

# 地震がわかる!

防災担当者参考資料



文部科学省

# はじめに

本パンフレットは、地震防災に携わる皆様に、より地震のことを理解していただき業務遂行の一助になればと考え作成いたしました。

一般向けパンフレット「地震がわかるQ&A」を補足した内容になっています。

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
Q2 地震はどのようにして起こるのですか？ .....	7
Q3 活断層とはどのようなものですか？ .....	8
Q4 活断層がない場所では地震は起きないのですか？ .....	9
Q5 地震は同じ場所で何回も起こるのですか？ .....	10
Q6 大きな地震はどの程度の間隔で起こるのですか？ .....	11
Q7 地震の揺れはどのように伝わるのですか？ .....	12
Q8 揺れが大きくなるのはどのような場所ですか？ .....	13
Q9 地震が起きたらどれくらい揺れるのですか？ .....	14
Q10 長周期地震動とはどのようなものですか？ .....	15
Q11 震源、震央、震源域とはどのようなものなのですか？ .....	16
Q12 震度とマグニチュードは違うものなのですか？ .....	17
Q13 本震、余震とはどのようなものなのですか？ .....	18
Q14 群発地震とはどのようなものですか？ .....	19
Q15 津波はどのようにして起こるのですか？ .....	20
Q16 液状化現象とはどのようなものですか？ .....	21
Q17 地震予知は可能ですか？ .....	22
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. 断層一地震の原因 .....	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ー「本震一余震型」、「前震一本震一余震型」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・研究****I. 地震の調査・観測**

1. 地震観測 .....	40
2. 地殻変動観測 .....	43
3. 海域での地震観測 .....	44
4. 活断層調査 .....	46
5. 地殻構造調査 .....	48
6. 地震調査研究の最前線 .....	49

**◎第3部 地震調査研究の成果を防災に活かすために**

I. 地震発生可能性の長期評価 .....	51
II. 全国を概観した地震動予測地図 .....	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
III. 余震の見通し .....	55
IV. 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. 災害用伝言ダイヤル「171」 .....	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

1900

### 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

(写真提供: 気象庁)  
②1946年(昭和21年)南海地震 M8.0  
死者 1,330人

(写真提供: 阿部勝征氏)  
③1993年(平成5年)北海道南西沖地震 M7.8  
死者・不明 230人

(写真提供: 阿部勝征氏)  
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 65人 (写真提供: 新潟県)

(写真提供: 阿部勝征氏)  
⑥1989年 アメリカ合衆国 ロマブリータ地震 M7.1  
死者 62人

(写真提供: 阿部勝征氏)  
⑦1990年 フィリピン地震 M7.8  
死者 2,430人

20

2004年12月26日インドネシア・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したことは記憶に新しいところです。このように、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1995年の兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）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。



# Q & A 編

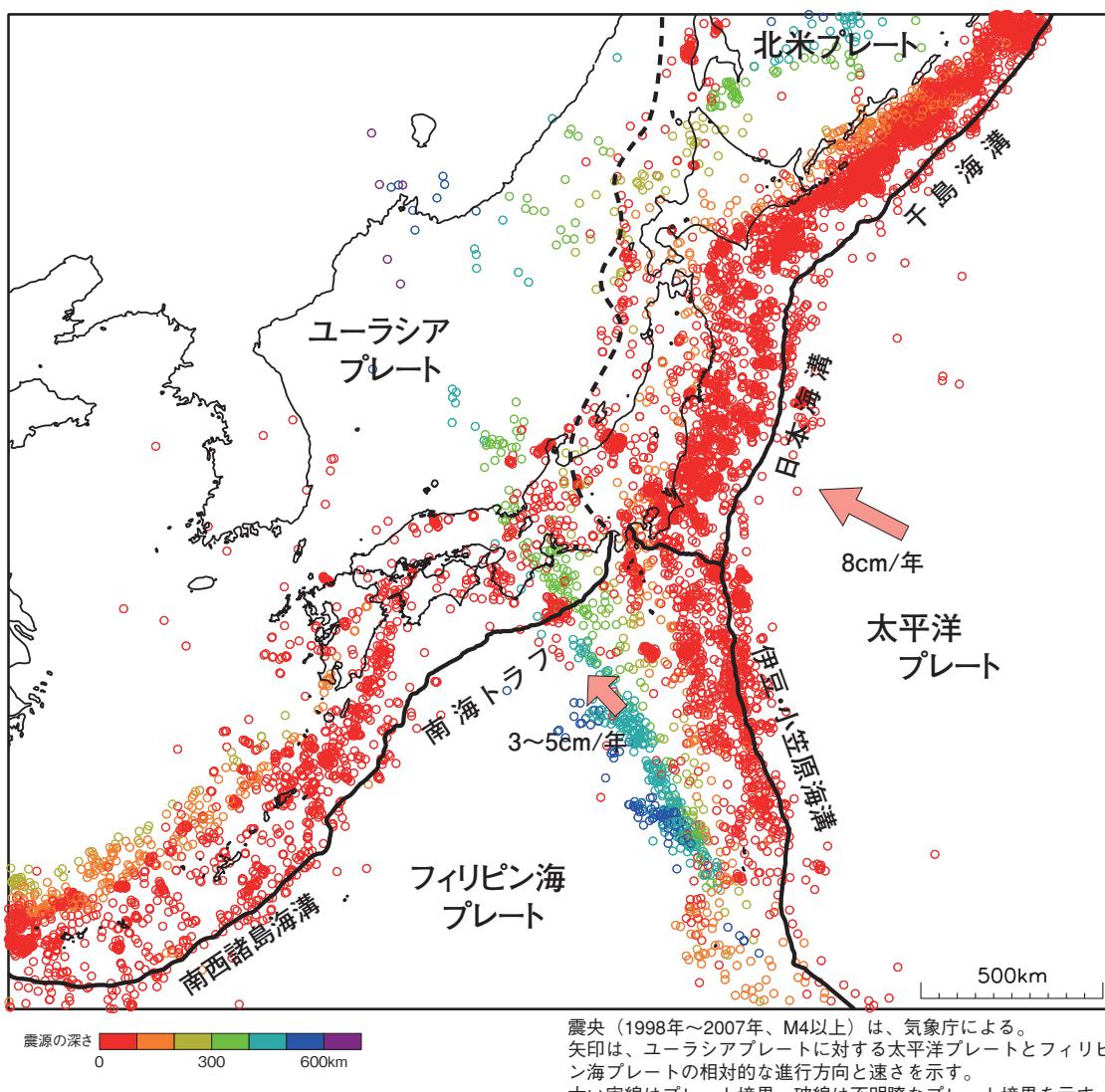
## Q1 日本はなぜ地震が多いのですか？



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0.3%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。



○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

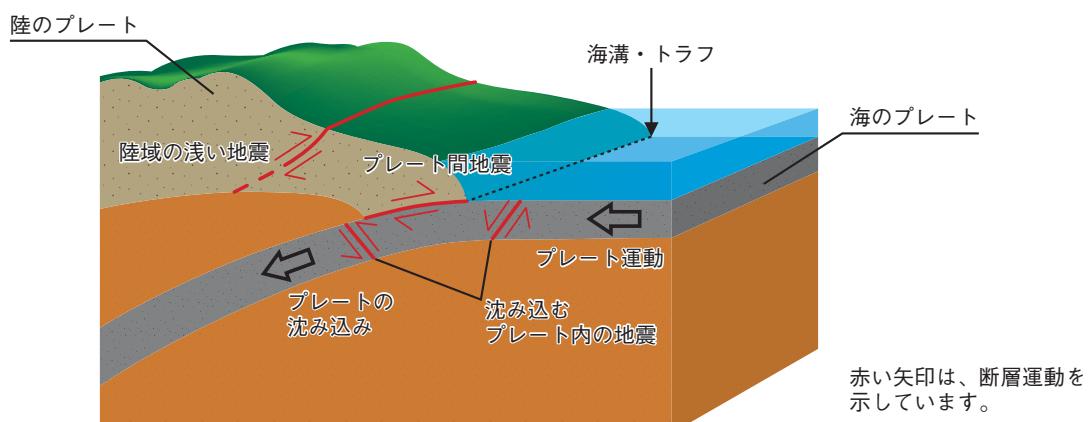
## Q2 地震はどのようにして起こるのですか？



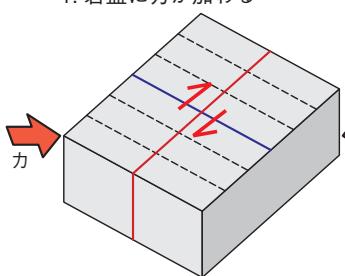
**地下の岩盤に力が加わり、ある面（断層面）を境に急速にずれ動く断層運動というかたちで地震が発生します。**

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。

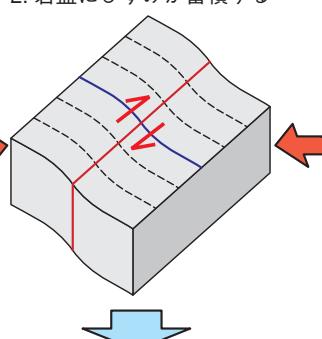
地震調査研究推進本部では、海溝やトラフのプレート境界やその付近で発生する地震を「海溝型地震」、陸のプレートの浅い部分で発生する地震を「陸域の浅い地震」と呼んでいます。



1. 岩盤に力が加わる



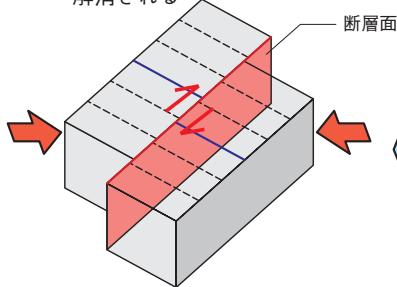
2. 岩盤にひずみが蓄積する



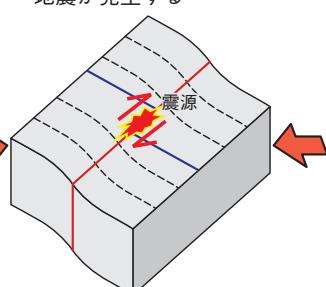
地震は、断層運動により発生します。断層運動とは、ある面（断層面）を境にして両側の岩盤がずれ動く現象です。

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



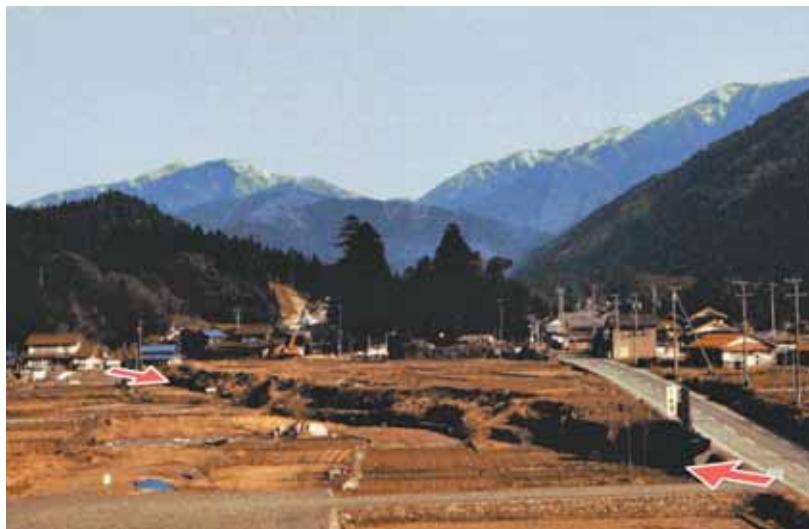
さらに詳しく知りたい方は →P26~29 →P30~33

## Q3 活断層とはどのようなものですか？

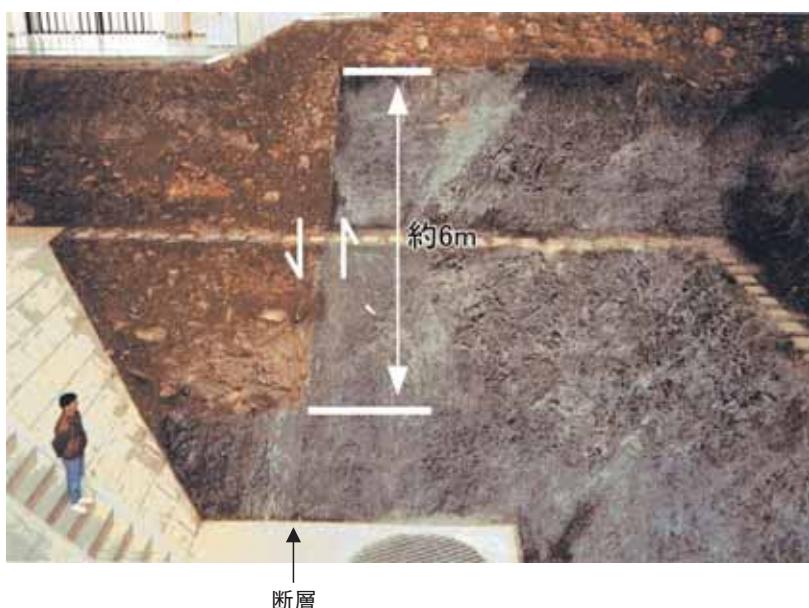


過去に繰り返し活動し、今後も再び活動すると考えられる断層です。

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、特徴的な地形がつくられます。こうした特徴的な地形を判読することにより、日本には約2,000の活断層があると推定されています。活断層を掘削して調査を行うと、過去に繰り返し発生した地震の規模や間隔などがわかり、将来の活動の可能性を推定することができます。



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の区間で地表地震断層が確認されました。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（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観察することにより、過去の活動を明らかにします。

（写真提供：本巣市教育委員会）

さらに詳しく知りたい方は →P30～33 →P46～48

# Q4 活断層がない場所では地震は起きないのですか？



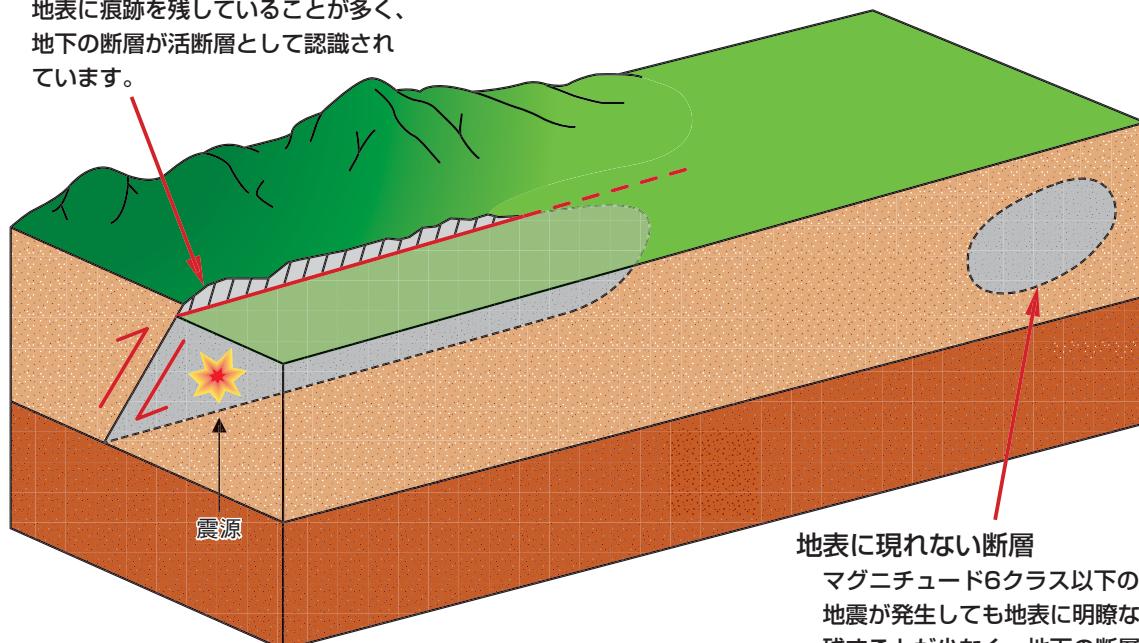
**活断層が確認されていない場所でも地震は起きます。**

過去に地下で地震が発生しても、地震の規模（マグニチュード）が小さいため地表にまでそれが及ばないことがあります。また、それが地表にまで及んだ場合でも、地表付近に残された痕跡が長い間の侵食や堆積により不明瞭になってしまうことがあります。このような理由で、活断層が確認されていない場所でも、その地下には将来地震を発生させる活断層が存在している可能性があります。

そのような活断層は、地下の地質の構造を詳細に調べたり、丹念に地形を調べたりすることなどで確認される可能性があります。

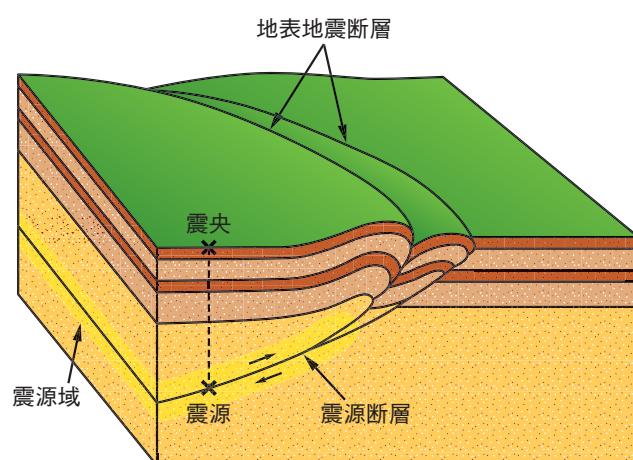
## 地表に現れた断層

マグニチュード7クラス以上の規模  
の大きな地震は、過去の活動により  
地表に痕跡を残していることが多く、  
地下の断層が活断層として認識され  
ています。



## 地表に現れない断層

マグニチュード6クラス以下の地震は、  
地震が発生しても地表に明瞭な痕跡を  
残すことが少なく、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若い断層を「地表地震断層（地震断層）」と呼んで区別します。

さらに詳しく知りたい方は →P26~27 →P30~33 →P46~48

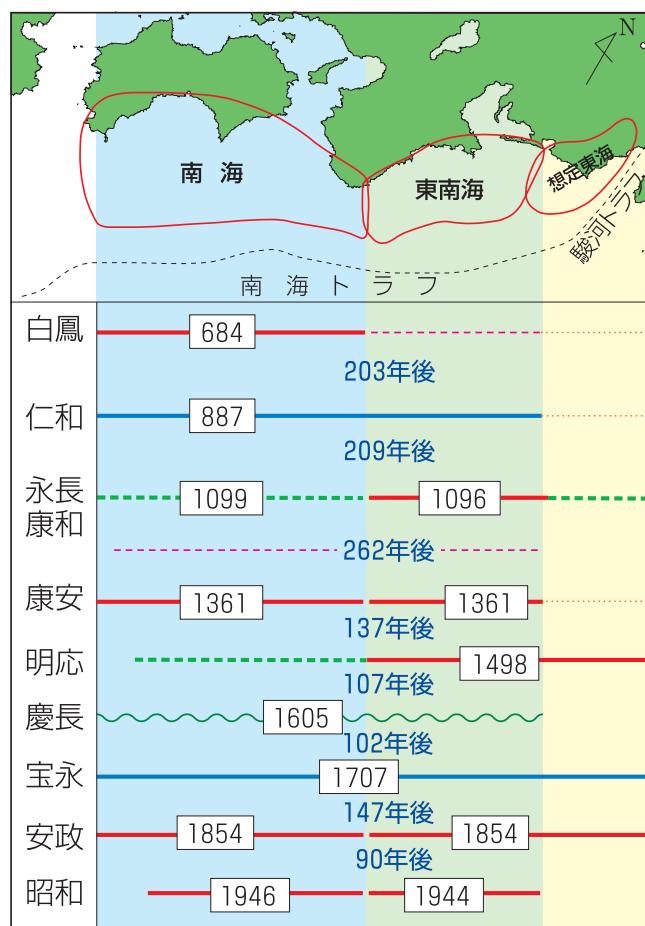
## Q5 地震は同じ場所で何回も起こるのですか？



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っていることがわかっています。

日本には、規模の大きな地震が繰り返し発生すると考えられる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。

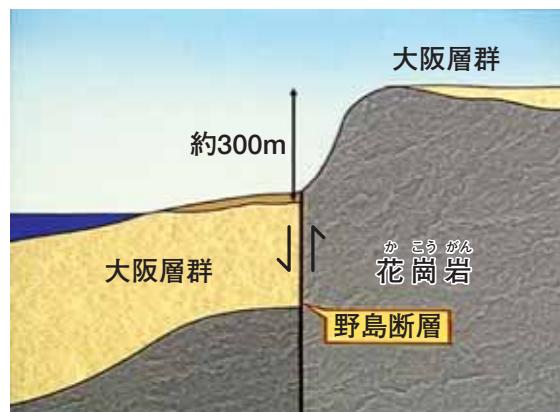
規模の大きな地震には、「過去に起きたところで繰り返して起こる」という性質があります。例えば、海溝型地震が発生する南海トラフでは、大きな地震が繰り返し発生していることが歴史の記録などからわかっています。また、活断層で発生する地震についても活断層の調査をすると、同じ断層で過去にも繰り返し地震が発生していたことがわかります。



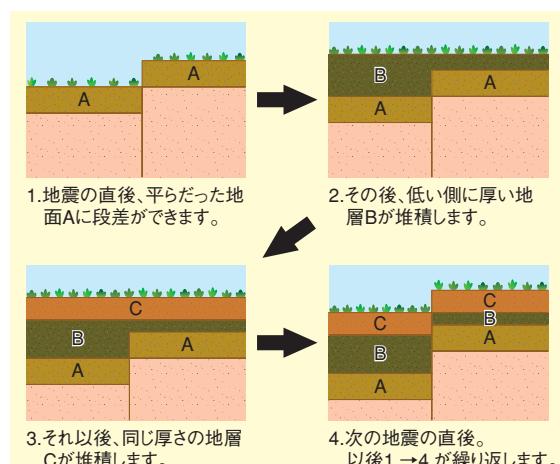
歴史史料などから推定された東海・東南海・南海地震の繰り返し（石橋、2004を改変）。

—は確実、---は可能性が高い、- - -は可能性がある、----は不明を意味する。~~~は津波地震、—は連動を示す。

（独立行政法人海洋研究開発機構 堀高峰氏提供）



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

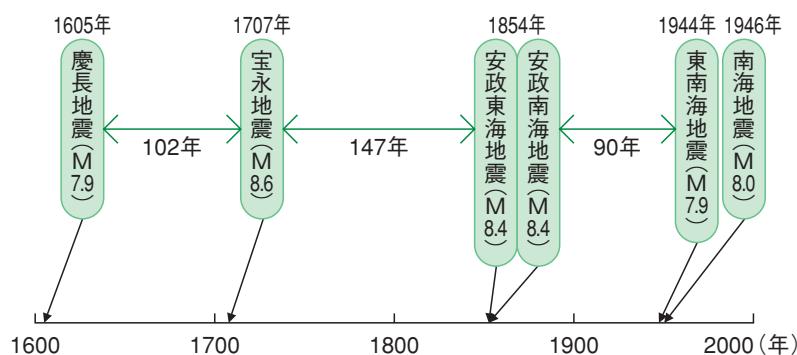
## Q6 大きな地震はどの程度の間隔で起こるのですか？



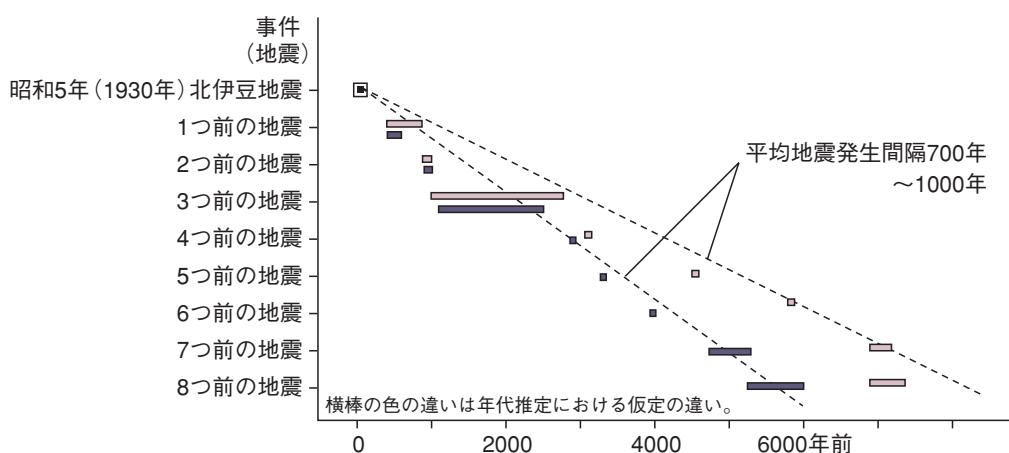
プレート境界付近で発生する海溝型地震は数十年から数百年程度の間隔、陸域の活断層で発生する地震は千年程度から数万年の間隔といわれています。

プレート境界付近で発生する海溝型地震は、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。しかし、それぞれの断層について見ると、同じような規模の地震を、ほぼ同じ間隔で起こすと考えられています。

なお、日本国内で大きな被害を出した地震を過去200年間の平均で見ると、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。



南海トラフでは、歴史の記録により100年程度の間隔で地震が発生しています。



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。(地震の年代は丹那断層発掘調査研究グループ、1983年)

