

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 22 回研究発表会講演集

2014年7月18日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第22回 研究発表会プログラム

開催日：平成26年7月18日

会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター

講演集：1,000円

協賛：東北地質調査業協会

開 会

10:00 開会

10:00～10:10 支部長挨拶（高見）

発表（午前の部）……（座長：畚野、副座長：三川）

10:10～10:30 距離減衰式を用いた歴史地震諸元の推定

○山口秀平（榊復建技術コンサルタント）

10:30～10:50 段階的水平掘削面観察による断層調査（断層の活動性認定に関する考察②）

○橋本修一、三和 公、鳥越祐司、坂東雄一（東北電力㈱）

10:50～11:10 琉球昆虫のDNA配列から環境変動を読む

○遅沢壮一（東北大学理学研究科地学専攻）

……………*…*……………*…*……………

11:10～11:20 (休 憩)

……………*…*……………*…*……………

11:20～11:40 汚染された地盤の放射線量低減と簡易的除染に関する研究

○田野久貴（日本大学工学部上席研究員）

11:40～12:00 地すべり調査での連続ステップ孔内試験による水理構造把握

○星野耕一、菖蒲幸男（応用地質㈱）

浅野目和明（国土交通省 新庄河川事務所）

12:00～12:20 地すべり地内の湖沼底からの浸透・湧出量測定事例

○森 一司、藤田真吾、横井内幸治（東北農政局）

橋本智雄、赤津正俊（中央開発㈱東北支店）

……………*…*……………*…*……………

12:20～13:30 (休憩、昼食)

……………*…*……………*…*……………

特別講演 司会：高見

13:30～15:00 「福島県浜通り地域の水文地質構造と地下水流動」

塚本 斉 氏

（（独）産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門 長期地質変動研究グループ長）

……………*…*……………*…*……………

15:00～15:10 (休 憩)

……………*…*……………*…*……………

話題提供 司会：石井

15:10～15:40 「宮城県南部から福島県北部沿岸の水理地質と地下水賦存状況」

紺野 道昭 氏（東北農政局 農村計画部資源課地質官）

発表（午後の部）……（座長：石井、副座長：工藤）

15:40～16:00 宮城県沿岸南部における地下水塩分モニタリング調査

～岩沼市・亘理町における地下水塩水化の実態調査～

大内孝喜、井上恵美（宮城県農林水産部農村振興課）

○大内拓哉、高橋昌弘、高内和宏（日本工営㈱仙台支店）

16:00～16:10 松島プロジェクト「松島湾の地形・地質発達史」

○村上智昭（日本応用地質学会東北支部）

総合討論 座長：小野寺、副座長：村上

16:10～16:30

閉 会

16:30 閉会

16:30 副支部長挨拶（菖蒲）

懇 親 会

17:00～19:00 シェルブール

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 22 回 研究発表会講演集

2014年7月18日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

目 次

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第22回 研究発表会

特別講演

- 「福島県浜通り地域の水文地質構造と地下水流動」 1
塚本 斉 氏
((独) 産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門 長期地質変動研究グループ長)

話題提供

- 「宮城県南部から福島県北部沿岸の水理地質と地下水賦存状況」 5
紺野 道昭 氏 (東北農政局 農村計画部資源課地質官)

発 表

- ① 距離減衰式を用いた歴史地震諸元の推定 7
○山口秀平 (株復建技術コンサルタント)
- ② 段階的水平掘削面観察による断層調査 (断層の活動性認定に関する考察②) 9
○橋本修一、三和 公、鳥越祐司、坂東雄一 (東北電力株)
- ③ 琉球昆虫の DNA 配列から環境変動を読む 11
○遅沢壮一 (東北大学理学研究科地学専攻)
- ④ 汚染された地盤の放射線量低減と簡易的除染に関する研究 12
○田野久貴 (日本大学工学部上席研究員)
- ⑤ 地すべり調査での連続ステップ孔内試験による水理構造把握 14
○星野耕一、菖蒲幸男 (応用地質株)
浅野目和明 (国土交通省 新庄河川事務所)
- ⑥ 地すべり地内の湖沼底からの浸透・湧出量測定事例 16
○森 一司、藤田真吾、横井内幸治 (東北農政局)
橋本智雄、赤津正俊 (中央開発株東北支店)
- ⑦ 宮城県沿岸南部における地下水塩分モニタリング調査
～岩沼市・亘理町における地下水塩水化の実態調査～ 18
大内孝喜、井上恵美 (宮城県農林水産部農村振興課)
○大内拓哉、高橋昌弘、高内和宏 (日本工営株仙台支店)

福島県浜通り地域の水文地質構造と地下水流動

産業技術総合研究所 塚本 斉

1. 地形

福島県浜通り地域は、阿武隈山地中央部の阿武隈川流域との分水界を西端とし、東側を太平洋に面する沿岸地域である。浜通り地域は、NNW-SSE 方向に縦断する双葉破碎帯により、西側の阿武隈山地東縁部と東側の相双丘陵（浜通り海岸地域¹⁾）に区分される。阿武隈山地東縁部は、平均標高 500~700m の穏やかな山容の山岳地域を形成している。相双丘陵では、標高 100~200m のなだらかな丘陵が発達し、沿岸域は標高 50m 以下の低い丘陵や海成段丘からなる平坦な地形が発達している。また、丘陵間には沖積低地が発達している。

浜通り地域の臨海部には急峻な海食崖が発達し、およその波浪侵食限界水深である水深 20m 以浅の海底は現在の汀線から幅約 2.5km にわたって分布する¹⁾。海食崖の後退速度として年平均 0.4m との報告がなされており、縄文海進以降に形成された現海成面（海食台）とみなされている¹⁾。水深 50m までの海域は、2~5/1,000 程度の勾配の比較的平坦な地形を示し、陸域の河川から連続する谷地形や比高 10m 程度以下のケスタ上の地形等の起伏が存在する²⁾。この平坦な地形の沖合では 7/1,000 程度の勾配を示す平滑な緩斜面が水深 120m 付近まで連続し、水深 120m 付近以深では 3~5/1,000 程度のやや起伏のある平坦な地形となっている²⁾。

2. 地質

浜通り地域は、地質学的には東北日本弧の前弧域に位置する。浜通り地域の阿武隈山地は、双葉破碎帯の西側を平行に走る畑川破碎帯により 2 分され、畑川破碎帯の西側には白亜紀前期の阿武隈花崗岩類が、畑川破碎帯と双葉破碎帯に挟まれた地域には白亜紀前期の北上花崗岩類が主に分布する。一方、双葉破碎帯の東側の相双丘陵には、新第三紀~第四紀の堆積岩類が主に分布する。

畑川破碎帯と双葉破碎帯は、いずれも地形的に明瞭なりニアメントをなす。畑川破碎帯のマイロナイトの非対称構造は左横ずれのセンスを有する³⁾。双葉破碎帯は、西側の白亜系が左横ずれの剪断変形を著しく受けているのに対し、相双丘陵の新第三系~第四系は西

側隆起の変位（北部の一部地域では左横ずれの変位）を示す³⁾。

浜通り海岸地域の相双丘陵には、白亜系の基盤岩類を不整合に覆って古第三紀漸新統の白水層群、新第三紀中新統の湯長谷層群・多賀層群、新第三紀鮮新統の仙台層群*の堆積岩類が分布する³⁾。地表に分布する堆積岩類は、ほとんどが仙台層群のものである。仙台層群は、全体的な走向は N-S であり、双葉破碎帯沿いの急斜部を除くと 3~5° 東に傾斜（5~9/100 程度の勾配）しているが、東西方向ばかりでなく、南北方向にも部分的にゆるい波曲が存在する²⁾。

3. 水文地質構造

浜通り地域を NNW-SSE 方向に縦断する畑川破碎帯及び双葉破碎帯は水理境界として機能し、浜通り地域の水文地質構造はこれらの破碎帯により 3 分される。また、阿武隈花崗岩類および北上帯花崗岩類は地下水の主たる移動経路が断層・亀裂等である亀裂性媒体であるのに対し、相双丘陵の堆積岩類は地下水の主たる移動経路が岩石中の孔隙である多孔質媒体であり、地下水の流動様式も全く異なっている。

浜通り海岸地域では、沖積低地や段丘堆積物中に不圧地下水の帯水層が分布するほか、仙台層群の砂岩及び砂岩泥岩互層等が不圧地下水・被圧地下水の主たる帯水層となっている。仙台層群は、「2. 地質」で述べたように 3~5° 東に傾斜（5~9/100 程度の勾配）しているが、「1. 地形」で述べたように海域斜面の勾配がこれよりも緩いため、臨海部で被圧帯水層となっている仙台層群の砂岩泥岩互層などは、海域において海底面に露出することなく伏没する。氷期の海面低下時に被圧帯水層となっている仙台層群まで下刻する谷地形（現在は埋もれ谷となっている）が形成され海底に直接流出する可能性はあるものの、仙台層群の被圧地下水の海域への流出は上載する低透水層を経由した面的流出のみと考えられることから、臨海部における被圧地下水の地下水流動は停滞的であると推定される。

* 第四紀の定義変更(1.58Ma→2.59Ma)により仙台層群の最上部層は第四系に属する。

4. 福島第一原子力発電所付近の水文地質構造と地下水流動

地形

福島第一原子力発電所(図-1)は、西側を下團子橋(旧地名)の沖積低地、北側を葉ノ木沢、南側を夫沢川、東側を太平洋に囲まれた緩やかな東傾斜のほぼ平坦な丘陵地のうち、海岸沿いの断崖(標高30m程度)を開削して敷地を造成し、建設されたものである(図-2)。丘陵地内の旧地形としては、丘陵地内に源頭部を持ち、海側に流下する小溪が数筋存在し、そのうち最大のもは長さ800m程度の大芋沢(旧地名)である。大芋沢の旧谷地形は、現在の福島第一原子力発電所の2号機と3号機の間付近を通っている。また、4号機に向かう長さ300m程度的小溪も存在する。

地質

福島第一原子力発電所敷地周辺の表層地質(図-3)は、新第三紀中新世の多賀層群の泥質砂岩を不整合に覆う新第三紀鮮新世の仙台層群富岡層の泥質砂岩類、第四紀更新世の段丘堆積物で構成され、敷地西方の低地には第四紀完新世の沖積層が分布する^{2),4),5),6)}。東京電力株式会社^{2),4),5),6)}と地質調査所³⁾による層序区分の対比を表-1に示す。東京電力株式会社^{2),4),5),6)}の富岡層は、地質調査所³⁾の大年寺層に相当するが、両者の部層レベルでの層序区分・分布は若干異なっている。

敷地内に分布する富岡層最上位のT3部層は、上位から中粒砂岩、泥質部(上位)、互層部、泥質部(下位)から構成される⁶⁾。中粒砂岩層には連続性に乏しい泥質層が数多く挟在され、また泥質部(下位)の最上部には薄い砂岩層が挟まれている⁶⁾。富岡層は、南北方向はほぼ水平に、東西方向は東に2°程度傾斜(3.5/100程度の勾配)する同斜構造を示し、敷地東方の近接海域の海底面には富岡層最上位の中粒砂岩が露出する(図-4)⁶⁾。

敷地内に分布する段丘堆積層は、東京電力株式会社によれば海成段丘である²⁾。

敷地内には、富岡層の下位の多賀層群下部に変位を与える正断層が確認されているが、上位の富岡層基底付近に顕著な変位は認められず、また富岡層内の鍵層(凝灰岩層)の連続性から富岡層はほぼ水平(緩やかに東傾斜)に堆積しており、耐震設計上考慮すべき活断層は無いとされる^{4),5)}。

