

電源開発株式会社  
大間原子力発電所

敷地周辺における震源を特定しない地震の  
地震規模について

平成20年3月  
原子力発電安全審査課

## 要 旨

申請者は、敷地周辺の内陸地殻内地震による震源を特定できないと考えられる地震（以下「震源を特定しない地震」という。）の最大規模について、敷地周辺のトモグラフィ解析、地震発生層の厚さ、及び敷地における領域震源区分の地震発生状況等から推定している。敷地周辺のトモグラフィ解析によると、敷地周辺における地震発生層の下限深さは10 km～15 km程度と浅くなっており、地震発生層の厚さ等から、敷地周辺で発生する震源を特定しない内陸地殻内地震の最大規模は、M6～M6.5程度と推定している。

また、申請者は、敷地周辺は東北地方から北海道へ連なる脊梁山地の火山フロント付近で、恐山と恵山の上に位置しており、このような地域では、長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>を踏まえると、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、地震発生層が薄くなっており、部分的に非弾性変形が生じるとしている。ここで、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布によると、敷地付近は緩やかな波状の変形域中にあり、前述の非弾性変形が生じる地域であるとされていることと整合しているとしている。

さらに申請者は、大きな地震は敷地西方の函館平野西縁断層帯と敷地東方の恵山岬東方沖断層において発生しており、プレートの沈む込みに伴う東西方向の圧縮変形を吸収しているとしている。

これらのことから申請者は、敷地周辺で発生する震源を特定しない内陸地殻内地震の最大規模はM6～M6.5程度であり、それを超えるような規模の震源を特定しない内陸地殻内地震が発生する可能性は低いと考えられるとしている。

以上のことから、大間地点における、敷地周辺の内陸地殻内地震による「震源を特定しない地震」の地震規模に対する申請者の考えは妥当であると判断した。

# 目 次

1. はじめに	1
2. 地震発生層から推定される最大規模について	1
2.1 東北日本における地震波速度構造	1
2.2 東北日本の火山フロント付近における地震発生層の下限深さ	2
2.3 敷地周辺におけるトモグラフィ解析	3
2.4 敷地周辺における地震発生層から推定される最大規模	5
3. 領域震源区分から推定される最大規模について	6
3.1 大間地点が属する領域の地震環境	7
3.2 過去の地震と活断層の関連	8
3.3 「震源を特定しない地震」のb値の概略評価	9
3.4 領域震源区分から推定される敷地周辺の最大規模	10
4. 敷地周辺における内陸地殻内地震の最大規模について	11
5. まとめ	17
6. 参考文献	18

## 1. はじめに

申請者は、敷地周辺の内陸地殻内地震による「震源を特定しない地震」の最大規模について、敷地周辺のトモグラフィ解析、地震発生層の厚さ、及び敷地における領域震源区分の地震発生状況等から推定している。また、敷地周辺は火山フロント付近に位置しており、地震発生層が薄く部分的に非弾性変形が生ずるとし、敷地周辺で発生する震源を特定しない内陸地殻内地震の最大規模はM6～M6.5程度であり、それを超えるような規模の震源を特定しない内陸地殻内地震が発生する可能性は低いと考えられるとしている。以下に申請者の考えを示す。

## 2. 地震発生層から推定される最大規模について

### 2.1 東北日本における地震波速度構造

東北日本は、サイスミックトモグラフィの研究で最も空間分解能の高い3次元地震波速度構造が得られているプレート沈み込み帯の一つであるとされている<sup>(1)</sup>。

第1図にトモグラフィ解析により Nakajima et al. (2001)<sup>(2)</sup>が求めた東北日本におけるP波速度 ( $V_p$ ) 及びS波速度 ( $V_s$ ) の偏差を示す。長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>は、同図中の傾斜した低速度域は沈み込んだスラブ内の脱水反応により供給された水が、マントルウェッジを経て、地殻上部に達する上昇流に対応しているとし、スラブにほぼ平行に傾斜した上昇流はシート状であり、脊梁山地（あるいは火山フロント付近）でモホ面に達すると述べている。したがって、火山フロントに沿って広域に、モホ面直下では上昇流による部分熔融域が分布することにな

るとされている<sup>(1)</sup>。

長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>は、上述のように推定した東北日本沈み込み帯における水の運搬経路を、3次元の模式図として第2図のように示している<sup>(1)</sup>。

第3図は、モホ面直下で深さ40kmにおける $V_p/V_s$ 比の分布を示しており<sup>(1)</sup>、低速度域は $V_p/V_s$ 比が大きい領域として表わされている。長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>によると、同図から、 $V_p/V_s$ 比が大きい低速度域は、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とされている<sup>(1)</sup>。

申請者は第3図によると、敷地周辺を含む下北半島付近においては、 $V_p/V_s$ 比が大きな領域となっており、敷地周辺は低速度域であると考えられるとしている。

## 2.2 東北日本の火山フロント付近における地震発生層の下限深さ

第4図は、堀ほか(2004)<sup>(3)</sup>による脊梁山地（あるいは火山フロント付近）に沿った火山地域（図上部の赤三角は、北から八幡平、岩手山、秋田駒ヶ岳、栗駒山、鳴子を示す）で推定された $V_p/V_s$ 比を示している。

同図によると、火山地域の下方に、上昇流による部分熔融域と推定される $V_p/V_s$ 比が大きな領域が分布し、それらは下方から地殻中部にまで達していることがわかる。図中の内陸の浅発地震の深さの下限は、火山の下方では浅く分布し、活火山のない地域では深く分布していることがわかるとしている。また、図中の白線は、地震波トモグラフィ

から推定された地殻内部の温度分布を等温線で示しているが、活火山の下では地殻内部が高温であり、地震波速度が遅く  $V_p/V_s$  比が大きいことが指摘されており<sup>(4)</sup>、地殻内部の温度分布が地震発生層の下限深さ分布を支配していると考えられるとされている<sup>(3)</sup>。1896年陸羽地震(M7.2)など大きな地震は火山地域にはなく、等温線の下限が深くなっているところで発生しているとされている<sup>(1)(5)</sup>。

申請者は第4図より、300度から400度の等温線は、内陸の浅発地震の下限付近である地震発生層の深さ分布に対応しており、火山地域における地震発生層の下限深さは10km程度と浅くなっているとしている。

### 2.3 敷地周辺におけるトモグラフィ解析

申請者はリサイクル燃料貯蔵株式会社と共同で、敷地周辺のトモグラフィ解析を実施し、下北半島から津軽海峡にかけての  $V_p$  の偏差を求めている。なお、予め20km四方のグリッド状に  $V_p, V_p/V_s$  構造を与えた分解能テストによると、今回の解析では、 $V_p/V_s$  よりも  $V_p$  の方が比較的良い分解能が得られたため、 $V_p$  の偏差に基づき敷地周辺における速度構造の分布の概略を把握したとしている。ただし、観測記録と  $V_p$  構造による平均走時残差は、初期条件として設定した  $V_p$  構造の場合0.28秒であったのが、トモグラフィ解析で求めた  $V_p$  構造では0.08秒となったとし、観測波形の初動読み取り誤差が0.1秒程度であることを考慮すると、 $V_p$  構造の解析精度・信頼性は高いとしている。第5図に  $V_p$  構造の分解能テストの結果を示す。また、 $V_p/V_s$  比及び  $V_s$  の

偏差に関するトモグラフィ解析について別紙1に示す。

トモグラフィ解析で用いた地震は、1997年10月から2007年3月までに東北大学、弘前大学、気象庁、防災科学技術研究所のHi-net、電力中央研究所、電源開発(株)で観測されたものであり、解析で用いた地震数は観測された7119個の地震からP波が読み取れた6661個で、観測記録数は53683波である。第6図に解析で用いた地震の震源位置を示す。これらの震源位置は、トモグラフィ解析により再決定されたものを示している。

第7図に敷地を含む下北半島の東西断面及び平面における $V_p$ の偏差を示す。同図には $V_p$ の偏差を求めた東西断面の位置も併せて示している。東西断面は10kmの間隔としており、図中の赤い▲は活火山を示し、□は観測点を示す。

申請者は第7図より、次のようなことが言えるとしている。

- ①恐山及び恵山付近の鉛直断面においては、低速度域が深さ50kmから地表まで分布している。また、敷地を含む鉛直断面においても低速度域が深さ50kmから深さ15km付近まで分布している。平面図によると、これらの低速度域は恐山付近から恵山付近にかけて平面的に広がっている。
- ②敷地を含む鉛直断面によると、地表から深さ10km～15km程度の範囲において内陸地殻内地震が発生しているが、その多くは概ね深さ10km～12km程度で発生している。なお、敷地の東側の深さ15km～35km付近で発生している地震は、深さ50kmから深さ

15 k m付近まで分布している低速度域の境界の外側付近で発生しており、これらは内陸地殻内地震ではなく、モホ面(深さ 35 k m程度)の直上付近で発生する深部低周波微小地震であると考えられる(資料第 109C-25-2 号参照)。

申請者は、敷地周辺のトモグラフィ解析で認められた上述①の敷地下方に広がる低速度域については、「2.1 東北日本における地震波速度構造」で述べたように、敷地を含む下北半島が  $V_p/V_s$  の大きな領域となっており、低速度域であると考えられることと整合しているとしている。

また、上述②の敷地を含む断面では、地表から深さが概ね 10 k m～12 k m程度で多くの内陸地殻内地震が発生していることについては、敷地が恐山と恵山の両火山の間に位置しており、東北地方から北海道に続く火山フロント付近であることから、「2.2 東北日本の火山フロント付近における地震発生層の下限深さ」で述べたように、火山地域においては地震発生層の下限深さが 10 k m程度と浅くなっていることに対応しているとしている。

#### 2.4 敷地周辺における地震発生層から推定される最大規模

申請者は、前述の「2.3 敷地周辺におけるトモグラフィ解析」によると、敷地周辺における地震発生層の下限深さは 10 k m～15 k m程度と考えられるとしている。

一方、申請者は、第 8 図に示すように、原子力安全基盤機構(2004)<sup>(6)</sup>

の考え方にに基づき、気象庁カタログ<sup>(7)</sup>のデータを用いて、1997年10月から2005年12月の期間に発生した微小地震についてD10(その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ)及びD90(その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ)を算定し、それぞれ6.7km及び14.9kmであることを踏まえ、D10は6km程度及びD90は15km程度であるとしている。なお、第8図の範囲は、トモグラフィ解析で示した第7図(b)の平面図の領域である。ここでD10及びD90については、別紙2に示すように、上述の期間よりも長くした場合、及び領域を広くした場合について算定しても、同じような値が得られたとしている。

D90が地震発生層の下限深さに相当すると考えると、上述のD90の値は、「2.3敷地周辺におけるトモグラフィ解析」で述べた地震発生層の下限深さである10km～15kmと概ね対応しているとしている。

申請者は、上述のD10及びD90によると、敷地周辺の地震発生層の厚さは9km程度と推定できるとしている。この場合、別紙3に示すように、地震発生層に飽和するような震源断層の地震規模は鉛直断層でM6.1、傾斜角45度の場合M6.5に相当するとしている。

### 3. 領域震源区分から推定される最大規模について

地震調査研究推進本部による地震動予測地図<sup>(8)</sup>では、「震源断層を予め特定しにくい地震」を領域震源として考慮している。領域震源の区分については第9図に示す垣見ほか(2003)<sup>(9)</sup>の地震地体構造区分に基づき設定されている。大間地点が位置する領域(垣見ほか(2003)<sup>(9)</sup>

による領域 8 C) の「震源断層を予め特定しにくい地震」の最大規模は M7.1 とされている。

申請者は、大間地点が位置する垣見ほか(2003)<sup>(9)</sup>による領域 8 C (以下「領域 8 C」という。)で発生した「震源を特定しない地震」を対象とした検討を行い、敷地周辺における「震源を特定しない地震」のマグニチュードについて概略検討を行うとしている。

### 3.1 大間地点が属する領域の地震環境

Sagiya et al. (2000)<sup>(10)</sup>による、GPS から求めた歪み速度を第 10 図及び第 11 図に示す。これらの図より、東北地方においては北部と南部で歪み速度の主軸方向や歪み速度が異なる傾向が認められるとしている。第 10 図や第 11 図(b)において、宮城県付近から山形県付近に至る歪み速度のやや大きい地域として認められ、この地域は、東北地方の新第三系の構造を規制し、新第三紀中新世の日本海形成時に左横ずれの活動をした可能性も指摘されている、基盤中に伏在している NW - SE 方向の構造 (たとえば本荘—仙台構造線 (北村, 1963)<sup>(11)</sup>) の位置に近いとしている。また、申請者は、第 12 図に示す領域 8 C について、気象庁の一元化震源による 1997 年 10 月～2006 年 6 月に発生した地震のうち、地震規模を  $M \geq 1$ ,  $M \geq 2$ ,  $M \geq 3$  の 3 通りとした場合の震源深さ分布図によると、震源深さの下限が地域により異なる傾向が見られるとともに、領域 8 C の北部と南部で地震の発生数が異なる傾向が認められるとしている。

そこで申請者は、領域 8 C を北部と南部に分けて考えた場合について、過去の地震と活断層との対応の検討及び「震源を特定しない地震」

の b 値評価を行うとしている。

### 3.2 過去の地震と活断層の関連

領域 8 C の北部及び南部で発生した主な内陸地殻内地震を第 1 表及び第 2 表に示す。ここに、北部と南部は北緯 40 度±15 分を境に分けることとし、北緯 40 度±15 分の範囲に含まれる地震については、北部南部の双方に含めることとしたとしている。

申請者は、これらの内陸地殻内の地震について、地表地震断層の出現状況、震源近傍の活断層・活構造等の分布状況、地震と活構造・地質構造の関係について検討している文献の調査を行い、内陸地殻内地震と活断層・活構造との関係について検討を行っている。この際、震源域が沿岸域と想定され、地震時に海岸等の隆起が発生したとされている地震については、海岸等の隆起は逆断層タイプの地表地震断層の上盤側の隆起と考えられることから、沿岸域に地表地震断層が発生したとみなすとしている。また、震央付近に単にリニアメントが分布しているか否かのみではなく、当該地域の地質構造の特徴を踏まえ、内陸地殻内地震で想定される震源メカニズムとの関係についても検討したとしており、第 1 表及び第 2 表には、以上の検討結果についても示したとしている。

申請者は、以上の検討の結果、領域 8 C の北部では、事前の詳細な調査によっても震源を事前に特定することができないと考えられる地震のうち、規模が最大のものは、1858 年の青森の地震 ( $M \doteq 6.0$ )、領域 8 C の南部では、1659 年岩代・下野の地震 ( $M_{6^{3/4}} \sim M_{7.0}$ ) であると

している。

### 3.3 「震源を特定しない地震」のb値の概略評価

申請者は、領域8Cの北部と南部で地震の発生数に異なる傾向が認められるため、便宜的に領域8Cを北緯40度で北部と南部に分けて、(1)式(G-R式)により「震源を特定しない地震」のb値の概略評価を行っている。

なお、b値の検討対象とする「震源を特定しない地震」の選定に当たっては、以下に示す検索条件に基づいて選定している。

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

N(M) : M以上の地震の累積数

#### 【検索条件】

- ①地震カタログ：気象庁カタログ<sup>(7)</sup>
- ②検索期間：1983年～2004年（気象庁観測網が比較的充実された時期以降とした）
- ③最小M：M4（気象庁観測網による観測の取りこぼしの可能性が小さい規模として設定）
- ④最大M：[北部] M6.5（1858年9月29日の青森の地震によるM $\approx$ 6.0となるが、地震調査研究推進本部<sup>(8)</sup>による震源を予め特定しにくい地震の最大Mの下限值M6.5を採用）

[南部] M6.88 (1659 年岩代・下野の地震による $M6^{3/4}$   
～M7.0 の中央値を採用)

⑤震源深さ： 60km 以浅

⑥余震除去： 下記の条件を満たす地震を余震と判定・除去

「 $M \geq 6.0$  となる本震の発生後 100 日以内に、本震震央を中心とする面積  $A=10^{M-3.7}(\text{km}^2)$  の円領域内で発生した地震」<sup>(12)</sup>

各領域における検索地震数および b 値評価結果を第 3 表に示す。また、参考として各領域における M と累積頻度の関係を第 13 図に示す。なお、地震検索の結果、b 値評価に用いた各領域における最大 M は、北部では 1985 年の青森県西方沖の地震 (M5.7)、南部では 2004 年新潟県中越地震 (M6.8) であるとしている。

以上のように、領域 8 C について便宜的に北緯 40 度を境に北部と南部に分けて評価した b 値は、それぞれ 1.026 及び 0.843 となっているとしている。一方、地震調査研究推進本部の強震動予測地図によると、日本周辺の平均的 b 値は 0.9 とされている。領域 8 C 全体の b 値は 0.875 であり、平均的 b 値に近いが、北部では大きめ、また南部では小さめになっていることから、北部と南部の地震環境が異なる可能性が考えられるとしている。

### 3.4 領域震源区分から推定される敷地周辺の最大規模

申請者は、上述の「3.2 大間地点が属する領域の地震環境」の検討結果から、領域 8 C の北部と南部で地震環境が異なる可能性も考えられることから、このような地域性を考慮し、敷地周辺における「震源

を特定しない地震」のマグニチュードの検討に当たり、敷地が位置する北部について検討を行ったとしている。

その結果、北部における「震源を特定しない地震」の最大規模は、「3.2 過去の地震と活断層の関連」で示したように、過去の地震の観点からは、1858年9月29日の青森の地震による $M \approx 6.0$ であるとしている。

#### 4. 敷地周辺における内陸地殻内地震の最大規模について

申請者は、「2. 地震発生層から推定される最大規模について」で述べた地震発生層の厚さから推定される最大規模、及び「3. 領域震源区分から推定される最大規模について」で述べた領域震源区分から推定される最大規模によると、敷地周辺で発生すると考えられる内陸地殻内地震の最大規模は $M6 \sim M6.5$ 程度であると考えられるとしている。

一方、長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>は、東北日本における島弧地殻の変形様式を第14図のように模式的に示している。同図によると、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、地震発生層の下限（脆性－延性境界）は局所的に浅くなるとしており、地震発生層が局所的に薄く、地殻全体が軟化して強度が局所的に小さくなることが期待できるとされている<sup>(1)</sup>。そのため、プレートの沈み込みに伴って圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域で弾性変形するが、脊梁山地の領域では部分的に非弾性変形が生じるとされている<sup>(1)</sup>。

また、前述したように、第4図によると、北と南にある二つの火山地域の下方では  $V_p/V_s$  比が大きな領域が地殻中部にまで達しているが、これらの二つの火山地域の間地域においては、 $V_p/V_s$  比の大きな領域は深いとされている<sup>(1)</sup>。長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>によると、二つの火山地域では、その間地域よりも地殻の軟化の度合いが大きく、短縮変形が相対的に早く進行することが期待されるため、その間地域に応力が集中し、短縮変形を取り戻すべく、第15図の模式図に示すように、非弾性変形の両端で逆断層型の地震が発生するとされている<sup>(1)</sup>。

第16図に、敷地周辺における活断層分布図を示す。申請者は、同図から、敷地の西方に位置する函館平野西縁断層帯と東方に位置する恵山岬東方沖断層が、第14図及び第15図に示した脊梁山地の両側に位置する逆断層に相当すると考えられるとし、東北地方においては、このように脊梁山地を挟んで西側に位置する活断層としては、第16図に示した根岸西方断層をはじめ、青森湾西岸断層帯等があり、東側に位置する活断層としては、折爪断層等があるとしている。

また、申請者は、函館平野西縁断層帯は西側隆起、恵山岬東方沖断層は東側隆起のため、第14図に示した断層の傾斜とは異なるものの、函館平野西縁断層帯ではM7.2、恵山岬東方沖断層ではM7.5の地震を起こし得る活断層であるとしている。

なお、函館平野西縁断層帯は、北海道(1999)<sup>(13)</sup>によると最新活動時期は約8,800年～約7,800年前、再来期間は5,000年～9,000年とされ、また、地震調査委員会(2001)<sup>(14)</sup>によると、最新活動時期が約14,000年～約390年前、再来期間は13,000年～17,000年とされている。ま

た申請者は恵山岬東方沖断層について、後期更新世に活動したとしている。

申請者は、「2.3 敷地周辺におけるトモグラフィ解析」で述べたように、敷地周辺は東北地方から北海道へ連なる脊梁山地の火山フロント付近で、恐山と恵山の上に位置しており、8C領域における震源分布図を示した第9図において、敷地の近傍における震源深さは浅くなる傾向が認められるように、地震発生層が薄く非弾性変形が生じる領域であるとしている。また、第16図によると、大きな規模の地震は函館平野西縁断層帯と恵山岬東方沖断層において発生し、短縮変形を吸収しているとしている。

ここで第17図に、敷地周辺の広域的な、津軽海峡周辺に分布する後期更新世の最終間氷期最盛期(MIS5e)の海成段丘であるM<sub>1</sub>面(約12~13万年前)の旧汀線高度分布と敷地周辺トモグラフィ解析によるV<sub>p</sub>偏差の断面を示す。

