

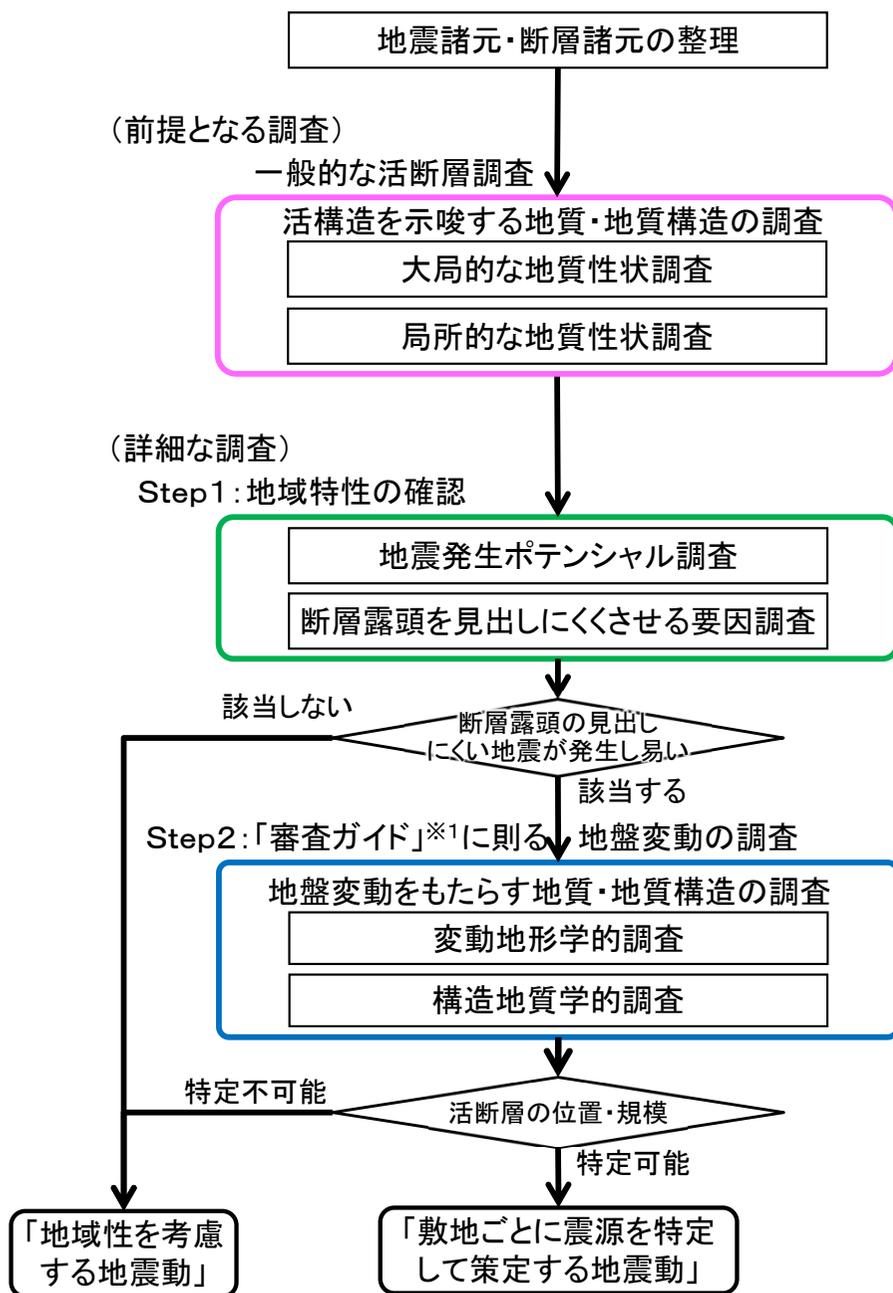
## 4.3 2008年岩手・宮城内陸地震の予見性(1/101)

### 4.3.1 震源周辺の評価(1/58)

1. はじめに
  - 1.1 基準地震動策定の全体フロー
  - 1.2 申請後に得られた知見の反映や先行炉の審査を踏まえた主な変更点
2. 震源を特定せず策定する地震動の検討概要
  - 2.1 審査ガイド等の記載事項を踏まえた震源を特定せず策定する地震動の検討方針
  - 2.2 震源を特定せず策定する地震動の検討フロー
3. 全国共通に考慮すべき地震動の評価
  - 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震における基盤地震動の知見を用いた検討
    - 3.1.1 2004年北海道留萌支庁南部地震に関する知見
    - 3.1.2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動
    - 3.1.3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討
    - 3.1.4 震源を特定せず策定する地震動の評価に反映する基盤地震動
    - 3.1.5 大間原子力発電所の地盤物性に応じた補正
    - 3.1.6 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動
  - 3.2 標準応答スペクトルに基づく検討
    - 3.2.1 標準応答スペクトル
    - 3.2.2 評価方針
    - 3.2.3 模擬地震波の作成
    - 3.2.4 代表波の選定
    - 3.2.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動
  - 3.3 全国共通に考慮すべき地震動の評価のまとめ
4. 地域性を考慮する地震動の評価
  - 4.1 地域性を考慮する地震動の選定
  - 4.2 2000年鳥取県西部地震の地域性の検討
  - 4.3 2008年岩手・宮城内陸地震の予見性
    - 4.3.1 震源周辺の評価
    - 4.3.2 敷地周辺の評価
  - 4.4 地域性を考慮する地震動の評価のまとめ
5. 震源を特定せず策定する地震動



## 2008年岩手・宮城内陸地震の予見性の検討フロー



• 2008年岩手・宮城内陸地震は、変動地形学的調査及び構造地質学的調査により震源断層の位置及び規模の推定が可能とされている。(柳田ほか, 2020)

• 以下、ここに示す検討フローに従って、予見性の検討結果を示す。

### 一般的な活断層調査(前提となる調査)

- 全国を一律に評価する文献を基に、震源周辺の大局的な地質性状を調査し、震源周辺における伏在する活断層の蓋然性を検討する。
- 震源周辺を対象とした文献の地震発生以前の記述を基に、局所的な地質性状を調査し、伏在活断層の位置を示唆すると判断される具体的な地質性状の存否を検討する。

### Step 1: 地域特性の確認(詳細な調査)

- 活断層分布地域に一般的に期待される地質性状について、震源周辺における適合性により地震発生ポテンシャルを確認する。
- 地表に断層露頭が生じない、あるいは断層露頭が消失するなど断層露頭を見出しにくくさせる要因を確認する。

### Step 2: 「審査ガイド」※1に則る地盤変動の調査(詳細な調査)

- 累積的な変位が生じている範囲を調査し、伏在する活断層の位置及び規模の推定が可能であるか検討する。
- 累積的な変動が生じている範囲において、伏在する活断層によって形成されたと考える地表付近の地質構造を調査し、その地質構造の分布範囲によって伏在する活断層の位置及び規模の推定が可能であるか検討する。

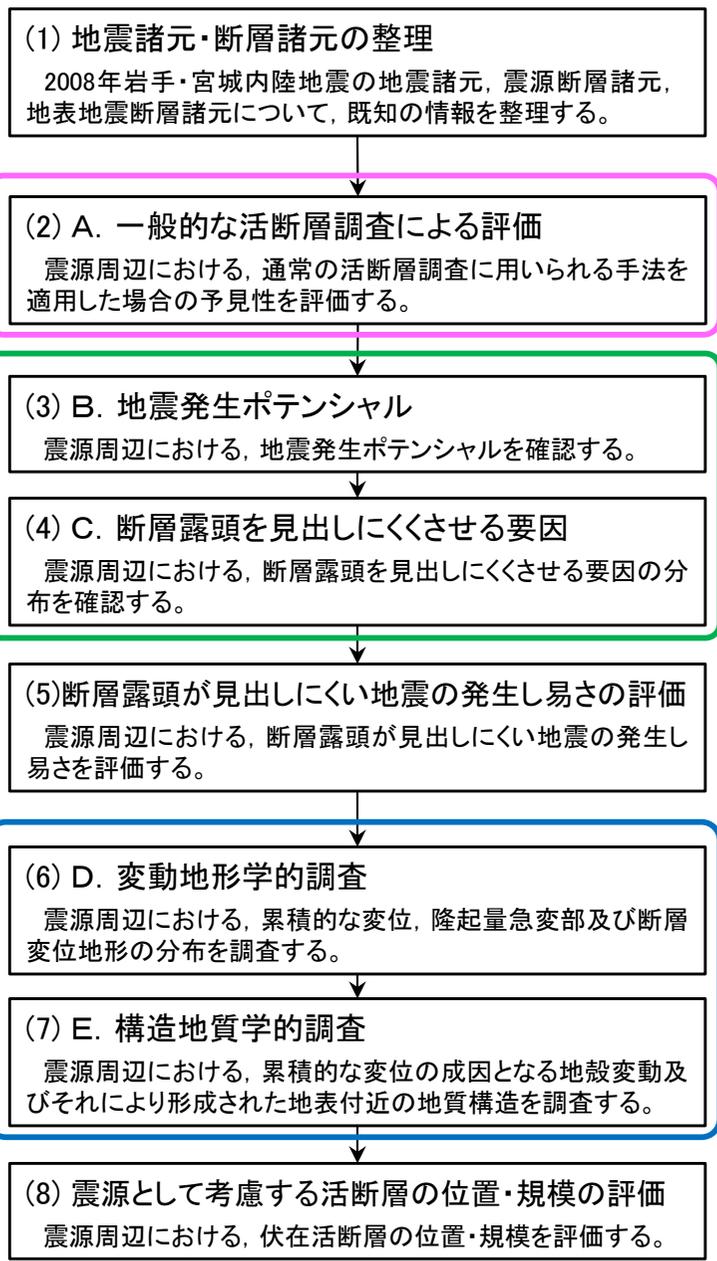
※1 「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」

2.2解説(5)「顕著な海岸隆起によって累積的な変位が認められる地域では、弾性波探査によって断層が確認されない場合でも、これをもって直ちに活断層の存在を否定せず、累積的な変位を説明する適切な地殻変動を検討する必要がある。」



4.3.1 震源周辺の評価(3/58)

検討フローに基づく資料構成



各Stepでの検討・評価項目

- A. 【一般的な活断層調査による評価】
  - ・文献調査, ・変動地形学的調査, ・地表地質調査, ・地球物理学的調査 等
- 【地域特性の確認】
  - B. 着目する要因: 地震発生ポテンシャルがあるか
    - ・測地学的あるいは地質学的なひずみ集中帯
    - ・主要(長大)活断層帯の延長部
    - ・脊梁山地周辺などの山地-平野・盆地境界
    - ・重力異常等により認められる基盤構造の特徴把握
    - ・定常的な地殻内地震活動, 歴史地震
    - ・ひずみ集中帯に対応した逆断層型の発震機構
  - C. 着目する要因: 断層露頭を見出しにくくさせる要因があるか
    - ・新第三紀以降のカルデラが密集
    - ・大規模な地すべり発生地域(層すべり型)
- D. 【変動地形学的調査】
  - ひずみ集中帯に沿うブロードな変形帯があるか。
    - 段丘面等に基づく隆起量分布を調査する。
      - ・地殻内の(伏在)断層によって生じる可能性のある地形として幅15km程度までの変形帯を考慮
      - ・過去10万年間の変形率として, 4m/km以上または隆起量10m以上が目安
    - 変形帯方向の断層変位地形があるか。断続して短いものも含めて, 段丘等を変位させる崖, 撓み等が活断層の可能性あり。
  - E. 【構造地質学的調査】
    - 中新世以降の地層に急傾斜帯\*を伴う撓曲があるか。
      - 撓曲の活動性の検討(後期更新世以降の活動性の有無)
        - ・撓曲の成因検討(断層運動の可能性が否定できるか)
        - ・撓曲に付随する活断層露頭の有無等, 活動性検討
        - ・断層破砕部の性状(応力場との対応等)

\* ひずみ集中帯に対応する現在の応力場で形成された, 傾斜角30°程度以上の地層が広く分布する地域

【震源として考慮する活断層の位置・規模の評価】

- 位置の評価
  - 短い活断層を伴う変形帯, 変動地形の可能性のある地形に対応して, 同方向, 同センスの急傾斜を伴う撓曲帯(活動性あり)が認められる場合, 起震断層としての活構造の存在を考慮する。
- 規模の評価
  - 段丘の隆起量からみた変形帯, 中新統以降の撓曲帯が認められる区間に基づき長さを考慮する。段丘縦断面, 火山体原面, 火砕流堆積面等に変位がないことを確認して両端を決める。

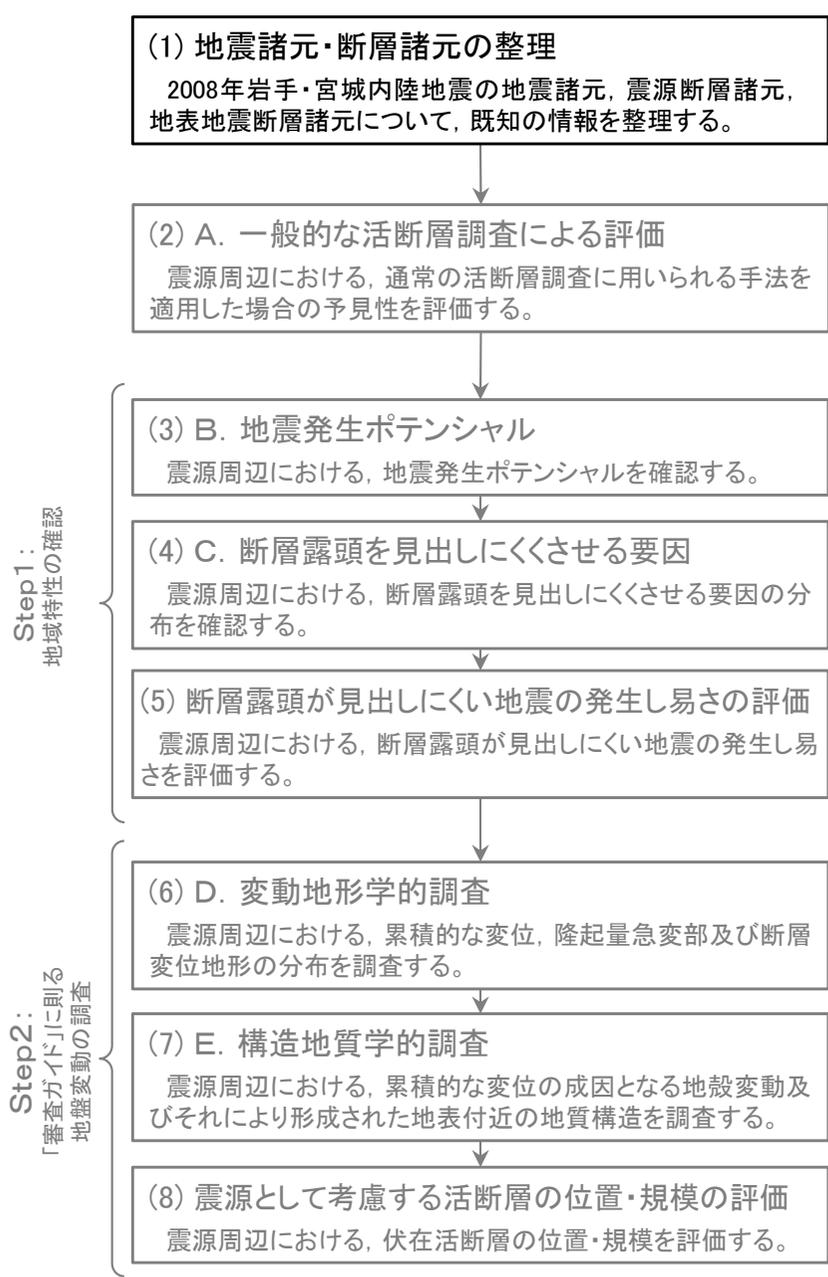
上記の調査・評価の観点に加え, 「断層による基盤岩の高度不連続が認められる場合」「低下側に第四系が厚く分布する場合」「地形の境界(山地と平地の境界, 大きな地形変化)」等にも注意する。

Step 1: 地域特性の確認

Step 2: 「審査ガイド」に則る地盤変動の調査



## 検討フローに基づく資料構成



- ・震源となる断層の概要
- ・地震規模
- ・余震域
- ・隆起域
- ・地表痕跡
- ・断層変位地形

Step1:  
地域特性の確認

Step2:  
「審査ガイド」に則る  
地盤変動の調査



震源となる断層の概要

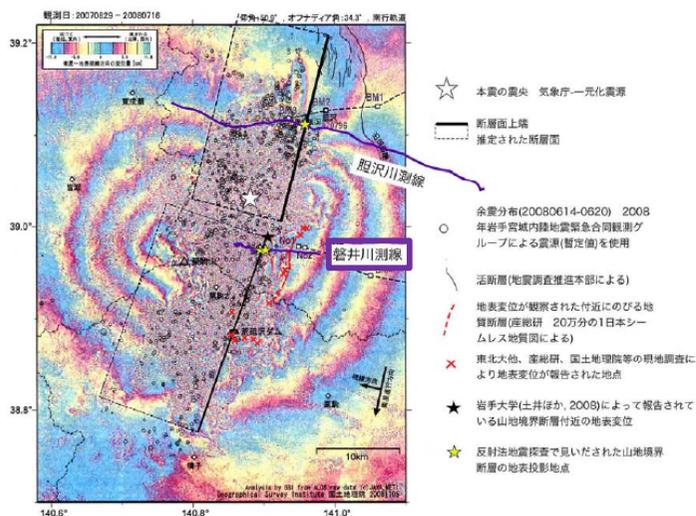


図1. 反射法地震探査断面測線位置図。国土地理院「平成20年(2008年)岩手・宮城内

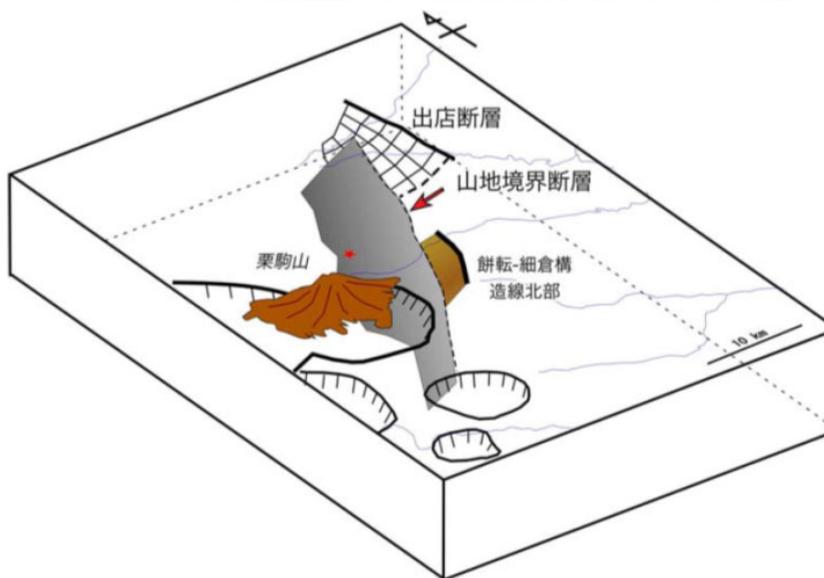


図5. 震源域の地殻構造概念図。

このように、一関市周辺で確認された3列の地震断層は、それぞれ既存の断層が活動した結果生じたものである可能性が指摘できる。このように地震断層が分散して現れたのは、西傾斜の断層が密に並走するという震源域の地質学的背景と関係していると考えられる。震源域が位置する奥羽脊梁山脈の東縁部から北上山地の間は、日本海の形成に伴う背弧リフトの東縁に相当し (Sato, 1994), 前期中新世に活動した西側低下の正断層群が並走して分布する (佐藤ほか, 2008)。この地域に分布する活断層の多くは、これらの西傾斜の正断層が鮮新世以降の東西圧縮応力場で逆断層として再活動したものであると考えられている (Kato et al., 2006)。震源域でも、数条の正断層起源の逆断層が並走して分布しており (東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部, 2008), それらが現在の東西圧縮応力場のもとで、2008年地震時に活動したと考えられる。

(堤ほか, 2010)

しかし、上述のように実際の地表断層分布は複雑で、複数の断層が関与したと考えざるをえない。

(遠田ほか, 2010)

2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)は、「餅転(もちころばし)-細倉構造帯」北部の活断層としては記載されていない断層の深部延長の破壊によって発生した。中新世の正断層の逆断層としての反転運動によって引き起こされたと推定される。

(佐藤ほか, 2008)

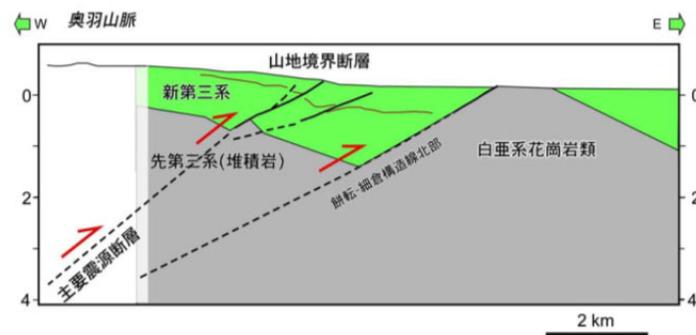
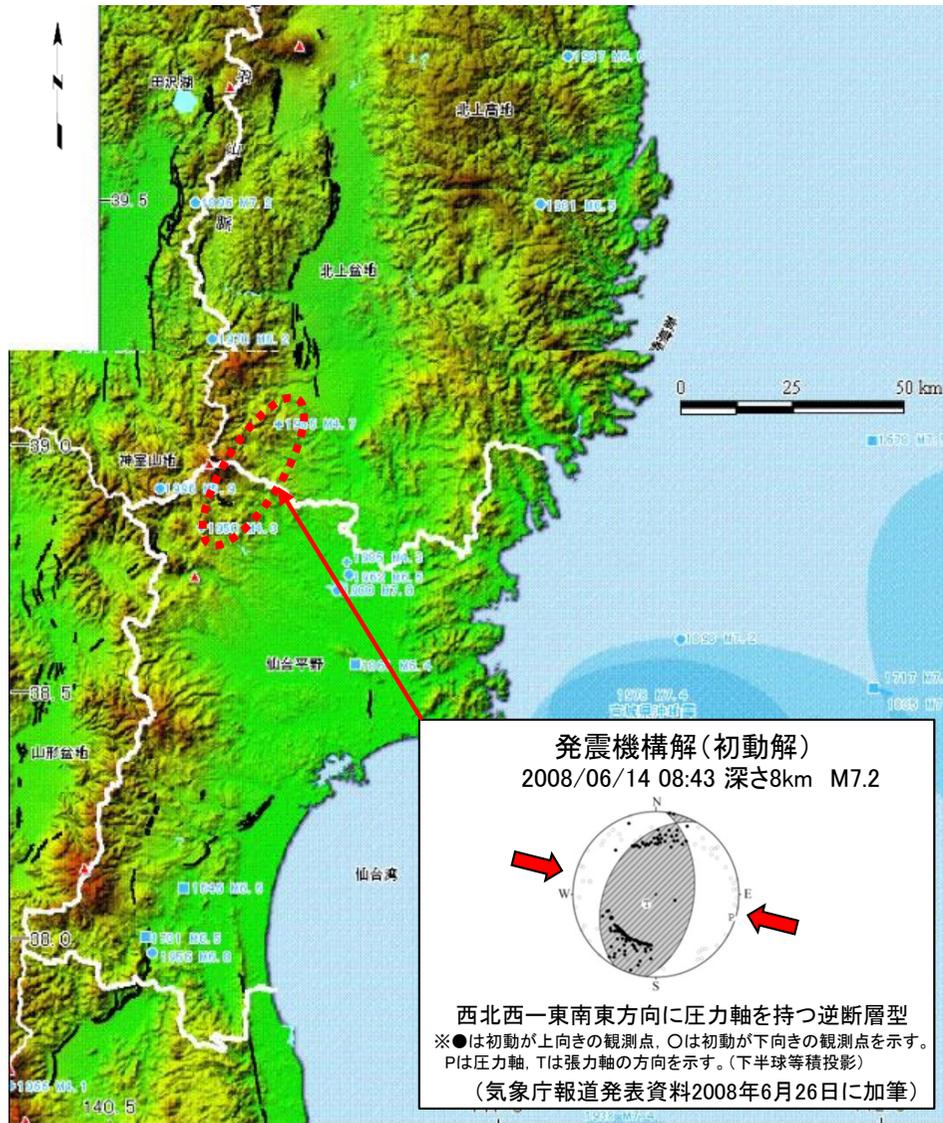


図3. 磐井川測線沿いの断層形状概念図。

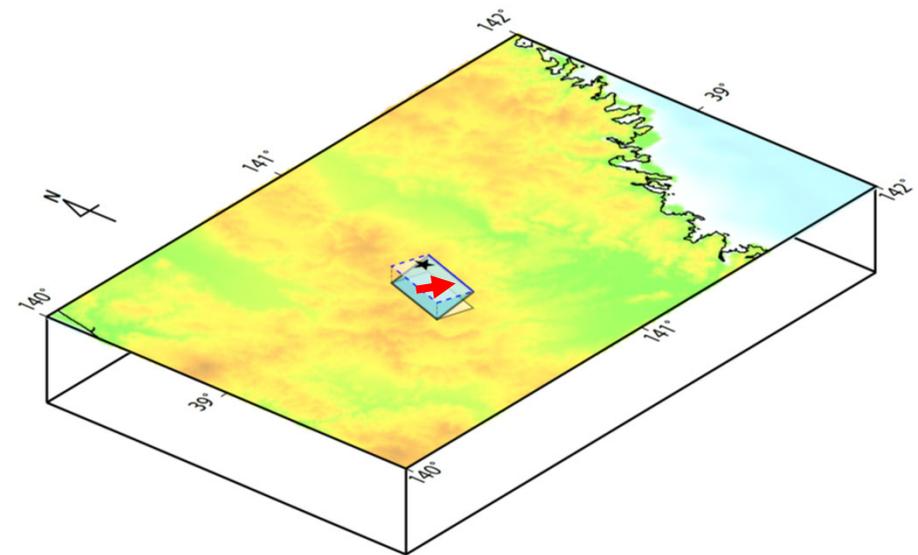
2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層 (東大・東北大・岩手大, 2008)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震は、奥羽脊梁山地のうち栗駒山火山を中心とする火山帯で発生した大規模地震であり、それまで活断層が認定されていなかった地域で発生した内陸地殻内地震とされている。(堤ほか, 2010: 遠田ほか, 2010: など)
- この地震は、「山地境界断層」を震源断層として、「餅転-細倉構造線(もちころばし-ほそくらこうぞうせん)」など活断層として認識されていなかった中新世のリフト期の複数の正断層が、東西圧縮応力場で逆断層として再活動したものとされている。(東大・東北大・岩手大, 2008: 堤ほか, 2010: 遠田ほか, 2010: 佐藤ほか, 2008: など)

## 地震規模



「日本の地震活動」(地震調査研究推進本部, 1999)に加筆

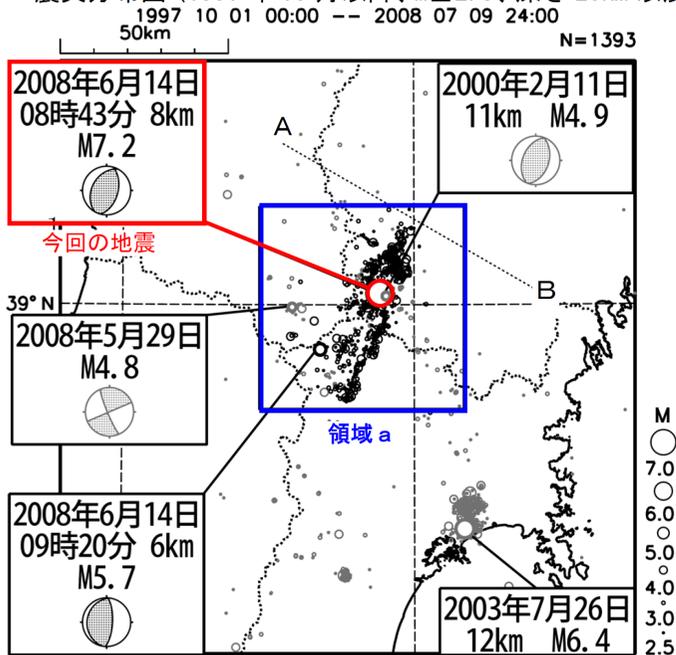


地殻変動から推定された断層モデル  
(国土地理院, 2008)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震は, 2008年6月14日に奥羽山地東縁で発生した地震で, 震源の深さ約8km, 地震の規模はMj7.2(Mw6.9~7.0), WNW-ESE方向に圧縮軸を持つ逆断層型とされている。(気象庁, 2009)
- なお, 松田式(松田, 1975)によるMj7.2に対応する断層長さは26km, 変位量は2.1mとされている。(柳田ほか, 2020)

### 余震域

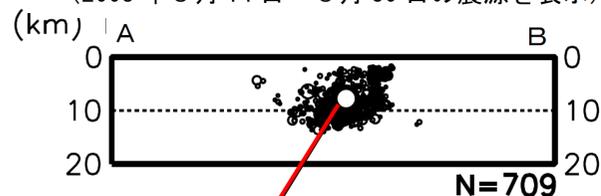
震央分布図(1997年10月以降、 $M \geq 2.5$ 、深さ20km以浅)



今回の最大余震

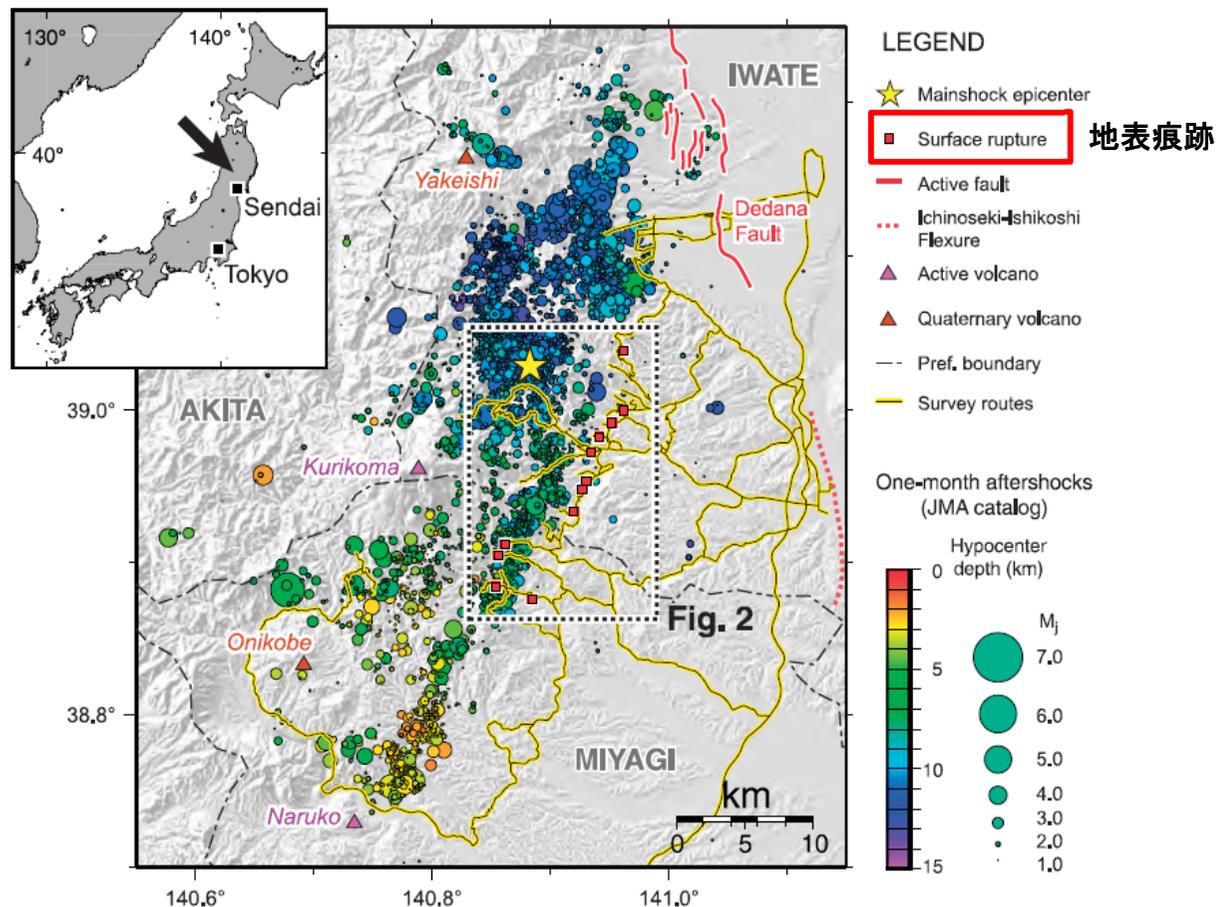
領域aの断面図(A-B投影)

(2008年6月14日~6月30日の震源を表示)



2008年6月14日  
M7.2

震央分布図と断面(気象庁(地震本部), 2008)に加筆

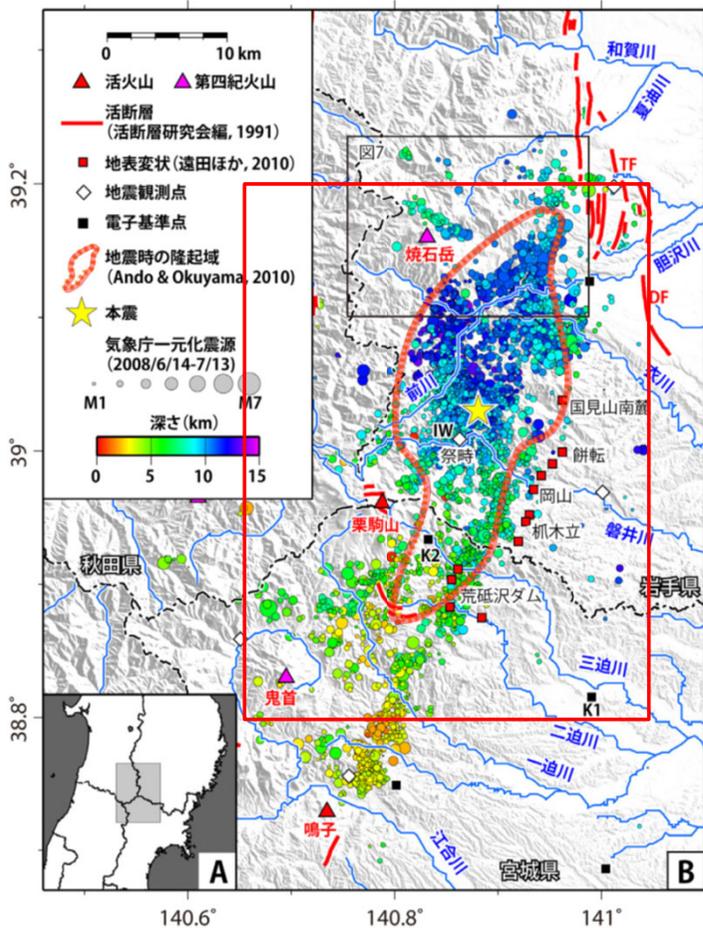


余震分布と断層痕跡分布(遠田ほか, 2010)に加筆

• 2008年岩手・宮城内陸地震の余震域は、本震を中央やや北寄りとしてNNE-SSW方向に延びている。その規模は、長さ約45km(気象庁, 2009)または約40km(柳田ほか, 2020), 幅約15km(気象庁, 2009)とされ、また、余震分布の断面図から、深さ約2km~約15kmの範囲に広がると判断される。

