

火山性粗粒土の発生間隙水圧に及ぼす粒子破碎の影響

Effect of Particle Crashing on Pore Pressure Development of Volcanic Soil

北海道大学大学院工学研究科
北海道大学大学院工学研究科○ 学生員 伊吹真一 (IBUKI Shinichi)
フェロー 三浦清一 (MIURA Seichi)

1. 背景及び研究概要

火山性粗粒土は北海道に広く分布し、有効な工学材料として多用されている。しかし、火山性粗粒土は構成粒子が多孔質で脆弱なためせん断の条件によっては顕著な粒子破碎が発生し、その力学挙動に及ぼす影響は不明な点が多い。粒子破碎は基本的に粒子間接触応力に起因することから、破碎性地盤の力学特性を把握するために粒子破碎がせん断中の有効応力に与える影響を解明する必要がある。また既往の研究¹⁾により、火山性粗粒土の粒子破碎は圧密経路及びせん断経路に強く依存することが明確にされている。

このような背景から、火山性粗粒土における粒子破碎が間隙水圧の発生に及ぼす影響について、 B 値を指標として定量的に研究することを目的とした。 B 値に影響を与える諸要因を解析的に評価した後、破碎性を有する火山性粗粒土と破碎性の無い豊浦標準砂の圧密・せん断経路上における B 値の計測結果と比較することにより、間隙水圧の発生に及ぼす粒子破碎の影響を明かにする。

2. 試料の物理的性質

本研究で用いる試料は豊浦標準砂 ($D_r=55\%$) 及び北海道の自然堆積地盤から採取された 2 種類の火山性粗粒土(富川火山灰土、中標津火山灰土)である。富川火山灰土は沙流郡門別町富川で採取されたものであり支笏カルデラを噴出源とする降下火山灰である。中標津火山灰土は中標津町当幌において採取されたもののうち 19.0mm ふりを通過したものであり、摩周の降下性生成物と推定されている。

粗粒火山灰土の構成粒子は多孔質で脆弱であり、著しい粒子破碎性を示す。また、土粒子内部の閉塞空隙の占める割合が大きいため乾燥密度が砂と比較して非常に低い。中標津火山灰土は粗粒分が多く、その構成粒子は富川火山灰土と比較して、かなり脆弱で粒子破碎性を示す。なお、本研究で対象とする圧力範囲内において豊浦標準砂は破碎の生じない試料として扱っている。

3. B 値計算式の検証

一般応力経路を等方応力過程とせん断過程に分離し、それぞれにおいて粒子破碎と間隙水圧の発生について調べる。まず等方圧縮による間隙水圧の発生を評価するための B 値について考える。 B 値とは Skempton の間隙水圧係数 $B^{(2)}$ であり、非排水状態の土要素に等方応力 $\Delta\sigma$ が作用したときに発生する間隙水圧 Δu の比である。要素試験においては飽和度の指標としてよく用いられている。土粒子自身は非圧縮性と仮定することにより、非排水状態における要素の体積変化は間隙の体積変化に等しいと考えられることから次式のような B 値の計算式が得られている。

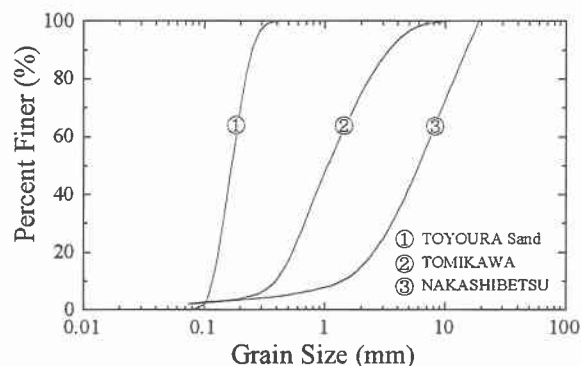


図-1 試料の粒度分布

表-1 物理的性質

Sample Name	ρ_s (g/cm^3)	ρ_d (g/cm^3)		D_{50} (mm)	F_c (%)
		max	min		
TOYOURA Sand	2.65	1.648	1.354	0.18	0.0
TOMIKAWA	2.22	0.522	0.426	1.25	1.07
NAKASHIBETSU	2.44	0.522	0.461	5.98	2.12

