

松本盆地東縁断層北部周辺の浅部地殻応力方位測定

Measurements of crustal stress orientations around the north segment of the East Matsumoto Basin faults, central Japan, by using borehole deformation at shallow depths

木口 努¹・桑原保人¹

Tsutomu Kiguchi¹ and Yasuto Kuwahara¹

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, GSJ, Active Fault and Earthquake Research Center, kiguchi.t@aist.go.jp)

Abstract: Stress orientation measurements were conducted at shallow depths around the north segment of the East Matsumoto Basin faults (EMBF), which is a northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. The studied area is characterized by a low activity of microearthquakes. The principle of the method of the measurement is to monitor the creep deformation of a borehole just after drilling in the anisotropic stress field. The orientation of the maximum horizontal compressive stress (S_{Hmax}) was determined from a minor axis of an ellipse fitted to a deformed shape of borehole cross section. The measurements were successful at three sites, while we chose four sites for the measurement in the area. Three to five measurements at each site were conducted at different depths ranging from 11 m to 17 m. Observed S_{Hmax} orientations are in a range between NE-SW to NEE-SWW in general, which is found to have almost a right angle to the strike of the EMBF. The topography effect calculated theoretically with a finite element method using actual topography data around the measuring site is found to be negligibly small in the present experiment. It is noted that the observed orientation of NE-SW to NEE-SWW is consistent with the slip sense of the north segment of the EMBF which is estimated to be mainly a reverse fault.

キーワード: 地殻応力方位測定, レーザー変位計, クリープ変形, 地形効果, 有限要素法, 松本盆地東縁断層, 糸魚川-静岡構造線

Keyword: crustal stress orientation measurement, laser displacement sensor, creep deformation, topography effect, finite element method, East Matsumoto Basin faults, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line

1. はじめに

糸魚川-静岡構造線活断層系(以下,糸静線活断層系と表記)は,長野県小谷村付近から甲府盆地西縁に至る複数の活断層から構成され,全長約150kmの長大な活断層系である(例えば,活断層研究会,1991;下川ほか,1995).この断層系は我が国で最も活動的な活断層の1つであり,その中部に位置する牛伏寺断層を含む区間を震源とする今後30年間の地震発生確率(M8程度)は14%とされ,国内の内陸部では最も高くなっている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2005).このため,糸静線活断層系での強振動予測や長期的な地震発生時期・地震規模の予測精度の向上などを目指し,反射法地震探査,電磁気探査,自然地震観測,GPS観測,変動地形・地質調査などが多くなされ,断層の変位量分布,活動履歴,断層系の性状や地下構造と地殻活動の関連などが明らかにされつつある(例えば,奥村ほか,1998;Sagiya *et al*, 2002; Sato *et al*, 2004; Ogawa and Honkura, 2004; 今西ほか, 2006).

我々は,活断層で発生する地震の発生時期・規模の予測精度を向上させるためには,上述のような研究の中で,過去の地震活動履歴データに基づく統計的手法だけでなく,活断層の応力状態を把握し,その上でそれを説明できる活断層の応力蓄積過程のモデル化を行う必要があると考える.糸静線活断層系の応力場のマッピングのための研究としては,例えば,今西ほか(2006, 2010)によって微小地震のメカニズム解析が進められている.しかし,第1図に示すように松本盆地東縁断層の北部周辺では微小地震が不活発で,微小地震を用いた応力場の解析が困難であることから,別の方法で応力状態を推定する必要がある.また,松本盆地東縁断層の変位様式は,近藤ほか(2006)によれば,北部は逆断層成分,南部では左横ずれ成分が卓越しているとされている.このような変位様式の差異と現在の応力場の関係は,例えば,地震発生時に各活断層がどのように連動したりあるいは非連動となったりするかを考える上で極めて重要となる.以上のような問題意識に基づき,

産総研が開発した浅部地殻応力方位測定法を松本盆地東縁断層の北部周辺の微小地震不活発地域に適用し、応力方位の分布から断層周辺の応力場について検討することとした。さらに、浅部で応力測定する際のノイズの一因となる地形効果の影響を評価するために、測定地点周辺の実際の地形データを用いたモデルを作成し3次元有限要素法による計算を実施した。

2. 応力方位測定

2.1 測定手法

本研究で浅部の地殻応力方位を測定するために、桑原・木口 (2006) や木口ほか (2010) によって開発された手法と測定装置を用いた。本手法は以下の原理に基づく。1) 異方的な応力がかかった岩盤に孔井を掘削した場合、岩石の持つ粘性の効果によって、掘削直後から孔井は異方的にクリープ変形をする。2) 孔井断面の異方的な変形に楕円を近似することにより、楕円の短軸方向から最大水平圧縮応力 (S_{Hmax}) の方位を求める。本手法を用いる利点の1つは、水圧破碎法や応力解放法などの既存の手法に比べて非常に簡便で安価に測定できることである。既存の手法では技術的な難しさや金銭的な理由から多点での測定が困難であったが、これによって多点での測定が可能になるものと考えている。一方、本手法では当面、応力の方位測定のみを対象としており、応力の絶対値を求めることは困難である。しかし、今回のように活断層の変位様式と応力場の関係を知ることが目的の場合には、活断層の走向と応力の方位の関係のみでも重要な情報となるであろう。また、浅部の応力場は地形の影響や地殻表面から受ける熱応力などによる擾乱が大きい可能性がある (例えば、Engelder and Sbar, 1984)。しかし、地形による擾乱は本報告の4章で述べるように理論的に検討可能であり、また表面から受ける熱応力の擾乱も Sbar *et al.* (1984) が示したように深さ6 m程度以深ならば、その影響は無視できるほど小さいと言える。実際に、Sbar *et al.* (1984) は米国サンアンドレアス断層近傍で、多数の浅部地殻応力測定を実施し、応力方位に関しては浅部と深部で調和的であるとの報告をおこなっている。上記以外に、岩盤中の亀裂等の不均質の存在による応力場の擾乱が考えられるが、できるだけ亀裂等の不均質から離れた場所で測定することや多数の点で測定することで平均的な応力方位が明らかになってくるものとする。本手法により国内及び中国の活断層周辺の応力場を評価した結果は、桑原ほか (2005)、木口・桑原 (2006)、Kiguchi *et al.* (2008) などと報告されているので参照されたい。

掘削直後の孔井のクリープ変形を測定するために開発された装置の概念図 (木口ほか, 2010) を第2図に示す。孔井内に挿入する地中装置は、主に、レー

ザー変位計とその回転機構、装置の固定機構、傾斜計付きの方位測定機構からなる。レーザー変位計はモーターにより孔軸を中心に連続回転し、円周上360°にわたる孔径を非接触で連続的に測定し、掘削直後のクリープ変形を計測する。レーザー変位計は1秒で1°の角速度で連続的に回転し1周するのに6分かかる。測定中は、装置の2箇所にあるモーター駆動アーム式のセントライザで孔壁に装置を圧着し固定する。地中装置はケーブルにより地上装置と接続しており、地上装置ではレーザー変位計やセントライザなどを制御し、測定データの保存などを行なう。測定データは円周上の2°間隔で取得され、サンプリング間隔200 μ sで7500回スタックする。木口ほか (2010) は、室内試験により本測定装置全体の分解能が約0.7 μ mであり、この分解能により浅部の岩盤及び応力場の条件から期待されるクリープ変形の測定が可能であることを示している。

簡便で安価に測定することを目指し、測定深度は最大25 m程度、測定時間は掘削直後から数時間～半日程度としている。浅部で応力測定するときのノイズの1つに、年間の地表温度変化による熱応力がある。Sbar *et al.* (1984) は、上述のように、深度30 mの孔井で密な深度間隔で応力測定した結果、深度6 m以深では熱応力によると考えられる擾乱が小さく深部の応力方位と整合することを示した。木口ほか (2010) は Sbar *et al.* (1984) の結果を参考に、深度10 m以深を基準として測定することとした。本装置を適用する孔井の掘削径は、できるだけ掘削費用を抑えるために小口径が望ましいことやレーザー変位計の大きさと測定可能な焦点距離、国内の標準的な掘削ビット径等を考慮し、116 mmまたは123 mmとした。本研究の測定では、掘削径は116 mmである。

2.2 測定場所の選定

前章で説明したように松本盆地東縁断層の北部周辺では微小地震を用いた応力場の評価が困難であるため、この約15×17 km²地域の応力場を把握するために応力測定を実施する。なお、ここでは、松本盆地東縁断層のうち、近藤ほか (2006) に示されたように高瀬川と犀川の合流点 (第3図のC地点付近) よりも北側を北部と呼称する。この地域で浅部応力方位測定を実施する地点を選定するときには、測定における技術的な条件を考慮する必要がある。まず、軟岩や風化層、破碎帯などでは、テクトニックな応力蓄積が期待できないことから、ある程度の固さをもった硬岩が深度10 m程度以浅に予想できることである。佐藤ほか (2004) の結果では、P波速度が約2.5 km/sの岩石で5MPa程度のせん断強度を有するとされており、我々は通常、この程度のP波速度の岩石を硬岩の指標としている (佐藤ほか, 2004)。次に、近傍に急峻な地形が無く周囲が平ら又はなだらかな地形であることが望ましい。これは、急峻な地

形が測定地点の近傍にあると、地形の自重による応力効果が浅部での応力測定に影響を与えるためである。これらを測定場所の選定条件として、土木工事などの既存の掘削資料を参照し、現地踏査を行なった。その結果、微小地震活動が不活発な地域の中で、ある程度測定地点が分散するよう合計4地点を決定した。測定地点は、第3図と第1表に示すように、A地点（大町市八坂）、B地点（東筑摩郡生坂村）、C地点（安曇野市明科七貴）、D地点（北安曇郡池田町）である。松本盆地東縁断層から東への距離は、それぞれ、およそ5 km, 5 km, 1 km, 0.5 kmである。しかし、D地点では予想地質とは異なり、深度16 mまで未固結の砂礫層が連続し測定に適した岩盤が出現せず、孔壁の保持が困難となったため、応力測定は実施できなかった。従って、測定を行なったのは3地点である。

2.3 測定

各測定地点で1本の孔井を掘削し、深度11~17 mの範囲でそれぞれ3~5深度で測定を行なった。掘削と測定の作業は原則として以下の手順に従った。まず深度10 mよりも深く掘削し、その深度から回収したコア試料を観察して応力測定に適した岩盤か否か判断する。適した岩盤であれば、その深度で応力方位を測定する。測定終了後に測定装置を孔井から回収し、さらに1 m以上掘進を行なう。掘進後再びコア観察を行なう。コア観察の結果、亀裂が多数存在することなどから測定に適しないと判断した場合は、その深度での測定は行なわず掘進を続ける。このような掘削と測定を繰り返す。本手法によるこれまでの測定の経験から、応力方位を求めるためには2~3時間の測定で十分であることがわかっており（例えば、木口・桑原, 2006）、本研究でも日中の測定時間は2~3時間とした。なお、夕方から測定を開始した場合には、夜間は掘削作業を行なわないため測定を翌朝まで継続して行い、測定時間は12時間以上である。複数地点の掘削と測定の作業を効率的に実施するために、掘削作業を2班の体制とした。本研究の掘削及び測定の現地作業は、2009年10月19日から11月7日までの20日間であった。ただし、この期間はD地点の掘削作業を含む。

表層部分を除き3地点の全深度でコア試料を回収し、測定深度はコア観察により決定した。測定した深度のコア写真の例を第4図に示す。A地点は、深度1 m以深で砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなるが、約16 m以深で砂質泥岩となる。B地点は、深度2.5 m以深で砂岩の薄層を挟む泥岩優勢砂岩泥岩互層である。また、C地点では、ほぼ表層から砂岩または泥質砂岩であり、第4図(c)に示すコアは中粒砂岩である。測定深度を決める際には、亀裂や孔底による応力の擾乱を避けるためにコアに見られる亀裂からなるべく離れ、かつ孔底から20 cm以上離れること

