

漂砂環境における液状化・流動化の物理

関口秀雄教授（防災研究所）

地球物理関係の研究担当というご縁で、ここでお話させていただきます。本務は防災研の流域災害研究センターです。沿岸域土砂環境(coastal sedimentary environment)の分野で、海岸侵食、流動すべり、地盤沈下等の研究を行ってまいりました。本日は、以下のような構成でお話しさせていただきます：1) 沿岸域における災害環境；2) 流動化(fluidization)とは；3) 液状化 (liquefaction)；4) 波浪負荷による砂床の液状化。

沿岸域における災害環境 漂砂環境のイメージが絵葉書によく示されています（図1）。オーストラリアの Gold Coast 海岸です。砂嘴(spit)が発達しており、天然のバリアとして後背のエスチャリーを守っております。ただし、砂嘴の一部は開削され、港に通じる航路になっています。航路が漂砂によって閉塞すると困ります。そこで、汀線に垂直な方向に長大な導流堤が構築されています。沿岸漂砂がそのような導流堤によってせき止められてしまいますと、実は沿岸漂砂の下手側で砂浜の侵食が起こるおそれがあります。そのようなことが起こらないように、当地ではサンドバイパスを行っています。上手側の沿岸漂砂を水中ポンプ（栈橋設置）で吸い上げ、航路の海底下を通るパイプラインで下手側の砂浜に輸送しております。このようなサンドバイパス工法は漂砂の連続性を維持する、自然へのインパクトが少ない対策として参考になります。



図1 Gold Coast 海岸

ご承知のとおり、日本は山地が多く、人口や社会資本は沿岸域の低平地に集中しています。それにともない、洪水や高潮・高波等による氾濫浸水災害のリスクが大きくなっております。そのことを如実に示したのが 1959 年の伊勢湾台風です。その 6 年前には、台風 13 号で宇治川の堤防が切れ、三重県沿岸では高潮災害が生じています。当時の海岸堤防は、海側法面以外は土の堤防であり、越波や流れにほとんど抵抗が出来なかったという反省があります。戦後の復興期に台風災害が頻発しましたが、1956 年に海岸防護を目的とした海岸法が制定され、海岸保全対策に拍車がかかるようになりました。1960-70 年代はまさに高度経済成長の時代でした。その頃から海岸侵食が顕在化してきたようです。最近では自然の砂浜は大変少なくなりました。わが国で最大級の砂浜、九十九里浜も海岸侵食に悩んでおります。海岸侵食は、物理的には、対象海岸域（漂砂セル）における堆積物の収支の不均衡を地形変化（貯留量の変化）によって補償するプロセスです。ちなみに、河川から海への堆積物の流出は、対象漂砂セルにとっては流入すなわち収入になります。河川からの堆積物供給が減少しますと、それを補償するように漂砂系は応答します。家計にたとえますと、収入減を貯蓄取りくずしで対応している状態が砂浜侵食の状態と申せます。

海岸の地形変化に関わるサイエンスの難しさ（面白さ）として、関与する時空間スケールが広範ということが挙げられます。海底の砂床は粒々の集まりです（図2）。漂砂の素過程として、砂粒周りの振動流場の把握も重要ですし、長年月（100 年～1000 年オーダー）の海浜変形予測には漂砂の累積傾向の評価がきわめて重要になります。海岸工学の分野では、砕波帯と申しまして水深 10m 程度以内の領域における漂砂、とくに汀線平行方向の砂の動き（沿岸漂砂）について詳細な研究が行われてきています。しかし、砕波帯より沖合の外浜や内側陸棚への堆積物の流出機構については、不明な点が多いのが実情です。暴風浪時に海底の地盤が液状化あるいは流動化いたしますと、堆積物重力流のような機構によって堆積物が沖合に流出する可能性がありますので、その方面の基礎研究を進めているところです。

