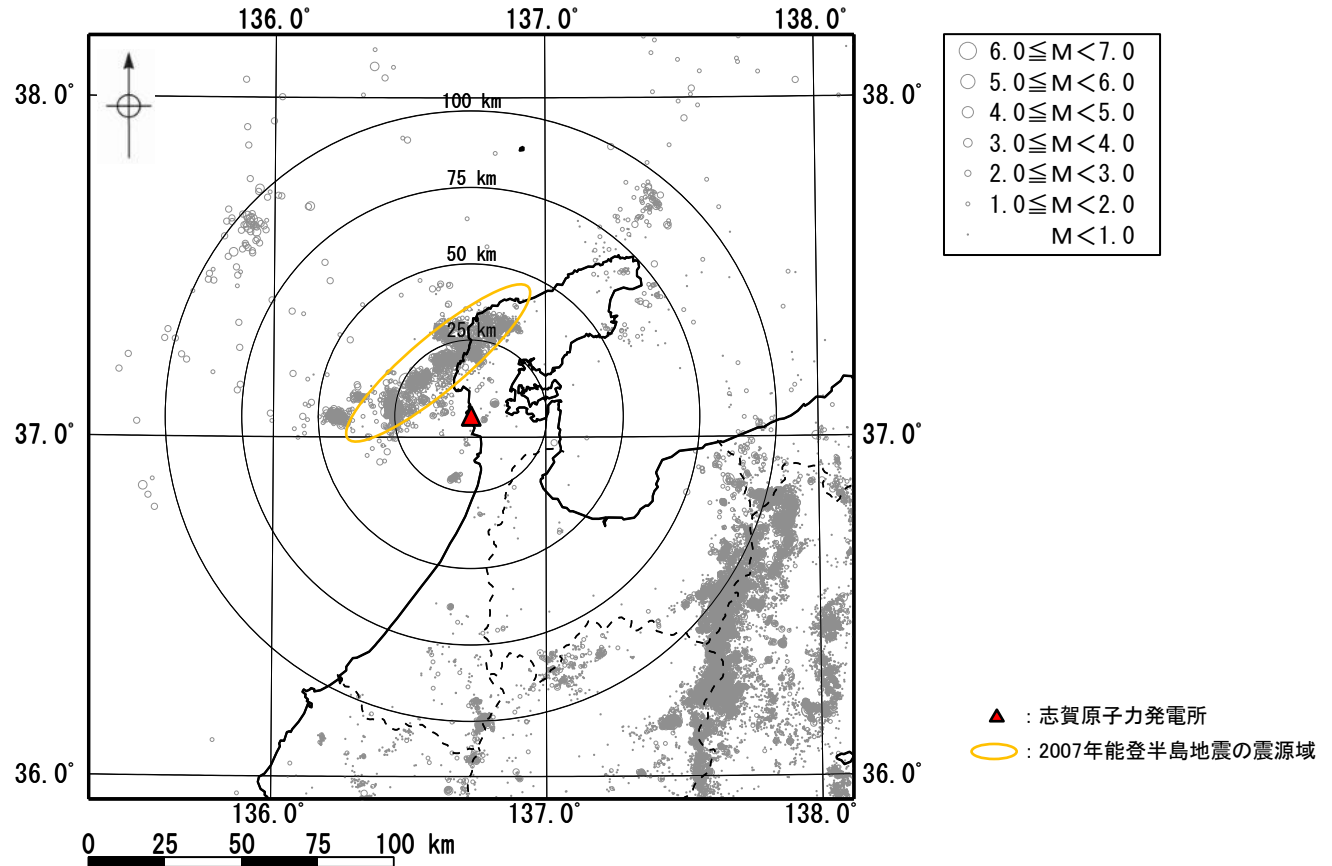


4.1 広域的な地震の震源分布の調査

(6)能登半島周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応(1/3)

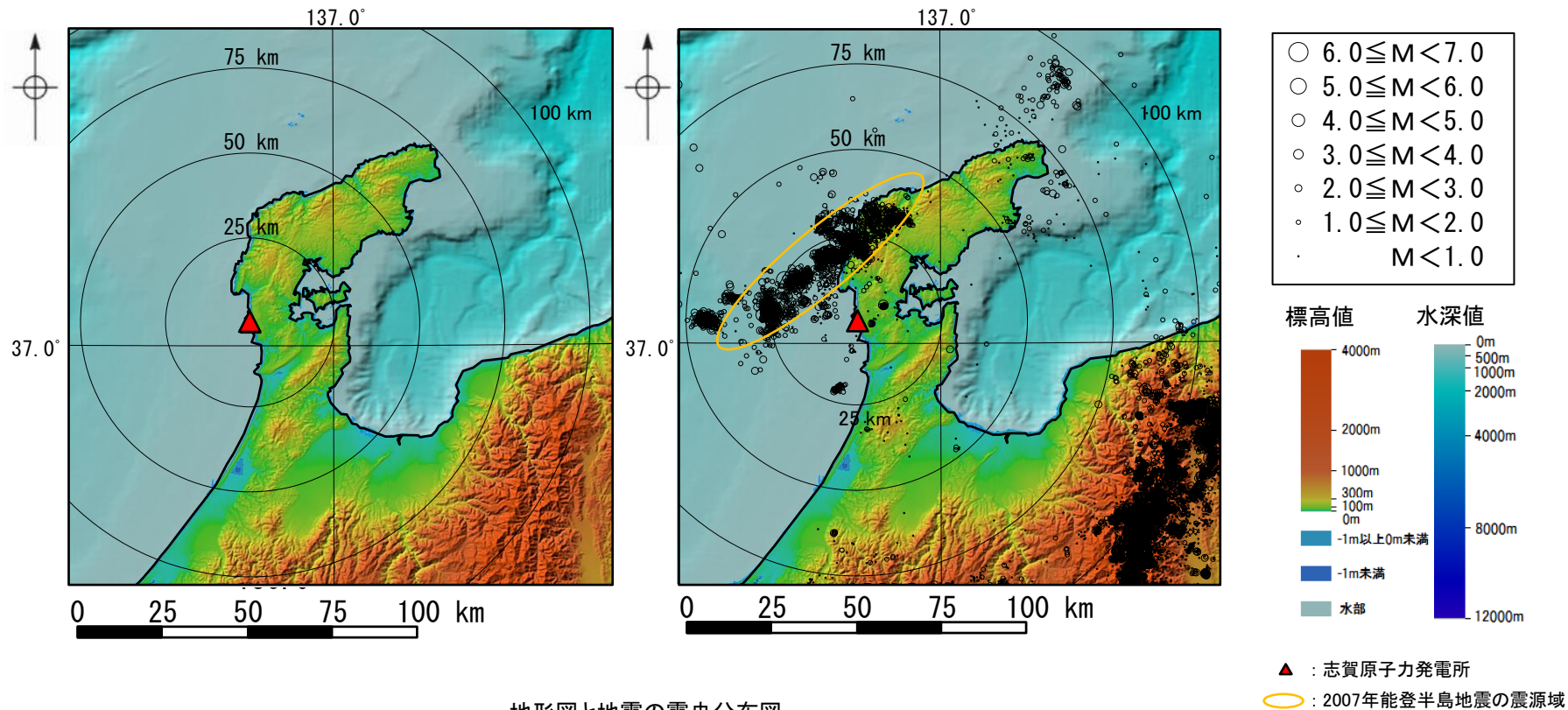
- 能登半島周辺の地震の震源深さ分布の調査においては、2007年能登半島地震の震源域の震源深さが周辺に比べて浅い傾向が認められた。
- ここでは、震源深さが浅い地震(深さ0~5kmの地震)の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応を確認した。



深さ0~5kmの地震の震央分布図  
(1997年10月~2022年3月)

(6)能登半島周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応(2/3)

- 深さ0~5kmの地震の震央分布と能登半島周辺の地形の対応を下図に示す。
- 能登半島周辺の地形図によれば、能登半島北部の海岸線や低山・丘陵の稜線は北東-南西方向に延びており、低山・丘陵の稜線は北西側に偏在している。一方、敷地が位置する能登半島中部の地形は、標高200m以下の平頂丘陵となっている。2007年能登半島地震の震源域における深さ0~5kmの地震は、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及びその延長方向の一部区間に集中してみられる。



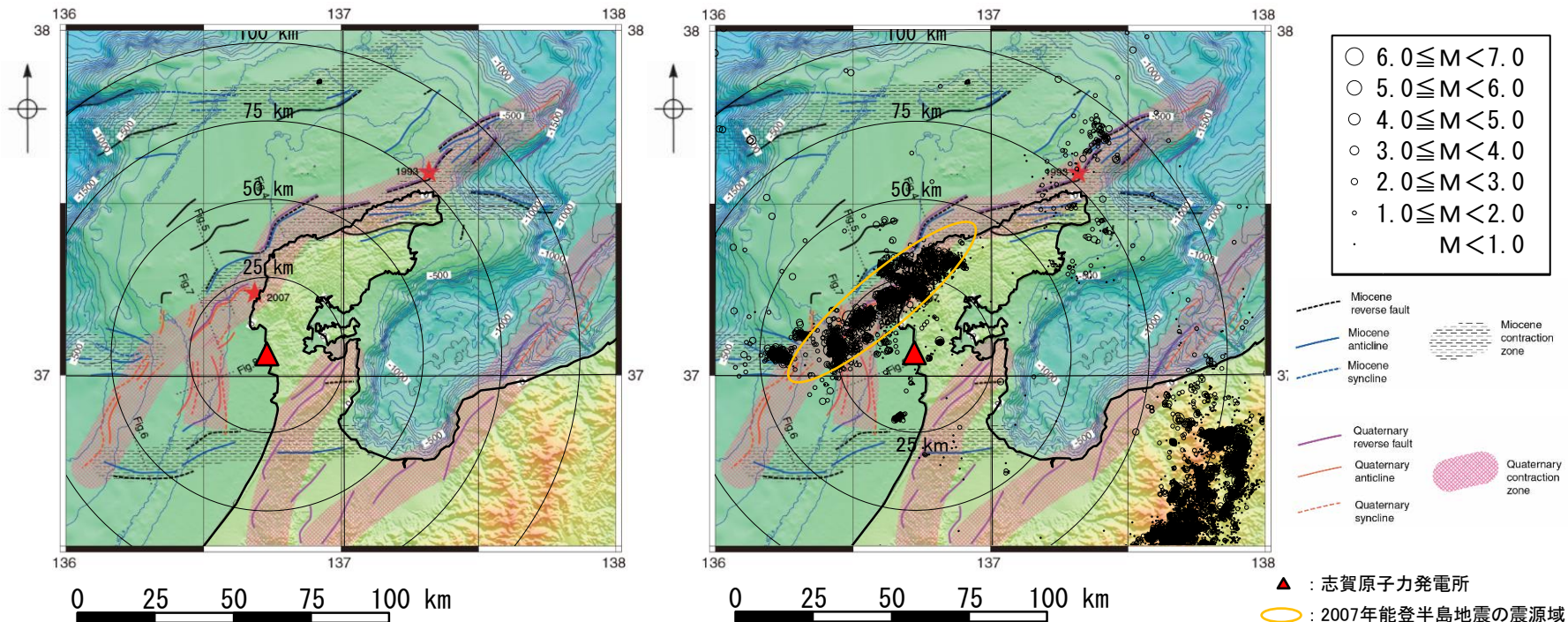
地形図と地震の震央分布図

(左図:地形図, 右図:地形図+深さ0~5kmの地震の震央分布図(1997年10月~2022年3月))

※国土地理院地理院地図(電子国土Web)に一部加筆

(6)能登半島周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応(3/3)

- 深さ0~5kmの地震の震央分布と能登半島周辺の地質・地質構造の対応を下图に示す。
- 岡村(2007)の地質・地質構造図によれば、3列の第四紀ひずみ集中帯がみられる。2007年能登半島地震の震源域における深さ0~5kmの地震は、これら第四紀ひずみ集中帯のうち、能登半島の北東沖から南西沖まで、北東-南西方向の走向をもつ断層群が断続的に分布する全長約180kmの第四紀ひずみ集中帯の一部区間に集中してみられる。



地質・地質構造図と地震の震央分布図

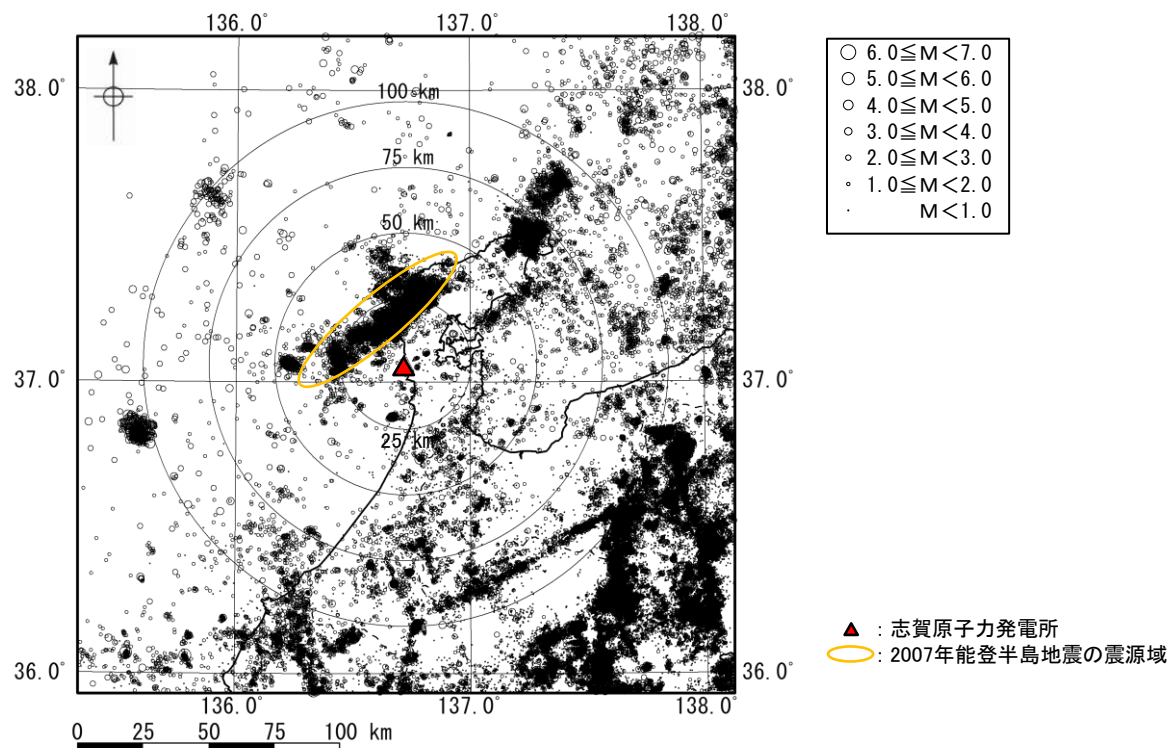
(左図:地質・地質構造図, 右図:地質・地質構造図+深さ0~5kmの地震の震央分布図(1997年10月~2022年3月))

※岡村(2007)に一部加筆

➤ 能登半島周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応を確認した結果、2007年能登半島地震の震源域における震源深さが浅い地震の震央分布は、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及びその延長方向、並びに能登半島の北東沖から南西沖までの第四紀ひずみ集中帯の一部区間と対応がみられる。

(7)広域的な地震の震源分布の調査のまとめ

- 能登半島周辺の広域的な地震の震源分布の調査より、2007年能登半島地震の震源域の震源深さは、周辺に比べて浅い傾向が認められることを確認した。
- また、2007年能登半島地震の震源域における震源深さが浅い地震の震央分布は、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及びその延長方向並びに能登半島の北東沖から南西沖までの第四紀ひずみ集中帯の一部区間と対応がみられることを確認した。



地震の震央分布図  
(1997年10月～2022年3月)

- 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定(4.3節)では、2007年能登半島地震の震源域の震源深さが周辺に比べて浅い傾向が認められることを考慮して地震発生層上端深さ及び下端深さを設定する。

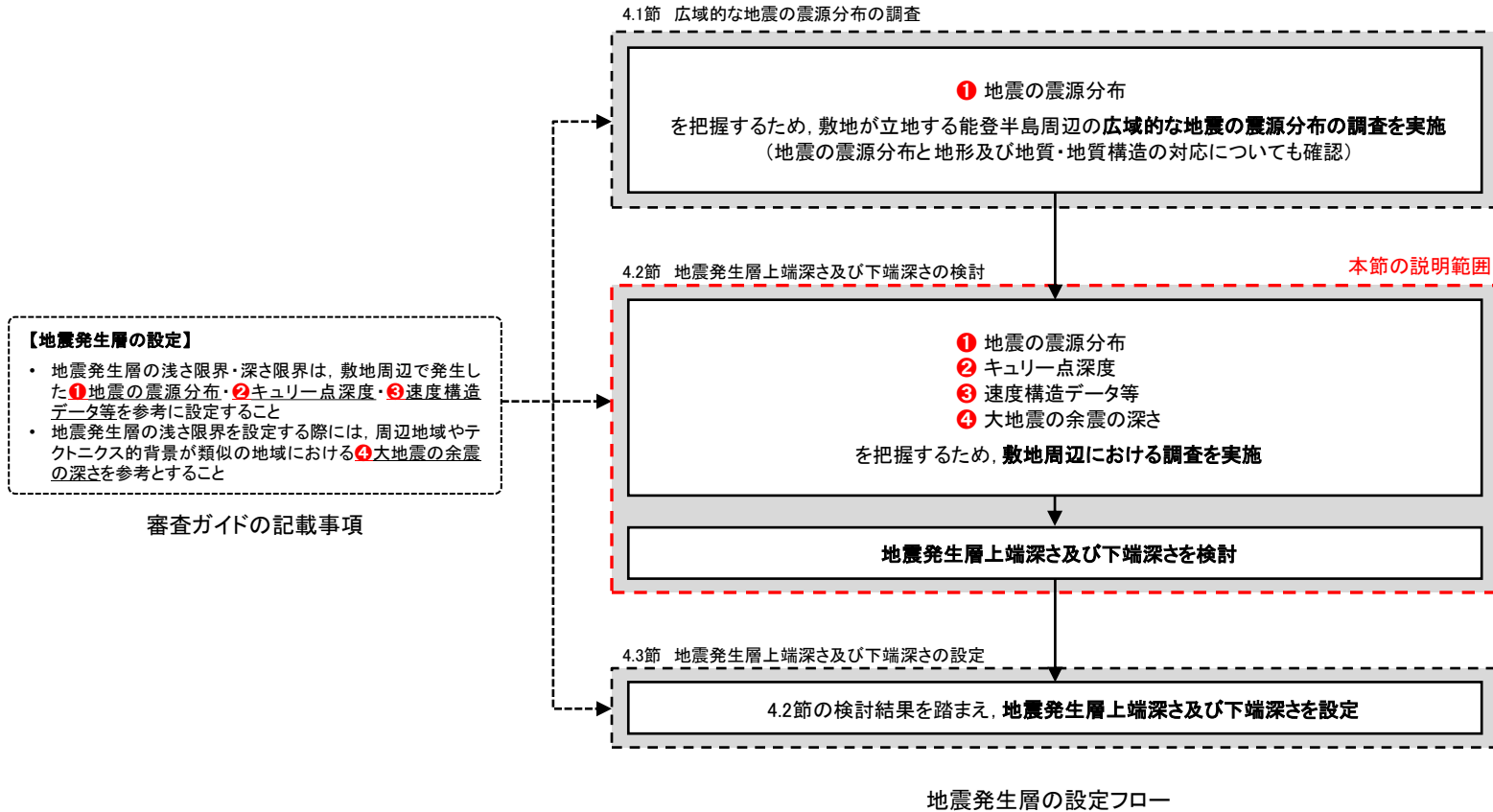
---

## 4.2 地震発生層上端深さ及び下端深さの検討

4.2 地震発生層上端深さ及び下端深さの検討

(1) 検討方法

- 4.2節では、敷地周辺の「①地震の震源分布」、「②キュリー点深度」、「③速度構造データ等」及び「④大地震の余震の深さ」を把握するため、調査を実施する。また、敷地周辺の①～④を把握した結果を踏まえ、地震発生層上端深さ及び下端深さを検討する。
- 敷地周辺における調査の手法等の概要を次頁に示す。



4.2 地震発生層上端深さ及び下端深さの検討

(2) 調査の手法等の概要

○ 敷地周辺における調査の目的と各調査の対象及び手法を下表に示す。

【調査の目的と各調査の対象及び手法】

調査の目的		対象		手法		地震動評価 の3要素	詳細説明
		水平方向	深さ方向	種別	内容		
①	地震の震源分布 の把握	敷地周辺	上端深さ 下端深さ	気象庁「地震月報(カ タログ編)」の震源 データに基づく検討	D10%及びD90%を検討する。	震源特性	P.254～255
				文献調査	D10%及びD90%を確認する。	震源特性	P.254, P.256
②	キュリー点深度 の把握		下端深さ	文献調査	キュリー点深度分布図から、D90%と相関があるキュリー点 深度を確認する。	震源特性	P.267～268
③	速度構造データ等 の把握		上端深さ	文献調査	速度構造断面から、P波速度が5.8km/sの層の上端深さを 確認する。	震源特性	P.257～260
				群速度に基づく検討	敷地周辺の微動観測記録による群速度と敷地の地下構造 モデルによる理論群速度を比較することで、P波速度が 5.8km/sの層の上端深さを検討する。	震源特性	P.257, P.261
			下端深さ	文献調査	コンラッド面深さの図から、コンラッド面深さを確認する。	震源特性	P.262～266
④	大地震の 余震の深さ の把握		上端深さ 下端深さ	文献調査	震源として考慮する活断層のうち地震調査研究推進本部 により評価された主要活断層帯を対象に、地震調査研究 推進本部の知見における地震発生層上端深さ及び下端深 さの設定値を整理する。特に、敷地から半径75km程度 の範囲の主要活断層帯については、地震の震源分布、キュ リー点深度、速度構造データ等に係る検討結果との整合 性を確認する。	震源特性	P.269～286
			上端深さ	文献調査	敷地周辺で発生した2007年能登半島地震について、当該 地震の震源域の上端深さに係る知見を整理し、当該地震 の震源域の上端深さを総合的に判断する。	震源特性	P.287～292

(1) 検討方法

- 敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さを検討するため、地震の震源分布による検討を実施した。
- 下表に示す既往の知見によると、地震数を浅い方から積算して10%及び90%になる深さ(D10%及びD90%)は、地震発生層上端深さ及び下端深さの目安になり得る。
- 地震の震源分布による検討は、気象庁の震源データに基づく検討及び文献調査により行った。
- 気象庁の震源データに基づく検討では、敷地周辺におけるD10%及びD90%を求めた。
- 文献調査では、文献に示されている敷地周辺におけるD10%及びD90%を確認した。

地震発生層とD10%及びD90%に係る既往の知見

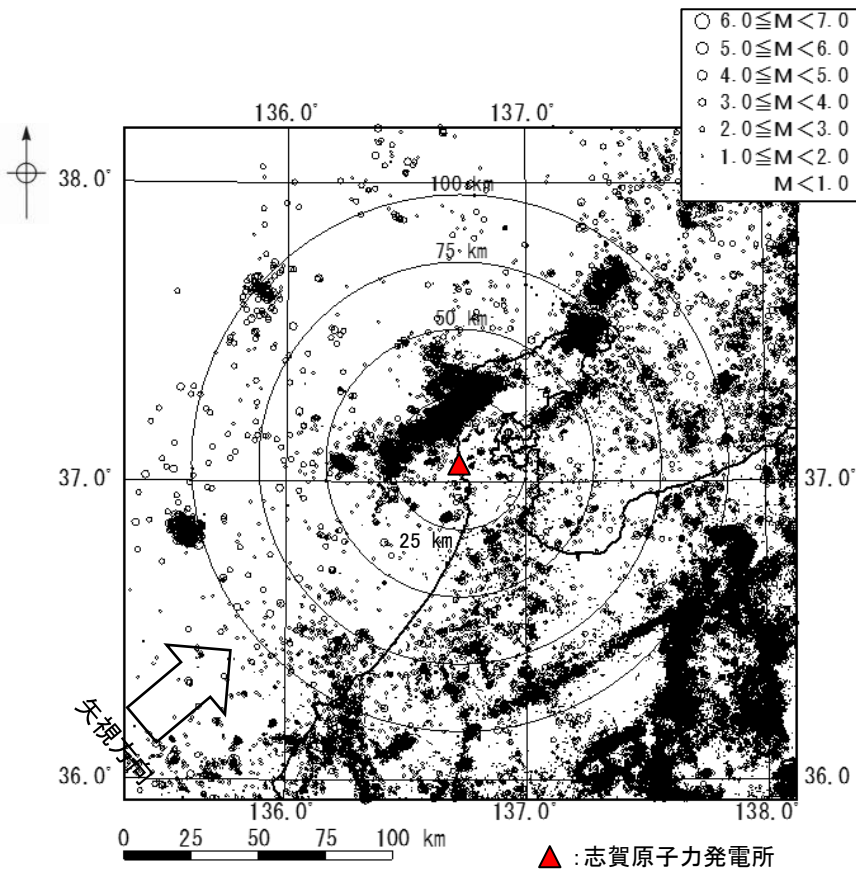
知見	知見の概要
伊藤・中村(1998)	D10%(地震数を浅い方から積算して10%になる深さ)は地震の上限ともいうべきものであるとしている。
伊藤(2002)	地震数を浅い方から積算して、10%、90%になる深さは地震の上限と下限の目安として用いることができるとしている。
原子力安全基盤機構(2004)	D10%は地震発生層上限、D90%は地震発生層下限に対応するとしている。
地震調査研究推進本部(2020)	地震発生層下限および断層モデル上端の深さは微小地震の深さ分布から決めることができるとしている。