$$B = \frac{\Delta u}{\Delta \sigma} = \frac{1}{1 + n \frac{K_s}{K_{pw}}} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで n は間隙率、 K_s 、 K_{pw} はそれぞれ土粒子骨格、間隙水の体積変形係数($=\partial \sigma / \partial \varepsilon_v$)である。間隙が完全に飽和された状態では水の体積変形係数は $K_w=2220\text{MPa}$ と高く、圧縮性のある土の体積変形係数 K_s はそれと比較して非常に小さいので無視できる。このことから土の供試体において間隙水が飽和しているときは(1)式の分母を 1 と近似し $B \approx 1$ となる。

B 値は飽和度のみならず様々な要因の影響を受ける。したがって式(1)は、土要素が理想的な非排水条件であるときのみ成立することになる。しかし、実際の試験供試体ではメンブレン貫入、間隙水圧経路等の体積変形などのシステムコンプライアンスにより間隙水の流入、排水が発生し、厳密に供試体の非排水条件が保たせるのは不可能である。よってここでは、 B 値に影響を与える要因を検証することにする。

a. 飽和度

完全に飽和した水は $K_w=2220\text{MPa}$ と非常に体積剛性が高いことから、土質力学では体積変形を起こさないとして扱うことが多い。しかし、空気は水と比較して体積変形量が大きく、気泡を含むような飽和度の低い間隙水は体積変形係数 K_{pw} の大きな低下を招く。

気泡を含んでいる間隙水の体積変化量は微小圧力変化 Δu に対する水と空気の体積変化量の和であることから、

$$\frac{1}{K_{pw}} = \frac{S_r}{K_s} + \frac{1-S_r}{u + \Delta u + 1} \quad \dots\dots\dots (2)$$

なる関係式が導かれる。これを变形すると、

$$K_{pw} = \frac{(u + \Delta u + 1)K_s}{(u + \Delta u + 1)S_r + (1-S_r)K_w} \quad \dots\dots\dots (3)$$

を得る。したがって飽和度 S_r の変化によって間隙水の圧縮性が評価される。

b. 土粒子骨格の体積変形係数

B 値が飽和度の指標として 1 に近づくためには $K_s \ll K_{pw}$ が条件である。したがって変形量が多い粘土や緩い砂などのような K_s が小さい試料の場合は成り立つ。しかし、図 2 のように砂岩など K_s が水と比較して無視できないほど高くなると、間隙が完全に飽和されていても B 値は 1 より大幅に小さくなってしまふ。砂の場合、圧密応力が高くなり最終的に砂岩に近づくにしたがい、間隙が完全に飽和されていても $B < 1$ となる。逆に、破砕性の火山灰のような供試体は極めて体積変形が大きいため K_s は非常に小さく、この点から砂より B 値は潜在的に 1 に近づきやすいことが予想される。

c. メンブレン貫入

ここで、供試体表面で発生しているメンブレン貫入は体積変形係数 K_{MP} を用いて評価できる。B 値はメンブレン貫入によって増加する見かけの体積変形を考慮することになり、式 (1) は次式のように拡張される。

$$\frac{(\Delta\sigma - \Delta u)}{K_s} = \frac{n\Delta u}{K_{pw}} - \frac{(\Delta\sigma - \Delta u)}{K_{MP}} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$B = \frac{1}{1 + n \frac{K_s}{K_{pw}} \left/ \left(1 + \frac{K_s}{K_{MP}} \right) \right.} \quad \dots\dots\dots (5)$$

式(5)からメンブレン貫入量が多いとき、つまり K_{MP} が小さいときは貫入が無いときと比較して B 値は高くなり 1 に近づく。Miura³⁾によって得られた豊浦標準砂のメンブレン貫入量より概算すると、 $K_{MP} = 100 \sim 2000 \text{MPa}$ 程度であり、拘束圧が低いケースで B 値はメンブレン貫入の影響が現れる。しかし、さらに火山灰粗粒土の場合は豊浦標準砂と比較して粒径が大きくメンブレン貫入量が大幅に増え K_{MP} が非常に小さくなることから、B 値は潜在的に 1 に近づきやすいと考えられる。