水文地質構造

表層の段丘堆積物とその下位の富岡層T3部層中粒砂岩層中に不圧地下水が存在する。

段丘堆積物は、表層が比較的乾燥しており鉛直下方浸透が卓越すると推定されるものの、常時地下水面が存在することから、下位の中粒砂岩層よりも若干透水性が高く、境界部に薄い帯水層を形成していると考えられる。中粒砂岩は、不圧地下水の主たる帯水層であり、丘陵地上部平坦面の西側1/4程度を除いた部分、即ち中粒砂岩とその下位の泥質部を覆う部分の段丘堆積物へ浸透した降水により涵養され、汚染水処理対策上は上部透水層として取り扱われている⁶⁾。

被圧地下水の主たる帯水層は、富岡層T3部層の泥質部に挟まれた互層部と富岡層T1部層に存在する。T3部層互層部は、丘陵地上部平坦面の西側1/4程度以西に浸透した降水とその西側の沖積低地付近に存在する地下水により涵養され、汚染水処理対策上は下部透水層として取り扱われている⁶⁾。T1部層は、敷地周辺では標高換算で-130m~-200mに分布し、福島第一原子力発電所1号機建設時には使用する淡水(約1,000m³/日)の淡水源として被圧地下水を利用する利水計画が策定されていた²⁾。T1部層の被圧地下水は、富岡層の分布とその走向傾斜から、敷地西側の双葉破碎帯付近の丘陵地域への降水や双葉破碎帯を経由した阿武隈山地への降水を涵養源としていると考えられる。

地下水流動(図-5)

不圧地下水は丘陵部の西端部を除き、地形勾配と地層境界に従い西から東に流下している。建屋敷地内では、原子炉建屋内の汚染水等の水位が不圧地下水の水位よりも低く制御されているため、建屋破損部から不圧地下水の一部が建屋内に流入している⁶⁾。

富岡層T3部層互層部の被圧地下水は、涵養域である敷地西側の沖積低地付近から、西から東へ流下し、その一部は4号機原子炉建屋や高温焼却炉設備建屋の埋め戻し部の高透水性領域を経由して不圧地下水側へ流出し、さらにその一部は建屋内に流入している⁷⁾。

富岡層T1部層の深部被圧地下水は、現在淡水源として使用されていないことから、敷地内の地下水流動としては停滞的であると考えられる⁷⁾。

汚染水対策において考慮すべき水文地質構造とその範囲・深度

福島第一原子力発電所の原子炉建屋・タービン建屋等には、日量約400m³の地下水が流入し、高濃度汚染水を増加させているとされる⁶⁾。原子炉建屋等へ流入する地下水は、多

くが表層の不圧地下水と想定されるが、4号機原子炉建屋等の人工構造物が被圧帯水層深度まで達しているため、人工構造物周辺の埋め戻し土等の高透水性領域を経由した被圧地下水の不圧地下水への流出と建屋等への流入を考慮する必要がある⁷⁾。人工構造物の底面が最も深い層準まで達しているのは4号機原子炉建屋であり、富岡層 T3 部層の互層部に達している(図-4; なお、その下位の泥質部中の薄い砂岩層までは達していない)。富岡層 T3 部層泥質部の透水係数(表-2)を考慮すると、汚染水対策においては互層部の底面までが考慮すべき水文地質構造と考えられる。

富岡層 T3 部層の互層部の涵養域は、丘陵地上部平坦面の西側 1/4 程度以西から丘陵地西側の沖積低地付近にある。従って、汚染水対策において考慮すべき水文地質構造の範囲は、陸域においては西側を沖積低地、北側を葉ノ木沢、南側を夫沢川、東側を太平洋に囲まれた敷地が存在する丘陵地全域に西側の沖積低地を加えた範囲、海域においては富岡層 T3 部層中粒砂岩の海底露出域を少なくとも含む必要がある。

5. 福島第一原子力発電所における汚染水対策 — 水文学的対策の内容 —

平成 25 年 9 月 3 日に決定された原子力災害対策本部の「汚染水問題に関する基本方針」における対策②:汚染源に水を「近づけない」では、今後講じる対策として以下の 4 対策を挙げている⁸⁾。

- ・地下水バイパス稼働
- ・サブドレイン(再)設置
- ・陸側遮水壁(凍土方式)設置
- ・建屋の止水等流入防止策

その後、平成 25 年 12 月 20 日に決定された原子力災害対策本部の「汚染水問題に対する追加対策」における対策②:汚染源に水を「近づけない」では、追加的に講じる対策として以下の 2 対策を挙げている⁹⁾。

- ・広域的な舗装(表面遮水) or 追加的な遮水とその内側の舗装
- ・タンク天板への雨樋の設置

なお、追加対策については、平成 26 年 4 月 28 日の汚染水処理対策委員会(第 12 回)の資料 4-1「更なる地下水流入抑制策とりまとめ(案)」において具体的な対策案とその効果について、資料 4-2「フェーシングに伴うリスクへの対応」において対策案を講じた場合のリスク対応について、それぞれ検討がなさ

れている^{10,11)}。

文献

- 1) 鈴木毅彦(2005): 浜通り海岸および常磐海岸の段丘地形. 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編「日本の地形 3 東北」, (財)東京大学出版会, p.74-79.
- 2) 東京電力株式会社(2002): 1. 地盤および 2. 水理. 福島第一原子力発電所原子炉設置変更許可申請書.
- 3) 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩(1994): 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 4) 東京電力株式会社(2008): 福島第一原子力発電所福島第二原子力発電所敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造(コメント回答). 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 耐震・構造設計小委員会 地震・津波, 地質・地盤合同WG Aサブグループ会合, 第8回, 資料合同A8-3-1.
- 5) 東京電力株式会社(2012): 福島第一原子力発電所 福島第二原子力発電所 敷地内の地質・地質構造について. 原子力安全・保安院 地震・津波に関する意見聴取会(地質・地質構造関係), 第 5 回, 資料 5-12.
- 6) 東京電力株式会社(2013): 福島第一原子力発電所周辺の地質・地下水および解析. 経済産業省 汚染水処理対策委員会, 第 5 回, 資料 3.
- 7) 塚本 斉・安原正也・風早康平(2013): 公開資料に基づく福島第一原子力発電所周辺の水文地質構造と地下水流動の検討—数十年程度を見越した地下水対策をどう考えるか?—, 日本水分科学会学術大会発表要旨集, 28, p.45-48.
- 8) 原子力災害対策本部(2013): 東京電力(株)福島第一原子力発電所における汚染水問題に関する基本方針.
- 9) 原子力災害対策本部(2013): 東京電力(株)福島第一原子力発電所における廃炉・汚染水問題に対する追加対策.
- 10) 汚染水処理対策委員会(2014): 更なる地下水流入抑制策とりまとめ(案). 経済産業省 汚染水処理対策委員会, 第 12 回, 資料 4-1.
- 11) 東京電力株式会社(2014): フェーシングに伴うリスクへの対応. 経済産業省 汚染水処理対策委員会, 第 12 回, 資料 4-2.



図-1 福島第一原子力発電所付近の地形（青線＝河川，黄緑線＝分水界，文献-6を一部改変）

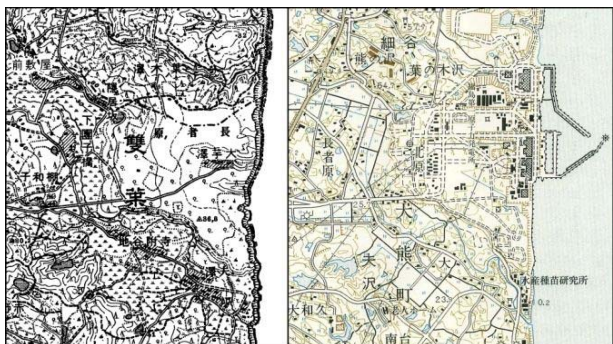


図-2 1/50,000地形図「磐城富岡」（左：S27，右：H13）



図-3 地質図（文献-2を一部改変）

表-1 敷地内の地質層序対比表

TEPCO(2002, 2012, 2013)				GSJ(1994)				
沖積層		a		沖積層		a		
L面段丘堆積層		tl1,tl2		中位Ⅲ段丘堆積物		tm3		
M面段丘堆積層		tm1,tm1',tm2		中位Ⅱ段丘堆積物		tm2		
H面段丘堆積層		th3,th4		高位Ⅱ段丘堆積物		th2		
±0	T3部層	中粒砂岩	T3	大年寺層	泥岩及び泥岩砂岩互層	D4		
		泥質部			To	砂質泥岩及び泥質極細粒砂岩	D1c	
		互層部				塊状細粒砂岩	D1b	
-50	T2部層	泥質部	T2		凝灰質砂岩及び砂岩泥岩互層	D1a		
		塊状泥質砂岩			T1	多賀層群	Tg	
-130	T1部層	塊状泥質砂岩	T1			多賀層群	Tg	
		泥質部		T1	多賀層群	Tg		
-200	多賀層群下部	泥質砂岩	T1		多賀層群	Tg		
		泥質部		T1	多賀層群	Tg		

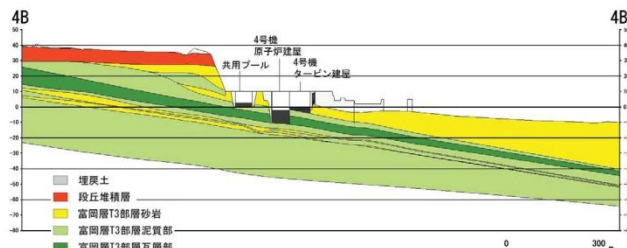
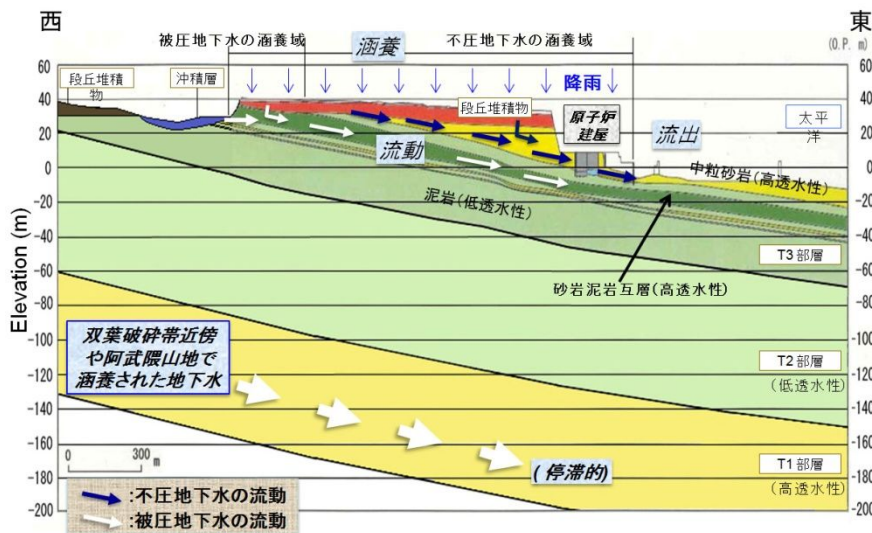


図-4 4号機の東西断面図（文献-6を一部改変）

表-2 表層付近の透水係数（文献-6を一部改変）

		透水係数
段丘堆積層		$3 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$
富岡層	T3部層	中粒砂岩 $3 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$
		泥質部 $1 \times 10^{-8} \text{ m/sec}$
		互層部 $1 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$
		泥質部 $1 \times 10^{-8} \text{ m/sec}$

図-5 1号機の東西断面図（文献-6を改変）



宮城県南部から福島県北部沿岸の水理地質と地下水賦存状況

農林水産省東北農政局農村計画部資源課地質官 紺野 道昭

1. はじめに

今回の話題提供は、東北農政局が仙台平野南部の亘理町及び山元町で実施している調査^{1), 2)}を主とし、それに相馬市、南相馬市(旧原町市、鹿島町)で過去に行われていた地盤沈下調査結果³⁾等を加え、宮城県南部から福島県北部沿岸の水理地質と地下水賦存状況について考察するものである。また、主に東北地方太平洋沖地震に伴う津波による仙台平野南部の浅層地下水の塩水化についても触れる。