とした。なお、参考のため、測定できなかったD地点の未固結の砂礫層のコア写真を(d)図に示しておく。

応力方位測定の原記録の例としてB地点の深度13.95 mの測定結果の一部を第5図に示す。ここでは1周、10周、50周、100周、150周で測定した値をそれぞれ重ねて表示している。各周回における2°間隔の測定データは、地中装置の中心から孔壁までの距離を示している。第5図の半径方向の座標軸の値は55~62 mmとしており、孔井断面図を直接示しているのではないことに注意されたい。また、孔井と地中装置の中心が一致せず約2 mm偏心していることがわかる。第5図に示した5つの周回分のデータは、N300°~310°付近に異常なデータが2つ見られるが、それ以外はこのスケールだとほぼ重なっており、安定した測定が行われたことを意味している。

3. 測定結果

応力方位を求めるための測定データの処理を以下に説明する。まず、掘削直後に測定を開始した時の孔径値と測定を終了する直前の値との差を取ることで、測定時間中の孔径の相対変化量を求める。原則として、測定開始時の孔径値は測定の最初の3周の平均値とし、測定終了時の孔径値は、12時間以上測定した場合には最後の10周の平均値とし、12時間未満の測定の場合には最後の3周の平均値とした。しかし、今回の全12回の測定中7回で測定開始時に地中装置の傾斜計データが変動し孔壁への固着が安定せず装置が傾斜していると判断できることがあった。この場合には、傾斜計データが安定した後の3周分の孔径値の平均を初期の測定値として用いた。もし地中装置が1°傾斜した場合には、見掛け上直径は数10 μm 変化する。これまでの測定(桑原ほか, 2005; 木口・桑原, 2006; Kiguchi *et al.*, 2008)ではこのような測定開始直後の地中装置の傾斜はほとんど見られなかったため、今回の地質がこれまで測定した花崗岩等に比べ比較的軟らかい岩石であったことによる固着の不安定さが原因かもしれない。次に、この相対変化量に最小二乗法により楕円を近似する。ここでは、楕円の中心座標(x, y)、楕円の長軸及び短軸の長さ、長軸の方位の5つを未知係数とする非線形最小二乗法を用いた。近似した楕円の短軸方向が S_{Hmax} の方位となる。測定の絶対値ではなく、初期測定値からの相対的な変化量を用いる理由は、掘削の過程で孔井そのものが楕円になる可能性があることや、装置が孔井に対して傾斜設置される可能性があり、その場合の初期測定による孔井断面は楕円となることを考慮したからである。

第6図(a)に、方位で30°毎の孔井直径の時間変化の例として、C地点の深度16.70 mの測定結果を示す。この測定では、測定開始からの約1~2時間は

地中装置の傾斜計に 1° 弱の変動が見られる。最初の2時間程度の異常な振る舞いはこれを原因とするものと考えられる。約2時間以降の測定データは、多少のばらつきもあるが、方位毎に異なる縮みを示し、初期段階で相対的に大きく変形する特徴を示してことから、掘削直後の岩盤の粘性特性による孔井の変形が見られると考える。その他、第6図(b)に示すA地点の深度16.25mにおける各方位の直径の経時変化データでは、測定開始から1時間で等方的な孔径の拡大(直径で約 $70\mu\text{m}$)が生じた。傾斜計に変動がないことからこの等方的な変形は装置の固着の問題ではないと考えるがその原因は明らかでない。しかし、測定開始から1時間以降では方位によって異なる短縮変形が見られ、この測定では、測定開始1時間後のデータを初期値として採用した。このような測定直後の等方的な変形が見られたのはこの測定だけであった。

A地点の4深度、B地点の5深度、及びC地点の3深度で得られた孔径の相対変化量と $S_{H_{\max}}$ の方位を第7図に示す。第7図(j), (k)に示すC地点の2深度では、掘削孔径が一部の方位で拡大しレーザー変位計で孔径値を測定できなかったため、その方位でデータが欠損している。第7図に示す孔井断面の変形にはそれぞれ次のような特徴が見られる。例えば、第7図(d), (g), (h), (l)では楕円状の変形が比較的顕著であるが、第7図(a), (i)ではその変形は明瞭でない。また、第7図(c), (f), (k)のように方位角で $10\sim 20^\circ$ 程度の短波長の変動が見られる場合がある。この短波長の変動が生じる原因は明らかではないが、測定上の誤差ではなく、微小な亀裂など各測定深度の何らかの不均質を反映した実際の変形であると考えられる。このように各地点・深度で得られた相対変化量にはいくつかの特徴があるので、この相対変化量から求めた $S_{H_{\max}}$ の方位の信頼性を評価するために、ここでは、1)方位の誤差として最小二乗法により求めた近似楕円の短軸方位の標準偏差(S.D.)と、2)楕円の扁平率(F)の2つを用いることにする。扁平率Fの定義は、楕円の長軸の長さa、短軸の長さbとして、 $(a-b)/a$ で与えられる。方位の標準偏差が小さいほど得られた方位の信頼が高く、また楕円の扁平率が大きいほど、 $S_{H_{\max}}$ と $S_{H_{\min}}$ (最小水平圧縮応力)の値の差が大きい。方位の標準偏差と扁平率は第7図の各図の右下に記入した。各測定深度における $S_{H_{\max}}$ の方位、その標準偏差と扁平率を第1表にまとめる。

方位の誤差及び扁平率を考慮した3地点の $S_{H_{\max}}$ 方位の分布を、それぞれ、第8図の(a), (b)に示す。第8図の赤線が $S_{H_{\max}}$ の方位であり、同一地点の複数深度で測定した結果を重ねて表示している。黒点線は各測定地点の地形効果による理論的な $S_{H_{\max}}$ の方位であり、この計算については次章で説明する。(a)及び(b)の赤線分の長さは、それぞれ、方位の標準偏

差に反比例、扁平率に比例している。標準偏差が小さいほど、あるいは、扁平率が大きいほど方位の信頼性が高いと考えその方位を強調している。また、標準偏差が大きい場合や扁平率が小さい場合の結果でもある程度見えやすくするため、線分の長さは、標準偏差が 1.5° また扁平率が $1/50(\%)$ の場合を上限とした。また、各深度での測定時間が異なり扁平率は測定時間とともに変化することから、測定時間が3時間以上の場合、測定開始から3時間後のデータで得られた扁平率を用いた。第8図(a), (b)の比較から標準偏差と扁平率には相関があり、標準偏差の小さいものが扁平率が大きい傾向にあることがわかる。3地点の $S_{H_{\max}}$ の方位は測定深度によりばらつきがあるが、方位の標準偏差及び扁平率を考慮すると、3地点の $S_{H_{\max}}$ 方位は、おおよそ、NE-SWからNEE-SWWが卓越しているといえるだろう。この方位は、松本盆地東縁断層のNNW-SSE方向の走向にほぼ直交することは興味深い。

4. 地形効果による浅部応力場への影響

今回のように浅部で応力測定する時には、例えば中島(1982)やLiu and Zoback(1992)が指摘するように、測定地点周辺の地形の自重による応力の擾乱である地形効果が測定結果に影響を与える。また、中島(1982)が指摘しているように、自重は考慮せず水平方向にのみ加圧した場合にでも、浅部では地形の影響を受けるため地形の特徴に従い応力方位が変化する。ここでは、今回の測定地点周辺の実際の地形を用いて、3次元有限要素法によりこれらの地形効果の影響を評価することとした。測定地点周辺の地形データとして、経済産業省とNASAとの共同プロジェクトである地球観測衛星センサASTERにより取得された全球3次元地形データ(ASTER GDEM)のサイトから約30mグリッド間隔のDEM(数値標高モデル)を用いた。そのDEMから計算に用いる任意の領域を切り出して地形を含む有限要素モデルを作成し、有限要素法コード「Soil Plus」(伊藤忠テクノソリューションズ(株)製)を用いて応力場の計算を行った。

4.1 地形の自重による効果

ここでは、起伏のある地形の自重による、測定地点の応力場への影響を有限要素法により評価した結果を示す。まず、有限要素法における境界条件は、モデルの4つの側面及び底面は面外方向の変位成分を固定し他の成分を自由とした。地形面である上面は全成分が自由である。3つの測定地点の近傍の特徴的な地形ユニット、例えば谷地形や山地の斜面などの全体がおおよそ4km四方の領域に含まれることから、モデル化の領域は測定地点を中心とする $4\times 4\text{km}^2$ とした。いくつかの試験的な計算の結果、モデルの

底面が比較的浅い場合には浅部応力場の計算結果に底面の深さの影響が見られ、モデルの水平方向長さと同程度の深さにするとその影響が見られなくなることが確認されたので、モデルの深さを4 kmとした。浅部応力がモデルの深さに依存することについては後述する。モデルの要素分割について、深度方向にモデルを5層に分割し、各層の深度区分は浅部から順に、0~25 m, 25~75 m, 75~225 m, 225~975 m, 975~4000 mとした。このうち、第1層では深度方向に要素を5等分し、それ以外の各層は3等分した。すなわち、応力方位測定を実施した地表からの深度10~20 mの範囲を主な計算対象とするため、地表付近の深度方向の要素分割は特に細かくし5 mとした。なお、各層の形状は、底面を除き、地表面形状と同じである。また、水平方向の要素は50 m間隔の等分割である。従って、モデルを80(縦)×80(横)×17(深さ)の約11万要素に分割した。各要素の物性値として、第2表に示すP波速度、ポアソン比、密度を与えた。ポアソン比と密度は一定と仮定した。速度については、Sato *et al.* (2004) が松本盆地東縁断層を横断する測線で屈折法地震探査を実施しており、A地点付近の速度構造の結果から、4つの深度に分割したP波速度モデルを用いた。第1深度(深度0~1 km)の速度値は、A地点のコア試料で測定したP波速度とほぼ一致する。

前述のようにモデルの底面が比較的浅い場合には底面の深さの影響が浅部の応力場に見られたことについて、これが計算コードのバグやパラメータ設定の間違いによるものでないことを以下の2点により確認した。地形が完全に平坦な場合の自重による水平応力値は、今回の有限要素計算による境界条件の下では、理論的に、鉛直方向の応力 S_{zz} とポアソン比 ν を用いて、 $(\nu/(1-\nu))S_{zz}$ で与えられ、方位によらず一定である(例えば、Savage *et al.*, 1992)。深さ z での S_{zz} は ρgz (ρ : 密度)である。実際に完全に平坦な地形のモデルを用いた自重による計算から得られた垂直応力 S_{xx} (x 成分)、 S_{yy} (y 成分)と S_{zz} (z 成分)は、いずれの深度でも上記の理論解と一致することを確認した。次に、実際の地形を用いたモデルについて「Soil Plus」で計算した応力値は、同じモデルで同じ境界条件を用いた別の有限要素法コード「Abaqus」(SIMULIA社製)による結果と一致することを確認した。

3地点において計算する領域を第9図に、その領域のDEMから作成した3地点のモデル形状を第10図に、それぞれ示す。3地点の周辺の地形は大局的に、次のようにまとめられる。A地点は、北北東に位置する山地と南側の山地に挟まれた西北西-東南東方向の谷筋付近に位置する。B地点の近傍は他の2地点に比べて地形の起伏は小さい。C地点は尾根が南北走向の山地の南端付近の東斜面に位置する。3地点の各領域における最高標高と最低標高の差は、そ

れぞれ、370 m, 363 m, 272 mである。

第10図のモデルを用いて自重による応力場を計算した。その結果の例として、A地点領域で地表からの深度17.5 mにおける S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} (せん断応力)の分布を第11図に示す。図中の色分布で寒色系は圧縮を、暖色系は引張りを意味する。第11図に見られる典型的な地形における応力の特徴として、谷筋に直交及び平行方向の応力場が共に引張りとなり、絶対値は直交する方向が大きいうことが挙げられる。また、山地の傾斜地では傾斜方向に圧縮場となっている。この谷筋の引張り応力と山地傾斜地の圧縮応力の特徴は他の2地点の結果でも同様である。第12図はA地点直下の応力値の深度分布である。(a)図はモデル全体の深さ約4000 mまでの結果であり、(b)図は80 m以浅の浅部を拡大している。深さ100 m程度より深部では、 S_{xx} と S_{yy} の値は S_{zz} の値の約1/3でほぼ一致し、また S_{xy} はおよそ0となっており、これは地形効果の影響が小さいことを示している。しかし、地表付近を示す(b)図では S_{xx} と S_{yy} が引張りとなる地形効果の影響が顕著である。谷地形の影響と思われる引張り応力は、約40 m以深で圧縮場に変わる。

