

地盤液状化調査研究

東日本大震災に関連した地盤液状化リスク調査・評価研究の概要.....	239
利根川下流域における液状化被害分布と地下地質との対応.....	245
液状化・流動化層のトレンチ調査.....	273
利根川下流低地での液状化・流動化層準 —2011年東北地方太平洋沖地震と過去の履歴—.....	289
利根川左岸地域における沖積層ボーリングコア堆積物の解析結果.....	297
利根川下流域液状化エリアにおける各種液状化ポテンシャル調査とその評価..	319
利根川下流域液状化エリアにおける弾性波探査による地盤構造調査と液状化..	343
利根川下流域液状化エリアにおける車載型 GPR による路面下調査.....	359
微地形区分に基づく液状化危険度の広域推定と 危険度マップ即時推定システムの構築.....	373

利根川下流域における液状化被害分布と地下地質との対応 Relationship between liquefaction and geology in the downstream basin of the Tone River

小松原純子^{1*}・水野清秀¹・石原与四郎²・石原武志^{1,3}・安原正也^{1,5}
・稲村明彦^{1,5}・風岡 修⁴

Junko Komatsubara^{1*}, Kiyohide Mizuno¹, Yoshiro Ishihara², Takashi Ishihara^{1,3},
Masaya Yasuhara^{1,5}, Akihiko Inamura^{1,5} and Osamu Kazaoka⁴

Abstract: The liquefaction damage occurred widely in the downstream basin of the Tone River, Kanto district, associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. In this study our target is to reveal the relationship between liquefaction sites and subsurface geology as a standard for estimation of liquefaction probabilities. Two surveys and their results are as follows: 1) Examination of geological characteristics in the area susceptible to liquefaction, based on 3D geological modeling using borehole data. In addition to the reclaimed area, the area above sand and sandy mud distributing around a muddy area in the axis of the lowland in altitude -6 ~ -8 m have good agreement with liquefaction sites. Distributions of site amplification factor and liquefaction hazard map are not well consistent with those of liquefaction sites. 2) Examination of level and flow of groundwater in this area in relation to susceptibility to liquefaction. The high level and upward flow of the groundwater are thought to exert an influence on the liquefaction in the lowland.

Keywords: liquefied layer, subsurface geology, alluvium, groundwater, downstream basin of the Tone River

1. はじめに

一般に液状化被害の有無や程度の違いは地形や地質条件の違い、地下水位の違いなどによるものと考えられる。本研究ではどのような地形・地質条件のところに液状化被害が大きかったかを明らかにし、地震が発生したときにどのようなところで液状化が生じやすいか評価する目安にすることを目的とした。このために以下のような調査・研究を実施した。①既存のボーリング資料の収集・解析を行い、液状化しやすい地域の地質特性を三次元的に検討する。②調査地域の地下水位・水質を調べ、液状化しやすさとの関係について検討する。新規のボーリング調査およびトレンチ調査についてはそれぞれ本報告の別項で報告する。

2. 調査地域における地形分類と液状化被害

調査地域は利根川下流域にあたり、標高およそ 40m 以内の台地を開析して沖積低地（多くは標高 5m 未満）が広がっている。行政区分では、茨城県潮来市、稲敷市、千葉県香取市および神崎町の範囲に及ぶ。この地域は中世までは鬼怒川・小貝川の下流域であったが、江戸時代初期からの利根川東遷事業によって、かつては東京湾に

流れ込んでいた利根川が合流して現在のように銚子から鹿島灘に流れ出るように改修され、湖沼や湿地が広がっていたこの地域に新田開発が進められていった（大熊, 1981；東町史編纂委員会, 2003 など）。明治 10 年代に作成された迅速測図や明治 30 年代に測量された地形図を見ると、現在よりも湖沼や河川流路・水路が広く分布しており、埋立や干拓がさらに進められてきたことが伺える。迅速測図、土地条件図（国土地理院, 1978, 1979）と空中写真（1974 年国土地理院撮影）判読をもとに、国土地理院の治水地形分類図（1977）を改変して作成した地形分類図を第 1 図に示す。

調査地域では、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震およびその余震時に多くの地域で液状化が認められた（国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会, 2011；小荒井ほか, 2011, 千葉県環境研究センター地質環境研究室, 2011；長谷川ほか, 2012；若松, 2012；古野ほか, 2013 など）。これらの公表資料ならびに自治体の液状化被害報告を参考に、Google Earth 画像（2011 年 3 月 29 日撮像）を用いて噴砂の痕跡を読み取り、液状化分布図を作成した（第 2 図）。利根川下流低地では、1987 年千葉県東方沖地震時に液状化一流動化した旧河道の埋め立て部分（Nirei et al, 1990；風岡ほか, 2003）はもちろんのこと、この周囲のかつて

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1.地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

2.福岡大学理学部 (Department of Earth System Science, Fukuoka University)

3.現所属 再生可能エネルギー研究センター (Fukushima Renewable Energy Research Center, AIST)

4.千葉県環境研究センター (Research Institute of Environmental Geology, Chiba)

5.現所属 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST)

の湿地部分を造成した部分までも液状化—流動化現象が発生し、数 10 cm を超える地表の沈下や浅層基礎構造物の沈み込みなどの著しい被害がみられた。利根川下流低地での状況は以下のようにまとめられる。

- 1) 千葉県東方沖地震と同様に旧河道や旧水路を中心とした過去の水域を埋め立てたところで液状化—流動化被害が多くみられ、同じ場所で再液状化—流動化が生じていることもある。しかし、東方沖地震時に比べて 2011 年の地震では、その被害範囲は広く、被害程度は著しく、地表面の大きな沈下を伴う場合が多い。
- 2) 埋立地でも液状化—流動化被害の程度が異なることがある。これは埋立層や沖積層の厚さ・構成する地層の種類の違いなどによると考えられる。人工被覆層が薄い干拓地では、液状化被害は一般に少ない。
- 3) 旧河道よりも広い範囲で液状化—流動化被害がみられる。噴砂の分布形態の中には、かつての河川の蛇行の形成過程が読み取れるかのような複数の曲線状に噴砂が配列しているところが見られる。
- 4) 後背湿地面に比べて 0.5~2 m 程度の微高地をなす砂州上では、古墳や古い集落がのっており、一般に液状化被害は少ない。しかし、噴砂がみられるところは、砂や砂礫を採取した跡を埋め戻した場合が多い。
- 5) 地波（楡井ほか、1986）の波長は場所によって異なる。また、地波がみられるところでは構造物に被害がみられる場合が多い。
- 6) 台地を開析する小規模な谷底低地内では、特に台地を削って低くし、低地部に盛土をしてつなげた場所に噴砂が見られた。これは、主に更新統下総層群の砂を主体とする地層から構成される台地の基部から湧水があり、地下水位が非常に高い（田んぼの表面が水つき状態になっていることが多い）ことが主な要因と考えられる。

3. 既存ボーリング資料解析による液状化評価

3.1 研究の概要

当該地域に分布する既存ボーリング資料を整理し、本プロジェクトで掘削したオールコアボーリングから得られた堆積年代などの情報を追加し、3次元地質・地盤モデルを作成した。その上でこれらを元に地盤および液状化の評価を行った。3次元地質・地盤モデルのうち、地質モデルに関しては石原ほか（2013）、 N 値に関しては江藤ほか（2008）の手法を用いてグリッドベースのモデルを作成した。これらの方法では、まず、モデルに3次元のグリッドを設定する。設定されたグリッドの各セルについて、その中心点から指定された参照範囲に含まれるデータについて選択する。選択の際には、8方位検索を用いて各方位から均等にボーリングデータを取得する。そして選択されたデータについて距離による重み

付けを行った上で地質および N 値の推定を行なっている。このようにして構築されたモデルは、 N 値と岩相から求められる地盤の平均 S 波速度（AVS30）にもとづいて地盤増幅度（藤本・翠川、2006）を求めた。また、日本道路協会（2012）の耐震設計指針に従う液状化抵抗率 FL および液状化指数 PL を求めた。該当地域の最浅層部分は地下水面に液状土を多く含むため、これらの分布に関しても考慮した。

3.2 既存ボーリングとモデル構築の条件

収集された既存ボーリングデータは合計 3063 本である。これらは、茨城県稲敷市、潮来市、千葉県香取市、神崎町、関東農政局両総農業水利事務所から提供を受けたボーリング資料、千葉県インフォメーションバンク（千葉県、2012）や防災科学技術研究所のジオステーション（防災科学技術研究所、2012）で公開しているボーリング情報、建設省計画局・茨城県（1964）、運輸省第2港湾建設局鹿島工事事務所（1969）および潮来市（2013）に掲載されているボーリング柱状図などから収集した。既存ボーリングデータの分布と本プロジェクトで掘削したオールコアボーリングの位置を第3図に示す。

モデルの作成範囲は、UTM 座標で東西が 443000~471000、南北が 3965000~3981000 で、東西 280、南北 160 のグリッドからなる。これによって水平方向ではおおそ 100 m 間隔のグリッドモデルが構築される。既存ボーリングデータの密度が十分ではないため、グリッドの中心点から参照するボーリングまでの最大参照距離は 3 km とした。モデルの作成の過程では、まず岩相（地質）を推定した上で、その推定された岩相についての N 値を推定した。岩相の推定法（石原ほか、2013）では、距離による重み付けを行うことでよりグリッドの中心点に近く、数が多い岩相が選択される。 N 値は選択された岩相に対応するものを逆距離荷重法（Franke、1982 など）によって推定を行った。

3.3 地質・地盤モデル

3.3.1 地質・地盤モデルの概要

石原ほか（2013）の条件に基づいてモデル化を行った結果、最大で標高-48 m までの地盤がモデル化された。しかしながら、地層の分布を検討する上で十分なデータ量があるのは、およそ標高-20 m 程度までである。本地域の浅層部分で特徴的なのは対象地域において東西にゆるく蛇行しながら分布する標高-6 m~標高-8 m に顕著に認められる帯状の粘土の分布とそれらを覆う薄い砂質粘土~砂層である。

3.3.1.1 水平断面

標高方向の断面は、標高 0 m、-2 m、-4 m、-6 m、-8 m、および-10 m について示す（第4~9図）。

標高0 m から-10 m に渡って、モデル作製範囲の東部は比較的 N 値の大きい砂礫帯が北東-南西方向にわたって分布する。 N 値の低い粘土が標高-6 m~-8 m 付近まで幅3~4 km で蛇行しながら現利根川に沿って緩やかに蛇行し、この砂礫帯を避けるように南側に屈曲する。標高-10 m では、全体的に N 値も高くなり、砂層が卓越する。本地域の特に軟弱な地盤は標高-10 m 以浅であり粘土や砂層である。埋立などによる人工地層はほとんど標高-4 m より浅いところに分布し、それ以深は自然に堆積した地層の特徴を示していると考えられる。これまでのボーリング調査に基づく、当該地域東部や北部に分布する N 値の高い砂層は、主に砂州構成層やその下位に位置する沖積層（佐原層）と推定され、一方利根川に沿ってその北側に広く発達する N 値の低い泥層主体の地層は、それらの砂層よりも新しい内湾~河川の堆積物と推定される。そして利根川沿いにみられる N 値のやや低い砂層主体層は上流域から河川によって運ばれてきた地層で、泥層の上位に重なるか指交関係にある。

3. 3. 1. 2 垂直断面

既存の文献によれば、本地域では最終氷期に形成された谷を埋めた軟弱な堆積物（沖積層）は、ほぼ東西方向に延びていることがわかっている（新藤・前野, 1982; 遠藤ほか, 1988）。この埋没谷に直交する方向で8本の断面図を作成した。断面線の位置は第3図、断面を第10~17 図に示す。断面図中には今回のオールコアボーリング調査で得られた放射性炭素年代および沖積層基底の深度についても記入した。詳細はオールコアボーリング調査の報告を参照されたい。

鹿島から潮来にかけての地域（断面A-C）では、水平断面図でも確認された常陸利根川と利根川の間分布する軟弱な泥層の分布がきらかである。この泥層はオールコアボーリング調査によれば貝殻片を含む海成層であり、その年代は5000 cal yBP より新しい。上位は400 cal yBP 以降の砂層で覆われる。断面Bではこの泥層の分布が北へ向かって途切れ、その北側にはより古い砂泥層が地表付近まで分布している。断面Dを見ると、利根川と常陸利根川に沿って軟弱な泥質層が深く（標高-50 m 程度）まで分布し、その間の地域では、砂質で固い地層が標高-10 m 付近より下位に分布していることがわかる。この砂質で固い地層は年代から更新統と考えられる。さらに上流の断面Gでも低地の中央部の標高-20 m 付近に N 値の高い砂層が分布するが、これは年代値によれば全て沖積層（佐原層）である。この付近では標高-59 m まで沖積層が分布する。

以上のことから、本地域の沖積層形成過程は下記のように推定される；（1）最終氷期には標高-60 m よりも深い沖積層の基底が神崎から香取市街へ延びていた（2）最終氷期以降の海進にともなってその谷が埋め立てられた（3）高海水準期に鹿島灘から砂が流入し閉

塞された（7000-5000 年前）（4）閉塞された幅3-4 km の内湾を軟弱な泥層が埋めた（5000-400 年前）（5）河川改修による土砂供給量の増加や人為的な埋め立てにより表層の砂層が形成された（400 年前~現在）。

新藤・前野（1982）によれば沖積層の基底の谷はもう一つ、潮来市の段丘崖に沿った基底標高-60 m 以深のものがあるが、この谷と利根川に沿った谷との間には断面Dに見られるように基盤の高まりがあり、両者は平行する別の谷であった可能性が高い。

3. 3. 2 地盤の特徴

ここでは、地盤の特徴として、岩相と N 値によって求められた表層地盤の平均S波速度（AVS30）から推定される地盤増幅度と、岩相、 N 値、地下水面から推定される液状化指数（ PL ）を示す。

3. 3. 2. 1 地盤増幅度

地盤増幅度は、深度30 m までの平均S波速度（AVS30）から、藤本・翠川（2006）の式によって求めた。地盤増幅度（増幅率）は、表層地盤の揺れやすさの指標として用いられ、値が大きいほど揺れが増幅される。地盤増幅度は地盤の柔らかさを示す AVS30 と相関を持つことが知られており（藤本・翠川, 2006 など）、その値は経験式によって導かれる。AVS30 を得るためのS波速度と岩相とその N 値との関係式は、多くの N 値と岩相そしてS波速度の関係から得られている東京都港湾局（2001）を用いた。

地盤増幅度は、3次元地質モデルで示される粘性土の帯状分布に沿って大きいこと、東部の比較的 N 値の高い砂体では小さいことが明瞭に示される（第18図）。

3. 3. 2. 2 液状化指数

液状化指数は、液状化に対する抵抗率 FL をもとに得られる液状化指数 PL で示した。液状化指数 PL において、0 は液状化の危険性が低く、5 以上は危険性を考慮すべきとされている。ここで得られている液状化抵抗率は、日本道路協会（2012）による計算例を用いた。このとき、岩相の密度は地盤工学会（1996）より引用し、“砂”は細粒砂を仮定した。また、地震に関しては内陸直下型地震を想定し、レベル2 震動タイプII の地震動を選択している。地下水面は、ボーリング孔で計測されたものを利用した。液状化指数 PL を求める際には一般に深度-20 m までの情報が必要であるが、ここでは十分なボーリング情報が無いため、表層部分でのみの液状化抵抗率を計算し、データが無い深度では最深部の N 値および岩相が下方に連続するとして求めている。一般には、深度が深いほど液状化の可能性は低くなるので、この図の中では基本的に PL 値は大きく見積もられる。モデル作成地域全体に液状化指数が高く、特徴的な傾向は認められない（第19図）。

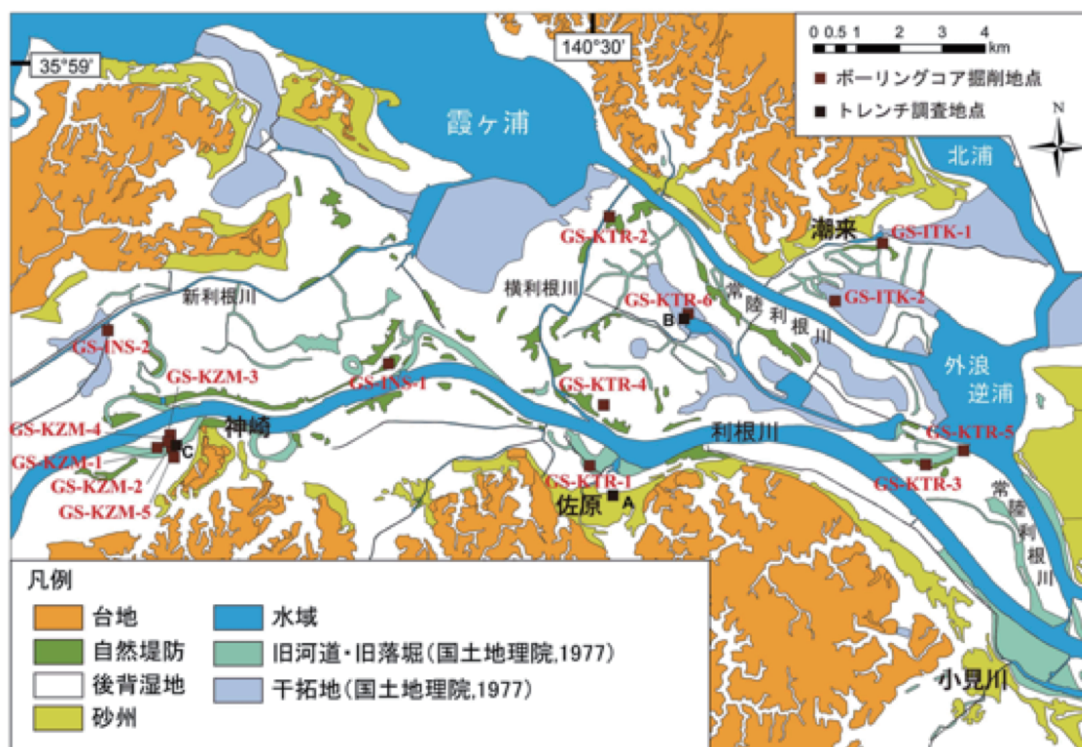
3. 3. 3 液状化地点との関係

液状化被害分布と地質の三次元的な分布にはある程度
 の関係があるように見える。第2図で「噴砂の激しい
 領域」および「噴砂が点在する領域」は第7図の内湾泥
 層の周辺に分布する砂層・砂質泥層・泥質砂層の分布と
 概ね一致する。それに比べ内湾泥層の分布域には被害地
 点は比較的少ない。例えば、横利根川と常陸利根川に挟
 まれた地域（香取市大島，八筋川付近）や利根川と横利
 根川に挟まれた地域（稲敷市西代付近）は埋立地でない

にも関わらず噴砂の激しい地域であるが、内湾泥層の周
 辺に分布する砂質層の分布域と一致する。

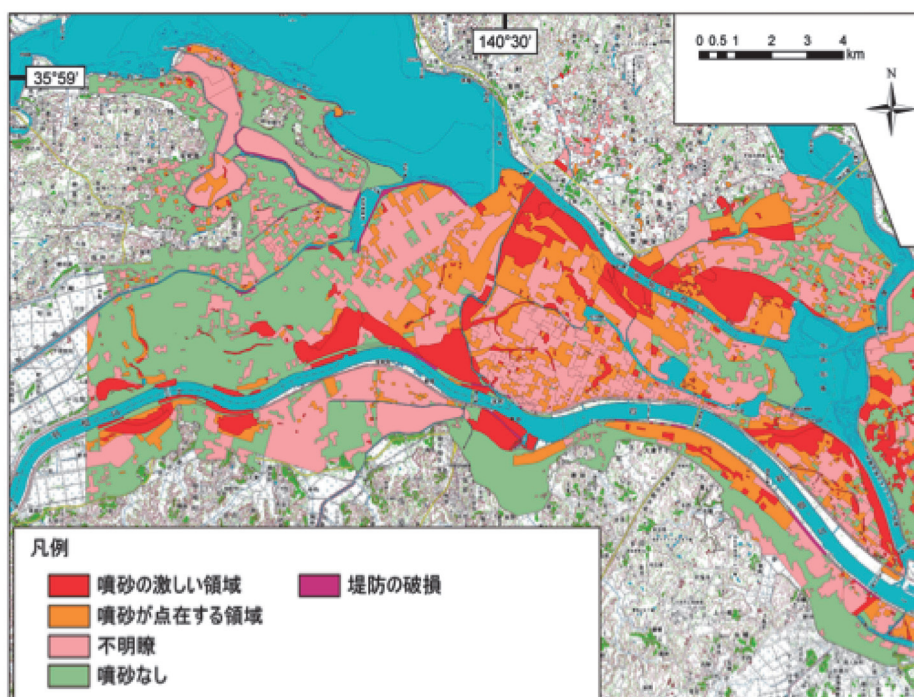
既存ボーリングデータでは表層の人工地層は「盛り
 土」として一括されており、粒径などの詳細な情報は含
 まれない。そのため今回は検討できなかったが、盛り土
 も含めた表層数 m の地質分布と液状化被害の分布には
 強い相関があると考えられる。

液状化指数および地盤増幅度の分布と液状化した地
 域との相関性は必ずしも良くない。



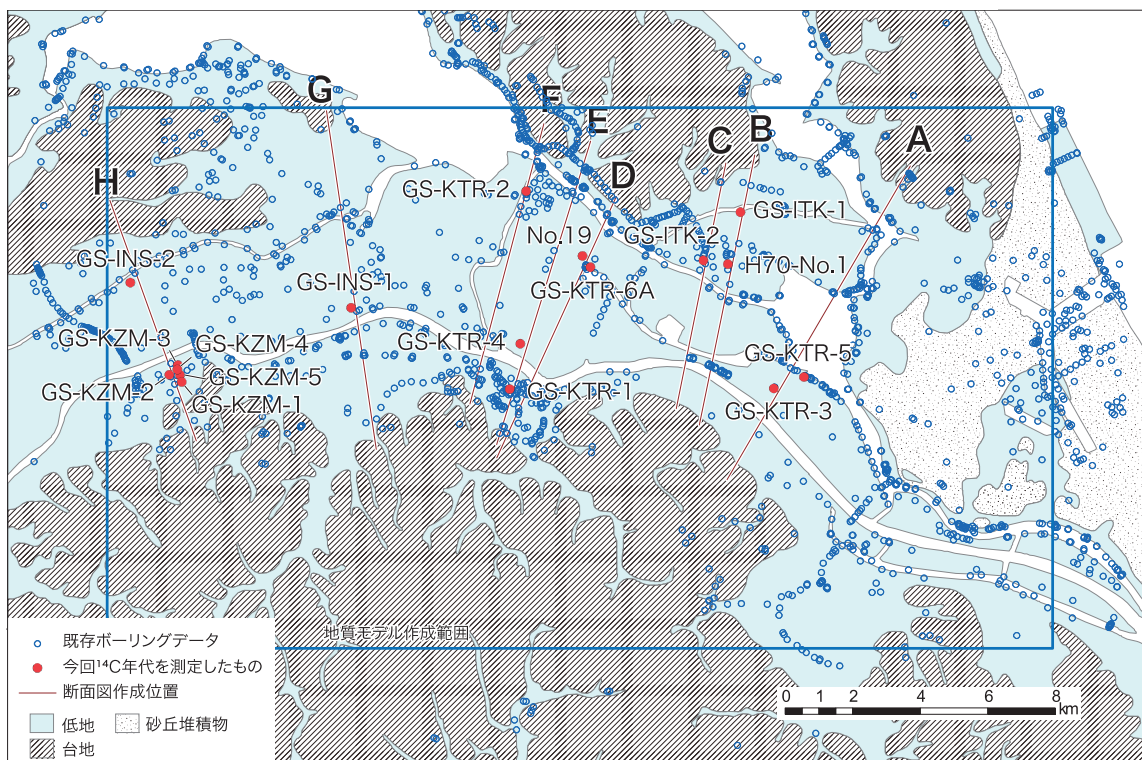
第1図 調査地域の地形分類とボーリング，トレンチ調査地点図

Fig.1 Landform classification map and studied sites of drilling and trenching.



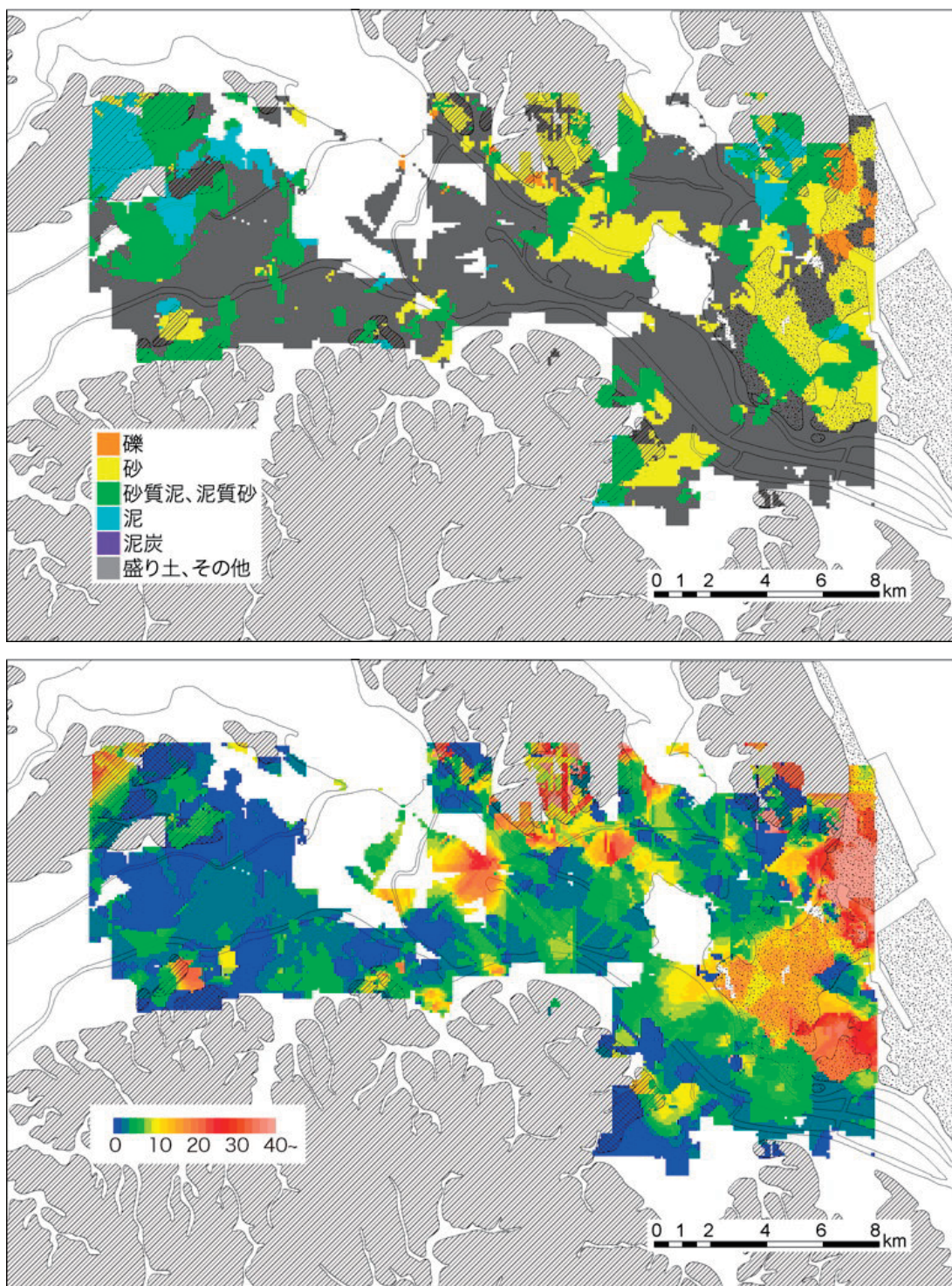
第2図 2011年東北地方太平洋沖地震時に生じた噴砂等液状化の分布

Fig.2 Distribution of liquefaction (sand boil) areas associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake.

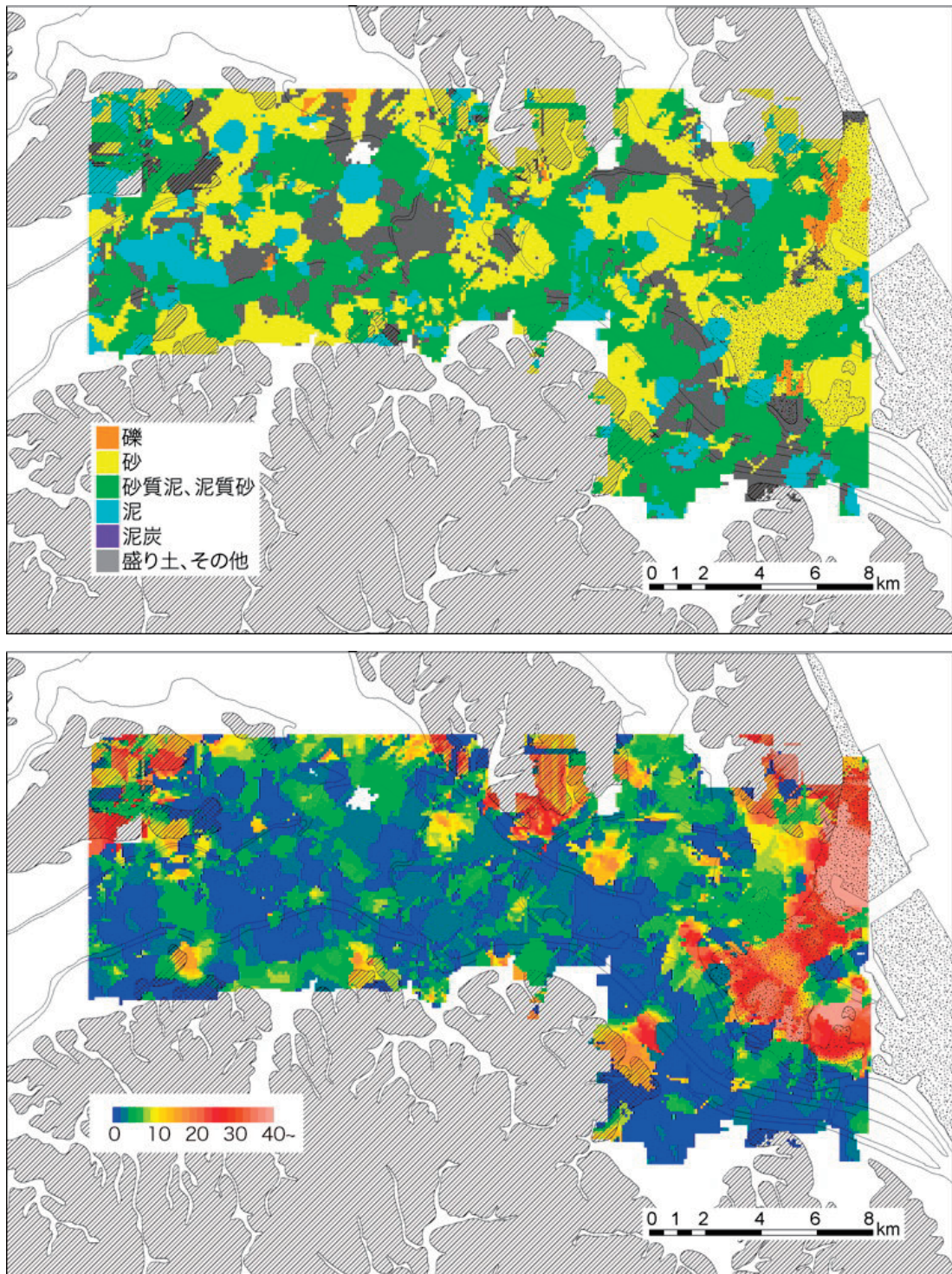


第3図 既存ボーリングデータ、オールコアボーリングの位置。地質モデルの作成範囲、断面図作成地点も示す。

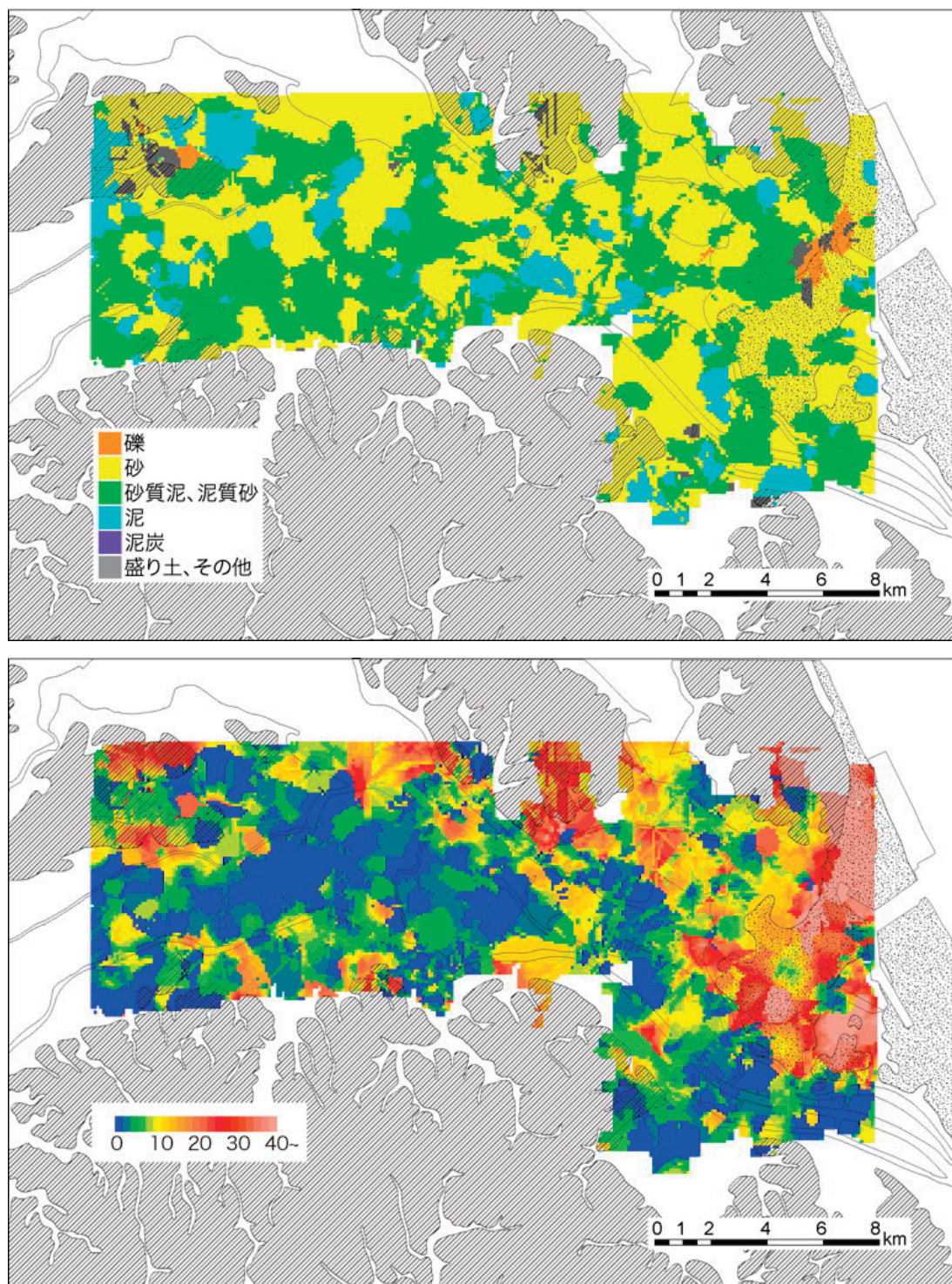
Fig.3 Localities of log data, drilling sites, geological model area and cross sections.



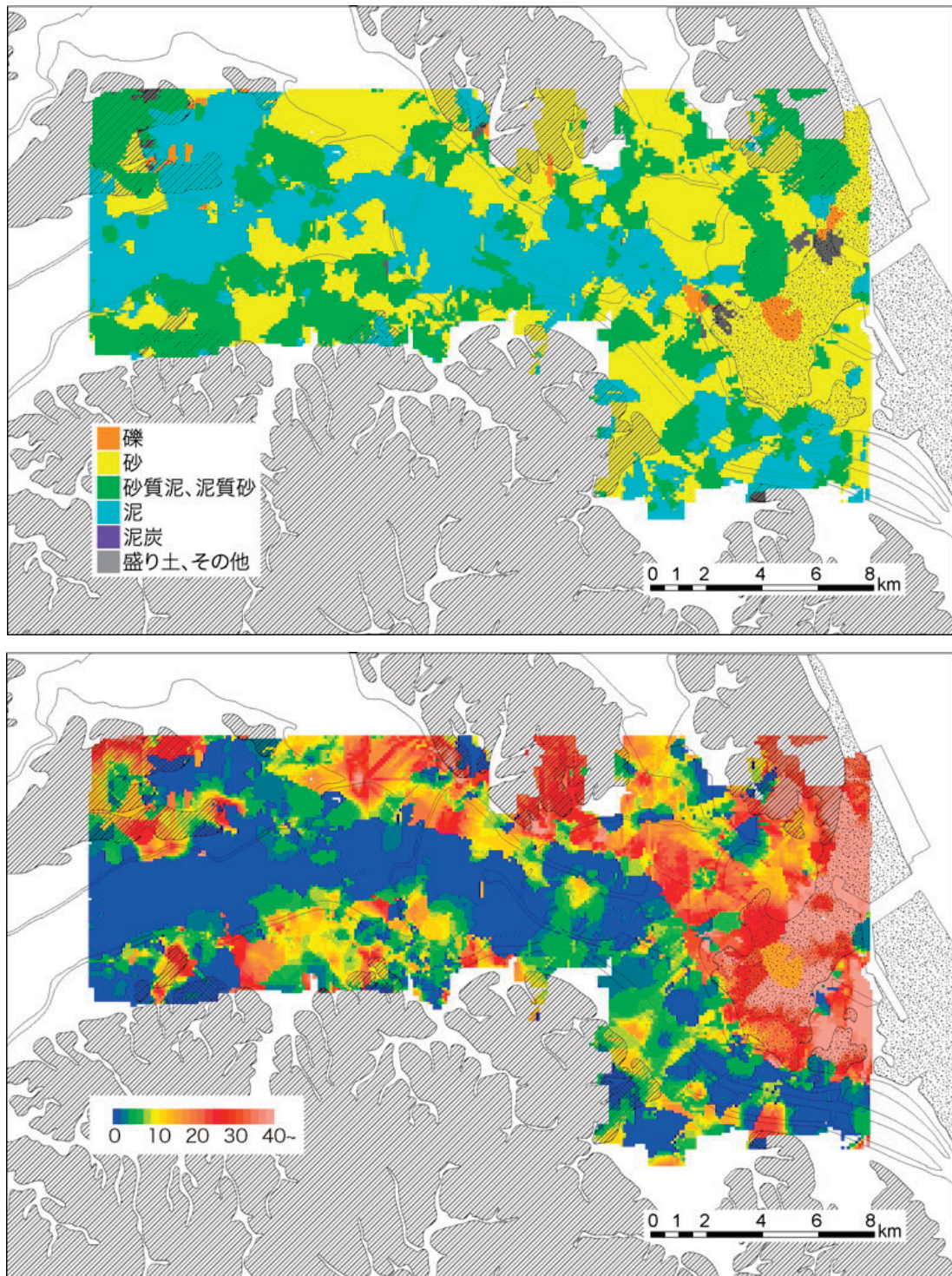
第4図 標高0mにおける地質（上図）とN値（下図）の分布
Fig.4 Distribution of lithology (upper) and Nvalue (lower) (0 m elevation).



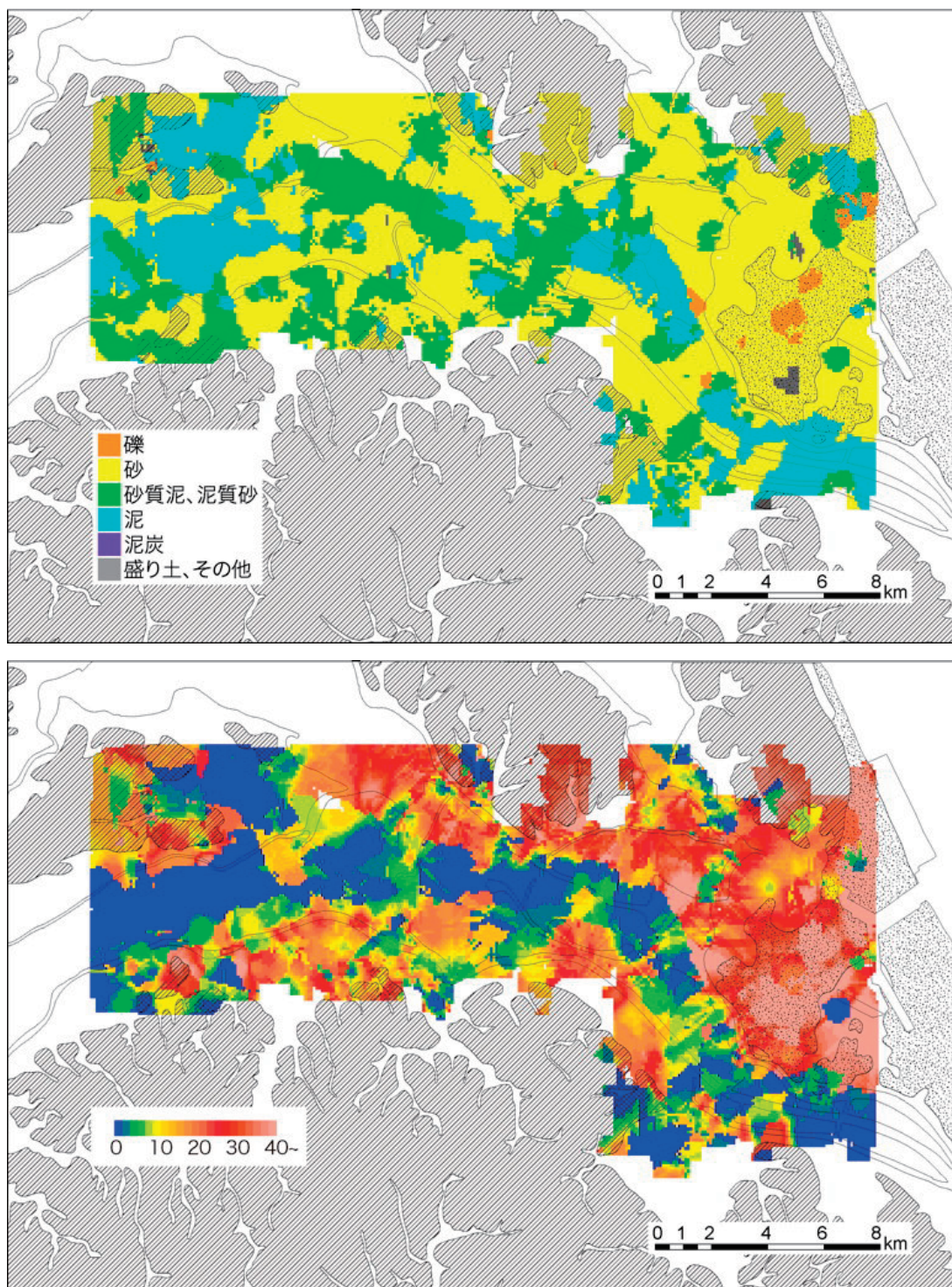
第5図 標高-2 mにおける地質（上図）と N 値（下図）の分布
Fig.5 Distribution of lithology (upper) and N value (lower) (-2 m elevation).



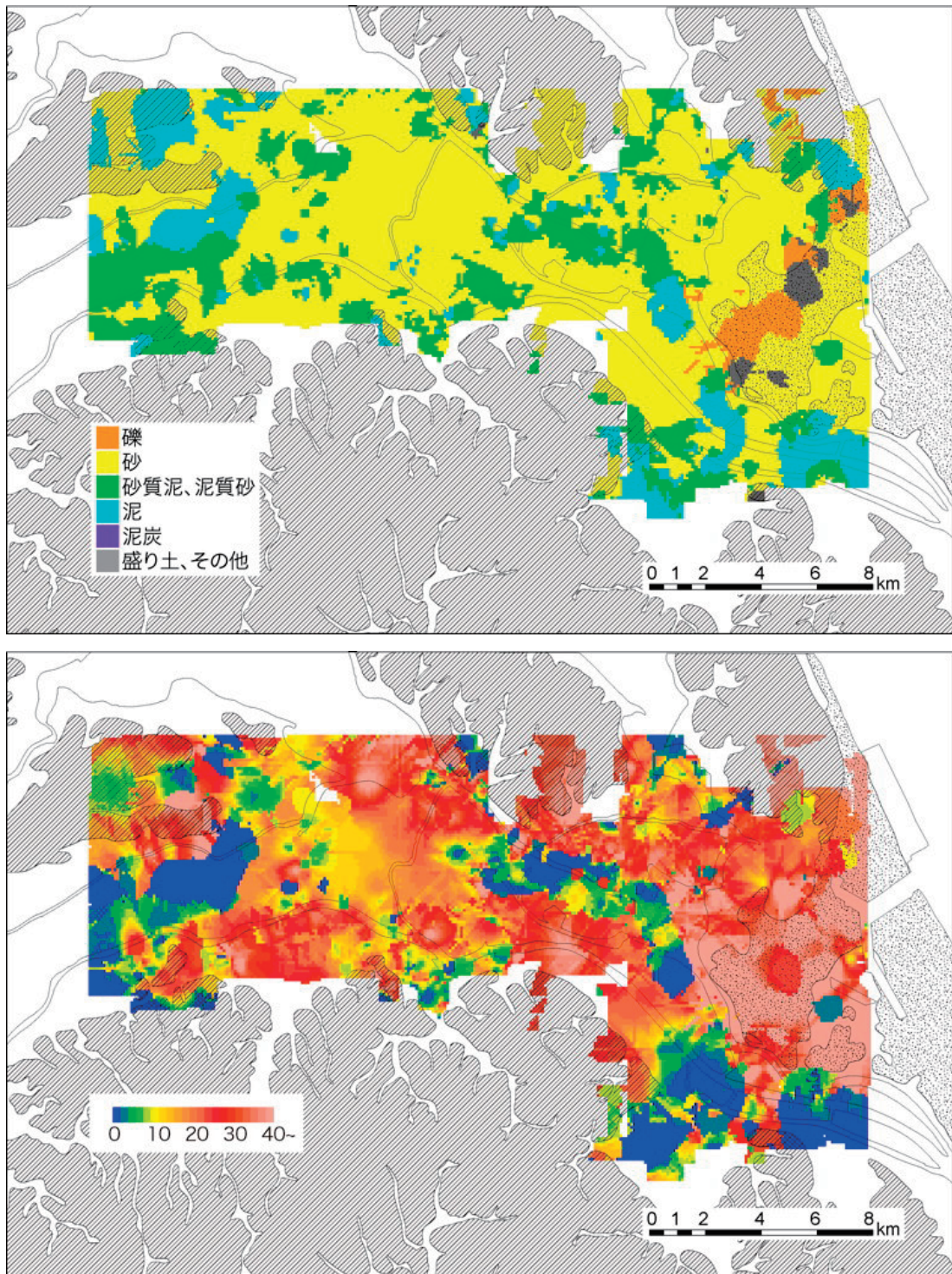
第6図 標高-4 mにおける地質（上図）と N 値（下図）の分布
Fig.6 Distribution of lithology (upper) and N value (lower) (-4 m elevation).



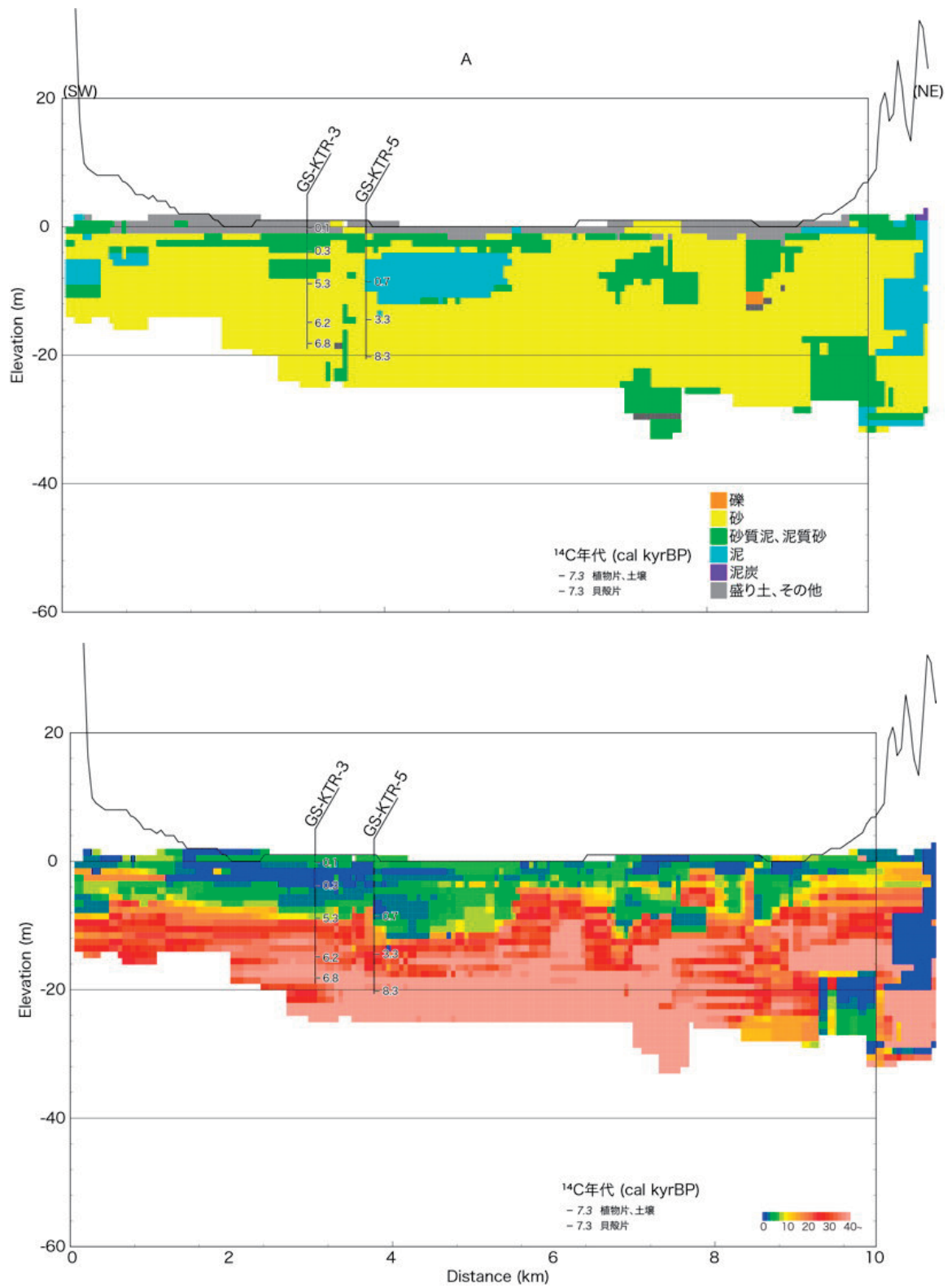
第7図 標高-6 mにおける地質（上図）と N 値（下図）の分布
Fig.7 Distribution of lithology (upper) and N value (lower) (-6 m elevation).



第8図 標高-8 mにおける地質（上図）と N 値（下図）の分布
Fig.8 Distribution of lithology (upper) and N value (lower) (-8 m elevation).

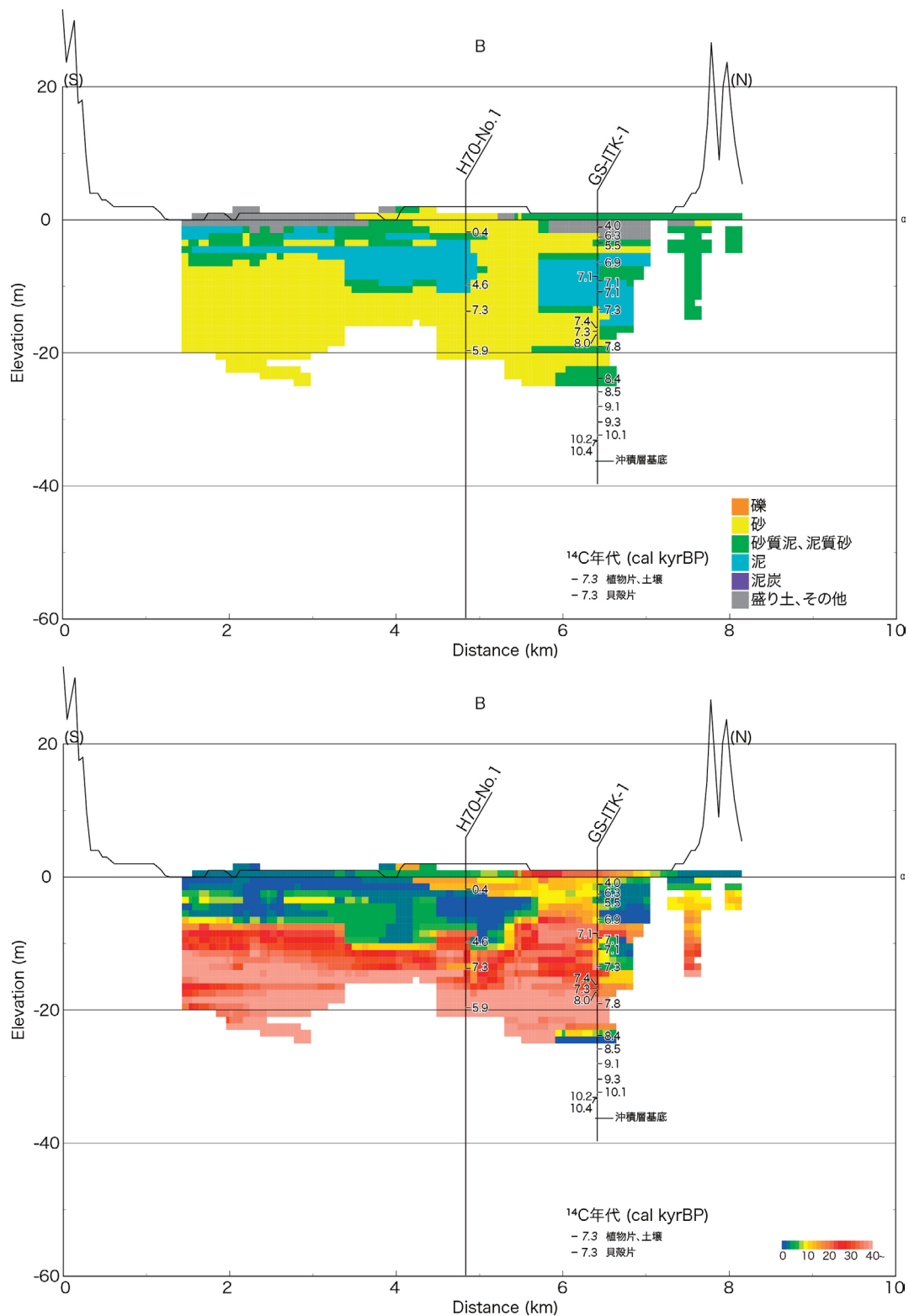


第9図 標高-10 mにおける地質（上図）と N 値（下図）の分布
Fig.9 Distribution of lithology (upper) and N value (lower) (-10 m elevation).

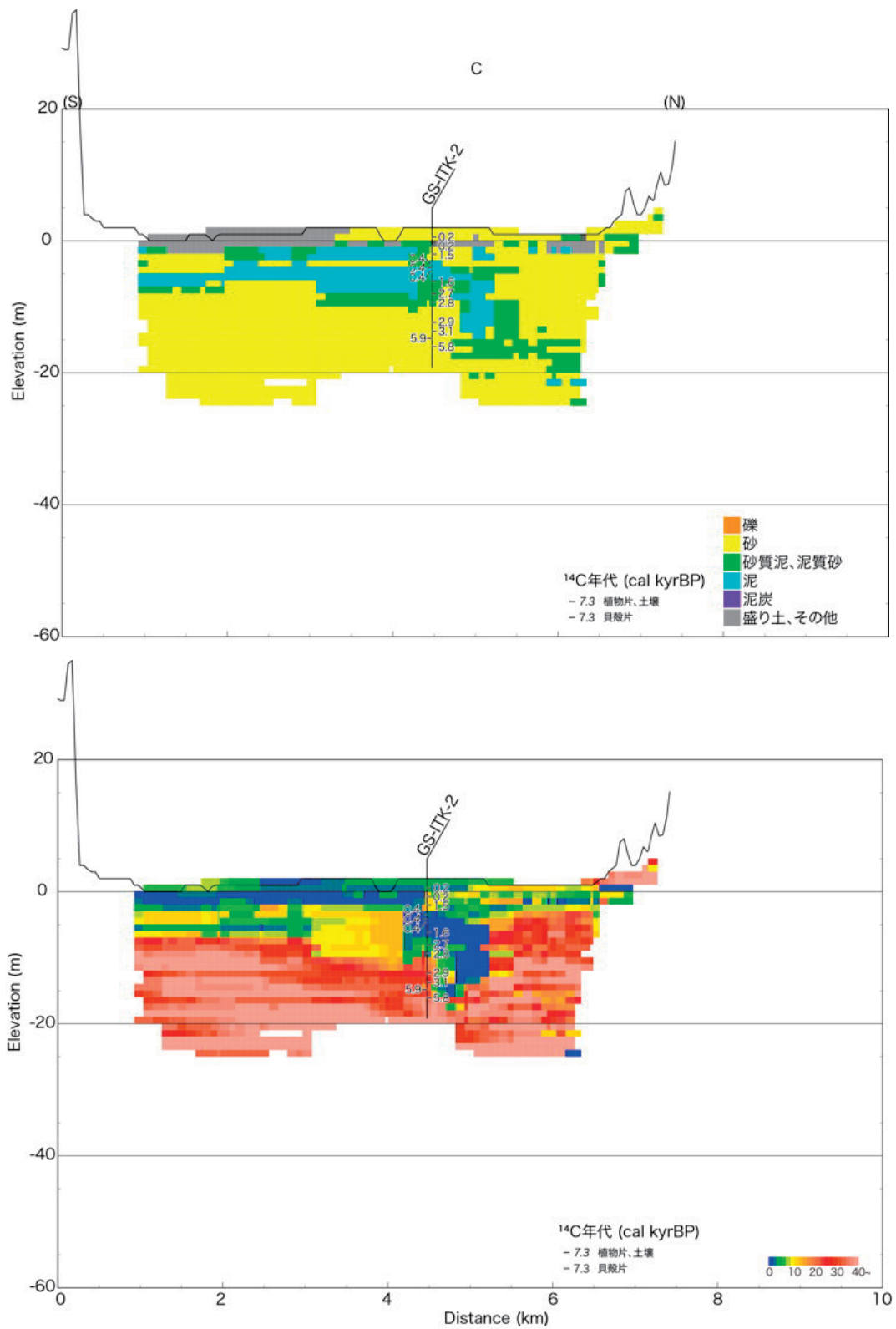


第10図 断面図A (上: 地質, 下: *N*値)
 Fig.10 Cross section A (upper: lithology, lower: *N*value).

利根川下流域における液状化被害分布と地下地質との対応

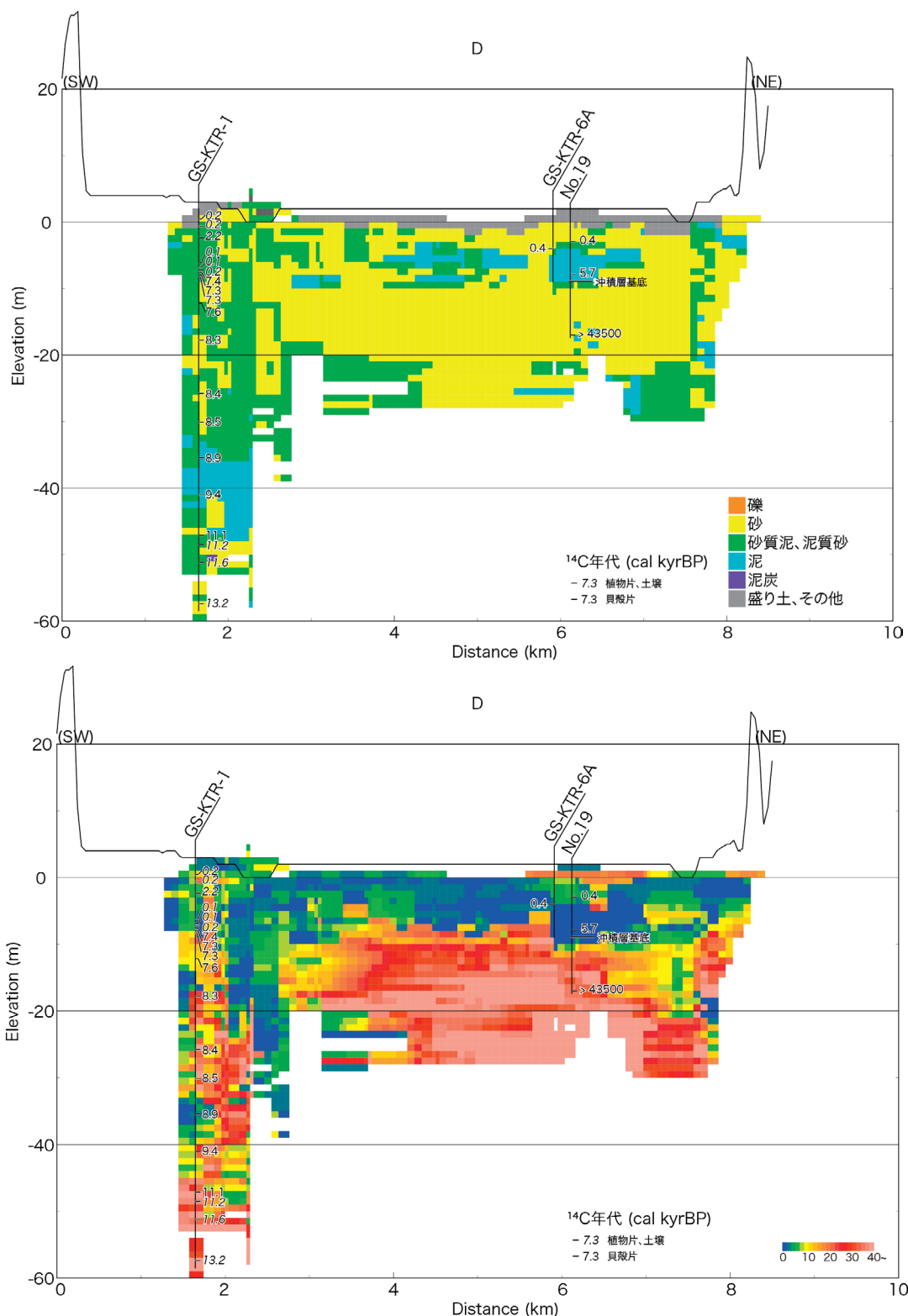


第 11 図 断面図 B (上: 地質, 下: N 値). H70-No.1 コアの年代値等は潮来市 (2013) に基づく.
 Fig.11 Cross section B (upper: lithology, lower: N value). H70-No.1 core is according to Itako City (2013).



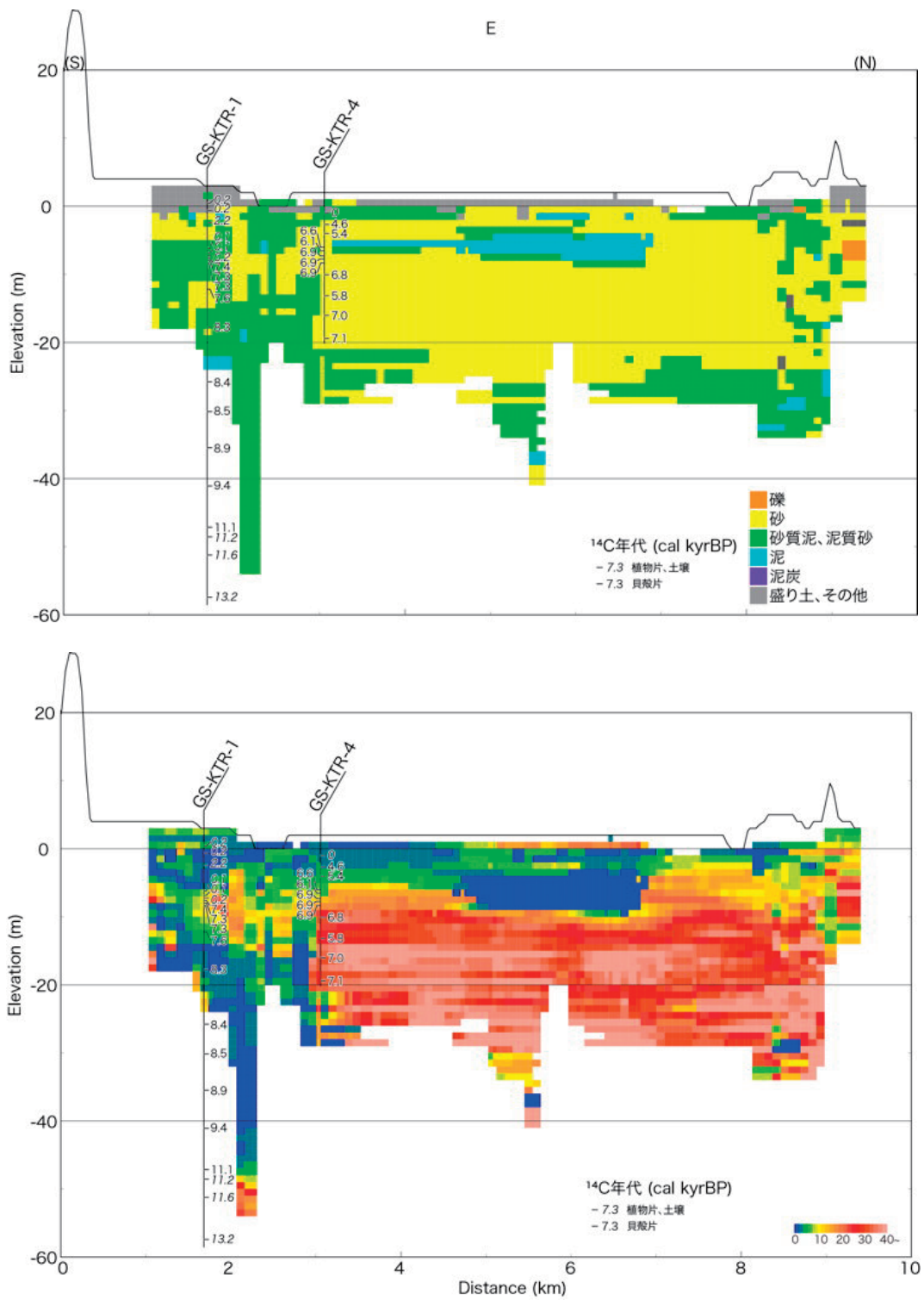
第12図 断面図C (上: 地質, 下: N 値)
 Fig.12 Cross section C (upper: lithology, lower: N value).

利根川下流域における液状化被害分布と地下地質との対応



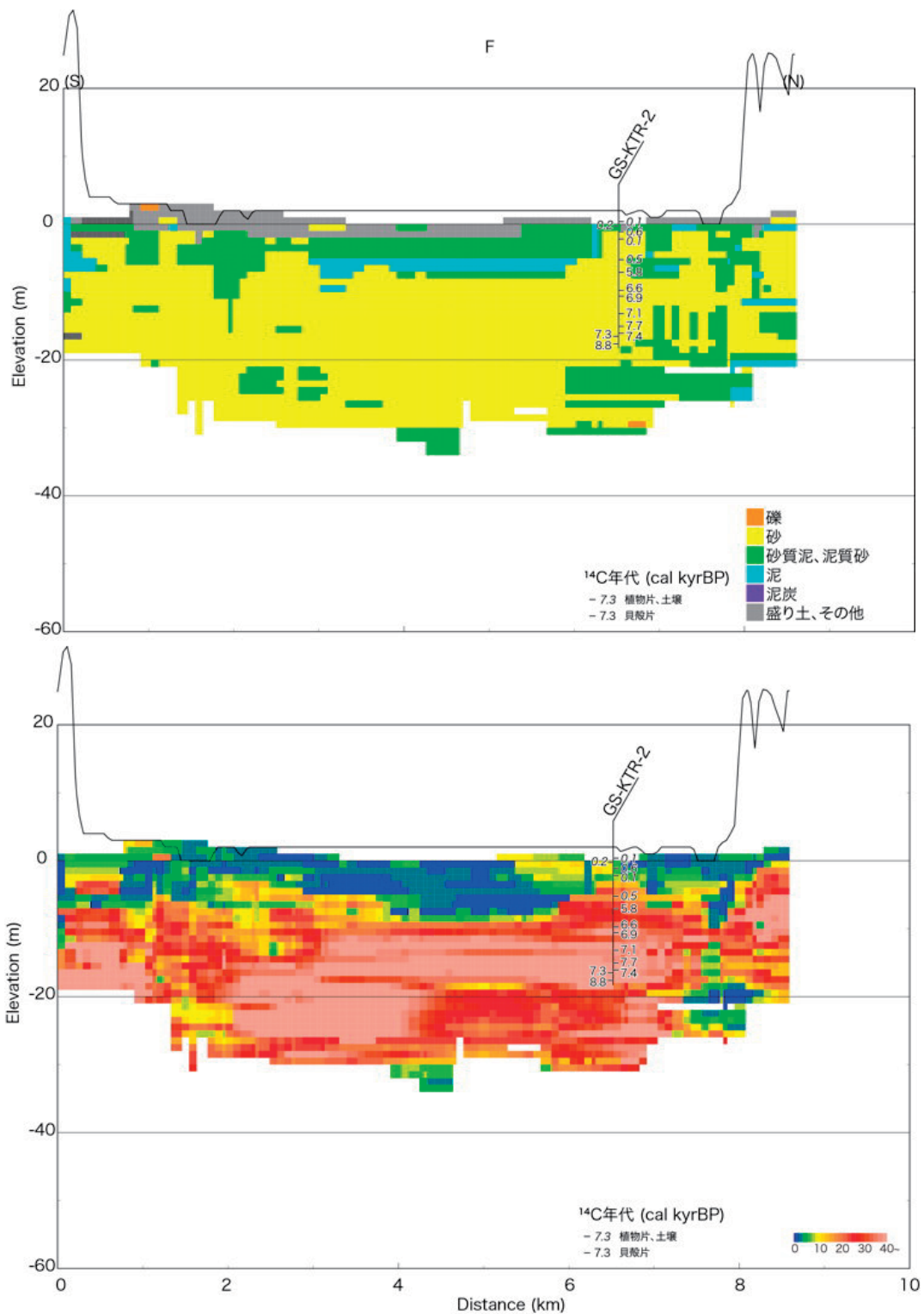
第 13 図 断面図 D (上: 地質, 下: N 値). No.19 コアのデータ (年代値を除く) は東日本大震災千葉県調査検討専門委員会 (2012) に基づく.

Fig.13 Cross section D (upper: lithology, lower: N value). No.19 core is according to Chiba Prefecture (2012) except for ^{14}C age.

