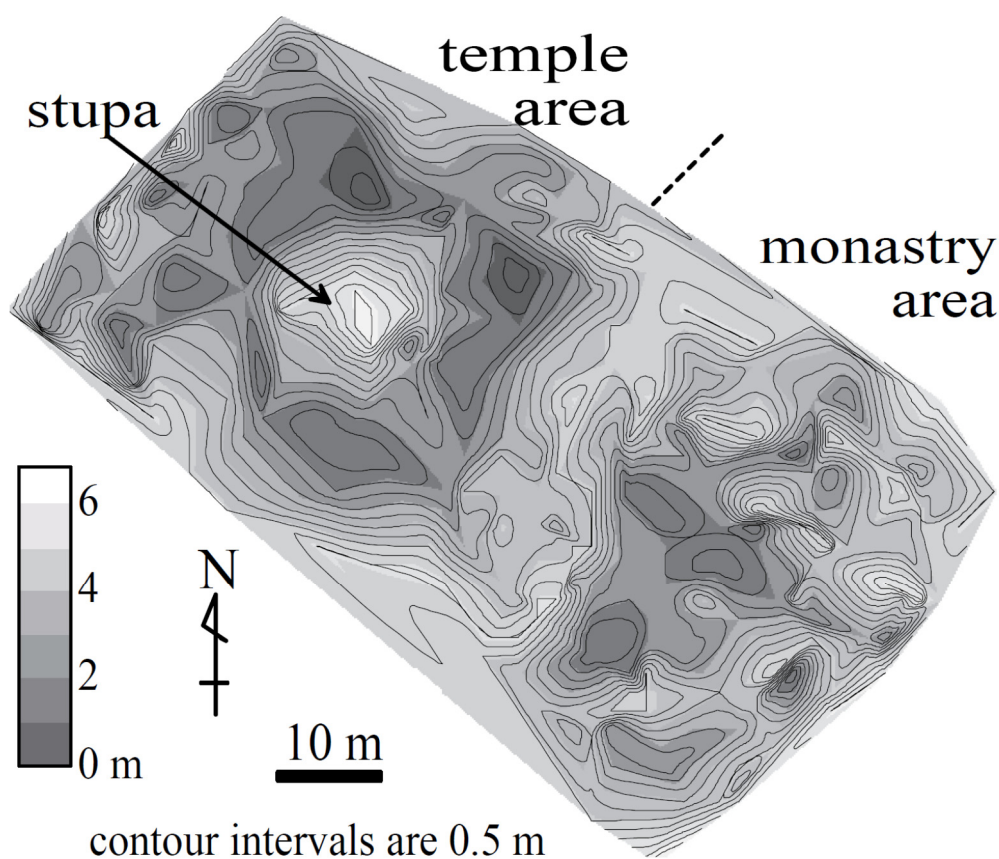


図 3-7 携帯型 GPS レシーバを用いた遺跡全域の簡易地図
遺跡は北西の塔院部 (temple area) と南東の僧院部 (monastery area) で構成される

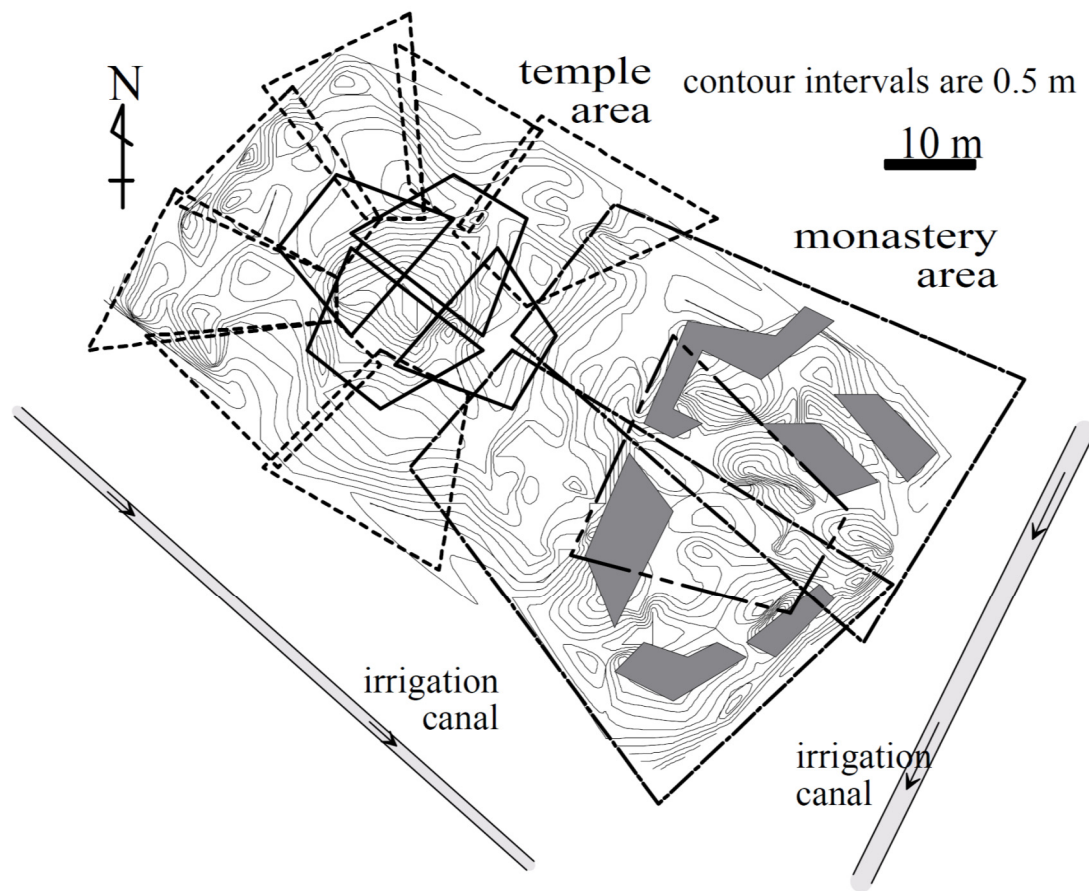


図 3-8 遺跡全域の簡易地図と立体写真撮影範囲，周辺の水路も表示してある

した．図 3-9 に示すのが遺跡全域の地図であり，最も高い部分（仏塔頂上）と最も低い部分（僧院部の床）の標高差はおよそ 7 m である．また×で示した二つの基準点（benchmarks）は，コンクリートで作成することにより経年劣化の少ないものとした．

3.3.3 測定の精度について

前項で述べた基準点であるが，図 3-9 に示す二点に設置した．これらの相対的な距離は TS により 15mm 以下の精度で計測した．図 3-3 左に示した壁-A 上の標定点および前述の基準点は，壁-A の西側に設置した TS によって同時に測量されている．TS の設置位置座標は，それぞれの基準点からの距離と鉛直角度，および基準点間の水平角度から，三角測量により最小二乗法で計算することができる．壁-A の南西側に設置した TS の設置位置の計算の際の残差 R_{TS} は 92 mm となった（実はこの時は TS による測量の際に対角での測量を行わず，翌年に対角測量を行った際は 50 mm 以下となった）．

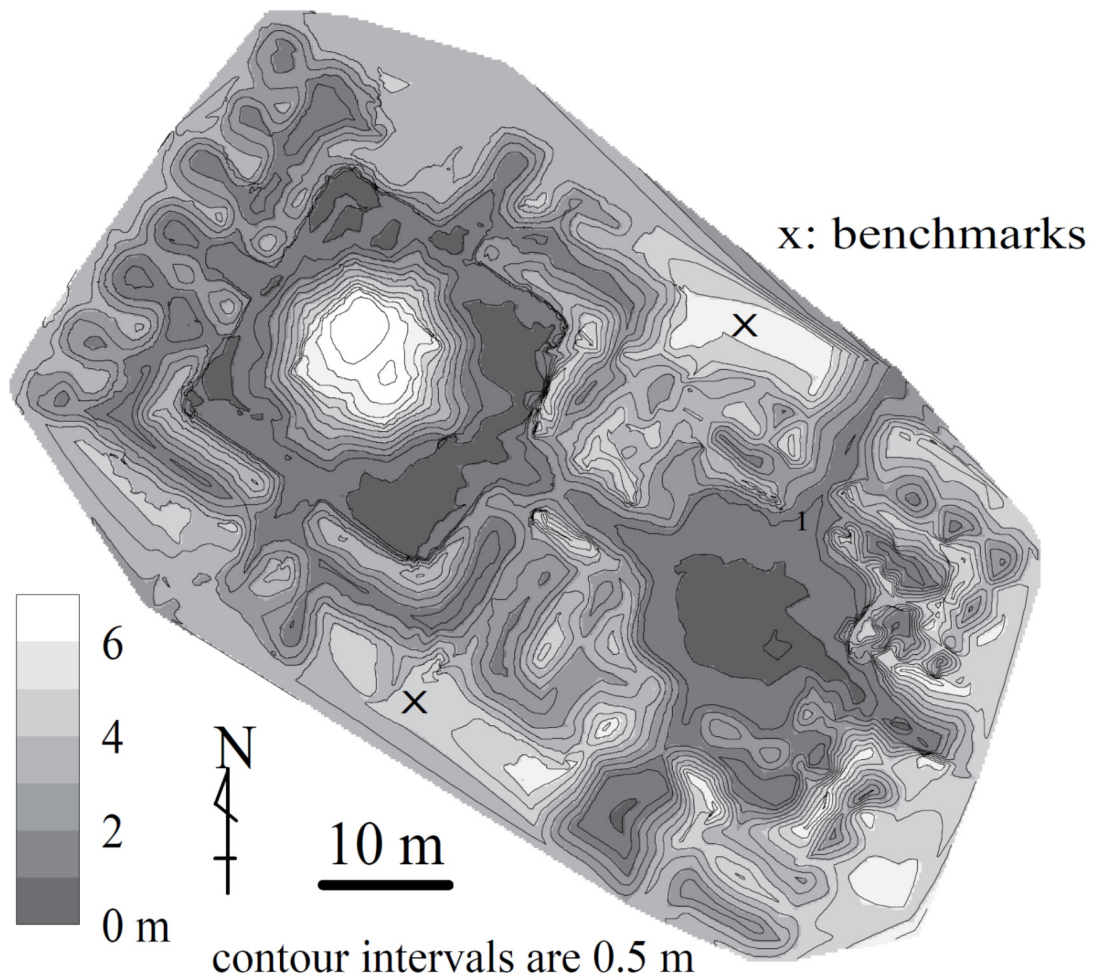


図 3-9 遺跡全域の詳細地図，×マークは基準点を示す

写真測量による分解能は式(1)と(2)により求めることができる。壁-Aの南西側を対象にした図 3-3 の場合，撮影距離 H が約 14 m，左右カメラ間隔 B が約 4.4 m，レンズ焦点距離 18 mm で利用したカメラのセンサー解像度 δ_{CCD} が 0.0079 mm であり， σ_{xy} が 6.2 mm で σ_z が 20 mm となった。またカメラ位置計算時の残差 R_{ph} は 98 mm となって σ_z よりかなり大きな値となった。 R_{ph} は R_{TS} とほぼ同じ値である。

壁-Aの北東側を対象にした立体写真の場合，撮影距離 H が約 17 m，左右カメラ間隔 B が約 2 m，レンズ焦点距離 18 mm で利用したカメラのセンサー解像度 δ_{CCD} が 0.0079 mm であり， σ_{xy} が 7.4 mm で σ_z が 63 mm となった。この時のカメラ位置計算時の残差 R_{ph} は 80 mm，TS 測量時の残差 R_{TS} は 38 mm であり， R_{ph} は σ_z に近い値となった。すなわち測量精度は，①写真測量の分解能，②TS 測量時の残差，③写真測量の残差のいずれか大きいものに影響を受ける。ここでは全ての壁や構造物への適用について，測量精度を 100 mm 以内に収めた。これはアジナ・テパ仏教遺跡を長方形とした

場合の長辺（約 100 m）を基準とした場合 1/1000 となり，公共測量規定も何とかクリアできる精度である．

3.4 測量結果について

3.4.1 倒壊の危険性が高い壁の測量成果

近接デジタル写真測量を適用し，図 3-10 に示した壁-A～D の三次元表面モデル（DTM）を作成した．例えば平面で逆 L 型の形状をした壁-A については（図 3-6），3.3.1 項に記述したように，南西・北東・南東の三方向から立体写真を撮影し，どの方向からも観察可能な DTM を作成した．図 3-11 に示すのは北東側からと南西側からみたテクスチャーマッピング付きの DTM であり，南北方向の断面図も示す．他の壁-B～D につ

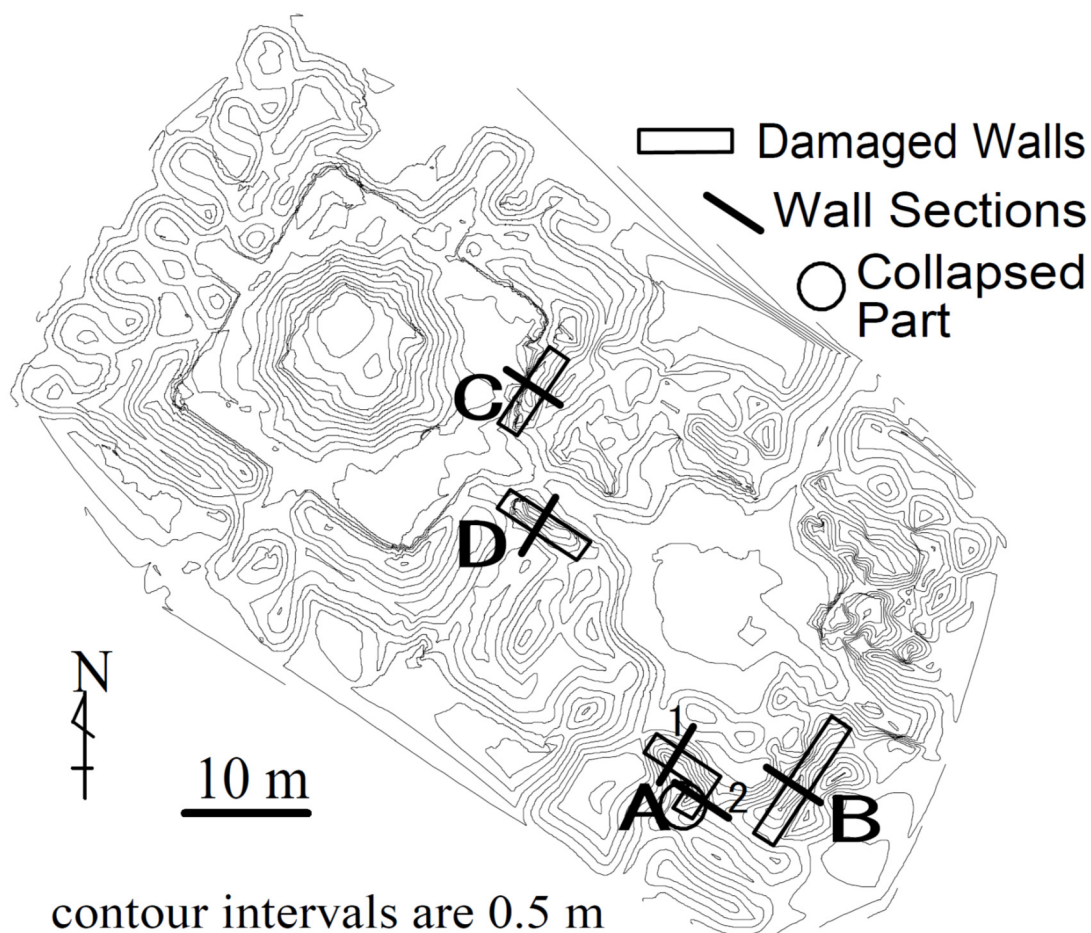


図 3-10 近接デジタル写真測量を適用した壁と断面図の位置図

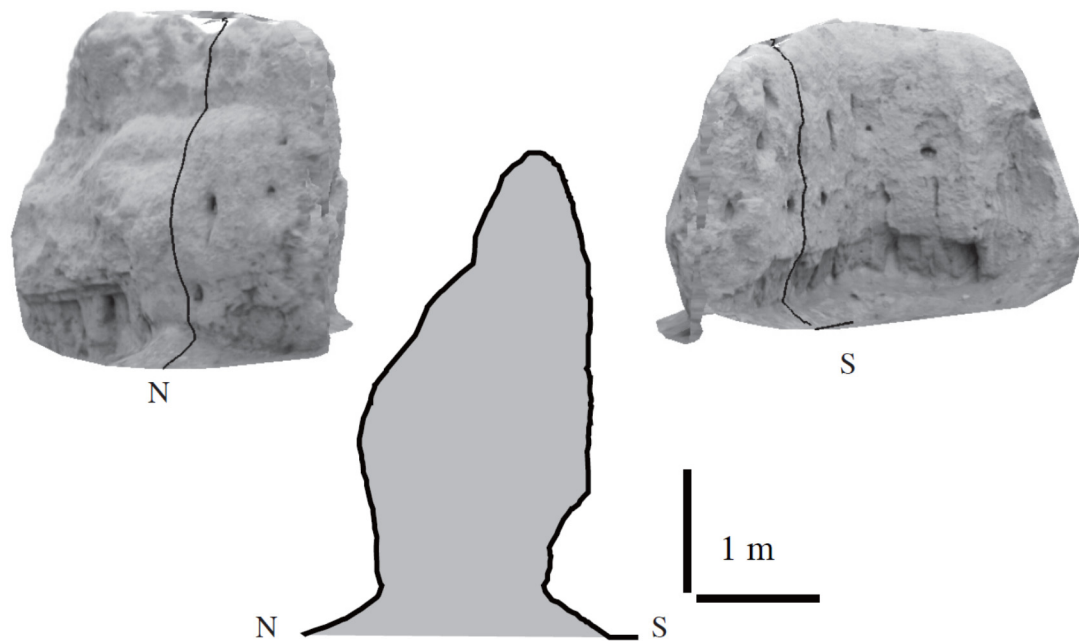


図 3-11 壁-A のテクスチャーマッピング DTM と断面図

いては単純な構造をしているため、各々の壁において両側の二方向から立体写真を撮影し、両側から観察可能な DTM を作成した。各々の DTM から作成した断面図を図 3-12 に示す。

パフサと日干しレンガで構成された壁の元々の断面形状は、長方形と考えられる。Litvinskij and Zejmal (2004) に記載されたオリジナルの壁の厚さは 2.4 m とされている。壁-A のオリジナルの高さは明確に記載されていないが、僧院部の壁の平均高さは 2.5 m で、最高でも 5 m と記載されている。図 3-11 に示された壁-A の断面図をみると、その厚さの最大部は 2 m 程度である。すなわち風化と侵食により、壁-A の形状はオリジナルのそれからかなり変化していることがわかる。具体的な変化を記述すると、まず最初に頂上部が激しく侵食されて丸みを帯びている。北側も南側も同様に侵食されているが、北側の方がやや侵食が激しいようにみられる。さらに壁-A の下部をみると、脚部が侵食されて窪んでいることがわかる。脚部の窪みは、北側よりも南側の方が侵食量が多いようにみられる。

同様に壁-B～D についても、それぞれの断面図を図 3-12 の b～d に示した。例えば壁-B は僧院部の南東に位置する南北に近い走向の壁である。この壁の東西方向の断面図(図 3-12b)をみても、壁-A の東西に近い走向の壁の南北方向の断面と同様な特徴がみられる。すなわち頂上部は侵食されて丸みを帯びており、東西どちらもほぼ対象に侵食されている。現在の壁の厚さの最大部は 1.5 m 程度と、オリジナルな壁の厚さ 2.4 m に比べてかなり薄くなっていることがわかる。さらに壁の脚部であるが、かなり深く侵食されて窪んでおり、中央部に比べてかなり薄くなっていることがわかる。壁-C や

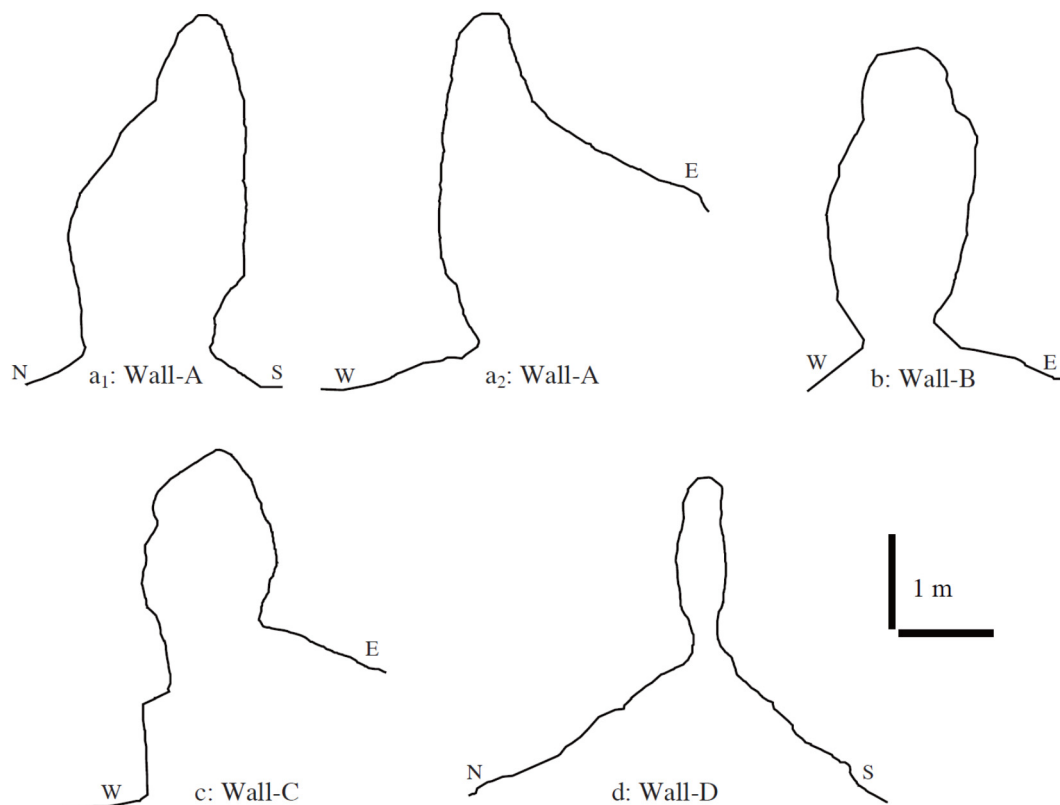


図 3-12 各壁の断面図，壁の位置は図 3-10 を参照

D の断面からも同様な特徴がみられ，これら特徴を以下に箇条書きにする．

- ・歴史的構造物である壁の現在の形状をオリジナルな形状と比較すると，かなり侵食されて変化している
- ・壁の頂上部は侵食されて丸みを帯びている
- ・壁の脚部は侵食されて窪んでおり，壁の中央部と比べるとかなり薄くなっている

3.4.2 壁-A で観察された崩壊について

壁-A の南端では (図 3-10 の○部分)，2006 年 8 月のドキュメンテーション時に既に脚部の侵食がかなり進んでいた (図 3-13 a の破線)．壁の高さは約 4 m であるが，地表から 0.5~0.8 m の脚部において最大 0.6 m 程度の深度まで侵食が進み，ノッチの形状を呈していた．9 ヶ月後の 2007 年 5 月のドキュメンテーション時には上部から中部にかけての張り出し部は完全に崩壊し，その形状はやや凸凹の平面へと変化していた (図 3-13 a の実線)．図 3-13 b は水平面に平行で，地表から頂上まで 0.3 m おきの断面線を示している．0.1 m おきの断面線も作成しており，これらから崩壊部の体積を計

算すると約 1.6 m³である。図 3-13 に示した鉛直および水平断面線は、2006 年および 2007 年それぞれに作成した DTM から作成したものである。それぞれの写真測量時に