この、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布図示範囲と、V<sub>p</sub>偏差図示範囲の重複範囲は必ずしも広くはないが、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度は、函館平野西縁断層帯や根岸西方断層のような活断層の分布箇所では、高度の不連続を伴う局所的な傾動が分布するが、それ以外では、緩やかな波状の変形を示しており、大間地点はそのような緩やかな波状の変形域中に位置していることがわかるとしている。少なくとも下北半島ではこの緩やかな波状の変形区間と下部地殻の低速度領域の分布とは矛盾していないとしている。

敷地周辺陸域及び海域の地質構造図を第 18 図に示す。敷地周辺陸域及び海域の基盤の新第三系，特に中新統中にはいくつかの褶曲構造が分布しているとしている。

これらの褶曲は，NW－SE 方向の褶曲であり，海域と陸域とで走向が一致しているとしている。第 19 図に敷地近傍の地質図及び地質断面図に示すように，これらの褶曲は，波長が短く，向斜と背斜が繰り返していることが特徴的であり，褶曲軸の両翼の構造が対称的な構造の褶曲構造であるとしている。

下北半島西部の陸域の中新統以下の大局的な地質構造としては，佐井村福浦北方付近に分布する先第三系を取り囲んで分布する新第三系中新統が，内側から外側に向かって順次新しい地層が分布するという半ドーム状の構造が認められるとしている。

その半ドーム状の構造から，北東方向にやや離れた下北半島西部の北東海岸付近には，NW－SE 方向の褶曲が分布しているとしている。

これらに対して，新第三系鮮新統は，大畑川上流付近と野平盆地を中心とした付近にそれぞれ盆状構造を形成して分布し，新第三系中新統中の構造とは異なる構造を示しているとしている。この新第三系中新統中の構造は，新第三系鮮新統以降の地質構造には影響を与えておらず，このことは，新第三系中新統中の構造を形成する造構運動は，新第三紀鮮新世以降には及ばなかったことを示しているとしている。

宮内(1988)<sup>(15)</sup>は，東北日本弧北部のM<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布を図示し(第 20 図(1))，M<sub>1</sub>面の旧汀線高度の分布範囲は，15～140mであ

り、方向・年代を問わず旧汀線は波状に変形しており、波状変位の振幅と勾配は、太平洋側よりも日本海側で大きく、東西断面上での波状変位の卓越波長は10~30 km、勾配は $10^{-3}$ のオーダーであるとしている。さらに、下北半島、津軽半島及び西津軽海岸北部の旧汀線高度分布断面を図示し（第20図(2)及び(3)）、前二者は波状変位の典型例であり、後一者は高度の不連続をもち局部的に傾動する例であるとしている。局部的な傾動は内弧に限られ、その勾配は概して波状変位より大きく $10^{-2}$ のオーダーになるところもあるとしている。

申請者による、津軽海峡周辺の高成段丘分布を第21図に、旧汀線高度分布図を第22図に示す。

北海道側のM<sub>1</sub>面の旧汀線の高度分布範囲は15~115m、本州側では30~60mであるとしている。本州側では波状の変形が顕著に見られ、この波状の変形の振幅と勾配は太平洋側よりも日本海側において大きい傾向となるとしている。このように、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度は、波長10~30 km程度の波状の変形によって特徴づけられるという既存文献の指摘と同様の傾向が示されているとしている。

このような、広域的な変動地形として、津軽海峡周辺に認められる波長10~30 km程度の波状の変形は、前述の、敷地北東方向の大間崎から風間浦村蛇浦付近にかけての新第三系中新統中に分布するNW-S E方向の小規模な波長の褶曲構造とは全く異なるとしている。

この広域的な変動地形のうち、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度の不連続を伴う局部的な傾動が分布するのは、函館平野西縁断層帯、根岸西方断層が分布する松前半島東部と津軽半島東部に限られ、後期更新世~現在の

テクニクスを反映した地形であるとしている。

以上のM<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布の特徴は、上述した、長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>が模式的に示した、プレートの沈み込みに伴う圧縮変形が、規模の大きな活断層で発生する内陸地殻内地震による変位でまかなわれ、それらに挟まれた地域では、非弾性的に変形していると考えられるとしていることと整合的であるとしている。長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>のような地震学的知見も加味すると、下北半島西部に認められる波長の長い緩やかな波状の変形は、その深部に大規模な断層が存在することにより形成されているものではなく、相対的に厚さが薄くなっている上部地殻の非弾性変形により形成されているものと考えられるとしている。

以上のことから申請者は、「2.3 敷地周辺におけるトモグラフィ解析」で述べたように、敷地周辺は東北地方から北海道へ連なる脊梁山地の火山フロント付近で、恐山と恵山の上に位置しており、敷地周辺は火山フロント付近で地震発生層が薄く部分的に非弾性変形が生ずるとし、第16図や第17図によると、大きな規模の地震は函館平野西縁断層帯と恵山岬東方沖断層において発生し、短縮変形を吸収しているとしている。また、敷地周辺で発生する震源を特定しない内陸地殻内地震の最大規模はM6～M6.5程度であり、それを超えるような規模の「震源を特定しない地震」が起こる可能性は低いと考えられるとしている。

## 5. まとめ

申請者は、敷地周辺のトモグラフィ解析によると、敷地周辺における地震発生層の下限深さは10 km～15 km程度と浅くなっており、敷地周辺の地震発生層の厚さ、及び領域震源区分から推定される内陸地殻内地震の最大規模はM6～M6.5程度であるとしている。また、申請者は、長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>を踏まえると、東北日本ではプレートの沈み込みに伴う圧縮変形に対して、敷地周辺は火山フロント付近で地震発生層が薄く部分的に非弾性変形が生じるとし、M<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布によると、敷地付近は緩やかな波状の変形域中にあり、前述の非弾性変形が生じる地域であるとされていることと整合しているとしている。さらに、長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>によると、大きな地震は脊梁山地の両側の活断層で発生するとされており<sup>(1)</sup>、このため申請者は、敷地の西方の函館平野西縁断層帯、及び敷地の東方の恵山岬東方沖断層等がそれらの活断層に相当すると考えられるとしている。

これらのことから、敷地周辺で発生する震源を特定しない内陸地殻内地震の最大規模はM6～M6.5程度であり、それを超えるような規模の震源を特定しない内陸地殻内地震が発生する可能性は低いと考えられるとしている。

以上のことから、大間地点における、敷地周辺の内陸地殻内地震による「震源を特定しない地震」の地震規模に対する申請者の考えは妥当であると判断した。

## 6. 参考文献

- (1) 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, 第 56 卷, pp. 413-424
- (2) Nakajima, J. And A. Hasegawa and D. Zhao (2001) : Three-dimensional structure of  $V_p$ ,  $V_s$ , and  $V_p/V_s$  beneath northeastern Japan : Implications for arc magmatism and fluids, J. Geophys. Res., 106, 843-857
- (3) 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭(2004) : 東北日本弧の地殻内 S 波反射面の分布, 地震, 第 2 輯, 第 56 卷, pp. 435-446
- (4) Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao (2001) : Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, Tectonophysics, 341, 1-17.
- (5) 長谷川昭・堀内茂木・深尾良夫(1998) : 長期予測のための調査観測, 地震, 第 2 輯, 第 50 卷, pp. 191-199
- (6) 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004) : 地震記録データベース SANDEL のデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書 (平成 15 年度), JNES/SAE04-017, 平成 16 年 8 月
- (7) 気象庁 : 地震年報 平成 17 年
- (8) 地震調査研究推進本部(2006) : 「全国を概観した地震動予測地図」報告書 2006 年版, 地震調査委員会
- (9) 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003) : 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震, 第 2 輯, 第 55 卷, pp. 389-406

- (10) TAKESHI SAGIYA, SHIN' ICHI MIYAZAKI AND TAKESHI TADA(2000) :  
Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of  
Japan, Pure and Applied Geophysics, 157, pp.2303-2322
- (11) 北村信(1963) : グリーンタフ地域における第三紀造構運動, 化石,  
第5号, pp.123-137.
- (12) 社団法人 日本原子力学会(2007) : 原子力発電所の地震を起因とし  
た確率論的安全評価実施基準 : 2007, 日本原子力学会標準,  
AESJ-SC-P006:2007
- (13) 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.
- (14) 地震調査委員会(2001) : 函館平野西縁断層帯の評価, 15p.
- (15) 宮内崇裕(1988) : 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲  
運動, 月刊地球, 10, pp. 561-567.

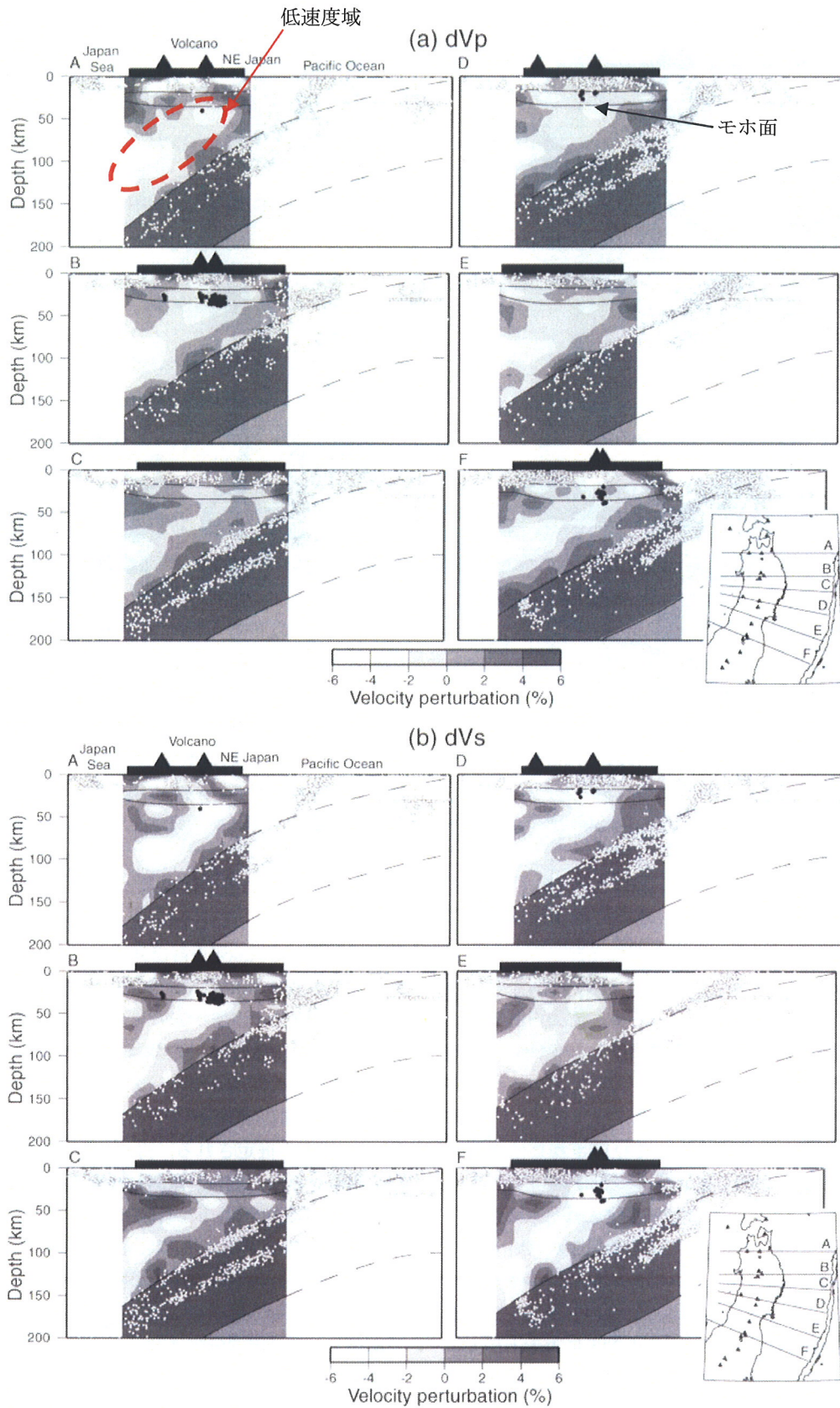
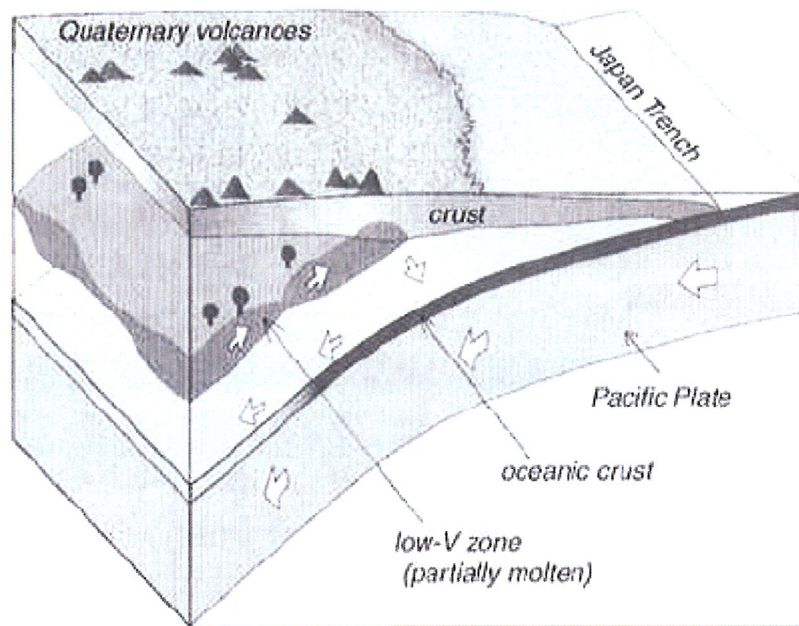


Fig. 1. Vertical cross-sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocity perturbations along lines in the inserted map of NE Japan [Nakajima *et al.*, 2001a]. Black and white represent high and low velocities, respectively, according to the scale at the bottom. Triangles and bars on the top represent active volcanoes and the land area, respectively. Open and solid circles show earthquakes and deep, low-frequency microearthquakes, respectively.

(長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>に加筆修正)

## 第1図 東北日本における $V_p$ , $V_s$ の偏差



Schematic illustration of 3D structure of the crust and upper mantle of NE Japan showing the upwelling flow with varying thickness in the mantle wedge.

(長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>に加筆修正)

第2図 プレーートの沈み込みに伴う水の運搬経路模式図

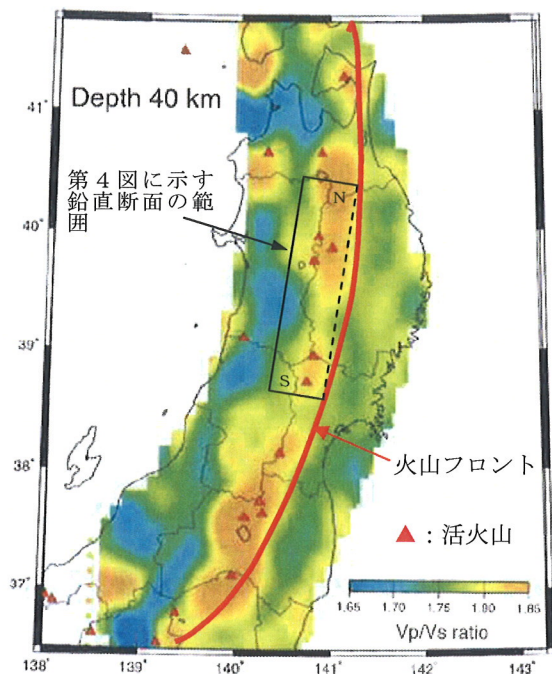


Fig. 5.  $V_p/V_s$  ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes. (長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>に加筆修正)

### 第3図 深さ 40 kmにおける $V_p/V_s$ 比

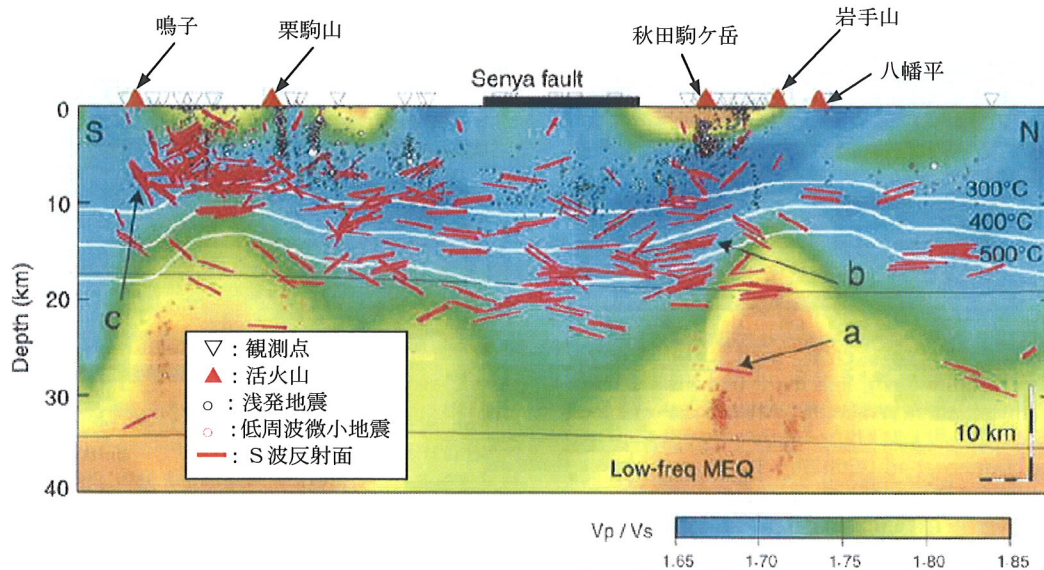
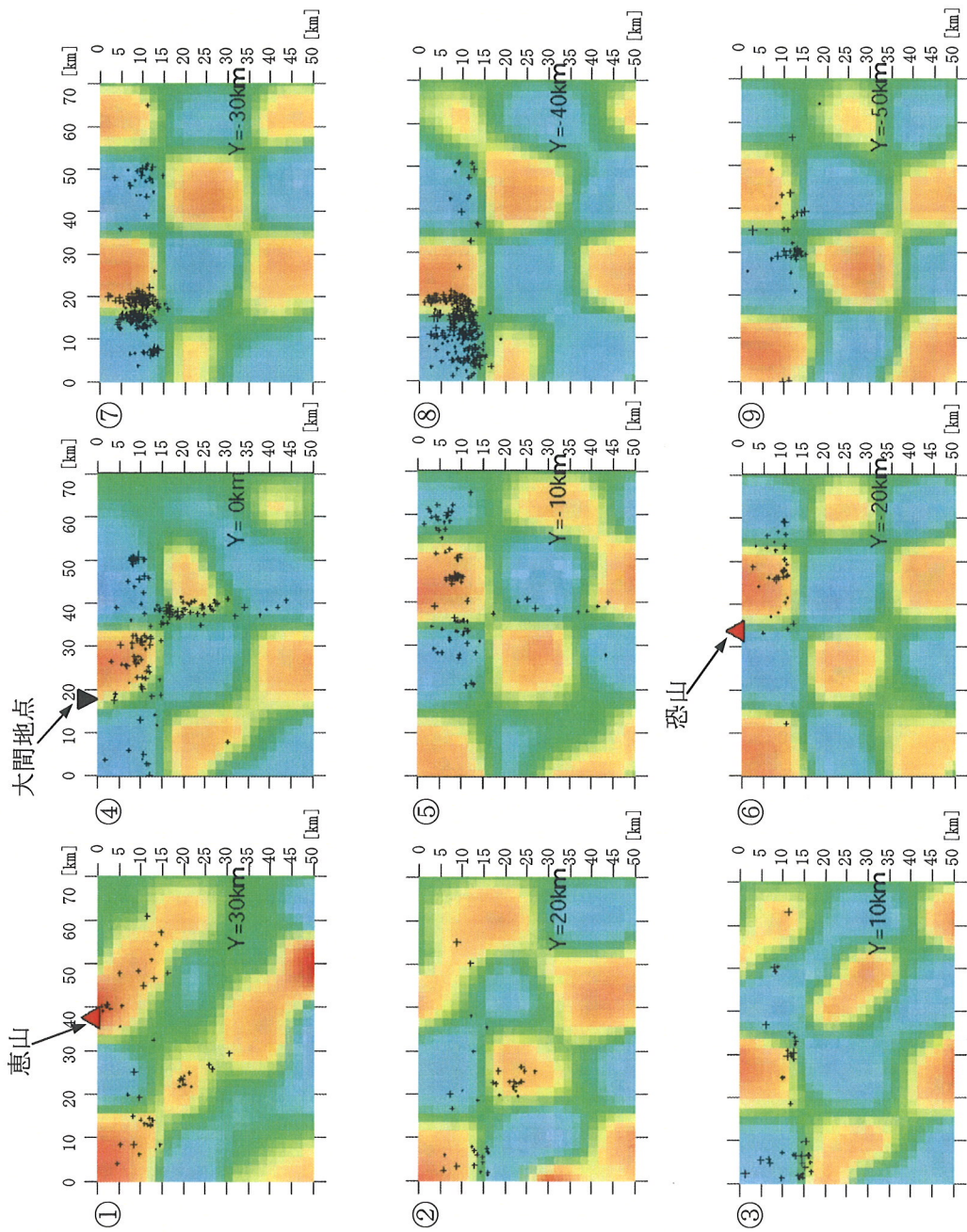


Fig. 5(e). Vertical cross section of S-wave reflectors along line NS. Vertical exaggeration is 2. Black and red circles show shallow earthquakes and low frequency microearthquakes, respectively. White lines show isothermal lines within the crust estimated from P wave velocity perturbations [Hasegawa *et al.* (2000)]. Active volcanoes and Senya fault are shown on the top by red triangles and thick line, respectively. Arrows a, b and c denote locations of reflectors which generated SxS phases shown in Fig. 2(a), (b) and (c), respectively. Others are the same as in Fig. 5(a).