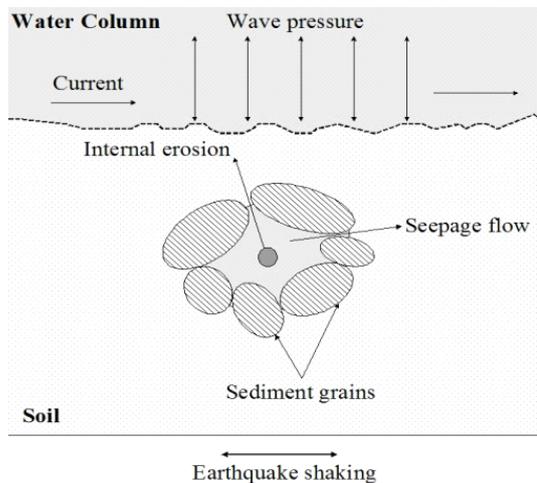


図2 粒状土の特徴

流動化とは 地震動によって海底斜面が崩壊しますと、大量の崩土が長距離にわたって流動する場合があります。1929年に発生しました **Grand Banks** 地震にともなう混濁流は、大規模なことで有名です。現地調査の結果、混濁流堆積物は深海域に数 100km の範囲にわたって分布し、その総量は 1500 億 m^3 に達すると見積もられています(Piper and Aksu, 1987)。過去の事例によりますと、暴風浪による急激な海底地形変化の場合には、その規模は最大級で 1000 万 m^3 オーダー以内ですが、擾乱によって堆積物の骨組構造が壊れ、あたかも流体のように流れる特性については共通するところがあるように思われます。

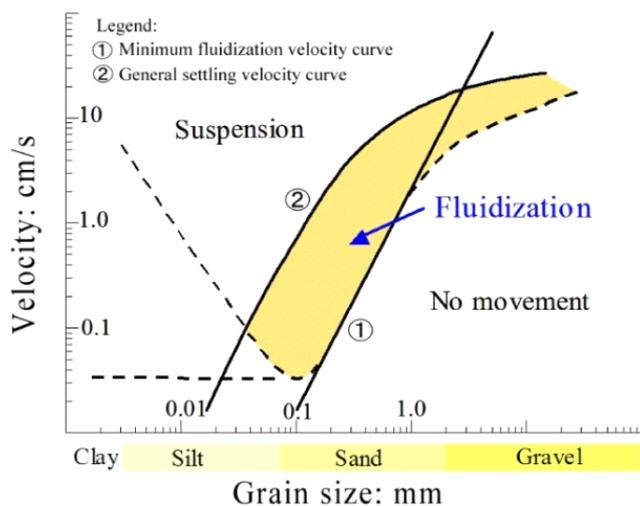


図3 粒状土における相変化 (Lowe, 1975)

いま述べましたことは、粒状土の状態変化と深く関わっています (図3)。この図は、

Lowe(1975)がまとめた概念図です。その物理的な内容を明らかにするために、ケイ砂 No. 6 (中央粒径=0.32mm) を用いた鉛直上向き浸透流実験を行いました (Amiruddin et al., 2006)。そのまとめを図4に示します。粒状土ではパッキングの度合いが重要な力学指標になります (この砂の場合、最も密詰め時の間隙比 e_{min} の値は 0.73、最も緩詰め時の間隙比 e_{max} の値は 1.17 です)。さて、浸透流速が小さい状態では、粒状土はほとんど変形しません (固体的)。しかし、浸透流速の値がある限界値 (限界動水勾配に透水係数を乗じた値) に達すると、ボイリング(boiling)が発生します。このとき粒状土の有効応力はゼロであり、砂層の表面はあたかも沸騰したように変動します。この状態が、図3中の境界線①に対応します。この状態からさらに浸透流速を増加させますと、砂一水混合状態 (流動化状態) となります。そのとき、土粒子実質部分が占める体積濃度 c の値は、浸透流速 v の値によって規定されます。流動化状態の砂一水混合体と周囲流体 (水) との境界面がシャープなのは、体積濃度 c の値が約 20%以上の高濃度のときでした。浸透流速の値が大きくなり、体積濃度の値が 20%を下回りますと、砂一水混合体と周囲流体の界面は拡散し、いわゆる懸濁状態(suspension)となります。したがって、図3における流動化状態と懸濁状態の境界線②は、流動化した砂一水混合体の拡散能が急増する限界体積濃度 c の状態に対応することが分かります。

