

地震がわかる!

地震調査研究推進本部

はじめに

本パンフレットは、より地震のことを理解いただくための一助になればと考え作成いたしました。

なお、本パンフレットの作成にあたって多くの機関、研究者の方々から資料を提供していただきました。ここに厚く感謝申し上げます。

目次	2
近年の日本と世界の地震	4

Q & A 編

Q1 日本はなぜ地震が多いのですか？	6	Q10 長周期地震動とはどのようなものですか？	15
Q2 地震はどのようにして起こるのですか？	7	Q11 震源、震央、震源域とはどのようなものですか？	16
Q3 活断層とはどのようなものですか？	8	Q12 震度とマグニチュードは違うものなのですか？	17
Q4 活断層がない場所では地震は起きないのですか？	9	Q13 本震、余震とはどのようなものですか？	18
Q5 地震は同じ場所で何回も起こるのですか？	10	Q14 群発地震とはどのようなものですか？	19
Q6 大きな地震はどの程度の間隔で起こるのですか？	11	Q15 津波はどのようにして起こるのですか？	20
Q7 地震の揺れはどのように伝わるのですか？	12	Q16 液状化現象とはどのようなものですか？	21
Q8 揺れが大きくなるのはどのような場所ですか？	13	Q17 地震予知は可能ですか？	22
Q9 地震が起きたらどれくらい揺れるのですか？	14	Q18 緊急地震速報とはどのようなものですか？	23

解説編

◎第1部 地震の仕組みと現象

I. 地震の起こる仕組み

1. 地球表面の移動とプレート境界	24
2. 断層—地震の原因	26
3. 地震と地殻変動	28

II. 日本で起こる地震とその特徴

1. 日本列島とその周辺のプレート	30
2. 震源の分布で見る地震のタイプ	30
3. 地震活動のパターン—「本震—余震型」、「前震—本震—余震型」と「群発型」	34
4. 地震活動の周期性	35

III. 地震波の伝わり方

1. 地震波の種類	36
2. おおまかな震源の位置の簡単な求め方と地震波の伝わる速さ	36
3. 地震による揺れと地盤の関係	37

IV. 地震に伴う現象	
1. 津波	38
2. 液状化現象	39
3. 土砂災害	39
◎第2部 地震の調査・観測	
I. 地震の調査・観測	
1. 地震観測	40
2. 地殻変動観測	43
3. 海域での地震・津波観測	44
4. 活断層調査	46
5. 地殻構造調査	48
◎第3部 地震調査研究の成果を防災に活かすために	
I. 長期評価	50
II. 地震動予測地図	52
□確率論的地震動予測地図	53
□震源断層を特定した地震動予測地図	54
□長周期地震動予測地図	55
III. 緊急地震速報	56
◎第4部 行政の取り組み	
I. 地震調査研究推進本部の概要	57
II. 関連行政機関の取り組み	58
資料編	
索引	59
身近にできる地震防災	
1. 地震が起こる前に	63
2. もし地震が起きたら	64
3. 津波に対する心得	65
4. 安否確認の方法	65
日本の主な被害地震	66

近年の日本と世界の大地震

世界の地震

(写真提供: 阿部勝征氏)

⑧1989年 アメリカ合衆国 ロマプリータ地震 M7.1



死者 62人

⑨1990年 フィリピン地震 M7.8



死者 2,430人 (写真提供: 阿部勝征氏)

日本の地震

(写真提供: 国立科学博物館)

①1923年(大正12年) 関東地震 M7.9



死者・不明 105,000人余

1900

②1946年(昭和21年) 南海地震 M8.0



死者 1,330人

(写真提供: 気象庁)

③1993年(平成5年) 北海道南西沖地震 M7.8



(写真提供: 阿部勝征氏)

死者・不明 230人

④1995年(平成7年) 兵庫県南部地震 M7.3



死者 6,434人 (写真提供: 阿部勝征氏)

⑤2004年(平成16年) 新潟県中越地震 M6.8



死者 68人 (写真提供: 新潟県)



平成16年(2004年)インドネシア・スマトラ島沖で発生した巨大地震は、大きな津波を伴いインド洋に面した多くの国々に甚大な被害をもたらすなど、世界では大きな被害をもたらす地震が繰り返し発生しています。世界でも有数の地震国に住む私たちは、我が国が平成7年(1995年)の兵庫県南部地震(阪神・淡路大震災)や平成23年(2011年)の東北地方太平洋沖地震(東日本大震災)をはじめとして、幾度となく地震による大きな被害を受けてきたことを忘れてはなりません。

(写真提供: 阿部勝征氏)

⑩1999年 台湾 集集地震 M7.7



死者 2,413人

(写真提供: 山村武彦氏)

⑪2003年 イラン 南東部バム地震 M6.8



死者 43,200人

死者 283,100人以上

(写真提供: 能勢聡氏)

⑫2004年 インドネシア スマトラ沖地震 M9.0



⑬2008年 四川大地震 M7.9



⑭2010年 チリ中部沿岸の地震 M8.8



死者 521人以上 (写真提供: 国際赤十字社・赤新月社連盟)

⑥平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震 M9.0



死者 19,418人

(写真提供: 岩手県宮古市)

死者 69,185人

(写真提供: 中埜良昭氏)

⑦平成28年(2016年)熊本地震 M7.3



死者 50人 (写真提供: 消防庁ホームページ(宮崎県隊提供))

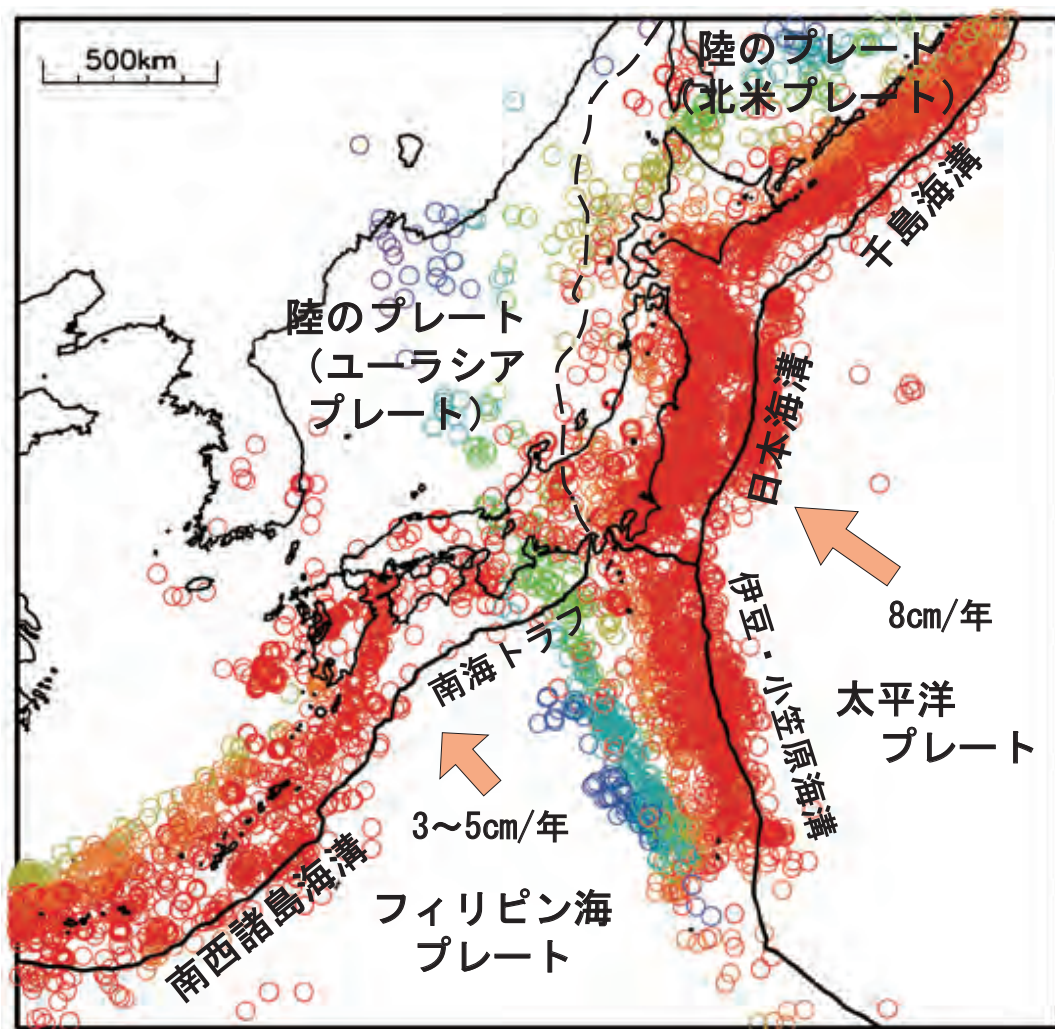
Q & A 編

Q1 日本はなぜ地震が多いのですか？

 **大きなひずみが蓄積するプレート境界に位置しているからです。**

地球の表面は十数枚の巨大な板状の岩盤（プレート）で覆われており、それぞれが別の方向に年間数 cm の速度で移動しています（プレート運動）。地震の多くは大きな目で見ると、プレートの境界付近で帯状に発生しています。日本は世界の陸地の 1% にも満たない国土ですが、世界で発生する地震のおよそ 10% が日本とその周辺で発生しているといわれています。

プレートの境界付近の地下の岩盤には、プレート運動により大きな力が加わり、長い年月の間に巨大なエネルギーがひずみとして蓄えられます。そのひずみにより岩盤が破壊されると地震が発生します。日本は4枚のプレートの境界に位置し、岩盤中に大きなひずみが蓄えられるために多くの地震が発生します。プレート境界付近の地震だけでなく内陸で発生する地震も陸のプレート内に蓄えられたひずみが原因で起こると考えられます。




震源の深さ 0 300 600km

震央（2012年～2021年、M4以上）は、気象庁による。矢印は、ユーラシアプレートに対する太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対的な進行方向と速さを示す。太い実線はプレート境界、破線は不明瞭なプレート境界を示す。

○は震央の位置、色の違いは震源の深さを表します。プレート境界に沿って地震が集中して発生していることがわかります。

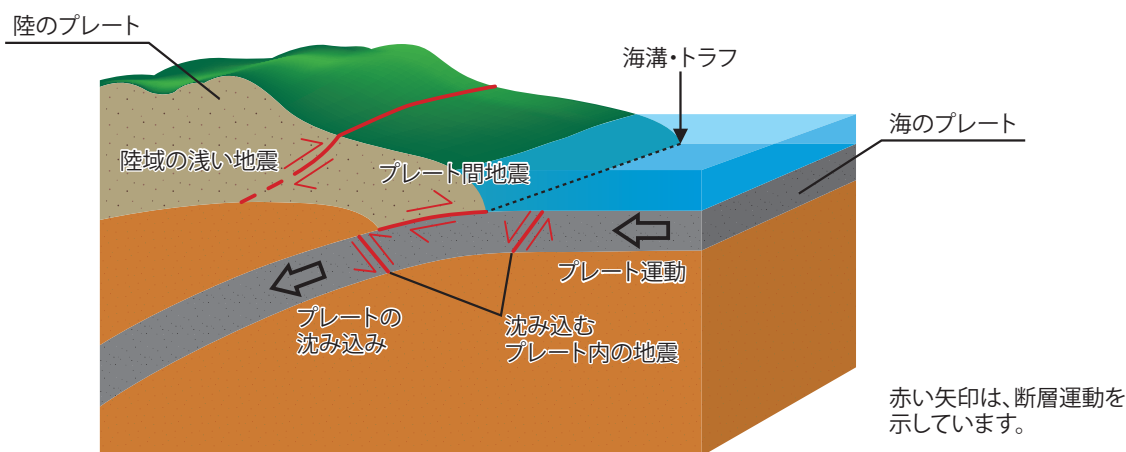
さらに詳しく知りたい方は [→P24～27](#) [→P30～33](#)

Q2 地震はどのようにして起こるのですか？

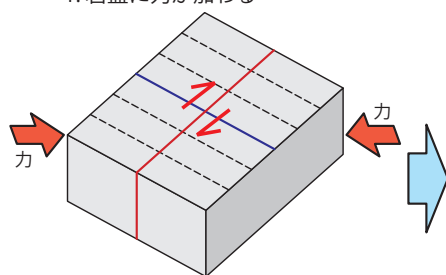
 地下の岩盤に力が加わり、ある面（断層面）を境に急速にずれ動く断層運動というかたちで地震が発生します。

日本列島の太平洋側の日本海溝や南海トラフなどでは、海のプレートが陸のプレートの下に沈み込み、陸のプレートが常に内陸側に引きずり込まれています。この状態が進行し、蓄えられたひずみがある限界を超えると、海のプレートと陸のプレートとの間で断層運動が生じて、陸側のプレートが急激に跳ね上がり、地震が発生します。これをプレート間地震といいます。また、海のプレート内部に蓄積されたひずみにより、海のプレートを構成する岩盤中で断層運動が生じて地震が発生することもあります。これを沈み込むプレート内の地震といいます。陸のプレート内にも、プレート運動に伴う間接的な力によってひずみが蓄えられ、そのひずみを解消するために日本列島の深さ 20km 程度までの地下で断層運動が生じて地震が発生します。陸のプレート内で規模の大きな断層運動が生じると地表付近にまでずれが現れます。

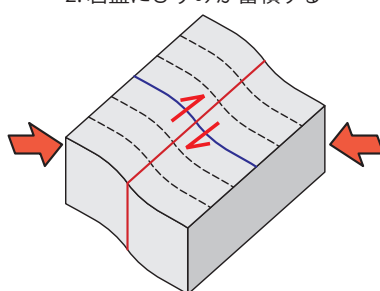
地震調査研究推進本部では、海溝やトラフのプレート境界やその付近で発生する地震を「海溝型地震」、陸のプレートの浅い部分で発生する地震を「陸域の浅い地震」と呼んでいます。



1. 岩盤に力が加わる

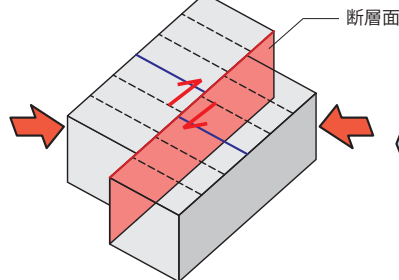


2. 岩盤にひずみが蓄積する

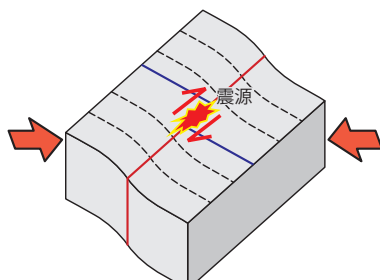


地震は、断層運動により発生します。断層運動とは、ある面（断層面）を境にして両側の岩盤がずれ動く現象です。プレート運動により岩盤中に蓄積されたひずみのエネルギーは、急激な断層運動により地震波となって放出されます。

4. 断層運動によりひずみが解消される



3. 震源から断層運動が始まり、地震が発生する



さらに詳しく知りたい方は →P26~29 →P30~33

Q3 活断層とはどのようなものですか？

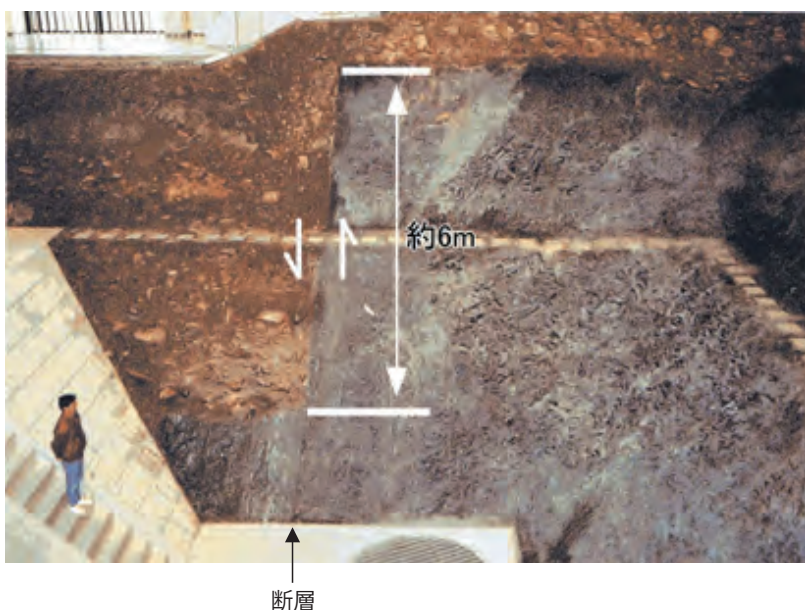


過去に繰り返し活動し、今後も再び活動すると考えられる断層です。

陸のプレートの内部で規模の大きな地震が発生すると、断層のずれが地表にまで現れて地層や地形を変形させます。このような断層運動の繰り返しによって、山の尾根や谷の断層に沿った食い違いや、崖地形などが直線的に連なった、特徴的な地形が作られます。こうした特徴的な地形を航空写真等を使って調べることで、日本には約 2,000 の活断層があると推定されてきました。活断層を掘削して調査を行うと、過去に繰り返し発生した地震の規模や発生間隔などがわかり、将来の活動の可能性を推定するのに役立ちます。



明治 24 年（1891 年）の濃尾地震の際に生じた断層運動による崖地形（矢印）。濃尾地震では、濃尾断層帯の全長 80km の区間に地表地震断層が現れました。活断層は、このような直線的な地形をつくる地震が過去に繰り返し発生したことを物語っています。



濃尾地震で生じた地層のずれ（^{ねおだに}根尾谷断層）。上下方向で約 6m の地層のずれが見られます。このような地層のずれを詳しく調べると、過去の活動が明らかになります。

（写真提供：本巢市教育委員会）

さらに詳しく知りたい方は →P30～33 →P46～49

Q4 活断層がない場所では地震は起きないのですか？

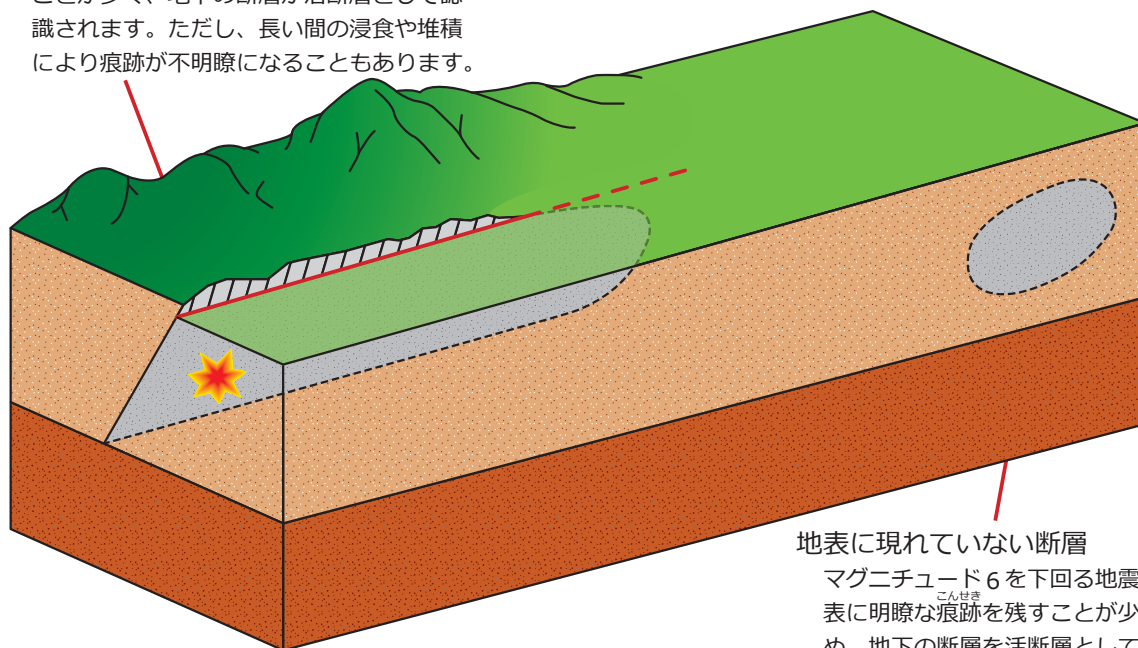
 活断層が確認されていない場所でも地震は起こり得ます。

地下で地震が発生しても、地震の規模（マグニチュード、M）が小さいため地表にまでずれが及ばないことがあります。また、ずれが地表にまで及んだ場合でも、長い間の浸食や堆積により地表付近に残された痕跡が不明瞭になってしまうことがあります。したがって、地表付近に活断層が確認されていない場所でも、その地下には活断層が存在して、将来地震を発生させる可能性があります。

そのような活断層は、地下を詳細に調べたり、丹念に地形を調べたりすることなどで確認できる可能性があります。

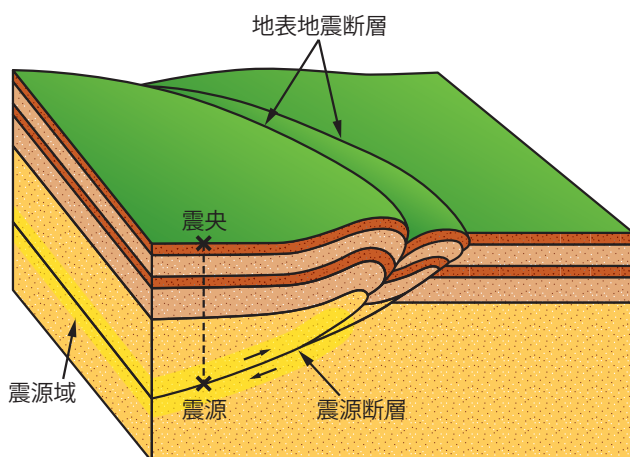
地表に現れた断層

マグニチュード7以上の規模の大きな地震は、過去の活動の痕跡が地表に残っていることが多く、地下の断層が活断層として認識されます。ただし、長い間の浸食や堆積により痕跡が不明瞭になることもあります。



地表に現れていない断層

マグニチュード6を下回る地震は、地表に明瞭な痕跡を残すことが少ないため、地下の断層を活断層として認識することが困難です。



地震を起こした地下の断層を「震源断層」、そのときの断層運動に伴って地表に達した食い違いを「地表地震断層（地震断層）」と呼びます。

さらに詳しく知りたい方は [→P26~27](#) [→P30~33](#) [→P46~49](#)

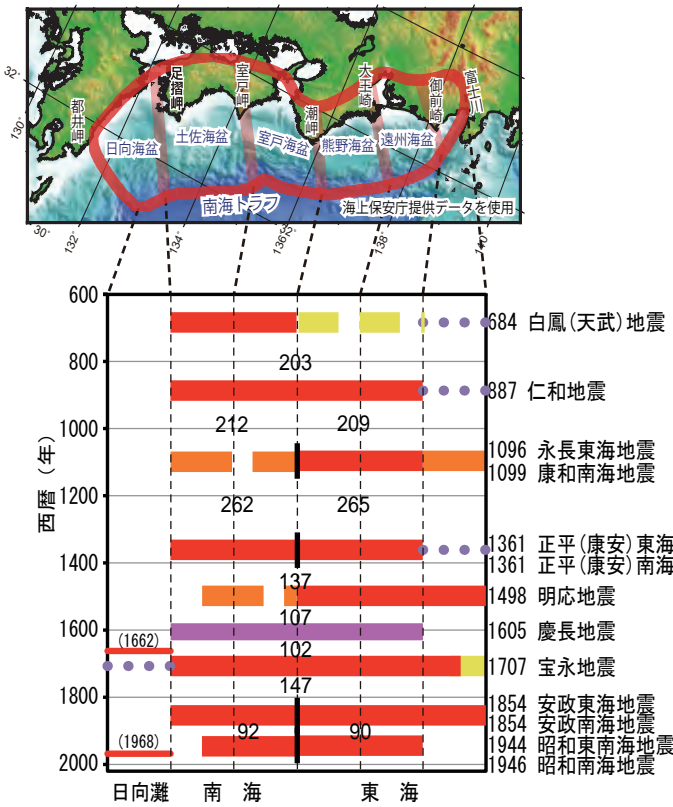
Q5 地震は同じ場所で何回も起こるのですか？



規模の大きな地震は、非常に長い時間で見れば、同じ場所で繰り返し起こる傾向があることがわかっています。

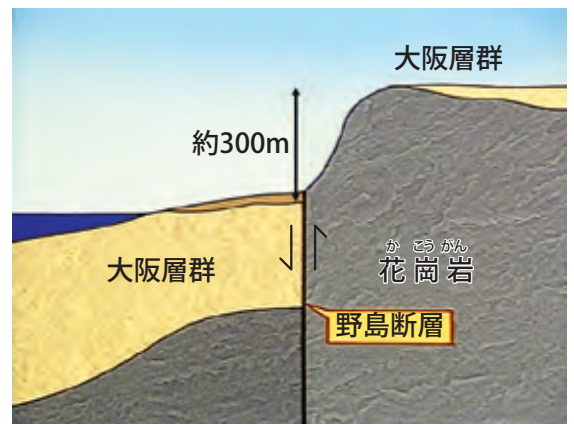
日本には、海溝型地震の発生する領域や活断層が全国的に分布していることがわかっています。

規模の大きな地震には、「過去に起きたところで繰り返し起こる」という性質があります。例えば、海溝型地震が発生する南海トラフでは、大きな地震が繰り返し発生していることが歴史の記録などからわかっています。また、活断層で発生する地震についても活断層の調査をすると、同じ断層で過去にも大きな地震が繰り返し発生していたことがわかります。

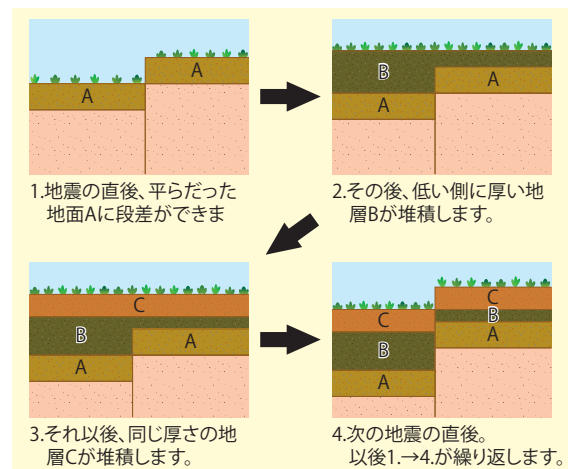


- 確実な震源域
- 確実視されている震源域
- 可能性のある震源域
- 説がある震源域
- 津波地震の可能性が高い地震
- 日向灘のプレート間地震(M7クラス)

図中で表した数字は、地震の発生間隔(年)を示す。



阪神・淡路大震災を引き起こした兵庫県南部地震では、淡路島にある野島断層が活動しました。野島断層では活動の繰り返しによって数百万年前に平野に堆積した大阪層群が、断層を境に300m以上もずれていることがわかっています。



活断層を掘削して調査を行うと、過去に繰り返し断層が活動していたことが、このような地層の状態から読み取ることができます。

さらに詳しく知りたい方は [→P28~33](#) [→P35](#)

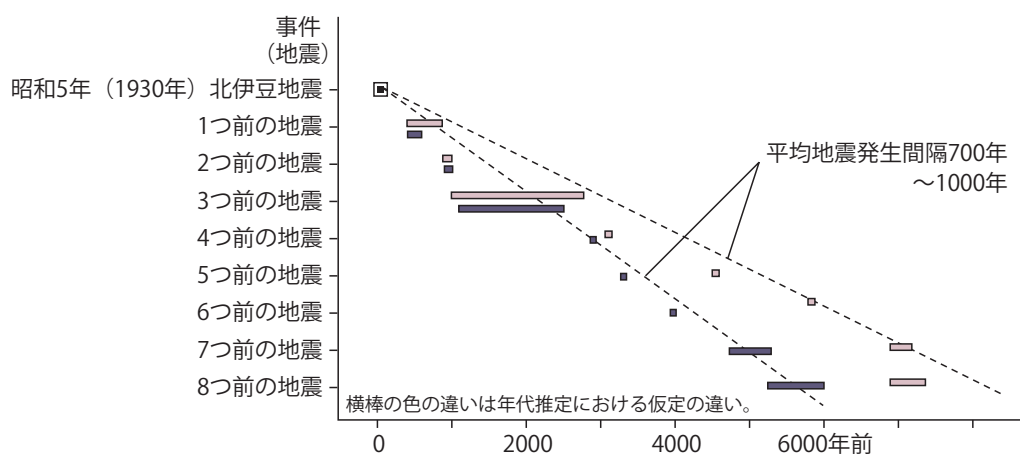
Q6 大きな地震はどの程度の間隔で起こるのですか？



プレート境界付近で発生する海溝型地震は数十年から数百年程度の間隔、陸域の活断層で発生する地震は千年程度から数万年の間隔といわれています。

プレート境界付近で発生する海溝型地震は、平均すると数十年から数百年程度の比較的短い間隔で発生します。一方、陸域の活断層で発生する地震は千年程度から数万年という、人間の一生に比べるとはるかに長い間隔で発生します。これらの間隔は、プレート運動によって岩盤中にひずみが蓄えられる速さや、岩盤が耐えられるひずみの大きさの違いによって、断層ごとに異なります。

なお、日本全体でみると、大きな被害を出した地震は過去 200 年間の平均で、海溝型地震は 20 年に 1 回程度、陸域の浅い地震は 10 年に 1 回程度の頻度で発生しています。



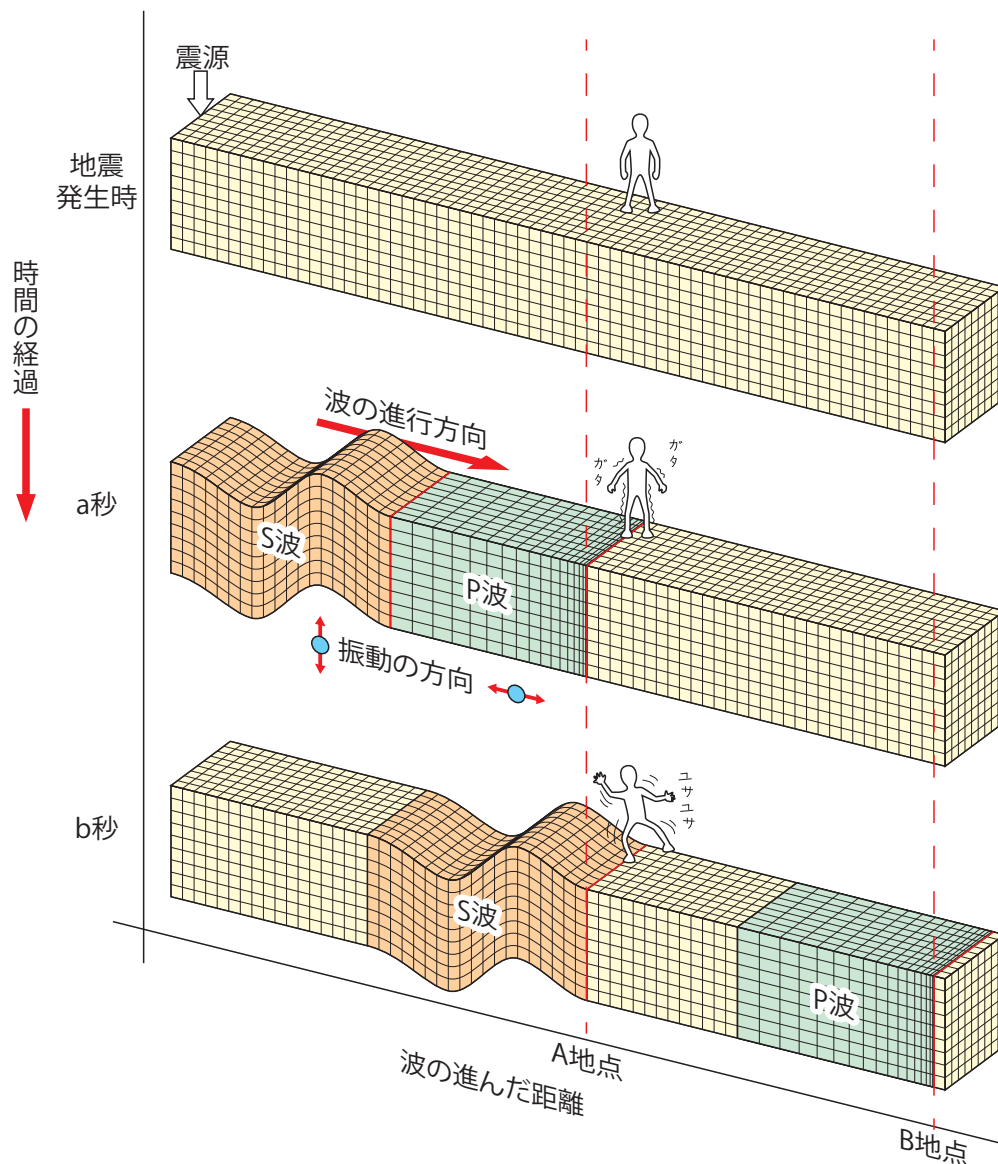
たんな 丹那断層では、トレンチ調査により 9 回の過去の活動が読み取れ、その発生間隔は平均して 700 年～1000 年と推定されました。(丹那断層発掘調査研究グループ、1983 年)

Q7 地震の揺れはどのように伝わるのですか？

 地震のエネルギーの一部は、波（地震波）になって伝わります。

地下の岩盤が破壊されて断層運動が生じると、そのエネルギーの一部は地震波となって四方八方に伝わります。主な地震波には P 波と S 波という性質の違う波があります。P 波は密度の変化が伝わるもので、振動する方向が波の進行方向と同じです。S 波はずれの変化が伝わるもので、振動する方向が波の進行方向に垂直です。P 波と S 波は、波の振動の方向から、それぞれ「縦波」、「横波」と呼ばれています。P 波は S 波よりも進む速度が速いため、地震が発生すると、最初に P 波により「ガタガタ」と小刻みに揺れた後で、S 波により「ユサユサ」と大きく揺れます。また、遠い場所で地震が起こると（特に震源が浅い場合）、P 波と S 波による揺れの後に、「ユラユラ」という大きくゆっくりとした揺れを感じることがあります。この波は表面波と呼ばれ、地表面付近だけを伝わるもので、遠くまで伝わりやすいという性質があります。

なお、P 波は英語の Primary（初めの）の頭文字から名付けられ、初めに来る波という意味です。S 波は同じく英語の Secondary（第 2 の）の頭文字から名付けられ、2 番目に来る波という意味です。