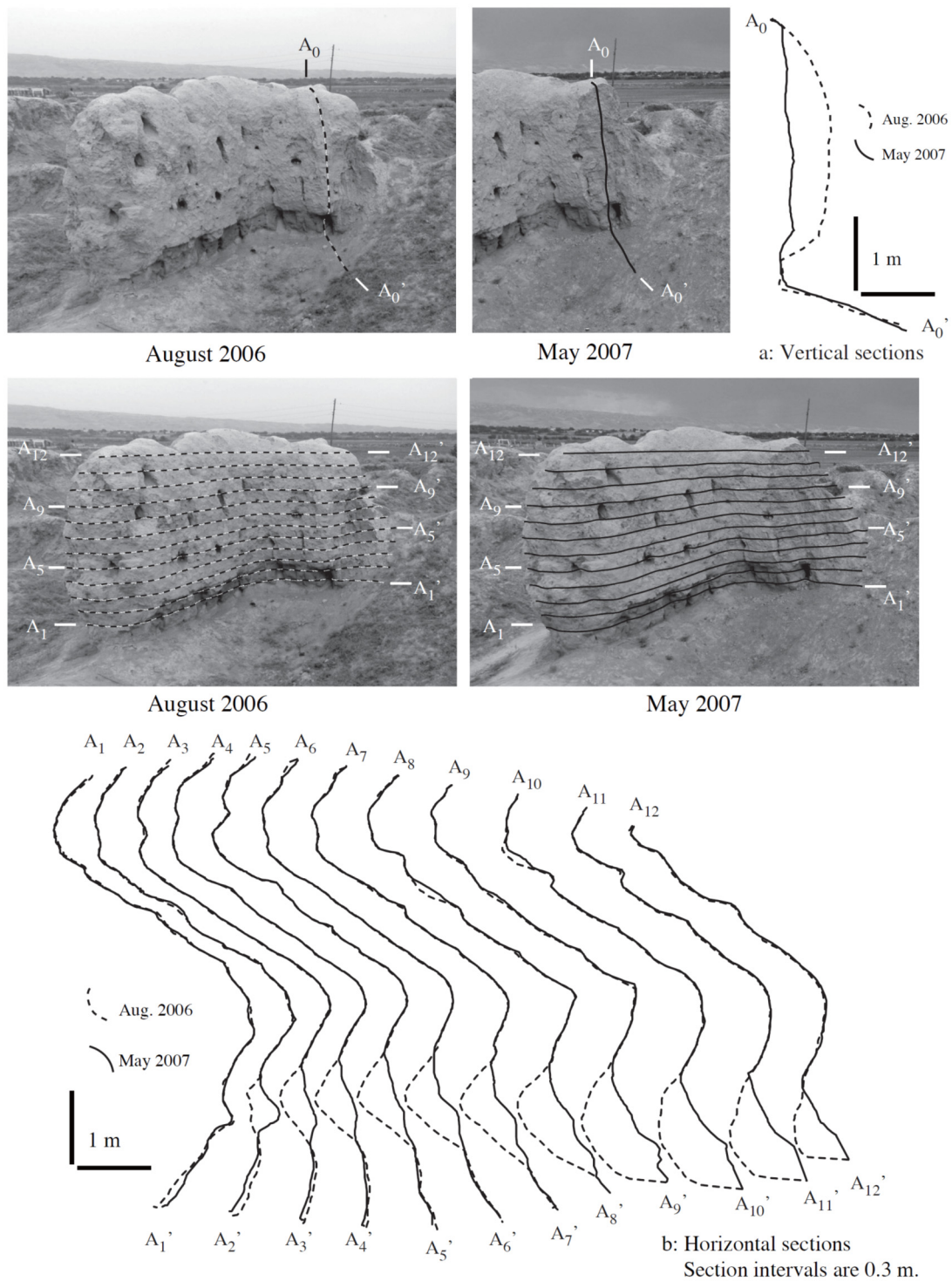


図 3-13 修復前と修復中の壁-A の変化

上は縦断面の 2006 年と 2007 年の変化，下は水平断面の変化

は同一の 10 点の標定点を利用しており、崩壊部と微小な侵食部分を除けば、それら断面線形状に違いはない。このように不動点となる標定点の置き方を工夫しておけば、歴史的建造物の侵食などによる変化をモニタリングすることが可能である。

3.5 アジナ・テパにおける歴史的建造物の風化・崩壊過程

1960 年代の Litvinskij らによる発掘作業の前は、アジナ・テパ遺跡は堆積物に覆われて小高い丘となっていた。“アジナ・テパ”とは現地語で“悪魔の丘”を意味する。発掘作業で見つかった涅槃仏などの貴重な遺物は、現在も首都ドシャンベの国立考古博物館に保存されている。しかし現地の考古学的建造物には適切な保存処置などはされなかったようである。すなわち発掘作業の終わった 1975 年以来、建造物は風雨にさらされていたはずである。建造物である壁の頂上部はおよそ 30 年間にわたり風雨による侵食が続き、現在のような形状を呈していると考えられる (図 3-14)。アジナ・テパ周辺地域は大陸性ステップ気候であり、冬期に雨量が多い。従って特に冬期に侵食が進んだ可能性が高い。さてアジナ・テパを含む中央アジア地域では、塩類風化による歴史的建造物の侵食が大きな問題となっている (Fodde, 2008)。例えば複合土材料中の塩類を測定した例によると、アジナ・テパでは平均約 4.8 % (Fodde et al., 2007)、キルギスタンの Krasnaya Rechka で平均約 3.8 % (Fodde, 2007b)、カザフスタンの Otrar Tobe で平均約 5.6 % である (Fodde, 2007a; いずれも重量比)。アジナ・テパ仏教遺跡では、実際に塩類が複合土材料で構成される建造物表面に析出した例も複数観察された (図 3-15)。この塩類を X 線回折装置で分析したところ、塩化ナトリウムと炭酸カルシウムが検出された (図 3-16)。こういった塩類が複合土材料中に含まれるのは前述の通りだが、これらが地下水によって運ばれ、建造物上に析出すると考えられる。Watanabe et al. (2008) は壁-A を含む複合土材料建造物の表面上で蒸発量計測を行っている (図 3-17)。その結果に因れば、地表面で最も高く、建造物 (壁) の鉛直高さと共に蒸発量が減少しているのが解る。どの壁の計測結果をみても、地表から 1 m の高さでは地表面の蒸発量に比べて十分小さな蒸発量である。すなわち地下から毛细管現象で移動してきた地下水が塩類を溶かし込み、建造物の下部で蒸発する際に塩類を析出していると考えられる (図 3-14)。地下水の供給元であるが、3.2 節で述べたようにアジナ・テパ周辺は綿花畑であり、遺跡周辺にも水路が設置されて年間を通して水が供給されている (図 3-8)。夏季の強い日差しの下では蒸発量も高くなり、遺跡の地下へ浸透した水分が地表面へと移動していると考えられる。塩類が析出した建造物表面はダメージを受け (Goudie and Viles, 1997)、風雨等により侵食を 30 年間繰り返し受けたため、建造物の脚部は窪んでいるものと考えられる (図 3-12, 図 3-14)。

なお灌漑水路の水自体が、既に塩類を溶かし込んでいるかもしれないが、水分分析

を行っていないために明らかではない。さらに塩類である塩化ナトリウムと炭酸カルシウムであるが、周辺の基岩は海洋性堆積物であり、岩塩の分布もあるようなので、塩化ナトリウムは現地の地圏素材から供給されていると考えられる。しかし炭酸カルシウムは綿花畑に使われている肥料の可能性もあるが、詳細な調査を行っていないため明らかではない。

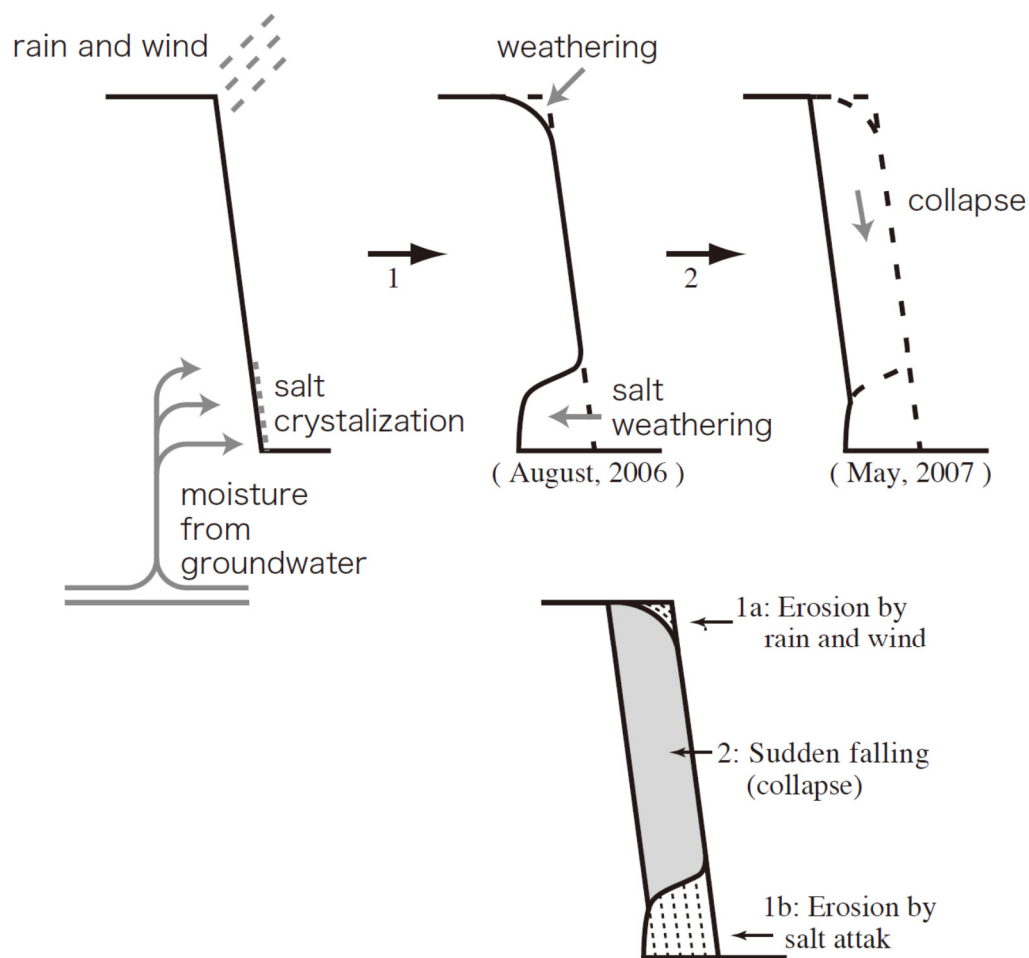


図 3-14 歴史的建造物の風化・崩壊過程の模式図

1. 地下からの毛細管現象による水分移動・蒸発により、壁の下部が塩類風化で侵食される。上部は風雨で浸食される。
2. 重さに耐えきれなくなった壁の上部～中部が崩壊し、壁は薄くなる。
このような崩壊が複数起こったと考えられる。



図 3-15 アジナ・テパ遺跡内でみられる塩類析出の例

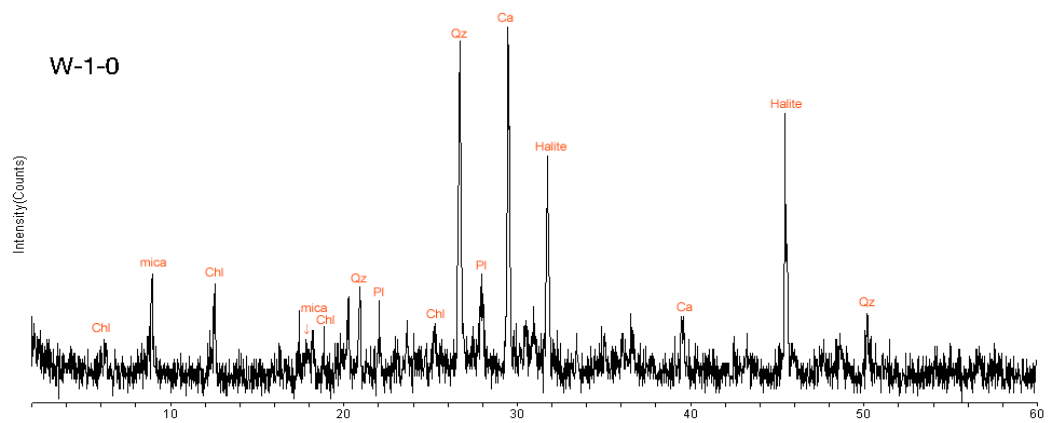


図 3-16 塩類の X 線回折分析結果 (Enrico et al., in press)

レスに含まれる石英 (Qz) のほか、塩化ナトリウム (Halite) と炭酸カルシウム (Ca) のピークがみられる。

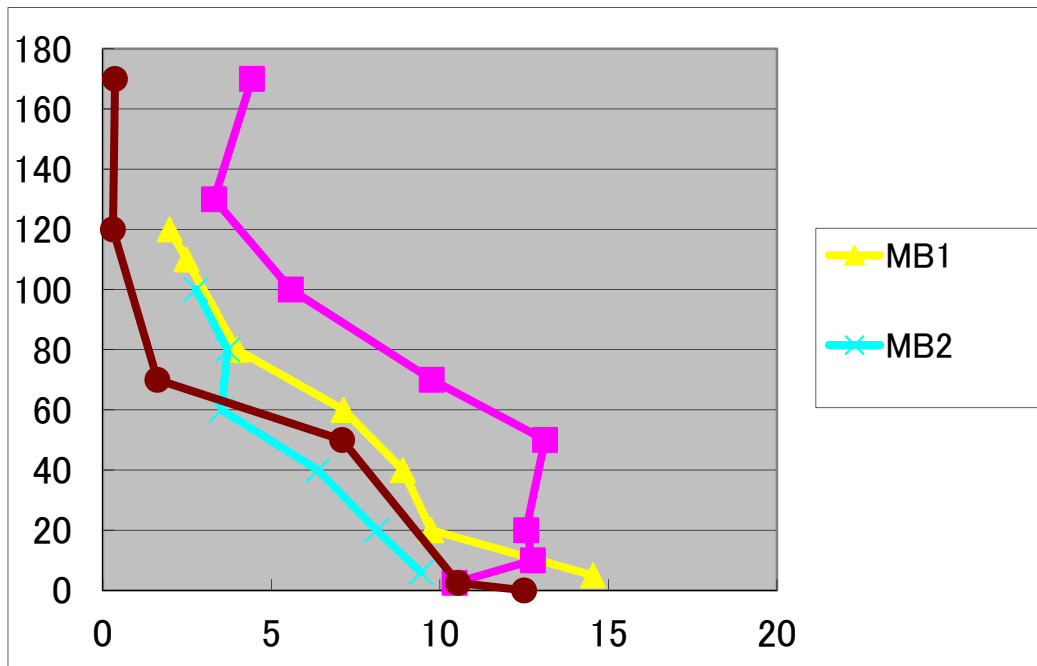


図 3-17 複合土材料で形成された遺跡構造物表面での蒸発量
縦軸は構造物の地表からの高さ (cm), 横軸は蒸発量 (mg/m²・s)

3.6 修復活動について

このプロジェクトの最終的な目的は、アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存である。従って倒壊の危機にある壁については、適切な修復・施工をする必要があった。歴史的構造物としての壁は、新しい日干し煉瓦で覆われ (図 3-18), 更にその上を泥の漆喰で覆うことによって保護した。将来的な歴史的構造物の保存も考慮し、壁の脚部を厚くして、鉛直ではなく台形型の断面になるように施工した。これは壁自体の倒壊を防ぐことと、塩類風化に対して脚部を強くすることを目的にした構造である。写真測量による施工後のドキュメンテーションも行われたため、施工前と施工後の写真と断面形状の比較を図 3-19 に示す。歴史的構造物としての壁が日干し煉瓦と漆喰によってしっかりと覆われていることが断面から判断できる。



図 3-18 壁-B の修復施工中の写真

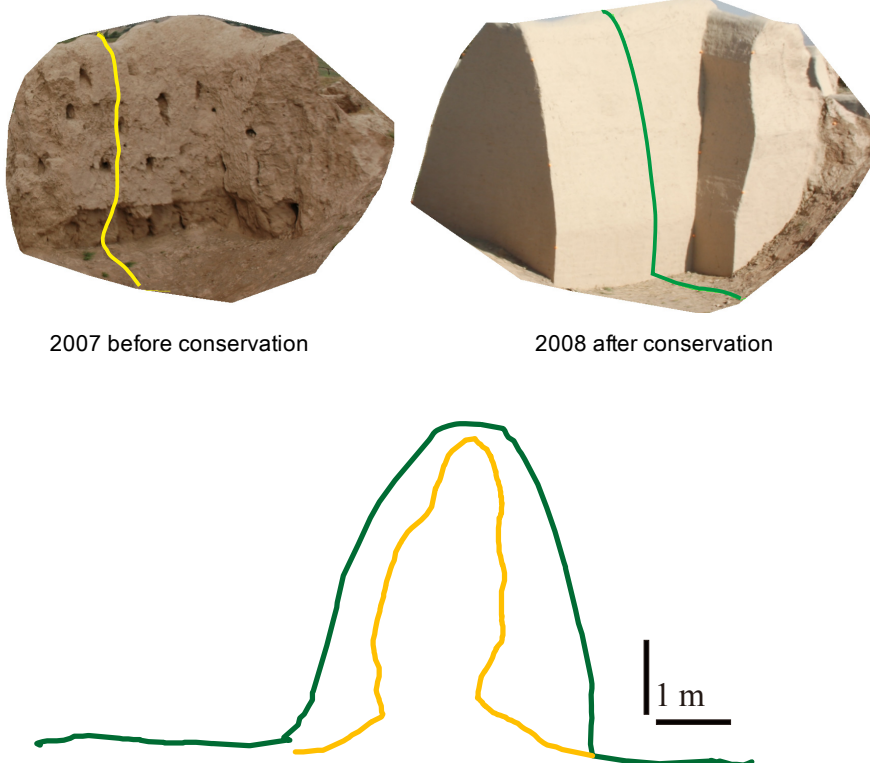


図 3-19 壁-A の修復前と修復後の比較

3.7 アジナ・テパ仏教遺跡のモニタリングのまとめ

ユネスコ文化遺産保存日本信託基金によるタジキスタン共和国アジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存プロジェクトにおいて、写真測量技術を用いた遺跡のドキュメンテーションを実施した。具体的には倒壊の危機にある壁のドキュメンテーションと、遺跡全体の地形図作成である。壁のドキュメンテーションから断面を作成すると、オリジナルの形状や厚さからは相当変化して侵食を受けていることがわかる。30年前の発掘以降、上部は風雨に晒されて侵食され、下部は塩類風化によって窪んでいることが解る。またプロジェクト期間中に壁-Aにおいて、窪んだ脚部より上部が崩壊し、これを写真測量で三次元ドキュメンテーションすることに成功した。そして歴史的構造物として壁の経年変化過程を図 3-14 のように、塩類風化による脚部の侵食→中部から上部の崩壊、とまとめることができた。更にこのような劣化過程を修復方法や実際の施工に生かすことができた。プロジェクト期間は3～4年間程度であり、その期間で30年以上の長い風化・侵食過程を完全に把握することは難しい。このようなモニタリングをこれからも継続できれば、遺跡の修復・保存に役立つことは間違いなからう。

参考文献

- Fodde, E. (2007)a: Conserving sites in the Central Asian Silk Roads: the case of Otrar Tobe, Kazakhstan. *Conservation and Management of Archaeological Sites* 8, 77-87.
- Fodde, E. (2007)b: Analytical Methods for the Conservation of the Buddhist Temple II of Krasnaya Rechka, Kyrgyzstan. *Conservation and Management of Archaeological Sites* 8, 136-153.
- Fodde, E. (2007)c: Fired Brick and Sulphate Attack. the Case of Moenjodaro, Pakistan. *Journal of Architectural Conservation* 13, 69-80.
- Fodde, E. (2008): Structural Faults in Earthen Archaeological Sites in Central Asia: Analysis and Repair Methods, in: D d'Ayala and E Fodde (eds) *Sixth International Conference on Structural Analysis of Historic Construction*, London: Taylor & Francis, 1415-1422.
- Fodde, E., Watanabe, K. and Fujii, Y. (2007): Preservation of earthen sites in remote areas: the Buddhist monastery of Ajina Tapa, Tajikistan, *Conservation and Mgmt. of Arch. Sites*, Vol. 9 No. 4, August, 194-218.
- Fodde, E., Watanabe, K. and Fujii, Y. (in press): Measuring Evaporation Distribution of Mud Brick and Rammed Earth, *Structural Survey*.
- Goudie, A. and Viles, A. (1997): *Salt Weathering Hazards*, John Wiley & Sons, Chichester, 241p.
- 岩崎好規 (2005) : 海外における遺跡保存と地盤工学, 土と基礎, Vol.53, No.3, pp. 1-7.
- Kuchitsu, N., Ishizaki, T. and Nishiura, T. (1999): Salt weathering of the brick monuments in Ayutthaya, Thailand, *Engineering Geology* 55, 91-99.
- Litvinskij B. A. and Zejmal T. I.(2004): *The Buddhist monastery of Ajina Tapa, Tajikistan*. IsIAO, Rome, 192p.
- 中川 武・赤澤 泰・中澤重一・岩崎好規・福田光治 (2005) : カンボジアのアンコール遺跡の修復と地盤工学の役割, 土と基礎, Vol.53, No.3, pp. 11-14.
- 谷本親伯・小泉圭吾 (2005) : 大阪大学敦煌莫高窟学術調査の概要, 土と基礎, Vol.53, No.3, pp. 8-10
- Topal, T. and Sözmen, B. (2003): Deterioration mechanisms of tuffs in Midas monument. *Engineering Geology* 68, 201-223.
- 渡辺邦夫・尾崎哲二 (2005) : 乾燥地の遺跡修復と地盤工学的問題点 : イラン, チョガ・ザンビール遺跡を例として, 土と基礎, Vol.53, No.3, pp. 18-20.
- 渡辺邦夫・長田昌彦・小口千明 (2007) : イラン, バム遺跡の修復に向けた国際協力, 土と基礎, Vol.55, No.3, pp. 15-17.

Watanabe, K., Maung, M.M., Fujii, Y., Fodde, E. (2008): Evaporation measurement for the preservation of historical Buddhist Monastery Ajina Tapa, Tajikistan. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE 52.