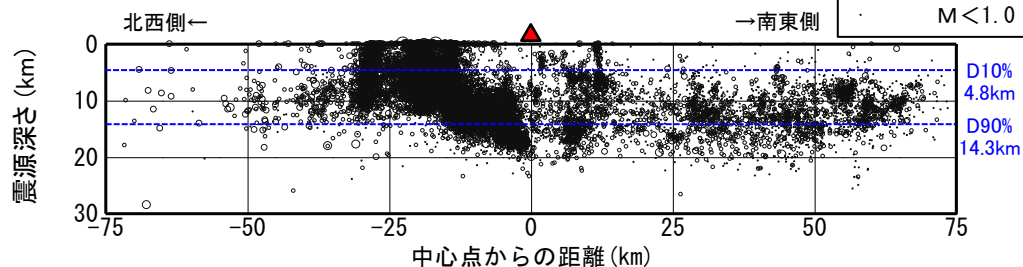
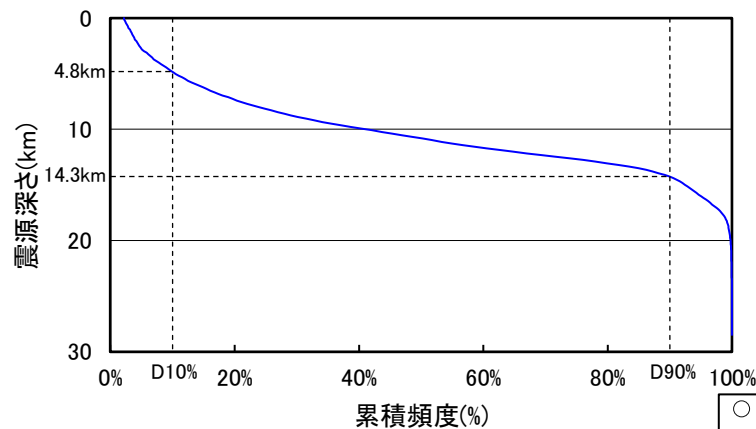
4.2.1 地震の震源分布による検討

(2) 気象庁の震源データに基づく検討

○ 1997年10月から2022年3月までの気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データ(震源深さ30km以浅)を用いた能登半島周辺※のD10%及びD90%は、それぞれ4.8km及び14.3kmとなる。



震央分布図



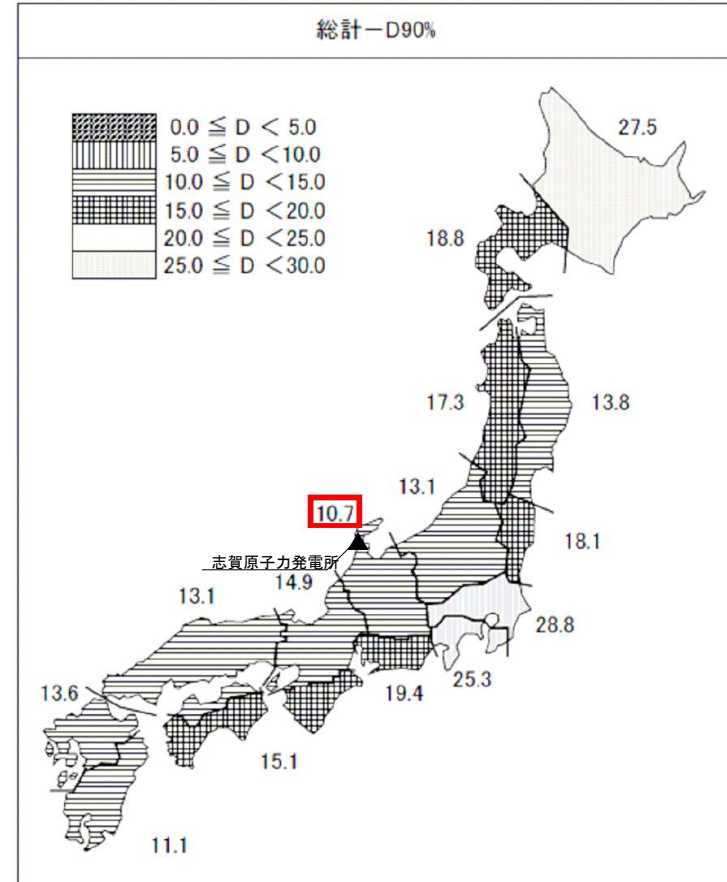
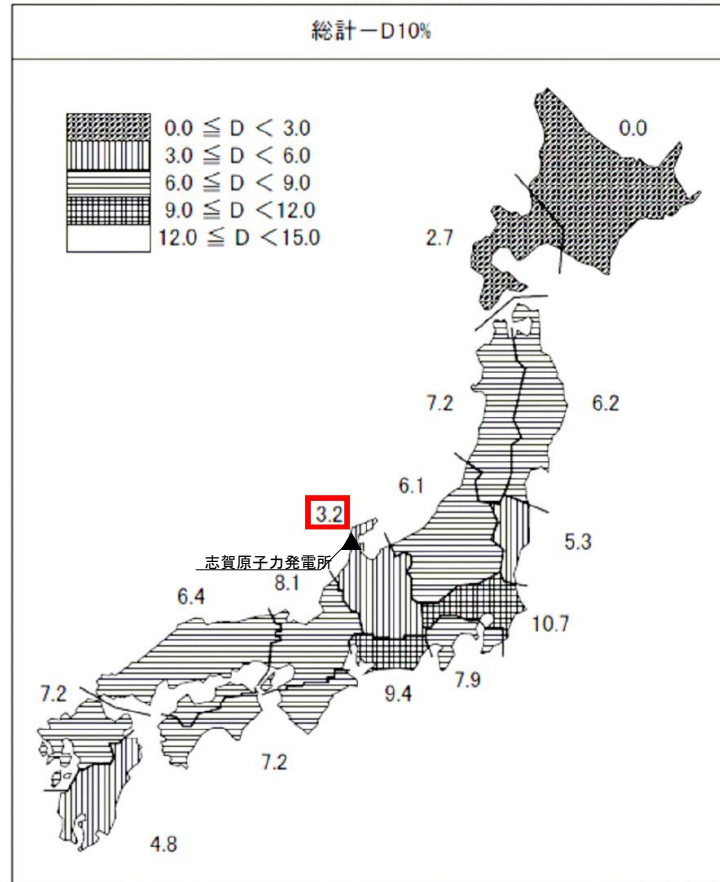
地震の分布(1997年10月～2022年3月)

※ 能登半島周辺の地震の震源深さの傾向を適切に評価するため、能登半島周辺と標高が大きく異なる高標高地域(敷地の南東方向に存在する山岳地形)が含まれない範囲として、敷地から半径75kmの範囲とした。

➤ 気象庁の震源データに基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ4.8km及び14.3kmであると考えられる。

### (3) 原子力安全基盤機構(2004)に基づく検討

- 原子力安全基盤機構(2004)は、全国を15の地震域に区分し地殻内地震の地震発生層上端深さ及び下端深さの検討を行い、それぞれの地震域におけるD10%及びD90%を示している。
- これによると、敷地が位置する地震域では、D10%及びD90%はそれぞれ3.2km及び10.7kmとされている。



原子力安全基盤機構(2004)によるD10%及びD90%

※ 原子力安全基盤機構(2004)に一部加筆

- 原子力安全基盤機構(2004)に基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ3.2km及び10.7kmであると考えられる。

(1) 検討方法

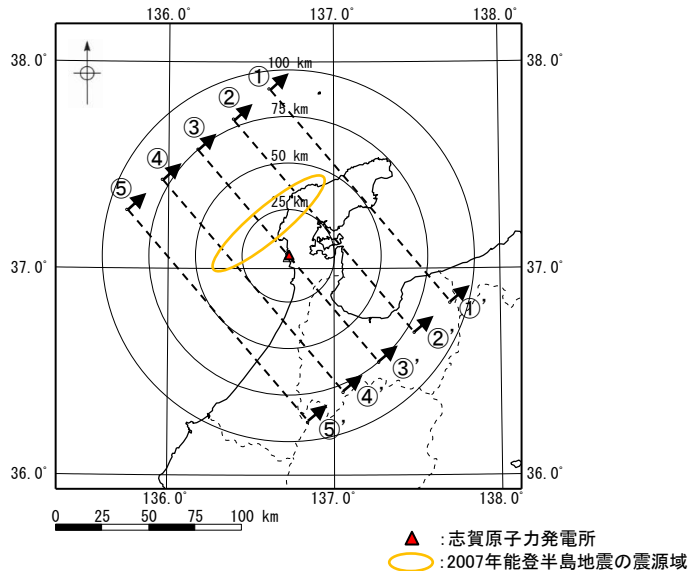
- 敷地周辺の地震発生層上端深さを検討するため、速度構造による検討を実施した。
- 下表に示す入倉・三宅(2001)及び吉井・伊藤(2001)の微小地震とP波速度構造に係る既往の知見によると、P波速度が5.8～6km/sの層の上端深さは地震発生層上端深さの目安となり得る。
- 速度構造による検討は、文献調査及び群速度に基づく検討により行った。
- 文献調査では、文献の速度構造断面から、敷地周辺のP波速度が5.8km/sの層の上端深さを確認した。
- 群速度に基づく検討では、敷地周辺の微動観測記録による群速度と敷地の地下構造モデルによる理論群速度を比較することで、敷地周辺のP波速度が5.8km/sの層の上端深さを検討した。

微小地震とP波速度構造に係る既往の知見

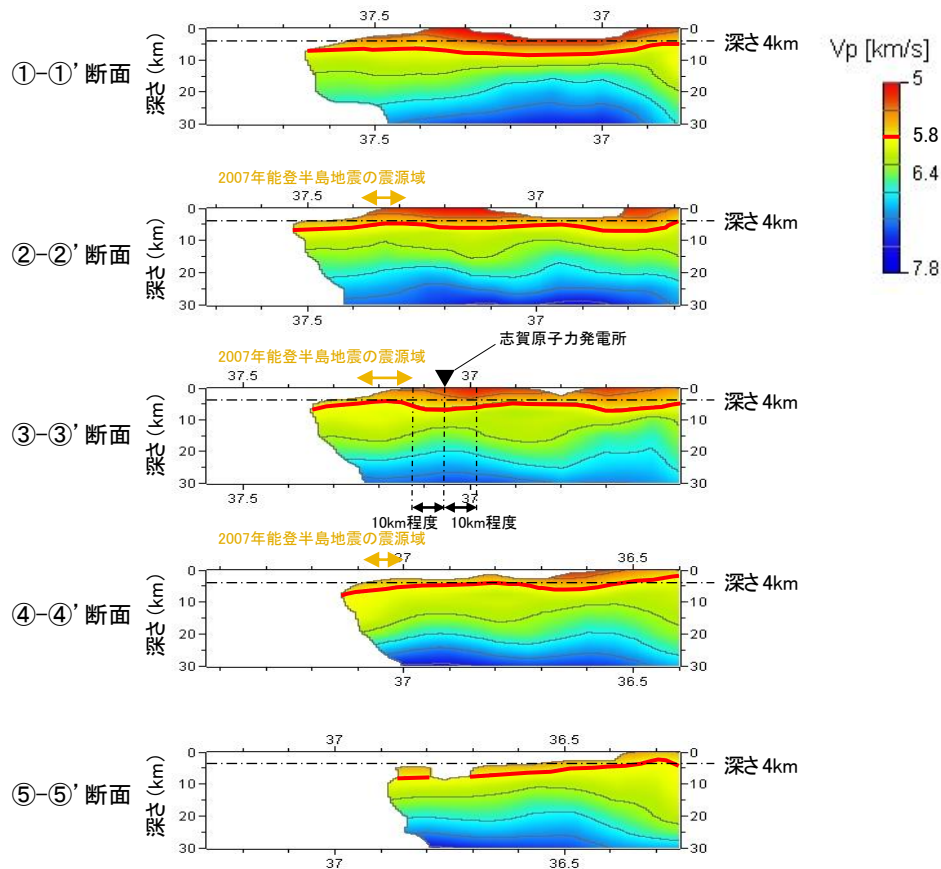
知見	知見の概要
入倉・三宅(2001)	微小地震の浅さ限界はP波速度5.8～5.9km/sの層の上限と良い相関がある。
吉井・伊藤(2001)	近畿地方北部で行われた人工地震探査のデータをもとに、波線追跡法による解析から、詳細な速度構造モデルを得ることができた。得られた速度構造モデルと、地震活動の深さ断面とを比較してみると、地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致していることが分かった。

(2) Matsubara et al.(2022)に基づく検討

- Matsubara et al.(2022)(P.112~113)による敷地周辺の浅部(5km程度以浅)のP波速度構造断面を確認した。なお、広域的な地震の震源分布の調査(4.1節)において、敷地周辺では2007年能登半島地震の震源域において地震が比較的浅く、概ねN50° Eの走向で集中してみられることを踏まえて、N50° Eに直交する断面について確認した。
- P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺においては4km程度以深に位置している。
- なお、1.2.2項の地震波トモグラフィーによる検討結果の通り、③-③'断面における敷地から10km程度の範囲においては、深さ5km程度以深の速度構造は概ね水平な層構造を呈しているが、P波速度が5.8km/sの層の上端深さに着目すると、敷地から10km程度の範囲に比べて2007年能登半島地震の震源域周辺は2km程度浅い。また、②-②'断面における2007年能登半島地震の震源域周辺についても周辺に比べてやや浅い傾向がみられ、広域的な地震の震源分布の調査(4.1節)において、同震源域の地震が比較的浅い傾向がみられたことと整合的である。



速度構造断面位置図



Matsubara et al.(2022)による敷地周辺のP波速度構造断面

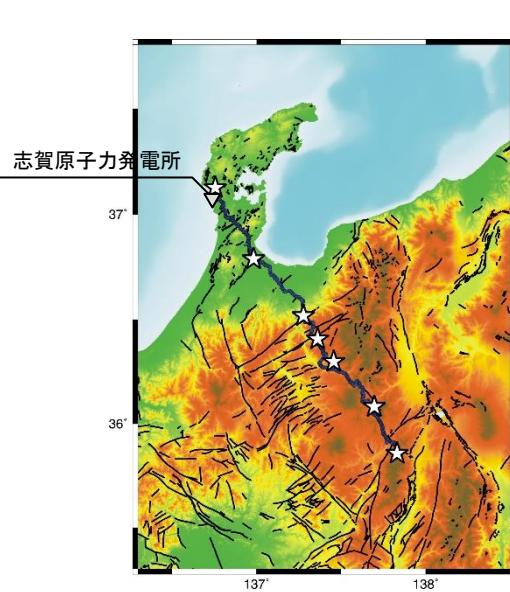
※ 防災科学技術研究所のソフトウェアを用いて表示したものに一部加筆

➤ Matsubara et al.(2022)に基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さは、4km程度以深であると考えられる。

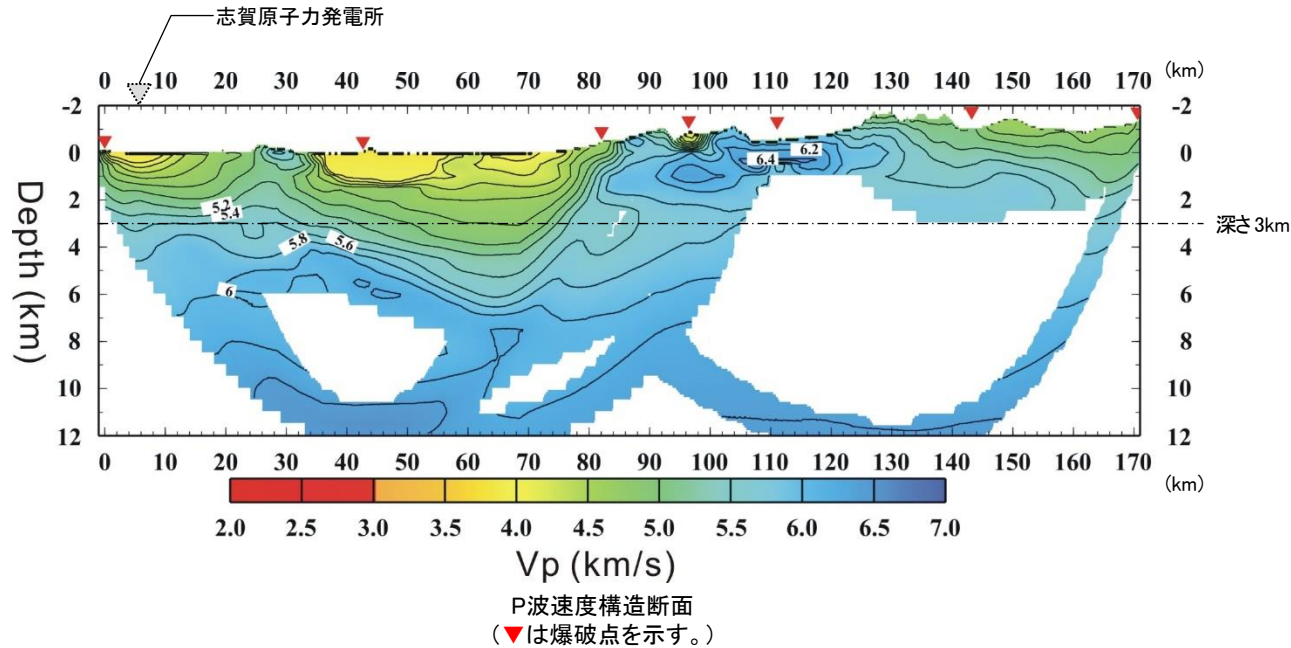
4.2.2 速度構造による検討

(3) Iidaka et al.(2008)に基づく検討

○ Iidaka et al.(2008) (P.116)のP波速度構造断面によると、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺においては3kmよりも深いところにある。



調査測線図  
(☆は爆破点を示す。)



P波速度構造断面  
(▼は爆破点を示す。)

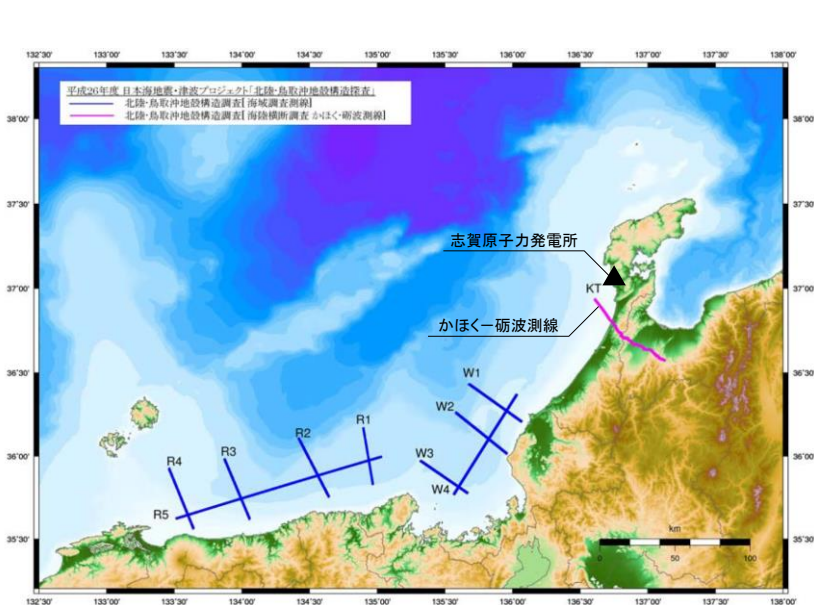
Iidaka et al.(2008)による調査測線図及びP波速度構造断面

※Iidaka et al.(2008)に一部加筆

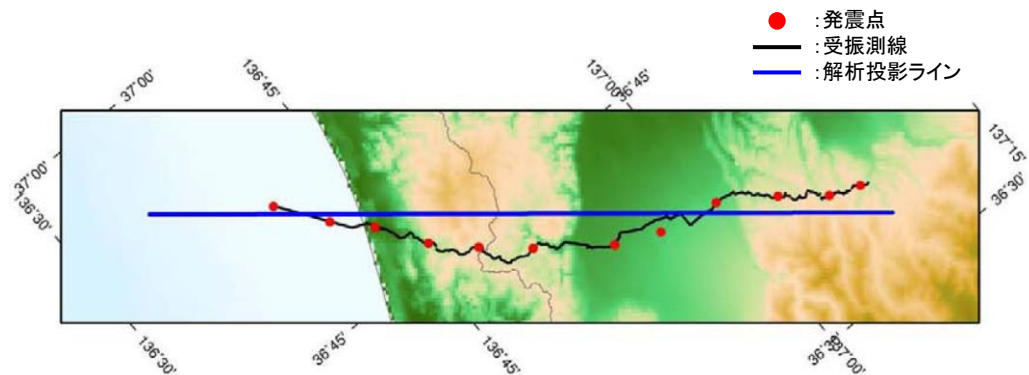
➤ Iidaka et al.(2008)に基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。

### (4) 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に基づく検討

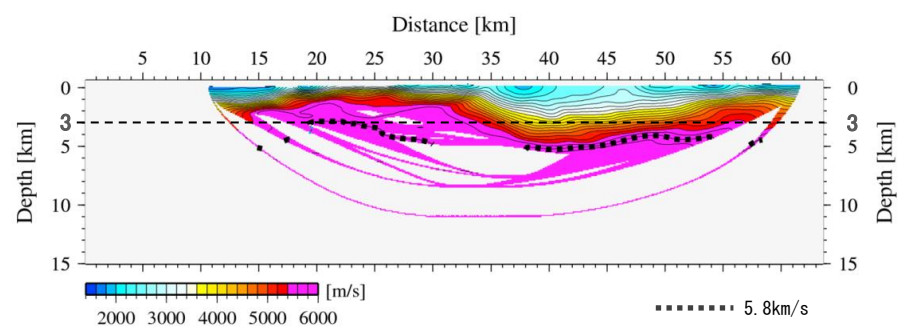
- 日本海地震・津波調査プロジェクトは、2013年9月から8かに渡り、日本海の沖合から沿岸域及び陸域にかけての領域でデータを取得し、日本海の津波波源モデルや沿岸・陸域における震源断層モデルを構築するなどの検討を実施している。
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)は、海域は石川県羽咋郡宝達志水町の海岸を基点として北西へ18km、陸域は同基点から富山県富山市八尾町に至る約45kmの測線(かほく一砺波測線)における海陸統合の反射法地震探査を実施している。
- かほく一砺波測線におけるP波速度構造断面によると、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺においては概ね3kmより深い。



調査測線概略図



調査測線位置図



P波速度構造断面

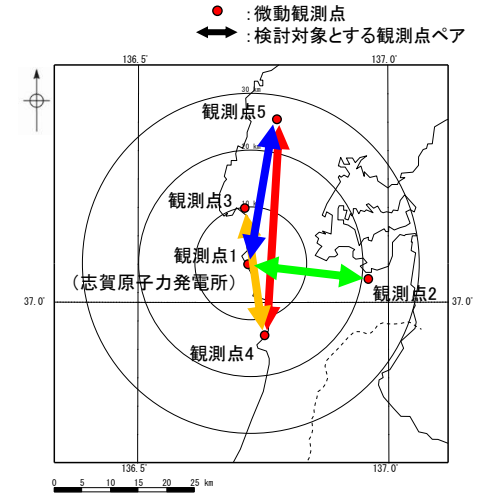
日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に一部加筆

➤ 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。

(5) 群速度に基づく検討

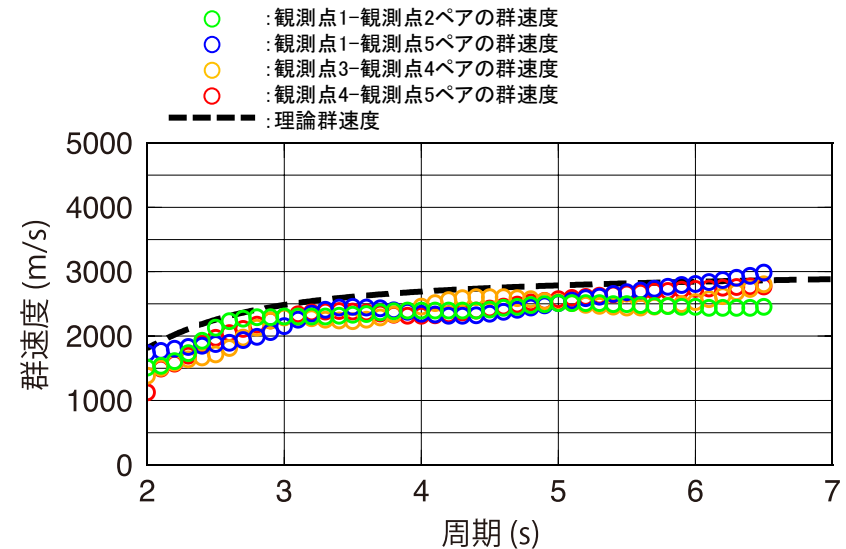
- 敷地周辺の微動観測記録により得られた群速度(P.126)と敷地において設定した地下構造モデル(P.191)による理論群速度を比較し、敷地周辺におけるP波速度5.8km/sの層の上端深さを検討する。
- まず、敷地において設定した地下構造モデル(左下表)によれば、EL-3kmにP波速度5.6km/sの層の上端深さがあること、地震基盤(EL-1.19km)以深でP波速度が徐々に増大していることを踏まえると、P波速度5.8km/sの層の上端深さは、敷地においてはEL-3kmよりも深いと考えられる。
- つぎに、群速度の比較(右下図)によれば、敷地周辺の微動観測記録により得られた群速度(色丸)は、敷地において設定した地下構造モデルによる理論群速度(黒破線)に対してやや小さいものの同程度であることから、敷地周辺では同様な速度構造が広がっているものと考えられる。
- 以上により、敷地周辺におけるP波速度5.8km/sの層の上端深さは、EL-3kmより深いと考えられる。



