

地震を知る



地震・津波と大規模地震の予知



まえがき

日本は世界でも有数の地震国であり、地震あるいは地震に伴う津波により、これまで多大な被害を受けてきました。気象庁はこのような地震や津波による自然災害から国民の生命や財産を守るため、地震の観測・監視を行い、緊急地震速報や津波警報・注意報、地震・津波に関する情報の迅速な発表に努めています。また、地震に関する調査、研究を行っています。

地震や津波など突発的な災害に遭遇した場合に適切な判断、行動をするためには、日ごろから一人一人が地震や津波に対する理解を深めておくことが重要です。

この冊子は、地震や津波の際の適切な対応を願い、地震や津波の基礎知識と大規模地震の予知と緊急地震速報についてわかりやすく解説したものです。防災関係者や報道関係者、国民の皆様はもちろん、教育関係者や地球科学に興味のある学生の皆さんにも利用できる内容としています。

地震を知る

地震・津波と大規模地震の予知

Contents

1 地震の起こる仕組み		4 津波	
1-1 プレートテクトニクス	1	4-1 津波の発生メカニズム	14
1-2 日本周辺のプレート	2	4-2 津波の伝播	15
1-3 日本周辺で発生する地震	3	4-3 津波の予測	16
表1-1 過去の被害地震	4	4-4 津波地震	16
2 地震とその観測		4-5 津波による被害	17
2-1 断層運動と地震	5	5 大規模地震の予知と対策	
2-2 地震波	5	5-1 東海地震の予知と対策	19
2-3 地震計	6	5-2 長期予測	22
2-4 震源決定	6	5-3 東南海・南海地震	23
2-5 地震の規模（マグニチュード：M）	7	5-4 日本海溝・千島海溝沿いの地震	24
2-6 マグニチュードとエネルギー	7	5-5 南関東地域直下の地震	24
2-7 モーメントマグニチュード（M _w ）	7	6 緊急地震速報	
2-8 震度	8	6-1 緊急地震速報のしくみ	25
2-9 地殻変動	9	6-2 緊急地震速報を見聞きしたときは？	25
表2-1 震度と揺れ等の状況（概要）	10		
3 地震活動			
3-1 地震の発生数	11		
3-2 前震・本震・余震	11		
3-3 群発地震	12		
3-4 余震の見通し	13		

本テキスト中の地図作成の一部にあたっては、国土地理院発行の『数値地図50mメッシュ（標高）』『数値地図250mメッシュ（標高）』を使用した。

図版作成には一部にGMT（Generic Mapping Tool [Wessel,P. and W.H.F.Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU vol.79 (47), pp.579, 1998]）を使用した。

1 地震の起こる仕組み

1-1 プレートテクトニクス

地震の起こる原因を知るためには、まず地球の内部構造を知る必要がある。地球の半径約6,370kmの内、地球表面をいくつかに分かれて覆っているプレート（地殻とマンテルの最上部で構成されている岩石）はおよそ数十km～100km程度、その下のマンテルと呼ばれる部分が深さ約2,900kmまで続き、さらに中心部には核と呼ばれる部分が存在している（図1-1）。マンテルの内部では、地球深部の熱い物質が浅い方へ、浅い部分で冷やされた物質が深い方へと移動するような対流が生じていると考えられている（図1-2）。東太平洋や大西洋にある海底の大山脈である海嶺は、マンテルの対流によって熱い物質が上昇してくる湧き出し口にあたる（図1-3のa）。海嶺まであがってきたマンテル物質は、海水や大気に触れて急激に冷やされ固い海洋底となる。プレートは常に運動しているので、新しく形成された海洋底は次第に海嶺から遠ざかり、そこのできる隙間を後から上昇してきたマンテル物質が次々と冷え固まって埋めていく。こうして海のプレートは形成されていく。地球の表面積は一定なので、海嶺で新たなプレートが形成されるのと同じ面積分のプレートがどこかで消滅しなければならない。実際、地球上には、プレートが互いに近づいているプレート境界がある。そこでは一方のプレートがもう一方の下に沈み込んだり、二つのプレートの衝突が起きたりしている（図1-3のc）。海嶺で形成されたプレートは、海嶺から離れるにつれて冷えるために次第に厚く重くなる。陸のプレートは、海のプレートに比べて軽いため、陸のプレートと海のプレートが集まる境界では、より重い海のプレートが陸のプレートの下へ沈み込むこととなり、海溝やトラフと呼ばれる谷状の地形が発達する。例えば太平洋プレートが陸のプレートの下に沈み込んでいる東北地方の東には日本海溝がある。同じ程度の重さのプレート同士が近づいてぶつかる衝突帯では、どちらも沈み込むことができないため、お互い押しつけられて盛り上がり山脈を形成する。例えばヒマラヤ山脈はユーラシアプレートとインド・オーストラリアプレートの衝突によって生まれた。

また、海嶺のようなプレートを生成する境界、海溝や衝突帯のようにプレートが消滅する境界のほかに、

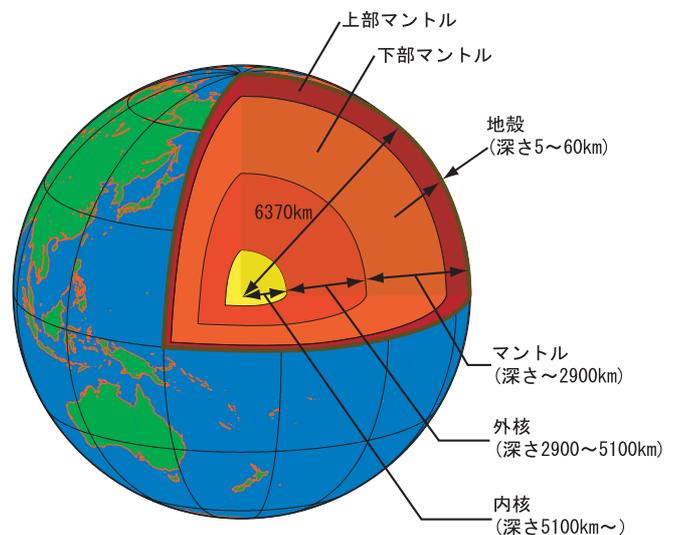


図1-1 地球内部の模式図

地球は、表面から中心に向かって地殻、マンテル、核の順に分布している。

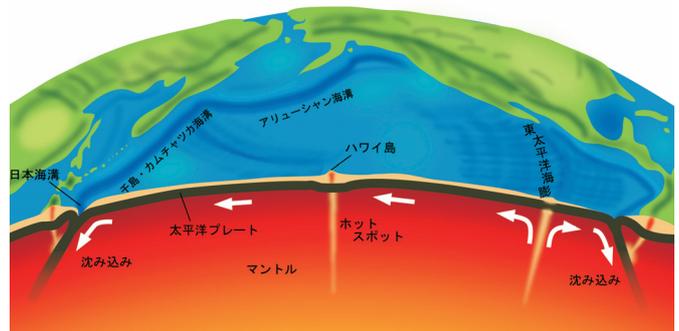


図1-2 プレート運動の模式図（太平洋の断面）

海嶺で生産されたプレートは、やがて陸のプレートに衝突して沈み込む。

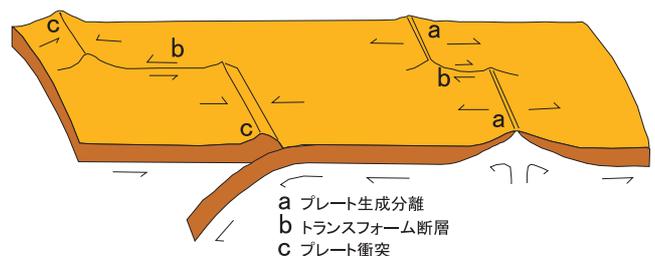


図1-3 プレート運動の概念図

プレートは海嶺(a)で生産され左右に分離して移動する。プレートが衝突(c)すると海溝や山脈が形成される。2つのプレートがすれ違う場合(b)はトランスフォーム断層が形成される。

トランスフォーム断層と呼ばれる二つのプレートがすれ違う境界も存在する (図1-3のb)。例えばアメリカ西海岸のサンアンドレアス断層は北米プレートと太平洋プレートのすれ違う境界である。

地球を覆っているプレートの境界では、プレート同士に絶えず力が加わっていることから、プレート内が破壊したり、くっついてきたプレート間が急激に滑っ

たりといった現象が起こる。これが地震である。したがって地震の発生する場所は、プレート境界付近や海嶺付近に集中している (図1-4)。

このように地球全体の地震分布をはじめ、地震の発生機構、海底地形、地磁気異常、地殻熱流量など、地球科学上の多くの観測事実を説明する理論をプレートテクトニクスと呼んでいる。

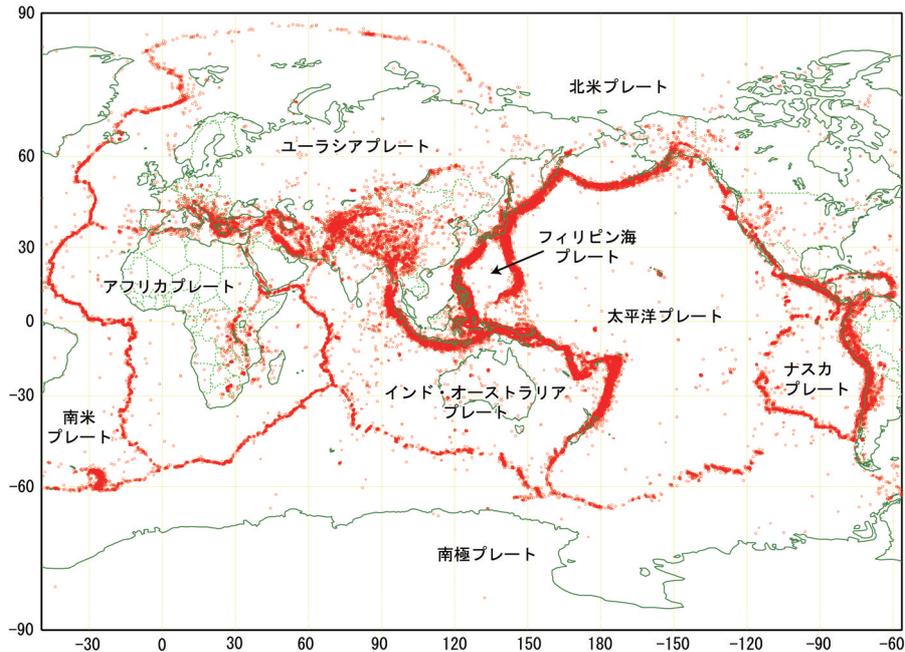


図1-4 主なプレートと地震活動

赤丸は震源を示している。震源が帯状に分布している場所にプレート境界があると考えられている。米国地質調査所のデータを基に作成

1-2 日本周辺のプレート

日本周辺は、海のプレートである太平洋プレート、フィリピン海プレート、陸のプレートである北米プレート、ユーラシアプレートなどの複数のプレートが接している境界に位置している。そのうち、日本列島の南側からはフィリピン海プレートが北西方向に年間3~5 cm程度の速度で沈みこみ、日本列島の東側からは、太平洋プレートが西北西方向に年間8 cm程度の速度で沈み込んでいる。特に、関東地方の下では、南から沈み込むフィリピン海プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいるため、非常に複雑な相互作用が生じていると考えられる (図1-5)。このように、複数のプ

レートが複雑に接しているため、日本周辺では地震の発生数が非常に多い (地球上で発生する地震の10%程度が発生している)。

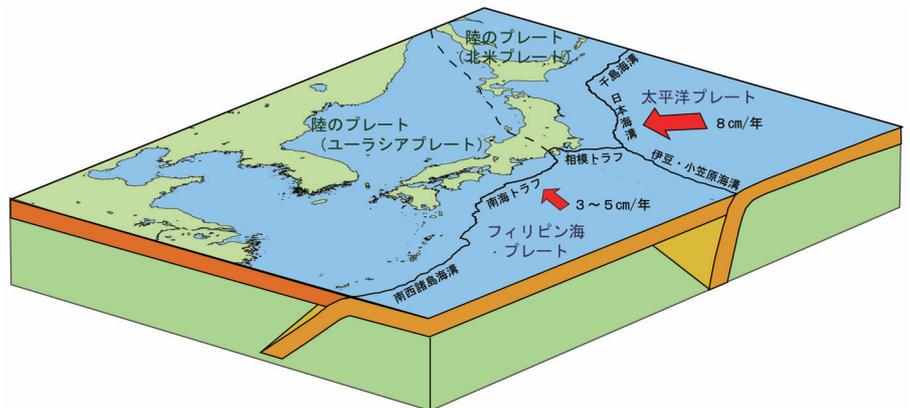


図1-5 日本周辺の主なプレート

図の矢印は、陸のプレートに対する各プレートの相対運動の方向を表す。日本海東縁部に沿ってプレート境界があるとする説 (図中の破線) が出されている。

1-3 日本周辺で発生する地震

日本周辺で発生する地震は、プレート境界の地震、沈み込むプレート内の地震、陸域の浅い地震に分けることができる(図1-6)。

プレート境界では、互いに接する2つのプレート同士がくっついているため(くっついていることを固着といい、固着している場所を固着域という)、プレート境界やその周辺でプレートの変形(以下これを歪という)が起こる。この歪が蓄積し、プレートが限界まで変形すると、蓄積された歪を解消するために急激に元に戻ろうとして地震が発生する(図1-6①)。プレート境界で発生する大地震では、数mのずれが急激に生じ、それにより数十年～数百年分のプレート運動によって蓄積した歪を解消している。このタイプの地震は、非常に規模が大きく、比較的日本列島に近い場所で発生するため、広範囲に強い揺れと津波をもたらし、非常に大きな被害を伴う。東南海地震や南海地震、「1978年宮城県沖地震」、「平成15年(2003年)十勝沖地震」などは、このタイプの地震である。また、このタイプの地震は時間間隔や発生場所に規則性があることが知られており、長期的な発生の予測を比較的行いやすい。

沈み込むプレート内では、沈み込みに伴って生じるプレートの曲がりを解消するようにプレートの内部が壊れることで地震が発生する。このタイプの地震は、プレート境界より手前の浅いところから深さ700kmあたりにかけて発生する(図1-6②)。1933年昭和三陸地震や「平成5年(1993年)釧路沖地震」、「平成6年(1994年)北海道東方沖地震」などは、このタイプの地震である。

