

特集「月科学の最先端と今後の展望：月はどこまでわかったのか？」

月面表層土の粒子特性とバルクの力学特性

松島 亘志¹，片桐 淳¹，上田 高生¹，佐伯 和人²，
土山 明²，大竹 真紀子³

2010年4月12日受領，2010年4月30日受理。

(要旨) 「かぐや」などによって得られる月表面の高精度リモートセンシングデータを有効活用し，月の科学の解明や宇宙開発に役立てるためには，月面表層土の粒子物性，堆積構造，力学特性などの情報が欠かせない。本研究では，アポロ計画によって持ち帰られた月面表層土の粒子物性を，SPring-8マイクロX線CTを用いて高精度計測し，その形状特性を定量評価した。また，CTによって得られる3次元粒子形状を独自の手法でモデル化し，粒子シミュレーションを行うことによって，月面表層土の力学特性に及ぼす粒子物性の影響について定量的に明らかにした。更に，月面模擬砂の力学試験を通して，粒子破碎の影響についても論じた。

1. はじめに

「かぐや」をはじめとする近年の月探査において，月全球の詳細なリモートセンシングデータが収集され，月の科学研究は新たな局面を迎えている。その一方で，新たに得られた膨大なデータを正しく解釈し，有効活用するために，過去に回収された月面表層土の試料分析の重要性も増している。1969年から72年にかけて米国のアポロ計画によって月面から持ち帰られた表層土試料は，計画当時に多くの分析がなされ，その成果はLunar Sourcebook等[1]にまとめられている。そこでは，当時の「月面有人探査」を成功させるために，月面表層土の土質力学・地盤工学特性に関する検討も数多く含まれていたが，その後の探査計画方針変更に伴い，研究活動も縮小・停滞を余儀なくされていた。

近年，月面基地開発を柱とする米国の新宇宙戦略[2]を契機として，再び月面表層土の土質力学・地盤工学的特性が注目され，支持力，斜面安定，探査車走行性などに加え，ISRU(In-situ resource utilization)に関わる表層土の掘削・運搬・化学反応や，ダスト(微小粒子)による健康被害などの影響も含め，活発な研究がなされてきている[3]。

一方で，鉱物学・岩石学に関する月のリモートセンシング研究においても，可視・近赤外分光反射率から表層土の化学組成や鉱物構成比を推測する際に，ごく表層数ミクロン～数mmの堆積構造が大きな影響を及ぼし，データの解釈を複雑にすることが認識されてきている。具体的には，表層を形成する粒子の粒径の影響[4]や，表層を主に形成する粒子にさらに細粒の粉体がコートしている影響[5]，表層に加わる様々な外乱による圧密[6]などによって反射スペクトルの形状は変化する。「かぐや」によって月面の高波長分解能連続スペクトルデータが活用できる時代が到来した[7]が，精度の高い化学組成分析・鉱物構成比推定のためには，表層の堆積構造情報の重要性がますます高まっている。

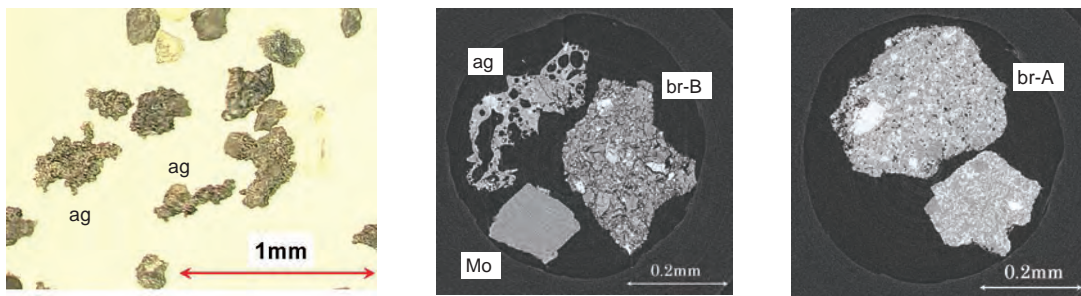
このような背景のもと，著者らのグループでは，これまでSPring-8でのマイクロX線CT等を用いて，アポロ回収サンプルや月面模擬砂(シミュラント)などの3次元粒子物性を取得し，その粒子情報を用いた数値計算によって，月面表層土の力学特性についての様々な検討を行ってきた[8-12]。本稿ではこれまでの成果の概要について報告するとともに，今後の研究の方向性等についても議論したい。

