

(別紙)

用語集

【1 地下で地震波を発生する現象に関わる用語】

1-1 地震

2つの異なった意味に用いられる。

- ① 地下で地震波を発生する現象（地下の岩盤の断層運動）
- ② 地面の揺れ（地震動）

1-2 断層（面）

岩盤の食い違い面。割れただけで、ずれがない場合は「断層」とはいわない。

1-3 断層（面）の形成

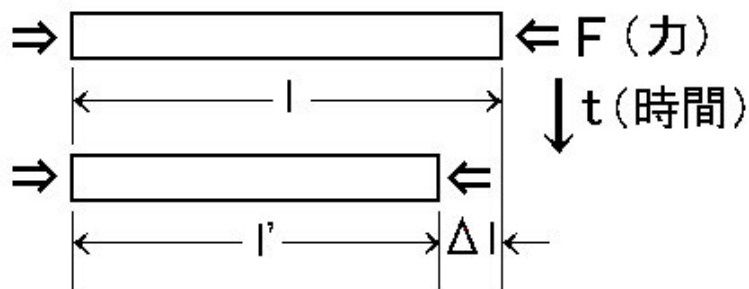
岩盤が圧縮され弾性歪みが蓄積されるとともに岩盤中の応力が増大し、応力が岩盤の破壊強度を超えるとずれ破壊（断層運動）が生じ、断層面が形成される。

1-4 歪み（ひずみ）

変形率。

長さ歪みの場合、「(変形後の長さ－変形前の長さ)÷変形前の長さ＝ $\Delta L/L$ 」で表す。

面積歪み，体積歪みもある。



長さの変化量 $l-l'=\Delta l$ (デルタ・エル)

歪(ひずみ、長さの変化率) = $\Delta l \div l$

歪速度(時間あたりの長さの変化率) = $\Delta l \div l/t$

1-5 弾性変形（弾性歪み）

外力を取り去れば元に戻る変形。弾性変形の範囲内では外力の大きさと歪み量は比例する。

1-6 弾性限界

弾性変形の範囲を超えて塑性変形（降伏）が開始する外力。塑性変形領域に入ると外力と歪み量の比例関係は失われ、外力の増加に対し歪み量が急激に増加する。

1-7 塑性変形

永久歪みが生じる変形。弾性限界を超える外力が加わると、外力を取り去っても変形は元に戻らない。塑性変形が増大すると、ついには破壊に至る。

1-8 歪みの蓄積

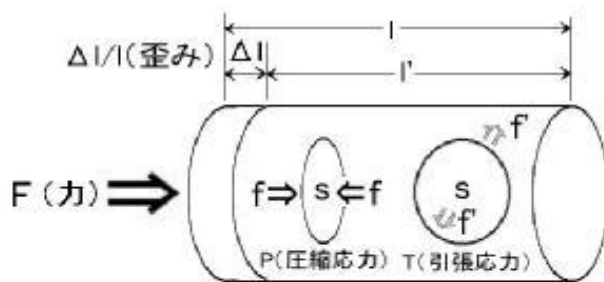
変形率の増大。弾性変形の範囲内では外力の大きさと歪み量は比例する。歪みの蓄積により、岩盤中の応力は増加する。

1-9 歪み速度

変形率の時間あたりの増加率。

1-10 応力

物体内部に生じている力。物体内部に仮定した任意の面の単位面積あたりにかかる力で表す。単位は、1平方メートルあたり1ニュートン（N）の力が加わるときの圧力であるパスカル（Pa）。



応力 = 物体内の断面にかかる力 = f (力) \div s (面積)

この場合

外力に直交する断面にかかる応力 = 最大圧縮応力 (P)

外力に平行な断面にかかる応力 = 引張応力 (T)

最大圧縮応力 - 最小圧縮応力 (引張応力) = 差応力

1-11 静岩圧

重力により地下岩盤に生じる，すべての方向に均一な応力。

1-12 偏圧

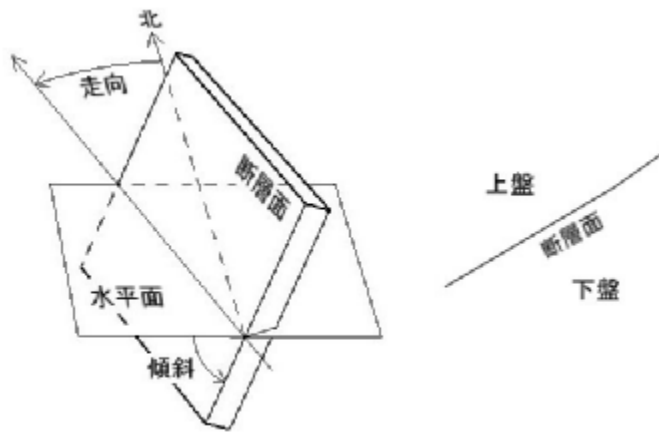
外力により岩盤内に生じる，向きにより大きさが異なる応力。

1-13 差応力

最大応力と最小応力の差。差応力により断層運動が生じる。

1-14 断層面の姿勢

断層面の三次元形状。



1-15 走向

断層面と水平面との交線と，北を指す線との角度。

1-16 傾斜

断層面が水平面から傾き下がっている方位と角度。

1-17 上盤

断層面の上側の岩盤。

1-18 下盤

断層面の下側の岩盤。

1-19 断層変位

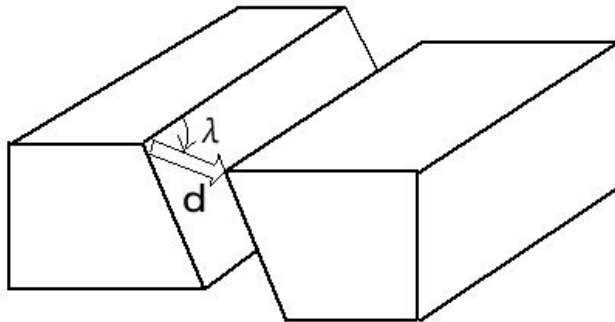
断層面の食い違い。

1-20 断層変位の向き

断層面がずれた向き。

1-21 断層変位量

断層面の食い違い量。

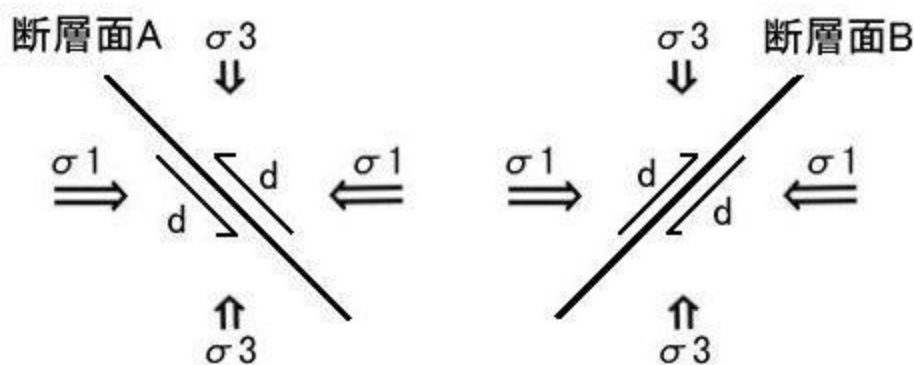


λ すべり角、 d 断層変位量

1-22 断層面の姿勢・変位の向きと応力の関係

最大圧縮応力軸に対し、30度～45度程度の傾きをもち、中間圧縮応力軸に直交する断層面が形成される。同じ応力の向きについて、走向が同じで反対に傾く2枚の断層面が形成され得る。この1組(2枚)の断層面を共役断層という。実際に形成される断層面は、2枚の共役断層面のうちのどちらかになる。

最大圧縮応力軸(σ_1)、最小圧縮応力軸(σ_3)の向きと、形成される断層面の姿勢および変位の向きの関係



最大圧縮応力軸(σ_1)、最小圧縮応力軸(σ_3)の向きに斜交し、中間圧縮応力軸(σ_2 ・・・紙面に垂直)に直交する断層面が形成される。条件を満たす2枚の断層面(A)および(B)を1組の共役断層という。じっさいに形成される断層面は、共役断層のうちどちらかになる。