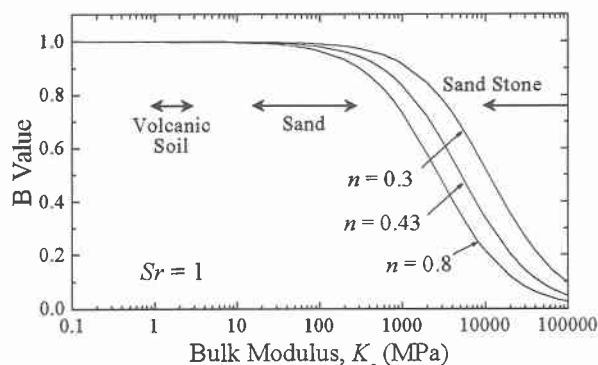


図-2 K_s と B 値の関係

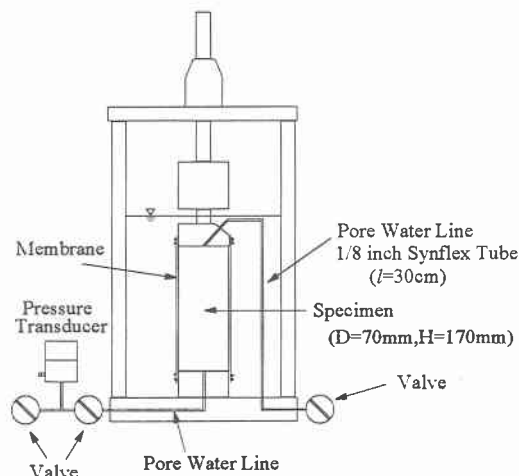


図-3 本試験機の間隙水圧測定経路

粗粒土のメンブレン貫入量を評価することは容易でない。Miura³⁾らは粗粒土の供試体に豊浦標準砂によるメンブレン貫入軽減層をもうけることにより非排水繰返し強度が増加することを明かにし、軽減層の有無による強度増加量と平均粒径の関係を求めている。豊浦標準砂のメンブレン貫入量については従来より精査されており、豊浦標準砂の K_{MP} にその関係より求められた強度比を乗じることによって火山性粗粒土のメンブレン貫入 K_{MP} を推定できる。今回それによって得られた富川火山灰土、中標津火山灰土についての比率はそれぞれ 0.73 および 0.65 である。

d. その他の要因

本研究で用いた試験機の概略図は図 3 である。ここで、間隙水圧経路及び間隙水圧測定器は間隙水圧の変化によって体積変形を起こし、間隙水の給排水を起こす。特に、本試験機で用いられている間隙水圧測定器は、ひずみゲージ式の圧力変換器であり、その体積変形量は比較的大きいことが指摘されている。しかし、本研究で使用する圧力範囲である 196kPa 付近での体積変形係数は 1827MPa とその剛性は非常に高く、その影響は十分無視できる範囲にある。

4. B 値計測方法

B 値は非排水状態の土要素における等方的応力の載荷に対する間隙水圧の発生についての指標である。そのために図 4 にあるような等方的な全応力の変化を与えることによって供試体の B 値を求める。そのときに変化させた等方応力 $\Delta\sigma$ で発生した間隙水圧の変化 Δu を除することによって B

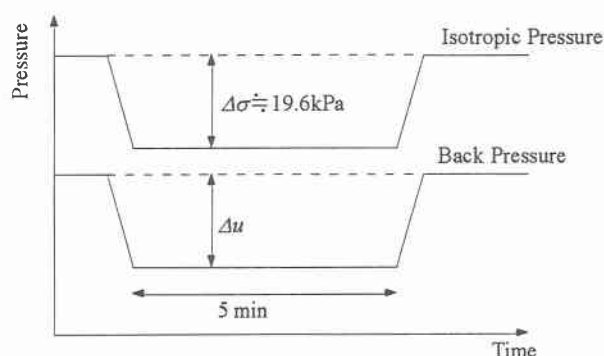


図-4 B 値計測過程

値を求める。土の体積変形は非線形であるために、与える全応力の変化量は微小であることが望ましいが、計測器をはじめとする試験全体の精度を考慮して 19.6 kPa とした。