1. 筑波大学大学院システム情報工学研究科

2. 大阪大学大学院理学研究科

3. 宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所

tmatsumi@kz.tsukuba.ac.jp



(a)顕微鏡写真 (b)CT再構成断面画像(1) (c)CT再構成断面画像(2)
 図1：アポロ回収サンプル(No. 60501)の粒子。非常に不規則な形状の粒子がアグルーチネイト(ag)であるが、CT画像を見ると大きな内部空洞を有していることが確認できる。またマイクロ角礫岩(碎屑質タイプ, br-B)粒子は多数の内部亀裂を有しているが、結晶質タイプ(br-A)は、鉱物片間に亀裂がみられない。

2. SPring-8マイクロX線CT分析

これまでに、アポロ16号デカルト高地からの月面表層土サンプルについて、第3世代で世界最大の放射光施設である SPring-8 におけるマイクロX線CT実験を行い、3次元粒子形状、堆積構造、内部の結晶構造と亀裂構造等についてのデータを蓄積してきている(図1)。SPring-8のマイクロX線は、単波長であるために画像再構成の際の波長補正が必要なく、極めて高精細なCT画像が得られるのが特徴である[13]。まず本研究では、元のCT画像から、2値化処理により粒子部分と間隙部分を分け、次に接触点を介してつながっている粒子を分離し、その後クラスターラベリングによって、個々の粒子に所属するvoxel情報を取得する、などの画像処理を経て、粒子サイズや3次元形状情報などを得た[9, 10]。更に、元のCT画像における輝度値および顕微鏡画像の情報を加味して、粒子を(1)アグルーチネイト(agglutinate, 微小隕石衝突により母岩片の表面または全体が溶解し、それらが互にくっつき合っただけのガラス化したもの)、(2)マイクロ角礫岩(micro breccia)、(3)単一鉱物片(monomineralic particle, 主に斜長石片)、の3種類に分類し、マイクロ角礫岩は、内部の岩片間の空隙の有無から(2A)結晶質(crystalline matrix)タイプ、および(2B)碎屑質(fragmental matrix)タイプに細分類した[12]。これらの分類は、同じく高地の砂(No.64501)の薄片観察によるHouckの分類[14]を参考にしている。本研究で用いたサンプル(No.60501)のうち、105~250μmの粒子74個の粒子分類結果を図2および表1に示す。表1には、Houckによる粒子の構成比も示しているが、同じ高地

表1：粒子分類結果

	粒子数	ag(%)	br-A(%)	br-B(%)	Mo(%)	others(%)
60501 (250-105um)	74	27.6	34.2	13.2	25.0	0
64501(Houck) (250-150um)	303	27.1	23.8	8.9	34.0	6.2

(ag: アグルーチネイト, br-A: 結晶質マイクロ角礫岩, br-B: 碎屑質マイクロ角礫岩, Mo: 単一鉱物片)



図2：CTイメージから再構築した74個の月面表層土粒子3次元画像(No.60501, 105-250μm)

表2：粒子の楕円体近似による3次元形状指標

	長短度 (c/a)	扁平度 (c/b)	細長さ (b/a)
アグルーチネイト	(0.58, 0.13)	(0.75, 0.13)	(0.75, 0.13)
マイクロ角礫岩-A	(0.62, 0.10)	(0.79, 0.09)	(0.79, 0.11)
マイクロ角礫岩-B	(0.58, 0.10)	(0.77, 0.10)	(0.74, 0.11)
単一鉱物片	(0.62, 0.07)	(0.75, 0.08)	(0.81, 0.10)