さらに詳しく知りたい方は →P35

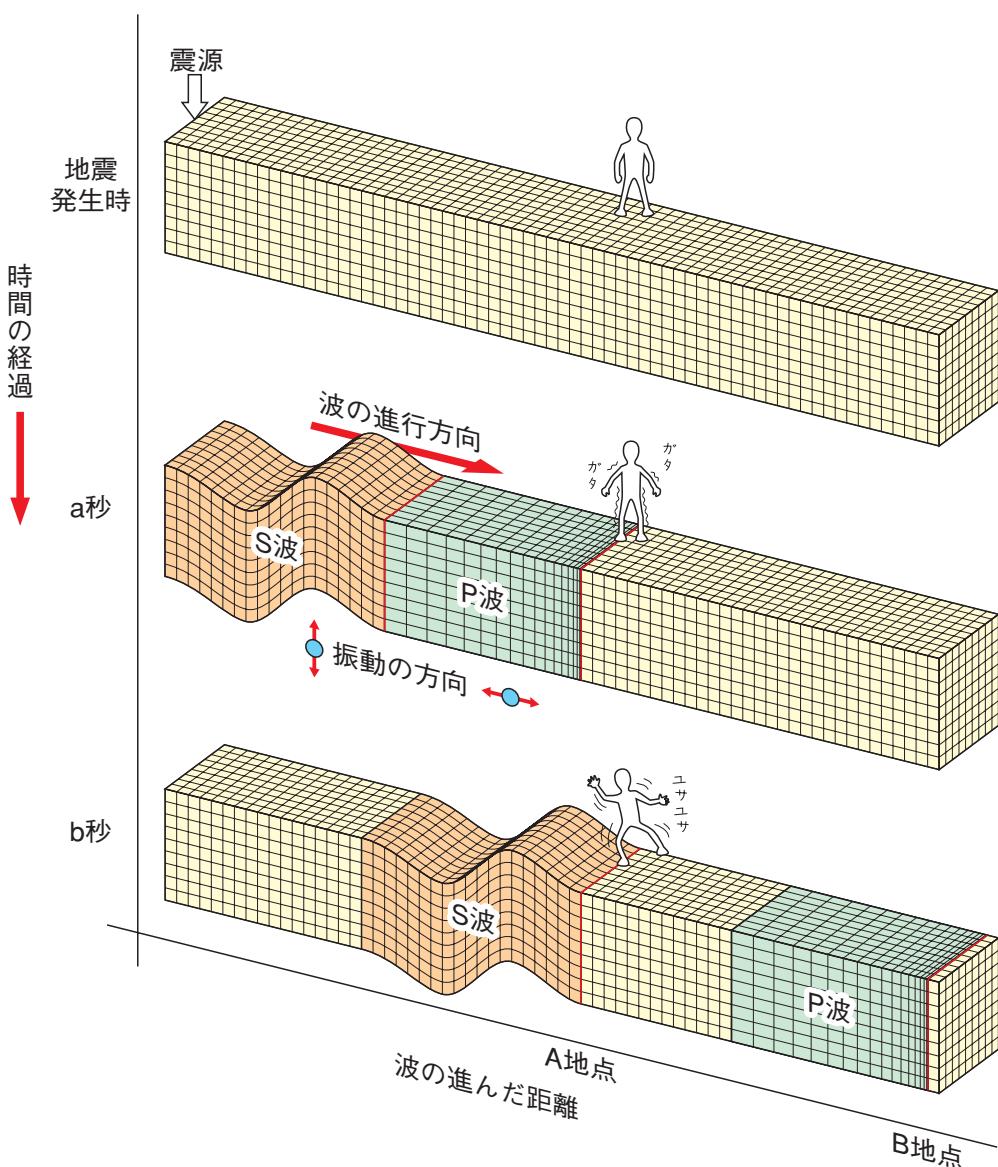
# Q7 地震の揺れはどのように伝わるのですか？



**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波よりも進む速さが速いため、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

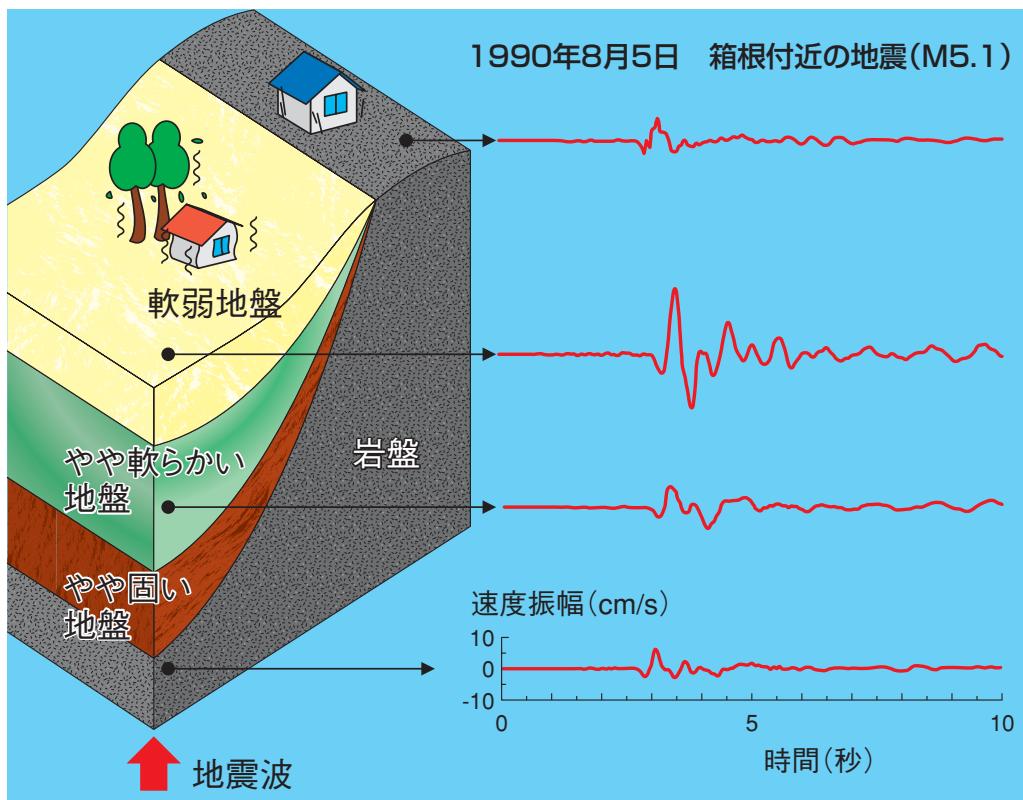
## Q8 揺れが大きくなるのはどのような場所ですか？



**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とき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。



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)

さらに詳しく知りたい方は →P36~37 →P48

## Q9 地震が起きたらどれくらい揺れるのですか？

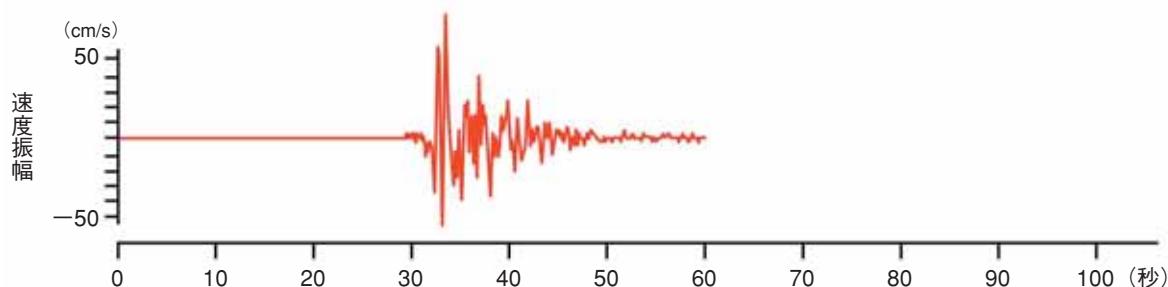


日本付近で発生する規模の大きな地震で、大きな揺れが続く時間は、一般的には長くても一分程度といわれています。また、揺れの大きさは、地震の規模や震源の位置や地盤の状況などによって異なります。

日本付近で発生する地震で大きな揺れが続く時間は、一般的には短いもので数秒、長いものでも一分程度といわれています。例えば、兵庫県南部地震による強い揺れは十数秒でした。一方、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とも、震源の近傍で揺れが大きく被害も大きくなることがあります。

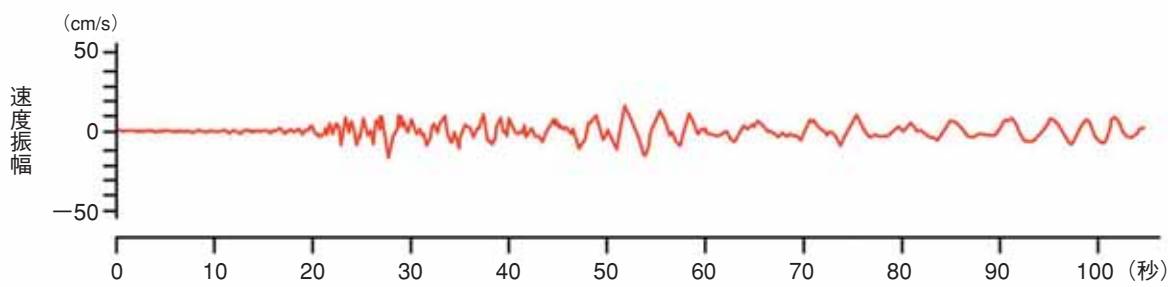
平成7年（1995年）兵庫県南部地震（神戸市中央区）



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（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）

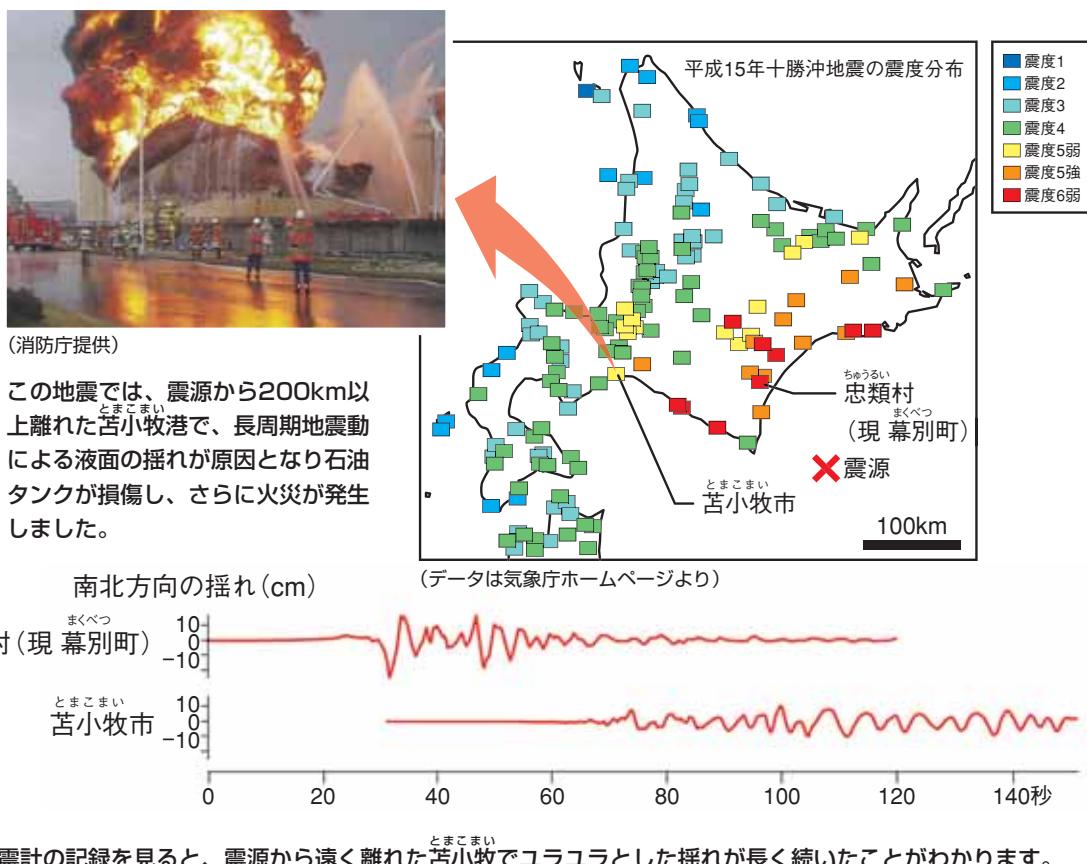
さらに詳しく知りたい方は →P36~37

# Q10 長周期地震動とはどのようなものですか？

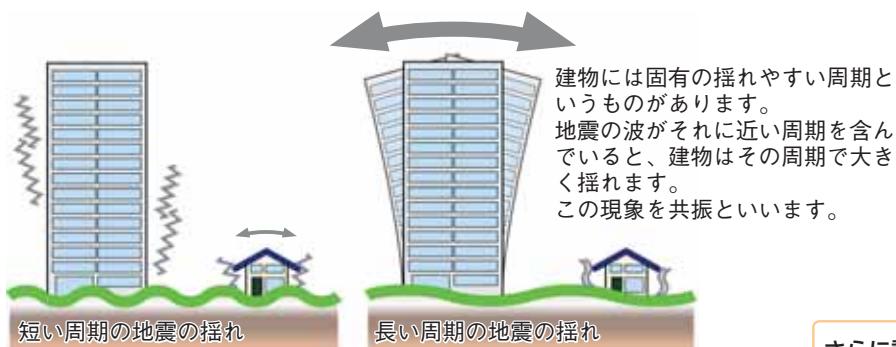


地震による揺れの中で、比較的ゆっくりとした揺れのことをいいます。

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。



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ます。1923年の関東地震の際にも、周期5秒を越える揺れが大きかったことが確認されていますが、当時は巨大な構造物が少なかったことからあまり注目されていませんでした。しかし、現在では超高層ビルや長大橋などが各地に建設され、それら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ことが懸念されます。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。



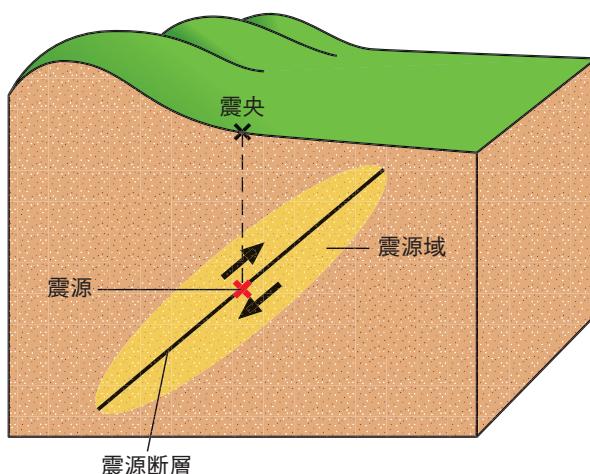
さらに詳しく知りたい方は →P36~37

## Q11 震源、震央、震源域とはどのようなものですか？

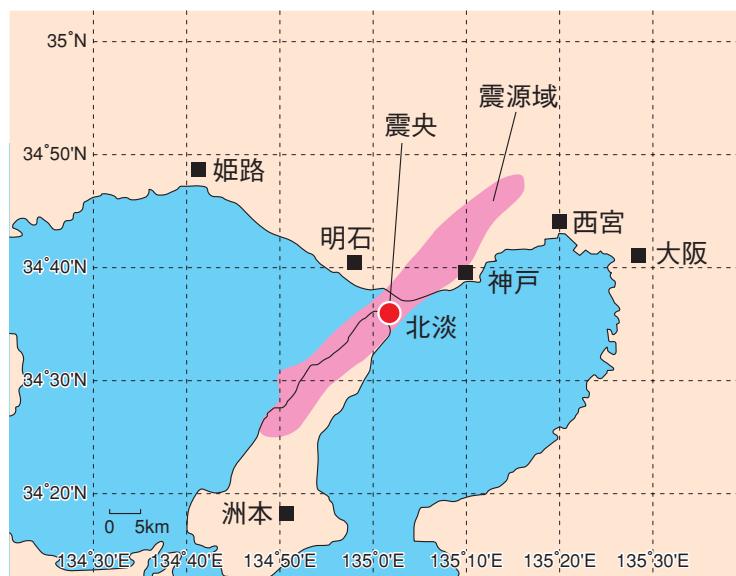


地下で破壊が開始した地点を震源、その真上の地表の位置を震央といいます。震源域とは断層運動による破壊が広がった領域のことをいいます。

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震源断層を含む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

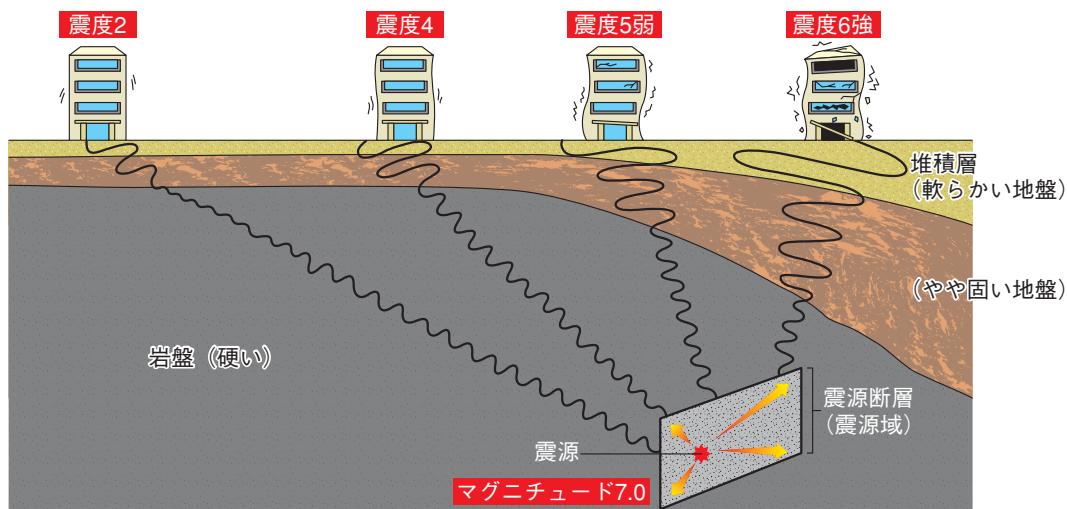
# Q12 震度とマグニチュードは違うものなのですか？



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。



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？

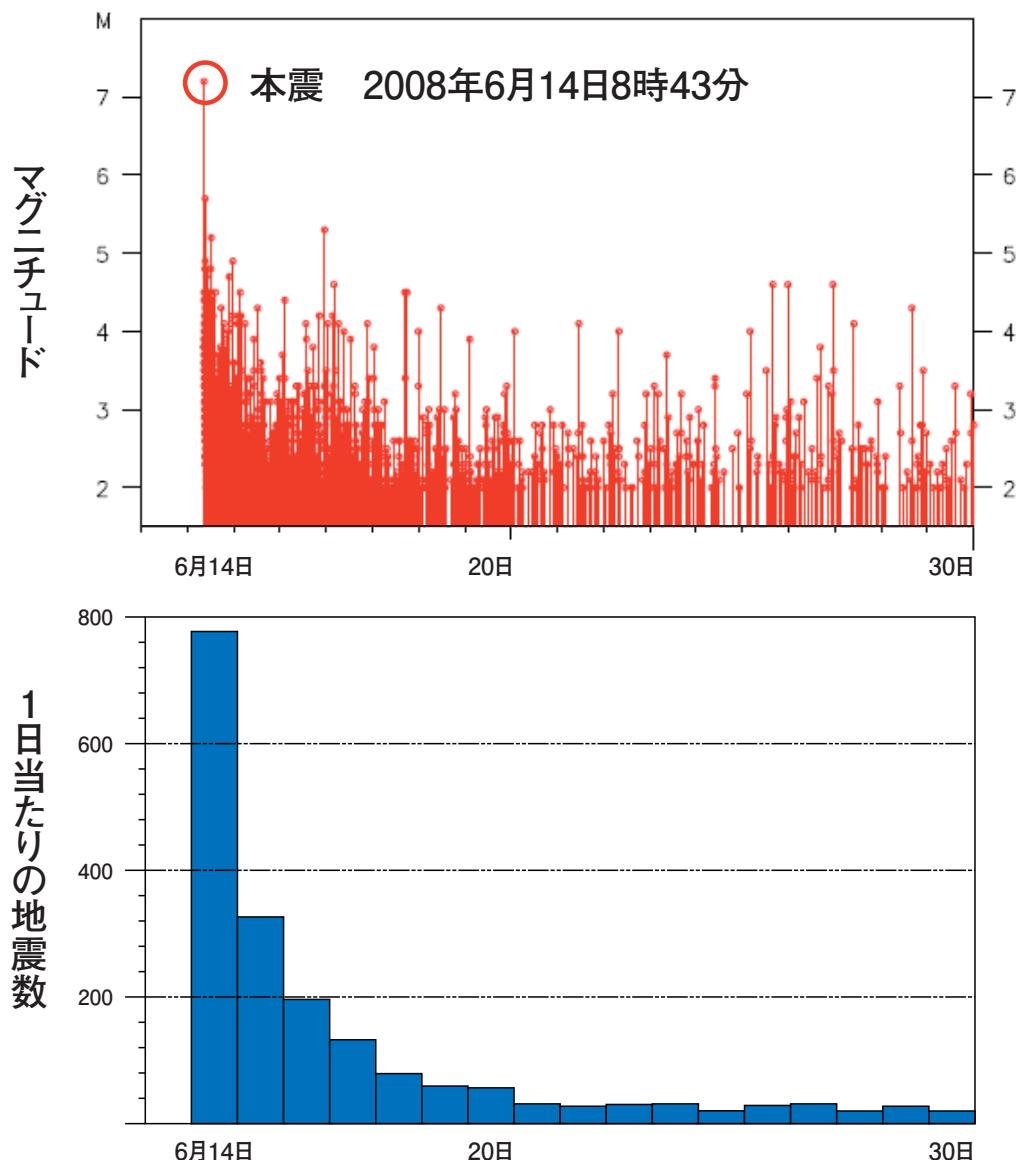


それぞれの地震活動の中で最も規模の大きな地震が本震、その後に繰り返される本震より規模の小さい地震が余震です。

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。最大余震は、一般的には本震よりもマグニチュードが1以上小さくなります。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。

「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？



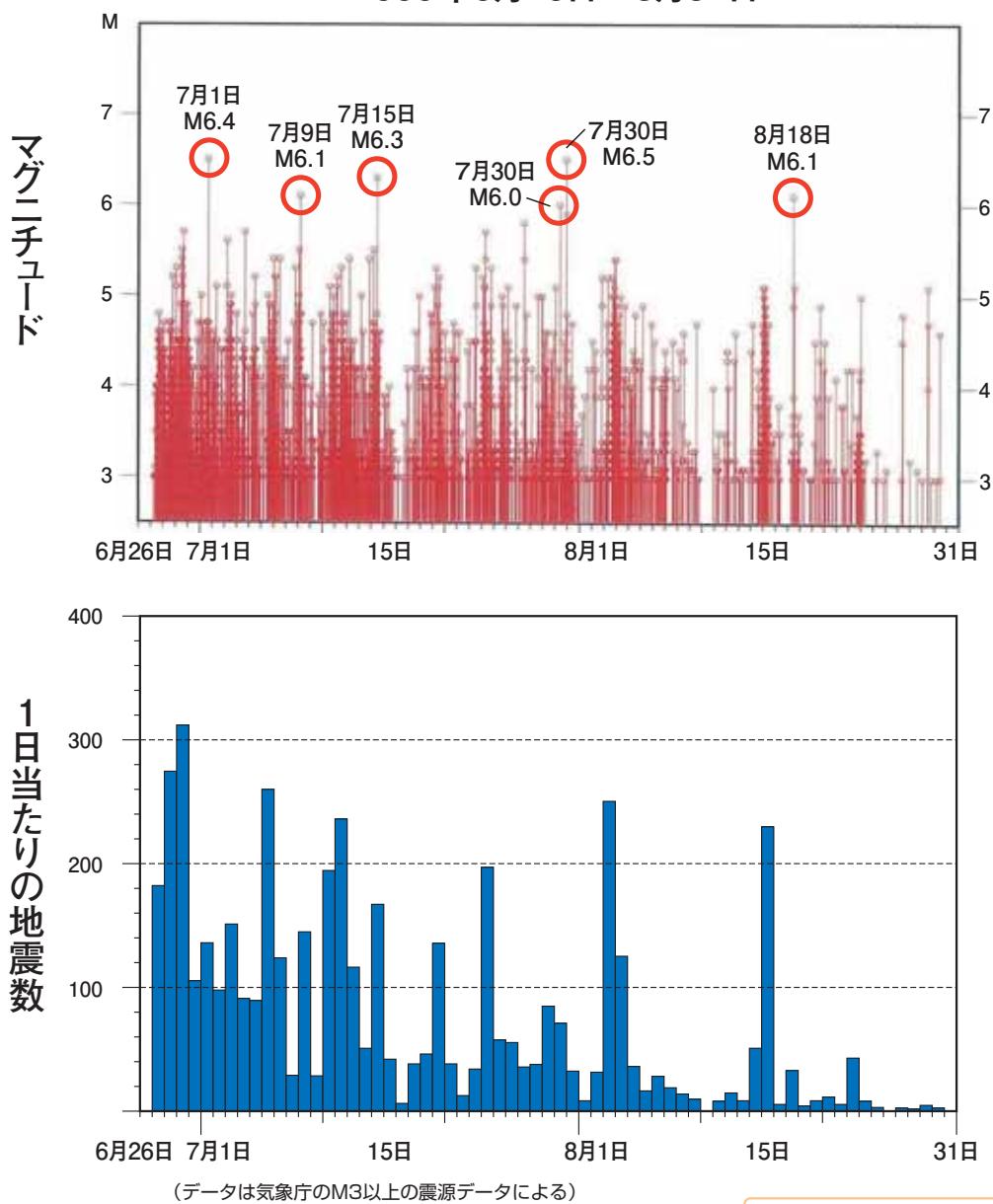
同じくらいの規模の地震が、ある期間に比較的狭い地域で集中的に発生する一連の地震活動です。

同じくらいの規模の地震が、ある期間に比較的狭い地域で集中的に発生し、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M 5～M 6クラスの中規模の地震が発生する場合もあります。

日本では、1965年の松代群発地震、1978年の伊豆半島東方沖群発地震、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、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）

