

第2章 長周期地震動に関する文献・資料調査

2.1 長周期地震動に関する既往研究

長周期地震動に関する研究をレビューしたものとして、工藤(2005²⁾、2008³⁾、座間(1993⁴⁾、2009⁵⁾、2014⁶⁾、笹谷ほか(2006)⁷⁾などがある。以下では、工藤(2005、2008)などに基づいて、被害を起こして問題となった長周期地震動の共通点、震源が長周期地震動に及ぼす影響、全国の長周期地震動の揺れやすさ分布、および表面波の長周期地震動への寄与について示す。

2.1.1 長周期地震動について

長周期地震動の周期範囲の定義は必ずしも明確ではないが、工藤(2005)は周期 3 秒から 20 秒の地震動を長周期地震動と呼んでいる。また、地震本部では、一般的な高層建物の固有周期が 2 秒～3 秒前後であるため、長周期地震動の下限周期を 2 秒とし、周期 3 秒、5 秒、7 秒、10 秒の長周期地震動予測地図(2012 年試作版)⁸⁾を作成している。

工藤(2005)は、今までに被害を起こして問題になった長周期地震動を考えれば、共通点は以下のように整理されると述べている。

- i) M_w (モーメントマグニチュード)7.0 程度以上で震源が比較的浅い地震であること
- ii) サイトが大きな平野部あるいは盆地などの厚い堆積層上の立地条件にあること

考察の対象とした地震は、1983 年日本海中部地震、1985 年メキシコ地震、1993 年北海道南西沖地震、1999 年トルコ・コジャエリ地震、1999 年台湾集集地震、2003 年十勝沖地震である。被害が生じた対象構造物としては、大型石油タンクや中高層の建物が挙げられている。なお、台湾集集地震では、台湾最大の石油会社「中国石油公司(CPC)」の石油基地 3 箇所(沙崙、新竹、鐵砧山)でスロッシングによる被害が生じている(座間(2014))。

2.1.2 震源特性などの影響

震源が長周期地震動に及ぼす影響について、工藤(2005)に基づいて以下に示す。

観測された加速度波形のフーリエスペクトル $O(T)$ は、特に震源に近くなければ次式のように表される(工藤(2005))。

$$O(T) = S(T) * P(T) * L(T) \quad (2.1-1)$$

$S(T)$ 、 $P(T)$ 、 $L(T)$ は、それぞれ震源加速度スペクトル、経路特性、観測サイト周辺の地盤特性であり、 T は周期を表す。

震源加速度スペクトル $S(T)$ は、大局的には図 2.1-1 に示すような ω^2 モデルで記述されることが知られている。図 2.1-1 の震源スペクトルを M 6 と M 8 で比較すると、周期 1 秒以下では 10 倍程度の差であるが、10 秒付近では 100 倍の差となる。

このことから工藤(2005)は、長周期地震動の要注意のマグニチュードがおおよそ 7 程度以上であることを震源の特性から指摘できると述べている。

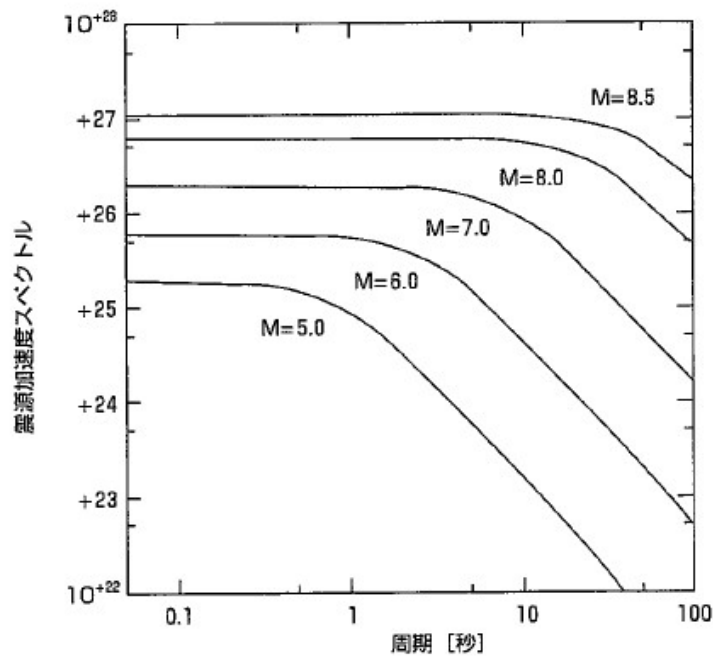


図 2.1-1 マグニチュードと震源加速度スペクトルとの関係
(工藤(2005)第1図より)

ω^2 モデルによる震源加速度スペクトル $S(T)$ の包絡線形状を図 2.1-2 に示す。震源加速度スペクトルは、周期 T によらず一定となる領域、周期 T のマイナス 1 乗に比例して減少する領域、および周期 T のマイナス 2 乗に比例して減少する領域に分けられる。これらの領域の境界となる周期 T_{ct} 、 T_{cl} がコーナー周期と呼ばれている。これらのコーナー周期は、それぞれ震源時間関数における立ち上がり時間の有限性と、断層の破壊伝播時間の有限性に関係している。

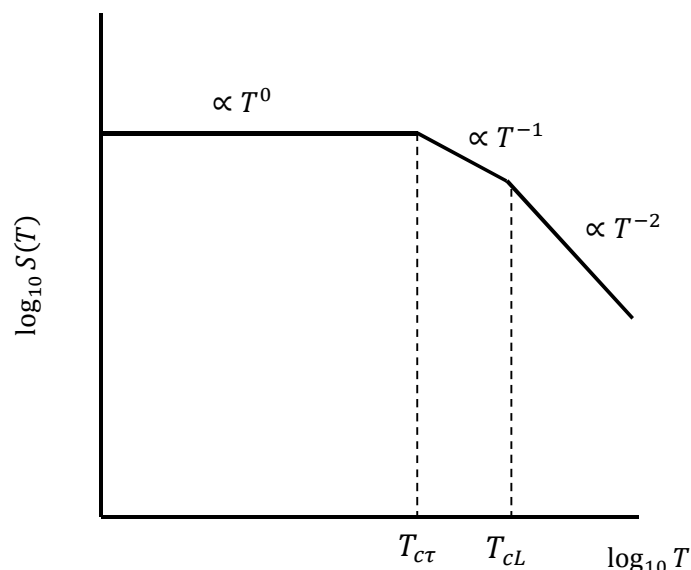


図 2.1-2 ω^2 モデルによる震源加速度スペクトルの包絡線形状

震源の影響としては、他に以下の要因も関係すると述べられている。

- i) アスペリティ
アスペリティとよばれる断層の変位量(くい違い量)が大きい領域の影響
- ii) 方位特性
方向によって波の振幅が異なる地震波の放射特性の影響
- iii) 震源深さの影響

経路特性 $P(T)$ については、工藤(2005)では、「 $L(T)$ と明確に分離して考えることは難しいが、特殊な地盤を除けば、震源距離と媒質の内部摩擦や粘性による地震波の減衰項であり、長周期では比較的地域差が少ないと考えられる。」と述べられている。

観測サイト周辺の地盤特性 $L(T)$ については、工藤(2005)では、「短周期(1~2 秒以下)では、厚さ数 10m 程度以下の堆積層により特性がおおよそ決まってしまうが、長周期はより深い地盤構造(100m~数 km)で、かつ広がりを持った盆地や平野全体の影響(2・3 次元地下構造)を受けると考えるべきである。」と述べられている。

2.1.3 全国の長周期地震動の揺れやすさ分布

岡田・鏡味(1978)⁹⁾は、気象庁観測網の1倍強震計等で得られた記録を用いてやや長周期の揺れやすさ分布を求めている。解析に用いている資料は地震月報から抽出した地震であり、地震を選び出す基準は下記の3つを満足する期間1961年から1974年までに日本および日本近海で発生したものとしている。

- i) 震源深さ60km以浅(浅発地震)
- ii) 同一地震による最大有感距離300km以上(顕著地震)
- iii) マグニチュード5.4以上

上記の基準 i)~iii)は、構造物への影響が大きいと思われる地震を抽出するために配慮されているものである。また、期間を解析時点での15年間に限定したのは、1961年から気象庁ではコンピュータによる処理が開始され、震源位置などの精度が向上したことが考慮されているためである。以上の基準で選出された地震総数は138個であり、解析で対象とした気象庁の地震観測所は94地点である。

解析より得られたやや長周期(1~10秒)の揺れやすさ分布を図2.1-3に示す。図中の数値が大きい方が揺れやすいとしており、揺れやすいと評価されているのは東京・大阪などの大平野と秋田・酒田・新潟などの日本海沿岸部の平野である。

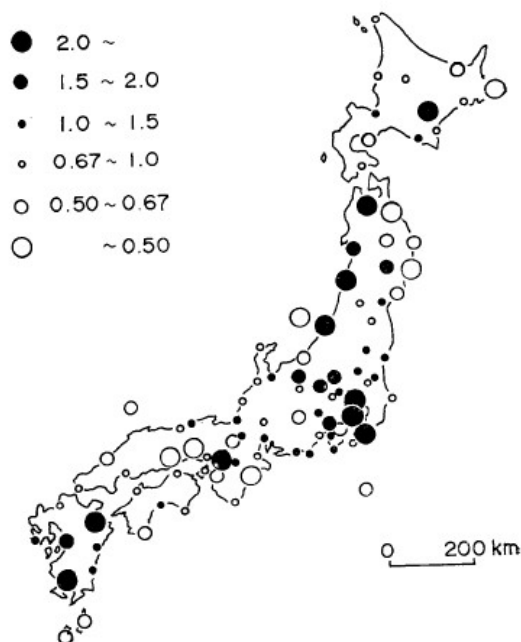


図 2.1-3 全国のやや長周期(1~10秒)地震動の揺れやすさ分布
(岡田・鏡味(1978) Fig. 10 より)

Mamula *et al.* (1984)¹⁰⁾は、1961年北米濃地震(Mj7.0)の記録を用い、かつ本州の平均的地下構造を仮定して、そこから計算される表面波と観測との差から長周期の揺れやすさを評価している。周期ごとの揺れやすさ分布の一例(周期5秒)を図2.1-4に示す。大阪では周期5秒までの揺れやすさランクは高いが、周期7秒を超えると平均的あるいは揺れにくい。一方、東京・横浜は3~10秒まで高いランクにあり、逆に静岡・神戸などはどの周期帯でも揺れにくい。



図 2.1-4 周期ごとの揺れやすさ分布の一例(周期5秒)
(Mamula *et al.* (1984) Fig. 8 より翻訳して引用)

2.1.4 表面波の長周期地震動への寄与

長周期地震動には、震源から放射される S 波によるものと表面波によるものがある。表面波には、震源から放射される実体波が干渉し合っ て励起されるものと堆積盆地で生成されるものの 2 種類がある。さらに後者は、堆積盆地に入射した実体波から生成される盆地生成表面波と、堆積盆地に入射した表面波からモード変換によって励起される盆地転換表面波に分類される(川瀬(1993)¹¹⁾。

工藤(2008)は、長周期地震動への表面波の寄与について、「長周期地震動には表面波の寄与が大きい。表面波の性質で重要なことは、震源距離が大きくなっても、P 波や S 波ほどには振幅が小さくならない。表面波は、P 波や S 波よりも震動継続時間が長くなる。表面波は周期によって伝わる速度が変化する性質があり、深い構造を反映して早く伝わる波から、浅い速度の遅い地層を反映してゆっくり到達する波まで連続的に変化する。そのため、やや遠いところでは、長時間の揺れとなって観測される。」と述べている。

