

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.49 No.3 September 2010

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 49 卷 第 3 号 (Vol. 49, No. 3), 2010年9月 (September 2010)

目 次 (CONTENTS)

微小溶存酸素分布を比較対象とした摩擦速度推定手法の評価 —底面境界層における乱流と溶存酸素の同時観測— ……………井上徹教・Ronnie N. GLUD・Henrik STAHL・Andrew HUME …… 3 (Assessment of shear velocity determinations referring DO microprofiles - Simultaneous field observation of turbulence and DO in the benthic boundary layer - …………… Tetsunori INOUE, Ronnie N. GLUD, Henrik STAHL, Andrew HUME)
アマモ分布域の拡大とそれを支える種子散布 ……………細川真也・仲岡雅裕・三好英一・桑江朝比呂 …… 31 (Seed dispersal supporting areal expansion of meadow in the seagrass, <i>Zostera marina</i> L. …………… Shinya HOSOKAWA, Masahiro NAKAOKA, Eiichi MIYOSHI, Tomohiro KUWAE)
網チェーン把持装置によるブロック撤去及びその把持モデルの開発 ……………野口仁志 …… 51 (Block Removal Using Holding Device with a Chain Net and its Modeling ……………Hitoshi NOGUCHI)
地震動波形の影響を考慮した液状化の予測・判定に関する提案 ……………山崎浩之・江本翔一 …… 79 (Study on Liquefaction Prediction Method Considering Wave Forms of Seismic Motions …………… Hiroyuki YAMAZAKI, Shouichi EMOTO)
波形インバージョンにより推定された最近のわが国における内陸地殻内地震の震源過程 ……………野津厚 ……111 (Rupture Process of Recent Crustal Earthquakes in Japan Estimated by Waveform Inversion ……………Atsushi NOZU)
多チャンネル型表面波探査に基づいた干潟土砂堆積構造の評価 ～せん断波速度構造の考察と人工干潟安全管理手法の提案～ ……………渡部要一・佐々真志・桑江朝比呂・梁順普・田中政典 ……157 (Evaluation of intertidal flat stratigraphy by MASW technology — Interpretation of shear wave velocity structure and safety assessment of artificial intertidal flats — ……………Yoichi WATABE, Shinji SASSA, Tomohiro KUWAE, SoonBo YANG, Masanori TANAKA)

多チャンネル型表面波探査に基づいた干潟土砂堆積構造の評価 ～せん断波速度構造の考察と人工干潟安全管理手法の提案～

渡部要一*・佐々真志**・桑江朝比呂***・梁 順普****・田中政典**

要 旨

干潟は多種多様な生物を育む重要な沿岸環境要素の一つである。本研究では、多様な土質で構成された各地の干潟において、一般的な土質特性調査に加え、地球物理学的手法の一つである多チャンネル型表面波探査(MASW)の適用を試みた。その結果、地盤の硬軟を表すせん断波速度分布を定量的に把握できる同手法は、干潟地盤の堆積構造を効率的に評価できる有効な手法であることを確認した。得られた硬軟分布や間隙分布として定量化された干潟土砂堆積構造について、その形成要因を考察した結果、土砂が堆積した後、潮汐に伴う地下水位変動に起因したサクシオン動態に基づく土骨格の繰返し弾塑性圧縮変形の帰結として、土砂の堆積構造を定量的に説明できることを明らかにした。また、干潟土砂堆積構造の岸沖方向に見られる空間的特徴についてスペクトル解析によって評価し、各地の多様な土質からなる干潟土砂堆積構造の卓越波長について、地形データとのリンクの下に評価した。加えて、干潟微地形を効率的に評価するための手法として、小型デジタルカメラを搭載した小型無人飛行機(UAV)の活用が有用であることを示した。MASWの実務における有用な活用法として、浚渫土砂に覆砂を施して造成する典型的な人工干潟において、覆砂厚の均質性や内部土砂の圧密度を地盤表面から簡便かつ効率的に十分な精度で評価できることを利用した安全管理手法を提案した。

キーワード：干潟，せん断波速度構造，表面波探査，サクシオン，安全管理

* 地盤・構造部地盤研究領域土質研究チームリーダー
** 地盤・構造部主任研究官
*** 海洋・水工部沿岸環境研究領域沿岸環境研究チームリーダー
**** 地盤・構造部地盤研究領域土質研究チーム特別研究員
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所
電話：046-844-5053 Fax：046-844-4577 e-mail: watabe@ipc.pari.go.jp

Evaluation of intertidal flat stratigraphy by MASW technology —Interpretation of shear wave velocity structure and safety assessment of artificial intertidal flats—

Yoichi WATABE*

Shinji SASSA**

Tomohiro KUWAE***

SoonBo YANG ****

Masanori TANAKA**

Synopsis

Intertidal flats are key elements in marine environments; they consist of regions with rich bioactivity and also contribute to water purification. In this study, the shear wave velocity/stiffness structures of various types of intertidal flats were investigated by the multichannel analysis of surface waves (MASW) in order to identify and describe the tidal flat stratigraphy. The MASW has proved to be a very useful method to effectively survey the stratigraphy of intertidal flats. The tidal flat stratigraphy obtained by the MASW was consistent with the morphological soil structures that manifested themselves under relevant geoenvironmental dynamics. In the sandflat, the formation of stratigraphy obtained by the MASW (as distributions of the shear wave velocity/stiffness) and by soil sampling and physical soil tests (as distributions of the void ratio) can be attributed to the cyclic elastoplastic contraction of the soils that are subjected to various suction dynamics under tide-induced groundwater table fluctuations. Spectrum analysis along the cross-shore direction was carried out in order to quantitatively characterize the dominant wavelength for the variations of both shear wave velocity and morphological structures of intertidal flats. In addition, a small unmanned aerial vehicle (UAV) with a compact digital camera was applied to take aerial photographs in an intertidal flat in order to evaluate temporospatial geomorphology. Moreover, it was confirmed that MASW technology is useful to evaluate the safety of artificial intertidal flats.

Key Words: intertidal flat, shear wave velocity structure, surface waves, suction, safety assessment

* Head of Group, Soil Mechanics and Geo-environment Research Group, Geotechnical Engineering Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

** Senior Researcher, Geotechnical and Structural Engineering Department

*** Head of Group, Coastal and Estuarine Environment Research Group, Coastal and Estuarine Environment Division, Marine Environment and Engineering Department

**** Project Researcher, Soil Mechanics and Geo-environment Research Group, Geotechnical Engineering Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone : +81-46-844-5053 Fax : +81-46-844-4577 e-mail: watabe@ipc.pari.go.jp

目 次

要 旨	157
1. 序論	161
2. 典型的土質の干潟土砂堆積構造とその形成要因	161
2.1 はじめに	161
2.2 調査対象干潟と表面波探査の実施	162
2.3 典型的記録波形と分散曲線	164
2.4 盤州干潟のせん断波速度構造	165
2.5 不知火干潟のせん断波速度構造	166
2.6 尾道糸崎港人工干潟のせん断波速度構造	167
2.7 堆積構造の形成過程	167
3. 多種多様な干潟地盤のせん断波速度構造の特徴	171
3.1 はじめに	171
3.2 調査対象干潟	171
3.3 豊前海干潟のせん断波速度構造	173
3.4 ロバーツバンク干潟のせん断波速度構造	175
3.5 泡瀬干潟のせん断波速度構造	176
3.6 那覇空港前面干潟のせん断波速度構造	176
3.7 せん断波速度構造のスペクトル解析	178
4. UAVとMASWを活用した効率的な干潟堆積土砂調査	179
4.1 はじめに	179
4.2 調査対象干潟	179
4.3 小型UAVによる干潟微地形の調査	180
4.4 MASWによる干潟土砂堆積状況の調査	182
5. MASWIによる人工干潟の安全性評価手法の提案	183
5.1 はじめに	183
5.2 調査内容	184
5.3 調査結果	184
5.4 安全性評価手法へのMASWの適用性	185
6. MASWを活用した干潟砂州の堆積形成史の復元	188
6.1 はじめに	188
6.2 調査内容	189
6.3 調査結果	189
6.4 湖口砂州の堆積形成過程	191
7. MASWIによるその他の調査事例（岸沖方向に均質な砂質干潟）	191
7.1 はじめに	191

7.2 白川河口干潟の調査事例	192
7.3 シドニーアイランド干潟の調査事例	193
8. 結論	194
謝辞	195
参考文献	195

1. 序論

干潟は多種多様な生物を育む重要な沿岸環境要素の一つである。生物の食活動に着目した生物が主役となる生態学（例えば, Kuipers et al., 1981; Ellison, 1984）、冠水時の土粒子の移動に着目した水が主役となる水工学（例えば, Jarvis and Riley, 1987; Stevenson et al., 1988; Perillo and Sequeira, 1989; Le Hir et al., 2000）、海水・間隙水に着目した化学物質が主役となる化学環境学（例えば, Widdows et al., 2000）からのアプローチが多い一方で、生物の棲み心地を支配する住環境、すなわち干潟土砂の物理環境を取り扱う土が主役となる地盤環境学からのアプローチは、以下に述べる筆者らの研究が先駆的なものであった。

筆者らは、最新の研究により、底生物の住環境と食活動が、地盤環境によって本質的に支配されている可能性を示唆する実験事実を得ている（佐々・渡部, 2006; Sassa and Watabe, 2008）。一般に、生物相に乏しい砂浜とは違い、生物相が豊かな干潟は、地下水位の低下が僅かで土砂の飽和状態が保たれ、夏の太陽の下でも、気化熱によって過剰な温度上昇が抑えられている。このような土砂環境も、生物にとっての住環境に他ならない。このような背景から、地盤環境学からのアプローチと従来の研究アプローチとの協働の必要性を強く感じている。関連する一連の研究成果は、佐々・渡部(2006)に詳しい。

筆者ら（佐々・渡部, 2005; Sassa and Watabe, 2007）は、干潟土砂環境動態や堆積構造の形成過程に着目した研究に取り組み、干潟土砂表層において、潮汐に伴う地下水位変動に起因したサクシジョンの有意な動態を観測した。サクシジョン s は、次式で定義される。

$$s = u_a - u_w \quad (1)$$

ここで、 u_w は間隙水圧、 u_a は周囲の空気圧である。また、サクシジョン動態が表層地盤の間隙構造の形成に重要な役割を担っていることを大型水槽実験と理論モデル化/解析を通じて明らかにした。このような背景や知見の下に、本研究は以下のように構成されている。

第2章では、砂質干潟・泥質干潟・砂泥二層干潟といった典型的な土質の干潟地盤において、堆積構造の効率的かつ定量的な把握を目指して地球物理学的手法の一つである多チャンネル型表面波探査（MASW: Multi-channel Analysis of Surface Waves）を適用する。同手法によって干潟土砂の堆積構造はせん断波速度構造として捉えられ、上述の干潟土砂の環境動態に関する視点からその形成要因を考察する。

第3章では、各地の干潟においてMASWを適用し、規模の大小や土質の違いといった多種多様な干潟地盤にお

けるせん断波速度構造の特徴を比較する。また、これらのうち、比較的規模の大きい干潟における岸沖方向のせん断波速度分布の卓越波長を評価する。これによって、それぞれの干潟での堆積土砂の空間的構造に見られる特徴を定量的かつ横断的に比較・評価することを試みる。また、水準測量を実施して地盤高情報が得られている干潟に関しては、岸沖方向における地形の卓越波長を評価し、せん断波速度の卓越波長と比較・検討する。

第4章では、MASWに加えて、小型デジタルカメラを搭載した小型の無人飛行機（UAV: Unmanned Aerial Vehicle）で撮影された高精度デジタル写真を併用することにより、干潟堆積土砂の地盤高と微地形の分布ならびに土砂の厚さや硬軟の分布（堆積状況）といった干潟堆積土砂の概略を効率的に、かつ、精度良く捉えることを試みる。

第5章では、航路・泊地からの浚渫土砂で造成され、表層に覆砂が施された典型的な人工干潟において、造成直後にMASWを実施し、安全管理のための簡易な評価手法として、同手法が有効であることを示す。

第6章では、干潟砂州の堆積形成史の復元、すなわち、今日の砂州の状況がどのような順序で形成されてきたかをMASWによって解き明かすことを試みる。

第7章では、MASWによる他の2つの調査事例をとりまとめる。

2. 典型的土質の干潟土砂堆積構造とその形成要因

2.1 はじめに

本章では、砂質干潟・泥質干潟・砂泥二層干潟といった典型的な土質の干潟地盤において、堆積構造の効率的かつ定量的な把握を目指してMASWを適用した（渡部・佐々, 2006; Watabe and Sassa, 2008）。同手法等によって捉えられた干潟土砂の堆積構造について、上述の干潟土砂の環境動態に関する視点からその形成要因を考察する。

MASWは表面波探査という地球物理学的手法の一つであり、Park et al. (1999)やHayashi and Suzuki (2004)によって

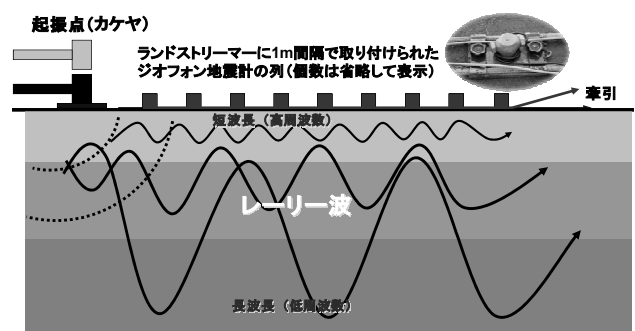


図-1 MASWの概念図

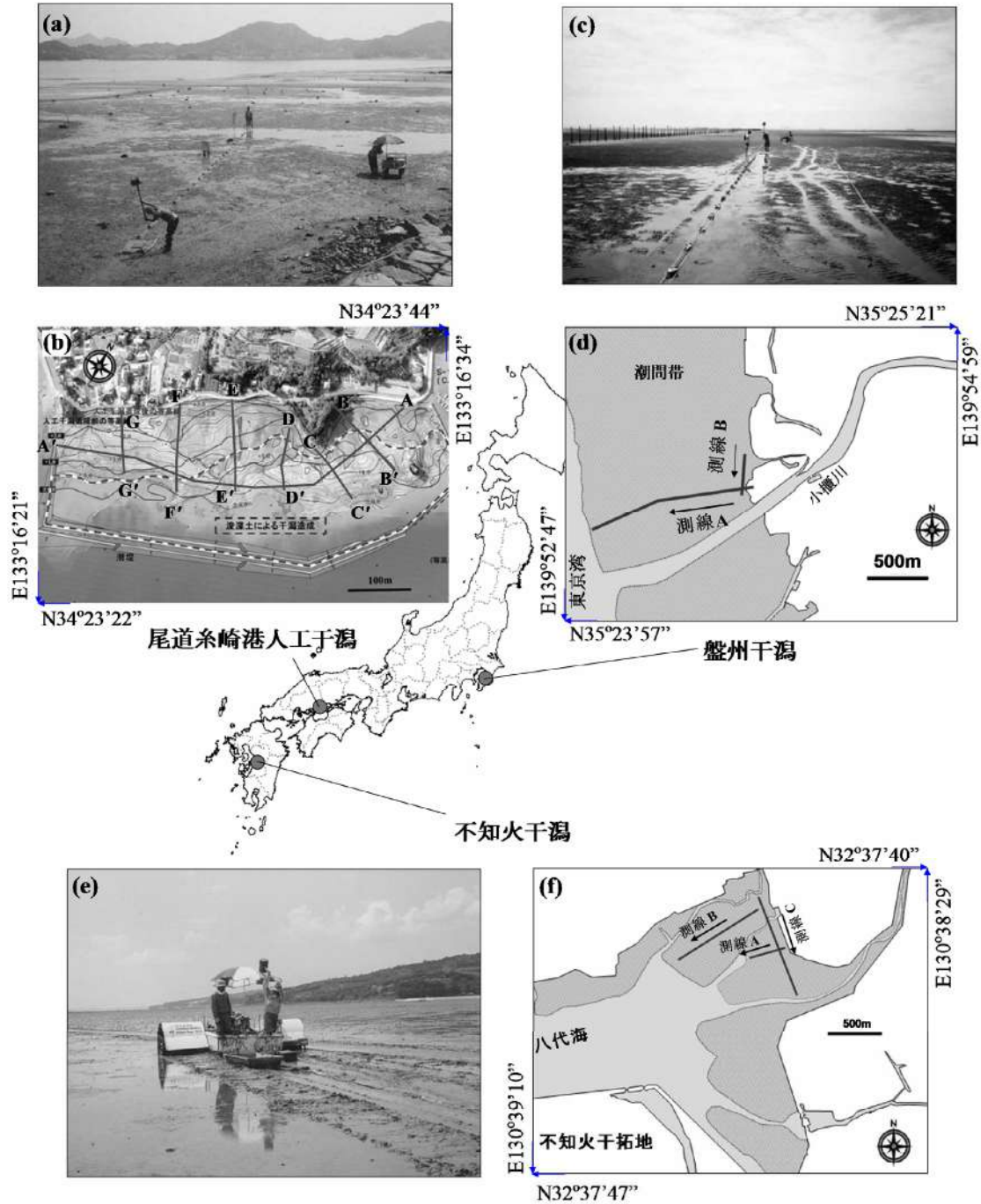


図-2 調査対象干潟と調査測線の位置

開発された。図-1の概念図に示すように、ジオフォンと呼ばれる高感度の速度型地震計（上下動）24個を1m間隔に取り付けたランドストリーマー（稲崎, 1998; Inazaki, 1999）を測線に沿って牽引し、所定の距離（砂質干潟では主に2m, 泥質干潟では主に5mと設定）移動する毎に、端部に位置するジオフォンから約0.5m離れた測線上の位置の地盤表面をカケヤ（巨大な木槌）で鉛直に叩いて様々な周波数成分を含む表面波（レーリー波）を発生させ、23mの区間を伝播する波形をジオフォンで計測・記録する。

得られた波形から逆解析によってせん断波速度の分布を推定する。せん断剛性 G_0 はせん断波速度 v_s の二乗に比例する、すなわち、単位体積重量 ρ_t を用いて

$$G_0 = \rho_t \times v_s^2 \quad (2)$$

と表されるので、せん断波速度構造は本質的に地盤の硬軟の分布を表す。

2.2 調査対象干潟と表面波探査の実施

調査対象干潟の位置図、設定した測線の位置図を調査

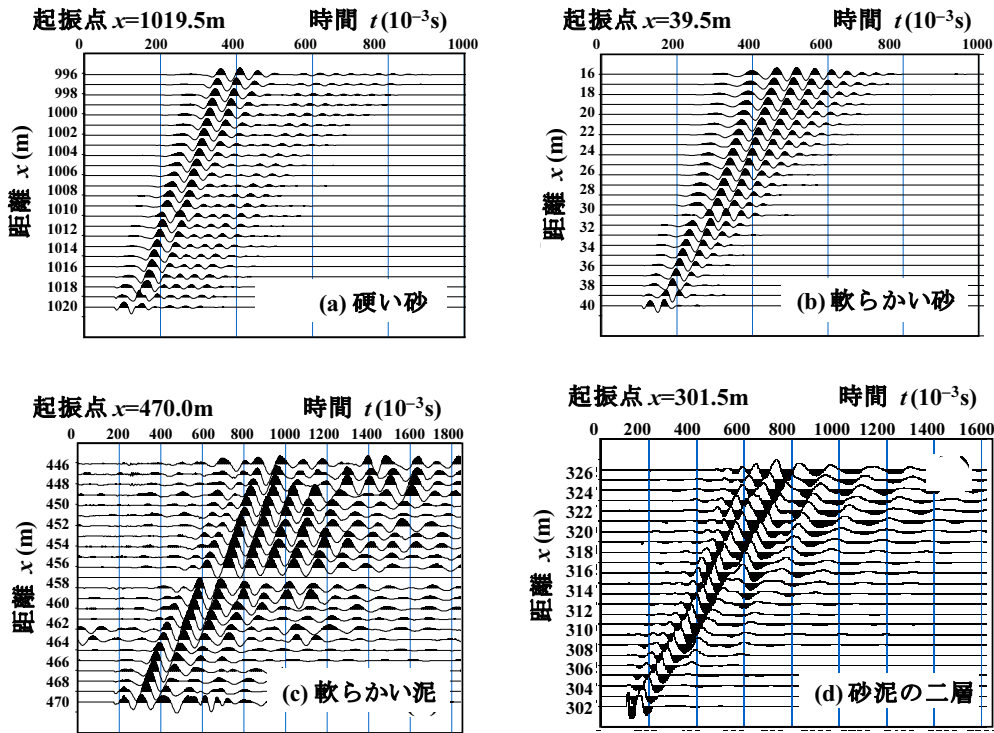


図-3 典型的な土質における波形記録例

状況写真とともに図-2に示す。千葉県木更津市の小櫃川河口に広がる広大な砂質干潟（盤洲干潟）、熊本県宇城市の大野川河口（八代海湾奥）に広がる広大な泥質干潟（不知火干潟）、広島県尾道市で浚渫粘土を活用して造成された小規模な砂泥二層干潟（尾道糸崎港人工干潟）を調査対象とした。

盤洲干潟の調査は大潮（潮位差約1.6m）に合わせ2004年8月16～18日の干出時に、不知火干潟の調査は大潮（潮位差約4.0m）に合わせ2005年8月18～20日の干出時に、尾道糸崎港人工干潟は大潮（潮位差約3.0m）に合わせ2005年8月3～5日の干出時にそれぞれ実施した。

盤洲干潟における水理・水質特性や生態環境については、内山ら、(2000)、Uchiyama et al. (2001)、Kuwaie et al. (2003)などに詳しい。また、筆者らは、潮汐にともなう地下水動態に連動したサクシオンを鍵として、干潟微地形の形成過程（佐々・渡部、2005; Sassa and Watabe, 2007）や底生生物の住活動（佐々・渡部、2006; Sassa and Watabe, 2008）について、地盤環境に焦点を当てた新たな視点（生態地盤学）で研究に取り組んできた。当該干潟には、アサリ、シオフキ、バカガイ、マテガイなどの二枚貝、コメツキガニ、アシハラガニ、オサガニ、スナモグリなど小甲殻類が多数棲息している。小櫃川河口部北側の岸沖方向に測線Aを設定した。また、小さなクリークの河口付近で海岸線近傍に沿岸方向の測線Bを設定した（図-2(d)）。

不知火干潟周辺の底質や生態については北園ら(2001)

などに詳しい。大野川河口に広がる広大な泥質干潟であり、1960年代の不知火干拓の造成後、泥土が次第に厚くなった。当該干潟には、ムツゴロウ、トビハゼなどの魚類、ヤマトオサガニやシオマネキなどの甲殻類が多数棲息している。岸沖方向に測線AおよびB、沿岸方向に測線Cを設定した（図-2(f)）

尾道糸崎港人工干潟は、砂質地盤上に浚渫粘土で造成された軟らかい地盤が載った二層構造になっている。人工干潟造成前は、潮間帯の岸沖方向の幅が40～150mの痩せた砂質干潟であった。海岸線から150～300mの位置の海底を置換砂により地盤改良して潜堤を構築し、もともとの干潟堆積土砂と潜堤の間を厚さ0～4mの浚渫土砂で埋め、表層に0.5mの覆砂を施した状態になっている。造成およびその後の追跡調査については松本(2005)などに詳しい。人工干潟造成により、特に干潟中央部付近において、潮間帯の幅は著しく拡大した（図-2(b)）。当該干潟には、アサリやマテガイなどの二枚貝、ハクセンシオマネキやオサガニなどの甲殻類が多数棲息している。ほぼ干潟全域を網羅する沿岸方向の測線Aのほか、約100m間隔に岸沖方向の測線B～Gを設定した（図-2(b)）。