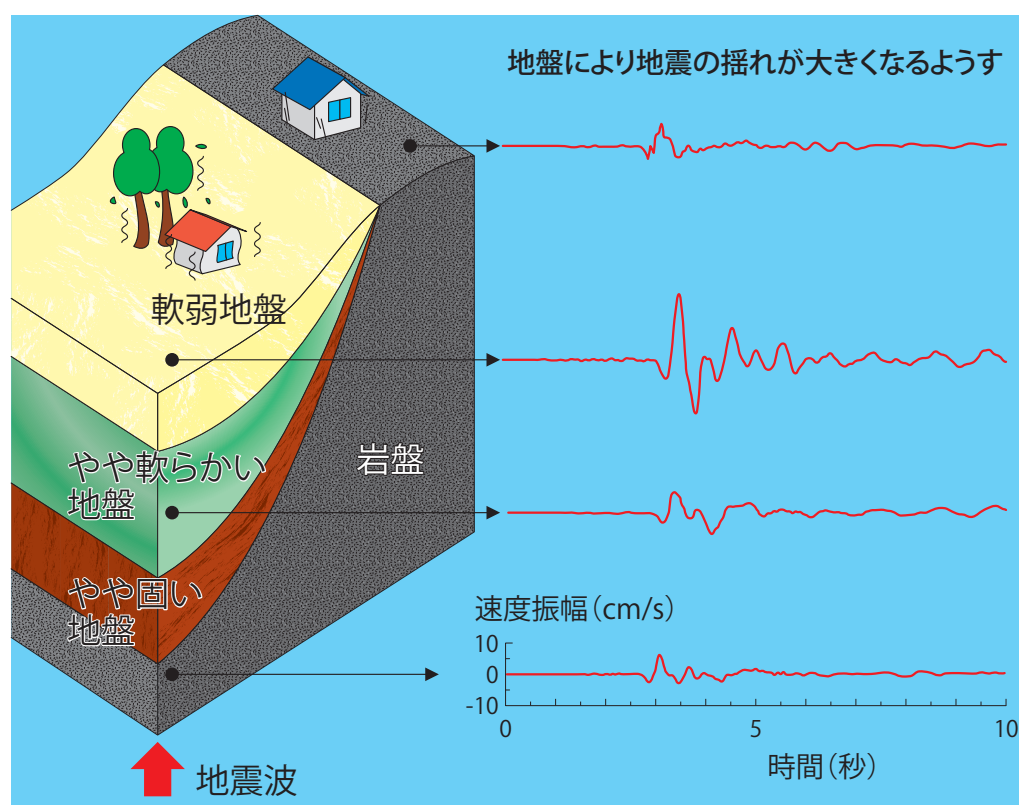
さらに詳しく知りたい方は [→P36~37](#)

Q8 揺れが大きくなるのはどのような場所ですか？

 **地盤が軟らかいところでは揺れが大きくなります。**

地表での揺れの大きさは、とくに地表付近の地盤の状況によって変わってきます。一般的に、地表付近の地盤が軟弱な場所では、硬い地盤の場所に比べて大きな揺れになります。また、地下の深い部分の地盤の構造によって、地震波の振幅（揺れの大きさ）が大きくなることもあります。これらの現象は、地震波が硬い岩盤から軟らかい地盤に伝わる時に振幅が大きくなることや、屈折や反射などにより地震波が重なり合って振幅が大きくなるという地震波の性質によります。

地表付近の地盤の状況は、地形からある程度判断でき、地下の深い部分の地盤の構造は、ボーリング調査や人工地震による調査などから知ることができます。



平成2年（1990年）8月5日 箱根付近の地震（M5.1）により観測された地震波の振幅の地盤による違い
図は岩盤と軟弱な地盤を含む地下の構造を簡略化していますが、地震の記録は実際に観測されたものです。軟弱地盤では、岩盤に比べ振幅が約3倍に達しており、揺れている時間も長いことがわかります。（工藤一嘉氏の図をもとに作成）

Q9 地震が起きたらどれくらい揺れるのですか？



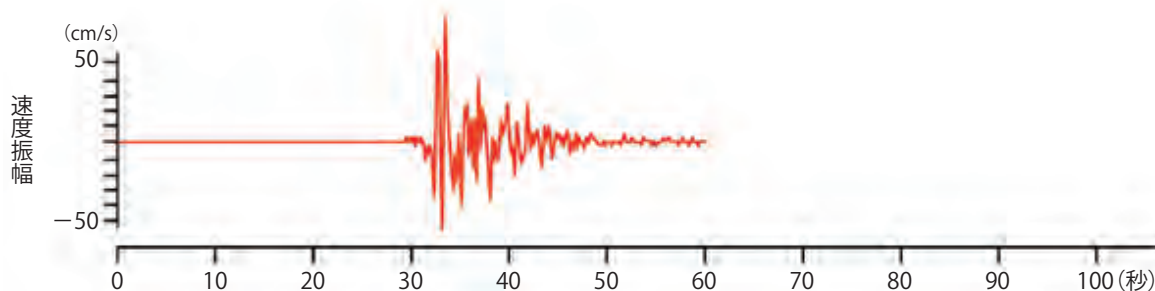
日本付近で発生する規模の大きな地震で、大きな揺れが続く時間は、一般的には長くても一分程度といわれています。また、揺れの大きさは、地震の規模や震源の位置や地盤の状況などによって異なります。

日本付近で発生する地震で大きな揺れが続く時間は、一般に震源断層が大きいほど長くなります。例えば、平成7年（1995年）兵庫県南部地震の震源断層の長さ・幅は数十 km 程度であり、強い揺れは十数秒でした。

一方、平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の震源断層の長さ・幅はともに数百 km という規模であり、3分以上も揺れが続いたところがありました。また、平成15年（2003年）十勝沖地震の場合など、必ずしも震源断層が大きなくても長い揺れが生じることがあります。長周期地震動が発生した場合は、大きな揺れの後に数分間にわたり「ユラユラ」という揺れが続くことがあります。

また、ある地点での揺れの大きさ（震度）は、地震そのものの規模（マグニチュード）、震源との位置関係や地下の構造などにより異なります。内陸の浅い場所で地震が発生した場合は、地震の規模が比較的小さくても、震源の近傍で揺れが大きく被害も大きくなる可能性があります。

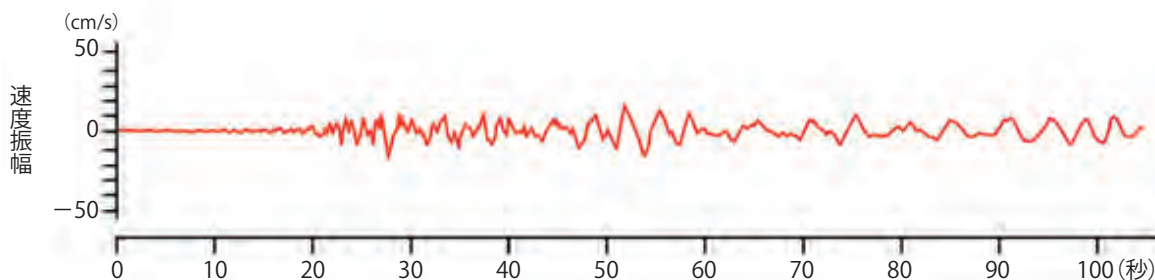
平成7年（1995年）兵庫県南部地震（神戸市中央区）



平成7年（1995年）兵庫県南部地震の際、神戸市では大きな揺れが十数秒間続きました。その中でも特に大きな揺れは、4、5秒間でした。

（データは気象庁ホームページより）

平成15年（2003年）十勝沖地震（^{とまごまい}苫小牧市）



平成15年（2003年）十勝沖地震の際、長周期地震動が観測された^{とまごまい}苫小牧市では、3分近く^{*}も揺れが続きました。

（データは気象庁ホームページより）

^{*}図は100秒より長い部分は省略

さらに詳しく知りたい方は [→P36～37](#)

Q10 長周期地震動とはどのようなものですか？

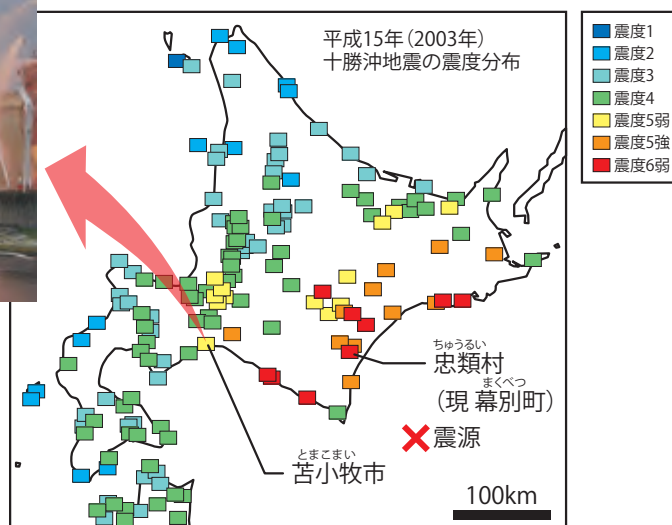
 地震による揺れの中で、比較的ゆっくりとした揺れのことをいいます。

比較的規模の大きな地震が発生すると、通常の短い周期の地震の揺れと異なり、数秒から十数秒の周期でゆっくりと揺れる地震動が発生することがあります。このような地震動のことを長周期地震動といいます。長周期地震動は、震源から遠く離れたところまで伝わりやすいという性質があります。また、震源から離れていても、大きな振幅が観測されることも長周期地震動の特徴です。

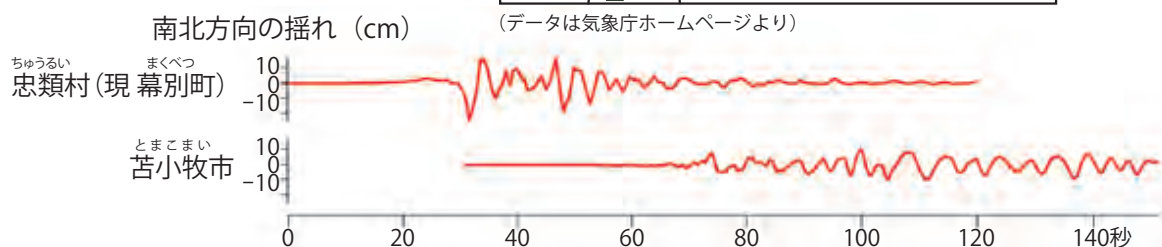


(消防庁提供)

この地震では、震源から 200km 以上離れた^{とまこまい}苫小牧港で、長周期地震動による液面の揺れが原因となり石油タンクが損傷し、さらに火災が発生しました。

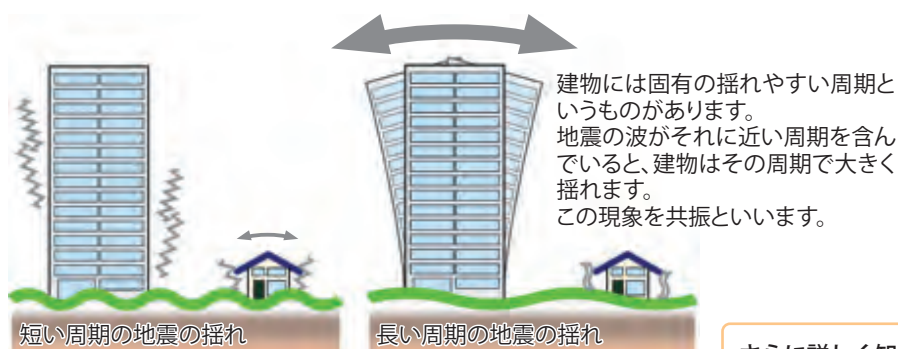


(データは気象庁ホームページより)



地震計の記録を見ると、震源から遠く離れた^{とまこまい}苫小牧でユラユラとした揺れが長く続いたことがわかります。

大きな建造物には、長周期地震動と共振しやすいという性質があり、一方、低層の建物は短周期地震動に共振しやすいという性質があります。超高層ビルや長大橋などでは、周期が数秒以上の地震動と共振しやすいため、長周期地震動はこれらの構造物に影響を与える恐れがあります。平成 23 年 (2011 年) に発生した東北地方太平洋沖地震では、東京 23 区 (最大震度 5 強) の超高層ビルで天井材の落下、エレベータの停止等があり、大阪市内 (最大震度 3) の超高層ビルでも、エレベータの停止、内装材等の破損が生じました。



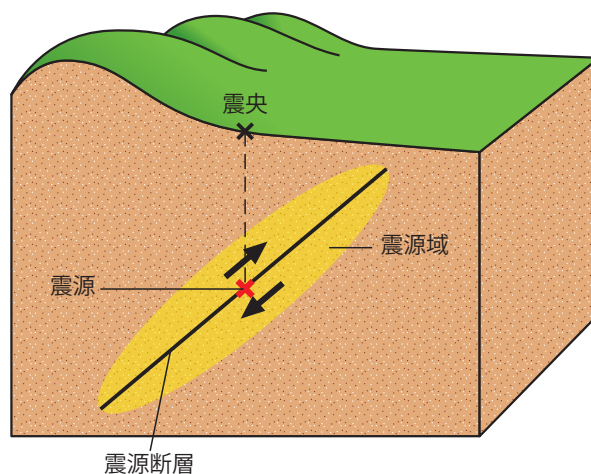
さらに詳しく知りたい方は [→P36~37](#) [→P56](#)

Q11 震源、震央、震源域とはどのようなものですか？

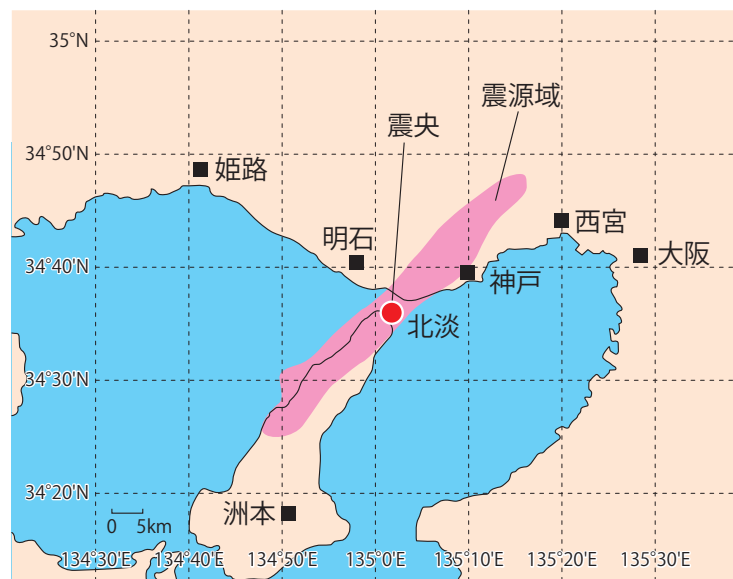


地下で破壊が始まった地点を震源、その真上の地表の位置を震央といいます。震源域とは断層運動による破壊が広がった領域のことをいいます。

地震とは、地下の岩盤に力が加わり、その力に岩盤が耐え切れなくなったときに起こる破壊現象です。震源とは、この破壊が最初に生じた地点のことをいいます。震央とは、地下の震源を真上の地表へ投影した位置のことです。震源で発生した破壊は周囲へと伝わり、ある範囲で破壊は止まります。この破壊が広がった領域のことを震源域と呼び、地震の巨大なエネルギーはこの領域から発生します。



震源、震央、震源域の関係の模式図



平成7年（1995年）兵庫県南部地震（M7.3）の震央と地表へ投影した震源域。

さらに詳しく知りたい方は [→P27](#) [→P30~31](#) [→P36~37](#)

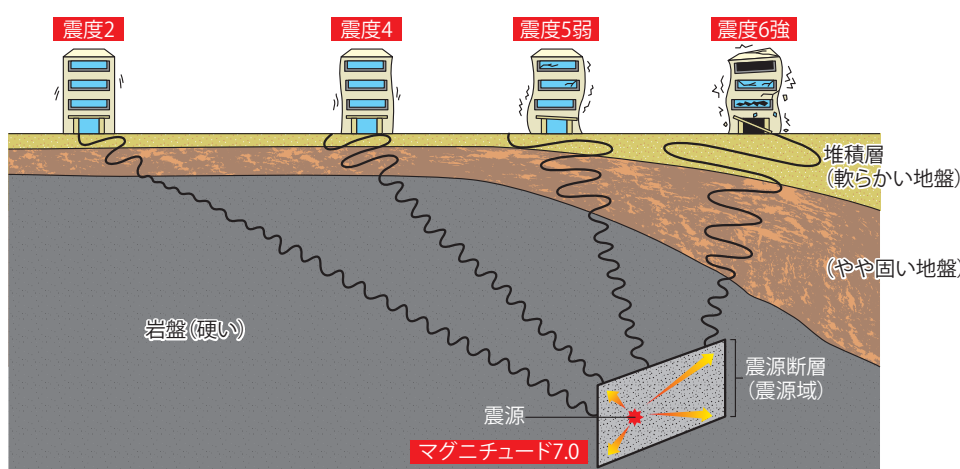
Q12 震度とマグニチュードは違うものなのですか？



震度はある地点で観測された揺れの大きさ、マグニチュードは地震そのものの規模をいいます。

震度は、ある地点でどれくらい揺れたかを示す尺度です。地震が発生すると、地震の波は地中を四方八方に伝わります。その波の伝わり方は、震源からの距離や地盤の状況などにより異なるため、場所により揺れの大きさが異なります。この揺れの大きさを、それぞれの場所で計測し、それぞれの場所の震度を決めています。

一方、マグニチュードは、震源域で生じた断層運動そのものの大きさを表す尺度です。地震の規模（マグニチュード）は、地下でずれた断層面の大きさと、ずれの量によって決まります。その断層運動によって放出される地震波のエネルギーを、地震計の最大振幅などを使って間接的に表したものがマグニチュードです。



断層運動の規模を表すマグニチュードは1つですが、それぞれの場所の揺れの大きさを示す震度は場所によって異なります。図は震源に近く、地盤が軟らかい場所ほど大きく揺れることを示しています。

<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】 ○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>	<p>5弱</p> <p>【震度5弱】 ○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>
<p>5強</p> <p>【震度5強】 ○物につかまらなさと歩くことが難しい。 ○棚にある食器類や本が落ちることが多くなる。 ○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>	<p>6弱</p> <p>【震度6弱】 ○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>	<p>6強</p> <p>【震度6強】 ○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、倒れるものが多い。 ○耐震性の低い木造建物は、傾くものや、倒れるものが多い。 ○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>	<p>7</p> <p>【震度7】 ○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りの建物では、倒れるものが多い。</p>		

図は、気象庁ホームページを元に作成

さらに詳しく知りたい方は →P27 →P36~37

Q13 本震、余震とはどのようなものですか？



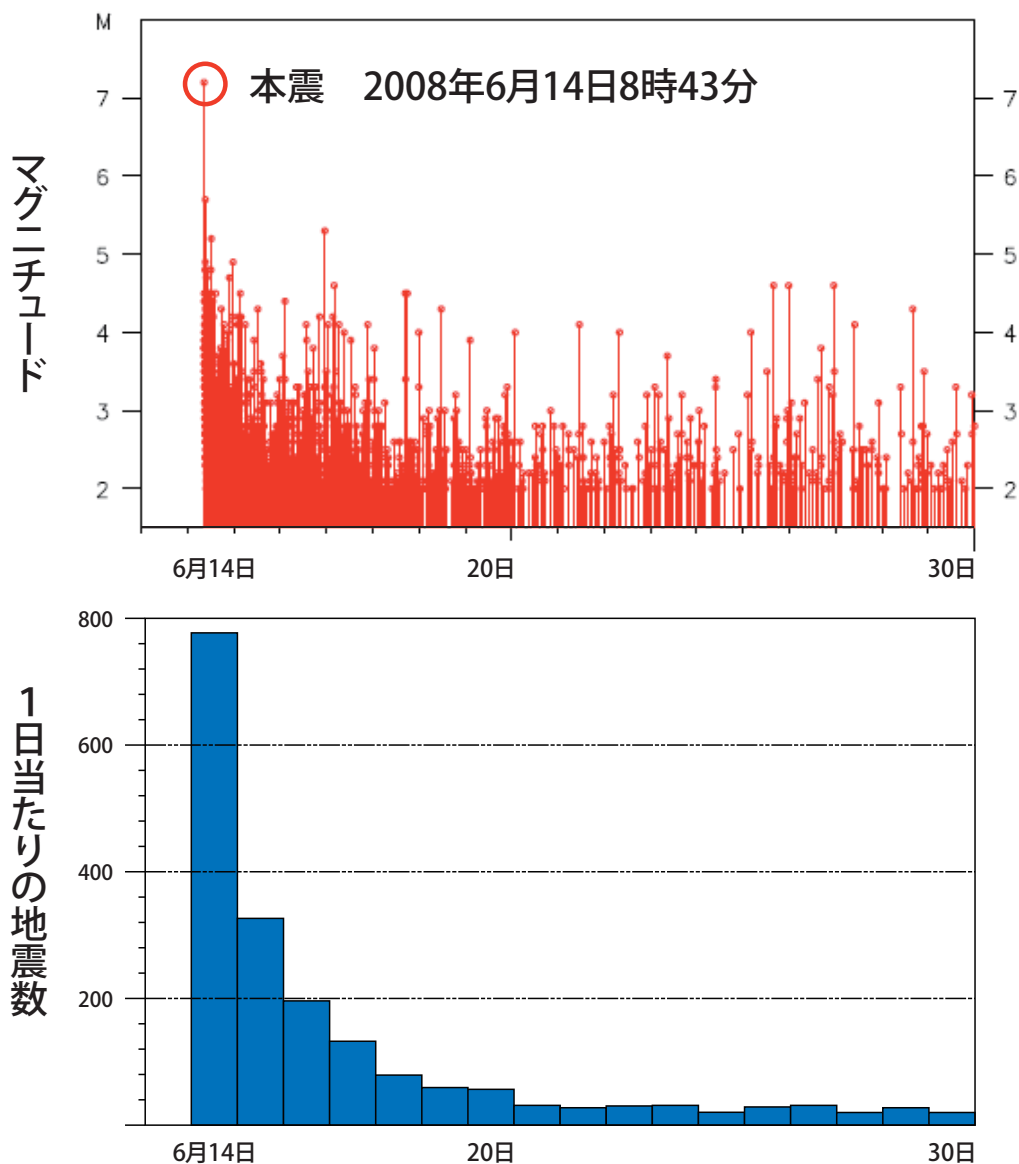
それぞれの地震活動の中で最も規模の大きな地震が本震、その後に繰り返される本震より規模の小さい地震が余震です。

規模の大きな地震が発生すると、数多くの規模の小さい地震が引き続いて発生することがよくあります。そのような場合、規模の最も大きな地震を本震、引き続いて発生した規模の小さい地震を余震といいます。

余震の規模はさまざまですが、その中で一番規模の大きいものを最大余震といいます。また、余震には、本震の直後は頻発しますが、時間の経過とともに発生頻度が低くなるという性質や、本震のマグニチュードが大きいと、余震が収まるまでの期間が一般的に長くなるという性質があることが知られています。

その他に、本震に先立って、本震より規模の小さな地震が発生することがあり、それを前震といいます。地震発生直後は、その後の地震活動がどのように経過するのかわかりません。その後大きな地震が発生することもあれば、規模の小さな地震が続くこともあります。そのため、発生した地震が本震なのか、前震なのかは、期間が経って振り返ってみて初めてわかります。

「本震 - 余震型」の地震活動の例（平成 20 年（2008 年）6 月 14 日 岩手・宮城内陸地震）



（データは気象庁の M2.0 以上の震源データによる）

さらに詳しく知りたい方は →P34

Q14 群発地震とはどのようなものですか？

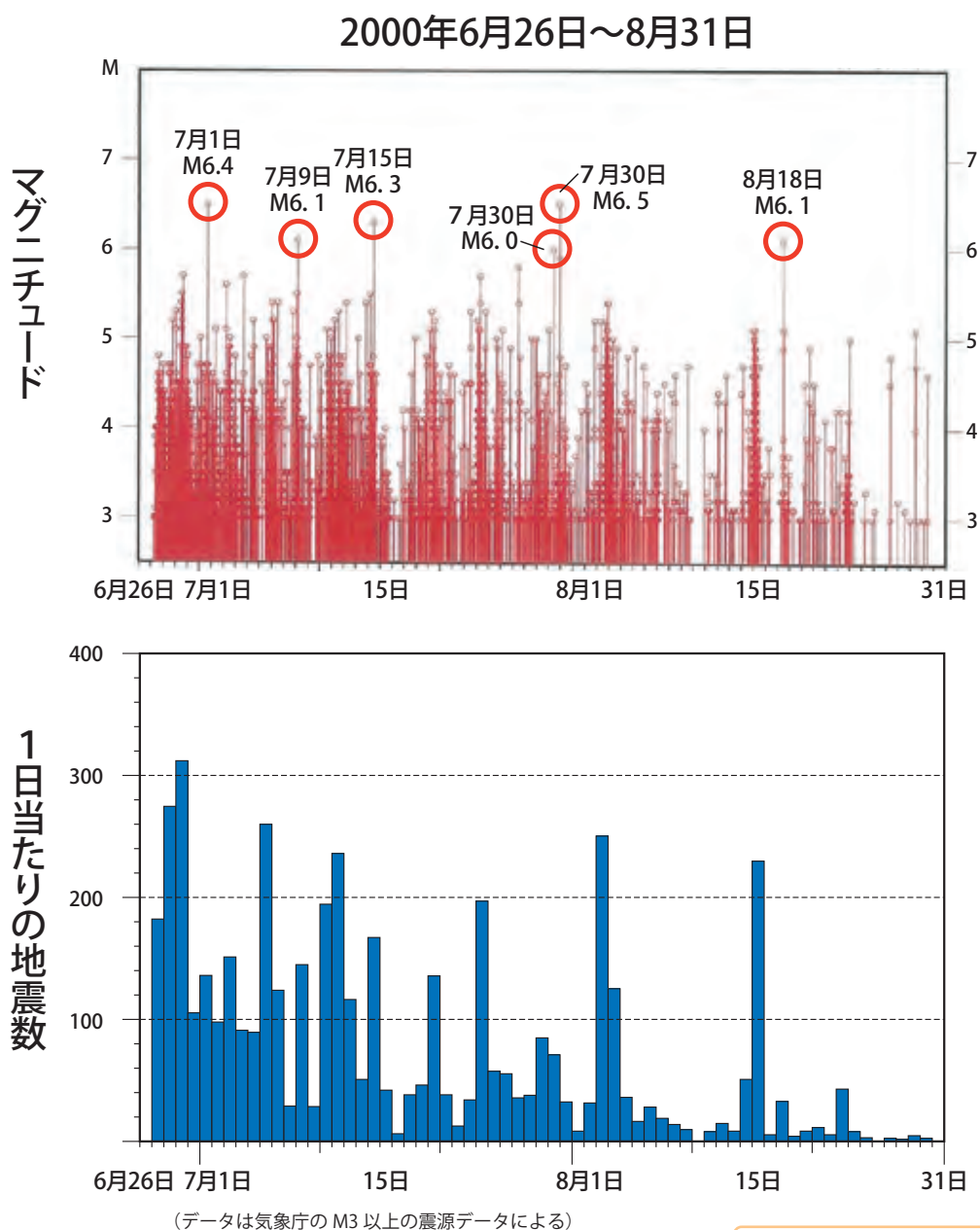


同じくらいの規模の地震が、ある期間に比較的狭い地域で集中的に発生する一連の地震活動です。

同じくらいの規模の地震が、ある期間に比較的狭い地域に集中的に発生し、やがて沈静化していくことがあります。このような地震を群発地震といいます。群発地震は、震源が浅く規模の小さい地震が多く発生するのが特徴です。しかし、その中でM5～M6クラスの中規模の地震が発生する場合があります。

日本では、昭和40年(1965年)の^{まつしろ}松代群発地震、昭和53年(1978年)の伊豆半島東方沖群発地震、平成12年(2000年)の伊豆諸島群発地震が有名です。群発地震は地下のマグマなどの流体の動きと関係すると推定されており、平成12年(2000年)の伊豆諸島群発地震では、地殻変動のデータなどからマグマが板状に岩盤内に貫入して発生したと推定されています。

「群発型」の地震活動の例(平成12年(2000年)伊豆諸島群発地震)



さらに詳しく知りたい方は →P35

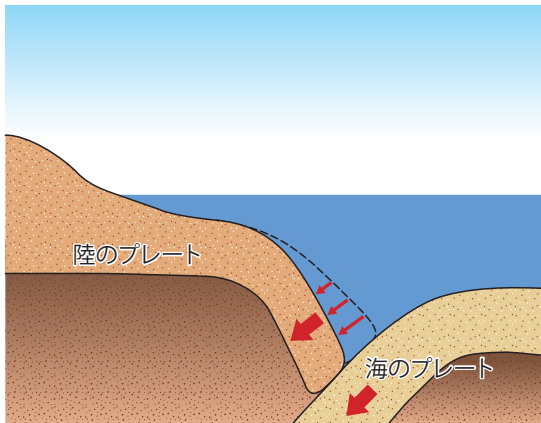
Q15 津波はどのようにして起こるのですか？



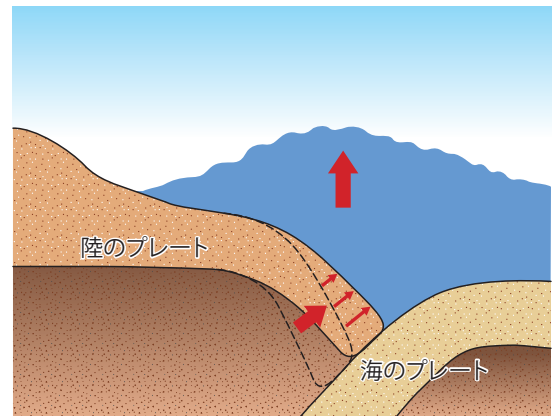
海域の地震で海底に大きな地殻変動が生じると、海水が動かされて津波が発生します。

海域で規模の大きな地震が発生すると、海底には大きな地殻変動が生じます。その地殻変動に伴って、真上の海水が盛り上がり沈降したりします。この海水の変動が津波になります。また、津波は海域の地震によるものだけでなく、海底火山の噴火、海底の地すべり、海岸付近での大規模な崩壊などによっても生じます。

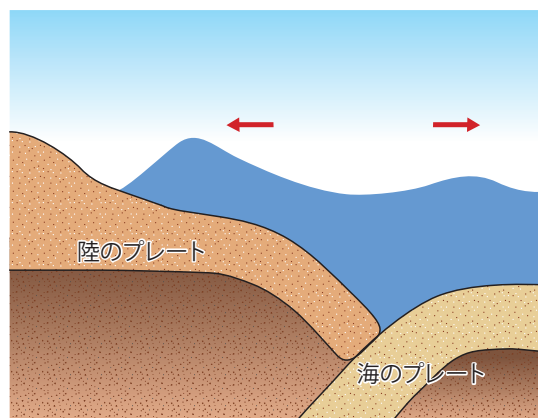
津波には、陸地に近づき水深が浅くなると、速度が遅くなるかわりに波高が急激に高くなるという性質があります。しかし、速度が遅くなるといっても、例えば陸地付近の水深約 10m の場所では時速 40km 近くなります。また、波高は地震の規模と水深だけではなく、海底地形や海岸線の形に大きく影響を受け、湾や岬の形状などによってはさらに津波が高くなる場合があります。



数十年から数百年かけて海のプレートが陸のプレートの下に沈みこみ、陸のプレートの先端部が引きずり込まれ、ひずみが蓄積します。



ひずみが限界に達すると、陸のプレートの先端部のはね上がります(地震発生)。それに伴って大量の海水が盛り上がり沈降したりします。



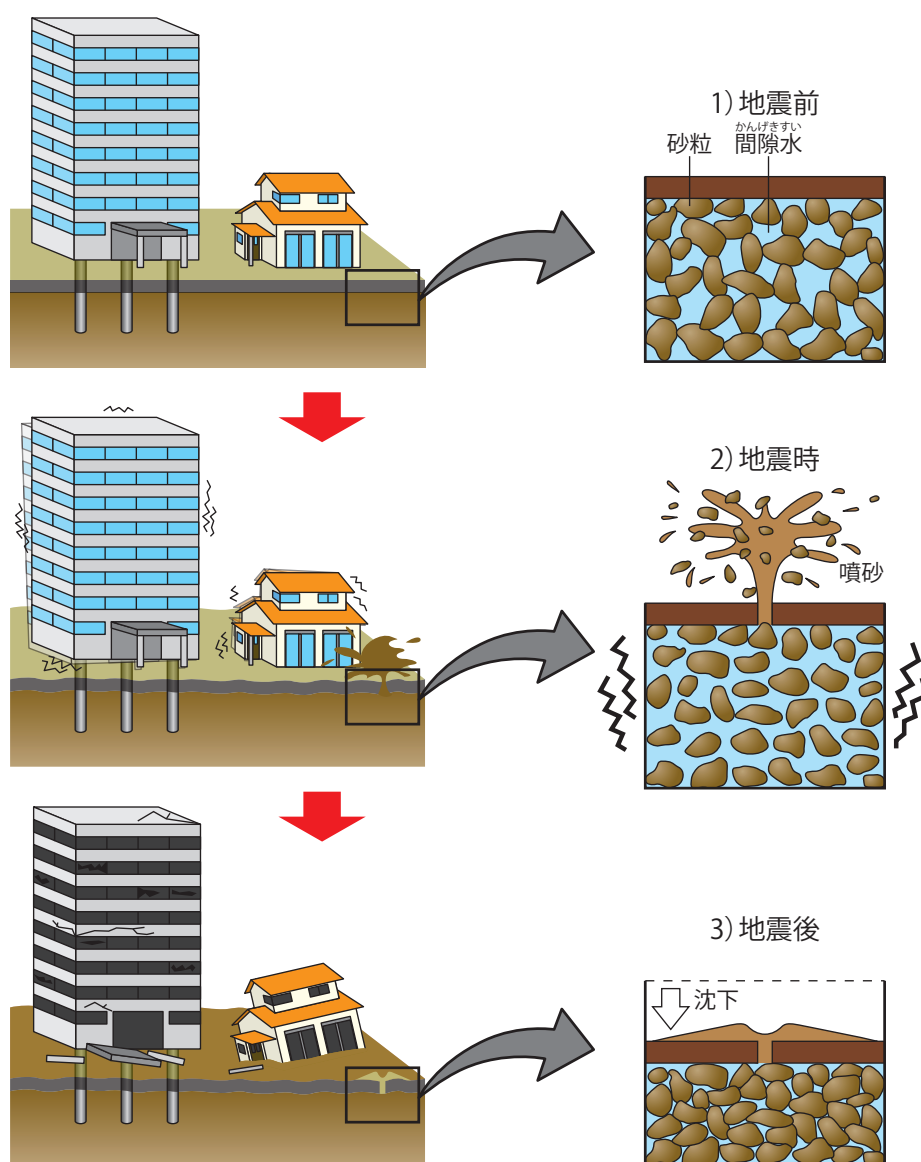
津波が発生し、陸へ押し寄せます。

Q16 液状化現象とはどのようなものですか？



水分を多く含んだ地盤が、地震の揺れによって液状になってしまいます。

低地や埋立地などの地盤には、水分（かんげきすい間隙水）がたくさん含まれています。そのような地盤は、普段は砂粒同士が支えあい、その間を水が満たしている状態で安定しています。しかし、地震により激しい振動が加えられると、砂粒の支えあいが崩れます。このとき、砂粒の間にある水の圧力が高まり、地盤が泥水のような状態になります。この泥水が上からの圧力を支えようとしますが、液状化した地層の上に亀裂や弱い部分があると圧力に耐え切れず、そこから泥水が地表に噴き出たりします。地盤の液状化が起これると、地盤の沈下、地中のタンクやマンホールの浮き上がり、建築物の傾き・転倒などの被害が発生します。