4. 来待砂岩の三軸伸張試験時の破断について～試験後破断面に写真測量を適用した例

以下の章では来待砂岩を対象にした、破断と内部構造解析について述べる。4章は地下空洞の壁面などの応力状態を模擬した三軸伸張試験後の破断面に写真測量等の解析を適用し、破壊メカニズムを解明した例である。

4.1 はじめに～三軸伸張試験と破断面解析（フラクトグラフィ）について

地下環境すなわち地圏環境での岩石・岩盤の変形あるいは破壊現象を詳細に理解するため、試験機を用いた室内試験や、計算機を利用したシミュレーションが多数行われている。地下備蓄基地やトンネルのように、地下に空洞を設けるような場合、応力開放による岩盤の緩みが問題となる。また花崗岩などにみられるシーティング節理や、ボーリングコアで問題となるディスクングも、応力開放による現象にはほかならない。このような現象のメカニズムを解明するには、三軸伸張試験のような拘束圧下における強制伸び変位を与える実験的検証が必要となる（藤井・上原，2006）。

ここでいう三軸伸張試験とは中間主応力が最大主応力に等しい（ $\sigma_1 = \sigma_2$ ）圧縮試験を示す。一般の岩石試験は、対象試料が耐えられるまで载荷を行い、最終的に延性変形や脆性破壊に至る。Ramsay and Chester（2004）はドッグボーン型試料の大理石を対象に、 $\sigma_1 (= \sigma_2)$ を0から圧縮、最小主応力（ σ_3 ）を引張りから圧縮まで変化させた一軸引張りおよび三軸伸張試験を行った。その結果として、最終破断面が引張り割れ目からせん断割れ目まで、軸方向からの傾斜角度と内部構造の変化を伴い、連続的に変化することを記載した。また藤井・上原（2006）も $\sigma_1 (= \sigma_2)$ が圧縮、 σ_3 が引張りにおける引張割れ目を形成し、薄片観察などの断面構造を報告している。しかしながら、破壊された試料の破断面がどのような形状を示しているか、詳細な記載はみあたらない。

破壊力学のなかに破断面を解析する「フラクトグラフィ」という分野がある。破断面の解析から、破壊の原因を究明するのが目的であり、破壊時の応力状態の推定も可能である（吉田，2005）。このフラクトグラフィを地質学に応用し、野外の岩石中に発達する割れ目形成時の応力状態の推定を試みた研究も存在する（Bahat, 1991）。この論文では高橋ほか（2012）で実施された、来待砂岩（中粒凝灰質砂岩）の三軸伸張試験後の試料を用いて、試験で最終的に形成された破断面を対象に、フラクトグラフィの視点から解析を行う。また同時に写真測量技術を用いて破断面のラフネスを測定し、応力と割れ目粗度との関連についても言及する。なお高橋ほか（2012）で実施された三軸伸張試験では、 $\sigma_1 = \sigma_2$ を流体圧で、 σ_3 を円柱供試体の長軸方向から剛体ピストンによって負荷させた。以降、 $\sigma_1 (= \sigma_2)$ を側方応力、 σ_3 を軸応力として以下に記述する。

試験後試料に形成された破断面の構造を詳細に記載・解析するメリットとして以下

二点が挙げられる。一つは破断面に破壊時の痕跡が残っているため、三軸伸張試験のように試験中に供試体の直接観察を行えない状況において、弾性変形以降の破壊メカニズム（破壊挙動）の推定が可能である。すなわち、なぜ・どのように破壊が進行したのかを考察することができる。二つめは、制御された応力・環境下で形成された試験による破壊であるため、天然で形成された割れ目破断面との比較検討が可能となる。すなわち野外で観察できる地質構造の一種である、節理や断層の形成メカニズムや成因を考える上でも非常に重要といえる。

4.2 来待砂岩と三軸伸張試験方法について

4.2.1 来待砂岩の地質概説

地質の詳細については次章の 5.2 節に譲り、ここでは概要を述べるにとどめる。島根県宍道湖南部に分布する中新統大森層中の砂岩を採取して試験に用いた。これは一般に‘来待石’と呼ばれる塊状の中粒凝灰質砂岩であり（鹿野ほか，1991），古くから灯籠などの石材に使われている。砂岩の粒子は淘汰が悪く，サイズは 0.5～1.0 mm が多い。構成物としては安山岩片，輝石，角閃石，斜長石，カリ長石，花崗岩質岩片，少量の石英などを含み，岩片や結晶片に比べてマトリックスの割合は 20 %程度と少ない（沢田，2000）。なお採石場における掘削直後の新鮮な露出面は青みを帯びた灰色であるが，時間の経過とともに黄褐色～灰褐色に変化する。また緩斜面直下では，ほぼ斜面に平行な低角のシーティング節理がみられることが多い（横田ほか，2006）。

図 4-1 に示す勝部石材の採石場からブロック試料を採取した。この石切り場では水



図 4-1 勝部石材の採石場

平に近いシルト質層と 20 度程度の傾斜を持つ斜交葉理をまれに確認することができるが、これらが観察されない塊状のブロック試料を採取した。なおブロック試料の一面は水平方向に採取し、残りの 2 面は任意方向である。ただし KM 試料のみ、定方位でブロック試料を採取した。ブロック試料から水平面に垂直な軸方向でコア試料を採取し、径 50 mm 長さ 100 mm の円柱供試体を作成して試験に用いた。すなわちほぼ水平なシルト質層を層理面とみなし、これに垂直な円柱供試体を作成した。なお KM 試料は上下に加えて方位も記載した完全な定方位円柱供試体として作成した。同様な供試体を 3 つ用いて各種物性値を測定したところ、平均として見かけ密度 2.23 g/cm³ (高橋ほか, 2012), 空隙率 21.3 % (高橋ほか, 2011) などの結果が得られた。

4.2.2 三軸伸張試験について

試験方法の概要を以下に記述するが、詳細は高橋ほか (2012) を参考にされたい。三軸伸張試験は MTS815 岩石試験装置を用いて実施した (図 4-2)。試験装置の軸載荷能力は 4600kN, 側方応力は最大 100MPa である。また軸応力および側方応力はデジタルサーボコントロールシステムによって、精度良く制御することが可能である。供試体は鋼製エンドピースにはさみ、テフロン系熱収縮チューブで被覆して側方応力の媒体オイルが供試体内部に侵入するのを防いだ (図 4-3 左)。さらに熱収縮チューブの上から、周変位計と長さ 40 mm の軸ひずみ計を設置して、試験中の変位を計測した (図 4-3 右)。供試体は軸荷重を 0.3~0.5 kN 負荷した状態で設置し、次に圧力容器の蓋を閉じて側方応力のための流体注入を行った。その後 K および KM シリーズの試験について

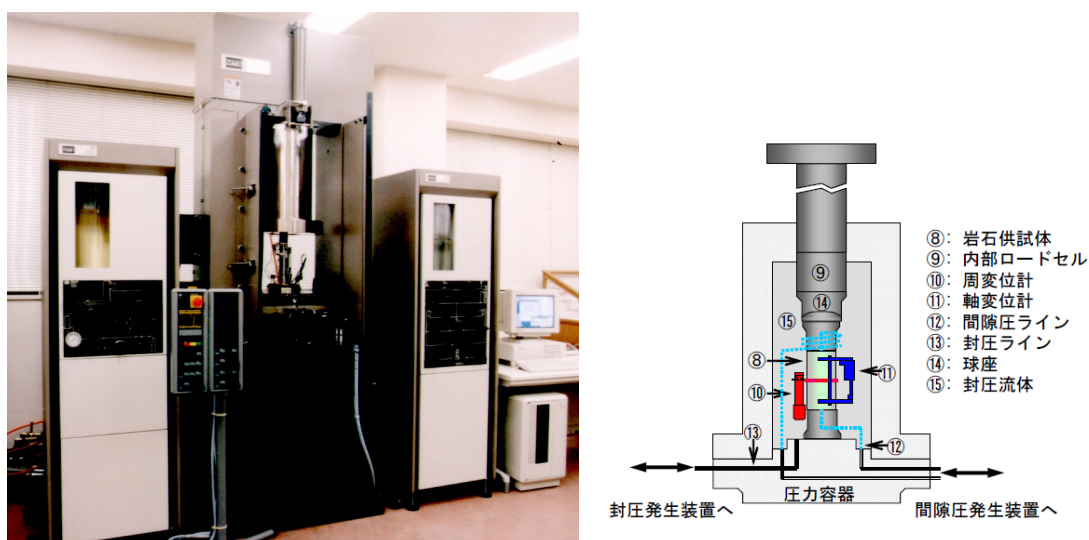


図 4-2 MTS815 岩石試験装置 (左) と圧力セル内のセットアップ

は、側方応力および軸応力を 0.125 MPa/sec で所定の値まで上昇させた。すなわち $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ となる静水圧状態とした。そして 0.05 kN/sec の除荷速度で軸応力のみを低下させて、 σ_3 が σ_1 や σ_2 より小さな応力状態を作り出し、三軸伸張試験を実施した。この際、下部プラテンを下降させることで σ_3 の応力状態を作り出した。一方 Z シリーズの試験については、側方応力および軸応力を 0.125 MPa/sec で所定の値まで上昇させて $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ となる静水圧状態とし、0.125 MPa/sec の速度で側方応力のみを上昇させて、 σ_1 や σ_2 が σ_3 より大きな応力状態を作り出し、三軸伸張試験を実施した。ところで K および Z シリーズの試験片については、自然状態の三軸伸張応力状態を疑似する目的で、下部プラテンは基盤プレートにボルトで固定し、上部プラテンはボルト固定をすることなく载荷を行った。一方の KM シリーズの試験片は上部および下部プラテンともボルト固定をして载荷を行った。

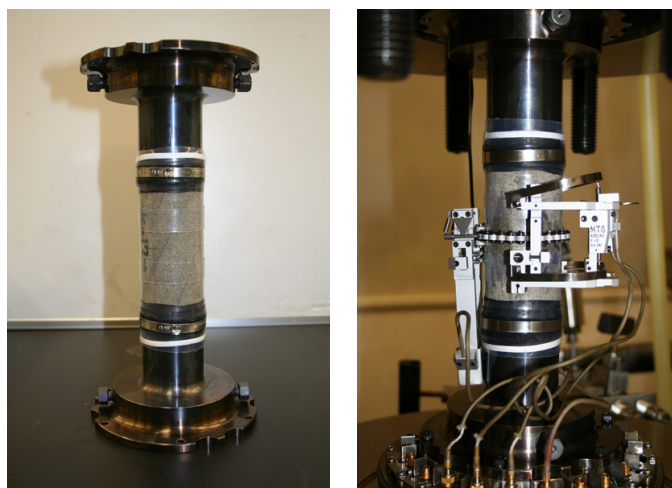


図 4-3 試験試料の用意（左）と変位計の設置（右）

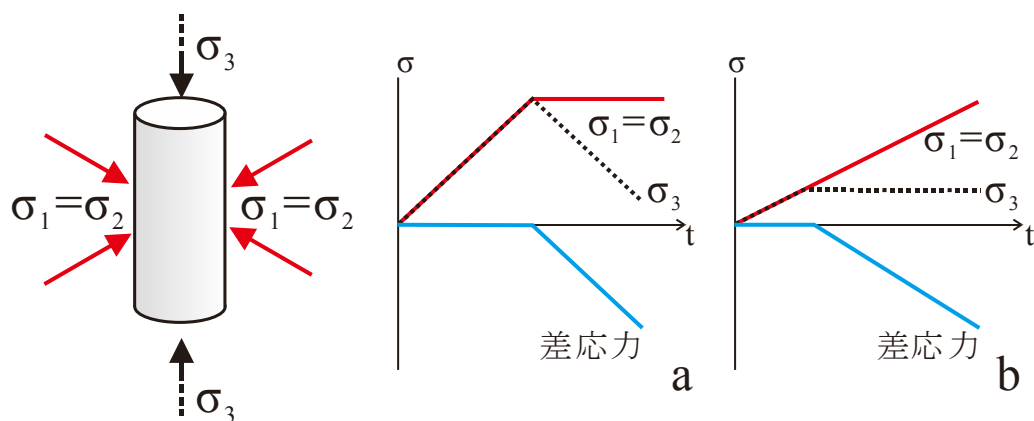


図 4-4 三軸伸張試験の主応力と各々の試験ケースの差応力

a : K および KM シリーズ試験, b : Z シリーズの試験

4.3 三軸伸張試験結果

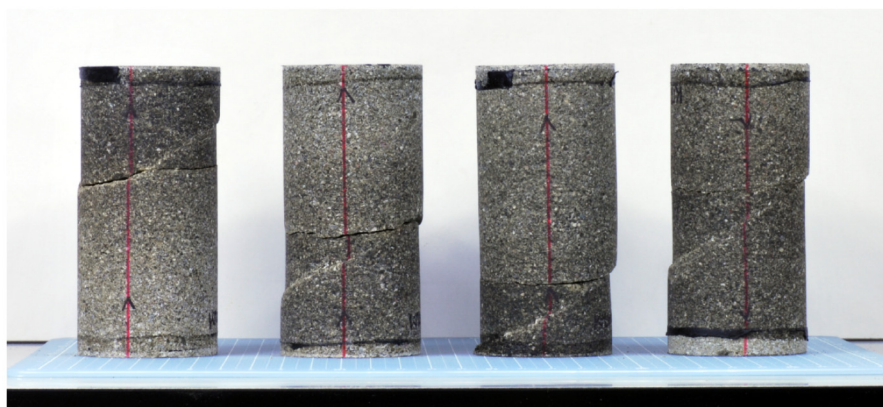
およそ 70MPa 以上の側方応力をかけた 13 の供試体において、最終的に脆性破壊が起こり、破断面が形成された（高橋ほか，2012）．破壊後供試体の写真を図 4-5 に、破壊時の応力状態および試験後供試体中の破断面の状態を模式的に示したものを図 4-6 に示す．なお，試料番号 K-17-1 と K-21-5 は図 4-6 の応力状態で試験機の制御が不可



Kシリーズ試験



Zシリーズ試験



Kmシリーズ試験

図 4-5 破壊後供試体の写真
供試体のサイズは直径 50mm 高さ 100mm

能となり、緊急停止を行ったために軸応力が急激に低下して破壊に至った。また試料番号 K-15-5 は急激な軸ひずみの低下が生じたために緊急停止を行い、同様に軸応力が急激に低下して破壊に至った。

すべての供試体において、円柱軸を鉛直（90度）とした場合、20度程度の傾斜をもつせん断割れ目、および軸方向と直交する引張り割れ目の形成が確認できる。なお試料番号 K-24-3, K-17-5, K-18-1 と Z-5 はおよそ 20度の傾斜をもつせん断割れ目が形

破壊後供試体を横からみた時の破壊の形状						
試料番号	K-24-3	K-17-1	K-24-2	K-21-5	K-15-5	K-18-1
側方応力 $\sigma_1 = \sigma_2$ (MPa)	70	80	80	90	90	100
軸応力 σ_3 (MPa)	5.6	13.7	8.6	14.7	14.3	18.8

破壊後供試体を横からみた時の破断面形体			
試料番号	Z-2	Z-4	Z-5
$\sigma_1 = \sigma_2$ (MPa)	67.4	75.9	94.4
σ_3 (MPa)	4.9	7.7	14.0

破壊後供試体を横からみた時の破断面形体				
試料番号	KM201006	KM201004	KM201005	KM201007
$\sigma_1 = \sigma_2$ (MPa)	70	80	90	100
σ_3 (MPa)	6.3	13.9	18.3	25.6



引張り割れ目（破断面分離） せん断割れ目（破断面分離） 破断面が分離しなかったせん断割れ目

図 4-6 破壊時の応力状態および試験後供試体中の破壊の形状

成され、破断面に分離が生じていた。しかしながら残りの試料 K-17-1, K-24-2, K-21-5, Z-4, Z-5, KM201006, KM201004, KM201005, KM201007 中に形成されたせん断割れ目は完全に分離せず、破断面で癒着したような状態であった。

図 4-5 や 4-6 から確認できるように、K および Z シリーズの供試体で破壊が上部に集中している。これは下部プラテンを基盤プレートにボルトで固定し、上部プラテンはボルト固定をすることなく载荷を行ったことが原因で、上部に破壊が集中したと考えられる。実際に上部および下部プラテンともボルト固定した KM シリーズの試験については、破壊が中央部に集中していることがわかる。さらに定方位で実施した KM 試料については、赤線が北方向を示している（図 4-5）。すなわち KM 試料中のせん断割れ目の走向は、すべて北～北西方向を向いている。

4.4 デジタル立体写真測量による破断面計測～せん断と引張り割れ目を対象に

せん断および引張り割れ目の三次元計測には、それぞれの破断面の立体写真が必要である。立体写真撮影時の左右のカメラ位置と撮影方向が決まれば、左右画像間の視差から破断面の三次元情報を取得可能である。撮影時の左右カメラ位置と方向の計算を行うため、「標定点」と呼ばれる座標が既知のポイントを破断面と同時に写しこむ必要がある。ここで計測する試験片の直径は 50mm、また割れ目で分離した試験片の長さは長くても 90mm 程度なので、図 4-7 に示すような標定点を記載したフレームを作成した。図 4-7 のように X-Y-Z 軸を規定すると、フレームのサイズはそれぞれ 70mm, 70mm, 100mm 程度である。割れ目破断面を上に向けた試験片をこのフレームに置き（図 4-7d）、高さ約 600mm、左右カメラの間隔 150mm、レンズ焦点距離 51mm、500 万画素を有

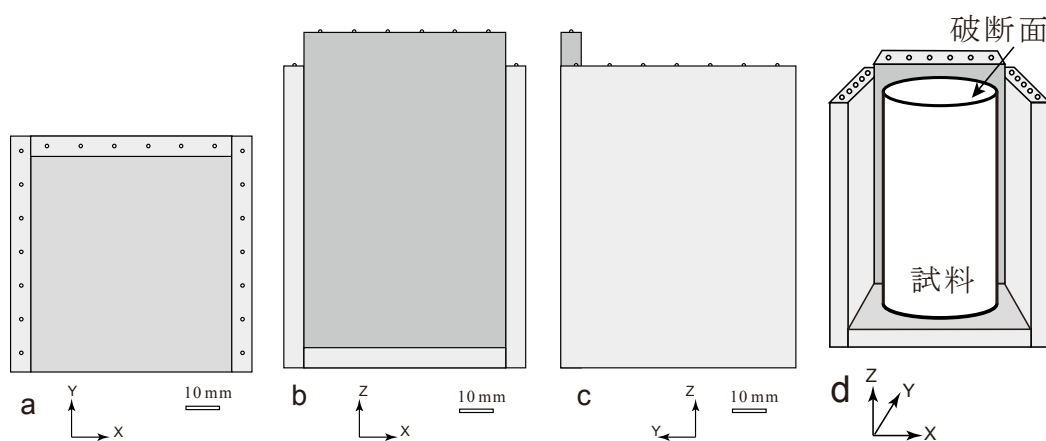


図 4-7 破断面計測用フレーム

a～c は各方向の平面図、d は三次元図。XYZ は座標軸、小さな点は標定点を示す。

する分解能 0.0034mm の CCD をもつデジタルカメラで撮影を行った (図 4-8). この立体写真の一例も図 4-8 下に示す.

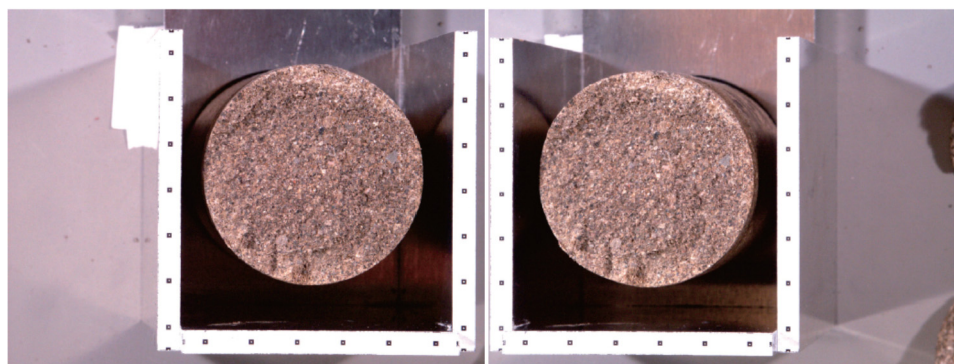
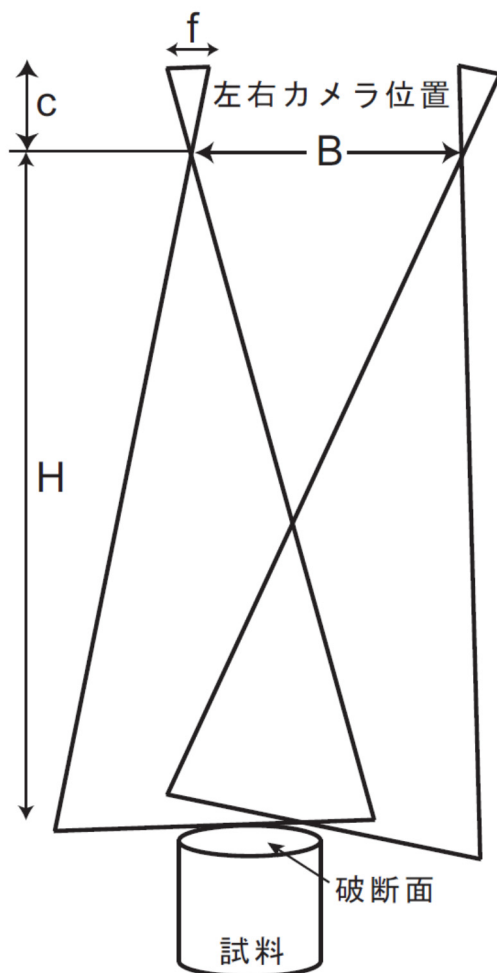


図 4-8 立体写真撮影図

H は破断面からカメラまでの距離. B は左右カメラ間の距離. f は CCD サイズで,
 C はレンズの焦点距離. 破断面の直径は 50 mm, $H=600$ mm, $B=150$ mm, $C=51$ mm, $f=8.8$ mm

K-24-3, K-17-5, K-18-1 と Z-2 は、せん断および引張り割れ目それぞれで分離して二対の破断面が形成されていたため、各試料において二組の立体写真を上から撮影した。残りの試料は引張り割れ目とせん断割れ目下部を利用した一对の破断面で試験片が分離していたため、各試料において一組の立体写真を上から撮影した。なお、各試料の破断面を撮影する際、試料上部のせん断割れ目破断面を撮影後、引張り割れ目破断面より下部の試料とフレームの位置関係を保持したまま試料上部を取り除き、引張り割れ目破断面の立体写真撮影を行った。各試料において、せん断と引張り割れ目破断面それぞれの位置関係とフレーム上の標定点の位置関係が保持されたため、写真測量解析後の両破断面の位置関係も正確に計測することが可能である (図 4-9)。



図 4-9 K-18-1 試料から写真測量で作成した破断面形状モデル

上部は Triangle Irregular Network (TIN) で表現されたせん断割れ目のモデル。下部はテクスチャマッピングで表現される引張り割れ目モデル。両割れ目の位置関係も精度よく表現されている。

撮影した立体写真をコンピューターに取り込み、写真測量ソフトを利用して標定点から左右カメラの撮影位置と方向を最小二乗法で計算した。計算時の二乗平均平方根誤差は 0.1 mm 以下となった。左右写真の位置・方向を撮影時に戻した後、左右画像の自動マッチングを行い、破断面上の三次元ポイントを取得して形状モデルを作成した。デジタルモデルは三次元ポイントを繋いだ Triangle Irregular Network (TIN) で構成されており、TIN 上に写真を貼り付けたテクスチャマッピングの作成も可能である (図 4-9)。なお破断面上に形成された TIN の数であるが、せん断割れ目には約 6000 個、引張り割れ目には約 7000 個となった。引張り割れ目破断面で TIN 要素を正三角形と仮定

した場合、一辺の長さはおよそ 0.45 mm となる。これは来待砂岩の構成粒子の平均サイズ (0.5~1.0 mm) よりやや小さな値である。せん断割れ目面上で TIN の数が少ないのは、せん断による条線等で構成粒子の構造などが不明瞭になったためと考えられる。

4.5 せん断割れ目の傾斜角と引張り割れ目の粗度計測

K-24-3, K-15-5, K-18-1 と Z-2 試料のせん断割れ目破断面の形状モデルを用いて、各試料のせん断割れ目の平均傾斜角を計算した。これは各々のデジタルモデルにベストフィットする平面を最小二乗法で計算し、载荷軸を鉛直とした場合の平面の傾斜角を求めた。なお K-24-3 と Z-2 試料は 2 つのせん断割れ目が形成されたため、2 つのデジタルモデルの傾斜角の平均を求めた。その結果を表 4-1 に示す。側方応力の増加とともに、せん断割れ目の傾斜角も増加することがわかる。Ramsay and Chester (2004) は大理石を対象に三軸伸張試験を行い、側方応力の増加とともにせん断割れ目の傾斜が大きくなることを報告しており、この実験結果とも一致している。せん断割れ目を含む破壊が、この実験の供試体上部に集中しているにもかかわらず、同様な結果が得られている。すなわち自然状態を疑似して上部プラテンを非固定にした K と Z 試料の試験方法が、破壊メカニズムに差異を及ぼしたとは考えにくい。

表 4-1 せん断割れ目の傾斜角度

Sample No	$\sigma_1 = \sigma_2$	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	傾斜角度
	(MPa)			
Z-2	67.4	4.9	62.5	21.1°
K-24-3	70	5.6	64.4	20.1°
K-15-5	90	14.3	75.7	24.4°
K-18-1	100	18.8	81.2	24.5°

すべての試料の引張り割れ目破断面のデジタルモデルを用いて、破断面の粗度計測を行った。K-24-2 試料の破断面写真を図 4-10 に示す。図 4-5 や 4-6 からわかるとおり、図 4-10 の破断面のうち、引張りで形成された割れ目は中心の色が濃い部分であり、破断面縁辺部の色の薄い部分は条線などがついたせん断割れ目となっている。そこで各試料の引張り割れ目破断面のデジタルモデルのうち、中心の直径 20mm 円の範囲のみ取り出し、この部分のデジタルモデルを用いて以下の二乗平均平方根誤差 (RMS) による粗度計測を行った。

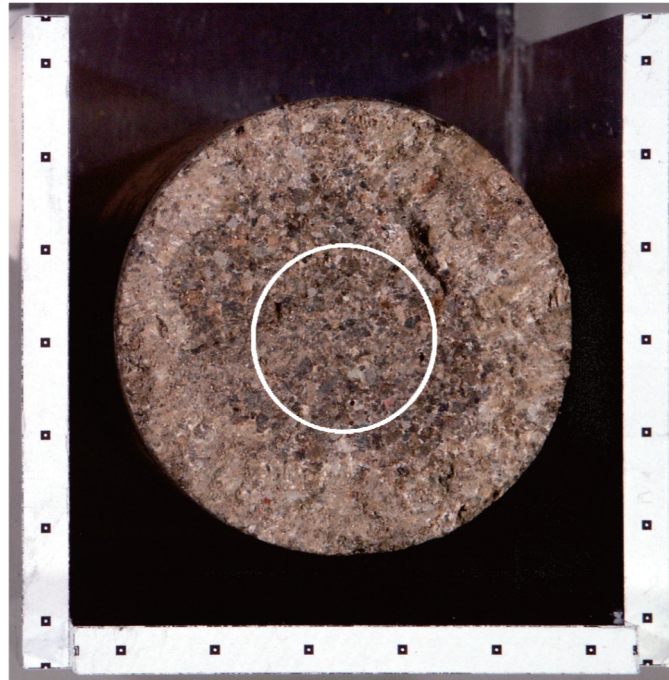


図 4-10 K-24-2 試料中の引張り破断面
ラフネス測定は図中○で示した直径 20 mm の範囲内で行った。

$$RMS = \left(\frac{1}{N} \iint_N z^2 dXdY \right)^{1/2} \quad \text{式 (5)}$$

$$CLA = \frac{1}{N} \iint_N z dx dy \quad \text{式 (6)}$$

$$MAX = \text{maximum}(z) - \text{minimum}(z) \quad \text{式 (7)}$$

ここで dX, dY は TIN を XY 面に平行な格子モデルに変換した場合の格子間隔 (0.5mm), Z は格子モデルに変換した場合の各三次元ポイントの Z 値, N は三次元ポイントの数であり, $N=600$ である. この計算結果を表 4-2 に示す. さらに CLA の結果を図 4-11 に示す.