干潟地盤上を歩ける砂質干潟（盤洲干潟、図-2(c)）や人工干潟（尾道糸崎港人工干潟、図-2(a)）では、人力により十分効率よく作業ができた。しかし、泥質干潟（不知火干潟、図-2(e)）では、干潟地盤上を歩くことすらできず、移動のために特別な装備と動力が必要であり、干

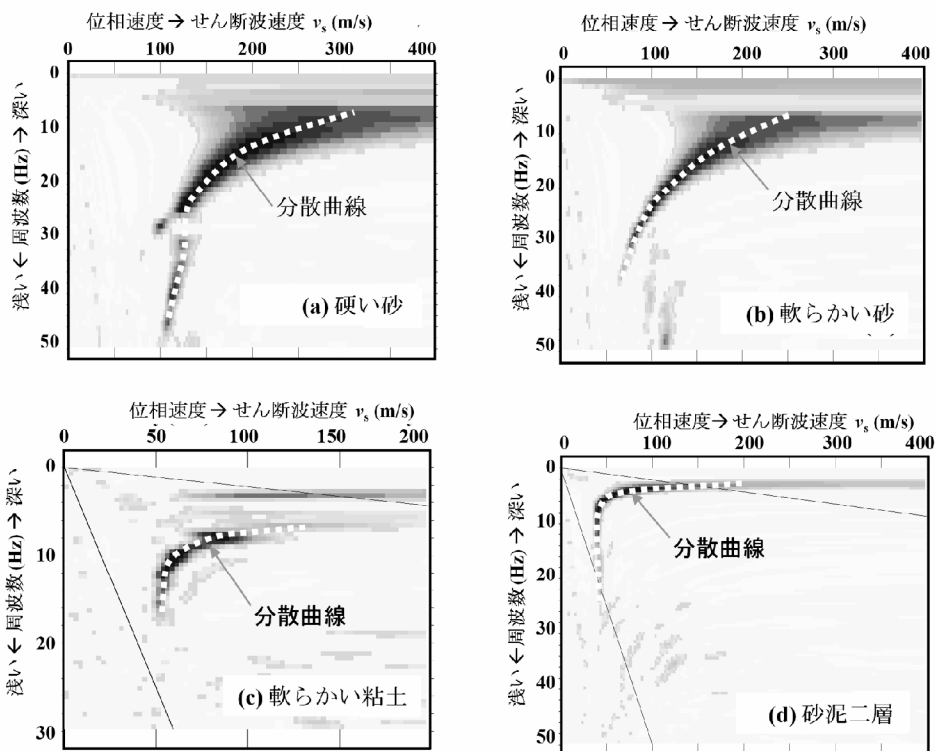


図-4 典型的な土質における分散曲線の例

渦走行機（エンジンで大型のパドルを駆動するボート）を利用した。

MASWによる調査結果を比較・考察するために、せん断強さや間隙状態についても調査した。せん断強さは、ハンディタイプの小型ベーンせん断試験機により計測した。ベーンの形状は、幅20mm、高さ40mm、厚さ0.8mmである。間隙状態の調査では、砂質地盤では内径100mm、長さ500mm、肉厚1.5mmの鋼製チューブサンプラーを、シルト質地盤や粘土質地盤では内径60mm、長さ100mm、肉厚0.5mmのPET樹脂製チューブサンプラーを使用した。サンプラーは静的にゆっくりと地盤表面から所定の長さ分を押し込み、上部をキャップで密封した。続いて、サンプラー内部や下部の土が乱れないように注意しながら周囲の土を排除し、サンプラー先端部に板を水平に挿入して根切りをした。平均化した試料（多くは2試料を用いた）に対して物理試験を実施し、粒度や相対密度 D_r を得た。 D_r は、最大間隙比 e_{max} と最小間隙比 e_{min} に対する自然間隙比 e_n の相対的な位置により表した土砂の緩密状態に関する指標であり、次式で定義される。

$$D_r = \frac{e_{max} - e_n}{e_{max} - e_{min}} \quad (3)$$

2.3 典型的記録波形と分散曲線

盤洲干潟の密で硬い砂地盤・緩く軟らかい砂地盤、不

知火干潟の軟らかい粘土地盤、尾道糸崎港人工干潟の砂泥二層地盤において得られた典型的な波形記録例を図-3に示す。表面波が23mの距離を通過するのに要する時間は、硬い砂地盤で0.3～0.5秒、軟らかい砂地盤で0.3～0.8秒、非常に軟らかい粘土で0.7～1.8秒であり、地盤が軟らかいほど長いことがわかる。また、砂泥二層地盤の記録は、軟らかい砂地盤と軟らかい粘土地盤の波形が合成されたような記録となっている。

ある地点を中心とする波形記録を抽出し、周波数と位相速度の関係を算出して全ての結果を重ね合わせると、位相速度と周波数の関係（分散曲線）が得られる（図-4）。濃い色で浮かび上がった部分が、位相速度と周波数の関係を表す分散曲線である（白抜きの点線で図示）。低周波数は深部、高周波数は浅部を表し、経験的には波長の3分の1が深さに相当するが、これを初期モデルとして分散曲線を再現するせん断波速度構造を逆解析によって推定した。

表面波の伝播速度は、地盤が緩く軟らかいほど遅く、砂地盤の硬軟、土質、層構造に対応してそれぞれ特徴的な分散曲線となる。(a)硬い砂地盤と(b)軟らかい砂地盤では、深部のせん断波速度構造はともに似ているが、浅部で前者が約100m/s、後者が約60m/sと異なっている。(c)軟らかい粘土地盤では、表層付近で50m/s程度しかない。(d)砂泥二層地盤では、表層付近で40m/s程度と粘土の軟らか

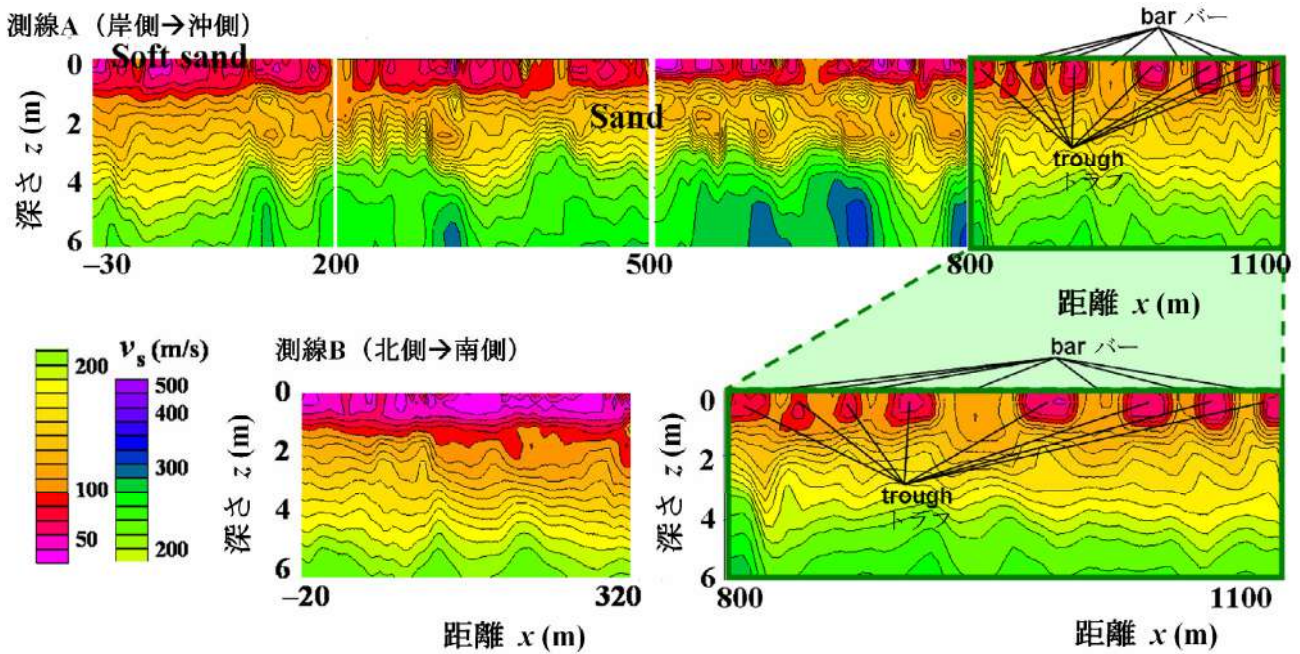


図-5 盤州干潟のせん断波速度構造



図-6 盤州干潟の多段バー・トラフ

さがある一方で、深部は100m/s以上の砂地盤であることが捉えられている。

2.4 盤州干潟のせん断波速度構造

分散曲線を最も良く再現する速度分布を上述のような逆解析により推定し、測線に沿って並べるとせん断波速度構造が得られる。式(2)に示したように、せん断剛性はせん断波速度の二乗に比例するので、せん断波速度構造は本質的に地盤の硬軟を表している。

MASW によって得られたせん断波速度構造を図-5 に示す。岸沖方向測線 A の距離程は海岸線を起点としており、-5~-30m の範囲は後浜の葦原に該当し、砂浜を挟んで 0~1100m の範囲は潮間帯としての干潟である。せん断波速度が 60m/s 以下の表層は非常に軟らかく、足が 50mm ほど土の中に沈むような歩きにくい領域に該当する。このような領域では、底生生物の巣穴が無数に存在することが確認された。距離 800~1100m の範囲の沖

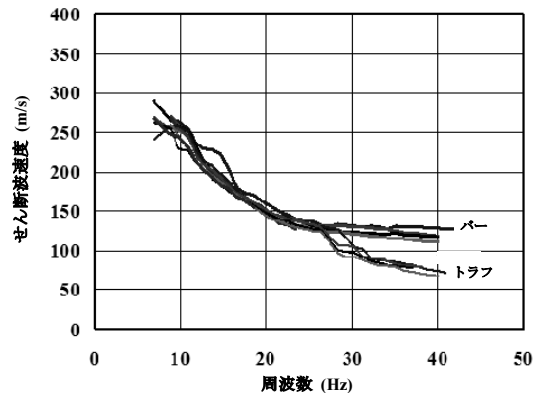


図-7 バー・トラフ領域での典型的な分散曲線の例

側では、高いせん断波速度を示す硬いバーの部分と低いせん断波速度を示す軟らかいトラフの部分が明瞭に識別できる。このバーとトラフのコントラストは、図-6 に示す盤州干潟の多段バー・トラフの典型的な光景とも良く一致している。

沖側のバー・トラフ領域での典型的な分散曲線を図-7 に示す。当該領域の分散曲線が、せん断波速度が110m/s以上の硬いバーに相当するものと、せん断波速度が80m/s以下の軟らかいトラフに相当するものとに明確に分けられることは興味深い。

表面波に関する経験則によると、周波数に対するせん断波速度の比により計算される波長の約1/3の長さが、該当する地盤深度に相当することがわかっている。これによると、バー・トラフの2つの分散曲線群が一致する点(25Hz, 130 m/s)は、深さ約1.7mに相当することになる。すなわち、バー・トラフの剛性の違いは、これよりも浅

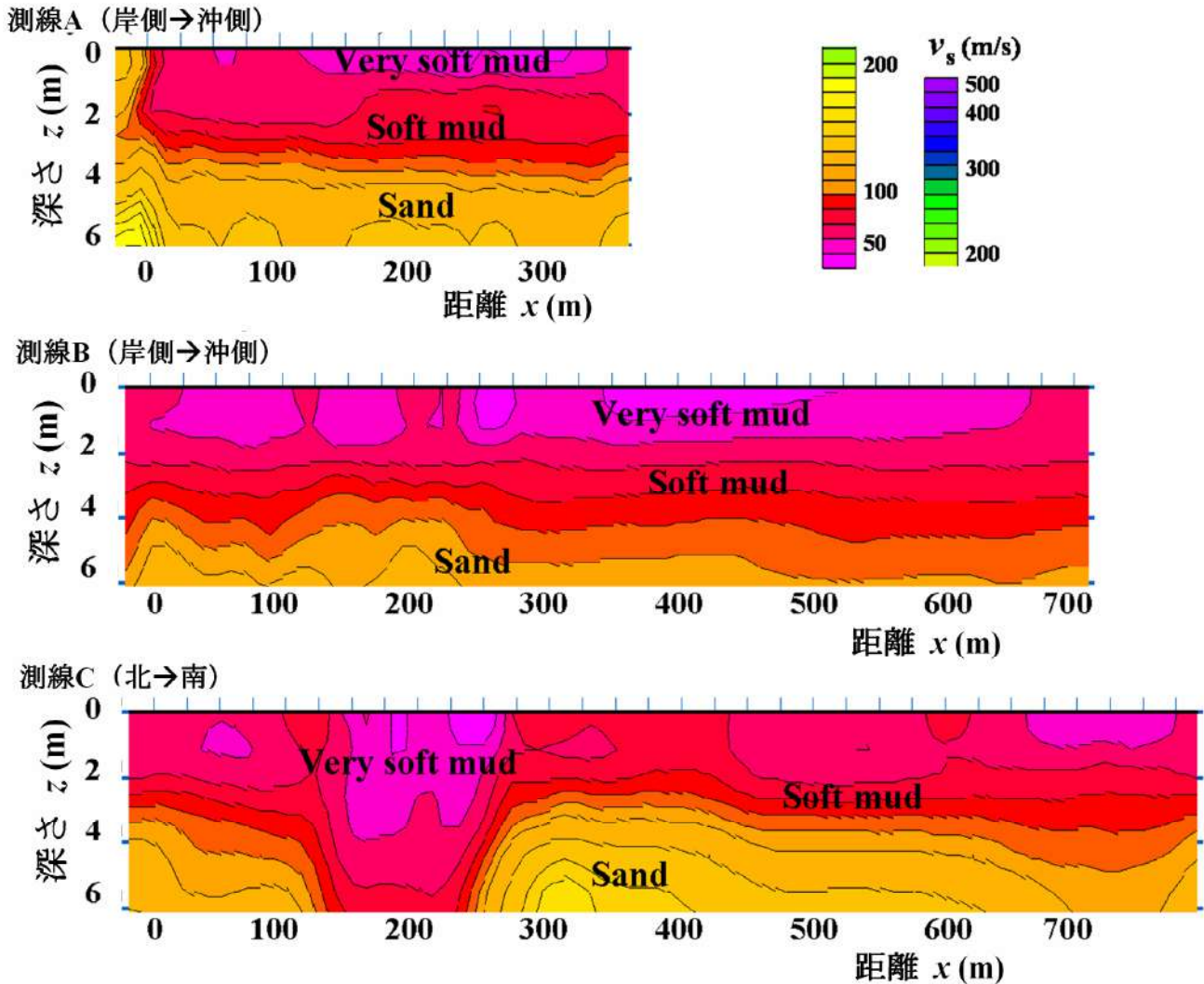


図-8 不知火干潟のせん断波速度構造

い領域に限定され、これよりも深部では、水平方向に比較的均質であるといえる (図-5参照)。

沿岸方向測線Bに対して得られたせん断波速度構造も図-5に示してある。物理試験結果によると、せん断波速度約50m/sの表層土砂は、細粒分(粒径0.074mm以下)が20%以上ある。これは、当該測線がクリークの河口を横断するように設定されたため、クリークによって運ばれて堆積した細粒分が多いものと考えられるが、せん断波速度構造にはクリークの存在による水平方向の変化は見られない。

湿潤単位体積重量 ρ_t は、硬い領域で約1900kg/m³、軟らかい領域で約1800kg/m³であるので、せん断波速度 v_s が120m/sのパー領域、60m/sのトラフ領域、50m/sの海岸線付近の軟弱領域は、式(2)を用いてせん断剛性 G_0 に換算すると、それぞれ27,000kN/m²、6500kN/m²、4500kN/m²に相当する。

MASWによって得られるせん断波速度構造は、潮汐変

動による水位/地下水の経時変化の影響によって変化することが懸念されたため、測線Aの距離900mの地点において、約3時間にわたって(2004年8月18日の11:45~14:35)定点計測を繰り返し実施した。これにより得られたせん断波速度構造に時間変化が見られなかったことから、1回あたりの干出期間中の水位/地下水位変動は、せん断波速度構造にほとんど変化を及ぼさないことを確認した。同様のことは、盤州干潟の沖側や、後に述べる泡瀬干潟でも、岸側や沖側における定点観測で確認した。

2.5 不知火干潟のせん断波速度構造

岸沖方向の測線Aと測線B、沿岸方向の測線Cのせん断波速度構造を図-8に示す。得られたせん断波速度構造はきわめて均質で、水平方向にほとんど変化がなく、かつ、深さ方向の増加は緩やかである。このような傾向は、他の干潟と対照的である。せん断波速度は、表層から2mの深度では50m/s以下、5~6m以深では100m/s以上となって

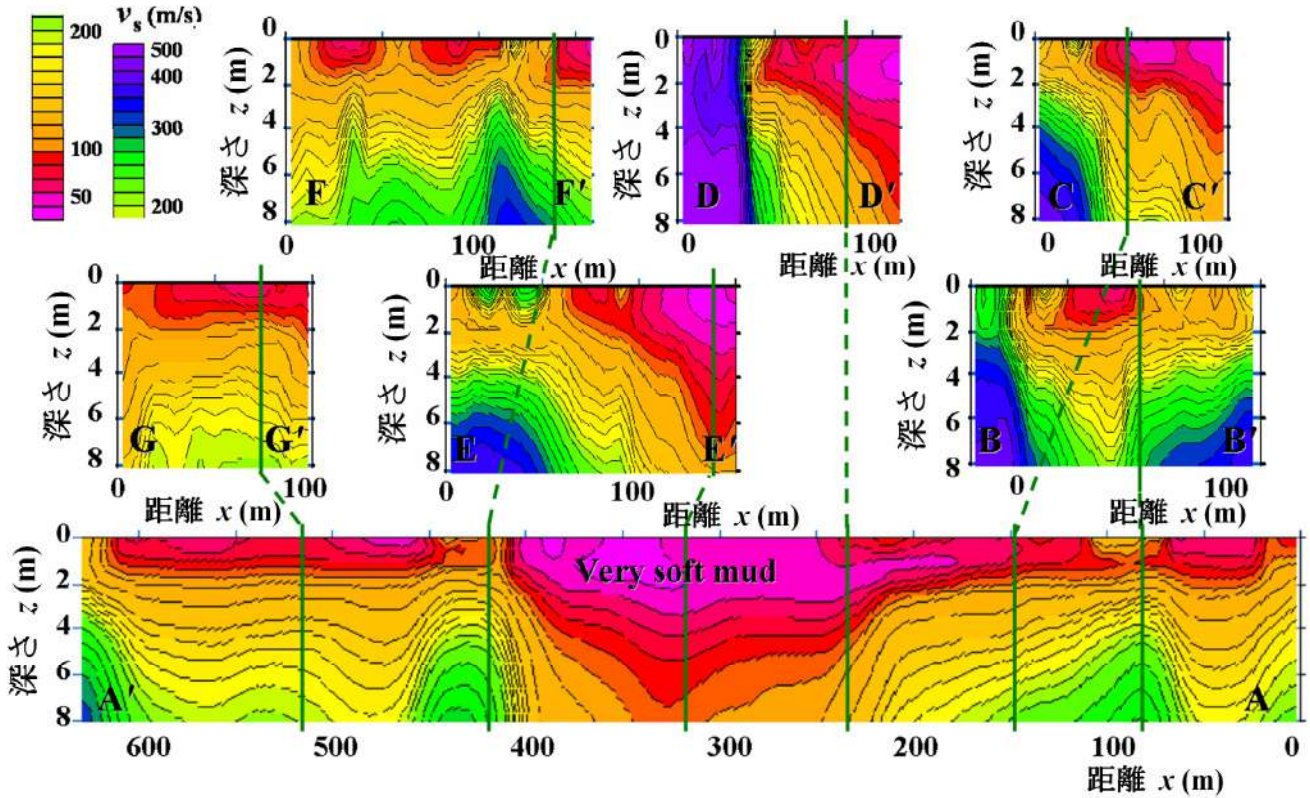


図-9 尾道糸崎港人工干潟のせん断波速度構造

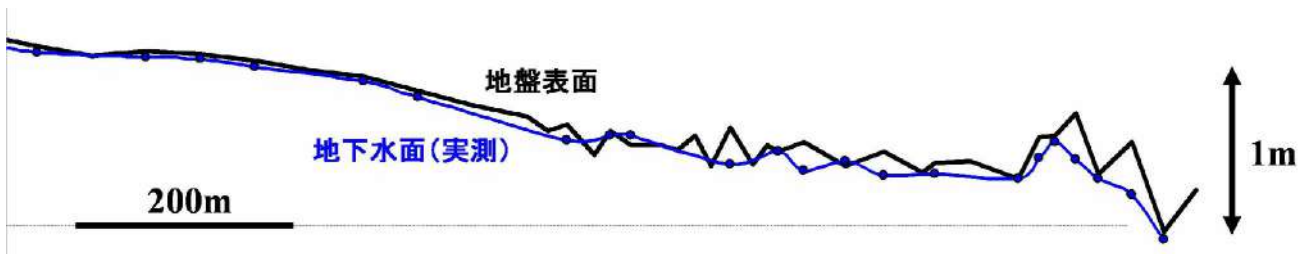


図-10 盤州干潟の地盤高と地下水位の関係

いる。

湿潤単位体積重量 ρ_1 は 1400kg/m^3 であるので、式(2)から 40m/s のせん断波速度 v_s は、 2200kN/m^2 のせん断剛性 G_0 に相当する。

2.6 尾道糸崎港人工干潟のせん断波速度構造

沿岸方向の測線Aおよび岸沖方向の測線B～Gに対するせん断波速度構造を図-9に示す。測線B, C, D, Eの岸側では、 300m/s 以上のせん断波速度が現れている。B～B'断面では、基盤層が岸側にも沖側にも現れている。この沖側の基盤層は、図-2(b)に示された小さな島に対応している。測線C, D, Eに対するせん断波速度構造は岸側から沖側に向かって傾斜している。距離 100m の地点では、地盤表面から深度 3m までの表層はせん断波速度 50m/s 以下であり、埋め立てた浚渫土砂に対応する。浚渫土砂の層は、岸沖

方向測線のみならず、沿岸方向の測線Aにも確認することができる。このことから、浚渫土砂層の範囲をMASWによって明瞭に識別できていることがわかる。また、MASWによって識別された浚渫土砂層厚は、現地で直接計測されたデータや施工記録とも一致するものである。

測線Aの距離 $0, 100, 420, 650\text{m}$ 付近ではせん断波速度 200m/s 以上のやや硬い領域が底部から突き出していることが捉えられている。せん断波速度 100m/s 以上の層はもともと存在していた自然堆積砂層であるが、これらは、測線Aの距離 $0\sim 200\text{m}$ と $420\sim 600\text{m}$ の領域で深度 2m 程度以深に確認される。距離 200m 前後では表層のせん断波速度が内部より速く、覆砂の存在も捉えられている。

2.7 堆積構造の形成過程

盤州干潟の岸沖方向の地形と地下水位の断面図（表面

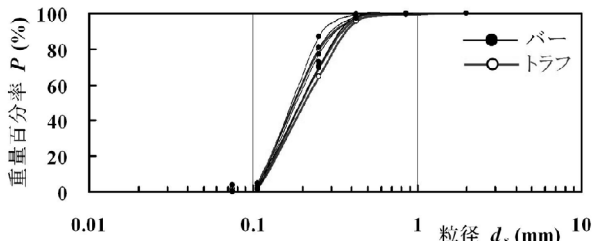


図-11 盤洲干潟の多段バー・トラフにおける粒度

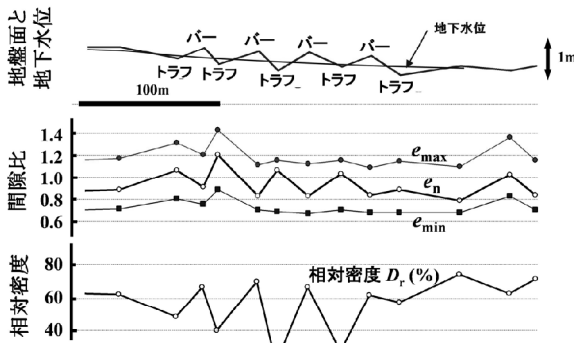


図-12 盤洲干潟の多段バー・トラフにおける間隙構造

波探査の測線Aより約100m南側の断面)を図-10に示す。浅い水溜まりになっているトラフ領域以外では、地下水位は地表面直下近傍に位置している。岸側では地表面と地下水位はほぼ一致しており、地表面にサクシオンはほとんど発達していないが、バーでは地表面から0.2~0.3m程度の深さに地下水位があり、地表面で2~3kPaのサクシオンが発達している。