微動観測点配置図

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

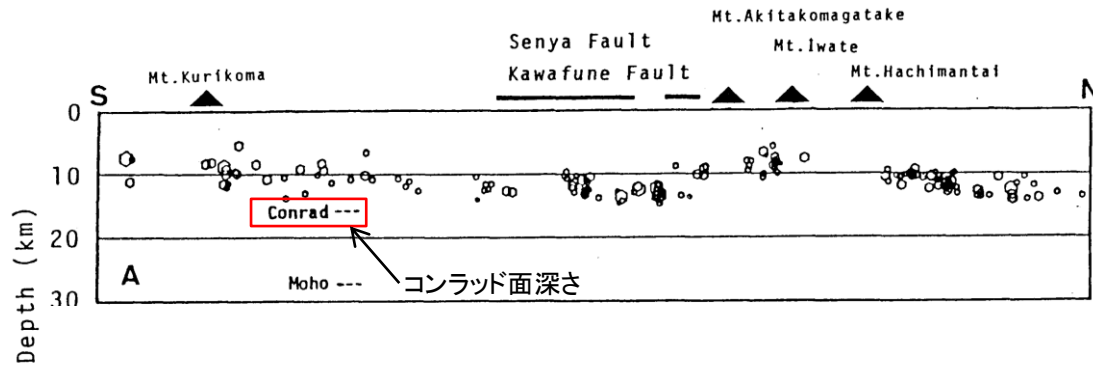


微動観測記録により得られた群速度と設定した地下構造モデルによる理論群速度の比較

➤ 群速度に基づく検討によれば、敷地周辺の地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。

(1) 検討方法

- 敷地周辺の地震発生層下端深さを検討するため、上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さによる検討を実施した。
- 長谷川(1991)では、内陸地殻内地震は上部地殻で発生し、下部地殻ではほとんど発生しないとされていることから、コンラッド面深さは地震発生層下端深さの目安になり得る。
- コンラッド面深さによる検討では、既往の知見によるコンラッド面深さの図から、敷地周辺におけるコンラッド面深さを確認した。



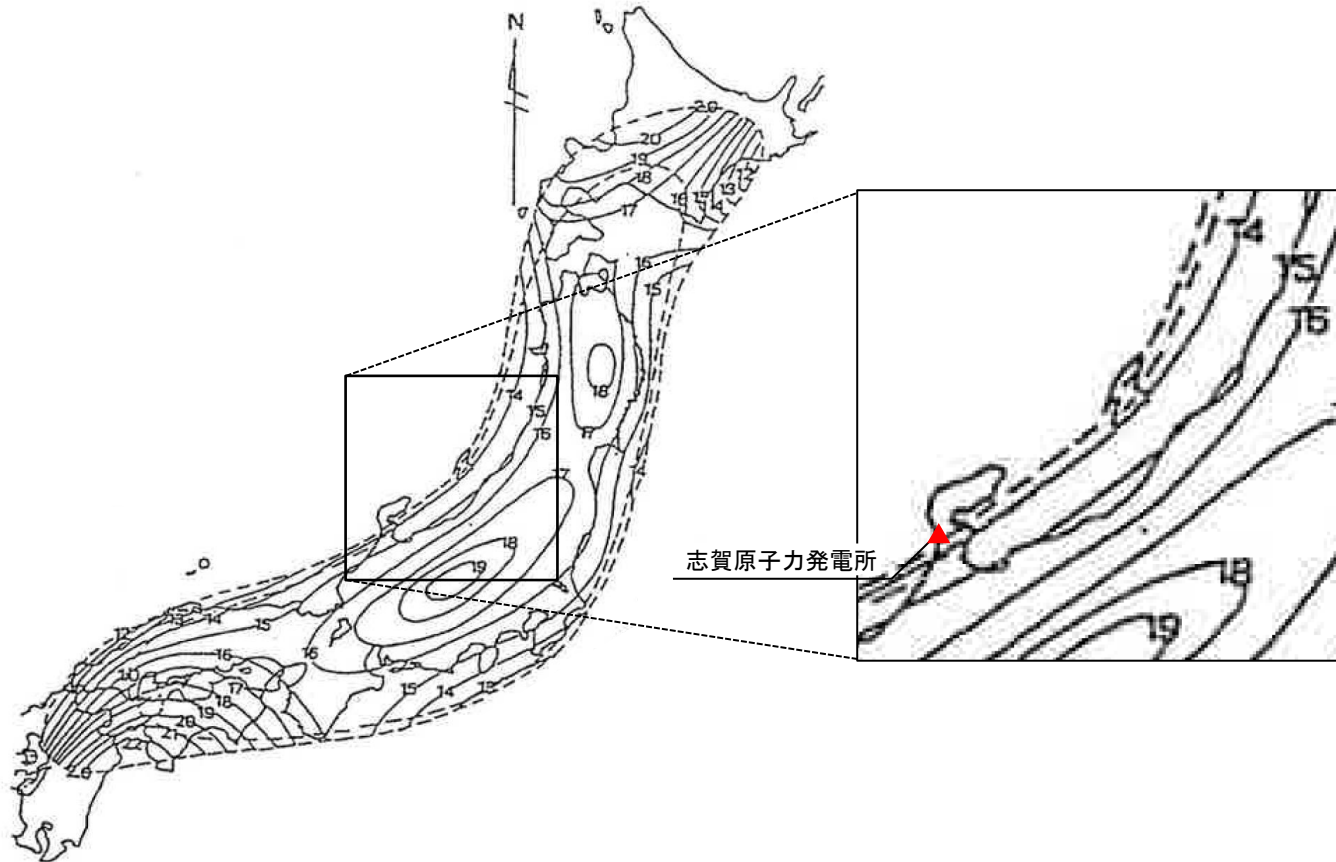
長谷川(1991)に示される微小地震の震源分布とコンラッド面深さの例  
※長谷川(1991)に一部加筆



4.2.3 コンラッド面深さによる検討

(2) Zhao et al.(1994)に基づく検討

○ Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺では14km程度とされている。



Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さ

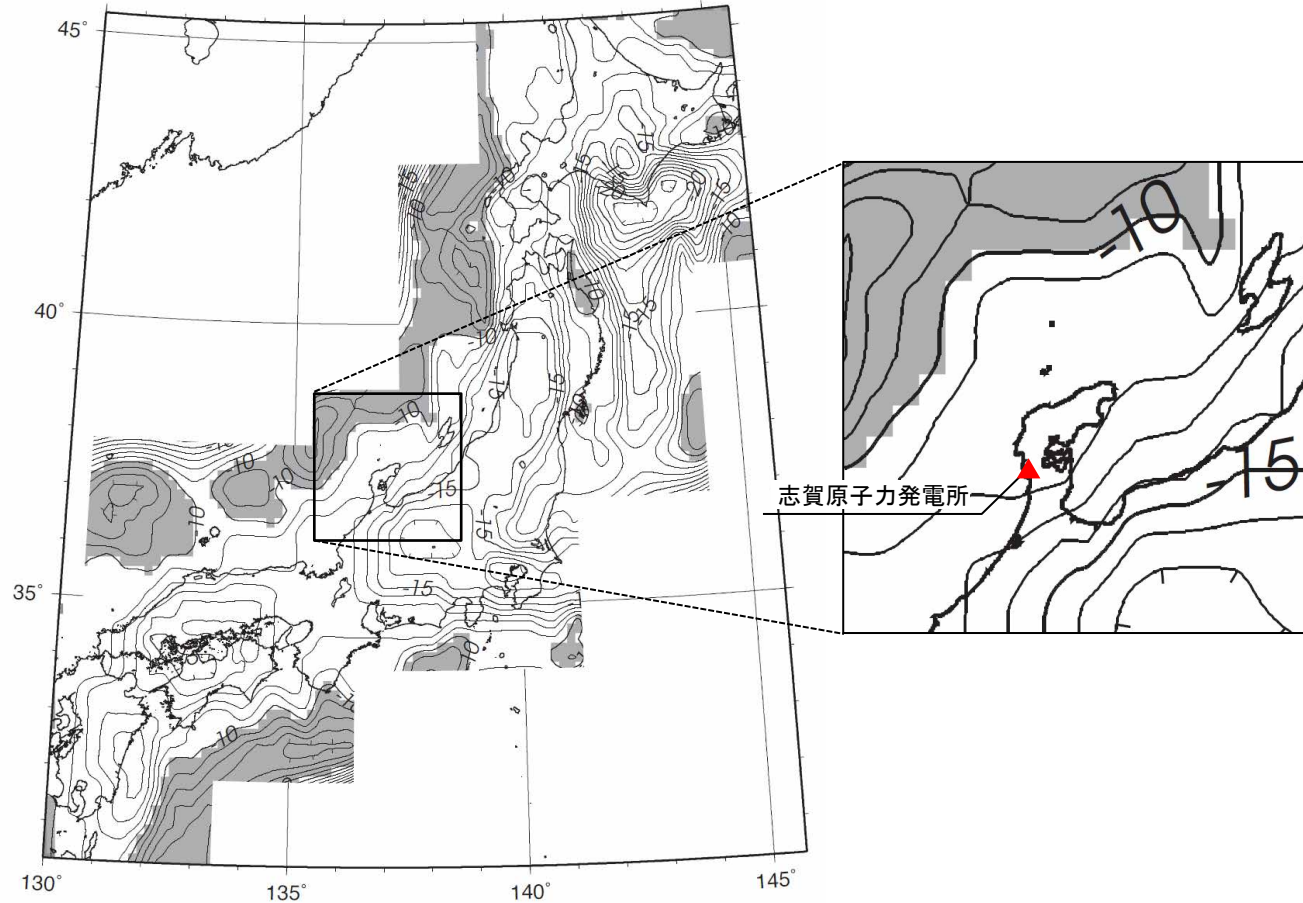
※Zhao et al.(1994)に一部加筆

※ 実線は深度コンターを、破線は推定した深度の標準誤差を示す。外側の破線は標準誤差が2km以内、内側の破線は標準誤差が1km以内の領域を囲んでいる。

➤ Zhao et al.(1994)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、敷地周辺では14km程度であると考えられる。

### (3) 河野ほか(2009)に基づく検討

- 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島周辺の三次元的地殻構造を推定している。
- 河野ほか(2009)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺では12km程度とされている。



河野ほか(2009)によるコンラッド面深さ

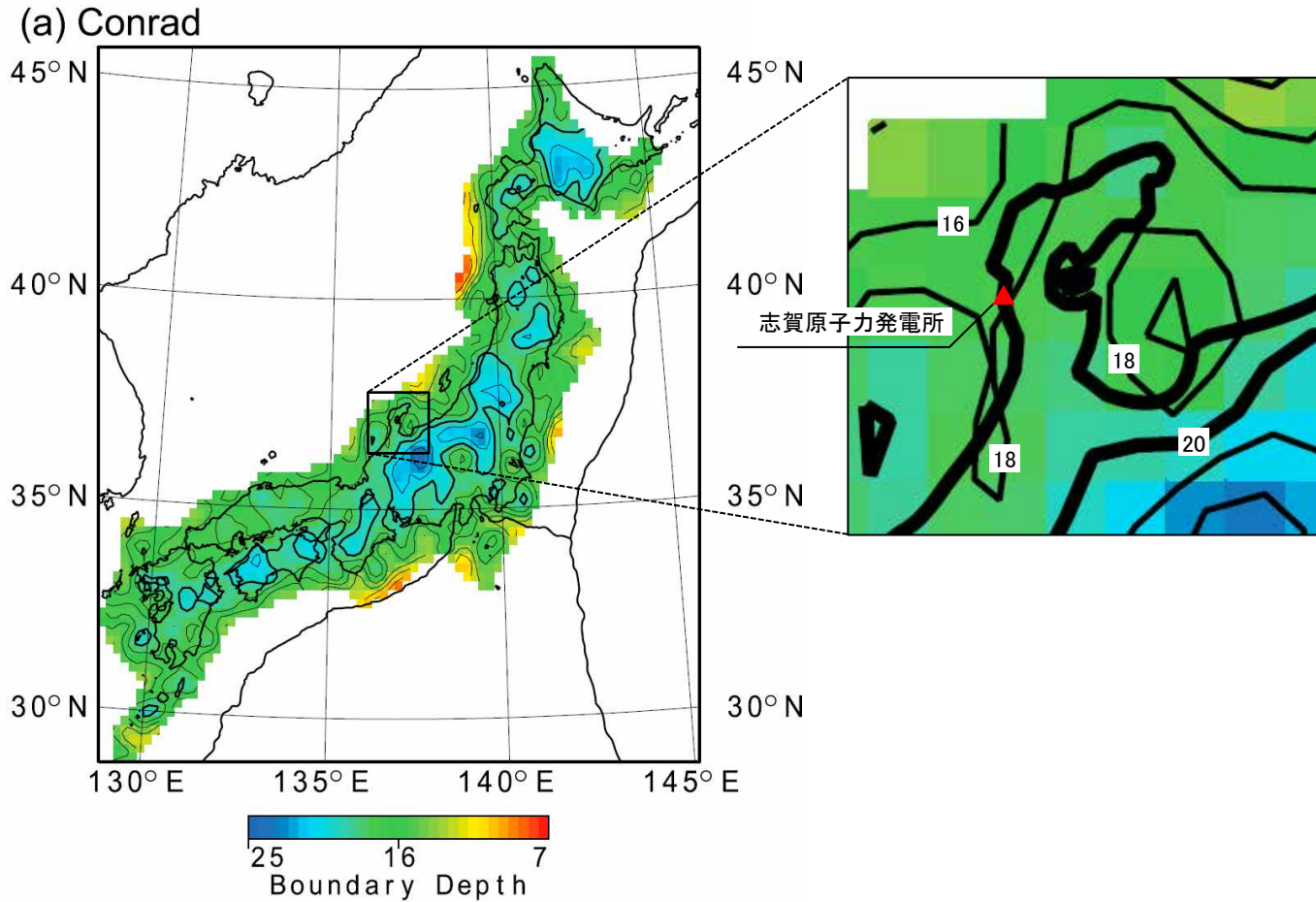
※河野ほか(2009)に一部加筆

※ 灰色箇所は10kmより浅い領域を示す。

➤ 河野ほか(2009)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、敷地周辺では12km程度であると考えられる。

(4) Katsumata(2010)に基づく検討

- Katsumata(2010)は、地震波トモグラフィーにより日本列島の地殻構造を推定している。
- Katsumata(2010)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺では18km程度とされている。



Katsumata(2010)によるコンラッド面深さ

※ コンター間隔は2km, 太い等高線は深さ20kmを示す。

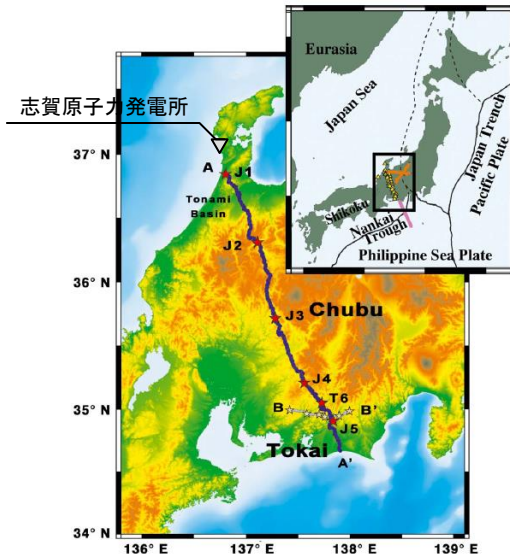
※Katsumata(2010)に一部加筆

➤ Katsumata(2010)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、敷地周辺では18km程度であると考えられる。

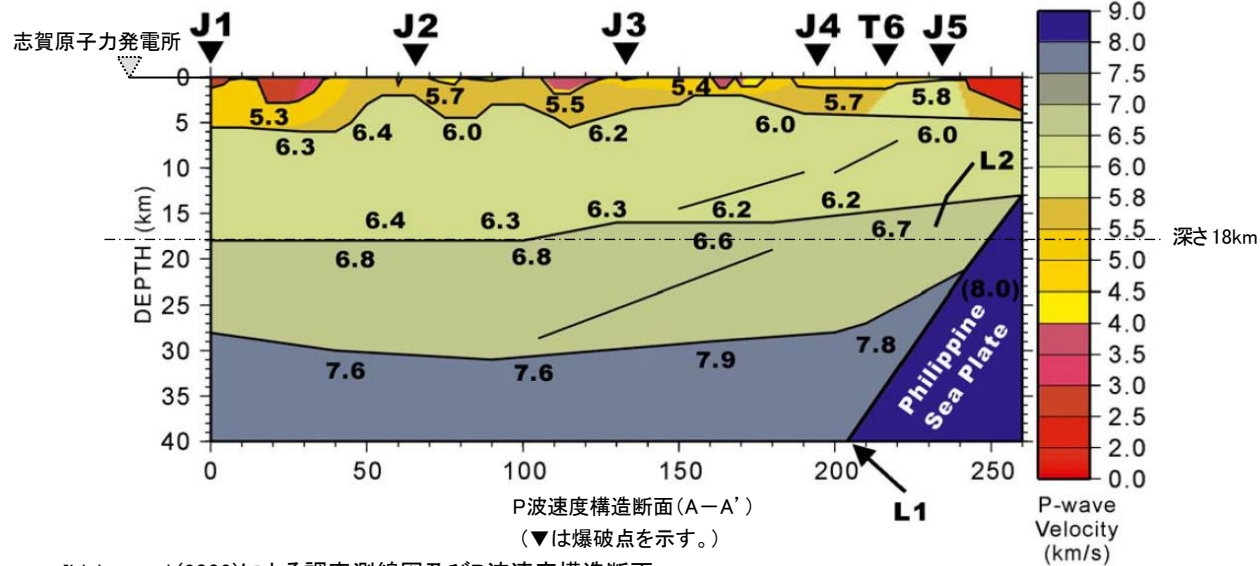
4.2.3 コンラッド面深さによる検討

(5) Iidaka et al.(2003)に基づく検討

○ Iidaka et al.(2003) (P.115)によると、上部地殻の下部のP波速度は6.0~6.4km/s、下部地殻のP波速度は6.6~6.8km/sとされ、上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さは、敷地周辺では18km程度である。



調査測線図(A-A')  
(★は爆破点を示す。)



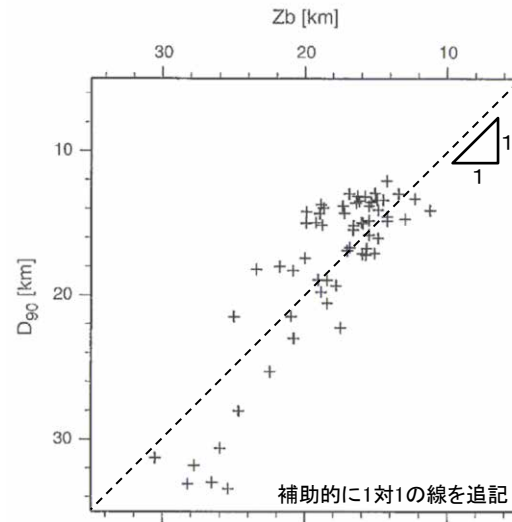
Iidaka et al.(2003)による調査測線図及びP波速度構造断面

※ Iidaka et al.(2003)に一部加筆

➤ Iidaka et al.(2003)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、敷地周辺では18km程度であると考えられる。

(1) 検討方法

- 敷地周辺の地震発生層下端深さを検討するため、キュリー一点深度による検討を実施した。
- Tanaka and Ishikawa (2005) は、D90%とキュリー一点深度の間には相関があるとしている。また、伊藤(2002)はD90%が地震の下限の目安として用いることができるとしていること等から、キュリー一点深度は地震発生層の下端深さの目安になり得る。
- キュリー一点深度による検討では、既往の知見によるキュリー一点深度分布図から、敷地周辺におけるD90%と相関があるキュリー一点深度を確認した。

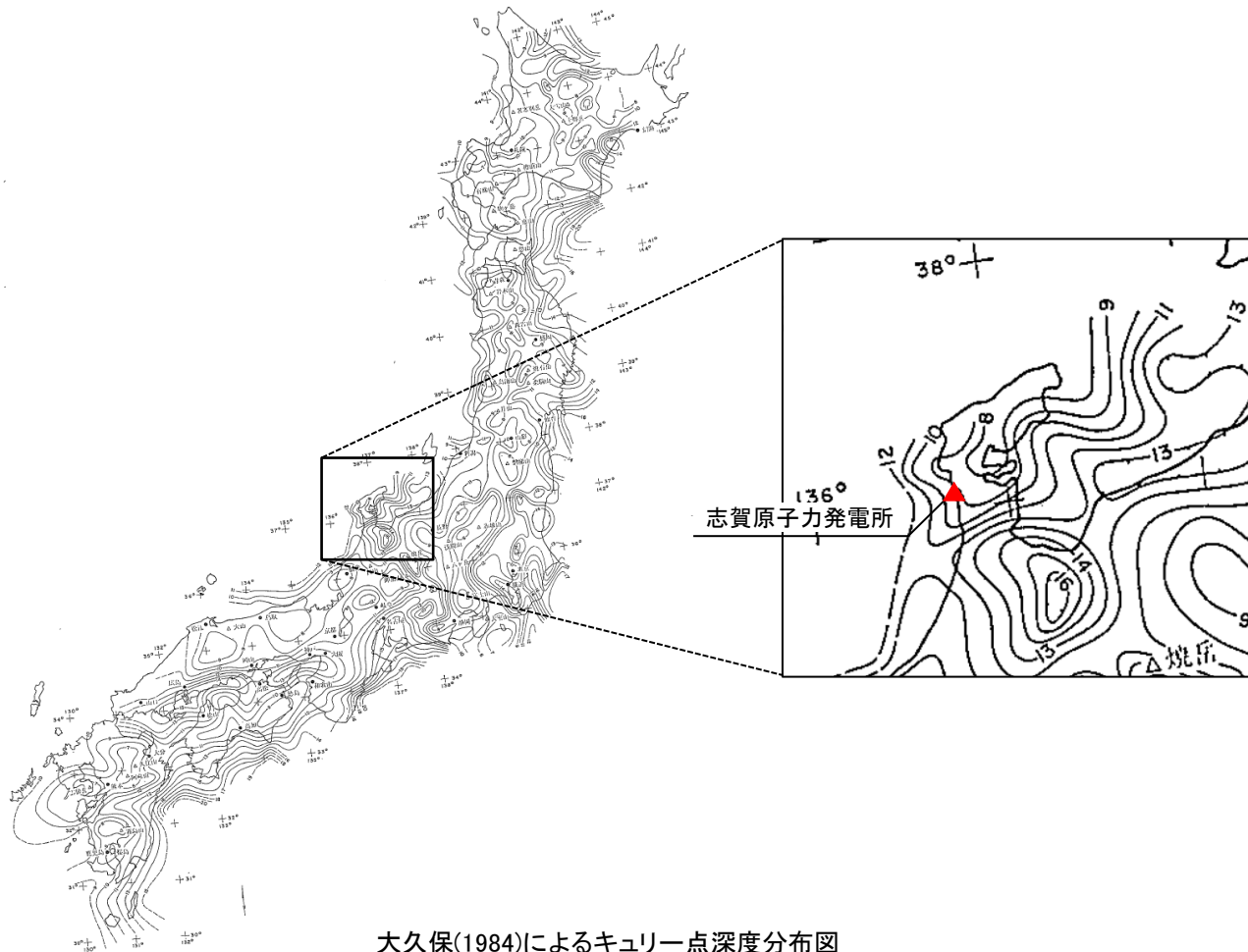


Tanaka and Ishikawa (2005)による  
キュリー一点深度 (Zb) とD90%の関係

※Tanaka and Ishikawa (2005)に一部加筆

## (2) 大久保(1984)に基づく検討

○ 大久保(1984)による日本列島のキュリー一点深度分布図によると、敷地周辺では9~10km程度であり、D90%は9~10km程度となる。



大久保(1984)によるキュリー一点深度分布図

※大久保(1984)に一部加筆

➤ 大久保(1984)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、敷地周辺では9~10km程度であると考えられる。

## (1) 検討方法

- 4.2.1～4.2.4項で検討した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果を下表に示す。
- ここでは、震源として考慮する活断層のうち地震調査研究推進本部により評価された主要活断層帯を対象に、地震調査研究推進本部の知見における地震発生層上端深さ及び下端深さの設定値を整理する。
- 特に、敷地から半径75km程度の範囲の主要活断層帯については、4.2.1～4.2.4項で検討した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さとの整合性を確認し、4.2.1～4.2.4項で検討した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さの範囲から外れる断層帯については、当該断層帯周辺における最新の地震の震源分布(気象庁の震源データ)や地盤構造に係る詳細な知見についても整理し、総合的に判断する。

4.2.1～4.2.4項で検討した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果

検討項目		検討結果	
		上端深さ	下端深さ
地震の震源分布	気象庁の震源データ [D10%, D90%]	4.8km	14.3km
	原子力安全基盤機構(2004) [D10%, D90%]	3.2km	10.7km
速度構造	Matsubara et al.(2022)	4km程度以深	*
	Iidaka et al.(2008)	3kmより深い	*
	日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)	3kmより深い	*
	群速度	3kmより深い	*
コンラッド面深さ	Zhao et al.(1994)	*	14km程度
	河野ほか(2009)	*	12km程度
	Katsumata(2010)	*	18km程度
	Iidaka et al.(2003)	*	18km程度
キュリー点深度	大久保(1984)	*	9～10km程度
検討結果から推定される地震発生層		<u>3～4.8km</u>	<u>9～18km</u>