()内の数字は平均および標準偏差

の砂で、採取位置も近い (3 km) ことから、比較的似通った構成比となっていると考えられる。

アグルーチネイトに分類された粒子のCT画像を見ると、多くの内部空隙を含んでおり、その空隙表面が滑らかであることに気づく。これは、粒子の形成時に揮発成分が発泡した痕跡であると推察できる。また、これよりも小さい成分 (50-105 μm) の粒子を観察すると、形状は大きな粒子と相似ではなく、大きな粒子が破碎した破片のようなものが多い。このような粒子形状の特徴は、それが形成されたときの条件を推定する

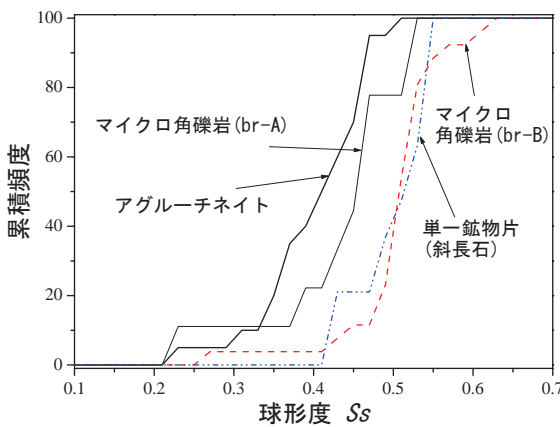


図3：粒子タイプによる球形度の違い

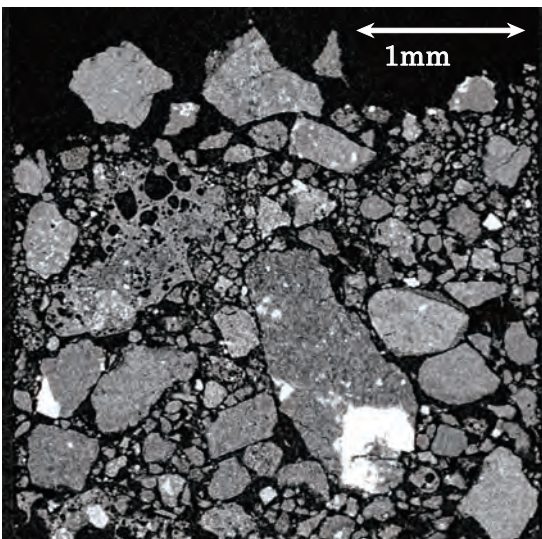


図4：ふるい分けをしない、オリジナルのアポロサンプル (No. 67601) のCT再構成画像 (鉛直断面)

際の重要な情報となる可能性がある。

本研究における粒子分析の特徴は、アポロサンプルの3次元形状分析であり、これは著者らの知る限り、既往の研究で行われたことのないものである。表2は、不規則形状粒子を、慣性モーメントが等価な楕円球に置き換えたときの長軸(a)、中軸(b)、短軸(c)に関する形状指標を示したものである[15]。これによれば、それぞれの粒子タイプで、形状指標の差はそれほど明瞭に見られず、 $c/a=0.60$ 程度、 $c/b=0.77$ 程度、 $b/a=0.78$ 程度となっている。ちなみに、顕微鏡やSEM画像を元にした2次元形状分析では、アポロ14, 15号などの海の砂 (粒径74 μm ~ 425 μm) で $b/a=0.704 \sim 0.781$ [16] などとなっているが、試料の違いや計測手法によって値が異なることも指摘されている[1]。