1-23 共役(きょうやく)断層

同じ応力場で形成される、同じ走向を持ち傾斜だけが異なる、1組の断層。

1-24 縦ずれ断層

傾斜方向に移動した断層。

1-25 正断層

縦ずれ断層のうち、上盤が下盤に対し、下方へ変位した断層。

1-26 逆断層

縦ずれ断層のうち、上盤が下盤に対し、上方へ変位した断層。低角の逆断層を衝上(しょうじょう)断層と呼ぶこともある。

1-27 横ずれ断層

走向方向に変位した断層。走向移動断層ともいう。

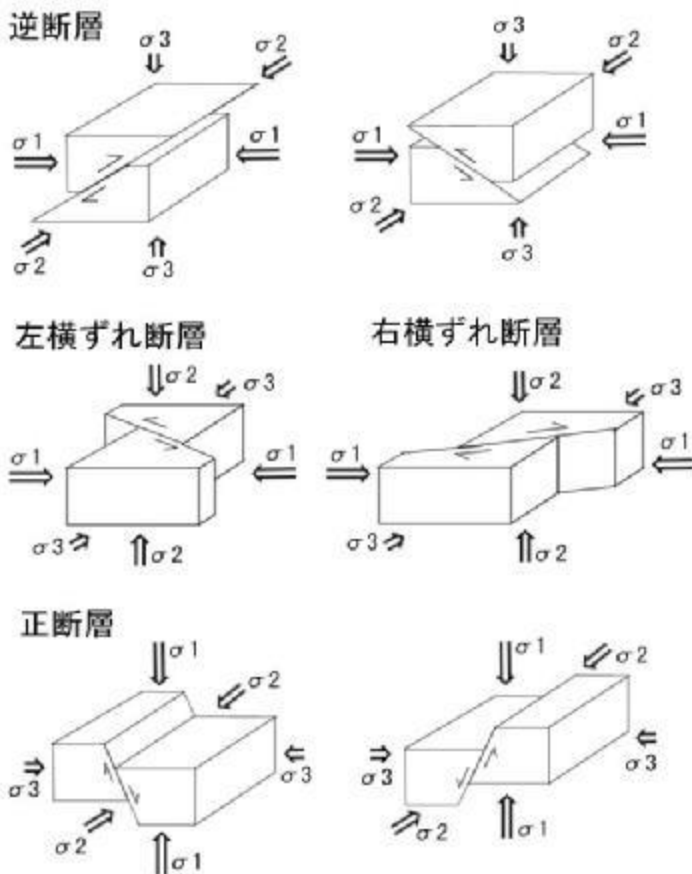
1-28 右横ずれ断層

横ずれ断層のうち、断層面の向こう側の岩盤が右へ動いた断層。

1-29 左横ずれ断層

横ずれ断層のうち、断層面の向こう側の岩盤が左へ動いた断層。

σ_1 最大圧縮応力軸、 σ_2 中間圧縮応力軸、 σ_3 最小圧縮応力軸



1-30 震源断層面

それぞれの地震について、地下岩盤のずれ破壊が完了して出来上がった、岩盤の食い違い面。代表的な震源断層面は、第一近似的には単純な平面で表される。

1-31 破壊開始点

断層面のずれ破壊が始まった部分。

1-32 断層変位速度

断層面をはさんで両側の岩盤がずれ動く速度。通常は秒速1メートル程度。

1-33 断層破壊の伝播

震源断層面内でずれ破壊が生じている位置が移動していく現象。

1-34 断層の破壊方向

震源断層面内でずれ破壊が生じている位置が移動していく向き。

1-35 断層破壊の伝播速度

震源断層面内でずれ破壊が生じている位置が移動する速度。通常は秒速数キロメートル。

1-36 指向性

断層破壊の伝播方向にたいし、特定の方向の地震波が増幅される現象。断層面内の各部分からの地震波が重なり合って生じる。

1-37 剛性率

震源断層面のすべり強度（すべりにくさ）。一定のすべり量を生じさせるために必要な応力で表される。

1-38 地震モーメント (M_0)

剛性率×平均すべり量×震源断層面の面積。単位はNm(ニュートン・メートル)。

1- 39 震源パラメータ

震源断層面の幅・長さ・位置・深さ・走向・傾斜・震源（破壊開始点）の位置・変位の向き・変位量・地震モーメントなど、震源断層に関する諸元。

1-40 震源

破壊開始点。地表で観測されたP波とS波の到達時間の差から震源までの距離を求め、複数の地震計からの震源距離により震源の位置と深さを推定する。

1-41 震源メカニズム解

地表で観測されたP波の初動の押し引き分布から推定される、震源近傍の岩盤が震源断層運動により受けた押し引き分布、および震源断層運動を発生させた応力の向き。震源断層としては共役な2枚が候補となるが、どちらであるかは決定できない。

1-42 P軸

震源断層運動（地震）を発生させた応力のうち、圧縮応力の向き。

1-43 T軸

震源断層運動（地震）を発生させた応力のうち、引張応力の向き。

1-44 震源距離

震源から地表の観測点までの距離。

1-45 震央

震源直上の地表の一地点。

1-46 震央距離

震央から観測点までの距離。古文書の記録から推定される歴史地震の場合、被害の広がりを中心を震央に仮定することが多い。

1-47 震源域

- ① それぞれの地震について、その原因となった地下岩盤のずれ破壊が生じた領域。主要な震源断層面の周りにも小さな断層や割れ目が生まれ、岩盤が破壊される。
- ② その領域の地表投影。

1-48 マグニチュード

マグニチュードとは単に「大きさの尺度」の意味。地震のマグニチュードは、地下で地震波を発生した原因となった自然現象の大きさ（地震の規模）を表す尺度。1935年にリヒターが考案。米国カリフォルニア州に発生する地震の規模を客観的に比較するために、震央距離100kmにある当時の標準型地震計で記録された揺れの最大振幅をマイクロン(μm)単位で表わし、その数値の対数をマグニチュード(M)として定義。震央から100kmに地震計がない場合にも算出できるように補正式が考案されている。

1-49 気象庁マグニチュード (Mj)

カリフォルニアと異なり日本列島付近ではいろいろな深さで地震が発生する。このような日本列島付近の地震発生特性に合わせた補正式により、リヒターのマグニチュードと比較できるようにした、日本独自のマグニチュード。気象庁マグニチュードは周期数秒程度の地震波の振幅を使って計算される。

1-50 モーメント・マグニチュード (M_w)

地震のエネルギーに直接関係する地震モーメント (M_0) に直結して定義された、物理的意味の明確な地震規模の尺度。震源断層運動の規模を表す地震モーメントを、次の式で従来からのマグニチュードに換算している。

$$\text{モーメント・マグニチュード } (M_w) = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$$

観測された地震動から地震モーメントを見積もるときは、断層運動の規模と関連するとされる周期が数十秒以上の長周期の地震波を用いる。

1-51 地震の規模

巨大地震 マグニチュード8以上

大地震 マグニチュード8未満7以上

中地震 マグニチュード7未満5以上

小地震 マグニチュード5未満3以上

微小地震 マグニチュード3未満

(地下の発生源で起こる現象の規模による分類であり、地表の揺れによるものではないことに注意。)

1-52 地球の成層構造

固体地球は、中心部の鉄・ニッケルとその化合物からなる核、そのまわりを囲むカンラン岩質のマントル、表層の地殻により構成される。核は固体の内核と液体の外核に分かれる。マントル物質は深部では高圧による相転移により結晶構造が変わり密度が変化している。マントルの大部分は固体だが高温のため粘性をもち、ゆっくりと流動でき、対流している。低温で堅いマントル最上部は、地殻とともに、リソスフェアを構成している。最も表層の地殻には、斑レイ岩・玄武岩質の海洋地殻と、斑レイ岩・玄武岩質の下部地殻と花崗岩質の上部地殻からなる大陸地殻がある。

