

地震工学に関する用語集

地震工学に関する用語集

1. 強震観測網 K-NET¹⁾

K-NETは、Kyoshin Netの略称である。平成7年兵庫県南部地震以後、地震学や地震工学に必要な強震記録を得るために、大規模な強震記録の観測ネットワークが幾つか構築されている。K-NETは、防災科学技術研究所によって全国展開された強震観測網である。K-NETでは、広範囲の周期帯に渡って地震動加速度を精度良く記録できるデジタル式地震計（広ダイナミック・レンジの加速度型デジタル強震計）が、25kmメッシュ毎に1観測地点ずつ、できるだけ均等になるように全国1,000ヶ所に配置されている。K-NETの観測地点では、その地点の強震記録の特性を理解する為、土質調査が行われている。強震計は全て地表面上に設置され、最大2,000galの加速度記録を観測することができる。

全国1,000ヶ所に設置された強震計は、強震観測センターと電話回線で強震記録の転送が出来るシステムとなっている。このシステムは、地震発生時、気象衛星ひまわりの地震情報を観測センターで受信し、強震記録の回収動作から開始する。回収された強震記録は、強震観測センターで編集されてインターネット上で発信を行う。インターネット上の発信情報には、最大加速度の分布図、弾性波検層を含む観測地点の土質調査結果、強震記録の数値データ等がある。また、全国1,000ヶ所に設置された強震計は、地方自治体にも直結されており、地震発生時の即時的な対応を目指している。

2. 基盤強震観測網 KiK-net²⁾

KiK-netは、基盤面（工学的基盤面以上の固さを有する地盤面）上と地表面上に、広範囲の周期帯に渡って地震動加速度を精度良く記録できるデジタル式地震計を配置した強震観測網である。K-NETと同様に、防災科学技術研究所によって全国展開されたものである。

3. マグニチュード^{3), 4), 5)}

マグニチュードは、地下の断層運動である地震の規模を表す量である。1935年にチャールス・リヒターによって定義されたものである。リヒターによるマグニチュードの定義は、記録された地震波の最大震幅の常用対数を用いることであり、その後のさまざまなマグニチュードの定義の原点となっている。震源からの距離が同じであれば、地震波の震幅が1桁大きくなる毎に、マグニチュードが1ずつ大きくなるというのがマグニチュードの基本的な考えである。

リヒターは、カリフォルニアでおきる地震の大きさを決めるために、マグニチュードを定義した。カリフォルニアでおきる地震は、日本のような地中の深いところで起きる地震とは異なり、地表から約15kmまでの地核内でおきる地震である。また、全て内陸部で起きる地震であるため、震源と地震の観測地点は近いことが多い。カリフォルニアの浅い近地地震に対して定義されたリヒターのマグニチュードは、ローカルマグニチュード M_L とか、リヒターマグニチュードと呼ばれることがある。リヒター

が定義したマグニチュードは、次式で与えられる。

$$M_L = \log A + \log B \quad (3-1)$$

ここで、 A はウッド・アンダーソン型地震計（固有周期 0.8 秒，減衰定数 0.8，倍率 2800，水平動）の記録紙上最大片震幅（単位： μm ）で、 $\log B$ は震央距離 Δ （単位： km ）の関数である。

リヒターによるマグニチュードは、異なる地震計で観測された地震動や遠地地震および深い地震には用いることができないために、その後、カリフォルニアとは違う地学的環境や観測条件の下でも使えるように手が加えられて、表面波マグニチュード M_s （周期 20 秒付近の表面波の最大震幅から測る）、実体波マグニチュード m_B （実体波 P 波・S 波の最大震幅から測る）など数種類のマグニチュードが提案されている。我が国の気象庁で用いられている気象庁マグニチュード M_J は、表面波マグニチュードの 1 種である。表面波マグニチュード M_s 、実体波マグニチュード m_B 、気象庁マグニチュードの定義を以下に示す。

表面波マグニチュード M_s

$$\begin{aligned} M_s &= \log A + \log B \\ \log B &= 1.656 \log \Delta + 1.818 \end{aligned} \quad (3-2)$$

ここで、 A は周期 20 秒前後の表面波の地動最大片震幅（水平 2 成分を合成したもの、単位： μm ）、 $\log B$ は震央距離 Δ （単位： $^\circ$ ）の関数で、上式は、 Δ が 15° から 130° の範囲にある場合を対象にした式である。現在、国際的に広く用いられている表面波マグニチュード M_s は、次式によるものである。

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (3-3)$$

ここで、 T は表面波の周期（単位：sec）である。この式は、震央距離 Δ が $20^\circ \sim 160^\circ$ の範囲について用いられる。上下の振幅を使うこともある。

式 (3-2) は 1945 年に B.Gutenberg が、式(3-3)は 1962 年に Van ěk らによって提案されたものである。

実体波マグニチュード m_B

$$m_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\Delta, h) \quad (3-4)$$

ここで、 A は実体波（P, PP, S）の主要動の地動最大片震幅（単位： μm ）、 T はその周期（単位：sec）である。 Q は震央距離 Δ と震源の深さ h の関数で、それぞれの実体波の上下動と水平動について、複雑なグラフによって示されている。式(3-4)も、やはり、1945 年に B.Gutenberg によって提案された式である。

気象庁マグニチュード M_J

以下に示す式を用いてできるだけ多くの観測点につき M_J を求め、平均をとる。た

だし、 $M_J > 5.5$ の地震では式 b) は用いない。

$h \leq 60\text{km}$ の場合

$$M_J = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (3-5-a)$$

$$M_J = \log A_z + 1.64 \log \Delta + \alpha \quad (3-5-b)$$

$h > 60\text{km}$ の場合

$$M_J = \log A + K(\Delta, h) \quad (3-5-c)$$

ここで、 h は震源深さ、 A は中周期変位型地震計による地動最大片震幅（水平動 2 成分合成，周期 5 秒以下，単位： μm ）， A_z は短周期速度型地震計による最大地動速度震幅（上下動，単位： 10^{-3}cm/sec ）， Δ は震央距離（単位： km ）で、 α は地震計の特性補正項である。 $K(\Delta, h)$ は、テーブルで与えられる。

4. 地震動の表面波と実体波^{6), 7)}

地震波は、地中を伝わる実体波と地表面を伝わる表面波に分けられる。実体波は、P 波と S 波の二つに分けられる。

P 波（縦波）は、速度（5～7km/sec）が一番速く、地震の時に最初にやってくる波で、通常ガタガタという感じで小刻みに揺れる。P 波は、物の中に生じた疎密の状態（体積の変化）が移動していくもので、波の進行方向に振動しながら伝わる。P 波は、固体・液体・気体のいずれの中でも伝わる。

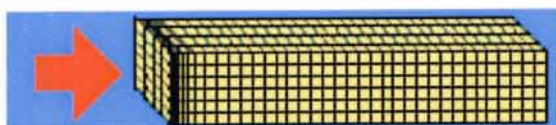


図 4-1 P 波の動き⁶⁾

S 波（横波）は、物の中に生じたねじれの状態（形の変化）が移動していくもので、波の進行方向に直行する面内に振動しながら伝わる。S 波の速度（3～4km/sec）は P 波の速度より遅く、地震の時には P 波より遅れてやってくる。S 波の揺れは、P 波よりややゆっくり大きく、ユサユサという感じで波の進行方向と直角方向に揺れる。

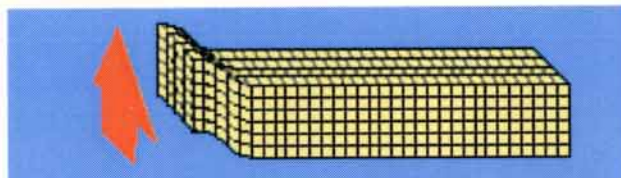


図 4-2 S 波の動き⁶⁾

P 波や S 波が地球内部を三次元的に伝わるのに対して、表面波は、地球表面に沿って二次元的にちょうど海の波のように伝わる。海の波は、海面は大きく動くのに対して、海底に行くほどほとんど動いていません。表面波と呼ばれるように、この波によ

って振動するのは地球の表面近くの部分で、地下の深いところへの影響はごく小さい。地表面には、レイリー波とラブ波がある。レイリー波は、進行方向を含む鉛直面内で楕円軌道を描くように震動する。

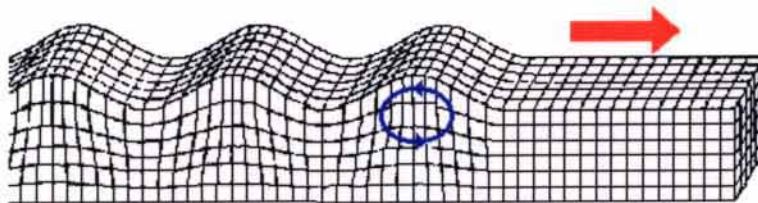


図 4-3 レイリー波の動き⁶⁾

ラブ波は、進行直交方向の水平面内でせん断震動する。

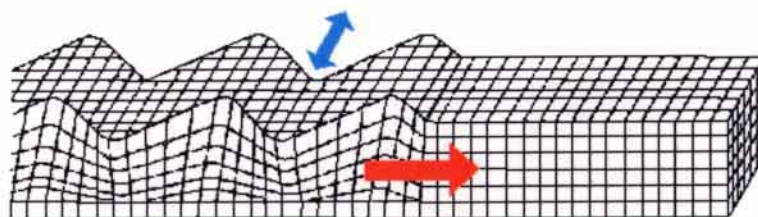


図 4-4 ラブ波の動き⁶⁾

5. 震源、震源深さ、震央、震央距離、震源距離⁷⁾

地震は、地球内部で起こった岩石の破壊による岩盤のずれによって、そこから地震波が発生する現象である。この破壊のきっかけになった地点を震源、震源の真上に相当する地点を震央という。震央から震源までの距離を震源深さ、震央から地震動の観測地点までの距離を震央距離、震源から地震動の観測地点までの距離を震源距離という。