陸域の浅い場所では、海のプレートの沈み込みにより陸のプレートが押されることで陸のプレートの内部に歪みが生じ、この歪みを解消するために地震が発生する(図1-6③)。「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」や「平成16年(2004年)新潟県中越地震」などは、このタイプの地震である。このタイプの地震で規模の大きなものは、断層のずれが地表に現れることがある。

これらのほかに、「昭和58年(1983年)日本海中部地震」や「平成5年(1993年)北海道南西沖地震」など、日本海東縁部で比較的規模の大きな地震が発生している。この場所は、ユーラシアプレートと北米プレートの境界があるとされている場所である(図1-5の点線)。

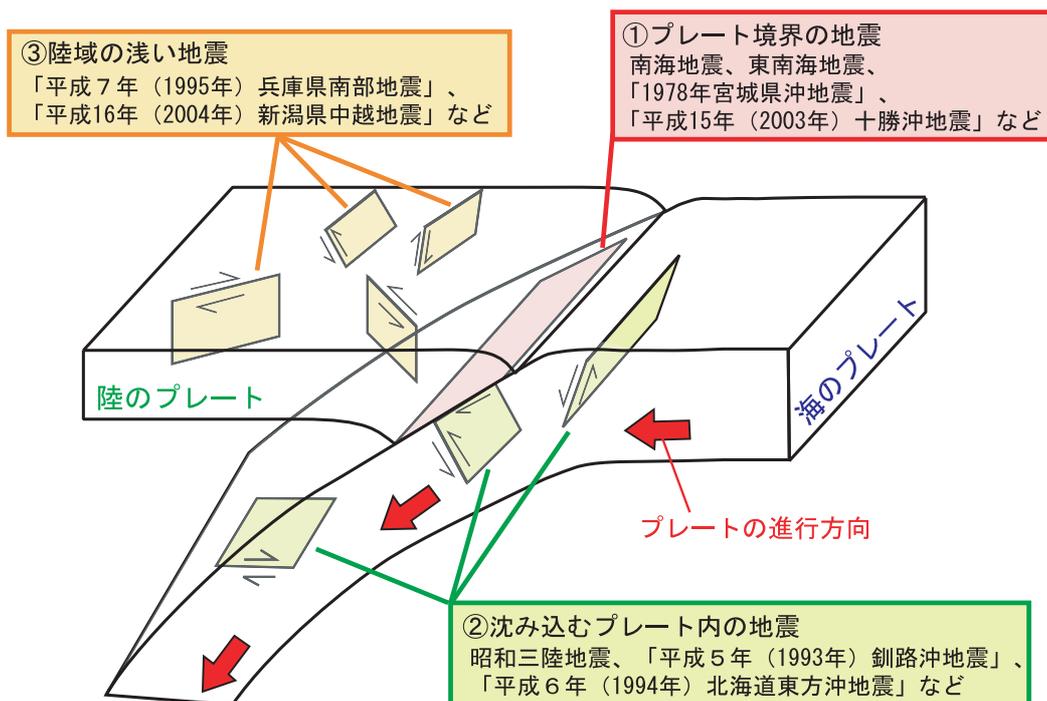


図1-6 日本付近とその周辺で発生する主な地震の模式図

海洋のプレートが陸のプレートの下に沈みこむことにより、プレート境界の周辺では歪が蓄積される。その歪を解消するために地震が発生する。[地震調査研究推進本部地震調査委員会編「日本の地震活動」掲載図を改変]

表1-1 過去の被害地震

発生日月	マグニチュード	地震の名称	死者／行方不明者	津波	地震のタイプ
明治 5 (1872) 年 3月14日	7.1	浜田地震	死者 約550	○	陸域の浅い地震
明治24 (1891) 年10月28日	8.0	濃尾地震	死者 7,273		陸域の浅い地震
明治27 (1894) 年10月22日	7.0	庄内地震	死者 726		陸域の浅い地震
明治29 (1896) 年 6月15日	8.2	明治三陸地震	死者 21,959	○	プレート境界の地震
明治29 (1896) 年 8月31日	7.2	陸羽地震	死者 209		陸域の浅い地震
大正12 (1923) 年 9月 1日	7.9	関東地震	死・不明 10万5千余	○	プレート境界の地震
大正14 (1925) 年 5月23日	6.8	北但馬地震	死者 428		陸域の浅い地震
昭和 2 (1927) 年 3月 7日	7.3	北丹後地震	死者 2,925	○	陸域の浅い地震
昭和 5 (1930) 年11月26日	7.3	北伊豆地震	死者 272		陸域の浅い地震
昭和 8 (1933) 年 3月 3日	8.1	昭和三陸地震	死・不明 3,064	○	プレート内の地震
昭和18 (1943) 年 9月10日	7.2	鳥取地震	死者 1,083		陸域の浅い地震
昭和19 (1944) 年12月 7日	7.9	東南海地震	死・不明 1,223	○	プレート境界の地震
昭和20 (1945) 年 1月13日	6.8	三河地震	死者 2,306	○	陸域の浅い地震
昭和21 (1946) 年12月21日	8.0	南海地震	死者 1,330	○	プレート境界の地震
昭和23 (1948) 年 6月28日	7.1	福井地震	死者 3,769		陸域の浅い地震
昭和35 (1960) 年 5月23日	9.5 ^{注3}	「チリ地震津波」	死・不明 142	○	プレート境界の地震
昭和36 (1961) 年 8月19日	7.0	「北美濃地震」	死者 8		陸域の浅い地震
昭和37 (1962) 年 4月30日	6.5	「宮城県北部地震」	死者 3		陸域の浅い地震
昭和38 (1963) 年 3月27日	6.9	「越前岬沖地震」	(なし)		陸域の浅い地震
昭和39 (1964) 年 6月16日	7.5	「新潟地震」	死者 26	○	日本海東縁部の地震
昭和40 (1965) 年 8月 3日 ～昭和45 (1970) 年末頃まで	5.4 ^{注3}	「松代群発地震」	(なし)		群発地震
昭和43 (1968) 年 2月21日	6.1	「えびの地震」	死者 3		陸域の浅い地震
昭和43 (1968) 年 4月 1日	7.5	「1968年日向灘地震」	死者 1	○	プレート境界の地震
昭和43 (1968) 年 5月16日	7.9	「1968年十勝沖地震」	死者 52	○	プレート境界の地震
昭和47 (1972) 年12月 4日	7.2	「1972年12月 4日八丈島東方沖地震」	(なし)	○	プレート境界の地震
昭和48 (1973) 年 6月17日	7.4	「1973年 6月17日根室半島沖地震」	(なし)	○	プレート境界の地震
昭和49 (1974) 年 5月 9日	6.9	「1974年伊豆半島沖地震」	死者 30	○	陸域の浅い地震
昭和53 (1978) 年 1月14日	7.0	「1978年伊豆大島近海の地震」	死者 25	○	陸域の浅い地震
昭和53 (1978) 年 6月12日	7.4	「1978年宮城県沖地震」	死者 28	○	プレート境界の地震
昭和57 (1982) 年 3月21日	7.1	「昭和57年 (1982年) 浦河沖地震」	(なし)	○	陸域の浅い地震
昭和58 (1983) 年 5月26日	7.7	「昭和58年 (1983年) 日本海中部地震」	死者 104	○	日本海東縁部の地震
昭和59 (1984) 年 9月14日	6.8	「昭和59年 (1984年) 長野県西部地震」	死者 29		陸域の浅い地震
平成 5 (1993) 年 1月15日	7.5	「平成 5年 (1993年) 釧路沖地震」	死者 2		プレート内の地震
平成 5 (1993) 年 7月12日	7.8	「平成 5年 (1993年) 北海道南西沖地震」	死者 202 不明 28	○	日本海東縁部の地震
平成 6 (1994) 年10月 4日	8.2	「平成 6年 (1994年) 北海道東方沖地震」	(なし)	○	プレート内の地震
平成 6 (1994) 年12月28日	7.6	「平成 6年 (1994年) 三陸はるか沖地震」	死者 3	○	プレート境界の地震
平成 7 (1995) 年 1月17日	7.3	「平成 7年 (1995年) 兵庫県南部地震」	死者 6,434 不明 3	○	陸域の浅い地震
平成12 (2000) 年10月 6日	7.3	「平成12年 (2000年) 鳥取県西部地震」	(なし)		陸域の浅い地震
平成13 (2001) 年 3月24日	6.7	「平成13年 (2001年) 芸予地震」	死者 2		プレート内の地震
平成15 (2003) 年 9月26日	8.0	「平成15年 (2003年) 十勝沖地震」	死者 1 不明 1	○	プレート境界の地震
平成16 (2004) 年10月23日	6.8	「平成16年 (2004年) 新潟県中越地震」	死者 68		陸域の浅い地震
平成19 (2007) 年 3月25日	6.9	「平成19年 (2007年) 能登半島地震」	死者 1	○	陸域の浅い地震
平成19 (2007) 年 7月16日	6.8	「平成19年 (2007年) 新潟県中越沖地震」	死者 15	○	陸域の浅い地震

注1：本表に掲載した地震は、1868年～1959年までは死者・行方不明者100人以上の地震、1960年以降は気象庁が命名した地震である。

注2：震央／地震の名称欄で「」書きの地震名は気象庁命名によるもの、それ以外の地震名（気象庁命名開始以前）は世間一般で使用されている通称である。

注3：チリ地震のマグニチュードは米国地質調査所（USGS）によるモーメントマグニチュード、松代群発地震のマグニチュードは最大規模の地震のマグニチュードである。

注4：被害は、理科年表及び総務省消防庁による。

注5：津波欄の○は津波が観測されたことを示す。

2 地震とその観測

2-1 断層運動と地震

地震は大局的にはプレートの運動によって発生していることを前節で説明したが、もう少し詳細に見てみよう。

プレートやその周辺の岩盤に強い力が加わると、岩盤は次第に変形し、歪という形でエネルギーが蓄積されていく。変形が限界に達すると岩盤の破壊が起こり、蓄えられていたエネルギーは地震波として一挙に四方八方に放出される。地下の岩盤はある面（断層）を境に急激に破壊する（ずれる）。これを断層運動といい、ずれ始めた最初の点を震源、震源の真上の地表の点を震央、ずれた領域全体を震源域という。断層運動によって発生した地震波は地中を伝わり、地面を揺らすことになる。この揺れを地震動という。ある地点の地震動の強さを表現したものが震度であり、地震動が大きくなる（震度が大きくなる）につれて被害も大きくなる。

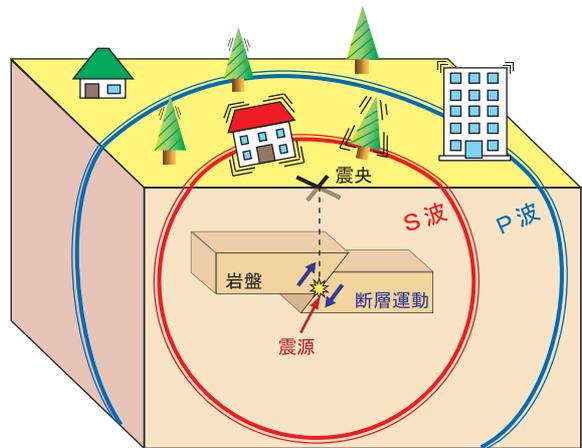


図2-1 断層運動による地震波の放出と地震動による揺れの模式図

断層がずれること（断層運動）により地震波が発生する。発生した地震波は地中を伝わり地面を揺らす。（P波、S波については2-2参照）

2-2 地震波

ゴムのように、力を加えるとゆがみ、力を抜くと元に戻る性質を有する物質を弾性体という。弾性体には弾性波という波を伝える性質がある。弾性波には内部を伝わる波（実体波）と表面を伝わる波（表面波）があり、さらに実体波にはP波、S波がある（図2-2）。地球は長い時間スケールで見るとプレート運動のようにひずんでも元に戻らない性質も持っているが、短い時間スケールであれば弾性体と見なせるので、断層運動によって急激なずれが起これば、その衝撃でP波、S波、表面波が地球を伝わっていく。これらを総称して地震波と呼んでいる。

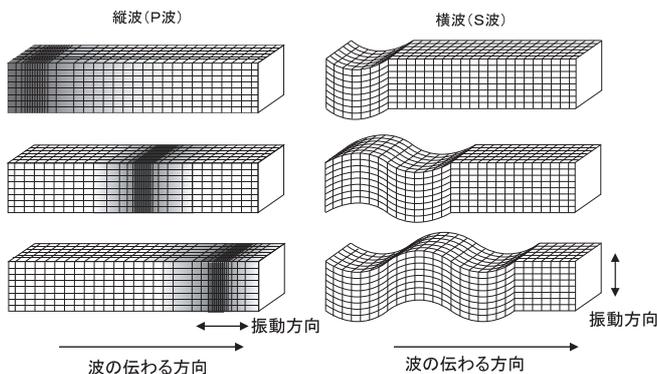


図2-2 地震波（実体波）の伝わりかた

縦波（P波）は進行方向と同じ向きに振動する。横波（S波）は進行方向に対して直交する向きに振動する。

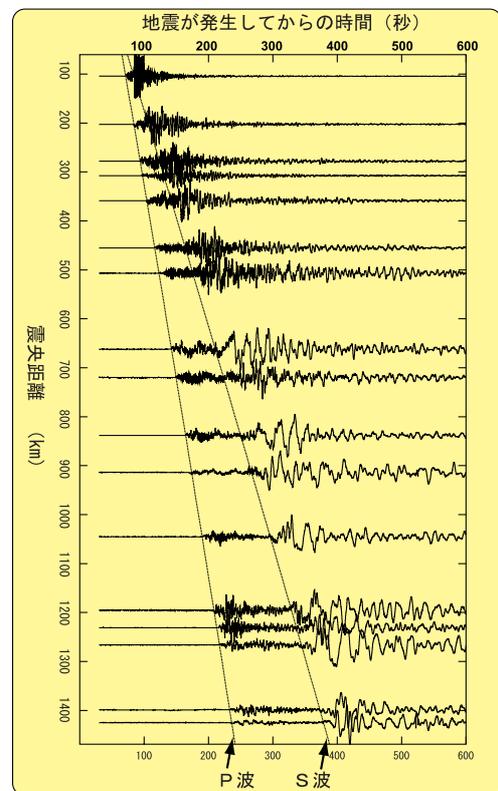


図2-3 「平成13年（2001年）芸予地震」における地震波形

縦軸は震央までの距離(km)、横軸は時間（秒）を表す。震央までの距離が遠いほど、S-P時間が大きくなっているのがわかる。

P波は進行方向と同じ向きに振動する縦波で、S波は進行方向に対して直角に振動する横波である。表面波は、地表面のみを伝わっていく波で、振動方向は複雑で縦波のように揺れるものと横波のように揺れるものがある。

