

古津波調査における地中レーダーの活用

菅原 大助¹・吉池 奏乃²・石澤 堯史¹

¹東北大学災害科学国際研究所

²東北大学理学部地圈環境科学科

要旨

再現期間が数 100 年から 1000 年の低頻度巨大地震・津波のリスクを評価し、災害への備えを進めるためには、長期に渡る記録の収集・解読が必要とされる。古文書等の歴史記録は、これまで主要な情報として収集・活用されてきたが、地域によって期間の長短があり、時代を遡ると記録の数も少なくなる。津波堆積物等の地質記録からは、より長い期間の津波の履歴を得ることができる可能性がある。津波堆積物とは、津波によって運ばれ堆積した砂礫・土砂であり、地層として保存されれば、過去の津波の発生時期や規模を知る手がかりとなる。

津波堆積物研究では、形成要因（津波かそれ以外か）の判別、年代測定と地域間対比、堆積物に基づく規模の定量的な推定が主な課題として長らく取り組まれてきた。その前提として、より良い地層試料をいかに得るか、すなわち最適な調査地域・地点の選定も調査研究の課題といえよう（例えば澤井、2017）。一般的な津波堆積物調査では、海岸線から内陸方向に測線を設定し、これに沿った複数の掘削地点で試料を採取する方針が採用される。しかし、津波による堆積物の運搬過程は微地形の影響を受け、津波堆積物の層厚・粒度組成・構造は局所的に大きく変化する。湿地や沼など地形的な窪みでは、その周囲よりも厚い津波堆積物が形成・保存される。逆に、地形的な高まりでは津波堆積物は薄いか形成されにくく、仮にできたとしても侵食や人間活動によって消滅しやすい。調査計画では、古い地形図や空中写真などの資料に基づいて最適な場所を選ぶ努力が払われるが、それだけでベストの試料を得られるとは限らない。地下に埋もれた津波当時の地形を把握し最適な地点で掘削を行うことで、より完全に近い地質記録を入手し、津波履歴の確かさを向上できると考えられる。

近年の津波堆積物研究では、古地形の把握と掘削地点の選定のほか、露頭観察やボーリング試料とも合わせた堆積環境の推定などで地中レーダー（ground penetrating radar; GPR）の活用が進められている。GPR は、媒質中の比誘電率の違いを原因として反射した電波をとらえ、地下の構造を画像化する手法である（Neal, 2004）。電波の反射率に影響する比誘電率は、礫・砂・シルト・粘土といった媒質を構成する堆積物の粒径や、間隙水の量によって変わる。堆積物の空隙率、粒子の鉱物組成、形状や配列も反射率に影響する。この性質により、GPR では、地下水の位置、堆積物中の空隙率の変化、砂層と泥層の境界（粒度組成の変化）、重鉱物からなる砂層の存在といった地層に関する情報を、掘削によらず得ることができる。

GPR の深さ方向（時間方向）の分解能はアンテナの周波数が高いほど向上するが、減衰も大きくなり探査可能な深度レンジは小さくなる。逆に、周波数の低いアンテナでは分解能は低いがより深い位置までデータを得ることができる。例えば周波数 400MHz のアンテナによる鉛直方向の分解能は 15-18cm 程度であり (Takeda et al., 2018; Velasco et al., 2022), 津波堆積物が薄い場合、検出はできないと考えられる。電磁波の反射を生じさせた地下構造の位置（深さ）は電磁波速度と走時から計算できるが、実際の電磁波速度は媒質の種類と状態によって変わる。そのため、別の方で地中の電磁波速度を推定するか、実際の地層試料との比較によって深度を較正する必要がある。電磁波速度は CMP (Common Mid Point) 法による推定が一般的であるが、GPR システムの仕様によってはこれを利用できない。Takeda et al. (2018) では、土中の水分量と比誘電率の関係を表す経験式に基づき、電磁波速度を求めている。電磁波の減衰率は媒質によって異なり、特に塩水では即座に減衰し、シルト・粘土も場合によっては高い減衰率を示す場合がある (Neal, 2004)。そのため、調査地域の地層状況や土中の水分量によってはうまくデータを得られないこともある。