(堀ほか(2004)<sup>(3)</sup>に加筆修正)

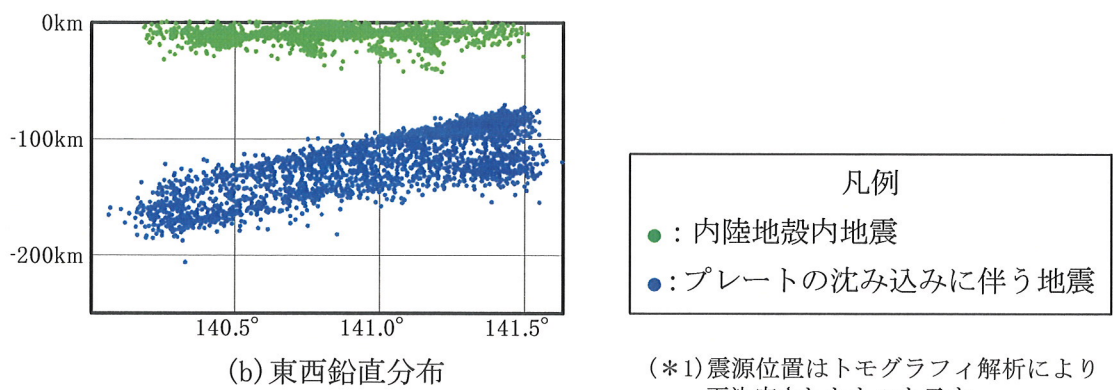
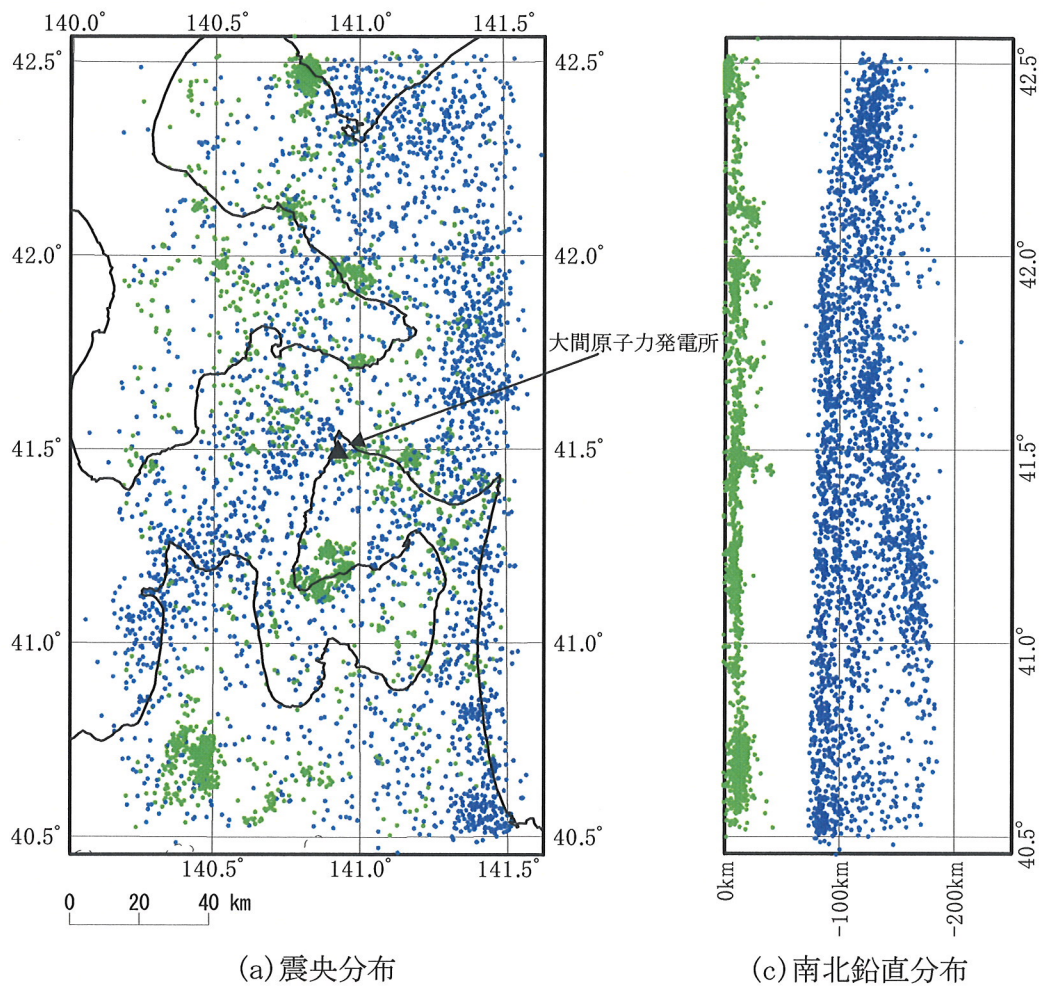
### 第4図 脊梁山地(火山フロント付近)に沿った $V_p/V_s$ 比

(断面位置は第3図参照,  $V_p/V_s$  比の断面位置は第3図に示す範囲の東端部(破線位置)に対応)

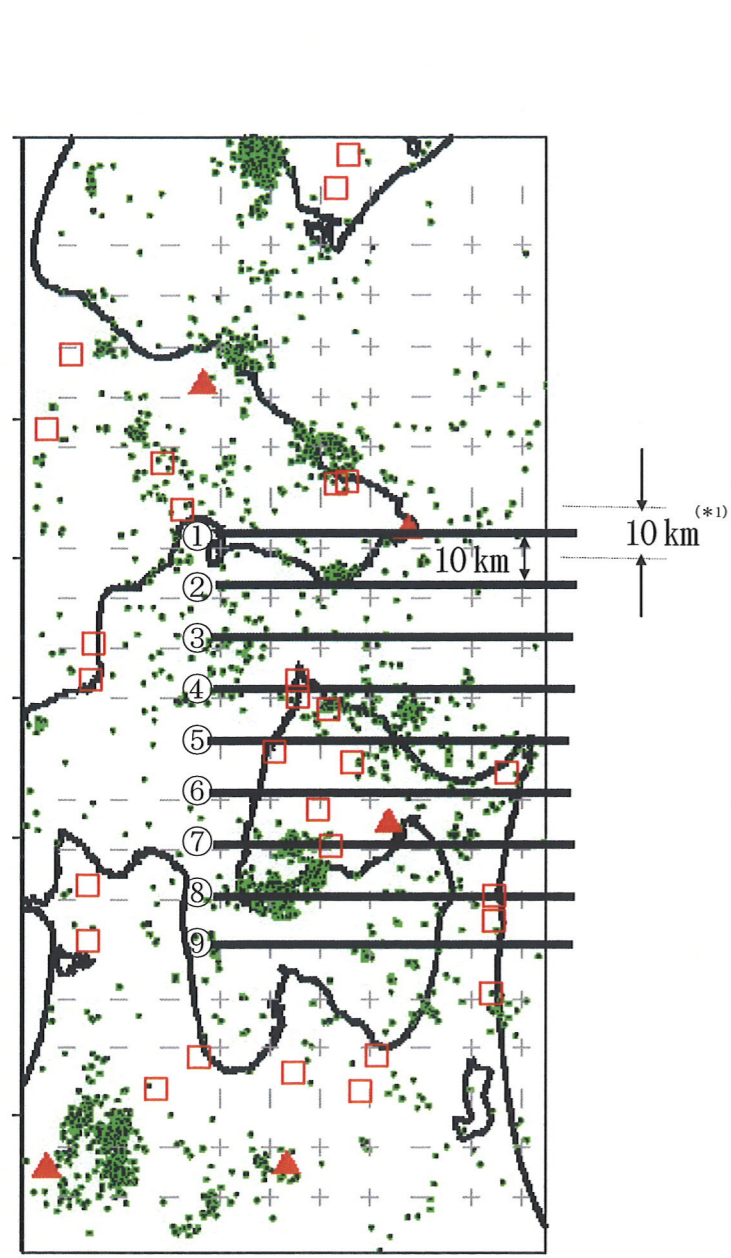


- (\*1) 図中+は断面線を中心として南北に幅 10 km の範囲で発生した内陸地殻内地震
- (\*2) 図中Yは大間地点を含む断面④からの距離
- (\*3) ①~⑨の番号は左端に示した広域図の断面位置に対応
- (\*4) 図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools) を使用

第5図 分解能テスト(東西鉛直断面図, Vp 構造)

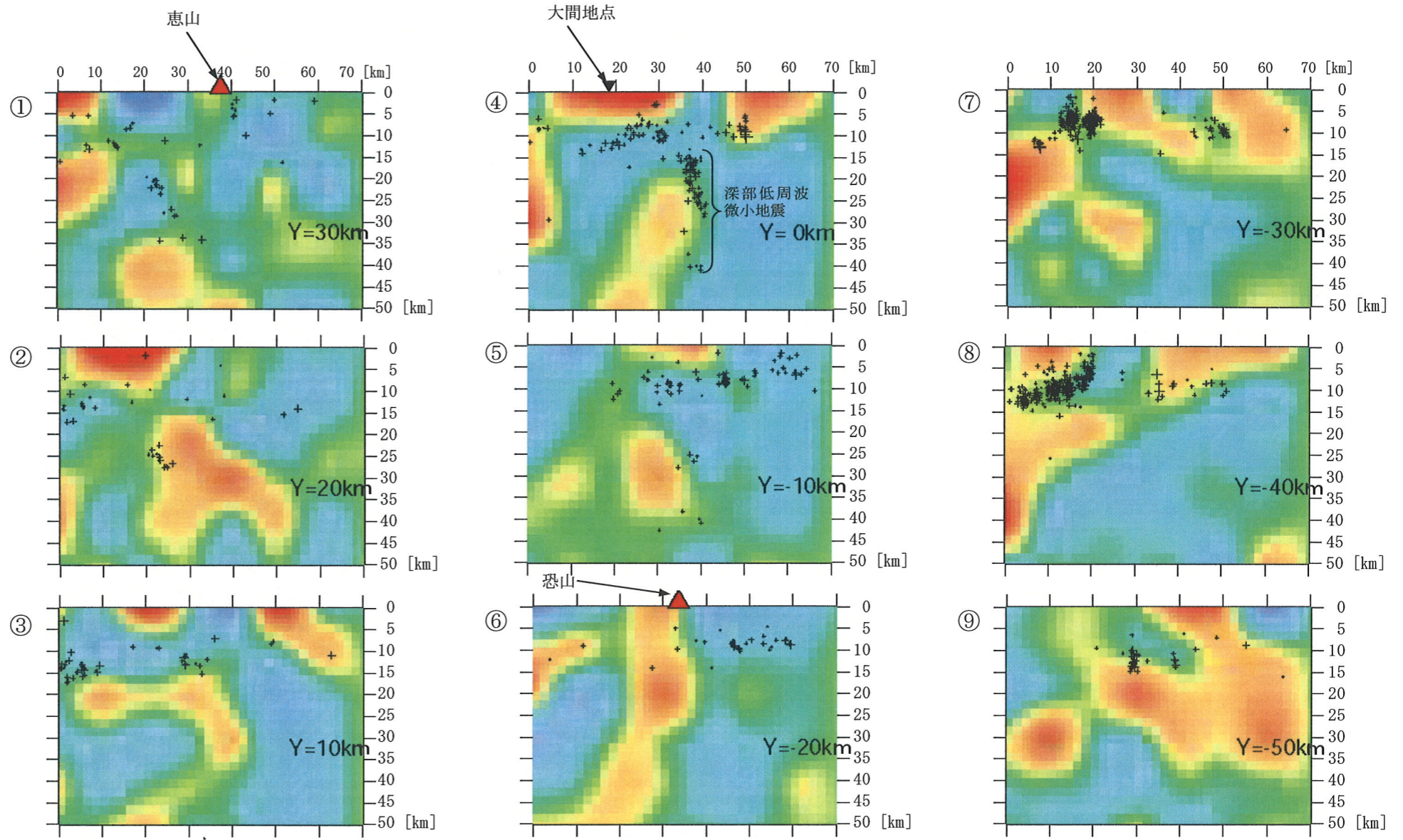
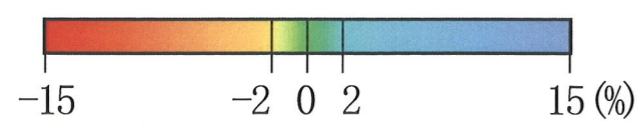
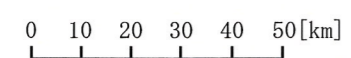