一方、以下の式で定義される球形度 (Sphericity) を用いると、それぞれの粒子タイプで違いが現れる (図3)。

$$S_s = \frac{\text{等体積球の表面積}}{\text{実粒子の表面積}}$$

図によれば、アグルーチネイト粒子がもっとも球形度が低いが、これは楕円体近似に現れない、高次の形状 (表面の凹凸も含む) の影響であると考えられる。このような高次の粒子形状は、次章に示すように、それらが積み重なった堆積構造やせん断強度などの力学特性に影響を及ぼすことが知られているため、重要な粒子情報となる。

上述の分析は、粒子分離を容易にするためにふるい分けを行った後にCT撮影したサンプル (円筒容器内に堆積させたもの) を用いた。一方、図4は、実際の月面表層土の堆積構造を把握するために、ふるい分けを行わないサンプル (No.67601) のCT撮影も行ったものである。これによれば、大きい粒子の隙間に小さい粒子が入り込む効果で、ふるい分けしたサンプルに比べて、バルクの間隙比 (固体部分に対する間隙部分の体積比) が小さくなる結果が得られた。この効果については、後述の個別要素法解析および2粒径近似モデルにより、ある程度の記述が可能となっている[11]。一方、重力によって小さな粒子が大きな粒子の間隙を落下し、円筒容器中のサンプルの下の方ほど間隙比が低下する結果も得られている。アポロ計画での現位置サンプリングの結果においても、表層30 cmまでとそれより深い部分での密度は大きな差異があることが指摘されて

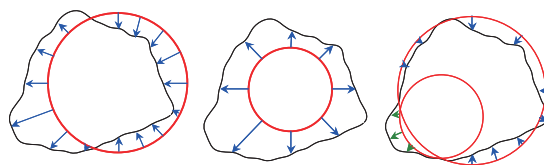
いる。このような「ふるい効果¹」については、今後の検討課題である。

3. 個別要素法による検討

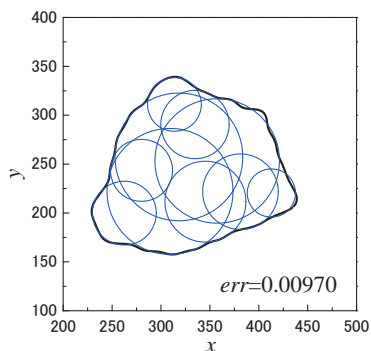
前述のように、月面表層土粒子は複雑な形状および内部構造を有している。このような粒子の集合体(バルク)の力学特性を調べることが月面土質力学の目的となるが、アポロ計画での回収サンプルは限られており、系統的な力学実験は行えない。そこで本研究では、個別要素法(Discrete Element Method, DEM)を用い、粒子シミュレーションによって月面表層土の力学特性を検討する方法を提案している[8-10,12]。

DEMでは、接触判定の容易さから、多面体要素を用いるよりも球要素を剛接して不規則形状粒子を表現する方が計算効率が良いことが多い。そこで本研究は、与えられた不規則形状粒子を所定の球要素数で最適に表現するための要素の大きさと位置を数値的に求める独自の手法(動的最適化法)を適用し[17]、CTにより得られた74個の3次元粒子形状を球要素の集合体としてモデル化した。ここで用いた動的最適化法とは、モデル化の対象となる不規則形状粒子の表面位置を示す離散データのそれぞれが、最も近い要素に引力を及ぼすとして、それらの引力の合力(図5(a))によって要素が並進移動および膨張・収縮を行う時刻歴計算によって最適解(図5(b))を探索する手法であり、少ない要素数で精度の高い粒子モデルを作成することが可能となり、計算時間の節約が図れる。図6にモデル化の例を示す。このようにして作成した粒子(上述の74個)を等しく複製し、計2400個の粒子を重力落下によって堆積させ、側面を周期境界とする直方体の試験体を作成する。その際に、普通より小さな粒子間摩擦係数を与えて堆積させると、表面の引っかかりが減少し、密づめの試験体を作成できる。このようにして様々なバルク密度の試験体を作成し、その後、粒子間摩擦係数を0.5に固定し、一定上載圧のもとでせん断を加える単純せん断試験シミュレーションを行って、せん断強度を求める(図7)。