K-17-1 および K-21-5 試料は引張り割れ目破断面上に肉眼でも観察できる大きな段差を持っており, ラフネスの RMS が大きい. これらの試料は表 4-2 の応力状態で試験機の制御が不可能となり, 緊急停止を行った. このため引張り割れ目形成時には, 表 4-1 の軸応力が保持されず, ラフネスが大きくなったと考えられる. 一方, そのほかの試料については, 軸応力の増加と共に, おおよそラフネスが小さくなる傾向が確認できる.

表 4-2 引張り割れ目のラフネス

	$\sigma_1 = \sigma_2$	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	RMS	CLA	MAX
	(MPa)					
Z-2	67.4	4.9	62.5	0.38	0.30	1.98
KM201006	70	6.5	63.5	0.31	0.26	1.74
K-24-3	70	5.6	64.4	0.38	0.29	2.19
KM201004	80	14.1	65.9	0.44	0.37	2.28
K-17-1	80	13.7	66.3	0.57	0.49	2.42
Z-4	75.9	7.7	68.2	0.19	0.15	1.02
K-24-2	80	8.6	71.4	0.44	0.35	2.38
KM201005	90	18.4	71.6	0.24	0.19	1.44
KM201007	100	26.1	73.9	0.22	0.17	1.68
K-21-5	90	14.7	75.3	0.46	0.37	2.35
K-15-5	90	14.3	75.7	0.17	0.14	0.94
Z-5	94.4	14	80.4	0.19	0.15	1.25
K-18-1	100	18.8	81.2	0.12	0.09	0.68

斜線は試験中に制御不能となった試料

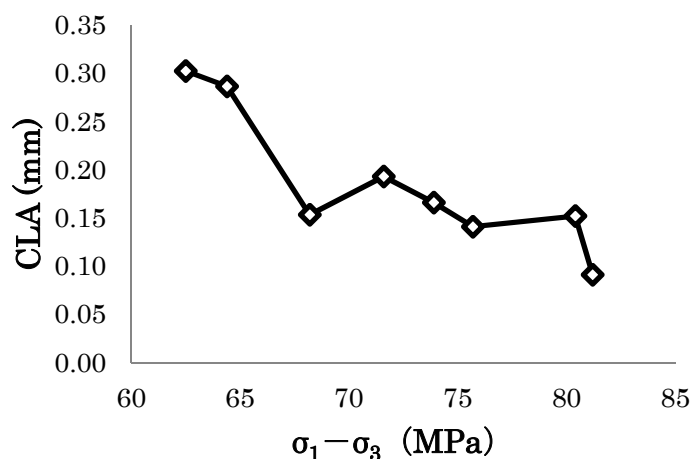


図 4-11 差応力 ($\sigma_1 - \sigma_3$) と粗度 (CLA) の関係

4.6 破断面観察 (フラクトグラフィ)

以下に破断面が分離した割れ目に関して、せん断割れ目と引張り割れ目それぞれの観察結果の記述を行う。

K-15-5 および K-18-1 の試料については、载荷軸を鉛直 (90 度) とした場合、およそ 20 度の傾斜をもつ連続した 1 方向のせん断割れ目が形成された。せん断割れ目の破断面上には、ほぼ全域に条線が確認できる。なおせん断割れ目より上部では、供試体

の左側が変形して側方に縮んでいるのが確認できる(図 4-5, 4-6). K-24-3 および K-24-2 の試料は, 载荷軸を鉛直とした場合, およそ 20 度の傾斜をもつせん断割れ目 2 枚が軸にほぼ対称に形成されている. またせん断割れ目より上部は, 供試体の両側が変形して側方に縮んでいるのが確認できる(図 4-5, 4-6). すなわち, 2 枚のせん断割れ目は, 一对の共役割れ目と考えられる. Z-2 の試料もおよそ 20 度の傾斜をもつせん断割れ目 2 枚が形成されているが, 軸に対象ではなく, お互いに平行に並んでおり, この試料のみ供試体の側方変形がみられない. その他の試料は, 载荷軸を鉛直とした場合, およそ 20 度の傾斜をもつ 1 方向の割れ目が形成されている. しかしながら割れ目のせん断が確認できるのは, 供試体の左側あるいは右側の一部のみである. その他の部分は割れ目が破断面で分離していない. また分離した部分と分離していないせん断割れ目との境界から, 引張り割れ目が発生している(図 4-5, 4-6).

図 4-5 および 4-6 の写真および模式図から判断できるように, 割れ目どうしの形態的關係から, 引張り割れ目は供試体を横断して連続することはなく, せん断割れ目で停止している. すなわち引張り割れ目がせん断割れ目の形成後に発生したことがわかる. 図 4-11 に K-18-1 の供試体で形成された引張り割れ目の破断面を示す. これは軸方向から撮影したものである. 図 4-12b で破線より上部はせん断割れ目の一部である. 引張り割れ目の破断面上には, 線のような筋がいくつか伸びている. この線は破断面写真の下部にいくと, 大きな段差へと連続的に変化している. すなわち, この筋はせん断割れ目との交線を始点としており, 図 4-12a で上から下の方向に発達している(図 4-12b). さらに同様な構造が, 他の供試体中の引張り割れ目破断面上でも確認できる(図 4-13). このような筋は, 節理面上の羽毛状構造やハックルマークと考えられ (Pollard et al., 1982), 構造のスケールが大きくなると雁行状の断面構造が確認できる(図 4-13). こ

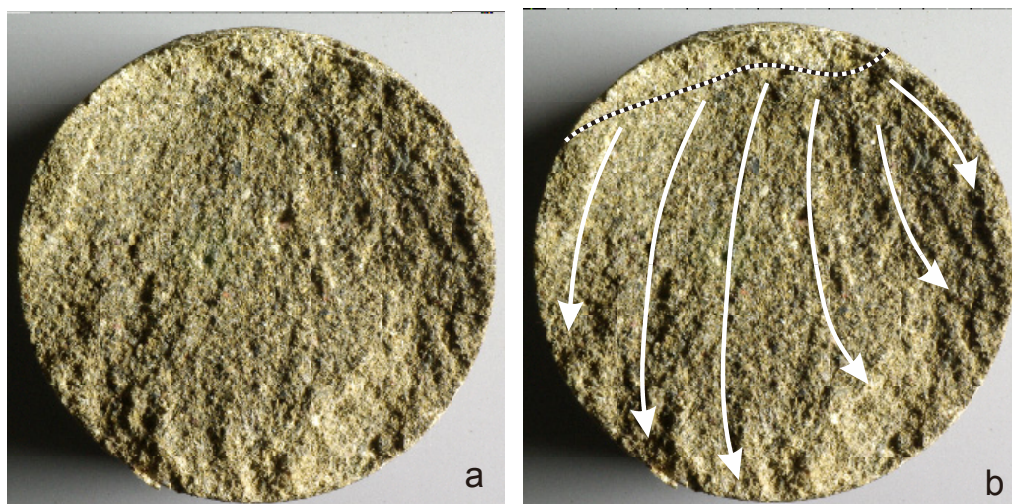


図 4-12 試料 K-18-1 に形成された引張り割れ目の破断面

a: 破断面の写真, b: 引張り割れ目はせん断割れ目との境界(破線)から発生している. また破断面構造から引張り破断面の進行方向(矢印は進行方向の概要)が読み取れる.

の構造の成因については次節で詳細を述べる。

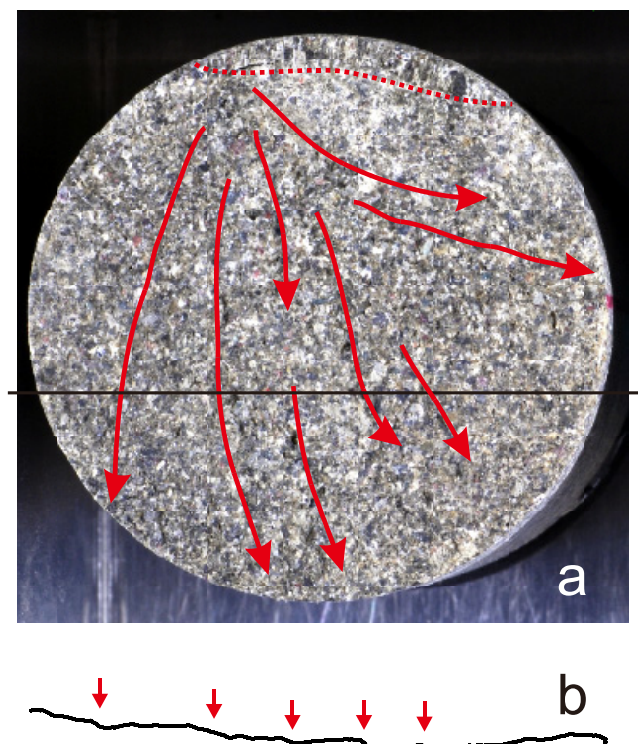


図 4-13 試料 KM201005 に形成された引張り割れ目の破断面
a : せん断割れ目との境界（破線）から発生している引張り割れ目。
b : a の直線部の断面線。雁行状の階段構造を示している。

4.7 三軸伸張試験における破断メカニクス～せん断割れ目形成と引張り割れ目発達

側方応力がおよそ 70MPa 以上の三軸伸張試験において、すべての試料にせん断割れ目をはじめに形成された。せん断割れ目は载荷軸を鉛直（90 度）とした場合、およそ 20～25 度の傾斜角をもち、側方応力が増加するほど傾斜角も増加する。これは応力円包絡線説（Mohr の理論）を適用すれば説明が可能である。Mohr の理論はせん断応力 τ が垂直応力 σ によって決まる一定値に達するか、あるいは最大引張応力が一定値 T_0 に達したときに破壊が起こるという考えである（山口・西松, 1991）。試料の破壊時の Mohr の応力円を描き、それぞれのせん断割れ目の傾斜角に対応する応力円上の点（傾斜角 θ の場合 σ_3 から 2θ の角度の位置）をプロットしたものを図 4-14 に示す（K 試験のみ）。来待砂岩の引張り破壊応力がおよそ 3.5 MPa ($T_0 = -3.5\text{MPa}$; Okubo and Fukui, 1996) であることを考慮すると、今回得られた結果から破壊包絡線を描くことができる。包絡線が σ 軸を対称軸とする放物線 ($\tau^2 = A(\sigma + T_0)$) と仮定した場合、最

小二乗法による計算で $A=25.7$ の数値が得られた。また図 4-14 中にはせん断割れ目が完全に分離しなかった他の K 試料の破壊時の Mohr の応力円を破線で示しており、包絡線との交点からせん断面割れ目の傾斜角が推定できる。K-24-2 試料は側方応力 ($\sigma_1 = \sigma_2 = 80 \text{ MPa}$) に比べてやや低い軸応力 ($\sigma_3 = 8.6$) で破壊に至っているため、やや低いせん断抵抗 τ あるいは傾斜角 θ を示すが、その他は側方応力の増加とともにせん断抵抗 τ およびせん断割れ目の傾斜角 θ が増加する。

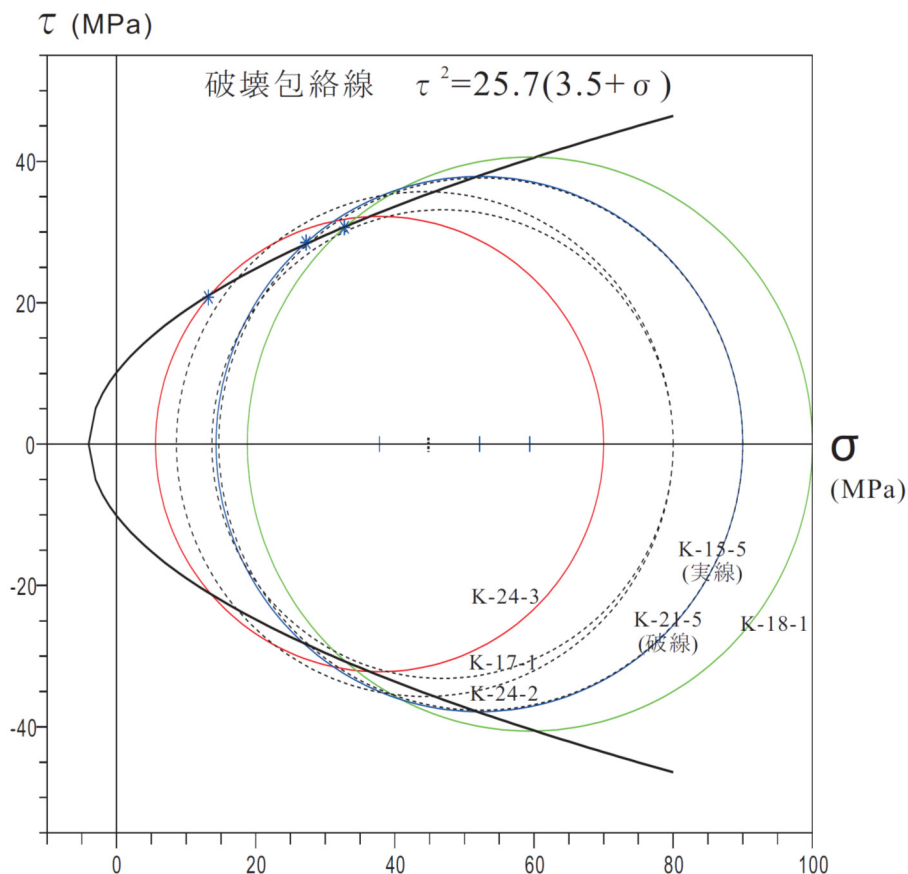


図 4-14 試験結果から得られた K 試料の降伏時のモール円と破壊包絡線
 実線のモール円はせん断割れ目が分離したもの。破線のモール円はせん断
 割れ目が分離しなかったため、破断面の傾斜が測定できなかったもの。

せん断割れ目に沿った変位が試料に生じ、これによって試料の縁辺部にひずみを生じる。例えば図 4-5 や 4-6 の試料 K-17-1 などは、試料の左上側の側方のみ、せん断割れ目に沿ってひずみを生じている。これは試料 K-18-1 の破断面にみられる図 4-12 b の破線部に、応力集中が生じたと考えられる。すなわち、せん断割れ目による側方の変位だけでは軸方向に十分なひずみが生じず、応力集中が生じた部分から軸に垂直な引張り割れ目が派生した。そのうえで図 4-12 b に示すハックルマークを形成しながら引張り割れ目が発達したと考えられる。引張り割れ目が破壊力学における mode I (割

れ目先端の変形様式が、割れ目進行方向に対して垂直方向開口であるもの、開口型変形ともよばれる)で形成される際、割れ目先端に働く引張り応力 σ_{c1} が少し回転することにより、1枚の割れ目が分岐して雁行状割れ目を形成する。この雁行状割れ目による段差が、破断面上においてハックルマークや羽毛状構造として認識できる。引張り割れ目 σ_{c1} の回転については、先行して形成されたせん断割れ目と载荷軸の位置関係が関与していると考えられる。図 4-15 に立体写真測量で作成した K-18-1 のせん断および引張り割れ目破断面のデジタルモデルの相互位置関係を示す。引張り割れ目が派生したせん断割れ目との交差部近くでは、せん断と引張り割れ目の間隔が、载荷軸方向においてほぼ同じ距離であるが、引張り割れ目の終点に近づくにつれ、この間隔が図 4-15 において右で長く左で短くなっている。供試体の変位は軸方向にほぼ平行に働いており、これによって生じる引張り応力 σ_{c1} も供試体上部の形状に影響を受け、右で長く左で短いため σ_{c1} が図 4-15 において左に少し回転し、これにより引張り割れ目先端にせん断成分である mode III (割れ目先端の変形様式が、割れ目進行方向に対して垂直方向せん断であるもの、面外せん断型変形ともよばれる)が発生して雁行状割れ目の形成に至ったと考えられる。図 4-16 はこの破断面構造の形成過程を模式的に示したものである。なお引張り割れ目のラフネス測定の結果より、雁行状割れ目を含む破断面粗度は、軸応力の増加により平滑なものになる。

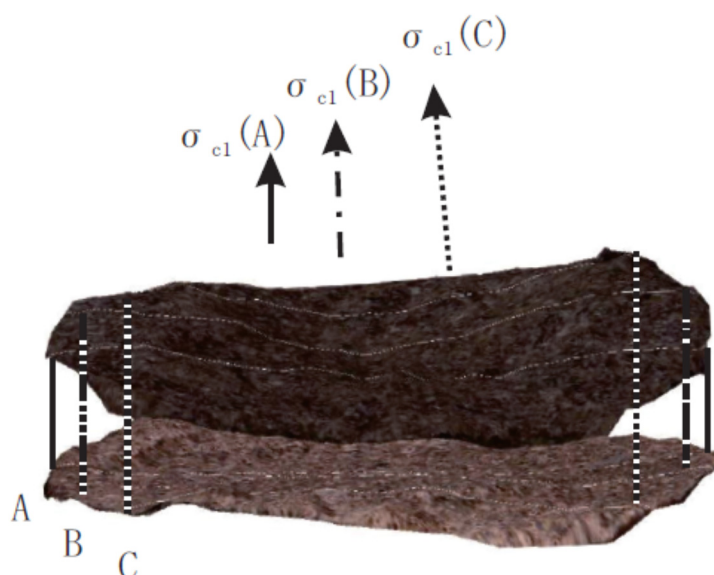


図 4-15 K-18-1 試料のせん断割れ目と引張り割れ目の関係

せん断割れ目と引張り割れ目の交線に垂直な方向からの視点である。また、その交線に平行な断面線がそれぞれの割れ目上に3本引かれている。先に形成されたせん断割れ目の影響を受けながら、引張り割れ目が奥から手前に発達・形成されている。すなわち、試料軸に対してせん断割れ目がやや傾いているため、引張り割れ目の主応力軸 σ_{c1} の回転が生じたと考えられる。

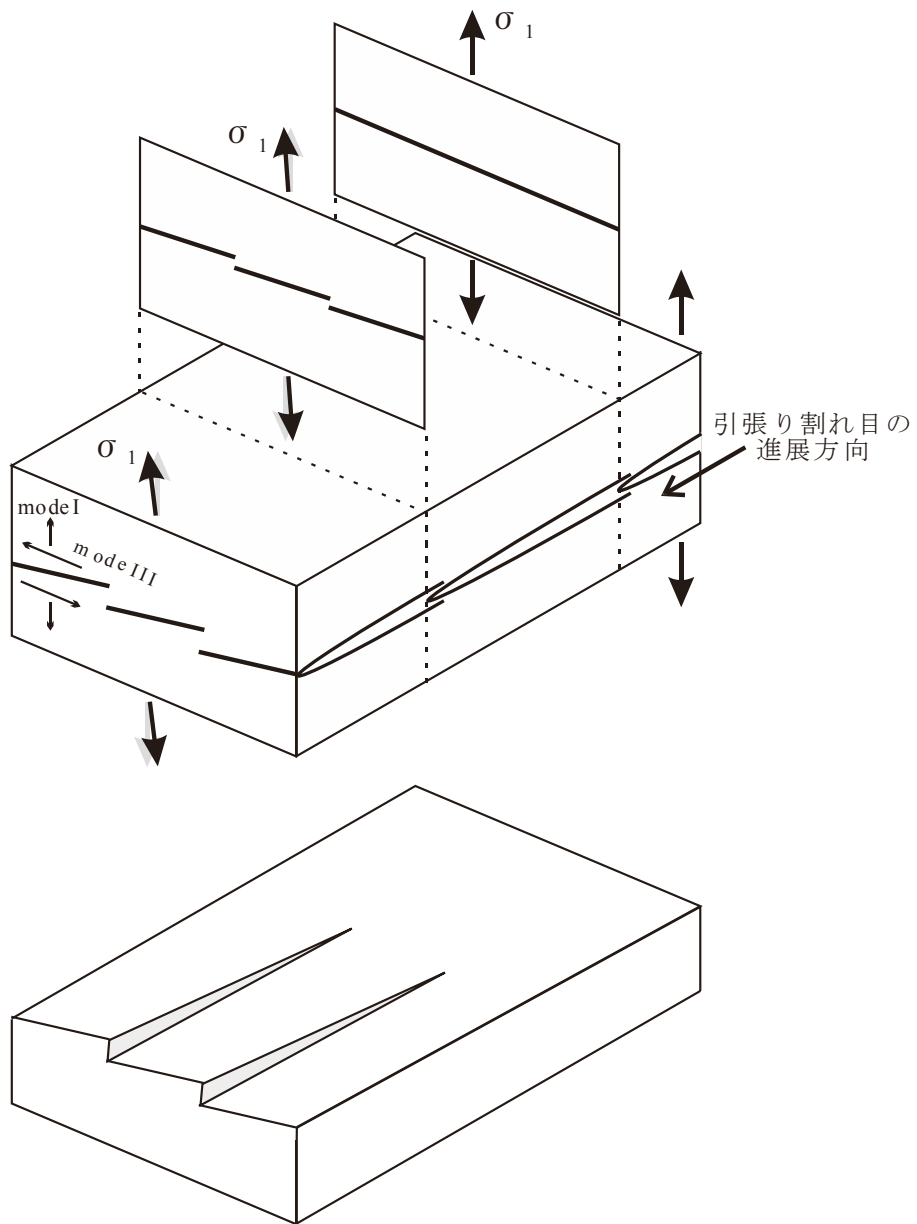


図 4-16 引張り割れ目の進展と破断面上の雁行状構造形成の模式図
 上段：引張り割れ目が試料中に形成される過程を示す
 下段：引張り割れ目形成後、試料の上半分を取り除いた状態を示す

4.8 来待砂岩の三軸伸張試験時破断のまとめ

試験後試料の破断面を詳細に計測および観察することにより，来待砂岩の三軸伸張試験における破壊の過程が明らかとなった．軸応力の低下により試料中のせん断応力が増加して応力円包絡線に接した際に降伏が起こり，軸方向を鉛直とした場合に 20° 程度の傾斜をもつせん断割れ目が形成される（図 4-17 ①）．このせん断割れ目の傾斜は側方応力の増加とともに大きくなる傾向がみられる．せん断割れ目沿いの変位によって試料の側方が変位を起こすが，一部で応力集中が生じて引張り割れ目の発生および進展へと発達する（図 4-17 ②）．引張り割れ目の破断面上には進展の形跡である構造がみられる．また引張り割れ目のラフネスは降伏時の軸応力に影響を受け，軸応力が高いほど平滑（ラフネスが小さい）になる傾向がみられる．このような変形・破壊過程が天然でも起こっている可能性は高い．今後は自然現象あるいは岩盤中の割れ目の解析等への適用が期待される．

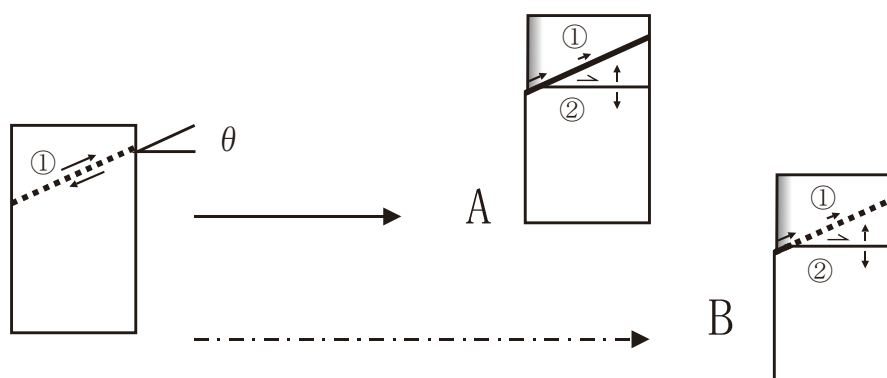


図 4-17 三軸伸張試験における破壊メカニズム

A：せん断割れ目の破断面が分離するケース

B：せん断割れ目の破断面が分離しないケース

参考文献

- Bahat, D. (1991): *Tectonofractography*, Springer, 354p.
- 藤井義明・上原洋次郎 (2006) : 封圧下で一方向に伸び変形を受ける岩石の変形・破壊挙動に関する研究, *資源と素材*, Vol.122, pp.330-337.
- Okubo S. and Fukui K. (1996): Complete stress-strain curves for various rock types in uniaxial tension, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstract*, Vol. 33, No. 6, pp.549-556.
- Pollard, D.D., Segal P. and Delaney P.T. (1982): Formation and interpretation of dilatant echelon cracks, *GSA Bulletin*, Vol. 93, no. 12 pp.1291-1303.
- Ramsey, J. M., and Chester, F. M. (2004): Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture, *Nature*, 428, 63-66.
- 沢田順弘 (2000) : 顕微鏡で覗いた来待石, *来待ストーン研究 2*, pp.15-42.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) : 今市地域の地質, *地質調査研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 地質調査所, 79p.
- 高橋直樹・高橋 学・藤井幸泰・竹村貴人・朴 赫 (2012) : 三軸圧縮および三軸伸張条件における来待砂岩の強度・変形特性, *応用地質*, 53, 121-128.
- 高橋 学・藤井幸泰・安 昶完・朴 赫・高橋直樹・竹村貴人 (2011) : 来待砂岩の水銀ポロシメータおよび X 線 CT 構造解析から得られる空隙構造, *応用地質*, 52, 184-191.
- 山口梅太郎・西松裕一 (1991) : *岩石力学入門*, 東京大学出版会, 331 p.
- 横田修一郎・妹尾大輔・西山賢一 (2006) : 色彩値変化からみた来待石の風化速度, *応用地質*, Vol.47, No.4, pp.188-195.
- 吉田 亨 (2005) : 破断面の見方—破面観察と破損解析, *日刊工業新聞*, 230p.

