



知っておきたい基礎シリーズ

連続テーマ「地震と地震動」①

知っているようで知らない地震と地震動の話 —まずは震度とマグニチュードの違いについて



■地震と地震動の話

この「知っておきたい基礎シリーズ」では今回から連続テーマとして、地震と地震動にまつわる話題をその都度とりとめもなく取りあげて、気の向くままに解説していきたいと思います。

最初の話題は震度とマグニチュードの違いについてです。その前に「地震」と「地震動」は同じではないという話をまずお断りしておく必要があります。「地震」はまさに地面を揺らすその原動力であって、自然地震はすべてからく断層運動＝地球内部における急激な破壊の生成によって引き起こされます。その地震の破壊運動が生み出した波が地球内部を伝わって我々の住む地表面に届いた時にそれが地震動＝地面の揺れとして認識されます。

震度はある場所の「地震動」の強さを表し、マグニチュードは「地震（震源）」の規模を表している、ということは多くの方がご存じのことと思います。良く譬えられるのは、マグニチュードは光源の明るさ＝輝度に相当し、震度は照らされている面の明るさ＝照度に相当するという対応関係です。しかしこれは震度も照度も揺れや光を受ける場所の情報量であり、マグニチュードも輝度もそれを生成した発生源の情報量であること以上に共通点はありません。輝度とマグニチュードの尺度としての大きな違いは、前者は光源が放つ光の強さを直接表した物理量であるのに対して、マグニチュードは震源の規模を表す便利な尺度として発案された値に過ぎず、物理量ではありません。同様に震度も揺れの強さを表す便利な尺度として発案された値で、物理量ではありません。もちろん物理量と全く無関係に導かれたわけではなく、ちゃんと繋がりはありますので安心してください。ただし「マグニチュードは地震のエネルギーを表す尺度である」というような解説をされている入門書やweb siteがありますが、エネルギーとの関係はマグニチュードが定義された後で導かれたもので（Kanamori, 1977）¹⁾、最初からエネルギーを定義に使っていたわけではありません。

■マグニチュードとは？

ではマグニチュードの定義はどのようになされているのでしょうか？実はマグニチュードには何十種類もあって、その解説をするだけでこのシリーズは終わってしまいますので、ここでは一番最初にそれを定義したRichter (1935)²⁾の定義（これをローカル・マグニチュードと呼び M_L と表記します）と、その後大きな地震学上の発展を経てHanks and Kanamori (1979)³⁾が、それ以前のマグニチュードと整合性のある値として震源の物理量に直結する形で提案された定義（これをモーメント・マグニチュードと呼び M_w と表記します）について解説します。

Richter (1935)²⁾はCaliforniaで得られた観測記録の変位振幅が距離によって一定の割合で減少することを見出し、距離を補正することで地震の規模が把握できると考えました。定義はWood-Anderson式地震計で捉えられた水平変位の最大振幅（ミクロン）を100 km相当に換算し、その対数を取るという単純なものです。ここで重要なことは、この M_L の定義では観測された地表面変位の最大値の「対数（常用対数）」を用いているということと、定義に震源そのものの情報は含まれていないということです。当時はまだ「地震は断層運動で発生する」ということすらコンセンサスは得られていなかったもので当然のことです。地震の規模と地震動の関係の概念図を図-1に示しました。

