

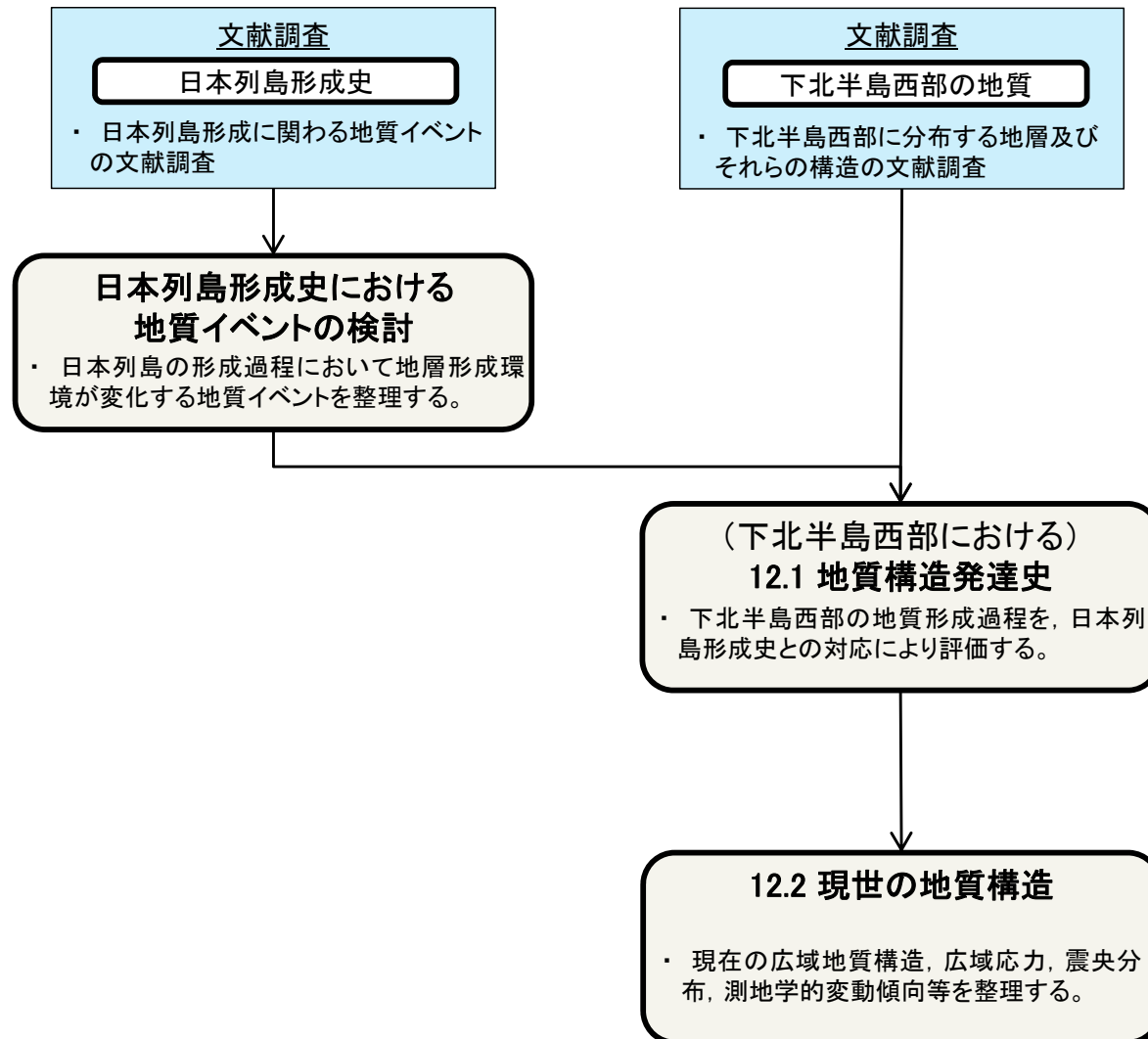
12. 地質構造発達史の評価

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	12.1 地質構造発達史12-3
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	12.2 現世の地質構造12-13
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	12.3 下北半島西部の変動履歴12-25
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	12.4 東北地方の隆起速度12-43
		13. 隆起のメカニズム評価13-1



12. 地質構造発達史の評価

地質構造発達史に関する調査フローと評価結果



本調査の目的

- ・ 下北半島西部の陸域の形成過程を整理し、現在の隆起に関わる要因を抽出する。

- ・ 下北半島西部は、奥羽脊梁山地と同様に火山フロントに沿う背弧側に位置する。
- ・ 基盤岩の多くは、新第三紀中新世のリフト期（日本海拡大期）の海底堆積物であり、中新世末に陸化した。
- ・ 新第三紀鮮新世には、カルデラを形成する火山活動が生じ、第四紀更新世には成層火山を形成する火山活動が生じた。
- ・ リフト期に基盤岩であった先古第三系は、奥羽脊梁山地と異なり、比較的浅部に分布する。

評価結果

- ・ 下北半島西部は、東北地方と同様の地質構造発達史を持つ。
- ・ 下北半島西部は火山フロントに沿う背弧側に位置し、東北地方における奥羽脊梁山地に対応する。

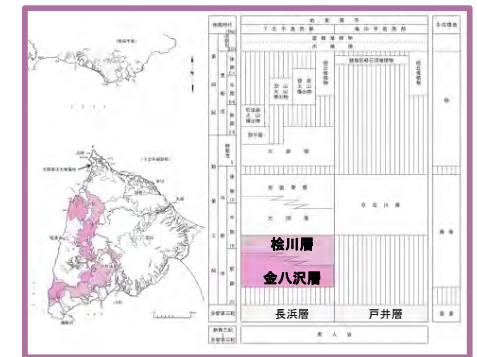
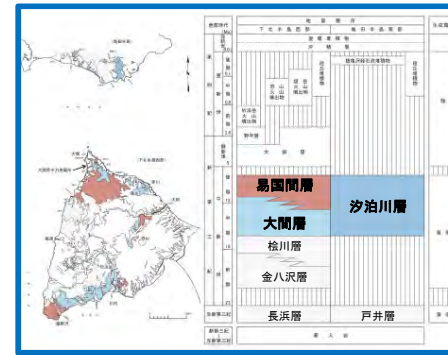
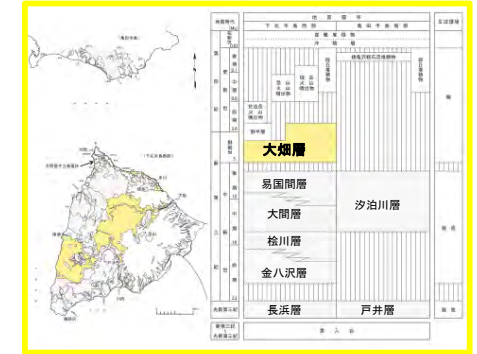
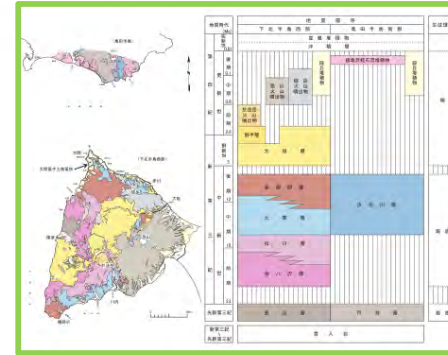
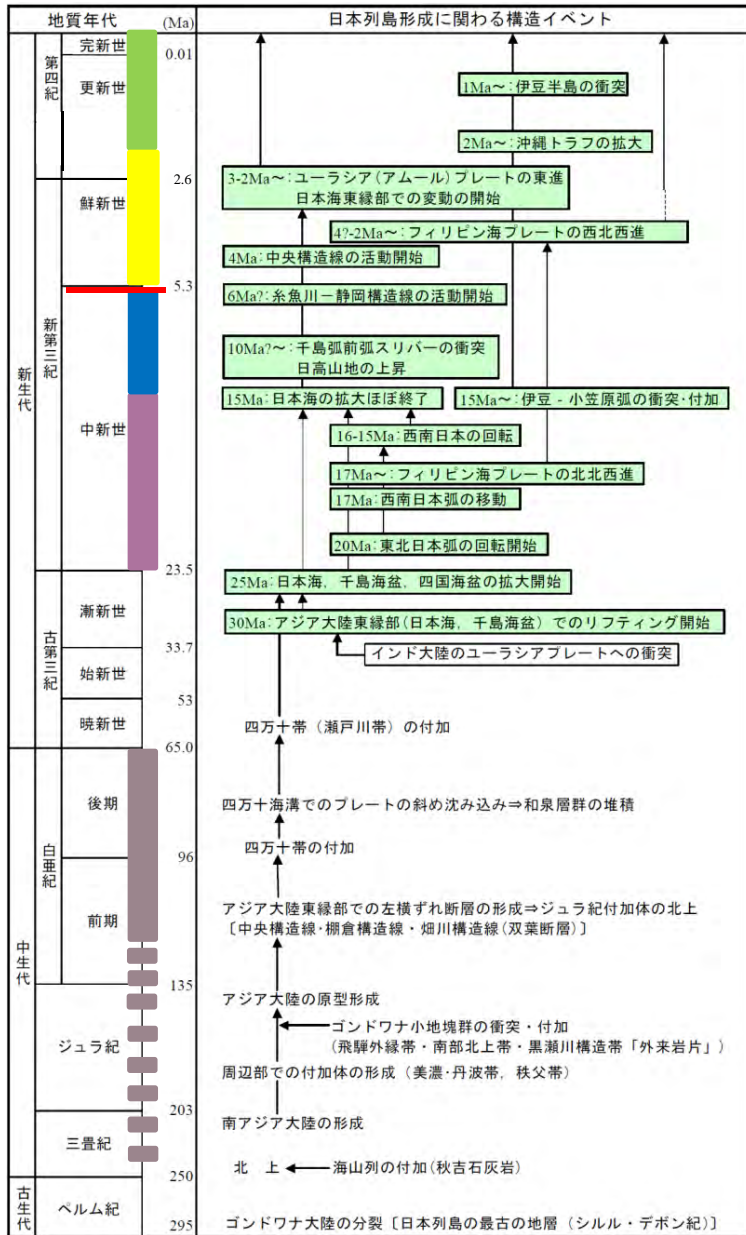
12.1 地質構造発達史

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	12.1 地質構造発達史12-3
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	12.2 現世の地質構造12-13
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	12.3 下北半島西部の変動履歴12-25
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	12.4 東北地方の隆起速度12-43
		13. 隆起のメカニズム評価13-1

12.1 地質構造発達史 (1/8)



日本列島形成史に係る地質イベント



陸成層

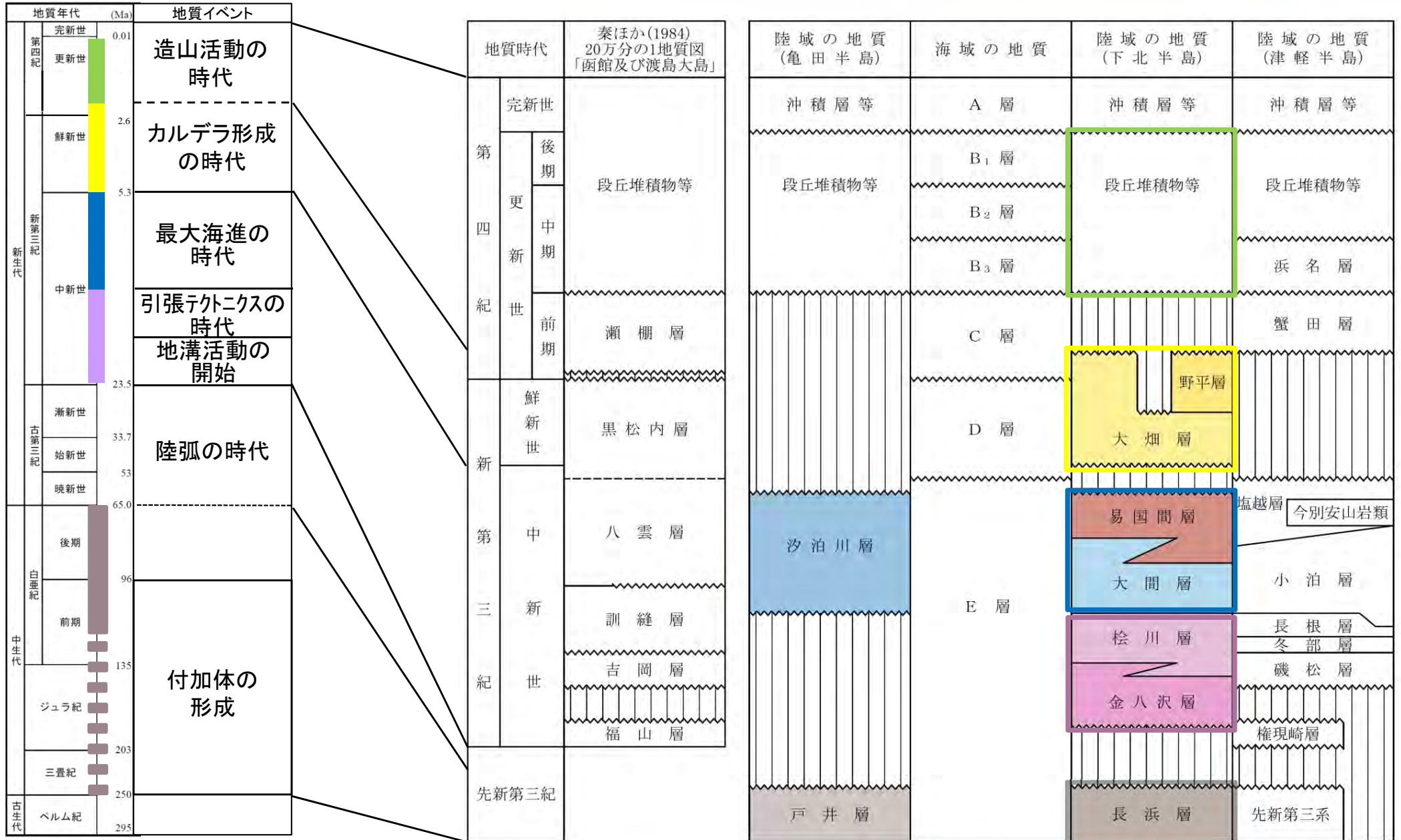
海成層

- 下北半島西部の基盤は、新生代新第三紀中新世の日本海拡大期 (リフト期) に海洋で堆積した碎屑物や海底火山噴出物を主体としており、これらは中新統末期に陸化した。

※地質年代: 鮮新世-更新世境界については第四紀学会, その他は IUGS (2000) による

12.1 地質構造発達史 (2/8)

下北半島西部に係る地質イベント

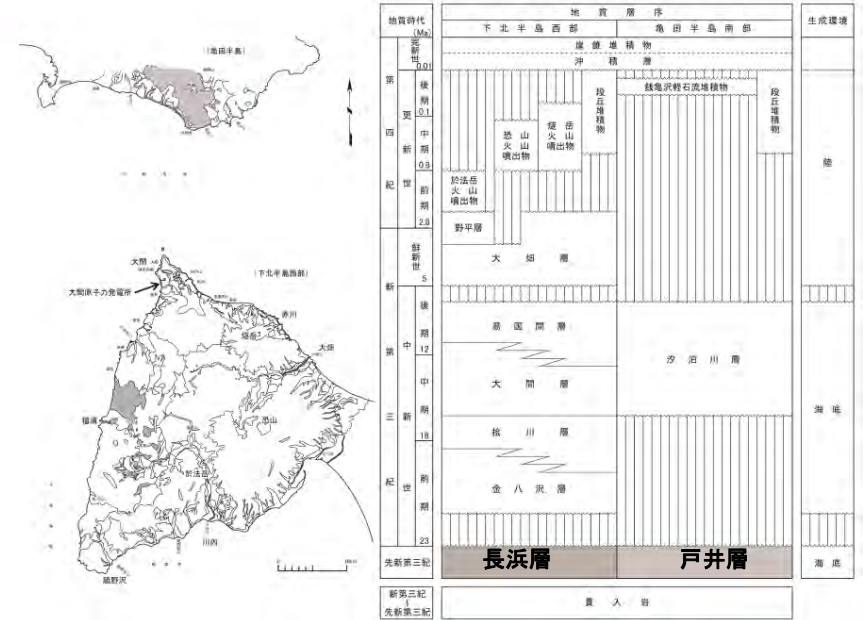
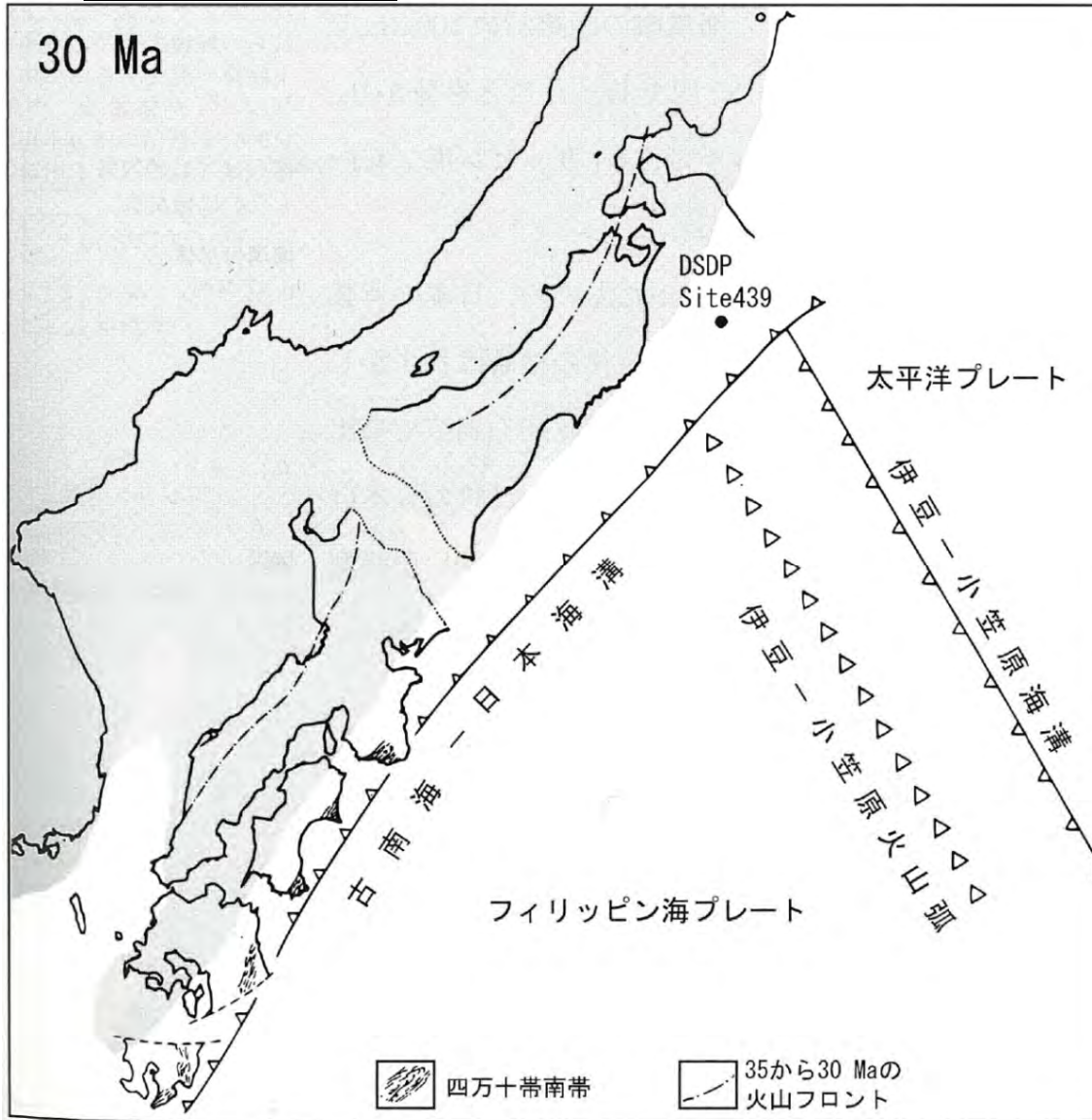


建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006) 2)を参照

—— 整合 ~~~~~ 不整合 指交関係 - - - - 関係未詳 |||| 地層欠如

12.1 地質構造発達史 (3/8)

30Ma(漸新世)



- 東北日本～西南日本は陸弧をなし、古南海-日本海溝にフィリピン海プレートが沈み込む。
- 当時の日本は陸弧の一部で、激しい地殻変動もなく、中立的な応力場であった。

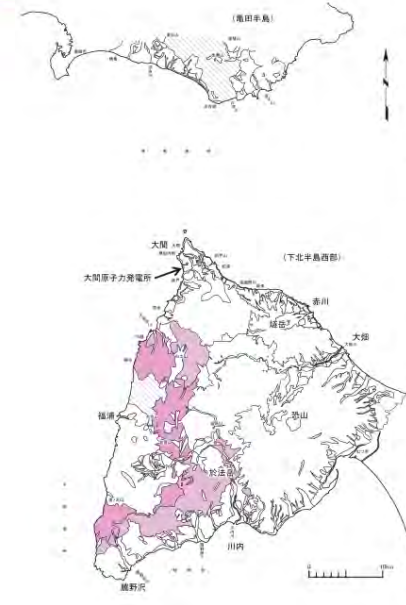
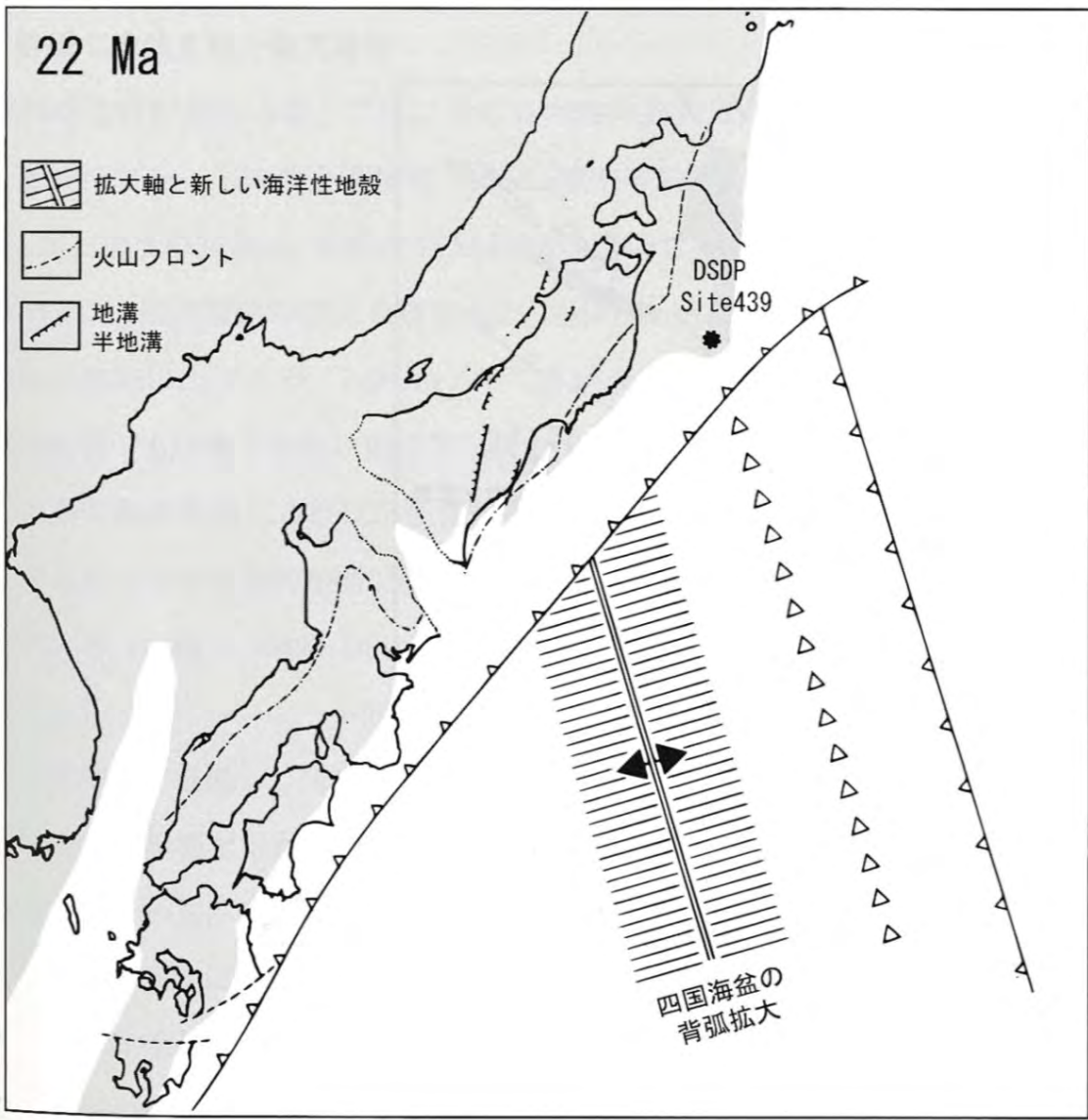
下北半島西部周辺: 河川成, 湖沼成

- 津軽海峡周辺では、この時期の堆積岩類は見出されず、詳細は不明である。
- 新第三系の基盤は、下北半島では長浜層、亀田半島では戸井層であり、これらは先新第三紀の頁岩、チャート、石灰岩からなる海成堆積物である。

30Ma頃の日本列島古地理図
(建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006)²⁾)

12.1 地質構造発達史 (4/8)

22Ma(中新世)



地質時代 (Ma)	地 質 層 序		生成環境
	下北半島西部	竜田半島南部	
新第三紀	更新世	陸成堆積物	陸
	中更新世	陸成堆積物	
	中新世	陸成堆積物	
	上新世	陸成堆積物	
新第三紀	野平層	陸成堆積物	陸
	大間層	陸成堆積物	
	易園間層	陸成堆積物	
	夕泊川層	陸成堆積物	
新第三紀	大間層	陸成堆積物	海成
	検川層	陸成堆積物	
	金八沢層	陸成堆積物	
先新第三紀	長浜層	陸成堆積物	海底
	戸井層	陸成堆積物	
先新第三紀	貫入岩		

日本列島：地溝・半地溝活動の開始

- フィリピン海プレートの移動速度が低下し始め、引張応力場に変化し、正断層で落ち込んだ狭長な凹地が形成されていった(地溝・半地溝活動)。また、安山岩質火山活動が活発となった。
- この時期の堆積物は陸成の火砕岩・陸水成の堆積岩を主としている。日本海拡大開始後には、下北半島西部では、半深海域が形成された。

津軽海峡付近：陸成又は河川成

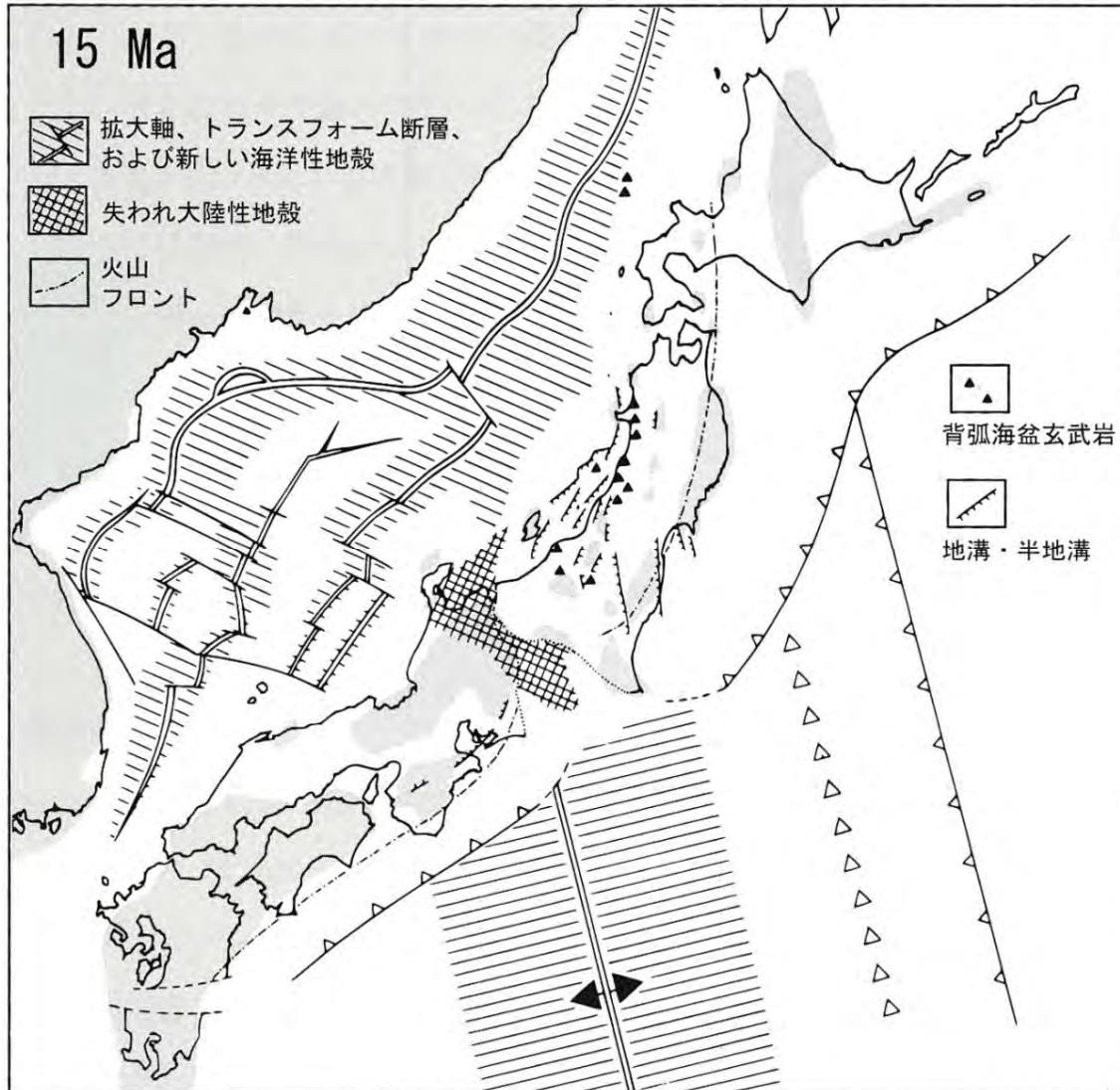
- 下北半島では、日本海拡大開始後に広範囲な海進が始まり、金八沢層の泥岩(玄武岩溶岩を伴う)が分布するような堆積盆が形成された。
- 福浦付近を中心とする半ドーム状構造に伴う地質構造は、金八沢層分布域で最も変形が大きい。これは、金八沢層堆積期以降大間層堆積時に至る期間に下北半島西部を取り囲むように堆積盆が発達し周辺が沈降したこと、もしくは長浜層分布域が白亜紀の石英閃緑岩貫入以降も隆起したことによる可能性がある。

22Ma頃の日本列島古地理図
(建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006)²⁾)

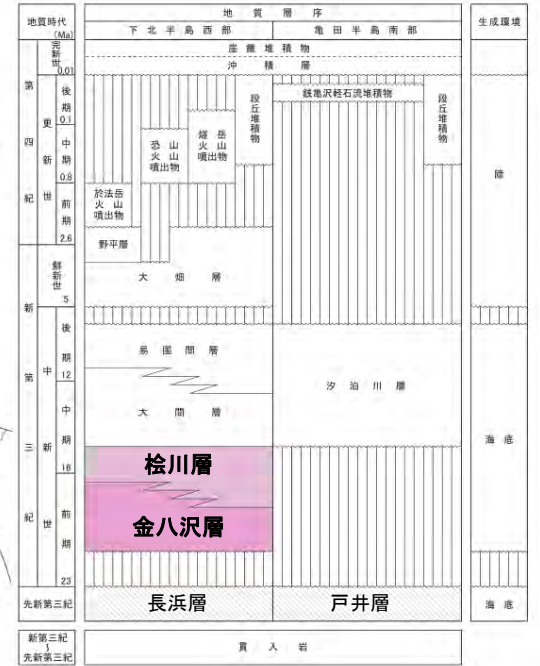
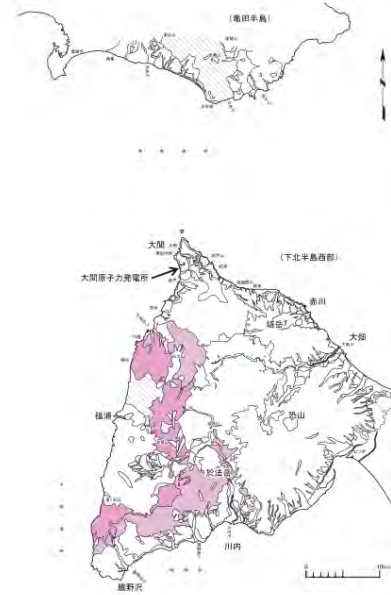
12.1 地質構造発達史 (5/8)



15Ma(中新世)



15Ma頃の日本列島古地理図
(建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006)²⁾)



日本列島: 引張テクトニクス時代(日本海の本格的拡大)

- 引張応力場が支配的で、日本列島が大陸から分離し、日本海が拡大、日本海に海洋性地殻が形成された。
- 日本海側では玄武岩質、脊梁地域では流紋岩質の火山活動が活発で、大量の火山岩類が噴出した。

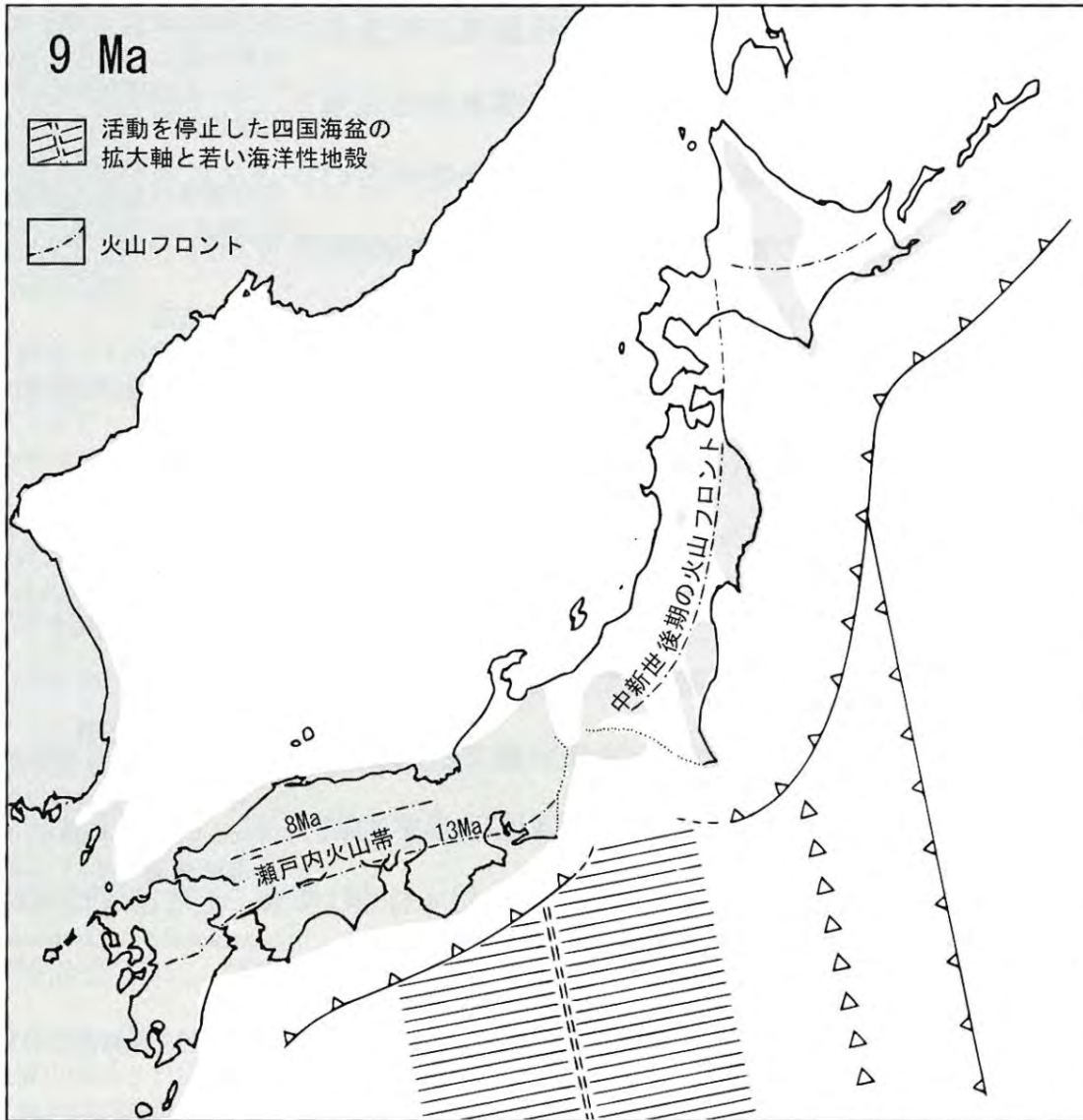
津軽海峡付近: 深海

- 下北半島西部では、脊梁山地と同様の流紋岩質火山活動が始まり、検川層(流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩・流紋岩溶岩)が形成される。
- 日本海拡大末期は火山活動が沈静化していったが、広域的沈降は継続し、東北日本は水深500~2,000mの深海となり、陸域はごくわずかとなった。

12.1 地質構造発達史 (6/8)

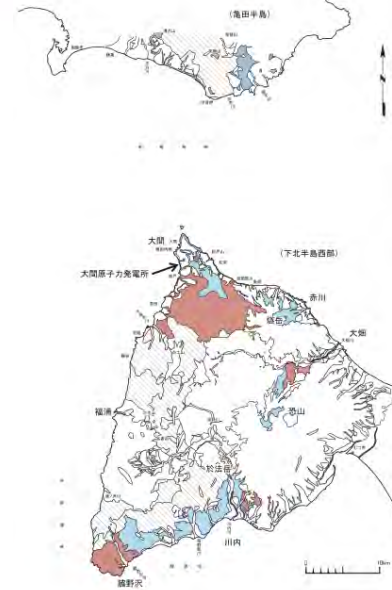


9Ma(中新世)



9Ma頃の日本列島古地理図

(建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006)²⁾)



地質時代 (Ma)	地質層序		生成環境
	下北半島西部	龜田半島南部	
更新世 (0.02)	沖積層	段丘堆積物	陸
第四紀 (0.1 - 0.8)	於法岳火山噴出物	段丘堆積物	陸
	恐火山噴出物	段丘堆積物	
	火山噴出物	段丘堆積物	
鮮新世 (2.6 - 5)	野平層	大畑層	陸
	易国間層	汐泊川層	
中新世 (12 - 18)	大間層	汐泊川層	海底
	松川層		
	金八沢層		
第三紀 (23 - 26)	長浜層	戸井層	海底
先新第三紀	貫入岩		海底

日本列島: 最大海進の時代

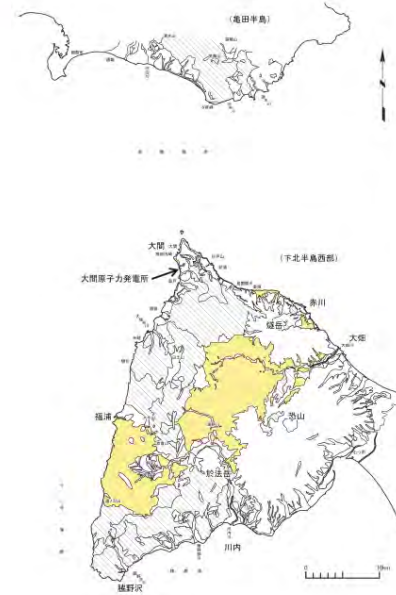
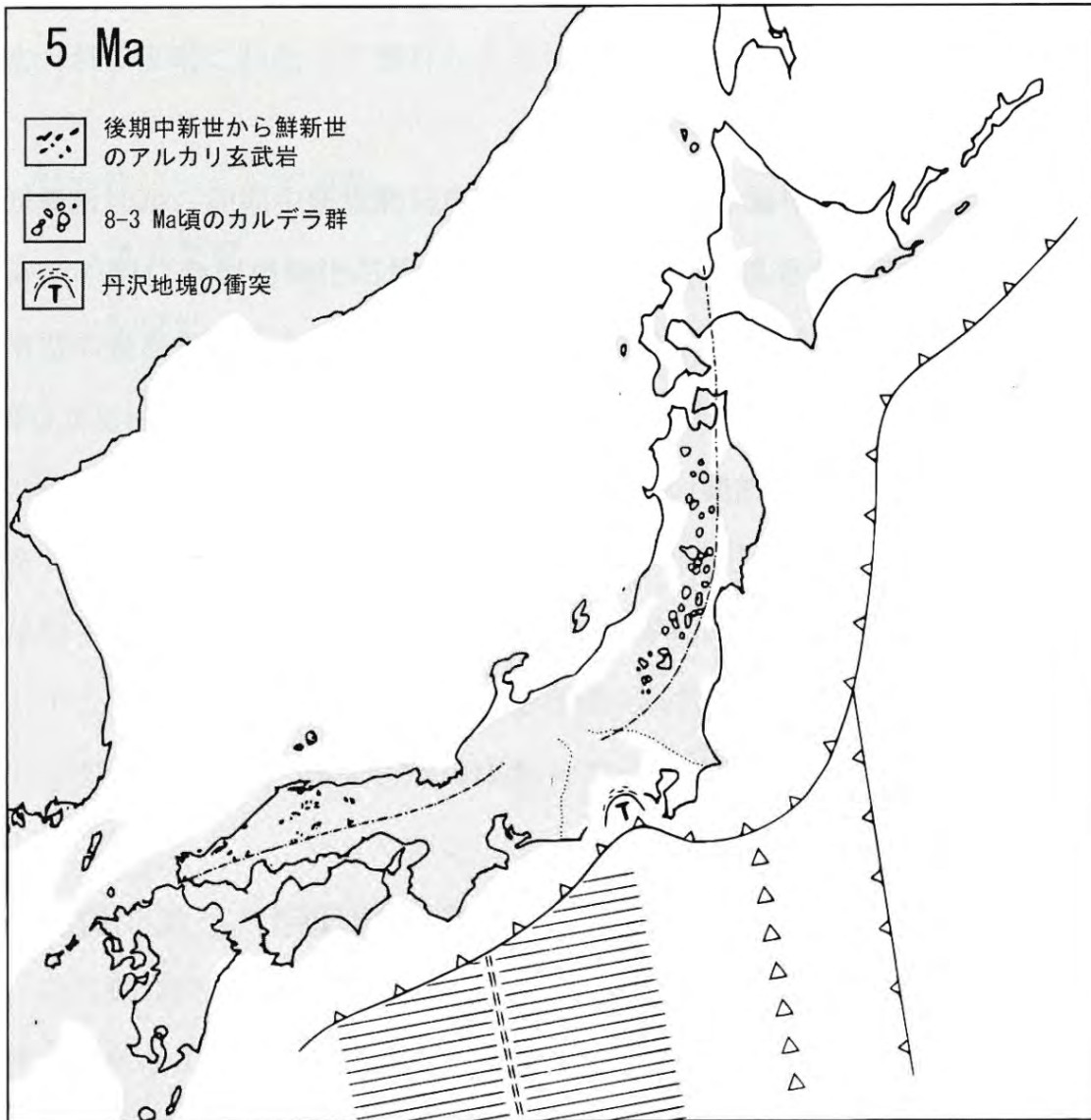
- 引張応力場と日本海の拡大は15Ma頃に終了したが、やや弱い引張応力場は5Ma頃まで続いた。
- 火山活動は静穏化し、拡大した日本海に、海成の珪質泥岩が広範囲に堆積した(いわゆる女川階)。