2. 水理地質の概要

(1) 仙台平野南部⁴⁾

太平洋と山地に挟まれた浜堤と堤間湿地からなる海岸平野で、阿武隈川以南の南北50km、阿武隈川周辺で東西6km程度である。

地質は、山地を形成し東に傾斜する鮮新世竜の口層相当層の上位に、海岸平野を形成する第四紀の砂層・礫層・粘土層が不整合に分布する。鮮新統上面の標高は阿武隈川河口部で-80m以下と最も深くなっている。第四紀層は砂層が主体だが、間に粘土層が広く分布し、これを境として第四紀の帯水層は上部不圧帯水層と下部被圧帯水層とに大きく二分される。

(2) 浜通北部³⁾

丘陵、段丘沿およびそれらを中小河川が開析した結果形成された低地の組合せから成る狭長な平野が南北に連なっている。地質は、丘陵を形成している鮮新世竜の口層、段丘を形成している更新世段丘堆積物及び低地の沖積層からなる。平野部では沖積層が辰の口層に乗り、沖積層の厚さは河川により異なるが、10m~25m程度である。

3. 仙台平野南部の浅層地下水

亘理・山元地区は、震災前の2008年時点で、約400戸、総作付面積91.4haのイチゴ農家があり、その約95%で灌漑やハウスの暖房に地下水が利用されていた。

井戸の深さは4~8mであり、2008年時点で浅井戸の総数は1,000~2,000箇所、揚水量は年間約286万m³(約80%が暖房用)と推定される¹⁾。

電気伝導度(塩分濃度)についても、イチゴ灌漑の目安とされる0.7mS/cmを下回ることが多く、灌漑に利用できた。しかし、調査地域北部の鳥の海周辺では、浅い深度でも電気伝導度が高かった。

震災前の電磁探査⁵⁾、電気探査¹⁾及び調査ボーリングにより¹⁾、平野部の海岸に近い場所では、深度7~10m程度に、塩淡水境界が確認されている。塩淡水境界以深の塩水はくさび状ではなく、探査・検層可能な深度まで塩水地下水となっていた。また、2011年度⁶⁾~2012年度²⁾の電気探査及び試掘調査により平野全体の塩水・淡水分布が推定された。

これらの調査から、山地からある程度離れた平野部の第四紀層深部(特に下部被圧帯水層)には、震災前から塩水が広く分布していたと考えられる。

4. 第三紀層の地下水

(1) 仙台平野南部

鮮新統の深層地下水の存在は震災前から知られており、主に深井戸により利用されてきた。2008年度の農業利用量は施設園芸等に年間30万m³、水田灌漑に約200万m³と推定されている¹⁾。

これらの地下水の分布状況は、前述の震災後調査により明らかになっている。試掘調査^{2), 6)}による電気伝導度は0.2mS/cmであり、3で述べた平野部の浅層淡水地下水(電気伝導度0.4~0.7mS/cm)よりも小さい値となっている。また、平野部が狭い南部においては、季節・天候により試掘井が自噴することがある。

山地の標高と海に向かって単斜構造を為す第三紀層が、平野部や海岸に多量の淡水地下水をもたらしているものと考えられる。しかし、山地から離れ第三紀層の深度が深くなる場所では、山地からの地下水が海水と置き換わらずに、深層に塩水地下水が残存しているものと思われる。

(2) 浜通北部³⁾

高度成長期の東北地方で最も著しい地盤沈下の原因となった南相馬市(旧原町市)での地下水揚水は、殆どが深井戸による第三紀層

からの取水であった。また、地盤沈下が発生する前は、平野中央部でも自噴が見られたという。

また、平野部だけでなく、段丘や丘陵の麓にも自噴井や湧水が見られている。

5. 津波等による浅層地下水の塩水化

(1) 塩水化の原因

亘理・山元地区では、津波浸水範囲のほぼ全域で浅層地下水が塩水化した。

3.11 震災前後の電気伝導度鉛直検層⁷⁾によると、値の上昇は震災直後よりも、主に6月頃に顕著になり、その後、年の後半までといったん値が下がる傾向にあった⁸⁾。また、鉛直方向では全ての深度で同時に上昇する傾向があった。このことは、地表面から涵養された塩水の濃度が、密度流により速やかに孔内で混合される程度の高濃度だったものと思われる。また、塩水地下水涵養過程は、比抵抗モニタリングによっても捉えられている⁹⁾。

震災後の地下水塩水化の原因は主に地表面からの塩水涵養によるものと考えられる。ただし、海岸近くでは、一部に塩淡境界の上昇とみられる塩分濃度の変化が観測された⁹⁾。

(2) 塩水化の長期化

震災前から観測していた孔の電気伝導度を見ると、震災後暫くして回復するもの、横ばいのもの、上昇傾向を示すものなど様々であるが、2014年3月時点で、全体としての明瞭な回復傾向は見られていない。また、値の上昇は多くが深い深度で見られ、浅い深度では希釈される傾向にある。

長期化の原因は、①塩分を含む津波堆積物が浸水域一帯に残存している、②地下水涵養源の水田が復旧が一部未了、③排水路の復旧が未了である、④もともと動水勾配が小さく、地下水の流動速度が遅い⁸⁾等が考えられる。

④を除く問題は復旧・復興により解消されつつあるが、除塩による塩水涵養、農業や生活復旧による地下水揚水量増加等のマイナス要因も考えられ、今後も観測の継続が必要である。

(3) 石巻周辺

本地域は、震災前から野菜を中心とした施設園芸に浅層地下水が広く利用されていた。

しかし、震災後に生育が悪くなったとの地元の話があり、電気伝導度を調査したところ、2013年度時点で仙台平野南部と同様に電気

伝導度が高かった。震災前の観測がないものの、津波による塩水侵入も多いと考えられる。

まとめ

宮城県南部から福島県北部沿岸に賦存する地下水は、①宮城県南部平野部の浅層地下水、②全域の第三紀層の(主に)深層地下水、③その他、福島県北部の丘陵・段丘の麓の湧水・自噴井等に分けられる。ただし、①と②の間には塩水が深く滞留している。

これらは、地形、地質に起因する地下水流動系に規制されていると考えられる。

また、震災に伴う津波による平野部浅層地下水の塩水化は現在も継続している。

文献

- 1) 東北農政局(2012):地下水盆地地下水制御活用技術確立型「仙台平野南部地区」調査報告書,東北農政局農村計画部資源課,212p.
- 2) 東北農政局(2014):海岸平野における地下水調査(中間報告)「亘理・山元地区」における東北地方太平洋沖地震に伴う津波による地下水塩水化等の経緯と現況,東北農政局農村計画部資源課,15p.
- 3) 東北農政局(1978):福島県水文地質図集 農業用地下水調査山形・福島地区報告書,東北農政局計画部,48p.
- 4) 東北農政局(1980):水文地質図集 農業用地下水調査宮城・岩手地区報告書,東北農政局計画部,69p.
- 5) 森ほか(2009):仙台平野南部地域でのVLF探査による塩水侵入状況調査結果について,日本応用地質学会平成21年度研究発表会講演論文集,pp.90-90.
- 6) 細谷ほか(2012):東日本大震災後の緊急地下水調査,農業農村工学会誌,Vol.54,No.1,pp11-23.
- 7) 森ほか(2011):東北地方太平洋沖地震の津波による浅層地下水の塩水化.日本応用地質学会東北支部第19回研究発表会講演集,15-16.
- 8) 森ほか(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による仙台平野南部地域での地下水環境変化について,地下水学会誌,Vol.54,No.1,pp.11-23.
- 9) 中里ほか(2012):仙台平野南部津波被災地における比抵抗モニタリング,物理探査学会学術講演会講演論文集,Vol.126,140-141.

距離減衰式を用いた歴史地震諸元の推定

（株）復建技術コンサルタント 山口 秀平

1. はじめに

津軽地域や東北地方日本海側の沿岸部では、江戸時代に被害地震が何度も発生している。このような、地震計が設置される以前に被害地震が発生しておりそれ以後には被害地震が発生していない地域では大地震の観測記録が残されていない。これらの歴史地震のマグニチュード、震源位置（以下、諸元と称する）は新編日本被害地震総覧にまとめられているが、震央位置は被害資料による建物被害率の大きいところの中心として決められていることが多い。一方、マグニチュードは震度5や震度4を記録したと思われる地域の面積の大きさから決めたものが多い。いずれにしても、現在の知見での再吟味が必要であろう。

本研究では、地震動強さの予測の際にしばしば用いられている司・翠川の距離減衰式を用いて1704年の羽後・津軽地震の諸元の推定をおこなった。

新編日本被害地震総覧に記載の歴史地震

No.	年	地震名	マグニチュード
1	1694年	元禄能代地震	M≒7.0
2	1704年	宝永羽後津軽地震	M≒7.0±1/4
3	1766年	明和津軽地震	M≒7.25±1/4
4	1793年	寛政西津軽地震	M≒6.9~7.1
5	1848年	弘化津軽地震	M≒6.0±0.2
6	1858年	青森湾の地震	M≒6.0

2. 司・翠川の距離減衰式

司・翠川の距離減衰式⁽¹⁾では(1)、(2)式のような2段階回帰モデルが用いられている。

$$\log A = b - \log(X + c) - kX \dots (1)$$

$$b = aM_w + hD + d_i S_i + e \dots (2)$$

ここで、 A は最大加速度 (cm/s^2) または、最大速度 (cm/s) を、 X は断層最短距離 (km) を表している。 b は震源依存の係数で、 c は断層近傍での地震動強さの飽和現象を表す係数、 k は粘性減衰を表す係数であり、地域ごとに変わる係数である。地震記録のインバージョン等により得られた日本各地での伝播経路での Q 値から係数 k を概算すると、最大加速度で0.002~0.005程度、最大速度で、0.002~0.003程度の範囲にある。

M_w はモーメントマグニチュード、 D は震源深さ (km)、 S は地震タイプ、 e は定数項を示している。 a, h, d は、回帰係数である。 S はダミー変数で、地殻内地震、プレート間地震及びプレート内地震の3つのカテゴリで与えられている。(1)式の第2項の c は震源の大きさ (M_w) と関係する量である。

司・翠川の距離減衰式の各係数の値を表-1に示す。

表-1 各係数の値

a	h	d			e	k
		Crustal	Inter-plate	Intra-plate		
Peak ground acceleration						
0.50	0.0043	0.00	0.01	0.22	0.61	0.003
Peak ground velocity						
0.58	0.0038	0.00	-0.02	0.12	-1.29	0.002

2. 1 震度の算出方法

司・翠川の距離減衰式のうち最大加速度は地表面での値であるが、最大速度は硬質地盤上の値とされている。そこで、地盤の30mまでの平均S波速度 AVS_{30} と地盤増幅率 R との関係式⁽²⁾(3)式を使って、増幅率を求め、地表面での最大速度を求める。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \log AVS_{30} \dots (3)$$

次に、計測震度と最大速度の経験式(4)式(1999. 翠川・他)⁽³⁾を用いて各地点の震度を算出する。

$$I = 1.82 \cdot \log_{10}(PGV) + 2.54 \dots (4)$$

3. 羽後・津軽地震

3. 1 日本被害地震総覧による地震諸元

新編日本被害地震総覧に記載されている1704年羽後・津軽地震の諸元を表-2に、震央位置を図1に示す。赤い星印が震央位置である。マグニチュードは歴史資料から震度4、5を観測したと考えられる地域の面積から算出されている。また、沿岸部で隆起した情報が残されており、震央位置の信頼性は高いと考えられる。