サクシオンに起因する有効応力の変動は、土骨格の繰返し弾塑性変形を引き起こす。筆者ら(佐々・渡部, 2005; Sassa and Watabe, 2007)が示したように、干出時にサクシオンが増加するのに伴って土骨格は圧縮し、冠水時にサクシオンが消失するのに伴って土骨格は膨張するが、変形剛性は圧縮よりも膨張時の方が著しく大きく、かつ、繰返し载荷によるヒステリシスがあるので、日々の潮汐変動により、岸側やトラフに比べてバーでは地盤がより密になっているとして定性的に説明される。このことは、せん断波速度構造(図-5)に見事に反映されている。表面波探査の測線Aより約800m南側で調査した表層300mmの平均データによると、粒度(図-11)には、バーとトラフで有意な差が見られず同じ土質であると判断されるにも拘わらず、岸沖方向の間隙構造分布(図-12)は、相対密度がバーで高く(間隙比が低い)、トラフで低い(間隙比が高い)ことと対応している。

トラフでは常に冠水している一方で、バーでは上述のように、干出時の地下水位が地表面から0.2~0.3mの深さに位置し、その結果、地表面で2~3kPaのサクシオンが発

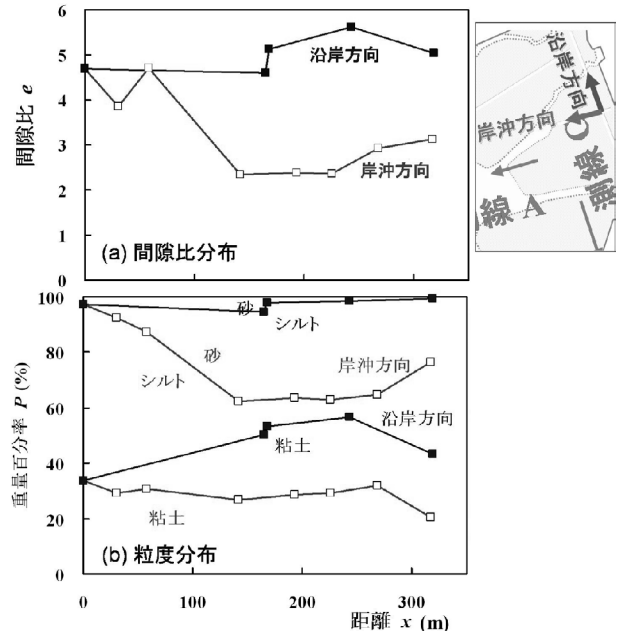


図-13 不知火干潟の間隙構造と粒度の分布

達している。筆者ら(佐々・渡部, 2005; Sassa and Watabe, 2007)は、現地観測で捉えたサクシオン動態と提案したモデルにより、初期間隙比が1.1程度に堆積した模型地盤が、干出時のサクシオン増加に伴う土骨格の圧縮、冠水時のサクシオン消失に伴う土骨格の膨張、圧縮よりも膨張の変形剛性が著しく大きいことに起因した圧縮の蓄積等により、間隙比が0.2程度減少することを定量的に説明した。一方、常に冠水したトラフでは、サクシオンが発達しないために土骨格の圧縮はほとんどないと考えられる。上述の調査結果は、バーとトラフで粒度や最大・最小間隙比(e_{max} , e_{min})が変化しておらず、堆積時に分級が無かったことを示唆するものであるにも拘わらず、バーにおける自然間隙比 e_n がトラフにおけるそれよりも0.2程度小さくなっている。なお、トラフにおける自然間隙比 e_n (約1.1)は、堆積時の状態に近いと考えられ、筆者らによる既往の研究成果(佐々・渡部, 2005; Sassa and Watabe, 2007)の説明は、このことと良く整合していることがわかる。

図-5と図-7に関連して説明したように、地盤表面から深さ1.7mまでは、バーで圧縮が蓄積して硬くなっている。サクシオンが発達してバーの土砂が硬くなるのは、地下水位より浅い層、すなわち、地表面からたかだか0.3mであることから、1.7mまでが硬くなっていることを説明することはできない。しかしながら、御興来(おこしき)海岸(宇土市)の調査結果(Yamada et. al., 2007)によると、干潟のバーの位置は時間的に変化しておらず、また、筆者らの最新の研究成果(Sassa and Watabe, 2009)では、バー・トラフ地形とリンクして干潟土砂にせん断強さの

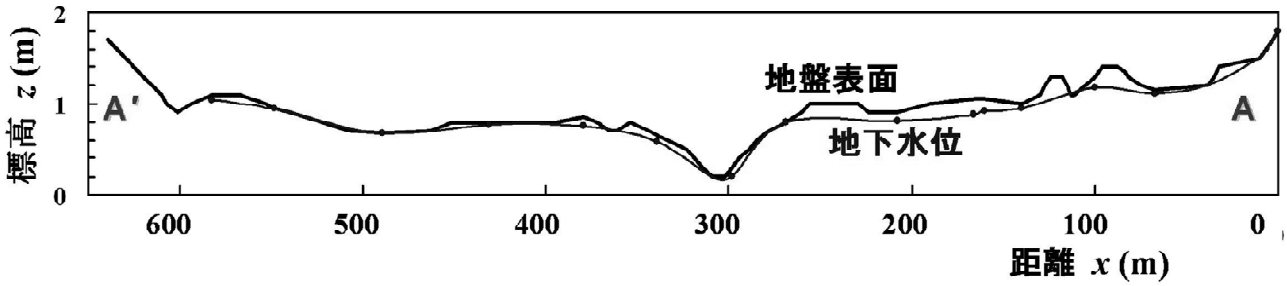


図-14 尾道糸崎港人工干潟の地盤高と地下水位の関係

分布を与えると、バー・トラフ地形に代表される干潟土砂地形の安定性を力学的に説明しうることを示した。盤州干潟の土砂は堆積傾向にあることから、地表面から1.7mの深さまでの土砂は、かつては表層にあって潮汐に伴うサクシオン動態の影響を受け、時間的に位置が変化しないバーの部分で圧縮が蓄積し、現在の土砂堆積構造に反映されているものとして説明される。このように、MASWで得られたせん断波速度構造は、干潟土砂の変形動態とも密接にリンクしている。

不知火干潟では、約1/700の緩やかな勾配で、かつ、泥土は透水係数が小さいので、地表面と干出時地下水位はほぼ一致する。このため、干出による有効応力の増加は微小で、かつ、その影響はごく表層に限られ、結果と

して局所的な硬軟は現れずに、軟弱で様な堆積構造になっていると理解できる。間隙比と粒度の分布（表層50mmの平均データ）を図-13に示す。岸側では粘土分が多く高間隙比であり、沖に向かって次第に砂分の含有率が増加し、低塑性になって間隙比は減少する。間隙比は、岸近くで5以上あるが、沖側では2.5~3.0である。これは、岸近くでも沖側でも、ともに含水比が液性限界の2~3倍あることに相当する。土質力学的な応力履歴だけを考えてとき、このような高含水比状態にある正規圧密粘土では、干潟土砂の表面で生活するヤマトオサガニやムツゴロウを支えるせん断強さの発現はあり得ない。ところが、実際の地盤はこれらの生物を支えるのに十分なせん断強さを有していることから、有効応力では説明できないほ

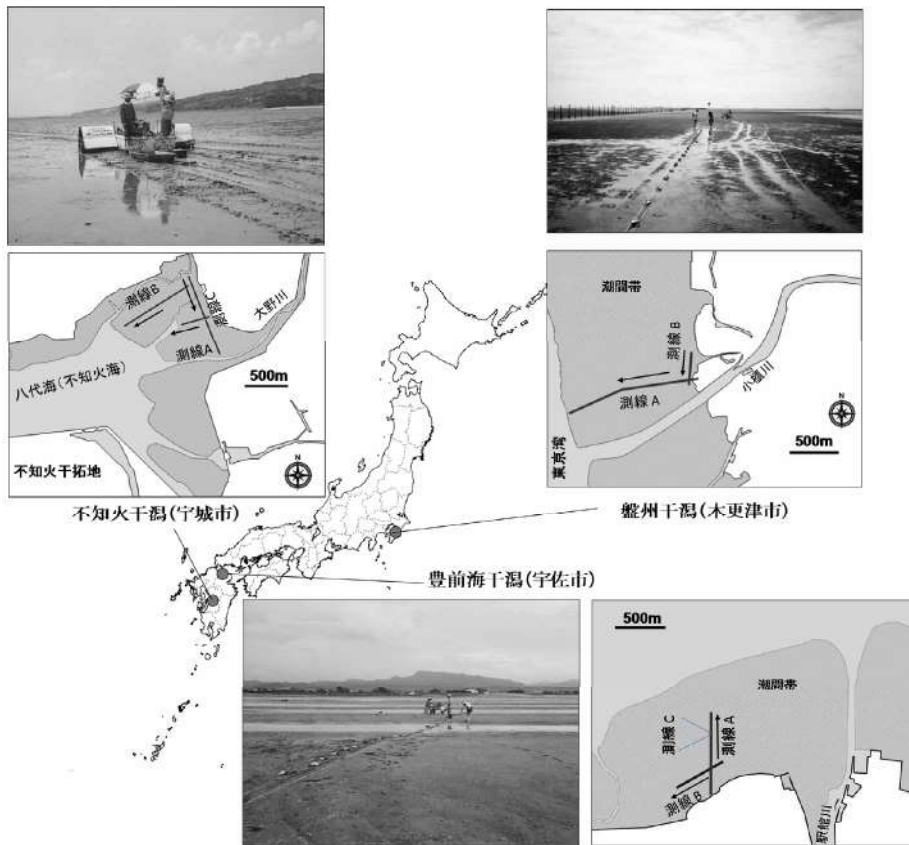


図-15(a) 調査対象干潟の地図と測線の位置および調査状況写真（盤州干潟，豊前海干潟，不知火干潟）



ロバーツバンク干潟(バンクーバー市)

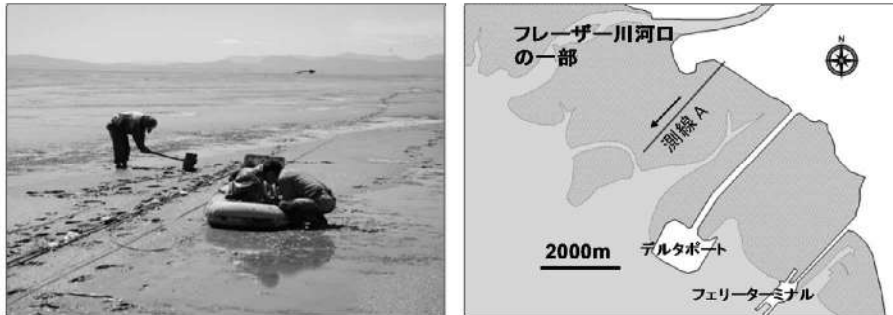
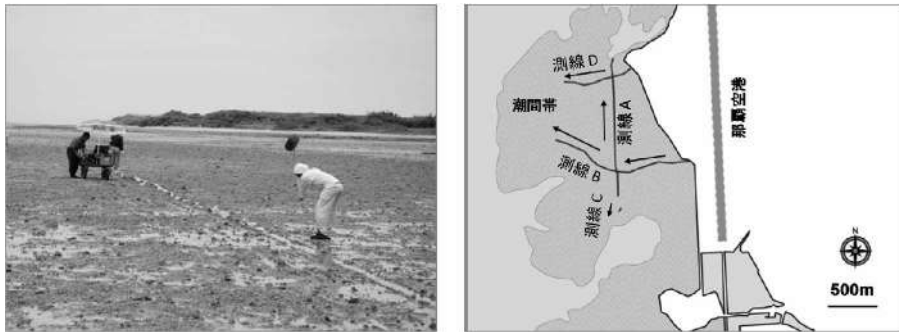


図-15(b) 調査対象干潟の地図と測線の位置および調査状況写真(ロバーツバンク干潟)



那覇空港前面干潟(那覇市)

泡瀬干潟(沖縄市)

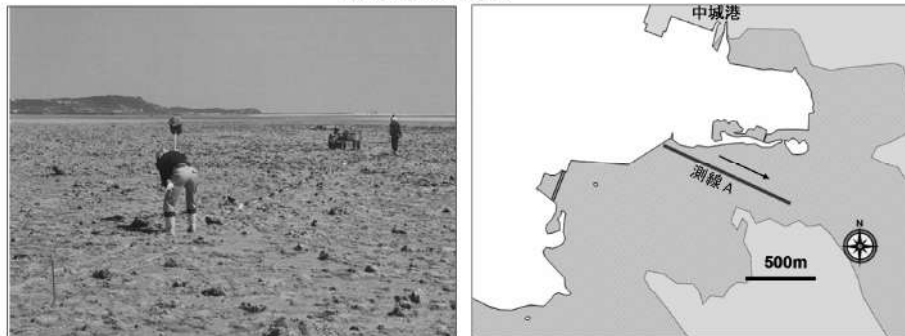


図-15(c) 調査対象干潟の地図と測線の位置および調査状況写真(泡瀬干潟, 那覇空港前面干潟)

どに大きなせん断強さを発現する何らかの仕組みがあるはずである。表層では、夏には場所によって40℃程度まで温度上昇するので、化学的な作用により粘土粒子同士の固結が促進されていることも考えられる。

尾道糸崎港人工干潟の測線Aにおける地表面形状と干潮時地下水位(図-14)もほぼ一致している。砂泥二層地盤からなる小規模な人工干潟では、埋め立てられた浚渫土砂の地下水位動態は、広大な砂質干潟と同等である。

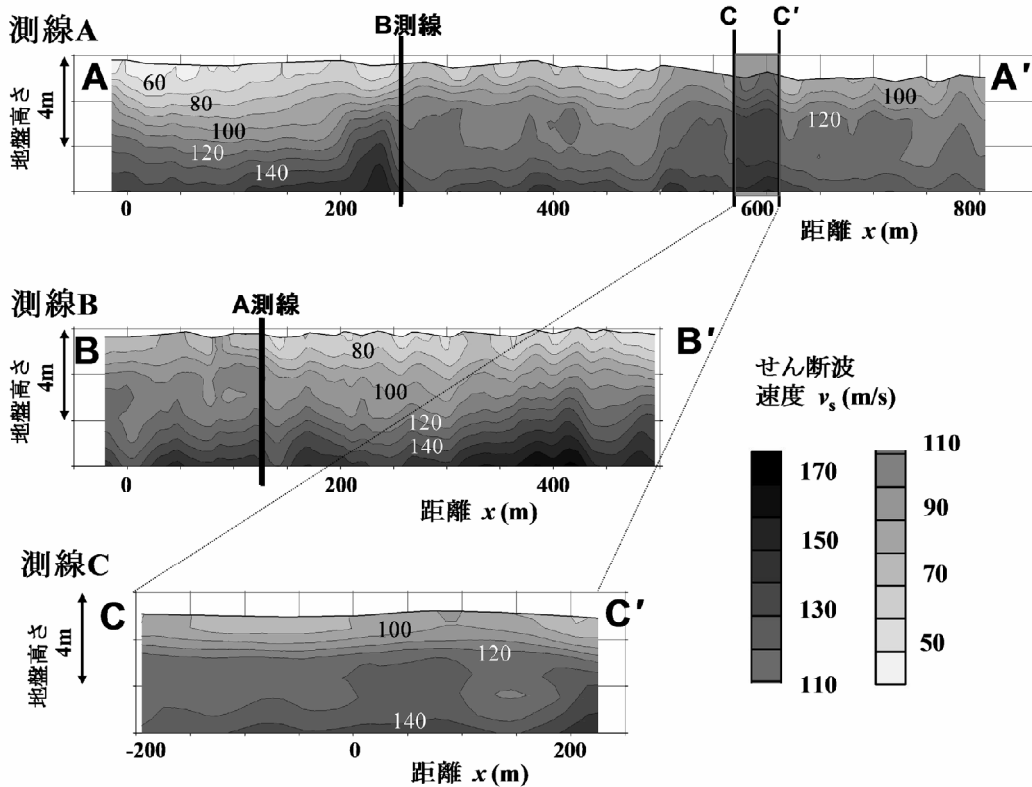


図-16 せん断波速度分布として把握した豊前海干潟土砂の堆積構造

これは、浚渫土砂の細粒分により干潟土砂の透水係数が小さくなることによって、規模が小さくても地下水位の低下がほとんど生じないためであると考えられる。しかしながら、覆砂が厚い距離100～250mでは、地盤表面に対する相対的な地下水位が他より低くなっており、サクシオンにより覆砂部分が密になった結果、せん断波速度(図-9)も速くなったと説明できる。

3. 多種多様な干潟地盤のせん断波速度構造の特徴

3.1 はじめに

第2章では、典型的な土質からなる3つの干潟においてMASWを実施し、せん断波速度構造として捉えた干潟土砂堆積構造の特徴とその形成過程について考察した。本章では、第2章で調査対象とした2箇所の自然干潟以外に、規模の大小や土質の違いといった多種多様な4箇所の自然干潟においてMASWを実施し、干潟土砂堆積構造をせん断波速度構造として捉える(調査方法は第2章を参照)。また、第2章で示した3つの干潟のうち広大な盤州干潟と不知火干潟の結果も含めて、一連の調査結果に対してせん断波速度分布に関するスペクトル解析を行い、岸沖方向におけるせん断波速度分布の卓越波長を評価する。これによって、それぞれの干潟での堆積土砂の空間的構造に見られる特徴を定量的かつ横断的に比較・評価するこ

とを試みる。また、水準測量を実施して地盤高情報が得られている干潟に関しては、岸沖方向における地形の卓越波長を評価し、せん断波速度の卓越波長と比較・検討する(渡部ら, 2009)。

3.2 調査対象干潟

検討対象とした干潟は、図-15に位置と測線ならびに現地状況を示す多種多様な干潟である。図には、本章で新たに述べる3つの干潟に加えて、後半のスペクトル解析でデータを分析する上述の盤州干潟と不知火干潟についても改めて示してある。砂質干潟として、豊前海干潟(熊本県宇佐市)とロバーツバンク(Roberts bank)干潟(カナダ・ブリティッシュコロンビア州デルタ市)、サンゴ礫混じりの亜熱帯干潟として泡瀬干潟(沖縄県沖縄市)と那覇空港前面干潟(沖縄県那覇市)を調査対象とした。調査はいずれも春から夏にかけての大潮とその前後にかけての昼間の干出時間帯に実施した。具体的には、豊前海干潟の調査日は2006年8月9～11日(潮位差約3.3m)、ロバーツバンク干潟の調査日は2007年7月27～29日(潮位差約3.5m)、泡瀬干潟の調査日は2005年3月9～11日(潮位差約1.7m)、那覇空港前面干潟の調査日は2008年6月2～6日(潮位差約2.3m)である。

豊前海干潟は、駅館川河口に広がる岸沖方向に1100m以上ある広大な干潟であり、岸沖・沿岸両方向に異なる凹

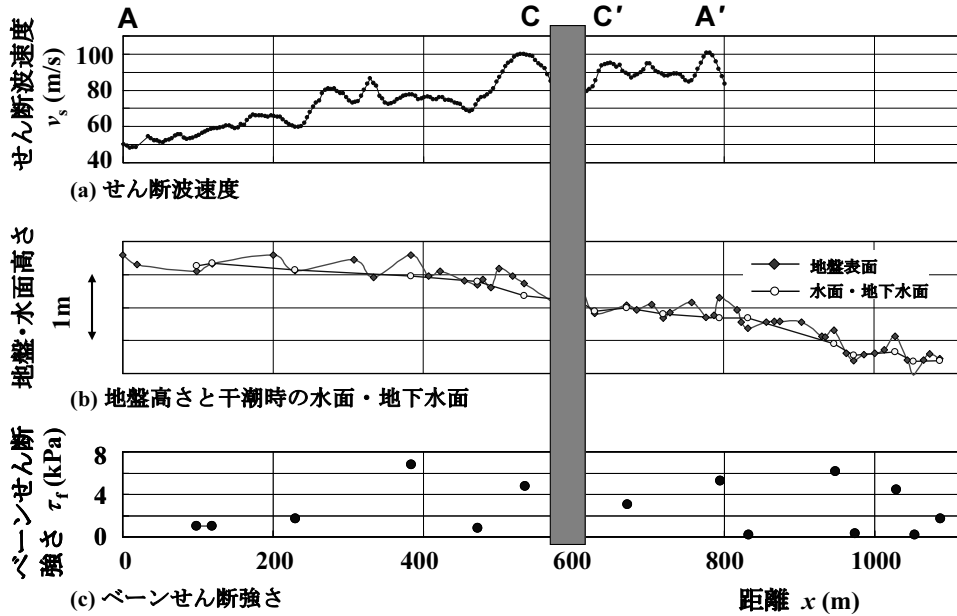


図-17 豊前海干潟A測線の(a)表層のせん断波速度, (b)地表面形状と干潮時の水面・地下水面, (c)最表層のPせん断強さ

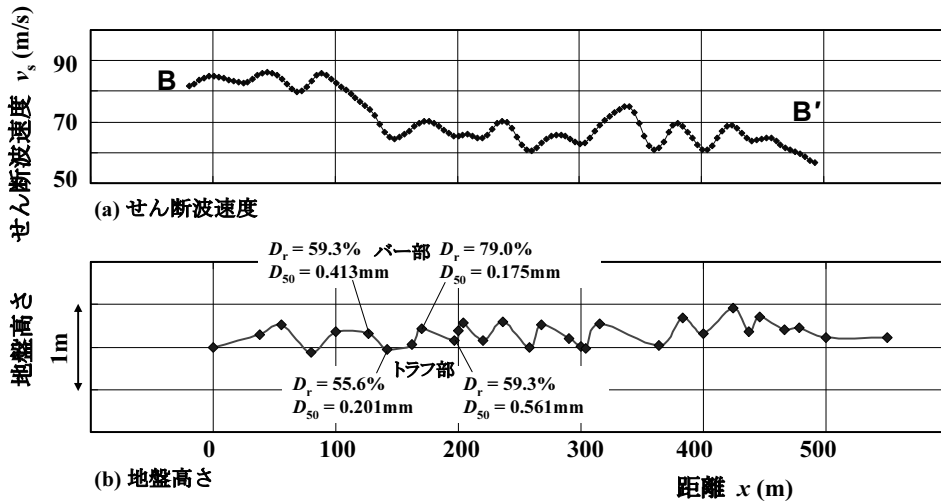


図-18 豊前海干潟測線Bの(a)表層のせん断波速度, (b)地表面形状

凸レベルに発達したバー・トラフを有することが特徴である。砂質干潟ではあるが、やや沖の方には、数センチサイズの玉石が多く見られる箇所が散見される。豊前海干潟においては、各方向の堆積構造を表面波探査によって捉え、卓越波長について考察するだけでなく、凹凸レベルと干潮時の地下水位との関連から堆積構造の形成要因についても詳細な説明を試みる。岸沖方向に長さ約1100mの測線A、沿岸方向に長さ約500mの測線Bを設定したほか、測線Aの距離600m付近に存在する一対のバーとトラフに着目した長さ約45mの短い測線Cを設定した(渡部ら, 2007)。