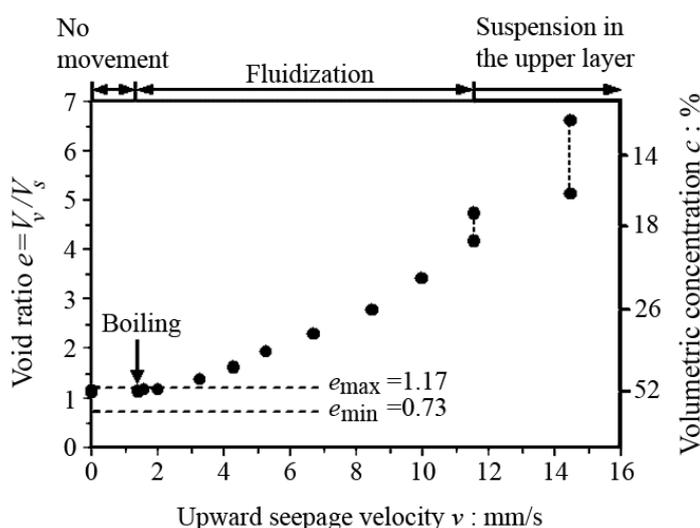


図4 上向き浸透流による砂質土の状態変化 (Amiruddin et al, 2006)

自然界では砂層と礫層が成層構造をつくることも少なくありません。砂層の上位に礫層が分布する場合、流動化がどのように進展するか、その一端をご紹介します (図5)。この実験では、砂層の下面から上向き浸透流を作用させています。内部の状況は X 線 TV 透視装置で観察しました (小林ら、2000)。図5(b)の状態では、すでに局所的に砂層内に流動化が生じており、レンズ状の液状化域 (マーク1) も認められます。液状化した砂は礫

層の間隙に流出しています（マーク2）。流動化域が拡大し、液状化砂が活発に礫層の間隙を流出していきます。礫層底面には一種の水たまりができます（図5(d)）。この状態はきわめて不安定な状態です。支持力不足により、礫層は崩壊し、液状化した砂層内に潜り込んでいきます(図5(e),(f))。まとめますと、礫層と砂層のように、粒径に顕著なコントラストがある成層構造の場合、その界面を横切る物質輸送（内部侵食）の可能性に注意が必要です。砂層が液状化（あるいは流動化）しますと、液状化砂は容易に粗粒土の間隙を流れ出すことができますので、内部侵食が生じ、空洞の形成に繋がります。空洞の規模が大きい場合、アーチ構造の急激な崩壊により、不測の陥没事故が起こる可能性があります。水際域では、安全面からも「土は粒々の集まり」という視点を忘れないようにしたいものです。