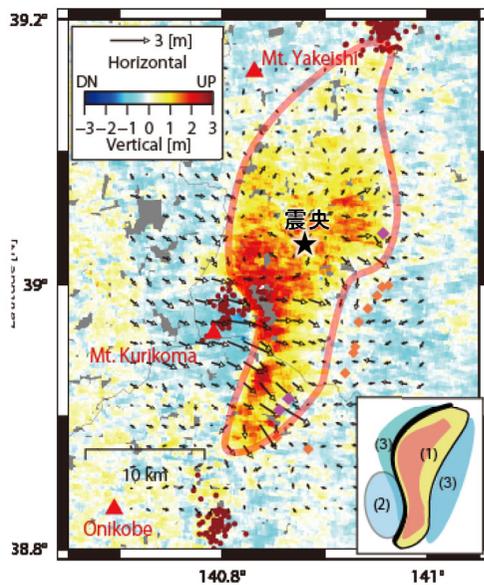


隆起域(1/2)

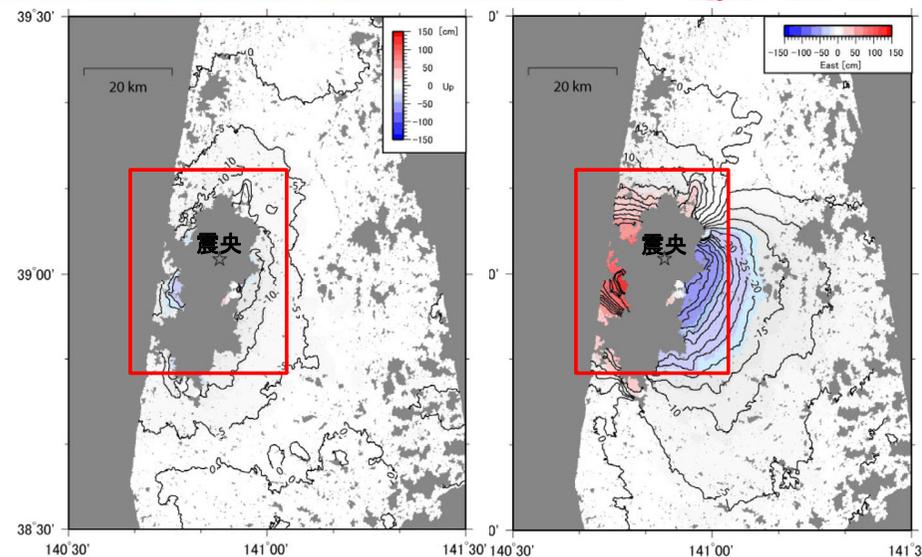


余震分布, 地表痕跡分布, 地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆

(赤枠は右図「3成分の地殻変動分布」の表示範囲)



◆ 地表痕跡確認箇所  
左図に示す地震時の隆起域  
3成分の地殻変動分布  
(Ando and Okuyama, 2010)に加筆

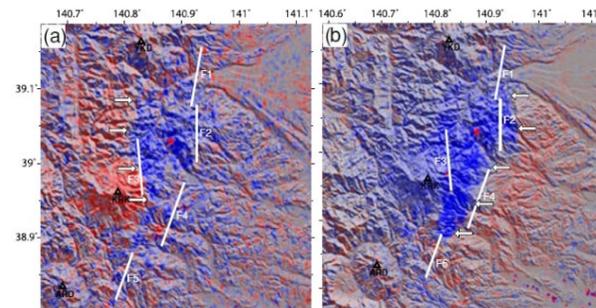


干渉SARによる  
準上下成分の変動分布図

干渉SARによる  
準東西成分の変動分布図

干渉SARによる解析結果(雨貝ほか, 2008)に加筆

震央を含む灰色部は, SAR干渉で (赤枠は左図「3成分の地殻変動分布」の表示範囲) は捉えられない「地殻変動集中帯」



Range component of the ground displacement derived by pixel matching technique for (a) ascending and (b) descending orbit, respectively. Blue region indicates range shortening, and red indicates opposite. White arrows indicate the locations of large displacement gradient. Thick white lines indicate upper edges of the faults F1 to F5. Thin white frames in (c) and (d) indicate the surface projections of each fault.

pixel matching による解析結果 (Tanaka et al., 2009)に加筆

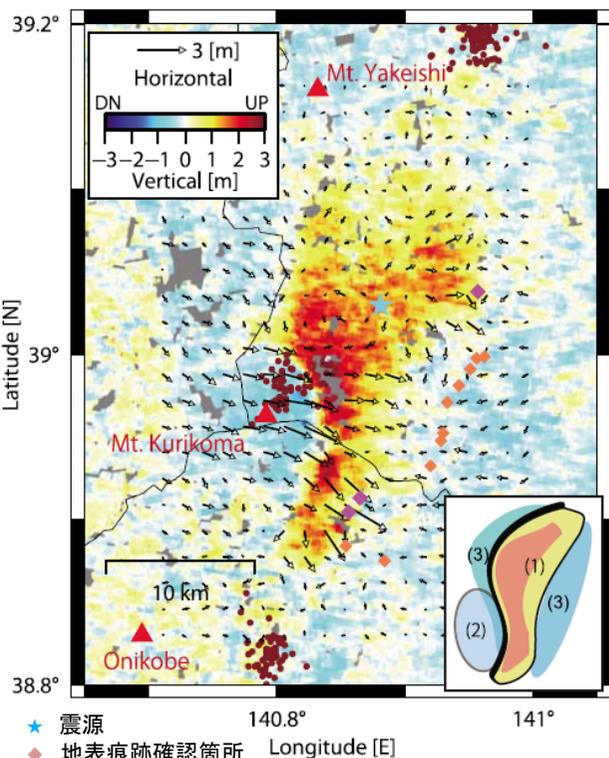
(図化範囲は上図「3成分の地殻変動分布」の表示範囲)とほぼ同じ)

- ALOS/PALSARのピクセルオフセット解析による3成分の地殻変動分布(Ando and Okuyama, 2010)によれば, 南北に長さ35km, 岩手県側では幅10km, 宮城県側では幅5kmの隆起域があり, 2mを超える隆起量のピークは断層面下部付近の西縁に認められるとされている。(柳田ほか, 2010)
- SAR干渉解析による準上下, 準東西の変動分布(雨貝ほか, 2008)によれば, 長さ約30km, 幅約10kmに及ぶ地殻変動集中帯が存在し, それを挟んで西北西-東南東方向に, 少なくとも約1m近寄る方向に変動したとされている。(雨貝ほか, 2008)
- SARデータのpixel matching (Takada et al., 2009)によれば, 余震域一帯で最大3mの隆起と余震域を取り囲む隆起量急変部が得られているとされている。(遠田ほか, 2010)



隆起域(2/2):

隆起を再現する震源断層



地殻変動の3成分分布  
(Ando and Okuyama, 2010)に加筆

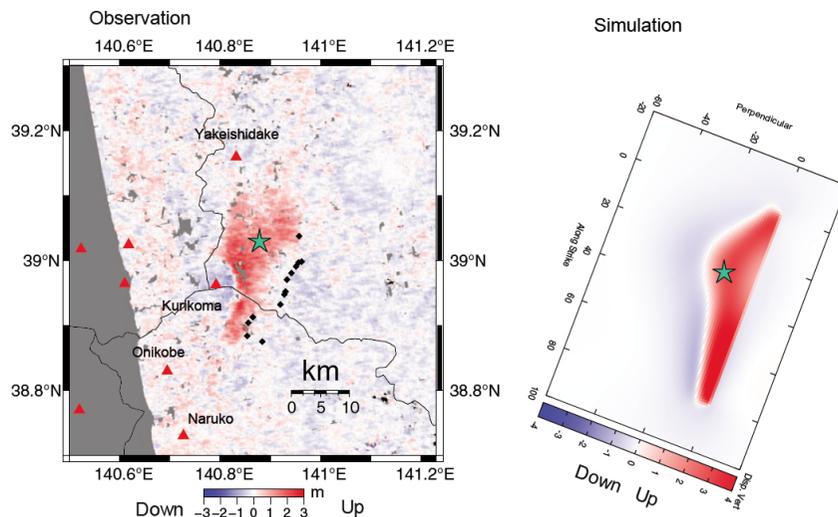


図3. 地震時の地殻変動上下成分. (左) SARによる観測結果(解析は奥山哲による.). 星印は破壊開始点, 黒菱形は見つかった地表地震断層. (右) 計算機シミュレーション結果.

観測変位とシミュレーションによる変位  
(安藤, 2009)に加筆

図3(左)に観測された地震時の地殻変動を示す(解析は産総研の奥山哲氏による). 本震は, 地表断層調査等から, 大局的には西北西傾斜の逆断層だと推定され, 赤色で示された隆起している領域が概ね震源域に相当する. ここで特徴的なのは, 次の3点である. (1) 赤い領域が全体的に琵琶湖のような破壊開始点の南がくびれた形をしている. (2) 破壊開始点の南側に大きな, 北西側にやや大きな, 隆起域がある. (3) 栗駒山周辺で顕著であるが, 震源域西側の縁に沿ってピークとも言える大きな隆起があり, そのすぐ西側で今度は大きな沈降がある. 仮に断層面上に一律な滑り分布を考えれば, このような隆起のピークは地表に近い震源域東側に生じるので, それに反するこの観測事実は, 震源断層の下端付近に沿って, 大きな滑りが生じていたことを示唆している.

(安藤, 2009)から抜粋

このシミュレートした断層滑りが地表面をつくる上下変位を示したものが, 図3(右)である. 図3(左)の観測値と比較すると, 全体的な変位のパターンをよく再現していると言える. 昨年の緊急調査において, 震源南側の荒砥沢ダム北方や, 北側の国見山のサイトではの木立北方など断層中央部より大きなズレが観察されたことも, この結果から見れば不思議なことではないだろう. ごく少数の仮定を用いた単純なモデルでここまで再現できるのは驚くべきことである. もちろんより短波長の不均質の再現性はない.

(安藤, 2009)から抜粋

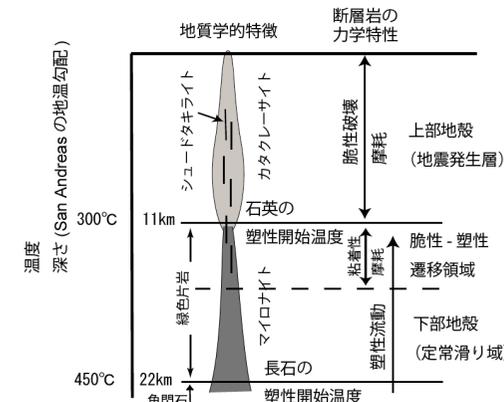


図1. 地殻の物性と断層力学特性の深さ依存性 (Scholz, 2002のモデル). 断層を輪切りにした模式図. 地温勾配によって, 上部地殻では地震時に脆性破壊が生じ, 下部地殻では地震間に塑性流動・定常滑りが生じる.

下部地殻の定常すべり域(剪断帯)  
(安藤, 2009)に加筆

計算機シミュレーションが明らかにする活断層深部延長の剪断帯

滑りの不均質は, 何らかの物理的背景があり生じているだろう. 今回推定される断層の下端に沿うような大きな地震時滑りは, どうしたら力学的に実現可能だろうか? ここで重要なのが, 応力蓄積過程における下部地殻の剪断帯の役割であると, 筆者らは考えている.

我々は, 図1で示したような, 地震間に固着している上部と定常滑りしている下部からなる断層モデルを考えている.

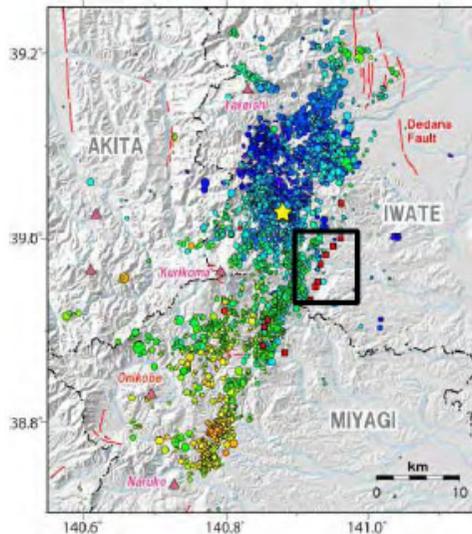
地震時滑り分布は, 地震前に蓄積された応力が大きいところで, やはり大きくなる傾向がある.

ここで, もし, このような断層下部の定常滑りがなければ, 地震発生層下端周辺への応力集中は生じないことに, 注意すべきである.

(安藤, 2009)から抜粋

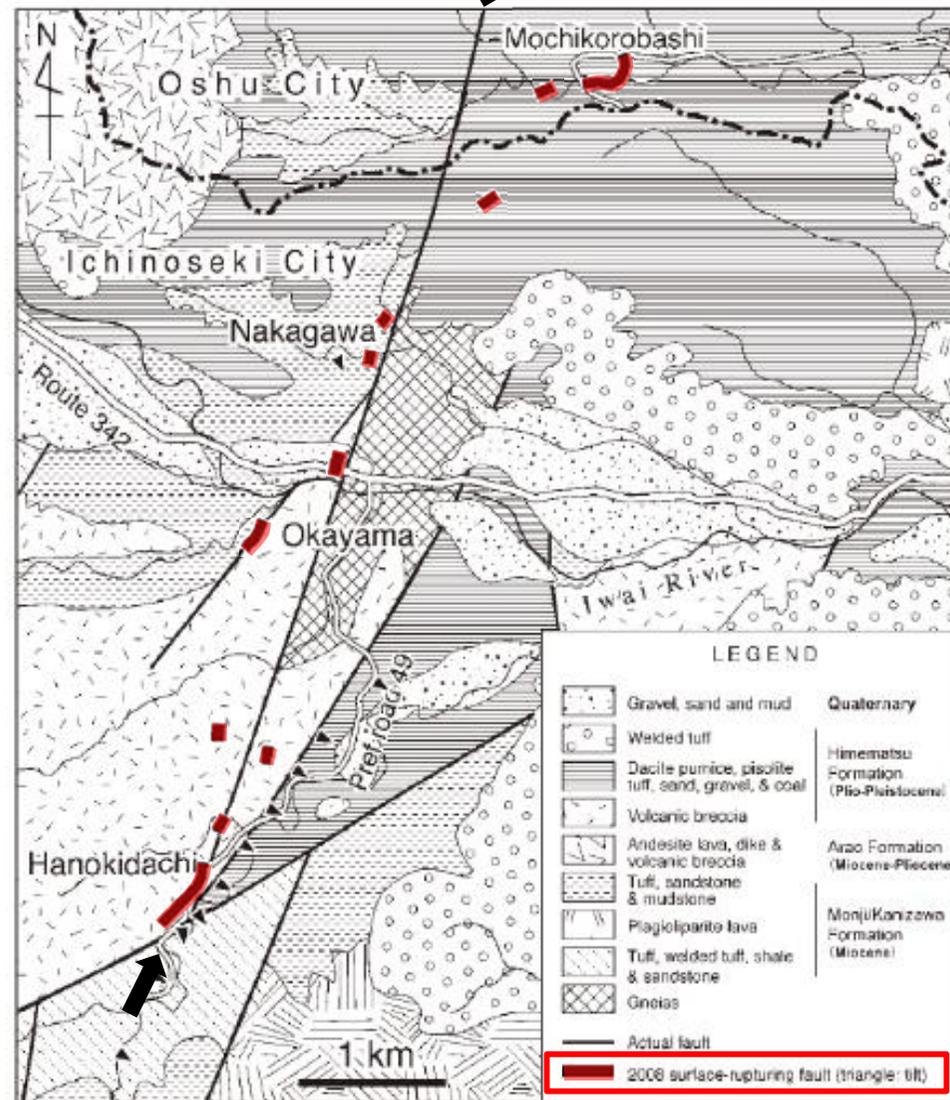
- 余震域西縁に隆起のピークがあることから, 西傾斜する震源断層の下端部でのすべりが大きかったと推察され, その原因として, 下部地殻の断層延長部に定常すべり域があり, 震源断層下端部に応力集中が発生していたとの解釈が可能とされている。(安藤, 2009)
- 震源断層下端部のすべりが大きいために余震域全域が隆起し, 一方, 震源断層上端部のすべりが小さいために地表トレス付近には断層露頭や断層変位地形が発達し難かったものと判断される。

地表痕跡(1/2)



余震分布と地表痕跡分布  
(遠田ほか, 2010)に加筆

(黒枠は、右図「文献地質断層と地表痕跡分布」  
の表示範囲)



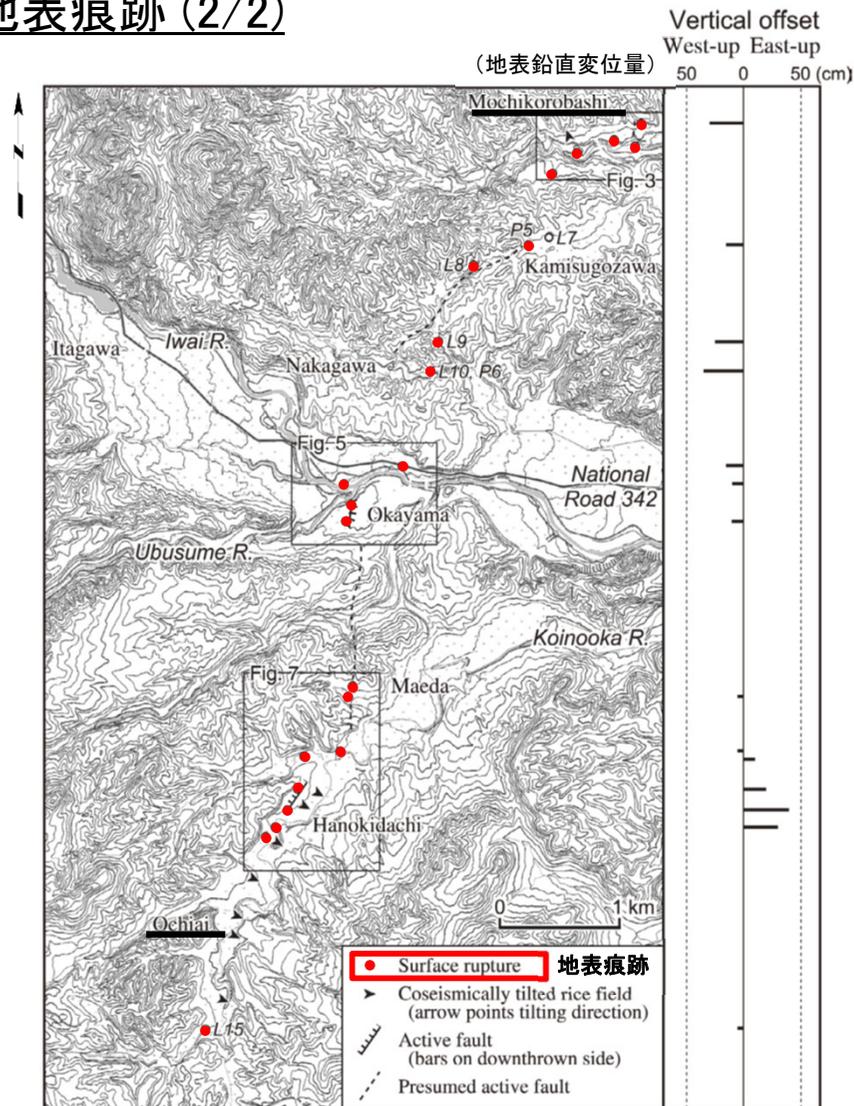
餅転-細倉構造線を構成する断層

地表痕跡

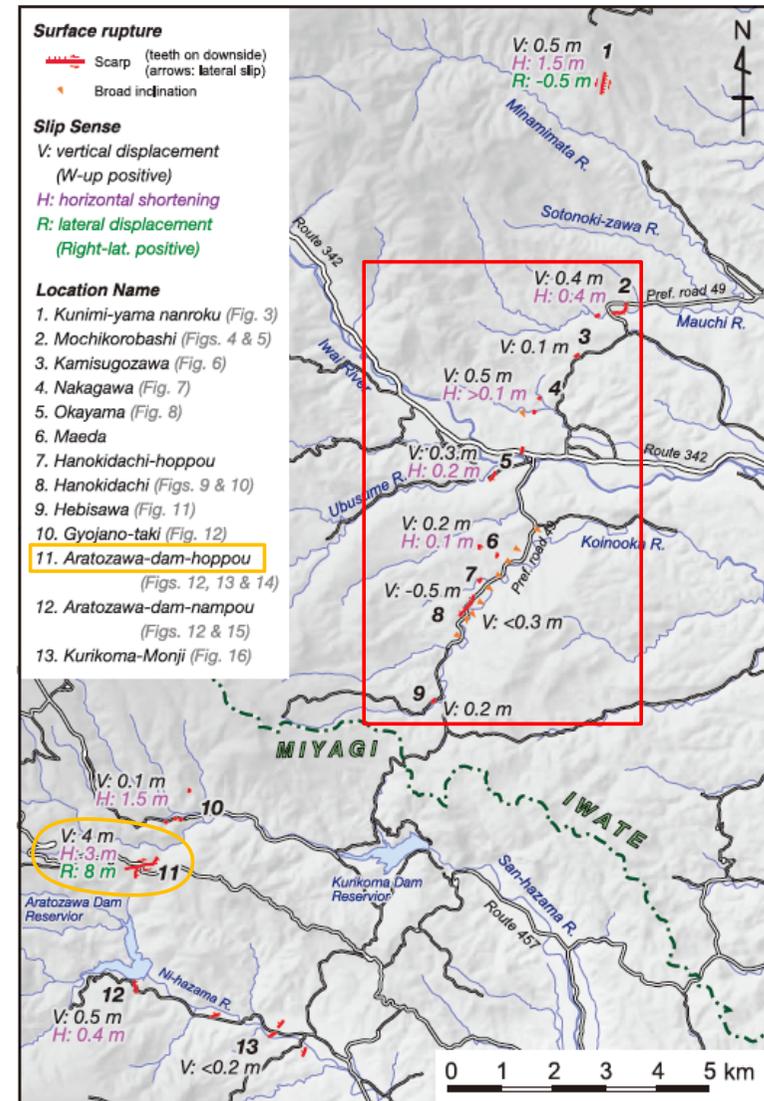
文献地質断層と地表痕跡分布(遠田ほか, 2010)に加筆

- 地表痕跡は約20kmの区間で確認され、トレースの不連続が顕著で、断層群のトレンドと個々の痕跡のトレンドが一致しない場合もあるとされている。(遠田ほか, 2010)
- 地表痕跡の一部は、これまで活動性が指摘されてこなかった餅転-細倉構造線(に沿うように分布するとされている。(堤ほか, 2010; 遠田ほか, 2010)

地表痕跡 (2/2)



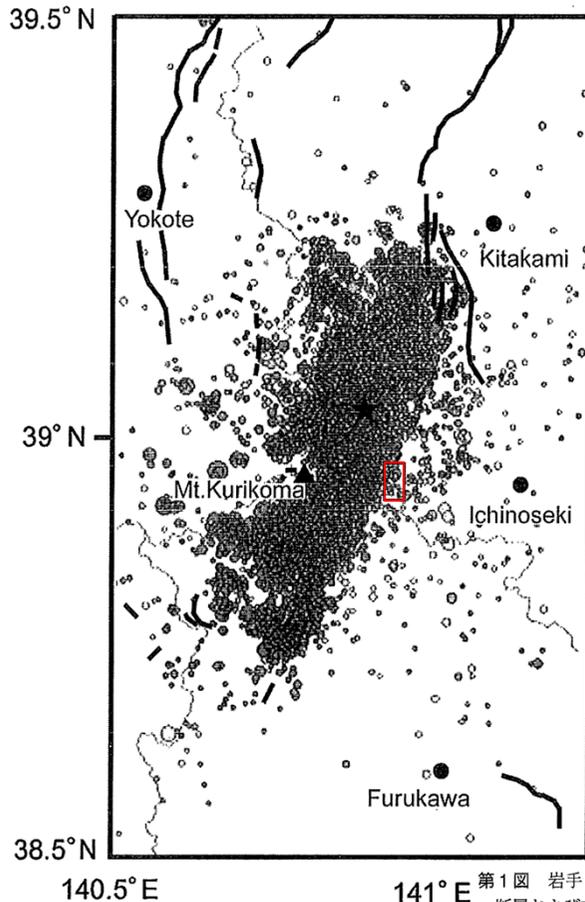
地震断層の位置と鉛直変位量(堤ほか, 2010)に加筆



地震断層の位置と鉛直・水平変位量(遠田ほか, 2010)に加筆  
(赤枠は左図の表示範囲)

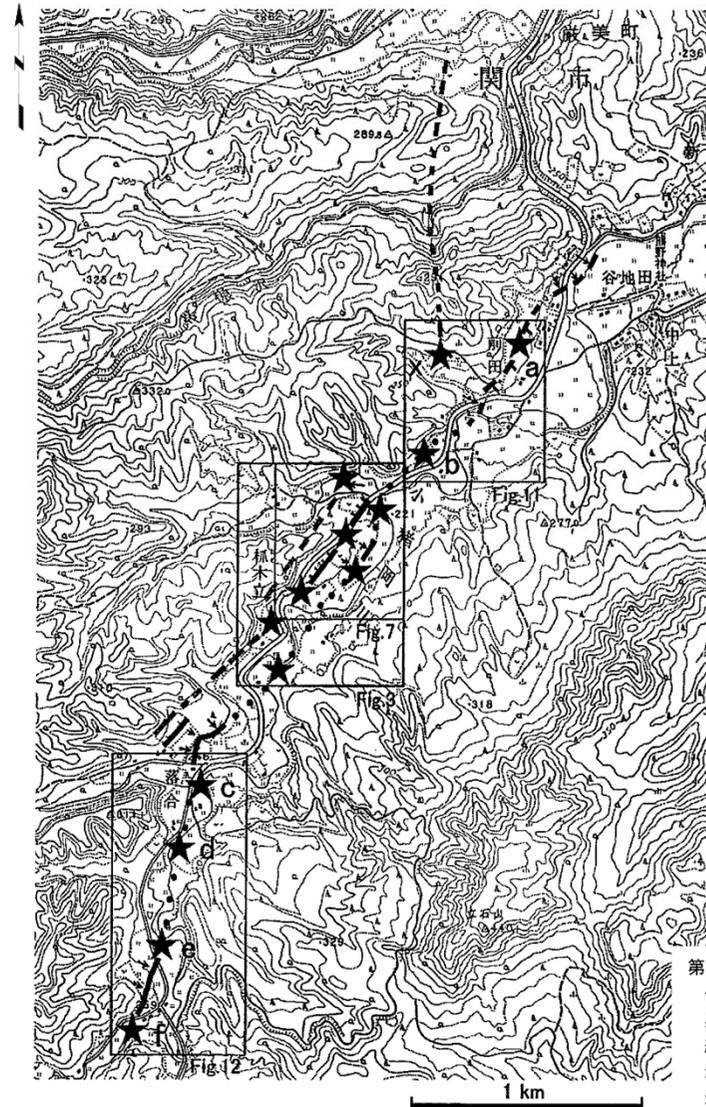
- 地表痕跡での鉛直変位量は、震源付近において50cm以下とされている。(堤ほか, 2010; 遠田ほか, 2010)
- 最大鉛直変位としては、南部の荒砥沢ダム北方の4mが認められている(遠田ほか, 2010)が、隣接する地表痕跡での鉛直変位量(0.1m, 0.5m)と大きく異なり、また、山体移動や山体変形による解釈(向山ほか, 2009)もあることから、検討においては参考値扱いとする。

### 断層変位地形



第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域  
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日～8月19日。★：本震、太線：既知の活断層、細線：県境、本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。

本震・余震の震央と既知の活断層及び調査地域  
(鈴木ほか, 2008)に加筆



第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図  
黒およびグレーの線は推定活断層。黒は確実度が高い、実線：位置明瞭、破線：位置不明瞭、点線：地震前には変位地形が残存していなかった伏在部。★：主な地表変位確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

推定活断層と地表変位位置  
(鈴木ほか, 2008)

- 3~4kmの範囲で断層地形の可能性のある地形が断続的に確認され、これに沿い地震時の地表変位が確認されたとされている。しかし、断層地形の可能性のある地形は連続性が悪く、事前の空中写真判読では断層地形の判定は困難とされている。(鈴木ほか, 2008)
- 地表痕跡が確認された約20kmの区間で実施した空中写真判読では、短い変位地形が一部認められるが不明瞭な短いリニアメントが散在するのみで、活断層の認定は困難とされている。(柳田, 2020) (遠田, 2010も同主旨の記載あり。)



**地震諸元・断層諸元のまとめ**

<b>地震諸元</b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>・ Mj7.2, Mw6.9~7.0(気象庁, 2009) ・深さ8km(気象庁, 2009) ・NNE-SSW走向, 西傾斜逆断層型(気象庁, 2009)</li> <li>・ 余震域 : 震央をやや北寄りとして,                  長さ           40km(柳田ほか, 2020;遠田ほか, 2010)・45km(気象庁, 2009)                  幅             15km(気象庁, 2009)</li> <li>・ 隆起域 : 余震域の北部において,                  長さ           35km PALSARのpixel offset analysisによる(柳田ほか, 2020; Ando and Okuyama, 2010)                                30km SAR干渉解析の地殻変動集中帯(雨貝ほか, 2008)                  幅             15km PALSARのpixel offset analysisによる(柳田ほか, 2020; Ando and Okuyama, 2010)                                10km SAR干渉解析の地殻変動集中帯(雨貝ほか, 2008)                  最大隆起量 3m 震源断層下端部付近, ALOS/PALSARのpixel matchingによる(遠田ほか, 2010; Takada et al., 2009)</li> </ul>	
<b>断層諸元</b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 地表痕跡: 余震域(隆起域)の東縁において,                  長さ           20km 但しオフセット・屈曲など断続的(遠田ほか, 2010)                  鉛直変位量 0.5m 但し荒砥沢ダム上流の露頭を除く(遠田ほか, 2010; 堤ほか, 2010)</li> <li>・ 断層変位地形: 地表痕跡の一部に,                  長さ           3~4km 連続性良くない(鈴木ほか, 2008)。                                地震前の活断層の認定は困難(鈴木ほか, 2008; 柳田ほか, 2020; 遠田ほか, 2010)</li> </ul>	

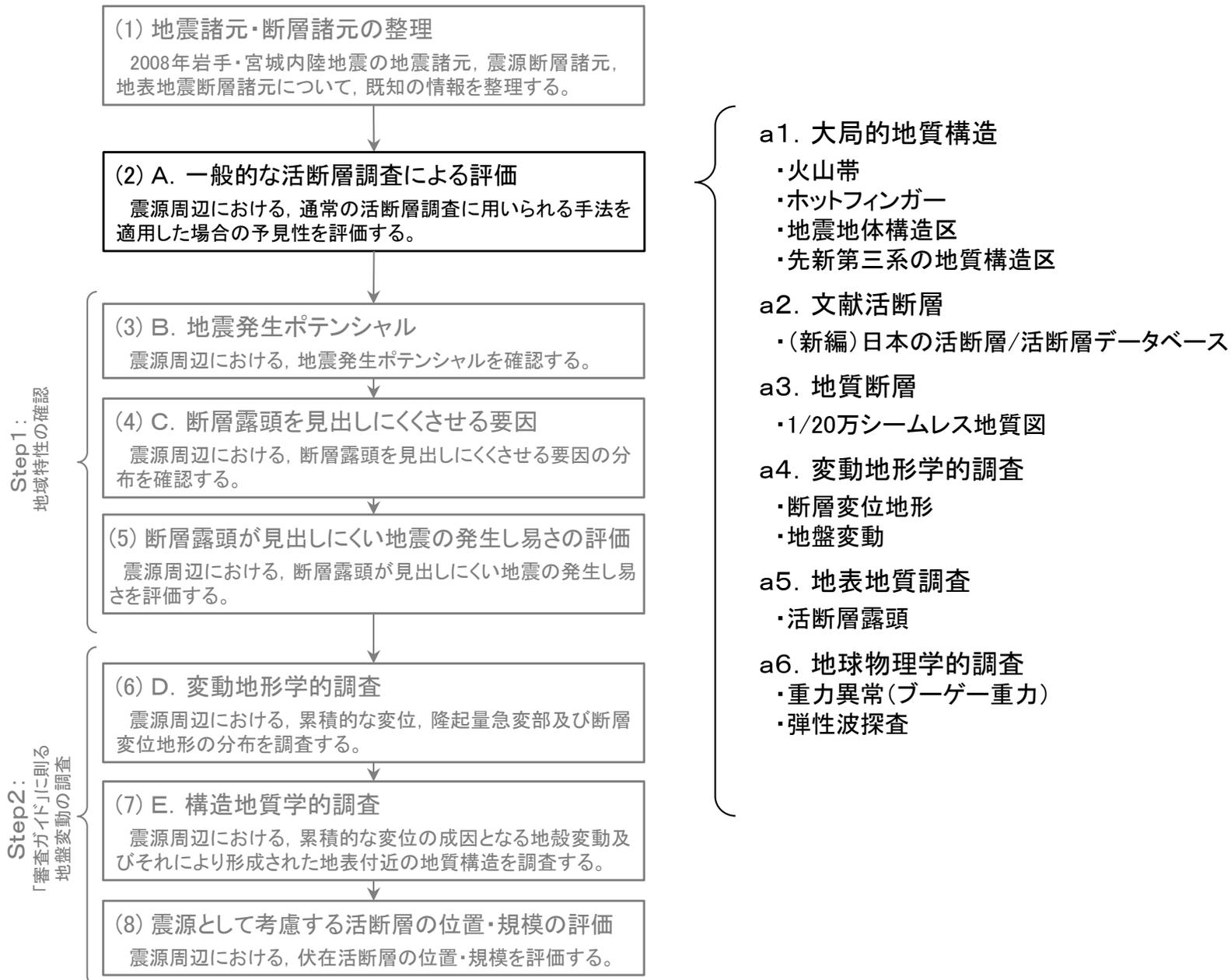
⇒ この規模の地震では、震源断層は地震発生層を飽和しており、同じ長さの地表地震断層が出現するとされている。(武村, 1998 など) 期待される地表地震断層規模は、松田(1975)の換算式では、長さ26km, 1回の(地表での)変位量2.1mとされている。(柳田, 2020)

<b>地震規模と断層規模との比較</b> : (地震規模を松田式(1975)によって断層規模に置き換えて比較する。)	
<<断層長さの規模観の比較>> 余震域 > 隆起域 > <u>松田式(地表地震断層)</u> > 地表痕跡の出現域 > 断層変位地形 40~45km 35~30km <u>26km</u> 20km 3~4km	<<変位量の規模観の比較>> 最大隆起量 ≥ <u>松田式(傾斜方向)</u> > 地表痕跡の鉛直変位量 3m <u>2.1m</u> 50cm

- ・ 2008年岩手・宮城内陸地震の地震規模(Mj7.2)では、松田(1975)の換算式により、長さ26km, 1回の変位量2.1mの地震断層が期待される。
- ・ 地震後に観測された事象は、地表痕跡や断層変位地形といった地表トレースについては、期待される規模に及んでいないものの、隆起域の規模及び隆起量といった地盤変動については、期待される規模を超えている。