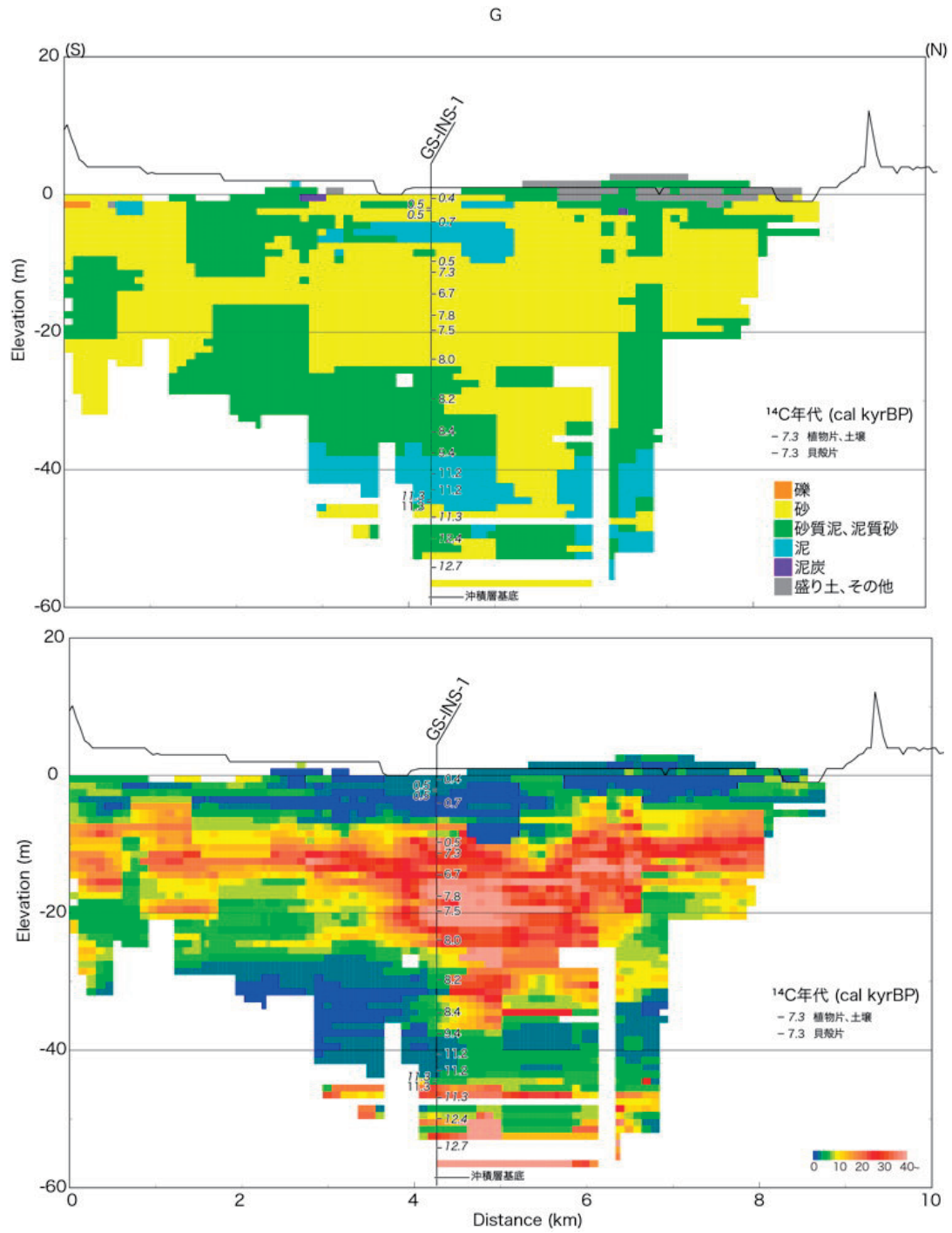


第 14 図 断面図 E (上: 地質, 下: *N* 値)

Fig.14 Cross section E (upper: lithology, lower: *N* value).

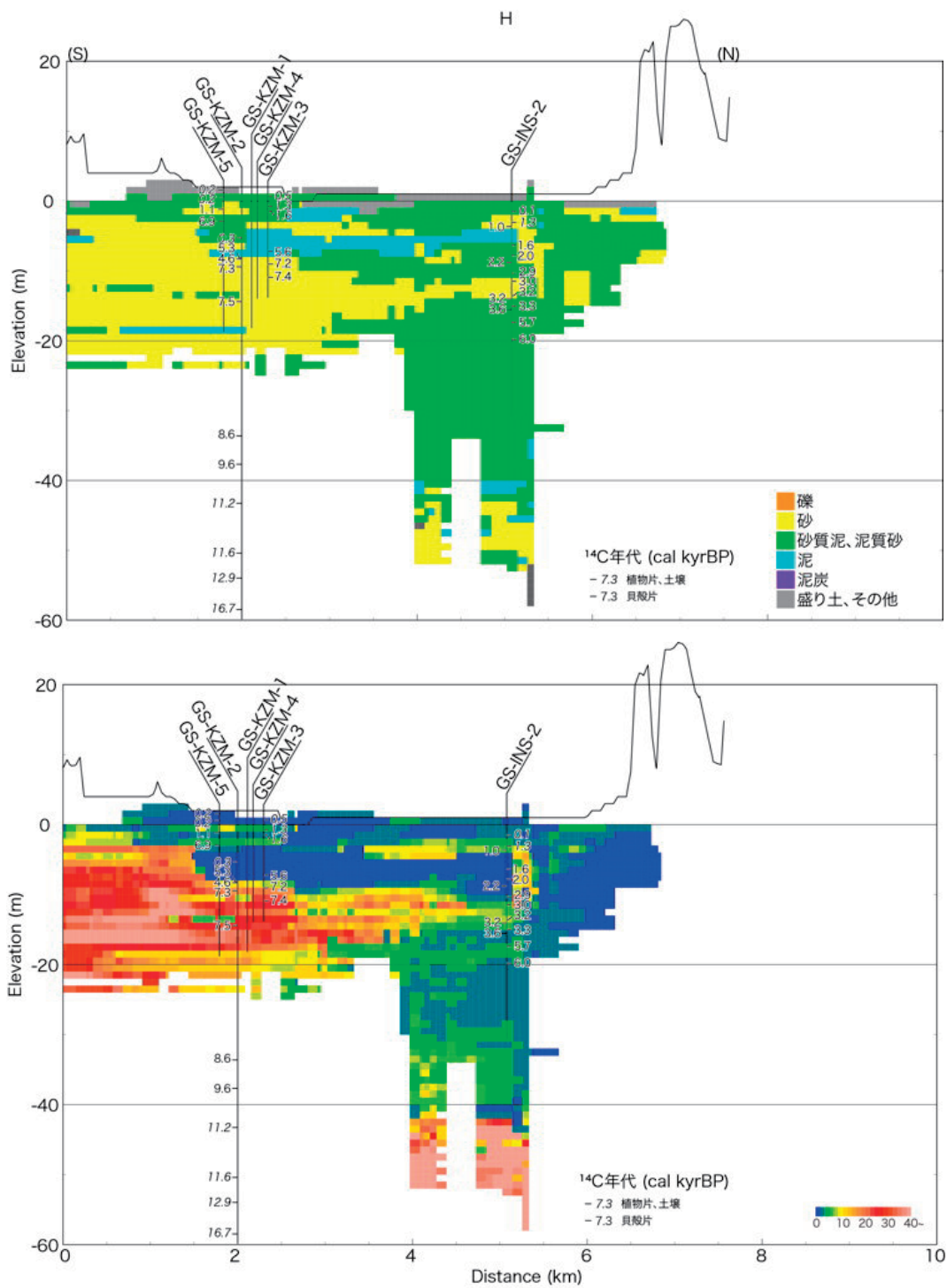


第15図 断面図F (上: 地質, 下: N 値)
 Fig.15 Cross section F (upper: lithology, lower: N value).



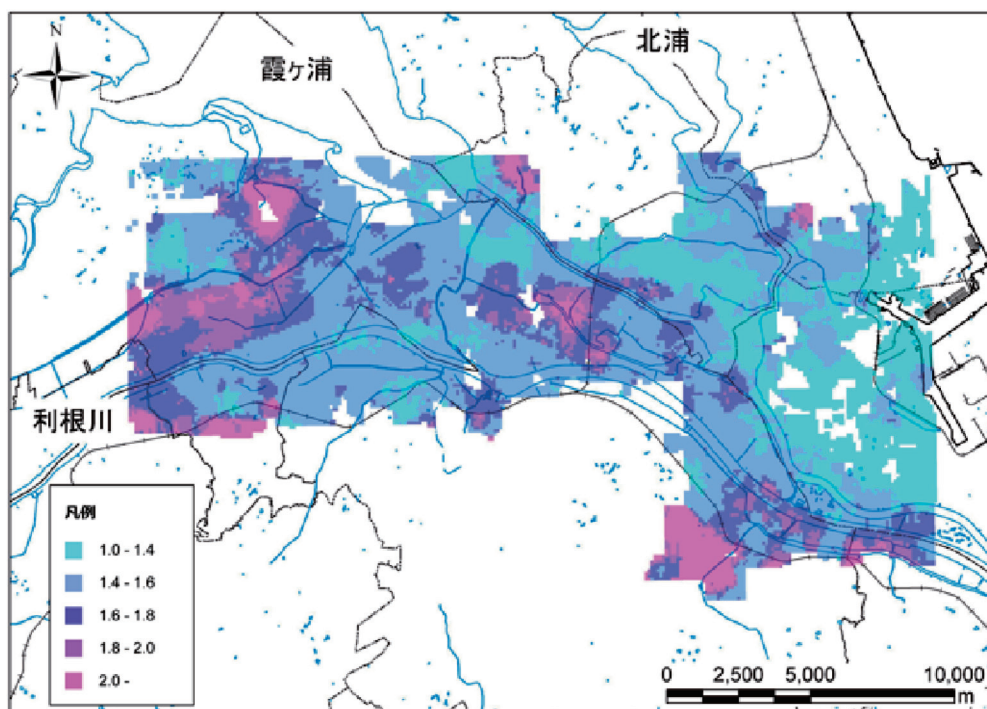
第16図 断面図G (上: 地質, 下: N値)

Fig.16 Cross section G (upper: lithology, lower: Nvalue).

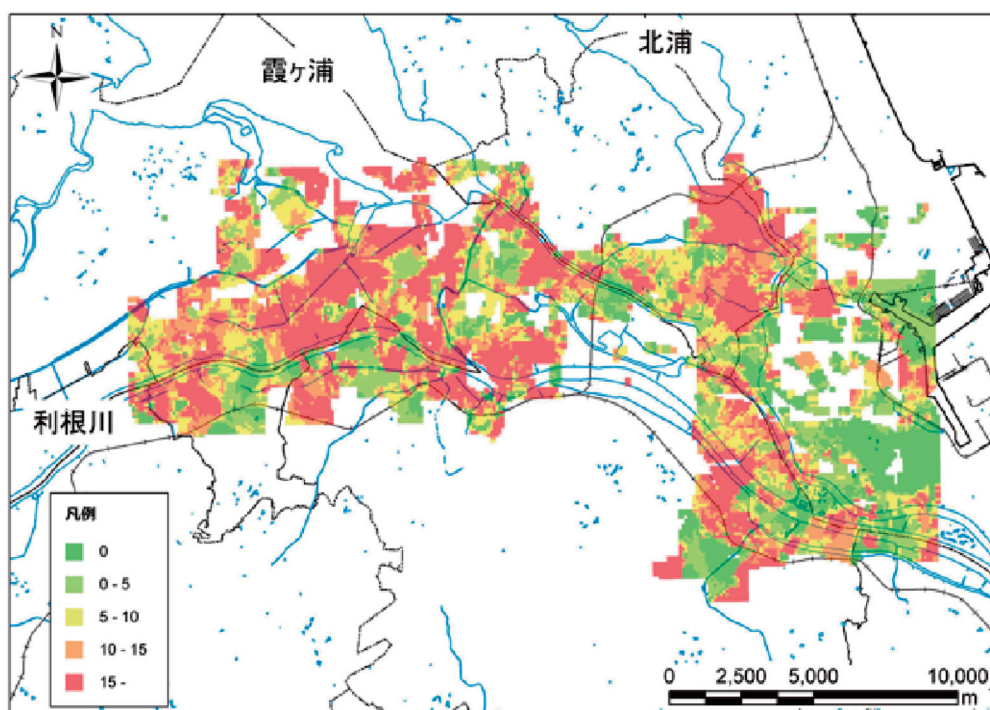


第17図 断面図H (上: 地質, 下: N 値)

Fig.17 Cross section H (upper: lithology, lower: N value).



第 18 図 三次元モデルを用いて作られた地盤増幅度の分布
Fig.18 Distribution of site amplification factor inferred using 3D model.



第 19 図 三次元モデルを用いて作られた液状化危険度 (PL) の分布
Fig.19 Liquefaction hazard map (Distribution of PL value) using 3D model.

4. 地下水システムと液状化との関係

4. 1 研究の概要

利根川下流域の沖積低地部(茨城県取手市～千葉県香取市)において地下水システム解明のための調査を行った。この地域では、ここ数年、産総研の政策課題「沿岸域の地質・活断層調査」によって一部地下水研究をすでに実施済みであるが(安原ほか, 2011; 安原ほか, 2012), 今回の調査は同研究をさらに展開・補完するものとして行われた。今回の調査内容は以下の通りである。

1. 地下水試料の採取と分析：沖積層、沖積層下位の更新統(下総層群)ならびに周辺の台地(下総層群)からの地下水試料採取(第20図)と各種化学分析(水温、電気伝導度、pH、酸化還元電位、溶存酸素濃度、一般水質、酸素・水素同位体、炭素安定同位体等)。一部試料については、CFCs/SF6 や放射性炭素 ^{14}C 濃度に基づく滞留時間の測定、また塩化物イオン(Cl)の起源を推定するため $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の測定を実施(外注分析)。
2. 沖積層コア試料からの間隙水の抽出と分析：オールコアボーリング試料から、掘削泥水の影響が少ないコアの中心部分のみを選別し、遠心分離器によって各深度の間隙水を抽出(pF4.0; 45分間)。得られた間隙水については電気伝導度と一般水質(陰イオン濃度)の測定を実施。1. 八筋川(湖東小), 2. 結佐, 3. 潮来市(日の出八丁目公園), 4. 香取市佐原口の計4地点(第20図)において間隙水の分析を行った。
3. 浅層地下水位の連続測定：4地点(1. 成田市大和田; 2. 神崎町向野; 3. 神崎町今; 4. 香取市佐原口)において、投げ込み式水位データロガーを用いた浅層地下水位の連続測定を実施(第20図)。開放井戸を使用した地点1以外ではピエゾメータ($\phi 50\text{mm}$)を設置し、管内の水位を測定。なお、神崎町今では、鉛直方向の地下水流動の実態把握のため、深さ120cmと180cmの深度が異なる2本のピエゾメータを設置し、2013年3月末まで計測を行った。

4. 2 沖積低地とその周辺の地下水システム

今回新たに得られたデータと既存研究の結果(黒田ほか, 1984; 安原ほか, 2011; 安原ほか, 2012)を併せ、当地域の地下水システムについて検討した。帯水層の層準と一般水質から地下水はA, B, Cの3タイプに区分される(第21図)。すなわち、タイプA(沖積層中の地下水: Na-Cl型, Na-HCO₃・Cl型, Ca・Mg-HCO₃型)、タイプB(沖積層下位の洪積層中に賦存する地下水; Na-HCO₃・Cl型)、タイプC(Ca・Na-HCO₃型; 洪積台地下の地下水)の3タイプである。これら3タイプの地下水は $\delta^{18}\text{O}$ - δD (第22図)ならびにCl- δD (第23図)プロ

ット上でも明瞭に区分される。タイプBの地下水の同位体組成がタイプAやタイプCのそれに比べて低く、かつ同じ下総層群中に賦存するタイプCと比較してCl濃度が高い(Cl最高濃度=330mg/L)ことが特徴的である。

地下水の滞留時間情報も加味した総合的な解析結果を第24図に示す。当地域の地下水流動系、各タイプの地下水の水の滞留時間やClの起源に関して以下の様な知見が得られた。まず、沖積層の上部からは現在の天水が侵入しており、それによって形成される浅層地下水の滞留時間はCFCs/SF6に基づくと数年(地点600)から30年弱(地点612)である。間隙水の電気伝導度プロファイル(第25図)からみると、地表からもたらされる天水が到達・循環する深度は潮来では地表面下10m未満、また八筋川、結佐、佐原口では地表面下20~25m程度までと考えられ、その下位の沖積層中には現在の天水の影響を受けていない高濃度の溶存物質を含んだ地下水が存在している。また、沖積低地と台地の境界付近では、台地浅層部からもたらされる滞留時間が短い地下水(地点622: 10年; 地点609: 20年弱)が側方から沖積層中に混入し、その地下水を希釈していると考えられる。

一方、沖積層下部(深度30~40m付近; 有楽町層中・下部もしくは七号地層相当層)に存在するタイプAの高Cl濃度地下水(地点529; Cl濃度=768mg/L)については、1) ^{14}C や $\delta^{18}\text{O}$, δD の測定結果から、水は約9,000年前から縄文海進期にかけての温暖期に涵養されたものであること、2) $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の低さ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比= 8.00×10^{-16})から、Clも同じ時期に起きた海進によってもたらされた海水を起源とするものと推定された。沖積層より下位の層準の下総層群(深度80~150m)にかけて存在するタイプBの地下水については、1) 同じく ^{14}C や $\delta^{18}\text{O}$, δD の結果から、水は約20,000年前の最終氷期寒冷期の天水に起源があること、また2) Clの起源は、その $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の高さ(たとえば地点531: $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比= 6.80×10^{-15} ; Cl濃度=173mg/L)から判断して下総層群堆積時に地層中に取り残された海水であり、この“古海水”が最終氷期寒冷期に活発化した地下水流動によって希釈されたものと考えられる。対照的に、周辺の台地部の下総層群下部から上総層群上部に賦存するタイプCの地下水(Cl濃度=5mg/l程度)の ^{14}C 年代は約1,000年~7,000年前と新しい。すなわち、台地部で卓越する相対的に短い滞留時間で特徴づけられる“循環性”の地下水流動系からは孤立する形で、滞留時間がより長くかつ高いCl濃度を有する地下水が沖積層中・下部とその下位の更新統中に取り残されているという地球化学的構造が明らかとなった。

4. 3 浅層地下水の水位連続測定結果

2012年7月から12月の水位測定結果を香取市における日降水量データ（気象庁による）とともに第26図に示した。香取市佐原口（地点4）においてはピエゾメータ設置直後に近傍で土木工事が始まり、その結果井戸枯れが発生したためデータが得られなかった。成田市大和田（地点1）では井戸水の頻繁な使用によって人工的な水位変動が生じている。神崎町向野（地点2）では約75cmの高さの盛り土の上にピエゾメータを設置したため、同図で水位-0.75mの位置が盛り土周辺の水田表面の高さに相当する。神崎町今（地点3）では水位0mの位置が周辺の水田表面の高さとなる。また、神崎町向野（地点2）と神崎町今（地点3；深度120cm）では管底より下に地下水が低下した場合には欠測となる。

地表面のごく近く（-0.3～-0.2m）に常に地下水が存在する地点1を除く各地点では、強い降雨にตอบสนองして速やかに地下水水位が上昇する。神崎町向野（地点2）では9月20日前後から10月20日前後の1ヶ月の間に3度の顕著な水位上昇を示し、そのピーク時には周辺の水田地表面下0.2m付近にまで地下水が達した。神崎町今（地点3）の深さが異なる120cmと180cmの2本のピエゾメータでも同様で、ピーク時にはそれぞれ地表面下0.4m、0.6mの位置まで地下水が上昇する。このように強い強度の降水（地表浸透水）に対して大幅な水位上昇を示すことから判断して、水田に水がはられる4月下旬から5月にかけての代かき・田植え時、さらに6月から7月の梅雨時にも長期間にわたり水面が地表付近に位置するという液状化に対して脆弱な状態に同地域は置かれるもの考えられる。

液状化のリスクを考える上でもう一つ重要なのは地下水の流動方向である。神崎町今（地点3）の2本のピエゾメータの水位を比較すると、ピーク時には深さ120cmの水理水頭は深さ180cmのそれと比べて5cmから20cm程度高い。すなわち、水位上昇のピーク時前後には下向きの強い動水勾配（0.1から0.3程度）が生じ、この結果地下水は鉛直下方方向に流動する。しかし、水位の低下後には両者の水理水頭が逆転する時期が出現する場合がある。たとえば8月10日前後、10月15日前後、11月15日前後などである。これらの時期には深さ180cmの水理水頭が120cmに比べて最大で5cm程度高く、したがって上向きに0.1程度の動水勾配が発生することになる。地下水の鉛直上方方向への流動は液状化に対する地盤の脆弱性を増大させる恐れがあるため、今後はこの様な上向きの動水勾配が出現する場所の地理的分布、発生時期、地盤条件の把握、またそれを引き起こす水文プロセスの解明が必要になる。

5. まとめ

利根川下流域で実施した液状化に関する地質学的調査結果および液状化しやすい条件との関連をまとめる以下ようになる。

1. 既存のボーリング資料を収集して、特に標高-10m以内の各深度における岩相と N 値との関係を中心に三次元的な解析を行った。過去の水域を埋め立てたところに加え、標高-6～-8mに帯状に分布する内湾泥層に隣接する砂質層の分布域で液状化被害が多いことがわかった。液状化指数および地盤増幅度の分布と被害分布の相関は必ずしも良くなかった。
2. 調査地域の地下水の分析結果からは、沖積層の表層部と深部とで地下水流動に違いがあることが示され、液状化との関連においては、地下水の水位が高いことに加えて流動方向が上向きになっているところに液状化が生じやすい可能性が考えられた。

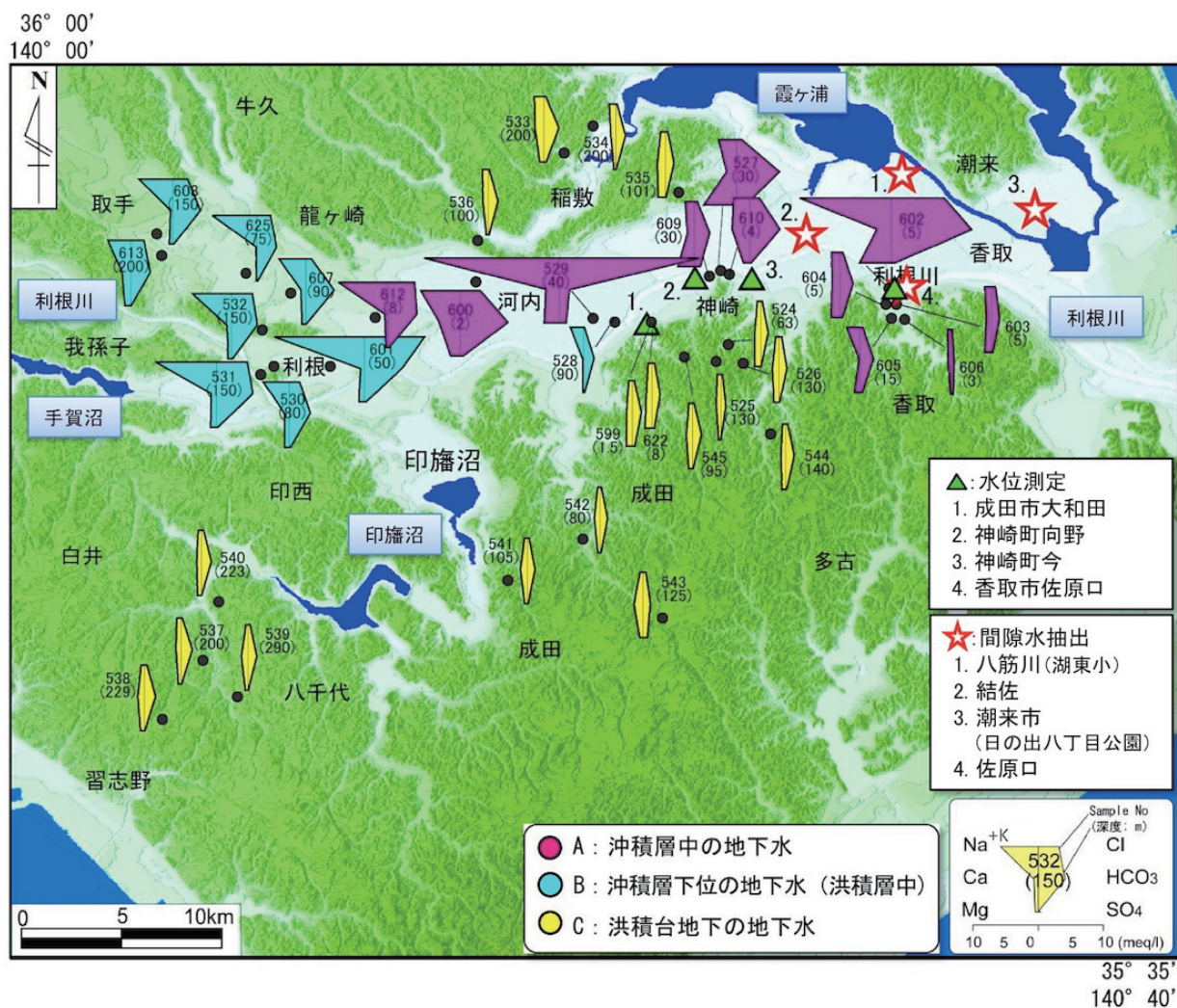
謝辞

潮来市総務部秘書政策課、稲敷市産業建設部都市整備課、香取市建設部都市整備課・企画財政部財政課・教育委員会、神崎町総務課をはじめとする各自治体関係者の方々には、液状化やボーリング等に関する資料のご提供ならびに調査に関する便宜をはかっていただいた。さらに、千葉県神崎町総務課ならびに香取市道路河川管理課の方々にはピエゾメータ設置に際し便宜をはかって頂いた。関東農政局両総農業水利事務所佐原支所からはボーリング資料を提供していただいた。また、調査土地所有者ならびに管理者の方々には、各種調査にご協力をいただいた。防災科学技術研究所の大井昌弘博士及び千葉県防災危機管理課の浅尾一巳氏には、ボーリングや液状化に関する資料収集ならびに各自治体との連絡に関して便宜をはかっていただいた。茨城大学楡井久名誉教授、新潟大学ト部厚志准教授、山口大学宮田雄一郎教授、山形大学川辺孝幸教授には、液状化に関する専門的なご教示や現地での議論をしていただいた。地質情報研究部門の國本節子氏、弓真由子氏、和田明美氏にはボーリングデータの電子化、ボーリングコアの分析、地下水調査などご協力頂いた。同部門斎藤文紀上席研究員には、鹿島地域の既存ボーリング資料を提供していただいた。同部門深部流体研究グループ（当時）の森川徳敏氏、高橋浩氏、高橋正明氏には化学分析にご協力頂いた。これらの方々には深く感謝申し上げる。

文献

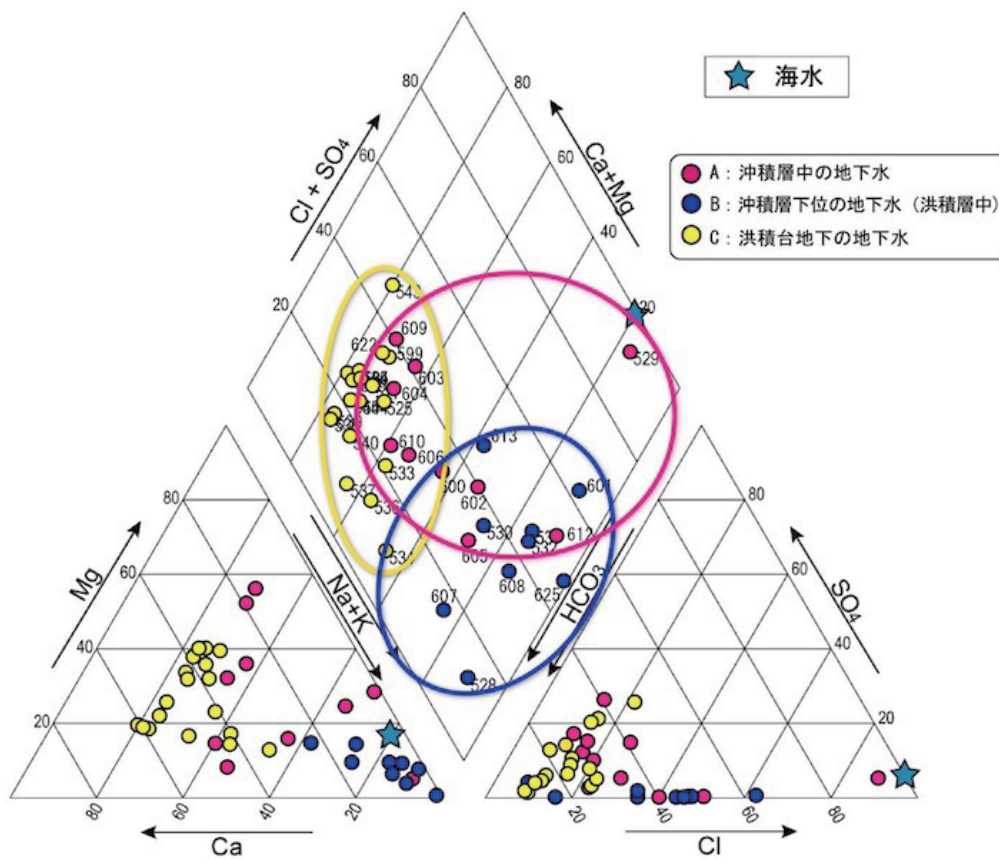
東町史編纂委員会（2003）東町史通史編。東町，1055p.

- 防災科学技術研究所 (2012) ジオステーション.
<http://www.geo-stn.bosai.go.jp/jps/index.html>
 (2014年10月8日確認)
- 千葉県 (2012) 千葉県地質環境インフォメーションバンク.
<http://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/chishitsu.html>
 (2014年10月8日確認)
- 千葉県環境研究センター地質環境研究室 (2011) 平成23 (2011) 年東北地方太平洋沖地震における千葉県内の液状化—流動化被害 (第2報). 千葉県環境研究センター, 調査研究報告, G-8, 2-1~2-57.
- 遠藤邦彦・小杉正人・菱田 量 (1988) 関東平野の沖積層とその基底地形. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **23**, 37-48.
- 江藤雅佳子・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・中山俊雄 (2008) ボーリング柱状図資料を用いた N 値と岩相の3次元分布モデル—東京低地北部における沖積層の例—. 地質学雑誌, **114**, 187-199.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2006) 近隣点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係. 日本地震工学会論集, **6**, 11-22.
- Franke, R. (1982) Scattered data interpolation: test of some methods. *Math. Comput.*, **38**, 181-200.
- 古野邦雄・楠田 隆・風岡 修・香川 淳・酒井 豊・吉田剛・野崎真司・菅野美穂子 (2013) 利根川下流低地における液状化—流動化現象—2011年東北地方太平洋沖地震と1987年千葉県東方沖地震での比較—. 第22回環境地質学シンポジウム論文集, 143-148.
- 長谷川信介・前田宜浩・河合伸一・内藤昌平・岩城麻子・はお憲生・森川信之・東 宏樹・先名重樹 (2012) 2011年東北地方太平洋沖地震による利根川流域の液状化被害. 防災科学技術研究所主要災害調査, no.48, 121-134.
- 東日本大震災千葉県調査検討専門委員会 (2012) 第4回委員会資料 (液状化) ボーリング仮柱状図. 千葉県.
- 石原与四郎・宮崎友紀・江藤雅佳子・福岡詩織・木村克己 (2013) 東京港湾地域のボーリング情報を用いた浅層3次元地質・地盤モデル. 地質学雑誌, **119**, 554-566.
- 潮来市 (2013) 日の出地区液状化対策事業報告書. 196p.
- 地盤工学会 (1996) 改正地盤工学会基準・同解説. 39p.
- 風岡 修・楡井 久・香村一夫・楠田 隆・三田村宗樹 (2003) 液状化・流動化. アーバンクボタ, no.40, 65p.
- 建設省計画局・茨城県 (1964) 茨城県鹿島地区の地盤都市地盤調査報告書第6巻, 128p.
- 小荒井 衛 (2011) 利根川下流域 (我孫子市布佐・神崎町向野) の液状化被害状況と土地の履歴. 日本地理学会災害対応本部 HP.
http://www.ajg.or.jp/disaster/files/201106_tone.pdf (2014年10月8日確認)
- 国土地理院 (1977) 2.5万分の1治水地形分類図「佐原西部」, 「佐原東部」, 「麻生」, 「潮来」, 「神栖」.
- 国土地理院 (1978) 2.5万分の1土地条件図「佐原」.
- 国土地理院 (1979) 2.5万分の1土地条件図「潮来」.
- 国土交通省関東地方整備局・公益法人地盤工学会 (2011) 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明報告書. 65p.
- 黒田和男・森 和雄・石井武政・磯部一洋・遠藤秀典・宇野沢 昭・相原輝雄・岡 重文・永井 茂・池田喜代治・狛 武 (1984) 地下水利用に伴う地盤沈下の予測技術に関する研究. 公害特別研究報告集 (昭和58年度), 工業技術院産業公害研究調整官, no.90, 1-20.
- 日本道路協会 (2012) 道路橋示方書 (耐震設計編)・同解説. 318p.
- 楡井 久・佐藤賢司・古野邦雄・高梨裕司・森 範幸 (1986) 地震時における地波現象と帯水層の液状化. 地質学論集, no.27, 109-114.
- Nirei, H., Kusuda, T., Suzuki, K., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh K. and Kazaoka, O. (1990) The 1987 East Off Chiba Prefecture Earthquake and its hazard. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no.35, 31-46.
- 大熊 孝 (1981) 近世初頭の河川改修と浅間山噴火の影響. アーバンクボタ, no.19, 18-31.
- 新藤静夫・前野元文 (1982) 霞ヶ浦周辺低地の環境地学 (I) —桜川低地と霞ヶ浦の地形, 地質—. 筑波の環境研究, **6**, 173-181.
- 東京都港湾局 (2001) 新版東京港地盤図. 97p.
- 運輸省第2港湾建設局鹿島工事事務所 (1969) 鹿島港とその周辺の土質. 308p.
- 若松加寿江 (2012) 2011年東北地方太平洋沖地震による地盤の再液状化. 日本地震工学会論文集, **12**, 69-88.
- 安原正也・稲村明彦・森川徳敏・高橋 浩・宮越昭暢・牧野雅彦・塚本 斉・戸崎裕貴・水野清秀・Stephen B. Gingerich・林 武司・鈴木秀和・宮下雄次・藪崎志穂・鈴木裕一 (2011) 関東平野における地下水システムの研究. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.56, 151-157.
- 安原正也・稲村明彦・森川徳敏・戸崎裕貴・高橋 浩・水野清秀 (2012) 利根川下流域における沖積低地と周辺台地部の地下水の地球化学的研究. 2012年度日本水文科学会発表要旨集, no.27, 47-48.

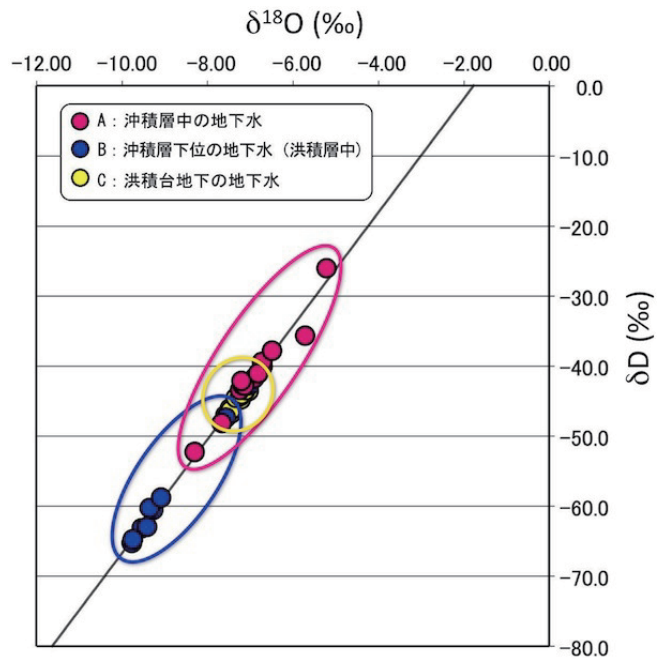


第20図 研究地域の概要と調査地点. 地下水の Stiff diagram も合わせて示す.

Fig.20 Study area and locations surveyed. Also shown is distribution of groundwater chemistry using Stiff Pattern diagrams.

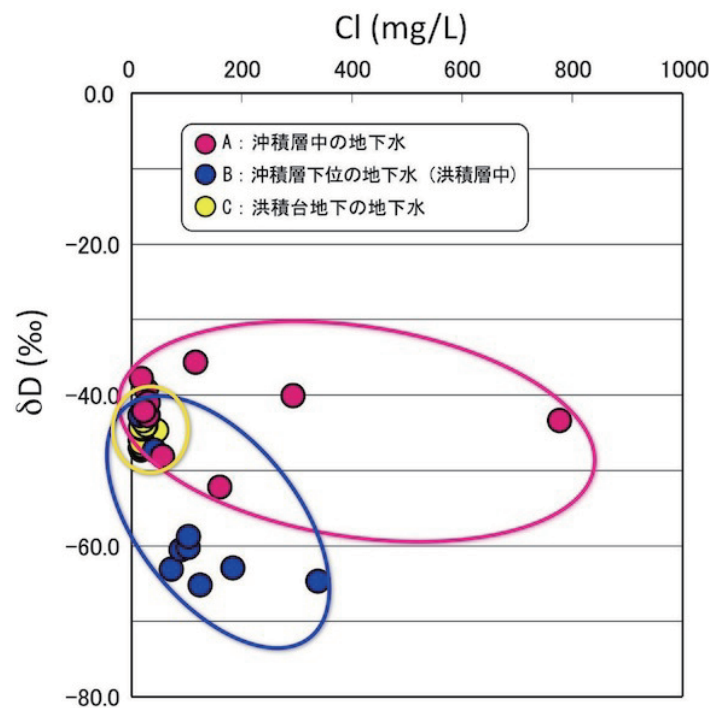


第 21 図 Piper diagram による地下水の一般水質組成
 Fig.21 Trilinear Piper diagram representation of groundwater chemistry.



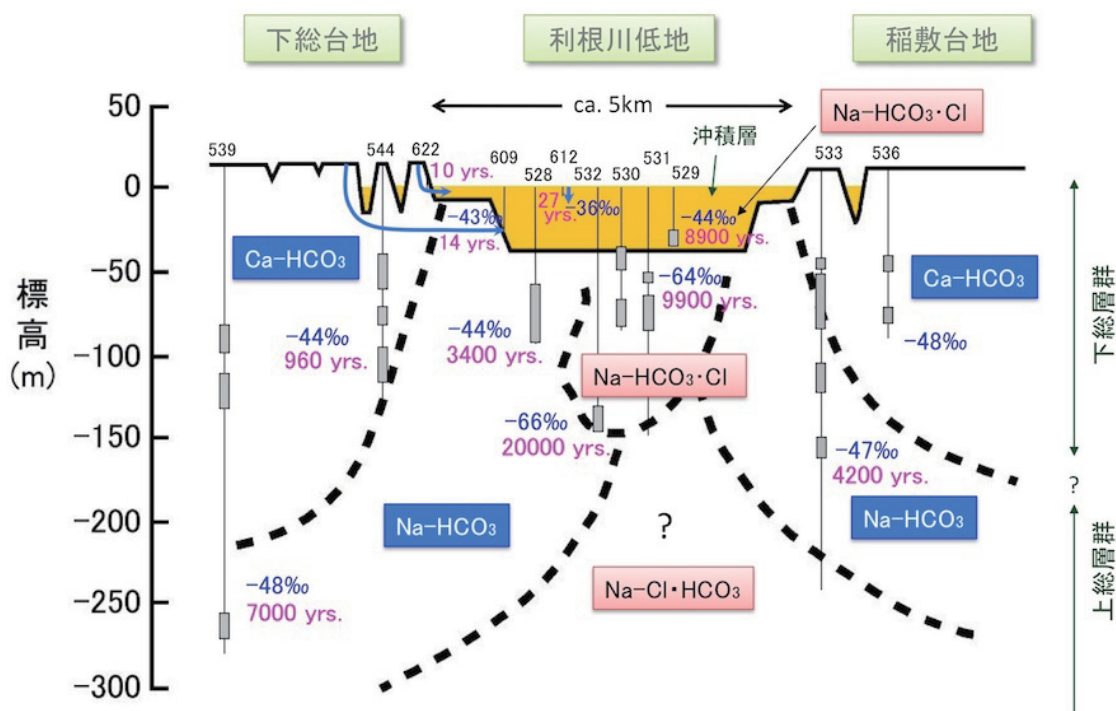
第22図 $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD プロット

Fig.22 Plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus δD values of groundwater samples.

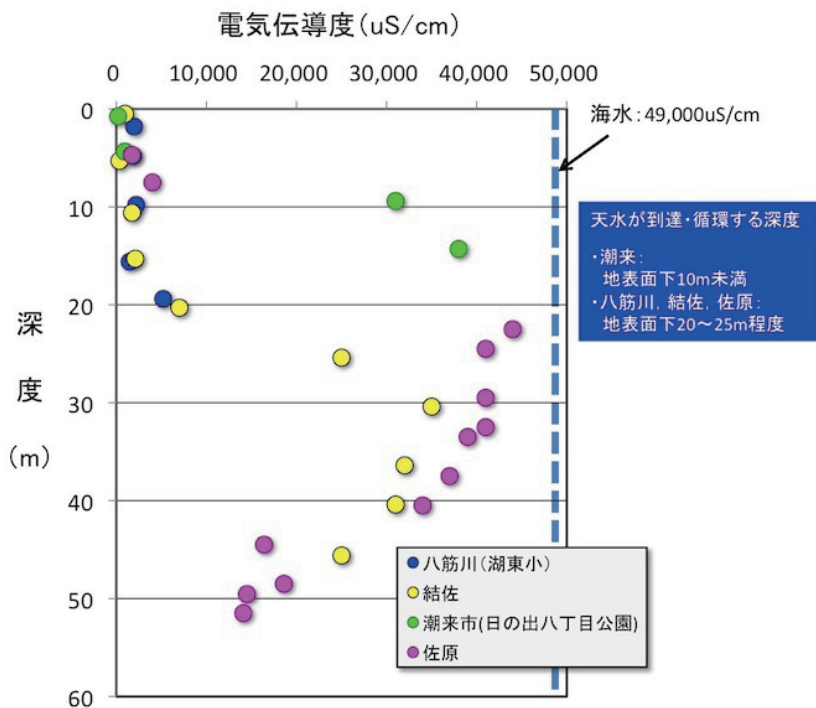


第23図 Cl vs. δD プロット

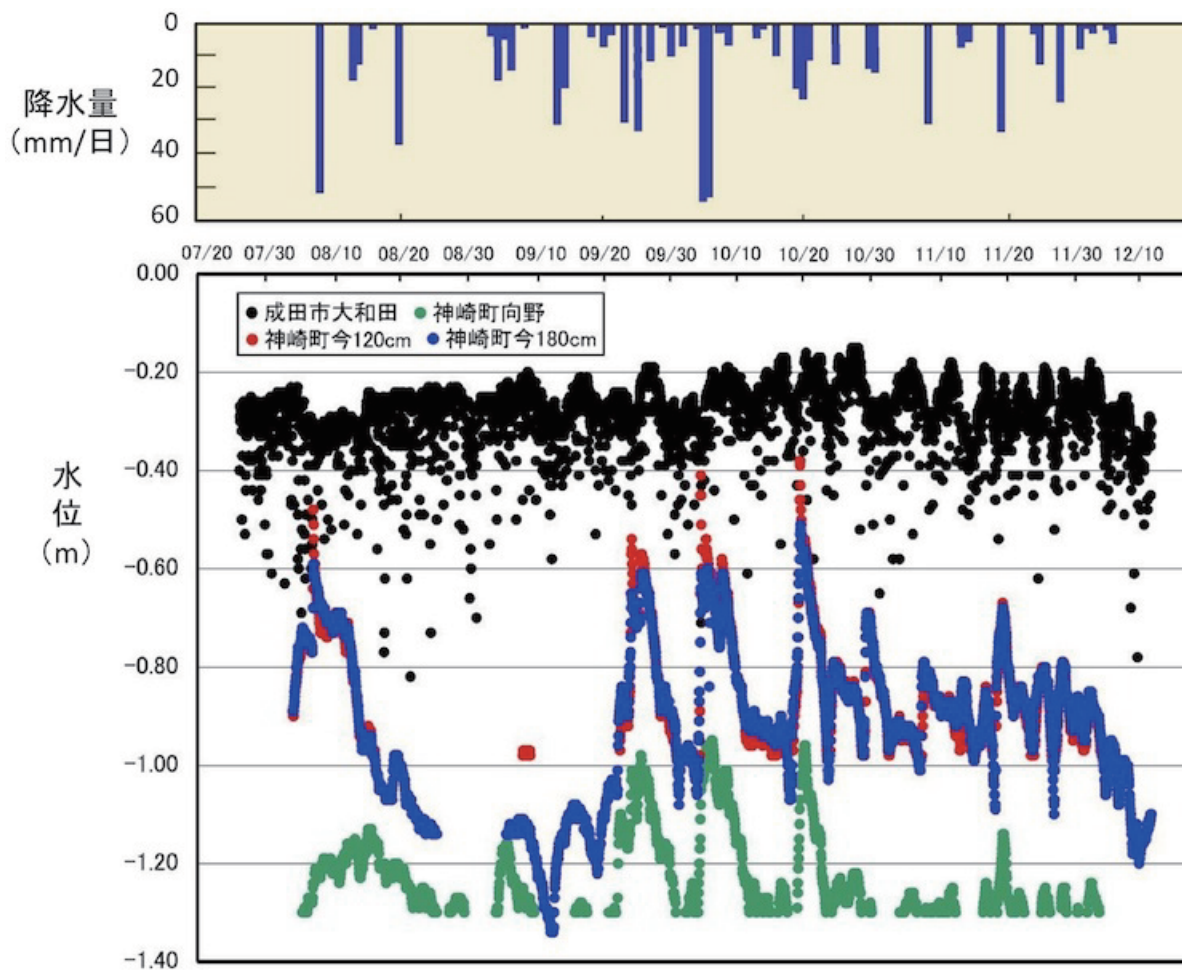
Fig.23 Plot of Cl versus δD values of groundwater samples.



第 24 図 利根川下流低地部の地下水システム模式断面図。黒田ほか (1984), 安原ほか (2012) に加筆。
 Fig.24 Schematic representation of cross-section groundwater system in lower reaches of Tone River. Kuroda et al. (1984) and Yasuhara et al. (2012) were revised and edited with new data obtained in this study.



第 25 図 沖積層のオールコアサンプルから遠心分離法を用いて抽出した間隙水の電気伝導度鉛直プロファイル
 Fig.25 Vertical distribution of electric conductivity of pore waters extracted from non-disturbed alluvium cores by centrifugation.



第 26 図 浅層地下水位の自記測定結果 (2012 年 7 月~12 月)

Fig.26 Water level measurements of shallow groundwater from July to December 2012 using an automatic water-level recorder.

液状化・流動化層のトレンチ調査

Trenching survey of liquefaction-fluidization layers

小松原 琢^{1*}・宮地良典¹・水野清秀¹・風岡 修²・齋藤 勝³・細矢卓志⁴

Taku Komatsubara^{1*}, Yoshinori Miyachi¹, Kiyohide Mizuno¹, Osamu Kazaoka²,
Masaru Saitou³ and Takushi Hosoya⁴

Abstract: We excavated trenches to clarify the characteristics of liquefied-fluidized materials in the alluvial plain along lower folk of the Tone River. 1 site (Sawara site) is on a sandbar, there were not liquefied around this site by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Other 2 sites (Yodaura site and Mukouya site) are former lagoon and crescent lake, and are reclaimed by filling in the Showa Era (about 1950's to 1970's). Their elevations are 1 or 2 meter above sea level. There were liquefied around these two sites by the 2011 great earthquake.

In Sawara site, we dug Sawara trench (1.2 m in depth). It revealed that the cultivated sandy and silty sediments form surface of the sandbar. These sediments are weakly to hard consolidated by oxidation of matrix. No sign of liquefaction and fluidization could be recognized in the deposits dated older than Kofun Era (ca. 6th century).

In Yodaura site, we dug Yodaura trenches (deepest one is 3 m in depth), all deposits are man-made strata. The man-made strata comprise two associations. The upper one is a thin aggregate. The lower one is reclaimed soil association made by sand pumping. The lower one is composed of gravel containing middle sand, sand and gravel, shell fragment containing sand, alteration of sand and silt, fine sand and shell fragment containing fine sand. Several sand dykes composed of fine sand with shell fragments intrude in the aggregate layer and spread on the ground surface. Origin of sand boils is fine sand with shell fragment and alteration of sand and silt bundles, laminated structures in the original layer were disappeared by liquefaction and fluidization. It is noteworthy that a new and non-oxidized sand dyke cuts an old oxidized sand dyke in some part of these bundles. This means sand boils repeatedly occurred at the same horizon and point by two shaking events. Because of the man-made strata filled on AD1969 to 1974 in the Yodaura site, the former event prior to the 2011 earthquake should be the 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake (Mj=6.7).

In Mukouya site, we dug the Mukouya trench (2.5m in depth). Abandoned channel deposits and channel fill humic deposits overlying it outcropped in the base of the trench. The wood and plant fragments in the channel fill deposits are dated 140±20 y BP and 150±20y BP. The man-made strata which are subdivided 8 associations overlie on these natural deposits. The man-made strata comprises clayey silt, yellowish grey to greyish yellow fine to middle sand, dark greyish humic silty sand (cultivated soil), blue grey laminated silt, dark grey sand containing silt with sand blocks, yellowish grey silt and gravel, yellowish grey laminated sand, yellowish grey massive silt block containing sand, black brown silty sand (cultivated soil). Liquefaction-fluidization phenomenon were could be recognized in the natural sand at bottom of the trench and man-made strata I. These bundles supplied sand to thick sand dyke with 10cm in thickness, and this sand dyke cut H and overlying layers and reach to the ground. This distinct sand boil occurs at the inflection line of the thickness of I bundle and its strike coincide the inflection line. Many cracks cutting G to C bundles occurred parallel to this sand dyke. This suggests that strain concentrated during shaking along the inflection line where the thickness of different properties layers changes abruptly, and this phenomenon makes surficial cracks. Similar phenomena were reported by Kazaoka et al. (2000) from Nakaizobe park where liquefied and fluidized by the 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake. The multi-cracks suggest change of wave head direction according with change of layers thickness as same as water surface wave (Nirei et al., 2003).

Keywords: liquefaction, fluidization, trenching survey, 2011 off Pacific coast of Tohoku Earthquake, man-made strata

1. 目的及び方法

2011年東北地方太平洋沖地震では、利根川下流域や東京湾北部など震源域から遠く離れた地域でも多数の大規

*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)
2. 千葉県環境研究センター (Research Institute of Environmental Geology, Chiba)
3. 株式会社ダイヤコンサルタント (Diaconsultant Co. Ltd.)
4. 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Corporation)

模な地盤液状化が生じた(国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会, 2011; 小荒井ほか, 2011; Koarai and Nakano, 2013 など). その発生場所は, 従来から用いられているFL法(たとえば日本道路協会, 2012)などにより予測された地区とは必ずしも一致せず, より局所的な地質条件が強く働いていることが示唆された. そこで, 地盤液状化発生の地質学的要因解明のため, また, 液状化-流動化した地層の詳細構造を観察するため, 利根川下流域の3地区(非液状化地区1地区, 液状化発生地区2地区)でトレンチ調査を行った(第1図).

液状化発生地点の2地区は, いずれも地下水位が高く緩い砂が分布すると予想されたことから, トレンチ掘削に先だって鋼矢板をトレンチの周囲に隙間なく打ち込み, ウェルポイント工法によって地下水位を掘削深度以深まで低下させた. 十分に地下水位が低下してから, 重機を用いて予定深度まで掘削した. 液状化発生地点の堆積物は締りが悪く崩れやすいため, 写真撮影・スケッチ・試料採取その他の現地調査終了後に樹脂を用いて剥ぎ取り標本を採取し, 剥ぎ取り標本を詳しく観察した.

2. 調査結果

今回トレンチ掘削調査を行った3地点の古地形・現況とトレンチ及び剥ぎ取り調査の結果をまとめて記す.

2.1 佐原地区

佐原地区は完新世の砂州上に位置する標高4.3mの平地である. トレンチ周辺は仁井宿浅間遺跡と呼ばれる古墳時代の遺物を産する遺跡指定地となっている. トレンチ近傍の砂州北端には前方後円墳があり, 現在は墳丘上に浅間神社が祀られている.

調査地区を含む佐原イ地区周辺の砂州上では東北地方太平洋沖地震で噴砂などの液状化現象は確認されなかった.

トレンチ調査は2012年12月に実施した. トレンチの大きさは最初幅2m, 長さ2m, 深さ1.2mであったが, 東側に向かって壁面を約10cmずつ削り落として東側だけで合計6面観察したため, 最終的には長さは2.6m程度となった. また, 深度約1.2~1.3mの地下水位以深には掘り下げなかった.

佐原地区トレンチに出現した地層は上位から表土(A), 細粒砂混じりシルト(B), 酸化した弱固結中~粗粒砂混じりシルト(C), 中~粗粒砂混じりシルト(D), 不淘汰な細礫・シルト混じり中~極粗粒砂(E)に分けられる(第1表)が, 各層の境界は耕作などによる攪乱を受けて凹凸が激しい(第2, 3図). D以上が耕作土と捉えることができる. Eは自然地盤とみなして問題ない. いずれの層準にも人為的な攪乱の跡が認められるが, 液状化-流動化や地割れの痕跡は全壁面で認められなかった.

酸化した弱固結中~粗粒砂土混じりシルト(C)および中~粗粒砂混じりシルト(D)にはいわゆる「高師小僧」に似た酸化鉄で膠着した砂のブロックが含まれる. これらが酸化・固結した年代は明らかではないが, おそらく地下水水位が現在のようにこれらの層準より低い位置にあった時代に酸化した可能性が高く, 砂州の離水(少なくとも古墳時代以前)からかなりの時間が経過した時代と考えられる.

2.2 与田浦地区

与田浦地区調査地点は, 明治36年の地形図では広い池(与田浦)の中に位置していたが, 昭和44~49年の水生植物園造成と同時期に埋め立てられ, 現在は標高約1mの盛土となっている.

この地区では事前のボーリングにより, 深度約4.8m(T.P. -3.8m)以浅まで砂を主体とし礫を含む浚渫層があり, その下位に少なくとも厚さ5m以上の貝殻片を含むシルトが分布することがわかっていた. 貝殻片を含むシルト層は旧与田浦の自然堆積物と考えられ, そのN値は2未満と極めて軟弱である.

与田浦地区では東北地方太平洋沖地震によって, 地表では貝殻を含んだ細砂が広い範囲を覆っていた. 2011年3月29日に撮影されたグーグルアースの画像によると不規則な形態で調査地点周辺一面に噴砂が湧き出した様子を見ることができる.

トレンチ調査は2013年1月に実施した. 本調査では, 地表に砂脈が確認された3か所に2~3m四方, 深さ1~3mのトレンチを3か所(Tr-1, Tr-2, Tr-3)掘削した(第3図). なおTr-3では砂脈の下端を観察するために1度全体を調査した後に北面を掘り下げて再調査した(Stage2: 第4図4). このトレンチでは人工地層が出現した. 本稿では, 人工地層の層序区分や記載法はNirei et al., (2012)に従う.

当地でトレンチ壁面に現れた地層は第2表のように区分される. これらの地層は, 利根川下流域の他の埋立地と同様にサンドポンプによる浚渫(Nirei et al., 1990; 楡井ほか, 2003)によって堆積したものと考えられ, 粒径や淘汰度の違いはサンドポンプの吐出口からの距離と密接な関係を持つと考えられる. Fのような礫を多く含む堆積物はサンドポンプの吐出口に近い場所で堆積したものであり, FからCにかけて大局的に上方細粒化しているのは吐出口の移動に伴って順次細粒の堆積物が堆積するようになったことを示すと考えられる. これらは一連(1アソシエーション: Nirei et al., 2012)の堆積物とみなされる. また, Cで特徴的に発達する規模の大きなコンポリユート構造は, この上位のBに切られていることから, C堆積時に形成された平行葉理がこの直後に変形し, B堆積前に変形が終了していたものと考えられる. Cを水平に覆うBは浚渫工事の短期の休止により静穏な環境となった

場所で堆積した異なるバンドルの堆積物と考えられる。これらの堆積物の中には土壌や腐植質堆積物は認められず、一連の工事に伴って堆積した1バンドル(Nirei et al., 2012)のものと考えてよい。

与田浦地区の調査では、数か所で砕石層(A)に達する砂脈が見ついている(第4図)。これらの砂脈は第3図に示すように様々な走向を示し、地盤の振動方向や地質構造などとの関連を見出すことはできない。Tr-1の西面(第5図)では、砂脈を構成する砂の酸化程度の異なる新旧2つの砂脈が認められ、一方の砂脈が他方の砂脈を切って浅部に達している状態が観察された。これは東北地方太平洋沖地震に先立つ地震時に形成された砂脈とほぼ同じ地点で砂脈が再度生じ、砂脈同士が交差したことを示すと考えられる。古い砂脈を形成した地震は、浚渫層の年代が1966~1967年と特定できることから考えて、1987年の千葉県東方沖地震であると考えられる。また、この地点の砂脈のうち新しい方のはCのコンポリュート構造の背斜軸部より噴出しており、この構造を利用して噴出している可能性がある。Tr-3の北面(第7図)では、砂脈の中に砕石が落ち込んでいる状態が観察された(第9図)。これは砂脈の形成に当たって、単に液状化-流動化した碎屑物が上方に吹き上げるだけでなく、砂脈を押し出した地割れが拡大し、上位の地層が落ち込んだことを示している。これは、地震時に噴砂がサイクリックに吹き出す現象(Kazaoka et al., 2012)と対応して、亀裂が拡大-縮小を繰り返したことによって生じたと考えられる。また、このことは、今回の地震ではCは液状化-流動化しておらず、この層の変形はB堆積前であることを支持する。

この砂脈の下方を掘り込んだTr-3のStage 2(第8図)では砂脈近傍のDおよびEで葉理が不明瞭となっている現象と、Eに由来すると考えられる貝殻が砂脈中に取り込まれている様子が観察された(第10図)。これらの現象は、砂脈の形成に先だって地層の液状化-流動化が生じてスポット状に葉理が破壊されたこと(風岡ほか, 1994; 風岡ほか, 2003)、比重の軽い貝殻は礫よりも上部まで湧き出しやすいこと、を示すと考えられる。後者は地表に噴出した噴砂中に多量の貝殻が含まれていた事実を説明する。

2.3 向野地区

向野地区調査地点は、江戸時代の河川改修によって陸地であった場所が1626年の下利根川捷水路開削により利根川本流の河道となり(大熊, 1981)、さらに1956~1957年に利根川を現河道に移す改修事業に伴って埋め立てられて現在は農地として利用されている場所である。

トレンチ地点近傍のボーリング調査では当地の沖積層は厚さ60m以上と谷状に厚くなっており、沖積層基底部には厚い埋谷堆積物が分布する。その上部10mは佐原層上部層(風岡ほか, 2014)と呼ばれる約300年前以降に堆

積した河成砂泥および人工地層からなる。

このトレンチ地点では江戸時代から昭和の河川改修まで存続した利根川旧河道跡地で著しい液状化-流動化が生じた(たとえばKoarai and Nakano, 2013; 第1図)。同様の旧河道沿いの液状化-流動化は1987年千葉県東方沖地震でも発生しており(Nirei et al., 1990)、34年の間隔をあけて再液状化した。2011年3月29日撮影のグーグルアース画像によると、トレンチ地点付近では旧河道に平行した大規模な(幅2~10m程度の)砂脈が発生している。このトレンチ地点近傍では、以前にトレンチ掘削調査が行われており(風岡ほか, 2003など)、1987年千葉県東方沖地震による液状化-流動化の実態が示されている。

トレンチ調査は2013年2月に実施した。本調査では、旧河道に平行に伸びる線状の砂脈を対象として1辺の長さが7mの正方形、深さ(最深)2.8mのトレンチを1か所掘削した(第7図)。トレンチ掘削前に行ったボーリング調査や手掘りによる水位調査では、地下水位は深度-1.2mであった。

このトレンチに現れた地層は第3表のように区分される。トレンチ底部に出現したLは単層ごとに上方細粒化し、低角の斜交層理が認められる。Lは層相と上位のKの¹⁴C年代値から、1626年から1956年まで約300年間存続した利根川本流の流路堆積物と考えられる。Kは腐植質の層相、ヒシの実を多産すること、およびヒシの実・木片の¹⁴C年代値から三日月湖化した旧利根川河道を埋積する堆積物と考えられる。同じ層準から得た淡水貝の年代値は植物化石よりも古い年代を示すが、これは何らかの理由により貝が古い炭素を取り込んでいたことによるものと考えられる。

Jはラミナが発達するシルト層であり、サンドポンプによる浚渫層と考えられる。Iは平行葉理が発達する細粒砂主体で泥分を含まない淘汰の良い地層である。Iの下部にはJに由来する不規則なダイアピル状の泥塊が含まれる。また、ところによりコンポリュート構造が発達する。Iの一部ではラミナが消失し、上位のHのブロックを含む。JとIは昭和の河道付け替えに伴う一連の(1アソシエーション)の堆積物と考えられる。

Hは古土壌であり、浚渫工事の休止期の堆積物と考えられる。

Gはラミナが発達するシルト層であり、サンドポンプによる浚渫層と考えられる。

Fは弱腐植質のシルト層であり、標高1m付近において重機によるブルドーリングに伴う渦巻き状の構造が認められる。これは盛土によるものと考えられる。

Eは南北の壁面に認められる溝を埋積した地層である。

Dは平行ラミナが発達し、泥質分をほとんど含まない淘汰の良い砂層である。サンドポンプによる浚渫層と考えられる。

Cはシルト塊を含む不淘汰で塊状の砂層である。良く転圧されていること、淘汰が悪いことから盛土層と考えられる。

Bは細粒砂よりなり後述する砂脈を構成する地層である。

Aは2011年3月以降の耕地補修に伴う薄い盛土である。

G~Cの各層はそれぞれ異なる浚渫・圃場整備事業によって積み重ねられた別々のアソシエーションの地層と考えられる。

向野地区のトレンチでは、直線状の幅10~30cmの砂脈(B1)が東西両壁面に現れたほか、東面では漏斗状の形態でF層を貫くことなくF下部中にシート状の砂を湧き出させている砂脈(B2)、B1に平行して東西に延びる小規模な砂脈や裂かが多数認められた(第15図)。

B1が形成する砂脈は、I上面の高さが急変する部分に生じている。この砂脈(B1)の下端を確認することはできなかったが、深く掘り込んだ西面においてKの腐植質シルトと直接接することが確認されたことから、Kよりも深部に伏在する自然地層にも由来する可能性が考えられる。BIの下部(Iと接する部分)ではB1中に砂脈と低角度で斜交する葉理が認められる。その近傍ではI中の葉理は不明瞭となっており、Gが液状化-流動化してB1砂脈に加わっている可能性が指摘できる。HはB1によって分断され、HのブロックがB1の砂脈の中に落ち込んでいる(第13図)。G~Cは砂脈を境に2~3cm南落ちに変位している(第13図)。このことは、Iの一部が液状化-流動化し、この砂を砂脈に供給した結果沈下したものと考えられる。Hより上位では後述するように裂かや小規模な砂脈が多数認められるが、B1の砂脈近傍でも明瞭な葉理が発達しており(第13図)、液状化-流動化した痕跡はない。このことは、これらの地層は液状化-流動化していなかったものと考えられる。B1がG~Cを貫く場所では、不明瞭ながら砂脈と平行して直立した分級構造が認められる(第13図)。これは開口亀裂を砂が通過する際に摩擦力がはたらいて亀裂の中央付近と両脇では砂の流速が異なっていたことを示す可能性がある。

B2はトレンチ東側壁面のI中に発達する漏斗状の砂脈である(第14図)。この砂脈の外ではI中に比較的整然とした堆積構造が発達するが、砂脈内では堆積構造が乱れて攪拌を受けたような不規則な構造が認められる(第14図)。砂脈近傍ではHとGが沈下している(第12, 14図)。B2の最上部からH下部にシル状の厚さ数mm~数cm程度の水平な砂脈が伸びている。この水平な砂脈はトレンチ南面全体に広がっており、水平方向に少なくとも5m以上の広がりを持っていると考えられる。

向野地区トレンチの東西両面には、これらの大きな砂脈の他に幅2cm以下の小規模な砂脈や砂層を挟まない裂かが数多く認められる(第15図)。それらはほぼB1砂脈と平行方向を示しており、南北の壁面には認められない。

またそれらはEとFで特に明瞭に発達し、下端がGに達するものは少ない。

3. 考察

3地区で行ったトレンチ調査から、東北地方太平洋沖地震で液状化した地層の特徴は、以下のようにまとめることができる。

与田浦地区や向野地区のB2砂脈のように、人工地層中で液状化-流動化が発生し、人工地層中の粗粒砕屑物から細粒砂が砂脈となって地表に噴砂が生じた例が多い。この場合、液状化-流動化した地層は砂層とは限らず、礫を含む地層もスポット状に液状化-流動化している。液状化-流動化は砂礫層中でも生じたが、砂脈を通過して地表に吹き上げたものは細粒砂と貝殻であり、後者は特に比重が軽いことによって液状化層中で浮き上がって地表まで吹き上がったと考えられる。

また、向野地区のB1の砂脈では自然地盤も含めて液状化が生じた可能性が高い。ここでは砂脈近傍の浚渫層(I)がスポット状に液状化-流動化しており、異なる地層が同一の砂脈を介して地表に噴出した可能性が高い。ことにB1の砂脈が中~粗粒砂質の浚渫層(I)の厚さの急変する部分に生じていることは、Iとその凹部を埋積して堆積するシルト質砂主体のG~Fが異なる振動特性(固有周期・増幅率)を有し、両者の厚さの急変する部分で動的歪が局所的に大きくなったことを反映していると考えられる。B1の砂脈と平行する方向に大規模な噴砂の列が生じていたこと(前述のグーグルアースの画像による)は、これを支持する。一方与田浦地区で向野地区のような噴砂の方向性は認められなかったことは、旧与田浦の埋め立てに際して向野地区とは異なって特定の方向から浚渫層を供給していなかったことが想定される。向野地区では地下水位よりも浅い部分の地層(G~C)に、B1と平行し、下位の地層に達しない裂かが多数認められたが、これは液状化-流動化とともに地表で大きな歪が生じたことを示している。これは地下で液状化-流動化を発生させた地波(ground wave)と同じ方向性をもつ地波が地表に歪をもたらしたことを示すと考えられる。

与田浦地区・向野地区ともに砂脈中に上位層から落ち込んだブロックが認められた。これは風岡ほか(2012)が報告しているように、噴砂(水)がサイクリックに生じ、亀裂が開閉を繰り返して、上位の物質を亀裂内に落ち込ませたことを示す。

また、液状化-流動化の痕跡がない佐原地区と、激しい噴砂の生じた向野地区の間で平常時の地下水位には大きな差はない。それにもかかわらず前者で液状化-流動化の痕跡が認められなかったことは、佐原地区が約1000年以上前(古墳時代以前)に離水した自然地層の堆積面であることに主たる原因があり、さらに地表付近の地下水位以

上の部分で酸化に伴う膠結作用が働いて地表付近の地層が締りの良い状態になっていたことも副次的な要因として考えられる。

4. おわりに

本研究では、液状化-流動化が生じた地区と、それらが生じなかった地区でトレンチ調査を行い、液状化-流動化した地層の特徴を記載・考察した。その結果、千葉県東方沖地震で液状化した地点で再度液状化が生じたことや、礫を含む地層も地下ではスポット状に液状化-流動化していること、砂脈や地表付近の裂かが生じる地点や方向性(走向)は地下浅部の地質構造に強く規制されていること、などが明らかになった。

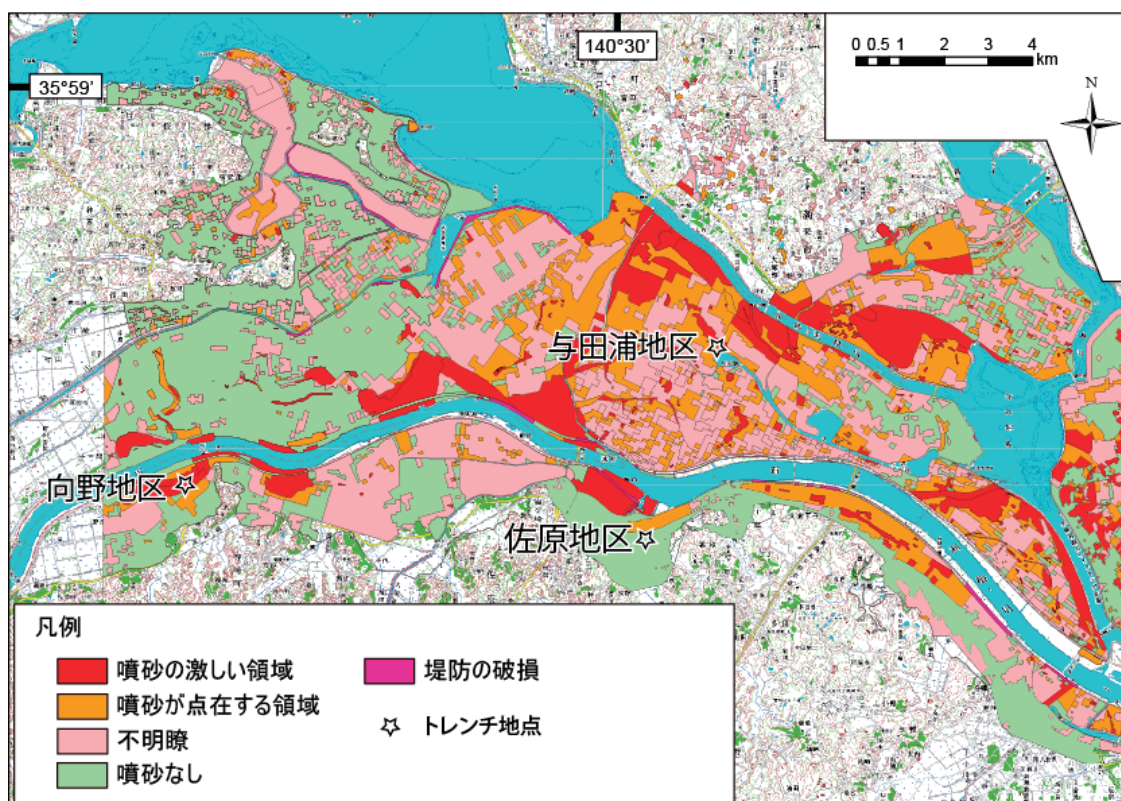
一方、トレンチを利用して、地質観察以外に帯磁率異方性調査や土質試験のための採取や針貫入試験などの原位置試験を行ったが、その成果については未だ報告していない。また、トレンチ地点周辺で行われたボーリング、検層および物理探査調査結果と併せた液状化-流動化層準の特徴に関する考察も本報告では触れていない。今後、調査成果を総合して、液状化-流動化層準の地質的・土質力学的特徴を明らかにしていきたい。

謝辞

本調査を遂行するに当たり、香取市役所および神崎町役場の関係者及びトレンチ用地の地権者、管理者の方々には、便宜をはかっていただき、またご協力をいただいた。香取市教育委員会生涯学習課の方々には香取市佐原イ地区での遺跡確認調査をお願いした。楡井 久氏(茨城大学名誉教授)、川辺孝幸氏(山形大学)、卜部厚志氏(新潟大学)には、現地にていろいろご指摘をいただいた。これらの方々には、深く感謝申し上げる。

文献

- 風岡 修・楠田 隆・香村一夫・楡井 久・佐藤賢司・原 雄・古野邦雄・香川 淳・森崎正昭(1994)液状化-流動化のメカニズムとその実態。日本地質学会第101年総会・討論会 講演要旨, 125-126.
- 風岡 修・楡井 久・香村一夫・楠田 隆・三田村宗樹(2003)液状化・流動化。アーバンクボタ, no.40, 65p.
- 風岡 修・楡井 久・吉田 剛(2012)2011年東北地方太平洋沖地震時における液状化-流動化と地波現象の時系列変化の観察例。第21回環境地質学シンポジウム論文集, 81-86.
- Kazaoka, O., Kagawa, A., Yoshida, T., Furuno, T., Kusada, T., Kato, A., Yamamoto, M. and Nirei, H. (2013) Liquefaction-Fluidization phenomena and ground wave "Jaiami": the 2011 Earthquake off the Pacific coast of Tohoku at the coastal reclaimed land, around Tokyo bay, Quaternary Kanto basin. The proceedings of the fourth international symposium on man-made strata and geo-pollution, IUGS- GEM, 59-64.
- 風岡 修・水野清秀・古田 剛・宮地良典・森崎正昭・田辺 晋・香川 淳・小松原純子・古野邦雄・小松原 琢(2014)利根川下流低地での液状化・流動化層準-2011年東北地方太平洋沖地震と過去の履歴-。地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 289-296.
- 小荒井 衛・中埜貴元・乙井康成・宇根 寛・川本利一・醍醐恵二(2011)東日本大震災における液状化被害と時系列地理空間情報の利活用。国土地理院時報, no.122, 127-141.
- Koarai, M. and Nakano, T. (2013) Liquefaction damage in the Kanto region caused by the 2011 off Pacific coast of Tohoku Earthquake in Japan, and the land condition of damaged areas detected by time-series geospatial information. *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, 61, 21-32.
- 国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会(2011)東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明報告書, 65 p.
- 小松原純子・水野清秀・石原与四郎・石原武志・安原正也・稲村明彦・風岡 修(2014)利根川下流域における液状化被害分布と地下地質との対応。地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 245-272.
- 日本道路協会(2012)道路橋示方書(耐震設計編)・同解説. 318 p.
- Nirei, H., Kusuda, T., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O. (1990) The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its hazards. *Memoirs Geological Society of Japan*, no.40, 31-46.
- 楡井 久・風岡 修・香村一夫・楠田 隆(2003)液状化・流動化の地層断面-千葉県東方沖地震から-。アーバンクボタ, no.40, 4-17.
- Nirei, H., Furuno, K., Kazaoka, O., Marker, B. and Satkunas, J. (2012) Classification of man-made strata for assessment of geopollution. *Episodes*, 35, 333-336.
- 大熊 孝(1981)利根川治水の変遷と水害。東京大学出版会, 397 p.