1-53 リソスフェア

岩石圏。地球の表面の、厚さ100 km程度の堅い岩石からなる層。宇宙空間への放熱により冷却されたマントル最上部と地殻から構成される。

1-54 アセノスフェア

岩流圏。リソスフェアの下の軟らかい岩石からなる層。

1-55 プレート

有限な面積と厚さを持ち一体に運動している板状（球殻状）のリソスフェアのブロック。地球表面は十数枚のプレートに分かれ，アセノスフェアの上を運動している。プレートとプレートが接するプレート境界には，拡大境界，横ずれ境界，収束境界の3 タイプがある。

1-56 プレート収束境界

プレートどうしが互いに近づくプレート収束境界。一方の側が重い海洋地殻を持ち，他方の側が軽い大陸地殻を持っている場合，海洋性地殻を持った側が大陸地殻を持った側の下に沈み込む「沈み込み境界」になる。双方が大陸性地殻を持った部分の場合には「衝突境界」になる。

1-57 日本列島付近のプレート

- ①太平洋プレート
- ②フィリピン海プレート
- ③オホーツク・プレート（北アメリカ・プレート）
- ④アムール・プレート（ユーラシア・プレート）

東北日本はオホーツク・プレート（北アメリカ・プレート）に属するとされる。かつてはユーラシア・プレートの一部とされたが，日本海中部地震発生のころから，現在のプレート運動としては北アメリカ・プレートに属すると考えられるようになった。

1-58 オホーツク・プレート

東北日本・北海道・オホーツク海を含むプレート。オホーツク・プレートと北アメリカ・プレートを区別する立場からは，東北日本はオホーツク・プレートの一部とされる。

1-59 アムール・プレート

日本海・西南日本・北中国・朝鮮半島・バイカル湖以東のシベリア東部を含むプレート。アムール・プレートをユーラシア・プレートから区別する立場からは，西南日本はアムール・プレートの一部とされる。

1-60 日本列島付近のプレート境界

東北日本には東から約10cm/年の速度で太平洋プレートが沈み込んでいる。西南日本には南東から約4cm/年の速度でフィリピン海プレートが沈み込んでいる。ただし，フィリピン海プレート東縁の伊豆－小笠原島弧の部分は，大陸地殻を有するため沈み込めず，伊豆半島北端では衝突境界になっている。

フィリピン海プレート東縁には太平洋プレートが沈み込んでいる。オホーツク・プレート（北アメリカ・プレート）に属するとされる東北日本西縁には、アムール・プレート（ユーラシア・プレート）のうち海洋性地殻である日本海部分が沈み込んでいる。その境界の日本列島内陸への延長は、新潟市付近から上陸するという考えが近年有力になっている。その先の大陸性地殻を持つ西南日本と東北日本の衝突境界は、糸魚川－静岡構造線付近とする考え、琵琶湖から神戸付近へ続くとする考え、中部地方から近畿地方にかけて幅広い境界になっているという考えがある。

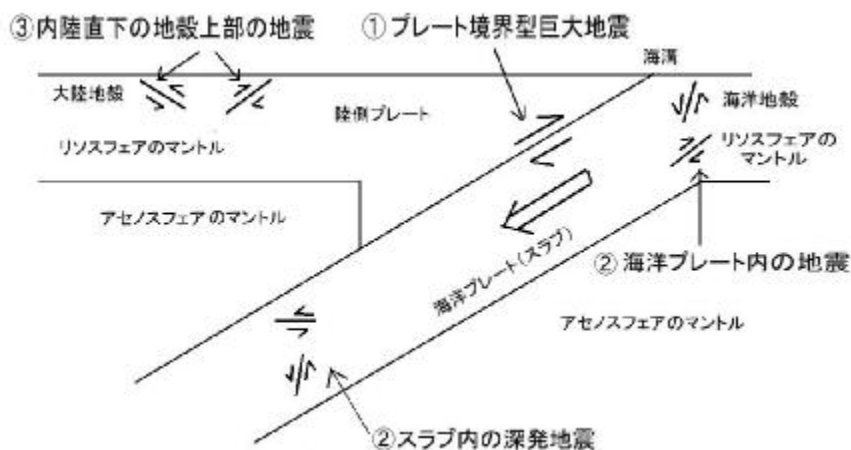
1-61 スラブ

沈み込んだ海洋プレート。太平洋プレートのスラブはロシア沿海州の下に達し、フィリピン海プレートのスラブは西南日本の日本海側の下に達している。

1-62 日本列島付近で発生する地震のタイプ

沈み込み帯である日本列島付近では3 タイプの地震が発生する。

- ①プレート間（プレート境界）で発生する地震
- ②海洋プレート（スラブ）内地震
- ③大陸プレート内の上部地殻で発生する地震



1-63 プレート間（プレート境界型）地震

海洋地殻を持った沈み込むプレートと大陸地殻を持った沈み込まれるプレートが、かみ合っている部分で発生する地震。海洋プレートの沈み込みにより、両方のプレートがかみ合っている付近の岩盤に歪みが蓄積していき、限界に達し、プレート境界の弱面を主要な震源断層面として発生する。

主要な震源断層面は低角逆断層になる。ただし、伊豆半島北縁や、東北日本と西南日本の境界のような大陸地殻を持った部分どうしの衝突境界では、内陸の地

殻上部の地震と同じメカニズムで地震が発生する。

1-64 海洋プレート（スラブ）内で発生する地震

海洋プレートの内部で発生する地震。海溝付近の海洋プレート内で発生する地震と、深く沈みこんだ海洋プレート（スラブ）内で発生する深発地震がある。沈み込みに伴い海洋プレートが変形したり，アセノスフェア内を落下していくことに伴い発生する。

1-65 内陸の上部地殻内で発生する地震

日本列島のプレート内では地殻上部の深さ20km 以浅で地震が発生し，比較的高温の下部地殻やマントルでは地震は発生しない。ただし，プレート沈み込み境界付近では，低温の海洋プレートにより冷却され，より深部まで地震が発生する。プレート境界のかみ合い部分を通して海洋プレートが押す力が，東北日本や西南日本の地殻に伝わり，地殻内に歪みが蓄積されて発生する。

1-66 地表地震断層

震源断層面が地表にまで達し，地表の地形に生じた食い違い。震源断層が浅い日本列島の上部地殻で発生する大きな規模の地震の場合，震源断層面の一部が地表にまで達することがある。

1-67 活断層

最近数十万年程度に形成された地形面や地表付近の堆積層に見られる食い違い。地表地震断層による食い違いが侵食により失われるより早く，再び地表地震断層が生じることにより形成される。最近数十万年程度の日本列島の地殻変動は同じ傾向にあるため，これらの変位が生じている場所には近い将来に再び食い違いが出現すると考えられる。活断層の定義としては，①このような地表面（海底面を含む）の変位や，地表面は侵食や新しい堆積層に覆われて変位が見えなくても地下構造探査により読み取とられた変位を「活断層」と呼ぶという考え方と，②地表付近の変位の地下延長部にある震源断層となった部分まで含める考え方とがある。この意味では，地表付近に痕跡が残っていないため人間が知り得ておらず，地震発生により知ることとなった断層も，「未知の活断層」として「活断層」に含めることがある。