5. 来待砂岩の内部構造評価～粒子配列およびステレオロジーによる表面積比の計測

前章にて実施した三軸伸張試験において、KM 試料のせん断割れ目の走向が同じ方向を示していた (図 4-5)。これは来待砂岩が力学異方性を有していることを暗示している。そこでこの章では、来待砂岩の内部構造評価と力学異方性との関係について解析を行う。具体的には粒子形状や配列を統計的に解析し、ステレオロジーを用いて粒子の表面積比テンソルを計測した例である。

5.1 はじめに～岩石の構造異方性と力学異方性について

岩石中に既存の割れ目が存在する場合、方位によって強度に異方性が生じる (Jager and Cook, 1969)。実際に片理の発達した変成岩で実験的確認も行われている (下谷ほか, 1973)。花崗岩などの結晶質岩については、マイクロクラック (微小亀裂) の定向配列が力学異方性に影響を及ぼすとされている (工藤ほか, 1986, 竹村・小田, 2002)。碎屑物粒子で構成される堆積岩はどうであろうか。層理面が発達した堆積岩については、変成岩の片理と同様な挙動を示すことが予想できる。層理面が発達していなくとも、砂岩や礫岩といった比較的粗粒な粒子で構成される堆積岩については、運搬および堆積時に水流の影響を受けている。すなわちインブリケーションなど粒子の定向配列が生じることが多い (増田・横川, 1992)。未固結堆積物については、物理的・力学的特性に影響を与え、液状化メカニズムにも関わるために、構成粒子の性質などが重要視されている (板橋ほか, 2003)。固結した堆積岩に関しては、中生代のいくつかの砂岩を対象に粒子や空隙の状態をはじめ (Louis et al., 2005)、物理的・力学的計測が行われており (Louis et al., 2003, Louis et al., 2007)、粒子形状による空隙の異方性や粒子の接触状態が、物理的・力学的特性に影響を与えたと考えられている (Louis et al., 2005, Louis et al., 2009)。しかしながら堆積岩に関するメカニズムは不明な点が多く、詳細な原因究明が必要である。

上述のような堆積構造による異方性は、力学異方性に大きな影響を及ぼすと考えられる。これは地質学 (堆積学) と岩石力学の融合が必要であり、応用地質学の重要な研究分野である。また建設工学の視点からみても、地下空間建設やその維持管理に強く関わる内容である。この研究では堆積学的な見方に重点を置き、新第三紀の塊状砂岩を対象に、粒子配列に関わる異方性についての解析を行うと共に、ステレオロジーによる粒子の被表面積比の計測を試みた。その上で、同じ試料を利用して別に行った力学試験による異方性との関係についても比較検討を試みた。

5.2 来待砂岩の地質について

5.2.1 地質概説

島根県宍道湖南部に分布する中新統大森層中の砂岩を対象に研究を実施した。これは一般に来待石と呼ばれる塊状の中粒凝灰質砂岩である（鹿野ほか，1991）。砂岩を構成する砕屑物粒子のサイズは0.5～1.0 mmが多く，安山岩片，輝石，角閃石，斜長石，カリ長石，花崗岩質岩片，少量の石英などを含み，岩片や結晶片に比べてマトリックスの割合は20%程度と少ない（沢田，2000）。また砕屑物の大部分は砂岩の直下にある大森層の安山岩に由来する（鹿野ほか，1991）。

砂岩でありながら比較的軟質で加工しやすく，古くから灯籠などの石材に使われている。なお，採石場における掘削直後の新鮮な露出面は青みを帯びた灰色であるが，時間の経過とともに黄褐色～灰褐色に変化する（図 5-1）。また，緩斜面直下ではほぼ斜面に沿った低角のシーティング節理がみられることが多い（横田ほか，2006）。一般には来待石，地質学では大森層中の砂岩と呼ばれるが，採石場から採取された試験用試料として‘来待砂岩’と呼ばれることも多く，以下ではこの呼称を用いる。

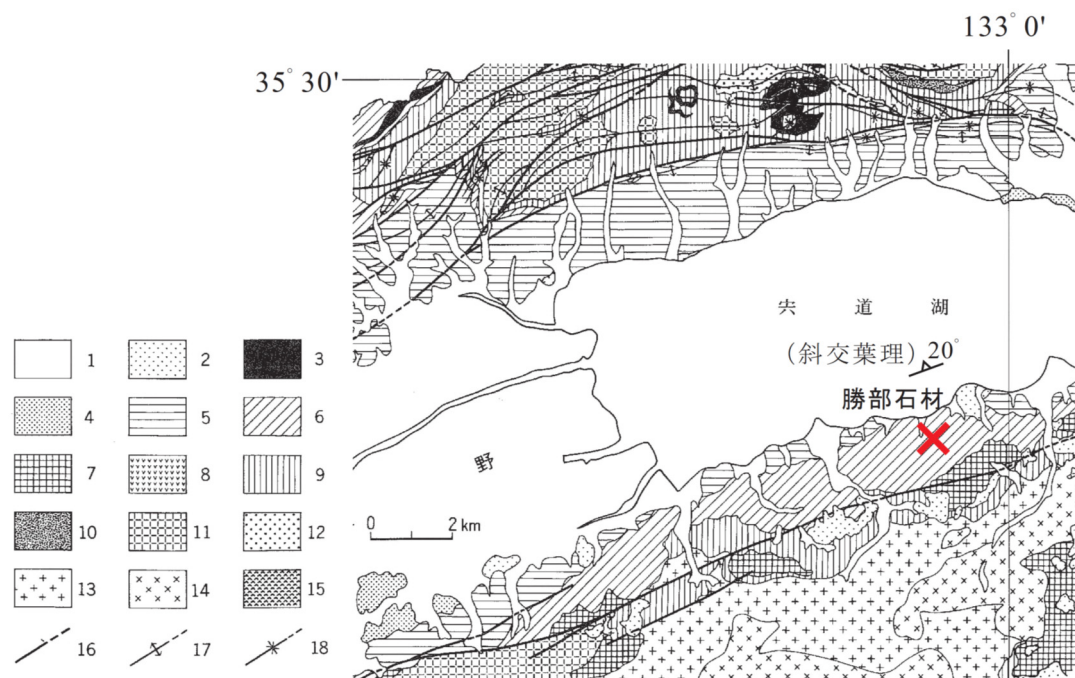


図 5-1 来待砂岩の灯籠と採石場でのブロック

採石場でのブロックの写真は，右側は採取後間もない青灰色のブロックで，左側下は数ヶ月経過してやや褐色がかったブロックである。

図 3-13 に来待砂岩分布域周辺の地質図を示す。宍道湖の南側地域では，古第三紀の花崗岩を基盤とし，中新世の火山岩や堆積岩が分布しており，堆積岩の走向は

ENE-WSW で北に緩傾斜である（鹿野ほか，1991）．穴道湖北側地域の新第三系は南に傾斜し，さらに穴道湖低地帯地下にも分布しており，この地域の新第三系はENE-WSW の軸を持つ向斜構造と推定されている（鹿野ほか，1991）．



1：完新統．2：更新統．3：塩基性-中性貫入岩．4：松江層および斐川層．5：古江層および布志名層．6：牛切層および大森層の砕屑岩．7：牛切層および大森層の安山岩．8：牛切層および大森層の流紋岩．9：成相寺層，久利層および川合層の砕屑岩．10：成相寺層の安山岩．11：成相寺層および久利層の流紋岩．12：古浦層．13：鶴花崗岩．14：大東花崗閃緑岩．15：上島火山岩類．16：断層．17：背斜．18：向斜

図 5-2 今市地域の地質概略（鹿野ほか，1991 に加筆）

5.2.2 採石場で稀に観察される堆積構造

図 5-2 に来待砂岩の採石場の一つである，勝部石材の石切り場の位置を示す．ここで来待砂岩の観察を行った．塊状にみえる来待砂岩であるが，まれにシルト質の薄い層を挟んだり，斜交葉理を観察することができる（図 5-3）．図 5-3 でのシルト質層の走向傾斜は $N70^{\circ} E10^{\circ} N$ であり，斜交葉理はほぼ同様な走向で $15\sim 20^{\circ}$ 北西に傾斜している．すなわち堆積時の古流向は $N20^{\circ} W$ の方向と考えられる．大森層およびその下部の牛切層中の堆積構造や等層厚線図から推定される古流向は北方向を挟んで $NW\sim NE$ 方向と考えられており（鹿野ほか，1991），当採石場で観察される古流向もこの方向に含まれる．そこで勝部石材石切り場において， $N20^{\circ} W$ ， $N70^{\circ} E$ および水平面を

それぞれ X_1 , X_2 , X_3 面と定義し, それぞれの面に直交する方向を x_1 , x_2 , x_3 軸と定義した (図 5-4). そしてシルト質層や斜交葉理が観察されない部分を対象に (図 5-3 の写真上部など), 塊状の来待砂岩から X_1 , X_2 , X_3 面を有する立方体のブロック試料を作成し, 以下の観察や解析に利用した.





-  シルト質層 (N70° E10° N)
-  斜交葉理 (15~20° 北西傾斜)

図 5-3 勝部石材・採石場でまれにみられる堆積構造
(N20° E の採石面)
写真中ハンマーヘッドの長さは約 15cm

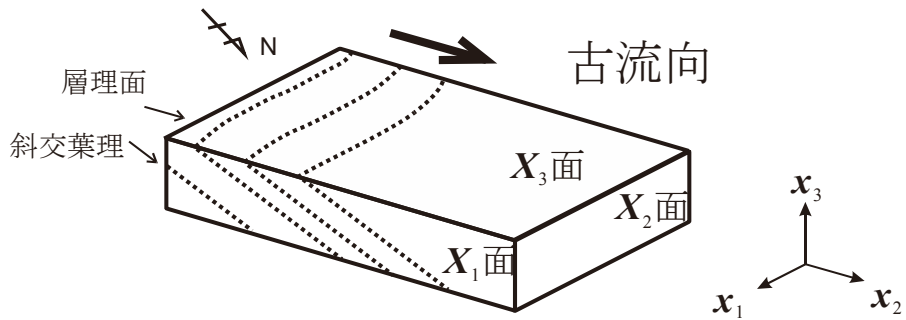


図 5-4 来待砂岩の堆積構造の模式図と主軸の方向
(層理面と斜交葉理はまれに観察される)

5.2.3 帯磁率異方性について

採石場より切り出したブロックから、Z 軸方向に直径 25mm・高さ 10mm のコア試料を 8 個採取し、Bartington 社製 MS2 帯磁率異方性測定器を用いて測定を行った。x₁, x₂, x₃ 軸の 3 方向および X₁, X₂, X₃ 面に平行でそれぞれの軸に 45° 斜交する 6 方向の合計 9 方向で帯磁率を測定し、ソフトウェア (AMS-BAR) を用いて 2 階対称テンソルとして表現される帯磁率異方性の主軸を計算する。この直交する 3 つの主軸 (最大帯磁率方向 : Kmax, 中間帯磁率方向 : Kint, 最小帯磁率方向 : Kmin) の方向をプロットしたものを図 5-5 に、それぞれの帯磁率を表 5-1 に示す。

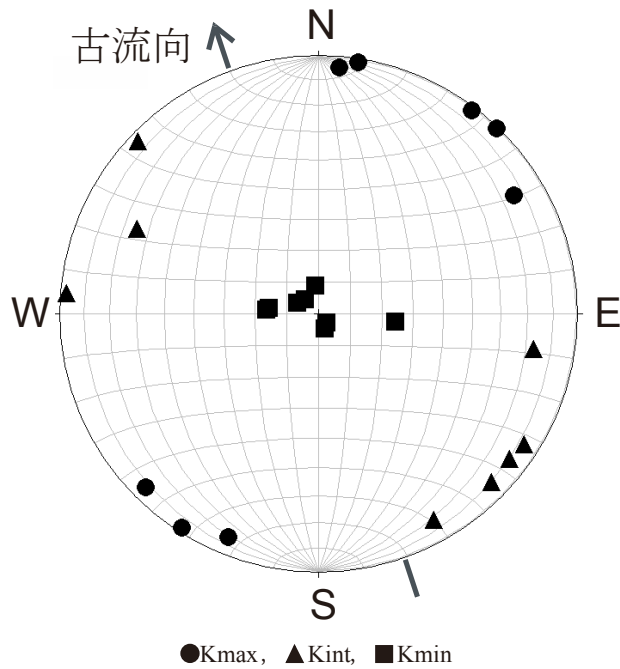


図 5-5 帯磁率異方性の測定結果 (等面積上半球投影)

表 5-1 帯磁率異方性の測定値と Jelinek parameter (T)

Volume specific susceptibility ($\times 10^{-5}$ SI)				
Sample	MAX	INT	MIN	T
blue-1	1656.9	1626.6	1573.2	0.29
blue-2	1969.1	1947.3	1897.1	0.40
blue-3	2380.9	2369.7	2295.1	0.74
blue-4	2198.0	2189.1	2124.1	0.76
red-1	1685.5	1668.1	1620.4	0.47
red-2	2210.7	2188.8	2100.6	0.61
red-3	2192.6	2149.0	2105.5	0.01
red-4	1891.4	1876.9	1810.5	0.65
AVERAGE	2023.1	2001.9	1940.8	0.49

8 サンプルの帯磁率異方性の方向をみると (図 5-5), K_{min} が鉛直方向に集中しているのが顕著である. これに対して K_{max} および K_{int} はどちらもほぼ水平方向であるものの, その方向は NS~ENE および EW ~NNW とバラツキを示している. 来待砂岩の帯磁率の値 (表 3-3) をみると, どの方向も $1.5\sim 2.5\times 10^{-2}$ (SI) 程度と堆積岩にしては大きな値を示す (岩石の帯磁率は $10^{-1}\sim 10^{-5}$ (SI) 程度の範囲にあり, 一般的に火成岩類で高く堆積岩類で低い; 小坂, 1998). またどの試料においても, K_{max} の値が K_{int} の値に近く, これらに比べて K_{min} の値は小さい. すなわち, 最大・中間帯磁率に比べて最小帯磁率が小さな値を示している. そこで帯磁率異方性の形状を表す数値である次式の Jelinek parameter (Jelinek, 1981) を用いて, その数値を表 5-1 中に示した.

$$T = 2\ln(K_{int}/K_{min})/\ln(K_{max}/K_{min}) - 1 \quad \text{式(8)}$$

この数値が-1~0 の場合は帯磁率テンソルが葉巻形を示し, 0~1 の場合は円盤形を示すことになる. また 0 に近づくほど球形に近くなる. 表 3-3 から明らかのように, すべての試料が $T=0\sim 1$ の値を示し, 比較的大きな値を示すものが多い.

5.2.4 薄片および研磨片の地質学的観察

X_1 , X_2 , X_3 面の 3 方向で切り出した 1 辺 100 mm 程度のブロック試料を作成し, 3 方向の面を対象に #400 番までの研磨を行った. また顕微鏡での観察を目的とし, 同じ 3 方向の面で 40×60 mm の薄片を作成した. 作成した研磨片や薄片上では, 肉眼や顕微鏡下で層理面や斜交葉理は観察されず, 粒子の集合体である塊状砂岩として認識された (後の図 5-6~5-13 の写真).

図 5-6 に X_2 面に平行な薄片写真とそのスケッチを, 図 5-7 に X_3 面に平行な薄片写真とそのスケッチを示す. 顕微鏡下では安山岩片, 安山岩質凝灰岩片, 輝石, 角閃石,

石英などの碎屑物粒子が認められた。また、 X_1 面や X_3 面の薄片では少量であるが花崗岩片や長石類の粒子も認められた。粒子の間は針状の沸石が充填している。沸石による基質部の割合を面積から計算すると、図 5-6 でも図 5-7 でも約 20%である。また図 5-6 c と図 5-7 c のスケッチをみると、粒子の淘汰がわるく形もサイズも不均一であるが、平均サイズ 0.5 mm の粒子が隣接する粒子と密に接しており、クラスト・サポートの構造である。研磨片や薄片のサイズでみると（図 5-8~5-13）、前述の通り 0.5~1 mm サイズの淘汰の悪い粒子が多く、これらもクラスト・サポートと認識できる。薄片中には粒子の逸脱あるいは溶解と考えられる空隙が認められるが、この割合を図 5-6 や図 5-7 の面積から計算すると約 3%である。水銀ポロシメータによる来待砂岩の平均間隙率は 21%であり（高橋，2011）、ナノスケールの間隙が多く分布することから、薄片では確認できないスケールの空隙が粒子や基質中に存在するものと考えられる。なお X_1 、 X_2 、 X_3 面の薄片観察からも、目立った粒子の定向配列は認められない。

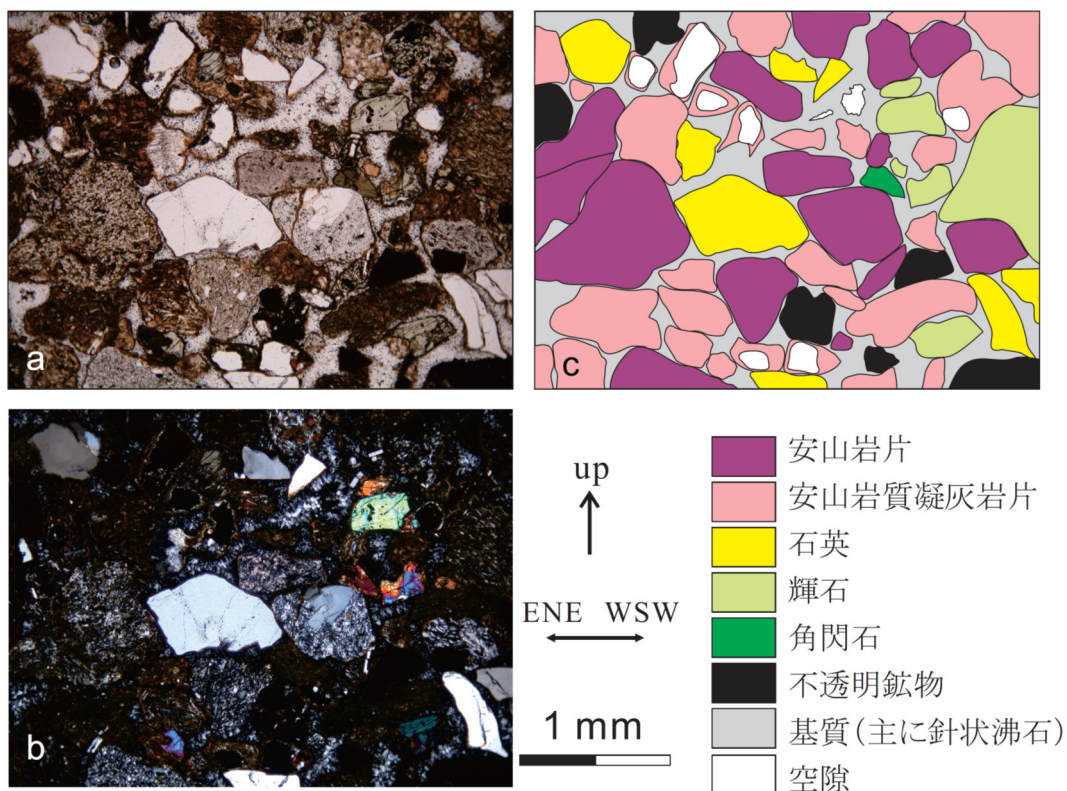


図 5-6 X_2 面の薄片観察

a : オープンニコル, b : クロスニコル, c : スケッチ

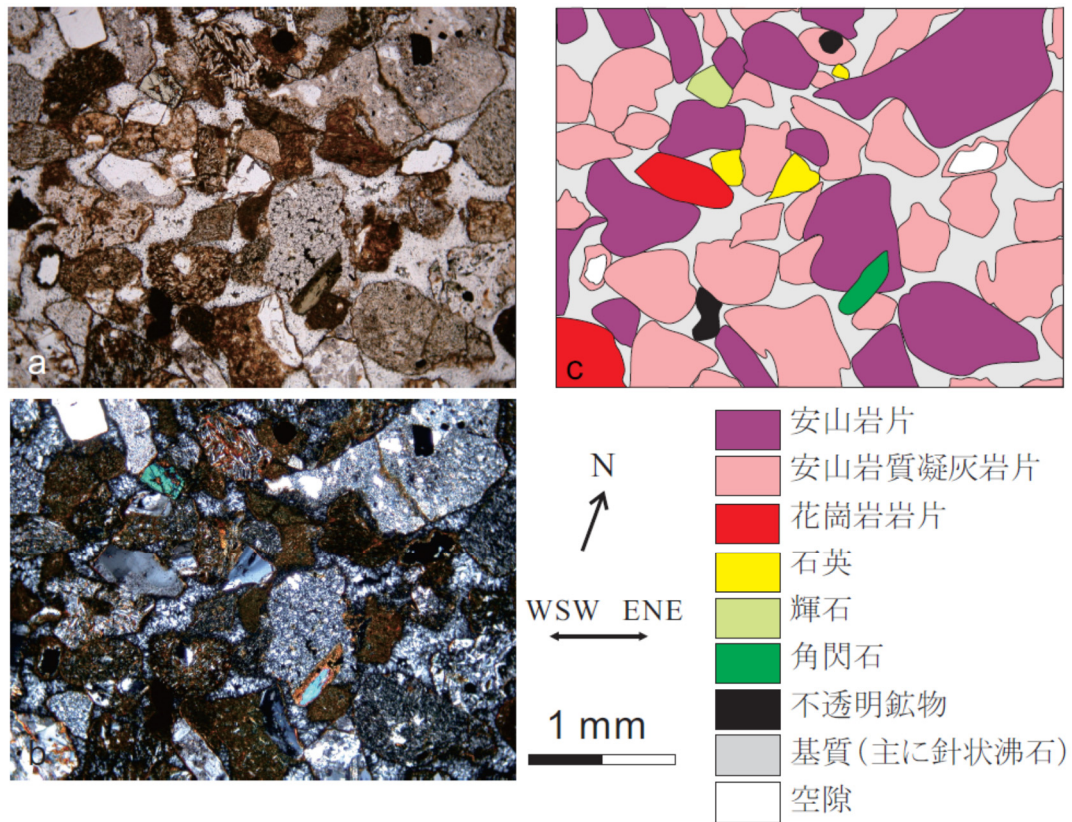


図 5-7 X_3 面の薄片観察

a: オープンニコル, b: クロスニコル, c: スケッチ

5.3 研磨ブロックと薄片上での粒子トレースと定性的解析

X_1 , X_2 , X_3 面の3方向の研磨面上で、実寸で約 5000 mm²の領域において、肉眼で直径 1 mm 以上のサイズの粒子抽出を行った (図 5-8~5-10)。これは粒子境界のトレースを行ったともいえる。研磨片上で肉眼にて観察できるサイズは 1 mm 程度までである。そこで X_1 , X_2 , X_3 面の3方向の薄片を対象に、およそ2倍に拡大した写真を基に、実寸で約 1250 mm²の領域において、肉眼で直径 0.5 mm 以上のサイズの粒子の抽出を行った (図 5-11~5-13)。これは来待砂岩を構成する粒子サイズに 0.5~1 mm が多いことを考慮したためである。研磨片および薄片のどちらも、それぞれの面でおおよそ 400 個の粒子をトレースした。研磨片および薄片の X_1 , X_2 , X_3 面のトレース結果を図 5-8~5-13 の b に示す。