津軽海峡付近: 海底

- 龜田半島では汐泊川層、下北半島では大間層のような泥岩主体の堆積物が分布する。ただし、下北半島では、後期には易国間層のような安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩、安山岩質溶岩がみられるようになる。
- 福浦付近を中心とする半ドーム状構造の変形は、この時期の中新統分布域にまで及んでいることから、この時期まで地溝・半地溝活動もしくは半ドームを中心とした隆起が続いた。

12.1 地質構造発達史 (7/8)

5Ma(鮮新世)



地質時代 (Ma)	地質層序		生成環境
	下北半島西部	竜田半島南部	
更新世	沖積層	陸	陸
第四紀	段丘堆積物	陸	陸
	懸崖状軽石流堆積物	陸	
第三紀	野甲層	海	海
	大畑層	海	
白垩紀	易国間層	海	海
	大間層	海	
	桧川層	海	
	金八沢層	海	
先第三紀	長浜層	海	海
	戸井層	海	
新第三紀	貫入岩		

日本列島:カルデラ形成の時代

- 現在の奥羽脊梁山地を中心に、珪長質火山活動が活発化し、多くのカルデラが形成された。ほとんどが陸上の噴出物で、この頃の脊梁地域はすでに陸化していた。
- 脊梁山地が陸化したことで、その西側は深い海として太平洋から分断され、黒色シルト岩が広く堆積した（いわゆる船川階）。

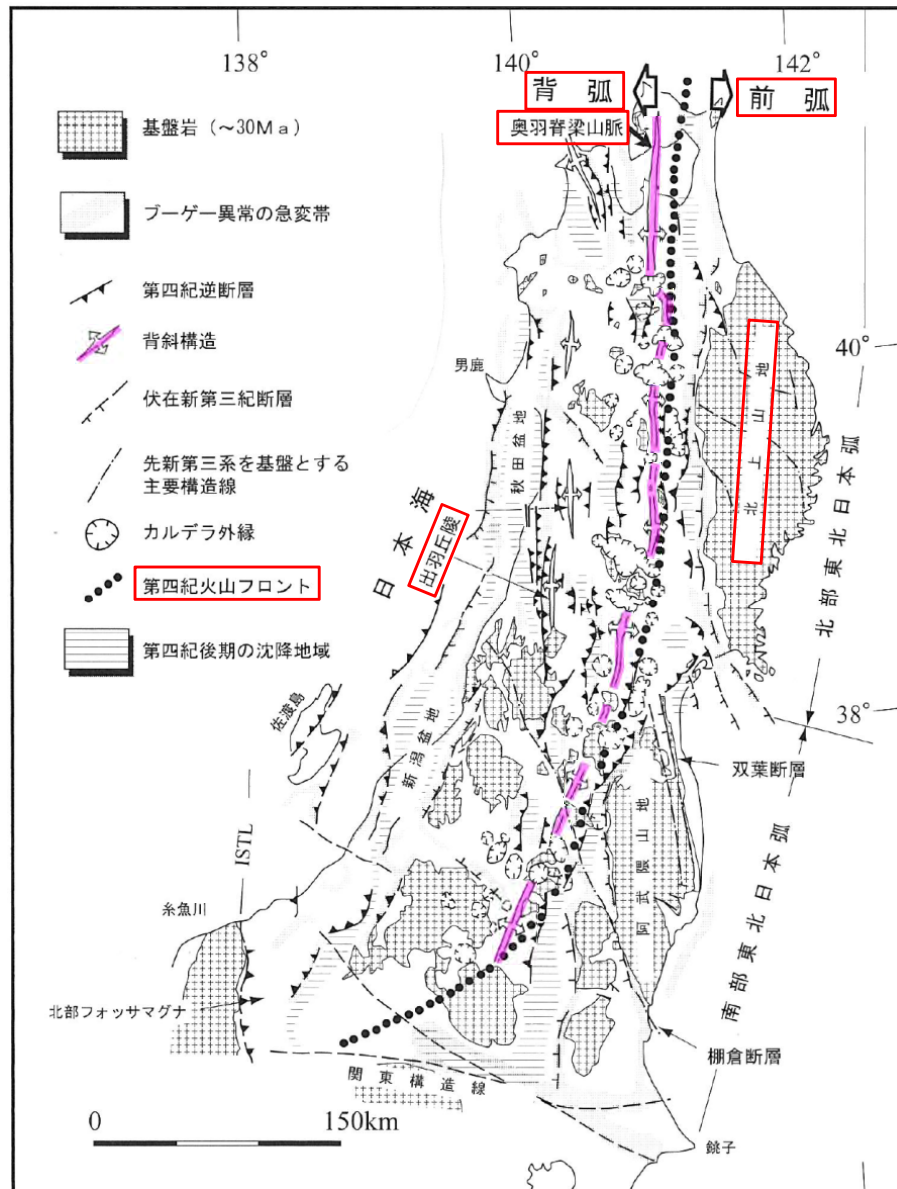
津軽海峡付近:浅海, 湖成, 陸成

- 下北半島西部も陸化しており、カルデラを形成する火山活動により大畑層の火砕岩（デイサイト質凝灰岩、火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩など）が堆積する。

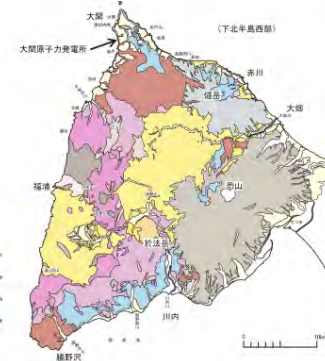
5Ma頃の日本列島古地理図
(建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006)²⁾)

12.1 地質構造発達史 (8/8)

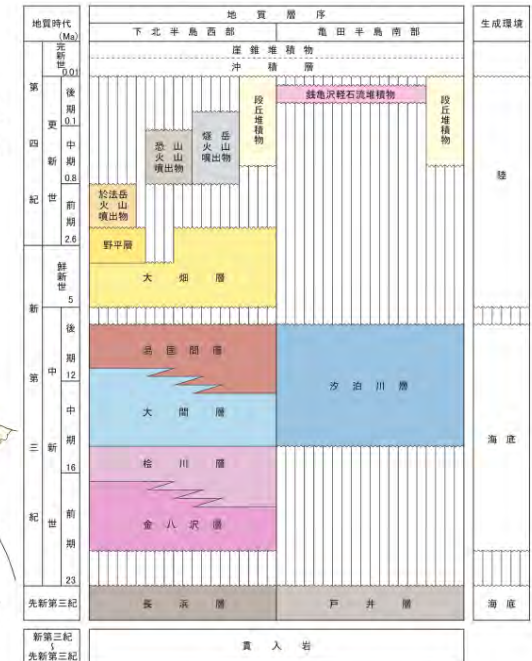
更新世から現世の広域地質構造



東北地方の地質構造概略 Sato(1994)³⁾に加筆



日本列島: 造山運動の開始



- 3~2Ma頃には、東北日本弧全域に太平洋プレートが沈み込むようになり、強い圧縮応力場に転じた。
- 奥羽脊梁山脈や出羽丘陵では背斜、内陸盆地列と日本海側海岸低地列には向斜運動が卓越し、山地と低地の境界部に断層が形成され、山地の隆起が進んだ。
- 現在の活断層や褶曲の多くは、3Ma以後に活動を開始しており、この中には日本海形成時の正断層が圧縮応力場で逆断層として再活動を始めたものもある。火山活動は玄武岩~安山岩~デイサイト質が主となる。

- 津軽海峡付近 (下北半島西部)
- 更新世に入り、下北半島では成層火山が形成された。
 - 現在は、火山フロントに沿う背弧側に位置し、東北地方における奥羽脊梁山地に対応する。
 - 地殻応力は、東西方向の圧縮力と推察される。

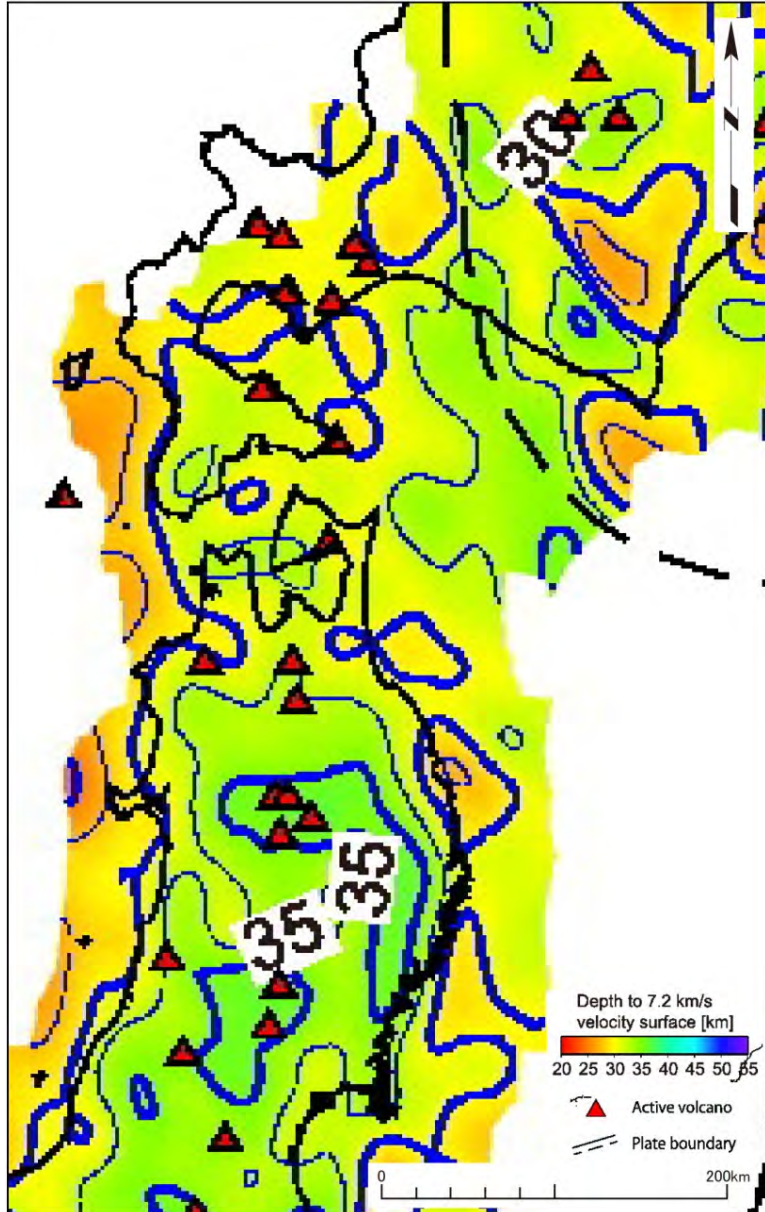
(余白)

12.2 現世の地質構造

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	12.1 地質構造発達史12-3
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	12.2 現世の地質構造12-13
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	12.3 下北半島西部の変動履歴12-25
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	12.4 東北地方の隆起速度12-43
		13. 隆起のメカニズム評価13-1

広域地殻構造

モホロビッチ面深度構造図



Matsubara, M. et al. (2017)⁴⁾

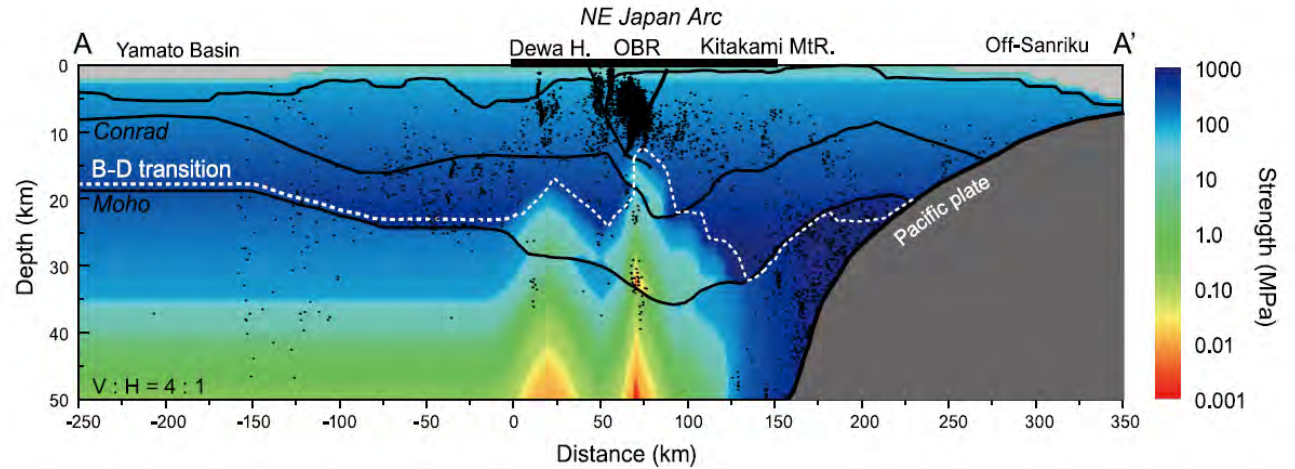


Fig. 4. Cross-section of the calculated lithospheric strength along the 1997 seismic transect. Black dots represent seismicity within 20 km of the transect from January 1, 2006 to July 13, 2008. The dashed white line indicates the brittle–ductile transition predicted by our calculation.

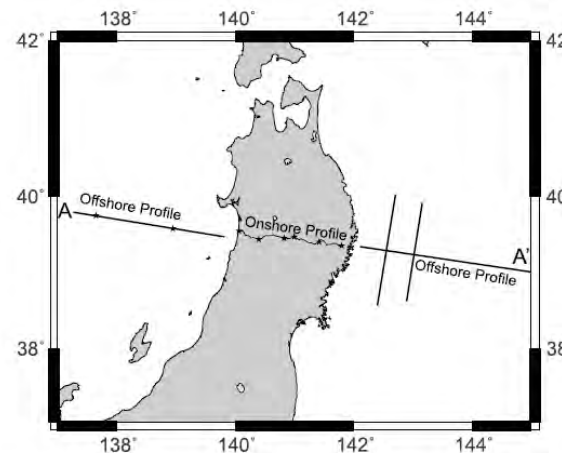


Fig. 1. Location map showing the transect of the 1997 seismic expedition across the northeastern Japan arc. Black lines are profiles and stars denote shot points. Profiles across the island arc, the forearc off of Sanriku, and the backarc (eastern margin of the Japanese coast) were obtained from Iwasaki et al. (2001), Takahashi et al. (2004), and Nishisaka et al. (2004), respectively.

武藤・大園(2012)⁵⁾

て、東北日本前弧域は、強度が高く、背弧域、脊梁山脈と順に強度が減少していく。これは、前弧域の北上山地が地質時代を通して安定した大陸地塊であること(地質学的歪れも小さい)、GPSで計測される東西短縮歪速度が脊梁山脈で局所的に高くなっていること(Miura et al., 2004; 大園, 2010; Fig. 3)などに定性的に調和する。このことは、GPSで観測されている歪みパターンの一部は島弧の非弾性変形を反映している可能性が高いことを示唆している。また震源分布は、東北日本弧全域で、奥羽脊梁山脈に沿って浅くなり、その東西に深くなるが、これも強度分布から予測される脆性-塑性遷移(Brittle-ductile transition)深さとおおよそ一致する。

武藤・大園(2012)⁵⁾

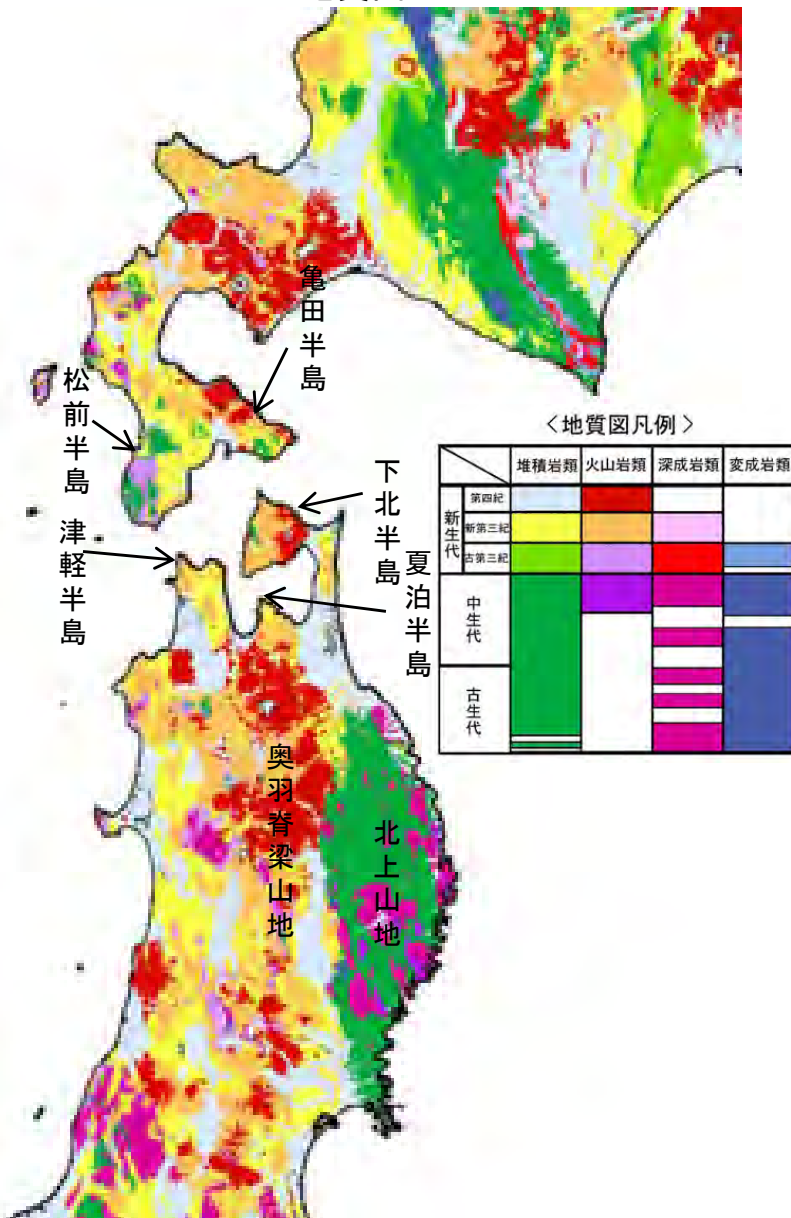
- 東北地方の地殻(上部及び下部)厚さは、奥羽脊梁山地から先古第三系が分布する前弧側にかけて厚い。
- 奥羽脊梁山地では、B-D transition(脆性-塑性※遷移深さ)が局所的に浅くなっており、GPS観測で東西短縮歪速度が局所的に高い。

※脆性: 脆性-摩擦挙動,
塑性: 粘性-塑性流動挙動

12.2 現世の地質構造(2/11)

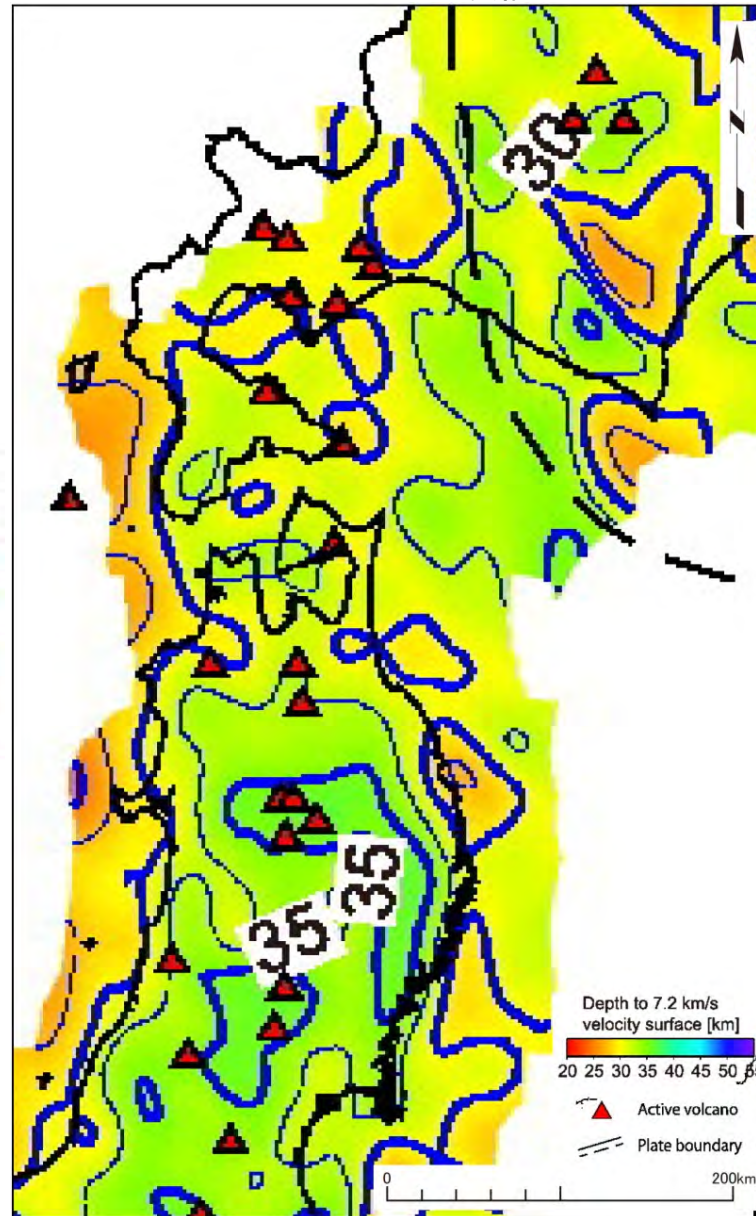
広域地質構造及び広域地殻構造

地質図



NUMO(2004)¹⁾

モホロビチッチ面深度構造図



Matsubara, M. et al. (2017)⁴⁾

- 東北地方の基盤は、太平洋側には先古第三系の岩石が分布しており（いわゆる北上帯）、その西側（背弧側）は奥羽脊梁山地を含めてリフト期の海底堆積物である新第三系を主体としている。
- 下北半島の基盤は、新第三系が主体であるが、一部に先古第三系が分布しており、奥羽脊梁山地に比べて先古第三系が浅部に分布している。

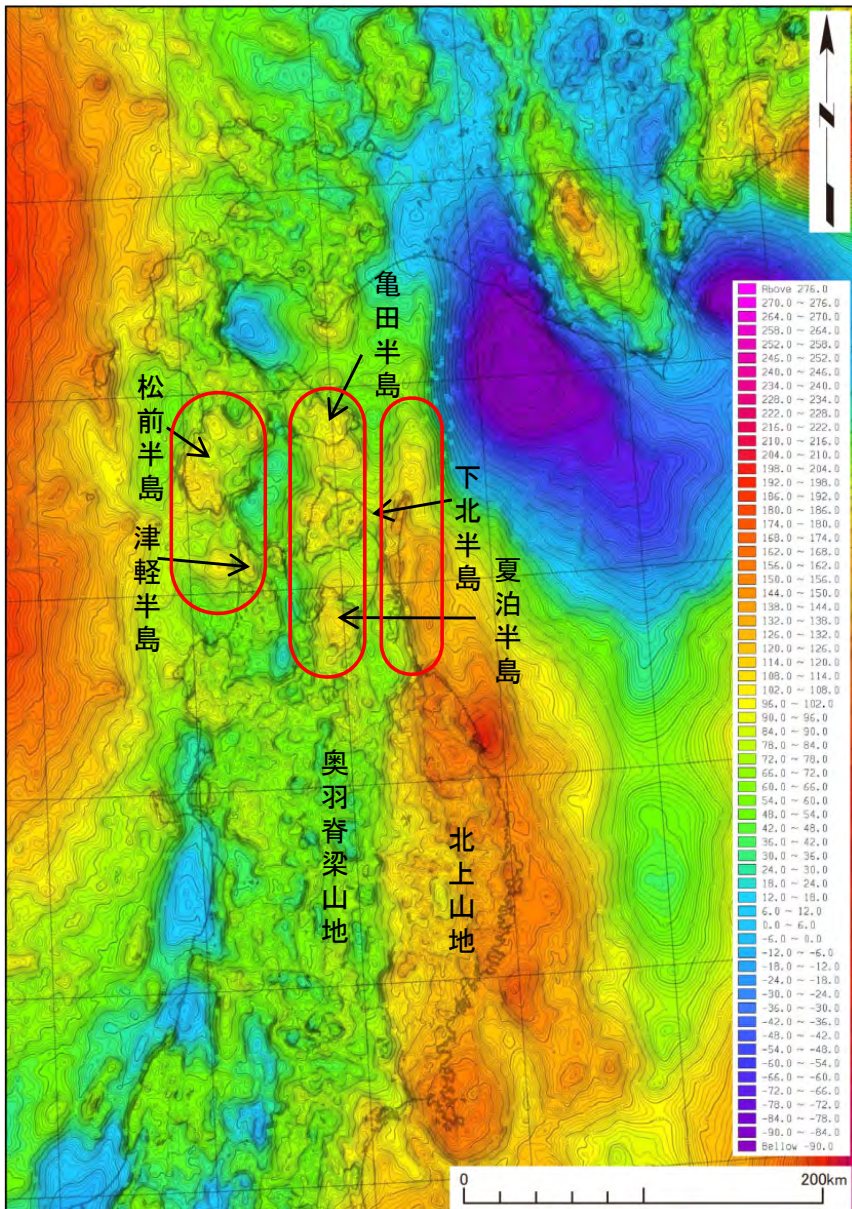
- モホロビチッチ面は、東北地方から北海道南部にかけて、おおむね同等である。

12.2 現世の地質構造(3/11)

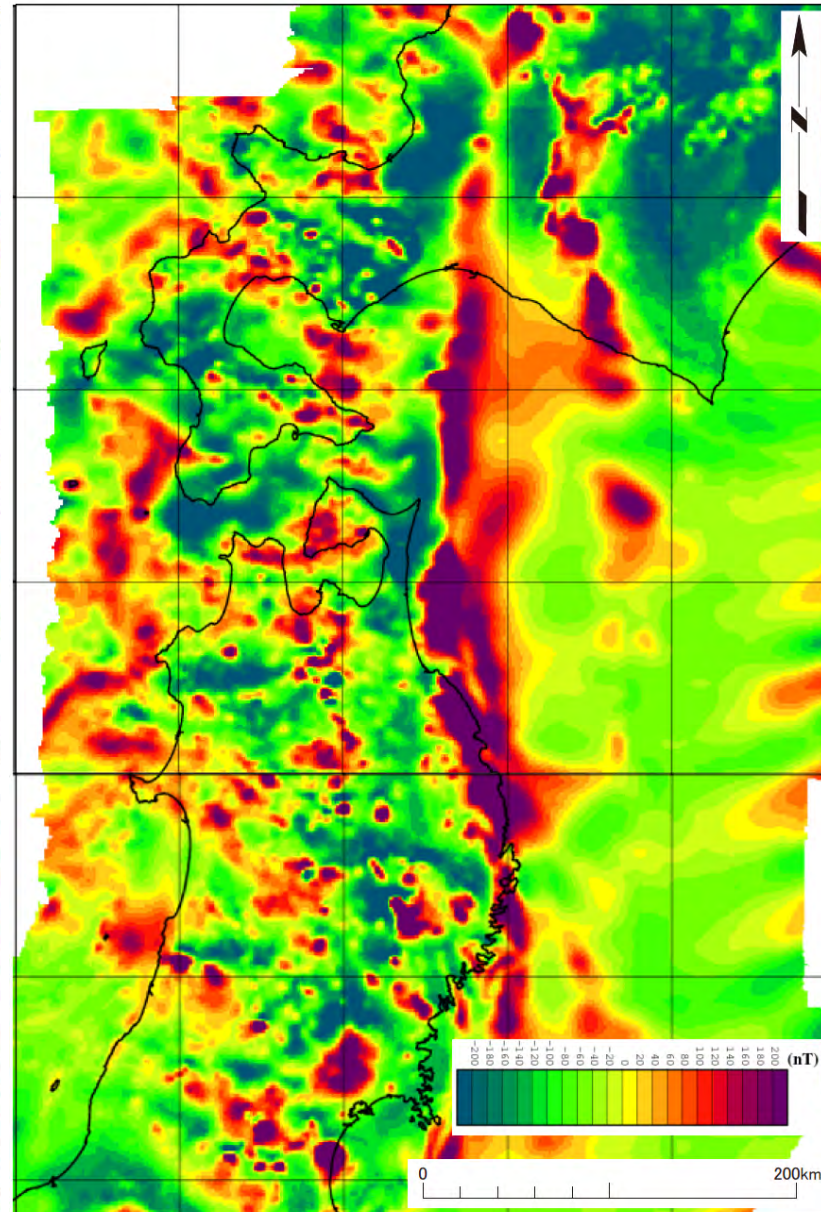
広域重力構造及び広域磁気異常

ブーゲー重力異常図
(補正密度2.3g/cm³)

磁気異常図



産総研(2013)⁶⁾



中塚・大熊(2009)⁷⁾

- 東北日本の重力構造は、先古第三系の分布域と対応が良く、先古第三系が分布する北上山地、先古第三系が浅部に分布する下北半島、津軽半島、亀田半島、松前半島に高重力異常域が認められる。
- 松前半島から津軽半島にかけて、亀田半島から下北半島西部を通り夏泊半島にかけて及び下北半島東部では、各々の間に低重力異常域を挟んで南北方向に高重力異常域が連続している。

- 東北日本の磁気異常はブーゲー重力異常とは対応しておらず、太平洋側沖に南北方向の強い正の磁気異常の帯が認められる。
- 下北半島西部には津軽半島北端と連なる東西方向の正の磁気異常の帯が認められる。

12.2 現世の地質構造(4/11)

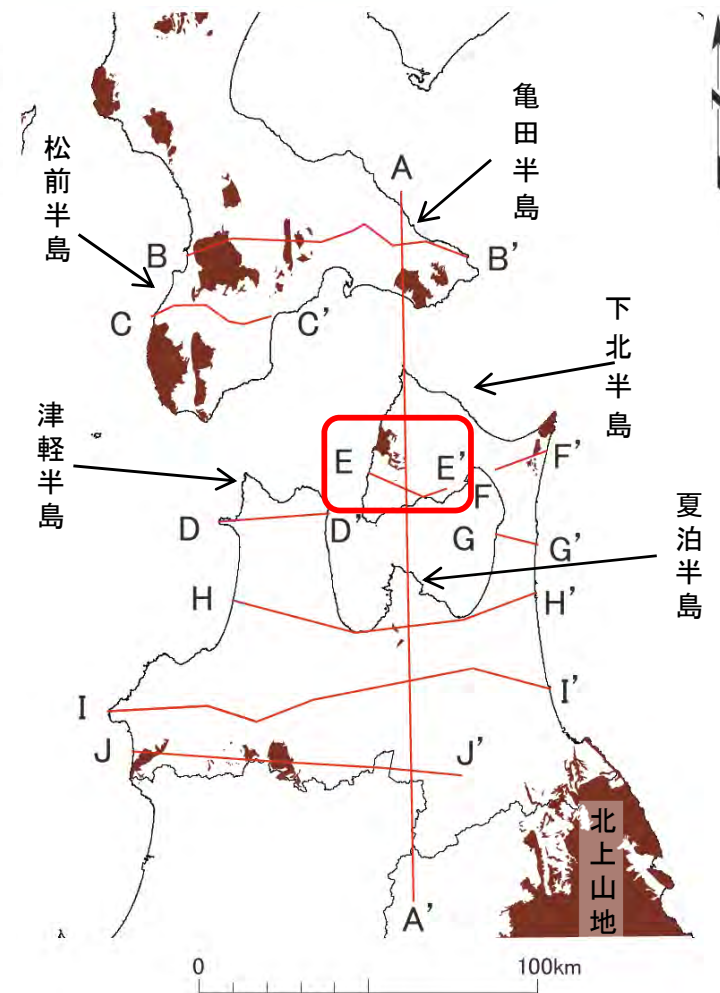
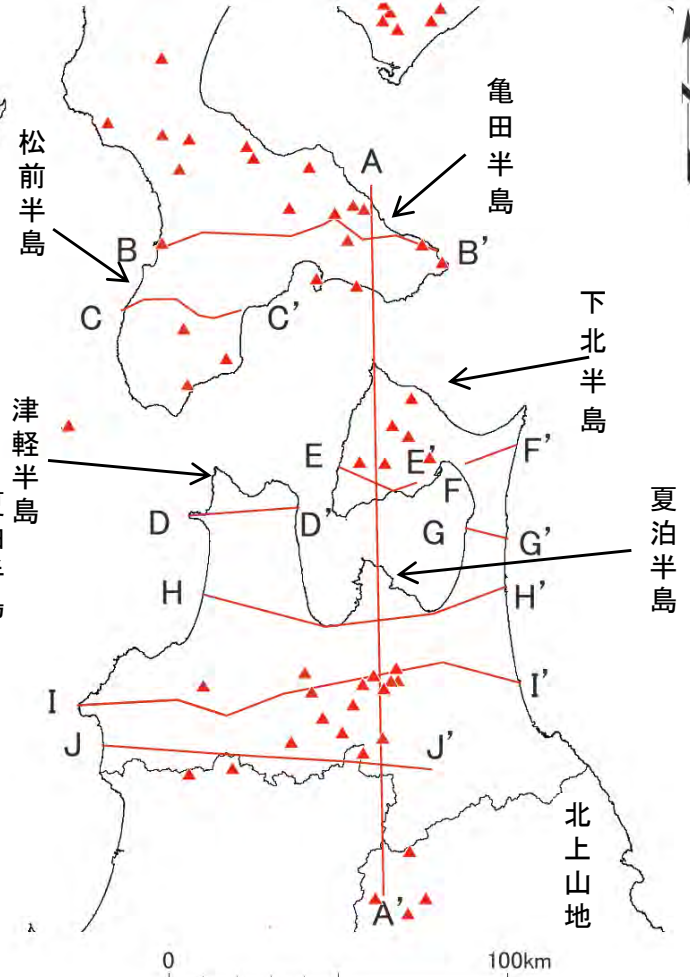
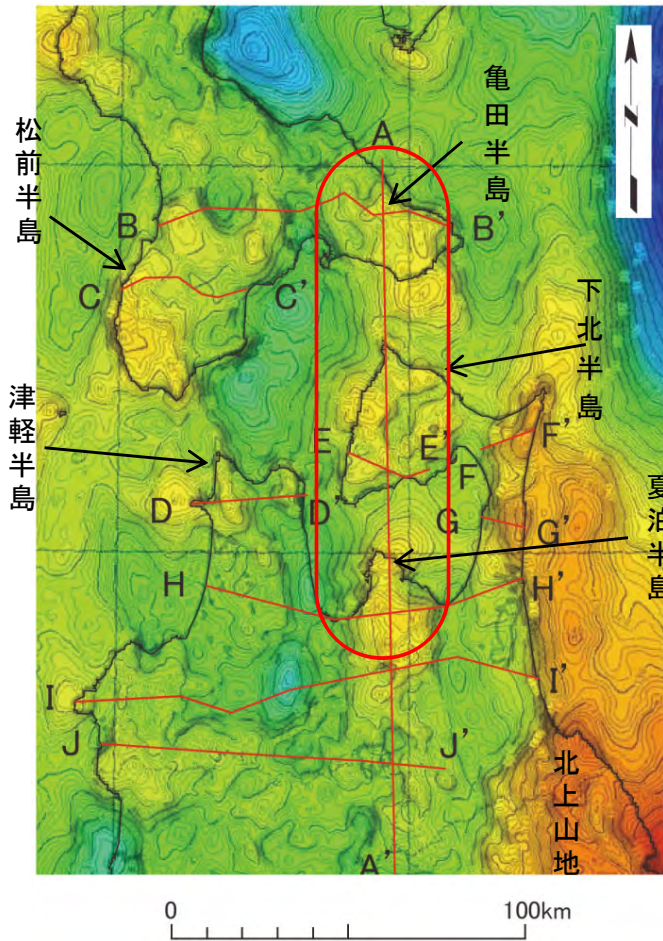


広域地質構造断面位置

ブーゲー重力異常図(補正密度2.3g/cm³)

火山分布図

先古第三系分布図



産総研(2013)⁶)を使用 ▲ 火山 中野ほか(2013)⁸、西来ほか(2012)⁹)を基に作成

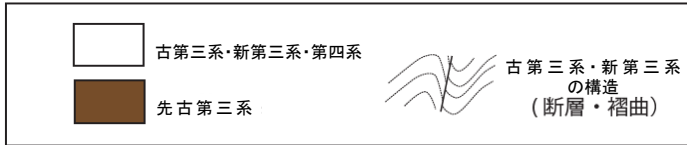
- 東北日本の地質は、日本海が拡大するリフト期の基盤岩(先古第三系)とリフト期以降の堆積岩及び火成岩に大別できる。
- 前頁「広域地質構造及び広域重力構造」に示す通り、高重力異常域は先古第三系の分布と対応が良い。次頁には、北村編(1986)¹⁰)に基づく基盤構造の断面を示す。



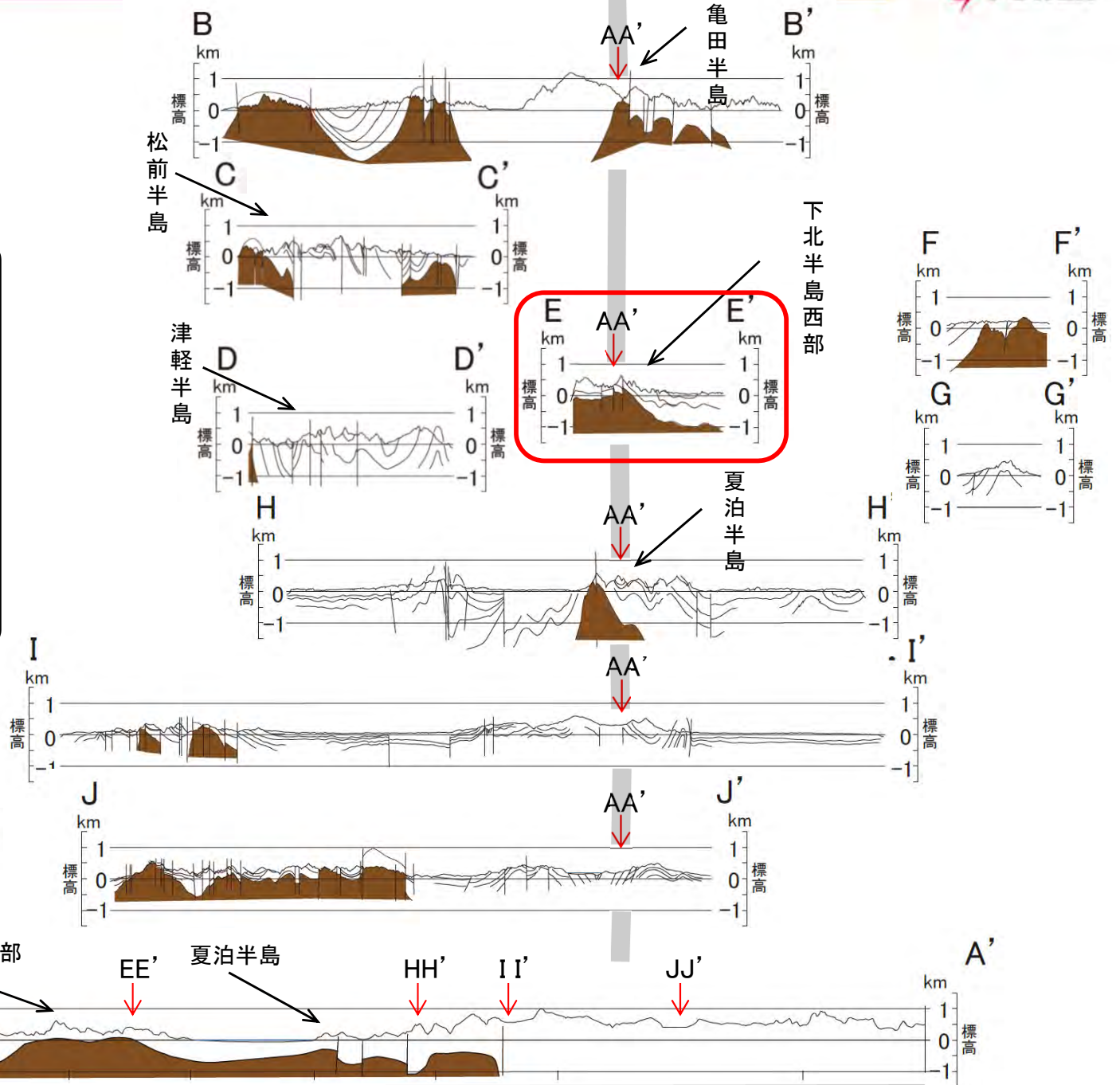
12.2 現世の地質構造(5/11)