2000年6月26日～8月31日



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？

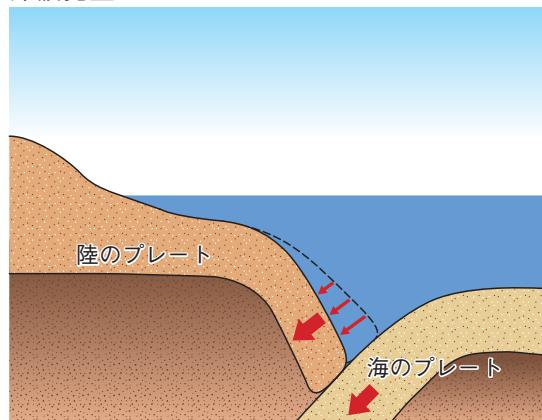


**海域の地震で海底に大きな地殻変動が生じると、海水が動かされて津波が発生します。**

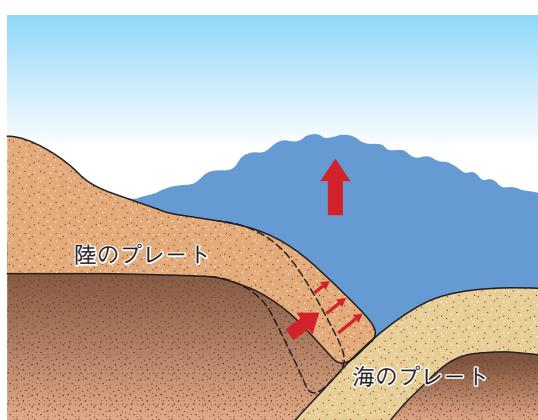
海域で規模の大きな地震が発生すると、海底には大きな地殻変動が生じます。その地殻変動に伴って、真上の海水が盛り上がったり沈降したりします。この海水の変動が津波になります。また、津波は海域の地震によるものだけでなく、海底火山の噴火、海底の地すべり、海岸付近での大規模な崩壊などによっても生じます。

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。この速度は、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近くになります。また、波高は地震の規模だけではなく、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ことがあります。

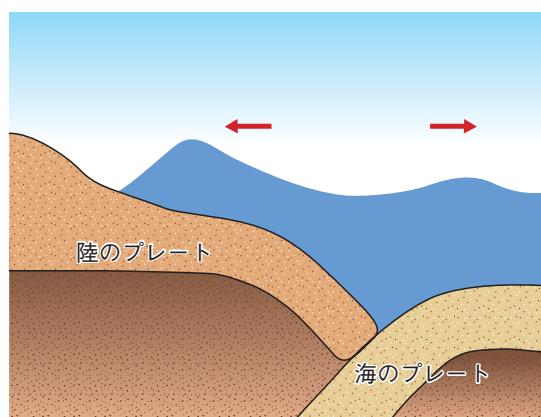
津波発生のメカニズム



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がはね上がります。（地震発生）それに伴って大量の海水が上下動します。



津波が発生し、陸へ押し寄せます。

さらに詳しく知りたい方は

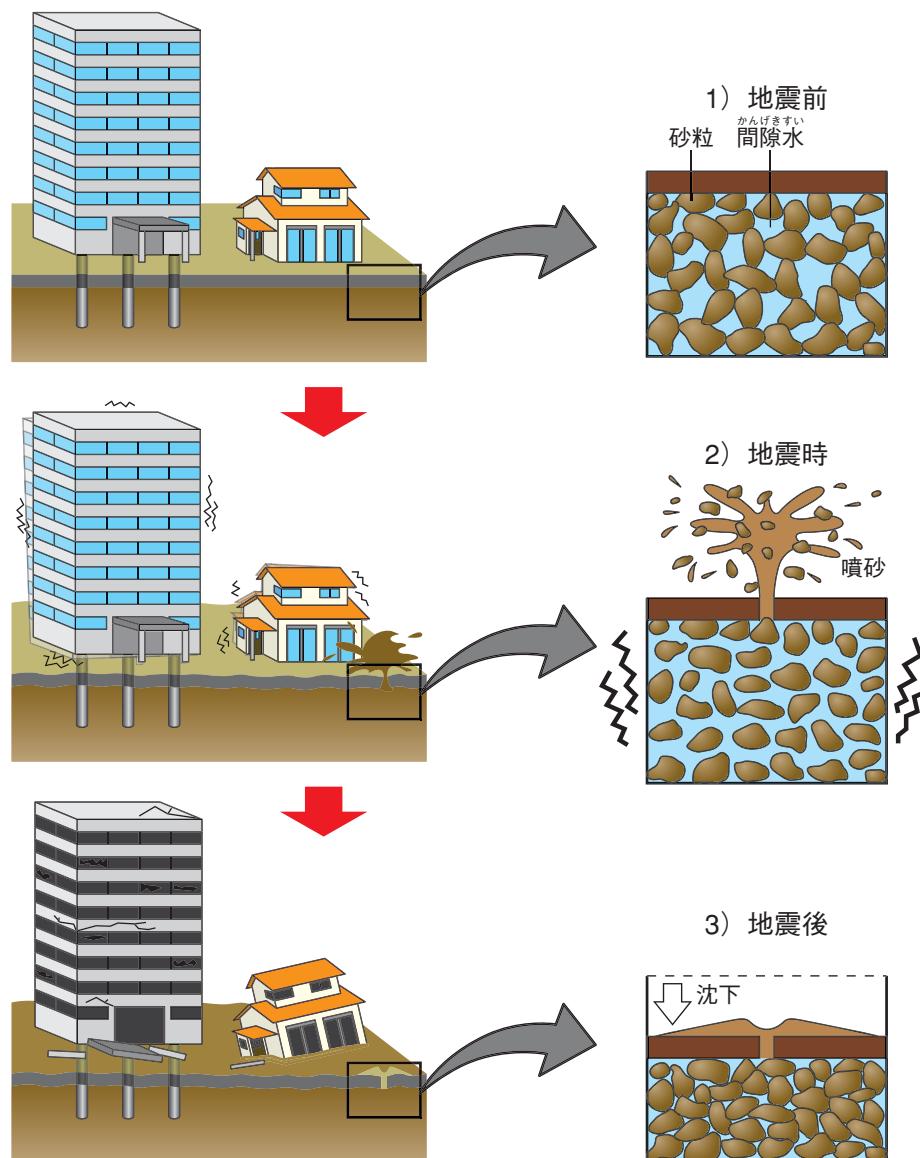
→P38

# 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ふことです。

低地や埋立地などの地盤には、水分（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ていますが、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

# Q17 地震予知は可能ですか？

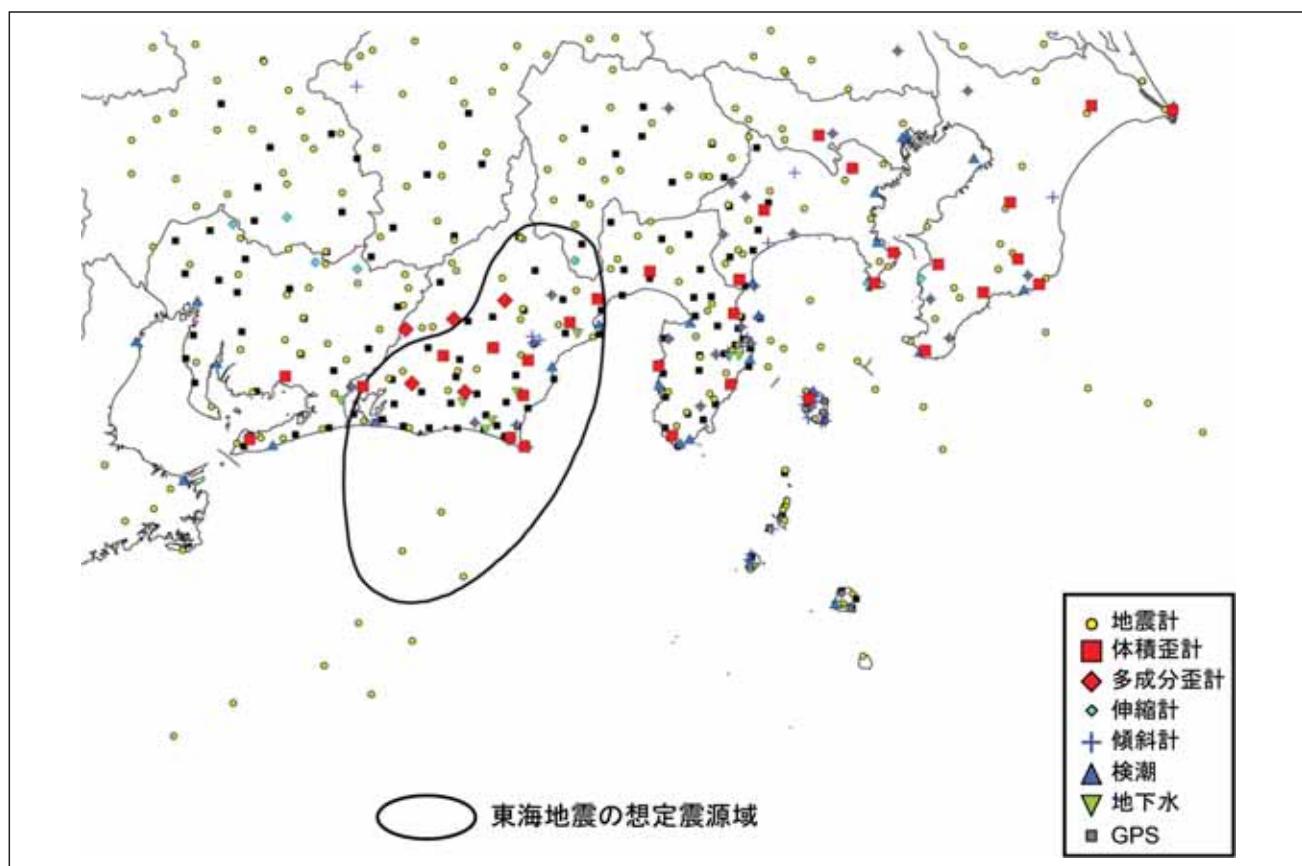


一般的に地震の発生を予知することは困難です。

地震予知とは、「いつ、どこで、どれくらいの規模の地震が起こるのかを、地震の発生前に科学的根拠に基づき予測すること」です。現在の科学技術では、大きな地震に限ったとしても、一般的には地震予知は困難だと考えられています。

東海地震に関しては、この地域の大地震の繰り返しの歴史から、いつ発生してもおかしくない状況にあります。震源域の約半分は陸地の地下なので、地震の前兆現象を捕らえるための高精度の観測網を整備してデータを監視することで、予知できる可能性があると考えられ、そのための監視と情報発表の体制がとられています。

しかし、東海地震の発生の過程には未知の部分も多く、前兆現象が小さすぎて検出できない場合や、検出できても地震発生までに情報発表の余裕がない場合もあるので、突然の地震発生に対する防災対策も必要です。



東海地震の想定震源域と地震および地殻変動観測網  
(図は気象庁ホームページより)

さらに詳しく知りたい方は →P28~29 →P40~48

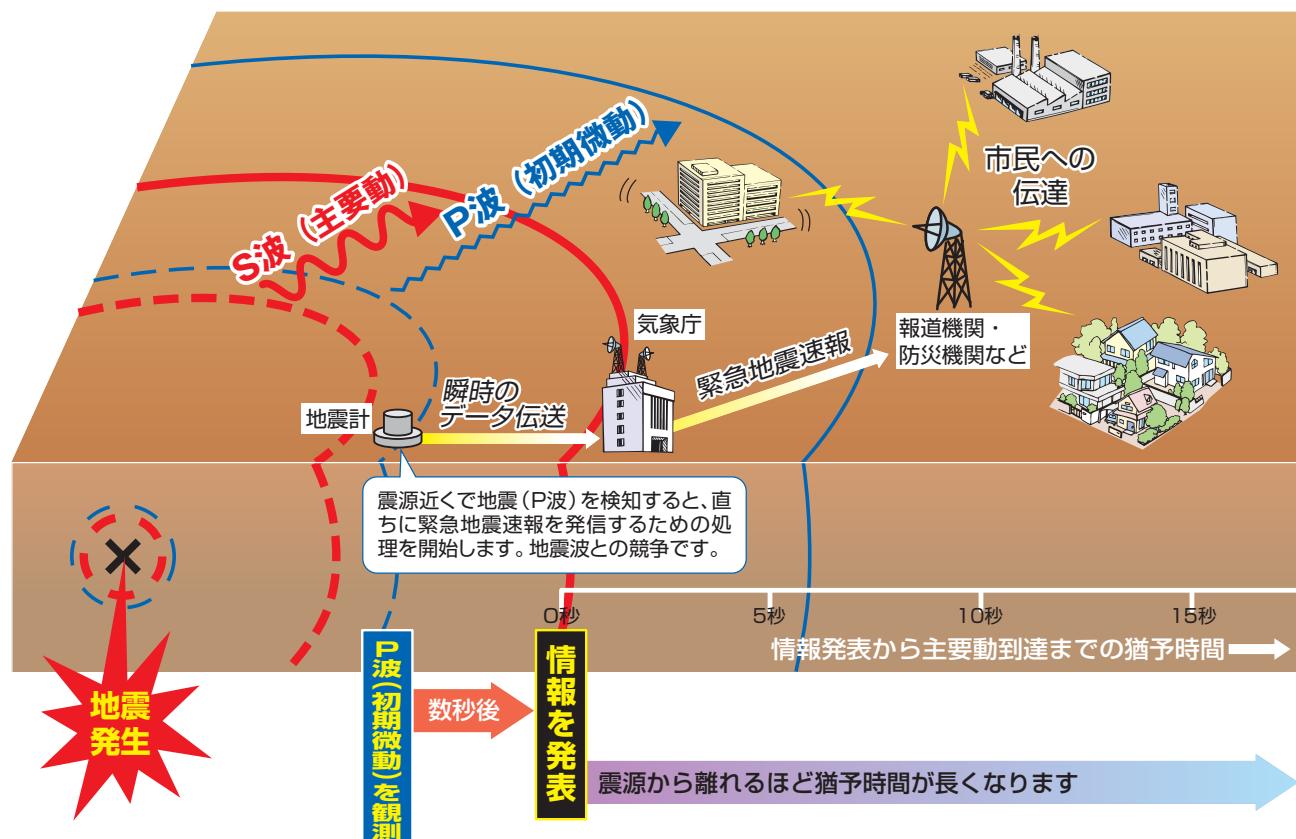
# Q18 緊急地震速報とはどのようなものですか？



**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、平成19年10月1日より、気象庁からテレビなどを通じた情報の一般提供が開始されました。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。

リーフレット「緊急地震速報～10月スタート～」気象庁（2007）より

さらに詳しく知りたい方は →P36～37 →P56

## I. 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。

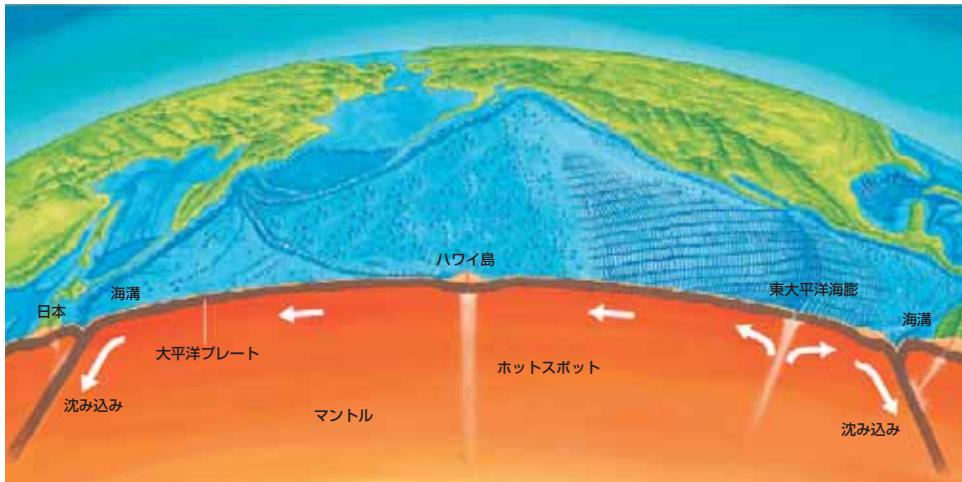
### 1. 地球表面の移動とプレート境界

#### □ 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

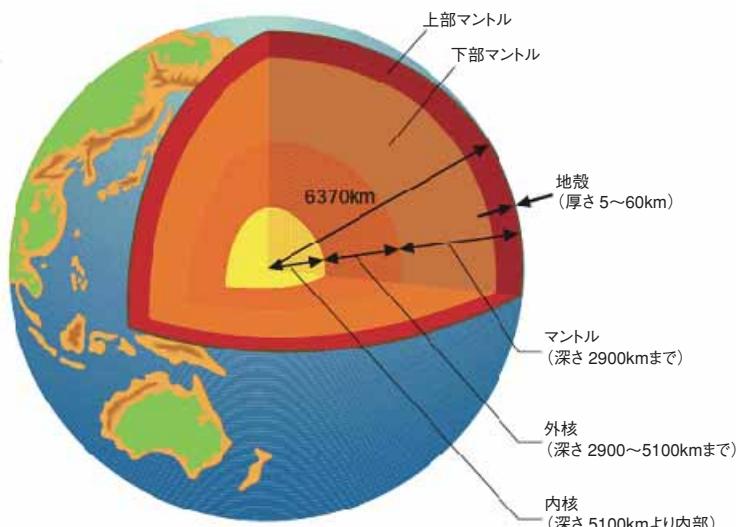


#### □ 地球の内部構造

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



関連するQ&A

Q1

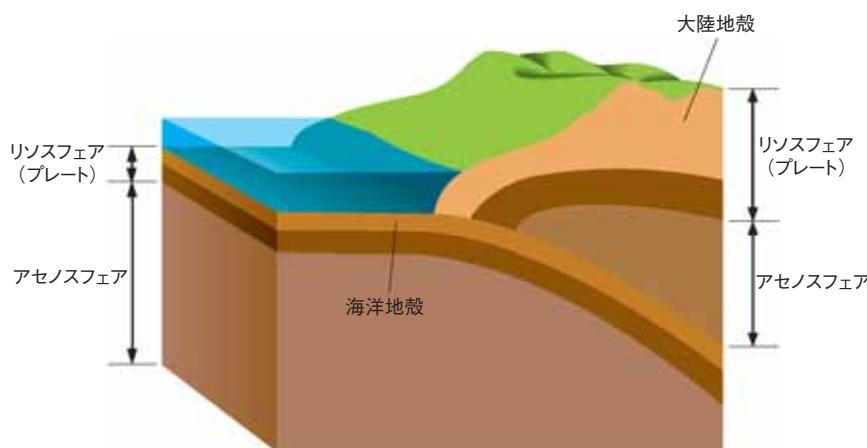
地殻とマントルはともに固体の岩石でできていますが、マントルは長い時間で見ると、まるで流体のようにふるまい、ゆっくりとした速度で対流運動をしていると考えられています。これをマントル対流といい、その原因は高温の核の熱であると考えられています。なお、プレート運動の原動力として、マントル対流による運搬などが考えられていますが、現在のところはっきりとしたことはよくわかっています。

## □ 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。■地殻の構造

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。

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ます、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すると考えられています。



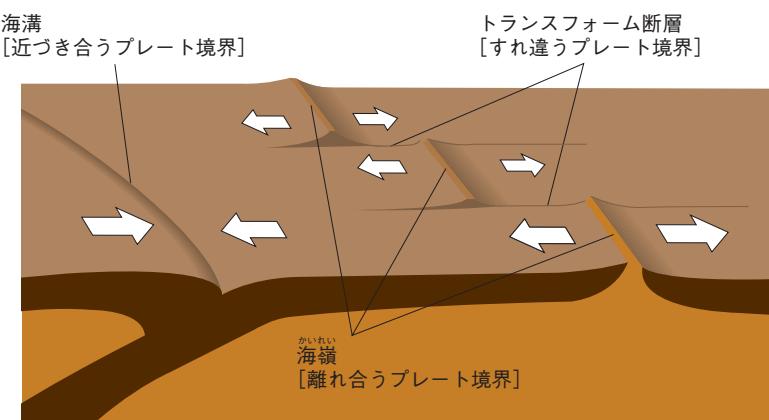
## □ プレート境界

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 ■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。

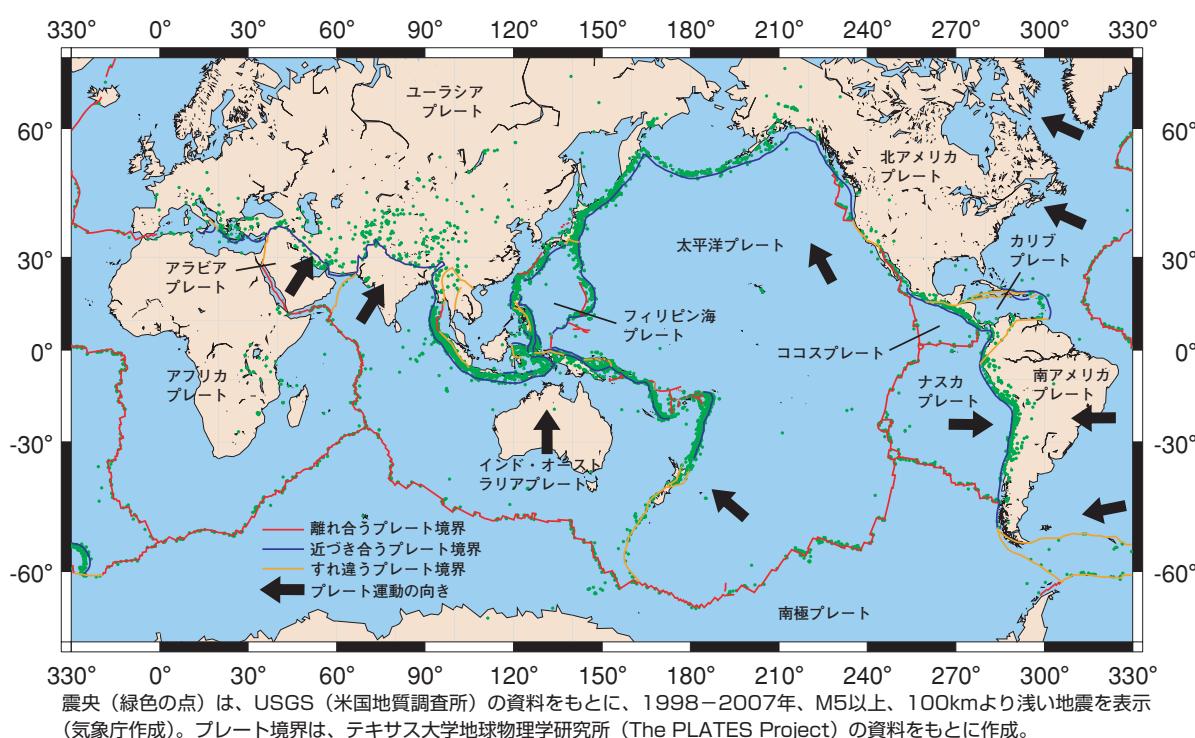
「すれ違う境界」は、海嶺と海嶺を繋ぐトランスフォーム断層（P61）のように、プレート同士が互いにすれ違うような動きをしています。



## □ 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



## 2. 断層—地震の原因

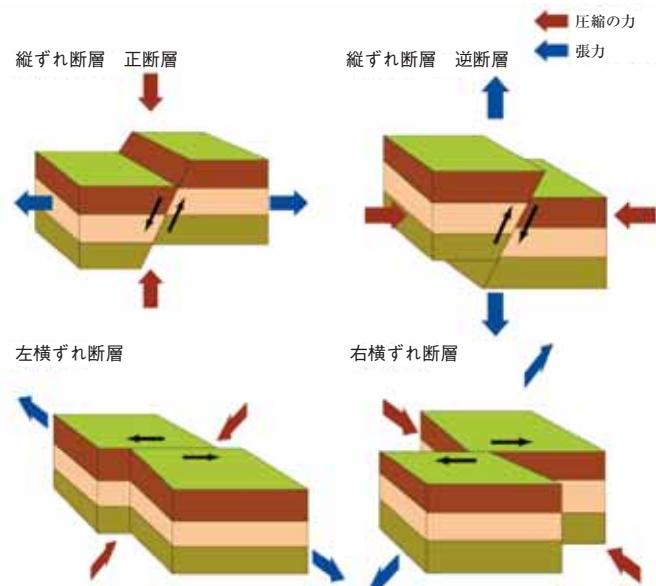
### □ 断層運動とその種類

プレート運動による張力や圧縮の力は、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おいいます。

■断層運動の種類



関連するQ&A Q1, Q2, Q4

横ずれ断層とは、岩盤に圧縮や張力がかかって、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が多く見られます。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。