さらに詳しく知りたい方は →P39

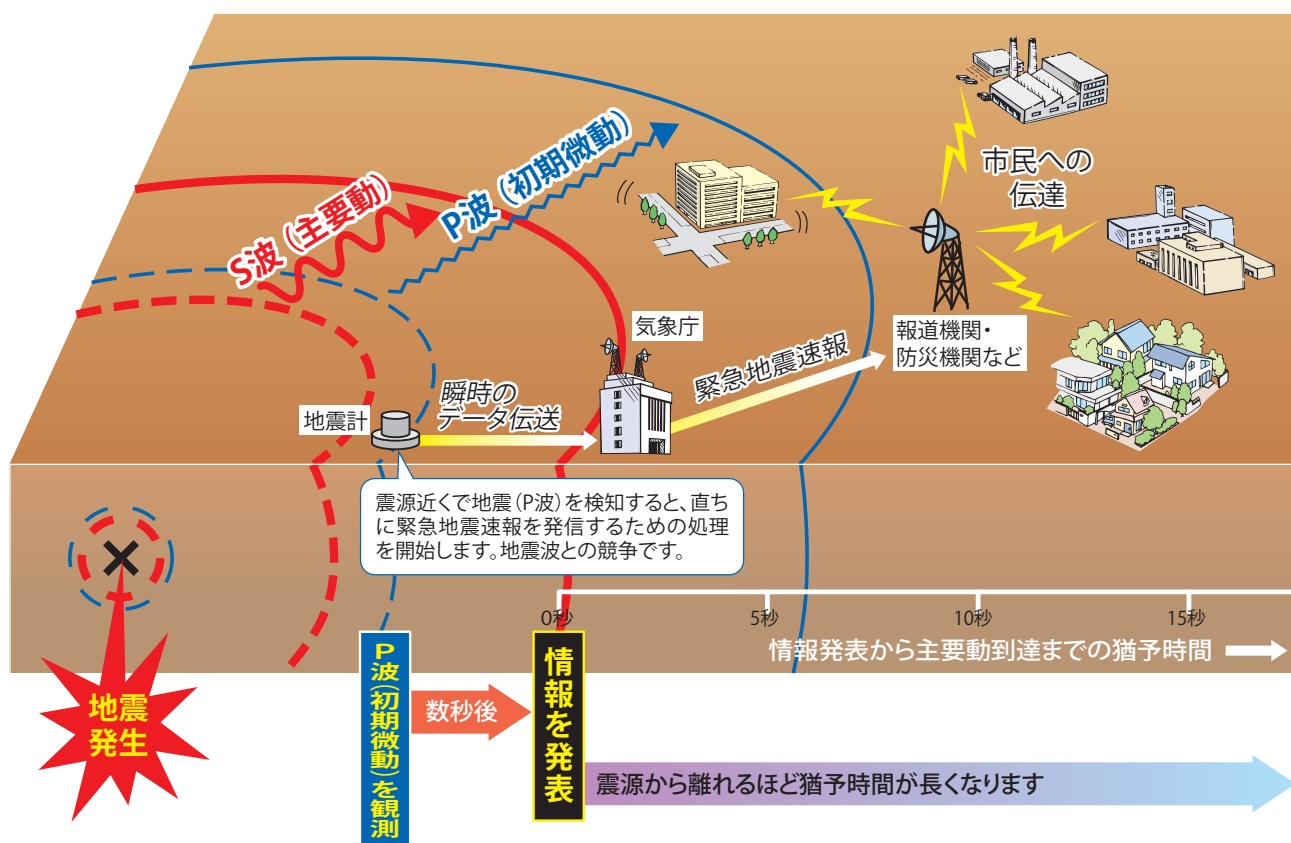
Q18 緊急地震速報とはどのようなものですか？



地震波の特徴を利用して、大きな揺れが到達する前に、地震が発生したことをお知らせする情報です。

地震波には伝わる速度の速いP波（初期微動）と、それよりも遅いS波（主要動）があります。そして、地震の揺れによる被害は、主にS波によりもたらされます。地震学や情報処理技術の発達により、地震発生直後に、震源に近いP波のデータのみから、震源・地震の規模（マグニチュード）を即時に解析できるようになりました。震源と地震の規模がわかると、ある地点での震度を推定することができます。

このように、現在では解析・予測した震源・地震規模・震度の情報を、S波が到達する前に「緊急地震速報」として伝達するしくみが全国的に整備されており、気象庁からテレビなどを通じた情報の提供がされています。これにより、防災関係機関、交通機関、公共施設などで、主な被害をもたらすS波が到達する前に事前対応を行うことで、地震による被害を防止・軽減することが期待されますが、震源に近い場所では、情報の提供がS波の到達に間に合わないことがあるなど、その特性に留意が必要です。



- ・「緊急地震速報」は、震源近くで地震（P波、初期微動）をキャッチし、位置、規模、想定される揺れの強さを自動計算します。地震による強い揺れ（S波、主要動）が始まる数秒～数十秒前に、素早くお知らせします。
- ・ただし、震源に近い地域では、「緊急地震速報」が強い揺れに間に合わないことがあります。

（気象庁発行のリーフレットより）

さらに詳しく知りたい方は [→P36～37](#) [→P56](#)

1. 地震の起こる仕組み

地震は世界のいろいろな地域で発生しますが、その中でも、日本は地震が多く発生する国の一つです。地震の発生する仕組みは、地球の内部構造が深く関係していると考えられています。ここでは、日本でなぜ地震が多く起こるのかを理解していただくために必要な基礎的な知識を紹介します。

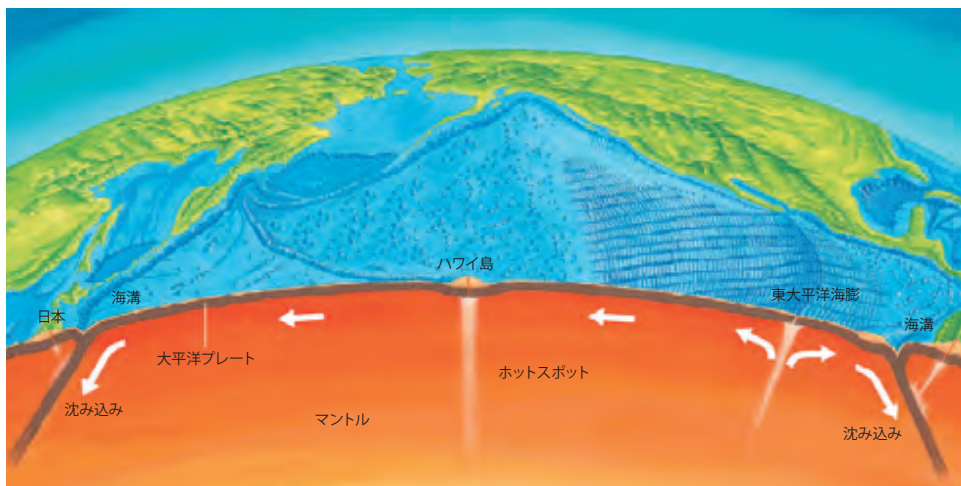
1. 地球表面の移動とプレート境界

□ プレート・テクトニクス

地震の原因は、地球の表面を覆うプレートの運動と深く関わっています。プレート・テクトニクスという言葉がありますが、これは地球の表面近くで起こるさまざまな地学的な現象をプレートの運動で説明する学説です。地震活動や火山活動などは、プレート・テクトニクスで説明できます。

地球の表面は大小十数枚のプレートと呼ばれる硬い岩盤で覆われています。プレートはその下の比較的柔らかい層の上を、年間数 cm の速さで、相互に水平運動しています。そのため、プレートの周辺部には圧縮されたり、引っ張られたりする力が働きます。このプレート運動が生み出す巨大な力が、地震を引き起こす主な原因です。

■プレート運動

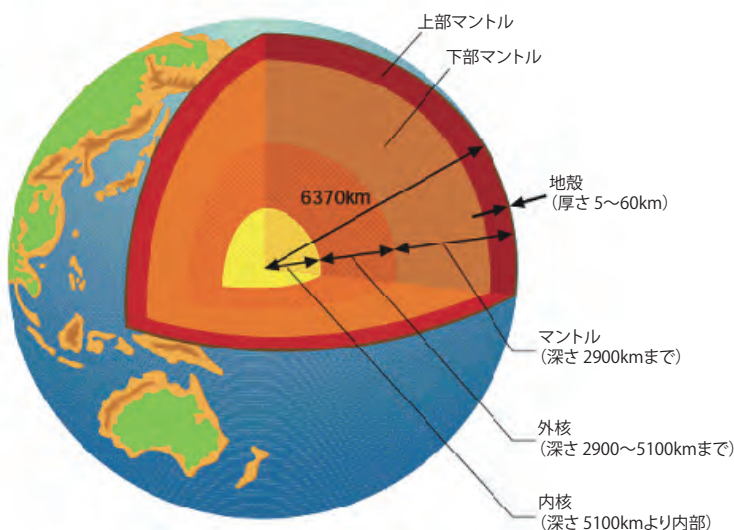


□ 地球の内部構造

地球の内部構造は、ニワトリの卵に似ています。殻にあたる部分を「地殻」、白身にあたる部分を「マントル」、黄身にあたる部分を「核」と呼びます。

地殻は、地球の表層を構成する花崗岩、安山岩、玄武岩などでできています。マントルは、カンラン岩など地殻と異なる物質からできていると考えられています。核は、鉄やニッケルなどの金属でできていると考えられており、外核は液体、内核は固体であると考えられています。このような地球内部の構造や物質の組成は、地球の内部を伝わる地震波を解析することによって知ることができます。

■地球の内部構造

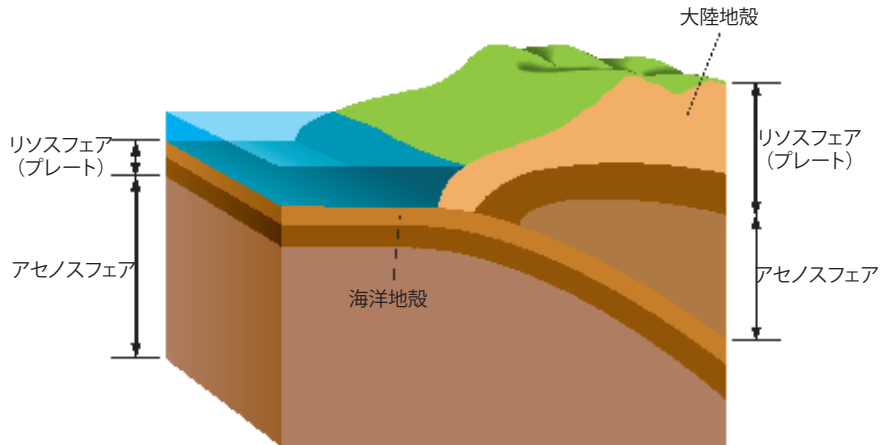


地殻とマントルはともに固体の岩石でできていますが、マントルは長い時間で見ると、まるで流体のようにふるまい、ゆっくりとした速度で対流運動をしていると考えられています。これをマントル対流といい、その原因は高温の核の熱であると考えられています。なお、プレート運動の原動力として、マントル対流による運搬などが考えられていますが、現在のところはっきりとしたことはよくわかっていません。

□ 地球の表面－地殻とプレート

地殻には、大陸を形成する大陸地殻と、海底を形成する海洋地殻があります。大陸地殻は30～60kmの厚さがあり、上部は花崗岩質の岩石、下部は玄武岩質の岩石でできています。海洋地殻の厚さは5～10kmほどで、主に玄武岩質の岩石でできています。プレートは、このような地殻の違いにより、陸のプレートと海のプレートに分類されます。

■地殻の構造



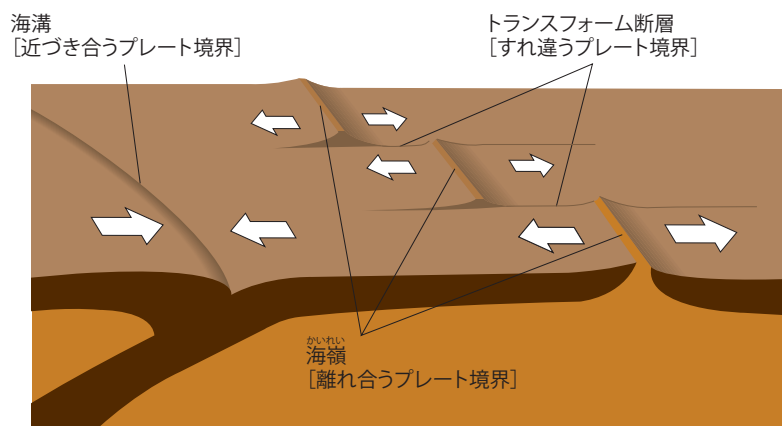
プレートとは、地殻と上部マントルの最上部にある比較的固い部分の両者を合わせたものをいい、地球表面の硬い板のようにふるまう部分のことをいいます。プレートは、リソスフェアと呼ばれることもあり、その下にあるアセノスフェアと呼ばれる流動的な比較的柔らかい層が、プレート運動の潤滑剤のような役割をしますと考えられています。

□ プレート境界

地球の表面を覆う複数のプレート同士の境目を、プレート境界といいます。プレート境界には、大きく分けて「離れ合う境界」、「近づき合う境界」、「すれ違う境界」があります。

「離れ合う境界」では、上昇したマントルの成分の一部が溶けてマグマとなり、海嶺 (P59) や海膨 (P59) と呼ばれる海底山脈からあふれ出ています。海嶺 (海膨) の両側には、新たな海のプレートが作り出されており、二つのプレートが互いに離れ合うように動いています。

■プレート境界の種類



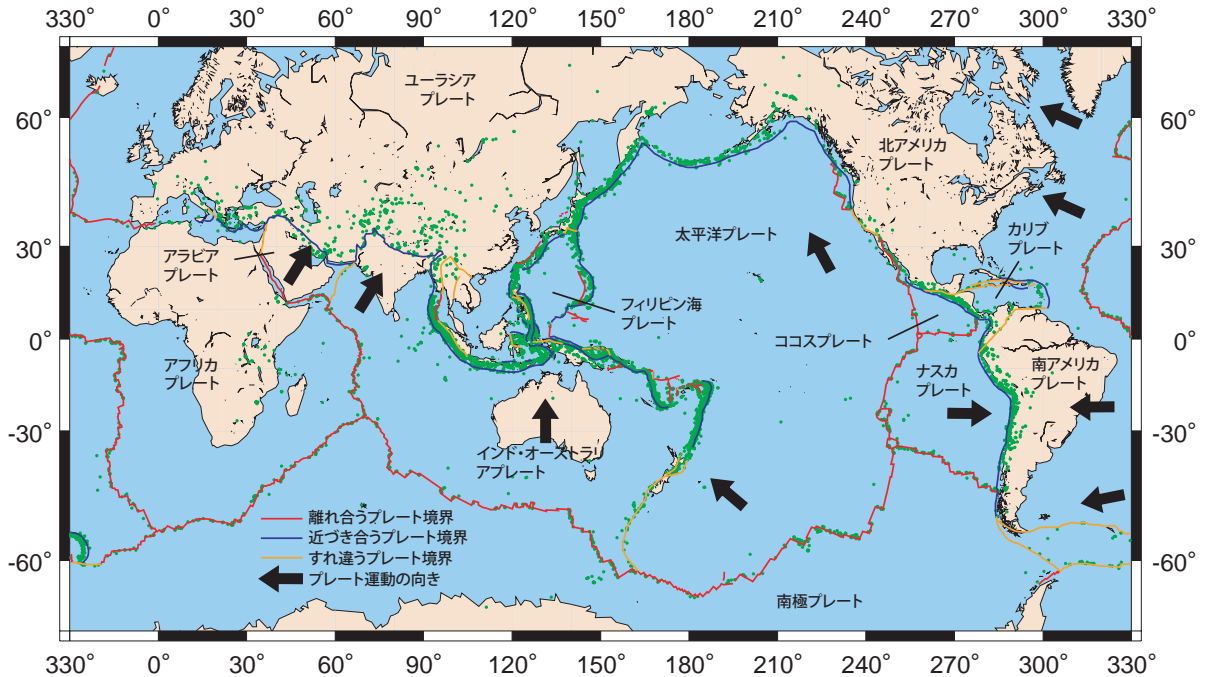
「近づき合う境界」は、移動してきたプレートが他のプレートに出会う場所に相当します。陸のプレートに海のプレートが出会うところでは、海のプレートが陸のプレートの下に沈みこんで、海溝やトラフといった非常に深い溝状の海底地形が見られます。

「すれ違う境界」は、海嶺と海嶺を継ぐトランスフォーム断層 (P61) のように、プレート同士が互いにすれ違うような動きをしています。

□ プレート境界と地震

地震は、世界のあらゆる場所で等しく発生するわけではありません。地震の発生した場所を世界地図に表わして見ると、地震はプレート境界周辺に帯状に集中していることがわかります。プレート境界付近では、プレート同士の相対運動によって地震活動や火山活動、地殻変動などの地学的な現象が活発に起こります。地震は、プレート境界付近の岩盤に大きな力が加わることにより発生します。

■世界の地震分布とプレート境界



震央（緑色の点）は、USGS（米国地質調査所）の資料をもとに、1998 - 2007年、M5以上、100kmより浅い地震を表示。プレート境界は、テキサス大学地球物理学研究所（The PLATES Project）の資料をもとに作成。

2. 断層 —地震の原因

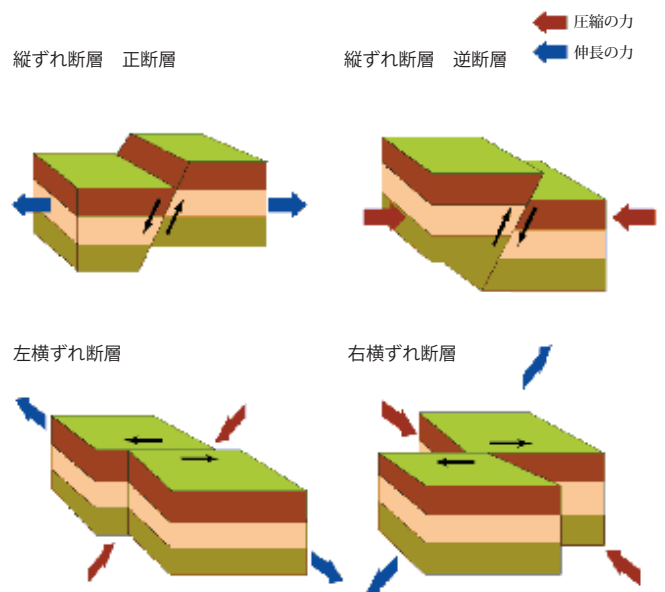
□ 断層運動とその種類

プレート運動による伸張の力や圧縮の力は、地下の岩盤にひずみを蓄積させます。そのひずみに岩盤が耐え切れなくなると、ある面を境にして岩盤が急激に破壊されて地震が発生します。その破壊された面を断層面といい、既存の断層を動かしたり、新たに断層をつくったりする動きを、断層運動と呼びます。

断層運動は「正断層」、「逆断層」、「横ずれ断層」の3つの基本的なタイプに分けることができます。これは、地下の岩盤に働く力の向きの違いが、断層面を挟んだ両側の岩盤に異なる動きを生じさせるためです。

正断層とは、水平の方向に岩盤が引っ張られたため、断層面を挟んで上側の岩盤が下へ滑り落ちる動きをしたものをいいます。逆断層とは、水平の方向から岩盤が圧縮されたため、断層面を挟んで上側の岩盤がずり上がる動きをしたものをいいます。

■断層運動の種類



関連するQ&A Q1、Q2、Q4

Q & A 編

解説編

資料編

横ずれ断層とは、岩盤に圧縮や伸張がかかって、断層面を挟んで、それぞれの岩盤が逆方向にずれる動きをしたものをいいます。これには「右横ずれ断層」と「左横ずれ断層」があり、断層面を挟んで向かい側の岩盤が右側にずれたものは「右横ずれ断層」、左側にずれたものは「左横ずれ断層」といいます。

なお、正断層と逆断層は、共に断層面に沿って岩盤が上下にずれる動きをするので、「横ずれ断層」に対して「縦ずれ断層」と分類されます。

実際の断層運動では、地下の岩盤に働く力の向きは複雑なために縦ずれ断層と横ずれ断層の運動が合わさり、断層面に沿って斜めの方向にずれるものも多く見られます。しかし、縦ずれの量と横ずれの量が全く同じということとは少なく、ずれの量が大きい方の呼び名で断層のタイプを表します。

このような地下の断層の動きは、地震波や余震の分布、地殻変動観測などにより知ることができます。

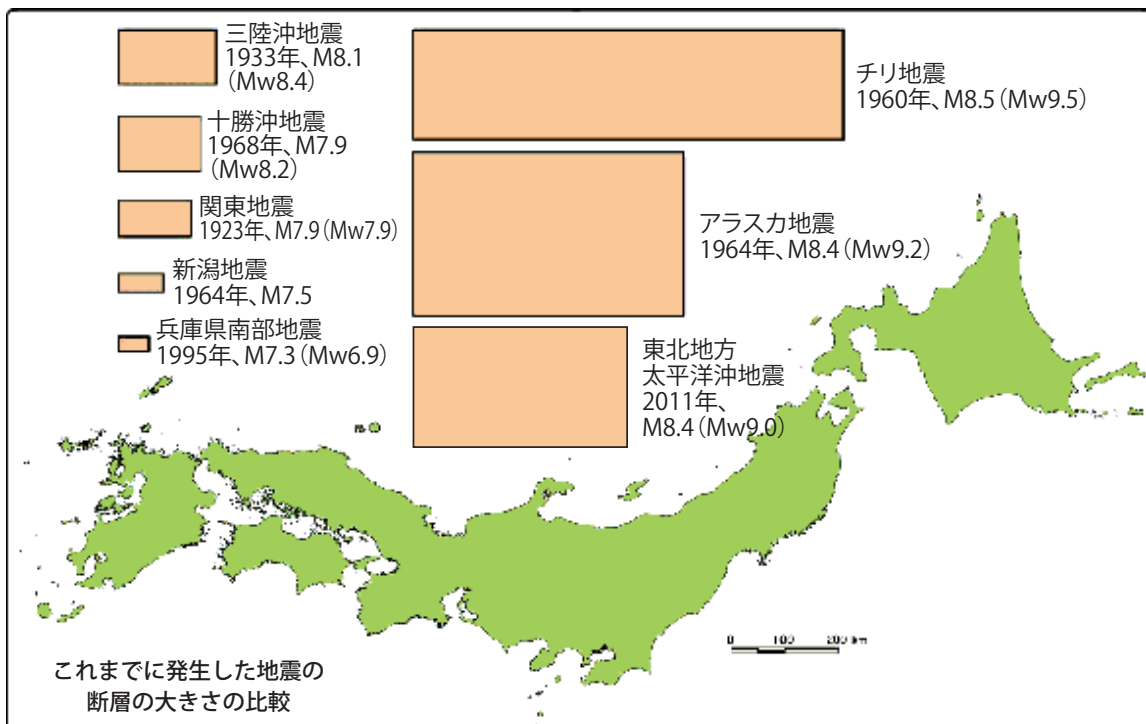
□ マグニチュード

震度は、ある場所の揺れの大きさなので場所によって異なります。そのため、震源での地震そのもの（断層運動）の規模を客観的に表すために、マグニチュードというものが考え出されました。マグニチュードの大きい地震では、断層面の面積が大きく、ずれの量も大きくなります。断層運動が起きた際に、断層面から放出される地震のエネルギーは、マグニチュードが1大きいと約30倍になります。さらに、マグニチュードが2大きくと約1000倍のエネルギーの違いになり、M8の地震のエネルギーはM6の地震の1000個分にあたることになります。

マグニチュードは基本的に地震計の記録から求められますが、使う地震計の種類や計算方法によってさまざまなマグニチュードがあります。一般的に、日本で発生した地震には、日本で起こる地震の規模が無理なく表現できるように工夫された気象庁マグニチュードが用いられます。その他、津波の大きさから求められるマグニチュードなどもあります。地震のマグニチュードに比べ不相応に大きな津波を起こす津波地震などは、地震計によるマグニチュードよりも津波によるマグニチュードは大きくなります。また、地震計の記録がない歴史時代の地震では、マグニチュードは被害の広がりから推定されます。最近では、断層面の面積とずれの量などから求められる物理的な意味が明らかなモーメントマグニチュード (Mw) もよく使用されます。

■ マグニチュードと断層面の大きさ

色のついた長方形が推定された地震の断層面の大きさを表しています。断層面の大きさを比較するために、並べた日本列島と同じ縮尺で描いてあります。



(マグニチュードは理科年表等による)

関連するQ&A

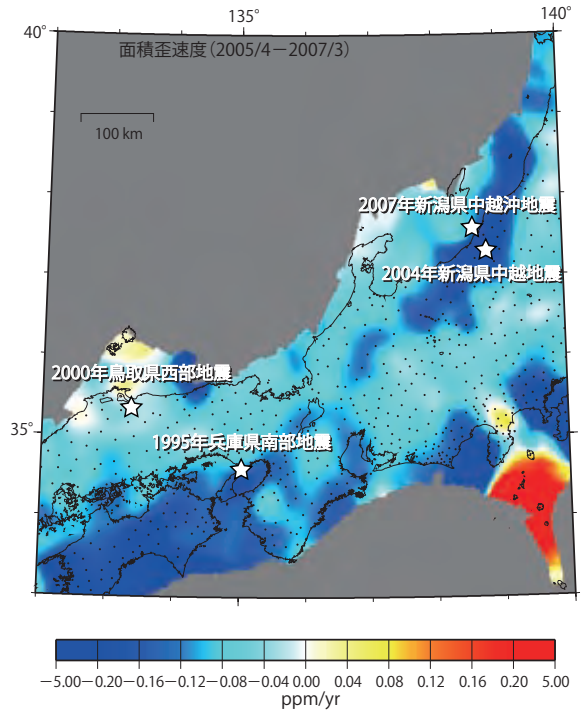
Q2、Q4、Q11、Q12

3. 地震と地殻変動

地震とは、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみを開放するために、断層運動というかたちで岩盤が破壊する現象です。地震が発生するまでの期間には、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみが、地殻変動（地殻の変形）として観測されます。また、地震が発生した際には、震源域とその周辺で急激な地殻変動が観測されます。地殻変動の観測には、明治時代より行われてきた精密な三角測量や水準測量、近年稠密に整備されたGNSSが用いられます。また、潮位観測施設や地下に設置されたひずみ計や傾斜計などによっても観測されます。

地震が発生するまでの期間の地殻変動は、大きくても1年間に数cm程度というゆっくりとした速さであるため、日常生活では感じるできません。右の図には、日本列島の岩盤にひずみが蓄積される速度の分布が示されています。

■GNSS連続観測データから推定した2005年－2007年の面積ひずみ分布



地震予知連絡会会報 Vol.79 巻

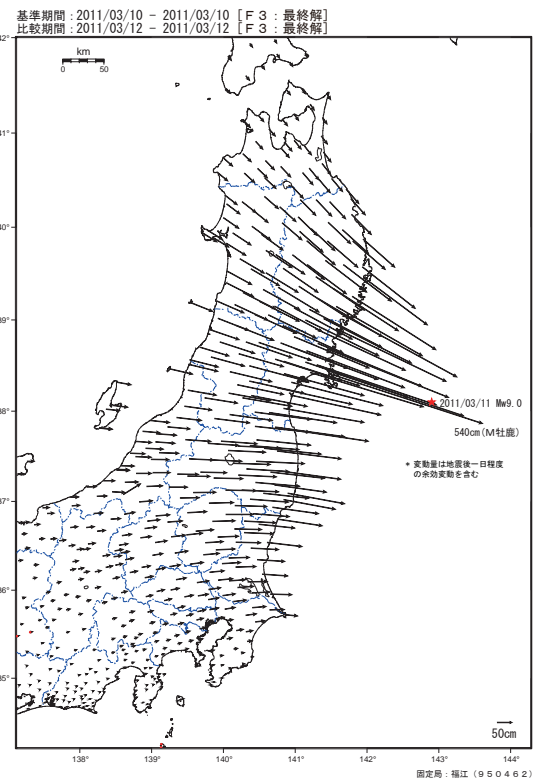
「7-15 新潟－神戸ひずみ集中帯における最近のひずみ速度の時間変化」より

■平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動と断層モデル

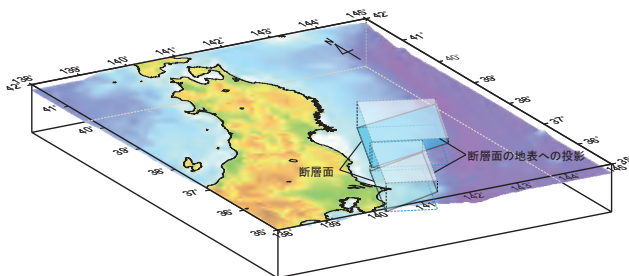
大きな地震が発生した際には、地下の断層運動を反映して、地表で急激な地殻変動が観測されます。

右の図は平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の際に観測されたGNSSによる地殻変動が示されています。このようなGNSS観測によるデータから、地下の断層運動が断層モデルとして推定されます。東北地方太平洋沖地震の際には、プレート境界における2枚の低角逆断層からなる断層モデルが推定され、マグニチュード（モーメントマグニチュード）はそれぞれ8.8と8.3と推定されました。

東北地方太平洋沖地震（2011年3月11日、Mw9.0）に伴う地殻変動（水平）



断層モデルの概念図



断層パラメーター

緯度	経度	上端深さ	長さ	幅	走向	傾斜角	滑り角	滑り量	モーメントマグニチュード
38.80°	144.00°	5.1km	186km	129km	203°	16°	101°	24.7m	8.8
37.33°	142.80°	17.0km	194km	88km	203°	15°	83°	6.1m	8.3

(国土地理院提供)

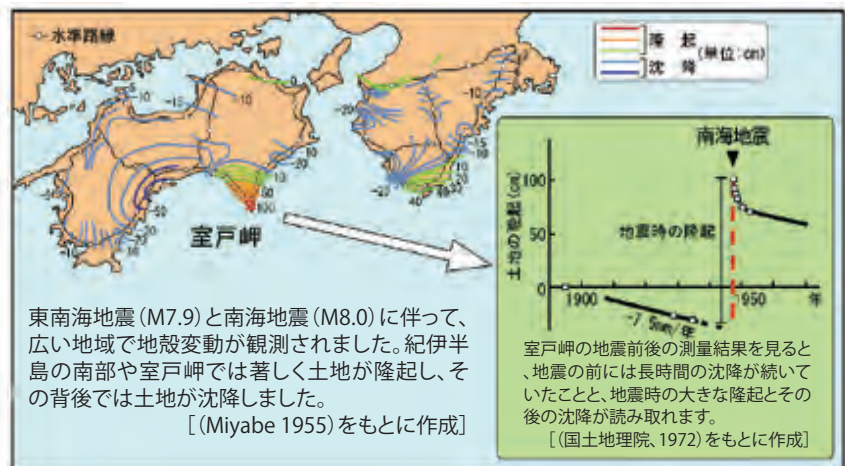
関連するQ&A

Q2、Q5、Q17

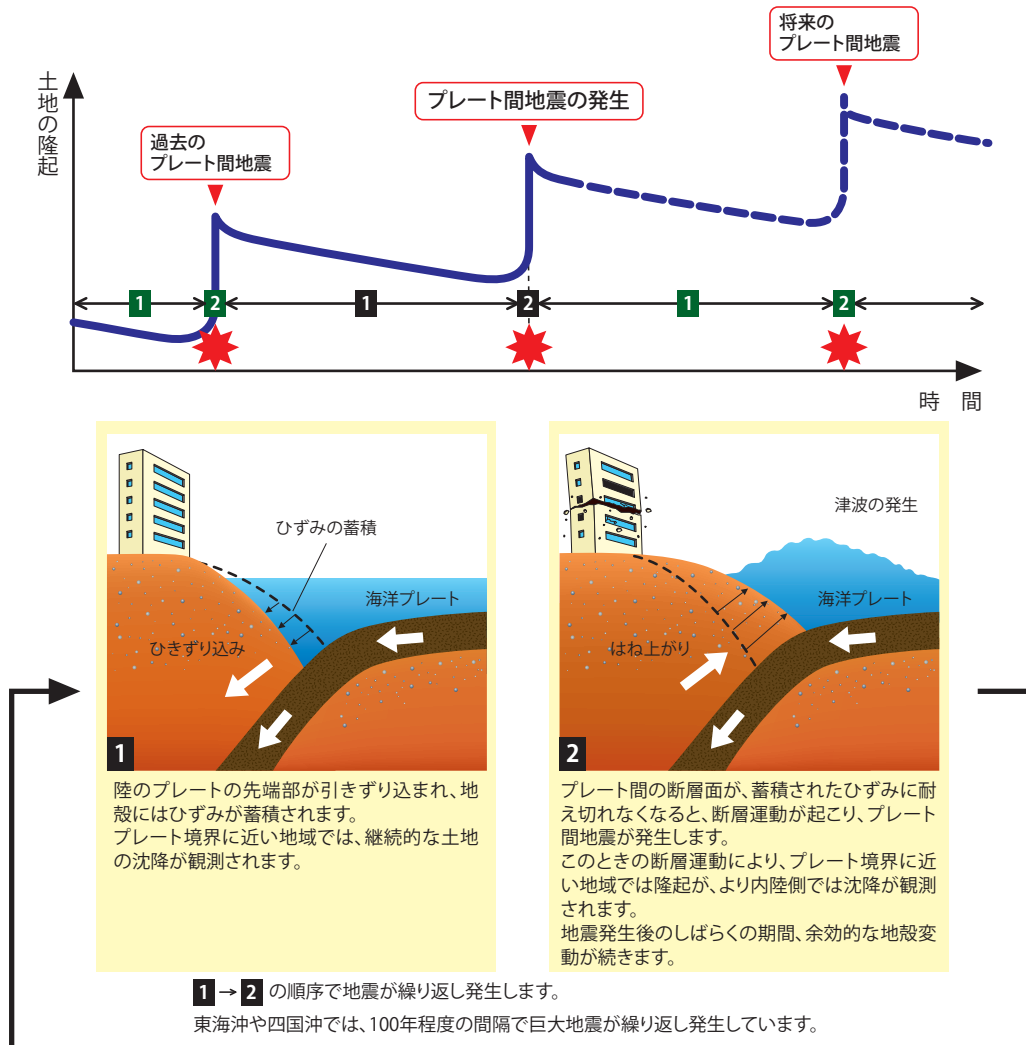
時間が経過することにより地殻変動がどのように変化しているかを調べることは、海溝型地震の長期的な地震発生の可能性を評価するために役に立ちます。