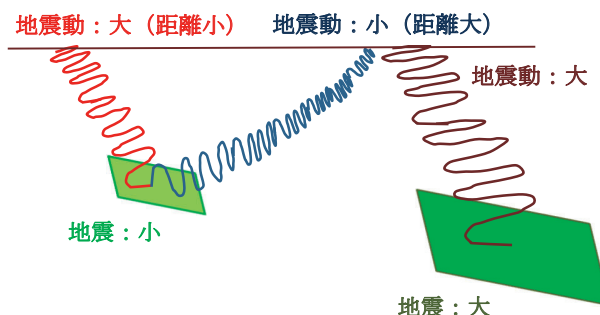


図-1 大地震と小地震から生成される地震波とそれがある距離伝播したのち地表面で観測される地震動の概念図

このWood-Anderson式地震計は振り子の周期が0.8秒の短周期地震計で、短周期の地震波成分はある規模以上の地震では規模に比例しなくなってしまう（比例はするが傾きが小さくなる）ので、求められる規模に上限があります。よって M_L は大体 $M \sim 7$ で飽和すると言われています。ちなみに我が国では坪井(1954)⁴⁾が、気象庁の設置した6か所の気象台で観測された変位記録（地震計の卓越周期は4～5秒とされている）の最大値を距離補正し対数を取ってマグニチュードを求める坪井式を提案し、 $M_{5.5}$ 以上の浅い地震では今でも気象庁はそれを踏襲した気象庁マグニチュード(M_{JMA})を使っています。この M_{JMA} は大体 $M \sim 8$ で飽和すると言われています。

■震源の真の規模とは？

このように、当初は距離補正した観測変位最大値の対数でもって経験的な地震規模の尺度として導入されたマグニチュードでしたが、震源の本当の規模を表す物理量との関係は不明のままでした。ここで言う震源の本当の規模とは、震源の長さ L 、幅 W 、そしてその断層面上の滑り量 D です。この震源の本当の規模の情報とマグニチュードが関連づけられるためには地震動を発生させる断層運動と生成される地表面変位とを結びつける理論解が必要でした。それを導いたのがMaruyama(1963)⁵⁾であり、それを1964年新潟地震に適用して地震モーメントという震源の最も重要な基本物理量を求めたのがAki(1966)⁶⁾でした。地震モーメント M_0 とは以下の量です。

$$M_0 = \mu * L * W * D \quad (1)$$

ここで μ は断層面が存在している場所（地殻orマントル）のせん断剛性です。それは次元でいえば単位面積当たりの力（応力）で、それに断層面積 $S=L*W$ を掛けてさらに滑り量 D を掛けるので、 M_0 はモーメントの次元を持った物理量になります。なぜ震源の基本物理量がモーメントの次元を持っているのかについて簡単に説明すると、断層運動とは一つの面の側と対応する面の側が逆方向に動くものなので、両者は一対のものであり、それによって断層面周りに回転モーメントが生じていると解釈できます。しかし実際には断層運動は平行な平面に生じるせん断運動であり回転はしません。それは実はそれと逆向きの回転モーメントが断層面に作用しているためで、これを複双力源（ダブルカップル・フォース）と呼びます。

この M_0 （単位は $N \cdot m$ ）を用いて求めるマグニチュードがモーメント・マグニチュード M_W で、元の関係式は

$$\log M_0 = 1.5 M_W + 9.1 \quad (2)$$

であり、その逆関係

$$M_W = 0.667 \log M_0 - 6.07 \quad (3)$$

で M_W は定義されています（なお原著論文³⁾ではcgs単位系なので切片が違います）。 M_0 は(1)式が示すように断層面上の静的な物理量で定義されており、観測最大変位のような特定の周波数帯域を持っていないので、どんな大きな地震でも飽和することがありません。過去最大の地震のマグニチュードが1960年チリ地震の $M_{9.5}$ であると言われているのはこの M_W で測った値ですし、2011年東北地方太平洋沖地震の $M_{9.0}$ も M_W です。

しかし(1)式の静的な物理量から M_W を求めることは必ずしも容易ではなく、実際には地球全体をカバーするように配置された卓越周期が50秒以上の広周波数帯域(Broadband)地震計を用いて、スペクトルが一定値となる長周期側の変位スペクトル振幅値から M_0 を推定しています。これをCMT解の M_0 と呼びます。それによって地震終了後数分～数十分以内に M_W を求めて速報することができます。我が国では防災科学技術研究所が日本周辺の地震に対してルーティンとしてCMT解を決定し公表しています(<https://www.fnet.bosai.go.jp/>)。

なお(3)式の切片は M_W が従来の M に等しくなるようにHanks and Kanamori(1979)³⁾が決めたもので、その後多くの研究でそれは支持されているので、 M_{JMA} も飽和するまでは M_W と同じであるべきなのですが、実は内陸地殻内地震に限り、両者には系統的な差があることが指摘されていました。図-2は我が国の地震で $\log(M_0)$ と M_{JMA} がどう対応しているかを改めて検討した結果⁷⁾で、 $M_{JMA} \geq 5.5$ の地震では M_{JMA} は M_W （紫線）より平均的に0.356だけ大きいことがわかりました。この原因については表面波の影響とされていますが現時点でよくわかっていません。ちなみに海溝型の地震ではこの偏差はなく、 M_{JMA} は飽和するまで M_W に等しいことがわかっています。