表-2 地震諸元

	震央経度	震央北緯	震央精度	マグニチュード	M0誤差
羽後・津軽地震	140.0	40.4	A	7	¼

表-3 選択した地点

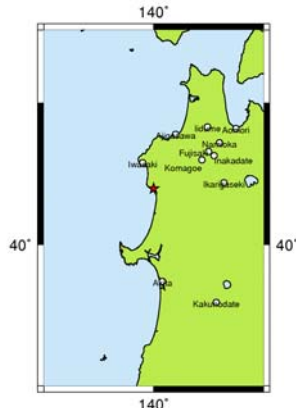


図1 震央位置

	観測点名	震度	AVS30
1	青森	4	161
2	飯詰	5	125
3	浪岡	5	206
4	藤崎	5	184
5	田舎館	5	202
6	駒越	5	480
7	碓ヶ関	4	380
8	鱒ヶ沢	4	405
9	岩崎	4~5	313
10	秋田	5	340
11	角館	4	489

3. 2 諸元推定方法

この地震は、隆起量のデータが残されており、文献にも震央推定精度がAとされていることから、震央位置の信頼性は高いと考えられる。また、本研究の推定方法で沿岸部で起きたと考えられる地震の震央位置を推定すると、観測点分布に偏りが生じ30km程度のずれが生じることがわかっている。そのため、図-2に示すように M_w だけグリッドサーチ法で推定した。なお、新編日本被害地震総覧に震源深さは記載されていないので、初期値は10kmとした。

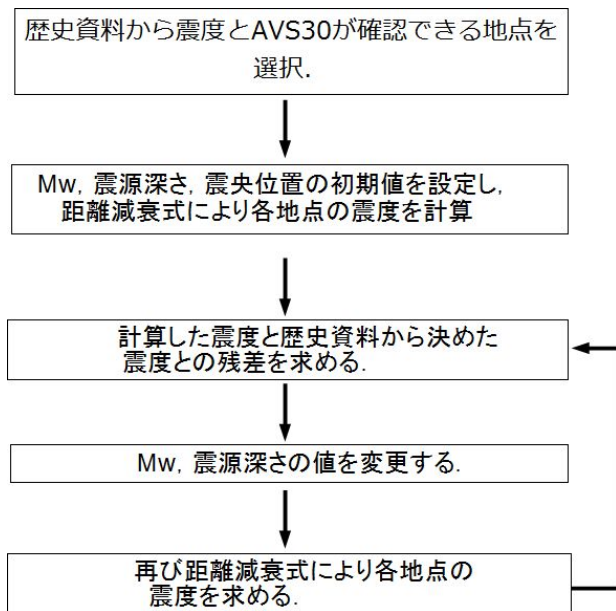


図-2 推定方法

選択した地点と地震総覧による震度を表-3に示す。

3. 3 歴史地震諸元の推定の結果

推定結果の M と日本被害地震総覧に記載の M を表-4に示す。本推定結果と新編日本被害地震総覧に記載の M は概ね一致することがわかった。

表-4 推定結果

	M
推定結果	6.9~7.2
新編日本被害地震総覧	7.0±0.25

4 まとめ

この地震については、沿岸部の隆起量のデータが残されており、日本被害地震総覧に記載の震央位置の精度は高いと考えられる。そのため、震央位置を固定し、マグニチュード (M) のみを推定した。その結果、 $M=6.9\sim 7.2$ と推定された。これは、日本被害地震総覧に記載されている $M=7.0\pm 0.25$ とほぼ一致している。よって、日本被害地震総覧に記載の羽後・津軽地震の諸元は信頼性が高いものであると考えられる。

5 参考文献

- 1) 司 宏 俊・翠川 三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，6
- 2) Midorikawa, S., M. Matsuoka and K. Sakugawa : Site Effect on Strong-Motion Records during the 1987 Chiba-Ken-toho-oki, Japan Earthquake, The9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol. 3, pp. 85-90, 1994.
- 3) 翠川 三郎，藤本 一雄，村松 郁栄：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さ指標との関係，地域安全学会論文集，Vol.1, pp. 51-56, 1999.

段階的水平掘削面観察による断層調査

(断層の活動性認定に関する考察②)

東北電力㈱ 橋本修一・三和 公・鳥越祐司・坂東雄一

1. はじめに

平成25年度、東通原子力発電所敷地の断層を例に、断層活動性認定に関する考察を行なった(三和ほか, 2013¹⁾)。ここでは、その後も継続している調査のうち、より明らかになってきた「みかけ活断層」の地質解析例を紹介する。なお、同発電所敷地内の断層活動性評価については、現在も原子力規制委員会内の有識者会合で議論が継続している。

2. 地質・地質構造の特徴

敷地の地質は新第三系中新統の火山砕屑岩類(泊層)および堆積岩(蒲野沢層)と、これらを覆う段丘堆積物からなる。

緩く東傾斜する下位の泊層分布域内に、蒲野沢層が NNE-SSW 方向の地溝～半地溝状の大規模な断層で画されて分布する。こうした主要な断層のほか、中小規模の断層も発達する。これらの断裂系は、主に中新世のリフト期に形成されたものと解釈されている。また、泊層中には火山岩・火砕岩に特有の節理系も様々な方向に発達する。

段丘堆積物はこれら基盤岩を覆って、標高約10m～約40mの海成段丘面を構成する。面の形態、高度、火山灰層との関係等から、MIS5e以降の段丘に対比される。

3. 第四系の変形と「見かけ活断層」

敷地の断層の一部には、上位を覆う段丘堆積物に変形を与えるものが存在する。しかし、これらを詳細に観察すると、

○断層面が深部に連続しない(いわゆる根無し)

○変位量が微弱で、姿勢が一定しない、

○繰り返し性がない

等の特徴を有し、テクトニックな成因によるものとは考えられない。

以下に、これまで活断層の可能性があると指摘された箇所のうち、F-3断層の水平掘削調査結果を中心に観察事実を記し、「見かけ活断層」の実体を紹介する。

3.1 F-3断層の水平掘削調査結果

F-3断層は、泊層と蒲野沢層の分布を画す

る NNE-SSW 走向の東側落ちの正断層である。有識者会合ではトレンチにて観察される、断層を覆う段丘堆積物の変形状況から、東側上がりの逆断層センスを伴う大きな横ずれ断層との見方がなされた。その根拠は、断層中に落ち込んだ被覆砂礫の長軸が断層に平行配列し、同砂礫層に横ずれの特徴とされる花卉構造様の断裂が確認されたとの見立てであった(図-1)。

これを受け、F-3断層の第四系に与える三次元的変形構造を把握する目的で、焦点となった箇所を拡幅して段階的な水平掘削面調査を実施した(写真-1)。その結果、

1) 花卉構造様の小断裂に、系統的な雁行配列や斜交せん断面等の大きな横ずれを示唆する断裂は認められない。

2) F-3断層の侵蝕凹地を覆う礫の堆積構造はランダムで、扁平礫の長軸のオリエンテーションに定向性は認められない。

3) 同侵蝕凹地の下部に嵌まり込んだ蒲野沢層由来の軟岩礫が原形のまま保持され、せん断作用を受けた形跡がない(写真-2)、

といった事実が確認された。さらに、

4) 断層破碎部の軟質粘土部が上方の被覆砂礫層に流動的に屈曲しながら注入するが、その形態的特徴は高速の断層活動によるものとは考えられない、

5) そもそも逆断層上盤側の上昇範囲はせいぜい幅10数m程度と小規模であり、地下深部から続くような構造的な原因を求めるべき規模ではない、

といったことから、本断層が第四系に変形を与える事象については、少なくとも、地震性・構造的な成因ではないものと判断される。

3.2 その他の調査状況

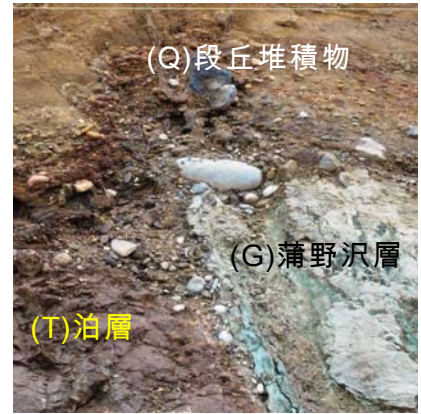
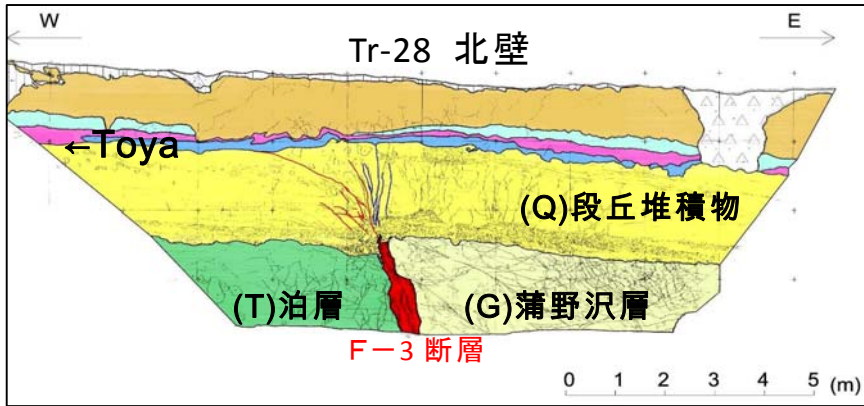
F-3断層以外にも調査が行なわれている。特筆すべき事実として、ほぼ東西走向でたて条線を有する短い逆断層も複数確認された。東西走向の断層を東西圧縮の広域応力場のもとで動かすには無理があるなど、テクトニックな成因と考えるには矛盾する事実が複数存在する。

4. 終わりに

みかけ活断層の形成メカニズムについては、表層の劣化岩盤とその分布が概ね対応することから、風化にともなう岩盤の体積変化によると考えるのが最もありうる現象と考えている。ただ、地表付近における地質現象の出現は複雑であり、それを定量的に説明するには、さらなる検討が必要である。

文献

- 1) 三和・鳥越・坂東・橋本(2013)応用地質学会東北支部第21回研究発表会講演集



図一1 F-3断層の性状スケッチ(左)と拡大部(右)

蒲野沢層由来の扁平巨礫

12.5 万年前の海蝕台を露出。
侵蝕凹地と埋積した砂礫層

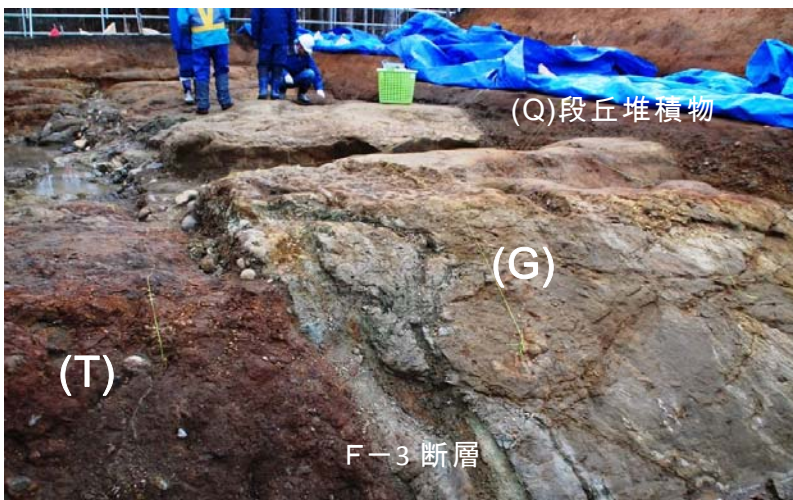


写真-1 F-3断層の水平掘削状況 (Tr-28北面)