3地点の深度17.5 mにおける S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} の応力値を計算し、それらから S_{Hmax} の値と方位、 S_{Hmin} の値をそれぞれ算出した結果を第3表にまとめる。また、水平主応力の方位を第13図に示す。図中の方位を示す線分の長さは応力の絶対値に比例し、また、主応力が圧縮の場合は青色、引張りの場合は赤色である。A地点では2つの主応力がともに引張りであるので、絶対値の小さい主応力を S_{Hmax} としている。第3表に示すように、3地点の地形効果の結果は、各地点の周辺地形の特徴に対応して大きく異なっている。A地点では、周辺の谷筋と直交する方向に大きな引張りとなり、 S_{Hmax} も引張りでありその方位は谷筋とほぼ平行な西北西-東南東となる。B地点周辺は比較的平坦であり、B地点東側近傍の小規模な山地地形の傾斜面と犀川周囲の低地形の効果が重なったものと考えられる。 S_{Hmax} は圧縮であるがその絶対値は極く小さくその方位は北東-南西である。C地点は南北走向の細長い山地地形の南端付近の東側傾斜面にあり、その傾斜面によって地形効果が生じていると考えられる。 S_{Hmax} は被り圧(S_{zz})の約2倍の大きさの圧縮応力で、東北東-西南西の方位となる。なお、有限要素法による地形効果の計算はモデルの深度方向の物性分布に依存することが予想され、その影響を評価するために、今回のモデル4層の各P波速度に5%程度の誤差を与えた場合についても計算を行なった。その結果、P波速度にこの程度の誤差がある場合には主応力の値と方位への影響は小さく、上記の結果は変わらなかった。第8図の黒点線は、第2表のモデルで計算された地形効果による最大圧縮軸方向をしめしている。

4.2 地形による水平圧縮軸の方位変化

先に述べたように、自重は考慮せず水平方向にのみ加圧した場合にでも、浅部では地形の影響を受けるため地形の特徴に従い応力方位が変化する。ここでは、地域全体に東西方向の圧縮があった場合に測定地点における応力方位の局所的な回転を検討するため、3地点のそれぞれのモデルで東西方向に1軸圧縮がかかる際の応力場の計算結果を示す。境界条件は、東の側面および隣接する北の側面の変位全成分は自由とし、西、南の側面と底面は面外方向の変位成分を固定した。東の側面全体に一樣な圧力15 MPaを作用させた。測定地点の深度17.5 mの S_{Hmax} と S_{Hmin} の値と方位を第4表にまとめる。第4表に示すように、3地点の S_{Hmax} の方位は加圧した東から2~5°回転していることがわかる。この計算から、浅部の応力方位測定に対する、地形による圧縮軸方位の回転の影響は非常に小さいと言える。

5. 議論

ここでは、上記の地形効果と、岩石物性の異方性が測定値に及ぼす影響を考察し、最後に測定結果と活断層の変位様式の関係について議論することにする。

まず、3地点について、実際の地形を用いて計算した地形効果が、測定から得られた S_{Hmax} の方位に及ぼす影響についてそれぞれ考察する。第8図(a)、(b)に示すように、3地点では S_{Hmax} と地形効果による S_{Hmax} との方位は一致せず、約30~40°異なっていることがわかる。また、AとB地点の地形効果による S_{Hmax} の絶対値は、それぞれ、0.06 MPaと0.02 MPaであり被り圧(S_{zz})の約1/7と1/25である。サンアンドレアス断層近くの30 m孔井内の測定により最大水平応力は1~2 MPaであること(Sbar *et al.*, 1984)や、国内100地点以上の測定データによると浅部の最大水平応力は被り圧の0.8~1.5倍程度であること(Yokoyama *et al.*, 2003)などが報告されていることから、A地点とB地点の地形効果はテクトニックな応力に比べて非常に小さいと考えられる。C地点については、他の2地点と同様に測定した S_{Hmax} と地形効果による S_{Hmax} の方位は異なるが、地形効果による S_{Hmax} の値は被り圧の約2倍あることから、測定結果にはある程度地形効果が含まれている可能性がある。従って、テクトニックな応力は、地形効果による東北東-西南西方向よりも反時計方向回りに北に回転したものであるはずである。以上、3地点の結果を総合的にみると、この地域の S_{Hmax} の方位はNE-SWからNEE-SWWが卓越していると考えられる。

次に本手法は岩石の物性の異方性の影響を受けると考えられることから、岩石コアのP波速度の異方性について測定したのでその結果について記述する。Cristescu (1989) などによれば、掘削直後の岩石の

変形は岩石のもつ粘性と弾性定数の異方性の両方の影響を受けることから、これら2種類の物性の異方性を把握しておくことが望ましい。しかし現時点では深度20 m程度の深度に対応する低い圧力下で岩石の粘性の異方性を測定することは技術的に困難であり、ここではコア試料のP波速度の異方性についてのみ測定することとした。測定は3地点の複数の深度のコア試料を大気圧下で円周の30°間隔でパルス透過法によりP波速度を測定した。全9試料から得られたP波速度の平均は、A、B、C地点で、それぞれ、約3.2 km/s、約3.9 km/s、約2.5 km/sである。P波速度の異方性は、各方位で測定した速度のうち最大を V_{pmax} 、最小を V_{pmin} として、 $(V_{pmax} - V_{pmin}) / V_{pmax}$ で定義した。異方性の平均は8.9%であり、A地点の深度12.65 mでN60°E方向に約17%の速度低下の異方性を示した。B地点の深度12 m付近の結果は、N90~120°E方向に約6%の速度低下の異方性を示した。この異方性の方向は、コア試料に見られる約80°の高角な層構造の走向に直交する方向と対応していると考えられる。C地点では異方性は見られなかった。以上から、A地点では速度異方性と今回測定した変形の異方性の方向に相関が見られるが、他の地点では相関は見られない。岩石の物性のもつ異方性が応力測定へ与える影響については、本手法のみならず従来の応力解放法などでも実際にどのように評価するか難しい問題とされており(佐野, 2005)、ここでは、今後の解決すべき課題としておきたい。現時点では、出来るだけ大量にデータを取得し、得られたP波速度異方性との関係を見ながらある地域の応力場を判断していくことが現実的な方法であると考えられる。今回の応力方位測定の結果は、B、C地点では、岩石物性との相関が見られないことから、この地域の S_{Hmax} 方位はNE-SWからNEE-SWW方向が卓越していると考えられる。

以上のことから、推定された応力方位は松本盆地東縁断層の走向にほぼ直交しているものと考えられる。松本盆地東縁断層の北部は、逆断層の運動が卓越し(例えば、活断層研究会, 1991; 奥村ほか, 1998)、 S_{Hmax} の方位はこの断層運動と整合する方向である。一方、松本盆地東縁断層の南部付近の応力方位は今西ほか(2010)の微小地震解析でおよそNW-SEと求められ、左横ずれ運動を起ししやすい活断層の運動センスと調和的であるとしている。また、今西ほか(2010)は、これは近藤ほか(2006)が見出したこの付近の活断層の運動センスと整合するとしている。北部については、本論のはじめに述べたように微小地震が少なく、応力場は今回のように浅部での応力測定によってでしか評価できない。今回の結果は、松本盆地東縁断層の南部と北部で応力場が急激に変わっていることを示し、またそれぞれは活断層の運動センスと調和的である可能性が高い。今後はこのような急激な応力場の変化の原因を明ら

かにすることが期待される。

6. まとめ

糸静線活断層系のうち、微小地震活動が不活発である松本盆地東縁断層の北部周辺の応力場を評価するために、この地域の3地点で産総研が開発した浅部地殻応力方位測定法を適用した。3地点の深度11~17 mの S_{Hmax} の方位は、測定深度によりばらつきがあるが、求めた方位の標準偏差及び近似した楕円の扁平率の2つのパラメータによる方位の信頼性も考慮すると、おおよそ、NE-SWからNEE-SWWの範囲である。また、各測定地点の実際の周辺地形を用いて3次元有限要素法により地形効果を計算した結果、測定から求めた応力方位と地形効果による方位が異なることや地形効果による応力値が非常に小さいことなどから地形効果による影響は小さいと考えられる。この応力方位は、松本盆地東縁断層のNNW-SSE方向の走向にほぼ直交し、逆断層成分が卓越する断層運動と調和的である。

謝辞 本研究での応力測定に際して、安曇野市及び土地所有者の方々には研究の趣旨をご理解いただき、測定作業を許可していただきました。調査地域周辺のDEMデータは、ASTER GDEMサイト (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>) からダウンロードして使用しました。査読者である活断層・地震研究センター増田幸治博士からは多くの有益なコメントを頂きました。ここに記して深く感謝します。

文 献

Cristescu, N. (1989) *Rock Rheology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 336p.

Engelder, T. and Sbar, M. L. (1984) Near-surface in situ stress: Introduction, *J. Geophys. Res.*, 89, 9321-9322.

今西和俊・長 郁夫・桑原保人・平田 直・パナヨトプロスヤニス (2006) 糸魚川-静岡構造線活断層中・南部における微小地震の発震機構解, *活断層・古地震研究報告*, No.6, 55-70.

今西和俊・長 郁夫・桑原保人・平田 直・パナヨトプロスヤニス (2010) 微小地震観測により明らかになった糸魚川-静岡構造線活断層系の現在の応力場, *日本地球惑星科学連合2010年大会予稿集*, SSS017-07.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 121p.

活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料-, 東京大学出版会, 437p.

木口 努・桑原保人 (2006) 掘削直後の孔径変化を利用した浅部応力方位測定法の警固断層周辺への適用, *活断層・古地震研究報告*, No.6, 153-161.

Kiguchi, T., Kuwahara, Y., Lei, X., Ma, S., Wen, X. and Chen, S. (2008) Stress orientation measurements along the Anninghe-Zemuhe fault zone, southwestern China, from borehole deformation at shallow depths. *AOGS2008*, SE82-A017.

木口 努・桑原保人・佐藤凡子・横山幸也 (2010) 浅部応力方位測定のためのレーザー式孔径変化測定装置の開発, *地質調査研究報告*, 61, 337-350.

桑原保人・小村健太郎・木口 努・山下 太 (2005) 掘削直後のボアホール孔径変化を利用した応力測定法の開発-跡津川断層への適用, *地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集*, S117-011.

桑原保人・木口 努 (2006) 地殻応力測定法, *検査技術*, 11, No.3, 28-33.

近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太 (2006) 糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位, *地学雑誌*, 115, 208-220.

Liu, L. and Zoback, M. (1992) The effect of topography on the state of stress in the crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project, *J. Geophys. Res.*, 97, 5095-5108.

中島 健 (1982) 地殻応力場に及ぼす地形の影響 (I), *地震*, 35, 591-606.

Ogawa, Y. and Honkura, Y. (2004) Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1285-1291.

奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二 (1998) 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査-, *地震*, 50, 35-51.

Sagiya, T., Nishimura, T., Iio, Y. and Tada, T. (2002) Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Earth Planets and Space*, 54, 1059-1063.

佐野 修 (2005) 地殻応力計測手法と岩石力学, *地学雑誌*, 114, 1003-1021.

Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata, N. and Kawanaka, T. (2004) Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan, *Tectonophysics*, 388, 47-58.

佐藤凡子・桑原保人・木口 努 (2004) 浅部応力場評価の問題点と解決に向けて, *日本地震学会講演予稿集2004年度秋季大会*, P106.

Savage, W. Z., Swalps, H. S. and Amadei, B. (1992) On the state of stress in the near-surface of the Earth's crust, *PAGEOH*, 138, 207-228.

Sbar, M. L., Richardson, R. M., Flaccus, C. and Engelder, T. (1984) Near-surface in situ stress, 1. Strain relaxation measurements along the San Andreas fault in southern California, J. Geophys. Res., 89, 9323-9332.

下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川-静岡構造線活断層系 ストリップマップ, 構造図 11, 地質調査所.

Yokoyama, T., Kanagawa, T., Ishida, T., Tanaka, M. and Ogawa, K. (2003) Regional in-situ stress states in Japan based on measurements, Proc. of the 3rd International Symposium on Rock Stress, 335-341.

(受付: 2010年9月3日, 受理: 2010年11月1日)

第1表. 応力方位測定的位置及び測定結果.
Table 1. Summary of site parameters and measurement results.