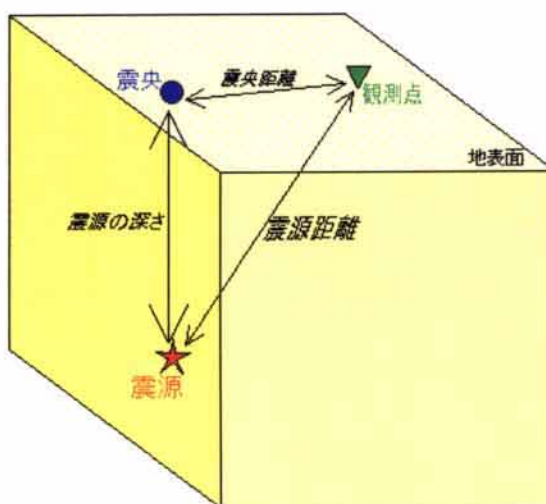


図 5-1 震源、震央、観測地点の関係⁷⁾

6. 断層（震源断層、地表地震断層）^{9), 10), 11)}

地下深くで起こる破壊を、地震と呼ぶ。地下深くで起こる硬い岩石の中での破壊はせん断型破壊であり、破壊面に沿って両側の壁が平行にすべるような破壊形態となる。この破壊面を震源断層と呼ぶ。地下にできる断層も、地震の規模が大きく震源が浅い場合には、地表に現れることがある。この地表に現れた震源断層を地表地震断層という。

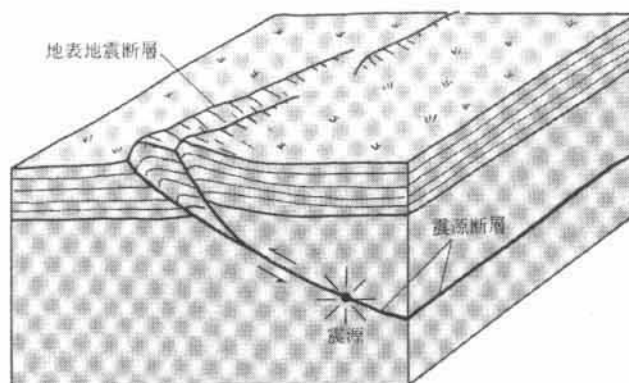


図 6-1 震源と震源断層および地表地震断層¹⁰⁾

地表地震断層としてその跡を残す地震は、震源が浅くて（深さ 20km 程度以浅）かつ地震の規模が大きい（マグニチュード 7 前後かそれ以上）地震である。図 6-2 は、1845 年から平成 7 年兵庫県南部地震以前に発生した地震のうち、その震源断層が地表に達したと思われる地震である。



図 6-2 1845 年から平成 7 年兵庫県南部地震以前にその震源断層が地表面まで達した地震¹⁰⁾

断層は、それに沿って両側の岩盤がずれ動いた不連続面のことであるが、ずれの方
向により、縦ずれ断層と横ずれ断層に分けられる。縦ずれ断層は、正断層と逆断層に、
横ずれ断層は右横ずれ断層と左横ずれ断層に分けられる。実際の断層は、図 6-3 に示
すような純粋なものは稀で、縦ずれと横ずれが混じったものが多い。一般的に、逆断
層や横ずれ断層は水平に圧縮される力がかかっているところで、正断層は水平に引っ
張られる力がかかっているところで発生することが多い。日本付近では、プレートの

運動により圧縮されるような力を受けているので、逆断層や横ずれ断層がよくみられるが、別府-島原地溝帯では正断層がみられる。

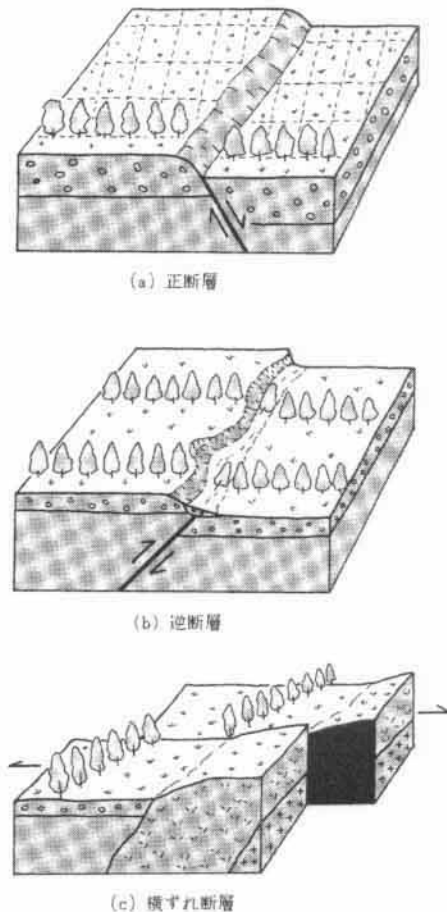


図 6-3 断層のずれ方向による分類¹⁰⁾

7. 断層パラメーター¹²⁾

断層面の空間的方位は、走向 θ 、傾斜角 δ 、食い違いの方向（すべり角） λ で表される。走向のかわりに断層面の傾斜方向を表示することもある。図 7-1 において、 $\lambda = 90^\circ$ と $\lambda = -90^\circ$ の場合を純粋な縦ずれ断層という。 $\lambda = 90^\circ$ の場合、断層面を境として相対的に上側のブロック（上盤）が上方へ、下側のブロック（下盤）が下方に動く。これが逆断層である。これとは逆の運動である $\lambda = -90^\circ$ の場合が正断層である。日本の太平洋岸におこる大地震のほとんどは $\delta = 10^\circ \sim 30^\circ$ の低角逆断層である。 $\lambda = 0^\circ$ の場合が左横ずれ断層、 $\lambda = 180^\circ$ の場合が右横ずれ断層である。日本では、内陸地震にこの型の断層がある。

断層面の大きさは、断層面を矩形で近似して、その長さ L と幅 W で表されることが多い。小さな地震では、断層面を円形で近似することもある。断層面上での食い違い U と断層面積 S の積に断層付近の媒質の剛性率を掛け合わせたものが地震モーメント M_0 である。地震モーメント M_0 は、断層運動全体の大きさを表す重要な物理量であ

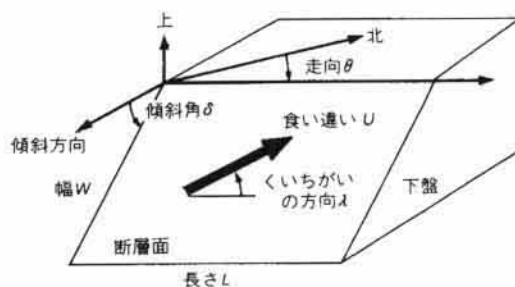


図 7-1 断層モデルと断層パラメーター¹²⁾

る。後述する、モーメントマグニチュード M_w も、地震モーメントから求められる。食い違い量 U は、一般に断層面にわたっての平均値がふつう用いられる。食い違いの大きさとその方向 λ をベクトルで表したものをスリップ・ベクトルという。

これらの断層パラメーターは、以下のような方法によって推定される。

- i) 力源モデルや食い違いモデルを基礎にして実体波や表面波の波形やスペクトル解析より求める。
- ii) 余震域の大きさを L や W の決定に用いる。
- iii) 地震波の解析から M_0 を求め、一方で余震域から S を推定し、両者から U を求める。
- iv) 海底の地震が津波を発生させた場合、津波の波源域を求め、それから S を推定する。
- v) 陸に近い海底や内陸でおきた地震はしばしば陸上に地核変動を起こす。地核変動の様子は、測地測量や検潮儀観測などによってとらえられる。これらのデータと食い違いモデルを基礎にした静的弾性論から S や U を求める。

以上の断層パラメーターは、地震前後の差に着目したもので静的なパラメーターといえる。これに対して、断層形成中の運動を記述するものが動的パラメーターである。食い違いの時間関数や破壊様式、応力解放過程を規定する量である。食い違いの立ち上がり時間 τ は食い違いに要した時間を表し、 U/τ は平均の食い違い速度を与える。破壊様式のパラメーターは、破壊の仕方や破壊速度などで与えられる。動的パラメーターの推定は、主として地震波の解析に基づくが、静的パラメーターの決定ほど容易ではない。これまでの研究から、平均食い違い時間は 1m/sec 程度、破壊速度は S 波速度の $0.7\sim 0.8$ 倍程度 (約 $2\sim 4\text{km/sec}$) といわれている。破壊が断層面上のどこで発生し、どのように広がったかは、本震の位置と余震分布からおおよその推定ができる。

