

特 集

地震の 脅威



地震の脅威

堆積物から紐解く巨大地震津波の履歴

大阪市立大学大学院理学研究科・理学部
原口 強

1. はじめに

2011年3月11日14時46分に我が国の観測史上最大となるマグニチュード9.0の地震が発生¹⁾し、この地震により引き起こされた津波(以下、2011年東日本津波)は、太平洋沿岸の広範囲に到達した。特に波源域に近い東日本の太平洋沿岸を襲った大津波は、高さ20mを越え、平地では内陸数kmまで浸入して集落や都市をことごとく破壊し尽くし、甚大な被害をもたらした。人的被害は約2万人に及び、そのほとんどが津波によるものとされている。

ところで、『日本三代実録²⁾』には貞観11年5月26日(西暦869年7月13日)に発生し当時の多賀城付近を襲った津波の様子が記録されていた。津波堆積物研究等からは上記文書に記録された貞観津波に対応する堆積物やそれ以前の津波堆積物が確認され、津波堆積物の分布を説明可能な断層モデル³⁾が示されていた。しかしながら、これらの研究結果は防災には反映されていなかった。

筆者は2004年より宮古、大槌、大船渡、陸前高田、気仙沼、南三陸と、今回の大津波の被災地である三陸海岸沿岸域や内湾で、津波堆積物を用いた過去の津波の研究を行ってきた。その結果、この地域では過去6,000年間に500～800年間隔で発生年代がほぼ一致する津波堆積物がみつき、巨大津波が繰り返し発生していたことがわかってきた。さらに、大槌湾の海底堆積物の中で発見した複数の津波堆積物の中で、平安時代に仙台平野を襲った貞観津波とほぼ一致する地層を発見した。この津波を起こした地震は連動型の超巨大地震だった可能性を指摘し、「平安時代M9規模地震」(読売新聞2007年10月11日夕刊)として報道された。これらの地層に残された証拠から判断すると、同じ事は将来においても繰り返されることは想定されていたが、このことは、一部の地質学者の関心を引いたのみであった。地震学者や行政など社会的に広く知られることはなかった。

以上のように、2011年東日本津波の発生前に、津波堆積物を用いた古地震研究の成果から、地震の規模や浸水範囲、再来周期の情報が得られ、警鐘は鳴らされていたが、それを防災施策に反映するまでには至っていなかった。

東日本大震災の発生から6か月が経過した平成23年9月28日、国の中央防災会議は、『東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告(案)⁴⁾』を公開した。その中では、津波堆積物調査の必要性に言及されており、今後の研究の発展が期待されている。

このような背景から、本文では、初めに2011年東日本津波のメカニズムや津波高と浸水範囲、津波堆積物の特徴などを紹介する。

次に、筆者が三陸海岸で2004年から実施してきた津波堆積物に基づく古地震研究の事例、日本国内で実施されてきた津波堆積物の研究事例について紹介する。

最後に、中央防災会議の報告(案)の中で指摘された津波堆積物調査の必要性に関連した内容を中心に掲載すると共に、津波堆積物調査への期待と課題について述べる。

2. 2011年東日本津波

本章では、2011年東日本津波のメカニズムや津波高と浸水範囲、津波堆積物の事例などを紹介する。

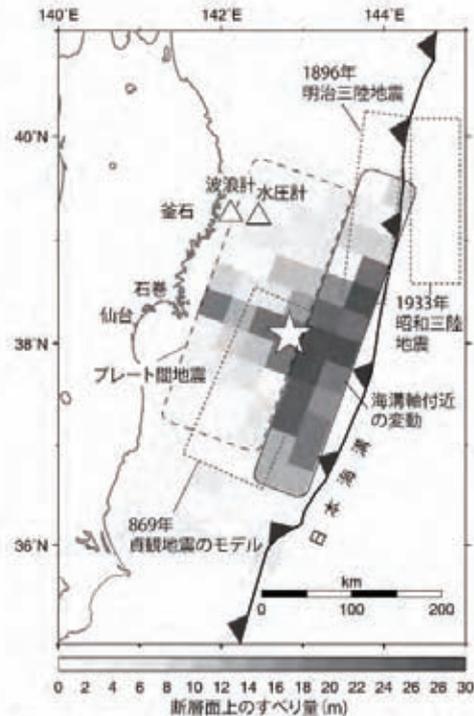


図-1 東北地方沖で発生した津波の波源域⁵⁾

2.1 津波のメカニズム⁵⁾

2011年東日本津波のメカニズムは、全国の検潮所などで観測された津波波形を用いて、波源域の広がりや津波を起こした断層面上のすべり分布から計算されている⁵⁾。それによれば、波源域は岩手県沖から福島県沖の長さ350km程度に伸び、特に日本海溝付近での海底の変動が大きかったとしている(図-1)。

2011年東日本津波の波形は、初期のやや長周期の波と、後続の短周期・大振幅の波により特徴付けられる。釜石沖の海底水圧計とGPS波浪計で記録された津波波形(図-2)の解析により、初期の波はプレート間地震による沿岸に近い部分からの津波、後続の波は日本海溝の海溝軸付近で発生したものとされている⁵⁾。

すなわち、2011年東日本津波は、プレート間地震による波と、海溝軸付近の波の両方が出現したこととなる。前者は貞観津波のモデルとして採用されたプレート間地震モデルと調和的であり、仙台平野や石巻平野での数kmにも及ぶ浸水域を説明できる。後者は、明治三陸津波と似ているが、明治三陸地震より南部でさらに大きな変動が発生した、としている⁵⁾。

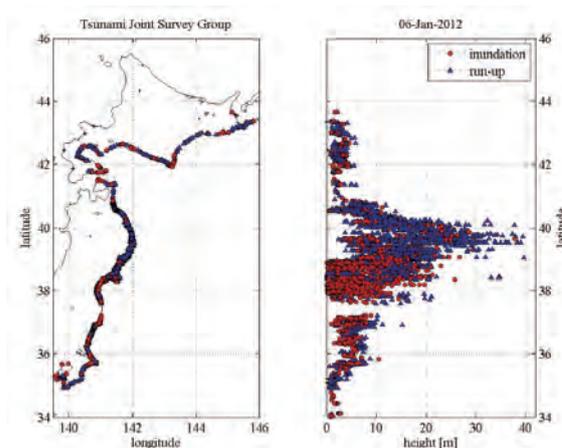


図-3 2011 東日本津波の津波高さ⁶⁾

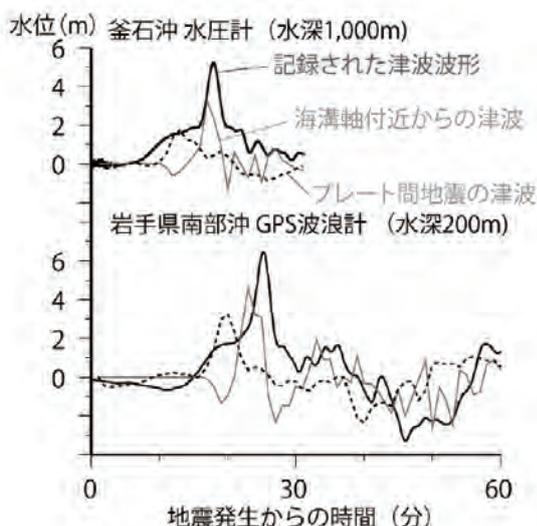


図-2 釜石沖の海底水圧計及びGPS波浪計で記録された津波(太線)。破線はプレート間地震から計算された津波波形、グレーの実線は海溝軸付近の変動域のみから計算した津波波形⁵⁾



図-4 リアス式海岸での浸水例(宮古市重茂付近)⁷⁾

2.2 津波の高さと津波の浸水範囲

日本各地における2011年東日本津波の高さは、合同調査グループ⁶⁾によると、岩手県や宮城県の北部で20m以上、関東地方で10m程度、北海道で5m強、四国地方で3m、九州地方で1m程度の津波となり、その影響範囲は極めて広域に及んでいる(図-3)。

一方、東北地方における津波の高さや浸水範囲は、牡鹿半島を境に北と南で明瞭に異なる。北のリアス式海岸において、浸水域は谷沿いに限定されるが、20m以上の高い津波が集中する(図-4)。南の平野が発達する地域では、津波高さは10m程度以下となるものの、海岸から数km内陸まで奥深く浸水している(図-5)。



図-5 平野部の浸水例(岩沼市仙台空港付近)⁷⁾

2.3 2011年東日本津波の堆積物の例

筆者は、原発事故に伴う立入禁止区域を除く下北半島から房総半島までの2011年東日本津波の浸水域の現地調査を行い、『東日本大震災津波詳細地図(上・下巻)』^{7),8)}として出版した。調査により、各所で多くの津波堆積物が確認され、その性状は泥、砂、礫など様々であり、その層厚も変化に富んでいることが明らかとなった。ここでは、調査結果の一部を紹介する。

2.3.1 津波の挙動を記録した堆積物

釜石市鵜住居地区は10mを越える津波が襲い、広い範囲が浸水し、大きな被害を受けた。

鵜住居駅近傍(図-6のa, b地点)でハンディジオスライサーを使って、地層断面を鉛直に現状のまま採取し、観察した。採取した地点は根浜海岸から鵜住居川沿いに上流約1km、鵜住居川右岸で南から合流する支流に挟まれた氾濫原にあたる。

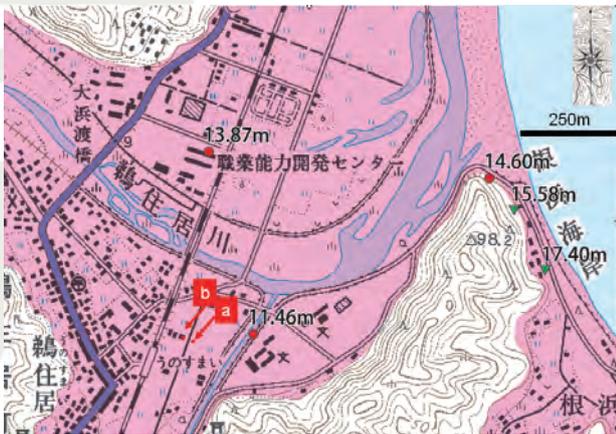


図-6 釜石市鵜住居付近の浸水域⁷⁾と採取位置

a地点では、水田土壌の上に砂、泥の順に厚さ13cmの地層が堆積している(図-7)。砂層には強い流れを示す水平な堆積構造がみられる。砂層の上部にある礫は傾いて堆積しており、右から左への流れを示している。また、砂層の上位に泥が約5cmの厚さで被覆していることから、砂や礫の堆積後に高密度の泥水が長時間停滞していたことが伺える。

b地点はa地点より西に15mほど離れた鵜住居駅前の流失した家屋跡である。基礎コンクリート上には、厚さ17.5cmの図-7と同様の津波堆積物(図-8)を確認した。基礎コンクリート上に堆積した砂と泥の層は、今回の津波によって運搬・堆積して形成されたものである。

津波は押し波や引き波を繰り返し、複数回この場所を襲い、そのたびに土砂移動も起こったと考えられる。

地質断面内に観察された堆積物は、最終的な結果である。地層に残された流れなどの痕跡を丁寧に検証し、実験堆積学の知見を加えることで、その堆積過程を推定・復元することは可能であろう。

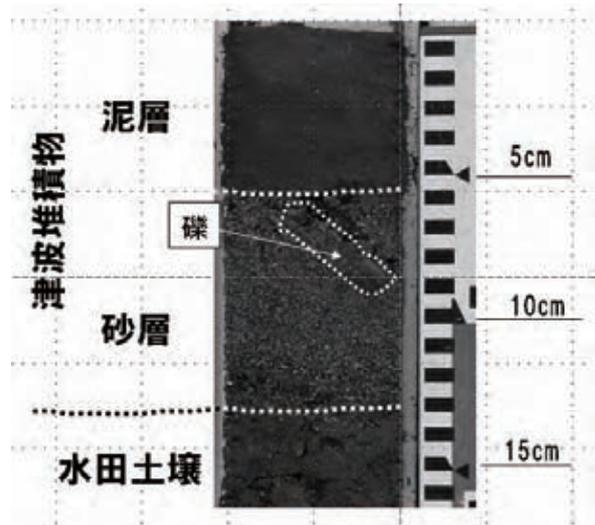


図-7 鵜住居駅近傍の水田(図-6. a)の津波堆積物

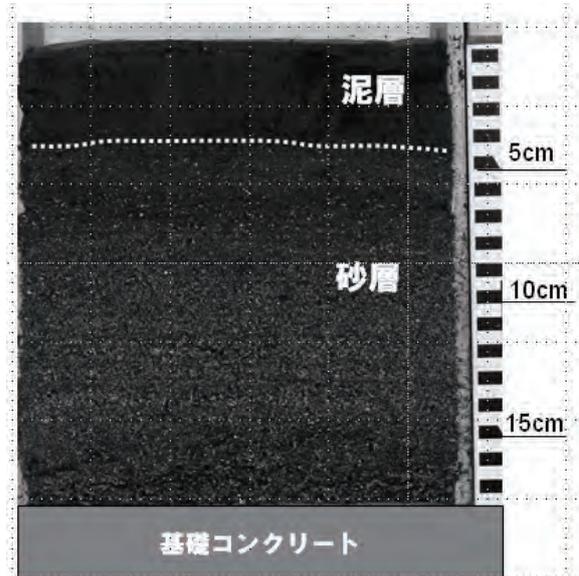


図-8 鵜住居駅近傍の家屋(図6. b)基礎コンクリート上の津波堆積物

2.3.2 液状化と津波堆積物

仙台平野では、荒浜付近を中心に調査を行い、液状化と津波堆積物の関係についての知見を得た。その一部を紹介する。

荒浜付近では、沿岸部で浸水高10mに達する津波が来襲し内陸3km以上にわたって浸水した(図-9)。津波堆積物は海岸近くで5~30cm程度の厚さであり、内陸に向かって薄層化する。粒径は主に細粒~中粒砂が主体であること、水田では砂層の上に厚さ数cmの泥層が堆積している場合が多いことなど、が認められた。

一方、液状化に伴う噴砂跡が津波により移動しており(図-10)、衛星画像からは砂が掃かれるように再堆積している跡が見られる(図-11)。このことから、液状化に伴う噴砂が津波堆積物の供給源となっていると考えられる。なお、液状化の範囲は、旧河道とみられる大沼の延長部の埋立地(図-12)に集中している。

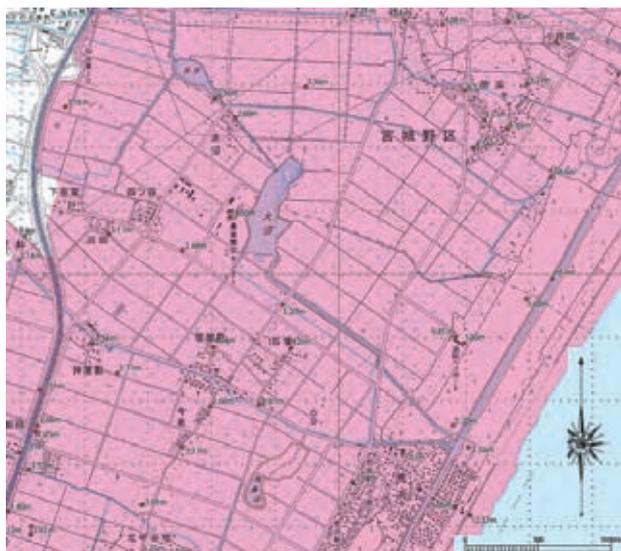


図-9 仙台平野の荒浜付近の浸水域⁷⁾

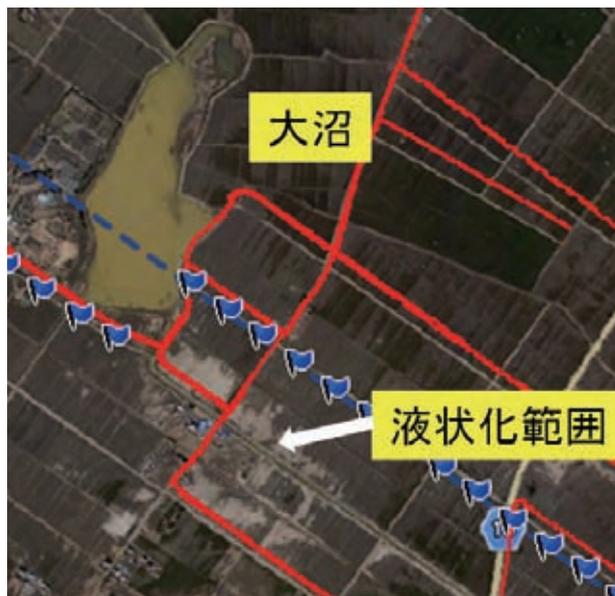


図-12 大沼の延長部に連続する液状化範囲



図-10 浸水域に見られる表面が侵食された噴砂跡



図-11 津波により表面が掃かれた砂の分布

従来、津波堆積物を用いて過去の津波の浸水限界を推定する場合、津波堆積物が認定できる範囲を津波の最低浸水域としてきた。しかし、実際には、土砂の分布域を越えて津波が内陸まで浸水していることが随所で確認された。このことより、堆積物から津波浸水域を推定するには慎重に評価する必要があることが改めてわかった。

3. 三陸海岸での津波堆積物の研究事例

三陸海岸は約22,000人の死者を出した1896年の明治三陸津波をはじめとして、日本海溝沿いで発生する巨大地震に伴う津波被害を、歴史上繰り返し受けてきたことが知られている。さらに同地域は、1700年のカスケード津波(震源域は北米西海岸付近)や、1960年のチリ地震津波などの遠地津波にも被災している。

筆者は、この三陸海岸において、過去の津波堆積物から、過去数千年間における日本海溝沿いでの巨大地震の地震サイクルの解明を目的とした研究を行ってきた。

3.1 陸上部での津波堆積物

調査は2004年から開始し、三陸沿岸域の宮古市葉の子浜地区、大槌町吉里吉里湿地、大槌湾奥部、大船渡市基石浜地区、陸前高田市・古川沼地区、気仙沼市崎野地区の内湾や海岸沿いの湿地などにおいて実施してきた。

津波堆積物の調査は、ボーリングやジオスライサー(図-13)を使って地層を採取して行った。

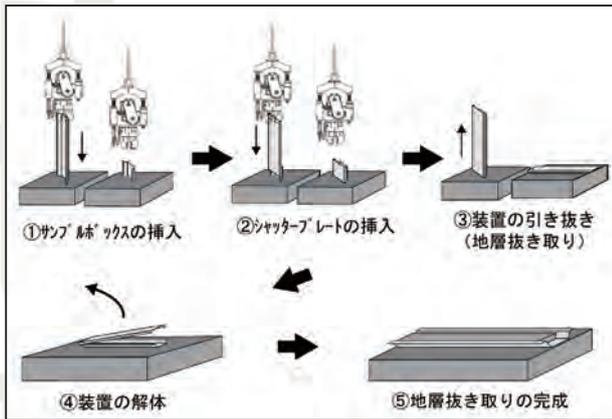


図-13 ジオスライサー調査法



図-15 吉里吉里湿地の浸水域⁷⁾と調査位置

ここでは、宮古市葉の子浜地区、大槌町吉里吉里湿地、大船渡市碁石浜地区、気仙沼市崎野地区の津波堆積物の例を示す。

宮古市葉の子浜地区では、泥炭層に挟まれた砂層中に10cm大の礫を含む砂層(図-14)が見られる。

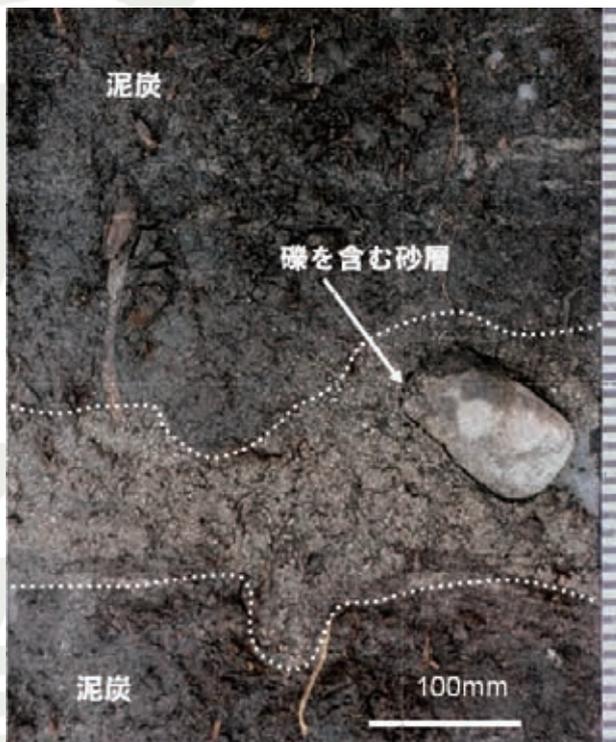


図-14 宮古市葉の子浜地区の古津波堆積物

大槌町吉里吉里湿地(図-15)では、泥炭層に挟まれた砂層(図-16)が複数枚確認されている。

大船渡市碁石浜背後(図-17)の民宿ごいし荘(2011年東日本津波で壊滅:図-18)では、礫浜の礫と酷似した2~5mmの黒色扁平礫を多く含む層(図-19)が確認されている。

津波堆積物は礫や砂ばかりではない。岩手県釜石市合足には、明治三陸津波で陸上に打ち上げられた重さ約10tの粘板岩岩塊からなる津波石(図-20a)がある。石の表面(図-20b)には海棲生物遺骸のカンザシゴカイ(図-20c)が付着している。

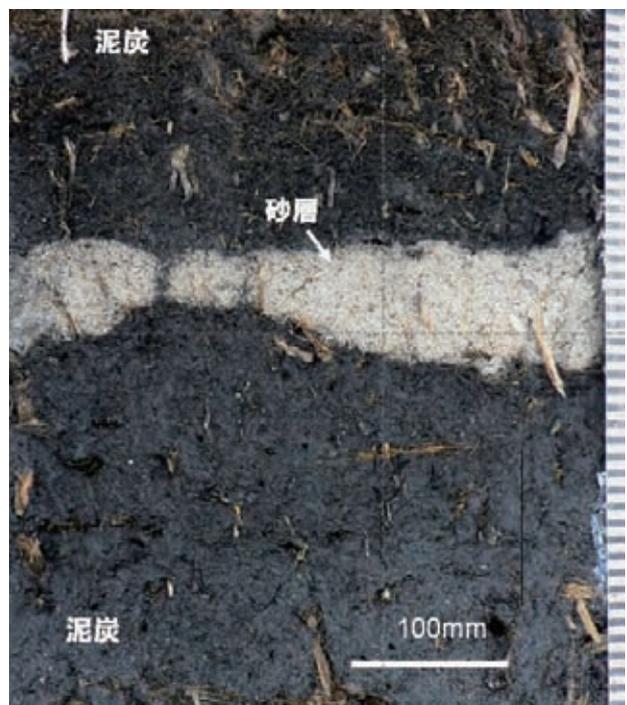


図-16 吉里吉里湿地の古津波堆積物



図-17 大船渡市碁石の浸水域⁷⁾と調査位置



図-18 民宿ごいし荘前でのコア採取作業状況 (民宿は2011 東日本津波で被災)