座間(1993)では、「やや長周期の強震動が主に表面波から構成されているとする考えはほぼ定着しており、2 次元地下構造モデルと震源モデルを組み合わせたシミュレーションによって主要動部分についてはある程度の再現性を容易に得ることができるようになった。」と述べられている。

表面波の振幅が、震源距離が大きくなっても P 波や S 波ほどには小さくならない理由は、以下のような幾何減衰により説明することができる。P 波や S 波の実体波は 3 次元的に伝播するため、波のエネルギーは風船が膨らむのと同じように風船の表面積に反比例して小さくなる。このため、波のエネルギーは震源距離の 2 乗に反比例し、振幅は震源距離に反比例して小さくなる傾向にある。これに対して表面波は 2 次元的に伝播するため、波のエネルギーは円柱が拡大するのと同じように円柱の円周長さに反比例して小さくなる。このため、表面波のエネルギーは震央距離に反比例し、振幅は震央距離の平方根に反比例して小さくなる傾向にある。

2.2 過去の地震による長周期地震動の発生状況

日本国内の過去の地震における長周期地震動の発生状況を、既往文献と資料に基づいて、震源、伝播経路、平野規模の地盤構造の3つの観点から整理を行い、過去の地震における長周期地震動がどのような条件で発生しているのかをより具体的に把握する。

2.2.1 調査対象とする地震について

調査対象とする地震は、国内で発生した地震で長周期地震動が発生したことが論文等で指摘されている地震とする。1995年兵庫県南部地震を契機として、K-NETやKiK-netなどの防災科学技術研究所(以下、防災科研と表記)による強震観測網が整備されており、これらの記録を利用した長周期地震動に関する研究も行われてきている。1996年以降の主な被害地震と長周期地震動の発生状況を表2.2-1に示す。表中のモーメントマグニチュードMwは、気象庁のHPで公開されているCMT解によるものである。CMTとは、セントロイド・モーメント・テンソル(Centroid Moment Tensor)の略で、観測された地震波形を最もよく説明する地震の位置(セントロイド)、規模(モーメントマグニチュード)、および発生メカニズムを同時に求める解析法である。

なお、K-NETは、全国を約20km間隔で均質に覆う1,000箇所以上の強震観測施設からなる強震観測網であり、1996年6月から運用されている。KiK-netの観測施設は、全国約700箇所に配置され、各観測施設には観測用の井戸(観測井)が掘削されており、地表と地中(井戸底)の双方に強震計が設置され、鉛直アレーを構成している。

表 2.2-1 1996年以降の主な被害地震と長周期地震動の発生状況

地震名	地震諸元		長周期地震動の発生状況
	マグニチュード	震源 深さ	
2000年鳥取県西部地震	Mj 7.3, Mw 6.8	9km	大阪平野などで発生
2001年芸予地震	Mj 6.7, Mw 6.8	46km	不明(発生を指摘している文献は見当たらない)
2003年十勝沖地震	Mj 8.0, Mw 8.0	45km	勇払平野や石狩平野で発生
2004年新潟県中越地震	Mj 6.8, Mw 6.7	12km	関東平野で発生
2007年新潟県中越沖地震	Mj 6.8, Mw 6.7	17km	関東平野で発生
2008年岩手宮城内陸地震	Mj 7.2, Mw 7.0	8km	宮城県仙北平野で発生
2011年東北地方太平洋沖地震	Mw 9.0	24km	関東平野や大阪平野で発生

2.2.2 調査対象地域

既往の研究によれば、長周期地震動は平野部で観測されている場合が多く、平野端部で発生したラブ波やレーリー波などの表面波であることが指摘されている(たとえば、古村ほか(2004¹²⁾, 2007a¹³⁾)。このため、調査対象地域は、調査対象論文で長周期地震動の発生が指摘されている平野であり、かつ長周期地震動の影響を大きく受ける超高層建物などが多いと考えられる関東平野、濃尾平野、大阪平野などとする。

工藤(2008)によると、「長周期の地震動を理解するためには少なくとも地震基盤(S波速度 $\sim 3\text{km/s}$)までの地下構造が不可欠であるが、これまでに比較的情報が多いのは関東・大阪・濃尾などの平野に限られ、多くは良く分かっていない。」と述べられている。

平野の揺れやすい周期は、関東平野は7~10秒、濃尾平野は3~4秒、大阪平野は4~6秒である(福和(2013)¹⁴⁾)。これらの周期は、観測記録の応答スペクトルや表面波の分析などからわかっているものである。

検討対象とする地震に対して、地震諸元と地震のタイプおよび発生メカニズム、現時点までに文献調査で判明している表面波の有無と住宅被害の有無を表2.2-2に示す。モーメントマグニチュードと発生メカニズム(断層の動き方)は、気象庁から公表されているCMT解によるものであり、地震のタイプ(プレート間地震、プレート内地震、内陸地殻内地震)は、地震本部の地震調査委員会や気象庁などからの公表資料に基づいている。

住宅被害については、長周期地震動が発生している地域と住宅被害が発生している地域を比較することにより、住宅被害が長周期地震動によるものかどうかについて、検討する必要がある。

表 2.2-2 検討対象地震に対する表面波と住宅被害の有無

地震名	地震諸元 地震タイプ 発生メカニズム	表面波の有無	住宅被害の有無 (長周期地震動による ものかどうかは不明)	出典
2000年鳥取県 西部地震	Mj 7.3, Mw 6.8 震源深さ 9km 内陸地殻内地震 横ずれ断層型	○:大阪平野などで観測	○:日野町や米子市で被害あり	久美田ほか (2002) ¹⁵⁾
2001年芸予地震	Mj 6.7, Mw 6.8 震源深さ 46km プレート内地震 正断層型	△:表面波ありと指摘している文献は見当たらない	○:被害あり	内閣府 HP
2003年5月26日 宮城県沖の地震	Mj 7.0, Mw 7.0 震源深さ 82km プレート内地震 逆断層型	×:関東平野で観測されていない	△:不明	古村ほか (2012) ¹⁶⁾
2003年十勝沖 地震	Mj 8.0, Mw 8.0 震源深さ 45km プレート間地震 逆断層型	○:勇払平野と石狩平野で観測	○:日高、十勝、釧路地方などで被害あり	畑山ほか (2004) ¹⁷⁾ 北原(2004) ¹⁸⁾
2004年紀伊半島 南東沖の地震	Mj 7.1, Mw 7.3 震源深さ 38km プレート内地震 逆断層型	○:関東平野、大阪平野および濃尾平野で観測	△:不明	古村ほか (2004) 赤澤(2005) ¹⁹⁾ Miyake <i>et al.</i> (2005) ²⁰⁾
2004年新潟県 中越地震	Mj 6.8, Mw 6.7 震源深さ 12km 内陸地殻内地震 逆断層型	○:関東平野で観測	○:被害あり	古村ほか (2004)
2004年新潟県 中越地震の余震 (10月25日)	Mj 5.8, Mw 5.7 震源深さ 15km 内陸地殻内地震 逆断層型	×:関東平野で観測されていない	△:不明	古村ほか (2004)

表 2.2-2 検討対象地震に対する表面波と住宅被害の有無(つづき)

地震名	地震諸元 地震タイプ 発生メカニズム	表面波の有無	住宅被害の有無 (長周期地震動による ものかどうかは不明)	出典
2004年新潟県 中越地震の余震 (10月27日)	Mj 6.1, Mw 6.0 震源深さ 12km 内陸地殻内地震 逆断層型	×: 関東平野で観測さ れていない	△: 不明	古村ほか (2004)
2005年8月16日 宮城沖の地震	Mj 7.2, Mw 7.1 震源深さ 42km プレート間地震 逆断層型	×: 同上	△: 不明	古村ほか (2012)
2007年新潟県 中越沖地震	Mj 6.8, Mw 6.7 震源深さ 17km 内陸地殻内地震 逆断層型	○: 関東平野で観測	○: 被害あり	古村ほか (2007a)
2008年岩手 宮城内陸地震	Mj 7.2, Mw 7.0 震源深さ 8km 内陸地殻内地震 逆断層型	○: 宮城県仙北平野で 観測	○: 被害あり	片岡(2011) ²¹⁾ 内閣府 HP
2011年東北地方 太平洋沖地震	Mw 9.0 震源深さ 24km プレート間地震 逆断層型	○: 関東平野や大阪平 野で観測 *1	○: 被害あり*2	*1 植竹(2012) ²²⁾ *2 肥田ほか (2012) ²³⁾

2.2.3 長周期地震動の発生状況に関する既往文献

(1) 2003年十勝沖地震

1) 平野規模の地盤構造の影響

畑山ほか(2004)は、2003年十勝沖地震において石狩平野と苫小牧地域をかかえる勇払平野が大きな長周期地震動に見舞われたことを示し、その成因について考察している。震源から勇払平野に至る K-NET の観測点(図 2.2-1)における加速度波形を積分して速度波形(0.05~0.5Hz)にしたものを図 2.2-2 に示す。勇払平野南東端の門別(K-Monbetsu)から振幅の増大と継続時間の伸長傾向が始まり、苫小牧(K-Tomakomai)と千歳(K-Chitose)で大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動となる。これらの現象は平野手前では発生しておらず、勇払平野の地下構造の影響を受けたものと考えられると述べている。勇払平野には、図 2.2-3 に示すように関東平野、大阪平野と同様に厚い堆積層が存在することがわかる。

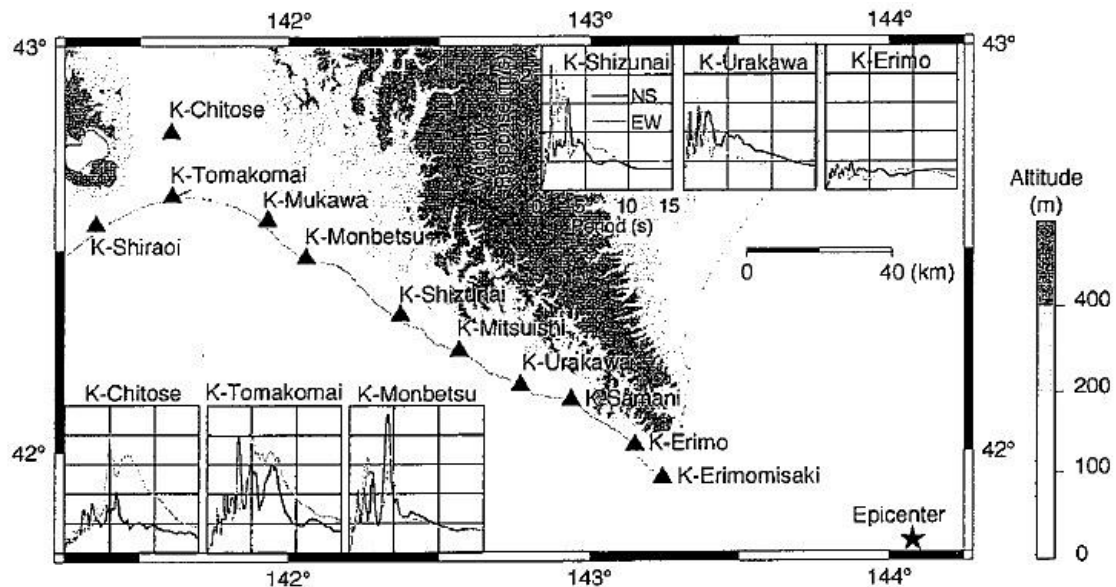


図 2.2-1 2003年十勝沖地震の震源(星印)と勇払平野
(畑山ほか(2004) Fig. 5 より)