広域地質構造断面

(凡例)



- 亀田半島から夏泊半島にかけて南北に延びる高重力異常域の帯に沿って、先古第三系が浅い深度に分布する。
- 下北半島西部は、上記先古第三系が浅い地域の中央に位置し、北の亀田半島、南の夏泊半島と一連の地下構造を示す。
- なお北村編(1986)¹⁰⁾によれば、下北半島西部を横断するE-E'断面に断層が示されているが、同じ文献の平面図に示される断層は連続性が小さく、また当社の調査によれば、本断面図に反映する規模の断層は認められない。



12.2 現世の地質構造(6/11)

リフト期に形成される正断層

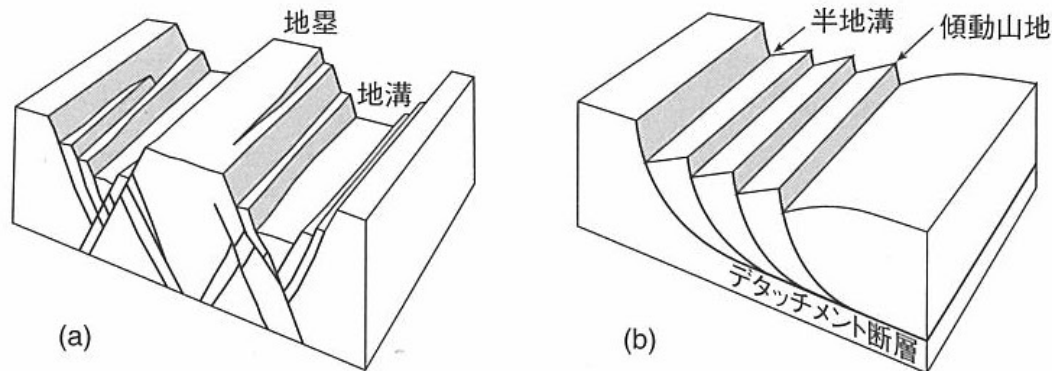


図 3.13 正断層に付随した地質構造

- (a) 共役正断層群によって形成される地溝と地壘。
(b) リストラック正断層群によって形成される半地溝と傾動山地。

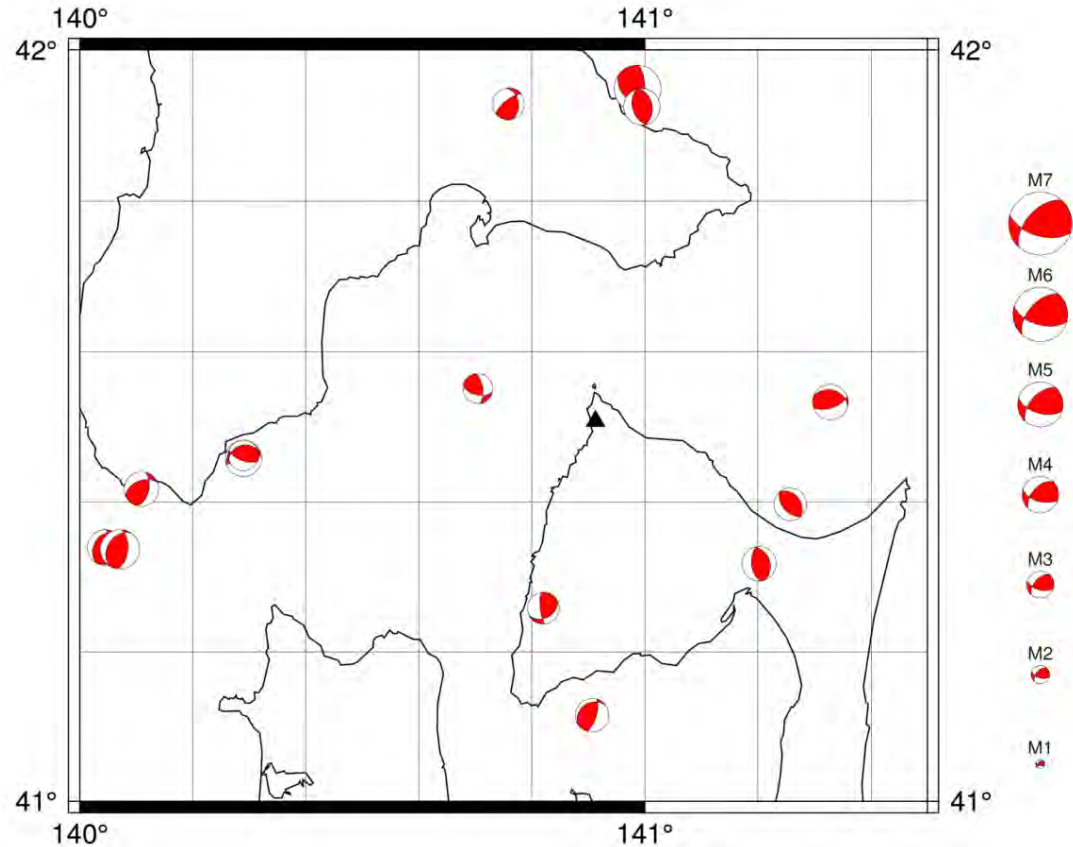
共役の正断層が形成されると、断層に挟まれた地塊が沈降する。共役の正断層が発達するような場所では、沈降域とその間の地塊が断層の走向に平行に配列する構造が形成される（図 3.13a）。断層の走向に平行な沈降域を地溝（graben）、その間の地塊を地壘（horst）とよぶ。

地表付近では傾斜が高角で地下深部では傾斜が低角となるような曲面的な断層を、リストラック断層（listric fault）とよぶ。リストラック正断層が形成されると、上盤側が断層に沿って沈降すると同時に傾動する。一方のリストラック正断層が発達するような場所では、上盤側の傾動により断層の走向に平行なドミノ状の構造が形成される（図 3.13b）。断層の走向に平行な沈降域は非対称で半地溝（half graben）とよばれる。一方、隣接する半地溝の間には上盤の傾動によってできた隆起域があり、傾動山地（tilted range）とよばれる。リストラック正断層群が地下深部で収斂した断層をデタッチメント断層（detachment fault）とよぶ（図 3.13b）。

- 中新世のリフト期には、地殻応力が引張応力場に変化し、先古第三系に正断層で落ち込んだ構造が形成され、そこに新第三紀以降の地層が堆積した。
- リフト期に形成される複数の正断層の形態として、図に示す「地溝・地壘」タイプと「半地溝・傾動山地」タイプがある。
- 補足説明資料P.13-7,13-8に示す広域地質構造図及び広域ブーゲー重力異常図の通り、亀田半島から下北半島西部を通り夏泊半島にかけては高重力異常域であり、先古第三系が浅いことから、この領域はリフト期の「地壘」であったと判断される。
- 同様の構造は、松前半島から津軽半島西部にも認められる。

12.2 現世の地質構造(7/11)

地震メカニズム解



F-netによる地震のメカニズム解分布

データ : 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-netによる地震のメカニズム解
検索条件 : 期間 1997年10月~2016年9月
検索範囲 : 東経140.0° ~141.5° , 北緯41.0° ~42.0° , 深さ 0~20km

- 下北半島周辺の深さ0km~20kmの範囲で発生した地震については、東西方向の圧縮力の影響を受けたメカニズム解が多く見られる。

12.2 現世の地質構造(8/11)

水準測量(1999年まで100年)/GNSS(2010年まで10年)

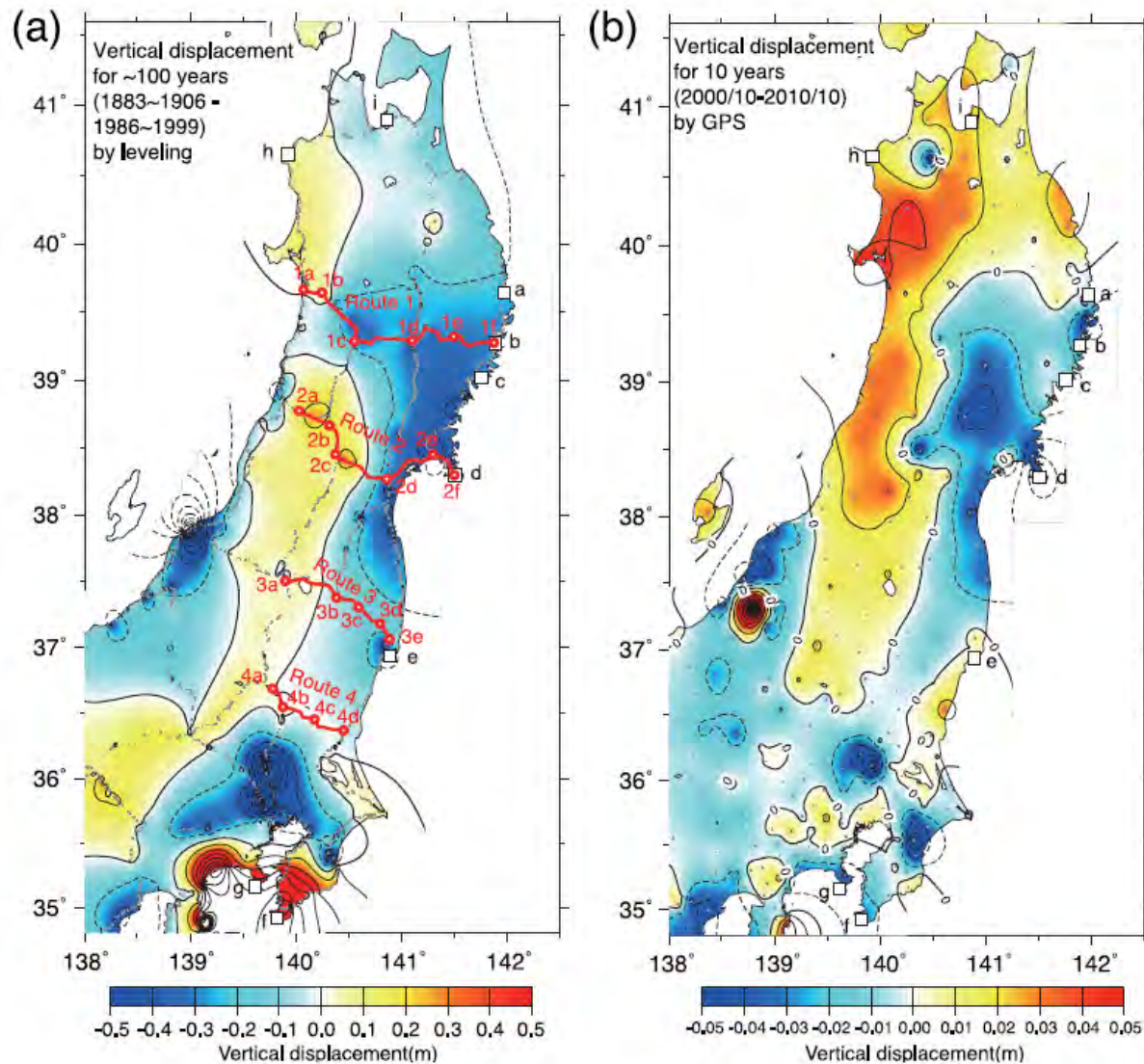
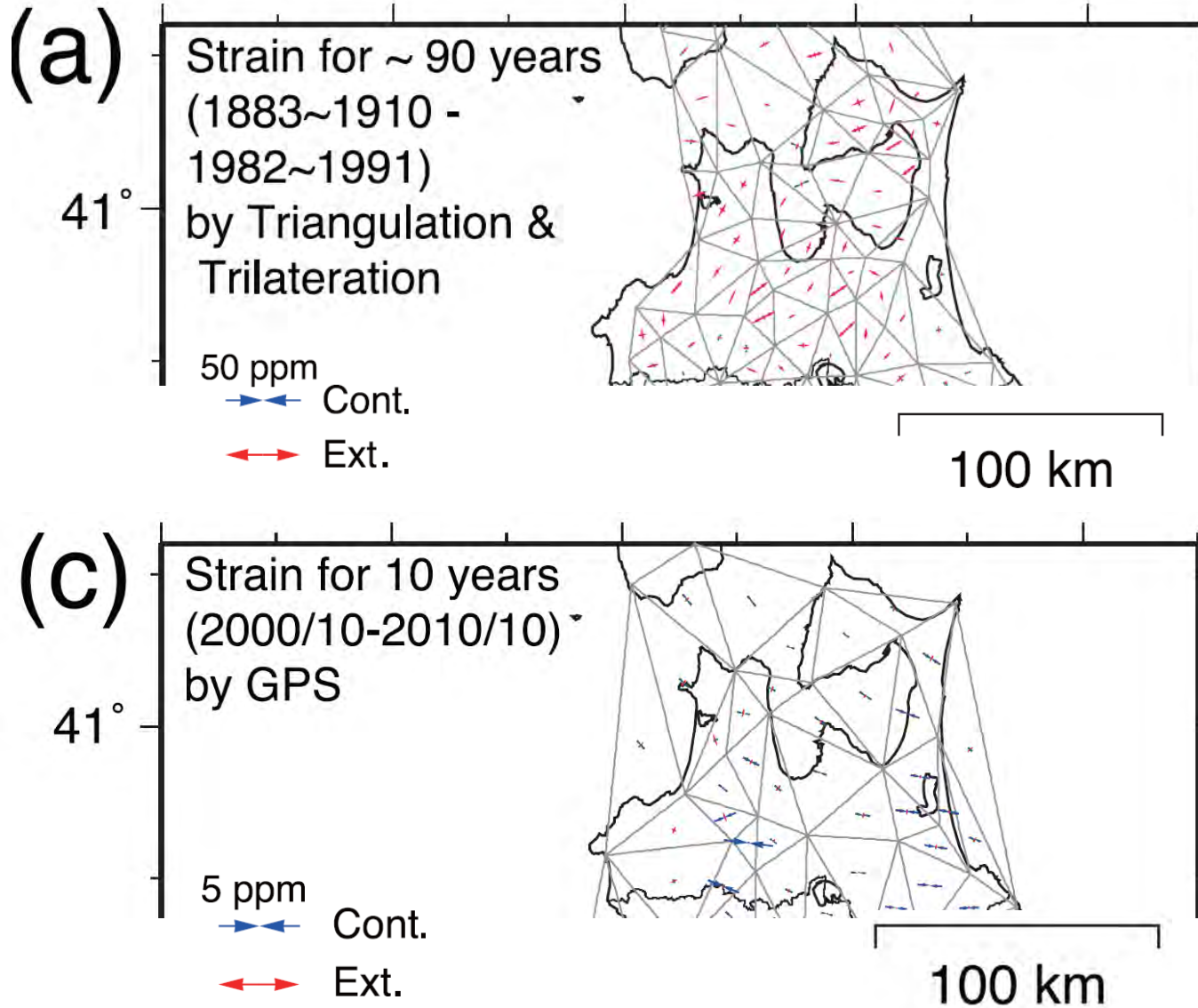


Fig. 2. Vertical deformation in northeastern Japan inferred from geodetic measurements. (a) Vertical deformation from 1883 to 1999. Measurements were conducted by leveling. Gray dots are leveling benchmarks used to calculate deformation. The four red lines are leveling routes used in Fig. 3. Open squares are tide gauge stations in Fig. 4. The plotted data were obtained from Kunimi et al. (2001). (b) Vertical deformation from October 2000 to October 2010. The deformation was calculated from averages of daily coordinates of the GEONET stations.

100年間(Fig. 2a)と10年間(Fig. 2b)の上下変動を概観すると、両期間とも日本海側で隆起、太平洋側で沈降する傾向がある。沈降量の最も大きい宮城県周辺での沈降速度は、-6 mm/yr程度となり、両期間とも顕著な違いはない。各域を詳細に見ていくと、南関東においては、100年間と10年間で隆起、沈降のパターンが反転しているように見える。これは前者が1923年関東地震の地殻変動が支配的で震域が隆起しているのに対し、後者が関東地震の震源域の固により沈降しているためと考えることができる。関東平野部と九十九里地域には日本有数の地盤沈下地域が存在し、期間とも顕著な沈降が見られる。また、越後平野でも両期で沈降が見られるが、10年の方では新潟県中越地震に伴って隆起も観測されている。興味深い点としては、100年間は、東北日本の太平洋側は、茨城県南部から千葉県北東部除いて沈降しているのに対し、10年間の方では青森県から岩手県北部の太平洋沿岸と、茨城県の太平洋沿岸では隆起方向に転じている点である。青森県から岩手県北部では94年の三陸はるか沖地震の余効変動だと考えられるが、その原因は不明である。

- 西村(2012)¹²⁾から、水準測量データによる、約100年間の上下変動とGPS観測による10年間の上下変動を示す。
- 青森県一帯において、約100年間の変動は沈降であり、10年間の変動は隆起となり、逆傾向を示す。
- したがって、測量データは、短期間の変動傾向の評価には適するものの、数千年から数十万年単位の変動の評価には適しないと判断される。

広域応力場



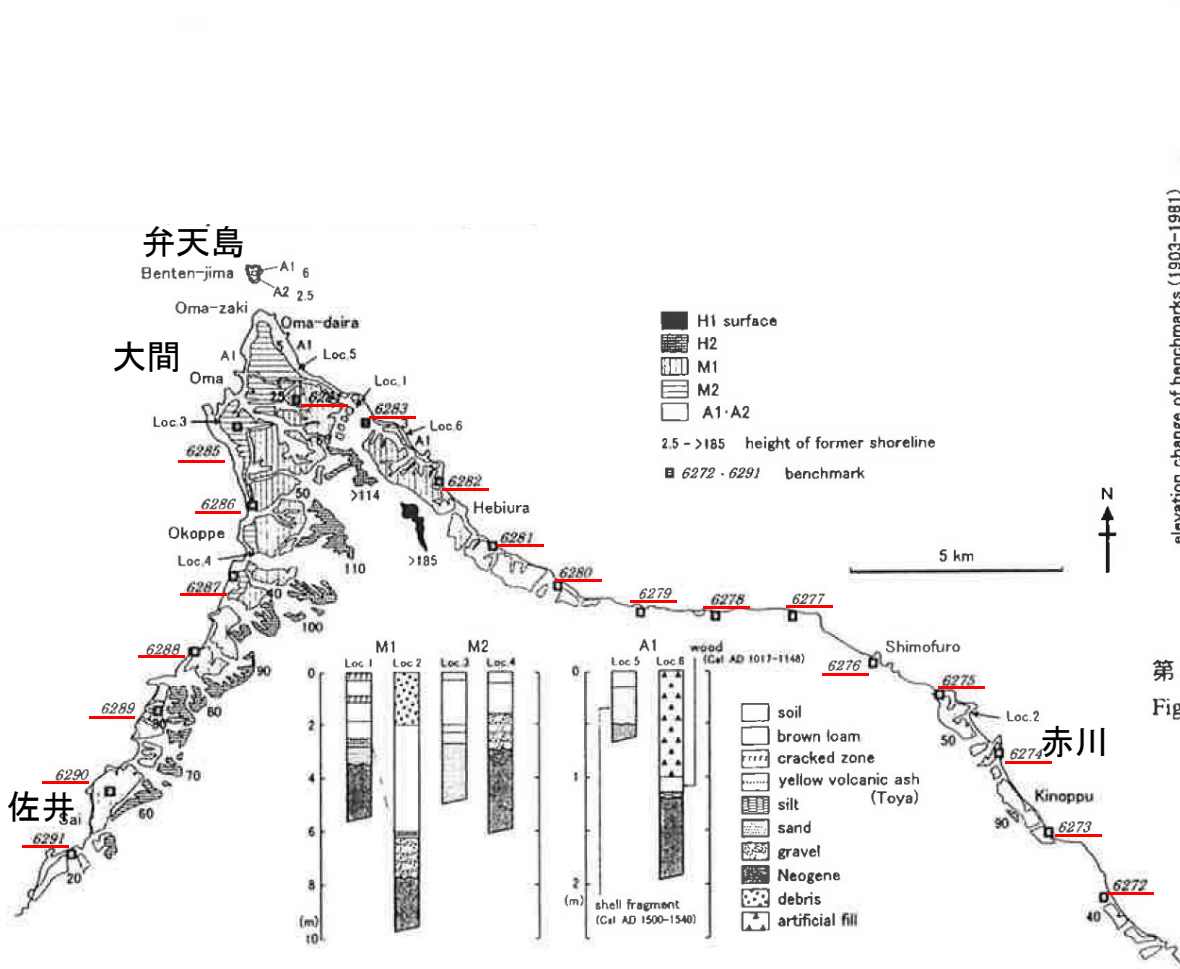
より長期間においては約百年の歪み(Fig. 1a)で伸張が卓越するのに対し、10年(Fig. 1c)や2年(Fig. 1d)では東西短縮が卓越するなど大きく異なっている。このような地殻変動の時間変化に関しては、基本的には前章の解析で示したようなプレート間相互作用すなわち固着の時間変化によって説明されている(例えば, Nishimura et al., 2004).

- 西村(2012)¹²⁾から、測量データによる、約100年間の水平歪みと10年間の歪を示す。
- 青森県一帯において、約100年の水平歪は伸張であり、10年の歪は圧縮となり、逆傾向を示す。
- 下北半島西部に着目すると、約100年が北東-南西伸張、10年が北西-南東圧縮となり、おおむね主応力方向は変わらないものの、応力状態は逆傾向となっている。
- したがって、測量データは、短期間の変動傾向の評価には適するものの、数千年から数十万年単位の変動の評価には適さないと判断される。

Fig. 1. Horizontal strain in northeastern Japan inferred from geodetic measurements. Arrows represent principal strain in units of parts per million (ppm). See text for the specified data periods that relate to each figure. (a) Strain for ~90 year period. Measurements at control points were collected by triangulation at the beginning of the period and by trilateration at the end of the period. The plotted data were obtained from the Geographical Survey Institute (1997). (b) Strain for ~10 year period. Measurements were collected by trilateration. The plotted data were obtained from the Geographical Survey Institute (1997). (c) Strain from October 2000 to October 2010. Strain is calculated from averages of daily coordinates of continuous GPS (GEONET) monitoring stations.

12.2 現世の地質構造(10/11)

大間付近の測量結果



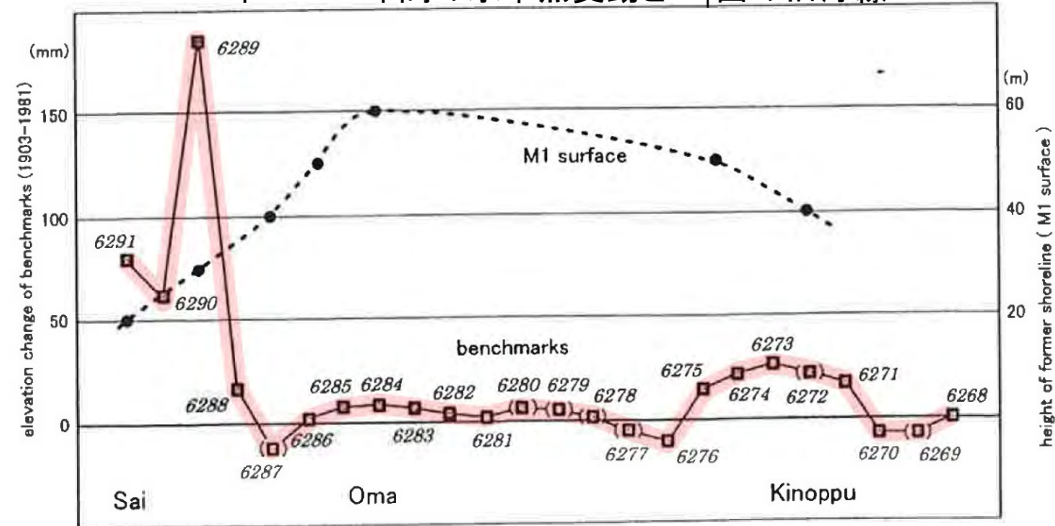
第3図 調査地域の海成段丘面分類図と露頭柱状図。

図の範囲は第1図・第2図に示した。

Fig.3 Classification of marine terrace surfaces and stratigraphic columnar sections

See Figs 1 and 2 for location.

1903年～1981年間の水準点変動とM₁面の旧汀線*



第5図 1903～1981年間の水準点変動(1)とM1面の旧汀線高度。

Fig.5 Elevation change of benchmarks (1903-1981) and height distribution of the M1 former shoreline. 渡辺ほか(2012)¹³に加筆

※渡辺ほか(2012)¹³の旧汀線は、本資料での段丘面内縁に相当する。
(本編資料「1.1 陸域の地形・地質・地質構造(P.1-5)」を参照)

- ・ 渡辺ほか(2012)¹³から、約80年間の水準点測量による大間付近の垂直変動を示す。
- ・ 佐井に大きく急激な隆起、大間と赤川に小さく緩やかな隆起が判読される。
- ・ なお、前頁、前々頁に示す通り、地表の変位データは、短期間の変動傾向の評価には適するものの、数千年から数十万年単位の変動の評価には適しないと判断される。

12.2 現世の地質構造(11/11)

地質構造発達史の評価に関する調査まとめ

実施内容

- 文献調査により日本列島の形成史を整理し、下北半島の形成過程を評価した。
- 現在の隆起に関わる地質的な要因を抽出した。

調査結果

- 下北半島西部は、奥羽脊梁山地と同様に、火山フロントに沿う背弧側に位置する。
- 基盤岩の多くは、東北地方の背弧側と同様に、新第三紀中新世のリフト期(日本海拡大期)の海底堆積物であり、中新世末に陸化した。
- 新第三紀鮮新世には、奥羽脊梁山地と同様に、カルデラを形成する火山活動が生じ、第四紀更新世には成層火山を形成する火山活動が生じた。
- リフト期に基盤岩であった先古第三系は、奥羽脊梁山地と異なり、比較的浅部に分布する。
- 現在の地殻応力は、東西方向の圧縮力と推察される。

評価結果

- 下北半島西部は、東北地方と同様の地質構造発達史を持つ。
- 下北半島西部は火山フロントに沿う背弧側に位置し、東北地方における奥羽脊梁山地に対応する。

12.3 下北半島西部の変動履歴

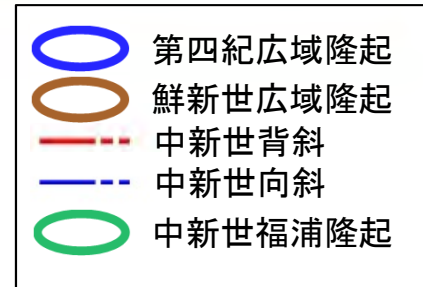
1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	12.1 地質構造発達史12-3
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	12.2 現世の地質構造12-13
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	12.3 下北半島西部の変動履歴12-25
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	12.4 東北地方の隆起速度12-43
		13. 隆起のメカニズム評価13-1

12.3 下北半島西部の変動履歴 (1/15)



現在までの変動域

隆起の分類

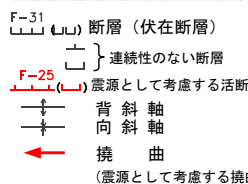


陸域地質凡例

下北地域		亀田地域		
地質時代	地層名	記号	地層名	記号
第四紀	完新世	蘆錐堆積物	蘆錐堆積物	△dt△
	更新世	沖積層	沖積層	a
	第四紀	段丘堆積物	段丘堆積物	tr
新第三紀	更新世	燧岳火山噴出物	錢亀沢軽石流堆積物	△Hv△ △Zp△
	鮮新世	恐山火山噴出物		△Ov△
	中新世	於法岳火山噴出物		△Dv△
先新第三紀	野平層		汐泊川層	△N3△ △S1△
	大畑層			△On△
	大間層			△Om△
	松川層			△Sc△
	金八沢層			△K8△
貫入岩	玄武岩		玄武岩	×ba×
	安山岩		安山岩	×an×
	デイサイト		デイサイト	×da×
	流紋岩		流紋岩	×rh×
	石英斑岩			+ap+
	石英閃緑岩			+qd+

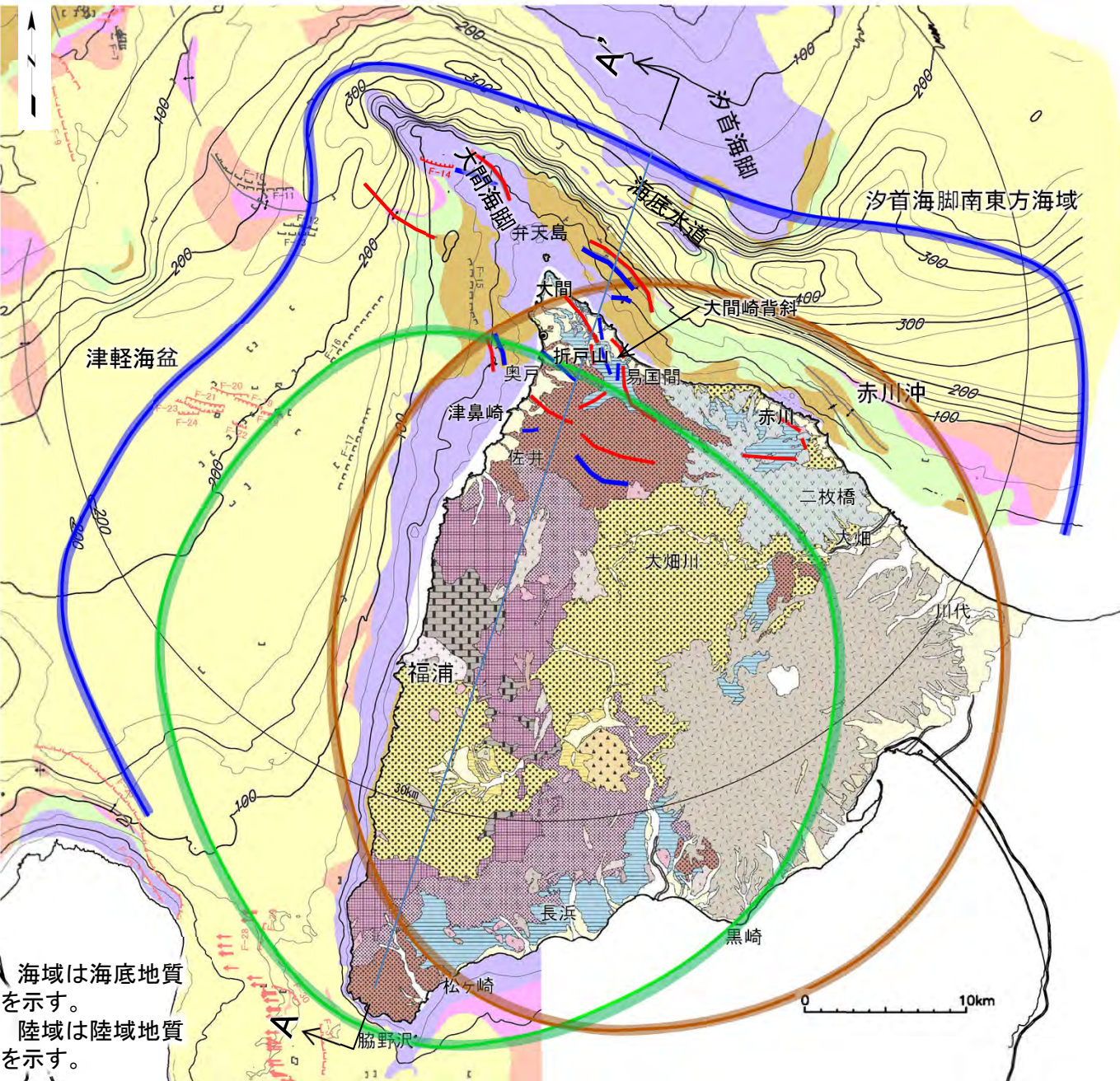
海域地質凡例

地質時代	敷地前面海域	
第四紀	完新世	A層
	更新世	B層
	更新世	B ₂ 層
	更新世	B ₃ 層
新第三紀	鮮新世	C層
	中新世	D層
先新第三紀	E層	

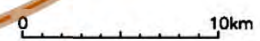


A A' 模式断面図位置

- 中新世以降の下北半島西部の地盤変動について、4種類の隆起(背斜・向斜を含む)を認定した。
- これらのうち、現在活動している隆起は、「第四紀広域隆起」である。



海域は海底地質を示す。
陸域は陸域地質を示す。



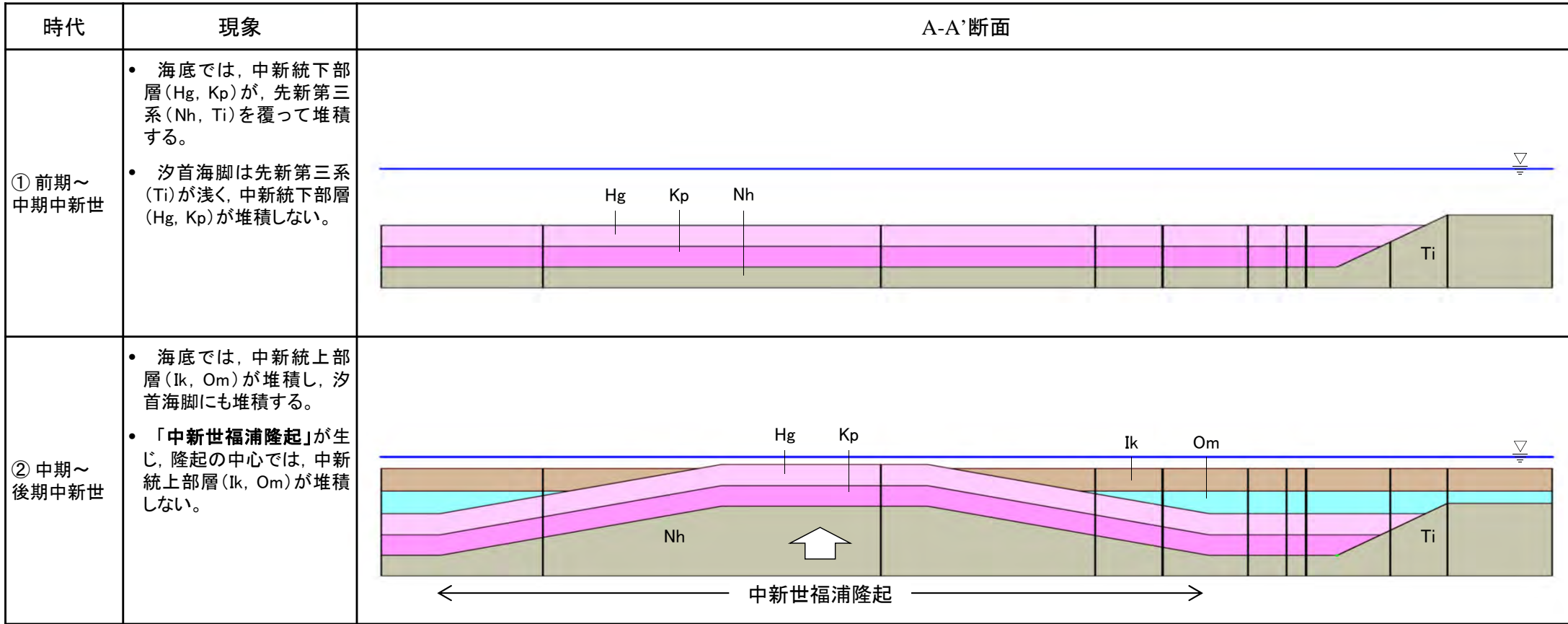
12.3 下北半島西部の変動履歴 (2/15)

変動域の活動時代

			隆起の分類			
			中新世福浦隆起	中新世背斜・向斜	鮮新世広域隆起	更新世広域隆起
地質時代						
第四紀	更新世	後期				
		中期				
		前期				
		前期				
新第三紀	鮮新世					
	中新世					
先新第三紀						
概要			西海岸の福浦を中心とする半径約20kmのドーム状の隆起。	大間海脚から大間、赤川にかけての中新統上部層(易国間層、大間層)に発達する褶曲。	陸域を包含する半径約25kmの陸域全体の隆起。	津軽海盆及び汐首海脚東方海域の沈降から陸域の隆起を包含する幅約65kmの変形。
			中期中新世から鮮新世初期に陸域の大半を離水させた。	「中新世福浦隆起」と同時期に活動した。	鮮新世末期に下北半島西部の離水を完成させた。	前期更新世に活動を開始し、現在まで継続する。
			陸域では中新統のドーム状の分布、海域ではE層(中新統以下)の傾斜した平坦面及び被覆するD層(先新統)下部のグロースにより確認される。	陸域では中新統上部層の褶曲露頭、海域ではE層(中新統以下)の凹凸形状及び被覆するD層(鮮新統)下部のグロースにより確認される。	陸域の鮮新世カルデラ噴火堆積物の一部が海中堆積していることにより推定され、海域のD層(鮮新統)上部のグロースにより確認される。	陸域の海成段丘高度分布等、海域のC層(更新統下部層)以降のグロースにより確認される。
説明箇所			補足説明資料「12.3下北半島西部の変動履歴」	本編資料「7.3中新世背斜・向斜」	補足説明資料「12.3下北半島西部の変動履歴」	本編資料「7.2第四紀広域隆起」

12.3 下北半島西部の変動履歴 (3/15)

変動履歴の模式断面(1/4)



脇野沢 福浦 佐井 津鼻崎 大間原子力発電所 折戸山 三石 海底水道 汐首海脚

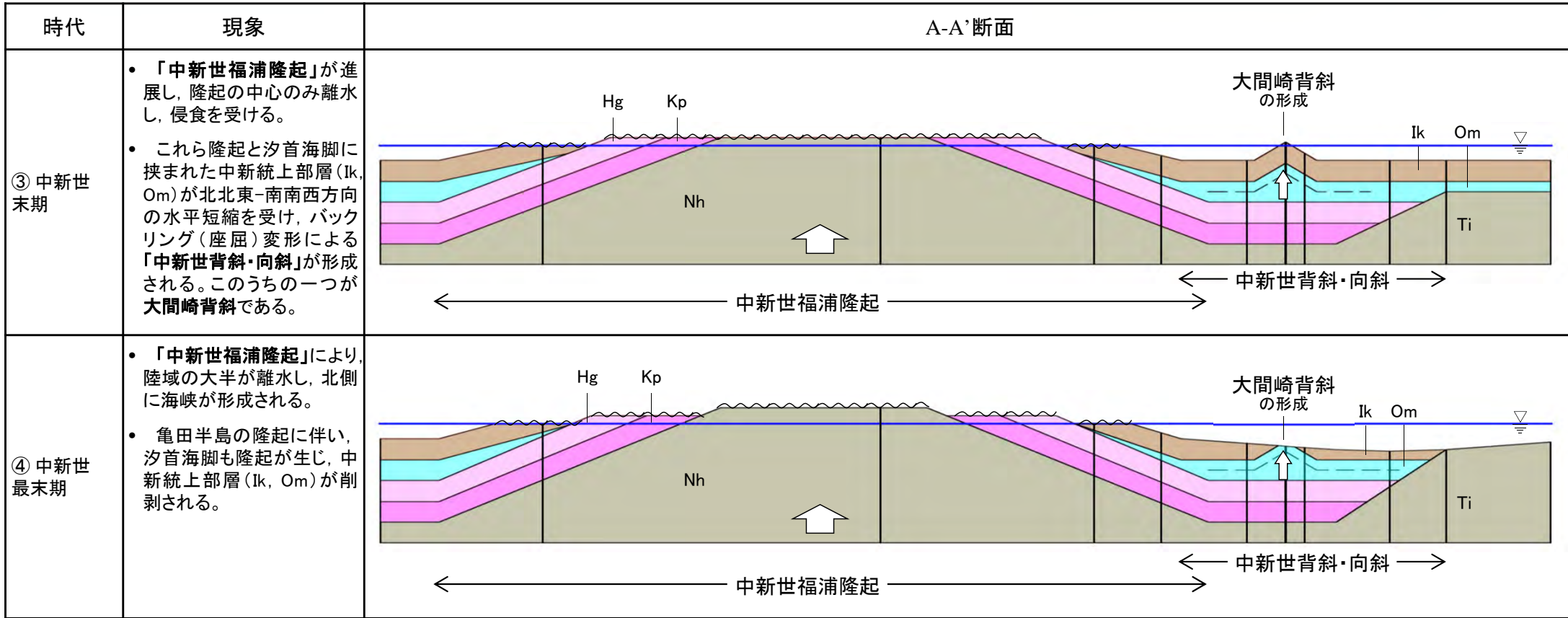
凡例

更新統		鮮新統	中新統		先新第三系
中部層, 上部層	B: B層	Oh: 大畑層※	上部層	Ik: 易国間層	Nh: 長浜層
下部層	C: C層	D: D層	下部層	Om: 大間層	Ti: 戸井層
				Hg: 桧川層	
				Kp: 金八沢層	

※ 大畑層は一部前期更新統を含む。

12.3 下北半島西部の変動履歴 (4/15)

変動履歴の模式断面(2/4)



脇野沢 福浦 佐井 津鼻崎 大間原子力発電所 折戸山 三石 海底水道 汐首海脚

凡例

更新統		鮮新統	中新統		先新第三系
中部層 上部層	B: B層	Oh: 大畑層*	上部層	Ik: 易国間層	Nh: 長浜層
下部層	C: C層	D: D層	下部層	Om: 大間層	Ti: 戸井層
				Hg: 桧川層	
				Kp: 金八沢層	