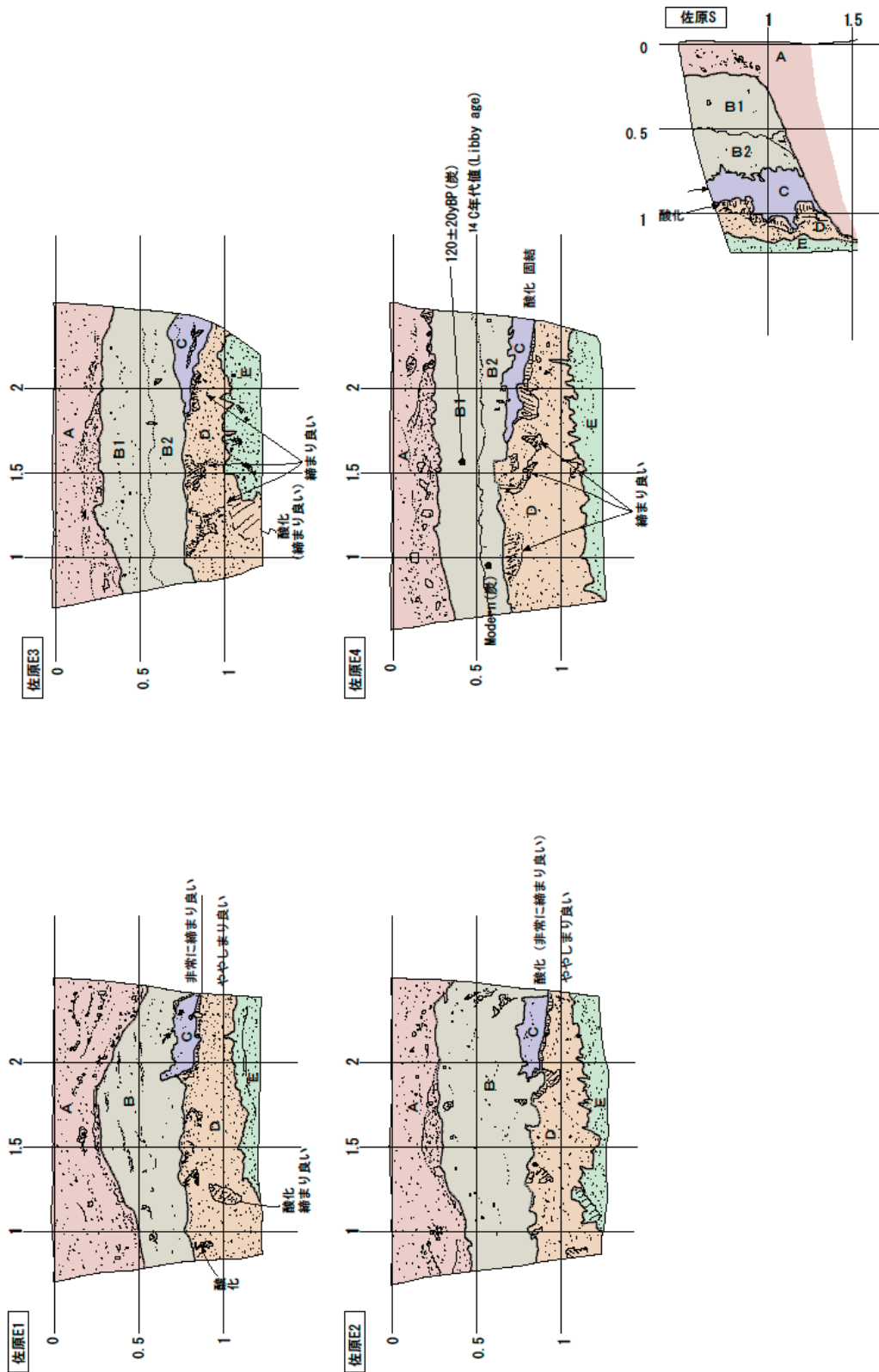
第1図 利根川下流部の液状化状況とトレンチ地点(小松原ほか(2014)に加筆)

Fig.1 Liquefaction in the Lower fork of River Tone area and trench sites. (Added to Komatsubara et al., 2014).

第1表 佐原トレンチの層序

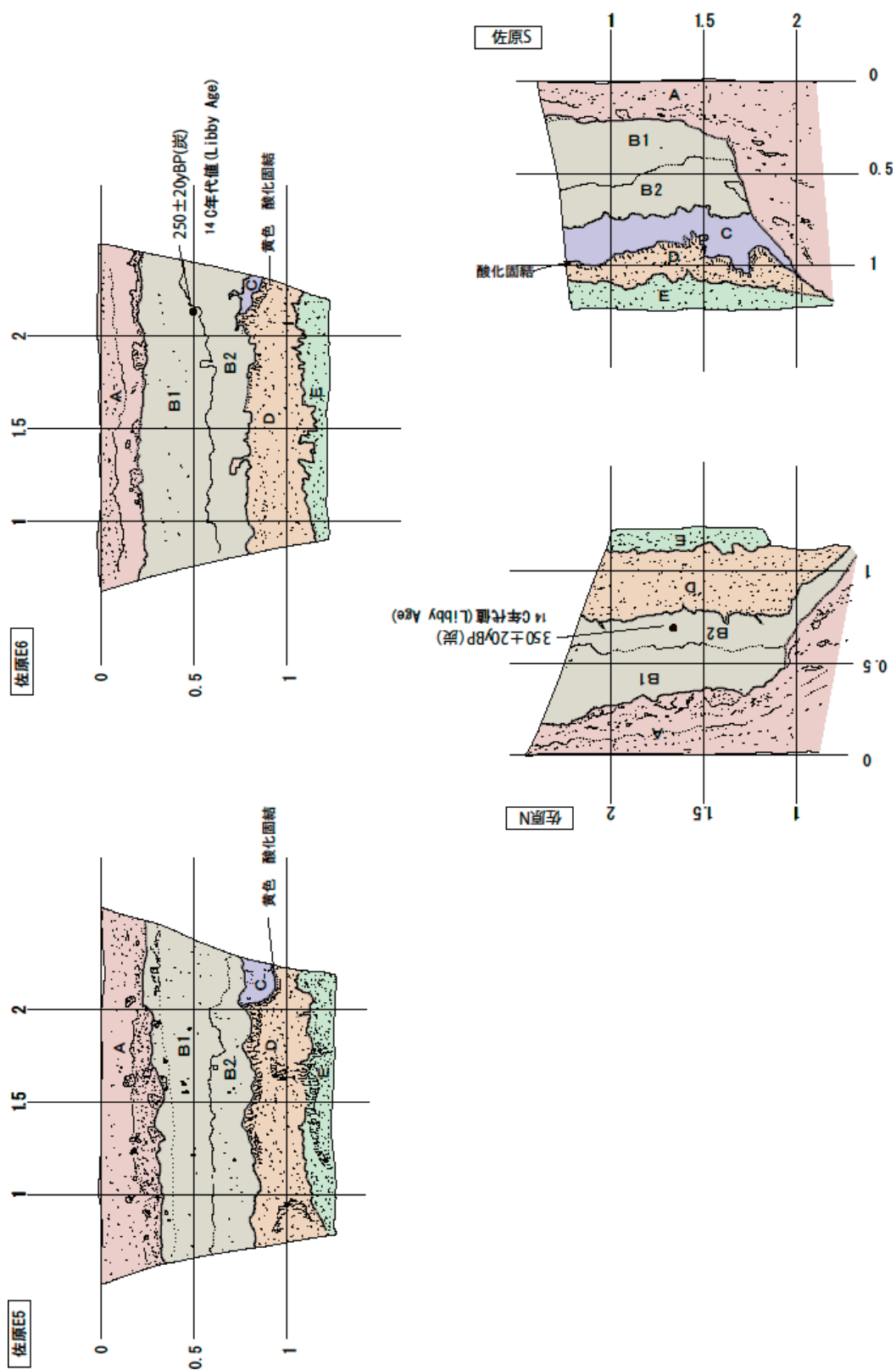
Table 1 Stratigraphy of the Sawara trench.

地層の成因	層序	層厚	地質区分	色調	特徴	14C年代値 (yBP)
表土・埋土	A	20~120cm	表土・埋土	褐灰	シルトのブロック含む、昭和のごみが混じる	
耕作土	B	B-1	細粒砂混じりシルト	黒灰~灰	礫や炭化物、遺物を少量含む、乾燥するとクラックが発生する、B-2と漸移	120±20 Modern
		B-2	細粒砂混じりシルト	黒灰	B-1より暗色、少量の炭片含む	350±20 350±20
	C	0~20cm	中~粗粒砂混じりシルト	黄褐	締り良好、レンズ状に挟在、基質は酸化して黄褐色を呈する	
	D	10~30cm	中~粗粒砂混じりシルト	黒灰	酸化して固結した部分がブロック状に散在する、特に上面に固結ブロック多い	
自然地盤	E	20cm+	中~極粗粒砂	灰	やや締まり悪い、上位層との境界凸凹、不淘汰で細礫やシルトを含む	



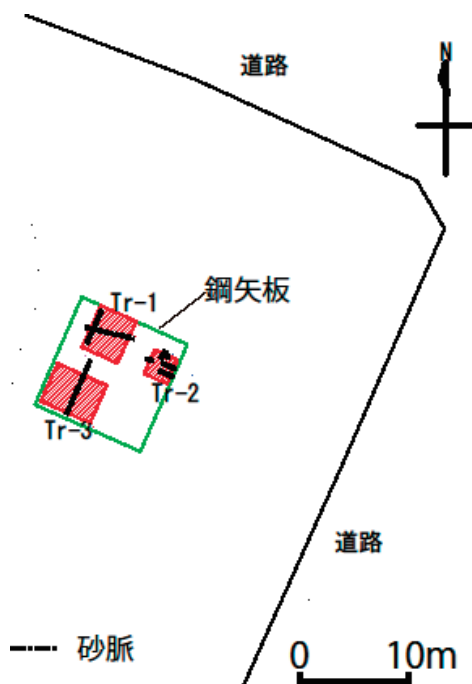
第2図 佐原トレンチ壁面のスケッチ(その1)

Fig.2 Logs of the Sawara trench (No.1).



第3図 佐原トレンチ壁面のスケッチ(その2)

Fig.3 Logs of the Sawara trench (No.2).



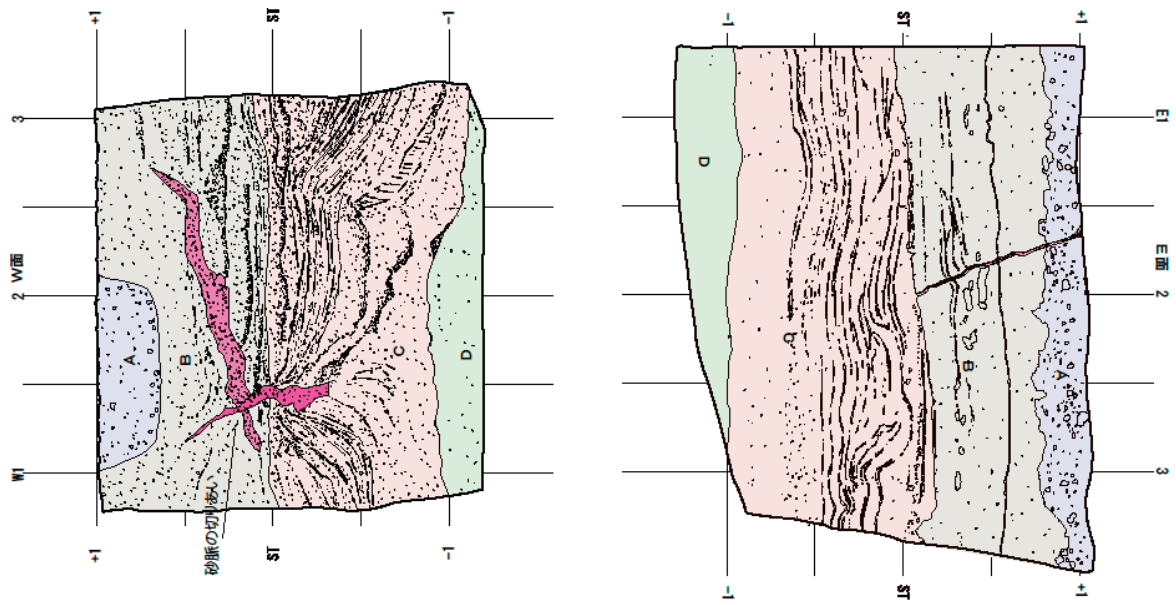
第4図 与田浦トレンチの配置と砂脈

Fig.4 Layout of the Yodaura trenches and sand dykes.

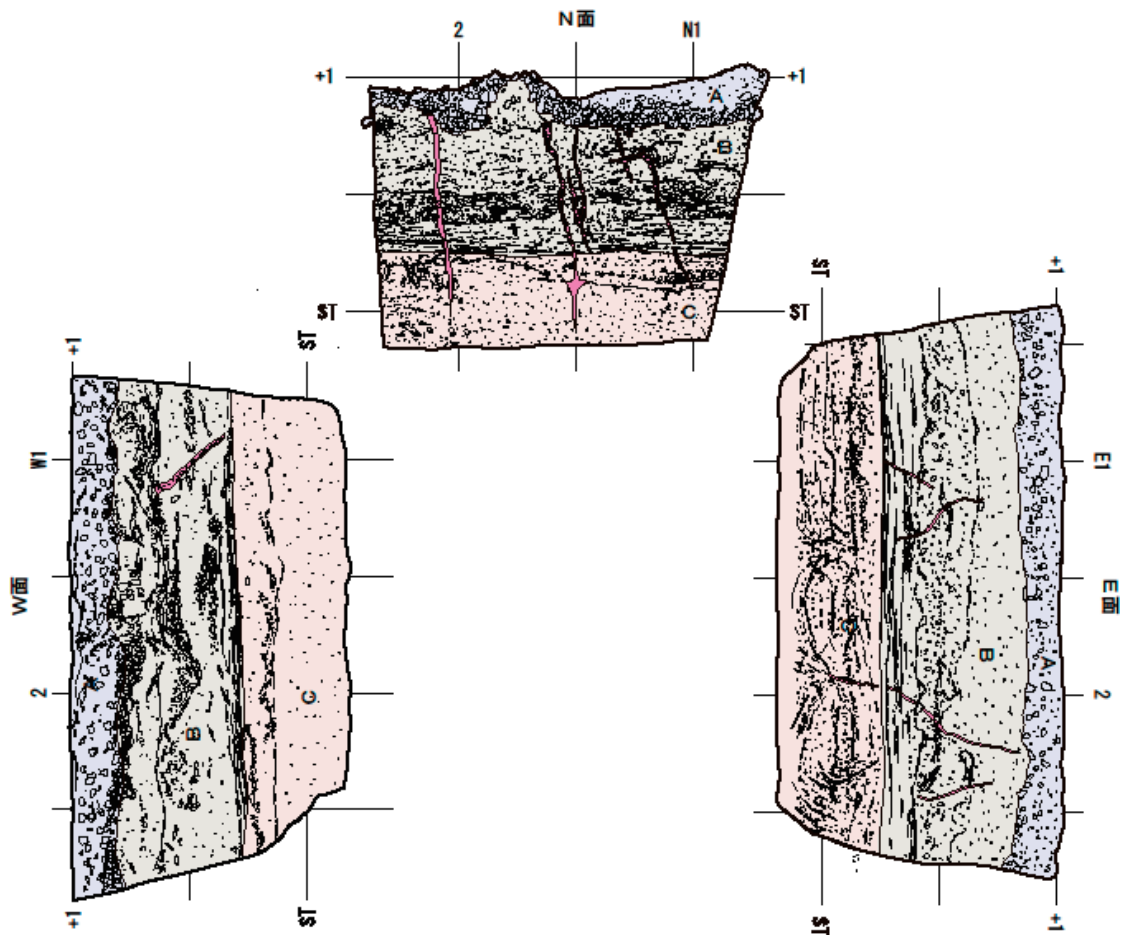
第2表 与田浦トレンチの層序

Table 2 Stratigraphy of the Yodaura trenches.

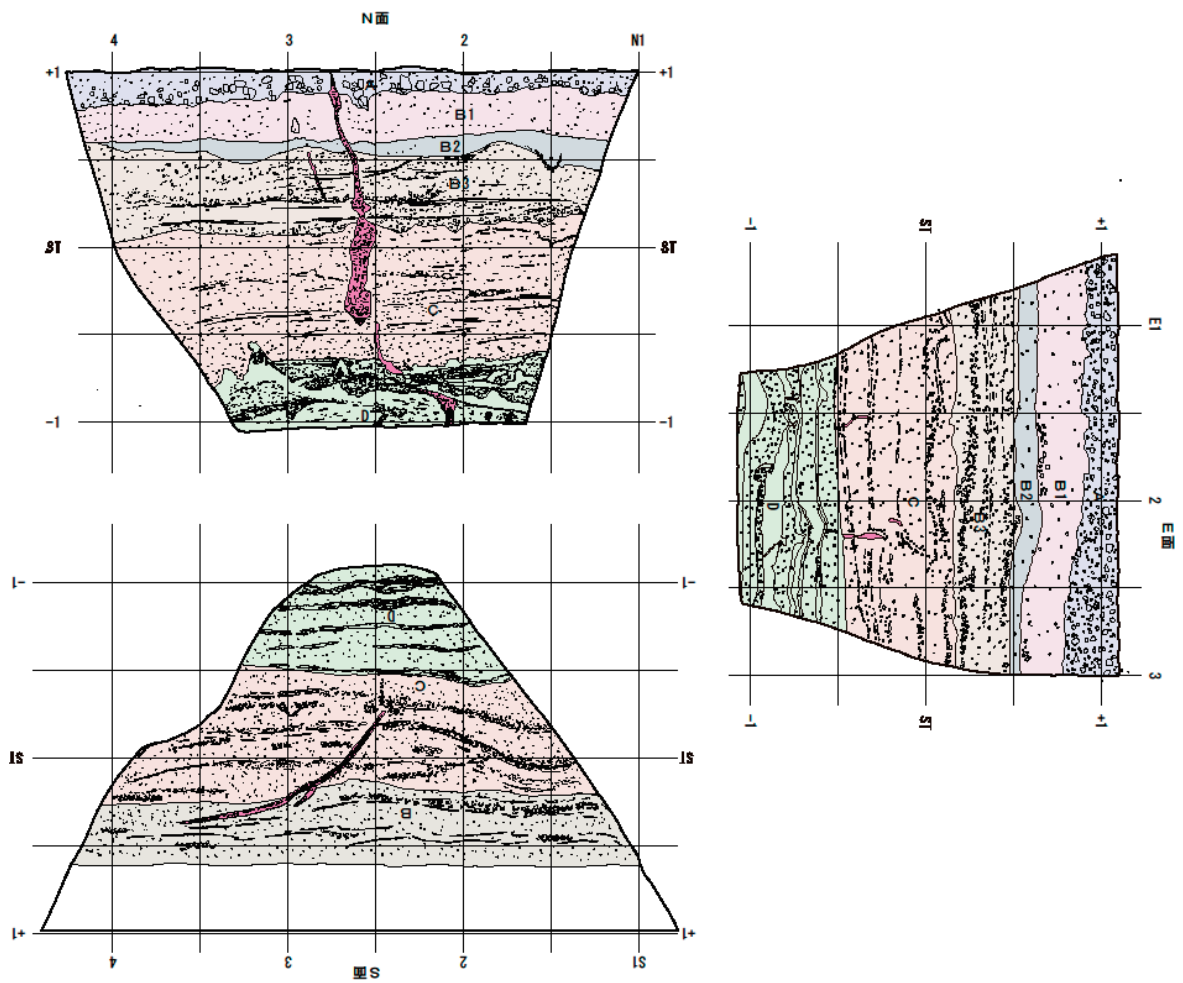
地層の成因	アソシエーション	バンドル	層序	地質区分	色調	層厚	特徴
盛土	2	1	A	碎石		約10cm	アスファルトのかげらなどからなる。
液状化層	1	5	B	貝殻混じり細粒砂	黄褐	約50cm	貝殻やビニールを少量含む。水平な堆積構造が発達する。淘汰良好。下位層とは堆積構造の違いによって明確に区分できる。基底部に貝殻を多く含む。上部は人工的に乱されており、この乱された部分は別なアソシエーションとも考えられる。
		4	C	細粒砂	青灰	80~100cm	平行葉理が発達する細粒砂~極細粒砂層からなり、良くしまっている。高角~一部直立するほどの変形が進んだコンポリュート構造がみられる。泥質分をほとんど含まず、淘汰が良好。厚さ数mmのシルト層を挟み、この下面に沿って噴砂脈が連続し、泥層の途切れるところから噴砂脈は上へ上昇している。コンポリュート構造の背斜軸部に沿って砂脈が上昇し地表まで連続している。
		3	D	砂シルト互層	灰	40~70cm	厚さ15~20cmのラミナの発達したシルトと厚さ5~15cmの泥質分の無い淘汰の良い極細粒砂との互層である。下位の砂層が脈状に泥層を貫く一方で、砂層の一部はラミナが消失し、砂脈が下位の泥層から連続しない場合がある。
		E	貝殻混じり砂層	灰	30cm	貝殻混じり細粒~中粒砂層。平行葉理が発達する。液状化~流動化により一部ラミナが消失し、ゆる詰まりとなっている。	
		2	F	砂礫層	灰	40~50cm	礫は最大径1cm程度。成層するが、全体に淘汰不良。貝殻を含む。直径1~2cm大の中礫と中粒砂からなる礫質の砂礫層・斜交葉理が発達し、下部は礫層、頂部は砂層を主体とする。
		1	G	礫混じり中粒砂	暗灰	40cm+	大型のトラフ型斜交葉理が発達。直径1~2cmの中礫を含む。



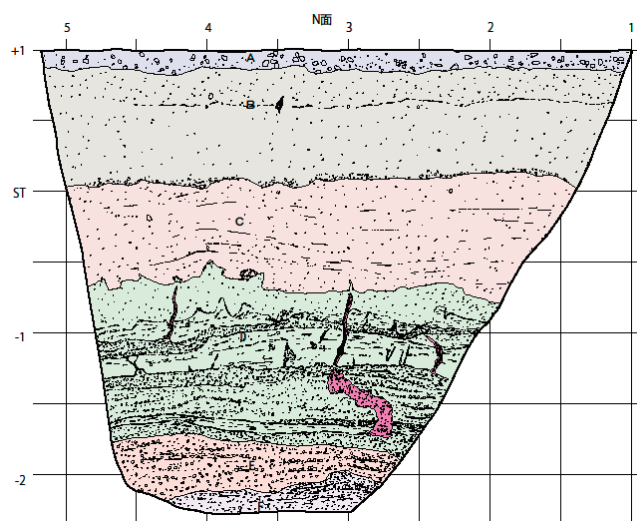
第5図 与田浦 Tr-1 トレンチの壁面のスケッチ
Fig.5 Logs of the Yodaura Tr-1 trench.



第6図 与田浦 Tr-2 トレンチの壁面のスケッチ
Fig.6 Logs of the Yodaura Tr-2 trench.

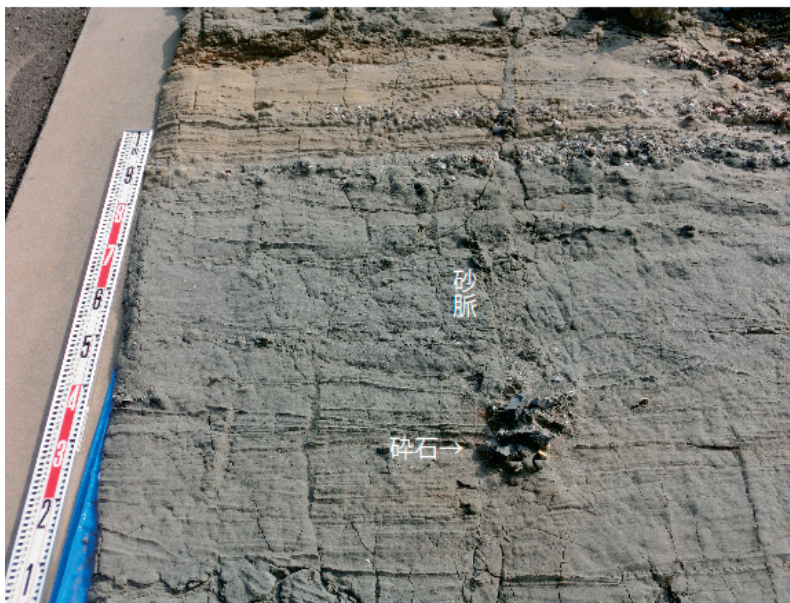


第7図 与田浦 Tr-3 の壁面トレンチのスケッチ
 Fig.7 Logs of the Yodaura Tr-3 trench.



第8図 与田浦 Tr-3 (Stage 2 : 深掘り) トレンチの壁面のスケッチ
 Fig.8 Log of the Yodaura Tr-3 trench (Stage 2 deep digging stage).

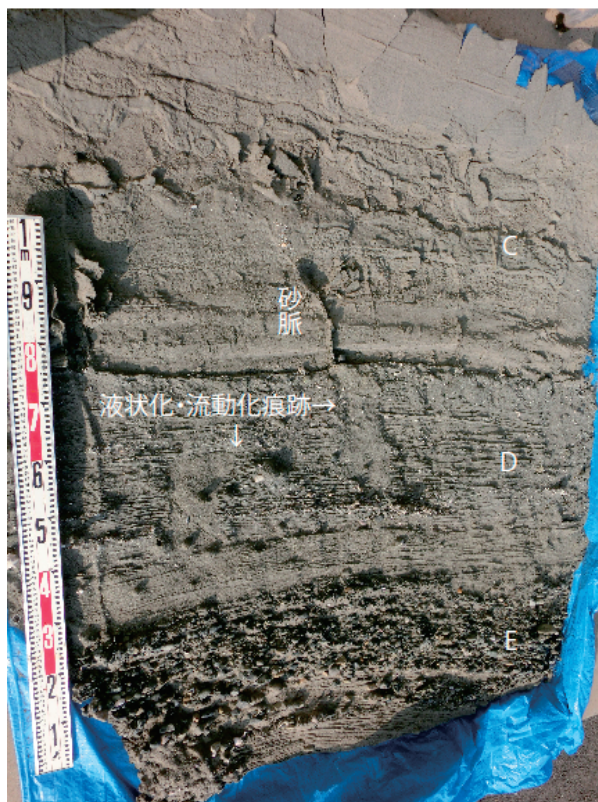
上



第9図 砂脈に落ち込んだ碎石 (与田浦 Tr-3 の剥ぎ取り標本)

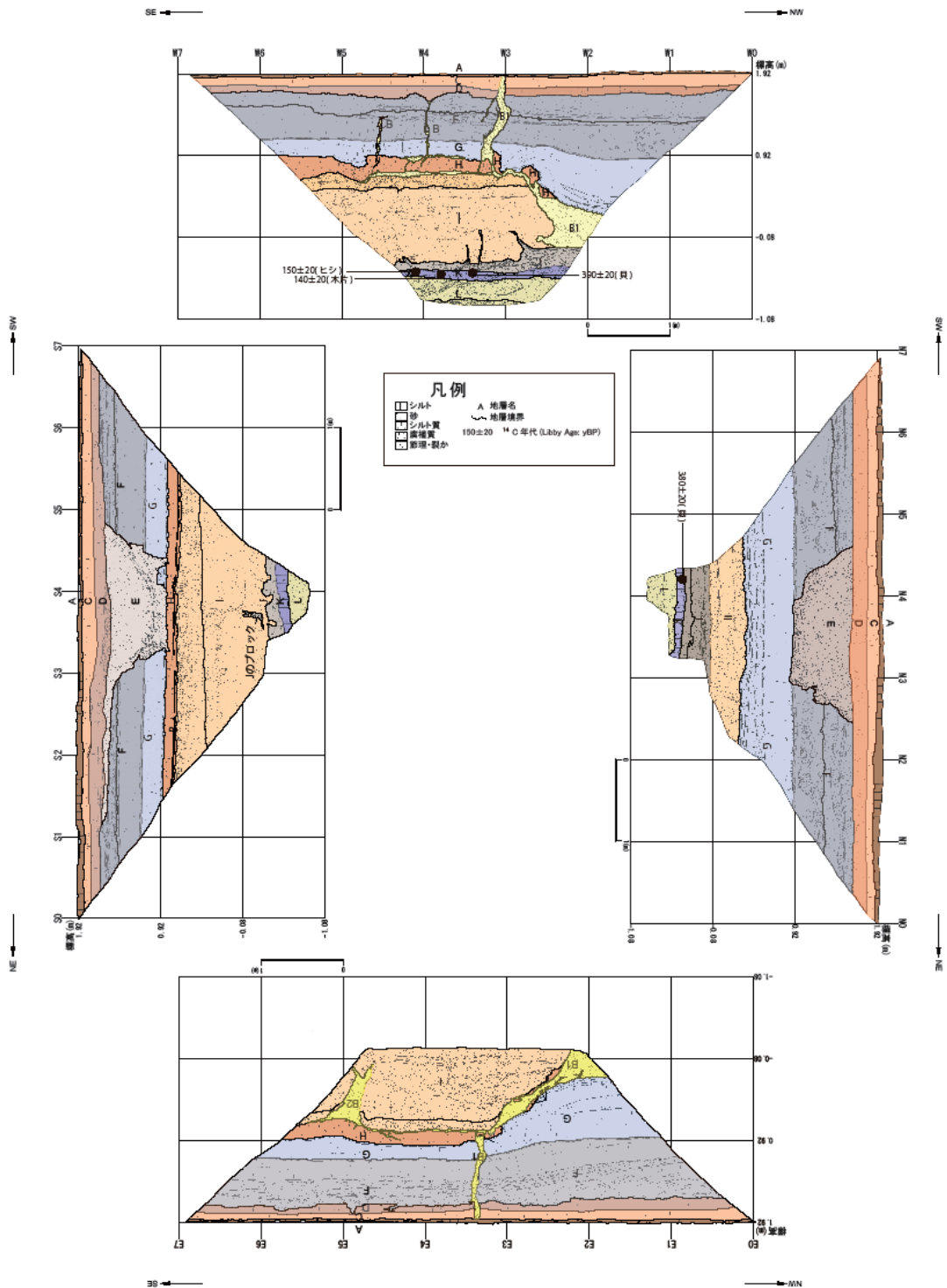
Fig.9 Macadams falling in a sand dyke in the Yodaura Tr-3 trench. (from peel off specimen)

上

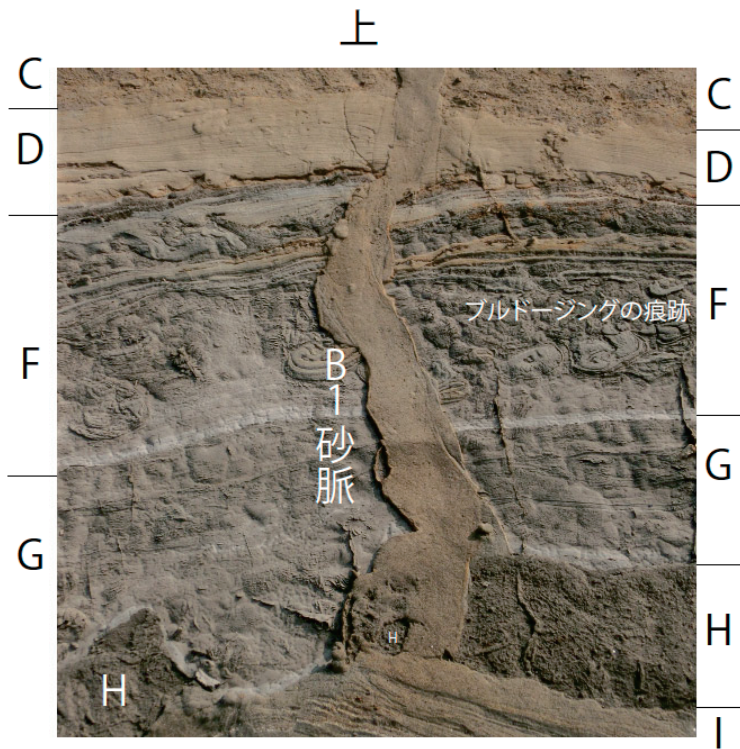


第10図 与田浦 Tr-3 Stage2 トレンチ剥ぎ取り標本にみられる礫まじり砂層(E)の液状化-流動化

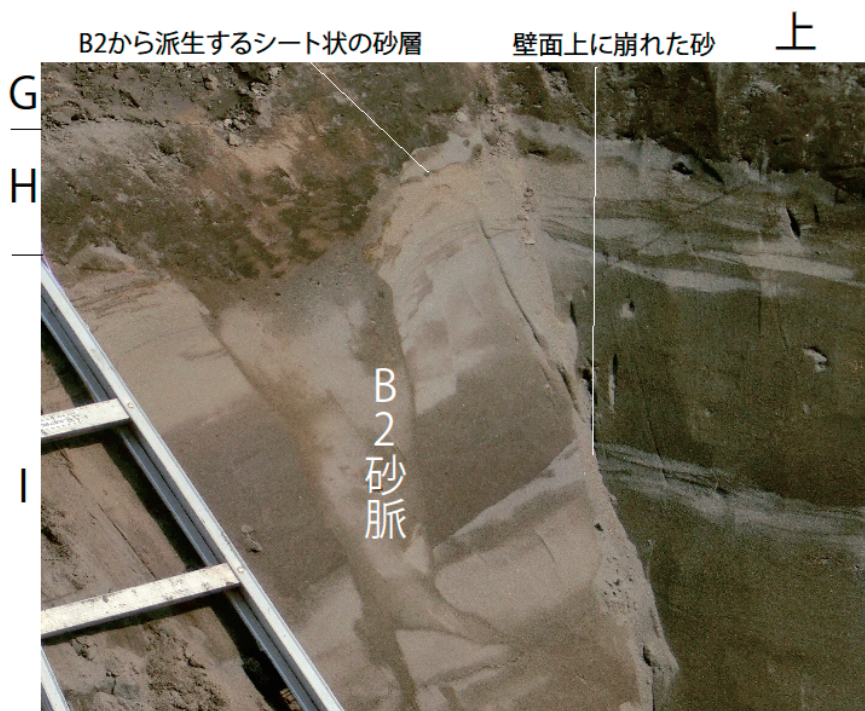
Fig.10 Liquefaction and fluidization in the sand containing gravel layer (E) in the Yodaura tr-3 trench stage 2. (from peel off specimen)



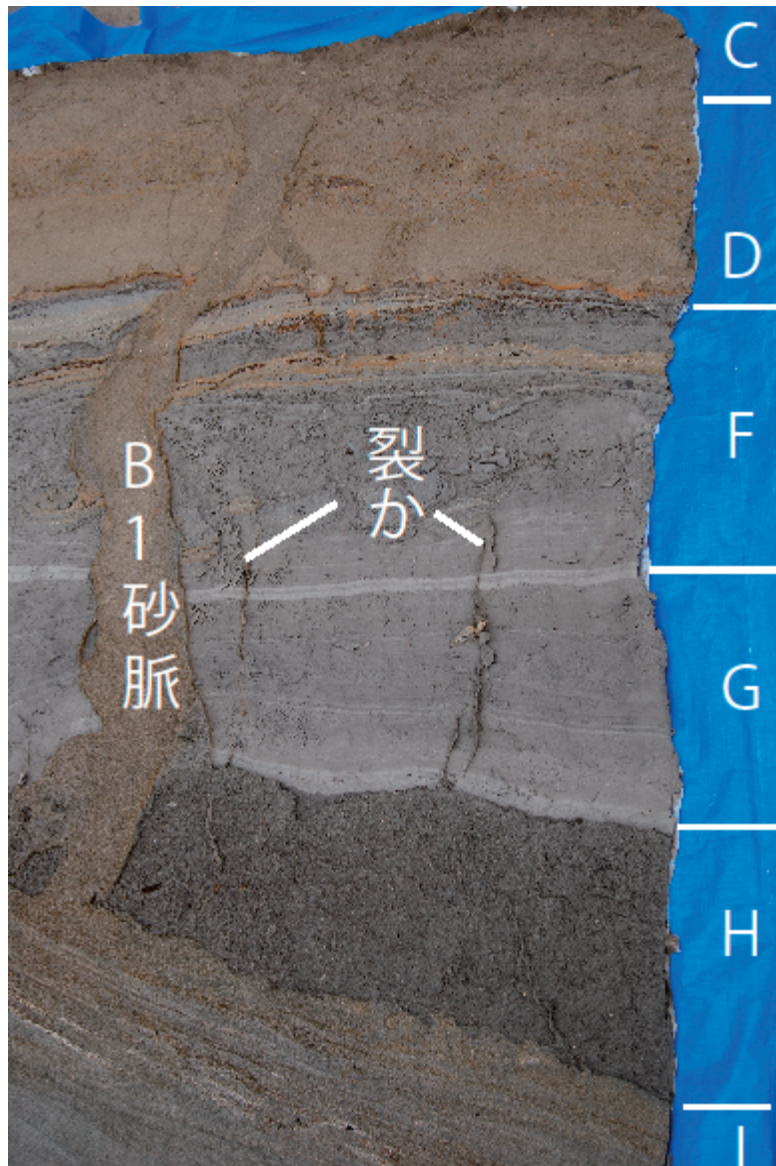
第12図 向野トレンチの壁面のスケッチ
Fig.12 Logs of the Mukouya trench.



第13図 向野トレンチのB1砂脈(剥ぎ取り標本)
Fig.13 B1 sand dyke in the Mukouya trench. (from peel off specimen)



第14図 向野トレンチのB2砂脈写真
Fig.14 B2 sand dyke in the Mukouya trench.



第15図 向野トレンチ上部の裂か

Fig.15 Cracks in the upper part of the Mukouya trench. (from peel off specimen)

利根川下流低地での液状化・流動化層準 —2011年東北地方太平洋沖地震と過去の履歴—

Horizons of liquefaction-fluidization strata in the Holocene formation on the Tonegawa Lowland, central Japan: by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and paleo-earthquakes

風岡 修¹・水野清秀^{2*}・吉田 剛¹・宮地良典²・森崎正昭¹・田辺 晋²・香川 淳¹
・小松原純子²・古野邦雄¹・小松原 琢²

Osamu Kazaoka¹, Kiyohide Mizuno^{2*}, Takeshi Yoshida¹, Yoshinori Miyachi²,
Masaaki Morisaki¹, Susumu Tanabe², Atsushi Kagawa¹, Junko Komatsubara²,
Kunio Furuno¹ and Taku Komatsubara²

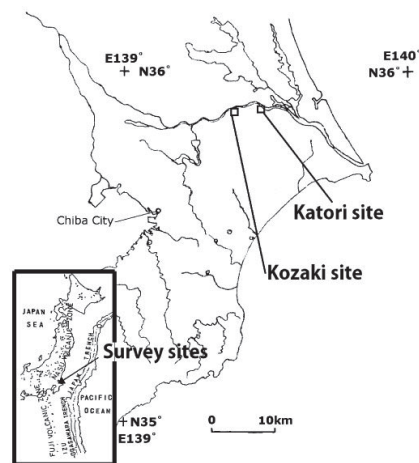
Abstract: Liquefaction-fluidization phenomena caused widely in reclaimed land on the northeastern Neogene Kanto sedimentary basin at the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Jinami, ground wave, jetted sand, spouting groundwater and subsidence by liquefaction-fluidization caused on the reclaimed land in the lowland along the Tone River. Geological condition was examined by continuous boring, Standard Penetration Test and Dynamic Simple Penetration Test and well logging of P-S wave velocity. Stratigraphy of this site is composed of the Holocene strata and man-made strata in ascending order. The Holocene Sawara Formation, from over 61 m depth to 4-5 m depth, consists of gravelly sand bed (lower member), bioturbated mud bed (middle member), cross stratified sand bed (upper member). Man-made formation, over 4-5 m depth, consists of clayey silt bed and clean fine-medium sand bed with plant fragment lamination. Liquefaction-fluidization horizons are clarified by the deformation of primary sedimentary structure and bioturbated structure in clean fine-medium sand bed in man-made formation and upper member of Sawara Formation. It is possible that the upper member of Sawara Formation with plant fragments to show the Genroku epoch in the Edo period liquefied and fluidized at the 1703 Genroku earthquake. Liquefaction-fluidization phenomena don't distribute on thinning part of the upper member of Sawara Formation. It is assumed that liquefaction-fluidization phenomena will occur where same phenomena happened at last time.

Keywords: the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, liquefaction-fluidization, man-made formation, continuous boring, prediction of liquefaction-fluidization

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震（以下「東北沖地震」と略す）では、関東堆積盆地は気象庁震度階5弱～5強と強く長い揺れとなり、5強以上の揺れのあったサンドポンプ工法による埋立地を中心に広く噴砂・噴水や地表面の沈下といった液状化～流動化に特有の現象がみられた（千葉県環境研究センター地質環境研究室, 2011）。関東盆地でも震源に近く柏崎～銚子線上に位置する利根川下流低地では、液状化～流動化現象は著しく、多量の噴砂・噴水や30 cmを超える大きな地表面の沈下、側方への移動、地波などの地表面の変形がみられた（千葉県環境研究センター地質環境研究室, 2011）。このため、典型的な現象がみられた神崎町向野と香取市佐原口の十間川の川岸において（第1図）、オールコアボーリングを主とした地質調査を行い、まずどの部分が液状化～流動化し噴砂や地表面の変形が起きたのかを検討す

ることとした。



第1図 調査位置

Fig.1 Survey sites.

*Corresponding author

1. 千葉県環境研究センター地質環境研究室(Research Institute of Environmental Geology, Chiba)
2. 地質情報研究部門(Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

2. 調査方法

1987年千葉県東方沖地震（以下「千葉沖地震」と略す）時に千葉県地質環境研究室（以下「RIEGC」と略す）が行った石納トレンチ調査で明らかとなったように、地層の断面観察、特に初生的堆積構造の乱れの状況の観察によってはじめてどこで液状化－流動化が発生したかが特定される（Lowe, 1975; 風岡ほか, 1994）。このため、地層を乱さず連続的にそっくり採取することができるオールコアボーリングを選定し、地層採取時に乱さないよう工夫をして地層試料を採取し、コアの地層断面を観察した。また、同地点において各種地層の物性値を得るため、数m横へずらして標準貫入試験とP-S検層、一部で動的コーン貫入試験も行った。なお、標準貫入試験の際には、重りを1回落下させたときにサンプルが30 cm以上貫入することがある。この場合は30 cmの貫入に対する回数を補正N値として表示した。また、30 cm貫入させると層の途中で硬さが変化することから、約10 cmごとの貫入に対する重りの落下回数から算出して補正N値として表示した。

3. 調査サイトの概要と結果

3. 1 香取サイト

香取市佐原口では、千葉沖地震時には利根川の旧河道内を埋立てた部分のうち、現在の利根川の河川敷においてのみ噴砂がみられた（Nirei et al., 1991）。東北沖地震時には、同河川敷だけでなく十間川の両岸においても広範囲に液状化－流動化現象が発生し、これに伴い多量の噴砂や50 cmを超える地表面の沈降、多数の浅層基礎構造物の地中へのもぐり込み、地波といった顕著な被害が発生した（千葉県環境研究センター地質環境研究室, 2011）。これら地域は利根川の旧河道内にあり、明治期には堤外地の湿地となっていた（第3図）。オールコアボーリング（GS-KTR-1）は十間川の脇の北緯35度53分53.41秒、東経140度30分0.26秒、標高1.9 mにおいて行った（第2図）。コアの観察より明らかになってきた最終氷期以降の層序と液状化－流動化が発生した層準（風岡ほか, 2013）に加え珪藻化石・花粉化石から推定される古環境を以下に示す。

調査地の層序：最終氷期以降の地層の厚さは60 mを超え、自然地層である佐原層（本地域の沖積層）と人工地層から構成される（第4図）。佐原層は、深度4~60 mに分布し、砂層を主とする下部層、泥層を中心とする中部層、粘土質シルト層を主とする上部層から構成される。ただし、基底は深度60 m以深である（水野ほか, 2013）。佐原層下部層は深度54 m以深にみられ、斜交ラミナが発達する中粒砂層ないし極粗粒砂層より構成され、淡水成層と思われる泥層がわずかに挟まれる（第6図）。層



第2図 香取サイト周辺の地形。基図は国土地理院2009年発行の「佐原西部」を使用。

Fig.2 Location of Katori site on 1:25,000 topographic map sheet of "Sawara-seibu" published in 2009 by the Geospatial Information Authority of Japan.



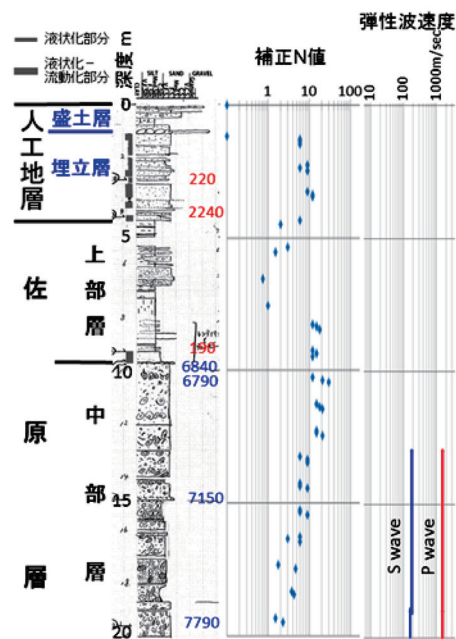
第3図 香取サイト周辺の古地形。1931年陸地測量部発行1:25,000地形図「佐原西部」を使用。

Fig.3 Topographic map of Katori site. A part of 1:25,000 topographic map sheet of "Sawara-seibu" published in 1931 by the Military Land Survey.

相上の特徴より河川成の地層と考えられる。植物片や貝殻の年代値は 10,070~11,380 年前（暦年較正年代値）を示す。花粉化石は温帯落葉広葉樹の花粉が卓越し、暖温帯のものはほとんど産出しないので、冷温帯落葉広葉樹林が近傍にあったものと推定される。また地層物性としては、 $N > 20$, P_v (P波速度) = 1.65~1.90 km/sec, S_v (S波速度) = 0.30~0.35 km/sec とややしまっている（第6図）。

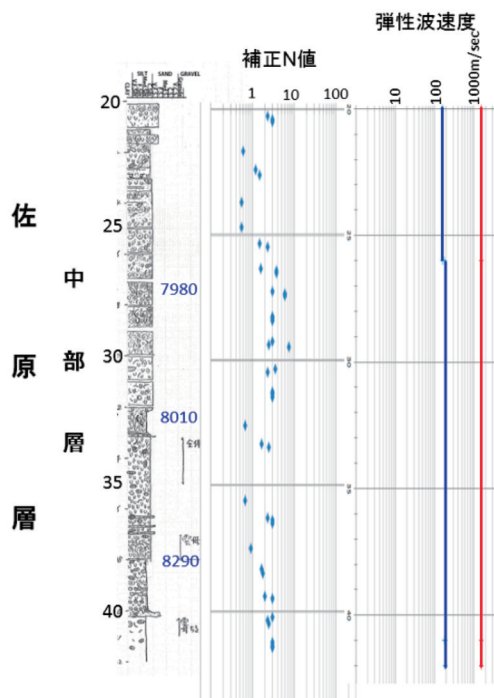
佐原層中部層は深度 10~54 m にみられ、汽水~淡水成の泥層を主とする。下半の深度 40~54 m は粘土質シルトから構成され基底付近に泥炭層を挟む。地層の硬さ (N 値) は 2~3 まれに 1 ないし 4, 弾性波速度は $P_v = 1.5$ km/sec, $S_v = 0.2$ km/sec と軟らかい。年代値は 8,740~10,070 年前であり、堆積速度は 6.45 m/ky と速い。上半の深度 22~40 m は生物擾乱の著しい粗粒シルト層を主体とする（第4, 5, 6図）。珪藻化石は、深度 50 m, 48 m を境に堆積環境が淡水域から内湾へ変わっていく過程を示している。本部層基底の深度 50~53 m には淡水生種を主とし、海水~汽水生種の混合群集であり、デルタの前縁付近の海域に堆積したものと推定される。本部層下部の深度 48~50 m には、海水生種、海水~汽水生種および汽水生の種群が優勢し、低率に淡水生の混合群集がみられることから、湾奥あるいは沿岸部海域の環境下で堆積したものと推定される。本部層中・下部の深度 38~48 m には、海域の群集がほとんどを占める。また、内湾に生育する海水生の種群に加えて、外洋性の種もみられ、内湾の環境下で堆積したものと推定される。花粉化石は深度 45 m を境に温暖な古植生に変わっていく過程を示している。深度 45 m 以深では、下部層と同様に冷温帯落葉広葉樹林であったが、これよりも上位では温暖帯要素の花粉化石も産出するようになり、冷温帯と暖温帯の中間的な中間温帯に発達する落葉広葉樹林が推定される。なお、深度 14 m 以浅では暖温帯要素の花粉が他の層準に比べ多く、相対的に温暖であったと考えられる。地層の硬さ (N 値) は 1~3 まれに 4 程度、弾性波速度は、 $P_v = 1.5$ km/sec, $S_v = 0.19$ km/sec と比較的やわらかな泥層である。 S_v は深度 19 m~26 m では 0.16 km/sec と軟らかくなる。頂部の深度 10 m~19 m は生痕交じりの極細粒砂層を主とし下部ほど泥層を挟むようになる。地層の硬さは頂部で $N = 17~21$ と中位の硬さであるが、下部に向かって泥層が多く挟まれるようになると次第に軟らかくなり $N = 3$ 程度となる。弾性波速度は $P_v = 1.5$ km/sec, S_v は 1.9 km/sec とややしまる。上半の年代値は、7,790~8,290 年前を示し、堆積速度は 41 m/ky と非常に速い（第4, 5, 6図）。

佐原層上部層は深度 4~10 m にみられ、淡水成の粘土質シルト層を主とし、シルトの偽礫を多く含み斜交ラミナが発達する厚さ 10~50 cm の細粒砂層を挟み、薄い植物片密集層や有機質泥層を挟むことから河川氾濫原な



第4図 香取サイト (KTR-1) 上部の地質層序・液状化—流動化部分・地層物性。柱状図右脇の数字は暦年較正年代値。孔口標高は 1.9 m。

Fig.4 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in upper part on the Katori site. (KTR-1; Elevation; T.P. 1.9 m)



第5図 香取サイト (KTR-1) 中部の地質層序・液状化—流動化部分・地層物性

Fig.5 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in middle part on the Katori site (KTR-1).

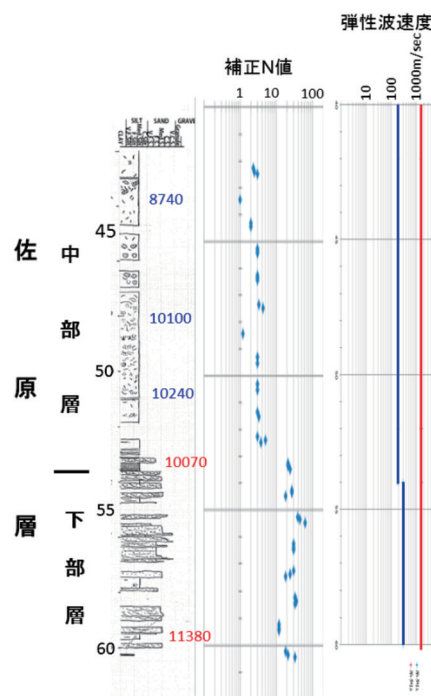
いし沼沢地に堆積した河湖成層と考えられる。年代値は100～191年前であり、江戸時代後期以降に堆積した地層と判断される(第4図)。花粉化石は、針葉樹・温帯針葉樹が優勢となるものの、暖温帯要素の花粉も産するので、中間温帯林で湿潤であったと推定される。地層の硬さは概ね $N=1$ であるが、基底部のラミナ状に粗粒シルトないし中粒砂が挟まれる部分は $N=13\sim15$ としまっている(第4図)。

人工地層は、地表(標高1.9m)から深度4mにあり、深度1.1m以深はサンドポンプによる埋立層で、細粒砂層を主とし斜交ラミナが発達する。深度1.1m以浅は砂を主体とした盛土層である。地層の硬さは $N=6\sim11$ とややゆるく、下位ほど硬くなる傾向がある(第4図)。

液状化—流動化層準: オールコアボーリングの地層断面観察より、ラミナの変形・消失の程度をもとに液状化—流動化部分を検討した結果、対象となる層準は、人工地層の砂層と佐原層上部の基底付近の砂層である(第4図)。この場所は埋立地であるものの千葉沖地震時には液状化—流動化現象はみられていない。東北沖地震ではちょうどこの場所は十間川の両岸が液状化—流動化に伴い水路の方へ移動したところである。また、埋立ては昭和初期以降である。このようなことから、東北沖地震では、主に人工地層部分が液状化—流動化したといえる。佐原上部層中では深度6m付近に挟まれる砂層は $N=1$ 程度であるがラミナはそのままであり液状化—流動化はしていない(第4図)。ここにはシルトの偽礫が多く含まれているので、 N 値自身は砂層の強度を示していない。このように貫入試験値のみでの液状化強度判定は困難といえる。佐原層上部層の基底付近の砂はラミナが消失しているものの $N=13$ としまっている。また、この上位の厚い泥層が分布することから、今回の地震でこの泥層を突き破って流動化することは困難と思われる。また、この泥は宝暦以降の年代を示すことから、この砂は宝暦以前に堆積したといえる(第4図)。この地域で大きな揺れとして考えられるものとしては、1703年元禄地震が考えられ、上位の厚い泥層が堆積する前に、元禄期ごろに堆積した河床の砂が液状化—流動化したことが一つの可能性としてあげられる。

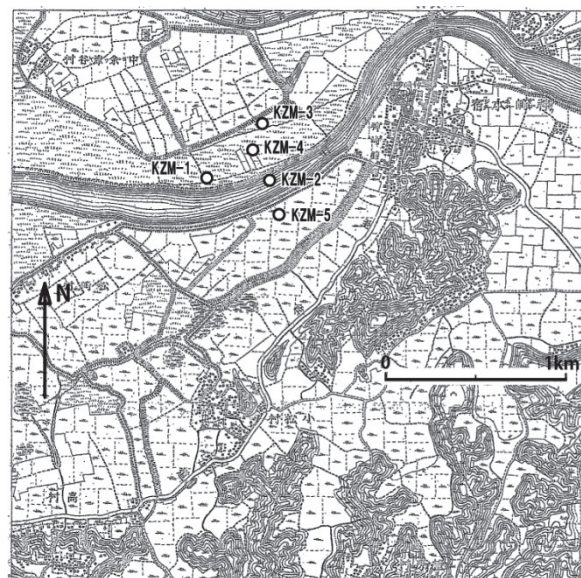
3.2 神崎サイト

神崎町向野では、千葉沖地震時には利根川の旧河道内(第7, 8, 9図)の埋立て部分を中心に広く噴砂がみられた(Nirei et al., 1991)ものの、沈下などの地表面の変形は少なかった。東北沖地震時には、旧河道部分だけでなく、この北のかつての荒地地部分かつ堤外地部分(第7図)においても、多量の噴砂があり30cmを超える沈下などの地表面の大きな変形が発生した(千葉県環境研究センター地質環境研究室, 2011; 古野ほか, 2012)。このことから、このサイトでは旧河道と現在の河道の



第6図 香取サイト(KTR-1)下部の地質層序・液状化—流動化部分・地層物性

Fig.6 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in lower part on the Sawara site in Katori City (KTR-1).



第7図 神崎サイト周辺の1885年における地表の状態及びオールコアボーリング掘削地点。(陸地測量部1885年発行1:20,000迅速測図「神崎本宿」使用)

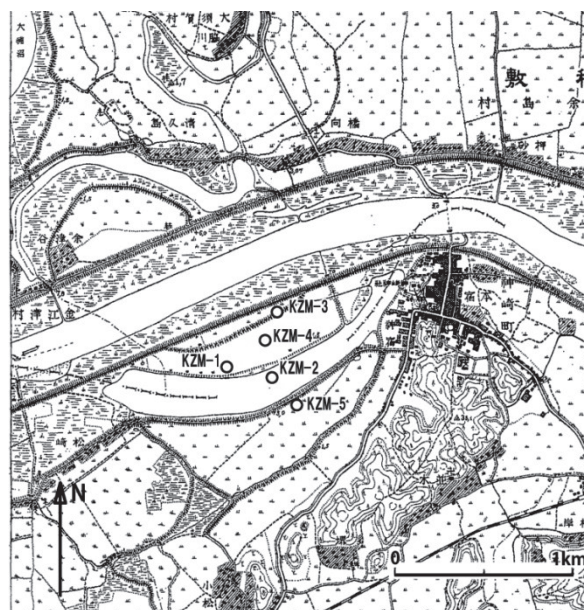
Fig.7 topographic map around Kozaki site in 1885 and drilling point. A part of 1:20,000 topographic map sheet of "Kouzaki-motojyuku" published in 1885 by the Military Land Survey.

間の噴砂がなかった部分 (KZM-3; 北緯 35 度 54 分 15 秒, 東経 140 度 23 分 28 秒, 標高 1.609 m) と噴砂がみられた部分 (KZM-4; 北緯 35 度 54 分 10 秒, 東経 140 度 23 分 27 秒, 標高 1.410 m, KZM-1; 北緯 35 度 54 分 05 秒, 東経 140 度 23 分 18 秒, 標高 2.20 m), 旧河道内 (KZM-2; 北緯 35 度 54 分 05 秒, 東経 140 度 23 分 31 秒, 標高 1.47 m), 旧河道よりも南 (KZM-5; 北緯 35 度 53 分 59 秒, 東経 140 度 23 分 33 秒, 標高 2.695 m) の 5 地点でオールコアボーリングを行った (第 9 図). 以下にコアの観察より明らかになってきた最終氷期以降の層序と液状化・流動化が発生した層準 (風岡ほか, 2013) に加え珪藻化石から推定される古環境を示す.

調査地の層序: 最終氷期以降の地層の厚さは 60 m を超え, 自然地層である佐原層と人工地層から構成される (第 11, 12, 13 図). 佐原層は, 地表から 61 m に分布し, 砂礫層を主とする下部層, 生物擾乱の著しい泥層を中心とする中部層, 砂層と粘土質シルト層を主とする上部層から構成される. ただし, 基底は深度 61 m 以深である (水野ほか, 2013).

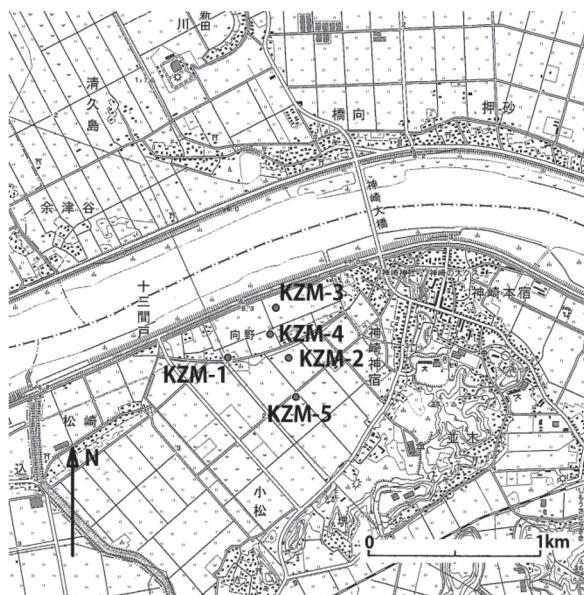
下部層は深度 57 m 以深にみられ, 斜交ラミナが発達する中粒砂層ないし砂礫層より構成され, わずかに挟まれる泥層は淡水成であることから, 河川成の地層と考えられる (第 13 図). 年代値は 13,830 年前を示している. また, $N > 35$, $P_v = 1.65 \text{ km/sec}$, $S_v = 0.30 \text{ km/sec}$ とややしまっている.

中部層は深度 10.5~57 m にみられ, 汽水~淡水成の泥層を主とする. 下半の深度 37~57 m は粘土質シルトから構成され基底付近に泥炭層を挟む. このうち下部の深度 43.5 m 以深は粗粒シルト~細粒砂層を頻繁に挟み, 泥層は $N = 5$ 程度, 砂層は $N = 10 \sim 20$ とやや硬く, $P_v = \text{約 } 1.2 \text{ km/sec}$, $S_v = 0.20 \text{ km/sec}$ とややしまっている. 上部の深度 43.5~37 m は生痕や貝化石を多く含み砂や粗粒シルトはほとんど挟まず $N = 2 \sim 3$, $P_v = 1.4 \text{ km/sec}$, $S_v = 0.17 \text{ km/sec}$ のやわらかな泥層である. 上半の深度 12.9~37 m はプレーザラミナないしウェービーラミナが発達する粗粒シルト層と粘土質シルト層の互層で, $N = 1 \sim 2$, $P_v = 1.2 \sim 1.4 \text{ km/sec}$, $S_v = 0.15 \sim 0.17 \text{ km/sec}$ と極軟らかい. ただし上位に向かい粗粒シルト勝ちとなり $N = 3 \sim 5$ と硬くなる. 頂部の深度 10.5~12.9 m は生痕交じりの極細粒砂層で, $N = 5 \sim 13$ とややゆるく時に貝殻を多く含むと 30 を超すこともあるが, $P_v = 1.5 \text{ km/sec}$, $S_v = 0.16 \text{ km/sec}$ とゆるい (第 11, 12, 13 図). 年代値は, 深度 37 m 以深の粘土層が発達する部分は, 8,960~11,020 年前を示し堆積速度は 6.6 m/Ka と速い. 深度 10.5~37 m の部分では, 6,690~8,150 年前を示し, 堆積速度は 17.3 m/ky と非常に速い. 珪藻化石からは, 本部層の基底部の深度 50 m 以深では,



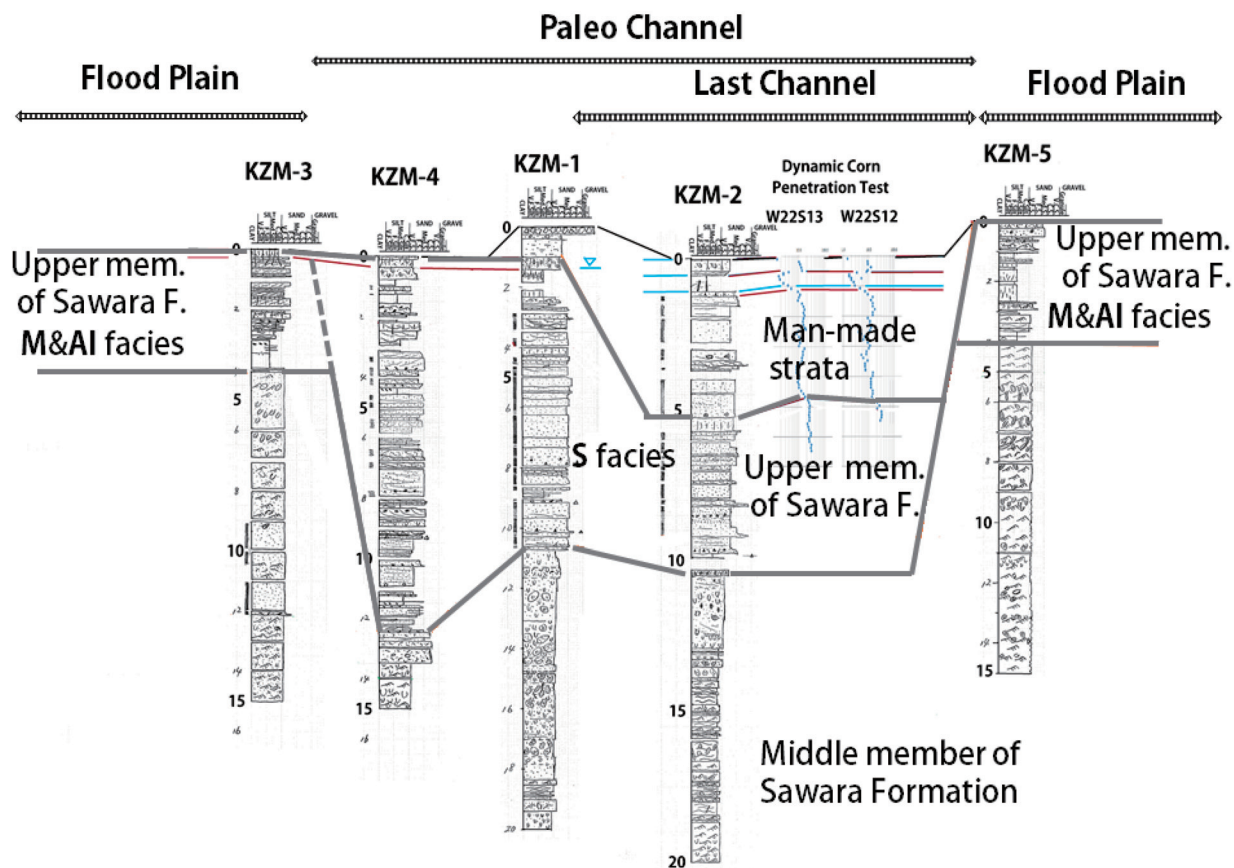
第 8 図 神崎サイト周辺の 1931 年における地表の状態及びオールコアボーリング掘削地点. (陸地測量部 1931 年発行 1:25,000 地形図「佐原西部」使用)

Fig.8 Topographic map around Kozaki site in 1931 and drilling point. A part of 1:25,000 topographic map sheet of "Sawara-seibu" published in 1931 by the Military Land Survey.



第 9 図 神崎サイト周辺の 2009 年における地表の状態及びオールコアボーリング掘削地点. (国土地理院 2009 年発行 1:25,000 地形図「佐原西部」使用)

Fig.9 Topographic map around Kozaki site in 2009 and drilling point. A part of 1:25,000 topographic map sheet of "Sawara-seibu" published in 2009 by the Geospatial Information Authority of Japan.



第 10 図 神崎サイトでの地層の対比と層相の側方変化および液状化—流動化部分 (風岡ほか, 2013)

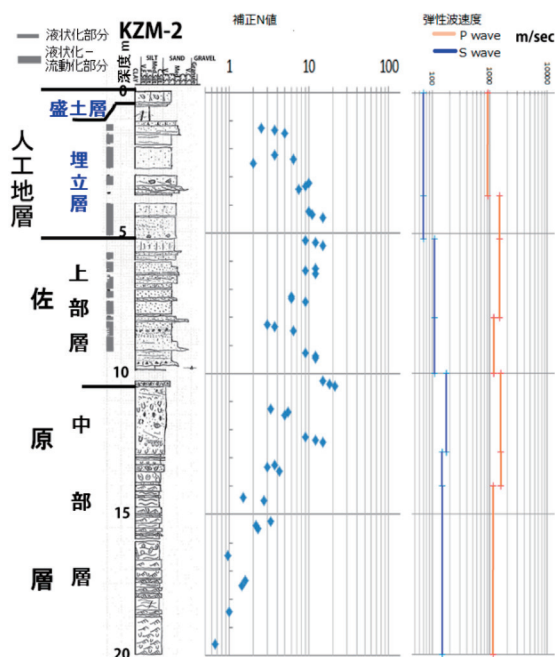
Fig.10 Stratigraphic correlation among columns, lateral change of sedimentary facies and liquefaction-fluidization part (Kazaoka et al., 2013).

淡水生種が大半を占め湖沼～湿地～河川周辺が推定され、大きくみると氾濫原と思われる環境下であったものと考えられる。本部層下部の深度 43～50 m では、流水不安定種・流水生種・止水生種といった淡水生の混合群集と汽水あるいは海水～汽水生種群の混合群集が産することからデルタの前縁付近と思われる。深度 39～43 m では、内湾に生育する海水生の種群に加えて、外洋性の種も認められることから、内湾（湾中央～湾口）の環境であったと推定される。

上部層は深度 10.5 m 以浅にみられ、層相の側方変化が著しい。斜交ラミナが発達し粗粒砂層を挟む細粒砂～中粒砂層 (S 相)、泥炭質な泥層と植物片を含む細粒砂層との互層 (A1 相)、泥炭質な泥層 (M 相) から構成される (第 10, 11 図)。この中には古土壌がしばしば挟まれる。泥にはヤマトシジミがしばしば含まれ、泥層は一般に植物片を含み淡水成の特徴をなすこと、この泥層と A1 相および流速の早い堆積物である S 相が側方関係にあることより、河川—氾濫原の堆積環境であったと推定され、M 相は湖沼、A1 相は氾濫原、S 相は河道堆積物と

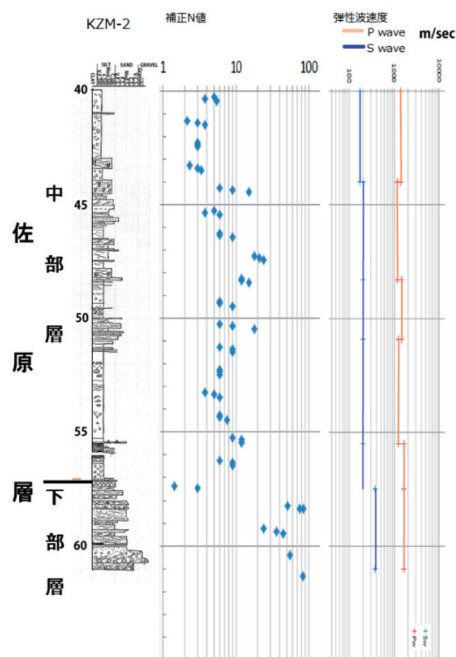
考えられる。泥層中の珪藻化石は河川生の種の卓越した淡水生種群の混合群集を主体に、極低率に海域の種群を伴うことから海水の影響が少ない陸よりの河口付近が推定され、上記で推定した堆積環境は妥当といえる。KZM-1 では、古土壌の上にさらに厚さ 2 m 程度の河川成の砂層が覆い、この上を厚さ 1 m の土壌化した泥層が覆う。なお、KZM-2 は古土壌の上には人工地層が直接重なっている。弾性波速度は、 $Pv = 1.5 \text{ km/sec}$, $Sv = 0.11 \text{ km/sec}$ と緩いことを示している (第 10, 11 図)。年代は 260～1,730 年前を示すが、本層の S 相の中・下部では 260 と 360 年前の値がみられ、ほとんどは江戸時代以降の地層と考えられる。

人工地層は、地表から深度 5.3 m にあり、深度 1.1 m 以深はサンドポンプによる埋立層である。中粒砂層を主とし斜交ラミナが発達する。1.1～1.2 m は腐植物を多く含む土壌化している。深度 0.55～1.1 m は水田の耕作土壌層である有機質シルト層である。地表から 0.55 m は細粒砂層を主とした盛土層である (第 10, 11 図)。



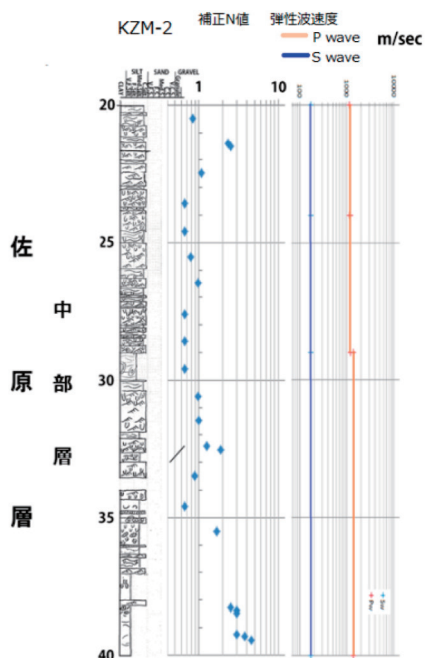
第11図 神崎サイト (KZM-2) 上部の地質層序・液状化・流動化部分・地層物性. 孔口標高は T.P. 1.47 m.