第6図 トモグラフィ解析で用いた地震の震源分布



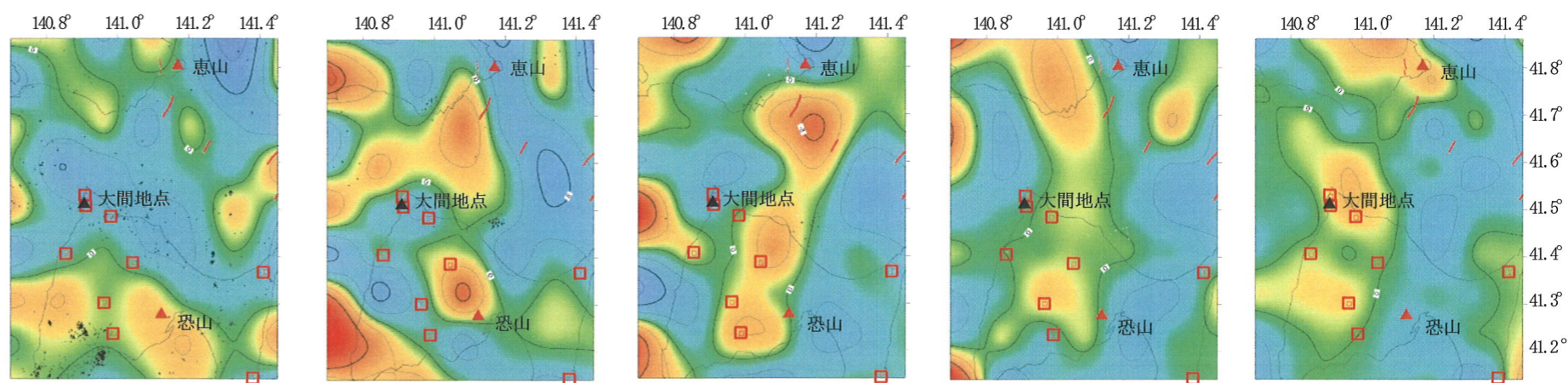
- ▲ : 活火山
- : 観測点
- : 活断層\*
- : 内陸地殻内地震

\*) 「新編 日本の活断層(1991)」による



(a) 東西断面図

- (\*)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

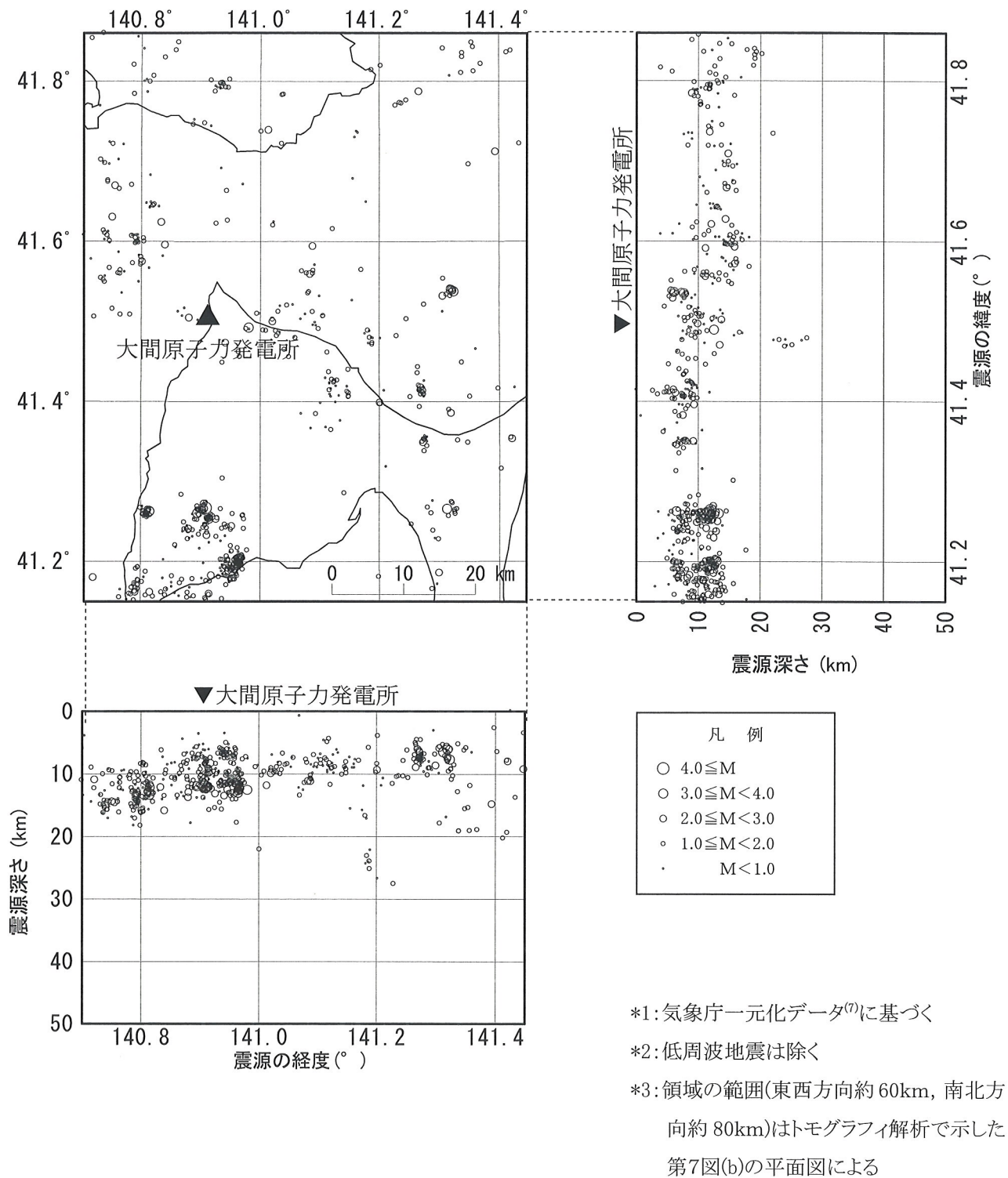


(i) 深さ 10 km (ii) 深さ 20 km (iii) 深さ 30 km (iv) 深さ 40 km (v) 深さ 50 km

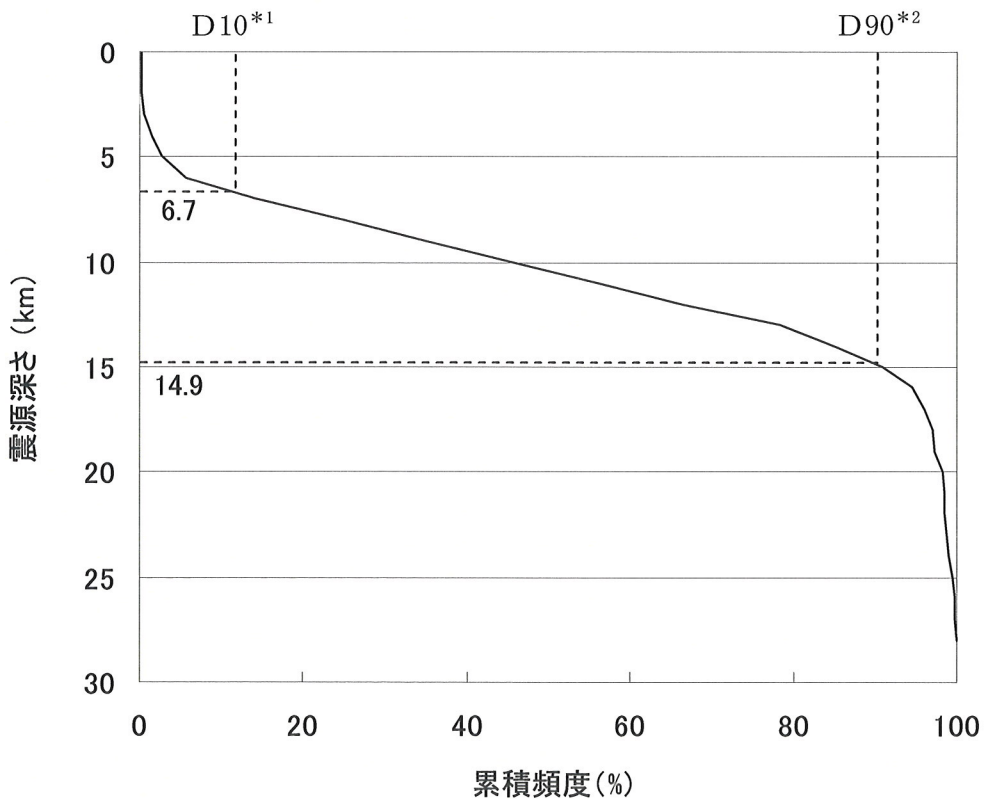
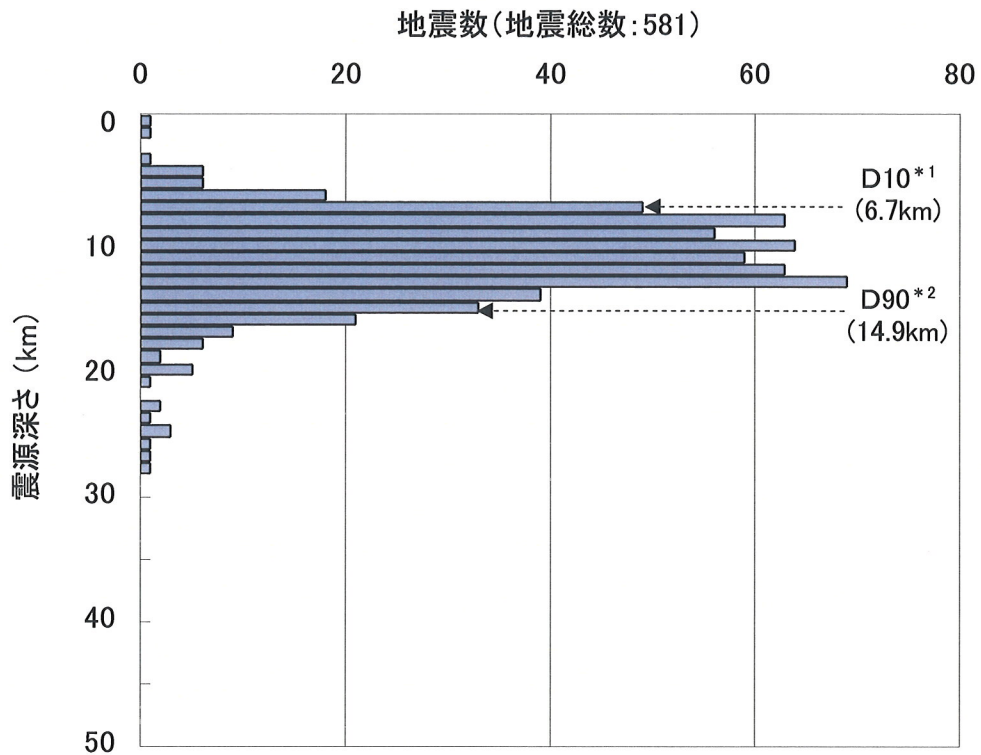
(b) 平面図

- (\*)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

第 7 図 下北半島における  $V_p$  の偏差



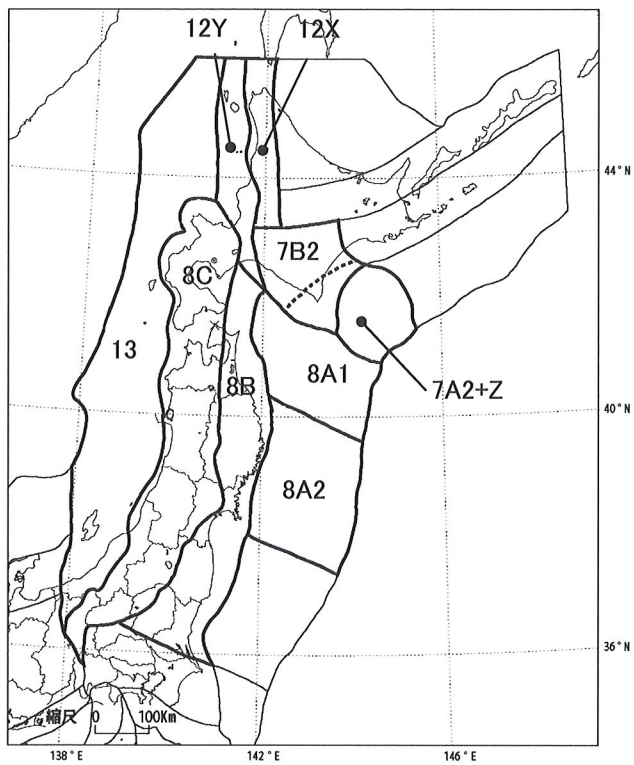
第8図(1) 敷地周辺の微小地震の震源分布とD10, D90  
(気象庁カタログ<sup>(7)</sup>: 1997年10月~2005年12月)



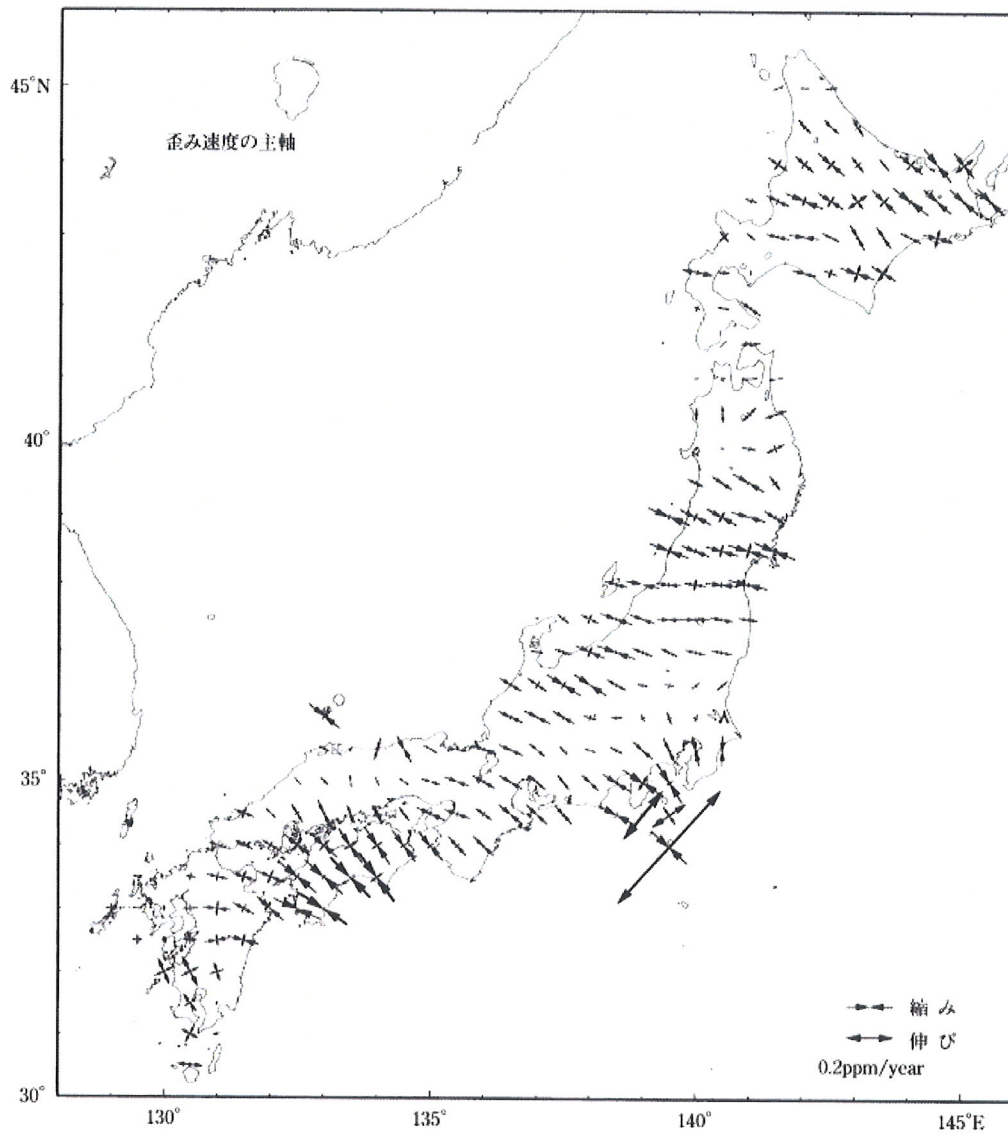
\* 1) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 10% になるときの震源深さ

\* 2) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 90% になるときの震源深さ

第 8 図(2) 敷地周辺の微小地震の震源分布と D10, D90  
(気象庁カタログ<sup>(7)</sup>: 1997 年 10 月~2005 年 12 月)

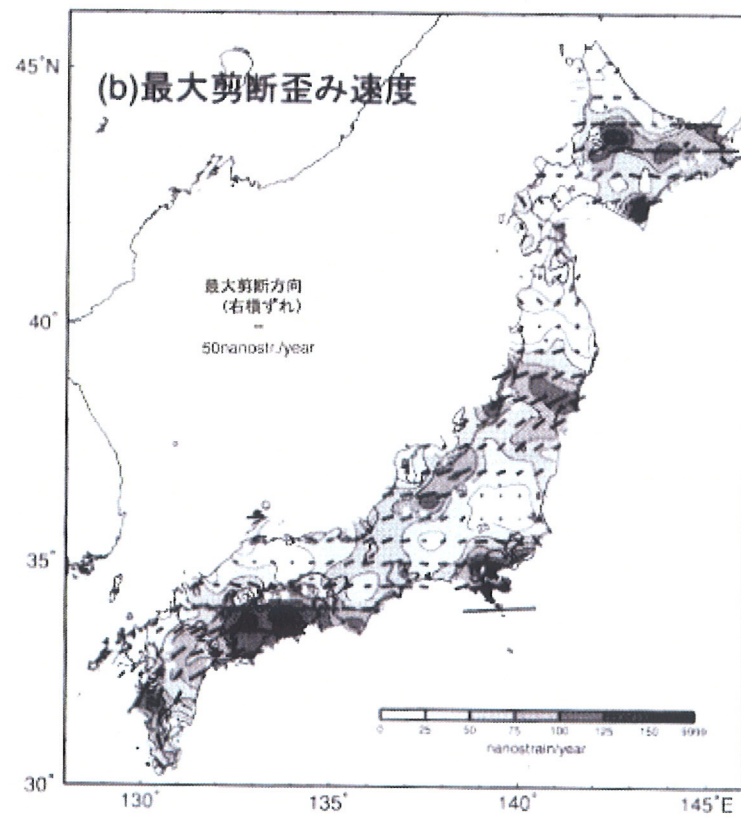
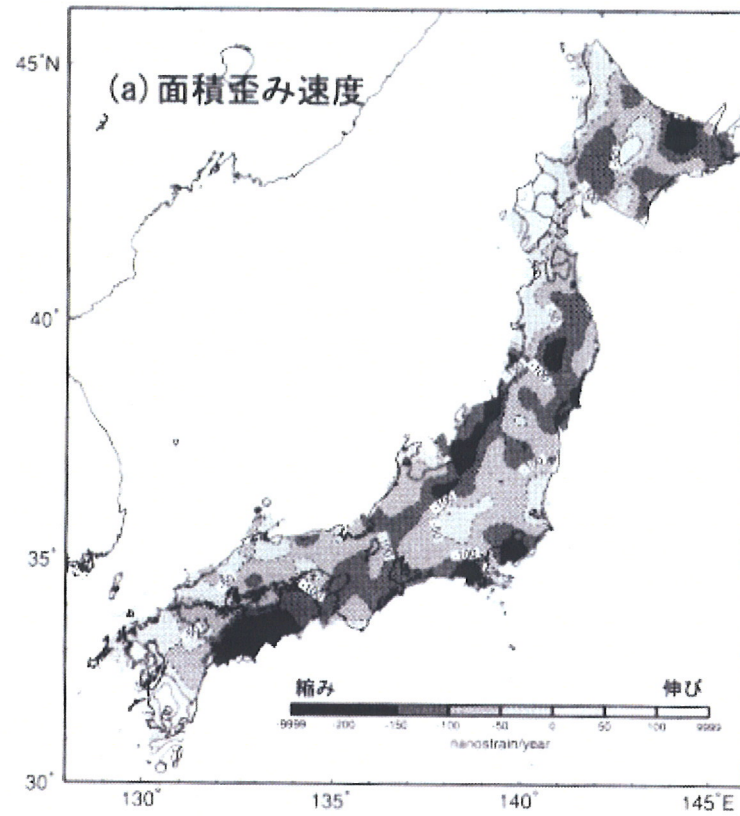


第9図 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分



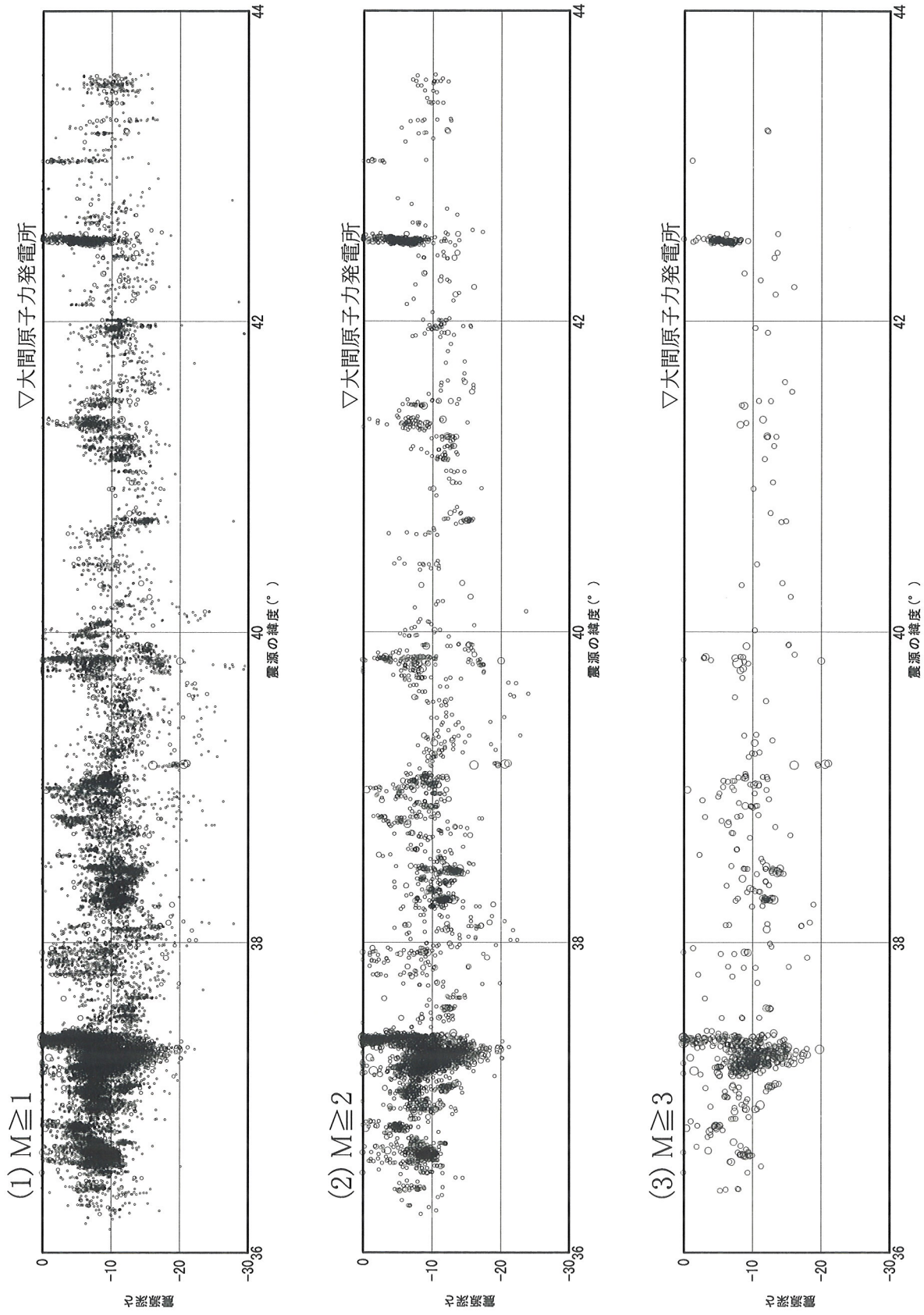
(Sagiya et al.(2000)<sup>(10)</sup>に加筆修正)

第 10 図 GPS による歪み速度の主軸



(Sagiya et al.(2000)<sup>(10)</sup>に加筆修正)

第 11 図 GPS による歪み速度



第12図 8C領域における震源深さ分布 (気象庁カタログ1997年10月～2006年6月)

第1表 領域8Cの北部で発生した主な内陸地殻内地震と活断層との対応\*1)

年月日	M	LONG.	LAT.	地震	活断層	地表面地震断層	文献*2)	地震調査委員会	備考
1 830 2 3	7.0~7.5	140.1	39.8	出羽	北由利衝上断層系	不明	Awata and Kakimi 1985	-	
2 1766 3 8	7.1/4±1/4	140.5	40.7	津軽	津軽山地西縁断層帯	不明	松浦ほか 1999	○	
3 1694 6 19	7.0	140.1	40.2	能代	能代断層帯	出現	栗田 1985	○	八郎潟隆起
4 1704 5 27	7.0 ±1/4	140.0	40.4	羽後・津軽	(沿岸域)	出現	今村 1936	-	海岸隆起
5 1793 2 8	6.9~7.1	139.95	40.85	西津軽	(沿岸域)	出現	Nakata et al. 1976	-	海岸隆起
6 1810 9 25	6.5±1/4	139.9	39.9	羽後	申川断層	出現	大橋 1928	-	
7 1998 9 3	6.2	140.9	39.8	岩手県内陸北部	雫石盆地西縁断層帯	出現	平野・澤 1998	○	
8 1848 1 14	6.0±0.2	140.6	40.7	津軽	津軽山地西縁断層帯	不明	松浦ほか 2005	-	1766津軽地震の余震
9 1858 9 29	≒6.0	140.8	40.9	青森		不明		-	

□ : 活断層と関連付けられない地震

第2表 領域8Cの南部で発生した主な内陸地殻内地震と活断層との対応\*1)

年月日	M	LONG.	LAT.	地震	断層	地表面地震断層	文献*2)	地震調査委員会	備考
1 830 2 3	7.0~7.5	140.1	39.8	出羽	北由利衝上断層系	不明	Awata and Kakimi 1985	-	
2 1896 8 31	7.2±0.2	140.7	39.5	陸羽	横手盆地東縁断層帯	出現	松田ほか 1980	○	
3 1914 3 15	7.1	140.4	39.5	秋田仙北	出羽丘陵	不明	副田・宮内 2007	-	
4 1683 10 20	7.0±1/4	139.7	36.9	日光	関谷断層	出現	寒川・室井 1989	-	
5 1694 6 19	7.0	140.1	40.2	能代	能代断層帯	不明	栗田 1985	○	
6 1804 7 10	7.0±0.1	139.95	39.05	象潟	(沿岸域)	出現	平野ほか 1979	-	海岸隆起
7 1894 10 22	7.0	139.9	38.9	庄内	庄内平野東縁断層帯	なし	鈴木ほか 1989	○	
8 1900 5 12	7.0	141.1	38.7	宮城県北部	加護坊山北方	不明	武村 2005	-	
9 1611 9 27	≒6.9	139.8	37.6	会津	会津盆地西縁断層帯	出現	橋本・鳥越 2007	○	
10 1659 4 21	6.3/4~7.0	139.8	37.1	岩代・下野		不明	寒川 1987	-	
11 2004 10 23	6.8	138.87	37.29	新潟県中越	小平尾断層	出現	鈴木ほか 2004	-	
12 1670 6 22	≒6.3/4	139.25	37.85	越後中南蒲原郡		不明		-	沼越峠断層(II)あり
13 1683 6 18	6.5~7.0	139.65	36.75	日光		不明		-	活断層群(III)あり
14 1433 11 6	6.7	139.8	37.7	会津		不明	石橋 1983	-	地震が実在しない
15 1646 6 9	6.5~6.7	140.65	38.1	陸前		不明		-	活断層群(III)あり
16 1423 11 23	6.0~7.0	140.5	39.5	羽後		不明		-	
17 1810 9 25	6.5±1/4	139.9	39.9	羽後	申川断層	不明	大橋 1928	-	