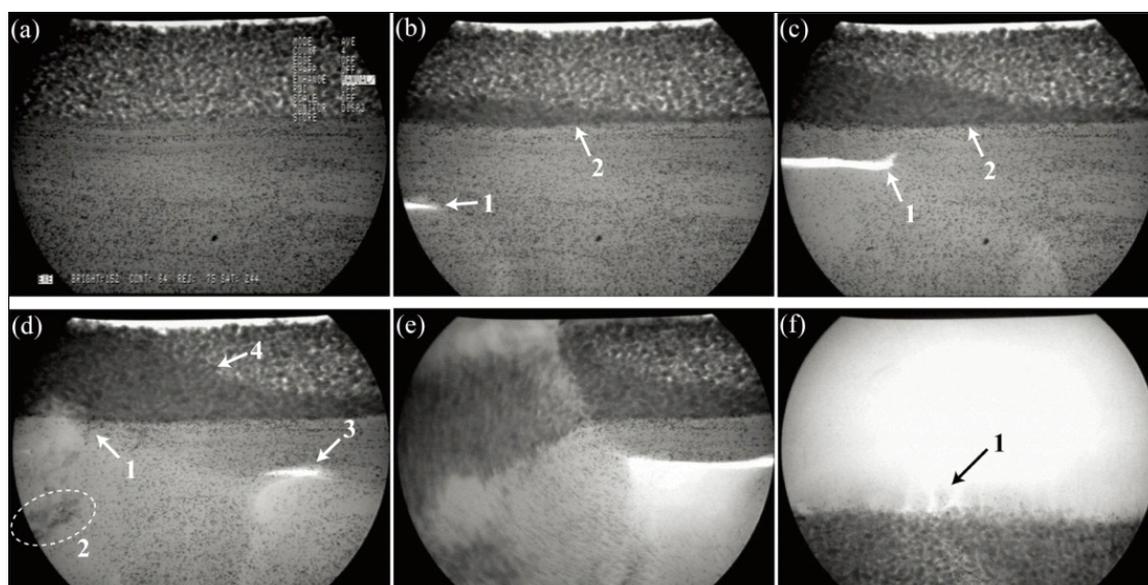


図5 砂層の流動化にともなう粒子移動、内部侵食、上位礫層の崩壊を示す X 線 TV 画像

液状化 1964年の新潟地震では広範な液状化災害が発生しました。それ以来、地震動による液状化につきましては歴大な研究の蓄積がなされています。**Breakthrough** の一つは、Seed ら（1966）による砂質土の液状化ポテンシャルの研究です。彼らは、水で飽和した砂質土試料を不透水性のゴム膜で被覆し、地震動を模擬した繰返しせん断応力を作用させました（非排水振動三軸実験）。その結果、繰返しせん断応力の作用にともない、砂試料中に過剰間隙水圧が蓄積し有効応力がゼロに近づくこと、そして砂試料が著しく変形することを見出しました（液状化の再現！）。私見ですが、非排水条件（土粒子と間隙水の間で相対運動が生じない条件）を課した振動三軸実験のアイデアは、決して自明のことでは

なかったように思います。なぜならば、噴砂跡すなわち液状化発生という思考ループが、結構定着しているように見受けられるからです（図6）。噴砂についてはかなり昔から知られており、噴砂丘の形態を詳細に描写した歴史文書も残されています。しかし、噴砂の形態観察が、地震動による液状化機構の解明に必ずしも直結しなかったことは教訓的であります。故 Seed 教授は、砂浜における車の走行性等、交通振動による地盤応答の研究にも携わっておられましたので、液状化災害の実態に触発され、振動実験を飽和砂試料に適用し過剰間隙水圧を測定するという着想を得られたのではと、推測しております。

液状化土のふるまいと体系化の課題



図6 液状化の物理に関する体系化の課題

液状化に関する研究はその後随分と進んでおります。しかし、液状化土（有効応力ゼロ）の構成式は未だ確立されておられません。したがって、液状化した地層がどのように振る舞うかにつきましては、今後の研究に待つところが多いように思います。