Fig.11 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in upper part on the Kozaki site (KZM-2; Elevation: T.P. 1.47 m).



第13図 神崎サイト (KZM-2) 下部の地質層序・液状化・流動化部分・地層物性

Fig.13 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in lower part on the Kozaki site (KZM-2).



第12図 神崎サイト (KZM-2) 中部の地質層序・液状化・流動化部分・地層物性

Fig.12 Litho-stratigraphy, liquefaction-fluidization part and sounding data in middle part on the Kozaki site (KZM-2).

液状化・流動化層準: オールコアボーリングの地層断面観察より、ラミナの変形・消失の程度をもとに液状化・流動化部分を検討した結果、対象となる層準は、人工地層の砂層と佐原層上部の砂層である。第10図より、特に佐原層上部についてみると、液状化・流動化による噴砂等がみられた部分である KZM-4~KZM-2 には、S相が厚く発達している。また、この部分では初生的な堆積構造であるラミナが消失している部分が多数の層準にみられる。一方、噴砂がみられなかった KZM-3・KZM-5 ではS相はみられず、M相・A1相がみられた。このことは、液状化・流動化現象は旧河道 (last channel) 内の埋立層のみに限らず、河道堆積物全体が液状化・流動化に関与しているといえる。この河道堆積物の分布範囲を仮にここでは、古河道 (paleo-channel) 内と呼ぶことにする。第7, 8, 9図より、古河道の範囲は旧河道部分と、旧河道の北側の堤外地に一致する。液状化・流動化履歴がみられた佐原層上部のS相内の年代値は、この中・下部層準の植物片より260年前と360年前の値がえられた。260年前は、1,703年元禄地震の直前に当たり、この地震により河道堆積物が液状化・流動化した可能性が高い。なお、東北沖地震で噴出した砂は細粒砂~極細粒砂であり、KZM-4, KZM-1, KZM-2の佐原層上部の液状化・流動化が著しい層準が中粒砂を主体とし、人工地層は細粒砂を主体とすることから、東北沖地震時での液

状化一流動化部分は人工地層の細粒砂が主体であったと推定される。一方、KZM-1においては、コア断面中に噴砂脈がみられ、そこに詰まっている砂は深度3mの砂である。KZM-4では、深度1~8mに部分的に液状化一流動化部分があり、深度8.3mの植物片の年代が360年前を示しており、元禄地震時にも液状化一流動化が発生している可能性が高い。液状化一流動化の時相を検討するには、トレンチ調査のような大断面調査が必要であり、今後大深度トレンチや地層抜き取り調査なども検討する必要がある。

古河道の外側の氾濫原であるKZM-3では、A1相中にはフレーザー状のごく薄いシルトのラミナは挟まれるものの、厚さ2mで $N=3$ の極緩い泥質分の少ない細粒~極細粒砂層が分布するが、初生的な堆積構造の乱れはみられない。すなわち、液状化一流動化現象は起こっていない。貫入試験値や砂の粒度分布のみからの液状化判定では液状化しやすいと判定されるはずであるが、実際は液状化一流動化していない。液状化一流動化の判定は、乱れの無いオールコアを採取し、その地層断面の観察が必要不可欠である。

以上のことから、東北沖地震時には人工地層が主体となって液状化一流動化が発生し、噴砂を生じ、さらに佐原層上部の河道堆積物の一部までも液状化一流動化し噴砂を生じたといえよう。一方、河道堆積物は元禄地震など過去にも液状化一流動化している可能性があり、液状化一流動化を起こしやすい条件を備えているところと捉えられる。これらから、過去の液状化一流動化の履歴が将来の地震時の液状化一流動化予測となるということが出来る。

5. おわりに

東北沖地震時に液状化一流動化の著しい現象がみられた利根川下流低地の埋立地を中心に、オールコアボーリングを行い、乱れの無いコア試料の断面観察より、液状化一流動化した地層とその層準および年代等を調べた。その結果、人工地層を中心に液状化一流動化が起こっただけでなく、佐原層上部層の河道堆積物の一部も液状化一流動化したと考えられる。また、本層は元禄地震時にも液状化一流動化した可能性が高いことから、過去の地層の液状化一流動化履歴は、その場所の将来予測となると考えられる。

謝辞

中央開発(株)、ダイヤコンサルタント(株)、大洋地下

調査(株)からは良質なコア試料を採取いただいた。(株)加速度分析研究所からは植物化石・貝化石の ^{14}C 年代測定を行っていただいた。パリノ・サーヴェイ(株)からは、珪藻花粉分析を行っていただいた。(有)アルプス調査所からは花粉分析を行っていただいた。野崎真司氏・菅野美穂子氏にはコア試料の処理にあたって援助いただいた。調査にあたり、千葉県生活環境部次長の矢沢裕氏、千葉県環境研究センターの元センター長高梨祐司氏、現センター長日浦博昭、元センター次長の小柳保之氏・高橋良彦氏、現センター次長の森雅邦氏・田中勉氏、地質環境研究室の元室長の岡部隆男氏・山本真理氏、現室長の小倉孝之氏、総務課の古川恵美子氏には、便宜を図っていただいた。これらの方々に感謝いたします。

文献

- 千葉県環境研究センター地質環境研究室(2011)平成23(2011)年東北地方太平洋沖地震における千葉県内の液状化一流動化被害(第2報). 千葉環境研究センター調査研究報告, 第G-8号, 2-1~2-55.
- 古野邦雄・楠田 隆・風岡 修・香川 淳・酒井 豊・吉田剛・野崎真司・菅野美穂子(2012)利根川下流低地における液状化一流動化現象—2011年東北地方太平洋沖地震と1987年千葉県東方沖地震での比較—. 第22回環境地質学シンポジウム論文集, 143-148.
- 風岡 修・楠田 隆・香村一夫・楡井 久・佐藤賢司・原雄・古野邦雄・香川 淳・森崎正昭(1994)液状化一流動化のメカニズムとその実態. 日本地質学会第101年総会・討論会講演要旨, 125-126.
- 風岡 修・水野清秀・吉田 剛・宮地良典・森崎正昭・田辺 晋・香川 淳・小松原純子・古野邦雄・小松原 琢(2013)利根川下流低地での液状化一流動化層準—2011年東北地方太平洋沖地震と過去の履歴—. 第23回環境地質学シンポジウム論文集, 23-28.
- Lowe, D.R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-201.
- 水野清秀・風岡 修・田辺 晋・小松原純子・宮地良典・小松原 琢・石原武志・中島善人・吉田 剛・石原与四郎(2013)利根川下流域における液状化層の地質学的総合調査. 2013年日本地球惑星科学連合大会講演要旨.
- Nirei, H., Kusuda, T., Suzuki, K., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O. (1991) The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its hazard. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.35, 31-46.

利根川左岸地域における沖積層ボーリングコア堆積物の解析結果

Results of sediment core analysis of the post-LGM incised-valley fills in the left bank area of the Tone River

田辺 晋^{1*}・宮田雄一郎²・中島 礼¹・水野清秀¹
Susumu Tanabe^{1*}, Yuichiro Miyata², Rei Nakashima¹ and Kiyohide Mizuno¹

Abstract: In this report, we describe results of analysis of ten sediment cores obtained from the left bank area of the Tone River in the Tonegawa Lowland. Based on a comparison of the stratigraphy of the post-LGM incised-valley fills (Alluvium) and the occurrence of sand volcano and liquefaction in the lowland, we clarified that shallow ground water level, thin cap rock and open well-sorted sand are common features in the area where sand volcano prevailed. Furthermore, tidal channel sediments deposited after 500 years ago can be a source of sand volcano even it is a non-artificial marine soil.

Keywords: Tonegawa Lowland, Alluvium, sedimentary facies, radiocarbon date, tidal channel, paleogeography, liquefaction, sand volcano

1. はじめに

利根川低地は、北に稲敷台地と猿島台地、南に下総台地に挟まれた沿岸河口低地であり、16世紀末に始まった東遷事業によって造成された現在の利根川に沿って分布する。利根川の東遷以前は、この地方には鬼怒川と小貝川、そして猿島台地と下総台地を集水域とした常陸川が流れていた(久保, 2007)。

この利根川低地では、2011年東北地方太平洋沖地震のみならず、1987年千葉県東方沖地震の際も液状化に伴う被害が発生しており、その要因としては地下水位が浅いことや間隙率の高い人工地盤の砂層が広く分布することが要因として挙げられている(風岡, 2013)。しかし、この地域の沖積層の形成過程や液状化被害との関連については、まだ解明されていない点が多く、その基礎となる地質情報の整備は重要である。

本報告では、平成24・25年度に産総研運営費交付金の「巨大地震・津波災害に伴う複合地質リスク評価」の一環として、利根川低地の利根川左岸地域において掘削した10本の沖積層ボーリングコア堆積物の解析結果、そしてコア堆積物の解析結果から明らかとなった古地理や液状化との関連について述べる。

2. コア地点の概要

利根川左岸地域では、平成24年度に東よりGS-ITK-1, GS-ITK-2, GS-KTR-4, GS-KTR-2, GS-INS-1, GS-INS-2を掘削した。また、平成25年度には東よりGS-KWA-1, GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1を掘削した(第1図)。これらのコアの採取率はほぼ100%であり、その緯度経度と標高、掘削長を第1表に記す。

GS-ITK-1とGS-ITK-2は、茨城県潮来市において2012年10月に(株)ダイヤコンサルタントによって掘削された。GS-ITK-1は氾濫原、GS-ITK-2は埋立地

において掘削された。GS-KTR-2とGS-KTR-4は、茨城県香取市において、それぞれ2012年7月に(株)中央開発によって、2013年1月に(株)大洋地下調査によって掘削された。GS-KTR-2は霞ヶ浦の湖岸湿地、GS-KTR-4は氾濫原において採取された。GS-INS-1とGS-INS-2は、茨城県稲敷市において、それぞれ2012年9月に(株)中央開発、2013年1月に(株)大洋地下調査によって掘削された。GS-INS-1は氾濫原、GS-INS-2は埋立地に立地する。GS-KWA-1は茨城県河内町、GS-TRD-1は茨城県取手市、GS-ABK-1は千葉県我孫子市、GS-NDA-1は千葉県野田市において掘削された。これらの4本のコアは2013年9月に(株)ダイヤコンサルタントによって掘削された。これらの4本のコア地点は氾濫原に位置する。

3. 研究手法

3.1 コア解析

10本のボーリングコア堆積物はスリーブ内蔵二重管サンプラーを用いて採取し、その近隣において標準貫入試験も行った。コア堆積物は半裁し、岩相(粒度、堆積構造、粒子の支持様式、岩相境界の特徴)と生物化石相(貝化石と生痕化石の産状と種類、植物根の有無)に着目した記載を行った。ボーリングコア堆積物の軟エックス線写真は、半裁面から採取した長さが25cm、幅が5cm、厚さが1cmのスラブ試料を用いて、40kVp、3mA、5秒の照射条件で撮影した。なお、軟エックス線画像の読み取りには(株)アールエフのデジタルエックス線センサーNAOMIを使用した。コア堆積物の4φと3φよりも粗い粒子の含有率は、半裁面から20cm間隔で採取した、容積7ccのキューブ試料を用いて、63μmと125μmの篩によって測定した。含水率も泥分含有率と同じ試料を用いて測定した。なお、本研究では堆積環境の解釈を補佐するために、(株)パリオ・サーヴェイ

*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

2. 山口大学大学院理工学研究科 (Graduate School of Science and Engineering, Yamaguchi University)

に依頼し、GS-INS-1 の 3 層準から珪藻化石を抽出し、200 個体以上になるまで同定・計数した。珪藻の同定と種の生態性については、Hustedt (1927-1930, 1930, 1931-1959, 1961-1966) や Krammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b), Yanagisawa and Akiba (1990)などを参考にした。

10 本のコア堆積物から採取した 132 点の貝化石とウニ、フジツボ、植物片、木片、有機質泥は、(株)加速器分析研究所に依頼して、放射性炭素年代値を測定した。貝化石については放射性炭素年代測定の前に属と種を同定した。放射性炭素年代値は、Reimer et al. (2013) のデータセットと CALIB ver.7.0.2 (Stuiver et al., 2014) を使用して、暦年代に較正した。貝化石の暦年較正の際、 ΔR (汎世界的な海洋放射性炭素年代と地域的な海洋放射性炭素年代の差) (Stuiver and Braziunas, 1993) は 0、海洋炭素は 100%と仮定した。なお、本研究では“BP” (同位体分別補正年代) と特筆しない限り、“cal BP” (較正年代) を使用する。

3. 2 ファブリック解析

10 本のコア堆積物のうち、GS-INS-1 については半裁面からはぎ取り標本作製し、15 m 以下層準について、砂粒子の長軸方位分布を計測し、粒子配列 (ファブリック) の観点から液状化の有無や程度を判断する材料とした。ファブリック解析は、(1)画像化、(2)計測、(3)補正、(4)集計の手順で行った。

3. 2. 1 画像化

はぎ取り標本の表面をクリーニングした後に、白色アクリル塗装を施した。これは主に、石英のような透明な砂粒子の画像認識の精度を上げるためである。塗装しない場合に比べて 2 倍以上の数の粒子を無理なく抽出することができる。

粒径 0.1 mm ほどの粒子を 10 ピクセル以上の画像とするには、2000 dpi 程度の解像度が必要である。剥ぎ取り表面には凹凸があり、鮮明な画像を得るには被写界深度の深い光学系が望ましい。スキャナーの照明によって特定方位の陰影が強調されると、ファブリックの評価に影響するため、照明のタイプも考慮する必要がある。これらの条件を満たすスキャナーとして、EPSON 社製 A4 型スキャナーGT-X820 を使用した。1 m 長の試料は 25 cm ずつに分けて取り込むことになる。画像ごとに画像の濃淡などの条件が変わらないように、輝度分布ヒストグラム機能を用いて入出力の上限・下限などを統一し、RGB それぞれのダイナミックレンジをできるだけ広くとってスキャンした。得られた画像は、24 bit カラー画像で、幅 5000・高さ 20000 ピクセルの大きさがある。画像のクオリティを損なわない程度に圧縮し、jpg 画像として保存した。コアの長さ 15 m 分で 60 枚の画像ファイルになる。

3. 2. 2 画像計測

粒子長軸方位を計測するには、スキャン画像を粒子と背景とに区分し、かつ隣接粒子を分離したモノクロ画像に変換する必要がある。したがって、次のような、前処理、粒子抽出、および粒子計測の 3 段階に分けることができる。これらの処理には、アプリケーションソフトとして、ImageJ (アメリカ国立衛生研究所 (NIH) で開発されたオープンソースでパブリックドメインの画像処理ソフト; ウィンドウズ版) を使用した。なお、処理には多くのメモリーを要するので、使用するコンピュータは 64 bit のウィンドウズで 8 GB 以上のメモリーを搭載し、ImageJ の使用メモリーを 4 GB 以上とした。

前処理の目的は、計測処理において最も重要かつ困難な粒子抽出の精度を上げることである。画像上において、砂粒の大きさと比べて十分に大きな構造 (はぎ取り標本の欠落や損傷、照明ムラなど) と十分に小さな構造 (砂粒表面に付着した泥よごれなど) を除去する。これにはバンドパスフィルター (ローパスおよびハイパスフィルター) が効果的である。このほか、輝度分布の調整 (正規化) や粒子輪郭の強調 (max filter) などを加える。このとき、対象とする画像サイズが多きいと、メモリー不足が起り時間もかかる。そこで、これらのフィルター処理前に、画像を 2500 ピクセル四方の大きさに分割した。バンドパスフィルターには、3 ピクセル (ハイカット) および 40 ピクセル (ローカット) 相当を使用した。粒子表面を平滑にするため、1 ピクセル分の maximum フィルターをかけて高輝度にならし、粒子抽出後に 1 ピクセルだけ収縮 (erode) を行った。この段階で粒子が明るく背景が暗い画像を 8 ビットグレー画像に変換した。

粒子抽出は、輝度の閾値を (最大 255 のうち 200 程度の輝度に) 設定してそれ以上に明るい画素に対して輝度ピークを検出し、ピークをただ一つ含むようにセグメント区分することで、分離した粒子の画像を得た。このとき、ピーク間の距離を平均粒径程度 (20 ピクセル) に設定することで、1 粒子あたりのピークが 1 つになるようにした。はぎ取り標本表面に見えるに粒子は、表面の粒子に部分的に隠された粒子も含まれている。しかし、輝度に閾値を設けたことで、抽出領域は画像全領域の 15%以下となり、表面より下位層にあって部分的にしか見えない粒子は、ほとんど抽出対象とならない。そのため、計測される粒子の形状はほとんど損なわれることなく、一部しか見えていない粒子を抽出する危険性はほとんどないといえる。

粒子抽出画像は、粒子 (白) と背景 (黒) の 2 値画像にできる。各粒子の輪郭を楕円で近似することで、長軸の方位 (右をゼロ度として反時計まわり) だけでなく、粒子の位置座標 (画像左上を原点とする)、長軸と短軸の長さなども計測できる。

ここまで一連の処理は、すべて ImageJ の機能を使

っており、全ての画像に対して同一の処理手順を施すためにマクロプログラムとすることができる。1 画像あたり 2~3 秒で計測できるので、1 m コアあたり数分しかかからない。計測結果は、表形式の数値データとして画像ごとに保存した。

3. 2. 3 補正

砂粒子長軸の方位を集計するには、補正が必要である。はぎ取り試料を電子画像化する際に、スキャナーの光によって粒子に反射と陰影が生じることで、方位分布にも偏りが生じているためである。イメージスキャナーの構造上、CCD カメラの光軸に対して照明は斜めから当たるために照明方向に粒径が短く画像化されることになる。長軸の方位分布にどれほどの影響があるのかを、次の方法で求めた。

まず、同一のはぎ取り試料を、試料台に対して 10 度ごとに異なった 18 方位にセットして、それぞれスキャンする。それら各画像について、上記の計測方法で方位分布を得る。一方、これらの画像を回転角 0 度に戻した画像に対して、同様の自動計測を行う。ここで得られた方位分布は同一の試料であるから、スキャナーの影響がなければ同一の分布を示すはずである。しかし、各画像はスキャン時のバイアスのために、異なった方位分布を示している。それらの方位分布度数を合計すると、バイアスは相殺され本来の方位分布が求められる。この真の方位分布をスキャン時の回転角度に応じて回転させて、スキャナーの影響を受けた方位分布と比較する。両者の比を求めることで、補正值を得ることができる。スキャン幅 20 cm の中で、両端に近いほど補正值は大きく、最大 15% に達した。また、同一機種でも 3 台の GT-X820 で多少の違いがみられた。しかし、中央部 10 cm (4 インチ) に限れば、5% ほどの補正で修正できるので、スキャンの際はその範囲で行っている。粒度別にみても補正值に有意の違いは認められなかった。

3. 2. 4 集計と解析

計測された全ての粒子を集計することが、必ずしもその試料の粒子ファブリックを理解することにはならない。例えば、球形(円形)に近い粒子の長軸方位にはほとんど意味がない。含まれる砂粒子の中で、細粒砂は粗粒砂の間隙を埋めるために方位の自由度が限られることが多い。平均方位を求める場合は、これらの点を考慮した。集計には表計算ソフト (MS Excel) を用いてマクロプログラムを作成した。そこでは、平均方位や集中度を求めるとに重み付き平均を用いることができる。重み付き平均の方法を次の 4 種類のプルダウンメニューから選択する。0. 重みなし(個数のみ)、1. 長さの重み付き、2. アスペクト比の重み付き、3. 長さのアスペクト比の両方の重み付き、である。1, 2, 3 の重みを付けると 0 の重みなしに比べて集中度はそれぞれ 1%, 2%, 3% ほど高くなる。集計の際に粒径でフィルターをかけるこ

とができる。「下限」と「上限」は、それぞれ集計する粒子の細粒限界と粗粒限界(ϕ)を指定する。「境界」は全粒子のうち、指定された境界粒径より粗粒な粒子が何%含まれるのかを出力する。さらに粒子のアスペクト比(長軸/短軸比;インプリケーションでは $Md=1.95$;レンジは 1.2~3.5 ほど)の「下限」と「上限」を指定してフィルターをかけることもできる。粒径指定と同様に、指定範囲外の粒子はカウントされない。タービダイト砂層のような混合粒径砂では粗粒分 10%, 1% を抽出すると、集中度はそれぞれ約 2 倍, 5 倍も高くなる。また、アスペクト比 3 以上の粒子(約 10%)に限ると、集中度は 2 倍ほど高くなる。

解析結果は、粒子方位マッピングあるいは方位分布のローズダイアグラムで表した。ウィンドウサイズを決めて、ウィンドウサイズの 1/2 ずつずらしながら平均方位などを求めて、方位分布をマッピングした。ウィンドウごとに、位置座標(X, Y ピクセル)、粒子数(N)、平均方位(VM)、集中度(L%), 信頼度(Rej%: ランダム方位仮説を棄却できない確率で、この値が 20% を超えるほど大きい場合は、方位の信頼性が低い)、平均粒径(M_{ϕ})、指定した粒径より粗粒な粒子の割合(Cg%), およびローズダイアグラム用の方位分布(10 度との%)を求めて数値データを出力した。

$$VM = \tan^{-1} \{ (\sum w_i \sin(2\Theta_i)) / (\sum w_i \cos(2\Theta_i)) \} / 2 \quad \dots(1)$$

$$L\% = ((\sum w_i \sin(2\Theta_i))^2 + (\sum w_i \cos(2\Theta_i))^2)^{0.5} / (\sum w_i) \quad \dots(2)$$

$$Rej\% = \exp(-L\% \cdot N) \quad \dots(3)$$

ここに、 w_i , Θ_i は、それぞれ重みと粒子方位角 ($0 < w_i < \pi$) である。重み付き平均を求めない場合は $w_i = 1$ なので、 $\sum w_i =$ 粒子数(N)である。重み関数には上記のとおり、粒径やアスペクト比を線形に与えることができる。

粒子方位マッピング結果は、ベクトル(線分)表示とカラー表示を組み合わせている。線分の向きは平均方位(VM)を、線分の長さは集中度(L%)を表している。ベクトル表示では分布パターンがわかりにくいので、その場合はカラー表示した。ここでカラーは HSB 表示を用い、色相(H)で平均方位を表し、180 度で元に戻るようなグラデーションカラーを設定してある。集中度は彩度(S)で示し、集中が高いほど鮮やかに(集中が低いと白っぽく)表示される。さらに、明度(B)には信頼度を割り当てている(信頼度よりも粒子数の方がわかりやすいので、ここでは粒子数を B に割り当てた)。

4. 沖積層の基底

調査地域の沖積層は下総層群に不整合に累重し、開析谷底には沖積層基底礫層、埋没段丘面上には埋没段丘礫層が分布する(菊地, 1968; 遠藤ほか, 1983; 早川, 2000)。10 本のコア堆積物のうち、GS-ITK-1

とGS-KTR-2, GS-INS-1では、沖積層の基底を確認することができた(第2図)。GS-ITK-1では沖積層の基底はコア深度の33.9mに位置し、その下位はN値30前後の下総層群(堆積相SH)の細粒砂層から構成される。33.9~34.0mにかけては緑灰色のシルト層がみられ、このシルト層は、最終氷期最盛期に至る海水準低下に伴って離水し、緑灰色を呈したと考えられる。沖積層基底直下における緑灰色の下総層群は東京低地においても認められる(田辺ほか, 2010)。なお、沖積層基底直上の33.8mからは10.4 cal kyr BP (ka)の放射性炭素年代値を示す植物片が得られている。GS-KTR-2では沖積層の基底は19.2mに位置し、その下位は埋没段丘礫層(堆積相BT)とN値14の茶褐色の植物根のみみられるシルト層から構成される。沖積層基底直上の19.8mからは8.8kaの放射性炭素年代値を示すマガキが得られている。GS-INS-1では沖積層の基底は59.3mに位置し、その下位はN値30前後の下総層群の緑灰色極細粒砂層から構成される。沖積層基底礫層からは放射性炭素年代値は得られていないものの、蛇行河川堆積物(堆積相MR)の深度55.0mからは12.7kaの放射性炭素年代値を示す植物片が得られている。なお、GS-ITK-1とGS-INS-1は、新藤・前野(1982)による沖積層の開析谷の軸部に位置する。

5. 堆積相

10本のコアの沖積層は、岩相と生物化石相に基づき、10の堆積相に区分できる(第2図)。そのうち、堆積相RS(reclaimed soil)と堆積相AS(artificial soil)は、それぞれ埋立てに伴う浚渫土と人工土壌である。堆積相RSは、GS-ITK-2とGS-INS-2にみられ、湖沼をサンドポンプによって浚渫した際の堆積構造がみられる。堆積相ASは全てのコアにおいてみられ、GS-ITK-1の水田土壌を除いて盛土の不淘汰な礫質砂層から構成される。以下に堆積相RSと堆積相ASを除いた8の堆積相の記載と解釈を記述する。

5.1 堆積相BR(網状河川堆積物: braided river sediments)

記載:本堆積相はGS-INS-1において認められる(第2図)。本堆積相は基質支持の礫層と中粒~極粗粒砂層の互層から構成されている。礫層は中礫から構成され、基質は中粒砂からなる。

解釈:本堆積相は中粒砂以上の粒径の碎屑物から構成されることから掃流が卓越した環境において形成されたと考えられる。また、基質支持礫層は網状河川の主要な構成要素とされる(Miall, 1992)。本堆積相は、遠藤ほか(1983)による沖積層基底礫層と対比され、その層相の特徴から他の沖積低地と同じように網状河川において形成されたと考えられる。

5.2 堆積相MR(蛇行河川堆積物: meandering

river sediments)

記載:本堆積相はGS-INS-1において認められる(第2図)。本堆積相はシルト層と砂層の互層から構成されている。シルト層には植物片の他、植物根がみられ、逆グレーディング構造のみみられる極細粒砂層を挟在する。なお、この極細粒砂層にはカレント・リップル層理もみられる。砂層は、極細粒砂もしくは中粒砂から構成されており、カレント・リップル層理の他、トラフ状斜交層理、平板状斜交層理がみられる。特に深度56~57mの砂層は、中粒砂から細粒砂にかけて上方細粒化している。なお、47.1mにおいて珪藻分析を行なったところ、淡水生種が90%、汽水生種が10%を占めた。

解釈:本堆積相は、逆グレーディング構造のみみられるシルト層と上方細粒化する砂層の互層から構成されることから、蛇行河川において形成されたと考えられる。逆グレーディング構造は氾濫原の示相堆積構造とされ(伊勢屋, 1982)、上方細粒化する砂層は河川チャネルにおいて特徴的である(Miall, 1992)。このような氾濫原シルト層と河川チャネル砂層の互層は、蛇行河川の側方移動によって形成されたと考えられる(Miall, 1992)。

5.3 堆積相TF(干潟堆積物: tidal flat sediments)

記載:本堆積相はGS-INS-1とGS-ABK-1, GS-NDA-1において認められ、GS-INS-1のものは海進期、GS-ABK-1とGS-NDA-1のものは海退期の堆積年代を示す(第2図)。GS-INS-1の堆積相TFは砂層とシルト層の互層から構成される。砂層は極細粒~細粒砂からなりトラフ状斜交層理がみられる。なお、この砂層とシルト層からはヤマトシジミ(*Corbicula japonica* Prime)が産出し、生痕化石がみられる。45.8mにおいて珪藻分析を行なったところ、淡水生種が90%、汽水生種が10%を占めた。GS-ABK-1とGS-NDA-1の堆積相TFは、下部が有機質シルト層、上部が塊状シルト層から構成される。これらのシルト層には生痕化石がみられ、下部の有機質シルト層には植物根が混在する。千葉ほか(2011)は、GS-NDA-1と隣接した地点におけるKn-5と呼ばれるコアの珪藻分析を行っており、堆積相TFと対比される層準では、淡水生種が90%、汽水生種が10%を占める。

解釈:本堆積相の生物化石相は、汽水がわずかに影響する淡水域を示しており、このような環境としては河口やそれに隣接した干潟などが考えられる。GS-ABK-1とGS-NDA-1では植物根が混在することから、潮間帯上部の古水深を示すと考えられるが、GS-INS-1については干潟とする明確な証拠はない。ただ、後述する放射性炭素年代値を用いた古水深の計算によると、ほぼ潮間帯と対応するような古水深において形成されたと推察できる。千葉ほか(2011)は本堆積相と対比される層準を塩水湿地堆積物と解釈している。

5.4 堆積相 FD(上げ潮三角州堆積物:flood-tidal delta sediments)

記載:本堆積相はGS-KTR-2とGS-KTR-4, GS-INS-1において認められ, いずれも海進期の堆積年代を示す(第2図). GS-INS-1では, 本堆積相はシルトから中粒砂へ上方粗粒化する層相から構成されている. この上方粗粒化傾向は, 特に3φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率として表れている(第2図). 上方粗粒化相はシルトの葉理をまれに挟在しており, ダブル・マッド・ドレイブがみられる. GS-KTR-2とGS-KTR-4では, GS-INS-1の本堆積相の最上部が分布すると考えられ, その4φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率は, ほぼ100%である(第2図). 本堆積相からは, チヨノハナガイ(*Raetellops pulchellus* (Adams et Reeve)), バカガイ(*Maetra chinensis* Philippi), マガキ(*Crassostea gigas* (Thunberg))などが産出する. 生痕化石は本堆積相を通してみられる.

解釈:利根川低地の湾口部には砂州が発達しており, その内陸には上げ潮三角州が形成されたことが明らかにされている(菊地, 1968; 斎藤ほか, 1990; 早川, 2000). 本堆積相は, これと対比される砂層と考えられ, その層相の特徴も上げ潮三角州のものと同様している. 例えば, ベトナムの紅河デルタにおける海進期の上げ潮三角州堆積物は, 上方粗粒化する砂層から構成されており, ダブル・マッド・ドレイブなどの潮汐の影響による堆積構造がみられる(Tanabe et al., 2003). 本堆積相から産出する貝化石は, おおよそ潮下帯の古水深を示しており, マガキなどの潮間帯の指標種は潮下帯に再堆積したと考えられる(奥谷, 2000).

5.5 堆積相 TC(潮汐チャンネル堆積物:tidal channel sediments)

記載:本堆積相は, GS-ITK-1とGS-ITK-2, GS-KTR-2, GS-KTR-4, GS-INS-1, GS-INS-2において認められ, GS-ITK-1を除いて海退期の堆積年代を示す(第2図). 本堆積相は, 中粒砂から極細粒砂にかけて上方細粒化する層相から構成されており, その上方細粒化傾向は, 特に3φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率として表れている(第2図). 本堆積相には, カレント・リップル層理のほか, 平板状斜交層理, リズミカルなシルトの葉理, ダブル・マッド・ドレイブがみられる. GS-ITK-2とGS-INS-2には本堆積相の最下部が分布していると考えられ, その4φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率は, ほぼ100%である(第2図). 本堆積相からは, バイ(*Babylonia japonica* (Reeve)), ヒメカノコアサリ(*Veremolpa micra* (Pilsbry)), ウニ, マガキ, マテガイ類(*Solen* sp.)などが産出する. 生痕化石は本堆積相を通してみられる.

解釈:完新世中期の海水準高頂期以降, 利根川低地には古鬼怒湾(江坂, 1954)と呼ばれる狭長な内

湾が分布しており, 本堆積相はその潮汐チャンネルを充填したものと考えられる. 上方細粒化傾向は, このような潮汐チャンネルの埋積に伴う流速の減少を示しており, リズミカルなシルトの葉理やダブル・マッド・ドレイブは潮汐の影響を示唆する(Reineck and Singh, 1980). バイやウニは潮下帯の指標種であることから, マガキやマテガイなどの潮間帯の貝化石は, 潮下帯に再堆積したと考えられる(奥谷, 2000).

5.6 堆積相 BA(内湾堆積物:bay sediments)

記載:本堆積相はGS-ITK-1とGS-ITK-2, GS-INS-1, GS-INS-2, GS-KWA-1, GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1において認められ, GS-ITK-1とGS-INS-1のものは海進期, その他のものは海退期の堆積年代を示す(第2図). GS-ITK-1とGS-INS-1の堆積相BAは, 塊状のシルト層から構成されており, その4φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率は, 0~20%である(第2図). このシルト層からはウニの他, ヌマコダキガイ類(*Potamocorbula* sp.)などの貝化石が産出する. なお, GS-INS-1の43.7mから産出する珪藻の80%は*Thalassionema nitzschioides*などの海生種である. 海退期の堆積相BAは海進期のそれと同じ特徴をもち, シルト層からは, ウラカガミ(*Dosinella* cf. *angulosa* (Philippi)), アカガイ類(*Scapharca* sp.), イヨスダレ(*Paphia undulata* (Born)), ヌマコダキガイ類(*Potamocorbula* sp.)などの貝化石が産出する. 生痕化石は本堆積相を通してみられる.

解釈:本堆積相は, 塊状のシルト層から構成されることから, 浮遊性の碎屑物が沈降する静水域において形成されたと考えられる. また, 本堆積相から産出する貝化石のほとんどは潮下帯の指標種である(奥谷, 2000). さらに, *Thalassionema nitzschioides*は外洋の指標種とされる. 従って, 本堆積相は内湾堆積物と解釈できる.

5.7 堆積相 DT(デルタ成堆積物:deltaic sediments)

記載:本堆積相はGS-ITK-1とGS-TRD-1のみにおいて局所的に認められる(第2図). 本堆積相は下部のシルト層から上部の極細粒砂層にかけて上方粗粒化を示し, この上方粗粒化傾向はGS-ITK-1において4φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率の40%から80%への増加として表れている(第2図). また本堆積相では, 植物片の含有量が上部にかけて増加し, 下部からはウラカガミ, 上部からはアラムシロ(*Reticunassa festiva* (Powy))が産出する. 生痕化石は本堆積相を通してみられる.

解釈:本堆積相の上方粗粒化傾向と上部にかけた植物片の含有量の増加は, 河口の前進などに伴う浅海化によると考えられる(Bhattacharya and Walker, 1992). また, 下部のウラカガミは潮下帯, 上部のアラムシロは潮間帯の指標種であることから, 貝化石もこの浅海化を支持する(奥谷, 2000). 従って, 本

堆積相はデルタ成堆積物と解釈できる。

5.8 堆積相 MF (現世河川堆積物: modern fluvial sediments)

記載:本堆積相は GS-KTR-4, GS-KWA-1, GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1 において認められる (第 2 図)。GS-KTR-4 では、本堆積相は植物根のみられるシルト層から構成され、GS-KWA-1 と GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1 では、本堆積相は下部の砂層と上部のシルト層から構成される。下部砂層は極細粒～中粒砂から構成されており、カレント・リップル層理や平板状斜交層理がみられる。上部シルト層には植物根が多くみられ、逆グレーディングする極細粒砂層を挟在する。

解釈:本堆積相には貝化石や生痕化石がみられず、植物根が多く含まれることから淡水性の堆積環境において形成されたと考えられる。また、逆グレーディング構造は氾濫原の示相堆積構造である (伊勢屋, 1982)。本堆積相は下部の砂層から上部の氾濫原シルト層にかけて上方細粒化を示すことから、河道の埋積に伴う堆積物と考えられる (Miall, 1992)。本堆積相は、地表面の直下に分布することから、現世河川堆積物と解釈できる。

6. 放射性炭素年代値

第 2 表に 132 点の貝化石とウニ、フジツボ、植物片、木片、有機質泥から得られた放射性炭素年代値、第 3 図にこれらの年代値を利用した 10 本のボーリングコア堆積物の堆積曲線を示す。GS-AMK-1 のコア深度 3.5 m から得られた木片 (5,2950 ± 850 yr BP) を除いた、131 点の試料は 0～12.7 ka の年代値を示しており、沖積層に相当する。第 3 図の堆積曲線によると、132 点の試料のうち、33 点が層序と逆転した再堆積した年代値を示した。再堆積した試料のうち、最も古いものは堆積年代よりも 3000 年古い年代値を示す。なお、第 3 図には遠藤ほか (1989) と田辺ほか (2012) による東京低地の海水準変動曲線も示した。堆積曲線と海水準変動曲線のある時代における標高差は、その時代の海底面における古水深を示す。この堆積曲線と海水準変動曲線の対比によると、GS-ITK-1 のコア深度 32.6 m 以深と GS-INS-1 のコア深度 43.9 m 付近は潮間帯付近の古水深にあった (第 3 図)。これは最終氷期最盛期以降の海水準の上昇に伴って、海岸線が両コア地点を通過した時期にあたる。また、GS-KTR-4 のコア深度 9 m 付近と GS-INS-1 のコア深度 7 m 付近には 5300～6200 年のハイエイタスが認められる (第 2・3 図)。さらに、これらの深度を境として 3 φ 以上の粒径をもつ碎屑物の含有率が激減している。これらの要因については後述する。

7. 古地理

第 4 図に、10 本のコアから認定した堆積相と堆積曲線と海水準変動曲線の対比によって計算した古水深をもとに、利根川低地の 7 ka 以降の古地理を示す。

7 ka 頃にかけて、利根川低地では東京低地と同様に海水準が相対的な高頂に達したと考えられる (第 3 図)。この時期、GS-KTR-2 と GS-KTR-4, GS-INS-1 には潮流の影響によって上げ潮三角州が発達した。当時の古水深は 18 m 前後にあったと考えられる。その一方で、GS-TRD-1 や GS-NDA-1 にかけての内陸部には潮流によって運搬された砂は到達しておらず、これらの地域には鬼怒川と小貝川、常陸川から供給された泥が堆積した。なお、GS-ITK-1 などの台地の縁にはデルタ成堆積物が局所的に堆積した。この時期、古鬼怒湾の湾口部には砂州もしくはバリアーが形成されていた (菊地, 1968; 斎藤ほか, 1990)。しかし、そのすぐ内陸には上げ潮三角州が広く発達することから、潮流口は現在の鹿島港付近にあったと考えられる (早川, 2000)。なお、GS-KTR-2 の上げ潮三角州堆積物には潮流口付近から運搬されたと考えられるマガキなどの潮間帯の貝化石が再堆積しており、霞ヶ浦の上げ潮三角州にかけて強い潮流が効いていたことを示唆する (斎藤ほか, 1990)。

5 ka 頃にかけて、利根川低地では依然として海水準が相対的な高頂に達していた (第 3 図)。この時期、利根川低地の東側では潮流の影響によって潮汐チャンネルの砂が堆積する。これらの砂は上げ潮三角州堆積物とは異なり、上方細粒化を示しており、チャンネルの埋積に伴って潮流が減衰したことを示す。なお、GS-KTR-2 と GS-KTR-4, GS-INS-1 では、7 ka 以降に 5～12 m の層厚の砂が堆積していることから、潮流による砂の分布は 7 ka と比べて内陸に拡大したと考えられる。GS-ITK-2 や GS-KTR-2, GS-KTR-4 には潮流口などから運搬されたマガキなどの潮間帯の貝化石が堆積した。その一方で、利根川低地の西側の GS-TRD-1 と GS-ABK-1, GS-NDA-1 では河川から供給された泥が 7 ka 以降に 6～10 m の層厚で堆積した。通常、河川からの供給土砂によって内湾の容積が減少すると、潮流の影響は弱くなる。しかし、利根川低地では、砂の分布によって示されるように 7 ka と比べて 5 ka のほうが潮流の影響が強く、これは古鬼怒湾の潮流口が拡大したことなどによると考えられる。

3 ka 頃にかけて、利根川低地では“弥生の小海退”にかけて海水準が相対的に低下したと考えられる (田辺・石原, 2013)。利根川低地の東側では潮汐チャンネルの埋積と海水準の低下によって、台地の縁 (GS-ITK-1 と GS-KTR-4) から離水した。その一方で、古鬼怒湾の軸部の GS-KTR-2 や GS-INS-1 では、砂の供給はないものの、依然として潮流が効いており、ハイエイタスが形成された。利根川低地の西側では、鬼怒川と小貝川の河口が GS-TRD-1 付近まで前進しており、河川から供給された泥は GS-INS-2 まで到達し

た。3 ka は 5 ka と比べると、潮汐チャネル砂層の分布にみられるように、潮流の影響は減衰している。これは、河川の供給土砂による内湾の埋積も要因として考えられるが、内湾の埋積は 5~3 ka と同じように 7~5 ka にかけても進行しており、古鬼怒湾の潮流口が現在の鹿島港付近から現在の利根川河口付近に移動した可能性も要因として考えられる。GS-KTR-2 と GS-INS-1 におけるハイエイタスの形成は、潮流口の移動による砂の供給の遮断と関係するのかも知れない。

利根川東遷直前の 0.5 ka 頃にかけて、鬼怒川と小貝川の河口は GS-KWA-1 付近まで到達し、GS-KTR-2 から GS-NDA-1 にかけて狭長な湾（香取海）（久保，2007）が形成された。GS-KTR-2 と GS-INS-1 では、3 ka よりもさらに潮流が減衰することで、極細粒砂や泥が香取海の縁から側方付加したと考えられる。

8. 沖積層の層序と液状化

第 3 表に 10 本のコア地点における 2011 年東北地方太平洋沖地震の際の噴砂の有無と地下水位、地表面から最も浅い砂層までの深度、最も浅い砂層の最上部の 4 φ 以上の粒径をもつ碎屑物の含有率、含水率、堆積年代をまとめた。なお、これらの地点における地震加速度は震度 6 弱でほぼ同じとみなせる（地震予知総合研究振興会，2014）。

2011 年東北地方太平洋沖地震の際に噴砂が確認できたのは、GS-ITK-2 と GS-KTR-2、GS-INS-1 地点である。GS-ITK-2 では人工土壌（礫質砂層）の直下の浚渫砂（中粒砂層）が液状化しており、この砂層が噴砂の起源と考えられる（第 2 図）。GS-KTR-2 では湖岸湿地のシルト層の直下の潮汐チャネル堆積物（細粒砂層）に液状化した痕跡がみられ、この砂層が噴砂の起源と考えられる。なお、このコア地点における人工土壌の礫質砂層には被覆泥層がないため、噴砂の起源とは考えにくい。さらに、地表面における噴砂は細粒砂から構成されることから、この潮汐チャネル堆積物が噴砂の起源と考えられる（小松原ほか，本報告書）。GS-INS-1 では人工土壌（中粒砂層）の直下の潮汐チャネル堆積物（砂泥互層）に液状化した痕跡がみられ、この砂層が噴砂の起源と考えられる。砂泥互層の砂層は細粒砂からなる。

第 3 表から噴砂のみられた地点の条件を読み取ると、地下水位が 0.6~1.1 m と浅く、いずれの地点においても液状化した砂層が地下水位の下位にあること、そして液状化した砂層を被覆する人工土壌もしくは泥層の層厚が 0.6~1.2 m と薄いこと、液状化した砂層の 4 φ 以上の粒径をもつ碎屑物の含有率が 100%、含水率が 20~30 % であることが分かる。また、GS-ITK-2 については、浚渫による人工地盤（埋立層）が液状化しているが、GS-KTR-2 と GS-INS-1 については 0.5 ka までに堆積した自然地盤（潮汐チャネル堆積物）が液状化している。

第 3 表に基づいて、これらの条件と合うコア地点を調べると、例えば GS-TRD-1 については、地下水位と 4 φ 以上の粒径をもつ碎屑物の含有率、含水率は、噴砂のみられた地点の条件と合うが、噴砂のみられた地点と比べ、被覆層の厚さが 2.1 m と厚いこと、砂層の堆積年代が 2.4 ka と古いことが分かる。なお、GS-INS-1 のファブリック解析の結果から得られたように、初生的な堆積構造の残る層準についても粒子配列が垂直方向に変化（液状化）した可能性はあるが、ここでは噴砂の有無を基準とした（第 5 図）。

9. おわりに

噴砂のみられた地点における沖積層の層序と液状化の対比に基づくと、これまでの研究で明らかにされてきたように、浅い地下水位と淘汰の良い粒子間隙のある砂の存在、液状化砂層を被覆する泥層の層厚が噴砂の有無を規定する要因であるといえる。しかし本報告では、海成の自然地盤であっても 0.5 ka までの地層ならば、条件が合えば液状化し噴砂が発生することが分かった。このような自然地盤は、利根川低地のみならず、全国の沿岸河口低地に分布しており、埋立地のみが一概に液状化するという概念を是正する必要があると考えられる。

謝辞

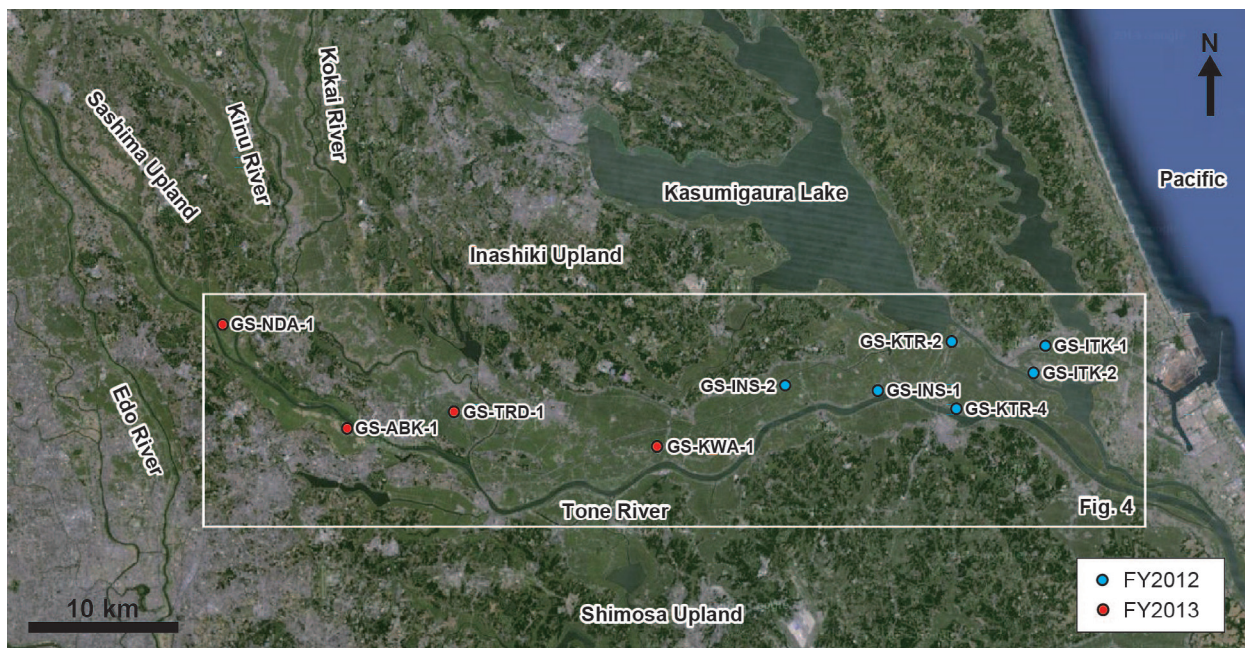
山口大学大学院理工学研究科の下梶秀則氏には GS-INS-1 のファブリック解析を行って頂きました。記して謝意を記します。

文献

- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 157-177.
- 千葉 崇・杉原重夫・松島義章・増渕和夫・新井悠介 (2011) 千葉県関宿地域における完新世の相対的海水準変動。日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集。
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の沖積層。アーバンクボタ, no.21, 26-43.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田量・高野 司 (1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義。第四紀研究, 28, 61-77.
- 江坂輝弥 (1954) 海岸線の進退からみた日本の新石器時代。科学朝日, 163, 75-76.
- 早川唯弘 (2000) 関東平野北東部一鹿島一行方隆起帯と関東平野。貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・

- 山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 4. 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, 183-191.
- Hustedt, F. (1927-1930) Die Kieselalgen, Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora 7, Teil 1*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 920p.
- Hustedt, F. (1930) Bacillariophyta (Diatomeae). In Pascher, A. ed., *Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas*. Gustav Fischer, Jena, 466p.
- Hustedt, F. (1931-1959) Die Kieselalgen, Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora 7, Teil 2*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 736p.
- Hustedt, F. (1961-1966) Die Kieselalgen, Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora 7, Teil 3*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 816p.
- 伊勢屋ふじこ (1982) 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理学評論, **55**, 597-613.
- 地震予知総合研究振興会 (2014) 地震加速度情報. <http://www.adep.or.jp/kanren/kasokudo.html> (2014年10月8日確認)
- 風岡 修 (2013) 液状化—流動化現象について: 2011年東北地方太平洋沖地震での被害状況と分かってきたメカニズム. 千葉県環境研究センター, 28p.
- 菊地隆男 (1968) 茨城県鹿島半島北部の地形発達史. 資源科学研究所彙報, no.70, 63-76.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1986) Bacillariophyceae 1, Teil: Naviculaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heinig, H. and Mollrnauer, D. eds., *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/1*. Gustav Fischer Verlag, Jena, 876p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1988) Bacillariophyceae 2, Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. eds., *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2*. Gustav Fischer, Jena, 596p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1991a) Bacillariophyceae 3, Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. eds., *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3*. Gustav Fischer, Jena, 576p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1991b) Bacillariophyceae 4, Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In Ettl, H., Gerloff, J., Heinig, H. and Mollrnauer, D. eds., *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4*. Gustav Fischer Verlag, Jena, 437p.
- 久保純子 (2007) 「常総の内海」香取平野の地形と歴史時代における環境変遷. 茨城県立歴史館編, 霞ヶ浦・筑波山・利根川: 中世東国の内海世界, 高志書院, 39-63.
- Miall, A.D. (1992) Alluvial Deposits. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 119-142.
- 奥谷喬司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 551p.
- 斎藤文紀・井内美郎・横田節哉 (1990) 霞ヶ浦の地史: 海水準変動に影響された沿岸湖沼環境変遷史. 地質学論集, no.36, 103-118.
- 新藤静夫・前野元文 (1982) 霞ヶ浦周辺低地の環境研究 (1) —桜川低地と霞ヶ浦の地形, 地質—筑波の環境研究, **6**, 173-181.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2014) CALIB 7.0. <http://calib.qub.ac.uk/calib/> (2014年10月8日確認)
- 田辺 晋・石原与四郎 (2013) 東京低地と中川低地における沖積層最上部陸成層の発達様式: “弥生の小海退”への応答. 地質雑, **119**, 350-367.
- Tanabe, S., Hori, K., Saito, Y., Haruyama, S., Le, Q.D. and Hiraide, S. (2003) Sedimentary facies and radiocarbon dates of the Nam Dinh-1 core from the Song Hong (Red River) delta, Vietnam. *J. Asian Earth Sci.*, **21**, 505-513.
- 田辺 晋・中島 礼・吉岡秀佳・竹内美緒・柴田康行 (2010) 東京都足立区平野地区から採取した沖積層コア (GS-AHH-1) の堆積相と放射性炭素年代. 地調研報, **61**, 453-463.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行 (2012) 東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. 地質雑, **118**, 1-19.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1990) Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera,

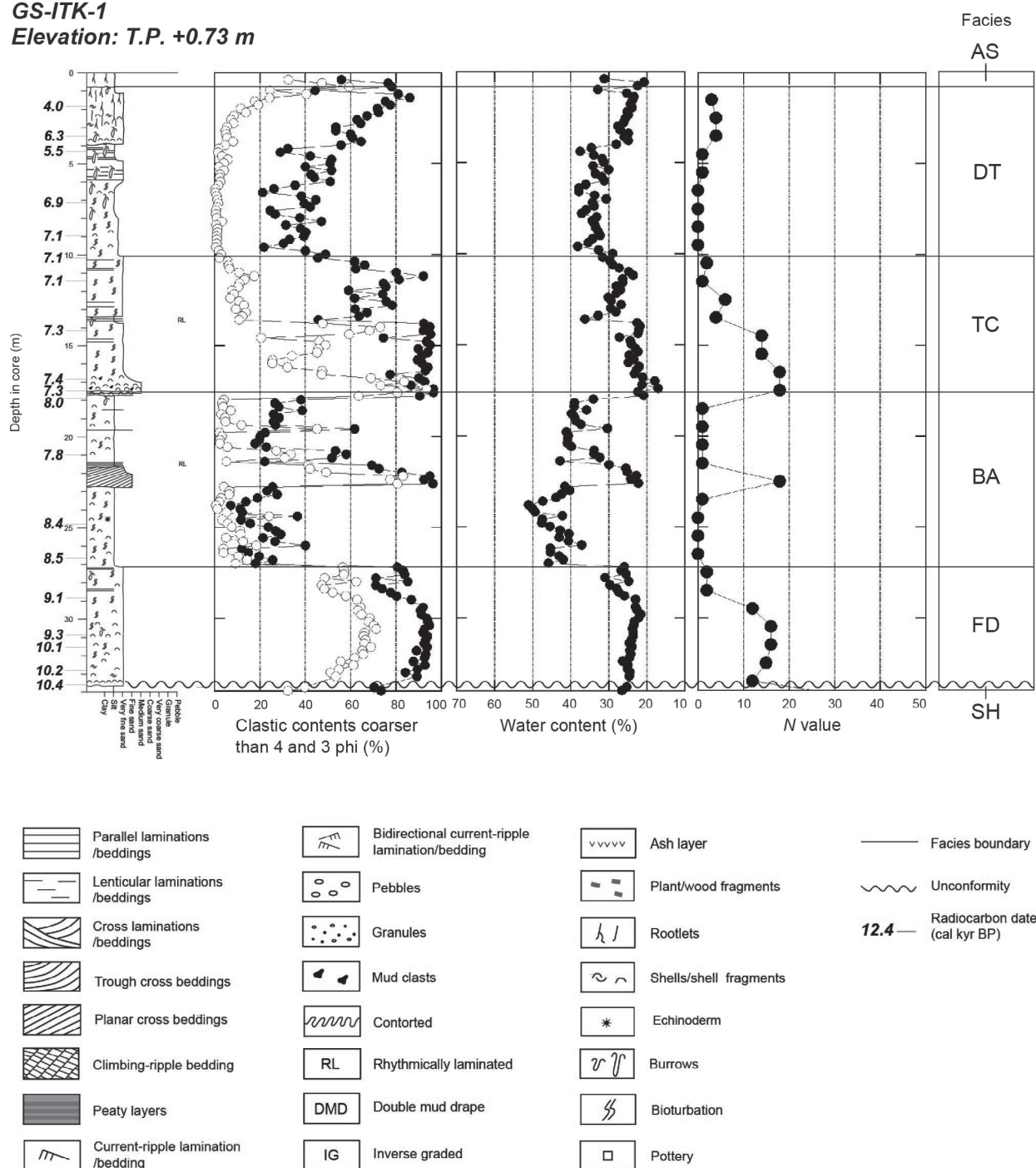
Crucidentacula, *Denticulopsis* and
Neodenticula. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**,
197-301.



第1図 ボーリングコア堆積物の採取位置図。基図の衛星画像は Landsat TM image を使用した。
Fig.1 Location of sediment cores obtained for this study. Landsat TM image was used for the basal map.

GS-ITK-1

Elevation: T.P. +0.73 m



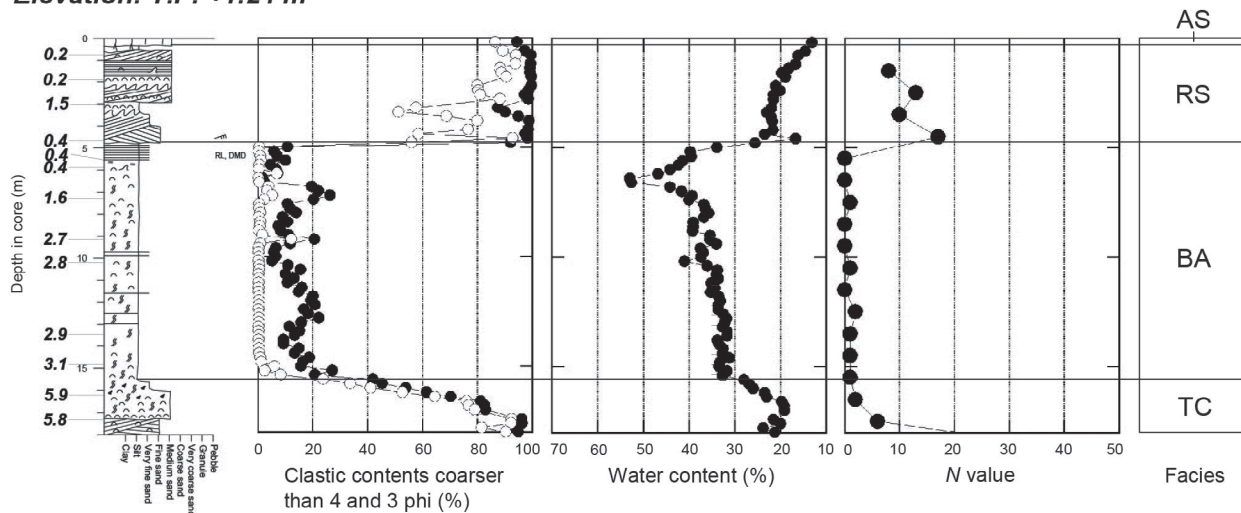
第2図 柱状図。

柱状図と4φ(●)と3φ(○)よりも粗い碎屑物の含有率, 含水率はオールコアボーリング堆積物から得た。N値はオールコアボーリングと隣接した地点における標準貫入試験から得た。堆積相コードについては本文を参照のこと。

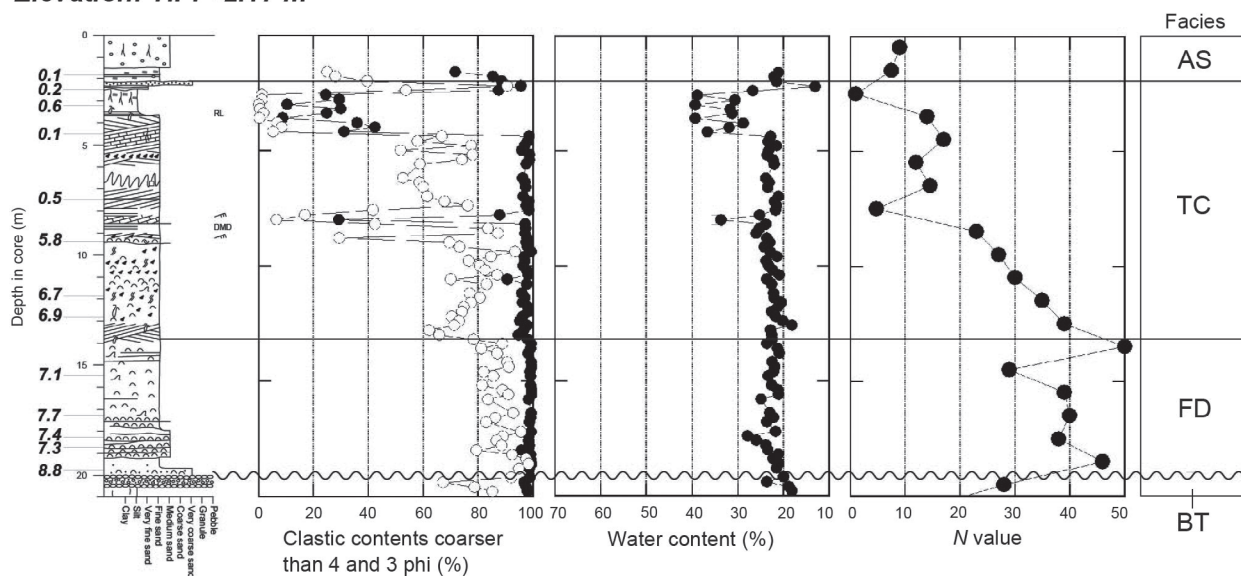
Fig.2 Sedimentary columns.

Sedimentary columns, clastic contents of coarser than 4φ (filled circle) and 3φ (open circle), and water contents are based on 100% recovered sediment cores. N values are based on standard penetration tests performed adjacent to the sites of the 100% recovered sediment cores. See text for facies code.

GS-ITK-2
Elevation: T.P. +1.24 m

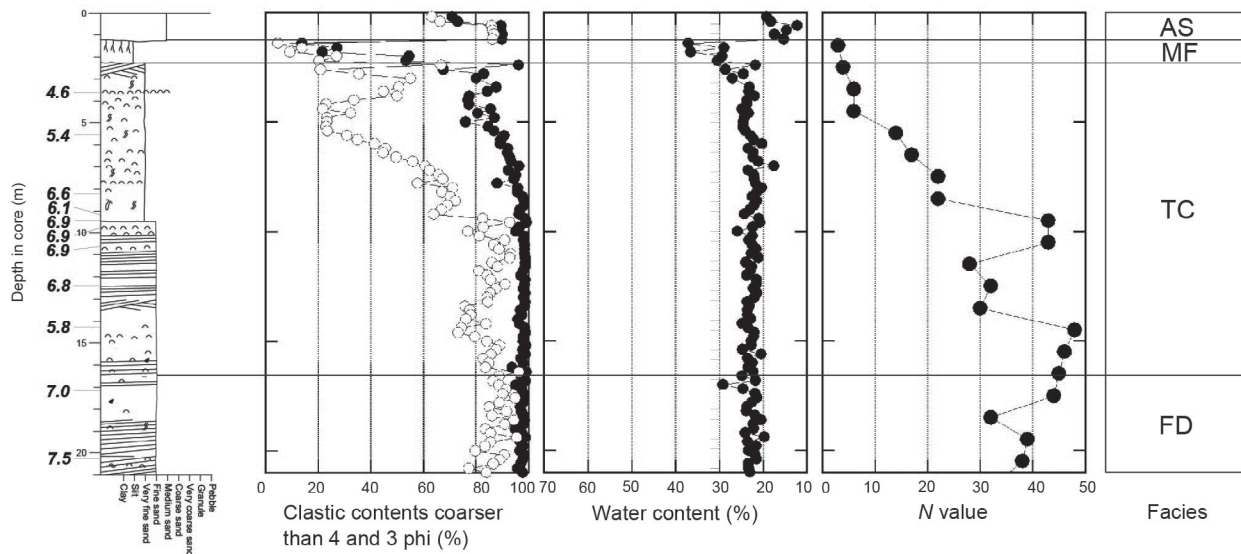


GS-KTR-2
Elevation: T.P. +2.17 m

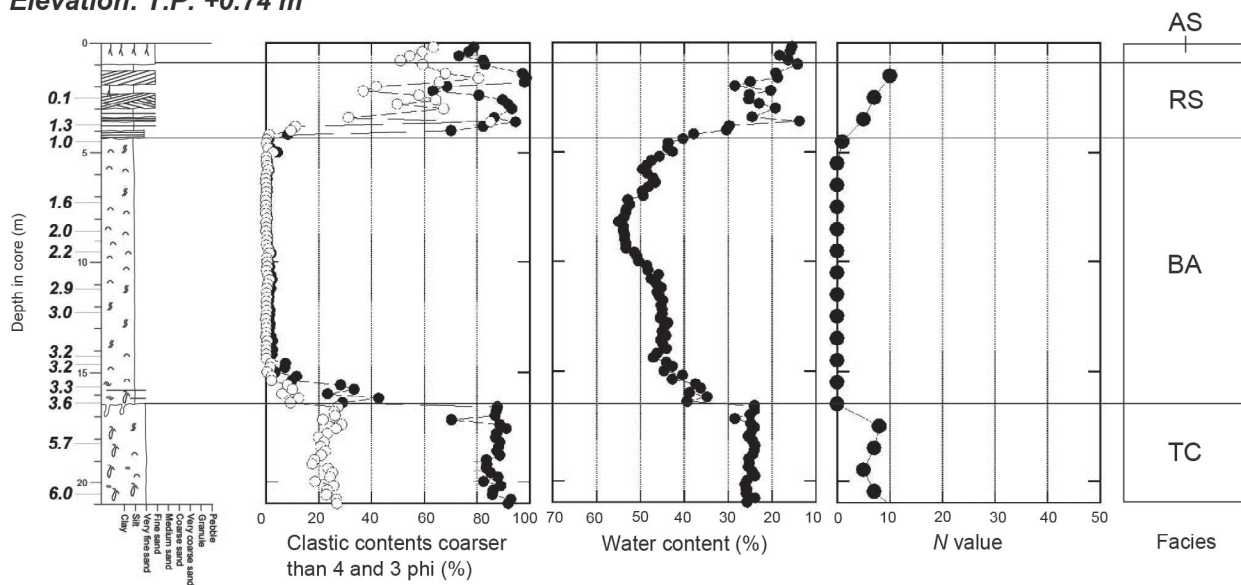


第2図 つづき
Fig.2 Continued.

GS-KTR-4
Elevation: T.P. +1.30 m

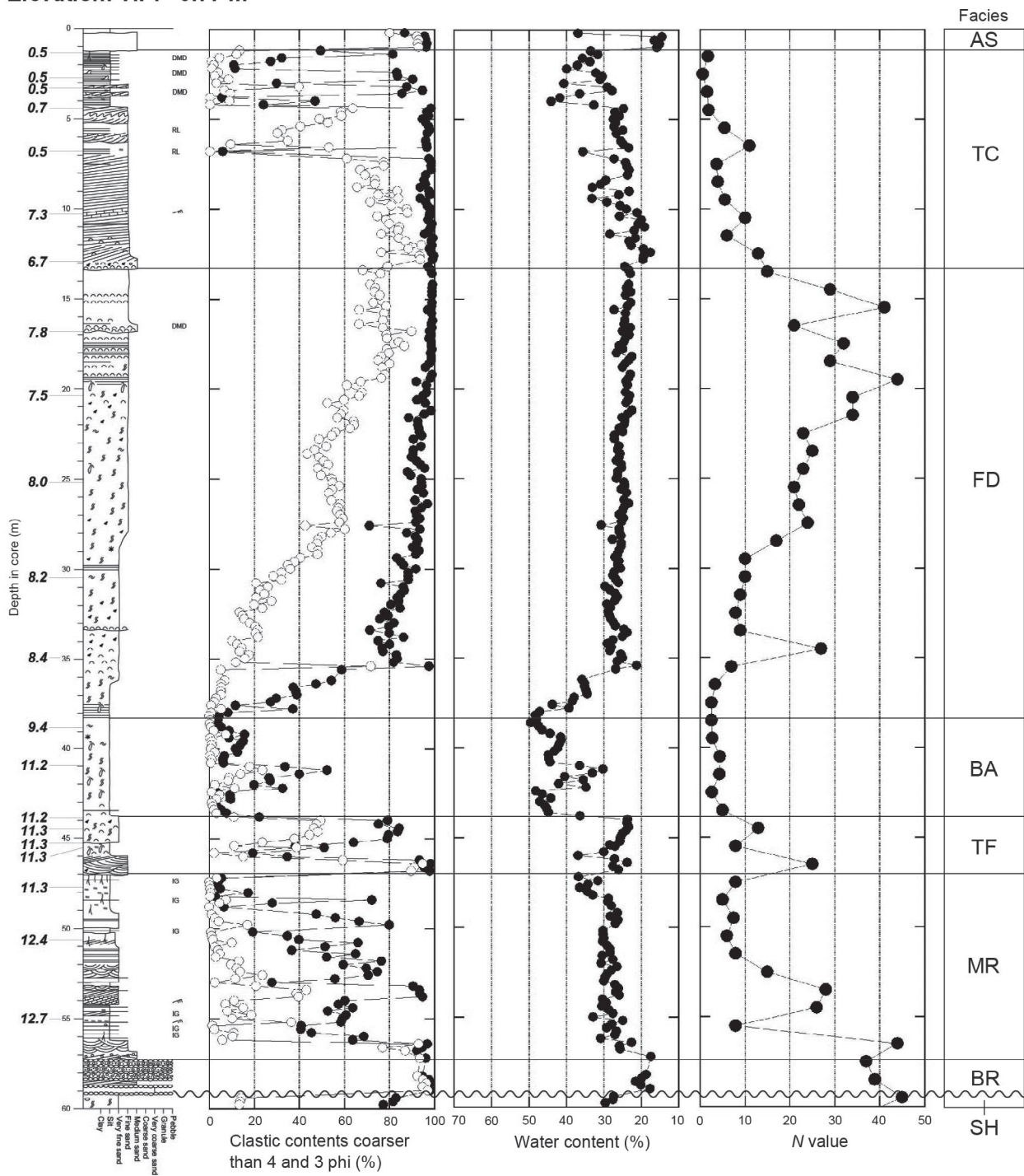


GS-INS-2
Elevation: T.P. +0.74 m



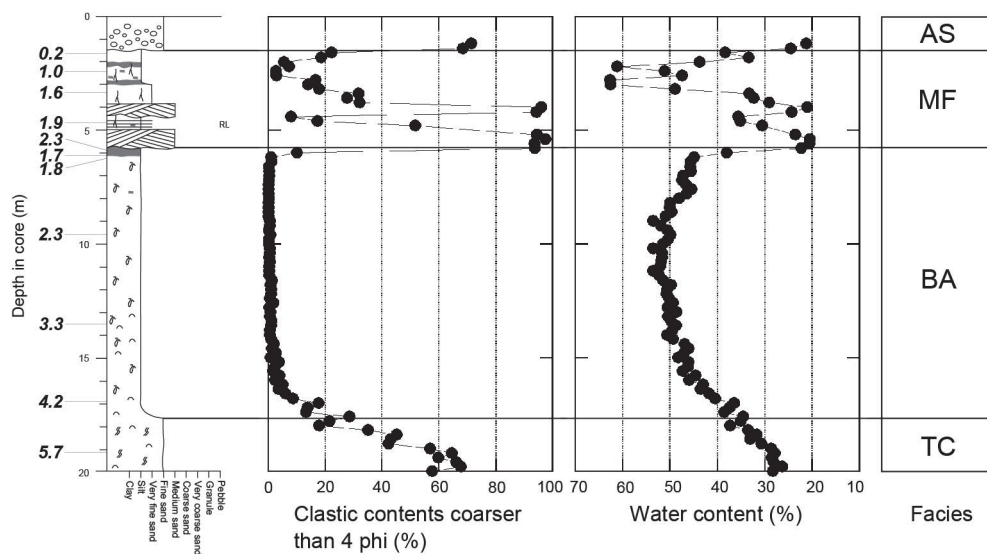
第2図 つづき
Fig.2 Continued.