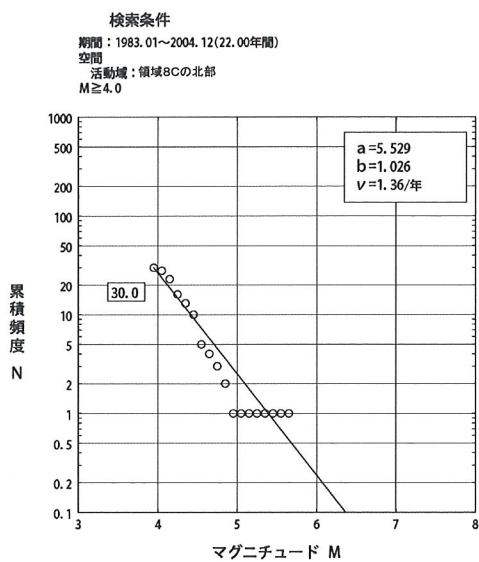
□ : 活断層と関連付けられない地震

\* 1) 北緯 40 度±15 分の地震については、北部南部の双方で対象とした。

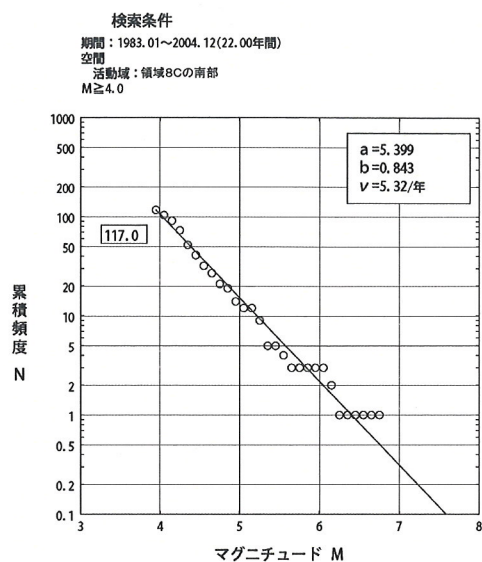
\* 2) 地震と活構造との関係、地表面地震断層の出現有無等の検討にあたり参照した代表的な文献

第3表 領域8Cの北部と南部における検索地震数およびb値

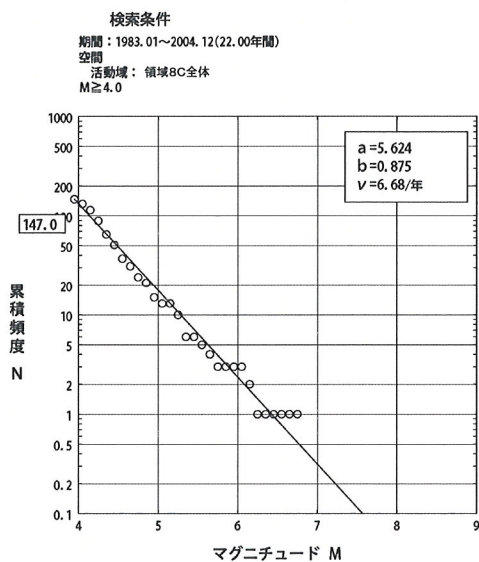
領域名	b 値	検索地震数
領域8Cの北部	1.026	30
領域8Cの南部	0.843	117
(参考)領域8C全体	0.875	147



(1) 領域8Cの北部



(2) 領域8Cの南部



(3) 領域8C全体(参考)

第 13 図 領域 8 C の北部と南部におけるMと累積頻度の関係

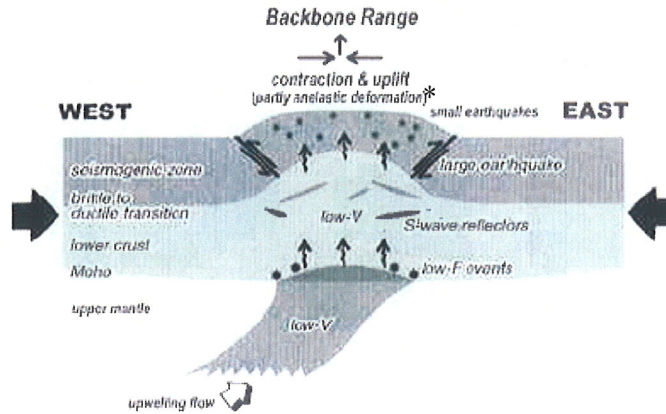


Fig. 7. Schematic illustration of across-arc vertical cross-section of the crust and uppermost mantle, showing the deformation pattern of the crust and the characteristic shallow seismic activity beneath NE Japan.

\*脊梁山地の領域では、スラブ起源の水の供給により地殻物質が軟化し、局所的に塑性変形が生じるとともに、多数の浅発微小地震を発生させながらプレートの沈み込みに伴う短縮変形を吸収。

(長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>に加筆修正)

第 14 図 東北日本における島弧地殻の変形模式図<sup>(1)</sup>

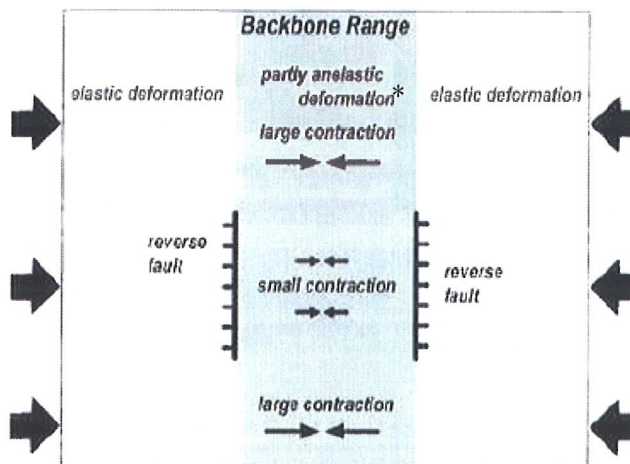
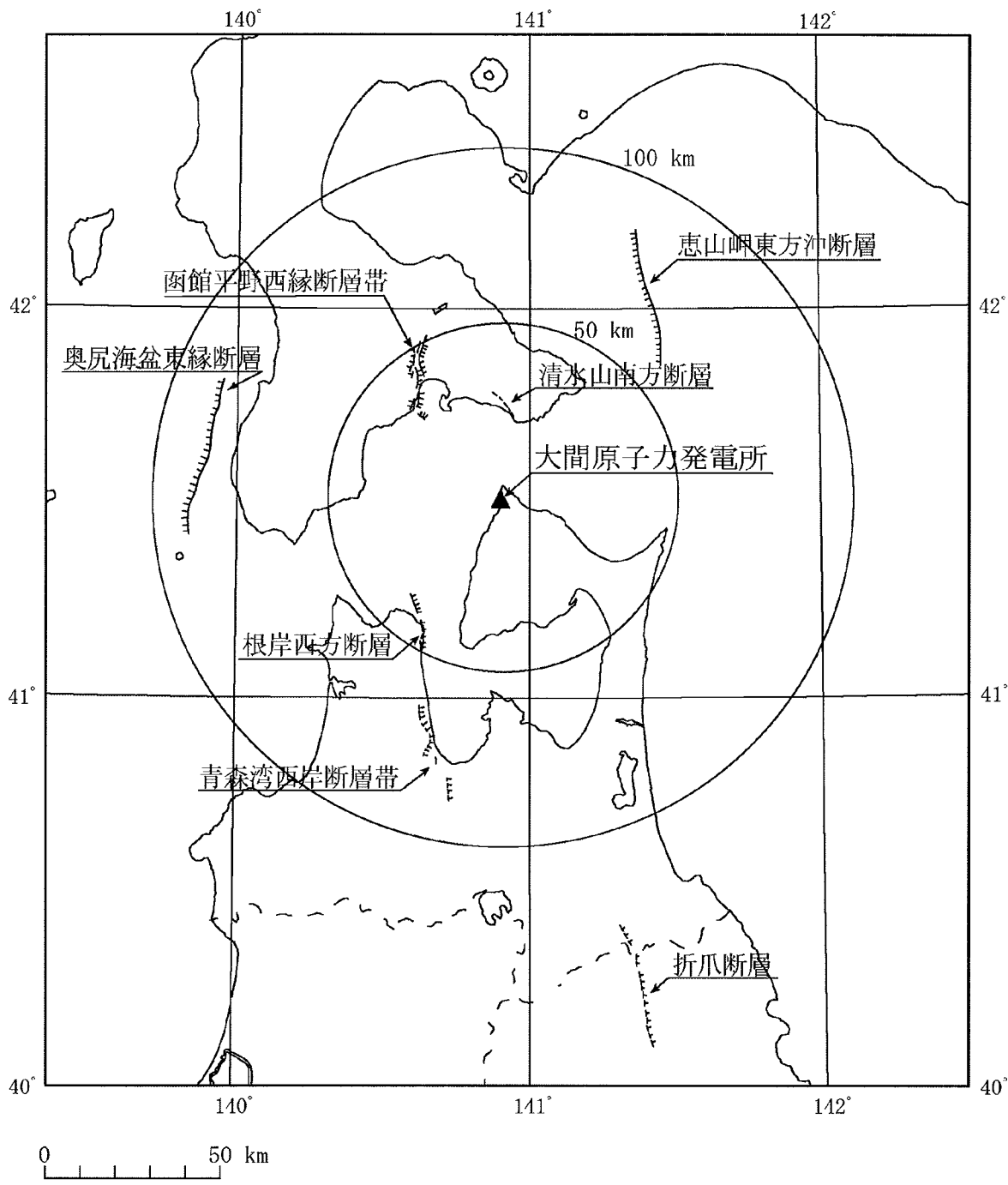


Fig. 10. Schematic illustration of the deformation pattern of the upper crust and the characteristic reverse fault type seismic activity in NE Japan.

\*脊梁山地の領域では、スラブ起源の水の供給により地殻物質が軟化し、局所的に塑性変形が生じるとともに、多数の浅発微小地震を発生させながらプレートの沈み込みに伴う短縮変形を吸収。

(長谷川ほか(2004)<sup>(1)</sup>に加筆修正)

第 15 図 東北日本における脊梁山地と逆断層の変形模式図<sup>(1)</sup>

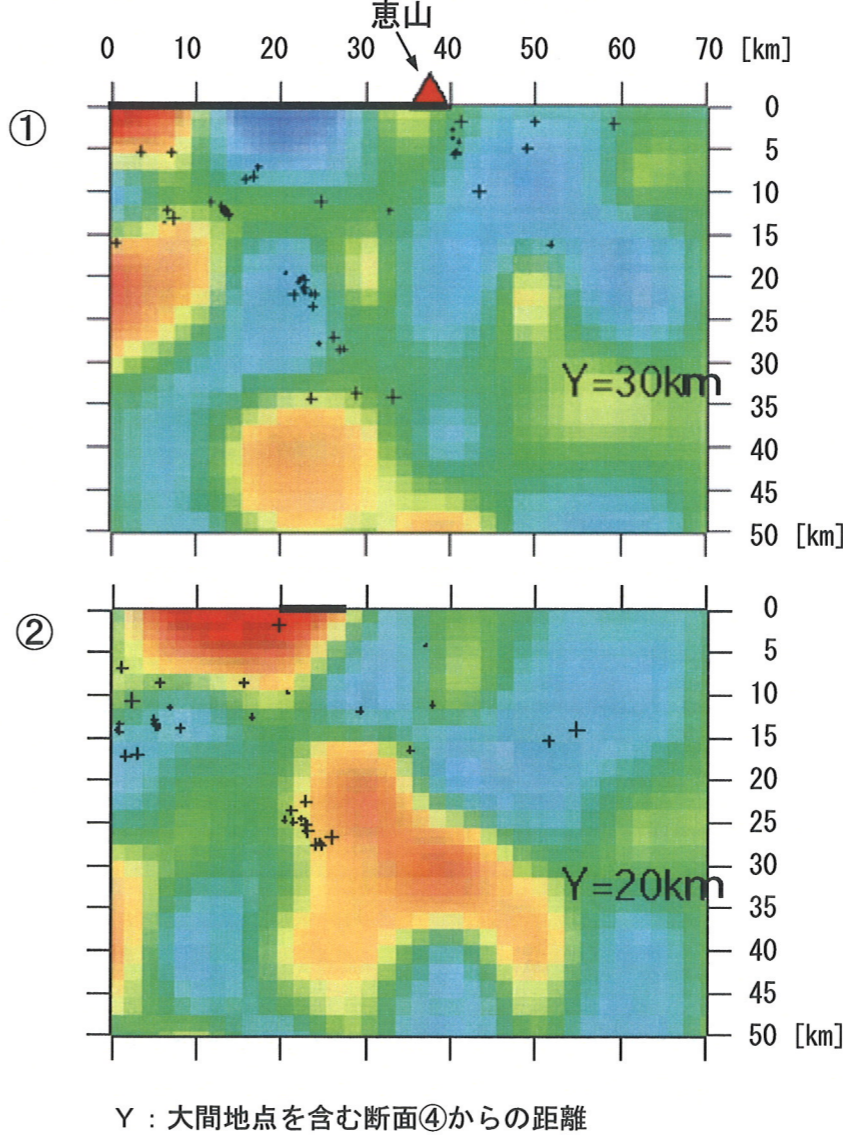
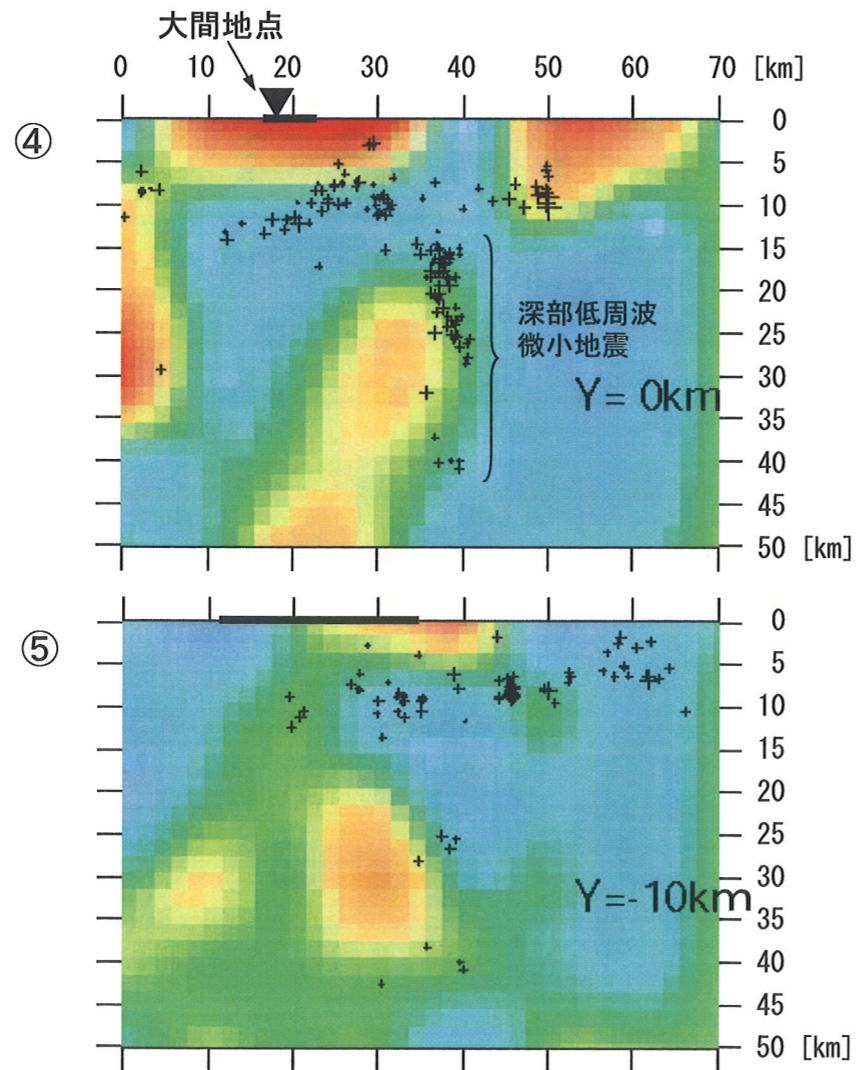
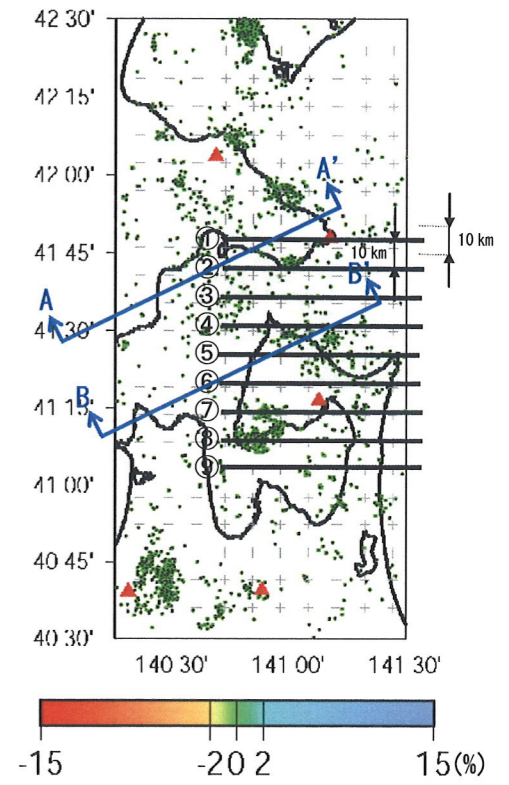
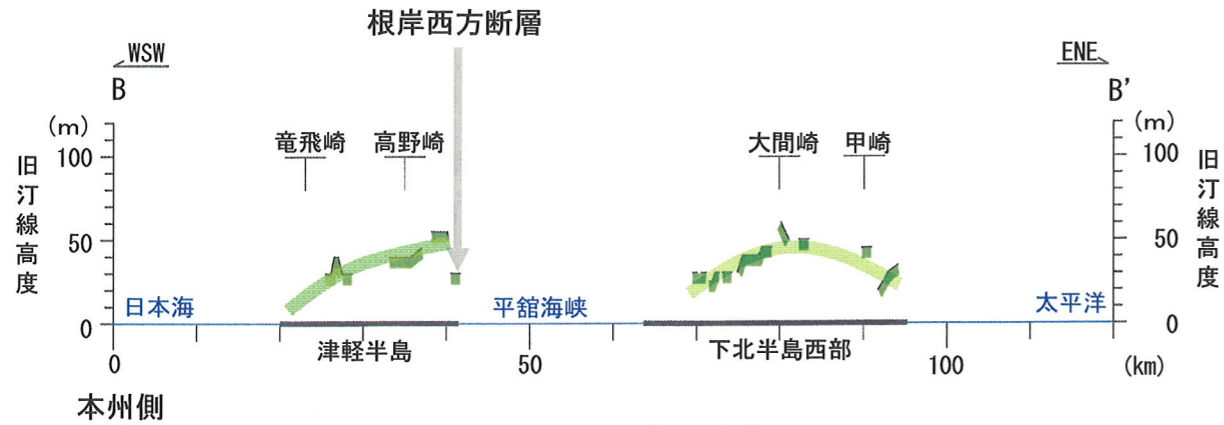
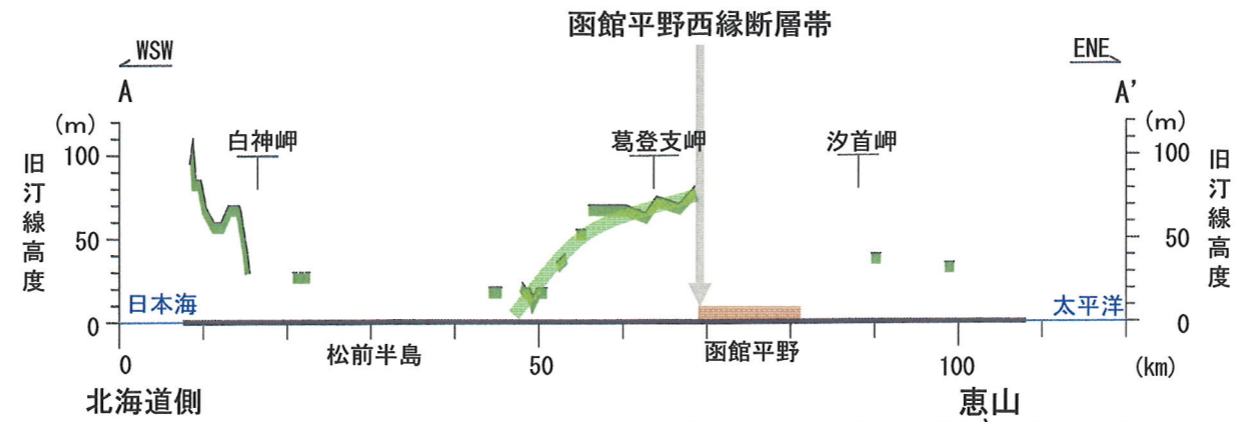
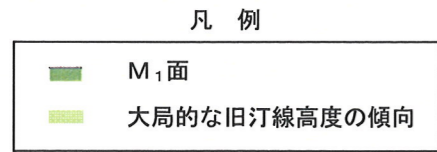