我が国で起きた地震の断層パラメーターを体系的に整理した、「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」における断層パラメーターの定義を以下に示す。

断層面の位置 N, E, d

図 7-2 に示すように、断層面を手前に傾き下がるように置いた場合、左上に位置する端点を断層面基準点と定め、その緯度、経度および深さを示す。

断層面の向きと食い違いの方向 θ , δ , λ

θ は走向方向（図 7-2 のように断層面を置いた場合の右手方向）を北より東回りに測った角度， δ は断層面の傾き角， λ は上盤の下盤に対する食い違い方向を断層面上で走向方向より反時計回りに測った角度で定義する。

断層面の大きさと食い違い量 L , W , U

L は走向方向の長さ， W は傾斜方向の長さ（幅）， U は食い違い量を示す。

食い違いの時間経過を表す震源関数の立ち上がり時間 τ

図 7-2 に示すように，食い違い量が 0 から U に達するまでの時間を示す。

破壊の伝播速度 V_{rup}

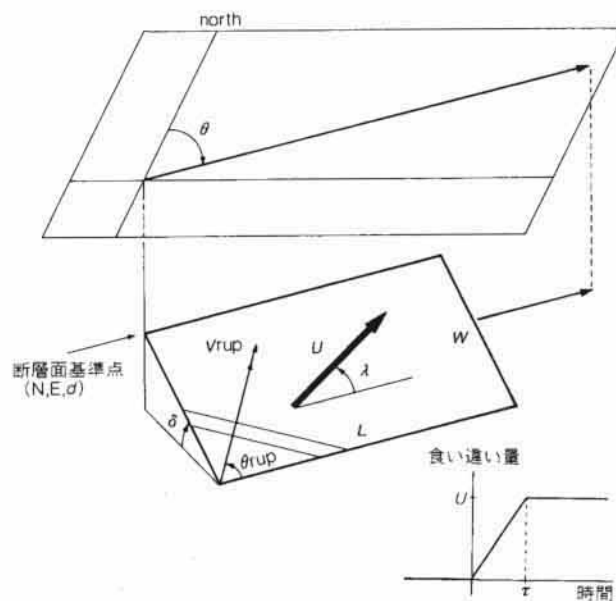


図 7-2 断層パラメーター¹²⁾

破壊の伝播様式（図 7-3 参照）

UL unilateral 断層面の走向または傾き方向に平行して，1 方向のみに伝播する。

BL bilateral 断層面の走向または傾き方向に平行して，互いに逆向きの 2 方向に伝播する。

BD bidirectional 断層面の走向または傾き方向に斜交して，1 方向または多方向に伝播する。

RD radial 1 点から放射状に伝播する。

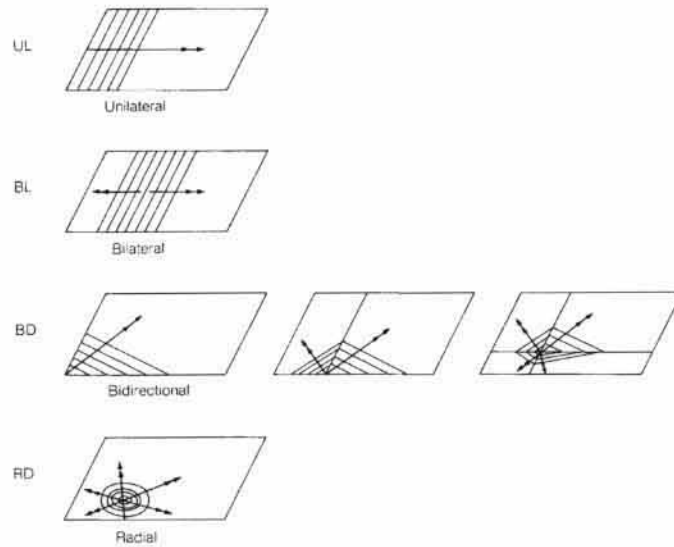


図 7-3 破壊伝播様式の定義¹²⁾

8. モーメントマグニチュード^{13), 14)}

地震は断層が動くことによって起こるため、地震の大小は、地震をおこした断層の面積の大小によって決まるといえる。マグニチュードは、震央からの距離とそこで観測される地震動の最大震幅で定義されると述べたが、マグニチュードを決める地震動の震幅は、断層面の大きさがある程度大きくなると、たとえ断層面の大きさに大差があっても、それほど差異が現れない。このため、大きな地震では、地震動の震幅の大きさだけでは、地震を引き起こすもととなった断層の大きさを表すことができない。そこで、図 8-1 に示すように、地震波の震幅の大小よりもその断層を境にして岩盤をずり動かすために働いた力（地震モーメント）の大小で地震の大きさの大小を表すことが地震学の分野では行われている。これをモーメントマグニチュードという。図中に記された岩の固さ（剛性率） μ は、地核内で発生する地震の場合 $\mu = 3.3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ 程度である¹⁵⁾。

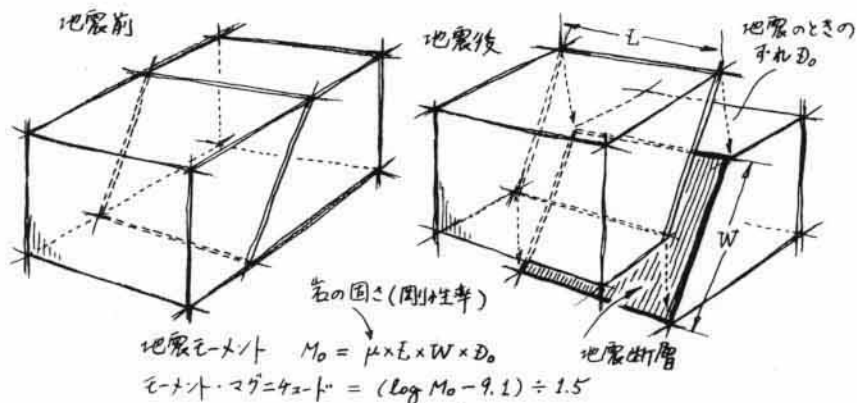


図 8-1 断層の大きさを表すマグニチュード(モーメント・マグニチュード)の概念¹³⁾

モーメントマグニチュードは、1977年にカリフォルニア工科大学地震研究所の金森博雄教授によって提唱されたもので、地震モーメント M_0 とモーメントマグニチュード M_w の関係を次式で与えている。³⁾

$$M_w = \frac{(\log M_0 - 9.1)}{1.5} \quad (8-1)$$

9. 震源メカニズム解

地表で観測される地震波の揺れの向きや大きさの分布は、断層の型がどうであったかによって異なってくる。このため、地震波の揺れの分布を調べることで、震源での断層の動き、発震機構を知ることができる。このように観測された地震動を用いて求めた断層の動きを震源メカニズム解という。やや専門的となるが、震源メカニズム解を求める幾つかの方法の概要¹⁶⁾を以下に示す。

非常に簡便で、従来から用いられている方法として、P波初動の押し引き分布からメカニズム解を求める方法があげられる。この方法では、精度良くメカニズム解を推定するには震源球面上に均一に分布する多数の観測点が必要となる。小地震では十分な押し引き点数を得ることは難しく、また、海域で発生した地震の場合は、観測点の分布が片寄ってしまうためP波初動の押し引きのみで精度の高いメカニズム解を決定することは困難である。

S波の振動方向を用いて発震機構を推定する研究もなされている。しかし、地表への入射角が臨界角を越えるとS V波の位相が変化するため、入射角が臨界角を越える地震波を用いてS波の偏りの角を正確に測定することは困難である。つまり、この方法は観測点の広がり的大小に対して震源が十分に深い地震でないと適用は難しい。S波の偏りの角は地震波の伝播経路における媒質の異方性の影響を受けることも問題であるが、異方性が存在する場合でも、その補正を行うことによってメカニズム解を求める手法も考案されている。

1970年代後半から、デジタル記録方式の広帯域地震計による全地球的な観測網が設置されたことに伴い、長周期地震波の観測波形からインバージョン法を用いることによりモーメントテンソル解を求める手法が開発され数多くの研究に使用されている。これは、基本的には震源時間関数を仮定しグリーン関数をコンボリューションすることで各観測点における合成波形を作り、観測波形との残差が最小になるようにモーメントテンソル解を求める方法である。モーメントテンソルインバージョンは、

- i) 単純な構造による表面波インバージョン法
- ii) 遠方近似により Haskell(1969)の方法を用いてグリーン関数を求めてそれを使用する実体波インバージョン法
- iii) 波数積分により厳密解を求める方法
- iv) モードの重ね合わせによりセントロイドの位置も同時に推定する CMT インバージョンのように計算法

の4種類に大きく分けられる。また、震源時間関数を精度良く求めるために、

- v) 小地震の記録を地震の大きさの違いを考慮して補正した経験的グリーン関数を使

用する方法

vi) 各基底解毎の震源時間関数を同時に求める方法も開発されている。

10. 震源球面とメカニズム解

各観測地点の地震計が記録する地震波は、いろいろな因子の影響を受け、複雑な波形をしているが、P波は縦波であるから、ある観測地点にP波が到着したとき、それによる地面の最初の動き（初動）は、震源から遠ざかる向きすなわち押しか、震源に近づく向き引きのいずれかである。