GS-INS-1
Elevation: T.P. +0.77 m

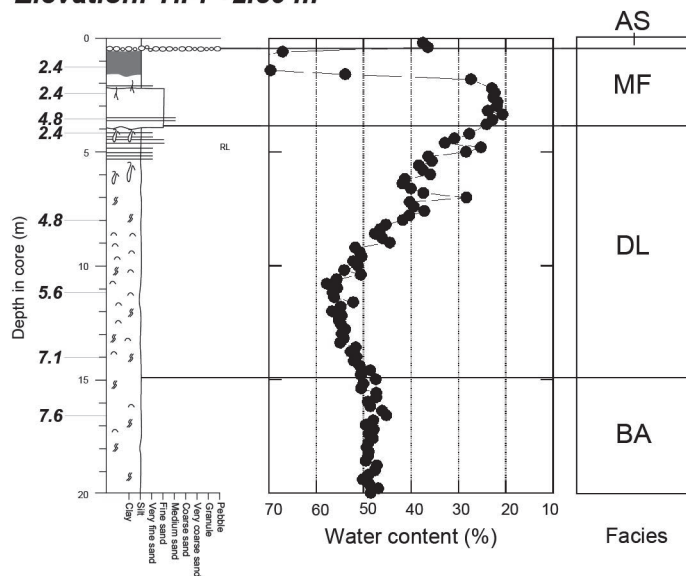


第2図 つづき
Fig.2 Continued.

GS-KWA-1
Elevation: T.P. +2.00 m

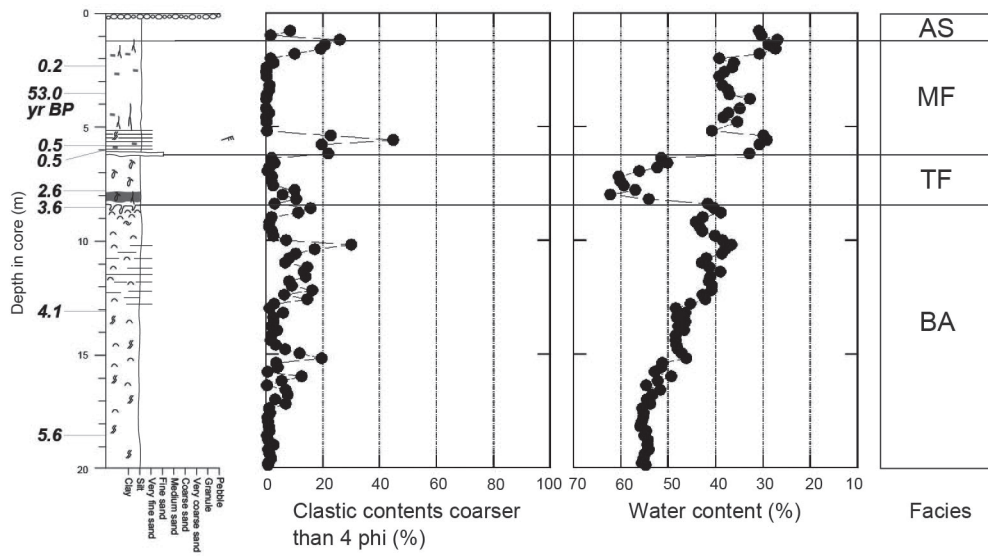


GS-TRD-1
Elevation: T.P. +2.80 m

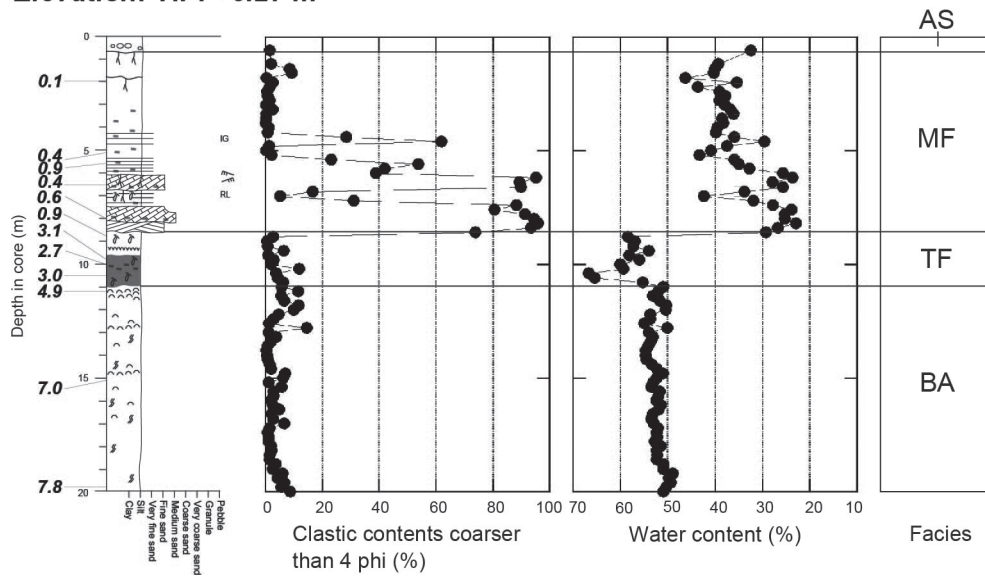


第2図 つづき
Fig.2 Continued.

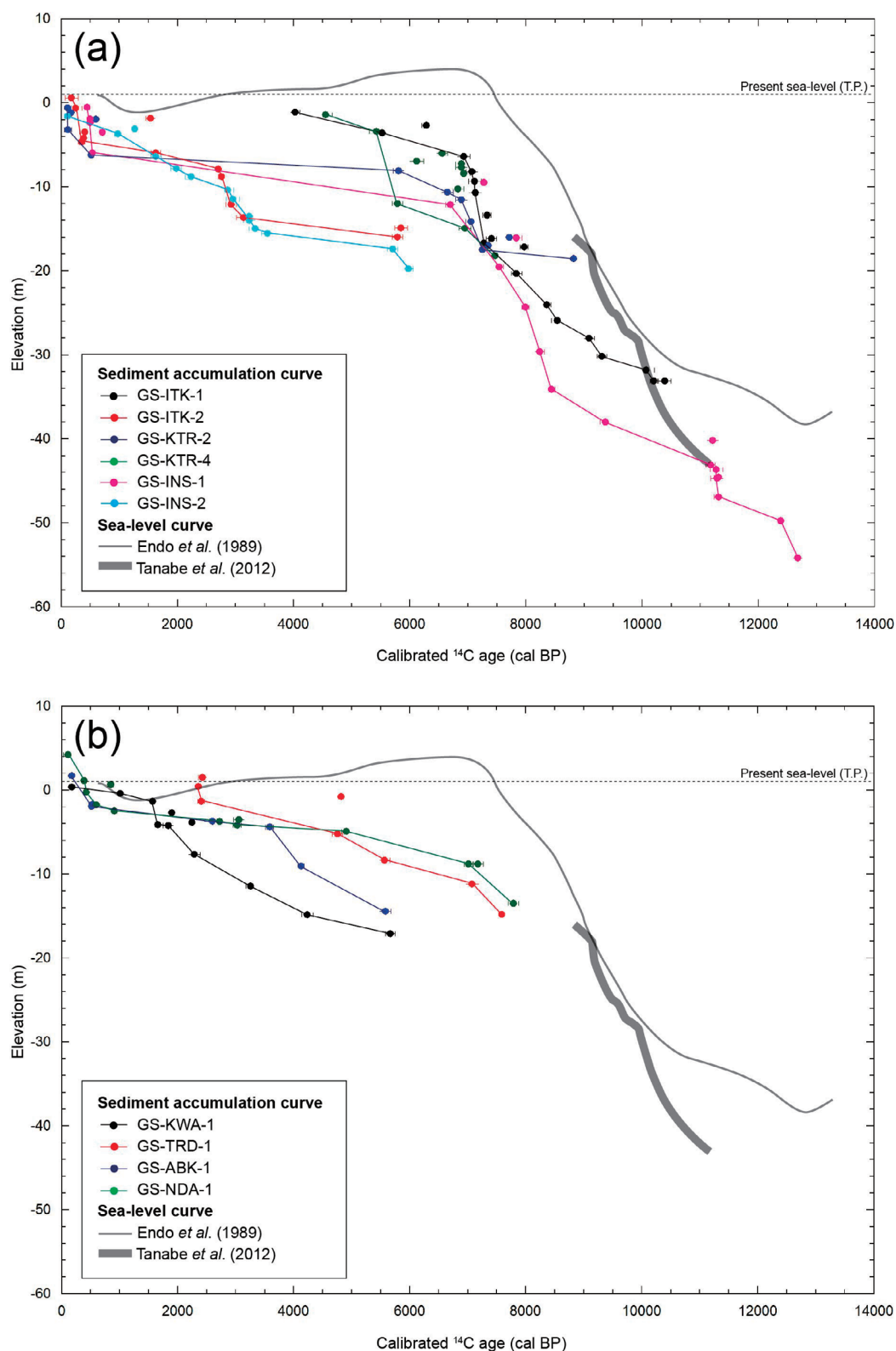
GS-ABK-1
Elevation: T.P. +4.06 m



GS-NDA-1
Elevation: T.P. +6.27 m

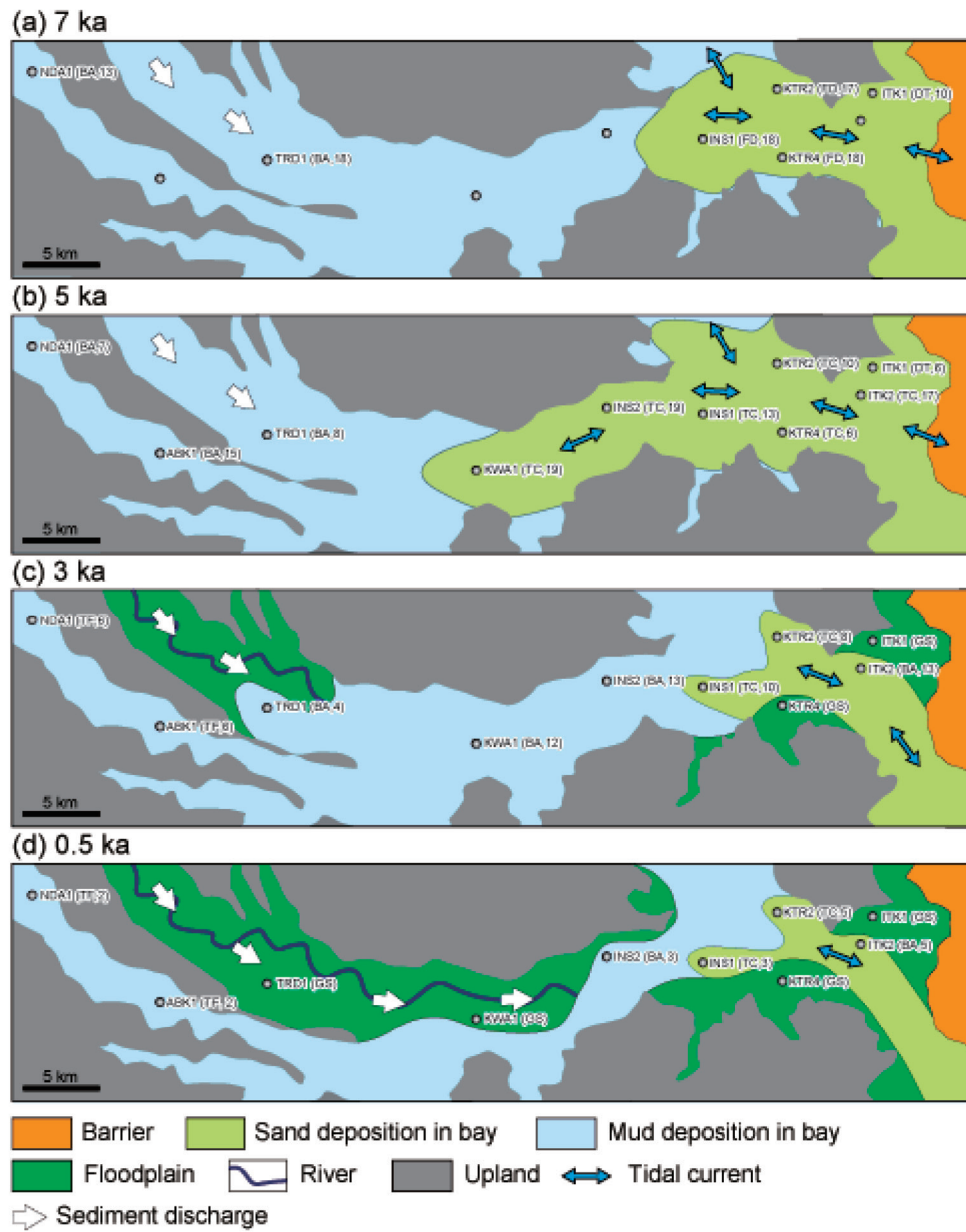


第2図 つづき
Fig.2 Continued.



第3図 堆積曲線。(a) GS-ITK-1, GS-ITK-2, GS-KTR-2, GS-KTR-4, GS-INS-1, GS-INS-2。(b) GS-KWA-1, GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1。

Fig.3 Sediment accumulation curves. (a) GS-ITK-1, GS-ITK-2, GS-KTR-2, GS-KTR-4, GS-INS-1, GS-INS-2. (b) GS-KWA-1, GS-TRD-1, GS-ABK-1, GS-NDA-1.

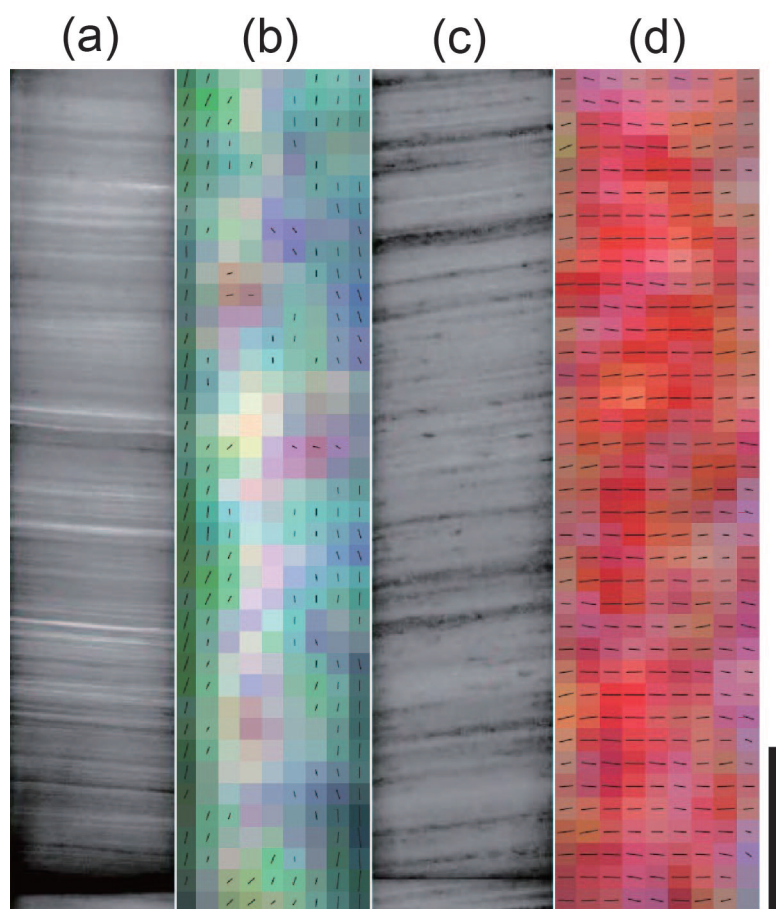


第4図 7千年前以降の利根川低地の古地理。

コア地点の括弧内は堆積相と古水深を示す。GSは地表面（ground surface）を意味する。北浦付近の古地理は省略した。

Fig.4 Paleogeography of the Tonegawa Lowland after 7 ka.

Sedimentary facies and paleo-water depths are shown in the parenthesis of core sites. GS: ground surface. Paleogeography adjacent to the Kitaura Lake, which is located in the north of core GS-ITK-1, is ignored.



第5図 GS-INS-1 のファブリック解析結果。

(a) コア深度 6.25-6.50 m. 中粒砂. 重鉱物のラミナがみられる. 軟エックス線写真 (陰画). (b) (a)のファブリック解析結果. 多くのファブリックが垂直方向を示す. (c) コア深度 8.50-8.75 m. 中粒砂. 軽石のラミナがみられる. 軟エックス線写真 (陰画). (d) (c)のファブリック解析結果. 多くのファブリックが水平方向を示す. スケールは 5 cm.

Fig.5 Results of fabric analysis of core GS-INS-1.

(a) Depth in core: 6.25-6.50 m. Medium sand bed with lamina consisted of heavy minerals. Radiograph (negative). (b) Fabric analysis of (a). Most of fabrics show vertical directions. (c) Depth in core: 8.50-8.75 m. Medium sand bed with lamina consisted of pumice. Radiograph (negative). (d) Fabric analysis of (c). Most of fabrics show horizontal directions. Scale bar, 5 cm.

第1表 ボーリングコア堆積物の位置情報

Table 1 Locations, elevations, and lengths of the sediment cores used in this study.

Core	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)	Penetration depth (m)
GS-ITK-1	35°56'44.3"	140°34'32.3"	+0.73	40
GS-ITK-2	35°55'58.3"	140°33'48.6"	+1.24	20
GS-KTR-2	35°57'03.6"	140°30'18.3"	+2.17	21
GS-KTR-4	35°54'37.0"	140°30'12.4"	+1.30	21
GS-INS-1	35°55'10.7"	140°26'52.3"	+0.77	60
GS-INS-2	35°55'33.8"	140°22'31.0"	+0.74	21
GS-KWA-1	35°53'09.7"	140°16'38.9"	+2.00	20
GS-TRD-1	35°54'29.2"	140°06'49.7"	+2.80	21
GS-ABK-1	35°53'49.9"	140°01'52.3"	+4.06	20
GS-NDA-1	35°57'37.2"	139°55'58.6"	+6.27	20

地盤液状化調査研究

第 2 表 放射性炭素年代値
Table 2 Radiocarbon dates obtained for this study.

Depth in core (m)	Elevation (m)	Material	Species	Conventional ¹⁴ C age (1σ range) (BP)	Calibrated 14C age (2σ range) (cal BP)	Lab code
<i>GS-IITK-1</i>						
1.85	-1.12	Shell fragments		4020±20	3950–4130	IAAA-122885
3.40	-2.67	Shell	<i>Reticunassa festiva</i> (Powy)	5870±30	6210–6370	IAAA-122886
4.33	-3.60	Shell	<i>Bedevea birileffi</i> (Lischke)	5160±20	5470–5580	IAAA-122887
7.13	-6.40	Shell	<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	6440±30	6820–7030	IAAA-122888
8.95	-8.22	Shell	<i>Macoma</i> sp.	6550±30	6970–7160	IAAA-122889
10.11	-9.38	Shell	<i>Macoma</i> sp.	6590±30	7010–7210	IAAA-122890
11.43	-10.70	Shell	<i>Macoma</i> sp.	6600±30	7020–7220	IAAA-122891
14.10	-13.37	Shell	<i>Cryptomya busoensis</i> Yokoyama	6800±30	7260–7400	IAAA-122892
16.90	-16.17	Shell	<i>Veremolpa micra</i> (Pilsbry)	6890±30	7320–7470	IAAA-122893
17.46	-16.73	Shell	<i>Balanus</i> sp.	6750±30	7200–7370	IAAA-122894
17.90	-17.17	Shell fragments		7510±30	7900–8050	IAAA-122895
21.06	-20.33	Shell	<i>Mactra chinensis</i> Philippi	7370±30	7750–7920	IAAA-122896
24.78	-24.05	Echinoderm		7890±30	8290–8420	IAAA-122897
26.65	-25.92	Echinoderm		8080±30	8440–8620	IAAA-122898
28.76	-28.03	Shell	<i>Barnea</i> sp.	8480±30	9000–9220	IAAA-122899
30.93	-30.20	Plant fragments		8290±30	9230–9420	IAAA-122900
32.55	-31.82	Shell	<i>Phacosoma japonicum</i> (Reeve)	9240±30	9930–10170	IAAA-122901
33.82	-33.09	Shell	Ostreidae gen. et sp. indet.	9370±30	10140–10270	IAAA-122902
33.84	-33.11	Plant fragments		9230±30	10280–10500	IAAA-122903
<i>GS-IITK-2</i>						
0.68	0.56	Shell	<i>Corbicula</i> cf. <i>japonica</i> Prime	530±20	70–250	IAAA-122904
1.90	-0.66	Shell	<i>Corbicula</i> cf. <i>japonica</i> Prime	590±20	140–280	IAAA-122905
3.09	-1.85	Shell fragments		1980±20	1460–1620	IAAA-122906
4.72	-3.48	Shell	<i>Corbicula</i> cf. <i>japonica</i> Prime	760±20	320–470	IAAA-122907
5.49	-4.25	Wood		320±20	350–460	IAAA-122908
5.91	-4.67	Shell	<i>Corbicula</i> cf. <i>japonica</i> Prime	710±20	290–420	IAAA-122909
7.21	-5.97	Shell	<i>Dosinella</i> cf. <i>angulosa</i> (Philippi)	2060±20	1550–1700	IAAA-122910
9.14	-7.90	Shell	<i>Raetellops pulchellus</i> (Adams and Reeve)	2920±20	2670–2750	IAAA-122911
10.06	-8.82	Shell fragments		2990±30	2710–2840	IAAA-122912
13.33	-12.09	Shell	<i>Glossaurax didyma</i> (Röding)	3150±30	2840–3040	IAAA-122913
14.88	-13.64	Shell	<i>Raetellops pulchellus</i> (Adams and Reeve)	3300±30	3020–3240	IAAA-122914
16.18	-14.94	Shell fragments		5470±30	5740–5920	IAAA-122915
17.23	-15.99	Shell	<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	5410±30	5700–5880	IAAA-122916
<i>GS-KTR-2</i>						
1.85	-0.61	Wood		110±20	50–140	IAAA-121717
2.45	-1.21	Wood		200±20	150–190	IAAA-121718
3.20	-1.96	Plant fragments		630±20	560–610	IAAA-121719
4.46	-3.22	Root		130±20	60–150	IAAA-121720
7.49	-6.25	Plant fragments		470±20	500–530	IAAA-121721
9.34	-8.10	Echinoderm		5430±30	5720–5890	IAAA-121722
11.88	-10.64	Shell	<i>Veremolpa micra</i> (Pilsbry)	6200±30	6550–6730	IAAA-121723
12.77	-11.53	Shell	<i>Solen</i> sp.	6410±30	6790–6980	IAAA-121724
15.40	-14.16	Shell fragments		6540±30	6960–7150	IAAA-121725
17.25	-16.01	Shell	<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	7260±30	7650–7810	IAAA-121726
18.26	-17.02	Shell	<i>Macoma incongrua</i> (Martens)	6830±30	7280–7420	IAAA-121727
18.73	-17.49	Shell	<i>Ruditapes philippinarum</i> (Adams et Reeve)	6720±30	7160–7320	IAAA-121728
19.80	-18.56	Shell	<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	8270±30	8680–8960	IAAA-121729
<i>GS-KTR-4</i>						
1.89	0.28	Plant fragments		40±20	—	IAAA-130009
3.60	-1.43	Shell	<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	4400±30	4430–4680	IAAA-130010
5.60	-3.43	Shell	<i>Anomia chinensis</i> Philippi	5070±30	5310–5530	IAAA-130011
8.19	-6.02	Shell	<i>Glossaurax didyma</i> (Röding)	6130±30	6470–6650	IAAA-130012
9.14	-6.97	Shell	<i>Veremolpa micra</i> (Pilsbry)	5700±30	6000–6200	IAAA-130013
9.44	-7.27	Shell	<i>Mactra chinensis</i> Philippi	6410±30	6790–6980	IAAA-130014
9.84	-7.67	Shell	<i>Mactra chinensis</i> Philippi	6410±30	6790–6980	IAAA-130015
10.60	-8.43	Shell	<i>Mactra chinensis</i> Philippi	6440±30	6820–7030	IAAA-130016
12.44	-10.27	Shell	<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	6360±30	6730–6920	IAAA-130017
14.19	-12.02	Shell	<i>Babylonia japonica</i> (Reeve)	5410±30	5700–5880	IAAA-130018
17.12	-14.95	Shell	<i>Mactra chinensis</i> Philippi	6460±30	6850–7070	IAAA-130019
20.38	-18.21	Plant fragments		6570±30	7430–7510	IAAA-130020
<i>GS-INS-1</i>						
1.32	-0.55	Plant fragments		370±20	430–500	IAAA-121696
2.70	-1.93	Plant fragments		430±20	480–520	IAAA-121697
3.15	-2.38	Plant fragments		430±20	480–520	IAAA-121698
4.30	-3.53	Plant fragments		790±20	680–730	IAAA-121699
6.72	-5.95	Plant fragments		530±20	520–550	IAAA-121700
10.27	-9.50	Wood		6350±30	7240–7330	IAAA-121701
12.90	-12.13	Shell	<i>Ergalatax contractus</i> (Reeve)	6250±30	6620–6790	IAAA-121702
16.87	-16.10	Echinoderm		7370±30	7750–7920	IAAA-121703
20.32	-19.55	Shell	<i>Glossaulax</i> sp.	7060±30	7470–7610	IAAA-121704
25.10	-24.33	Shell fragments		7540±30	7930–8090	IAAA-121705
30.41	-29.64	Shell	<i>Raetellops pulchellus</i> (Adams et Reeve)	7770±30	8160–8320	IAAA-121706
34.90	-34.13	Shell	<i>Raetellops pulchellus</i> (Adams et Reeve)	7990±30	8380–8530	IAAA-121707

利根川左岸地域における沖積層ボーリングコア堆積物の解析結果

第2表 つづき
Table 2 Continued.

38.78	-38.01	Shell	<i>Umbonium costatum</i> (Valenciennes)	8690±30	9280-9450	IAAA-121708
40.95	-40.18	Shell	<i>Potamocorbula</i> sp.	10230±40	11120-11320	IAAA-121709
43.86	-43.09	Shell	<i>Potamocorbula</i> sp.	10180±30	11100-11250	IAAA-121710
44.46	-43.69	Shell	<i>Corbicula japonica</i> Prime	10300±30	11170-11430	IAAA-121711
45.33	-44.56	Wood		9930±40	11240-11410	IAAA-121712
45.48	-44.71	Shell	<i>Corbicula japonica</i> Prime	10310±30	11180-11480	IAAA-121713
47.69	-46.92	Plant fragments		9930±40	11240-11410	IAAA-121714
50.57	-49.80	Wood		10450±40	12360-12540	IAAA-121715
54.95	-54.18	Plant fragments		10720±40	12600-12730	IAAA-121716
GS-INS-2						
2.37	-1.63	Plant fragments		120±20	60-150	IAAA-130021
3.83	-3.09	Plant fragments		1320±20	1240-1290	IAAA-130022
4.46	-3.72	Shell	<i>Corbicula japonica</i> Prime	1440±20	920-1050	IAAA-130023
7.13	-6.39	Shell	<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	2060±30	1540-1720	IAAA-130024
8.55	-7.81	Shell fragments		2360±30	1890-2090	IAAA-130025
9.54	-8.80	Shell fragments		2560±30	2140-2320	IAAA-130026
11.15	-10.41	Shell fragments		3100±30	2770-2960	IAAA-130027
12.22	-11.48	Shell	<i>Glossaurax didyma</i> (Röding)	3170±30	2850-3060	IAAA-130028
14.25	-13.51	Shell fragments		3370±30	3140-3330	IAAA-130029
14.76	-14.02	Shell fragments		3370±30	3140-3330	IAAA-130030
15.74	-15.00	Shell	<i>Reticinassa festiva</i> (Powy)	3460±30	3240-3430	IAAA-130031
16.28	-15.54	Shell	<i>Anodontia stearnsiana</i> (Oyama)	3650±30	3450-3640	IAAA-130032
18.13	-17.39	Shell	<i>Nitidotellina iridella</i> (Martens)	5350±30	5620-5830	IAAA-130033
20.50	-19.76	Echinoderm		5600±30	5900-6100	IAAA-130034
GS-KWA-1						
1.66	0.34	Plant fragments		190±20	140-220	IAAA-132556
2.40	-0.40	Plant fragments		1110±20	970-1060	IAAA-132557
3.35	-1.35	Plant fragments		1670±20	1530-1610	IAAA-132558
4.68	-2.68	Plant fragments		1950±20	1860-1950	IAAA-132559
5.86	-3.86	Plant fragments		2180±20	2230-2310	IAAA-132560
6.13	-4.13	Plant fragments		1760±20	1610-1720	IAAA-132561
6.20	-4.20	Shell	<i>Macoma</i> sp.	2230±20	1750-1910	IAAA-132562
9.64	-7.64	Shell	<i>Scapharca</i> sp.	2600±20	2190-2340	IAAA-132563
13.47	-11.47	Shell fragments		3390±20	3180-3340	IAAA-132564
16.86	-14.86	Shell	<i>Veremolpa micra</i> (Pilsbry)	4160±20	4140-4340	IAAA-132565
19.10	-17.10	Shell	<i>Raetellops pulchellus</i> (Adams and Reeve)	5320±30	5590-5750	IAAA-132566
GS-TRD-1						
1.30	1.50	Plant fragments		2420±20	2360-2490	IAAA-132548
2.38	0.42	Plant fragments		2360±20	2340-2430	IAAA-132549
3.60	-0.80	Wood		4220±20	4810-4850	IAAA-132550
4.15	-1.35	Plant fragments		2400±20	2350-2490	IAAA-132551
8.03	-5.23	Shell	<i>Paphia undulata</i> (Born)	4540±20	4670-4820	IAAA-132552
11.16	-8.36	Shell	<i>Paphia undulata</i> (Born)	5200±20	5480-5610	IAAA-132553
14.00	-11.20	Shell	<i>Glossaulax didyma</i> (Röding)	6560±30	6970-7170	IAAA-132554
17.62	-14.82	Wood		6720±30	7560-7630	IAAA-132555
GS-ABK-1						
2.35	1.71	Plant fragments		150±20	170-230	IAAA-132540
3.50	0.56	Wood		52950±850	—	IAAA-132541
5.76	-1.70	Wood		510±20	510-540	IAAA-132542
6.00	-1.94	Plant fragments		470±20	500-530	IAAA-132543
7.78	-3.72	Plant fragments		2470±20	2460-2710	IAAA-132544
8.45	-4.39	Shell	<i>Potamocorbula</i> sp.	3680±20	3520-3680	IAAA-132545
13.10	-9.04	Plant fragments		3770±20	4080-4180	IAAA-132546
18.50	-14.44	Shell fragments		5210±30	5480-5640	IAAA-132547
GS-NDA-1						
2.05	4.22	Plant fragments		90±20	30-140	IAAA-132527
5.14	1.13	Plant fragments		300±20	350-440	IAAA-132528
5.58	0.69	Plant fragments		960±20	800-870	IAAA-132529
6.54	-0.27	Plant fragments		360±20	430-490	IAAA-132530
8.04	-1.77	Wood		610±20	580-650	IAAA-132531
8.76	-2.49	Plant fragments		980±20	900-940	IAAA-132532
9.80	-3.53	Organic mud		2920±30	2970-3160	IAAA-132533
10.00	-3.73	Plant fragments		2560±20	2700-2750	IAAA-132534
10.45	-4.18	Plant fragments		2900±20	2960-3080	IAAA-132535
11.20	-4.93	Shell	<i>Potamocorbula</i> sp.	4690±20	4830-4990	IAAA-132536
15.10	-8.83	Shell	<i>Potamocorbula</i> sp.	6640±30	7090-7250	IAAA-132537
15.10	-8.83	Plant fragments		6130±30	6940-7160	IAAA-132538
19.75	-13.48	Echinoderm		7330±30	7700-7880	IAAA-132539

第3表 コア地点における噴砂の有無と地下水位、地表面から最も浅い砂層までの深度、砂層の4φ以上の粒径をもつ碎屑物の含有率、含水率、堆積年代。
 Table 3 Sand volcano, ground water level, thickness of cap rock, clastic contents coarser than 4 φ, water content and depositional age of core sites.

Core site	Sand volcano	Ground water level (m)	Thickness of cap rock (m)	Clastic contents coarser than 4 φ (%)	Water content (%)	Depositional age (ka)
GS-ITK-1	×	0.35	1.4	80	25	4.0
GS-ITK-2	○	1.10	0.6	100	20	0.2
GS-KTR-2	○	0.71	1.8	100	20	0.1
GS-KTR-4	×	1.09	2.3	80	25	4.6
GS-INS-1	○	0.60	1.2	100	30	0.5
GS-INS-2	×	1.80	1.2	100	20	0.1
GS-KWA-1	×	1.65	3.1	100	20	1.6
GS-TRD-1	×	0.90	2.1	100	20	2.4
GS-ABK-1	×	2.00	5.2	40	30	0.5
GS-NDA-1	×	1.55	5.5	100	35	0.4

利根川下流域液状化エリアにおける各種液状化ポテンシャル調査とその評価

The liquefaction positional investigations and those estimations along lower reaches of Tone River

神宮司元治^{1*}・中島善人¹
Motoharu Jinguuji^{1*} and Yoshito Nakashima¹

Abstract: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake caused tremendous liquefaction damages in the easterly part of Japan. Particularly, the damage caused in Kanto region was to be the one of the greatest historical liquefaction damage in Japan. Many of the liquefaction damages were confirmed in around Tokyo bay area and Tone River. Afterward on the earthquake, municipalities affected by disaster and some research institutes include universities carried out many damage investigations and liquefaction analysis in the field. The results reveal the many of the liquefaction damage were occurred in the artificial filled land, such in the bay area and filled river place in the past. On the other hand, the difference effected by aging of artificial ground and filled method were confirmed in the inquiry. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake impacts to the world because of the scale of the disaster that the world wide map service information company has taken satellite pictures in the disaster region in the early time after the disaster. We can confirm the manifestation of liquefaction such as boiling sand on the surface from the past satellite images. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST) carried out liquefaction research and investigation in the disaster area to illuminate the relationship between liquefaction and geological structure and develop the new technique for investigation so that contribute to reconstruction of disaster place and prevention of disaster in the future.

Keywords: liquefaction, Tone River, CPT, VPT, X ray CT

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災によって、東日本全域で広範囲の液状化被害が発生し、特に震源から離れた関東地区においても多大な被害が発生した。液状化被害は、関東を中心に広範囲に及び、その規模や深刻さから、我が国最大級の液状化被害となった。液状化被害は、特に東京湾の沿岸や利根川下流域などの埋め立て地や低地において顕著に発生した。震災後は、各自治体や大学・各種研究機関による被災状況の実態調査や液状化被害の分析調査が行われ、今回の震災被害が主に、旧河川や湖沼跡、埋め立て造成地などの人工改変地域で多く発生していることが判明した。その一方で、埋め立て年代や地盤の造成法に由来するとみられる液状化被害の差異も散見された。東日本大震災の地震被害は、被害の大きさから世界中の関心を集めたため、世界大手の地図情報サービス企業が被災直後から集中的に高分解能の衛星画像を収集しており、今現在も、被災時の地表噴砂の状況等をインターネット上で確認することができる。また、明治初期から中期にかけて関東地方で作成された「迅速測図」なども、インターネット上で公開されており（農業環境技術研究所，歴史的農業環境閲覧シ

ステム(2014))，実際の被災の状況と過去の地形との関係なども比較することができる。さらに、多くの自治体によって、液状化被害の詳細なデータが得られており、建物被害などの液状化被害の詳細を知ること可能である。

(独)産業技術総合研究所(以下、産総研)では、今後の被災地の復興と次の震災に向けた防災技術の向上に役立てるため、被災地における液状化調査を行い、地質構造と液状化被害の関連性を調べると共に、新しい液状化調査技術を開発し、被災地における実地試験を行った。特に液状化被害が顕著であった利根川下流域において、ボーリング調査やコーン貫入試験・各種物理探査などの調査を集中的に行い、地形や地質が液状化に対してどのような影響を与えるかについて総合的な検討を行った。また、これまで産総研が開発を行ってきた Vibration Cone Penetration Test (VPT), (Jinguuji et al., 2006) や、電気探査技術を応用した簡易液状化調査法を評価するため、液状化被災地を含む利根川下流域の各地で調査実験を実施した。

2. 潮来市日の出地区における集中調査

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 地圏資源環境研究部門 (Institute for Geo-Resources and Environment, AIST)

茨城県潮来市日の出地区は、東日本大震災によって、多大な液状化被害が発生した住宅地である。産総研では、著しい被害が生じた日の出地区を対象地域として、コーン貫入試験と物理探査の手法を用いた集中調査を行った。ここで、日の出地区で実施した調査項目を第1表に示す。

第1表 日の出地区で実施した調査項目
Table 1 Items of investigation carried out in Hinode area.

調査項目	数量	目的
三成分コーン貫入試験	143点 (延べ1319.40m)	地盤構造・液状化ポテンシャル導出のため
バイプロコーン貫入試験	20点 (延べ273.96m)	液状化地盤の特定のため
オートマチックラムサウンド試験	34点 (延べ356.00m)	地盤構造の把握のため
ピエゾドライブコーン貫入試験	10地点 (延べ405.6m)	液状化ポテンシャル評価のため
弾性波探査(表面波・S波反射法)	3測線 (全長4,000m)	埋土分布および沖積層基底構造の把握のため
電気探査・地下水位調査	6地点	簡易液状化評価のため
地下レーダ調査	22測線 (延べ60, 701m)	液状化に伴う路面下の地盤のゆるみと規模の把握のため
ボーリング調査	1地点 (掘削長20m)	N値・電気伝導度・地盤構造の把握のため

第1表に示すように、茨城県日の出地区における調査内容は多岐にわたり、特に三成分コーン貫入試験は、非常に多点の密度の高い計測を行っている。液状化調査の目的でこれほど多点の三成分コーン貫入試験を行った例は、我が国においては少ないと思われる。また、三成分コーン貫入試験以外にも、弾性波探査や電気探査などの各種物理探査や貫入試験などが同時に行われ、S波反射法など、貫入試験では得られない深度までの地質構造の検討も行われている。

日の出地区は茨城県潮来市の東部に位置する。この日の出地区は、利根川と霞ヶ浦の合流する位置にあり、かつては内浪逆浦(うちなさかうら)と呼ばれる、外浪逆浦(そとなさかうら)と繋がる湖の一部であった。地形的には沖積低地面に位置している(第1図)(農業環境技術研究所, 2014)。

現在の日の出地区は、内浪逆浦(うちなさかうら)を浚渫し干拓地として整備され、宅地として利用されている。



第1図 日の出地区の古地図(農業環境技術研究所, 歴史的農業環境閲覧システム(2014))

Fig.1 An old map of Hinode area (National Institute for Agro-Environmental Science, 2014).

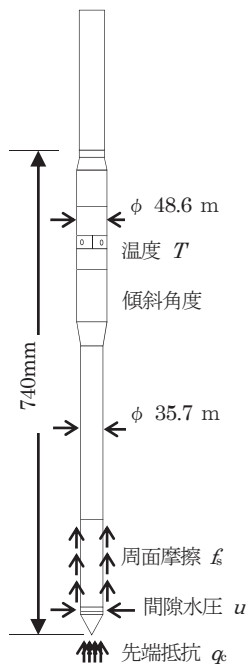
干拓された日の出地区の周辺には、湖岸および河岸の低湿地、自然堤防および三角州、砂州が分布し、日の出地区周辺の地形を形成している。

干拓地には浚渫した緩い砂が、低湿地には軟らかい粘土やシルト、自然堤防および三角州、砂州には主に緩い砂が分布し、日の出地区周辺の地層を構成している。液状化被害は、日の出地区内の浚渫地で発生し、日の出地区の外側の田園では、顕著な被害は見られない。そのため、主に浚渫した砂が液状化を起こしたと考えるのが自然である。

三成分コーン貫入試験は、第2図に示されるような先端抵抗・間隙水圧・周面摩擦を計測するセンサーを先端に配置した貫入プローブを、油圧ジャッキを備えた貫入試験機により、2cm/sのスピードで地盤中に押し込んでいく地盤調査法である(高田ほか, 2008)。三成分コーン貫入試験では、これらの計測値から、地盤の力学的パラメータや地盤の種別(砂・シルト・粘土等)を深度分解能2cmという細かさで評価することが可能である。

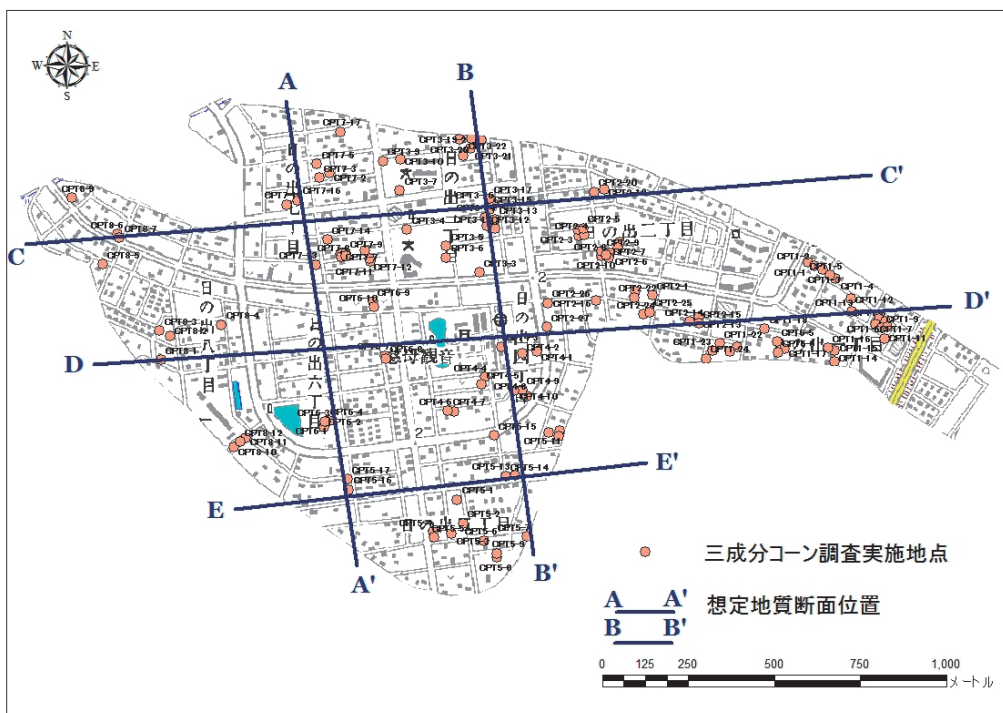
日の出地区においては、この三成分コーン貫入試験を143点行い、日の出地区全域の詳細な地盤パラメータ及び地質構造の把握を行った。ここで、第3図に日の出地区における三成分コーン貫入試験の調査地点を示す。

第3図に示すように、三成分コーン貫入試験の測点は、日の出地区の全域に渡り、本地区における詳細な地質構造マップおよび地質断面図を推定することができる。ここで、三成分コーン貫入試験から推定した日の出地区の地質断面図を第4図に示す。地質断面図から分かるように日の出地区の全域に渡って埋め土(Fs)が地表部分に分布している。これは、日の出地区を造成する際に埋め土にされた浚渫砂であると判断できる。



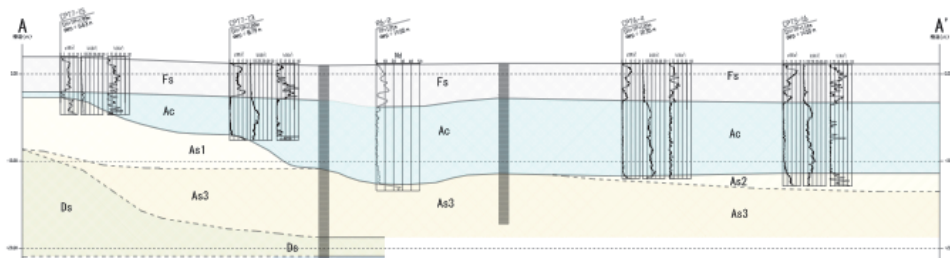
第2図 三成分コーンの概要

Fig.2 Schematic view of cone penetration probe.

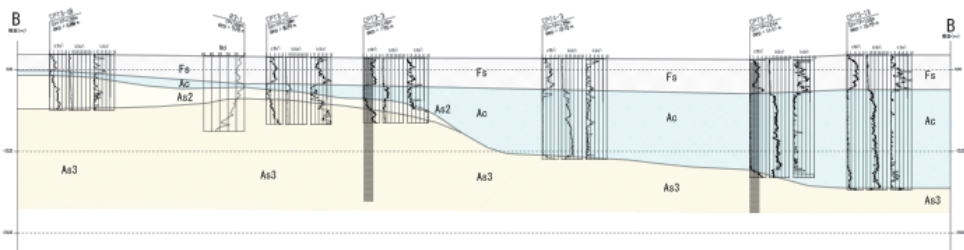


第3図 三成分コーンの調査地点

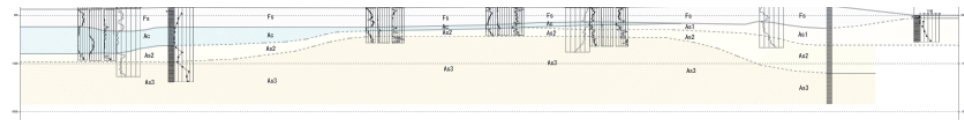
Fig.3 Location map of investigation points of cone penetration test (CPT).



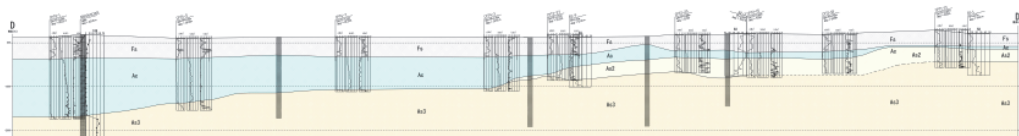
測線 A-A' の地質断面図
Geological profile at line A-A'



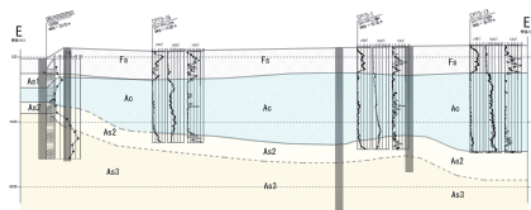
測線 B-B' の地質断面図
Geological profile at line B-B'



測線 C-C' の地質断面図
Geological profile at line C-C'



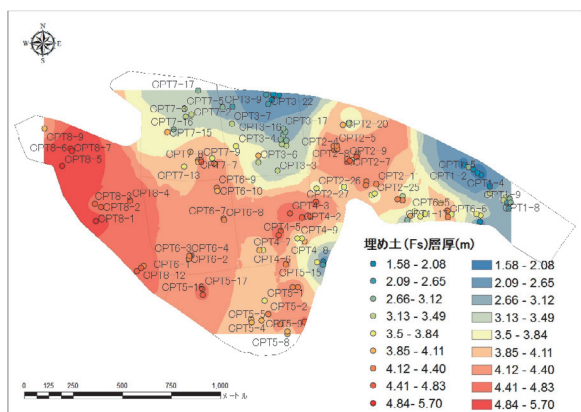
測線 D-D'の地質断面図
Geological profile at line D-D'



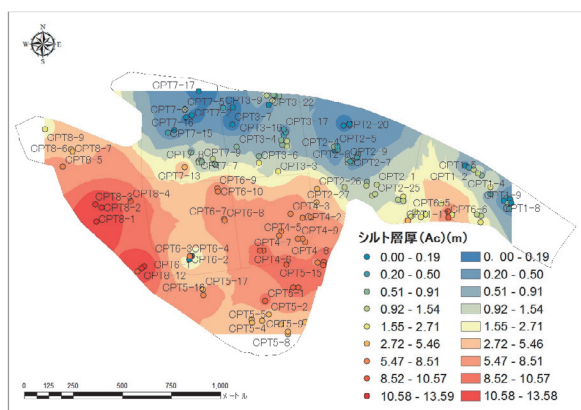
測線 E-E'の地質断面図
Geological profile at line E-E'

第 4 図 潮来市日の出地区の地質断面図
Fig.4 Geological profiles at Hinode area.

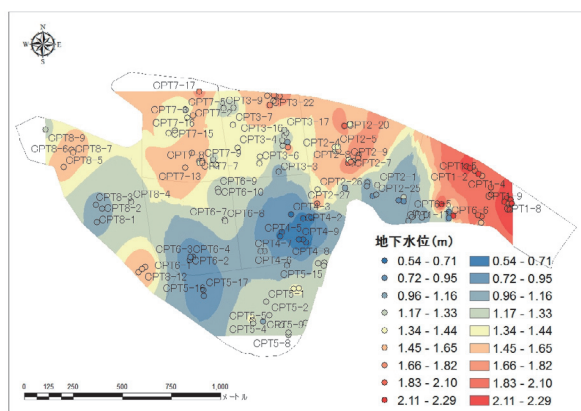
埋め土 (Fs) の下には, シルト層 (Ac) が広く堆積しており, 特に北部で厚く堆積している. ここで, 第5図に日の出地区の埋め土層マップ, 第6図にシルト層マップ, 第7図に地下水位マップを示す.



第5図 日の出地区の埋め土(Fs)層厚マップ
Fig.5 A map of thickness of filling sand (Fs).



第6図 日の出地区のシルト層(Ac)層厚マップ
Fig.6 A map of thickness of silt.



第7図 日の出地区の地下水位マップ
Fig.7 A map of ground water level (GL).

第5図から第7図を見て分かるように, 埋め土は, 日の出地区の南部および北部の一部中央部で厚くなっている. また, シルト層が厚く堆積している場所では, 地下水位が比較的浅いことが分かる.

三成分コーン貫入試験は, 国際的にも広く用いられている地盤調査法の一つである. 本手法は, わが国で一般的に用いられている標準貫入試験やボーリング調査を応用したFL/PL法と同様の液状化評価が可能である. FL法(日本建築学会, 1988)とは, 液状化抵抗比Rと地盤内のせん断応力比Lの比である液状化抵抗率FLを指標とする液状化の発生を判定する方法である. FLが1.0以下となる地層は液状化すると考えられている.

液状化抵抗比Rおよびせん断応力比Lの算定には, 不攪乱試料を用いた非排水三軸圧縮試験などの方法があるが, 通常は, 地盤調査結果に基づくN値などを利用した方法が一般的に用いられている. 地盤調査結果に基づく判定を行うためには, 想定される地表面加速度, 標準貫入試験や土質サンプリングから推定されるN値, 細粒分含有率 (75 μ m以下の土粒子の含有率), 地下水位, 土被り厚さなどを考慮する必要がある. 液状化判定の地表面最大加速度の大きさは, 中地震で200gal, 大地震では350galを想定することが多い. 350galは, 1995年兵庫県南部地震の際に, 液状化した地盤上で観測された最大値にほぼ対応している. また, FL法は深度毎にFL値を求めて液状化判定を行うが, その調査地点における液状化評価を行うため, 地表から深さ20mあるいは10mまで, 深度の重みを考慮した液状化指標PL値がその調査地点の液状化を示す値として用いられている. PL値は, $F=1-FL$ ($F<0$ では, $F=0$) で示されるF値に深度重み係数を付加し, 深度20mまでの積分値をとったものである. PL値は, 第2表に示すように, 5以下では液状化の危険性は低いと判断し, 5より大きな場合で液状化の危険性が高いとされ, 15以上では, 液状化の発生の可能性がかなり高いとされている(岩崎ほか, 1980).

本調査では, 日の出地区で得られた三成分コーン貫入

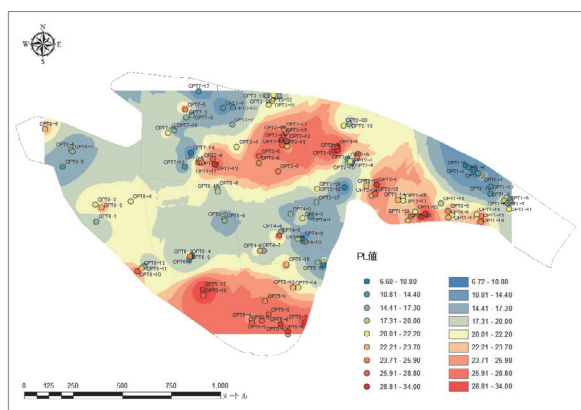
第2表 PL値による液状化区分の関係
(中地震を想定)

Table 2 Classification of liquefaction by PL value.
(Supposed Middle class earthquake).

PL=0	液状化の危険度はかなり低い
$0 < PL \leq 5$	液状化危険度は低い
$5 < PL \leq 15$	液状化危険度は高い
$15 < PL$	液状化危険度はかなり高い

試験の調査結果に基づき、調査地点における深度毎のFL値を求め、その結果から調査地点のPL値を算定した。FL値を求めるために使用した地表面最大加速度は、200gal、地震のマグニチュードは9.0とした。これは、東日本大震災の本震のマグニチュードと、潮来市近辺で観測された地震波の地表面最大加速度に相当する値である。

三成分コーン貫入試験の測定結果から算定した日の出地区におけるPL値マップを第8図に示す。なお、FL値の算定は、「建築基礎構造設計指針（日本建築学会、1988）」に準拠した。

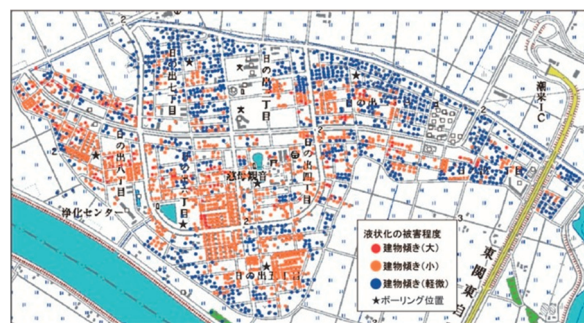


第8図 日の出地区のPL値マップ

Fig.8 A map of PL values in the Hinode area.

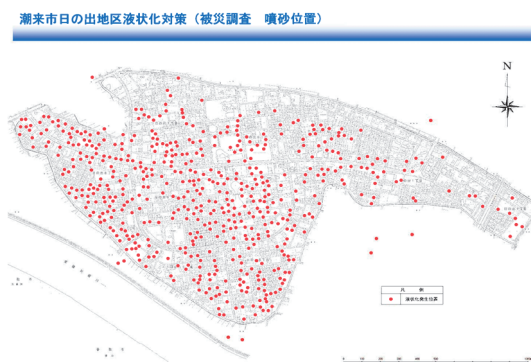
日の出地区全域において、PL値は、5を超えており第2表から日の出地区全体で「液化化危険度は高い」もしくは、「液化化危険度はかなり高い」に分類される。特に、第8図では、日の出地区の南部および北部・北東部で著しくPL値が高く、大きな液化化被害が生じる可能性を示している。そこで、実際の液化化被害との比較を行ってみる。日の出地区の液化化被害については、大学などの研究機関や潮来市によって、震災後に詳細な調査が行われており、その調査結果の一部は、インターネット上のホームページで公開されている。ここで、第9図および第10図にこれらのホームページから引用した被災状況図を示す。

第9図および第10図から液化化被害が主に南部を中心に発生していることが分かる。しかしながら、第8図のPL値マップと比較した場合、日の出地区の中央部では、実際に大きな液化化被害が認められているのに、PL値は周辺と比較して低い値を示している。



第9図 潮来市日の出地区の被災状況（ト部、日本地質学会ホームページ、2014）

Fig.9 A map of disaster distribution in a Hinode area (Homepage of the Geological Society of Japan, 2014).



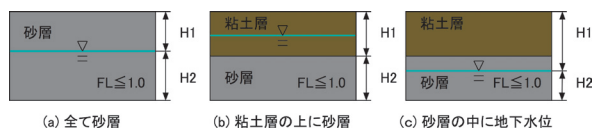
第10図 潮来市日の出地区における液化化に伴う噴砂の分布状況（潮来市日の出地区液化化対策委員会報告書、潮来市ホームページ、2014）

Fig.10 A map of distribution of boiling sand. (Homepage from Itako city, 2014).

このように、PL値が液化化を起こす可能性のある5を上回っているものの、実際の被害状況の分布との差異が認められる。

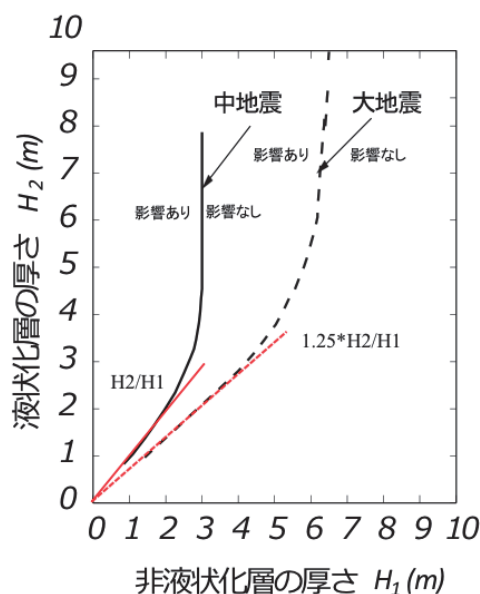
ここで、第9図と第10図の被害状況を示した図と第5図から第7図の埋め土(Fs)層厚・シルト(Ac)層厚・地下水分布の三つの図を比較してみる。実際の被害分布と近い分布をしているものとして、埋め土(Fs)層厚と地下水分布が挙げられる。一般的に、緩い砂層が厚く堆積し、さらに地下水位が浅い地形・構造が液化化しやすいとされている。このような、液化化層厚や地下水位に注目した液化化評価法として、液化化層の層厚と非液化化層の層厚から判定を行う簡易液化化判定法がある(日本建築学会、2008)。

本手法は、第 11 図のように、地盤構造と地下水位から非液状化層と液状化層の層厚を求め、第 12 図から液状化が地表に影響を及ぼすかを判定する方法である。



第 11 図 非液状化層厚 (H1) と液状化層厚 (H2) の関係 (日本建築学会, (2008) を参考に作成)

Fig.11 Relationship between the thickness of non-liquefiable layer and the liquefiable layer.



第 12 図 簡易液状化判定法における地下の液状化の影響が、地表面に及ぶかを判定する基準(中地震は地表最大加速度 200gal, 大地震は地表最大加速度 350gal). (人見, (2002))を参考に作成).

Fig.12 Criterion of the damage from underground liquefaction layer to the ground surface.

ここで、第 12 図から、本研究では、特に非液状化層の層厚 (H1) と液状化層の層厚 (H2) 比として $H2/H1$ で表し、中地震 (地表面加速度 200gal) で、非液状化層の層厚が 3m 以下の場合に 1 を超えた時に液状化の影響が地表に出る可能性が高いと判定する。また、大地震

(地表面加速度 350gal) の場合は、 $1.25*H2/H1$ とし、非液状化層の層厚が 5m 以下の場合で、1 を超えた時に液状化の影響が地表に出る可能性が高いと判定する。このような判定法は、地質構造がおおよそ既知であり、広範囲の液状化調査を行う場合に有効であると考えられる。特に地盤の細流分含有率などの土質パラメータを直接得る事はできないが、広域の地質構造を把握することができる物理探査手法は有効であると考えられる。物理探査手法の中でも、地表から簡易に地下 10m 程度の浅層構造を調査できる手法として、電気探査法がある。電気探査法は、地下の比抵抗構造を地表に電極を打設することで調査が可能であり、地下 10m 程度の探査深度が必要な場合、30m 程度の測線を設けることで調査が可能である。

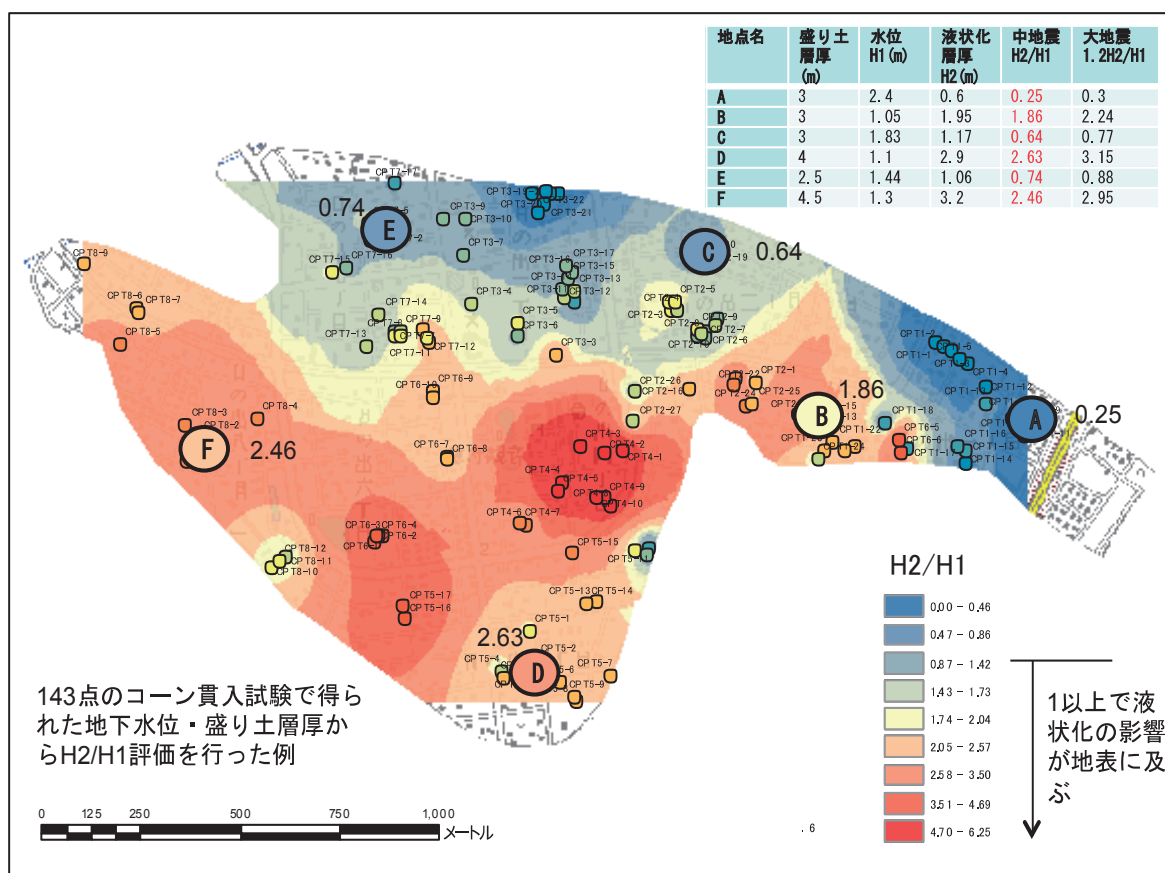
日の出地区の場合、地盤構造は地質断面図等から分かるように、シルト層 (Ac) の上に埋め土層 (Fs) があるため、第 11 図の (a) に相当すると考えられ、非液状化層の層厚 (H1) を地下水位とした場合、液状化層の層厚 (H2) を、「埋め土層-地下水位」として求めることができる。地下水位に関しては、電気探査等の物理探査手法では、直接求めることが困難であるため、小口径のサンプラーロッド等を用いた直接的な地下水位測定が必要である。実際の測定では、サンプラーロッドは、応用地質 (株) 製の土質サンプラーをパイプロハンマーにて地盤中に貫入させ、その後、一定時間 (一晚) 放置して、地下水位を計測した。地下水位は、先端に電極がついたテスターを用いた手製の簡易水位測定器と In-situ Inc. 製のアクアウォッチャーによる水圧測定により行った。

ここで、第 13 図に、茨城県潮来市日の出地区で行った 143 点の CPT データから簡易液状化判定を行った例と電気探査によって簡易液状化判定を行った例を示す。

第 13 図と第 9 図および第 10 図を見て分かるように、被害分布と被害予測は、よく一致しており、被害が見られなかった地域では、被害予測が 1 を下回っている。また、第 13 図中の地点 A~地点 F は、電気探査による調査を行った場所である。図中の右上の表に電気探査から判定を行った結果示すが、三成分コーン貫入試験の結果とよく一致している。

3. 利根川下流域における液状化調査

産総研では、利根川下流域の液状化被害が発生した地域や地質的に特徴のある地点において、ボーリング調査を行ったが、それに合わせて三成分コーン貫入試験ならびにバイブレーションコーン貫入試験 (Vibration Cone Penetration Test: VPT) 調査を実施した。



第 13 図 日の出地区における液状化層厚比による液状化判定

Fig.13 A map of liquefiable risk of Hinode area estimated by thickness analysis of layer structure.

三成分コーン貫入試験は、潮来市日の出地区での調査と同様に、先端抵抗や周面摩擦・間隙水圧などのデータから換算 N 値・地下水位・細粒分含有率などの地盤パラメータを深度分解能 2cm で取得可能である。また、その地盤パラメータから FL/PL 評価によって、地盤の液状化評価が可能である。ここで、第 14 図に本調査を行った地点の位置図を示す。また、神崎地区での拡大図を第 15 図に示す。調査地点は、別途、産総研によるボーリング調査が実施されている地点でもあり、潮来市・香取市・稲敷市・神崎町にわたる液状化が著しく認められた地点を含む 14 地点である。ここで、第 3 表に調査地点毎に得られた貫入終了深度・孔内水位・PL 値を示す。

地下水位は、全て深さ 2m 以内であり比較的浅い。また、PL 値は、INS-2 地点を除き、全て 5 を上回っている。これらの調査地点は、Google Earth の衛星画像や地表調査で、噴砂や地表面のゆがみなど、目視確認によって液状化痕の確認を行っているが、この中で、衛星画像で噴砂現象を確認できなかったものは、KZM-3, KZM-5, KTR-4, INS-2, ITK-1 の 5 カ所である。上記の 5 カ所は、全て自然地盤である。

第 3 表 調査地点の貫入終了深度・孔内水位・PL 値

Table 3 Penetration depth, water level and PL value at the location points of investigation.

地点番号	調査地点名	貫入終了深度 G. L. (m)	孔内水位 G. L. (m)	液状化指数 PL
①	KZM-1	-20.00	-1.35	22.17
②	KZM-2	-20.00	-1.02	25.87
③	KZM-3	-20.00	-0.77	24.71
④	KZM-4	-20.00	-0.69	27.91
⑤	KZM-5	-20.00	-1.00	11.44
⑥	KTR-1	-20.00	-1.55	9.06
⑦	KTR-2	-12.49	-1.04	11.92
⑧	KTR-3	-12.49	-1.50	6.59
⑨	KTR-4	-10.93	-1.24	11.53
⑩	KTR-5	-17.51	-0.08	25.73
⑪	トレンチ②	-20.00	-1.10	8.04
⑫	INS-1	-20.00	-1.15	16.38
⑬	INS-2	-20.00	-1.77	3.91
⑭	ITK-1	-17.56	-0.50	17.49

また、ITK-1 など、PL 値が 15 を超えているにもかかわらず、噴砂痕や地表面での変形などの液状化が確認できない地点もある。その一方で、KTR-1 やトレンチ②など、他の地点と比べて比較的 PL 値が低いにもかかわらず、地表面での激しい噴砂痕が確認できている所も存在する。第 15 図は、神崎地区における調査地点 KZM-1 から

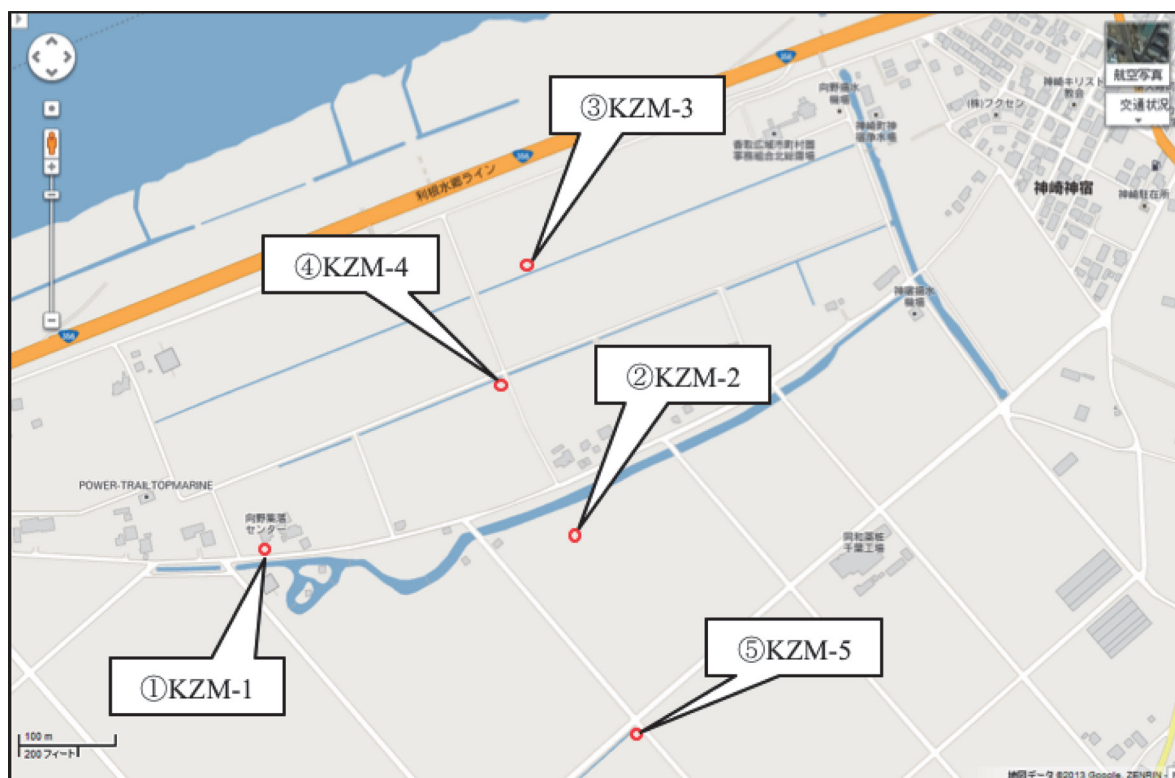
KZM-5 までの位置を示しているが、その地点における Google earth による被災後の衛星画像を第 16 図に示す。画像の取得日は、2011 年 3 月 29 日である。明らかに、画像中に帯状の噴砂痕が見られるが、ここは利根川の旧河川跡と一致する。KZM-1 および KZM-2 は、この旧河川跡に位置しており、地表で激しい噴砂痕が見られている事からも、地盤が液状化したのは明らかである。KZM-4 および KZM-5 については、衛星では噴砂痕を確認するのは困難であるが、地表踏査した限りにおいては、液状化の痕跡を確認する事ができた地点である。KZM-3 については、衛星画像ならびに地表踏査した限りにおいては、液状化の痕跡を見つける事はできなかった。第 3 表を見る限りにおいて、全ての地点で PL 値が 5 を上回っており、液状化の危険があることを示しているが、特に KZM-3 については、地表において明確な液状化の痕跡が見られないにも関わらず PL 値は、非常に高い値となっている。ここで、第 17 図および第 18 図に KZM-1 の三成分コーン試験結果およびそのデータから求めた地盤パラメータ及び液状化抵抗率を示す。また、同様に KZM-2 から KZM-3 までのデータを第 19 図から第 26 図まで、それぞれ示す。三成分コーン貫入試験の結果から分かるように、神崎地区の調査地点は、KZM-5 を除き、砂質土が卓越している所がほとんどであり、この砂層で液状化が発生したことが予測される。FL 値を見ると、KZM-1 および KZM-2 の 2 点は、深度 10m まで FL 値が低く、KZM-3 および KZM-4 では、10m を超える深度でも比較的 FL 値

は低い。また、KZM-3 は、深度 2m から 6m にかけて、細粒分含有率の高いシルト層が存在している。ただし、これらの地点のいずれについても同様に PL 値は高く、第 17 図に見られるような噴砂帯の液状化性状の違いを、これらのデータから認識するのは困難である。また、地下水位についても、ほぼ同様の水位であり、これらの地点における明確な差異は見つからない。このように、三成分コーン貫入試験による FL/PL 評価を行った結果、実際の被害と相違が生じた例があった。三成分コーン貫入試験の結果、噴砂帯内の地点とそれ以外の点での FL/PL 評価の結果で、大きな差異がないのに、実際の液状化被害に相違が生じていることは、それ以外の原因についても考慮すべきである。特に、液状化の発生が、河川の埋め立て地などの人工地盤で多く発生したこともあり、地盤の生成年代などの影響を強く受けている可能性がある。



第 14 図 調査地点の位置図 (Google map を使用)

Fig.14 Location of investigation points of whole area. (Google map)



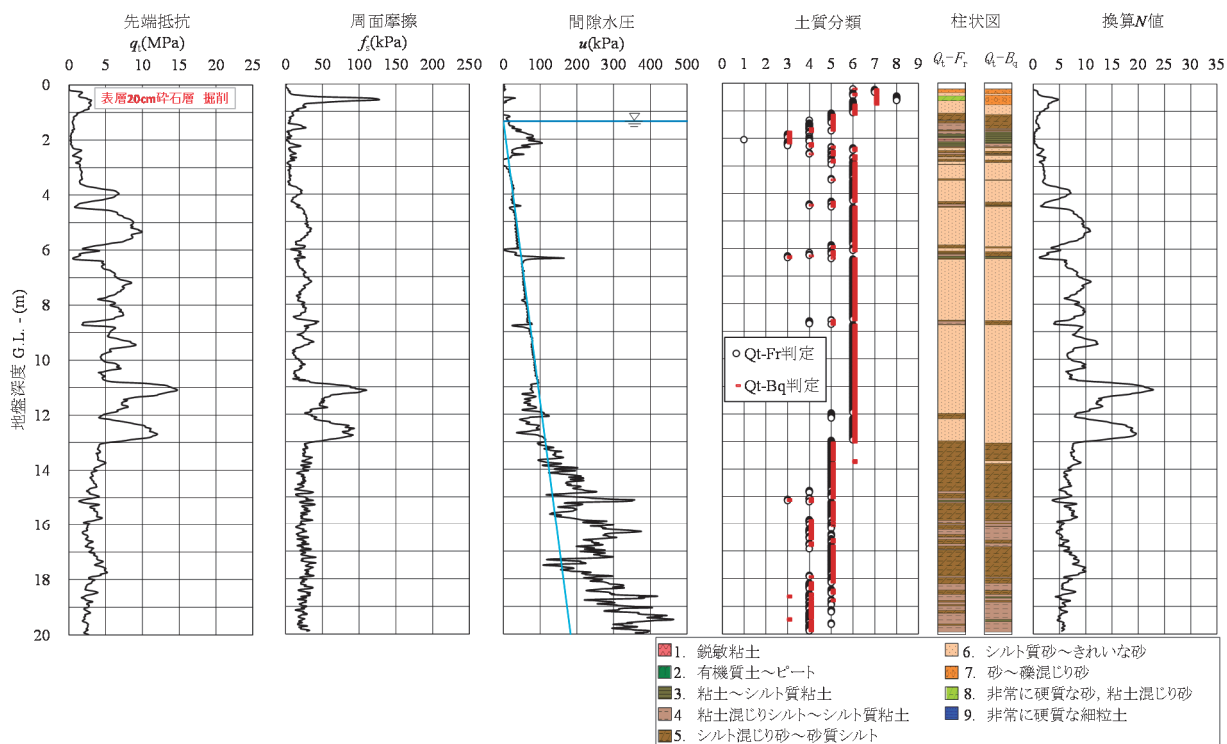
第 15 図 千葉県神崎地区の位置図, 第 14 図の赤枠で囲まれたエリアを拡大したもの (Google map を使用).