5. 等方応力過程における B 値の変化

前述した体積変形の影響を検証するため、三軸圧縮試験機で拘束圧を段階的にあげて等方圧密を進行させ、それぞれの有効拘束圧で B 値を測定した。供試体は三軸セル内に設置し、二酸化炭素、脱気水を通した後 196kPa の背圧を 150 分間供給することにより飽和させている。なお、火山灰土のケースに関しては体積ひずみで $1.0 \times 10^{-4} \text{ %/min}$ を圧密完了の基準とし、本研究における圧密時間は富川火山灰土に関しては 24 時間、中標津火山灰土は 18 時間とした。

ここで、計算に用いる土粒子骨格の体積変形係数 K_s として、ピュレットと差圧計によって実測された体積変化量からメンブレン貫入量等を差し引いて計算された値を用いる。拘束圧の増大に伴い体積変化の増分は減少し、 K_s が増大するひずみ硬化特性が現れている。計測された B 値は図 6,7,8 のように全ての試料で拘束圧の増加に伴い減少していく結果になった。

豊浦砂の拘束圧の増加による B 値の減少の実測値は式 (5)を用いて得た計算値とよく一致する。これは圧密による拘束圧の土粒子骨格への作用により K_s が増大するため、飽和度が変化しなくとも B 値が減少することを示している。なお、計算式より求められるこの時の飽和度は $S_r = 99.98\%$ であり、ほぼ完全に飽和している。

火山性粗粒土に関しては、破碎性があり圧密による変形量が大きいため拘束圧が増大しても K_s は大きく変化せず、0.5~5MPa の非常に小さな範囲にある。また、豊浦標準砂と比較して粗粒であり激しいメンブレン貫入が認められる。そのようなことから前述の B 値の検証によって火山性粗粒土は比較的に B 値は 1 に近づきやすいと考えられる。豊浦砂と同様の拘束圧による K_s 及び K_{MP} の変化のみを考慮した計算値は図 7,8 のようになり、B 値に変化は大きくはない。しかし、実測された B 値は拘束圧の増大に伴い大きく減少していく結果となった。前述した通り、B 値に影響を与える要因は様々なものがあるが、体積変形量が大きく、砂と比較しても B 値が 1 に近づ

きやすい破碎性の火山性粗粒土において、図のように B 値を減少させる要因は飽和度の低下以外にない。つまり、破碎によって土粒子内部の閉塞空隙が間隙水に開放され、飽和度が低下したためと考えられる。

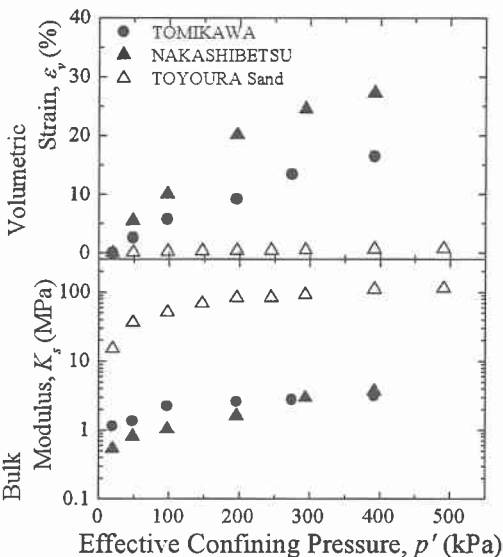


図-5 体積変形特性

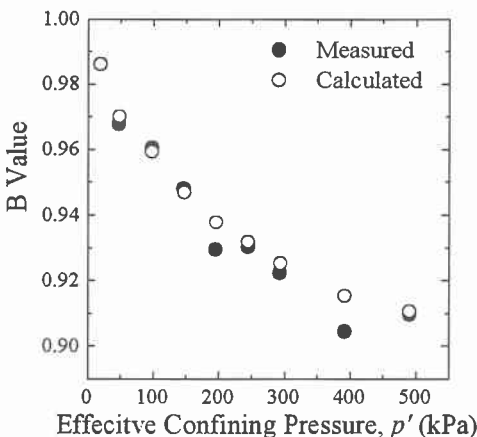


図-6 実測値と計算値の比較 (豊浦標準砂)