右の図は、昭和19年(1944年)の東南海地震(M7.9)と昭和21年(1946年)の南海地震(M8.0)に伴う地殻変動を示した図です。図中のグラフは、室戸岬の地震時とその前後の地殻変動の様子を示しています。このグラフから、昭和21年(1946年)の南海地震以前は沈降、地震時は大きな隆起、地震後の断続した沈降が読み取れます。この現象は、フィリピン海プレート沈み込みと、地震に伴う地殻変動の例です。

■昭和19年(1944年)の東南海地震(M7.9)と昭和21年(1946年)の南海地震(M8.0)に伴う地殻変動



■プレート間地震に伴う地殻変動の模式図



室戸岬や房総半島などでは、このような過去の長い時間にわたる間欠的な土地の隆起により、海岸の近くに階段状の地形が形成されています。このことは、これまでにその地域で地震が繰り返し発生したことを物語っています。

II. 日本で起こる地震とその特徴

日本列島は4つのプレートが会合する、世界でもまれな位置にあります。そのような位置にある日本では、どのような場所で地震が起こっているのでしょうか。また、その地震活動にはどのような特徴があるのでしょうか。ここでは日本で起こる地震の場所やその特徴を解説します。

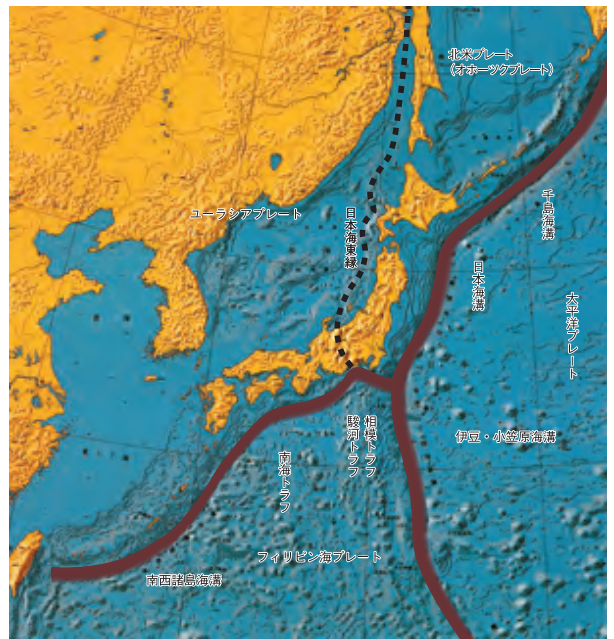
1. 日本列島とその周辺のプレート

日本列島の太平洋側には、日本海溝、相模トラフ、駿河トラフ、南海トラフなどの深い溝状の海底地形が見られます。ここでは、プレートの境界にあたり、海のプレート（太平洋プレート、フィリピン海プレート）が陸のプレート（北米プレート、ユーラシアプレート）の下に沈み込んでいます。海溝やトラフで海のプレートが大陸のプレートの下に沈み込む理由は、海のプレートが陸のプレートよりも重いからです。

日本列島は、主に陸のプレートである北米プレートとユーラシアプレートに位置しています。太平洋プレートは、東南東の方向から年間約8cmの速さで日本列島に近づき、日本海溝などから陸側のプレートの下に沈み込んでいます。フィリピン海プレートは、ほぼ南東の方角から年間3～5cm程度の速さで日本列島に近づき、南海トラフなどから陸側のプレートの下に沈み込んでいます。

このような海のプレートが陸のプレートの下側に沈み込む運動により、プレート境界やその周辺の岩盤に巨大なひずみが蓄積されるために、日本では非常に多くの地震が起こります。

■日本周辺のプレート



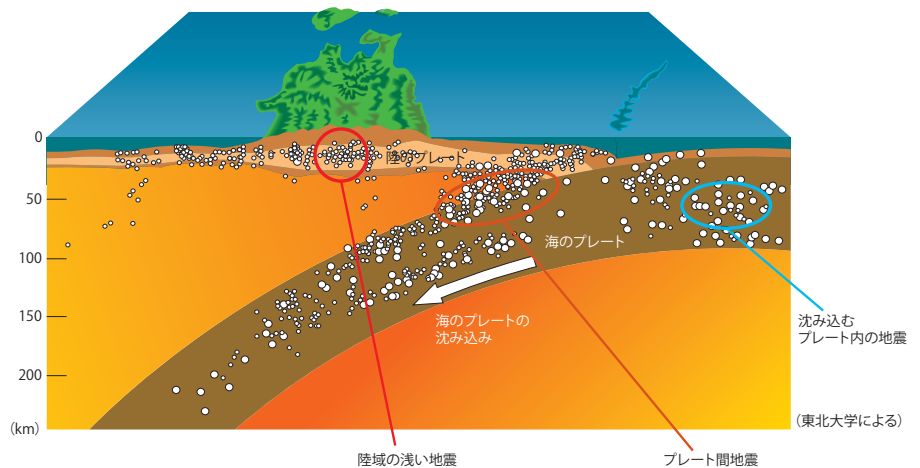
(海上保安庁提供)

2. 震源の分布で見る地震のタイプ

震源の分布を日本列島の東西断面で見ると、沈み込むプレートに沿って帯状に分布する地震と、陸のプレートの浅い部分に分布する地震が見られます。日本列島の太平洋側では、海のプレートが陸のプレートの下に沈み込んでいるため、東—西方向ないし南東—北西方向に強い圧縮の力がかかっています。

この海のプレートの沈み込みと、それに伴う陸地の圧縮により、プレート境界の周辺や内陸で多くの地震が発生します。なお、日本海東縁ではこれまで大地震がいくつか起きており、ここにプレート境界があるという学説があります。この地域における地震発生のしくみは、現在も研究されています。

■東北日本の東西断面で見る地震の分布



関連するQ&A

Q1、Q2、Q3、Q4、Q5、Q11

日本列島やその周辺で発生する地震は、発生する場所や発生の仕方によって、「プレート間地震」、「沈み込むプレート内の地震」、「陸域の浅い地震」、「火山活動に伴う地震」などのタイプに分けられます。ここでは、これらの地震の特徴を、具体的な例などを交えながら見ていきましょう。

□ プレート間地震

日本列島の太平洋側の海底には、いくつもの海溝やトラフが連なっています。ここでは、海のプレートが陸のプレートの下に沈み込んでいます。海のプレートが陸のプレートの下に沈みこむ際、陸のプレートの先端部もいっしょに引きずり込まれます。

陸のプレートと海のプレートが接する部分がひずみに耐え切れなくなると、そこを巨大な断層面として陸のプレートの先端が跳ね上がるような断層運動が起き、地震が発生します。これを「プレート間地震」といいます。

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）が代表的ですが、大正 12 年（1923 年）の関東地震（M7.9）や平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（M8.0）もこのタイプの地震です。プレート間地震は、ときにマグニチュード 8 以上の巨大地震になることがあります。また、プレート間地震では地震時の海底の地殻変動によって、津波が発生する場合があります。

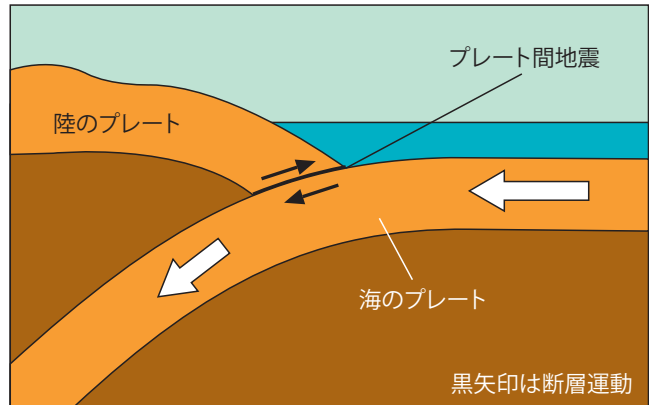
□ 沈み込むプレート内の地震

プレート境界付近では、プレートの内部で大規模な断層運動が起こり、地震が発生することがあります。このような地震を「沈み込むプレート内の地震」といいます。

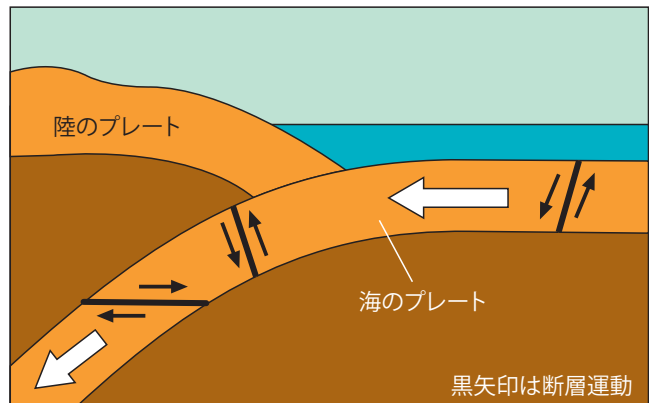
このタイプの地震が被害をもたらした例として、昭和 8 年（1933 年）3 月 3 日の三陸沖地震があります。この地震では揺れによる被害は少なかったのですが、太平洋岸を襲った津波により多くの被害が出ました。また、平成 5 年（1993 年）釧路沖地震（M7.5）は、震源が約 100km という地下深くに沈み込んだ太平洋プレート内部で発生した地震でしたが、規模が大きく、大きな被害が出ました。

最近の例では平成 23 年（2011 年）4 月 7 日に発生した宮城県沖の地震（M7.2）がこのタイプの地震です。

■ プレート間地震の発生の仕組み



■ 沈み込むプレート内の地震の発生の仕組み



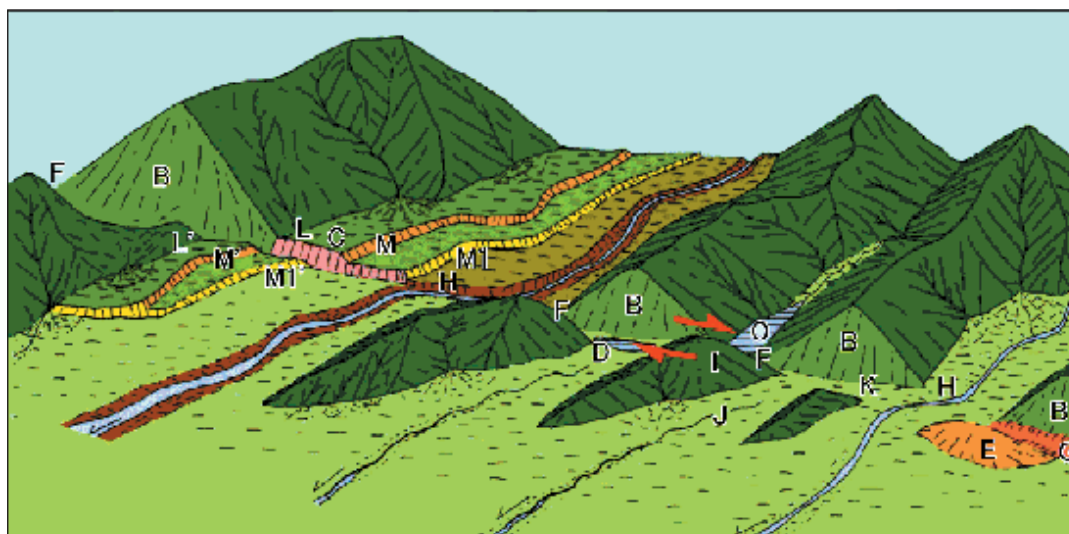
□ 陸域の浅い地震

日本列島が位置する陸のプレートでは、プレート運動による間接的なひずみが岩盤に蓄積され、地下数 km から 20km 程度までの比較的浅い部分で断層運動が起こり、地震が発生します。このような地震を「陸域の浅い地震」といいます。陸域の浅い地震は、私たちが生活する直下の浅いところで起こるため、平成 7 年(1995 年) 兵庫県南部地震(阪神淡路大震災)や平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震、平成 28 年(2016 年) 熊本地震のように、甚大な被害をもたらします。日本の陸域で発生する規模の大きな地震は、マグニチュード 7.0 程度のものが多く見られますが、明治 24 年(1891 年)の濃尾地震のようにマグニチュード 8.0 程度の例も見られます。

陸域の浅い部分で起こる地震には、活断層で発生する地震があります。地表で認められる活断層は、地下の断層運動のずれが地表まで達するような、規模の大きな地震を過去にくり返し発生させてきたと考えられます。そのため、過去数十万年前から続くひずみの蓄積が今後も同じように続く限り、将来も規模の大きな地震が発生する可能性があります。

陸域の浅い部分で起こる地震は、地表で認められている活断層で発生する地震だけではありません。マグニチュード 6 クラス以下の地震だと、地表に断層運動のずれが現れることはほとんどなく、そのような地震を起こす断層は活断層として認識することが困難です。しかし、そのような断層が起こす地震は、地下の浅い部分で発生するため、地震の規模が小さくても揺れが大きく、被害が出ることがあります。平成 12 年(2000 年) 鳥取県西部地震(M7.3)は、活断層が認められていない場所で発生し、顕著な地表での断層のずれ(地表地震断層)も見られませんでした。

■ 活断層により形成された地形の例



B:三角末端面, C:低断層崖, D:断層池, E:ふくらみ, F:断層鞍部, G:地溝, H:横ずれ谷, I:閉塞丘, J:截頭谷, K:風隙, L-L':山麓線のくいちがい, M-M':段丘崖(M, M1)のくいちがい, O:堰き止め性の池

直線的な崖などの特徴的な地形として認められる活断層は、過去に非常に大きな規模の地震が繰返し発生した痕跡といえます。 「新編日本の活断層」(活断層研究会編、1991 年)に加筆

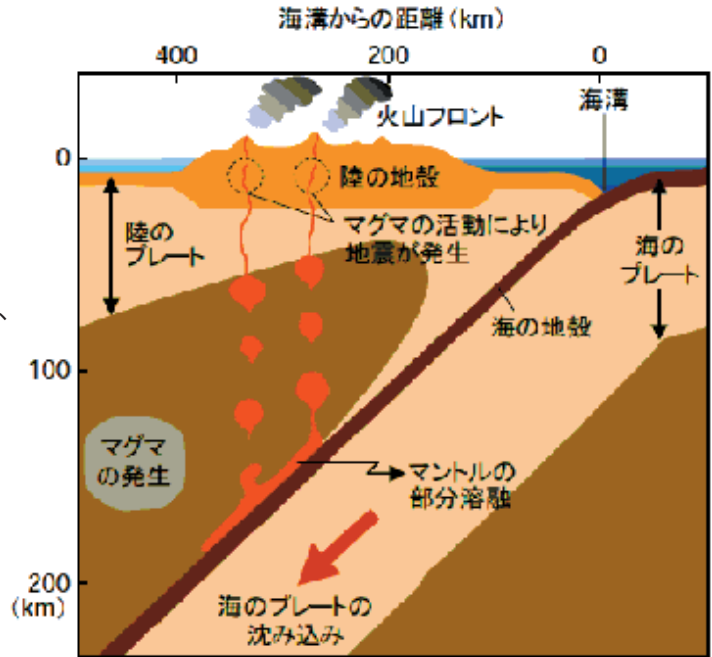
□ 火山活動に伴う地震

日本列島に分布する多くの火山は、日本列島の下に沈み込んだ海のプレートの深さが約 100～150km に到達した真上に列状に分布しています。これは、沈み込むプレートと共に地中へ運び込まれた物質が、この深さでマグマになり、それが地表付近にまで上がってくるためと考えられています。その火山列の海溝寄りの部分を、火山フロントといい、プレートが沈みこむ地域に特徴的に見られます。このように、プレート運動によって火山活動や地震が起こるといふ観点から、火山と地震は密接に関係しているといえます。

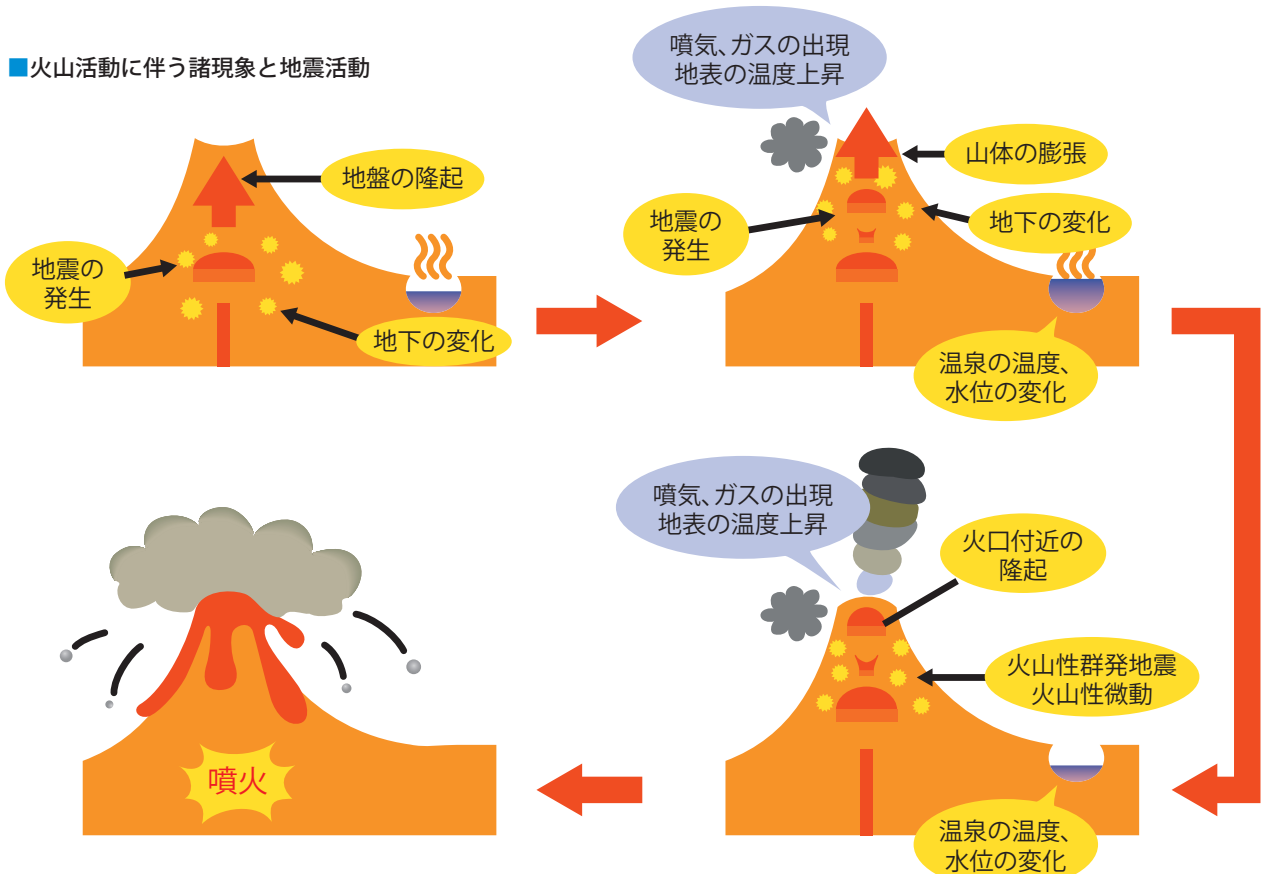
東北や南関東、九州などには多数の火山が連なっています。これらの火山群の周辺では、火山活動に伴って岩盤の浅い部分に局所的に力が働き、中小規模の地震が発生することが多く見られます。鹿児島県の桜島の大噴火（1914年、大正3年）に伴う桜島地震（M7.1）は、この種の地震としては稀に見る規模の大きな地震でした。

なお、火山の噴火の数ヶ月前から数時間前には、マグマの移動やマグマ起源のガスの上昇、地下水の移動に伴って群発地震が発生することがあります。また、火山性の地震には、通常の断層による地震に比べてゆっくりと動く「低周波地震」という特有の地震が知られています。この地震はマグマの活動によるものだと考えられています。この地震はまだ研究途上にあり詳しいことはわかっていません。

■プレートの沈み込みと火山活動



■火山活動に伴う諸現象と地震活動



関連するQ&A

Q1, Q2, Q3, Q4, Q5

3. 地震活動のパターン — 「本震—余震型」、「前震—本震—余震型」と「群発型」

これまで、地震は発生する場所や発生の仕方の違いにより、いくつかのタイプに分けられることを見てきました。一方、一連の地震活動を時間を追ったパターンで見ると、多くの場合「本震—余震型」「前震—本震—余震型」と「群発型」に分けることができます。これらの活動のパターンを、ある時間あたりの地震数の変化を模式的に示したグラフで見てみましょう。

□ 本震—余震型、前震—本震—余震型の地震活動

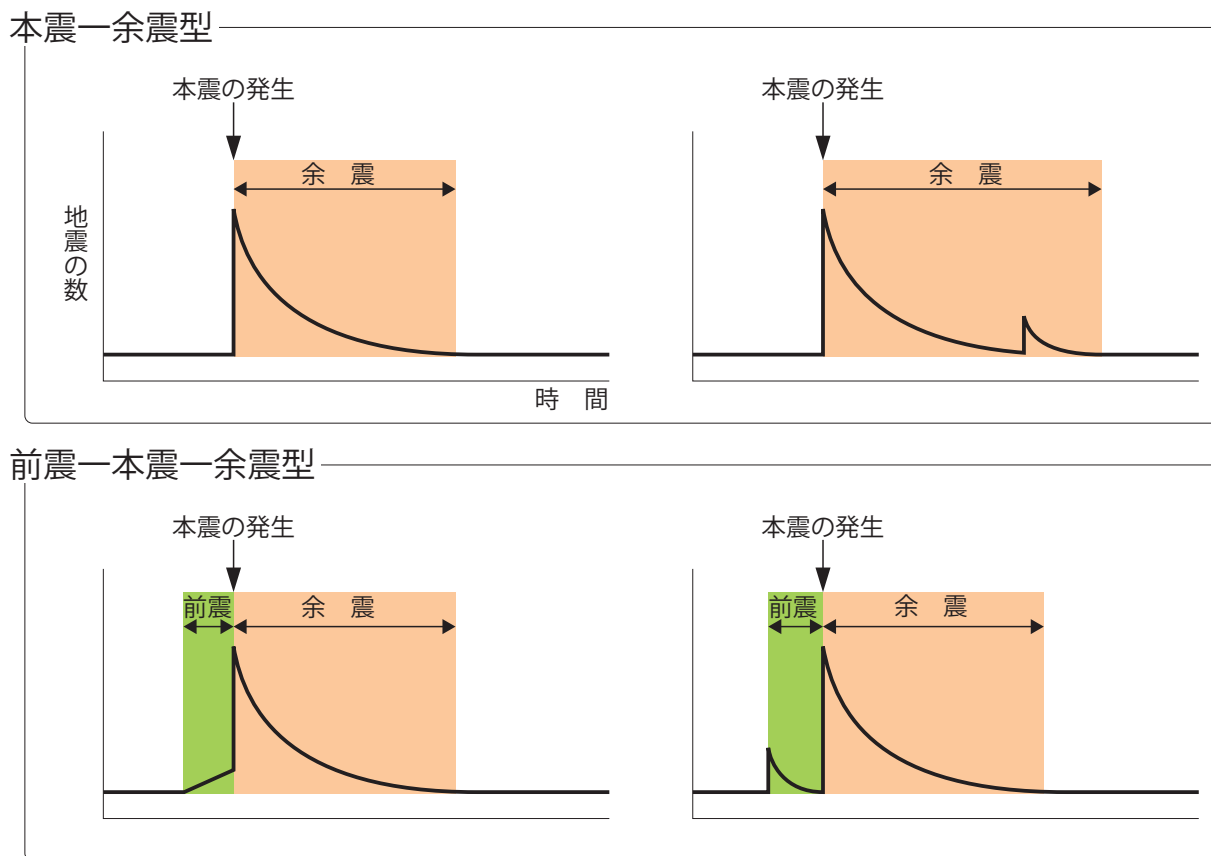
本震—余震型の地震活動は、最初に規模の大きな地震が発生し、その直後から規模の小さな地震が多く発生します。最初の大きな地震を「本震」といい、それに続く小さな地震を「余震」と呼びます。

余震は、本震を発生させた断層の周りの岩盤で、力のつりあいが不安定になるために発生すると考えられています。余震の起きる場所を「余震域」といい、本震発生後から数時間程度までは本震で破壊された領域（震源域）とおおむね一致します。その後、余震域はだんだんと広がっていきます。

余震の数は本震直後に多く、時間とともに次第に少なくなっていきます。その減り方は、本震の直後は急激ですが、徐々に緩やかになります。余震がいつまでも続くといった印象を持つのは、このためです。また、本震のマグニチュードが大きいと、余震が収まるまでの期間が平均的には長くなります。

一部の地震活動の中には、本震に先立って規模の小さな地震を伴うこともあり、この地震を「前震」といいます。このような地震活動のパターンは「前震—本震—余震型」といいます。前震が起こった時点では、普段の地震活動と区別がつけられないために、本震が発生してから前震であったと判断されます。

■地震数の時間変化の模式図（本震—余震型、前震—本震—余震型）

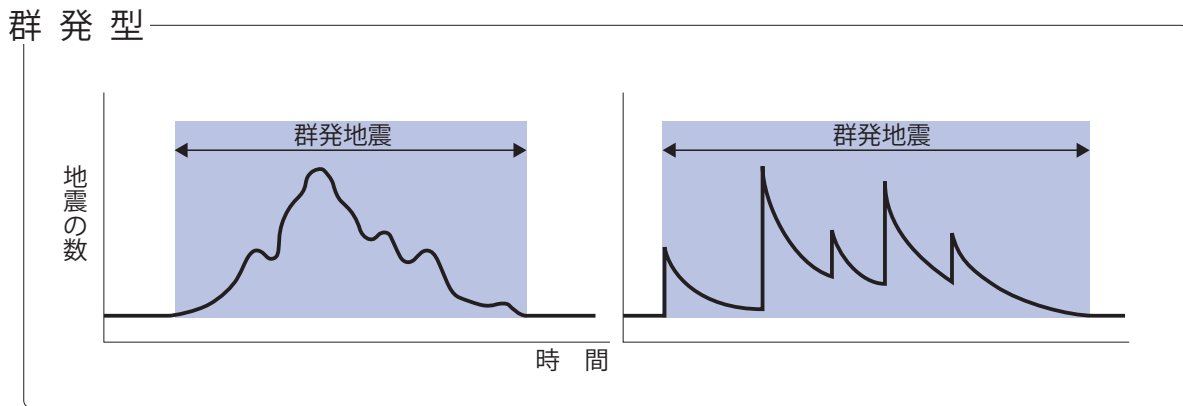


□ 群発型の地震活動

群発型の地震活動は、突然、規模の大きな地震（本震）が発生するわけではなく、ある地域で次第に地震の数が増えて地震活動が活発になり、その後、活動が激しくなったり、弱まったりしながら長期間にわたり活動が続く地震をいいます。

発生する地震の震源は浅く、小さな地震が連続的に発生する場合がありますが、中にはマグニチュード5～6程度の地震が発生することもあります。昭和40年（1965年）の松代群発地震や平成12年（2000年）の伊豆諸島群発地震、伊豆半島東方沖で発生する群発地震がよく知られていますが、それらの多くは火山地帯の近くで発生しています。そのような群発地震では、断層運動では説明できないような継続的な地殻変動が観測されることが多く、マグマの岩盤内への貫入が進むことによって、岩盤内の力のつりあいがしだいに不安定になって、多くの地震が発生すると考えられています。

■地震数の時間変化の模式図（群発型）



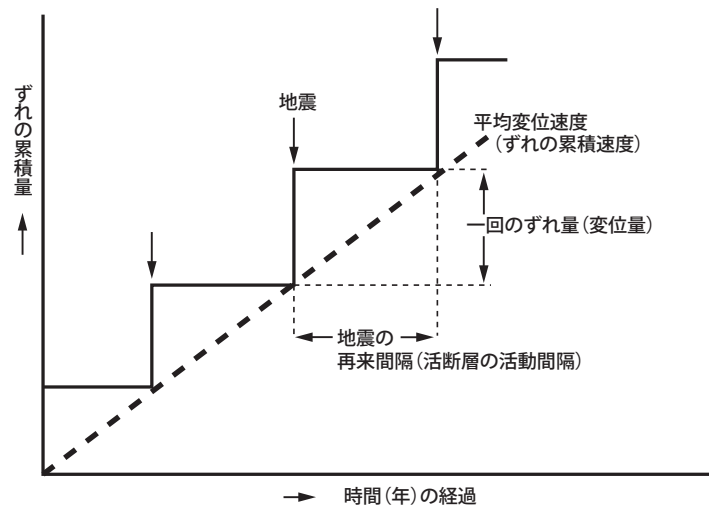
4. 地震活動の周期性

長い期間で平均すると、プレート境界付近で発生する大きな海溝型地震は数十年から数百年、陸域の活断層で発生する大きな地震は数千年～数万年の間隔で発生しています。このような過去の地震活動は、地震について記述された古文書などの史料やトレンチ調査によって明らかになります。

地震活動に周期性があれば、地震が起こる時期を長期的に予測できます。例えば、「ある断層またはその一部を震源とする最大規模の地震は、ほぼ同じ大きさ、ほぼ同じ繰り返し間隔で発生する。」と仮定すると、繰り返しの間隔と最新の活動時期から次の地震が発生する時期がわかります。この仮定は、特定の地震を発生させる領域における岩盤へのひずみの蓄積と、断層運動によるひずみの解放が繰り返されるという物理的な背景によって説明されます。

この考え方は、「固有地震モデル」といい、規模の大きな地震の長期的な予測の基礎として用いられています。

■活断層の間欠的な活動の模式図



実際の活動は、それぞれの再来間隔が完全に等しくなく、ある程度のばらつきを持っています。

(松田時彦氏 平成10年（1998年）研修会講義資料より)

III. 地震波の伝わり方

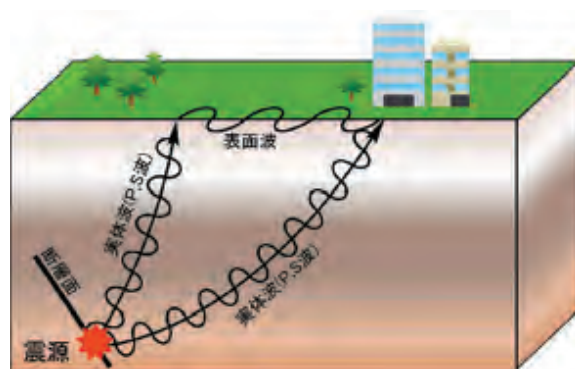
私たちが感じる地震の揺れは、地中のさまざまな経路を伝わってきたものです。そのような地震波を解析することで、震源の場所や地下で起こっている断層運動のようす、地下の構造などがわかります。また、地震波は地下の構造から大きな影響を受けます。最近では、地下の構造と断層面の情報から、地震が起こったときの揺れをシミュレーションすることもできるようになってきています。ここでは、地震波とはどのようなものなのかということや、地震波の伝わり方を簡単に説明します。

1. 地震波の種類

地震波には、地球内部を伝わっていく「実体波」と、地球の表面に沿ってのみ伝わっていく「表面波」があります。

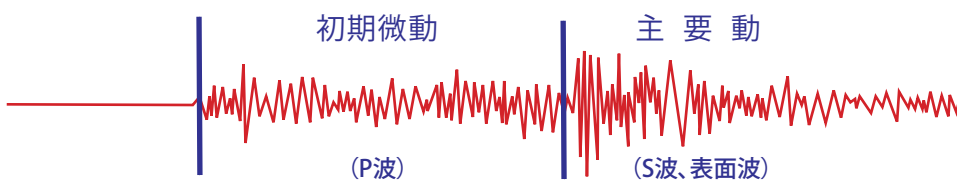
実体波には、波の進む方向と同じ方向に振動するP波（縦波）と、波の進む方向と直交の方向に振動するS波（横波）があります。大きな地震が遠くで起こると、最初に「カタカタ」と小刻みに揺れ、次いで「ユサユサ」というややゆっくりとした横揺れを感じ、そのあとに「ユラユラ」というゆっくりとした揺れを感じます。これは、地震波が、主に最初に到達するP波（縦波）と、その後到達するS波（横波）、それに続く表面波から構成されているためです。このような順番で地震波が到達するのは、地震波の進む速度が波の種類によって異なるからです。地震による被害は主に揺れの大きいS波と表面波によってもたらされることから、S波と表面波を合わせて主要動と呼びます。これに対して、P波による比較的小さい揺れを初期微動といいます。

■実体波と表面波の伝わり方の模式図



表面波は、震源が近い場合にはS波との区別が難しいのですが、震源から遠い場合には、表面波のゆらゆらという揺れだけを感じることがあります。これは、表面波が遠くにまで伝わりやすいという性質を持っているためです。

■地震波形の模式図で見る初期微動と主要動



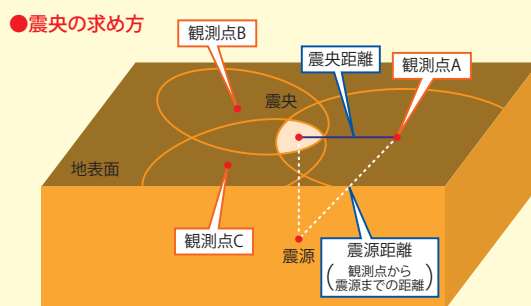
主要動では振幅が大きく、揺れが大きいことがわかります。

2. おおまかな震源の位置の簡単な求め方と地震波の伝わる速さ

震源の位置を簡単に求めるには、P波とS波の伝わる速さの違いを利用します。P波が到着してからS波が到着するまでの時間差を、初期微動継続時間（S-P時間）といいます。日本の場合、この初期微動継続時間（秒）を8倍すれば震源までのおよその距離（km）がわかります。例えば、初期微動継続時間が5秒あったとすると、 $5(\text{秒}) \times 8 = 40(\text{km})$ となり、震源までの距離が40kmだということが求められます。この方法で、3点以上の地点の地震計からの距離を算出すれば、震源の位置を求めることができます。