次に抽出した粒子を対象にして、各粒子の形状を 90%に縮小し、Image-J というソフトウェアを利用して各粒子の形状を楕円で近似した (図 5-8~5-13 の c)。粒子形状

を 90%に縮小したのは、隣接する粒子を一つの粒子として楕円近似するのを避けるためである。さらに近似した楕円の長軸方向を計測し、ローズダイアグラムにプロットした (5-8~5-13 の d)。

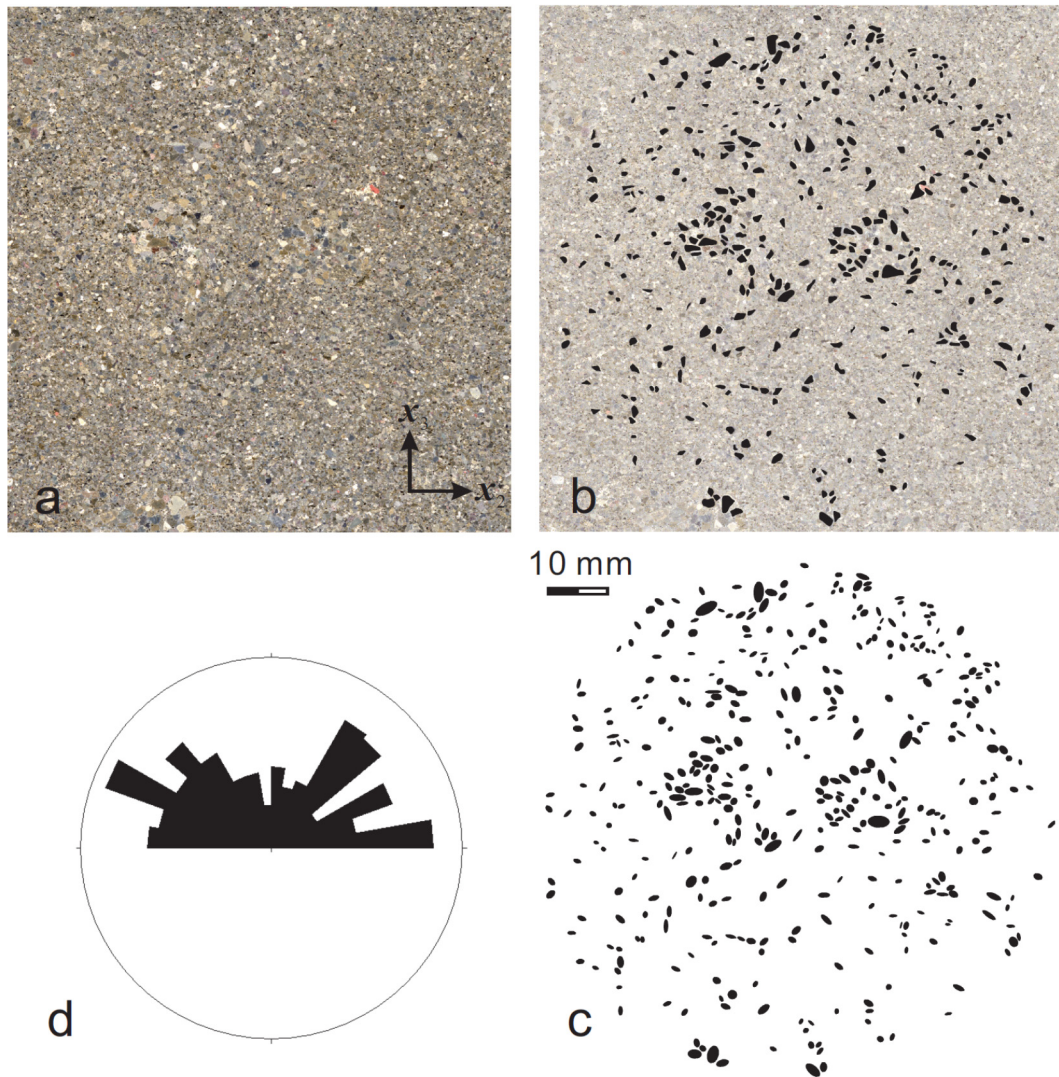


図 5-8 X_1 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似

a : X_1 面の研磨面写真, b : 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c : 粒子を楕円で近似, d : 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

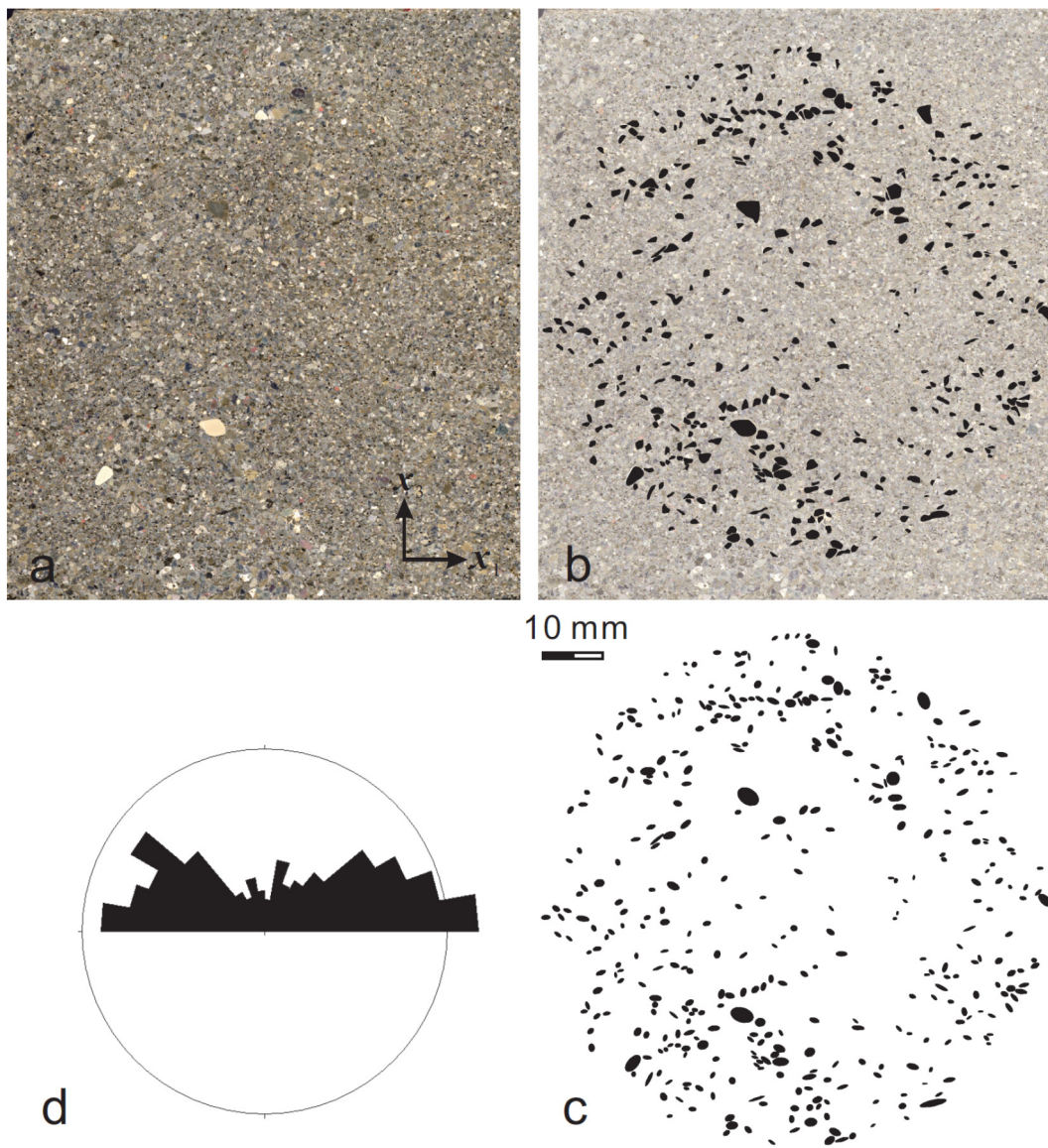


図 5-9 X_2 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似

a : X_2 面の研磨面写真, b : 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c : 粒子を楕円で近似, d : 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

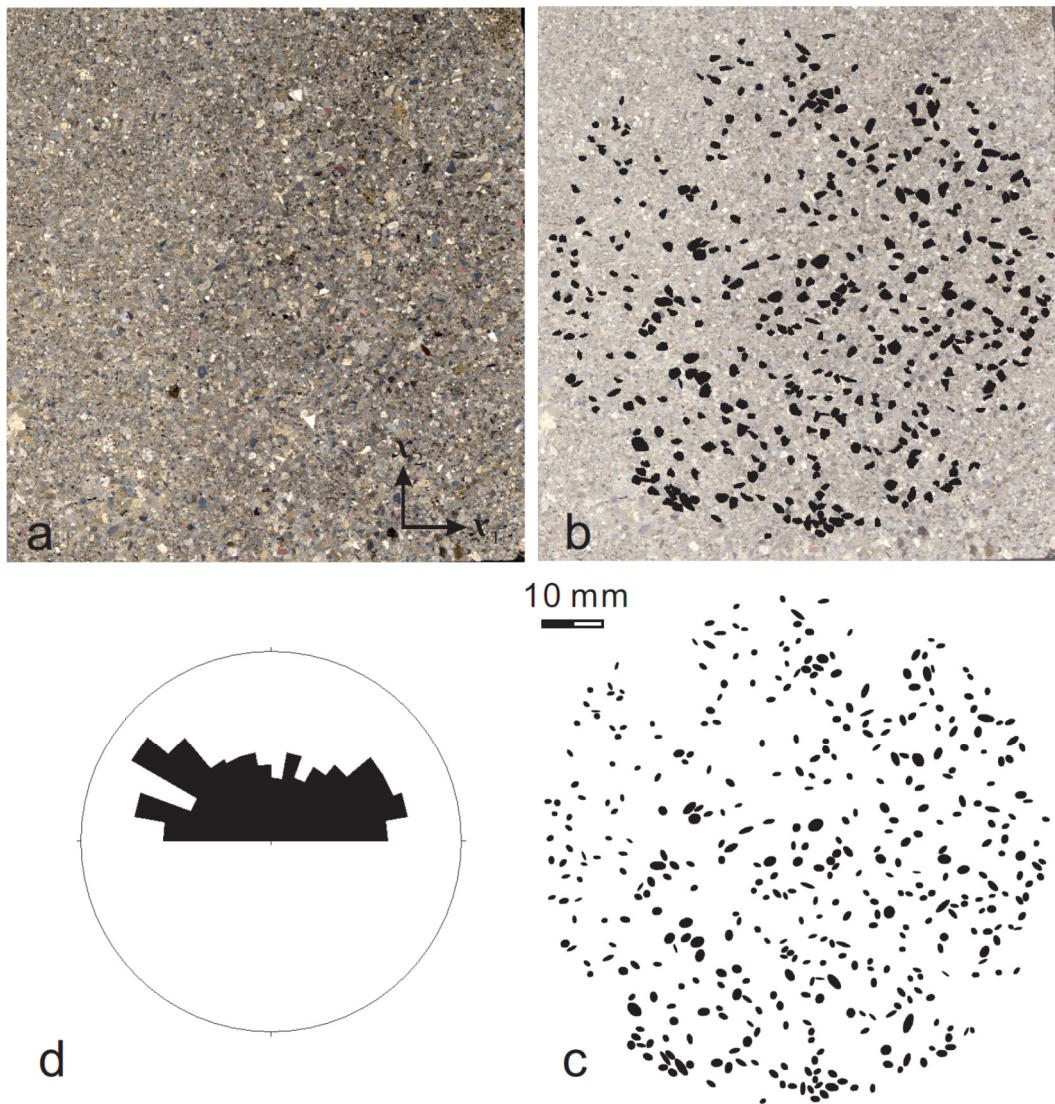


図 5-10 X_3 面の研磨面における粒子抽出と楕円近似

a : X_3 面の研磨面写真, b : 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c : 粒子を楕円で近似, d : 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

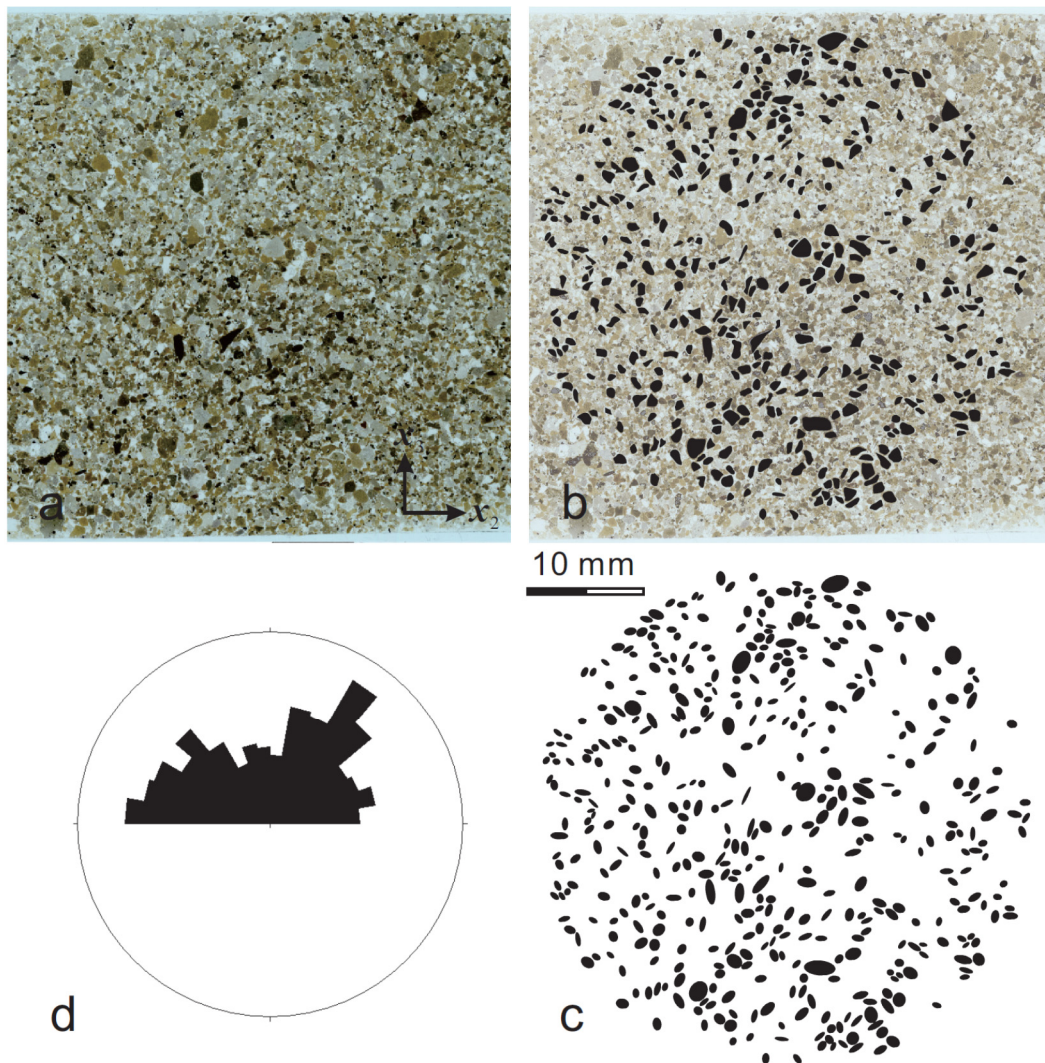


図 5-11 X_1 面の薄片における粒子抽出と楕円近似

a : X_1 面の薄片写真, b : 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c : 粒子を楕円で近似, d : 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

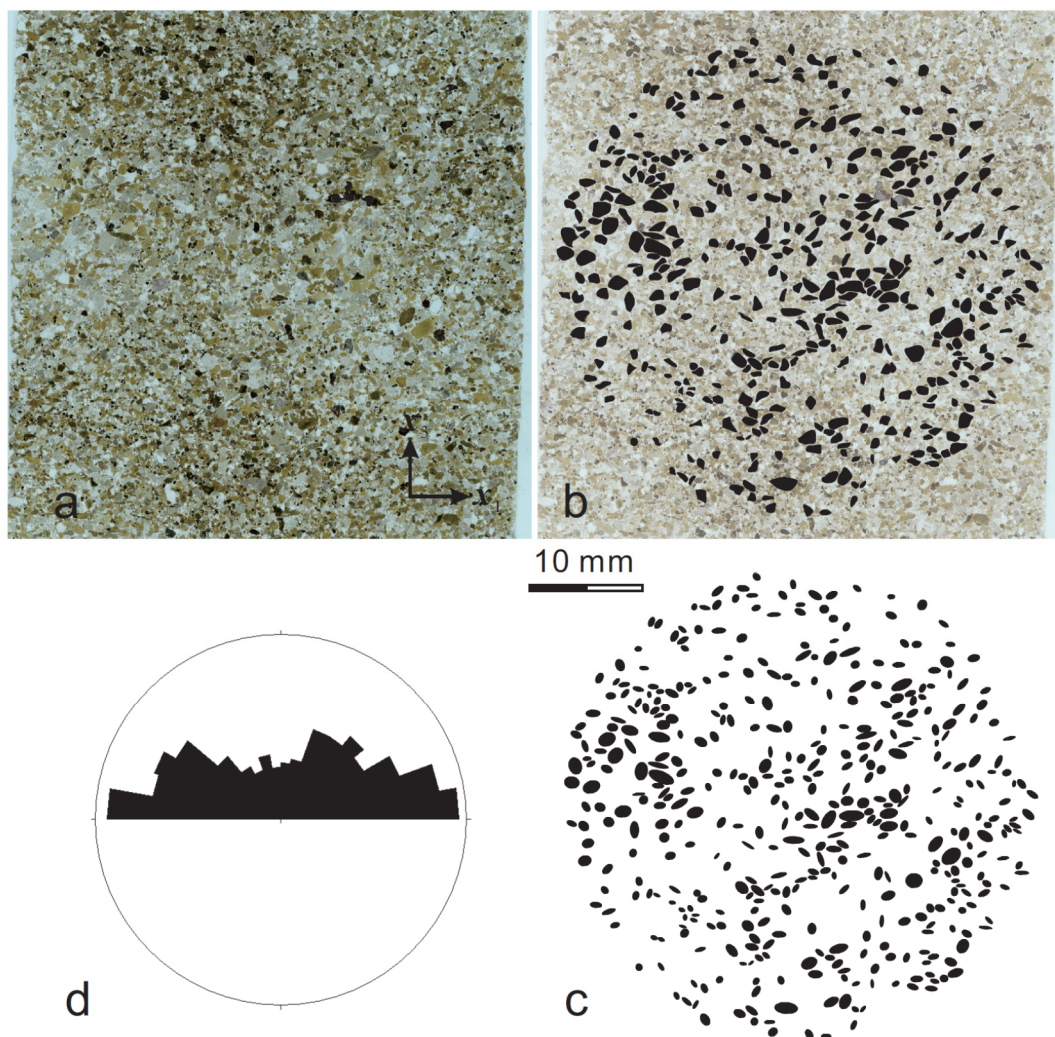


図 5-12 X_2 面の薄片における粒子抽出と楕円近似

a : X_2 面の薄片写真, b : 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c : 粒子を楕円で近似, d : 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

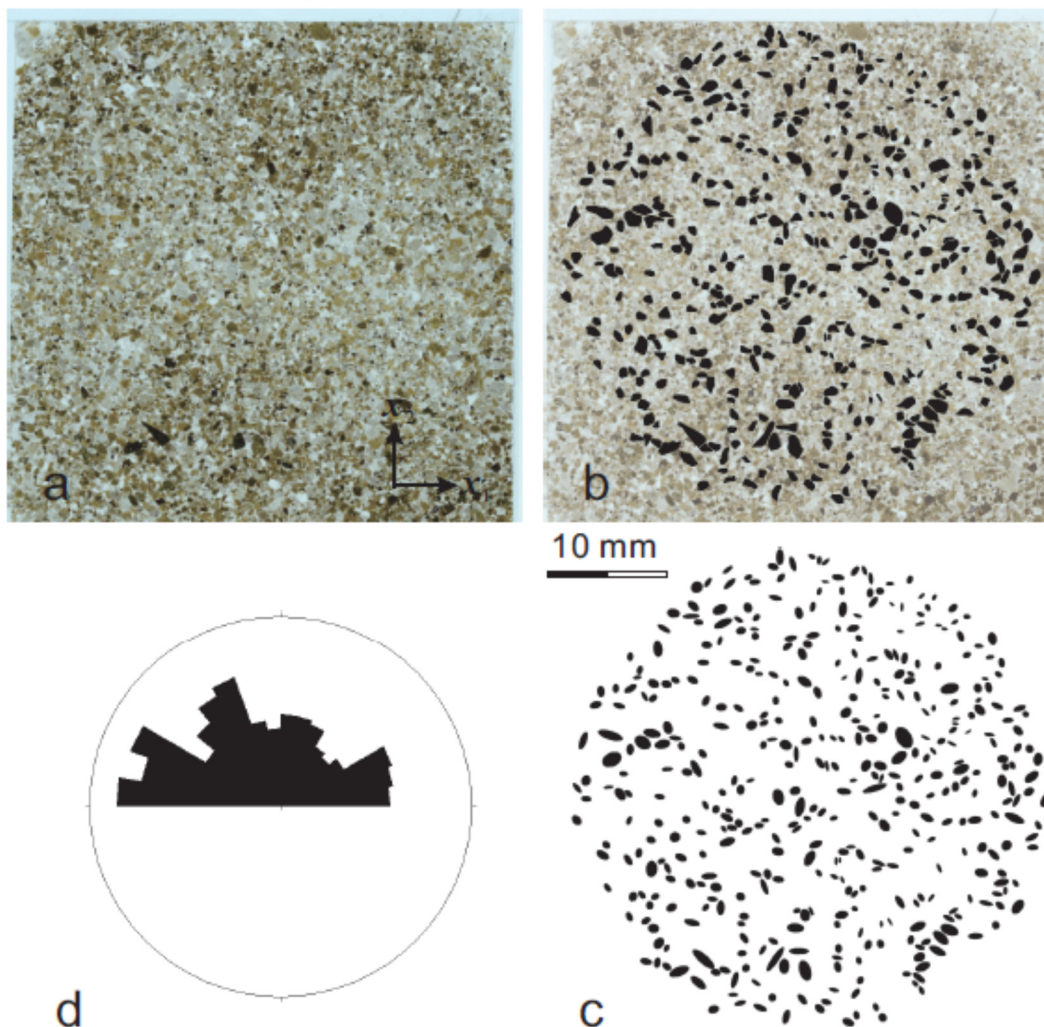


図 5-13 X_3 面の薄片における粒子抽出と楕円近似

a: X_3 面の薄片写真, b: 研磨面上で粒子の抽出 (トレース)

c: 粒子を楕円で近似, d: 近似した楕円の長軸のローズダイアグラム

楕円によって近似された粒子の長軸の配列方向であるが、研磨面および薄片共に同様な傾向が認められた (図 5-14)。すなわち、 X_2 面において x_1 軸方向 (水平方向) の強い卓越が認められ、 X_1 面においては x_2 軸方向 (水平方向) の卓越がみられ、さらにおよそ 50 度傾斜した弱い卓越も認められる。 X_3 面においては x_1 軸方向 (東北東-西南西) への卓越が認められる。