Site	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation above sea level (m)	Measurement Depth (m)	SHmax orientation	Standard deviation of the orientation	Flattening of the fitted ellipse (%)
A	36.47930	137.9212	530	13.10	N22.3°E	9.4°	1/855.2
				14.75	N93.8°E	5.4°	1/188.9
				15.27	N79.8°E	>180°	1/12200
				16.35	N60.0°E	0.8°	1/30.0
B	36.43578	137.9374	490	11.35	N162.9°E	2.7°	1/194.7
				12.05	N78.8°E	2.1°	1/93.5
				13.95	N64.8°E	1.9°	1/128.5
				15.42	N66.4°E	3.6°	1/137.2
				16.35	N86.3°E	4.2°	1/206.7
C	36.36167	137.9156	585	13.48	N120.7°E	3.2°	1/187.0
				15.25	N114.9°E	10.1°	1/176.0
				16.70	N41.6°E	1.1°	1/17.2
D	36.39848	137.898	665	—	—	—	—

第2表. 有限要素法の計算モデルの各要素に与えた物性値.

Table 2. Physical constants applied to each element of the finite element method.

Depth (km)	Vp (km/s)	Poisson's ratio	Density (g/cm ³)
0 ~ 1	3.5	0.25	2.7
1 ~ 2	3.8	0.25	2.7
2 ~ 3	4.9	0.25	2.7
3 ~ 4	5.3	0.25	2.7

第3表. 有限要素法で計算した3地点の深度17.5 mにおける地形効果による最大水平主応力の値と方位及び最小水平主応力の値.

Table 3. Stresses and the orientations of S_{Hmax} and S_{Hmin} at a depth of 17.5 m calculated from FEM models.

Site	Szz (kPa)	SHmax* (kPa)	Shmin* (kPa)	SHmax orientation
A	437.8	-62.2	-954.4	N106.1° E
B	531.6	20.5	-154.0	N46.0° E
C	557.1	1025.7	544.3	N66.7° E

* Positive : compression

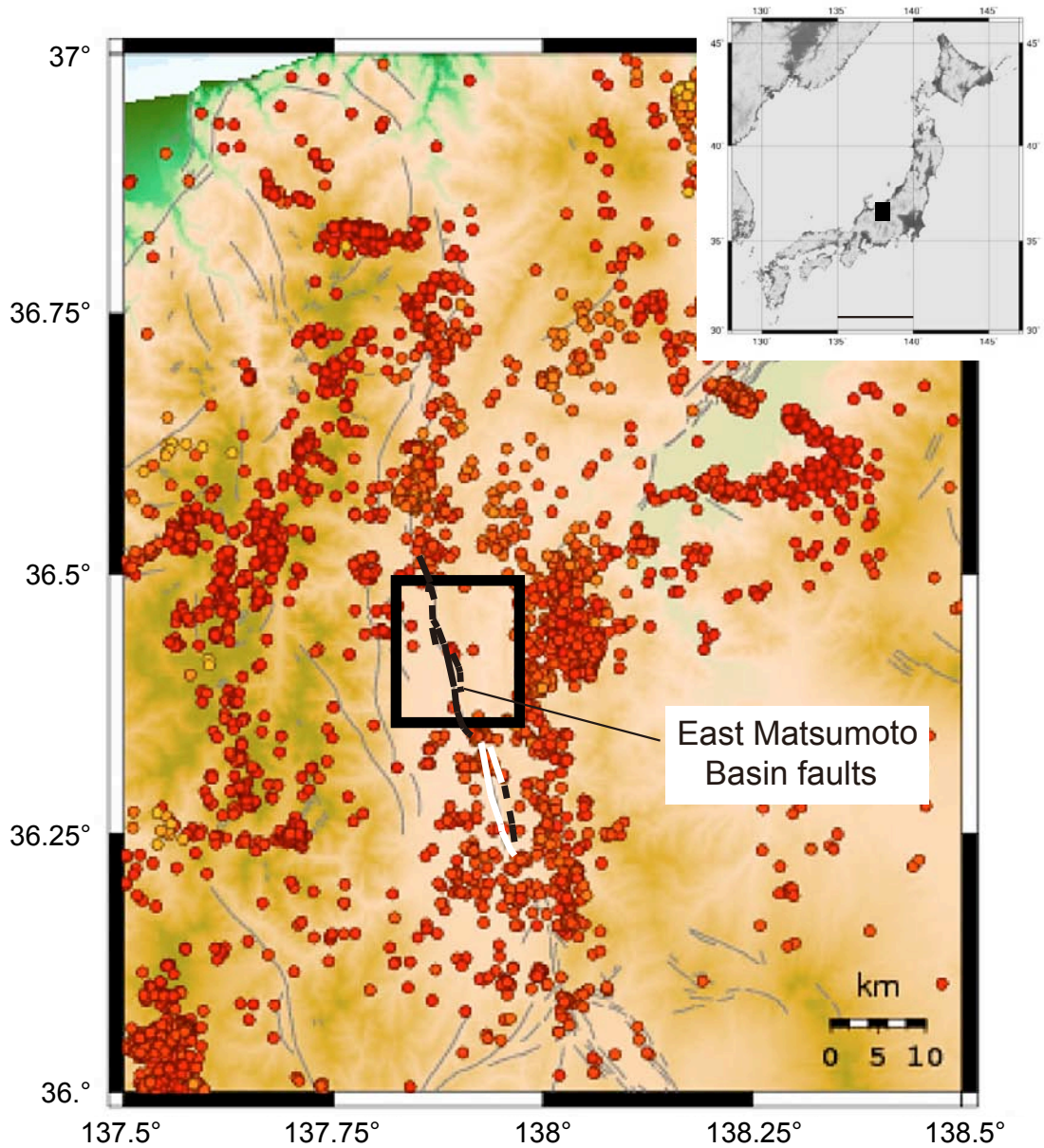
第4表. 有限要素法で3地点のモデルに東西方向に15 MPaの1軸圧縮応力を加えた場合の深度17.5 mの S_{Hmax} と S_{Hmin} の値と方位.

Table 4. Stresses and orientations of S_{Hmax} and S_{Hmin} at a depth of 17.5 m for the calculation with compressive stress 15 MPa in a E-W direction.

Site	SHmax (kPa)	Shmin (kPa)	SHmax orientation
A	14775.4	-613.9	N84.4° E
B	16528.4	1360.6	N87.6° E
C	14587.3	501.1	N92.0° E

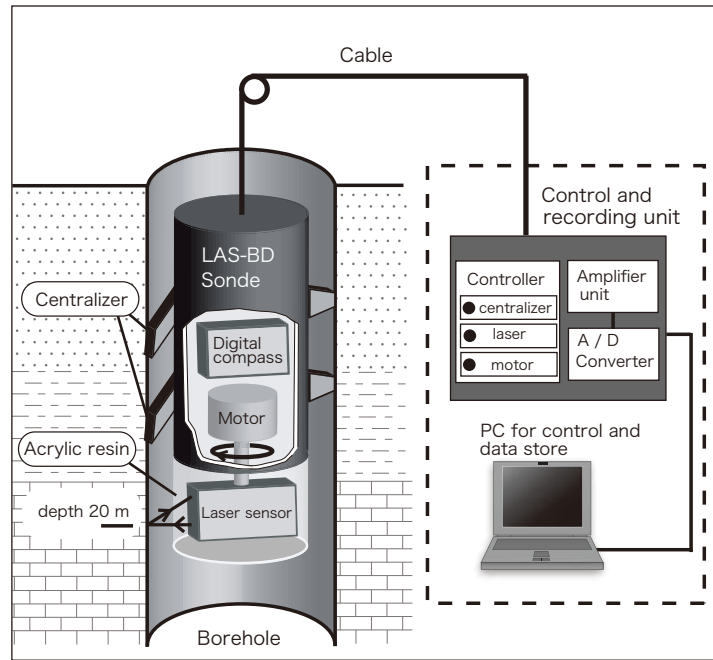
* Positive : compression

2006/1/1/0/0>>>2008/12/31/0/0

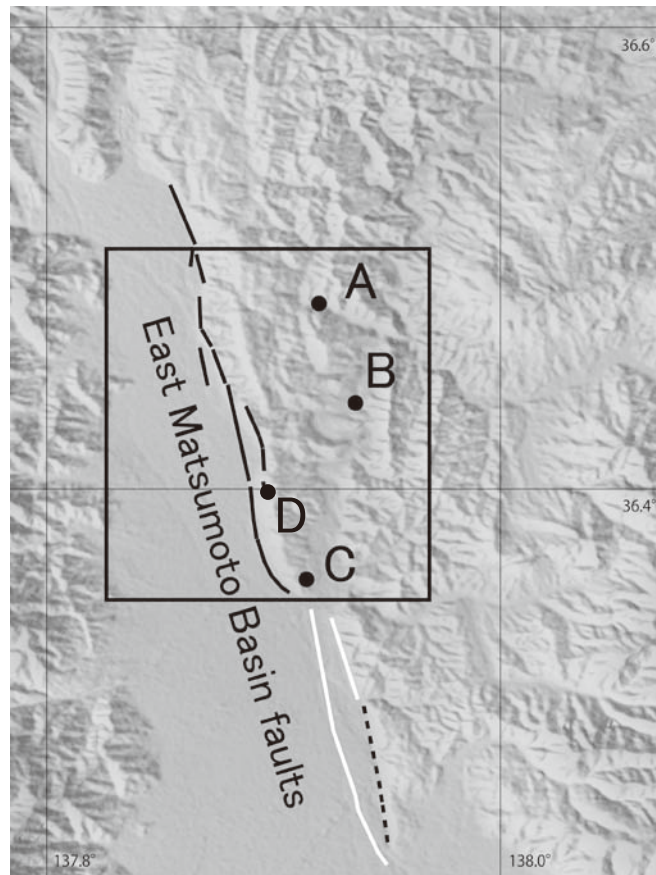


第1図. 気象庁一元化震源情報による糸静線活断層系の松本盆地東縁断層周辺のM>0の2006~2008年の震央分布図. 四角で示す領域で地震活動が不活発である.

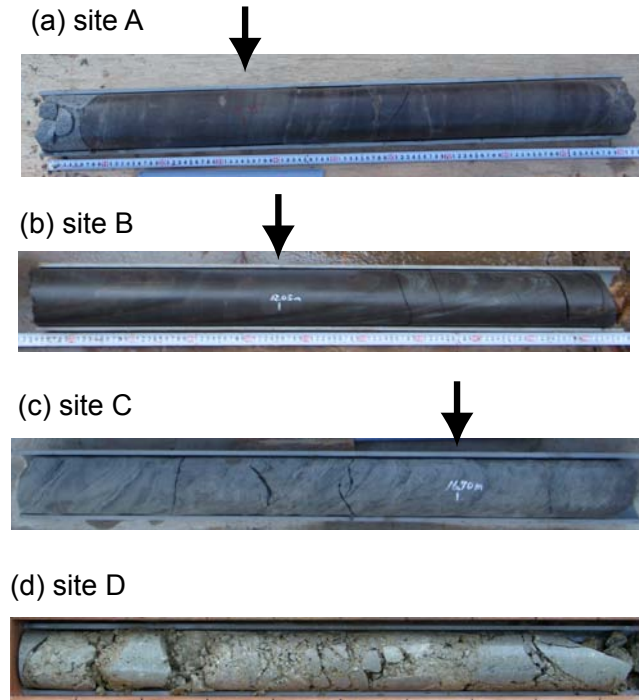
Fig. 1. Epicenter (M>0) distribution from Japan Meteorological Agency catalogue around the East Matsumoto Basin faults of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line from 2006 to 2008. Activity of earthquake is low in bold square area.



第2図. 応力方位測定装置の概念図 (木口ほか (2010) より引用).
 Fig. 2. System diagram of a tool for stress orientation measurements (from Kiguchi *et al.*, 2010).