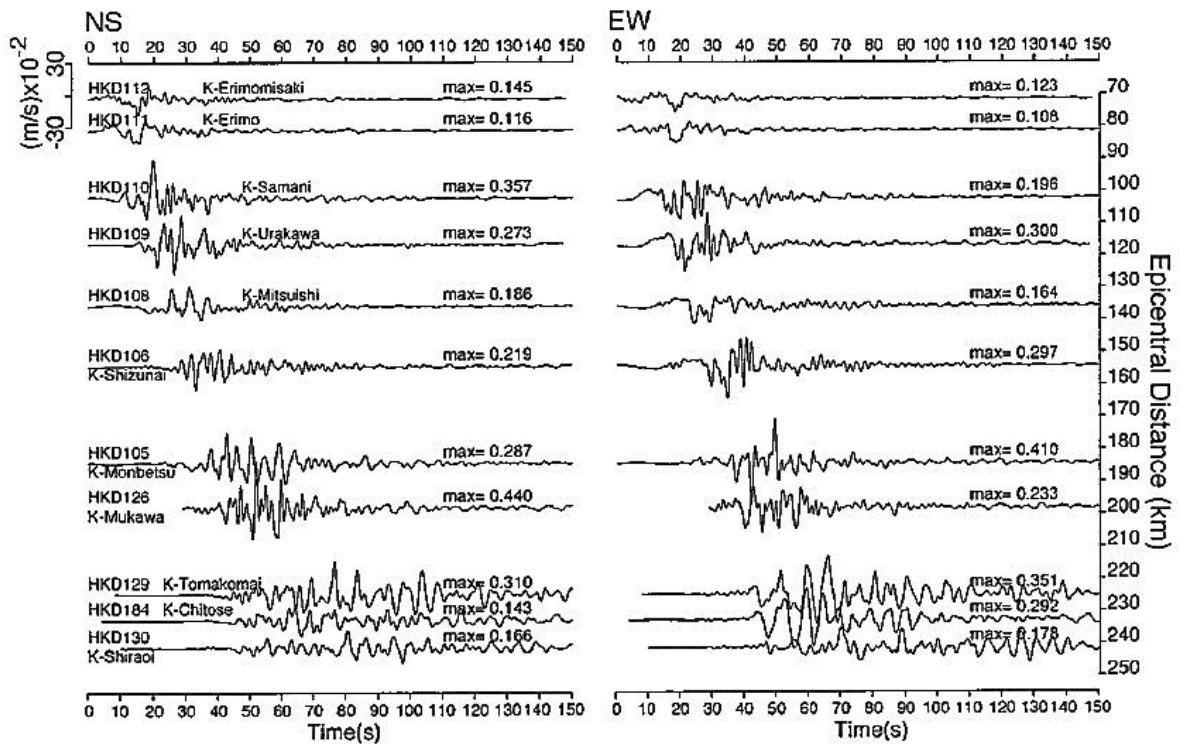


図 2.2-2 2003 年十勝沖地震の震源から勇払平野で観測された速度波形
(畑山ほか(2004) Fig. 6 より)

北海道における基盤の上面深さの分布を図 2.2-3 に、2003 年十勝沖地震による周期 10 秒の速度応答スペクトルの空間的な分布を図 2.2-4 に示す。勇払平野では基盤の上面深さが深く、速度応答も大きくなっていることがわかる。

図 2.2-4 においては、襟裳岬よりも東側においても速度応答が大きくなっている。前田ほか(2006)²⁴⁾は、2003 年十勝沖地震による最大地動加速度と最大地動速度の空間分布と距離減衰関係について検討している。前田ほか(2006)による最大加速度と最大速度の分布を図 2.2-5 に示す。図中の☆は、ハーバード大学の CMT 解による震央位置を示している。また、最大地動加速度・最大地動速度と断層からの距離との関係を図 2.2-6 に示す。図では、火山フロント前弧側のデータを●、背弧側のデータを○で表している。また、実体波と表面波に対する幾何減衰による距離減衰関係も示されており、最大地動速度は 200km 付近を境として距離減衰の傾きが変化し、近距離では実体波の傾き ($1/\sqrt{R}$, R は断層からの距離)、遠距離では表面波の傾き ($1/\sqrt{R}$) に近い傾向を確認することができる。さらに、速度波形の解析から、近地 (~150km まで) では S 波が、遠地では周期約 20 秒のレーリー波が最大地動速度を与えていることを明らかにしている。

なお、襟裳岬よりも東側の海岸線近くの観測点は近地に相当するため、速度応答が大きくなっている理由としては、震源から放出された S 波の長周期成分による影響を受けている可能性がある。

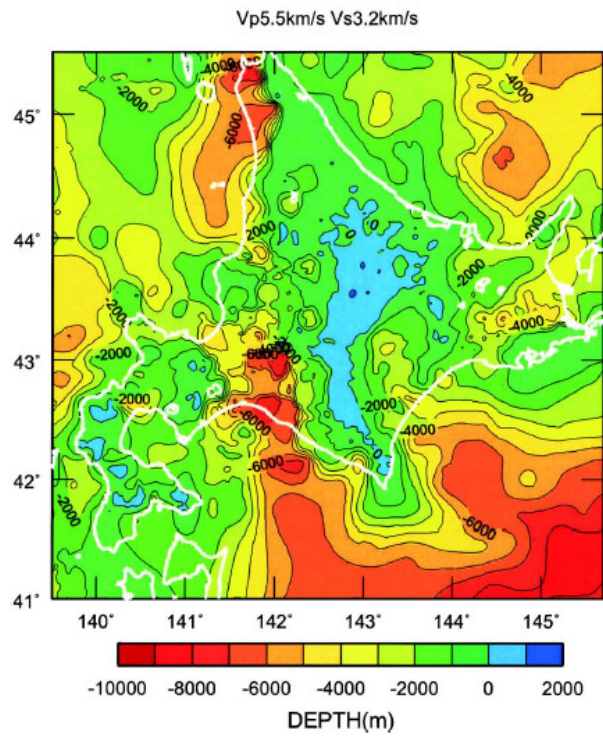


図 2. 2-3 北海道における基盤の上面深さ
(笹谷ほか(2006) Fig. 8 より)

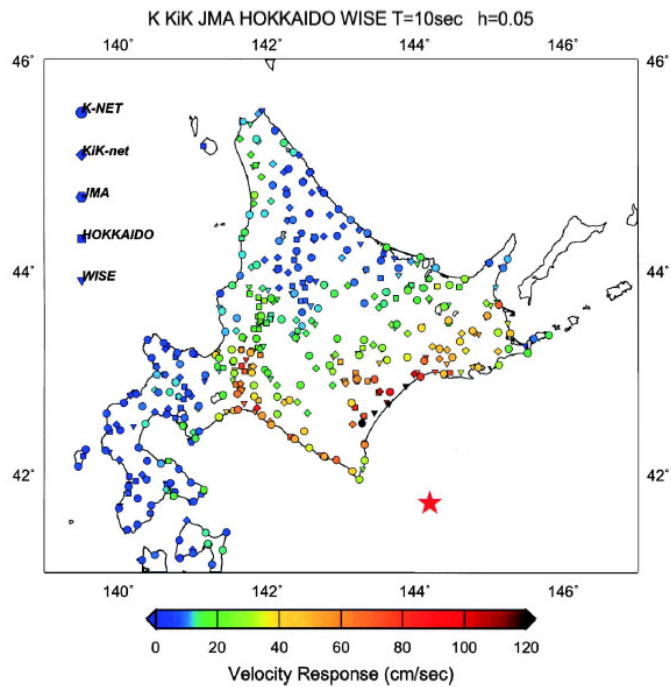


図 2. 2-4 2003 年十勝沖地震における周期 10 秒の速度応答の空間分布

(笹谷ほか(2006) Fig. 9 より)

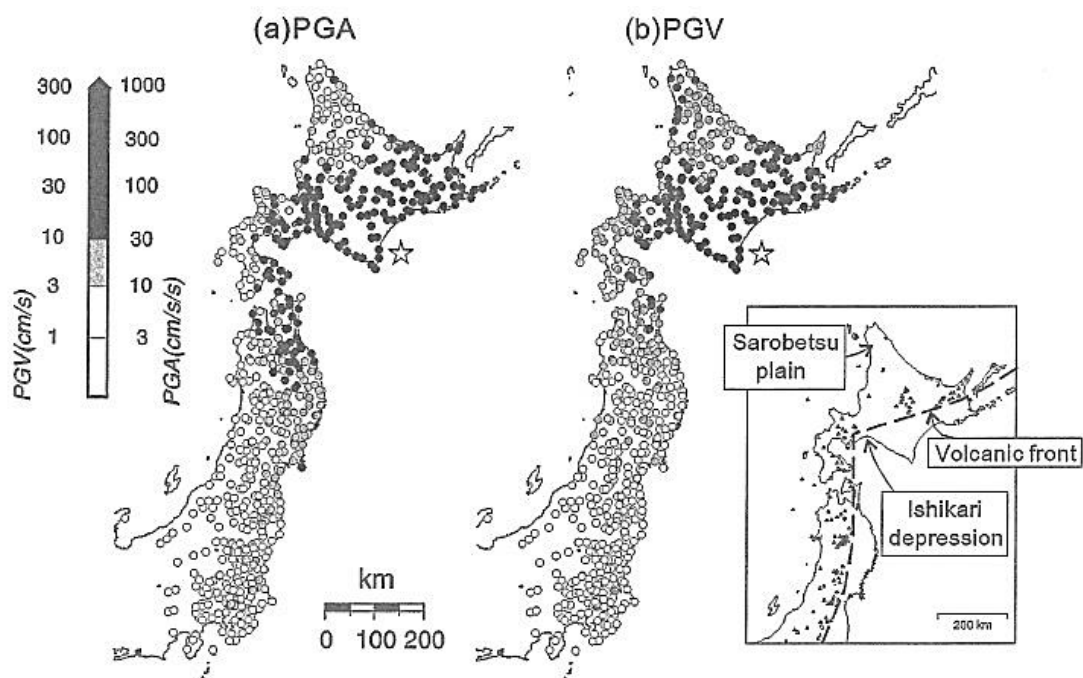


図 2.2-5 2003 年十勝沖地震における最大加速度(a)と最大速度(b)の分布
(前田ほか(2006) Fig. 8 より)