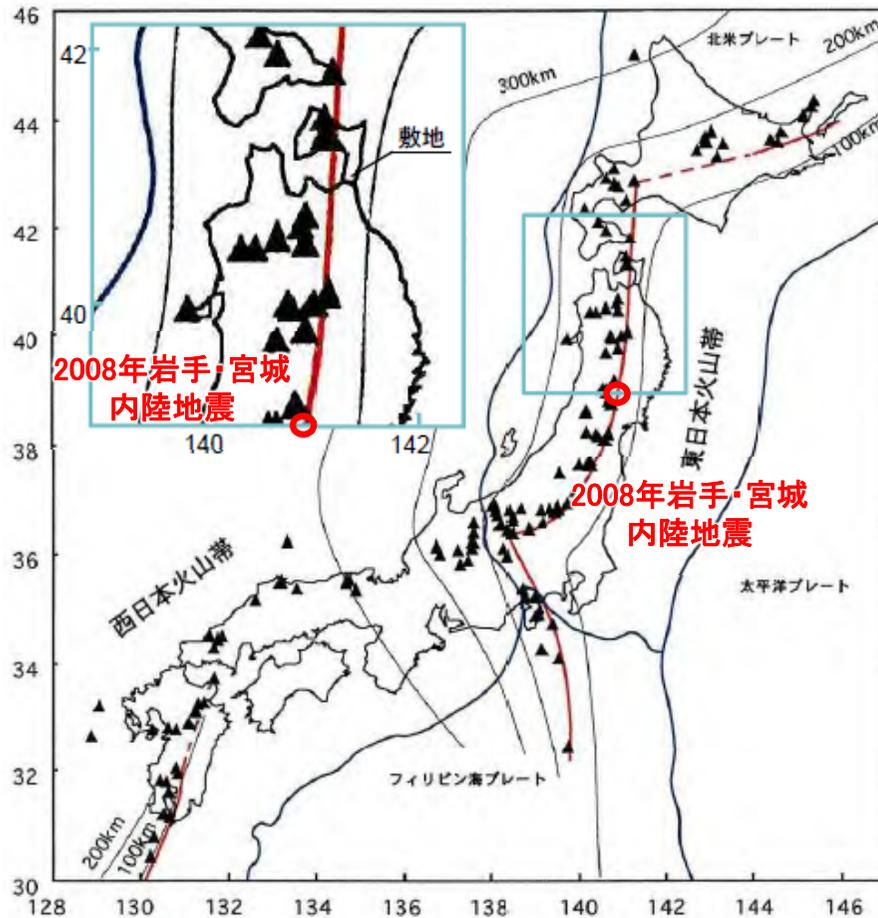


## 検討フローに基づく資料構成



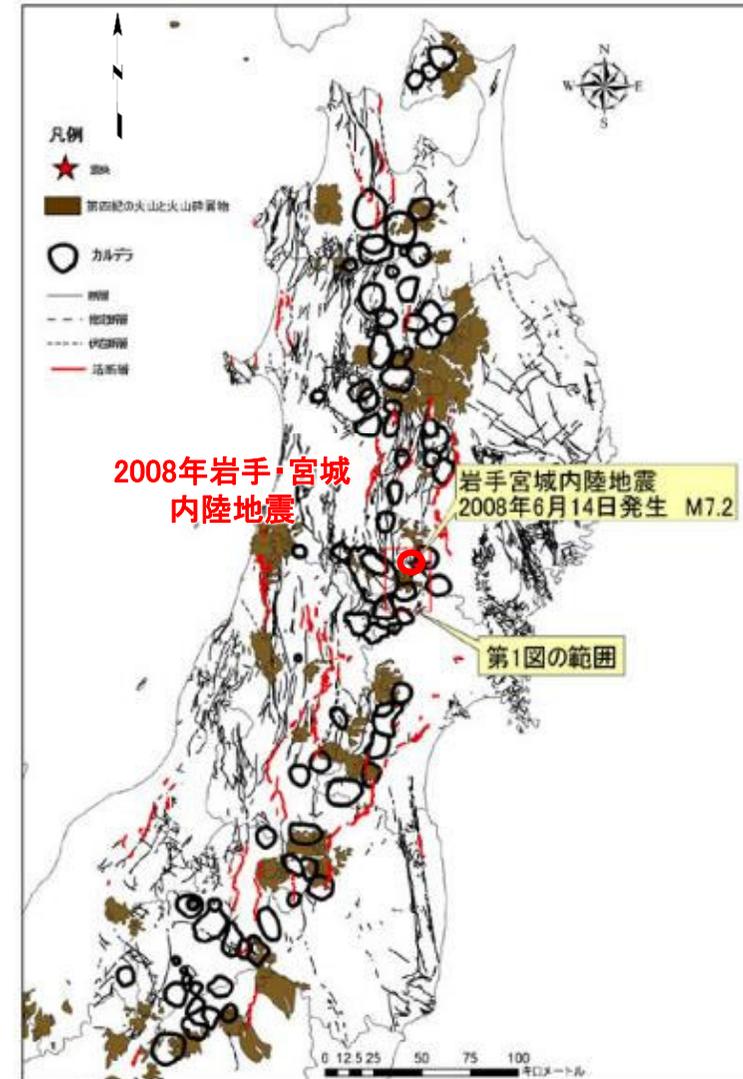


a1. 大局的地質構造(1/4):火山帯



(▲: 第四紀火山; - 火山フロント; - プレート境界; - 深発地震面の等深線)

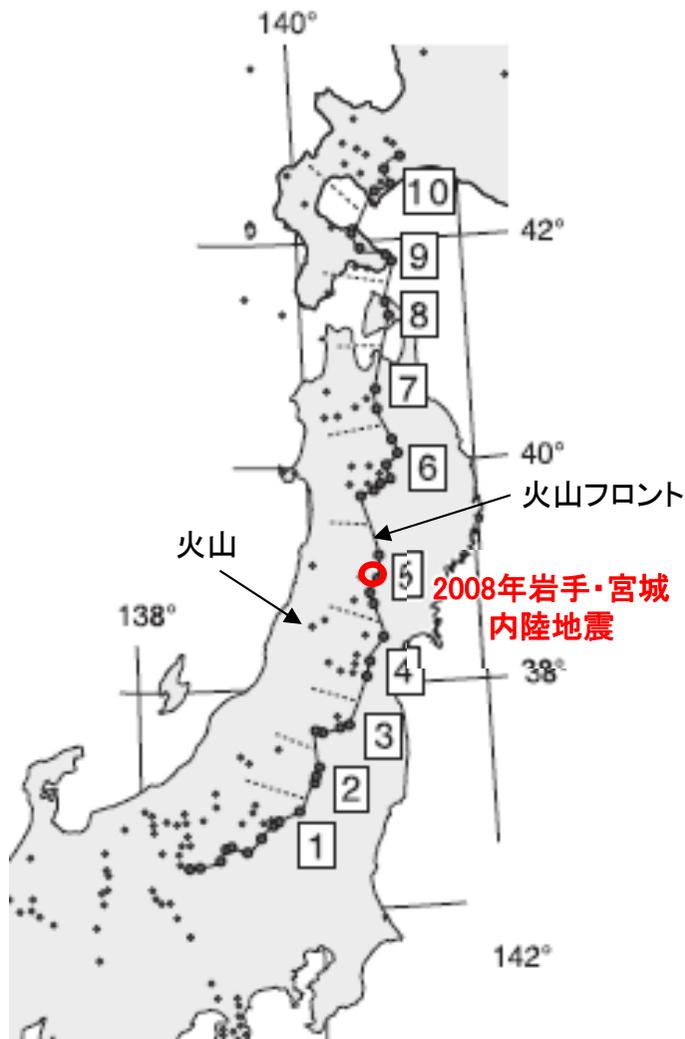
日本列島周辺の第四紀火山フロント  
(核燃料サイクル開発機構, 1999)に加筆



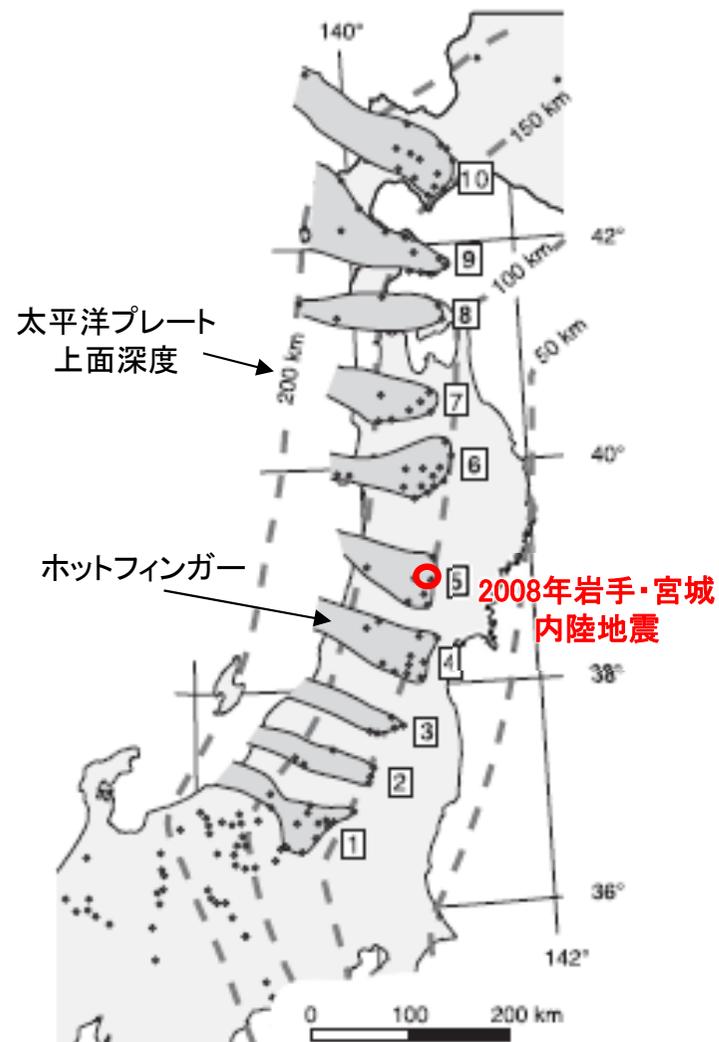
東北地方のカルデラと地質断層  
(布原ほか, 2008)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、「東日本火山帯」の火山フロント付近に位置し、周囲をカルデラに囲まれている。
- 火山フロント付近は、東西圧縮応力によって短縮変形が卓越する地域とされている。(長谷川ほか, 2004)

a1. 大局的地質構造(2/4):ホットフィンガー



東北日本の火山フロント  
(Tamura et al.(2002)に加筆)

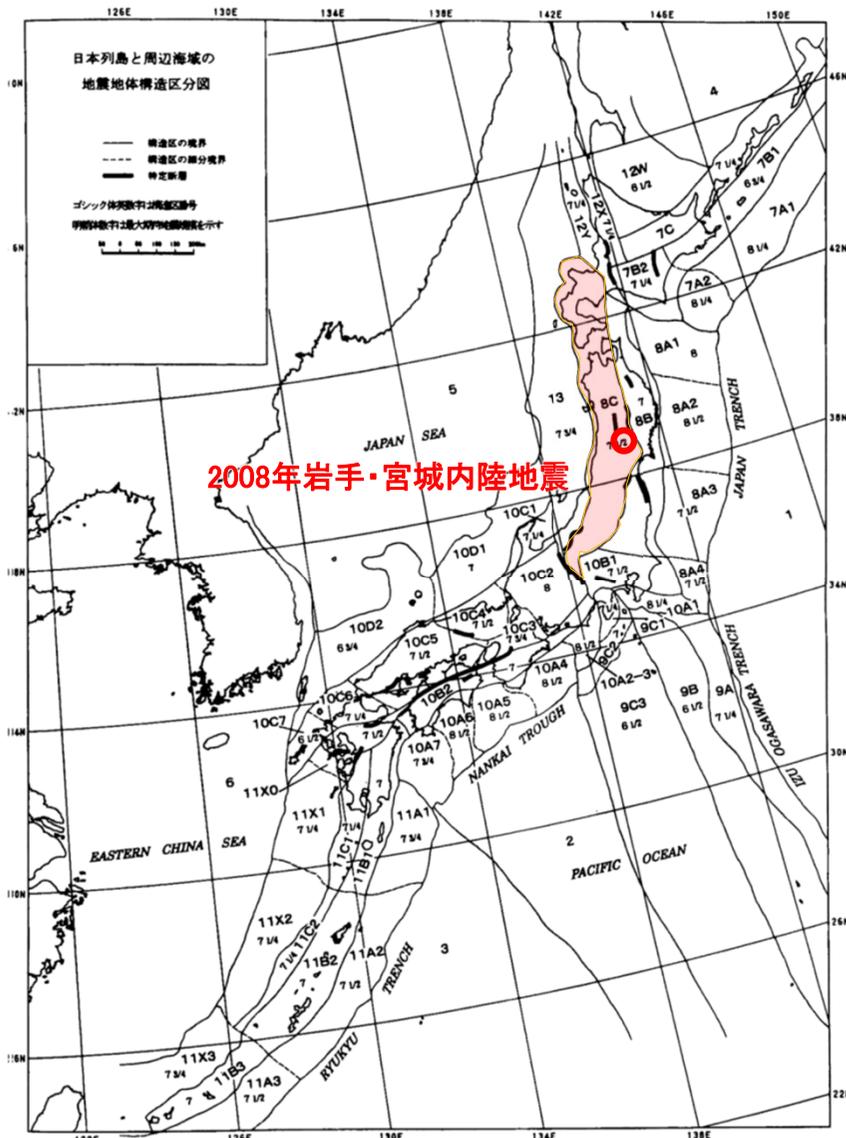


東北日本のマントルウェッジのホットフィンガー  
(Tamura et al.(2002)に加筆)

- 「東日本火山帯」の火山フロントを形成するマグマの上昇経路は、ホットフィンガーと呼ばれている。(Tamura et al., 2002)
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、南から5本目のホットフィンガーに位置しており、火山が卓越する地域である。
- 奥羽脊梁山地において火山が卓越する地域は、非弾性変形が卓越する地域とされている。(長谷川ほか, 2004)



a1. 大局的地質構造(3/4):地震地体構造区



2008年岩手・宮城内陸地震

地震地体構造区分図

(垣見ほか, 2003)に加筆

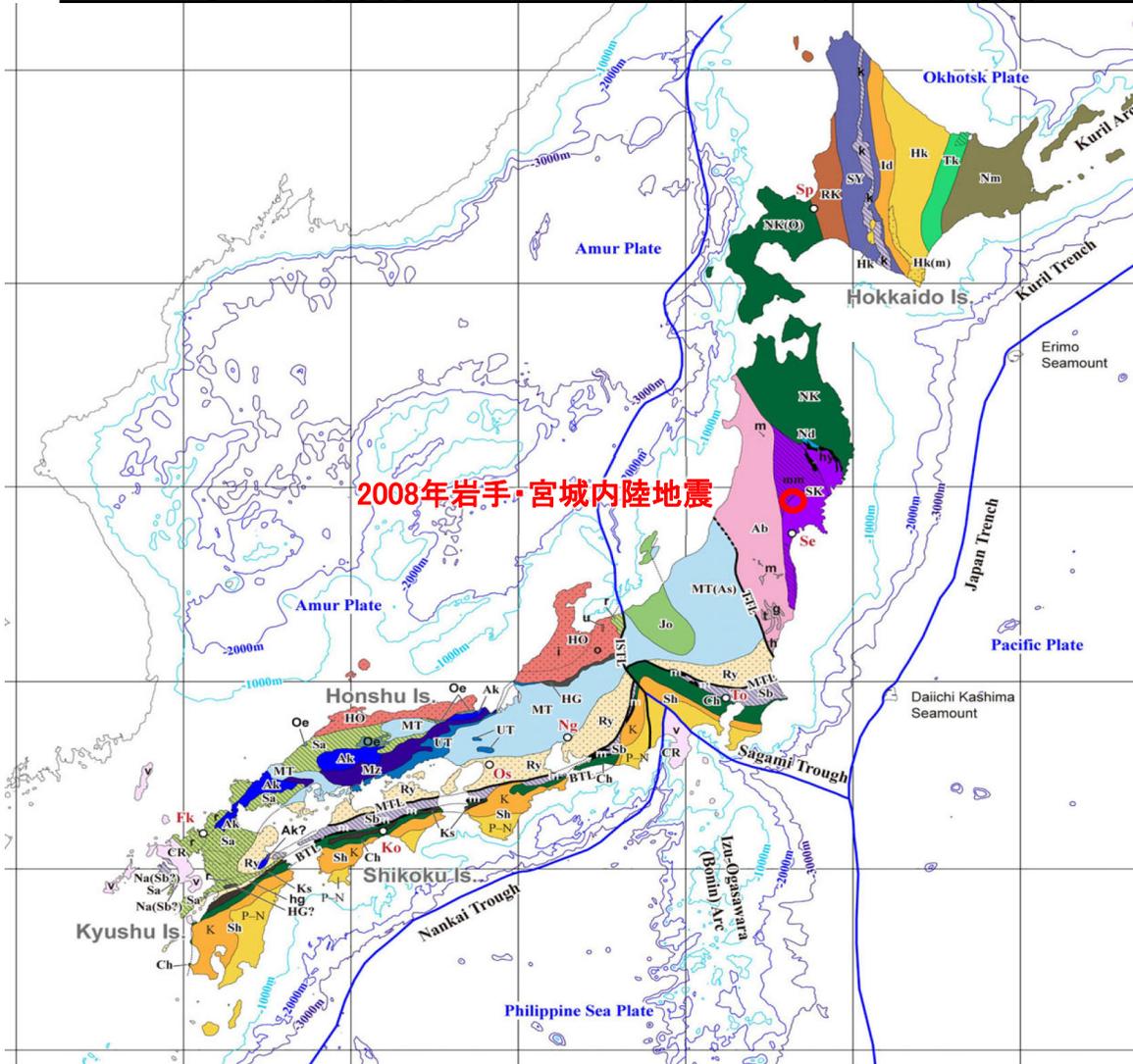
地震地体構造区の特徴

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・新層型ほか 特徴と主な起震断層名 L (km) M <sub>L</sub>	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名 M <sub>n</sub>	(5) M <sub>max</sub>	(6) 特定断層: 備考
8A3 常盤沖大断層	深海平坦面と海溝側断層面	大、長、A、逆・正。 日本海溝に平行(逆)、大断層面で正・海溝のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 ・1896年鹿島灘	7 1/2 7.5 7.3	
8A4 岩手沖大断層	階段状平坦面をもつ海溝側断層面、東西性海溝発達	中、長、A?、逆・正。 日本海溝に沿い(逆)および北東方向(正)・海溝のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震(h=60km) ・1877年延宝(M8)は不確実	7 1/2 7.4	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	極小、短(長)、C、逆・横。 ・三郡断層帯	低 ・1931年岩手県東部 ・1895年震ヶ浦(M7.2)および ・1902年三戸(M7)はやや深い(s)	7 6.6	折爪断層(40km) 双葉断層(84km) 【福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価】
8C 東北日本弧内帯	火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)、島弧方向の逆断層~褶曲発達	中、中、B、逆。 島弧と平行、隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 ・金澤盆地西縁断層帯 ・津軽山地西縁断層帯 ・長町-利府断層帯 ・龍代断層帯 ・北由利断層帯 ・函館平野西縁断層帯	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 ・830年出羽 ・1896年津羽 ・1914年秋田山北 ・1704年羽後・津軽 ・1804年龍飛 ・1694年龍代 ・1683年日光 ・1900年宮城県北部 ・1791年松本	7 1/2 7 1/4 7 7.2 7.1 7 ± 1/4 7 ± 0.1 7.0 7.0 6 3/4	福島盆地西縁断層帯(47km) 【福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯(58km)【分割型】 北上低地西縁断層帯(79km) 【岩手県(1998)は北部37kmと南部24kmを別々に評価、推本(2001a)は一括活動を想定、分割の可能性は今後の課題とした】
9A 伊豆小笠原海溝 大断層	海溝側断層面、北縁は本州弧下へ斜め沈み込み	(未検討海溝) ・海溝のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1972年八丈島東方沖(h=50km) ・1916年八丈島東方	7 1/4 7.2 7.1	
9B 伊豆小笠原外帯	外弧隆起帯、北縁は本州弧下へ斜め沈み込み、北部に強い堆や海底谷発達	極小?、短?、?、正。 (北縁部を除き未検討海溝) ・海溝のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	6 1/2 -	
9C1 伊豆半島	火山性内弧、フィリピン海プレート北端の衝突域、東縁と西縁は斜め沈み込み帯	大、中、短、A・B、横。 南北(左)と東西(西)、北北西方向圧縮。 西部に短い正断層 ・丹原断層帯	高 南北圧縮横ずれ断層型 ・1930年北伊豆 ・1633年相模・駿河・伊豆 ・1978年伊豆大島近海 ・841年伊豆 ・1974年伊豆半島沖	7 1/4 7.3 7 ± 1/4 7.0 7.0 6.9	
9C2 鉄州海嶺	火山性内弧、火山島列の北東方向配列、北方へ傾動	中、中、?、横、逆? 南東斜面基部に顕著な横ずれ断層 ・海溝のため評価せず	北部で高、その他は不明 (1884年以前の記録なし)	7 <7	
9C3 伊豆小笠原弧内帯 主	火山性内弧、東縁に火山列中央部に海盆列と海底火山西部に海脚と凹地が雁行配列	大、長、?、正。 北部で海盆縁に南北性断層 ・海溝のため評価せず	中? (1884年以前の記録なし)	6 1/2 -	
10A1 相模トラフ大断層	海溝側断層面、半島部は地震隆起海成段丘、相模湾内に隆起堆列	大、長、A、逆。 相模トラフと平行 ・鴨川低地断層帯 ・神崎-国府津、松田断層帯 ・上記断層帯の海溝部は評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1703年元禄 ・1923年関東 ・1909年房総半島沖 ・1257年関東南部	8 1/4 7.9 ~ 8.2 7.9 7.5 7 ~ 7.5	

- 垣見ほか(2003)は、既往の知見を比較したうえで、垣見ほか(1994)の区分図を、各区の特徴、M<sub>max</sub>、特定断層などに関して、最新のデータと知見に基づいて改定し、新たな地震地体構造区分図を作成している。
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、「(8C)東北日本弧内帯」に位置する。
- 「(8C)東北日本弧内帯」の地形・地質は、火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地であり、逆断層~褶曲が発達し、浅発大・中地震活動が「高」とされている。



a1. 大局的地質構造(4/4): 先新第三系の地質構造区



2008年岩手・宮城内陸地震

日本の地体構造区分図 (Wallis et al., 2020)に加筆

### Geological Terranes

<b>Ab = Abukuma</b> (m = undifferentiated metamorphics, h = Hitachi metamorphic unit, t = Takanuki metamorphic unit, g = Gosaisho metamorphic unit)	<b>Na = Nagasaki (Sanbagawa?)</b>
<b>Ak = Akiyoshi</b>	<b>Nd = Nedamo</b>
<b>Ch = Chichibu</b>	<b>NK = North Kitakami-Oshima (O)</b>
<b>CR = Cenozoic rocks, basement unclear</b> (v = volcanic, c = calcareous)	<b>Nm = Nemuro</b>
<b>HG = Hida Gaien</b>	<b>RK = Rebun-Kabato</b>
<b>Hk = Hidaka</b> (Hk(m) = Hidaka metamorphic unit)	<b>Ry = Ryoke</b> (including older Higo (hg) unit)
<b>HO = Hida-Okii</b> (i = inner Hida Gneiss complex, o = outer Hida Gneiss complex, u = Unazuki schist)	<b>Sa = Sangun</b> (including Oeyama ophiolite (Oe), Renge (r) and Suo units)
<b>Id = Idonnappu</b> (including Poroshiri ophiolite)	<b>Sb = Sanbagawa</b> (m = Mikabu ophiolite)
<b>Jo = Joetsu</b>	<b>Sh = Shimanto</b> (divided into Cretaceous (K) and Paleogene to Neogene (P-N) parts)
<b>Ks = Kurosegawa</b>	<b>SK = South Kitakami</b> (including Hayachine-Miyamori ophiolite (hy) and Matsugataira-Motai (mm) metamorphic unit)
<b>Mz = Maizuru</b> (including Yakuno ophiolite)	<b>SY = Sorachi-Yezo</b> (k = Kamuikotan unit with Horokanai ophiolite)
<b>MT = Mino-Tanba-Ashio (As)</b>	<b>Tk = Tokoro</b>
	<b>UT = Ultra-Tanba</b>

### Metamorphism

	Low-P/T
	High-P/T

### Major Faults

TTL = Tanakura, MTL = Median  
ISTL = Itoigawa-Shizuoka, BTL = Butsuzo  
(TL = Tectonic Line)

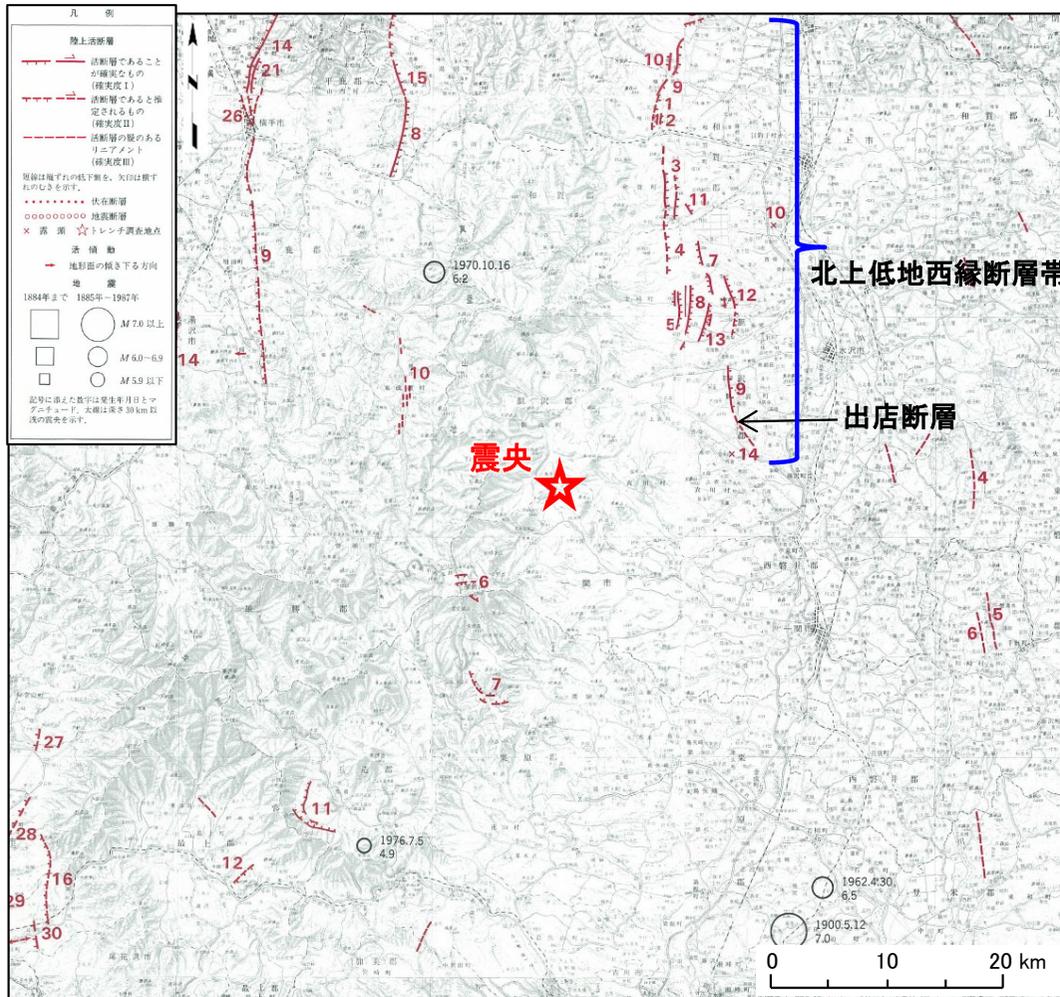
### Major Cities

Sp = Sapporo, Se = Sendai, To = Tokyo,  
Ng = Nagoya, Os = Osaka, Ko = Kochi,  
Fk = Fukuoka

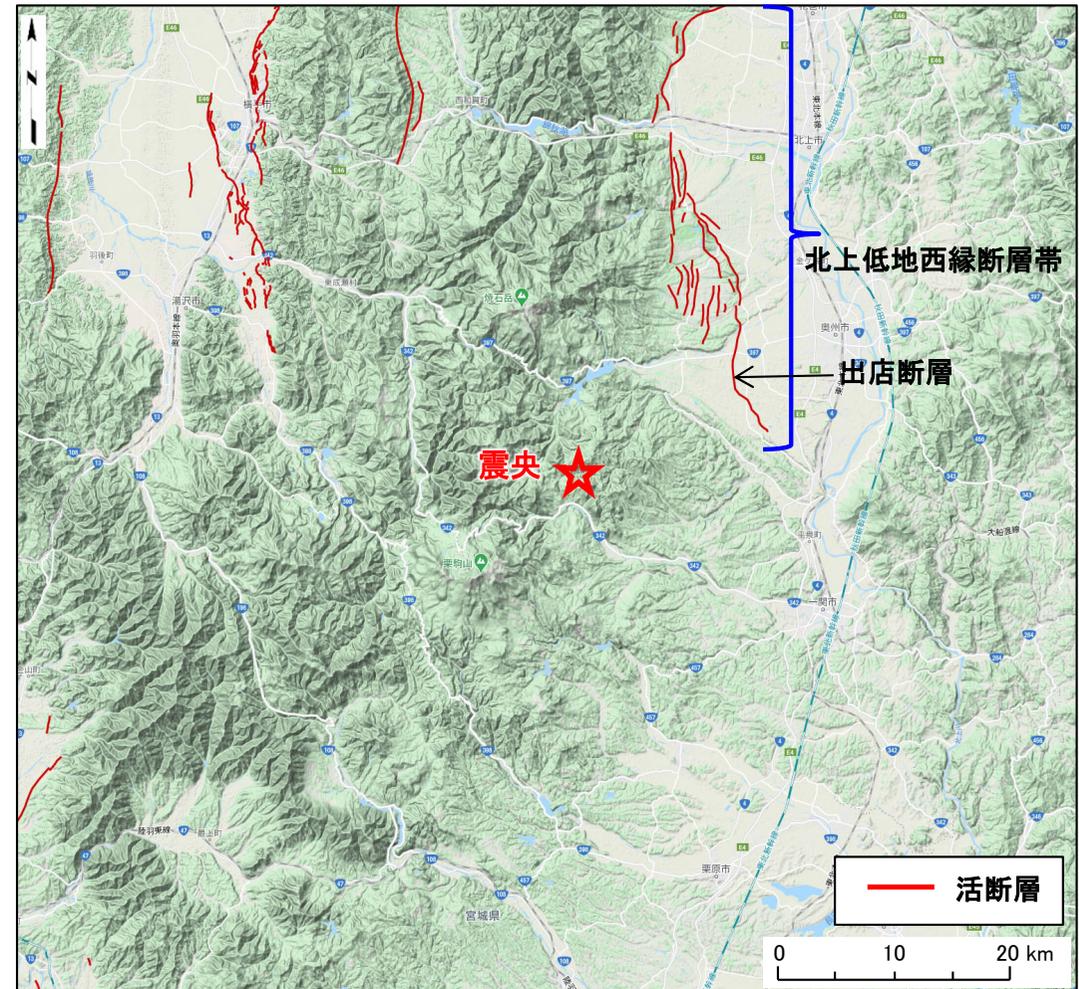
- Wallis et al.(2020)は、既往研究を参照し先新第三系の地帯構造区分を作成している。
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、「(SK)南部北上帯」に位置する。
- 「(SK)南部北上帯」は、古生代～中生代の堆積岩を主体とし、古生代前期の低温高压型変成岩や花崗岩類を伴うとされている。



a2. 文献活断層:新編 日本の活断層/活断層データベース



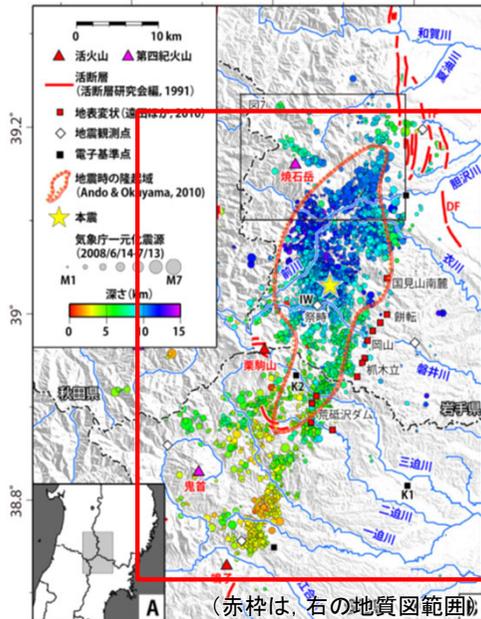
2008年岩手・宮城内陸地震震央周辺の活断層分布図  
(活断層研究会, 1991)を抜粋, 加筆



2008年岩手・宮城内陸地震震央周辺の活断層分布図  
(産業技術総合研究所「活断層データベース」)に加筆

- 新編日本の活断層(活断層研究会編, 1991)及び産業技術総合研究所の「活断層データベース」には, 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層に該当する活断層の記載はない。
- 余震域東縁の北方延長には, 北上低地西縁断層帯が認められており, 本地震は, 主要(長大)活断層帯を南方延長した領域で発生している。

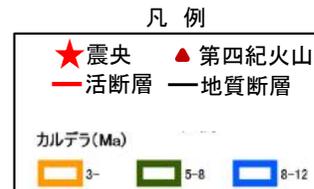
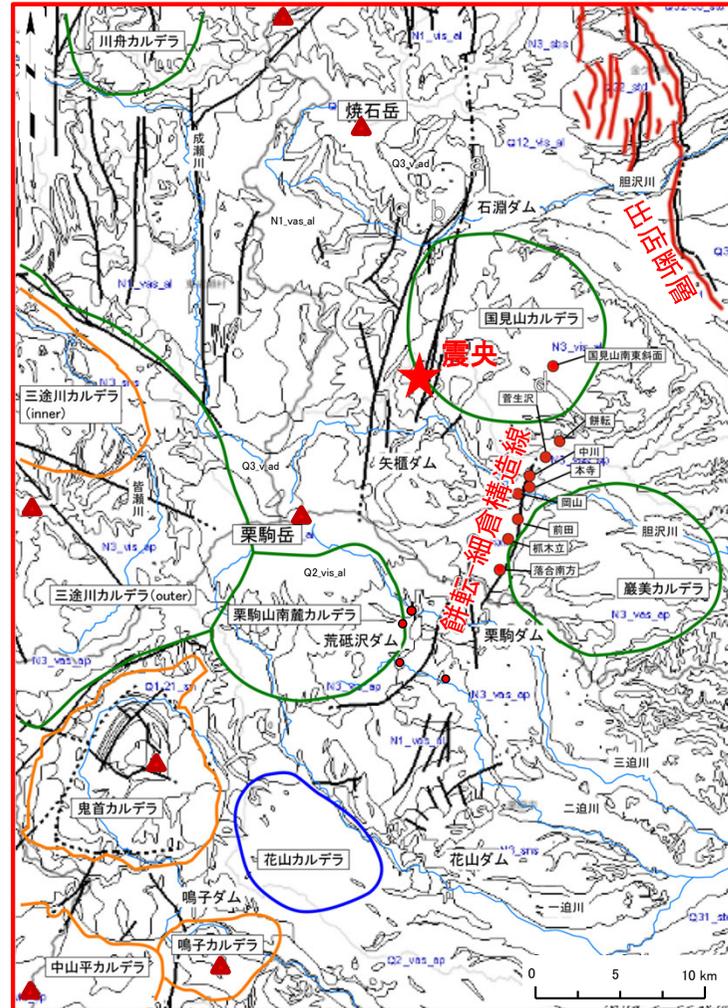
a3. 地質断層: 1/20万シームレス地質図