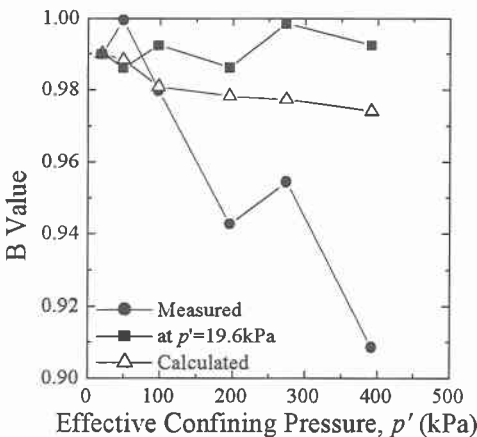


図-7 実測値と計算値の比較 (富川火山灰土)

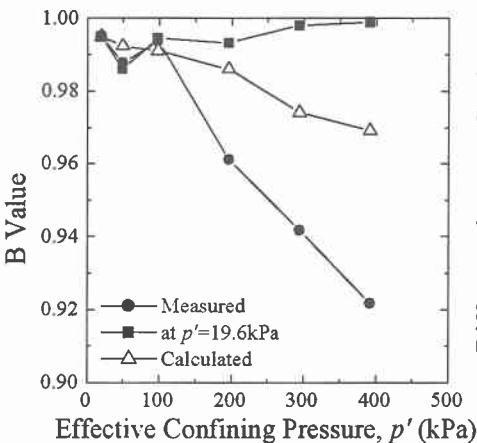


図-8 実測値と計算値の比較 (中標津火山灰土)

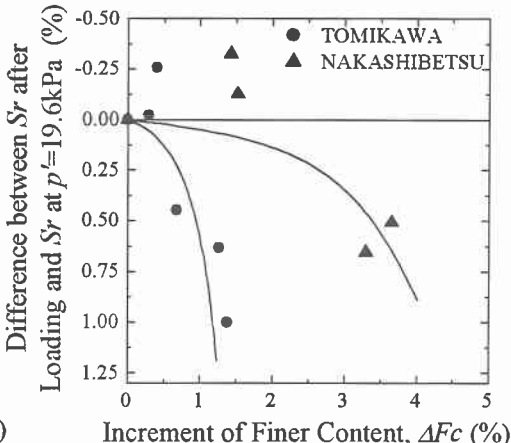


図-9 破碎による飽和度の低下

計測された B 値を計算式によって飽和度を逆算し、圧密前後の飽和度の低下と破碎の指標である細粒分増加率 ΔF_c ($75\mu\text{m}$ 以下) の関係を表すと図 9 のようになり、破碎によって飽和度が確実に低下することが分かる。

6. せん断過程における B 値の変化

非排水条件でのせん断過程における B 値の変化を三軸圧縮試験機を用いて調べる。98kPa で等方圧密後、所定のひずみを与え B 値を計測していった。B 値は偏差応力載荷状態の供試体に図 4 の方法で等方的応力変化を与え、それによる発生間隙水圧を計測することにより得た。

せん断過程ではダイレイタンスーにより間隙水圧が発生し、有効拘束圧が常に変わっていく。そのために K_s 及び K_{MP} は有効拘束圧に伴い変化し、B 値も変化する。圧密過程で得られた図 5 の関係から B 値計測時の有効拘束圧の K_s を求め、豊浦標準砂について計算したものが図 10 の計算値である。ひずみの進行に従い実測値と計算値は乖離していくが、有効拘束圧の変化に対応した傾向は一致しており、せん断過程の B 値は有効拘束圧による体積変形係数 K_s の変化の影響を受けているようである。

火山灰性粗粒土は非排水条件でせん断を受けると、圧縮傾向が非常に卓越し豊浦標準砂の場合より大きな過剰間隙水圧が発生する。そのために図 11 のように有効拘束圧はせん断直後から急激に減少する。そのために豊浦標準砂と同様に有効拘束圧の増加に伴い B 値は 1 に近づく。しかし、図 12 のように、非排水条件のせん断過程において破碎は進行し、特にせん断直後は有効拘束圧が高いため比較的破碎量が多い。そこで破碎に伴い土粒子内部の閉塞空隙による飽和度の低下が生じることが考えられるため、計算値にはせん断過程で発生した ΔF_c と図 9 の関係から得られる飽和度の低下を考慮した。図 11 の計算値のように飽和度の低下の影響より拘束圧の低下による K_s, K_{MP} の減少が及ぼす影響のほうが大きいようである。しかし、破碎の卓越するせん断初期においては破碎による飽和度の低下の影響が B 値に表れ、それは計算値及び実測値において示されている。