Fig.15 Location of investigation points of Kozaki area. (Google map)

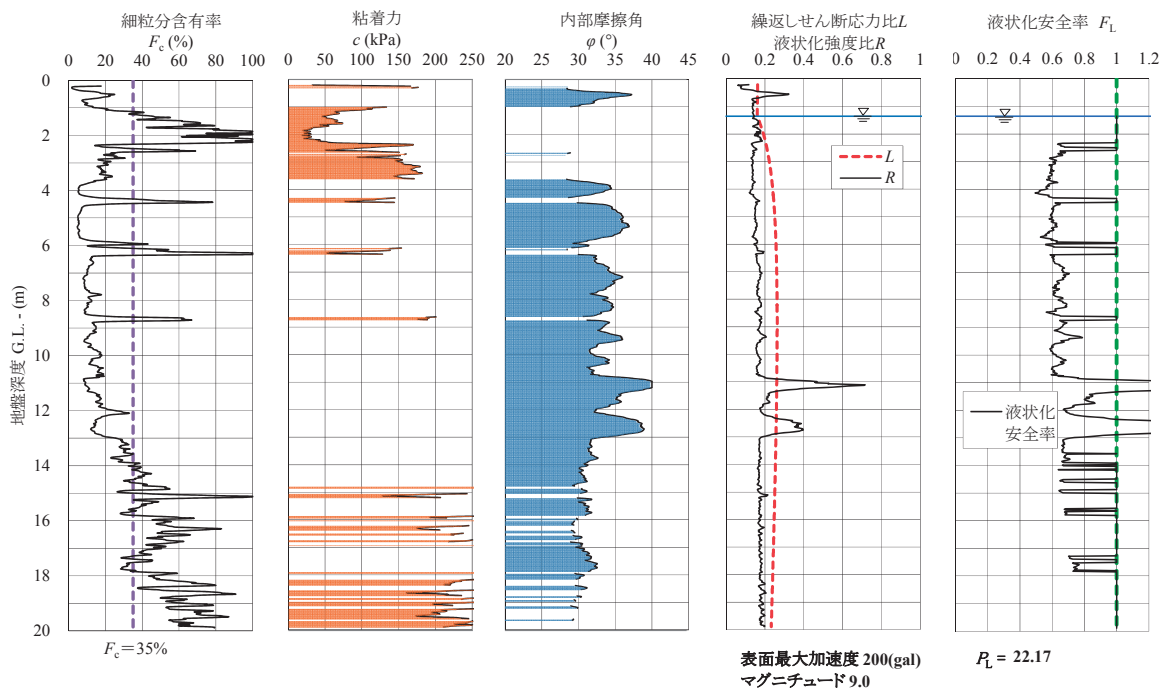


第 16 図 神崎地区における噴砂状況 (Google earth を使用)

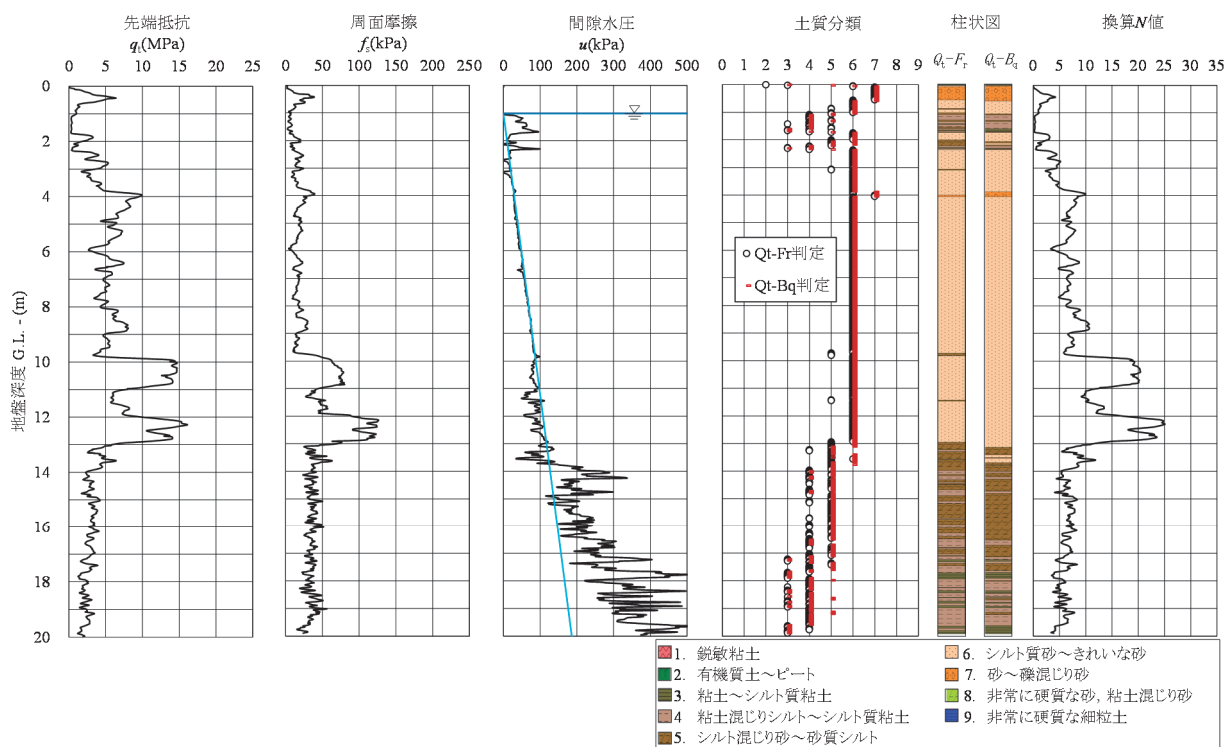
Fig.16 Manifestation of boiling sand of Kozaki area. (Google earth)



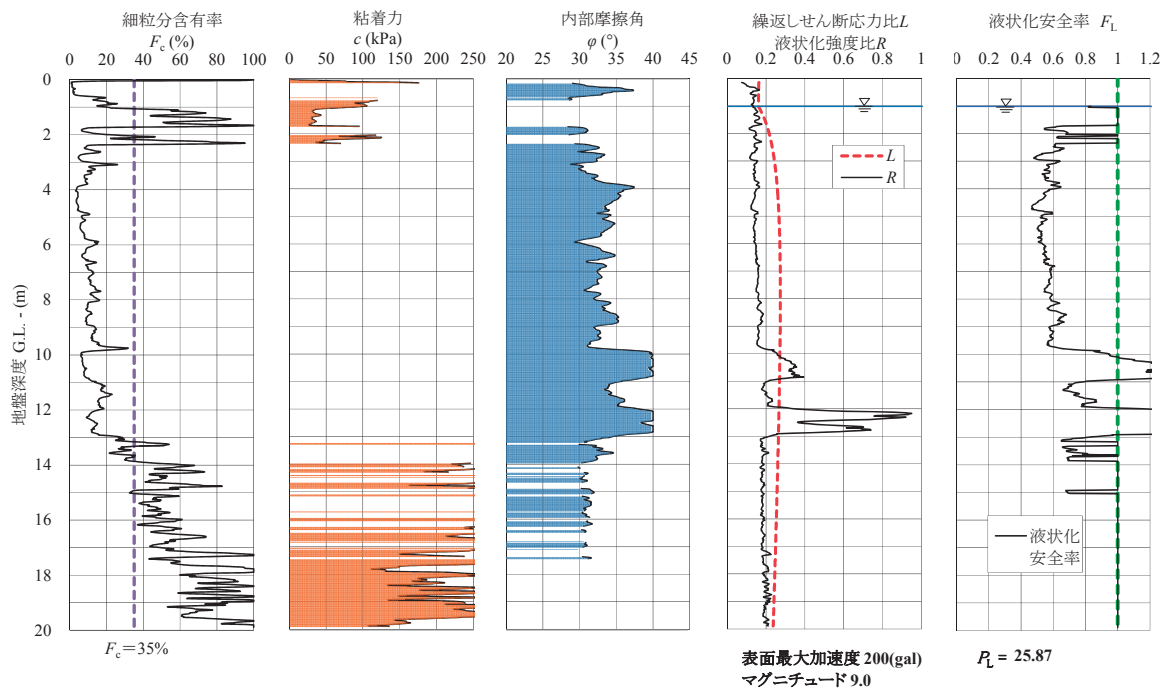
第17図 KZM-1の三成分コーン試験結果
Fig.17 The result of CPT at point of KZM-1.



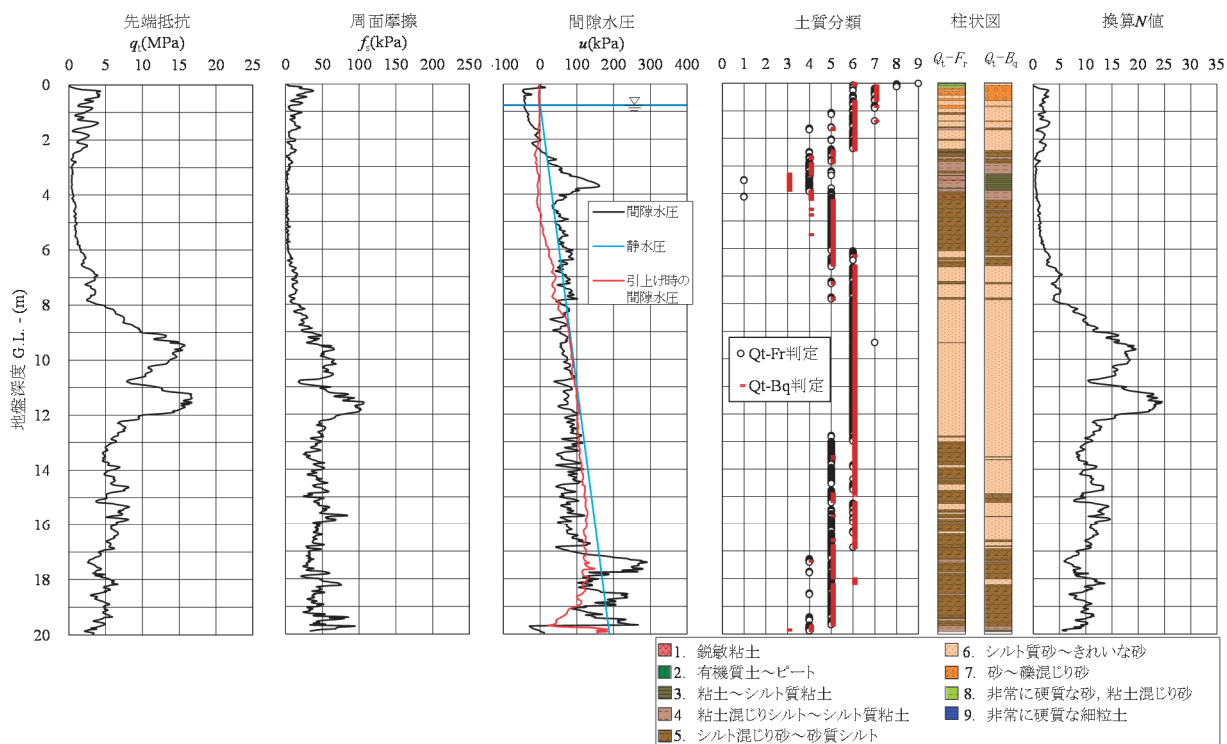
第18図 KZM-1の予測地盤パラメータ
Fig.18 The result of FL analysis at point of KZM-1.



第 19 図 KZM-2 の三成分コーン試験結果
 Fig.19 The result of CPT at point of KZM-2.

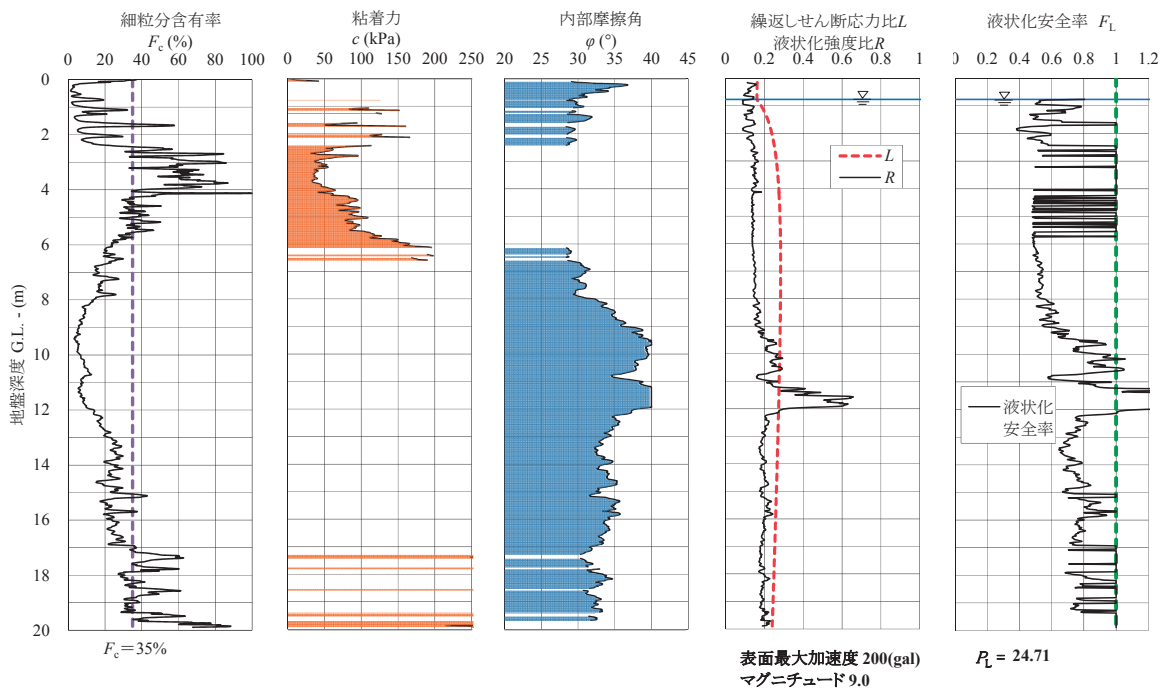


第 20 図 KZM-2 の予測地盤パラメータ
 Fig.20 The result of FL analysis at point of KZM-2.



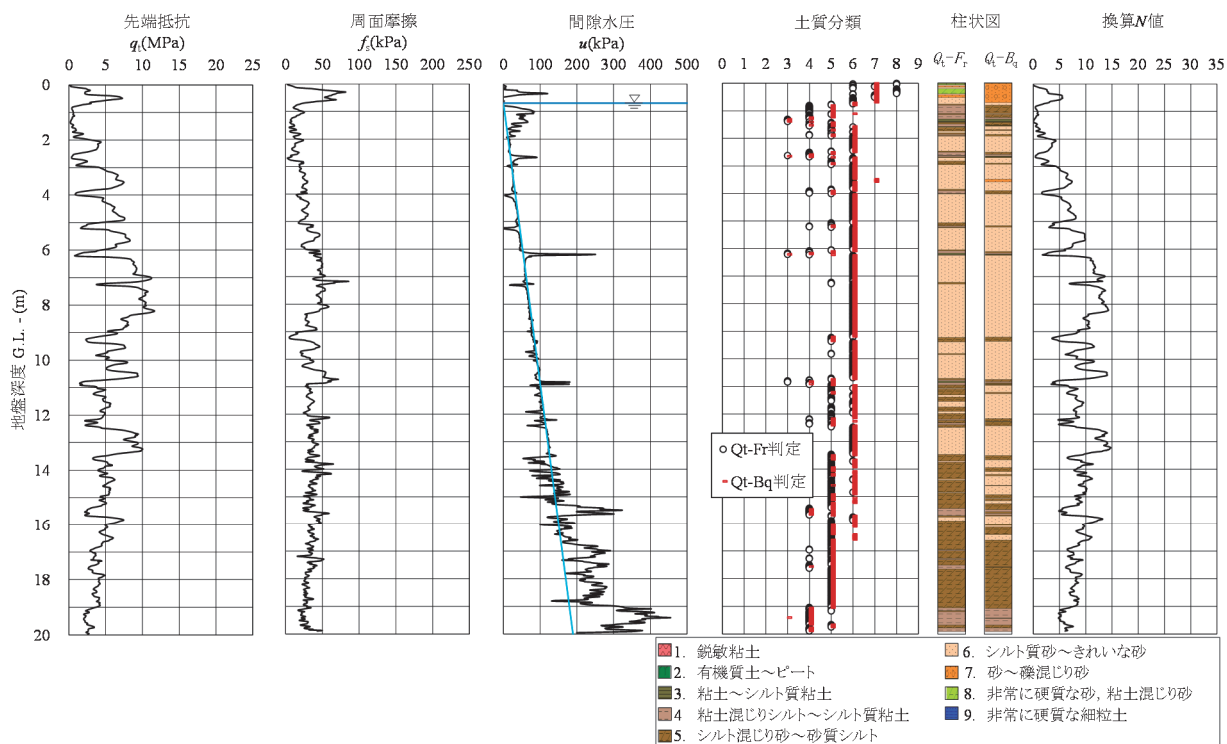
第 21 図 KZM-3 の三成分コーン試験結果

Fig.21 The result of CPT at point of KZM-3.



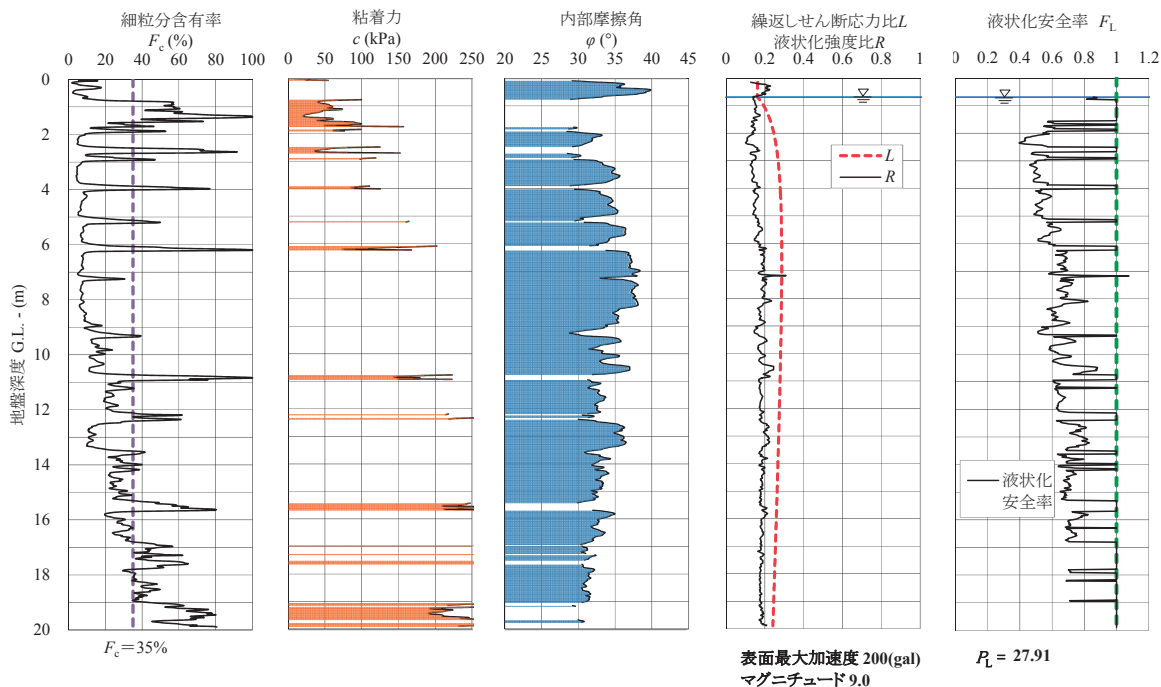
第 22 図 KZM-3 の予測地盤パラメータ

Fig.22 The result of FL analysis at point of KZM-3.



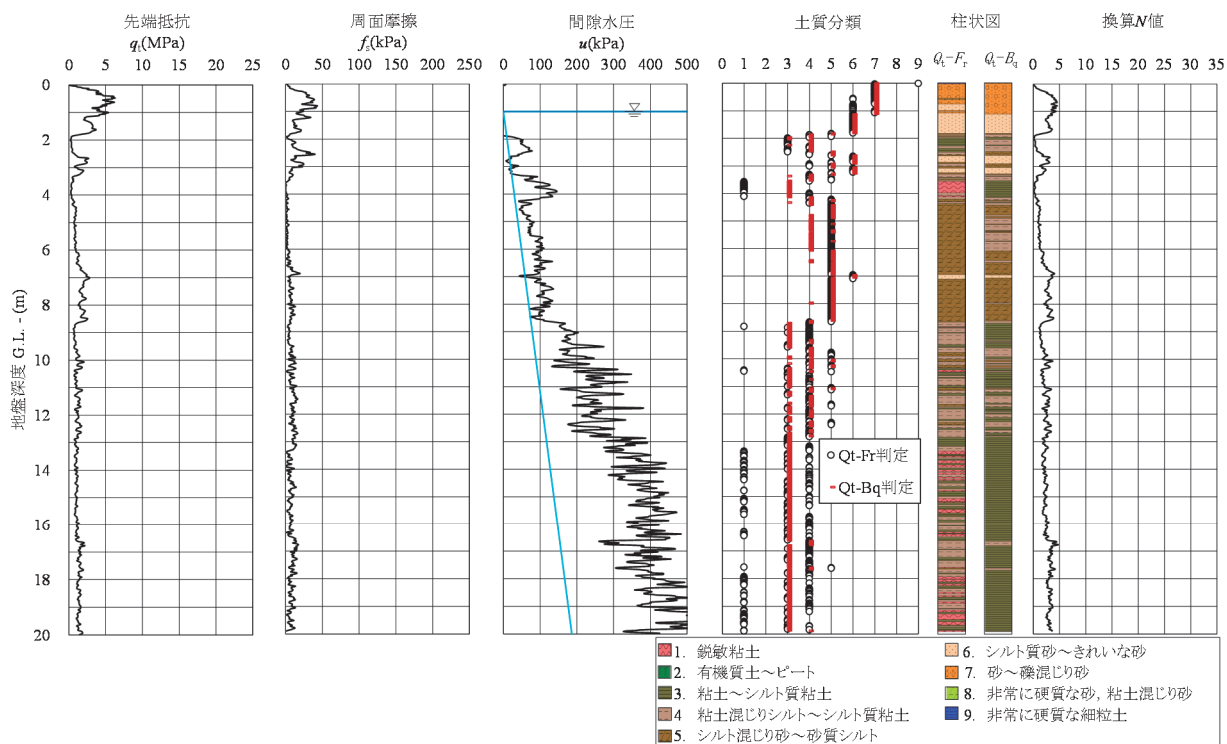
第 23 図 KZM-4 の三成分コーン試験結果

Fig.23 The result of CPT at point of KZM-4.



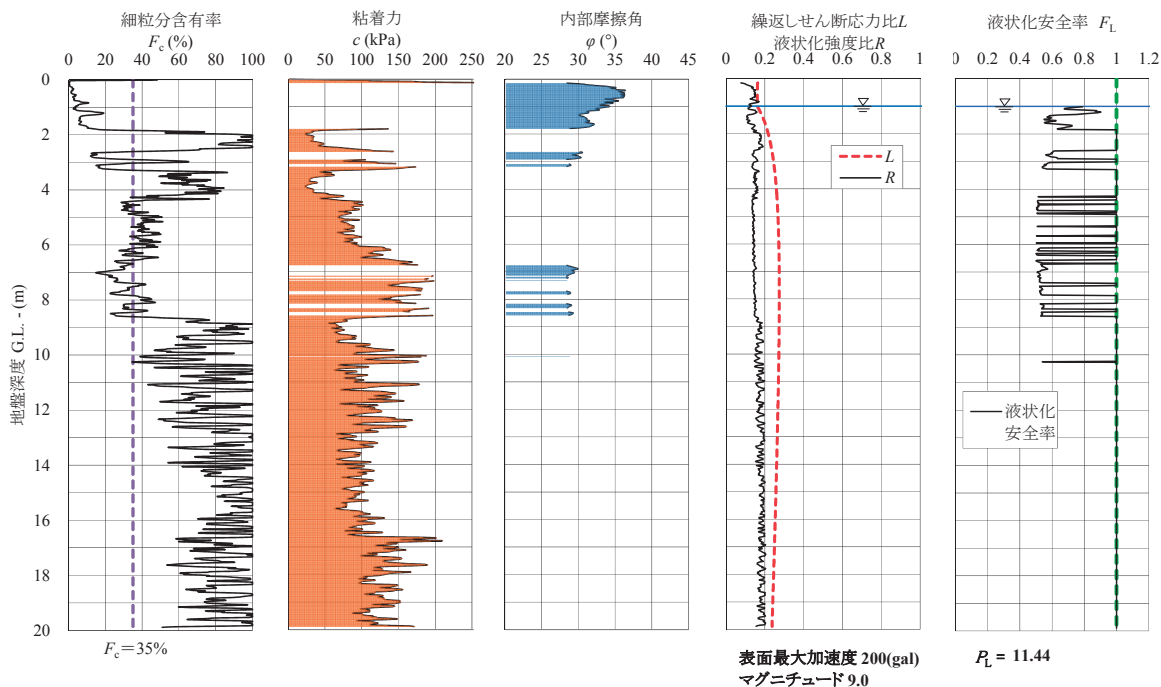
第 24 図 KZM-4 の予測地盤パラメータ

Fig.24 The result of FL analysis at point of KZM-4.



第 25 図 KZM-5 の三成分コーン試験結果

Fig.25 The result of CPT at point of KZM-5.



第 26 図 KZM-5 の予測地盤パラメータ

Fig.26 The result of FL analysis at point of KZM-5.

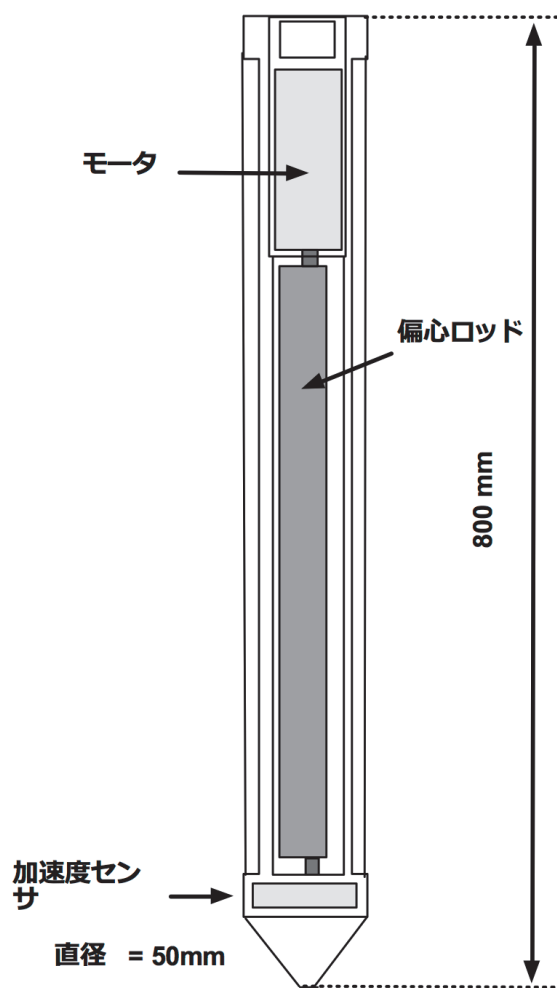
三成分コーン貫入試験や標準貫入試験などの方法は、地盤の強度や細粒分の含有率などの地盤パラメータから液状化の発生を予測する静的な方法である。これに対して、土槽を用いた振動台試験 (Jinguuji et al., 2007) や、爆薬を用いた人工地震による試験方法 (辻野ほか, 2007) は、地盤に人工的に振動や衝撃を加えることによって液状化の発生を確かめる動的な試験方法である。これらの方法に属する一つの方法として、産総研がこれまで研究開発を行ってきた VPT (Vibration Penetration Test: VPT), (Jinguuji et al., 2006) がある。VPT は、加速度センサー・比抵抗電極・間隙水圧計を内蔵した先端プローブを、プローブ内部の振動機構によって強制的に振動させることにより、プローブの外部で液状化を発生させ、液状化に伴う様々な地盤の応答を各種センサーで計測する試験方法である。これまで、本貫入試験は加速度センサー・比抵抗電極・間隙水圧計の三つのセンサーを用いて、特定深度における地盤変化の計測を段階的に行ってきたが、今回の調査では、応答の早い加速度センサーに絞り、連続測定が可能ないように工夫したプ

ローブを用いて液状化調査を行った。

ここで、第 27 図に今回の調査に使用したプローブの模式図を示す。コーン内部の偏心ロッドで発生した振動力は、地盤の剛性が高い場合は、プローブの振動が小さいため、加速度は小さくなる。その一方で、地盤の液状化が発生した場合は、地盤の剛性が失われ、液体のような状態になるためプローブの振動加速度が大幅に増加する。

今回実施した利根川下流域における液状化調査では、ボーリングおよび三成分貫入試験を実施した地点において、同時に VPT も実施した。VPT は、今回の調査のために製作した、内部に加速度センサー (水平 1 次元・最大検出加速度 3G) を持つ連続的な深度別の計測が可能なシステムである。本測定装置の写真を第 28 図に示す。

VPT プローブは、VPT コントローラから 6V から 12V までの電圧をプローブのモーターに給電し、偏心ロッドを回転させることによって、プローブに振動を発生させる。プローブに発生した振動は、プローブ内にある加速度センサーで検出される。発生する加速度は、12V を給



第 27 図 VPT プローブの概略図
Fig.27 Schematic view of VPT probe.

電した場合、空気中で約 2G であり、周波数は 80Hz である。

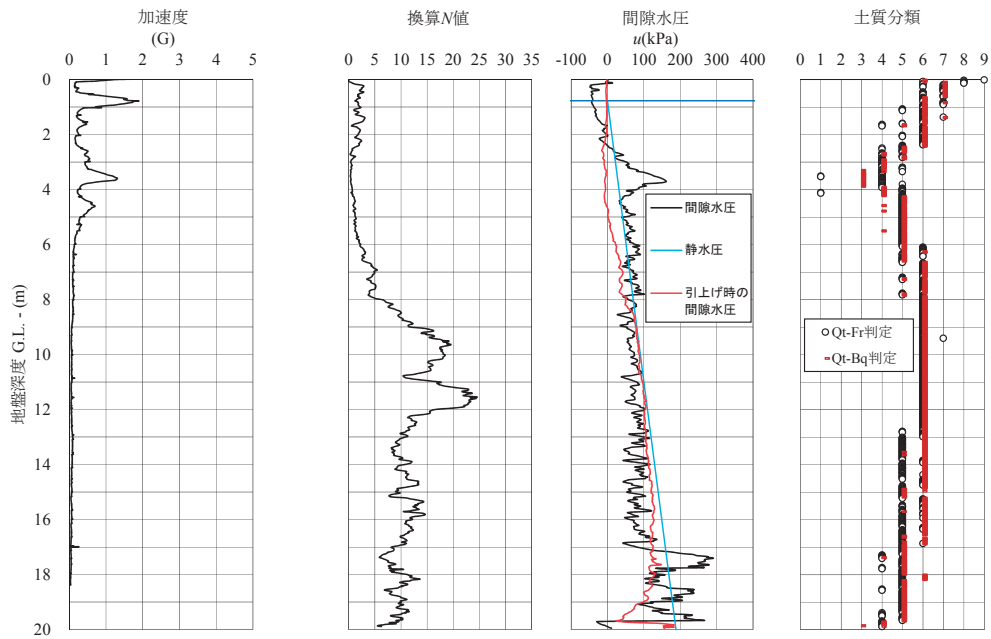
ここで、三成分コーン貫入試験の結果、PL 値が高いにも関わらず、地表での液状化被害に違いがあった KZM-2 および KZM-3 の VPT 測定結果を第 29 図および第 30 図に示す。地表に多数の噴砂が存在した KZM-2 では、VPT の加速度が空中で計測した値と同じまぼ 2G に達しており、プローブ周囲の剛性が消失していることが分かる。

これは、プローブの周囲が液状化によって、地盤の剛性がなくなり、空気中や水中のようにプローブが自由に振動していることを示している。また、第 20 図において、この深度の FL 値が低く液状化しやすいことを示している。

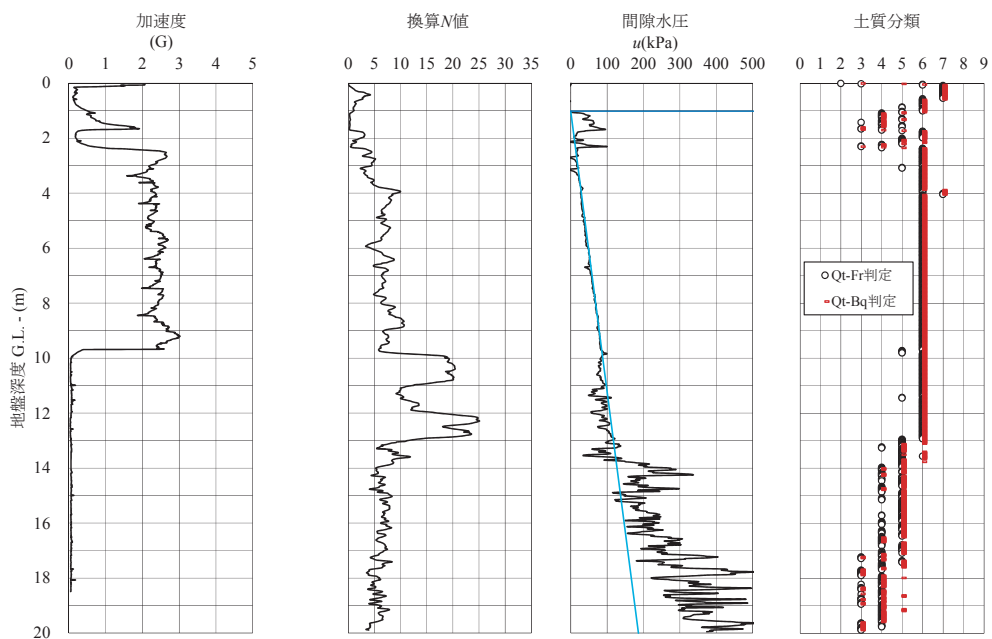
これに対して、KZM-3 では、深度 1m のところで、加速度が 2G に達しているが、KZM-2 で確認されたような明確な加速度の上昇は存在しない。VPT の加速度の上昇と FL 値および液状化の程度については、今後の詳しい検討が必要であるが、三成分コーン貫入試験によって明確な差を出す事ができなかった地点において、VPT で明瞭な違いを検出できたことは意義深い結果と言える。



第 28 図 VPT プローブおよびコントローラの写真
Fig.28 Photos of VPT probe and controller.



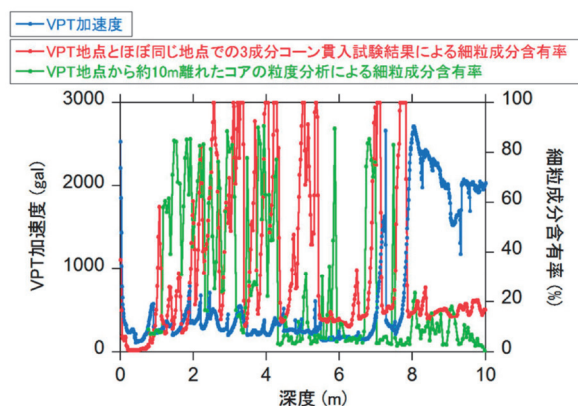
第29図 KZM-2におけるVPT試験結果
 Fig.29 The result of VPT at KZM-2.



第30図 KZM-3におけるVPT試験結果
 Fig.30 The result of VPT at KZM-3.

4. VPT データのコア分析による解釈

VPT プローブを用いた貫入試験は、「その地点のその深度の堆積層が液状化を起しやすいかどうか」という防災上の重要な問いに対して、原位置で小規模な液状化が起きるかどうかを実際に試すというダイレクトな形で回答を与えてくれる非常に有益なツールである。たとえば、GS-INS-1 地点で得られたデータを第31図に示す。液状化の起しやすさの指標となるコーン先端の加速



第31図 GS-INS-1 地点での VPT と 75 ミクロン以下の細粒成分含有率の計測結果

Fig.31 Results of the VPT field measurement and grain diameter distribution analysis (fraction of the fine component) for the GS-INS-1 site.

度センサーの値は、深度によってかなり変動しているのがわかる。GS-INS-1 地点では、VPT 地点から約 10m 離れた地点でボーリングを実施し、コアを採取した。この節では、第 31 図での変動の原因をコアの分析を通して、物理的・地盤工学的に考察してみた。なお、VPT データは深度約 19m まで取得してあるが、対応するボーリングコアの深度が 10m までなので、この節での考察深度区間も地表から深度 10m までに限定する。

一般に液状化が起きやすい物理的条件の主なもの

- a. 地下水位が高い
- b. 堆積層が砂質である（粒子の粒径が大きい。つまり泥質ではない）
- c. 砂の粒度分布が狭い（均等係数が 1 に近い）
- d. 砂がゆる詰め状態である（空隙率が高い。完全飽和を想定すれば体積含水率が高い）
- e. 強い地震動が長時間続く

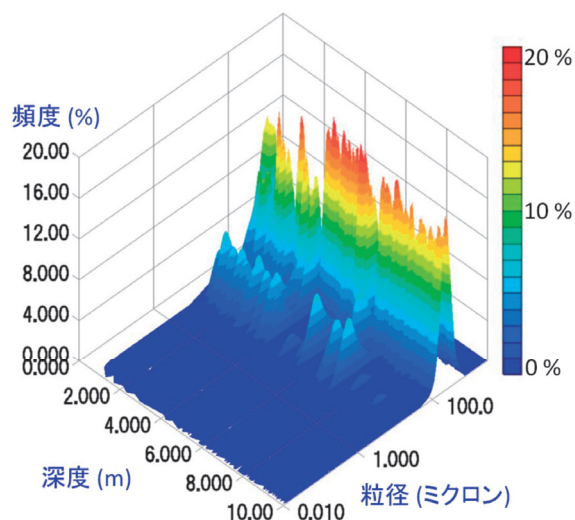
である。ここでは、同一地点（GS-INS-1）の地下水位以

深の異なる深度の VPT データを比較するので、上記の a, e は排除できる。b と c は、ボーリングコアから採取した試料の粒度分析を行えば、考察可能である。また、d はボーリングコアの X 線 CT 画像解析で考察できる可能性がある（Nakashima et al., 2011; 中島・中野, 2013）。

ボーリングコアを開封する前に、非破壊分析という形で全長約 10m 直径約 6.4cm のコアを地質調査総合センターの医療用 X 線 CT（池原, 1997）で 3 次元スキャンした（中島ほか, 2013; 中島, 2014）。なお、この地点は地盤が軟弱なのでコアの回収率が非常に悪い区間（深度 1-5m）があった。その深度区間については、北東方向に 1.5m 離れた地点で別孔を掘ってコアを取り直した。得られた直径約 6.4cm のコア断面画像から Nakashima et al. (2011) の要領で、100×100 画素（3.1cm×3.1cm）の正方形領域を抽出し、画素値（Hounsfield unit）の算術平均と標準偏差を深度 2mm ごとに計算した。CT 数すなわち CT 画素値は、バルク試料の密度と関係があるので、体積含水率や空隙率の情報すなわち砂がゆる詰め状態か否かがわかる可能性がある。

CT 撮影の後にコアを開封し、5cm 間隔で半裁コアから試料を採取し、レーザー回折/散乱式粒子径分布測定装置（堀場製作所 LA-950V2）で粒度分析を湿式で行った。粒度分析には鉱物粒子の屈折率値が必須なので、まず鉱物同定を行った。GS-INS-1 コアの深度 4.60-4.63m, 4.20-4.23m からそれぞれ砂がち泥がちの 2 試料を取り出し、RIGAKU 製 RINT-Ultima III で粉末 X 線回折を行った結果、2 試料とも quartz と albite が主成分であることが判明した。幸いにも両鉱物は屈折率はほぼ等しいので、屈折率として 1.550 を採用した（水の屈折率は 1.333 なので相対屈折率は 1.550/1.333=1.16）。この研究目的は、液状化を起こす砂層の粒径分布計測なので、長時間の超音波振盪を実施したり過酸化水素水を加えたりしてまで（公文・立石, 1998）、凝集した粒子を強制的に引きはがす操作は必要ない。しかし、試料によっては半乾燥してダマになった粒子を LA-950V2 の水槽中に効率よく分散させるために、以下の簡単な処置をした。計測の十数時間あるいは数時間まえに水道水を試料に適量加え湿潤させた。さらに、LA-950V2 の水槽に試料を投入したあと、装置に備え付けの超音波（40kHz, 30W）を 1-2 分程度かけて分散を促した（実際には、超音波時間はわずか 30 秒程度でダマは解消され、粒径分布ヒストグラムはおおむね定常に落ち着いたことを確認している）。

レーザー回折/散乱式粒子径分布測定装置の計測結果を第32図に示す。粒径0.011ミクロンから3000ミクロンまでを対数的に等分した93個のbinのヒストグラムを3次的に深さ方向に並べたものである。第32図を頻度軸の方向から見た図を、第33図に示す。このヒストグラムから、メジアン粒径、均等係数（粒度加積曲

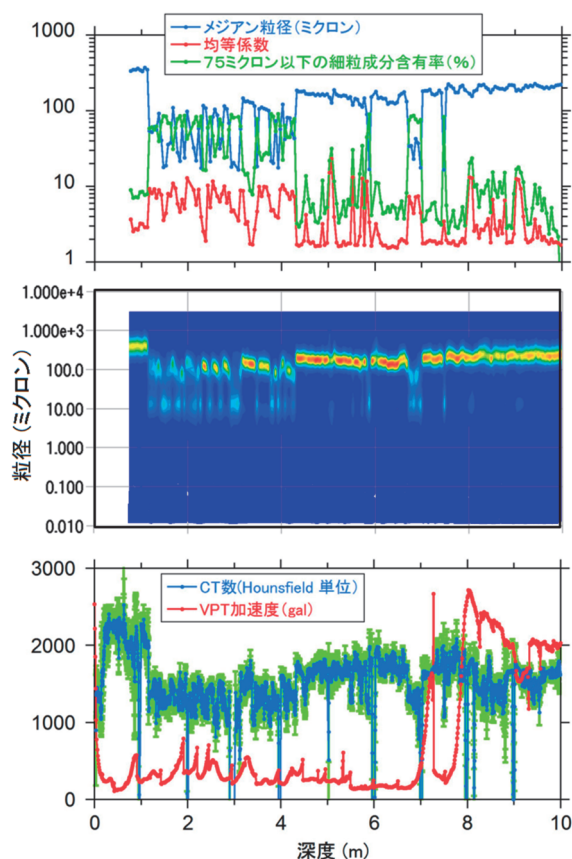


第32図 レーザー回折/散乱式粒子径分布測定装置で分析したGS-INS-1コア試料の粒径分布

Fig.32 Grain diameter distribution of the GS-INS-1 core samples measured by a laser diffraction particle size analyzer.

線において、全試料の60%が通過する砂の粒径と10%が通過する粒径の比、75ミクロン以下の細粒成分含有率、の3つの量を計算して第33図に書き込んだ。CT画像解析結果（100×100画素の正方形領域の算術平均）も第33図に書き込んである。標準偏差は、緑色のエラーバーの半幅として表現した。長さ1mのコアの両端はコア回収時・運搬時の振動で崩れているので、空隙率が異常に高くなっており、その結果として画素値の平均も不自然に小さくなっている。以下の考察からは排除する。

第33図をもとに、VPTデータをコア分析データで解釈することを試みるが、その前に次の3点をことわっておく。(i) 深度約1m以浅の盛り土の区間（CT数とメジアン粒径が際立って高い区間）は、地下水位より上にあるので、考察から除外する（地下水位は天候で上下するが、3成分コーン実施時には深度1.15mの位置にあった）。(ii) CT数（画素値）の平均値のプロファイルは泥層と砂層の識別には使える（例えば第33図で、深度2-4mの泥がち層と深度7-10mの砂がち層は、CTプロファイルで見ても有意に前者の数値が低い）。しかし、今回の

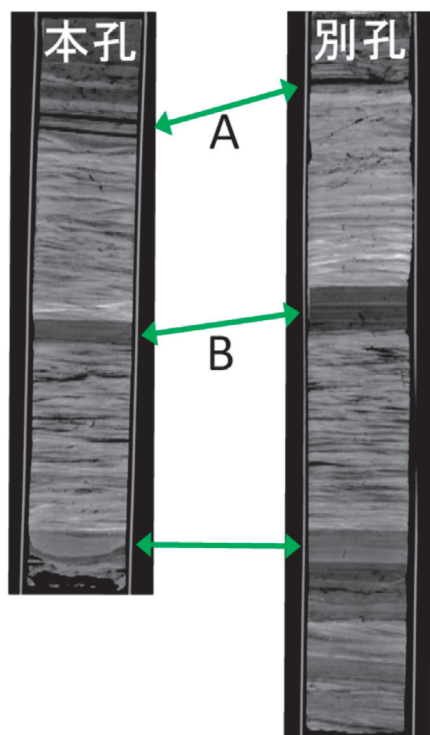


第33図 GS-INS-1地点のVPT計測結果とコア分析結果

Fig.33 Results of the VPT field measurement and core analysis in a laboratory for the GS-INS-1 site.

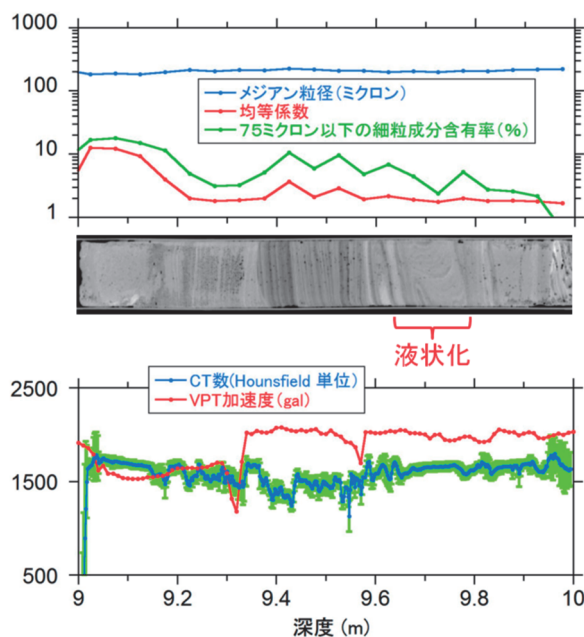
データに限れば、砂が液状化を起こしやすいゆる詰め状態か起こしにくい締め固め状態かを識別することは困難であった（CT画像上で、液状化がおきた砂層と起きなかった砂層とでCT数の平均値には有意な差が認められなかった）。これは、画素値はバルク密度のみならず原子番号にも依存するので、平均値の深度分布は、密度分布だけでなく化学組成の分布（たとえば砂鉄の深度分布）も反映していることが原因と思われる。化学組成（鉱物組成）の不均一分布による影響が、液状化による影響（CT数に換算して20%弱の変動、中島・中野、2013）を飲み込んでしまったことになる。結果として、視点dによるVPTデータ解釈は困難になったので、以降はbとcの視点による解釈に限定する。(iii) VPT地点とボーリング地点は約10m離れているが、このことが細かいスケールでの解釈を困難にさせている。第31図には、VPTとほぼ同じ位置（数10cmしか離れていない地点）で実施した3成分コーン貫入試験による75ミクロン以下の細粒成分含有率と、VPT地点から約10m離れた地点

でボーリングしたコアの分析結果（レーザー回折/散乱式粒子径分布測定結果）による75ミクロン以下の細粒成分含有率がプロットしてある。両者を比較すれば明らかであるが（たとえば深度1-2m, 5-6m）、砂と泥が短い間隔で交替している地層では、両者があまり一致していない深度区間がある。これは、GS-INS-1地点の水平方向の地層の不均一性によるものと解釈される。この解釈を支持するデータとして、第34図に同じ深度のCT画像を2つ並べた。両画像は互いに1.5mしか離れていないにもかかわらず、葉理の微細構造がかなり異なることが見て取れる。たとえば、Aの矢印では、泥層（暗い層）



第34図 GS-INS-1地点の深度3-4mから採取した2つのコアのCT画像。本孔のコア画像長は75.6cm、別孔（本孔から1.5m離れている）のコア画像長は93.4cm。CT画像は、組織を見やすくするため、コアの直径をコアの軸方向長さに比べて2倍に増加させて表示（つまりコアの直径を12.8cmと想定したアフィン変換表示）。対応する層同士を緑色の矢印で連結した。

Fig.34 CT images of two core samples from the depth 3-4m. The longitudinal dimensions of the images are 75.6 and 93.4 cm. The distance between the two boring points was 1.5 m. The transverse dimensions (core diameters) of the CT images were elongated to be 12.8cm.



第35図 第33図の拡大図。コアのCT画像を追加。CT画像は、組織を見やすくするため、コアの直径をコアの軸方向長さに比べて2倍に増加させて表示（つまりコアの直径を12.8cmと想定したアフィン変換表示）。

Fig.35 Magnification of Fig. 33. An X-ray CT cross section is added. The transverse dimension (core diameter) of the CT image was elongated to be 12.8cm.

の枚数が異なる（本孔は2枚に対して別孔は1枚）。また、Bの矢印に対応する泥層は、厚さが異なっている。以上の考察をもとに、深度約1m以深で、且つなるべく第31図の2つの細粒成分含有率プロファイルの相関が高い深度区間として、深度9-10、4-5、2-3mの3区間を選定し、bとcの視点からVPTとコアデータを比較することにした。

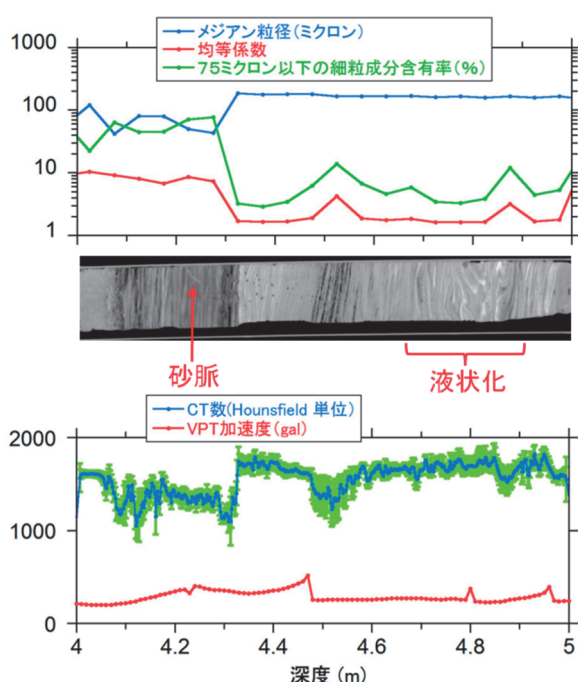
深度9-10m区間について

この区間は、第31図の3成分コーン貫入試験による75ミクロン以下の細粒成分含有率プロファイル、および第35図のメジアン粒径および75ミクロン以下の細粒成分（レーザー回折/散乱式粒子径分布測定結果）のプロファイルが示すとおり、砂がちである。この砂がち区間では粒度分布も狭い範囲におさまっており、結果として均等係数も低い傾向がある。これらの結果は、前述のb、cの視点から見て、液状化が起きやすい区間であることを示唆している。実際、第31図のVPTのプロファイルも、9-10mでは、地表（プローブの動きを拘束する堆積物がない）での加速度値（2000 gal 前後）に近い高い値を出しており、VPTの実施によって液状化が起き

たことを示唆している。また、第35図に示したように液状化による地層の変形がCT画像上でも明瞭に確認された。このように、この深度区間は、VPT、CT、粒度分析の3者の結果が調和的である。

深度4-5m区間について

深度4.0-4.5mの区間については、2種類の手法で得た75ミクロン以下の細粒成分含有率プロファイルは高い相関がある(第31図)。メジアン粒径、75ミクロン以下の細粒成分含有率、均等係数、という3つの量は、深度約4.3mで泥がちから砂がちに急激に変化していることを示している(第36図)。同様に、CT数のプロファイルもCT画像も、4.3m付近で含水量が異なる(泥と



第36図 第35図と同じ(ただし深度区間が異なる)

Fig.36 Same as Fig.35 but for a different depth interval.

砂では含水量が異なるので、バルク密度も異なる)ことを示している。VPT加速度値は、深度8-10mの区間にくらべて小さいので、この深度区間ではVPT作業時に液状化があまり起きなかったようである。ただし、いくつかの小さい加速度のスパイクは確認できる(たとえば深度4.5m付近)。深度約4.2mの泥がちな層では、小規模な砂脈が確認できるが(第36図)、CT画像上でこの砂脈を深度4.3m以深にある砂がちな層まで3次的に追跡できた。したがって、この細かい砂脈は、VPTのスパイク

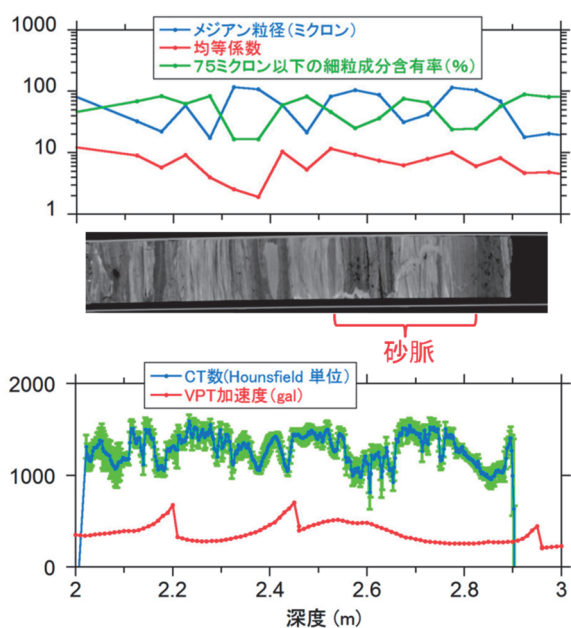
の一つである深度4.5m付近の砂層で発生して上方に伝播したものと解釈できる。このように、深度4.0-4.5mの区間については、VPT、CT、粒度分析の3者の結果が調和的である。

深度4.8m付近のコアのCT画像(第36図)をみると、液状化による地層の変形が明瞭に確認できる。一方、VPTプロファイルでは、激しい液状化が起きた他の深度(たとえば8-10mの区間)にくらべて、この深度ではあまり液状化が起きていない(第33、36図)。この不一致は、前述のごとく、GS-INS-1地点の水平方向の地層の不均一性によるものと解釈される。すなわち、VPT地点にごく近い場所(数10cmしか離れていない地点)で実施した3成分コーン貫入試験による75ミクロン以下の細粒成分含有率プロファイルでは(第31図)、深度4.8m付近は泥がちである(したがって液状化が起きにくく、VPT加速度値も8-10mの砂がちな区間に比べて低い値になった)。一方、VPT地点から約10m離れた地点で採取したボーリングコアの細粒成分含有率プロファイルでは(第31、36図)、深度4.8m付近は砂がちである(したがって液状化が起きやすく、実際に深度4.8m付近のCT画像上で液状化による地層の変形が確認できている)。

深度2-3m区間について

この区間は、純粋な砂層ではなく、細粒成分含有率およびメジアン粒径のプロファイルが示すとおり、液状化に対しての安定化要因である泥がちな層が介在している(第37図)。また、CT数のプロファイルも、泥の高い含水率によるバルク密度の低下によって、他の深度区間(たとえば8-10mの区間)に比べて比較的低い値を示している。これら泥の存在のせいで均等係数も比較的高い値を示す区間があり、したがってコア分析結果(CTと粒度分析のプロファイル)は、この区間は液状化に対して比較的安定であることを示唆している。一方、VPTの加速度プロファイルも、おおむね(数個の小さい加速度スパイクを除けば)この示唆を支持する値を示している。このように、この深度区間は、VPTとコア分析の結果は概して調和的である。

なお、CT画像は深度2.7m付近に明瞭な砂脈の存在をとらえており(第37図)、深度2.8m以深に液状化したゾーン(砂脈の供給源)があることを示唆している。しかし、コアの3次元CT画像解析によれば、この砂脈は直下の泥層(深度2.9m付近)を貫通していない。したがって、この砂脈は水平方向から伝播してきたと言えるが、直径わずか6.4cmという視野の狭いコアのせいで、砂脈の供給源の深度を特定することは困難であった(トレンチ調査による砂脈の追跡が必要である)。



第 37 図 第 35 図と同じ(ただし深度区間が異なる)

Fig.37 Same as Fig. 35 but for a different depth interval.

VPT データを、コアの粒度分布データと CT 画像データから解釈を試みた。三者間が調和的な深度区間もあるが、そうでない区間も見つかった。今後のより踏み込んだ考察のために、以下の視点が必要になる。(i) CT は締め固め度(体積含水率)の計測精度が必ずしも高くないので、泥層と砂層の識別はできたが、液状化を起こしやすいゆる詰め砂と起こしにくい締め固まった砂の区別が予想外に困難であった。前述の d の視点を追求するには別の方法(たとえば NMR スキャナー, Nakashima et al., 2011)による体積含水率の高精度計測が必要である。(ii) 砂脈の供給源の深度を特定するためにトレンチ調査を実施して、コア直径よりもより広い視野で砂脈を 3 次的に追跡することが必要である。(iii) 水平方向の地層の不均一性を十分考慮して VPT 作業とコアボーリング作業を実施する必要がある。

5. まとめ

東日本大震災は、極めて甚大な津波被害をもたらした多くの人命を奪った。また、原子力発電所に多大な被害をもたらした。現在も収束の見通しができていない状況にある。また、今回の地震被害では、直接的な家屋の損壊よりも液状化による被害が拡大した。液状化被害は、人的な被害は小さい一方、社会基盤となるライフラインや個人の住宅資産などに多大な被害を与えることが今回の

地震で改めて認識された。液状化被害は、きちんとした液状化対策を行うことにより防止することのできる災害である。ただし、液状化被害はどこでも発生するわけではなく、それなりの対策費用が発生することからも、液状化の発生する場所や被害規模を把握しておく必要がある。東日本大震災は、非常に甚大な液状化被害をもたらした一方で、様々な液状化発生地点の地域的特徴や地質的特徴と実際の被害との関係を検討する機会を与えた。産総研では、これらの被災地において、物理探査・原位置試験調査技術を用いた調査手法を適用し、実際の被害との比較検討を行った。その結果、三成分コーン貫入試験といった最新の既存調査手法の適用においても、実際の被害との比較において、問題点が残ることが明らかになった。また、同時に、これまで研究開発を行ってきた VPT などの新しい調査手法を適用することで、さらに高度な液状化調査の方向性についても示すことができた。今回の液状化研究の成果によって得られた最新の知見と技術は、今後の被災地の復興と全国的な液状化被害の防止に大きく貢献すると期待される。

謝辞

本研究の実施においては、潮来市・香取市・稲敷市・神崎町の各自治体関係者の方々、および小中学校の教員の皆様の多大なるご協力を頂きました。また、民地での調査にご協力いただいた住民の皆様へ感謝を申し上げます。今回の調査で得られた結果とデータが、今後の液状化対策と東日本大震災の液状化被災地の復興に貢献できればと願います。

文献

- 独立行政法人農業環境技術研究所 (2014) 歴史的農業環境閲覧システム. <http://habs.dc.affrc.go.jp/> (2014年10月8日確認)
- 人見 孝 (2002) 宅地耐震設計における地盤の液状化評価法に関する研究. 都市基盤整備公団総合研究所調査研究期報, **133**, 88-96.
- 池原 研 (1997) X線 CT装置を用いた地質試料の非破壊観察と測定 (1) -X線 CT装置の原理・概要と断面写真-. 地質ニュース, no.516, 50-61.
- 潮来市 (2014) 日の出地区液状化対策事業報告書. <http://www.city.itako.lg.jp/index.php?code=2163> (2014年10月8日確認)
- 岩崎敏男・龍岡文夫・常田賢一・安田 進 (1980) 地震時地盤液状化の程度の予測について. 土と基礎, **128**, 23-29.

- Jinguuji, M., Toprak, S and Nakashima, Y. (2006) Development of vibration penetration test (VPT) and results of laboratory and field experiments, Paper Number: 896, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC) Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006.
- Jinguuji, M., Toprak, S., and Kunimatsu, S. (2007) Visualization technique for liquefaction process in chamber experiments by using electrical resistivity monitoring, soil dynamics and earthquake engineering, *Elsevier*, **27**, 191-199.
- 公文富士夫・立石雅昭 編 (1998) 新版 碎屑物の研究方法. 地学団体研究会.
- Nakashima, Y., Mitsuhashi, Y., Nishiwaki, J., Kawabe, Y., Utsuzawa, S., and Jinguuji, M. (2011) Non-destructive analysis of oil-contaminated soil core samples by X-ray computed tomography and low-field nuclear magnetic resonance relaxometry: A case study. *Water, Air, & Soil Pollution*, **214**, 681-698.
- 中島善人 (2014) X線CT スキャナーによる地質コアの非破壊計測例. 土木学会第69回年次学術講演会.
- 中島善人・中野 司 (2013) X線CTによる地質試料の分析: これから始める人のために. *GSJ 地質ニュース*, **2**, 86-90.
- 中島善人・田辺 晋・宮地良典・水野清秀・小松原純子・小松原 琢 (2013) X線CTの液状化コア試料の3次元構造解析への適用. 日本地球惑星科学連合2013年大会.
- 日本建築学会 (1988) 建築基礎構造設計指針. 67-71.
- 日本建築学会 (2008) 小規模建築物基礎構造設計指針. 88-92.
- 高田 徹・関 平和・松本樹典・藤井 衛・松本克也・佐藤 隆 (2008) 三成分コーン貫入試験による宅盤の評価手法に関する考察. *地盤工学ジャーナル*, **4**, 157-170.
- 辻野修一・前田幸男・永尾浩一・吉田 望・規矩大義 (2007) 発破を用いた締固め工法の液状化対策への適用性に関する現場実験. *地盤工学ジャーナル*, **2**, 125-137.
- ト部厚志 (2014) 関東平野内陸部の住宅地での盛土材質の相違による液状化要因の解明. <http://www.geosociety.jp/hazard/content0079.html> (2014年10月8日確認)

利根川下流域液状化エリアにおける弾性波探査による 地盤構造調査と液状化

Seismic subsurface structure surveys of the liquefaction occurred areas in the downstream region of the Tone River

横田俊之^{1*}

Toshiyuki Yokota^{1*}

Abstract: The Great East Earthquake occurred on March 11, 2011 caused serious damage to people's lives not only by the direct damage of an earthquake but also by the tsunami, subsidence, and liquefaction. In particular, in Tokyo Bay area and the Tone River downstream region, liquefaction damage occurred in the wide range. Conventionally, drilling surveys and analysis of the extracted soil sampling extracted have been conducted to research and predict liquefaction damage. However, that a damage domain reaches far and wide this time and since the area has been highly developed with dense population and buildings, it is difficult to carry out drilling surveys and soil samplings in the whole region with sufficient density. Therefore, we conduct researches to interpolate drilling survey results spatially by applying the geophysical survey technique which can image subsurface structure nondestructively from the ground surface. By this research, it is expected that subsurface imaging and liquefaction prediction will be attained by a limited number of drill holes. As a part of the research, we carried out the S wave seismic reflection survey and the surface wave survey for imaging subsurface structure down to the depth of about 50 m in Itako, Ibaraki which suffered widespread liquefaction damage. The surface layer with comparatively high velocity can be interpreted as the sandy dredged soil, the low velocity layer as the Hinode Mud Formation, and the high velocity layer as sandy part of the Sawara Alternating Layers of sand and mud.