フレーザー川河口に位置するロバーツバンク干潟は岸沖方向に4000m以上にも及ぶ広大な潮間帯を有する砂質干潟で、岸側の一部表層は泥質になっている部分もある。

岸沖方向に長さ約3000mの測線を設定した。実際の干潟は岸沖方向に4000mほどが干出するが、3000m付近にある大きな滞筋のところで調査を終了した(渡部ら, 2008)。

泡瀬干潟は、海岸線付近はサンゴ礫混じりの砂質土で、サンゴ礫が多い地点を経て、沖側は砂質土が堆積している。岸沖方向に長さ約850mの測線を設定した。

那覇空港前面干潟は全体的にサンゴ礫混じりの砂質土であるが、石灰岩が地表面に見られる箇所も多い。沿岸方向に長さ約1350mの測線Aを設定した。測線Aの南端から約110m離れた地点に長さ23mの測線Cを設定したが、これは、両測線間に水深がやや深い箇所があり、MASWの実施が困難であったためである。岸沖方向には長さ約1400mの測線Bと長さ約700mの測線Dを設定した。

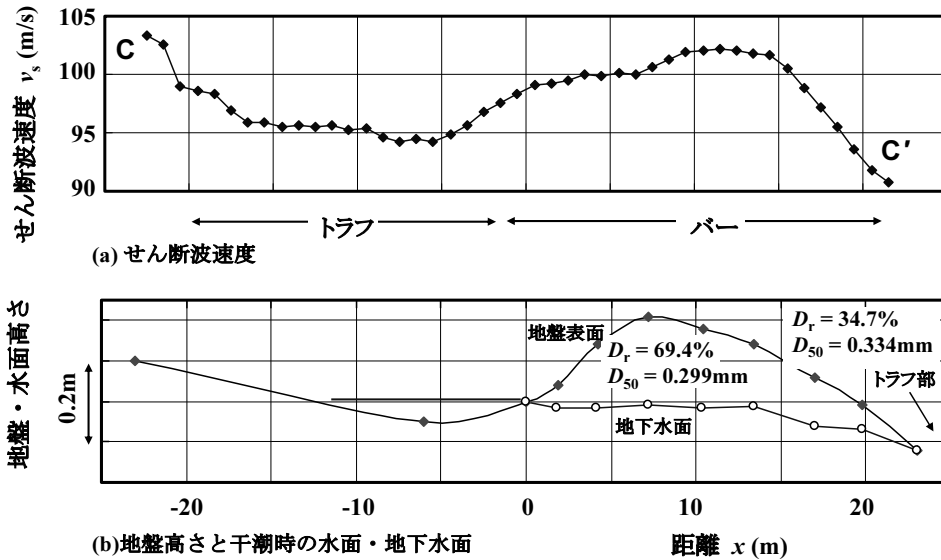


図-19 豊前海干潟C測線の(a)表層のせん断波速度, (b)地表面形状と干潮時の水面・地下水面

3.3 豊前海干潟のせん断波速度構造

各測線に沿って実施した表面波探査により得られたせん断波速度構造を図-16に示す(渡部ら, 2007). 図中の地盤高さは, 各測線に沿って実施した水準測量の結果に基づいて, 地盤表面の形状を反映したかたちで示してある. 上述のように, せん断波速度構造は本質的に地盤の硬軟を表す. 測線Aにおいて地盤表面が岸沖方向に低くなっていく様子, 各測線においてバー・トラフに対応した硬軟の構造が発達している様子を読み取ることができ, 測線Cではその一部分を詳細に捉えている. 測線Aの岸沖方向に比べ測線Bの沿岸方向のバー・トラフ構造の方が細かいピッチで現れている. また, 測線Aでは, 第2章で示した盤州干潟におけるせん断波速度構造(図-5)と同様に, 岸側の地盤が非常に軟らかく, 沖側に向かって硬くなる傾向にある.

各測線に沿った地表面付近のせん断波速度 v_s の分布として, 各地点の地盤表面から深度2mまでのせん断波速度の平均を求めた結果を図-17(a), 図-18(a), 図-19(a)に示す. 測線Aの岸側の距離0~220mではせん断波速度が50~65m/sと軟らかいが, 距離250~450mではせん断波速度が70~80m/s, さらに沖側ではせん断波速度が80~100m/sと次第に硬くなっている. バーはトラフよりせん断波速度が10~15m/s速い. 測線Bの距離-20~100mではせん断波速度が80~90m/sとやや硬いが, 距離150~500mではせん断波速度が60~70m/sとやや軟らかい. これは, 土質の変化に対応した分布であると考えられ, 実際, 軟らかい場所では, 細粒分が若干多くなる傾向にあった. バーはトラフよりせん断波速度が5~10m/s速い.

測線Cは測線Aの距離600m前後の一对のバーとトラフ

について着目した詳細な分布を示しており, 着目するバーにおいて最大のせん断波速度が102m/sであるのに対して, 着目するトラフにおいて最小のせん断波速度が94m/sであり, 8m/sほどの差がある. バーにおけるせん断波速度の分布は距離12m付近をピークとする山形を呈するのに対し, トラフにおけるせん断波速度の分布は距離-17~-6mにおいてほぼ一定値を呈していることが特徴である. トラフの水没している部分では, 土中にサクシオンが発達しないため有効応力の変化がなく土骨格の圧縮・硬化の蓄積がないこと, ならびに, バーの干出する部分では, サクシオンによる有効応力を生み出す地下水位(地盤表面と地下水面との差)が一定ではなく分布があることを示唆するデータである. このことについては, 次に詳しく考察する.

図-17(b), 図-18(b), 図-19(b)には, 水準測量により得た地表面形状, および干潮時に測定した水面(トラフ部)と地下水面(バー部)(測線Bを除く)も合わせて示した. また, 測線Bおよび測線Cにおいて特に着目したバーとトラフでは, 内径100mm, 肉厚1.5mm, 長さ500mmのステンレス製円筒サンプラーにより深さ0~200mmの試料を採取し, 粒径 D_{50} や相対密度 D_r を得た. これらの結果は図-18(b), 図-19(b)に記載した.

測線Aの岸沖方向多段バー・トラフは, 測線Bの沿岸方向多段バー・トラフに比べて顕著な凹凸が長周期で発達している. 当該地区では波向き, 周期, 波高, 地形の影響が絡み合って複雑な地形が形成されたものと推察される. 地下水面は地表面形状のトレンドに沿って変化し, バーで地表面から0.2~0.3mほど下に位置し, これに起因する2~3kPaのサクシオンが圧縮・硬化の蓄積に寄与する

として説明できる。

場所により平均粒径 D_{50} に著しいばらつきが見られるが、測線Bの距離140mと170mのトラフとバー、測線Cの距離10mと25mのバーとトラフに着目すれば、隣り合うバーとトラフで平均粒径に有意な差は見られない。盤洲干潟での調査結果(図-11)とも整合して、分級はほとんど起きていないと推察される。一方、間隙構造の指標となる相対密度 D_r は、バーにおいてトラフよりも高い値になっており、干出するバーにおける圧縮・硬化の蓄積傾向と整合した調査結果が得られた。

詳細な調査を実施した測線Cでは、せん断波速度が最大となる地点は、バーの頂部に一致せず、ややずれていた。これは当該バーでは粒径がやや大きく、2kPa程度のサクシオンでも空気侵入値を超えて不飽和になり、地下水位に対して線形関係に連動した値よりもサクシオンが小さくなってしまったため、必ずしも頂部で有効応力が最大になっていなかったことを示唆する結果である。

佐々・渡部(2006)は、海岸の砂質土砂の空気侵入サクシオン s_{aev} が、土砂の有効径 D_{10} 、間隙比 e 、水の単位体積重量 γ_w を用いて $s_{aev} = \psi \gamma_w / (e D_{10})$ により表されることを示した。ここで、 ψ は定数(=20mm²)である。測線Cのバー($D_r = 69.4\%$)においては、間隙比 e が0.900、有効径 D_{10} が0.17mm



図-20 ロバーツバンク干潟の位置と測線

であったので、空気侵入サクシオンに相当する水頭($h_{aev} = -s_{aev} / \gamma_w$)は-131mmとなる。図-19において、バーの頂部付近において地下水位は地盤表面から約-220mmにあり、空気侵入により水分が下方に移動してサクシオンすなわち有効応力がやや低下したことが推察される。実際、せん断波速度が最大となるのはバーの頂部よりもやや下がった地点であり、地下水位が-150mm程度で、飽和状態が保たれた上でサクシオン動態による高密度化が起きていると推察される箇所に対応する。

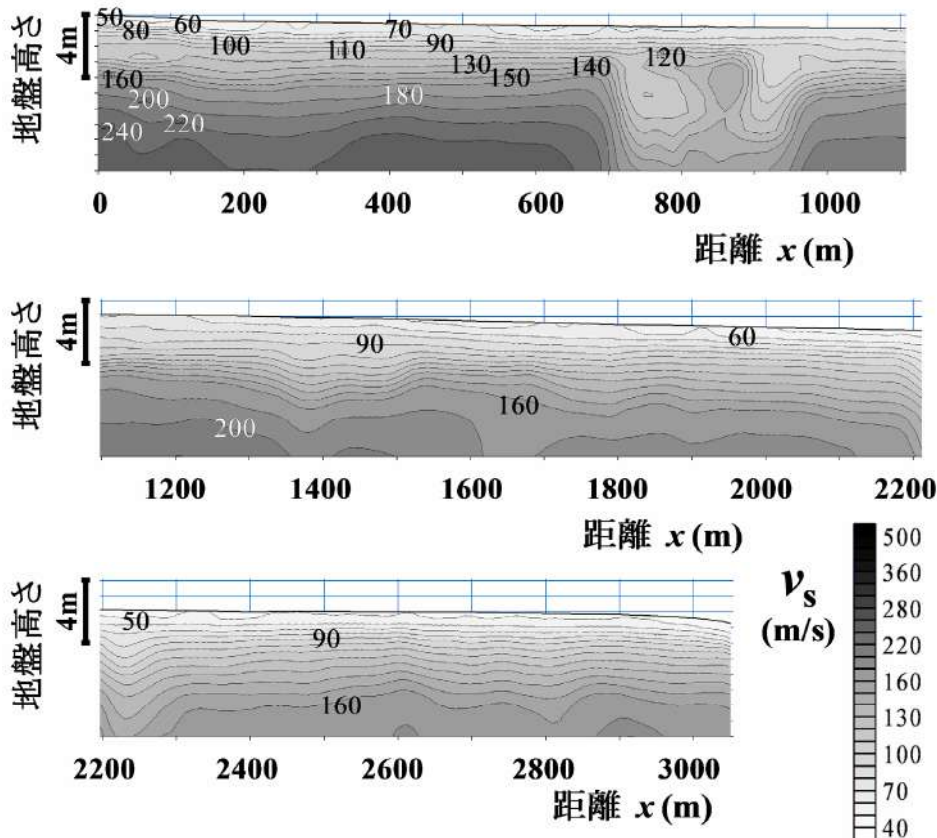


図-21 ロバーツバンク干潟のせん断波速度構造

同様の視点から、バーがトラフよりも200~250mmほど高い測線Bに着目すると、興味深い傾向が見て取れる。すなわち、距離110m付近のバー ($D_r=59.3\%$) において間隙比 e が0.913, D_{10} が0.13mmであったので h_{aev} は-169mm, 距離170m付近のバー ($D_r=79.0\%$) において e が0.877, D_{10} が0.10mmであったので h_{aev} は-228mmであり, 地下水位が h_{aev} より深い前者では地形の頂部とせん断波速度のピークを示す地点がずれているものの, 地下水位が h_{aev} より浅い後者では一致しており, 上述の議論と良く整合する。

測線Aについては, 幅20mm, 高さ40mmの小型ベーンによって土砂の最表層で計測したせん断強さ τ_f の分布も合わせて示してある (図-17(c))。せん断強さはトラフにおいて2kPa以下, バーにおいて5~7kPaであり, 表面波探査では捉えることができないごく表層のせん断強さには, サクションに伴う有効応力の発達による強度増加がより顕著に表れている。

3.4 ロバーツバンク干潟のせん断波速度構造

ロバーツバンク干潟は, フレーザー川河口とデルタポート (Deltaport) と呼ばれる人工島の間に広がる干潟で, 岸沖4000m以上にも及ぶ広大な潮間帯を有する。全体的には砂質干潟であるが, 岸に近いところでは細粒分が多い。MASWを実施した測線は, 図-15(b)に示したが, 衛星画像上に示したものを図-20に改めて示す。図に丸印で示した地点においては, サクションやベーンせん断強さの計測, ならびに表層深度0~50mmの不攪乱土砂採取をした。採取試料に対しては, 試験室において間隙比を測定した後, 粒度を調べた (渡部ら, 2008)。

MASWによって得られたせん断波速度構造を図-21に, 表層深度0~50mmの平均的な粒度を図-22に示す。また, (a)地表面形状と(b)表層深度0~50mmの平均的な間隙比を図-23に示す。

距離0~700mの範囲で岸沖方向に均質で, 深度1m程度でせん断波速度が80m/s, 深度4m程度でせん断波速度160m/sである。距離0~100mの範囲では, 表層にせん断

波速度が50m/s以下の領域も認められる。距離100m付近の粒度は, 細粒分 (75 μ m以下) 含有率が100%近いことから, 泥質であることが軟らかさの原因であると考えられる。距離700~900mでは, 表層2mまでの状態は周辺と差はないものの, それ以深は周辺より軟らかく, 深度9m程度でもせん断波速度は150m/s程度しかない。この部分が局所的に深部まで軟らかい原因は不明であるが, 河道 (滞筋) の痕跡である可能性もある。距離1000~2200mにかけては, 同一のせん断波速度を示す深度が徐々に深くなり, 例えば, 距離2200mにおいて, せん断波速度が80m/sとなる深度は2m程度, 160m/sとなる深度は6m程度に達している。距離2200~2300mで深部までやや軟らかい部分があるが, 距離2300m以上では水平方向にほぼ均質である。MASWによる探査は距離3000m過ぎの大きな滞筋があるところでアクセスや時間の制約から終了した。

粒度は岸から沖に向かって粗粒分が増加し, 距離2390mでは細粒分含有率は約20%しかない。粗粒分が増加しているにもかかわらず, 距離2000m以上では, 表層にせん断波速度が50m/s以下の軟弱層が認められる。上述の岸沖約1000m規模の日本の干潟では, 地下水位が地表面とほぼ一致する岸側で軟らかく, 沖側では水理学的要因によって形成されたバー・トラフのうち, バーのみが

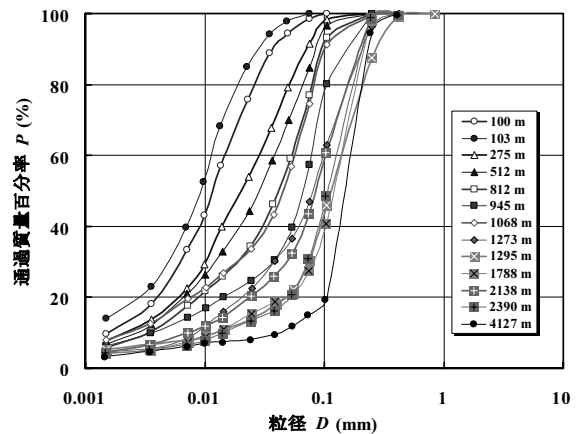


図-22 ロバーツバンク干潟表層土砂の粒径加積曲線

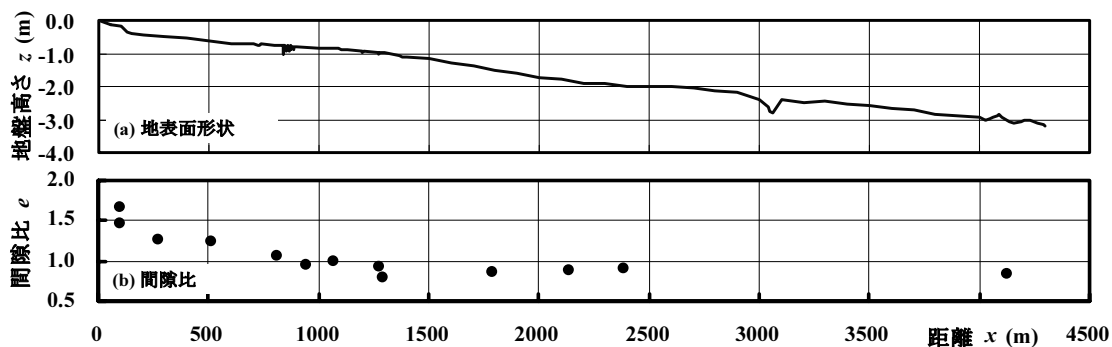


図-23 ロバーツバンク干潟の地表面形状と表層土砂の間隙比

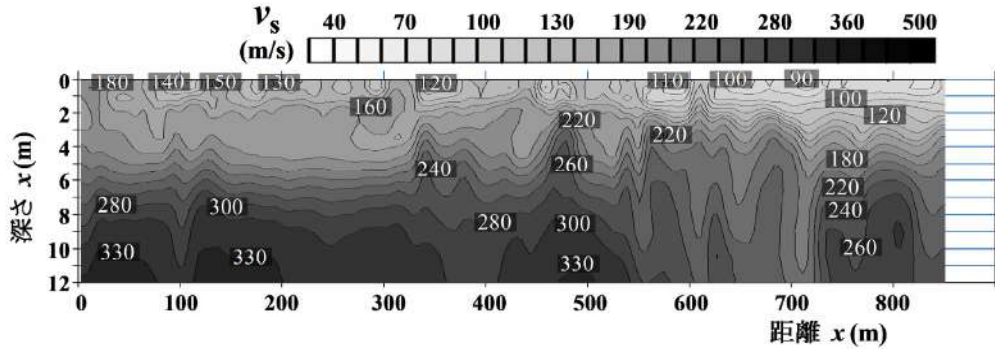


図-24 泡瀬干潟のせん断波速度構造

潮汐と連動した地下水位変動すなわちサクシオン動態を受け、これに起因する有効応力変化に対応して土骨格の圧縮・硬化が蓄積していた。これに対し広大なロバーツバンク干潟では、干出時においても地下水位が高い状態が干潟のほぼ全域にわたって保持され、加えて、年間を通じて波浪の影響がほとんどない穏やかな気候の内海に面しているためバー・トラフ地形の発達もなく、サクシオン動態に起因した土骨格の圧縮・硬化は生じないといえる。このことは、地盤表面がやや高い距離100m付近の粘土の箇所でもサクシオンが0.7kPa、距離1000m付近の滯筋の脇の小高い箇所でもサクシオンが1kPa程度であった以外は、いずれもサクシオンがほとんど発達しておらず、上述を裏付けている。

間隙比は最も岸側で高く、1.5～1.7であるが、沖に向かって徐々に減少し、距離1000m付近で1.0となり、距離1000m以上では間隙比が0.9でほぼ一定値である。サクシオンの発達はほとんど見られないため、間隙比の変化は岸から沖に向かって粗粒分が増加する粒度変化に対応したのになっていると考えられる。

以上から、ロバーツバンク干潟では、バー・トラフ地形の発達がなく、かつ、広大であるが故に干出時においても地下水位が高い状態がほぼ全域にわたって保持されるため、サクシオン動態に起因した土骨格の圧縮・硬化の蓄積はなく、岸沖方向に均質であることがわかった。

3.5 泡瀬干潟のせん断波速度構造

MASWによって得られたせん断波速度構造を図-24に示す。盤州干潟や豊前海干潟と異なり、表層の土砂は岸側で硬く、沖側で軟らかくなっている。このような傾向は、サクシオン動態に起因した土骨格の圧縮・硬化の蓄積によっては説明できない。実際の現地状況からすると、岸側はサンゴ礫混じりの砂礫層であり、沖側は比較的均質な砂層であることから、土質の違いが反映された結果であるといえる。

岸側では最も軟らかいところでもせん断波速度が130m/sほどあり、盤州干潟や豊前海干潟で50～100m/sであったことと比べると、著しく硬い。これは、盤州盤州干潟や豊前海干潟で最も硬い表層を有する沖側のバー（せん断波速度110～130m/s）よりもさらに硬い。一方、沖側は当該干潟において相対的に軟らかくなっているが、せん断波速度はバーで130m/s程度、トラフで90～110m/s程度であり、盤州干潟や豊前海干潟と同程度もしくはやや硬い程度に過ぎず、砂質干潟における沖側の典型的なせん断波速度構造になっていることがわかる。

距離100m前後や400m前後を除き、距離0～550mの岸側の領域では、8m以深にせん断波速度が300m/s以上となる硬い層が存在している。距離550m以上ではやや軟らかくなるが、距離750～850mの範囲ではやや硬い層が突出している。これらは著しい不陸を有しており、均質な砂質地盤ではなく、珊瑚の痕跡である石灰岩が存在していると推察される。

3.6 那覇空港前面干潟のせん断波速度構造

MASWによって得られたせん断波速度構造を図-25に示す。まず、沿岸方向に設定した測線Aとその延長上の測線Cについて着目する。なお、測線Cは測線Aの距離約-420mに相当するものとして以下で考察する。

距離-420m、0～120m、600m前後、750～800m、880～920mの領域では、地盤表面にせん断波速度300m/s以上の硬い層が現れている。これは、石灰岩が突出して地盤表面に露出しているためである。距離-420mは測線Cに相当するが、局所的に突出した石灰岩が海面から露出していると考えられる。突出する石灰岩の間の窪地に砂層などが堆積しているが、距離-320～-150mでは砂が15m以上堆積しているものの、その他の領域では石灰岩層が浅く存在し、砂層は6m以下の厚さしかない。砂層表面のせん断波速度は100m/s程度であり、盤州干潟や豊前海干潟のせん断波速度とそれほど変わらない。

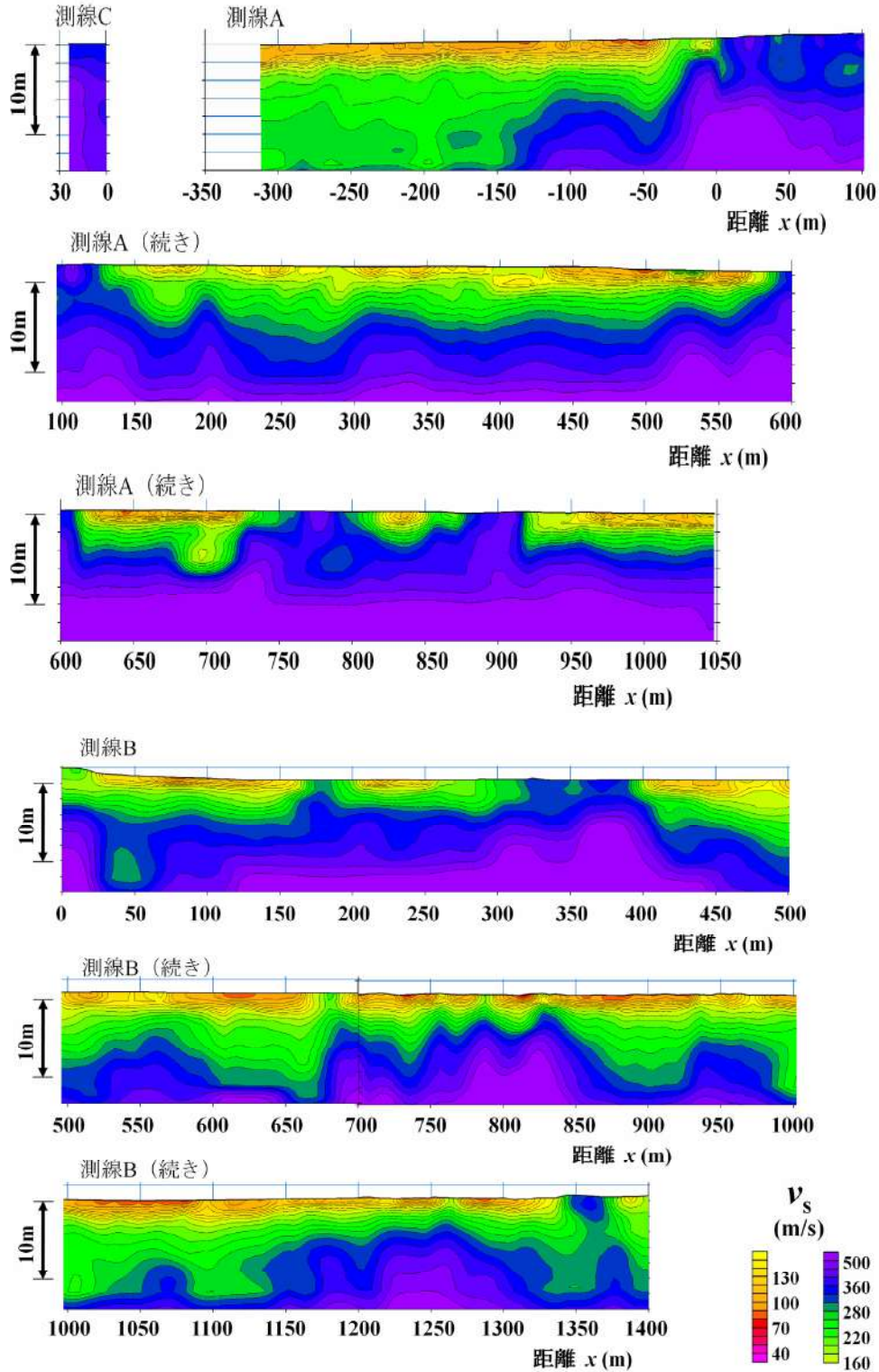


図-25(a) 那覇空港前面干潟のせん断波速度構造 (測線Aと測線C, および測線B)