* 大畑層は一部前期更新統を含む。

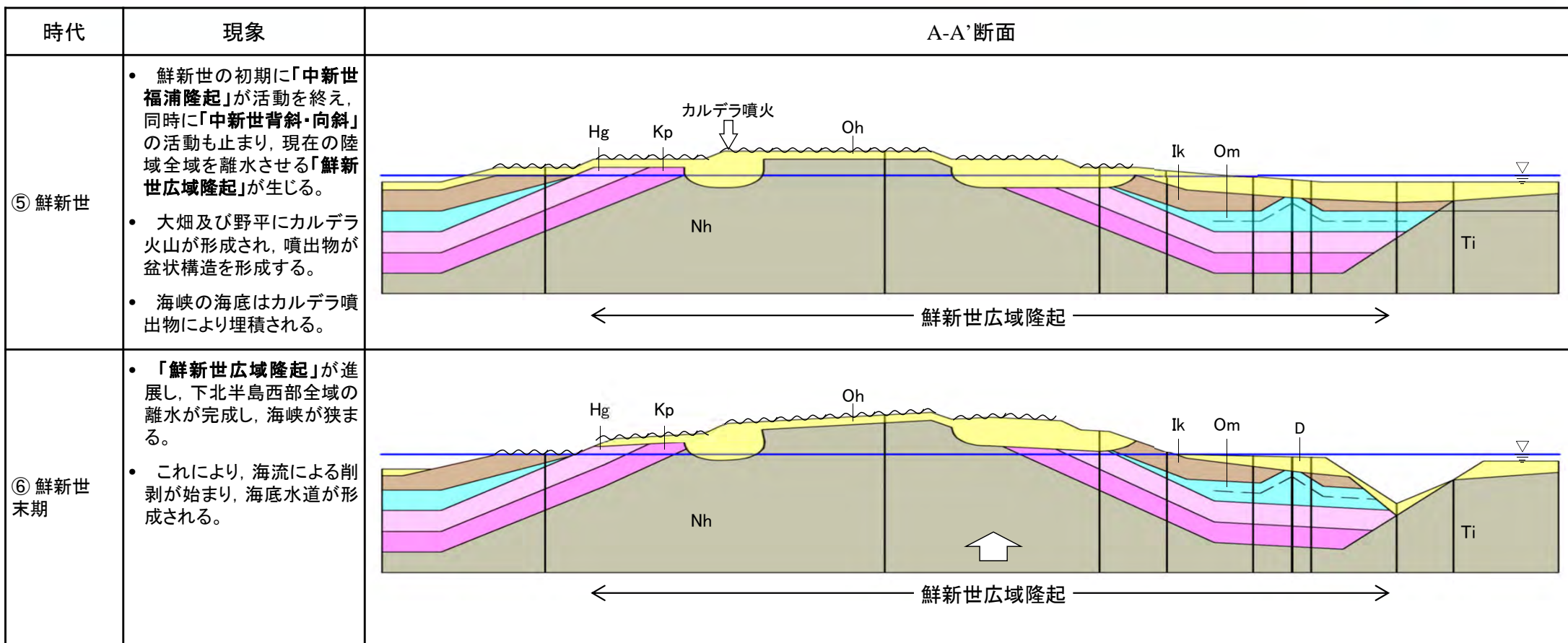
12.3 下北半島西部の変動履歴 (5/15)

第732回審査会合
資料2-2 P.12-6 再掲

12-30



変動履歴の模式断面(3/4)



脇野沢

福浦

佐井

津鼻崎

大間原子力発電所

折戸山

三石

海底水道

汐首海脚

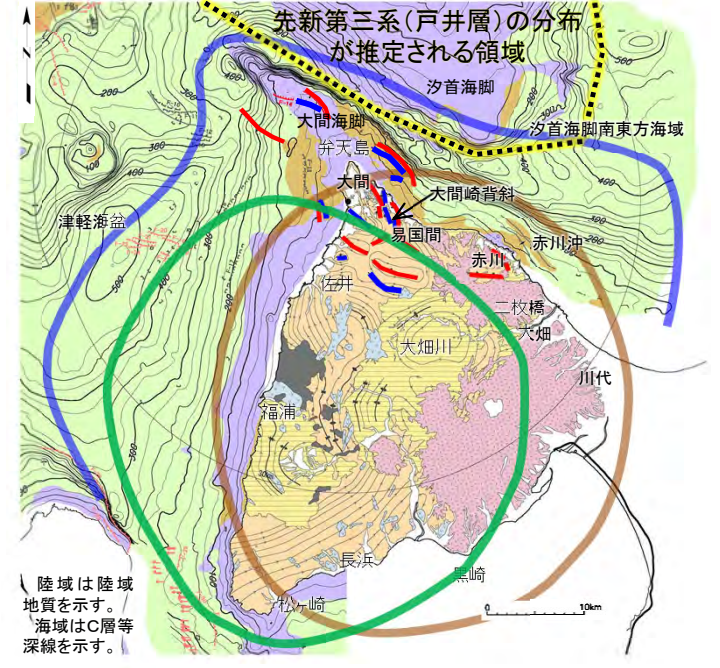
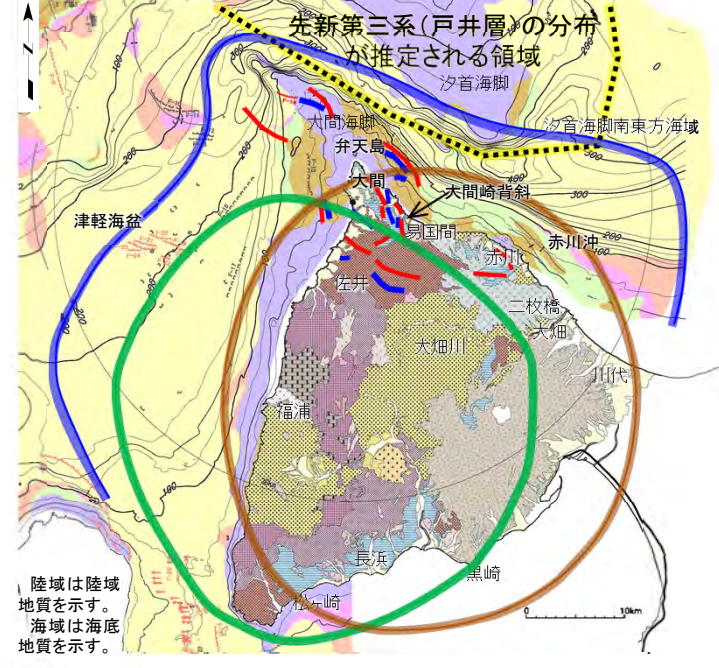
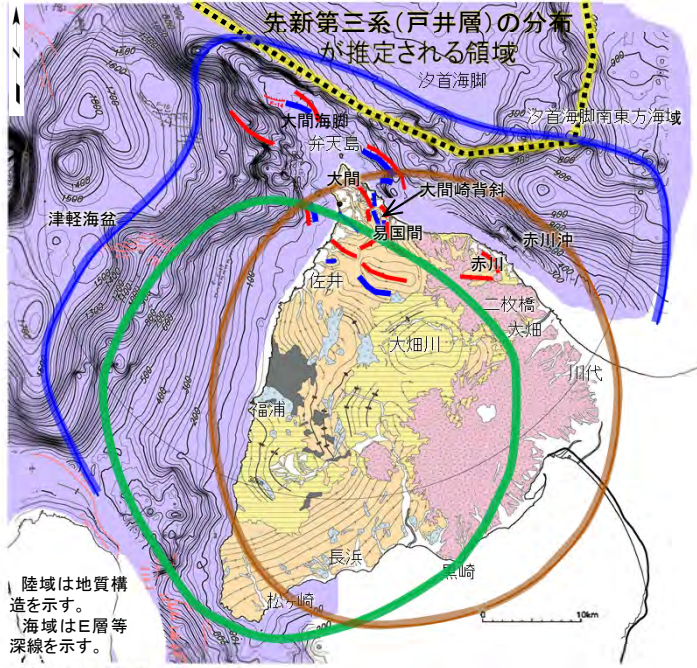
凡例

更新統		鮮新統	中新統		先新第三系	
中部層	上部層	B: B層	Oh: 大畑層*	上部層	Ik: 易国間層	Nh: 長浜層
	下部層	C: C層	D: D層	下部層	Om: 大間層	Ti: 戸井層
					Hg: 桧川層	
					Kp: 金八沢層	

* 大畑層は一部前期更新統を含む。

12.3 下北半島西部の変動履歴 (7/15)

変動域と地質構造との対比



陸域地質構造凡例

	第四系堆積物
	第四系火山噴出物
	第四系更新統～新第三系鮮新統
	新第三系中新統
	先新第三系
	貫入岩類
	断層
	背斜軸
	向斜軸
	背斜軸(推定)
	向斜軸(推定)

* 第四系火山噴出物以外の第四系は表記せず。

陸域地質凡例

地質時代	地層名	記号
完新世	崖錐堆積物	△ dt △
	沖積層	a
第四紀	段丘堆積物	tr
	燧岳火山噴出物	▽ Hv ▽
	恐山火山噴出物	○ Ov ○
更新世・鮮新世	於法岳火山噴出物	▲ Dv ▲
	野平層	≡ N8 ≡
	大畑層	≡ On ≡
	易国間層	≡ K ≡
中新世	大間層	≡ Om ≡
	松川層	≡ g ≡
先新第三紀	長浜層	≡ N1 ≡

海域地質凡例

地質時代	敷地前面海域
第四紀	完新世 後期 A層
	更新世 中期 B層
	更新世 前期 C層
新第三紀	鮮新世 D層
	中新世 E層

F-31 断層 (伏在断層)
 連続性のない断層
 F=25 震源として考慮する活断層
 背斜軸
 向斜軸
 撓曲

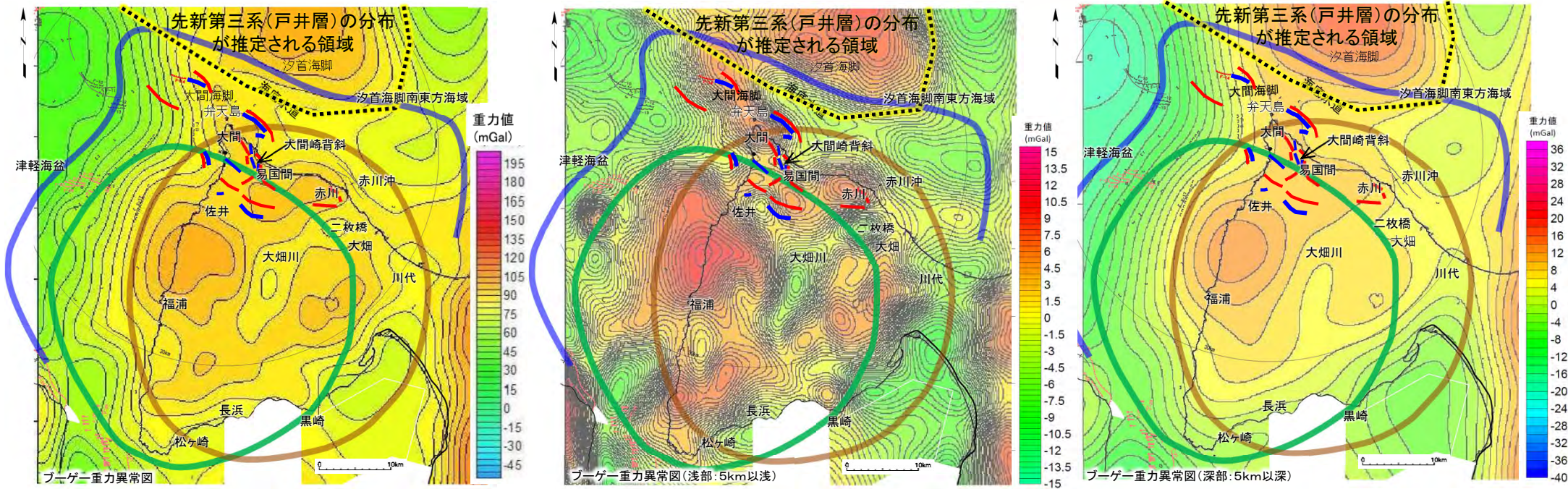
隆起の分類

- 第四紀広域隆起
- 鮮新世広域隆起
- 中新世背斜
- 中新世向斜
- 中新世福浦隆起

中新世以降の4種類の隆起域と現在の地質・地質構造との対応は、以下の通りである。

- 「中新世福浦隆起」は、陸域中新統のドーム状の分布域を包含し、海域はE層(中新統以下)の緩傾斜斜面を包含する。
- 「中新世背斜・向斜」は、「中新世福浦隆起」と汐首海脚の先新第三系分布域に挟まれた中新統上部層(易国間層, 大間層)分布域に認められる。
- 「鮮新世広域隆起」は、現在の陸域を包含する。
- 「第四紀広域隆起」は、海域C層(下部更新統)の緩傾斜斜面を包含する。

変動域と重力構造との対比



隆起の分類

- 第四紀広域隆起
- 鮮新世広域隆起
- 中新世背斜
- 中新世向斜
- 中新世福浦隆起

海域地質凡例

- F-31 (L) 断層 (伏在断層)
- ┌┐ 連続性のない断層
- F-25 (L) 震源として考慮する活断層
- ⇄ 背斜軸
- ⇄ 向斜軸
- 撓曲 (震源として考慮する撓曲)

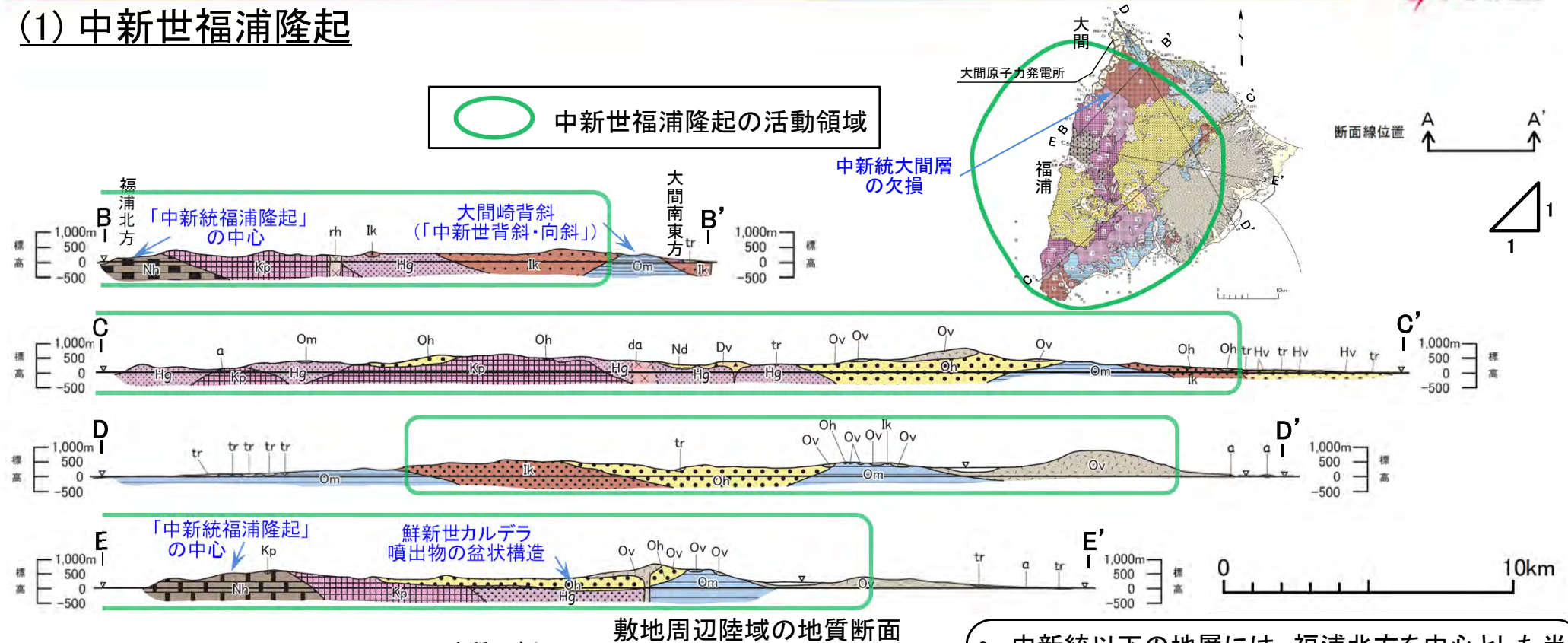
中新世以降の4種類の隆起域と現在のブーゲー重力異常との対応は、以下の通りである。

- 「中新世福浦隆起」は、深部(5km以深)のブーゲー重力異常図において、福浦北方を中心とする高重力異常域のうち、中央部から南西側を広範囲に包含する。浅部(5km以浅)のブーゲー重力異常図との対応は良くない。
- 「中新世背斜・向斜」は、浅部のブーゲー重力異常図において、高重力異常域に認められる。
- 「鮮新世広域隆起」は、深部のブーゲー重力異常図において、福浦北方を中心とする高重力異常域のうち、中央部から北東側を広範囲に包含する。浅部のブーゲー重力異常図との対応は良くない。
- 「第四紀広域隆起」は、深部のブーゲー重力異常図、浅部のブーゲー重力異常図の高重力異常域全体を広く包含する。

(余白)

12.3 下北半島西部の変動履歴 (9/15)

(1) 中新世福浦隆起



地質凡例

下北地域		亀田地域		
地質時代	地層名	記号	地層名	記号
完新世	崖錐堆積物	△ dt △	崖錐堆積物	△ dt △
	沖積層	a	沖積層	a
第四紀	段丘堆積物	tr	段丘堆積物	tr
	燧岳火山噴出物	Hv	銭亀沢軽石流堆積物	Zo
	恐山火山噴出物	Ov		
	於法岳火山噴出物	Dv		
更新世	野平層	Nh		
	大畑層	Oh		
新第三紀	易岡層	Om	汐泊川層	Sd
	大間層	Om		
	椴川層			
	金八沢層			

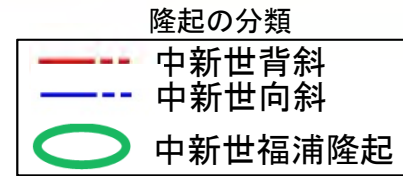
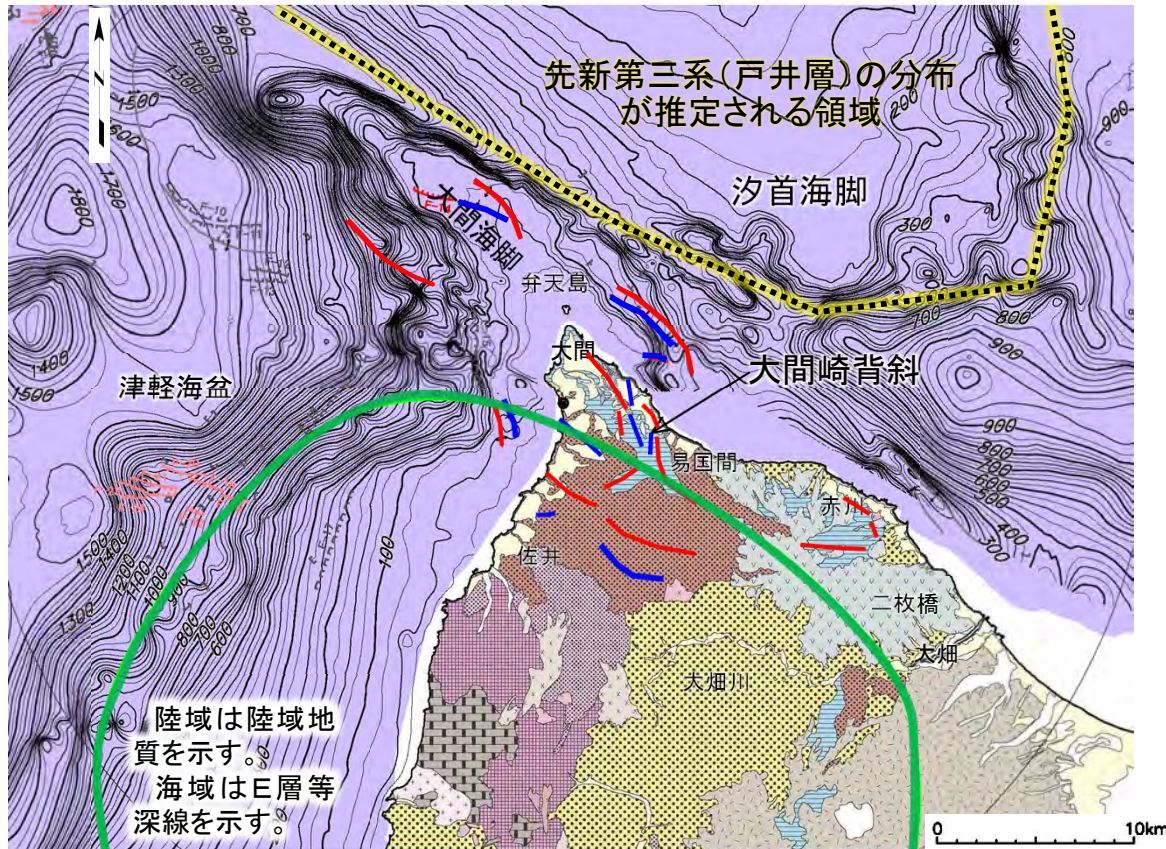
下北地域		亀田地域		
地質時代	地層名	記号	地層名	記号
先新第三紀	長浜層	Nb	戸井層	Ti
貫入岩	玄武岩	ba	玄武岩	ba
	安山岩	an	安山岩	an
	デイサイト	da	デイサイト	da
	流紋岩	rh	流紋岩	rh
	石英斑岩	ap		
	石英閃緑岩	qd		
	地層境界	———		
	地質断層	- - - - -		

- 中新統以下の地層には、福浦北方を中心とした半ドーム状構造(中新統福浦隆起)が認められる。
- 平面図に示す通り、半ドーム状構造には、中新統大間層の欠損区間がある。
- E-E'断面に示す通り、中新統を覆う新第三系鮮新統のカルデラ噴出物は盆状構造を示しており、半ドーム状構造が及んでいない。

「中新世福浦隆起」は、大間層堆積前の中期中新世に活動を開始し、カルデラ噴火前の鮮新世初期に活動を終えたと評価する。

12.3 下北半島西部の変動履歴 (10/15)

(2) 中新世背斜・向斜(1/3) : 平面分布・活動時期



陸域地質凡例

地質時代	地層名	記号
完新世	崖堆積物	△ dt△
	沖積層	a
第四紀	段丘堆積物	tr
	燧岳火山噴出物	▽ Hv▽
	恐山火山噴出物	○ Ov○
	於法岳火山噴出物	▲ Dv▲
更新世・鮮新世	野平層	≡ N8 ≡
	大畑層	● Or●
新第三紀	易国間層	■ Or■
	大間層	■ Om■
	松川層	■ Sg■
	金八沢層	■ K8■
先新第三紀	長浜層	■ N6■

地質時代	地層名	記号
貫入岩	玄武岩	× ba ×
	安山岩	× an ×
	デイサイト	× da ×
	流紋岩	× rh ×
	石英斑岩	+ ap +
	石英閃緑岩	+ ad +

海域地質凡例

地質時代	敷地前面海域	
第四紀	完新世	A層
	更新世 後期	B ₁ 層
	更新世 中期	B ₂ 層
新第三紀	更新世 前期	B ₃ 層
	鮮新世	C層
新第三紀	中新世	D層
	先新第三紀	E層

F-31 (U) 断層 (伏在断層)
 } 連続性のない断層
 F-25 (L) 震源として考慮する活断層
 ⇄ 背斜軸
 ⇄ 向斜軸

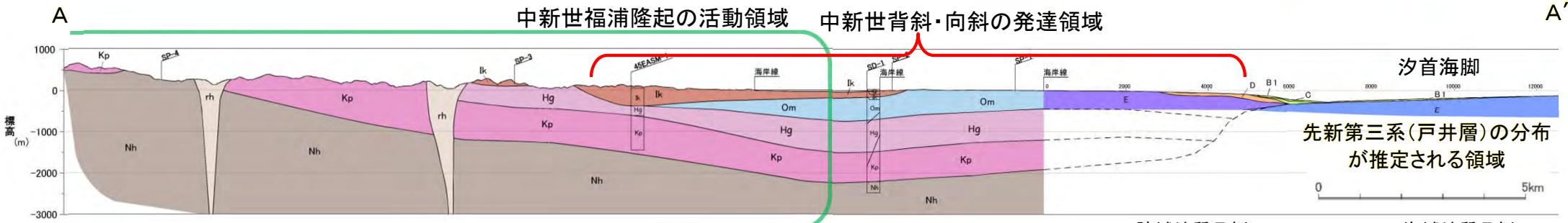
- 「中新世背斜・向斜」は、「汐首海脚」と「中新世福浦隆起」とに挟まれた領域に発達する。
- 上記領域は、陸域では中新統上部層(大間層, 易国間層)の分布域であり、海域においては、同じく中新統上部層の分布が推定される領域に含まれる。
- 海上音波探査によれば、上記領域のE層上面には「中新世背斜・向斜」と同様の凹凸が認められ、鮮新世の初期に活動を停止している※1。これは「中新世福浦隆起」と活動停止時期が同じである。

- 「中新世背斜・向斜」は、「汐首海脚」と「中新世福浦隆起」とに挟まれた領域に分布する中新統上部層(大間層, 易国間層)に認められる。
- 「中新世背斜・向斜」は、「中新世福浦隆起」と同じく鮮新世の初期に活動を終えている。

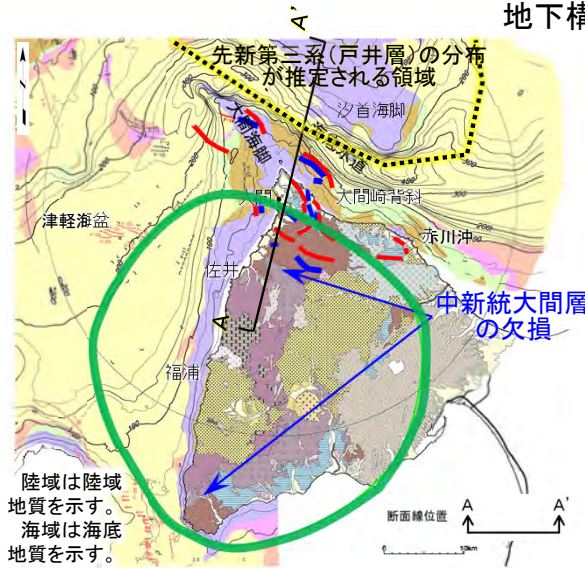
※1 本編資料「7.3 中新世背斜・向斜(3)大間崎背斜の活動性(12/13): 探査記録及び解釈図」(P.7-55)を参照。

12.3 下北半島西部の変動履歴 (11/15)

(2) 中新世背斜・向斜(2/3) : 分布領域の特徴



地質時代	亀田半島	海域の地質	下北半島	
第四紀	完新世	沖積層等	沖積層等	
	更新世	段丘堆積物等	段丘堆積物等	
		中期	B ₁ 層	
		前期	B ₂ 層	
第三紀	中新世	B ₃ 層		
		C層	野平層	
	漸新世	D層	大畑層	
		易国間層	易国間層	
		汐泊川層	大間層	
中新世		大間層		
		松川層		
先新第三紀		金八沢層		
		長浜層		



地下構造南北断面図

陸域地質凡例			海域地質凡例		
地質時代	地層名	記号			
第四紀	沖積層	Q	A	A層	
	段丘堆積物など		B ₁ B ₂ B ₃	B層	
第三紀	易国間層	E	C	C層	
	大間層	Qm	D	D層	
	松川層	Hg	E ₁	E1層(中新統)	
	金八沢層	Kp	E ₂	E2層(先新第三系)	
先新第三紀	長浜層	Nh			
貫入岩	流紋岩	rh			

--- 地層境界(推定)
※深度は音速度を1500m/secと仮定した場合の値を示す。

隆起の分類	
---	中新世背斜
- - -	中新世向斜
○	中新世福浦隆起

(地質凡例はP.12-32を参照)

- 汐首海脚のある亀田半島において中新統下部層が欠損し、下北半島において「中新世福浦隆起」の縁辺で中新統上部層大間層が欠損することから、中新統上部層(易国間層, 大間層)は、「中新世福浦隆起」と「汐首海脚」には含まれた凹地に、盆状に堆積すると判断される。
- 「中新世背斜・向斜」は、中新統上部層の分布域に認められ、「中新世福浦隆起」及び「汐首海脚」には認められない。

「中新世背斜・向斜」は、「汐首海脚」と「中新世福浦隆起」とに挟まれた盆状の凹地に堆積した中新統上部層(大間層, 易国間層)に、選択的に形成されたものと判断される。

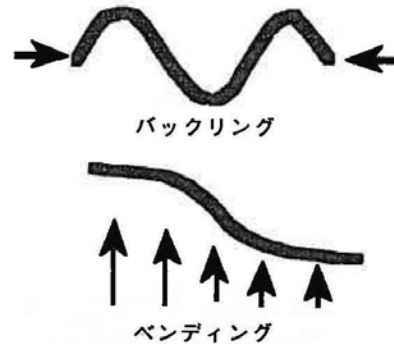
—— 整合 ~~~~~ 不整合 — 指交関係 - - - 関係未詳 ||||| 地層欠如

12.3 下北半島西部の変動履歴 (12/15)

(2) 中新世背斜・向斜(3/3) : 形成メカニズム

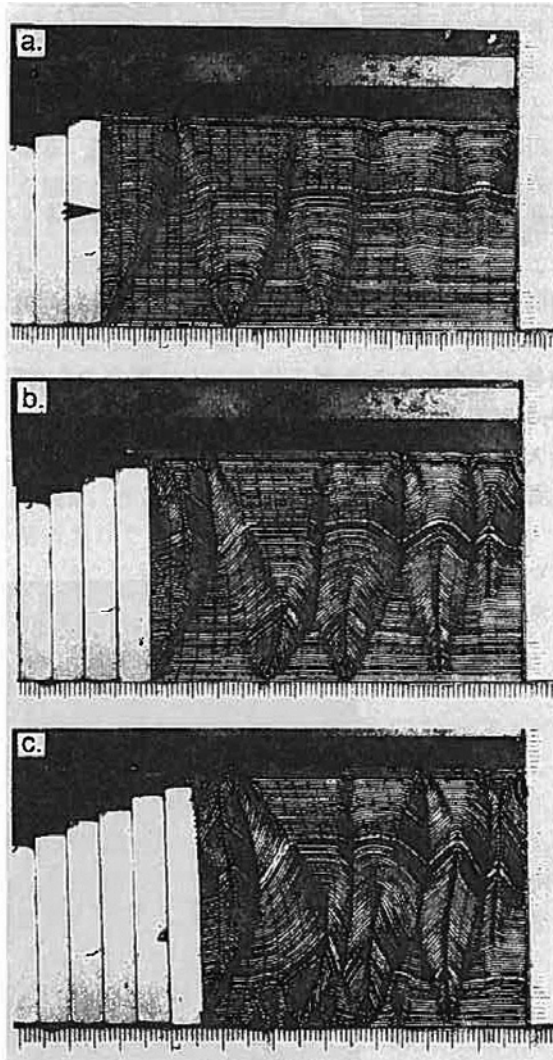
バックリングの模型

褶曲の種類



図VI.1-1 バックリングとベンディングによる褶曲作用

狩野・村田(1998)¹⁴⁾



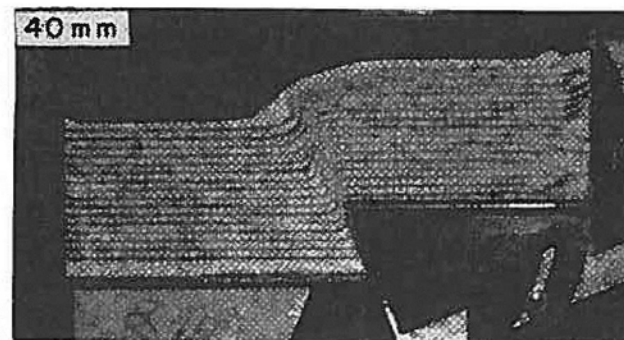
図VI.3-1 キンク褶曲の形成実験(Stewart & Alvarez, 1991)

ワックスをしみこませた布と厚さ0.5mmの鉛板で作った互層を層に平行に圧縮。

a: 5% 短縮, b: 15% 短縮, c: 26% 短縮。

狩野・村田(1998)¹⁴⁾

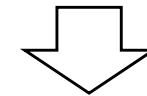
ベンディングの模型



図VI.6-1 基盤の断層を変位させて被覆層中に変形を生じさせる実験(Tsuneishi, 1978)
着色した粉末を層状に挟んだ砂を被覆層の模擬物質として用いている。基盤の逆断層変位によって被覆層中にドレイプ褶曲(全体的にみれば撓曲構造)が形成されている。左上の40mmは断層の変位量。

狩野・村田(1998)¹⁴⁾

- 文献による褶曲の模型実験によれば、褶曲群は水平方向の短縮変形に伴うバックリング(座屈)変形により形成される。
- 高角な逆断層の模型実験では、ベンディング(横曲げ)変形による単体の背斜(撓曲)が形成され、褶曲群は形成されない。

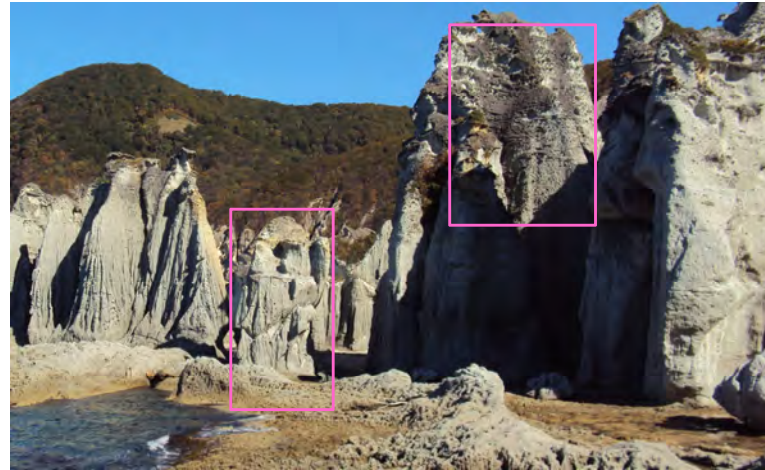
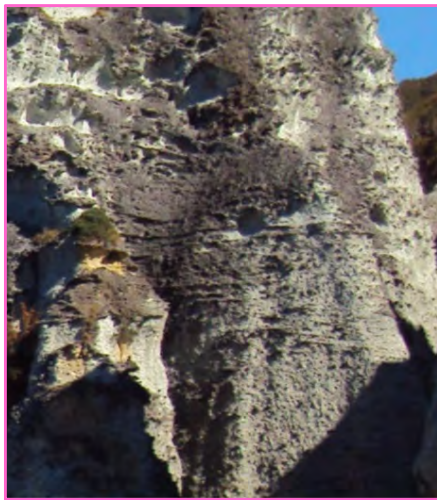


陸域及び海域の地質構造調査によれば、「中新世背斜・向斜」は、「汐首海脚」と「中新世福浦隆起」とに挟まれた盆状の凹地に堆積した中新統上部層(大間層, 易国間層)に発達する複背斜であり、中新世末期から鮮新世初期にかけて北北東-南南西方向の水平短縮を受け、バックリング(座屈)変形により形成したものと評価され、その成因に断層は関与していない。

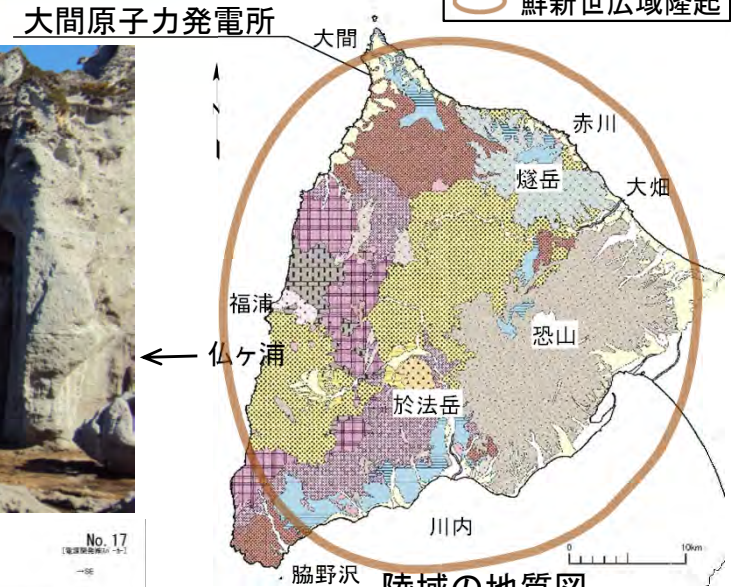
12.3 下北半島西部の変動履歴 (13/15)



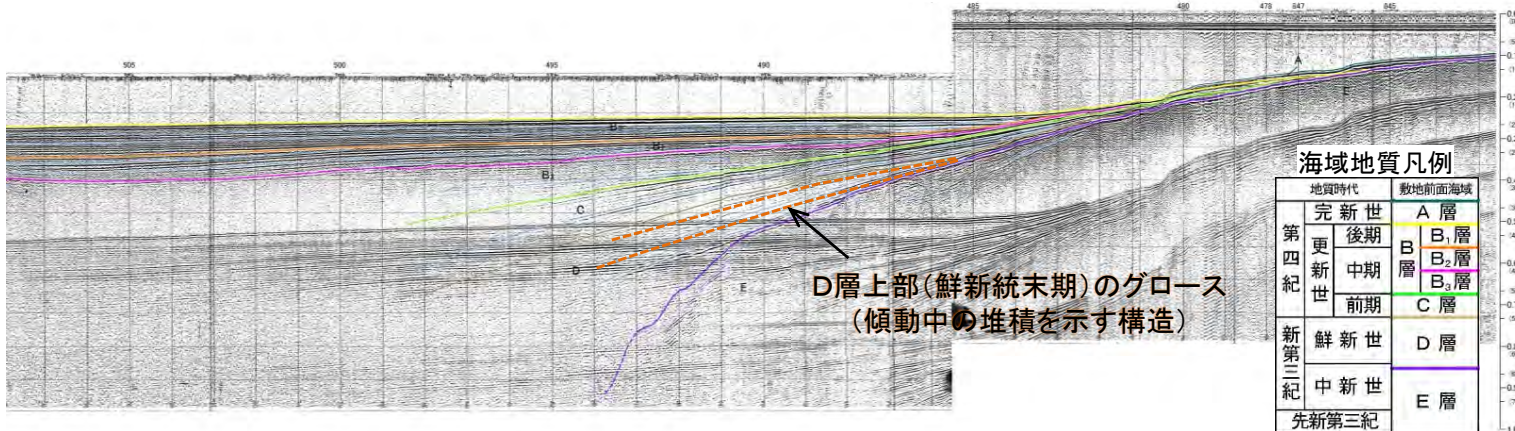
(3) 鮮新世広域隆起



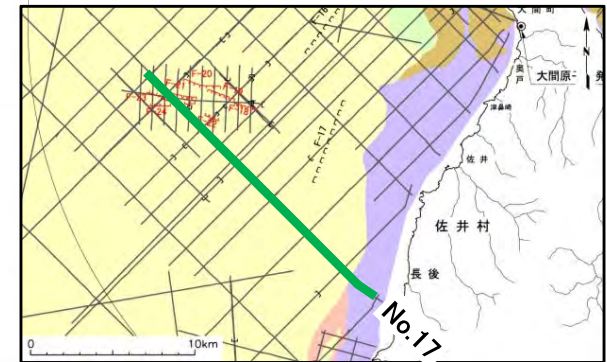
鮮新統大畑層の級化(海中での堆積を示す構造)



陸域の地質図
(地質凡例はP.12-32を参照)



海域地質凡例	
地質時代	敷地前面海域
第四紀 更新世	完新世 A層
	後期 B ₁ 層
	中期 B ₂ 層
前期	B ₃ 層
	C層
新第三紀	鮮新世 D層
	中新世 E層
先新第三紀	



- 新第三紀鮮新世に「中新統福浦隆起」により陸域の大半が離水し、活動停止後に陸域のカルデラ噴火の火砕流堆積物である大畑層が堆積する。
- 大畑層は、仙ヶ浦付近で広く海食崖を形成し、級化した堆積構造が認められることから、仙ヶ浦一帯が海中にあったと判断される。
- 第四紀更新世には、下北半島西部全域は陸域となっている。
- 海上音波探査断面では、D層上部(鮮新世末期)に陸域の隆起を示す堆積構造が認められる。