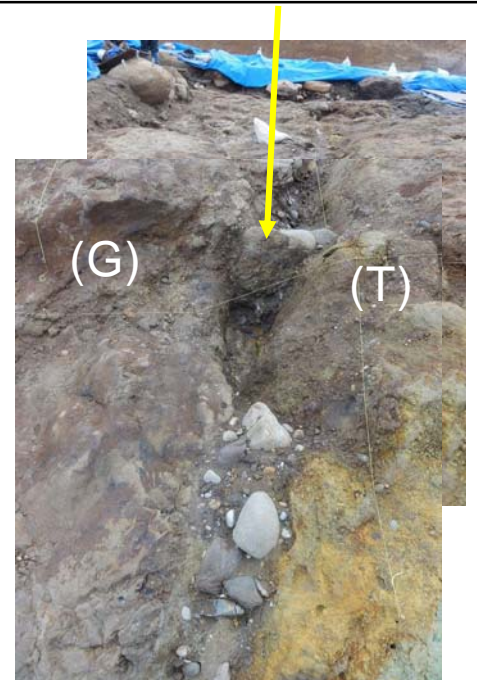


写真-2 F-3断層の水平掘削状況 (Tr-28南面)

軟岩扁平礫は、断層破碎部の侵蝕凹地にはまり込んだ固定され、せん断破壊を受けていない。

琉球昆虫の DNA 配列から環境変動を読む

東北大学理学研究科地学専攻 遅沢壮一

琉球など、東アジアに分布する昆虫種のミトコンドリアと核の DNA 配列を読む。この配列、とくにミトコンドリアのそれは過去の地質学的事変を記録していて、得られた樹形図から、フィードバックすると、地質学的な証拠がなくても、日本列島とその周辺環境の変遷史が分かる。例えば、対馬海峡の再開通時期とその環境への影響（豪雪の開始など）、巨大台風が常習的に日本を襲いはじめた時期とその要因、大東海嶺の衝突による大東島と徳之島の連結ならびに黒潮の大蛇行などが分かる。これらの過去の事変を理解することは、将来の環境や気候変動の予測や防災にも有用である。

琉球は沖縄トラフの拡大により 1.55Ma 以降島嶼化したことが最近、初めて明らかになった (Osozawa et al., 2012)。それまでは、琉球固有種の成因は、陸橋、中国や台湾からの渡来など、地質学的な証拠無しに議論されていた経緯がある。また、化石用語であるウルム氷期を用いるなど、近年の氷床コアなどの精度の良い古環境研究の進展を反映しておらず、結局、これまでの解釈には年代的な信頼性も無かった。島嶼化による隔離は異所的種分化を引き起こすので、琉球固有種は決して古期の遺存種ではなく、1.55Ma 以降に生じた新しい種ということになる。また、1.55Ma という年代は樹形図の年代キャリブレーションに有効で、仮定に基づかない、正確な塩基置換速度も得られるはずである。Osozawa et al. (2013) は公開されている塩基配列データを用いて、4 種の昆虫属について、線形化樹形図を作成し、異所的種分化を証明し、塩基置換速度を求めた。そもそも同時多分岐の樹形図はこれまでの古地理復元では解釈不能であった。そして、同時多分岐点こそ、1.55Ma の年代目盛りとなる（一種の逆解法だが、実は科学的な正攻法である）。これら一連の研究は琉球の第四紀地質学と生物地理学のブレイクスルーとなったと自負している。実際、最近では、琉球での異所的な種分化は分子生物地理学のむしろ常識として扱われているようで、琉球固有種を氷期遺存種と古典的に考える生物学者はほとんどいないようである。

島や地域毎に変異があって、種分化していることが予想される、昆虫種のミトコンドリア COI 領域と核の 18SrRNA あるいは 28SrRNA 領域について、その塩基配列を決定する。予察的に得られた樹形図は種群毎に個性があるが、いずれも同時分岐パターンを示している。フィードバックさせると、沖縄トラフや対馬海峡などの海峡の形成は 1.55Ma であること、与那国海峡を通じた黒潮の現在の東シナ海への流入開始もこの時期であることが、逆に、正しいことが分かってきた。また、地質学的証拠は無いが、冒頭で述べた環境事変の証拠が樹形図に隠されていることが分かる。

例えば、対馬の地質は先第四系からなり、数千万年前の、恐らく日本海拡大に起因する北東-南西の圧縮応力を記録していて、また沈降海岸からなるため海成第四系を観察できず、対馬という島嶼化、つまり対馬暖流の再流入時の（それまでは大きな湖）直接的な地質学証拠は存在しない。しかし、日本と対馬+韓国で、ミトコンドリアの塩基配列が違って、1.55Ma に分岐し、異所的種分化が生じていれば、対馬海峡はこのとき開裂し、対馬暖流が日本海に流入して、多雪など気候変動を日本列島にもたらしたことになる。この変動はヒマラヤ山脈形成が要因であるモンスーンの開始とは無関係である。対馬海峡が構造的に閉じない限り、現在の気候状況は将来も持続するであろう。

現在の東シナ海的位置は 1.55Ma 以前には大陸であり、上陸した台風はただちに勢力を弱めたと考えられる。しかし、それ以降には海洋化していて、琉球中部を襲った台風は強い勢力を維持したまま、現在と同じような、偏西風に乗ることによる、ブーメラン型のコースで、日本本土を襲ったと思われる。ミナミヤンマは 6 月～7 月の発生初期には群れてグライダー飛行し、体形も華奢で軽量である。この時期に琉球を襲った台風はミナミヤンマを巻き込んで、日本本土に移住させたかも知れない。奄美・徳之島と日本のミナミヤンマの COI 配列は、沖縄本島や八重山、台湾とは分化しているにも拘らず、全く同じである。

汚染された地盤の放射線量低減と簡易的除染に関する研究

日本大学工学部上席研究員 田野久貴

1 まえがき 原発事故以来3年余が経過し、周辺の線量は当時より低下している。しかし、依然として高い箇所もあり、また人手不足もあって「除染」が順調に進んでいるとはいえない。一旦放射線物質がまき散らされれば、元に戻す除染は極めて困難である。これを認識しながら、「除染」に時間と労力を投じなければならない。一方、表土の厚さ数センチを処理することが「除染」であるというように認識のもとに通り一遍にこれが行われれば、不完全な環境のもとに生活し、しかもそれを知らずに過ごす多くの市民を産むことが懸念される。これだけの規模の事故では、基本的には行政の力に頼らざるを得ないが、個人レベルでも現状の把握や除染を検討する必要性を考えて、二三の実験や計測を実施してきた^{1),2)}がまだその途中にある。水処理により極力汚染土量を減らすという発想は、地盤処理に関係した者においては新鮮なものではないが、実際に実施した二三の結果を報告する。

2 地盤の放射線分布の現状と土壤除染の簡易的な方法

今回注目しているのは雨水によって降下・沈着したセシウムのガンマー線である。雨水であるから、1)低い位置、2)雨樋や軒下、3)浸透しやすい場所(舗装の亀裂)、4)浸透しやすい材料(透水性舗装、野外の木製床やベンチ、老木の樹皮、錆びた鋼材、グラスウール)などが高い値を示した。一般に地盤では表層が高く深部で低くなる¹⁾。しかし、上部が砂地で下部に粘土がある場合は、下部が高くなると考えられる。なぜならセシウムは粘土鉱物の層構造に沈着する傾向³⁾があるためである。したがって土壌より「粘土分」を取り除けば、ある程度線量を低減することが可能と考えられる。しかも、吸着剤など何も加えず粘土分だけ取り出せれば、汚染物質の体積を減らすことが出来る。そこで、汚染土に水を加え攪拌し沈殿させて、**図1**に示すようにこれら分離する。最下部の砂分は肥料等を加えてもどし、その上部の粘土分は取り除き保管する。濁水は極力沈殿させる。1リットル当たり数グラムの粘土を含む濁水のベクレル分析の結果は不検出であったので、この処理水は廃棄可能であることが判明した。

3 剥土による除染と空間線量の変化

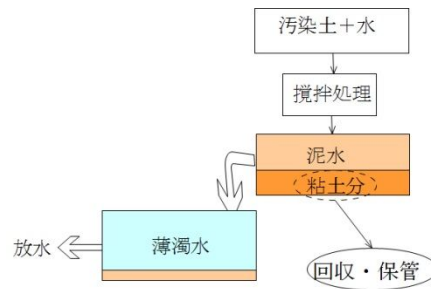


図1 粘土分除去の方法概念図

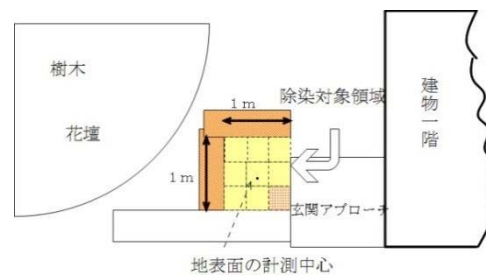


図2 宅地の一角の除染設定領域模式図



図3 はぎ取り領域と3台の線量計
はぎ取り前(左)と7cmはぎ取り後(右)



図4 はぎ取り領域の2辺を鉛板(1mm)で遮蔽した状況

3.1 遮蔽効果 X線などの放射線を低減させる材料として鉛が知られている。表1は3.2 μ SV/hの土8kgを24x16x11cmのプラスチック容器に詰めたものを線源として、鉛の板を重ねて低減効果を見たものである。厚さ1mmで24%の減、厚さ22mmでは無遮蔽時の8%にま

で減少している。百分の一に減らすには厚さ約 100mm 程度が必要であると言われている⁴⁾。

3.2 剥土深さと空間線量の変化：表土の 5cm 程度を除けば有効であると言われるのは、多分に表層に存在する粘土を意識しているが、地質分布や地表近くが乱されている場合は必ずしもそうはならないことに注意する必要がある。除染は庭の一部からはじめることとし、1m×1m のエリアを決めその中央で地表面、これより 50cm, 1m それぞれ上の線量を、PKC107A (ベラルーシ製) を三台使用して同時計測した。ガイガーカウンター方式である。事故以前の自然放射線環境に戻すのは困難¹⁾ として、低減目標値は地表で 0.3 μSV/h とした。掘り下げ前に計測し 3, 5, 7cm と領域を掘り下げながら同様に線量を各 10 回計測した。高さ方向の 3ヶ所で計測するのは周囲の汚染状況に関してより多くの情報を得るためである。計算上は放射線が「点源」の場合は距離の二乗に、「線源」の場合は距離に反比例し、「一様に汚染」されている場合には距離に寄らずほとんど低下しない。現実には、周囲の汚染状況によってはこのようにはならず、地面より上部の方が高いこともある¹⁾。掘り下げて計測した結果を表 1 に示す。地表の線量は掘り下げるにつれて明らかに低下するが、50cm, 1m においては明瞭ではない。次に、図 4 に示すように鉛の薄板厚さ 1mm 幅 460mm を対象領域の 2 辺を覆った(図 2 のオレンジ色の部分)。これによって、領域中心の空間線量の変化を見たものを表 3 に示す。地表面にほとんど変化はないが最も低下の大きい位置は 50cm, 一方 100cm ではそれほどの線量の低下が見られない。このことは、空間線量はその位置が高いほど、より遠い領域の影響を受けていることを示唆している。したがって、地表面より、1m 高さの線量がそれより大きい、あるいは一階より二階の線量が高いという現象¹⁾ が生じることがある。

3.3 最終結果：7cm まで掘り下げたが、中心部の線量はあまり下がらず(表 1 参照)この部分のみ最終的に 15cm まで掘り下げて、砂を厚く撒く事となった。さらに全体にモルタルを厚さ 5~7cm 打ち、最終仕上げとして市販のコンクリート平板 9 枚で覆った(図 5 参照)。この時の地表面(平板)面での線量の結果は表 1 に合わせて示すが、対象領域の「地表面」では明らかなように目標の 0.3 μSV/h 以下を満足している。