1-68 海溝・トラフ

プレート沈み込み境界付近に連続する地形的な凹地。浅い場合はトラフ（舟状海盆）という。沈み込む側のプレートがプレート境界付近で下方に曲がるために

形成される。海溝やトラフは陸地から流れ込んだ堆積物で埋積されているため、地形的な最深部である海溝軸と、プレート境界のすべり面とは一致しない。

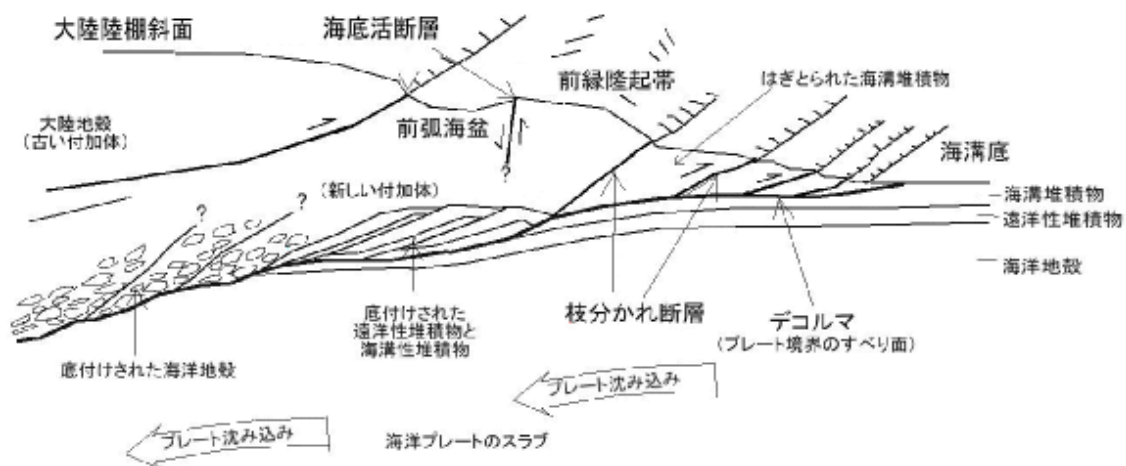
1-69 デコルマ

プレート境界のすべり面。海溝付近の未固結堆積層を切る部分では、デコルマは固着していない。

1-70 付加体

海溝を埋積した陸源堆積物・海洋プレート上の遠洋性堆積物・海洋地殻の一部が、海洋プレートの沈み込みに伴い、剥ぎ取られ、大陸プレート側の前面や下部に付け加わったもの。付加作用により、プレート境界面は階段状に深くなっていく。

古生代後期から大陸の縁に成長した付加体が、日本列島の土台をつくっている。



1-71 枝分かれ断層

プレート境界の主断層面から上盤内へ派生する断層。層序外衝上断層（アウト・オブ・シーケンス・スラスト）ともいう。

1-72 海底活断層

海底の地形や海底付近の堆積層を変位させている断層。東海沖海底活断層のうち、小台場断層系と東海断層系は、人工地震による探査により、断層面がプレート境界の主すべり面（マスター・デコルマ）に達していることが判明し、枝分かれ断層であることが明らかになった。

1-73 前弧海盆

大陸と海溝の間にある凹部。陸源堆積物で埋積されている。

1-74 お付き合い断層

プレート境界の断層活動に伴う巨大地震に際して副次的に活動する断層。

1-75 地震発生サイクル

広域の応力によって歪みが蓄積した断層面が破壊してずれ動き、地震が発生する。その後にも地震前と同様な広域の応力が働き続けることによって再び歪みが蓄積され、次の地震が発生するまでの一連の過程。

1-76 南海トラフ沿いのプレート境界型地震（15世紀以降）

①明応東海地震

1498年9月20日発生。推定震源域は駿河湾～熊野灘沖。このころ四国沖を震源域とする南海地震も発生した可能性があるが発生日時不明。

②慶長津波地震

1605年2月3日発生。推定震源域は遠州灘～四国沖。震源域が駿河湾まで及んでいたかどうかは不明。

③宝永地震

1707年10月28日発生。推定震源域は駿河湾～四国沖。

④安政東海地震

1854年12月23日発生。推定震源域は駿河湾～四国沖。震源域の北東端は富士川河口まで及んでいる。

⑤安政南海地震

安政東海地震の翌日12月24日に四国沖を震源域として発生。

⑥昭和東南海地震

1944年12月7日発生。推定震源域は浜名湖以西の熊野灘。

⑦昭和南海地震

昭和東南海地震2年後の1946年12月21日に四国沖を震源域として発生。

1-77 津波地震

大きな津波を発生したにもかかわらず、地表の揺れ（地震動）はそれほど強くなかった地震。断層面のすべり速度が比較的ゆっくりであったためであると考えられている。

1-78 東海地震の割れ残り発生説

1854年に発生した安政東海地震の震源域のうち、御前崎付近～駿河湾の部分は、1944年の昭和東南海地震のときには地震時地殻変動を生じていないことが測量に

より判明したため、遠州灘～駿河湾では蓄積された歪みが解放されておらず、いつでも大地震が発生する状態にあるという考え。震源域は静岡県内陸まで広がる。

1-79 想定東海地震

次に発生するとされる東海地震。割れ残り説に基づき、浜名湖付近以東を震源域として単独に発生する地震。

1-80 想定東海地震と東南海地震の連動

昭和東南海地震の震源域についても、次の発生期に入りつつあるため、想定東海地震と東南海地震との連動の可能性も考慮されるようになった。明応東海地震と安政東海地震は、この形で発生している。

1-81 想定東海地震と東南海地震と南海地震の連動

昭和南海地震の震源域についても、次の発生期に入りつつあるため、想定東海地震と東南海地震と南海地震の連動の可能性も考慮されるようになった。宝永地震はこの形で発生している。

1-82 沈み込んだ海洋プレート（スラブ）の形状

深部ではプレート境界面では地震が発生しない。スラブ内の深発小地震からスラブの位置と形状が推定されている。太平洋プレートは極東ロシアの深さ600km程度まで追跡される。フィリピン海プレートは深さ100km以浅でスラブ内地震が発生しなくなる。とりわけ甲府盆地の下では浅部でもスラブ内地震が発生していないため、その部分でスラブが裂けているという考えを含め、異なる推定がある。

1-83 プレート境界面の形状

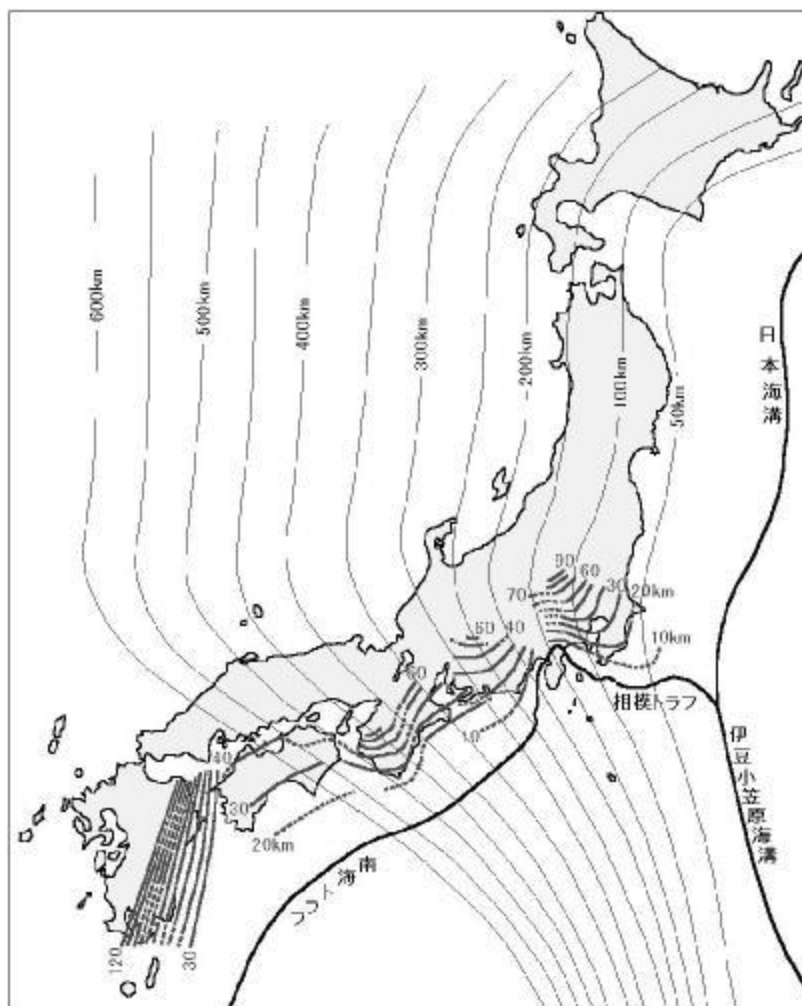
東海地震の震源域では、上盤側の陸側プレート内でも下盤側の海洋プレートのスラブ内でも微小地震や小地震が発生している。そのためプレート境界面の形状について複数の解釈が提案されている。