次に、岸沖方向の測線Bの結果について考察する。距離180m付近、320~440m、1350m前後ではせん断波速度が300m/s近くあり、石灰岩と見られる硬い層が露出している。距離600~670m、900m前後、1000m前後、1100m前後では、砂層厚が10m程度とやや厚く堆積しているが、他の

砂層は2~6mの厚さである場所が多い。石灰岩の突出により、地層断面はきわめて複雑であることがわかる。

最後に、北側の岸沖方向の測線Dについて考察する。全体的に石灰岩層が浅く存在しており、砂層は最大でも2m程度の厚さしかない。石灰岩層の表面の不陸は著しく、

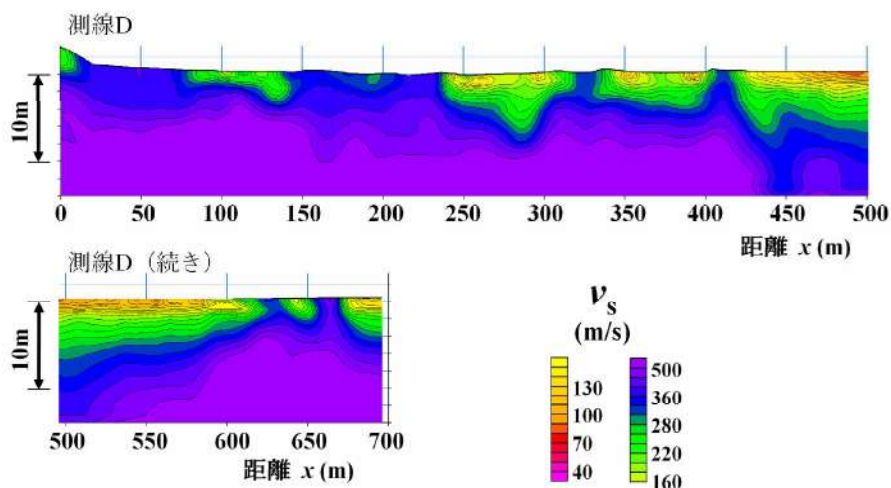


図-25(b) 那覇空港前面干潟のせん断波速度構造（測線D）

他の測線と同様である。

以上から亜熱帯地域の干潟では、石灰岩層が深い場合には、泡瀬干潟のように表層土砂の土質によって干潟のせん断波速度が支配され、サンゴ礫などを含む砂礫層ではやや硬く、均質な砂層の場合には一般的な砂質干潟と同様となる。しかし、石灰岩の突出が著しい場合には、那覇空港前面干潟のように亜熱帯地域独特の複雑な地層構成となる。

3.7 せん断波速度構造のスペクトル解析

上述の自然干潟、すなわち第2章で示した2箇所の自然干潟、ならびに本章で示した4箇所の自然干潟の計6箇所の干潟を解析対象とした。砂質干潟として盤州干潟、豊前海干潟、ロバーツバンク干潟、泥質干潟として不知火干潟、サンゴ礫混じりの亜熱帯干潟として泡瀬干潟、那覇空港前面干潟である。

各干潟におけるせん断波速度の分布に関する測線方向の卓越波長を見いだすために、地盤表面から0.5mと2.5mの深さのせん断波速度を測線に沿って抽出し、それぞれに対してFFTによるフーリエ変換によってスペクトル解析を実施した。また、測線に沿って水準測量を実施した3箇所の干潟（豊前海干潟、ロバーツバンク干潟、那覇空港前面干潟）については、地形に関する卓越波長を見いだすために、相対的な標高データに関しても同様にFFTによるフーリエ変換を行った。加えて、盤州干潟ではMASWの測線Aより約100m南側で標高データを取得しているので、これについても同様にスペクトル解析を行った。なお、標高データのスペクトル解析に当たっては、岸から沖に向かって標高が下がっていくトレンド成分を差し引いたデータを用いた（渡部ら, 2009a）。

せん断波速度のスペクトル解析結果を図-26に、地盤高

のスペクトル解析結果を図-27に示す。まず、図-26(a)の深度0.5mのせん断波速度に関して考察する。砂質干潟に着目すると、盤州干潟では波長40m, 60m, 90 m付近に明瞭なピークがあり、特に40m付近のピークは顕著である。豊前海干潟でも不明瞭ではあるが波長45～75mの範囲に幾つかの小さなピークがある。しかし、ロバーツバンク干潟では卓越波長はまったく見られない。盤州干潟のせん断波速度構造（図-5）と豊前海干潟のせん断波速度構造（図-16）から読み取れるように、沖側で発達しているバー・トラフは波長40～60mで繰返し出現すること、図-27の地盤高のスペクトル解析結果にも同様の傾向が見られることから、卓越波長は多段バー・トラフ地形に対応した地表面凹凸の波長に対応しているといえる。干出時に発達するサクシオンによって圧縮が生じ、これが潮汐によって繰り返されて蓄積した結果硬くなっている（せん断波速度が高くなっている）という上述の記述（佐々・渡部, 2005; 渡部・佐々, 2006; 渡部ら, 2007; Sassa・Watabe, 2007; Watabe・Sassa, 2008）とも整合している。

泥質干潟については卓越周期が見られず、広大でサクシオンが発達しないロバーツバンク干潟とも似たスペクトルとなっていることは興味深い。バー・トラフのような干潟微地形の有無が堆積土砂のせん断波速度構造、すなわち硬軟の分布に大きく影響していることを示唆している。

サンゴ礫混じり土が堆積する亜熱帯干潟では、泡瀬干潟と那覇空港前面干潟で著しく異なるスペクトルが得られた。泡瀬干潟のせん断波速度のスペクトルは波長60m付近に明瞭な卓越波長が現れ、盤州や豊前海の砂質干潟と同程度の波長となっている。これに対し、那覇空港前面干潟は幾つかのピークが見られるが、特に波長100m付近の波長が卓越している。さらに長波長まで計算してみる

と波長200m付近の波長が著しく卓越していた。他の干潟より著しく長い卓越波長は、バー・トラフのような波浪によって形成された地形の影響ではなく、図-25に示したせん断波速度構造からもわかるように、珊瑚礁の痕跡として存在するせん断波速度300m/s以上の石灰岩が表層近くまで突出しており、これによる影響が強く表れた結果であると考えられる。

次に、図-26(b)の深度2.5mのせん断波速度に関してスペクトル解析結果を見ると、深度0.5mの結果とある程度似た傾向は見いだせるものの、石灰岩の影響が著しい那覇空港前面干潟を除き、卓越周期は不明瞭になっている。このことは、第2章で考察したように、バー・トラフ地形に関連したせん断波速度分布への影響範囲が表層1.7 m程度までに限られることと整合している。

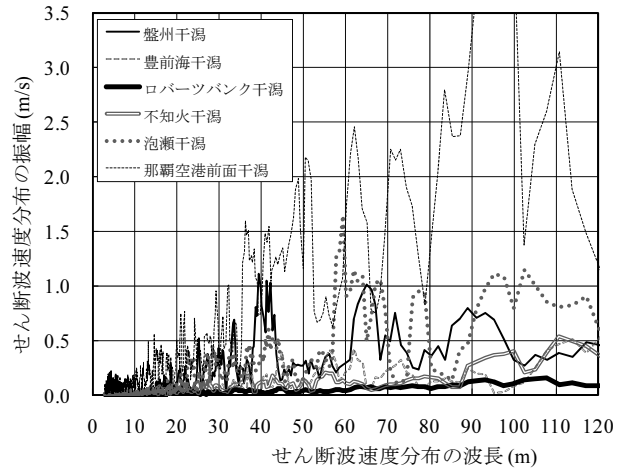
4. UAVとMASWを活用した効率的な干潟堆積土砂調査

4.1 はじめに

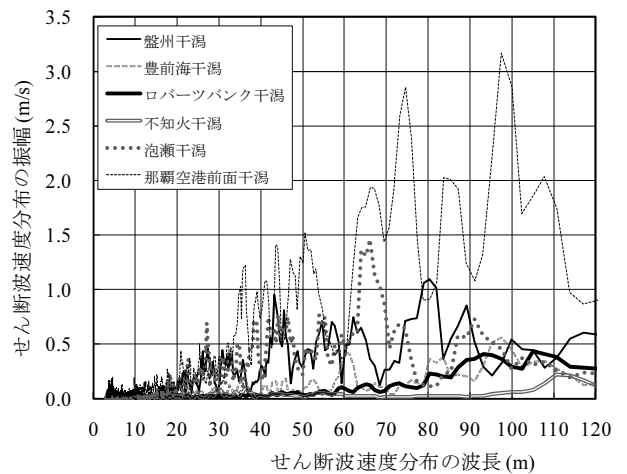
干潟堆積土砂の地盤高と微地形の分布、土砂の厚さや硬軟の分布（堆積状況）、底生生物の分布は密接に関連していると考えられる。しかし、測量で地盤高を評価しても微地形まで捉えることは難しく、加えて堆積状況の把握には高価なサウンディングやボーリングなどの本格的な地盤調査が必要であり、調査対象領域が広いために膨大な費用と時間を必要とする。また、表層の底生生物分布の調査においても、信頼性の高い結果を得るためには、時間と費用が掛かってしまう。

本章では、上述のMASWと最新技術である小型のUAVによる高精度デジタル写真とにより、干潟堆積土砂の概略を効率的に、かつ、精度良く捉えることを目的とする。

ここでは、岸沖方向に200m程度の小規模でポケットビーチ的な干潟を主な研究対象として想定している。これは近年各地で試みられている人工干潟の規模に相当する。人工干潟では造成直後に干潟地盤の変化（圧密沈下や波・流れによる土砂移動）が著しく、モニタリングが必要とされているため、堆積土砂の地層構成や干潟表面の微地形に関して、それらの時空間分布を把握することは、施工管理や維持管理の上で極めて重要となる。さらには、堆積土砂の物理環境の変化（佐々・渡部, 2005; Sassa and Watabe, 2007)のみならず、底生生物の活動（佐々・渡部, 2006; Sassa and Watabe, 2008)も、土砂の保水性と干出時の地下水位に対応した土中水分張力（サクシオン）と関連づけた説明がなされており、その意義はますます高まってきた。



(a) 深さ GL -0.5 m



(b) 深さ GL -2.5 m

図-26 せん断波速度のスペクトル解析結果

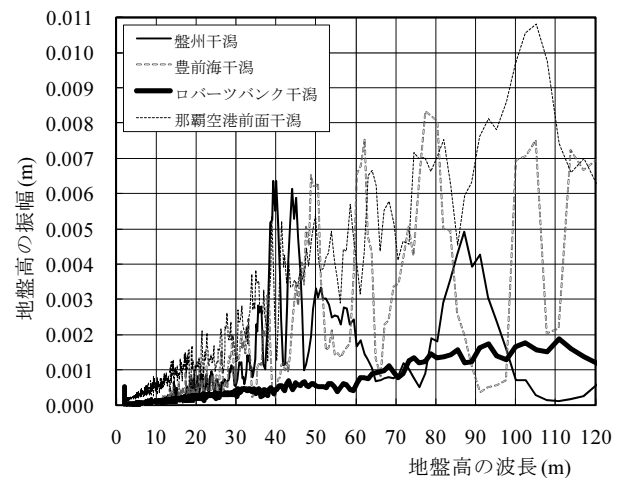


図-27 地形のスペクトル解析結果

4.2 調査対象干潟

小型UAVにより全体像を把握できる程度の小規模な干潟として、神奈川県三浦市にある江奈湾干潟を調査対象として選定した。同干潟は、元々は砂質干潟であったが、

近年は上流部から畑の土砂が流入して堆積し、表面の泥土化が進んでいる。

4.3 小型 UAV による干潟微地形の調査

(1) 調査概要

小型UAVによる調査は2006年11月1日に実施した（渡部・佐々, 2008; 2009）。周辺の天文潮位によれば、若潮で、干潮時刻が7:01で潮位CDL+0.51m, 満潮時刻が14:01で潮位CDL+1.37mであった。

使用した小型UAVは全長1.2m, 全幅1.7m, 重量約2kg, 巡航速度60km/hであり、電動推進のため騒音・排ガスがない。GPS受信機, 姿勢を把握するためのセンサー（加速度計とジャイロ）, 圧力計, 飛行制御用電子回路と小型デジタルカメラが搭載されている。同機は、設定した複数の目標点を設定高度で周回する自律飛行が可能である（鈴木ら, 2007; 辰巳ら, 2005）。

満ち潮に伴って、潮位がCDL+約0.55m, 約0.75m, 約0.95mと約0.2mずつ上昇した3時点（それぞれ時刻7:34～7:50, 9:27～9:40, 10:42～10:52）において小型UAVを飛行させた。1回あたりの飛行時間は10～16分である。潮位と飛行時間の関係を図-28に示す。飛行中は、搭載した小型デジタルカメラによって2～4秒ごとにカラー写真を撮影・記録した。使用したカメラは解像度600万画素程度の市販品である。

代表的な飛行経路を図-29に示す。また、同図のA地点での離陸作業状況を図-30に示す。滑走路は必要とせず、動力装置を作動させた状態で風上に向かって投げ上げて離陸させた後、直ちに自律飛行に移行する。飛行高度は80mに設定した。なお、目標点変更や高度変更等の信号を地上基地から小型UAVに向けて送信することにより、飛行経路の変更ができる。飛行1回目においては、高度約80mで飛行した後、途中から高度約120mまで上昇させた。

(2) 調査結果

撮影時の位置・高度情報をもとに画像を回転したり台形補正を施したりして複数の写真を合成すると干潟の平面画像が得られる。飛行1回目の高度120mでの撮影画像群と、飛行2回目・3回目の高度80mでの撮影画像群を用いて、干潟域の合成画像を作成した。飛行1回目で高度120mの画像を優先したのは、高度80mでの撮影画像群よりも高度120mでの撮影画像群の方が広範囲を撮影している干潟全体の状況を捉えており、飛行2回目・3回目の撮影画像群と比較しやすいことに基づいた判断である。なお、高度80mと120mでは、撮影範囲こそ異なるものの、前者では1画素が約50mmに相当し、後者でも1画素が約70mmに相当することから、撮影画像の分解能に著しい差はない。

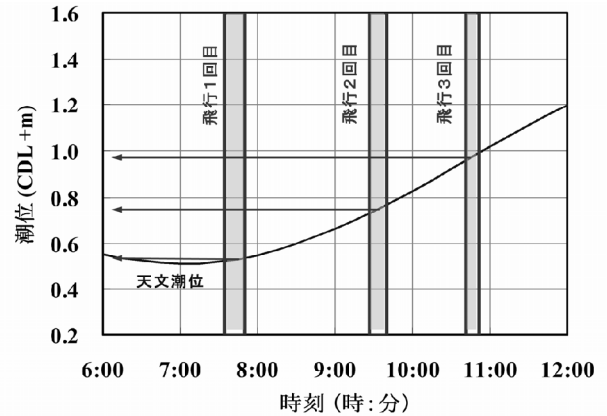


図-28 潮位変動と小型UAVの飛行時刻との関係

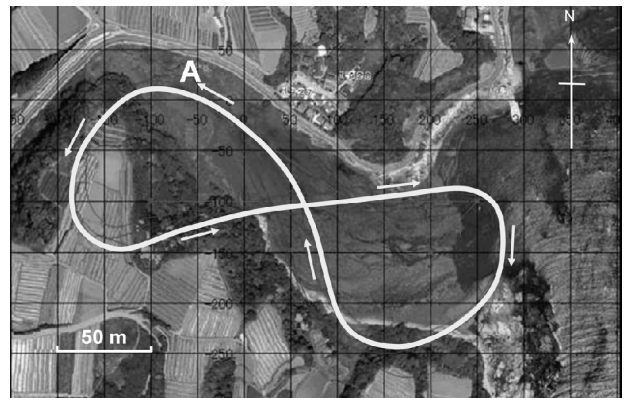


図-29 小型UAVの代表的飛行経路



図-30 小型UAVの離陸作業

飛行1回目に高度120mで撮影した画像6枚を合成して得られた平面画像を図-31に示す。簡便な合成を施しただけであり、オルソ補正などの高度な処理は施していない。同図には、次に述べるMASWの測線や小型ジオスライサーによるサンプリング地点も示してある。

一般に干潟域の水際近傍の水面は波浪の影響がきわめて小さく穏やかであることが特徴である。調査対象としたような内湾の小規模干潟の場合、沖と干潟域との潮位に時間差はほとんどない。特に、地下水のしみ出しがほとんどない満ち潮過程においては、水際線の標高は潮位



図-31 小型UAVから撮影した干潟表面画像（合成）とMASWの測線および小型ジオスラサー調査位置

とはほぼ一致する。このことに着目すると、平面画像から読み取った水際線は等高線に相当すると理解できる。

調査時の実際の干潟状況でも、満ち潮にともなう時間とともに水際線は沖側から岸側に徐々に移動していたが、湾外は波が荒かったものの、湾奥に位置する干潟域の水面は穏やかで波はなく、水際線が等高線となることを現地の状況として確認した。図中の午前7:41（飛行1回目）の水際線の場合、潮位CDL+約0.55mの標高に相当する。

図中には午前9:33（飛行2回目）と午前10:44（飛行3回目）の水際線も示してある。各時点での水際線はそれぞれ潮位CDL+約0.75mとCDL+約0.95mに相当し、満ち潮により0.2mずつ標高が高くなる。午前7:41と午前9:33の水際線間隔（約30m）の方が、午前9:33と午前10:44の水際線間隔（約70m）より狭いことがわかる。一見、平坦に見える干潟も緩やかな傾斜を有しており、その勾配は、沖の方

がやや急であることが読み取れる。

上述のように、干潟は波浪の影響が極めて小さく、特に水際近傍では穏やかな水面を有することから、小型UAVを使った航空写真撮影で水際線の変化を捉えることにより、きわめて平坦な干潟地盤の地形情報を効率的かつ精密に把握できることがわかった。自然干潟のみならず、人工干潟の場合には、地盤高の管理にも有用な手法であると思われる。特に、自律飛行が可能であることから、予め設定した経路を何度も飛行することができるため、干潟微地形の経時変化を捉えることにも活用できるといえる。

小型UAVで撮影された高画質画像は、干潟表面微地形も的確に捉えており、右下の拡大画像に示したように、底生生物の巣穴をきっかけとしていくつもの水みちができていた様子を読み取れる。

左下の拡大図（拡大写真は高度80mで撮影したもの）を



図-32 MASWによる探査の実施状況

見ると、海岸線付近のやや乾燥した砂浜の領域や干潟面に表面水が存在する領域に比べ、水分保持した状態で干出している領域にはゴカイやスナモグリなどの底生生物の巣穴が高密度に見られる。画像に写っている人の足跡は長さ270mmほどのものであり、それよりもかなり小さい底生生物の巣穴まで識別できるような高分解能で撮影できていることがわかる。また、近年の目覚ましいデジタル技術の発展からすると、市販のコンパクトデジタル

カメラの解像度は急速に向上しており、本手法により得られる画像の分解能は今後も向上していくものと期待できる。

巣穴底生生物の住活動と土砂物理環境とは密接に関連していることが解明されており（佐々・渡部, 2006; Sassa and Watabe, 2008）、小型UAVを利用して撮影された高画質画像は、地盤の保水状況と底生生物の棲息密度といった視点から、干潟微地形と巣穴底生生物とを関連づけることにもきわめて有用であると思われる。さらに、小型UAVで撮影された個々の画像を精度良く効率的に合成する手法の開発も進められており（原口ら, 2006）、近い将来、小型UAVにより撮影されるデジタル航空写真が、更に身近なツールになるものと期待される。

4.4 MASWによる干潟土砂堆積状況の調査

(1) 調査概要

MASWによる探査は、図-31に示したように、中央を流れる滞筋に沿った岸沖方向の測線Aと、これを横断する沿岸方向の測線BとCを設定して実施した（渡部・佐々, 2009）。なお、沖側の測線Bは、滞筋の北側だけの測線である。図-32はMASWを実施した際の調査状況である（調査方法は第2章参照）。

せん断波速度構造は、MASWによる計測結果を逆解析して推定した硬軟分布である。これが、実際の土層構成とどのように対比されるかを調べるために、図-31に示した10地点において、小型ジオスライサー（高田ら, 2002）