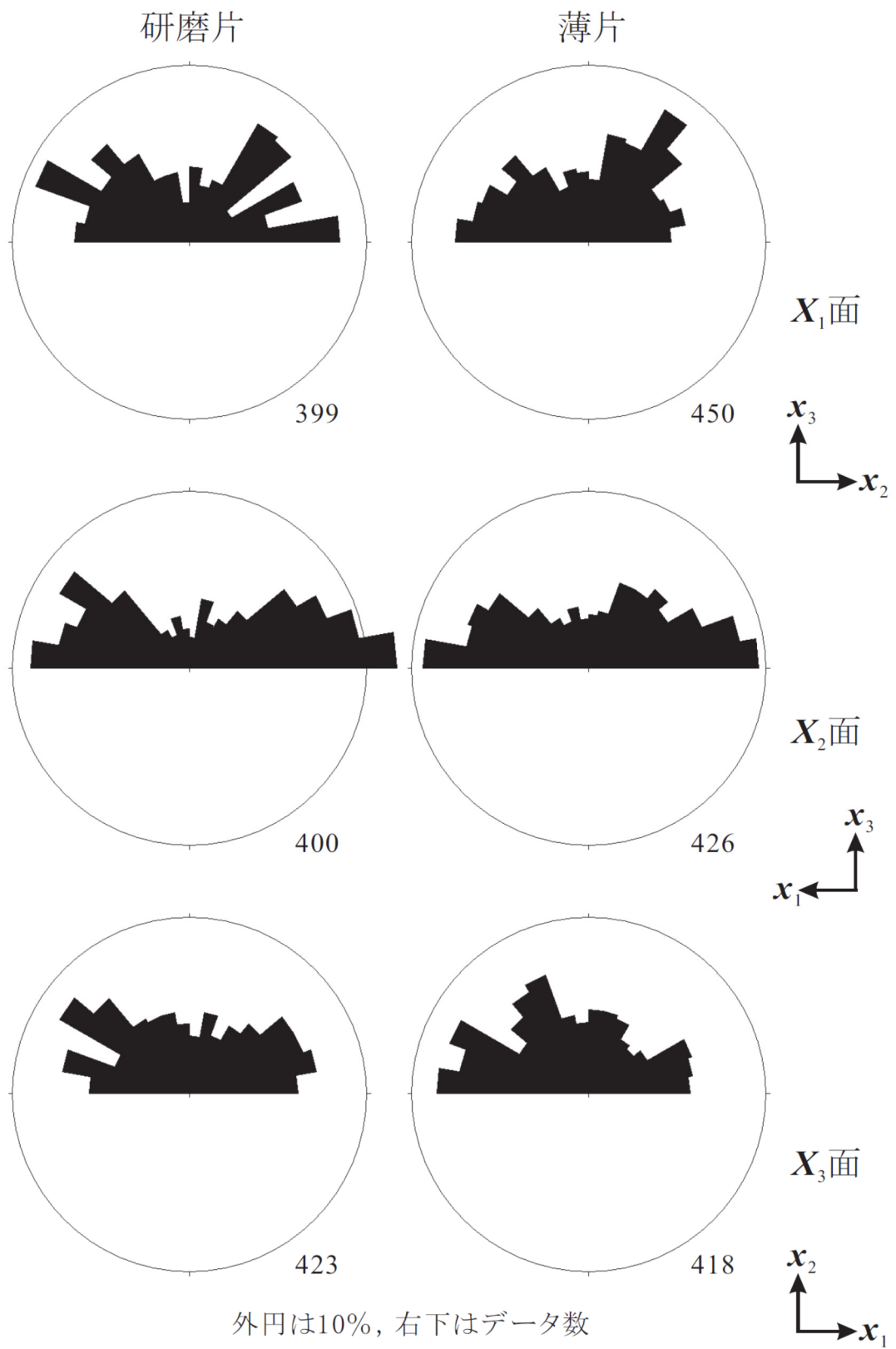


図 5-14 楕円近似した粒子長軸のローズダイアグラム

5.4 ステレオロジーによる粒子の表面積比の測定

5.4.1 ステレオロジーについて

ある空間中に多数の粒子が存在する場合，その分布密度は以下の式(9)で現される．

$$f(\mathbf{n}) = C/4\pi [1 + D_{ij}n_i n_j] \quad \text{式(9)}$$

ここで $C = \int f(\mathbf{n}) d\mathbf{n}$ であり， D_{ij} は「ファブリックテンソル」と呼ばれ，直交異方性を特徴づける最も基本となるテンソルである（ここでは2階のテンソルを扱うため，高次のテンソルは省略している）．粒子の分布が完全にランダムであれば $D_{ij} = 0$ となり， D_{ij} が等方性からのズレを表す．一方で観測から得られる期待値は，単位容積あたり以下の式(10)で表され，

$$N(\mathbf{m}) = \int |\mathbf{m}, \mathbf{n}| f(\mathbf{n}) d\mathbf{n} \quad \text{式(10)}$$

ベクトル \mathbf{n} 方向における， \mathbf{m} ベクトルとの交点数の期待値となる．すなわちを $N(\mathbf{m})$ から $f(\mathbf{n})$ および D_{ij} を求めるのがここでの目的となり，これは Buffon 変換により可能となる．ベクトル I に直交する面において，半径 h の単位円を $C(I)$ としたとき， C と D_{ij} は直交する3つの面での $N(\mathbf{m})$ から得られる以下の式(11)と(12)から計算できる．

$$M(\mathbf{I}) = \int_{C(\mathbf{I})} N(\mathbf{m}) d\mathbf{m} \quad \text{式(11)}$$

$$M_{ij}(\mathbf{I}) = \int_{C(\mathbf{I})} m_i m_j N(\mathbf{m}) d\mathbf{m} \quad \text{式(12)}$$

ここで $\int_{C(\mathbf{I})} ds$ は $C(I)$ に沿った積分値を 2π で規格化したものである．実際には直交する3面で計測を行うため，ベクトル I は $\mathbf{e}_1 = (1, 0, 0)$ ， $\mathbf{e}_2 = (0, 1, 0)$ ， $\mathbf{e}_3 = (0, 0, 1)$ となり，

$$M(\mathbf{e}_i) = C/2 (1 - D_{ii}/2) \quad \text{式(13)}$$

$$M_{ij}(\mathbf{e}_k) = C/8 D_{ij} \quad \text{式(14)}$$

ここで $C = 2/3 [M(\mathbf{e}_1) + M(\mathbf{e}_2) + M(\mathbf{e}_3)]$ である．最終的に式(13)と式(14)から以下の式(15)と(16)が得られる．

$$D_{ii} = 2 - \frac{4M(\mathbf{e}_i)}{C} \quad \text{式(15)}$$

$$D_{ij} = \frac{8M_{ij}(\mathbf{e}_k)}{C} \quad \text{式(16)}$$

5.4.2 ステレオロジーによる粒子の表面積比テンソルの計算

粒子表面を対象に、法線方向が φ と $\varphi + d\varphi$, θ と $\theta + d\theta$ との間にある微小面素の単位容積あたりの面積を表面密度 $S_v(\varphi, \theta)$ と定義する (Kuo et al.,). すると,

$$S_v(\mathbf{n}) = S_v / 4\pi [1 + S_{ij} n_i n_j] \quad \text{式(17)}$$

となり, $S_v = \int S_v(\mathbf{n}) dn$ である. 金谷(1984)によれば S_v や表面積比テンソル S_{ij} は, 直交する 3 面上で方向 m における単位長さの走査線を用いた粒子断面との交点数 $P_L(\theta_m)$ から得られる (式(13)や式(14)の $M(\mathbf{e}_i)$ や $M_{ij}(\mathbf{e}_k)$ に相当).

ここで必要とされるのは, 来待砂岩の研磨片や薄片上で行う粒子のトレースである. 図 5-8~5-13 の粒子トレース結果上に図 5-15 のような走査線を引いて粒子断面との交点数を数える. さらに走査線を 10 度毎に回転させて交点数を数え (図 5-15 左は水平の 0 度, 図 5-15 右は水平から左回りに 30 度), 2 次元テンソルの計算を行った. この結果を, 研磨片, 薄片それぞれについて以下に示す. なお図 5-8~5-13 のような粒子トレース結果のラスター画像への 2 値化や座標値への変換には画像処理ソフト「Image-J」を利用し, 走査線による交点の計測には数値演算ソフト「Scilab」を利用した.

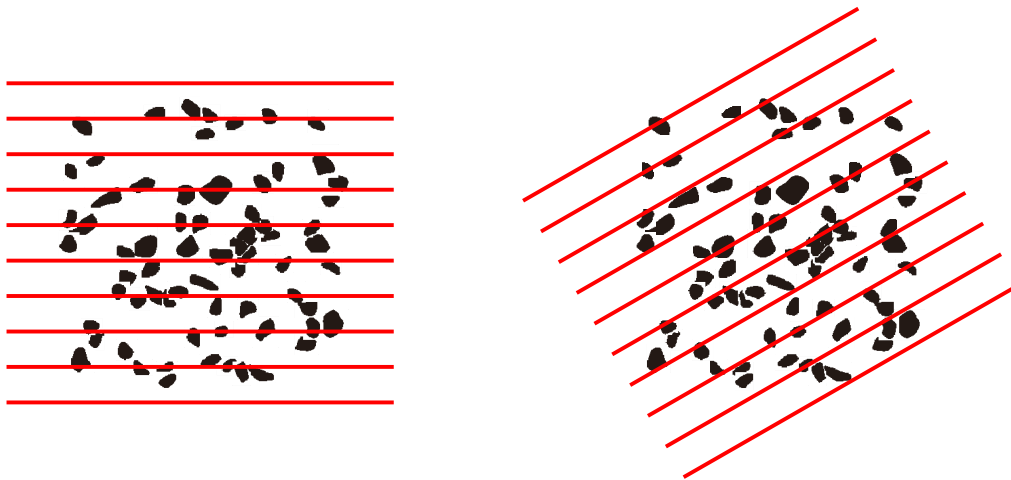


図 5-15 粒子トレースと走査線

粒子トレースは図 5-10b の中心部を例として利用した

研磨片上で粒子トレースの結果

$$D_{12} = \begin{pmatrix} 0.01 & 0.06 \\ 0.06 & -0.01 \end{pmatrix}, D_{23} = \begin{pmatrix} 0.15 & -0.08 \\ -0.08 & -0.15 \end{pmatrix}, D_{31} = \begin{pmatrix} 0.15 & -0.11 \\ -0.11 & -0.15 \end{pmatrix}$$

式(18)

薄片上で粒子トレースの結果

$$D_{12} = \begin{pmatrix} 0.04 & 0.09 \\ 0.09 & -0.04 \end{pmatrix}, D_{23} = \begin{pmatrix} 0.23 & 0.07 \\ 0.07 & -0.23 \end{pmatrix}, D_{31} = \begin{pmatrix} -0.13 & 0.11 \\ 0.11 & 0.13 \end{pmatrix}$$

式(19)

研磨片上での粒子トレースの計測結果(18)から、式(13)～(17)を用いて粒子の表面積比テンソル S_{ij} を計算すると以下となる。

$$S_{ij} = \begin{pmatrix} 0.294 & 0.011 & -0.018 \\ & 0.344 & 0.014 \\ Symm & & 0.362 \end{pmatrix} \quad \text{式(18)}$$

この式(17)が来待砂岩中の粒子被表面の「ファブリックテンソル」となる。

ところで薄片の計測結果の2次元テンソル結果の式(19)をみると、それぞれの主軸の大小（正負値も含める）が一致しないため、表面積テンソル S_{ij} を計算することが出来ない。この理由としては粒子トレースの方法が悪いなどの理由が考えられるが、薄片上では0.5 mm以上の比較的小さな粒子もトレースしたため、比較的小さな粒子は異方性が小さいことを示しているのかもしれない。しかし現状のデータではその原因を特定することはできない。

5.5 来待砂岩中の粒子形状と配列に関する考察

5.5.1 帯磁率異方性と堆積構造

来待砂岩の帯磁率はおよそ 10^{-2} オーダと堆積岩にしては高い数値を示す。島根県産業技術センターによる来待砂岩の全岩分析によると（若槻ほか，1982），鉄分の含有量は約5%と高い。研究地域より南側には‘たたら’としても有名な山陰の磁鉄鉱系列花崗岩が多数分布している（Ishihara, 1977）。すなわち後背地にある花崗岩から運搬された鉄分が、磁鉄鉱などの高磁性鉱物として来待砂岩中に含まれている可能性が高い。実際に薄片観察を行うと、0.1 mm以下の不透明鉱物がみられ、これらが磁鉄鉱を主体とした磁性鉱物と考えられる。

さて帯磁率異方性であるが、図5-5と表5-1から以下のような特徴を読み取れる。

1. 最小帯磁率方向は鉛直方向に集中している。最大と中間帯磁率方向は水平方向にはばらつきを持って分布している。

2. 帯磁率異方性の形状を表す数値 T の値は 0~1 の間に分布して比較的大きな値を示す。これは最大と中間帯磁率が近い値を示し、帯磁率テンソルが円盤形状であることを示す。

帯磁率異方性の測定結果が、堆積構造（粒子配列）を反映した結果になる事例は多い（川村ほか，2002）。すなわち最大あるいは中間帯磁率の集中方向が古流向を示すことが多い。しかし磁性鉱物の形状および配列や分布が帯磁率異方性の結果に大きな影響を及ぼすことが知られており（Gregoire et al., 1995），帯磁率異方性が岩石中の粒子配列をいかに反映しているかは複雑である。ここで得られた帯磁率異方性の結果は、最大と中間帯磁率の値が近い。そこで最大と中間帯磁率を合わせて考慮すると、水平方向のほぼ全域に分布していると考えられる。採石場でまれに観察される斜交葉理から考えられる古流向は NNW 方向であるが、堆積構造と帯磁率との明瞭な関係は認められず、最小帯磁率方向のみが鉛直、すなわち x_3 軸に集中を示していると考えられる。

5.5.2 定性的な粒子配列～楕円近似した長軸の卓越方向

X_1 , X_2 , X_3 面それぞれに平行な研磨片および薄片上で粒子のトレースを行い、トレースした粒子を楕円近似し、それら楕円の長軸配列を計算した結果（図 5-14）であるが、研磨片および薄片で同様な傾向がみられる。すなわち、 X_2 面において x_1 軸方向の強い卓越が認められ、 X_3 面においても x_1 軸方向への卓越が認められる。また X_1 面においては x_2 軸方向に卓越が認められ、さらにおよそ 50 度傾斜した卓越もやや認められる。すなわち来待砂岩中の粒子を楕円体とした場合、多くの粒子の長軸 a は x_1 軸方向となり、中軸 b の方向は x_2 軸となり、短軸 c は x_3 軸の方向と考えられる（図 5-16）。

さて、 X_1 面における研磨片と薄片中の粒子を楕円近似した際の長軸であるが、南におよそ 50 度程度傾斜した方向にも卓越が認められる。中軸 b をこの方向にもつ粒子も相当数存在する可能性が高い。

来待砂岩中の粒子を楕円体とした場合、中軸 b が古流向と一致し、長軸 a が古流向と直交方向を向いている。これは粒子が水流によって長軸 a を中心に回転しながら沈降・堆積し、長軸が古流向と直交する向きに配列していると考えられる。また南におよそ 50° 傾斜した方向にも軸の卓越が認められるが、これはインブリケーションによって堆積した粒子構造を示すものかもしれない（増田・横川，1992）。短軸 c の方向は最小帯磁率方向と一致しており、この点だけは帯磁率異方性が粒子配列を反映していると考えられる（図 5-16）。

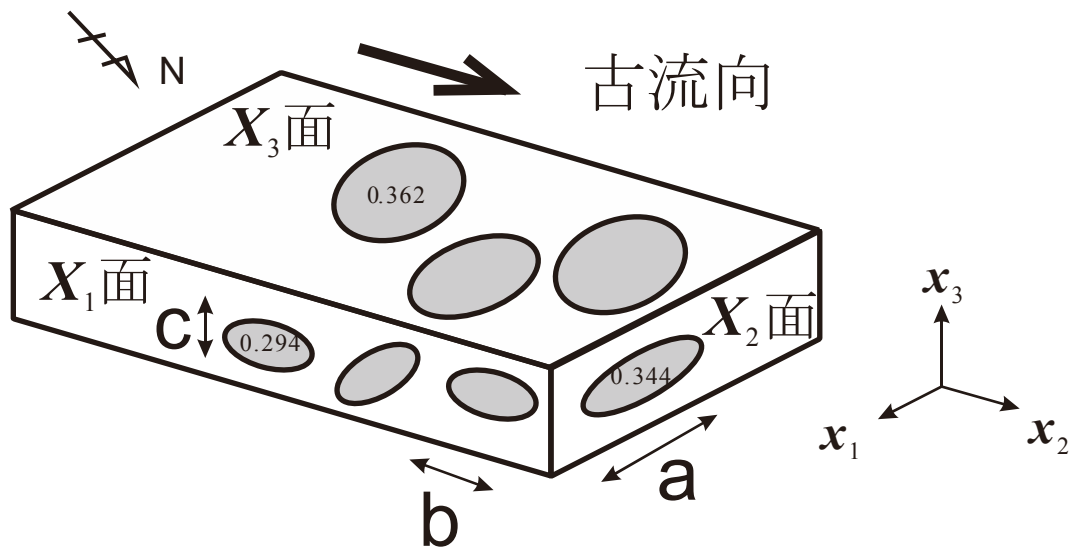


図 5-16 来待砂岩の粒子配列模式図

図 5-14 を基に作成，粒子の中の数値は被表面積比テンソルの結果

5.5.3 定量的な異方性～ステレオロジーによる粒子の表面積比

5.4.2 項で示されたテンソル式(20)が，来待砂岩中の粒子表面積比の「ファブリックテンソル」である。 X_3 面の表面積が最も大きく(0.362)，次いで X_2 面が大きく(0.344)， X_3 面や X_2 面に比べると X_1 面の表面積が小さい(0.294)ことがわかる。これは来待砂岩中の粒子を楕円体と仮定した場合，長軸が x_1 軸と平行になり，中軸が x_2 軸と平行になり，短軸が x_3 軸と平行になる結果(図 5-14 や図 5-16)とも整合的である。

5.6 来待砂岩の構造異方性と力学異方性との比較

朴ほか(2012)は来待砂岩の試料を用いて，方向別の一軸圧縮試験を行っており，圧縮強度やヤング率の異方性について，粒子配列との強い関連性を指摘している。例えば X_3 面内では x_1 軸方向に強度が最小， x_2 軸方向に強度が最大としている。来待砂岩は碎屑物粒子が多くマトリックスが20%と低いことを考慮すると，粒子同士が岩石構造を保持している割合が高いと考えられ，そのうち表面積の小さい方向で載荷された方向で強度が小さく，表面積の大きい方向で載荷された方向で強度が大きいことは理論的に考えやすい。このような来待砂岩の粒子による内部構造モデルを図 5-17 に示す。さらに一軸圧縮強度の x_1 軸と x_2 軸方向の差が約1.29倍であるのに対し，粒子の表面積比の

S_{22} と S_{11} の差は約 1.17 倍である。一方、 X_1 面内では x_2 軸方向と x_3 軸方向での強度の差は低く 1.07 倍である。 S_{33} と S_{22} の差も約 1.05 倍と相対的には良い相関を示している。ここで示したようにファブリックテンソルを求められれば、地質構造と力学や物性の定量的な評価が行いやすい。

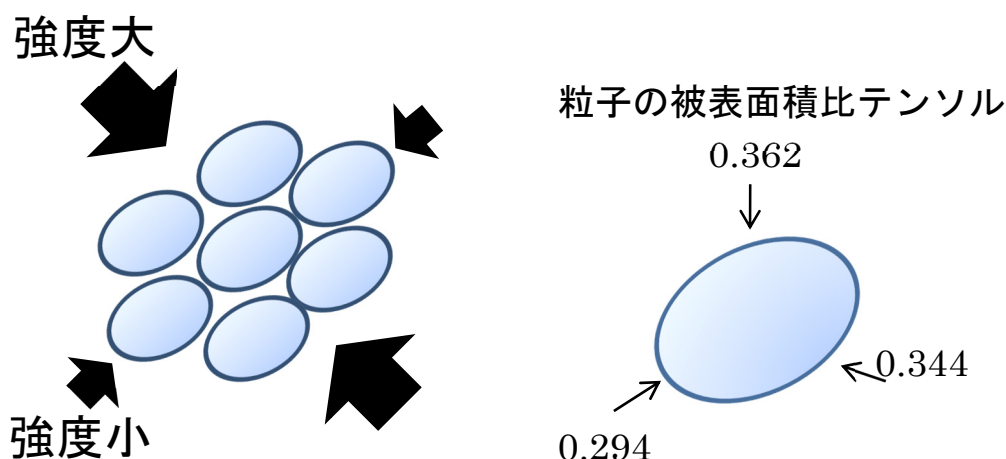


図 5-17 来待砂岩の粒子による内部構造モデル

5.7 来待砂岩の構造異方性と力学異方性のまとめ

中新世大森層中の来待砂岩を対象に、採石場から採取された試料を用いて帯磁率異方性測定を行った。また採石場でまれに観察される堆積構造を基に、古流向を考慮して塊状砂岩から直交する X_1 - X_2 - X_3 の三方向の面を切り出し、研磨片および薄片上で粒子の抽出を行い、粒子形状を楕円近似して長軸の卓越方向を測定した。さらに粒子トレース結果からステレオロジーの手法により、粒子の表面積比テンソルを求めた。その結果、以下の知見が得られた。

- ・各面で観察される粒子を楕円近似した際に長軸が最も卓越するのは x_1 軸方向である。
- ・各面で観察される粒子を楕円近似した際に長軸がやや卓越するのは x_2 軸方向である。
- ・最小帯磁率方向（鉛直）は三方向の面で観察される粒子を楕円近似した場合に長軸が卓越しない x_3 軸と一致する。
- ・粒子の表面積比テンソル式(20)も上記に整合的であり、 X_3 面で最大、 X_2 面が中間、 X_1 面が最小値を示した。
- ・ X_1 面で観察される粒子を楕円近似した場合、 x_2 軸とは別に南に約 50 度傾斜する方向

にも長軸の卓越が認められた。

- 粒子の表面積比テンソルと方向別の一軸圧縮強度の主軸方向の異方性を比較すると、関係が非常に強いことが示された。

以上により、ステレオロジーによる画像計測が地圏素材（ここでは来待砂岩）の内構造評価に大変有効であることを示せた。

参考文献

- Gregoire, V., Blanquat, M. S., Nedelec, A. and Jean-Luc Bouchez, J. L. (1995): Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks, *Geophysical Research Letters*, Vol.22, No.20, pp.2765-2768.
- Ishihara, S., (1977): The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks, *Mining Geology*, Vol.27, pp.293-305.
- 板橋一雄・松尾 稔・内藤充則・神谷圭吾 (2003) : 均一な粗粒材料の粒子形状評価と充填特性, *地盤工学会論文報告集*, Vol.43, No.1, pp.115-127.
- Jager, J. C. and Cook N. G. W., (1969): *Fundamentals of Rock Mechanics*, Methun & Co Ltd, London, 513p.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, Vol.79, pp.63-67.
- 金谷健一 (1984) : ステレオロジーによる異方性粒子の配向性の測定法, *粉体工学会誌*, Vol. 21 (1), 3-10.
- 川村喜一郎・池原研・金松敏也・藤岡換太郎 (2002) : パレスベラ海盆から採取されたタービダイトの帯磁率異方性による古流向解析, *地質学雑誌*, Vol.108, pp.207-218.
- 小坂和夫 (1998) : 応用地質の調査における帯磁率の利用法, *応用地質*, Vol.39, No.2, pp.208-216.
- 工藤洋三・橋本堅一・佐野修・中川浩二 (1986) : 石工の経験則と花崗岩の力学的性質, *土と基礎*, Vol.34, pp.47-51.
- Kuo, C.Y., Frost, J..D. and Chameau, J. L. (1998): A. Image analysis determination of stereology based fabric tensor *Geotechnique*, Vol. 48, pp. 515-525.
- Louis, L., David, C., Metz, V., Robion, P., Menendez, B., and Kissel, C., (2005): Microstructural control on the anisotropy of elastic and transport properties in undeformed sandstone, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, Vol.42, pp.911-923.
- Louis, L., David, C., Robion, P. (2003): Comparison of the anisotropic behaviour of undeformed sandstones under dry and saturated conditions, *Tectonophysics*, Vol.370, pp.193-212.
- Louis, L., WONG, T., Baud, P. (2007): Imaging strain localization by X-ray radiography and digital image correlation: Deformation bands in Rothbach sandstone, *Journal of Structural Geology*, Vol.29, pp.129-140.
- Louis, L., Baud, P., WONG, T. (2009): Microstructural inhomogeneity and mechanical anisotropy associated with bedding in Rothbach Sandstone, *Pure and Applied*

Geophysics, Vol.166, pp.1063-1087.