これらの波の伝わる速さは物質の密度や固さ（弾性定数）に依存するので深さによって変化する。地表付近では、P波の速度は5～6 km/s、S波はP波のおよそ60～70%の速度で3～4 km/s、表面波はS波よりや

や遅い。これらの波はいずれも地震が発生すると同時に震源を出発して周辺へ伝わるが、伝わる速さが異なるので、震源から遠いほどP波とS波の到着時刻の差は大きくなる（図2-1及び図2-3）。この時間差をS-P時間、あるいは初期微動継続時間という。初期微動継続時間（秒）に8をかけるとおおよその震源までの距離（km）となる。ある地点で初期微動継続時間が10秒であれば、震源との距離は約 $8 \times 10 =$ 約80kmということになる。

2-3 地震計

地震計とは、地震の際の地面の揺れ（地震動）を正確に記録するための観測機器である。しかし、地震計は地震の時に地面と一緒に動いてしまう。そこで、地面の揺れを正確に記録するために、地震の時にも地面と一緒に動かない点（不動点）を作る必要がある。

ここに錘（おもり）に糸をつけた振り子がある（図2-4）。振り子は、その糸の端を素早く左右に動かした場合は錘は動かない。この錘を不動点とし、これにペンをつけると、地面に置いた紙の上に地面の動きを記録することができる。これが地震計の基本的な原理で、この不動点を得るために振り子が用いられている。なお、この原理で作られた地震計は、振り子の自然に振れる周期（固有周期）よりも短い周期の地震動を記録できるが、ゆっくりとした揺れには適していない。このことは、振り子の端をゆっくり動かすと錘も動いてしまうことで理解できる。実際の地震動は、周期の短い波から長い波まで、また振れ幅（振幅）も人体に感じない程度から被害をもたらすものまで多様である。上の原理のみでは、1台の地震計でこれらの多様な地

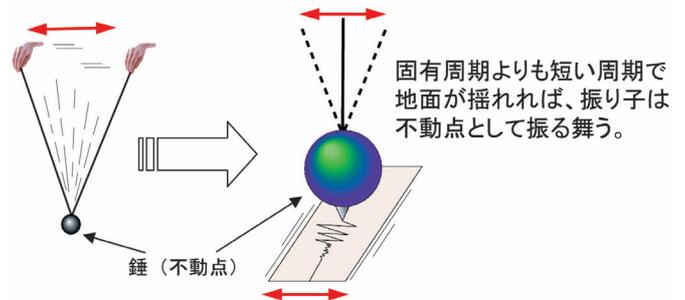


図2-4 地震計の原理

振り子を矢印のように素早く動かすと、錘は不動点となる（右）。錘にペンを取り付けると、不動点にあるペンは地面の揺れ（地震動）を記録することができる（左）。

震動を記録することは難しいが、最近は電子技術の発達により可能となった。

なお、地震動は様々な方向の動きを含むので、通常は東西、南北、上下方向の動きをそれぞれ記録する3台の地震計を1組で用いる。また、地震計には、計測する物理量により変位計（揺れ幅）、速度計（揺れの速さ）、加速度計（揺れの強さ）の3種類がある。

2-4 震源決定

1観測点の初期微動継続時間を使うと震源までの距離がわかるので（2-2参照）、3点以上の初期微動継続時間があれば、だいたいの震源位置を求めることができる。この方法は、P波速度、S波速度が場所や深さによらず一定であると仮定した近似的な方法であるが、実際には深さにより地震波の速度は異なり、また同じ深さであっても水平方向で速度が異なる場合もあるこ

とから、この方法は正確な震源位置を求めるには適さない。そこで気象庁では、計算機を用いて以下の方法で震源を求めている。まず仮の震源を決め、各観測点での理論走時（地震波が観測点に到達するのに要した理論上の時間）を計算する。この理論走時と実際に観測された走時の差が各観測点で最小となるよう、震源位置を探していく方法である。

2-5 地震の規模（マグニチュード：M）

震源域に蓄えられていた歪は、地震の際、一気に解放され、大量のエネルギーが放出される。我々が揺れを感じる地震動（地震波）は放出されたエネルギーの一部であり、このほかに断層運動による岩石の破壊や摩擦、地殻変動、津波の生成などにエネルギーが費やされる。地震の規模を、これら放出されたエネルギーの総量によって表現するのが合理的であるが、すべての放出エネルギーを観測により見積るのは技術的に困難である。そのため、地震波を利用して相対的な地震の規模を簡便に推定する試みが、1930年代からアメリカの地震学者リヒター等によって行われてきた。この規模のことをマグニチュード（以下M）と言ひ、海外ではリヒタースケールともいわれることがある。Mは

リヒターによって「震央から100kmのところに設置した標準とする地震計記録の最大振幅の常用対数」と定義されたものである。実際にはちょうど100kmの所に標準とする地震計が設置されているとは限らないので、地震波の減衰を考慮して、任意の距離にある任意の地震計による最大振幅や周期からMの値が求められるよう工夫されている。しかし、Mの算出に使用した資料の違い等のため、同じ地震であってもMの値に0.2~0.3程度の違いが出ることもある。

Mは、地震計記録の最大振幅の常用対数から求めるものであるため、振幅が小さくなれば0にもなるしマイナスにもなる。

2-6 マグニチュードとエネルギー

マグニチュード（以下M）と地震波の形で放出されるエネルギーとの間には、標準的にはMの値が1大きくなるとエネルギーは約32倍（ $\approx\sqrt{1000}$ ）に、2大きくなるとエネルギーは1000倍になるという関係がある。M8の地震1つでM7の地震32個分、M6の地震1000個分のエネルギーに相当する（図2-5）。

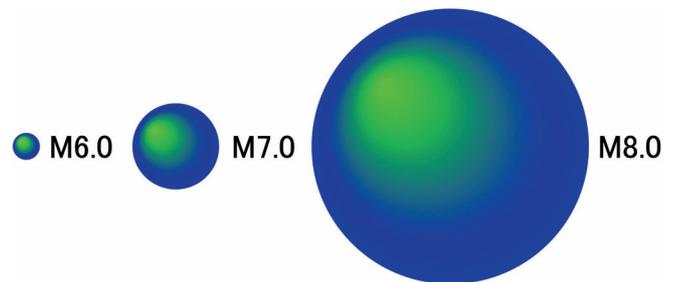


図2-5 マグニチュードと地震のエネルギーの関係
球の体積が地震のエネルギーを表している。Mが1大きくなると球の半径は約3.2倍大きくなる。

2-7 モーメントマグニチュード（Mw）

地震波は、様々な周期の波から成り立っている。一般に、小さい地震では短い周期（例えば0.1秒~1秒程度）の地震波が卓越し、大きな地震になればなるほど長い周期の地震波が卓越する。マグニチュード8を超えるような地震では、一般的な地震計では記録できないほど長い周期の地震波（例えば数十秒~数百秒）が卓越するため、振幅を実際よりも小さめにしか記録できない。そのためマグニチュードが小さめに推定されてしまう。このように、マグニチュードがある程度大きくなると正しく推定できなくなることをマグニチュードの飽和という。

断層運動イコール地震であるから、断層運動の規模（震源断層の面積×ずれた量×岩石の硬さ）で地震の規模を表すのが最も合理的である。この量を地震モーメントといい、地震モーメントを基にして求めたマグニチュードをモーメントマグニチュード（以下Mw）という。地震モーメントは地震の規模を正確に表しているのでMwは飽和することなく大きな地震に対しても有効であるが、Mwを決めるためには高性能な地震計による長周期の地震波形記録を用いた複雑な計算が必要のため、地震発生直後にMwを求めることやすべての地震にMwを適用することは難しい。

モーメントマグニチュードMwで表すと、観測史上最大とされている1960年チリ地震はMw9.5で、次いで1964年アラスカ地震のMw9.2であり、未曾有の津波被害をもたらした2004年スマトラ地震はMw9.1である。なお、日本周辺の地震では、1923年関東地震はMw7.9、「1968年十勝沖地震」はMw8.1となり、チリ地震やアラ

スカ地震よりも1以上Mwが小さく、エネルギーにして数十分の1であることがわかる。

(なお、ここで用いたMwの値は、海外の地震は米国地質調査所、国内の地震は地震調査研究推進本部による海溝型地震の長期評価(5-2参照)の評価文中の記載による。)

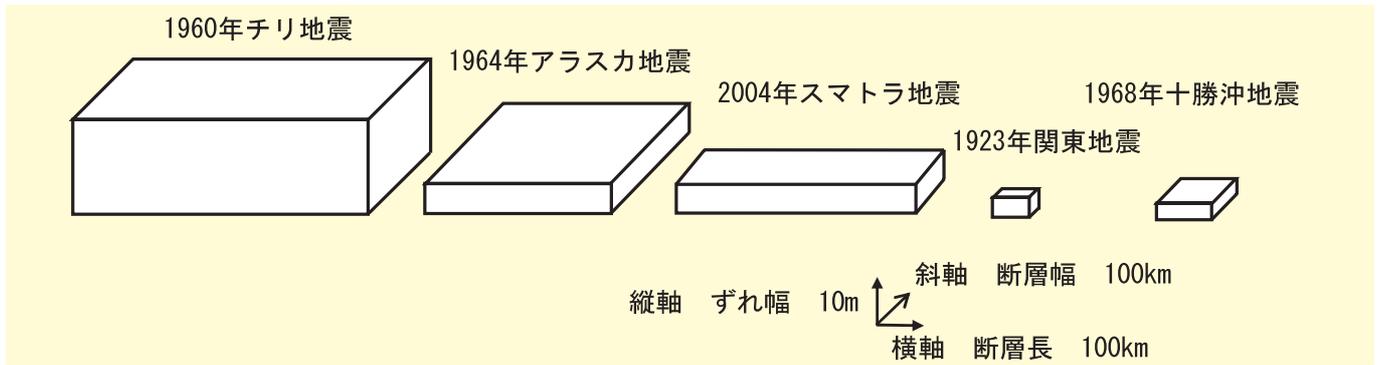


図2-6 地震の規模の比較

横軸方向は断層の長さ、斜軸方向は断層の幅、縦軸方向は断層のずれ幅を表す。この直方体の体積に岩石の硬さをかけるとモーメントマグニチュードとなる。

2-8 震 度

地下の断層運動によって生じた地震波が地表に到達し、地面が揺れることによって人々は地震を感じるようになるが、その揺れの程度を表す値が震度である。震度は世界各国でさまざまに定義されているが、12階

級の「改正メルカリ震度階級」を使用しているところが多い。日本では10階級の「気象庁震度階級」(表2-1)が用いられている。もともと震度は人間が体感した揺れの程度や周辺の被害状況で決められていた(図2-7)。

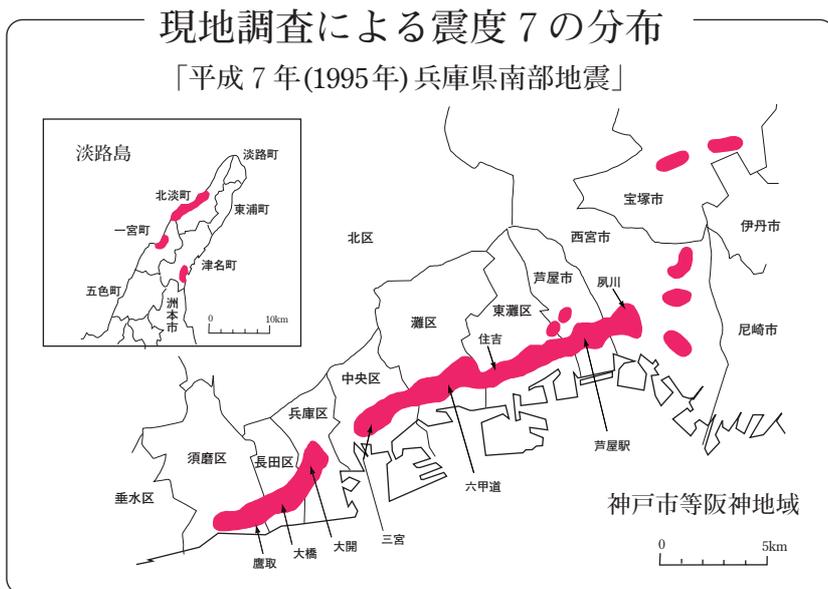


図2-7 「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」による震度7の分布

現地調査により震度7とされた地域を赤で示した。帯状に分布していることがわかる。なお、市町村名称は地震発生当時のものである。

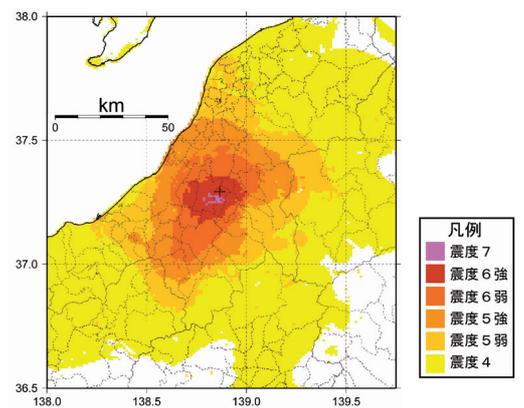


図2-8 推計震度分布図

「平成16年(2004年)新潟県中越地震」の推計震度分布図。なお、市町村境界は地震発生当時のものである。

体感による震度の観測は、精密な機械がなくても人間さえいれば観測できる簡便さがあつたことから長い間行われてきた。しかし、個人差を生ずる、速報できない、気象台など気象庁職員がいるところの震度しかわからない等の課題に対応するため、平成8年（1996年）に体感による震度観測や被害状況による震度判定を廃止し、震度計による計測震度から決定した震度（階級震度）の使用を開始した。この計測震度は地震動の加速度の振幅や周期等を用いて自動的に計算している。平成7年（1995年）には約150地点ほどであった震度観

測点は、計測震度観測となることで次第に増加し、平成19年（2007年）には気象庁の震度観測点約600地点、自治体及び（独）防災科学技術研究所の震度観測点約3,600地点の計約4,200地点となっており、現在、気象庁はこれらのデータを集約し一元的に情報発表している。