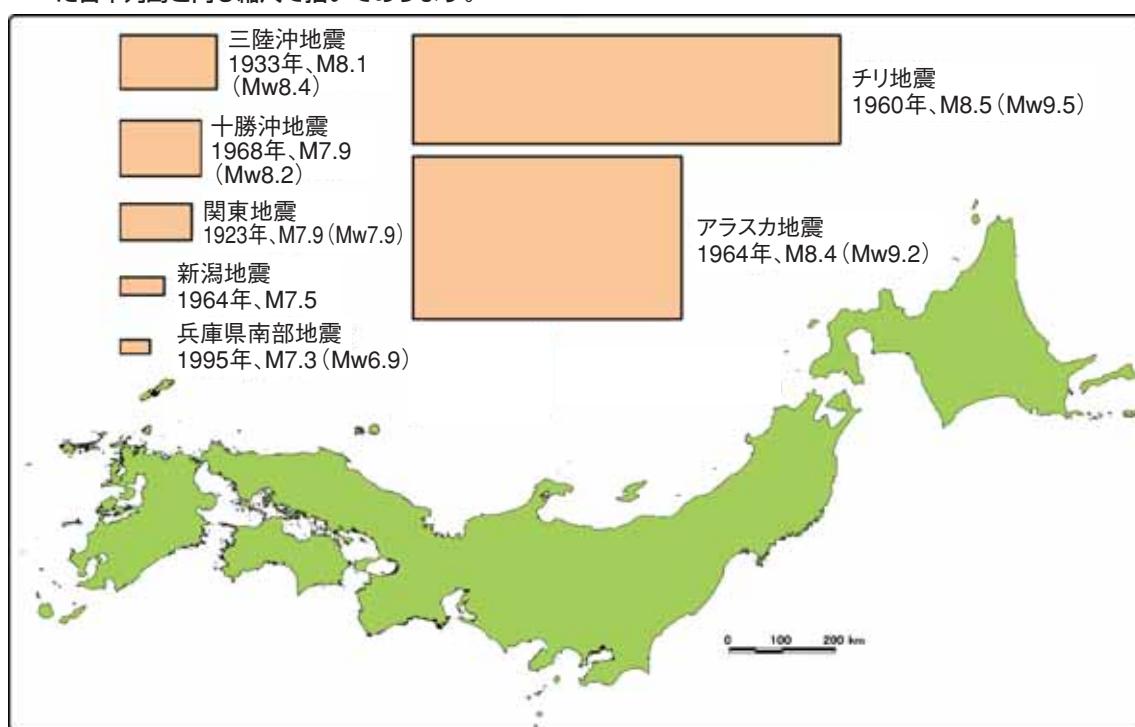
## □ マグニチュード

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案されました。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大きいと約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求められます。最近は、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。



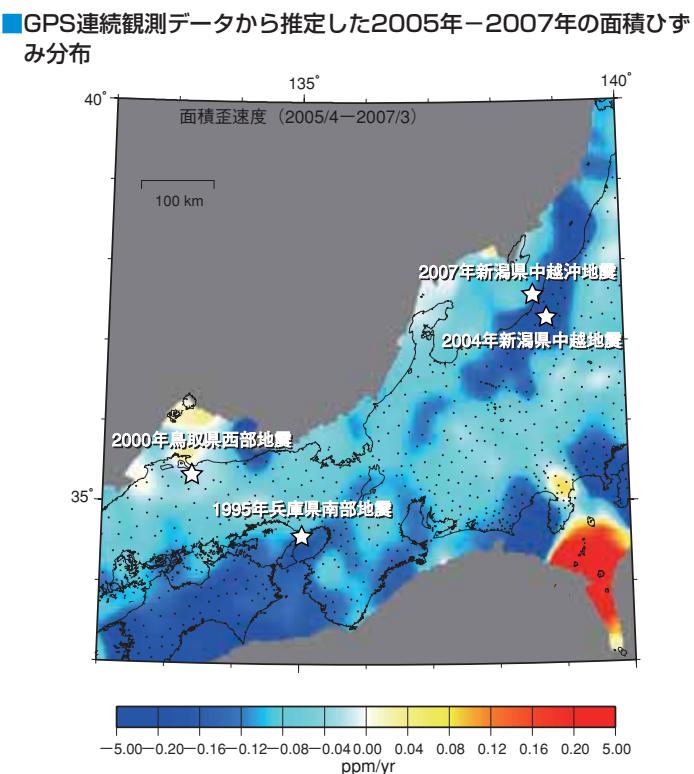
(マグニチュードは理科年表による)

関連するQ&A Q1, Q2, Q4, Q11, Q12

### 3. 地震と地殻変動

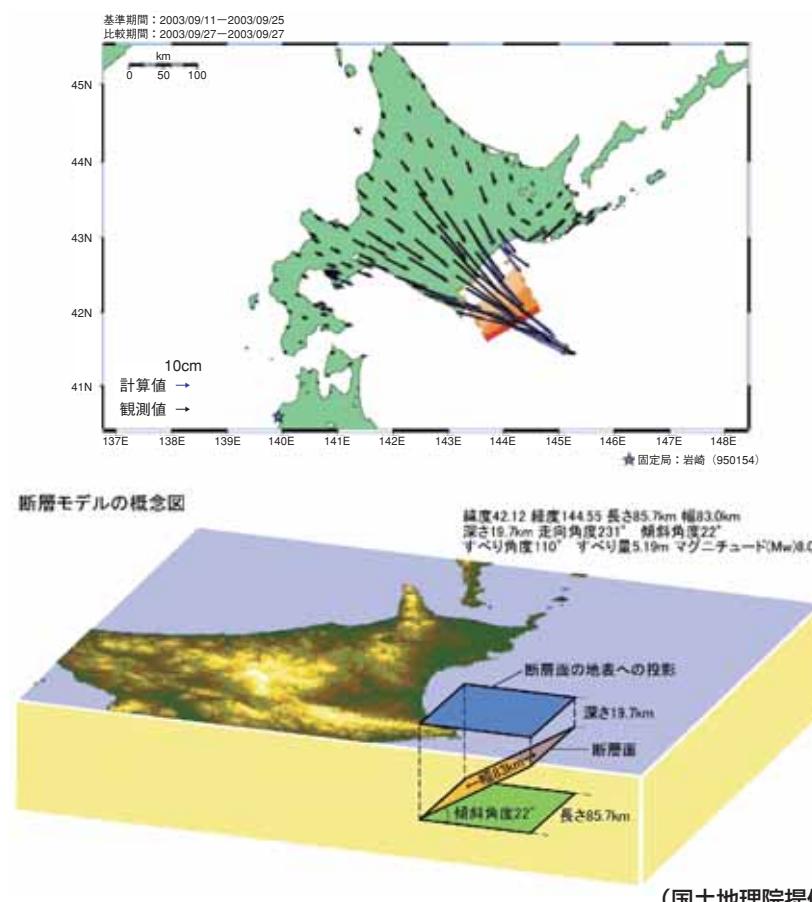
地震とは、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみを開放するために、断層運動というかたちで岩盤が破壊する現象です。地震が発生するまでの期間には、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみが、地殻変動（地殻の変形）として観測されます。また、地震が発生した際には、震源域とその周辺で急激な地殻変動が観測されます。地殻変動の観測には、明治時代より行われてきた精密な三角測量や水準測量、近年精密に整備されたGPSが用いられます。また、潮位観測施設や地下に設置されたひずみ計や傾斜計などによっても観測されます。

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ことができません。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。



地震予知連絡会会報Vol.79巻  
「7-15 新潟一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15年（2003年）十勝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。

左の図には、平成15年（2003年）十勝沖地震の際に観測されたGPSによる地殻変動が示されています。このようなGPS観測によるデータから、地下の断層活動が断層モデルとして推定されます。平成15年（2003年）十勝沖地震の際には、プレート境界における低角逆断層の断層モデルが推定され、マグニチュードは8.0と推定されました。

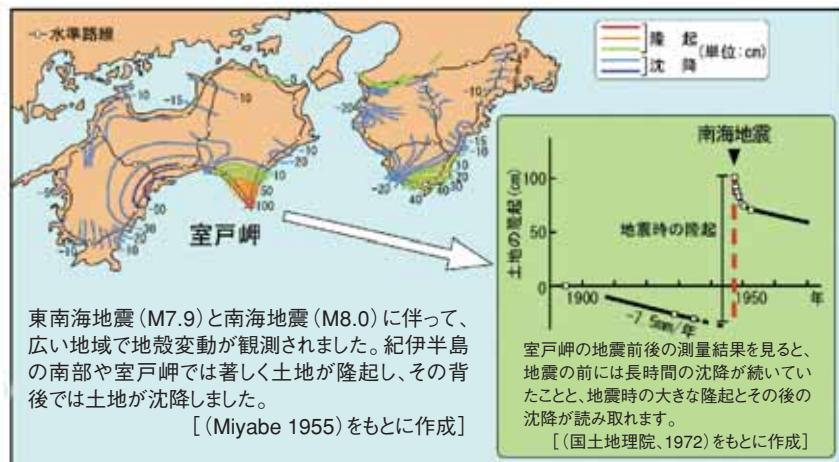
地震が発生した際の地殻変動は、プレート境界付近における地震の場合だけではなく、陸域の浅い部分で規模がある程度大きい地震が発生した場合にも、震源周辺の広い範囲で観測されます。とくに、非常に規模の大きな地震が発生すると、地表にまで断層のずれが現れることがあります。

関連するQ&A Q2, Q5, Q17

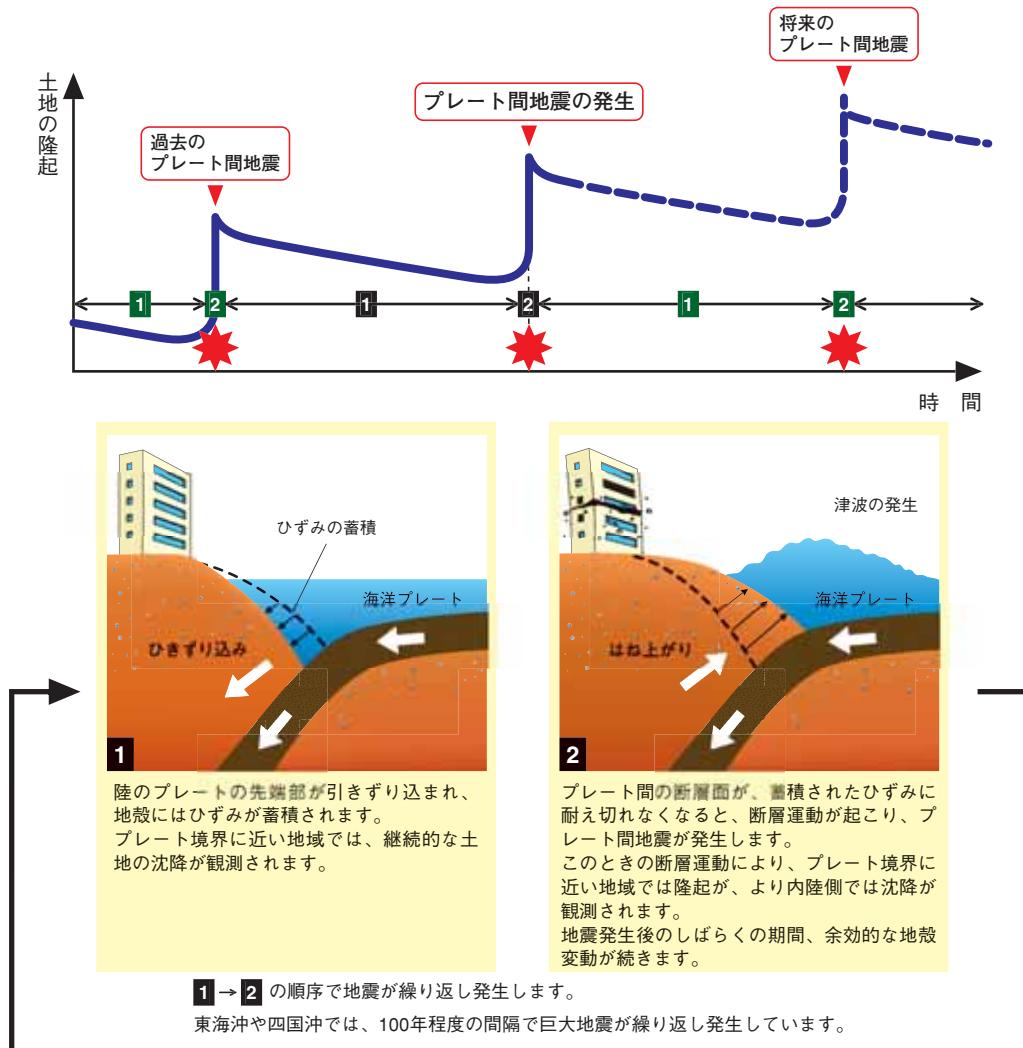
時間が経過することにより地殻変動がどのように変化しているかを調べることは、海溝型地震の長期的な地震発生の可能性を評価するため役に立ちます。

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の沈み込みと、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。

関連するQ&A Q2, Q5, Q17

## 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。

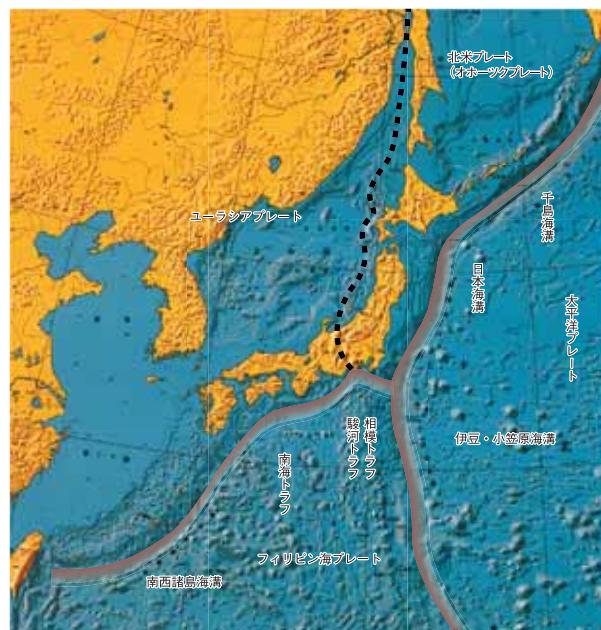
### 1. 日本列島とその周辺のプレート

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）の下に沈みこんでいます。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、海のプレートが陸プレートよりも重いためです。

日本列島は、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

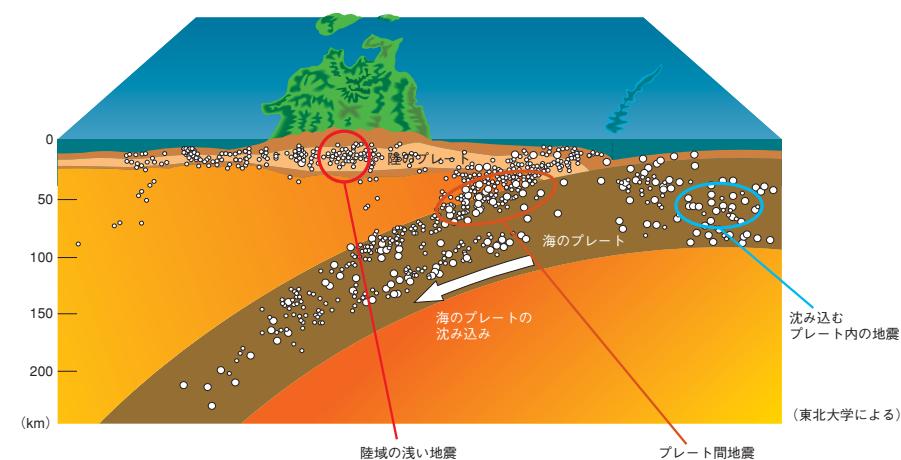


(海上保安庁提供)

### 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、沈みこむプレートに沿って帯状に分布する地震と、大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、東一西方向ないし南東一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行きましょう。

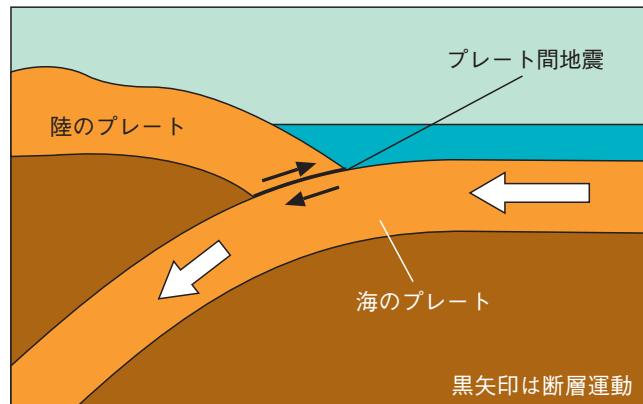
## □ プレート間地震

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。

20世紀に入って日本で最大の被害地震となった大正12年（1923年）の関東地震（M7.9）が代表的ですが、最近の例では平成6年（1994年）三陸はるか沖地震（M7.6）や平成15年（2003年）十勝沖地震（M8.0）が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、津波が発生します。プレート境界に面した沿岸地域、特に震源に近い地域では、地震による強い地震動を受けるほか、その後に津波に襲われます。

■プレート間地震の発生の仕組み



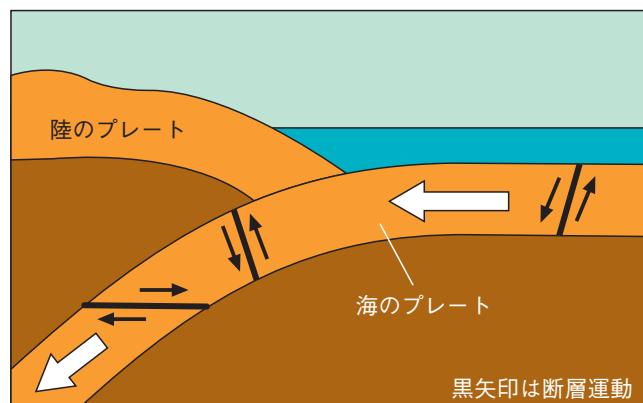
## □ 沈み込むプレート内の地震

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20年（2008年）7月24日に発生した岩手県沿岸北部の地震がこのタイプの地震です。

■沈み込むプレート内の地震の発生の仕組み



## 解説編○第1部 地震の仕組みと現象

### □ 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。

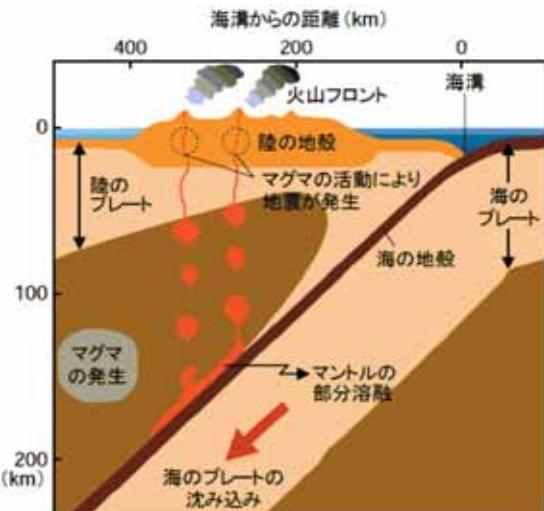
### □ 火山活動に伴う地震

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う観点から、火山と地震は密接に関係しているといえます。

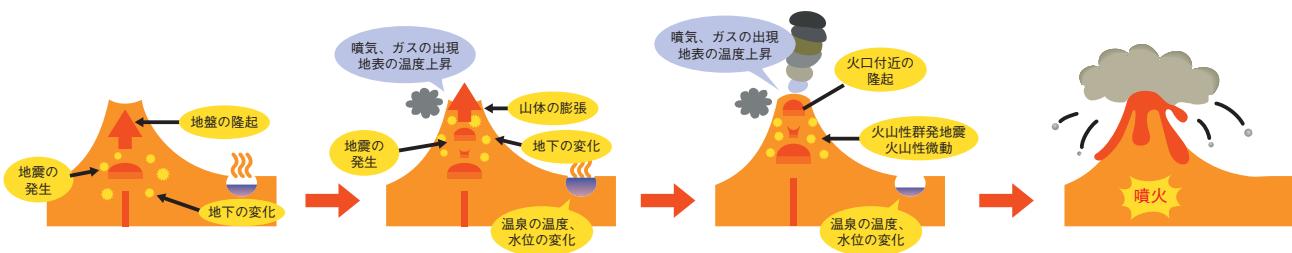
東北や南関東、九州などには多数の火山が連なっています。これらの火山群の周辺では、火山活動に伴って岩盤の浅い部分に局所的に力が働き、中小規模の地震が発生することが多く見られます。鹿児島県の桜島の大噴火（1914年、大正3年）に伴う桜島地震（M7.1）は、この種の地震としては稀に見る規模の大きな地震でした。

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が、まだ研究途上にあり詳しいことはわかっていないません。

■プレートの沈み込みと火山活動

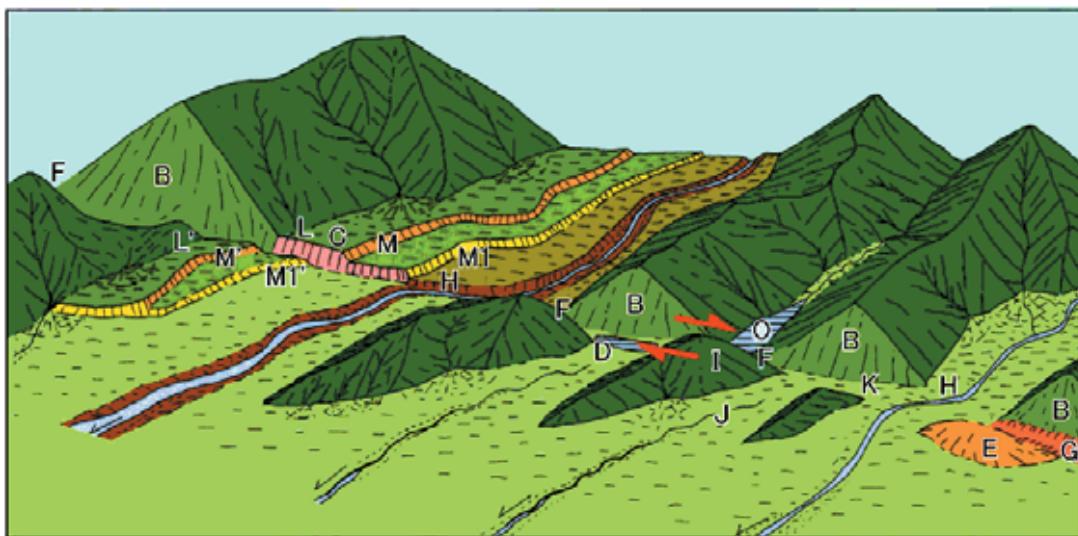


■火山活動に伴う諸現象と地震活動



関連するQ&A Q1, Q2, Q3, Q4, Q5, Q11

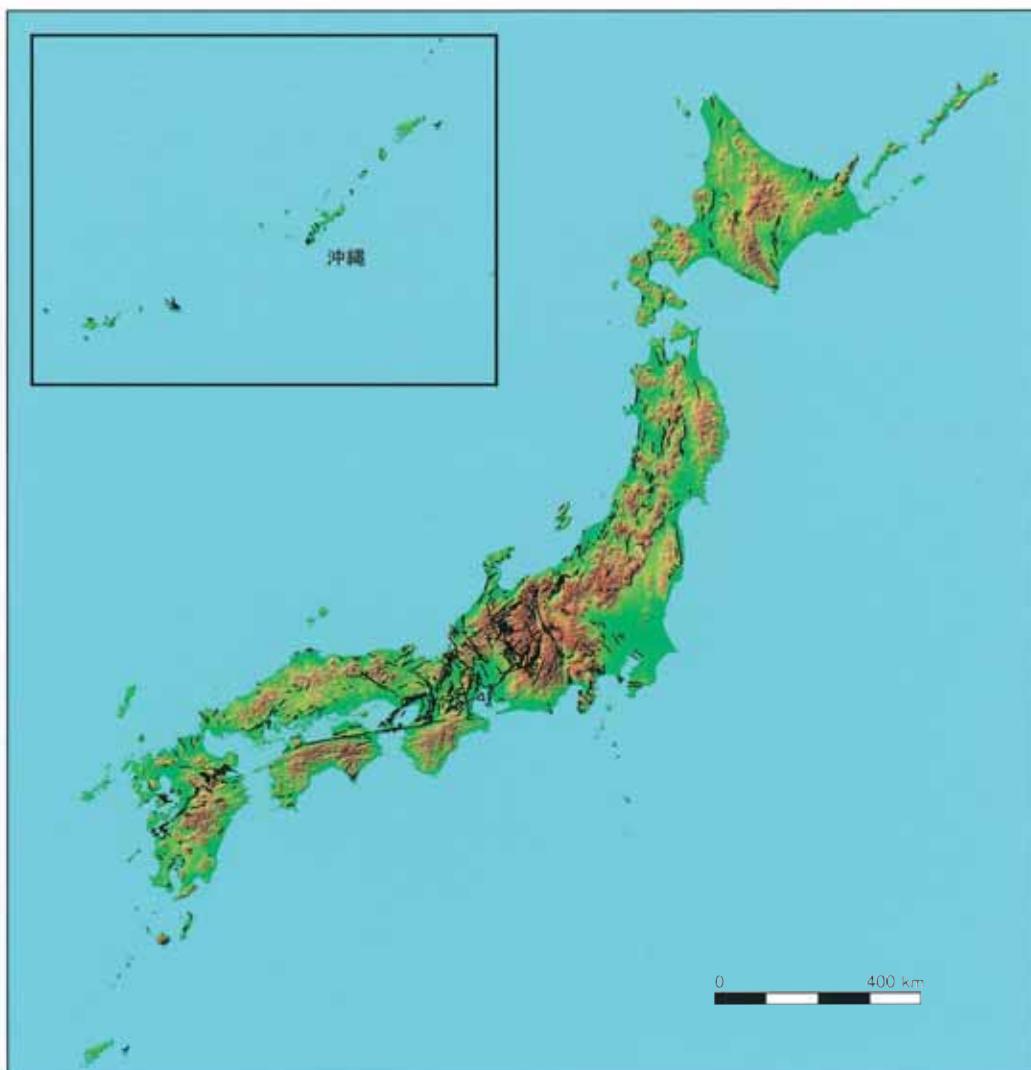
## ■活断層により形成された地形の例



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,M')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り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