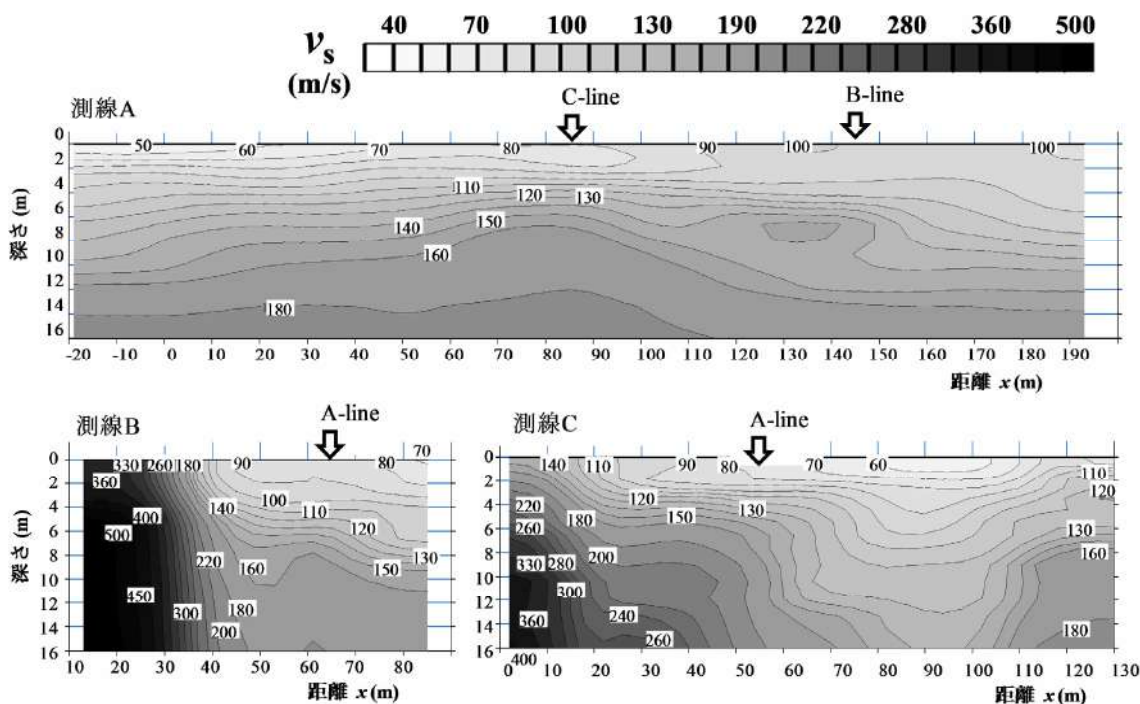


図-33 各測線に沿ってMASWで評価したせん断波速度構造

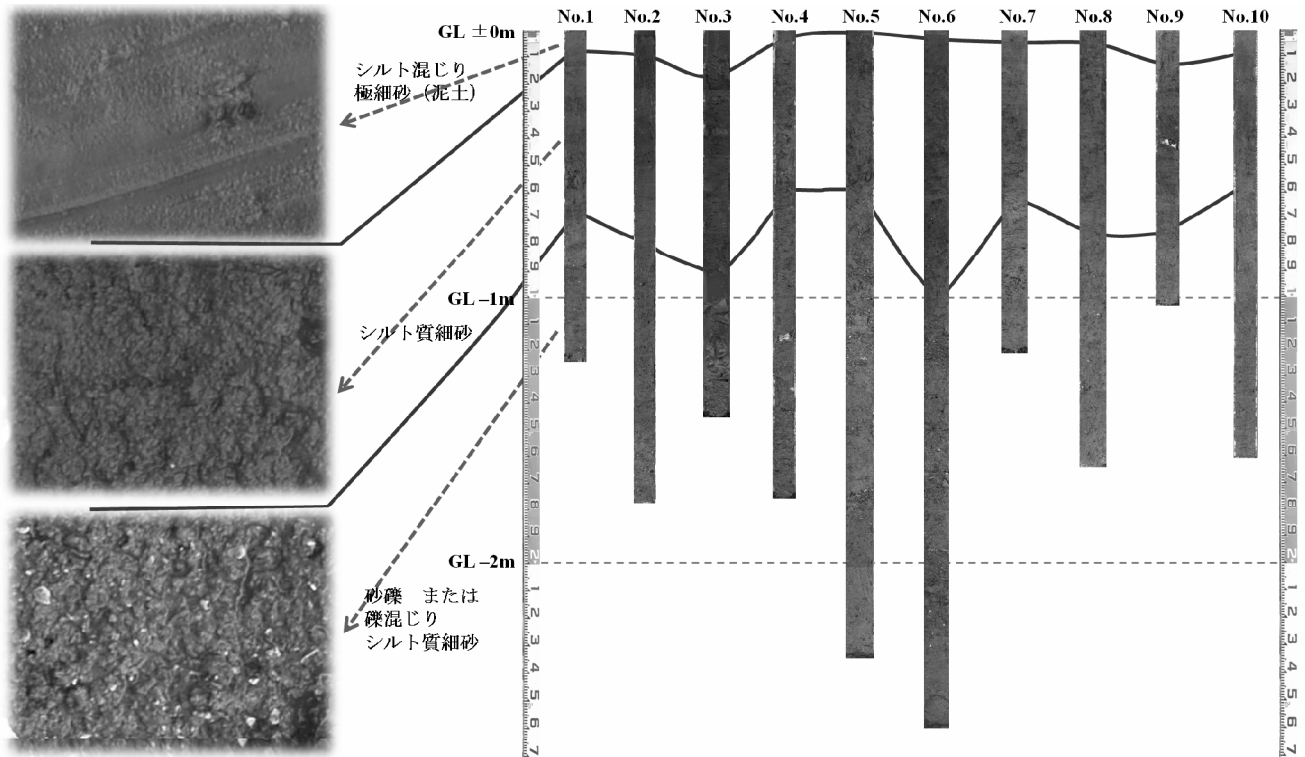


図-34 小型ジオスライサーによる層序確認

による層序の確認調査を実施した。同装置は中田・島崎(1997)によって考案された地層スライス採取装置の小型改良版で、地盤中に矢板状の2枚のステンレス製プレートを順に嵌合して挿入し、地盤のスライスを切り出すサンプラーである(図-31左上写真を参照)。

(2) 調査結果

各測線で得られたせん断波速度構造の断面図を図-33に示す。測線Aのせん断波速度構造を見ると、上流側では表層のせん断波速度として50~80m/sが得られ非常に軟らかいが、下流側では表層で80~100m/sが得られやや硬い。畑からの流入土砂が堆積することによって、表層は上流側ほど泥質土となっていることと整合した結果が得られている。表層の軟弱層が厚い場合、減衰が著しいために深部まで振動が伝播せず、深部の情報が得られないことが懸念されたが、江奈湾の干潟では、表層の軟弱層は1m程度と薄く、下部は砂層が厚く堆積していることから、計測結果を外挿することなく深度16m程度までのせん断波速度分布を得ることができた。

横断方向の測線B, Cによると、干潟中央部の測線Aの南側で、現在の滞筋よりもやや南側のエリアで深部まで軟らかいことがわかる。このことは、堆積土砂形成史の中で主たる滞筋は常にこの付近に位置し、緩詰め状態で土砂が堆積したことが推察される。滞筋周辺の地盤は、常に水没しているか、あるいは干出時間がきわめて短いことが特徴である。このため、凸地形(砂州など)が干出

を繰り返すことによって、サクシオンに起因する圧縮が蓄積していく現象(第2章・第3章参照)がなかったために軟らかい状態が保たれているとして説明できる。また、滞筋沿いには、流入する泥質土が堆積しやすいことなども軟らかさの原因の一つである。

南北の海岸線近傍では密な砂質土が堆積し、北側端部では岩盤が落ち込んでいる様子も捉えられている。しかしながら、端部を除くと、小さな干潟全域にわたって、せん断波速度が300m/s以上となるような基盤層は確認されなかった。当該干潟の土砂は、深い谷地形の中に堆積していることがわかる。

小型ジオスライサーで採取した試料写真一覧を図-34に示す。上流側に位置するNo.1, 2, 3, 9, 10の地点では、表層から厚さ0.1m強の範囲は畑からの流入土砂が泥土状に堆積している。また、その下には0.8~1.2mの深度までシルト質な軟弱層があり、さらに下には礫分や貝殻を多く含む層が厚く堆積している。上流側で泥土やシルトなどの軟弱層が厚くなっていることは、MASWにより推定された測線Aのせん断波速度構造において表層が著しく軟弱であったことと整合する結果である。

5. MASWによる人工干潟の安全性評価手法の提案

5.1 はじめに

干潟生態系の維持・再生は、河口・沿岸域の環境保全

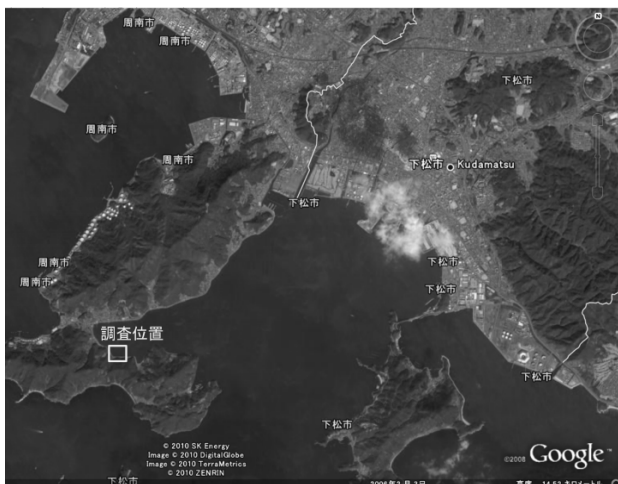


図-35 徳山下松港周辺と調査位置

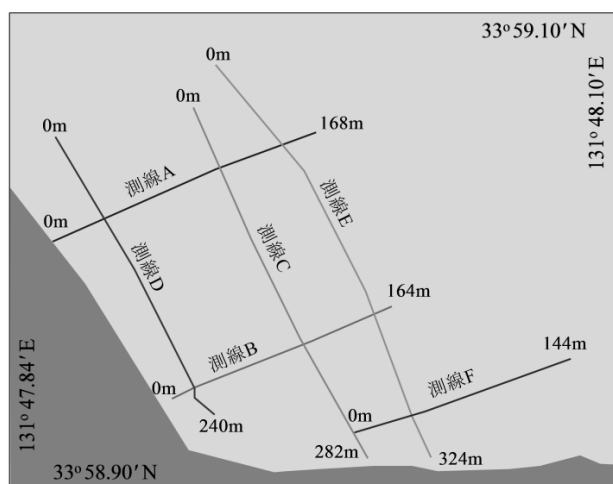


図-36 MASWを実施した調査測線の位置

において重要な要素であり、各地で人工干潟の造成が試みられている。多くの人工干潟では、航路・泊地の浚渫で発生した浚渫土砂が造成に使われ、表層に層厚0.5mほどの覆砂が施される。このため、造成直後は圧密が進行しておらず、覆砂層厚が十分に確保されていないと干潟利用者が表層の覆砂を踏み抜いてしまう可能性もあり、安全管理のための簡易な評価手法の開発が求められている。本章では、人工干潟の安全性評価手法として多チャンネル型表面波探査 (MASW) の適用性を検討する。

5.2 調査内容

人工干潟として造成したばかりの徳山下松港人工干潟 (山口県周南市、図-35参照) の土砂堆積構造を把握するため、2009年4月27～28日の干出時に図-36に示す測線A～FでMASWを実施した。徳山港における天文潮位によると、調査期間中の最大潮位差は約3.2m、最低潮位は0.0mであった。当該干潟における調査状況を図-37に示す。



図-37 徳山下松港人工干潟におけるMASWの実施状況

5.3 調査結果

MASWによって得られたせん断波速度構造を図-38に示す。地盤表面の微地形は、水準測量結果を反映して描いてある。以下では、岸沖方向と沿岸方向の測線の代表としてそれぞれ測線Aと測線Cで得られたせん断波速度構造について議論する。

岸沖方向の測線Aの結果を見ると、海岸線近傍 (距離0m) では、標高-2mに現れているせん断波速度が200m/s以上の硬い層は、距離15mで標高-8m以深に達しており、急激に深くなっていることがわかる。また、人工干潟造成前に存在していた砂斜面地盤はせん断波速度80m/s以上の層に相当すると考えられるが、その表面は距離50mで標高-8mに達しており、当該地区の施工前の深浅測量結果と整合する。沖に向かうほど内部が軟らかくなり、距離100mよりも沖側ではせん断波速度30m/s以下と軟弱であり、多くの場所で25m/s以下、ところによっては20m/s以下と評価された。表層1m程度はせん断波速度が40～50m/s程度となっており、覆砂層は内部よりも硬いことがわかる。

沿岸方向の測線Cの結果を見ると、測線の始点 (距離0m) 近傍は中仕切り堤の影響によりやや硬くなっており、測線の終点 (距離280m) 付近では、海岸線に近づくために測線Aの始点近傍と同様の特徴が現れている。干潟内部に埋め立てられた浚渫土砂はせん断波速度が25～30m/sで均質、かつ、きわめて軟弱である。MASWは、層厚0.5m

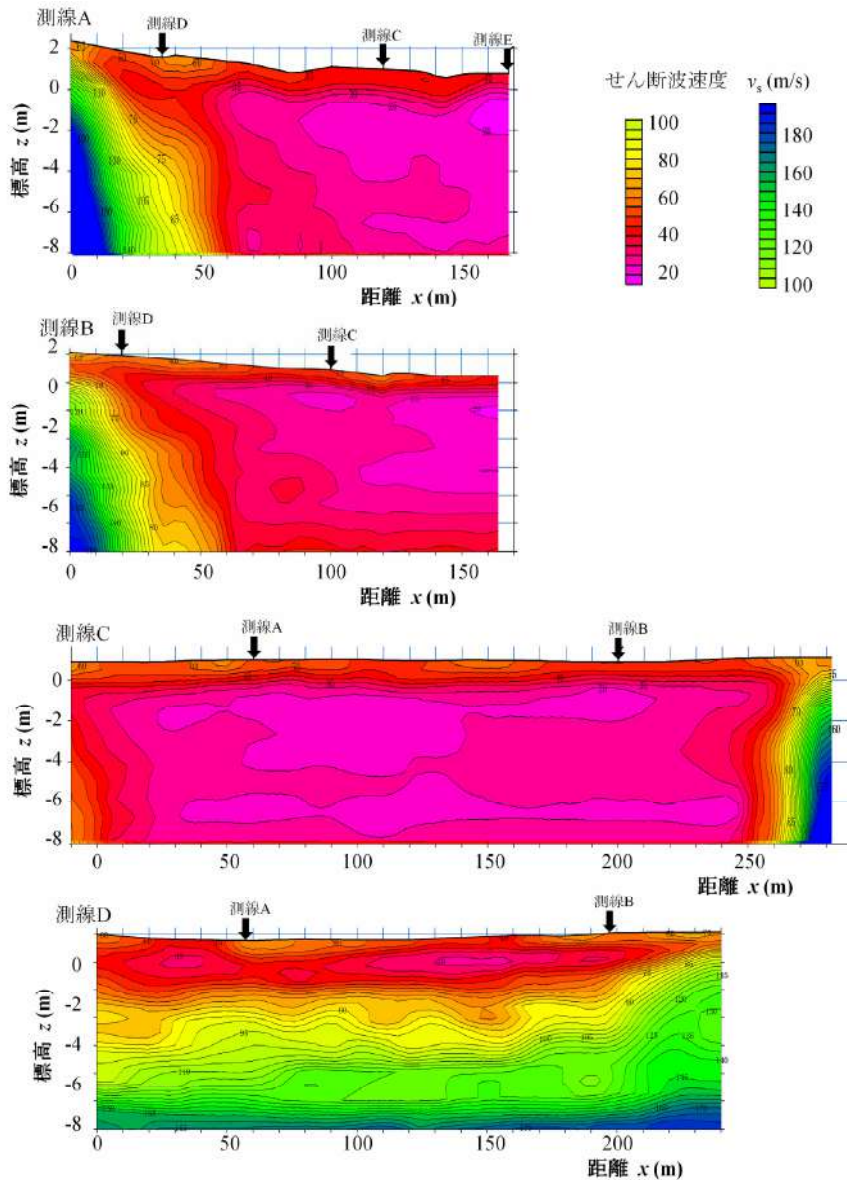


図-38(a) 徳山下松港人工干潟（造成直後）におけるせん断波速度構造（測線A～D）

以上に施工されたという覆砂の厚さを厳密に評価できるほどの精度はないが、少なくとも均質な厚さに施工されていることは確認できる。細かな議論になるが、干潟表面には微地形が形成されており、このうち凸な部分（バー）では、わずかではあるが凹な周辺部分（トラフ）よりせん断波速度が高くなっている。これは、干出時に地下水位が下がる箇所ではサクシンの発達に起因した圧縮変形の蓄積により土が密になっていくメカニズム（第2章参照）と整合する結果である。

5.4 安全性評価手法へのMASWの適用性

ここでは、第2章で示した尾道糸崎港人工干潟と不知火干潟を比較対象として議論する。人工干潟の成功事例として知られる尾道糸崎港人工干潟は、1984～1996年に造

成された。沖側に潜堤を築造後、軟弱な浚渫土砂が4mほどの厚さで埋め立てられ、表層には厚さ0.5mの覆砂が施されている。浚渫土の埋立層厚は徳山下松港人工干潟よりも薄いだが、造成方法としてはほぼ同様である。一方、不知火干潟は、潟スキーなどを用いなければ人が立ち入ることができないほどに軟弱な状態にある自然泥質干潟である。

尾道糸崎港人工干潟については造成から9年以上経過した2005年8月3～5日に、不知火干潟については2005年8月15～20日にそれぞれMASWを実施し、せん断波速度構造を得ている（第2章参照）。これらの結果について、徳山下松港人工干潟で得られた結果（図-38）と同様のせん断波速度の色づけにして描き直したものを図-39と図-40にそれぞれ示す。

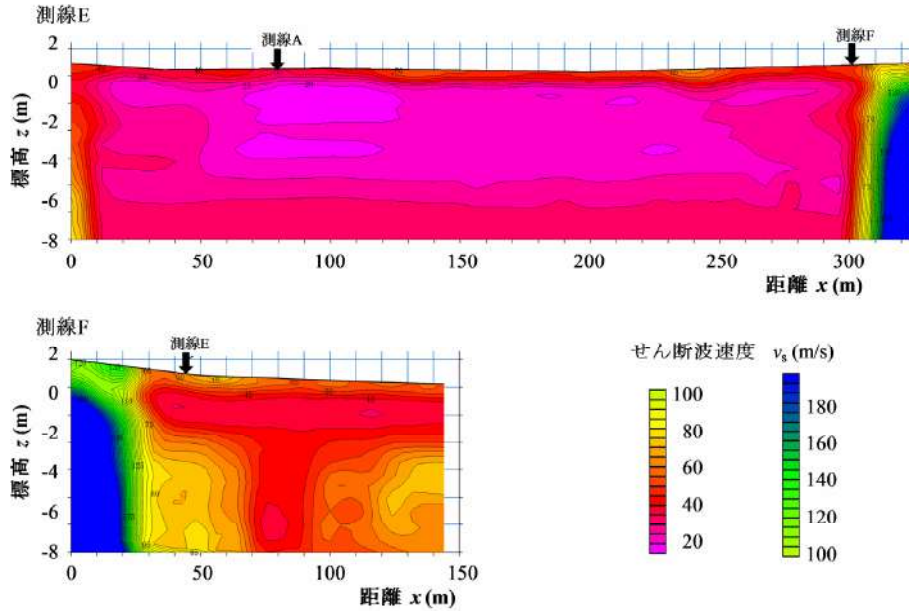


図-38(b) 徳山下松港人工干潟（造成直後）におけるせん断波速度構造（測線Eおよび測線F）

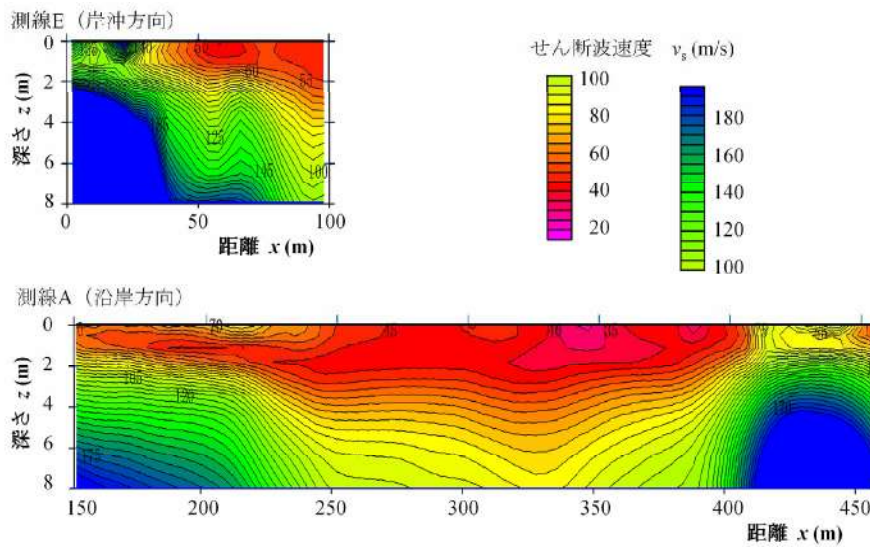


図-39 尾道糸崎港人工干潟（造成後約10年経過）におけるせん断波速度構造（図-38と同じ色づけで表示）

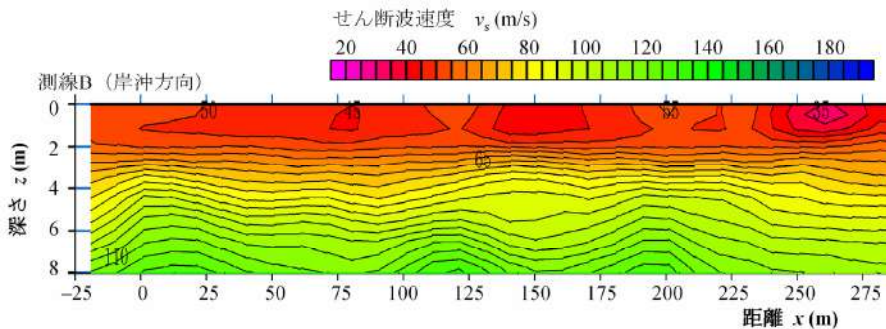


図-40 不知火干潟におけるせん断波速度構造（図-38と同じ色づけで表示）

尾道糸崎港人工干潟の結果を見ると、徳山下松港人工干潟と同様の施工方法により造成されたにも拘わらず、全体的に硬くなっている印象を受ける。これは、造成直

後には超軟弱な状態にあった浚渫土砂において圧密が進行したために、時間の経過とともに硬化したとして説明することができる。なお、表層覆砂の大部分でせん断波

速度が45～55m/sの範囲にあり、造成直後から著しい変化はないものと考えられる。一部にせん断波速度が70m/sに達する箇所があるが、これは現地の状況として砂州の位置に対応しており、サクシヨンの発達により密になったとして説明される。また、砂州のように凸地形となっている箇所では内部よりも表層の方が硬く、覆砂層の存在を識別できるが、大部分は覆砂のせん断波速度と浚渫土砂のせん断波速度が同程度になっていて、覆砂層の存在を識別できない。なお、せん断波速度が35～40m/s程度の箇所があるが、これは滞筋によって表層の覆砂が侵食された位置に対応しており、表層でせん断波速度が45～55m/sとなる箇所には覆砂があることを間接的に確認できる。

不知火干潟の結果を見ると、人が立ち入れないほどに超軟弱な泥質状態にあるにも拘わらず、内部の土砂の堆積状況は、尾道糸崎港人工干潟よりもやや硬くなっている。これは、長い時間をかけて堆積した自然干潟であるために、自重による圧密が進行していることを示唆して

いる。一方、表層泥土は、覆砂がないため人が立ち入れないほど軟弱な状態にあるが、実際に干潟に静かに降り立ってみると、大人のひざくらいまで潜ったところで静的に立つことはできる。このことから、自然の泥質干潟の表層の超軟弱な状態はMASWで捉えられていない可能性もあるが、内部の状態は、実際の現地の状況と整合しているものといえる。

以上から、徳山下松港人工干潟に見られるように、造成直後の人工干潟内部の浚渫土砂は、自然干潟ではたとえ泥質干潟であったとしてもあり得ないほどに超軟弱な状態にあるものの、覆砂の存在によって人が歩ける程度の表層強度を発現していることがわかる。このため、表層の覆砂が薄い箇所があると、万一そこを踏み抜いた場合に、危険であるとも言える。しかしながら、尾道糸崎港人工干潟や不知火干潟のように、粘性土の圧密が十分に進行すれば、人が踏み抜いてしまう危険性は小さくなる。MASWは、これらの干潟の状態をせん断波速度構造として十分な精度で捉えられており、安全性評価手法として有用であるといえる。

0.5mの覆砂厚の下では、トラフのように水没した状態であっても約5kPaの圧密圧力が粘土層表面に作用する。この状態で圧密が進めば、粘土層表面の非排水せん断強さは $5 \times 0.25 = 1.25 \text{ kPa}$ 程度まで増加するものと考えられる。ここで0.25は圧密圧力に対する非排水せん断強さの比を