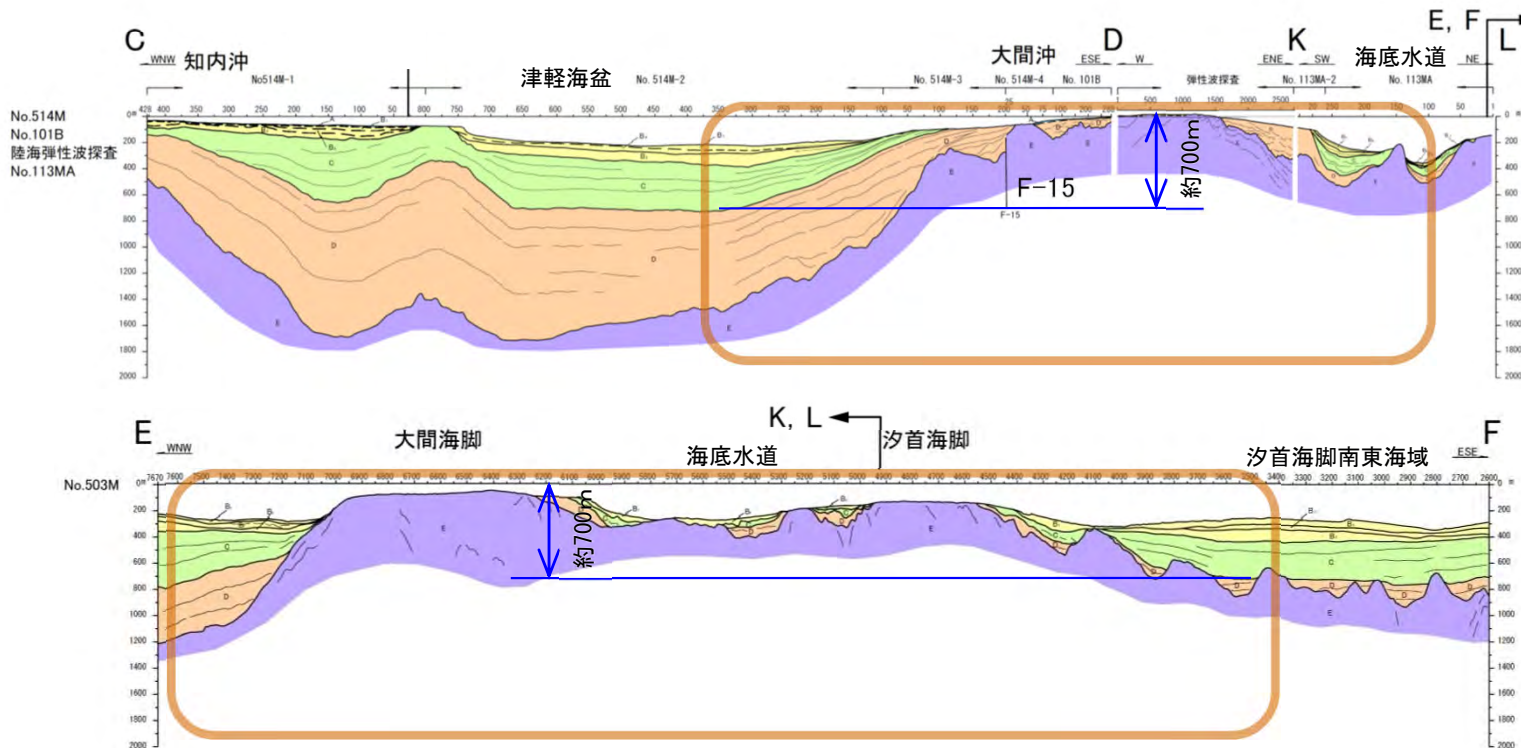


鮮新世の大畑層堆積後、更新世までに、下北半島西部の離水を完成させた「鮮新世広域隆起」が存在すると評価する。



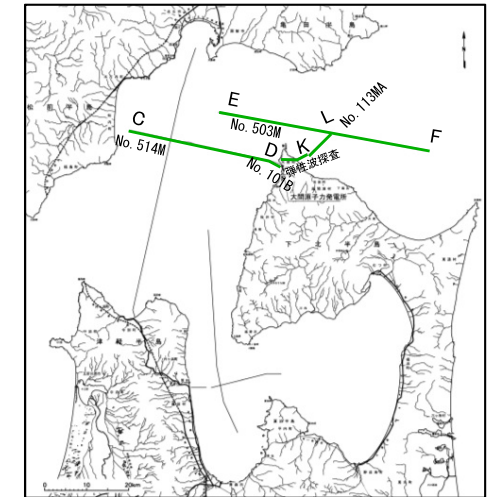
12.3 下北半島西部の変動履歴 (14/15)

(4) 第四紀広域隆起(1/2): 第四系の傾動



海域の地質断面図

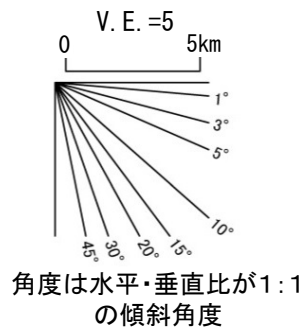
○ 第四紀の傾動が認められる領域



断面位置図

海域地質凡例

地質時代	海域の地質	
第四紀	完新世	A
	後期	B ₁
	中期	B ₂
	前期	C
新第三紀	鮮新世	D
	中新世	E
先新第三紀		



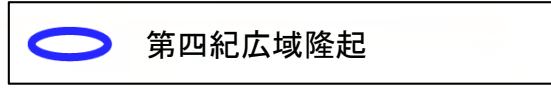
- 海底斜面に分布するC層(下部更新統)及びB層(中部～上部更新統)は、斜面下方に向かい地層が厚く変化しており、堆積期間において陸域の隆起及び海域の沈降による地盤の傾動が生じていたことが示唆される。
- 第四紀(C層堆積開始以降)の累積落差は700m以上であり、第四紀を通して平均し0.25～0.3m/ky以上の隆起速度差となる。(700m/2580ky≒0.27m/ky)
- 上記傾動においてC層下面及びB層下面はおおむね一定の勾配で傾斜しており、第四紀の傾動は領域全域に分散している。断層を示唆する局所的な変位・変形は認められない。

12.3 下北半島西部の変動履歴 (15/15)

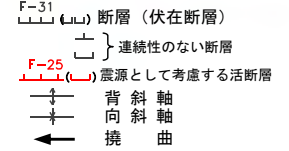
(4) 第四紀広域隆起 (2/2): 活動範囲



隆起の分類



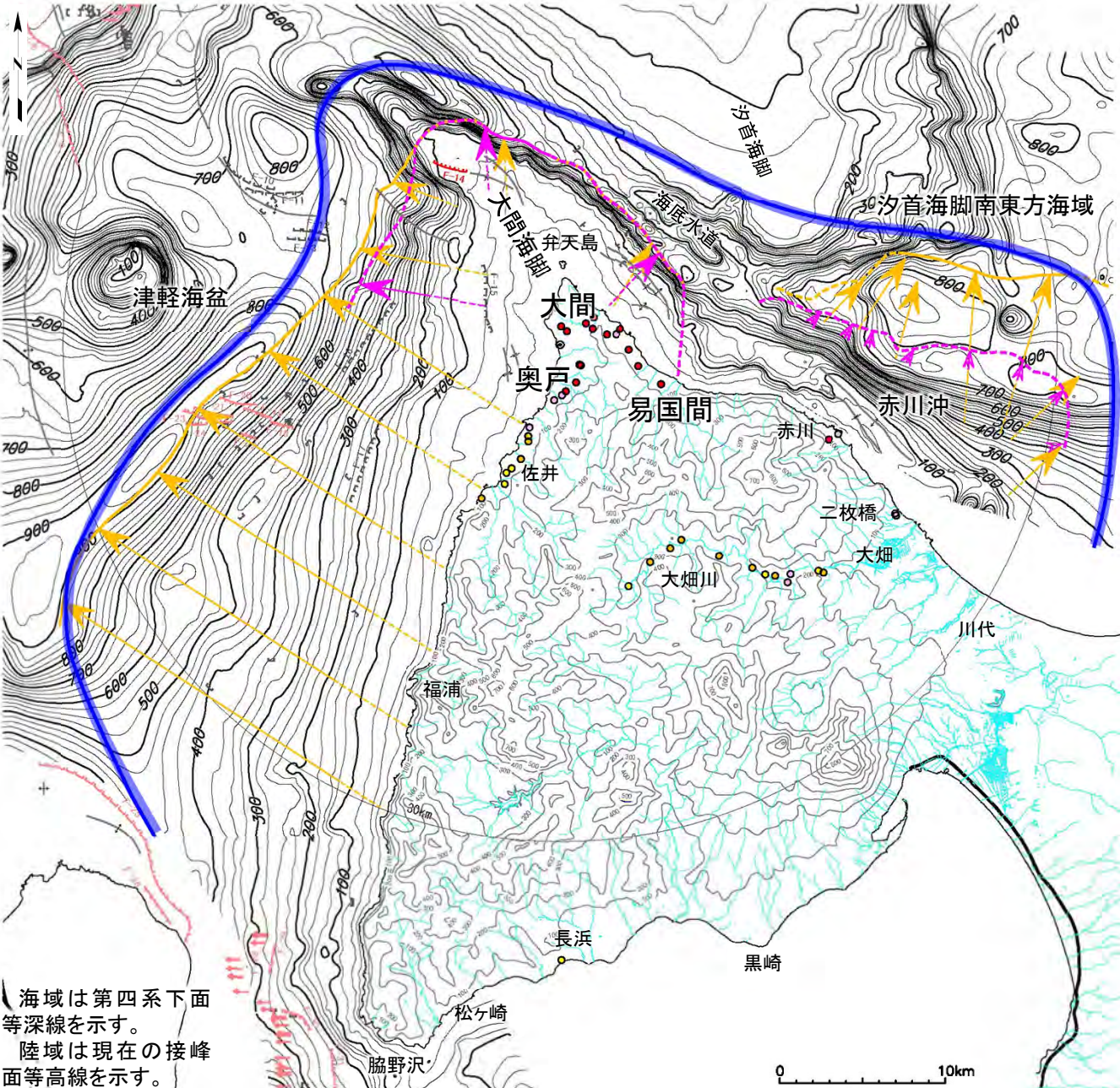
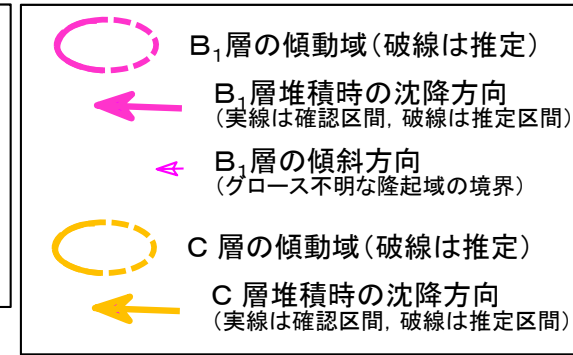
海域地質凡例



陸域の隆起調査結果



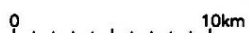
第四紀の変動が認められる領域※1



- 前頁の海域の地質断面図に示す第四紀の傾動は、本図におけるC層(下部更新統)の傾動域に相当する。
- C層の傾動域は、西側海岸～大間海脚～易国間の沖合及び北東側海岸の赤川の沖合に認められる。
- B₁層(上部更新統)の傾動域は、奥戸～大間海脚～易国間の沖合に認められ、赤川の沖合では傾動が不明瞭になっている。
- B₁層に認められる傾動領域は、相対的に傾動が大きく、音波探査断面で判読可能な傾動が比較的短期間で蓄積される領域を示すものと考えられる。
- この相対的に傾動が大きい領域の陸側は、奥戸～大間～易国間に該当し、陸域における後期更新世以降の隆起の中心部と合致する。※2

海域は第四系下面等深線を示す。
陸域は現在の接峰面等高線を示す。

※1 補足説明資料「11.海域の変動履歴の評価」を参照。
※2 本編資料「7.2 第四紀広域隆起」を参照。



(余白)

12.4東北地方の隆起速度

12-43



1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	12.1 地質構造発達史12-3
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	12.2 現世の地質構造12-13
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	12.3 下北半島西部の変動履歴12-25
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	12.4 東北地方の隆起速度12-43
		13. 隆起のメカニズム評価13-1

12.4東北地方の隆起速度(1/4)

下北半島東部の隆起速度 : Matsu'ura et al. (2014)¹⁵⁾

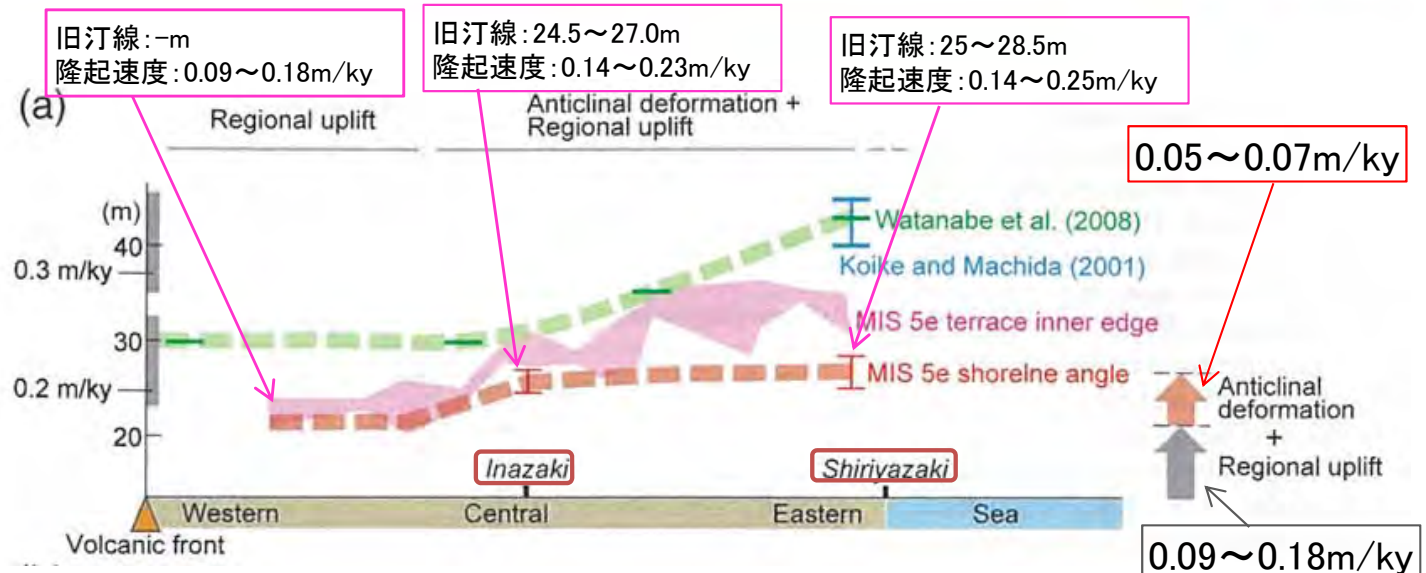
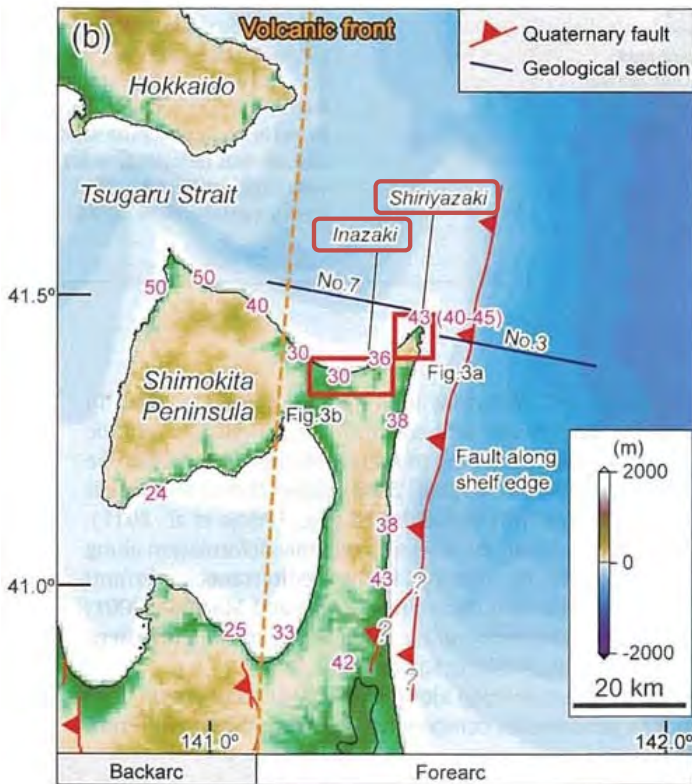


Fig. 13. Late Pleistocene uplift and geologic sections across the NE Japan forearc off Shiryazaki. (a) Uplift rates inferred from the MIS 5e marine terrace (blue bar from Koike and Machida, 2001, and green dashed line from Watanabe et al., 2008) increase eastward, implying uplift due to activity of an offshore fault (Fig. 1b). The MIS 5e terrace inner edge constructed from Fig. 8 and the actual MIS 5e shoreline angle beneath the terrace surface also increase eastward, but deformation is slower (about 0.05 m ky^{-1}) than previously reported. (b) Geologic sections off Shiryazaki interpreted from acoustic profiling data (Tohoku Electric Power, 2008). Locations of the sections (Nos. 3 and 7) are shown in Fig. 1b. The location of the reverse fault inferred to have caused the fault-related folding is also shown. (c) Cross section of S-wave velocity perturbations across the NE Japan arc. The image is from Nakajima et al. (2001), and Moho depth values are from Zhao et al. (1990). The location of this section is shown in Fig. 1a. The black dots indicate moment release values.

Matsu'ura et al. (2014)¹⁵⁾に加筆

Fig. 1. Location maps showing the NE Japan forearc and the study area in the Shimokita Peninsula. (a) Tectonic setting of the NE Japan arc. The Pacific plate (PAC) and the Philippine Sea plate (PHS) are subducting under the Eurasia plate (EUR). The boundary between the Okhotsk (OKH) plate and EUR has been tectonically inactive during the Quaternary. The arrows show the convergence between the Pacific and Eurasia plates. The star shows the epicenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0). (b) Map of the Shimokita Peninsula and Shiryazaki (Cape Shiriya). Forearc and backarc regions (labeled at bottom) are separated by the volcanic front (gold dashed line). The numbers along the coast indicate elevations (m) of the MIS 5e marine terrace surface as reported by Watanabe et al. (2008). Numbers in parentheses on Shiryazaki are from Koike and Machida (2001). The locations of geologic sections No. 3 and 7 are from Tohoku Electric Power (2008).

・ Matsu'ura et al. (2014)¹⁵⁾によれば, MIS5e旧汀線による下北半島東部の隆起速度を, volcanic frontでは $0.09 \sim 0.18 \text{ m/ky}$, 東端の尻屋崎では $0.14 \sim 0.25 \text{ m/ky}$ とし, 前者をアイソスタティックな隆起, 後者と前者の差を大陸棚外縁断層に起因する背斜的隆起の寄与としている。



・ 当社の調査では大陸棚外縁断層に後期更新世以降の活動が認められないため, 下北半島東部(前弧側)の隆起はすべて広域的な隆起であり, 隆起速度が $0.09 \sim 0.25 \text{ m/ky}$ と判断した。また, 旧汀線標高の最大値は, 文献に示される現地調査から $27.0 \text{ m} \sim 28.5 \text{ m}$ となる。

12.4東北地方の隆起速度(2/4)

奥羽脊梁山地東縁の隆起速度(胆沢地域) : Matsu'ura et al.(2008)¹⁶⁾

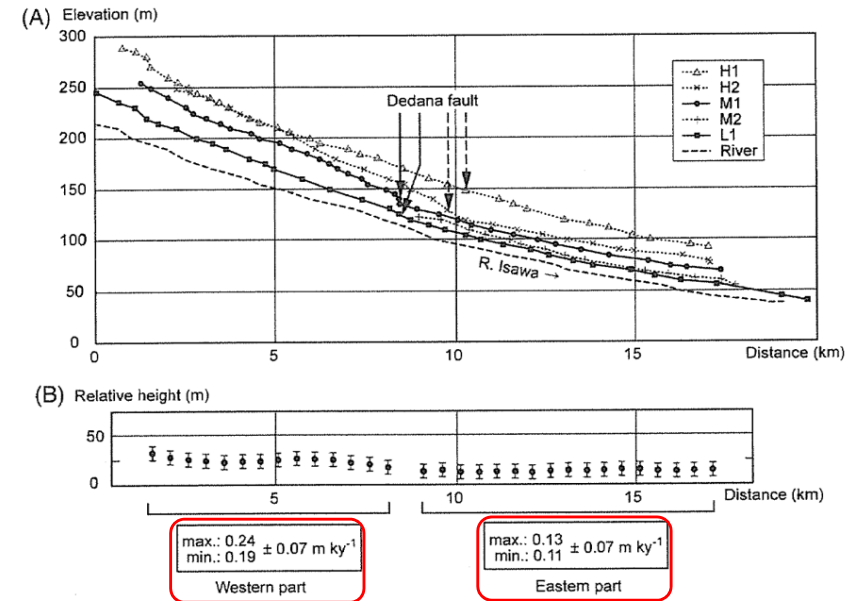
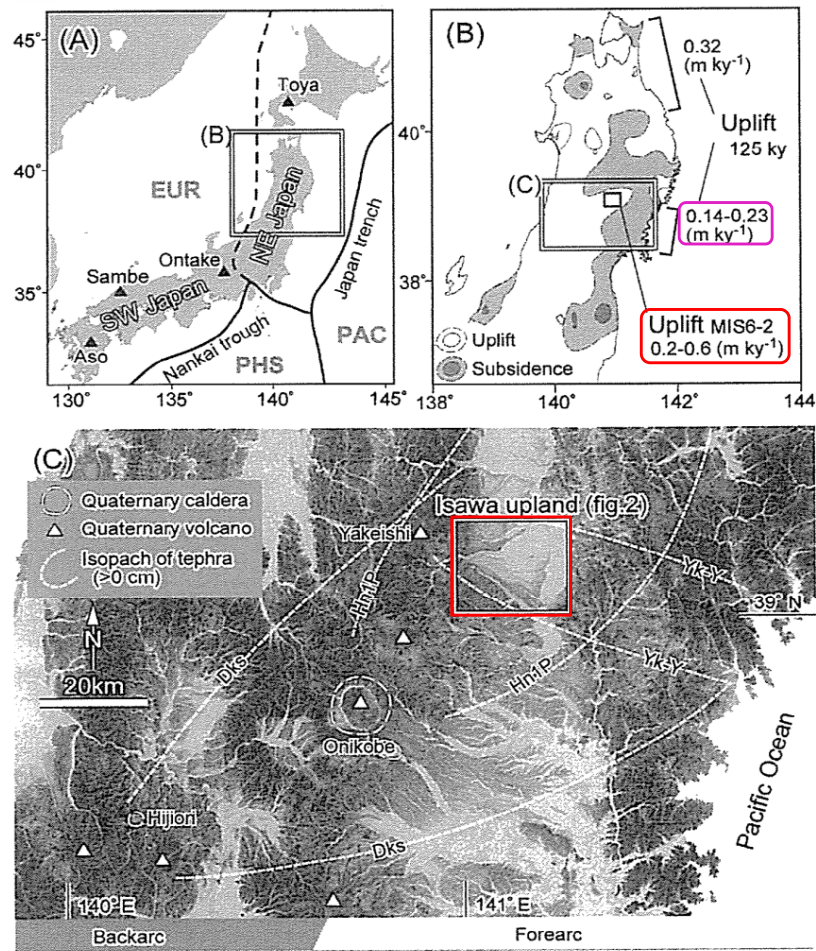


Fig. 8. Profiles of fluvial terrace surfaces and the late Quaternary incision rate. (A) Profile of terrace surfaces and the Isawa river projected onto the sections shown in Fig. 2. Displacement by the Dedana fault cannot be seen clearly on the H1 and H2 surfaces because the fault trend and orientation of the terrace surfaces are nearly parallel. (B) Relative height differences between the M1 and L1 surfaces. The height differences are higher in the western part (upthrown side of the Dedana fault) than in the eastern part (downthrown side of the fault).

The profiles of the M1 and L1 terrace surfaces were projected along cross sections (Figs. 2 and 8), and their terrace surface profiles are nearly parallel. The vertical offset of the Dedana fault on the M1 terrace surface is clear, and a smaller offset also occurs on the L1 terrace surface. This shows that the Dedana fault has been active during the Pleistocene. A similar offset was not found on the H1 and H2 terrace surfaces because the fault trend and the orientation of the terrace surface profiles are nearly parallel.

The incision rate was $0.19\text{--}0.24 \pm 0.07 \text{ m ky}^{-1}$ west of the Dedana fault, and $0.10\text{--}0.13 \pm 0.07 \text{ m ky}^{-1}$ east of the fault. Because the Dedana fault is probably a west-dipping reverse fault (Research Group for Active Faults of Japan, 1991; Moniwa and Terui, 2004), the incision rate was faster on the upthrown side of the fault than on the downthrown side; the average of the two incision rates is $0.15\text{--}0.19 \pm 0.07 \text{ m ky}^{-1}$. This averaged incision rate agrees roughly with the uplift rate inferred from the height of the MIS 5.5 marine terrace surface ($0.14\text{--}0.23 \text{ m ky}^{-1}$; Fig. 1B). Thus, the average incision rate in the Isawa upland can be used as a proxy for the uplift rate.

Matsu'ura et al.(2008)¹⁶⁾に加筆

- Matsu'ura et al.(2008)¹⁶⁾によれば、前弧側の胆沢川におけるMIS6(M1), MIS2(L1)による隆起速度を、 $0.15\sim 0.19 \pm 0.07 \text{ m/ky}$ としている。
- 小池・町田編(2001)¹⁷⁾によるMIS5e海成段丘面による隆起速度、 $0.14\sim 0.23 \text{ m/ky}$ と同レベルとしている。
- Fig.8から、出店断層付近で $0.09\sim 0.11 \text{ m/ky}$ の隆起速度変化が読み取れる。

Fig. 1. Tectonic setting showing vertical velocities in northeastern (NE) Japan and the study area (Isawa upland). (A) Tectonic setting of the NE Japan arc. The Pacific plate (PAC) and the Philippine Sea plate (PHS) are subducting under the Eurasian plate (EUR). The NE Japan arc is in the subduction zone between the Pacific and Eurasian plates. Triangles are active volcanoes that have supplied ash-fall tephra to NE Japan. (B) Comparison of vertical velocities estimated from GPS data and terrace surfaces. The vertical deformation pattern is from GPS data for 1997–2001 (Suwa et al., 2006). The contour interval is 5 mm y^{-1} . Uplift rates inferred from the height of the MIS 5.5 marine terrace surface (125 ka) are from Koike and Machida (2001). Uplift rates inferred from the relative height between the MIS 6 and MIS 2 fluvial terraces are from Watanabe (2001) and Tajikara and Ikeda (2005). (C) Map showing the location of the Isawa upland in the NE Japan forearc. Tephra abbreviations: Hn1P, Hinata 1 pumice (250–300 ka); Dks, Dokusawa (90–100 ka); Yk–Y, Yakeishi–Yamagata (82 ka). Isopachs of Hn1P, Dks and Yk–Y are from Okami and Yoshida (1984), Matsu'ura et al. (2002), and Machida and Arai (2003), respectively. Map image is from Yokoyama et al. (2002).

12.4東北地方の隆起速度(3/4)

奥羽脊梁山地東縁の隆起速度(磐井川) : Matsu'ura et al.(2017)¹⁸⁾

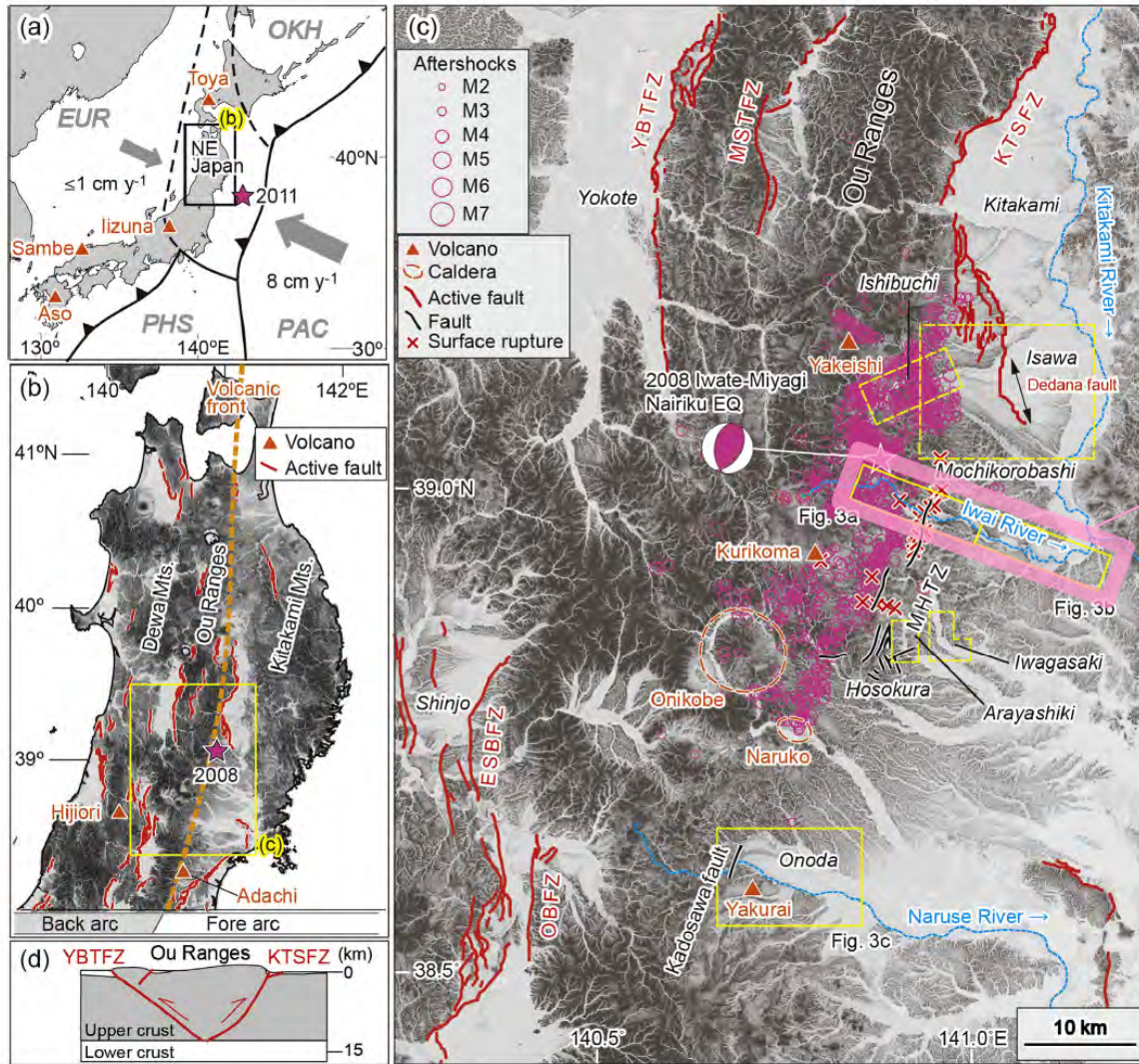


Fig. 1. (a) Map showing the location of the study area in Japan. The star denotes the epicenter of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0). PAC, Pacific plate; PHS, Philippine Sea plate; EUR, Eurasian plate; OKH, Okhotsk plate. The dashed lines indicate the Eurasian and Okhotsk plate boundaries proposed by Seno et al. (1996), and the area between them is the NE Japan block, a possible microplate. Tephra eruptions from the Aso, Samba, Izuna, and Toya volcanoes are distributed in NE Japan. (b) Map of the NE Japan arc. Tephra eruptions from the Hijiori and Adachi volcanoes are distributed in the study area. (c) Map of the study area showing the distribution of aftershocks of the 2008 IMEQ (Mw 6.9) and the locations of observed surface ruptures (Tsutsumi et al., 2010). Active fault traces are from Nakata and Imaizumi (2002), and other fault traces are from geological maps (Katayama and Umezawa, 1958; Sato and Yamaji (1986). Yellow boxes drawn with dashed lines and labeled Ishibuchi, Isawa, Iwagasaki, and Arayashiki indicate study areas of Matsu'ura et al. (2008) and Tajikara et al. (2009). The pink star denotes the epicenter of the 14 June 2008 event as determined by the Japan Meteorological Agency (JMA). The moment tensor solution was determined by NIED (2008) from F-net data. Pink circles indicate the epicenters of aftershocks, determined by JMA, occurring from 14 June to 30 September 2008. Fault zone abbreviations: ESBFZ, Eastern Shinjo Basin Fault Zone; KTSFZ, Kitakami Teichi Seien Fault Zone; MHTZ, Mochikorobashi-Hosokura Tectonic Zone; MSTFZ, Mahiru Sanchi Toen Fault Zone; OBFZ, Obanzawa Basin Fault Zone; and YBTFZ, Yokote Basin Toen Fault Zone. (d) Pop-up structure of the YBTFZ and KTSFZ thrusts underlying the Ou Ranges (Sato and Hirata, 1998). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

- (3) We calculated the total uplift from the relative heights of the M1 and L2 terrace surfaces, which we assumed to be basically parallel and to have formed under similar climatic conditions during the MIS 6-5 and MIS 2-1 glacial-to-interglacial transitions, respectively. We calculated the uplift rate of the footwall of the 2008 IMEQ fault to be 0.15-0.18 mky⁻¹, approximately equal to the previously reported regional uplift rate of 0.15-0.19 mky⁻¹ in the Isawa area.
- (4) The uplift rate of the hanging wall of the 2008 IMEQ fault reflects deformation at both regional and local scales; therefore, we obtained the fault-related uplift rate by subtracting the regional uplift rate from the distribution of uplift across the fault.
- (5) By using a mass balance calculation, we determined the crustal shortening rates to be $0.50 \pm 0.19 - 0.59 \pm 0.22 \text{ m ky}^{-1}$ across the eastern Ou Ranges. An east-dipping thrust system along the western edge of the Ou Ranges has also contributed to crustal shortening during the late Quaternary at a previously estimated rate of $0.65 - 1.42 \text{ m ky}^{-1}$. These shortening rates individually account for about 0.6-0.7% and 0.7-1.6% (eastern and western Ou Ranges, respectively) of the convergence between the Pacific and Eurasian plates, and together they account for 1.3-2.3% of the convergence rate.

Matsu'ura et al.(2017)¹⁸⁾に加筆

・ Matsu'ura et al.(2017)¹⁸⁾によれば、前弧側の磐井川におけるMIS6(M1), MIS2(L1)による隆起速度を、0.15-0.18 m/kyとしている。

12.4東北地方の隆起速度(4/4)

東北地方の隆起速度 : まとめ

文献調査により、東北地方の隆起速度として以下の値が得られた。

- 下北半島東部 : MIS5e海成段丘の旧汀線により,
0.09~0.25m/ky
MIS5e海成段丘の旧汀線標高の最大値は,
27.0~28.5 m
- 奥羽脊梁山地東縁(胆沢川) : TT値により,
0.15~0.19±0.07m/ky
- 奥羽脊梁山地東縁(磐井川) : TT値により,
0.15~0.18 m/ky



- 文献調査により得られた隆起速度は、おおむね 0.15~0.2m/kyであり、これらは全て火山フロント前弧側に形成された低地あるいは台地の隆起速度である。
- 一方、下北半島西部を含む火山フロントに沿う背弧側には奥羽脊梁山地が形成されており、前弧側に比べて、より大きな隆起速度を示すと予想される。

(余白)

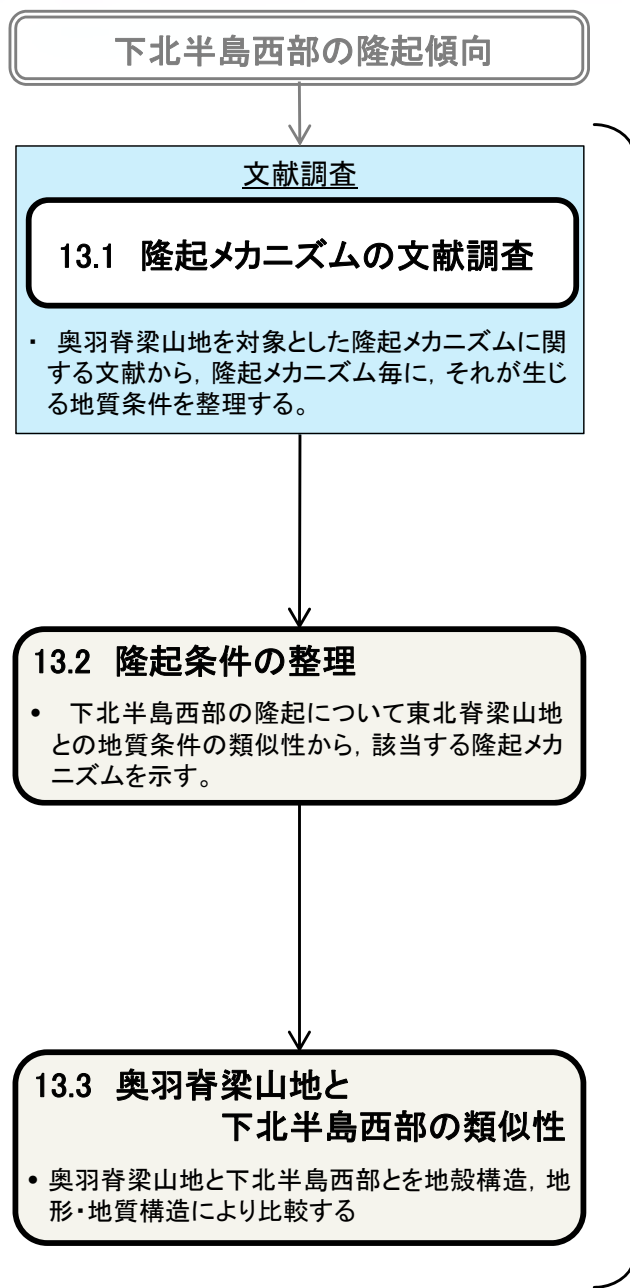
13. 隆起のメカニズム評価

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	13. 隆起のメカニズム評価13-1
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	13.1 隆起メカニズムの文献調査13-3
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	13.2 隆起条件の整理13-9
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性13-19



13. 隆起のメカニズム評価

下北半島西部の隆起メカニズムの評価フローと評価結果



下北半島西部
との類似性

○「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」

奥羽脊梁山地を挟み山地側に傾斜する南北走向の一对の逆断層あるいは一方のみの逆断層が、東西圧縮応力により活動し、上盤が隆起する。

<主な特徴>

- 地殻構造
 - リフト期の正断層が分布し、逆断層として再活動している。
- 地形・地質構造
 - 平地側に若い段丘面が分布し、開析が進んでいない。
 - 平地側の基盤が山地側に傾斜している。
 - 隆起量の幅が、TT値で60以上変化する。

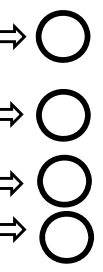


○「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

火山帯など軟化した地殻が東西圧縮応力により短縮して非弾性的に隆起する。局所的な高速域に既往断層がある場合には再活動することもある。

<主な特徴>

- 地殻構造
 - 地殻中部にまで部分熔融域が達する。
- 地形・地質構造
 - 平地側に古い段丘面が複数段で分布し、開析が進んでいる。
 - 基盤が山地から平地側に傾斜している。
 - 隆起量の幅が、TT値で40以下である。



本評価の目的

- 下北半島西部の隆起メカニズムを検討するため、同じく火山フロントに沿う背弧側に位置する奥羽脊梁山地の隆起メカニズムを調査し、奥羽脊梁山地の地質条件を下北半島西部と比較する。

評価結果

- 下北半島西部は火山帯であり、奥羽脊梁山地の火山帯と同様に、軟化した地殻が東西圧縮応力により短縮して非弾性的に隆起する条件を満たす。
- 下北半島西部における隆起速度の地域差は小さく、また基盤に断層は認められないため、断層を伴わない「Bタイプ」の隆起を生じるものと判断される。

13.1 隆起メカニズムの文献調査

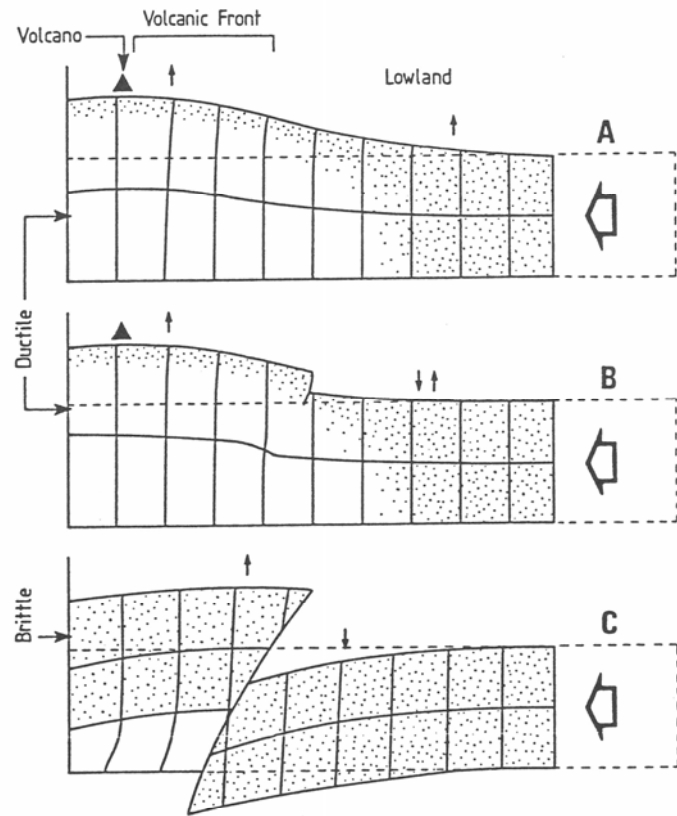


1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	13. 隆起のメカニズム評価13-1
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	13.1 隆起メカニズムの文献調査13-3
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	13.2 隆起条件の整理13-9
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性13-19



13.1 隆起メカニズムの文献調査 (1/4)

隆起メカニズム 1: 渡辺(1989)¹⁾



このように、火山の周辺では非火山地域と比較して地殻のごく浅い部分(数km以浅)にのみ地震が発生していることがわかる。したがって、火山の近くでは地殻はその上部まで熱く延性的であり、圧縮による歪みは流動によって解消され、破断的な断層活動は発生しにくいと考えられる。逆に、非火山地域では地殻の深部までが脆性的であり、圧縮によって破断を生じていると考えられる。このような地殻の性質の違いを考慮して、東北日本の火山フロント沿いにおいて認められる低地帯の分化様式の地域性を推定した(第39図)。

火山の近くでは地殻が熱く柔らかい。このため、破断的な断層運動は発生しにくく、水平方向に圧縮されると地殻は短縮して厚くなり褶曲する。その結果、断層運動と比較して幅広い区間で山地と低地の分化を生じ、低地内は緩く東へ傾き、山地・低地ともに隆起する(第39図A: D0-type)。北上河谷南部の胆沢台地に分布する河成段丘面を用いた推定によると、東西幅20km程度の低地帯は幅10km程度の区間で奥羽脊梁山地から分化するような地殻変動が進行していると推定される(第36図)。このような波長数十km程度に生ずる分化様式は、このモデルと調和的である