(赤枠は、右の地質図範囲)

余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆

2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺



2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質構造図

布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(赤●)を,  
産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に加筆

• 2008年岩手・宮城内陸地震の余震域付近には、餅転-細倉構造線のほか、多くの地質断層が認められる。

## 4.3 2008年岩手・宮城内陸地震の予見性(21/101)

### 4.3.1 震源周辺の評価(21/58)

### (2)A. 一般的な活断層調査による評価(8/13)

#### a4. 変動地形学的調査(1/2): 断層変位地形

以上に述べたように、柵木立付近には短いながらも明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。地形の大局的な配置から、この変位地形は「より東方に位置する逆断層によるバックスラストにあたる」という考えにもとづいて、西上がりの活断層の存在の確認と活動履歴を検討することは重要である。このような西上がりの変動を示唆する地形の連続性は必ずしも良いとは言えないが、これらをつないだ線上に今回の地震に伴う地表変状(水田の傾動や撓曲)が見出されることから、結果的に、第2図に示す長さ3～4 kmの活断層が推定される。

このような状況から、事前に詳細な航空写真判読を行えば、局地的に東上がりの逆向き断層は確実に認められたが、その一方で、3～4 kmの長さの活断層を把握することは容易ではなかったと思われる。

(鈴木ほか, 2008)

空中写真を判読すると、餅転-細倉構造線を挟んで磐井丘陵の高度が数10 m 東に低下する箇所があり、その付近に推定活断層が認定されるが、変位地形は明瞭ではない。岡山や柵木立において段丘面を切断する断層崖・撓曲崖はかなり明瞭であるが、分布は局所的である。

一関-石越撓曲の活動によって震源域全体が隆起傾向にあるために、2008年地震の震源断層が、奥羽脊梁山脈の周縁に分布する他の多くの活断層と異なり、山地と低地・盆地の地形境界をつくりにくいのではないだろうか。また今回の地震時のように、複数の並走する活断層に変位が分散すると、個々の活断層の変位速度は小さくなり、変位地形は不明瞭になる。また大きな河川沿いを除いて、変位基準となる第四紀後期の地形面の発達が悪く、そのことも断層を連続的に追跡することを困難している。

(堤ほか, 2010)

地震発生前に空中写真や航空レーザイメージを用いた詳細地形判読が実施されていたならば、断層変位地形が断片的に抽出されていた可能性はある。ただし、変位地形の分布はきわめて限定的で、連続した活断層として図示できたとは考えられない。仮に長さ5 km 以下程度の断続的かつ散発的な活断層を図示したところで、それらを地震発生評価に結びつける作業は容易ではない。

(遠田ほか, 2010)

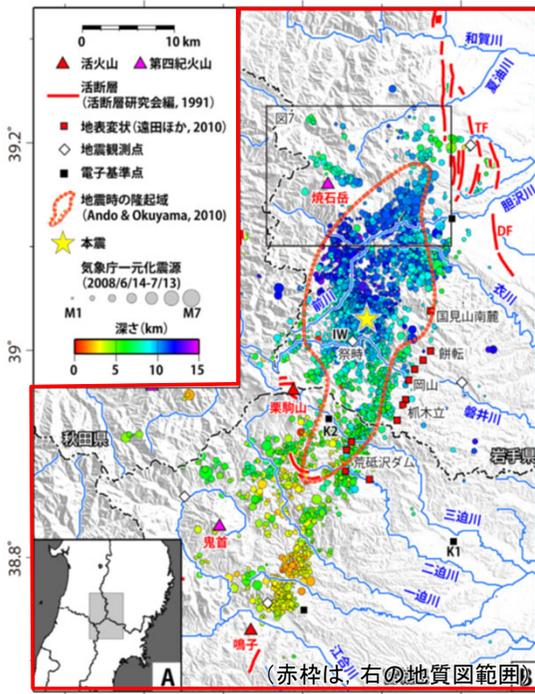
これに対し、岩手・宮城内陸地震では前述の通り、磐井川流域の岡山、その南北に位置する柵木立、餅転などにNNE 走向で約20 km にわたって断続的な地表変状、地表地震断層が現れた(図1)。これらに対応して変動地形・リニアメントが認められるかを意識して空中写真判読を行った。リニアメントの判読基準(宮腰ほか, 2004)を表1に示す。餅転、岡山、柵木立に短い変位地形(L<sub>c</sub>リニアメント)が認められるが、他の地点は不明瞭な短いリニアメントが散在するのみであり、これらに基づく活断層の認定は困難である。

(柳田ほか, 2020)

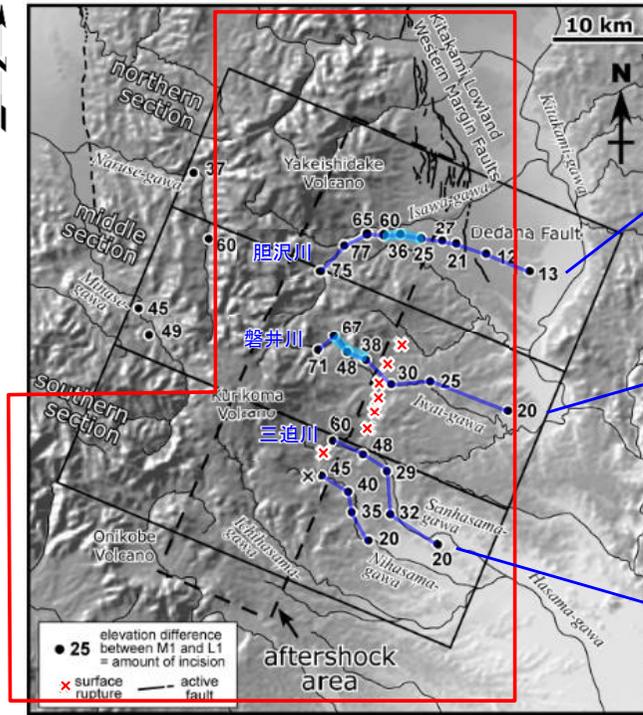
- 震源周辺において、空中写真や航空レーザイメージを用いた詳細地形判読を実施したとしても、地震規模に見合う断層変位地形を見出すことは困難とされている。(鈴木ほか, 2008; 堤ほか, 2010; 遠田ほか, 2010; 柳田ほか, 2020)



a4. 変動地形学的調査(2/2): 地盤変動



余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆

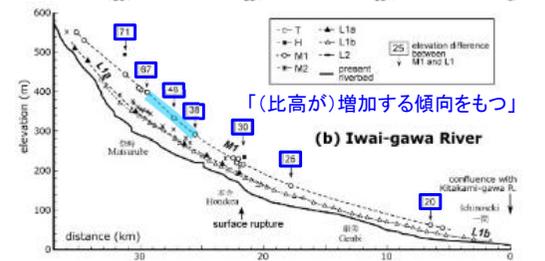


比高(下刻量)の変化が大きいと判断される区間

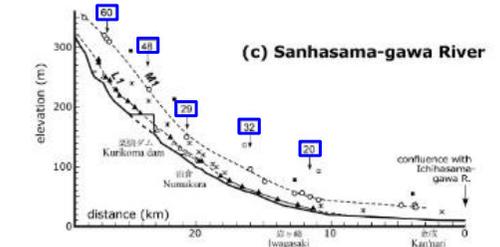
震源周辺の河床および段丘縦断面と下刻量  
(田力ほか, 2009)に加筆



胆沢川  
区間

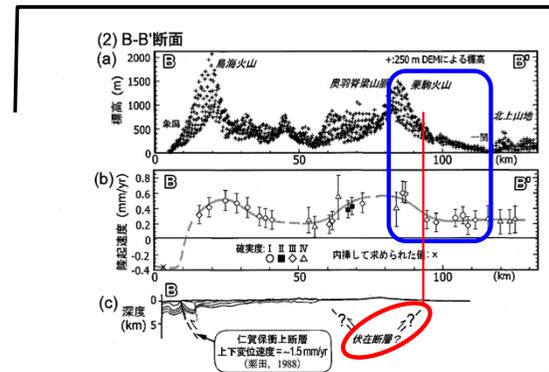


磐井川  
区間



三迫川  
区間

- 田力ほか(2009)によれば, 余震域には, 河成段丘の下刻量(隆起量の指標)の変化帯が存在し, この変化帯は2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連するとされ, 明瞭な断層変位地形を持たない地域においても, 河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより, 活断層(伏在断層)の存在を推定することが可能とされている。
- また, 地震前に公開された田力・池田(2005)によれば, 胆沢川において, 山地/低地境界に伏在(活)断層が分布する可能性が指摘されていた。



胆沢川  
区間

図7 馬淵を横断する(a)地形, (b)隆起速度, (c)地質構造断面図  
(1) A-A'断面: 秋田~盛岡を横断する断面, (2) B-B'断面: 象潟~関を横断する断面, 位置は図6に示す。  
(a) 地形の断面は国土地理院 250 m DEM をそれぞれの測線に投影したもので, (b) 隆起速度は TT 値または FS 値を 12 万年で割って算出。隆起速度の誤差の算出方法は III 章参照。 (c) 地質構造は北村(1986)による。活断層の位置と変位速度は栗田(1988), 池田ほか(2002)に基づく。

象潟~関を横断する断面  
(田力・池田, 2005)に加筆



a5. 地表地質調査:活断層露頭

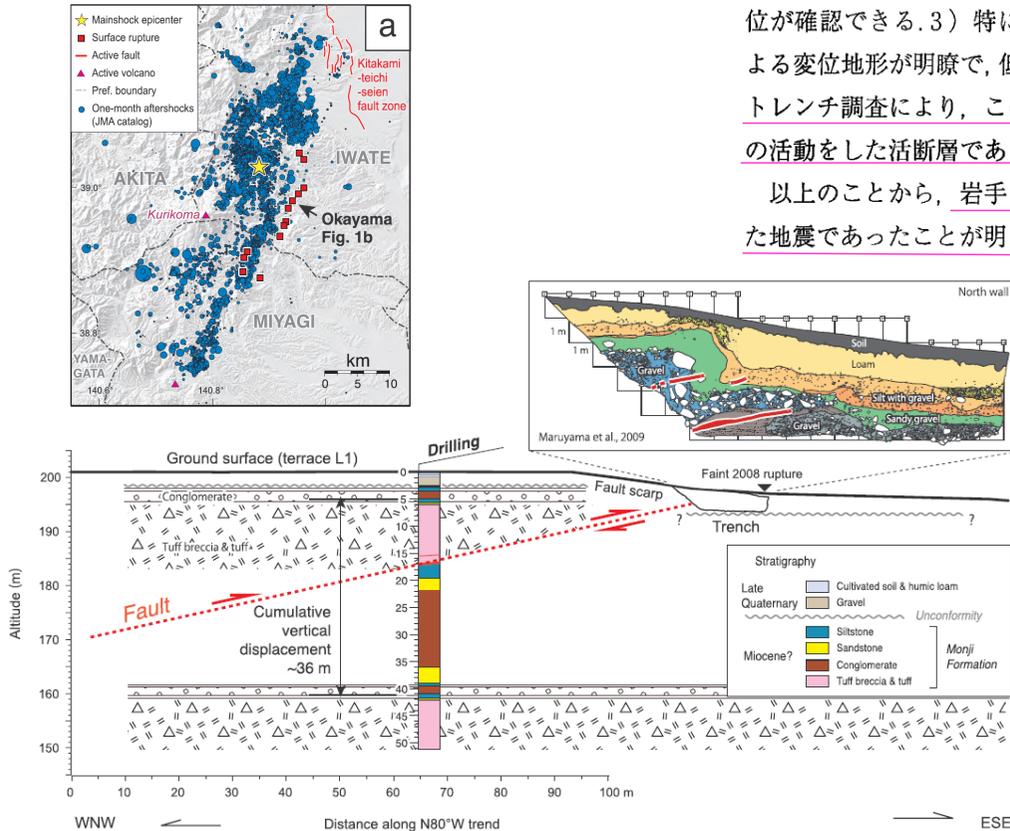
これまでに判明した事実は以下の通りである。1) 一関市巖美町内の小猪岡川に沿う南北3~4 km程度の範囲内に断層変位地形の可能性のある地形が断続的に確認できる。2) これに沿って変位地形と調和的な地震時の地表変位が確認できる。3) 特に、<sup>ほのきだち</sup> 杵木立地点では逆向き断層による変位地形が明瞭で、低位段丘面に変位が確認される。4) トレンチ調査により、この断層は最近5千年間にも複数回の活動をした活断層である。

以上のことから、岩手・宮城内陸地震は活断層に関連した地震であったことが明らかになった。(鈴木ほか, 2008)

諸機関の調査結果を総合すると、地震断層の出現位置は以下の7つの区域に大別することができる(図1)。それらは北から、(1) 奥州市衣川区国見山南東斜面、(2) 奥州市餅転~一関市岡山~杵木立~落合、(3) 一関市巖美町板川、(4) 一関市巖美町真湯温泉南西、(5) 栗駒山山頂付近、(6) 栗原市栗駒文字荒砥沢ダム北方、(7) 荒砥沢ダム南~南東方、である。このように、地震断層が南北約20 km、東西約15 kmの範囲に分散して現れたことが、今回の地震の特徴である。(堤ほか, 2010)

以上の調査結果から、2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層の特徴を以下のようにまとめることができる。1) 北北東-南南西トレンドの長さ約40 kmの震源断層のうち、中央部の約20 kmが地震断層として断続的に地表に現れた。それらは西傾斜の震源断層(逆断層)の地表延長部にあたる。2) 深さ8 kmの震源とM7.2の地震規模の割には全般的に変位量が小さいが、全長約20 kmの地震断層列の末端付近で変位量が大きい。3) 地震断層トレースの不連続(オフセットや屈曲)が顕著で、断層群としての全体のトレンドと個々の地点での走向や変位センスが一致しない場合もある。

(遠田ほか, 2010)



第4図 ボーリングおよびトレンチ調査地点周辺の推定地質断面図。断面作成にあたって西北西-東南東(走向N80°W)にトレンチ壁面を投影した(第1図参照)。水平対鉛直比は1:1。最も明瞭な変位基準である層厚約1.5mの礫岩基底部(第3図のa部分)の上下変位量は36mにおよぶ。トレンチ壁面スケッチは丸山ほか(2009)による。

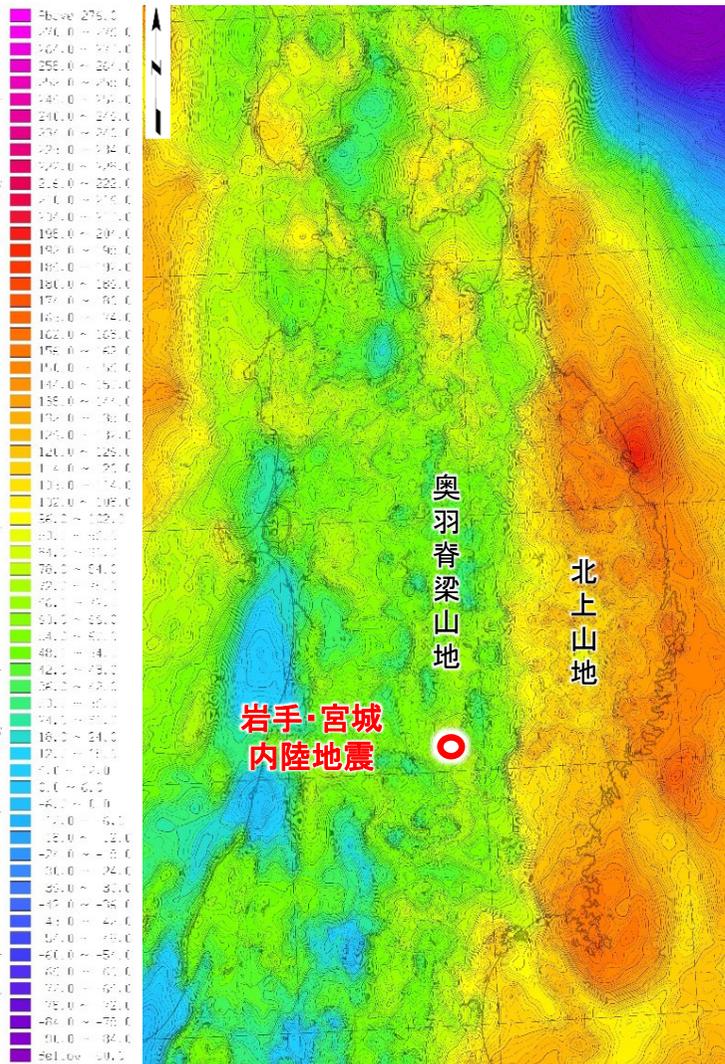
Fig. 4. Geologic cross section projected onto the WNW-ESE direction (in Fig. 1) inferred from the borehole sample and the trench walls from Maruyama et al. (2009). No vertical exaggeration. The bottom of the 1.5-m thick conglomerate ("a" in Fig. 3), which is the most distinctive feature, has been vertically offset as much as 36 m by the west-dipping thrust fault. Log of the trench wall is from Maruyama et al. (2009).

(遠田ほか, 2011)

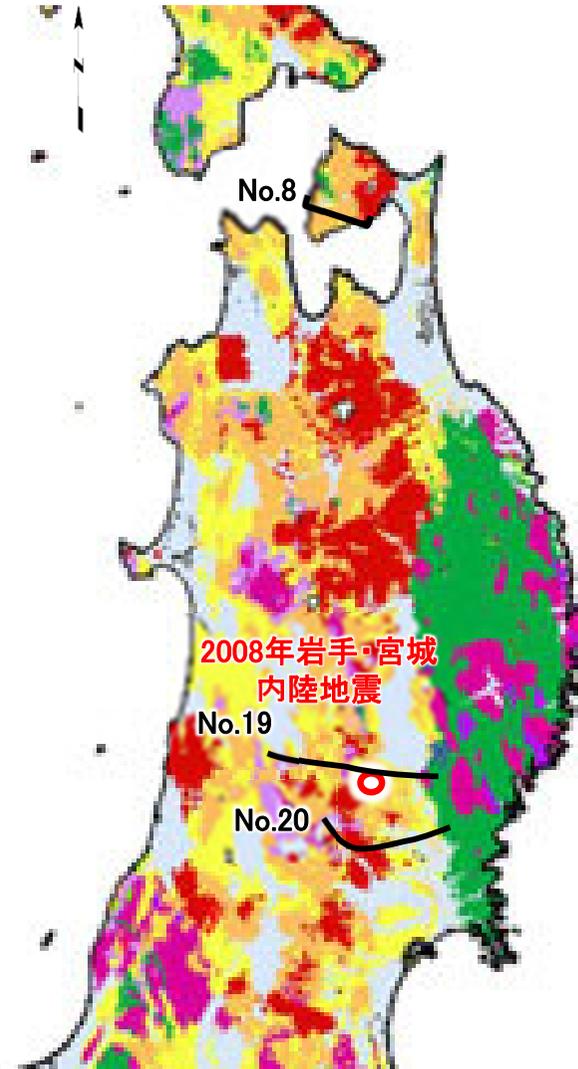
- 地震発生前には、活断層露頭は知られていない。
- 地震後の余震域において、「餅転-細倉構造線」に地表地震断層の痕跡が認められるが、出現区間が短く、変位量は小さい。さらに、断続的で不連続(オフセット、屈曲、分散)が顕著とされている。(鈴木ほか, 2008; 堤ほか, 2010; 遠田ほか, 2010)
- トレンチ調査により、確認された地表地震断層が繰り返し活動する活断層であることが判明したとされている。(鈴木ほか, 2008)
- ボーリング調査により、累積する上下変位量が36mに及ぶとされている。(遠田ほか, 2011)



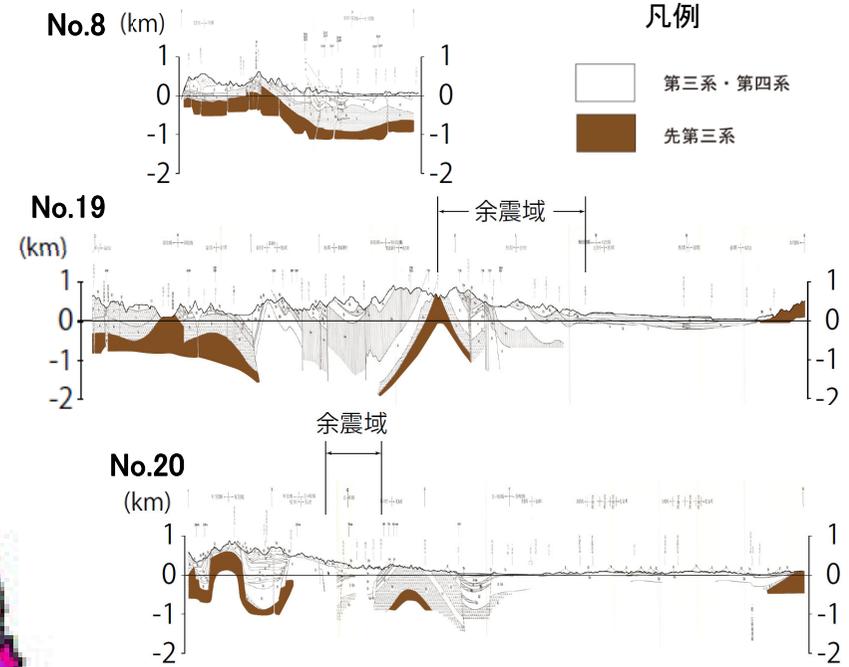
a6. 地球物理学的調査(1/2): 重力異常(ブーゲー重力)



ブーゲー重力異常図(補正密度2.3g/cm<sup>3</sup>)  
(産業技術総合研究所, 2013に加筆)



東北日本の地質図  
(NUMO(2004)に加筆)



先新第三系基盤の深度分布図(北村編(1986)を編集)

<地質図凡例>

	堆積岩類	火山岩類	深成岩類	変成岩類
第四紀	[Light Blue]	[Red]	[White]	[White]
新生代	新第三紀	[Orange]	[Pink]	[Light Blue]
	古第三紀	[Green]	[Purple]	[Dark Blue]
中生代	[Green]	[White]	[Pink]	[Dark Blue]
古生代	[Green]	[White]	[Pink]	[Dark Blue]
	[Green]	[White]	[Pink]	[Dark Blue]

- 重力異常図が先古第三系の分布と相関が良いことから推察して、大局的な低重力異常域にある震源周辺は、古第三系・新第三系が厚く、先古第三系が深いものと判断される。
- 震源周辺には、概ねN-S方向に連続する弱い重力変換部が認められる。



a6. 地球物理学的調査(2/2):弾性波探査

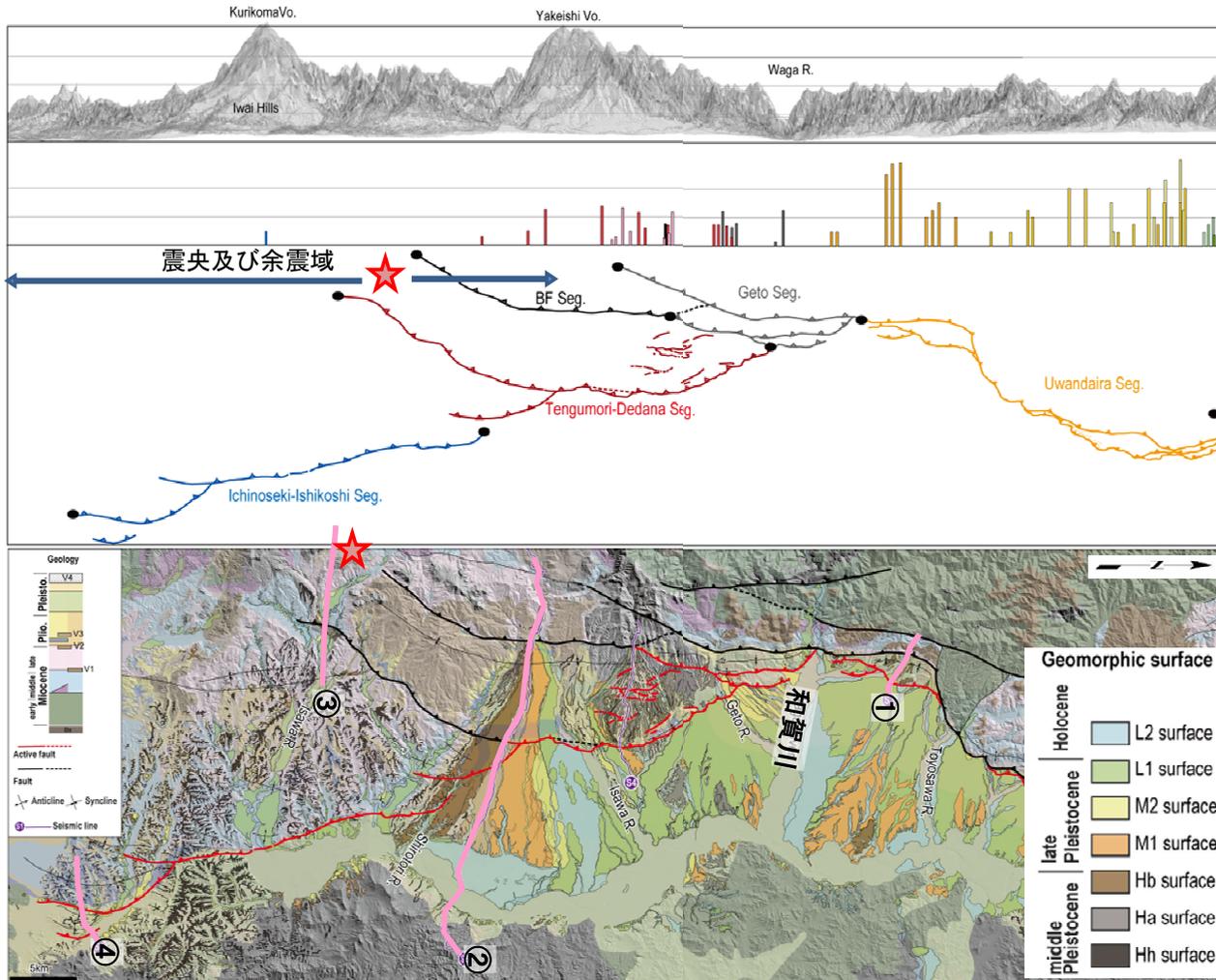


図17 北上低地帯の活構造区分

(楳原ほか, 2014)<sup>7)</sup>を加工・加筆

①天狗森

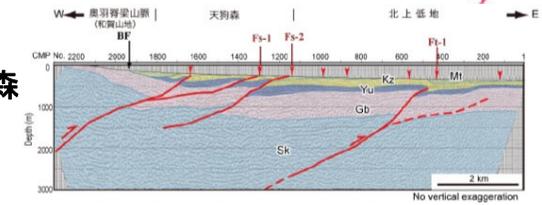
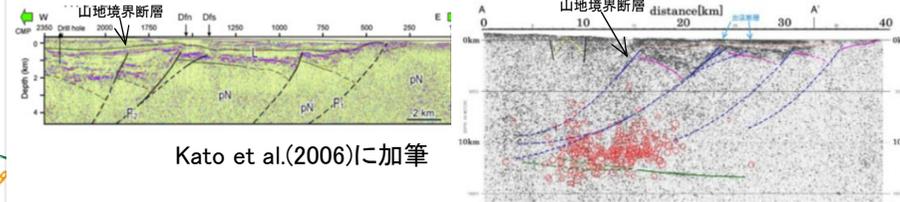


図13 天狗森断層を横断する反射法地震探査断面図(S4測線)  
測線の位置は図12を示す。M1:真滝層, Kz:金沢層, Yu:湯島層, Gb:巖美層,  
Sk:下黒澤層および下位層

楳原(2014)

②胆沢台地



Kato et al.(2006)に加筆

佐藤ほか(2008)に加筆

③磐井川

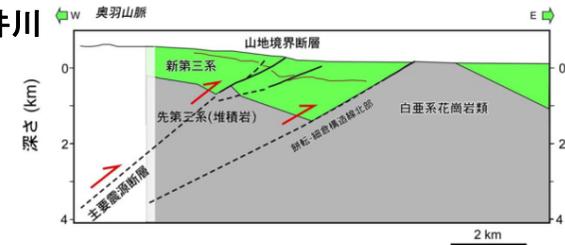
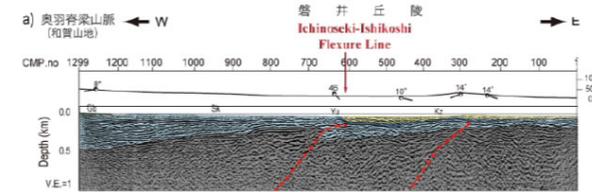


図15 磐井川測線沿いの断層形状概念図

東大・東北大・岩大(2008)

④磐井丘陵



楳原ほか(2014)

- 震源周辺で実施された弾性波探査によって、地質断層として記載されていた「出店断層」及び「餅転-細倉構造線」の深部延長の逆断層並びに山地/低地境界となる「山地境界断層」等の伏在断層が認められ、特に「山地境界断層」は地表変動と良好な一致を示すことから震源断層であるとされている。
- また、今回の地震で多くの地表痕跡が出現した「餅転-細倉構造線」は、「出店断層」等と共に、「山地境界断層」に付随して活動したとされている。  
(佐藤ほか, 2008:東大・東北大・岩大, 2008:東大・地科研・岩大, 2008)
- 胆沢川沿いにおいては、Kato et al.(2006)の時点において、「山地境界断層」が推定されていたとされている。(東大・地科研・岩手大, 2008)



A. 一般的な活断層調査による評価(予見性)

○:活断層の分布が強く示唆される, △:活断層の分布が疑われる, ×:活断層の兆候が無い

全国を一律に評価する文献

a1. 大局的地質構造		結果	予見性の評価
火山帯・ホットフィンガー	「東日本火山帯」の火山フロント付近に位置し、周囲をカルデラに囲まれている。南から5本目のホットフィンガーに位置しており、火山が卓越する地域である。		△ 火山フロントに位置し、プレート運動による東西圧縮応力で短縮変形する地域であり、活断層の分布が疑われる。一方で、火山帯に位置し、非弾性変形が卓越する地域でもある。
地震地体構造区	「(8C)東北日本弧内帯」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地であり、逆断層～褶曲が発達し、浅発大・中地震活動が「高」とされている。		
先新第三系の地質構造区	「(SK)南部北上帯」に位置し、古生代～中生代の堆積岩を主体とし、古生代前期の低温高压型変成岩や花崗岩類を伴うとされている。		
a2. 文献活断層		結果	予見性の評価
(新編)日本の活断層活断層データベース	震源断層に相当する活断層は知られていない。余震域東縁の北方延長には、北上低地西縁断層帯が認められており、本地震は、主要(長大)活断層帯の南方延長した領域で発生している。		△ 文献活断層は示されていないが、主要(長大)活断層帯の延長部に相当するため、震源断層の延長が疑われる。
a3. 地質断層		結果	予見性の評価
1/20万シームレス地質図	餅転-細倉構造線のほか、多くの地質断層が示されている。震源断層である山地/低地境界の断層は示されていない。		△ 震源断層である山地/低地境界の断層は示されていないが、付随して活動した「餅転-細倉構造線」は示されている。

震源周辺を対象とした文献

a4. 変動地形学的調査		地震発生以前	地震発生直後	予見性の評価
断層変位地形	地震規模に見合う断層変位地形を見出すことは困難である。		短い変位地形が一部認められるが、不明瞭な短いニアメントが散在するのみで、活断層の認定は困難。	× 断層変位地形は、地震直後でも不明瞭であり、単独での予見はできない。
地盤変動	胆沢川では山地/低地境界に河成段丘の下刻量の変化帯が存在し、伏在(活)断層が存在する可能性が指摘されていた。(田力・池田, 2005)		胆沢川及び磐井川では、山地/低地境界に河成段丘の下刻量の変化帯が確認され、震源断層の活動に関連するとされている。	○ 地盤変動の調査では、胆沢川において下刻量の変化帯が認識されており、伏在(活)断層が強く示唆される。
a5. 地表地質調査		地震発生以前	地震発生直後	予見性の評価
活断層露頭	活断層露頭は知られていなかった。		地表痕跡は、出現区間が短く、変位量が小さいものの、付随して活動した地質断層でのトレンチやボーリングにより、累積した変位が確認されている。	△ 既往地質図の地質断層にて現地調査を実施していれば、活動性が確認できた。
a6. 地球物理学的調査		地震発生前	地震発生直後	予見性の評価
重力異常(ブーゲー重力)	古第三系・新第三系が厚いと判断される。概ねN-S方向に連続する弱い重力変換部が認められる。			△ 断層分布の可能性が認められる。
弾性波探査	胆沢川の反射法地震探査にて、山地/低地境界の伏在断層が推定されていた。(Kato et al., 2006)		磐井川の反射法地震探査にて、山地/低地境界の伏在断層が確認される。(東大・東北大・岩大, 2008)	○ 反射法地震探査では、震源断層となる伏在断層を捉えている。