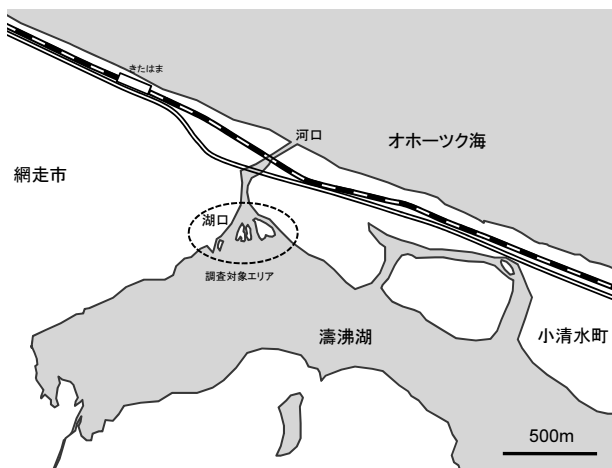


図-41 濤沸湖の湖口付近

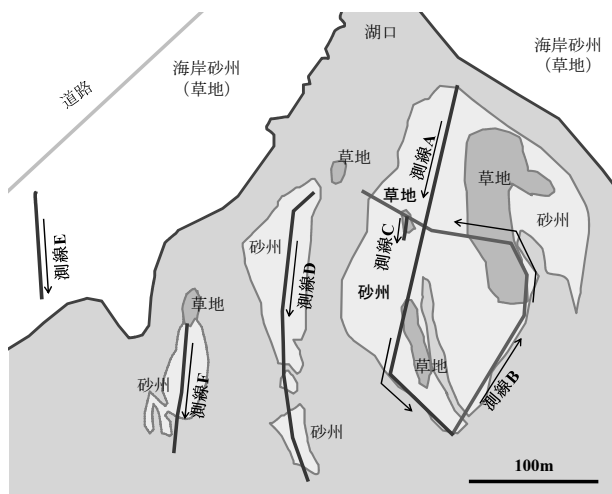


図-42 湖口砂州の干出範囲とMASW測線



(a) ランドストリーマーの牽引 (測線D)



(b) カケヤによる起振 (測線A)

図-43 MASWの調査状況

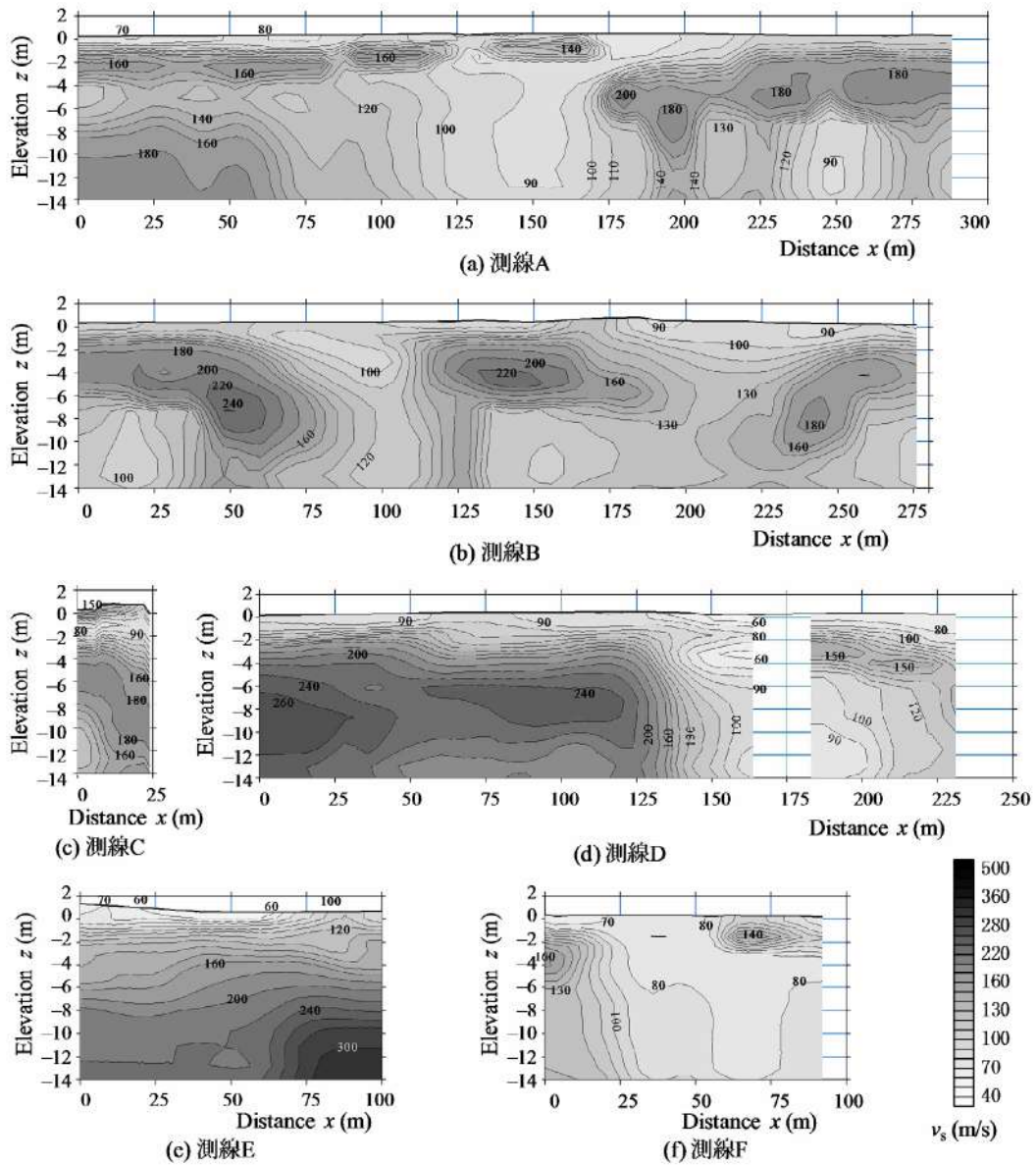


図-44 各測線に沿ってMASWで評価したせん断波速度構造

表す強度増加率の典型的な値である。覆砂がなくても、足の面積 0.09m^2 （正方形）の人の場合、計算上 $5.14 \times 1.2 \times 1.25 \times 0.09 \times 1000 / 9.8 = 70\text{kg}$ までの体重なら立てることになる。ここで、5.14は粘土の支持力係数、1.2は基礎（足）を正方形と仮定した場合の形状係数である。

覆砂厚が 0.5m あれば、応力分散によって足の面積を 0.5m^2 以上に換算できるので、同様の計算により体重 400kg 程度までなら立てることになり、覆砂の効果は非常に大きいことがわかる。覆砂の土被り圧は小さな圧密圧力であるが、時間の経過とともにある程度の深さまで圧密が進行すれば、上述のような支持力が発現されるようになると期待できる。

このことから、圧密の進行程度をモニタリングすることは、覆砂厚を確認することともに重要であるといえる。

図-38に示したせん断波速度構造では、せん断波速度が 25m/s 以下の非常に軟らかい状態にある粘土層まで捉えられており、圧密が排水境界（粘土層表面）から進行して次第に強度が増し、硬くなっていく様子を十分にモニタリングできることが示唆される。

6. MASWを活用した干潟砂州の堆積形成史の復元

6.1 はじめに

北海道オホーツク海沿岸には、多くのラグーン（潟湖）が存在している。その中の一つ、網走市と小清水町との境界部に位置する瀉沸湖（図-41）では、湖口側から湖奥に向かって堆積する砂州の発達が著しい。

湖口からすぐ下流にある河口付近において侵食防止を

目的として河道が直線護岸化されたことにより、台風等による時化が満潮時と重なるとオホーツク海から海岸の砂が湖に逆流しやすくなり、湖口に砂州が発達したのではないかとの指摘もある。しかしながら、詳しい原因は未だに明らかにされてはいない。砂州の発達により湖口が閉塞されてしまうと、漁船等の航行の障害となるばかりでなく、湖水位の上昇、塩分濃度の低下、魚道閉塞、水質悪化などが生じ、湿地としてラムサール条約に登録された濤沸湖の自然環境そのものが変化してしまうことも危惧されている。

砂州発達原因の究明には水理学的なアプローチが不可欠であるが、ここでは、地球物理学的なアプローチとして MASW を実施することにより、干潟として発達した砂州の堆積形成史の復元、すなわち、今日の砂州の状況がどのような順序で形成されてきたかを解き明かすことを目的としている（渡部ら, 2009b）。

6.2 調査内容

調査は大潮に当たる 2008 年 7 月 3 日（木）と 4 日（金）の 2 日間にわたって、砂州の干出時間帯に実施した。北海道のオホーツク海沿岸では大潮時に 1 日あたり 1 回の潮汐変動となるのが特徴である。調査期間中の周辺海域における干満の潮位差は約 1.4m であったが、湖口が狭いために湖内の潮位変動はこれよりも小さくなる。

調査地点周辺の地図を図-41 に示す。湖口から河口までの距離はわずか 400m 程度である。鉄道や道路は湖を締め切る海岸砂州上を通過している。MASW による探査は、図-42 に示すように、河口砂州上に設定した A～F の 6 測線を実施した。湖口から湖奥に向かった砂州の縦断方向に設定した測線が主であるが、測線 B の一部は砂州を横断する方向にも設定した。図-42 上には、砂州上に繁茂した草地の範囲、ならびに、ほぼ干潮時に捉えた砂州の位置を GPS で捉えて描いてある。また、各測線に沿った標高を水準測量で計測しており、後で示すせん断波速度構造の断面図に反映させた。測線 C は砂州上の小規模な小高い草地上に、測線 E は砂州ではなく草地（牧場）となっている湖畔の陸地上に設定した。図-43(a)はランドストリーマーの牽引作業と水準測量の状況、図-43(b)はカケヤで地盤表面を叩いている起振作業の状況である。

6.3 調査結果

各測線で得られたせん断波速度構造の断面図を図-44 に示す。地盤表面の凹凸は、水準測量により得られた標高データに対応させて描いたものである。なお、測線 D の距離 165～185m 区間の結果が欠損しているが、これは

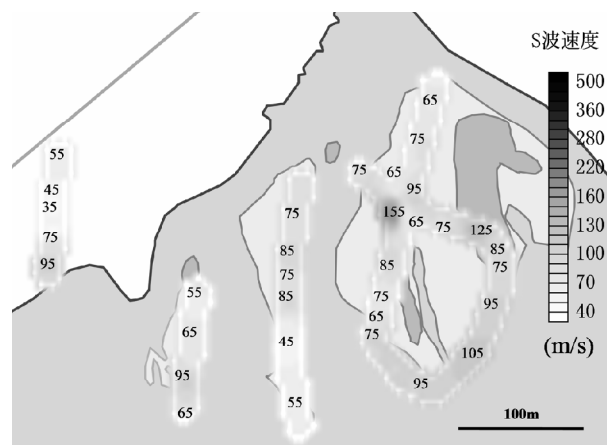


図-45 深度0.5mのせん断波速度分布

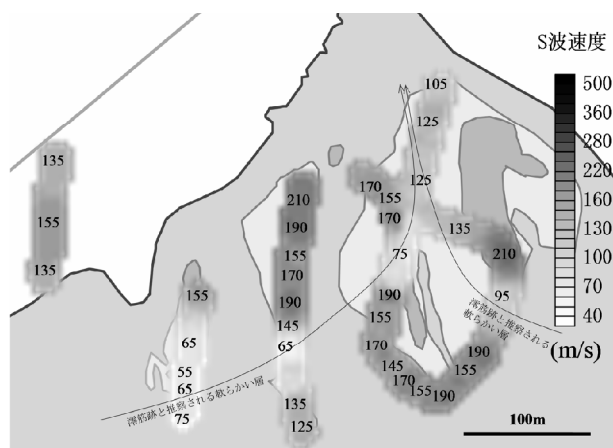


図-46 深度5.5mのせん断波速度分布

図-42 に示した砂州の干出範囲や図-43(a)に示した現地状況からもわかるように、当該区間では砂州が干出せず、かつ、水深・水流があるために MASW を実施できなかったためである。

測線 D の距離 0～130m は、湖畔の陸地上に設定した測線 E よりもやや硬めではあるが、よく似たせん断波速度の深度分布となっている。測線 D のこの範囲では、内部のせん断波速度が 200～250m/s となっており、ともにやや硬い密詰め状態の砂層であると考えられる。このことは、これらの地域が海岸砂州地形の一部であったこと、すなわち、測線 D の距離 0～130m の部分は、現在では湖口に堆積した砂州の一部となって湖畔の陸地から離れているが、かつては、海岸砂州地形の一部として陸続きであったことを示唆している。

一方、測線 A の距離 125～175m 付近、測線 B の距離 100m 付近および距離 200m 付近、測線 D の距離 150～225m、測線 F の距離 20～90m に見られるように、表層から深部まで軟らかいところは古くからの海岸砂州ではなく、濘筋の痕跡であると考えられる。測線 A, D, F で捉えられた濘筋跡は深部まで 100m/s に満たないほどに軟

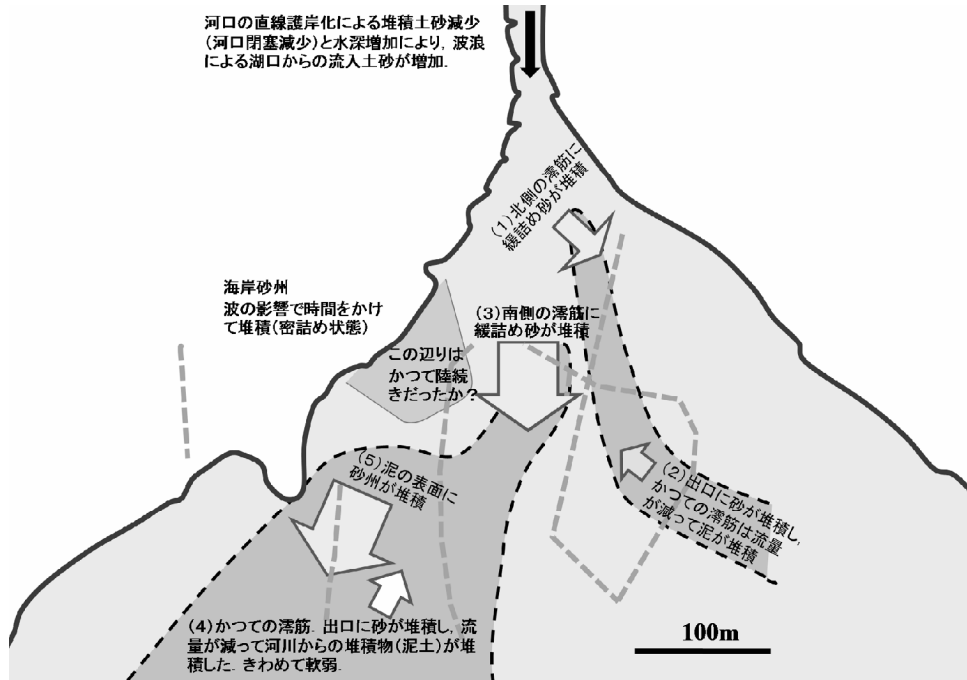


図-47 MASWの調査結果から推察された溝沸湖の湖口付近の堆積形成史

らかいものに対し、測線 B ではそこまで軟らかい部分はなく、最も軟らかい部分でも 150m/s 程度であることから、前者は軟弱な泥土で上流からの堆積物、後者は緩詰め状態の砂あるいはシルト混じり砂で海岸から遡上した堆積物であると推察される。

測線 A の距離 0~175m や測線 F の距離 50~75m における深度 2m 付近や測線 A の距離 175~300m, 測線 B の距離 0~50m, 距離 125~175m, 距離 250~275m, 測線 D の距離 175~225m, 測線 F の始点 (距離 0m) における深度 4m 付近は、それ以深よりも硬い層が現れている。これらは泥土の上に堆積した砂層やカキ床の存在を示唆している。実際、周辺で湖底を掘削した際には、無数のカキ殻の存在が確認されている。

小高い草地上に設定した測線 C は、表面直下のせん断波速度は約 80m/s と小さいのに対し、表面付近では約 150m/s と大きくなっていることが特徴的である。これは、表層の砂がよく締まった状態にあることを示唆する結果である。

地盤表面から深度 0.5m のせん断波速度分布を測線上に色分けして図-45 に示す。砂州の表層はいずれも軟らかく、せん断波速度は 100m/s 以下であると評価された。また、砂州上の草の繁茂の影響は、せん断波速度分布には特に現れていない。深度 5.5m のせん断波速度分布を図-46 に示す。測線 A や測線 B の南側、測線 D の北側はやや硬く、200m/s 以上のせん断波速度が得られた。一方、測線 A の中央付近、測線 D の南側、測線 F の南側は非常に軟らかく、50~80m/s の小さなせん断波速度が得られ

た。深部が軟らかい部分は河川堆積物 (泥土) であり、滞筋の痕跡ではないかと推察される。

せん断波速度構造として捉えた湖口砂州は複雑な堆積構造を有しており、a) 海岸砂州として堆積した密な砂層、b) 湖口からの流入砂が急速に堆積した緩い砂層、c) 内陸からの軟弱な泥質層とに分類される。表層はいずれも軟らかい砂質土であり、外見上は区別がつかない同様の堆積砂州であるが、内部の構造を表面波探査によって調べてみると、下部の堆積層は上述の 3 種類の地層のいずれかが堆積していた。すなわち、外見上は同じ堆積物からなる砂州でも内部は異なる堆積構造となっていた。

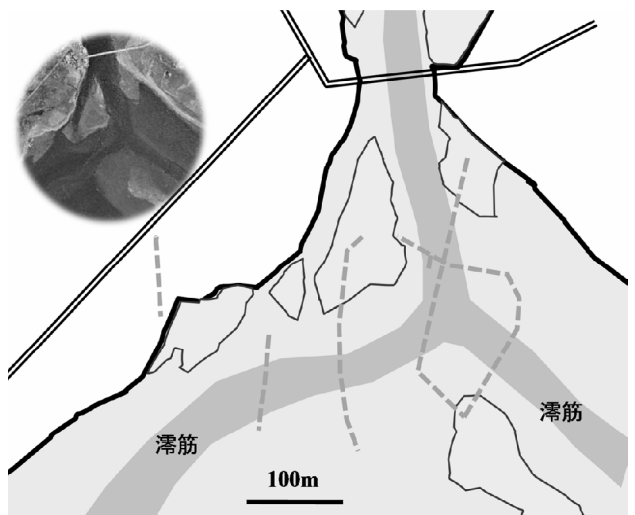


図-48 航空写真 (1948 年) で確認される滞筋と砂州

6.4 湖口砂州の堆積形成過程

干出時に砂州上で実施した MASW による表面波探査で得られたせん断波速度構造から、濤沸湖の湖口砂州堆積形成過程について、以下に示すように推察された。これら形成過程については、図-47 に模式的にとりまとめた。

- a) 湖口左岸側砂州（測線 D）と湖畔の陸地上の測線（測線 E）のせん断波速度構造はよく類似している。これらの部分は、オホーツク海沿岸における海岸砂州地形であり、波や海流の影響で時間をかけて密詰め状態に堆積したために、せん断波速度が大きくやや硬い堆積層が形成されたようである。これら測線 D と測線 E の共通点から、測線 D の砂州の北側部分は、かつては湖畔として陸続きであったと推察される。
 - b) 北側と南側の 2 本の滞筋の痕跡は、深部まで軟弱で、かつ、移動した形跡が無く、長期にわたり安定して存在していたと考えられる。このことは、かつては河川から湖を経て海に向かう適度な流量が確保され、滞筋内への泥の堆積を防いでいたことを示唆している。また、MASW により推定された滞筋の痕跡の位置は、河口付近の護岸工事が行われる以前の 1948 年に撮影された航空写真から読み取れる滞筋位置（図-48）とよく一致することによっても裏付けられる。
 - c) オホーツク海への河口部分は、侵食防止のために直線護岸化された（図-41 参照）ため、高潮高波浪時に湖口から逆流してくる流入土砂が増加したと考えられている。河口から遡上した砂は急拡部となる湖口付近で急激に流速を失い、短時間に緩詰め状態で堆積したと考えられる。実際、滞筋痕跡部分に堆積した砂は緩詰め状態であり（測線 B の 100m 付近および 200m 付近）、上述の密な海岸砂州部分（測線 D の北側部分や測線 E）とは明瞭に区別できた。
 - d) かつての本流であった北側の滞筋に向かって、最初に海岸からの砂が遡上し堆積した。その後、次第に南側の滞筋が本流となり、こちらにも砂が遡上して堆積した。
 - e) 湖口砂州の形成による滞筋の閉塞により、滞筋内に泥土が堆積するようになった。上流の流域開発により、畑からの土砂流出が増大し、かつ、河川流量が減少したことも泥土の堆積を促進した遠因と考えられる。
 - f) 現在の本流となっている西側の滞筋から湖奥に向かって砂が遡上して砂州が成長している。その結果、測線 F のように滞筋や深い部分に堆積した泥土の上にも砂が堆積して砂州が発達する状況になっている。
- 以上のように、濤沸湖の湖口付近では、外見上は湖口

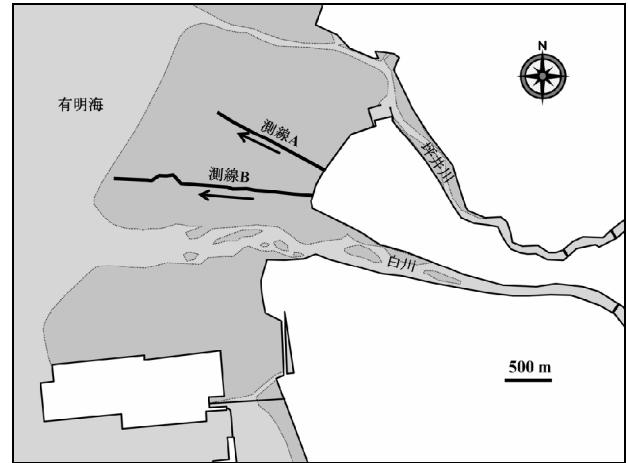


図-49 白川河口干潟におけるMASWの測線



図-50 白川河口干潟における調査状況

から逆流入る砂の堆積により砂州が発達してきただけに見えるが、実際は、上流から供給される泥土を中心とした堆積物と、湖口から遡上してくる海岸の砂を中心とした堆積物とが、流況の変化に応じてせめぎ合って形成されてきたことが、本調査の結果から明らかになった。なお、MASW の結果から推察されたこれらの記述は、古い航空写真の記録（図-48）や地元の方々の証言とも整合したものであった。

7. MASWによるその他の調査事例（岸沖方向に均質な砂質干潟）

7.1 はじめに

本章では、MASW によるその他の調査事例として、白川河口干潟（熊本県熊本市）の大規模な砂泥質干潟（岸沖約 2200m）と、カナダ・バンクーバー市の南南西約 50km に位置するシドニー島（Sidney Island）の砂嘴に囲まれた小さな砂質干潟（シドニーアイランド干潟、岸沖約 150m）の調査結果を示す。調査手法は、上述の通りであるが、

