

1.2 地球物理学的方法による地下水流動の研究

1.2.1 上下変動と立坑での湧水・排水

1.2.1.1 立坑での湧水と近傍での上下変動の時間変化

瑞浪超深地層研究所の500m深研究坑道掘削に伴い、東濃地震科学研究所では坑道近傍で2004-2012年に60mの地下水位低下と1cm超の沈降を観測した(図1, Kimata et al, 2015 にデータを追加)。図1で総排水量と地下水位、掘削深度のスケールをY軸に示すが、それぞれ異なることに留意されたい。埋め戻し開始後の変動は来年度を予定し、今回省く。観測した上下変動を確認するために、2012年に水準網を地下構造探査から推定される土岐地下水盆地に拡張し、上下変動を空間分布として検討することを試みた。

今年度は昨年中断した水準測量を再開し、坑道埋め戻しに移行した段階での周辺域における上下変動を求めた。上下変動は2018年までの沈降の停滞から2mm弱の隆起に転じた。測量誤差を考えると有意でなく、「停滞する」という表現が適切と考える。地下水位は観測井での計器再設で観測を中断したが、観測の再開後に11月に3mの上昇が観測された。

1.2.1.2 立坑からの湧水とその排水の時間変化

研究坑道は直径6.5mの主立坑と、南南西方向に40m離れて直径4.5mの換気立坑の2本が掘削され、100m深ごとに連絡坑道で結ばれる。それぞれの坑道で湧水が排水され、埋め立て工事が始まってからも排水量は連続観測される。坑道での湧水は各坑道では横坑も含め、深さ25mや100mごとに連続観測される(尾上・竹内, 2019)。図2に坑道の掘削深度、および排水量と100m深ごとの湧水量時間変化を2002-2019年の期間で示す。排水量と湧水量は立坑2本の総和である。長さ100-200mの横坑が300m深で主立坑の北方向に1本、500m深で主立坑の北方向と換気立坑の南方向と計3本掘削される。横坑での湧水は300m深と500m深の湧水として扱った。300m深と500m深での湧水はほとんどが横坑による。掘削地は166m深の不整合面を挟み、上部に堆積層、下部に花崗岩が分布する。

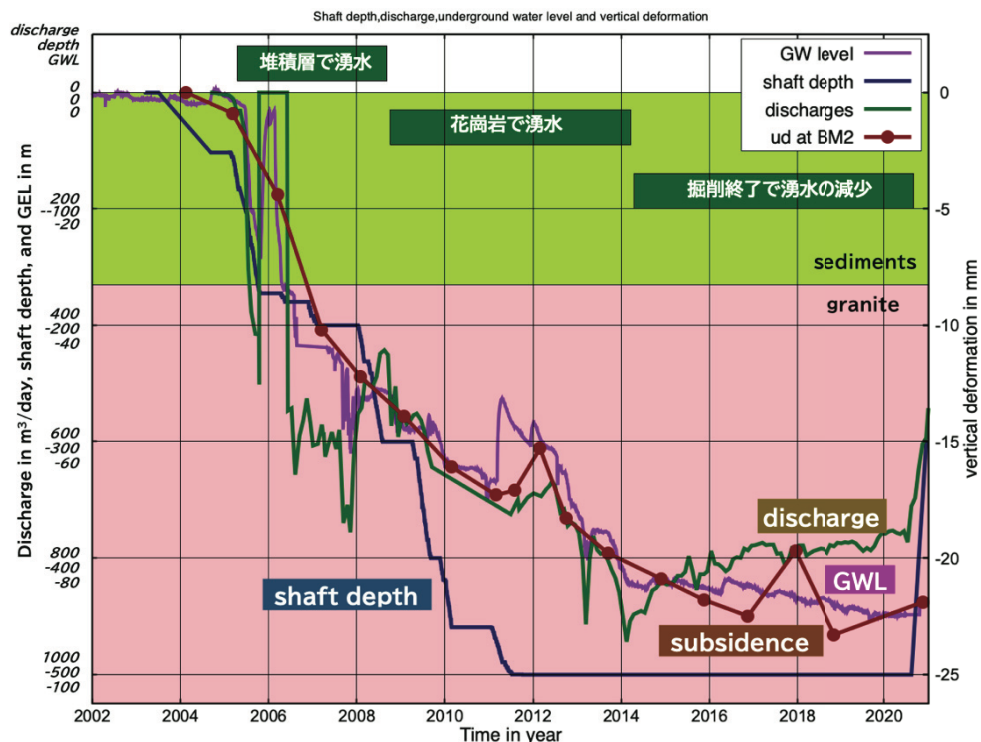


図1 坑道の掘削深度と排水量、および近傍の地下水位と上下変動の時間変化(2002-2020)。掘削深度と排水量は尾上・竹内(2019)、Kimata et al. (2015)にデータを追加。湧水の変化からは3期間(湧水が主に堆積層と花崗岩の期間、掘削工事終了で減少に転じた期間を帯で示す。

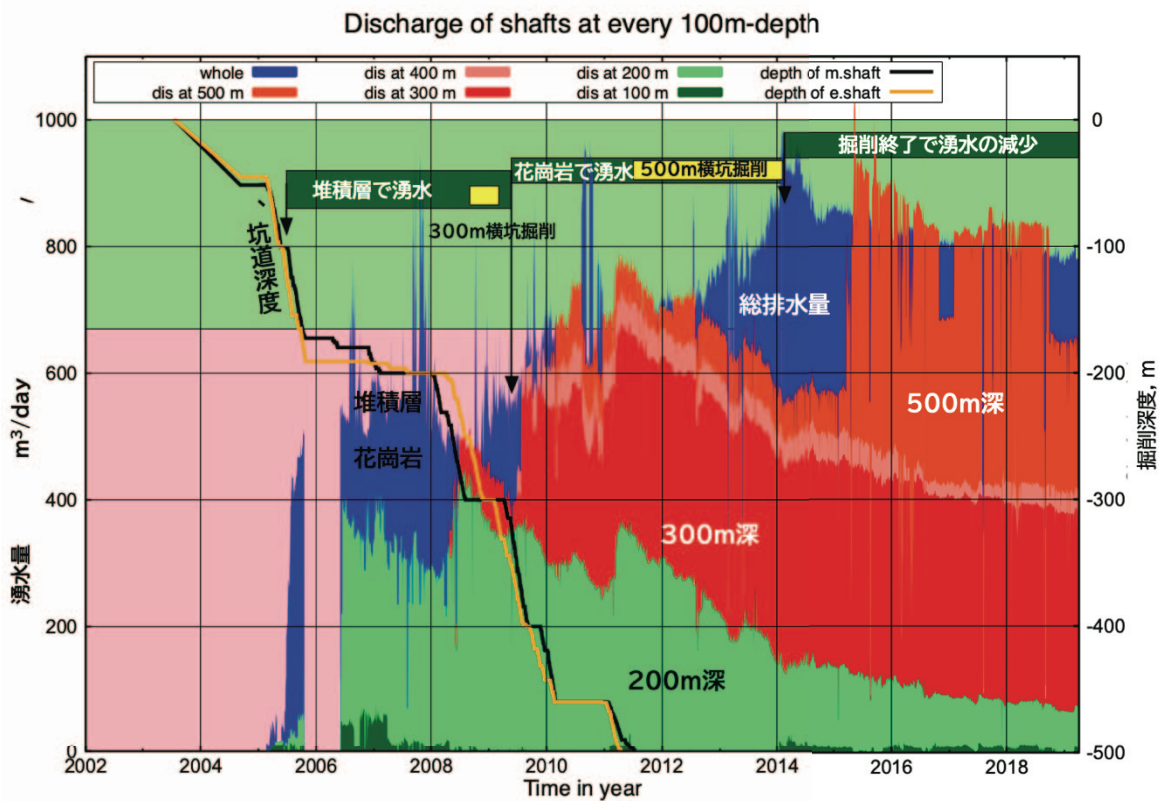


図 2 坑道からの総排水量と 100m 深ごとの湧水量の時間変化(2002-2019 年). 帯は 1) 主に堆積層から湧水、2) 主に花崗岩から湧水、3) 掘削工事終了で湧水が減少する 3 期間および