凡 例

: 主な活断層  
 (短線は落ちの方向を示す)

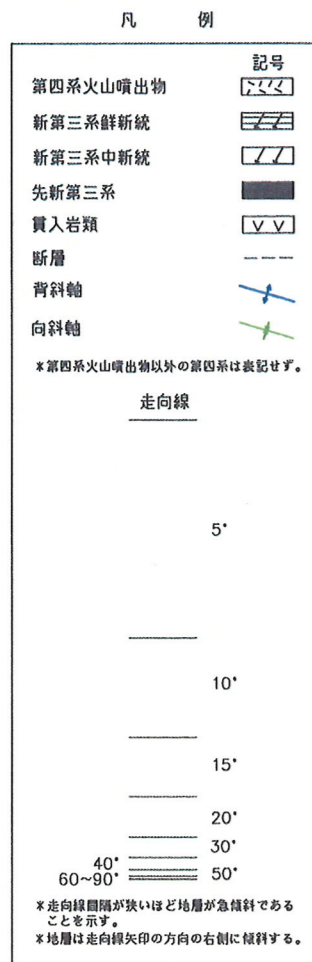
(資料第 109C-18-4 号 第 2.1-8 図に一部加筆)

第 16 図 主な活断層分布



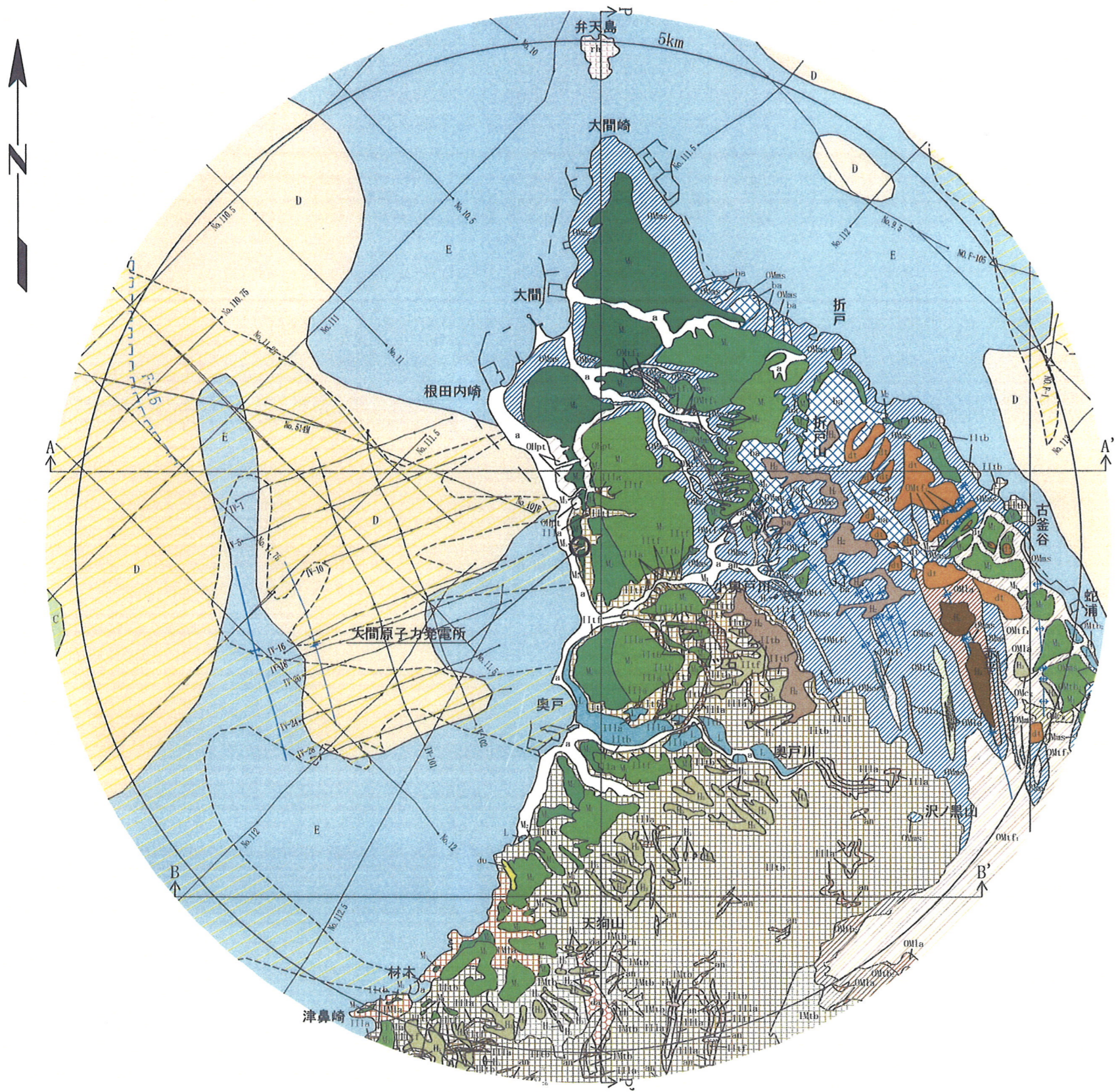
(\*1) 第7図及び参考資料第109C-30-3号 第1-6図を基に作成  
 (\*2) 図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools)を使用

第17図 下北半島におけるV<sub>p</sub>の偏差(東西断面図)と海成段丘面の旧汀線高度の投影断面



(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-1 図を転載)

第 18 図 敷地周辺 (陸域及び海域) の地質構造図

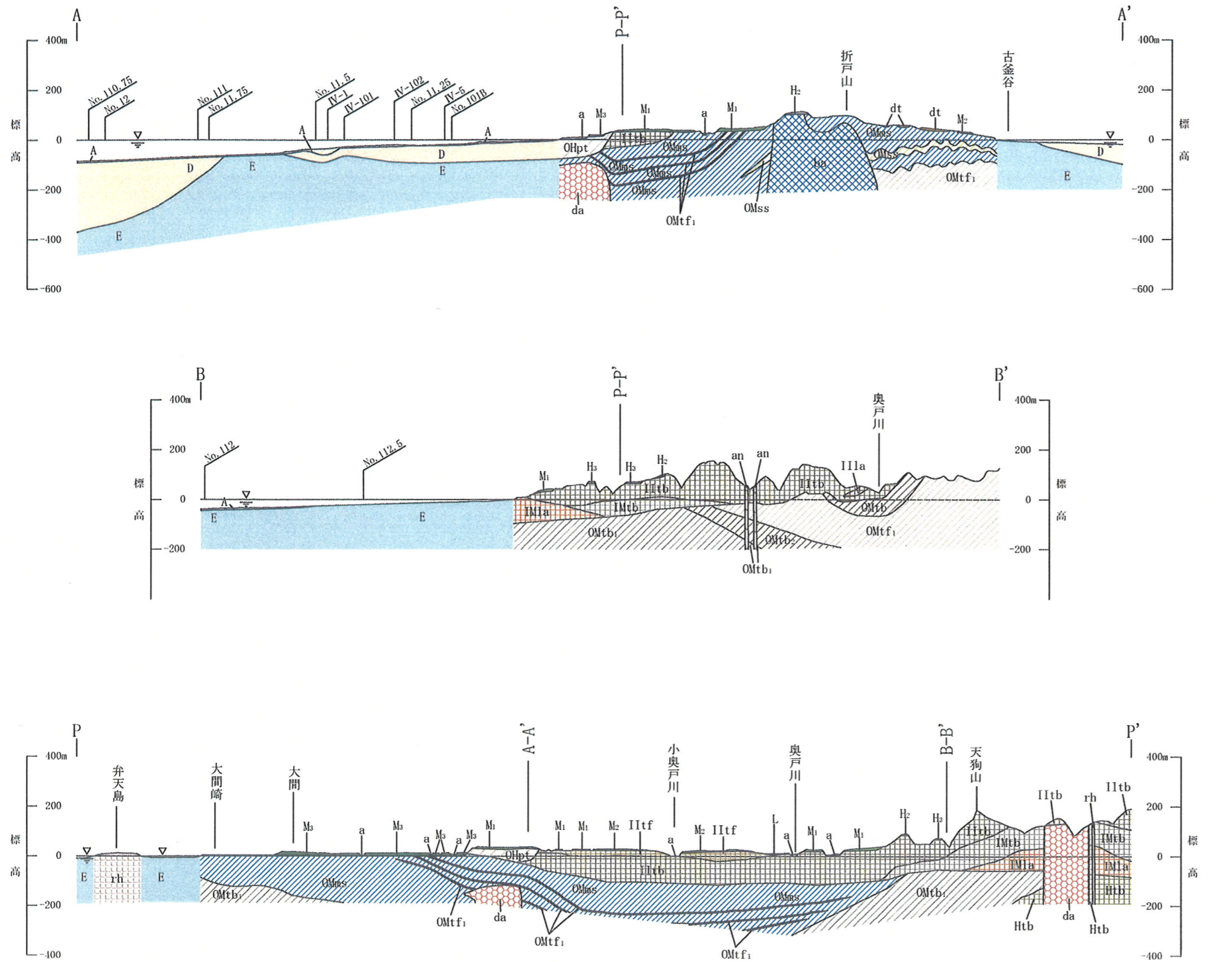


凡例

陸域				
地質時代	地層名	主な層相・岩相	記号	
第 新 世	崖錐堆積物	礫, 砂, 粘土	dt	
	沖積層	砂, 礫, 粘土	a	
	砂丘砂層	砂	du	
四 更 新 世	L1面堆積物	砂, 礫, 粘土	L1	
	M3面堆積物	砂, 礫, 粘土	M3	
	M2面堆積物	砂, 礫, 粘土	M2	
	M1面堆積物	砂, 礫, 粘土	M1	
紀 世	H3面堆積物	砂, 礫, 粘土	H3	
	H2面堆積物	砂, 礫, 粘土	H2	
	H1面堆積物	砂, 礫, 粘土	H1	
鮮 新 世	大畑層	凝灰質礫岩	Ohpt	
	易 国 間 層	安山岩溶岩	格子状	I1ta
		安山岩質凝灰角礫岩	格子状	I1tb
		火山礫凝灰岩, 軽石凝灰岩	格子状	I1tc
		デイサイト溶岩	格子状	I1td
	大 間 層	デイサイト質凝灰角礫岩	格子状	Om1a
		凝岩, 頁岩	斜線	Om1b
		砂岩, シルト岩, 凝灰岩	斜線	Om1c
		安山岩溶岩	斜線	Om1d
		安山岩質凝灰角礫岩	斜線	Om1e
デイサイト質火山礫凝灰岩		斜線	Om1f	
第 中 新 世	デイサイト質軽石凝灰岩	斜線	Om1g	
	凝岩	斜線	Om1h	
	玄武岩	格子状	Ob	
	安山岩	斜線	Oh	
	デイサイト	斜線	Od	
第 三 世	流紋岩	斜線	rh	
海域				
地質時代	地層名	記号		
第四紀完新世	A層	A		
新第三紀後期鮮新世 ~ 第四紀前期更新世	C層	C		
新第三紀後期中新世 ~ 新第三紀後期鮮新世	D層	D		
先新第三紀 ~ 新第三紀後期中新世	E層	E		
<p>断面位置</p> <p>伏在所層及び断面番号</p> <p>背斜軸</p> <p>向斜軸</p> <p>地層境界 (破線は推定)</p> <p>申請者によるシングルチャンネル音波探査測線 (水中放電, ウォーターガン)</p> <p>申請者によるマルチチャンネル音波探査測線 (曳航式, エアガン) (定置式, エアガン, ウォーターガン)</p> <p>旧日本原子力船研究開発事業団によるシングルチャンネル音波探査測線 (水中放電)</p>				

(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-2 図(1)を転載)

第 19 図(1) 敷地近傍の地質図



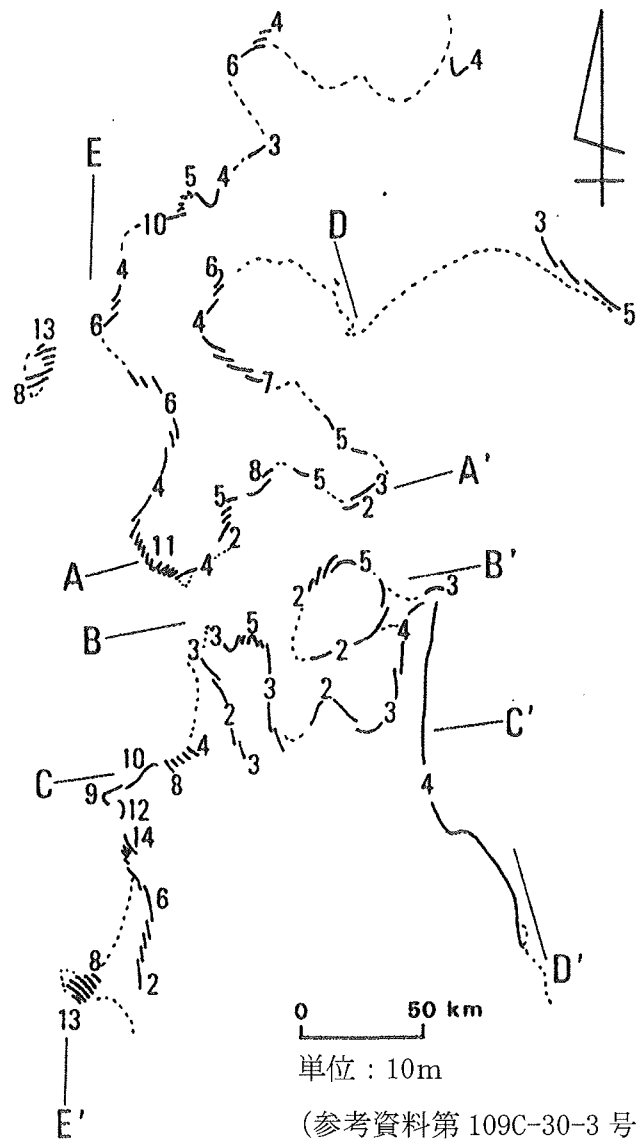
V. E. = 2.5



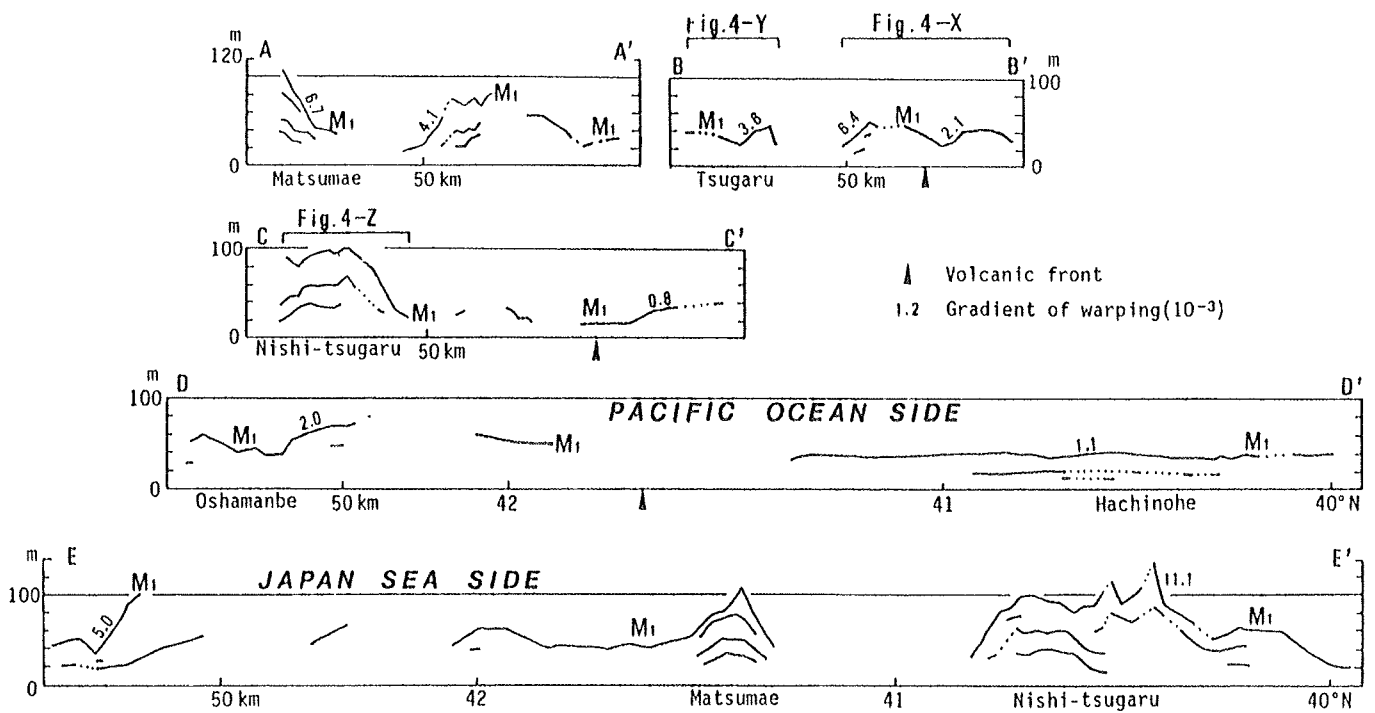
凡例			
陸 域			
地質時代	地層名	主な層相・岩相	記号
第 四 紀 新 世	崖 堆 積 物	礫, 砂, 粘土	dt
	沖 積 層	砂, 礫, 粘土	a
四 紀 新 世 後 期	L 面堆積物	砂, 礫, 粘土	L
	M3 面堆積物	砂, 礫, 粘土	M3
	M2 面堆積物	砂, 礫, 粘土	M2
	M1 面堆積物	砂, 礫, 粘土	M1
紀 世 中 期	H3 面堆積物	砂, 礫, 粘土	H3
	H2 面堆積物	砂, 礫, 粘土	H2
鮮 新 世	大 畑 層	凝灰質礫岩	OHpt
第 三 紀 新 世	易 田 岡 層	安山岩溶岩	IIIa
		安山岩質凝灰角礫岩	IIIb
		火山礫凝灰岩, 軽石凝灰岩	IIIc
		デイサイト溶岩	IIId
第 三 紀 中 期	大 間 層	デイサイト質凝灰角礫岩	OMta
		泥岩, 頁岩	OMms
		砂岩, シルト岩, 凝灰岩	OMss
		安山岩質凝灰角礫岩	OMtb
紀 世 後 期	大 間 層	デイサイト質凝灰角礫岩	OMtb1
		デイサイト質軽石凝灰岩	OMtf1
		流紋岩質~安山岩質凝灰角礫岩	OMtb
松 川 層	流紋岩質~安山岩質凝灰角礫岩	IIIb	
貫入岩			
	玄 武 岩		bg
	安 山 岩		an
	デイサイト		ds
	流 紋 岩		rh
海 域			
第四紀完新世	A層		A
新第三紀後期中新世 ~ 新第三紀後期鮮新世	D層		D
先新第三紀 ~ 新第三紀後期中新世	E層		E
断面交差位置			
海上音波探査測線位置			

(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-2 図(2)を転載)