\*: 検討対象外

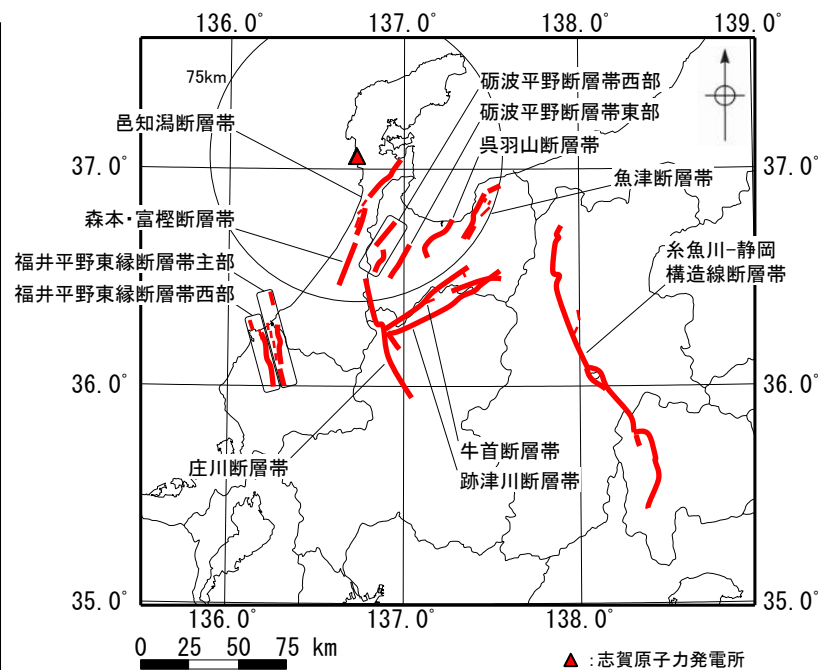
4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

(2)地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見における地震発生層の検討

- 震源として考慮する活断層のうち地震調査研究推進本部により評価された主要活断層帯について、地震調査研究推進本部の知見における地震発生層上端深さ及び下端深さの設定値を整理した結果を下表に示す。なお、地震調査研究推進本部の知見は強震動評価の報告書とし、強震動評価が実施されていない場合は全国地震動予測地図とした。
- 全国地震動予測地図については、最新の2020年版には、断層モデル上端深さ及び下端深さは記載されているものの、地震発生層上端深さ及び下端深さは記載されていないことから、2020年版に加え2014年版も参照することとした。また、本検討における全国地震動予測地図の知見による地震発生層上端深さ及び下端深さの設定値については、それぞれ「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」とすることとした。
- 主要活断層帯の個別の検討についてP.271～284に示す。なお、敷地から半径75km程度の範囲の主要活断層帯について、4.2.1～4.2.4項で検討した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さとの整合性を確認した結果、「邑知潟断層帯」の上端深さ(2km)及び「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯」の下端深さ(20km)は、それぞれ、4.2.1～4.2.4項で検討した上端深さ(3～4.8km)及び下端深さ(9～18km)の範囲から外れることから、これら断層帯については、断層帯周辺における最新の地震の震源分布(気象庁の震源データ)や地盤構造に係る詳細な知見についても整理し、総合的に判断する。

地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による  
地震発生層上端深さ及び下端深さの設定値

対象断層帯	設定値		知見
	上端深さ	下端深さ	
邑知潟断層帯 (邑知潟南縁断層帯) <sup>※3</sup>	2km	18km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
砺波平野断層帯 <sup>※1</sup> ・呉羽山断層帯	4km	20km	強震動評価(地震調査研究推進本部(2004))
森本・富樫断層帯	4km	18km	強震動評価(地震調査研究推進本部(2003))
魚津断層帯	3km	18km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
牛首断層帯	2km	18km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
跡津川断層帯	2km	18km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
庄川断層帯 (御母衣断層) <sup>※3</sup>	2km	16km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
福井平野東縁断層帯 <sup>※2</sup>	2km	18km	全国地震動予測地図(地震調査研究推進本部(2020, 2014))
糸魚川-静岡構造線断層帯 (糸魚川-静岡構造線活断層系) <sup>※3</sup>	4km	17km	強震動評価(地震調査研究推進本部(2002))



地震調査研究推進本部の主要活断層帯の概略位置図

※1 砺波平野断層帯は、砺波平野断層帯西部と砺波平野断層帯東部からなる。  
 ※2 福井平野東縁断層帯は、福井平野東縁断層帯東部と福井平野東縁断層帯西部からなる。  
 ※3 ( )は当社による断層名



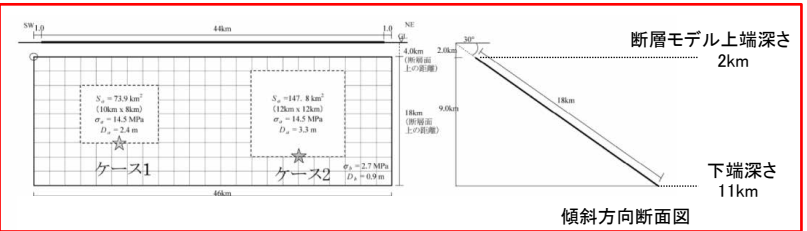
4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

① 邑知潟断層帯に係る知見に基づく検討 — 地震調査研究推進本部(2020, 2014) —

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び11kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び18kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ		
巨視的震源パラメータ	設定方法	
断層モデル原点	地中の上端における南西端	北緯 36.675° 東経 136.758°
走向 $\theta$	長期評価の端点を結ぶ方向	N35.7°E
傾斜角 $\delta$	「約30°南東傾斜」	30°
すべり角 $\gamma$	「南東側隆起の逆断層」	90°
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ $L_{model}$	手続き化の方法に従い設定	46 km
断層モデル幅 $W_{model}$	手続き化の方法に従い設定	18 km
断層モデル面積 $S_{model}$	$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	828 km <sup>2</sup>
地震モーメント $M_0$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	3.80E+19 Nm
モーメントマグニチュード $M_w$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.0
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	3.9 MPa
平均すべり量 $D_{model}$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	1.5 m
短周期レベル $A$	$A = 2.46 \cdot 10^{10} (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$	1.78E+19 Nm/s <sup>2</sup>
微視的震源パラメータ		ケース1~4
全面積 $S_a$	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_{0i} / (A \cdot R) \cdot B^2$	221.7 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_a$	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}, \gamma_D = 2.0$	3.0 m
実効応力 $\sigma_a$	$\sigma_a = \Delta\sigma_s = 7/16 \cdot M_{0i} / (r^2 \cdot R)$	14.5 MPa
地震モーメント $M_{0a}$	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	2.08E+19 Nm
ベ第1リアイス	面積 $S_{a1}$ 平均すべり量 $D_{a1}$ 実効応力 $\sigma_{a1}$ 計算用面積	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ 147.8 km <sup>2</sup> $D_{a1} = (\gamma_D / \Sigma \gamma_i^2) \cdot D_a$ 3.3 m $\sigma_{a1} = \sigma_a$ 14.5 MPa 2km メッシュサイズ 144 km <sup>2</sup>
ベ第2リアイス	面積 $S_{a2}$ 平均すべり量 $D_{a2}$ 実効応力 $\sigma_{a2}$ 計算用面積	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$ 73.9 km <sup>2</sup> $D_{a2} = (\gamma_D / \Sigma \gamma_i^2) \cdot D_a$ 2.4 m $\sigma_{a2} = \sigma_a$ 14.5 MPa 2km メッシュサイズ 80 km <sup>2</sup>
背景領域	面積 $S_b$ 平均すべり量 $D_b$ 実効応力 $\sigma_b$ 地震モーメント $M_{0b}$ 計算用面積	$S_b = S_{model} \sim S_a$ 606.3 km <sup>2</sup> $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ 0.9 m $\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$ 2.7 MPa $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 1.72E+19 Nm 604 km <sup>2</sup>



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

5.3.1 活断層で発生する地震  
5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

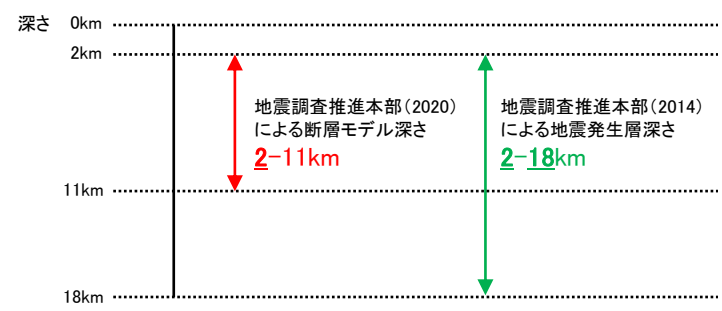
④断層面の諸元の設定

v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元								
コード	断層名称	断層面のすべりの向き	$M_j$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ	
5501	邑知潟断層帯	南東側隆起の逆断層	長期評価	7.6程度	約44km	不明	約30度南東傾斜(200m以浅)	下限約20km
			モデル化	$M_w$ 7.0	46km	18km	南東傾斜30度	2-18km

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



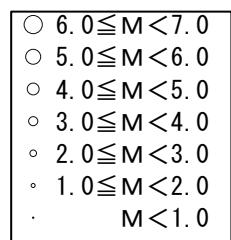
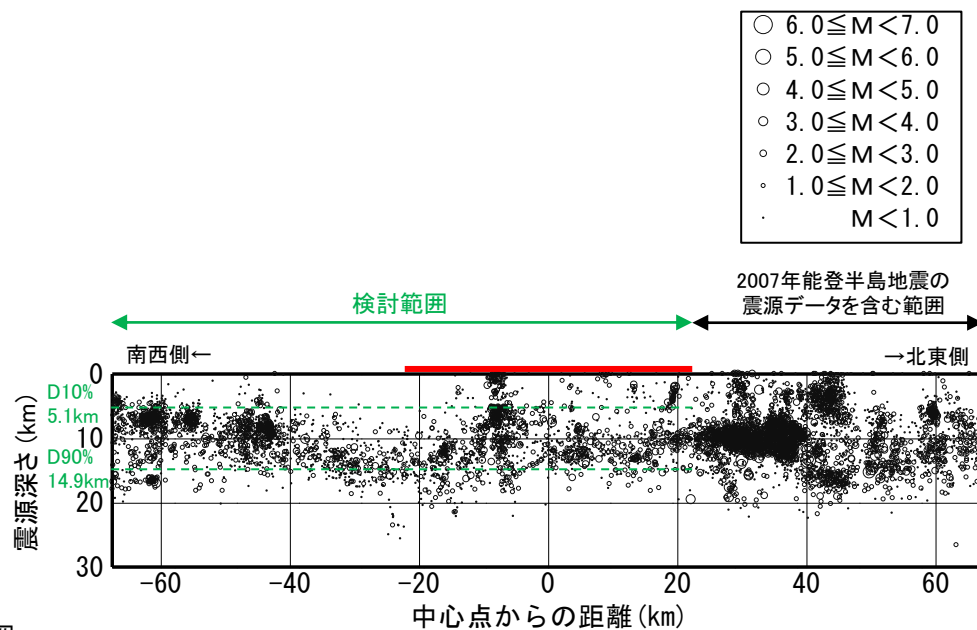
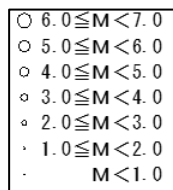
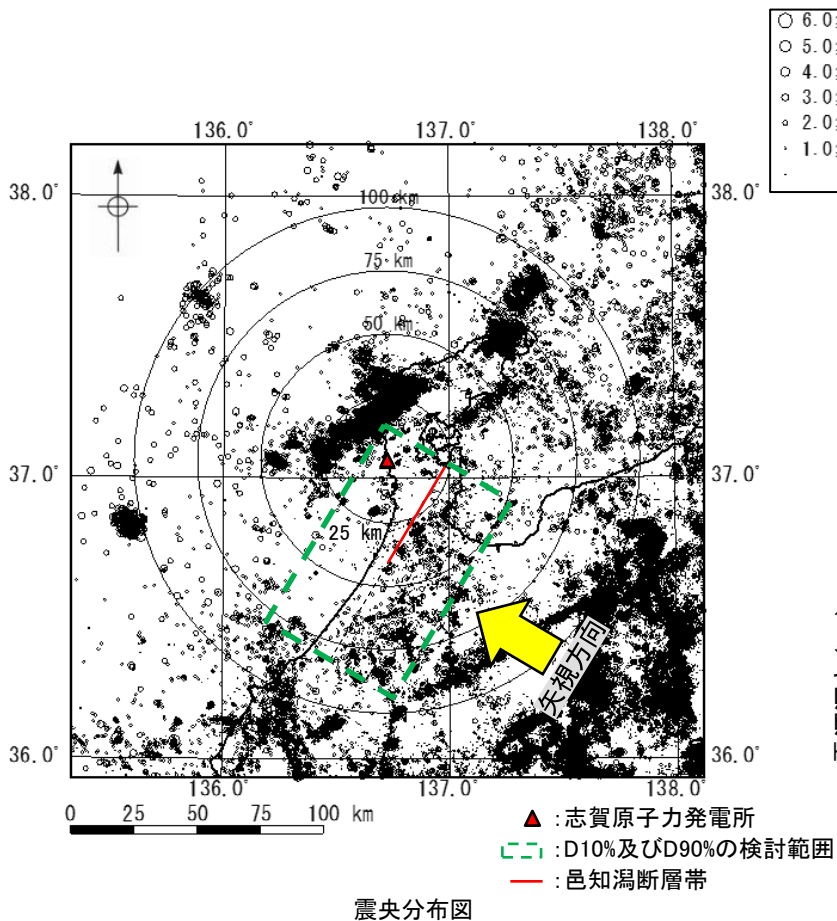
地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

邑知潟断層帯の上端深さ(2km)は、4.2.1~4.2.4項で検討した敷地周辺の上端深さ(3~4.8km)の範囲から外れることから、邑知潟断層帯周辺における最新の地震の震源分布(気象庁の震源データ)及び地盤構造に係る詳細な知見(Iidaka et al.(2008))についても整理する(P.272~273)。

4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

① 邑知潟断層帯に係る知見に基づく検討 — 気象庁の震源データに基づく検討 —

- 1997年10月から2022年3月までの気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データ(震源深さ30km以浅)を用いて、邑知潟断層帯周辺の地震の震源分布を確認した。
- 地震の深さ分布図によると、地震の震源は概ね深さ0~20kmに分布しており、検討範囲\*のD10%及びD90%は、それぞれ5.1km及び14.9kmとなる。



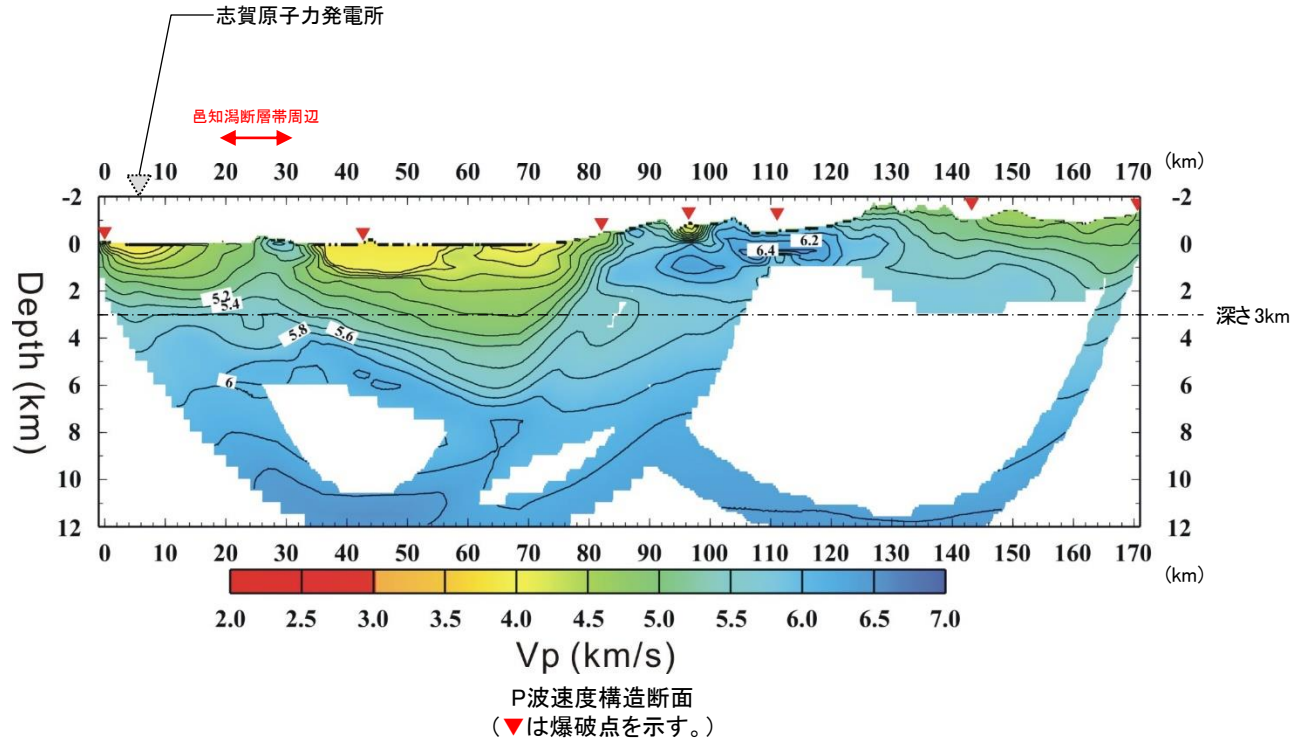
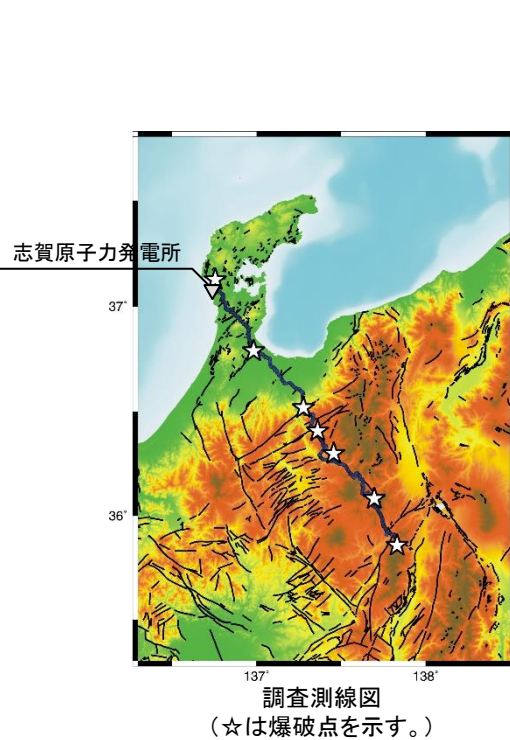
地震の分布(1997年10月~2022年3月)

\* D10%及びD90%の検討範囲は、地震調査研究推進本部による森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価における微小地震分布の検討範囲(P.277左上図)を参考に、邑知潟断層帯と関連のない2007年能登半島地震の震源データの影響が含まれない範囲で設定した。

紫字は第1199回審査会合以降に修正した箇所

① 邑知潟断層帯に係る知見に基づく検討 —Iidaka et al.(2008)—

○ Iidaka et al.(2008) (P.116)のP波速度構造断面によると、邑知潟断層帯周辺の地表付近においてP波速度が周辺に比べて大きい傾向が認められるものの、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは3kmよりも深いところに位置している。



Iidaka et al.(2008)による調査測線図及びP波速度構造断面

※Iidaka et al.(2008)に一部加筆

## ② 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯に係る知見に基づく検討 — 地震調査研究推進本部(2004) —

- 地震調査研究推進本部の砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価(2004年3月)によれば、微小地震の深さ分布及び地盤構造の評価結果から、地震発生層を深さ4~20kmと設定している。

震源パラメーター一覧

	断層帯 (ケース)	砺波平野断層帯東部		砺波平野断層帯西部	呉羽山断層帯	単位			
		アスベリティ1つ	アスベリティ2つ						
巨視的震源特性	断層総面積	S	552	572	660	[km <sup>2</sup> ]			
	地震モーメント	MO	1.7E+19	1.8E+19	2.4E+19	[Nm]			
	地震規模	Mw	6.8	6.8	6.9				
	短周期レベル	A	1.4E+19	1.4E+19	1.5E+19	[Nm/s <sup>2</sup> ]			
	基準点の位置		(北端)~(屈曲点)~(南端)		(北端)~(南端)	(延長北端)~(南端)			
	基準点の北緯		36° 39' ~36° 29' ~36° 24'		36° 45' ~36° 31'	36° 50' ~36° 35'			
	基準点の東経		137° 02' ~136° 55' ~136° 56'		136° 57' ~136° 50'	137° 19' ~137° 08'			
	走向	strike	(主) 高清水断層N30° E; (副) 城端-上梨断層N20° W		N22° W	N30° E			
	傾斜角	dip	(主) 45° E		45° W	45° W			
	平均滑り量	D	95		98	114	[cm]		
	滑り方向		東側隆起の逆断層		西側隆起の逆断層	西側隆起の逆断層			
	地震発生層深さ	dep	4~20		4~20	4~20	[km]		
断層面の長さ	L	地表30km(高清水断層22km; 城端-上梨断層8km)		地表約26km	地表約30km	[km]			
断層面の幅	W	22.6		22.6	22.6	[km]			
断層面積	S	552		572	660	[km <sup>2</sup> ]			
微視的震源特性	アスベリティ1	地震モーメント	MOa	7.4E+18	4.9E+18	8.1E+18	1.2E+19	[Nm]	
		面積	Sa	120	80	127	162	[km <sup>2</sup> ]	
		平均滑り量	Da	190	190	197	227	[cm]	
		静的応力降下量	Δσa	15	15	15	14	[MPa]	
		短周期レベル	A	1.4E+19	1.4E+19	1.4E+19	1.5E+19	[Nm/s <sup>2</sup> ]	
		地震モーメント	MOa	-	2.5E+18	-	-	[Nm]	
	アスベリティ2	面積	Sa	-	40	-	-	[km <sup>2</sup> ]	
		平均滑り量	Da	-	190	-	-	[cm]	
		静的応力降下量	Δσa	-	15	-	-	[MPa]	
		短周期レベル	A	-	1.4E+19	-	-	[Nm/s <sup>2</sup> ]	
		背景領域	地震モーメント	MOb	9.6E+18	9.6E+18	1.0E+19	1.2E+19	[Nm]
			面積	Sb	432	432	445	498	[km <sup>2</sup> ]
平均滑り量	Db		69	69	70	77	[cm]		
実効応力	Σσb		2.6	2.6	2.7	2.8	[MPa]		
その他の震源特性	アスベリティ位置			南		南	南		
	アスベリティ深さ			中		中	中		
	破壊開始点の深さ		中下		中下	中下			
	破壊様式		同心円上						
	破壊伝播速度		2.5 (β=3.46の72%)				[km/s]		
	Fmax		6				[Hz]		
	震源時間関数		中村・宮武(2000)による						

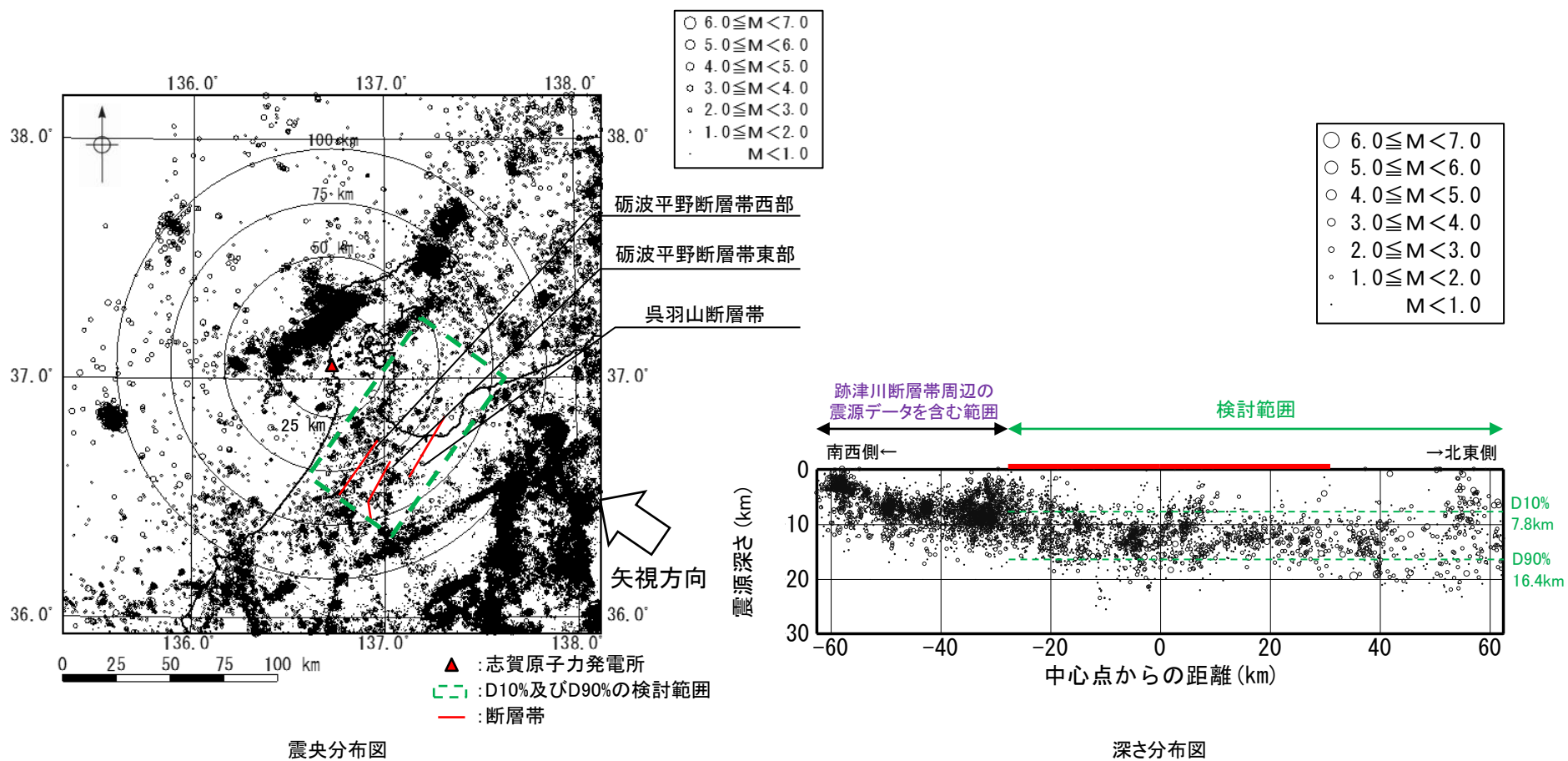
※地震調査研究推進本部(2004)に一部加筆

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の下端深さ(20km)は、4.2.1~4.2.4項で検討した敷地周辺の下端深さ(9~18km)の範囲から外れることから、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺における最新の地震の震源分布(気象庁の震源データ)及び地盤構造に係る詳細な知見(lidaka et al.(2003))についても整理する(P.275~276)。