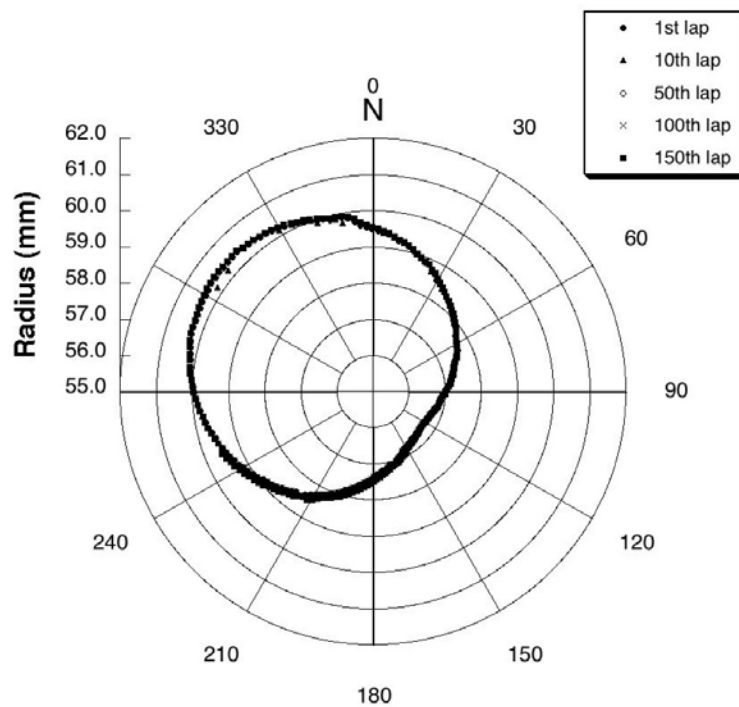


第3図. 応力方位測定の位置図. 四角の領域は第1図で説明した微小地震活動が不活発な地域. 断層線は下川ほか (1995) を簡略化した. 実線は活断層, 点線は推定活断層, 白線は伏在部分.
 Fig. 3. Locations of 4 drilling sites for stress orientation measurements. A bold square area indicates the region of a low activity of microearthquakes. Active fault traces are simplified from Shimokawa *et al.* (1995). Bold line : active fault, dotted line : inferred active fault, white line : concealed active fault.



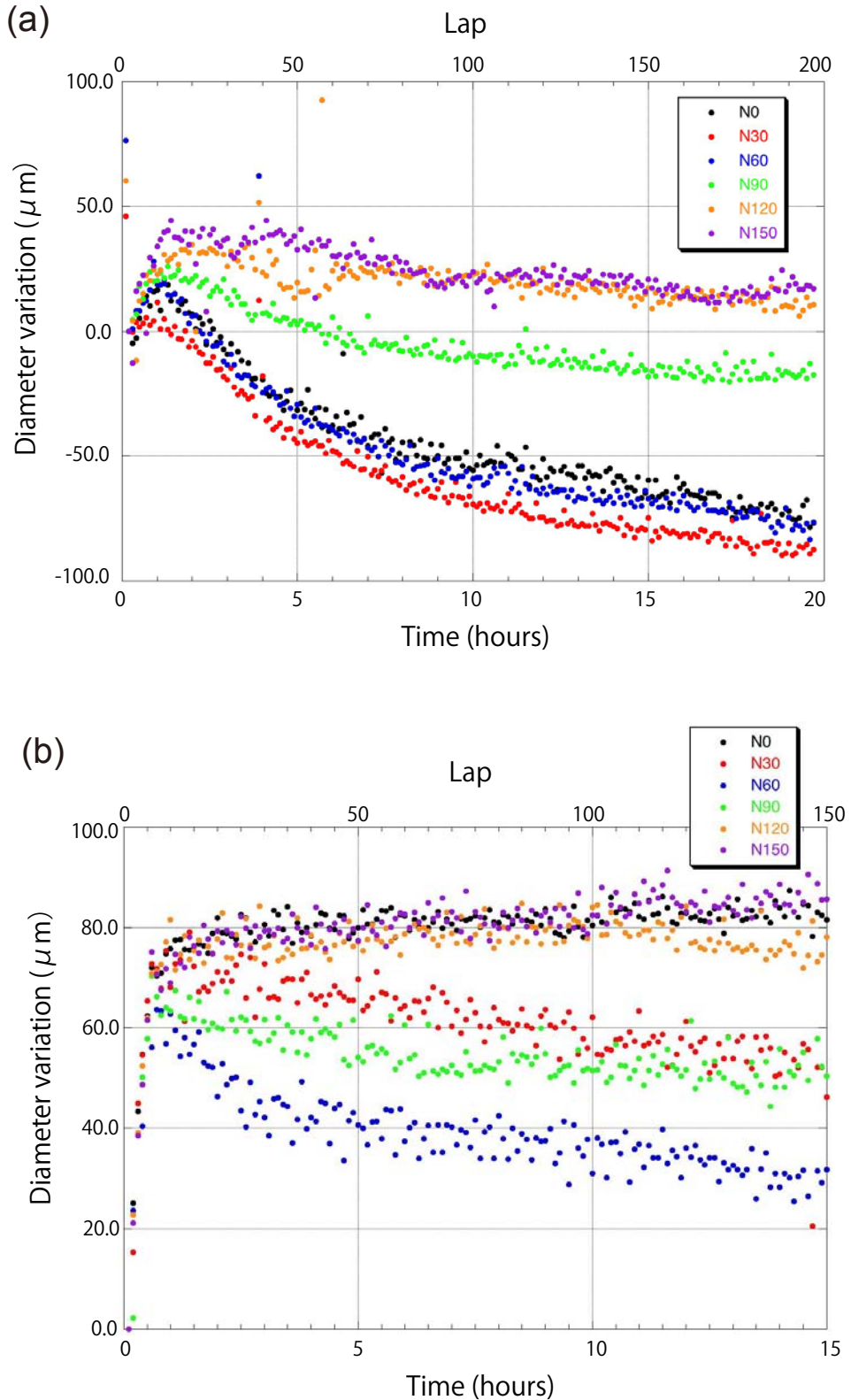
第4図. 測定深度付近のコア写真. 矢印は測定深度を示す. (a)A地点(測定深度:16.35m), (b)B地点(測定深度:12.05m), (c)C地点(測定深度:16.70m), (d)D地点(深度15~16m, 未固結の砂礫層のためD地点では測定を行なわなかった).

Fig. 4. Photographs of core samples at measurement depths. Arrows indicate measurement depths. (a) for the site A at a depth of 16.35 m, (b) for the site B of 12.05 m, (c) for the site C of 16.70 m, (d) for site D from 15 to 16 m. We could not measure at site D because whole core sample is unconsolidated gravel.



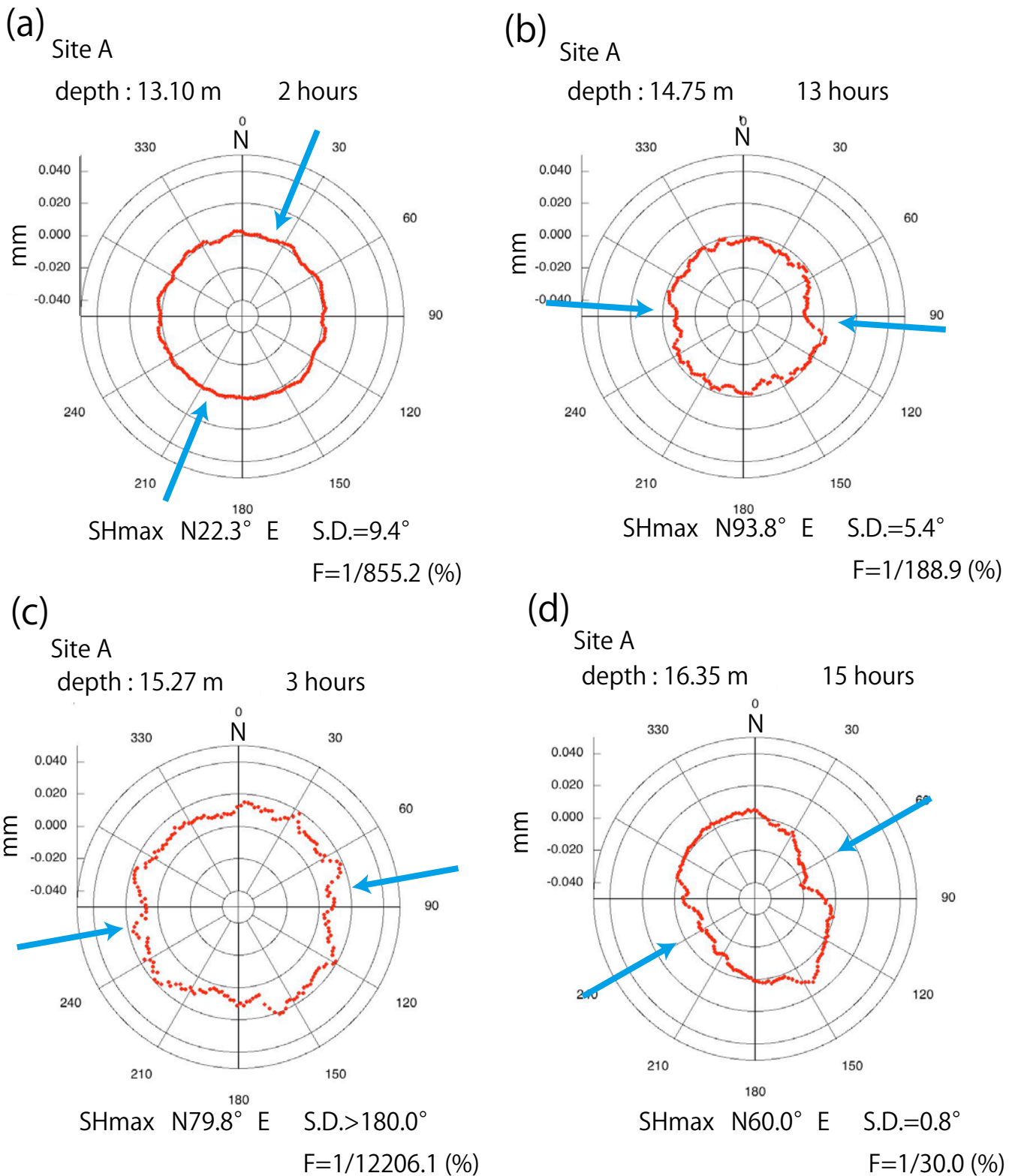
第5図. B地点の深度13.95mで測定した孔径の原記録の例. 1周, 10周, 50周, 100周, 150周で測定した孔径値を重ねて表示している. このスケールでは5つの周回分のデータはほぼ重なり, データ品質が良いことを意味する.

Fig. 5. An example of original data of borehole shape measured at a depth of 13.95 m at site B. The data of the first, the 10th, the 50th, the 100th, and the 150th lap are overlaid. The data are almost overlapped at the same points, indicating a good data quality in this scale of the figure.