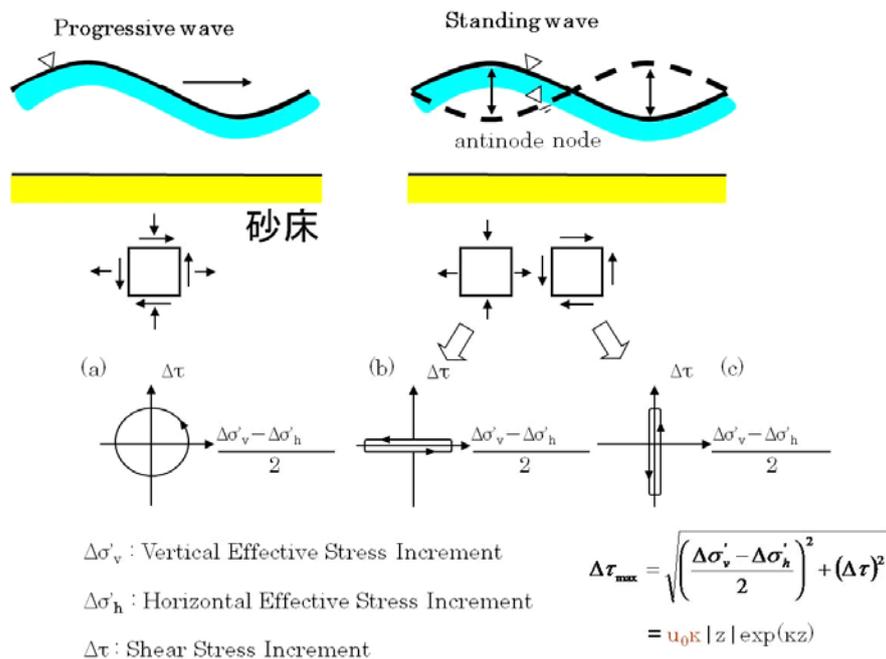


図7 波浪負荷により海底地盤内に生じるせん断応力場

波浪負荷による砂床の液状化 暴風浪時のように厳しい波浪負荷（図7）を受けますと、緩詰め砂床の場合には、過剰間隙水圧の蓄積をともなう液状化が発生します(Sassa and Sekiguchi, 1999)。実際、水槽実験によりますと、厳しい波浪負荷のもとで、砂床表面から下方に向かって液状化域が拡大していきます。興味深いことに、波浪負荷を継続しているにもかかわらず、ある段階から液状化域の下部から過剰間隙水圧が消散しはじめ、液状化域が縮退、構造骨格（粒子間力）の再生域が発達していくことが分かりました。このような液状化土層における自律的な骨組構造の再生のことを進行性凝固(**progressive solidification**)とよんでおります (Miyamoto et al., 2004)。波浪負荷の場合、繰返しせん断による擾乱効果が顕著であり、進行性凝固には高密度化をともないます。その結果、液状化前には緩詰め状態の砂質土が進行性凝固を経験することにより、きわめて密詰め状態に変化することが起こります。すなわち、液状化中に砂層は著しく圧縮沈下し、砂層表面には絞り出された水の層が形成されます（図8）。したがって、もし砂層表面が不透水性のシルト層で被覆されているような場合には、被覆層と液状化土層の間にレンズ状の水たまり(**water lens**)が形成される可能性があります。このような水レンズに蓄積された過剰水圧が局所的に急激に解放されますと、噴砂・噴水現象に繋がるように想定しております。

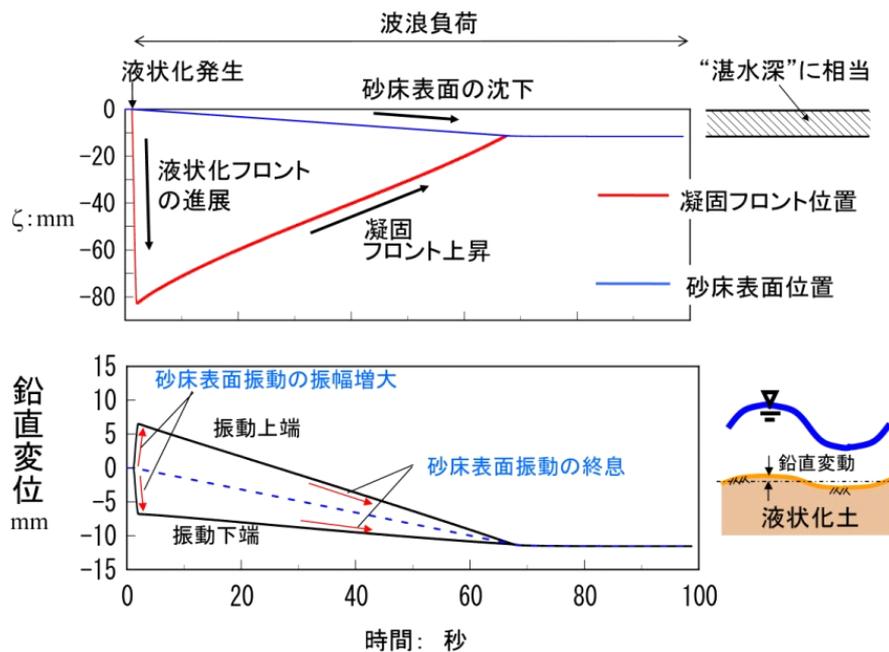


図8 液状化土層における進行性凝固過程の予測 (30G場の遠心波浪実験を想定)