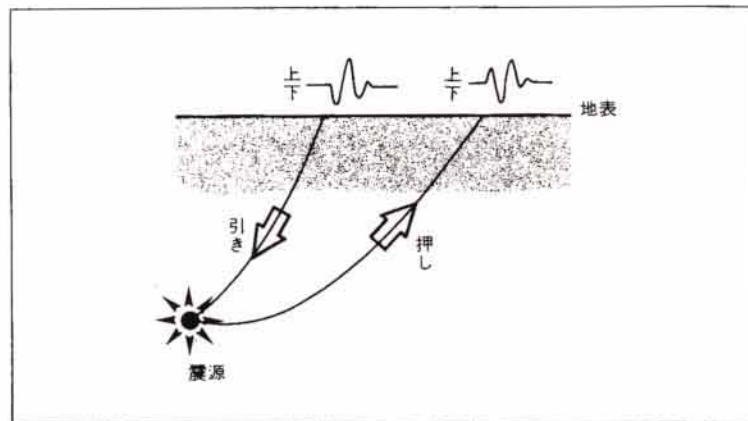


図 10-1 P波初動の押し引き分布（その1）¹⁷⁾

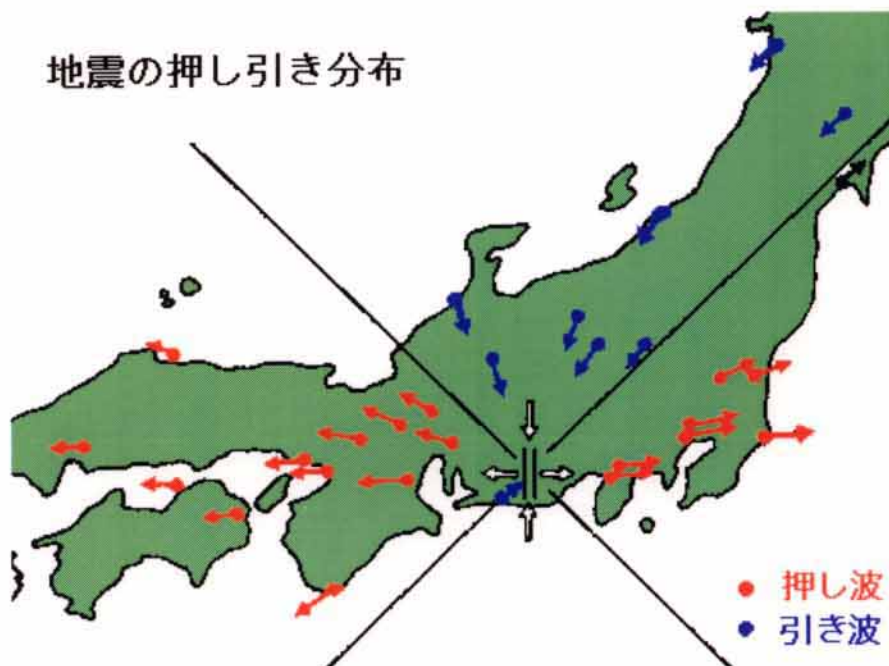
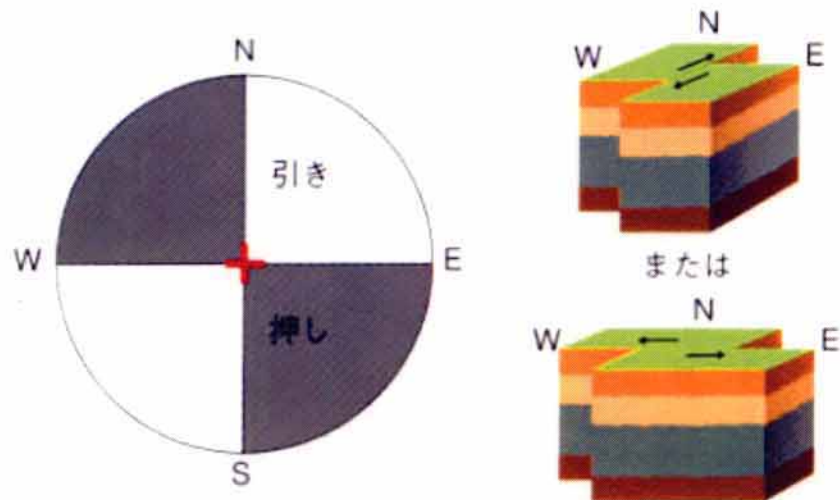


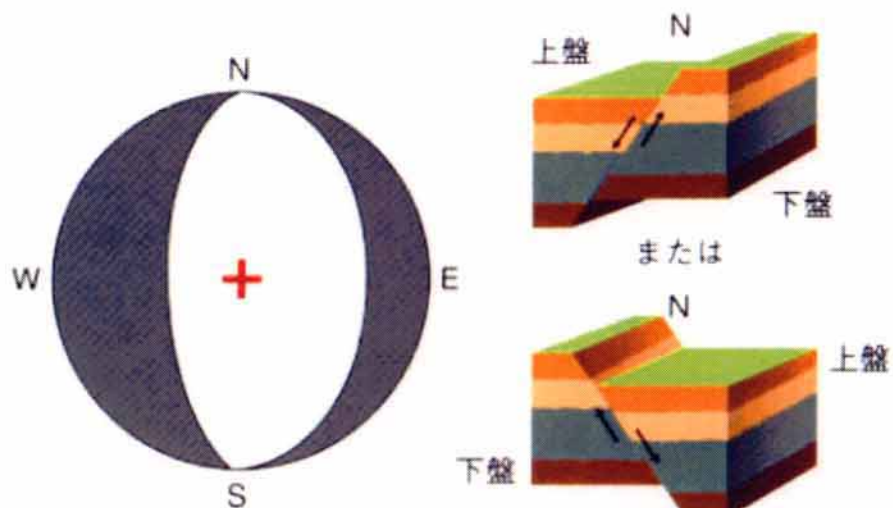
図 10-2 P波初動の押し引き分布（その2）¹⁸⁾

このP波の初動分布は、震源球と呼ばれる震源からの一定距離の仮想的な球の上に

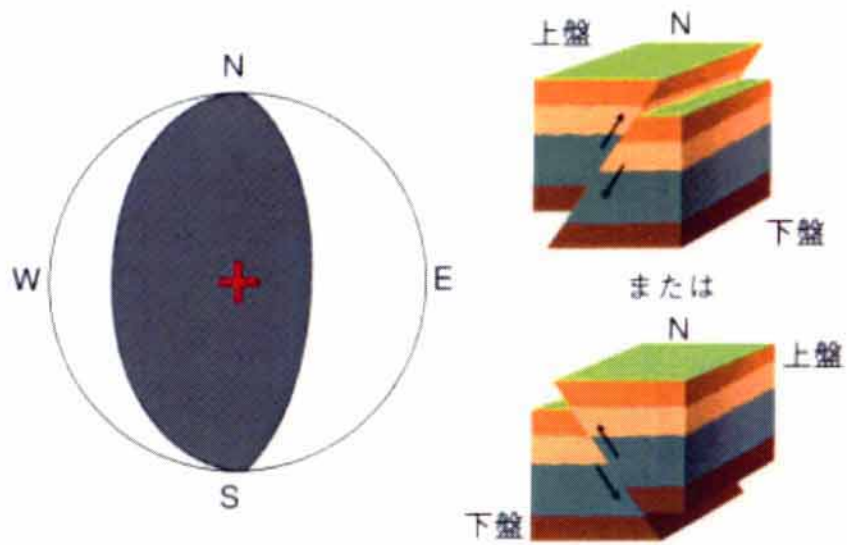
引き戻して表すとわかりやすい。断層運動によるP波の最初の揺れの向きを震源球の上でみると、押しと引きの領域が2つの直交する面を境にして交互に現れる4象限型と呼ばれる分布をする。この直交する面を境にして交互に現れる4象限型と呼ばれる分布をする。この直交する面はP波節面と呼ばれ、このうちの一方が断層のすべり面と平行になっている。一般に、震源球を水平面上に投影し、メカニズム解として表示する。発震機構解は地震の断層のタイプと、そこに働いた力の状態を表している。図10-3～図10-5に、横ずれ断層、正断層、逆断層の例を示す。



押し引きの境界を示す線が円の中心付近で交差すれば横ずれ断層
図10-3 北東-南西圧縮の横ずれ断層の例¹⁹⁾



円の中心付近が引きの領域であれば縦ずれ正断層
図10-4 東西引張の正断層の例¹⁹⁾



円の中心付近が押し領域であれば縦ずれ逆断層

図 10-5 東西圧縮の逆断層の例¹⁹⁾

11. 震源時間関数

地震モーメントの時間微分 $\dot{M}_0(t)$ はモーメントレート関数と呼ばれ、震源における運動の時間的変化を表す。 $\dot{M}_0(t) = M_0 \cdot f(t)$ と書き $f(t)$ を震源時間関数と呼ぶ。 $\dot{M}_0(t)$ そのものを震源時間関数と呼ぶこともある。²⁰⁾