4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

② 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯に係る知見に基づく検討 — 気象庁の震源データに基づく検討 —

- 1997年10月から2022年3月までの気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データ(震源深さ30km以浅)を用いて、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺の地震の震源分布を確認した。
- 地震の深さ分布図によると、地震の震源は概ね深さ0~20kmに分布しており、検討範囲\*のD10%及びD90%は、それぞれ7.8km及び16.4kmとなる。



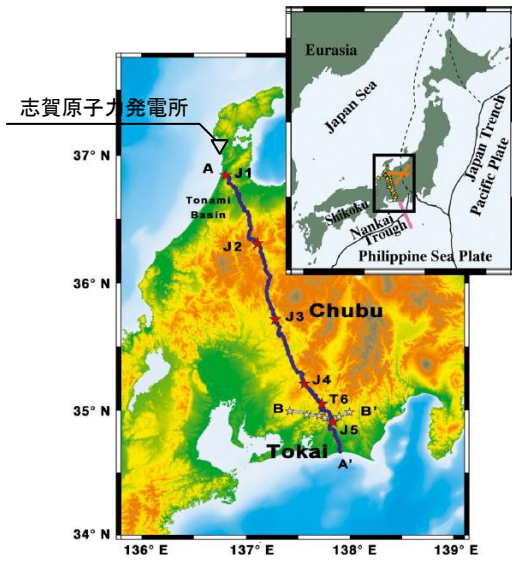
\* D10%及びD90%の検討範囲は、地震調査研究推進本部による森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価における微小地震分布の検討範囲(P.277左上図)を参考に、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯と関連のない跡津川断層帯周辺の震源データの影響が含まれない範囲で設定した。

紫字は第1199回審査会合以降に修正した箇所

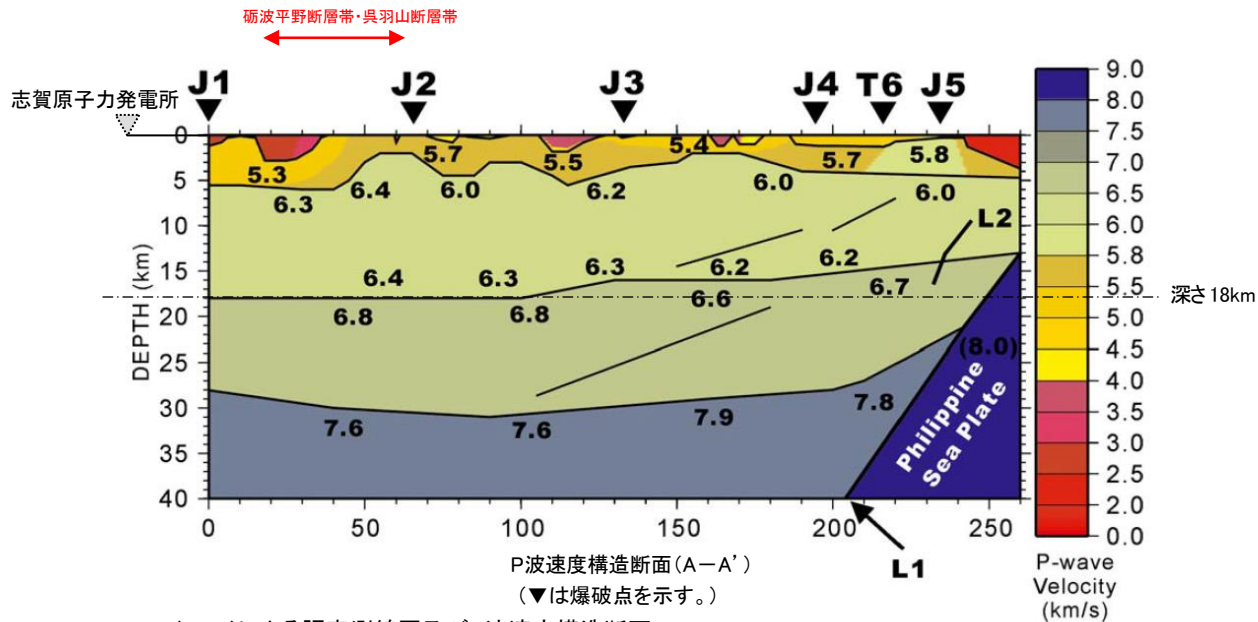
4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

② 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯に係る知見に基づく検討 —Iidaka et al.(2003)—

○ Iidaka et al.(2003)(P.115)によると、上部地殻の下部のP波速度は6.0～6.4km/s、下部地殻のP波速度は6.6～6.8km/sとされ、上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さは、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺では18km程度である。



調査測線図(A-A')  
(★は爆破点を示す。)



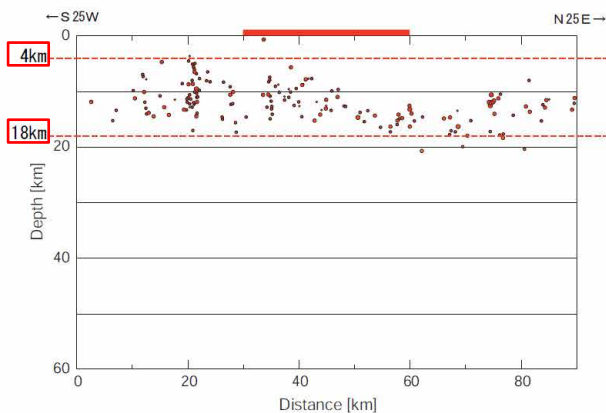
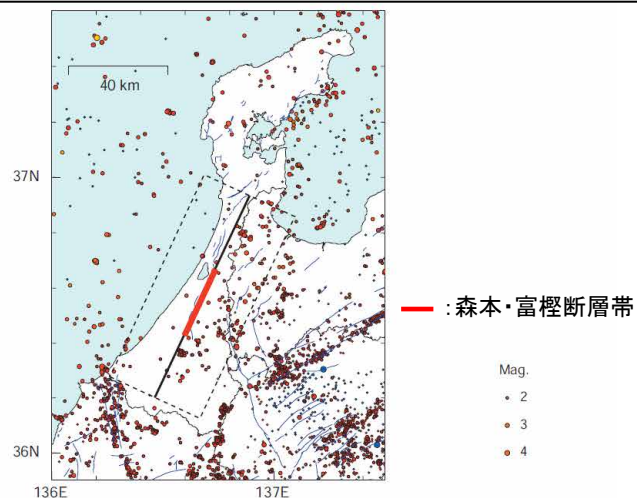
Iidaka et al.(2003)による調査測線図及びP波速度構造断面

※ Iidaka et al.(2003)に一部加筆

4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

③森本・富樫断層帯に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2003)—

○ 地震調査研究推進本部の森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価(2003年3月)によれば、微小地震分布及び地盤評価の結果から、地震発生層を深さ4~18kmと設定している。



1997/10/01~2002/06/30の期間に発生した地震を表示

微小地震発生分布

※地震調査研究推進本部(2003)に一部加筆

森本・富樫断層帯を想定した地震の震源パラメータ

巨視的震源特性	ケース		1 a	1 b	1 c	1 d	2	3			
	断層総面積	S	513				420	676	[km <sup>2</sup> ]		
	地震モーメント	Mo	1.1 E+19				0.82 E+19	1.7 E+19	[Nm]		
	地震規模	Mw	6.6				6.5	6.8			
	短周期レベル	A	1.2 E+19				1.1 E+19	1.4 E+19	[N m/s <sup>2</sup> ]		
	基準点の位置	(北端) ~ (南端)									
	基準点の北緯	36° 40' ~ 36° 28'									
	基準点の東経	136° 44' ~ 136° 37'									
	走向	N25.7° E									
	傾斜角		45° E			60° E		30° E			
	平均滑り量	D	66			60		76		[cm]	
	滑り方向	東側隆起の逆断層									
地震発生層深さ		4~18							[km]		
断層面の長さ	L	26							[km]		
断層面の幅	W	20			16		26		[km]		
微視的震源特性	アスペリシティ	地震モーメント	MOa	3.2 E+18			2.3 E+18		4.7 E+18		[Nm]
		面積	Sa	73			60		96		[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Da	130			120		150		[cm]
		静的応力降下量	$\Delta\sigma_a$	16			16		16		[MPa]
		短周期レベル	A	1.2 E+19			1.1 E+19		1.4 E+19		[N m/s <sup>2</sup> ]
	背景領域	地震モーメント	MOb	7.9 E+18			5.9 E+18		1.2 E+19		[Nm]
		面積	Sb	440			360		580		[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Db	55			50		64		[cm]
		実効応力	$\Sigma\sigma_b$	2.9			3.2		2.6		[MPa]
		その他の震源特性	アスペリシティ位置		南端	中央		南端	南端		
アスペリシティ深さ			中央	中央	上端	下端	中央	中央			
破壊開始点			南端	中央		南端					
破壊開始点の深さ			アスペリシティ下端							[km]	
破壊様式			同心円上								
破壊伝播速度			2.5 ( $\beta=3.46$ の 72%)							[km/s]	
Fmax			6							[Hz]	
震源時間関数			中村・宮武(2000)による								

※地震調査研究推進本部(2003)に一部加筆

④魚津断層帯に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2020, 2014)—

紫字は第1199回審査会合以降に修正した箇所

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ3km及び15.3kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ3km及び18kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ3km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

<全国地震動予測地図2014年版>

強震動予測のための震源パラメータ		
巨視的震源パラメータ	「長期評価」または設定方法	設定値
活断層長さ L <sub>eq</sub>	約32km	32 km
マグニチュード M	7.3程度	7.3
巨視的震源パラメータ		
断層モデル原点	地中の上端における屈曲点	北緯 36.877° 東経 137.491°
走向 θ	長期評価の端点を結ぶ方向	N205.0°E N68.0°E
傾斜角 δ	「南東傾斜」	137° 43°
すべり角 γ	「南東傾斜の逆断層」	90° 90°
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地盤基底深さを参考	3 km 3 km
単位区間長さ L <sub>seg</sub>	手続き化の方法に従い設定	24 km 10 km
単位区間幅 W <sub>seg</sub>	手続き化の方法に従い設定	18 km 18 km
単位区間面積 S <sub>seg</sub>	S <sub>seg</sub> = L <sub>seg</sub> × W <sub>seg</sub>	432 km <sup>2</sup> 180 km <sup>2</sup>
重複除去の単位区間面積 S <sub>seg'</sub>	—	432.0 km <sup>2</sup> 59.1 km <sup>2</sup>
断層モデル総面積 S <sub>total</sub>	S <sub>total</sub> = Σ S <sub>seg</sub>	612 km <sup>2</sup>
地震モーメント M <sub>0</sub>	log M <sub>0</sub> = 1.17M + 10.72	2.04E+19 N·m
モーメントマグニチュード M <sub>w</sub>	M <sub>w</sub> = (log M <sub>0</sub> - 9.1) / 1.5	6.8
重複除去の断層面積 S <sub>total'</sub>	S <sub>total'</sub> = Σ S <sub>seg'</sub>	491.1 km <sup>2</sup>
重複除去の地震モーメント M <sub>0'</sub>	M <sub>0'</sub> = (S <sub>total'</sub> / (4.24 × 10 <sup>-10</sup> )) × 10 <sup>11</sup> J	1.34E+19 N·m
重複除去のモーメントマグニチュード M <sub>w'</sub>	M <sub>w'</sub> = (log M <sub>0'</sub> - 9.1) / 1.5	6.7
静的応力低下 Δσ	Δσ = 7/16 · M <sub>0</sub> / R <sup>2</sup>	3.0 MPa
平均すべり量 D <sub>total</sub>	D <sub>total</sub> = M <sub>0</sub> / (μ · S <sub>total</sub> )	0.9 m
恒周期レベル A	A = 2.46 · 10 <sup>-10</sup> · (M <sub>0</sub> · 10 <sup>-3</sup> ) <sup>1/3</sup>	1.26E+19 N·m <sup>2/3</sup>
巨視的震源パラメータ		
全アスペリティ面積 S <sub>a</sub>	S <sub>a</sub> = πr <sup>2</sup> , r = 7π/4 · M <sub>0</sub> / (A · R) · β <sup>2</sup>	91.6 km <sup>2</sup>
全アスペリティの実効応力 σ <sub>a</sub>	σ <sub>a</sub> = Δσ <sub>a</sub> = 7/16 · M <sub>0</sub> / (r <sup>2</sup> · R)	16.1 MPa
単位区間ごと		
単位区間地震モーメント M <sub>0seg</sub>	単位区間面積の1.5乗に比例して配分	1.28E+19 N·m 6.46E+17 N·m
単位区間平均すべり量 D <sub>seg</sub>	D <sub>seg</sub> = M <sub>0seg</sub> / (μ · S <sub>seg</sub> )	0.9 m 0.4 m
全面積 S <sub>a,seg</sub>	単位区間面積に比例して配分	91.6 km <sup>2</sup> —
平均すべり量 D <sub>a,seg</sub>	D <sub>a,seg</sub> = γ <sup>0.5</sup> · D <sub>seg</sub> , γ <sup>0</sup> = 2.0	1.8 m —
実効応力 σ <sub>a,seg</sub>	σ <sub>a,seg</sub> = σ <sub>a</sub>	16.1 MPa —
地震モーメント M <sub>0a,seg</sub>	M <sub>0a,seg</sub> = μ · D <sub>a,seg</sub> · S <sub>a,seg</sub>	5.15E+18 N·m —
ベリテイス		
面積 S <sub>v1</sub>	S <sub>v1</sub> = S <sub>a,seg</sub> · (2/3) or S <sub>a,seg</sub>	91.6 km <sup>2</sup> —
平均すべり量 D <sub>v1</sub>	D <sub>v1</sub> = (γ <sup>1</sup> / Σγ <sup>1</sup> ) · D <sub>a,seg</sub>	1.8 m —
実効応力 σ <sub>v1</sub>	σ <sub>v1</sub> = σ <sub>a,seg</sub>	16.1 MPa —
計算用面積	2kmメッシュサイズ	96 km <sup>2</sup> —
ベリテイス		
面積 S <sub>v2</sub>	S <sub>v2</sub> = S <sub>a,seg</sub> · (1/3) or 0	— —
平均すべり量 D <sub>v2</sub>	D <sub>v2</sub> = (γ <sup>2</sup> / Σγ <sup>2</sup> ) · D <sub>a,seg</sub>	— —
実効応力 σ <sub>v2</sub>	σ <sub>v2</sub> = σ <sub>a,seg</sub>	— —
計算用面積	2kmメッシュサイズ	— —
音響領域		
面積 S <sub>b</sub>	S <sub>b</sub> = S <sub>v1</sub> - S <sub>v2</sub>	340.4 km <sup>2</sup> 59.1 km <sup>2</sup>
平均すべり量 D <sub>b</sub>	D <sub>b</sub> = M <sub>0a</sub> / (μ · S <sub>b</sub> )	0.7 m 0.4 m
実効応力 σ <sub>b</sub>	σ <sub>b</sub> = (D <sub>b</sub> / W <sub>b,seg</sub> ) · (π <sup>1/2</sup> / D <sub>a,seg</sub> ) <sup>2</sup> · r · Σγ <sup>1</sup> · σ <sub>a,seg</sub>	2.8 MPa 3.0 MPa
地震モーメント M <sub>0b</sub>	M <sub>0b</sub> = M <sub>0seg</sub> - M <sub>0a,seg</sub>	7.62E+18 N·m 6.46E+17 N·m
計算用面積	2kmメッシュサイズ	336 km <sup>2</sup> 76 km <sup>2</sup>

断層面の諸元の設定

5.3.1 活断層で発生する地震  
5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

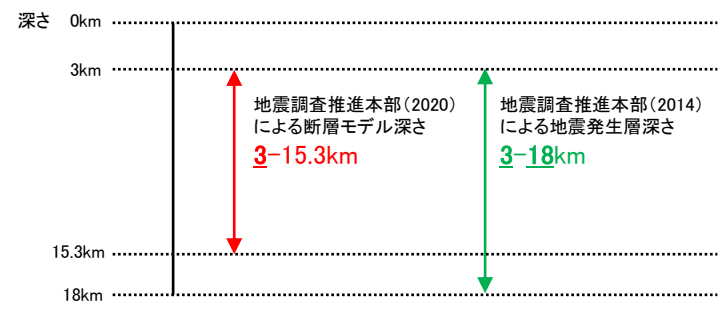
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元

コード	断層名称	断層面のすべりの向き	M <sub>0</sub>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
10501	魚津断層帯	南東側隆起の逆断層(右横すれ成分を伴う)	長期評価	7.2程度	約32km	不明	南東傾斜 15km程度
			モデル化	M <sub>0</sub> 6.8	24km 7.9km	18km 18km	南東傾斜43度 南東傾斜43度

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ  
及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆



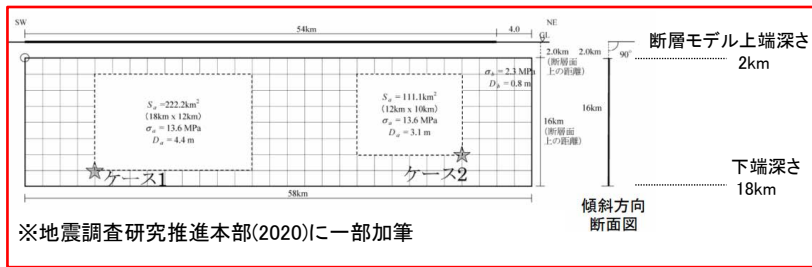
⑤牛首断層帯に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2020, 2014)—

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び18kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び16kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ

巨視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における南西端	北緯 36.267° 東経 136.883°	
走向 $\theta$	長期評価の端点を結ぶ方向	N52.5°E	
傾斜角 $\delta$	「ほぼ垂直-高角」	90°	
すべり角 $\gamma$	「右横ずれ断層」	180°	
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km	
断層モデル長さ $L_{model}$	手続き化の方法に従い設定	58 km	
断層モデル幅 $W_{model}$	手続き化の方法に従い設定	16 km	
断層モデル面積 $S_{model}$	$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	928 km <sup>2</sup>	
地震モーメント $M_0$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	5.67E+19 Nm	
モーメントマグニチュード $M_w$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.1	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^2$	4.9 MPa	
平均すべり量 $D_{model}$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	2.0 m	
短周期レベル $A$	$A = 2.46 \cdot 10^{10} (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$	2.04E+19 Nm/s <sup>2</sup>	
微視的震源パラメータ		ケース1~4	
全リアテイス	面積 $S_a$ 平均すべり量 $D_a$ 実効応力 $\sigma_a$ 地震モーメント $M_{0a}$	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_{0a} / (A \cdot R) \cdot \beta^2$ $D_a = \gamma_D \cdot D_{model}, \gamma_D = 2.0$ $\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$ $M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	333.3 km <sup>2</sup> 4.0 m 13.6 MPa 4.16E+19 Nm
ベ第1テイス	面積 $S_{a1}$ 平均すべり量 $D_{a1}$ 実効応力 $\sigma_{a1}$ 計算用面積	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ $D_{a1} = (\gamma_D / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ $\sigma_{a1} = \sigma_a$ 2km メッシュサイズ	222.2 km <sup>2</sup> 4.4 m 13.6 MPa 216 km <sup>2</sup>
ベ第2テイス	面積 $S_{a2}$ 平均すべり量 $D_{a2}$ 実効応力 $\sigma_{a2}$ 計算用面積	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$ $D_{a2} = (\gamma_D / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ $\sigma_{a2} = \sigma_a$ 2km メッシュサイズ	111.1 km <sup>2</sup> 3.1 m 13.6 MPa 120 km <sup>2</sup>
背景領域	面積 $S_b$ 平均すべり量 $D_b$ 実効応力 $\sigma_b$ 地震モーメント $M_{0b}$ 計算用面積	$S_b = S_{model} - S_a$ $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ $\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$ $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 2km メッシュサイズ	594.7 km <sup>2</sup> 0.8 m 2.3 MPa 1.51E+19 Nm 592 km <sup>2</sup>



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

- 5.3.1 活断層で発生する地震
- 5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

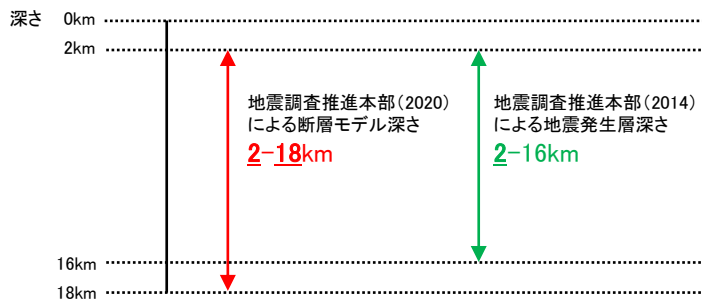
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元

コード	断層名称	断層面のすべりの向き		$M_0$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
4901	牛首断層帯	右横ずれ断層(北東部では南東隆起、南西部では北西隆起伴う)	長期評価	7.7程度	約54km	15km程度	ほぼ垂直から高角	下限約15km
			モデル化	$M_w$ 7.1	58km	16km	90度	2-16km

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

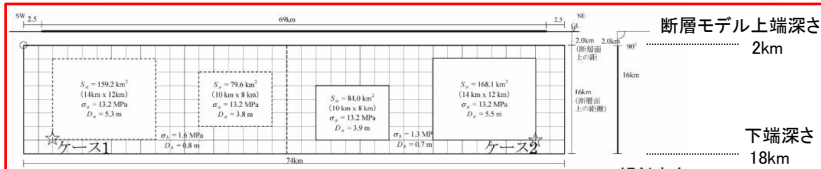
⑥ 跡津川断層帯に係る知見に基づく検討 — 地震調査研究推進本部(2020, 2014) —

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び18kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び16kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ

巨視的震源パラメータ	設定方法	北東側	南西側
断層モデル原点	地中の上端における南端	北緯 36.431° 東経 137.279°	北緯 36.267° 東経 136.933°
走向 $\theta$	長期評価の端点を結ぶ方向	N59.6°E	N59.6°E
傾斜角 $\delta$	「ほぼ垂直」	90°	90°
すべり角 $\gamma$	「右横ずれ断層」	180°	180°
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km	2 km
単位区間長さ $L_{seg}$	手続き化の方法に従い設定	38 km	36 km
単位区間幅 $W_{seg}$	手続き化の方法に従い設定	16 km	16 km
単位区間面積 $S_{seg}$	$S_{seg} = L_{seg} \times W_{seg}$	608 km <sup>2</sup>	576 km <sup>2</sup>
断層モデル総面積 $S_{model}$	$S_{model} = \sum S_{seg}$	1184 km <sup>2</sup>	576 km <sup>2</sup>
地震モーメント $M_0$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	9.13E+19 Nm	7.2
モーメントマグニチュード $M_w$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.2	7.2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	5.5 MPa	5.5 MPa
平均すべり量 $D_{model}$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	2.5 m	2.5 m
短周期レベル $A$	$A = 2.46 \cdot 10^{10} (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$	2.39E+19 Nm/s <sup>2</sup>	7.2
微視的震源パラメータ	ケース1 ~ 4		
全アスペリティ面積 $S_a$	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	490.9 km <sup>2</sup>	13.2 MPa
全アスペリティの実効応力 $\sigma_a$	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	13.2 MPa	13.2 MPa
単位区間ごとの微視的震源パラメータ		北東側	南西側
単位区間地震モーメント $M_{0seg}$	単位区間面積の1.5乗に比例して配分	4.75E+19 Nm	4.38E+19 Nm
単位区間平均すべり量 $D_{seg}$	$D_{seg} = M_{0seg} / (\mu \cdot S_{seg})$	2.5 m	2.4 m
全面積 $S_{a seg}$	単位区間面積に比例して配分	252.1 km <sup>2</sup>	238.8 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a seg}$	$D_{a seg} = \gamma_D \cdot D_{seg}$ $\gamma_D = 2.0$	5.0 m	4.8 m
実効応力 $\sigma_{a seg}$	$\sigma_{a seg} = \sigma_a$	13.2 MPa	13.2 MPa
地震モーメント $M_{0a seg}$	$M_{0a seg} = \mu \cdot D_{a seg} \cdot S_{a seg}$	3.93E+19 Nm	3.58E+19 Nm
ベリ1 面積 $S_{a1}$	$S_{a1} = S_{a seg} \cdot (2/3)$	168.1 km <sup>2</sup>	159.2 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a1}$	$D_{a1} = (\gamma_D / \sum \gamma_i^3) \cdot D_{a seg}$	5.5 m	5.3 m
実効応力 $\sigma_{a1}$	$\sigma_{a1} = \sigma_{a seg}$	13.2 MPa	13.2 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	168 km <sup>2</sup>	168 km <sup>2</sup>
ベリ2 面積 $S_{a2}$	$S_{a2} = S_{a seg} \cdot (1/3)$	84.0 km <sup>2</sup>	79.6 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a2}$	$D_{a2} = (\gamma_D / \sum \gamma_i^3) \cdot D_{a seg}$	3.9 m	3.8 m
実効応力 $\sigma_{a2}$	$\sigma_{a2} = \sigma_{a seg}$	13.2 MPa	13.2 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km <sup>2</sup>	80 km <sup>2</sup>
背景領域 面積 $S_b$	$S_b = S_{seg} - S_{a seg}$	355.9 km <sup>2</sup>	337.2 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_b$	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.7 m	0.8 m
実効応力 $\sigma_b$	$\sigma_b = (D_b / W_{h seg}) \cdot (\pi^{1/2} / D_{a seg}) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	1.3 MPa	1.6 MPa
地震モーメント $M_{0b}$	$M_{0b} = M_{0seg} - M_{0a seg}$	8.18E+18 Nm	8.04E+18 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ	360 km <sup>2</sup>	328 km <sup>2</sup>