1-84 プレート境界型地震震源断層面の浅部境界

海溝付近では未固結堆積物のためプレート境界面のかみ合いが弱く、地震を発生するすべりは生じない。主すべり面については、深さ10km付近から固着していると考えられている。

1-85 プレート境界型地震震源断層面の深部境界

深部では温度と圧力の上昇によりプレート境界面の固着が失われ地震が発生しない。フィリピン海プレートの沈み込み帯では、その深さは30km程度と考えられている。



太平洋プレートとフィリピン海プレートの上面等深線
 (萩原尊禮編「日本列島の地震、地震工学と地震地体構造」鹿島出版会)

1-86 プレート境界の歪みの蓄積効率

地震間にプレート相対運動によって蓄積されるはずの歪みのうち、プレート間(プレート境界型)巨大地震により解放される歪みの割合。残りの歪みは地震間の非地震性すべりにより解放されていると考える。プレート間地震発生時のすべり量と発生間隔およびプレート間の相対速度(沈み込み速度)から計算される。北海道-東北日本と太平洋プレートの境界では40%、伊豆-小笠原弧と太平洋プレートの境界では0%、西南日本とフィリピン海プレート間では100%、琉球弧とフィリピン海プレート間では0%であるという見積もりがある。

1-87 地震性すべり

断層面の高速破壊を伴う急激なすべり。

1-88 非地震性すべり

断層面の地震を伴わない、非常にゆっくりとしたすべり。間欠的なすべりと定常的なすべりがあるとされる。

1-89 アスペリティ

もともとは「突起」という意味。①摩擦を微視的に考察するとき、無数の微小な突起がかみ合っているモデルを考え、そのひとつひとつの突起をアスペリティという。②大地震発生時に震源断層面内において特に強い地震波を発生した領域。地震発生直前まで断層面が残りの部分より強く固着していたと考えられることから「アスペリティ」と呼ばれる。

1-90 バックスリップ

プレート境界面沿いの陸側プレートの、地震間の、地震発生時とは逆向きの引きずり込み。陸上GPS測量データの解析から、プレート境界面各部のバックスリップ速度が求められている。

1-91 GPS

Global Positioning System（全地球測位システム）。アメリカが軍事用に開発した、人工衛星から送信される電波を使って現在位置を正確に割り出すシステム。一般用に公開されている電波を用いて、カーナビゲーションシステムや地殻変動の観測などに使われている。

1-92 バックスリップ域

バックスリップ速度が大きい領域。上盤の陸側プレート側が下盤の海側プレート側とほぼ同速度で運動している領域と考えられる。逆にバックスリップ速度が小さいところでは、プレート間のゆっくりとしたすべりが生じている可能性がある。

1-93 プレート間カップリング・レート

プレート間の結合率。バックスリップ速度とプレート沈み込み速度の比により求められる。

1-94 固着域

プレート境界面が強く固着していると推定される領域。

1-95 微小地震によるプレート間固着の推定

上盤側の陸側プレート内では沈み込み方向に直交する圧縮応力がかかり、下盤側の海側プレート内では下方へ引き下げる引張り応力がかかると考えられることから、微小地震を震源メカニズムから上盤側と下盤側に分け、固着状況を推定する試みがなされている。プレート境界の主断層面の固着が強い領域では上下のプレート内に大きな応力が発生し微小地震の発生が多くなり、主断層面の固着が弱い領域では上下のプレート内の応力は弱く微小地震の発生は少ないと考えられる。

1-96 セグメント

震源断層を分割した小領域。いろいろなレベルの区分がある。①南海トラフ沿いの震源域のセグメントモデル四国沖から駿河湾にかけてのプレート境界型地震の震源域をA～Eの5セグメントに分割。個々の地震はセグメントのいろいろな組み合わせで発生する。Eセグメント単独で発生する地震を「想定東海地震」としている。②2001年（平成13年）に中央防災会議が想定東海地震の強震動予測（地表における揺れの予測）のために作成した震源モデルでは、震源域を3セグメントに分割している。

1-97 要素断層

強震動（地表における揺れ方）の計算のために、震源断層面を多数に分割した小断層面。それぞれの要素断層の中央から地震波が発生するとみなし、地表の評価地点でそれらによる強震動を足しあわせて地震波形や強弱を算出する。震源断層面内に破壊開始点を想定し、予想される破壊伝播速度に合わせた時間差で、破壊伝播方向に順次要素断層から地震波を放出させる。

2001年（平成13年）中央防災会議が作成した想定東海地震の震源モデルでは、震源断層面内に6か所のアスペリティ領域を想定し、アスペリティ領域に含まれる要素断層からは、残りの領域よりも強い地震波を発生させている。

【2 地震波の伝播に関わる用語】

2-1 地震波

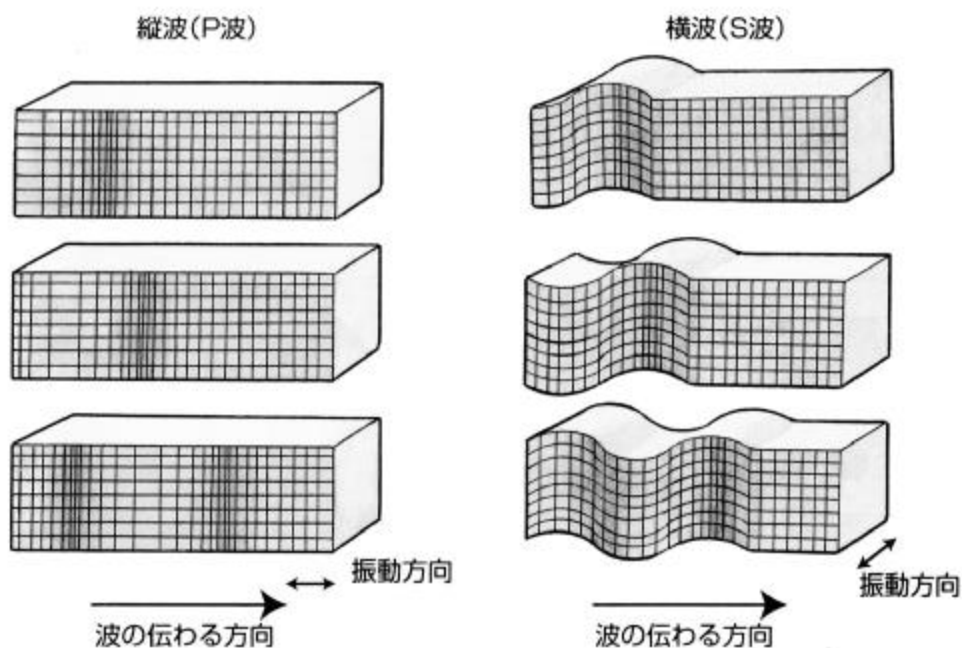
震源断層面沿いの岩石のずれ破壊により近傍の岩盤に振動の伝播。地球の内部を伝わる実体波と地中の表面に沿って伝わっていく表面波がある。

2-2 P波（縦波）

Primary wave。伝播速度が早く地表に最初に到達するため「初め（Primary）」からP波という。実体波のうち、岩石の伸び縮みが伝わっていく波。地震波が進行する方向に岩盤が振動するので「縦波」ともいう。

2-3 S波（横波）

Secondary wave。P波より遅れて到達するため「2番目（Secondary）」からS波という。実体波のうち、岩石のねじれの変化が伝わっていく波。地震波が進行する方向に直交する面内で岩盤が振動するので「横波」ともいう。



2-4 地震波の伝播速度による岩盤の区分

地震波の伝播速度は媒質により異なり、一般には媒質が固いほど速い。そこで岩盤や地層中の地震波伝播速度を用いて、岩盤や堆積層の地震学的な「固さ」を評価できる。

2-5 地震波の減衰

①幾何減衰

震源断層から離れるほど地震波が広がるために、伝播とともに波の振幅が減少する現象。実体波（P波とS波）の振幅の減衰は $1/r$ （ r ：伝播距離）で、表面波のそれは $1/\sqrt{r}$ で表される。