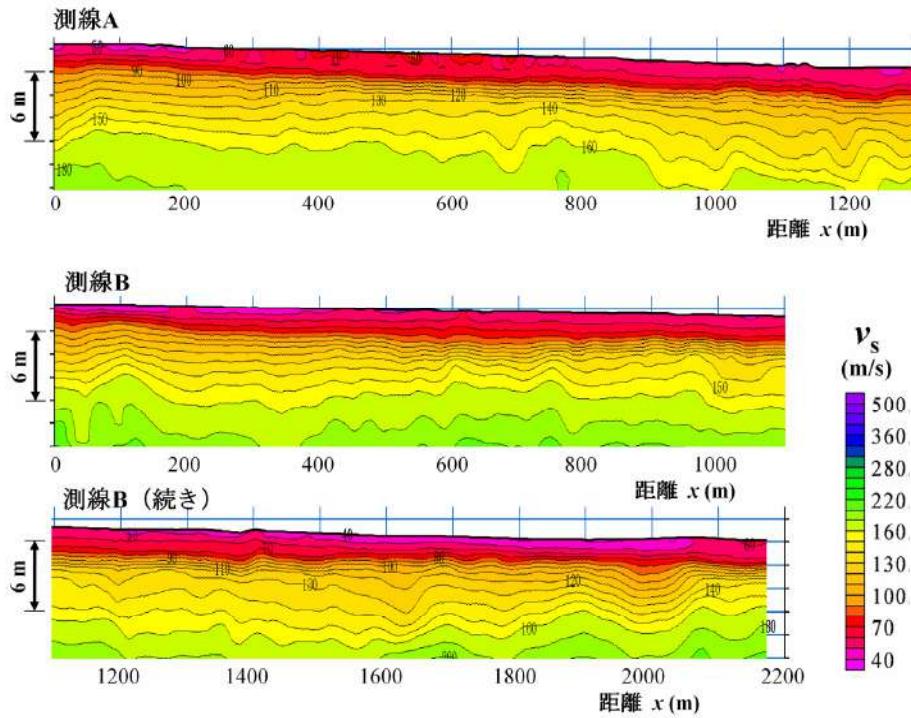


図-51 白川河口干潟のせん断波速度構造



図-52 シドニーアイランド干潟におけるMASWの測線



図-53 シドニーアイランド干潟における調査状況

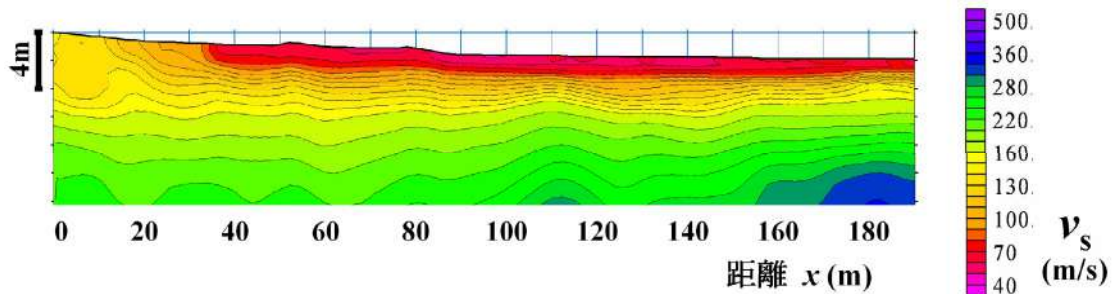


図-54 シドニーアイランド干潟のせん断波速度構造

シドニーアイランド干潟ではランドストリーマーは用いず、36個のジオフォンを1m間隔で地盤上に設置し、スイッチの切り替え（コンピュータ制御）により連続する24個のジオフォンを抽出し、その端部をカケヤで叩くことにより表面波を発生させ、23mの区間を伝播する波形

を記録した。

7.2 白川河口干潟の調査事例

白川河口干潟において設定した測線の位置図と調査状況写真を図-49と図-50にそれぞれ示す。白川河口の北側

の干潟で、いずれも岸沖方向に MASW の測線を設定した。測線に沿って水準測量も実施した。砂質土を主体とする干潟であるが、泥分が多い箇所もあり、特に海岸線近傍は立ち入ることが困難なほどに軟らかい。また、沖側でも、砂の上に泥がトラップされている箇所が散見された。調査は大潮期にあたる 2009 年 9 月 16～18 日に実施した。干満の潮位差は約 4.0m であった。当該干潟を対象とした既往の研究成果として、潮汐変動に伴う河口干潟の土砂輸送が詳しく調べられている (Yamada et al., 2009)。

白川河口干潟において得られたせん断波速度構造を図-51に示す。表層土砂のせん断波速度は約50m/sであり、とても軟らかい。これは、図-5に示した盤州干潟において、岸沖方向測線 (測線A) の岸側の地下水位が高い箇所や、沖側のトラフの部分でのせん断波速度と同程度である。測線Aの距離0～200m、測線Bの0～400mおよび1200～2100mではせん断波速度がさらに遅く、40～50m/sとなっているが、これは泥土が多い領域と一致しており、盤州干潟で細粒分が多かった沿岸方向測線 (測線B) と似たせん断波速度構造であるといえる。

沖側でバー・トラフ構造が発達した盤州干潟 (図-5) では、深さ約1.7mより浅い層において、バーで硬く、トラフで軟らかいという特徴が現れていた。しかしながら当該干潟では、全体的に水平方向に均質な地層構成になっており、特に、地表面から深さ2m付近までは、水平方向にほとんど変化がない。この干潟は堆積傾向にあることから、過去から現在に至るまで、バー・トラフの発達がほとんど無かったと考えられる。実際、バー・トラフはわずかに見られるものの両者の高低差はほとんど無く、サクシジョンの著しい発達が見られない。結果としてバーの部分の圧縮の蓄積もほとんど無く、MASWで得られたせん断波速度構造は、干潟土砂の変形動態とも密接にリンクしていることを説明できる。

7.3 シドニーアイランド干潟の調査事例

シドニーアイランド干潟は、砂嘴に囲まれた湾内の小さな砂質干潟である。MASW を実施した測線の位置を図-52 に示す。同測線に沿って、水準測量を実施した。図に丸印で示した地点においては、サクシジョンやバーンせん断強さの計測、ならびに表層 50mm の不攪乱土砂採取をした。採取試料に対しては、試験室において間隙比を測定した後、粒度を調べた。調査は、2007 年 8 月 1 日に実施した。大潮を過ぎた時期で、干満の潮位差は約 2.7m であった。シドニーアイランド干潟における MASW の調査状況を図-53 に示す。

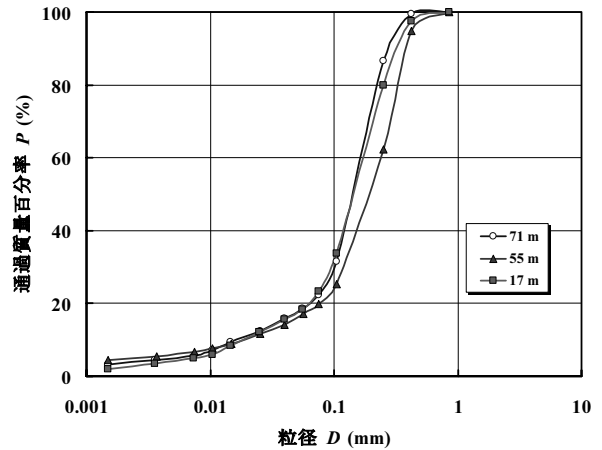


図-55 シドニーアイランド干潟表層土砂の粒径加積曲線

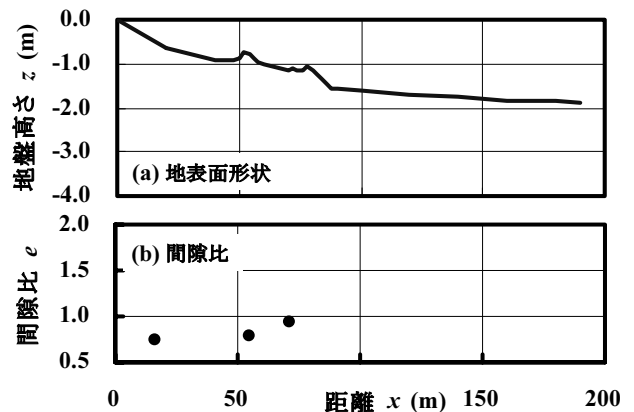


図-56 シドニーアイランド干潟表層土砂の粒径加積曲線

シドニーアイランド干潟の岸沖方向測線に沿ったせん断波速度構造を図-54に、表層50mmまでの平均的な粒度を図-55に示す。また、(a)地表面形状と(b)表層50mmまでの平均的な間隙比を図-56に示す。

距離0～10mでせん断波速度が130m/sとやや大きい。これは、盤州干潟 (図-5) のバーのせん断波速度とほぼ一致しており、サクシジョン動態に起因した土骨格の圧縮・硬化の帰結として説明できる。ただし、距離17m近傍 (測線からは外れている) で計測したサクシジョンは0.6kPaであり、さほど大きな値ではなかった。一方、距離50m付近のバーでは2.4kPaとやや大きなサクシジョンの発達が見られたが、この付近のせん断波速度は周辺と比べて高くはなかった。これは、盤州干潟などの場合と異なり、シドニーアイランド干潟では、サクシジョンによる土骨格の圧縮・硬化が表面波探査では捉えられないごく表層に限定されていたことを示唆している。バーが移動するために、硬化した層の蓄積がない可能性も推察される。これら2点の地表面から深さ50mmの平均的な間隙比は0.7～0.8 (相対密度66～61%) で、距離70m付近のトラフの間

隙比が0.95（相対密度で34%）であることに比べてやや密になっている。なお、計測した3地点で粒度に差はなく、ロバーツバンク干潟の最も沖側の砂に近い粒度であった（図-22）。距離30m以上では、表層にせん断波速度が80m/s以下の軟らかい層が厚さ2m程度存在している。せん断波速度が80m/s以上160m/s以下の範囲は沖に行くほど徐々に薄くなっており、距離170m以上では深部にせん断波速度が300m/s以上の層も確認される。

8. 結論

本研究では、地球物理学的手法の一つである多チャンネル型表面波探査（MASW）を各地の干潟で適用して干潟土砂の堆積構造の特徴を捉えるとともに、干潟土砂内部の力学動態に基づいて、干潟土砂の堆積構造の形成過程について解明した。各章で得られた結論を以下に再掲する。

第2章では、典型的な土質の干潟地盤において、表面波探査手法の一つであるMASWを実施して、干潟土砂の堆積構造を評価し、干潟土砂の環境動態に関する視点から、干潟地盤の形成要因を考察した。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) MASWは、地盤の硬軟の分布を表面波速度の分布として捉えることができ、干潟土砂堆積構造の効率的把握に有効である。
- 2) 砂質干潟地盤において、表面波探査や物理試験により定量化された干潟土砂堆積構造（地盤の硬軟、間隙分布）は、潮汐に伴う地下水変動に起因したサクシオン動態による土骨格の繰返し弾塑性変形の帰結として定量的に説明される。
- 3) 砂質干潟地盤では、波浪や潮汐流の影響下でバー・トラフのような不陸が形成された後、干出するバーにおいてのみ繰返し弾塑性変形を受けて圧縮が蓄積し、堆積時より間隙が減少して密になる。
- 4) 泥質干潟では、サクシオンの発達が無く、粒度に依存した間隙構造の変化は見られるものの、地盤の硬軟に関しては極めて均質である。
- 5) 砂泥二層地盤からなる小規模な人工干潟では、浚渫土上に覆砂を施すことによって、広大な砂質干潟と同等な地下水位動態が覆砂内にコンパクトに実現されている。

第3章では、規模や土質が異なる4箇所の多様な干潟地盤においてもMASWを実施し、干潟土砂の堆積構造の特

徴を記述した。また、第2章で調査した2箇所の自然干潟と合わせ、計6箇所の自然干潟について、岸沖測線に沿ったせん断波速度構造ならびに地盤高データに対してスペクトル解析を行い、卓越波長に着目して干潟の特徴を定量的に評価した。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) 豊前海干潟では、岸沖方向に大規模・長周期で、また、沿岸方向に小規模・短周期で、岸沖・沿岸両方向に干潟多段バー・トラフが発達している。地表面の凹凸、水位・地下水位、地盤の硬軟は密接な関係にあり、バーでは地盤表面から0.2～0.3mほど低い地下水位に対応したサクシオンに起因する有効応力により圧縮・硬化したと説明できる。水理条件等により岸沖・沿岸両方向に発達した多段バー・トラフ構造について環境地盤学からの調査をした結果は、著者らが一連の研究成果として主張する堆積構造形成要因と整合するかたちで説明できた。特に一組のバーとトラフに着目した詳細な調査結果は、これと見事に整合するものとなった。
- 2) 広大なロバーツバンク干潟では、バー・トラフ地形の発達がなく、かつ、広大であるが故に干出時においても地下水位が地表面と一致する状態がほぼ全域にわたって保持されるため、サクシオン動態に起因した土骨格の圧縮・硬化の蓄積はなく、岸沖方向に均質である。サクシオンの発達はほとんど見られないため、間隙比の変化は岸から沖に向かって砂分が増加する粒度変化に対応したものになっていると考えられる。
- 3) 多種多様な規模・土質の干潟において岸沖測線に沿ったせん断波速度構造ならびに地盤高データに対してスペクトル解析を行った結果、多段バー・トラフが発達した干潟ではそれに対応して波長40～90mが卓越するのに対し、泥質干潟や広大かつ穏やかな砂質干潟では卓越波長は見られない。亜熱帯干潟で石灰岩層が表層まで突出している場合、卓越波長はその影響を強く受ける。

第4章では、干潟表面の情報を得るために小型UAVを使った航空写真撮影を行った。また、干潟土砂の堆積構造を得るために、MASWによる表面波探査を実施した。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) 小型UAVによる航空写真で、潮が満ちる過程において時刻ごとの水際線の変化を捉えることにより、きわめて平坦な干潟地盤の微地形を効率的かつ精密に把握できた。
- 2) 小型UAVによる航空写真で、高解像度画像を得ることにより底生生物の巣穴の分布等を捉えることができた。

- 3) MASWによる表面波探査により、地盤の硬軟分布の断面図となるせん断波速度構造として、干潟土砂の地層構成などを効率的かつ高精度に得ることができる。
- 4) MASWによる調査結果は、小型ジオスライサーで試料採取し、目視により確認した地層層序と整合するものであった。

第5章では、人工干潟の安全性評価手法としてMASWの適用性を検討した。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) 人工干潟造成直後の干潟内部の浚渫土砂は、自然干潟では、たとえ泥質干潟であったとしてもあり得ないほどに超軟弱な状態にあるものの、表層の覆砂が均質に施工されているため、これによって人が歩ける程度の表層強度を発現している。表層の覆砂が薄い箇所があると、万一踏み抜いた場合に、危険であるとも言える。
- 2) 造成後に十分な時間が経過した人工干潟では、浚渫土砂の圧密が進行して十分な強度が発現されていることが確認できた。
- 3) 人工干潟の安全性について、覆砂厚の均質性や内部土砂の圧密の進行状況を調査する方法として、MASWは地盤表面から簡便かつ十分な精度で評価できることが確認できた。

第6章では、濤沸湖の湖口に発達して干潟となっている砂州においてMASWを実施し、せん断波速度構造から砂州の堆積形成史復元を試みた。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) 外観上は同質材料からなる濤沸湖の湖口砂州について、MASWによる表面波探査を実施した結果、砂州を形成する堆積土砂の内部構造が著しく異なっていることを明らかにした。
- 2) 調査結果として得られたせん断波速度構造から、湖口砂州の堆積形成史をある程度復元することができた。復元結果は、航空写真の記録や地元関係者の証言とも整合するものであった。

第7章では、MASWによるその他の干潟土砂調査事例として、砂泥質の広大な白川河口干潟と、コンパクトなシドニーアイランド干潟の結果を示した。その結果得られた主要な知見は以下の通りである。

- 1) 白川河口干潟のせん断波速度構造は水平方向にきわめて均質で、表層は軟らかい。これは、過去から現在に至るまで、バー・トラフの発達がなかったことを示唆する結果である。

- 2) シドニーアイランド干潟では、微地形の影響は表面波探査では捉えられないごく表層に限られ、岸沖方向に均質であった。

(2010年4月26日受付)

謝辞

本研究は科学研究費補助金（基盤研究(B) 課題番号18360232および20360216）を受けた。また、五洋建設ならびに京都大学防災研究所との共同研究の一部として実施した。現地調査実施に当たっては、国土交通省九州地方整備局、国土交通省中国地方整備局、内閣府沖縄総合事務局、熊本大学、各干潟の地元漁業関係者に御協力いただいた。UAVによる調査では、三菱電機株式会社に御協力いただいた。表面波探査の実施やデータ解析に際しては、応用地質株式会社の林 宏一氏の協力を得た。ここに記し、関係各位に感謝の意を表します。

参考文献

- Ellison, R.L. (1984): Foraminifera and meiofauna on an intertidal mudflat, Cornwall, England: Populations; respiration and secondary production; and energy budget. *Hydrobiologia*, **109**(2), 131–148.
- Inazaki, T. (1999): Land Streamer: A new system for high-resolution S-wave shallow reflection surveys. *Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems '99*. 207–216.
- Jarvis, J. and Riley, C. (1987): Sediment transport in the Mouth of the Eden estuary. *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, **24**, 463–481.
- Hayashi, K. and Suzuki, H. (2004): CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics*. **35**, 7–13.
- Kuipers, B.R., de Wilde, P.A.W.J. and Creutzberg, F. (1981): Energy flow in a tidal flat ecosystem. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **5**, 215–221.
- Kuwae, T., Kibe, E. and Nakamura, Y. (2003): Effect of emersion and immersion on the porewater nutrient dynamics of an intertidal sandflat in Tokyo Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **47**, 929–940.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P. and Bacher, C. (2000): Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 1433–1459.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J. (1999): Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, **64**(3), 800–808.
- Perillo, G.M.E. and Sequeira, M.E. (1989): Geomorphologic and sediment transport characteristics of the middle reach of the Bahia Blanca estuary (Argentina). *J. Geophys. Res.*, **94**, 14,351–14,362.
- Sassa, S. and Watabe, Y. (2007): Role of suction dynamics in evolution of intertidal sandy flats: Field evidence, experiments, and theoretical model. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F01003, doi:10.1029/2006JF000575
- Sassa, S. and Watabe, Y. (2008): Threshold, optimum and critical geoenvironmental conditions for burrowing activity of sand bubbler crab *Scopimera globosa*,

- Marine Ecology Progress Series*, **354**, 191–199.
doi:10.3354/meps07236
- Sassa, S. and Watabe, Y. (2009): Persistent sand bars explained by geodynamic effects, *Geophysical Research Letters*, **36**, L01404.
doi:10.1029/2008GL036230.
- Stevenson, J.C., Ward, L.G. and Kearney, M.S. (1988): Sediment transport and trapping in marsh systems: Implications of tidal flux studies. *Mar. Geol.*, **80**, 37–59.
- Uchiyama, Y., Kuriyama, Y. and Katoh, K. (2001): Suspended sediment and morphological response on Banzu tidal flat. *Coastal Dynamics '01, Am. Soc. Civ. Eng.* 1038–1047.
- Watabe, Y. and Sassa, S. (2008): Application of MASW technology to identification of tidal flat stratigraphy and its geoenvironmental interpretation. *Marine Geology*, **252**, 79–88. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.007
- Widdows, J., Brinsley, M.D., Salkeld, P.N. and Lucas, C.H. (2000): Influence of biota on spatial and temporal variation in sediment erodability and material flux on a tidal flat (Westerschelde, The Netherlands). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **194**, 23–37.
- Yamada, F. and N. Kobayashi (2007): Intertidal multiple sand bars in a low-energy environment, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*. **133**, 343–351.
- Yamada, F., Kobayashi, N., Sakanishi, Y. and Tamaki, A. (2009): Phase averaged suspended sediment fluxes on intertidal mudflat adjacent to river mouth, *Journal of Coastal Research*, **25**(2), 350–358.
- 稲崎富士 (1998): 「ランドストリーマー」を用いた都市域での高分解能 S 波反射法探査. 物理探査学会第 98 回学術講演会論文集, 114–117.
- 内山雄介, 加藤一正, 栗山善昭, 古川恵太 (2000): 東京湾盤洲干潟の漂砂特性について. 海岸工学論文集, **47**, 521–525.
- 北園芳人, 鈴木敦巳, 林 泰弘, 喜津木郁人, 滝川 清 (2001): 有明海と八代海の干潟における底質特性と底生動物の豊かさに関する研究. 海岸工学論文集, **48**, 1131–1135.
- 佐々真志, 渡部要一 (2005): 砂質干潟の土砂環境場におけるサクシオン動態とその果たす役割. 海岸工学論文集, **52**, 981–985.
- 佐々真志, 渡部要一 (2006): 干潟底生生物の住活動における臨界現象と適合土砂環境場の解明. 海岸工学論文集, **53**, 1061–1065.
- 鈴木太郎, 目黒淳一, 瀧口純一, 佐藤幸一, 畑山満則, 天野嘉春, 橋詰 匠 (2007): 小型自律飛行機を用いた高精度三次元計測. 日本機械学会ロボティクス・メカトロニクス講演会 2007, 2A2-B05.
- 高田 圭太, 中田 高, 宮城豊彦, 原口 強, 西谷義数 (2002): 沖積層調査のための小型ジオスライサー (Handy Geoslicer) の開発. 地質ニュース, 579 号, 12–18.
- 辰巳 薫, 廣川 類, 寛松洋平, 鈴木真二, 土屋武司, 久保大輔 (2005): 小型自律飛行ロボットシステムの開発と飛行試験. 日本航空宇宙学会誌, Vol.54-625, 41–45.
- 中田 高, 島崎郁彦 (1997): 活断層研究のための地層抜き取り装置(Geo-slicer). 地学雑誌, 106 号, 59–69.
- 原口一希, 目黒淳一, 瀧口純一, 佐藤幸一, 畑山満則, 天野嘉春, 橋詰 匠 (2006): 小型自律飛行機と時空間 GIS を用いた高解像度モザイク画像, 計測自動制御学会第 7 回システムインテグレーション部門講演会(SI2006)講演論文集, 896–897.
- 松本英雄 (2005): 造成干潟整備における地盤工学上の課題について. 土と基礎, **53**(6), 16–18.
- 渡部要一, 佐々真志 (2006): 干潟堆積構造の地球物理学的評価と形成要因—砂質・泥質・砂泥二層干潟—. 海岸工学論文集, **53**, 1236–1240.
- 渡部要一, 佐々真志, 河野健二 (2007): 岸沖・沿岸両方向に発達した干潟多段バー・トラフの堆積構造とその形成要因. 海岸工学論文集, **54**, 1166–1170.
- 渡部要一, 佐々真志 (2008): UAV を活用した干潟微地形の時空間評価の試み, 土木学会論文集 B, **64**(1), 24–29. doi:10.2208/jscejb.64.24
- 渡部要一, 佐々真志, 桑江朝比呂 (2008): カナダ・フレーザー川河口の広大な干潟の堆積環境. 第 43 回地盤工学研究発表会講演集, 2161–2162.
- 渡部要一, 佐々真志 (2009): UAV と MASW を活用した効率的な干潟堆積土砂調査. 土木学会論文集, **B2-65**(1), 1441–1445.
- 渡部要一, 佐々真志, 林 宏一 (2009a): 多種多様な干潟で得られた干潟土砂堆積構造のスペクトル解析. 土木学会論文集, **B2-65**(1), 1096–1100.
- 渡部要一, 佐々真志, 林 宏一, 小林耕一 (2009b): 濤沸湖における湖口周辺砂州の表面波探査を活用した堆積形成史の復元. 土木学会論文集, **B2-65**(1), 661–665.

港湾空港技術研究所報告 第49巻第3号

2010.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社 大 應

Copyright © (2010) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

Assessment of shear velocity determinations referring DO microprofiles - Simultaneous field observation of turbulence and DO in the benthic boundary layer - Tetsunori INOUE, Ronnie N. GLUD, Henrik STAHL, Andrew HUME	3
Seed dispersal supporting areal expansion of meadow in the seagrass, <i>Zostera marina</i> L. Shinya HOSOKAWA, Masahiro NAKAOKA, Eiichi MIYOSHI, Tomohiro KUWAE	31
Block Removal Using Holding Device with a Chain Net and its Modeling Hitoshi NOGUCHI	51
Study on Liquefaction Prediction Method Considering Wave Forms of Seismic Motions Hiroyuki YAMAZAKI, Shouichi EMOTO	79
Rupture Process of Recent Crustal Earthquakes in Japan Estimated by Waveform Inversion Atsushi NOZU	111
Evaluation of intertidal flat stratigraphy by MASW technology —Interpretation of shear wave velocity structure and safety assessment of artificial intertidal flats— Yoichi WATABE, Shinji SASSA, Tomohiro KUWAE, SoonBo YANG, Masanori TANAKA	157