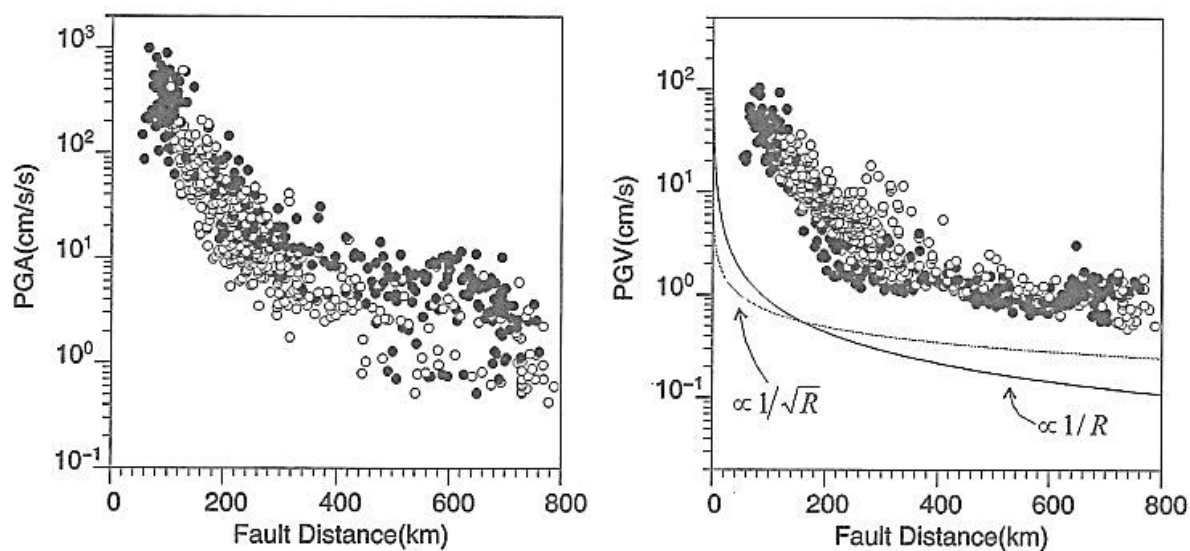


図 2.2-6 2003 年十勝沖地震における最大加速度・最大速度の距離減衰特性
(前田ほか(2006) Fig. 9 より)

(2) 2004年新潟県中越地震と2007年新潟県中越沖地震

1) 震源特性の影響

2004年新潟県中越地震と2007年新潟県中越沖地震においては、関東平野で周期7秒前後の長周期地震動が観測されている(古村ほか(2004, 2007a))。これらの地震の気象庁マグニチュードMjは6.8であり、震源深さはそれぞれ12km、17kmと浅い。

2004年新潟県中越地震の10月25日の余震(Mj 5.8、Mw 5.7、震源深さ15km)と10月27日の余震(Mj 6.1、Mw 6.0、震源深さ12km)では、関東平野において長周期地震動が観測されたという報告はない。

古村ほか(2007a)は、周期10秒を超えるような長周期の地震波は、コーナー周期が10秒を超えるMw7以上の大地震ではじめて震源から強く放出され、Mw7以下の中小地震からの放射はとても小さいと述べている。

このことから、コーナー周期が7秒となるMwはおよそ6.5であるため、これらの余震では関東平野において長周期地震動が生成されなかったと考えられる。

2) 伝播経路の影響

伝播経路については、古村ほか(2007b)²⁵⁾によると、2004年新潟県中越地震と2007年新潟県中越沖地震において長周期地震動が生成した原因として、熊谷から高崎付近の地下で、基盤岩が溝のように深くなっている地下構造があるために、ここを通過して地震波が平野へとよく伝わってきた可能性があるとして述べられている。

また、産業技術総合研究所のホームページ(産総研(2005)²⁶⁾)では、新潟から関東を結ぶエリアにはハーフグラベン(半地溝)を埋め尽くす厚い堆積層があると述べられている。

ハーフグラベンについては、産総研(2005)において以下のように説明されている。

「地殻が水平方向に引っぱられると、正断層に区切られたブロックが傾きつつ全体として水平方向に延びていく。このときブロックとブロックの間には三角形の凹みが形成され、その凹んだ部分は堆積物により埋め尽くされる(図2.2-7)。このように、片側を正断層で区切られたブロックが傾きつつ凹んだ部分をハーフグラベン(半地溝)と呼ぶ。ちなみに両側を正断層で区切られたものはグラベン(地溝)とされる。ブロックが傾く方向の断面では、堆積層は扇状の形態を示す。」

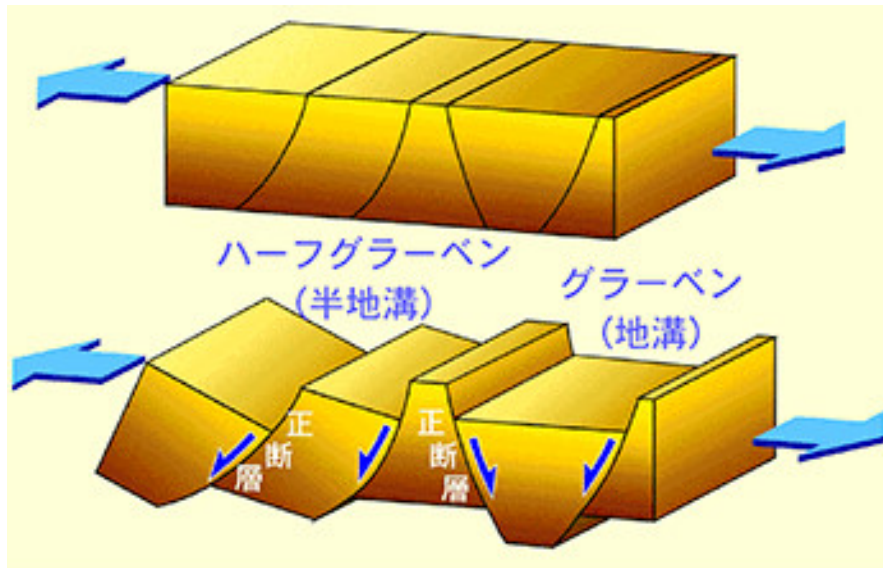


図 2.2-7 グラーベンおよびハーフグラバーベンの形成過程概念図
(産総研(2005)図 8 より)

3) 平野規模の地盤構造の影響

K-NET の観測記録を分析した古村(2004)から、2004 年新潟県中越地震の際に関東平野で観測された周期 7 秒前後の長周期地震動は、群馬・埼玉県境付近で生成されたラーリー波やラブ波、すなわち表面波であることが確認できる。

関東平野の 3 次元基盤構造として、基盤深度分布と基盤構造の 3 次元表示を図 2.2-8 に示す。また、2007 年新潟県中越沖地震による最大加速度分布と最大変位分布を図 2.2-9 に示す。古村ほか(2007a)では、関東平野では、平野の中心部である東京湾から千葉県中部にかけての地下で堆積層が最大 4000~6000m 以上と厚くなっており、周期 7~12 秒以上の表面波が強く発達すると述べられている。また、図 2.2-9 の最大変位分布を見ると、長周期地震動を生成した関東平野全体にわたって 1~5cm の大きな地動が生成されており、大きな地動が観測された領域は、関東平野の基盤深度の形状とよく一致していることを指摘している。

最大変位が大きい領域は、Mamula *et al.* (1984)による周期 3 秒~10 秒の周期ごとの揺れやすさ分布と比較的対応している。

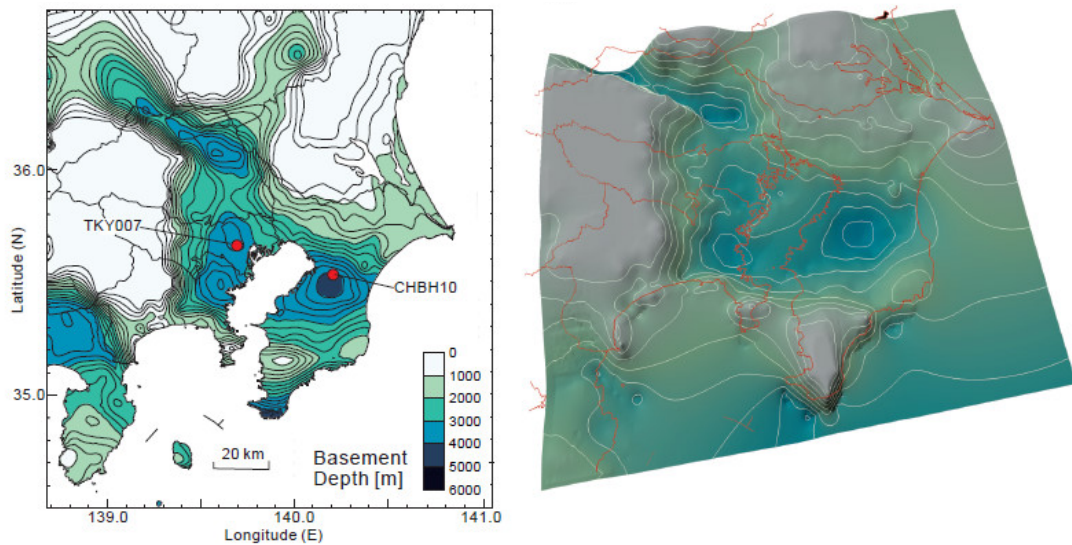


図 2.2-8 関東平野の 3 次元基盤構造
(古村ほか(2007a) 図 3 より)

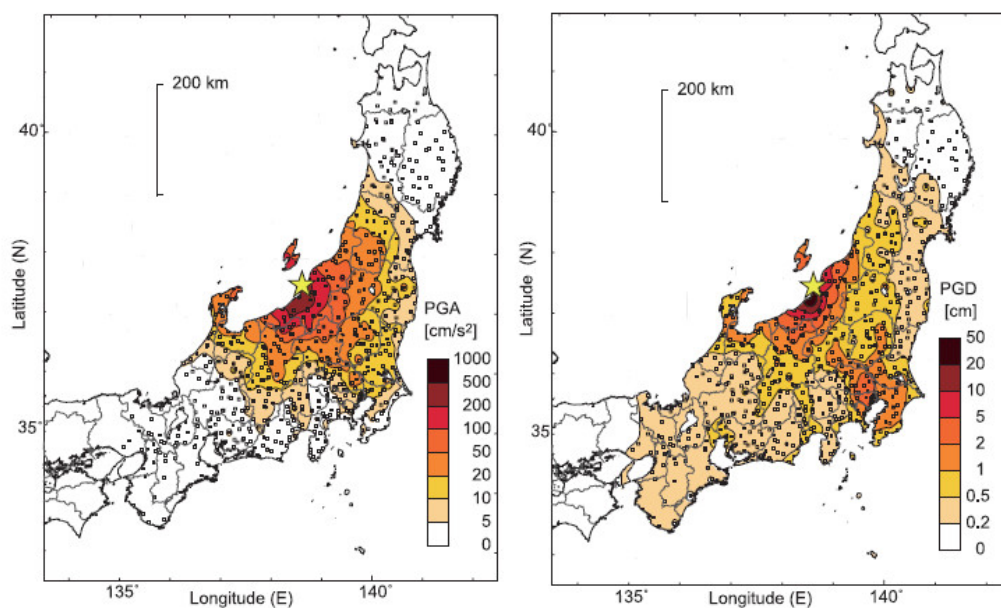


図 2.2-9 2007 年新潟県中越沖地震による最大加速度分布(左)と最大変位分布(右)
(古村ほか(2007a) 図 4 より)

古村ほか(2007a)は、2007 年新潟県中越沖地震における K-NET と KiK-net の 696 地点における加速度記録を積分して速度波形を算出し、観測点間の地動を線形補間して各時刻の地動の空間分布を求め、地震の揺れが広がる様子を可視化画像で示している。関東平野に入射した地震波は、平野の地下を覆う厚い堆積層で強く増幅され、平野全体にわたって大きく長く揺れたことがわかる。特に、都心部の揺れは大きく、3 分以上にわたって長く揺れ続けたことがわかると述べられている。