しかし、P波とS波が地中を伝わる速度は、地盤の性質

■簡単な震源の求め方



(成美堂出版提供)

関連するQ&A

Q7、Q8、Q9、Q10、Q11、Q12、Q18

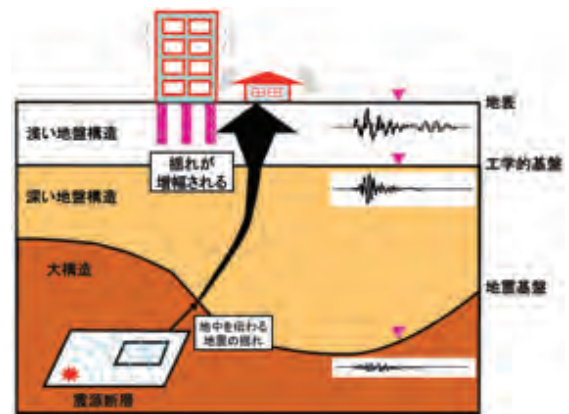
によって異なります。例えば地震基盤と呼ばれる岩盤では、P波の進む速度は1秒間に約5km、S波の進む速度は1秒間に約3kmです。先ほどの震源の求め方では、地下の構造が均質で、地震波の進む速度が地表付近と同じであるとして計算しましたが、精密な震源の決定を行なうためには、地下の詳細な地震波の伝わる速さの構造があらかじめわかっている必要があります。実際には、複数の観測点における地震が観測された時間と、仮定した地下の構造により導かれる理論的な着震時との差が最小になるような計算が行われて震源の位置と地震の発生時刻が導かれます。

3. 地震による揺れと地盤の関係

震源で発生した地震波は、地下の構造によって反射や屈折などが起こり、複雑な地震波となって地表に届きます。

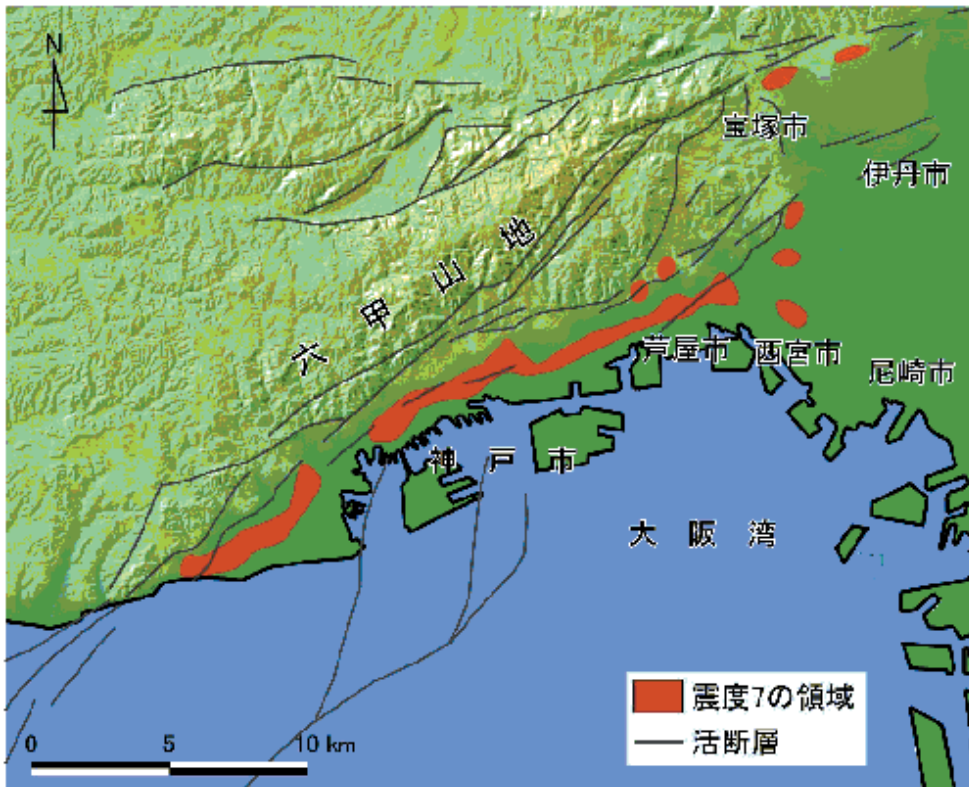
平野のように軟らかい地盤を地震波が伝わると、地震波が増幅して、大きな揺れが発生します。平野の地下には、岩盤の上に軟らかい砂や粘土が厚く堆積しており、例えば、関東平野では深いところで地下3~4km、大阪平野では地下1~2kmまで堆積層が存在します。一般的に、大きな平野や盆地には、土砂が厚く堆積しているため、地震時に揺れが大きくなるので注意が必要です。また、大きな平野では、地震波が到達するまでにさまざまな経路を伝わってくるので、長く揺れることが多くあります。

■地下構造と揺れの増幅との関係を表す模式図



(愛知工業大学 入倉孝次郎氏提供)

■平成7年(1995年)兵庫県南部地震の際に見られた震災の帯



平成7年(1995年)兵庫県南部地震では、阪神地区で揺れの大きかった地域が带状に分布する、いわゆる「震災の帯」と呼ばれる現象が発生しました。この原因は、平野の軟らかい地盤により増幅された地震波と、固い岩盤からなる六甲山地から伝わった地震波が重なり、带状の地域で揺れが大きくなったものと考えられています。

IV. 地震に伴う現象

地震が発生すると、それに伴ってさまざまな現象がおこり、揺れによる直接的な被害だけでなく、さらなる被害をもたらします。ここでは、津波、液状化現象、土砂災害について、具体的な例を挙げながらそれぞれの現象について説明します。

1. 津波

津波は、海域で発生するプレート間地震などによる海底の地殻変動により発生します。日本は、四方を海に囲まれ、古くから多くの津波による被害を受けてきました。例えば、平成23年(2011年)3月11日に起こった東北地方太平洋沖地震に伴う津波は、宮城県、岩手県、福島県を中心に、東日本太平洋岸一帯に甚大な被害をもたらした。この地震・津波による死者・行方不明者は22,118人(平成29年(2017年)3月1日時点)にのぼりました。

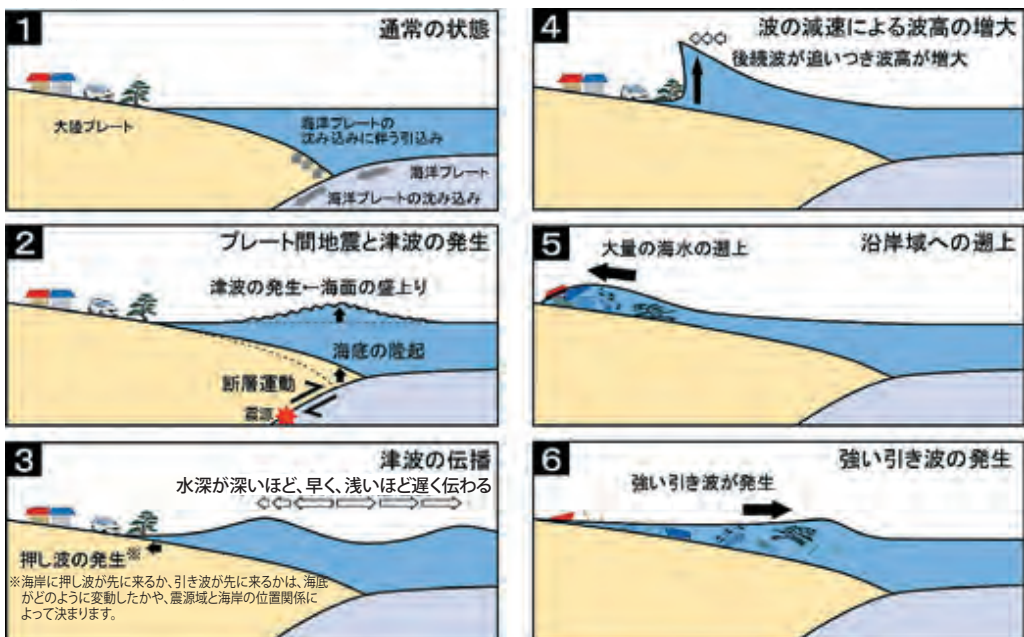
また、小さな揺れしか感じないのに津波が襲ってくる場合があります。1896年(明治29年)6月15日に、三陸沖の約150kmを震源とするマグニチュード8.2の規模の大きな地震が起こりました。三陸沿岸で感じたこの地震による揺れは、震度4程度と小さかったのですが、地震発生35分後に第1波の津波が、その8分後に第2波の津波が襲ってきました。その津波の高さは、最大38.2mにも達し、死者21,959人、家屋流失全半潰1万以上という大きな被害が出ました。このような、地震の揺れから推定される地震の規模に比べて津波の規模が大きい特殊な地震を「津波地震」と呼びます。津波地震の発生する仕組みはよくわかっていませんが、プレート境界面の摩擦特性の違いによって、断層のすべり運動が通常の地震よりもゆっくりと起こるのではないかと考えられています。

日本を襲った津波は、日本の周辺で起きた地震によるものだけではありません。昭和35年(1960年)5月22日、南米チリ沖で巨大地震(Mw9.5)が発生し、日本から見ると太平洋を隔てて反対側で発生した津波は太平洋全域に伝播し、1万8千kmを22時間30分かけて日本に到達しました。津波は太平洋を時速800kmで伝わってきた計算になります。日本の太平洋沿岸を襲ったこの津波によって、国内でも大きな被害が出ました。

津波は沿岸に近づくと、海底の地形や海岸線のかたち大きく影響を受け、波の反射や、波が岬などを回り込む現象などにより津波の遡上高は大変に複雑な分布になります。また、沿岸に何回も押し寄せ、第一波よりも高い津波が後からくる場合もあります。

通常の波浪は、海水の表面が運動するだけですが、津波は海底から海面までの海水が一斉に運動する現象であることから、沿岸に大量の水が押し寄せてきます。津波が河川や低地を遡上した場合、水深が浅くても、大量の水による激しい流れのため、大きな被害を出します。

■津波発生の様式図



2. 液状化現象

水分を多く含んだ砂の地盤に、地震による強い揺れが加わると、液状化現象が発生することがあります。昭和39年（1964年）の新潟地震（M7.5）の際に、4階建ての鉄筋コンクリートの建物が地盤の液状化により転倒するなどの被害があったことから、広く液状化現象が知られることとなりました。最近では、平成7年（1995年）兵庫県南部地震や平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の際にも、埋立地等で大規模な液状化現象が発生し、構造物に被害が生じました。

液状化による被害には、地盤の支持力が低下することにより発生する建物等の沈下や傾斜、噴砂（水と砂が地中から噴き上げてくる現象）などによる被害、そして、段差のある場所や傾斜地において、液状化した地盤が低い側へ移動してしまう被害などがあります。

ゆるい砂からできた地盤で、地下水面が高い場合には、液状化現象が発生する可能性が高くなります。そのような地盤は、人口の集中した平野部に多いため、道路やライフラインなどが被害を受け、液状化現象が大きな経済的損失を与えることが少なくありません。



（千葉県浦安市富岡エステート住宅管理組合自主防災隊提供）

3. 土砂災害

規模の大きな地震が発生し、起伏のある地形に強い地震動が作用すると、斜面崩壊や土石流が発生することがあります。地震による揺れは、斜面を不安定にするように作用し、大雨によって引き起こされるよりも広い範囲で斜面崩壊が発生することが多くあります。

昭和59年（1984年）の長野県西部地震（M6.8）では、地震発生直後に各所で大規模な斜面崩壊が発生しました。御岳山頂のやや南で発生した斜面崩壊はとくに規模が大きく、崩壊で生じた大量の土砂は、土石流となって約14kmも流下して王滝川に堰止湖を形成しました。

平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震（M7.2）や、平成28年（2016年）熊本地震においても、多数の斜面崩壊が発生して道路が寸断され、中山間部の被災者が孤立するなど救助活動に支障が生じました。また、なかには崩壊した土砂が河川に流れ込み、川の流れをせき止める河道閉塞という現象が生じました。

地震により不安定になっている斜面が、地震後の雨により崩壊して、被害が広がる場合があります。さらに、余震が起こった際に、不安定になっている斜面が崩壊することもあるので注意が必要です。

最近では、山地などの自然の斜面だけではなく、人工的な盛土地盤などが地震動によって崩壊する例も多く報告されています。

■平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害



（岩手県南広域振興局一関総合支局提供）

I. 地震の調査・観測

世界有数の地震多発国である日本では、国民の大切な生命、財産を地震から守ることが、大変重要な課題となっています。地震に関する調査・観測により、日本の各地域でどのような地震が発生するのか、それぞれの地点はどのように揺れるのかなどということについて十分な知見を得ることができれば、地震による被害を軽減することが期待できます。また、地震についての理解がますます深まります。

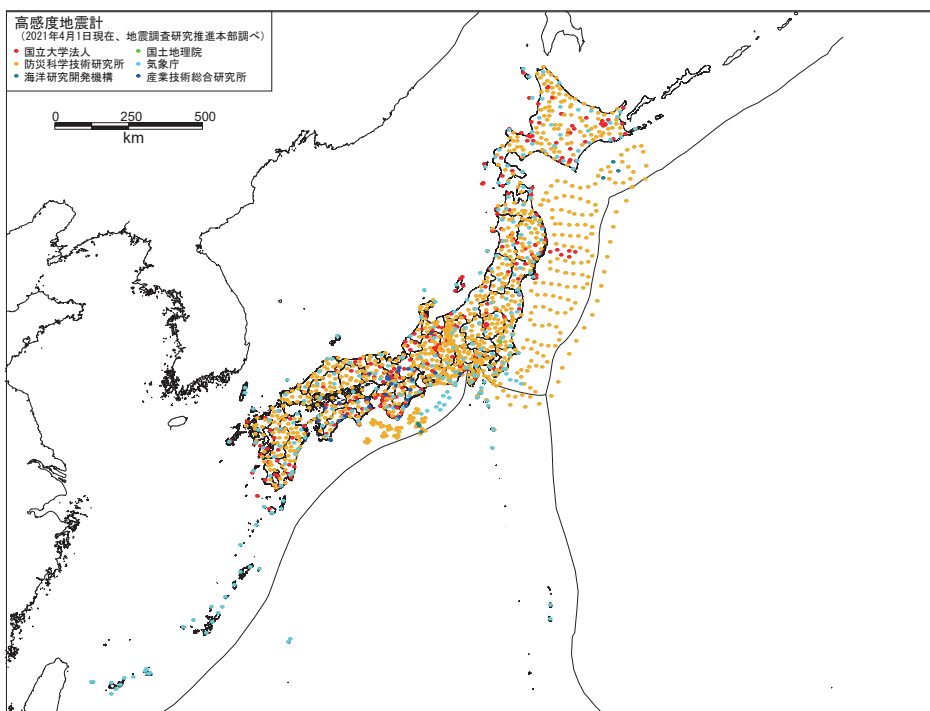
地震に関する調査・観測については、全国的に偏りなく、業務的に長期にわたり安定して行う必要があることから、地震調査研究推進本部において平成9年（1997年）に「地震に関する基盤的調査観測計画」が策定され、その後も計画の見直し等が行われてきました。これらに基づいて、陸域における高感度地震計、広帯域地震計、強震計による地震観測網やGNSS地殻変動連続観測網の整備、および活断層調査が、関係する機関により全国的に進められているほか、地殻構造調査、ケーブル式海底地震・津波観測、海底地殻変動観測などについても実施されています。

1. 地震観測

□ 高感度地震計による観測—微小地震観測

高感度地震計は、人間が感じる事が出来ないような非常に小さな地震（微小地震）をとらえることができます。高感度地震計による観測網を充実させることにより、その震源位置や断層運動のメカニズムを高い精度で推定することができます。その結果、地震活動の特徴や地殻の構造、地殻にかかる力に関する情報などを得ることができます。

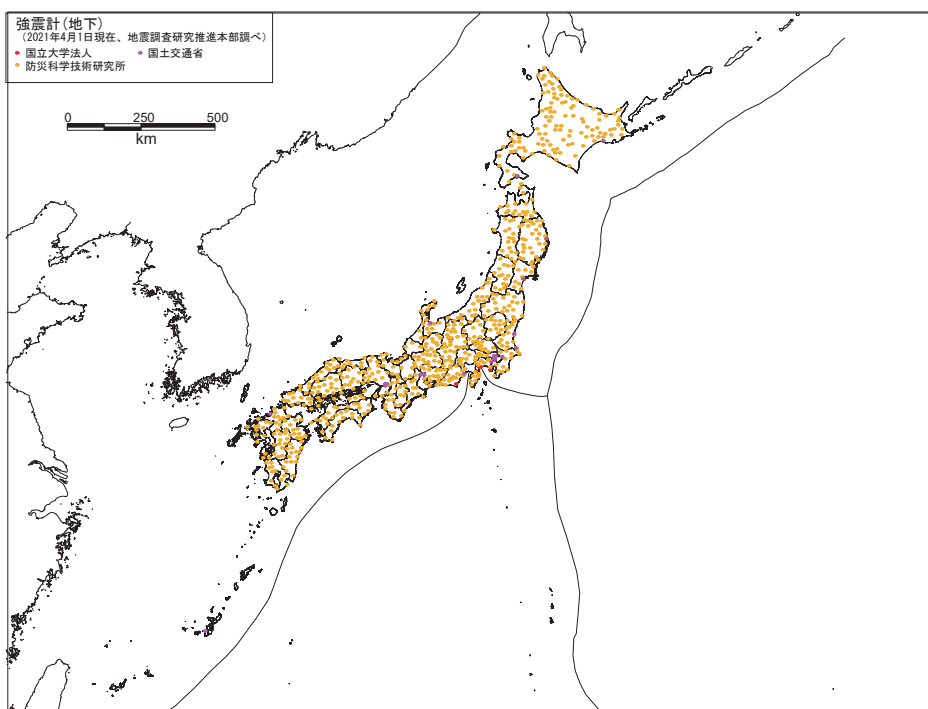
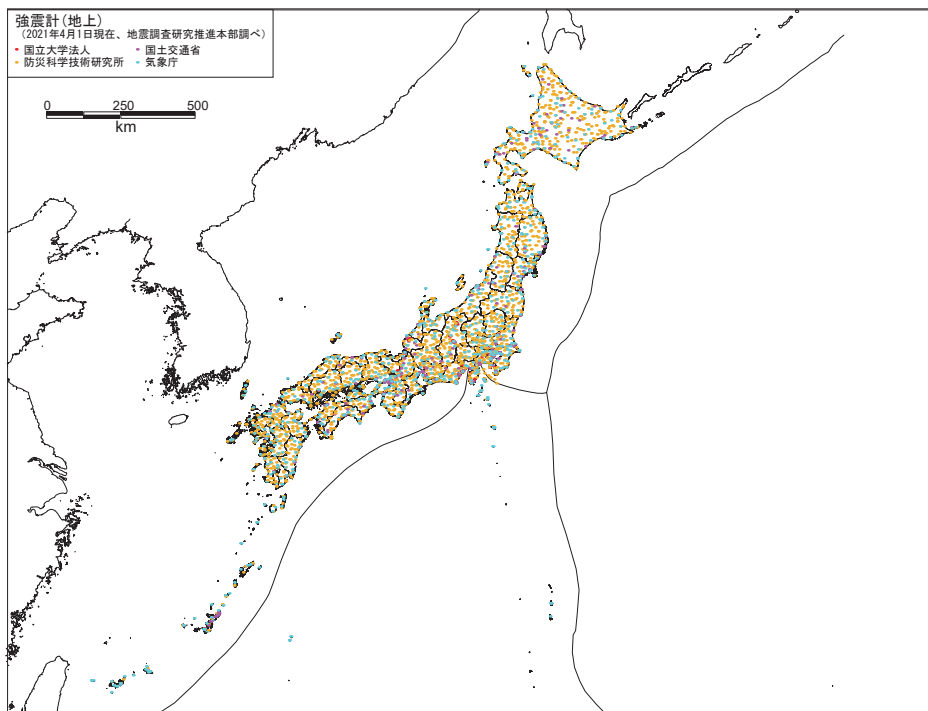
現在、高感度地震計は、全国で偏りなく微小地震を検知できるよう、15~20km間隔を目安として、国立研究開発法人防災科学技術研究所、国立大学法人、気象庁などにより全国に約1,500ヶ所設置されています。これらは一体的な観測ネットワークを構築し、すべてのデータはリアルタイムで相互に流通して各機関における業務に資するなど、様々な地震調査研究を支えています。



□ 強震計による観測—強震観測

強震計は、規模の大きな地震による強い揺れでも振り切れずに記録できます。強震計による観測網では、地震動の強さやその周期、継続時間およびそれらの分布を把握することが出来るほか、震源域で断層の破壊が進む様子を解明する研究にも活用されます。また、表層の地盤構造が地震動に及ぼす影響を明らかにして、強い地震動の予測を行うために役立てられます。強い地震動を即時に把握して、被害の大きな地域を推定し、防災活動を有効に展開するための情報を与えることが期待されています。

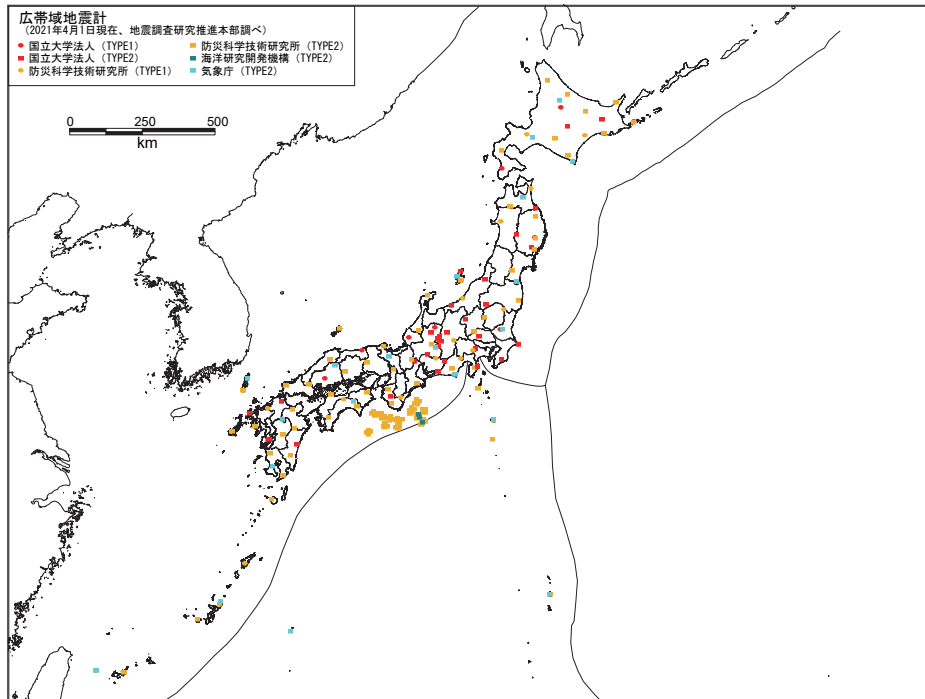
現在、強震計は地方公共団体、国立研究開発法人防災科学技術研究所、国土交通省などにより全国に約7,000ヶ所設置されています。それらの多くは地表に設置されていますが、地盤の構造に深く関わる地震動の特性を把握するには、地下の基盤（固い岩盤）での観測が必要不可欠です。そのため、高感度地震計に併設するなど、地下の基盤にも強震計が整備されています。



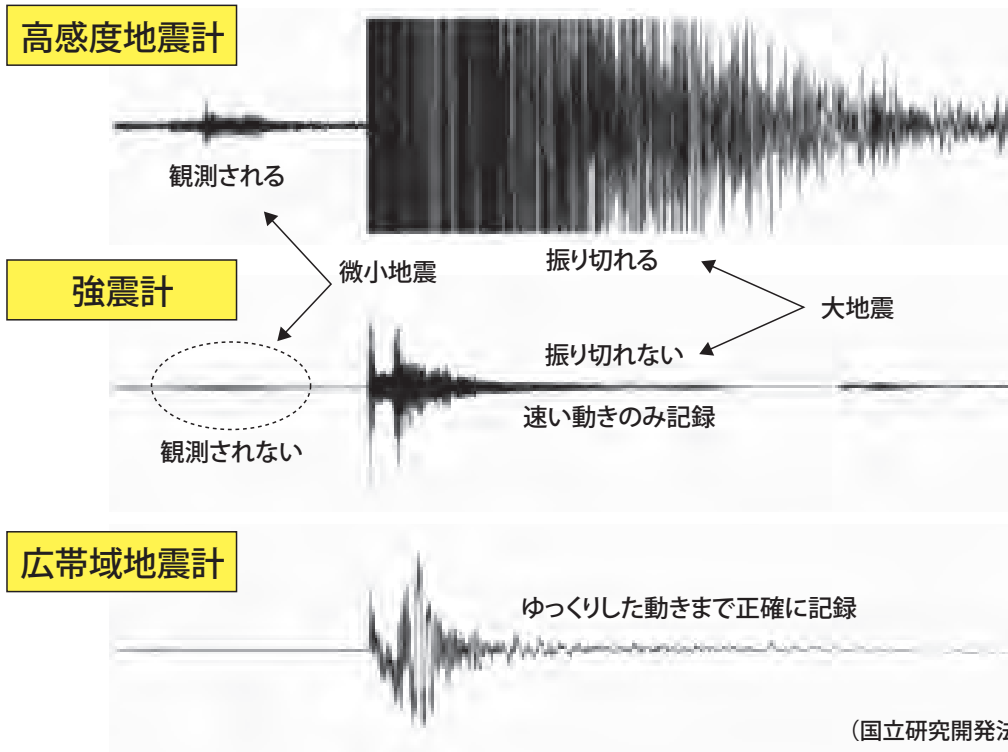
□ 広帯域地震計による観測－広帯域地震観測

広帯域地震計は、非常にゆっくりとした振動から速い振動まで、広い周波数にわたる地面の揺れを記録することができます。広帯域地震計による観測網では、マグニチュード3クラス以上の地震についての断層運動のメカニズムを把握することや、震源域で断層の破壊が進む様子を解明することに役立ちます。また、地震の規模と断層の破壊方向を即時に把握して、被害のより大きな地域を推定し、防災活動を有効に展開するための情報を提供することが期待されます。さらに、津波地震の検知と解明にも有効であるため、津波災害の軽減に役立つことが期待されています。

現在、広帯域地震計は水平距離で約100km間隔の三角網を目安として整備が進められ、国立研究開発法人防災科学技術研究所、国立大学法人などにより全国に約190ヶ所設置されています。



■平成12年（2000年）10月6日に発生した鳥取県西部地震の余震で観測した地震波形



(国立研究開発法人 防災科学技術研究所提供)

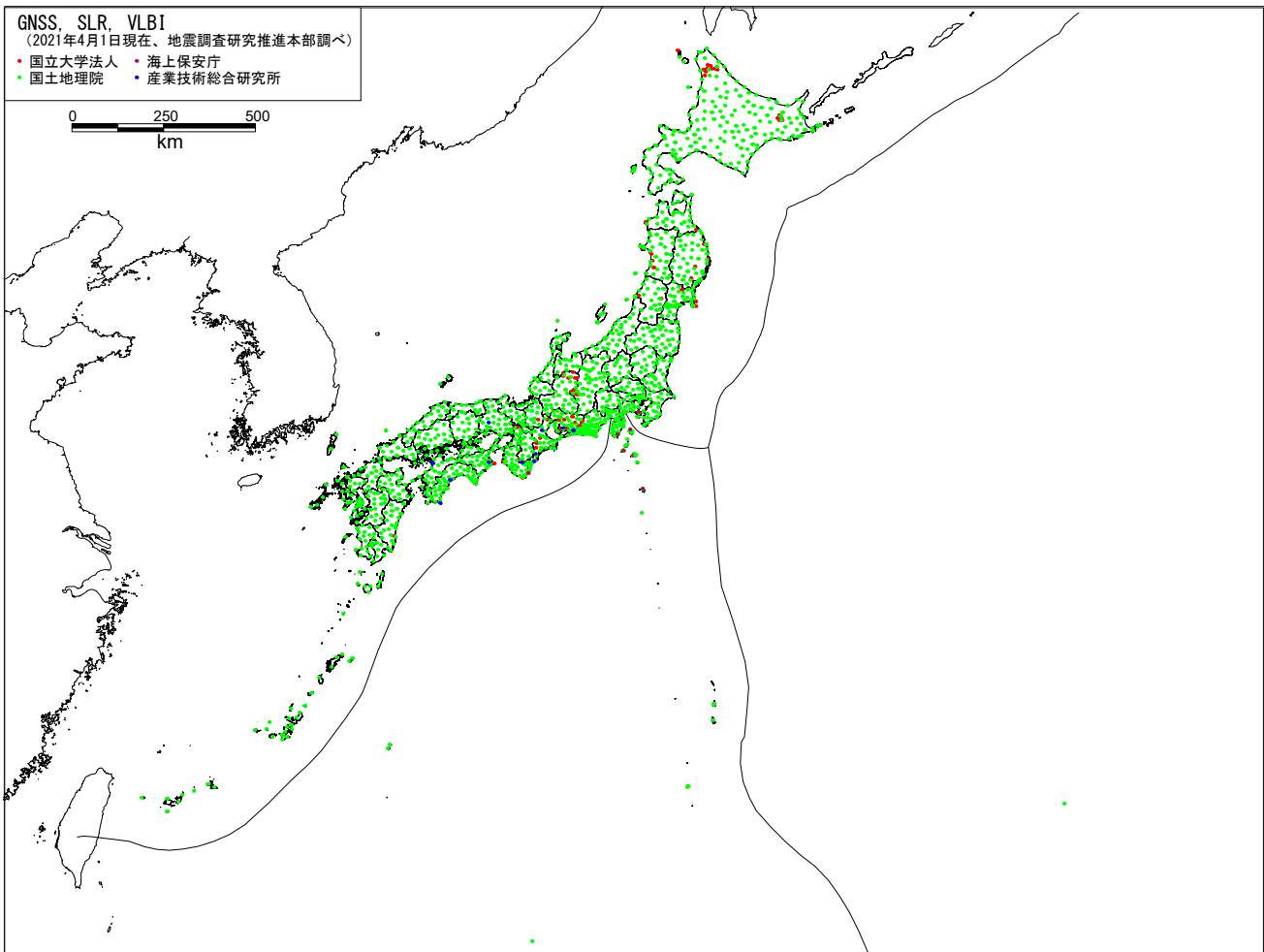
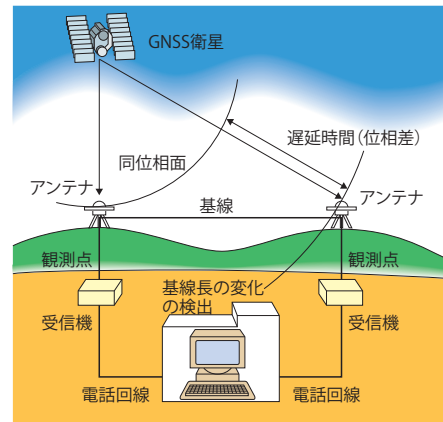
2. 地殻変動観測

□ GNSS（人工衛星を利用した測位システム）による地殻変動観測

地震の発生は、その地域を含む広域の地殻変動と密接に関連しています。その観測には、人工衛星を利用した測位システム—GNSS が用いられています。複数の人工衛星からの電波を受信し、各衛星の位置と受信時刻から、受信点の位置を測定するとともに、複数の地点での受信データを解析することによって、高い精度で距離を測定することが可能です。稠密な GNSS による連続観測網は、地殻に蓄積されるひずみの時間的・空間的な変化を把握することに役立ちます。また、地震発生後の地殻変動から、地下の断層運動を推定することにも役立てられます。

現在、GNSS の連続観測施設は全国に約 1,400 ヶ所が整備されていますが、地殻に蓄積されるひずみを全国的に偏りなく観測するために、20～25km 間隔を目安として観測施設の整備が進められています。

■ GNSS 基線測定の実理

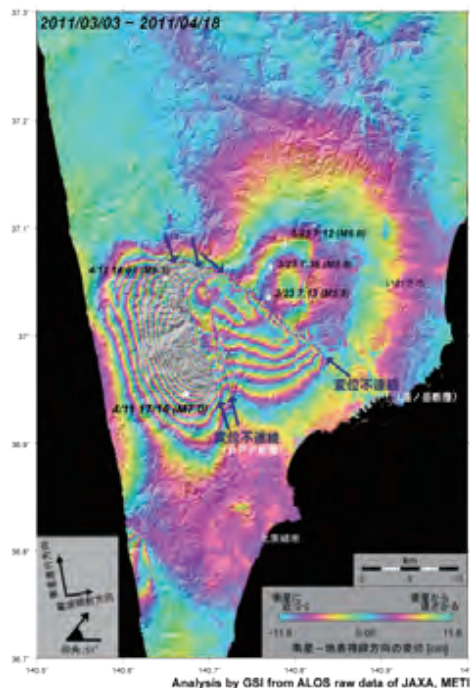


□ 合成開口レーダによる面的な地殻変動観測

リモートセンシング技術の一つである、合成開口レーダ (SAR) による地殻変動の検出は、これまで、地球資源衛星の JERS-1 (ふよう1号)、陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS) 等のデータを利用したデータ解析手法 (干渉 SAR) の開発を経て、兵庫県南部地震や平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震のような国内外で発生した大規模地震の解明に利用されてきました。

現在は、だいち (ALOS) の後継機として打ち上げられた陸域観測技術衛星「だいち 2 号」(ALOS-2) に搭載されている高性能化された L バンド合成開口レーダ (PALSAR-2) を利用して、地震現象を含めた、地殻・地盤活動の高精度な検出が行われています。

合成開口レーダ (SAR) による成果の一例として、平成 23 年 (2011 年) 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震 (M7.0) があります。地震の前と後に観測されたデータから得られた干渉画像からは、地震に伴う地殻変動を面的に把握することができ、井戸沢断層沿い及び湯ノ岳断層沿いに、変位の不連続が明瞭に見られます。



地殻変動の範囲が、縞模様色の变化がある部分で示されています。
(国立研究開発法人 宇宙航空研究開発機構ホームページより)