7. まとめ

本研究では B 値に与える影響要因を材料の体積変形の観点から評価することにより粒子破碎が発生間隙水圧に及ぼす影響について検討した。構成粒子の破碎が土粒子骨格の体積変形係数 K_s に及ぼす影響を明確にすることは課題ではあるが、本研究において得られた結果は以下のようである。

- 1) 本研究で用いた北海道に分布する火山性粗粒土は、土粒子が脆弱で破碎性をもつために圧縮性が高く、かつ粗粒であるためにメンブレン貫入量が多い。そのようなことから潜在的に B 値は 1 に近づきやすい。
- 2) 火山灰性粗粒土において圧密・せん断過程における破碎によって、土粒子内部の閉塞空隙が間隙水に触れることによる飽和度の低下が著しく、B 値が低下する。また、粒子破碎の指標である ΔF_c と飽和度の低下には強い相関がある。

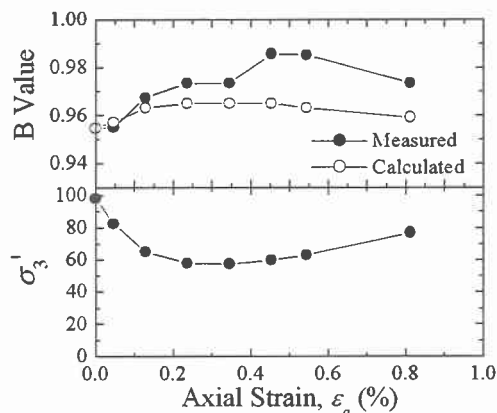


図-10 せん断による B 値の変化 (豊浦標準砂)

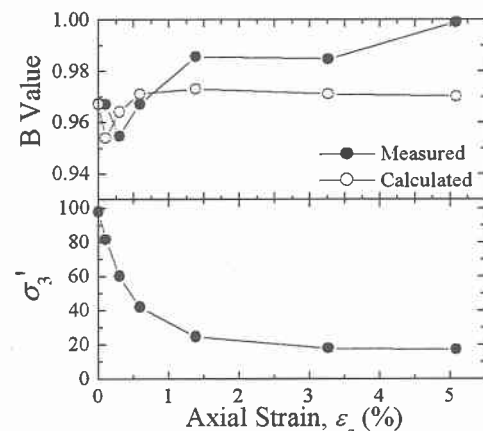


図-11 せん断による B 値の変化 (富川火山灰土)

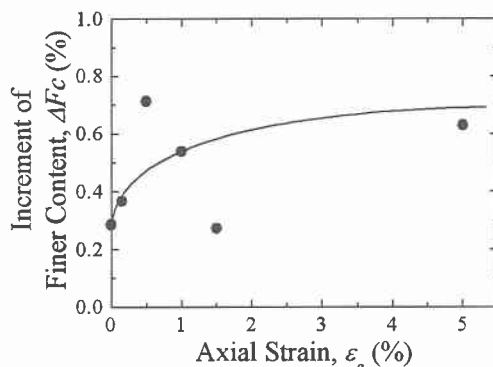


図-12 非排水せん断過程における細粒分増分 (富川火山灰土)

- 3) せん断過程における B 値は有効拘束圧に応じて変化する。火山性粗粒土は破碎による飽和度の低下も影響し、それは有効拘束圧が高く破碎量が比較的多いせん断初期に現れるようである。

参考文献

- (1) 三浦 清一, 八木 一善: 火山灰質粒状体の圧密・せん断による粒子破碎とその評価, 土木学会論文報告集, No. 561, pp.257-269, 1997.
- (2) Skempton, A.W.: The Pore Pressure Coefficient A and B, Geotechnique, Vol.4, No.4, pp.143-147, 1954.
- (3) Miura, S. and Kawamura, S.: A Procedure Minimizing Membrane Penetration Effects in Undrained Triaxial Test, Soils and Foundations, Vol.36, No.4, pp.119-126, 1996.