瑞浪超深地層研究所による 2002-2019 年の湧水データに基づき、掘削坑浅部の堆積層と深部の花崗岩における湧水の時間変化を議論し、近傍で観測された地下水位低下と沈降のメカニズムの解明を試みた。各 100m 深での湧水の時間変化と坑道の掘削深度、横坑の掘削期間を図 2 に示す。

まず、坑道での湧水状況を概括する。湧水は掘削が 100m までの浅部堆積層ではほとんど生じなかった。掘削が堆積層と花崗岩の不整合面 165m 付近で地下水を豊富に含む夾炭層も存在し、湧水が一気に 500m³/day まで増加し、排水作業が中断された。排水中断で、低下していた近傍での地下水位も一時的に掘削前の状況に回復した。整備された体制で、排水が再開されると地下水位は中断前の段階まで戻った。

その後、掘削が花崗岩に移行しても湧水は一時的に減少するが概して増加した。とりわけ、主立坑 300m 深で横坑掘削が始まると、花崗岩も割れ目が発達した花崗岩であり、湧水は 600m³/day に増加した。一方、堆積層の湧水は減少に転じた。掘削が進み、予定の 500m 深に達し、湧水は同深度の主立坑と換気立坑で横坑掘削が始まると増加し、掘削工事終了まで増加し、一時的に 900m³/day に至った。なお、300m 深の湧水は緩やかに減少に転じ、掘削が終了した 2014 年 3 月に湧水は減少に転じた。湧水は全体として掘削終了まで増加した。湧水はより深部でとりわけ横坑が掘削されるとその上部では減少に転じている。このように、坑道の湧水は不整合面前後で一気に 500m³/day まで増加し、その後掘削が花崗岩に移行しても、花崗岩からも多量の湧水が生じた。

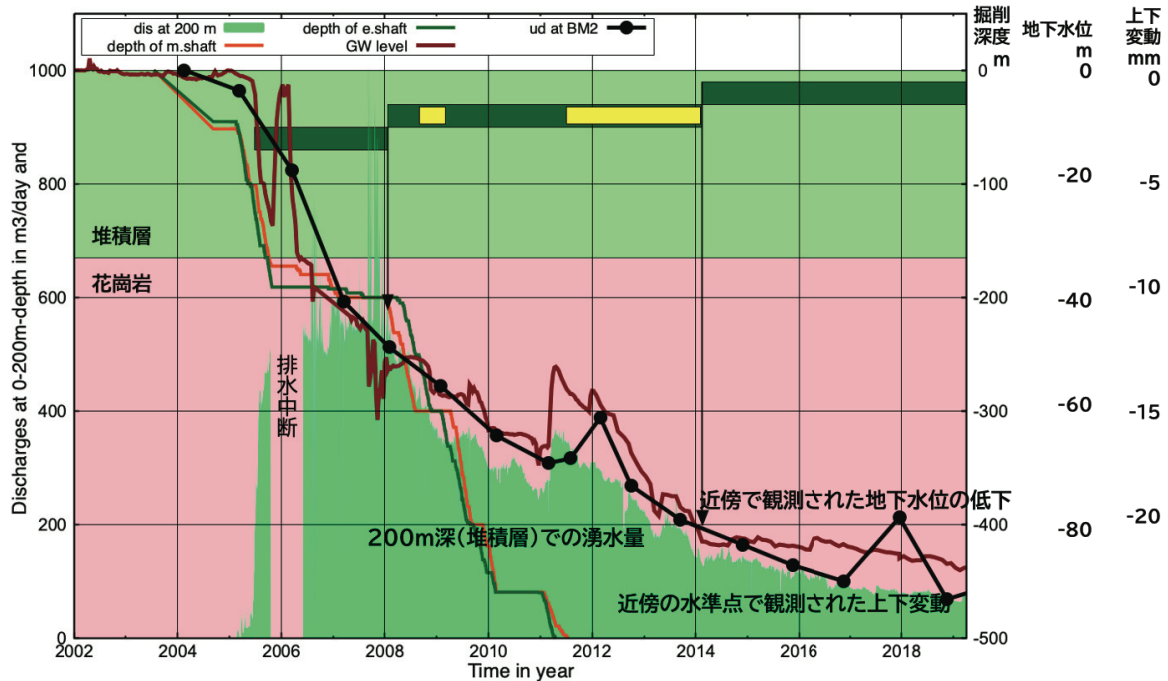


図 3 坑道の掘削深度と 0～200m 深での湧水と近傍で観測された地下水水位および水準点 2 における上下変動の時間変化 (2002-2019 年). 緑の帯は湧水が 1) 主に堆積層、2) 主に花崗岩、3) 掘削終了で坑道全体が減少に転じた期間、および 300m と 500m 深での横坑掘削

1.2.1.3 近傍で観測された地下水水位低下と沈降の時間変化

次に坑道近傍で観測した地下水水位と上下変動の時間変化を検討する。地下水水位と水準点での上下変動は、坑道から 400m と 300m 離れた観測井と水準点 2 で坑道掘削以前の 2002 年から観測する。2012 年までの 8 年間に 60m 超の地下水水位低下と 17mm の沈降が観測された (Kimata et al. 2014)。その後、2014 年の掘削工事終了で坑道排水が減少に転じると地下水水位低下と沈降も継続するが、速度が緩くなり、2014-2018 年の 4 年間はそれぞれ 5m の低下と 4mm の沈降に減速する。

今年度に検討した深さ 200m 深まで (主に堆積層) の湧水の時間変化、及び近傍で観測した地下水水位と水準点での上下変動を 2002-2020 年の時間変化として図 3 に示す。図から地下水水位も上下変動も湧水の変化と極めて相関が高いことが明瞭である。まさに、堆積層での湧水としての地下水流動が地下水水位と上下変動に密接に関わることを示す。

1.2.1.4 上下変動の空間分布 地下水盆の分布との対応

坑道近傍で観測される沈降が 1 点の水準点だけの観測だと水準点の局所変動とも考えられる。そこで沈降を空間分布として検出するために水準網を 2012 年に周辺域に拡張した。調査域は航空磁気探査や地震探査で基盤となる花崗岩の分布を検討されており、堆積層との不整合面を形成する花崗岩上部の地形分布が詳細に明らかになる。それによれば、坑道の南東側に相対深度 60m の水盆が形成され、主な地下水系が北から南へ水盆に流れ込み、支流となる水系が西から東へ坑道周辺を流れて水盆で合流する (図 4 右)。坑道は水盆の西縁に位置する。

2012-2018 年に観測された上下変動 (図 4 左) は坑道の南東側に最大の沈降が求まり、沈降はその点を中心に同心円状でなく地下水盆に北西から流れ込む地下水系沿いに観測される。このようなことから、沈降の空間分布も地下水盆の厚い堆積層で生じていると考