Keywords: S-wave reflection survey, surface wave survey, land streamer

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災は、地震の直接的な被害だけではなく、それに引き続く津波、地盤沈降、液状化により、人々の生命や生活に甚大な被害を与えた。特に、東京湾岸や利根川下流域においては広い範囲で液状化被害が発生した。従来液状化被害を予測するために、ボーリング調査やその際に採取される土壌サンプリングの分析が行われてきた。しかしながら、今回は被害領域が広範囲にわたること、比較的都市域であるため、人口が密集しており建設物も密集している領域であることなどのため、全域で高密度にボーリング調査や土壌サンプリングが困難である。そのために我々は地表から非破壊で地下の状況を把握することができる物理探査手法を適用し、ボーリング調査結果を空間的に補間する研究を実施している。この研究により、少ない本数のボーリングにより地下構造把握や液状化予測が可能となることが期待される。

その研究の一環として、比較的広範囲に液状化被害を受けた茨城県潮来市において、深度約50m程度までの地下構造把握を目的として、S波反射法地震探査および表面波探査を実施した。その結果、日の出地区およびその周辺の地下構造が明らかになった。表面波探査のS波分布より調査地域は、比較的高速度

な表層、その下位の低速度層および最下位の高速度層で特徴付けられることがわかった。比較的高速度な表層は砂質の浚渫土、低速度層は日の出泥層、高速度層は、佐原砂泥互層の砂質部分と解釈することができる。

2. 調査領域

弾性波探査を実施した地域は、茨城県潮来市の日の出地区およびその周辺地区である。日の出地区は、かつて内浪逆浦と呼ばれる潟湖であったが、1940年代に食糧増産のために干拓され、しばらくは水田として利用された。1970年代に入ると、干拓地は再度埋め立てられ今度は宅地として利用されるようになった。最初の干拓時には、囲み土手を作成した上で内部の水を排出し乾陸化させ、続いての埋め立て時には浚渫船からパイプにより外浪逆浦など周辺の潟からの浚渫土を流し込むという方法（サンドポンプ工法）をとった（潮来市, 2014a）。

日の出地区を中心にコの字状に三本の探査測線を設定した（第1図）。日の出地区の中心を東西に横断する道路を測線GS13-ITK1、南北側線の2本を測線GS13-ITK2および測線GS13-ITK3とし、それぞれの測線でS波反射法地震探査および表面波探査を実施した。本研究の一環として実施されたボーリング（小松

*Corresponding author

1. 地圏資源環境研究部門 (Institute for Geo-Resources and Environment, AIST)

原ほか, 2014) およびダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) 位置のうち, 測線近傍のものも第 1 図に記入した。それぞれの測線長は, 測線 GS13-ITK1 が 1236m, 測線 GS13-ITK2 が 1395m, 測線 GS13-ITK3 が 1634m である。

3. データ取得

通常の陸域の反射法探査ではスパイク付き地震計のスパイクを地面に突き刺すことにより地面と固着させたものを受振器として用いるが, 今回はランドストリーマー (稲崎, 1992) を受振器として用いた。ランドストリーマーはスパイク付き地震計に比較して, データ品質は若干落ちるが, 展開移動が容易でありデータ取得に要する時間を大幅に短縮することが可能である。

3. 1 S 波反射法のデータ取得

S 波反射法探査では, 探鉱機として OY0-Geospace 社製の DAS-1 システムを用いた。発震はかけやを用いた人力の打撃 (板たたき法) を行った。発震点間隔は 1m を基本としたが, 測線 GS13-ITK2 の 0m~1,000m 区間および測線 GS13-ITK3 の 0m~1,030m 区間では発震間隔を 2m とした。一地点での発震回数 (垂直重合数) は 4 回を基本とした。ランドストリーマーには水平動受振用の固有周波数 14Hz の地震計を 0.5m 間隔で 122 個取り付けた。サンプリング時間間隔は 0.5ms とし, 総記録長は 2.010s とした。データ取得の仕様を第 1 表にまとめる。

3. 2 表面波探査データ取得

表面波探査では, 探鉱機としてサンコーコンサルタント社製の DSS12 システムを用いた。発震は GeoSurvey Systems 社製の AWD-1 を用いた。発震点間隔は 2m とした。一地点での発震回数 (垂直重合数) は 2 回を基本とした。ランドストリーマーには鉛直動受振用の固有周波数 4.5Hz の地震計を 1m 間隔で 96 個取り付けた。サンプリング時間間隔は 1ms とし, 総記録長は 4.010s とした。データ取得の仕様を第 2 表にまとめる。

4. データ処理

4. 1 S 波反射法のデータ処理

CMP 重合を基本とする通常の S 波反射法解析を実施し, S 波反射断面を作成した。速度解析に基づくマイグレーション処理および深度変換までを実施した。データ処理・解析には反射法地震探査データ処理システム SPW (Seismic Processing Wrokshop) を用いた。以下に, 主なデータ処理の手順を示す。

(1) 前処理

- ・データ変換および編集

探鉱機に記録された測定波形データをパソコンに転送し, 不要なショット記録およびトレースを取り除く。

- ・ジオメトリ割り当て

測量によって得られた発震点・受振点の座標を各トレース記録に割り当てる。これを基に CMP (Common Mid Point) の位置を計算し, ショット記録から共通反射点記録 (CMP アンサンブル) を編集する。

今回の測線のように, 屈曲した測線においては, CMP の位置は直線からずれ二次元的に分布するため, 分布する反射点の平均的な位置に仮想の測線 (=CMP 重合測線) を設定し, ばらついた反射点をあたかもその測線上で反射しているかのように編集する。

- ・観測記録の初動による表層解析

屈折法解析により, 表層部の S 波速度分布を求め, 反射記録では得られない表層部の地質構造を求めるとともに後述の表層補正に用いる。

(2) 重合前フィルター

重合処理の前に, 反射波を出来るだけ強振幅かつインパルスに近い波形 (低周波から高周波を含む波形) に変換するための各種フィルターを適用する。

- ・バンドパスフィルター

任意の周波数範囲にある信号成分のみを抽出する。

- ・デコンボリューションフィルター

受振波形をパルス状の波に近づけ, 分解能を高める。

- ・F-K フィルター

表面波などの線形ノイズは, 周波数-波数 (F-K) 領域で原点から見かけ速度に対応した傾きを持った直線上に分布し, 反射波とは見かけ速度が大きく異なることを利用する。F-K 領域内でノイズ成分に相当する部分のスペクトル振幅を扇形にゼロにして時間-空間領域に戻すことでノイズを除去する。

(3) 静補正

発震点および受振点の標高差, 表層付近での弾性波速度の差ならびに表層の厚さの変化による反射波のバラツキなどを補正する。前者を地形補正, 後者を表層補正という。

- ・地形補正

各発震点・受振点の標高の違いによる反射波の到達時間差を, ある同一の基準面で発震・受振したかのように時間を補正する。

- ・表層補正

表層 (風化部) の厚さならびに弾性波速度の差により生じた反射波の到達時間の差を, ショット記録の初動による屈折法解析に基づいて, 表層の厚さに応じた時間を補正する。ショット記録上で明瞭な S 波初動が確認される範囲のショット記録を用いる。なお, 今回の調査では, 道路上での測定を実施しており道路路面直下の S 波速度は地盤の S 波速度よりも早く極浅部の屈折波が認識しがたいことにより, 表層の影響による静補正の効果が期待できないため,

実施しなかった。

(4) 速度解析

CMP アンサンブルから NMO 補正および CMP 重合のための速度分布を求める。速度解析は、定速度重合法、センブランス法により行った。

・定速度重合法

様々な重合速度で NMO 補正、水平重合を施し、反射波の振幅強度が最大となった時の速度を採用し、時間方向に重合速度を選んでゆく。本処理では、測線全体を一定の速度で重合したものと、ある CMP 間隔で重合したものとを比較しながら行った。

(5) NMO 補正および CMP 重合

・NMO 補正

CMP アンサンブルで双曲線上にならぶ反射波を、速度解析によって求めた速度により直線上に位相の揃った反射波に補正する。この時、NMO 補正によってオフセット距離に応じたゆがみが波形に生じる。このゆがみの大きい波形をそのまま重合すると反射波を弱めてしまうため、ゆがみの大きい部分は重合前にミュートにより削除した。

・CMP 重合

NMO 補正によって同一の走時に並べられたトレースを重合する。これにより反射波は強調され、ランダムノイズは弱められる。

(6) 残差静補正

静補正を施した後でも、表層部の局所的な速度の変化や反射波の経路に違いなどの不規則性に起因するものは完全には補正されない。このため NMO 補正後の CMP アンサンブルで、反射波は一定でないのが普通である。これを補正するために、統計的処理により各発震点・受振点における二次補正值を求めた。

(7) 重合後フィルター

重合断面をより地下構造を反映したものとするために、各種フィルターなどを適用した。

(8) マイグレーション

CMP 重合されたままの反射断面は、傾斜した地層からの反射波が各トレースの直下に表示されるため、反射断面上の反射面の傾斜や位置は、実際の地下の反射面とは異なる。この見かけの傾斜や位置を真の位置に復元することをマイグレーション処理という。今回は F-K 法 (stolt 法) マイグレーションを採用した。

(9) 深度変換

ここまでの処理によって得られる反射断面図は、縦軸を時間とするものである。地下の速度分布構造を速度解析の結果などから仮定して、縦軸を深度軸に変換し深度断面図を作成した。

4. 2 表面波探査解析

表面波探査のデータ処理には分散曲線を用い、地盤が水平多層構造であると仮定した 1 次元逆解析 (林ほか, 2001) を行なった。その 1 次元解析結果を水平

方向に連結して 2 次元表示した。使用した解析ソフトは、応用地質 (株) 製の SeisImager/SW である。

4. 2. 1 解析方法の概要

表面波探査解析は以下の手順で行った。

(1) 位相速度計算の準備

地盤構造の変化が著しい場合にも対処できるように、得られた記録に対して 2 つの受振点の midpoint が同じ地点の記録を集めて相互相関処理を行った。

相互相関処理を実施する際には、事前にバンドパスフィルター (2~50Hz, 18dB) を適用するとともに、表面波以外の波群である P 波初動などをミュートにより削除した。

(2) 分散曲線の作成

分散曲線を作成するために、まず、測定波形記録あるいは相互相関処理を行なった波形記録 (時間-距離領域) から周波数-位相速度領域へ変換した。これにより、多数の波形から位相速度を求めることができる。計算方法は以下のとおりである。

x 軸 (振源距離もしくはクロスコリレーションの間隔) 上の多数のトレースを $f(x, t)$ とし、フーリエ変換により周波数-距離領域 $F(x, \omega)$ へ変換する。

$$F(x, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t) e^{-i\omega t} dt \quad (1)$$

ここで、 t は時間、 ω は角周波数である。

次に、周波数-距離領域のデータに対して、任意の位相速度 c を与えられたとき、振源距離もしくはクロスコリレーションの間隔に応じて時間をシフトさせながら、トレース数分スタックする操作により、周波数-位相速度の領域 $G(c, \omega)$ へ変換する。

$$G(c, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F(x, \omega)}{|F(x, \omega)|} e^{i\omega \frac{x}{c}} dx \quad (2)$$

速度を変えてスタックを繰り返す、その絶対値の分布 $p(c, \omega)$ を求める。

$$p(c, \omega) = |G(c, \omega)| \quad (3)$$

このようにして得られた周波数-位相速度の 2 次元空間内での振幅分布から、各周波数で振幅が最大となる位相速度を読み取り、分散曲線を作成した。

(3) 見掛けの S 波速度構造を用いた初期モデルの作成

得られた分散曲線を用い、周波数ごとの位相速度から波長を求めた。つぎに、波長の 1/3 の深さにその位相速度に等しい S 波速度を与えて、見掛けの S 波速度構造と呼び、これを初期モデルとした。初期モデルは、解析深度を 35m とし、層数は 15 層とした。

(4) 逆解析によるモデルの修正

モデルから求まる理論分散曲線と、(2) で得られた実測の分散曲線の差 (残差) が小さくなるよう、非線

形最小二乗法等によりモデルを修正する。残差が小さくなるまで繰り返し、1次元S波速度構造を求める。理論的な分散曲線の計算にはハスケルのマトリックス法 (Haskell, 1953) を用いた。

(5) 2次元S波速度構造の作成

求められた1次元S波速度構造を連結して、擬似的に2次元S波速度断面として表示した。

4. 2. 2 分散曲線の求め方

測線を約300m毎分割してデータ処理を行った。分割した測線はCMPクロスコリレーション解析を実施するにあたり、十分な重複区間となるようにした。

CMPギャザーは、4m間隔で作成した。

分散曲線はこれらのCMPギャザーの周波数領域の見掛け速度分布図にから読み取って作成するが、解析ソフトの自動読み取りでは低周波数側においてバラツキが生じるため、マニュアルによる読み取りを行った。

また、読み取った位相速度曲線に対して、読み取りのバラツキによる急激な速度変化を避けるために、隣り合う位相速度曲線に対する2Dメディアンフィルターおよび個々の位相速度曲線に対するスムージングを適用した。

4. 2. 3 初期モデルの作成および使用した初期モデル

初期モデルは、読み取った位相速度曲線(周波数一位相速度)から波長の1/3を深度として、解析深度を35m、層数は15層とし、深度-S波速度に変換して作成した。逆解析の際には、分割した測線の両端の解析精度が低下しないように、CMP重合数の少ない測線両端部分は、隣り合う測線の十分な重合数による位相速度曲線から読取った位相速度曲線に置き換えた。

4. 2. 4 最小二乗インバージョン手法

非線形最小二乗法を用いた逆解析は、林ほか(2001)の方法を用いた。S波構造モデルは層厚を固定した10~15層構造とし、各層のS波速度だけを未知数とした。本来は、P波速度および密度も未知数であるが、それらの値は既存の資料(物理探査学会, 1990; 狐崎ほか, 1990)などの経験的な関係を参考にしてS波速度に連動させることにより未知数を減らした。

5. データ処理結果

5. 1 S波反射法データ処理結果

S波反射法データに対して、4.1節に示したデータ処理をおこなった。その結果得られたS波反射法結果の深度断面を第2図~第4図に示す。なお、S波反射法の深度断面で使用される深度は標高ゼロを深度ゼロとした絶対深度である。第2図は測線GS13-

ITK1での、第3図は測線GS13-ITK2での、第4図は測線GS13-ITK3でのS波反射法結果の深度断面をそれぞれ示す。お互いの測線との交点も図中に示した。

測線GS13-ITK1(第2図)では、CMP番号1~750まで連続する深度約10~15mの比較的水平的な反射面と深度約15~30mに存在するやや西下がりの反射面が顕著である。CMP番号1~500の深度約20~40mには向斜構造(もしくは2つの背斜構造)のような構造が見られる。測線GS13-ITK2(第3図)では、CMP番号1400以上(距離700m)の部分が日の出地区である。CMP番号1~1600(距離800m)の区間で見られる深度約10~15mの比較的水平的な反射面が測線南側の日の出地区に入ったあたりから急激に深度を増しCMP2400以上においては深度約50mとなっている。測線GS13-ITK3(第4図)では測線北側のCMP番号1~800の部分に顕著な向斜構造(谷状の構造)が見られる。向斜構造の中心はCMP番号450付近にあり、最深部の深度は約42mである。CMP番号1000~2000では深度5~15mの間で変化する反射面が、CMP番号2000以上の日の出地区に入ると、急激に深度を増し測線の南端では深度25mにまで達する。

5. 2 表面波探査データ解析結果

第5図~第7図に表面波探査解析結果を示す。なお、表面波探査結果の深度および標高は標高ゼロを深度ゼロとした絶対深度および絶対標高である。第5図は測線GS13-ITK1での、第6図は測線GS13-ITK2での、第7図は測線GS13-ITK3での表面波探査解析結果のS波速度断面をそれぞれ示す。

すべての測線とも、極浅部にS波速度約200m/sの層があり、それ以深にS波速度150m/s以下の低速度層が広がっている。

測線GS13-ITK1(第5図)では、測線西端から距離700m程度まではその低速度層が深度約15mまで続いており、それより東で急激に層厚が薄くなる。測線東側で低速度層が薄くなった部分には、東に向かって層厚を増す、S波速度200m/s以上の高速度層が見られる。

測線GS13-ITK2(第6図)では、日の出地区以北(距離0~700m)では極浅部のS波速度約200m/sの層、深度1~5mに存在するS波速度150m/s以下の低速度層、深度5m以深のS波速度250m/s以上の層に区分され、水平成層に近い速度分布となっている。日の出地区に入ると、低速度層が北から南へと徐々に層厚を増していき、距離1100m程度から低速度層が急激に厚くなる。

測線GS13-ITK3(第7図)では測線西端の距離0~270mまでの区間の浅部(深度0~10m)に逆三角形の低速度(S波速度150m/s以下)領域が見られる。この領域は同じ測線の反射断面(第4図)で顕著な向斜構造が見られた領域に相当すると思われる。その逆三角形低速度層の南側は測線GS13-ITK2(第6

図) とほぼ同様の傾向を示し、日の出地区以北は極浅部の S 波速度約 200m/s の層、低速度層、S 波速度 250m/s 以上の層の水平成層に近い速度分布を示す。

日の出地区でも低速度層が北から南へと徐々に層厚を増していき、距離約 1500m から低速度層が急激に厚くなるという同様の傾向を示す。

6. 考察および結論

前述したように、弾性波探査を行った領域では、当該研究によりボーリングおよびダイレクトプッシュによる調査が行われている。弾性波探査測線の近傍で実施されたものについて、土質および N 値を取り出して示す。ただし、測線の極近傍でそれらの調査が行われているわけではないので、測線から約 100m 離れた調査結果も含まれていることに注意が必要である。測線およびボーリング坑およびダイレクトプッシュ調査の位置関係は第 1 図に示す。N 値は地層の硬さを示す指標であり、浅部においては N 値が大きな部分は主として砂層であり、N 値が小さな部分は粘土層であると考えることが一般的である。また、N 値と S 波速度は正の相関関係を持っており、S 波速度は N 値の平方根もしくは 3/5 乗に概ね比例するとされている (酒井, 1968)。したがって、堆積した年代がほぼ同じであれば、砂層は S 波速度がやや早く粘土層では S 波速度がやや遅いことになる。なお、ダイレクトプッシュ調査により求められた N 値は通常の N 値ではなく、Jefferies and Davies (1993) に示された N60 である。

第 8 図にボーリング調査 (小松原ほか, 2014) により得られた土質と N 値を示す。第 8 図(a)は測線 GS13-ITK3 の北端に位置する GS-ITK-1 の結果であり、第 8 図(b)は測線 GS13-ITK2 の北端に位置する GS-ITK-2 の結果である。

第 9 図に測線 GS13-ITK1 近傍で実施されたダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた土質と N 値を示す。第 10 図に測線 GS13-ITK2 および GS13-ITK3 近傍で実施されたダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた土質と N 値を示す。第 11 図に測線 GS13-ITK1 での表面波探査結果にダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた N 値を重ねたものを示す。

上述したように、浅部に S 波速度が約 150m/s 以上のやや高速度の層があり、その下に S 波速度 150m/s 以下の低速度層があり、一番下に高速度層があるという構造をしている。浅部に見られるやや高速度の層 (第 11 図中緑の破線で囲んだ) は N 値 10 以上を示し、日の出地区の歴史を考慮に入れるとサンドポンプ工法での埋め立ての際に砂を多く含む浚渫土で埋められた箇所に対応すると思われる。その下位の低速度層 (第 11 図中青の破線より浅部) は N 値が 5 以下の軟らかい地層であり、ボーリングやダイレク

トプッシュ調査の土質区分ではシルトを多く含む層であるとされることを考慮すれば、潮来市 (2014b) で日の出泥層とされている層 (弥生海退時に堆積) に相当すると考えられる。測線東側に見られる、低速度層の下位にある高速度層は潮来市 (2014b) で佐原砂泥互層 (縄文海進時に堆積) の砂質部分とされている層に相当すると考えられる。CPT7-13 のダイレクトプッシュ調査結果ではこのシルト層の基底深度は 8m (絶対深度では 6.78m) となっており、近傍での表面波探査結果から解釈される深度約 15m とは大きく乖離しているように思われる。その要因の一つとしてあげられるのが、CPT7-13 の調査位置が測線より約 6.5m 北に位置している点である。このシルト層の基底深度は北から南へ急激に深くなっているため、測線付近では CPT7-13 地点の基底深度より深くなっている可能性が考えられる。

第 12 図および第 13 図に測線 GS13-ITK2 および測線 GS13-ITK3 の表面波探査結果にボーリング調査 (小松原ほか, 2014) およびダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた N 値を重ねたものを示す。測線 GS13-ITK3 の北端の逆三角形の低速度領域を除くと、両者とも測線北側では浅部に低速度の薄層があり、その下に高速度層があること、低速度層は測線南側ほど層厚を増すことなど似た傾向を示す。第 12 図および第 13 図中に低速度層の基底を青の破線で示す。これらの層は、測線 GS13-ITK1 のところで述べたように、低速度部分が日の出泥層、高速度層は佐原砂泥互層の砂質部分に相当すると考えられる。日の出地区の表層部の人工地盤部分は両者で若干の差異があり、測線 GS13-ITK2 では比較的高速度な層 (第 12 図中緑の破線で囲んだ) が多く見られるが、測線 GS13-ITK3 は下位の日の出泥層と区別がつかない部分が多い。測線 GS13-ITK2 はサンドポンプ工法での埋め立ての際に砂を多く含む浚渫土で埋められ、測線 GS13-ITK3 の浚渫土には比較的泥質や粘土質の土壌が多く含まれていたと考えることができる。

測線 GS13-ITK3 の S 波反射法断面 (第 4 図) にみられた測線北側の CMP 番号 1~800 の顕著な向斜構造は、形状などを考慮すると沖積の谷が埋設された構造であると解釈することができる。測線 GS13-ITK3 の表面波探査結果 (第 7 図) を見ると、沖積の谷に相当する部分の浅部に逆三角形の低速度層が見られる。この低速度層も日の出泥層相当層と考えるのが自然であるので、日の出泥層が堆積し始めた弥生海退時にはまだ谷は完全に埋設されていなかったと考えられる。またその時の谷の軸は、沖積の谷より少し北にずれていたと考えられる。

S 波反射法地震探査および表面波探査の結果より、日の出地区およびその周辺の地下構造および S 波速度分布が明らかになった。これらの結果からだけで液状化層についての議論を行うことは困難であった

が、ボーリング調査およびダイレクトプッシュ調査結果との比較により土質および N 値分布に関する検討を行うことが可能となった。今後地下水位分布を効率良く調査する手法と組み合わせることにより、今後の液状化予測に関して大いに資するものと考えられる。現状、地下水位分布を効率よく調査する手法として、地下の比抵抗を求める探査手法や地中レーダー探査などが候補として挙げられる。

謝辞

弾性波探査の実施に際しては、茨城県潮来市の関係部署に協力いただいた。探査結果の解釈に関しては、産総研複合地質リスク評価地盤液状化リスクメンバー各位にご協力いただいた。

ここに記して、謝意を表します。

文献

- 物理探査学会編 (1990) “土と岩” の弾性波速度—測定と利用—。327p.
- Haskell, N.A. (1953) The dispersion of surface waves on multi-layered media. *Bulletin of Seismological Society of America*, **43**, 17-34.
- 林 宏一・鈴木晴彦・斎藤秀樹 (2001) 人工振源を用いた表面波探査の開発とその土木地質調査への適用。応用地質技術年報, **21**, 9-39.
- 稲崎富士 (1992) 地盤調査技術の開発。地下空間の利用技術の開発報告書, 第 3 分冊, 建設省, 2-26.
- 潮来市 (2014a) 日の出地区液状化対策事業報告書, 第一章 概況整理。
http://www.city.itako.lg.jp/cms/data/doc/1385542213_doc_1_0.pdf (2014 年 10 月 8 日確認)
- 潮来市 (2014b) 日の出地区液状化対策事業報告書, 参考資料。
http://www.city.itako.lg.jp/cms/data/doc/1397117186_doc_1_0.pdf (2014 年 10 月 8 日確認)
- Jefferies, M.G. and Davies, M.P. (1993) Use of CPT to estimate equivalent SPT N60. *Geotechnical Testing Journal*, **16**, 458-468.
- 神宮司元治・中島善人 (2014) 利根川下流域液状化エリアにおける各種液状化ポテンシャル調査とその評価。地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 319-342.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一 (1998) 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定。自然災害科学, **9**, 1-17.
- 小松原 琢・宮地良典・水野清秀・風岡 修・齋藤勝・細矢卓志 (2014) 液状化・流動化層のトレンチ調査。地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 273-288.
- 酒井良男 (1968) 貫入試験より S 波の速度を求める方法。北海道大学工学部研究報告, **51**, 1-8.

第1表 S波反射法データ取得作業の使用機器一覧

Table 1 The equipment list used for the S-wave reflection survey data acquisition.

機器名	仕様	型式	製作所	数量
S波探査探鉱器	チャンネル数：144ch A/D変換：24Bit シグマデルタ方式 メモリー長：80,000 words/ch サンプリング間隔：32.5 μ s~4ms プリアンプ：24, 48dB スタッキング機能	DAS-1	OYO-Geospace	1台
S波震源	かけや（板たたき法）			1台
S波受振器	固有周波数：14Hz 動コイル型地震計 土研式ランドストリーマーに搭載 受振器間隔：0.5m		土木研究所	120個

第2表 表面波探査データ取得作業の使用機器一覧

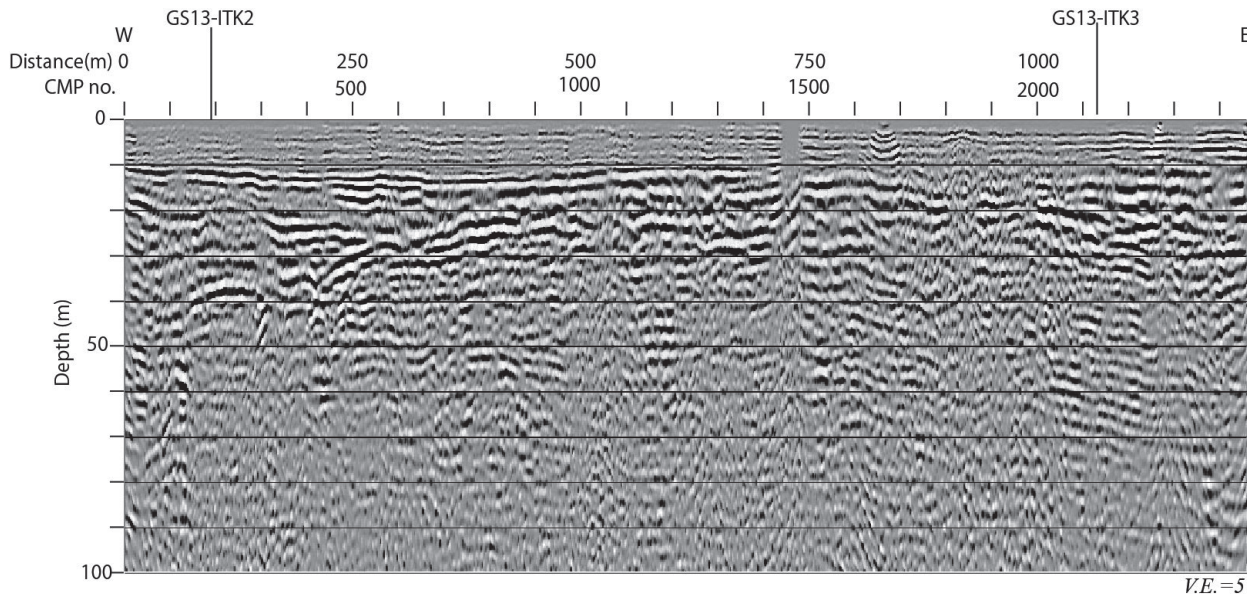
Table 2 The equipment list used for the surface survey data acquisition.

機器名	仕様	型式	製作所	数量
表面波探査探鉱器	チャンネル数：96ch A/D変換：24Bit デルタシグマ方式 メモリー長：16,384 words/ch サンプリング間隔：4, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125 ms プリアンプ：12, 24, 36, 48dB バンドパスフィルター ノッチフィルター スタッキング機能	DSS-12	サンコー コンサルタント	8台
P波震源	電動モーター・油圧ポンプ搭載 重錘荷重：50kg	AWD-1	GeoSurvey Systems	1台
表面波受振器	固有周波数：4.5Hz 動コイル型地震計 土研式ランドストリーマーに搭載 受振器間隔：1m	GS-11D	OYO-Geospace	96個



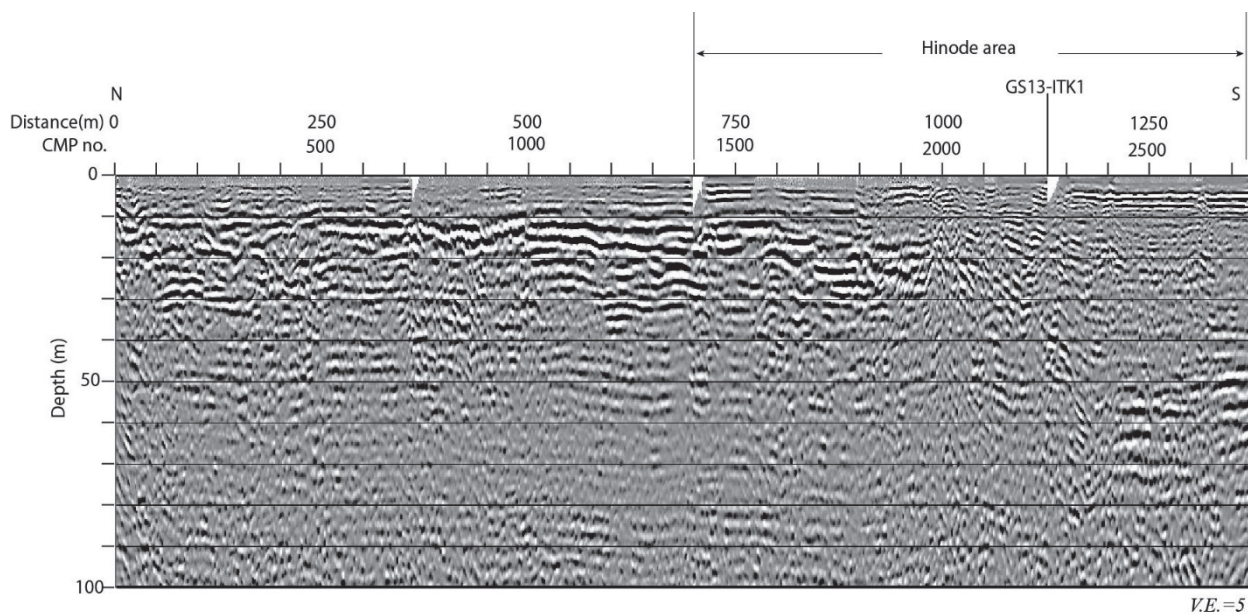
第1図 S波反射法および表面波探査の測線配置. 背景地図は地理院地図を用いた.

Fig.1 Survey lines of the S-wave reflection and surface wave surveys. GSI map was used as the background map.

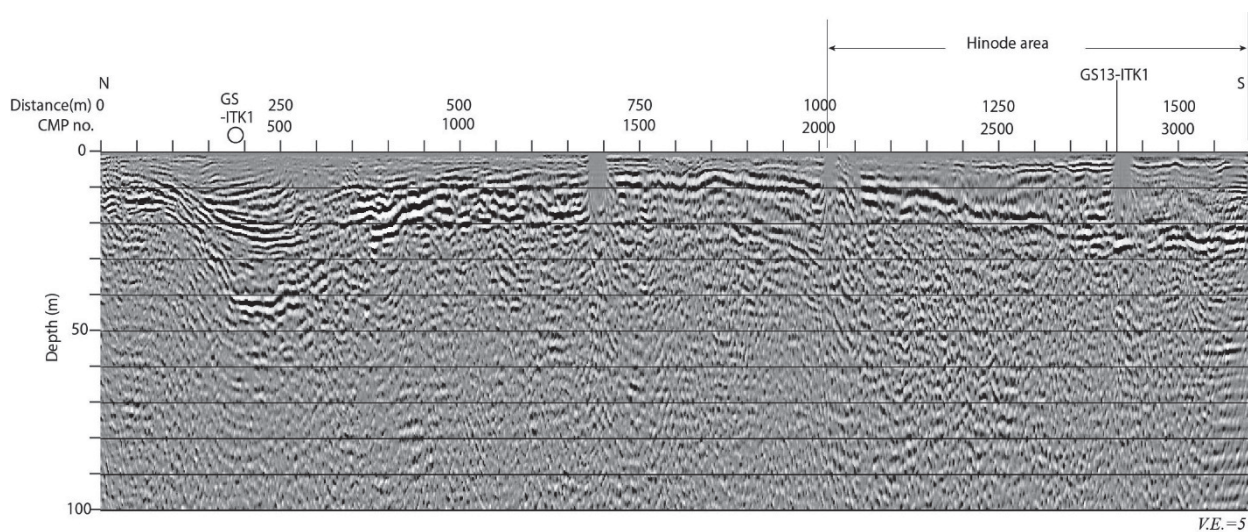


第2図 測線GS13-ITK1でのS波反射法結果の深度断面

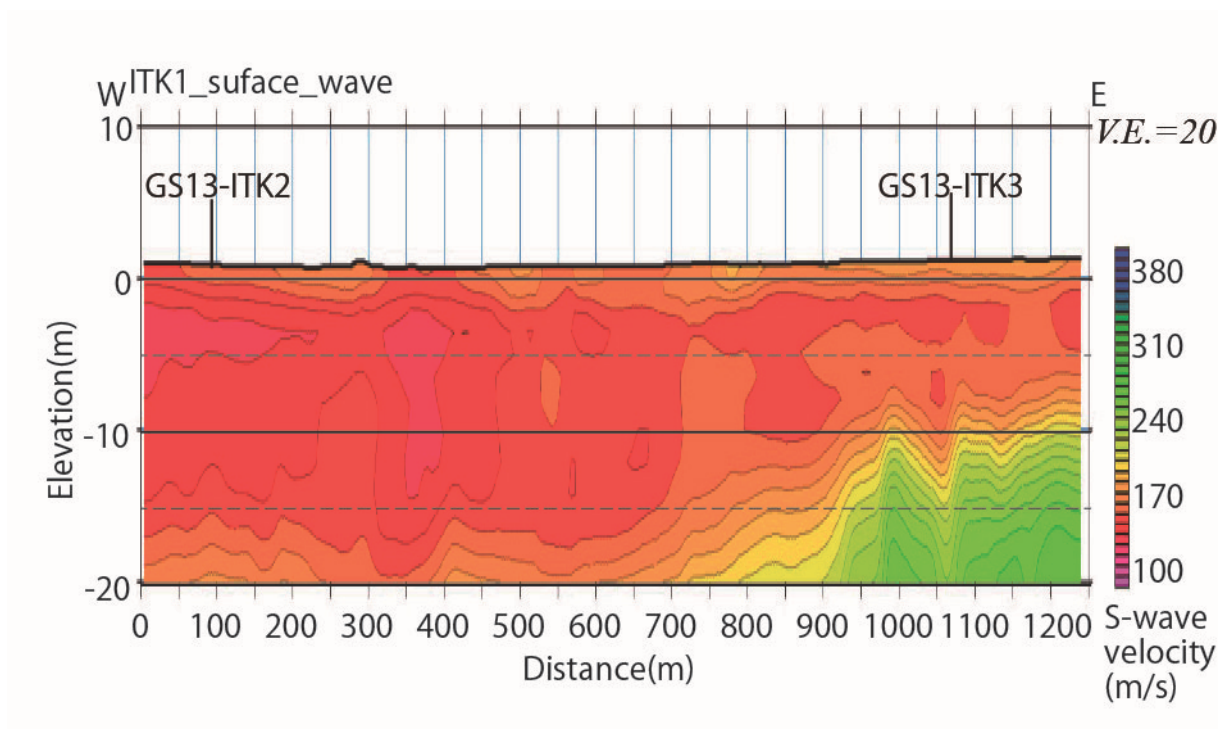
Fig.2 Depth section of the S-wave reflection survey result along GS13-ITK1.



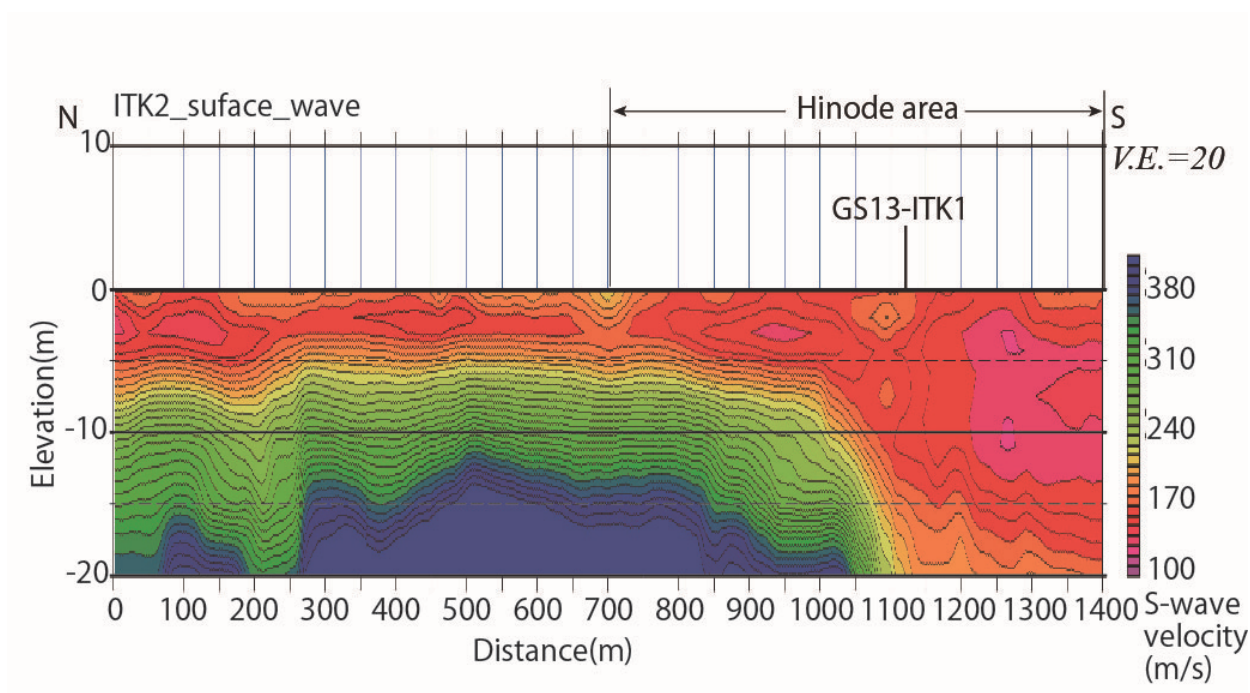
第 3 図 測線 GS13-ITK2 での S 波反射法結果の深度断面
 Fig.3 Depth section of the S-wave reflection survey result along GS13-ITK2.



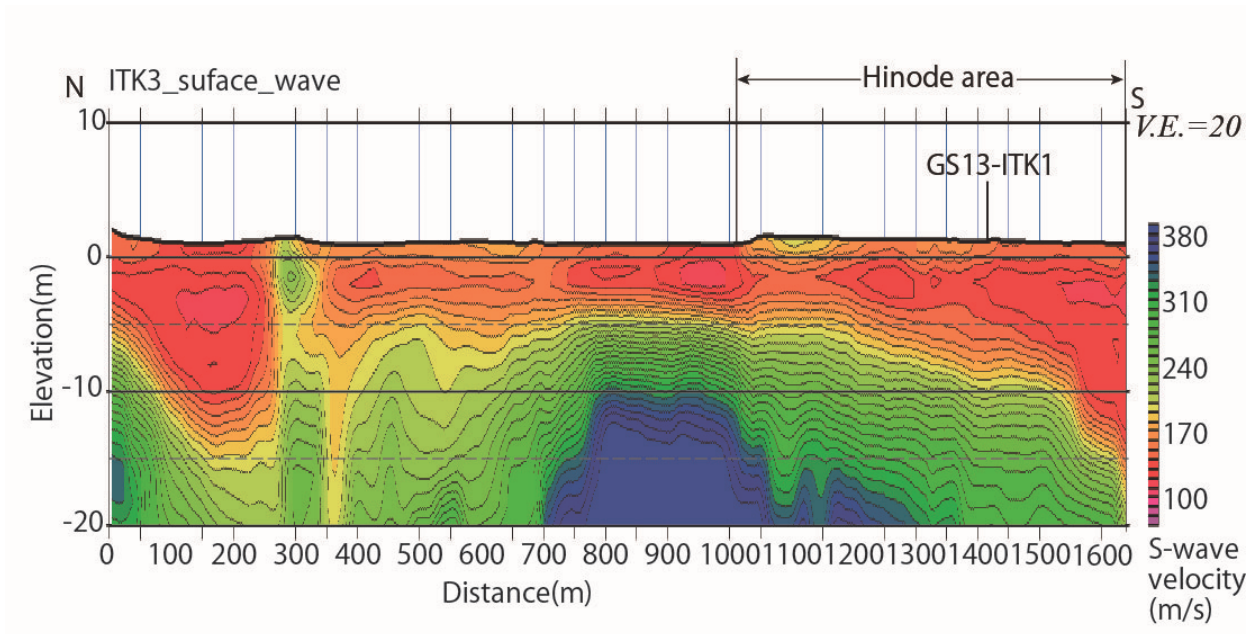
第 4 図 測線 GS13-ITK3 での S 波反射法結果の深度断面
 Fig.4 Depth section of the S-wave reflection survey result along GS13-ITK3.



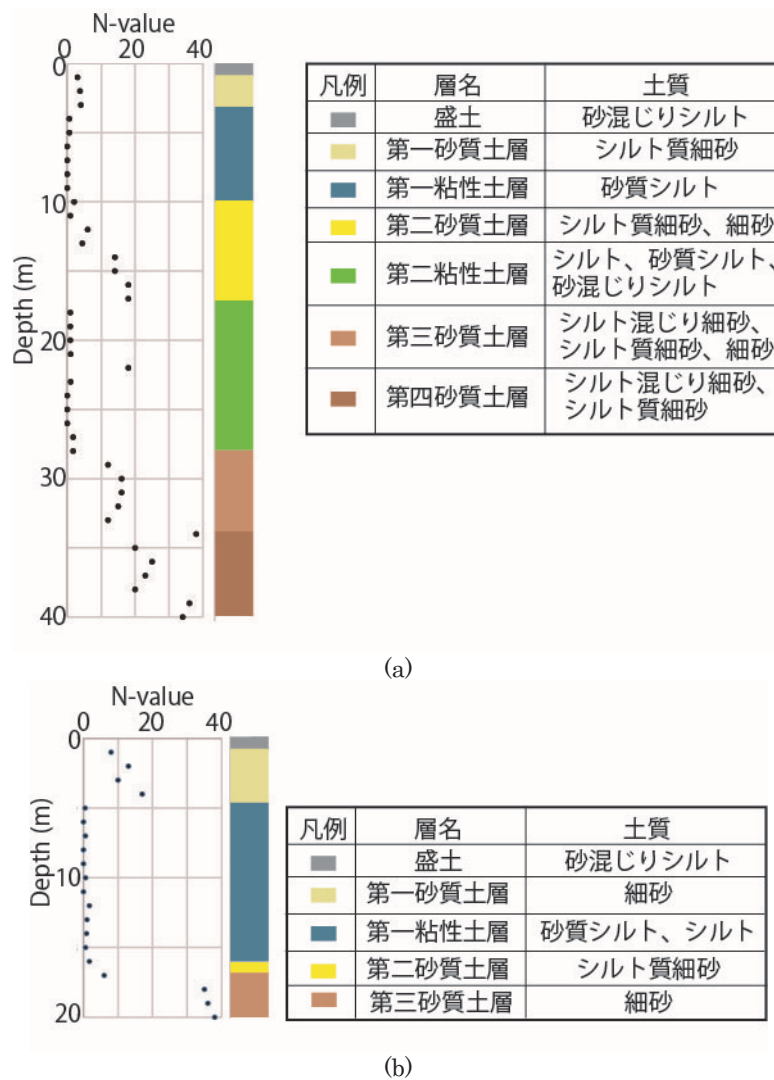
第 5 図 測線 GS13-ITK1 での表面波探査解析結果の S 波速度断面
 Fig.5 S-wave velocity section of the surface wave survey result along GS13-ITK1.



第 6 図 測線 GS13-ITK2 での表面波探査解析結果の S 波速度断面
 Fig.6 S-wave velocity section of the surface wave survey result along GS13-ITK2.



第7図 測線 GS13-ITK3 での表面波探査解析結果の S 波速度断面
Fig.7 S-wave velocity section of the surface wave survey result along GS13-ITK3.

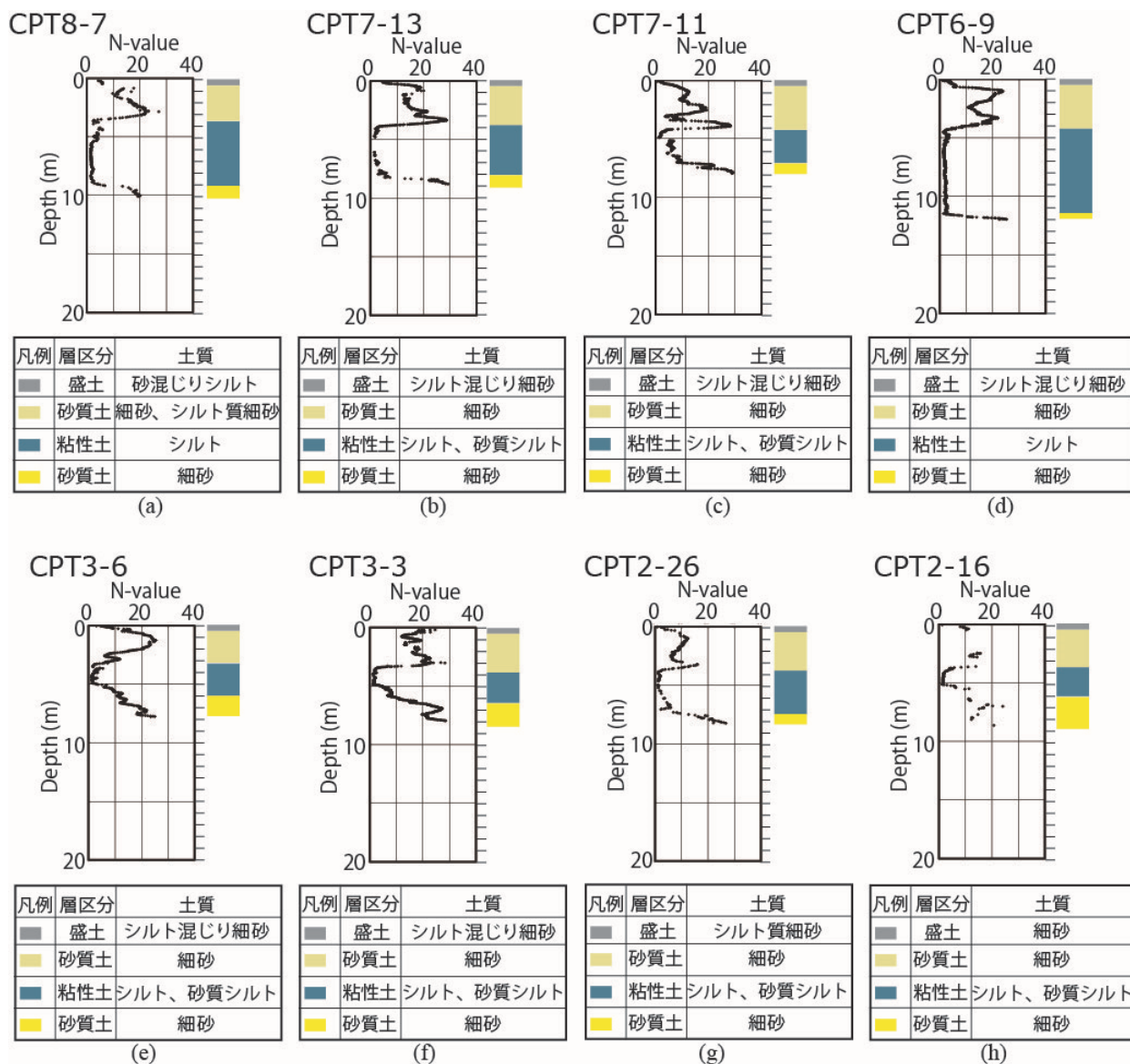


第 8 図 ボーリング調査（小松原ほか、2014）により得られた土質と N 値.

(a) GS-ITK-1 の結果, (b) GS-ITK-2 の結果.

Fig.8 Soil classification and N value distributions obtained by the drilling surveys (Komatsubara et al., 2014).

(a) Result of GS-ITK-1, (b) Result of GS-ITK-2.

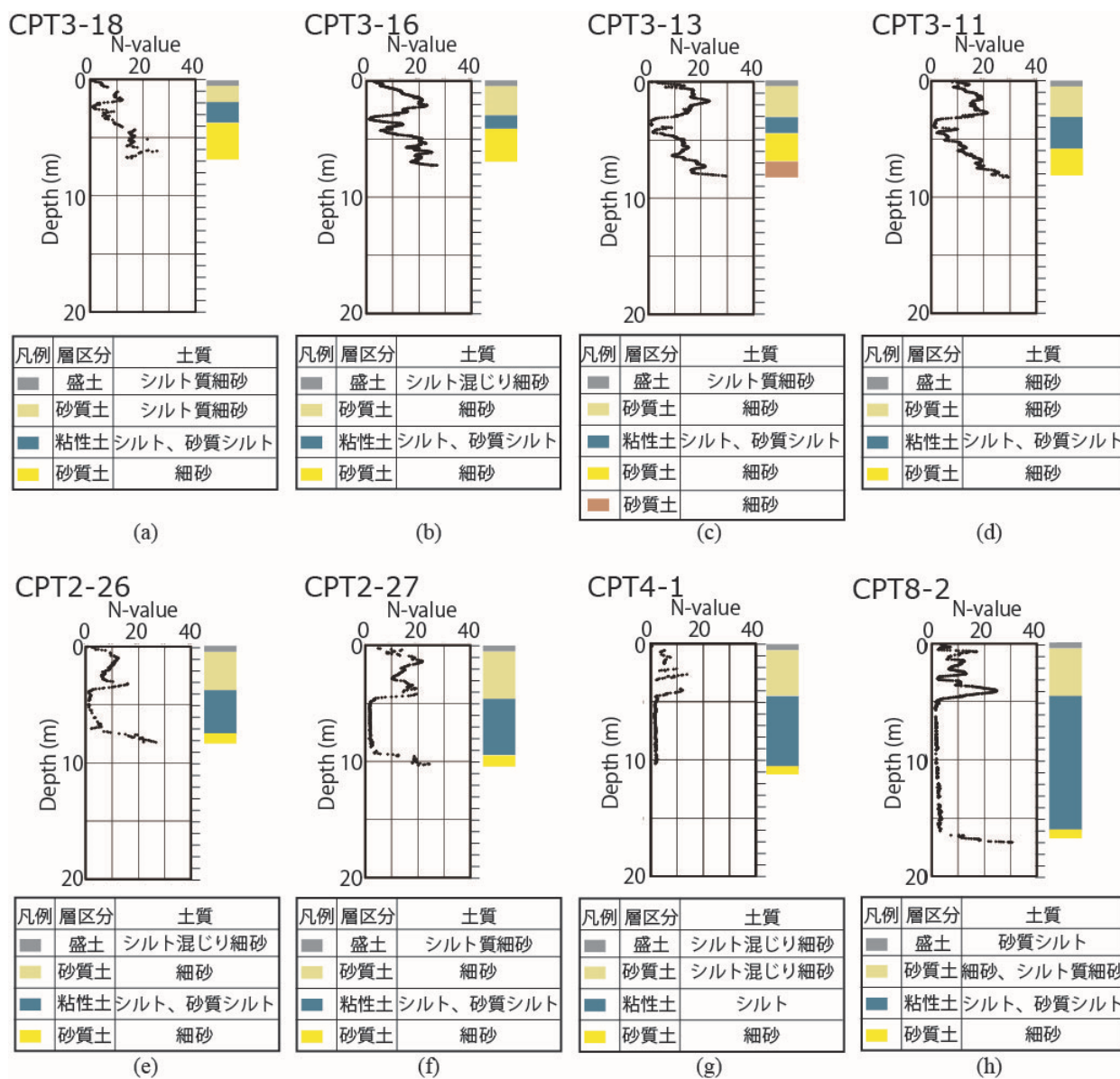


第9図 測線 GS13-ITK1 近傍で実施されたダイレクトプッシュ調査（神宮司・中島，2014）により得られた土質とN値。

(a) CPT8-7, (b) CPT7-13, (c) CPT7-11, (d) CPT6-9, (e) CPT3-6, (f) CPT3-3, (g) CPT2-26, (h) CPT2-16.

Fig.9 The soil classification and N value distributions obtained by the direct-push type surveys (Jinguiji and Nakashima, 2014) conducted near GS13-ITK1.

Results of (a) CPT8-7, (b) CPT7-13, (c) CPT7-11, (d) CPT6-9, (e) CPT3-6, (f) CPT3-3, (g) CPT2-26, and (h) CPT2-16, respectively.

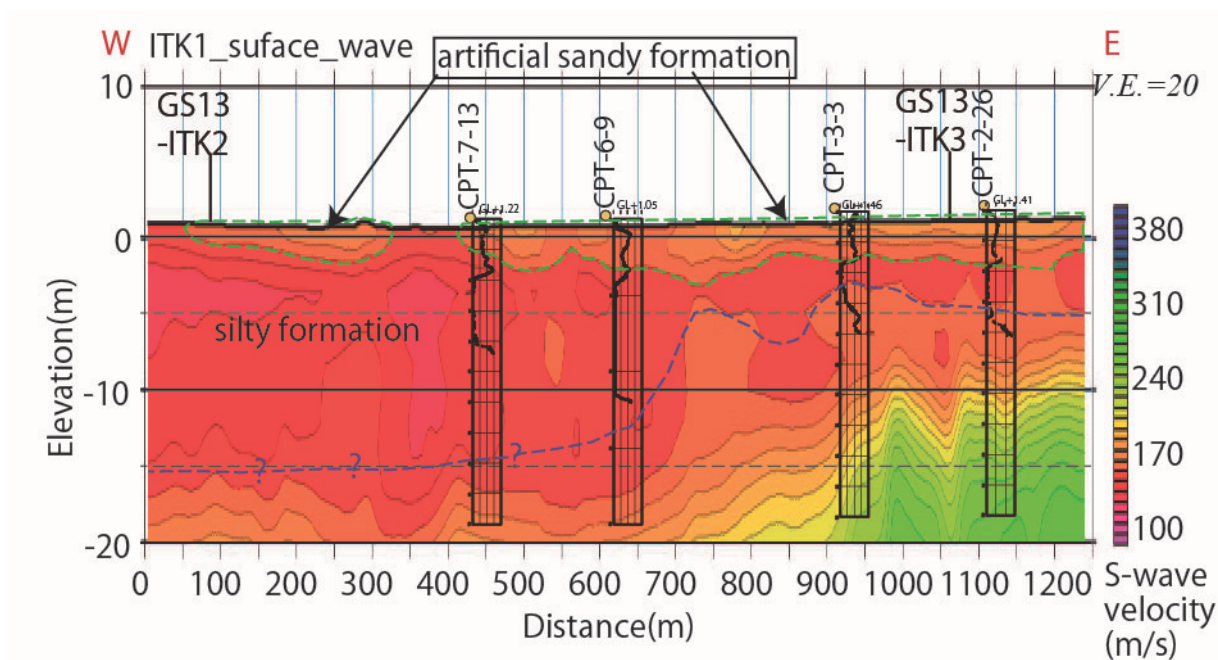


第 10 図 測線 GS13-ITK2 および GS13-ITK3 近傍で実施されたダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた土質と N 値。

(a) CPT3-18, (b) CPT3-16, (c) CPT3-13, (d) CPT3-11, (e) CPT2-26, (f) CPT2-27, (g) CPT4-1, (h) CPT8-2.

Fig.10. The soil classification and N value distributions obtained by the direct-push type surveys (Jinguuji et al., 2014) conducted near GS13-ITK2 and GS13-ITK3.

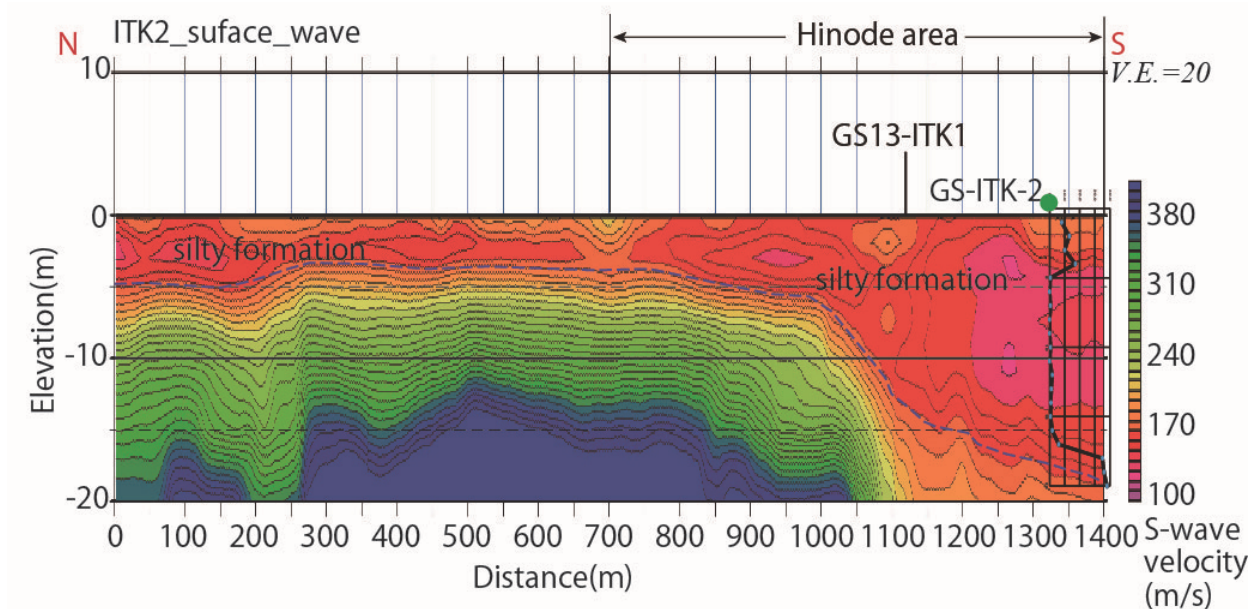
Results of (a) CPT3-18, (b) CPT3-16, (c) CPT3-13, (d) CPT3-11, (e) CPT2-26, (f) CPT2-27, (g) CPT4-1, and (h) CPT8-2, respectively.



第 11 図 測線 GS13-ITK1 での表面波探査結果にダイレクトプッシュ調査 (神宮司・中島, 2014) により得られた N 値を重ねたもの。

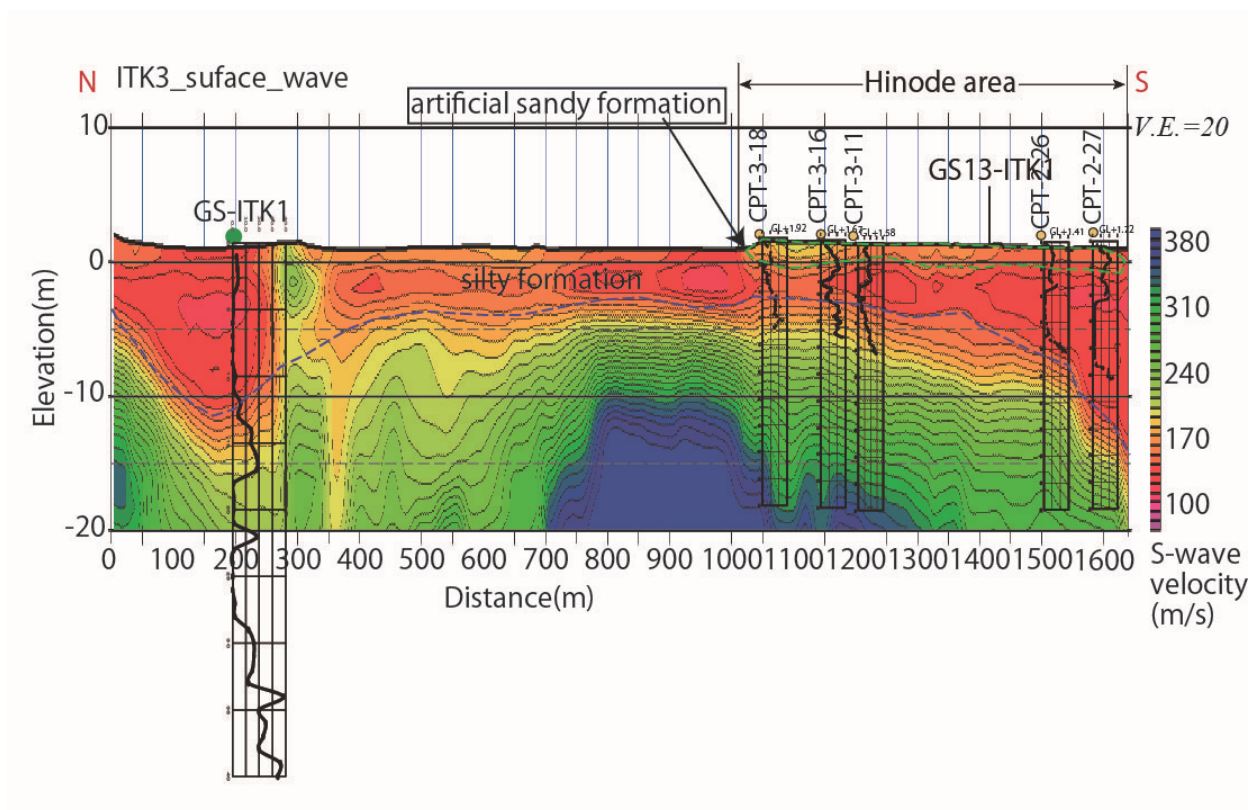
浅部の緑の破線で囲んだ領域には砂質の浚渫土層が存在すると思われる領域, 青の破線は低速度のシルト層の下限をそれぞれ示す。

Fig.11 The figure which overlaid N value distributions obtained by the direct-push type surveys (Jinguuji and Nakashima, 2014) to the surface wave survey result of GS13-ITK1. The domain enclosed with the green broken line of the shallow portion shows the domain considered as sandy dredged-soil layer. The blue broken line indicates the lower limit of the silt layer which shows low velocity.



第 12 図 測線 GS13-ITK2 での表面波探査結果にボーリング調査 (小松原ほか, 2014) により得られた N 値を重ねたもの。青の破線は低速度のシルト層の下限を示す。

Fig.12 The figure which overlaid N value distribution obtained by the drilling surveys (Komatsubara et al., 2014) to the surface wave survey result of GS13-ITK2. The blue broken line indicates the lower limit of the silt layer which shows low velocity.



第 13 図 測線 GS13-ITK3 での表面波探査結果にボーリング調査（小松原ほか、2014）およびダイレクトプッシュ調査（神宮司・中島、2014）により得られた N 値を重ねたもの。浅部の緑の破線で囲んだ領域には砂質の浚渫土層が存在すると思われる領域、青の破線は低速度のシルト層の下限をそれぞれ示す。

Fig.13 The figure which overlaid N value distributions obtained by the drilling surveys (Komatsubara et al., 2014) and the direct-push type surveys (Jinguuji and Nakashima, 2014) to the surface wave survey result of GS13-ITK2. The domain enclosed with the green broken line of the shallow portion shows the domain considered as sandy dredged-soil layer. The blue broken line indicates the lower limit of the silt layer which shows low velocity.

利根川下流域液状化エリアにおける車載型 GPR による路面下調査 Geophysical surveys under paved road by an in-vehicle GPR system at the liquefaction occurred areas in the downstream region of the Tone River

横田俊之^{1*}・神宮司元治¹・光畑裕司¹
Toshiyuki Yokota^{1*}, Motoharu Jinguuji¹ and Yuji Mitsuhashi¹

Abstract: The 2011 Great East Japan Earthquake inflicted serious damages to people's lives. The damages were caused not only by the earthquake motion but also by the subsequent tsunami, subsidence, liquefaction and so on. Moreover, we are anxious about soil contamination by the radioactive material after the Fukushima No. 1 nuclear power plant accident, salt damage to the soil and groundwater resulting from a tsunami deposit, and some more geological risks. Then, we are conducting various geological risk assessments concerning this earthquake. This paper describes the liquefaction risk assessment as a part of the geological risks assessment project. We carry out a geophysical research using an in-vehicle GPR system as a part of liquefaction risk investigation in Itako, Ibaraki which has suffered from liquefaction damage. With the in-vehicle GPR system, we try to image under paved roads three-dimensionally at high speed. We finally find the system has a capability to carry out surveys along the survey line length of 60,701 m in three days. The additional detailed survey using handy GPR identified 15 cavities in all the survey lines.

Keywords: liquefaction, in-vehicle GPR system, geological risk assessment, three-dimensional GPR survey, cavities under paved roads

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震は、わが国に大きな被害を与えた。その被害は地震の揺れのみより発生したわけではなく、それに引き続く津波、地盤沈降、液状化も大きな要因であった。さらには、福島第一原発事故後の放射性物質による土壤汚染、津波堆積物に起因した土壤・地下水への塩害、ヒ素、重金属などによる汚染等が懸念されている。そのため、産業技術総合研究所では、複合地質リスク評価プロジェクトを立ちあげ、液状化、誘発地震、津波、土壤汚染、地下水汚染に関するリスク評価を実施している（産総研地質分野研究企画室、2012）。本研究はこのプロジェクト中の、液状化リスク調査の一環として実施するものである。

本研究では、液状化被害を受けた茨城県潮来市において、車載型地中レーダ（GPR）装置を用いた路面下探査を実施した。技術的課題として、高速に面的に液状化被害の影響を調査することを目的とし、3日間で60,701 m長の測線での調査を実施することが可能であった。そして、液状化に伴う路面下緩み域の分布やその規模について把握した。その後ハンディ型 GPR を用いた詳細追加調査を実施し、全測線中15箇所路面下の緩みの度合いが顕著である箇所を同定した。

2. 実験エリア

潮来市は、茨城県の南東に位置する人口約3万人の都市であり、霞ヶ浦、北浦、常陸利根川などの水域に面し、水郷地域として有名である。

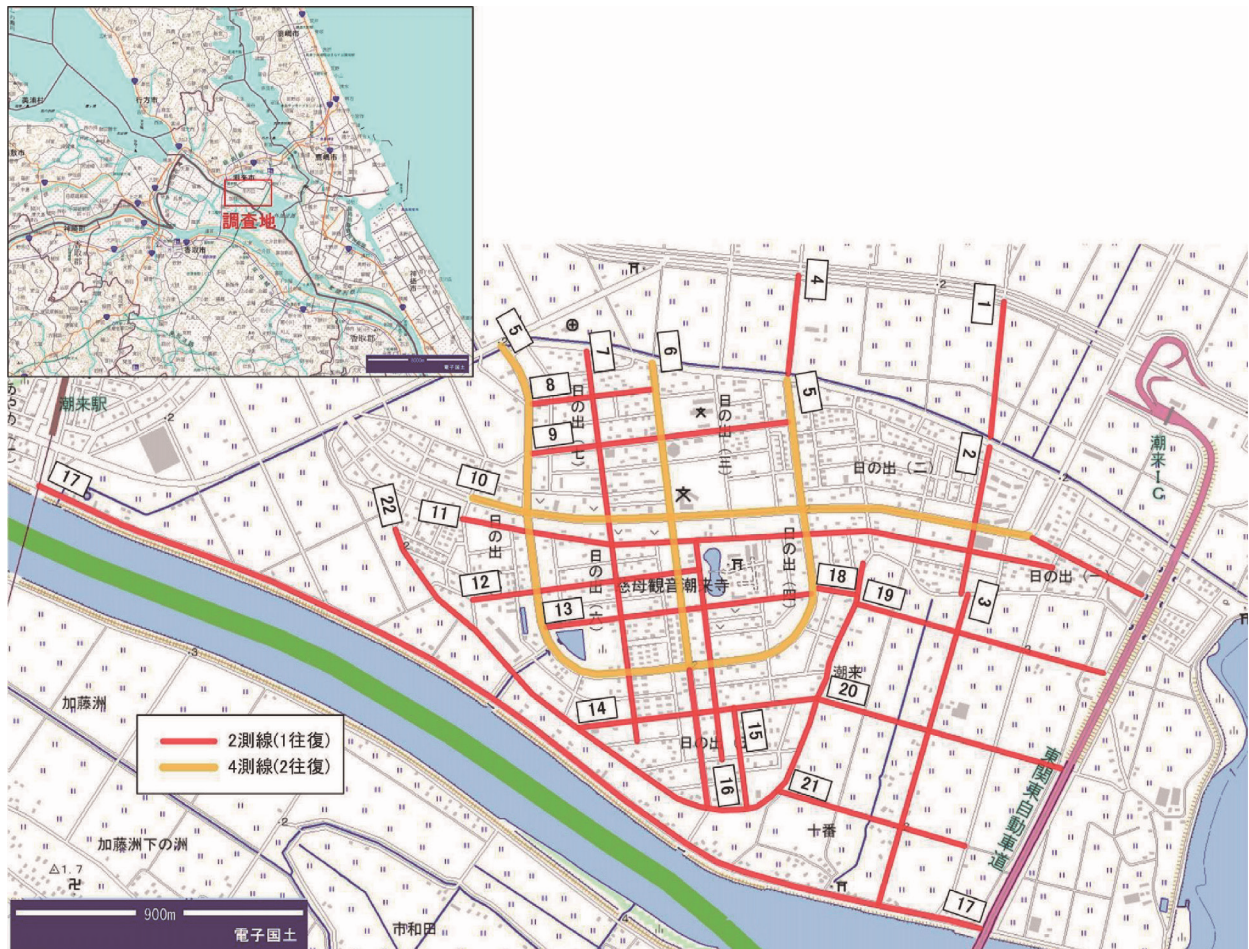
今回調査ターゲットとしたエリアは、日の出地区と呼ばれる地区およびその周辺部である。日の出地区は、かつて内浪逆浦（うちなさかうら）と呼ばれた潟湖を干拓農地化した後、北浦などの周辺の潟からの浚渫土砂により埋め立てた土地である（第1図参照）。ト部（2012）によると、東日本大震災に際しては、日の出地区周辺の自然地盤にある水田では液状化は発生しておらず、浚渫盛土された宅地のみで液状化が発生したこと、その一方で、浚渫盛土による造成地のすべてにおいて液状化が発生したわけではないことなどが指摘されている。

車載型 GPR を用いたデータ取得は、第1図に示す22測線道路で実施した。それぞれの道路を往復して GPR データの取得を行った。片側二車線の道路ではそれぞれの車線を走行して二往復することにより、車線幅全体で面的なデータ取得を行った。全測線長は60,701 mである。

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 地圏資源環境研究部門 (Institute for Geo-Resources and Environment, AIST)



第1図 車載型 GPR データ取得測線。茨城県潮来市日の出地区の全域を面的にカバーするように測線を配置した。背景地図は国土地理院の電子国土ポータルを用いた。
 Fig.1 Survey lines of the in-vehicle GPR data acquisition. The survey line is arranged to cover whole region of Hinode area, Itako, Ibaraki. Cyber Japan portal by GSI was used as the background map.

3. データ取得

3. 1 車載型 GPR 探査

車載型 GPR 調査にあたっては、5～6 対の 400MHz アンテナを用いて、1 回の走行で約 1.8～2.5m 幅を探査できる車載型 GPR システムを使用した。探査車両は計測・収録機器を搭載した計測部と送・受信アンテナを搭載した送受信部から構成される。

探査車両の写真を第 2 図に、搭載機器のレイアウトの概念図を第 3 図に示す。また、主な仕様・性能を第 1 表に示す。

道路に関する材質の比誘電率を考えると、空気および水の 1 及び 81 がそれぞれ最大値および最小値となり、その他の材質は約 3～10 の間の値をとる。従って、アスファルト路面から入射した電磁波が地下空洞（空気層）や緩み域（空気含有率が高い層）にぶつかると、その領域に入射した（もしくはアンテナから発信された）電磁波と同位相で、大きな振幅の反射波が生じることとなる。通常の GPR 探査で大きな反射振幅を示す、地下水や高含水率層の上面での反射波は、大振幅であるものの発信された電磁波とは逆位相となるためこれらとは区別可能である。

この探査車両は、速度約 60km/h で走行しながら、光学式距離計の走行距離に同期して測定データを 2cm 間隔で収録可能である。GPR データ取得同時に 3 台の高感度ビデオカメラにより前方および左右の画像の取得、RTK-GPS による位置取得を行う。探査オペレータは、同期して表示された GPR 記録、ビデオ画像、RTK-GPS の位置情報を、GPR 記録上に現れた異常信号箇所がどのような場所に相当するのリアルタイムで知ることができる。

この車載型 GPR システムを用いた路面下調査を実施した測線道路は 22 本であり、それぞれの道路を往復するたびにデータを取得することを基本とした。従って、通常の 2 車線道路では 2 測線、幹線道路などの道路幅が広い 4 車線道路では、それぞれの車線でデータを取得することとしたので、4 測線でデータを取得することとなる。さらに、各データ取得では 6 対の GPR アンテナペアでの同時測定を行うため、各測線で 6 本の GPR 測線が設定される。従って、通常の 2 車線道路では測線道路毎に 12 本の GPR 測線、4 車線道路では 24 本の GPR 測線でのデータを取得した。測線道路、測線および GPR 測線の関係を第 4 図に示す。このようにして取得された、全測線長は 60,701 m であった。データ取得は平成 24 年 6 月 18 日から 6 月 20 日の 3 日間で実施した。

3. 2 ハンディ式 GPR を用いた詳細追加調査

車載型 GPR 調査により異常信号が検出され、比較的危険度が大きいと判断された箇所については、現地の路面変状の有無および周辺の構造物の有無などを把握することを目的とし、詳細追加調査を実施し

た。詳細追加調査では、まずハンディ RTK-GPS にて車載型 GPR で検地された異常信号箇所の地点出し測量を行い、車載型 GPR データ上で見られた異常箇所の現場位置を特定する。続いてハンディ式 GPR（400MHz）により異常箇所の概略位置を把握する。さらに異常箇所の概略位置を中心に路面上にグリッドを作成し、そのグリッド内をハンディ式 GPR（400MHz および 2GHz）によって面的に精査することにより、路面下の緩み域の深度や広がりをも面的に特定した（第 5 図）。詳細追加調査を実施したのは 43 地点であり、データ取得は平成 24 年 7 月 20 日から 7 月 24 日の 4 日間で実施された。

4. 調査結果

今回の調査の大前提として、舗装道路下の液状化発生箇所では、流動化した砂が路面下から移動した結果、路面下に空洞や緩み域が生じると考えた。そのため、まず GPR 記録から空洞や緩み域に特徴的な反射イベントに相当すると考えられる異常信号の抽出を行った。その際には、反射波の 1. 極性、2. 強度、3. 独立性、4. 形状の四点に着目した。

それぞれの着目理由は以下の通りである。

1. 極性：空洞や緩み域上面からの反射波が地表面からの反射波の位相と逆位相となる。
2. 強度：反射強度が周囲よりも大きくなる。
3. 独立性：反射面が周囲に比べて孤立して現れる。路盤層底面反射を切断するような例もしばしば見られる。
4. 形状：多重反射を伴うこともある。

これら 4 つの着目点を満たすものが多いほど、危険度が増すと考え、抽出された異常信号を危険度が大きい方から A～C とランク付けした。上に示した 4 つの着目点を全て満たした地点を（B ランク）として、現地の目視およびハンディ型 GPR 装置による詳細追加調査の対象地域とした。C ランクは上で述べた着目点を 3 つ満たした地点である。なお、B ランクのうちでも、詳細追加調査に路面下の緩みの度合いが顕著であることがわかった地点を A ランクとした。

車載型 GPR による取得記録及び異常信号抽出の例を第 6 図に示す。GPR データ取得時に、車の前方及び左右に取り付けられたビデオカメラで撮影した画像、カーナビの画像を受振記録と同時にモニター上に表示できるため、GPR データとそのデータが取得された位置をリアルタイムにモニターすることが容易であり、GPR 中に現れた異常信号を即時に解釈することが可能である。第 6 図右側に示すように、同時取得された 6ch（この例では 5ch 分しかデータを取得していない）を同時に表示することにより、反射波の形状や独立性を確認すると共に、それらから着目箇所の 1 トレースをとりだすことにより、反射波の強度や位相を詳細に確認することが可能である。

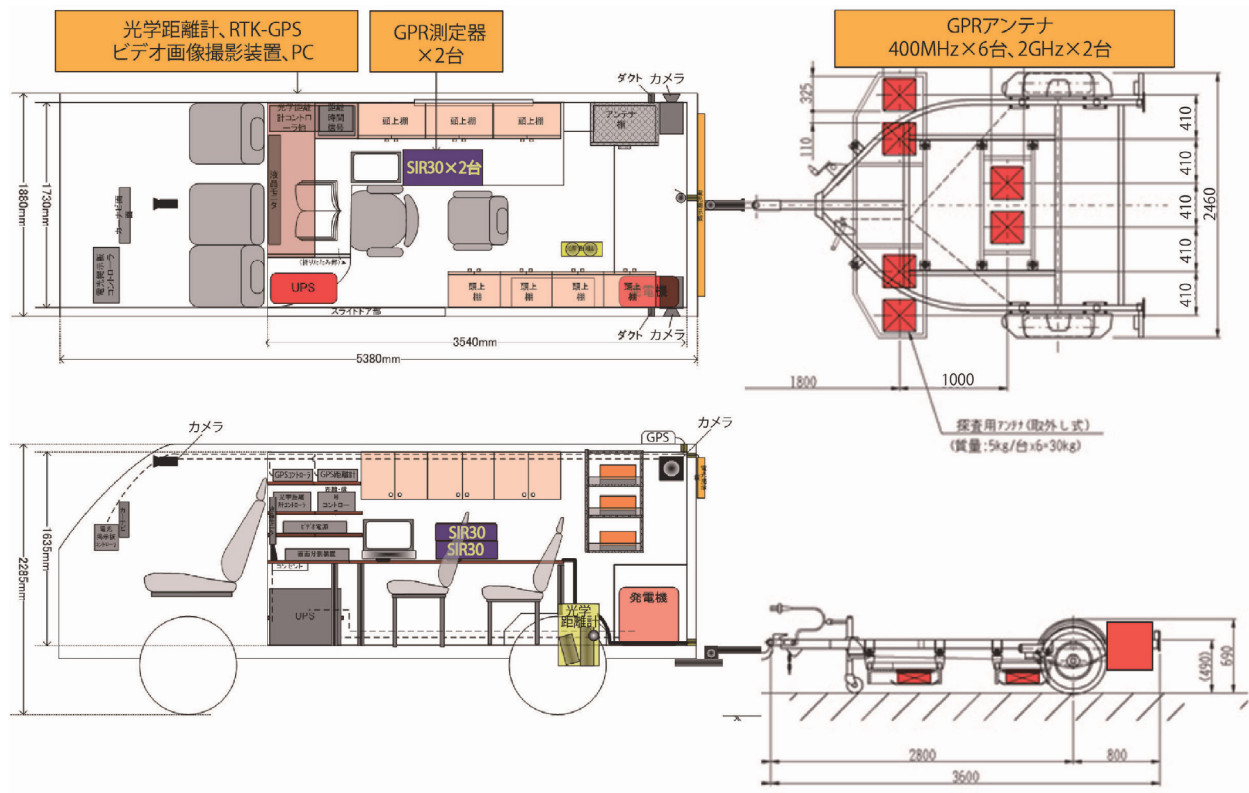
第1表 使用機器の主な使用性能

Table 1 Locations, elevations, and lengths of the sediment cores used in this study.