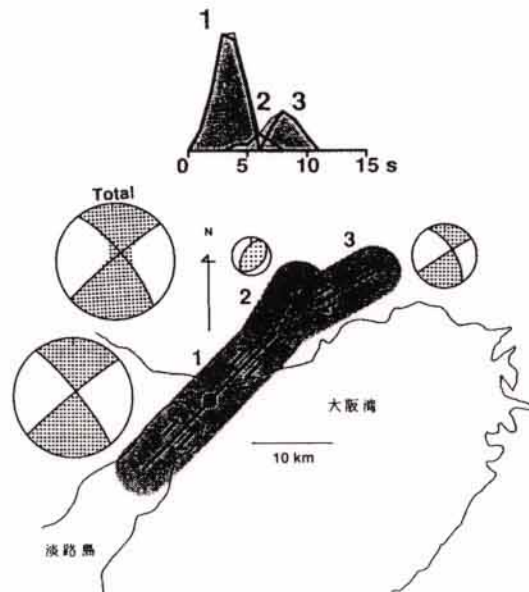


図 11-1 平成 7 年兵庫県南部地震による震源時間関数²¹⁾

図 11-1 は、平成 7 年兵庫県南部地震の震源時間関数である。震源時間関数から、平成 7 年兵庫県南部地震は、それぞれ約 5 秒の継続時間を持つ 3 つのサブイベントからなり、全体でわずか 10 秒間あまりの間に地震が終了していることがわかる。

12. 余震域・余震分布²²⁾

余震が発生する範囲は、空間的な広がりがあり、その範囲を余震域という。本震直後の余震域は、本震で断層が食い違った領域にほぼ等しいため、余震の震源特に、本震直後の余震の震源分布を精度良くかつ詳細に決定することは、本震の震源断層の範囲や位置を知る最も有効な手段の 1 つである。

図 12-1 は、平成 7 年兵庫県南部地震における 1995.1.17,00:00～1.27,09:00 における余震の震央分布と余震活動である。

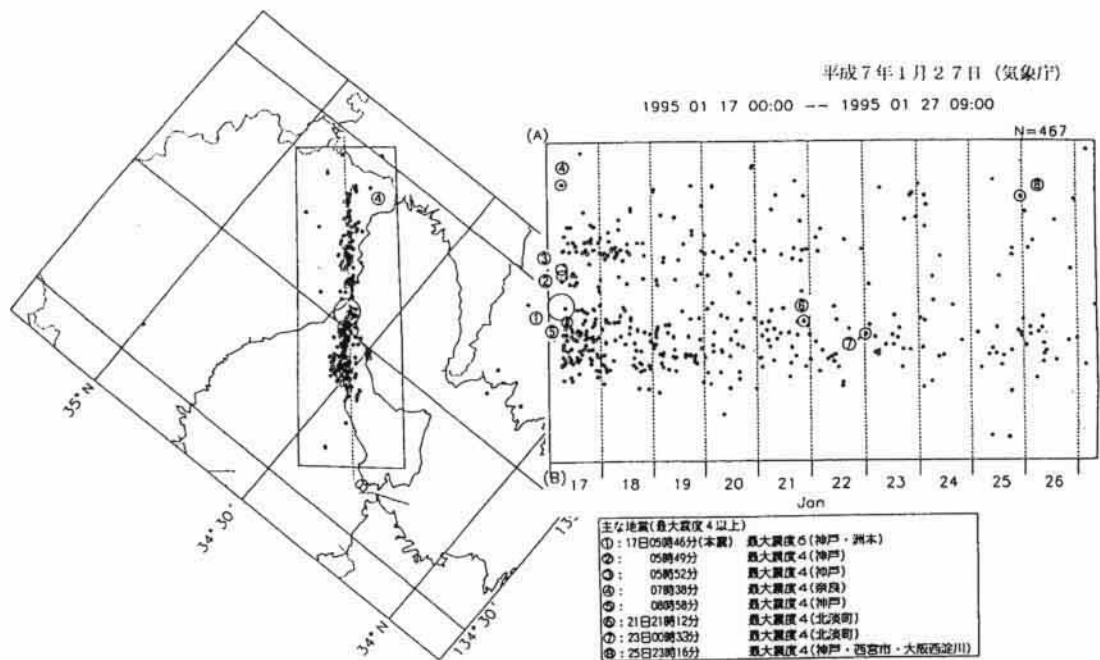


図 12-1 平成 7 年兵庫県南部地震における 1995.1.17～1.27 までの余震域²³⁾

13. 墓石の転倒²⁴⁾

墓石の高さを H cm, 幅を B cm, 重量を W kgf とする。今、地表面が最大加速度 α gal の加速度で震動したとする。この最大加速度と重力加速度の $1g$ (980gal) との比率は、次式で与えられる。

$$k = \frac{\alpha}{g} \quad \text{or} \quad \alpha = k \cdot g \quad (13-1)$$

このような地震動の加速度と重力加速度との比 k が震度である。図 13-1 に示す墓石にはその重量 W の k 倍、 $k \cdot W$ kgf の水平力が働くことになる。これは、図 13-1 に示すように、墓石の重心 G に綱をつけて、図の矢印方向に $k \cdot W$ kgf の力で水平に引っ張ったことに相当する。また、墓石は、地球の中心に向かって W kgf の力で引っ張られ

ていることになる。地震時にすわりの良いどっしりとした墓石は少々加速度では倒れることはないが、背の高い細目の墓石は少しの加速度でも倒れやすい。墓石の幅と高さを測って、綱引きの勝敗を考えると、墓石が倒れるか倒れないかの境目にある震度は、次式で与えられる。

$$k = \frac{B}{H} \quad (13-2)$$

この式を、ウェストの公式と呼ぶ。強震計が開発される前や地震計が設置されていないところに生じた加速度は、式(13-2)を用いて推定してきた。

一般に、墓地にある墓石の数は多いため、測定結果を統計的に処理すれば、地震動の最大加速度のおおよその見当は付けられる。また、墓石ほど簡単な形をした物体は、少なく、何よりも、全国いたるところに、ほぼ同一のプロポーシヨンのものがほとんど無数にある。

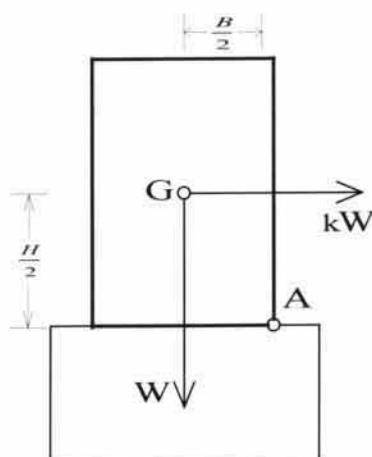


図 13-1 墓石に作用する水平力と重力の関係²⁴⁾

14. 地震基盤，工学的基盤²⁵⁾

地震動は地下数キロにある硬い岩盤から地表に向かって伝わる際に、地表付近の地盤や地形によって屈折，反射を繰り返す，場所により，焦点効果と呼ばれるような揺れの集中が起こったり，揺れが伝わらないところができたりする。このため，地震動は観測する場所によって大きく異なることになる。しかし，地中の深いところでは，地震動はそれほど急変するわけではない。ある広い範囲に渡って地震動がおおむね一定とみなせる硬い地盤，これが地震基盤である。図 14-1 は，地震基盤，工学的基盤および解放基盤の関係を模式的に示したものである。

地震基盤は，地震を起こす硬い岩盤（地核）の最上層に設定されるのが一般で，古い地質年代の非常に硬い岩盤や花崗岩類などを指すことが多く，地核の最上層がこれに相当し，せん断弾性波速度 V_s は 3000m/sec 程度となる。地震基盤は，山間部では浅く，平野部では深い傾向にあり，東京湾周辺では地下数 km に存在する。このため，耐震設計で入力地震動の設定位置を地震基盤とするためには，大規模な地盤調査が必要となり，実際には，地震基盤で入力地震動を設定することはほとんど行われていな

い。

地震動は、地表面近くの地盤（表層地盤）の影響を受けて大きく変化するため、水平面方向への対象範囲を狭めると地震動の性質がおおむね一定とみなせる硬い地盤は、地震基盤よりも浅いところに設定することができる。具体的には、構造物の基礎構造物を支持する支持層等がこれに相当し、せん断弾性波速度 V_s が400~300m/sec程度以上となる地盤である。これを、工学的基盤という。工学的基盤面で想定される入射波が、それよりも深部の地下構造の影響を正しく反映したものであれば、工学的基盤は妥当なものとなる。

図14-1には、解放基盤も示してある。解放基盤は、原子力発電所の入力地震動を設定するために定義される硬い地盤面であり、今からおよそ200万年以前の第三紀といわれる地質年代か、それよりも古い年代に形成された硬い岩盤を指す。

なお、入力地震動を基盤面位置で定義する場合、基盤面が地表に露出しているとみなして、その地表面上で入力地震動を定義することが行われる。その際、地表に露出している基盤面を路頭基盤面とか、解放基盤面ということがあり、図14-1に示す解放基盤とは異なるので注意を要する。