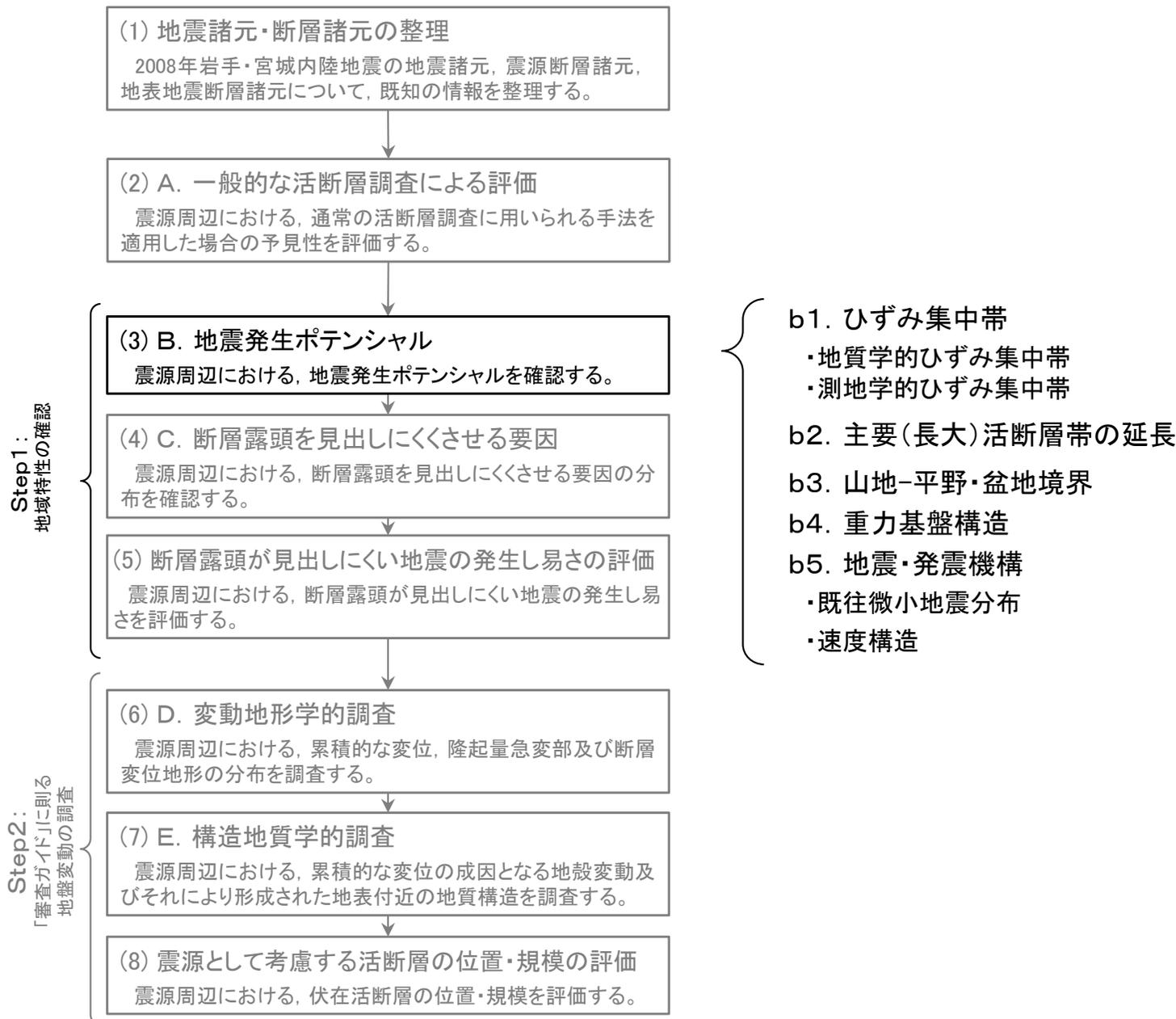
- 全国を一律に評価する文献からは、震源周辺は東西に短縮変形する地域にあり、大規模活断層帯の延長に位置することに加え、多くの地質断層が地表に認められていることから、N-S走向で逆断層型の活断層の伏在が疑われる地域と判断される。
- 震源周辺を対象とした文献では、胆沢川の山地/低地境界において、河成段丘の下刻量の変化帯(伏在活断層)が認識され、更に反射法地震探査による伏在断層が捉えられていたことから、震源となる活断層の分布が示唆される地域である。

活断層を示唆する具体的な地質性状あり

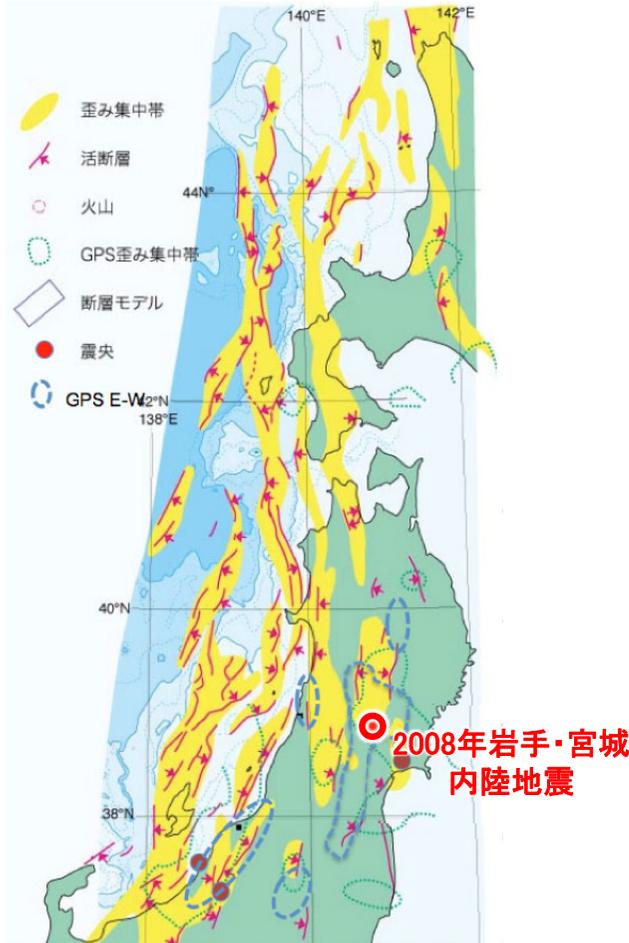
Step1へ



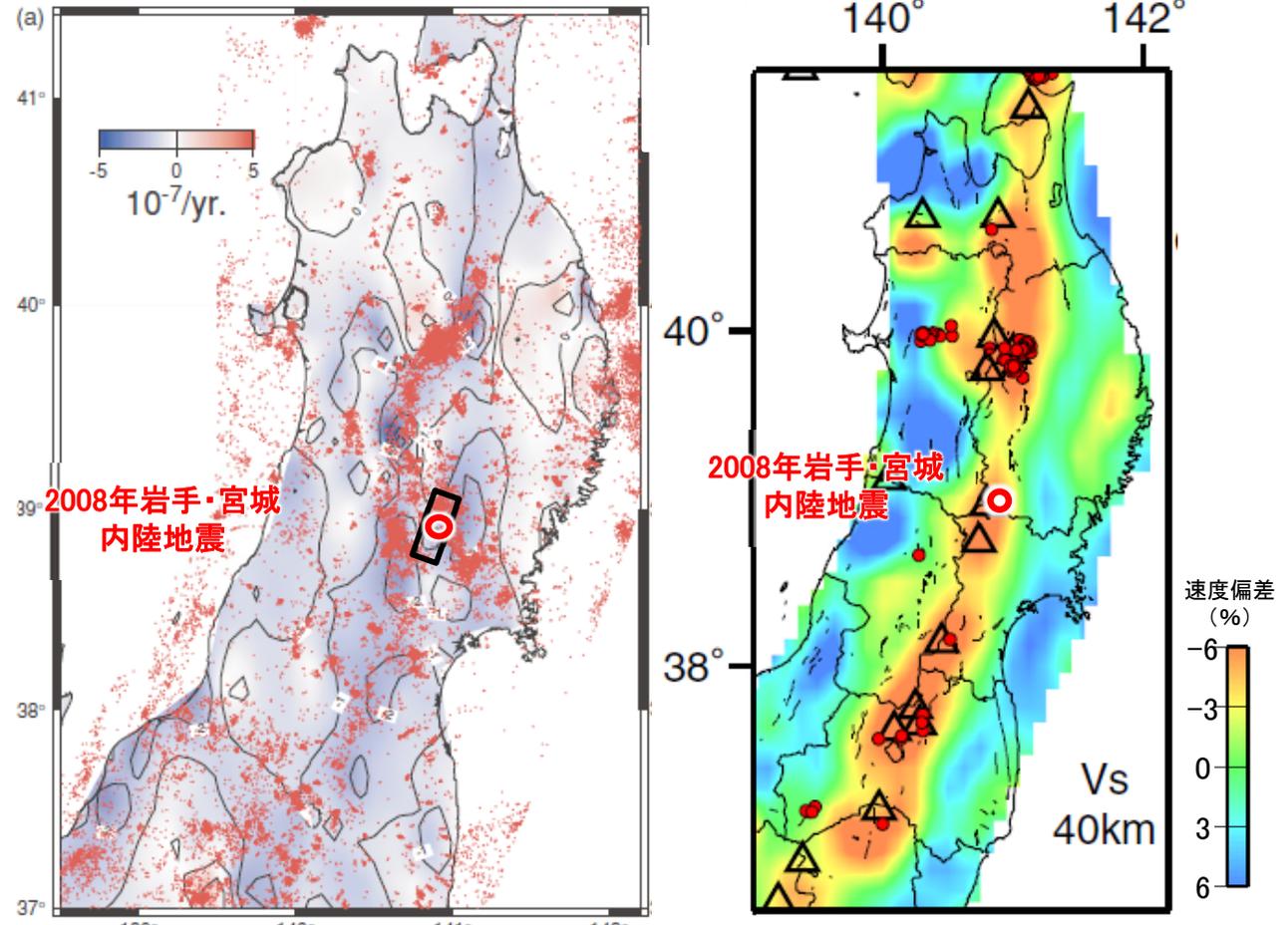
## 検討フローに基づく資料構成



b1.ひずみ集中帯



地質学的ひずみ集中帯等分布図  
(産業技術総合研究所, 2009)に加筆



(a) 東西歪速度分布図  
(Miura et al., 2004)に加筆

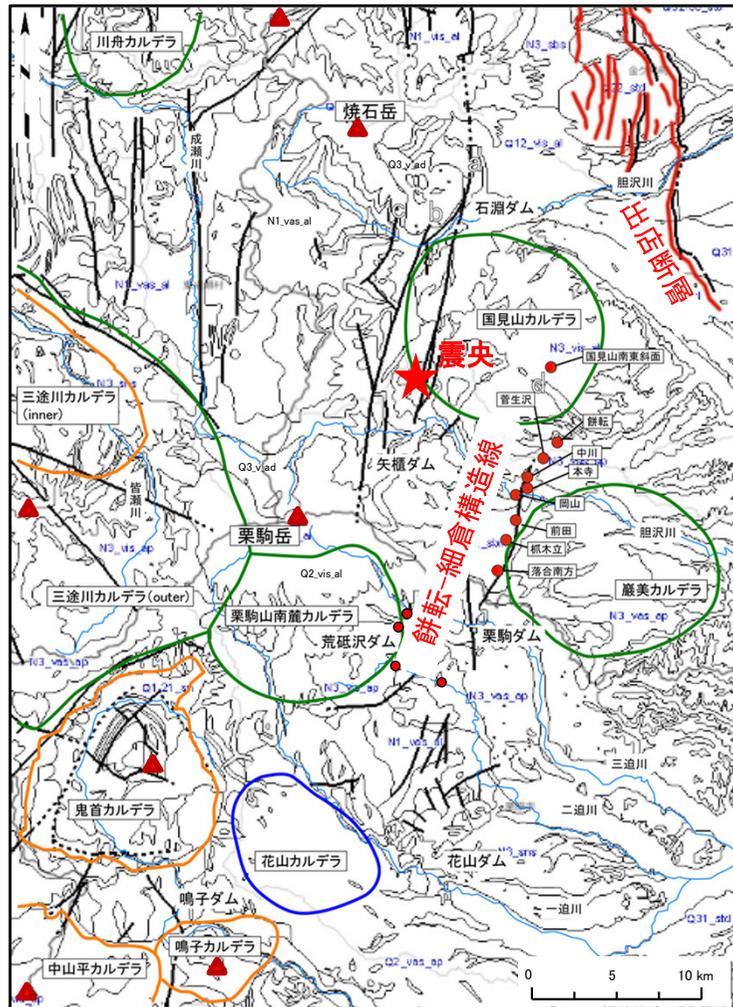
(b) S波速度構造  
(Nakajima et al., 2001)に加筆

(a) GPSデータから求めた東西歪分布。期間は1997年～2001年。実線の口は岩手・宮城内陸地震の余震域を示す。赤点は同じ期間に発生した深さ40 kmより浅い微小地震の震源を示す。陸地の細線は歪量の等値線。  
(b) 地震波トモグラフィーによる深さ40 kmでのS波速度偏差分布。(Nakajima et al., 2001)より。△は活火山。

- 地質学的歪み集中帯は、最近200万年～300万年間の断層活動による歪みが蓄積したゾーンとされ(岡村, 2010), 測地学的ひずみ集中帯は、特定の観測期間での歪速度の大きい領域をカラースケールで示すものである。
- 当該地震は、奥羽脊梁山地に認められる地質学的歪み集中帯と測地学的ひずみ集中帯が重なっているところで発生したとされている。(産総研, 2009)
- また、東北脊梁山地と北上山地西縁とに認められる2列の測地学的ひずみ集中帯が北部で収束する場所で発生しているように見えるとされている。(海野, 2009)

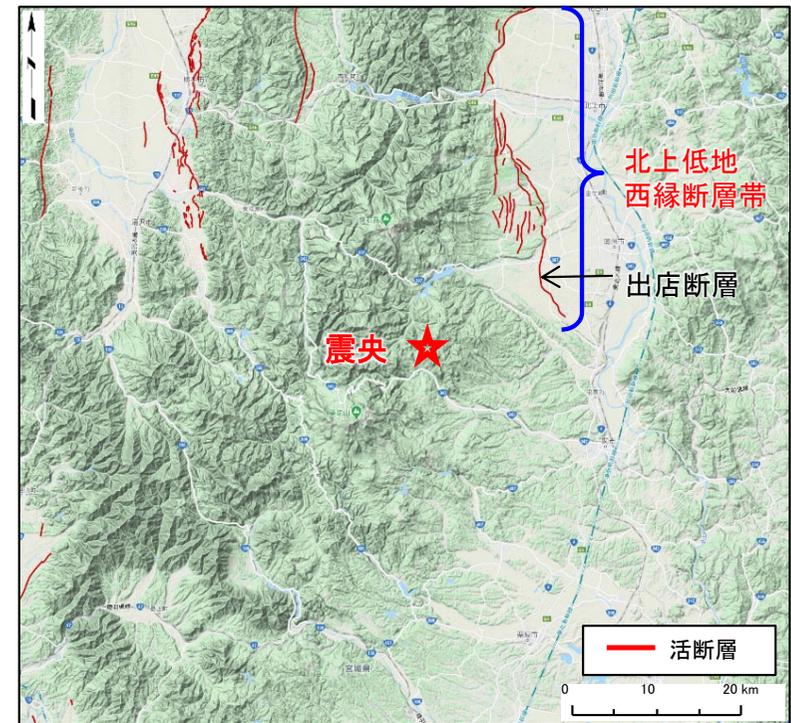


**b2.主要(長大)活断層帯の延長**



2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質構造図  
 布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(赤●)を,  
 産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に加筆

2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺



活断層分布図  
 (産業技術総合研究所「活断層データベース」)に加筆

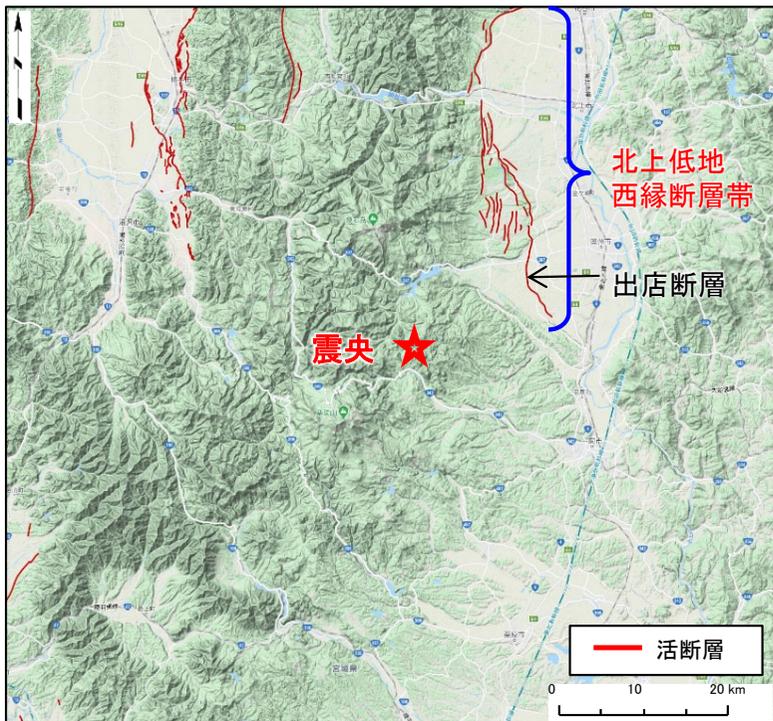
凡例

- ★ 震央
- ▲ 第四紀火山
- 活断層
- 地質断層
- カルデラ(Ma)
- 3- 5-8 8-12

- 余震域東縁の北方延長には, 北上低地西縁断層帯が認められており, 本地震は, 主要(長大)活断層帯の南方延長した領域で発生している。
- また, 震源周辺には餅転-細倉構造線のほか, 多くの地質断層が認められている。

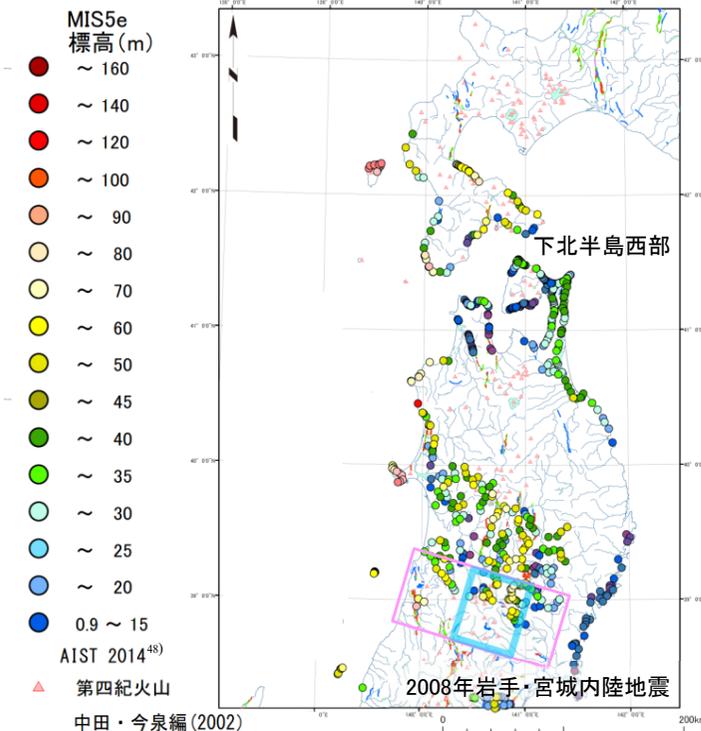
b3. 山地-平野・盆地境界

2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺



活断層分布図

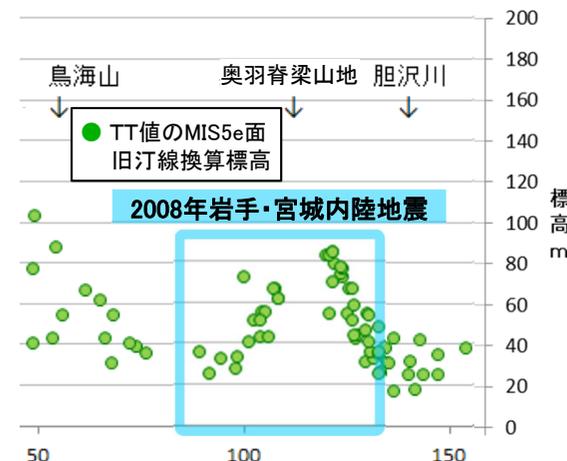
(産業技術総合研究所「活断層データベース」)に加筆



- 活断層
- 活断層 (位置やや不明確)
- 伏在断層
- 推定活断層
- ▲ 第四紀火山
- グラフに示す範囲

海成段丘の出典:  
 秋田県(2001)  
 小池・町田(2001)  
 小疇ほか(2003)  
 東北電力(2011)  
 東北電力(2014)  
 Matsu'ura et al. (2014)

河成段丘の出典:  
 田力・池田(2005)  
 幡谷(2006)  
 田力ほか(2009)



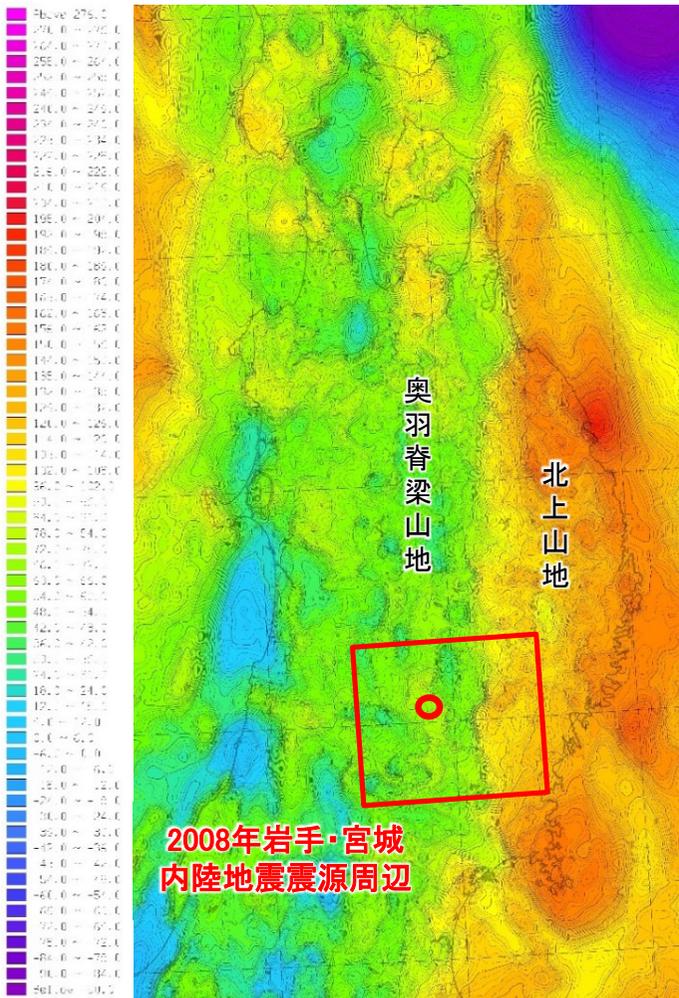
奥羽脊梁山地のTT値から  
 換算したMIS5e面旧汀線標高

※1 TT値のMIS5e面旧汀線標高(TTmis5e)への換算式は、  
 $TTmis5e(m) = (TT値 \times 125 / 120) + 5$  とする。

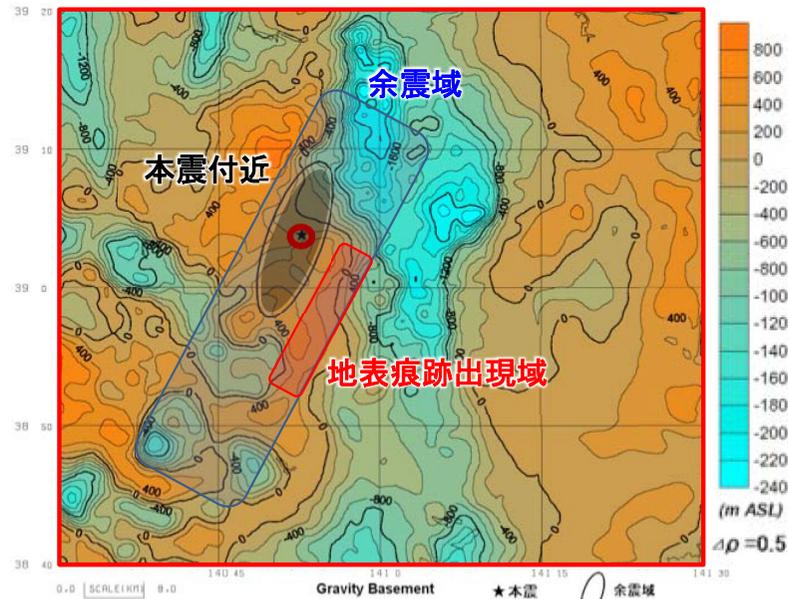
- 震源周辺は奥羽脊梁山地の東側に位置し、東縁は山地・低地境界となっている。但し、北方の「北上低地西縁断層帯」と比べて山地から低地への地形変化は緩やかで、明瞭なリアメントは判読されていない。
- 河成段丘の比高を使った隆起量分布では、奥羽脊梁山地の山地から低地への隆起量の変化が明らかである。



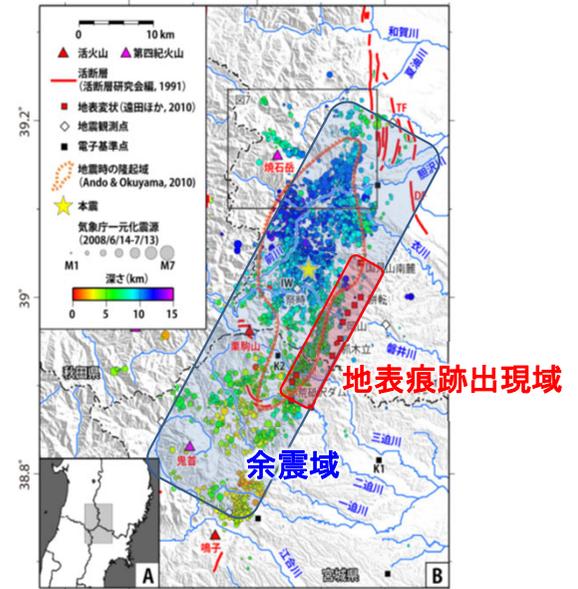
**b4.重力基盤構造**



ブーゲー重力異常図(補正密度2.3g/cm<sup>3</sup>)  
(産業技術総合研究所, 2013)に加筆



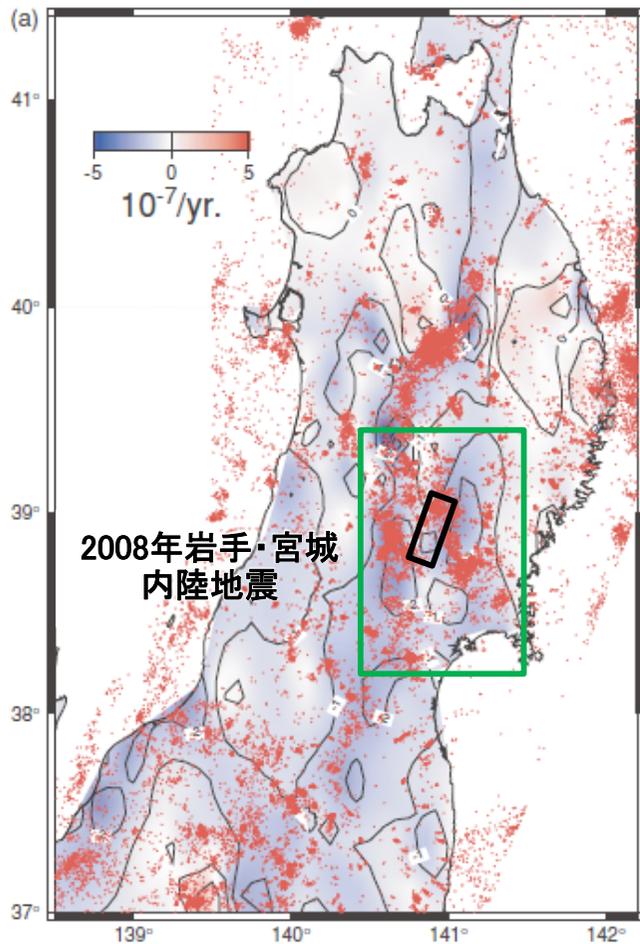
重力基盤図(基盤と表層の密度差を0.5g/cm<sup>3</sup>)  
(産業技術総合研究所, 2009)に加筆



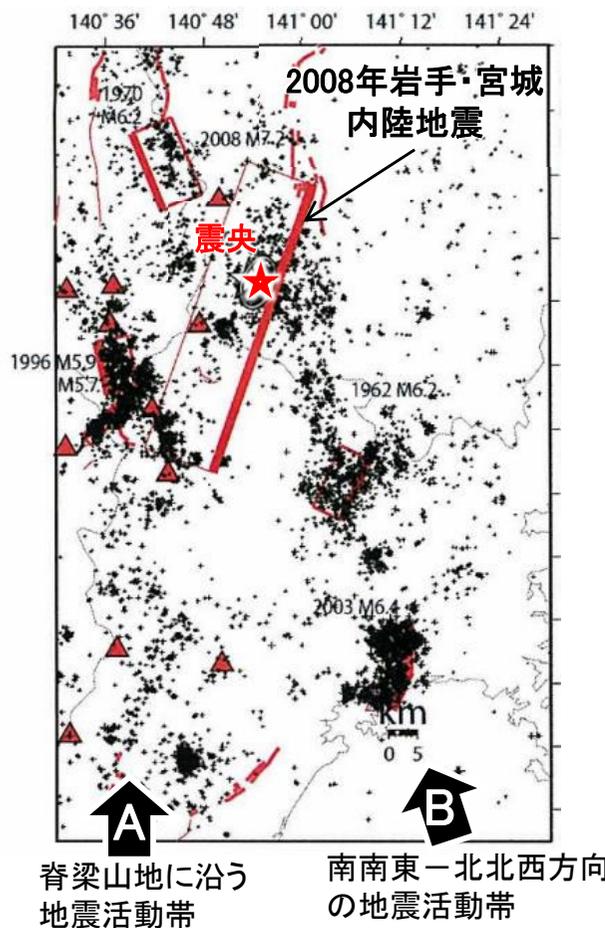
余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆  
(赤枠は右図「3成分の地殻変動分布」の表示範囲)

- ブーゲー重力異常図によれば, 震源周辺は古第三系・新第三系が厚く堆積する大局的な低重力異常域にあり, 余震域の東側には, 概ねN-S方向に連続する弱い重力変換部が認められる。
- 重力基盤図によれば, 余震域の東側は蛇行する概ねN-S方向に延びる重力急変部となっている。
- 本震付近には狭い落差構造があり, この落差構造が基盤内の破碎構造を示しているかも知れないとされている。(産業技術総合研究所, 2009)

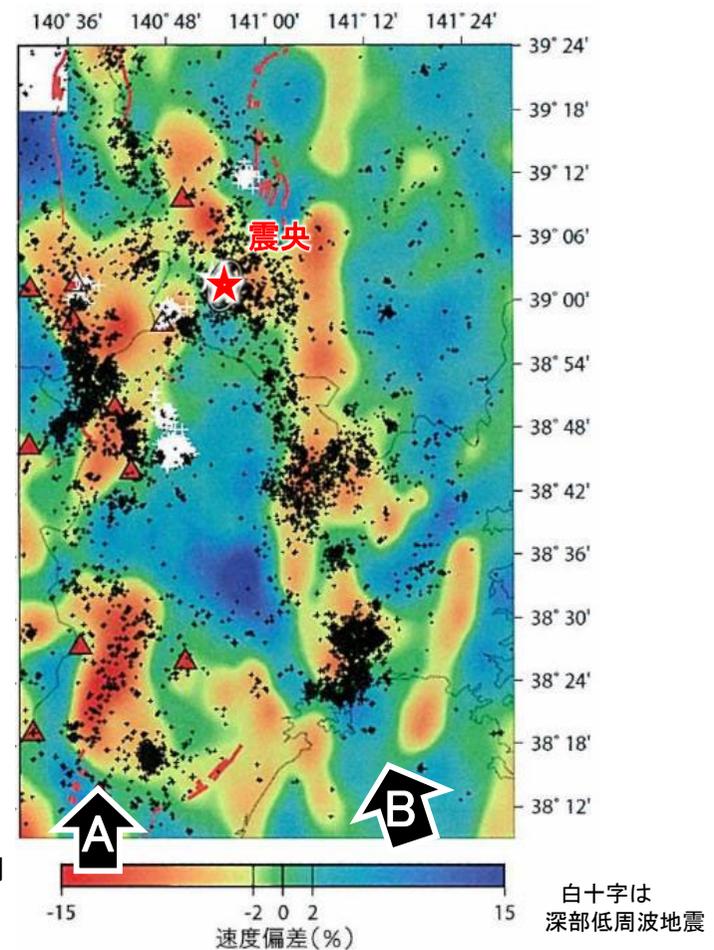
b5.地震・発震機構(1/3) : 既往微小地震分布



東西歪速度分布及び震源分布図(1997年~2001年)  
(Miura et al., 2004)に加筆



震源分布図(1997~2008年)



深さ24kmのS波速度偏差分布図

(海野, 2009)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震より以前の震央分布及び地震波トモグラフィによるS波速度偏差によれば、脊梁山地に沿う地震活動帯(A)と、それと平行する地震活動帯(B)が認められ、これら2つの地震活動帯は、それぞれ東西歪み分布の短縮歪みが顕著な2つの領域に対応し、その直下(地殻中部~下部)には部分熔融域を示唆する地震波低速度領域が認められるとされている。(海野, 2009)
- 2008年岩手・宮城内陸地震は、これら2つの地震活動帯が北部で収束するように見える領域付近で発生したとされ(海野, 2009)、また付近には深部低周波地震が発生しており、地殻流体の上昇が期待される。

**b5.地震・発震機構(2/3) :速度構造(1/2)**

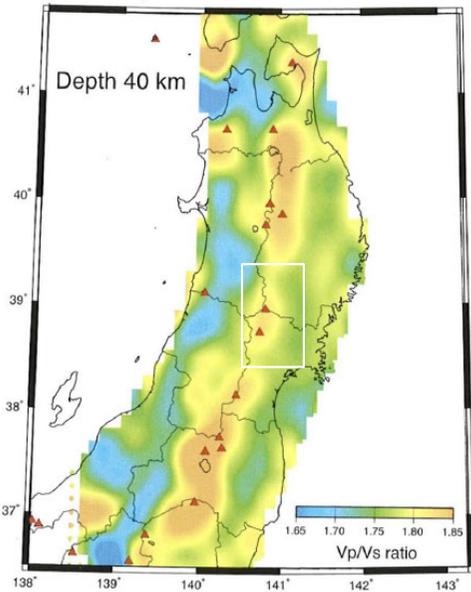


Fig. 5.  $V_p/V_s$  ratio at a depth of 40 km [Nakajima et al. (2001a)]. Red triangles show active volcanoes. 長谷川ほか(2004)

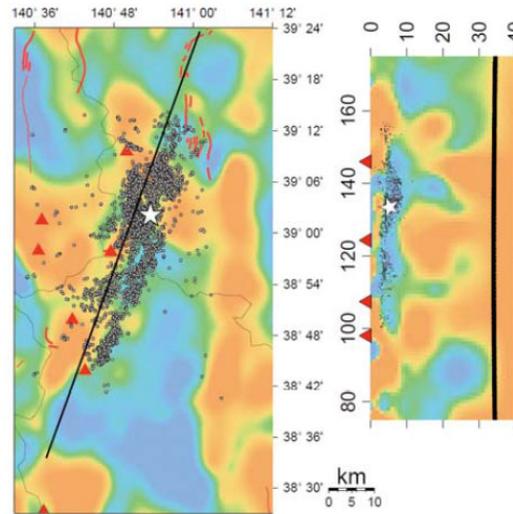


図 13 震源域およびその周辺域の地震波速度構造. 速度偏差をカラーで示してある。(左図) 深さ 24 km における S 波速度偏差. 白星印と白丸印は 2008 年岩手・宮城内陸地震の本震, 余震の位置を示す. 赤三角印と赤実線は第四紀火山と活断層をあらわす。(右図) 左図中の太線に沿った鉛直断面図. 黒太線はモホ面の位置を示す. 海野(2009)

図 13 には下部地殻の深さ 24 km における S 波速度偏差の分布を示した。今回の地震の余震域の周囲を取り囲むように、下部地殻内には地震波低速度域が分布していることがわかる。また、図中の赤三角印で表されている活火山の直下の下部地殻は顕著な地震波低速度域となっており、地下のマグマ・地殻流体の存在を示唆している。

余震分布を詳細にみると、これらの活火山の下では余震活動が低調である。また、震源域の南端は活火山である鬼首と鳴子によって規定されており、北端は焼石岳で規定されているようにもみえる。これらのことから、今回の地震の震源断層の広がりには、地下の地震波速度構造、換言すると、温度分布と密接に関連していると考えられる。図 13 の右図は左図の実線に沿った深さ断面図である。地表の活火山（赤三角印）の直下には、上部地殻から下部地殻にまで連続した顕著な地震波低速度域が分布している。それぞれの活火山に対応したこれらの低速度域は、地下深部からのマグマの上昇経路であろう。また、今回の地震の震源（白星印）の直下に低速度領域が広がっており、今回の地震の発生が地殻流体と密接に関連している可能性があることを示唆している。

一般に、活火山付近では地震発生層の厚さが薄く、また、地殻深部からの流体の供給量が多く非弾性変形が卓越するために、大きな歪を蓄積できないために、大地震の発生の可能性は低いと考えられてきた。

詳細な余震分布と地震波速度構造を比較した結果、今回の地震の余震はすべて、地震波高速度域内部にのみ発生しており、温度が高いと考えられる低速度域を避けて分布している。さらに、震源断層の広がりには、周辺の活火山の分布や地震波速度分布により制限されているように見えることから、内陸地震の発生機構に地下の温度分布が強く関わっていると推定できる。

海野(2008)

- 震源周辺は活火山付近であり、地震発生層の厚さが薄く、また、地殻深部からの流体の供給量が多く非弾性変形が卓越するために、大きな歪を蓄積できず、大地震の発生の可能性は低いと考えられてきたとされている。(海野, 2009)
- 本震及び余震は、地殻の高速度域内にもみ発生し、低速度域を避けて分布しているとされている。(海野, 2009)
- したがって、1996年Mj5.9の地震と同様(次頁参照)に、震源断層は、非弾性的な隆起を生じる火山地帯にあって、カルデラに挟まれる高速度領域に分布し、非弾性的な短縮変形の遅れを埋め合わせるように活動したものと判断される。

## b5.地震・発震機構(3/3) :速度構造(2/2): (1996年M5.9の地震)

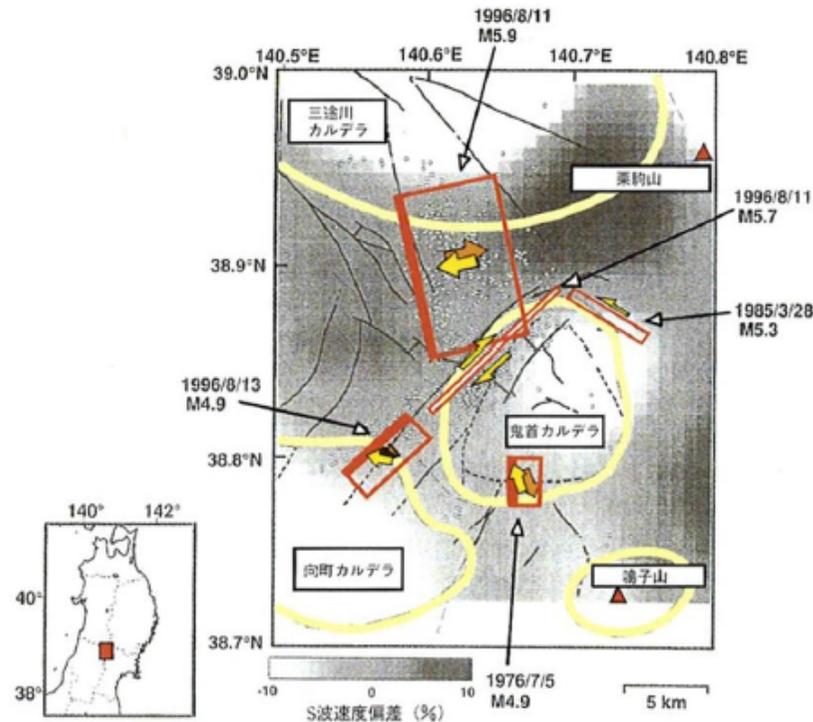


Fig. 11. S-wave velocity perturbations at 4.5 km depth [Onodera *et al.* (1998)] and fault planes of earthquakes [Umino *et al.* (1998)] in Onikobe area shown in the inserted map. Velocity perturbations are shown by the black and white scale at the bottom. Fault planes of earthquakes with magnitudes larger than  $\sim 5$  are shown by rectangles. Small circles show aftershocks of  $M5.9$  Onikobe earthquake sequence in 1996. Caldera rims are shown by bold lines [Yoshida (2001)]. Solid triangles show active volcanoes.