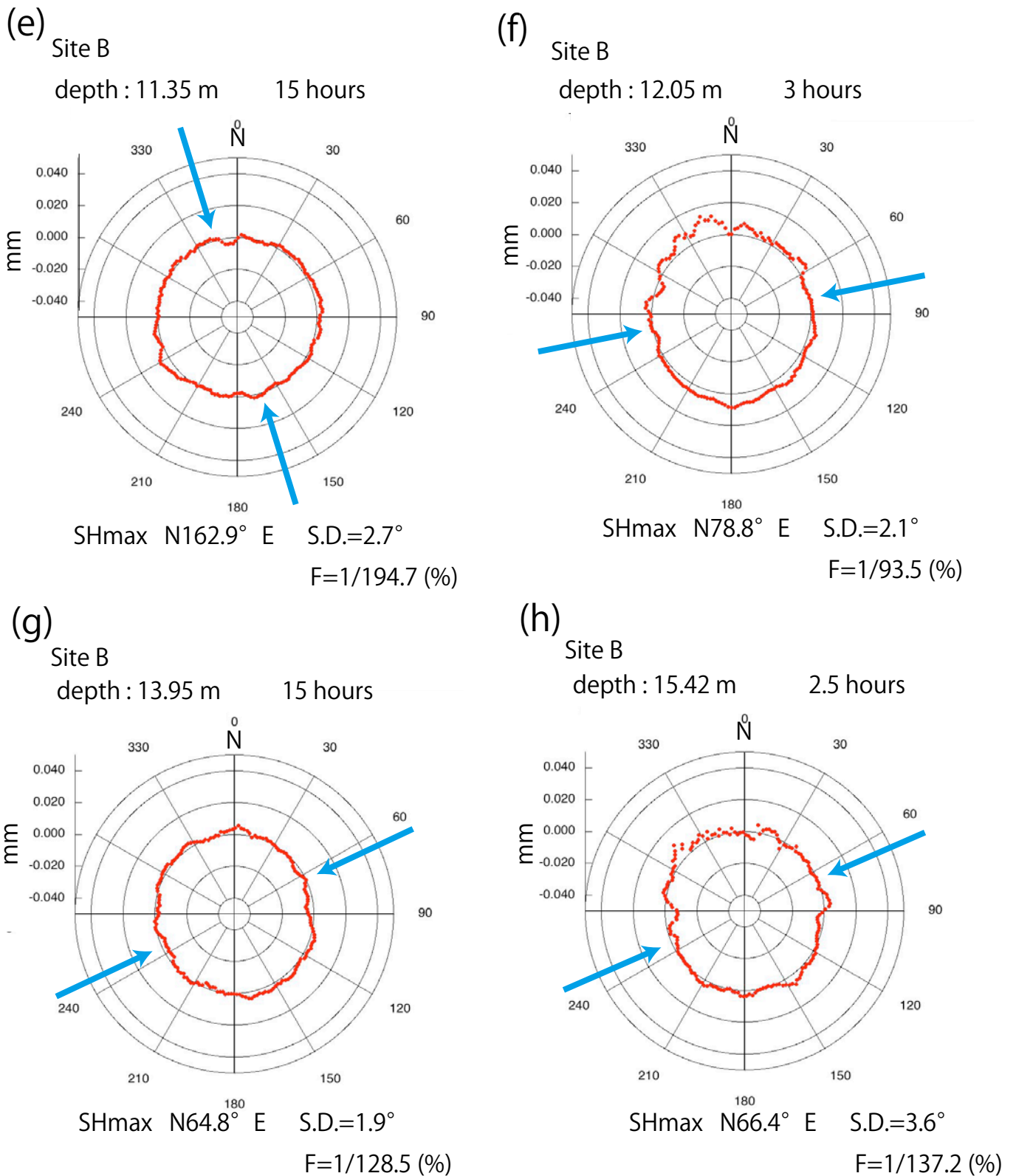


第 6 図. (a) C 地点の深度 16.70 m での測定中の孔井直径の時間変化. 直径の値を 30° 方位毎に示す. 測定開始直後の約 2 時間は装置固着の不安定によると思われる変動があるため, 測定開始から 2 時間後の値を初期値とした. (b) A 地点の深度 16.35 m での時間変化. 測定開始直後の約 1 時間は等方的な孔径の拡大が生じたため, 測定開始から 1 時間後の値を初期値とした.

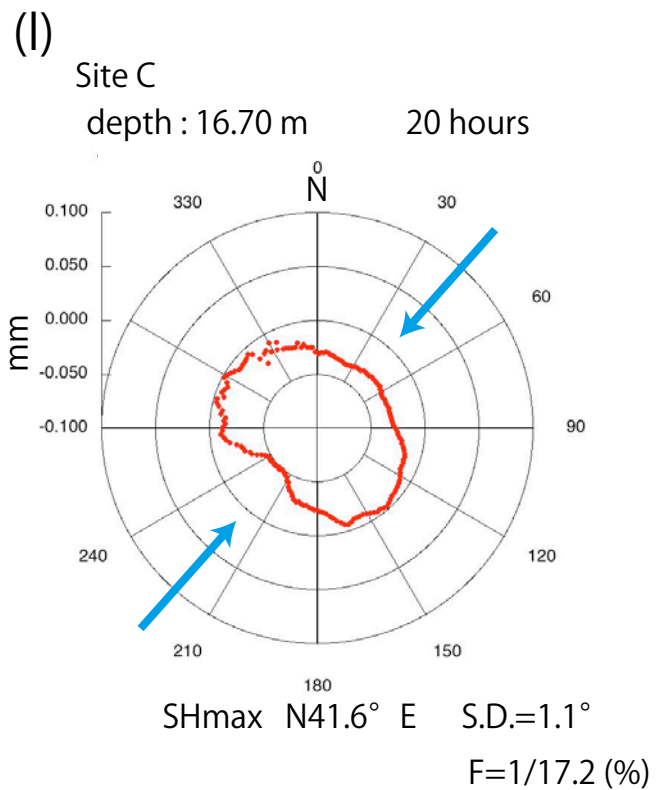
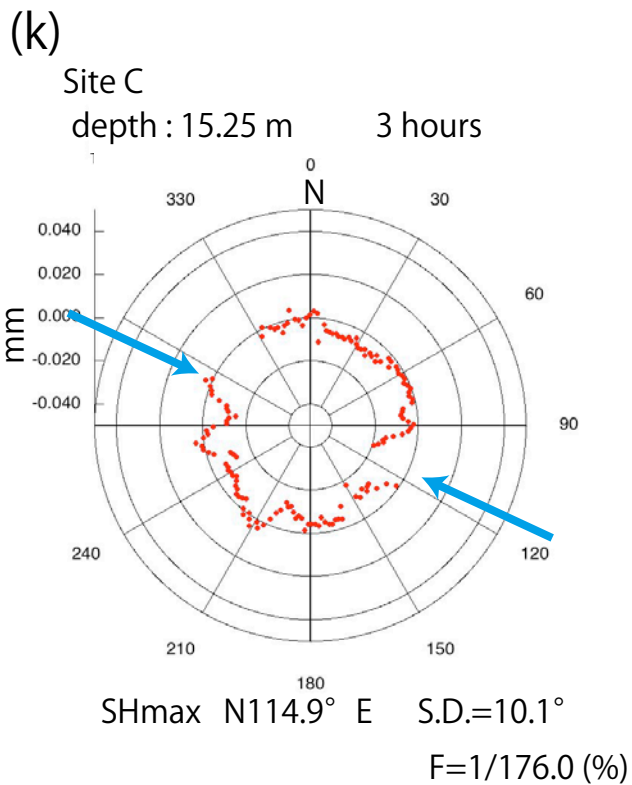
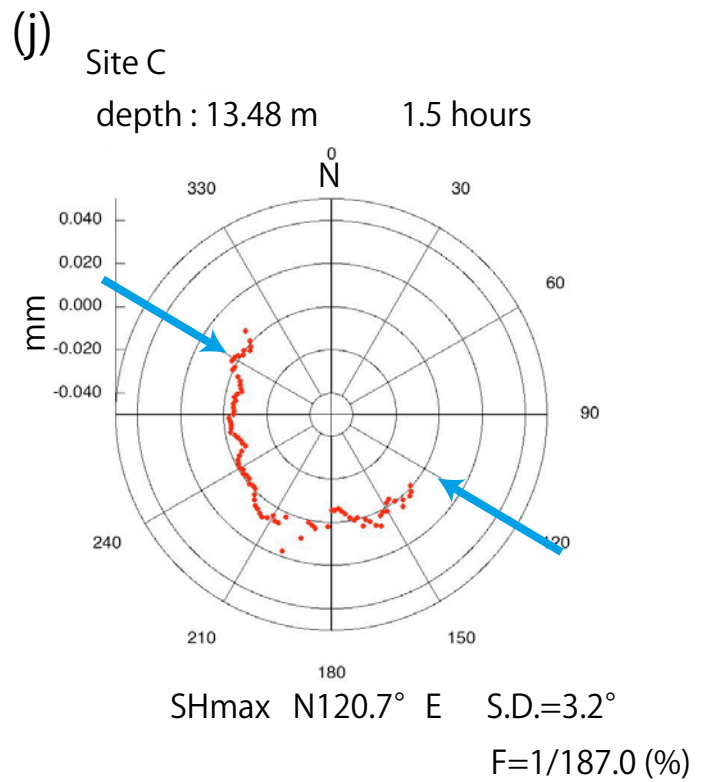
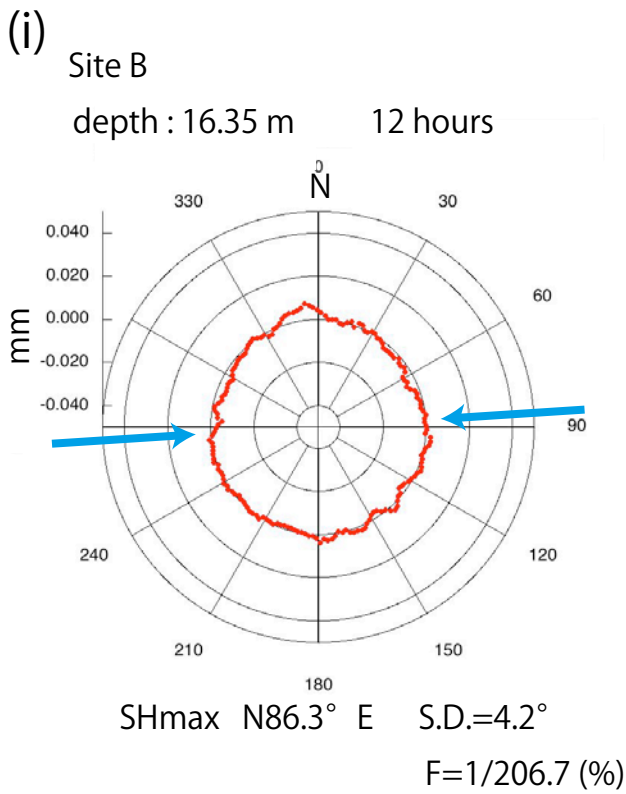
Fig. 6. (a) Time variations of borehole diameters relative to the initial ones for each 30° degrees orientation at a depth of 16.70 m at site C. The data after 2 hours from measuring were defined as the initial data, because the data during 2 hours from measuring were not stable. (b) Result for a depth of 16.35 m at site A. The data after 1 hours from measuring were defined as the initial data, because the diameter during 1 hours after the start of the measurement were isotropically enlarged.



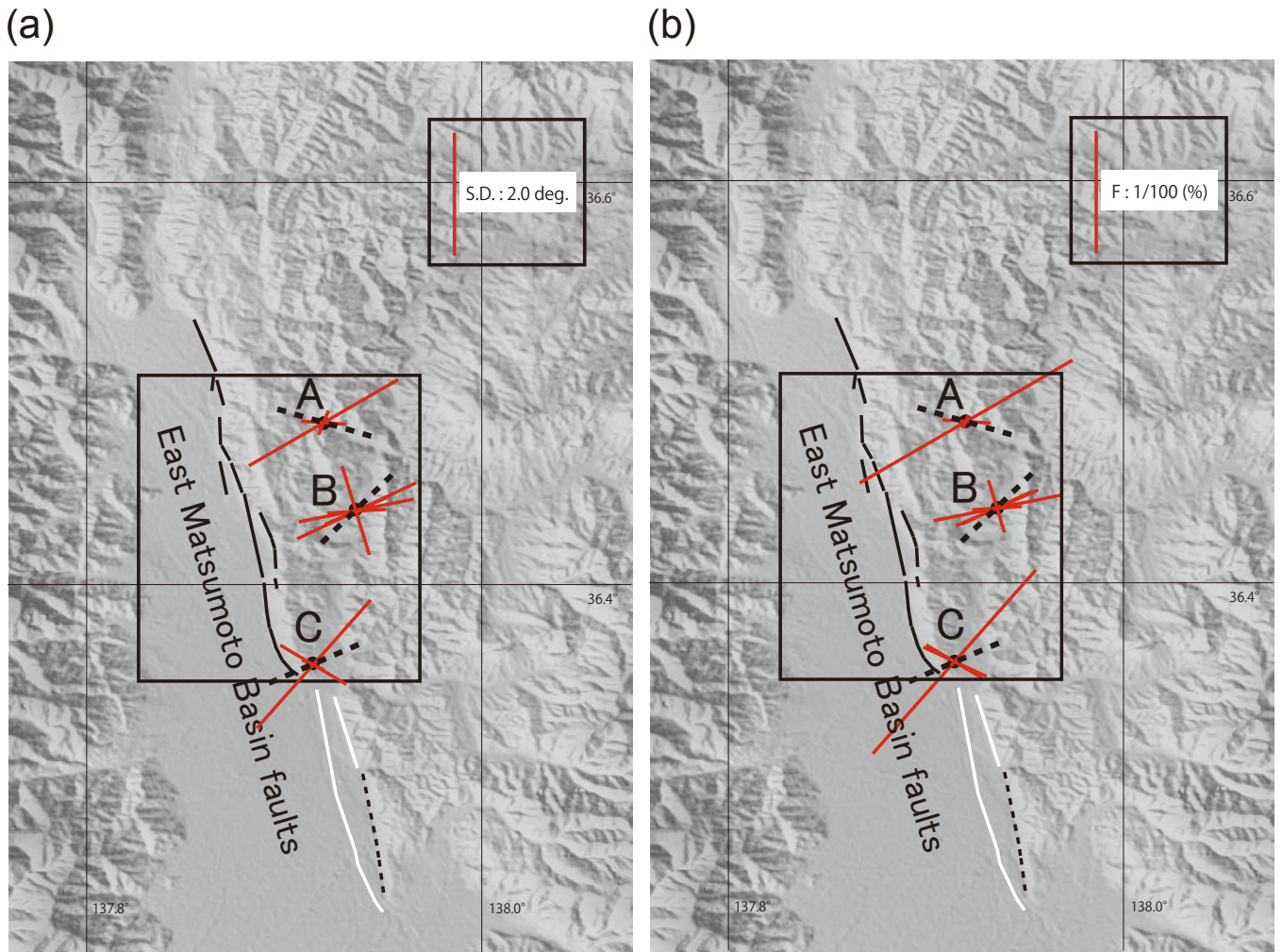
第7図. 3地点における孔径の相対変化量(赤点). 方位10°の範囲で移動平均を取っている. 最大水平圧縮応力 S_{Hmax} の方位(青矢印)はこの変化量に楕円近似して求めた短軸方向から決定した.
 Fig. 7. Relative changes of the borehole shape (red dots) at 3 sites. Moving average for 10 degrees is applied to the data. S_{Hmax} orientations (blue arrows) are determined from the minor axis of the ellipse fitted to the deformed shape.