さらに、地震時の応急対策の迅速かつ効果的な実施に資するため、気象庁は震度計のない地域も含め、1 kmメッシュ毎に震度を推計する方法を開発し、平成16年（2004年）3月から推計震度分布図の提供を開始した（図2-8）。

2-9 地殻変動

地震を発生させる主たる原因は、プレート運動によって生ずる歪（ひずみ）の蓄積である。従って歪が蓄積される過程を調べることは、プレートの運動を明らかにすると共に地震の準備段階から発生までの一連のプロセスを明らかにすることにもつながる。また、地震は断層運動であるから、断層のずれ運動によって、変形が生ずることとなる。この地震によって生じた地殻変動を調べることで、どの程度の広さの断層がどちらの方向にどれだけ動いたかを知ることができる。これらの地殻変動は、目視で確認できる程度の場合もあるが、精密な機器を用いなければ検出できない程度のもが多い。

このような地殻変動を明らかにするための観測方法には様々なものがあるが、測地測量、横坑・縦坑に設置した精密機器による歪や地面の傾きの変化の観測、人工衛星や飛行機を用いた方法が主なものである。歪や地面の傾きの精密観測は、局地的な現象によってデータが影響されやすいという問題はあるが、高感度の観測によって微小な変化をとらえることができる。また、連続的なデータ監視に適している、といった利点がある。このため、東海地震の監視には、この歪計（図2-9）を用いる方法が主たるものとなっている（5-1参照）。一方、人工衛星を利用したGPS連続観測は、精密な観測結果を比較的短時間の内に、しかも広範囲に解析できることから、国土地理院が主になってデータの解析を行っており、気象庁にもそのデータの一部が提供され、東海地震の監視等に活用されている。

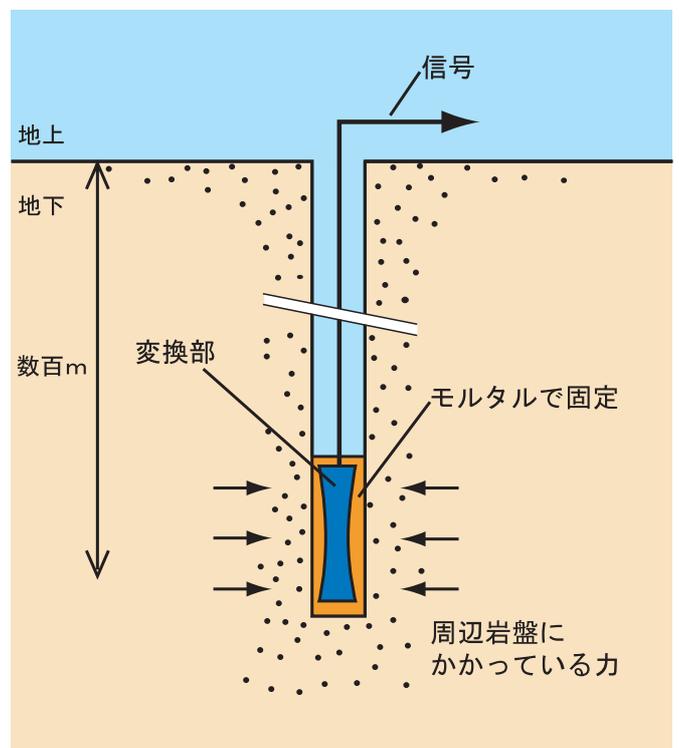


図2-9 （地殻岩石）歪計の模式図

円筒形の変換部が、周辺から受ける力によって変形する様子を極めて高い精度で検出することによって、この岩盤の状態をとらえる観測装置。

表2-1 震度と揺れ等の状況（概要）

<p>0</p>  <p>〔震度0〕 人は揺れを感じない。</p>	<p>1</p>  <p>〔震度1〕 屋内で静かにしている人の中には、揺れをわずかに感じる人がいる。</p>	<p>2</p>  <p>〔震度2〕 屋内で静かにしている人の大半が、揺れを感じる。</p>	<p>3</p>  <p>〔震度3〕 屋内にいる人のほとんどが、揺れを感じる。</p>
<p>4</p>  <p>〔震度4〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●ほとんどの人が驚く。 ●電灯などのつり下げ物は大きく揺れる。 ●座りの悪い置物が、倒れることがある。 	<p>6弱</p>  <p>〔震度6弱〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●立っていることが困難になる。 ●固定していない家具の大半が移動し、倒れるものもある。ドアが開かなくなることがある。 ●壁のタイルや窓ガラスが破損、落下することがある。 ●耐震性の低い木造建物は、瓦が落下したり、建物が傾いたりすることがある。倒れるものもある。 		
<p>5弱</p>  <p>〔震度5弱〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●大半の人が、恐怖を覚え、物につかまりたいと感じる。 ●棚にある食器類や本が落ちることがある。 ●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。 	<p>6強</p>  <p>〔震度6強〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●はわないと動くことができない。飛ばされることもある。 ●固定していない家具のほとんどが移動し、倒れるものが多くなる。 ●耐震性の低い木造建物は、傾くものや、倒れるものが多くなる。 ●大きな地割れが生じたり、大規模な地すべりや山体の崩壊が発生することがある。 		
<p>5強</p>  <p>〔震度5強〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●物につかまらなると歩くことが難しい。 ●棚にある食器類や本で落ちるものが多くなる。 ●固定していない家具が倒れることがある。 ●補強されていないブロック塀が崩れることがある。 	<p>7</p>  <p>〔震度7〕</p> <ul style="list-style-type: none"> ●耐震性の低い木造建物は、傾くものや、倒れるものがさらに多くなる。 ●耐震性の高い木造建物でも、まれに傾くことがある。 ●耐震性の低い鉄筋コンクリート造の建物では、倒れるものが増える。 		

気象庁の震度階級についての詳しい解説は気象庁ホームページ (<http://www.jma.go.jp/>) をご覧ください。

3 地震活動

3-1 地震の発生数

一般に自然現象では、大規模な現象は頻度が低く、小規模の現象は頻繁に起こる性質がある。このことは、地震にも当てはまる。

Mの小さな地震はMの大きな地震よりも数多く発生しており、Mが1小さくなるとその発生数は概ね10倍となる。例えば、ある地域でM8の地震が100年に1回起こるとすると、同じ地域、同じ期間にM7の地震は10回、M6の地震は100回起こることになる。この性質

を、発見した二人の地震学者の名をとって、グーテンベルク・リヒターの式と呼んでいる。

日本周辺では、1924年～2007年の84年間にM8クラスの地震が8回（10年に1回程度）、M7クラスの地震が128回（年1～2回程度）、M6クラスの地震が1,312回（月1回程度）、M5クラスの地震が8,715回（月10回程度）観測されている（図3-1）。

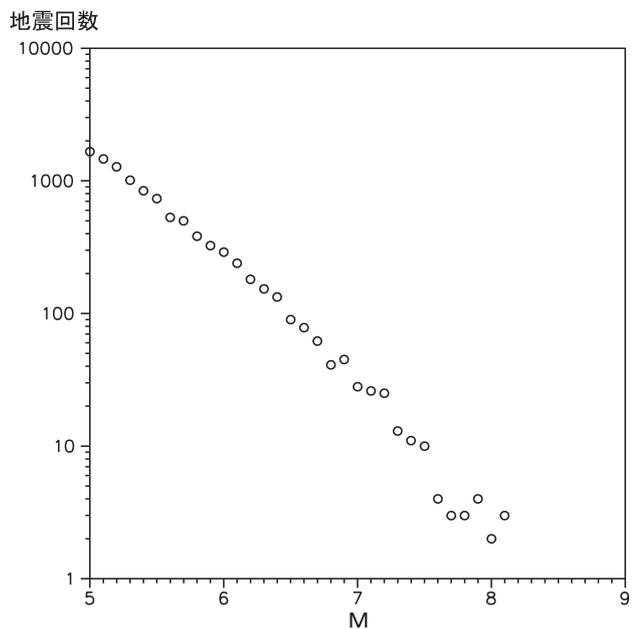
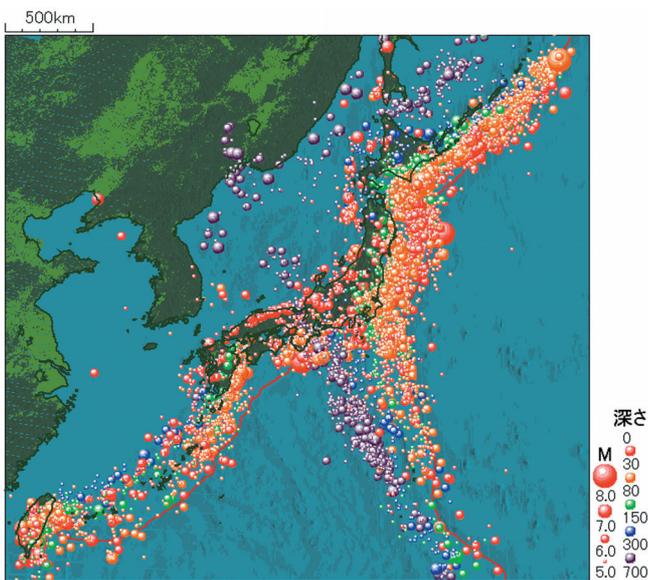


図3-1 日本周辺の地震活動

日本周辺で1924年～2007年の84年間に発生した地震（M5.0以上）の震央分布（左）及び、そのM別の地震回数グラフ（右）。縦軸はM別地震数、横軸はMを表す。

3-2 前震・本震・余震

大きな地震に先駆けて起こる小さな地震群を前震、大地震を本震、本震に引き続いて多発する小地震群を余震という。

前震を伴う地震は少ないが、その少ない事例の中では、前震は本震の震源付近に数日前～直前に発生することが多い。平成15年（2003年）7月26日に宮城県中部で始まった地震活動では、M6.4の本震が発生した07時13分の7時間前の00時13分にM5.6の前震が発生している（図3-2）。このように大きな地震にいつも前震があれば地震を予知するのに大いに役立つが、前震を伴う例は少なく、大部分の大地震は突然起こる。また、前震があったとしても、小さい地震はいつもどこかで

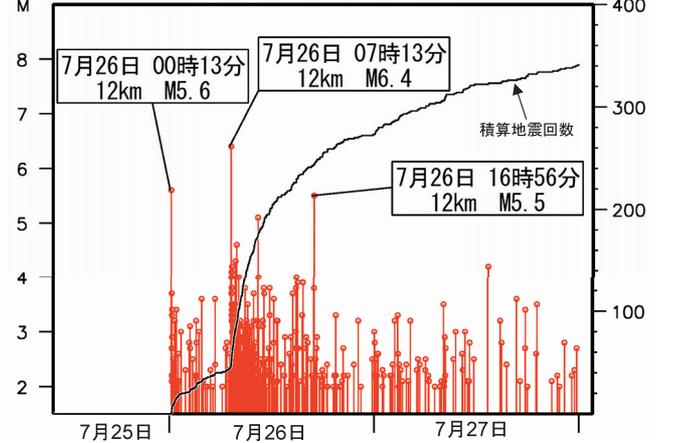
発生しているので、その地震が前震であるか否かを事前に判定することは難しい。

大きな地震が起こると、引き続いて多数の余震が発生する。一般的な余震の特徴は次の通りである。①震源の深い地震では余震数は少ないが、浅い地震では多い。②大地震ほど余震の発生する領域（余震域）は広くなり、その広がりや形は概ね本震の震源域と一致する。③余震は本震直後に非常に多く発生するが、時間の経過と共に規則的に減少していく。この関係を、発見した地震学者の名をとって改良大森公式と呼んでいる（3-4参照）。

① 震央分布図
(2003年7月26日0～24時、M5.5以上)



② 地震活動経過図、地震回数積算図
(2003年7月25日12時～27日24時、M2.0以上)



③ 日別地震回数
(2003年7月～12月、M2.0以上)

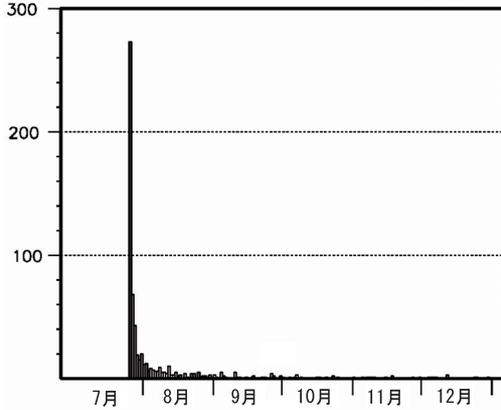


図3-2 前震を伴った地震活動の例 (2003年7月26日の宮城県中部の地震)

- ① 2003年7月26日に宮城県中部で発生したM5.5以上の地震の震央分布図
- ② 2003年7月26日～27日に宮城県中部で発生した地震の活動経過を示した図。左の縦軸はM、右の縦軸は地震回数の積算、横軸は時間である。シンボルから伸びる線の長さはMを表している。
- ③ 2003年7月～12月に宮城県中部で発生した地震の日別回数。縦軸は地震回数、横軸は時間である。

3-3 群発地震

平成12年(2000年)に発生した三宅島～新島・神津島の地震活動(図3-3)の様に、ある地域で本震のような際だって大きな地震もなく、地震活動が続くことがある。このような地震群を群発地震と呼ぶ。ただし、群発地震を明確に定義する基準はない。

群発地震には昭和40年(1965年)から始まった松代の群発地震のように2年から3年以上も続く長期のものあれば、ごく短期間で終わってしまうものもある。群発地震は地殻構造が著しく不均質な地域(火山地帯など)に多いとされているが、その発生機構については詳しくわかっていない。内陸で起こる群発地震は、浅い(深さ数km)場合が多く、震央付近では地鳴りが聞かれる場合がある。一方、火山活動に関連して群発地震が発生することはよく知られており、噴火の際に群発地震を伴う例が少なくない。また、噴火を伴わなくても火山地帯では比較的小規模な群発地震がたびたび発生する。