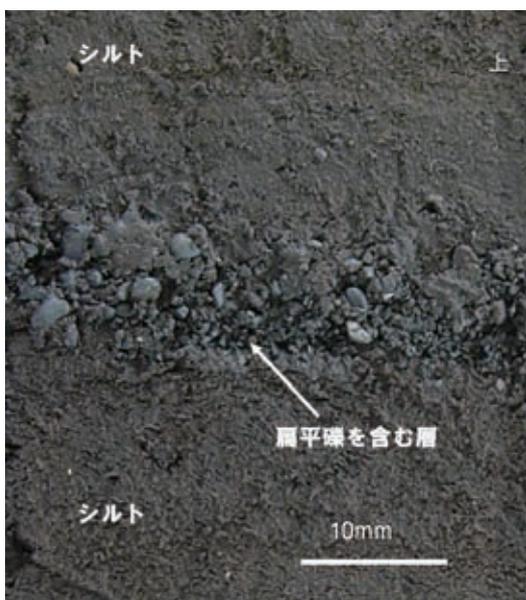


図-19 岩手県大船渡市基石の古津波堆積物



a) 津波石の産状



b) 石の表面



c) 海棲生物遺骸

図-20 津波石の産状：岩手県釜石市合足

気仙沼湾口部に位置する崎野地区(図-21)も2011年東日本津波の被害を受けたが、津波前に過去の津波堆積物調査を実施している。



図-21 気仙沼市崎野の浸水域 7) と調査位置

当時の調査の結果、泥炭層の中に層厚20cmで、大量の貝殻を含む砂層(図-22)が確認され、その中にはネズミの歯も含まれていた。

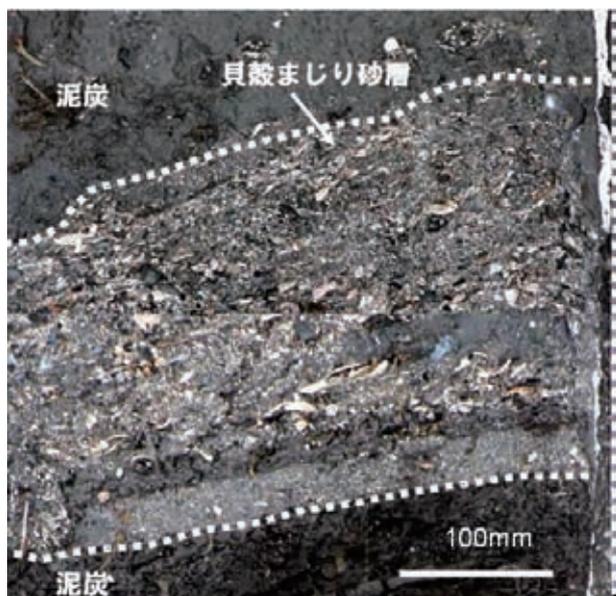


図-22 宮城県気仙沼市崎野の古津波堆積物

3.2 浅海域での津波堆積物調査

津波では、イベント堆積物が津波の発生域から浅海域、陸上の遡上域にかけて痕跡として残る。従来は、陸上の津波堆積物や深海底のタービダイトなどの情報を使った海溝型地震の再来間隔を求める研究が行われてきた。

一方、内湾は基本的に堆積域であり、詳細な津波イベントを堆積物として保存している可能性が高く、現世の内湾において津波堆積物を対象に調査することとした。

最初に、予察的な検討を行った。青森県、岩手県、宮城県にかけては300を超える漁港・港湾施設があり、その建設では海上ボーリングが実施されている。予察調査では主にこれらの文献資料を収集し、柱状図からイベント堆積物の解読作業をおこなった。

その結果、おおよそ宮古湾より北側の海域では、岩盤もしくは砂や礫などの粗い地層が表層から分布していることが多く、宮古湾を含む南側の宮城県気仙沼付近までのリアス式海岸の内湾奥には泥質の堆積物が主に分布していることが判明した。さらに個々の柱状図から、連続する海成粘土層中に礫や砂が薄層として分布する地点が複数あることが明らかとなった。

津波イベントの認定では、波浪や洪水等による粗粒堆積物が大きなノイズとなる。このため、①地形的に波浪の影響を受けにくいこと、②大きな流入河川がないこと、③調査地点の水深が深く、平常時に河川からの砂質物が到達しにくい基本的に泥層堆積域であること、等の条件を考慮する必要がある。

以上の条件から、こうしたノイズを可能な限り除去できる最も優先順位の高い場所として大槌湾を選定し、ボーリング調査(図-24)を行った。



図-24 大槌湾の浸水域⁷⁾と調査位置

大槌湾は三陸リアス式海岸の一部をなし、繰り返す津波被害を受けてきた三陸海岸の主要な位置を占める。大槌湾はおおよそ東西方向に伸びており、幅1.5～1.8km、奥行き約5kmの形状を示す。湾は東北東から西南西方向に湾入し、湾の中央部がやや細くこれより湾奥側で北西方向と南東方向に緩やかに分岐している。波浪の卓越方向は北東方向であることから、奥の港は波浪の影響を受けにくい天然の良港となっている。

大槌湾の海底地形は湾口部で水深50m、湾奥部は水深2～3mとなる。大槌川の谷筋はそのまま湾内の最深ラインに連続し、全体として湾のやや北側を通過して太平洋に出ている。この最深谷部が埋没谷となって堆積物が厚く堆積し、多くの津波イベントを保存していると推定される。

地層採取地点は水深10m程度の湾奥中央部で、現在は漁港施設として埋め立てられているが、明治期の海岸線位置は約800m陸側に位置していた。

調査はオールコアボーリング(コア径60mm)とした。大槌湾で採取されたコアは泥を主体とし、砂、礫、火山灰を間に挟む未固結堆積物である。泥層は塊状無層理で、内湾の静穏環境下で堆積したと想定される。

一方、砂層、礫層は、泥層と明瞭な境界を有する。砂層は淘汰の悪い粗～中粒砂で、内部には軟質な泥の礫(マッドクラスト)や種々の貝の破片が頻繁に含まれる。礫層もマトリックスは粗～中粒砂からなる。

採取コア中に含まれる貝化石について、生息水深と採取水深との比較をおこなった。地層の堆積期間は後述のとおり過去6000年間である。この間の海水準変動を無視できると仮定すると、イベント層準に含まれる貝化石の示す生息水深は、明らかに採取水深と異なる部分が多い。このことから、これらの地層は津波イベント堆積物と考えられる。

生息水深と発見深度との違いは、採取コア中に複数層準認定される。主なものは以下のとおりである。最も厚い堆積物は厚さ2mに及び、粘板岩とこれに張り付いた牡蠣(図-25a)やマッドクラストを多く含む粗砂が主体の地層(図-25b)である。汀線付近の牡蠣が岩に張り付いたまま津波により剥ぎ取られ、水深20m付近の泥質海底まで運ばれて堆積したものと判断される。

シルト層に挟まれた砂礫の層(図-26)も随所に確認される。内湾の堆積環境において、砂の上に礫が堆積するなどといった構造は極めて特異なもので、改めて津波時の異常な堆積環境が想定される。

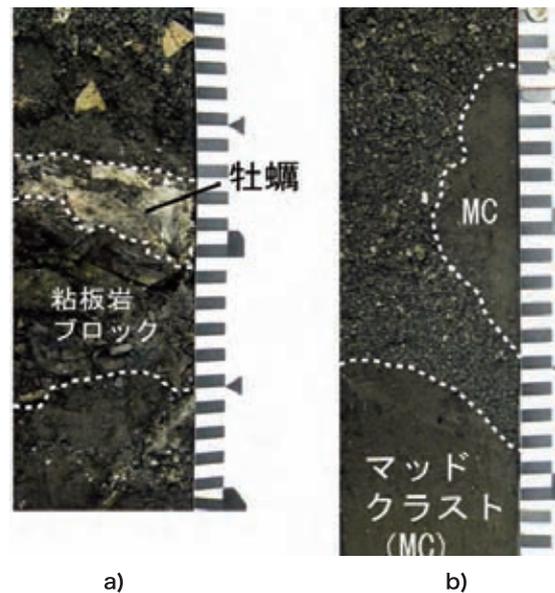


図-25 大槌湾のボーリングで確認された古津波堆積物
a) 牡蠣が付着した粘板岩ブロック
b) 軟らかい泥の偽礫(マッドクラスト)

3.3 堆積物から認定できる津波イベントの再来間隔と歴史津波との対比

年代測定の結果、イベント堆積物の年代は大槌湾、陸前高田を除いた地域では今から約2000～6000年前に形成したと推定され、2000年前より新しい年代の明瞭なイベント層は確認することができなかった。

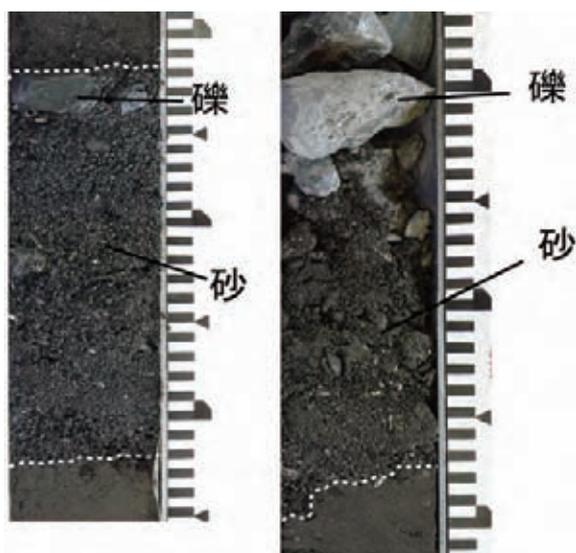


図-26 大槌湾のボーリングで確認された古津波堆積物：シルト層に挟まれた砂礫の層

一方で陸前高田では最上部の砂層がチリ地震津波に対応できる可能性があった。また大槌湾のコアにおいては、前述の「津波石」(明治三陸津波による。図-20)に付着したカンザシゴカイの ^{14}C 年代測定結果から、堆積物年代の暦年較正を行った結果、貞観津波、慶長三陸津波の年代に対応できる可能性があるイベント堆積物が特定された。

上記のように、宮古から気仙沼において、確認できた津波イベント堆積物の対比を行い、以下のことが明らかとなった。

①過去2000年前～6000年前までの津波堆積物年代を対比すると、4地点以上で年代のほぼ一致するものが5層準、3地点で一致するものが2層準で合計7層準が認定される。重複する層準は、それぞれ

- 1900-2000cal.y.BP
- 2400-2500cal.y.BP
- 3100cal.y.BP
- 3650-3800cal.y.BP
- 4200-4300cal.y.BP
- 4900-5000cal.y.BP
- 5350-5450cal.y.BP

となる。これらの層準の年代より認定される津波イベントの再来間隔は、約500から最大700年となる。これは例外的に長い再来間隔を持つ超巨大三陸地震を示している可能性がある。

②陸前高田、大槌湾以外では過去2000年前より新しい年代の明瞭なイベント層は確認することができず、明治・昭和津波に対応する津波堆積物も未確認である。

③陸前高田・古川沼地区では、チリ津波に対応できる可能性があるイベント層が確認できた。これは、高田平野は土砂供給により海岸線が前進するため、新しい堆積物が保存されやすい環境にあり、歴史津波に対応するイベント層が残りやすいためと考えられる。

④大槌湾では、貞観津波、慶長三陸津波、明治三陸津波の年代に対応する可能性があるイベント堆積物が特定された。貞観津波の地質学的証拠は仙台平野や福島県の沿岸域に分布しているという報告はあるが、岩手県で貞観津波の痕跡が確認されたのは初めてであり、これは貞観津波が今までに知られていない連動型巨大地震である可能性を示している。

⑤大槌湾の海底からは過去6,000年間に津波堆積物が22層確認されたが、同じ期間の陸域でのイベント層数はかなり少なく、特に歴史津波と対応できるような津波イベント堆積物の保存に関しては明らかに内湾のほうに優位性がある。

以上のように、2011東日本津波の前に行ってきた三陸地域の津波堆積物を用いた古地震研究から、日本海溝沿いでの巨大地震サイクルの一部が明らかになりつつあった。

4. 国内で実施されてきた津波堆積物調査の事例

ここでは、産総研が国内で実施してきた津波堆積物を用いた古地震調査の事例の一部を紹介する。

4.1 北海道太平洋沿岸地域⁹⁾

18世紀以前の地震津波の史料が存在しない北海道東部、太平洋沿岸域において、歴史～先史津波履歴解明を目的とし、十勝海岸地域において古津波痕跡調査が行われた。

現地調査は、海岸線から直交する方向に調査測線を引き、一定区間ごとに定方位試料採取を実施し、イベント堆積物の陸側分布限界付近では検土杖で堆積物の有無を確認し、国土地理院の1:25,000地形図に分布範囲の正確なマッピングを行っている。

コア記載は、津波堆積物の色調、粒度、堆積構造、古流向、荷重による変形構造、広域テフラの特徴などをcmオーダーで記載し、実体鏡での観察および作成したスミアスライドの観察によって、碎屑粒子、火山灰組成および海生生物(海綿の骨針、珪藻および有孔虫)遺骸の記載を行っている。

また、コアについてはイベント堆積物の堆積構造、変形構造、粒度、浸食面がより明確とするため、剥ぎ取り試料を作成して記載を行っている。

その結果、十勝海岸地域において9層のイベント層が確認され、根釧海岸地域における既存のイベント層序と整合的であるとされた。十勝海岸地域と根釧海岸地域とが過去3,500年間、巨大津波の来襲を同時期に繰り返し受けていたことを示唆している。さらに、これらの堆積物の分布範囲から、津波の規模をある程度評価できるとしている。

4.2 仙台平野から石巻平野³⁾

貞観津波を起こした地震の規模やメカニズムを推定するため、日本海溝沿いにおける様々なタイプの断層モデルから、仙台平野と石巻平野における津波浸水シミュレーショ

ンを実施し、すでに調査されている津波堆積物の分布と比較している。

その結果、プレート内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは、仙台、石巻両平野の津波堆積物の分布を再現することはできず、プレート間地震で幅が100km、すべりが7m以上の場合に津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できたとしている。なお、断層の南北方向の広がり(長さ)を調べるためには、仙台湾より北の岩手県あるいは南の福島県や茨城県での調査が必要であるとしている。

貞観津波の堆積物については、1990年頃に発見されていたが、産総研が行った追加調査により、石巻平野及び仙台平野における津波堆積物の分布および海岸線の位置が明らかとなった。貞観津波当時の海岸線は、仙台平野では現在よりも約1km内陸に、石巻平野では1～1.5km内陸にあった。貞観津波による堆積物は、両平野に分布する十和田a火山灰(915年)の直下に認定され、浸水距離は仙台平野では当時の海岸線から1～3km、石巻平野では3km以上であったこと、貞観津波の下部にも数枚の津波堆積物が発見され、その繰り返し間隔は600～1300年程度と推定される、としている。津波堆積物の位置までは貞観津波が確実に浸水したと考えられるが、実際にはこれよりもさらに奥まで浸水した可能性もあるとしている。このことは、2011年東日本津波の堆積物の例(2.3章参照)に示される通りである。

4.3 静岡県沿岸の例¹⁰⁾

東海沖では、1498年明応地震以降、90～147年間隔で大地震の発生が知られている。明応地震より前は、1096年永長地震が史料に知られているのみで、遺跡における液状化痕跡などから、史料に残されていない地震の存在が指摘されているとしている。

1984年に浜名湖の西岸、長谷元屋敷での遺跡発掘調査の際、複数のイベント堆積物が発見され、これらのイベント堆積物が東海沖地震に伴う津波によってもたらされた可能性が高いとされた。2001年の第2次発掘調査によって、地表から深さ約2mの間に3もしくは4枚のイベント砂層が挟まれることが確認されたため、遺跡発掘調査の対象深度より下位の層準の層序とイベント堆積物の存在を明らかにし、東海沖における地震・津波の発生を復元するため、遺跡調査終了後の2002年2月にジオスライサーによる掘削調査を実施したとしている。

その結果、史料では知られていない地震の存在が示唆される結果となり、イベント砂層の成因とその発生時期を特定する必要があるとしている。

4.4 三重県志摩半島¹¹⁾

志摩半島、紀伊半島の沿岸部で、地層中に残された津波の痕跡から、過去の津波の記録を延長し、過去数千年間の南海トラフでの津波履歴を詳細にすることを目的として予察調査を行っている。

ハンドコアラを用いた堆積物調査でラグーンを埋積してできた志島低地(志摩市阿児町)で深さ約5.6mまでの堆積物を採取し、植物片や根茎の卓越した有機質シルト層中に貝殻片や有孔虫を含む砂層が数層準で観察された。また、一部の海棲生物遺骸を含む砂層が認められる地点が、海岸線から450m以上の距離があるとし、津波の関与が疑われた。最も上位にある砂層の直下の層からは、1498年の明応地震津波に近い年代測定結果が得られたとしている。

4.5 紀伊半島¹²⁾

紀伊半島沿岸における津波堆積物の調査は4地域で行われているが、点在する沿岸湿地・湖沼の多くは未調査のままであった。津波の痕跡が沿岸堆積物にどのように記録されているかを明らかにするため、三重県から和歌山県にかけての海岸沿いで地形および表層堆積物の予備調査が行われた。

その結果、国府、船越池、コガレ池、片上池、海野、志原、阿田和(以上三重県)および紀伊佐野、日高町(以上和歌山県)の9地点で採取した堆積物試料のうち、国府、コガレ池、志原、日高町の4地点からは津波堆積物の可能性のあるイベント砂層が発見された。対応する地震は特定できなかったものの、発見された砂層のうち1層もしくは2層は歴史地震に対応する可能性があるとしている。

5. 中央防災会議が指摘した津波堆積物調査の必要性

国の中央防災会議の「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」は、報告書の中で以下のように津波堆積物調査の必要性に言及している。

「今回の津波は、従前の想定をはるかに超える規模の津波であった。我が国の過去数百年間の地震の発生履歴からは想定することができなかったマグニチュード9.0の規模の巨大な地震が、複数の領域を連動させた広範囲の震源域をもつ地震として発生したことが主な原因である。一方、津波高が巨大となった要因として、今回の津波の発生メカニズムが、通常の見溝型地震が発生する深部プレート境界のずれ動きだけでなく、浅部プレート境界も同時に大きくずれ動いたことによるものであったことがあげられる。特に、巨大な津波高と広範囲の浸水域、内陸の奥域まで浸水域が拡大したこと、河川を遡上した津波が氾濫したこと、広範囲にわたり地盤沈下が発生したことなどが従前の想定を超えていた。」とし、「このような地震が想定できなかったことは、過去数百年間に経験してきた地震・津波を前提に、日本海溝の地震・津波を想定した結果であり、従前の想定手法の限界を意味している。」としている。

今回の災害と想定との食い違いへの反省として、「これまで、我が国の過去数百年間に経験してきた最大級の地震のうち切迫性の高いと考えられる地震を対象に、これまで記録されている震度と津波高などを再現することのできる震

源モデルを考え、これを次に起きる最大級の地震として想定してきた。その結果、過去に発生した可能性のある地震であっても、震度と津波高などを再現できなかった地震は地震発生の確度が低いとみなし、想定の対象外にしてきた。今回の災害に関連していえば、過去に発生したと考えられる869年貞観三陸沖地震、1611年慶長三陸沖地震、1677年延宝房総沖地震などを考慮の外においてきたことは、十分反省する必要がある。」としている。

そして、「今後、地震・津波の想定を行うにあたっては、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである。地震・津波の発生メカニズムの解明等の調査分析が一層必要となってくる。」とし、「中でも、数千年単位での巨大な津波の発生を確認するためには、陸上及び海底の津波堆積物調査や海岸段丘等の地質調査、生物化石の調査など、地震学だけでなく地質学、考古学、歴史学等の統合的研究の充実が重要である。」としている。

さらに、「原子力発電所等が設置されている地域では、被災した際にその影響が極めて甚大であり、安全性に配慮する観点からも、想定地震・津波の検討にあたっては、地震の震源域や津波の波源域についてのより詳細な調査分析が必要である。」としている。

このように、中央防災会議は、報告書の中で「津波堆積物調査の必要性」にはっきりと言及している。

6. あとがき

これまで述べてきたように津波堆積物を用いた古地震研究の視点に立てば、「2011年東日本津波は決して想定外ではなかった」と断言できる。すなわち、地層に残された証拠から判断すると、同じ事は将来においても繰返されることは想定されていた。ただし、行政など社会的に広く知られることはなく、防災に反映するまでには至っていなかった。

こうした中、国の中央防災会議が津波堆積物調査の必要性に言及していることは大いに評価したい。関連の法律が施行されることで、これまでほんの一握りの研究者やコンサルタントが実施してきた津波堆積物調査を用いた古地震調査が、広く我が国の沿岸部で実施されることに期待したい。その成果を用いて、各地の過去の津波の歴史が明らかとなり、国民の津波防災意識が高まることに期待したい。

一方、実際の津波堆積物は様々な形態をとること、堆積物の認定には微化石分析の知見や、年代測定技術が必要なこと、さらにその土地の地形発達や地殻変動など地球科学的な正しい理解の上で判断されるべきものである。また、実際にこうした成果を防災に反映させるには、津波浸水シミュレーション技術を含めた海岸工学の知見が極めて重要となってくる。

津波堆積物の判定、防災への反映といった課題の解決は、多くの研究者の協力が欠かせない総合科学により実現されると期待する。

参考文献

- 1) 気象庁：「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について、第28報、21p.、2011.
- 2) 吉田東伍：貞観十一年陸奥府城の震動洪溢、Vol.8、pp.1033-1040、1906.
- 3) 佐竹健治・行谷佑一・山木滋、「石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション」、『活断層・古地震研究報告』、第8号、pp.71-89、産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2008.
- 4) 中央防災会議、『東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告(案)』平成23年9月28日
- 5) 佐竹健治・酒井慎一・藤井雄士郎・篠原雅尚・金沢敏彦：東北地方太平洋沖地震の津波波源、科学、Vol.81 No.5、2011.
- 6) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ、東北地方太平洋沖地震津波情報共有サイト、<http://www.coastal.jp/tjt/>
- 7) 原口強、岩松暉：東日本大震災津波詳細地図(上巻：青森・岩手・宮城)、古今書院、p.168、2011.
- 8) 原口強、岩松暉：東日本大震災津波詳細地図(下巻：福島・茨城・千葉)、古今書院、p.98、2011.
- 9) 七山太・重野聖之・三浦健一郎・牧野彰人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・中川 充、「イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史～歴史津波の遡上規模の評価—十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較—」、『活断層・古地震研究報告』、第2号、pp.209-222、産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2002.
- 10) 高田圭太・佐竹健治・寒川 旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口 強、「静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査(速報)」、『活断層・古地震研究報告』、第2号、pp.235-243、産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2002.
- 11) 藤野滋弘・小松原純子・穴倉正展・木村次夫・行田佑一、「志摩半島におけるハンドコアラを用いた古津波堆積物調査報告」、『活断層・古地震研究報告』、第8号、pp.255-265、産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2008.
- 12) 小松原純子・岡村行信・沢井祐紀・穴倉正展・吉見雅行・竿本英貴、「紀伊半島沿岸の津波堆積物調査」、『活断層・古地震研究報告』、第7号、pp.219-230、産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2007.