機器名	数量	仕様	製作所
GPR 測定器 SIR-30	2 台	2 台の接続方式：イーサネット接続 アンテナ最大接続 ch 数：8 サンプリングレート：256~8192/scan スキャンレート：選択可能、最大 1449scan/s 最大送信レート：800KHz A/D 量子化ビット数：32 ビット 時間レンジ：最大 20,000ns 増幅率：-42~126dB 測定モード：距離計同期、時間送り 電源：DC10~28V、AC100V	米国 GSSI 社
400MHz アンテナ	6 台	中心周波数：400MHz パルス幅：2.5ns	米国 GSSI 社
光学距離計	1 台	有効速度範囲：0.3km/h~100km/h 距離パルス：1cm 毎 距離精度：±0.5%以内 電源：10~15VDC	小野測器
RTK-GPS	1 台	方式：VRS-RTK 方式 受信チャンネル：GPS L1/L2 28 サンプリング速度：20Hz RTK 測位精度：水平±10mm+1ppm×基線長 垂直±20mm+1ppm×基線長 電源：DC10~15V	日立造船
ビデオカメラ	3 台	前方用 1 台：焦点距離 9mm 画角 水平 32.8° 垂直 18.9° 側方用 2 台：焦点距離 25mm 画角 水平 12.1° 垂直 6.9° カメラヘッド：出力画素数 水平 1920 垂直 1080 映像信号 DVI-I	東芝
画像分割装置	1 台	入力信号：最大 16ch のコンポジット信号 入力解像度：1280×1024 等 最大フレームレート：60fps×2 分割画面：4~16	朋栄
PC	1 台	型番：Dell Precision T350 OS：Windows7 CPU：インテル(R)Xeon プロセッサ W3580 メモリ：4GB HD：1.5TB SATA 3.0Gb/s NCQ HDD ビデオコントローラ：NVIDIA Quadro	デル

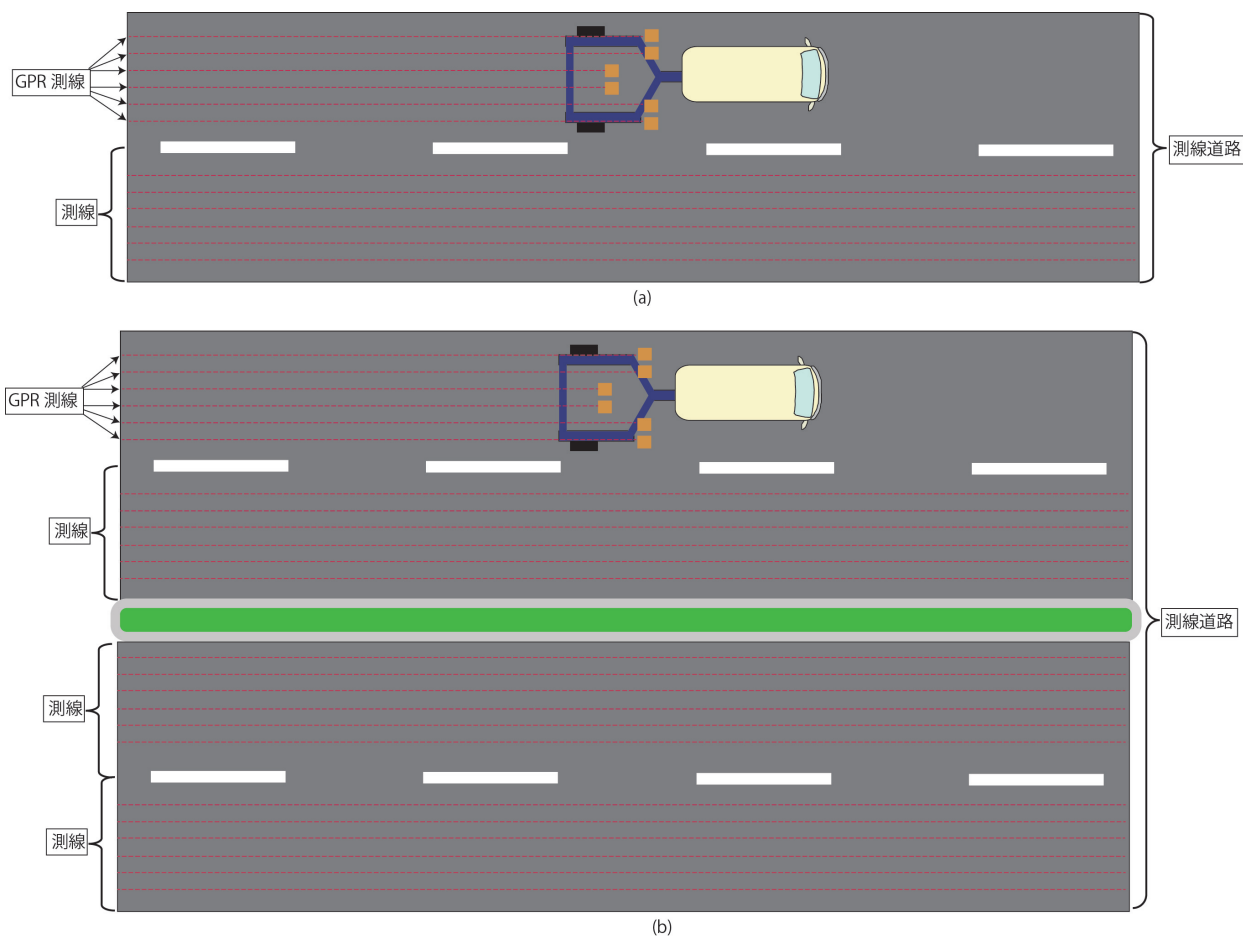


第2図 車載型 GPR データ取得の様子
Fig.2 In-vehicle GPR data acquisition system.



第 3 図 車載型 GPR システム機器レイアウト概念図

Fig.3 Schematic diagram of in-vehicle GPR system device layout.



第 4 図 測線道路，測線および GPR 測線の関係に関する概念図. (a) 2 車線道路の場合，(b) 4 車線道路の場合.
 Fig.4 Schematic diagram Relation between a survey-line road, a survey line, and a GPR survey line. (a) In the case of two-lane road. (b) In the case of four-lane road.



第 5 図 詳細追加調査風景. (a) ハンディ RTK-GPS による測量，(b) 400MHz アンテナ，(c) 2GHz アンテナ.
 Fig.5 Scenery of detailed additional survey. (a) The measurement by handy RTK-GPS. (b) 400 MHz antenna. (c) 2 GHz antenna.



第 6 図 車載型 GPR による取得記録及び異常信号抽出の例

Fig.6 The examples of anomalous signals extracted from GPR sections acquired with the in-vehicle GPR system.

この調査では、埋設管やコンクリートカルバートのような人工物からの反射波強度も強いいため、それらの人工物の存在も注意深く解釈した方がより良い地下断面の解釈につながる。

以上の手順により、B ランクと判断された箇所は約 40 箇所（車線にまたがり、複数測線で重複カウントされている場合がある）であった。それらの分布の特徴としては、埋設管などの人工物の近傍に比較的多く見られたものの、特に異常が集中した箇所は見られなかった。

B ランクと判断された箇所について、ハンディ式 GPR による詳細追加調査を行った。地下空洞や緩み域は地表に近いほど、広がりやその規模が大きいほど危険であることを考慮して、より危険度が大きいと判断された箇所については、A ランクと判定するとともに、地面にマーキングを行った（第 7 図、第 8 図）。

なお、現地では、日々復旧工事が行われており、かつて異常が見られた箇所が既に復旧されている可能性もあることを十分注意する必要がある。実際に、測線道路 7 の異常信号 7_NS-2 は車載型 GPR データ上では B ランクの異常と判断されていたが、詳細追加調査の当日に道路補修が行われていた（第 9 図）。現地でのヒヤリングによると、道路に陥没沈下が発生したため補修を実施したことがわかった。補修後に念のためハンディ式 GPR で調査を行ったが、周囲も含めて特に異常は発見されなかった。

精密追加調査の結果、緊急工事を要する箇所は見つからなかったが、安全側に考えた判断をした場合、15 箇所の A ランク箇所（路面下の緩みの度合いが顕著であり、小規模ではあるが、路面下空洞が存在する可能性がある箇所）が解釈された（第 10 図）。A ランクに分類された箇所については、潮来市役所にその危険性を伝えるとともにその位置を連絡した。

一般的に、路面下の緩み域が浅部にあればあるほど危険度は大きくなり、緩みの進行とともに検知される深度が浅くなる。そのため、浅部で見つかった異常は、今後の経過を観察し注意する必要がある。その他の異常も繰り返し調査を実施し、検知深度が浅くなるようであれば緩みの度合い進行や緩み領域の規模拡大が懸念されるため、早期に対策することが望ましい。

5. おわりに

本研究では、東北地方太平洋沖地震により液状化被害を受けた茨城県潮来市において、車載型 GPR 装置を用いた路面下探査を実施し、深度 2m 以浅（道路下の極浅部）を対象とし、路面下の地盤状況を把握することを目的として、車載型 GPR 探査を実施した。

その結果、3 日間で 60,701 m 長の測線での調査を実施することが可能であった。また、車載型 GPR システムは、データ取得時に探査車両内のモニターに全チャンネルの波形、注目トレースの波形、ビデオカメラ画像、カーナビ画像などを同時に表示可能であり、リアルタイムにデータの概略を把握するのが容易である。

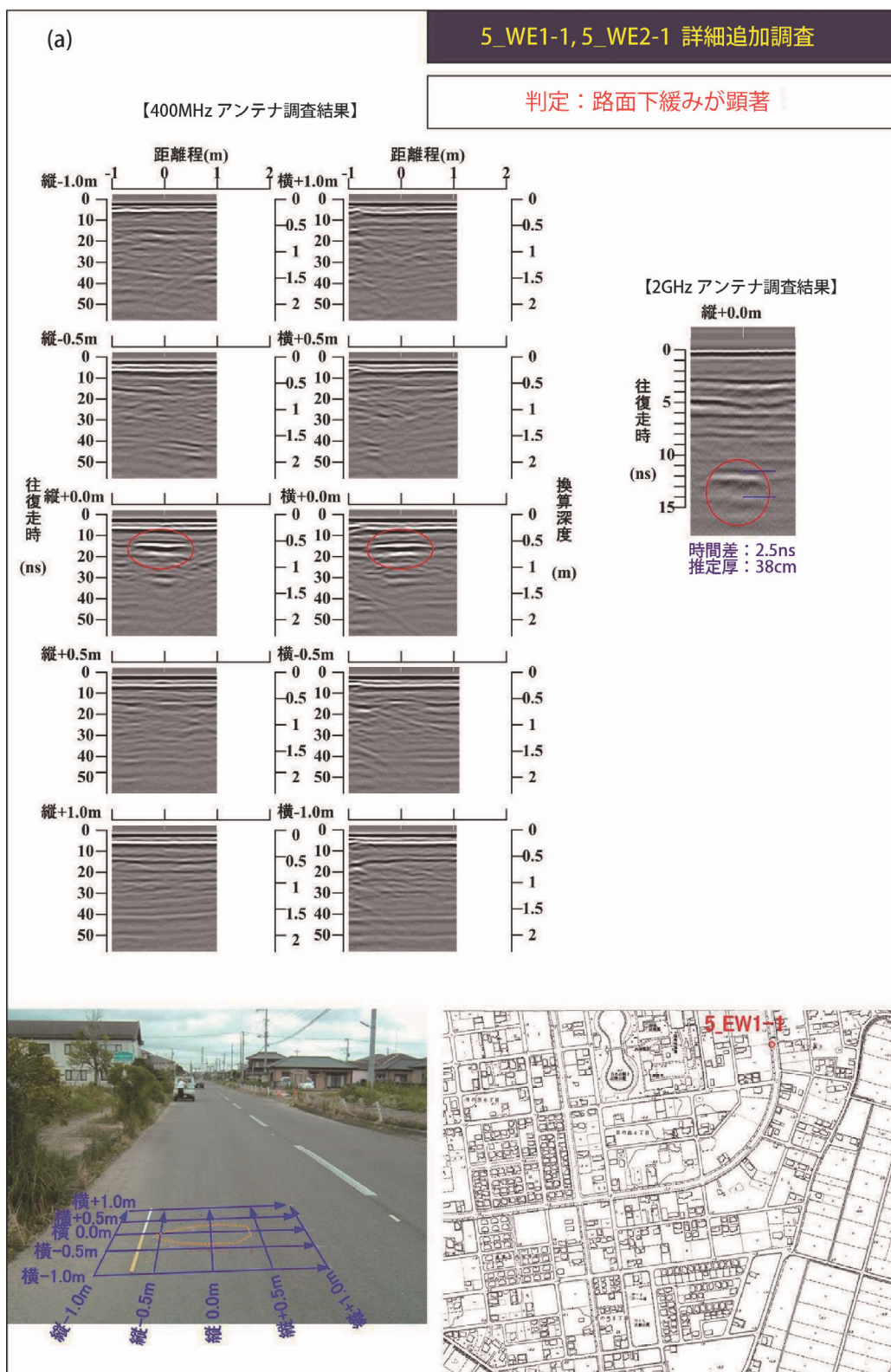
車載型 GPR 調査により異常が検出された 43 地点について、ハンディ式 GPR による詳細追加調査を行った。その結果全探査測線において、至急工事が必要な箇所は見つからなかったが、安全側に考えた判断基準では、60,701 m の測線中 15 箇所で路面下の緩みの度合いが顕著であり、小規模ではあるが、路面下空洞が存在する可能性がある箇所と解釈される A ランクの異常が解釈された。

謝辞

茨城県潮来市役所の関係各位には、日の出地区に関する多くの情報を提供いただくとともに、現地調査実施に際してご協力頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

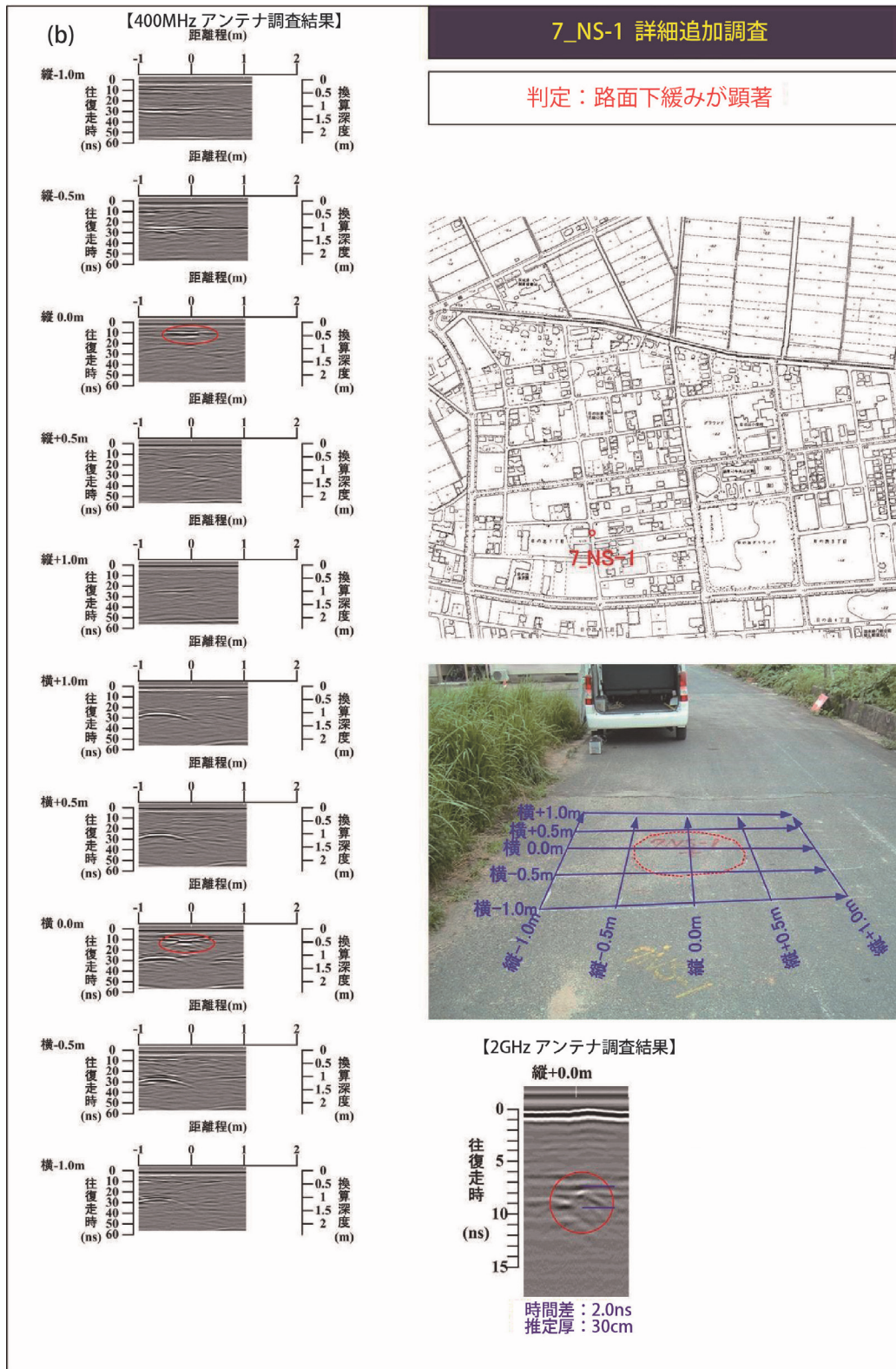
文献

- 産総研地質分野研究企画室（2012）巨大地震・津波災害に伴う複合地質リスク評価プロジェクトの概要-東日本大震災への総合地質学的対応-。GSJ 地質ニュース, 1, 165-167.
- 卜部厚志（2012）関東地方内陸部、潮来市日ノ出地区における表層地盤構成と液状化の発生深度の検討。日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集, HQR22-04.



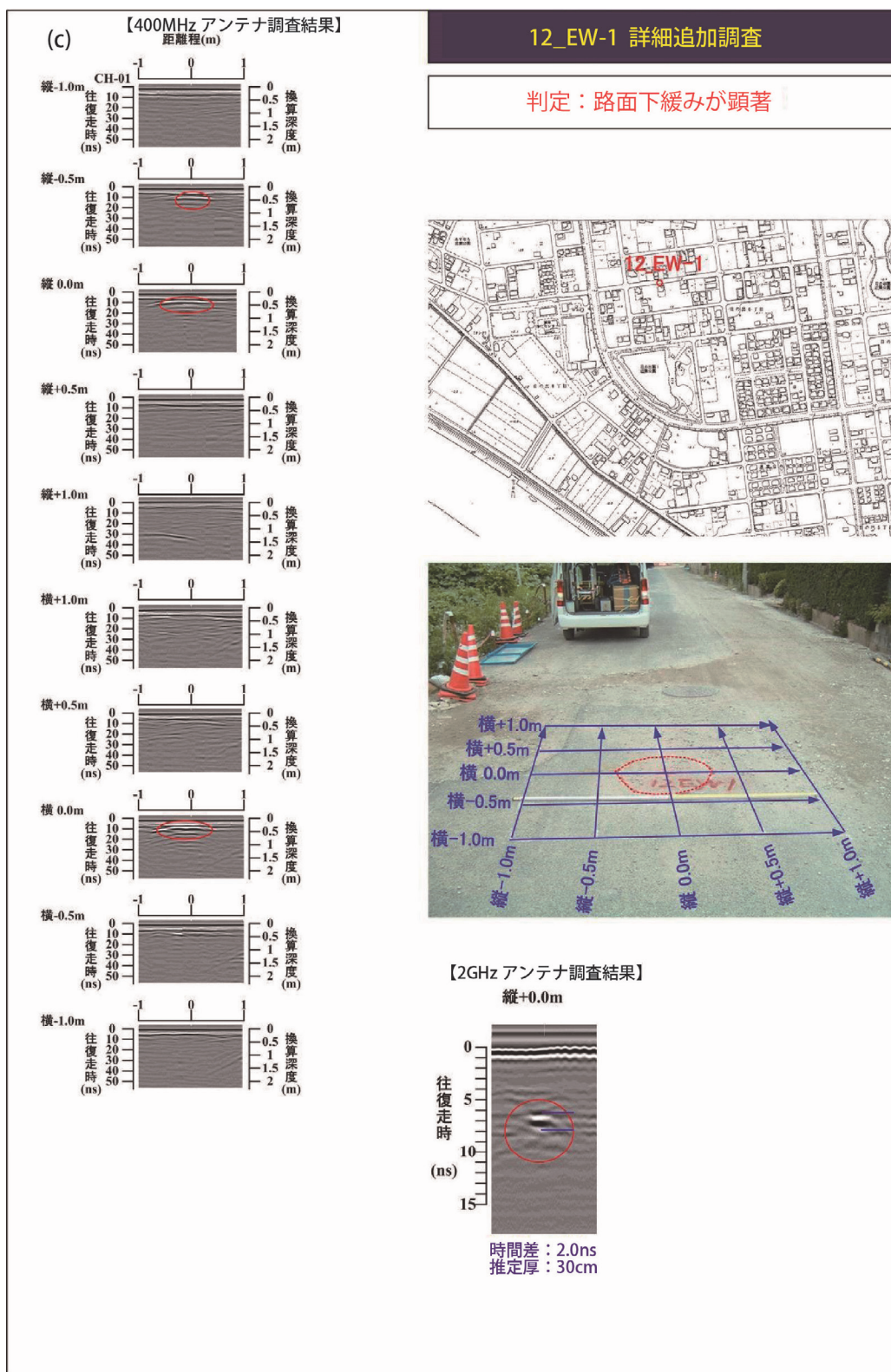
第 7 図 詳細追加調査による取得記録及び異常信号抽出の例。(a) 5_WE1-1, 5_WE2-1 での結果。

Fig.7 The examples of anomalous signals extracted from GPR sections acquired by detailed additional survey.
 (a) Results at locations 5_WE1-1 and 5_WE2-1.



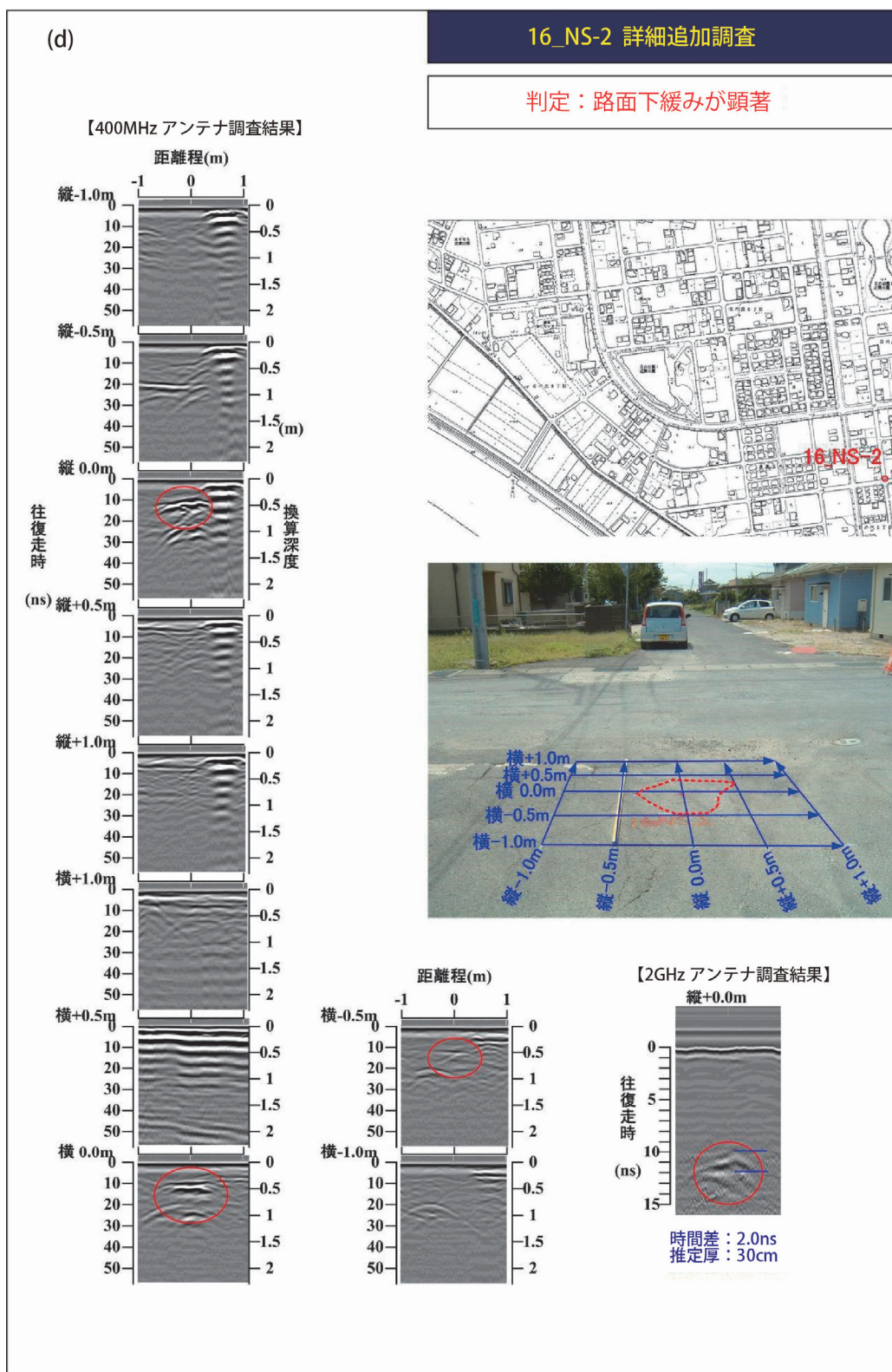
第 7 図 詳細追加調査による取得記録及び異常信号抽出の例 (続き). (b) 7_NS-1 での結果.

Fig.7 The examples of anomalous signals extracted from GPR sections acquired by detailed additional survey (Continued). (b) Results at location 7_NS-1.



第 7 図 詳細追加調査による取得記録及び異常信号抽出の例 (続き). (c) 12_EW-1 での結果.

Fig.7 The examples of anomalous signals extracted from GPR sections acquired by detailed additional survey (Continued). (c) Results at location 12_EW-1.



第 7 図 詳細追加調査による取得記録及び異常信号抽出の例 (続き). (d) 16_NS-2 での結果.

Fig.7 The examples of anomalous signals extracted from GPR sections acquired by detailed additional survey (Continued). (d) Results at location 16_NS-2.



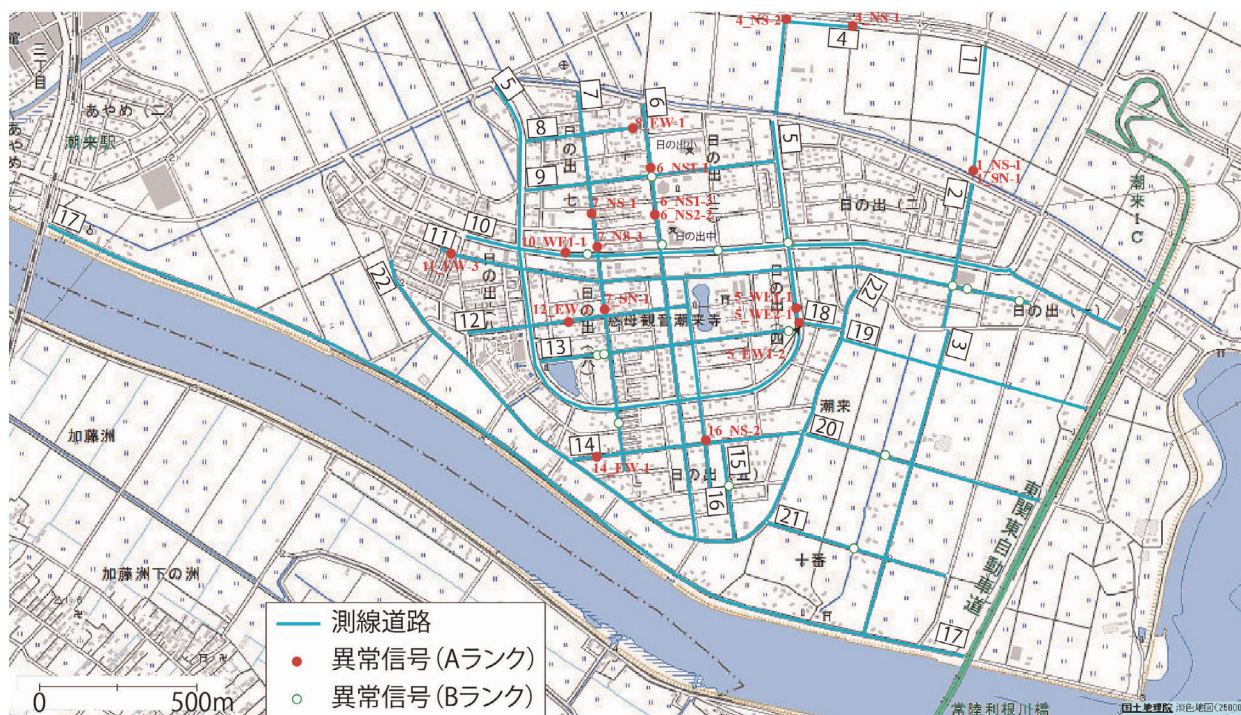
第 8 図 路面下のゆるみ領域が顕著と判定された箇所
で施された路面へのマーキング

Fig.8 Marking to the road surface in the part where
the cavity under the road is remarkable.



第 9 図 詳細追加調査の当日に道路補修が行われた地
点. この地点は車載型 GPR により異常信号が
抽出されていた.

Fig.9 The location where the road was repaired at
that day of detailed addition survey. The
anomalous signals were extracted by the
in-vehicle GPR at the location.



第 10 図 GPR 結果より解釈された路面下ゆるみが顕著な領域分布. 背景地図は地理院地図を用いた.

Fig.10 The distribution of cavities beneath the road surface interpreted from the GPR results. GSI maps was
used as the background map.

微地形区分に基づく液状化危険度の広域推定と 危険度マップ即時推定システムの構築

Wide range liquefaction assessment based on geomorphologic classification unit and quick estimation system for liquefaction potential

松岡昌志^{1*}・山本直孝²・若松加寿江³

Masashi Matsuoka^{1*}, Naotaka Yamamoto² and Kazue Wakamatsu³

Abstract: Liquefaction can cause enormous damage to buildings, bridges, and essential infrastructure. Therefore, an important issue in terms of post-earthquake inspection is assessing where the earthquake may cause liquefaction to occur. The quick estimation system for liquefaction potential map is the system to evaluate liquefaction probabilities within the strongly shaking area. The map of liquefaction potential is calculated to indicate liquefaction probability by overlaying the post-earthquake seismic intensity map and the Japan Engineering Geomorphologic Classification Map, with a spatial resolution is 7.5 arc-seconds in latitude and 11.25 arc-seconds in longitude (approximately 250 m square) based on liquefaction susceptibility for each geomorphologic unit. The seismic intensity map is produced by QuiQuake (the Quick estimation system for earthQuake maps triggered by observation records), using a combination of amplification capability (Vs30) and observed seismic records at strong ground motion observation stations operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED).

Keywords: liquefaction probability, geomorphologic classification, seismic intensity, old edition topographic map, liquefaction archive, regression analysis

1. はじめに

地盤の液状化は一般の建物や橋梁、ライフライン施設に甚大な被害を与えることから、地震防災対策を効果的に進める上で、将来起こりうる地震に対して液状化の発生を予測することは重要な課題のひとつである。また、自治体や企業の地震直後の応急対応やサプライチェーンを考慮したBCP（事業継続計画）策定や運用のためには、発生した地震に対して広域的な液状化発生の危険性を提示することは重要である。一般に、対象地点の液状化危険度は、ボーリング資料、N値、細粒分含有率、地下水位データ等の地盤調査データによって判定することが多い（例えば、岩崎ほか、1980）。しかし、地盤調査データを広域かつ均一に収集することは困難なことから、2011年東北地方太平洋沖地震における東北地方から関東地方にいたる液状化被害のように、広域での液状化評価のためには実用的な方法ではない。そこで、広域情報である微地形区分による液状化予測手法が提案され（Midorikawa and Wakamatsu, 1988）、地盤表層の液状化しやすさを分類した液状化ゾーニングマップや、詳細な液状化の検討を要する地域の選定などに利用されてきた（例えば、国土庁、1999）。微地形区分とは、地盤の成因、形態、構成する物質、形成時代がそれぞれの基準の中において等質となるものをまとめた単位で

あり、地盤の構成と密接な関係がある（大矢、1983）。過去の地震の液状化発生の難易と相関があることが、微地形区分を液状化評価に用いる根拠である（若松、1991）。しかし、従来の手法は液状化の可能性の程度を定性的に判定するものであり、「液状化発生の可能性が大きい」、「小さい」としか表現できなかった。すなわち、「液状化発生の可能性が大きい」と判定された微地形区分の全域が液状化するわけではないことは容易に想像がつくものの、液状化発生の度合いを定量的に推定することが出来なかった。

この問題を克服するために、松岡ほか（2011）は過去の地震での液状化発生地点の地震動強さを微地形区分ごとに検討し、地形・地盤分類250mメッシュマップ（若松・松岡、2013）の微地形区分から液状化発生率を推定する簡便手法を提案している。そこで、本研究では、地震直後の被害把握や復旧戦略の立案に資する情報を提供するため、この手法を用いて、地震後に液状化発生の可能性を即座に推定するシステムを構築した。また、東北地方太平洋沖地震は、利根川沿いなどの以前に河川あるいは池沼だった地域において多くの液状化被害をもたらした。そこで、明治時代の旧版地形図に印刷されている水域に基づき、地形・地盤分類250mメッシュマップの微地形区分のうち、とくに旧河道や旧池沼の位置や範囲について高精度化を行い、上述のシステムに実装

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 地質調査情報センター(Geoinformation Center, AIST) (現所属:東京工業大学 大学院総合理工学研究科(Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology))

2. 防災科学技術研究所 (Earthquake and Volcanic Research Unit, NIED)

3. 関東学院大学(Department of Civil Engineering, Kanto Gakuin University)

した。

2. 地形・地盤分類 250m メッシュマップと高精度化

地形・地盤分類メッシュマップとは、工学的な地形分類基準に基づいて日本全国の地形・地盤を統一的に分類した GIS データである (若松ほか, 2005)。従来の地形分類図は、県単位や 5 万分の 1 地形図幅単位で紙地図として整備され、分類基準が地域によって異なるために広域の液状化危険度を統一的に評価することはできなかったが、このメッシュマップの微地形区分はシームレスである点が特長のひとつであり、液状化の広域評価に適している。さらに、分解能を 1km から 250m メッシュに高分解能化した地形・地盤分類 250m メッシュマップ (若松・松岡, 2013) は、国が公表している地震動予測地図 (地震調査研究推進本部, 2012) や自治体の地震被害想定調査の表層地盤特性データとして利用されている (例えば、東京都, 2012)。

なお、このメッシュマップは 2001 年 6 月の測量法改正前に作成を開始していたため、旧測地系 (日本測地系) の基準地域メッシュ (国の統計で用いられるメッシュ枠の規格) に対応していたが、新測地系 (世界測地系) への移行に伴い、このメッシュ枠の位置も約 400~450m 南東に移動となった。このため、変更後のメッシュ枠について全ての微地形区分の見直しを行い、世界測地系に対応させた (若松・松岡, 2011)。見直しに際しては既往論文や Kuni Jiban のボーリングデータなどを参照して、地域の地形発達 (地形が形成された過程) を詳細に検討した成果を反映させている。第 1 図に世界測地系に対応した地形・地盤分類 250m メッシュマップの微地形区分を、第 1 表に微地形区分の分類基準を示す。

東北地方太平洋沖地震では、液状化の多くが旧河道や旧池沼で発生した。その多くの地点は地形・地盤分類 250m メッシュマップの「旧河道」に対応するものの、「旧河道」をより高精度に判読し、さらに、「旧池沼」という属性を加える必要性が明らかになった。そこで、本研究では旧版地形図を用いて、明治期に水域であった地域を抽出し、これまでに構築したメッシュマップと統合することによりデータの高精度化を試みた。

明治・大正期の旧版地形図は位置精度が悪く歪みがあるため、このままではメッシュマップとの比較が容易ではない。そこで、5 万分の 1 旧版地形図「明治大正日本 5 万分の 1 地図集成」に収録されている地域 (樺太を除く) および未収録の地域などを加えた 1,337 枚について、正確な位置情報を付加して正規化を行った。具体的には、現在の基準点成果にある三角点について 1 図幅に対して 5 点以上を選定し、また、図幅の 4 隅の経緯度を使用して三角分割による方法で図幅の歪みを除去した。

水域の抽出の作業手順は以下の通りである。

1) 地形・地盤分類 250m メッシュマップデータの中から、現在の水域である「河道」と「湖沼」を抽出する。

2) 何も入力していない空の全国のメッシュデータを用意し、GIS 上で上記 1) と重ね合わせる。さらに正規化した旧版地形図を重ね合わせる (第 2 図)。

3) 旧版地形図にある水域のうち、1) で抽出したメッシュ以外の部分を抽出する (第 3 図の旧版地形図の水面)。

以上の手順で全国の旧版地形図の水面を抽出した (全 20,161 メッシュ)。この水面データを地形・地盤分類 250m メッシュマップデータと統合し、「旧河道・旧池沼」という属性を与えると共に「干拓地」の追加と修正を行うことでデータベースの高精度化を図った。第 4 図には以前 (日本測地系) のメッシュマップと世界測地系への対応および微地形区分を高精度化したメッシュマップの比較を関東地方について示す。低地において旧河道・旧池沼のメッシュが増えており、利根川最下流沿岸や九十九里平野などにおいては、最新の知見に基づき、微地形区分がより正確になっている。液状化推定に際しては、既往研究 (国土庁, 1999) を参考にして、谷底低地、扇状地、河原については数値地図 250m メッシュ (標高) から傾斜度を求め、傾斜度が 1/100 を境に細分化し、砂丘については低地に接するものを砂丘末端緩斜面として細分化したものをを用いている。

3. 液状化発生率の推定手法

微地形区分からの液状化発生率の推定は、松岡ほか (2011) で提案されている回帰式を用いる。これは、多くの強震観測データが得られている最近の地震のうち、液状化が発生した 9 地震 (2000 年鳥取県西部地震, 2003 年宮城県沖地震, 2003 年宮城県北部地震, 2003 年十勝沖地震, 2004 年新潟県中越地震, 2005 年福岡県西方沖地震, 2007 年能登半島地震, 2007 年新潟県中越沖地震, 2008 年岩手・宮城内陸地震) について計測震度分布を計算し、液状化発生履歴データ (若松, 2011) との比較から微地形区分ごとに液状化が発生しうる震度や液状化発生率を調べ、計測震度の値から液状化発生率を推定するものである。

液状化特性が類似する微地形区分を 4 つのグループに分け、計測震度と液状化発生率の関係を検討した結果が以下である。液状化発生率とは、計測震度を 0.25 ピッチで分割し、さらに、微地形区分ごとに等震度における液状化メッシュ数を全メッシュ数で除したものである。

グループ①: 計測震度 5.0 付近で液状化が発生し始める。【自然堤防 (NTL), 旧河道 (ARC), 砂丘末端緩斜面 (LSD), 砂丘間低地 (LDB), 干拓地 (REC), 埋立地 (FLL)】

グループ②: 計測震度 5.0 程度では液状化が発生しないが、震度が大きくなるにつれて発生確率が急激に大

きくなる。【扇状地(ALF), 扇状地(傾斜 $1/100$)(AFS), 砂州・砂礫州(BAR)】

グループ③: 計測震度 5.4 付近で液状化するが, 震度が大きくなっても発生確率はあまり上がらない。【後背湿地(BKM), 三角州・海岸低地(DEL), 砂丘(DUN)】

グループ④: 計測震度 6.0 程度になって液状化が発生し, 震度が大きくなるにつれて発生確率が急激に大きくなる。【砂礫質台地(GVT), 谷底低地(VBP), 谷底低地(傾斜 $1/100$)(VPS)】

このグルーピングを地盤条件との関連で考察すると, 以下の特徴がある。

グループ①: 緩い砂が堆積し, 地下水位が浅い。

グループ②: 地下水位は浅く, 砂や砂礫が広く堆積するが, 砂ないし砂礫は, グループ①の砂に比べて締まっている。

グループ③: 地下水位は浅いが, 緩い砂の分布は局地的(粘性土が卓越)である(BKM, DEL)。緩くきれいな砂(細粒分が少ない砂)が広く分布するが, 地下水位が一般に深い(DUN)。

グループ④: 砂礫が広く堆積する(GVT, VBP)。粘性土が卓越し, 砂の分布は局地的である(VPS)。

微地形区分における液状化の生じやすさと震度の増大との関係は, 既往地震での液状化履歴から得られた経験則(若松ほか, 1999)とも矛盾しない。しかし, 扇状地および谷底低地について, 傾斜に基づいた細分化をしているが, その影響はみられなかった。その理由としては, 数値地図(標高)から求まる傾斜の方向は, 必ずしも河川の縦断勾配に対応していないことが考えられ, 河川の縦断勾配を求める方法については今後の検討課題である。

上述したグループに微地形区分を統合して, 計測震度から液状化発生確率を推定する回帰式を以下に示す。回帰式は累積正規分布を仮定している。

$$P_{liq}(I) = \Phi[(I - \mu) / \sigma] \quad (1)$$

ここで, $P_{liq}(I)$ は 250m メッシュの計測震度 I における液状化発生確率を, μ は平均値, σ は標準偏差を表す。最小二乗法による回帰分析から得られたパラメータを第 2 表に, 回帰式を第 5 図に示す。なお, グループ⑤は, ①~④以外の液状化発生確率が低い微地形区分を割り当てている。この回帰式を用いることで, 従来定性的に行われていた微地形区分ごとの液状化発生の広域予測が簡便かつ定量的に行えるようになる。

4. 液状化危険度マップ即時推定システムの開発

提案した回帰式は想定地震に対する液状化危険度を評価するのに有用であるが, 手法が簡便なことから発生した地震に対しても即時的に利用できる。産業技術総合

研究所は, 自治体や企業の BCP (事業継続計画) および災害対応のための基礎情報として, 地震後に地震記録が公開されると日本全国の地震動マップを即座に推定するシステム(地震動マップ即時推定システム: QuiQuake-Quick estimation system for earthquake maps triggered by observation records-) を公開している(松岡・山本, 2009)。これは, 防災科学技術研究所が公開する地震観測記録と地盤のゆれやすさデータ(産業技術総合研究所, 2008)とを統合処理することで得られる 250m メッシュ分解能のシームレスな地震動マップである。この地震動マップには計測震度の分布が含まれることから, この震度分布を地形・地盤分類メッシュマップに重畳し, 上述した回帰式を用いることで, 対象メッシュにおける液状化発生確率を地震発生後速やかに計算することができる。

液状化危険度マップ即時推定システムの概略を第 6 図に示す。まず, 地震後に QuiQuake にて推定した地震動マップの速報値(QuickMap)の計測震度の値を WCS (Web Coverage Service) あるいは GeoTIFF にて取得する。WCS とは地理空間情報をインターネットで流通させるための規格を策定している OGC (Open Geospatial Consortium) が定めた国際標準規格のひとつであり, QuiQuake の計算結果が国際標準規格に準じているため, このようなデータ活用が実現できる。そして, 計測震度で 5.0 (震度 5 強) 以上の地域が推定された場合に, 微地形区分との比較から液状化発生確率を算出し, 液状化危険度マップとして Website にて公開する。さらに, このマップを WCS に加えて, 同様に OGC 規格である WMS (Web Map Service) や KML にて配信することで, ユーザが容易にデータを利活用できるよう工夫している。公開までの時間は地震の規模(計算範囲)に依存するが, QuiQuake から QuickMap を取得した後, 約 10 分以内を目標にしている。

第 7 図にはシステムのポータルサイトを示す。第 8 図(左)には 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震に本システムの適用した結果を示す。東北地方から関東地方にかけて広域にわたり液状化発生確率が高いことがわかる。同図(右)には 2014 年 2 月 28 日時点までに確認されている液状化発生地点を示す(若松・先名, 2014)。ここにプロットした液状化地点は, 噴砂・噴泥・噴水・湧水が確認されたものに限定しており, マンホールや下水等の管渠の埋戻し土の液状化のみと思われる場合は除外している。

両図を比較すると, 大局的な視点に立てば, 右図の液状化発生の限界地点(震源から遠方において発生した地点)は, 左図における液状化発生の危険性が表れる地域と概ね対応することがわかる。しかし, 東北地方と比べると関東地方における液状化発生地点の数が圧倒的に多い。本研究では, 微地形区分の地域性を考慮していな

いが、より多くの液状化地震による検討からは、大規模平野を有する地域はそれ以外の地域に比べると、旧河道・旧池沼、後背湿地、砂州、谷底低地、砂礫質台地、自然堤防において、震度増大に伴い液状化発生率が高くなる傾向があることがわかっている(松岡ほか, 2013)。つまり、微地形区分が同じであっても、地域によって液状化しやすさが異なることが考えられる。また、液状化予測の入力として、計測震度の値のみでは不十分であり、地震動の継続時間を考慮すべきとの指摘もある(先名ほか, 2013)。今後は、液状化危険度の推定手法の高精度化と、本システムへの反映を行っていく予定にしている。

5. まとめ

想定地震や発生した地震に対して、広域での液状化危険度を予測するために、微地形区分に基づく簡便な液状化評価手法と地形・地盤分類 250m メッシュマップに基づく液状化危険度マップ即時推定モデルを提案した。まず、メッシュマップを世界測地系に対応させ、さらに、東北地方太平洋沖地震で発生した液状化地点の地盤条件を踏まえて、旧版地形図の水域を抽出することでメッシュマップの「旧河道・旧池沼」の範囲や位置の高精度化を行った。そして、地震直後の液状化予測や被害調査など応急対応の効率化を目的とした液状化危険度マップ即時推定システムを構築した。

文献

- 岩崎敏男・龍岡文夫・常田賢一・安田 進 (1980) 地震時地盤液状化の程度の予測について. 土と基礎, 28-4, no.1164, 23-29.
- 地震調査研究推進本部 (2012) 今後の地震ハザード評価に関する検討～2011年・2012年における検討結果～. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_yosokuhizu/index.htm (2014年10月8日確認)
- 国土庁 (1999) 液状化地域ゾーニングマニュアル. 防災局震災対策課, 123p.
- 松岡昌志・山本直孝 (2009) 250m メッシュ Vs30 と強震記録に基づく地震動マップの即時推定システム (QuiQuake). 地域安全学会梗概集, no.25, 97-98.
- 松岡昌志・若松加寿江・橋本光史 (2011) 地形・地盤分類 250m メッシュマップに基づく液状化危険度の推定手法. 日本地震工学会論文集, 11, no.2, 20-39.
- 松岡昌志・若松加寿江・先名重樹 (2013) 過去の液状化履歴からみた液状化発生率の地域性の検討. 第48回地盤工学研究発表会講演集, 1715-1716.
- Midorikawa, S. and Wakamatsu, K. (1988) Intensity of earthquake ground motion at liquefied sites. *Soils and Foundations*, 28, no.2, 73-84.
- 大矢雅彦編 (1983) 地形分類の手法と展開. 古今書院, 219p.
- 産業技術総合研究所 (2008) 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ: 知財管理番号, H20PRO-936.
- 先名重樹・松岡昌志・若松加寿江・翠川三郎 (2013) 2011年東北地方太平洋沖地震における液状化発生率と強震継続時間の関係の検討. 第48回地盤工学研究発表会講演集, 1717-1718.
- 東京都 (2012) 首都直下地震による東京の被害想定. <http://www.bousai.metro.tokyo.jp/taisaku/1000902/1000401.html> (2014年10月8日確認)
- 若松加寿江 (1991) 微地形調査による表層地盤の液状化特性の評価. 日本建築学会構造系論文報告集, no.421, 29-37.
- 若松加寿江・山本明夫・田中一朗 (1999) レベル2地震動を考慮した微地形による液状化判定法. 液状化メカニズム・予測法と設計法に関するシンポジウム発表論文集, 517-522.
- 若松加寿江・久保純子・松岡昌志・長谷川浩一・杉浦正美 (2005) 日本の地形・地盤デジタルマップ CD-ROM 付. 東京大学出版会, 96p.
- 若松加寿江 (2011) 日本の液状化履歴マップ 745-2008 (DVD-ROM 付). 東京大学出版会, 90p.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2011) 世界測地系に準拠した地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築. 日本地震工学会大会-2011 梗概集, 84-85.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2013) 全国統一基準による地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築とその利用. 日本地震工学会誌, no.18, 33-38.
- 若松加寿江・先名重樹 (2014) 4.11 液状化発生地域の分布と被害の傾向. 東日本大震災合同調査報告 (共通編 3 地盤災害), 地盤工学会, 175-182.

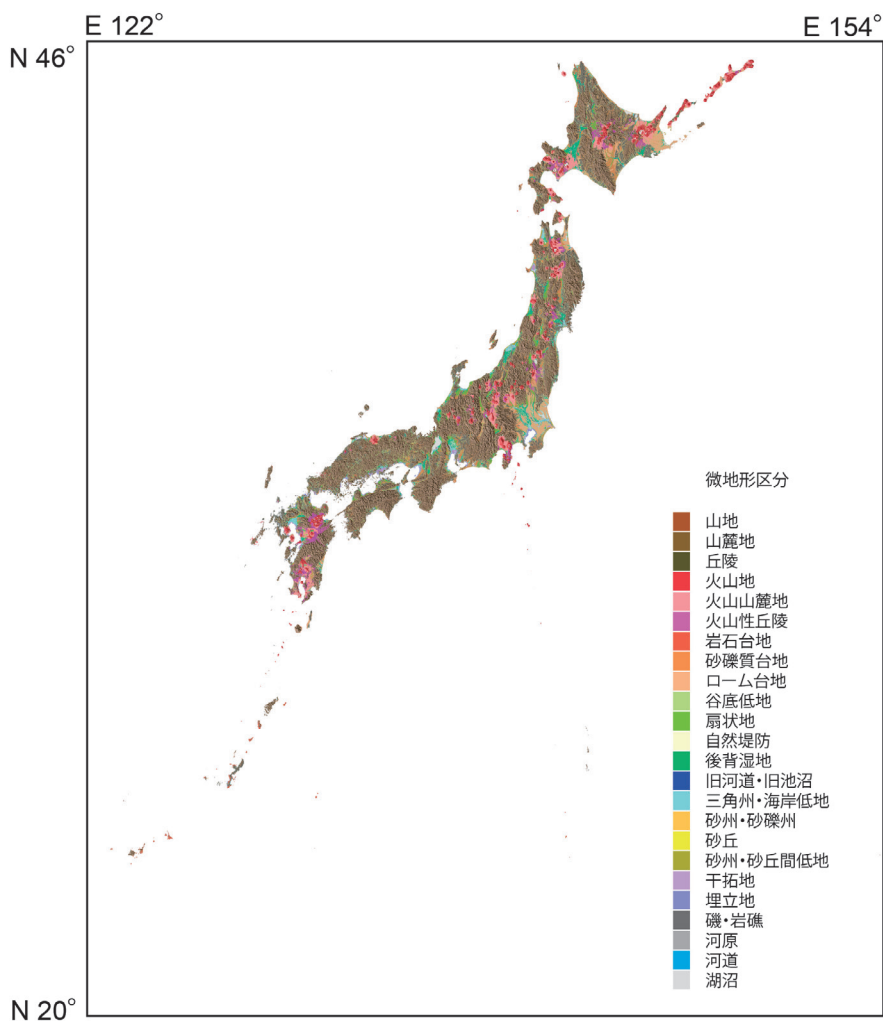
第1表 地形・地盤分類 250m メッシュマップの微地形区分と分類基準 (若松・松岡, 2013 (に加筆))

Table 1 Description of geomorphologic classification in JEGM.

ID	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
MTN	山地	1kmメッシュにおける起伏量(最高点と最低点の標高差)が概ね200m以上で、先第四系(第三紀以前の岩石)からなる標高の高い土地。	先第三系*1・第三系の岩石。
MFT	山麓地	先第四系山地に接し、土石流堆積物・崖錐堆積物など山地から供給された堆積物等よりなる比較的平滑な緩傾斜地。	第四系の崩積土。
HIL	丘陵	標高が比較的小さく、1kmメッシュにおける起伏量が概ね200m以下の斜面からなる土地。	先第三系～第四系更新統の岩石・軟岩。
VLC	火山地	第四系火山噴出物よりなり、標高・起伏量の大きなもの。	第四系火山岩類
VFT	火山山麓地	火山地の周縁に分布する緩傾斜地で、火砕流堆積地や溶岩流堆積地、火山体の開析により形成される火山麓扇状地・泥流堆積地などを含む。	第四系火山岩類, 完新統*2の砂礫。
VHL	火山性丘陵	火砕流堆積地のうち侵食が進み平坦面が残っていないもの、または小面積で孤立するもの。	第四系火山岩類。
RST	岩石台地	河岸段丘または海岸段丘で表層の堆積物が約5m以下のもの、隆起サンゴ礁の石灰岩台地を含む。	先第三系・第三系の岩石, 更新統石灰岩。
GVT	砂礫質台地	河岸段丘または海岸段丘で表層に約5m以上の段丘堆積物(砂礫層, 砂質土層)をもつもの。	更新統*3の砂礫質土。
TVA	ローム台地	河岸段丘または海岸段丘で表層が約5m以上のローム層(火山灰質粘性土)からなるもの。	更新統の火山灰質粘性土。
VBP	谷底低地	山地・火山地・丘陵地・台地に分布する川沿いの幅の狭い沖積低地。表層堆積物は山間地の場合には砂礫が多く、台地・丘陵地・海岸付近では粘性土や泥炭質土のこともある。	完新統の砂礫・砂質土・粘性土・泥炭質土。下流に行くほど軟弱層が卓越。
VPS	谷底低地 (傾斜<1/100)	谷底低地のうち、地盤の傾斜が1/100以下のもの。	
ALF	扇状地	河川が山地から沖積低地に出る所に形成される砂礫よりなる半円錐状の堆積地。勾配は概ね1/1000以上。	完新統の中位に締まった砂礫。扇端部では砂が卓越。
AFS	扇状地 (傾斜<1/100)	扇状地のうち、地盤の傾斜が1/100以下のもの。	
NTL	自然堤防	河川により運搬された土砂のうち粗粒土(主に砂質土)が河道沿いに細長く堆積して形成された微高地。	完新統のゆるい砂質土。
BKM	後背湿地	扇状地の下流側または三角州の上流側に分布する沖積低地で自然堤防以外の低湿な平坦地。軟弱な粘性土、泥炭、腐植質土からなる。砂丘・砂州の内陸側や山地・丘陵地・台地等に囲まれたポケット状の低地で粘性土、泥炭、腐植質土が堆積する部分を含む。	完新統の極めて軟弱な粘性土。
ARC	旧河道・旧池沼	過去の河川の流路で、低地一般面より0.5～1m低い帯状の凹地。	完新統の極めてゆるい砂質土。軟弱粘性土・腐植土が被覆していることもある。
DEL	三角州・海岸低地	三角州は河川河口部の沖積低地で、低平で主として砂ないし粘性土よりなるもの。海岸低地は汀線付近の堆積物よりなる浅海底が陸化した部分で、砂州や砂丘などの微高地以外の低平なもの。海岸・湖岸の小規模低地を含む。	完新統の砂質土・粘性土。
BAR	砂州・砂礫州	波や潮流の作用により汀線沿いに形成された中密ないし密な砂または砂礫よりなる微高地。過去の海岸沿いに形成され、現在は内陸部に存在するものも含む。	完新統の中位に締まった砂礫・砂質土。
DUN	砂丘	風により運搬され堆積した細砂ないし中砂が表層に約5m以上堆積する波状の地形。一般に砂州上に形成されるが、台地上に形成されたものを含む。	完新統の極めてゆるい風成砂。
LSD	砂丘末端緩斜面	砂丘のうち、低地に接するもの。	
LDB	砂丘・砂州間低地	砂州や砂丘の間の低地。一般に堤間低地と呼ばれるものも含む。表層は風成砂よりなるが、その下位は腐植土や粘性土で構成されることが多い。	完新統の極めてゆるい風成砂・軟弱粘性土・腐植土。

第1表 続き
Table 1 Continued.

ID	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
REC	干拓地	浅海底や湖底部分を沖合の築堤と排水により陸地させたもの。標高は水面よりも低い。	完新統のゆるい砂質土・軟弱粘性土、表層は盛土の場合が多い。
FLL	埋立地	水面下の部分を盛土により陸地させたもの。標高は水面よりも高い。	未改良の場合はゆるい埋土の砂質土。
RSR	磯・岩礁	基盤の岩が露出、または岩塊が多い海岸	先第三系・第三系の岩石、更新統の石灰岩。
DRB	河原	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地のうち、常時は水流がない(冠水していない)部分	完新統の中位に締まった砂礫ないしゆるい砂質土。
DRS	河原 (傾斜<1/100)	河原のうち、地盤の傾斜が1/100以下のもの。	
RIV	河道	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地で、常時に水流がある部分	水域。
WAT	湖沼	四方陸地に囲まれて、海とは直接連絡のない静止した水域。	水域。



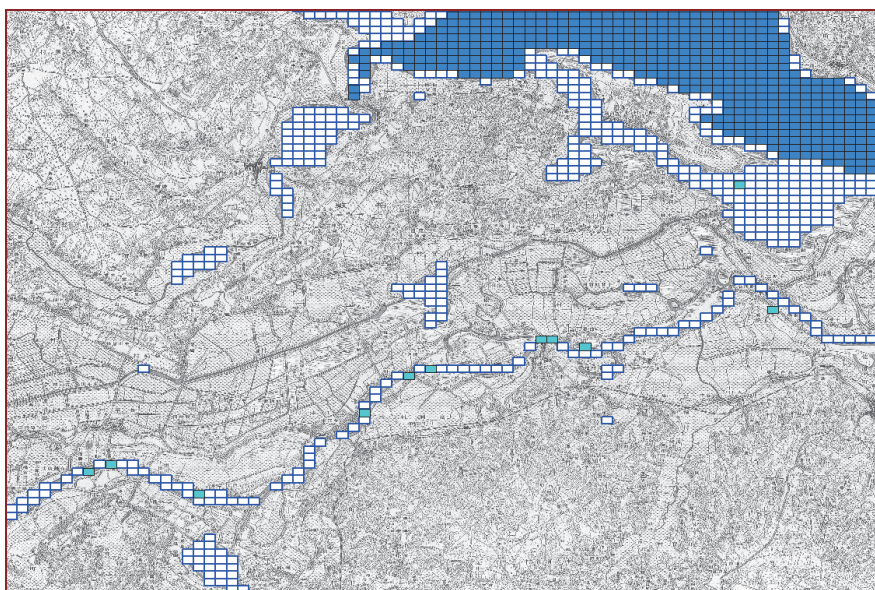
第1図 地形・地盤分類 250m メッシュマップ

Fig.1 Japan Engineering-based Geomorphologic Classification Map (JEGM).



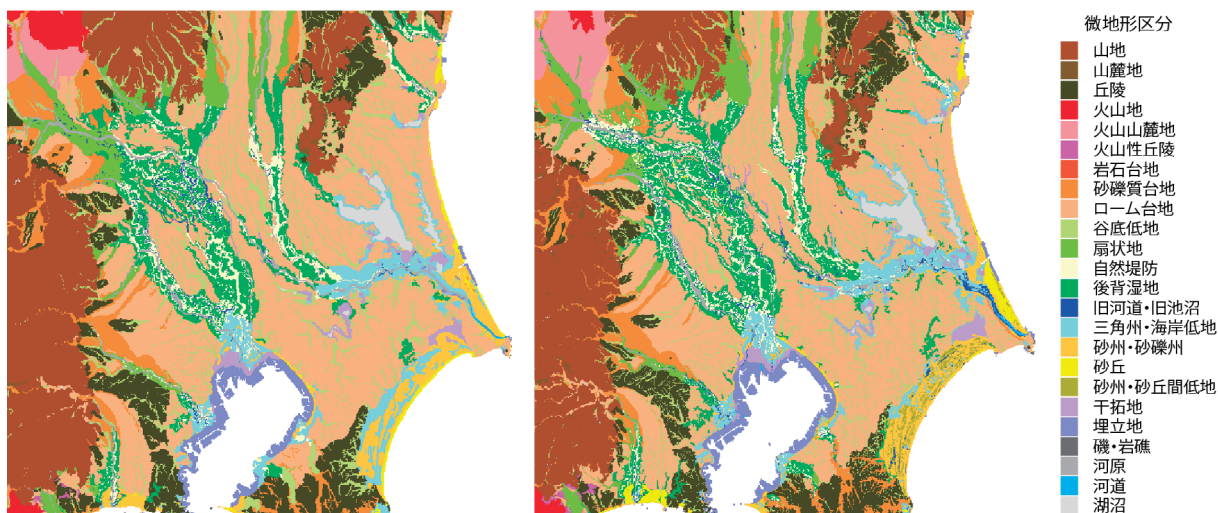
第2図 地形・地盤分類 250m メッシュマップから抽出した河道と湖沼を旧版地形図の重ね合わせ (1/5 万佐原)

Fig.2 River bed and water body classified in JEGM overlaid on old-edition topographic map (1/50,000 Sahara).



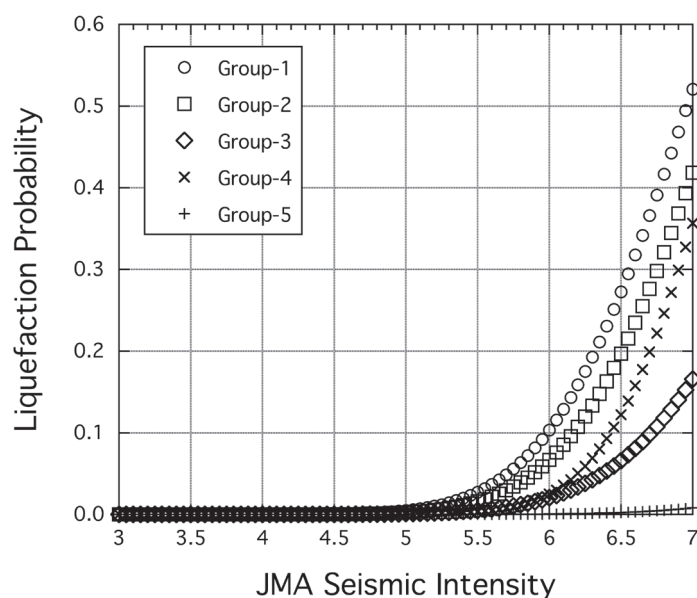
第3図 旧版地形図からの水域の抽出例 (1/5 万佐原)

Fig.3 Water body interpretation from old-edition topographic map (1/50,000 Sahara).



第4図 (左) 地形・地盤分類メッシュマップ (日本測地系), (右) 高精度化したメッシュマップ (世界測地系).

Fig.4 Left: JEGM (Tokyo Datum); Right: revised JEGM (JGD2000).



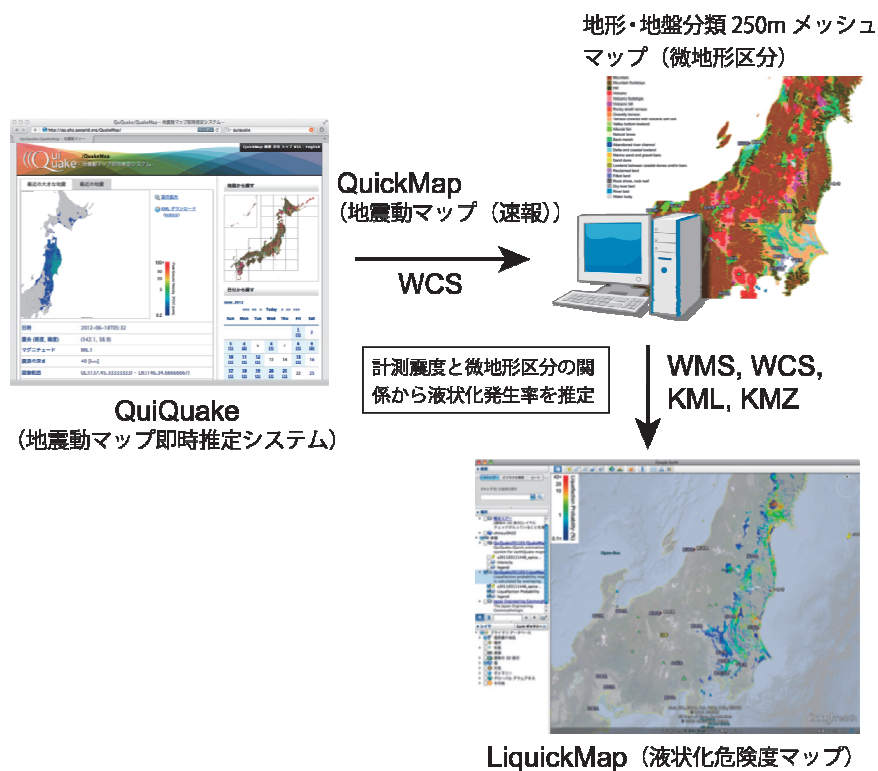
第5図 液状化発生確率推定の回帰式 (松岡ほか, 2011)

Fig.5 Regression equation for estimating liquefaction probability.

第2表 微地形グループごとに得られた回帰パラメータ (松岡ほか, 2011)

Table 2 Regression parameters obtained for each geomorphologic group.

グループ	微地形区分	平均値 μ	標準偏差 σ
①	NTL, LSD, LDB, ARC, REC, FLL	6.960	0.761
②	ALF, AFS, BAR	7.160	0.773
③	BKM, DEL, DUN	7.906	0.933
④	VBP, VPS, GVT	7.231	0.628
⑤	上記以外	9.873	1.197



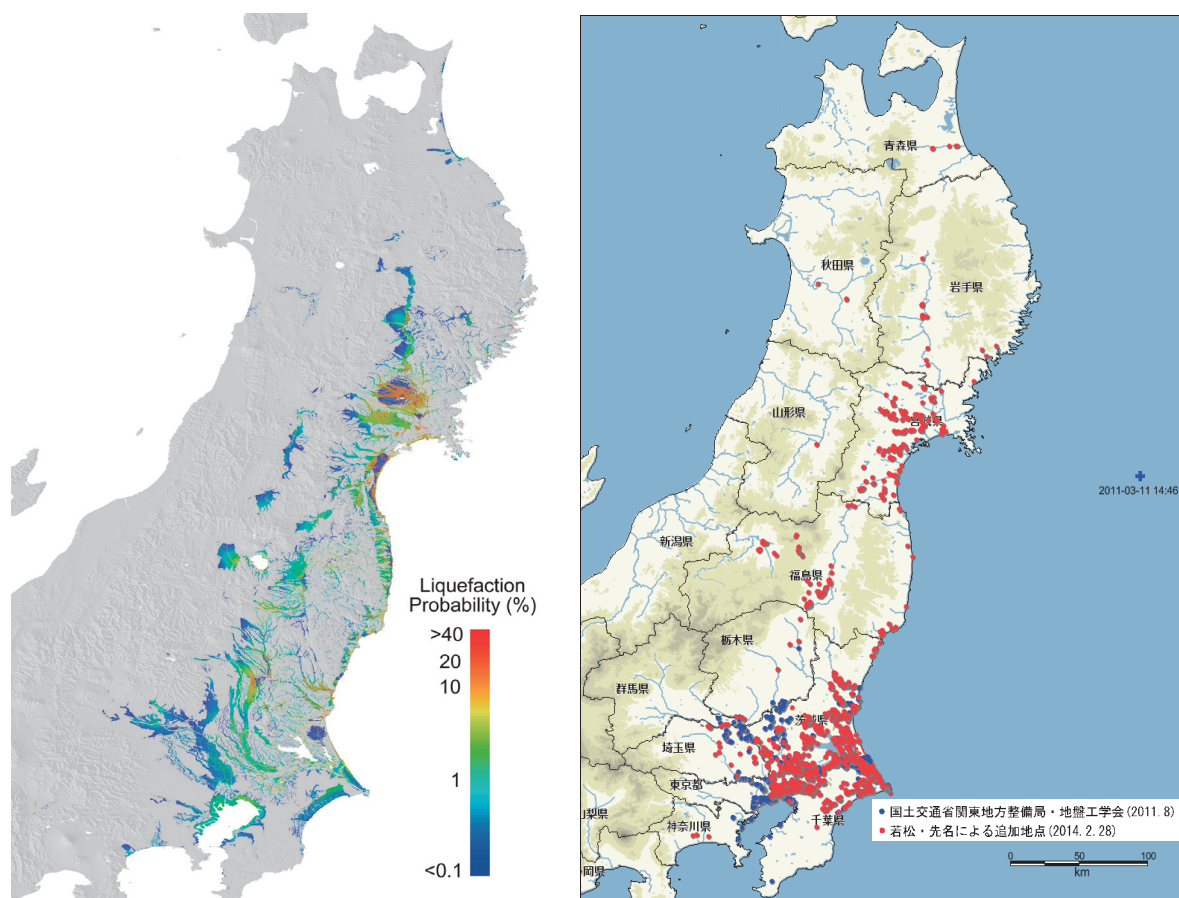
第 6 図 液状化危険度マップ即時推定システムの概略

Fig.6 Overview of quick estimation system of liquefaction potential map.



第 7 図 液状化危険度マップ即時推定システムのポータルサイト

Fig.7 Portal site of quick estimation system of liquefaction potential map.



第8図 (左) 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震における推定液状化危険度マップ, (右) 液状化発生地点 (マンホール・管渠の浮き上がりのみの地点は含まず。2014.2.28 現在) (若松・先名, 2014)。

Fig.8 Left: Estimated liquefaction potential map of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake; Right: Liquefied sites during this event, as of February 28, 2014.