第 19 図(2) 敷地近傍の地質断面図



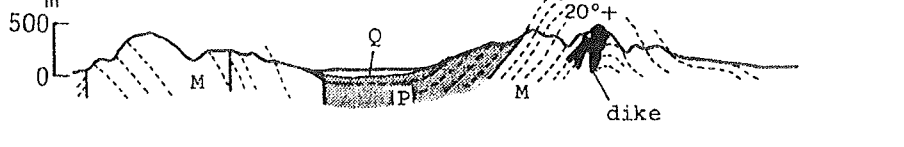
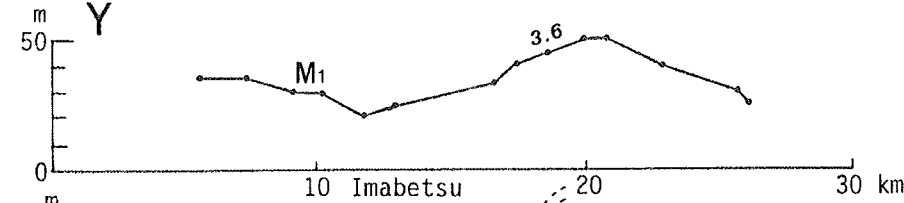
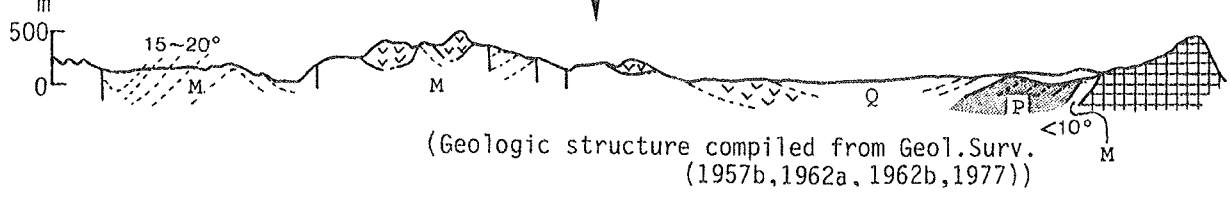
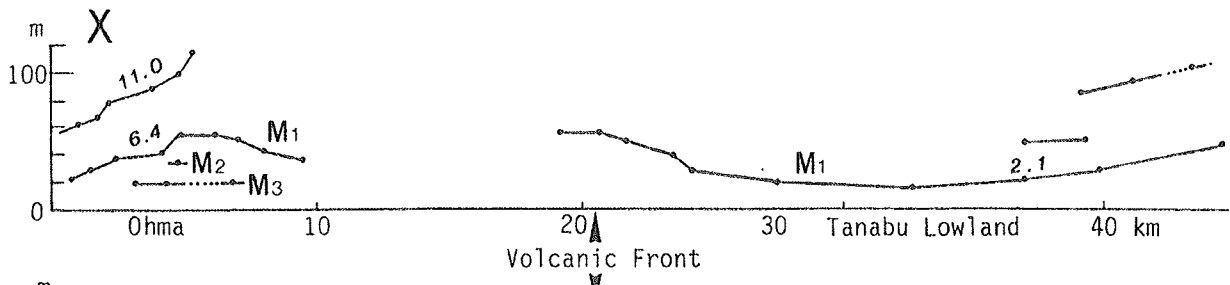
第20図(1) 東北日本弧北部のM<sub>1</sub>面の旧汀線高度分布(宮内, 1988)<sup>(15)</sup>



(参考資料第109C-30-3号 第1-4図(2)を転載)

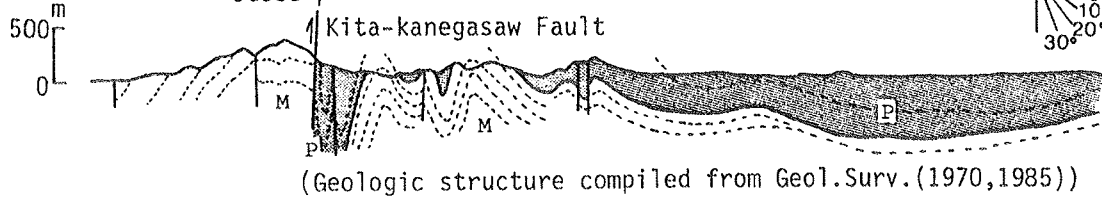
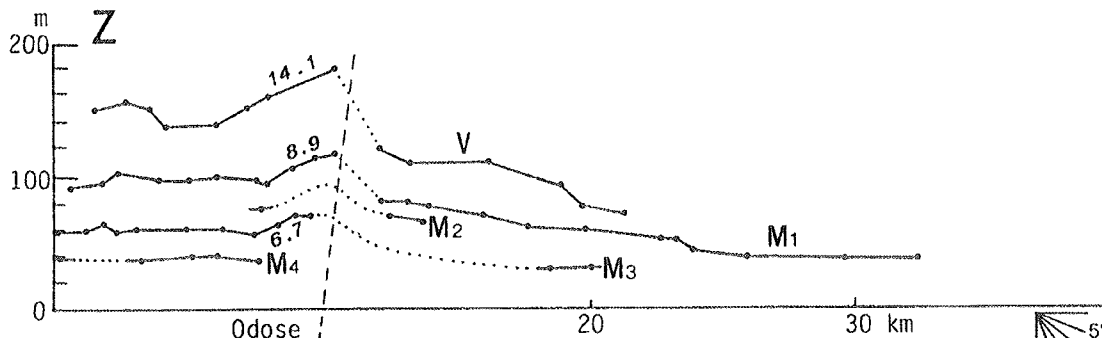
第20図(2) 東北日本弧北部のM<sub>1</sub>面の旧汀線高度の投影断面(宮内, 1988)<sup>(15)</sup>

投影断面の位置は第20図(1)に示す。



- Quaternary pyroclastic Rocks
- Quaternary sediments
- Pliocene strata
- Miocene strata
- Pre-Neogene Rocks

(Geologic structure compiled from Geol.Surv.(1957a,1958))



(Geologic structure compiled from Geol.Surv.(1970,1985))

(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-4 図(3)を転載)

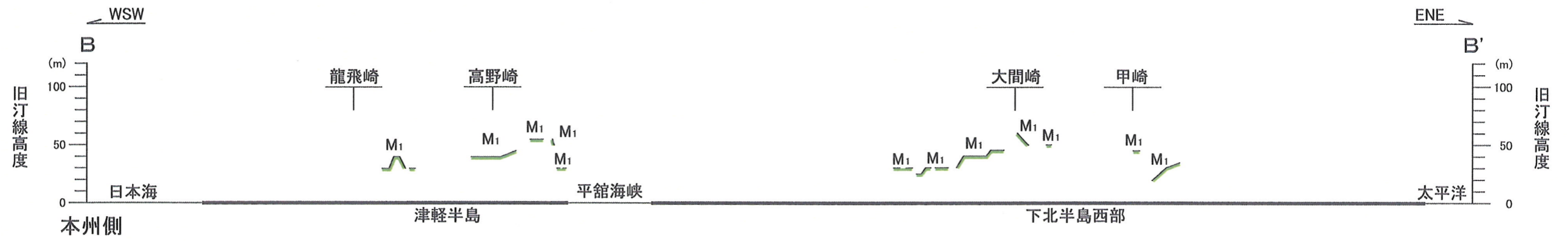
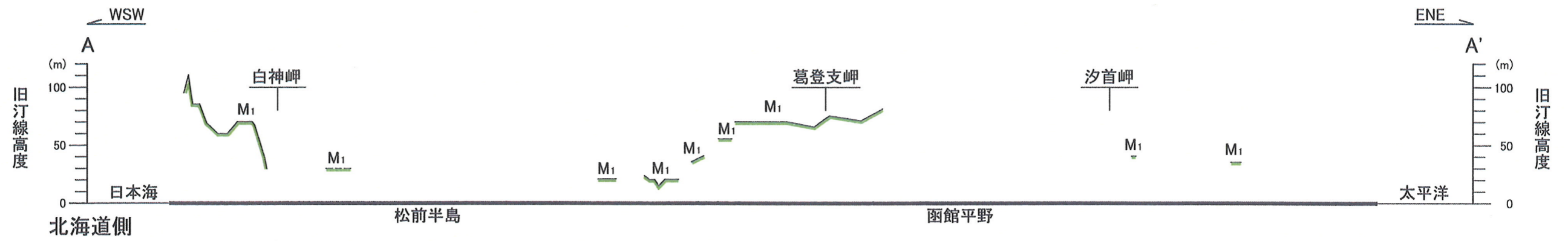
第 20 図(3) 東北日本弧北部のM<sub>1</sub>面の旧汀線高度の投影断面 (拡大図) と新第三系の地質構造断面図(宮内, 1988)<sup>(15)</sup>

(X) 下北半島 (Y) 津軽半島 (Z) 西津軽海岸北部  
投影断面の位置は第 20 図(2)に示す。



(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-5 図を転載)

第 21 図 津軽海峡周辺の海成段丘面の分布 (申請者による)



(参考資料第 109C-30-3 号 第 1-6 図を転載)

第 22 図 津軽海峡周辺の海成段丘面の旧汀線高度の投影分布  
(申請者による)  
投影位置は第 21 図に示す。

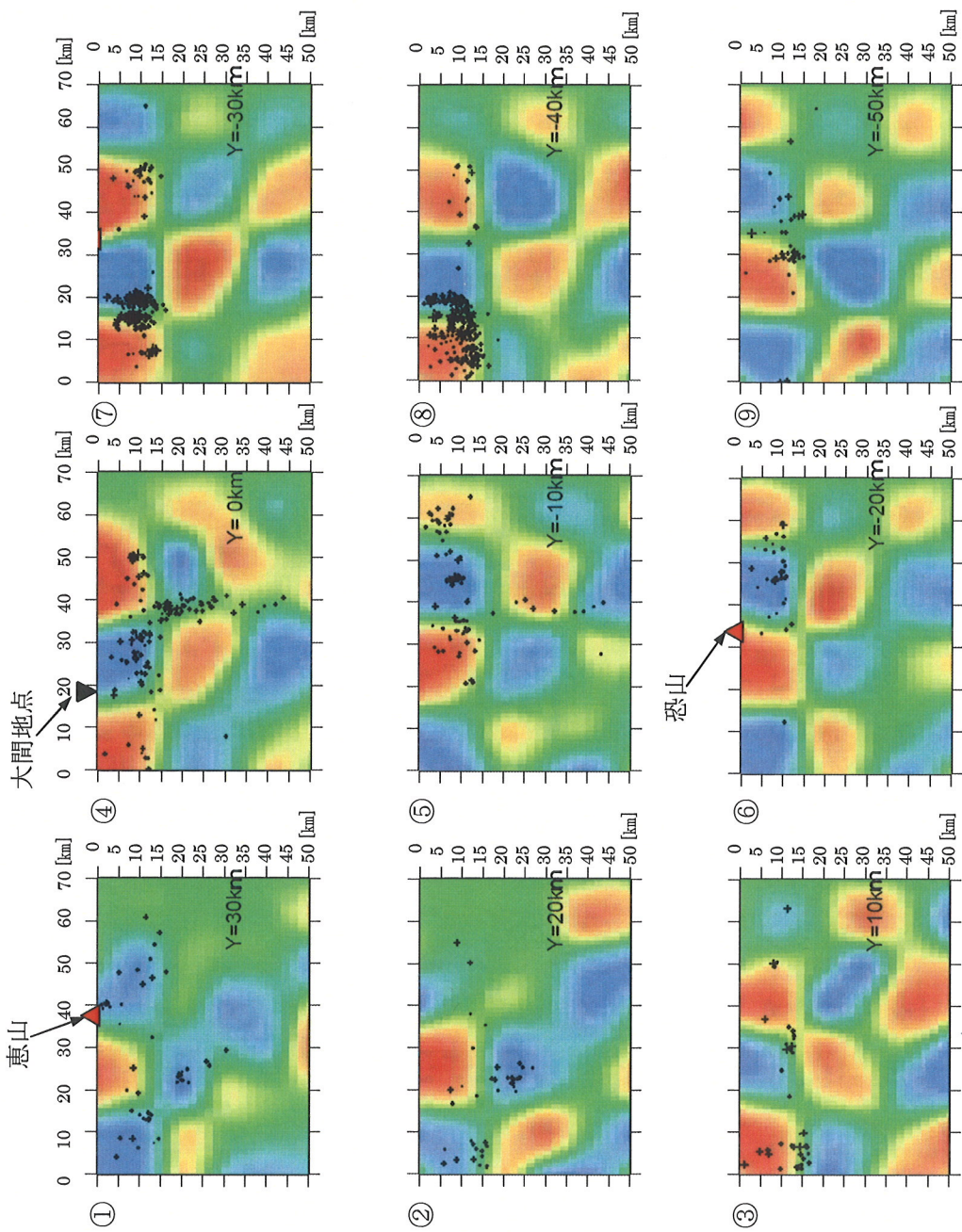


## Vp/Vs 比及び Vs の偏差に関するトモグラフィ解析について

図1に、予め20 km四方のグリッド状にVp/Vs比を与えた分解能テストの結果を示す。同図によると、地表付近においては、20 kmのグリッド形状が比較的良く再現されているものの、地表付近よりも深くなるに従い、分解能は低下する傾向が見られるとしている。

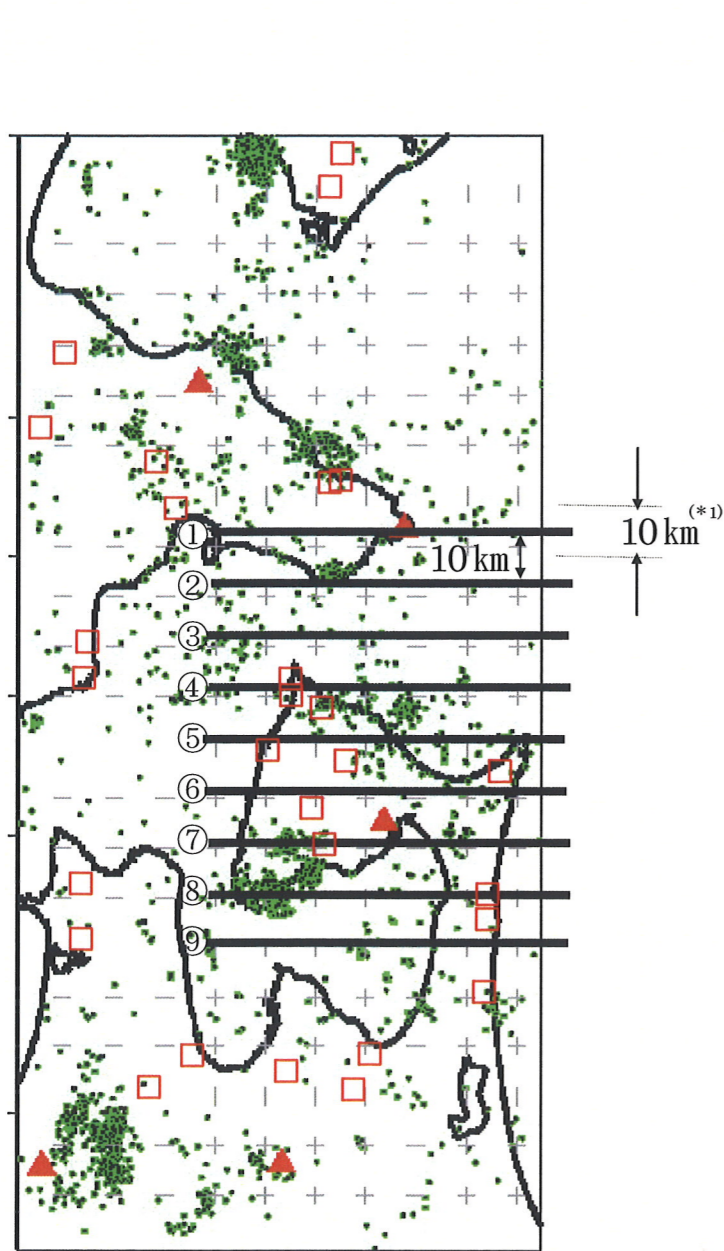
申請者は、Vp/Vs比の解析に用いた地震数はVpの場合と同じであるが、Vp/Vs比はP波とS波の到達時間差から求めており、P波に比べS波は初動読み取りが難しく、Vp/Vs比の解析で用いた観測記録数は35927個とVpの解析で用いた観測記録数の53683個よりも少ないことが、Vp/Vs比の分解能に影響していると考えられるとしている。

図2に上述の観測記録数を用いて求めた下北半島におけるVp/Vs比を示す。なお申請者は、Vsの偏差については、Vp/Vs比の場合と同様に、S波の初動読み取りが難しく、分解能が低下すると考え、偏差は求めていないとしている。



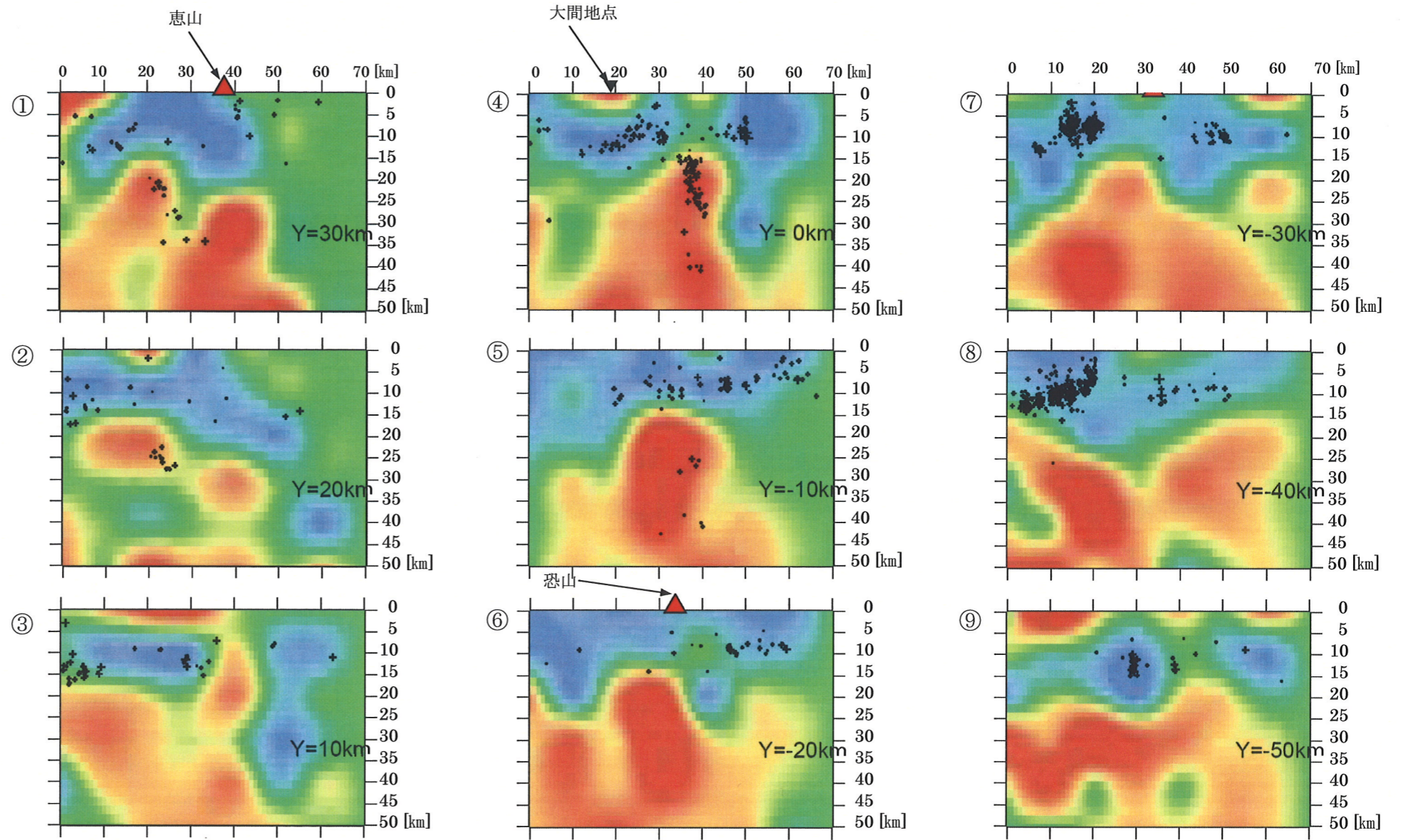
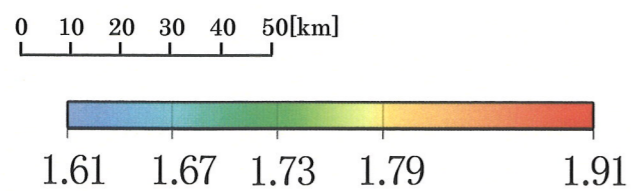
- (\*1) 図中+は断面線を中心として南北に幅 10 km の範囲で発生した内陸地殻内地震
- (\*2) 図中Yは大間地点を含む断面④からの距離
- (\*3) ①~⑨の番号は左端に示した広域図の断面位置に対応
- (\*4) 図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools) を使用

図1 分解能テスト(東西鉛直断面図, Vp/Vs 構造)