地震の
脅威

東日本大震災と南海トラフの巨大地震

名古屋大学減災連携研究センター

鷺谷 威

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M9.0)は、強く長い揺れと大きな地盤の変動、海底の地殻変動が引き起こした巨大津波によって、東北地方の太平洋沿岸部を中心に19,000名を越える死者・行方不明者、全・半壊建物を合わせて37万棟余(いずれも2012年2月現在)という多大な被害を生じた。さらに、地震の揺れと津波によって生じた福島第一原子力発電所の事故の影響も深刻で、震災から1年が経とうとしている現在でも、被災地の完全な復旧・復興への道筋は見えていない。

この東日本大震災は、日本海溝から沈み込む太平洋プレートの上で巨大な断層運動が生じることによって発生したが、同じような巨大地震発生の可能性を有する地域が日本列島では他にも多数ある。その典型が、静岡県から紀伊半島、四国の沖合に位置する南海トラフである。ここでは120年ほどの間隔で巨大地震が繰り返し発生してきており、次の巨大地震が今世紀中に発生するのではと懸念されている。

本稿では、まず、東日本大震災を引き起こした巨大地震と津波について、観測データから明らかになった概要について整理する。これは、マグニチュード(M)9クラスの地震について、その発生前の状況まで含めた全容が、高精度・高密度の観測によって詳細に記録された世界でも初めてのケースであり、ここでの知見は、今後の巨大地震について考える上で前提となる。次に、南海トラフの巨大地震について現時点における知見をまとめ、最後に、東日本大震災の知見や最近の研究成果も参考にしながら、近い将来発生すると言われている南海トラフの巨大地震に関する規模や被害想定について紹介していく。

2. 東北地方太平洋沖地震と巨大津波

2.1 東北地方太平洋沖地震の概要

以下では、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の概要について説明する。この地震は同日の14時46分に宮城県沖の北緯38度6.2分、東経142度51.6分、深さ24kmを震源として発生した。地震波形の解析によれば、震源における断層破壊は約150秒間継続し、その破壊領域は、日本海溝から沈み込む太平洋プレート上面でほぼ北緯36度~40度、東経141度~143度に及んだ。南北方向に約440km、東西方向に約180kmという広範囲であ

り、断層のずれの大きさは最大で約50m、平均でも約18mに及んだと考えられる(Yagi and Fukahata, 2011)。地震のマグニチュードは9.0ないし9.1とされており、これは日本で過去に記録された最大の地震ということになる。

M9を越える地震は、世界全体で見ても、1900年以降に1952年カムチャッカ地震(M9.0)、1960年チリ地震(M9.5)、1964アラスカ地震(M9.2)、2004年スマトラ地震(M9.1)程度しかなく、東北地方太平洋沖地震は世界的に見ても非常に大規模な地震であったことが分かる。また、上記の巨大地震はいずれも現在のよう観測設備が発達する以前や、観測網の手薄な場所に発生していた。従って、今回の地震は、その発生過程や準備過程が地震、GPS等の高密度観測網で詳細に捉えられた世界でも初めてのケースだと言える。そのような意味で、今回得られたデータは、今後巨大地震について考える上で欠かすことのできない貴重なものだと言える。

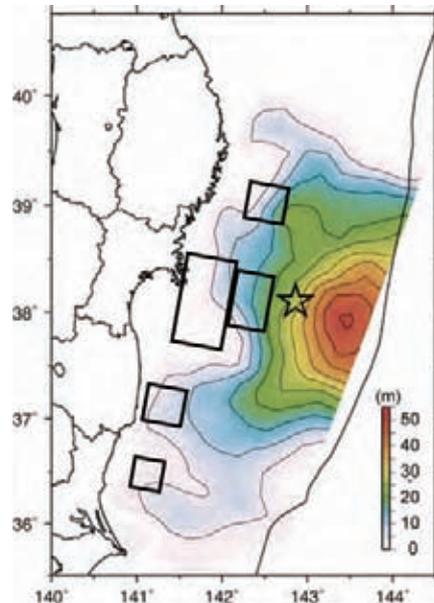


図-1 地震波形から推定された、東北地方太平洋沖地震の断層すべり量分布(Yagi and Fukahata, (2011)を改変)。沖合の実線は日本海溝の位置を、星印は震央を表す。太線で囲まれた四角はKurahashi and Irikura (2011)が推定した強震動発生域。

Yagi and Fukahata (2011)による断層すべり分布(図-1)を改めて見てみよう。震央の東側に断層すべりの非常に大きい範囲が広がっており、大きなすべりがほぼ海溝付近まで及んでいるように見える。推定されたすべり量の最大

値は、解析手法や用いたデータによって様々であるが、おおよそ50～80m程度の値が推定されている。この値は、地震時の断層すべり量として推定された値としては過去最大である。また、このように局所的に大きな断層すべりが生じたこともあり、震源域の広がりもM9クラスの地震としては比較的狭かった。ちなみに、1960年のチリ地震では震源域の長さは約800km、2004年のスマトラ地震では約1,300kmに及んでいたと言われている。

上の結果は、地震波の中でも比較的周期の長い成分を解析した結果である。建物被害につながる揺れは、より短い周期の地震動である。Kurahashi and Irikura (2011)は、強震動記録を解析して短周期地震波の生成領域を特定した。その結果を図-1に太線の四角で示している。興味深いことに、これらの強震動生成領域は、断層すべりが大きい場所ではなく、ちょうどすべり分布の深い方の端付近に位置している。すなわち、短周期の強い揺れは、震源域の中でも最も陸寄りの部分から発生していたことになる。このように、断層のすべりが大きい部分と強震動生成領域が分かれていることは今回の地震における重要な特徴である。これらの強震動生成領域は、震源からの断層破壊の伝播に伴って、次々と破壊しており、強震動の波形記録は複数の地震が少しずつ間をおきながら連鎖的に発生したように見える。その結果、震源に近い宮城県では3分以上も強い揺れが続いていた。こうした連鎖的な断層破壊がM9クラスの巨大地震の特徴と言えるかも知れない。このような性質は、南海トラフの巨大地震の被害を想定する際にも重要な意味を持つ。

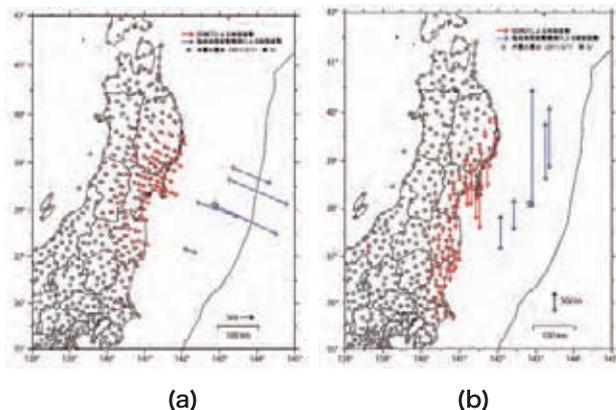


図-2 東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の分布(国土地理院・海上保安庁, 2011)。(a) 水平変動, (b) 上下変動。

海底下で発生した断層運動は顕著な地殻変動を引き起こし、その様子は日本列島に整備されたGPS観測網や海底地殻変動観測点で記録された。その様子を示したのが図-2である。日本列島には、ほぼ20km程度の間隔でGPS観測点(電子基準点)が設置され、データを連続的に取得している。そのデータを解析することにより、地震時に生じた地殻変動の様子が明らかとなった。図-2(a)に示す通り、岩手県南部から福島県にかけての太平洋沿岸部は大きく東に移動し、宮城県牡鹿半島での移動量は約5.5mに達し

た。日本海沿岸部でも最大1m近い東向き変位が生じているが、地震に伴って東北地方は最大4mも東西方向に引き延ばされたことになる。また、これと同時に、図-2(b)に示す通り、岩手県から茨城県にいたる広い範囲で数十cm単位の沈降が生じた。沈降量が最大となったのも牡鹿半島で、その大きさは1.1mにも及んだ。

最近では、キネマティックGPS測位と海中音響測距を組み合わせた海底地殻変動観測が実用化されている。日本海溝沿いでは海上保安庁や東北大学による観測が数年前から実施されていたが、今回の地震では、これらの観測点において、陸上よりもはるかに大きい変位が検出された。図-2に青色の矢印で示したように、最大で東南東向きに最大約30mの水平変位および3mの隆起が検出された。これらの変位データの解析から図-1と同様な断層すべり分布が推定されているが、その際、海底における変位データは大変重要な役割を果たした。

一方、海洋研究開発機構は、地震発生前に海底地形の音波探査を行っていたが、地震発生後に同じ場所で同様の探査を再び行い、地震前後の地形変化について検討した。その結果、日本海溝の陸側に認められた地形変化から、海溝の陸側斜面が東向きに約50m移動し、7-10m程度隆起したと推定されている(Fujiwara et al., 2011)。この結果は、プレート境界で生じた巨大な断層運動が海溝軸まで突き抜けたことの直接的な証拠として捉えられている。また、海溝軸付近で生じた地殻変動は、巨大な津波を生じた原因である。

今回のM9地震の特徴は以下の3点にまとめることができる。

- 1) 440km×180kmという広範囲の断層が連鎖的に破壊した。
- 2) 200km×100km程度の範囲で20m以上、最大では50m以上の巨大な断層すべりが生じた。
- 3) 断層運動がプレート境界の浅い部分でも生じ、一部は海溝軸まで突き抜けた。

このうち、最初の特徴は、M8.5以上の巨大地震には共通の特徴と言える。むしろ、M9規模の地震としては、震源域の広がりも狭い部類に入る。第二、第三の特徴は、この地震が巨大な津波を伴った原因である。これらのうち、前者は巨大地震に共通の性質であるが、後者はいわゆる津波地震の特徴に近い。津波地震とは、地震の揺れから推定される地震規模に対して非常に大きな津波を伴う地震で、過去に1896年明治三陸地震、1992年ニカラグア地震、1994年ジャワ島地震、2006年ジャワ島地震などの例が知られている。1896年明治三陸地震は、陸上での震度が2～3程度であったにもかかわらず、三陸沿岸に30mを越す津波が押し寄せ、2万人以上の犠牲者が出た。今回の地震でも、沖合の大きく断層がずれた場所では短周期の強震動は出ていないようなので、明治三陸地震と似た性質を内包している可能性が高い。その一方、陸に近いところでは強震動も発生しており、プレート境界全体が破壊しているように見え

る。これらのことから、今回の地震は、プレート境界で起きる普通の巨大地震と、海溝付近で生じる津波地震が同時に発生したものとされている。

2.2 東北沿岸を襲った巨大津波

次に、東北地方太平洋沖地震で生じた津波の様子について見てみよう。今回、沖合に設置された海底ケーブル方式の水圧計やGPS波浪計によって、沿岸に到着する前の津波の様子が捉えられた。また、米国大気海洋局(NOAA)が運用しているブイ方式の水圧計でも海面変動が捉えられており、津波情報の即時および事後の解析に大いに役立てられた。

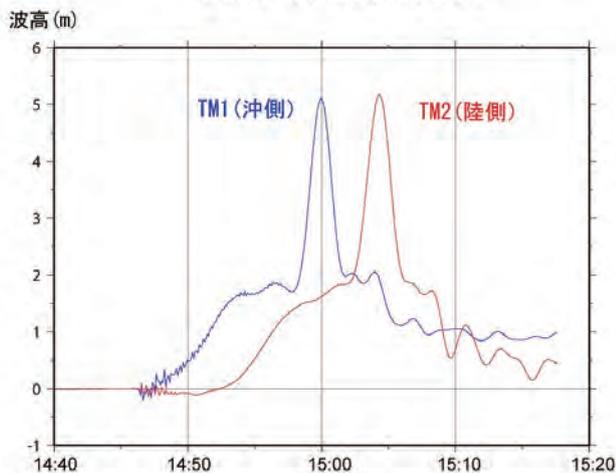
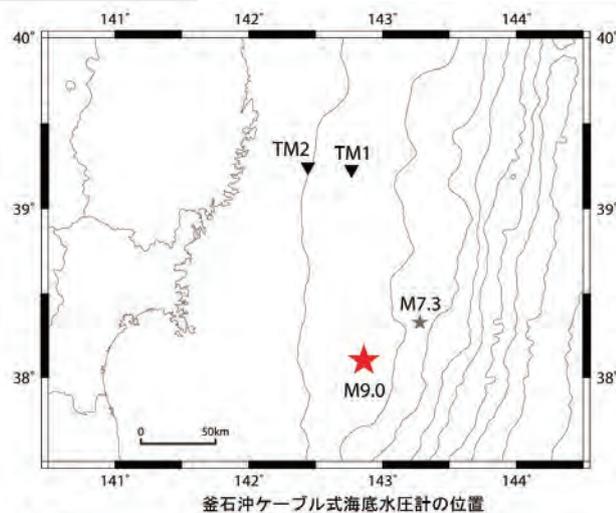


図-3 海底水圧計が記録した東北地方太平洋沖地震に伴う津波による海面変動(東京大学地震研究所, 2011)。

図-3は、釜石沖に設置されていた海底ケーブル方式の水圧計で捉えられた海面変動の様子である(東京大学地震研究所, 2011)。沖側のTM1では地震発生直後の14時47分頃から、陸側のTM2でも14時53分頃から海面が上昇し始め、海面が2m程度高い状態が15分ほど続いた。また、TM1で15時ちょうど頃、TM2で15時4分頃に5m程度の高さのパルス状の津波が到来していることが分かる。このように今回の津波は長時間にわたって海面が上昇し、さらにパルス的な非常に高い津波が含まれていたという2つの特徴があった。前者は広い範囲の海底が隆起したことの結

果で、長時間海面を上昇させ、仙台平野などで海岸から最大5km程度も津波が遡上する原因となった。一方、パルス状の変化は、海溝軸付近で生じたと推定されており、津波地震としての特徴が表れたものと考えられる。沖合から約30kmでの津波波高は5m程度であったが、津波は海が浅くなると伝播速度が遅くなるため、沿岸部ではエネルギーが狭い範囲に集中し波高が増幅される。さらに、三陸海岸を特徴付けるリアス式の地形によって、入り組んだ湾の奥に津波のエネルギーが集中してさらに波高が増す。こうした効果が積み重なった結果、三陸海岸における津波の高さは非常に大きくなった。確認された範囲では、宮古市の重茂姉吉地区における40.5mが今回記録された遡上高(津波が陸にかけ上がった高さ)の最大値とされている。

2.3 余震・誘発地震活動

大地震が発生すると、震源域の周辺では余震が発生する。通常、最大余震のマグニチュードは本震と比べて1小さいと言われており、M9地震が起きると、通常は巨大地震と呼ばれるM8地震が余震として起きる可能性に注意する必要がある。また、余震は本震ほど規模が大きくないと言っても、非常に強い揺れを伴い、本震で損傷を受けた建物が倒壊する危険もある。

東北地方太平洋沖地震では、本震発生直後に大規模な余震が続けて発生した。本震発生は14時46分であるが、15時8分には震源域の北側の岩手県沖でM7.4の余震が、15時15分には震源域南側の茨城県沖でM7.7の余震が、さらに15時25分には震源域の東側の日本海溝よりも海寄りM7.5の余震が発生した。最初の2つは、本震と同じくプレート境界の地震であるが、15時25分の地震は、日本海溝から沈み込む太平洋プレートの内部が割れるタイプの地震であった。この後も4月7日に宮城県沖でM7.2の余震が発生したが、この地震は沈み込んだ太平洋プレート内部で起きた地震で、震源が陸に近かったため、最大震度6強を記録し被害を生じた。

以上は本震の震源域であるプレート境界およびその周辺で生じた主な余震であるが、今回の地震の影響は震源域周辺にとどまらず、東北日本一帯で見られる。こうした震源域から離れた場所で起きる地震を誘発地震と呼ぶこともある。本震発生翌日の未明には新潟・長野県境付近でM6.7の地震が発生し、長野県栄村を中心に大きな被害をもたらした。3月15日には静岡県富士宮市でM6.4の地震が発生したが、震源域が富士山の直下であったため、火山活動が活発化するのではと懸念された。幸い、現時点において富士山の活動に変化は見られていない。また、本震発生直後から茨城・福島県の県境付近で内陸の地震活動が活発化し、4月11日にはM7.1の地震が発生した。この茨城・福島県境の地震活動は、正断層のメカニズムを持つ点が特徴的であった。日本列島は通常東西方向の圧縮場にあり、東西方向に圧縮軸を持つ逆断層または横ずれ断層の地震が圧倒的に多く、正断層型の地震は火山地域などで僅かに

起きるだけである。今回は最大でM7.1を含む多数の正断層地震が発生しており、地殻の力学的な状態が大きく変化したと考えられている。その原因はM9の本震で東北地方が大きく東西方向に引き延ばされたことであろう。正断層型の地震は、本震で大きな断層運動が生じたプレート境界の付近でも発生しているが、こちらは本震発生前には東西圧縮の逆断層型の地震が起きていた場所であり、本震発生の前後で力の向きが反転してしまった可能性も指摘されている。

一方、首都圏はもともと地震活動が非常に活発な地域であるが、東北地方太平洋沖地震の発生後に、地震発生数が以前の7倍程度に増加した。この地震活動データから、M7程度の地震が首都直下で発生する確率を4年で70%とする試算も公表されている(東京大学地震研究所, 2012)。

東北地方太平洋沖地震の発生後に日本列島各地で活発化した地震活動は、巨大地震の発生によって日本列島の力のバランスが大きく変化したことを如実に物語っている。過去の大地震発生後のケースを見ても、地震活動が活発な状態は10年単位で続くものと考えられるので、当分は地震活動に対していつも以上の注意が必要である。

2.4 巨大地震が想定できなかった理由

東北地方太平洋沖地震の発生後、この地震やそれに伴う巨大津波の発生が事前に想定できなかったことが問題とされた。政府の地震調査研究推進本部は日本列島周辺の海域で発生する大地震について、その震源域や長期発生確率を推定した結果を公表している(地震調査研究推進本部, 2012)。

地震調査研究推進本部の長期評価では、それぞれの地域で同じような地震が繰り返し起きるという「固有地震説」を採用し、17世紀以降に発生した地震の記録に基づいて各地域で過去約400年間に発生した最大規模の地震を特定し、その発生間隔を推定し、地震発生確率を評価している。従って、400年間の地震活動が当該地域の地震活動を評価するのに十分な長さである必要があるが、以下で述べるように、そうした認識は間違っていた。

仙台平野では1980年代後半では過去の津波が運んだ砂層が発見され、古文書に記載のある869年の貞観地震に伴う津波堆積物の証拠である可能性が指摘されていた(例えばMinoura and Nakaya, 1991)。2000年以降、産業技術総合研究所によって宮城県から福島県にかけて津波堆積物調査が実施され、869年貞観地震による津波の浸水範囲が明らかとなってきた(穴倉・他, 2010)。この研究で推定されていた津波の浸水範囲と、今回の津波で浸水した範囲(国土地理院, 2011)とは驚くほど一致している。この研究成果がまとまったのは震災の前年であり、こうした知見を防災対策に反映させる時間が無かったことは残念と言うしかない。

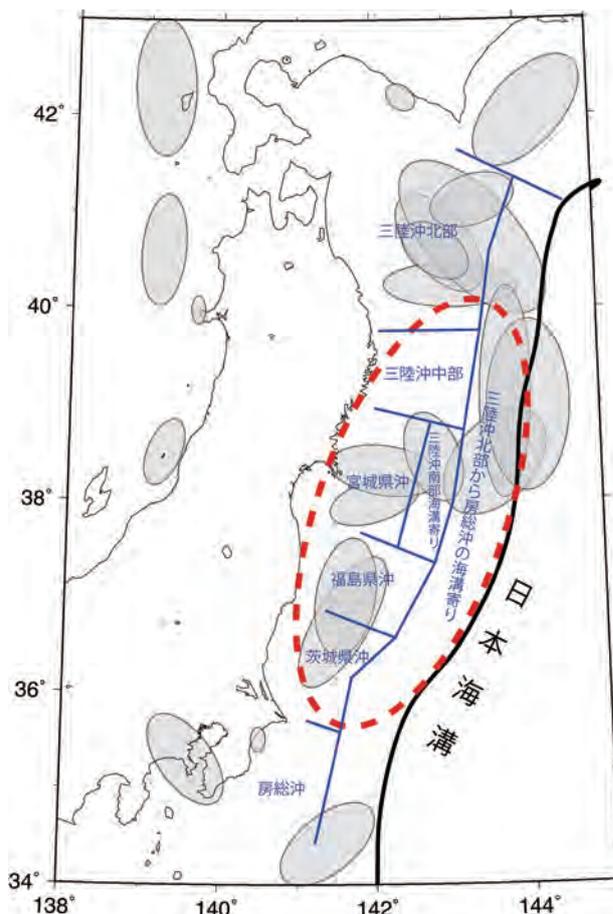


図-4 海溝型地震の長期評価における震源域の地域区分と明治時代以降に発生した主要な地震の震源域(灰色の楕円)。破線の楕円は東北地方太平洋沖地震の震源域を示す。

一方、岩手県の三陸沿岸では、今回記録された津波の高さは1896年の明治三陸地震の際とほぼ同じであった。このように、今回の津波は非常に大規模ではあったが、少なくとも福島県北部より北側では、決して「未曾有」のものではなく、もう少し対策が進んでいれば「想定内」となる事象であった。こうした過去の知見を十分に生かすことの重要性は、今後南海トラフの巨大地震や首都圏直下に備える上で重要な教訓である。

GPS観測網が地震時に顕著な地殻変動を検出したことは既に述べたが、地震発生前に観測された地殻変動から、プレート境界の固着域を検出する試みが行われていた(例えばNishimura et al., 2004)。プレート境界の大地震は海洋プレートの沈み込みによって生じるが、プレートの沈み込みの際に、陸側プレートは、プレート境界で強く固着している部分で引きずられていると考えられている。この強く固着している部分は地震発生時に大きな断層すべりが起きると考えられ、そのような断層すべりの大きい場所は「アスペリティ」と呼ばれている。Yamanaka and Kikuchi (2004)は、過去の大地震で記録された地震波形記録を解析して日本海溝沿いのアスペリティの分布を求めたが、その分布とNishimura et al. (2004)がGPSデータから推定した固着域を比較すると、後者が宮城県沖でプレート境

界が広範囲にわたってほぼ100%固着していたことを示すのに対し、前者は、宮城県沖において、プレート運動で蓄えられるエネルギーの20-30%程度しか解放されていないことを示していた。こうしたエネルギー収支の食い違いは、そこにM9地震の発生するポテンシャルがあることを示す結果に他ならなかった。しかし、日本の地震学者は、M9地震の発生の可能性に全く気付かず、観測データの無かった時期に、地震を伴わないゆっくりとした断層すべりなどの形でエネルギーが放出されたのではないかと勝手に解釈していた。これは今では根拠の無い先入観に支配されていたと理解できるが、そうした思い込みから気付くことが困難であることもまた事実である。

2004年にスマトラ島沖でM9.1の大地震が起きた時、世界の地震研究者はそこで巨大地震が起きる可能性を全く考えていなかった。その後巨大地震が起きえる場所について様々な検討がなされ、日本海溝を含むあらゆる沈み込み帯でM9クラスの巨大地震が発生し得る、という衝撃的な結論を述べた研究も存在した(McCaffrey, 2008)。しかし、そうした研究が日本国内でしっかり認知されたのは、残念ながら今回の地震が発生した後であった。

以上述べてきたように、日本海溝のM9地震を事前に想定できなかったことには様々な要因がある。地震現象に対する我々の理解がまだ不十分であることがそれらの根本にあることは明らかであり、このことは、他の地域での将来予測をする上でも十分肝に銘じる必要がある。

3. 南海トラフの巨大地震とその将来予測

3.1 南海トラフの巨大地震の概要

以下では、西南日本で今世紀中に発生する可能性が高いと言われている南海トラフの巨大地震について述べていく。

南海トラフは、フィリピン海プレートが西南日本の下へと沈み込むプレート境界である。南海トラフは富士川河口付近から駿河湾、東海沖、紀伊半島沖、四国沖を経て九州の沖合で南西諸島海溝へとつながっており、その全長は800km程度に及ぶ。

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの運動は、最近のGPS観測によって精度良く明らかにされており、駿河湾付近の沈み込み速度が年間2cm程度なのに対し、四国沖では年間約6cmと、西に行くに従って速くなる。フィリピン海プレートは形成年代が新しく、太平洋プレートと比べると温度が高く薄いプレートである。そのため沈み込みにくい性質があり、10度程度と非常に低角で沈み込んでいる。その結果、西南日本太平洋側の海岸線付近でもフィリピン海プレートの深さは20-30km程度と、東北地方に比べて半分程度であり、結果的に我々の生活域に近いところに震源域が存在している。この結果、東北地方と同規模の地震が起きた場合でも、揺れはより強く、また津波の到着時刻はより早くなる可能性が高い。

日本では飛鳥時代以降の長期間、奈良や京都に政治の中心が置かれていた。そのため、南海トラフで発生した地震

の記録が数多くの古文書に記されている。こうした記録に基づいて、過去1300年以上にわたる地震の繰り返し発生の様子が明らかにされてきた。その一覧を図-5に示す。

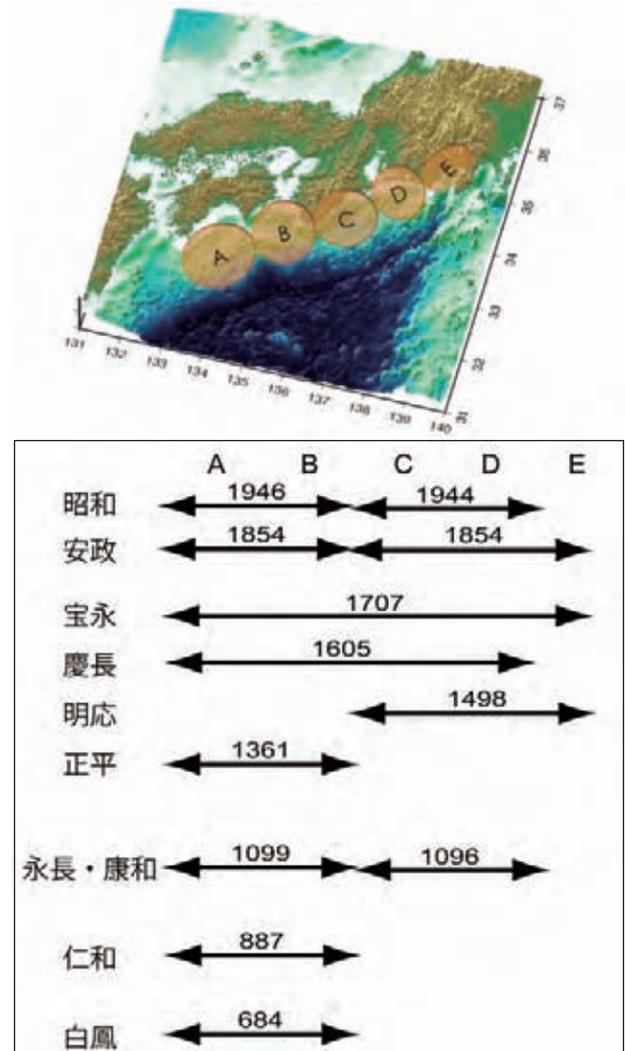


図-5 石橋・佐竹(1998)による南海トラフの巨大地震の時空間分布。A～Eは地震発生領域の区分を示す。

図-5に示されている地震はすべてM8級の巨大地震と考えられている。A-B領域で発生する地震は南海地震、C-D-E領域で発生する地震は東海地震と呼ばれるが、1944年の地震がC-D領域を破壊し、E領域が未破壊で残ったため、1944年の地震は東南海地震と呼ばれている。また、未破壊で残ったE領域ではいわゆる東海地震の発生が懸念されている。