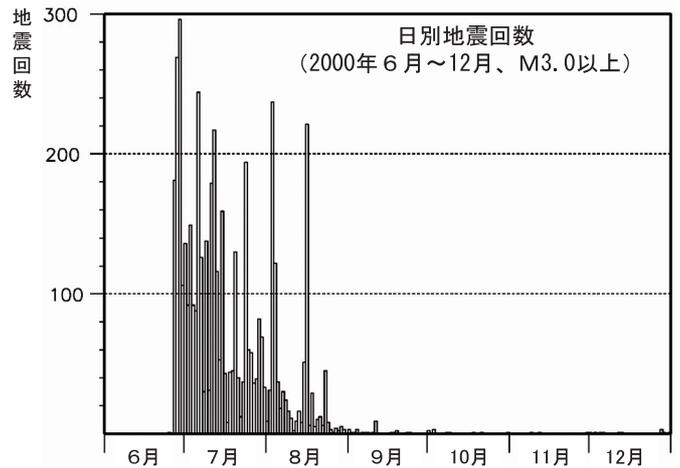


図3-3 群発地震の例

縦軸は地震回数、横軸は時間。2000年6月26日から始まった三宅島～新島・神津島の地震活動。

3-4 余震の見通し

地震活動が群発地震ではなく、本震が起こった後に余震が発生する、いわゆる本震-余震型の地震活動では、3-1, 3-2で述べたグーテンベルク・リヒターの式と改良大森公式の他に、「最大余震（余震の中で一番大きなもの）のMは、平均してみると本震のMより1程度小さい」、「最大余震は多くの場合、内陸では本震から約3日以内に、海域では約10日以内に発生する」という性質がある。ただし、それぞれの地震活動によってばらつきがある。例えば、「平成16年（2004年）新潟県中越地震」（M6.8）の最大余震のMは6.5と0.3しか差がなく、また、平成17年（2005年）8月の宮城県沖を震源とする地震（M7.2）のように、3ヶ月以上たってから最大余震（M6.6）が発生している例もある。

余震活動の見通しには、過去の同様な事例との比較、さらには、グーテンベルク・リヒターの式と改良大森公式を組み合わせることで計算する余震発生確率（図3-4）等を総合的に勘案する必要がある。余震発生確率は、例えば「今後3日以内に、M6.0以上の余震が発生する確率は、30%」というものであるが、これは、同じ地震活動が100回事例として起こった場合、そのうちの30事例では3日以内にM6.0以上の地震が余震域内で発生するということの意味している。なお、平常時、日本国内のどこにあっても、内陸でM6.0以上の地震が3日以内に半径50kmの範囲以内で発生する確率は0.01%程度であることと比較すると、30%というのは極めて高い確率である。

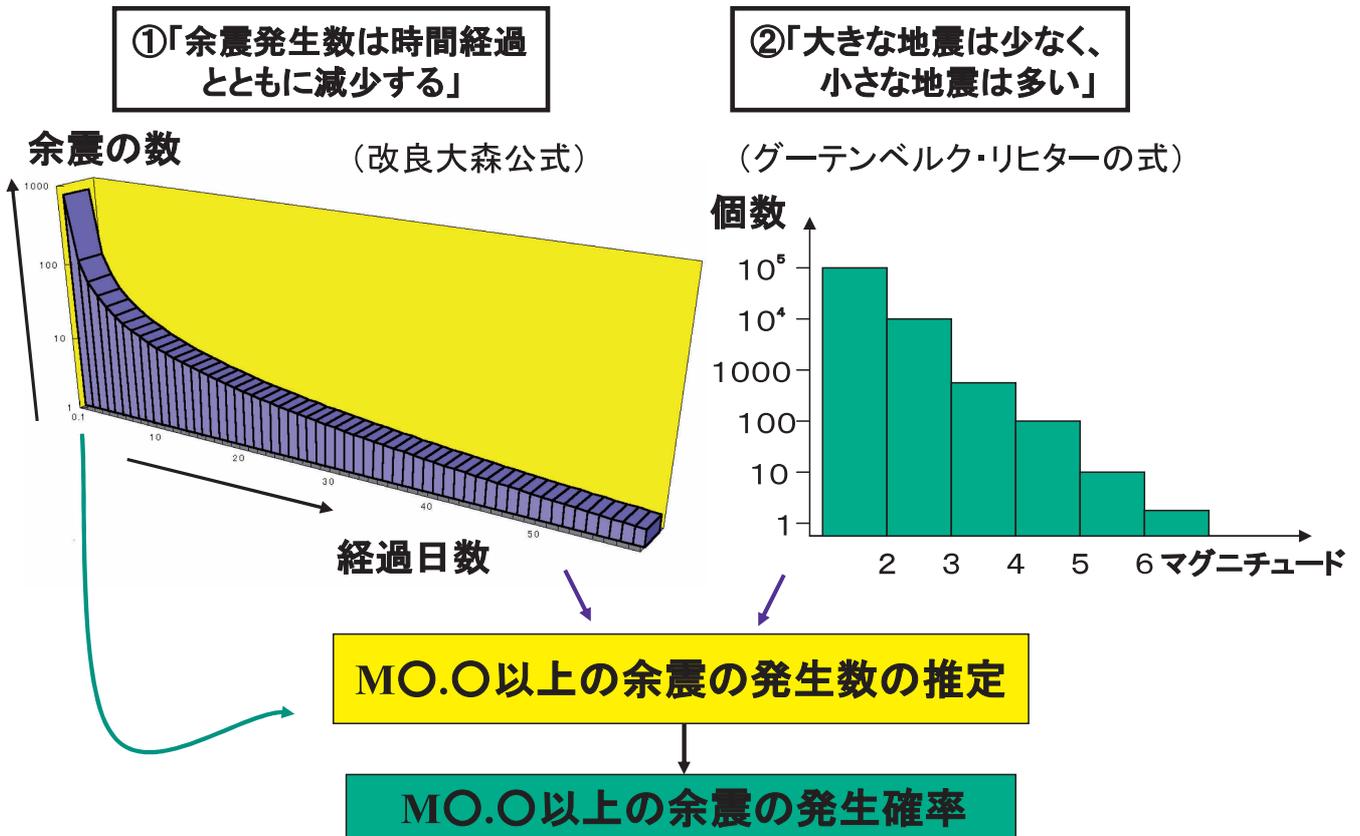


図3-4 余震の発生確率の求め方

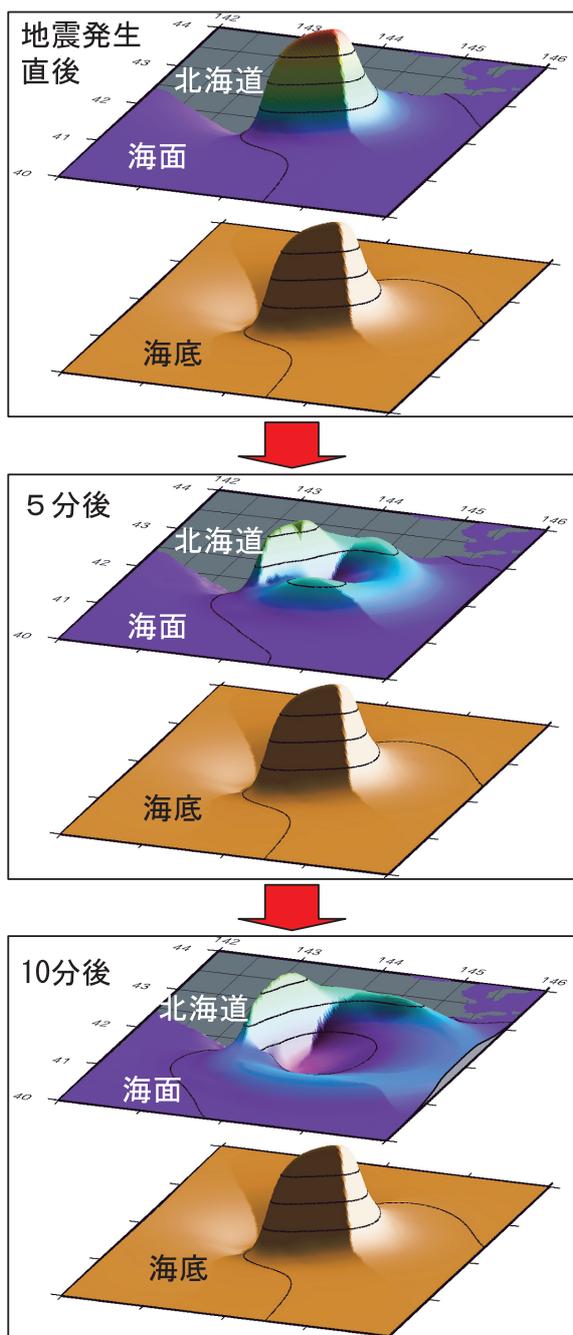
改良大森公式とグーテンベルク・リヒターの式を組み合わせることで余震の発生確率が計算できる。

4 津波

四方を海に囲まれた日本は、古来よりくり返し大きな津波災害に襲われてきた。津波は、沖合ではごく低い、海岸に近づくにつれて高くなり、時には大災害をもたらす。津波という言葉は港の波（津は港を意味

する）からきており、Tsunamiという言葉は国際語としても通用する。このことは取りも直さず、日本は津波の発生頻度が高く、研究や対策でも先進国であることを物語っている。

4-1 津波の発生メカニズム



一般に津波とは、極めて短時間に発生した大規模な海の波であり、その大部分は海底で発生した地震によって起こるものであるが、まれに海底地滑り、海底での火山噴火、核実験なども原因となる。

地震によって発生する津波のメカニズムは、地震の断層運動によって生ずる海底地形の変形、いわゆる地殻変動によって引き起こされる。海底で地震が発生し、その地震によって海底で地殻変動が引き起こされると、地殻変動を起こした海底の上に載っている海水は、地殻変動を起こした領域が広い割に、その地殻変動が僅か数十秒程度の間に終了するため、横方向に逃げる暇がない。そのため地殻変動の鉛直成分の凹凸が、そのまま海面の凹凸となる。これが津波の最初の形であり、あとはこれが四方八方に伝わっていくのである（図4-1）。津波を計算機で再現計算（津波の数値シミュレーション）する場合も、まず鉛直方向の地殻変動を計算し、これを津波の最初の形とし、あとは津波伝播の支配方程式に則って計算して求めている。

上述のように津波の発生は、海底での上下方向の地殻変動の大きさに左右されるが、同じ規模の地震が海底で発生したとしても、断層が横にずれるタイプの地震であれば鉛直成分の地殻変動が僅かしかいないため、津波の規模は小さくなる。また、地殻変動が海底面まで及ばないような深いところで地震が発生した場合には、津波は発生しない。

図4-1 地震による地殻変動により発生する津波の様子

「平成15年（2003年）十勝沖地震」のシミュレーション結果。上から地震発生直後、5分後、10分後の海面の高さと海底の地殻変動量を示す。なお、高さ方向は水平方向に比べ大きく表現している。

4-2 津波の伝播

津波の伝播する速度は、 $v = \sqrt{gh}$ (v : 津波の速度 [m/s]、 g : 重力加速度[9.8m/s²]、 h : 水深[m]) で表されるため、深いところほど速く伝わる。水深4,000mでは200m/s (時速720km)、水深80mでは30m/s (時速100km) 程度である。また、津波の波長 (波の山から山、又は谷から谷) は長いので、あまり減衰せず遠方まで伝播する。このため津波は海の続く限り伝播し、数万km伝播する場合もある。昭和35年 (1960年) に発生したチリ地震津波は、約17,000km離れた日本まで約1日かけて伝播し、日本各地に大きな被害をもたらした。

津波の波長は、沖合で数十km~数百kmにもなるが、波高は海底の上下方向の地殻変動に応じて最大でも数mという大変緩やかな水面の傾きしかないため、波として認識することはできない。しかし、沿岸に近づいて水深が浅くなるにつれて波長は短くなり、逆に波高は高くなるのでここで初めて波として認識できるようになる。

海岸に到達した津波の一部は陸上に遡上し、一部は反射されて沖合に戻っていく。発生したときは比較的単純な波形の津波であっても海底地形や海岸線の形状などにより津波の波高は変化するため、10m離れただけで、津波の高さが全く異なる場合も出てくる。また反射を繰り返すことで複雑な波となるため、何回も押し寄せてくることになり、第一波よりも高い津波がくる場合もある。

一般に入り口が広く、奥が狭いV字型の湾では、津波のエネルギーが湾の奥に集中して波が傾斜地をはい上がるため、平坦な海岸よりも高いところまで津波が駆け上がる。岬の先端では、津波が海岸線に対して平行になろうとする性質があるため、津波のエネルギーが集中

して津波が高くなる (図4-2)。

なお、「津波の高さ」とは、平常潮位 (津波がない場合の潮位) と津波来襲時に観測される海面潮位との差をいい、津波が陸地を駆け上がった高さ (遡上高という) や、津波の発生後、建物や斜面上に残された変色部や漂着物までの高さ (痕跡高という) とは異なる。また、津波によって浸水した部分の深さは浸水深と呼ばれ、ハザードマップ等に用いられることが多い (図4-3)。

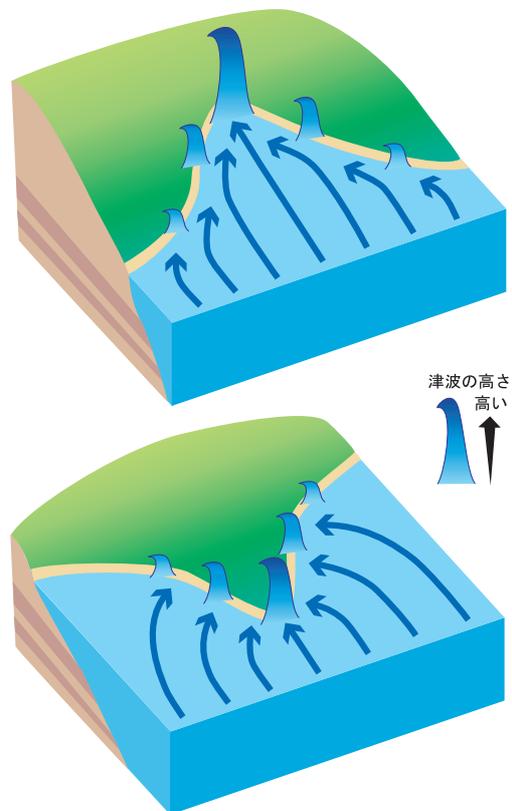


図4-2 地形による津波の増幅

V字型の湾では、湾の奥にエネルギーが集中するため波高が高くなる (上)。岬の先端では、津波が海岸線に対して平行になろうとしてエネルギーが集中し波高が高くなる (下)。