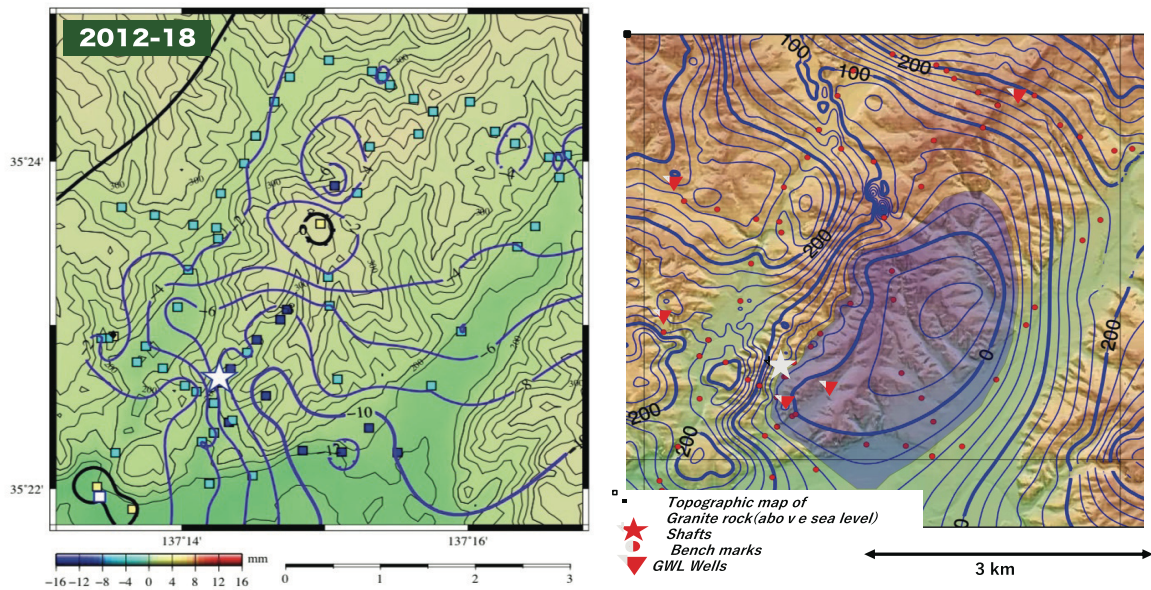


図 4 左:上下変動のコンター図(2012-2018、単位 mm、コンターは 2mm ごと)、右:坑道
印)の位置と花崗岩上盤の分布と地

える。このようなことから、観測した沈降と地下水位低下は堆積層での湧水に起因した現象と考える。

2012-2018 年に観測された上下変動(図 3 左)は坑道の南東側に坑道の南東側に位置する地下水盆の厚い堆積層での地下水流動により生じていると考える。

坑道での湧水状況について、原子力調査研究機構の笹尾英嗣氏から貴重な助言を多く頂いた。記して感謝を表す。

1.2.2 重力計水平アレイ観測

2019年10月に瑞浪超深地層研究所深度300m研究アクセス坑道から撤収した gPhone#130 は2020年3月から戸狩観測壕第三前室にて観測を開始した。一方、gPhone#153 は昨年度から引き続き、瑞浪地科学研究館測定室で稼働させた。#153 は以前も発症した事のあるサンプリングの歯脱けが起き始めており、現段階では解析への影響は小さいものの、近いうちにオーバーホールが必要である。以上のような観測点配置を、ここでは重力計水平アレイ観測 (HGA) と呼ぶことにする。図 1.2.2a に gPhone#130 の設置状況を示す。

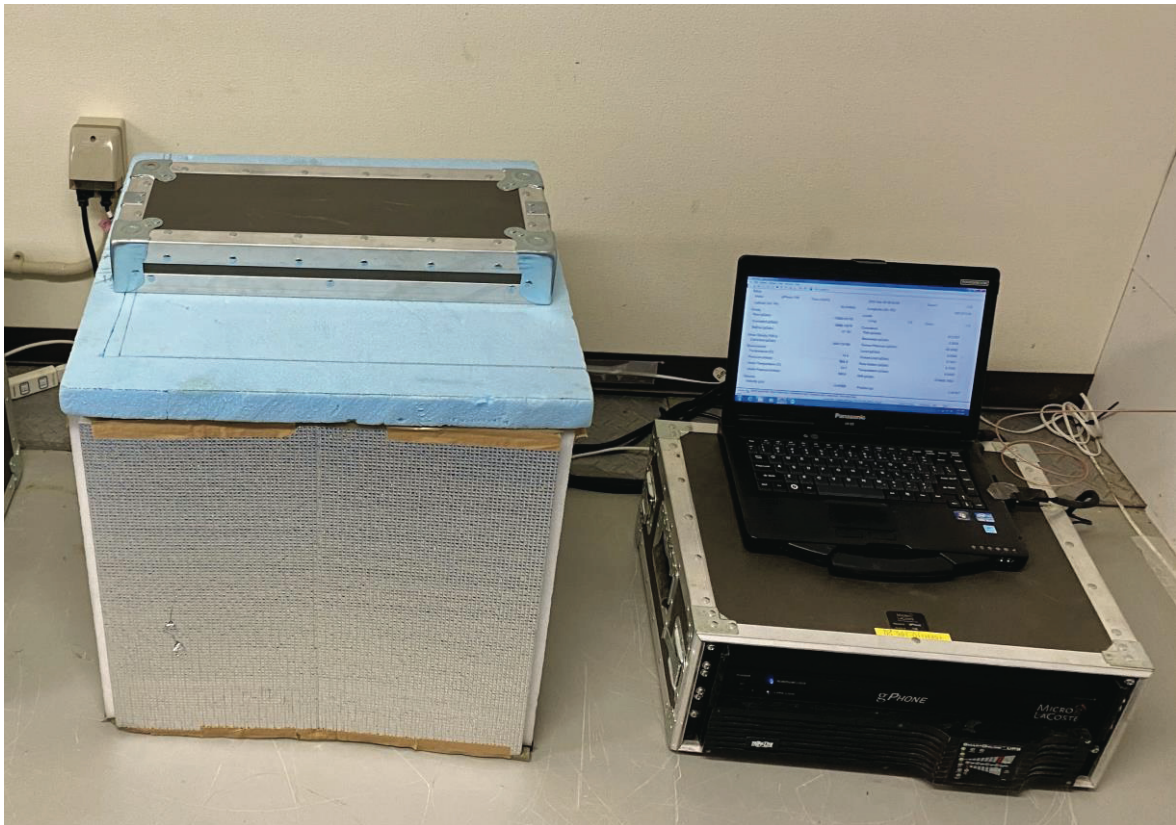


図 1.2.2a 戸狩観測壕第三前室の gPhone#130。左の箱内にセンサー部である Meter Box が入っており、右の黒箱が Electronics Box (UPS も内蔵)、ノート PC で制御・データ収録を行う。

図 1.2.2b に各 gPhone の振動ノイズ (a, b) および両 gPhone 重力値の差の解析結果 (c~e) を示す。両重力計共通の振動ノイズは自然地震由来であり、差をとることの相殺作用もあって、結果的に解析結果への影響は充分小さかった。データ処理は、重力計個々の段階で、Baytap08 により、潮汐、気圧応答成分 (admittance factor 法による) は除去した。2 台の重力差 (c) は、#153 から #130 の Baytap のドリフト (トレンド) 成分同士の差である。#130 の移設直後による非線形かつ大きなバネドリフトレートが (c) の傾向を支配している。そこで、#130 のドリフト成分が (c) と線形関係にある

として最小二乗フィッティングした結果が (d) で、その差 (c) - (d) が (e) である。結果、非線形ドリフト及び#130 固有のステップノイズは低減され、(e) は概ねフラットになった。ただし、記号 S で示したステップは#153 固有のステップである。(e) は、両 gPhone に共通する大気・地下の広域重力変動は相殺するため、個々の gPhone 近傍のローカルな重力変動を示す。記号 E で示したイベントらしき一時的重力増加 (7 月 24~28 日) は#153 近傍での重力増加である (gPhone 個々のドリフト成分を拡大すると#153 に明瞭な変化)。7 月 22 日にアラスカ半島地震 (Mw7.8) が発生しており (図の赤点線)、これにより生じた主立坑断層近傍の地震地下水応答に#153 が#130 よりも強く反応したと考えられる。