図-5の地震活動を見ると、1944年と1946年、1854年(2つの地震)、1707年の例から明らかなように、南海トラフ沿いで大地震が起きる時には、長くても3年以内という非常に短い期間に、東海沖から四国沖までの南海トラフ全体で地震が起きていることが分かる。これは南海トラフにおける地震活動の特徴である。1498年、1361年のように東半分あるいは西半分が破壊したように見える地震もあるが、文献上記録に抜けがある可能性が高いと考えられる。

こうした可能性を踏まえると、南海トラフにおける大地震の再来間隔は最短で90年、最長で147年程度となり、平均間隔としては120年程度になる。以下では、まず、個別の地震について述べていくことにする。

3.2 南海トラフで発生した過去の巨大地震

3.2.1 1944年東南海地震

1944年12月7日に発生した東南海地震(M7.9)は、南海トラフの東側で最後に発生した巨大地震である。断層破壊は紀伊半島の南端付近から開始して東向きに伝播し、浜名湖付近まで及んだと考えられている。地震波の解析によれば、大きな断層運動は志摩半島南東沖付近で生じた(Ichinose et al., 2003)。静岡県東部・愛知県・三重県・奈良県がほぼ震度5の範囲であり、伊勢湾周辺の地盤が悪い地域で震度6が記録された。また、津波は紀伊半島東岸で大きく、尾鷲で9mを記録した。強い揺れによる建物の倒壊や津波によって1,200名余の死者・行方不明者が出ている。

1944年東南海地震は、太平洋戦争末期に発生したこともあり、情報が十分に開示されず謎の多い地震であったが、近年は改めて情報が整理され、被害状況の全容がほぼ明らかにされている。

この地震発生から1ヶ月後には、愛知県三河地方を震源として1945年三河地震(M6.8)が発生し、局所的な強い揺れによって2000名を越える死者が出ている。これは東北地方太平洋沖地震の後に東日本各地で生じているのと同様、大規模な誘発地震の一つだったと考えられる。東南海地震で損傷を受けた建物がさらに強く揺らされて被害が拡大した事例も報告されている(木股・他, 2005)。

1944年東南海地震は、前兆的な地殻変動が観測された事例としても有名である。これは地震発生時に静岡県掛川市付近で行われていた水準測量データの再解析によって、南上がりの傾斜変化が地震発生の3日程前から加速的に進行していたというものである(Mogi, 1984)。この事例は、現在も東海地震の予知が可能であることの根拠とされているが、データの信頼性や解釈に関する疑問も示されている(鷲谷, 2004)。そもそも1944年東南海地震は紀伊半島南端付近を震源としており、震源域のちょうど反対側にあたる掛川付近で起きた事象を前兆現象とすることの合理性はいま一度真摯に検討する必要がある。

3.2.2 1946年南海地震

1946年南海地震(M8.0)は1946年12月21日の未明に発生した。震源は紀伊半島南部の串本沖で、破壊は西へ伝播し、土佐湾付近にまで及んだ。被害は高知県で特に大きく、地震動や津波による死者・行方不明者は1,400名以上に及んだ。

南海地震が発生すると、プレート境界の断層運動によって、紀伊半島南端の潮岬や四国南東端の室戸岬が1m前後の顕著な隆起を生じる一方、高知平野は50cm程度沈降す

る。高知平野は津波に襲われて水浸しとなるが、そうした状況の描写は古文書の中にも再三現れ、南海地震の発生を判断する上での重要なポイントとなっている。また、紀伊半島の湯の峰温泉や四国の道後温泉で一時的に温泉の湧出が止まるといった事例も南海地震に共通する特徴である。

3.2.3 1854年安政東海・南海地震

1854年の安政東海地震(M8.4)は12月23日に、安政南海地震(M8.4)は翌24日に発生した。2つの地震の時間差は僅か32時間である。これら2つの地震は、それぞれ1944年東南海地震や1946年南海地震と比べてひと回り規模の大きい地震だったと考えられている。安政東海地震では、中部・近畿地方全体が震度5、静岡県から愛知県にかけての広い範囲が震度6程度の揺れだったと推測されている。安政東海地震では断層破壊が駿河湾の内部まで及び、富士川河口断層帯の一部も活動したと考えられている。

3.2.4 1707年宝永地震

1707年宝永地震(M8.6)は、東北地方太平洋沖地震が発生するまで、日本史上最大の地震として知られていた。この地震では、駿河湾周辺から足摺岬付近に至る南海トラフ全体が破壊したと考えられている。最近では、九州東部で発見された津波堆積物を説明するために、この地震の震源域が日向灘付近まで広がっていたという説も提唱されている(Furumura et al., 2010)。静岡県から四国に至る広範囲で震度6程度の揺れが生じ、また沿岸では10m程度の津波が押し寄せたと考えられている。こうした揺れや津波の状況からは、東北地方太平洋沖地震に近い非常に大規模な地震であったと推測される。

宝永地震発生の4年前には相模湾周辺を震源として元禄関東地震(M8.2)が発生しており、これら2つの地震によってフィリピン海プレート北縁部のプレート境界全体で断層運動が起きたことになる。さらには宝永地震から1ヶ月半後に富士山で宝永の大噴火が起き、大量の軽石や火山灰を噴出した。降灰は江戸でも5cm程度あったと言われている。この宝永噴火は宝永地震によって誘発されたという解釈が一般的である。

3.2.5 その他の地震

宝永地震以前になると、歴史記録は必ずしも十分ではなくなる。

1605年の慶長東海地震は、あちこちで津波による被害が残されているのに対し、揺れの記録が殆ど無く、謎の多い地震である。最近では、南海トラフの海溝軸付近で生じた津波地震ではないかという解釈もある。

1498年明応地震は南海トラフの東側で起きた地震としては最大級の規模を持つものと考えられている。飯田(1985)によれば、明応地震による津波は志摩半島で最大15mもの高さがあったとされる。この津波の高さは、南海トラフの巨大地震について知られている中でも最大級であ

る。また、この時の津波によってそれまで淡水湖であった浜名湖が海とつながったことも有名である。さらには、伊勢湾内部でも顕著な被害が記録されており、場所によっては5m程度の津波が生じた可能性がある。なお、明応地震については、対応する南海地震が記録されていないが、四国地方の当時の遺跡から液状化による噴砂跡が見つかるなど、西側でも大地震が発生していた可能性が高い。

3.3 南海トラフに関する最近の知見

南海トラフは世界中でも最も良く研究されているプレート沈み込み帯であり、近年もここを舞台に様々な発見が相次ぎ、プレート沈み込みの理解に大きく貢献している。以下では、南海トラフの巨大地震を考える上で重要なスロースリップと深部低周波微動について簡単に紹介しておく。

スロースリップは、GPS連続観測網が実用化されたことで存在が明らかになった。スロースリップとは地震を伴わない間欠的な断層運動で、日本列島の周辺では、房総半島沖、豊後水道、浜名湖周辺などで見つっている。これらはいずれも沈み込んだフィリピン海プレートの上面で発生しており、南海トラフの西端にあたる豊後水道では、1997年、2003年、2009-2010年に半年から1年程度の時間をかけてM6.8程度に相当する断層運動が生じた(例えば Hirose et al., 1999)。通常、この規模の地震であれば、断層の広がりや20km四方程度であるが、スロースリップでは断層の広がりや100km四方程度と広く、滑り量は最大でも20cm程度と小さい。このように、広い範囲で比較的小さい断層すべりがゆっくり起きるのがスロースリップの特徴である。似たようなスロースリップは2001年から2005年にかけて浜名湖周辺でも発生したが、こちらは継続期間が4-5年と長く、M7以上に相当するエネルギーが解放されている(Ozawa et al., 2002)。スロースリップはプレート運動に伴うひずみエネルギーの収支やプレート境界の固着域の広がりやを考えると重要である。すなわち、スロースリップが起きる場所では、通常固着しているように見えても、間欠的な断層すべりによってエネルギーを解放していれば大地震の震源域にはなりにくいと考えられる。

一方、地震観測からは、沈み込んだフィリピン海プレートの深さ30km周辺を震生源とする、深部低周波微動の存在が明らかになった(Obara, 2002)。この現象は、通常の地震と比べると、低周波側の成分に富んだ微弱な揺れが長時間続く現象で、稠密な観測網の複数の観測点で似たようなデータが得られたことから、地下に原因のある自然現象であると判明したものである。低周波微動の原因はあまり良く分かっていないが、観測された地震波形を解析すると、プレート境界の巨大地震と同じ低角逆断層の運動によって生じたと解釈できる部分があることから、深部低周波微動の発生位置はプレート境界の固着が存在する下限を示しているのではないかと考えられている。

スロースリップや深部低周波微動の発見によって、プレート沈み込みに対する我々の見方は一変した。それまでのプ

レート境界の見方は、固着域(アスペリティ)かどうか、固着しているか高速でずれているか、といった単純な二分法であったが、実際のプレート境界の挙動ははるかに複雑であることが明らかになった。近年では、そうした様々な挙動の時空間分布を明らかにするとともに、これらの物理メカニズムを解明することが重要な研究課題となってきている。

3.4 南海トラフ巨大地震の規模・被害想定

石橋(1977)は、駿河湾を震源とする巨大地震が近い将来に発生する可能性を指摘した。これがきっかけとなり、1978年には大規模地震対策特別措置法が制定され、想定「東海地震」を対象とする地震予知を前提とした地震防災対策が開始された。既に述べた1944年東南海地震の発生直前に掛川付近で検出された異常傾斜変化は、東海地震予知が可能である根拠とされた。

東海地震は「いつ起きても不思議ではない」とも言われたが、現在に至るまで発生していない。しかし、御前崎ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴う北西ないし西向きの変位や地盤の沈降が続いている。これらの地殻変動は、将来の大地震時に逆向きの変位で解消されると考えられ、地震発生に向けたエネルギー蓄積は着々と進んでいるように見える。それでは、東海地震がまだ発生しないのはなぜか?この問いに対して、Sagiya(1999)およびHeki and Miyazaki (2001)がGPSデータに基づいて回答を与えた。これらの研究によると、東海地震の震源域である駿河湾周辺では、沈み込むフィリピン海プレートも沈み込まれる陸側のプレートもそれぞれ内部で変形が生じており、プレート運動に伴う歪みの一部がプレート境界以外で解消されている。プレート境界で解消すべき歪みの蓄積速度は、同じ南海トラフ沿いの四国付近に比べると半分以下であり、隣接地域のように100年程度で大地震が繰り返す必要は必ずしも無い。そのため、想定されている東海地震が単独で発生する可能性はあまり高くないという認識が広がりつつあり、逆に、次の東南海地震の発生時に駿河湾周辺まで断層破壊が及ぶ可能性が懸念されている。ただ、安政東海地震以降に、駿河湾周辺単独でもM8級の地震に相当するエネルギーが蓄積されていると考えられており、近い将来に単独発生する可能性も否定はできない。

東南海地震、南海地震について、地震調査研究推進本部は2001年に長期評価を行った。想定された震源域は図-6に示すようなもので、地震規模は東南海地震でM8.1前後、南海地震でM8.4前後、両者が同時発生した場合にM8.5前後とされた。地震発生確率の推定値は毎年更新されている。2012年1月現在で今後30年以内にこれらの地震が発生する確率は、東南海地震で70%、南海地震で60%と推定されている。50年以内の発生確率はともに90%以上になることから、今世紀の中頃までには起きる可能性が高いと言える。なお、地震調査研究推進本部では、東北地方太平洋沖地震の発生を受けて長期評価の見直し作業を行っており、今後想定が変更される予定である。



図-6 長期評価で想定された東南海・南海地震の震源域(地震調査研究推進本部, 2001)。

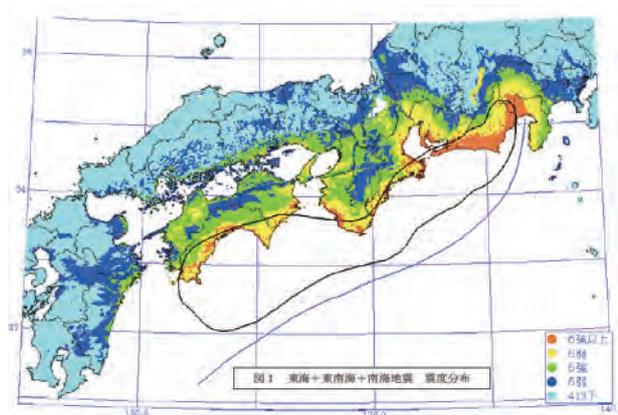


図-7 東海・東南海・南海地震が同時発生した場合の予想される震度分布(中央防災会議による)

一方、中央防災会議では東海・東南海・南海地震の様々なケースを想定して地震動や津波の分布を計算し、被害予測を行っている。以下では、そうした想定の中で規模が最大となる東海・東南海・南海地震が同時発生した場合の結果について照会する。図-7は、震度分布で、静岡県から高知県に至る広範囲で震度6強以上の強い揺れが予想されている。こうした広い範囲が強い揺れに見舞われることを我々は東日本大震災でも経験したが、南海トラフの巨大地震の場合、震源域が陸域に近い場合、既に述べた通り、地震動はより激しくなり、また津波の到着時刻が早くなると予想される。南海トラフ沿いでは沿岸地域の人口が多いため、建物の地震動対策や津波避難対策を一刻も早く進める必要がある。また、日本の大動脈とも言うべき東海道新幹線や東名自動車道が一時的に利用できなくなる可能性も高く、交通や物流に大きな影響が出ると予想される。さらに、名古屋や大阪といった日本を代表する大都市が強い揺れや津波に見舞われる可能性があり、社会・経済に対する影響は東日本大震災よりも一層深刻なものになるのではと懸念される。

東日本大震災では、様々な想定外の事象が起き、被害の拡大につながった。そうした経験から生じた重要な教訓の一つが、自然災害の想定においては、最も起こりそうなこと

を考えるだけでは不十分で、起こり得る最大規模の事象についても検討しておく必要がある、ということであった。そうした教訓を生かし、中央防災会議では、南海トラフで将来発生する巨大地震の断層モデルや被害想定に関する検討を進めている。2011年12月末には、中間取りまとめとして想定震源域や津波波源域に関する検討結果が公開された。その概要を図-8に示す。

新たな想定では、震源域は図-8の太い灰色の線で囲まれた範囲とされた。図-6や図-7に示されていた従来の想定震源域と比べると、北側や西側に大きく広がっていることが分かる。新しい想定震源域の北端は、深部低周波微動の発生域とされた。プレート境界の固着が僅かながらも存在する限界が深部低周波微動域であると仮定し、多少なりとも固着があれば地震時に断層破壊を起こす可能性がある、という考えである。また、西方に震源域を伸ばした点については、九州東岸で発見された宝永地震の津波堆積物を説明するために震源域の拡張が必要という点が根拠とされた。一方、東日本大震災の経験から、海溝軸付近においてもプレート境界がずれて大きな津波を発生させる可能性があると考え、津波波源域はトラフ軸まで南に延長された。

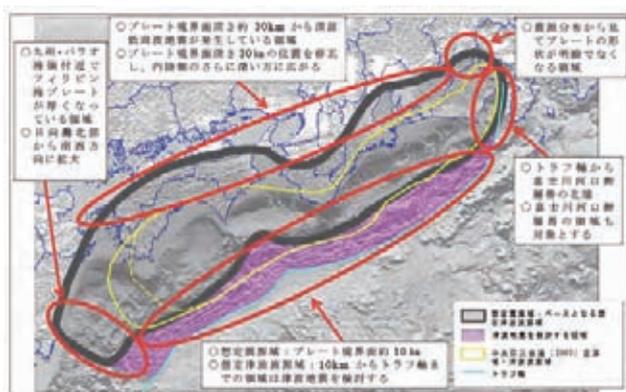


図-8 検討中の新しい想定震源域および津波波源域(中央防災会議による)。

今後、このモデルを用いた被害予測が検討され、地震・津波対策に生かされることになる。図-7に震度分布を示した中央防災会議による2003年の試算では、東海・東南海・南海地震が同時発生する場合、最悪のケースでは死者24,700人、経済被害は81兆円に上るとされていた。図-8の新しいモデルでは、想定震源域が陸側に広がるため揺れはより強くなり、津波はより大きくなるのが予想され、被害想定もさらに大きくなるのがほぼ確実と思われる。次の南海トラフ巨大地震の発生が今世紀中に確実視される中、事前・事後の対策によってどれだけ被害を軽減できるかに日本の真価が問われている。国、自治体等で万全の地震・津波対策を講じることは当然だが、それにも増して、各個人が防災に対する意識を高めておくことが大切である。

将来、南海トラフの巨大地震が起きる際に特に心配される被害として、長周期地震動による被害を挙げておく。これは、ゆっくりとした揺れが長時間継続することにより、大規

模な構造物が損傷を受けるもので、特に堆積層が厚い関東平野、濃尾平野等で揺れが増幅される。東日本大震災においては、震源地から遠く離れた大阪で、大阪府咲洲庁舎が被害を受けている。長周期地震動は、震源から放出される地震波に加え、地盤構造と建物の構造などの複合的な要因で被害が左右される。我々は南海トラフの巨大地震を過去70年近く経験していないが、その間に多くの高層ビル等の大規模構造物が建設されており、これらの構造物は次の巨大地震で初めて長周期地震動を経験することになる。

4. おわりに

東日本大震災において、我々は多大な犠牲を払った。今後発生する南海トラフの巨大地震に備える上では、この苦い教訓を十二分に生かす必要がある。東日本大震災では、釜石市において事前の防災教育が功を奏し、市内の小中学校の生徒が全員無事に避難したことが報道されているが、防災教育での重要なポイントの一つは「想定を信じるな」ということであった。将来起きる地震の規模や被害に関する想定は人間の知恵であるが、我々の自然に対する理解は常に不十分なので、自然は人間の思惑など関係無く、想定外の事象もたやすく引き起こす。本稿でも南海トラフ巨大地震に関する様々な想定を紹介したが、これらも外れる可能性の方がはるかに高いと思われる。大切なことは、震度や津波高といった詳細ではなく、まずは、そうした不安定な地盤の上に自分達が住んでいるという自覚であり、人間の力が及ばない巨大な自然に対して謙虚に向き合うことだろう。東北において様々なデータがM9地震発生の可能性を示唆していたように、虚心坦懐に自然と向き合い自然が発するメッセージを受け取れる感受性を養うことが、自然災害を軽減する上で重要ではないだろうか。

参考文献

- ・ Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi, and Y. Kaneda (2011) The 2011 Tohoku-oki earthquake: displacement reaching the trench axis, *Science*, 334, 1240.
- ・ Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda (2011) A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2010JB007918.
- ・ Heki, K. and S. Miyazaki (2001) Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2313-2316.
- ・ Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999) A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237-3240.
- ・ Ichinose, G., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato, and T. Ishii (2003) Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (Ms8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2003JB002393.
- ・ 飯田汲事 (1985) 東海地方地震津波災害誌, 800pp. 飯田汲事教授論文選集発行会.
- ・ 石橋克彦 (1977) 東海地方に予想される大地震の再検討-駿河湾地震の可能性-, 地震予知連絡会報, 17, 126-132.
- ・ 石橋克彦・佐竹健治 (1998) 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点-日本付近の鵜ノ瀬沈み込み帯を中心として, 地震, 50, 1-21.
- ・ 地震調査研究推進本部 (2012) 海溝型地震の長期評価 http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm
- ・ 木股文昭・木村玲欧・林能成 (2005) 三河地震 60年目の真実, 218pp, 中日新聞社
- ・ 国土地理院 (2011) 10万分1 浸水範囲概況図, <http://www.gsi.go.jp/kikaku/kikaku60003.html>
- ・ 国土地理院・海上保安庁 (2011) 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動と滑り分布モデル, <http://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>
- ・ Kurahashi, S. and K. Irikura (2011) Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 571-576.
- ・ McCaffrey, R. (2008) Global frequency of magnitude 9 earthquake, *Geology*, 36, 263-266.
- ・ Mogi, K. (1984) Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake - The 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan, *PAGEOPH*, 122, 765-780.
- ・ Minoura, K. and S. Nakaya (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposit: Some examples from northeast Japan, *J. Geol.*, 99, 265-287.
- ・ Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka (2004) Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916.
- ・ Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681.

- ・ Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009-1012.
- ・ Sagiya, T. (1999) Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2315-2318.
- ・ 鷲谷威 (2004) 1944年東南海地震前後の地殻変動再考, 月刊地球, 26, 746-753.
- ・ 穴倉正展・澤井祐紀・行谷祐一・岡村行信 (2010) 平安の人々が見た巨大津波を再現するー西暦869年貞観津波ー, AFERC ニュース, 2010年8月号, 1-10.
- ・ 東京大学地震研究所 (2011) 海底ケーブル式地震計システムで観測された海面変動, http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/#kamaishimeter
- ・ 東京大学地震研究所 (2012) 3月11日以降の首都圏の地震活動の変化について, http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/shutoseis/
- ・ Yagi, Y. and Y. Fukahata (2011) Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL048701.
- ・ Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2004) Asperity map along the subduction zone in northeast Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002683.