## ■日本列島における活断層の分布



日本列島の活断層分布図（黒線は活断層）

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

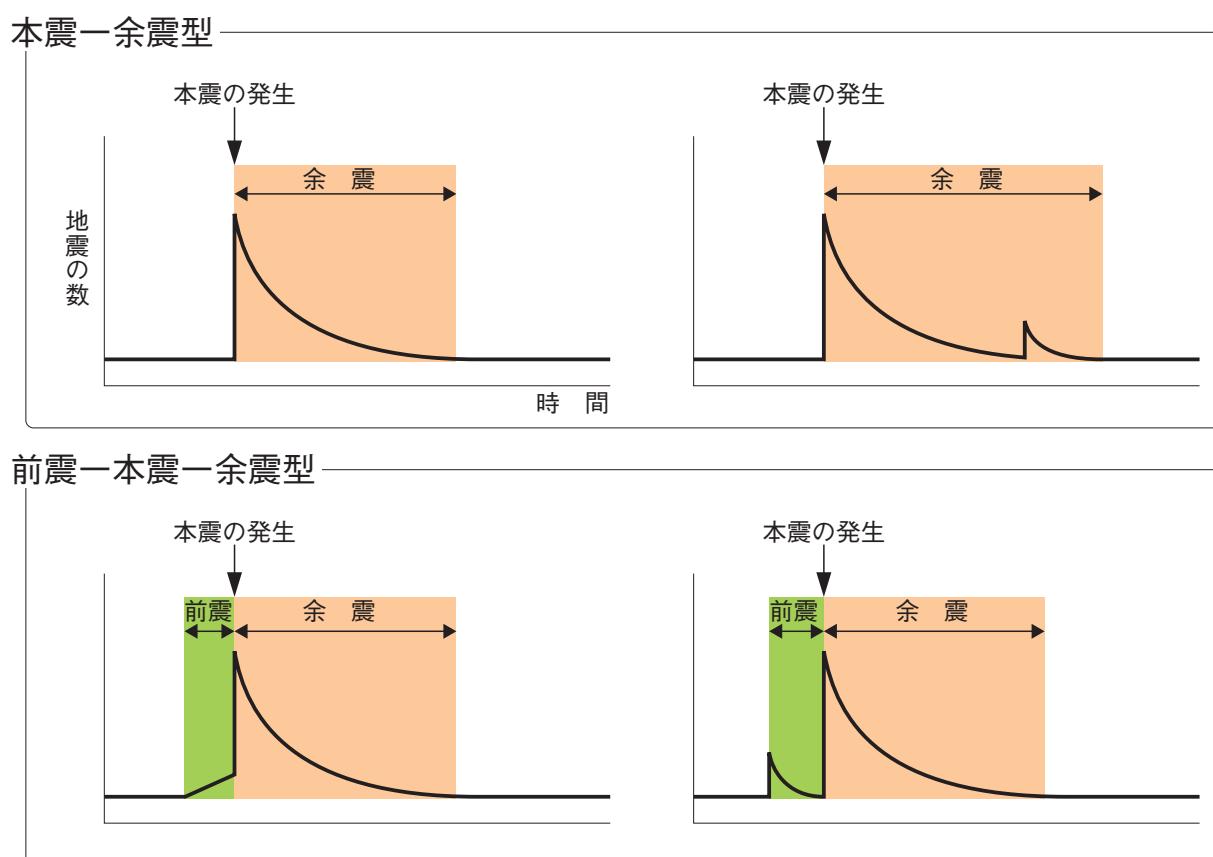
本震—余震型の地震活動は、最初に規模の大きな地震が発生し、その直後から規模の小さな地震が多く発生します。最初の大きな地震を「本震」といい、それに続く小さな地震を「余震」と呼びます。

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ます。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。前震は、多くの場合、際立った特徴がなく、普段発生している規模の小さな地震と区別がつきにくいために、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）

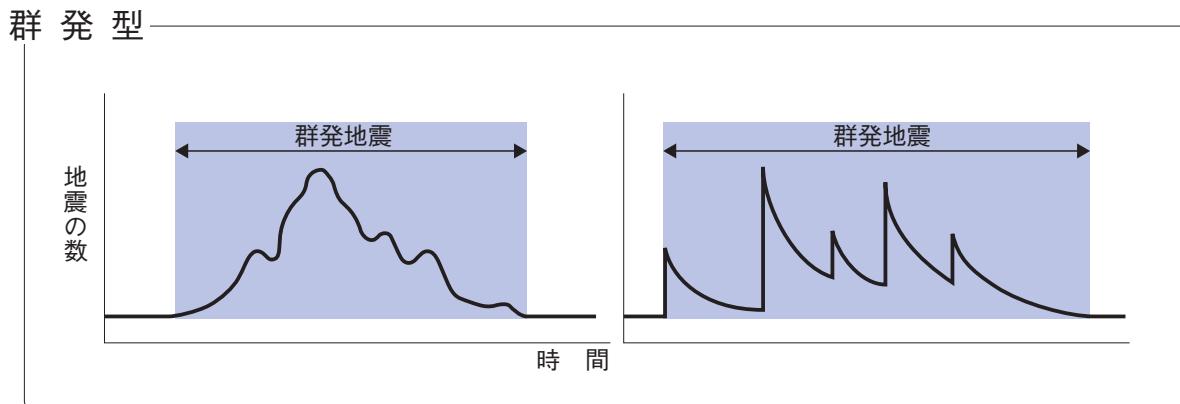


## □ 群発型の地震活動

群発型の地震活動は、いきなり規模の大きな地震（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だらだらと活動が続く地震をいいます。

大抵の場合、震源は浅く、小さな地震が連続的に発生しますが、中にはマグニチュード5~6クラスの地震が混じることがあります。1965年の松代群発地震や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）

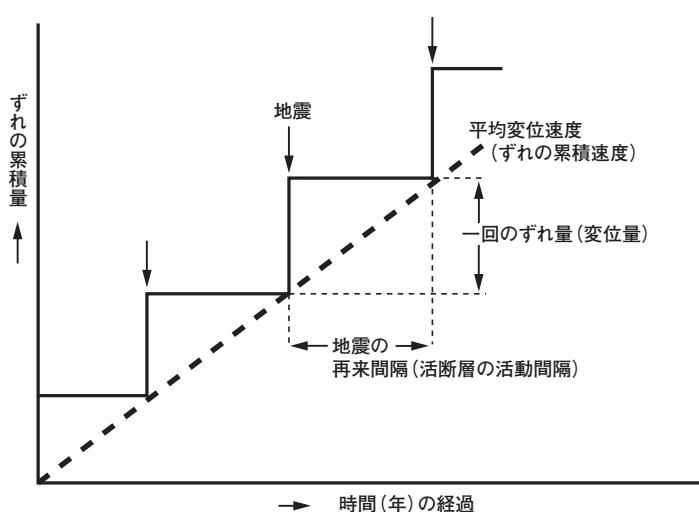


## 4. 地震活動の周期性

長い期間における断層の活動の仕方は、プレート境界付近で発生する海溝型地震では数十年から数百年、陸域の活断層で発生する地震は数千年～数万年の繰返し周期をもって、似たような規模の地震が発生しています。このような繰り返しの周期は、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。

例えば、日本の活断層の活動は間欠的で、大きく動いて地震を発生させた後、次の地震まで全く活動しません。しかし、間欠的に動くといつても全く気まぐれというわけではなく、ほぼ定期的に同じような規模で動くと考えられています。この地震の繰り返し動く間隔を「再来間隔」といいます。右の図はそのことを模式的に示したものです。このような、「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。」という考え方とは、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。そこで発生する地震を「固有地震」といい、この考え方とは、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 1998年研修会講義資料より)

関連するQ&A Q5, Q6, Q14

### 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、地震が起き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。

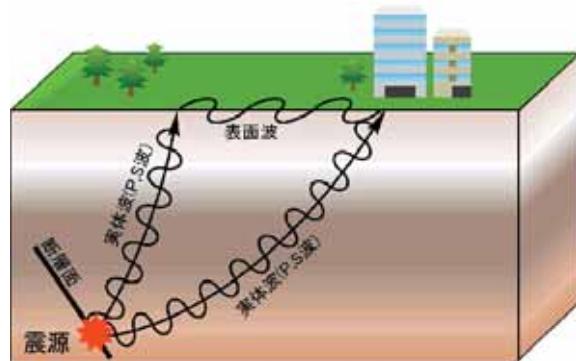
#### 1. 地震波の種類

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。

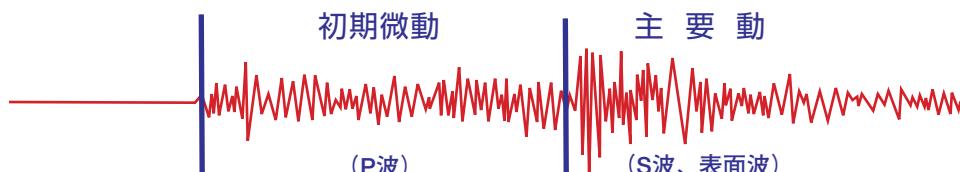
実体波には、波の進む方向と同じ方向に振動するP波（縦波）と、波の進む方向と直交の方向に振動するS波（横波）があります。大きな地震が遠くで起こると、最初に「カタカタ」と小刻みに揺れ、次いで「ユサユサ」というややゆっくりとした横揺れを感じ、その後に「ユラユラ」というゆっくりとした揺れを感じます。これは、地震波が、主に最初に到達するP波（縦波）と、その後に到達するS波（横波）、それに続く表面波から構成されているためです。このような順番で地震波が到達するのは、地震波の進む速度が波の種類によって異なるからです。地震による被害は主に揺れの大きいS波と表面波によってもたらされることから、S波と表面波を合わせ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

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。

■実体波と表面波の伝わり方の模式図



■地震波形の模式図で見る初期微動と主要動



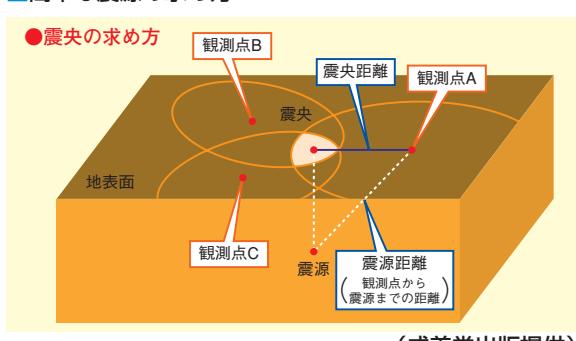
主要動では振幅が大きく、揺れが大きいことがわかります。

#### 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、地盤の性質に

■簡単な震源の求め方



関連するQ&A

Q7, Q8, Q9, Q10, Q11, Q12, Q18

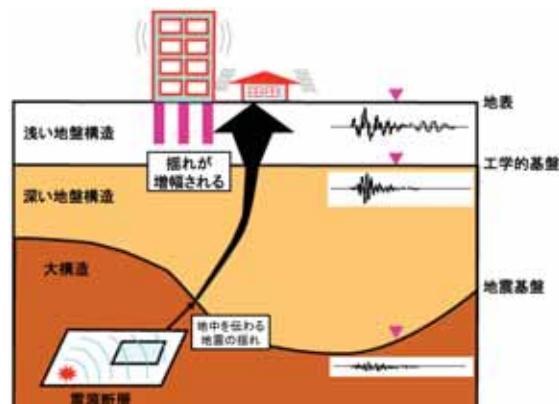
よって異なります。例えば地震基盤と呼ばれる岩盤では、P波の進む速度は1秒間に約5km、S波の進む速度は1秒間に約3kmです。先ほどの震源の求め方では、地下の構造が均質で、地震波の進む速さが地表付近と同じであるとして計算しましたが、精密な震源の決定を行なうためには、地下の詳細な地震波の伝わる速さの構造があらかじめわかっている必要があります。実際には、複数の観測点における地震が観測された時間と、仮定した地下の構造により導かれる理論的な着震時との差が最小になるような計算が行われて震源の位置と地震の発生時刻が導かれます。

### 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。

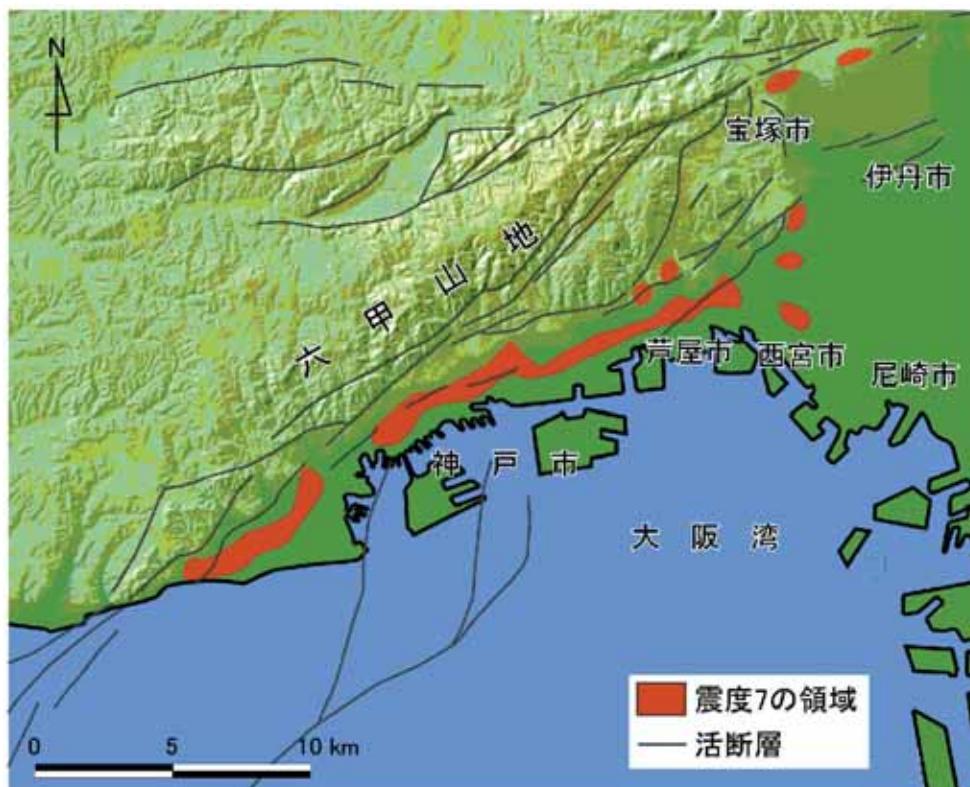
平野のように軟らかい地盤を地震波が伝わると、地震波が増幅して、大きな揺れが発生します。平野の地下には、岩盤の上に軟らかい砂や粘土が厚く堆積しており、例えば、関東平野では深いところで地下3~4km、大阪平野では地下1~2kmまで堆積層が存在します。一般的に、大きな平野や盆地には、土砂が厚く堆積しているので、地震時に揺れが大きくなることがあるので注意が必要です。また、大きな平野では、地震波が到達するまでにさまざまな経路を伝わってくるので、長く揺れることがあります。

■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帶



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帯状に分布する、いわゆる「震災の帶」と呼ばれる現象が発生しました。この原因是、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、帯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はなく、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、1854年12月23日に起こった安政東海地震(M8.4)や翌日起こった安政南海地震(M8.4)の津波による被害地域は、房総半島から九州に至り、死者は2千人から3千人にのぼると推定されています。

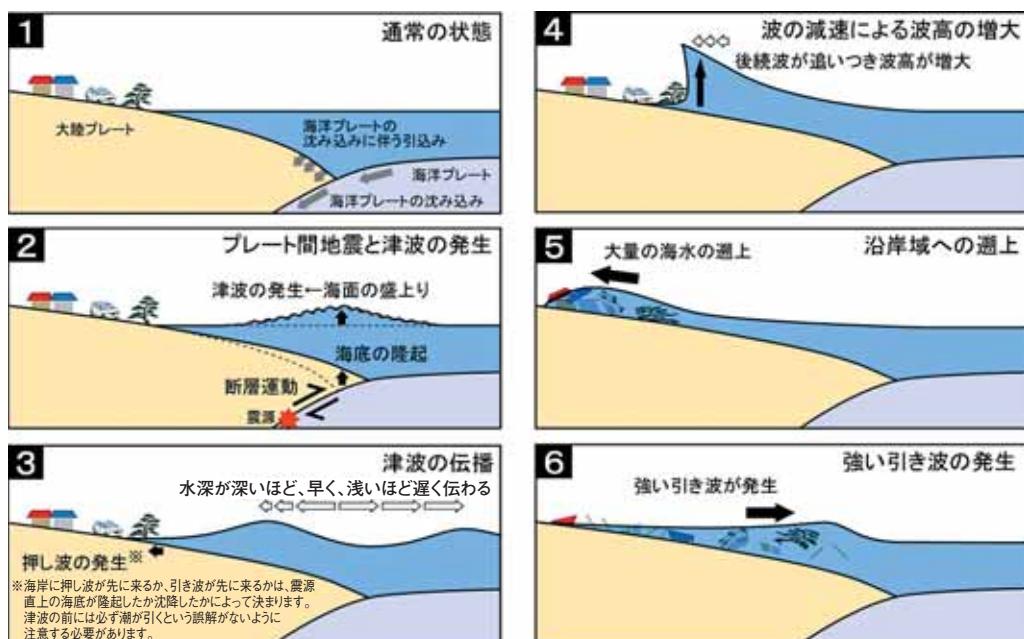
また、小さな揺れしか感じないのに津波が襲ってくることがあります。1896年(明治29年)6月15日に、三陸沖の約150kmを震源とするマグニチュード8.2の規模の大きな地震が起こりました。三陸沿岸で感じたこの地震による揺れは、震度4程度と小さかったのですが、地震発生の35分後に第1波の津波が、その8分後に第2波の津波が襲ってきました。その津波の高さは、最大38.2mにも達し、死者21,959人、家屋流失全半漬1万以上という大きな被害が出ました。このような、地震のマグニチュードのわりには津波の規模が大きい特殊な地震を「津波地震」と呼びます。津波地震の発生する仕組みはよくわかっていないせんが、プレ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。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に大きく影響を受け、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、沿岸に押し寄せる回数が複数回になり、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、津波は海底までの海水の運動であることから、沿岸に大量の水が押し寄せきます。河川や低地などの低い場所を遡上した水の水深が浅くとも、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。

■津波発生の模式図



関連するQ&A Q15

## 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）兵庫県南部地震の際にも、埋立地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。

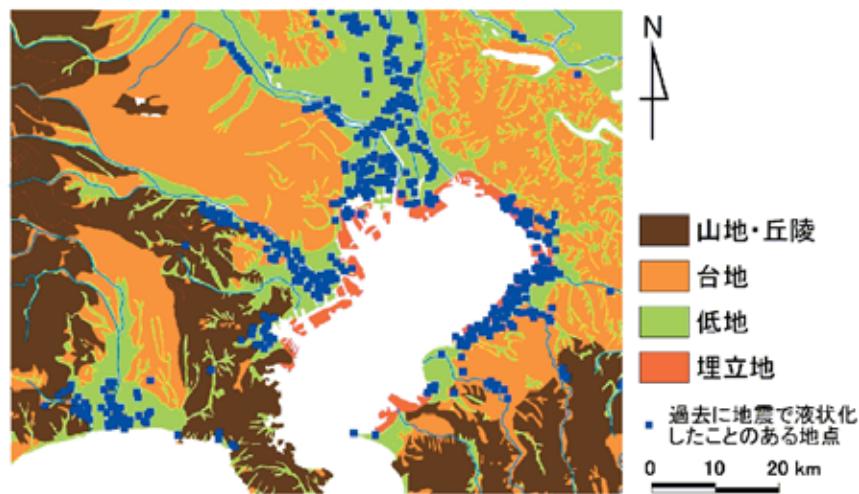
液状化による被害には、地盤の

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、道路やライフル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。

■東京湾周辺の地盤と液状化との関係



扱った地震：関東南部（1257.10.9）、相模・駿河・伊豆（1633.3.1）、安政東海・南海地震（1854.12.23.24）、江戸地震（1855.11.11）、東京湾北部（1894.6.20）、関東地震（1923.9.1）、西埼玉地震（1931.9.21）、千葉県東方沖（1987.12.17）若松（1991）をもとに作成。

## 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）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、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、被害が広がることがあります。さらに、余震が起きた際に、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できます。また、地震についての理解がいっそう深まります。

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年に「地震に関する基盤的調査観測計画」（平成13年8月見直し）が策定されました。これに基づいて、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GPS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。

さらに、長期評価の結果により地震の危険度が高いとされた地域において、上記の基盤的な調査・観測に加え、重点的な調査・観測が推進されることになっています。

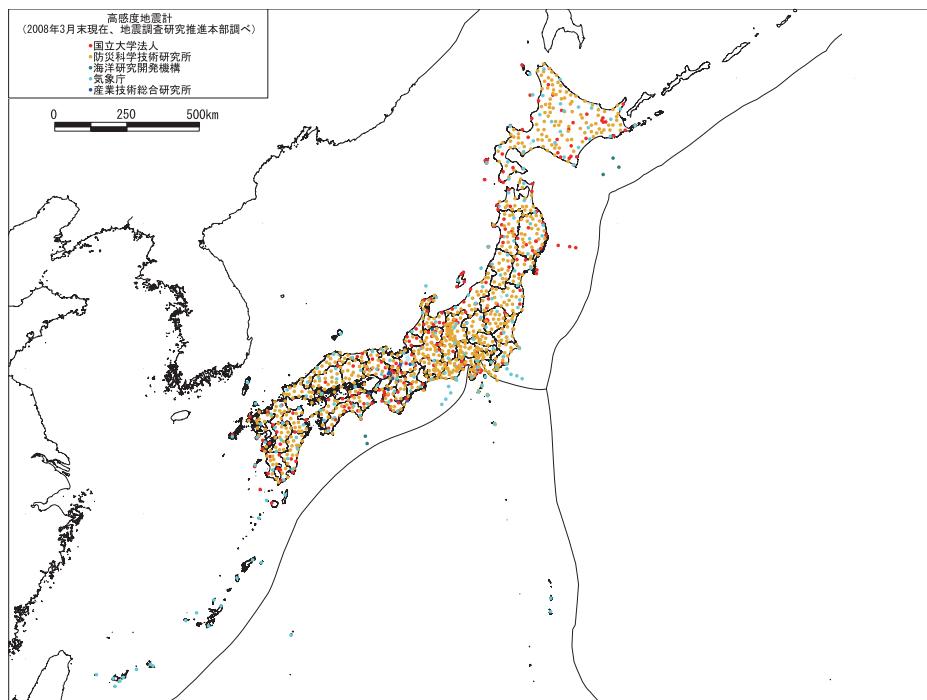
今後の課題としては、将来にわたって継続的な調査観測を続けるため基盤的調査観測網を効率的に維持・更新することや、海域における調査観測網の整備を進めることなどが挙げられます。

### 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、人間が感じること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るようになります。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、独立行政法人防災科学技術研究所、国立大学法人、気象庁など

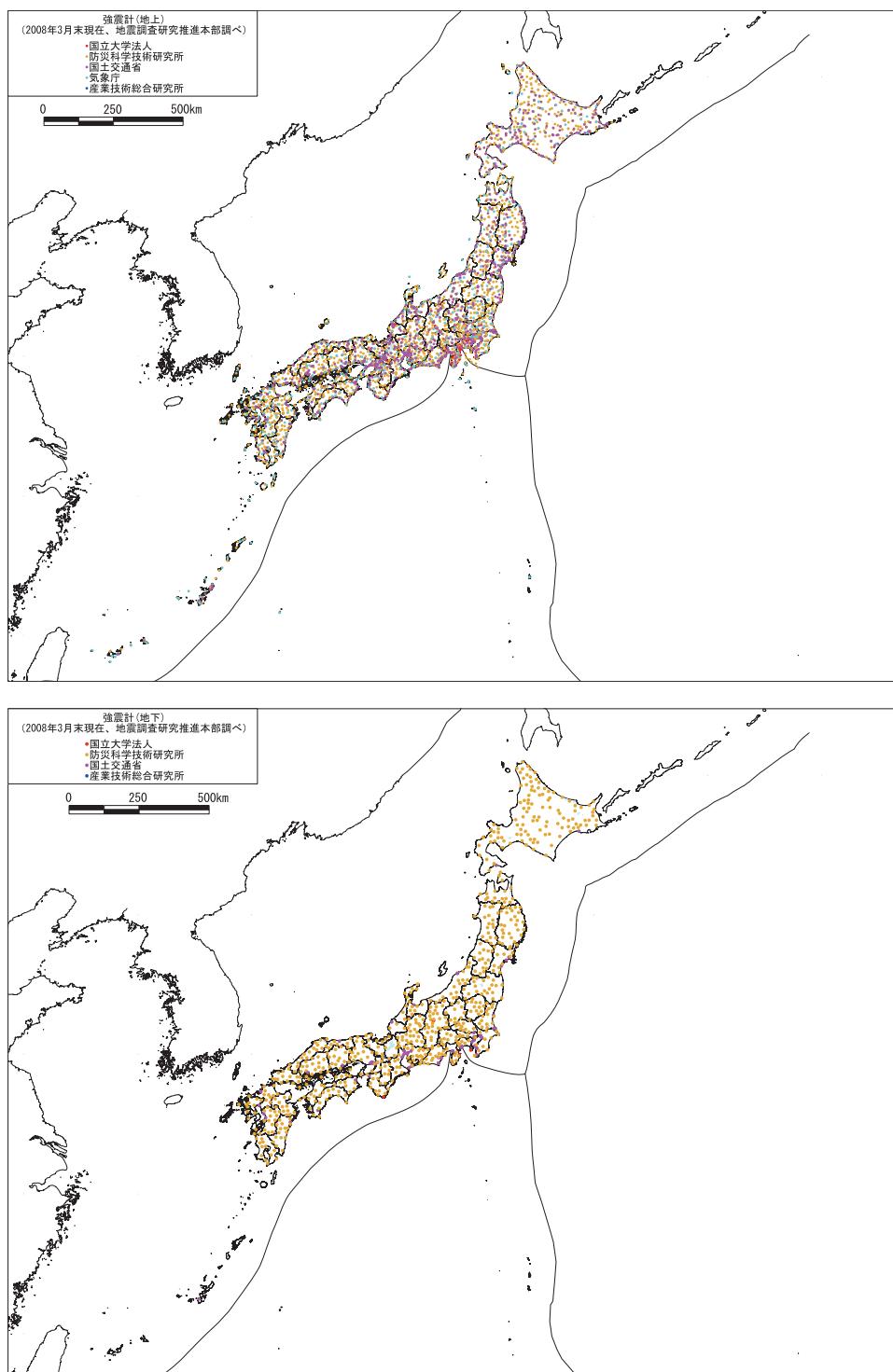


により全国1000ヶ所以上設置されています。これらは一體的な観測ネットワークを構築し、すべてのデータはリアルタイムで相互に流通して各機関における業務に資するなど、様々な地震調査研究を支えています。