火山地域であっても、地殻のごく表層部には地震活動が認められ、厚さ数km程度の部分は脆性的な性格を有する場合もありうると考えられる。厚さ数km程度の脆性的な地殻の一部を曲げようとした場合に、数十km程度の波長であれば、破壊することなく曲げることも可能であろう。しかし一部の地域においては、地殻の表層部に断層を生ずることもあるのではなかろうか。そのような場合には、低地内の隆起量はD0-typeと比較して小さくなり、F0-typeとなる(第39図B)。F0-typeの地域では、断層面は比較的高角であると推定されるが、何故高角の断層面が形成されるかについては今後の検討が必要である。

火山から離れている地域では、地殻はその深部まで脆性的な性質を持つ。このため、圧縮によって地表から地下深部に達する逆断層面が形成される。断層の下盤側は断層方向へ傾動する。IV-2に述べたように、断層運動の後には断層面下部端における歪みの解消・荷重増大によるアイソスタティックな地殻変動が現れ、断層の上盤を中心に沈降すると考えられる。断層運動による地殻変動に加え、このような断層運動後の沈降運動によって、低地のほぼ全域が沈降の場となる(第39図C: FI-type)。

第39図 火山フロントに沿う低地帯の分化様式モデル

Fig.39 Proposed model for the differentiation between the Ou Backbone Ranges and the lowlands along the volcanic front

- 渡辺(1989)¹⁾によれば、プレート運動に伴い奥羽脊梁山地のうち火山の近くでは、地殻が短縮して厚くなり褶曲するとしており、地殻の極表層部に断層活動が生じる場合もあるとしている。一方、火山から離れている地域では、地表から地下深部に達する逆断層面が形成されるとしている。
- それら隆起メカニズムの違いは平地の変動(隆起, 沈降)に現れるとしている。



13.1 隆起メカニズムの文献調査 (2/4)

隆起メカニズム 2: 長谷川ほか(2004)²⁾ Hasegawa et al.(2005)³⁾

短縮変形の発生メカニズム

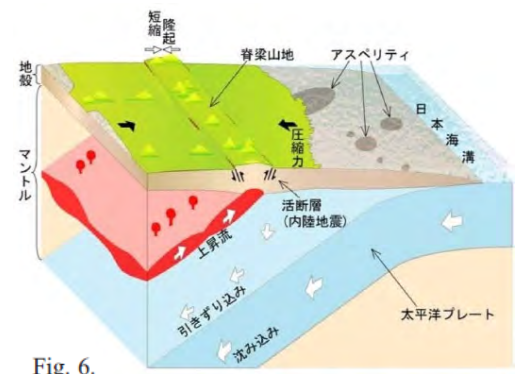


Fig. 6. (b) Schematic 3D structure of the crust and upper mantle of NE Japan showing the upwelling flow with varying thickness in the mantle wedge. Hasegawa et al.(2005)³⁾に加筆



Fig. 11. (a) Schematic illustration of across-arc vertical cross-section of the crust and uppermost mantle, showing the deformation pattern of the crust and the characteristic shallow seismic activity beneath NE Japan. Hasegawa et al.(2005)³⁾に加筆 (長谷川ほか(2004)²⁾のfig.10相当)

水はさらに上昇して上部地殻にまで達し、下部地殻ばかりでなく上部地殻の塑性変形の原因ともなる。すなわち、地震発生層が局所的に薄く、下部地殻にはメルトや水が分布する脊梁山地では、その外側の領域に比べて、地殻全体が軟化して強度が局所的に小さくなると期待される。そのため、プレート相対運動の方向に圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域では弾性変形をするが、脊梁山地に沿っては上部地殻でも部分的に非弾性変形が生じ、それにより局所的に短縮し隆起することが期待される。

短縮変形に伴う隆起の2パターン

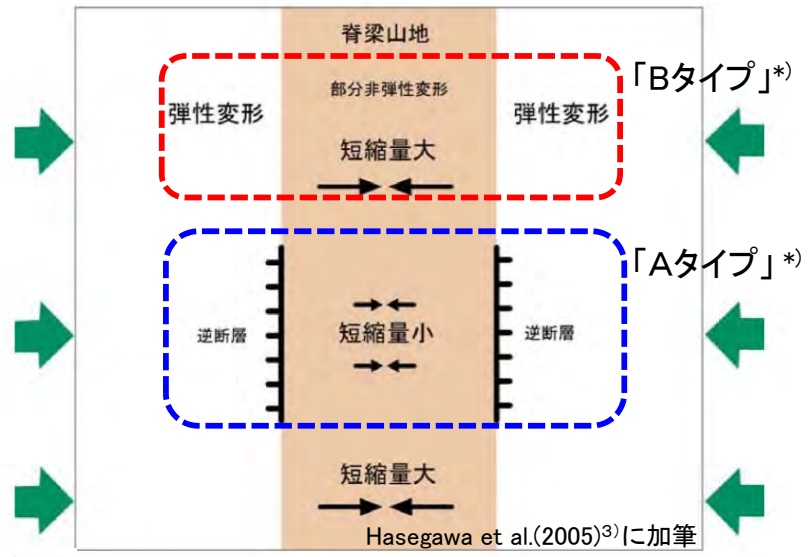


Fig. 11. (b) Map view schematically showing the deformation pattern of the upper crust. Hasegawa et al.(2005)³⁾に加筆 (長谷川ほか(2004)²⁾のfig.10相当)

この二つの地域では、マントルウェッジから供給されるメルトの量、したがって水の量が、その間の領域よりも多いと考えられる。したがって、この二つの地域では、その間の領域よりも、地殻の軟化の度合も大きく局所的な短縮変形が早く進行することが期待される。そうであれば、その間の領域に応力が集中し、短縮変形の遅れを取り戻すべく、Fig. 10 に模式的に示すように、塑性変形領域の端で逆断層型の地震が発生するであろう。実際、1896年の陸羽地震(M7.2)など、大きな地震の震源断層あるいは活断層[活断層研究会(1991)]は、上記の二つの火山地域にはなく、その間の領域の西縁と東縁に分布する。長谷川ほか(2004)²⁾に加筆

• 長谷川ほか(2004)²⁾によれば、奥羽脊梁山地のうちマントルウェッジから供給されるメルトの量(すなわち水の量)が多い火山地域では、地殻が軟化し、東西短縮変形を非弾性的に吸収するのに対し、それに挟まれる領域では逆断層型の地震が発生し、隆起するとしている。

13.1 隆起メカニズムの文献調査 (3/4)

隆起メカニズム 3: Matsu'ura et al.(2017)⁴⁾

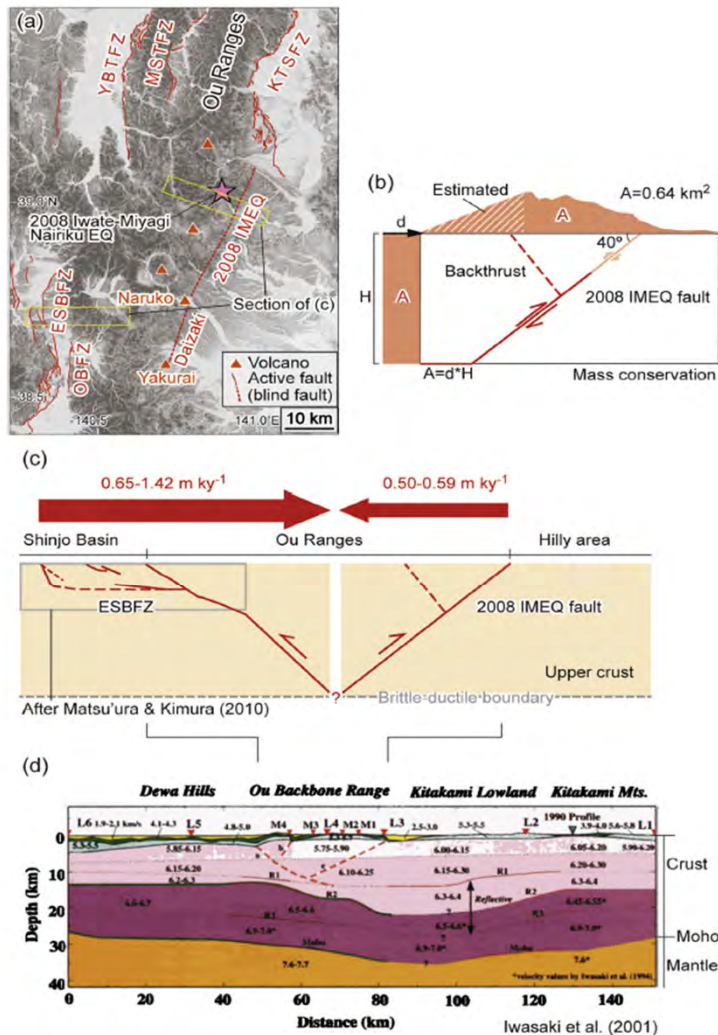


Fig. 9. Crustal shortening rate inferred from terrace deformation. (a) Locations of active faults along the Ou Ranges. We have added the blind fault traces representing the 2008 IMEQ and Daizaki faults to the active faults reported by Nakata and Imaizumi (2002) (see Fig. 1c). (b) Model of the deformation area determined from the profiles of the M1 and L2 terrace surfaces by a mass balance calculation (Chamberlin, 1910; Epard and Groshong, 1993; Bernard et al., 2007). A, H, and d denote the deformation area, fault depth, and shortening amount, respectively. The fault-related uplift area (including the estimated area) is from Fig. 7b. Shortening amount d was first determined from A ($0.64 \pm 0.24 \text{ km}^2$) and H (10 km), and then the shortening rate was determined from d and the age difference between the two (M1 and L2) terrace surfaces. (c) Crustal shortening rates across the Ou Ranges, and the underlying pop-up structure. Information on the fault system of the eastern ranges is from Matsu'ura and Kase (2010) and Abe et al. (2013), and information on that of western ranges is from Matsu'ura and Kimura (2010). (d) Crustal profile across NE Japan (reproduced from Iwasaki et al., 2001). Red dashed lines beneath the Ou Ranges (Ou backbone ranges) denote Quaternary reverse fault.

- (3) We calculated the total uplift from the relative heights of the M1 and L2 terrace surfaces, which we assumed to be basically parallel and to have formed under similar climatic conditions during the MIS 6-5 and MIS 2-1 glacial-to-interglacial transitions, respectively. We calculated the uplift rate of the footwall of the 2008 IMEQ fault to be $0.15\text{--}0.18 \text{ m ky}^{-1}$, approximately equal to the previously reported regional uplift rate of $0.15\text{--}0.19 \text{ m ky}^{-1}$ in the Isawa area.
- (4) The uplift rate of the hanging wall of the 2008 IMEQ fault reflects deformation at both regional and local scales; therefore, we obtained the fault-related uplift rate by subtracting the regional uplift rate from the distribution of uplift across the fault.
- (5) By using a mass balance calculation, we determined the crustal shortening rates to be $0.50 \pm 0.19\text{--}0.59 \pm 0.22 \text{ m ky}^{-1}$ across the eastern Ou Ranges. An east-dipping thrust system along the western edge of the Ou Ranges has also contributed to crustal shortening during the late Quaternary at a previously estimated rate of $0.65\text{--}1.42 \text{ m ky}^{-1}$. These shortening rates individually account for about 0.6-0.7% and 0.7-1.6% (eastern and western Ou Ranges, respectively) of the convergence between the Pacific and Eurasian plates, and together they account for 1.3-2.3% of the convergence rate.

・Matsu'ura et al.(2017)⁴⁾によれば、2008岩手宮城地震の震源断層と新庄盆地東縁の断層帯とのpop-upによる山地の隆起モデルを示し、バランス断面法による計算結果から、地殻短縮量をもとめている。

13.1 隆起メカニズムの文献調査 (4/4)

隆起メカニズム 4:まとめ

○文献による奥羽脊梁山地の隆起メカニズムの概要

- 渡辺(1989)¹⁾によれば、プレート運動に伴い奥羽脊梁山地のうち火山の近くでは、地殻が短縮して厚くなり褶曲するとしており、地殻の極表層部に断層活動が生じる場合もあるとしている。一方、火山から離れている地域では、地表から地下深部に達する逆断層面が形成されるとしている
- それら隆起メカニズムの違いは平地の変動(隆起, 沈降)に現れるとしている。
- 長谷川ほか(2004)²⁾によれば、奥羽脊梁山地のうちマントルウェッジから供給されるメルトの量(すなわち水の量)が多い火山地域では、地殻が軟化し、東西短縮変形を非弾性的に吸収するのに対し、それに挟まれる領域では逆断層型の地震が発生し、隆起するとしている。
- Matsu'ura et al.(2017)⁴⁾によれば、2008岩手宮城地震の震源断層と新庄盆地東縁の断層帯とのpop-upによる山地の隆起モデルを示し、バランス断面法による計算結果から、地殻短縮量をもとめている。

○評価

奥羽脊梁山地の隆起メカニズムに関する文献調査の結果、文献により表現方法や原理が若干異なるものの、次の2つの隆起メカニズムに集約される。

○活断層を主体とした隆起メカニズム

- 奥羽脊梁山地を挟み山地側に傾斜する南北走向の一对の逆断層あるいは一方のみの逆断層が、東西圧縮応力により活動し、上盤が隆起する。
- 以下、この隆起メカニズムを「**Aタイプ**」とよぶ。

○非弾性的な変形を主体とした隆起メカニズム

- 火山帯など軟化した地殻が東西圧縮応力により短縮して非弾性的に隆起する。
- 局所的な高速域に既往断層がある場合には再活動することもある。
- 以下、この隆起メカニズムを「**Bタイプ**」とよぶ。

(余白)

13.2 隆起条件の整理

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	13. 隆起のメカニズム評価13-1
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	13.1 隆起メカニズムの文献調査13-3
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	13.2 隆起条件の整理13-9
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性13-19

13.2 隆起条件の整理 (1/8)

条件① 大局的な地殻構造

Fig. 5 に、モホ面直下の深さ 40 km における V_p/V_s 比の分布を示す。低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 比域としてイメージされる上昇流部分は、モホ面直下で火山フロントに沿ってほぼ連続的に分布することがわかる。上昇流中に含まれていたメルトは、いずれ地殻に底づけられるか、あるいは地殻中に貫入する。そして、地殻内で冷却され一部固化すると、そこから水がはき出され、それはさらに上方に移動する。このようにして、スラブ起源の水が脊梁山地に沿って地殻浅部にまで連続的に供給されることになる。

メルト Tanaka and Ishikawa (2002)]. 水はさらに上昇して上部地殻にまで達し、下部地殻ばかりでなく上部地殻の塑性変形の原因ともなる。すなわち、地震発生層が局所的に薄く、下部地殻にはメルトや水が分布する脊梁山地では、その外側の領域に比べて、地殻全体が軟化して強度が局所的に小さくなると期待される。そのため、プレート相対運動の方向に圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域では弾性変形をするが、脊梁山地に沿っては上部地殻でも部分的に非弾性変形が生じ、それにより局所的に短縮し隆起することが期待される。

メルトの冷却固化に伴って、メルトから離脱した水は、地殻下部で何らかの原因により急激に移動する場合があります。それが深部低周波微小地震 [Hasegawa *et al.* (1991), Hasegawa and Yamamoto (1994)] と推測される。水は地殻中部でシル状に層を形成し滞留する。それが脊梁山地に沿って広域に検出される S 波反射面であろう [堀・他 (1999)]. 脊梁山地では上部マントルからの高温物質の貫入により温度が局所的に高くなり、地震発生層の下限(脆性-延性境界)は局所的に浅くなる [Hasegawa and Yamamoto (1994), Hasegawa *et al.* (2000)]. 観測される地殻熱流量も、これに対応して脊梁山地で局所的に高い値をもつ [Furukawa (1993),

メルト Tanaka and Ishikawa (2002)]. 水はさらに上昇して上部地殻にまで達し、下部地殻ばかりでなく上部地殻の塑性変形の原因ともなる。すなわち、地震発生層が局所的に薄く、下部地殻にはメルトや水が分布する脊梁山地では、その外側の領域に比べて、地殻全体が軟化して強度が局所的に小さくなると期待される。そのため、プレート相対運動の方向に圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域では弾性変形をするが、脊梁山地に沿っては上部地殻でも部分的に非弾性変形が生じ、それにより局所的に短縮し隆起することが期待される。

長谷川ほか(2004)²⁾に加筆

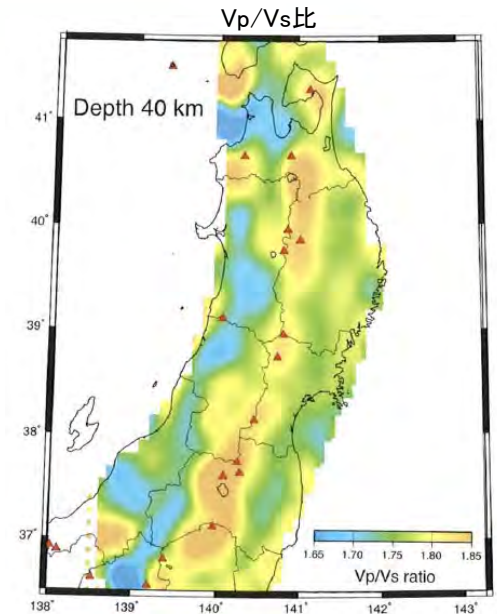


Fig. 5. V_p/V_s ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

長谷川ほか(2004)²⁾

隆起が生じるための「大局的な地殻構造」

長谷川ほか(2004)²⁾、長谷川ほか(2012)⁵⁾によれば、奥羽脊梁山地が隆起するのは、地震発生層が局所的に薄く、下部地殻にメルトや水分が浸透することによる。それは、次の情報により判断される。

○地震発生層下部の深度分布が浅い

- ・地震発生層の下限として、その深さより浅に90%以上の地震が起こる深さ(D90)で定義する(長谷川ほか(2012)⁵⁾)。

○下部地殻直下におけるメルトの分布

- ・メルトを含む上昇流は、低 V_p 、低 V_s 、高 V_p/V_s 比域としてイメージされる。

○上部地殻直下における水の分布

- ・メルトから離脱した水は、地殻下部で急激に移動する場合があります。それは深部低周波微小地震として観測される。また地殻中部にシル状に層をなして滞留するとS波反射面として観測される。

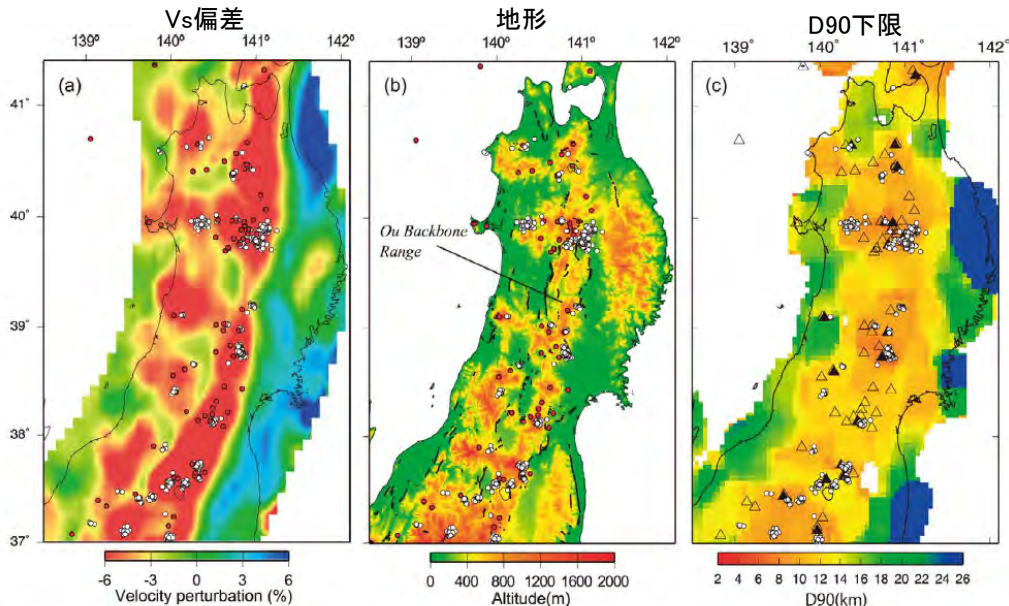


図 13 (a) マントルウェッジ内の傾斜した低速度層に沿う S 波速度偏差と (b) 地形 (Hasegawa and Nakajima, 2004). 高度と速度偏差をカラースケールで示す。白丸は深部低周波地震、赤丸は第四紀火山。(c) 地震発生層の下限 (D90) の分布 (Omuralieva *et al.*, submitted). D90 をカラースケールで示す。

長谷川ほか(2012)⁵⁾

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

13.2 隆起条件の整理 (2/8)

条件② 地殻構造

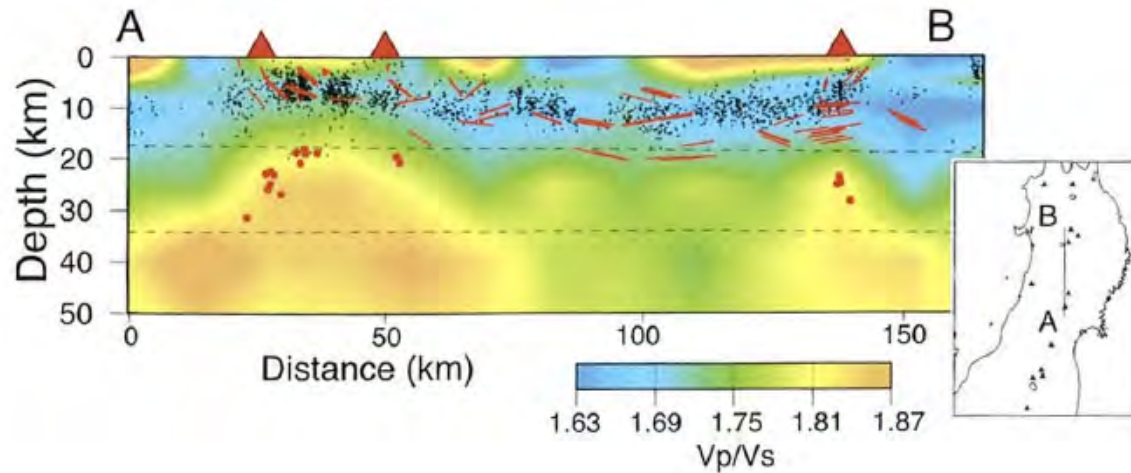


Fig. 9. NS vertical cross section of V_p/V_s structure in NE Japan along a line in the inserted map [Nakajima *et al.* (2001b)]. Red and blue colors represent high and low V_p/V_s , respectively, according to the scale at the bottom. Other symbols are the same as in Fig. 8.

Fig. 9は脊梁山地に沿ってとった V_p/V_s 比の鉛直断面である。北と南にある二つの火山地域の直下に、部分熔融域と推定される高 V_p/V_s 比域が分布し、それらは地殻中部にまで達していることがわかる。すなわち、この二つの地域では、マントルウェッジから供給されるメルトの量、したがって水の量が、その間の領域よりも多いと考えられる。したがって、この二つの地域では、その間の領域よりも、地殻の軟化の度合いも大きく局所的な短縮変形が早く進行することが期待される。そうであれば、その間の領域に応力が集中し、短縮変形の遅れを取り戻すべく、Fig. 10に模式的に示すように、塑性変形領域の端で逆断層型の地震が発生するであろう。実際、1896年の陸羽地震 ($M 7.2$) など、大きな地震の震源断層あるいは活断層 [活断層研究会 (1991)] は、上記の二つの火山地域にはなく、その間の領域の西縁と東縁に分布する。

Red circles and dots show low-frequency microearthquakes and shallow earthquakes, respectively. Red lines show S-wave reflectors (bright spots) [Hori *et al.* (1999)]. Red triangles on the top denote active volcanoes. Open circles in (d) show shallow earthquakes.

長谷川ほか(2004)²⁾に加筆

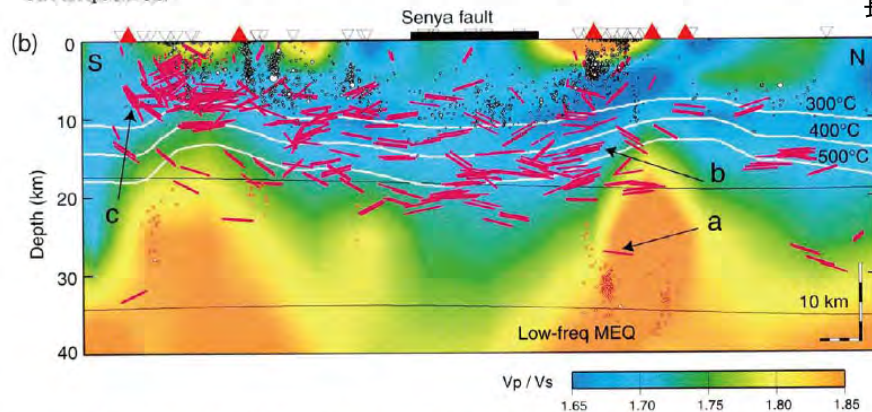


図 18 (a) 反射S波の記録例, (b) S波反射面の分布 (堀ほか, 2004). S波反射面の位置を V_p/V_s 比の南北鉛直断面に桃色の実線で示す。白線は等温線, 黒点は通常の浅発地震, 赤点は深部低周波地震。図上部の赤三角は火山, 太実線は千屋断層。 V_p/V_s 比をカラースケールで示す。

長谷川ほか(2012)⁵⁾

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」,
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

隆起タイプ毎の「地殻構造」の特徴

長谷川ほか(2004)²⁾に基づけば、「Aタイプ」と「Bタイプ」では、地下の地殻構造に次のような違いがある。

○「Bタイプ」

- 火山帯の直下は、高 V_p/V_s 比でイメージされる部分熔融域が地殻中部まで達し、地殻の軟化の度合いも大きく局所的な短縮変形が早く進行することが期待される。

○「Aタイプ」

- 火山帯に挟まれた領域では、火山帯での短縮変形に伴う応力が集中し、それを開放すべく逆断層型の地震が発生する。



13.2 隆起条件の整理 (3/8)

条件③「Bタイプ」において規模の大きな地震が発生する地殻構造

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 M 5.9 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、M 5.9 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、M 5 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、M 5.9 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 M 5.9 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)²⁾に加筆

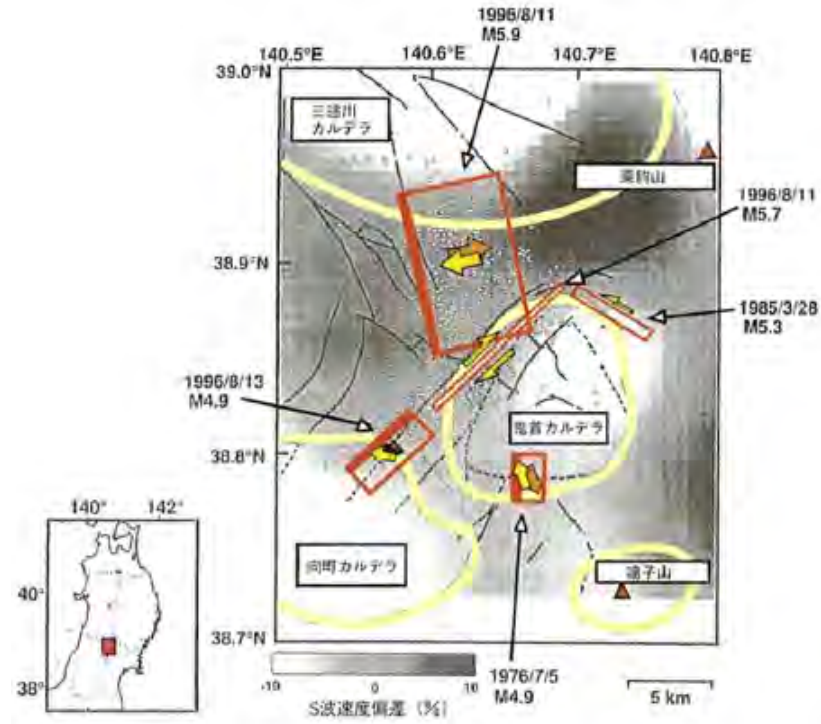


Fig. 11. S-wave velocity perturbations at 4.5 km depth [Onodera *et al.* (1998)] and fault planes of earthquakes [Umino *et al.* (1998)] in Onikobe area shown in the inserted map. Velocity perturbations are shown by the black and white scale at the bottom. Fault planes of earthquakes with magnitudes larger than ~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)²⁾

「Bタイプ」地域において規模の大きな地震が発生する地殻構造

長谷川ほか(2004)²⁾に基づけば、「Bタイプ」の隆起域である火山地域内においても、地震発生層を断ち切る規模の地震が発生する。しかし断層面が発生するのは、火山地域の中でも次のような地殻構造の場所である。

- 「Bタイプ」地域(火山地域)における規模の大きな地震
- ・ 火山やカルデラ内は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。一方、カルデラに挟まれた領域など高速度の領域では、短縮変形の遅れを埋め合わせるため、地震発生層を断ち切る様な地震が発生する。

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

13.2 隆起条件の整理 (4/8)

条件④ 断層が活動する地殻構造

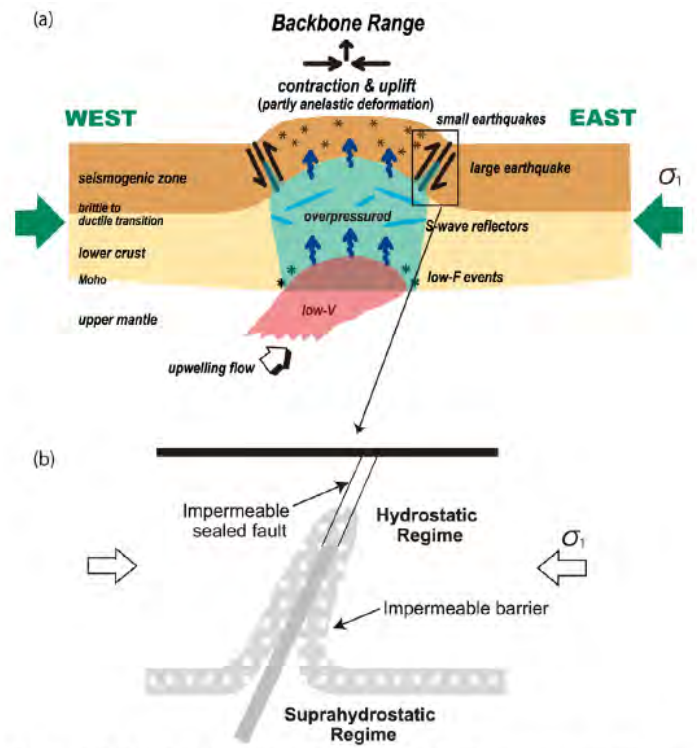


図 16 (a) 東北地方における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を示すモデル (Hasegawa et al. (2005) に加筆). (b) 断層帯に沿った過剰間隙圧を示す模式図. 長谷川ほか(2012)⁵⁾

東北日本では、高角の正断層の再活動として、現在の内陸地震が起こっており、それを可能としているのは、震源断層に沿って、例えば $\lambda > 0.8$ などという過剰間隙流体圧の状態になっていることがあげられる。言い換えると、 30° 程度の傾斜角で新しい断層面をつくって破壊する場合の強度より、過剰間隙流体圧のため低下した既存断層の強度の方が小さいということである。地殻流体が既存の断層に沿って浸透して過剰間隙流体圧となり、既存断層の強度を弱める効果が、現在のインバージョンテクトニクスを可能としていると考えられる。

Sibson (1990) は、浅い内陸地震の発生モデルとして、フォールトバルブモデル (Fault-valve model) を提唱した (図 16b)。すなわち、地震発生サイクルとして、(1) 下部地殻から既存断層帯に沿って地殻流体が浸透する。(2) それは、ある深さでシールされる。(3) 地殻流体の供給は続き過剰間隙流体圧となり、断層の強度が徐々に下がる。(4) 一方、応力は徐々に増加し、ついに応力が強度に達すると断層に沿ってすべりが生じる、すなわち、地震発生である。(5) 地震によりシールは破れ、地殻流体は浅部に抜ける。(6) その後、再びシールされ、次のサイクルへと入る。どうや

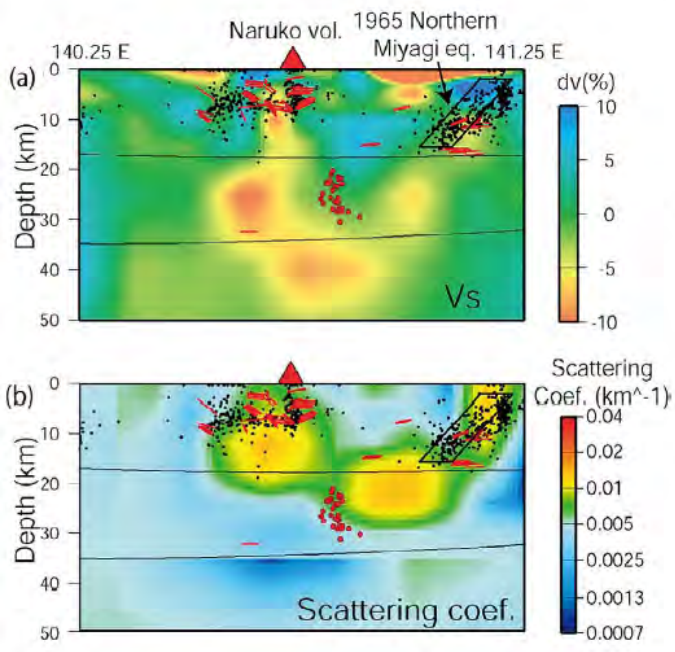


図 20 (a) 1962 年宮城県北部地震震源域における S 波速度 (Nakajima and Hasegawa, 2003b) と (b) 散乱係数 (Asano et al., 2004) の分布。S 波速度偏差と散乱係数を震源断層を横切る鉛直断面上にカラースケールで示す。浅発地震を黒点で、深部低周波地震を赤点で示す。菱形は 1962 年宮城県北部地震の震源断層。図上部の赤三角は鳴子火山。

Fig. 20 (a) Across-fault vertical cross-sections of (a) S-wave velocity perturbations (Nakajima and Hasegawa, 2003b) and (b) scattering coefficients (Asano et al., 2004) in the focal area of the 1962 M6.5 northern Miyagi earthquake. S-wave velocity perturbations and scattering coefficients are shown by the color scale to the right of each figure. The fault plane of the earthquake is shown by parallelograms. Red and black dots are deep low-frequency earthquakes and ordinary shallow earthquakes, respectively. Red lines denote S-wave reflectors. Red triangles at the top show the locations of active volcanoes

長谷川ほか(2012)⁵⁾に加筆

断層が活動する地殻構造

長谷川ほか(2012)⁵⁾によれば、東北日本の内陸地震は、リフト期の正断層の逆断層としての再活動であり、次のメカニズムによる。

○「Aタイプ」地域(非火山地域)の断層運動

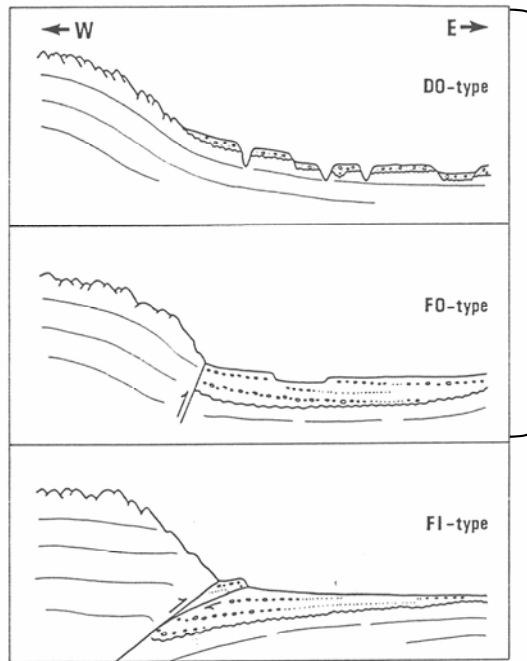
- 低速度帯としてイメージされる部分熔融域から既存断層帯に地殻流体が浸透し、それが過剰間隙流体圧になると、断層強度が下がり地震が発生する。

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」,
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

長谷川ほか(2012)⁵⁾に加筆

13.2 隆起条件の整理 (5/8)

条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状 (1/2)



「Bタイプ」

「Aタイプ」

D0-type: 約125kaBP以前の段丘面が、数十m以上の高度に広範囲に分布し、平野の開析は進んでいる。段丘面構成の基盤を成す新第三系は段丘崖に露出し、数度以内で東へ緩く傾く単斜構造を成している。奥羽脊梁山地との境界部には、第四紀後期に顕著な活動歴を示す活断層は分布しない。上北平野・北上河谷南部・宮城県北部・宮城県中部・郡山盆地がD0-typeに含まれる。郡山盆地を除き、西方の奥羽脊梁山地上には第四紀火山が分布する。

FO-type: 地表面の大部分は約20kaBP以降に形成された若い段丘面から構成され、開析は進んでいない。低地内には厚さ50mを越す堆積層があり、一般には地表では確認できないが新第三系はD0-typeの地域と同様に東方に緩く傾斜することが掘削資料などによって確認されている。低地と奥羽脊梁山地とは、第四紀後期まで活動を繰り返してきた顕著な活断層に限られ、低地西方の奥羽脊梁山地上には第四紀火山が分布する。FO-typeには、北上河谷北部・信夫盆地（福島盆地南半部）・那須野原が含まれる。

FI-type: すべての点においてD0-typeとは異なる。低地内には、20kaBP前後以降に形成された若い段丘面が広範囲に分布し、地表の開析は進んでいない。第四系基底面は西縁の活断層系に向かって数度以内の傾斜で一方向的に傾き、奥羽脊梁山麓では厚さ200mを越す堆積層がある。また、FO-typeと同様に、低地と奥羽脊梁山地との境界部には第四紀後期の明瞭な断層断層変位地形が認められる。低地西方の奥羽脊梁山地上には、第四紀火山は分布しない。FI-typeには、北上河谷中部と伊達盆地（福島盆地北半部）が含まれる。

これらの地形・地質的特徴から、D0-typeの地域では低地および奥羽脊梁山地ともに隆起傾向にあり、FI-typeの地域では沈降運動が継続してきたと推定される。FO-typeの地域は両者の中間的な性格を持つと考えられる。また、

渡辺(1989)¹⁾に加筆

第35図 火山フロントに沿う低地帯の模式断面図
Fig.35 Schematic cross-sections of D0-type, FO-type and FI-type areas along the volcanic front, Northeast Japan

渡辺(1989)¹⁾に加筆

渡辺(1989)¹⁾及びWatanabe(1989)⁶⁾に基づけば、メカニズムの異なる2種の隆起（「Aタイプ」「Bタイプ」）では、地表の変動地形及び基盤形状も異なっており、次の特徴がある。

○「Aタイプ」(図のFI-type, F-type)

- ・ 平地側には、20ka(海洋酸素同位体ステージMIS2相当)以降の若い段丘面が分布し、地表の開析が進んでいない。
- ・ 基盤は断層に向かって一方向的に傾斜し、断層境界において堆積層が最も厚くなる。

○「Bタイプ」(図のD0-type, FO-type, D-type)

- ・ 平地側には、125ka(海洋酸素同位体ステージMIS5e相当)以前の古い段丘面が数十mの高度で分布し、地表の開析が進んでいる。
- ・ 基盤は平地側に向かって一方向的に傾斜し、堆積層が薄い。浅部の断層に伴い堆積層が厚くなる場合がある。

「Bタイプ」

「Aタイプ」

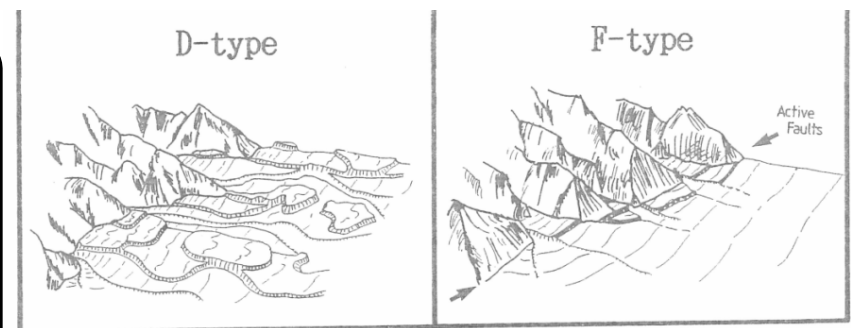


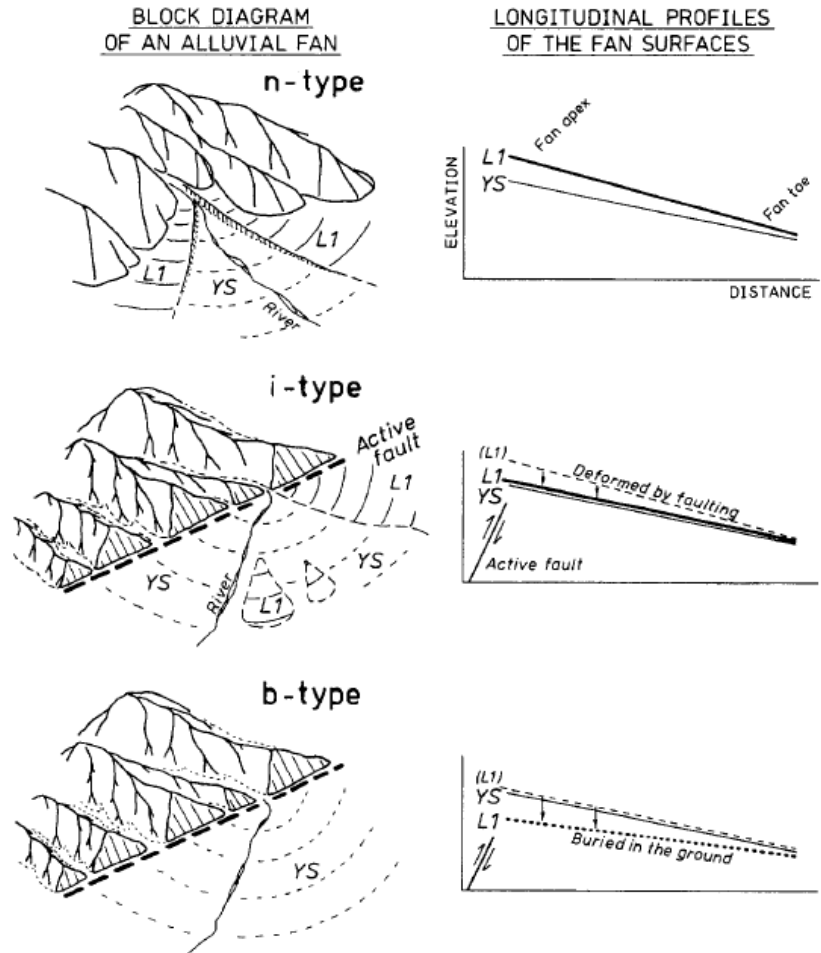
Fig. 22. Classification of the basins (lowlands) along the volcanic front. The locations are shown in Fig. 2.