地震の脅威

液状化評価に関わる地盤調査の重要性

Importance of careful geological survey of soft ground in liquefaction analysis

名古屋工業大学高度防災工学センター
センター長 教授 張 鋒

1. はじめに

地盤工学に関する数値解析手法の研究は土の本格的な構成モデルであるカムクレイモデル(Cam Clay model)が1963¹⁾年に提案されてから、著しい発展を遂げてきた。しかし、数値解析(地盤工学)の結果が信頼できるデータとして、実際の現場設計に直接に取り入れる事例はあまり多くはない。あくまでも参考資料程度、あるいは見栄えのよい飾り物として使われているのが現状である。一方、機械工学や構造力学においては、数値解析が強度設計や変形解析に広く使われ、その解析精度も満足に行くレベルに達している。「なぜこのような歴然とした差があるのか?」との問いに対し、おそらくほとんどの回答は、「土は単一材料である金属とは異なり、空気・水・土粒子からなる3相の混合体であり、力学挙動が非常に複雑で、場所が変わるとその力学挙動も大きく変わるため、扱いが非常に難しい」といったものになるだろう。もちろんこのような回答は事実を反映するものであり、間違っていない。

数値解析の授業をやっている時に、いつも学生らに対し数値解析の発展に欠かせない二つの要因があることを強調している。すなわち、社会的ニーズ(需要)と研究者の努力である。飛行機の場合、機体が1kgでも重くなると飛べない結末になるため、精度の非常に良い数値計算が要求され、数値解析を発展させるニーズが常に高いレベルにある。一方、土木の世界では、特に地盤工学においては、実用設計レベルでの計算精度は決して高いものではなく、安全率に頼った設計になっている。その原因は土の不確実性や定式化の難しさからなる「土固有の扱いにくさ」などであろう。また、重要構造物ほど設計や施工するに当たり過大設計になりがちになるのは、ある意味、技術者の心情とも言える。逆に言えば、数値解析の精度が悪くても、設計・施工は可能であり、ニーズがさほど高くない。

数値解析手法の発展は研究者の努力次第であることは間違いないが、いくら良い解析手法を開発しても、使用する側の技術者(もちろん発注者も含む)に受け入れられなければ(解析精度がいいほど、高度な知識と技量が必要となる)、ただの宝のもちくされに過ぎない。需要がなければ、当然研究の意欲も弱くなり、優秀な人材も育たないばかりか、悪循環に陥る可能性は否定できないため、何としてもそのような事態は阻止すべきである。

先に示したように土の力学挙動が非常に複雑であることは事実であるが、その力学挙動を論理的に表現する構成

式の構築が不可能であり意味が無いと認識している一部の地盤工学研究者や技術者がいることも事実である。しかし、この認識は大きな間違いである。確かに、今までに開発されてきた種々の土の構成式は土の限られた状態下での、限定的な載荷条件にしか適応できないものも少なくない。おまけにこれらの構成式に含まれる材料パラメータは非常に多く、その決定方法も煩雑であり、多くの場合は事後の検証、すなわちフィッティングしかできない。そのため、現場技術者はこのような構成式に基づいた数値解析を敬遠することが多い。また、根拠なく適当に材料パラメータを弄れば、ほしい計算結果が幾らでも出てくる。その結果、地盤工学の数値解析は適当なあわせ技程度に思われてしまう。

しかしその一方で、土の力学特性の本質を見極め、論理的な構成式の構築に努力する研究は少しずつ増えており、一定の発展を遂げている^{1), 2), 3), 4), 5)}。問題はたとえ優れた土の構成式があっても、まずどうやってこの構成式に含まれる種々の材料パラメータを決めるかの問題に直面する。これは数値解析においてもっとも重要なポイントになると筆者は思う。

数値解析でよく言われるのは、「ゴミイン・ゴミアウト」という言葉である。すなわち、誤差の大きい入力データを入力すれば、いくら良い解析技術を用いても、出てきた解析結果の精度が入力データの精度より良くなることはあり得ない。したがって、解析精度を高めるために、解決しなければならない問題は、まずいかにして正確な入力データを入手できるかにある。答えは言うまでもなく、綿密な地盤調査と高精度の室内試験を実施することである。

数値解析のレベルはその能力によって下記の三つのランクに分類される：

C ランク：境界値問題のある力学現象(イベント)はすでに発生しており、それを単なる再現をするだけの解析を言う。これしかできない数値解析は合わせ技にすぎないが、解析手法を検証するためによく使われる。

B ランク：イベントの一部はすでに発生しており、その中からイベントの一部の情報を得ることで、それを利用して地盤情報を更新することにより、次のステップでの力学挙動を予測する解析を言う。地盤工学においては、多段階掘削する場合に用いられる方法の一つである。

A ランク：イベントはまだ発生しておらず、いわばイベントの情報がなく、入手できる唯一のデータはこのイベントに関わる地盤の地質調査と室内試験で得られた地盤

材料の要素特性しかない。このような条件下で、イベントの力学特性をきちんと理解し、やがてイベントを完全予測するという解析を言う。数値解析の究極的な目的はAランクの解析になることである。

もちろん現場で使われる方法の中で逆解析という手法はあるが、Aランクの解析にはならない。あるいは解析の不確実性から確率論的な評価手法もあるが、実用性のある解析とは言え、現象の本質的な解明にはほど遠い。もちろん正確に予測することも不可能である。

Aランクの数値解析になれるには、最低下記の二つの必要条件を揃えなければならない：

- 1) 土の力学挙動を統一的に説明できる構成式の確立(理論で完全に備えること)
- 2) 地盤材料パラメータを決める綿密な地質調査と室内試験(入力データの精度向上)

この二つの条件を揃えることが不可能ではないかと疑問視する人は少なからずいる。それなりの理由もよくわかるが、しかしこれを目指さないと地盤工学の数値解析は永遠にいい加減な解析になってしまい、発展もないだろう。以下、読者が構成式と地質調査・室内試験の重要性を正しく理解するために、まず、構成式の豆知識を分かり易く解説し、次に、CとAランクの解析事例を紹介すると同時に、地質調査の重要性も検証していく。

2. 構成式の豆知識

土の密度、自然堆積過程に形成された構造、および受けた各種応力履歴は土の力学挙動に大きく影響することがよく知られている。また、種々の载荷過程および異なる排水条件下で、土の力学挙動は大きく変わることもよく知られている。

例えば、砂の液状化は非排水状態で繰り返しせん断载荷(地震によるもの)を受けることで生じた現象である。しかし同じ砂であっても、緩い砂は液状化するが密な砂は液状化しない。また、緩い砂はサイクリックモビリティの過程を経ずに液状化にいたる(突っ込み型液状化)が、中密な砂はサイクリックモビリティが起きながら液状化する。一方、密な砂は液状化が起きにくい。さらに地震終了後、発生した過剰間隙水圧は時間の経過とともに消散していき、この時、圧密沈下が始まる。

これらの現象に対して、従来の方法では液状化と圧密沈下問題は別々の問題であり、異なる手法で検討することがほとんどであった。数値解析では、例え同様な構成式を用いても、液状化と圧密沈下問題を解く時に、異なる地盤材料を使用することがほとんどであった(統一性が完全に欠けている)。しかし、統一的な解釈が望まれることは当然であり、液状化からその後の圧密まで同一の構成式、同一の材料パラメータの値を用いて、全ての事象を連続して説明できることは言うまでもなく重要な課題である。

地盤の液状化と圧密沈下は受ける荷重(液状化：動的繰返し荷重；圧密沈下：静的)と排水条件(液状化：繰返し載

荷が非常に速いため非排水と認められる；圧密沈下：時間が長いため、圧密がゆっくり進行しているため排水と認められる)の違いのみであって、地盤そのものは変わったわけではない。したがって、別々のものとして扱うのは当然不自然と思われ、その力学挙動を統一的に説明することが望まれる。

今までの研究では、土の密度、構造および応力誘導異方性の発展側がそれぞれ単独で提案されており、お互いに影響し合うことが適切に考慮されていなかった。土の密度、構造および応力誘導異方性の影響を個別に解釈するのではなく、お互いに影響し合うこと的前提で、統一的な発展側を提案することが求められてきたが、最近ようやくある程度成功した⁵⁾。以下、この構成式に含まれる一組8個のパラメータ(その内、5個のパラメータはカムクレイモデルと全く同じ)を用いて、異なる排水条件、異なる载荷の下で、豊浦砂の力学挙動を一意的に表現する構成式のパフォーマンスを紹介する。

2.1 単調载荷時の密度の異なる砂の力学挙動

図-1に密度の異なる砂の排水・非排水単調三軸圧縮試験の応力ひずみ関係、ダイレーション特性、有効応力経路と言った力学挙動の理論値を示す。図中の番号は密度の違いを示している。[1]はもっとも緩い砂で、数字が大きくなるにつれて密度が高くなり、[8]は密度が一番高い砂である¹⁾。

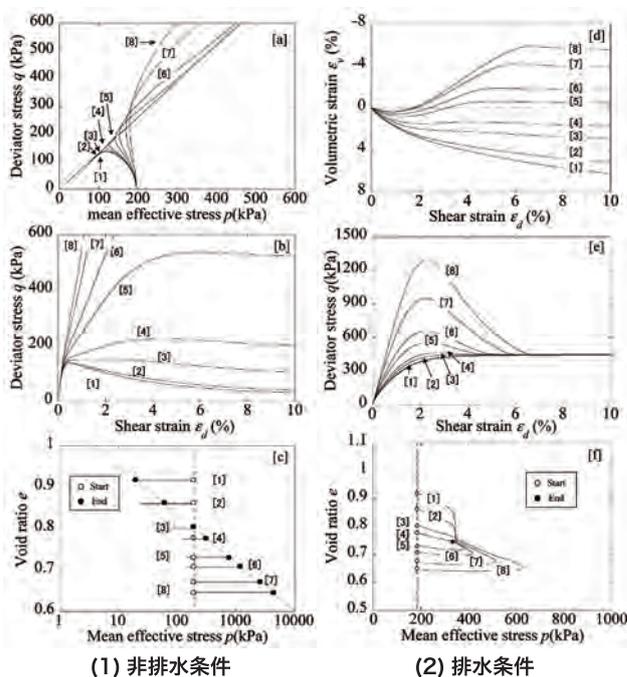


図-1 単調载荷時の密度の異なる砂の力学挙動

但し、砂[1]～[8]は密度が異なるが同じ豊浦砂である。[a] (図-1の右肩記号)は非排水試験の有効応力；[b]は非排水試験の応力ひずみ関係；[c]は非排水試験の e - $\ln p$ 関係；[d]は排水試験のダイレーション；[e]排水試験の応力ひずみ関係；[f]排水試験の e - $\ln p$ 関係。このような力学特性は土質力学の知識を持つ方々は誰でもよく知っている。

2.2 非排水繰返し载荷時の密度の異なる砂の力学挙動

図-2は非排水繰返し载荷を受ける場合、砂[1]～[8]の力学挙動の理論値を示している。緩い砂はサイクリックモビリティが起きる前に、有効応力がゼロになり破壊に至る(突っ込み型液状化, [1], [2])。中密度の砂は、サイクリックモビリティが起きながら液状化する([3], [4], [5], [6])。一方、密な砂は決してサイクリックモビリティ挙動が見られなく、いわば液状化しない([7], [8])。このような密度の異なる砂の非排水繰返し载荷時の挙動が統一的に再現されていることがよくわかる。

2.3 拘束圧依存性

図-3は非排水単調载荷時の砂の拘束圧依存性に関する実験結果を示しているものである。せん断前に3条件とも砂の間隙比は一定であるが、拘束圧が異なる状態で非排水三軸試験を実施したものである。拘束圧が高い場合には、有効応力経路は緩い砂の挙動を示すが、拘束圧が低い場合は逆に有効応力経路は密な砂の挙動を示している。

この実験は、異なる3種類の間隙比の砂においても行われたが、同様な結果が得られた。図-4にはこの非排水単調载荷時の砂の拘束圧依存性の理論値を示す。

絶対値こそ差はあるものの、特性は良く再現されていることがわかる。

2.4 排水繰返し载荷時の砂の力学挙動

砂に関する繰返し载荷実験は非排水条件下で実施されているものがほとんどである。図-5に数少ない排水繰返し载荷試験で得られた砂の力学特性の実験結果を示す。大きいせん断応力比($\sigma_1/\sigma_3=4$)で排水繰返し载荷する場合は、体積ひずみがせん断と伴に圧縮方向に進むが、一定のサイクル数に達するとひずみが定常化に至る特性がある。このような特性は理論で解釈することが困難であったが、つい最近になってようやく説明可能となった⁶⁾。また、応力ひずみ関係も図-5, 6を比較すればすぐわかるが、理論値は実験値のおおまかな特徴を表現している。

以上に述べられた砂の全ての力学特性は同じ材料パラメータを用いて表現している。一旦材料パラメータが設定されれば、すなわち、砂の特性が指定されれば、砂の状態(過圧密、異方性および構造の状態)や荷重载荷条件(排水・非排水、単調载荷・繰返し载荷)によらず、その値はユニーク(唯一的)に決められる。

したがって、構成式の理論発展により、少なくともAランクの数値解析になれる必要条件¹⁾はある程度満足しつつあることは言えると思う。もちろん、現段階では完璧までにはまだほど遠いが、努力すれば不可能ではないことを示している。したがって、もう一つの必要条件、すなわち、地質調査と室内試験による解析入力データの精度を向上することに力を入れることは決して無駄ではない。

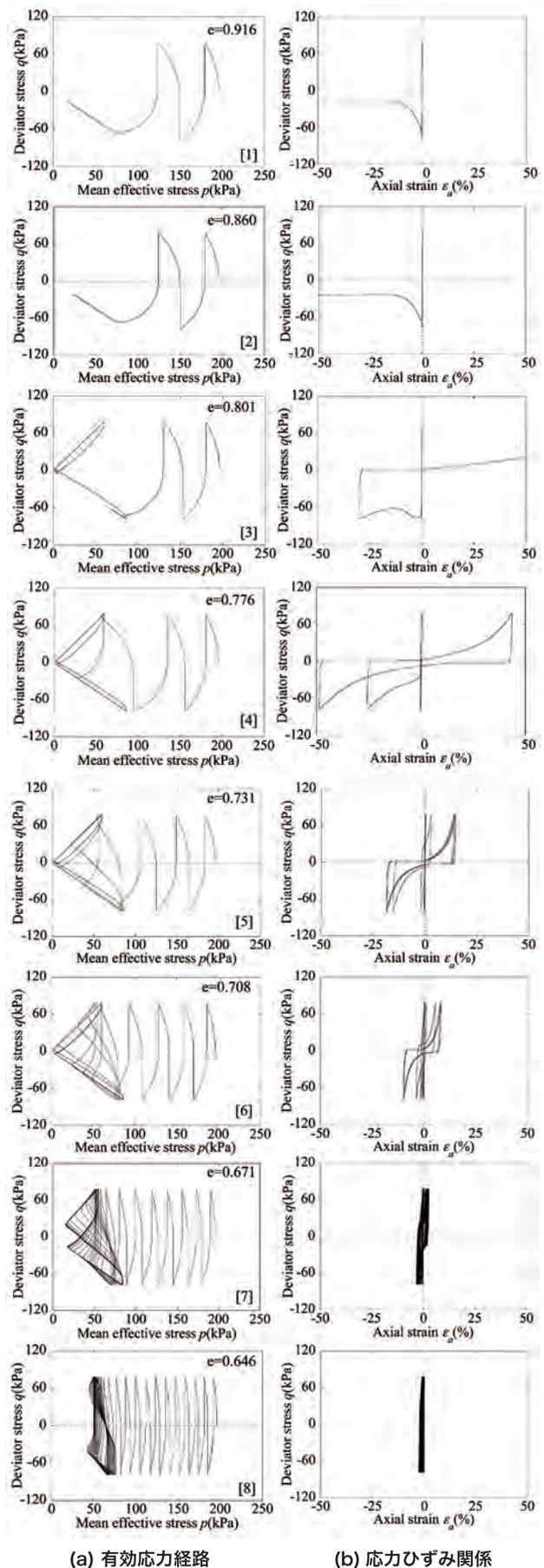


図-2 非排水繰返し载荷時の密度の異なる砂の力学挙動

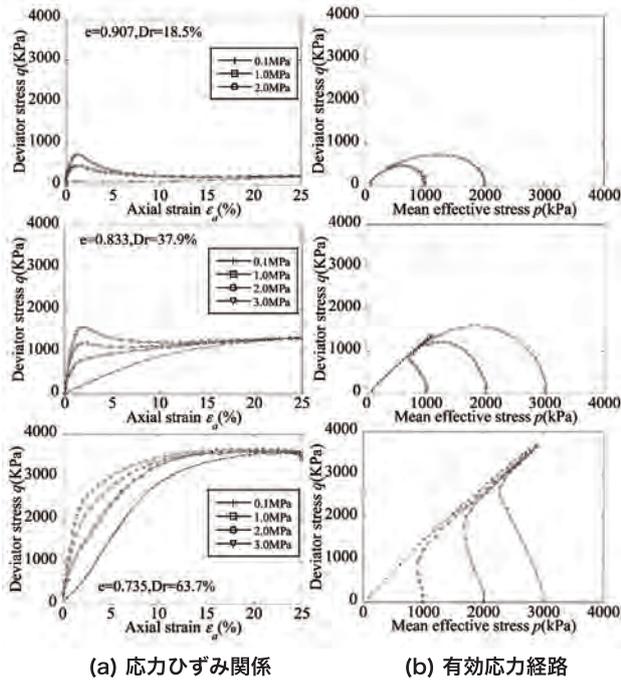


図-3 非排水単調載荷時砂の拘束圧依存性の実験結果⁶⁾

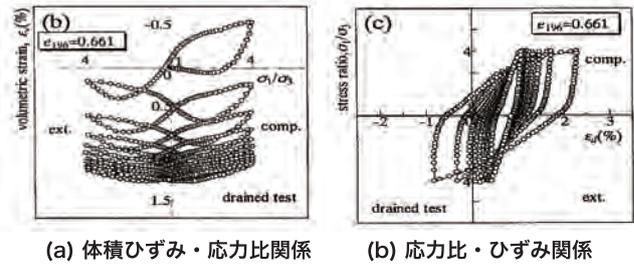


図-5 排水繰返し載荷時砂の力学特性の実験結果⁷⁾

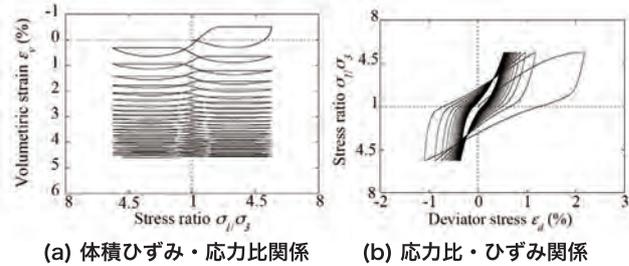


図-6 排水繰返し載荷時砂の力学特性の理論値

3. 解析事例紹介

本章で幾つかの解析事例を紹介することで、地盤液化に伴う土木構造物の耐震性能評価を動的弾塑性水・土連成有限要素動的・静的解析で実施する場合に、地質調査と室内試験の重要性を示す。

3.1 兵庫県南部地震護岸近傍の事例(Cランク)⁸⁾

本節では兵庫県南部地震で、埋立地盤に建設されたある5階の建物が地盤の液化化に起因する側方流動により、杭基礎が大きな損傷を受けた事例を紹介する。図-7は地盤と建物の水平変位を示したものである。建物の変位は周辺地盤の変位とは異なり、また建物自身の変位も同一ではないことから、建物が傾いていることがよくわかる。図-8に地盤構成と杭の損傷の分布を示す。注目していただきたいことは、杭頭だけでなく、杭の深部まで損傷を受けていたことである。特に、地層境界において、多くの亀裂が生じていた。上部構造物の慣性力による杭頭の損傷だけでなく、地盤変位の急変部(ほとんどの場合は異なる地層の境界になる)でも大きなせん断力が発生することがわかった。数値解析ではこの現象を説明するために、地盤調査を綿密に実施し、非排水繰返し三軸試験により、埋立層(液化化層)の液化化強度曲線を求めた。

また、図-9に示すように、この試験結果に基づき弾塑性構成式の材料パラメータを決めた。

図-10に3次元液化化FEM解析のメッシュを示す。入力地震動は建物の近傍で観測されたNS, EWの2方向の工学基盤波である。解析の詳細は参考文献⁸⁾に委ねるが、図-11に地表面で観測された2方向の加速度の経時変化とその解析値との比較を示す。

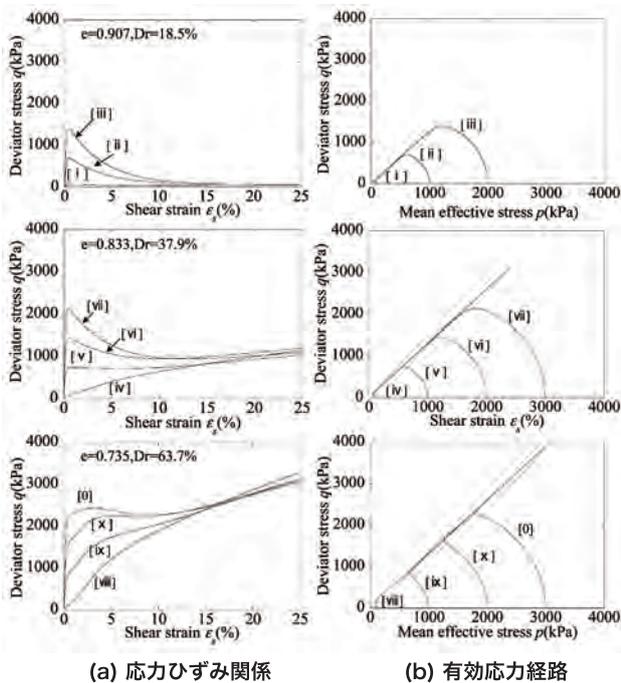
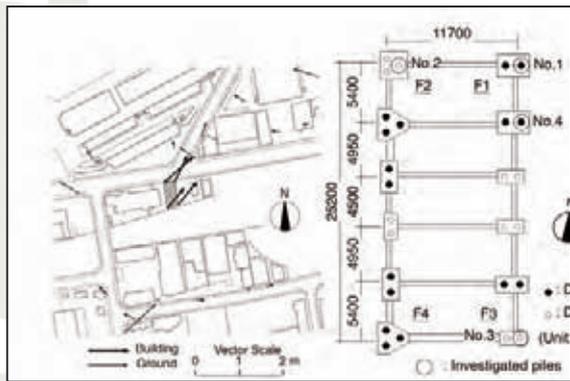
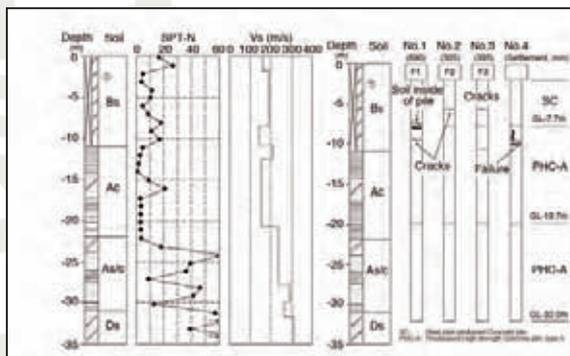


図-4 非排水単調載荷時砂の拘束圧依存性の理論値



(a) 地盤と建物の水平移動 (b) 建物の杭基礎配置
図-7 地盤と建物の水平変位量および基礎杭の配置⁸⁾



(a) 地盤の柱状図 (b) 杭の損傷箇所
図-8 地盤構成と杭の損傷の分布⁸⁾

図-12に、地表面で観測された加速度、速度、変位の軌跡とその解析値との比較を示す。

図-13に着目した4杭(杭グループ)に発生した杭の曲げ曲率の深度分布と最大曲率の発生位置を示す。杭頭だけでなく、地盤の層境にも大きな曲げ変形が発生していることがわかった。総じて、数値解析が被災事例を精度よく再現していると言える。但し、この解析はあくまでも精密な地盤調査と室内試験に基づいて行ったものであり、N値だけでパラメータを決めた解析はまず無理だろう。