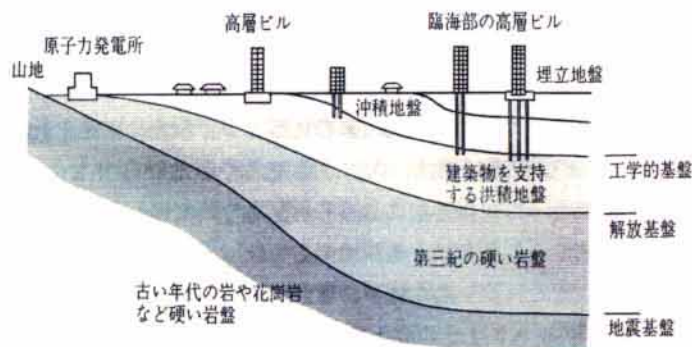


図14-1 地震基盤・解放基盤・工学的基盤の概念図²⁵⁾

15. 強震計による地震観測^{26), 27)}

大地震時の強震地動や構造物の挙動を確実に記録することのできる加速度強震計開発の強い要望から、1951年に「標準強震計試作委員会」が組織された。その直接的な経緯は、1948年の福井地震であるといわれている。1953年に「SMAC」型地震計が試作され、1960年に「DC」型（建設省型の英語略）強震計が製作されている。土木構造物を対象とした本格的な地震動の観測は、建築分野よりは少し遅れており、1964年の新潟地震を契機としている。強震計は、その必要性が広く認識されていくとともに設置台数は増加した。

SMAC型強震計が開発され、多くの強震動記録が集積されて、超高層建築物や長大橋梁等の実現とその動的解析技術の検証や、地震被害と強震動の関係の研究等、耐震

工学の向上に果たしてきた役割は極めて大きい。しかし、設置台数の増加、集積された強震記録の活用・利用分野が拡大されてくると、より良い活用を目指して、SMAC型強震計が持つ様々な問題点が指摘されるようになった。SMAC型強震計は、強震計の記録の上限が $1g$ を目標に設計されている。強震計のダイナミックレンジは概ね $40dB$ であるため、およそ $20gal$ 以下の小さな加速度震幅を記録することができない。たとえば、加速度波形に含まれる長周期成分がそれに相当する。また、SMAC型の振り子の固有振動数は低いため、高い振動数成分に対する応答が小さい。このような特性を有するSMAC型強震計では、長周期成分と短周期成分を精度良く記録できないことになる。例えば、国土交通省土木研究所では、SAMAC型強震計で観測された地震動のうち、その統計解析の範囲を周期 0.083 秒～ 3.0 秒の地震動としている。

IC技術の進歩に伴い、SMAC型強震計もデジタル式地震計にとってかわられるようになった。デジタル式地震計は、広い周期帯に渡って短・長周期地震動を精度良く記録できること、 $0.1gal$ ～ $2000gal$ という小さな震幅から大きな震幅までを精度良く記録できること、そして、一度記録紙に記録されたアナログ記録を、多くは人力によって数値化しなければならないSMAC型強震計と異なり、数値化の誤差を伴わないという点で優れている。また、デジタル式地震計の普及は、耐震工学に一つの問題を投げかけた。1993.1.15平成5年釧路沖地震の釧路気象台記録は約 $920gal$ という大きな最大加速度が観測されたにもかかわらず、その被害が小さいことが指摘されている。これは、SMAC型強震計では精度良く記録できなかった短周期成分をデジタル式地震計では精度良く記録できること、加速度の大きさは短周期成分の大小の影響を受けることで説明できる。デジタル式地震計で記録される加速度波形の最大加速度は、加速度波形に含まれる短周期成分の影響が大きいため、その値は、構造物に与える影響を十分反映したものとなっていない。このような状況下では、最大加速度は単なる1次情報であり参考値である。構造物への影響や被災状況と地震動の関係を説明するには、応答スペクトルやSI値のように応答スペクトルを平均化した量が用いられることが多い。また、現在のコンピュータ技術のめざましい進歩は、デジタル式地震計で記録された地震動記録から、その応答スペクトルやSI値を瞬時に算出してくれる。同様に、コンピューターネットワークの進歩は、デジタル式地震計で観測された地震動を、瞬時に、世界の様々な地域に配信するという世界を実現している。

16. 断層近傍における地震動²⁸⁾

断層には2つの向かい合う力(偶力)が作用している。断層が滑ったとき、周りの変位は方向によって反対向きや0になる。図16-1は、力の向きが水平方向の場合における、S波のパターンを示す。これをラジエーションパターンと呼ぶ。断層の線上では断層に直交する方向に大きな変位となる。長い断層は一瞬で破壊する訳ではなく、破壊開始点にあたる震源から逐次壊れていく。そのとき、破壊が進む方向では震幅が大きくなり、破壊が遠ざかる方向では震幅が大きくなりにくい。図16-2は、断層面を3つの小領域に分割し、断層の破壊が進む方向と断層の破壊が遠ざかる方向に生じる地震動の特性を模式的に表したものである。小領域からの波が時間差を持って重なると、破壊が進む方向では揺れている時間は短いが震幅が大きくなり、破壊が遠ざかる

方向では揺れている時間は間延びするが、震幅は大きくなりにくい。このような断層運動の伝播方向に依存した地震動の増幅は電波と同様に、指向性 (directivity) と呼ばれ、カリフォルニアで観測される地震動のように震源断層近傍の地震動によくみられる。さらに破壊が移動する場合、ラジエーションパターンにも指向性がみられる。図 16-3 は、右横ずれ断層における指向性を模式的に示したものである。図の(a)では、小さな断層では最大速度震幅部分の震動方向が 4 象限型の方位特性をもっている。しかし、図の(b)では、断層が大きさをもち、その破壊が左から右へ進行するとき、断層半ばから右側を中心に全体的に断層直交方向の震動が卓越している様子がわかる。図の(c)は、震動が卓越した断層直交方向に着目したものであり、断層各部から生じた地震動が増幅的に干渉し、その結果、地震動が長周期のパルス状となっている。

図 16-4 は、平成 7 年兵庫県南部地震における断層と地震動速度波形の粒子軌跡を表したものである。震央からみれば、神戸周辺は断層の破壊が進む方向に位置している。断層に直交する方向で震幅が大きくなっていることがわかる。図 16-5 は、平成 12 年鳥取県西部地震に対して描いた断層と速度波形の粒子軌跡である。やはり断層の破壊が進む南東方向では、断層に直交するで震幅が大きくなっている。