第7図. つづき.
Fig. 7. Continued.



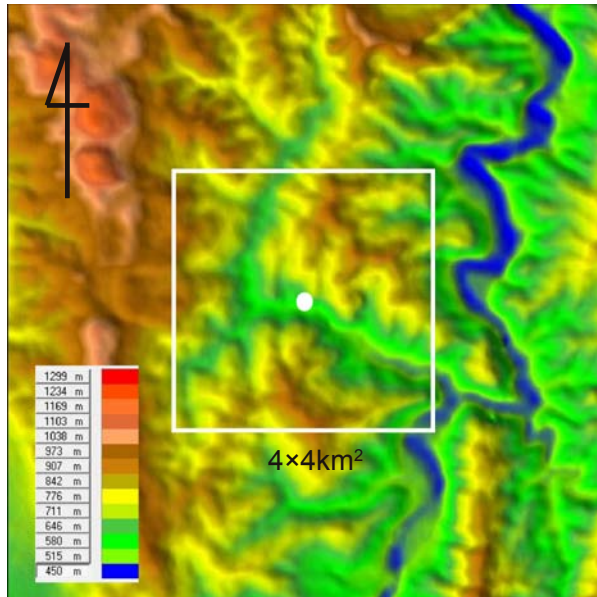
第7図. つづき.
Fig. 7. Continued.



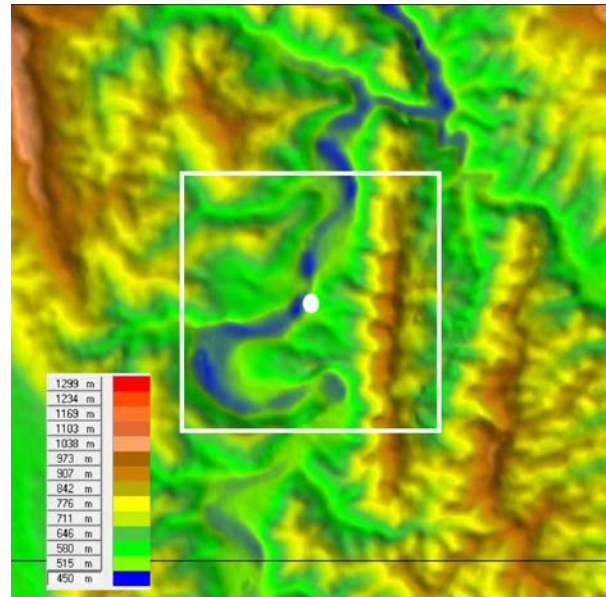
第 8 図. 3 地点で求めた S_{Hmax} の方位 (赤線). 各地点の複数の深度で測定した結果を重ねて表示している. 各地点の点線は地形効果による理論的な S_{Hmax} の方位を示す. 赤線の長さは, 求めた方位の標準偏差の大きさに反比例 ((a) 図), または近似した楕円の扁平率に比例 ((b) 図) している. 標準偏差が 2.0° の場合及び, 扁平率が 1/100 (%) の場合の線分の長さを図中に示す. 但し, 線分の長さは, 標準偏差が 1.5° または扁平率が 1/50 (%) の場合を上限とした. 黒点線は, 計算から求めた地形効果による最大圧縮方位である. A 地点は全成分が引張り場のため, 絶対値の小さい主応力の方位を図示している.

Fig. 8. S_{Hmax} orientations (red bars) at the 3 sites. The orientations estimated at all depths in each site are overlaid on the map. A dotted line at each site denotes a theoretical stress orientation caused by a gravitational effect of topography. The length of the bar is (a) inversely proportional to a value of a standard deviation of the estimated orientation and (b) proportional to a parameter of flattening of the fitted ellipse. A scale of S.D.=2.0 deg. and F=1/100 (%) is shown in the upper right. The length of the bar for 1.5 degrees of the standard deviation (a) or for 1/50 (%) of the flattening (b) is an upper limit of the length in the figure. Black dotted lines denote theoretically calculated orientations of the maximum compressive stress due to topography effects. A dotted line at site A shows a orientation of absolute minimum stress, since all principal stresses are tension.