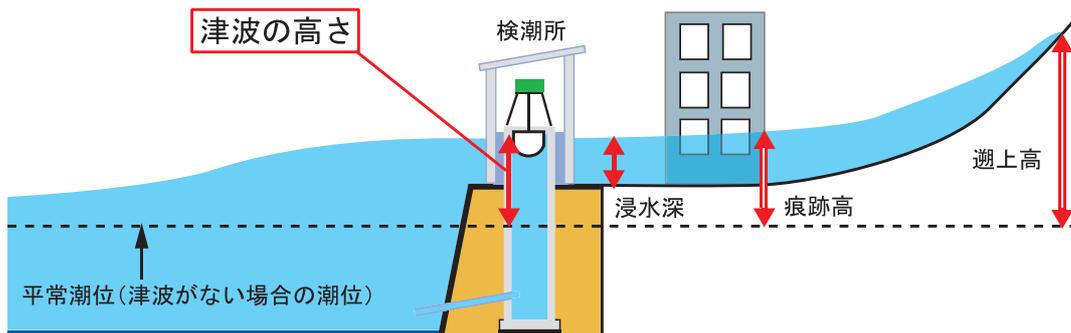


図4-3 津波の高さ、痕跡高、遡上高、浸水深の模式図

4-3 津波の予測

津波の伝播速度は、例えば水深4,000mであれば約200m/sと非常に速いが、それでもS波速度（3～4 km/s）と比べれば一桁以上遅いため、地震発生直後に後述の手法を使って津波の来襲前に津波の予測を行うことが可能である。気象庁では、このような地震波と津波の伝わる速さの差を利用して昭和27年（1952年）以降、津波の来襲が予想される場合には、津波災害の防止・軽減のために直ちに津波警報・注意報を発表している（表4-1）。

津波の有無は、海底での地殻変動があったか否かで決まる。この地殻変動を見積もるためには、断層運動の規模を知る必要があり、詳細な津波の予測には数十分の時間を要する。地震が発生してから津波の数値計算を行う方法では、津波が日本の沿岸に来襲するまで

に間に合わない可能性が高い。

そこで、気象庁では日本周辺の海域で最も発生しそうな断層の型を地震の規模、深さ毎に数種類ずつ用意して、あらかじめ各沿岸における津波の高さや到達時刻を数値計算で求め、その結果をデータベースとして計算機に蓄えている。

実際に地震が発生した場合には、地震の規模、震源の位置が即座に決まるので、発生した地震に最も近い地震による津波の高さや到達時刻をデータベースから選び出すことで津波の予測を行っている。こうすることで気象庁は、数十分を要する詳細な津波の予測を短時間で行い、迅速な津波警報・注意報の発表を可能としている。

表4-1 気象庁が発表する津波警報・注意報

種類		解説	発表する津波の高さ
津波警報	大津波	高いところで3メートル程度以上の津波が予想されますので、厳重に警戒してください。	3m, 4m, 6m, 8m, 10m以上
	津波	高いところで2メートル程度の津波が予想されますので、厳重に警戒してください。	1m, 2m
津波注意報		高いところで0.5メートル程度の津波が予想されますので、注意してください。	0.5m



4-4 津波地震

地震による揺れが小さいにも関わらず、大きな津波を発生させる地震を「津波地震」と呼ぶ。現在の津波警報・注意報は、固有周期が5秒程度までの地震計で観測したデータの解析結果から得られたマグニチュードの値から予測した津波の高さに基づいているので、非常に長い周期の地震波が卓越する津波地震に対しては津波の高さを過小に評価するおそれがある。

通常の地震では、破壊が伝播する速度は3 km/s程度である。ところが、津波地震では破壊が伝播する速度が通常の地震の3 km/s程度に比べて遅いという特徴がある。このような破壊が伝播する速度が遅い地震が起こる

と、規模が同じ地震であっても周期の長い地震波が卓越するため、Mが小さく見積もられてしまう（2-7参照）。例えば明治29年（1896年）に発生した明治三陸地震では、当時の地震計の記録から計算したMは6.8であったが、津波の規模から換算したMは8.2であった。

「津波地震」が発生した場合、短時間で正確に地震の規模を見積もることは困難である。気象庁ではモーメントマグニチュード（ M_w ）の迅速な決定法や超長周期の地震波を観測できる歪計などによる地震の規模の推定法の開発に努めている。

4-5 津波による被害

津波から身を守るためには、日頃から大きな地震が起こったら迅速に安全な場所に避難できるよう備えておくことが重要であるが、津波によりどのような被害が出るかを知っておくこともまた重要である。

津波は風によって引き起こされる波浪と異なり、波長が非常に長く、海底から海面までの海水全体が「巨大な水の塊」となって押し寄せる（図4-4）。そのため津波が陸上に遡上してくると、多くのものを押し波によって一気に押し流す。また、遡上した津波が海へ戻るときの引き波では、破壊した家屋などの漂流物を一気に沖合に引きずり込むため、その破壊力は非常に大きなものとなる。津波による被害における行方不明者の割合が高いことや、陸上に這い上がった津波の高さが地面から50cmに満たなくとも人や建物に被害を与え

るのはそのためである。30cm程度の高さの津波であっても、海の中に入ったままにいる場合や海岸にいても子供の場合は注意が必要である。

家屋被害については、建築方法等によって異なるが、木造家屋では浸水1m程度から部分破壊を起こし始め、2mで全面破壊に至るが、浸水が50cm程度であっても船舶や木材などの漂流物の直撃によって被害が出る場合もある（表4-2）。また、漁船の被害や津波によって破壊された施設の可燃物に、何らかの原因で引火したことによる火災も過去の事例で多く報告されている。例えば「平成5年（1993年）北海道南西沖地震」の時に、北海道の奥尻島青苗地区では、津波により破壊された住宅家屋等に引火し、多くの住宅家屋が焼失した。



図4-4 津波と波浪の違い

津波（左）は波浪（右）に比べて波長が非常に長い。また、海底から海面までの海水全体が動くため、沿岸から遠く離れた場所まで猛烈な勢いで押し寄せることになる。

表4-2 津波高と被害程度（首藤伸夫（1993）を一部改変）

津波高 (m)	1	2	4	8	16
津波形態	緩斜面 急斜面	岸で盛上がる 速い潮汐	沖でも水の壁 第二波砕波 速い潮汐	先端に砕波を伴うものが増えてくる。	第一波でも巻き波砕波を起こす。
音響			前面砕波による連続音 (海鳴り、暴風雨)		
			浜での巻き波砕波による大音響 (雷鳴。遠方では認識されない)		
			崖に衝突する大音響 (遠雷、発破。かなり遠くまで聞こえる)		
木造家屋	部分的破壊		全面破壊		
石造家屋	持ちこたえる		(資料無し)		全面破壊
鉄・コン・ビル	持ちこたえる		(資料無し)		全面破壊
漁船			被害発生	被害率50%	被害率100%
防潮林被害	被害軽微		部分的被害		全面的被害
防潮林効果	津波軽減 潮流物阻止		潮流物阻止		無効果
養殖筏	被害発生				

注：表中、津波高 (m) は、船舶、養殖筏など海上にあるものに対しては汀線（低潮海岸線と通常大波の限界線との間の区域を指す。概ね海岸と考えてよい。）における津波の高さ、家屋や防潮林など陸上にあるものに関しては地面から測った浸水深となっている

5 大規模地震の予知と対策

地震の予知とは、地震の発生時期、場所、大きさ（マグニチュード）を地震の発生前に精度よく予測することである。特に、地震が発生する直前（長くても数日程度）に予知を行うことは「短期直前予知」と呼ばれている。これは、震源で地震が発生した直後にその揺れを予測する緊急地震速報の技術（6-1参照）とは異なるものである。

昔から大きな地震の後には「地震の前兆だったのではないか」とされる現象が多く報告されているが、それらの現象の中でも確実に前兆と考えられるものは少なく、また上にあげた三つの要素を精度よく予測する方法はない。現在の地震学では、地震予知は実用段階ではなく、未だ研究段階のものと考えられている。短期直前予知が困難な理由の一つに、大地震の発生頻度が少なく、地震の発生前に震源域の近傍でどのような現象が起こっているかが未解明なことが挙げられる。その中で東海地震に限って言えば、これまでの研究により、発生場所（東海地域）と規模（M8クラス）が

特定され、時期的にもいつ起きてもおかしくない状況にあることが分かっており、また、①前兆現象を伴う可能性があること、②震源域が陸域直下及び陸域に近い海底下に位置しているためにその周辺に精度の高い観測網を整備できること、③とらえられた異常な現象が前兆現象であるか否かを判断するための考え方が明確化されていることから、現在日本で唯一、防災対策に結びつけられる地震予知の可能性のある地震と考えられている。このため、東海地震を予知した場合の地震被害の防止・軽減を目的とした「大規模地震対策特別措置法」が昭和53年（1978年）に施行され、国全体で防災対策がとられている。

一方、地震の予知とは異なるが、地震観測による記録、歴史書・古文書さらには地質学的な調査などから過去の地震の発生履歴を調査し、統計的な手法を用いて将来の地震の発生を予測する「長期予測」と呼ばれるものもある。

本節では、まず、最初に東海地震を対象とした短期直

前予知に関して説明する。次に長期予測への取り組みに関して説明し、加えて、東南海・南海地震、日本海溝・千島海溝沿いの地震、南関東直下の地震について、想定されている大規模地震と防災対策に関して説明する。

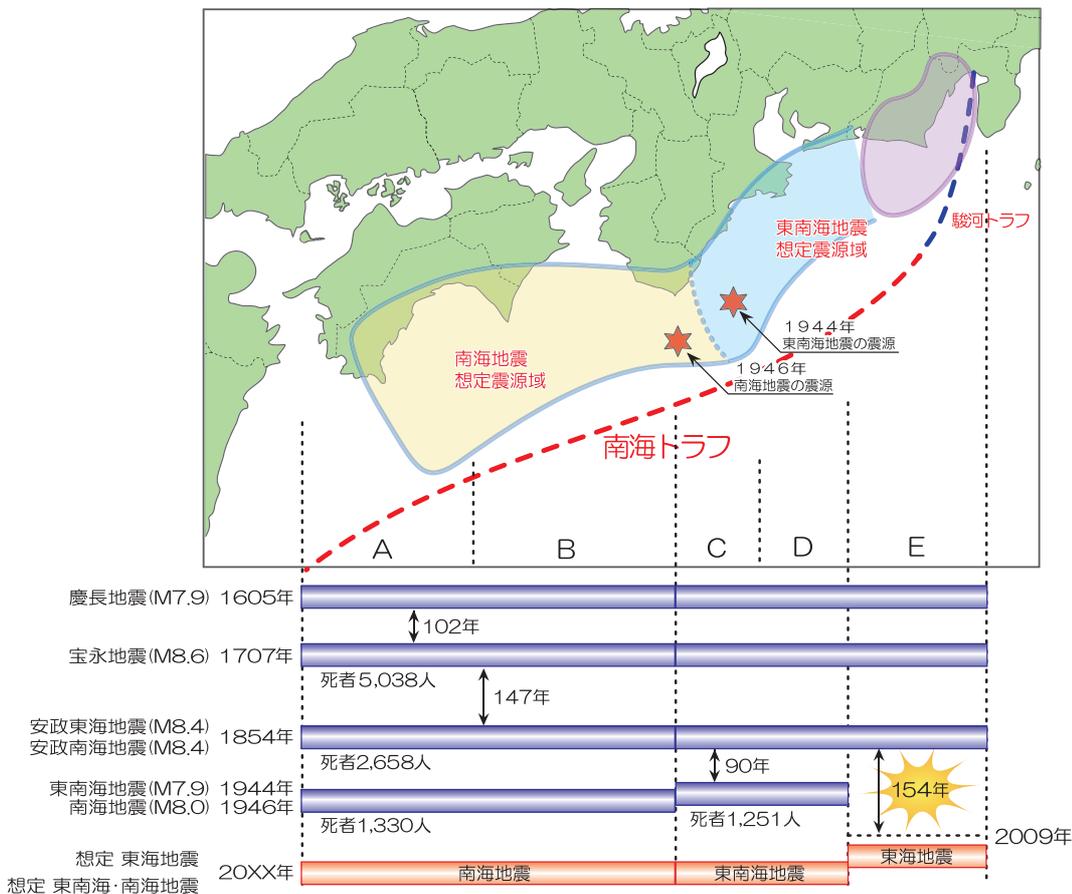


図5-1 過去に駿河湾から四国沖で発生した巨大地震の震源域（上）と発生履歴（下）

1600年以降に駿河湾から四国沖の領域で発生した海溝型巨大地震について、発生場所（震源域）をA～Eに分けて、その履歴を概念的に示した。この領域では、ほぼ一定の時間間隔で海溝型巨大地震が発生していることがわかる。[中央防災会議専門調査会資料を一部改変]

5-1 東海地震の予知と対策

東海地震とは、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で起こる海溝型巨大地震で、(図5-2左)に示す想定震源域で発生すると考えられている。この地震が発生した場合、東海地域の広い範囲で震度7から震度6弱の揺れになると考えられており、また、東海地域沿岸には、ところによって5~10mの津波が襲うと予想され(図5-2中)、この揺れや津波などにより最大で建物全壊26万戸、死者約9,200人(予知がなかった場合)という甚大な被害が予想されている(中央防災会

議(会長は内閣総理大臣)専門調査会による)。このような考えのもと、大規模地震対策特別措置法により、東海地震により激甚な被害が予測される地域が「地震防災対策強化地域」に指定されている(図5-2右)。同法では、気象庁長官は大規模な地震の発生の恐れがあると認めるときは地震予知情報を内閣総理大臣に報告することが定められており、気象庁では、この責務を遂行するため、短期直前予知を目的とした監視を続けている。

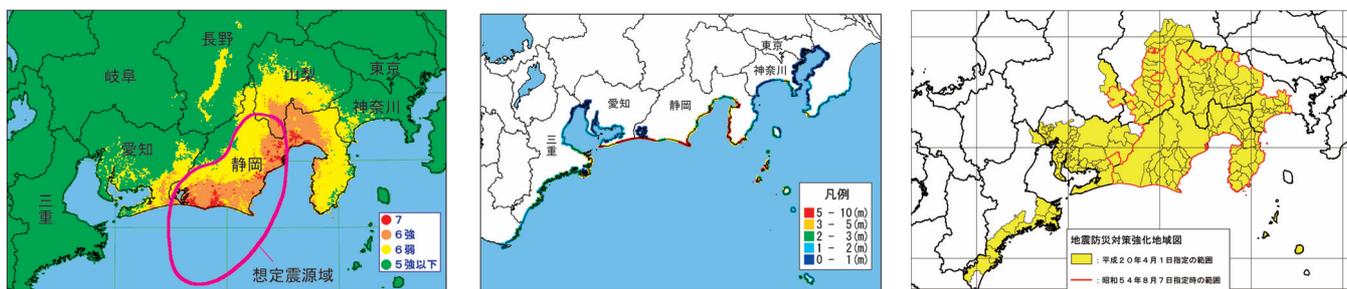


図5-2 東海地震発生時に予想される震度(左)と津波の高さ(中)、及び地震防災対策強化地域(右)