筆者らはこれまで、石巻平野 (Takeda et al., 2018), 上北平野 (Velasco et al., 2022) など、古地震・古津波研究における最適な試料採取地点の選定にあたって GPR を活用してきた。Takeda et al. (2018) では、石巻平野における古津波堆積物の調査にあたり GPR を用いた埋没古地形の起伏と津波堆積物の枚数の関係を検討した。石巻平野は約 5000 年前から現在にかけて拡大してきた浜堤列平野であり、形成年代の異なる 3~4 列の浜堤が発達することが知られている。石巻平野では、これまでの調査研究により、869 年貞觀地震など歴史・先史時代の津波堆積物が広く分布していることが確認されている。Takeda et al. (2018) は水田内で格子状に設定された測線において、GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.) 社の SIR-3000 ユニットと 400MHz のアンテナを用いて GPR 探査と掘削を行い、埋没地形の三次元的な形状と津波堆積物の分布を明らかにした。その結果、埋没浜堤凹部の泥質堆積物が厚い場所では、約 3000 年~1700 年前と推定される最大 3 層の津波堆積物が確認される一方、埋没浜堤凸部ではそれよりも少ない数の津波堆積物が認められた。現生津波堆積物の観察によると、津波堆積物の層厚は地形の凹凸で変化し、窪んでいる場所ほど厚く堆積する傾向がある。また、浜堤凸部は平常時の堆積速度が小さく、地層が侵食作用・生物擾乱・人工改変を受けやすい一方、凹部では堆積速度が大きく地層擾乱の影響が小さいため、より多くの津波堆積物が保存されたと考えられている。Velasco et al. (2022) では、上北平野において津波堆積物調査を行うにあたって GPR 探査を行い、地層状況を明らかにし最適な掘削地点を決定した。上北平野には 4 段の隆起海成段丘が分布しており、調査対象とされた標高約 4 m の段丘面は 2 つの河川に挟まれ、湿地的な環境が成立している。Velasco らは GSSI 社の SIR-4000 ユニットと 400MHz アンテナを用いて水田の地層構造を観察し、2 つの顕著な反射面を検出した。GPR 探査と同時に実施した地層試料採取の結果から、この 2 つの反射面は、十和田中振テフラとその上位の泥炭層、および泥炭層とその上位のテフラ層との境界に対応することが明らかとなった。2 つのテフラの間は泥炭層であり、その中にはイベント性の砂層が最大 10 枚確認された。Takeda et al. (2018) と同様、砂層の枚数は埋没地形の凹凸に対応して増減することも明らかにされた。砂層は約 5500 年前~2700 年前の年代を示し、微化石や元素の分析、津

波氾濫シミュレーションの結果から津波堆積物と認定された。

GPR は、津波堆積物の保存可能性に着目した最適な調査地点の選定以外にも、津波による侵食地形の探索にも活用できると考えられる。津波土砂移動により、海岸や内陸の浸水域には侵食地形が残される。浜堤列平野の津波起源侵食地形としては、砂浜の切断（breach）が代表的であり、2011年の東北沖地震津波のほか、1960年のチリ地震津波（Atwater et al., 2013）、2004年のスマトラ島沖地震津波（Goff et al., 2007）などで調査報告例がある。Breach が沿岸漂砂で陸封されると scour pond（Sawai et al., 2015）となり、静穏な堆積環境が長期間持続する。また、津波が堤防などの地形的高まりを流下すると、その先の地面が侵食され落堀が形成される。東北沖津波では、防潮堤などの人工地形のほか、浜堤の高まりなどの背後に多数の落堀が形成された。これらの侵食地形は津波堆積物と同様の痕跡であり、津波履歴の研究において重要な対象と考えられる（例えば Sawai et al., 2015）。侵食地形は常時の堆積作用によって地下に埋没していくが、GPR を活用することで、津波侵食地形の分布や形状を把握し地層試料を採取・分析することで、その地形の形成年代を知り、津波の発生時期を推定することが可能になる。図2は、仙台平野（宮城県）の水田で取得したGPR 画像である。調査地点は約 1300～1100 年前頃に形成された旧浜堤の陸側に隣接しており、地表付近の耕作土の下の地層は浜堤の砂からなる。GPR 探査では、旧浜堤を示す反射面に幅 10m ほどの局所的な窪みが認められた。掘削調査により、窪みの深さは約 0.5m であり、その中には下限年代として西暦 1035～1169 年頃を示す有機質シルト層が堆積していた。掘削位置が窪みの中心を捉えられていない可能性を考慮すると、実際の下限年代はもう少し古くなるかもしれない。得られた年代は 869 年の貞觀地震津波の 166～300 年後にあたるが、旧浜堤との位置関係や堆積環境の局所的な分布を考慮すると、津波で浜堤の高まりの背後に落堀が形成され、のちに有機質シルト層が形成されながら埋没したものである可能性が考えられる。侵食地形の成因が津波であるか否かを判別するには、より多くの GPR データから形状を立体的に把握するとともに、侵食地形のまわりに堆積したことが予想される津波堆積物の分布や年代なども含め、多角的な分析・解析が必要であろう。