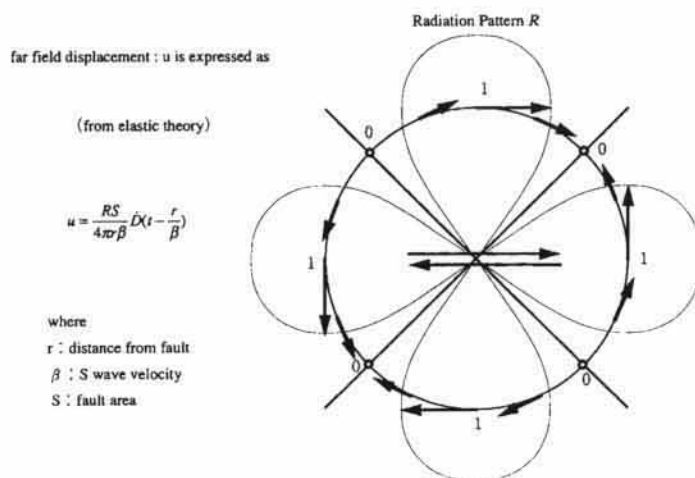


図 16-1 断層に水平方向の偶力が作用するときの S 波のラジエーションパターン²⁸⁾

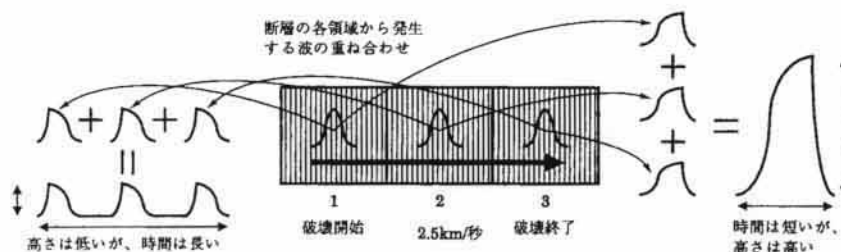


図 16-2 断層運動の伝搬方向に依存した地震動の増幅 (指向性の概念図)²⁸⁾

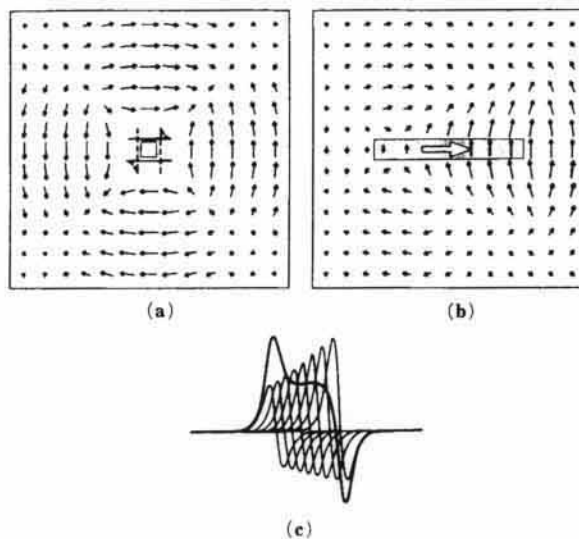


図 16-3 右横ずれ断層における指向性の概念図²⁹⁾

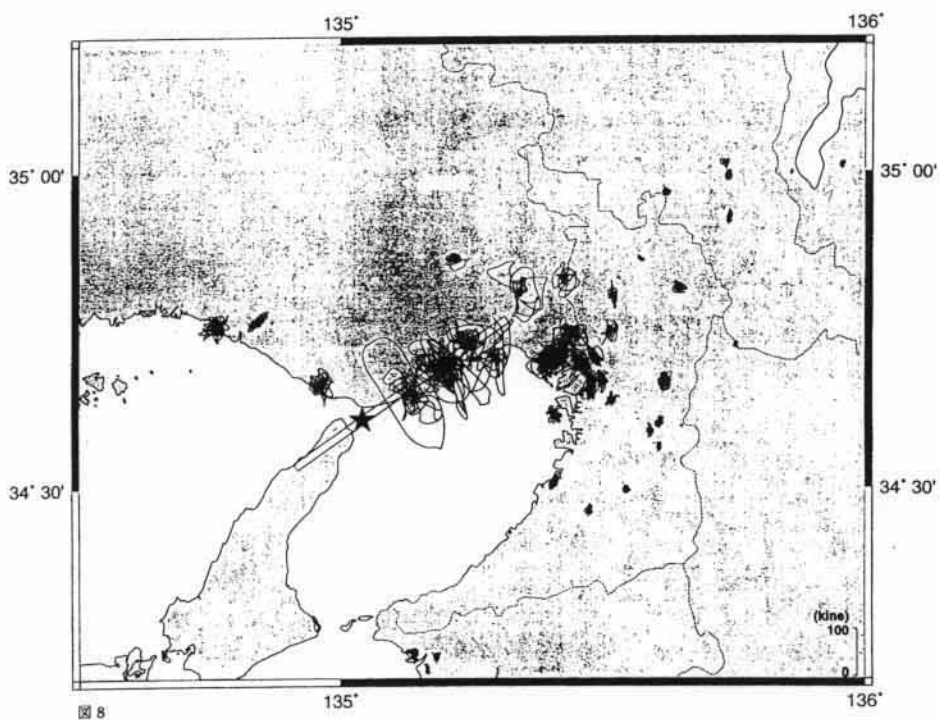


図 16-4 平成 7 年兵庫県南部地震における断層と速度波形の粒子軌跡²⁸⁾

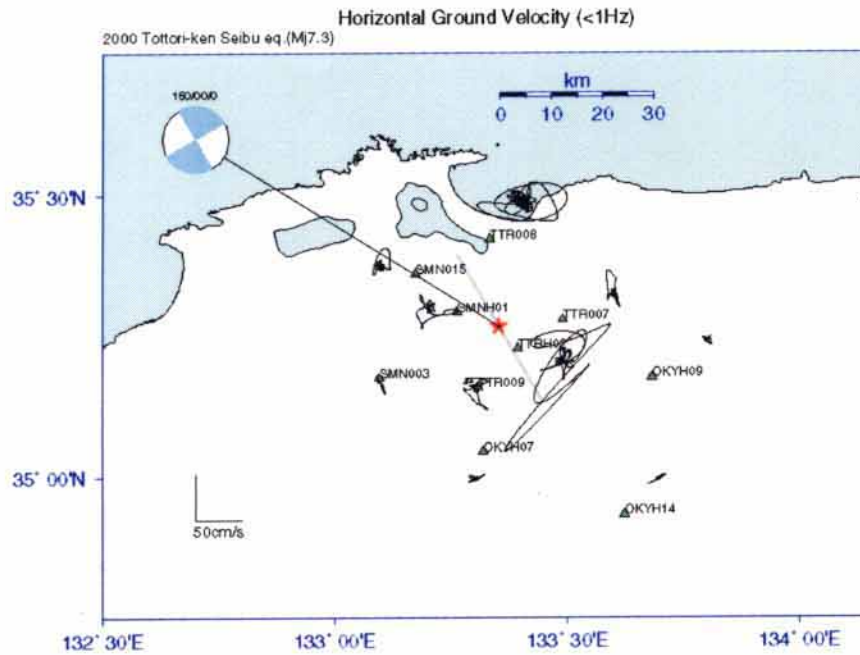


図 16-5 平成 12 年鳥取県西部地震における断層と速度波形の粒子軌跡³⁰⁾

17. 地震動の継続時間

デジタル式地震計で観測された地震動は、地震開始以前の遅延時間（振幅≒零）も観測記録に含まれている。また、地震動の主要動終了後も、非常に小さな振幅（振幅≒零）も記録し続けているため得られる波形の観測時間は非常に長いものとなる。理学分野と異なり工学では、ある程度大きな地震動振幅が重要であることから、次式で示される地震動振幅のエネルギー累積量が全観測時間のそれに対して 5%～95%になる区間を地震動の継続時間と定義することがある³¹⁾。

$$\int_0^{t_{all}} \ddot{x}(t)^2 dt \quad (17-1)$$

ここで、 $\ddot{x}(t)$: 加速度, t_{all} : 地震動の全観測時間である。

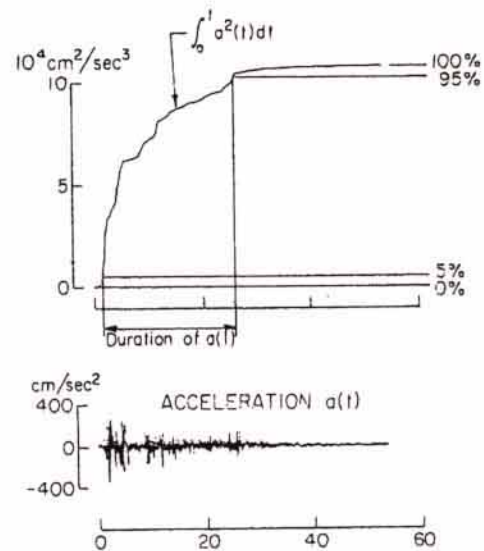


図 17-1 観測された地震動の継続時間の定義³¹⁾

19. スペクトル強度 SI 値

スペクトル強度 SI 値は、固有周期 0.1 秒～2.5 秒区間における減衰定数 20% の速度応答スペクトル $S_V(T, h=0.2)$ の平均値と定義され、次式で与えられる³²⁾。

$$SI = \frac{1}{2.4} \int_{0.1}^{2.5} S_V(T, h=0.2) dT \quad (19-1)$$

大崎は、固有周期 0.1 秒～2.5 秒区間における速度応答スペクトルの平均値を求める理由として、ある程度剛性が高い構造物では、主要な固有周期帯は、概ね 0.1 秒～2.5 秒の間にあるものと考えられるとしている³³⁾。構造物の固有周期は、短周期から長周期にかけて様々なものがあり、構造物を構成する部材が塑性化した場合には、その固有周期も変化（長周期化）するため³³⁾、式 (19-1) のような平均化の操作を行った応答スペクトルの方が、最大加速度よりも地域の被災状況との対応が良いことが知られており、地震時の交通管制や都市ガスの遮断等を判断するための指標として SI 値が採用されることが多い^{32), 34)}。

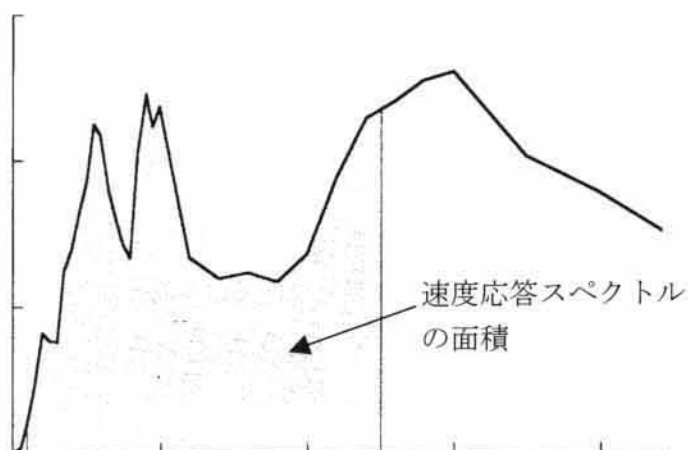


図 19-1 スペクトル強度 SI 値の概念図

20. 加速度応答スペクトル

地震動が構造物に与える影響を直接確認する方法に震動実験がある。これは、加振台の上に対象となる橋梁もしくはその模型を置き、その加振台を鳥取県西部地震で観測された地震動で震動させるというものである。現実には、震動実験は非常に高価であり、対象とする橋梁毎にこのような実験を行うことは不可能である。このため、多数の橋梁の性質を固有周期と減衰定数で代表させ、コンピュータの中で震動実験を行うのが、図 20-1 に示す応答スペクトルである。図に示すように、いろいろな固有周期 T と減衰定数 h を有する柱を加振台の上に置き、加振台を地震動で震動させ、各柱の頭部に設置された加速度計で加振台が震動することによって生じる柱頭部の加速度応答波形を計測する。そして、各柱の加速度応答の最大値を縦軸に、柱の固有周期を横軸にとりその交点を一つの線で結んだものが加速度応答スペクトルである。これを、橋梁の減衰定数毎に作成すれば、ある地震動がいろいろな橋梁に与える影響を加速度応答の大小で比較することができる。さらに、ある橋梁に対して、いろいろな地震動から得られた加速度応答スペクトルを比較すれば着目している橋梁がどの地震動の影