また、関東平野において長時間にわたって大きく揺れ続けた地震波の特徴とその生成・伝播過程を確認するために、震源から関東平野に向けて北北西—南南東に並んだ 9 観測点の速度波形(EW 成分)を図 2.2-10 のように調べている。各観測点の速度波形は最大振幅で正規化しており、地動の最大振幅は波形の右上に表示されている。震源から放射された P 波と S 波は、それぞれ約 5km/s と 3km/s の速度で震源から関東平野へと伝わり、そして S 波が関東平野の北端の基盤岩/堆積層境界に入射すると、長周期の表面波が生成したことがわかると指摘している。

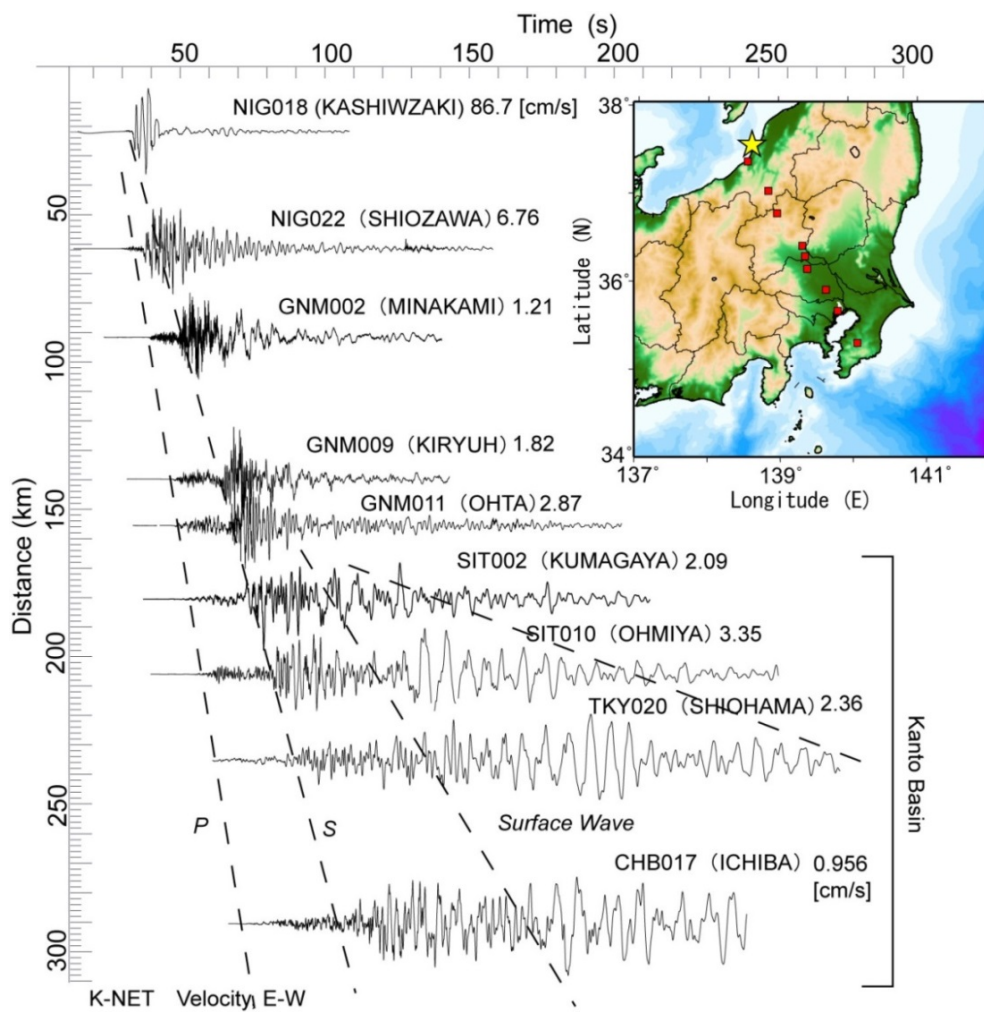


図 2.2-10 2007 年新潟県中越沖地震における観測速度波形
 (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/furumura/lp/lp.html> より)

(3) 2003年5月26日の宮城県沖の地震と2005年8月16日の宮城県沖の地震

1) 震源特性の影響

2003年5月26日の宮城県沖の地震(Mj 7.0、震源深さ82km)と2005年8月16日の宮城県沖の地震(Mj 7.2、震源深さ42km)では、表面波がほとんど励起されていない。古村ほか(2012)は、この原因として以下の2点を挙げている。

- i) 震源が深く、表面波の励起が小さいこと
- ii) 関東平野へのS波の入射角が小さいために堆積層内での全反射と表面波への変換が起きにくいこと

さらに、シミュレーションにより震源深さが表面波の励起に与える影響についても調べており、震源深さが20kmでは表面波の振幅はS波の振幅と同程度であり、震源深さが40km以深では表面波の振幅がほとんど認められなくなると述べている。また、震源が浅いM7クラスの宮城県沖の地震が起きた場合には、関東平野において強い表面波の励起と長周期の応答が起きることが予想されると指摘している。

(4) 2004 年紀伊半島南東沖の地震

1) 震源特性の影響

2004 年紀伊半島南東沖の地震(Mj 7.1、震源深さ 38km)では、関東平野と大阪平野および濃尾平野において長周期地震動が観測されている。この地震による震度分布と最大地動変位分布を図 2.2-11 に示す。

図から、関東平野において最大地動変位が大きくなっていることがわかる。これについて古村ほか(2012)は、震源深さは 38km と浅くはないが、伝播経路の影響が大きいと指摘している。

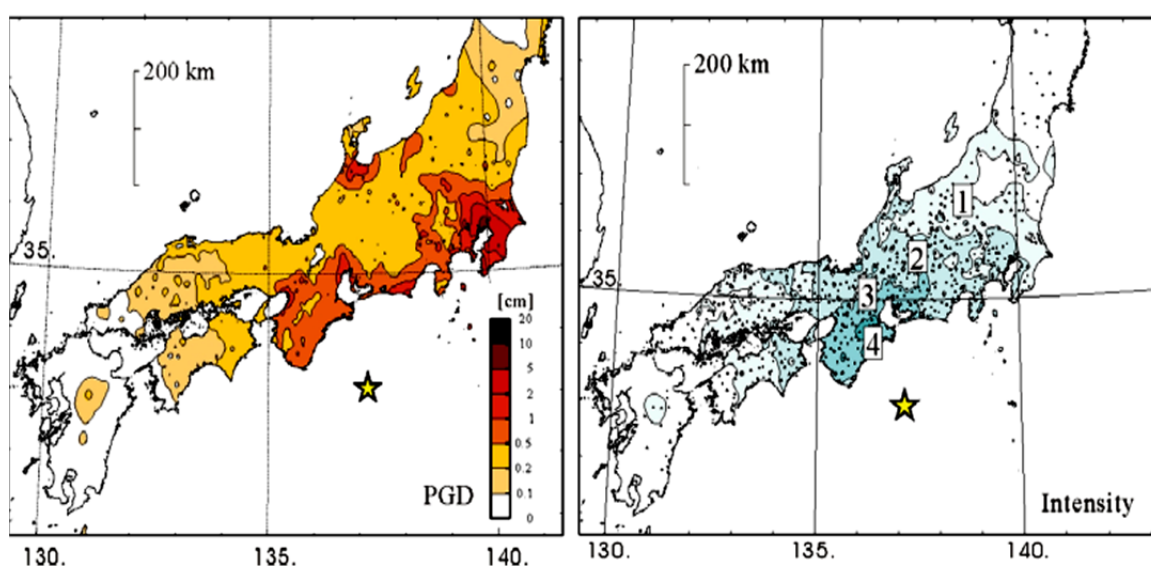


図 2.2-11 2004 年 9 月 5 日紀伊半島南東沖の地震の震度分布(右)と最大地動変位(左)
(古村ほか(2012)図 3 より)

2) 伝播経路の影響

古村ほか(2012)は、長周期地震動が生成された要因として、「フィリピン海プレートの上面に厚く(5~10km)堆積した低速度の付加体の存在が大きい。この厚いLow- V 表層に沿って伝播することにより、長周期の表面波がよく発達する。」と述べている。Low- V は低速度を意味する。付加体の分布と観測された地震動波形を図2.2-12に示す。

付加体※とは、海洋プレートが沈み込むときに、海溝にたまった土砂とともに大陸側に押しつけられてはぎ取られた地質体のことをいう(産業技術総合研究所 地質調査総合センターHPより)。

※「付加帯」という用語が用いられることがあるが、本報告書では「付加体」を採用している。

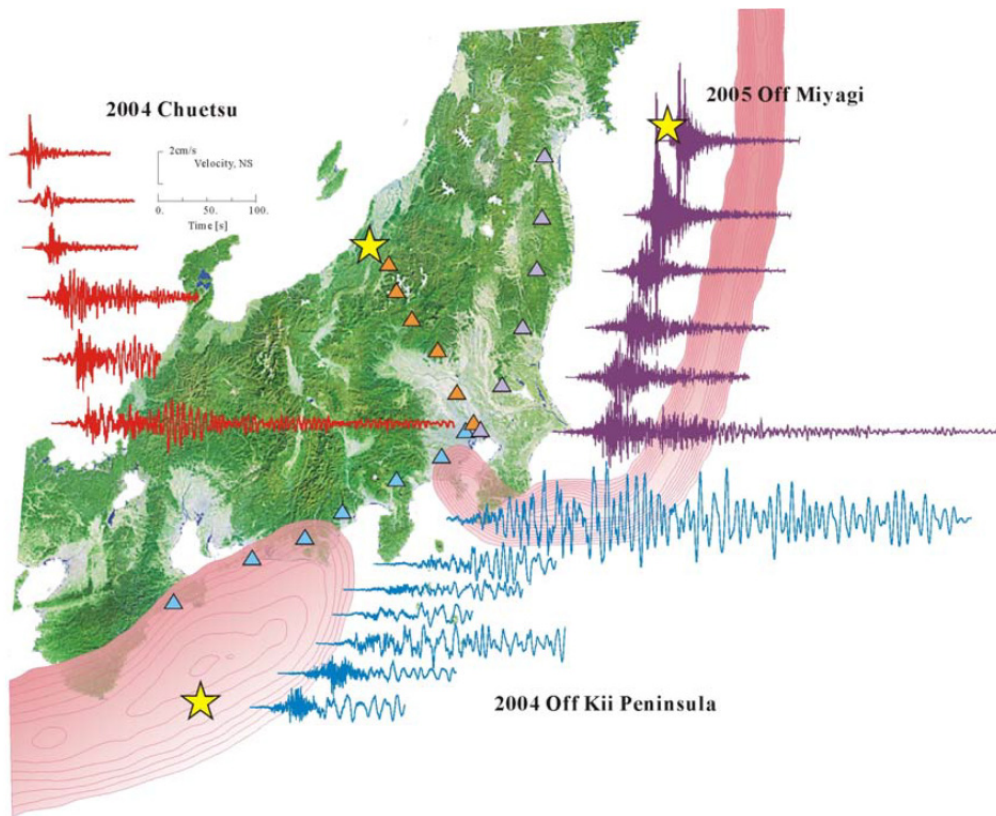


図 2.2-12 2005 年宮城県沖の地震、2004 年新潟県中越地震
および 2004 年紀伊半島南東沖の地震の地震波の伝播
(ピンク色のコンターは海洋プレート上面の付加体堆積物の厚さ)
(古村ほか(2012)図4より)