②内部減衰

地震波が岩盤や堆積層を伝わる間に、摩擦などにより波のエネルギーが吸収さ

れる現象。

③散乱減衰

地殻内部の不均質構造のために、地震波が散乱される現象。
これらの現象のために震源断層からの距離により地震波の強さは大きく異なる。

2-6 地震波の屈折

地震波伝播速度が速い層から遅い層に斜めに入射するとき、伝播速度が遅い層の側に地震波の進行方向が曲がる現象。深部の高速度層から浅部の低速度層に地震波が進むとともに地震波が上方に屈折するため、遠方から伝わった地震波でも地表面には下方から到達する。

2-7 地震波の増幅

伝播速度が遅い層に入射すると、地震波速度が遅くなるとともに振幅は増加する。このためやわらかい堆積層では地震波が大きく増幅される。

2-8 深部地下構造モデル

地震波の伝播経路による減衰・増幅・波形変化を計算するために作られる地下岩盤の地震波速度構造モデル。

2-9 基盤

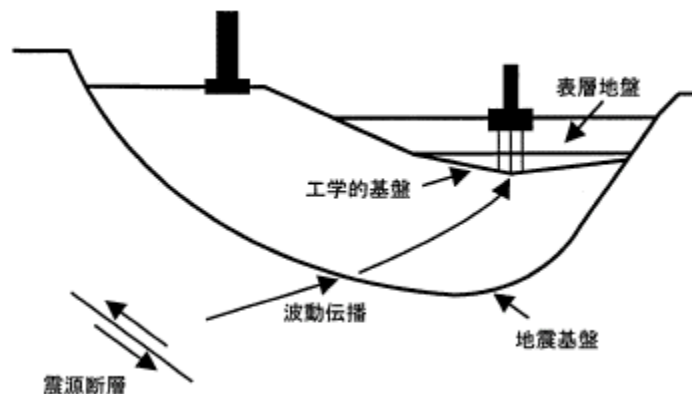
強震動計算においては、地下の岩盤や堆積層中に、ある「固さ」を基準として設定した仮想的な面。

2-10 地震基盤

地震波発生深度と同等の「固さ」とみならず層の上面。2001年(平成13年)中央防災会議による想定東海地震の強震動予測では、S波速度毎秒3kmの面を地震基盤としている。それより深い岩盤は均一であると仮定する。ほぼ上部地殻の最上部に相当。

2-11 工学的基盤

表層地盤の厚さや性質による強震動の増幅を算出するために、地下に仮定する面。目的により、どの程度の「固さ」を工学的基盤とするかは異なる。一般建築物の地盤の評価には、ほぼ洪積層



に相当する S 波速度 0.4km を工学的基盤とすることが多い。高層ビルなどの地盤の評価には、ほぼ新第三紀層に相当する S 波速度 0.7km を工学的基盤とすることが多い。2001 年（平成 13 年）中央防災会議による想定東海地震の強震動予測では、S 波速度毎秒 0.7km の面を工学的基盤としている。まず工学的基盤の約 1km 四方の区画ごとに、震源モデルと深部地下構造モデルから地震波形を計算している。

2-12 解放基盤

表層地盤を取り除き、工学的基盤を露出させた地盤面。浜岡原子力発電所の安全上最重要設備は S 波速度毎秒 0.7km の解放基盤上に設置することになっており、2001 年（平成 13 年）中央防災会議による工学的基盤の計算波形をそのまま評価に用いることができる。

2-13 表層地盤（堆積層）による地震波の増幅

表層の堆積層によって地震波の振幅が増幅される。増幅の程度は周期成分により異なり、どの周期成分が大きく増幅されるかは、地盤の性質により大きく異なる。軟弱地盤（沖積層）では長周期の波が増幅されやすく、洪積層では短周期の波が増幅されやすい。

【3 地表面の揺れに関わる用語】

3-1 地震動

地面あるいは地中の振動。岩盤や地表面の振動の伝播である地震波が測定地点に到達したもの。

それぞれの地点ごとに、その強さや性質は異なる。

3-2 強震動

被害をもたらすような強い地震動。

3-3 強震計

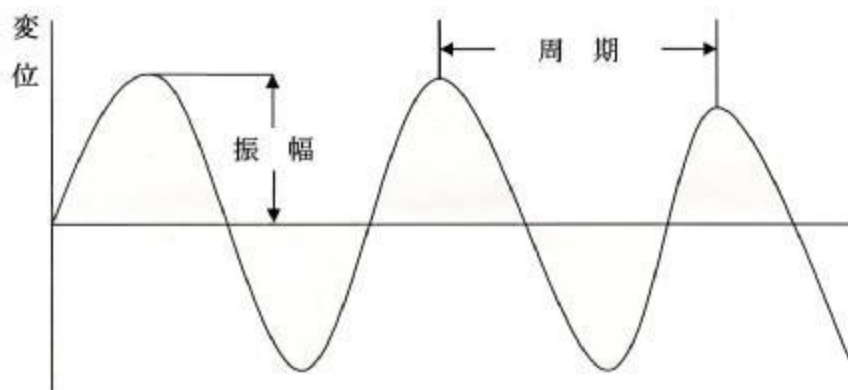
強い揺れを計測するための地震計。強い揺れでも振り切れないように計測範囲を設定している。

3-4 波形（地震動の波形）

地動変位，地動速度，地動加速度の時間的な推移。地震計により記録される。

3-5 成分（地震動の成分）

振動の向き。1台（1成分）の地震計では一方向の揺れしか計測できない。東西成分・南北成分・上下成分の3方向の地震計を組み合わせる。



3-6 変位（地動変位）

振動している地面の1点の，その振動中心からの距離。

3-7 振幅

振動中の地面の，振れ幅。揺れの大きさ。

3-8 振動の周期

変位の1往復に要する時間。

3-9 振動数（周波数）

1秒間に変位の往復が繰り返される回数。1秒間に2回であれば2ヘルツ。周期の逆数。

3-10 短周期の地震動

地面の動く向きが細かく変わる揺れ方。たとえば1秒間に地面が2往復するとき、周期0.5秒の揺れになる。

3-11 長周期の地震動

地面の動く向きがゆっくりと変わる揺れ方。たとえば地面が2秒間に1往復するとき、周期2秒の揺れになる。

3-12 継続時間

揺れが続いている時間。通常は主要動の継続時間。

3-13 地動速度

揺れている地面が動いている速度。振動中の地面の速度は常に変化している。揺れの向きが折り返すときに速度はゼロになり、向きが変わる。折り返しと折り返しの中間で速度は最大になる。速度は運動量および運動エネルギーに直結する量である。

3-14 カイン

速度の単位。1カインは1秒間に1cmの割合で物体が等速で移動しているときの速度。例えば、40カインは、1秒間に40cm動く速度。

3-15 最大地動速度

振動中の地面の速度は常に変化している。また、継続時間とともに変化する。そのなかで最大値を示した速度の値。震動の強弱を簡便に表現するための数値のひとつ。

3-16 地動加速度

揺れている地面の速度が変化していく変化率。振動中の地面の加速度は常に変化している。揺れの向きが折り返すときに加速度は最大になっている。折り返しと折り返しの中間で加速度はゼロになり、向きが変わる。つまり加速から減速に転じる。加速度が大きいということは急加速・急減速を意味し、地面の上の物体に大きな力をおよぼす。

3-17 ガル

加速度の単位。1秒間に、1カイン=1cm/秒の速度変化。地球が地表の物体を引く力である重力が物体に生じさせる加速度は980ガル=1G。つまり地面が上下方向

に980 ガル以上の加速度で動くと、地面に固定されていない物体は浮き上がる。

3-18 最大地動加速度

振動中の地面の加速度は常に変化している。また、継続時間とともに変化する。そのなかで最大値を示した加速度の値。震動の強弱を簡便に表現するための数値のひとつ。

3-19 スペクトル（地震動のスペクトル）

地面の振動を周期成分ごとの大きさに分解し、周期または周波数の順に並べたもの。地面の複雑な振動は、それぞれ大きさが異なる様々な周期の振動が重なり合ったものとみなすことができる。変位・加速度・速度のそれぞれについて、スペクトルを描くことができる。