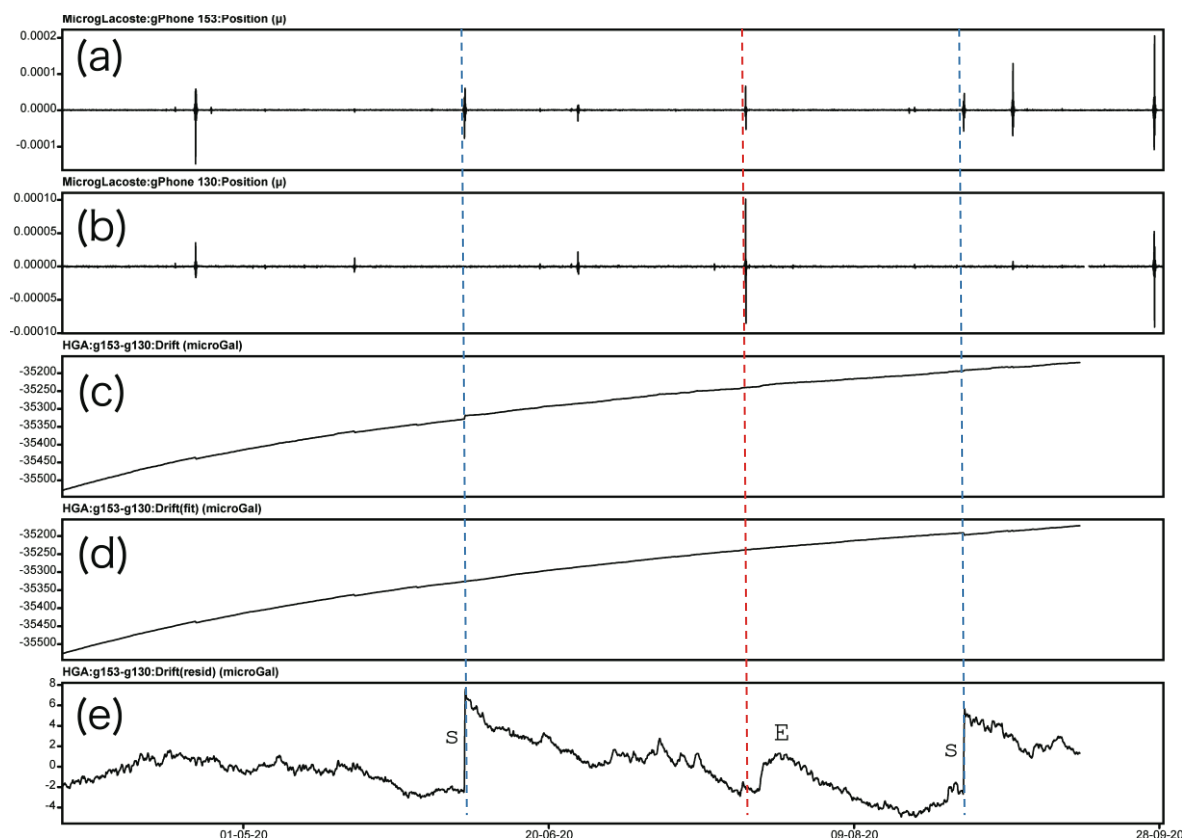


図 1. 2. 2b a : #153 の振動ノイズ (重力値を 2 階積分した変位値)、b : #130 の振動ノイズ、c : 各 gPhone の観測重力値に対して Baytap08 (Tamura and Agnew 2008) を適用したドリフト (トレンド) 成分同士の差 (#153 から#130 を減算)、d : #130 のドリフト成分を c に最小二乗フィッティングした結果、e : c - d。記号 s と E は本文参照。横軸は UT の dd-mm-yy (日-月-20yy 年)。

1.2.3 戸狩TGR350孔の再整備による歪観測装置により観測される地震動の研究

戸狩観測孔[TGR]は、1998年5月7日に観測を開始している、東濃地震科学研究所で最初の石井式歪計によるボアホール観測点である。2000年からは、1 Hzサンプリングのデータ収録方式を採用し、2003年十勝沖地震(M8.0)の歪地震動を記録しており、この装置の歪地震動観測の有用性を示す最初であった。2003年の屏風山観測井からは、さらに高速のサンプリングデータ(20Hz)を収録し、歪地震動研究の更なる発展が示されている(笠原、2018)。20年以上続いた戸狩観測井も、近年歪3成分のうち1成分が故障し主成分解析が出来ない状態が続いていたが、2020年10月14日に、屏風山観測点以降進められてきた多成分化(水平4成分プラス鉛直成分)された歪観測装置が再埋設され観測が開始された。ここでは、それ以降観測されている歪地震動記録について、屏風山観測点[BYB]との比較例を3つ次ページに示す。震源距離が同じ程度で、Mの異なる地震を選んだ。

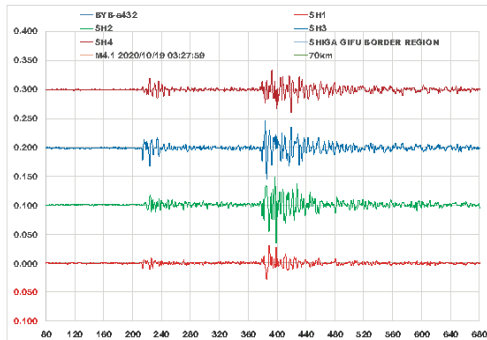
第(1)例は、TGR観測開始後4日目の滋賀岐阜県境のM4.1の地震である。最上段左がBYB、右がTGRの記録を表示している。時間軸幅は、30秒間(3例とも同じ)、縦軸はフルスケール 5×10^{-8} で、各成分の歪地震動の最大振幅は、 $\sim 1 \times 10^{-8}$ である。第(2)例は、11月19日の愛知県中部のM3.0の地震で、中段左にBYB、右にTGRの記録を示す。縦軸はフルスケール 4.5×10^{-7} で、各成分の歪地震動の最大振幅は、 $\sim 1 \times 10^{-7}$ である。この図から、戸狩観測点のノイズレベルが、屏風山観測点に比べて、非常に小さいことが見て取れる。歪換算で、BYBは $\sim 10^{-9}$ 、TGRは $\sim 10^{-10}$ 、である。新しい観測装置は、ノイズレベル(主として電子ノイズ)が一桁小さくなっていることがわかる。第(3)例は、12月6日の岐阜県北部のM3.4の地震で、下段左にBYB、右にTGRの記録を、電圧値で示してある。縦軸はフルスケール $1600 \mu V$ である。ノイズレベルは、BYBは $\sim 30 \mu V$ 、TGRは $\sim 3 \mu V$ 、である。

3つの例からわかるように、新戸狩観測点の歪地震動記録は非常に良好である。またノイズレベルの違いは、地震検知限界の下限をより小さいMまで拡大することになる。ノイズレベル一桁の差は、M1の差となる。震源距離100kmでの地震動検知限界はBYBの場合、M ~ 3 であるが、TGRでは、M ~ 2 まで可能となる。

参考文献

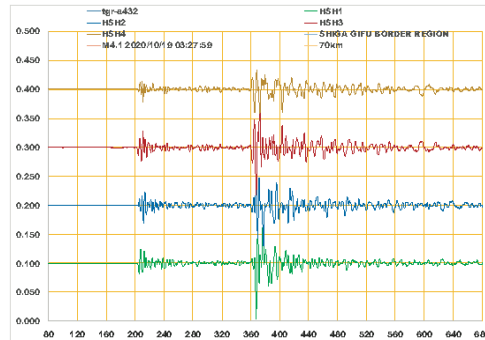
笠原稔 2018. 石井式歪計・応力計で記録される地震動と地震規模の関係(1) 屏風山・東濃地震科学研究所(歪)観測点の結果. 東濃地震科学研究所報告、Seq.No. 40、13-20

(1) 2020/10/19 03:27:59_M4.1_
SHIGA GIFU BORDER REGION a432



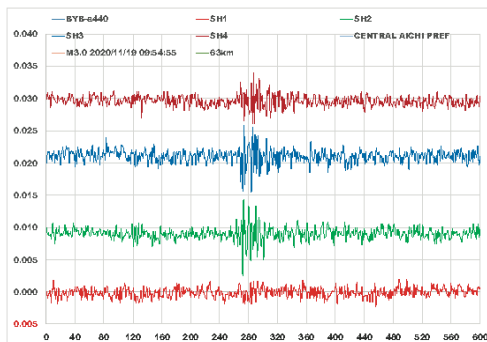
BYB Δ74km Depth 41km

(1)