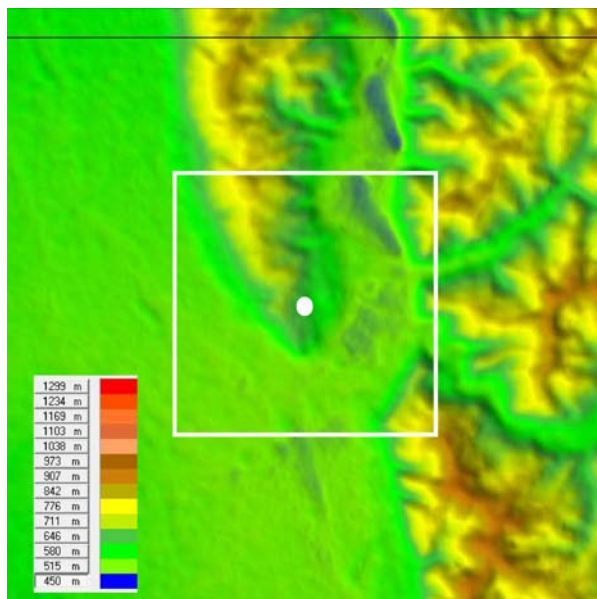
(a) site A



(b) site B

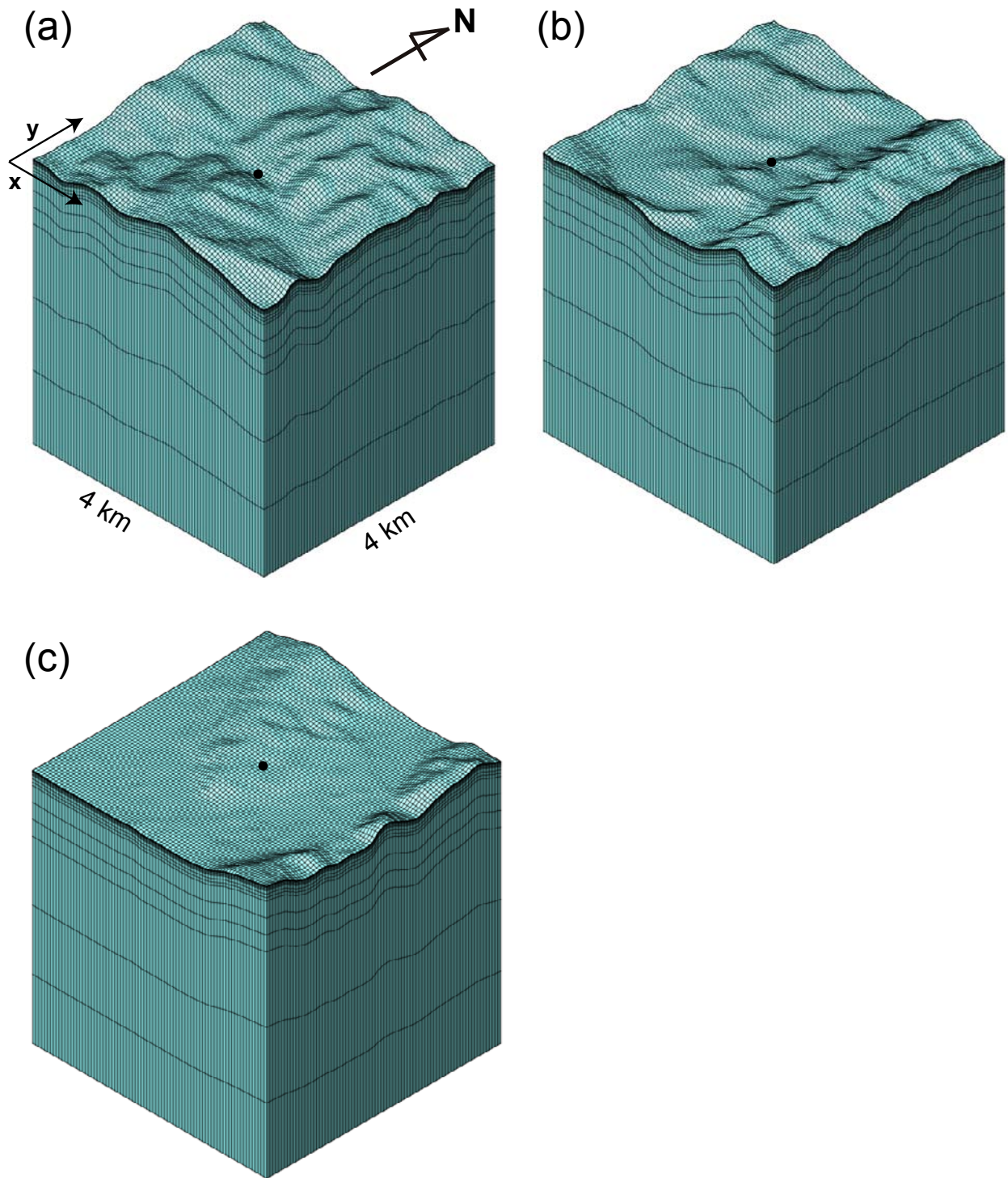


(c) site C



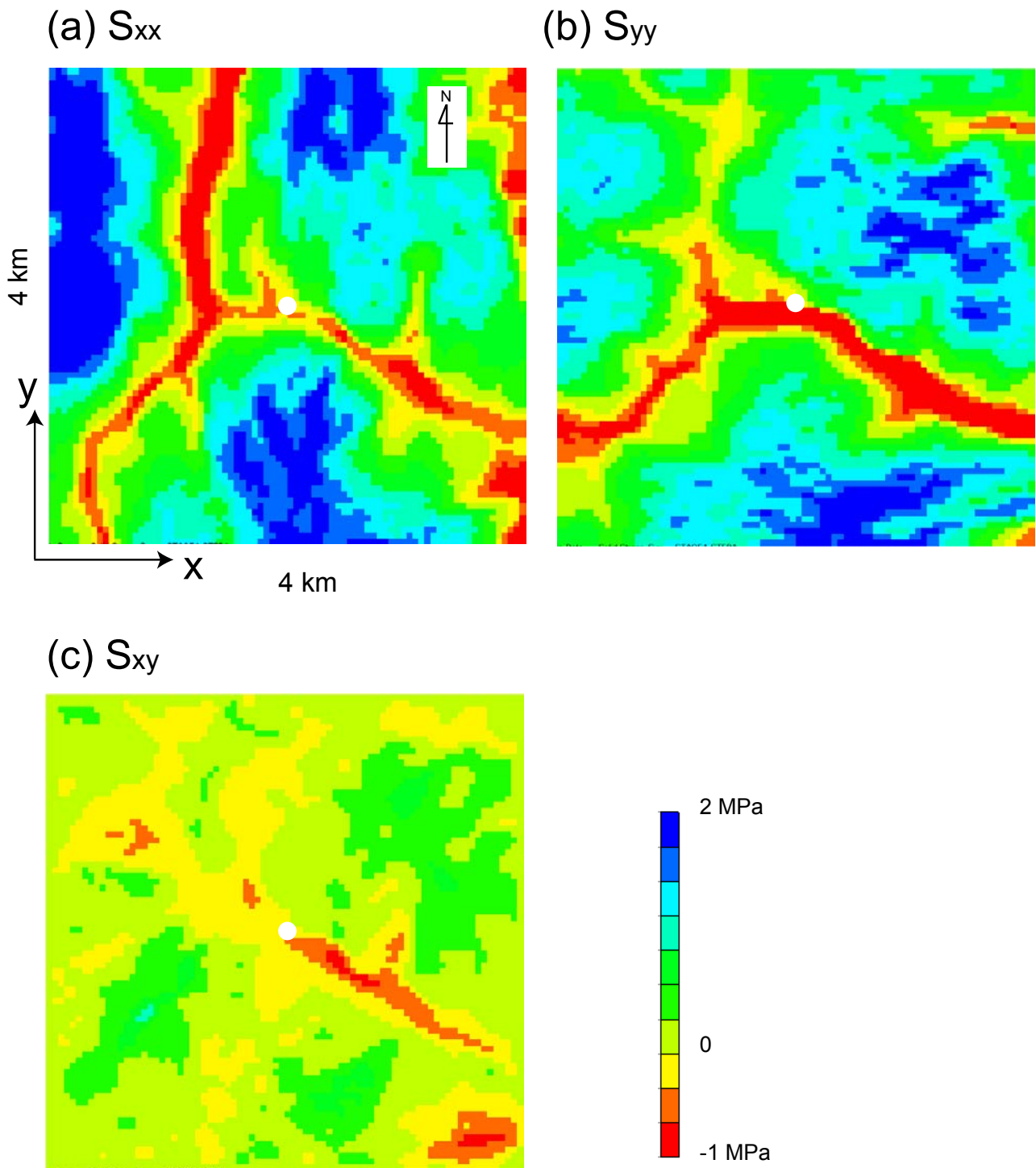
第9図. 有限要素法により地形効果を計算する領域. 4 km 四方の領域を白線四角で示す. 測定地点を白丸で示す.
 (a) A 地点, (b) B 地点, (c) C 地点.

Fig. 9. Region for the calculation of the FEM. The model size is 4 x 4 km², which is indicated as white square. White circle indicate the position of measuring site. (a) site A, (b) site B, (c) site C.



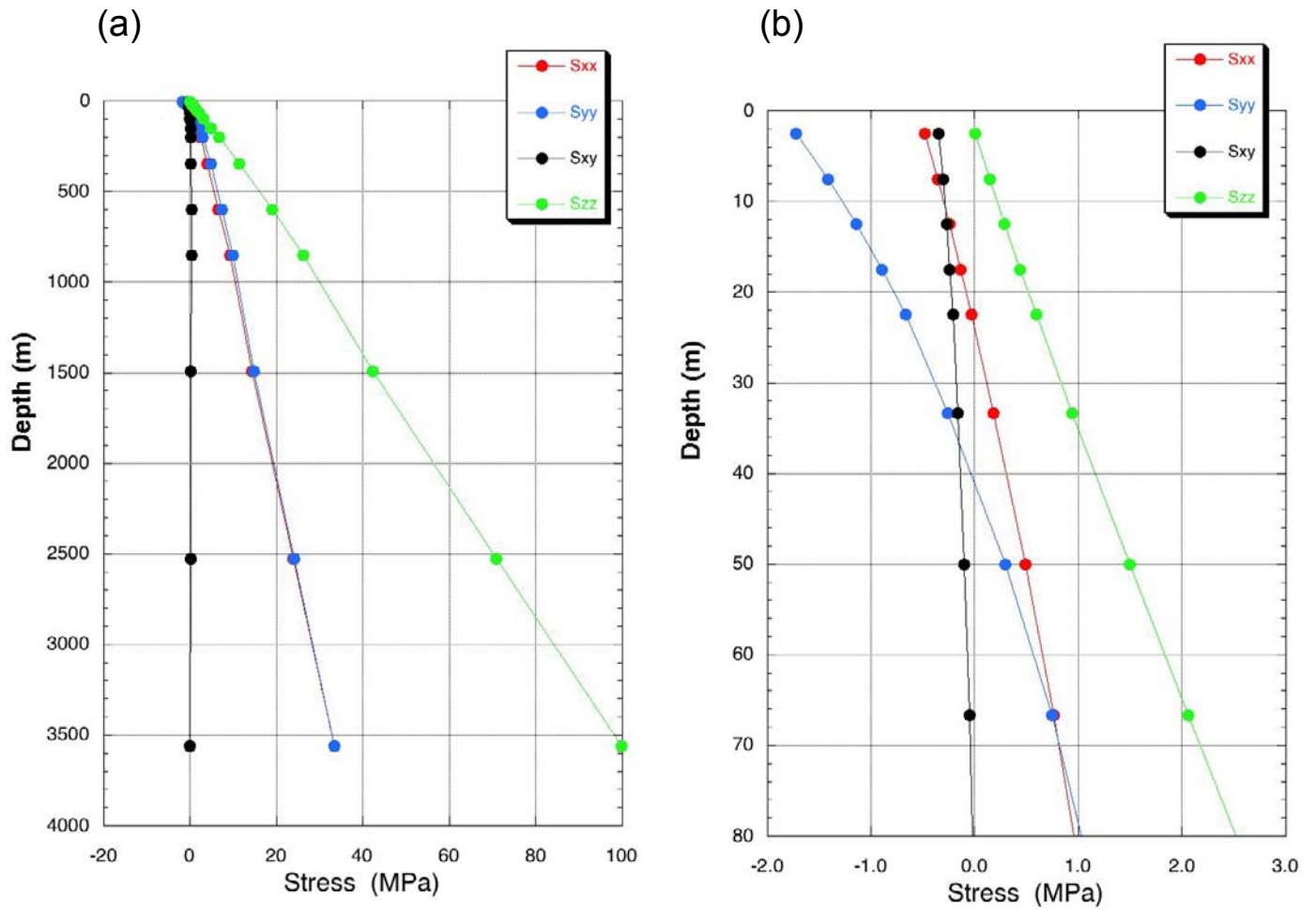
第 10 図. 地形効果を計算するための有限要素法のモデル. 測定地点を黒丸で示す. (a) A 地点, (b) B 地点, (c) C 地点.

Fig. 10. Model of the FEM for calculation of topography effect. Closed circle indicate the position of measuring site. (a) site A, (b) site B, (c) site C.

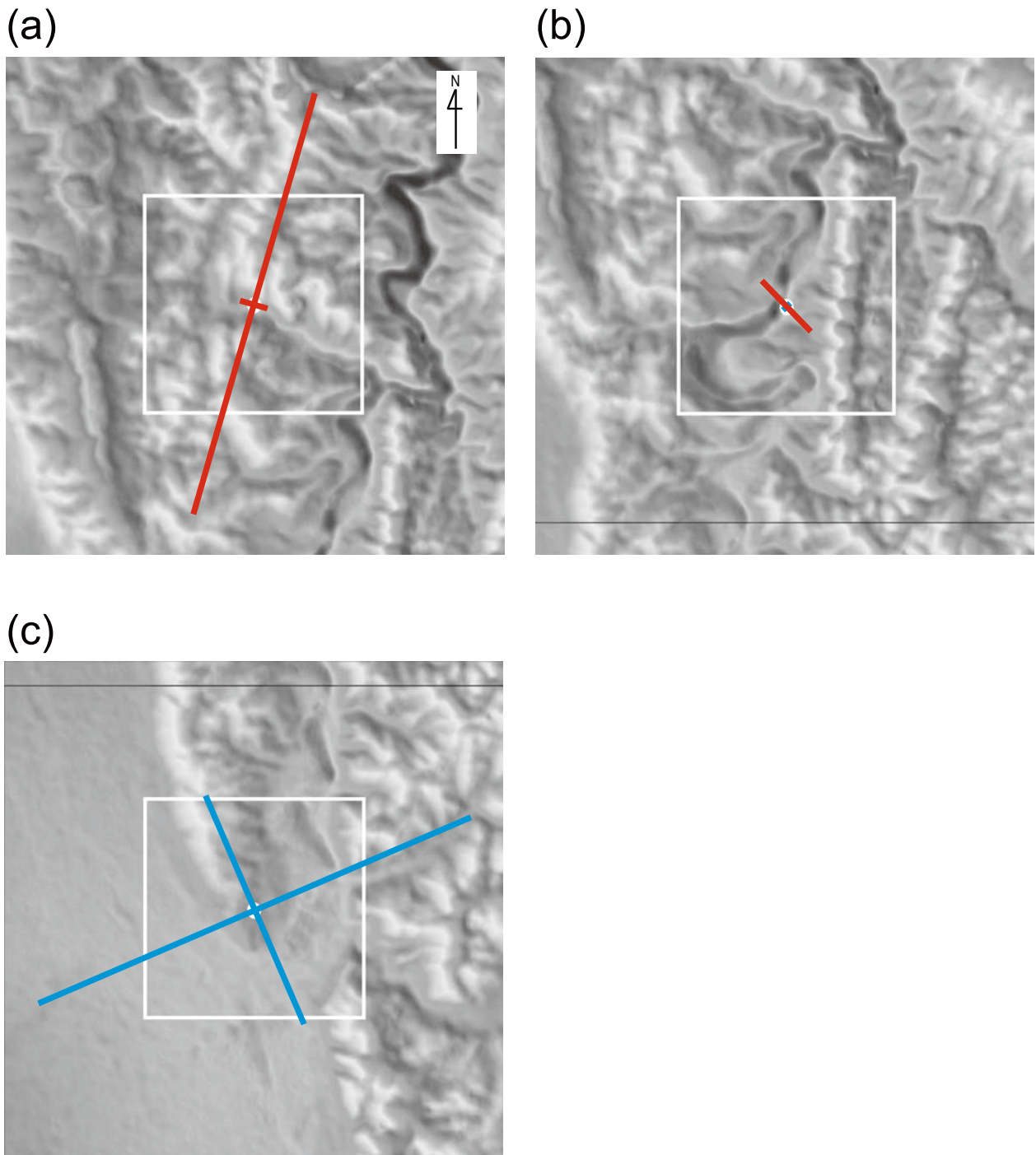


第 11 図. A 地点の 4 km 四方の領域の地形効果の計算結果. 地表から深度 17.5 m における応力値の分布を示す. 正の値は圧縮を意味する. (a) S_{xx} (垂直応力の x 成分), (b) S_{yy} (垂直応力の y 成分), (c) S_{xy} (せん断応力の xy 成分).

Fig. 11. Results of the calculated stresses of the topography effect at a depth of 17.5 m from surface for the site A. Positive value means compression. (a) S_{xx} , (b) S_{yy} , (c) S_{xy} .



第 12 図. (a) 地形効果による A 地点直下の深度方向の応力値の結果. (b) 深度 80 m 以浅を拡大した結果.
 Fig. 12. (a) Calculated results of the topography effect in a depth direction at site A. (b) Same results as magnified view for a shallower part than a depth of 80 m.



第 13 図. 深度 17.5 m における地形効果による水平主応力の方位. 方位を示す線分の長さは, 応力の絶対値に比例し, 主応力が圧縮の場合は青, 引張りの場合は赤である. (a) A 地点, (b) B 地点, (c) C 地点.
Fig. 13. Orientation of the horizontal principal stress caused by gravitational effect of topography at a depth of 17.5 m. The length of the bar is proportional to an absolute value of stress. The blue bar and red one indicate compressive and tensional stress, respectively. (a) site A, (b) site B, (c) site C.