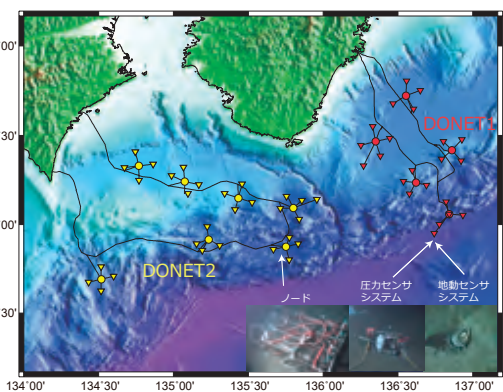
3. 海域での地震・津波観測

□ ケーブル式海底地震・津波計による観測

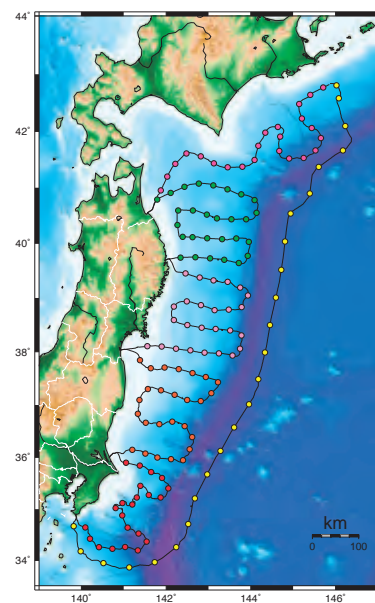
海域のプレート境界付近では規模の大きな地震が発生するため、海域における地震活動の観測は重要な役割を担っています。海域の地震活動は陸域の観測網から震源が遠いことなどから、震源の位置などを精度よく決定することは困難です。そのため、海域の地震活動を長期間にわたり安定的に観測するために、ケーブル式海底地震計による観測が行われています。また、いくつかの海域では、ケーブルに津波計を併設することにより、津波現象の解明、津波予測の高度化に役立てられています。

ケーブル式海底地震計による観測は、東海沖、東南海沖、房総沖、伊東沖、相模湾、釜石沖、室戸沖、釧路・十勝沖等で行われています。また、南海トラフで発生する巨大地震や津波をモニタリングするため、南海トラフ地震の想定震源域内の熊野灘と紀伊水道沖に 51 の観測点から構成される観測網「地震・津波観測監視システム (DONET)」を整備・運用しており、さらに、南海トラフ地震の想定震源域の西側にあたる高知県沖から日向灘においても、「南海トラフ海底地震津波観測網 (N-net)」の整備が進められています。

また、北海道沖から房総沖にかけての日本海溝・千島海溝沿いにおいても、150 の稠密な観測点から構成される「日本海溝海底地震津波観測網 (S-net)」が整備・運用されています。



■ 地震・津波観測監視システム (DONET)
(国立研究開発法人防災科学技術研究所提供)



■ 日本海溝海底地震津波観測網
(国立研究開発法人防災科学技術研究所提供)

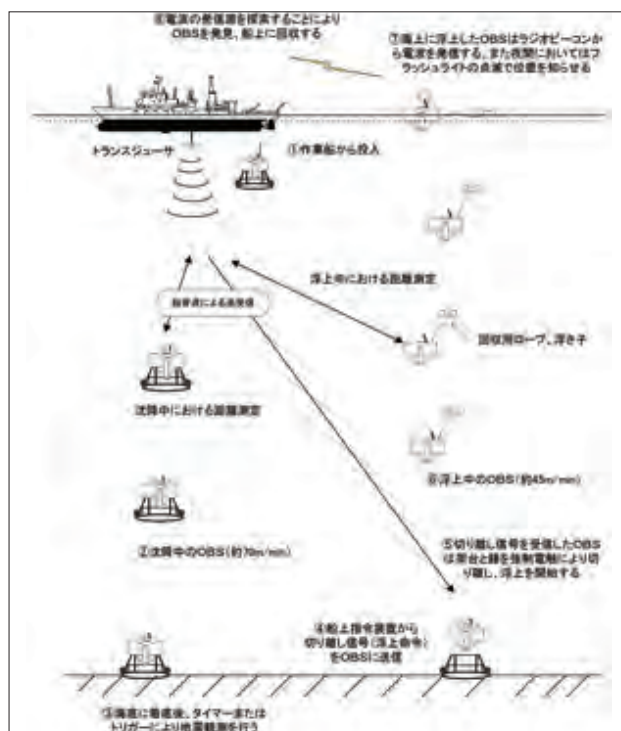
□ 自己浮上式海底地震計による観測

自己浮上式海底地震計は、耐圧容器のなかに地震計センサーや記録器、電源など地震観測に必要な物全てを格納しており、船上（あるいはヘリコプター）などから、自由落下により海底に設置します。回収時は、地震計に装着してあるおもりを切り離すことにより、浮力を利用して海面に浮上する仕組みになっています。

地震計が海底に設置されているため、地震発生直後にデータを得ることはできませんが、ケーブル式海底地震計に比べ安価なため多点での観測が可能で、特定地域の詳細な研究に向いています。ケーブル式海底地震計の整備が進んでおらず、地震の活動度が相対的に高い領域（余震域）など地震活動を継続的に把握する必要がある領域では、自己浮上式海底地震計を用いた観測を行っています。また、ケーブル式海底地震計の敷設された領域で、さらに密な観測を行う必要がある場合、自己浮上式海底地震計を組み合わせる地震観測を行っています。



自己浮上式海底地震計を用いた観測の様子
(国立研究開発法人 海洋研究開発機構提供)



自己浮上式海底地震計 (OBS) の設置および回収作業の概要
(気象庁提供)

□ 海底地殻変動観測

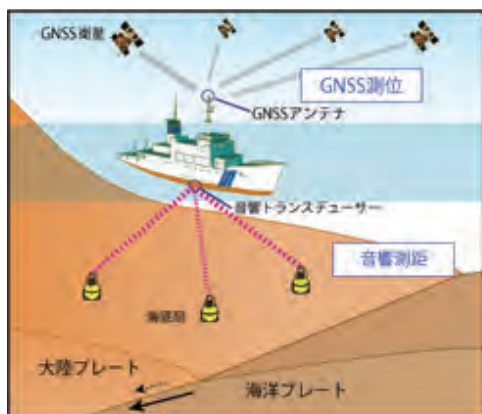
日本海溝や南海トラフなどで発生する海溝型巨大地震では、震源域のほとんどが海域にあるため、陸上だけではなく海底の動きを捉えることが重要です。陸上では、GNSSの普及により、地殻変動観測が広く行われていますが、GNSSの電波や光は海底までは届かないので、GNSSで海底の動きを捉えることはできません。一方で、海の中は古くから音波を使って水深や海底地形の調査が行われてきました。

そこで、これらの技術を組み合わせる海底の位置を測る技術が開発されました。具体的には、GNSSで船の位置を計測しながら、船と海底に設置した海底局（音響トランスポンダ）との間の距離を音波で測り、それらを組み合わせることで海底局の位置をセンチメートルの精度で決定します。この観測を繰り返し行うことで、海底の動きを捉えることができます。

日本では、海上保安庁や大学が海底地殻変動観測技術の開発を行っており、主に日本海溝や南海トラフの陸側海域に観測点を展開して観測を実施しています。

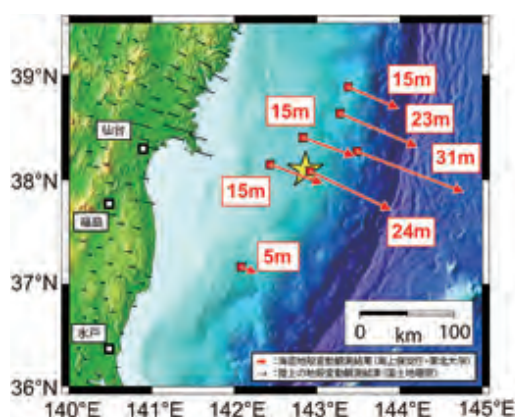
平成23年（2011年）3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）では、同地震により宮城県沖の海底が東南東へ最大31m動いたことを明らかにしました。

■ 海底地殻変動観測の概念図



(海上保安庁海洋情報部提供)

■ 東北地方太平洋沖地震に伴う海底地殻変動



関連するQ&A

Q17

4. 活断層調査

□陸域および沿岸域における活断層調査

活断層は過去にその場所で規模の大きな地震が発生した痕跡であり、今後も同じような活動が繰り返されると考えられることから、その調査は今後発生する地震の規模や時期などを予測する上で大変重要です。活断層の調査は主に地形・地質学的な手法で行われ、それには航空写真による活断層の判読（空中写真判読）、ボーリング調査、弾性波探査や重力探査などの物理探査、トレンチ調査などがあります。これらの調査により、活断層の位置や長さ、ずれの量、過去の活動の履歴、地下の断層形状などを把握し、次の地震の規模や、地震が発生する可能性がどの程度であるのかということの評価することが可能になります。

現在、地震調査研究推進本部は、M7 程度以上の規模の大きい地震が発生する可能性があり、社会的、経済的に大きな影響を与えられと考えられる 114 の活断層帯を「基盤的調査観測の対象活断層」（主要活断層帯）として選定し、その調査や評価を行っています。また、近年 M7 未満の地震や主要活断層帯以外での地震によって被害が生じていることから、陸域及び沿岸海域に分布し M6.8 以上の地震を引き起こす可能性のある活断層について、地域ごとに総合的に評価する「活断層の地域評価」も行っています。

■主要活断層帯



地図の範囲は主要活断層帯の分布する範囲

四角内の拡大図

関連するQ&A

Q3、Q4、Q17

主要活断層帯の一覧

番号	活断層の名称	番号	活断層の名称
101	サロベツ断層帯	424	屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯
102	標津断層帯	425	庄川断層帯
103	十勝平野断層帯	426	長良川上流断層帯
104	富良野断層帯	427	福井平野東縁断層帯
105	増毛山地東縁断層帯・沼田一砂川付近の断層帯	428	濃尾断層帯
106	当別断層	429	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯
107	石狩低地東縁断層帯	430	野坂・集福寺断層帯
108	黒松内低地断層帯	431	湖北山地断層帯
109	函館平野西縁断層帯	432	養老一桑名一四日市断層帯
201	青森湾西岸断層帯	433	伊勢湾断層帯
202	津軽山地西縁断層帯	501	鈴鹿東縁断層帯
203	折爪断層	502	布引山地東縁断層帯
204	花輪東断層帯	503	鈴鹿西縁断層帯
205	能代断層帯	504	頓宮断層
206	北上低地西縁断層帯	505	木津川断層帯
207	雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層	506	琵琶湖西岸断層帯
208	横手盆地東縁断層帯	507	三方・花折断層帯
209	北由利断層	508	京都盆地－奈良盆地断層帯南部（奈良盆地東縁断層帯）
210	新庄盆地断層帯	509	山田断層帯
211	山形盆地断層帯	510	三峠・京都西山断層帯
212	庄内平野東縁断層帯	511	生駒断層帯
213	長井盆地西縁断層帯	512	上町断層帯
214	長町－利府線断層帯	513	有馬－高槻断層帯
215	福島盆地西縁断層帯	514	六甲・淡路島断層帯
216	双葉断層	515	大阪湾断層帯
217	会津盆地西縁・東縁断層帯	516	山崎断層帯
301	関谷断層	601	鹿野－吉岡断層
302	大久保断層	602	穴道（鹿島）断層
303	深谷断層帯・綾瀬川断層（関東平野北西縁断層帯・元荒川断層帯）	603	長者ヶ原－芳井断層
304	立川断層帯	604	弥栄断層
305	伊勢原断層	605	地福断層
306	塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯（神縄・国府津－松田断層帯）	606	筒賀断層
307	三浦半島断層群	607	広島湾－岩国沖断層帯
308	鴨川低地断層帯	608	安芸灘断層帯
401	北伊豆断層帯	609	岩国－五日市断層帯
402	富士川河口断層帯	610	大原湖断層
403	身延断層	611	小郡断層
404	曾根丘陵断層帯	612	周防灘断層帯
405	檜形山脈断層帯	613	菊川断層帯
406	月岡断層帯	701	中央構造線断層帯（金剛山地東縁－由布院）
407	長岡平野西縁断	702	長尾断層帯
408	六日町断層帯	801	福智山断層帯
409	十日町断層帯	802	西山断層帯
410	高田平野断層帯	803	宇美断層
411	長野盆地西縁断層帯（信濃川断層帯）	804	警固断層帯
412	糸魚川－静岡構造線断層帯	805	日向峠－小笠木峠断層帯
413	境峠・神谷断層帯	806	水縄断層帯
414	伊那谷断層帯	807	佐賀平野北縁断層帯
415	木曾山脈西縁断層帯	808	別府－万年山断層帯
416	魚津断層帯	809	雲仙断層群
417	砺波平野断層帯・呉羽山断層帯	810	布田川断層帯・日奈久断層帯
418	邑知瀧断層帯	811	緑川断層帯
419	森本・富樫断層帯	812	人吉盆地南縁断層
420	牛首断層帯	813	出水断層帯
421	跡津川断層帯	814	甌断層帯
422	高山・大原断層帯	815	日出生断層帯
423	阿寺断層帯	816	万年山－崩平山断層帯
		901	宮古島断層帯

関連するQ&A

Q3、Q4、Q17

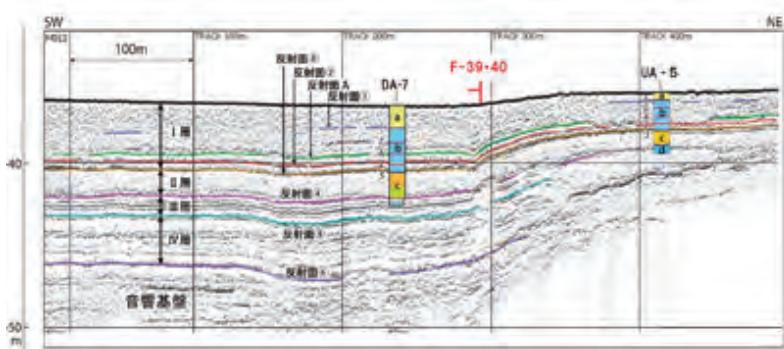
□ 海域における地形・活断層調査

プレート境界を含む海域における活断層は、陸域における活断層と同様に、今後も繰り返し活動する可能性があるため、海底の地形や活断層を調査することは、海域で発生する地震の評価をする上で重要です。特にプレート境界付近に幅広く分布する複数の断層については、それぞれの断層の相互関係と活動の規則性を明らかにすることが、プレート境界付近の地震と地殻変動を理解する上で重要です。海底活断層の詳細な位置や形状、活動性の把握を行うため、超音波を用いた精密な海底地形調査や、弾性波探査、断層周辺の堆積物採取等が実施されています。

■ 海底堆積物の採取



■ 音波探査断面とコア柱状図の対比



柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯／浦底・柳ヶ瀬山断層帯の調査報告書より

5. 地殻構造調査

□ 島弧地殻構造調査

島弧地殻構造調査は、陸域の浅い地震が発生する深さの地殻の構造や断層の形状を明らかにして、GNSS 連続観測などにより得られた地殻変動や地表の活断層との関係などを明らかにすることを目的としています。調査は主に人工震源を用いた弾性波探査により行われ、日本列島を横断するいくつかの測線で大規模な分解能の高い調査が行われています。

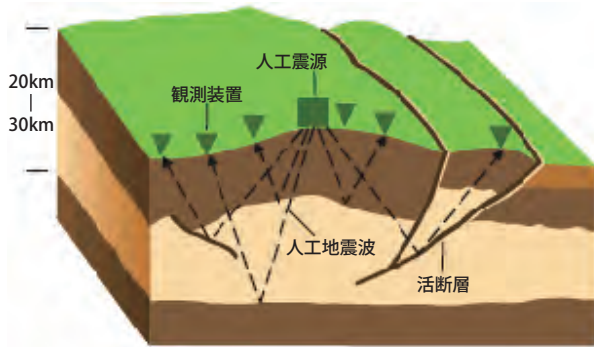
□ 堆積平野の地下構造調査

強い地震動が発生する可能性を評価するには、地下構造についての知識が欠かせません。人口が集中する日本の都市は、一般的に大規模な平野や盆地に位置しています。その地表から地下の基盤までの三次元的な地下構造調査を行うことは、地震により発生する強い揺れを予測するための基礎的な資料となります。また、この資料は、大規模な平野の地下の断層について検討する際の資料にもなります。調査は、人工的な地震により地質情報を推定する弾性波探査や、常時微動の観測により地盤の速度構造を推定する微動アレー探査等の手法を組み合わせられています。

□プレート境界付近の地殻構造調査

プレート境界付近の地殻構造調査は、プレート形状等を詳細に把握して、地震発生の可能性を評価するためのものです。また、プレート境界付近の詳細な地殻構造に関する情報は、プレート境界面の震源断層としての性質を把握するための資料にもなります。調査は弾性波探査により行われています。

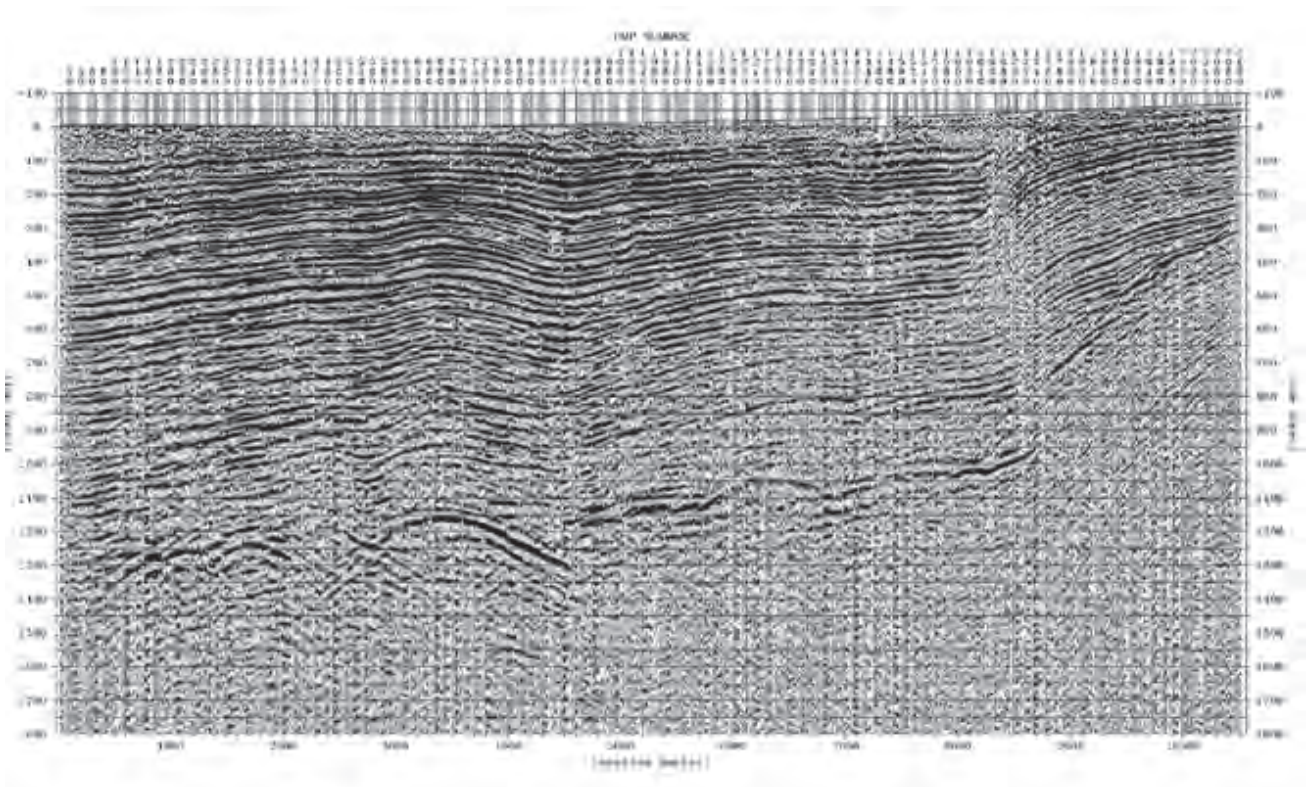
■弾性波探査のしくみ



■人工震源車 (パイプロサイス)



■弾性波探査の結果例



上町断層帯における重点的な調査観測報告書より

1. 長期評価

地震調査研究推進本部では、地震の規模や一定期間内に地震が発生する確率を予測したものを「長期評価」と呼び、全国の主要な活断層で発生する地震や海溝型地震を対象に評価を行っています。

長期評価では、規模の大きな地震が起こる「場所」や、その具体的な「規模(マグニチュード)」と地震の発生「確率」を知ることができます。

■主要活断層帯の長期評価結果

2022年1月13日公表

凡例：
● Sランク(高い)：30年以内の地震発生確率が3%以上
● Aランク(やや高い)：30年以内の地震発生確率が0.1~3%未満
● Zランク：30年以内の地震発生確率が0.1%未満
 (Zランクでも、活断層が存在すること自体、当該地域で大きな地震が発生する可能性を示す。)
● Xランク：地震発生確率が不明(過去の地震のデータが少ないため、確率の評価が困難)

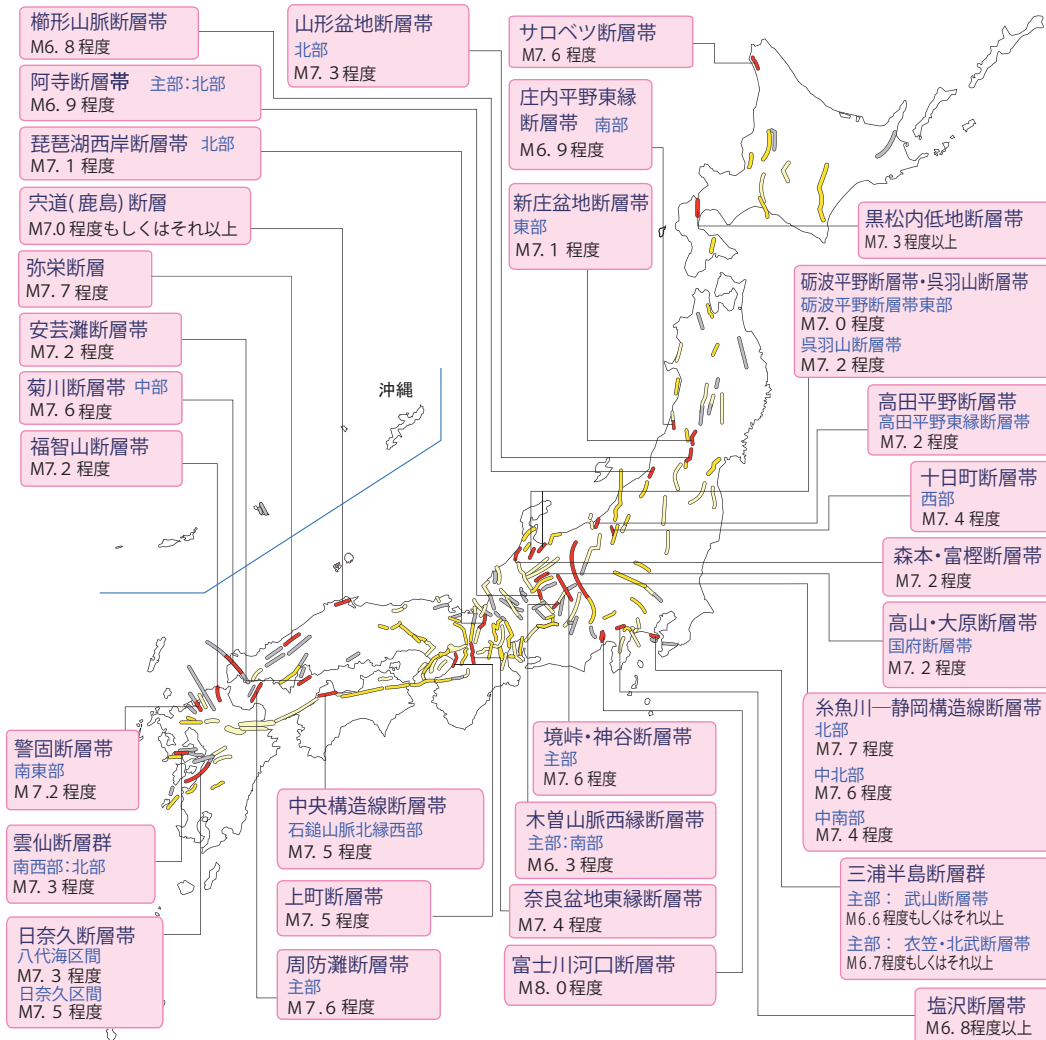
Sランクの活動区間を含む断層帯に吹き出しを付けた。

中央構造線断層帯
 石鎚山脈北縁西部
 M7.5程度

断層帯の名称
 活動区間
 地震規模(マグニチュード)

・ひとつの断層帯のうち、活動区間によってランクが異なる場合がある。
 Sランク、Aランク、Zランク、Xランクのいずれも、すぐに地震が起こることが否定できない。
 また、確率値が低いように見えても、決して地震が発生しないことを意味するものではない。
 ・新たな知見が得られた場合には、地震発生確率の値は変わることがある。

ランクの算定基準日は2022年1月1日



○ ランク分けに関わらず、日本ではどの場所においても、地震による強い揺れに見舞われるおそれがあります。

活断層で起きる地震は、発生間隔が数千年程度と長いと、30年程度の間の地震発生確率値は大きな値とはなりません。決して地震が発生しないわけではありません。活断層の長期評価では、活断層で発生する地震のリスクを正しく理解してもらうため、地震発生確率に基づくランク分けを導入しています。例えば、平成28年の熊本地震を引き起こした布田川断層帯(布田川区間)の発生直前の確率はAランク(やや高い)が該当します。

●地震の発生確率と事故や他の災害に遭う確率

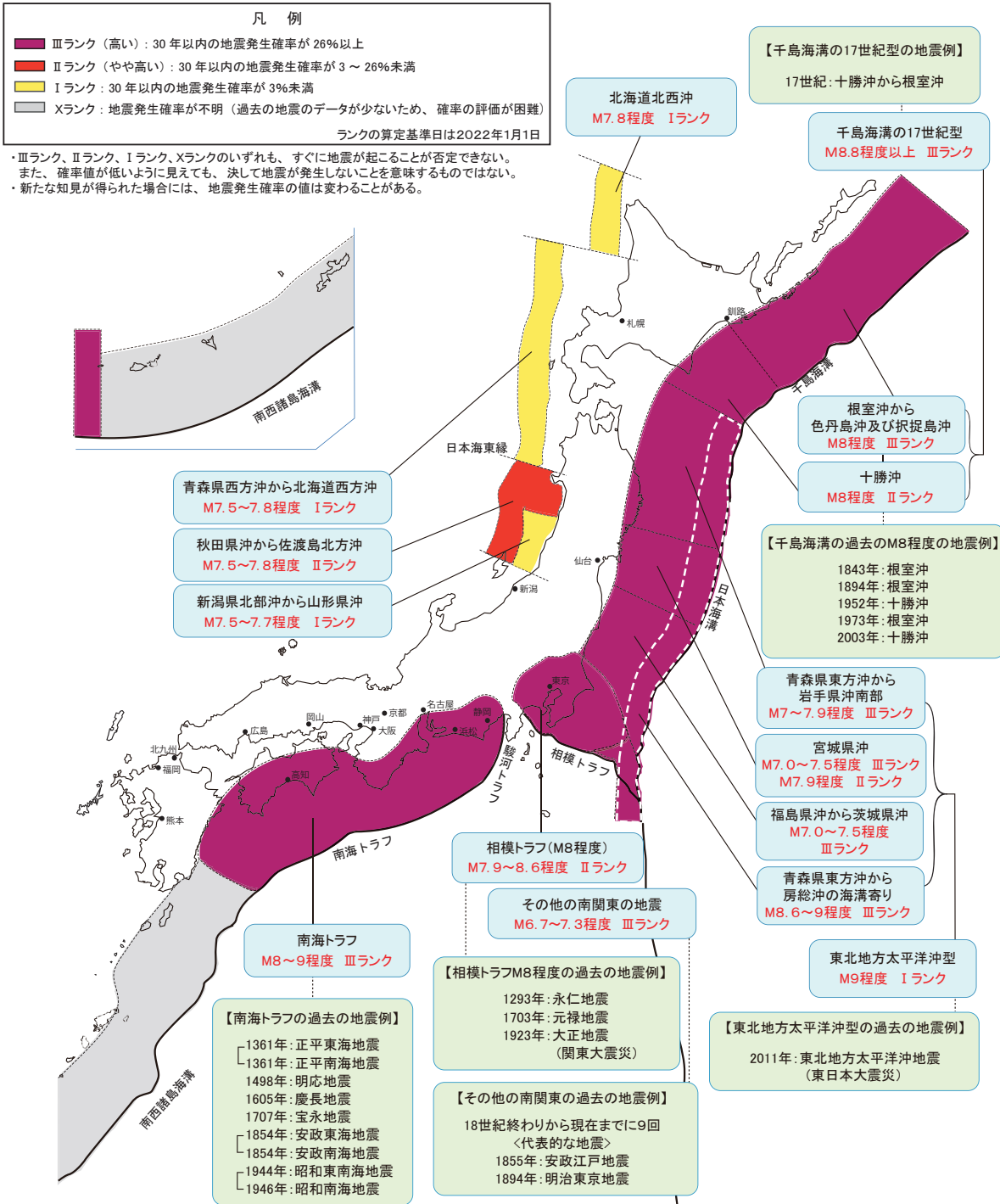
地震の発生確率の多くは数パーセントと、とても小さな値に見えます。しかし、この小さな値は決して安全を示す数字ではありません。

例えば 30 年間で交通事故で死亡する確率は約 0.084%*1 です。この数字と比べても地震の発生確率が低いものではないことがわかります。さらに、地震は、たとえ発生確率が低くても、いったん発生すればその被害は甚大なものとなる可能性があります。確率を受け止めるに当たっては、地震が発生した場合の被害の大きさも考え合わせる事が不可欠です

*1 事故率は「令和元年警察白書」・「令和元年版消防白書」・「令和元年の刑法犯に関する統計資料」から計算

■海溝型地震の長期評価結果

2022年1月13日公表



○ ランク分けに関わらず、日本ではどの場所においても、地震による強い揺れに見舞われるおそれがあります。

II. 地震動予測地図

地震調査研究推進本部は、最新の知見を反映しつつ、地震動予測地図を公表しています。

地震動予測地図には、今後一定期間に対象地点が強い揺れに見舞われる可能性を示した「確率論的地震動予測地図」と、特定の断層で地震が起きた場合にその断層の周辺がどれ位揺れるかを予測した「震源断層を特定した地震動予測地図」、想定した巨大地震による長周期の揺れを評価した「長周期地震動予測地図」という、観点の異なる3種類の地図があります。地震動予測地図は、長期評価（P50, 51）や、震源断層を特定した地震動予測手法などに基づいて作成されています。

これらの見方の異なる3種類の地図は、将来の地震に対する備えを考える際の検討目的や知りたい情報に応じて適切に使い分ける必要があります。

地震動予測地図の基本的な使い方

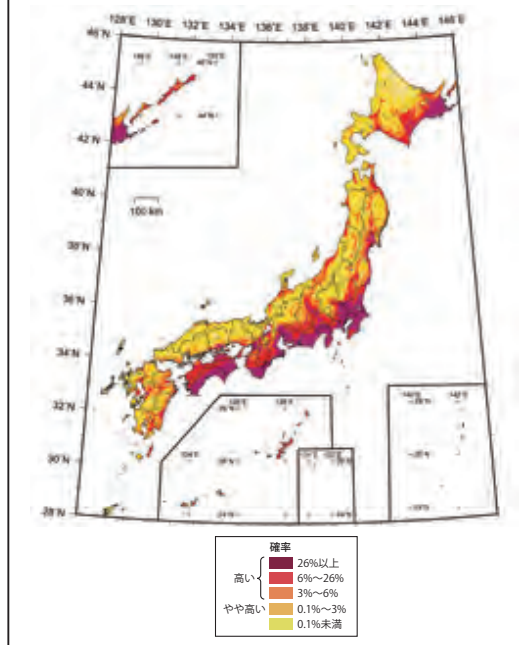
○確率論的地震動予測地図

対象地点に影響を与えると現時点で想定しうる全ての地震を考慮した上で、今後一定期間に対象地点が強い揺れに見舞われる可能性がどれくらいあるのか、また、その地域差を知ることができる。

○震源断層を特定した地震動予測地図

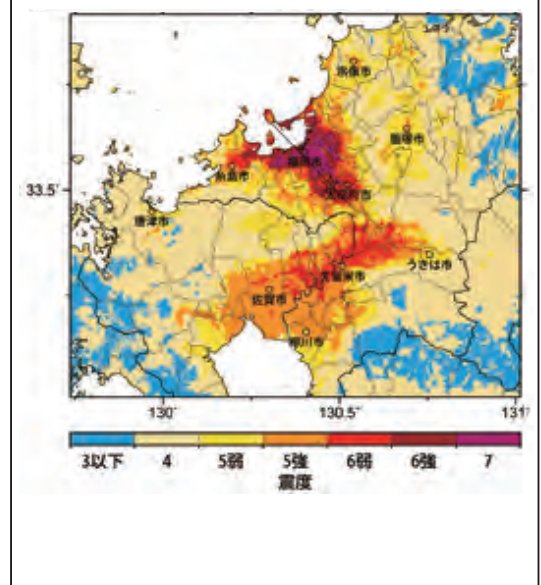
個々の地震について、その地震が起きた際にその周辺がどれ位揺れるかを知ることができる。

■今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図(基準日 令和2年(2020年)1月1日版)



■活断層で発生する地震を想定した強震動評価

警固断層帯(南東部)の地震を想定した強震動評価(令和3年(2021年)3月公表)



「地震動予測地図」の活用

地震調査委員会が作成した「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」は、地震防災意識の高揚のために用いることができます。

以下の利用法が想定され、目的により参考となる地図も違ってきます。

地震に関する調査観測関連

地震に関する調査観測計画において重点化すべき地域を選定する際の基礎資料(震源断層を特定した地震動予測地図等)

リスク評価関連

重要施設の立地、企業立地、地震保険料率算定などのリスク評価における基礎資料(震度6弱以上の地震動予測地図等)

地震防災対策関連

土地利用計画や、施設・構造物の耐震設計、地域防災計画の立案における基礎資料(震源断層を特定した確率論的地震動予測地図等)

地域住民関連

地域住民の地震防災意識の高揚(震度5強以上の確率論的地震動予測地図等)