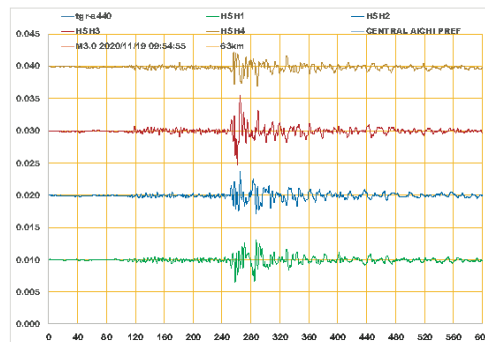
TGR Δ70km Depth 41km

(2) 2020/11/19 09:54:55_M3.0
CENTRAL AICHI PREF a440



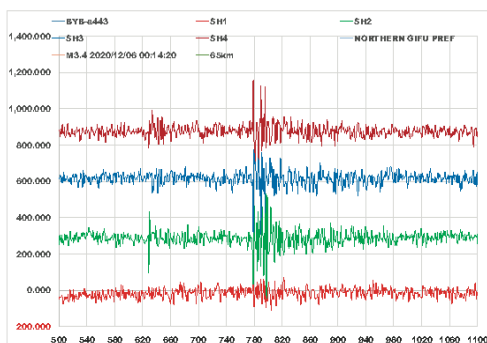
BYB Δ66km Depth 37km

(2)



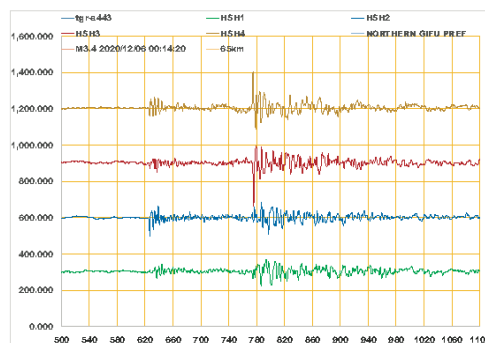
TGR Δ63km Depth 37km

(3) 2020/12/06 00:14:20_M3.4
NORTHERN GIFU PREF a443



BYB Δ67km Depth 14km

(3)



TGR Δ65km Depth 14km

1.2.4 インテリジェント小型歪計を用いた応力解放法による測定について(陶史の森)

1.2.4.1 応力の絶対量計測機器開発の目的と経緯

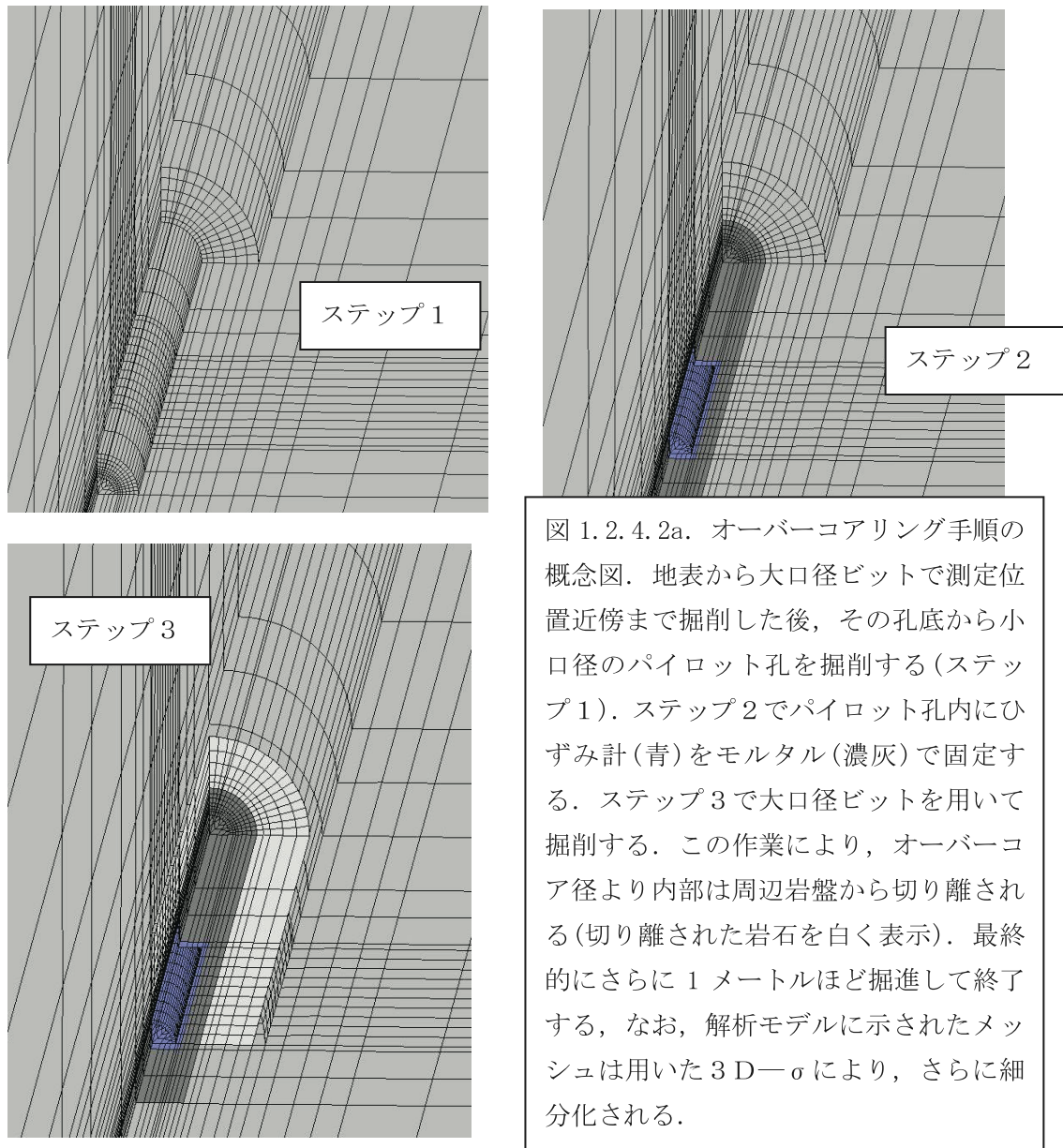
東濃地震科学研究所ではボアホール設置型ひずみ計や応力計を開発し、設置後の連続観測による岩盤内ひずみ変化や応力変化を高精度で計測している。これらは観測機器を設置したときの状態を基点とした相対変化である。一方、地殻応力の絶対量を計測するために、ボアホール歪計の小型化とメモリ内蔵によるワイヤレス化を実現することにより、地殻応力の絶対量測定手法の開発研究が実施された[例えば石井ほか 2004; 山内ほか, 2004; 山内ほか 2005]。ボアホール設置型ひずみ計や応力計を設置する直前に絶対量計測を行うことにより、その後のひずみ計あるいは応力計による連続観測結果(相対量)と初期測定結果(絶対量)を組み合わせることにより、地殻ひずみあるいは地殻応力の絶対量の経時変化が高精度でモニタ可能となった。

応力解放法の原理は、岩盤に地殻応力が作用して変形している状態を基準として、岩盤内に変形あるいはひずみの計測装置をセットした後、その応力場を解放する過程で発生する岩盤の変形あるいはひずみの変化を計測し、もともと作用していた応力場を推定する手法で、いわゆる応力解放法(開放法)と呼ばれる。この手法は鉱山学や土木工学の分野で古くから発達しており、ボアホールを使うか否か、あるいは口径変位を計測するか壁面ひずみを計測するかなど、さまざまなバリエーションがある。例えば[横山, 2004; 坂口, 2004; 佐野他, 2004]に解説されている。また、原理が異なる応力補償法も実施されてきた。これら地殻応力測定について広く紹介した総説として菅原[1998], 水田[2002], 佐野.[2005], Sano et al.[2005]が詳しい。

工学分野では人が作業する地下空間で計測されることが普通であり、そこではほぼ水平で僅かに上向きのボーリング孔が採用されることが多い[例えば横山, 2004]。後述する解析手法の容易さから、変形あるいはひずみの計測には、無限に変形しやすいとみなせる樹脂等の「媒体」にひずみゲージがモールドされた計測装置が採用されることが普通である。そのため鉛直孔を対象とした場合、ボアホール水圧がその「媒体」の弾性限界を超えてはいけないという制限があるため、深い鉛直孔での計測は困難である。一方、東濃地震科学研究所で開発された小型インテリジェントひずみ計は深さ1 km程度までの水圧に耐えられるよう設計されている。