Watanabe(1989)⁶⁾に加筆

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

13.2 隆起条件の整理 (6/8)

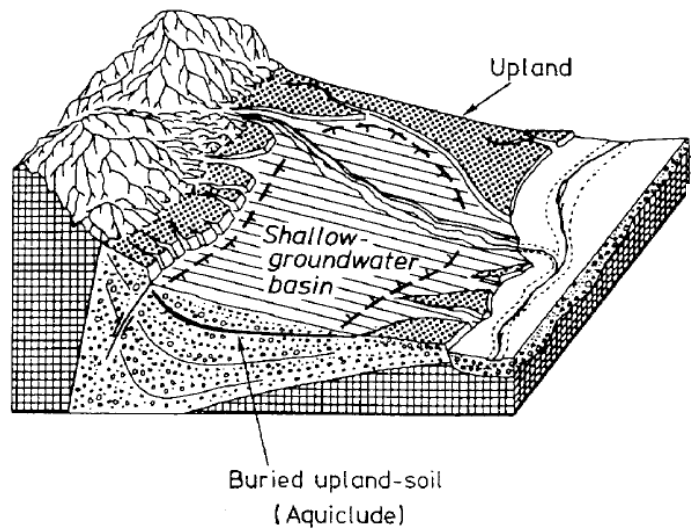
条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状 (2/2)



第2図 山麓部の断層運動(沈降)に伴う地形変位と地形配置様式の遷移
L1: 約2万年前の堆積地形面 YS: 新期地形域

逆断層タイプである^{10,20)}。断層運動に伴い地形面は継続的に変位を被るため、地形配置はn-タイプとは異なる様式へと遷移する。
山麓部の逆断層によって生じる地形面の変位様式についてL1を例にとり第2図(中・下段)に示す。L1は断層運動により山麓部で大きく高度を低下させ、形成当初より小さい勾配の縦断形状へと変化していく。L1がこの様式で変位(低下)していけば、それ以後に形成されるYSと高度的に接近してくる。さらにL1の変位が進行するとL1堆積物は扇頂部から順に透水性の高いYS堆積物によって置き代わられていき、扇端部にL1が島状に残存する状態となる(第2図,中段)。

扇端部に残存するL1は、地下水流動性の高いYSの分布幅を漏斗状に狭めるため、収束型の流動システムが形成されると考えられる。このことは紫波扇状地を対象に実証された²⁰⁾。
この地形配置様式は前述のn-タイプと後述のb-タイプの間型とみなすことができ、i(intermediate)-タイプと呼ぶ。
L1の変位が累積し高度がさらに低下すれば、L1はYS堆積物によって覆われ、YSの下に完全に埋没する状態が現れる(第2図,下段)。この段階の地形配置様式を埋没型とし、b(buried)-タイプと呼ぶ。



第4図 扇端台地列に伴って形成される浅層地下水盆

第四紀における地殻変動は同じ様式で累積することが多くの地域で確認されている²⁰⁾。したがって、上述した山麓部の逆断層運動に伴って生じる上記3タイプの地形配置様式は、低地より形成時期の古い台地に関しても適用できると考えられる。そこで、台地の配置様式についてもUn, Ui及びUbの3タイプに分けた。
このうち、Uiは台地の沈降が不完全なため山麓寄りの台地のみ低地の下に埋没した配置様式であり、浅層地下水流動に対して特徴的な機能を発揮する(第4図)。すなわち、埋没した粘質な台地土壌は盆状の難透水層(Aquiclude)を形成するため浸透流は下方へも側方へも滞り、湿性な土地条件が生み出される。このことは紫波扇状地を対象に実証され²⁰⁾、埋没から免れた扇端部の台地は「扇端台地」、埋没台地面が形づくる低地浅層部の盆状地質構造は「浅層地下水盆」(Shallow groundwater basin)とそれぞれ名づけられた。

豊島ほか(1998)⁷⁾に加筆

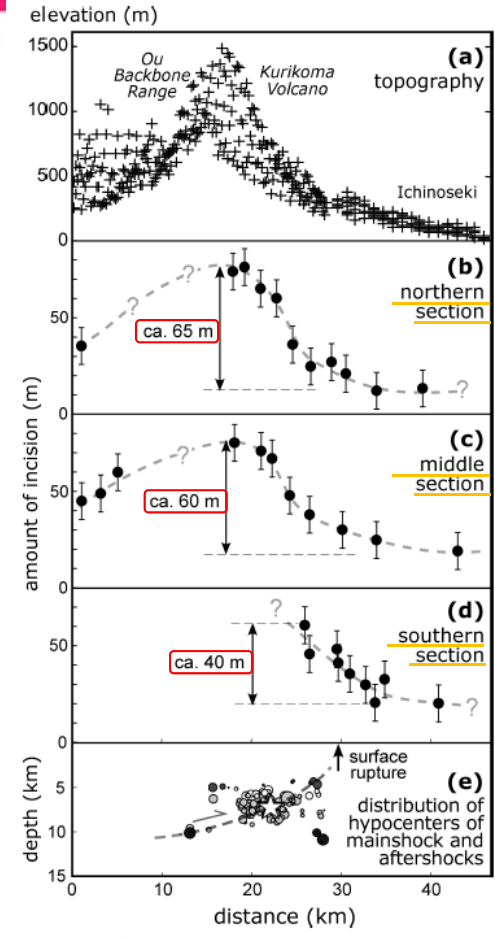
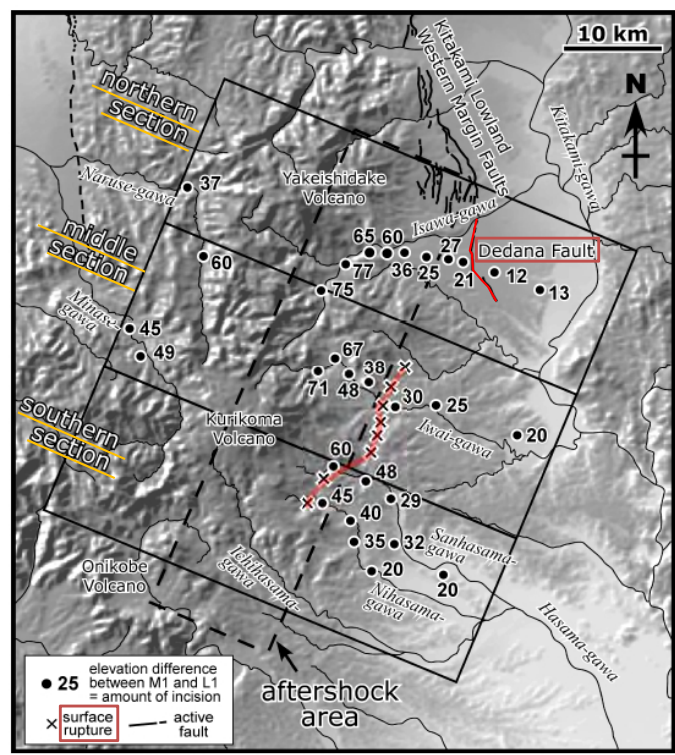
豊島ほか(1998)⁷⁾に基づけば、「Aタイプ」に相当する隆起域の山地・平地境界の模式図を示しており、次の特徴がある。

- 第4図に示す通り、山地・平地境界の逆断層運動に伴って生じる地形配置において、下盤側の沈降が不完全な場合、断層寄りの台地面(ここではMIS5e以前の平地)は、低地面(ここではMIS2以降の平地)の下に埋没する。

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

13.2 隆起条件の整理 (7/8)

条件⑥ 隆起量の幅(隆起速度の幅)



北部
中部
南部

Fig. 4. A map showing the distribution of amounts of incision. Elevation differences between L1 and M1 surfaces are equivalent to the amounts of incision in the period between ages of L1 and M1 surfaces. A broke square shows aftershock area. Solid squares show the location of cross sections in Fig. 5. Locations of surface ruptures are after Active Fault Research Center (2008), Ishiyama *et al.* (2008), Suzuki *et al.* (2008a), and Yoshimi *et al.* (2008).

Fig. 5. Cross sections of topography (a), amount of incision (b, c, d), and distribution of aftershocks (e). To construct a cross section of topography, 1 km DEM data published by Geographical Survey Institute of Japan were used. Distribution of aftershocks is after 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake Kinkyu Kansoku Group (2008), and inferred subsurface fault was added. Locations of cross sections of amount of incision (b, c, d) are shown in Fig. 4. Locations of cross sections of topography (a) and distribution of aftershocks (e) are almost the same as that of the middle section (c).

一部のみが現れていると考えられる。今回の地震の震源域の両側における下刻量の差は、北部・中部側線において60~65 m程度である (Fig. 5b, 5c)。上述のように、河川の下刻と隆起が釣り合った状態であると仮定すれば、この値は地下の震源断層の両側の隆起量の差、すなわち震源断層の垂直変位量を近似的に表しているともみせる。この値をM1面とL1面の形成時期の差(約12万年間)で除すると、震源断層の垂直変位速度はおおよそ0.5 mm/yrと求められる。この垂直変位速度は、北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度(約0.5 mm/yr) [池田・他編(2002)] とほぼ等しく、奥羽脊梁山脈と東方の低地帯とを分ける変動帯が北上低地帯よりも南方に連続していることを示唆している [田力・池田(2005)]。今回の地震の震源域では、断層変位地形が不明瞭で、かつ隆起速度の顕著な不連続が認められないため、地震発生前に活断層の位置を正確に特定することは困難であったと考えられるが、下刻量分布から活断層のおおよその位置を把握することは可能である。

南部測線においても、北部・中部測線と同様な下刻量の変化帯が認められるが、下刻量の変化はより緩やかである。このことは、今回の地震の震源域の南部では、北部・中部に比べてより幅の広い地殻の変形が生じていることを示している。田力・池田(2005)は、本稿の北部・中部側線にあたる地域における地殻変動を論じ、隆起速度の変化の原因として、①有効弾性厚の薄い地殻の座屈変形、②地殻の流動的な変形、③伏在断層の活動、の3つの可能性を指摘した。南部測線においては、緩やかな地殻変動が卓越することから、地殻の座屈変形が主で、それに変位の小さな断層活動が加わっていると考えられる。南部側線付近では、栗駒山の南東麓で地震断層が確認されている [例えば、産業技術総合研究所活断層研究センター(2008), 吉見ほか(2008)]。南部側線付近においては、火山の影響により地震発生層が薄くなっているために、地下の小さな変位でも地表に到達しやすくなっている可能性がある。一方、北部・中部側線では、伏在断層(一部は地表に到達)の活動による地殻変動が卓越していると考えられる。

- 田力・池田(2005)⁸⁾によれば、地殻変動メカニズムとして、①座屈変形、②流動的な変形、③伏在断層の活動、の3つを示している。
- 田力ほか(2009)⁹⁾では、MIS6面とMIS2面の標高差(120kyでの隆起量=TT値)の変化が60m(隆起速度差で0.5m/ky)を越えている場合を活断層とし、40m(隆起速度差で0.33m/ky)の場合を座屈変形が主としている。

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

田力ほか(2009)⁹⁾に加筆



13.2 隆起条件の整理 (8/8)

隆起の条件 :まとめ

「Aタイプ(活断層を主体とした隆起)」,
「Bタイプ(非弾性的な変形を主体とした隆起)」

地殻構造

条件① 大局的な地殻構造

長谷川ほか(2004)²⁾, 長谷川ほか(2012)⁵⁾によれば, 奥羽脊梁山地が隆起するのは, 地震発生層が局所的に薄く, 下部地殻にメルトや水分が浸透することによる。

条件② 地殻構造

長谷川ほか(2004)²⁾に基づけば, 「Aタイプ」と「Bタイプ」では, 地下の地殻構造に違いがあり, 「Bタイプ」は部分熔融域が地殻中部にまで達する火山帯に, 「Aタイプ」は火山帯に挟まれた領域に相当する。

条件③ 「Bタイプ」において規模の大きな地震が発生する地殻構造

長谷川ほか(2004)²⁾に基づけば, 「Bタイプ」の隆起域である火山帯においても, カルデラに挟まれた領域など高速度の領域では, 地震発生層を断ち切る様な地震が発生する。

条件④ 断層が活動する地殻構造

長谷川ほか(2012)⁵⁾によれば, 東北日本の内陸地震は, リフト期の正断層の逆断層としての再活動であり, 部分熔融域から既存断層帯に地殻流体が浸透し, それが過剰間隙流体圧になると, 断層強度が下がり地震が発生する。

条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状

渡辺(1989)¹⁾, Watanabe(1989)⁶⁾及び豊島ほか(1998)⁷⁾に基づけば, 「Aタイプ」と「Bタイプ」の隆起では, 地表の変動地形及び基盤形状が異なっており, 次の特徴がある。

- ・「Aタイプ」の隆起では, 平地側に20ka (MIS2相当) 以降の若い段丘面が分布し, 地表の開析が進んでいない。また, 基盤は断層に向かって一方的に傾斜し, 断層境界において堆積層が最も厚くなる。
- ・「Bタイプ」の隆起では, 平地側に125ka (MIS5e相当) 以前の古い段丘面が数十mの高度で分布し, 地表の開析が進んでいる。また, 基盤は平地側に向かって一方的に傾斜し, 堆積層が薄い。浅部の断層に伴い堆積層が厚くなる場合がある。

地形・地質構造

条件⑥ 隆起量の幅(隆起速度の幅)

- ・ 田力・池田(2005)⁸⁾によれば, 地殻変動メカニズムとして, ①座屈変形, ②流動的な変形, ③伏在断層の活動, の3つを示しており, 田力ほか(2009)⁹⁾に基づけば, MIS6面とMIS2面の標高差(120kyでの隆起量=TT値)の変化が60m(隆起速度差で0.5m/ky)を越えている場合を「Aタイプ」, 40m(隆起速度差で0.33m/ky)の場合を「Bタイプ」としている。

(余白)

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性

1. 地質構造に関する調査 1-1	9. 内陸の隆起傾向に関する調査 9-1
2. 敷地極近傍の断層評価 2-1	10. 完新世の海岸侵食地形に関する調査10-1
3. 敷地周辺の断層評価に係る基礎資料 3-1	11. 海域の変動履歴の評価11-1
4. 周辺陸域の断層評価(30kmまで) 4-1	12. 地質構造発達史の評価12-1
5. 周辺陸域の断層評価(30km以遠)に係る基礎資料 5-1	13. 隆起のメカニズム評価13-1
6. 敷地前面海域の断層評価(概ね30kmまで) 6-1	13.1 隆起メカニズムの文献調査13-3
7. 外側海域の断層評価(概ね30km以遠) 7-1	13.2 隆起条件の整理13-9
8. 沿岸の隆起傾向に関する調査 8-1	13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性13-19

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (1/9)

下北半島西部：条件① 大局的な地殻構造

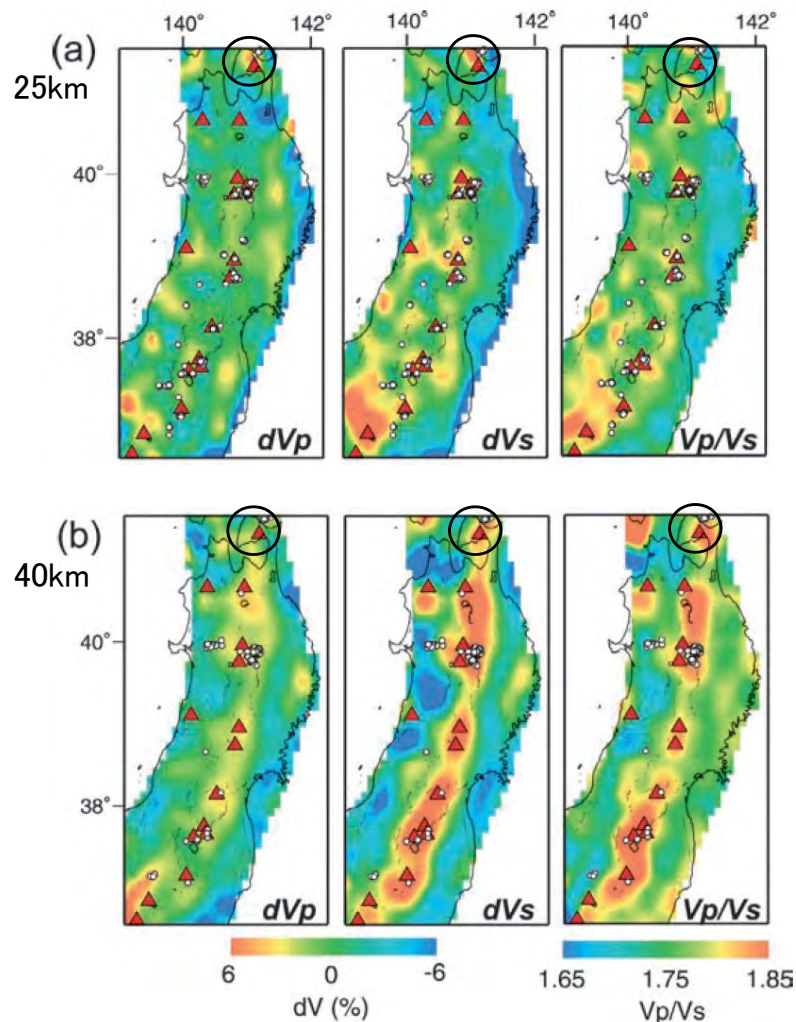


図5 深さ(a)25 km, (b)40 kmにおけるP波・S波速度パーターベーションおよびVp/Vs構造。白丸は深部低周波地震である。

Fig. 5 Map showing P-wave and S-wave velocity perturbations and Vp/Vs ratios at depths of (a) 25 km and (b) 40 km. White circles indicate deep, low-frequency earthquakes.

中島・長谷川(2008)¹⁰)に加筆

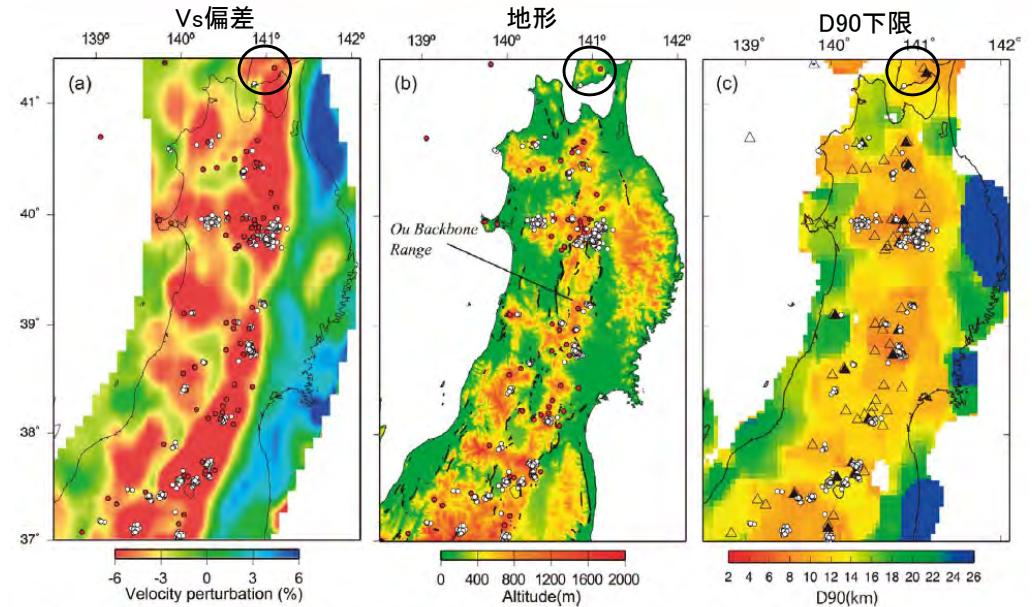


図13 (a) マントルウェッジ内の傾斜した低速度層に沿うS波速度偏差と (b) 地形 (Hasegawa and Nakajima, 2004). 高度と速度偏差をカラースケールで示す。白丸は深部低周波地震、赤丸は第四紀火山。(c) 地震発生層の下限 (D90) の分布 (Omuralieva et al., submitted). D90をカラースケールで示す。

長谷川ほか(2012)⁵)に加筆

大局的な地殻構造

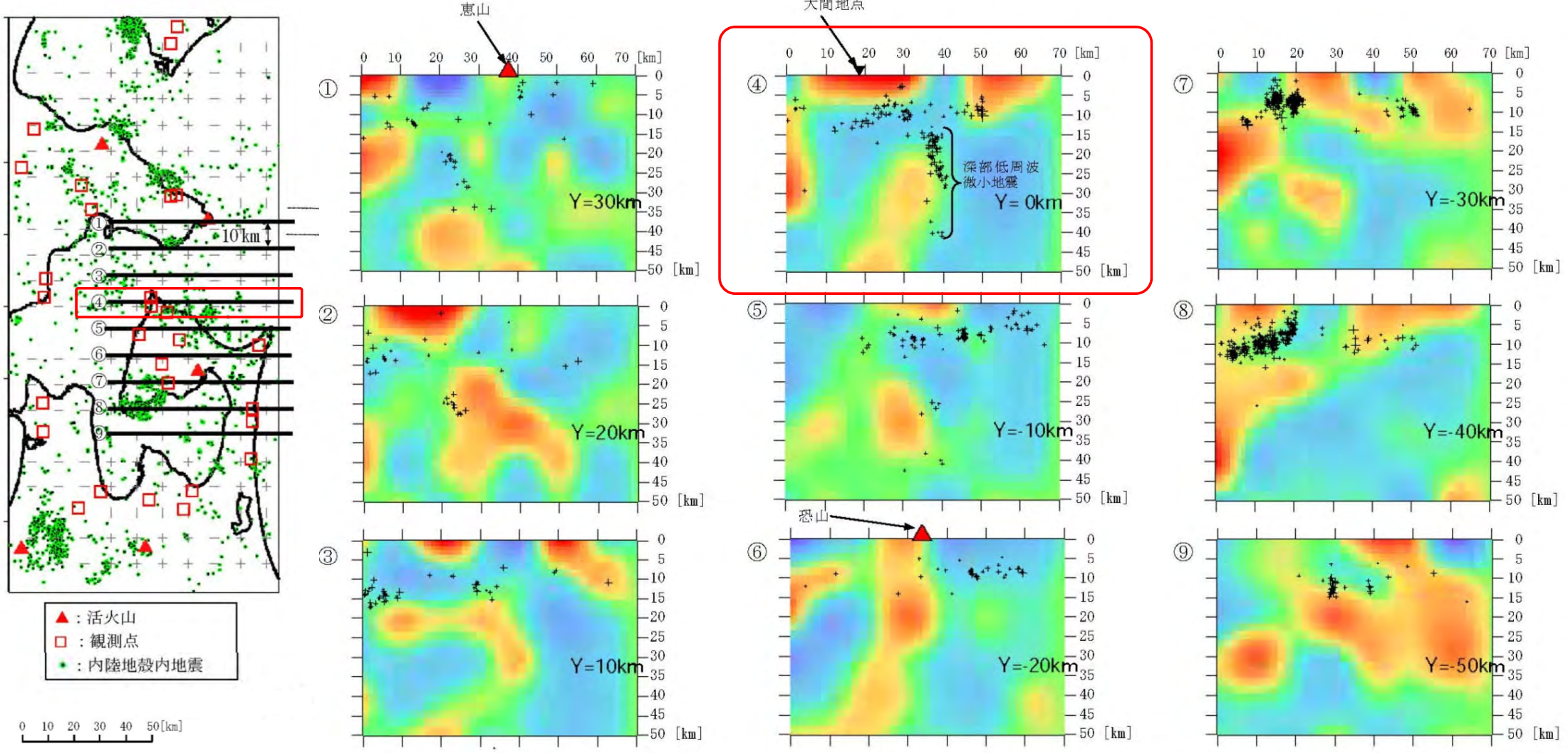
補足説明資料「13.2 隆起条件の整理 (8/8)」(P.13-17)に示す隆起の条件のうち、条件①大局的な地殻構造について、下北半島西部と比較した。

- ・地震発生層下部の深度分布が浅い
D90が奥羽脊梁山地の火山帯と同程度の深度であり、地震発生層下部の深度分布が浅いと判断される。
- ・下部地殻直下におけるメルトの分布
深度40km及び25kmにおいてVp及びVsが奥羽脊梁山地の火山帯と同程度に低く、Vp/Vs比が高いため、地殻直下にメルトが上昇していると判断される。
- ・上部地殻直下における水の分布
南西端に深部低周波地震が発生しているため、水分が存在すると判断される。

下北半島西部の大局的な地殻構造は、奥羽脊梁山地が隆起する条件を満たしており、奥羽脊梁山地と同様のメカニズムにより隆起する地域と判断される。

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (2/9)

下北半島西部：条件② 地殻構造・条件④ 断層が活動する地殻構造

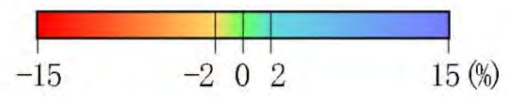


(トモグラフィ解析は、リサイクル燃料貯蔵株式会社と共同で実施)

下北半島西部におけるVpの偏差(垂直断面)

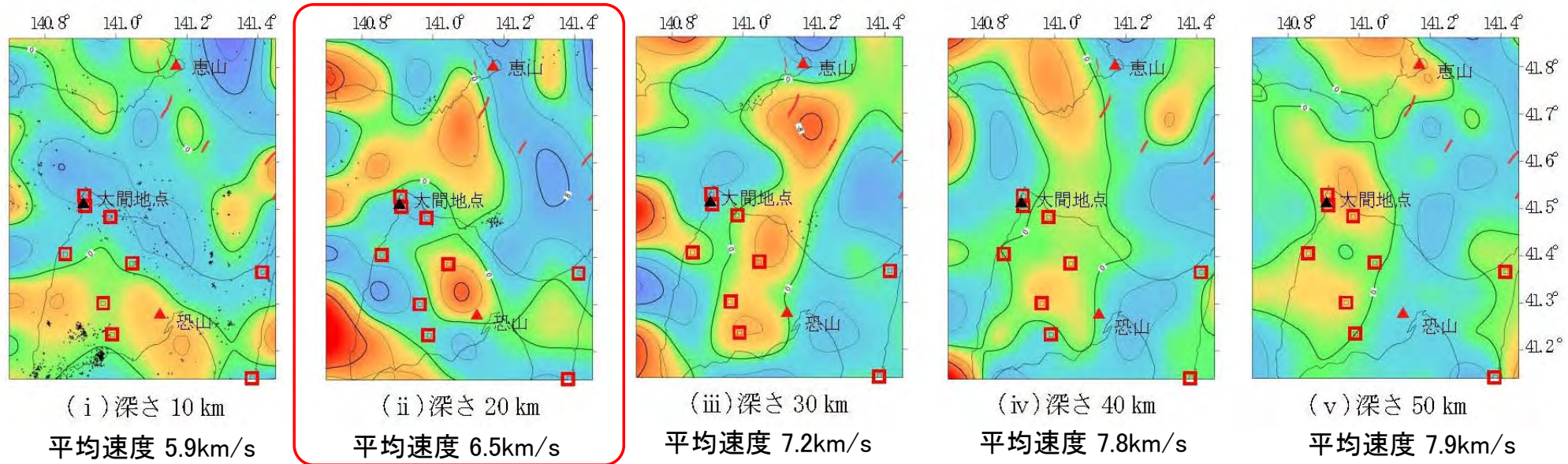
- (*1) 図中+は断面線を中心として南北に幅 10 km の範囲で発生した内陸地殻内地震
- (*2) 図中Yは大間地点を含む断面④からの距離
- (*3) ①～⑨の番号は左端に示した広域図の断面位置に対応

地震波トモグラフィ解析結果によると、④図に見られる通り、低速度域が深さ15km付近まで上昇しており、その先端で深部低周波地震が発生している。したがって、部分熔融域が地殻中部にまで達し、上部地殻に水が供給されていると考えられるため、「Bタイプ」の領域と判断される。これは、下北半島西部が火山帯であり、奥羽脊梁山地の「Bタイプ」が火山帯であることと整合的である。



13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (3/9)

下北半島西部：条件③ 地殻構造

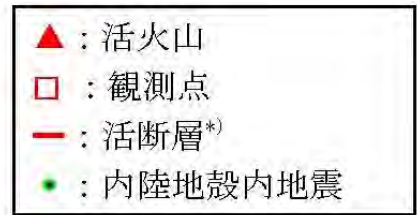


(b) 平面図

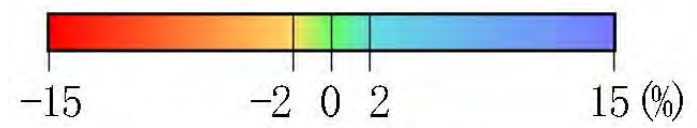
下北半島西部におけるVpの偏差(水平断面)

(*4) 図中+は各深さに対して 5 km浅い面と 5 km深い面に挟まれた範囲で発生した内陸地殻内地震
(*5) 図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools)を使用

(トモグラフィ解析は、リサイクル燃料貯蔵株式会社と共同で実施)



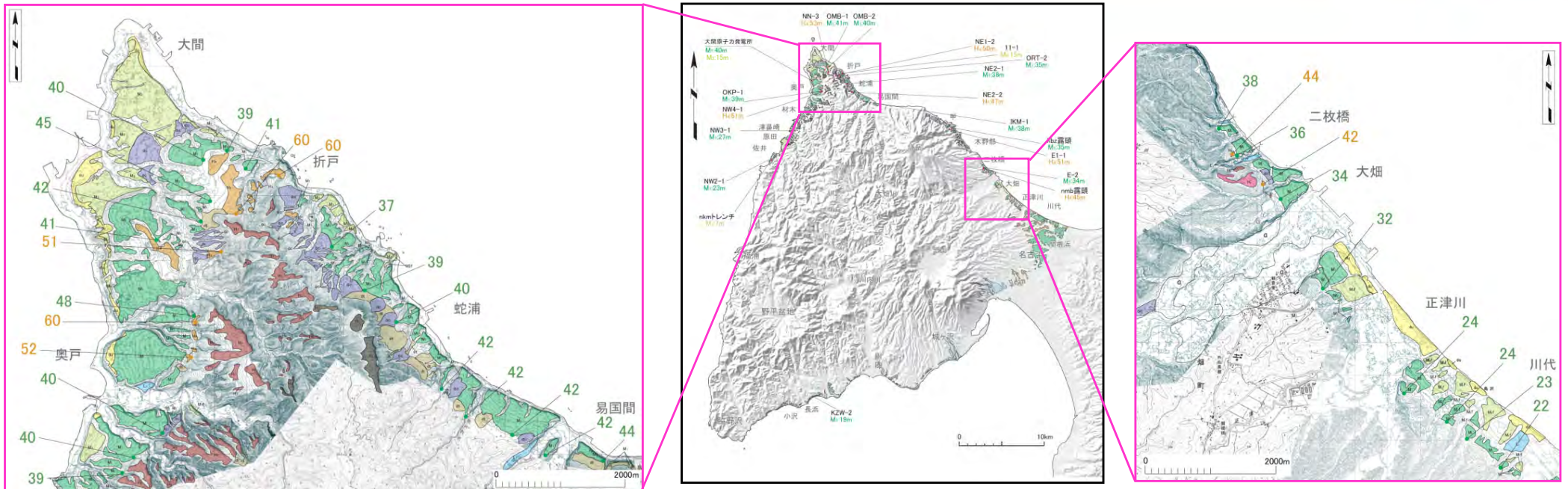
*) 「新編 日本の活断層(1991)」による



- 前頁の「垂直断面④」に見られる低速度域が、深さ20km平面図の下北半島西部の中央付近に現れている。
- 高速度域は深度毎に平面位置が変化しており、空間的に連続する規模の大きな高速度域が形成されていないため、大規模な既往断層の再活動は想定し難い。

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (4/9)

下北半島西部：条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状(1/4)



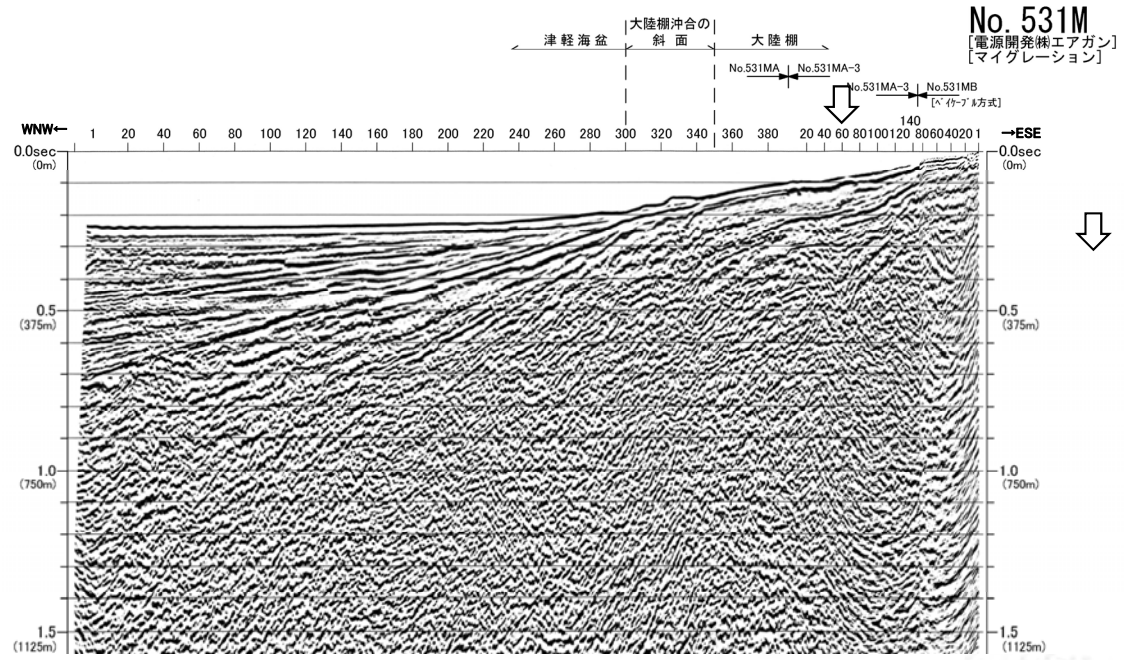
下北半島西部の段丘面区分



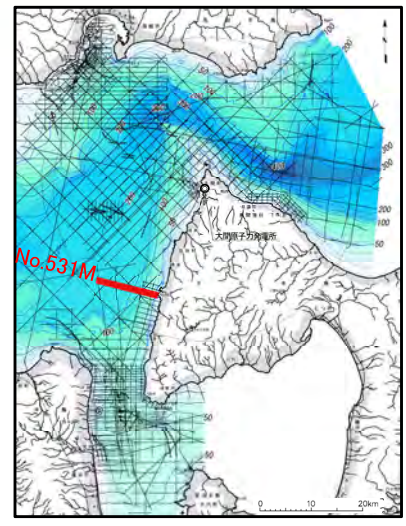
- 下北半島西部の平地には、MIS5c以前の海成段丘面(M₃, M₁, H₄など)が多段で発達しており、「Bタイプ」の地形を示す。
- 平地側も隆起していることから、平地と山地との境界において、地殻を断ち切る様な単独の逆断層は想定されない。

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (5/9)

下北半島西部：条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状(2/4)

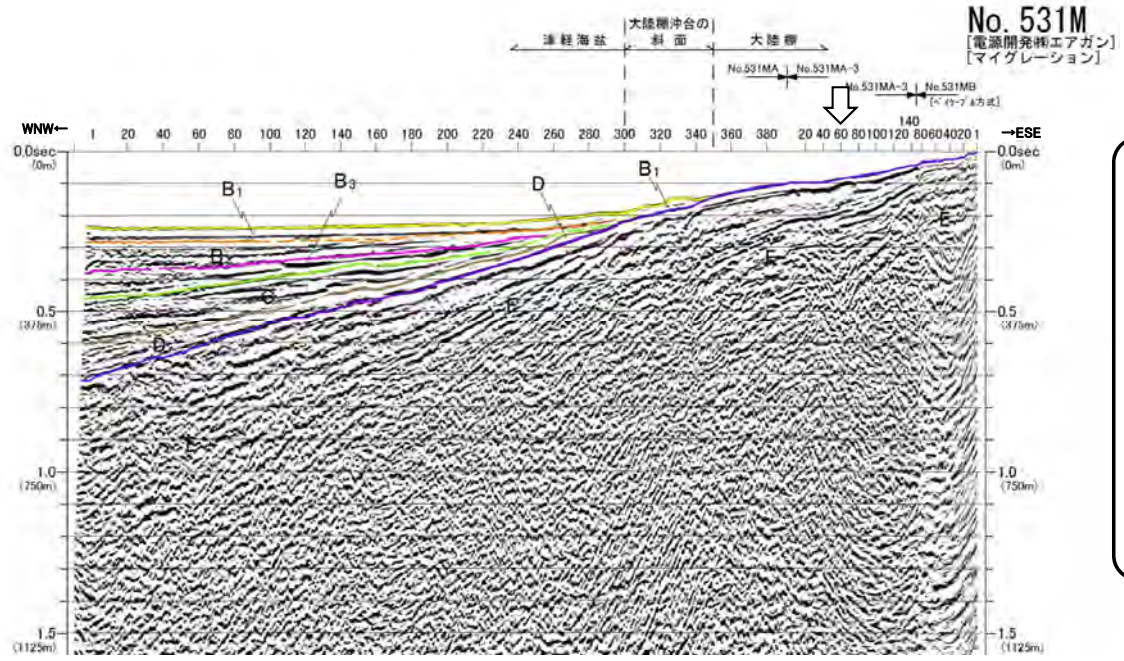


凡例
上村(1975)⁸⁾により
図示された断層位置



地質時代		数地前面海域
第四紀	完新世	A層
	後期	B層
	中期	B ₂ 層
	前期	B ₁ 層
新第三紀	鮮新世	D層
先新第三紀	中新世	E層

深度は、水中および堆積層中での音波伝播速度を1500m/secと仮定して計算した。

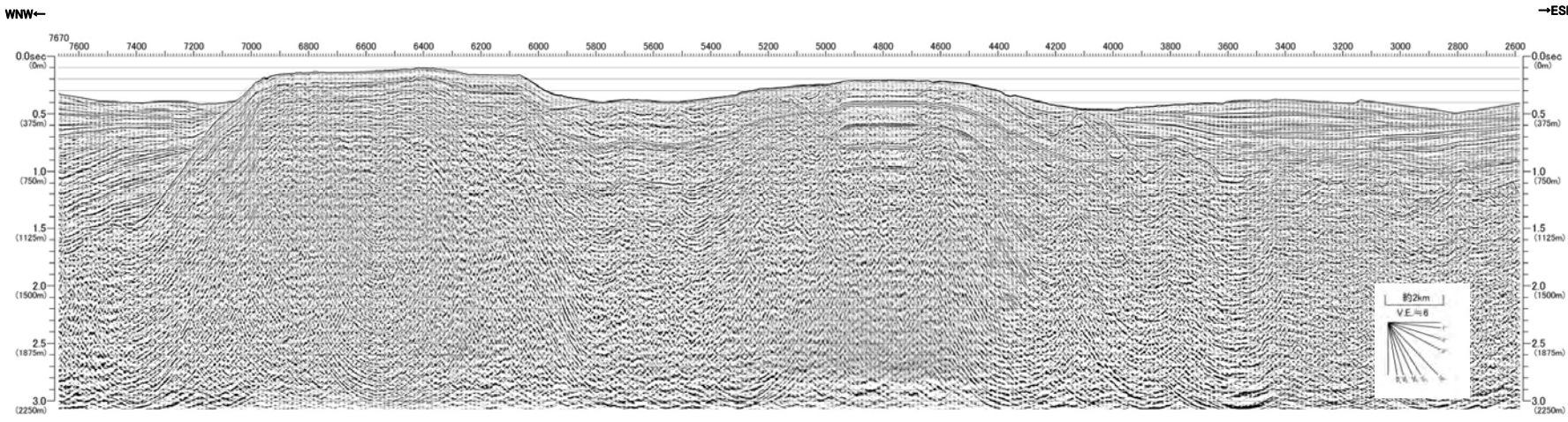


- 下北半島西部の先新第三系は比較的浅く、特に本測線は陸域に先新第三系が露頭している測線であり、リフト期の正断層が存在し、逆断層として再活動しているならば、音響基盤(E層:先新第三系, 新第三系中新統)表面には断層運動による変位変形が生じるものと考えられる。
- 音響基盤の反射面には変位変形は認められず、単独又は複数の逆断層活動は認められない。
- 音響基盤上面は陸域から海域へおおむね一定の角度で傾斜しており、「Bタイプ」の地質構造を示唆する。