3-20 卓越周期

スペクトルを描いたときに、大きな振動を示す周期。卓越周期が短周期の地震動は小刻みな揺れが強く、卓越周期が長周期の地震動はユサユサというゆったりとした揺れが強い。

3-21 震度

ある地震により、それぞれの地点がどれくらい強く揺れたかを示す地震動の尺度。震度は、震源域からの距離や地盤の性質などにより、場所ごとに異なる。かつては、体感や被害状況による基準により、気象庁職員により決められていた。

3-22 計測震度

計測震度計（広い意味で地震計の一種）で機械的に計測された数値から自動的に決定される震度。おもに被害や体感と大きな関係があるとされる周期1～2秒前後の地震動を用いている。最大速度と最大加速度の中間的な性質を持っており、さらに、ある程度揺れの継続時間も考慮されている。

3-23 強震動予測

評価地域に生じる地震動の予測。特定の震源断層による地震の強震動予測と、対象地域に影響を及ぼすすべての地震を合わせた確率論的強震動予測がある。

3-24 経験式に基づく強震動予測

これまでに蓄積された様々な規模の地震を様々な距離で観測した記録に基づいて作られた、震源からの距離とともに地震動のレベルがどのように変化していく

かという式（＝距離減衰式）を、想定する地震にあてはめる手法。

3-25 断層モデルを想定した方法

震源断層に関係する様々なパラメータと断層の破壊過程を与え、震源から予測対象地点までの波動伝播特性を考慮して、地点ごとの強震動を予測する手法。

3-26 小林の方法

断層モデルによる方法のひとつ。震源断層面を小断層に分割し、破壊開始点と破壊伝播方向を仮定し、破壊開始点の小断層から順次地震波を発生するものとして評価地点で加速度応答スペクトルを足し合わせ、それを包絡する加速度応答スペクトルを評価地点の加速度応答スペクトルとする手法。中部電力が浜岡原子力発電所の設計用基準地震動の作成に用いた手法。

3-27 ハイブリッド法

震源断層面を要素断層に分割した上で、長周期地震動は震源過程と地下構造モデルから評価地点の地震動を算出し、短周期地震動は経験的手法や統計的手法により算出して両者を評価地点で足し合わせて強震動波形を得る方法。2001年（平成13年）中央防災会議による想定東海地震の評価では、短周期領域に統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド法を採用している。

【4 地震動による建築物の振動と耐震設計に関わる用語】

4-1 地震力

地震動の加速度によって、物体、家、ビルなどに作用する力。地震動の加速度を重力加速度で割った値の力。例えば、地震動の水平方向の加速度が2000ガルの場合、 $2000 \div 980 \doteq 2.04G$ だから、この地震動によって地上の物体は自重の2.04倍に等しい地震力を受ける。100kgの物体ならば約200kg重の力が加えられる計算になる。

4-2 自由振動

外力を与えた後、外力なしでひとりでにゆれ動く振動。

4-3 固有周期

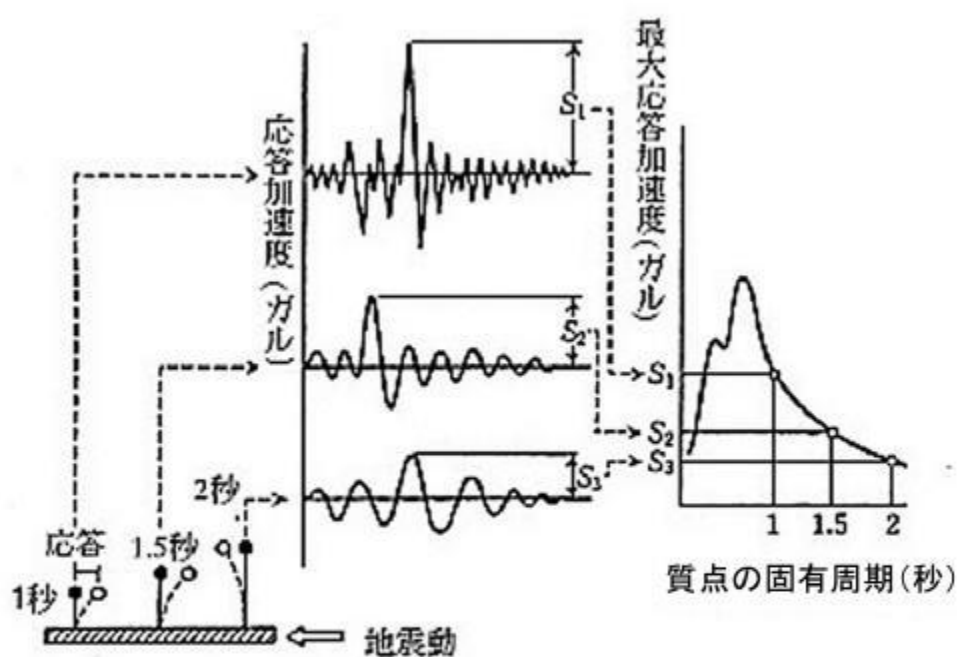
自由振動する時の振動の周期は、各物体により異なり固有のものであるので、固有周期という。建築物には、構造や高さにより、それぞれの固有周期がある。

4-4 共振

外部から与えられる振動の周期と、物体の固有周期とが一致することにより、物体に途方もなく大きい振動が出現する現象。すなわち地震動のスペクトルで大きな振動を示す周期と、建築物の固有周期が一致する場合、建物は非常に大きく振動し、建物には大きな応力が発生する。

4-5 応答スペクトル

ある地震動がいろいろな固有周期をもつ建築物に作用することにより、建築物に生じる最大の振動（応答）を、建築物の固有周期ごとに並べて表したものの。



(a)固有周期の異なる質点群 (減衰定数一定)

(b)応答加速度記録

(c)応答スペクトル

地震動の応答スペクトルは、振動台の上に減衰定数がすべて一定で種々な固有周期を持つ質点を置いたモデルをイメージし、評価する地震動を振動台に入力した時のそれぞれの質点の最大応答を、質点の固有周期の順に並べて結んで得られる曲線。この曲線はモデルで仮定した質点の減衰定数により異なる。応答スペクトルにより、その地震により建築物に及ぼされる入力地震動の破壊力を直接推定できる。加速度応答は建物の降伏点（弾性限界）すなわち被害の始まる条件に対応し、変位応答は終局変形すなわち崩壊条件に対応している。

4-6 床応答スペクトル

建築物の床の振動が、その上に据え付けられているいろいろな固有周期をもつ物

体に作用することにより、物体に生じる振動を、床の振動の周期成分ごとに表したものを。床応答スペクトルを以下のように求める。

機器・配管等が据えつけられている建物をモデル化し、この建物モデルに地震動を入力し、建物の時刻歴応答解析を行う。入力された地震動は建物の振動特性に従って増幅されるが、この解析によって各階の床面における時刻歴波が得られ、機器・配管の据えつけ床面で得られた時刻歴波が機器・配管の入力波になる。

この入力波に対応する機器・配管の可能な固有周期の範囲内での最大応答を結んで得られた曲線が床応答スペクトルである。

4-7 減衰

振動エネルギーが構造物の材料自体、構造物各部相互間の結合部やサポート部等の滑り等により吸収され、外部から振動エネルギーが入ってこない場合には次第に振動が小さくなる現象。

4-8 粘性減衰

材料自身が持つ減衰要素。速度に比例する抵抗。この比例定数を減衰係数という。粘性減衰力を F 、速度を V 、減衰係数を C とすると $C=F/V$

4-9 臨界減衰

振動系に初期変位を与えて放したとき、系が周期運動をすることなく平衡の状態に戻る場合の最小の減衰。

4-10 減衰定数

減衰係数と臨界減衰係数との比。減衰定数は、減衰係数に比例し、臨界減衰係数に反比例する。

4-11 耐震設計

振動している建築物を支える構造材には大きな力がかかっている。この力により材料には引張応力・圧縮応力・剪断応力などの応力が生じる。想定される最大応力が材料の弾性限界を超えないように、材料の断面積等を決定する。