長谷川ほか(2004)

火山地域の内部でも、そのスケールを小さくして同様の現象が進行しているように見える。Fig. 11は、上の火山地域の一つである宮城県北部鬼首地域の深さ4.5 kmにおけるS波速度の分布である [小野寺・他(1998)]。この地域では地震発生層の下限(脆性-塑性境界)が7 km程度と浅い。推定された速度分布から、カルデラ構造に対応して、カルデラ内で低速度、カルデラ外で高速度となっていることがわかる。ここでも同様に、カルデラ内では、カルデラ外の領域よりも、供給される水の量が多く非弾性的な短縮変形が大きいと期待される。

1996年にはこの地域で  $M5.9$  を最大とする顕著な地震活動があった。地震発生層が7 km程度と局所的にきわめて薄いこの地域では、 $M5.9$  の地震は地震発生層全体を断ち切るような地震であった [Umino and Hasegawa (2002)]。Fig. 11を見ると、この地域で発生する規模の大きな地震(ただし、 $M5$ クラス)はカルデラ内では発生せず、それらの周囲で発生していることがわかる。特に、 $M5.9$  の地震は三途川カルデラと鬼首カルデラの二つのカルデラの間の領域で発生している。つまり、非弾性的な短縮変形の進行が遅れているカルデラとカルデラの間の領域で、それを埋め合わせるように  $M5.9$  の地震が起きたことを推測させる。Fig. 10に模式的に示した現象が、より小さな空間スケールでも生じているように見える。

長谷川ほか(2004)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺では、1996年に  $M5.9$  の地震が発生しており、その発生機構は、2008年岩手・宮城内陸地震の参考となる。
- カルデラ内では、カルデラ外の領域よりも、供給される水の量が多く非弾性的な短縮変形が大きいと期待される。この地域で発生する規模の大きな地震はカルデラ内では発生せず、それらの周囲で発生しているとされている。(長谷川ほか, 2004)
- 1996年の地震は、非弾性的な短縮変形の進行が遅れているカルデラとカルデラの間の領域で、それを埋め合わせるように  $M5.9$  の地震が起きたとされている。(長谷川ほか, 2004)



## B. 地震発生ポテンシャルのまとめ

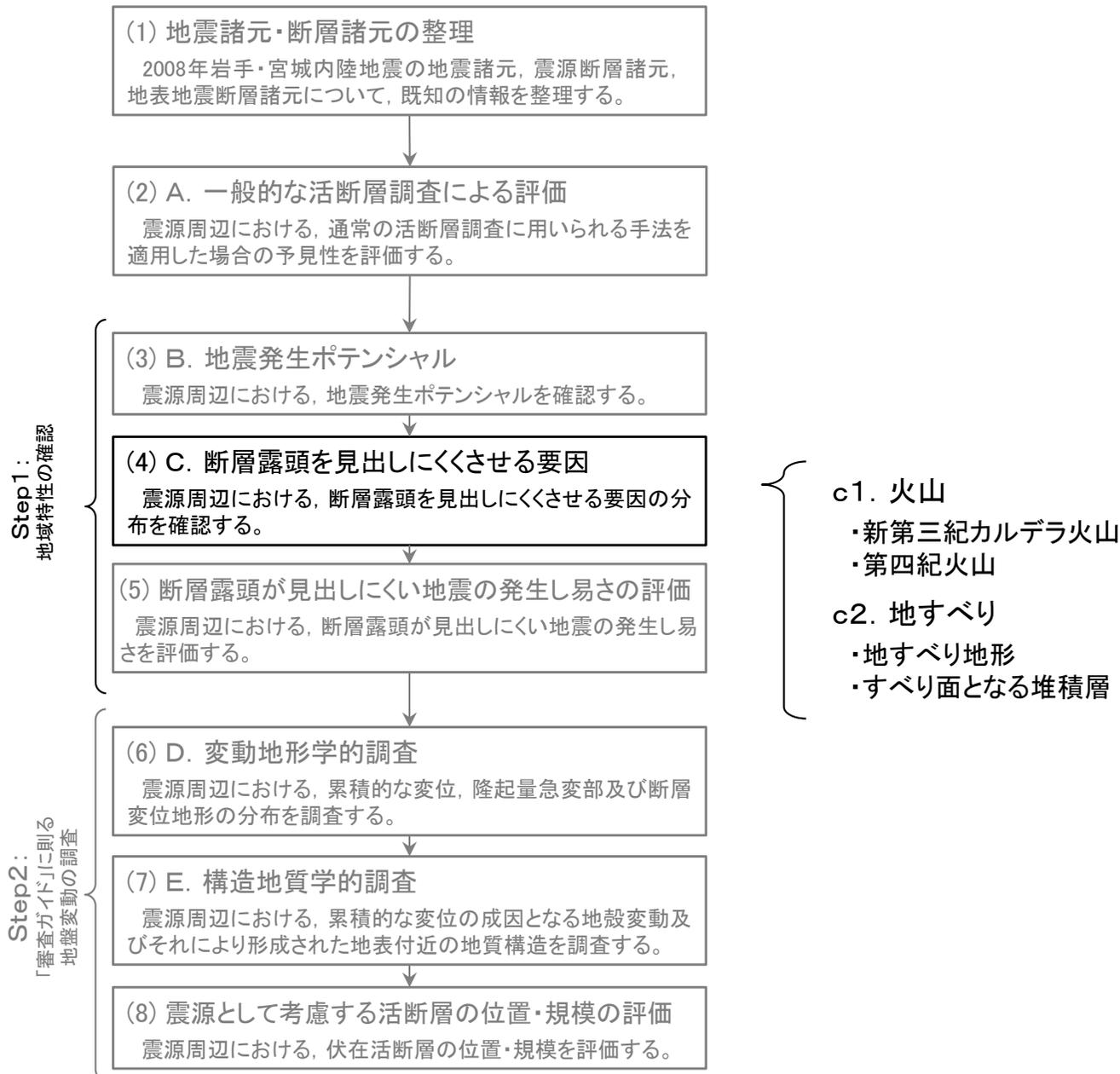
○:ポテンシャルが高い, △:ポテンシャルがある, ×:ポテンシャルが認められない

		結果	地震発生ポテンシャルの評価
b1. ひずみ集中帯			
地質学的歪み集中帯		・ 東北脊梁山地の地質学的歪み集中帯に該当する。	○ 数百万年間で蓄積された歪み域と最近数年でのひずみ域との双方に該当しており、伏在活断層が分布する可能性が高い。
測地学的ひずみ集中帯		・ 東北脊梁山地と北上山地西縁とに認められる2列の東西短縮ひずみ速度が速い地域が北部で収束する領域に位置している。	
b2. 主要活断層帯の延長			
活断層データベース		・ 余震域東縁の北方延長には、北上低地西縁断層帯が認められており、本地震は、主要(長大)活断層帯の南方延長した領域で発生している。	○ 主要(長大)活断層帯の延長部にあり、また地質断層が多く認められていることから、伏在活断層が分布する可能性が高い。
1/20万シームレス地質図		・ 出店断層、餅転-細倉構造線の一部を構成する複数の地質断層等、多くの断層が分布する。	
b3. 山地-平野・盆地の境界			
地形		・ 奥羽脊梁山地の東側に位置し、東縁は山地/低地境界となっている。但し、北方の「北上低地西縁断層帯」と比べて山地から低地への地形変化は緩やかで、明瞭なリアメントは判読されない。	△ 山地での局所的で累積的な隆起は明瞭であり、伏在活断層が分布する可能性がある。
隆起量分布		・ 河成段丘の比高を使った隆起量分布では、山地から低地への隆起量の変化が明らかである。	
b4. 重力基盤構造			
重力異常(ブーゲー重力)		・ 余震域の東側には、概ねN-S方向に連続する弱い重力変換部が認められる。	△ N-S方向に延びる重力変換部の上盤側で、一部に局所的な落差構造があり、伏在断層が分布する可能性がある。
重力基盤図		・ 本震付近には、局所的な落差構造が認められる。	
b5. 地震・発震機構			
既往微小地震		・ 東北脊梁山地と北上山地西縁とに認められる2列の地震活動帯が北部で収束する付近に位置し、地震活動帯の下部地殻は、地震波低速度領域及び深部低周波地震の発生領域となっている。	△ 非弾性的な地震波低速度領域に挟まれる地震波高速度領域にあるため、弾性変形によるひずみエネルギーの蓄積が期待され、地殻流体の供給も期待されることから、断層が繰り返し活動する条件を満たしている。 ただし、詳細な地震波速度構造が不明な場合、広域的には非弾性変形領域と判断される。
速度構造		・ 本震及び余震は、2列の地震波低速度領域(地震活動帯)に挟まれる地震波高速度領域で発生している。	

- ・ 震源周辺は、地震波高速度領域において累積的な短縮変形及び隆起が認められており、弾性変形によるひずみエネルギーの蓄積が期待される。また、主要(長大)活断層の延長にあり、多くの地質断層の分布に加えて地殻流体の供給も期待されるため、活断層による地震発生ポテンシャルが高い地域であると判断される。

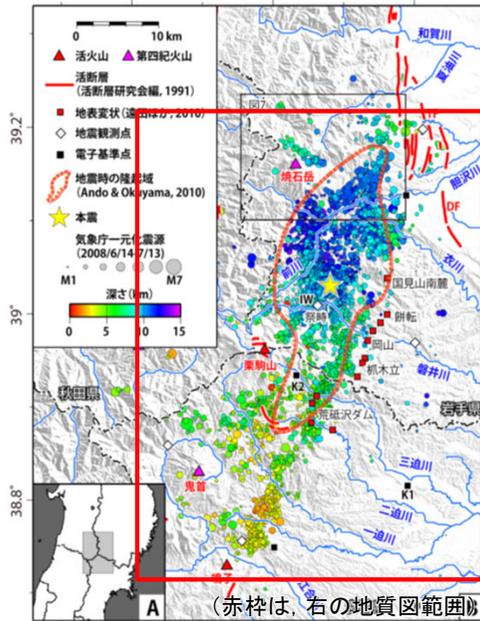


## 検討フローに基づく資料構成





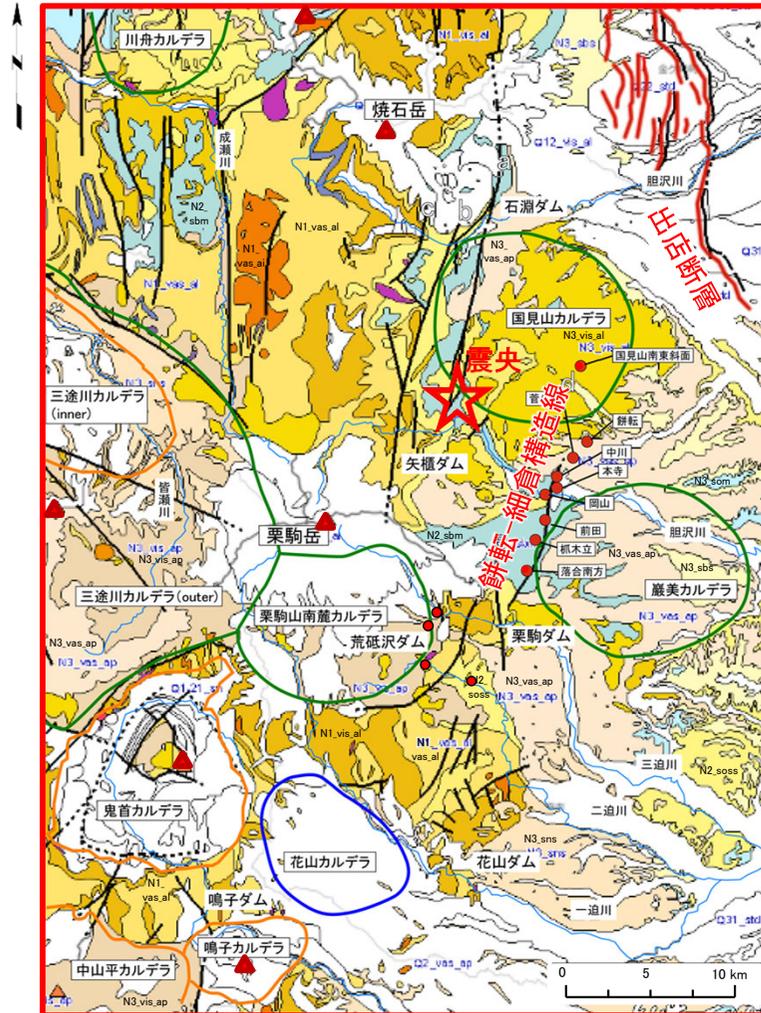
c1.火山:新第三紀カルデラ火山(1/2)



(赤枠は、右の地質図範囲)

余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆

2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺



2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質図

布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(赤●)を,  
産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に加筆



(地質凡例は次頁に示す。)

- 震源周辺は、新第三紀のカルデラ火山に囲まれており、全域が新第三紀火山岩類に広く覆われている。
- 一般に噴火による火砕流堆積物は空隙が多いルーズな堆積層を成し、さらにカルデラ噴火では大量に厚く堆積すると考えられるため、カルデラ火山の火砕流堆積物に覆われる地域では、断層のせん断変位が吸収されて見出しにくくなると判断される。



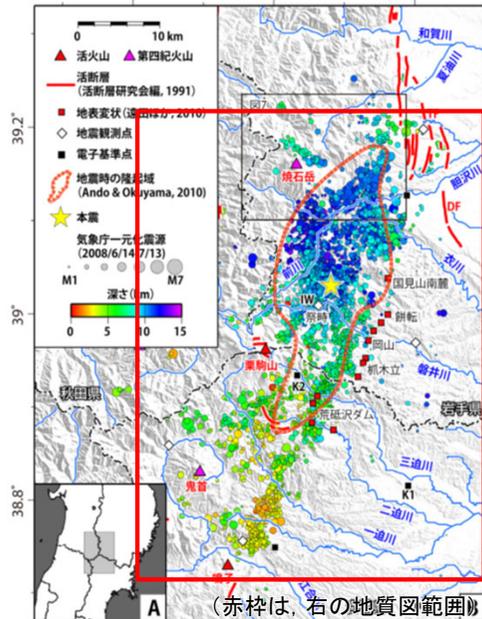
c1.火山:新第三紀カルデラ火山(2/2)

2008年岩手・宮城内陸地震震源域の新第三紀火山岩類の地質凡例

20万分の1日本シームレス地質図V2 凡例(火成岩)  ver. 2020/7/10  地質時代					火成岩																			
					火山岩																			
					岩屑 なだれ 堆積物	火山麓 扇状地 堆積物	玄武岩・アルカリ玄武岩・粗面玄武岩				安山岩・玄武岩質安山岩・粗面安山岩				デイサイト・流紋岩・粗面岩									
							溶岩・火砕岩		貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流	貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流		貫入岩				
玄武岩		アルカリ玄武岩・粗面玄武岩	玄武岩	アルカリ玄武岩・粗面玄武岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	安山岩・玄武岩質安山岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩									
島弧・大陸																								
紀	世	期	下限年代(Ma)	地質時代記号	v_ad	v_af	vb_al		vbs_ai	vba_ai	vi_al		vis_ap	vis_ai	via_ai	va_al		vas_ap	vaa_ap	vas_ai	vaa_ai			
							vbs_al	vba_al			vis_al	via_al				vas_al	vaa_al							
新第三紀	鮮新世	後期	ピアセンジアン期	3.600	N3	N3_v_a d																		
		前期	ザンクリアン期	5.333			N33	N3_vbs_al	N3_vba_al	N3_vbs_ai	N3_vba_ai	N3_vis_al	N3_via_al	N3_vis_ap	N3_vis_ai	N3_via_ai	N3_vas_al	N3_vaa_al	N3_vas_ap			N3_vas_ai	N3_vaa_ai	
	後期	メッシニアン期	7.246	N32																				
	中新世	後期	トートニアン期	11.63	N2	N22	N222																	
			中期	サーラバリアン期				12.3 13.82	N221	N2_vbs_al	N2_vba_al	N2_vbs_ai	N2_vba_ai	N2_vis_al	N2_via_al	N2_vis_ap	N2_vis_ai	N2_via_ai	N2_vas_al	N2_vaa_al	N2_vas_ap			N2_vas_ai
		中期	ランギアン期	15.3	N21	N212	N211																	
			前期	バーディガリアン期				17.1 20.44	N12	N122	N1_vbs_al	N1_vba_al	N1_vbs_ai	N1_vba_ai	N1_vis_al	N1_via_al	N1_vis_ap	N1_vis_ai	N1_via_ai	N1_vas_al	N1_vaa_al	N1_vas_ap		
		前期	アキタニアン期		23.03	Pg4	Pg42																	
								Pg4_vb_s_al	Pg4_vb_a_al	Pg4_vb_s_ai	Pg4_vb_a_ai	Pg4_vis_al	Pg4_via_al	Pg4_vis_ap	Pg4_vis_ai	Pg4_via_ai	Pg4_vas_al	Pg4_vaa_al	Pg4_vas_ap	Pg4_vaa_ap	Pg4_vas_ai	Pg4_vaa_ai		

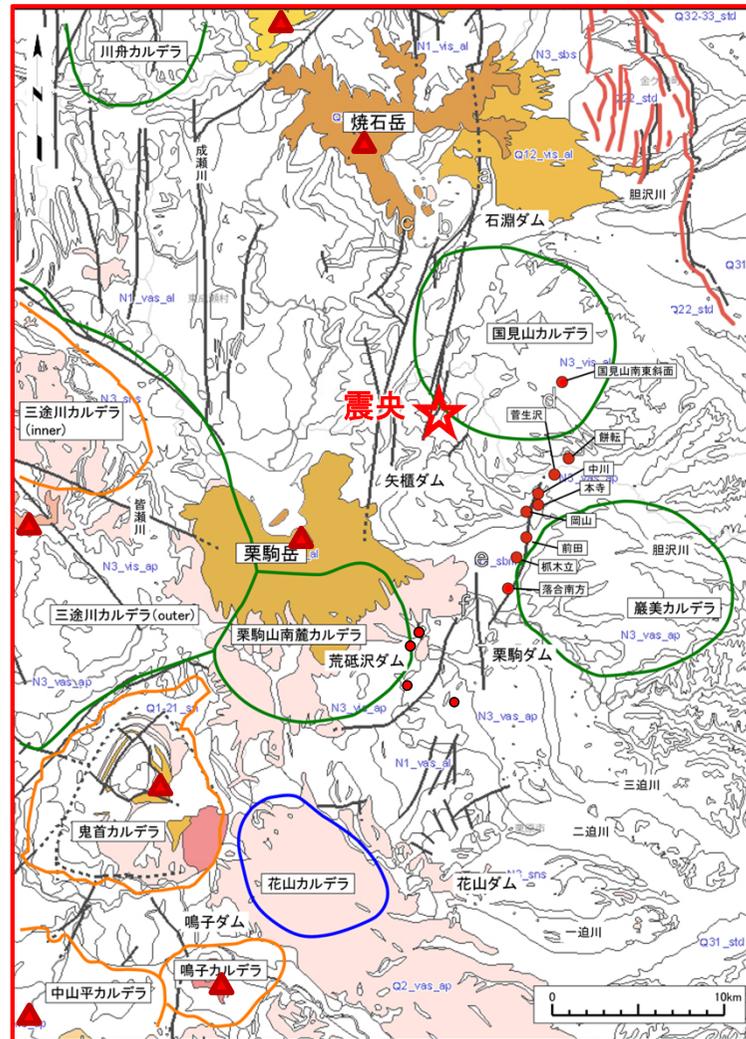


c1.火山:第四紀火山(1/2)



余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆

2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺



(地質凡例は次頁に示す。)

栗駒山周辺の第四紀火山噴出物とカルデラ構造  
布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(赤●)を,  
産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に加筆

• 震源周辺には, 第四紀火山が分布しており, 新第三紀火山岩類の一部を覆っている。



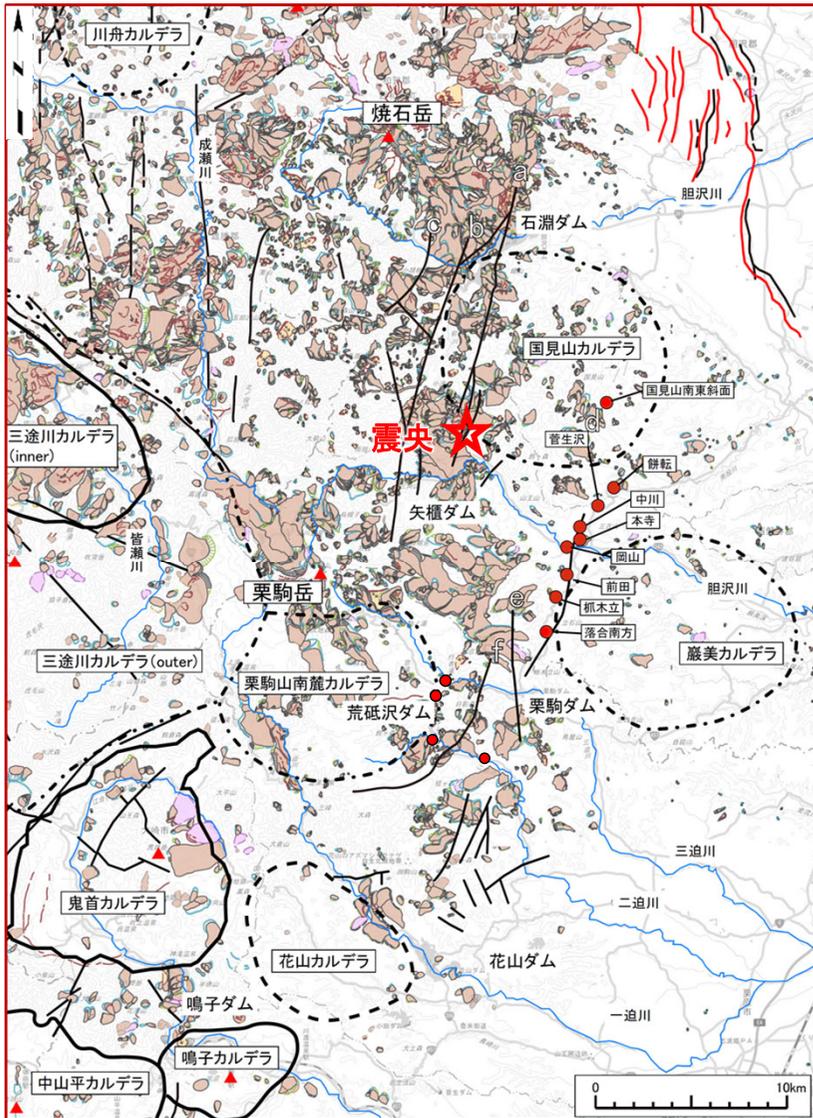
c1.火山:第四紀火山(2/2)

2008年岩手・宮城内陸地震震源域の第四紀火山岩類の地質凡例

20万分の1日本シームレス地質図V2 凡例(火成岩) ver. 2020/7/10 地質時代					火成岩																			
					火山岩																			
					岩屑 なだれ 堆積物	火山麓 扇状地 堆積物	玄武岩・アルカリ玄武岩・粗面玄武岩				安山岩・玄武岩質安山岩・粗面安山岩				デイサイト・流紋岩・粗面岩									
							溶岩・火砕岩		貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流	貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流		貫入岩				
玄武岩		アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		玄武岩		アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	粗面安山岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩						
島弧・大陸																								
紀	世	期	下限年代(Ma)	地質時代記号		v_ad	v_af	vb_al		vbs_ai	vba_ai	vi_al		vis_ap	vis_ai	via_ai	va_al		vas_ap	vaa_ap	vas_ai	vaa_ai		
								vbs_al	vba_al			vis_al	via_al				vas_al	vaa_al						
第四紀	完新世		0.005	H	H2	H_v_ad	Q1-H_v_af	H_vbs_al	H_vba_al			H_vis_al	H_via_al	H_vis_ap			H_vas_al		H_vas_ap					
			0.0117		H1																			
	更新世	後期		0.03	Q3	Q33		Q3_v_ad	Q3_vbs_al	Q3_vba_al			Q3_vis_al	Q3_via_al	Q33_vis_ap			Q3_vas_al		Q33_vas_ap				
				0.07		Q32							Q32_vis_ap						Q32_vas_ap					
				0.126		Q31								Q31_vis_ap						Q31_vas_ap				
			0.4	Q2	Q22	Q2_v_ad		Q2_vbs_al	Q2_vba_al	Q2_vbs_ai	Q2_vba_ai	Q2_vis_al	Q2_via_al	Q2_vis_ap	Q2_vis_ai	Q2_via_ai	Q2_vas_al	Q2_vaa_al	Q2_vas_ap		Q2_vas_ai	Q2_vaa_ai		
		0.781	Q2	Q21																				
		1.80	Q1	Q12	Q12_v_ad	Q12_vb_s_al		Q12_vb_a_al	Q12_vb_s_ai	Q12_vb_a_ai	Q12_vis_al	Q12_via_al	Q12_vis_ai	Q12_vis_iai	Q12_via_iai	Q12_vas_al	Q12_vaa_al	Q12_vas_ap		Q12_vas_ai	Q12_vaa_ai			
		2.58	Q1	Q11	Q11_v_ad	Q11_vb_s_al		Q11_vb_a_al	Q11_vb_s_ai	Q11_vb_a_ai	Q11_vis_al	Q11_via_al	Q11_vis_ai	Q11_vis_iai	Q11_via_iai	Q11_vas_al	Q11_vaa_al	Q11_vas_ap		Q11_vas_ai	Q11_vaa_ai			



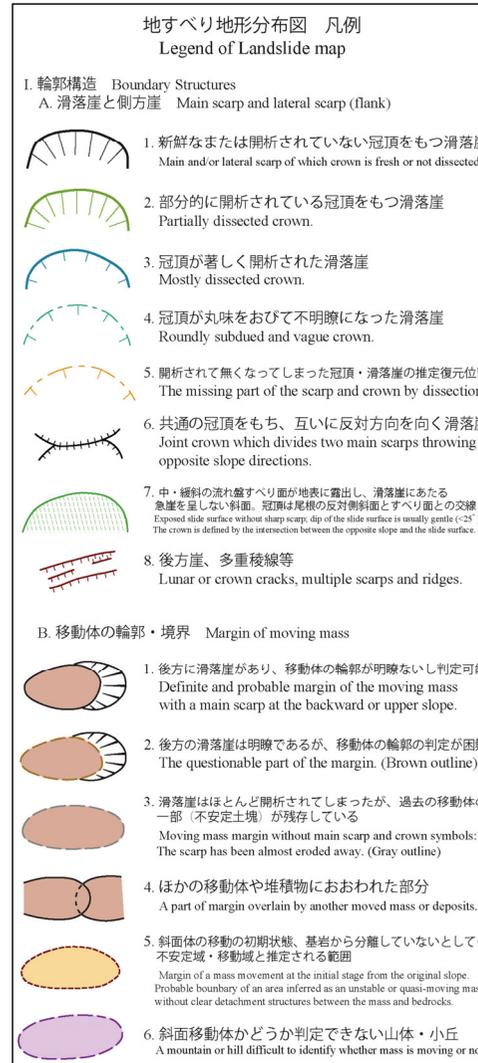
c2.地すべり:地すべり地形



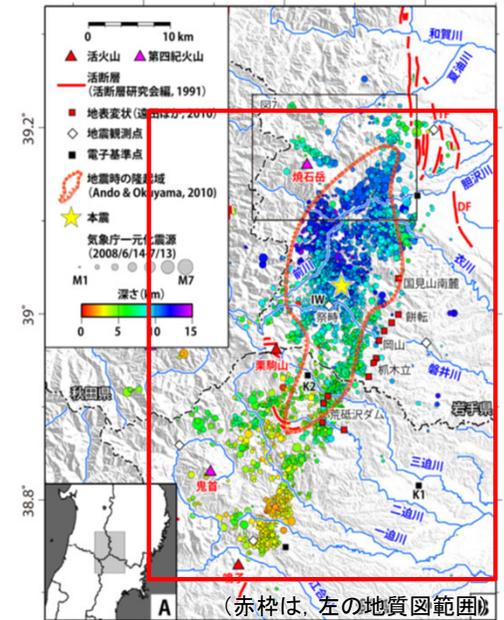
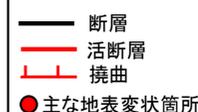
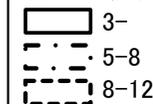
地すべり地形分布図

「防災科学研究所地すべり分布図」に加筆

※カルデラ分布は布原ほか(2008), 断層痕跡分布(●)は遠田ほか(2010), 断層は産業技術総合研究所, 地質図navi による



カルデラ(Ma)



余震分布, 地表痕跡分布, 地震時の隆起域

(柳田ほか, 2020)に加筆

- 地震発生以前から、震源周辺には地すべり地形が著しく認められている。
- 地震発生後の再判読では、地すべり地形を呈していた斜面が再活動した事例がかなりあったとされている。(井口ほか, 2010)
- なお、今回地震の地表痕跡での鉛直変位量は、震源付近において50cm以下であり、図示されない規模の地すべり移動体や崖錐などによっても、容易に変位が吸収されるあるいは変位地形が被覆されると判断される。



c2.地すべり:すべり面となる堆積層



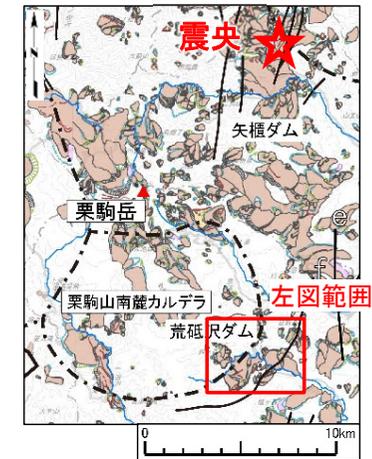
	産積堆積物	滑落外直下で発達する産積
	旧陥没帯内堆積物	地すべり崩積土や泥炭で構成される。軟質で粘性強い。
	熔結凝灰岩	高温石英や扁平化した火山ガラスが認められる凝灰岩。一部に柱状節理が発達する。
	軽石凝灰岩	巨礫大の軽石と同質の火山灰の基質で構成される。軽石には大きな高温石英が含まれる。風化により砂状に崩壊する。
	砂岩・シルト岩	層理や葉理が発達する砂岩・シルト岩。一部に巨礫の混入や植物化石が認められる。地すべり地内の根乱帯および基盤で破砕された旧層が認められる。
	針葉樹林残存	移動土塊の乱れが比較的に少なく、針葉樹林が残存するゾーン。
	傾倒木	傾倒する樹林とその傾倒方向等
	水面	流水、池等
	湧水	地内で確認される湧水
	亀裂・崖	
	移動後の道路構造物	地内で確認される地すべり後の道路構造物。
	風穴	陥没帯および右側壁側外の一部で認められる風穴。
	写真番号	写真番号とその撮影位置、方向等