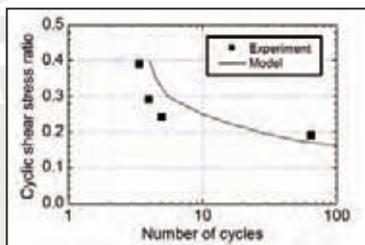


図-9 盛土材の液状化強度(実験と理論の比較)⁸⁾

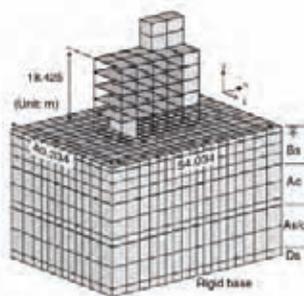


図-10 3次元液状化FEM解析メッシュ⁸⁾

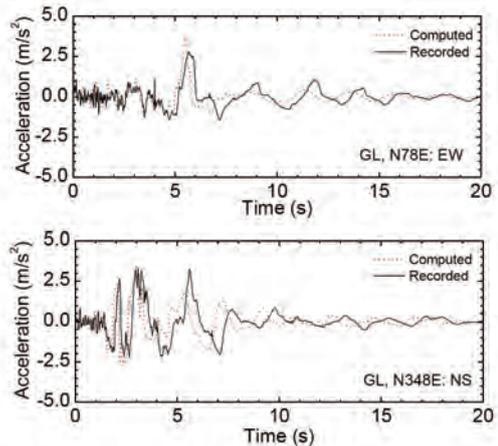


図-11 地表面における2方向の加速度の比較(観測と解析)⁸⁾

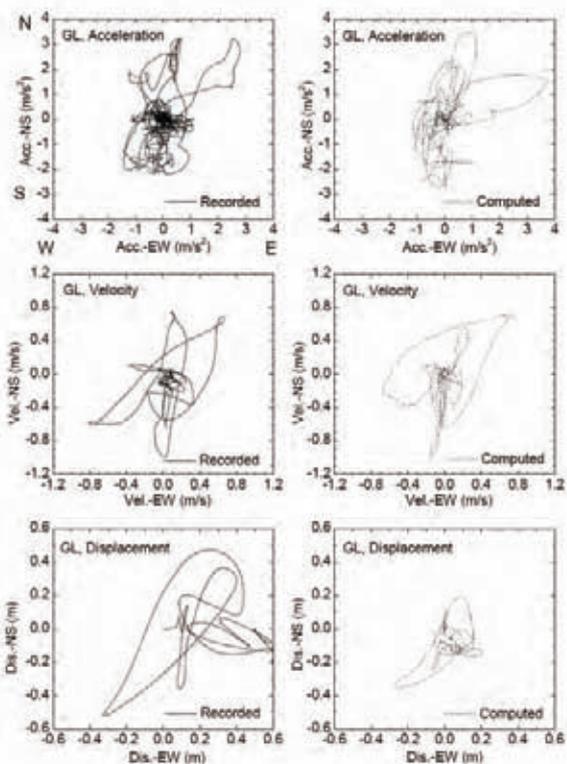


図-12 地表面における加速度、速度、変位軌跡の比較(観測と解析)⁸⁾

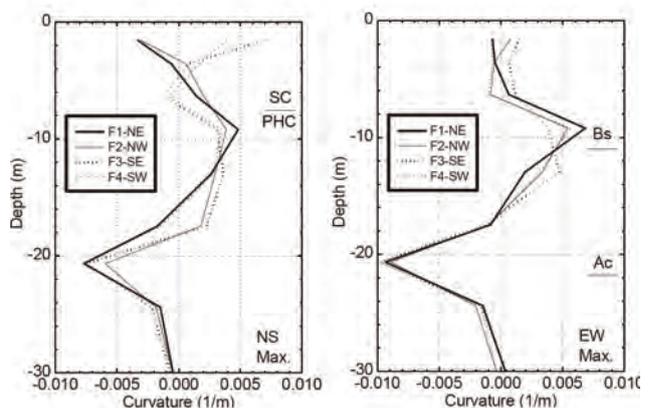


図-13 杭曲率の深度分布と最大曲率の発生位置⁸⁾

3.2 30,000kl 石油タンク耐震補強工事の3次元液化解析による地震被害予測 (Aランク)⁹⁾

兵庫県南部地震後、海岸線の近傍で建設された石油タンクの耐震補強が急務となっていた。図-14に示すように、ある既存の30,000kl石油タンクは海岸線からわずか数十メートルしか離れていない埋立地盤に建設されていたため、液化化の対策として石油タンクを鋼矢板リング構造で囲む工法が提案された。この工法では、個々の鋼矢板は堅い岩盤の中に根入れして、隣同志をお互いに繋ぐことで鋼矢板リング構造(全体はシェル構造)となっている。

しかし、地盤が液化化した場合は、構造物(石油タンク)がどこまで変位するかを定量的に把握する必要があるため、このような複雑な地盤・構造系の耐震性能評価は通常的手法では到底無理である。そこで、地盤・地上構造物・地中構造物(鋼矢板リング)の一体系3次元水・土連成弾塑性有限要素動的解析を実施し、この耐震補強工法の定量的評価を行った(イベントがまだ起こっていないので、Aランクの予測が求められる)⁹⁾。

図-14に現地土質条件、構造物および海岸線などの位置を示す幾何学条件の概略を示す。大地震の場合は石油タンクが設置されている埋立層が液化化すると予測される。

図-15に解析に用いられるFEM(3D)メッシュを示す。図-16に示す動的解析に用いられる入力地震波は直下型地震を想定した設計地震である。解析の詳細は参考文献⁹⁾に委ねる。

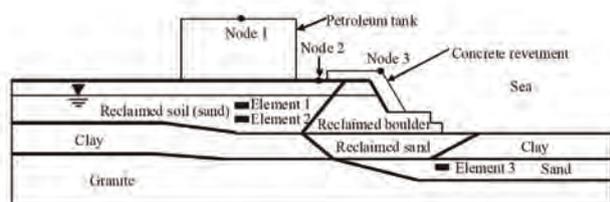


図-14 土質条件⁹⁾

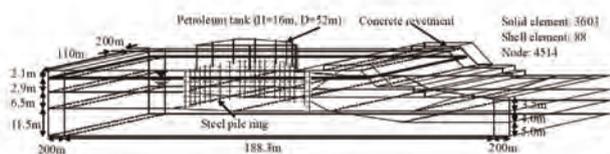


図-15 3次元FEM解析メッシュ⁹⁾

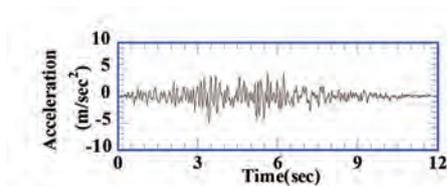
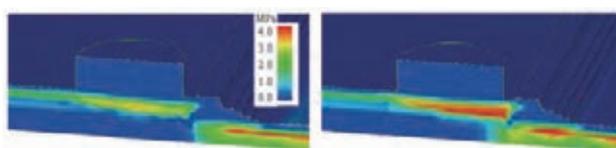


図-16 入力地震動

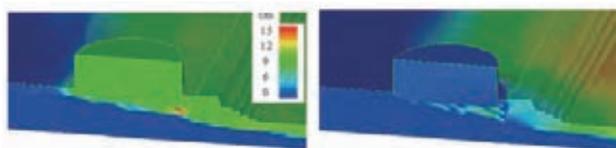
図-17に地震終了後に、地盤中に発生した過剰間隙水圧の比較を示す。この図から、驚いたのは鋼矢板リングを設置したことにより、石油タンク下の地盤の液化化が現状よりひどくなったことである。これは、当初この補強工法の目的の一つとして上げられた地盤の液化化を抑制することとは真っ向から反対であった。

一方、図-18に示すように、鋼矢板リングが設置されたことにより、石油タンクおよびその直下の地盤の変位が大幅に抑えられたこともわかった。このことは図-19に示すような石油タンク頂部の水平変位の経時変化の比較からも判断できる。すなわち、鋼矢板リングは地盤の液化化は防げないものの、鋼矢板を堅い支持層に根入れしているため、液化化した地盤およびその上に立つ構造物の水平変位を抑制する効果が十分ある。



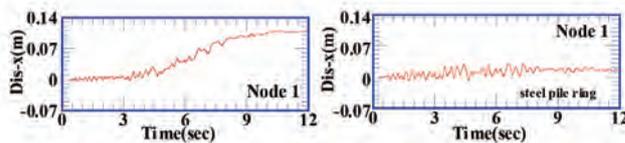
(a) 現状 (b) 鋼矢板リング補強

図-17 地盤中過剰間隙水圧の比較(地震終了時)



(a) 現状 (b) 鋼矢板リング補強

図-18 水平変位場の比較(地震終了時)



(a) 現状 (b) 鋼矢板リング補強

図-19 石油タンク頂部の水平変位の比較(経時変化)



図-20 鋼矢板リング(シェル要素で評価)の曲げ変形による応力の分布(地震終了時)

図-20に地震終了時、解析においてシェル要素で評価した鋼矢板リングの曲げ変形による応力の分布を示す。最大発生応力が降伏応力よりかなり小さいことから、補強工の安全性も確認された。

本解析はイベントが発生する前の予測解析であるため、入手できる情報は地質調査と室内試験によるもののみであった(Aランク)。詳細な紹介は省略するが、解析結果の妥当性は後ほどの2次元モデル実験で実証された。

3.3 余震による再液状化のメカニズムの解釈

東日本大震災では大きな本震の後、複数回の余震を受けることにより地盤の液状化・再液状化現象が観測された。本節では、従来の本震のみを対象とした単独地震動による解析・評価だけでなく、余震も含めた複数回の地震動による液状化・圧密沈下の繰り返し挙動を弾塑性動的有限要素解析で再現し、地盤の再液状化や余震による地盤への影響を考察する。

液状化解析は著者が開発したCyclic mobility model⁵⁾に基づいた土連成有限要素解析プログラム「DBLEAVES」¹⁰⁾を用いる。入力地震動は図-21に示すように、浦安市に近い千葉県下総において、設置深度2,300mで観測された地震動3波(本震と2つの余震)のN-SとE-W方向の2方向であり、解析時に2方向同時に入力を行った。解析メッシュは千葉県浦安市のボーリングデータを参考に、幅1.0m、奥行き1.0mの3次元断面とした。深度方向のメッシュ間隔は1mを基本とし、図-22および表1に示す50mのモデル土層を解析の対象とした。なお、地下水位は地表面と仮定した。本震と余震の相互関係を調べるために、解析ケースは図-23に示す地震動3波(本震+余震1+余震2)全てを考慮して、加震後に50年間の圧密も行うものをcase1とし、本震を与えず第2波(余震1)のみによる動的解析をcase2とし、第1波(本震)に第2波以降(余震1+余震2)を与えず圧密を行ったものをcase3とした。

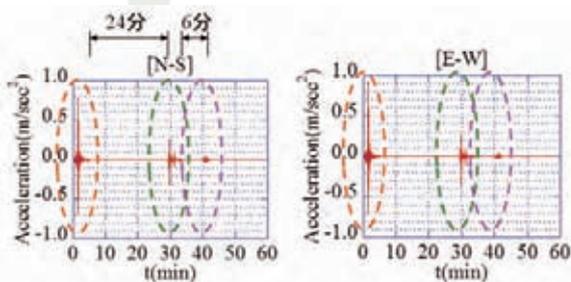


図-21 2方向入力地震波(基盤)

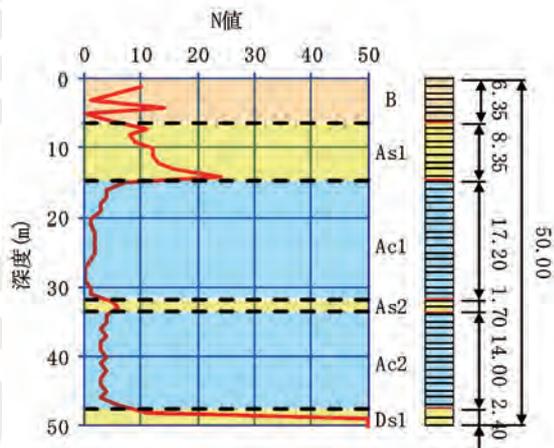


図-22 表層地盤構成および解析メッシュ

(a) case 1 (本震 ⇒ 圧密 ⇒ 余震1 ⇒ 圧密 ⇒ 余震2 ⇒ 圧密)



Step	解析の種類	地震動の種類	解析時間(sec)
1	動的解析	第1波	300(5.00min)
2	静的解析	(圧密)	1440(24.00min)
3	動的解析	第2波	300(5.00min)
4	静的解析	(圧密)	360(6.00min)
5	動的解析	第3波	135(2.25min)
6	静的解析	(圧密)	約50年

(b) case 2(余震1のみ)

Step	解析の種類	地震動の種類	解析時間(sec)
1	動的解析	第2波	300(5.00min)

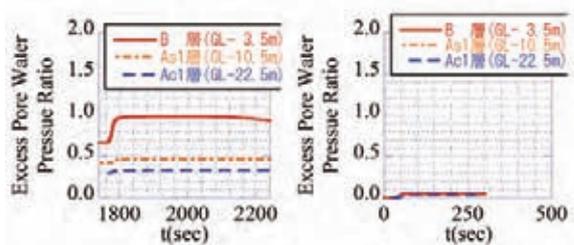
図-23 解析パターン

表-1 モデル土層

土層の種類	深度 (m)	層厚(m)	平均N値
埋土 (B層)	0.00~6.35	6.35	6程度
細砂 (As1層)	6.35~14.70	8.35	13程度
シルト(Ac1層)	14.70~31.90	17.20	2程度
細砂 (As2層)	31.90~33.60	1.70	5程度
シルト(Ac2層)	33.60~47.60	14.00	3程度
砂層 (Ds1層)	47.60~50.00	2.40	50以上

図-24に本震履歴の有無の影響を表す第2波(余震1)における過剰間隙水圧比の上昇結果を示す。本震履歴の無いcase2においては、過剰間隙水圧比の上昇は非常に小さく、液状化も起こっていない。一方、本震履歴のあるcase1においては、例えば加速度がたった25galであってもB層が再液状化に至っている。

図-25にcase1における全地震動载荷過程の過剰間隙水圧比の経時変化を示す。小さい余震による地盤の再液状化が見事に再現されている。



(a) case 1 (履歴有り) (b) case 2 (履歴無し)

図-24 余震1による過剰間隙比の上昇度合い

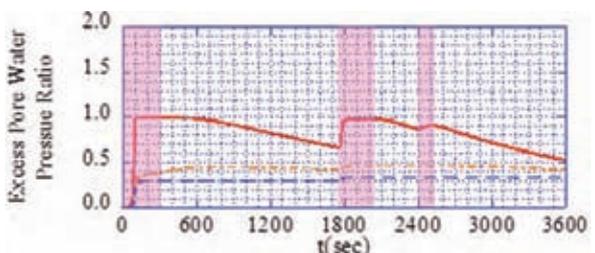


図-25 case 1における過剰間隙比の経時変化

図-26は地盤長期沈下への余震の影響を示したものである。本震後の余震が沈下量に与える影響は本震開始後60分で約0.06m, 24時間後で約0.11m, 50年後で約0.13mであり, 決して無視することのできない大きな影響となった。但し, 粘土地盤の地震後における長期圧密沈下のメカニズムの検証はこれからとなる。

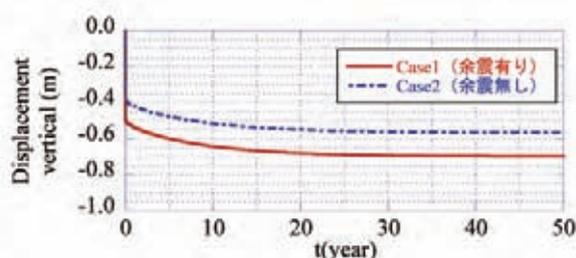


図-26 地盤長期沈下への余震の影響

以上の議論より, 下記の結論が得られた:

- 地盤が液状化するかどうかは前もって人為的に決めるものではなく, 地盤の密度・構造・過去に受けた応力履歴などの固有性質に依存し, 外力によって引き起こされるものである。その典型的な例は25galの余震で再液状化を引き起こした浦安液状化である。
- 応力履歴(本震等)により地盤の応力誘導異方性が発達し, また過剰間隙水圧が下がり切っていない不健全な地盤では, 小さな余震でも再液状化する可能性がある。
- 応力履歴(本震や余震の有無)により, 沈下量に大きな違いが生じる可能性がある。透水性の低い層圧の厚い粘土地盤では, 後続沈下は30年以上も続く可能性があり, その影響を無視することはできない。
- 地盤の液状化は外力の大きさだけでなく, 過去に受けた応力履歴(地盤の傷み), 地盤内の過剰間隙水圧の消散度合いに依存する。粘土地盤も含め, より高度な解析技術が求められ, 綿密な地盤調査に基づいたその解析技術の現場への適応も重要である。

4. 結論

地盤工学における数値解析の精度を上げるために, どうしたらいいのかと何度も聞かれたことがあるが, いつも「労力や費用を惜しまずに, 地盤を精査しなさい」と答えた。その理由は, 多少多めに地盤調査に費用を要したところで, より合理的な設計ができれば, 逆に工事全体の経費が節約できるのではないかと思うからである。もちろんこれだけではなく, 土質力学の理論をもっと発展させなければならない。所詮, 土がわかるはずがないと思いついてしまうと, 地盤工学の発展は一進一退となり進展は見込めず, さらに進展をあきらめた時点で研究者・技術者としては万事休すとなる。構成式の発展と地盤調査の両方に力を入れ, さらに研究者と技術者が手を取り合うことこそ, 地盤工学における数値解析の生きる道であると筆者は思う。

謝辞

本文の計算の一部に携わった名古屋工業大学博士後期課程学生の森河由紀弘君と包小華さんに謝意を表する。

参考文献

- 1) Asaoka, A., Nakano, M. and Noda, T. (1998): Super loading yield surface concept for the saturated structured soils, Proc. of the Fourth European Conference on Numerical Methods in Geotechnical Engineering-NUMGE98, 232-242.
- 2) Hashiguchi, K. and Ueno, M. (1977): Elastoplastic constitutive laws of granular material, Constitutive Equations of Soils, Pro. 9th Int. Conf. Soil Mech. Found. Engrg., Spec. Ses. 9, Murayama, S. and Schofield, A. N. (eds.), Tokyo, JSSMFE, 73-82.
- 3) Nakai, T. and Mihara, Y. (1984): A new mechanical quantity for soils and its application to elastoplastic constitutive models, Soils and Foundations, Vol.24, No.2, 82-94.
- 4) Zhang, F., Ye, B., Noda, T., Nakano, M. and Nakai, K. (2007): Explanation of cyclic mobility of soils: approach by stress-induced anisotropy, Soils and Foundations, 47(4), 635-648.
- 5) Zhang, F., Ye, B. and Ye, G. L. (2011): Unified description of sand behavior, Frontiers of Architecture and Civil Engineering in China, Vol.5, No.2, 121-150.
- 6) Verdugo, R. and Ishihara, K. (1996): The steady state of sandy soils, Soils and Foundations, Vol.36, No.2, 81-91.
- 7) Nakai, T. and Hinokio M. (2004): A simple elastoplastic model for normally and over consolidated soils with unified material parameters, Vol.44, No.2, 53-70
- 8) Uzuoka, R., Kubo, T., Yashima, A. and Zhang, F. (2001): Numerical study on 3-dimensional behavior of a damaged pile foundation during 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake, Proc. of 4th Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, San Diego, Balkema, 6.22, CD-ROM.
- 9) Zhang, F., Yashima, A. and Uzuoka, R. (2001): 3-D liquefaction analysis of reclaimed ground with tank and foundation, Proc. of 10th Int. Conf. on Computer Methods and Advances in Geomechanics, Desai et al. (eds), Tucson, Balkema, Vol.2, 1145-1149.
- 10) Ye, B. (2007): Experiment and Numerical Simulation of Repeated Liquefaction-Consolidation of Sand, Doctoral Dissertation, Gifu University.

地震の脅威

盛土地盤の危険性について

基礎地盤コンサルタンツ(株)
大橋 正

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災での地震においては、宅地造成地や道路盛土などで甚大な被害が報告されている。これらの被害地域の多くは図-1.1に示すような谷埋め盛土地盤(傾斜のある谷筋の造成盛土地盤)であり、周辺の切土部分と比較して地震時の応答加速度の増幅が著しく大きくなることから、被害程度も大きくなると考えられている¹⁾。

写真-1.1は2011年東日本大震災における仙台市青葉区の住宅地の盛土崩壊により家屋全体が崩落している様子である。

また、写真-1.2は宮城県白石市の造成地での谷埋め盛土の崩壊である。写真上は1978年宮城県沖地震での崩壊の様子²⁾であり、同じ場所で2011年東日本大震災でも崩壊を起こしている。この場所は水抜き工等の対策が行われていたため、2011年の崩壊は軽微であった。今回の東日本大震災での被害の他にも、傾斜基盤上の盛土での地震時斜面崩壊の被害は、1978年宮城県沖地震における緑ヶ丘団地(仙台市)などで注目され、その後1993年釧路沖地震での緑が岡(釧路市)の斜面崩壊や1995年兵庫県南部地震の西宮市仁川大規模造成地崩壊³⁾等がある。最近では、2004年新潟県中越地震における山間部道路の埋め盛土での崩壊⁴⁾が切土部での安定と対照的に確認されている。また、2007年能登半島地震では、特に能登有料道路における谷埋め盛土での道路崩壊⁵⁾が記憶に新しい。谷埋め盛土地震時安定問題では、通常谷軸方向における不整形性による地震動の増幅を考慮することが一般的であり、盛土頂部の凸部での増幅が大きくなることが知られている。

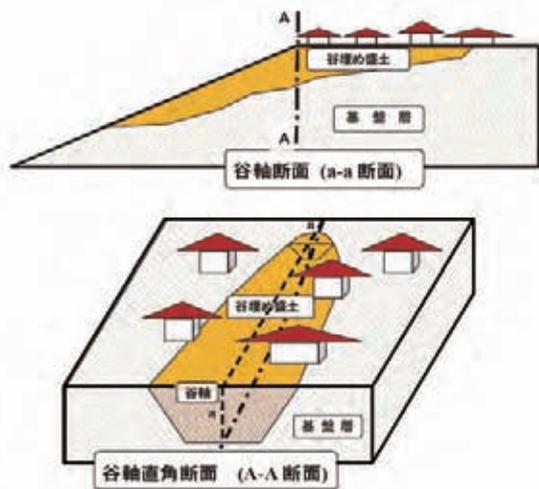


図-1.1 谷埋め盛土の検討断面の模式図



写真-1.1 仙台市での盛土崩壊例その1
(東日本大震災)



写真-1.2 谷埋め盛土崩壊(1978年宮城県沖地震
(上)²⁾と2011年東日本大震災での崩壊(下))

しかしながら、谷基盤の不整形性は谷軸方向ばかりでなく、谷軸直角方向におけるU字谷やV字谷による地震動の幾何学的進行による影響やこれによる斜面安定も考えられ、これらを関連付けた報告は少ない。そこで、本検討では図-1.2に示すように傾斜した谷を盛土して造成した地盤の谷軸直角方向成分における地震

動の幾何学的干渉やインピーダンス比および周波数特性による増幅が、谷埋め盛土斜面の危険性(安定)に及ぼす影響を検討したので報告する。

2. 谷埋め盛土の安定に及ぼす各種要因

地震時における谷埋め盛土の安定に及ぼす要因としては、表-2.1に示すように素因としての地形や地質条件と気象や地震動による誘因が影響を及ぼすこととなる。谷埋め地は通常集水地形である場合が多く、気象条件による降雨の影響により地下水位の上昇降下や乾湿繰り返し及び地震動による盛土内での過剰間隙水圧の上昇などで盛土地盤強度の軟化による不安定化の報告⁶⁾もある。谷埋め盛土における不整形地盤による地震動の増幅は、通常谷軸方向成分の増幅が報告^{7),8)}されており、谷筋方向の基盤や盛土形状により、盛土頂部での加速度応答や変位応答の増幅が大きくなると云われている。一方、谷軸直角方向における側方の谷傾斜角度による地震動の幾何学的干渉や谷を構成する基盤と谷埋め盛土材料のインピーダンス比及び入力地震動周波数と谷埋め盛土の固有周波数特性による増幅が、谷軸方向の盛土斜面に与える影響を研究した事例は少ない。ここではこれらの要因のうち、特に図-1.2に示す谷軸直角方向断面のSH波の応答が谷軸方向断面の挙動に及ぼす影響と盛土の安定に与える影響に着目した。

表-2.1 地震時谷埋め盛土安定性に及ぼす要因

盛土安定に及ぼす要因	対象	安定性を低下させる誘因
地震動	加速度, 震度	加速度増幅, 変位増幅 周波数特性
地形	山地, 谷, 盛土	集水 地震動の幾何学的干渉
地質	岩盤, 自然地盤, 人工地盤	剛性低下, 強度低下, 有効応力減少 インピーダンス比
気象	降雨量, 降雨継続時間	地下水位上昇, 風化

※ 表中の太字は本論文で扱う範囲

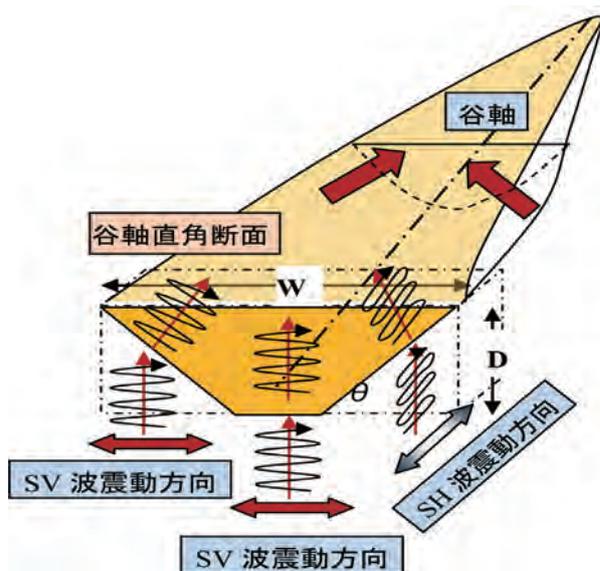


図-1.2 谷軸直角断面地震波震動方向イメージ図

3. 傾斜基盤による盛土の地震動増幅特性

3.1 地震動の幾何学的干渉の影響解析

3.1.1 解析モデル

不整形地盤での地震動の幾何学的干渉による増幅特性を評価するため図-3.1に示すように2次元有限要素解析(FLUSH)による谷埋め盛土造成地のモデルとして、谷方向モデル(谷軸断面)と谷直角方向モデル(谷軸直角断面)を考えてみる。境界条件として側方にはエネルギー伝達境界を設定し、底面に粘性境界を設定した。地盤物性としてはインピーダンス比を0.16程度とし、盛土地盤(第①層)と基盤(第②層)のせん断弾性波速度を $Vs1=100\text{m/s}$, $Vs2=500\text{m/s}$, 密度を $\rho1=17.6\text{kN/m}^3$, $\rho2=21.6\text{kN/m}^3$ としている。波動の幾何学的影響を見るため、本章では盛土地盤および基盤の非線形性は考慮していない。