中央防災会議が想定した予想される震度(左)、予想される津波の高さ(中)、及び大規模地震対策特別措置法で指定している地震防災対策強化地域(右)。[内閣府提供]

1) 切迫性

古くから地震資料が整っている東海道から南海道にかけての地域(駿河湾から四国沖にかけての地域)では、100年から150年くらいの間隔でM8クラスの大地震が繰り返し発生していることが確認されている。

図5-1にこれらの地震の震源域(上段)と発生履歴(下段)をしめす。過去の例では、駿河湾から四国沖までが同時に破壊したこともあり(1707年)、1日(1854年)あるいは2年(1944,46年)という比較的短い間隔で引き続いて起こったこともある。この1944年の東南海地震(C-D領域)と、2年後の南海地震(A-B領域)の際、E領域には破壊が及んでいないことから、E領域では1854年以来150年以上地震は起こっておらず、近い将来大地震がおこると考えられている。これが「東海地震」である。実際、静岡県の御前崎市は、北西の掛川市に対してほぼ一様な割合(1年間に約5mm)で沈降を続けて

いる(図5-3)。これらのことは、この地域に地震を発生させる歪が蓄積され続けていることを意味しており、地震の発生が極めて切迫していると考えられる一つの根拠となっている。

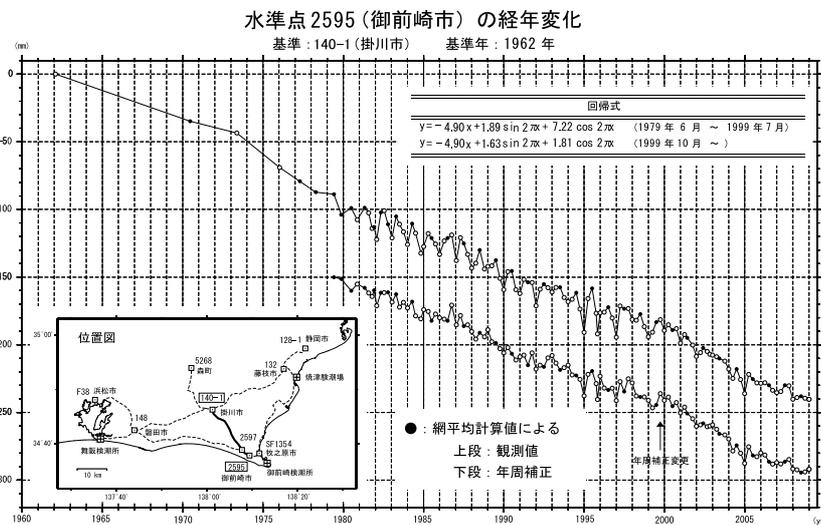


図5-3 掛川市を基準とした御前崎市の上下変動

[国土地理院資料]

2) 前兆すべりの検出

現在最も有力とされる前兆現象発現のメカニズムは、「前兆すべり」が発生するというものである。地震は地下の断層が急激にずれる現象であり、ずれた領域を震源域と呼ぶ(2-1参照)。最近の研究により、震源域全体が急激にずれる前に、その一部が徐々にゆっくりとすべり始めると考えられるようになった(図5-4)。この前兆すべりと呼ばれる現象を、地殻変動等の観測で捉えようというのが、気象庁の短期直前予知の戦略である。想定震源域の一部で発生した前兆すべりによって、地殻がどのように変形するかを計算することができるので、歪計などで観測された地殻変動データに異常が発生した場合に、それが前兆すべりによるものかどうかを科学的に判断できる。

想定される東海地震のすぐ西側で発生した1944年の昭和の東南海地震では、その発生の直前に、水準測量によって顕著な地殻変動が観測されており(図5-5)、前兆すべりによるものではないかと考えられている。この変動量は、現在の観測技術により十分検出が可能である。東海地震についても同様の規模・推移で前兆現象が現われた場合

には、短期直前予知が可能である。

このような東海地震の前兆現象を捉えるため、気象庁では、国土地理院、海上保安庁、大学、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所及び静岡県等の関係機関の協力を得て、東海地域とその周辺に高密度に展開された地震計や歪計等のデータを24時間体制で監視している(図5-6)。

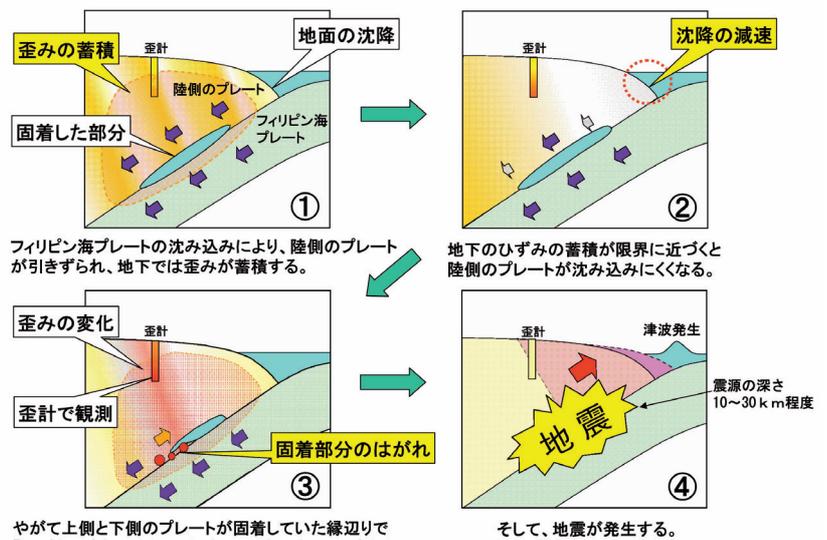


図5-4 東海地震発生シナリオ

東海地震は①歪の蓄積②沈降の減速③前兆すべりを経て④地震発生へと至ると考えられている。前兆すべりを捉えることで地震予知が可能になる。

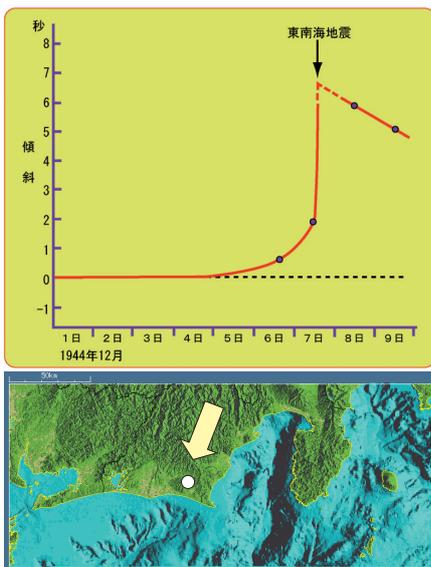


図5-5 1944年の東南海地震(M7.9)直前の掛川付近の傾斜変化

グラフの縦軸は地面の傾斜角度(秒単位)、横軸は時間を示す。傾斜角度1秒とは1km先が5mm隆起する角度である。



図5-6 東海地震監視のための観測網

気象庁では、地震、地殻変動(地殻岩石歪、伸縮、傾斜)、地下水、潮位などの観測データを常時監視している。

3) 情報の発表

気象庁は、東海地域の歪計等の地殻変動観測データに通常の変動レベルを越える有意な変化が現れた場合、「前兆すべりによるものと解釈できるか」という観点で、その現象と東海地震との関連性を判断する（図5-7）。そのポイントは、①観測された地殻変動の原因がプレート境界でのすべりで説明できること、②異なる観測点の変化の傾向が似ていること、③変化の傾向が加速していること、である。そしてその確からしさに応じて、東海地震観測情報、東海地震注意情報、東海地震予知情報の3段階で情報を発表する（図5-8）。

まず、1か所の歪計データの有意な変化や顕著な地震活動が発生した場合などで東海地震との関連について直ちに判断できない場合、「東海地震観測情報」を発表する。この場合、住民は、テレビやラジオなどの報道に関心を払いつつ平常どおり過して頂きたい。

「東海地震注意情報」は、たとえば2箇所の歪観測データに異常変化が現れ、それが前兆現象である可能性が高まったと認められた場合に発表する。この判断は、地震の専門家からなる地震防災対策強化地域判定会（以下「判定会」）委員の意見を踏まえて行う。この情報を受けた政府は本格的な警戒態勢に備えて準備開始の意思決定を行い、防災機関や自治体も準備行動を開始する。住民は、報道に注意して、政府からの呼びかけや県・市町村などが定める地域防災計画に従って行動して頂きたい。

さらに、たとえば3箇所以上の歪観測データで異常

が現れるなど現象が進むと判定会において検討を行い、ある期間内に東海地震発生のおそれがあると認めるときは、気象庁長官はその旨を内閣総理大臣に報告する。内閣総理大臣は閣議を経た後に「警戒宣言」を発令する。気象庁はほぼ同時に「東海地震が発生するおそれがある」という内容の「東海地震予知情報」を発表する。警戒宣言に基づいて、政府と防災機関および自治体は、防災計画等で定められた対策をとる。住民は、この警戒宣言や、県・市町村などが定める地域防災計画に従って行動して頂きたい。

情報の発表後、東海地震のおそれなくなったと判断した場合には、安心情報である旨を明記した東海地震観測情報の発表、ないしは東海地震注意情報または東海地震予知情報の「解除」を行う。それまでの間、それぞれの情報の続報を発表する。防災行動と情報を図式的に対応させると、平常どおり（東海地震観測情報）、必要な準備行動の開始（東海地震注意情報）、本格的警戒態勢（東海地震予知情報）となる。

ただし、前兆すべりの場所が陸域から遠く離れている場合や、その規模が現在の技術でとらえられないほど小さい場合など、上記の情報を発表できない場合もありうるため、日頃から突発的な東海地震に備えておくことも重要である。

なお、毎月定例の判定会委員打合せ会で東海地域の地震活動や地殻変動の状況が検討され、その結果は気象庁ホームページに掲載されている。

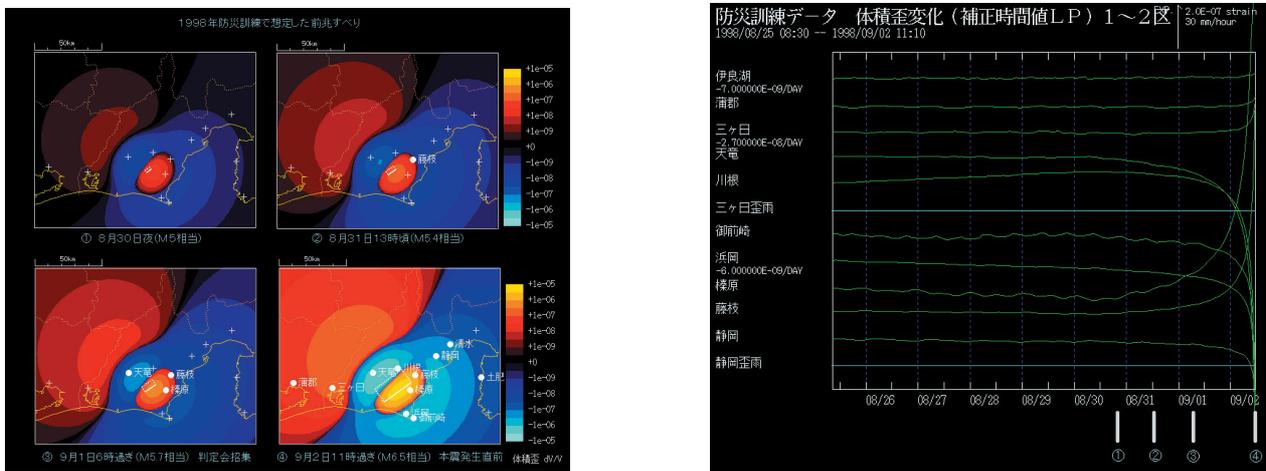


図5-7 前兆すべりの成長に伴う地表の歪（左）と予想される歪観測データ（右）

前兆すべりが時間的に成長する過程で地表に現れる歪変化を計算した例（左）と、それを歪計で観測した場合に予想される時間変化の例（右）。前兆すべりが加速的に成長すると、それに応じて加速的な歪変化が観測される。