擾乱のもとで液状化土中に自立的な凝固過程が起こり得ることは、堆積物重力流の記述、とくに減速・停止過程の合理的な記述に資するものと考えております。進行性凝固モデルの要諦を組み込んだ二次元非線形流動解析コード(LIQSEDFLOW)を佐々真志氏と協力して開発しております。液状化した水中砂柱の崩壊にともなう堆積物重力流実験(Amiruddin et al., 2006)の再現を目指した解析例を図9に示します(Sassa and Sekiguchi, 2010)。流動化層内に自立的に凝固域(固体層)が形成され拡大していくこと、そして凝固フロントが流動層表面に達した時点で流動層の厚さはゼロとなり、堆積物重力流が停止すること等、観測事実を概ね再現できております。この解析モデルでは、液状化土の粘性係数という物理的意味が曖昧なパラメータを導入する必要がなく、有効応力の概念に整合するかたちで水中堆積物重力流の減速・停止機構を記述できるのが特徴です。今後、適用し得る問題のスケールアップを図っていきたいと考えております。

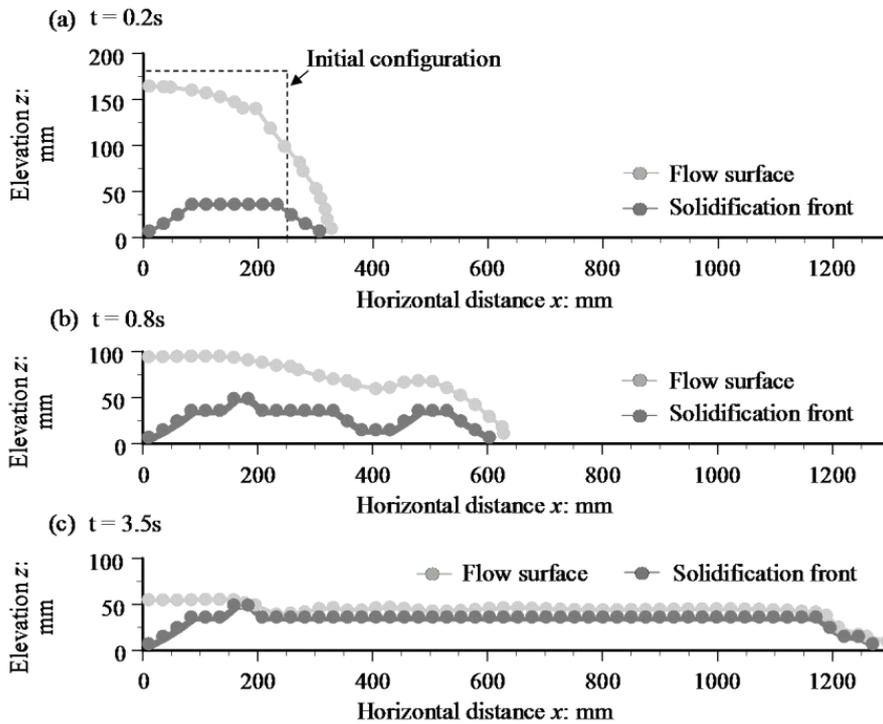


図9 液状化土柱の崩壊による堆積物重力流の開始から減速・停止に至るプロセスの再現

まとめにかえて 日本では、変動帯の地形環境を反映して駿河湾や相模湾のように、海底谷が海岸近くにまで迫っているような漂砂系も少なくありません。このような海岸域では、砂浜再生のために営々と造成されてきた養浜砂が台風イベントによって一挙に海底谷に流出してしまうような災害も発生しています。暴風浪時における実海域の砂礫床の振舞いをはじめ、長期（100年～1000年オーダー）の海浜変形を予測するうえで、どのように暴風浪イベントのインパクトを織り込んでいけばよいのか、いずれも難問です。私なりに粘り強く研究を続けてまいりたいと存じます。ご鞭撻をよろしく願いいたします。

ご静聴ありがとうございました。

司会：ありがとうございました。ご質問をどうぞ。

○水分の含有率は **critical** な **parameter** となると思いますが。

○おっしゃるとおりです。水で飽和した土の場合、水分の含有率は間隙率と対応いたしますし、パッキングの度合とも関係いたします。たとえば、砂質土で水分が多くて緩く堆積しておりますと、振動や波浪等の擾乱によりまして負のダイレイタンス（体積収縮）の傾向が強調され、液状化が起りやすくなります。

司会：ありがとうございました。