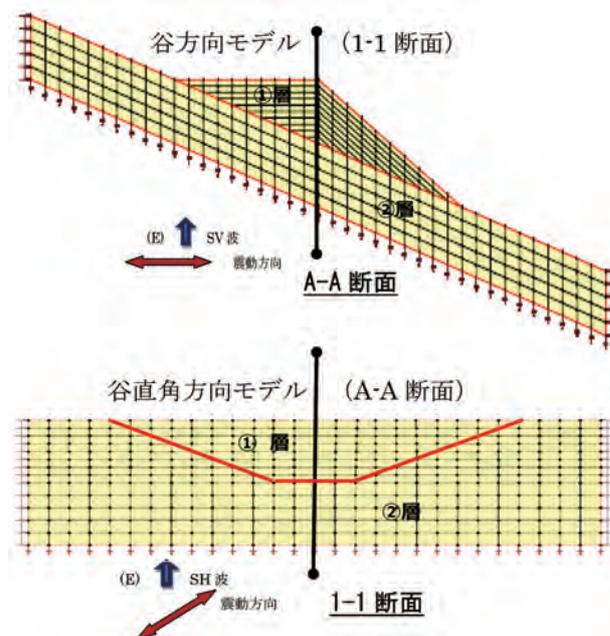


図-3.1 2次元有限要素解析モデル(周波数応答法)

減衰定数は2%とした。また、谷埋め盛土の層厚をD、谷幅をWとし、谷軸直角方向斜面勾配 θ を1:1から1:3に変化させて、不整形モデルに関して、 $W/D^{(9)}$ を基準としてケーススタディーを行った。本検討ではDを一定としてWを変えることによりW/Dを変化させた。

入力地震波は谷軸断面では、面内加振を考え鉛直SV波とし、谷軸直角断面では面外加振のSH波を考える。両断面モデルとも入射波は、1Hz正弦波半波長の振幅を100gal(E)としている。地震波入射面は谷方向モデル、谷直角方向モデルとも、基盤層上の元の地表面からGL-15mの位置としている。

3.1.2 解析結果

解析結果として、図-3.2に示すように谷埋め盛土の谷軸断面においては、盛土天端付近に向かってSV波の地震応答値の増幅がみられる。従来から指摘されているように、凸部での応答増幅がみられ、本研究での条件では最大加速度は370gal程度である。

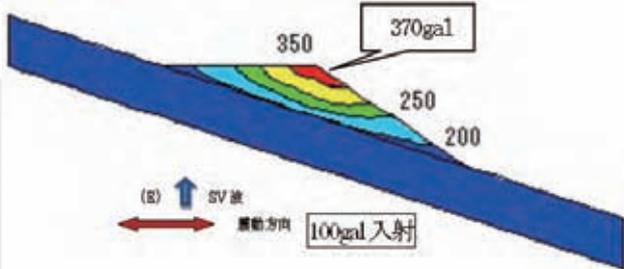


図-3.2 谷方向モデル(谷軸断面)の応答計算結果

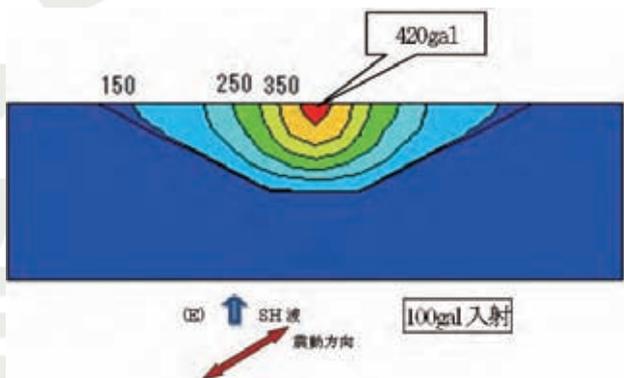


図-3.3 谷直角方向モデル(谷軸直角断面)の応答計算結果(W/D=5 θ =1:2の計算例)

また、谷軸直角断面では、V字型、U字型谷地形をモデル化しており、既往研究^{(10), (11)}によるとSV波を考えた場合には、加速度応答の増幅は見られるが、谷両側の基盤で盛土地盤が拘束される影響で変位(ひずみ)は抑制され、安定上の影響は少ないという報告もある。通常、すべり崩壊は谷軸方向に発生する。したがって、谷軸直角断面におけるSH波の震動方向はすべり崩壊方向と一致しており、加速度、変位共に谷軸方向に大きくなると考えられる。

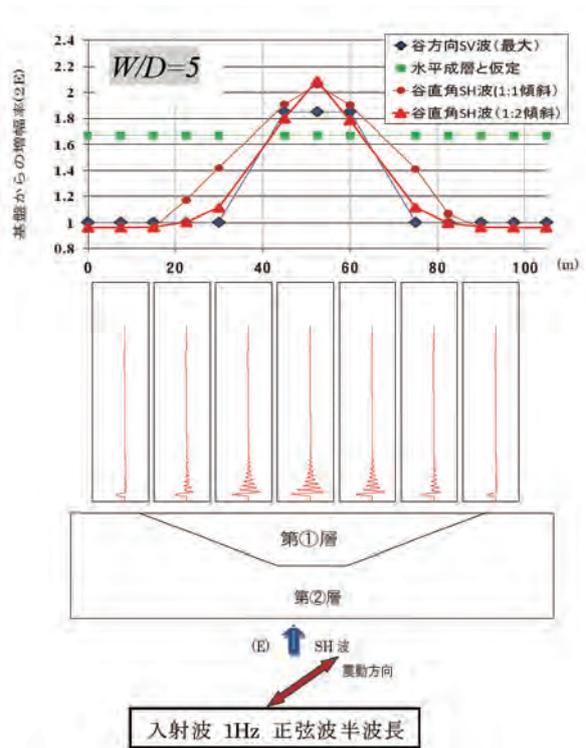


図-3.4 谷直角方向モデルの応答計算結果例(地表面加速度波形 W/D=5)

図-3.3に谷軸直角断面での応答計算結果の一例を示す。入射波は谷軸断面での振幅方向と同方向となるSH波を、1Hz正弦波半波長の振幅100galで入射している。図-3.3のW/D=5、 θ =1:2の計算例では、解放基盤での入力加速度2E(200gal)に対して420galとなっている。

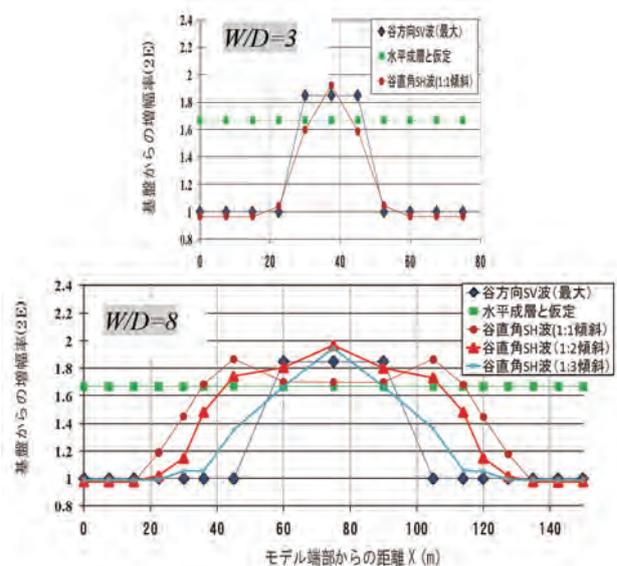


図-3.5 谷直角方向の加速度応答の変化

図-3.4には $W/D=5$, $\theta=1:2$ の条件での地山(基盤)から谷埋め盛土の横断方向における地表面加速度応答波形の変化を示している。地山表面での応答は入力とほぼ等しく、盛土部では谷中心部に向かって応答が増幅し中央でピークを迎えている。

図-3.5は、表-2.1に示した谷埋め盛土不整形モデルの各検討ケースにおける谷軸直角方向での加速度応答値の入射振幅(2E)に対する比(基盤からの増幅率)を示している。図-3.5では、 W/D を3, 8とし、谷傾斜角 θ を1:1, 1:2, 1:3に設定した場合の応答の変化を示している。 $W/D=8$, $\theta=1:1$ の場合、応答は谷軸直角方向傾斜面から底面の平坦部の境界付近の2か所でピークを迎えている^{12), 13)}が、 $\theta=1:2$, 1:3と谷基盤形状がU字からV字緩傾斜になるに従い、応答の増幅範囲は徐々に谷埋め盛土中央部に移行していく。応答値のピークは谷中央部となり、全体に約2倍弱の増幅率を示している。谷中心部での地盤構造が水平に連続すると仮定した水平成層モデルでの応答は約1.7倍である。谷軸直角方向斜面からの幾何学的な波動の屈折と両斜面及び鉛直下方からの波動の重ね合わせ(焦点効果)により、応答値が大きくなっていることがわかる。 $W/D=3$, $\theta=1:1$ の場合には、焦点効果はあるものの鉛直下方からの直達波と両斜面からの屈折波の重なるの幅が狭く、応答値は $W/D=8$ の場合と同等である。図-3.4の $W/D=5$, $\theta=1:1$, 1:2の場合には、応答は谷中心部でのピークとなり、より焦点効果が顕著といえる。

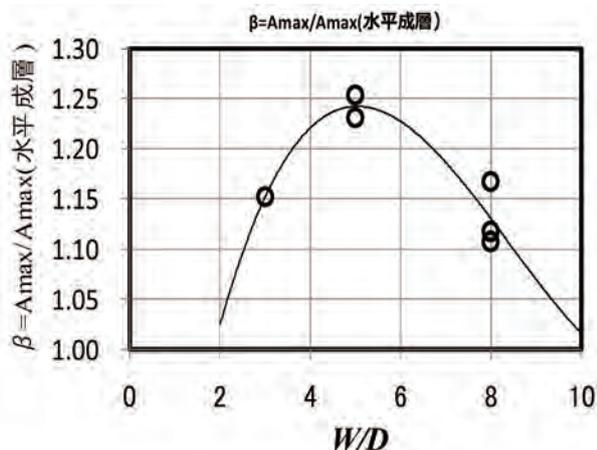


図-3.6 W/D ~ 谷直角方向増幅割合 β の関係

図-3.6は谷軸直角方向の谷幅と谷深さ比(W/D)による応答値と水平成層地盤での応答値との比(β)を求めたものであるが、図-3.5と同様に、 W/D が3~8の範囲で応答値の比 β は1.1~1.25倍となり、特に谷軸直角方向斜面からの波動の重ね合わせによる焦点効果で $W/D=5$ 程度で応答が大きく増幅することがわかった。これは $W/D=8$ の場合、鉛直下方からの直達波と片側斜面からの屈折波の弱い重ね合わせであり、 $W/D=3$ の場合には、直達波と谷両側からの屈折波が重ね合っているが、波形のピークが一致していないため弱い重ね合わせであると推定される。一方、

$W/D=5$ の場合には、直達波波形ピークと谷両側からの屈折波波形ピークの重ね合わせが強く、より大きな応答となったものと考察される。尚、図中の曲線は厳密なものではなく W/D による谷軸直角方向の応答値の水平成層地盤での応答値との比(β)の傾向を示したものである。

3.2 インピーダンス比 (IP) の影響

谷軸直角方向の不整形地盤による応答値の増幅がインピーダンス比(IP)によりどの程度変化するかを確認する。第①層のせん断波速度 V_s を $V_{s1}=100\text{m/s}$ に固定し、第②層を $V_{s2}=250, 500, 1000\text{m/s}$ と変化させてIPを0.08~0.33とした。

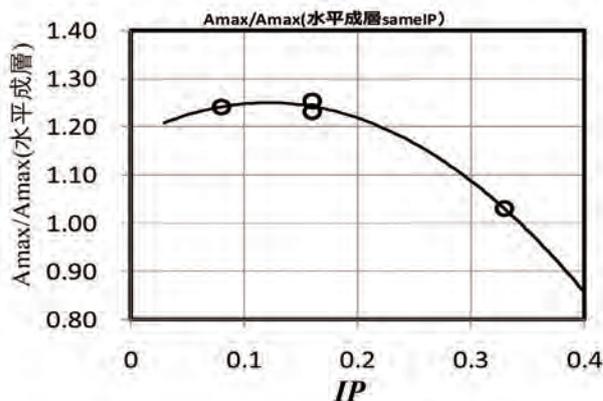


図-3.7 谷直角方向モデルのIPによる加速度応答

図-3.7は $W/D=5$ の場合のインピーダンス比による水平成層地盤での加速度応答値との比(β)を比較したものである。図-3.7によると、IPがおおよそ0.2程度までは不整形地盤の影響による応答値は水平成層での応答値の1.2倍以上となっており、 $IP=0.3$ で1.1倍程度の影響が認められる。全般的な傾向として、IPが大きくなるに伴い、谷軸直角方向の基盤傾斜の影響は小さくなると云える。

3.3 周波数特性の影響

谷軸直角方向の不整形性が入射波の周波数特性及び谷埋め盛土地盤の固有周期(T_g)との関係によりどの程度変化するかを確認する。ここでは、IPを0.16に固定し V_{s1} , V_{s2} を100~1000m/s、入射波の周波数 f を0.5~5Hz、 f/f_g (f_g : 地盤の固有係数, $T_g=1/f_g$)を0.3~3.0とした。図-3.8は、 $W/D=8$, $\theta=1:2$ の各ケースの加速度応答値と、各ケースの深さ D とせん断弾性波速度 V_s を有する水平成層地盤に同じ周波数の波を入力した場合の加速度応答値の比を示したものである。図-3.8では f/f_g がおおよそ0.5~2.5程度までの範囲では不整形地盤の影響による応答値は水平成層での応答値の1.2倍以上となっており、特に $f/f_g=1$ 付近で1.6倍程度の影響が認められる。

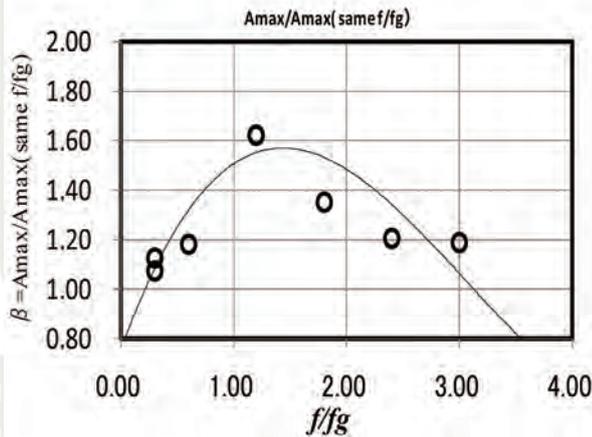


図-3.8 谷軸直角方向モデルの周波数特性による
加速度応答の変化 (W/D=8, $\theta = 1:2$)

尚、図中の曲線は厳密なものではなく f/fg による谷軸直角方向の応答値の水平成層地盤での応答値との比(β)の傾向を示したものである。

4. 地震動の増幅が盛土斜面安定に及ぼす影響 (W/D とすべり安全率の関係)

谷幅Wと谷深さDの比や谷直角方向の傾斜角 θ による地震力の増加が斜面安定に及ぼす影響を確認するため、文献³⁾の「大規模盛土造成地の変動予測調査ガイドラインの解説」で示されている2次元分割法(簡便法(円弧すべり面法のFellenius法))による安定計算を行った。地盤物性強度定数は、谷埋め盛土層では3章で実施した応答計算と同じ密度を用い、強度定数は $c=20\text{ kN/m}^2$, $\phi=30^\circ$ と仮定した。地下水位は考慮していない。円弧すべり計算の

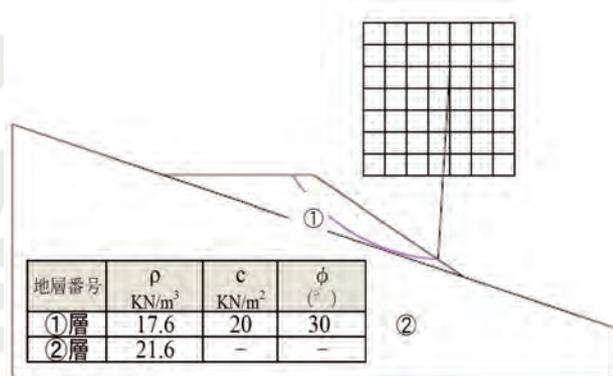


図-4.1 2次元分割法(円弧すべり面法(Fellenius法))
による安定計算例

地震力は、等価加速度として加速度応答の深度方向の平均を考慮し、先に実施した図-3.2の加速度応答の最大値 $A_{\text{max}}(\text{SV})$ に係数 $\alpha=0.6 \sim 0.75$ を乗じて土塊重心に作用させた。また、基盤にはすべり面は通らないと仮定した。図-4.1に安定計算例を示す。

図-4.2は谷軸直角方向の中央部断面が水平に連続すると仮定した水平成層地盤での応答値(谷軸断面での応答

値)を地震力($K_h = \alpha \cdot A_{\text{max}}(\text{SV})/g$)とした円弧すべり面法計算による安全率(F_s (水平成層))と図-3.6で実施した各W/Dで得られた谷軸直角方向不整形による β の割増考慮した地震力($K_h = \alpha \cdot A_{\text{max}}(\text{SV})/g \cdot \beta$)から求めた安全率(F_s (不整形))の比を示している。

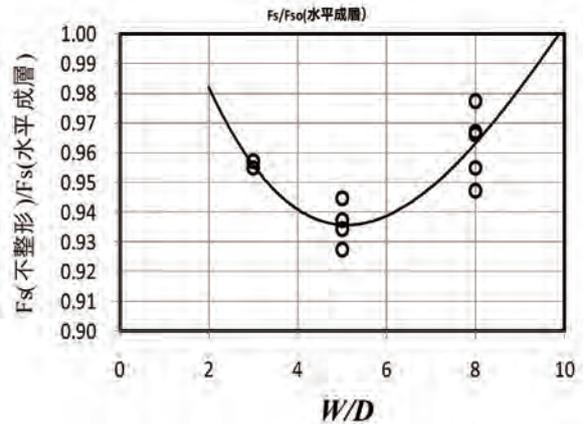


図-4.2 W/Dによる地震時すべり安全率の変化

ここでは、図-3.6で実施した6ケースの値に係数 α として0.6及び0.75の幅を考慮したため、プロット数は図-3.6の2倍となっている。谷埋め盛土地盤の線形仮定や1Hz正弦波半波長の入射振幅100galでの応答による谷軸直角方向の地震応答が斜面安定に与える影響度は、最大数%程度の安全率の低下で表わされることがわかった。文献³⁾では、谷埋め盛土の安定度について外力として一律0.25の設計水平震度を想定している。また、谷の側面抵抗を見込んだ3次元安定解析では2次元解析に比べて1.0~1.3倍程度安全率が大きくなる傾向があると指摘している。本研究からわかることは、谷埋め盛土の安定解析において3次元効果を考える場合には、抵抗力ばかりでなく谷軸直角方向の影響を考慮した水平震度についても適切に見込むことも重要であることがわかる。

5. 実地震における斜面安定への適用 (2007年能登半島地震での道路斜面崩壊への適用)

これまでの検討により、谷埋め盛土斜面での地震時安定について、谷軸直角方向の基盤傾斜により地震波が幾何学的干渉と重ね合わせによる焦点効果で増幅し、すべり地震力として影響する可能性を指摘した。本章では、実地震での斜面安定度の検証を試みる。対象地震と斜面は、2007年能登半島地震における能登有料道路の谷埋め盛土斜面崩壊(石川県七尾市中島町)地点であり、本評価手法を適用してみる。

能登半島地震は、2007年3月25日9:42に石川県能登半島沖を震源とし、発生したマグニチュードM=6.9の地震である。震源深さは11kmであり、輪島市、七尾市、穴水町などで震度6強を観測した。この地震により、輪島市門前町等

での多くの家屋倒壊や能登有料道路で複数の大規模盛土崩壊が発生し、交通が遮断された。



写真-5.1 崩壊後の対象谷埋め盛土斜面

5.1 能登有料道路斜面崩壊現場の状況

石川県道路公社能登有料道路では、本地震で11か所の大規模盛土崩壊が発生した⁵⁾。図-5.1は、道路建設前の昭和40年代の地形図であるが、図中の赤丸は本研究で対象とする崩壊箇所であり、七尾市中島町豊田の谷底低地末端部の谷地形あることがわかる。谷幅は約60m、谷埋め盛土厚は最大で15～20m(W/D=3)である。被災後のボーリングデータによると、周辺は安山岩質凝灰岩を基盤として、盛土は礫混じり粘性土で構成されており、平均N値は6.7である⁵⁾。写真-5.1に示す通り、被災直後の崩壊土砂の状況では含水はあまり多くない印象であった。

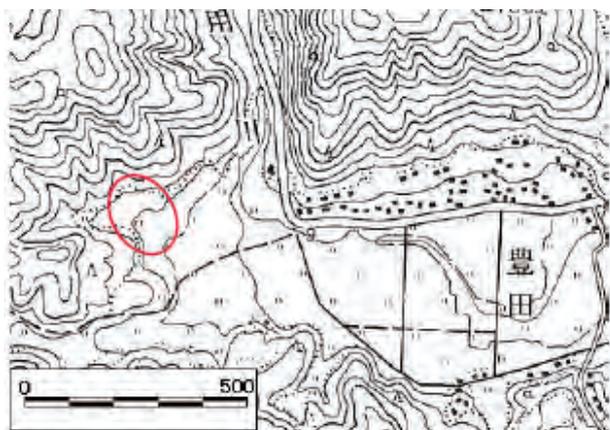


図-5.1 能登半島道路検討対象崩壊地の旧地形状況 (国土地理院発行 1/25000 地形図「中島」に加筆)

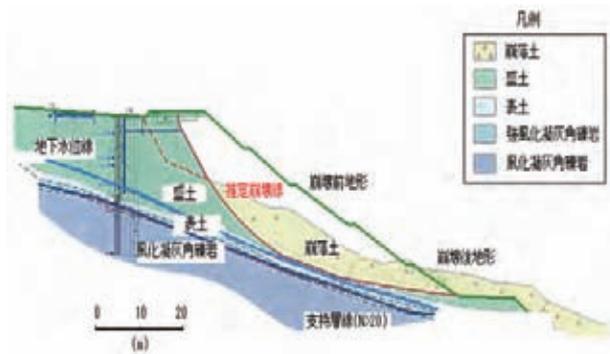


図-5.2 対象谷埋め盛土の崩壊形態 ⁵⁾に加筆

図-5.2は、石川県道路公社からの提供データを地盤工学会がまとめた資料⁵⁾であるが、基盤の谷軸方向の傾斜勾配は1:3程度、谷埋め盛土勾配は1:2程度である。また、近隣の住民からの聞き取りによると、本盛土は本震直後に崩壊したものであると思われることから、地震動の影響が大きい箇所と推察される。