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

- 5.3.1 活断層で発生する地震
- 5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

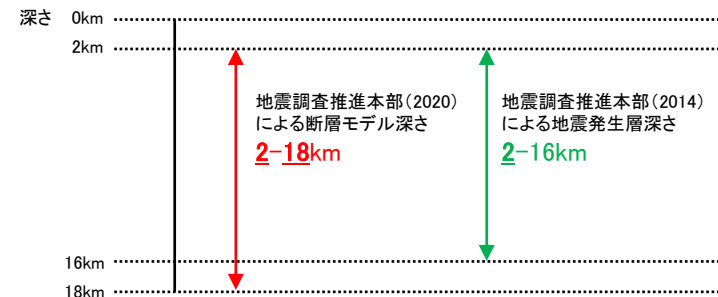
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元

コード	断層名称	断層面のすべりの向き	$M_j$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
4701	跡津川断層帯	右横ずれ断層 (北西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.9程度	約69km	約15km	下限約15km
			モデル化	$M_w$ 7.2	74km	16km	90度

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

⑦庄川断層帯に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2020, 2014)—

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び16kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び15kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び16kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ

巨視的震源パラメータ	設定方法	北西側	南東側
断層モデル原点	地中の上端における南端	北緯 36.303° 東経 136.888°	北緯 35.912° 東経 137.060°
走向 $\theta$	長期評価の端点を結ぶ方向	N340.3°E	N340.3°E
傾斜角 $\phi$	「高角」	90°	90°
すべり角 $\gamma$	「左横ずれ断層」	0°	0°
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地盤基礎深さを参考	2 km	2 km
単位区間長さ $L_{seg}$	単純化の方法に従い設定	26 km	46 km
単位区間幅 $W_{seg}$	単純化の方法に従い設定	14 km	14 km
単位区間面積 $S_{seg}$	$S_{seg} = L_{seg} \times W_{seg}$	364 km <sup>2</sup>	644 km <sup>2</sup>
断層モデル総面積 $S_{model}$	$S_{model} = \sum S_{seg}$	1008 km <sup>2</sup>	
地震モーメント $M_0$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	8.63E+19 Nm	7.2
モーメントマグニチュード $M_w$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$		7.2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	Fujii and Matsuura (2000) より		3.1 MPa
平均すべり量 $D_{model}$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$		2.7 m
短周期レベラ $A$	-		-
微視的震源パラメータ		ケース1 ~ 4	
全アスペリティ面積 $S_a$	$S_a = 0.225 S_{model}$		221.8 km <sup>2</sup>
全アスペリティの表効応力 $\sigma_a$	$\sigma_a = \Delta\sigma = \Delta\sigma / 0.22$		14.1 MPa
単位区間ごとの微視的震源パラメータ		北西側	南東側
単位区間地震モーメント $M_{0seg}$	単位区間面積の1.5倍に比例して配分	2.57E+19 Nm	6.06E+19 Nm
単位区間平均すべり量 $D_{seg}$	$D_{seg} = M_{0seg} / (\mu \cdot S_{seg})$	2.3 m	3.0 m
全面積 $S_{a,seg}$	単位区間面積に比例して配分	80.1 km <sup>2</sup>	141.7 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a,seg}$	$D_{a,seg} = \gamma_0 \cdot D_{seg}$ , $\gamma_0 = 2.0$	4.6 m	6.0 m
表効応力 $\sigma_{a,seg}$	$\sigma_{a,seg} = \sigma_a$	14.1 MPa	14.1 MPa
地震モーメント $M_{0a,seg}$	$M_{0a,seg} = \mu \cdot D_{a,seg} \cdot S_{a,seg}$	1.15E+19 Nm	2.65E+19 Nm
面積 $S_{a1}$	$S_{a1} = S_{a,seg}$ or $S_{a,seg} \cdot (2/3)$	80.1 km <sup>2</sup>	94.5 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a1}$	$D_{a1} = (\gamma_1 / 2\gamma_1^2) \cdot D_{a,seg}$	4.6 m	6.6 m
表効応力 $\sigma_{a1}$	$\sigma_{a1} = \sigma_{a,seg}$	14.1 MPa	14.1 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km <sup>2</sup>	96 km <sup>2</sup>
面積 $S_{a2}$	$S_{a2} = 0$ or $S_{a,seg} \cdot (1/3)$	-	47.2 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a2}$	$D_{a2} = (\gamma_2 / 2\gamma_1^2) \cdot D_{a,seg}$	-	4.7 m
表効応力 $\sigma_{a2}$	$\sigma_{a2} = \sigma_{a,seg}$	-	14.1 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	-	48 km <sup>2</sup>
面積 $S_b$	$S_b = S_{a2} - S_{a,seg}$	283.9 km <sup>2</sup>	502.3 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_b$	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	1.6 m	2.2 m
表効応力 $\sigma_b$	$\sigma_b = (D_b / W_{seg}) \cdot (\pi^{1/2} / D_{a,seg}) \cdot \gamma \cdot \gamma_1^2 \cdot \sigma_{a,seg}$	2.8 MPa	3.1 MPa
地震モーメント $M_{0b}$	$M_{0b} = M_{0seg} \cdot M_{0a,seg}$	1.42E+19 Nm	3.40E+19 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ	284 km <sup>2</sup>	500 km <sup>2</sup>

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

- 5.3.1 活断層で発生する地震
- 5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

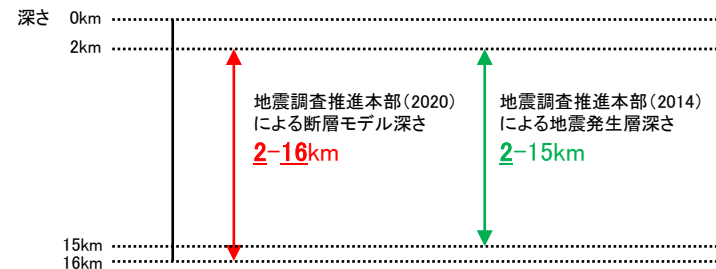
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震発生の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

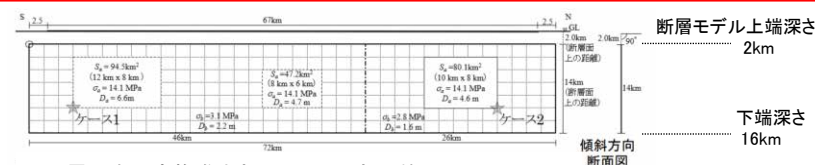
地震諸元

コード	断層名称	断層面のすべりの向き	$M_0$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
5001	庄川断層帯	左横ずれ断層(加須良断層では東側隆起成分、白川断層、三尾河断層では西側隆起成分を伴う)	7.9程度	約67km	15km程度	高角	下限約15km
		モデル化	$M_w$ 7.2	72km	14km	90度	2-15km

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

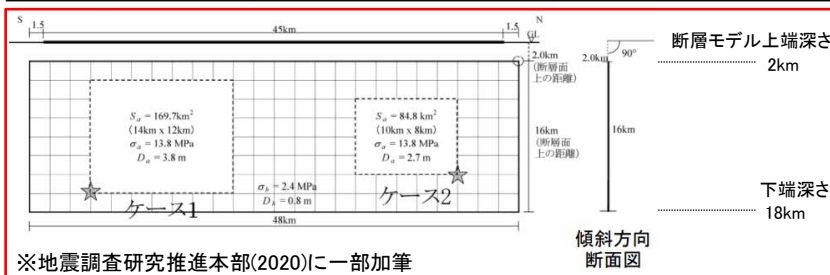
⑧福井平野東縁断層帯主部に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2020, 2014)—

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び18kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び17kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ

巨視的震源パラメータ	設定方法	
断層モデル原点	地中の上端における北端	北緯 36.434° 東経 136.266°
走向 $\theta$	長期評価の端点を結ぶ方向	N174.4°E
傾斜角 $\delta$	「50°東傾斜—ほぼ垂直」	90°
すべり角 $\gamma$	「左横ずれ、かつ東側隆起の逆断層」	0°
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ $L_{model}$	手続き化の方法に従い設定	48 km
断層モデル幅 $W_{model}$	手続き化の方法に従い設定	16 km
断層モデル面積 $S_{model}$	$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	768 km <sup>2</sup>
地震モーメント $M_0$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	3.97E+19 Nm
モーメントマグニチュード $M_w$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.0
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	4.6 MPa
平均すべり量 $D_{model}$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	1.7 m
短周期レベル $A$	$A = 2.46 \cdot 10^{10} (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$	1.81E+19 Nm/s <sup>2</sup>
微視的震源パラメータ		ケース1~4
全面積 $S_a$	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	254.5 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_a$	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}, \gamma_D = 2.0$	3.4 m
実効応力 $\sigma_a$	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	13.8 MPa
地震モーメント $M_{0a}$	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	2.70E+19 Nm
ベ第1面積 $S_{a1}$	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$	169.7 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a1}$	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	3.8 m
実効応力 $\sigma_{a1}$	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	13.8 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	168 km <sup>2</sup>
ベ第2面積 $S_{a2}$	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$	84.8 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a2}$	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	2.7 m
実効応力 $\sigma_{a2}$	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	13.8 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km <sup>2</sup>
背景領域面積 $S_b$	$S_b = S_{model} - S_a$	513.5 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_b$	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.8 m
実効応力 $\sigma_b$	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.4 MPa
地震モーメント $M_{0b}$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.27E+19 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ	520 km <sup>2</sup>



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

- 5.3.1 活断層で発生する地震
- 5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

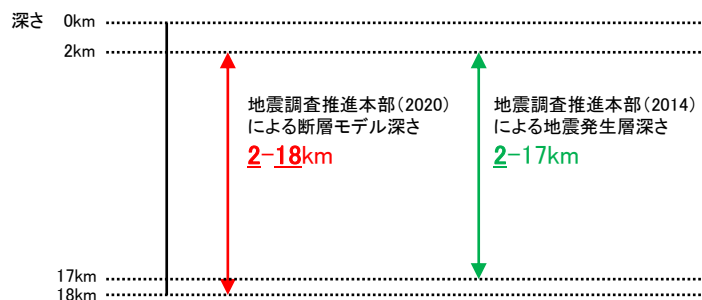
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元

コード	断層名称	断層面のすべりの向き		$M_I$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
5801	福井平野東縁断層帯主部	左横ずれ、かつ東側隆起の逆断層	長期評価	7.6程度	約45km	15km程度	50度東傾斜—ほぼ垂直	下限約15km
			モデル化	$M_w$ 7.0	48km	16km	90度	2-17km

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



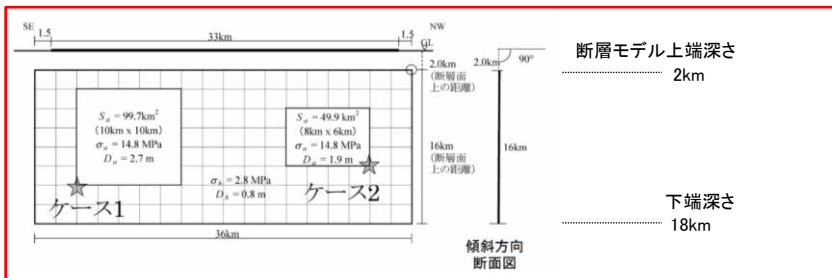
地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

⑨福井平野東縁断層帯西部に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2020, 2014)—

- 地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図2020年版によれば、断層モデル上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び18kmとされている。また、全国地震動予測地図2014年版によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、それぞれ2km及び17kmとされている。
- 「2020年版の断層モデル上端深さと2014年版の地震発生層上端深さを比較して浅い方」の上端深さ及び「2020年版の断層モデル下端深さと2014年版の地震発生層下端深さを比較して深い方」の下端深さは、それぞれ2km及び18kmとなる。

<全国地震動予測地図2020年版>

強震動予測のための震源パラメータ	
巨視的震源パラメータ	設定方法
断層モデル原点	地中の上端における北西端
走向 $\theta$	北緯 36.303° 東経 136.132°
傾斜角 $\delta$	長期評価の端点を結ぶ方向 N156.8°E
すべり角 $\gamma$	「高角、東傾斜—ほぼ垂直」 90°
断層モデル上端深さ	「左横ずれ断層」 0°
断層モデル長さ $L_{model}$	微小地震の発生と地震基盤深さを参考 2 km
断層モデル幅 $W_{model}$	手続き化の方法に従い設定 36 km
断層モデル面積 $S_{model}$	手続き化の方法に従い設定 16 km
地震モーメント $M_0$	$S_{model} \times W_{model}$ 576 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード $M_w$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$ 2.17E+19 Nm
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ 6.8
平均すべり量 $D_{model}$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$ 3.9 MPa
短周期レベル $A$	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$ 1.2 m
	$A = 2.46 \cdot 10^{10} (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$ 1.48E+19 Nm/s <sup>2</sup>
微視的震源パラメータ	ケース1~2
全面積 $S_a$	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$ 149.6 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_a$	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}, \gamma_D = 2.0$ 2.4 m
実効応力 $\sigma_a$	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$ 14.8 MPa
地震モーメント $M_{0a}$	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$ 1.12E+19 Nm
第1リアテイス	
面積 $S_{a1}$	$S_{a1} = S_a (2/3)$ 99.7 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a1}$	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ 2.7 m
実効応力 $\sigma_{a1}$	$\sigma_{a1} = \sigma_a$ 14.8 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ 100 km <sup>2</sup>
第2リアテイス	
面積 $S_{a2}$	$S_{a2} = S_a (1/3)$ 49.9 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_{a2}$	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ 1.9 m
実効応力 $\sigma_{a2}$	$\sigma_{a2} = \sigma_a$ 14.8 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ 48 km <sup>2</sup>
背景領域	
面積 $S_b$	$S_b = S_{model} - S_a$ 426.4 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_b$	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ 0.8 m
実効応力 $\sigma_b$	$\sigma_b = (D_b / W_{model}) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$ 2.8 MPa
地震モーメント $M_{0b}$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 1.05E+19 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ 428 km <sup>2</sup>



※地震調査研究推進本部(2020)に一部加筆

<全国地震動予測地図2014年版>

断層面の諸元の設定

5.3.1 活断層で発生する地震

5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

④断層面の諸元の設定

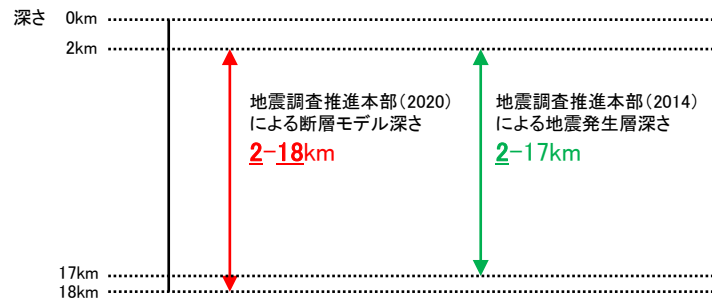
v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆

地震諸元

コード	断層名称	断層面のずれの向き	$M_j$	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ	
5802	福井平野東縁断層帯西部	左横ずれ断層(中北部で東側隆起、南部では西側隆起を伴う)	長期評価	7.1程度	約33km	15km程度	高角、東傾斜—ほぼ垂直	下限 約15km
			モデル化	$M_w$ 6.8	36km	16km	90度	2-17km

※地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆



地震調査研究推進本部(2020)による断層モデル深さ及び地震調査研究推進本部(2014)による地震発生層深さ

## ⑩糸魚川-静岡構造線断層帯(北部, 中部)に係る知見に基づく検討 —地震調査研究推進本部(2002)—

- 地震調査研究推進本部の糸魚川-静岡構造線断層帯(北部, 中部)の地震を想定した強震動評価(2002年10月)によれば, 微小地震分布から, 地震発生層を深さ4~17kmと設定している。

震源パラメーター一覧

巨視的 震源 特性		地震規模	M8程度 ※			
		断層総面積	1905.4km <sup>2</sup>			
		地震モーメント	1.50E+20N・m			
		短周期レベル	2.82E+19N・m/s <sup>2</sup>			
			北部1	北部2	中部1	中部2
		基準点の位置	南端	北端	北端	北端
		基準点の北緯	36° 32'	36° 32'	36° 13'	36° 05'
		基準点の東経	137° 51'	137° 51'	137° 58'	138° 02'
		走向	N03° E	N16° W	N23° W	N42° W
		傾斜角	40° E	40° E	80° E	80° E
		平均すべり量	244cm	283cm	159cm	225cm
		滑り方向	東側隆起の逆断層	東側隆起の逆断層	左横ずれ	左横ずれ
		地震発生層深さ	4~17km	4~17km	4~17km	4~17km
断層面の長さ	26km	35km	17km	34km		
断層面の幅	20.2km	20.2km	13.2km	13.2km		
断層面積	525.2km <sup>2</sup>	707.0km <sup>2</sup>	224.4km <sup>2</sup>	448.8km <sup>2</sup>		
微視的 震源 特性	アスペリティ	地震モーメント	2.76E+19N・m	4.31E+19N・m	7.71E+18N・m	2.18E+19N・m
		面積	175.5km <sup>2</sup>	236.2km <sup>2</sup>	75.0km <sup>2</sup>	150.0km <sup>2</sup>
		平均すべり量	487cm	565cm	318cm	450cm
		実効応力	13.1MPa	13.1MPa	13.1MPa	13.1MPa
		短周期レベル	1.48E+19N・m/s <sup>2</sup>	1.72E+19N・m/s <sup>2</sup>	9.66E+18N・m/s <sup>2</sup>	1.37E+19N・m/s <sup>2</sup>
	背景領域	地震モーメント	1.37E+19N・m	2.14E+19N・m	3.83E+18N・m	1.08E+19N・m
		面積	349.7km <sup>2</sup>	470.8km <sup>2</sup>	149.4km <sup>2</sup>	298.8km <sup>2</sup>
		平均すべり量	121cm	141cm	79cm	112cm
		実効応力	2.2MPa	2.5MPa	2.1MPa	3.0MPa
		その他の 震源 特性	破壊開始点	中部1の北端		
	破壊開始点の深さ	13.8km				
	破壊様式	同心円上				
	破壊伝播速度	2.5km/s				

4.2.5 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討

(3) 検討結果(1/2)

- 4.2.1～4.2.4項で検討した上端深さ及び下端深さの範囲から外れた邑知潟断層帯の地震発生層上端深さ並びに砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さに係る知見，評価に用いたデータ及び検討結果を下表に示す。

邑知潟断層帯の地震発生層上端深さに係る知見に基づく検討結果

対象断層帯	知見	知見の概要	上端深さ	評価に用いたデータ	
				地盤構造データ	震源データ
邑知潟断層帯	地震調査研究推進本部(2020, 2014)	・全国地震動予測地図2020年版によれば，断層モデル上端深さは微小地震の発生と地震基盤深さを参考に2kmと設定されている。 <sup>※1</sup>	2km	○ [地震基盤深さを参考としている <sup>※2</sup> ]	○ [2020年以前の震源データを使用している]
	当社による気象庁の震源データに基づく検討	・1997年10月から2022年3月までの気象庁の震源データによる邑知潟断層帯周辺のD10%は，5.1kmとなる。	5.1km	—	○ [1997年10月～2022年3月の最新の震源データにより評価している]
	Iidaka et al.(2008)	・中部日本を横断する測線において，屈折法地震探査を実施し，邑知潟断層帯周辺のP波速度構造断面を評価している。 ・P波速度構造断面によると，P波速度が5.8km/sの層の上端深さは3kmよりも深い。	3kmより深い	○ [断層帯周辺における詳細なP波速度構造断面を評価している]	—
邑知潟断層帯の地震発生層上端深さ			2km	<sup>※1</sup> 地震調査研究推進本部(2020)，地震調査研究推進本部(2014)とも上端深さは2kmとされており，ここでは2020年版を記載。 <sup>※2</sup> 地震発生層上端深さの目安となる速度層は，微小地震とP波速度構造に係る既往の知見によると，Vp=6km/s程度の層とされており(P.257)，地殻構造の平均的なVs-Vp関係によれば，Vs=3.5km/s程度の層となる。全国地震動予測地図2020年版による地震発生層上端深さは，地震基盤(Vs=3km/s程度の層)を参考としているため，設定値が浅くなっている。	
<p>➢ 邑知潟断層帯の地震発生層上端深さに係る知見を整理した結果，邑知潟断層帯の地震発生層上端深さは2～5.1kmと考えられるが，地震調査研究推進本部(2020, 2014)を重視し，邑知潟断層帯の地震発生層上端深さは2kmと判断する。</p>					

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さに係る知見に基づく検討結果

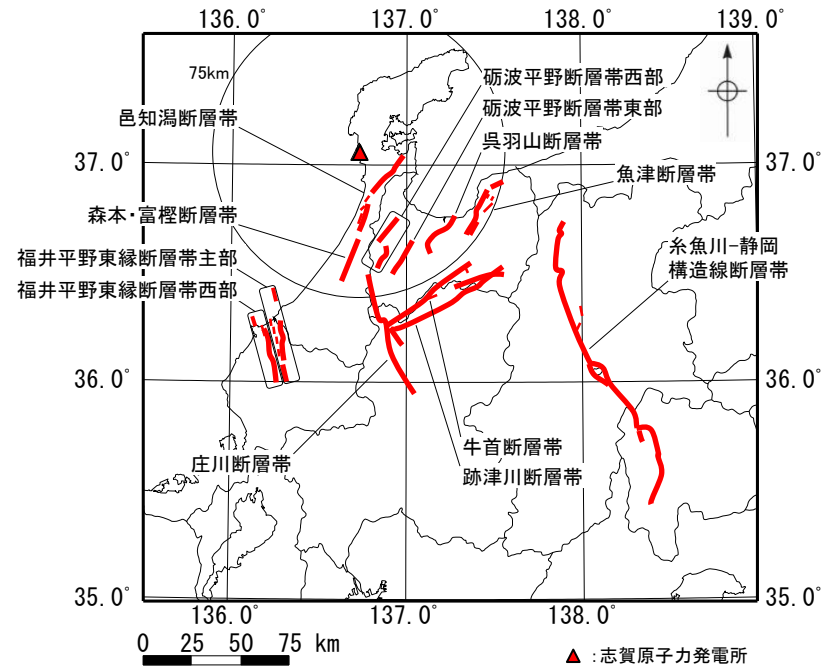
対象断層帯	知見	知見の概要	下端深さ	評価に用いたデータ	
				地盤構造データ	震源データ
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯	地震調査研究推進本部(2004)	・強震動評価によれば，微小地震の深さ分布及び地盤構造の評価結果から，地震発生層を深さ4～20kmと設定している。	20km	○	○ [2004年以前の震源データを使用している]
	当社による気象庁の震源データに基づく検討	・1997年10月から2022年3月までの気象庁の震源データによる砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺のD90%は，16.4kmとなる。	16.4km	—	○ [1997年10月～2022年3月の最新の震源データにより評価している]
	Iidaka et al.(2003)	・中部日本を横断する測線において，屈折法地震探査を実施し，砺波平野断層帯・呉羽山断層帯周辺のP波速度構造断面を評価している。 ・P波速度構造断面によると，コンラッド面深さは18km程度である。	18km程度	○ [断層帯周辺における詳細なP波速度構造断面を評価している]	—
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さ			20km		
<p>➢ 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さに係る知見を整理した結果，砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さは16.4km～20kmと考えられるが，地震調査研究推進本部(2004)を重視し，砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震発生層下端深さは20kmと判断する。</p>					

(3) 検討結果(2/2)

○ 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果を下表に示す。

地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による  
地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果

対象断層帯	検討結果	
	上端深さ	下端深さ
邑知潟断層帯 (邑知潟南縁断層帯) <sup>※3</sup>	2km	18km
砺波平野断層帯 <sup>※1</sup> ・呉羽山断層帯	4km	20km
森本・富樫断層帯	4km	18km
魚津断層帯	3km	18km
牛首断層帯	2km	18km
跡津川断層帯	2km	18km
庄川断層帯 (御母衣断層) <sup>※3</sup>	2km	16km
福井平野東縁断層帯 <sup>※2</sup>	2km	18km
糸魚川-静岡構造線 断層帯 (糸魚川-静岡構造線 活断層系) <sup>※3</sup>	4km	17km