4. 剥土の処理 4.1 剥土の除染の簡便法：最も簡便な粘土分と砂分の分離は、小石等を除去したのち家庭用ミキサーを用いて攪拌し、水中に沈殿させて粘土分、砂分に分離する(図 1 参照)。

表 1 表面はぎ取りによる線量の変化

はぎ取り厚さ(cm)	はぎ取り面からの計測高さ(cm)		
	0	50	100
0	0.64(1)	0.52(0.81)	0.43(0.67)
3	0.55(0.83)	0.49(0.77)	0.39(0.61)
5	0.38(0.59)	0.38(0.59)	0.41(0.64)
7	0.37	0.43	0.38
コンクリート平板打設後	0.26	0.37	0.36

表 2 遮蔽鉛板厚さと線量関係の実験例

鉛板厚さ	計測値	低下率
mm	μSv/h	
0	3.41	1.00
0.5	2.84	0.83
1	2.60	0.76
1.5	2.29	0.67
2	2.07	0.61
10	0.65	0.19
12	0.49	0.14
22	0.27	0.08

表 3 周辺の 2 辺を鉛板 1mm 厚で覆った効果

	地表面	地表上50cm	同 1m
被覆前	0.37	0.43	0.38
被覆後	0.38	0.36	0.34

4.2 実用的な方法：個人的な方法とはいえ調理用ミキサーによる方法は現実的ではなく量を増やしてバケツの中で攪拌を試みたが、分離が十分で無いたことが判明した。現在は



図 5 仕上がった除染対象領域

5.まとめと今後の課題

以上の結果は、局所的な除染では空間線量の低減効果が望めない事を示しており、事前に予想されたが処理範囲を広げれば低下することが期待される。徹底した除染のためには、詳細な事前と事後の線量把握が不可欠でありその欠如が懸念される。**1)**汚染土に水を加え攪拌しその泥水を沈殿させる事により、セシウムの多くが沈着している粘土分を取り除く方式を試みた。**2)**分離後の砂質土の線量は放射線が不検出であり、非汚染土として再利用可能である。**3)**保管の必要があるのは粘土分のみであり、この手法により除染で発生する排土の量を減らすことが可能である。今後の課題として濁水の粘土分の沈殿所用時間を短縮のため、何らかの添加剤の使用が必要かもしれない。より高度の汚染土壌で同様な効果があるか検討する必要がある。

参考文献 1) 田野久貴：放射線量の簡易モニタリングシステムの構築と地盤・生活空間への適用の試み、日本応用地質学会第 19 回東北支部講演概要、21-22, 2011. 2) 土壌の放射線汚染の現状と除染に関する二三の実験、日本応用地質学会第 21 回東北支部講演概要、15-16, 2013. 3) 保高徹生他：地盤環境中の放射性物質の挙動、地盤工学会誌、61-2, 24-27, 2013. 4) (社)日本アイトブ協会：ポケットターブ、174, 丸善, 2011.

地すべり調査での連続ステップ 孔内試験による水理構造把握

応用地質株式会社 星野 耕一

菖蒲 幸男

国土交通省 新庄河川事務所 浅野目 和明

1. はじめに

地すべり安定解析を実施するためにはすべり面の間隙水圧の把握が必要であるが、現状、地すべり調査で行われている地下水位観測孔は全孔ストレナ孔が多く、正しくすべり面の間隙水圧を測定できていない例も多い。

この課題を解決する手法として、土木研究所より「部分ストレナ孔による間隙水圧観測の手引き(案)」(平成 26 年 5 月)(以下「手引き(案)」)と記述)が示された。手引き(案)には、難透水層によって隔てられた複数の帯水層が地すべり地に存在する場合には、地下水検層・試錐日報解析等による連続ステップ孔内試験で水理地質の鉛直分布を把握し、部分ストレナ孔を設置する調査・設置方針が示されている。今後この方法によって地すべり調査が進められていくものと考えられる。

上記の「手引き(案)」の発行に先立ち、試験的に連続ステップ孔内試験を実施した月山地区志津地すべりにおける調査事例を以下に紹介する。

2. 連続ステップ孔内試験方法の概要

「手引き(案)」には、「連続ステップ孔内試験は、裸孔区間に重複や欠落が生じないようにボーリングの掘進とケーシングパイプの挿入を繰り返して連続的に試験区間(裸孔区間)を設け、試錐日報解析と地下水検層等を行い、水理地質の鉛直分布を把握する」と示されている。表-1 に連続ステップ孔内試験項目例を示す。

表-1 連続ステップ孔内試験における調査項目例抜粋 (「手引き(案)」p8)

調査手法		目的
標準	試錐日報解析	水理地質区分の判定 水位(水頭)の把握
	地下水検層	水理地質区分の判定
必要に応じて実施	簡易間隙水圧測定(湧水圧試験)	湧水圧(水頭)、透水係数の把握
	ボアホールカメラ	亀裂の状態等の地質構造の把握

月山地区志津地すべりボーリング調査では、平成 24 年度～平成 25 年度において表-1 に示された試錐日報解析・地下水検層・簡易間隙水圧計測(湧水圧試験)・ボアホールカメラの全項目が実施されている。

以下に主な試験手法とステップ間隔について

を示す。

1) 試錐日報解析

試錐日報解析はボーリング掘進時の作業後水位と翌日(作業前)水位の水位変化、翌日水位の汲み上げ時の水位変化から、裸孔区間の地下水賦存状況の推定するものである。

掘進翌日の作業前水位は平衡水位と考えられる自然水位の測定と、水位差 50 cm 程度の汲み上げ後、10 分後水位を測定した。

2) 地下水検層

地下水検層手法としては「手引き(案)」では食塩検層・溶存酸素検層・加熱式温度検層等の複数の手法が挙げられている。

志津地すべりでは、既往調査で塩分濃度の高い地下水の存在が指摘されており、一般的な食塩検層が困難であることが予想されたことから、今回の事例では測定時間が短い孔内微流速測定を採用した。

3) 簡易間隙水圧測定

簡易間隙水圧計測は湧水圧および透水係数が測定可能で、試験時間の短縮が見込め、水圧が測定できるパッカーとエアピンチバルブを用いて湧水圧試験を行った。

4) ステップ間隔

平成 24 年度調査においては、ステップ間隔は 1 日の掘進量(≒3~5 m)で実施したが、平成 25 年度は掘進工程等を考慮して、ステップ間隔を試錐日報解析・簡易間隙水圧計測は 3~5 m、地下水検層・ボアホールカメラは 10 m 程度と設定した。

今回の事例では上記のステップ間隔での孔内試験を実施するため、図-1 のような試験工程で行った。

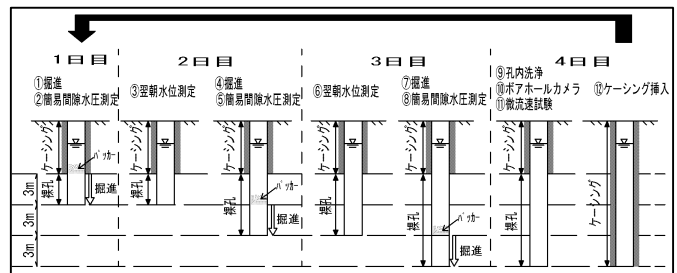


図-1 今回事例のステップ試験の工程

3. 推定される水理構造

この事例でのボーリングでは上位より月山山体起源の岩屑なだれ堆積物、河川・湖沼堆積物(年代未詳)および中新統海成の泥岩・砂岩が分布している。破碎が著しい区間が複数認められることから、すべり面を特定は困難であるが、試験結果、地層の連続性近傍の動態観測結果等から河川・湖沼堆積物および海成泥岩の最上部に存在すると判断された。

図-2 に連続ステップ孔内試験結果の概要を示す。

簡易間隙水圧試験・孔内水位測定の結果、複数の高水頭区間が確認された。簡易間隙水圧試験の平衡水位変化に比べ、孔内水位変化は試験区間が長いことや変動が小さいものの、類似した変化傾向にあり、異なった水圧を示す複数の帯水層の存在を示している。

下位の泥岩・砂岩内の水位は GL-10 m 以下と低いものであったが、上位の岩屑なだれ堆積物～河川・湖沼堆積物の水位は概ね GL-2 ～5 m 前後と高く、特にすべり面と推定された破碎が著しい区間および上方で GL-1～3 m と高い水頭が確認された。

孔内微流速測定からも複数の湧水・漏水区間の存在が示されたが、湧水区間の幅は 1～2 m 程度であるものが多く、非常に幅の狭い区間で地下水流動 (10^{-4} cm/sec～ 10^{-5} cm/sec) が起きていることが明らかとなった。

特に岩屑なだれ堆積物最下部～河川・湖沼堆積物で多くの地下水流動が生じており、簡易間隙水圧試験・孔内水位測定結果との対比の結果、上記推定すべり面付近の高水頭区間で湧水区間が確認されている。このことから高水頭を有する幅の狭い(1～2 m)帯水層がすべり面に作用しているものと推定した。

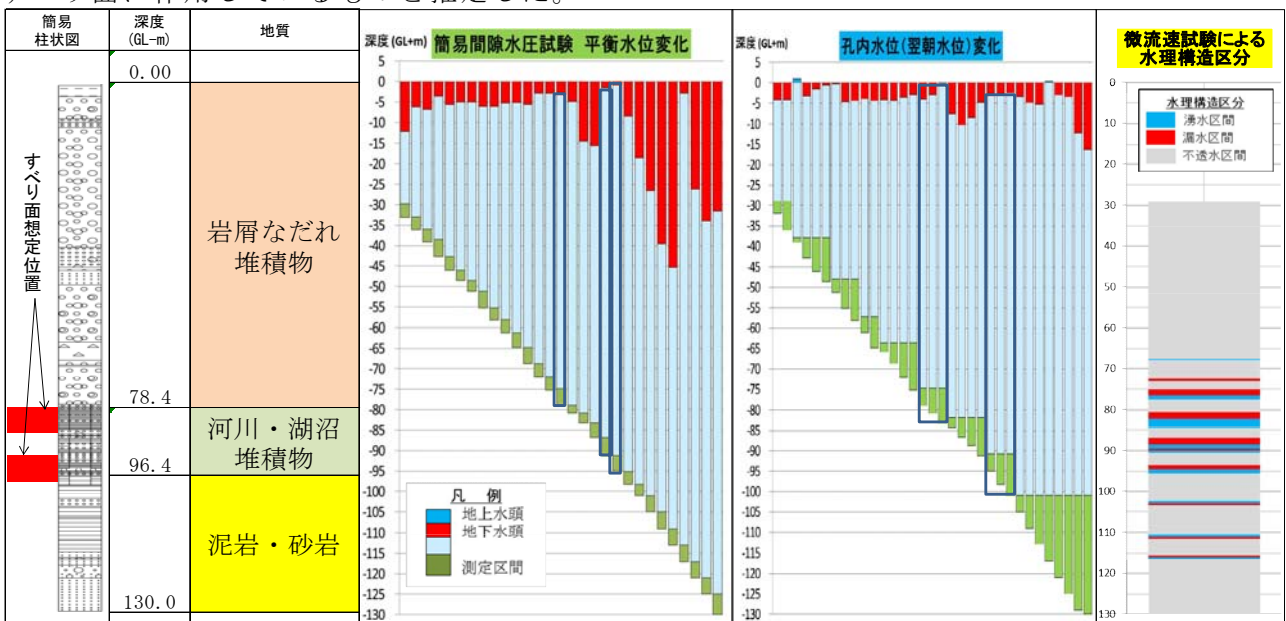


図-2 ステップ孔内試験結果の対比

4. 今後の課題

平成 25 年度に行った連続ステップ孔内試験では、以下の問題点が挙げられた。

- ① 試験日報解析を掘進速度・ケーシング挿入との兼ね合いで、裸孔区間最大 10 m 間隔で測定したため、水頭変化が不明瞭になった。
- ② 複数の試験を実施することで、ボーリング掘進工程に負担がかかる