このような系統的なシミュレーションによって得



(a) 動的最適化法で仮定する仮想力



(b) 円要素10個で不規則形状粒子をモデル化した例

図5: 動的最適化法の2次元説明図[17]

られたせん断強度は、図8に示すように、古典的なモール・クーロンの破壊基準に良く一致し、粘着力 c はほぼ0、せん断抵抗角 ϕ は密づめの状態(間隙比 $e=0.1596$)で48.5°、ゆるづめの状態($e=0.737$)で31.9°となった。Lunar Sourcebook[1]に示されている限られた要素試験結果によれば、 $c=0.1 \sim 1$ (kPa)、 $\phi=30^\circ \sim 50^\circ$ となっており、せん断抵抗角に対して良好な一致を示している。なお、当該文献では ϕ の値に影響を及ぼす因子について明示されていないが、本研究結果によれば、試験体の間隙比が大きな影響因子であることが示唆されている。

粘着力に関しては、van der Waals 力や静電気力などの粒子間付着力のほか、粒子破碎による見かけの粘着力も原因と考えられるが、これらの微視モデル(粒子間付着力および粒子破碎)は現在のシミュレーションでは考慮していない。なお、粒子間付着力は、試験体の取り得る間隙比を増加させる作用もある。

さらに、アグルーチネイト含有率を変化させた試験体の結果(図9)によれば、アグルーチネイト含有率は、せん断抵抗角の範囲にはそれほど影響を与えない一方で、間隙比の取り得る範囲には影響が大きく、アグルーチネイト含有率が大きくなるほどゆるづめの堆積構造となる傾向が見られた[12]。これは、いびつな粒子

1. ここでの「ふるい効果」とは、大粒子の隙間を小粒子が浸透(percolation)する偏析であり、いわゆるブラジルナッツ効果とは異なる。

ほど、接触点でモーメント抵抗を伝達しやすく、少ない接点数(すなわちゆるづめ)で安定化できるからである。古い地層ほど隕石衝突によってアグルーチネイト含有率が高いことを考えると、月全球での地層の新旧の情報から、バルク密度を推測できる可能性がある。また、このような堆積構造情報は、リモートセンシング分光観測の精度を高めるのにも役立つと考えられる。

最後に、粒径分布の影響について述べる。ここでのシミュレーションは、105 ~ 250 μm のサイズの粒子のみを用いた結果であるが、実際の月面表層土は、図4のように幅広い粒径分布を有している。本研究グループでは、これまでに広い粒径分布を持つ粒状体を、等価な二粒径粒状体(bi-disperse granular material)に近似する方法、およびそれをベースにしたバルク密度評価モデルおよびせん断強度予測モデルの提案を行っている[11,18]。それらを用いれば、ここで紹介したような狭い粒径範囲のシミュレーション結果から、広い粒径分布を有する材料の力学特性をある程度予測することが可能となると考えている。

4. 月面模擬砂による検討

月面表層土の力学特性の検討や、様々な工学応用に関する地上実験を行う際に、稀少な月面表層土の代替品(模擬砂)があれば便利である。アポロ計画以降、そのような目的でいくつかの月面模擬砂が作成されている。そのうち、FJS-1は、清水建設技術研究所で開発された、海地域の月面模擬砂であり、富士玄武岩質溶岩を粉碎し、粒径分布をアポロ計画で得られた平均的な分布と合わせて調整されたものである[19]。本研究グループでは、FJS-1についてもマイクロX線CT分析を行い、 $c/b=0.69$ 程度、 $b/a=0.72$ 程度と、前述のアポロサンプル(No.60501)に比べて、全体的にややいびつな形状であるという結果を得ている[10]。また、前述の数値解析手法を用いた結果から、FJS-1はアグルーチネイトを含んでいないため、実際の月面表層土の高い間隙比を再現できない可能性があることを示した。