1.2.4.2 応力の絶対量計測の実施手順と解析原理

ボアホールを使用した応力の絶対量計測のための応力解放法では、大口径のビットで測定位置近傍まで掘削したボアホール孔底から小口径のパイロット孔を掘削し(ステップ1)、そこに小型インテリジェントひずみ計をモルタルで固定した後(ステップ2)、再び大口径ビットを用いてオーバーコアリングする(ステップ3)ことにより、岩石内に生じていた応力の解放を実現する。



オーバーコアリング手順を模式的に示した図 1.2.4.2a に従って説明すると、まず、地表から大口径ビットで測定位置近傍まで掘削した後、その孔底から小口径のパイロット孔を掘削する(ステップ1)。ステップ2でパイロット孔内に、図中、青く表示されたひずみ計を濃灰色で表示されたモルタルで固定する。このときのパイロット孔および大口径ボアホール周辺の岩盤の応力状態は、私たちが知りたい情報、すなわちボアホール擾乱の影響が無視できる程度に離れた遠方応力場の作用により生じた応力集中の場となっている。一方、モルタルおよびひずみ計はボアホール水圧が存在する場合は静水圧、なければ無負荷である。すなわちこの段階のモルタルとひずみ計の応力状態は遠方応力場と無関係である。ステップ3で大口径ビットを用いて掘削する(オーバーコア)。この作業により、オーバーコア径より内部は周辺岩盤から切り離され、遠方応力場により生じていた応力集中の場は解放される。ただし後述するように、パイロット孔内の充填物

の弾性率が周辺岩盤の弾性率より十分小さい場合以外は完全に解放されることはない。

応力解放法による初期応力測定の解析は、未知数である遠方応力場(ボアホール擾乱の影響を逃れる程度に離れた位置の応力場)の応力テンソル σ_{ij} を解く問題であるが、二つのステップに分けることができる。すなわち

- (1) 図1に示したステップ1の段階で、未知数の応力テンソル σ_{ij} の各成分が単位量作用した場合に生じるパイロット孔周辺の応力集中問題を解き、ステップ3で生じるオーバーコア壁面の位置の応力場を求める。
- (2) オーバーコア壁面に(1)で求めた応力と大きさが等しく逆向きの力をかけたときのひずみ計内部の、各ひずみセンサに生じるひずみあるいは変形を計算する。

この結果、未知数の応力テンソル σ_{ij} の各成分がひずみ計内部のセンサにおよぼす影響、すなわち感度係数が計算される。ここで n 番目のセンサの出力値を S_n とし、 n 番目のセンサの各成分 σ_{ij} に関する感度係数を C_{nij} とすると、観測値は式(1)で与えられる。

$$S_n = C_{nij} \sigma_{ij} \quad (1)$$

未知数以上の独立な観測値があれば、遠方応力場を知ることができる。なお、この式(1)は、すでに報告した応力計の解析と同じ形であるが[佐野ほか, 2015; 2016; 2017; 2018;], 応力解放法で用いるひずみ計とボアホール応力計の構造の違いだけでなく、連続観測用のボアホールひずみ計や応力計の場合はボアホールにモルタルで固定された状態で、周辺外力がセンサにおよぼす影響(感度係数)を解く問題であるのに対して、応力解放法の解析では、ひずみ計をモルタルで固定する前の状態の周辺外力による応力集中を解いた結果にもとづき大きさが等しく逆向きの力をオーバーコア壁面に作用した場合のひずみセンサの応答(感度係数)を求める問題である。

解析(2)の段階で6つの応力成分すべてについて逆向きにかける解析が一般的に行われる。この解析でえられる結果はコア内の応力が完全に解放される場合は正

しい。しかし、パイロット孔に埋設する媒体の弾性率が周辺岩盤の弾性率と比較して無視できない場合、およびパイロット孔径とオーバーコア径の比が小さい場合には、誤差が生じうる[例えば金川ほか, 1986]。図1.2.4.2aは佐野ほか[2004]に示された図を引用し

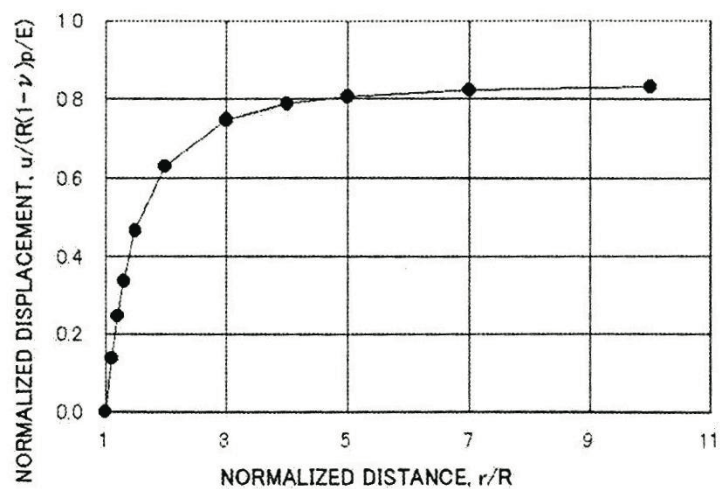


図1.2.4.2aパイロット孔に埋設する媒体の弾性率が無視できない場合の影響。パイロット孔とオーバーコア径の比をパラメータとして図示。この図は埋設媒体と周辺岩盤のヤング率が等しい場合。佐野ほか[2004]より。

たもので、パイロット孔に埋設された媒体の弾性率およびパイロット孔とオーバーコア径の比の影響が示されている。なお、この図は二次元問題でパイロット孔に埋設された媒体の弾性率が周辺岩盤と等しく、しかも外力として等方圧が仮定されているので、一般的な問題にこのまま適用することはできない。さらにまた、この図は感度が変ることだけが表示されているが、同時に、残留応力も生じている、すなわち部分解放問題であることにも注意が必要である。

図 1.2.4.2b は埋設媒体の弾性率が無視できない大きさの場合に実施された応力解放法の解析手法に関して、水田ほか[2006]が求めた解析解をもちいて計算された残留応力を示したものである。解析解は二次元の二層媒体を対象としたもので、等方圧、 P 、が仮定されている。図中、上の図は半径方向の直応力、 σ_{RR} 、下の図は、接線方向の直応力、 $\sigma_{\theta\theta}$ が示されている。横軸はボアホール中心からの距離で、内側の層(埋設媒体)の内半径で正規化されている。 $R=2$ はパイロット孔半径(埋設媒体と岩石の境界)、 $R=4.5$ はオーバーコアにより生じた岩石の自由表面境界である。また、図中の数値は埋設媒体のヤング率である。なお、この計算では岩盤のヤング率は **50 GPa** が仮定されている。図中、明らかなように、媒体のヤング率が小さい場合には残留応力は生じないので、完全(応力)解放状態である。しかし媒体のヤング率がある程度大きくなると残留応力が生じる。オーバーコア境界に6つの応力成分をすべてかける通常的手法ではオーバーコア境界面の完全応力解放が仮定されるので、図中、 $R=4.5$ の