以下にこれら問題点への対応案を示す。

- ① 「手引き(案)」どおり、試験日報解析を裸孔区間 3～5 m といった短い区間で行う。孔壁保持が難しい場合は 1～2 m と短くする。
- ② 簡易間隙水圧試験と試験日報解析結果は傾向が一致しており、間隙水圧をボーリング掘進中に測定しなくてもよいのであれば、簡易間隙水圧試験を割愛する、ないしはすべり面付近のみで行う。
- ③ 地下水食塩検層や孔内微流速測定は水理構造把握のために必要であるが、測定区間が短いと地下水流動が捉えにくいいため、2 日おきに行う。

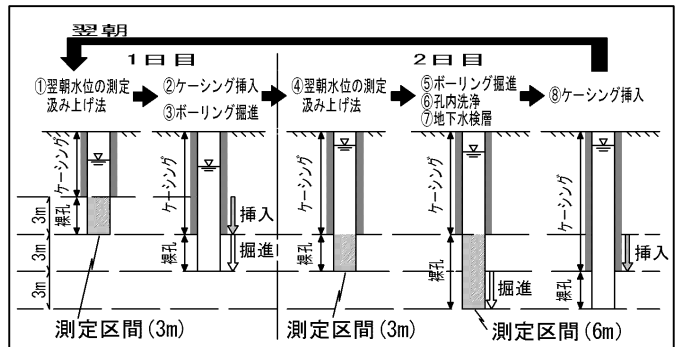


図-3 2日おきに地下水検層を行う工程例

地すべり地内の湖沼底からの浸透・湧出量測定事例

東北農政局 森一司・藤田真吾・横井内幸治
中央開発(株)東北支店 橋本智雄・赤津正俊

1. はじめに

地すべりブロック頭部の凹地には、しばしば湖沼の発達が見られる。このような湖沼が地下水のかん養源となっている場合は、湖沼底の地盤改良や遮水シートの敷設によって地下浸透を抑制することは、地すべり対策上有効である。しかしながら、逆に周辺の地山から湖沼底へ地下水が湧出している場合は、浸透抑制工は無意味であり、逆効果となる可能性もある。湖沼への地表水流入・流出経路が溪流や水路として特定できる場合は、それぞれの流量を観測することにより、浸透量あるいは湧出量を水収支的に把握することは不可能ではない。しかし、いずれかの流路が不明瞭な場合は、この方法は適用できない。

Seepage meter (Lee, 1977、漏出量計、湧出量計などと訳されている)は、地表水と地下水との間の水の出入りを直接的に測定できる簡単な方法として、水文学の分野では広く知られており、日本では琵琶湖湖底(小林ほか, 1993)や大阪湾海底などでの測定事例がある。そこで、この方法を用いて山形県最上郡大蔵村地すべり防止区域滝の沢地区内の湖沼(大沼)を対象に、沼底からの浸透・湧出量の測定を行ってみた。測定は融雪期末期の1回のみであり、年間を通じての評価は未了であるが、seepage meterの有効性は確認できたので、その方法や結果について紹介する。

2. 測定方法

(1)測定原理

図-1に示すように、容器の底を上向きにして河床や湖沼底に押し込み、一定量の水を注入したポリ袋を接続して水中に静置し、一定時間経過後の水量を計量する。袋中の水が減少していれば、湖沼の水が地下へ浸透しており、逆に増加していれば地下水が湖沼底から湧出していることが分かる。

(2)測定機材と手順

本体はドラム缶などを切断し、底に明けた小孔にゴム栓で袋を接続すればよい(写真-1)。しかし調査対象とした大沼は最大水深が4m以上と深いため、図-2、写真-2に示すような深水対応型の測定器を2基作成して使用した。

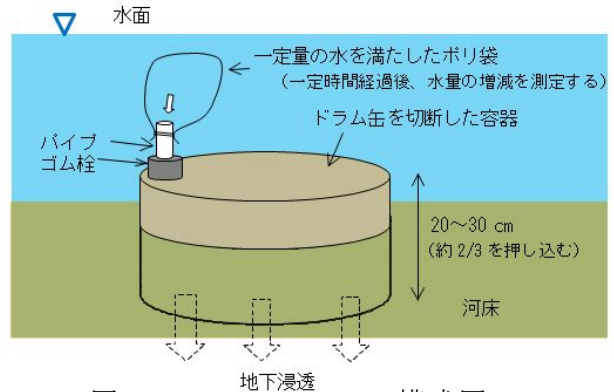


図-1 seepage meter 模式図



写真-1 ドラム缶で作成した seepage meter

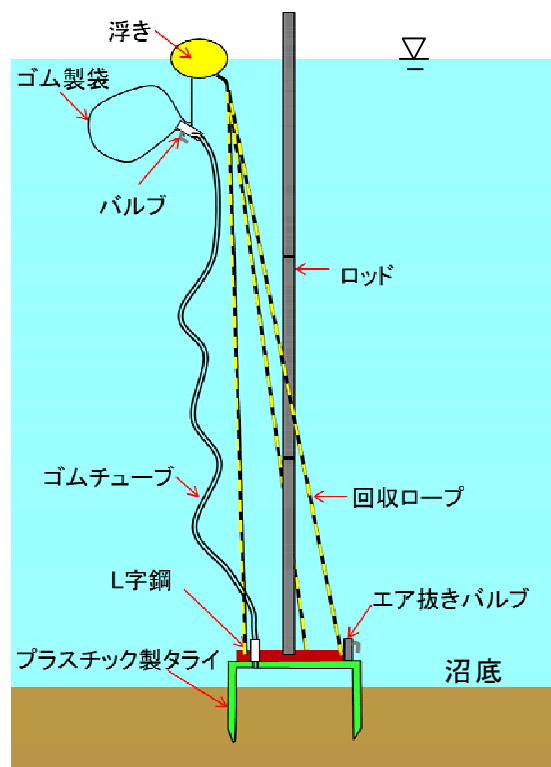


図-2 深水対応型 seepage meter 構造図

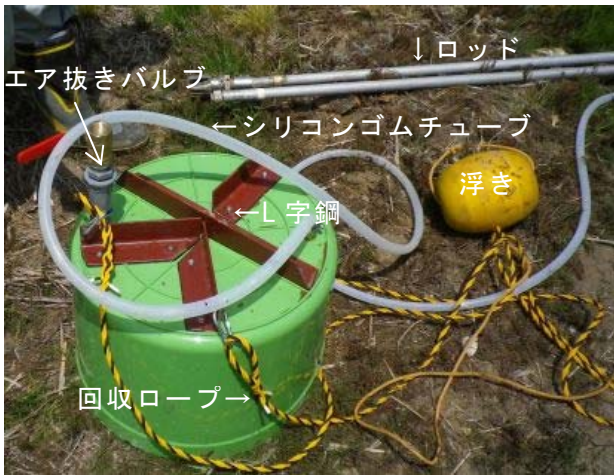


写真-2 使用した seepage meter

本体には直径 56cm、高さ 35.5cm のプラスチック製タライを使用し、底面をL字鋼で補強した。本体内の空気を抜いて水中に沈め、継手付きロッドを用いて2/3ほどを沼底に押し込んだ後、転倒や傾動による誤測定を避けるため、ロッドは本体から取り外した。本体に接続したバルブ付シリコンゴムチューブを水面まで延長し、計量した約 1,000mL の水を入れたゴム製の袋を接続し、浮きに吊り下げて水中に保持した。約 1 時間放置した後、チューブ末端のバルブを閉じて袋を取り外し、袋中の水量をメスシリンダーで計量した。

3. 測定場所と測定結果

測定の対象とした大沼は、地すべりブロック頭部に位置し、概略サイズは 190 m×70 m、背後の滑落崖頂部との比高は最大約 150 m である (図-3, 図-6)。沼へは滝を伴う 1 本の溪流が流入しているが、滑落崖全体からの流入も推定される。流出水路は 1 本あるが、他にも複数箇所から灌漑用水が取水されている。沼を横断する 2 本の測線を設けて水深を測り、図-4 に示す 7 地点について測定を実施した。

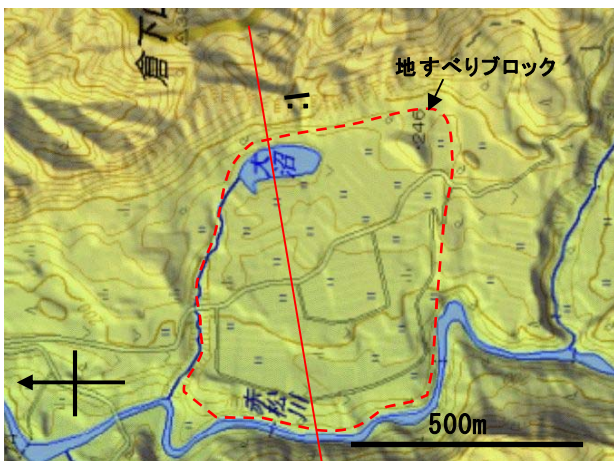


図-3 大沼位置図(赤実線は図-6 断面図位置)

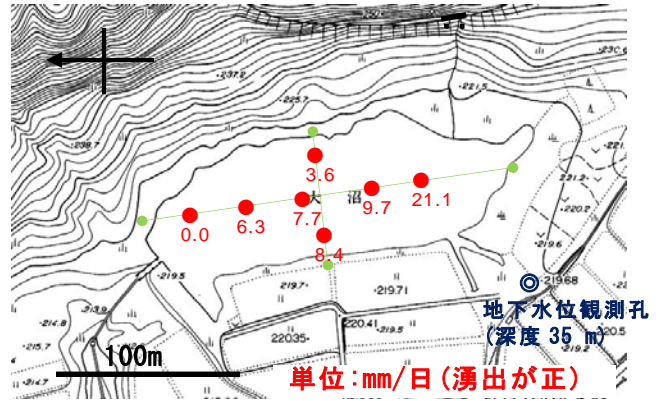


図-4 測定地点と測定結果

測定結果は0~21.1mm/日、平均8.1mm/日(1時間で袋中の水が平均約80 ml増加)であり、地下水が沼底から湧出していることが明らかとなった。また、滝の流入部に近い南側ほど湧出量が多い傾向が見られた。

4. 結果の解釈

測定当日の近傍地下水位(図-4参照)は沼の水位よりも約0.6m低い位置にあったことから(図-5)、沼からの地下浸透が幾らかは発生していたと考えられる。しかし、今回の測定結果は、沼からの地下浸透量よりも、沼の東側に広がる丘陵地(地下水位は沼の水位よりも高いと推定される)から沼底への地下水湧出量の方が多かったことを示している(図-6)。

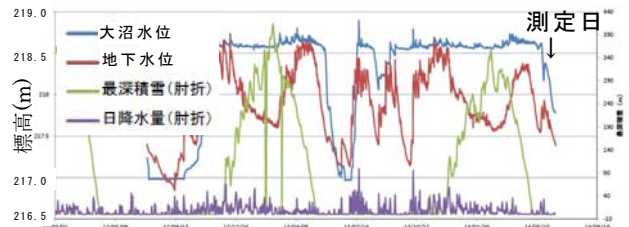


図-5 大沼の水位と近傍地下水位

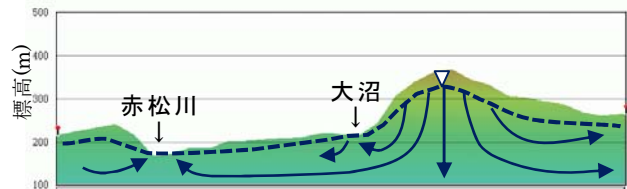


図-6 想定される地下水流動

5. 引用文献

- Lee, D. R. (1977): A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries, *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 22, pp. 140-147.
- 小林正雄・小笹将博(1993): 琵琶湖へ漏出する地下水の挙動 (I), *陸水学会誌*, vol. 54, pp. 11-25.