5.2 検証解析用入力地震動の推定

能登半島地震ではK-NETおよびKiK-netで強震記録が観測¹⁴⁾されている。本崩壊地近傍では、図-5.3に示す11地点で地表及び地中での強震記録が得られている。本検討に用いる入力地震動は、久世ら¹⁵⁾が推定したアスペリティー分布を基に算定した。具体的には、図-5.3に示す11か所の能登半島地震の強震観測記録KiK-net(地中)を観測地点のボーリングデータから作成した地盤モデルにより、周波数依存型地盤震動解析法FDEL¹⁶⁾を用いて工学的基盤($V_s=500\text{m/s}$)相当に変換し震源インバージョンに用いている。さらに、推定した2007年能登半島地震の断層モデルによるアスペリティー分布、地震モーメント M_0 及び断層の破壊伝達速度 V_r を用いて、杉戸らが開発した地震動予測法EMPR¹⁷⁾により波形合成を行った。想定した能登半島地震の断層の幾何学的パラメータ¹⁸⁾と地震モーメント M_0 及び断層の破壊伝達速度 V_r により図-5.4に推定されたアスペリティー分布を示しているが、破壊の進行方向は震源(\times 印)から各方向に向かっているが、特に震源から北東でのアスペリティーが大きいことがわかる。

図-5.5に合成された対象地点での露出基盤加速度波形を示す。検証解析の入力は露出基盤入射波の2倍の $A_{max}=130\text{gal}$ を用いることとする。

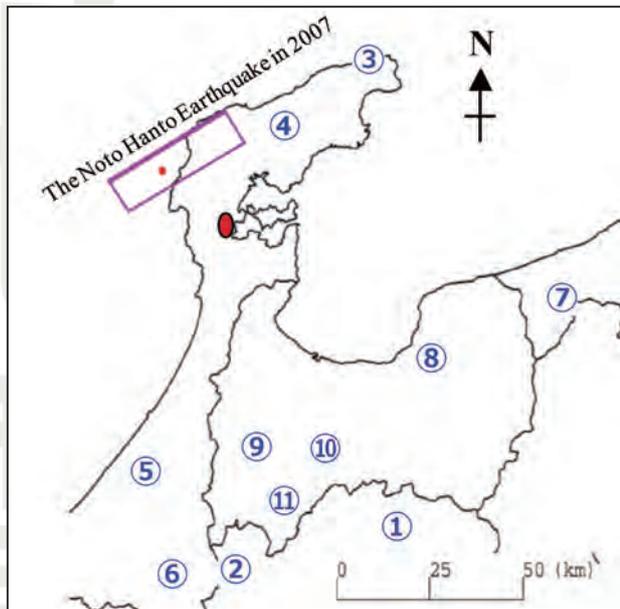


図-5.3 強震記録位置¹⁵⁾(数字は表-5の番号)

5.3 検証解析条件および解析結果

図-5.6に2次元有限要素解析(FLUSH)による谷埋め盛土モデルとして、谷方向モデル(谷軸断面)を示す。境界条件として側方にはエネルギー伝達境界を設定し、底面には粘性境界を設定した。地盤物性としては図-5.6に示すように谷埋め盛土地盤(第①層)と基盤(第②層)のせん断弾性波速度を $Vs1=190\text{m/s}$ 、図-5.6に2次元有限要素解析(FLUSH)による谷埋 $Vs2=475\text{m/s}$ とし、 $\rho1=17.6\text{kN/m}^3$ 、 $\rho2=21.6\text{kN/m}^3$ としている。盛土地盤の非線形性は横田ら¹⁹⁾が提案している洪積粘性土地盤における $G, h \sim \gamma$ タイプを適用している。谷直角モデルとしては、現地での崩壊状況の確認や測量結果から斜面上部の断面を考え、 $W/D=3(W=45\text{m}, D=15\text{m})$ 、 $\theta=1:1$ とした。

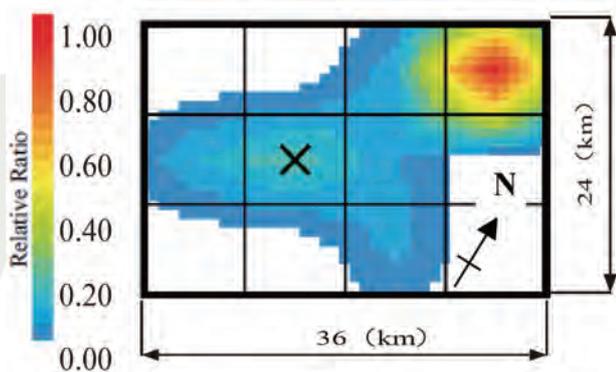


図-5.4 推定されたアスペリティー分布¹⁵⁾

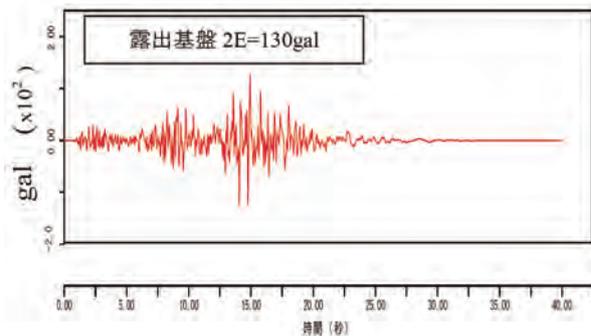


図-5.5 検証解析入力波形
(露出基盤 2E=130gal)

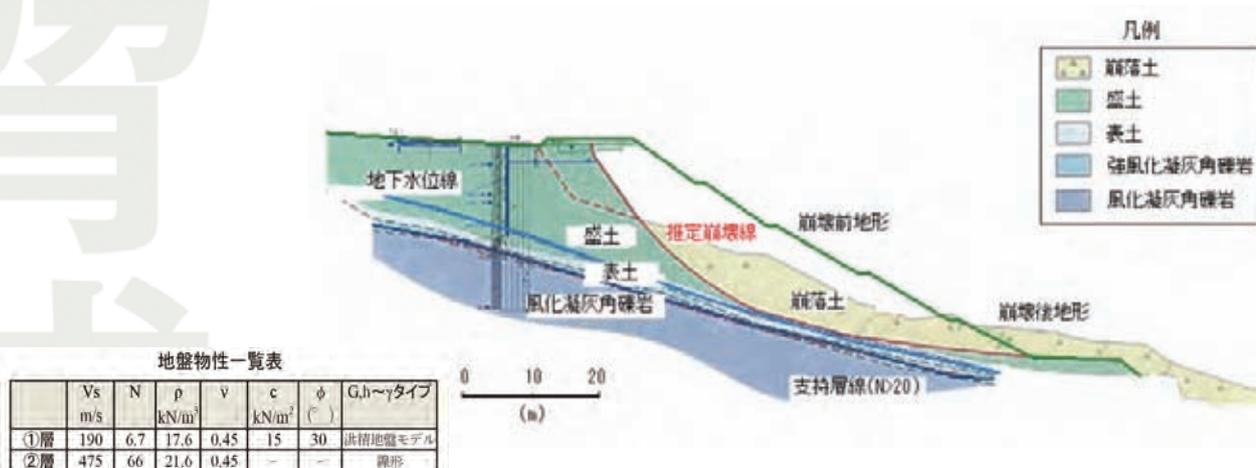


図-5.6 検討対象盛土谷軸断面 2次元有限要素解析モデル⁵⁾に加筆

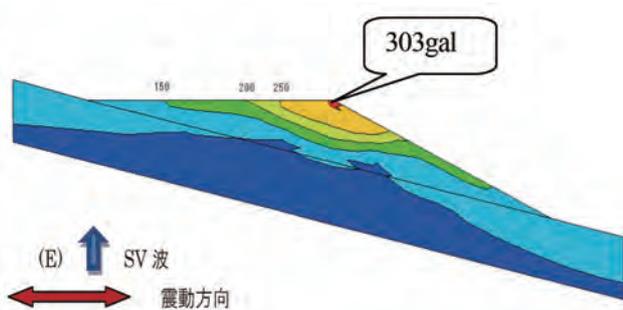


図-5.7 谷軸断面の加速度最大応答コンター図

図-5.7に谷軸断面の加速度応答を示す。ここでも従来から指摘されているように、斜面凸部で加速度応答が大きくなっており、最大で約303galの応答値である。また、図-5.8には入射波と盛土中央部での加速度波(SV波)のフーリエスペクトルを示しているが、2～3Hz付近の周波数領域での応答が卓越している。

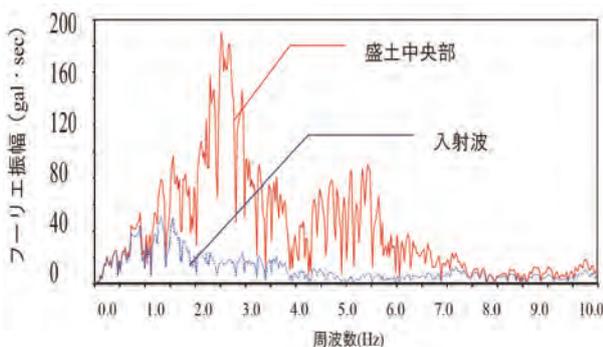


図-5.8 谷軸断面の基盤と盛土内SV波フーリエスペクトル

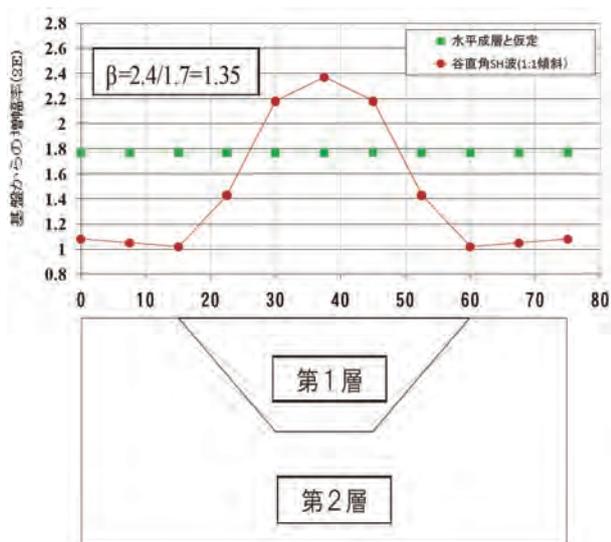


図-5.9 谷軸直角断面の水平成層との比 (W/D=3, θ=1:1)

図-5.9は谷軸直角断面での地表面加速度応答値の入力振幅(2E=130gal)に対する比を谷軸直角方向にプロットしたものである。1Hz正弦波半波長でのケーススタディの結果と同様に谷埋め盛土中央部で応答が大きくなり、水平成層と比較した割増係数βは1.35倍程度の応答が表れている。

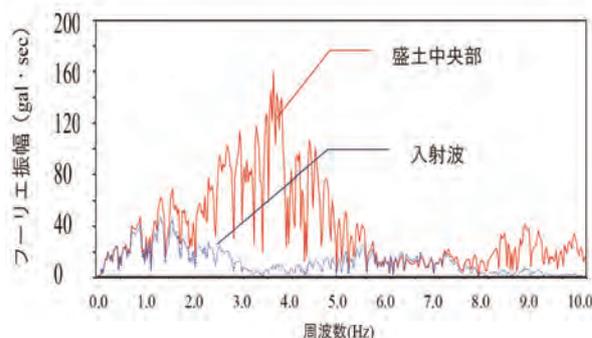


図-5.10 谷軸直角断面の基盤と盛土内SH波フーリエスペクトル

図-5.10は谷軸直角断面の基盤と盛土内SH波のフーリエスペクトルであるが、図-5.8の谷軸方向のフーリエスペクトルと比べると、2.5～4.5Hzの周波数領域が卓越し、特に3.5Hz付近での応答が顕著である。図-5.8及び図-5.10は異なる方向の解析断面ではあるが2～4.5Hzの同程度の周波数帯で応答が卓越しており、谷軸方向での揺れ方と谷軸直角方向のSH波の増幅の重ね合わせとして評価することができそうである。

5.4 安定解析条件および結果

地盤モデルを図-5.11に示しているが、谷埋め盛土の強度定数は既往調査資料^{5),20)}と、現地盛土材料の締め固め試験結果から90%締め固め度(ρd=90%)を想定し、三軸CU試験(不飽和)を実施して、c=15kN/m²、φ=30°を求めた。地下水位は基盤上面とした。安定計算条件は先に実施したケーススタディと同様に、2次元分割法(円弧すべり面法(Fellenius法))を用いている。

対象谷埋め盛土の崩壊状況を検討するにあたって、谷軸方向地震力(谷方向モデル)に加えて、谷軸直角方向の基盤傾斜による幾何学的増幅割増係数βは、図-5.9より1.35が得られているため、地震力Khは斜面頂部の応答値から以下のように求めた。

$$Kh = \alpha \cdot A_{max}(SV) / g \cdot \beta = 0.7 \cdot (303/980) \cdot 1.35 = 0.30$$

ここに、A_{max}(SV)は、谷方向モデルでの斜面応答加速度であり、βは谷軸直角方向の増幅割増係数、αは等価加速度として、加速度の最大値に対する盛土深さ方向の加速度の平均の割合である。

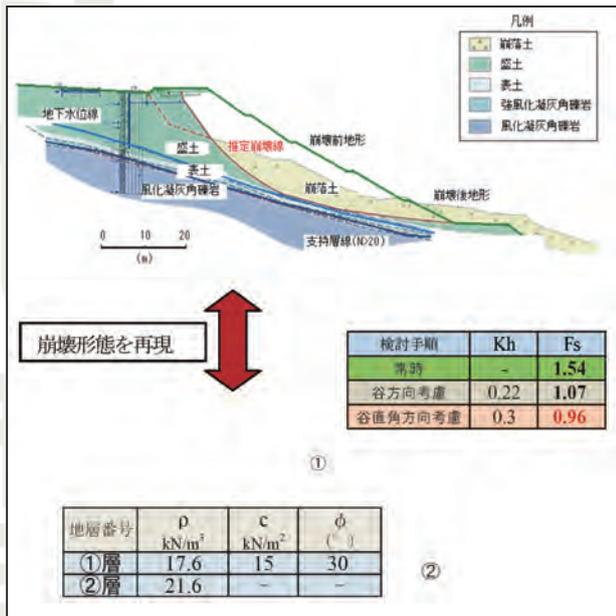


図-5.11 谷直角方向考慮すべり計算結果例⁵⁾に加筆

図-5.11に2次元分割法(簡便法(円弧すべり面法のFellenius法))による谷軸直角方向不整形考慮の安定計算結果を示す。安全率Fsは、常時(Kh=0)で1.54、谷軸方向のモデル化により得られた地震力(Kh=0.22)ではFs=1.07となり当該検討地点の崩壊を表現していない。

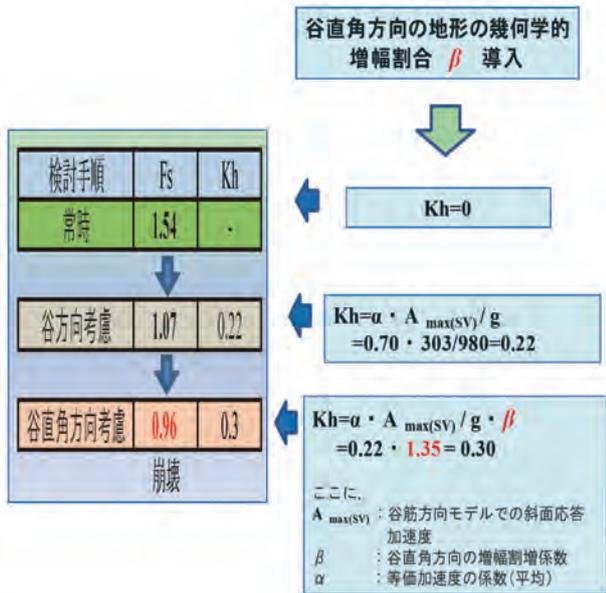


図-5.12 谷方向および直角方向の不整形性を考慮したすべり計算安全率Fsの変化

一方、本研究での谷軸直角方向の不整形性を考慮してβの割増による地震力(Kh=0.30)とした安定計算結果は、図-5.12に示すようにFs<1.0となり、能登半島地震での崩壊をうまく表現できていると云える。但し、地震時の斜面崩壊の要因としては、本研究で着目した要因以外にも、地下水

の影響、過剰間隙水圧の影響、長期強度劣化の影響、鉛直地震動の影響、盛土材料の剛性のひずみ依存性等々、表-2.1に示した多くの誘因、要因があり、それらが複合して安全度が低下し崩壊に至っているものと推定される。本研究により、谷軸直角方向の基盤傾斜(盆状の構造)による地震動の幾何学的影響も大きく安全率の低下という形で影響を与えている可能性があることが分かった。

6. 結論

本研究では、傾斜した谷を盛土して造成した地盤の谷軸直角方向成分における地震動の幾何学的干渉やインピーダンス比および周波数特性による増幅が谷埋め盛土斜面の安定に及ぼす影響を評価することを目的に検討を行った。盛土斜面の安定は谷軸方向成分の震動方向であることから、谷軸直角方向での揺れ方を、谷直角断面での面外加振方向(SH波)として考え、谷軸方向成分の揺れを谷軸直角方向のSH波の増幅の重ね合わせ(割増係数β)として評価することにより斜面安定に与える影響を検討した。検討の結果、地震時の谷埋め盛土の危険性(安定)を考える場合、谷軸方向成分の地震応答ばかりでなく、谷直角方向成分の増幅も斜面安定に大きく影響を与えていることがわかった。

本研究で得られた結論を以下に示す。

- 1) 谷直角方向でのSH波の増幅は盛土幅Wと盛土厚Dとした場合のW/Dにより増幅傾向が異なることが分かった。
- 2) 代表的な物性値と1Hz入射波という条件においては、W/Dが3～8の範囲で応答値は盛土が水平成層の場合の応答値の1.1～1.25倍となり、特に谷軸直角方向斜面からの波動の重ね合わせによる焦点効果により、W/D=5程度で応答が増幅することがわかった。
- 3) インピーダンス比IPによる不整形地盤の応答値の違いは、全般的な傾向としてIPが大きくなるに伴い、不整形の影響は小さくなる。また、IPがおおよそ0.2程度までは不整形地盤の影響による応答値は水平成層での応答値の1.2倍以上となっており、IP=0.3で1.1倍程度の影響が認められた。
- 4) 周波数特性による谷軸直角方向の不整形の影響を盛土の固有周波数と入射地震波周波数の比f/f_gでみてみた場合、W/D=8、θ=1:2の条件では、f/f_gがおおよそ0.5～2.5程度までは不整形地盤の影響による応答値は、水平成層での応答値の1.2倍以上となっており、特にf/f_g=1付近で1.6倍の影響が認められた。
- 5) 谷軸直角方向の不整形地盤による地震動の増幅が盛土の安定に及ぼす影響は、本研究での盛土地盤の線形仮定や1Hz正弦波半波長の入射振幅100galという条件では、最大数%程度の安全率の低下で表わされることがわかった。
- 6) 実地震での崩壊事例との対比検討をおこなった。その結果、2007年能登半島地震での能登有料道路の谷埋め

盛土斜面崩壊における、谷軸直角方向の不整形地盤を考慮した割増(β)による地震力での安定性評価によれば、限定的な条件ではあるが、谷直角方向の地震動の増幅は、安全率の低下として盛土の安定に大きく影響を与えていることが分かった。

7) 谷埋め盛土地盤の安定性について、図-6.1 に示すように、今回提案した手法で簡易的に危険性(安定度)評価を行うことが可能であると判断できた。

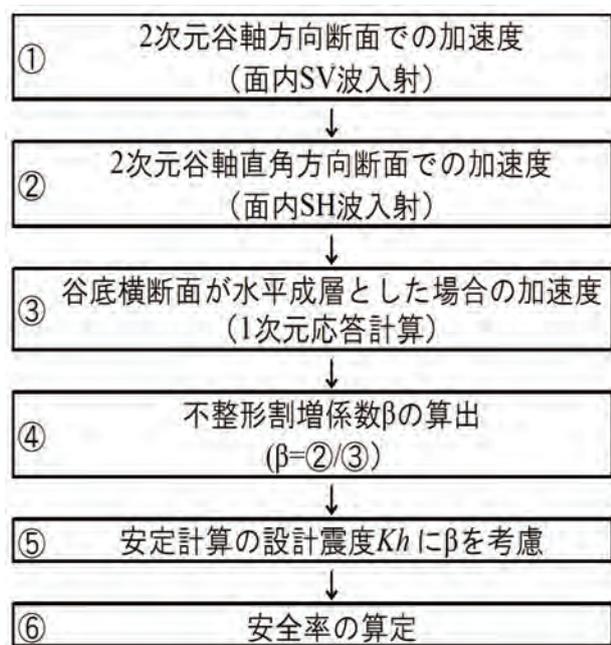


図-6.1 2次元解析で3次元効果を考慮した安定度評価(杉戸-大橋の方法の流れ)

謝辞:本研究には(独)防災科学技術研究所のK-NET およびKiK-netの強震記録を使用させていただきました。また、本研究に多くのアドバイスをいただきました岐阜大学 流域圏科学研究センター 杉戸真太教授(博士), 久世益充博士に謝意を表します。

参考文献

- 1) 橋本隆雄, 宮島昌克, 富沢元: 1995年兵庫県南部地震における被害宅地盛土の地震応答解析と被害分布, 土木学会第27回地震工学研究発表会講演論文集, Vol.27, pp.131-132, 2003.
- 2) 基礎地盤コンサルタンツ(株): 1978年6月21日 宮城県沖地震による仙台地方の被害状況 速報, pp.32, 1978.
- 3) 国土交通省: 大規模盛土造成地の変動予測調査ガイドラインの解説, 2008.
- 4) 土木学会: 活褶曲地帯における地震被害データアーカイブの構築と社会基盤施設の防災対策への活用法の提案 第7章・平成17年度研究成果報告書, 2006.
- 5) 地盤工学会: 2007年能登半島地震 道路災害データ集, pp.12-18, 2008.
- 6) 野田利弘, 中野正樹他: 2004年新潟県中越地震における盛土~地盤系連成挙動に関する水~土骨格連成解析, 第43回地盤工学研究発表会, pp.791-792, 2008.
- 7) 今村年成, 室野剛隆, 畠中仁, 棚村史朗, 室谷耕輔: 土の非

線形を考慮した不整形地盤における波動伝播特性に関する一考察, 土木学会第26回地震工学研究発表会講演論文集, pp.501-504, 2001.

- 8) 秦吉哉, 一井康二, 李黎明, 土田孝, 加納誠二: 傾斜基盤を有する盛土の地震応答特性に関する動的遠心模型実験, 土木学会地震工学論文集, pp.295-304, 2007.
- 9) 安田進他: 2007年新潟県中越沖地震による谷底平野の揺れの被害について, 第43回地盤工学研究発表会, pp.1753-1754, 2008.
- 10) 古本吉倫, 杉戸真太, 八嶋厚: 周波数依存型等価線形化法による不整形地盤の震動特性について, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, No.201(CD-ROM), 2003.
- 11) 大橋正, 森本巖他: 傾斜基盤上造成地における地盤の振動特性, 第19回土質工学研究発表会, pp.621-622, 1984.
- 12) 川西智浩, 室野剛隆, 青木一二三, 山崎貴之: 地盤の不整形性が軌道面の折れ角に及ぼす影響, 土木学会地震工学論文集, Vol.28, (CD-ROM), 2005.
- 13) 秋吉卓, 淵田邦彦, 東治郎, 中嶋直紀: 不整形地盤の表面における地震応答集中について, 土木学会第26回地震工学研究発表会講演論文集, pp.513-516, 2001.
- 14) 福島康宏, 末富岩雄, 磯山龍二: 2007年能登半島地震における地震動のサイト特性, 土木学会地震工学論文集, pp.168-177, 2007.
- 15) Kuse,M., Sugito,M. and Nojima,N.: Prompt Estimation of Strong Ground Motion Near Focal Region Based on Fault Inversion from Acceleration Records, 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.03-01-0052, 2008.
- 16) 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫: 周波数特性を考慮した等価ひずみによる地震動解析法に関する一考察, 土木学会論文集, No.493/III -27, pp.49-58, 1994.
- 17) Sugito,M., Furumoto,Y. and Sugiyama,T.: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.2111(CD-ROM), 2000.
- 18) 防災科学技術研究所: 近地震動記録による能登半島地震の震源インバージョン(暫定版), 2007/3/28, <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/ното070325/>
- 19) 横田耕一郎, 龍岡文夫: 不攪乱洪積粘性土のせん断変形係数について, 土木学会第32回年次学術講演概要集, 第3部, pp.257-258, 1982.
- 20) 古地祐規, 國生剛治, 石澤友浩, 山本純也: 能登半島地震における崩壊盛土の物理力学特性, 土木学会地震工学論文集, pp.1007-1010, 2007.