4-12 許容応力

ある断面に分布する応力度の最大値が、使用材料に対して定められた許容応力度に達する時断面に生じている応力。

4-13 許容応力度

構造物の構造要素を構成する各材料が、外力に対する安全性の確保を目的として、設計上各部に生じる応力度が超えないように定められた限界の応力度。使用材料の種類によって異なり、応力の種類によって分けられる。

【5 原子力発電所の耐震設計に関わる用語】

5-1 施設の重要度分類

「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」（耐震設計審査指針）で原子炉施設の耐震設計の前提として定められているもので、原子炉施設を重要度に応じて、重要なものからA, B, Cの3つに分類する。Aクラスの施設には、原子炉圧力バウンダリ（事故等の際に、圧力の障壁となり、放射性物質放散の障壁となる部分）を構成する機器・配管等が含まれるが、さらに原子炉圧力バウンダリを構成する機器・配管等、特にAクラスの施設の中でも重要なものはAsクラスに分類される。

5-2 基準地震動

原子炉施設の耐震設計において、施設に加わる地震動として、その強さの程度に応じS1とS2の2種類の地震動を選定し、これら地震動に耐えられる設計をする。この2種類の地震動が基準地震動である。Asクラスの建物・構築物は、常時作用している荷重及び運転時に作用する荷重と、基準地震動S1による地震力又は静的地震力とを組み合わせ、その結果発生する応力が、許容応力度を超えないよう設計し、また、常時作用している荷重及び運転時に作用する荷重と、基準地震動S2を組み合わせるときに、建物、構築物が、変形しても、十分な変形能力（ねばり）の余裕を有するよう設計する。

このS1の基準地震動をもたらす地震を設計用最強地震と呼び、S2の基準地震動をもたらす地震を設計用限界地震と呼ぶ。この2つの想定された地震の、それぞれ地震動の最大振幅、周波数特性、継続時間及び振幅包絡線の継時的変化を導き出し、その上で機械的に策定するものが基準地震動である。

5-3 設計用最強地震と設計用限界地震

この2つの地震は、耐震設計審査指針が定義した地震である。設計用最強地震としては、「歴史的資料から過去において敷地又はその近傍に影響を与えたと考えられる地震が再び起こり、敷地及びその周辺に同様の影響を与えるおそれのある地震及び近い将来敷地に影響を与えるおそれのある活動度の高い活断層による地震のうちから最も影響の大きいものを想定する」とされる。

また設計用限界地震としては、「地震学的見地に立脚し設計用最強地震を上回る

地震について、過去の地震の発生状況、敷地周辺の活断層の性質及び地震地体構造に基づき工学的見地からの検討を加え、最も影響の大きいものを想定する」とされる。

しかし、これらの地震は、文字どおりの原子炉施設を襲う最強の地震、限界的な地震という意味ではない。例えば、設計用限界地震は、主として、原子炉施設近傍の活断層が活動したときの（現在ではこの考え方自体が誤りであるが）平均的な地震として想定されたものでしかない。

[索引]

- アスペリティ 1-89
- アセノスフェア 1-54
- アムール・プレート 1-59
- 上盤 1-17
- S波（横波） 2-3
- 枝分かれ断層 1-71
- 応答スペクトル 4-5
- 応力 1-10
- お付き合い断層 1-74
- オホーツク・プレート 1-58
- 海溝・トラフ 1-68
- 海底活断層 1-72
- 解放基盤 2-12
- 海洋プレート（スラブ）内で発生する地震 1-64
- カイン 3-14
- 活断層 1-67
- ガル 3-17
- 気象庁マグニチュード（Mj） 1-49
- 基準地震動 5-2
- 共振 4-4
- 許容応力 4-12
- 傾斜 1-16
- 継続時間 3-12
- 計測震度 3-22
- 逆断層 1-26
- 強震計 3-3
- 強震動 3-2
- 強震動予測 3-23
- 共役断層 1-23
- 許容応力度 4-13
- 経験式に基づく強震動予測 3-24
- 減衰 4-7
- 減衰定数 4-10

工学的基盤 2-11
剛性率 1-37
固着域 1-94
小林の方法 3-26
固有周期 4-3
最大地動加速度 3-18
最大地動速度 3-15
差応力 1-13
GPS 1-91
指向性 1-36
沈み込んだ海洋プレート（スラブ）の形状 1-82
施設の重要度分類 5-1
下盤 1-18
自由振動 4-2
震央 1-45
震央距離 1-46
震源 1-40
震源域 1-47
震源距離 1-44
震源断層面 1-30
震源パラメータ 1-39
震源メカニズム解 1-41
震度 3-21
振動数（周波数） 3-9
振動の周期 3-8
振幅 3-7
深部地下構造モデル 2-8
スペクトル（地震動のスペクトル） 3-19
スラブ 1-61
静岩圧 1-11
正断層 1-25
成分（地震動の成分） 3-5
セグメント 1-96
設計用最強地震と設計用限界地震 5-3
前弧海盆 1-73
走向 1-15

想定東海地震 1-79
想定東海地震と東南海地震と南海地震の連動 1-81
想定東海地震と東南海地震の連動 1-80
塑性変形 1-7
耐震設計 4-11
卓越周期 3-20
縦ずれ断層 1-24
短周期の地震動 3-10
弾性限界 1-6
弾性変形（弾性歪み） 1-5
断層破壊の伝播 1-33
断層破壊の伝播速度 1-35
断層変位 1-19
断層変位速度 1-32
断層変位の向き 1-20
断層変位量 1-21
断層モデルを想定した方法 3-25
断層（面） 1-2
断層（面）の形成 1-3
断層面の姿勢 1-14
断層面の姿勢・変位の向きと応力の関係 1-22
断層の破壊方向 1-34
地球の成層構造 1-52
地震 1-1
地震基盤 2-10
地震性すべり 1-87
地震動 3-1
地震の規模 1-51
地震波 2-1
地震発生サイクル 1-75
地震波の屈折 2-6
地震波の減衰 2-5
地震波の増幅 2-7
地震波の伝播速度による岩盤の区分 2-4
地震モーメント（ M_0 ） 1-38
地震力 4-1

地動加速度 3-16
地動速度 3-13
地表地震断層 1-66
長周期の地震動 3-11
津波地震 1-77
T軸 1-43
デコルマ 1-69
東海地震の割れ残り発生説 1-78
内陸の上部地殻内で発生する地震 1-65
南海トラフ沿いのプレート境界型地震（15世紀以降） 1-76
日本列島付近で発生する地震のタイプ 1-62
日本列島付近のプレート 1-57
日本列島付近のプレート境界 1-60
粘性減衰 4-8
ハイブリッド法 3-27
破壊開始点 1-31
波形（地震動の波形） 3-4
バックスリップ 1-90
バックスリップ域 1-92
P軸 1-42
P波（縦波） 2-2
微小地震によるプレート間固着の推定 1-95
歪み（ひずみ） 1-4
歪み速度 1-9
歪みの蓄積 1-8
左横ずれ断層 1-29
非地震性すべり 1-88
表層地盤（堆積層）による地震波の増幅 2-13
付加体 1-70
プレート 1-55
プレート間カップリング・レート 1-93
プレート間（プレート境界型）地震 1-63
プレート境界型地震震源断層面の浅部境界 1-84
プレート境界型地震震源断層面の深部境界 1-85
プレート境界の歪みの蓄積効率 1-86
プレート境界面の形状 1-83

偏圧 3-6変位 (地動変位) 1-12
マグニチュード 1-48
右横ずれ断層 1-28
モーメント・マグニチュード (Mw) 1-50
リソスフェア 1-53
臨界減衰 4-9
床応答スペクトル 4-6
要素断層 1-97
横ずれ断層 1-27