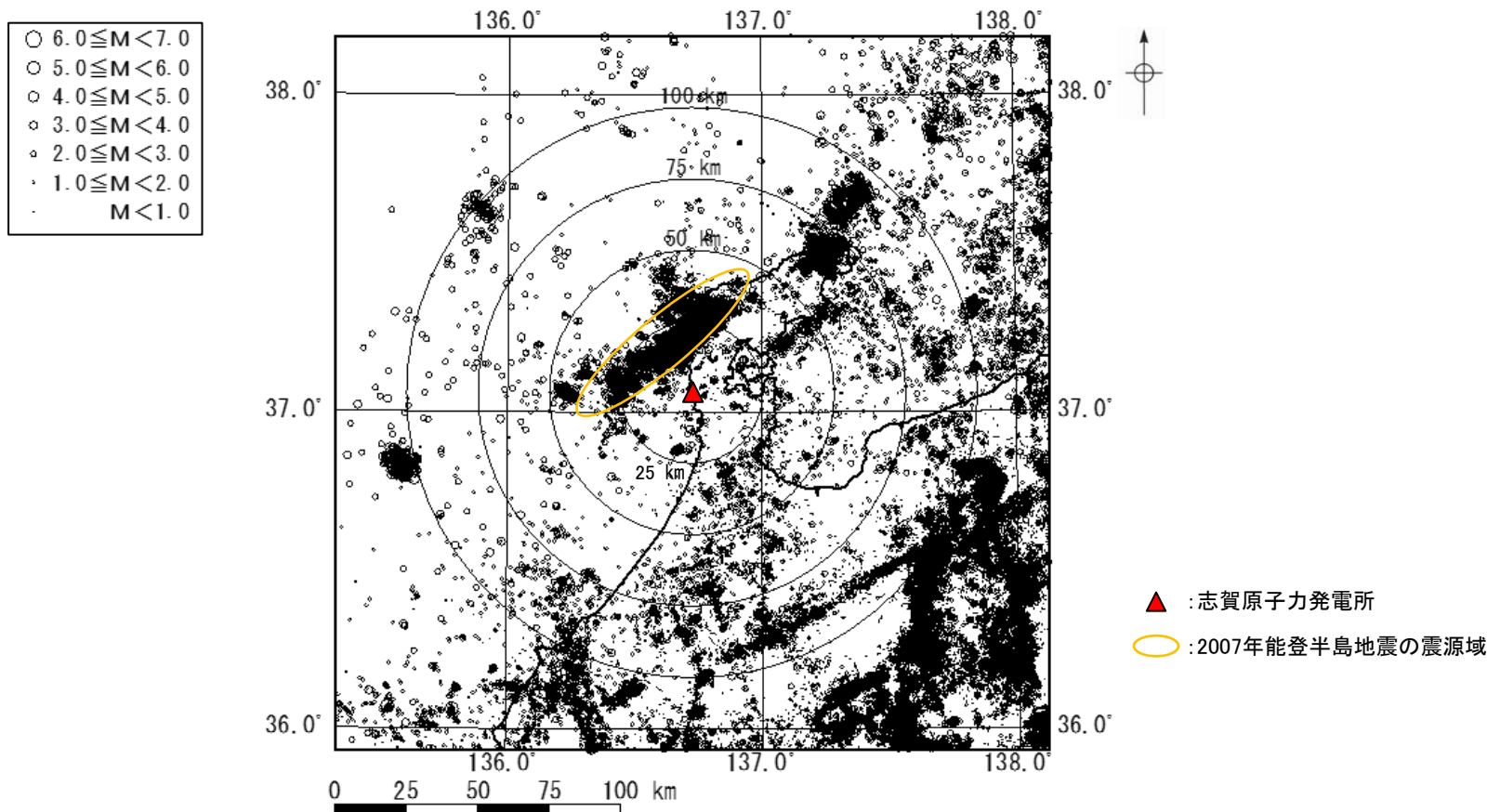
地震調査研究推進本部の主要活断層帯の概略位置図

※1 砺波平野断層帯は、砺波平野断層帯西部と砺波平野断層帯東部からなる。  
 ※2 福井平野東縁断層帯は、福井平野東縁断層帯主部と福井平野東縁断層帯西部からなる。  
 ※3 ( )は当社による断層名



## (1) 検討方法

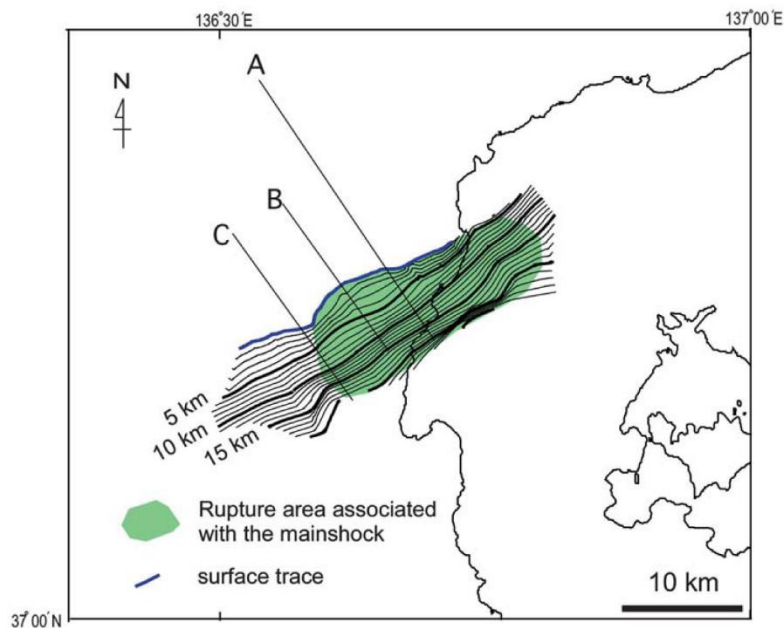
- 敷地周辺で発生した2007年能登半島地震について、当該地震の震源域の上端深さを詳細に検討するため、当該地震に係る知見を確認した。
- 確認する知見は、震源域周辺における臨時地震観測等の調査データに基づく震源域の上端深さに係る知見(佐藤ほか(2007a, 2007b), Sakai et al.(2008), Yamada et al.(2008), 地域地盤環境研究所(2011))とした。
- 当該地震の震源域の上端深さは、各知見について震源域の上端深さ及び評価に用いたデータを整理し、総合的に判断した。



地震の震央分布図  
(1997年10月～2022年3月)

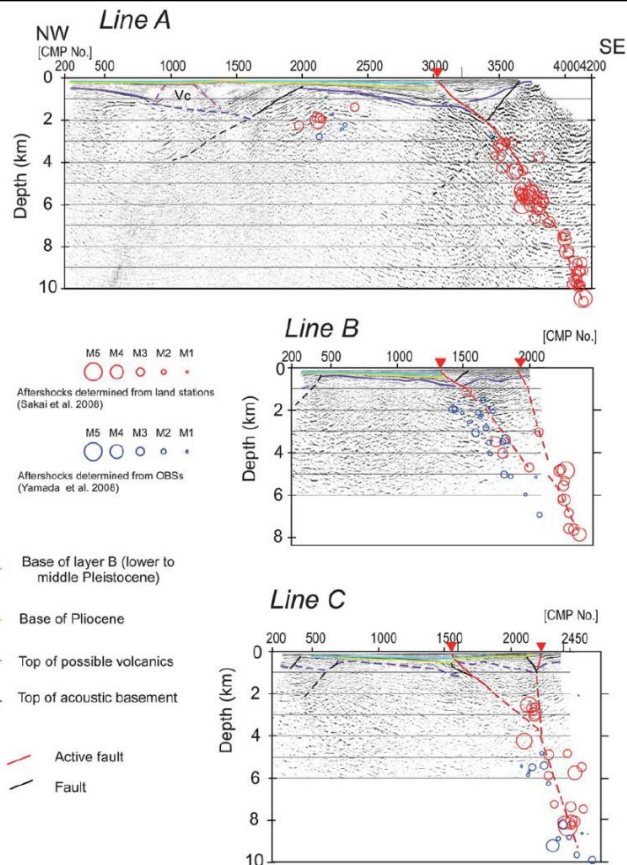
## (2) 佐藤ほか(2007a, 2007b)に基づく検討

- 佐藤ほか(2007a)は、2007年能登半島地震の震源域において二船式の交互発震による反射法地震探査を実施し、測線Aにおいて深さ4~6km程度まで震源断層をイメージングすることに成功している。また、反射法地震探査から求めた震源断層と陸域及び海域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008)(P.289参照)及びYamada et al.(2008)(P.290参照))を対応させることで、深さ2~10km程度まで断層傾斜角が $60^\circ$ であるとしている。
- 佐藤ほか(2007b)は、臨時地震観測網による余震分布、反射法地震探査を組み合わせ、統合的に2007年能登半島地震の震源断層の形状を求めるとともに、地質構造との対応から中新世に正断層として形成された既存の南傾斜の高角(約 $60^\circ$ )断層が右横ずれ成分を持った逆断層運動を行うことによって発生したとしている。



余震分布と反射法地震探査から推定される震源断層の形状  
(等高線間隔は深さ方向に1km)

※佐藤ほか(2007b)より抜粋



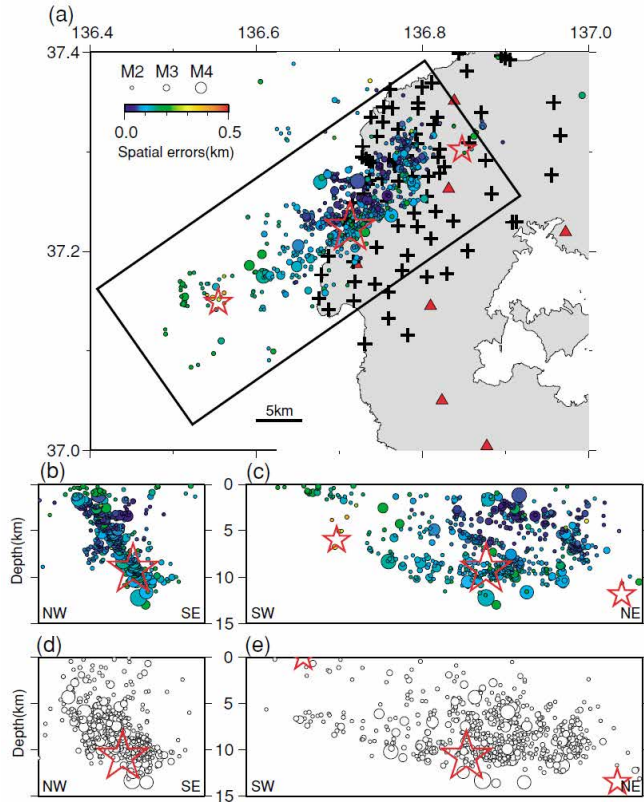
震源断層を横断する反射断面

(測線から幅1km以内の震源をプロット。余震分布はSakai et al.(2008)とYamada et al.(2008)、反射断面は佐藤ほか(2007a)に基づく。また三角形は井上ほか(2007)に基づく活断層の痕跡を示す。)

※佐藤ほか(2007b)より抜粋

### (3) Sakai et al.(2008)に基づく検討

- Sakai et al.(2008)は、2007年能登半島地震の正確な余震分布を決定するため、地震発生の半日後から震源域周辺の陸域において高密度な臨時地震観測(88箇所)を実施し、余震分布を決定している。
- 本震周辺の余震は、高角(60°)で南東方向に傾斜し、深さ2~13kmの範囲に分布しているとしている。

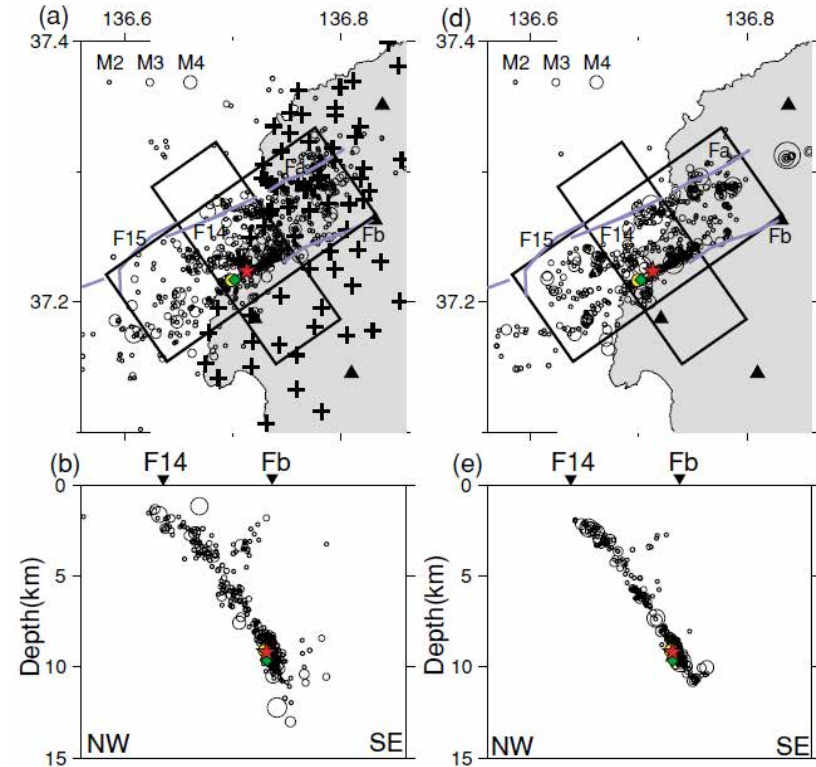


#### 3月25日~4月18日の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布

- 臨時地震観測以後(3月25日~4月18日)の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布。
- (a)の長方形内を南西からみた鉛直断面。
- (a)の長方形内を南東からみた鉛直断面。
- 気象庁一元化震源カタログによる余震を南西からみた鉛直断面。
- 気象庁一元化震源カタログによる余震を南東からみた鉛直断面。

☆: 本震, ☆: 最大余震, +: 臨時地震観測点, ▲: 常設地震観測点  
震源決定の精度は震源の色で示されている。

※Sakai et al.(2008)より抜粋



#### 臨時地震観測以後と以前の余震分布

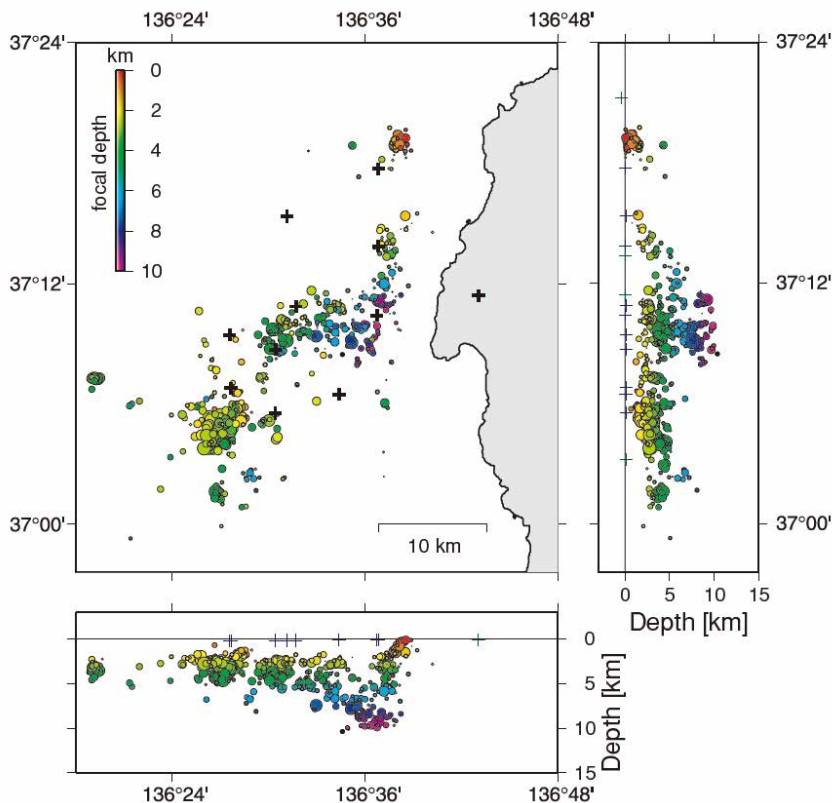
- 臨時地震観測以後(3月25日~4月18日)の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布。
- (a)の北東-南西方向に長辺をもつ長方形内を南西からみた鉛直断面。
- 臨時地震観測以前(3月25日9~17時)に発生した地震を再決定した余震分布。
- (d)の北東-南西方向に長辺をもつ長方形内を南西からみた鉛直断面。

★: 本震, ◆: 前兆現象, ●: 前震, +: 臨時地震観測点, ▲: 常設地震観測点,  
F14・F15: 活断層(片川ほか(2005)), Fa・Fb: 地質断層(北陸地方土木地質図編纂委員会(1990))

※Sakai et al.(2008)より抜粋

### (4) Yamada et al.(2008)に基づく検討

- Yamada et al.(2008)は、2007年能登半島地震の震源域周辺の海域における余震活動を調査するため、2007年4月6日から5月8日まで海底地震計による臨時地震観測(10箇所)を実施し、海域における余震分布を決定している(陸域における地震観測(4箇所)の記録も使用)。余震は主に本震の南西側で発生し、その震源深さについて、東側は2~10km程度であり、西側は2~5kmに限定されているとしている。また、海域における臨時地震観測の範囲においては、北側のクラスターを除き、深さ2kmより浅い余震はほとんどなく、また深さ15kmより深い余震はみられなかったとしている。
- また、地震観測網の空間的な範囲の観点から、海域と陸域の臨時地震観測網はそれぞれ海域と陸域の震源分布に対してよりよく決定できるとし、海域の臨時地震観測網により決定した震源分布と陸域の臨時地震観測網により決定された震源分布(Sakai et al.(2008))を統合し、海域の最大余震より北東側における震源深さの範囲は2~13kmとし、高角(約60°)で南東方向に傾斜しているとしている。

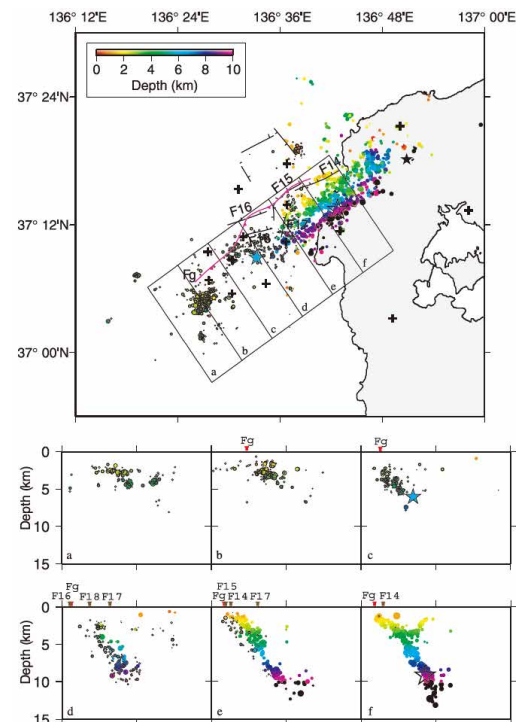


4月6日~5月8日の陸域及び海域の地震記録を用いて決定された震源分布

(円の大きさはマグニチュードに対応)

⊕は地震観測点

※Yamada et al.(2008)より抜粋



陸域における臨時地震観測網により決定された震源分布と統合した震源分布

(上段:震源分布, 下段:上段の図中矩形内の深さ分布(円の大きさはマグニチュードに対応))

⊕は地震観測点, F14~F16:活断層(片川ほか(2005)), Fg:活断層(岡村(2008)),

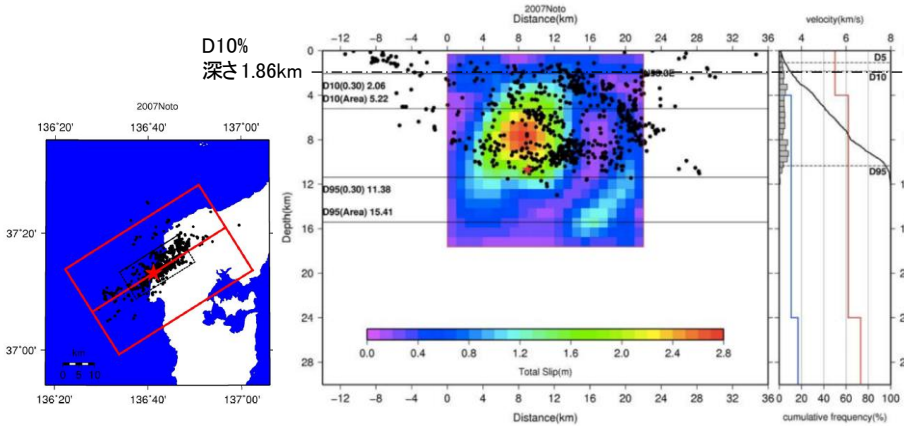
☆:本震, ★:陸域の最大余震, ☆:海域の最大余震,

▽:海底の活断層位置(片川ほか(2005)), ▼:海底の活断層位置(岡村(2008))

※Yamada et al.(2008)より抜粋

(5) 地域地盤環境研究所(2011)に基づく検討

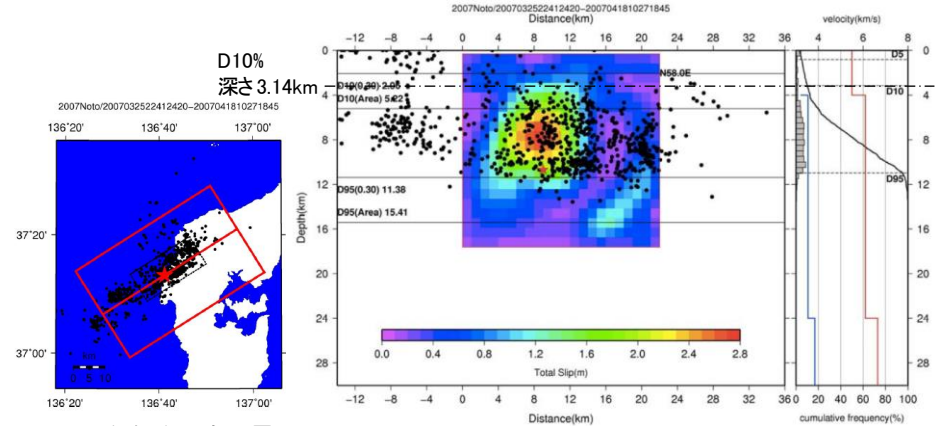
- 地域地盤環境研究所(2011)は、近年発生した被害地震を対象に、臨時地震観測網で高精度に決定された余震分布や臨時地震観測網と同時期・同一領域の気象庁一元化震源の余震分布からD10%を求めている。
- この検討結果より、2007年能登半島地震の震源域について、臨時地震観測網によるD10%は深さ1.86km、気象庁一元化震源によるD10%は3.14kmとされ、気象庁一元化震源による余震分布は、臨時地震観測網における余震分布よりも深くなる傾向であることが示された。



2007年能登半島地震の臨時地震観測網による震源分布

左: 2007年能登半島地震の断層モデル(Horikawa(2008))と臨時地震観測網による余震分布,  
右: 臨時地震観測網による余震分布のヒストグラムとHorikawa(2008)によるP波速度(赤線)・S波速度(青線)

※地域地盤環境研究所(2011)に一部加筆



2007年能登半島地震の気象庁一元化震源データによる震源分布

左: 2007年能登半島地震の断層モデル(Horikawa(2008))と気象庁一元化震源データによる余震分布,  
右: 気象庁一元化震源データによる余震分布のヒストグラムとHorikawa(2008)によるP波速度(赤線)・S波速度(青線)

※地域地盤環境研究所(2011)に一部加筆

※ 臨時地震観測網による余震分布と気象庁一元化震源データによる余震分布のデータ期間は同じ(余震分布のデータ期間: 2007年3月25日22時41分~4月18日10時27分)。  
※ 図中の赤星は震源を示す。

【本知見に対する当社の分析】

[本知見において用いられた余震データ]

- データの期間及び余震分布の形状から陸域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008))と考えられる。

[余震分布の精度]

- Sakai et al.(2008)に示される余震分布(P.289の左図)によれば、海の最大余震以西において震源が浅くなる傾向が認められるが、海の最大余震以东における本震周辺の震源と比較して震源決定精度は低い。
- Yamada et al.(2008)は、陸域の臨時地震観測網は陸域の震源分布に対して、海域の臨時地震観測網は海域の震源分布に対してよりよく決定できるとしている。また、海域の臨時地震観測網により決定した最大余震以西の海域においては深さ2kmより浅い余震はほとんどないとしている(P.290)。

[分析結果]

- 本知見に示されるD10%は、海の最大余震以西における震源決定精度の低いデータの影響により、2kmより浅くなっているものと考えられる。

(6) 検討結果

○ 2007年能登半島地震の震源域の上端深さに係る知見，評価に用いたデータ及び検討結果を下表に示す。

2007年能登半島地震の震源域の上端深さに係る知見による検討結果

知見	知見の概要	震源域の上端深さ	評価に用いたデータ		
			余震データ		反射法地震探査データ
			陸域の臨時地震観測網	海域の臨時地震観測網	
佐藤ほか(2007a,2007b)	<ul style="list-style-type: none"> <li>反射法地震探査により深さ4～6km程度まで震源断層をイメージングしており、陸域及び海域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008)及びYamada et al.(2008))を対応させることで、深さ2～10km程度まで断層傾斜角が60°であるとしている。</li> <li>また、余震分布や反射法地震探査、地質構造との対応から既存の高角(約60°)断層が右横ずれ成分を持った逆断層運動を行うことによって発生したとしている。</li> </ul>	2km [知見の記載内容から当社が読み取り]	○ (2007年3月25日～4月18日) ※Sakai et al.(2008)	○ (2007年4月6日～5月8日) ※Yamada et al.(2008)	○
Sakai et al.(2008)	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域周辺の陸域において高密度な臨時地震観測(88箇所)を実施し、余震分布を決定している。</li> </ul>	2km	○ (2007年3月25日～4月18日)	—	—
Yamada et al.(2008)	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域周辺の海域において海底地震計による臨時地震観測(10箇所)を実施し、海域における余震分布を決定している(陸域における地震観測(4箇所)の記録も使用)。</li> <li>また、決定した震源分布と陸域の臨時地震観測網により決定された震源分布(Sakai et al.(2008))を統合している。</li> </ul>	2km	○ (2007年3月25日～4月18日) ※Sakai et al.(2008)	○ (2007年4月6日～5月8日)	—
地域地盤環境研究所(2011)	<ul style="list-style-type: none"> <li>臨時地震観測網による余震分布からD10%を求めている。</li> </ul>	1.86km	○ (2007年3月25日～4月18日)	—	—
2007年能登半島地震の震源域の上端深さ		2km			