## □ 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。強い地震動を同時に把握して、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、独立行政法人防災科学技術研究所、国土交通省などにより全国7000ヶ所以上設置されています。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。



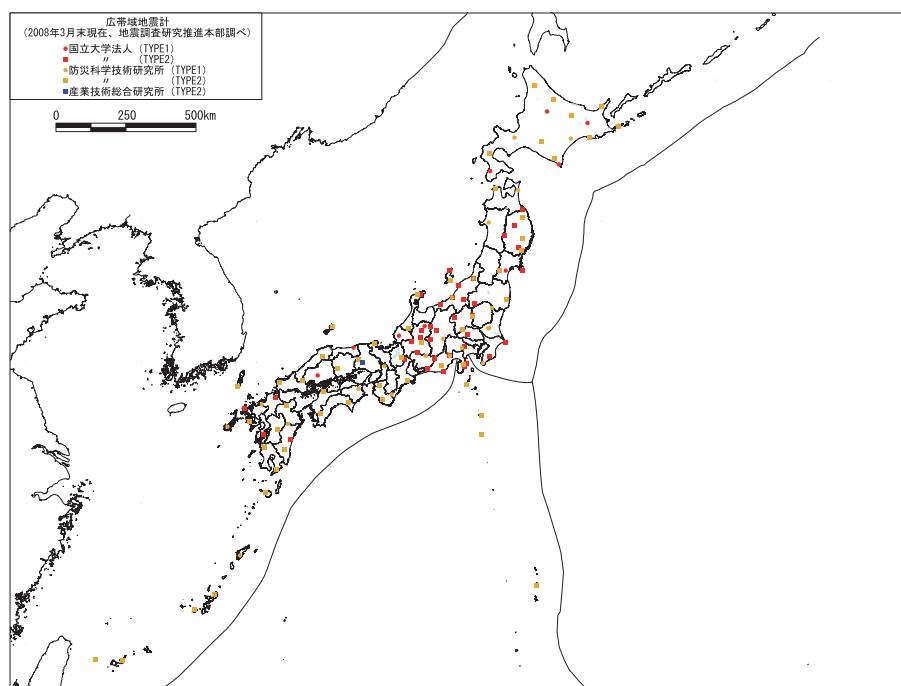
関連するQ&amp;A

Q17

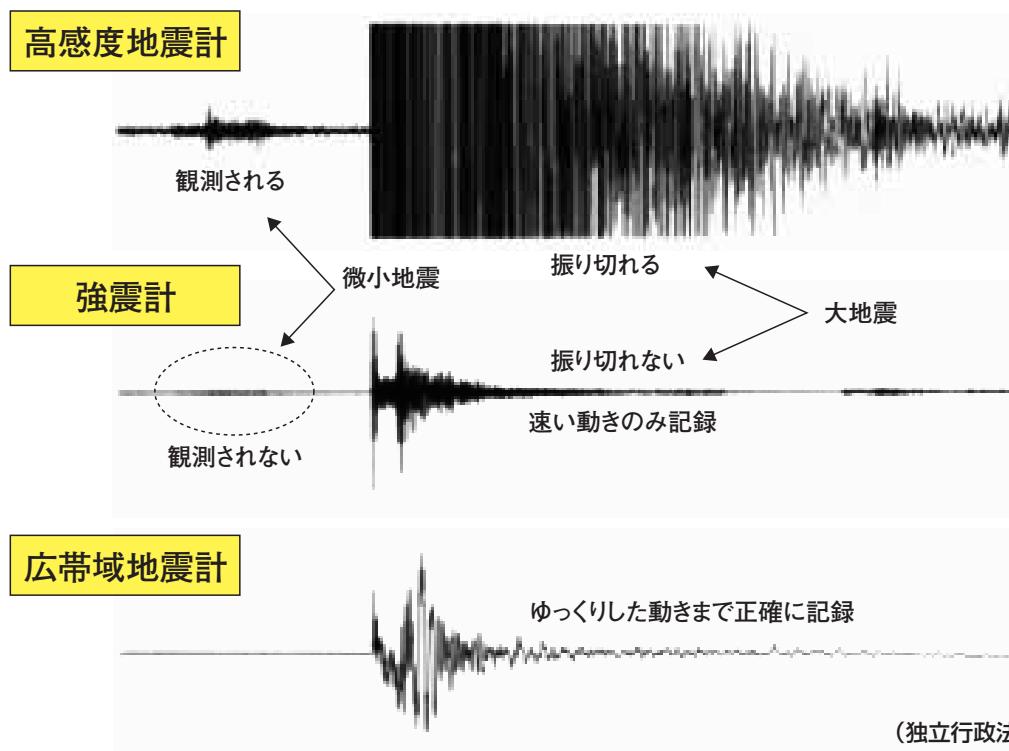
## □ 広帯域地震計による観測－広帯域地震観測

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、独立行政法人防災科学技術研究所、国立大学法人などにより全国100ヶ所以上設置されています。



■ 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



(独立行政法人 防災科学技術研究所提供)

関連するQ&A Q17

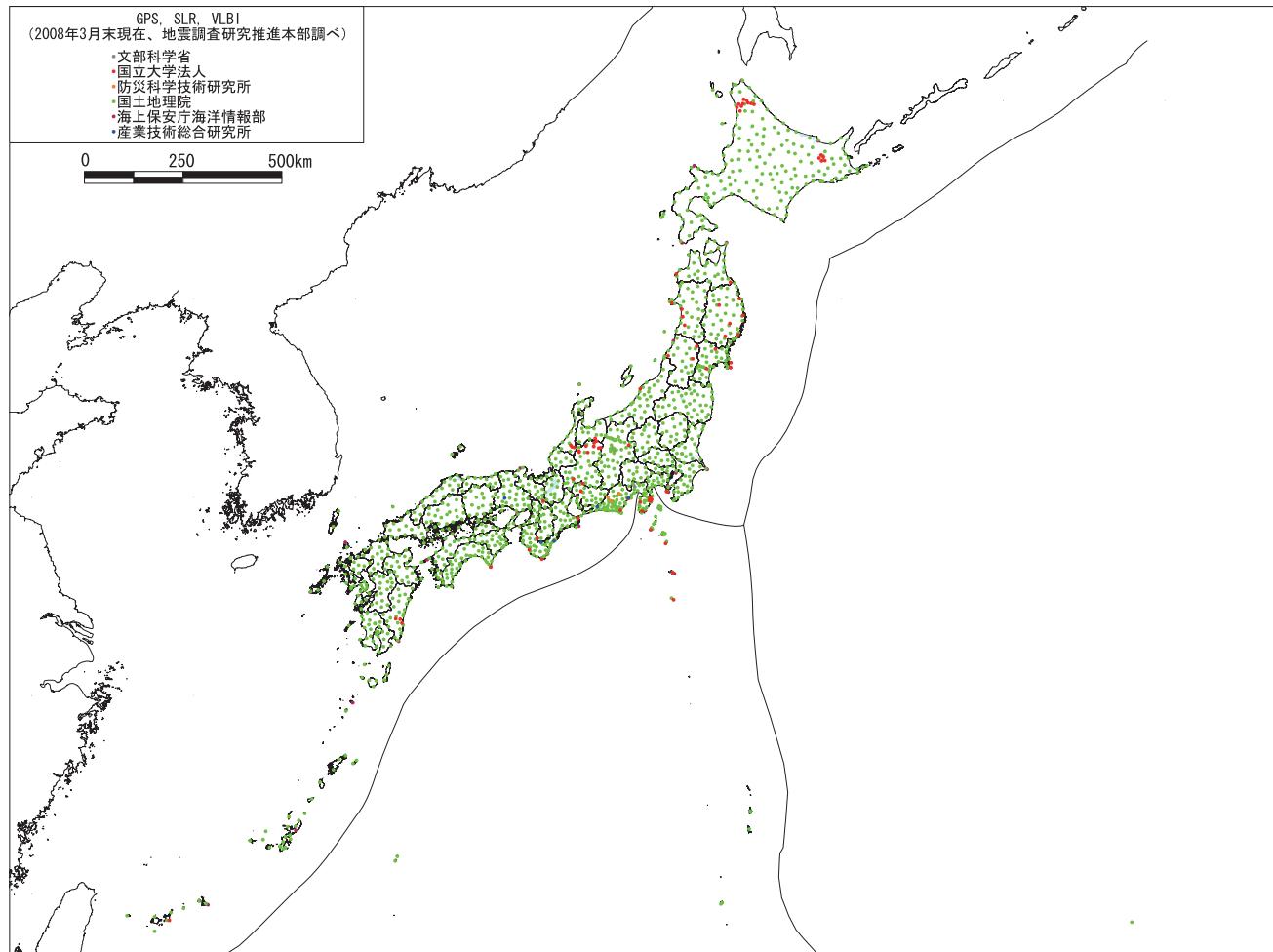
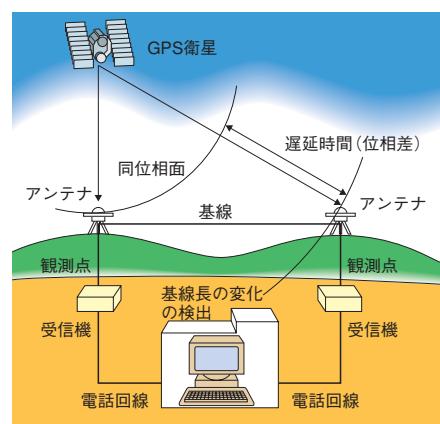
## 2. 地殻変動観測

### □ GPS（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—GPS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比較することによって、高い精度で距離を測定することができます。稠密なGPS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、GPSの連続観測施設は全国に1,400ヶ所以上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。

#### ■ GPS基礎測定の原理



関連するQ&amp;A

Q17

## □ 合成開口レーダによる面的な地殻変動観測

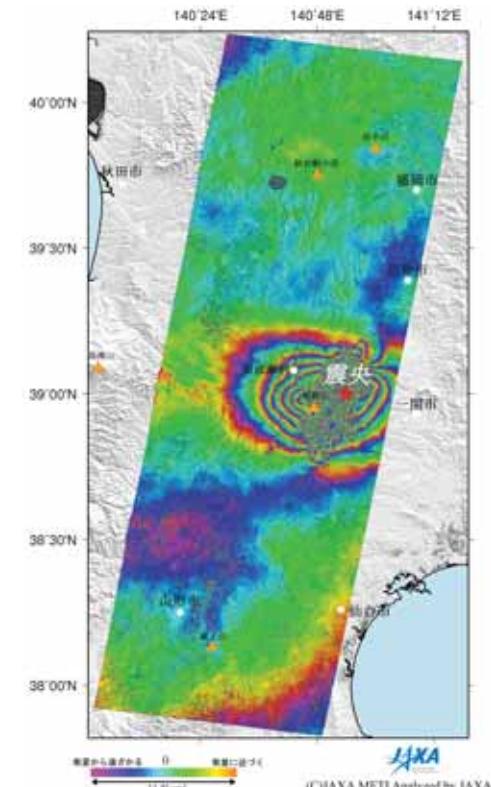
リモートセンシング技術の一つである、合成開口レーダ（SAR）による地殻変動の検出はこれまで、国産衛星のJERS-1（ふよう1号）等のデータを利用し、データ解析手法（干渉SAR）の開発と、兵庫県南部地震や鳥取県西部地震のような国内で発生した大規模地震への応用研究が行われてきました。

現在は、ふよう1号の後継機となる世界最大級の陸域観測技術衛星「だいち（ALOS）」が、2006年1月に打ち上げられ、これに搭載された合成開口レーダ（PALSAR）により、地震現象を含めた、地殻・地盤変動の検出を目的として、観測および解析が行われています。

ALOS/PALSARによる成果の一つとして、例えば平成20年（2008年）6月14日に発生した岩手・宮城内陸地震では、地震の発生前後に観測されたデータの解析結果から、震源域周辺の地殻変動分布を詳細に把握することができました。解析結果の画像は、震央西側の主として東方向への水平変動と震央東側の主として西方向への水平変動を示していると考えられます。

地殻変動の範囲が、縞模様の色の変化がある部分で示されています。  
(独立行政法人 宇宙航空研究開発機構ホームページより)

■平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動を示すALOS/PALSARによるSAR干渉画像



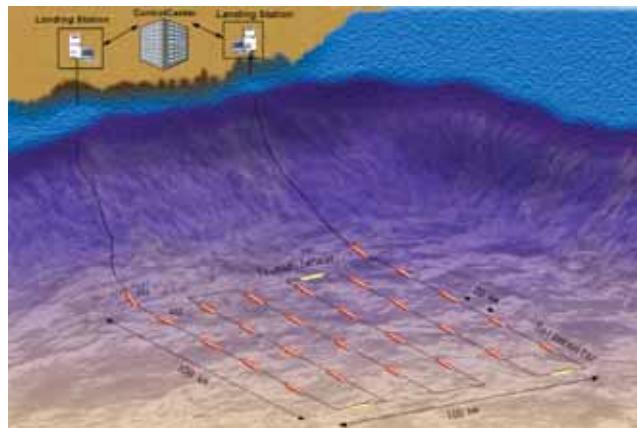
## 3. 海域での地震観測

## □ ケーブル式海底地震計による観測

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、房総沖、伊東沖、相模湾、釜石沖、室戸沖、釧路・十勝沖で行われています。また、平成18年度から、東南海地震の想定震源域である紀伊半島沖で南海トラフで発生する巨大地震をモニタリングする海底ネットワークの構築が始まっています。（詳しくはP.50をご覧ください。）

■東京大学地震研究所で開発中の次世代海底ケーブル式地震計



（東京大学地震研究所 金沢敏彦氏提供）

関連するQ&A Q17

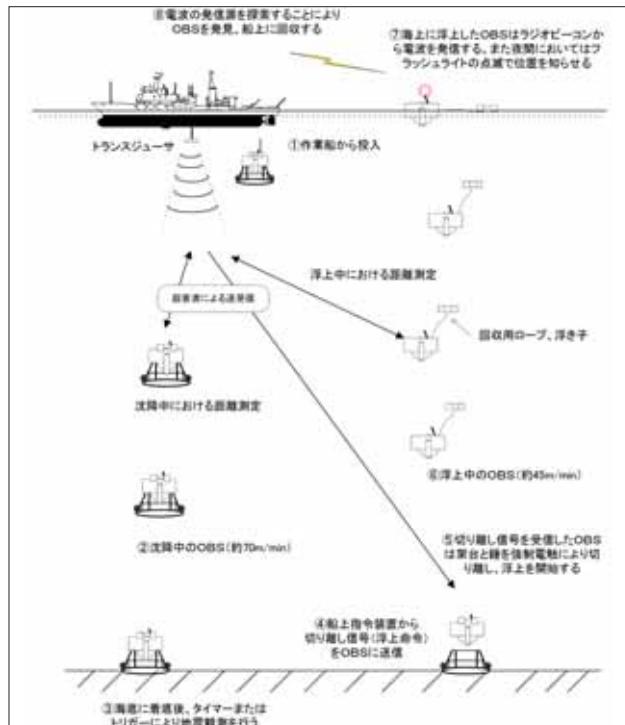
## □ 自己浮上式海底地震計による観測

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て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  
(独立行政法人 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）

## □ 海底地殼變動觀測

陸上では、GPSの普及により、地殻変動観測が広く行われています。しかし、海底の地殻変動観測は、その技術的困難さからこれまでほとんど実施されてきませんでした。

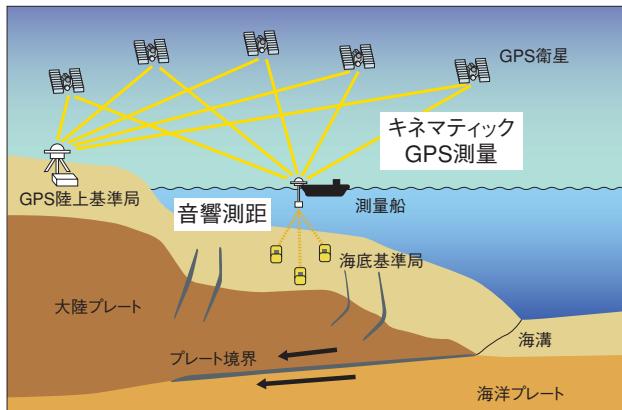
例えば、GPSの電波や光は海底までは届きませんので、海底で位置を求めるためには、船を介して、GPSで船の位置を決定するとともに、船と海底との距離を音波で測るというように電波と音波を組み合わせた複雑な観測システムが必要です。

また、船一海底間の音波の往復伝播時間から距離を求めるためには、音速度（音波の伝わる速さ）が必要ですが、海水の音速度は一定ではなく、水温や塩分濃度により変化します。海の状況は、時々刻々と変化しますので、観測により海水の音速度を時間的・空間的に正確に把握することはかなり困難です。

海上保安庁では、大学と共同で研究開発を積み重ね、「GPS測位」と「音響測距」を結合した手法による海底地殻変動観測システムを構築し観測を実施しています。

これまでの観測で、宮城県沖、相模湾、東海沖の海底の動きを検出しました。また、平成17年（2005年）8月16日に発生した宮城県沖の地震（M7.2）に伴って宮城県沖の海底が東方へ約10cm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ホームページより)

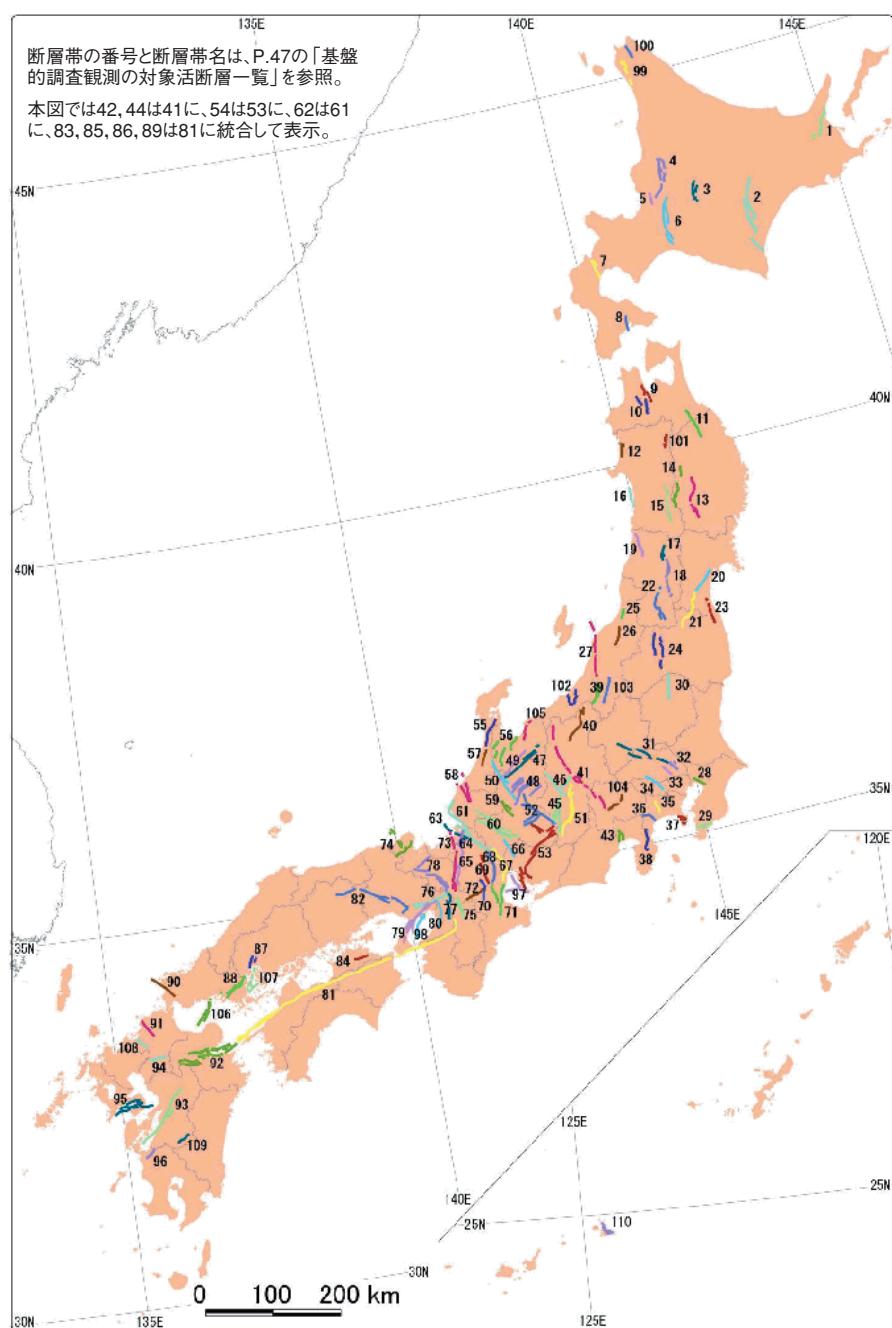
## 4. 活断層調査

### □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地域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、過去の活動の履歴などを把握し、次の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を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高く、社会的、経済的に大きな影響を与えると考えられる110の活断層帯を「基盤的調査観測の対象活断層」として選定し、その調査や評価を行っています。

■基盤的調査観測の対象活断層



地図の範囲は基盤的調査観測の対象活断層の分布する範囲

関連するQ&A Q3, Q4, Q17

## 基盤的調査観測の対象活断層一覧

番号	断層の名称	番号	断層の名称
1	標津断層帯	55	邑知潟断層帯
2	十勝平野断層帯	56	砺波平野断層帯・呉羽山断層帯
3	富良野断層帯	57	森本・富樺断層帯
4	増毛山地東縁断層帯・沼田一砂川付近の断層帯	58	福井平野東縁断層帯
5	当別断層	59	長良川上流断層帯
6	石狩低地東縁断層帯	60	濃尾断層帯
7	黒松内低地断層帯	61, 62	柳ヶ瀬・閔ヶ原断層帯
8	函館平野西縁断層帯	63	野坂・集福寺断層帯
9	青森湾西岸断層帯	64	湖北山地断層帯
10	津軽山地西縁断層帯	65	琵琶湖西岸断層帯
11	折爪断層	66	岐阜一一宮断層帯
12	能代断層帯	67	養老一桑名一四日市断層帯
13	北上低地西縁断層帯	68	鈴鹿東縁断層帯
14	雲石盆地西縁一真昼山地東縁断層帯	69	鈴鹿西縁断層帯
15	横手盆地東縁断層帯	70	頓呂断層
16	北由利断層	71	布引山地東縁断層帯
17	新庄盆地断層帯	72	木津川断層帯
18	山形盆地断層帯	73	三方・花折断層帯
19	庄内平野東縁断層帯	74	山田断層帯
20	長町一利府線断層帯	75	京都盆地一奈良盆地断層帯南部(奈良盆地東縁断層帯)
21	福島盆地西縁断層帯	76	有馬一高槻断層帯
22	長井盆地西縁断層帯	77	生駒断層帯
23	双葉断層	78	三峠・京都西山断層帯
24	会津盆地西縁・東縁断層帯	79	六甲・淡路島断層帯
25	櫛形山脈断層帯	80	上町断層帯
26	月岡断層帯	81, 83, 85,	中央構造線断層帯(金剛山地東縁一伊予灘)
27	長岡平野西縁断層帯	86, 89	
28	東京湾北縁断層	82	山崎断層帯
29	鴨川低地断層帯	84	長尾断層帯
30	関谷断層	87	五日市断層帯
31	関東平野北西縁断層帯	88	岩国断層帯
32	元荒川断層帯	90	菊川断層帯
33	荒川断層	91	西山断層帯
34	立川断層帯	92	別府一万年山断層帯
35	伊勢原断層	93	布田川・日奈久断層帯
36	神蘿・国府津一松田断層帯	94	水縄断層帯
37	三浦半島断層群	95	雲仙断層群
38	北伊豆断層帯	96	出水断層帯
39	十日町断層帯	97	伊勢湾断層帯
40	信濃川断層帯(長野盆地西縁断層帯)	98	大阪湾断層帯
41, 42, 44	糸魚川一静岡構造線活断層系	99	サロベツ断層帯
43	富士川河口断層帯	100	幌延断層帯
45	木曽山脈西縁断層帯	101	花輪東断層帯
46	境峠・神谷断層帯	102	高田平野断層帯
47	跡津川断層帯	103	六日町断層帯
48	高山・大原断層帯	104	曾根丘陵断層帯
49	牛首断層帯	105	魚津断層帯
50	庄川断層帯	106	宇部沖断層群
51	伊那谷断層帯	107	安芸灘断層群
52	阿寺断層帯	108	警固断層帯
53, 54	屏風山・恵那山断層帯および猿投山断層帯	109	人吉盆地南縁断層
		110	宮古島断層帯

関連するQ&amp;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。

## 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、GPS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にしています。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。

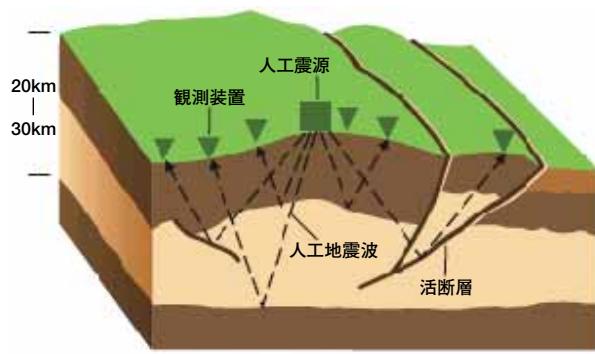
### □ 堆積平野の地下構造調査

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下の地質情報を推定する弾性波探査、常時微動を観測し、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て行われています。