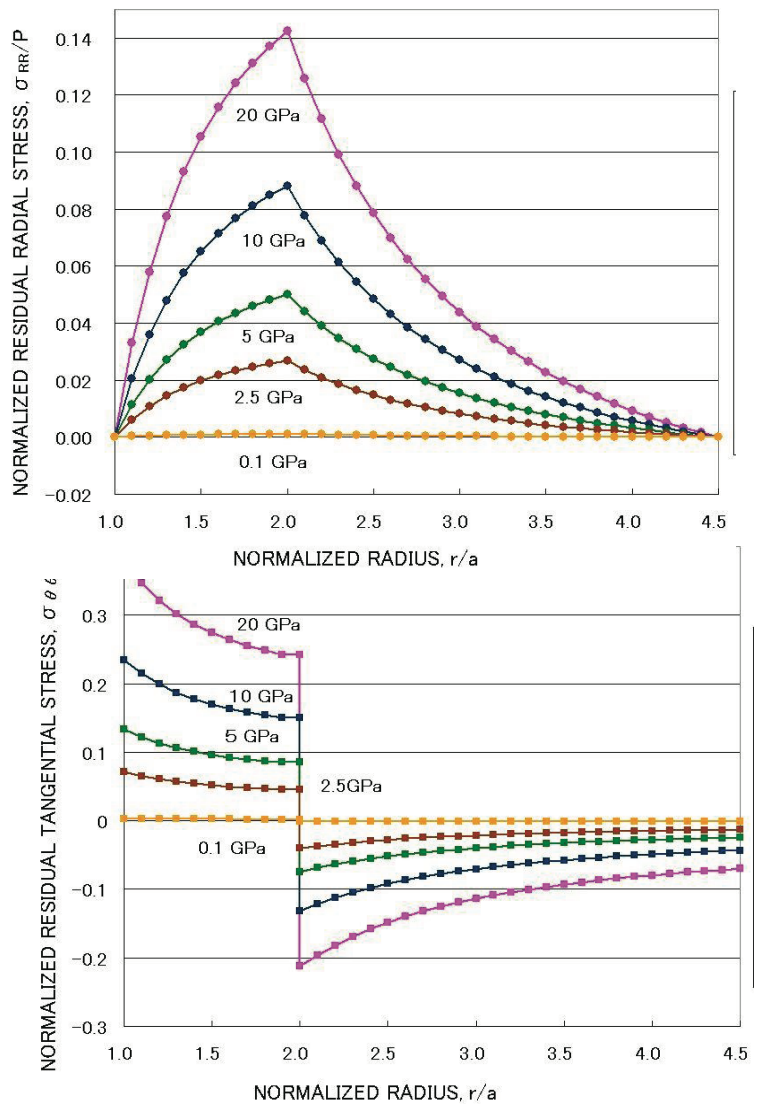


図 1.2.4.2b パイロット孔に埋設する媒体の弾性率が無視できない場合に生じる残留応力の解析例[水田ほか, 2006]. 引張応力が正。

点で、強制的に残留応力をゼロとした状態を解くことになり、誤差が生じる。

1.2.4.3 陶史の森で実施された応力解放法による測定結果とその解析

2009年3月、ボアホール応力計を設置する直前にインテリジェント小型歪計による初期応力測定が実施された。この計測の後、ボアホール応力計が設置され応力の相対変化の連続観測が始まったので、初期応力測定結果と組み合わせることにより、地殻応力の絶対量の変化を知ることができる。掘削および測定の手順、ひずみ計の構造など、詳細は住鉦コンサルタント[2009]および向井[2009]に記述されているが、基本構造は外形22mm、厚さ2mmのSUS筐体の内部に斜めセンサ4方向および水平センサ4方向が組み込まれている。計測される変位センサの配置は電中研の8素子タイプとまったく同じである[金川ほか, 1986]。独立な測定値が8つあるので、遠方応力場の6つの応力テンソル成分を誤差も含めて解くことができる。なお、向井[2009]には解析手法の詳細は書かれていないが、三層モデルを用いて解析を行ったと書かれているので、その解析原理はMukai et al. [2007]の解析と同じと考えられる。すなわち、二次元解析で、残留応力が生じる場合、すなわち応力の不完全解放条件が考慮されている。二次元なので鉛直応力は分からない。本報告では三次元解析を実施し、求められた鉛直応力と岩盤の密度から推定される被り圧を比較することにより、測定および解析の結果を検証する。

感度係数の計算は一辺5mの立方体モデルによる三次元有限要素法解析を採用した。境界条件として、一般的な変位自由条件を適用した。計算に用いた弾性率、すなわちヤング率とポアソン比はそれぞれ、SUS 210 GPa, 0.33, 花崗岩 50 GPa, 0.25, モルタル 10 GPa, 0.20 である。応力の完全解放が仮定される場合、オーバーコア境界面上の残留応力はゼロなので、境界面にはすべての応力成分について逆向きにかけた場合の変位センサの解析結果から感度係数が求められる。一方、残留応力が生じる場合にはオーバーコア境界面で仮定される条件は自由表面だけである。したがって逆向きに加える応力成分は三成分のみであるが、今回採用した数値計算モデルおよび境界条件では遠方の鉛直応力成分の感度がゼロとなり、解析不能であった。そこで、オーバーコア境界面で鉛直応力成分も解放されるという条件で解くこととした。

インテリジェント小型歪計に変位センサを組み込んだ状態の感度検定は試験前には実施されていないが、応力解放試験が終了し、切断したコアを地上にあげた後、静水圧試験を実施しているため、この結果と数値計算モデルをもちいた計算結果を比較することにより、インテリジェント小型歪計に変位センサを組み込んだ状態の感度較正とした。地上に引き揚げた後の静水圧試験は二つのステップで実施されている。すなわち、ひずみ計にモルタルや岩石コアがついている状態で静水圧試験を実施したもの、およびモルタルと岩石コアを剥離してひずみ計を単体で取り出した状態で静水圧試験を実施したものである。オーバーコアに偏心がある場合、同心円状の数値モデルを使用した前者の計算には誤差が生じる。一方、後者の場合は厚さ2mmのSUS筐体からモルタルや岩石

コアを剥離する場合に何らかの障害を与えた可能性が危惧される。向井[2009]は後者を採用した。本報告では両者の較正結果を用いた結果をそれぞれ比較した。その結果、ひずみ計にモルタルや岩石コアがついている状態で静水圧試験を実施した結果をもちいた感度較正を採用したほうが計算された応力テンソルの評価誤差が約 $1/2$ と小さいことがわかった。肉眼では容易に識別できないが、岩石コアやモルタルを剥離する際に、なんらかの損傷が生じたものと思われる。

表 1. キー座標系に関する遠方応力テンソル成分, および水平面内主応力とその方位。ただしキー方向を X 方向, 上向きを正, 単位は MPa とし, 圧縮応力を正とする

応力完全解放条件	
σ_{xx}	2.6 ± 0.1
σ_{yy}	4.2 ± 0.1
σ_{zz}	15.3 ± 0.9
σ_{xy}	-1.5 ± 0.1
σ_{yz}	-0.0 ± 0.1
σ_{zx}	-0.3 ± 0.1

水平面内主応力 5.1, 1.7
最大圧縮応力の方位 TN 113 E

注 小型ひずみ計設置深さ 471.4 ~ 471.6 m (標高 115 m の孔口から測定)

測定時に定義されたキー座標系に関する遠方応力テンソル成分, および水平面内主応力とその方位を示すと表 1 のとおりである。鉛直応力 σ_{zz} は岩盤の密度と測定深度(約 0.5 km)から推定される値より誤差を考慮しても 15%ほど大きい, おおむね一致していると考えてよい。最大圧縮応力はほぼ東西, 東向きから南に回転した方向であり, 鉛直応力が最大, すなわち正断層レジームである。図 4 は国土地理院により, 2008 年 10 月を基準として 2009 年 10 月までの 1 年間に GPS をもちいて観測された日本全国の地殻変動を示した図[国土地理院, 2010]の一部に測定地点(土岐市陶史の森)を矢印で示したものである。初期応力測定は 2009 年 3 月に実施されたので, 図 4 に示された地殻変動観測期間のほぼ中間に相当する。図 1.2.4.3a に示された結果は 1 年間の相対ひずみ変化の主ひずみ方向であるのに対し, 初期応力測定は計測時の絶対量と, 本質的に異なる量なので, 必ずしも一致するとは限らないが, 初期応力測定でえられた最大圧縮応力方向と GPS でえられた最大主ひずみ方向はおおむね類似しているようである。