3) 平野規模の地盤構造の影響

赤澤(2005)は、大阪平野で観測された地震記録の応答スペクトル特性として周期5~6秒のやや長周期域が卓越している点、非定常スペクトルの分析から波群の伝播速度がラブ波の群速度に良く対応している点、また震源が南東方向であるのに対してこの波群が東南東から到来している点を踏まえて、これらは生駒の堆積層境界で生成されたラブ波と考えられると述べている。

Miyake *et al.* (2005)は、2004年紀伊半島沖南東沖地震による大阪平野と濃尾平野および関東平野における長周期地震動について調べている。図2.2-13は、伊豆半島から関東平野の観測地点における加速度波形のEW成分を示したものであり、波形は各観測点における最大値で基準化して示されている。この図から、関東平野の外側では加速度波形には明瞭な長周期成分は見られないが、関東平野内の神奈川、東京、千葉の観測点では長周期成分が観測されていることがわかる。また、関東平野の外側のSZ0H41地点の加速度波形を積分して速度波形を求めると、長周期成分が含まれていることがわかる。この成分は震源あるいは伝播経路において生成されたものであり、震源と伝播経路の影響によるこの長周期成分が盆地へ入力し、盆地生成表面波がよく生成されていると述べられている。

2004年紀伊半島沖南東沖地震と同じように震源が浅く、大きな海溝型地震である2003年十勝沖地震においても盆地生成表面波が観測されている(Koketsu *et al.* (2005)²⁷⁾。

減衰5%の周期別の擬似速度応答スペクトルは、大阪平野と濃尾平野では周期5秒~7秒、関東平野では周期7秒~10秒が大きくなっている。一例として、周期7秒の擬似速度応答スペクトル分布を図2.2-14に示す。御前崎においては周期5秒、7秒および10秒の擬似速度応答スペクトルが大きくなっており、この点について、Miyake *et al.* (2005)は、御前崎から海側にかけての領域はS波速度が小さい厚い堆積層が存在していることが影響していると指摘している。図中の紫色の部分、海底地形を表していると記述されている。

次に、擬似速度応答スペクトルのコンターと堆積層の厚さを比較したもの図2.2-15に示す。(a)と(b)は、それぞれ濃尾平野と大阪平野における周期5秒の擬似速度応答のコンターと堆積層の厚さの色分け表示を重ねて示したものである。(a)の濃尾平野においては、両者の対応関係が比較的明瞭であり、擬似速度応答が4cm/s以上となっている領域の堆積層厚さは約0.5km以上となっていることがわかる。(b)の大阪平野においては、両者の対応関係は必ずしも明瞭ではないが、堆積層厚さが約0.5km以上の領域は擬似速度応答が概ね6cm/s以上となっている。(c)は、関東平野における周期7秒の擬似速度応答のコンターと堆積層の厚さの色分け表示を重ねて示したものである。濃尾平野と同じように擬似速度応答が4cm/s以上の領域は色が表示されている厚い堆積層の領域と概ね対応している。しかし、堆積層が最も深い部分と擬似速度応答がピークとなる領域は対応していない。これは、長周期地震動による大きな擬似速度応答が厚い堆積層だけでなく、表層のS波速度の小さい層の影響も受けるためと考察を加えている(Miyake *et al.* (2005))。

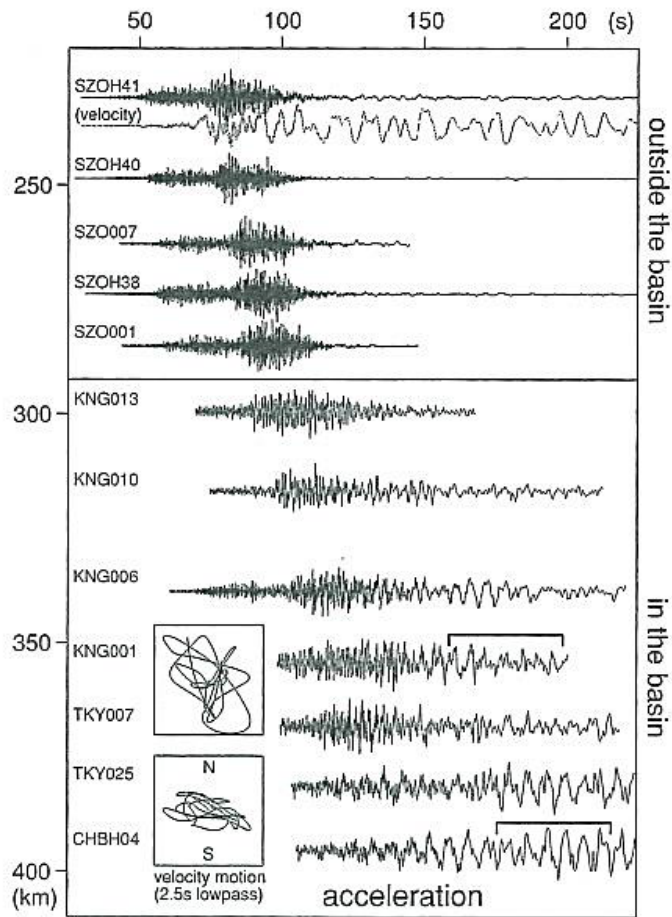


図 2.2-13 観測された加速度波形の EW 成分
(Miyake *et al.* (2005) Fig.2 より)

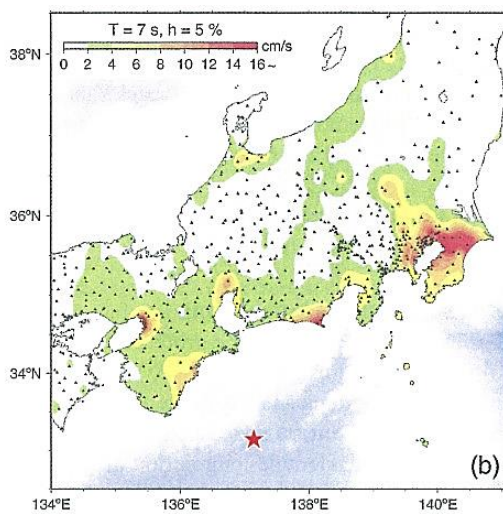


図 2.2-14 減衰 5%の擬似速度応答スペクトル分布の一例 (周期 7 秒)
(Miyake *et al.* (2005) Fig.3 より)

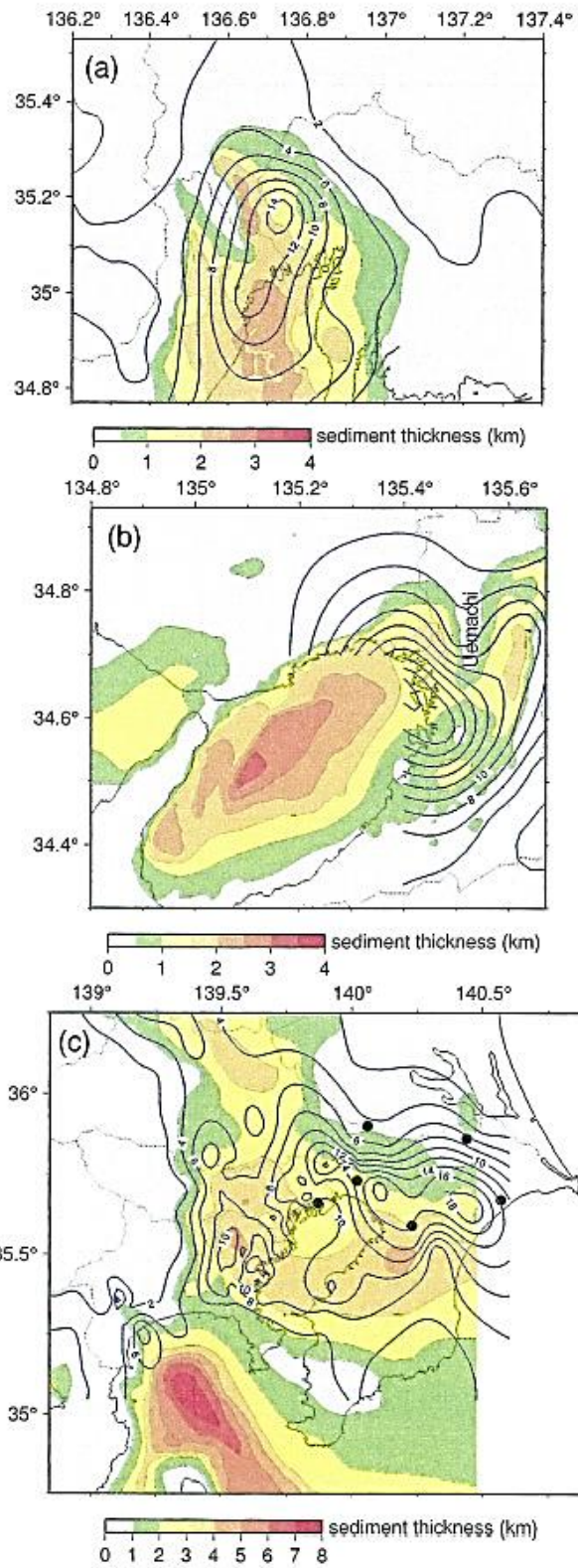


図 2.2-15 擬似速度応答スペクトルの分布と堆積層の厚さ
(Miyake *et al.* (2005) Fig.4 より)

(5) 2011 年東北地方太平洋沖地震

1) 震源特性の影響

植竹(2012)は、2011 年東北地方太平洋沖地震で観測された東京湾岸の長周期地震動について分析を行っている。検討には、東京電力による東京湾岸の広帯域地震観測点における観測記録を用いている。また、各観測点の最大加速度、最大速度、および最大変位を表 2.2-3 に示す。植竹(2012)は、本震の速度応答スペクトル形状には、周期 5~10 秒の範囲で顕著なピークが見られないことを指摘している。

津野ほか(2012)²⁸⁾は、2011 年東北地方太平洋沖地震における本震と余震の計 12 地震について、MeSO-net, K-net, KiK-net 等の約 680 地点の観測記録を用い、首都圏およびその周辺地域における長周期地震動の特性について分析を行っている。関東平野で観測された本震の減衰 5%の擬似速度応答スペクトルを周期 2 秒、3 秒、5 秒、8 秒、10 秒、12 秒について調べると、特に周期 5 秒以上の地震動では地震規模(Mw 9.0)から想定されるほどの大きさを持っていなかったと指摘している。

表 2.2-3 各観測点の最大加速度・最大速度・最大変位 (植竹(2012)表 2 より)

観測点	加速度(cm/s/s)			速度(cm/s)			変位(cm)		
	NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
常陸那珂(HTN)	281.7	329.3	279.2	42.5	52.5	20.0	64.7	74.3	47.3
鹿島(KSM)	434.2	344.9	172.8	48.0	40.6	12.8	42.7	46.2	31.4
千葉(CHB)	99.0	126.4	46.4	29.8	26.9	12.5	63.6	50.7	40.0
五井(GOI)	106.4	87.1	60.7	27.2	29.4	11.7	62.2	54.8	42.1
姉崎(ANG)	85.9	60.9	38.8	22.6	22.8	12.5	53.4	53.8	36.8
袖ヶ浦(SDG)	114.4	118.7	34.0	29.1	26.1	11.2	54.3	54.5	38.0
富津(FUT)	87.7	97.4	33.1	18.6	27.5	13.0	43.4	59.7	30.3
品川(SNG)	78.3	101.9	44.9	24.2	22.1	13.8	49.7	48.8	37.5
大井(OOI)	108.4	147.8	52.7	36.3	29.9	14.2	47.4	54.3	38.2
川崎(KWS)	102.2	108.4	35.1	46.9	32.5	11.1	58.4	51.0	37.5
東扇島(HOG)	142.7	136.0	45.3	46.9	32.1	11.8	53.2	53.1	36.2
研究所(RDC)	94.9	93.0	34.9	22.6	19.0	10.8	47.1	50.5	34.2
横浜(YKH)	86.1	84.5	43.0	19.4	26.5	10.1	52.3	49.9	33.2
南横浜(MYK)	91.3	79.8	45.3	22.6	20.2	9.9	52.4	48.6	29.3
横須賀(YKS)	37.2	37.2	38.9	15.8	15.9	8.3	35.9	57.9	22.4