(林野庁東北森林管理局, 2010)



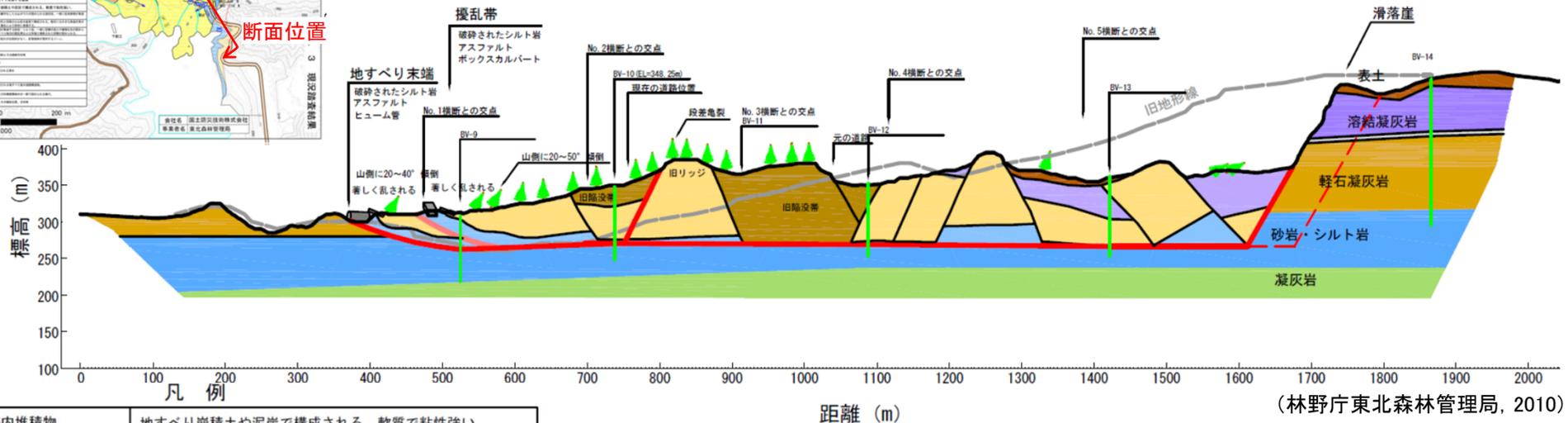
荒砥沢地すべり位置

(井口ほか, 2010)



地すべり分布図

「防災科学研究所地すべり分布図」に加筆



(林野庁東北森林管理局, 2010)

ks	旧陥没帯内堆積物	地すべり崩積土や泥炭で構成される。軟質で粘性強い。
Wt	熔結凝灰岩	高温石英や扁平化した火山ガラスが認められる凝灰岩。一部に柱状節理が発達する。
Pt	軽石凝灰岩	巨礫大の軽石と同質の火山灰の基質で構成される。軽石には大きな高温石英が含まれる。風化により砂状に崩壊する。
Pt	変質した軽石凝灰岩	熔結凝灰岩と軽石凝灰岩の層界にある3m程度の灰色凝灰岩。一部粘土化する。
Ss	砂岩・シルト岩・細粒凝灰岩	層理や葉理が発達する砂岩・シルト岩および細粒凝灰岩の互層。一部に巨礫の混入や植物化石が認められる。下位ほど凝灰岩の割合が多くなる。
Og	砂岩・礫岩	砂岩・礫岩の互層。砂岩は葉理構造が発達し、中粒~粗粒砂で構成される。礫岩は巨礫大の安山岩や軽石で構成される。
Tf	凝灰岩	基質はシルト質で緑色に変質する。軽石を含む。

- 古いカルデラ内に堆積した湖成層が地震動によって強度低下を生じ、低角で広範囲の層面すべり(荒砥沢地すべり)が発生したとされている。(井口ほか, 2010)
- 周辺の巨大な地すべり地形も地震を誘因とする層面すべりで生じた可能性が大きいとされ、今後の地震によって再滑動する可能性があると考えられている。(井口ほか, 2010)
- 地震と共に発生する地すべり移動体は、地表痕跡を容易に被覆すると判断される。



**C. 断層露頭を見出しにくくさせる要因のまとめ**

○:活断層が見出しやすい, △:どちらとも言えない, ×:活断層が見出しにくい

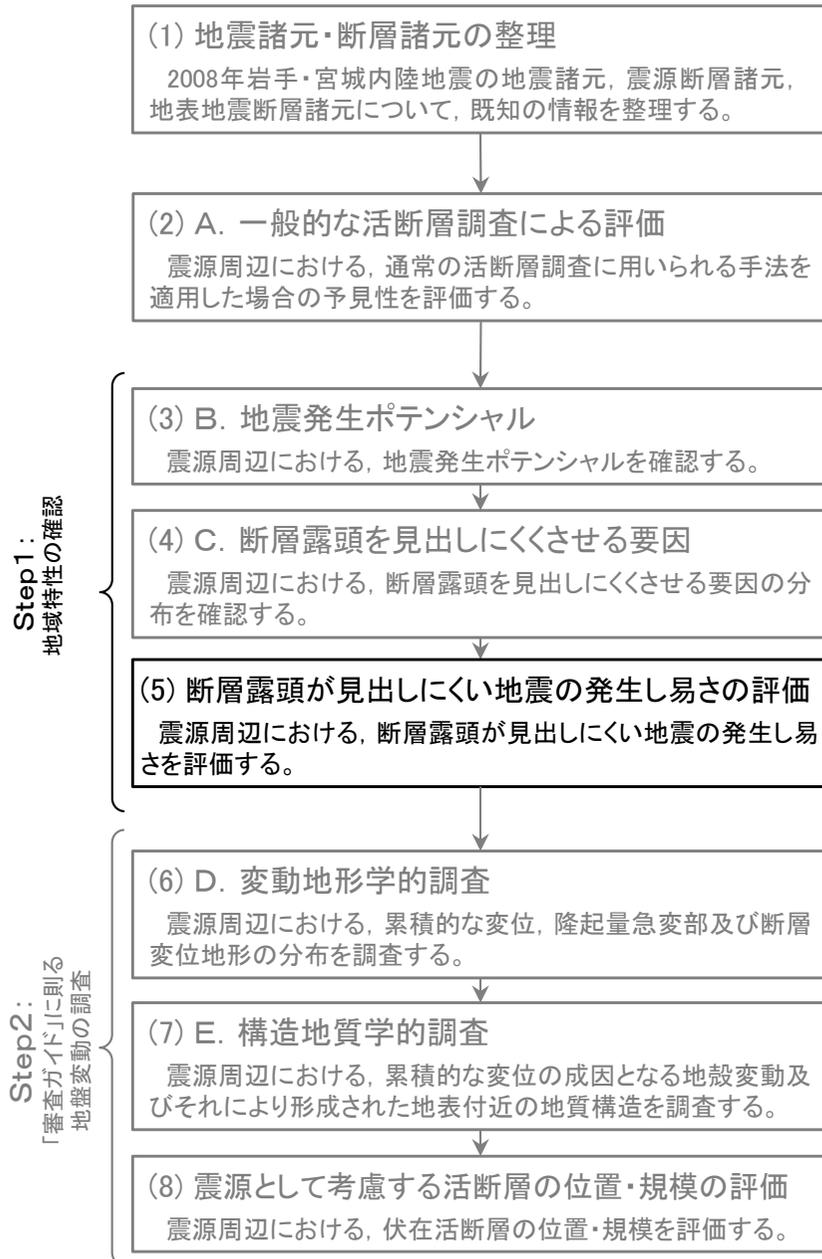
c1. カルデラ	結果	活断層の見出しやすさの評価
新第三紀カルデラ	震源周辺は新第三紀のカルデラ火山に囲まれており, 全域が火砕流堆積物に覆われている。	× 一般に噴火による火砕流堆積物は空隙が多いルーズな堆積層を成し, さらにカルデラ噴火では大量に厚く堆積すると考えられるため, カルデラ火山等の火砕流堆積物に覆われる震源周辺は, せん断変位が吸収されて断層変位地形が見出しにくくなると判断される。
第四紀カルデラ または 第四紀単成火山	震源周辺には, 第四紀火山が分布し, 一部地域は火山噴出物に覆われている。	

c2. 地すべり地形	結果	活断層の見出しやすさの評価
地すべり地形分布図	地震発生以前から, 震源周辺には地すべり地形が著しく認められている。 地震発生後の再判読では, 地すべり地形を呈していた斜面が再活動した事例がかなりあったとされている。	× 地震発生時の地表痕跡での鉛直変位量は50cm以下であり, 広範囲の層面すべりに限らず, 図示されない規模の地すべり移動体や崖錐などによっても, 容易に変位地形が被覆され, 断層変位地形が見出しにくくなると判断される。
すべり面となる堆積層	古いカルデラ内に堆積した湖成層が地震動によって強度低下を生じ, 低角で広範囲の層面すべり(荒砥沢地すべり)が発生したとされている。 周辺の巨大な地すべり地形も地震を誘因とする層面すべりで生じた可能性が大きいとされ, 今後の地震によって再滑動する可能性があるとしてされている。	

- 震源周辺は, カルデラ火山の空隙が多いルーズな火砕流堆積物に厚く覆われ, また地表に地すべり地形が著しく発達するなど, 地表付近は断層変位が吸収あるいは被覆されやすい環境にあり, 地表の断層変位地形が見出しにくい地震であると判断される。



## 検討フローに基づく資料構成





## Step1: 地域特性の確認: 結果

### A. 一般的な活断層調査

活断層を示唆する  
具体的な地質性状あり

## Step1: 地域特性の確認

### 【B. 地震発生ポテンシャルの確認】

(活断層分布域に一般的に期待される地質性状と適合する項目)

- 地震波高速度領域にあり, 累積的な短縮変形及び隆起を生じている。
- 主要(長大)活断層帯の延長にあり, 地質断層が多く認められる。
- 地殻流体の供給がある。

### 【C. 断層露頭を見出しにくくさせる要因の確認】

(断層変位が地表付近で吸収, 被覆または分散される要因と適合する項目)

- カルデラ火山のルーズな火砕流堆積物に覆われる。
- 地すべり地形が著しく発達する。



## 【断層露頭が見出しにくい地震の発生し易さの評価】

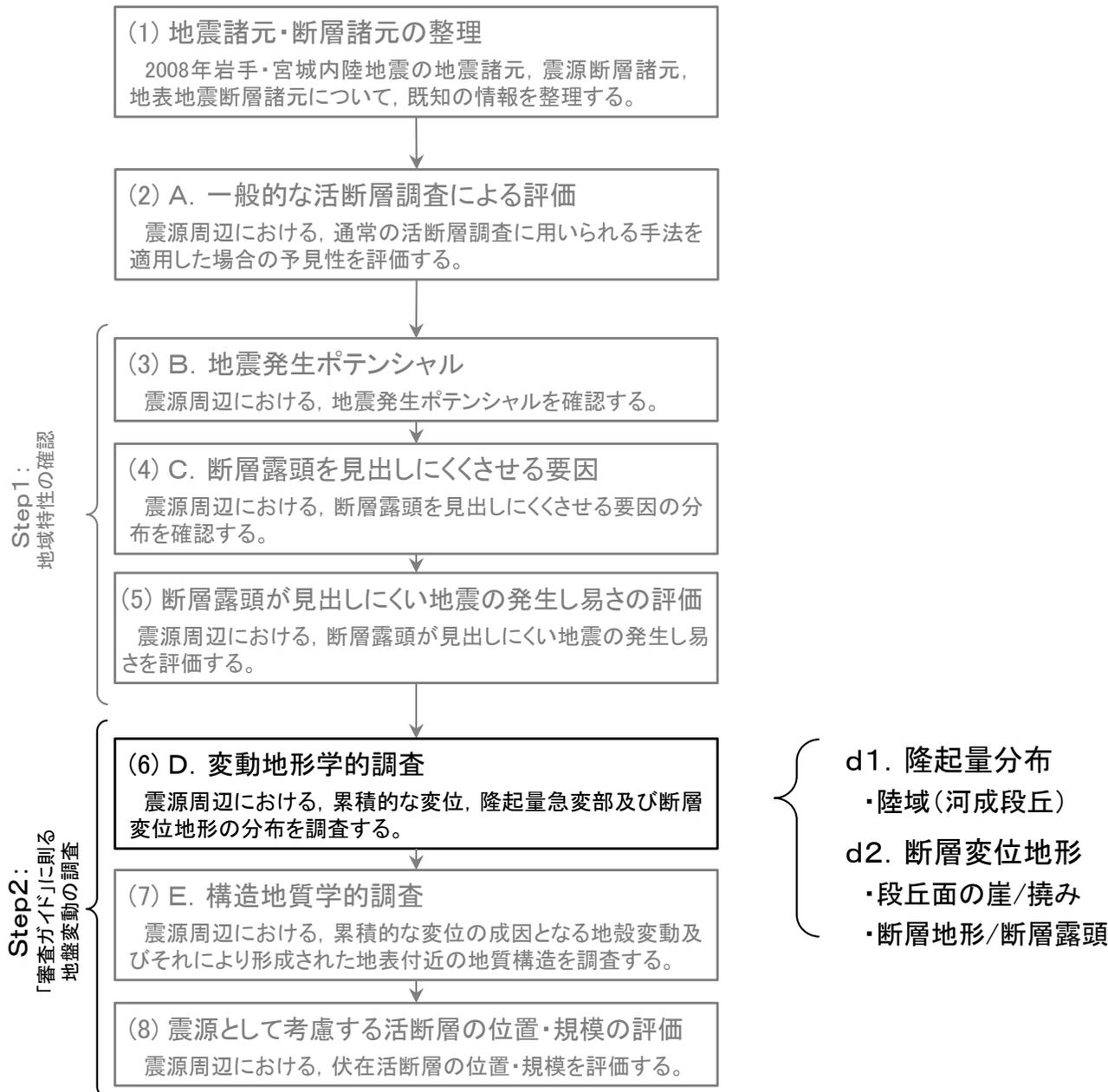
活断層分布域に一般的に期待される地質性状と適合する項目が多く, また断層変位が地表付近で吸収, 被覆または分散される要因と適合する項目も多いため, 「断層露頭の見出しにくい地震が発生し易い地域」と評価される。

断層露頭の見出しにくい  
地震が発生し易い地域に該当する

Step2へ



## 検討フローに基づく資料構成





d1.隆起量分布:陸域(河成段丘)(1/2)

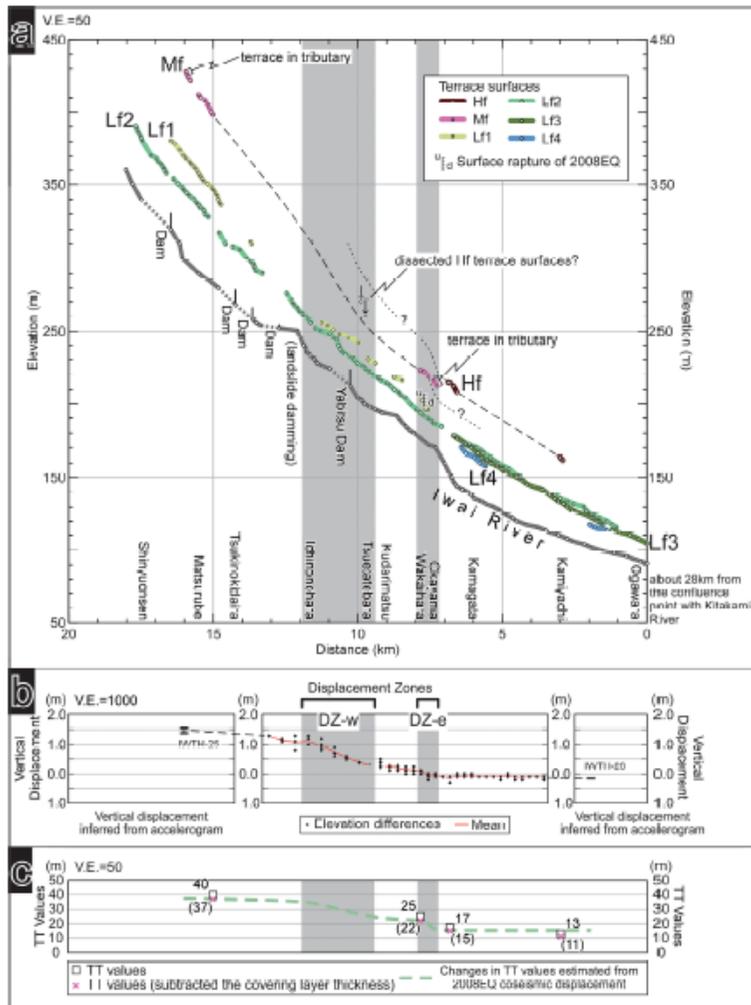


図2 段丘縦断面図と標高差分量・TT値との比較

- a: 段丘縦断面図。
- b: 標高差分量に基づく2008年地震による上下変位。DZ-w, DZ-eは上下変位の変化が相対的に大きい区間。これらの区間を段丘縦断面図(a)とTT値の変化図(c)にも灰色で着色して示した。IWTB-25, 26の値は青井ほか(2010)とMatsu'ura and Kase(2010)により地震観測記録から求められた上下変位。
- c: TT値の変化図。b図, c図はa図の距離程に対応するように値の位置をプロットした。

段丘縦断面図と標高差分量・TT値との比較  
(後藤・佐々木, 2019)

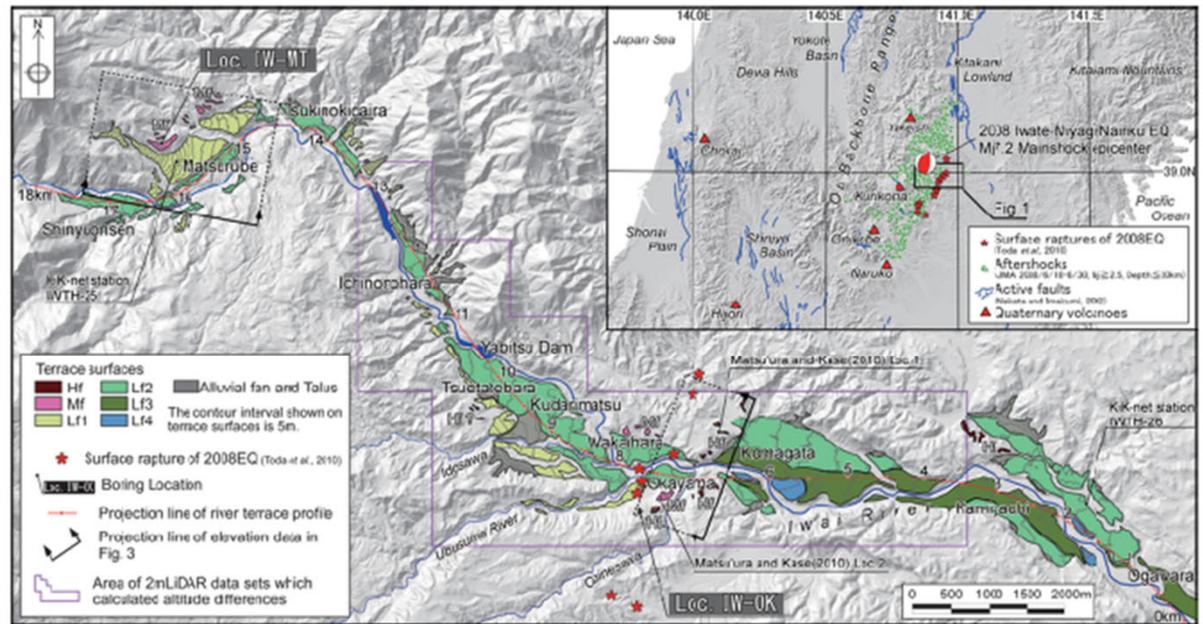
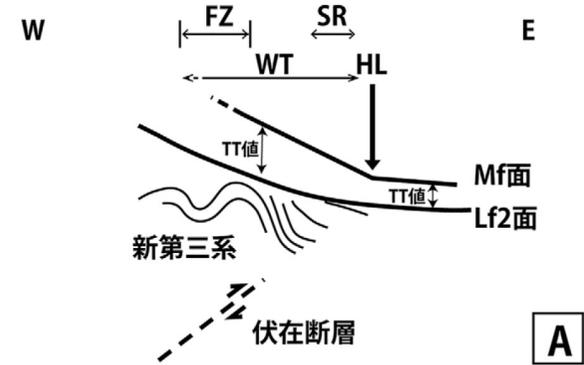
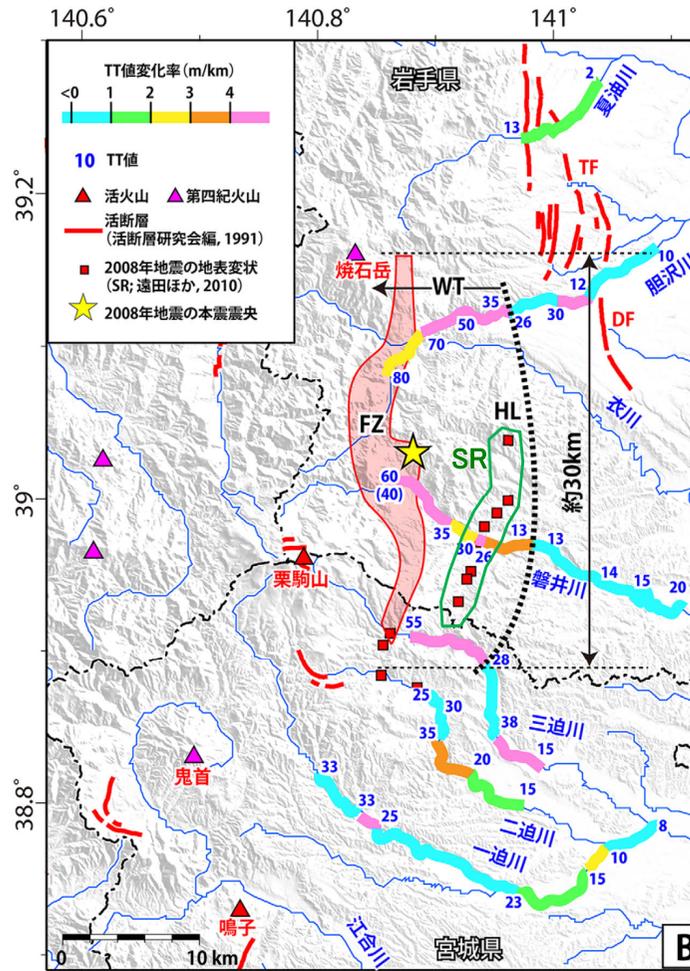
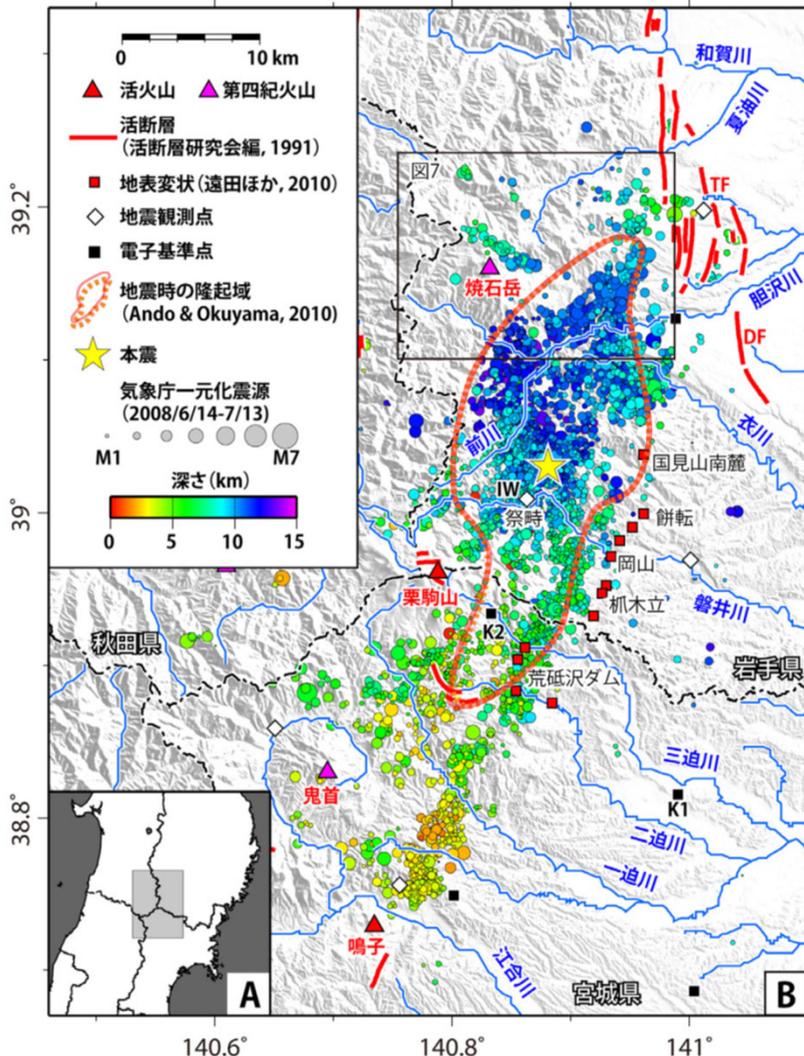


図1 段丘面区分図および調査位置図

背景の陰影図は国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報5mメッシュを使用して作成。余震分布は気象庁(2017)を使用して作成。メカニズム解は気象庁(2008)による。

- 余震域中央を横断する磐井川(いわいがわ)において、河成段丘面の段丘縦断面図、地震前後の標高上下変位、比高(TT値)を対比すると、山地境界を境として、地震前後の上下変位と比高(TT値)の変化パターンがよく類似するとされている。そのため、比高(TT値)の変化パターンは、後期更新世以降の地震による地殻変動の累積の結果であるとされている。(後藤・佐々木, 2019)

d1.隆起量分布:陸域(河成段丘)(2/2)



FZ: 新第三系の褶曲帯  
 SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層, 地表変状  
 WT: 幅広い変形帯  
 HL: 山麓の隆起量急変部  
 DF: 出店断層  
 TF: 天狗森断層群

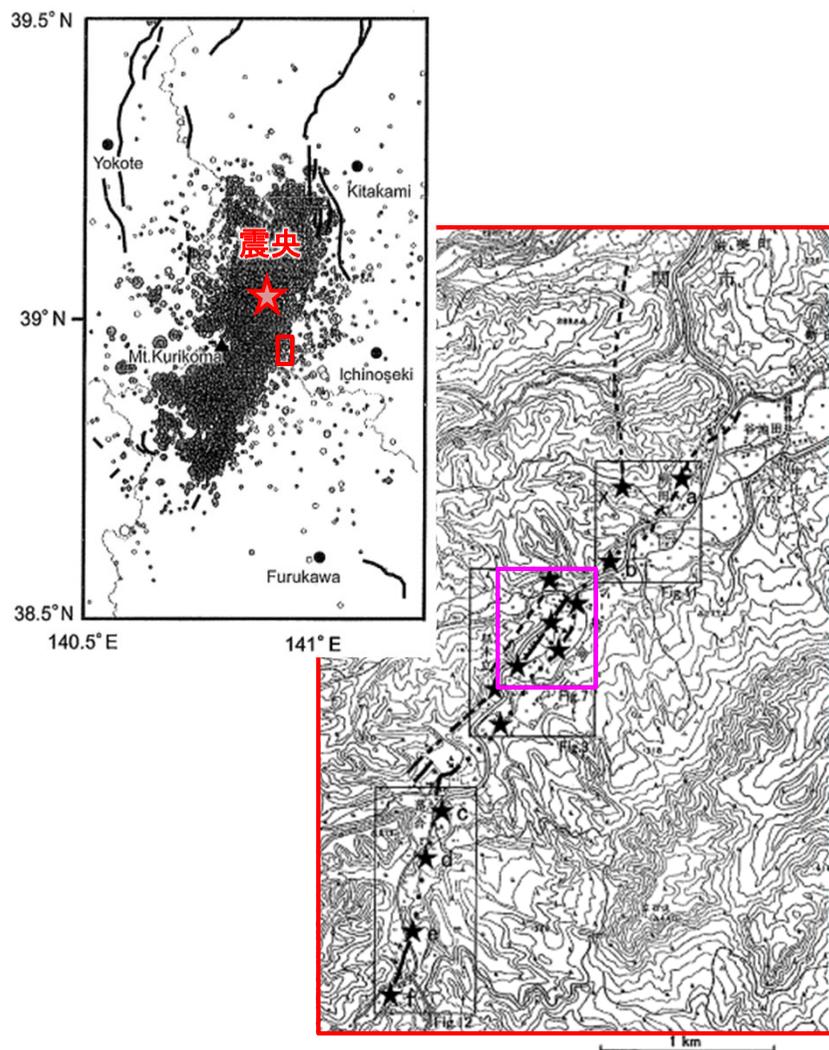
図A 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図 (柳田ほか, 2020)に加筆

図B TT値の分布と各河川沿いの変化率 (柳田ほか, 2020)に加筆

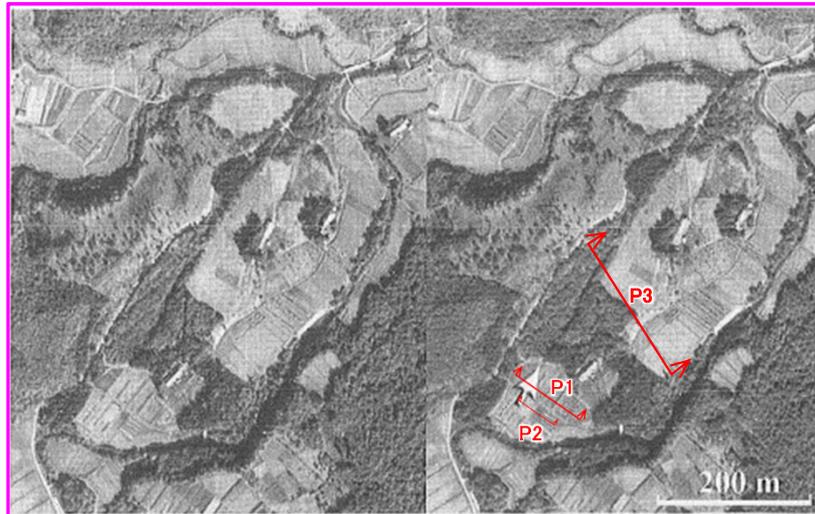
余震分布, 地表痕跡分布, 地震時の隆起 (柳田ほか, 2020)に加筆

- 余震域東縁を横断する複数の河川に沿って, 河成段丘面の比高(TT値)を整理し, 胆沢川から三迫川(さんはさまがわ)にかけて, 山側に幅広い変形帯(WT)があること, その東縁には隆起量急変部(HL)が分布するとされている。(柳田ほか, 2020)
- 比高(TT値)の変化パターンにより明らかにされた変形帯(WT)は, 地震時の隆起域に対して東縁が外側に広がり, 長さは河川が分布する範囲に限定されるため若干短いものの, 隆起域と同程度(約30km)となっている。

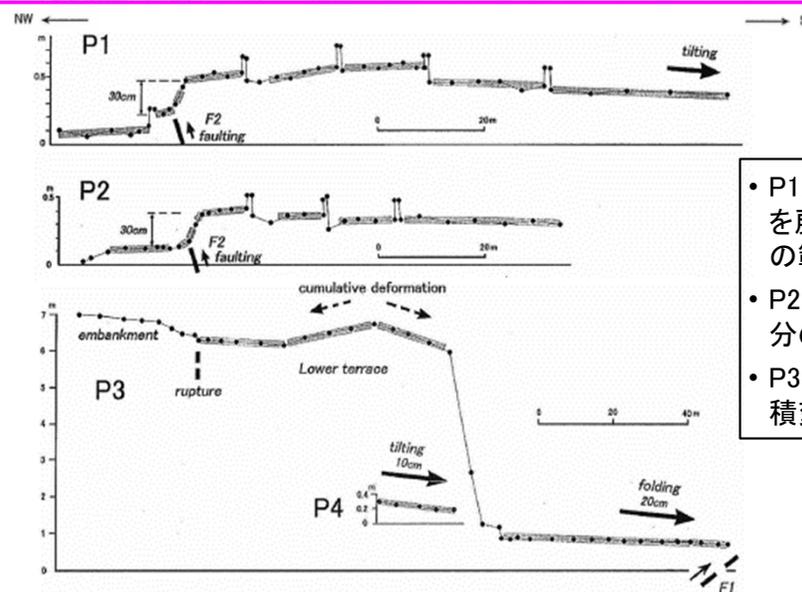
d2.断層変位地形(1/2):段丘面の崖/撓み



余震分布と地表痕跡分布(鈴木ほか(2008)に加筆)



柵木立付近の1976年航空写真ステレオペアと地形測量位置(鈴木ほか(2008)にを加筆)

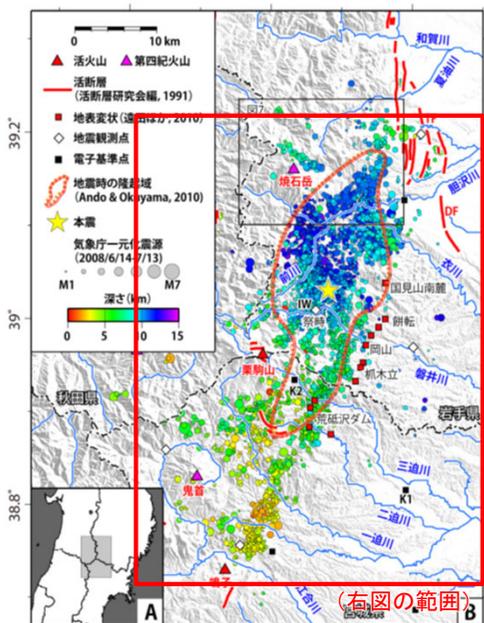


- P1測線では今回の断層変位分を戻しても断層より東側の幅50mの範囲に数10cmの高まりが残る。
- P2測線では一連の地形面は1回分の変位のみ受けている。
- P3測線では低位段丘面上に累積変形がある。