そのような背景から、本研究グループでは、清水建設と東京工業大学渡辺隆行准教授が共同で作成した模擬アグルーチネイトを用いたマイクロX線CT分析および一次元圧縮試験を行っている。模擬アグルーチネイトは、粉碎によって作成した高地の模擬砂をプラズ

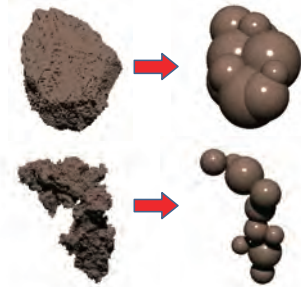


図6：動的最適化法を用いて作成した粒子モデル

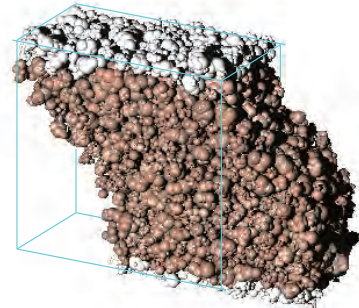


図7：一定上載圧下でせん断を加えるシミュレーションにおける供試体変形図

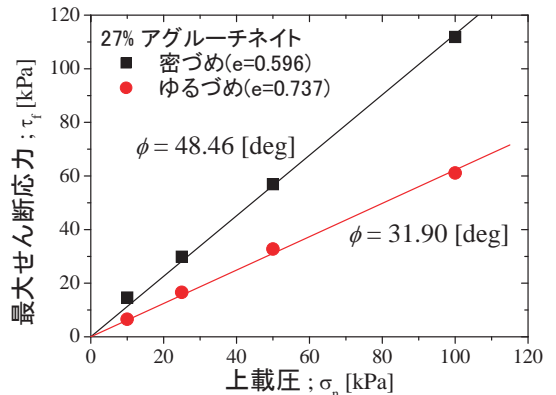


図8：上載圧と最大せん断応力の関係

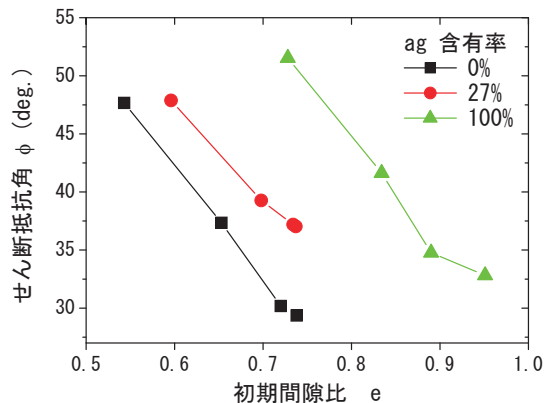


図9：試験体の初期間隙比とせん断抵抗角の関係に及ぼすアグルーチネイト含有率の影響に関するDEMシミュレーション結果

マ炉または電気炉で高温処理後に急冷し、溶解・再固化させることによって作成する。本研究で用いた試料は、顕微鏡観察およびCT分析によれば、粒子がほぼ完全に溶解し、表面張力で球形になったものが、冷え固まる過程で多数付着して固化したような形状をしていた(図10,11)。一方、図-1でみられるアグルーチネイトは、球形粒子の集合体とはなっておらず、なめらかな内部空洞を有する構造となっている。この微視構造の違いは、形成時の圧力や温度、真空などの条件の違いによるのではないかと考えている。すなわち、様々な条件でのアグルーチネイト生成実験と、実際のアグルーチネイト粒子の形状を比較・検討することより、その形成条件をある程度推測できる可能性があるかもしれない。