### □ 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。

■ 弹性波探査のしくみ



■ 人工震源車（バイブロサイズ）



### 3. 地震調査研究の最前線

#### □首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 平成19年度～

南関東で発生するM7程度の地震は、地震調査研究推進本部地震調査委員会の長期評価において、今後30年以内の発生確率が70%程度と評価されています。また、首都直下地震が発生した場合の被害は、内閣府中央防災会議において、最大で死者数約11,000人、経済的被害約112兆円と推計されています。

しかしながら、首都直下地震に対する調査研究はこれまで十分に実施されてきたとは言えず、地震の姿（震源域、将来の発生可能性、揺れの強さ）の詳細は未だ明らかになっていません。

このため、文部科学省においては、プレート構造調査等により地震の詳細な姿を明らかにするとともに、建物の耐震構造技術の向上や災害対応体制の確立により被害軽減に資することを目的とした研究プロジェクトを、平成19年度より実施しています。

##### ①首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等

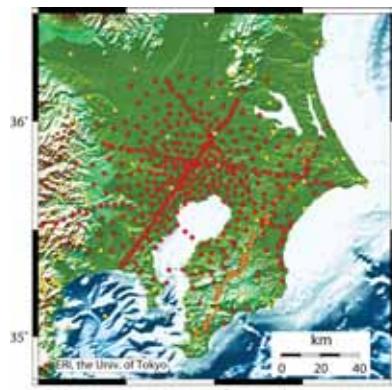
首都圏において、稠密自然地震観測や地殻構造調査等を実施し、首都圏下のプレート構造を推定するとともに、震源断層モデルを構築します。これにより、首都直下地震の詳細が明らかとなり、高精度な長期予測や強震動予測等が可能となります。

##### ②都市施設の耐震性評価・機能確保に関する研究

実大三次元震動破壊実験施設（E-ディフェンス）を活用して、重要建物の機能保持性能や、長周期地震動による高層建築物等の耐震性能を評価するための実大実験を実施します。

##### ③広域的危機管理・減災体制の構築に関する研究

首都直下地震発生時の被災者の「危機対応能力」、「生活再建能力」、「地域抵抗力・回復力」を総合的に向上させるための研究を実施します。



(東京大学地震研究所 平田直氏提供)

#### □ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 平成19年度～

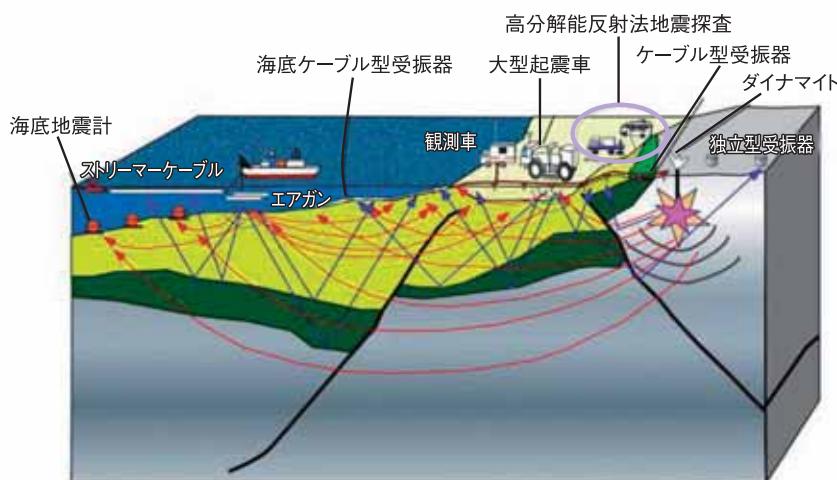
2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震等、最近発生した被害地震の多くは、これまで地震調査研究推進本部が調査観測対象としてこなかった日本海東縁部等の「ひずみ集中帯」と呼ばれる地域で発生しました。

ひずみ集中帯では、地表は褶曲（しゅうきょく）地形を形成し、地下は断層が多数存在することは分かっていますが、褶曲と断層の関係、さらには断層の場所や広がり等、その地震発生メカニズムが十分に解明されているわけではありません。

このため、文部科学省においては、日本海東縁部等に存在するひずみ集中帯の活断層及び活褶曲等の活構造の全体像を明らかにし、震源断層モデルを構築するとともに、ひずみ集中帯における地震発生メカニズムの解明を目的とした取組を、平成19年度（補正予算）より実施しています。

これにより、ひずみ集中帯で発生する地震の長期予測・強震動予測の高度化等が可能となります。

■海陸統合地殻構造探査の概念図



(東京大学地震研究所 佐藤比呂志氏提供)

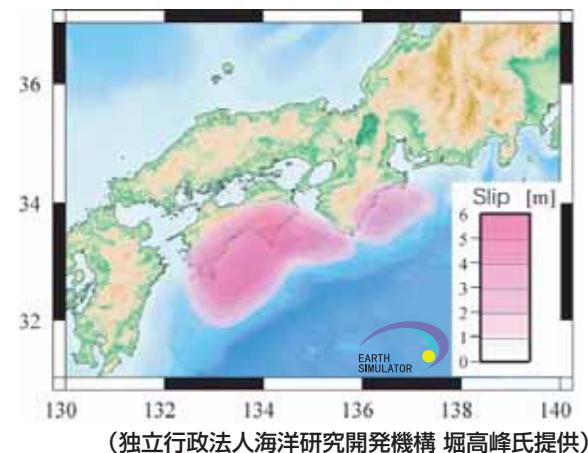
## □東海・東南海・南海地震の連動性評価研究 平成20年度～

東海・東南海・南海地震は、地震調査研究推進本部地震調査委員会の長期評価において、今後30年以内の発生確率が極めて高い（想定東海地震：87%、東南海地震：60～70%程度、南海地震：50%程度）と評価されています。また、これらの地震が同時発生した場合の被害は、内閣府中央防災会議において、最大で死者数約25,000人、経済的被害約81兆円と推計されています。また、過去の記録や最新の研究成果によると、これらの地震は将来連動して発生する可能性が高いとされています。

このため、文部科学省においては、南海トラフで発生する3つの地震の連動発生可能性に着目した研究プロジェクトを、平成20年度より実施しています。

具体的には、南海トラフ全域にわたって海底地震計を稠密展開し、詳細な地殻構造イメージングを実施するとともに、連動発生に影響する構造要因の抽出、連動・非連動条件を組み込んだシミュレーション研究の実施等により、高精度な地震発生予測モデルを構築し、3つの地震の連動発生可能性を評価します。また、強震動・津波予測の高精度化や、構造物の被害予測研究等も実施することにより、東海・東南海・南海地震へ備える総合的な地震・津波防災研究として進めています。

これにより、東海・東南海・南海地震の高精度な長期予測・強震動予測が実現するのみならず、国や地方公共団体における効果的・効率的な防災・減災対策に寄与すること等が期待されます。



(独立行政法人海洋研究開発機構 堀高峰氏提供)

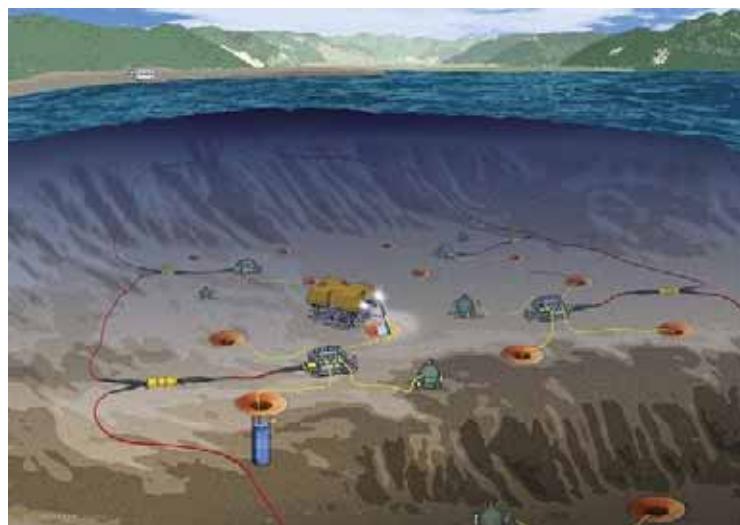
## □地震・津波観測監視システム 平成18年度～

地震調査研究推進本部の設立以降、陸域においては、全国稠密かつ均質な基盤観測網が整備されてきました。一方、海域には未だ十分な観測機器が整備されておらず、地震発生予測に必要となる十分な観測データが得られているとは言い難い状況にあります。

このため、文部科学省においては、今後30年以内の発生確率が60～70%程度と極めて高い東南海地震の想定震源域（紀伊半島熊野灘沖）において、地震計、水圧計等を組み込んだマルチセンサー20基を備えたリアルタイム観測可能な高密度海底ネットワークシステムを開発・敷設する取組を、平成18年度より実施しています。

これにより、東南海地震の想定震源域における地震・津波・地殻変動に関する詳細データをリアルタイムで入手でき、高精度な地震発生予測や、地震発生直後の地震・津波発生状況の早期検知による緊急地震速報・津波予測技術の高度化等が可能となります。

## ■海底ネットワークシステムのイメージ



(独立行政法人海洋研究開発機構提供)

観測点は陸上局より海底ケーブルで面的に高密度につながれ、観測精度の向上が図られます。給電とデータ伝送はリアルタイムで陸上局を介して行われ、取得データは独立行政法人海洋研究開発機構、関係機関に送られます。

# I. 地震発生可能性の長期評価

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「地震発生可能性の長期評価」と呼び、全国の主要活断層帯および7つの海域に区分された海溝型地震について評価を行っています。

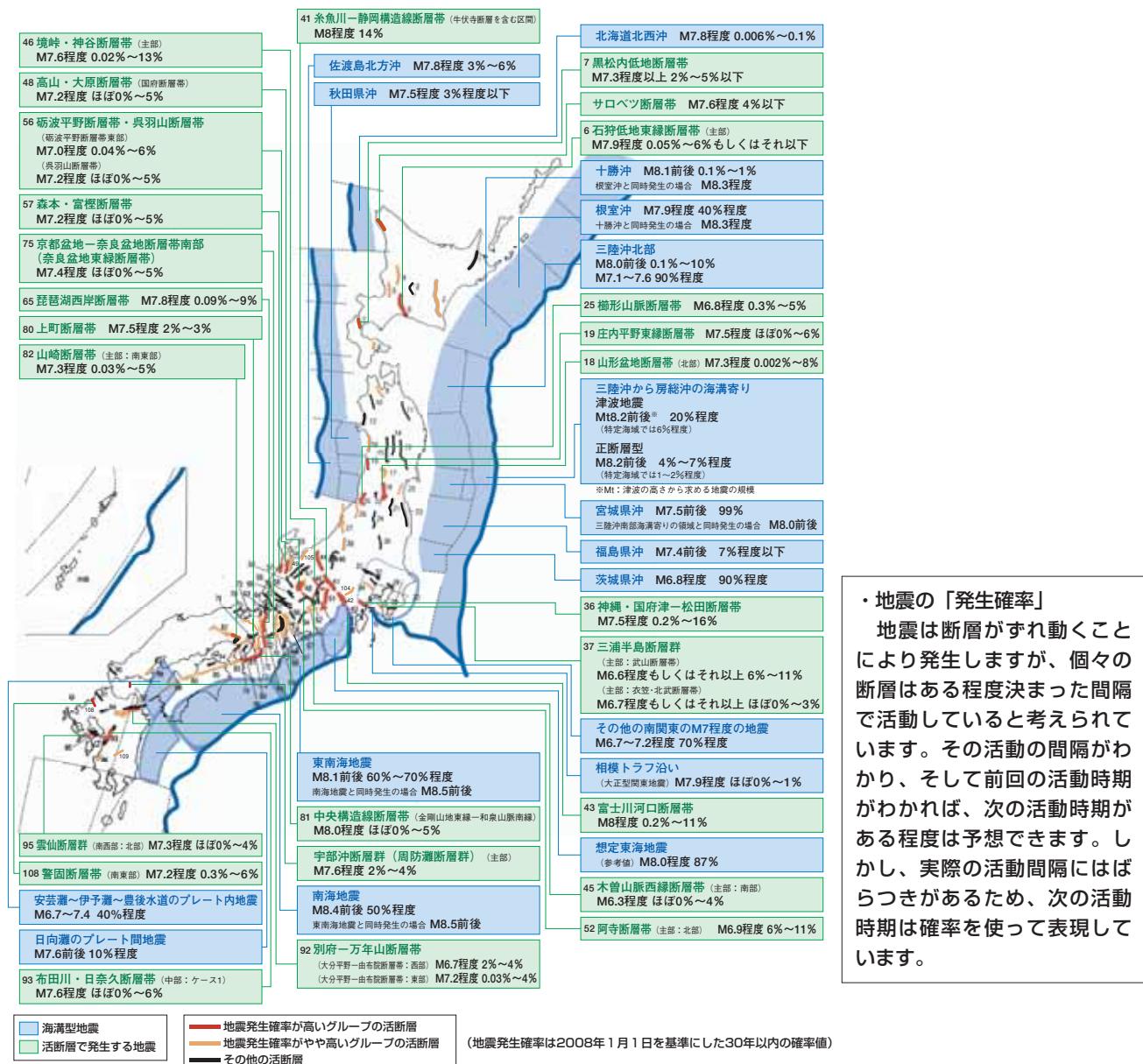
地震発生可能性の長期評価では、規模の大きな地震が起こる「場所」や、その具体的な「規模（マグニチュード）」と地震の発生「確率」を知ることができます。

## ●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0.2%<sup>\*1</sup>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とも、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方を合わせることが不可欠です。

\*1 消防白書の統計に基づき、一定の仮定のもとに計算



主要活断層帯と海溝型地震の長期評価結果

## II. 全国を概観した地震動予測地図

地震調査研究推進本部は平成17年3月に、「全国を概観した地震動予測地図」を公表しました。

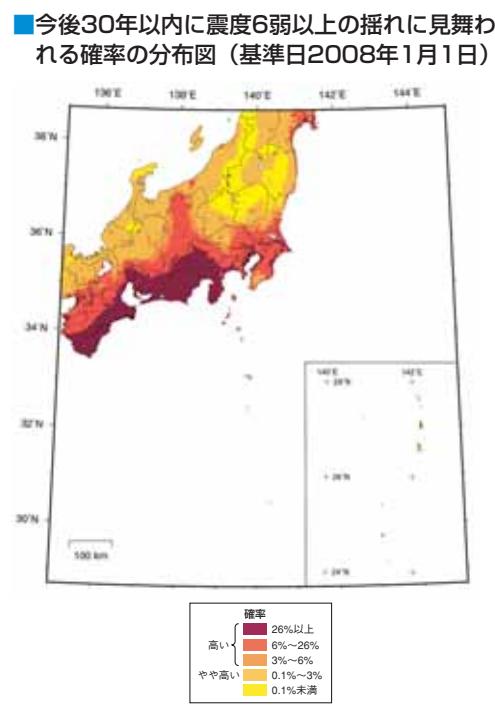
この地震動予測地図は、地震調査委員会がこれまで取り組んできた、主要活断層帯で発生する地震の長期評価、および海溝型地震の長期評価、ならびに特定の地震を取り上げて行った、地震発生時の揺れの強さを評価する強震動評価の成果等を踏まえて作成したものです。

地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「震源断層を特定した地震動予測地図」（長期評価の結果をもとに、ある特定の地震が発生したときの、ある地域の揺れの強さを予測した地図）という、観点の異なる2種類の地図で構成されています。地震調査研究推進本部としては、これらの見方の異なる2種類の地図を、将来の地震に対する備えを考える上での検討目的や知りたい情報に応じて適切に使い分けることが必要と考えています。

### 全国を概観した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

全国を概観することができ、地震によって強い揺れに見舞われる可能性の地域差を知ることができます。

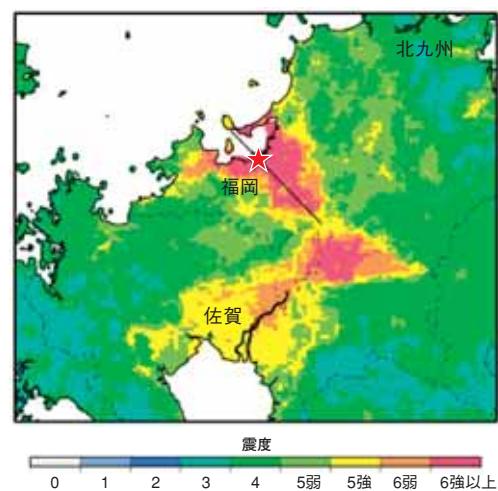


#### ○震源断層を特定した地震動予測地図

個々の地震に対して周辺で生じる強い揺れの分布を知ることができます。

#### ■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  
(平成20年4月公表)



### 「全国を概観した地震動予測地図」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られるほか、以下の利用が想定されます。

#### 地震に関する調査観測関連

地震に関する調査観測の重点化

#### 地域住民関連

地域住民の地震防災意識の高揚

#### 地震防災対策関連

土地利用計画や、施設・構造物の耐震設計における基礎資料

#### リスク評価関連

重要施設の立地、企業立地、地震保険率算定などのリスク評価における基礎資料

## 確率論的地震動予測地図

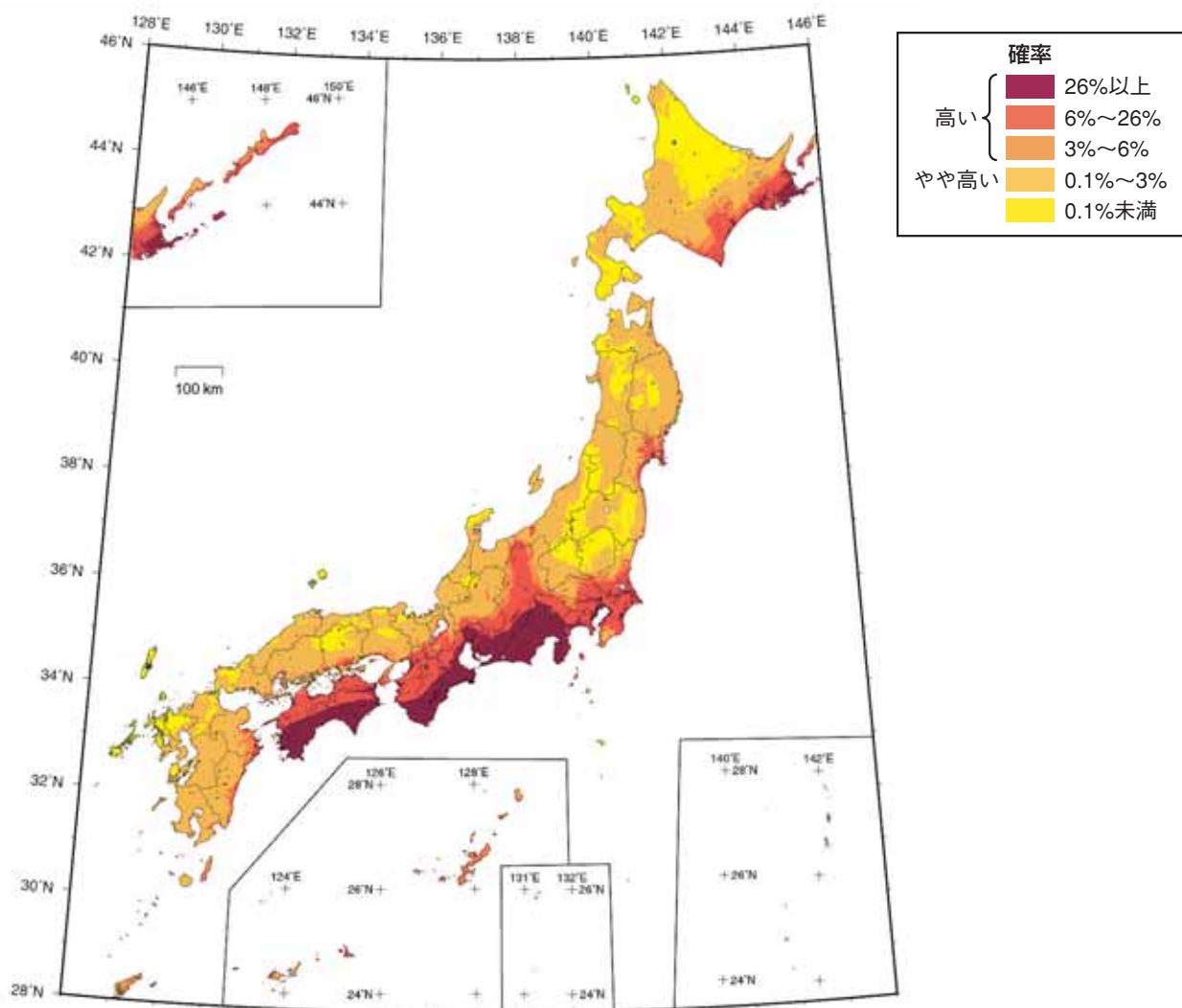
確率論的地震動予測地図は、「ある一定期間内に、ある地域が強い揺れに見舞われる可能性」を確率論的手法により評価し、地図上に示しています。

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、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」の全国分布図を示します。確率論的地震動予測地図に関する報告書は、「全国を概観した地震動予測地図」として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（[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08\\_yosokuchizu/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/index.htm)）。また、独立行政法人防災科学技術研究所のホームページでは、地震の種類・揺れの強さ・確率・期間・市区町村名などの条件を変更して地図を表示させることなどが可能な、「地震ハザードステーション」（<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>）が公開されています。

## ■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2008年1月1日）

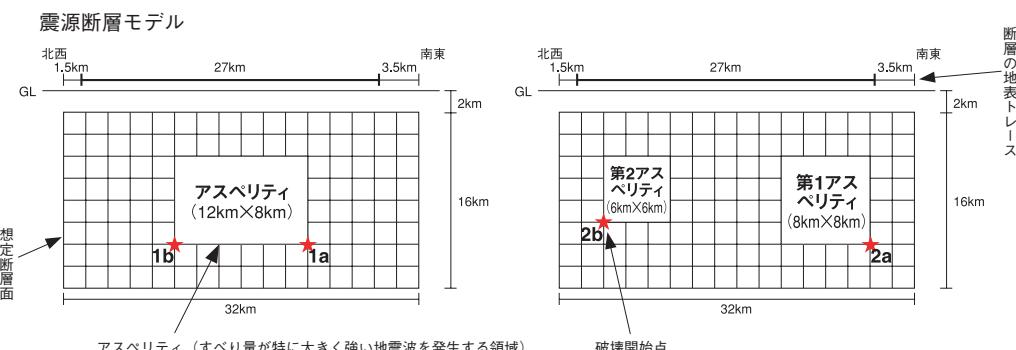
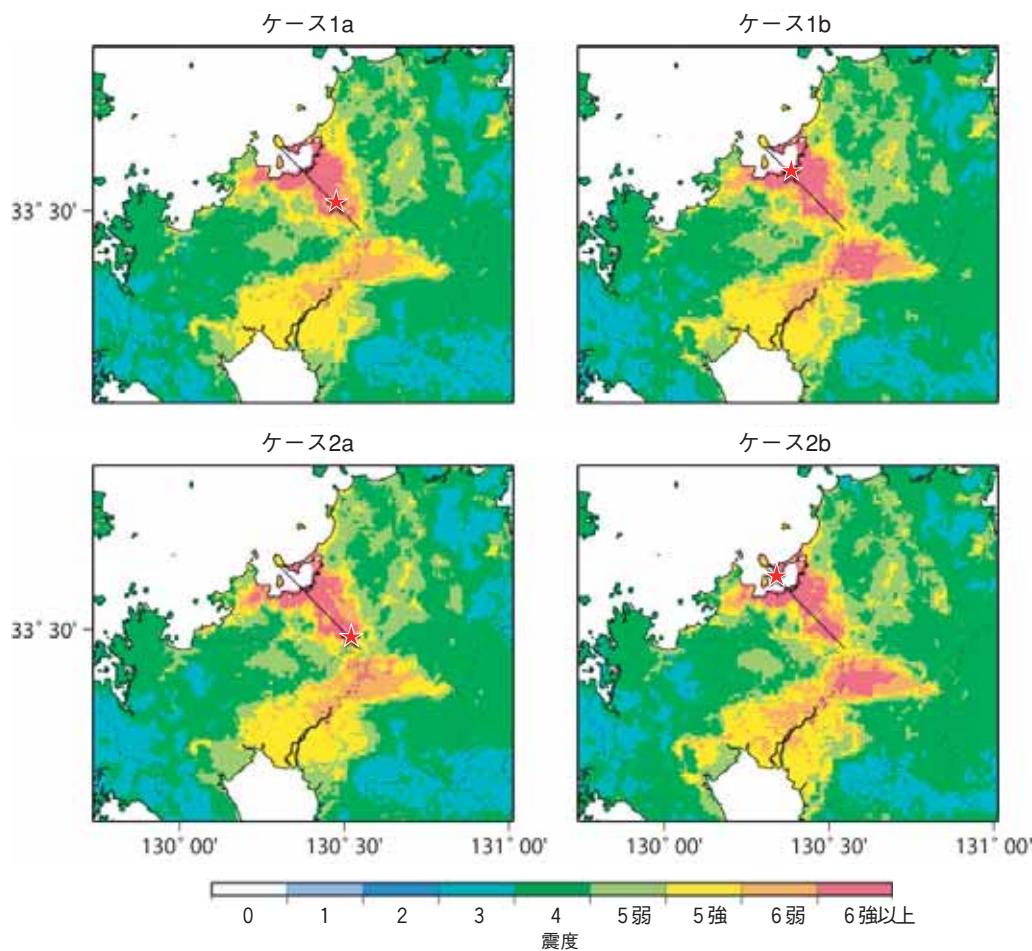