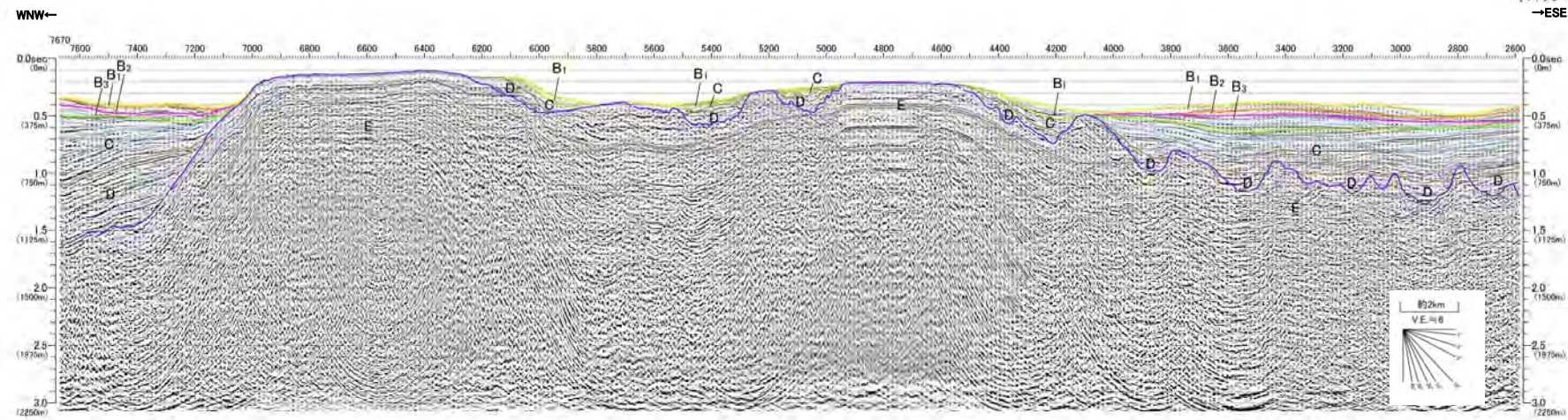
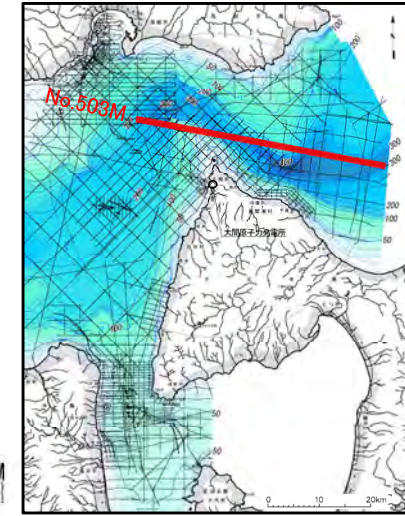


13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (6/9)

下北半島西部：条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状 (3/4)



No. 503M
[電磁誘起雑音アガム]
[マイグレーション]
→ESE



No. 503M
[電磁誘起雑音アガム]
[マイグレーション]
→ESE

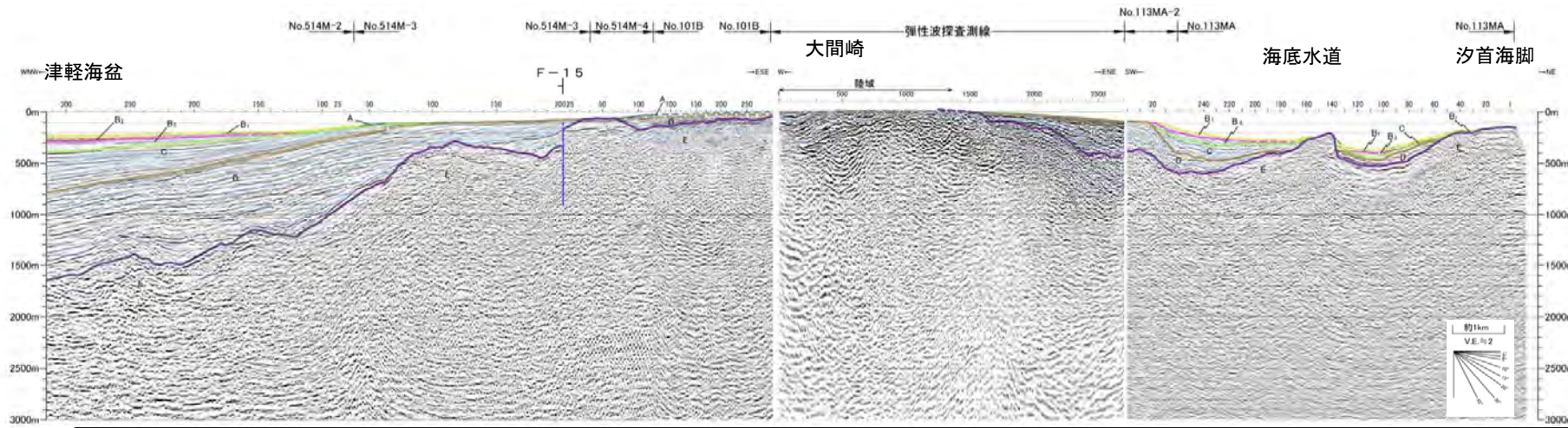
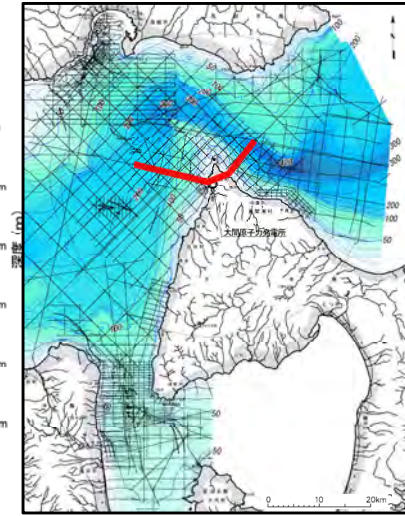
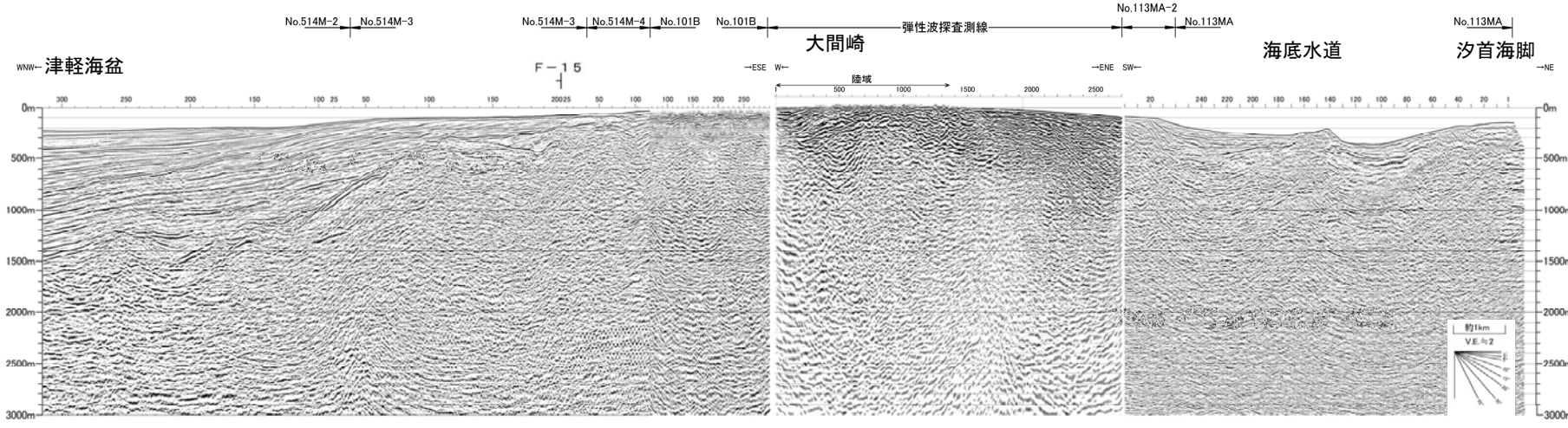
地質時代		数地前海域
第四紀	完新世	A層
	更後期	B ₁ 層
	中期	B ₂ 層 B ₃ 層
鮮新世	前期	C層
	中期	D層
先新第三紀		E層

深度は、水中および堆積層中での首波伝播速度を1500m/secと仮定して計算した。

- 下北半島西部の北方海域では、音響基盤(E層:先新第三系, 新第三系中新統)の上面は、波長の短い凹凸と半波長の緩やかな隆起が重畳している。
- 波長の短い凹凸にはその被覆層に変位変形が認められないことから活動を終えており、E層堆積直後の複背斜状の変形と判断される。半波長の緩やかな隆起は、「Bタイプ」の地質構造を示唆する。

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (7/9)

下北半島西部：条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状(4/4)



地質時代	数地前海面域	
第四紀	完新世	A層
	後期	B ₁ 層
	中期	B ₂ 層
	前期	B ₃ 層
新第三紀	鮮新世	D層
	中新世	E層
先新第三紀		

深度は、水中および堆積層中での首波伝播速度を1500m/secと仮定して計算した。

審査資料の再チェックを行い、「案内図中の測線位置の誤り」を修正した。

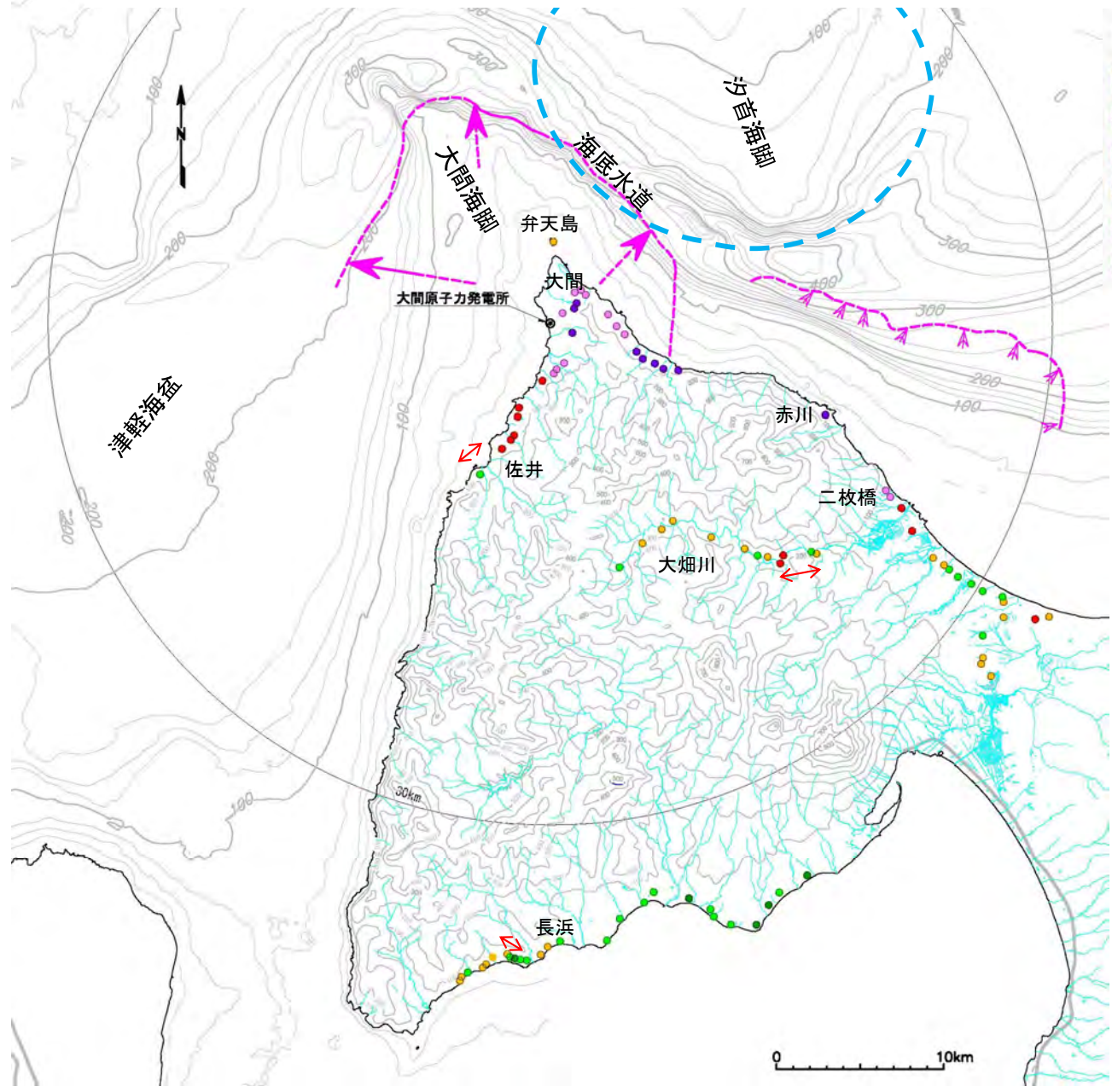
- 下北半島西部の北方海域では、音響基盤(E層:先新第三系, 新第三系中新統)の上面は、波長の短い凹凸と半波長の緩やかな隆起が重畳している。
- 波長の短い凹凸にはその被覆層に変位変形が認められないことから活動を終えており、E層堆積直後の複背斜状の変形と判断される。半波長の緩やかな隆起は、「Bタイプ」の地質構造を示唆する。



13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (8/9)

下北半島西部：条件⑥ 隆起量の幅(隆起速度の幅)

参考：隆起速度分布(海成段丘面内縁, 河成段丘, 弁天島離水地形面)



陸域	海域
隆起速度 (m/ky)	B ₁ 層の傾動域(破線は推定)
+0.30~+0.35	B ₁ 層堆積時の沈降方向 (実線は確認区間, 破線は推定区間)
+0.25~+0.30	B ₁ 層の傾斜方向 (グロス不明な隆起域の境界)
+0.20~+0.25	隆起域(活動範囲不明)
+0.15~+0.20	隆起速度差が0.10m/ky以上の区間
+0.10~+0.15	
+0.05~+0.10	

- 隆起速度の変化程度を確認した。海成段丘については、精度は劣るもののデータ数の多い段丘面内縁による隆起速度を用いた。
- 隆起速度の分布傾向は、南側海岸から東側の低地を含めて内陸の大畑川までは、隆起速度がおおむね一定であり、北東側海岸において隆起速度がやや速い。
- 0.10m/ky以上の速度変化を示す箇所が、佐井、大畑川下流、長浜に認められるものの、短い区間で0.33m/ky(隆起量の差で40m)を越えているような箇所はなく、田力ほか(2009)⁹⁾に基づけば、地殻を断ち切る様な逆断層が想定されないことから、隆起速度の幅の小さい「Bタイプ」に相当する。

13.3 奥羽脊梁山地と下北半島西部の類似性 (9/9)

下北半島西部 :まとめ

地殻構造

条件① 大局的な地殻構造

- ・ 低Vs, 高Vp/Vs比域としてイメージされるメルトを含む上昇流が存在するため, 隆起する条件を満たしている。

条件② 地殻構造

- ・ 部分熔融域が地殻中部にまで達するため, 「Bタイプ」の火山帯に相当する。

条件③ 「Bタイプ」において規模の大きな地震が発生する地殻構造

- ・ 空間的に連続する規模の大きな高速度域がなく, 規模の大きな地震が発生する地殻構造の条件を満たさない。
- ・ 隆起速度分布は, 緩やかに変化する深部の重力構造との対応が良く, 局所的に顕著な隆起をもたらす地質構造は分布しないと判断されるため, 規模の大きな地震が発生する地殻構造の条件を満たさない。

条件④ 断層が活動する地殻構造

- ・ 深部低周波地震が発生しており, 地殻流体が存在すると判断されるため, 断層が活動する地殻構造の条件を満たしている。

地形・地質構造

条件⑤ 地表の変動地形及び基盤形状

- ・ 平地には複数段の古い海成段丘が発達しているため, 「Bタイプ」に相当する。
- ・ 基盤(中新統, 一部先新第三系)の上面及び被覆堆積層には隆起をもたらす活断層を示唆する変位・変形が無く, 基盤が陸域から海域へ傾斜しているため, 「Bタイプ」に相当する。

条件⑥ 隆起量の幅(隆起速度の幅)

- ・ 内陸部の隆起速度が沿岸域と変わらずおおむね一定の隆起速度であり, 隆起速度の差が, 短い区間で0.33m/ky(隆起量の差で40m)を越えているような箇所はないことから, 隆起量の幅(隆起速度の幅)の小さい「Bタイプ」に相当する。



補足説明資料「13.2 隆起条件の整理 (8/8)」(P.13-17)に示す奥羽脊梁山地の地質条件を下北半島西部と比較した。

- ・ 地殻構造, 地形・地質構造は, 「Bタイプ」の地質条件を満たす。
- ・ 隆起傾向の調査結果(本編資料「7.2 第四紀広域隆起」参照)によれば, 隆起速度の地域差は小さく, 地質構造の調査(本編資料「1.1 陸域の地形・地質・地質構造, 1.2 海域の地形・地質・地質構造」参照)及び地球物理特性(本編資料「1.3 陸域・海域の地球物理特性」参照)によれば, 基盤に断層は認められないことから, 下北半島西部は, 断層を伴わない「Bタイプ」の隆起を生じるものと判断される。

- 1章
1. 国土交通省(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会 報告書 図面集 平成26年9月, 61p.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/houkoku/Data.pdf
 2. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会, 141p.
 3. 小池一之・町田洋 編(2001):日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p.
 4. 根本直樹・鎌田耕太郎(2000)5万分の1土地分類基本調査(表層地質図). 青森県農林部農地計画課編「土地分類基本調査一大間・佐井」. <http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/tochimizu/F3/data /G/0228G.jpg>
 5. 岩井武彦・甲田光明・余良正義(1972)5万分の1土地分類基本調査(表層地質図). 青森県農林部農地計画課編「土地分類基本調査一大畑」. <http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/tochimizu/F3/data /G/0206G.jpg>
 6. 天野一男・狩野謙一・日本地質学会編(2009):構造地質学, 共立出版, 177p.
 7. 上村不二雄(1962):5万分の1地質図幅「大間」・「佐井」及び同説明書, 地質調査所, 46p.
 8. 上村不二雄・斎藤正次(1957):5万分の1地質図幅「大畑」及び同説明書, 地質調査所, 40p.
 9. 活断層研究会 編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.
 10. 日本地質学会編(2017):日本地方地質誌2 東北地方, 朝倉書店, 693p.
 11. 上村不二雄(1975):地域地質研究報告5万分の1図幅「陸奥川内地域の地質」, 地質調査所, 47p.
 12. 渡辺満久・中田高・鈴木康弘・小岩直人(2012):下北半島北西端周辺の地震性隆起海岸地形と海底活断層, 活断層研究, No.36, pp.1-10.
 13. 上村不二雄(1976):地域地質研究報告5万分の1図幅「脇野沢地域の地質」, 地質調査所, 18p.
 14. 通商産業省(1970):昭和44年度広域調査報告書 下北地域, 38p.
 15. 一般財団法人日本水路協会(2009):海底地形デジタルデータM7000シリーズ M7006Ver.2.1.津軽海峡東部.
 16. Michele Rebesco, F. Javier Hernández-Molina, David Van Rooij, Anna Wåhlin (2014): Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations, *Marine Geology*, Vol.352, pp.111-154.
 17. F. J. Hernandez Molina, E. Llave, D. A. V. Stow, M. Garcia, L. Somoza, J. T. Vazquez, F. J. Lobo, A. Maestro, V. Diaz del Rio, R. Leon, T. Medialdea, J. Gardner (2006): The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin, *Deep-Sea Research II*, Vol.53, pp.1420-1463.
 18. Andrés Maldonado, Antonio Barnolas, Fernando Bohoyo, Carlota Escutia, Jesús Galindo-Zaldívar, Javier Hernández-Molina, Antonio Jabaloy, Francisco J. Lobo, C. Hans Nelson, José Rodríguez-Fernández, Luis Somoza, Juan-Tomás Vázquez (2005): Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea (Antarctica), *Global and Planetary Change*, Vol.45, pp.99-129.
 19. 山本明彦(2005):下北半島地域における重力異常と浅部地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, no.68, pp.91-107.
 20. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):数値地質図P-2 日本重力データベース DVD版, 独立行政法人産業技術総合研究所.
 21. 駒澤正夫(1995):阿蘇山の重力解析と解釈, 測地学会誌, 41巻1号, pp.17-45.
 22. 地質調査所編(2000):数値地質図P-2, 日本重力CD-ROM, 地質調査所.
 23. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2004):数値地質図P-2, 日本重力CD-ROM(第2版), 地質調査所.
 24. 中塚正・大熊茂雄(2009):日本空中磁気DBによる対地1,500m平滑面での磁気異常分布データの編集, 地質調査総合センター研究資料集, no.516, 24p+CD-ROM1枚, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
 25. 長崎康彦(1997):岩石磁気と磁気異常から得られる地質情報-A case Study:東北日本前弧陸棚における岩石磁気測定と地磁気異常解析-, 石油の開発と備蓄, 97-12, pp.116-129.
 26. 中野俊・西来邦章・室田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行編(2013):日本の火山(第3版)概要及び付表, 200万分の1地質編集図, No.11, 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
 27. 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編(2012):第四紀火山岩体・貫入岩体データベース, 地質調査総合センター速報, No.60, 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.

- ## 2章
1. 上村不二雄・斉藤正次(1957):5萬分の1地質図幅「大畑」及び同説明書, 地質調査所, 40p.
 2. 戸田成太郎・大場司・小林淳・林信太郎(2011): 北下半島中部に分布する大畑層の地質, 日本地質学会第118年学術大会・日本鉱物科学会2011年年会合同学術大会講演要旨集(セクションC), p.37
 3. 梅田浩司・檀原徹(2008):フィッション・トラック年代によるむつ燧岳の活動年代の再検討, 岩石鉱物科学, vol.37, pp.131-136
 4. 青森県(1998):青森県の地質, p.105
 5. 金川久一(2011):現代地球科学入門シリーズ10, 地球のテクトニクスII 構造地質学, 共立出版.p.109.
 6. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):数値地質図P-2, 日本重力データベース DVD版, 独立行政法人産業技術総合研究所.
 7. Morley, C. K. (2017): The impact of multiple extension events, stress rotation and inherited fabrics on normal fault geometries and evolution in the Cenozoic rift basins of Thailand. Geological Society, London, Special Publications, 439, pp.413-445
 8. ICDD (2015): PDF-4+ 2015 (Database), edited by Dr. Soorya Kabekkodu, International Centre for Diffraction Data, Newton Square, PA, USA.
 9. 飯島東(1986):天然ゼオライトの産状, 粘土科学, 第26巻, 第2号, pp.90-103
 10. 坂本尚史・後内貴胤・地下まゆみ・安藤生大(2006):中華人民共和国貴州省における長繊維状パリゴルスカイトの産状とその鉱物学的性質について, 粘土科学, 第45巻, 第3号, pp.200-210
 11. 白水晴雄(1988):粘土鉱物学—粘土科学の基礎—, 朝倉書店, p.18
 12. 玉生志郎, 野村拳一, 吉沢正夫(1996):坑井温度データから推定される地下温度分布:国内主要地熱地域(14地域)について, 地質調査所月報, 第47巻, 第10号, pp.485-548
 13. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2009):数値地質図 GT-4「全国地熱ポテンシャルマップ」, https://www.gsj.jp/Map/JP/geothermal_resources.html
 14. 金原啓司・長谷川功 編(2005):日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版)(CD-ROM版). 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, https://www.gsj.jp/Map/JP/geothermal_resources.html
 15. 青森県環境保健部(1983):青森県むつ下北地域の温泉調査報告書, 昭和58年3月, p.33
 16. 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編(1991):日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, 第274号, p.114
 17. Sheppard, R.A. and Fitzpatrick, J. J.(1989):Phillipsite from silicic tuffs in saline, alkaline-lake deposits. Clays and Clay Minerals, vol.37, no.3, pp.243-247
 18. Bullock, R. J., De Paola, N., Holdsworth, R. E. and Trabuco-Alexandre, J. (2014): Lithological controls on the deformation mechanisms operating within carbonate-hosted faults during the seismic cycle. Journal of Structural Geology, 58, pp.22-42
 19. Dymond, J. R. (1966): Potassium-argon geochronology of deep-sea sedimentary materials, PhD Dissertation University of California San Diego, 58p.
 20. Bernat, M., Bieri, R. H., Koide, M., Griffin, J. J. and Goldberg, E. D. (1970): Uranium, thorium, potassium and argon in marine phillipsites, Geochimica et Cosmochimica Acta, 34(10), pp.1053-1071
 21. WoldeGabriel, G., Bish, D. L., Broxton, D. E. and Chipera, S. J. (1992): Preliminary assessment of clinoptilolite K/Ar results from Yucca Mountain, Nevada: A potential high-level radioactive waste repository site (No. LA-UR-92-461; CONF-920761-1). Los Alamos National Lab., NM (United States).
 22. WoldeGabriel, G. (1995):Ion exchange and dehydration experimental studies of clinoptilolite: Implications to zeolite dating (No. LA--12894-MS). Los Alamos National Lab.
 23. WoldeGabriel, G., Broxton, D. E. and Byers Jr, F. M. (1996):Mineralogy and temporal relations of coexisting authigenic minerals in altered silicic tuffs and their utility as potential low-temperature dateable minerals. Journal of volcanology and geothermal research, 71(2-4), pp.155-165
 24. Karlsson, H. R. (2001): Isotope geochemistry of zeolites. Reviews in mineralogy and geochemistry, 45(1), pp.163-205
 25. 板谷徹丸・長尾敬介(1988): 100万年より若い火山岩のK-Ar年代測定, 地質学論集, 第29号, pp.143-161
 26. Oba, T. and Yoshikawa, K.(1994):Note on rock-forming minerals in the Joetsu district, Niigata Prefecture, Japan. (7) Phillipsite from Yoneyama., Bull., Joetsu Univ. Educ., 13(2), pp.399-406
 27. 八木公史(2015):蒜山地質年代学研究所におけるK-Ar年代測定の業務を振り返る, 地質技術, 第5号(蒜山地質年代学研究所創立20周年記念特集), pp.165-170
 28. 都城秋穂・久城育夫(1972):岩石学 I 偏光顕微鏡と造岩鉱物, 共立出版, 219p.

- ## 3章
1. 渡辺満久・中田高・鈴木康弘・小岩直人(2012): 下北半島北西端周辺の地震性隆起海岸地形と海底活断層, 活断層研究, No.36, pp.1-10.
 2. 国土地理院: 水準路線図のページ東北地方010300, <https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/level/KENSOKUSYUROKU/rosen2pdf.php?rosenbango=010300>.
 3. リサイクル燃料貯蔵(株)(2018): リサイクル燃料備蓄センター使用済燃料貯蔵事業変更許可申請火山影響評価(指摘回答)平成30年11月30日, 第250回核燃料施設等の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-7, p.51.
 4. 鷺谷威・大坪誠(2019): 日本列島の地殻ひずみ速度-測地学的データと地質・地形学的データの統一的理解-, 地学雑誌, Vol.128(5), pp.689-705.
 5. 活断層研究会 編(1991): [新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.
 6. 日本鉄道建設公団青函建設局(1989): 青函トンネル地質図(5万分の1).
 7. 秦光男・上村不二雄・広島俊男(1984): 20万分の1地質図「函館及び渡島大島」, 地質調査所.
 8. 海上保安庁水路部(1979): 沿岸の海の基本図(5万分の1)「奥尻島」, 海底地形図, 海底地質構造図及び調査報告, 31p.
 9. 鹿野和彦・加藤慎一・柳沢幸夫・吉田史郎 編(1991): 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, 274, 114p, 地質調査所.
 10. S.Kobayashi, Y.Ishii, K.Higuchi, T.Kaminishi, A.Ibusuki, K.Aoike(2009): CDEX TECHNICAL REPORT Drilling Completion Report Shimokita-West, Center for Deep Earth Exploration.
 11. 青池寛(2008): 「ちきゅう」下北半島沖慣熟航海掘削コアについて, 月刊地球, vol.30, pp.142-149.
 12. Tabito Matsu'ura, Junko Komatsubara(2017): Use of amphibole chemistry for detecting tephra in deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) and developing a middle Pleistocene tephrochronology for NE Japan, Quaternary International, (in press)
- ## 4章
1. 活断層研究会 編(1991): [新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.
 2. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018): 活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会, 141p.
 3. 寒川旭・衣笠善博・垣見俊弘(1984): 50万分の1活構造図「札幌」, 地質調査所.
 4. 山崎晴雄・栗田泰夫・加藤慎一・衣笠善博(1986): 50万分の1活構造図「青森」, 地質調査所.
 5. 上村不二雄(1975): 地域地質研究報告5万分の1図幅「陸奥川内地域の地質」, 地質調査所, 47p.
 6. 箕浦幸治・小菅正裕・柴 正敏・根本直樹・山口義伸(1998): 青森県地質図(20万分の1)及び青森県の地質, 青森県.
 7. 長谷川潔・鈴木守(1964): 5万分の1地質図幅「五稜郭」及び同説明書, 北海道立地下資源調査所, 23p.
 8. 北海道立地下資源調査所(1980): 北海道地質図(60万分の1).
- ## 5章
1. 活断層研究会 編(1991): [新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.
 2. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018): 活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会, 141p.
 3. Michele Rebesco, F. Javier Hernández-Molina, David Van Rooij, Anna Wåhlin (2014): Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations, Marine Geology, Vol.352, pp.111-154.
 4. 池原研・佐藤幹夫(1992): 津軽海峡にみられる大型水成デューン(予報), 堆積学研究会報, 37号, pp.53-86.
 5. Andrés Maldonado, Antonio Barnolas, Fernando Bohoyo, Carlota Escutia, Jesús Galindo-Zaldívar, Javier Hernández-Molina, Antonio Jabaloy, Francisco J. Lobo, C. Hans Nelson, José Rodríguez-Fernández, Luis Somoza, Juan-Tomás Vázquez (2005): Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea (Antarctica), Global and Planetary Change, Vol.45, pp.99-129.
 6. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004): 青森湾西岸断層帯の評価, 17p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/09_aomori-wan.pdf.
 7. 産業技術総合研究所地質調査総合センター・東海大学(2012): 沿岸海域における活断層調査. 青森湾西岸断層帯(海域部)成果報告書, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h23/h23_aomori.pdf, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h23/h23_aomori_fig.pdf.

8. 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2015):20万分の1日本シームレス地質図データベース.
9. 熊木洋太・宮野正実(1982):陸奥湾の海底地形・海底埋没地形について, 日本地理学会予稿集, 22, pp.116-117.
10. 国土地理院(1982):1:100,000 沿岸域広域地形図「陸奥湾」.
11. 青森県(1999):「平成10年度 地震関係基礎調査交付金 青森湾西岸断層帯に関する調査 成果報告書」, 185p.
12. 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, pp.289-319.
13. 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002):第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p.
14. 宮内崇裕・佐藤比呂志・八木浩司・越後智雄・佐藤尚登(2001):1:25, 000 都市圏活断層図「青森」. 国土地理院技術資料D・1-No.388.
15. 根本直樹・氏家良博(2009):青森県の地質, 協会誌 大地, 50, 東北地質調査業協会, pp.52-68.
16. 箕浦幸治・小菅正裕・柴 正敏・根本直樹・山口義伸(1998):青森県地質図(20万分の1)及び青森県の地質, 青森県.
17. 工藤 崇(2005):地域地質研究報告5万分の1図幅「十和田地域の地質」, 産総研地質調査総合センター, 79p.
18. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001):函館平野西縁断層帯の評価, 15p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/08_hakodate-heiya.pdf.
19. 平川一臣・今泉俊文・池田安隆・東郷正美・宇根寛(2000):1:25, 000 都市圏活断層図 函館, 国土地理院.
20. 海上保安庁水路部(2000):函館湾の断層分布. 地震予知連絡会報, 63, pp.18-22.
21. 北海道(1999):北海道活断層図 No.2 函館平野西縁断層帯 活断層図とその解説, 65p.
22. 貞方昇・小石秀一(1996):渡島大野活断層トレンチ周辺の段丘地形とその変形. 鷹澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西南北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, pp.5-12.
23. 貞方昇(1995):函館の後期更新世区分とその時代についての再検討, 貞方昇ほか(編)函館周辺における後期更新世以降の自然環境変遷, 北海道教育大学函館校, pp.1-7.
24. 太田陽子・佐藤賢・渡島半島活断層研究グループ(1994):函館平野とその周辺の地形—とくに西縁の活断層に関連して—, 第四紀研究, Vol.33, pp.243-259.
25. Siddall, M., Chappell, J. and Potter, E.K. (2007): Eustatic Sea Level During Past Interglacials, In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez-Goni, M.F. and Litt, T. (eds) The climate of past interglacials. Elsevier, Amsterdam, pp.75-92.
26. 産業技術総合研究所地質調査総合センター・道立地質研究所(2012):沿岸海域における活断層調査.函館平野西縁断層帯(海域部)成果報告書, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h23/h23_hakodate.pdf, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h23/h23_hakodate_fig.pdf
27. 海上保安庁水路部(1979):沿岸の海の基本図(5万分の1)「奥尻島」, 海底地形図, 海底地質構造図及び調査報告, 31p.
28. 日本海洋学会・沿岸海洋研究会編(1985):日本全国沿岸海洋誌, 1106p.

6章

1. 宮内崇裕・八木浩司(1984):松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動, 地学雑誌, Vol.93, pp.285-300.
2. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会, 141p.

7章

1. 活断層研究会 編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.
2. 奥田義久(1993):下北半島沖海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図39号, 地質調査所, 25p.
3. 奥田義久・盛谷智之・細野武男(1987):西津軽海盆海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図30号, 地質調査所, 25p.
4. 国土交通省(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会 報告書 図面集 平成26年9月, 61p. http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/houkoku/Data.pdf
5. 海上保安庁水路部(1975):大陸棚の海の基本図(20万分の1)「下北半島沖」, 海底地質構造図.
6. 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, Vol.13, pp.27-53.

7. 海上保安庁水路部(1975):大陸棚の海の基本図(20万分の1)「奥尻海盆」, 海底地質構造図.
8. 海底断層ワーキンググループ(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会 海底断層ワーキンググループ 報告書 平成26年4月, 24p.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/houkoku/WG_Report.pdf
9. 地質調査所編(1992):日本地質アトラス(第2版) TECTONIC MAP OF JAPAN, 朝倉書店, 26シート.
10. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):数値地質図P-2 日本重力データベース DVD版, 独立行政法人産業技術総合研究所.

8章

1. Machida Hiroshi(1999):Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan : Recent Progress, 第四紀研究, No.38, vol.3, pp.194-201.
2. 桑原拓一郎・山崎晴雄(2001):テフラから見た最近45万年間の恐山火山の噴火活動史,火山,Vol.46,pp.37-52.
3. 町田洋・新井房夫(2011):新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺](新編第2刷), 東京大学出版会, 336p.
4. Siddall, M., J. Chappell and E.-K. Potter (2006): Eustatic sea level during past interglacials, in The Climate of Past Interglacials, Elsevier, pp.75-92.
5. Bloom Arthur and Yonekura Nobuyuki(1985):Coastal terraces generated by sea-level change and tectonic uplift. Models in geomorphology, pp.139-154.
6. 小池一之・町田洋 編(2001):日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p.
7. Chappell, J. and Shackleton, N. (1986):Oxygen isotopes and sea level, Nature, vol.324, pp.137-140.

9章

1. 貝塚爽平 (1977):日本の地形-特質と由来-, 岩波新書, 234p.
2. 桑原拓一郎・山崎晴雄(2001):テフラから見た最近45万年間の恐山火山の噴火活動史,火山,Vol.46,pp.37-52.
3. 町田洋・新井房夫(2011):新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺](新編第2刷), 東京大学出版会, 336p.

10章

1. 太田陽子・佐藤賢・渡島半島活断層研究グループ(1994):函館平野とその周辺の地形-とくに西縁の活断層に関連して-, 第四紀研究, Vol.33, pp.243-259.
2. 雁澤好博(1991):函館地方の氷河時代と古環境, 北海道の自然と生物, no.4, pp.69-76.
3. Yokoyama Yusuke, Okuno Jun'ichi, Miyairi Yosuke, Obrochta Stephen, Demboya Nobuhiro, Makino Yoshinori and Kawahata Hodaka (2012), Holocene sea-level change and Antarctic melting history derived from geological observations and geophysical modeling along the Shimokita Peninsula, northern Japan, Geophysical Research Letters, vol.39.
4. 紀藤典夫・小野正史(1995):函館平野の沖積層, 平成5・6年度北海道教育大学特定研究報告書 函館周辺における後期更新世以降の自然環境変遷, pp.103-108.
5. 松本秀明(1984):海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準微変動, 地理学評論, 57-10, pp.720-738.
6. 青森県(2016):青森県遺跡地図. <http://www.pref.aomori.lg.jp/bunka/education/isekitizu.html>.
7. Walker, R. G. (ed.) (1984):Facies Models, 2nd ed. Geoscience Canada, Reprint Series 1, 317p.
8. 前田保夫, 横山祐典, フェルナンド シリンガン, ジェラルド クイナ(2009):フィリピン国ルソン島北部太平洋岸の完新世の相対的海面変動, 地学雑誌, Vol.118, No.6, pp.1284-1291.
9. 成瀬敏郎, 小野間正巳, 村上良典(1985):瀬戸内海, 播磨灘沿岸における完新世後期の海水準変化に関する資料, 兵庫教育大学研究紀要. 第2分冊, Vol.5, pp.53-64.
10. 長澤良太(1983):田辺湾沿岸の海岸地形の形成過程と後期完新世海面変化, 東北地理, Vol.35, No.1, pp.11-19.
11. 豊島吉則(1978):山陰海岸における完新世海面変化, 地理学評論, Vol.51, No.2, pp.145-157
12. 松四雄騎(2006):Lecture slides, <http://www.slope.dpri.kyoto-u.ac.jp/personal/matsushi/index.html>.
13. 松四雄騎・若狭幸・松崎浩之・松倉公憲(2007):宇宙線生成核種¹⁰Be および²⁶Alのプロセス地形学的应用, 地形, 第28巻, 第2号, pp.87-107.

12章

1. 原子力発電環境整備機構(NUMO)(2004):概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料-, 原子力発電環境整備機構, NUMO-TR-04-02.
2. 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会編(2006):建設技術者のための東北地方の地質, 東北建設協会, 408p.
3. Sato Hiroshi(1994):The relationship between Late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan, Journal of geophysical research, vol.99, pp22,261-22,274.
4. Matsubara Makoto, Sato Hiroshi, Ishiyama Tatsuya, and A. D. Van Horne (2017): Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics, vol.710-711, pp.97-107.
5. 武藤潤・大園真子(2012):東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面, 地質学雑誌, 第118巻, 第5号, pp323-333.
6. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):数値地質図P-2 日本重力データベース DVD版, 独立行政法人産業技術総合研究所.
7. 中塚正・大熊茂雄(2009):日本空中磁気DBによる対地1,500m平滑面での磁気異常分布データの編集, 地質調査総合センター研究資料集, no.516, 24p+CD-ROM1枚, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
8. 中野俊・西来邦章・室田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行編(2013):日本の火山(第3版)概要及び付表, 200万分の1地質編集図, No.11, 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
9. 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編(2012):第四紀火山岩体・貫入岩体データベース, 地質調査総合センター速報, No.60, 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
10. 北村信編(1986), 新生代東北本州孤地質資料集.宝文堂
11. 金川久一(2011):現代地球科学入門シリーズ10地球のテクトニクスII 構造地質学, 共立出版, 274p.
12. 西村卓也(2012):測地観測データに基づく東北日本の最近120年間の地殻変動, 地質学雑誌, vol.118, no.5, pp278-293.
13. 渡辺満久・中田高・鈴木康弘・小岩直人(2012):下北半島北西端周辺の地震性隆起海岸地形と海底活断層, 活断層研究, No.36, pp.1-10.
14. 狩野謙一・村田明広(1998):構造地質学, 朝倉書店, 298p.
15. Matsu'ura Tabito, Kimura Haruo, Komatsubara Junko, Goto Norihisa, Yanagida Makoto, Ichikawa Kiyoshi and Furusawa Akira(2014), Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: a preliminary investigation of the buried shoreline angle, Geomorphology 209, pp.1-17.
16. Matsu'ura Tabito, Furusawa Akira and Saomoto Hidetaka (2008): Late Quaternary uplift rate of the northeastern Japan arc inferred from fluvial terraces, Geomorphology, vol.95, pp. 384-397.
17. 小池一之・町田洋 編(2001):日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p.
18. Matsu'ura Tabito and Sugaya Katsunori (2017):Late Quaternary crustal shortening rates across thrust systems beneath the Ou Ranges in the NE Japan arc inferred from fluvial terrace deformation, Journal of Asian Earth Sciences, vol.140, no.1, pp.13-30.

13章

1. 渡辺満久(1989): 東北日本の火山フロント沿いにおける, 活断層・火山の相補的分布と低地帯の分化様式, Doctoral dissertation, 東京大学.
2. 長谷川昭・中島淳一・海野徳仁・三浦哲・諏訪謡子(2004): 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, vol.56, pp.413-424.
3. Hasegawa Akira, Nakajima Junichi, Umino Norihito and Miura Satoshi (2005) :Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. Tectonophysics, vol.403, p.59-75.
4. Matsu'ura Tabito, KatsunoriSugiya (2017):Late Quaternary crustal shortening rates across thrust systems beneath the Ou Rages in the NE Japan arc inferred from fluvial terrace deformation, Journal of Asian Earth Sciences, 140, pp.13-30.
5. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・梁田高広・岡田知己・趙大鵬・松澤暢・海野徳仁(2012):沈み込み帯の地震の発生機構-地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震-, 地学雑誌, vol.121, no.1, pp.128-160.
6. Watanabe Mitsuhsa (1989):Complementary distributions of active faults and Quaternary volcanoes, and tectonic movements, along the volcanic front of Northeast Japan., Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, vol.21, pp.37-74.
7. 豊島正幸・山本勝利・中井信(1998):浅層地下水流動を規制する地形の配置様式とその変位, 東北農業試験場研究報告, vol.93, pp107-130.
8. 田力正好・池田安隆(2005):段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成, 第四紀研究, vol.44, pp.229-245.
9. 田力正好・池田安隆・野原壯(2009):河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震, 第2輯, vol.62, pp.1-11.
10. 中島淳一・長谷川昭(2008):東北日本弧マントルウェッジの地震学的構造とその解釈, 地学雑誌, vol.117, pp.76-92.
11. 活断層研究会 編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.