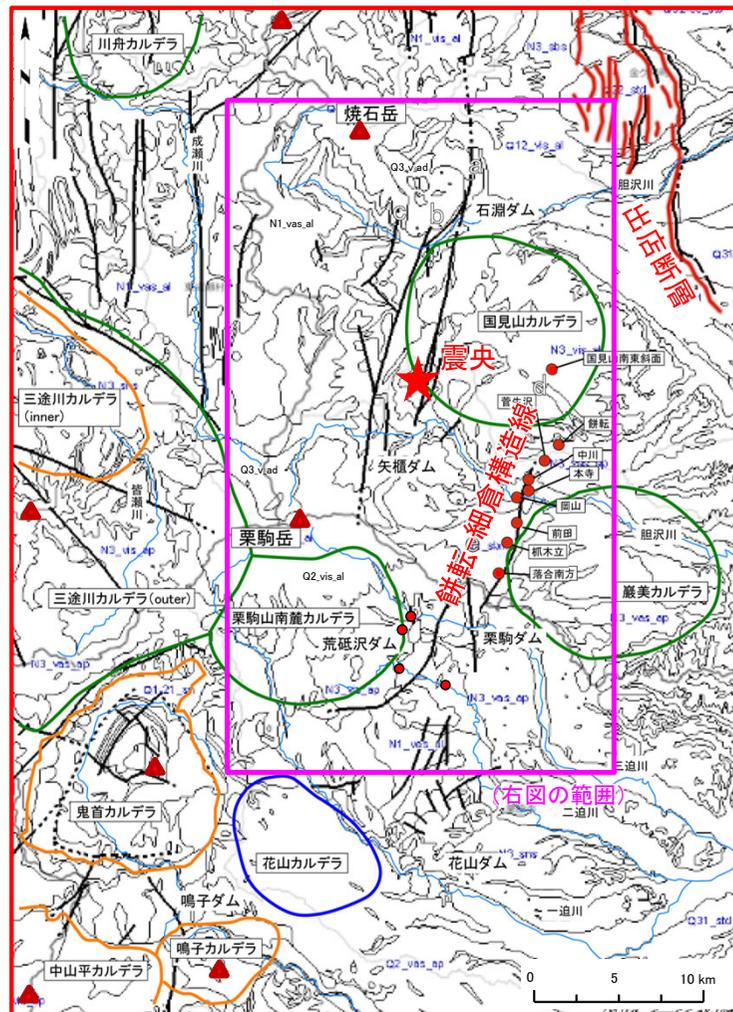
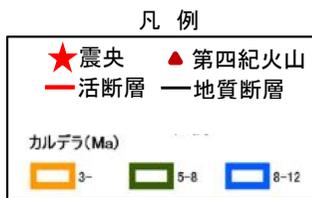
地震時変位および累積変位を示す地形測量断面(鈴木ほか(2008))

- 地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたこととされ、柵木立(はのきだち)地点の低位段丘面に判読された逆向き断層崖でのトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとされている。(鈴木ほか, 2008)
- これらは、震源断層である「山地境界断層」に付随して活動した「餅転-細倉構造線」の断層に沿う断層変位地形と判断される。

d2.断層変位地形(2/2):断層地形/断層露頭

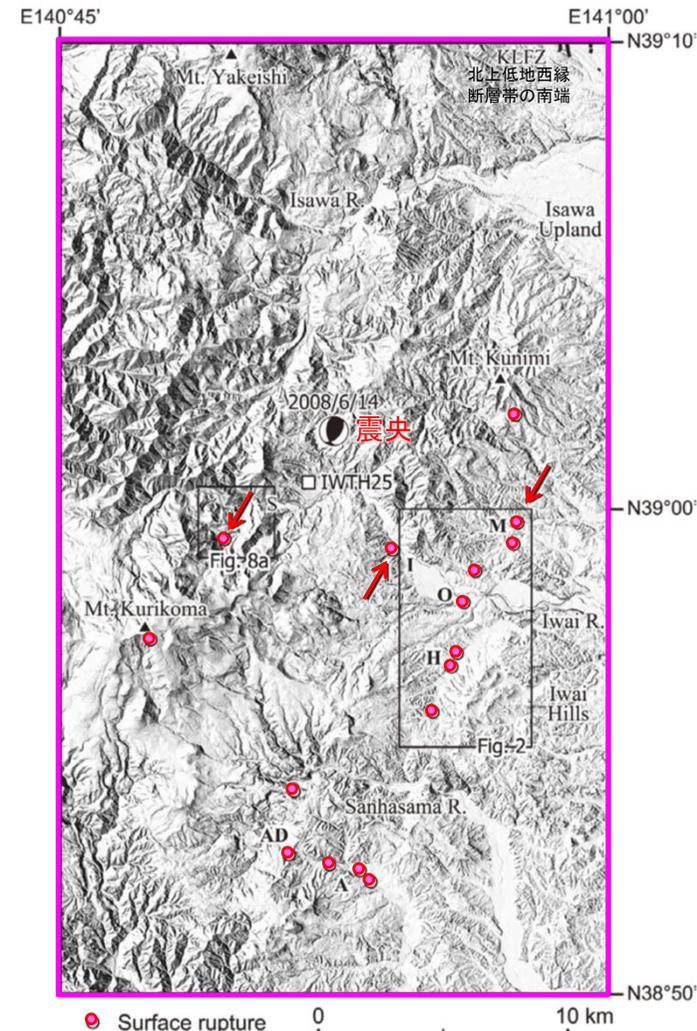


余震分布, 地表痕跡分布,  
地震時の隆起域  
(柳田ほか, 2020)に加筆



2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質構造図

布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(赤●)を,  
産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に加筆



地表痕跡確認位置図(堤ほか, 2010)に加筆

- 地震時の地表痕跡は, 南北約20km, 東西約15kmの範囲に3列に分散して現れたことが特徴であるとされている。(堤ほか, 2010)
- 東側の列は, 既知の「餅乾-細倉構造線」に沿って出現しているが, 地震前には活動性は認識されていない。
- 震源断層である「山地境界断層」の断層露頭は出現しておらず, また地表痕跡の分布は, 地震直後の地表踏査でも隆起域に比べて狭い範囲に限られており, 断層露頭によって震源断層の規模を予想することは困難であると判断される。



**D. 変動地形学的調査のまとめ**

○: 活動性及び位置・規模が把握される, △: 活動性, 位置または規模が把握される, ×: 活動性, 位置及び規模の把握が困難

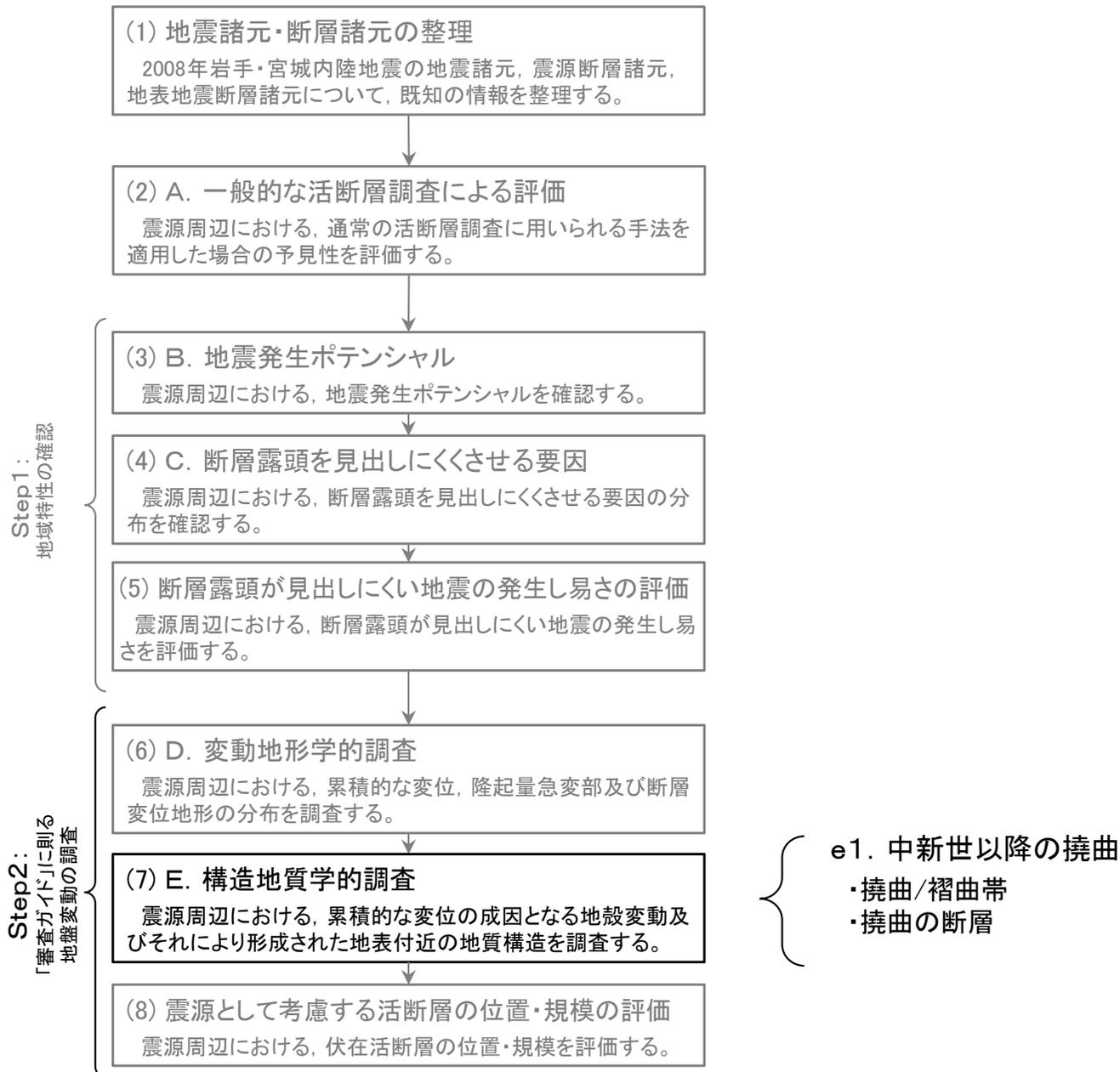
d1. 隆起量分布	結果	位置・規模の評価
河成段丘	<p>余震域中央を横断する磐井川において、後期更新世以降に形成された河成段丘面の比高(TT値)の変化パターンは、今回の地震による上下変動と類似する。</p> <p>余震域東縁を横断する複数の河川での比高(TT値)の分布により、余震域に幅広い変形帯(WT)とその東縁となる隆起量急変部(HL)が認められる。その規模は、地震時の隆起域に対して東縁が外側に広がり、長さは河川が分布する範囲に限定されるため若干短いものの、隆起域と同程度(約30km)となっている。</p>	<p>○</p> <p>河成段丘面の比高(TT値)分布により後期更新世以降に活動した変形帯(WT)が把握され、その東縁となる隆起量急変部(HL)によって、伏在する活断層の存在及び地表延長位置が推定される。また、変形帯(WT)が地震時の隆起域と同程度に広がることから、変形帯(WT)の規模(約30km)によって、伏在する活断層の規模の推定が可能であると判断される。</p>

d2. 断層変位地形	結果	位置・規模の評価
段丘面の崖/撓み	<p>地震前の空中写真により余震域東縁の3~4km程度の区間に、震源断層に付随して活動した「餅転-細倉構造線」の断層に沿って断層変位地形の可能性のある地形が判読される。</p> <p>地震時にはこの断層に沿って低位段丘面に逆向き断層崖が生じている。</p>	<p>△</p> <p>震源断層に付随して活動した「餅転-細倉構造線」の断層に沿って断層変位地形が出現しており、それらの出現範囲は隆起域に比べて狭い。しかしながら、トレンチ調査を実施することにより、過去の地震活動履歴が明らかとなっている。</p>
断層地形/断層露頭	<p>地震時の地表痕跡は、南北約20km、東西約15kmの範囲に3列に分散して現れ、一部は震源断層に付随して活動した「餅転-細倉構造線」の断層に沿っている。これらの出現範囲は地震時の隆起域に比べて狭い。</p> <p>「餅転-細倉構造線」の断層に沿って生じた低位段丘面の逆向き低崖でのトレンチ調査により、約5千年前以降の複数回の活動が確認される。</p> <p>震源断層である「山地境界断層」の断層地形・断層露頭は出現していない。</p>	

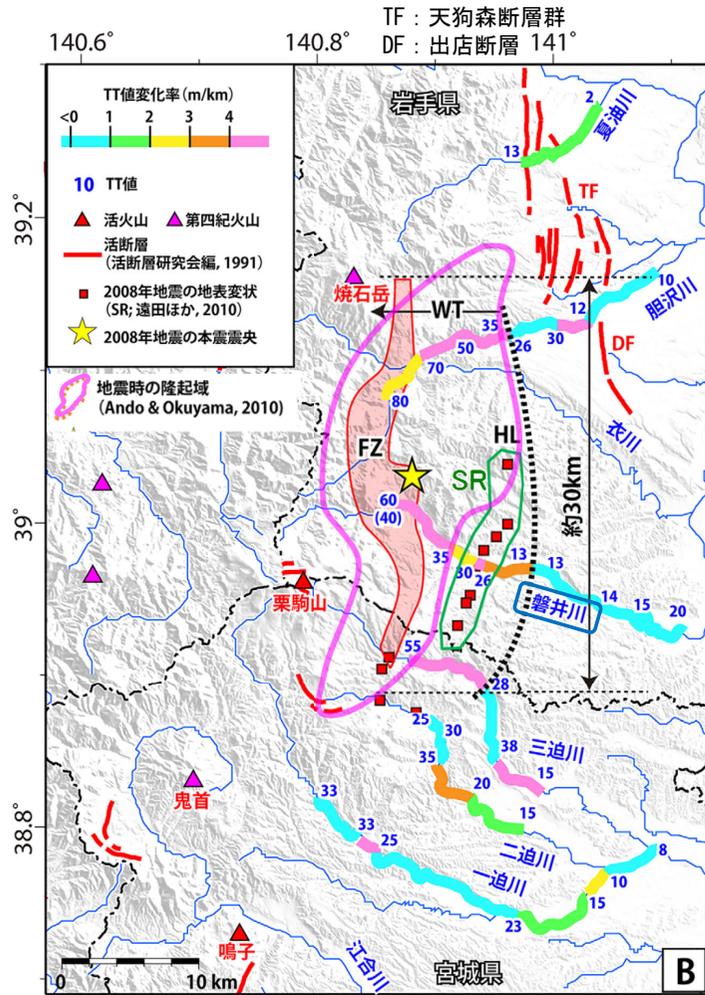
- 隆起量分布の調査によれば、河成段丘面の比高(TT値)分布により後期更新世以降に活動した変形帯(WT)が把握され、その東縁となる隆起量急変部(HL)によって、伏在する活断層の存在及び地表延長位置が推定される。また、変形帯(WT)が地震時の隆起域と同程度に広がることから、変形帯(WT)の規模(約30km)によって、伏在する活断層の規模の推定が可能であると判断される。
- 断層変位地形の調査によれば、震源断層に付随して活動した「餅転-細倉構造線」の断層に沿って断層変位地形が出現しており、それらの出現範囲は隆起域に比べて狭い。しかしながら、トレンチ調査を実施することにより、過去の地震活動履歴が明らかとなっている。



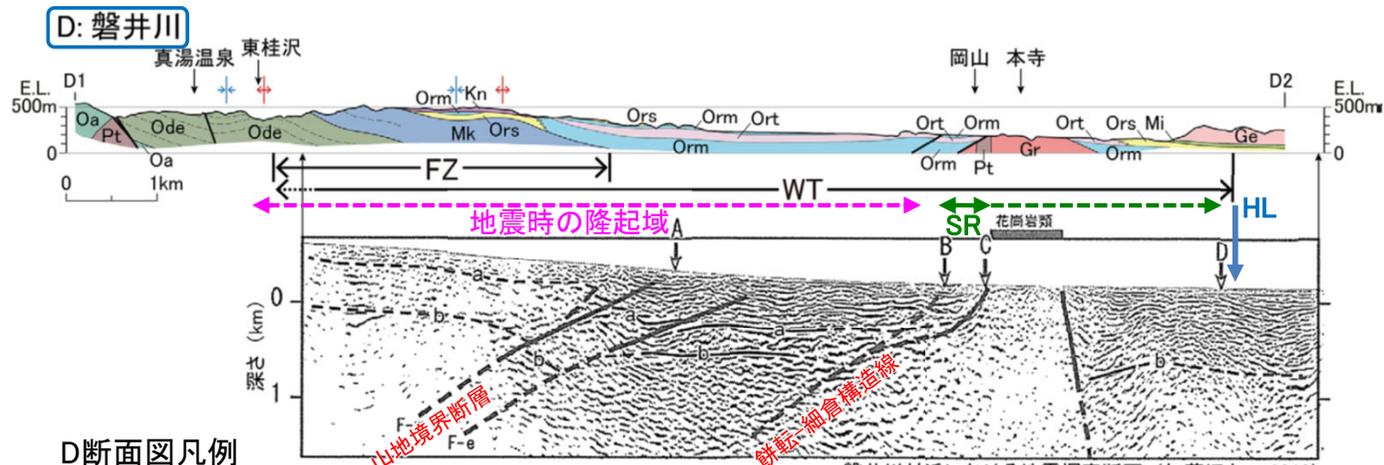
## 検討フローに基づく資料構成



e1.中新世以降の撓曲(1/2) : 撓曲/褶曲帯



図B TT値の分布と各河川沿いの変化率 (柳田ほか, 2020)に加筆

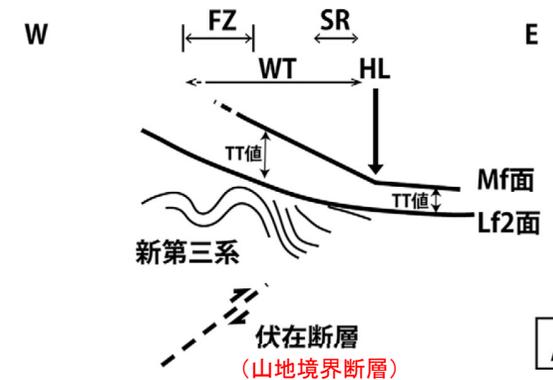


D断面図凡例

- 鮮新世 [ 国見山安山岩 (Kn)
- 後期中新世 [ 巖美層 (軽石凝灰岩) (Ge)  
瑞山層 (凝灰岩・凝灰質砂岩等) (Mi)
- 中期～後期中新世 [ 下嵐江層 (凝灰岩) (Ort)  
下嵐江層 (泥岩) (Orm)  
下嵐江層 (砂岩) (Ors)
- 前期～中期中新世 [ 前川層 (Mk)  
小出川層 (Ode)
- 漸新世～前期中新世 [ 大荒沢層 (Oa)
- 白亜紀 [ 花こう岩類 (Gr)
- 時代未詳 [ 中古生層 (Pt)

(柳田ほか, 2020)から抜粋

D: 磐井川の地質断面, 地震探査断面 (柳田ほか, 2020)に加筆

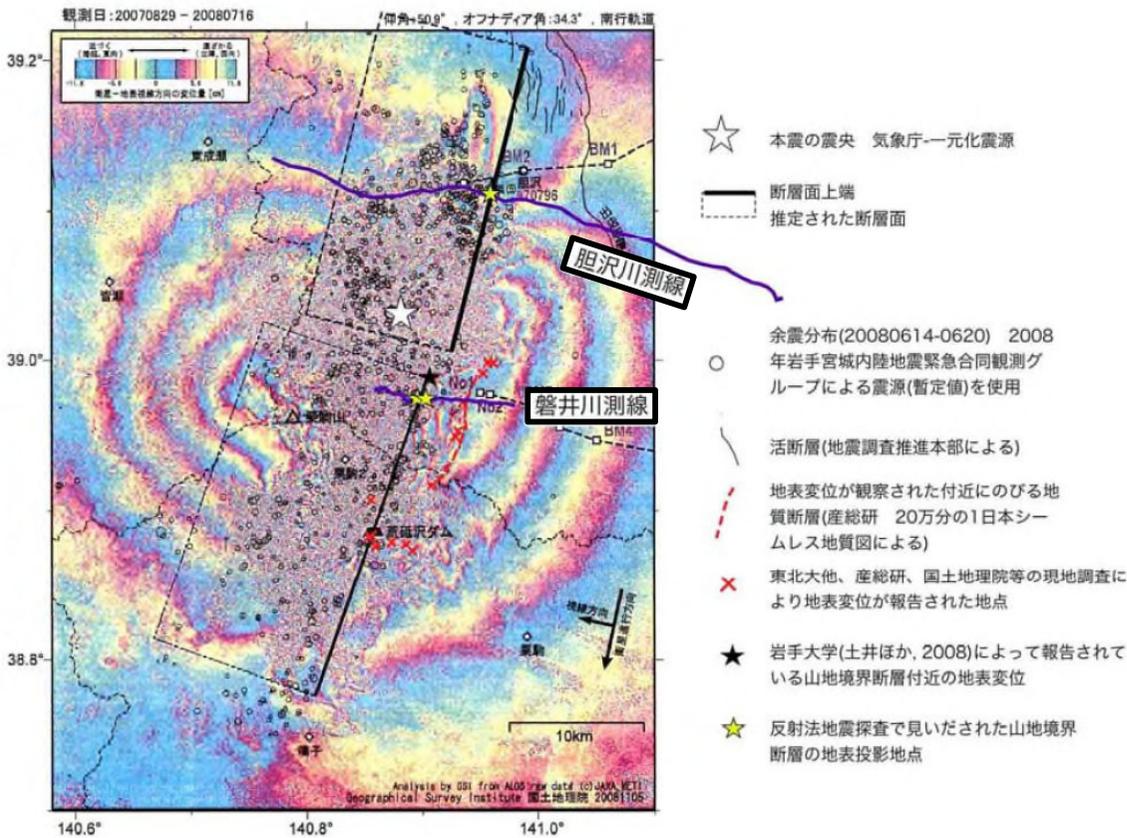


FZ: 新第三系の褶曲帯 WT: 幅広い変形帯 HL: 山麓の隆起量急変部 SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層/地表変状

図A 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図 (柳田ほか, 2020)に加筆

- 余震域東縁を横断する複数の河川でのTT値の変化パターンにより、余震域には、後期更新世以降に活動した変形帯(WT)と、その東縁の山麓の隆起量急変部(HL)が把握されている。(柳田, 2020)
- 幅広い変形帯(WT)の西部には、隆起量急変部(HL)と並行して、層面すべり断層を伴う新第三系の褶曲帯(FZ)が認められる。地震探査により直下に震源断層である「山地境界断層」が認められ、褶曲帯(FZ)に加えて、全体として地表に東傾斜のブロードな撓曲変形を生じさせたとされている。(柳田, 2020)。
- 褶曲帯(FZ)の長さは、変形帯(WT)と同じく、隆起域と同程度(約30km)となっている。

e1.中新世以降の撓曲(2/2) : 撓曲の断層



反射法地震探査断面測線位置図  
 (東大・東北大・岩手大, 2008)に加筆

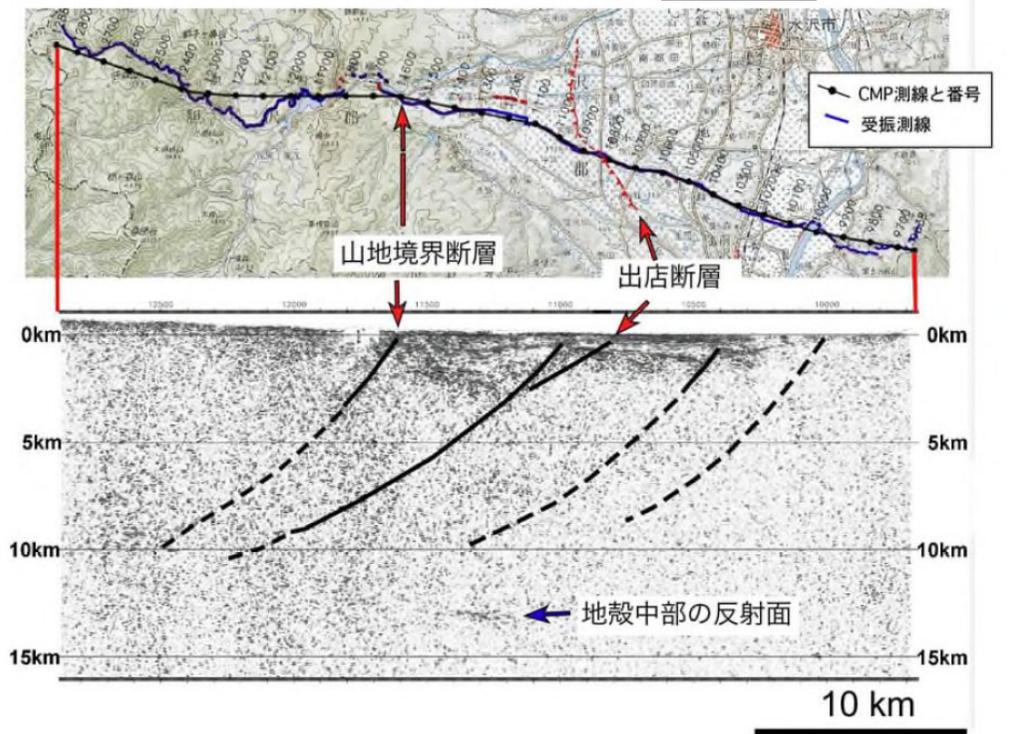
• 余震域を横断する反射法地震探査により、既知の「出店断層」, 「餅転-細倉構造線」に加え、震源断層とされている「山地境界断層」が読み取れるとされている。

(東大・東北大・岩手大, 2008: 東大・地科研・岩手大, 2008)

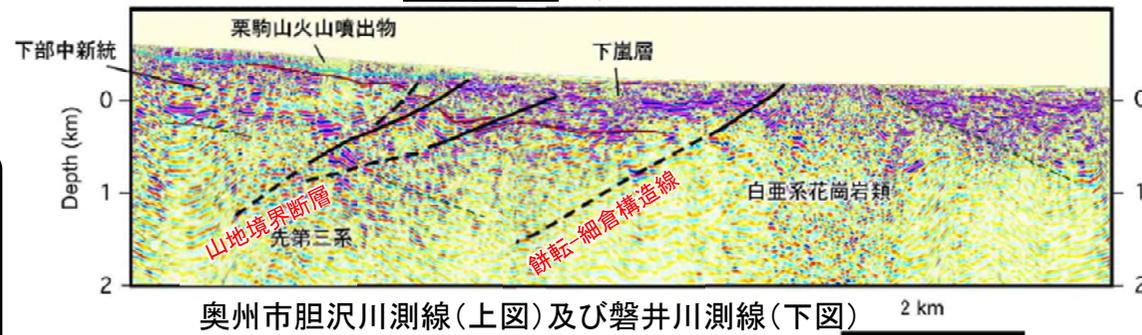
(7) E. 構造地質学的調査(3/4)



**胆沢川測線** “2006年と2007年に奥州市胆沢川沿いで、深部反射法地震探査を行い上部地殻全体の断面が得られていた”, “反射断面から奥羽山脈東縁沿いに推定されていた西傾斜の山地境界断層(未命名)”



**磐井川測線** “2008年9月に一関市磐井川添いの1.5kmの区間で、反射法地震探査を行った。” “花崗岩帯の西縁(餅転-細倉構造線)の他、奥羽山脈東麓の山地・丘陵境界に伏在する断層(山地境界断層)が読み取れる”



奥州市胆沢川測線(上図)及び磐井川測線(下図)の反射法地震探査断面

(東大・東北大・岩手大, 2008: 東大・地科研・岩手大, 2008)に加筆



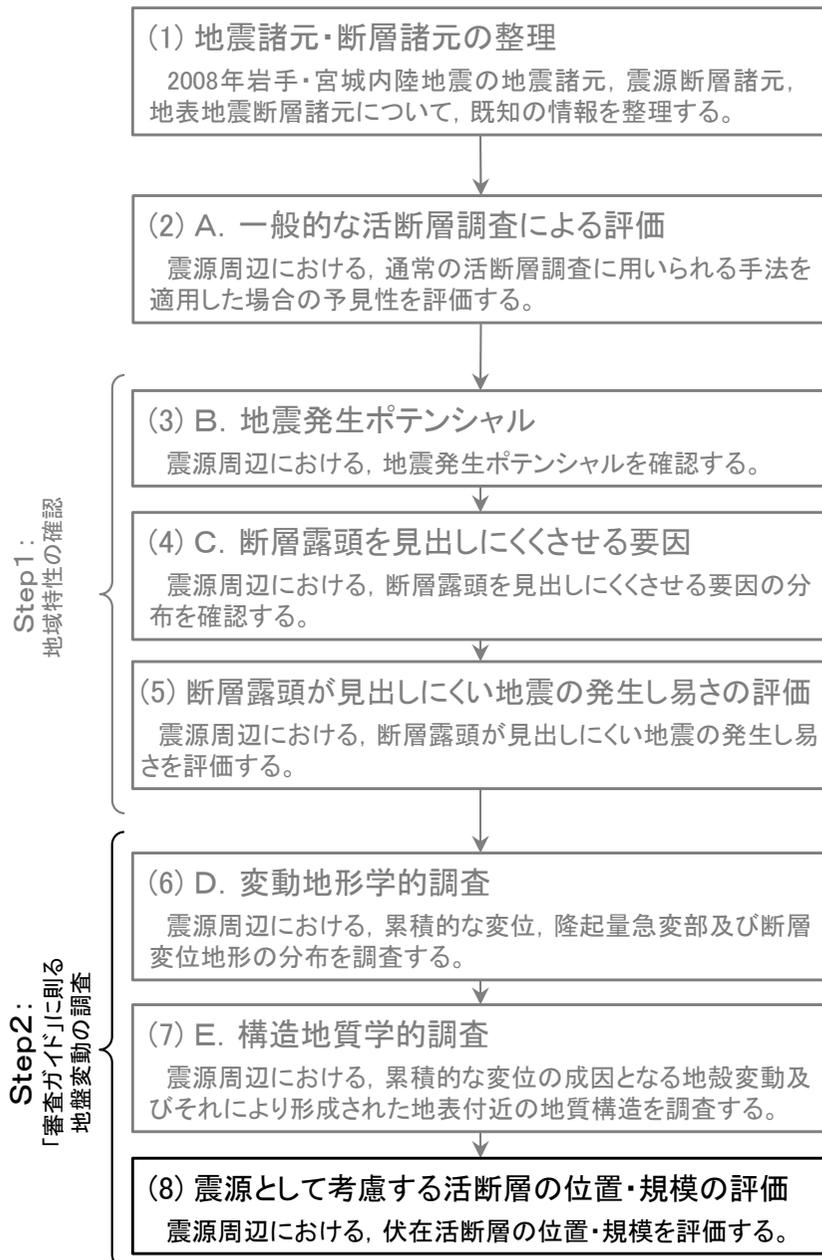
E. 構造地質学的調査のまとめ

○:位置・規模が把握される, △:どちらとも言えない, ×:位置・規模の把握が困難

e1中新世以降の撓曲	結果	位置・規模の評価
撓曲/褶曲帯	河成段丘面の比高(TT値)分布により把握された幅広い変形帯(WT)の西部には, 隆起量急変部(HL)と並行して, 新第三系の層面すべり断層を伴う東翼が急傾斜する褶曲帯(FZ)が認められ, 約30kmに渡り全体が東傾斜のブロードな撓曲構造となっている。	○ 河成段丘面の比高(TT値)分布により把握された変形帯(WT)の西部に褶曲帯(FZ)が認められ, 且つ地表全体が東傾斜のブロードな撓曲構造となることから, 西傾斜の逆断層の伏在が示唆され, 反射法地震探査では, 直下に震源断層である「山地境界断層」及び付随する断層が確認されている。 褶曲帯(FZ)及びブロードな撓曲構造は, 「山地境界断層」及び付随する断層により形成されたと判断され, 反射法地震探査によって位置が, 褶曲帯(FZ)の長さによって規模の推定が可能であると判断される。
撓曲の断層	褶曲帯(FZ)の直下には, 反射法地震探査によって地表に表れない伏在断層(山地境界断層)が認められ, これが変形の成因となる震源断層とされている。 反射法地震探査では, 「山地境界断層」に付随して活動した「出店断層」「餅転-細倉構造線」などの断層も認められる。	

- 河成段丘面の比高(TT値)分布により把握された変形帯(WT)の西部に褶曲帯(FZ)が認められ, 且つ地表全体が東傾斜のブロードな撓曲構造となることから, 西傾斜の逆断層の伏在が示唆され, 反射法地震探査では, 直下に震源断層である「山地境界断層」及び付随する断層が確認されている。
- 褶曲帯(FZ)及びブロードな撓曲構造は, 「山地境界断層」及び付随する断層により形成されたと判断され, 反射法地震探査によって位置が, 褶曲帯(FZ)の長さによって規模の推定が可能であると判断される。

## 検討フローに基づく資料構成



## Step2:「審査ガイド」に則る地盤変動の調査:結果

### Step1:地域特性の確認

断層露頭の見出しにくい地震  
が発生し易い地域に該当する

### Step2:「審査ガイド」に則る地盤変動の調査

#### 【D. 変動地形学的調査】

- 河成段丘面の比高(TT値)を用いて累積した隆起量分布を調査すれば、後期更新世以降に活動する変形帯(WT)と、その東縁となる隆起量急変部(HL)が把握され、西傾斜の伏在する活断層(「山地境界断層」)の存在とその地表延長位置の推定が可能であったものと判断される。

#### 【E. 構造地質学的調査】

- 地表地質調査を実施すれば、変形帯(WT)の西部の褶曲帯(FZ)と地表のブロードな撓曲構造が把握され、反射法地震探査を実施すれば、それらの成因となる伏在する活断層(「山地境界断層」)の確認が可能であったものと判断される。また、褶曲帯(FZ)と変動地形学的調査で把握された変形帯(WT)の長さ(約30km)により、伏在する活断層(「山地境界断層」)の規模の推定が可能であったものと判断される。



### 【震源として考慮する活断層の位置・規模の評価】

変動地形学的調査及び構造地質学調査を実施すれば、後期更新世以降に活動する変形帯(WT)、その一部を形成する褶曲帯(FZ)及びブロードな撓曲構造が把握され、それらの成因となる伏在する活断層(「山地境界断層」)が確認されたものと判断される。

変形帯(WT)の東縁となる隆起量急変部(HL)は、伏在する活断層の地表延長位置を示唆し、変形帯(WT)及び褶曲帯(FZ)の長さは、伏在する活断層の長さを示唆するものと判断される。

なお、変形帯(WT)及び褶曲帯(FZ)の長さ(約30km)は、地震の規模から想定される震源断層長さ(26km)よりも長く、十分保守的な評価が可能である。

活断層の位置・規模の特定可能

2008年岩手・宮城内陸地震は、「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」に則る調査を実施していれば、地震発生前に震源として考慮する活断層の位置及び規模を想定可能な地震であるため、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動(内陸地殻内地震)の評価対象に分類されるものと判断される。

## (参考) 審査ガイドにおける「地域性を考慮する地震動」の調査・評価に係る記載

### <「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」の記載>

(地域性を考慮する地震動の定義に関する記載)

4.2.1(3)「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」

- 同 [解説] (2)「(上記地震)は、震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っておらず、震源の規模が推定できない地震(Mw6.5以上)である。」
- 同 [解説] (2)「以下の地震のうち震源近傍において地震動が観測されたもの。
  - ①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震(例:2000年鳥取県西部地震)
  - ②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震(例:2008年岩手・宮城内陸地震)」

### <「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」の記載>

2.2(2)「累積的な地殻変動が疑われる地形については、個別の痕跡等のみにとらわれることなく、その起因となる地下深部の震源断層を想定して調査が実施されていることを確認する。」

- 同 [解説] (5)「顕著な海岸隆起によって累積的な変位が認められる地域では、弾性波探査によって断層が確認されない場合でも、これをもって直ちに活断層の存在を否定せず、累積的な変位を説明する適切な地殻変動を検討する必要がある。」

4.1.2.2(2)「断層通過点の変動だけでなく、段丘面等に現れている傾動等の広域的な変位・変形、地震性地殻変動の存在を示唆する海岸地形についても検討対象とされていることを確認する。」

- 同 [解説] (2)「広域的な変位・変形とは、沖積面や段丘面、斜面等の地形面の変形(撓曲、傾動、波状変形)、段丘面から復元される河床縦断面の変形、海成段丘面・旧汀線の局所的な高度変化及び堆積物に現れている撓曲構造等、幅数十メートル～数十キロメートルにわたる変位・変形をいう。」