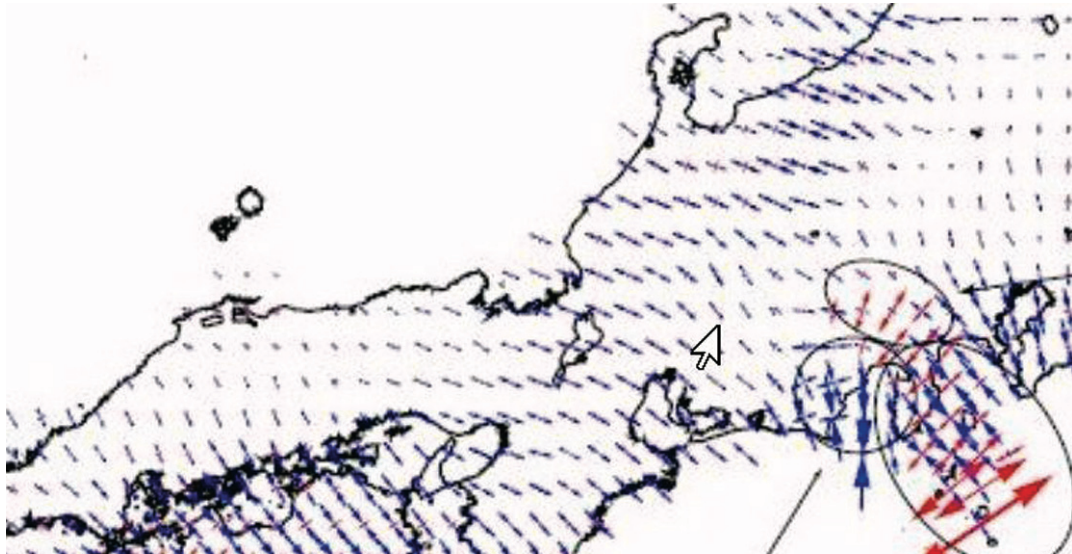


図 1.2.4.3a 国土地理院により作成された日本列島のひずみ変化図[国土地理院, 2010]を部分拡大し, 初期応力測定地点を矢印で加筆した. 東濃地方はほぼ北西—南東に圧縮されている. これは表 1 に示した水平面内最大圧縮応力の方向とおおむね類似している.

世界各地, さまざまな手段で計測された結果えられた水平面内平均応力は地表面近傍で増加する傾向が認められている. 図 1.2.4.3 b はそのような向を示した例の一つである[Sano et al., 2005]. 陶史の森の測定深度は約 0.5 km であり, 水平面内平均応力は鉛直応力と同程度から 2 倍程度の範囲にあると予想されていたが, 本計測でえられた結果は事前の予想に反して, かなり小さいことがわかった. これをどう考えるかは今後の課題であるが, 計測の重要性が改めて確認されたと言えよう.

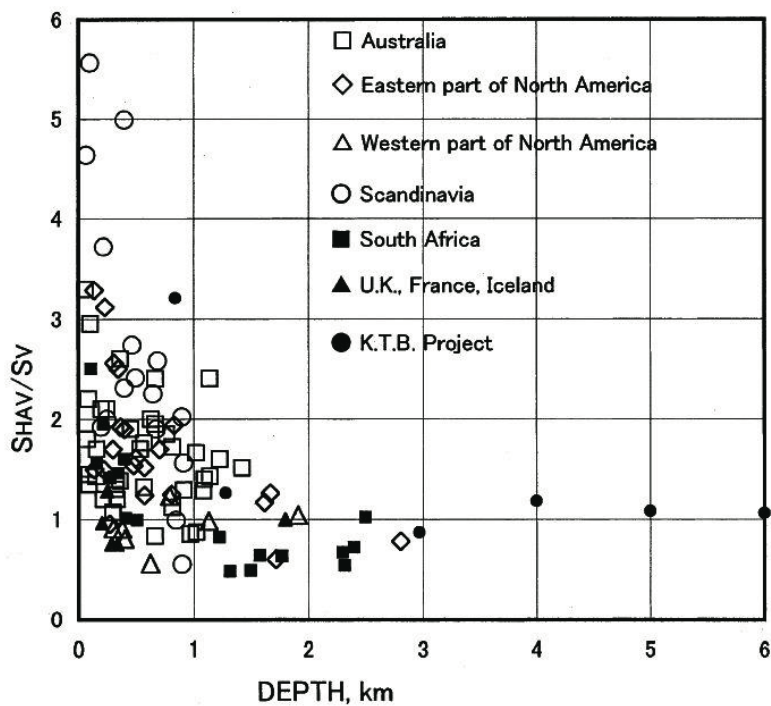


図 1.2.4.3 b 水平面内平均応力と鉛直応力の比の深さ分布. Sano et al., [2005]より引用. 本報告の測定深度は約

参考文献

- 石井紘, 山内常生, 松本滋夫, 浅井康広, 深部ボアホールを用いた応力開放による応力測定法と結果の解析について, 月刊地球, 26-2, 66-73, 2004.
- 金川忠, 日比野敏, 石田毅, オーバーコアリング法による3次元地圧計測法, 電力中央研究所研究報告, 385033, 32 p. 1986.
- 国土地理院, 日本全国の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 1-4, 26 p, 2010.
- 水田義明, 孔内載荷による大深度岩盤応力測定の現状と問題点, 資源と素材, 228, 361-368, 2002.
- 水田義明, 陳渠, 平田篤夫, ひずみ計埋設型オーバーコアリング法による計測量と初期応力場の関係について, 3D内部報告, 23 p. 2006.
- 向井厚志, 「陶史の森」初期応力測定の解析, 東濃地震科学研究所内報告, 13 p. 2009.
- Mukai, A., Tsuneo Yamauchi, Hiroshi Ishii, Shigeo Matsumoto, In situ stress measurement by the stress relief technique using a multi-component borehole instrument, Earth Planets Space, 59, 133-139, 2007.
- 坂口清敏, コンパクトオーバーコアリング法に基づく応力解放法の提案と高精度化, 月刊地球, 26-2, 59-65, 2004.
- 佐野 修, 地殻応力計測手法と岩石力学, 地学雑誌, Vol. 114, No. 6, pp. 1003-1021, 2005
- 佐野修, 伊藤久男, 水田義明, 地殻応力測定法の信頼性を損なう要因について, 月刊地球, 26-1, 39-55, 2004.
- 佐野修, 伊藤久男, 水田義明, 編集者からの問題提起と著者の回答, 月刊地球, 26-2, 114-122, 2004.
- Sano, Osam, Hisao Ito, Atsuo Hirata, Yoshiaki Mizuta, Review of methods of measuring stress and its variations; Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 80, pp. 87-103, 2005.
- 佐野修, 大久保慎人, 浅井康広, 石井紘; 新開発応力計と岩盤のカップリングおよび感度について一遠方応力評価にむけて一, 地殻活動研究委員会報告書(平成26年度), 2015, pp. 1-8
- 佐野修, 浅井康広, 石井紘; 新開発応力計と岩盤のカップリングおよび感度について一遠方応力評価にむけて一 その2, 地殻活動研究委員会報告書(平成27年度), 2016, pp. 155-160
- 佐野修, 大久保慎人, 徳永朋祥, 愛知正温, 本田亮, 鶴岡弘, 浅井康広; 新開発ボアホール応力計の信頼性評価について一固体地球潮汐との比較一, 地殻活動研究委員会報告書(平成28年度), 2017, pp. 27-32
- 佐野修; 新開発ボアホール応力計の信頼性評価について一理論地震波形との比較一, 地殻活動研究委員会報告書(平成29年度), 2018, pp. 27-36
- 菅原勝彦, 岩盤応力測定に関する研究の動向, 資源と素材, 114, 834-844, 1998.

住鉱コンサルタント(株), 土岐市陶史の森における深部初期応力測定及び地殻活動総合観測井施設整備工事報告書, 2009.

山内常生, 石井紘, 浅井康広, 大久保慎人, 松本滋夫, 吾妻瞬一, 深部ボアホール観測のための地殻活動総合観測装置および地殻応力測定装置の開発と興味ある成果の例, 地震 第2, 58, 1-14, 2005.

山内常生, 石井紘, 松本滋夫. 深いボアホール(深度1km程度まで)においてオーバーコアリングによって応力測定を可能にする計器の開発と測定例について, 月刊地球, 26-2, 74-79, 2004.

横山幸也, 応力解放法の現状と課題, 月刊地球, 26-1, 13-19, 2004.