確率論的地震動予測地図

確率論的地震動予測地図は、「ある一定期間内に、ある地域が強い揺れに見舞われる可能性」を確率論的手法により評価し、地図上に示しています。

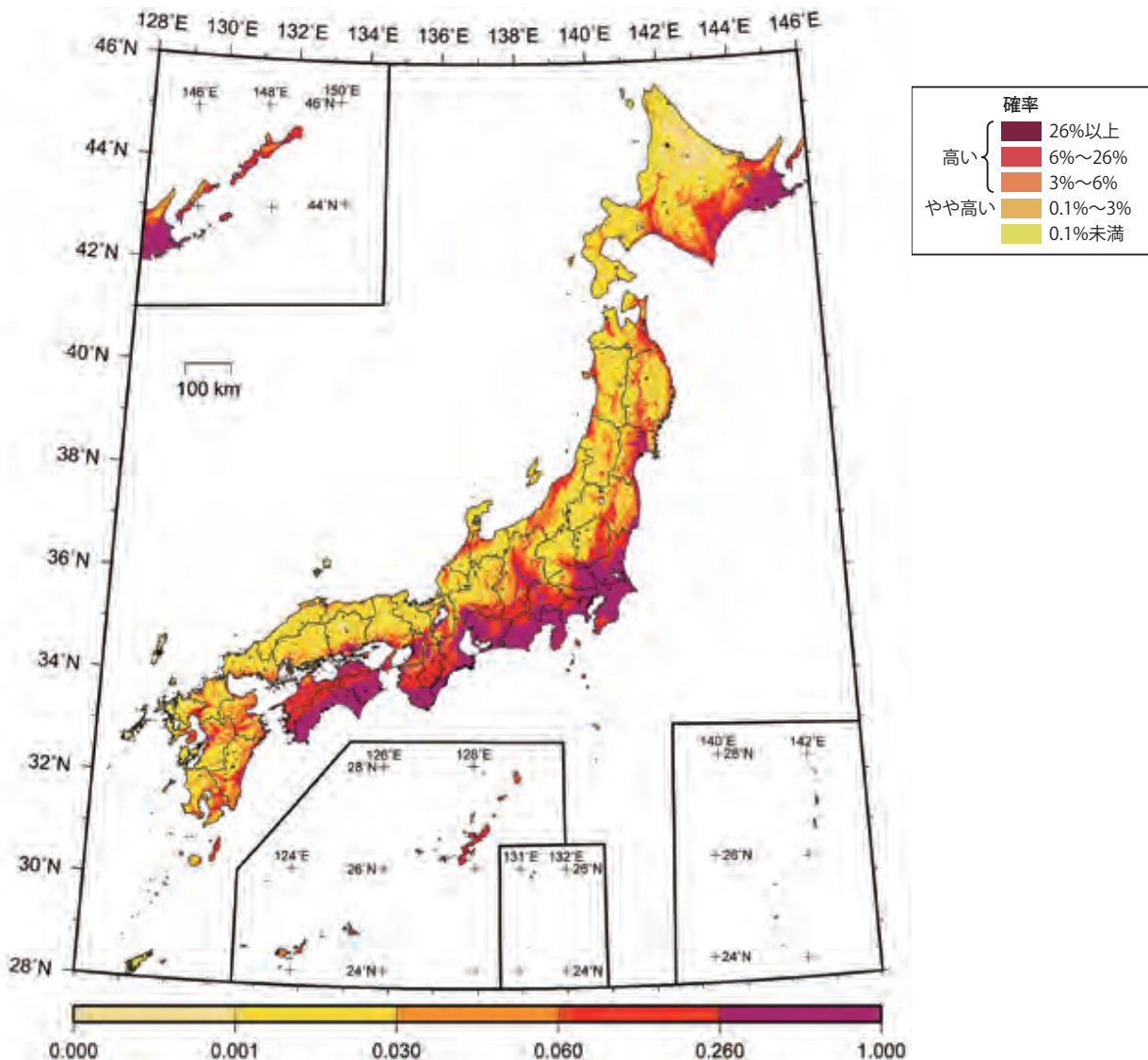
この地図の作成には、評価の対象とする地域に影響を及ぼすと考えられる、現時点で想定しうる全ての地震が考慮されています。そのようなモデル化をした地震は、長期評価を行った地震の他に、活断層が特定されていない場所で発生する地震などの予め震源断層を特定しにくい地震も含まれています。

確率論的地震動予測地図は、1種類の地図だけではなく、「期間」、「揺れの強さ」、「確率」の3つのうち2つを固定し、残りの1つの状況を地図上に示すことができます。ここでは、例として「期間」と「揺れの強さ」を固定した、「確率」の分布図を示します。確率論的地震動予測地図に関する報告書は、地震調査研究推進本部のホームページで公開されています。

また、防災科学技術研究所のWEBサイト「J-SHIS 地震ハザードステーション」でも地震動予測地図を見ることができます。全国のすべての地点について、地図を拡大したり、今後30年以内に強い揺れに見舞われる確率について、震度5弱、5強、6弱、6強以上の揺れについてや、「地盤の揺れやすさ」等を調べることができます。また、全国の主な活断層や海溝型地震の震源域も調べることができます。なお、地震動予測地図については、毎年見直しが進められています。

■ 確率論的地震動予測地図

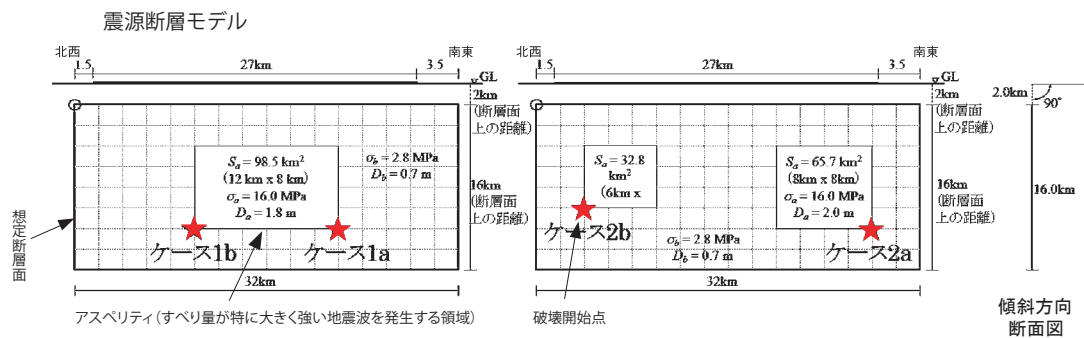
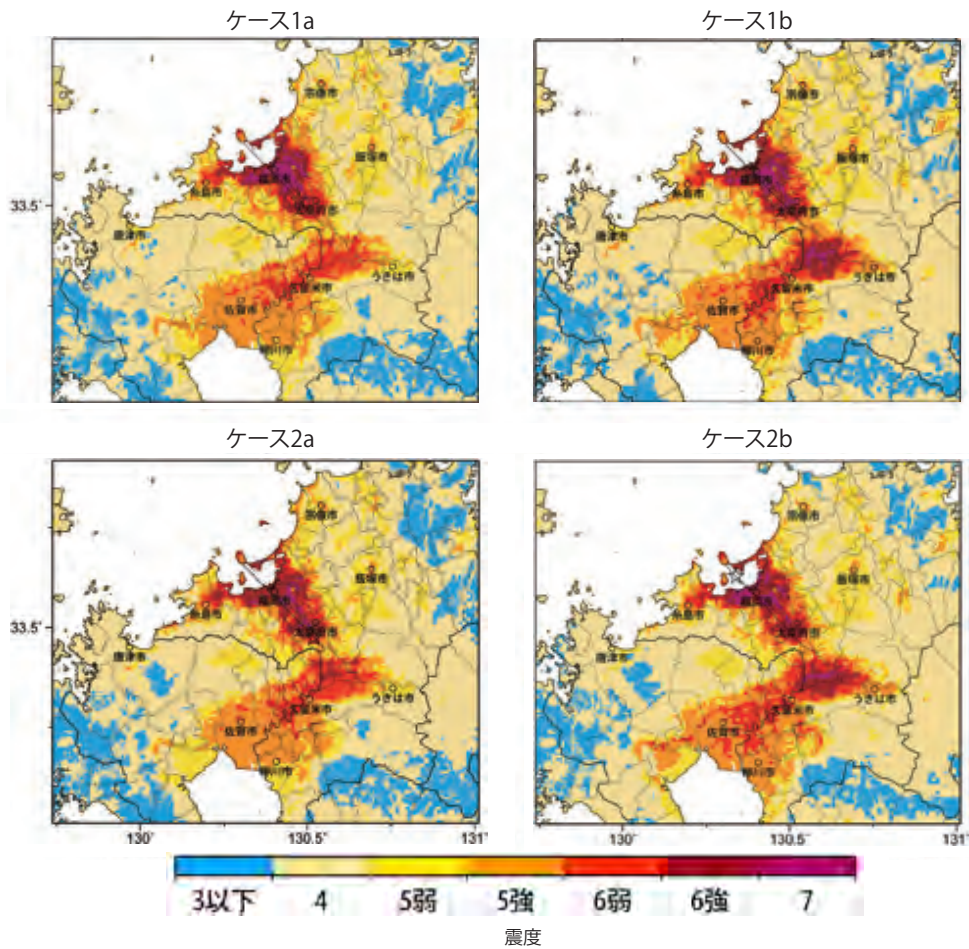
今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（基準日 令和2年（2020年）1月1日版）



震源断層を特定した地震動予測地図

震源断層を特定した地震動予測地図は、ある特定の震源断層に着目し、そこで地震が発生した場合に周辺の地域がどの程度の強い揺れに見舞われるかを示した地図です。例えば、自分の住む地域周辺の活断層が実際に動いた場合に、その地域がどれくらい強い揺れに見舞われるかを知りたい、といった場合に役立てることができます。この種の地図は、国や地域における防災計画策定のための被害想定に際して多く作成・利用されています。地震調査委員会では、誰が強震動予測を行っても同じ結果が得られるように、強震動予測手法の標準化を行い、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」としてまとめるとともに、活断層や海溝付近で発生する地震のうち、周辺地域への影響が大きい地震を対象として強震動予測を行い、震源断層を特定した地震動予測地図を順次公表してきました。震源断層を特定した地震動予測地図は、地震調査研究推進本部のホームページで公開されています。

■震源断層を特定した地震動予測図
警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価



アスペリティと破壊開始点の配置図

アスペリティが1つの場合(ケース1a, 1b)と大きさの異なる2つの場合(ケース2a, 2b)を想定。破壊開始点はアスペリティ分布の北西下端あるいは南東下端とした。(1a, 1b, 2a, 2bは破壊開始点であり、ケース名である。)

長周期地震動予測地図

長周期地震動予測地図は、想定した巨大地震により長い周期による揺れがどれくらい大きいかを示したものです。長周期地震動は、高層ビル等の大型建築物を大きく揺らし、被害を発生させることがあるため、長周期地震動による揺れを予測することは建物の耐震設計などにも重要な情報となります。

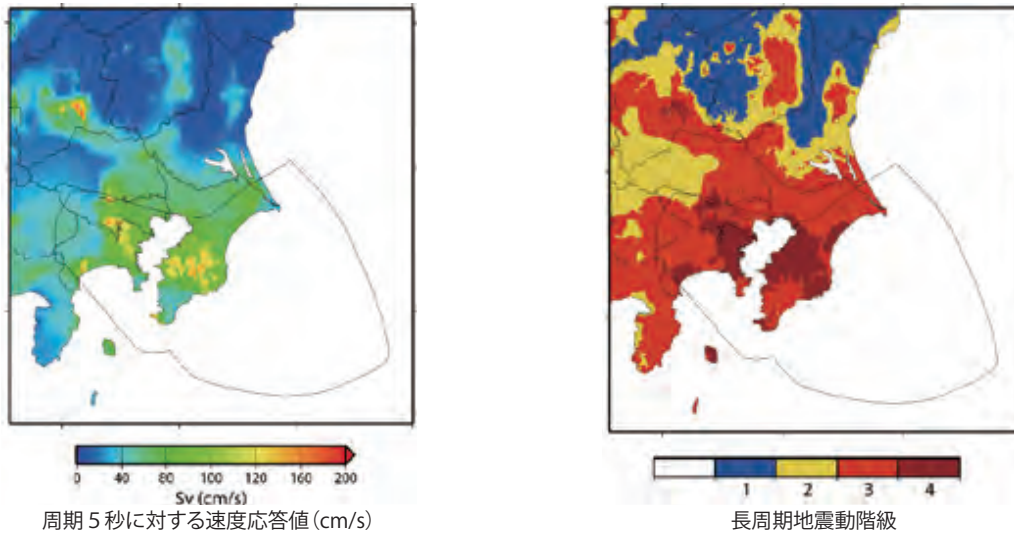
地震調査委員会では、これまで長周期地震動予測地図として、東海、東南海、宮城県沖で地震が発生したことを想定した地図、南海地震（昭和型）を想定した地図、相模トラフで巨大地震を想定した地図を公表してきました。計算した速度波形から速度応答スペクトル（いろいろな固有周期（建物や構造物が揺れやすい周期）を持つさまざまな建物や構造物に対して、地震動がどの程度の揺れの強さ（応答）を生じさせるかを示したもの）を求め、固定の周期（例えば、5秒）に対する各地域の速度応答値を地図として示しています。

また、平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震では、東京都内や大阪市内の高層ビルで、低層階よりも高層階で揺れが大きくなり、家具の転倒・移動等の被害があったことが確認されていますが、このような長周期地震動による被害は、地上の震度から把握することは困難です。気象庁では、これら長周期地震動の特徴についての検討を踏まえ、平成24年度にビルの高層階での揺れによる行動の困難さなどを表す指標として、震度とは異なる長周期地震動階級を定めました。相模トラフ巨大地震を想定した地震では、長周期地震動階級の予測地図も公開されています。

報告書や各地図、主な地点の速度波形や速度応答スペクトルなどについては、地震本部のホームページで見ることができます。

■長周期地震動予測地図

相模トラフ震源域（図内の薄い枠線）で起こる巨大海溝型地震について、様々な震源モデルに対し長周期地震動を計算し、各地点での揺れの平均値とばらつき（標準偏差）を評価。周期5秒に対する揺れ（速度応答値）の平均値＋標準偏差の分布（左図）、及びそれに対応する長周期地震動階級（右図）を示す。



長周期地震動階級（気象庁解説）

長周期地震動階級	人の体感・行動	室内の状況など
階級1	<ul style="list-style-type: none"> 室内にいたほとんどの人が揺れを感じる。驚く人もいる。 	<ul style="list-style-type: none"> ブラインドなど吊り下げものが大きく揺れる。
階級2	<ul style="list-style-type: none"> 室内で大きな揺れを感じ、物につかまりたいと感じる。 物につかまらないと歩くことが難しいなど、行動に支障を感じる。 	<ul style="list-style-type: none"> キャスター付き什器がわずかに動く。 棚にある食器類、書類の本が落ちることがある。
階級3	<ul style="list-style-type: none"> 立っていることが困難になる。 	<ul style="list-style-type: none"> 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。 間仕切り壁などにひび割れ・亀裂が入ることがある。
階級4	<ul style="list-style-type: none"> 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。 	<ul style="list-style-type: none"> 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。 間仕切り壁などにひび割れ・亀裂が多くなる。

Ⅲ．緊急地震速報

ある場所で地震が発生した際に、「今いる場所がこれから強く揺れる」ことが事前に分かれば、地震による被害を減らす効果があると考えられます。最近の地震学の成果と情報処理技術を駆使して、地震波が到達する前に震源の周辺に情報を伝達する仕組みの一つが、「緊急地震速報」です。

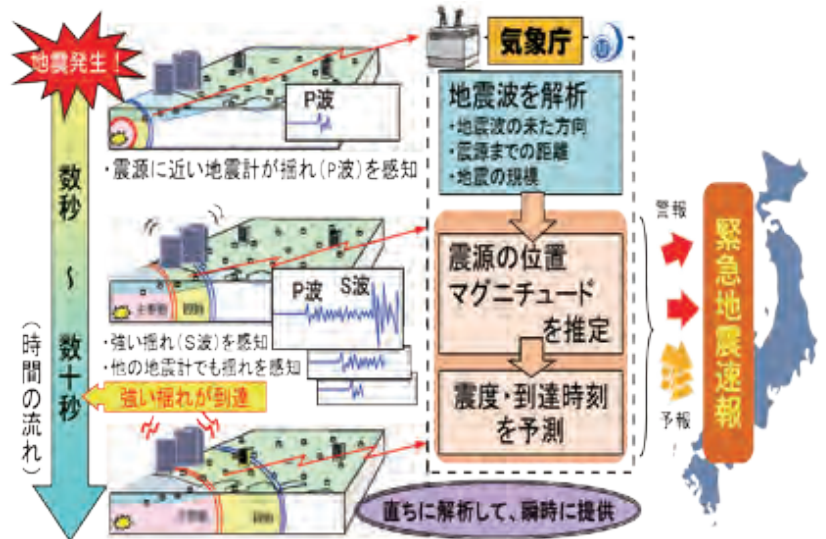
緊急地震速報は地震の発生直後に、震源に近い地震計でとらえた観測データを解析して震源や地震の規模（マグニチュード）を直ちに推定し、これに基づいて各地での主要動の到達時刻や震度を予測し、可能な限り素早く知らせる情報です。緊急地震速報が有効に活用できる時間を確保するためには、できるだけ迅速に発表しなければいけません。そのため、地震計で地震波をとらえた直後から、震源やマグニチュードを推定し、震度の予測を開始します。緊急地震速報の発表から強い揺れが到達するまでの時間はわずかなものですが、緊急地震速報により、エレベーターや列車、工作機械などの制御、避難行動などによる安全確保、津波に対する警戒などが出来るようになり、被害を軽減することが期待されます。

緊急地震速報は、平成 19 年（2007 年）10 月 1 日から一般への提供を開始しており、気象庁からテレビ、携帯電話、専用受信端末等を通じて提供されています。また、平成 19 年（2007 年）12 月 1 日からは地震動の予報及び警報に位置づけられました。一般提供を開始してから平成 29 年（2017 年）6 月末までに 184 回の地震について緊急地震速報（警報）を発表しています。

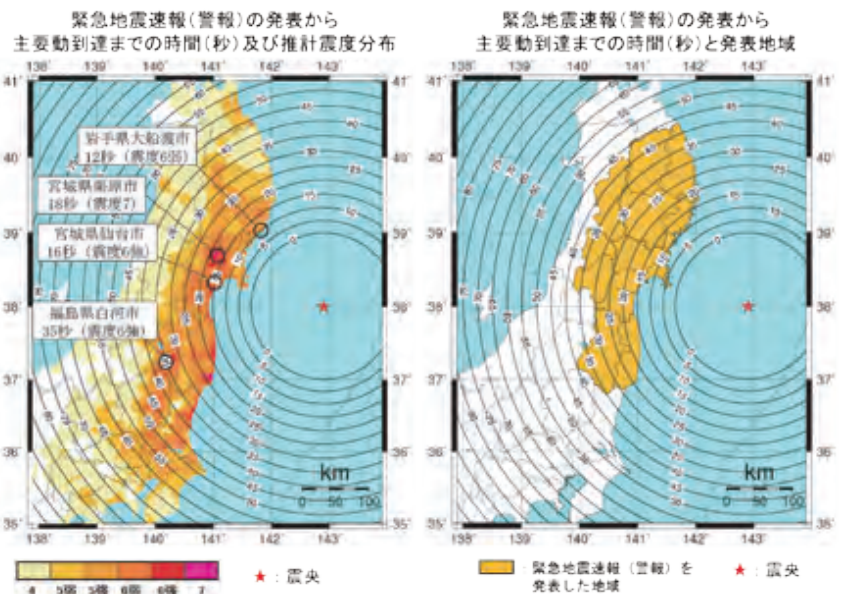
平成 23 年（2011 年）3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）では、地震の検知から 8.6 秒後に緊急地震速報（警報）を発表しました。この緊急地震速報（警報）は、震度 7 を観測した宮城県栗原市築館を含め、警報を発表したすべての地域に対して、強い揺れの到達前に発表することができました。到達するまでの 10～15 秒の間に機器の制御等揺れに備える行動をとることができました。

緊急地震速報は、震源に近いところでは強い揺れの到達に情報の発表が間に合わないことがあります。また予測された震度に誤差が含まれたり、発表までの処理はすべて自動で行われるため、誤報を発表する可能性があります。緊急地震速報を利用する際には、これらの特徴や限界について十分認識し、混乱や事故の発生を防ぎつつ利用する必要があります。

気象庁や国立研究開発法人防災科学技術研究所などによって技術開発が進められてきたものです。また、緊急地震速報には、気象庁の多機能型地震計約 270 点と国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震計約 800 点等が使用されています。



平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震



1. 地震調査研究推進本部の概要

平成7年（1995年）1月17日に発生した阪神・淡路大震災は、6,434名の死者を出し、10万棟を超える建物が全壊するという戦後最大の被害をもたらすとともに、日本の地震防災対策に関する多くの課題を浮き彫りにしました。

これらの課題を踏まえ、平成7年（1995年）7月、全国にわたる総合的な地震防災対策を推進するため、地震防災対策特別措置法が議員立法によって制定されました。

地震調査研究推進本部は、地震に関する調査研究の成果が国民や防災を担当する機関に十分に伝達、活用される体制になっていなかったという課題意識の下に、行政施策に直結すべき地震に関する調査研究の責任体制を明らかにし、これを政府として一元的に推進するため、同法に基づき総理府に設置（現在は、文部科学省に設置）された政府の特別の機関です。

1. 地震調査研究推進本部の基本的な目標と役割

□基本的な目標

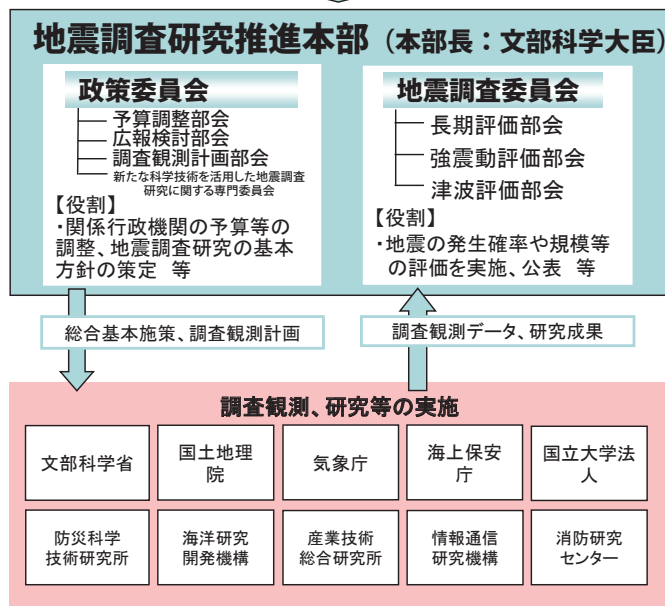
地震防災対策の強化、特に地震による被害の軽減に資する地震調査研究の推進

□役割

1. 総合的かつ基本的な施策の立案
2. 関係行政機関の予算等の事務の調整
3. 総合的な調査観測計画の策定
4. 関係行政機関、大学等の調査結果等の収集、整理、分析及び総合的な評価
5. 上記の評価に基づく広報

2. 地震調査研究推進本部の構成

国、地方公共団体等の防災対策



地震調査研究推進本部は、本部長（文部科学大臣）と本部員（関係省庁の事務次官等）から構成され、その下に学識経験者および関係機関の職員から構成される「政策委員会」と「地震調査委員会」が設置されています。

「政策委員会」では、地震調査研究の推進に関する基本的な施策の立案、予算等の事務の調整、評価に基づく広報等を行っています。

「地震調査委員会」は、毎月定期的に開催し、調査観測結果や研究成果を整理・分析して地震活動を総合的に評価するとともに、その結果を公表しています。また、被害地震が発生した場合や顕著な地殻活動が発生した場合等には、臨時会議を開催し、地震活動の現状等について評価を行っています。

地震調査研究推進本部では、近年の地震調査研究を取り巻く環境の変化等を踏まえつつ、将来を展望した新たな地震調査研究の方針を示す「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策（第3期）―」を策定しています。

II. 関連行政機関の取組み

1. 中央防災会議

中央防災会議とは、災害対策基本法に基づき設置された内閣の重要政策に関する会議で、防災基本計画の作成や、防災に関する重要事項の審議等を行っています。

また、中央防災会議は、本部長（内閣総理大臣）および本部員（全閣僚、指定公共機関の代表者および学識経験者）により構成されています。

日本の防災対策は、中央防災会議の定める防災基本計画に示される方針のもとに進められており、地震調査研究もその中に位置づけられています。地震調査研究推進本部では、地震調査研究に関する総合的かつ基本的な施策を立案する際には、中央防災会議の意見を聞き、防災対策全般と地震に関する調査研究との調整が図られます。

中央防災会議は、その議決により専門調査会を設置し、専門的事項を調査しています。

2. 科学技術・学術審議会 測地学分科会

科学技術・学術審議会とは、文部科学省設置法に基づき設置された審議会であり、この審議会の下にある測地学分科会では、測地学及び政府機関における測地事業計画に関する事項を司り、地震火山研究の推進方策等についての調査審議が行われています。

我が国の地震予知研究は、昭和39年（1964年）7月に測地学審議会（当時）が関係大臣に建議した「地震予知研究計画の実施について」を起点に、平成26年度からは、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、災害科学の一部として推進することとし、現象の解明や発生予測にとどまらず、災害を引き起こす強震動や津波などの災害誘因の予測も対象として、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」を開始しました。現在は、平成31年1月に建議した「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）の推進について」に基づき観測研究が推進されており、人文・社会科学などの関連分野の研究者と連携をしながら、社会の防災リテラシーの向上に関する研究なども進められています。

これらの地震火山の観測研究で得られた成果は、地震調査研究推進本部でも活用されています。

3. 地震予知連絡会

地震予知連絡会は、地震予知の実用化を促進する旨の閣議了解（昭和43年5月）及び測地学審議会建議（昭和43年7月）を踏まえて、地震予知に関する調査・観測・研究結果等の情報の交換とそれらに基づく学術的な検討を行うことを目的に、昭和44年4月、国土地理院に事務局を置き発足しました。

現在では、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画の推進について（建議）」（平成25年11月）において「地震予知連絡会は、地震活動・地殻変動などに関するモニタリング結果や地震の予知・予測のための研究成果などに関する情報交換を行うことにより、モニタリング手法の高度化に資する役割を担う」として位置づけられています。

地震予知連絡会は、年4回を基本に開催され、報告された調査・観測・研究成果等は地震予知連絡会会報として年2回まとめられます。

GNSS (ジーえぬえすえす) [Global Navigation Satellite System] ⇒ 22P、28P、40P、43P、45P、48P

P波 (ピーは) ⇒ 12P、23P、36P、37P

S波 (えすは) ⇒ 12P、23P、36P、37P

アセノスフェア

プレートすなわちリソスフェアの下位にあって、相対的に流動性に富んだ軟らかい層を指し、岩流圏とも呼ばれます。上部マントルには、地震波の速度が深さと共に減少するいわゆる低速度層が存在しますが、アセノスフェアはこの層とほぼ同一のものと考えられています。低速度層は、大陸下よりも海底下でより顕著に存在することが地震波の観測から知られています。この層は海底下では深さ70~250kmくらいに存在しますが、大陸下ではほとんど認められません。しかし、日本などの島弧下では低速度層は異常に発達しており、地殻直下(深さ約30km)にまで及んでいます。このようなアセノスフェアの発達状況の違いは、上部マントルの温度構造に関係すると考えられており、高温のためにマントルが部分溶解しているか、それに近い軟弱な状態にあると考えられています。アセノスフェアは、リソスフェアよりかなり軟らかいためリソスフェア(プレート)が運動するのを容易にしていると考えられています。 ⇒ 25P

アスペリティ

地震は地下の岩盤が急激にずれることによって生じますが、そのずれは断層面全体で一様ではありません。アスペリティとは、岩盤同士が特に固く結合している部分をいいます。アスペリティは、地震時には急に大きくずれ、強い地震波を出します。アスペリティの位置や大きさは、地震波の記録の分析によって推定することができます。 ⇒ 54P

液状化現象(えきじょうかげんしょう) ⇒ 21P、38P、39P

海溝(かいこう)

大陸または島弧と大洋底との間にあり、急斜面で囲まれた細長く深い海底の凹地をいいます。通常、6,000m以上の深さがあり、プレートの沈込みによるものをいいます。大部分の海溝は、陸側が急斜面で海側が緩斜面の、非対称なV字形の断面を示します。地球上には27の海溝があり、そのうち22が太平洋にあります。長さは、大規模なもので数千kmに達します。ペルー海溝やチリ海溝のように、太平洋の東側にあるものは水深が比較的浅く直線的であり、日本海溝のように西側にあるものは深く、平面形が海側に張り出した弧状をなしています。海溝では、海のプレートが陸のプレートの下に沈み込み、震源の分布が、海溝から陸側に向かって斜めに深くなっている深発地震面が観察されます。 ⇒ 6P、7P、24P、25P、30P、31P、44P、45P、51P、54P

海溝型地震(かいこうがたじしん)

海溝付近のプレート境界やプレート内部で発生する大地震を総称し、地震調査研究推進本部では海溝型地震と呼んでいます。 ⇒ 7P、10P、11P、22P、29P、33P、35P、45P、50P、51P、52P、53P

海膨(かいぼう)

緩やかにかつ滑らかに盛り上がっている、長く幅広い深海底の隆起部を指します。地形の規模や成因に関係なく形態で名付けられます。東太平洋海膨が代表的なもので、水深4,000m以浅の幅は1,400km程度に達します。東太平洋海膨・太平洋南極海嶺・南東インド洋海嶺は中央海嶺に含まれる海膨で、いずれも中軸谷の発達しないなだらかな海底山脈です。中央海嶺は中軸谷の発達した海嶺型と中軸谷の発達しない海膨型に分類され、両者の違いは中央海嶺での拡大速度の大小に対応し、海嶺型での拡大速度は2cm/年程度、海膨型では2~3cm/年より大きいとされています。 ⇒ 24P、25P

海嶺(かいいい)

急傾斜の斜面をもつ海底の細長い高まりで、しばしば大洋底をいくつかの海盆に分けています。とくに大洋中央部の地形的な高まりは中央海嶺と呼ばれ、世界の大洋底に連続する地球規模の海底山脈であり、その総延長は7万kmを超えます。多くの中央海嶺は中央部付近で高度が最も高く、麓からの高さは2,000~3,000mに達します。山頂部には中軸谷とよばれる1,000m以上の深い谷がみられます。この谷底では、噴出した枕状の溶岩や熱水の噴出により形成されたチムニーなどが見られます。インド洋中央海嶺は、ジブチのアデン湾、紅海、東アフリカの陸上の大地溝帯へと続いていることが確認されています。海嶺では、マントル物質の上昇と両側への水平移動が観測されており、海嶺は新しい海のプレートの生産の場であると考えられています。 ⇒ 25P

花崗岩質(かこうがんしつ)

花崗岩の組成をもつマグマや岩石を指します。花崗岩は火成岩の一種で、主成分は石英・長石・雲母から成り、全体的に白っぽく見えます。花崗岩は地下深部の高温下で形成された深成岩で、大陸や島嶼などの陸地を構成する非常に一般的な岩石です。 ⇒ 24P、25P

活断層(かつだんそう) ⇒ 8P、9P、10P、11P、22P、32P、35P、40P、46P、47P、48P、50P、52P、53P、54P

逆断層(ぎやくだんそう) ⇒ 26P、27P、28P、67P

強震計(きょうしんけい) ⇒ 40P、41P、42P

緊急地震速報(きんきゅうじしんそくほう) ⇒ 22P、23P、56P、64P

空中写真判読（くうちゅうしゃしんはんどく）

2枚の写真を用いると立体的に見えるように航空機で撮影された写真を用いて、立体的に地形を観察し、地形の微妙な起伏や食い違いを詳しく読み取り、断層運動の繰り返しによってできた地形を見つけ出す手法です。侵食や堆積の作用で説明できない地形が見つければ活断層である可能性があります。活断層の存在は、専門家による空中写真判読により認定されることが多いのですが、地形からの判断だけでは、それが活断層であるかどうかははっきりしないことがあります。そのような理由で、活断層の確からしさが、確からしい方から「確実度Ⅰ～確実度Ⅲ」として表現されます。 ⇒ 46P

群発地震（ぐんぱつじしん） ⇒ 19P、33P、35P

玄武岩質（げんぶがんしつ）

玄武岩の組成をもつマグマや岩石を指します。玄武岩は、マグネシウム・鉄に富む火山岩の総称で、全体的に灰色から黒っぽく見えます。玄武岩は陸上や海底の火山、海嶺で生成され、火山岩のなかで最も多量で汎世界的に分布しています。 ⇒ 25P

高感度地震計（こうかんどじしんけい） ⇒ 40P、41P、42P、56P

合成開口レーダー（ごうせいかいこうー）〔Synthetic Aperture Radar, SAR〕

航空機や人工衛星に搭載し移動させることによって、小型のアンテナを使用した場合でも、大型のアンテナで観測したのと同様に高い解像度の情報が得られるレーダーのことをいいます。軌道を移動中に何回も送受信をおこない、受信した情報を合成することによって、大きなアンテナを使用した場合と同じような効果を得るものです。合成開口レーダーの応用技術として、干渉SAR技術があります。これは、地表の同じ地点を2ヶ所から、観測し得られた画像を比較することによって、地表の標高やその変化の情報を得るものです。干渉SAR技術は、地震やマグマの活動による地殻変動の観測などに使われています。 ⇒ 44P

広帯域地震計（こうたいいきじしんけい） ⇒ 40P、42P

地震動予測地図（じしんどうよそくちず） ⇒ 52P、53P、54P、55P

地震波（じしんは） ⇒ 7P、12P、13P、17P、23P、24P、27P、36P、37P、42P、49P、56P

実体波（じつたいは） ⇒ 36P

重力探査（じゅうりょくたんさ）= 物理探査（ぶつりたんさ） ⇒ 46P

初期微動（しょきびどう） ⇒ 23P、36P

主要動（しゅようどう） ⇒ 23P、36P、56P

震央（しんおう） ⇒ 6P、9P、16P、26P、36P

震源（しんげん） ⇒ 6P、7P、9P、12P、14P、15P、16P、17P、18P、19P、23P、27P、30P、31P、35P、36P、37P、38P、40P、44P、56P

震源域（しんげんいき） ⇒ 9P、16P、17P、28P、34P、41P、42P、44P、45P、53P

震源断層（しんげんだんそう） ⇒ 9P、14P、16P、17P、49P、52P、53P、54P

人工地震（じんこうじしん）

火薬の爆発、おもりの振動、圧縮空気の膨張などを震源として使用し、人工的に発生させた地震のことをいいます。人工地震により発生させた地震波を解析することにより、地下構造を調べることができます。 ⇒ 13P、48P、49P