➤ 2007年能登半島地震の震源域の上端深さに係る知見を整理した結果、佐藤ほか(2007a, 2007b)は、陸域・海域の余震データ及び反射法地震探査データを組み合わせて震源断層の形状を求めており、最も重視すべき知見と考え、2007年能登半島地震の震源域の上端深さを2kmと判断する。

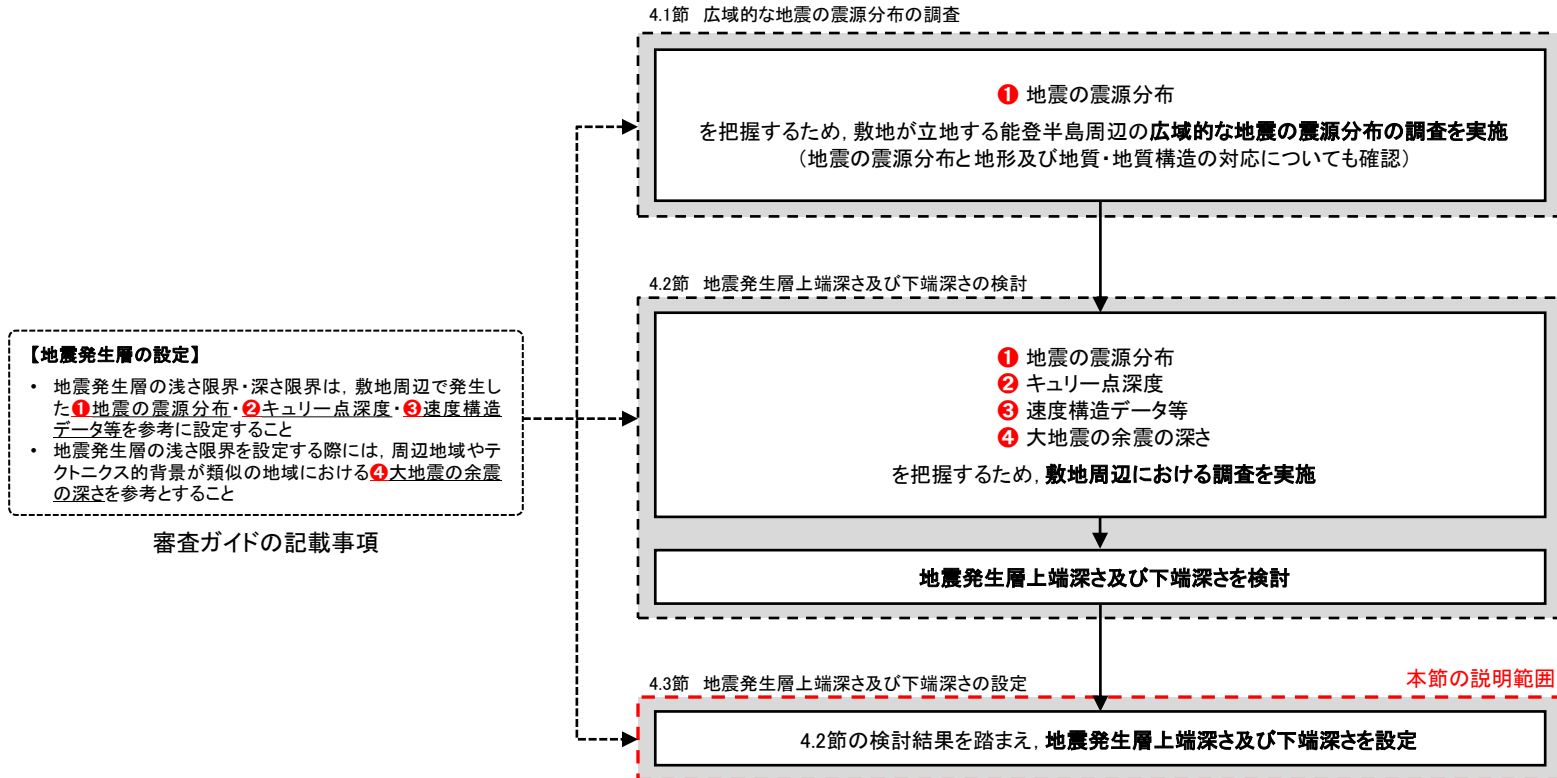
---

## 4.3 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定

4.3 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定

(1) 設定方法

○ 4.3節では、4.2節の検討結果を踏まえ、地震発生層上端深さ及び下端深さを設定する。



地震発生層の設定フロー



## (2)地震発生層上端深さ及び下端深さの設定(1/3)

- 地震発生層上端深さ及び下端深さは、4.2節の検討結果から推定される地震発生層上端深さ及び下端深さを下記の通り設定する。
- 敷地周辺の地震発生層については、敷地周辺に係る検討結果(4.2.1～4.2.4項)を踏まえ、安全側に設定する。
- また、2007年能登半島地震の震源域の上端深さについては、2007年能登半島地震の知見による検討結果(4.2.6項)を踏まえ設定する。

## 敷地周辺に係る検討

敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果(4.2.1項～4.2.4項)

検討項目		上端深さ	下端深さ
地震の震源分布	気象庁の震源データ [D10%, D90%]	4.8km	14.3km
	原子力安全基盤機構(2004) [D10%, D90%]	3.2km	10.7km
速度構造	Matsubara et al.(2022)	4km程度以深	*1
	Iidaka et al.(2008)	3kmより深い	*1
	日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)	3kmより深い	*1
	群速度	3kmより深い	*1
コンラッド面深さ	Zhao et al.(1994)	*1	14km程度
	河野ほか(2009)	*1	12km程度
	Katsumata(2010)	*1	18km程度
	Iidaka et al.(2003)	*1	18km程度
キュリー点深度	大久保(1984)	*1	9～10km程度
検討結果から推定される地震発生層		3～4.8km	9～18km

設定した敷地周辺の地震発生層上端深さ及び下端深さ

3km

18km

## 2007年能登半島地震の震源域に係る検討

2007年能登半島地震の震源域の上端深さの検討結果(4.2.6項)

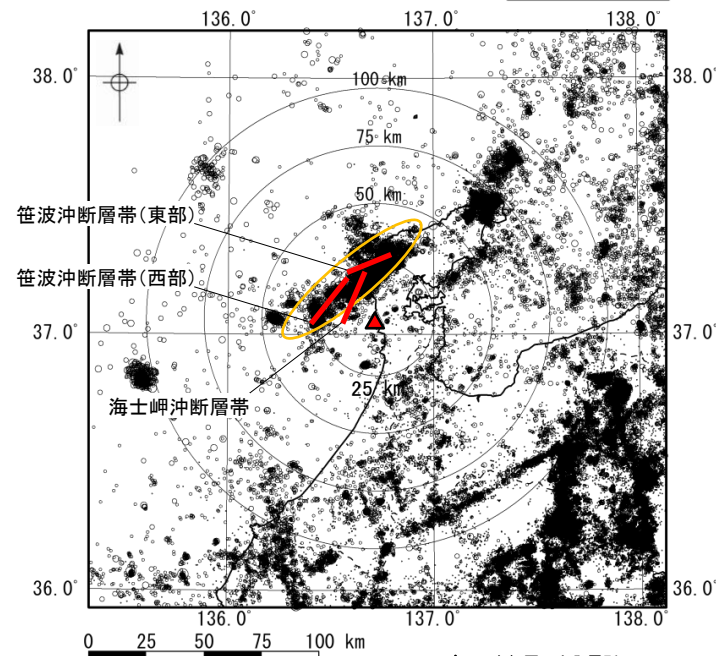
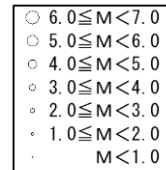
検討項目		上端深さ
2007年能登半島地震に係る知見	佐藤ほか(2007a, 2007b) [反射法地震探査・余震分布]	2km
	Sakai et al.(2008) [余震分布]	2km
	Yamada et al.(2008) [余震分布]	2km
	地域地盤環境研究所(2011) [D10%]	1.86km
検討結果から推定される地震発生層		2km

\*1: 検討対象外

\*2: 当社が総合的に判断した値

設定した2007年能登半島地震の震源域の上端深さ

2km

▲ : 志賀原子力発電所  
○ : 2007年能登半島地震の震源域

地震の震央分布図(1997年10月～2022年3月)

- 敷地周辺の地震発生層上端深さは、地震の震源分布及び速度構造による検討結果を踏まえ、安全側に3kmと設定した。
  - 敷地周辺の地震発生層下端深さは、地震の震源分布、コンラッド面深さ及びキュリー点深度による検討結果を踏まえ、安全側に18kmと設定した。
  - ただし、2007年能登半島地震の震源域の上端深さについては、震源域周辺において実施された臨時地震観測や反射法地震探査等の詳細なデータに基づく知見を踏まえ、2kmと設定した。
- なお、上端深さを2kmと設定する断層は、2007年能登半島地震の震源断層である**笹波沖断層帯(東部)**に加え、同断層帯の西方向に位置する**笹波沖断層帯(西部)**及び南西方向に位置する**海士岬断層帯**とした。

## (2)地震発生層上端深さ及び下端深さの設定(2/3)

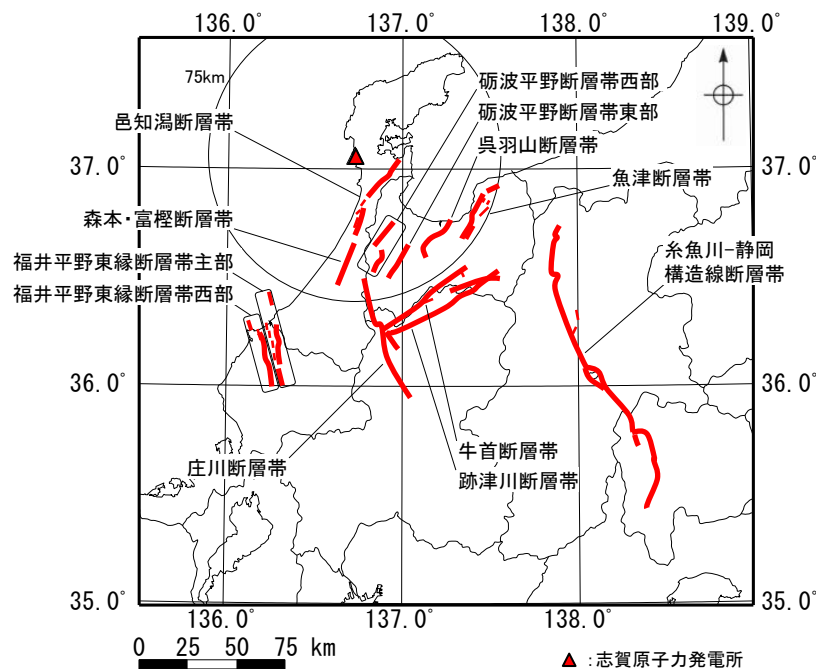
- 震源として考慮する活断層のうち地震調査研究推進本部により評価された主要活断層帯の地震発生層上端深さ及び下端深さについては、地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による検討結果(4.2.5項)を踏まえ、断層ごとに設定する。なお、上端深さが前頁で設定した敷地周辺の地震発生層上端深さ3kmより深い場合、また下端深さが前頁で設定した敷地周辺の地震発生層下端深さ18kmより浅い場合は、それぞれ3km及び18kmと安全側に設定する。

## 地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る検討

地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見による  
地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果(4.2.5項)

断層名	検討結果		設定した地震発生層	
	上端深さ	下端深さ	上端深さ	下端深さ
邑知潟断層帯 (邑知潟南縁断層帯) <sup>※3</sup>	2km	18km	2km	18km
砺波平野断層帯 <sup>※1</sup> ・呉羽山断層帯	4km	20km	3km <sup>※3</sup>	20km
森本・富樫断層帯	4km	18km	3km <sup>※3</sup>	18km
魚津断層帯	3km	18km	3km	18km
牛首断層帯	2km	18km	2km	18km
跡津川断層帯	2km	18km	2km	18km
庄川断層帯 (御母衣断層) <sup>※3</sup>	2km	16km	2km	18km <sup>※3</sup>
福井平野東縁断層帯 <sup>※2</sup>	2km	18km	2km	18km
糸魚川-静岡構造線 断層帯 (糸魚川-静岡構造線 活断層系) <sup>※3</sup>	4km	17km	3km <sup>※3</sup>	18km <sup>※3</sup>

- ※1 砺波平野断層帯は、砺波平野断層帯西部と砺波平野断層帯東部からなる。  
 ※2 福井平野東縁断層帯は、福井平野東縁断層帯主部と福井平野東縁断層帯西部からなる。  
 ※3 ( )は当社による断層名  
 ※4 地震調査研究推進本部の知見による検討結果に対して安全側に設定した箇所を示す。

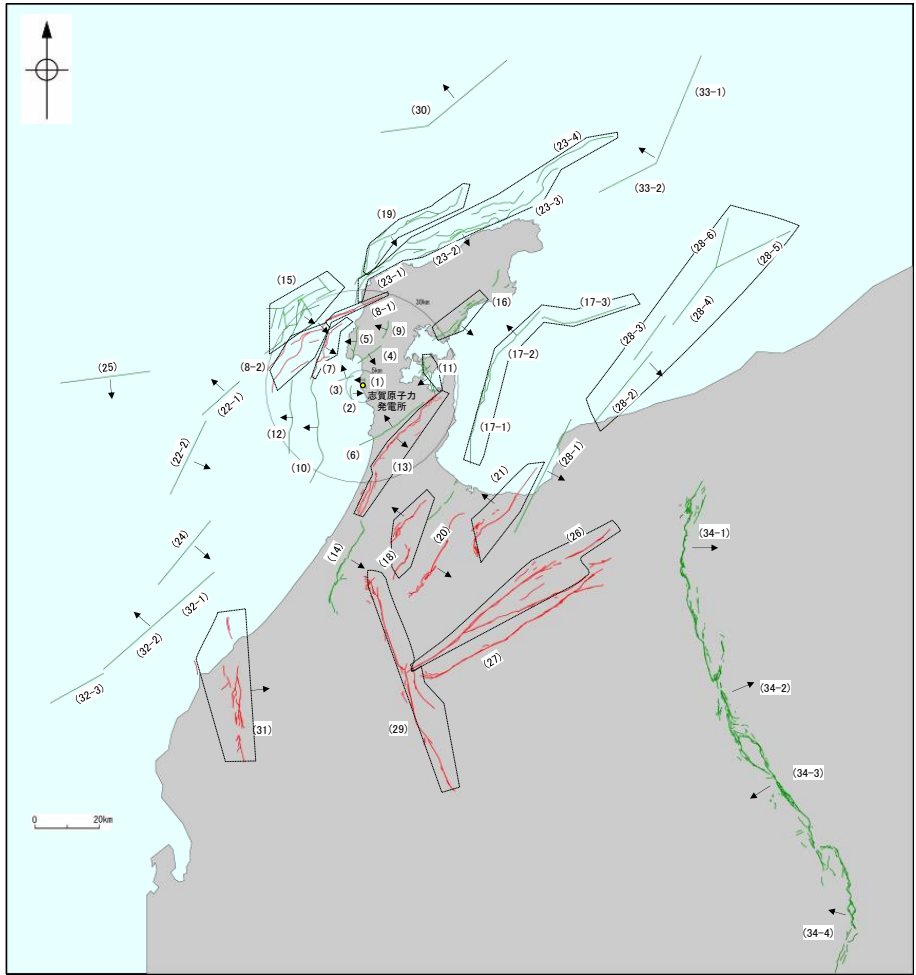


地震調査研究推進本部の主要活断層帯の概略位置図

- 震源として考慮する活断層のうち地震調査研究推進本部により評価された主要活断層帯の地震発生層は、地震調査研究推進本部の主要活断層帯に係る知見を踏まえ、上表の通り、安全側に設定した。

(2) 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定 (3/3)

○ 震源として考慮する活断層のうち敷地周辺において設定した地震発生層(上端深さ3km・下端深さ18km)と異なる地震発生層を設定する断層を下記に示す。



敷地周辺の断層の分布  
(震源として考慮する活断層を表示)

▲ 傾斜方向  
 緑線 敷地周辺において設定した地震発生層(上端深さ3km・下端深さ18km)を適用する断層  
 赤線 敷地周辺において設定した地震発生層(上端深さ3km・下端深さ18km)と異なる地震発生層を設定する断層

断層名	上端深さ	下端深さ
(1) 福浦断層	3km	18km
(2) 兜岩冲断層	3km	18km
(3) 碁盤島冲断層	3km	18km
(4) 富来川南岸断層	3km	18km
(5) 酒見断層	3km	18km
(6) 盾文山第2断層	3km	18km
(7) 海士岬冲断層帯	2km	18km
(8-1) 笹波冲断層帯(東部)	2km	18km
(8-2) 笹波冲断層帯(西部)	2km	18km
(9) 富来川断層	3km	18km
(10) 羽咋冲東撓曲	3km	18km
(11) 能登島半の浦断層帯	3km	18km
(12) 羽咋冲西撓曲	3km	18km
(13) 色知湾南縁断層帯	2km	18km
(14) 森本・富樫断層帯	3km	18km
(15) 前ノ瀬東方断層帯	3km	18km
(16) 能都断層帯	3km	18km
(17-1) 富山湾西側海域断層(南部)	3km	18km
(17-2) 富山湾西側海域断層(北部)	3km	18km
(17-3) TB3	3km	18km
(18) 砺波平野断層帯(西部)	3km	20km
(19) 猿山岬北方冲断層	3km	18km
(20) 砺波平野断層帯(東部)	3km	20km
(21) 呉羽山断層帯	3km	20km
(22-1) KZ3	3km	18km
(22-2) KZ4	3km	18km
(23-1) 猿山冲セグメント	3km	18km
(23-2) 輪島冲セグメント	3km	18km
(23-3) 珠洲冲セグメント	3km	18km
(23-4) 禄剛セグメント	3km	18km
(24) KZ6	3km	18km
(25) KZ5	3km	18km
(26) 牛首断層帯	2km	18km
(27) 跡津川断層帯	2km	18km
(28-1) 魚津断層帯	3km	18km
(28-2) TB5	3km	18km
(28-3) TB6	3km	18km
(28-4) J01	3km	18km
(28-5) J02	3km	18km
(28-6) J03	3km	18km
(29) 御母衣断層	2km	18km
(30) NT1	3km	18km
(31) 福井平野東縁断層帯	2km	18km
(32-1) FU1	3km	18km
(32-2) FU2	3km	18km
(32-3) FU3	3km	18km
(33-1) NT2	3km	18km
(33-2) NT3	3km	18km
(34-1) 糸魚川—静岡構造線活断層系(北部)	3km	18km
(34-2) 糸魚川—静岡構造線活断層系(中北部)	3km	18km
(34-3) 糸魚川—静岡構造線活断層系(中南部)	3km	18km
(34-4) 糸魚川—静岡構造線活断層系(南部)	3km	18km

敷地周辺において設定した地震発生層(上端深さ3km・下端深さ18km)と異なる地震発生層を設定する断層

## 【和文】

- ・ 石川県(1997):1:33,000漁場環境図「富来・志賀・羽咋海域」, 石川県
- ・ 石田聡史・宮本慎也・吉田進(2018):志賀原子力発電所前面海域における海底重力探査の概要, 電力土木2018年11月号, 398, 110-114
- ・ 伊藤潔(2002):地殻内地震発生層, 月刊地球, 号外No.38, 114-121
- ・ 伊藤潔・中村修一(1998):西南日本内帯における地震発生層の厚さ変化と内陸大地震, 京都大学防災研究所年報, 第41号, B-1, P.27-35
- ・ 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
- ・ 岩田知孝・関口春子(2002):2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 月刊地球/号外, No.38, 182-188
- ・ 大久保泰邦(1984):全国のキュリ一点解析結果, 地質ニュース, 362号, 12-17
- ・ 岡村行信(2007):能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造, 活断層・古地震研究報告, No.7, P.197-207
- ・ 紘野義夫(1993):石川県地質誌新版・石川県地質図(10万分の1)説明書, 石川県・北陸地質研究所
- ・ 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, JNES/SAE04-017
- ・ 河野芳輝・島谷理香・寺島秀樹(2009):重力異常から推定される日本列島周辺の三次元地殻構造, 地震第2輯, 第61巻特集号, S247-S254
- ・ 国土地理院(2006):<[http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv\\_serach/gravity.pl](http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_serach/gravity.pl)>(参照2006-12-21)
- ・ 国土地理院地理院地図(電子国土Web):<<https://maps.gsi.go.jp/>>(参照2023-7-14)
- ・ 佐藤浩章(2012):地震動評価のための地表に近い岩盤における減衰の測定とそのモデル化, 物理探査, 第65巻, 1&2号, 37-51
- ・ 佐藤浩章・岡田哲実(2012):地震観測記録に基づく地震動の減衰特性(その5)ー実岩盤における減衰付加効果の解明のための岩石コア減衰測定ー, 電力中央研究所報告

- ・ 佐藤比呂志・阿部進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中卓(2007a) : 二船式による2007年能登半島地震震源域の反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 第82号, 275-299
- ・ 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田直(2007b) : 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について, 東京大学地震研究所彙報, 第82号, 369-379
- ・ 澤田明宏・平松良浩・小林航・浜田昌明(2021) : 重力異常解析による眉丈山第2断層の断層構造の推定, 日本地球惑星科学連合2021年大会, SSS10-P05
- ・ 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013) : 日本重力データベースDVD版, 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- ・ 地震調査研究推進本部(2002) : 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価
- ・ 地震調査研究推進本部(2003) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価
- ・ 地震調査研究推進本部(2004) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価
- ・ 地震調査研究推進本部(2014) : 全国地震動予測地図2014年版
- ・ 地震調査研究推進本部(2020) : 全国地震動予測地図2020年版
- ・ 地域地盤環境研究所(2011) : 震源を特定せず策定する地震動に関する計算業務 報告書
- ・ 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015) : 平成26年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書
- ・ 長谷川昭(1991) : 微小地震活動の時空特性, 地震第2輯, 第44巻特集号, 329-340
- ・ 本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩(2012) : 金沢大学重力データベースの公表, 測地学会誌, 58, 4, 153-160
- ・ 吉井弘治・伊藤潔(2001) : 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006

---

## 【英文】

- Fukushima, R., H. Nakahara, and T. Nishimura(2016) : Estimating S-Wave Attenuation in Sediments by Deconvolution Analysis of KiK-net Borehole Seismograms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 2, 552–559
- Gladwin M. T. and F. D. Stacey(1974): Anelastic Degradation of Acoustic Pulses in Rock, Phys. Earth Planet. Int.,8, 332–336
- Hatherly, P. J.(1986) : Attenuation measurements on shallow seismic refraction data, Geophysics, 51, 250–254
- Hiramatsu, Y., Sawada, A., Kobayashi, W., Ishida, S., Hamada, M.(2019): Gravity gradient tensor analysis to an active fault: a case study at the Togi-gawa Nangan fault, Noto Peninsula, central Japan. Earth, Planets and Space, 71:107,8
- Horikawa,H.(2008): Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 60, 1017–1022
- Iidaka,T., T.Iwasaki, E.Kurashimo, A.Kato, F.Yamazaki, H.Katao, and The Research Group for the 2007 Atotsugawa Fault Seismic Expedition (2008): Fine seismic structure around the Atotsugawa fault revealed by seismic refraction and reflection experiments, The 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and The 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan, B41–05
- Iidaka,T.,T.Iwasaki,T.Takeda,T.Moriya,I.Kumakawa,E.Kurashimo, T.Kawamura,F.Yamazaki,K.Koike,and G.Aoki(2003) : Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region,GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.30,NO.5, 23–1–23–4
- Katsumata, A.(2010) :Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303
- Matsubara, M., T. Ishiyama, T. No, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, and S. Kamiya(2022): Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Earth, Planets and Space, 74, 171

- 
- Riga, E., F. Hollender, Z. Roumelioti, P.–Y. Bard, and K. Pitilakis (2019) : Assessing the Applicability of Deconvolution of Borehole Records for Determining Near–Surface Shear–Wave Attenuation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 109, No. 2, 621–635
  - Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake (2008) : Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, 60, 83–88
  - Shapiro, N. M. and M. Campillo (2004) : Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL.31, L07614
  - Tanaka, A. and Y. Ishikawa (2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness : The Japanese islands case study, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 257–266
  - The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001) : Gravity measurements and database in southwest Japan, *Gravity Database of Southwest Japan (CD–ROM)*, Bull. Nagoya University Museum, Special Rep., No.9
  - Wapenaar, K. (2004) : Retrieving the Elastodynamic Green's Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation, *PHYSICAL REVIEW LETTERS*, 93, 254301
  - Yamada, T., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Kanazawa, A. Kuwano, K. Nakahigashi, R. Hino, K. Uehira, T. Yagi, N. Takeda, and S. Hashimoto (2008) : Aftershock observation of the NotoHanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers, *Earth Planets Space*, 60, 1005–1010
  - Yamamoto, A., Shichi, R., Kudo, T. (2011) : Gravity database of Japan (CD–ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu Univ., Special Publication, No.1
  - Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, Vol.99, No.B11, 22313–22329