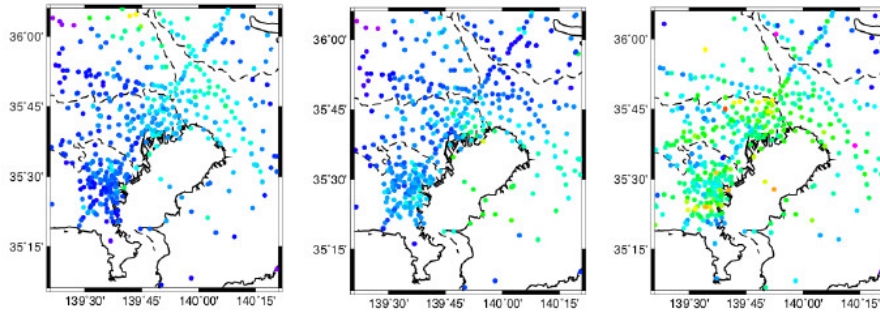
2) 平野規模の地盤構造の影響

植竹(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の本震およびその前震・余震、および長野県北部の地震で観測された東京湾岸の長周期地震動について分析を行い、震源位置により長周期地震動の励起が異なることを確認している。本震の速度応答スペクトル形状には、周期5～10秒の範囲で顕著なピークが見られなく、宮城県沖～茨城県沖で発生した前震・余震でも同様の傾向にあるが、一方で長野県北部の地震では周期5～7秒の卓越が見られていることを指摘している。

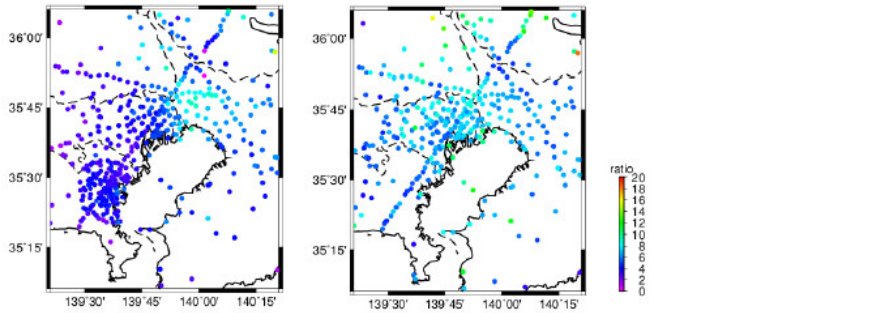
津野ほか(2012)は、観測記録から震源特性と伝播経路特性を取り除いたサイト地盤増幅特性と震源位置との関係について調べている。検討対象とした地震は、2011年東北地方太平洋沖地震の本震と余震、長野県北部地震、茨城県沖地震、静岡県東部地震、福島県浜通り地震および福島県沖地震である。サイト増幅特性は、地震基盤の地震記録により地表面の地震記録を除くことにより求めている。首都圏およびその周辺地域における減衰5%の擬似速度応答スペクトル比の分布の一例として、周期3秒のものを図2.2-16に示す。また、首都圏およびその周辺地域における本震の減衰5%の擬似速度応答スペクトル比の分布の一例として、周期3秒のものを図2.2-17に示す。

この分析により、首都圏へ入力される周期3秒以上の地震動に対しては、サイト増幅特性が観測点と震源の方位に依存することを明らかにしている。特に、周期5秒と8秒では長野県北部地震によるサイト増幅特性が大きく、周期3秒と8秒では静岡県東部地震のサイト増幅特性が大きくなっている。また、本震による首都圏およびその周辺地域のサイト増幅特性は、首都圏に対して方位が同じである福島県浜通り地震と福島県沖地震に類次しており、長野県北部地震や静岡県東部地震ほど大きくないことを示している。

なお、関東平野におけるサイト増幅特性の方位依存性については、関東平野に入射した長周期地震動が地下速度構造の水平方向に対する不均質性により増幅効果の影響を受けることで解釈可能であると考えられると述べられている。

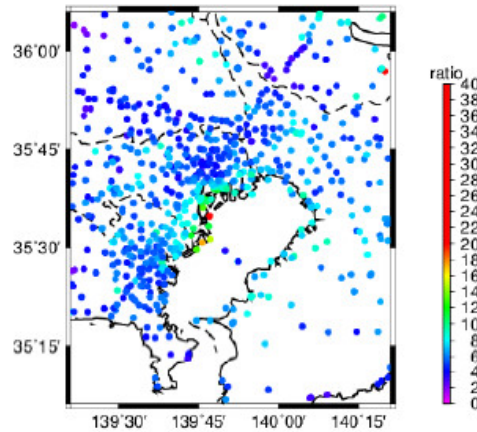


(a) 長野県北部地震 (Mj 6.7) (b) 茨城県沖地震 (Mj 6.4) (c) 静岡県東部地震 (Mj 6.4)



(d) 福島県浜通り地震 (Mj 6.4) (e) 福島県沖地震 (Mj 6.5)

図 2.2-16 首都圏およびその周辺地域における
減衰 5%の擬似速度応答スペクトル比の分布
(周期 3 秒) (津野ほか(2012) 図 11 より)



(a) 周期 3 秒

図 2.2-17 首都圏およびその周辺地域における
本震の減衰 5%の擬似速度応答スペクトル比の分布
(周期 3 秒) (津野ほか(2012) 図 17 より)

(6) まとめ

長周期地震動の発生状況に関する既往文献のまとめを表 2.2-4 に示す。

表 2.2-4 文献調査による長周期地震動の観測状況

地震名	地震諸元	伝播経路	長周期地震動の観測状況ほか	出典
2003 年十勝沖地震	Mj8.0, Mw 8.0 震源深さ 45km	—	・勇払平野と石狩平野で観測されている。	畑山ほか (2004)
2004 年紀伊半島南東沖の地震	Mj 7.1, Mw 7.3 震源深さ 38km	Low- <i>V</i> (低速度)の付加体あり	・関東平野と大阪平野および濃尾平野で観測されている ^{1*} 。 ・大阪平野と濃尾平野では周期 5 秒～7 秒、関東平野では周期 7 秒～10 秒の擬似速度応答スペクトルが大きい ^{2*} 。	^{1*} 古村ほか (2012) 赤澤(2005) ^{2*} Miyake <i>et al.</i> (2005)
2004 年新潟県中越地震	Mj 6.8, Mw 6.7 震源深さ 12km	ハーフグラベンを埋め尽くす厚い堆積層あり ^{1*}	・関東平野における周期 7 秒前後の長周期地震動は、群馬・埼玉県境付近で生成された表面波(ラブ波とレーリー波)である ^{2*} 。	^{1*} 産総研 (2005) ^{2*} 古村ほか (2004)
2004 年新潟県中越地震の余震(10 月 25 日)	Mj 5.8, Mw 5.7 震源深さ 15km	同上	・関東平野で観測されていない。 ・周期 7 秒は Mj 6.5 のコーナー周期に相当するため、これ以上の地震で長周期地震動が強く励起されると考えられる。	古村ほか (2007a)
2004 年新潟県中越地震の余震(10 月 27 日)	Mj 6.1, Mw 6.0 震源深さ 12km	同上	同上	同上
2005 年 8 月 16 日の宮城沖の地震	Mj 7.2 Mw 7.1 震源深さ 42km	伝播経路での長周期地震動の生成は、2004 年紀伊半島南東沖の地震に比べずっと小さい	・関東平野で観測されていない。 ・震源が深く表面波の励起が小さかった点と S 波の入射角が小さかった点が原因と考えられる。 ・シミュレーションでは、震源深さが 40km 以深では表面波の振幅がほとんど認められなくなる。 ・浅い M7 クラスの地震が起きた場合には、関東平野において強い表面波の励起と長周期の応答が起きることが予想される。	古村ほか (2012)

表 2.2-4 文献調査による長周期地震動の観測状況（つづき）

地震名	地震諸元	伝播経路	長周期地震動の観測状況ほか	出典
2007年新潟県 中越沖地震	Mj6.8 Mw 6.7 震源深さ 17km	ハーフグラaben を埋め尽くす 厚い堆積層 あり ^{1*}	<ul style="list-style-type: none"> ・関東平野の中心部で観測されている周期7秒前後の長周期地震動は、関東平野の北側の端部でS波から生成されたレーリー波である^{2*}。 ・Mj6.5から7以上では、周期7秒前後の長周期地震動が効率的に生成されるが、Mj6.5未満では長周期地震動は生成されない^{2*}。 	^{1*} 産総研 (2005) ^{2*} 古村ほか (2007a)
2011年東北地方 太平洋沖地震の 本震と余震	Mw 9.0 震源深さ 24km (本震)	—	<ul style="list-style-type: none"> ・関東平野で観測された本震の長周期地震動は大きかったが、周期5秒以上の地震動では地震規模(Mw 9.0)から想定されるほどの大きさを持っていなかった。 ・首都圏へ入力される周期3秒以上の地震動に対しては、サイト増幅特性が観測点と震源の方位に依存する。特に、周期5秒と8秒では長野県北部地震(Mw 6.7)によるサイト増幅特性が大きく、周期3秒と8秒では静岡県東部地震(Mw 6.4)のサイト増幅特性が大きい。 ・本震による首都圏およびその周辺地域のサイト増幅特性は、首都圏に対して方位が同じである福島県浜通り地震(Mj 6.4)と福島県沖地震(Mj 6.5)に類似しており、長野県北部地震や静岡県東部地震ほど大きくない。 ・サイト増幅特性の方位依存性は、関東平野の地下速度構造の水平方向に対する不均質性による増幅効果の影響を受けていると考えられる。 	津野ほか (2012)

2.3 長周期地震動階級

2.3.1 はじめに

気象庁は、2013年3月28日から長周期地震動に関する観測情報(試行)の気象庁HPへの掲載を開始している。ここでは、気象庁のHPの情報に基づいて、長周期地震動階級の定義と過去の地震における長周期地震動階級を示す。

2.3.2 長周期地震動階級の定義について

長周期地震動階級は、高層建物の高層階における揺れの大きさを表す指標として、気象庁により定義されたものである。気象庁では、地上に設置している地震計の観測データから求めた図2.3-1に示す絶対速度応答スペクトル S_{va} (減衰定数5%)の周期1.6秒から周期7.8秒までの間における最大値から表2.3-1の定義によりその地点の長周期地震動階級を定めている。

絶対速度応答スペクトルの対象周期の下限は、長周期地震動に関する情報の対象を高さ45m以上の高層ビルとし、概ね周期1.5秒程度で「短くガタガタとした揺れ」から「ゆっくりとした揺れ」に人の揺れの感じ方が変わるという実験結果等を踏まえて、周期1.5秒に設定されている。対象周期の上限は、2014年時点で国内に立地する高層ビルの固有周期を踏まえて、周期8.0秒に設定されている。