さらに、そのようなアグルーチネイト粒子を円柱容器に堆積させ、上から上載圧を加える実験(一次元圧縮試験)を行った[20]。図12は、上載圧を増加させていったときの試料の間隙比の変化を示したプロット(上載圧は対数軸で表示)であり、土質力学の分野では $e\text{-log } p$ 曲線と呼ばれる。一般の砂の場合、この曲線の変曲点が粒子破砕点(圧密降伏応力)に相当することが知られており、それによれば、アグルーチネイト化していない熱処理前の模擬砂の、圧密降伏応力は10 MPa程度である。一方、アグルーチネイト化した模擬砂(熱処理後)は、0.1 MPa程度で粒子破砕が発生して大きく圧密され、その後、0.5 MPaあたりから圧縮剛性が回復し、処理前材料の応答に近づいている。このことは、0.1 MPa程度で、付着した球形粒子間の破砕が生じ、1 MPa以降は、ばらばらになった粒子としての応答となっていることを示していると考えられる。

ちなみに、アグルーチネイト模擬砂の圧密降伏応力

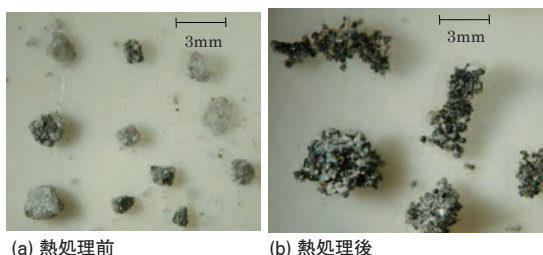


図10：顕微鏡観察による熱処理前後の高地模擬砂

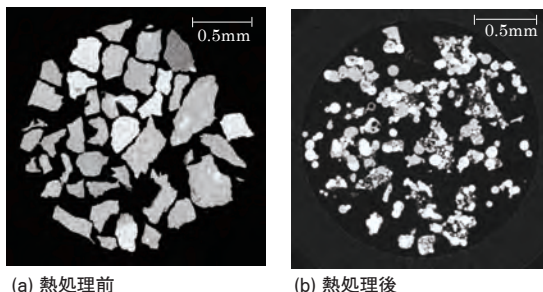


図11：CT画像による熱処理前後の高地模擬砂

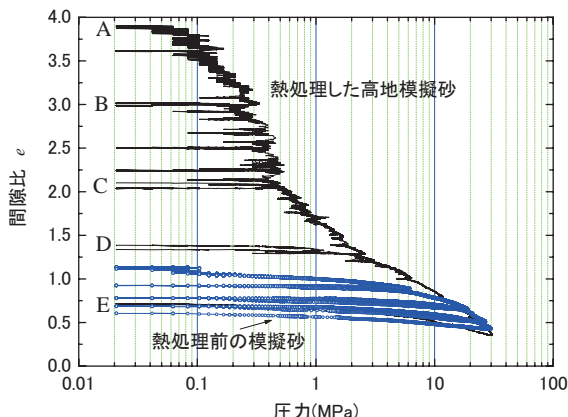


図12：高地模擬砂の一次元圧縮試験における $e\text{-log } p$ 曲線

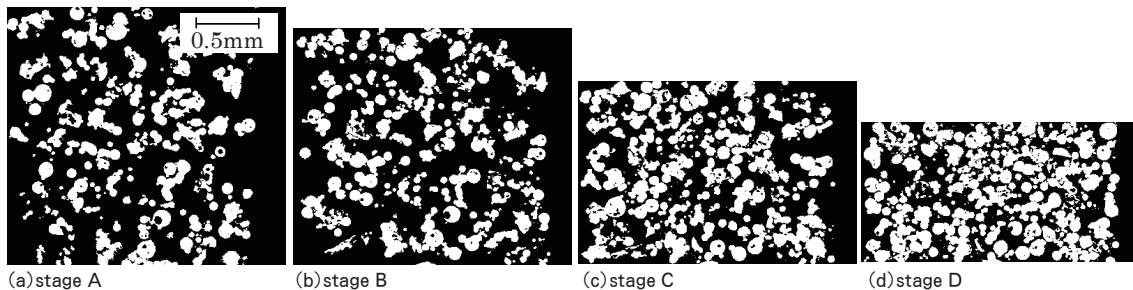


図13：高地模擬砂の一次元圧縮試験における各載荷段階での鉛直CT画像

0.1 MPaというのは、アポロ計画での宇宙飛行士の足跡直下の土が受ける圧力16.7 kPa(宇宙服と体重で200 kg, 面積が200 cm², 重力が地上の1/6として, 概算)の約6倍程度の値である。

図13は、载荷の各段階で除荷を行い(図12中のA～E)、CT撮影して得られた試験体の鉛直断面の様子を示している。詳細な解析は今後の課題であるが、内部の大きな間隙が、载荷によって減少し、圧縮されていく様子が観察できる。

月面回収砂を用いた1次元圧縮試験は、数例報告されている。そのうち、Leonovichら[21]の結果によれば3 MPa程度の圧密降伏応力が得られているが、アグルーチネイト含有率との関連性については議論されていない。これについても今後の課題と考えている。

5. おわりに

以上、月面表層土の粒子特性、堆積構造、せん断強度、圧縮強度などについての最新の知見を紹介した。すでに述べたように、これらの知見は、月面開発のような工学的応用に重要であるだけでなく、リモートセンシングデータ利用の高精度化や、クレータリングなどの表層プロセスの理解にも役立つものである。今後、「かぐや」のデータなどと有機的に連動させ、月科学の更なる前進に寄与したいと考えている。

謝 辞

千葉工業大学の和田浩二氏には、本稿を丁寧に査読していただき、多くの有益なコメントを頂きました。ここに深く感謝いたします。

参考文献

- [1] Heiken, G. H., et al. eds., 1991. Lunar sourcebook, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- [2] http://www.nasa.gov/missions/solarsystem/bush_vision.html