震度（しんど） ⇒ 14P、15P、17P、23P、27P、38P、52P、53P、54P、56P、65P、67P

正断層（せいだんそう） ⇒ 26P、27P、51P

前震（ぜんしん） ⇒ 34P、67P

縦ずれ断層（たてずれだんそう） ⇒ 26P、27P

縦波（たてなみ） ⇒ 12P、36P

弾性波探査（だんせいわたんさ）= 物理探査（ぶつりたんさ） ⇒ 46P、48P、49P

断層運動（だんそううんどう）⇒7P、8P、9P、12P、16P、17P、26P、27P、28P、29P、31P、32P、35P、36P、40P、42P、43P

断層帯（だんそうたい）

日本には約2,000の活断層が分布していると推定されていますが、これらの断層のうち複数が近接してある地域に帯状に分布しているものもあります。そのような複数の断層をまとめたものを断層帯といいます。

⇒8P、46P、47P、48P、49P、50P、52P

断層面（だんそうめん）⇒7P、26P、27P、28P、29P、31P、36P、54P

地殻変動（ちかくへんどう）⇒19P、20P、22P、26P、27P、28P、29P、31P、35P、38P、40P、43P、44P、45P、48P、58P

地表地震断層（ちひょうじしんだんそう）⇒8P、9P、32P、67P

長周期地震動（ちょうしゅうきじしんどう）⇒14P、15P、52P、55P

津波（つなみ）⇒5P、20P、27P、29P、31P、38P、40P、42P、44P、51P、56P、58P、64P、65P、67P

津波地震（つなみじしん）⇒27P、38P、42P、51P

低周波地震（ていしゅうはじしん）

マグニチュードのわりに異常に低周波（長周期）の地震波を放出する地震を低周波地震といいます。例えばマグニチュード3では、通常の地震は1秒間に10～20回の振動（周波数10～20Hz）が卓越するのに対して、低周波地震では1～2回（1～2Hz）の振動が卓越します。低周波地震の発生回数は、通常の地震に比べると数は少ないのですが、日本列島の北から南まで、多くの場所で見つかっています。低周波地震の発生のメカニズムは、地下のマグマ活動に関連していると考えられています。

⇒32P

トラフ

海溝よりは浅くて幅の広い、比較的緩やかな斜面をもつ海底の凹地で、舟状海盆ともいいます。形態のみで定義されており、規模、成因はさまざまです。海溝の一部で地形的にトラフといわれるもの（南海トラフ、駿河トラフ、相模トラフ）、島弧背後にあって現在拡大しつつある縁海（マリアナトラフ、沖縄トラフ）などがあります。また、起源的には海溝であるが、堆積作用によって浅く周縁の斜面が緩やかになったものにも使われることがあります。⇒7P、10P、25P、30P、31P、44P、45P、51P

トランスフォーム断層（ーだんそう）

1965年に海洋底拡大説に基づいてJ.T.Wilsonが提唱した、離れあうプレート境界と直交する横ずれ状の断層のことを言います。たとえば南北に走る海嶺の軸が、ある場所で東西に食い違っているとき、この食い違いを生じさせている東西にのびる断層がトランスフォーム断層です。トランスフォーム断層のうちで、食い違った海嶺の軸にはさまれた部分では断層の両側のプレートが逆向きに運動するため、地震が発生します。しかしトランスフォーム断層のそれ以外の部分では、断層の両側のプレートが同じ向きに運動するため地震がほとんど発生しません。トランスフォーム断層の多くは海底にありますが、北アメリカ西海岸沿いに1,000km以上にわたってのびるサンアンドレアス断層は陸上にあるトランスフォーム断層であるとされています。

⇒25P

トレンチ調査（ーちようさ）

活断層の過去の活動を詳しく知るために、断層線（面）を横切る方向に細長い溝を掘り、地層を露出させておこなわれる調査のことをいいます。断層を挟んだ地層のずれ方や地層の年代などを調査して、過去の長期間にわたる断層の活動に関する情報を得ます。この情報をもとにして、将来発生する地震の規模、時期などを推定します。一般的には深さ5m、長さ20mほどのトレンチを掘りますが、大がかりなものとして、丹那断層や根尾谷断層のトレンチ調査があります。トレンチは調査後に埋め戻されるのが普通ですが、根尾谷断層では地震断層観察館として保存されています。⇒11P、35P、46P

微動アレー探査（びどうーたんさ）＝ 物理探査 ⇒48P

表面波（ひょうめんは）⇒12P、36P

物理探査（ぶつりたんさ）

地殻を構成する岩石の物理的な性質を利用して、地下の地質構造を調査する方法をいいます。トレンチ調査では通常深さ数mまでの地層の情報が得られますが、それより深い地下での断層面の形態を知るためや、地震波を伝える地下の構造を知るために（地下構造調査）、物理探査が行われます。重力探査、磁気探査、弾性波探査、電気探査、熱的探査、放射能探査、音波探査などの手法があり、活断層の調査や地下構造調査には、重力探査と弾性波探査の二つの方法がよく使われます。重力探査とは、地上で観測される重力の値が、地下の岩盤密度によって変化することを利用して調べる方法で、断層運動によってずれている地下の岩盤の状態を推定することができます。弾性波探査とは、地下を伝わる地震波が地層の境界で屈折や反射をすることを利用して、地下の状態を調査します。これには、屈折波を利用する屈折法と反射波を利用する反射法があります。その他、物理探査には、自然現象によって引き起こされているわずかな振動を用いて、地盤のS波速度の概略を求める微動アレー調査、海底の地下構造を調べる音波探査の一種のマルチチャンネル反射法探査などがあります。⇒46P、48P、49P

プレート ⇒ 6P、7P、8P、11P、20P、24P、25P、26P、28P、29P、30P、31P、32P、33P、35P、38P、44P、48P、49P、51P、67P

プレート間地震（**ーかんじしん**） ⇒ 7P、29P、30P、31P、38P

プレートテクトニクス ⇒ 24P

噴砂（**ふんさ**） ⇒ 21P、39P

ホットスポット

マントルの上昇流によってマグマが生成され、プレートの孤立した地点で火成活動が生じている場所のことをいいます。ホットスポットは、1億年以上にわたってほとんど場所が変わらないという性質があるため、その上をプレートが通過すると、ホットスポットで形成された火山島または海山の列としてプレート運動の軌跡が残ります。ハワイ諸島はホットスポットに関連して形成された代表的な火山島で、北西の島ほど形成された時代が古く、南東の島ほど火山活動が活発であるという特徴があります。 ⇒ 24P

ボーリング調査（**ーちょうさ**）

地表から地下に筒状の穴を掘り、地層を採取して地下の状態を調べる地質調査の方法です。活断層調査では、地層をすべて採取するオールコアボーリングが行なわれ、その試料を分析することで断層による地層の食い違いやその年代、堆積環境を知ることができます。また、断層の通過地点を正確に求め、トレンチ調査の適地をより正確に決めるためにもしばしば行われます。 ⇒ 13P、46P

本震（**ほんしん**） ⇒ 18P、34P、35P、55P

マグニチュード ⇒ 9P、14P、17P、18P、19P、23P、27P、28P、31P、32P、34P、35P、38P、42P、50P、51P、56P、66P

マグマ

マグマとは、地下で発生した溶融した流体の総称です。マグマの発生する場所は深さ数十～150kmで、マグマを直接観察することはできません。マグマの温度は、ふつう650～1300℃の範囲にあると考えられています。マグマは生成された場所の周囲の物質よりも比重が小さいため、浮力によって上昇します。上昇したマグマは、地殻浅部によどみを形成し、これをマグマだまりと呼びます。そこで冷えて固まると、花崗岩のような岩石になりますが、マグマの活動が活発だと地表に噴出して火山ガスや溶岩、火山灰などを生じさせます。 ⇒ 19P、25P、33P、35P

マントル ⇒ 24P、25P

モーメントマグニチュード ⇒ 27P、28P

有感地震（**ゆうかんじしん**）

人間が揺れを感じることができる地震を、有感地震といいます。気象庁の決めた震度階で、震度1以上の地震がこれにあたります。 ⇒ 17P

横ずれ断層（**よこーだんそう**） ⇒ 26P、27P

横波（**よこなみ**） ⇒ 12P、36P

余震（**よしん**） ⇒ 18P、27P、34P、39P、42P、67P

余震域（**よしんいき**） ⇒ 34P、45P

リソスフェア

地表から上部マントルの低速度層のはじまる深さまでの比較的硬い層を指し、地殻と上部マントルの最上部で構成されています。岩石圏やプレートと呼ばれることもあります。リソスフェアの下はアセノスフェアと呼ばれ、比較的軟らかい層であると考えられています。リソスフェアの厚さは、海洋底では平均70kmですが、大陸下では低速度層の有無がはっきりしないため実体がよくわかっていません。大陸地殻を含む部分を大陸リソスフェア、海洋地殻に対応する部分を大洋リソスフェアまたは海洋性リソスフェアと呼ぶことがあります。このリソスフェアをいくつかのブロック、すなわちプレートに分け、それらの相互作用の結果としてさまざまな地学現象を説明するのが、プレートテクトニクスです。 ⇒ 25P

1. 地震が起こる前に

地震は突然おそって来ます。日頃からできるかぎりの備えをしておくことが大切です。

地震 に対する 10の備え



身の安全の備え

家具類の転倒・落下・移動防止対策をしておこう

- ・けがをしたり、避難に支障がないように家具を配置しておく。
- ・家具やテレビ、パソコンなどを固定し、転倒・落下・移動防止措置をしておく。



けがの防止対策をしておこう

- ・食器棚や窓ガラスなどには、ガラスの飛散防止措置をしておく。
- ・停電に備えて懐中電灯をすぐに見える場所に置いておく。
- ・散乱物でケガをしないようにスリッパやスニーカーなどを身近に準備しておく。



家屋や塀の強度を確認しておこう

- ・家屋の耐震診断を受け、必要な補強をしておく。
- ・ブロックやコンクリートなどの塀は、倒れないように補強しておく。



初動対応の備え

消火の備えをしておこう

火災の発生に備えて消火器の準備や風呂の水のくみ置き（溺れ防止のため子どもだけで浴室に入れないようにする）をしておく。



火災発生の早期発見と防止対策をしておこう

- ・火災の早期発見のために、住宅用火災警報器を設置しておく。
- ・普段使用しない電気器具は、差込みプラグをコンセントから抜いておく。
- ・電気やガスに起因する火災発生防止のため感震ブレーカー、感震コンセントなどの防災機器を設置しておく。



非常用品を備えておこう

- ・非常用品は、置く場所を決めて準備しておく。
- ・車載ジャッキやカーラジオなど、身の周りにあるものの活用を考えておく。



確かな行動の備え

家族で話し合っておこう

- ・地震が発生した時の出火防止や初期消火など、家族の役割分担を決めておく。
- ・外出中に家族が帰宅困難になったり、離れ離れになった場合の安否確認の方法や集合場所などを決めておく。
- ・家族で避難場所や避難経路を確認しておく。
- ・普段のつき合いを大切にするなど、隣り近所との協力体制を話し合っておく。



地域の危険性を把握しておこう

- ・自治体の防災マップ等で、自分の住む地域の地域危険度を確認しておく。
- ・自宅や学校、職場周辺を実際に歩き、災害時の危険箇所や役立つ施設を把握し、自分用の防災マップを作っておく。



防災知識を身につけておこう

- ・新聞、テレビ、ラジオやインターネットなどから、防災に関する情報を収集し、知識を身につけておく。
- ・消防署などが実施する講演会や座談会に参加し、過去の地震の教訓を学んでおく。



防災行動力を高めておこう

- ・日頃から防災訓練に参加して、身体防護、出火防止、初期消火、救出、応急救護、通報連絡、避難要領などを身に付けておく。



(提供：東京消防庁)

2. もし地震が起きたら

地震による災害を軽減するためには、地震が起きた時にどのように行動するかということや、あらかじめ知っておくことや、考えておくことが必要です。津波の危険がある場合には、次頁の津波に対する心得も踏まえて、地震後直ちに避難しましょう。

地震

その時10のポイント

地震時の行動

地震だ！ まず身の安全

- ・揺れを感じたり、緊急地震速報を受けた時は、身の安全を最優先に行動する。
- ・丈夫なテーブルの下や、物が「落ちてこない」「倒れてこない」「移動してこない」空間に身を寄せ、揺れがおさまるまで様子を見る。



- 【高層階（概ね10階以上）での注意点】
- ・高層階では、揺れが数分続くことがある。
 - ・大きくゆっくりとした揺れにより、家具類が転倒・落下する危険に加え、大きく移動する危険がある。



地震直後の行動

落ちついて火の元確認 初期消火

- ・火を使っている時は、揺れがおさまってから、あわてずに火の始末をする。
- ・出火した時は、落ちついて消火する。



あわてた行動けがのもと

- ・屋内で転倒・落下した家具類やガラスの破片などに注意する。
- ・瓦、窓ガラス、看板などが落ちてくるので外に飛び出さない。



窓や戸を開け出口を確保

- ・揺れがおさまった時に、避難ができるよう出口を確保する。



門や塀には近寄らない

- ・屋外で揺れを感じたら、ブロック塀などには近寄らない。



地震後の行動

火災や津波 確かな避難

- ・地域に大規模な火災の危険がせまら、身の危険を感じたら、一時集合場所や避難場所に避難する。
- ・沿岸部では、大きな揺れを感じたり、津波警報が出されたら、高台などの安全な場所に素早く非難する。



正しい情報 確かな行動

- ・ラジオやテレビ、消防署、行政などから正しい情報を得る。



確かめ合おう わが家の安全 隣の安否

- ・わが家の安全を確認後、近隣の安否を確認する。



協力し合って 救出・救護

- ・倒壊家屋や転倒家具などの下敷きになった人を近隣で協力し、救出・救護する。



避難の前に 安全確認電気・ガス

- ・避難が必要な時には、ブレーカーを切り、ガスの元栓を締めて避難する。



(提供：東京消防庁)

3. 津波に対する心得

海岸近くの低い土地にいるときに地震が起きた場合には、津波に襲われる可能性があります。そのため、次のようなことを心得ておく必要があります。

1. 強い揺れを感じたら急いで避難！

強い揺れ（震度4程度以上）を感じたとき、または弱く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、急いで避難しましょう。

2. 揺れが強くなくても油断禁物！

小さい揺れの地震でも津波が発生する危険があります。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、急いで避難しましょう。

3. 避難は安全な高いところへ！

「より遠くへ」ではなく、高台や津波避難ビルなど「より高い」安全な場所に避難することが大切です。

4. 津波は繰り返し襲ってくる！

津波は2回、3回と襲ってきます。警報・注意報が解除されるまで海岸に近づいてはいけません。

5. 正しい情報を聞く！

広報車やラジオ、テレビなどを通じて、正しい情報を聞きましょう。

6. 海岸に近づかない！

津波警報の場合はもちろん、津波注意報でも海岸には絶対に近づかないようにしましょう。

7. 川に近づかない！

津波は川を遡ってきます。川には絶対近づかないようにしましょう。

4. 安否確認の方法

地震が起きると、多くの方が心配をして家族や友人に電話をかけるため、電話がつながりにくくなる場合があります。そのため、災害発生時の連絡方法として「災害用伝言ダイヤル171」、「災害用伝言版（web171）」、ケータイ「災害用伝言版」などがあります。

例えば、「災害用伝言ダイヤル171」では、「171」をダイヤルすると、音声ガイダンスによって操作方法が説明されます。家族の方などの災害時の連絡方法を事前に話し合っ、災害用伝言ダイヤル「171」の利用方法などを確認しておきましょう。



※「災害用伝言ダイヤル171」をご利用いただく場合は、まず被災地内の固定電話からのご利用が優先されます。被災地外から及び携帯電話からのご利用は、段階的に可能となりますので、ご注意ください。

発生日月	地震名(地域)	マグニチュード
684年11月29日(天武13.10.14)	[土佐・その他南海・東海・西海地方]	8 1/4
869年7月13日(貞観11.5.26)	[三陸沿岸]	8.3
887年8月26日(仁和3.7.30)	[五畿・七道]	8~8.5
1096年12月17日(永長1.11.24)	[畿内・東海道]	8~8.5
1099年2月22日(康和1.1.24)	[南海道・畿内]	8~8.3
1361年8月3日(正平16.6.24)	[畿内・土佐・阿波]	8 1/4 ~ 8.5
1498年9月20日(明応7.8.25)	[東海道全般]	8.2~8.4
1605年2月3日(慶長9.12.16)	慶長地震[東海・南海・西海諸道]	7.9
1611年12月2日(慶長16.10.28)	[三陸沿岸・北海道東岸]	8.1
1677年11月4日(延宝5.10.9)	[磐城・常陸・安房・上総・下総]	8
1703年12月31日(元禄16.11.23)	元禄地震[江戸・関東諸国]	7.9~8.2
1707年10月28日(宝永4.10.4)	宝永地震[五畿・七道]	8.6
1771年4月24日(天明8.3.10)	八重山地震津波[八重山・宮古両群島]	7.4
1793年2月17日(寛政5.1.7)	[陸前・陸中・磐城]	8~8.4
1804年7月10日(文化1.6.4)	象潟地震[羽前・羽後]	7
1847年5月8日(弘化4.3.24)	善光寺地震[信濃北部・越後西部]	7.4
1854年12月23日(安政1.11.4)	安政東海地震[東海・東山・南海諸道]	8.4
1854年12月24日(安政1.11.5)	安政南海地震[畿内・東海・東山・北陸・南海・山陰・山陽道]	8.4
1855年11月11日(安政2.10.2)	江戸地震[江戸および付近]	7.0~7.1
1858年4月9日(安政5.2.26)	飛越地震[飛騨・越中・加賀・越前]	7.0~7.1
1872年3月14日(明治5.2.6)	浜田地震[石見・出雲]	7.1
1891年10月28日(明治24)	濃尾地震[岐阜県西部]	8
1894年10月22日(明治27)	庄内地震[山形県北西部]	7
1896年6月15日(明治29)	三陸地震津波[岩手県沖]	* 8 1/4 (*津波から求めたM)
1896年8月31日(明治29)	陸羽地震[秋田県東部]	7.2
1905年6月2日(明治38)	芸予地震[安芸灘]	7 1/4
1909年8月14日(明治42)	江濃(姉川)地震[滋賀県東部]	6.8
1911年6月15日(明治44)	喜界島地震[奄美大島付近]	8
1914年3月15日(大正3)	仙北地震[秋田県南部]	7.1
1918年9月8日(大正7)	[ウルフ島沖]	8
1923年9月1日(大正12)	関東地震[神奈川県西部]	7.9
1925年5月23日(大正14)	但馬地震[兵庫県北部]	6.8
1927年3月7日(昭和2)	北丹後地震[京都府北部]	7.3
1930年11月26日(昭和5)	北伊豆地震[静岡県伊豆地方]	7.3
1931年9月21日(昭和6)	西埼玉地震[埼玉県北部]	6.9
1933年3月3日(昭和8)	三陸沖地震[三陸沖]	8.1
1939年5月1日(昭和14)	男鹿地震[秋田県沿岸北部]	6.8
1940年8月2日(昭和15)	積丹半島沖地震[北海道北西沖]	7.5
1943年9月10日(昭和18)	鳥取地震[鳥取県東部]	7.2
1944年12月7日(昭和19)	東南海地震[紀伊半島沖]	7.9
1945年1月13日(昭和20)	三河地震[三河湾]	6.8
1946年12月21日(昭和21)	南海地震[紀伊半島沖]	8
1948年6月28日(昭和23)	福井地震[福井県嶺北地方]	7.1
1952年3月4日(昭和27)	十勝沖地震[釧路沖]	8.2
1960年5月23日(昭和35)	チリ地震津波☆[チリ沖]	9.5(モーメントマグニチュード)
1964年6月16日(昭和39)	新潟地震☆[新潟県沖]	7.5
1968年5月16日(昭和43)	1968年十勝沖地震☆[三陸沖]	7.9
1974年5月9日(昭和49)	1974年伊豆半島沖地震☆[伊豆半島南方沖]	6.9
1978年1月14日(昭和53)	1978年伊豆大島近海の地震☆[伊豆大島近海]	7
1978年6月12日(昭和53)	1978年宮城県沖地震☆[宮城県沖]	7.4
1983年5月26日(昭和58)	昭和58年日本海中部地震☆[秋田県沖]	7.7
1984年9月14日(昭和59)	昭和59年長野県西部地震☆[長野県南部]	6.8
1993年1月15日(平成5)	平成5年釧路沖地震☆[釧路沖]	7.5
1993年7月12日(平成5)	平成5年北海道南西沖地震☆[北海道南西沖]	7.8
1994年10月4日(平成6)	平成6年北海道東方沖地震☆[北海道東方沖]	8.2
1994年12月28日(平成6)	平成6年三陸はるか沖地震☆[三陸沖]	7.6
1995年1月17日(平成7)	平成7年兵庫県南部地震☆[淡路島付近]	7.3
2000年10月6日(平成12)	平成12年鳥取県西部地震☆[鳥取県西部]	7.3
2001年3月24日(平成13)	平成13年芸予地震☆[安芸灘]	6.7
2003年5月26日(平成15)	[宮城県沖]	7.1
2003年7月26日(平成15)	[宮城県北部(宮城県中部)]	6.4
2003年9月26日(平成15)	平成15年十勝沖地震☆[釧路沖(十勝沖)]	8
2004年10月23日(平成16)	平成16年新潟県中越地震☆[新潟県中越地方]	6.8
2005年3月20日(平成17)	[福岡県西方沖(福岡県北西沖)]	7
2005年8月16日(平成17)	[宮城県沖]	7.2
2007年3月25日(平成19年)	平成19年能登半島地震☆[能登半島沖]	6.9
2007年7月16日(平成19年)	平成19年新潟県中越沖地震☆[新潟県上中越沖]	6.8
2008年6月14日(平成20年)	平成20年岩手・宮城内陸地震☆[岩手県内陸南部]	7.2
2008年7月24日(平成20年)	[岩手県沿岸北部]	6.8
2009年8月11日(平成21年)	[駿河湾]	6.5
2011年3月11日(平成23年)	平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震☆[三陸沖]	9.0(モーメントマグニチュード)
2011年3月12日(平成23年)	[長野県・新潟県県境付近]	6.7
2011年4月7日(平成23年)	[宮城県沖]	7.2
2011年4月11日(平成23年)	[福島県浜通り]	7
2011年6月30日(平成23年)	[長野県中部]	5.4
2012年3月14日(平成24年)	[千葉県東方沖]	6.1
2012年12月7日(平成24年)	[三陸沖]	7.3
2013年4月13日(平成25年)	[淡路島付近]	6.3
2014年11月22日(平成26年)	[長野県北部]	6.7
2016年4月14日~[平成28年]	平成28年(2016年)熊本地震☆[熊本県熊本地方など]	6.5(14日)・7.3(16日)
2016年10月21日(平成28年)	[鳥取県中部]	6.6
2016年12月28日(平成28年)	[茨城県北部]	6.3
2018年6月18日(平成30年)	[大阪府北部]	6.1
2018年9月6日(平成30年)	平成30年北海道胆振東部地震☆[胆振地方中東部]	6.7
2019年1月3日(平成31年)	[熊本県熊本地方]	5.1
2019年2月21日(平成31年)	[胆振地方中東部]	5.8
2019年6月18日(令和元年)	[山形県沖]	6.7
2021年2月13日(令和3年)	[福島県沖]	7.3

※日本のおもな被害地震年代表 理科年表 2013(国立天文台・丸善)、気象庁、消防庁をもとに作成。地震名のうち☆は気象庁命名の地震を表す。地震発生当時の震央地名と現在の震央地名が違っているものについては、[地震発生当時の震央地名(現在の震央地名)]と併記した。死は死者数、傷は負傷者数、不明は行方不明者数を表す。

被害状況

山崩れ、家屋等の倒壊、死傷多数。津波による沈没船多数。
城郭、倉庫等の倒壊無数。津波による溺死約 1000。
京都で家屋等の倒壊と圧死多数。津波により沿岸で溺死多数。
京都・近江・駿河等で社寺等の被害多数。津波による家屋等の流失 400 余。
諸寺に被害。土佐で田 1000 余町海に沈む。
諸寺等に被害多数。津波で流失 1700 戸、流死 60 余。
津波により、家屋流失 1000 戸、溺死 1 万 5000、流死 2 万 6000。
犬吠崎から九州までの太平洋岸を津波が襲い、各地で死、流失多数。
三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害。伊達領内で死 1783、南部・津軽で人馬の死 3000 余。
磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・薄磯・四倉・江名・豊間などで死・不明 130 余、水戸領内で溺死 36、房総で溺死 246 余、奥州岩沼領で死 123。
相模・武蔵・上総・安房で震度が大きく、小田原で壊家 8000 以上、死 2300 以上。津波が犬吠崎から下田の沿岸を襲い、死 1000。
わが国最大級の地震の一つ。死 2 万以上、家屋流失 2 万以上、漬家 6 万以上。津波が紀伊半島から九州までの太平洋沿岸や瀬戸内海沿岸を襲う。
津波により、家屋流失 2000 余、溺死 1 万 2000。
仙台封内で家屋損壊 1000 余、死 12。津波により大槌・両石で流漬家 71、死 9、気仙沼で流出家 300 余。
漬家 5000 以上、死 300 以上。象潟・酒田などに津波。
漬家 1 万 3812、死 5767。全国からの善光寺の参詣者 7000～8000 の内、生き残ったもの約 1 割という。山地で山崩れが多数。
被害は関東から近畿におよび、特に沼津から伊勢湾にかけての海岸で被害大。潰・焼失は約 3 万軒、死者は 2000～3000 人と思われる。
東海地震の 32 時間後に発生。被害地域は中部から九州に及ぶ。津波が大きく地震と津波の被害の区別が難しい。死数千。
地震後 30 余か所から出火、焼失面積 2.2km ² 、潰・焼失家屋 1 万 4000 余、死 4000 余。
飛騨で漬家 319、死 203。山崩れも多く、常願寺川の上流が堰止められ、後に決壊して流出および漬家 1600 余、溺死 140 の被害。
全漬家屋約 5000、死 550。小津波があった。
わが国の内陸地震としては最大のもの。建物全潰 14 万余、半潰 8 万余、死 7273、山崩れ 1 万余。根尾谷を通る大断層を生じた。
被害は主として庄内平野に集中。山形県下で全潰 3858、半潰 2397、全焼 2148、死 726。
津波により、死者は青森 343、宮城 3452、北海道 6、若手 1 万 8158。家屋流失全半潰 1 万以上、船の被害約 7000。
川田・岩手両県で全潰 5792、死 209。川舟断層・千屋断層を生じた。
広島県で家屋全潰 56、死 11。愛媛県で家屋全潰 8。煉瓦造建物・水道管・鉄道の被害が多かった。
滋賀・岐阜両県で死 41、住家全潰 978。
喜界島・沖繩島・奄美大島に被害。死 12、家屋全潰 422。有感域は中部日本に及んだ。
地割れ、山崩れ多数。死 94、家屋全潰 640。
津波が発生、ウルフ島で溺死 24。沼津まで地震を感じた。
関東大震災。全体で死・不明 10 万 5 千余、住家全潰 10 万 9 千余、半潰 10 万 2 千余、焼失 21 万 2 千余。山崩れ、崖崩れ。関東沿岸に津波が襲来した。
死 428、家屋全潰 1295、焼失 2180。小断層二つ生じる。
死 2925、家屋全潰 1 万 2584。断層を生じる。
山崩れ、崖崩れ。死 272、家屋全潰 2165。丹那断層とそれに直交する姫之湯断層などを生じた。
死 16、家屋全潰 207。
津波により、死・不明 3064、家屋流失 4034、倒潰 1817、浸水 4018。
死 27、住家全潰 479。小さな津波。
津波による被害大、溺死 10。
地割れ・地変多数、断層を生じた。死 1083、家屋全潰 7485、半潰 6158。
死・不明 1223、住家全潰 1 万 7599、半潰 3 万 6520、流失 3129。津波が各地を襲う。
死 2306、住家全潰 7221、半潰 1 万 6555、非住家全潰 9187。深溝断層を生じる。
死 1330、家屋全潰 1 万 1591、半潰 2 万 3487、流失 1451、焼失 2598。津波が静岡県から九州までの海岸地域を襲う。
死 3769、家屋全潰 3 万 6184、半潰 1 万 1816、焼失 3851。長さ約 25km の断層を生じる。
津波が北海道から関東までの沿岸を襲う。死 28、不明 5、家屋全潰 815、半潰 1324、流失 91。
北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害大、沖繩でも被害。死・不明 142、家屋全潰 1500 余、半潰 2000 余。
死 26、家屋全潰 1960、半潰 6640、浸水 1 万 5297。船舶・道路の被害多数。津波が日本海沿岸一帯を襲う。液状化による被害。
死 52、傷 330、建物全潰 673、半潰 3004。青森県下で道路損壊多数。津波による浸水 529、船舶流失沈没 127。
伊豆半島南端に被害。死 30、傷 102、家屋全潰 134、半潰 240、全焼 5。御前崎などに小津波。
死 25、傷 211、家屋全潰 96、半潰 616。道路損壊 1141、崖崩れ 191。
死 28、傷 1325、住家全潰 1183、半潰 5574。道路損壊 888、山・崖崩れ 529。新興開発地に被害が集中した。ブロック塀などによる圧死 18。
津波により被害拡大。死 104、傷 163、建物全潰 934、半潰 2115、流失 52、一部破損 3258、船沈没 255、流失 451、破損 1187。
崖崩れ・土石流。死 29、傷 10、住家全潰・流失 14、半潰 73、一部破損 565、道路損壊 258。
死 2、傷 967。建物や道路にも被害。
津波による被害大きく、特に奥尻島で甚大。死 202、不明 28、傷 323。家屋等にも多大の被害。
北海道東部を中心に被害。傷 437、住家全潰 61、半潰 348。津波は爪咲で 173cm。震源に近い択捉島では死・不明 10 など、地震と津波で大きな被害。
震度 6 の八戸を中心に被害、死 3、傷 788、住家全潰 72、半潰 429。道路や港湾の被害もあった。弱い津波があった。
阪神・淡路大震災。死 6434、不明 3、傷 4 万 3792、住家全潰 10 万 4906、半潰 14 万 4274、住家全半焼 7132 など。高速道路や新幹線を含む鉄道線路なども崩壊。
傷 182、住家全潰 435、半潰 3101。M7 級の地殻内地震にもかかわらず活断層が事前に指摘されておらず、明瞭な地表面断層も現れなかった。
呉市の傾斜地などで被害が目立つ。死 2、傷 288、住家全潰 70、半潰 774。
震央の位置から三陸南端地震とも呼ばれる。傷 174、住家全潰 2、半潰 21。
同日に大きな前震 (M5.6) と余震 (M5.5) も起って連続地震と呼ばれた。M6 級だが浅く、震源域に局所的に大きな被害が出た。傷 677、住家全潰 1276、半潰 3809。
1952 年とはほぼ同じ場所。不明 2、傷 849、住家全潰 116、半潰 368。北海道および本州の太平洋岸に最大 4m 程度の津波。
規模の大きな余震が多数発生して被害を助長。死 68、傷 4805、住家全潰 3175、半潰 1 万 3808。地すべりの被害が目立つた。
最大計測震度は九州本土の 6 弱だが、玄島ではそれ以上の可能性がある。死 1、傷 1087、住家全潰 133、半潰 244。
1978 年の震源域の南半分で発生。傷 100、全潰 1。最大計測震度 6 弱 (宮城県川崎町)、東北地方太平洋沿岸で最大 13cm (石巻市) の津波。
死 1、傷 356、住家全潰 686、半潰 1740。最大計測震度 6 強、珠洲と金沢で約 0.2m の津波。
死 15、傷 2346、住家全潰 1331、半潰 5704。余震活動は不活発。地盤変状、液状化なども目立つた。
死 13、不明 10、傷 451、住家全潰 30、半潰 143。震源域が山間地だったため、大規模な地すべりや山崩れ、土石流などの被害。
死 1、傷 211、住家全潰 1。短周期の揺れであったため被害は比較的小なかった。
死 1、傷 319、住家半潰 6 (2010 年 3 月現在)。最大震度 6 弱。御前崎で 36cm の津波。家具などによる負傷が多かった。
「東日本大震災」。三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。死 19,729 不明 2,559 負 6,233 住家全潰 121,996 住家半潰 282,941 住家一部破損 748,461 (余震・誘発地震を一部含む; 令和 2 年 3 月 1 日現在) 死者の 90%以上が水死で、被害の多くは巨大津波 (現地調査によれば最大約 40m) によるもの。最大震度 7 (宮城県栗原市)。
死 3 負 57 住家全潰 73 住家半潰 427 (長野県・新潟県による)。最大震度 6 強 (長野県栄村)。
死 4 負 296 物的被害は、平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の被害に含まれている。最大震度 6 強。
死 4、傷 10 物的被害は、平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の被害に含まれている。最大震度 6 弱。井戸沢断層の近傍で地表面断層が現れた。
死 1 負 17 住家半潰 24 住家一部損壊 6,117 (長野県による)。最大震度 5 強 (長野県松本市)。牛伏寺断層の近傍で発生。
死 1、負 1 住家一部損壊 3 最大震度 5 強 (茨城県神栖市、千葉県銚子市)。
死 1、負 15 住家一部破損 1。最大震度 5 弱。
負 35 住家全潰 8 住家半潰 101 住家一部破損 8,305 最大震度 6 弱。
負 46 住家全潰 77 住家半潰 137 住家一部破損 1,626 最大震度 6 弱。
死 273 負 2,809 住家全潰 8,667 住家半潰 34,719 住家一部破損 162,500。最大震度 7。
負 32。住家全潰 18 棟、住家半潰 312 棟、住家一部破損 15,095 棟など。最大震度 6 弱
負 2。住家半潰 1 棟、住家一部破損 25 棟。最大震度 6 弱。
死 6、負 462。住家全潰 21 棟、住家半潰 483 棟、住家一部破損 61,266 棟など。最大震度 6 弱。
死 43、負 782。住家全潰 469 棟、住家半潰 1,660 棟、住家一部破損 13,849 棟など。最大震度 7。
負 4。住家一部破損 60 棟。最大震度 6 弱。
負 6。住家一部破損 19 棟。最大震度 6 弱。
負 43。津波 11cm。住家半潰 28 棟、住家一部破損 1580 棟など。最大震度 6 強
死 1、負 187。住家全潰 69 棟、住家半潰 729 棟、住家一部破損 19758 棟など。最大震度 6 強



文部科学省 研究開発局 地震・防災研究課

(地震調査研究推進本部事務局)

〒100-8959 東京都千代田区霞が関3-2-2

電話 03-5253-4111 (代表)



ホームページ <https://www.jishin.go.jp/>

検索ワード

地震本部

検索



古紙パルプ配合率70%再生紙を使用

リサイクル適性 (A)

この印刷物は、印刷用の紙へ
リサイクルできます。

この冊子に掲載している地震動予測地図について、この地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図25000（空間データ基盤）及び基盤地図情報を使用した。

(承認番号 平29情使、第5号)

発行：令和4年3月