長周期地震動階級を評価する際に最大床応答速度を採用している理由は、長周期地震動の揺れによる行動の困難さなどの状況を区分しやすい観測値は最大床応答速度であることが調査研究から指摘されているためである。また、周期1.5秒～8.0秒の周期帯において、最大床応答速度の値はほぼ一定であることが得られている(気象庁(2013)²⁹⁾。

気象庁のHPで公開されている長周期地震動に関する情報検討会(第3回)の議事要旨によると、長周期地震動階級4を超えるものを設定すべきかどうかの議論が行われており、 S_{va} (減衰定数5%)の値が180cm/s以上を長周期地震動階級5とする案も検討されている。180cm/sは構造躯体に被害が生じることが予想される大きさである。このため、気象庁として出す指標の中に大破レベルの情報を含むべきか、構造的なチェックをすべき段階位で指標を抑えるかなどの議論が行われたが、現在の長周期地震動階級には設定されていない。

高層ビルにおける人の体感・行動、室内の状況等と長周期地震動階級との対応関係を表2.3-2に示す。

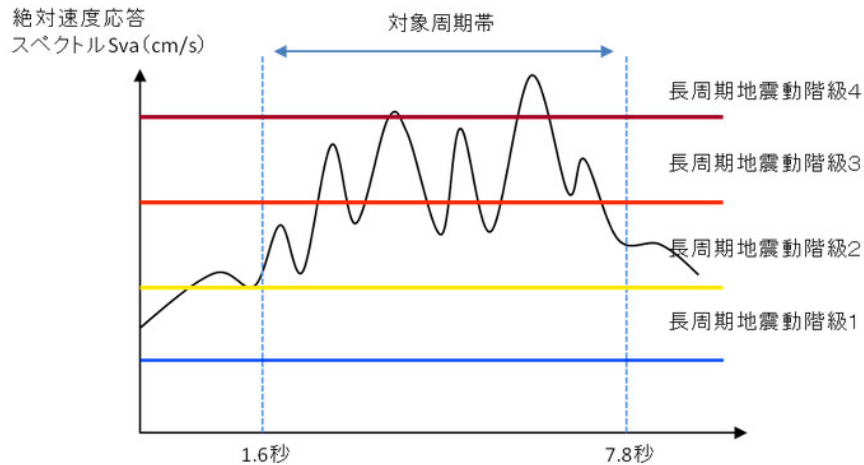


図 2.3-1 絶対速度応答スペクトル Sva (減衰定数 5%) のグラフ (気象庁 HP より)

表 2.3-1 長周期地震動に関する情報の発表に用いる長周期地震動階級の絶対速度応答スペクトル Sva (減衰定数 5%) の値 (気象庁 HP より)

長周期地震動階級	絶対速度応答スペクトル Sva (減衰定数 5%) の値 (対象周期 T 1.5秒 < T < 8.0秒) ※
長周期地震動階級 1	5cm/s ≤ Sva < 15cm/s
長周期地震動階級 2	15cm/s ≤ Sva < 50cm/s
長周期地震動階級 3	50cm/s ≤ Sva < 100cm/s
長周期地震動階級 4	100cm/s ≤ Sva

※ 当面、周期 1.6 秒から 7.8 秒において、0.2 秒刻みで計算する。

表 2.3-2 長周期地震動階級関連解説表

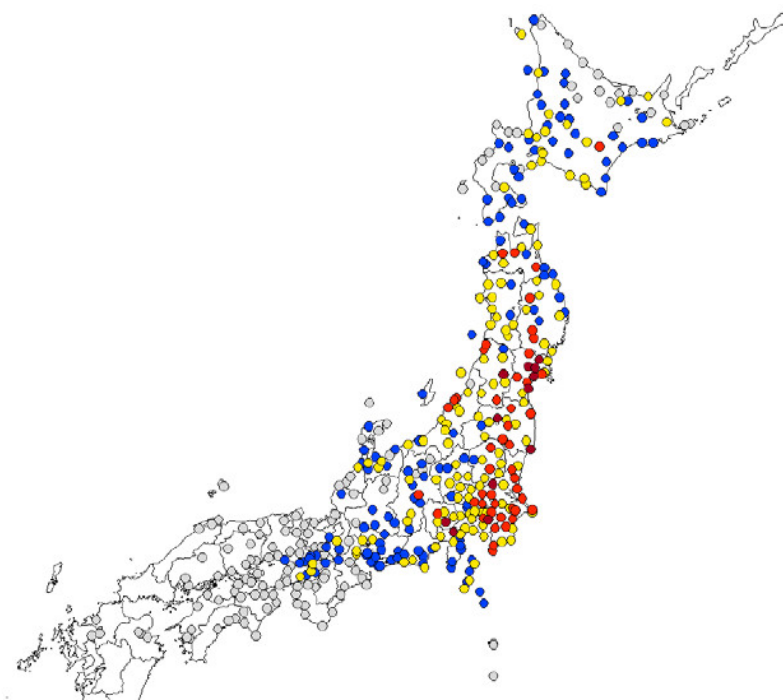
高層ビルにおける人の体感・行動、室内の状況等 (気象庁 HP より)

長周期地震動階級	人の体感・行動	室内の状況	備考
長周期地震動階級 1	室内にいたほとんどの人が揺れを感じる。驚く人もいる。	ブラインドなど吊り下げものが大きく揺れる。	—
長周期地震動階級 2	室内で大きな揺れを感じ、物に掴まりたいと感じる。物につかまらなると歩くことが難しいなど、行動に支障を感じる。	キャスター付き什器がわずかに動く。棚にある食器類、書棚の本が落ちることがある。	—
長周期地震動階級 3	立っていることが困難になる。	キャスター付き什器が大きく動く。固定していない家具が移動することがあり、不安定なものは倒れることがある。	間仕切壁などにひび割れ・亀裂が入ることがある。
長周期地震動階級 4	立っていることができず、はわないと動くことができない。揺れにほんろうされる。	キャスター付き什器が大きく動き、転倒するものがある。固定していない家具の大半が移動し、倒れるものもある。	間仕切壁などにひび割れ・亀裂が多くなる。

2.3.3 過去の長周期地震動における長周期地震動階級について

気象庁から過去の地震における長周期地震動階級の事例³⁰⁾として、2011年東北地方太平洋沖地震、2004年新潟県中越地震、2004年9月5日の東海道沖の地震、2003年十勝沖地震、2000年鳥取県西部地震における長周期地震動階級の分布図が公開されている。一例として、2011年東北地方太平洋沖地震の分布図を図2.3-2に示す。

また、気象庁のHPでは、2013年3月28日以降に長周期地震動階級1以上を観測した地震のリストが「長周期地震動に関する観測情報（試行）」として公開されている。気象庁から公開されている情報に基づいて、最大で長周期地震動階級4を観測した地震を表2.3-3に、最大で長周期地震動階級3を観測した地震を表2.3-4に示す。表には、気象庁マグニチュード、モーメントマグニチュード、震源深さ、地震のタイプ、発生メカニズム、および観測地域を示している。気象庁から観測地域名が公表されていない地震に対しては、観測地域が空欄となっている。



長周期地震動階級の凡例: ■ 階級1 ■ 階級2 ■ 階級3 ■ 階級4

図 2.3-2 2011年東北地方太平洋沖地震における長周期地震動階級
(気象庁HPより)

表 2.3-3 最大で長周期地震動階級 4 を観測した地震
(気象庁 HP 資料による^{1*})

地震名	地震諸元			地震タイプと 発生メカニズム	観測地域 ^{2*}
	Mj	Mw	震源 深さ (km)		
2000 年鳥取県西部地震	7.3	6.8	9	内陸地殻内地震 横ずれ断層型	鳥取県西部
2003 年 5 月 26 日の宮城 県沖の地震	7.0	7.0	82	プレート内地震 逆断層型	
2003 年 7 月 26 日の宮城 県北部の地震	6.4	6.1	12	内陸地殻内地震 逆断層型	
2003 年十勝沖地震	8.0	8.0	45	プレート間地震 逆断層型	十勝地方中部 日高地方 東部 日高地方中部
2004 年新潟県中越地震	6.8	6.7	12	内陸地殻内地震 逆断層型	新潟県中越
2004 年 10 月 23 日 18 時 34 分頃の新潟県中越 地方の地震	6.5	6.4	14	内陸地殻内地震 逆断層型	
2007 年能登半島沖地震	6.9	6.6	11	内陸地殻内地震 逆断層型	
2008 年岩手宮城内陸地 震	7.2	7.0	8	内陸地殻内地震 逆断層型	
2011 年東北地方太平洋 沖地震	— ^{3*}	9.0	24	プレート間地震 逆断層型	宮城県北部 宮城県中部 宮城県南部 山形県村山 福島県浜通り 福島県会 津 茨城県南部 東京都 23 区 山梨県東部・富士 五湖 静岡県東部
2011 年 4 月 7 日の宮城 県沖の地震	7.2	7.1	66	プレート内地震 逆断層型	
2011 年 4 月 11 日の福島 県浜通りの地震	7.0	6.7	6	内陸地殻内地震 正断層型	

^{1*} 調査日：2016 年 2 月 23 日

^{2*} 観測地域は、気象庁からの公表資料による。空欄となっているものは、観測地域が公表されていない地震である。

^{3*} 2011 年東北地方太平洋沖地震に対しては、Mj だけが公表されている。

表 2.3-4 最大で長周期地震動階級 3 を観測した地震
(気象庁 HP 資料による^{1*})

地震名	地震諸元			地震タイプと 発生メカニズム	観測地域 ^{2*}
	Mj	Mw	震源 深さ (km)		
1997年3月26日の鹿児島県薩摩地方の地震	6.6	6.1	12	内陸地殻内地震 横ずれ断層型	
1998年9月3日の岩手県内陸北部の地震	6.2	5.9	8	内陸地殻内地震 逆断層型	
2000年7月30日の三宅島近海の地震	6.5	6.5	17	地殻内地震 横ずれ断層型	
2004年10月23日18時11分頃の新潟県中越地方の地震	6.5	6.4	14	内陸地殻内地震 逆断層型	
2004年10月27日の新潟県中越地方の地震	6.1	6.0	12	内陸地殻内地震 逆断層型	
2005年8月16日の宮城県沖の地震	7.2	7.1	42	プレート間地震 逆断層型	
2007年新潟県中越沖地震	6.8	6.7	17	内陸地殻内地震 逆断層型	
2008年7月24日の岩手県沿岸北部の地震	6.8	6.8	108	プレート内地震 正断層型	
2008年9月11日の十勝沖の地震	7.1	6.7	31	プレート間地震 逆断層型	
2011年3月11日15時15分頃の茨城県沖の地震	7.6	7.7	43	プレート間地震 逆断層型	
2011年4月12日の福島県通りの地震	6.4	5.9	15	内陸地殻内地震 正断層型	
2014年11月22日22時08分の長野県北部の地震	6.7	6.2	5	内陸地殻内地震 逆断層型	長野県北部
2015年5月13日6時13分の宮城県沖の地震	6.8	6.8	46	プレート間地震 逆断層型	宮城県北部

^{1*} 調査日：2016年2月23日

^{2*} 観測地域は、気象庁からの公表資料による。空欄となっているものは、観測地域が公表されていない地震である。