- [3] eg., Proc., Earth & Space 2006, 2008, 2010, ASCE.
- [4] Nakamura, R. et al. 2009, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS 36, L22202, doi:10.1029/2009GL040765.
- [5] Saito, J et al., 2006, Science 312, 1341.
- [6] Capaccioni, F. et al., 1990, Icarus 83, 325.
- [7] Matsunaga, T. et al., 2008, Geophysical Research Letters, doi:10.1029/2008GL035810.
- [8] Matsushima, T. et al., Earth & Space 2006, ASCE.
- [9] Matsushima, T. et al., Earth & Space 2008, ASCE.
- [10] Matsushima, T. et al., 2009, Journal of Aerospace Engineering, ASCE, 22, 1, 15.
- [11] Ueda, T. et al., Earth and Space 2010, ASCE.
- [12] Katagiri, J. et al., Earth and Space 2010, ASCE.
- [13] eg., Uesugi, K. et al., 2000, Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A 467–468, 853; Tsuchiyama, A. et al., 2005, Am. Mineral. 90, 132.
- [14] Houck, K.J., 1982, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13th, in J. Geophys. Res., 87, A197.
- [15] Nakano, T. et al., 2000, Jour. Geol. Soc. Japan 106, 5, 363.
- [16] Mahmood A. et al., 1974, Unpublished report, available from W. D. Carrier III.
- [17] Matsushima, T. and Saomoto, H., 2002, NUMGE2002: Numerical Methods in Geotechnical Engineering, Mestat (ed.), 239.
- [18] 上田高生ほか, 2009, 応用力学論文集, 土木学会, 12, 507.
- [19] Kanamori, H. et al., 1998, Proc., Space'98, ASCE, Reston, Va., 462.
- [20] Hakariya, G. et al., Earth & Space 2008, ASCE.
- [21] Leonovich A. K. et al., 1977, The Soviet American Conference on Cosmochemistry of the Moon and Planets 735. NASA SP-370; also available in NASA Technical Translation F-16034 (1974).