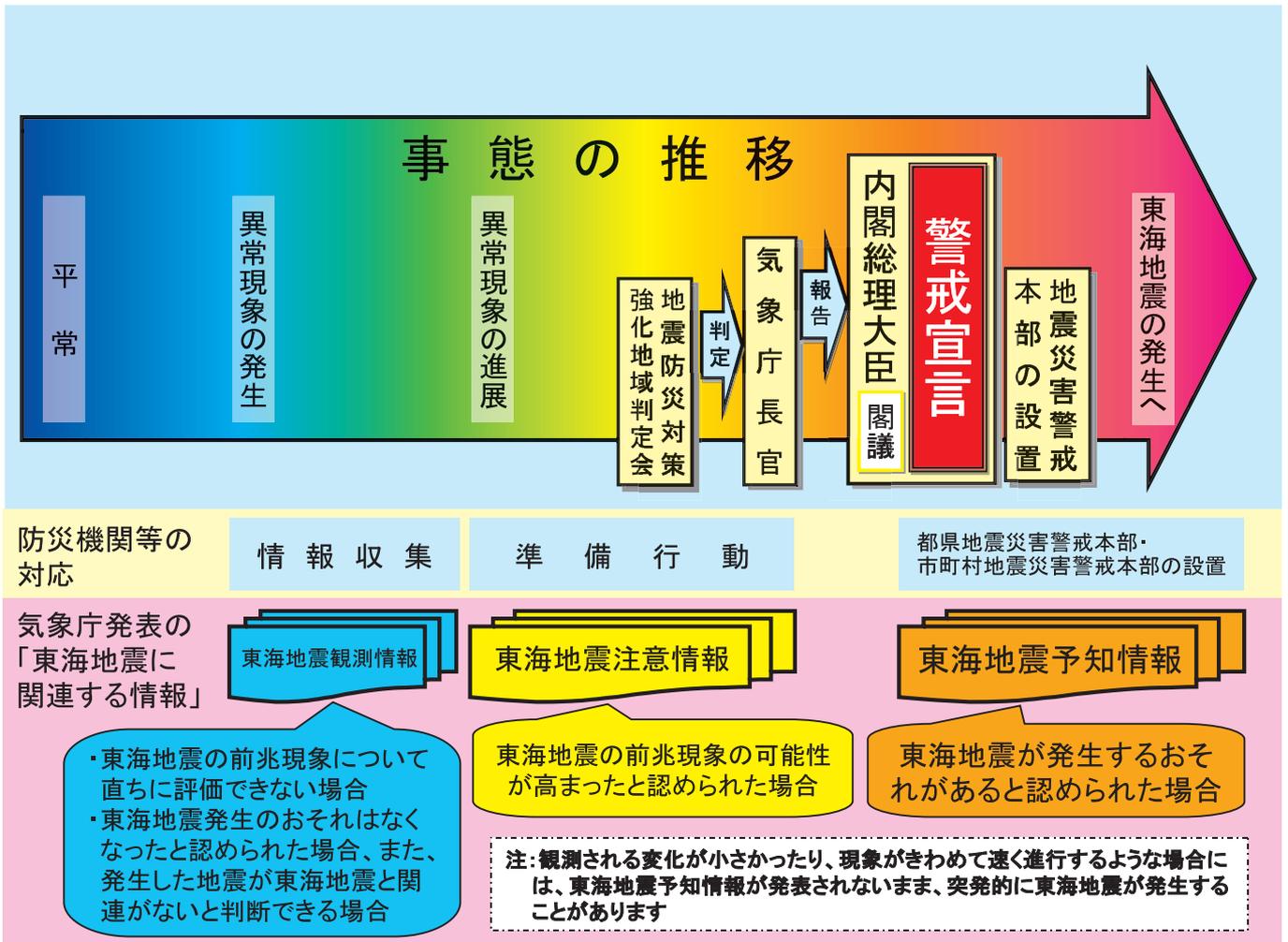


図5-8 東海地震に係る情報発表の流れ～異常の検知から警戒宣言まで～

5-2 長期予測

地震の長期予測として、糸魚川―静岡構造線断層帯など主要な活断層で発生する地震と南海トラフ沿い地震などの海域で発生する主な海溝型地震について、今後大規模な地震が発生する可能性（場所、規模（M）及び発生確率）等を長期的な観点から評価した「長期評価」が、地震調査研究推進本部（本部長は文部科学大臣）により公表されている（図5-9）。このなかで地震発生確率は、地震の危険性或切迫性を住民が実感できるよう、今後数十年から数百年の値で示されている。さらに、これらの長期的な地震発生の可能性を考慮し、全国で発生する様々な地震について将来の強い揺れに見舞われる可能性を地域毎に評価した「確率論的地震動予測地図」と、特定の地震が発生した際に見舞われ

る強い揺れを評価した「震源断層を特定した地震動予測地図」の2種類の地図からなる「全国を概観した地震動予測地図」も作成・公表されている。これら長期評価や地震動予測地図の詳細に関しては、地震調査研究推進本部のホームページ（<http://www.jishin.go.jp/>）を参照されたい。

なお、公表されている長期評価や地震動予測地図は、短期直前予知と異なり、長期的な視点から将来の強い揺れに見舞われる可能性を示すものであり、確率が低く評価されたからといってその地域が安全であることを示すものではない。地震国日本では、いつでも地震にあう危険があることを再認識し、日ごろから防災対策や地震への備えを行うことが必要である。

5-4 日本海溝・千島海溝沿いの地震

北海道から東北地方の太平洋側では、千島海溝・日本海溝において太平洋プレートが陸のプレートの下に沈み込むことで、M8クラスの地震が繰り返し発生している。明治29年（1896年）の明治三陸地震では、揺れの程度は大きいものではなかったが、高いところで30mにも及ぶ巨大津波が発生し、約2万2千人もの死者・行方不明者が出た。また、北海道や東北地方の沿岸での津波堆積物の調査により、これらの領域では400～600年の間隔で大きな津波を伴う地震が繰り返し発生しているのではないかとする研究結果も報告されている。さらに、これらの地震ほど大きな津波は伴わないものの、根室沖・十勝沖・三陸沖北部・宮城県沖・福島県沖にかけて、M7～8クラスの地震が繰り返し発生していることが知られている。特に、宮城県沖の地震に関しては、今後30年以内での地震の発生確率が

99%と非常に高いと考えられている（図5-9）。

これらを受け、平成17年（2005年）に「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」が施行され、これらの地域の地震・津波災害の防止・軽減のための防災対策が推進されることとなった。この地域の地震・津波災害の特徴として、他の地域と比較すると津波被害が大きい傾向があることが挙げられる。また、想定されている震源域が比較的陸域から離れていることも特徴であることから、津波に対する避難行動を適切に行うことにより、津波被害がより軽減すると考えられている。

なお、北海道及び東北地方においては、上記の海溝型地震だけでなく、陸域の浅い地震、太平洋プレート内の地震、日本海側における大地震なども起こりうることに注意しておく必要がある。

5-5 南関東地域直下の地震

南関東地域は、日本国内で最大の人口密集地域であるばかりではなく、政治・経済・行政機能が集中している首都があり、その直下で大規模な地震が発生した場合の人的・物的・経済的な被害は甚大で、経済的な影響は日本国内に留まらず全世界に及ぶものと推測されている。このような社会環境の下で、南関東地域においては、M7程度の地震の発生が切迫していると懸念されていることから、中央防災会議はこれまでの「南関東地域直下の地震対策に関する大綱」を最近の知見を考慮して見直し、平成17年（2005年）に、特に首都地域が抱える地震防災上の課題を明確にした「首都直下地震対策大綱」として取りまとめ公表している。その背景となる地震発生の見直しは、以下の通りである。

南関東地域では、地震発生の原動力であるプレートの構成が複雑で、陸のプレートの下にフィリピン海プレートが南から沈み込み、更にその下側に東から太平洋プレートが沈み込んでおり（図1-5）、それぞれのプレートで、プレート内の地震とプレート境界の地震が発生している。フィリピン海プレートが相模トラフから首都圏に沈み込むことで、M8クラスのプレート境界型の地震が繰り返し発生しており、元禄16年（1703年）の元禄地震、大正12

年（1923年）の関東地震が発生している。このタイプの地震の発生間隔は200～400年程度であり、現時点では地震発生の切迫性は低いものと考えられている。

一方、M7程度の地震は、プレート内及びプレート境界の区別なく、M8クラスの地震発生の間に発生していることから、今後100年以内に数個程度のM7クラスの地震が発生するものと考えられており、今後30年以内にM7クラスの地震が発生する確率は70%程度と評価されている（地震調査研究推進本部による）。M7程度の地震が発生すると、震度6強程度の揺れに見舞われる地域や沿岸での津波の高さが数mに及ぶ地域もあると予測されている。これらのM7クラスの南関東地域で発生する地震は、現時点では前兆現象を事前に検知することは不可能であることから、地震発生に際し適切な対応をとるために、日ごろからの地震への備えが肝要である。

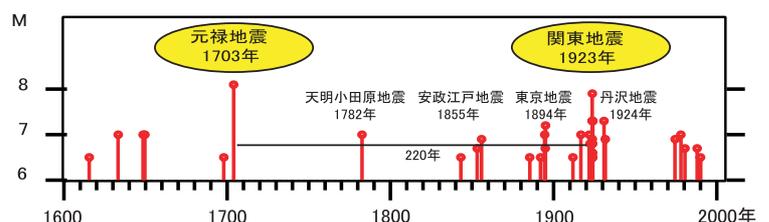


図5-10 南関東で発生した地震（M6以上、1600年以降）
内閣府中央防災会議首都直下地震対策専門調査会資料に加筆

6 緊急地震速報

6-1 緊急地震速報のしくみ

緊急地震速報は地震の発生直後に、震源に近い地震計でとらえた弱い揺れ（初期微動：P波）を解析して震源や地震の規模（マグニチュード）を直ちにコンピュータで自動的に推定し、これに基づいて各地での強い揺れ（主要動：S波）の到達時刻や震度を推定し、可能な限り素早くお知らせする地震動の予報・警報である。

緊急地震速報が有効に活用できる時間を確保するためには、できるだけ迅速に発表しなければならない。そのため、最初に震源に近い1つの観測点で地震波をとらえた直後から、震源や地震の規模の推定及び震度の予測を行い、予測した震度の値や推定した地震の規模が設定した基準を超えた場合に、緊急地震速報の第1報を発表している。しかし、解析に使用できるデータが限られているため、十分なデータを得てから行う従来の方法と比べると、地震規模の判定などの精度はどうしても劣ることになる。そのため、その後時間の経過とともに地震波をとらえた地震観測点の数が増え、利用できるデータが増加するのにあわせて、計算を繰り返して精度の向上を図り、更新して複数回発表している。（図6-1）

コンピュータを利用して処理すれば、このように次々と発表される速報のうち必要なものを利用し自動制御等を行うことも可能である。しかし、これが人に対し伝えられる場合、

自分に合ったものを選択し対応することはほぼ不可能であると考えられる。そのため、テレビ・ラジオを通じて一般向けに伝えられる場合の緊急地震速報では、推定精度、発表タイミングを考慮して、原則1回の発表となるようにしている。

また、緊急地震速報は出来る限り迅速に発表しているが、それでも強い揺れが来るまでの時間は、数秒～数十秒とわずかである。震源に近い場所では、緊急地震速報の発表前に強い揺れが到達する可能性もあることに注意が必要である。

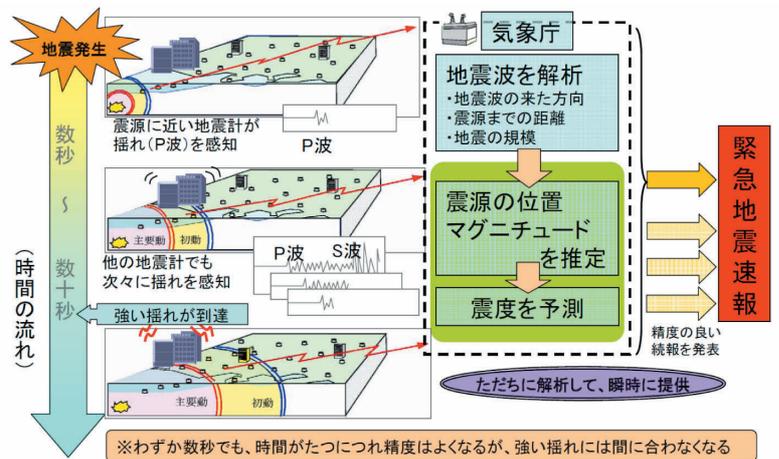


図6-1 緊急地震速報の原理

震源に近い観測点で弱い揺れを捉えその後に来る強い揺れを予測する

※緊急地震速報は、財団法人鉄道総合技術研究所と気象庁による共同技術開発の成果と、独立行政法人防災科学技術研究所による技術開発の成果により、発表が可能となった技術である。

6-2 緊急地震速報を見聞きしたときは？

緊急地震速報を見聞きしたときは、地震の揺れを感じなくても「あわてずに、まず身の安全を確保する」ことが基本です。

●家庭では

- ・頭を保護し、じょうぶな机の下など安全な場所に避難する
- ・あわてて外へ飛び出さない
- ・むりに火を消そうとしない



●自動車運転中は

- ・あわててスピードをおとさない
- ・ハザードランプを点灯しまわりの車に注意をうながす
- ・急ブレーキはかけず、ゆるやかに速度をおとす



●人がおおぜいの施設では

- ・係員の指示に従う
- ・あわてて出口に走り出さない



大地震のときの心得

○ テーブルや机の下に身をかくし あわてて外へ飛び出さな

家のなかにいるときに大きな揺れを感じたら、まず丈夫なテーブルや机の下に隠れて身の安全を確保し、あわてて外に飛び出さない。



○ 大地震 1 分過ぎたらまず安心

地震の揺れは長くても 1 分過ぎたらおさまる。火の始末はやけどをしないように落ち着いておこなう。

○ テレビやラジオをつけて 地震の情報を

地震が起きたら、テレビやラジオをつけて気象台等が発表する津波警報・注意報や地震・津波に関する情報を入手する。

○ 海岸でグラツときたら 高台へ

海岸にいるときに大きな揺れや長い時間ゆっくりとした揺れを感じたら、津波の恐れがあるので直ちに高台へ避難する。

○ 近づくな 自動販売機やビルのそば

野外で大きな揺れを感じたら、看板の落下、ビルの窓から割れたガラスの落下、ブロック塀や自動販売機などの倒壊に注意する。

○ 気をつけよ 山崩れと崖崩れ

切り立った崖のそばや地盤の軟弱な傾斜地などで大きな揺れを感じたら、山崩れ、崖崩れの恐れがあるので注意する。



○ 避難は徒歩で 荷物は最小限に

車での避難は、渋滞に見舞われ防災活動や避難の妨げとなる恐れがあるので、持ち物は最小限にして徒歩で避難する。

○ 余震が起きてもあわてずに 正しい情報に従って行動を

大地震のあと、余震がしばらく続く場合があるので注意する。また、災害時には、未確認の情報がデマとなり混乱を招く場合があるので、正しい情報を入手して行動するようにする。

○ 不意の地震に、日頃の用意

地震は突然襲ってくる。常日頃から避難方法・場所や医療機関などを確認しておく。また、携帯ラジオ、懐中電灯などの防災用品を普段から用意し点検しておく。

津波に対する心得

1. 強い地震（震度 4 程度以上）を感じたとき、又は弱い地震であっても長い時間ゆっくりとした揺れを感じたときは、直ちに海浜から離れ、急いで安全な場所に避難。
2. 地震を感じなくても、津波警報が発表されたときには、直ちに海浜から離れ、急いで安全な場所に避難。
3. 正しい情報をラジオ、テレビ、広報車などを通じて入手。
4. 津波注意報でも、海水浴や磯釣りは危険なので行わない。
5. 津波は繰り返し襲ってくるので、警報、注意報解除まで気をゆるめない。



気象庁

〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4
ホームページアドレス <http://www.jma.go.jp/>

電話：03 (3212) 8341 (代表)