宮城県沿岸南部における地下水塩分モニタリング調査 ～岩沼市・亶理町における地下水塩水化の実態調査～

宮城県農林水産部農村振興課
日本工営株式会社仙台支店

大内 孝喜・井上 恵美
大内 拓哉・高橋 昌弘・高内 和宏

1. はじめに

東日本大震災による地盤沈下により、地下水や用水源に塩水の流入が想定され、この塩水による営農障害(湿害・塩害)が懸念される。その現状を把握することを目的とした H25 宮城地区(復興実施計画)-201 号地下水塩分モニタリング調査業務¹⁾の中で地下水の塩分濃度の分布状況を把握した。調査は岩沼工区と亶理工区の 2 工区で実施し、岩沼工区では塩淡水境界、亶理工区では表層の塩水地下水分布状況(除塩効果)を確認した。

2. 調査位置と調査方法

本調査では 2 工区でそれぞれ 6 箇所ずつ観測孔を設置した。岩沼工区では北から A-A' (B-1~B-3 孔)、B-B' (B-4~B-6 孔)、亶理工区では南から C-C' (B-7~B-9 孔)、D-D' (B-10~B-12 孔)と東西方向に 4 測線設定し、地下水位及び電気伝導度(以下 EC)を測定した(図 1)。また、既往調査および観測孔設置時のボーリングコアにより地質概況を把握した。

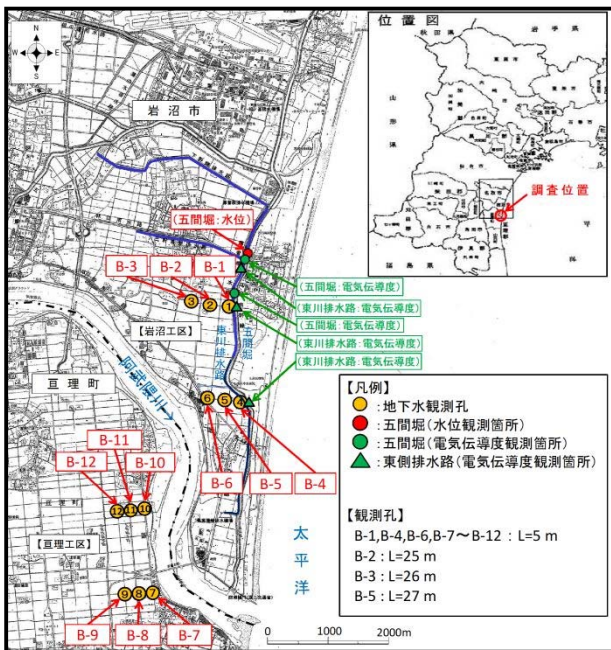


図 1 調査位置図

地下水位観測では、観測孔 12 箇所、河川水位は五間堀 1 箇所に自記水位計を設置した。なお、観測頻度は 1 時間毎とした。

EC は、自記水位計を設置した箇所で 1 ヶ月に 1 回、孔底から地下水面まで 0.2m 間隔で測定を行った。また、五間堀と平行する東側排水路(岩沼)でも 3 箇所でも電気伝導度を測定した。測定した EC は、既往調査の換算式を用い、塩素イオン濃度として評価した。

3. 調査結果

(1) 水文地質状況

調査地点は、阿武隈川河口の左岸(岩沼側)および右岸(亶理側)に位置する。調査地付近には、阿武隈川の氾濫・蛇行による旧河道や自然堤防が発達し、その背後には主に水田として利用されている後背湿地が広く分布する。また、東部には複数列から成る浜堤が形成されており、宅地や畑が分布する。調査地点は、この後背湿地や浜堤に位置する(図 2)。

本調査地周辺では、鮮新世の竜の口層を不整合で覆った第四紀の沖積層(砂・粘土・シルト・礫)が数十 m 分布する。沖積層には中部粘土層と呼ばれる粘土層が広く分布し、この粘土層の上部と下部にそれぞれ帯水層が存在する²⁾。本調査では深度 25m 付近に存在する中部粘土層の上部の砂層を主体とする不圧帯水層を調査対象とした(図 3)。

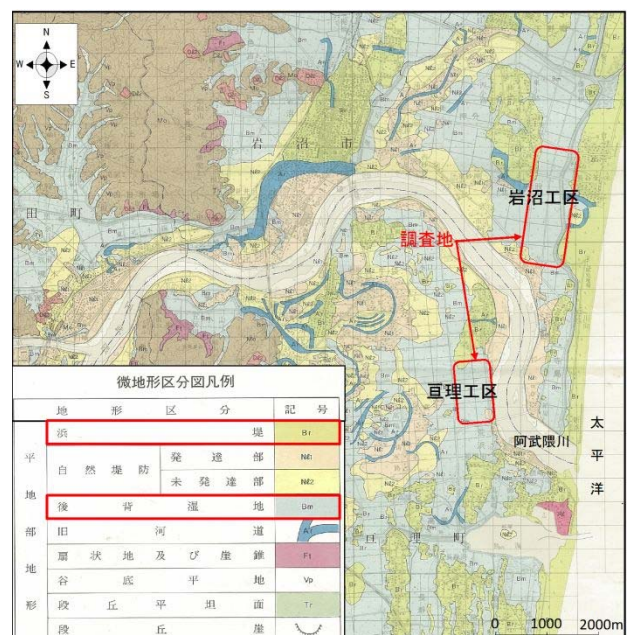


図 2 調査地周辺の微地形区分図³⁾

(2) 電気伝導度分布状況

EC の測定結果では、岩沼工区の測線 A-A´ において塩水侵入が顕著に見られた。また深度方向の EC 分布は、降水量が多い時期(10 月)と降水量が少ない時期(1 月)で異なり、後者の方が、塩水侵入が進行している(図 3)。

詳しく見ると、海側に位置する B-1 孔の EC は、10 月に 0~2m で 5mS/cm~8mS/cm 程度まで上昇する。1 月には 0m~5m で 8mS/cm 以上となっており、表層から高い EC が確認される。B-2 孔の EC は、10 月に 13~15m、1 月には 11.5m~13m で 3mS/cm~17mS/cm 程度で変化する。B-3 孔の EC は、10 月には 24m 付近まで概ね 0.7mS/cm 以下であるが、24m~25m 付近で、0.7mS/cm~3mS/cm まで上昇する。一方、1 月には 0m~19m で約 1mS/cm 以上を示し、10 月に比べ浅い深度で EC が高い。これより下部 19m~25m における EC は 0.7mS/cm~3mS/cm 以上を示す。

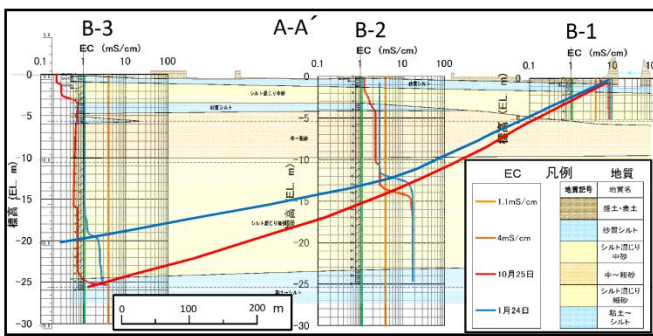


図 3 地質断面図および EC 分布図(A-A´)

(3) 塩素イオン濃度分布状況

本調査では、岩沼工区は中部粘土層以浅の帯水層(深度約 25m まで)、亘理工区は地表から 5m までの深度を対象に EC から換算した塩素イオン濃度の分布状況をとりとまとめた。

岩沼工区(A-A´)では塩淡境界が、内陸に向かうに従って深くなる。一方、亘理工区(C-C´)では阿武隈川近傍において地表から 5m 以内の浅いところに位置することが確認された(図 4)。また、岩沼亘理の両工区とも、降水量が多い時期(10 月)に淡水領域が拡大し、塩水侵入領域が小さくなる傾向が見られた。逆に降水量が少ない時期(1 月)には塩水侵入の程度が大きく、地表付近でも塩素イオン濃度が A1 帯(300mg/L 以下)から A2 帯(300~1100mg/L 以下)まで濃度が上昇する結果となった。

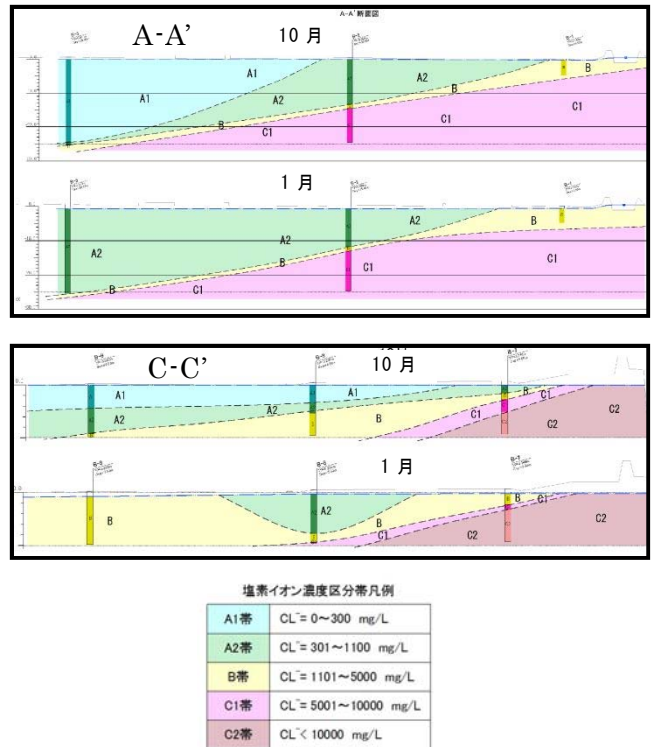


図 4 塩素イオン濃度断面分布図

5. おわりに

本調査では岩沼・亘理の各測線における塩分濃度の分布状況および変動特性を把握できた。特に、岩沼・亘理の一部測線では明瞭な塩淡境界が捉えられた。

今後も、河川や水路を含め、継続的に塩分調査を行ない、その動向を監視したい。さらに広域的な対象現地観測結果を断面図にとりまとめた塩分濃度マップ(A, B, C 帯分類)を作成し、農作物への影響や除塩効果の検証を進めていく予定である。特に、表層地下水の A 帯(淡水帯)の水平方向・鉛直方向の分布および経時変化に着目したいと考えている。

謝辞

本調査を行なうにあたり、調査に関する許可やご協力をいただきました関係機関の方々に、感謝の意を表します。

引用文献

- 1) 宮城県農林水産部農村振興課(H26.3): H25 宮城地区(復興実施計画)-201 号地下水塩分モニタリング調査業務報告書
- 2) 東北農政局農村計画部資源課(H24.3): 地下水盆地地下水制御活用技術確立型「仙台平野南部地区」(H20-H22)調査報告書
- 3) 宮城県(S60.3): 宮城県地震地盤図作成調査報告書

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 22 回研究発表会講演集

平成 26 年 7 月 18 日発行

編集 一般社団法人日本応用地質学会東北支部事務局

応用地質株式会社 東北支社 内

仙台市宮城野区萩野町 3-21-2 TEL:022-237-0471

学会 E メール : tohoku@jseg.or.jp

ホームページ : <http://www.jseg.or.jp/tohoku/>