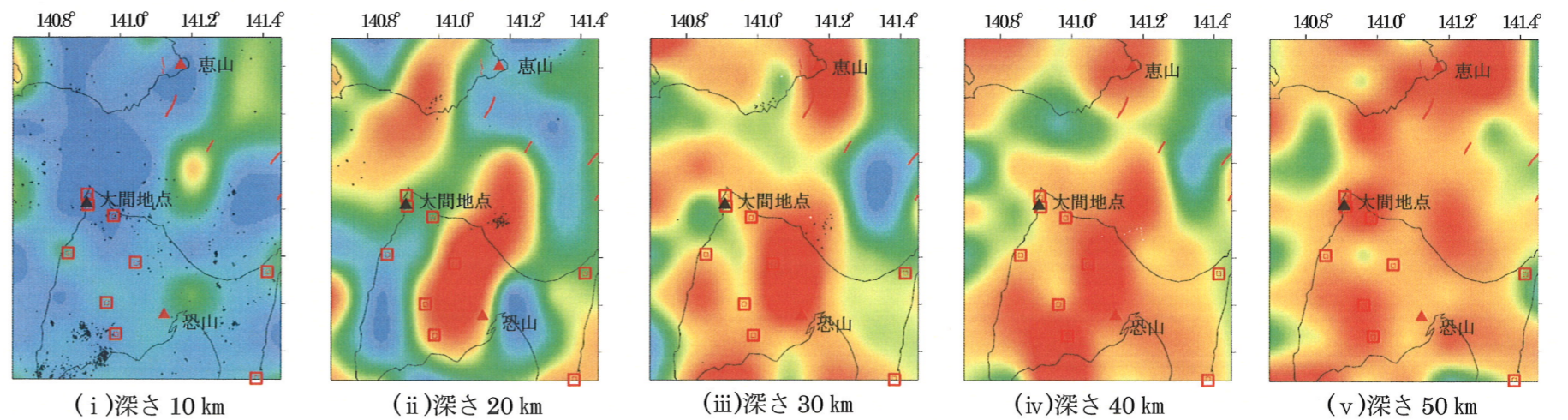
- ▲ : 活火山
- : 観測点
- : 活断層\*
- : 内陸地殻内地震

\*) 「新編 日本の活断層(1991)」による



(a)東西断面図

- (\*) 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



(b)平面図

- (\*) 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

図2 下北半島における  $V_p/V_s$  比



## 気象庁カタログのデータを用いて算定した D10 及び D90 について

申請者は、気象庁カタログのデータを用いて、トモグラフィ解析で示した平面図の領域における 1997 年 10 月から 2005 年 12 月の期間に発生した微小地震について、D10 及び D90 を算定し、それぞれ 6.7km 及び 14.9km であることを踏まえ、D10 は 6km 程度、D90 は 15km 程度であるとしている。ここでは、上述の期間よりも長くした場合、及び領域を広げた場合について D10、D90 を算定するとしている。

ここで上述の期間よりも 1983 年 1 月～2005 年 12 月と長く設定した場合について D10 及び D90 を算定した結果を図 1 に示す。また、上述の領域よりも広く設定した領域について D10 及び D90 を算定した結果を図 2 に示す。なお、図 2 の領域は、資料第 109C-20-3 号において D10 及び D90 を算定した際の領域である。

これらの図によると、D10 及び D90 の値は、それぞれ上述した 6km 程度及び 15km 程度と同じような値になるとしている。

表 1 に本文第 8 図、及び図 1、図 2 で示した領域の地震に対して、地震規模 (M) で区分して算定した D10 及び D90 等の算定値を示す。

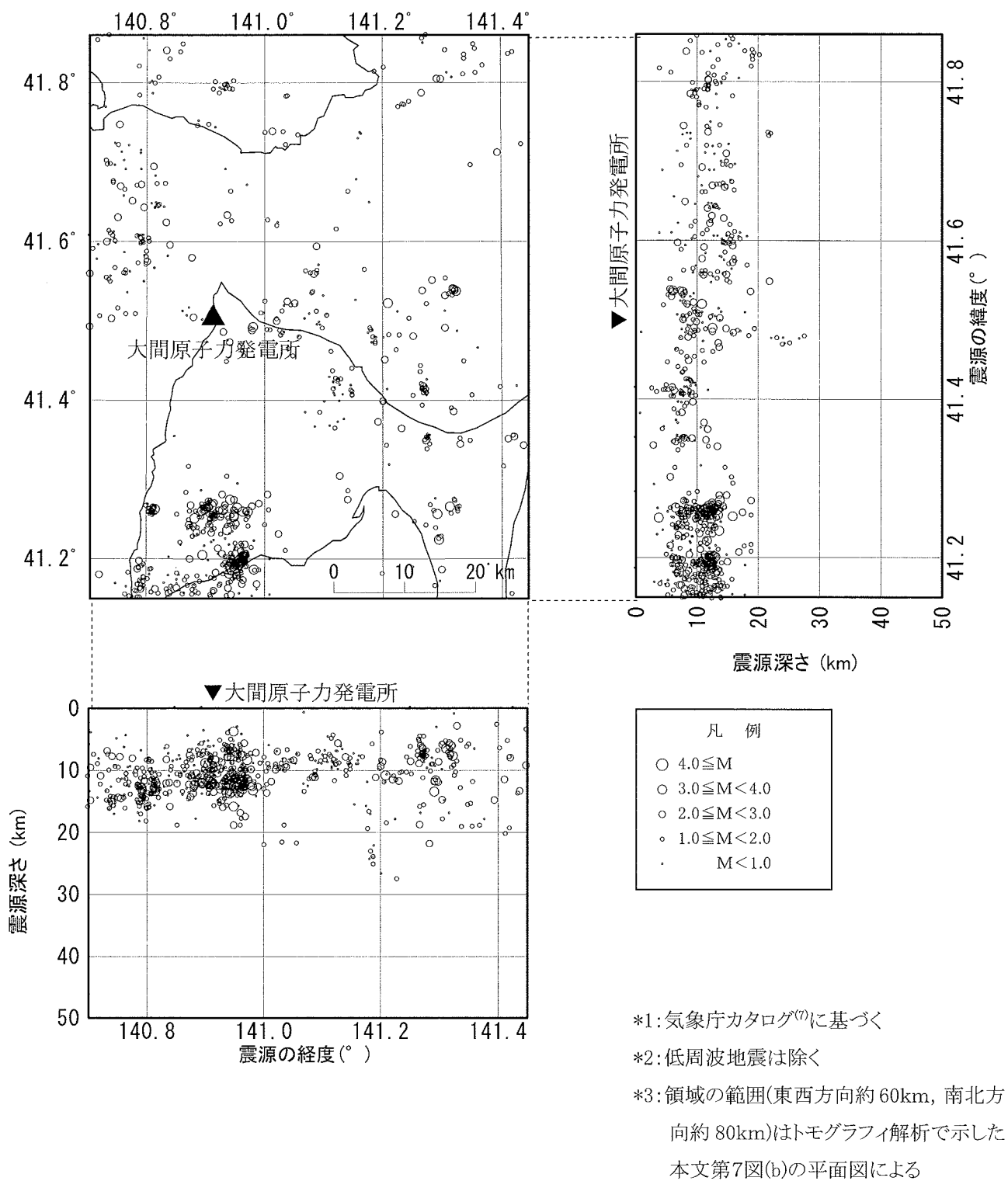
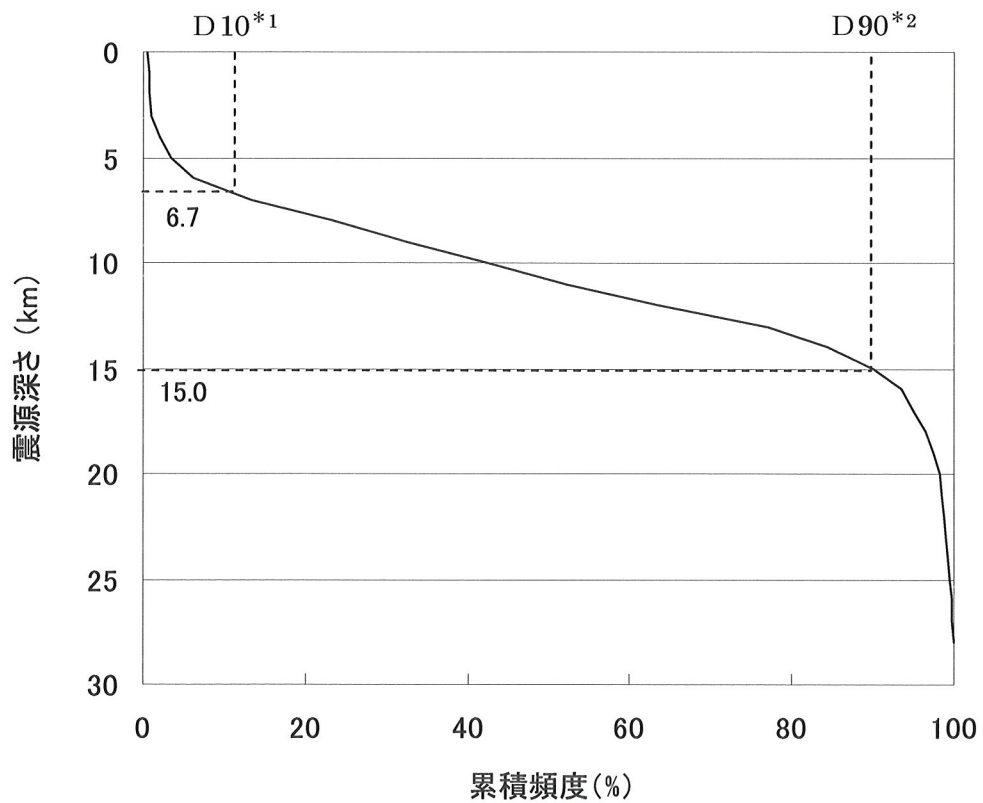
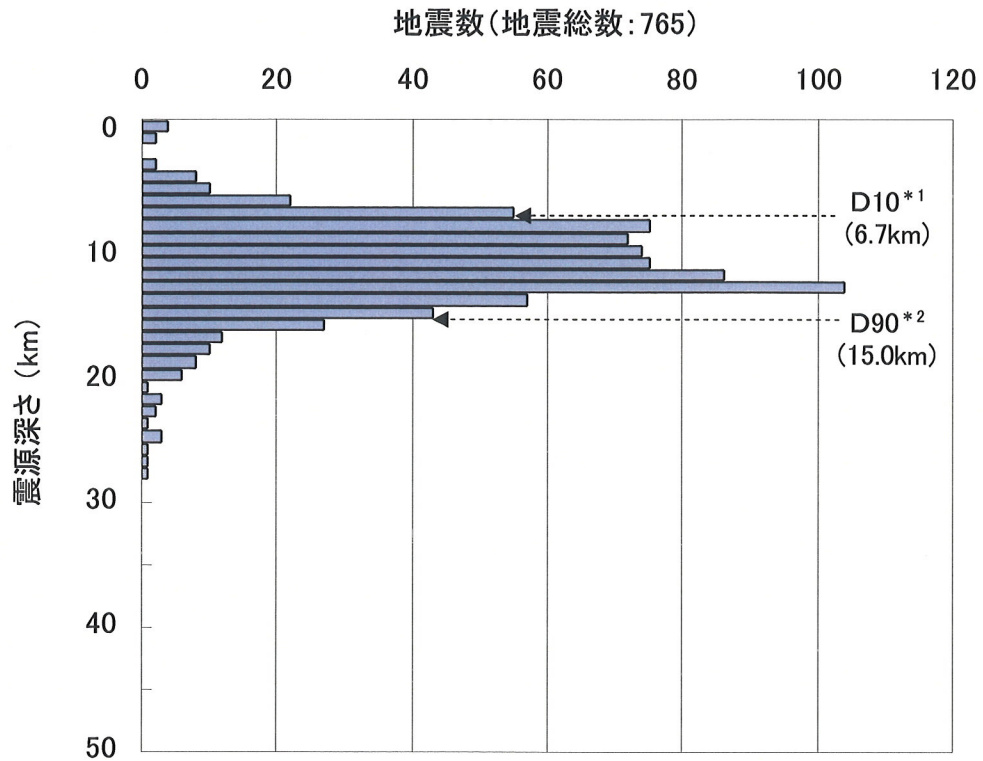


図1(1) 敷地周辺の微小地震の震源分布とD10, D90  
(気象庁カタログ<sup>(7)</sup>: 1983年1月~2005年12月)



- \* 1) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 10% になるときの震源深さ
- \* 2) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 90% になるときの震源深さ

図 1 (2) 敷地周辺の微小地震の震源分布と D10, D90  
(気象庁カタログ<sup>(7)</sup>: 1983 年 1 月~2005 年 12 月)

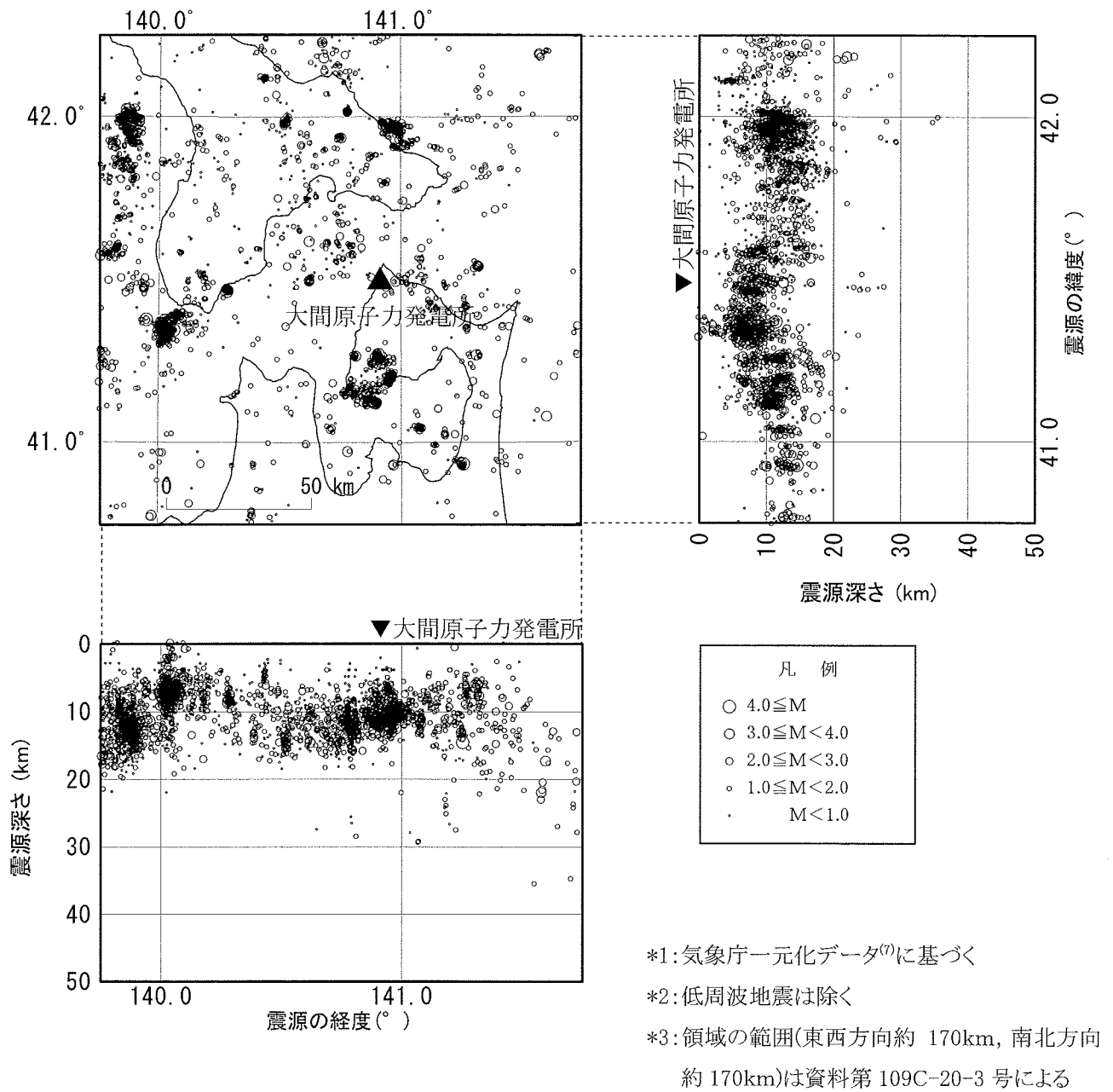


図 2 (1) 敷地周辺の微小地震の震源分布と D10, D90  
 (気象庁カタログ<sup>(7)</sup> : 1997 年 10 月 ~ 2005 年 12 月)



表1 地震規模 (M) で区分して算定したD10, D90等の算定値

(1) 本文第8図に対応した領域におけるD10, D90等の算定値

領域: 本文第7図(b)の範囲 (東西方向約60km, 南北方向約80km)

評価期間: 1997年10月～2005年12月

M区分	最浅 (km)	D10 <sup>*1</sup> (km)	D50 <sup>*2</sup> (km)	D90 <sup>*3</sup> (km)	最深 (km)	データ数	D90-D10 (km)
M<2	0.0	6.7	10.2	15.0	27.7	518	8.3
2.0≤M<2.5	6.0	7.4	12.0	13.9	16.0	41	6.5
2.5≤M<3.0	5.8	6.2	10.0	13.3	14.5	13	7.1
3.0≤M<3.5	6.2	6.2	6.7	13.2	13.2	4	7.0
3.5≤M<4.0	7.8	7.8	12.1	13.5	13.5	4	5.7
4.0≤M	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	1	0.0
全て	0.0	6.7	10.4	14.9	27.7	581	8.2

(2) 図1に対応した領域におけるD10, D90等の算定値

領域: 図1の範囲 (本文第7図(b)と同じ範囲, 東西方向約60km, 南北方向約80km)

評価期間: 1983年1月～2005年12月

M区分	最浅 (km)	D10 <sup>*1</sup> (km)	D50 <sup>*2</sup> (km)	D90 <sup>*3</sup> (km)	最深 (km)	データ数	D90-D10 (km)
M<2	0.0	6.6	10.4	15.4	27.7	617	8.8
2.0≤M<2.5	3.0	7.3	12.0	15.0	19.0	86	7.7
2.5≤M<3.0	5.8	6.7	10.7	14.5	22.0	35	7.8
3.0≤M<3.5	6.2	6.7	12.3	13.9	16.0	19	7.2
3.5≤M<4.0	3.9	3.9	12.1	13.5	13.5	7	9.6
4.0≤M	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	1	0.0
全て	0.0	6.7	10.9	15.0	27.7	765	8.3

(3) 図2に対応した領域におけるD10, D90等の算定値

領域: 図2の範囲 (東西方向約170km, 南北方向約170km)

評価期間: 1997年10月～2005年12月

M区分	最浅 (km)	D10 <sup>*1</sup> (km)	D50 <sup>*2</sup> (km)	D90 <sup>*3</sup> (km)	最深 (km)	データ数	D90-D10 (km)
M<2	0.0	6.1	10.5	15.2	35.6	2774	9.1
2.0≤M<2.5	0.7	6.3	10.9	13.9	20.6	192	7.6
2.5≤M<3.0	0.0	6.5	11.4	15.1	23.2	68	8.7
3.0≤M<3.5	6.2	6.7	13.0	17.5	22.1	15	10.8
3.5≤M<4.0	7.8	8.5	12.3	13.9	16.1	13	5.4
4.0≤M	8.3	8.3	11.6	14.7	14.7	5	6.5
全て	0.0	6.2	10.6	15.2	35.6	3067	9.0

\*1) その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ

\*2) その値より震源深さが浅い地震数が全体の50%になるときの震源深さ

\*3) その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ



地震発生層厚さに基づく「震源を特定しない地震」の  
地震規模の推定について

申請者は、地震波トモグラフィ解析及び微小地震分布をもとに敷地付近の地震発生層厚さを約9 kmと推定し、これを参考にして敷地付近における「震源を特定しない地震」の地震規模を推定している。推定方法について以下に示す。

入倉ほか(2003)<sup>(1)</sup>によれば、内陸地殻内地震の震源断層面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ のスケーリングの関係として、断層幅が地震発生層厚さに満たないような規模の小さい地震では $S \propto M_0^{2/3}$ 、断層幅が地震発生層厚さにより飽和するような規模以上の地震では $S \propto M_0^{1/2}$ の関係があるとされており、以下のような震源断層面積 $S$ と $M_0$ との経験的な関係式が示されている。

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (\text{断層幅} < \text{地震発生層の場合}) \quad (1)$$

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (\text{断層幅} \geq \text{地震発生層の場合}) \quad (2)$$

申請者は、「震源を特定しない地震」は地表に痕跡が現れないような地震であることから、少なくとも断層幅は地震発生層厚さに満たないような地震であると考えられるとしている。このことから、「震源を特定しない地震」の最大規模を推定するに当たって、断層幅が地震発生層厚さに飽和するような地震、すなわち、地震発生層の上限から下限まで広がるような震源断層を考えるとしている。

震源断層の傾斜は、敷地周辺の活断層の性状を参考にして逆断層（縦ずれ断層）の場合は概ね 45 度程度と考え、横ずれ断層の場合も併せて考慮し、傾斜角の範囲を 90 度～45 度程度と考えるとしている。

以上のような仮定の下に震源断層面積を算定すると、

$$81 \text{ (km}^2\text{)} \leq S \leq 162 \text{ (km}^2\text{)}$$

となるとしている。上述の(1)式を用いて地震モーメント $M_0$ を算定すると、

$$6.9 \times 10^{24} \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} \leq M_0 \leq 2.0 \times 10^{25} \text{ (dyne}\cdot\text{cm)}$$

となり、武村(1990)<sup>(2)</sup>による気象庁マグニチュード $M_j$ と地震モーメント $M_0$ の関係 ( $\log M_0 = 1.17M_j + 17.72$ ) により、 $M_j$ に変換すると、

$$6.1 \leq M_j \leq 6.5$$

と算定されるとしている。

## 参考文献

- (1) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer(2003)：将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ，京都大学防災研究所年報，第 46 号 B
- (2) 武村雅之(1990)：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係，地震 2，43，pp. 257-228