## 震源断層を特定した地震動予測地図

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つことができます。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、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た強震動予測と過去の観測記録による予測結果の検証を通じて、強震動予測手法の高度化と、誰がやっても同じ結果が得られるようにするための手法の標準化の研究を進めており、その成果を順次公表してきました。この地図は、地震調査研究推進本部ホームページ ([http://www.jishin.go.jp/main/p\\_hyoka.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka.htm)) にある「全国を概観した地震動予測地図」報告書と、「強震動評価」の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

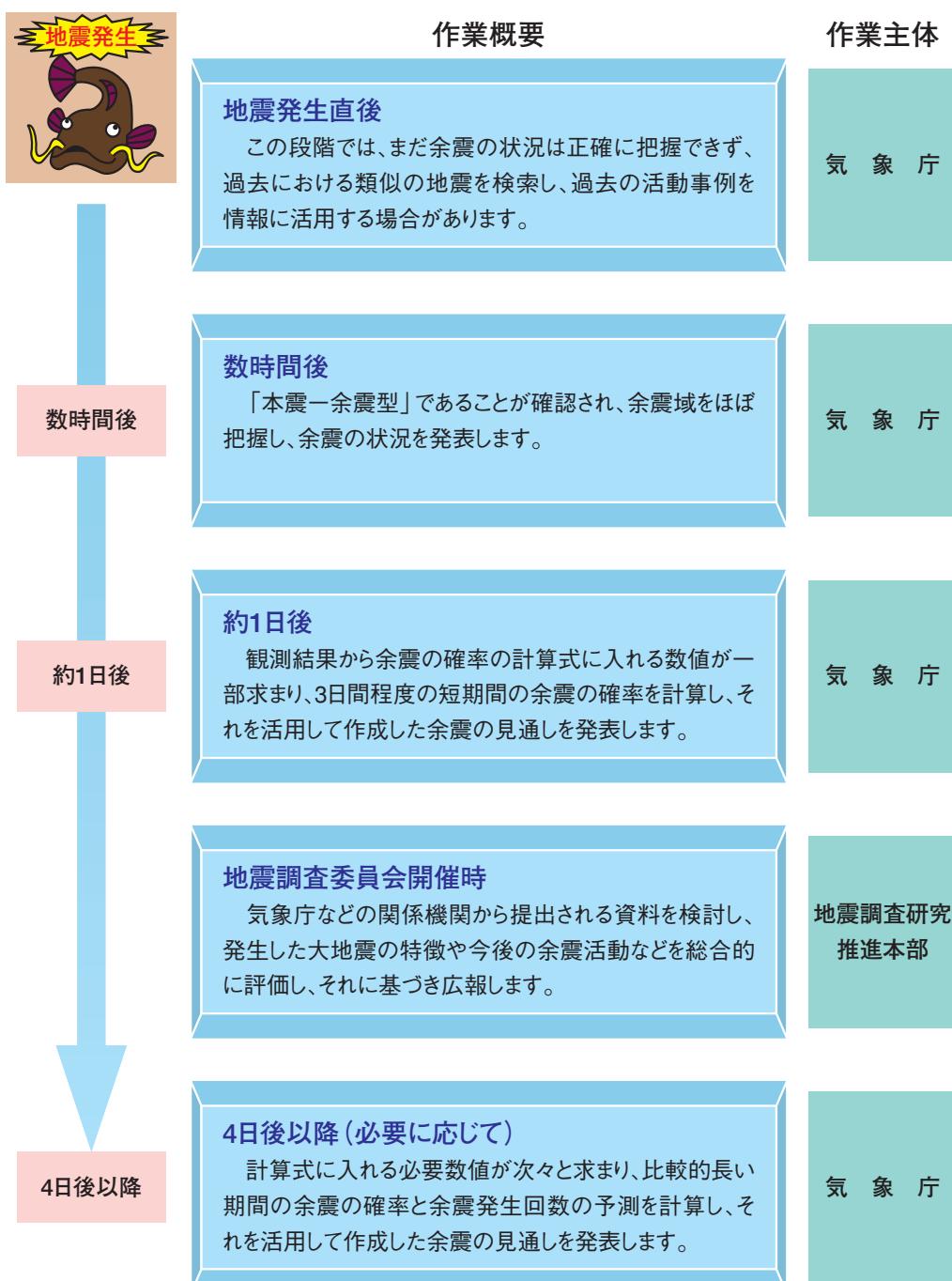


アスペリティが1つの場合（ケース1a、1b）と大きさの異なる2つの場合（ケース2a、2b）を想定。  
破壊開始点はアスペリティ分布の北西下端あるいは南東下端とした。  
(1a、1b、2a、2bは破壊開始点であり、ケース名である。)

### III. 余震の見通し

本震によって強い揺れとなった地域では、余震による家屋の倒壊や土砂崩れなどが発生し、さらに被害が拡大する恐れがあります。そのため、余震の見通しは、被災地域の住民の安全確保、事業所、防災機関の応急対策や復旧活動に役立てる目的として発表されます。余震の見通しが発表される地震は、「本震－余震型」の地震活動で、余震が新たな被害を出す恐れのある場合です。

気象庁により発表される余震の見通しは、どのくらいの期間警戒すべきか、震度はどの程度になるか、どのようなことに気を付ける必要があるのか、という表現で発表されます。また、見通しを予測する参考データとして、本震の最大震度がおおむね「6弱以上」の地震の場合、余震の発生確率も発表されます。余震の発生確率は、「余震の数は本震直後に多く、時間とともに少なくなっていく」という性質と、「規模の大きい地震の数は少なく、規模の小さい地震の数が多い」という二つの余震の性質を利用して求められます。



## IV. 緊急地震速報

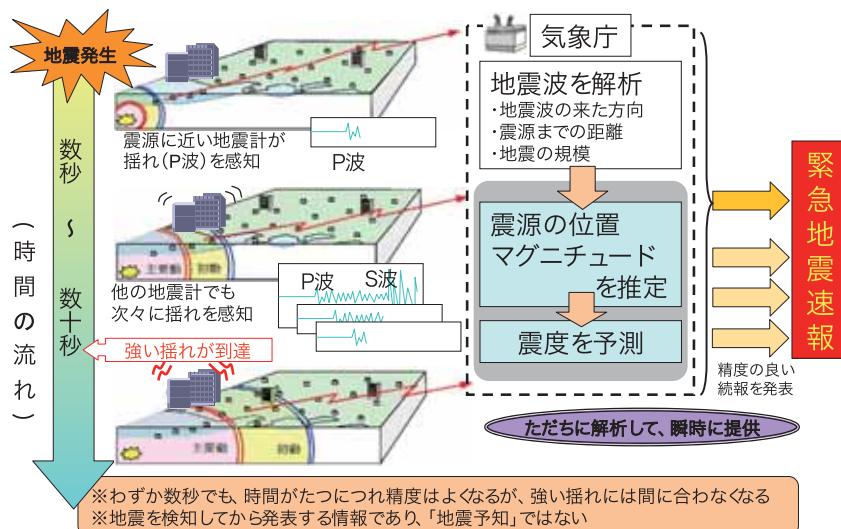
ある場所で地震が発生した際に、「今いる場所がこれから強く揺れる」ことが事前に分かれれば、地震による被害を減らす効果があると考えられます。最近の地震学の成果と情報処理技術を駆使して、地震波が到達する前に震源の周辺に情報を伝達する仕組みの一つが、「緊急地震速報」です。

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・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10月1日から、気象庁からテレビ等を通じて、一般提供を開始しました。また、平成19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20年10月末までに8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20年6月14日に発生した岩手・宮城内陸地震（M7.2）では、地震の検知から4.5秒後に緊急地震速報（警報）を発表しました。震度6強を観測した岩手県奥州市など震央に近い場所では主要動の到達に情報の発表が間に合いませんでしたが、震度5強を観測した仙台市では主要動が到達するまでの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。

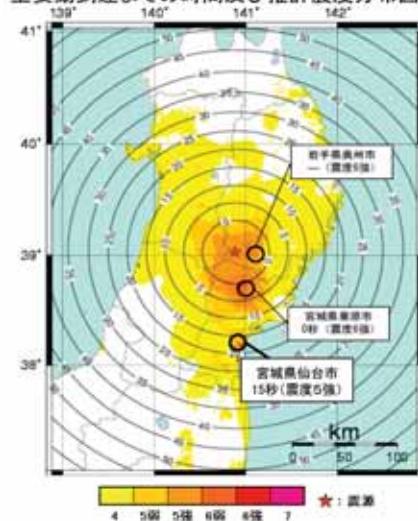
緊急地震速報は、震源に近いところでは強い揺れの到達に情報の発表が間に合わないことがあります。また予測された震度に誤差が含まれたり、発表までの処理はすべて自動で行われるため、誤報を発表する可能性があります。緊急地震速報を利用する際には、これらの特徴や限界について十分認識し、混乱や事故の発生を防ぎつつ利用する必要があります。

なお、緊急地震速報は、気象庁と独立行政法人防災科学技術研究所を中心となって技術開発を進めてきたものです。また、緊急地震速報には、気象庁の多機能型地震計約200点と独立行政法人防災科学技術研究所の高感度地震計約800点が使用されています。

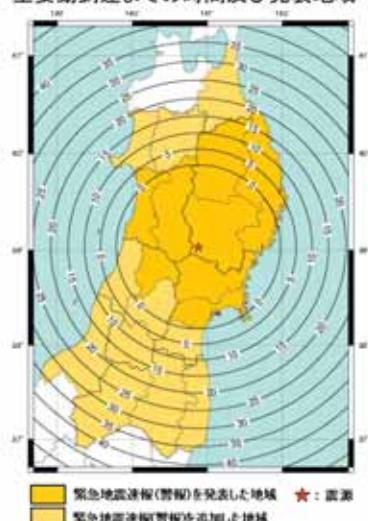


### 平成20年岩手・宮城内陸地震(6月14日、M7.2)

緊急地震速報(警報)提供から  
主要動到達までの時間及び推計震度分布図



緊急地震速報(警報)の切替から  
主要動到達までの時間及び発表地域



緊急地震速報（警報）の発表は原則1回としているが、未発表の地域で予測震度が5弱となつたため、その時点でき度4以上の地域を追加発表した。

関連するQ&A Q18

## I. 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・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

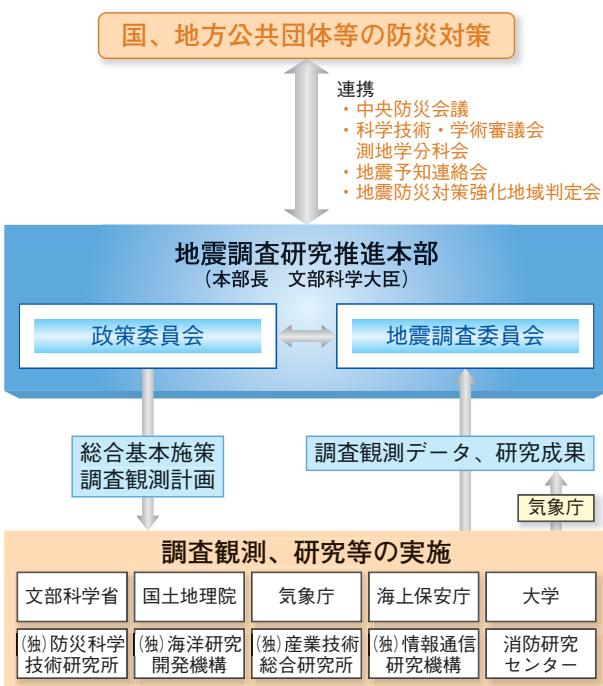
#### □ 基本的な目標

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



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、地震活動の現状や余震の発生確率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、今後10年間の地震調査研究の指針である「新たな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—」について、平成21年度より施策を開始すべく審議を進めています。

## II. 関連行政機関の取り組み

### 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、地震予知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「地震予知計画」を起点に、平成21年度からは科学技術・学術審議会（測地学分科会）が平成20年7月に建議した「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について」に基づき推進されています。この計画では、これまで別々であった地震予知研究と火山噴火予知研究を発展的に統合し、「予測システムの開発」をより明瞭に志向した研究を推進することとなっています。

地震調査研究推進本部は、地震予知研究を含む地震調査研究に関する総合的かつ基本的な施策の立案、総合的な調査観測の策定にあたり、科学技術・学術審議会の建議も踏まえつつ検討していくことになっています。

### 3. 地震予知連絡会

地震予知連絡会は、政府として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）およ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等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いて発足しました。

平成7年7月に地震調査研究推進本部が設置された後は、地震予知に関する業務を実施している関係機関等が提供する情報を交換し、また、これらの情報に基づいて地震予知に関する学術的な検討を行っています。

### 4. 地震防災対策強化地域判定会

地震防災対策強化地域判定会とは、気象業務法第11条の2に定める気象庁長官の任務の遂行のため、強化地域に係る大規模な地震の発生のおそれに関する判定を行うとともに、これに必要な調査検討を行っています。

大規模地震対策特別措置法に基づき、地震防災対策を強化する必要がある地震防災対策強化地域として、現在、唯一直前予知の可能性があるとされている「東海地震」に係る地域が指定されています。気象庁長官は、気象業務法に基づき、「東海地震」が発生するおそれがあると認めたときには、内閣総理大臣に「地震予知情報」を報告する義務を負っています。

地震予知連絡会は、地震に関する観測研究を実施している関係機関や大学の委員で構成され、定期的に開催されます。さらに、関係機関や大学から地震予知連絡会に報告された観測成果は、地震予知連絡会会報として年2回まとめられます。

GPS（全地球無線測位システム）（じーぴーえす）【Global Positioning System】 ⇒22P、28P、40P、43P、45P、48P

P波（ぴーは） ⇒12P、15P、23P、36P、37P、49P

S波（えすは） ⇒12P、15P、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。最近では地震波の記録が無い場所でも、高密度のGPS観測によりアスペリティの推定が行われています。その結果、アスペリティはプレート境界ではあらかじめ特定の場所に決まっていることがわかっています。アスペリティの分布を判定することは、将来の大地震での揺れの分布を詳細に予測することなどに役に立ちます。 ⇒52P、54P

液状化現象（えきじょうかけんしょう） ⇒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。ペルーアン第2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。 ⇒7P、25P、30P、31P、39P、45P、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、29P、35P、44P、51P、52P

### 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。 ⇒25P

### 海嶺（かいれい）

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。 ⇒25P

活断層（かつだんそう） ⇒7P、8P、9P、10P、11P、32P、33P、35P、40P、44P、46P、47P、48P、51P、52P、54P

逆断層（ぎゃくだんそう） ⇒26P、27P、28P

強震計（きょうしんけい） ⇒41P

**緊急地震速報（きんきゅうじしんそくほう）** ⇒23P、56P

**空中写真判読（くうちゅうしゃしんはんどう）**

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か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、32P、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

**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、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（こうたいいけいじしんけい）** ⇒40P、42P

**地震動予測地図（じしんどうよそくちず）** ⇒52P、53P、54P

**地震波（じしんぱ）** ⇒7P、12P、13P、17P、23P、24P、27P、36P、37P、41P、42P、45P、49P、50P、56P

**実体波（じったいは）** ⇒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）** ⇒36P

**主要動（しゅようどう）** ⇒36P

**震央（しんおう）** ⇒9P、16P、36P、49P

**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、49P、56P

**震源域（しんげんいき）** ⇒9P、16P、17P、19P、22P、28P、34P、35P、41P、42P、44P

**震源断層（しんげんだんそう）** ⇒9P、16P、17P、48P、49P、50P、52P、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

**震度（しんど）** ⇒14P、15P、17P、23P、27P、38P、52P、53P、54P、55P、56P

**正断層（せいだんそう）** ⇒26P、27P

**前震（ぜんしん）** ⇒34P

**逆断層（ぎやくだんそう）** ⇒26P、27P、28P

**縦ずれ断層（たてずれだんそう）** ⇒27P

**縦波（たてなみ）** ⇒12P、36P

**弾性波探査（だんせいはたんさ）** = 物理探査（ぶつりたんさ） ⇒46P、48P、50P

**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、38P、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帶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、52P

**断層面（だんそうめん）** ⇒7P、12P、26P、27P、29P、31P、36P、50P

**地殻変動（ちかくへんどう）** ⇒19P、20P、22P、26P、27P、28P、29P、31P、35P、40P、43P、44P、45P、48P、49P

**地表地震断層（ちひょうじしんだんそう）** ⇒8P、9P、32P

**長周期地震動（ちょうしゅうきじしんどう）** ⇒14P、15P

**津波（つなみ）** ⇒20P、27P、29P、31P、38P、42P、44P、56P、65P

**津波地震（つなみじしん）** ⇒38P

#### 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、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、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、11P、25P、31P、44P

#### トランスフォーム断層（－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、ある場所で東西にくい違っているとき、このく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、く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（－ちょうさ）

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ほどのトレントを掘りますが、大がかりなものとして、丹那断層や根尾谷断層のトレント調査があります。トレント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。トレント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、弹性波探査、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、重力探査と弹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。弹性波探査とは、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。この他、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。 ⇒40P、48P、50P

## 索引○資料編

プレート ⇒6P、7P、8P、11P、20P、24P、25P、26P、28P、29P、30P、31P、32P、35P、38P、44P、48P、50P

プレート間地震（－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（－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、トレーニング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、49P、55P

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

### 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°C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、32P、35P

マントル ⇒24P、25P

モーメント・マグニチュード ⇒27P

### 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。 ⇒49P

横ずれ断層（よこへだんそう） ⇒26P、27P

横波（よこなみ） ⇒12P、36P

余震（よしん） ⇒18P、27P、34P、39P、41P、42P、49P、55P、57P

余震域（よしんいき） ⇒34P、55P

### 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つていません。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

<b>家具類の転倒・落下防止をしておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>家具やテレビ、パソコンなどを固定し、転倒や落下防止措置をしておく。</li> <li>けがの防止や距離に支障のないように家具を配置しておく。</li> </ul> <p>いろいろな 転倒防止措置方法</p>	<b>けがの防止対策をしておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>窓に備えてスリッパやスニーカーなどを準備しておく。</li> <li>停電に備えて屋内電灯をすぐに使える場所に置いておく。</li> <li>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。</li> </ul> <p>ガラスの破片でけがをしないようね</p>	<b>家屋や構の強度を確認しておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>家屋の耐震診断を受け、必要な洗浄をしておく。</li> <li>ブロックやコンクリートなどの構造、倒れないように補強しておく。</li> </ul> <p>万一に備え 補強をしておこう</p>	<b>消火の備えをしておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>小さな炎の時には、火の手本をする習慣をつけておく。</li> <li>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をしておく。</li> </ul> <p>初期消火に備える</p>
<b>火災発生の防止対策をしておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>普段使用しない電気器具は、差込プラグをコンセントから抜いておく。</li> <li>電気やガスに起因する火災発生防止のため感電ブレーカー、感心コンセントなどの防災機器を設置しておく。</li> </ul> <p>ブレーカーの確認 ガスの元栓確認</p>	<b>非常用品を備えておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>非常用品は、直ぐ場所を決めて準備しておく。</li> <li>車載ジャッキやカラーラジオなど。身の周りにあるものの活用を考えておく。</li> </ul> <p>食料は3日分の準備をしうね</p>	<b>家族で話し合っておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>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。</li> <li>家族が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。</li> <li>家族で避難場所や避難経路を確認しておく。</li> <li>普段の付き合いを大切にするなど、隣近所との協力体制を話し合っておく。</li> </ul> <p>そうしうね 公園に集まろ</p>	<b>防災環境を把握しておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>地域の防災マップに加えて、わが家の防災マップを作成しておく。</li> <li>自分の住む地域の地域危険度を確認しておく。</li> </ul> <p>危険な場所はどこかな 防災マップを作ろうね</p>
<b>過去の地震の教訓を学んでおこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>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。</li> <li>新聞、テレビ、ラジオやインターネットなどから防災の知識を身につけておく。</li> </ul> <p>万一の時は、正しい情報で冷静に行動しよう</p>	<b>知識・技術を身につけておこう</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>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、救助、応急救護、道幅連絡、避難要領などを身につけておく。</li> </ul> <p>応急救護訓練をしうね 救助訓練をしう</p>		

(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を、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。

## 地震 その時10のポイント

大きく揺れた時の行動		地震時及び直後の行動		地震後の行動	
<b>グラッときたら身の安全</b> 大きな揺れを感じたら、まず身の安全を図り。揺れがおさまるまで様子をみる。		<b>すばやい消火 火の始末</b> 火を消す3度のチャンス 1 小さな揺れを感じた時 2 大きな揺れがおさまった時 3 出火した時		<b>あわてた行動 けがのもと</b> 屋内で転倒・落とした家具類やガラスの破片などに注意する。	
<b>戸や戸を開け 出口を確保</b> 小さな揺れのとき又は揺れがおさまったときに、避難できるよう出口を確保する。					
<b>落下物</b> あわてて外に飛び出さない 瓦、窓ガラス、看板などが落ちてくるので注意する。		<b>門や塀には近寄らない</b> 屋外で揺れを感じたら、ブロック塀などには近寄らない。		<b>正しい情報 確かな行動</b> ラジオやテレビ、消防署、行政などから正しい情報を得る。	
<b>協力し合って救出・救援</b> 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・救援する。		<b>避難の前に安全確認 電気・ガス</b> 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。		<b>確かめ合おう</b> わが家の安全 瞳りの安否 わが家の安全を確認後、近隣の安否を確認する。	

(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. 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。

#### 2. 安全な高い所へ避難する!

すぐに海岸から離れ、「より遠くへ」ではなく「より高い」所へ避難することが大切です。

#### 3. 津波のスピードは速い!

揺れを感じたらすぐに避難が必要です。揺れを感じなくても、津波警報が発表されたら急いで避難しましょう。

#### 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、正しい情報を聴きましょう。

#### 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. 災害用伝言ダイヤル「171」

地震が起きると、多くの人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ことがあります。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」があります。「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。家族の方などとの災害時の連絡方法を事前に話し合って、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の利用方法



※災害発生当初は、被災地の方の連絡手段確保のために被災地以外からの録音が規制されることあります。

※伝言の録音・再生には、被災地の固定電話の番号が必要です。

## 日本の主な被害地震

発生年月日	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(貞觀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9.1.21.6)	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〕	8.0
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(明和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〕	7.0
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〕	8.0
1894年10月22日(明治27)	庄内地震〔山形県北西部〕	7.0
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〕	8.0
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)	〔ウルップ島沖〕	8.0
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)	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〕	8.0
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〕	7.0
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)〕	8.0
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)〕	7.0
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

※日本のおもな被害地震年代表 理科年表2009 (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・武藏・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1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いて、特に沼津から伊勢湾にかけての海岸で被害大。漬・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び。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 <sup>2</sup> 、漬・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。建物全漬14万余、半漬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。山形県下で全漬3858、半漬2397、全焼2148、死726。
津波により、死者は青森343、宮城3452、北海道6、岩手1万8158。家屋流失全半漬1万以上、船の被害約7000。
秋田・岩手両県で全漬5792、死209。川舟断層・千屋断層を生じた。
広島県で家屋全漬56、死11。愛媛県で家屋全漬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、住家全漬978。
喜界島・沖縄島・奄美大島に被害。死12、家屋全漬422。有感域は中部日本に及んだ。
地割れ、山崩れ多数。死94、家屋全漬640。
津波が発生、ウルップ島で溺死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、住家全漬10万9千余、半漬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、家屋全漬1295、焼失2180。小断層二つ生じる。
死2925、家屋全漬1万2584。断層を生じる。
山崩れ、崖崩れ。死272、家屋全漬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、家屋全漬207。
津波により、死・不明3064、家屋流失4034、倒漬1817、浸水4018。
死27、住家全漬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、家屋全壊7485、半壊6158。
死・不明1223、住家全壊1万7599、半壊3万6520、流失3129。津波が各地を襲う。
死2306、住家全壊7221、半壊1万6555、非住家全壊9187。深溝断層を生じる。
死1330、家屋全壊1万1591、半壊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、家屋全壊3万6184、半壊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、家屋全壊815、半壊1324、流失91。
北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害大、沖縄でも被害。死・不明142、家屋全壊1500余、半壊2000余。
死26、家屋全壊1960、半壊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、建物全壊673、半壊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、家屋全壊134、半壊240、全焼5。御前崎などに小津波。
死25、傷211、家屋全壊96、半壊616、道路損壊1141、崖崩れ191。
死28、傷1325、住家全壊1183、半壊5574。道路損壊888、山・崖崩れ1529。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、建物全壊934、半壊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、住家全壊・流失14、半壊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、住家全壊61、半壊348。津波は花咲で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の八戸を中心とした被害、死3、傷788、住家全壊72、半壊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、住家全壊10万4906、半壊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、住家全壊435、半壊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、明瞭な地表地震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、住家全壊70、半壊774。
震央の位置から三陸南地震とも呼ばれる。傷174、住家全壊2、半壊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、住家全壊1276、半壊3809。
1952年とほぼ同じ場所。不明2、傷849、住家全壊116、半壊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、住家全壊3175、半壊1万3808。地すべりの被害が目立った。
最大計測震度は九州本土の6弱だが、玄海島ではそれ以上の可能性がある。死1、傷1087、住家全壊133、半壊244。
1978年の震源域の南半分で発生。傷100、全壊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、住家全壊686、半壊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、住家全壊1331、半壊5704。余震活動は不活発。地盤変状、液状化なども目立った。
死13、不明10、傷451、住家全壊30、半壊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、住家全壊1。短周期の揺れであったため被害は比較的少なかった。



## 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) E-mail : jishin@mext.go.jp

-  ホームページ <http://www.jishin.go.jp/> 検索ワード     
[キッズページ] <http://www.jishin.go.jp/kids/>
-  地震本部ニュース [http://www.jishin.go.jp/main/p\\_koho04.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_koho04.htm)



この冊子は、文部科学省の委託により、(財)地震予知総合研究振興会地震調査研究センターが作成しました。この冊子に掲載している地震動予測地図の海岸線および県境は、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)を複製したものです。

(承認番号 平19総複、第1210号)