増田富士雄・横川美和 (1992) : 粒子配列, 地球環境の復元 (大原 隆・井上厚行・伊藤 慎編), 朝倉書店, pp.245-256.

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, Vol.108, pp.453-464

沢田順弘 (2000) : 顕微鏡で覗いた来待石, 来待ストーン研究 2, pp.15-42.

鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) : 今市地域の地質, 地質調査研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79p.

下谷 高瀧, 山口 梅太郎, 下村 弥太郎 (1973) : 結晶片岩の力学的挙動に関する一考察, 日本鉱業会誌, Vol.89, pp.515-520.

高橋 学・藤井幸泰・安 昶完・竹村貴人・高橋直樹・朴 赫 (2011) : 来待砂岩の水銀ポロシメータおよび X 線 CT 構造解析から得られる空隙構造, 応用地質, Vol.52, No.5, pp.184-191.

若槻和郎・大西亜城・永島晴夫・長野和秀 (1982) : 凝灰岩質岩石の釉薬への利用に関する研究, 島根県立工業技術センター研究報告, Vol.19, pp.68-70.

横田修一郎・妹尾大輔・西山賢一 (2006) : 色彩値変化からみた来待石の風化速度, 応用地質, Vol.47, No.4, pp.188-195.

6. おわりに

前章までは画像計測を地圏素材に適用し、土構造物の長期変化モニタリング(3章)、来待砂岩の破断面(4章)、来待砂岩の内部構造評価(5章)の解析に利用し、土構造物の長期変化と崩壊メカニズム、三軸伸張試験時の破断メカニズム、来待砂岩を構成する粒子による構造異方性と力学異方性との関連解明に役立てた。これらの結果からわかるように、デジタル立体写真測量は対象物の三次元表面構造を詳細に計測・観測するのに大変有効な手法であり、またステレオロジーは対象物の三次元内部構造の推定に大変有効であり、どちらも非常に強力なツールであることが明らかとなった。まずは地圏素材で構成される構造物の長期変化と、地圏素材の破断・内部構造評価についてまとめ、その後に画像計測についての取りまとめも行いたい。

6.1 歴史的土構造物の長期変化まとめ

ユネスコ文化遺産保存日本信託基金によるアジナ・テパ仏教遺跡の修復・保存プロジェクトの中で、歴史的土構造物の修復前・修復中・修復後のデジタルドキュメンテーションを行った。立体写真測量で記録した構造物の変化や蒸発量計測等から、パフサや日干しレンガで構成される土構造物の長期変化として、塩類風化による脚部の侵食→不安定化による上部の崩壊、という風化・侵食のプロセスを解明することができた(図6-1)。すなわちソ連時代の発掘期は2 m以上の厚さであった土構造物であるが、三十数年の期間に上記プロセスが進行し、修復前のような薄い土構造物に変化したと考えた。さらにこの侵食・崩壊メカニズムを基に、新しい日干しレンガや漆喰で修復する際、脚部を堅固にする工法を採用した。

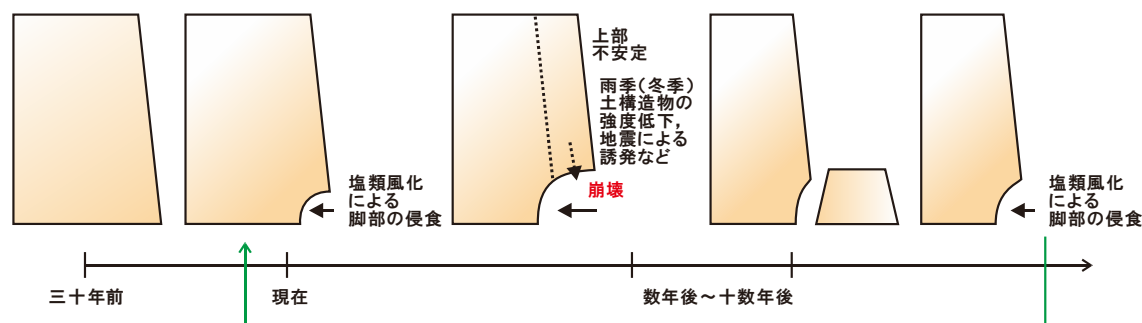


図 6-1 地圏素材で構成される構造物の長期変化 (アジナ・テパの例)

6.2 地圏素材の変形特性と内部構造評価まとめ

来待砂岩を対象に、地下構造物の壁面や空洞周辺の応力状態を模擬した三軸伸張試験を実施した。これは前節の風化・侵食に比べて短期の変化であり、また圧力容器の中で実施する試験であるため破壊時の直截観察ができない。そこで破壊後試料に立体写真測量を摘要し、画像による観察と計測等を行った。その結果、差応力の増加により試料内部のせん断応力が増加し、モールの破壊基準に従ってせん断破壊が生じる。せん断割れ目沿いの変位によって試料の測方に変位が生じるが、一部で応力集中が起きて引張り割れ目の発生・進展へと発達する（図 6-2 上）。またせん断割れ目が生じる方向はほぼ同じであり、これは来待砂岩の力学異方性に起因する。来待砂岩の研磨片と薄片上で観察と粒子トレースを行い、ステレオロジーによる粒子の表面積比テンソルの計算も行うことにより、力学異方性が粒子の形状と配列に起因することも明らかにすることができた（図 6-2 下）。

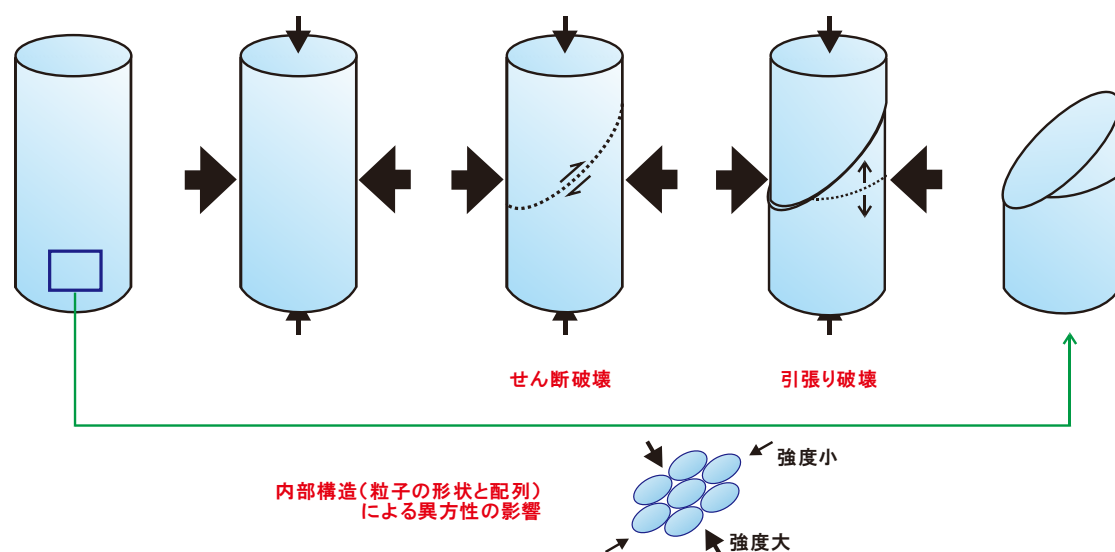


図 6-2 地圏素材の内部構造と変形特性（来待砂岩の例）

6.3 デジタル立体写真測量の適用について

2.2 節で述べたとおり、写真測量にまず必要なのが立体写真である。立体写真を撮影する際、撮影者が決定する必要があるパラメータが3つ存在する。カメラから対象物までの距離 (H)、左右カメラ間の間隔 (B)、カメラレンズの焦点距離 (c) である。これらを適切に設定できなければ、十分な精度を得ることができない。2.1 節の式(1)と(2)

に示した通り，これらのパラメータから写真測量時の分解能が決まる．2.4 節，3 章と 4 章で撮影した立体写真について，H, B, c およびカメラセンサーの解像度である δ_{CCD} についてまとめたものを表 6-1 に示す．さらにそれぞれの対象物のおおよそのサイズ(最大長さ L と奥行 D) も記入し， σ_{XY} と σ_Z を示す．写真測量には撮影時のカメラ位置と方向の情報が必要である．これは対象物に設置した標定点から最小二乗法で逆計算することになる．この時の残差 RMS と対象物のサイズ L との比 L/RMS も表 6-1 に示す．

表 6-1 各対象物への写真測量の適用について

対象物	手法	H (mm)	B (mm)	c (mm)	δ_{CCD} (mm)	L (mm)	D (mm)	σ_{XY} (mm)	σ_Z (mm)	RMS (mm)	L/RMS
稲田花崗岩の一軸引張割れ目	P	300	60	51	0.0034	30	10 ^{*1}	0.02	0.1	0.15 ^{*2}	200
	L	600	-	25	0.0075	30	10 ^{*1}	0.19	0.1		300
来待砂岩の三軸伸張試験破断面	P	600	150	51	0.0034	50	20 ^{*1}	0.04	0.16	0.1 ^{*2}	500
		H (m)	B (m)	c (mm)	δ_{CCD} (mm)	L (m)	D (m)	σ_{XY} (mm)	σ_Z (mm)	RMS (m)	
アジナ・テバ遺跡 壁-A 西側, 修復前	P	15.13	4.47	18	0.0079	4.76	2.04	6.62	22.39	0.12	41
アジナ・テバ遺跡 壁-A 北側, 修復前	P	16.97	2.00	18	0.0079	4.37	1.50	7.43	63.07	0.08	57
アジナ・テバ遺跡 壁-A 東側, 修復前	P	18.68	4.18	18	0.0079	2.75	0.98	8.18	36.51	0.09	32
アジナ・テバ遺跡 壁-A 西側, 修復後	P	15.54	3.89	18	0.0079	8.01	3.96	6.80	27.16	0.06	134
アジナ・テバ遺跡 壁-A 北側, 修復後	P	19.26	1.94	18	0.0079	6.32	3.06	8.43	83.64	0.08	80
アジナ・テバ遺跡 壁-C 西側, 修復前	P	16.34	2.75	18	0.0079	6.04	1.37	7.15	42.47	0.07	86
アジナ・テバ遺跡 壁-C 東側, 修復前	P	6.65	2.68	18	0.0079	7.33	1.00	2.91	7.24	0.09	80

手法 P: 写真測量, L: レーザ計測

*1: 複数の計算結果のうち, おおよそ最大の値

*2: 複数の試料のうち, おおよそ最大の奥行

表 6-1 に示すように，室内試験時の値が良いことがわかる．これにはいくつか理由がある．一つ目は撮影環境とカメラ位置，二つ目は標定点の設置である．

室内試験時には接写撮影用のカメラマウントシステムを利用できるため，H と B を適切に設定することができる．これは接写撮影用のレンズ焦点距離（ここでは $c \approx 50\text{mm}$ ）に従い，H と B を $B/H \approx 1/5$ 程度（ $1/3 \sim 1/10$ が適当）にあわせて，対象物と標定点が写真のフレーム内に適切に収まるように調整することが可能である（図 2-3 および図 4-8）．一方の歴史的土構造物については，野外における地上近接撮影を行う必要があり，室内とは異なり研究対象の歴史的構造物が他の構造物の陰になって適切な H と B で撮影できないことも多い．また利用できるレンズの焦点距離も限られており，この際はズームレンズの焦点距離が 18-70 mm であったが，固定できる距離はテレ側の 18 mm かズーム側の 70 mm のみであり，歴史的構造物のサイズを考えると 18 mm のみが利用可能であった．固定できるレンズ焦点距離でなくては，レンズ収差等のキャリブレーションを行うことが困難である．図 3-9 の地図を参照すれば明らかであるが，このような限られた範囲の中で最適な撮影場所を探した結果が表 6-1 の結果でもある．さらに表 6-1

の数値からは見えてこないが、野外での撮影には光の方向を考慮する必要がある。室内撮影では4つのライトを利用して、間接照明で測量しやすい写真を撮影できたが、野外では太陽の光に任せるしかない。天候が曇りであれば比較的コントラストの少ない写真を撮影可能であるが、晴れの時には東向きの構造物は午前撮影、西向きの構造物は夕方撮影などの工夫を行った結果が3章の立体写真である。

二つ目は標定点の設置の有無である。室内撮影には特別なフレームを作成してその中に破断試験片を設置した。そしてフレーム上には黒背景に白丸の標定点を設置した。写真測量ソフトが自動処理で白丸の中心点を選択するため、ピクセル以下の計測が可能である。一方の土構造物であるが、歴史的構造物で表面がかなりダメージを受けているため、同様な標定点の設置は不可能であった。そこでクラックの先端や構造物のコーナーを利用して標定点とみなし、これらをトータルステーションで測定した。すなわちピクセル以下の精度を求めることは難しく、結果として数 cm 程度の誤差を含む結果となった。しかし修復後は新しい日干しレンガや漆喰が表面に出たため、その上の一部に標定点を設置することができた。壁-A の西側と北側、特に西側の 2008 年の写真測量成果が良くなっているのは標定点を設置したことが一因である。北側の成果があまり変わらないのは、対象物までの距離がかなりあるのと、2008 年ではその距離が更に長くなってしまったなどが原因と考えられる。

これらの考察から精度よく写真測量を行う条件を以下に羅列する。

①H, B, c の適切な設定が必要である

式(1)と(2)に従った設定が必要であり、 $B/H \approx 1/5$ 程度 ($1/3 \sim 1/10$ の範囲に留める、最低でも $1/20$ 以上) が良い。さらに対象物の奥行を D とした場合、 $D \leq H \times 0.3$ とする。 $B/H \approx 1/5$ 程度、 $D \leq H \times 0.3$ はどちらも写真上での対象物のスケール効果を小さくするためである。すなわち写真上での手前側と奥行側のスケールの違いを小さくするためである。

②対象物に標定点を設置することが望ましい

黒背景に白丸、あるいは白背景に黒丸で、丸の大きさは写真測量ソフトが中心を計算できる大きさ (ピクセルサイズ) にすること。

③標定点の適切な測量が必要である

写真測量自体は絶対座標を計測できるものではない。写真上でスケールや座標を決定するには、標定点をトータルステーションなどで計測した測量座標が必要である。なおスケールだけが必要であれば、立体写真に長さが既知のポールなどを同時に移しこむ等の方法もある。

④写真撮影には光源や撮影環境を考慮に入れることが必要である

写真上で計測を行う技術である以上、測量対象物が明瞭に撮影された写真でなくてはならない。

上記のように写真撮影と測量の両技術への造詣が必要であり、これらを慎重に検討

しながら写真測量を行わなくては、適切な精度や結果が得られない。

なお写真測量と常に比較されるレーザ計測であるが、2.4 節で述べたように①については H や D を考慮することは同様に必要である。c はレーザ計測機器の波長などに関連しており、ここでの適用例のように数 mm と数 m の別の対象物にレーザ計測を適用する場合には、レーザ計測機器自体を変える必要がある。さらに 3 章のように遺跡内でトータルな座標系を必要とする場合には、③基準点などの適切な測量がレーザ計測でも必要となることは言うまでもない。写真測量で必要とされる②や④のような作業が地上レーザ計測では必要ないことも事実である。

6.4 ステレオロジーの適用について

ステレオロジーについては、来待砂岩の研磨片および薄片上の粒子計測を行った。これについては写真測量に比べて事例数が少なく、今後の研究発展も必要であるが、ここでの結果について以下にまとめる。

来待砂岩は凝灰質な砂岩であり、粒子の淘汰は悪く、サイズも揃ってはいないが、0.5~1.0 mm 程度のサイズが多い。また基質は 20% 程度で、粒子同士が内部構造を形成するクラストサポートである。その来待砂岩の研磨片上で 1 mm 以上の粒子のトレースを行い、ステレオロジーによる粒子の表面積比テンソルの計測に成功した。しかし薄片上で 0.5 mm 以上の粒子のトレースを行った例については、異方性軸の大小が X_1 , X_2 , X_3 の各面で一致せず、粒子の表面積比テンソルの計測に失敗した。定性的な長軸方向による主軸方向は研磨片および薄片でほぼ一致していたこと (図 5-14)、また研磨片および薄片の X_1 , X_2 , X_3 各面でもほぼ同様な数の粒子数を測定していたことを考慮すると、粒子の表面積比テンソルの計測に失敗したというよりは、薄片上でのトレース結果は十分な異方性を持っていなかった可能性が考えられる。すなわち薄片上での 0.5 mm ~ 1.0 mm を主体としたサイズの粒子については、研磨片上での 1.0 mm 以上のサイズの粒子に比べて、その形態や配列について大きな異方性を持っていないと考えることもできる。研磨片上での粒子の表面積比テンソルが来待砂岩の力学異方性と強い関連を持っている 5.6 節の考察も考慮すれば、来待砂岩の骨格構造を主体的に形成するのは 1.0 mm 以上の粒子であり、これら粒子の形態や配列が異方性を持っているため、来待砂岩の力学異方性に影響を与えていると考えることもできる。来待砂岩という同一対象物の中で異なるスケールの粒子をトレースし、ステレオロジーによる三次元内部構造の推定試みにより、より詳細な内部構造も明らかにできる可能性を示せた。すなわち来待砂岩を構成する粒子の平均的サイズは 0.5~1.0 mm であり、クラストサポートであることが薄片観察よりわかっているが、特に内部構造の骨格を形成するのはより大きな 1.0 mm 以上の粒子群である可能性が高い。このような結果は、同一サイズの弾性体粒子による砂山

崩しのアナログ実験において、砂山構造の骨格を作る粒子は多数粒子の中の一部であるという事実 (Yoshioka & Sakaguchi, 2009) とも整合的である。すなわちサイズの異なる粒子群の場合、より大きな粒子が全体の骨格を支える内部構造をもっている可能性が高い。

なお研磨片および薄片上での粒子トレースについても、画像計測での自動トレースを試みたがうまくいかず、手動でのトレースによる結果であることを記載しておく。また上述の通りステレオロジーの適用例はまだ少なく、粒子の画像計測による自動トレース化も含めて、またまだ研究途上の分野であることを記しておく。

参考文献

Yoshioka, N. and Sakaguchi, H. (2009): Looking into a sandpile by photo-elasticity and discrete element method, in *Advances in Geosciences*, Vol. 13, Solid Earth (ed. K. Satake), World Scientific, 281-290.

7. 謝 辞

この博士論文の審査を頂いた、埼玉大学 地圏科学研究センターの渡邊邦夫教授、桑野二郎教授、長田昌彦准教授、小口千明准教授、また埼玉大学 理工学研究科・建設工学科の山辺正准教授にお礼を申し上げます。2007年2月に名古屋大学に提出した博士論文（理学）「花崗岩中の引張り割れ目形成に関する地質・地質工学的研究」から7年経ち、その後の研究を取り纏めることにご賛同頂き、適確なご助言と暖かい声援も頂きました。

この研究のうちアジナ・テパ仏教遺跡の修復保存活動は、ユネスコ文化遺産保存日本信託基金によるプロジェクトであった。ユネスコ本部の Roland LIN Chih-Hung（林志宏）博士やユネスコ Almaty Cluster Office の Yuri Peshkov 氏、およびタジキスタンの Marika Budanaeva 嬢には現地等で様々なサポートを頂いた。またこの研究はプロジェクトの国際専門家リーダーであった埼玉大学の渡邊邦夫教授の下、当時埼玉大学大学院生の村上和哉氏（現所属：鹿島建設）、同じく埼玉大学大学院生だった張寒冰嬢、また故 Enrico Fodde 博士との共同作業であった。特に Enrico Fodde 博士はプロジェクト途中から闘病生活に入り、博士論文完成前の2013年10月に帰らぬ人となった。関係者一同に感謝するとともに、Enrico Fodde 博士にこの論文を捧げたい。

また来待砂岩に関する研究については、産業技術総合研究所の高橋学博士、三井住友建設株式会社の高橋直樹博士、日本大学文理学部の竹村貴人博士、および産業技術総合研究所の朴 赫 博士（現所属：地球環境産業技術研究機構）との共同研究である。産官学から集まったこれら共同研究者らに叱咤激励され、これまでの結果を残すことができた。大変感謝している。

さらに私の所属機関である、公益財団法人深田地質研究所の理事長・田中莊一博士をはじめ、所員の皆様にも御礼申し上げたい。上記の研究を継続するための様々なサポートを頂き、研究者会議では多くの助言を頂いた。

最後になるが、私の研究をいつも支えてくれる妻にも感謝したい。調査出張中は長く家を開けることもあったが、娘の面倒をよくみてくれた。また来待砂岩の研究中は三人目の娘が生まれ、私自身出張に出るのが困難になったが、その期間を利用して来待砂岩の粒子トレースやステレオロジー等、室内の研究に没頭することもできた。家族に感謝を記して筆をおきたい。

8. 研究論文一覧

査読付論文

- 藤井幸泰・朴 赫・竹村貴人・高橋 学・高橋直樹 (2012) : 来待砂岩の力学異方性と堆積構造に関する研究, その1—粒子配列について—, 応用地質, 53, 64-69.
- 朴 赫・高橋 学・藤井幸泰・高橋直樹・竹村貴人 (2012) : 来待砂岩の力学異方性と堆積構造に関する研究, その2—弾性波速度と一軸圧縮強度—, 応用地質, 53, 112-120.
- 高橋直樹・高橋 学・藤井幸泰・竹村貴人・朴 赫 (2012) : 三軸圧縮および三軸伸張条件における来待砂岩の強度・変形特性, 応用地質, 53, 121-128.
- 高橋 学・加藤昌治・高橋直樹・藤井幸泰・朴 赫・竹村貴人 (2012) 来待砂岩の3次元空隙分布と透水係数および比貯留率の拘束圧・軸圧による変化について, 応用地質, 53, 31-42.
- 藤井幸泰・高橋直樹・高橋 学・竹村貴人・朴 赫 (2011) : 三軸伸張試験で形成された来待砂岩中の割れ目の性状と形成メカニズム, 応用地質, 52, 176-183.
- 高橋 学・藤井幸泰・安 昶完・朴 赫・高橋直樹・竹村貴人 (2011) : 来待砂岩の水銀ポロシメータおよびX線CT構造解析から得られる空隙構造, 応用地質, 52, 184-191.
- Fujii, Y., Fodde, E., Watanabe, K. and Murakami K. (2009): Digital Photogrammetry for the Documentation of Structural Damage in Earthen Archaeological Sites: the case of Ajina Tapa, Tajikistan, Engineering Geology, Vol. 105, 124-133. doi: 10.1016/j.enggeo.2008.11.012.
- Kunio Watanabe, Min Maung Maung, Yukiyasu Fujii and Enrico Fodde (2008): Evaporation measurement for the preservation of historical Buddhist Monastery Ajina Tapa, Tajikistan, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.52, 2008.
- Fodde, E., Watanabe, K. and Fujii, Y. (2007): Preservation of earthen sites in remote areas: the Buddhist monastery of Ajina Tapa, Tajikistan, Conservation and Mgmt. of Arch. Sites, Vol. 9 No. 4, August, 194-218.
- 藤井幸泰, 渡辺邦夫, 村上和哉 (2007) : 写真測量技術を用いた文化遺産の3次元調査: アジナ・テパ仏教遺跡(タジキスタン)における修復・保全活動, 応用地質, 48, 258-264.

査読付学会発表

藤井幸泰, 竹村貴人, 朴 赫, 高橋 学 (2013) 中新世凝灰質「来待砂岩」中の粒子のファブリック解析, 第13回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 197-200.

Fujii, Y., Takahashi, N., Takahashi, M., Takemura T. and Park, H. (2012): Fractographical analysis of the failure surfaces from triaxial extension tests on Kimachi sandstone. In True Triaxial Testing of Rocks (ed., Kwaniewski, N., Li, X. and Takahashi, M.), CRC Press / Balkema, London, pp. 323-329. (ISRM Beijing 2011)

その他

藤井幸泰・高橋 学・船戸明雄 (2008) : 稲田花崗岩の一軸引張割れ目の粗度計測ーレーザスキャンと写真測量を用いた比較ー, 深田地質研究所年報, 9, 139-147.