文献

- Atwater et al., 2013, Andean Geology 40, 393-418.
Goff et al. 2007, NIWA Technical Report No. 128, 69 pages.
Neal, 2004, Earth-Science Reviews 66, 261-330.
Sawai et al., 2015, Geophysical Research Letters 42, 4795-4800.
澤井祐紀, 2017, 地質学雑誌 118, 535-558.
Takeda et al., 2018, Earth Surface Processes and Landforms 43, 808-816.
Velasco et al., 2022, Progress in Earth and Planetary Science 9:19.

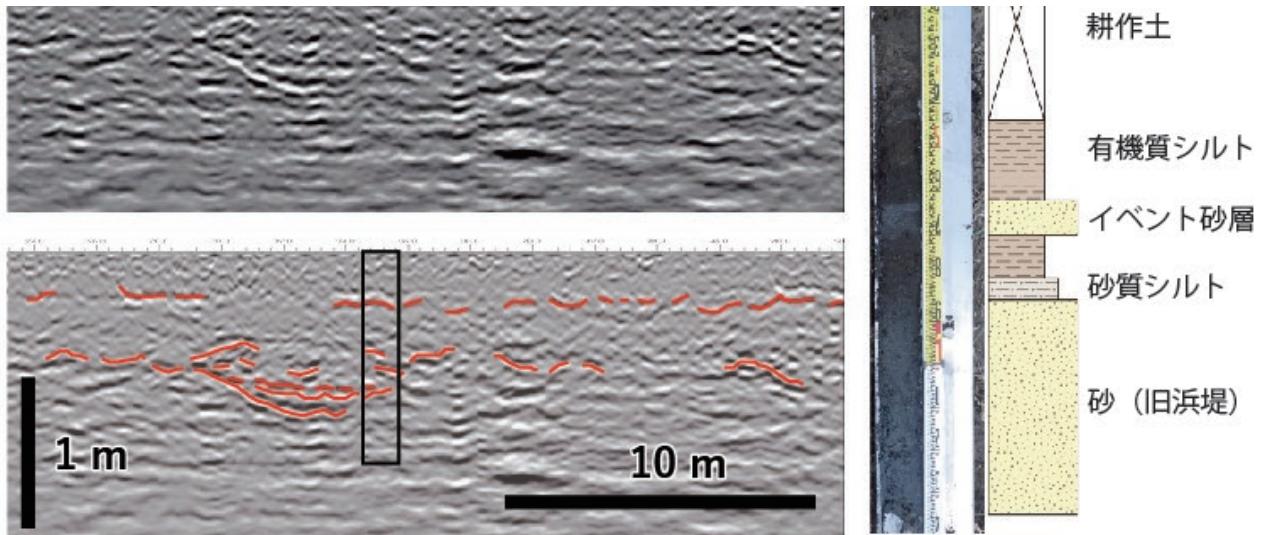


図1 仙台平野で取得したGPR画像と柱状掘削の結果. 赤線は反射面, 黒枠は試料(写真および地質柱状図)の採取位置を示す.

Application of ground-penetrating radar for paleotsunami survey

Daisuke Sugawara¹, Kanano Yoshiike², Takashi Ishizawa¹

¹ International Research Institute of Disaster Science

² Geoenvironmental division, Department of Science, Tohoku University

Abstract

Use of ground-penetrating radar (GPR) is being common in recent paleotsunami study. A notable advantage of GPR survey is capability for retrieval of plenty of subsurface data, which will benefit to understand paleotopography and sedimentary environment and optimal location for sediment sampling. We can obtain better sediment samples that include as many tsunami deposits as possible, by assessing preservation potential of deposits considering the paleotopography inferred from the GPR data. GPR survey is also useful to know distribution and geometry of tsunami-related erosional features, which provide clues for reconstruction of tsunami history.