響を最も強く受けるかを知ることができる。加速度応答に着目するのは、得られた最大加速度を重力加速度 g で除した震度は、橋梁の耐震設計に用いる設計水平震度に相当するからである。震度は、橋梁の自重の何割に相当する水平力が地震時に作用するかを表した無次元量であり、対象とする地震動によって橋梁に生じる震度と橋梁の耐震設計で考慮した設計水平震度の大小関係や、対象とする地震動が、性質が異なる橋梁に与える影響の大小を容易に比較できるという利点を有している。

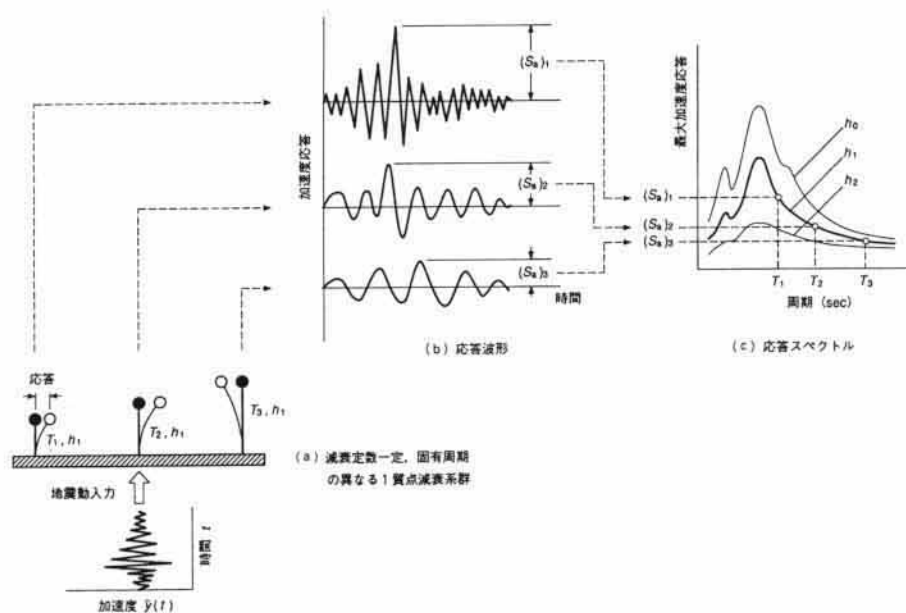


図 20-1 弾性加速度応答スペクトルの概念³³⁾

21. 所要降伏水平震度スペクトル

図 21-1 は、加速度応答スペクトルと同様にコンピュータの中で震動実験を行ったものである。加速度応答スペクトルと異なるのは、加振台には固有周期だけでなく、固有周期は同じであっても降伏水平耐力が異なる柱を多数載せていることと、加速度ではなく変位を計測する点である。そのため、同じ固有周期を有する柱であっても、降伏水平耐力が小さい柱には大きな塑性変形が生じ、降伏水平耐力が大きい柱には小さな塑性変形が生じることになる。その塑性変形を降伏水平変位で除して応答塑性率をもとめ、同じ応答塑性率毎に、柱の固有周期を横軸に、降伏水平耐力を自重で除した降伏水平震度を縦軸にとり、その交点を線で結んだものが所要降伏水平震度スペクトルである。応答塑性率は、構造物の損傷の度合いを示す指標としてよく用いられている。このように、所要降伏水平震度スペクトルは、橋梁に生じる変位を、耐震設計で許すことができる塑性変形以下にとどめるために橋梁に与えなければならない降伏水平耐力の下限値を、水平震度の形で示したものである。所要降伏水平震度スペクトルを用いて、対象とする地震動によって実在する構造物に生じる損傷が、許容できる損傷レベルにあるかどうかを判定することができる。例えば、許容できる損傷レベルが応答塑性率 4 であれば、応答塑性率 4 の所要降伏水平震度スペクトル上に、実際の構

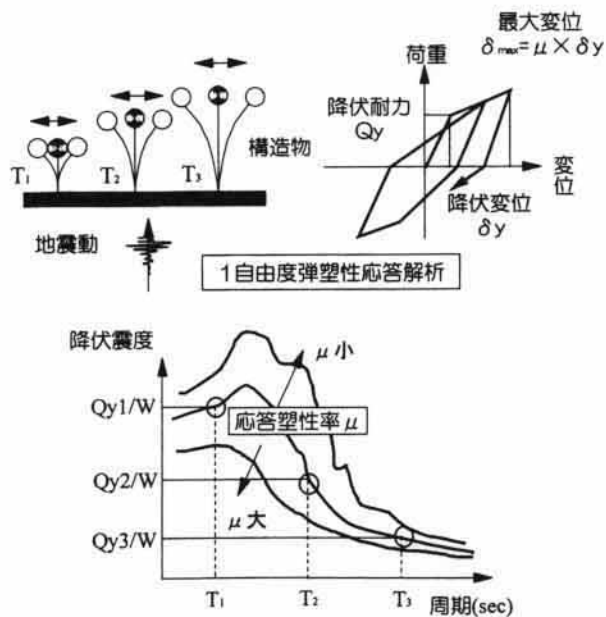


図 21-1 所要降伏水平震度スペクトルの概念 ³⁵⁾

造物の固有周期と降伏水平震度をプロットする。このプロットした位置が、所要降伏水平震度スペクトルよりも下側にあれば、その造物の降伏水平耐力が足りないため応答塑性率が4よりも大きな損傷が生じることになる。逆にプロットされた位置が所要降伏水平震度スペクトルよりも上側にあれば、その造物の降伏水平耐力は十分であり、生じる損傷レベルは応答塑性率4よりも小さくなる。

参考文献

- 1) <http://www.k-net.bosai.go.jp/>
- 2) <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
- 3) 国立天文台編：理科年表，pp.地 152-地 154，丸善，2000.11.
- 4) <http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/CSS/>
- 5) <http://www3.justnet.ne.jp/~m-nasuno/magni.htm>
- 6) <http://www3.justnet.ne.jp/~m-nasuno/Wave.htm>
- 7) 地震動編集委員会：ジオテクノート⑨地震動，pp.9-12，(株)地盤工学会，1999.3.
- 8) <http://www3.justnet.ne.jp/~m-nasuno/decide.htm>
- 9) 安藤雅孝，吉井敏尅編：理科年表読本地震，pp.49-55，丸善，1993.3.
- 10) 松田時彦：動く大地を読む，pp.7-9，岩波書店，1992.11.
- 11) <http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/10.htm>
- 12) 佐藤良輔編著，阿部勝征，岡田義光，島崎邦彦，鈴木保典共著：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，pp.23-49，鹿島出版会，1989.3.
- 13) 島村英紀著，地震はどこに起こるのか，pp.43-44，講談社，1993.12.
- 14) http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/CSS/moment_m.html
- 15) 日本列島の地震-地震工学と地震地体構造-，pp.18，鹿島出版会，1991.1.
- 16) <http://kombu.aob.geophys.tohoku.ac.jp/~igarashi/syuuron.html>
- 17) 安藤雅孝，吉井敏尅編：理科年表読本地震，pp.62-65，丸善，1993.3.
- 18) <http://www3.justnet.ne.jp/~m-nasuno/oshihiki.htm/>
- 19) <http://www.jishin.go.jp/main/mech/f2-8.htm>
- 20) 宇津徳治著：地震活動総説，pp.124，東京大学出版会，1999.12.
- 21) 菊池正幸：遠地実体波による震源のメカニズム，月刊地球，号外 No.13，pp.47-53，海洋出版，1995.8.
- 22) 鹿島都市防災研究会編著：都市・建築防災シリーズ1，大都市と都市災害，pp.58-59，鹿島出版会，1996.8.
- 23) (株)日本建築学会：1995年兵庫県南部地震災害調査速報，pp.9，1995.3.
- 24) 大崎順彦著：地震と建築，pp.66-69，岩波新書240，1983.8.
- 25) 鹿島都市防災研究会編著：都市・建築防災シリーズ1，大都市と都市災害，pp.117-118，鹿島出版会，1996.8.
- 26) (株)日本建築学会：地震動と地盤-地盤震動シンポジウム10年の歩み-，pp.225-251，1983.7.
- 27) 川島一彦，相沢興，高橋和之：最大地震動及び地震応答スペクトルの距離減衰式，土木研究所報告，第166号，pp.14-17，1985.9.
- 28) 福島美光：震源近傍における強震動のシミュレーションと強震動予測，セミナーテキスト，pp.3-4，2000.6.
- 29) 額瀨一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，科学，Vol.66，No.2，pp.93-97，1996.2.
- 30) <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.wave.html>
- 31) 理論地震動研究会編著：地震動-その合成と波形処理-，pp.112，鹿島出版会，1994.2

- 32) 財団法人土木研究センター：建設省災害情報システム・ガイドライン（案）抜粋，pp.248～249，1993.1
- 33) 大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門，pp.148，鹿島出版会，1994.5
- 34) 研究代表者山崎文雄：文部省科学研究費（No.08248105）特定領域研究(A)(1)計画研究 C-1，社会基盤システムの実時間制御技術Ⅲ，東京大学生産技術研究所耐震防災工学研究室，2000.3
- 35) 運輸省鉄道局監修，鉄道総合技術研究所編：鉄道構造物等設計標準・同解説，耐震設計，pp.394，1999.10