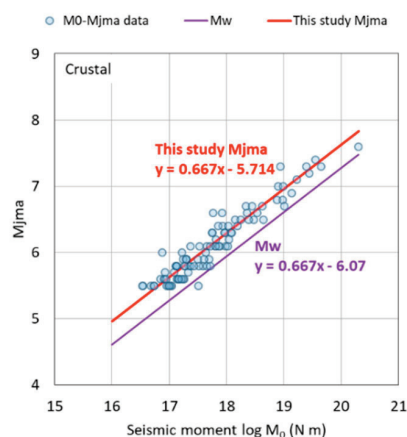


図-2 地震モーメント M_0 の対数（横軸）と気象庁マグニチュード M_{JMA} （縦軸）の関係（○が個別地震の値）

ここで(2)式の M_W の係数が1.5となっていることの物理的意味を解説しておきます。実は地震の規模を表す基本物理量の $L \cdot W \cdot D$ はある上限に達するまではどれも比例的に大きくなります。つまりこれら基本量の対数はそれぞれが M_W と0.5の傾きで結ばれているということです。これをスケーリング則と言います。よって M_W が1大きくなったら L も W も D も $\sqrt{10} = 3.2$ 倍に、2大きくなったら10倍になります。ただ、 L は隣接する断層面に破壊が進展することでどんどん大きくなることがありますが、 W は陸域では10~35 km、海域では100~200 kmで破壊領域の上限(浅い側は当然地表面が上限となる一方で、深い側が破壊域の限界に達するので「下限」と呼ぶべきですね)に達します。これは、その範囲よりも深い部分では断層面に延性的性質が現れて歪が蓄積できなくなるからです。 $L \cdot W \cdot D$ の間に単純な比例関係が成立するのは、この上限に達するまでの間です。

以上のように、マグニチュードは地震の規模を表す便利な尺度ですが、それと震源の基本物理量との関係はなかなか複雑でよくよく注意する必要があります。 M_W の推定精度はどの程度かという、実は L も W も D も全部推定値で直接把握することは困難なので、研究者や評価方法によって ± 0.2 程度の差が生じます。これは(2)式から M_0 で倍/半分の違いに相当します。それが大体我々の震源基本量の推定誤差だと言えます。

最後に、上述の観測変位の卓越周期帯域による M の飽和(頭打ち)現象について解説を加えておきます。

震源から放射される地震動は地震規模に依存した特定の周期特性を持っています。震源から放射された地震動のスペクトル(震源スペクトル)を求めると、ある周期までは一定ですが、そこから急激に短周期成分が減少する特性が得られます。この減少開始の分岐周期をコーナー周期 T_c と言い、その周期以下の短周期成分(高周波数成分)のスペクトルは周波数(周期の逆数)の2乗で減少することが観測されているので、これを ω^{-2} モデル(オメガ・スクエア・モデル)と呼んで、地震動の評価に利用してきました。このコーナー周期 T_c (あるいはその逆数のコーナー周波数 f_c)はある条件下では地震モーメントの1/3乗に比例(f_c では反比例)することがわかっています。

それはさておき、この T_c よりも長周期域では震源スペクトルは地震モーメント M_0 に漸近します。マグニチュードの決定周期が例えば M_{JMA} のように5秒だったとき、 T_c が5秒よりも長い巨大地震ではその最大変位は M_0 には比例していないことになります。これが、決定周期が十分長周期でない最大変位を使うとマグニチュー

ドが飽和してしまう理由です。図-3にはスペクトル分離という手法で得られた内陸地震の変位の震源スペクトルを M_{JMA} で概ね0.5~1.0間隔になるように代表的な地震を選定して図化しました。滑らかな曲線は観測値にフィットさせた ω^{-2} モデルです。

ここで誌面が尽きてしまったので震度の話は次号に廻させていただきます。震度が何故今のような震度になっているかについて詳しく解説したいと思います。

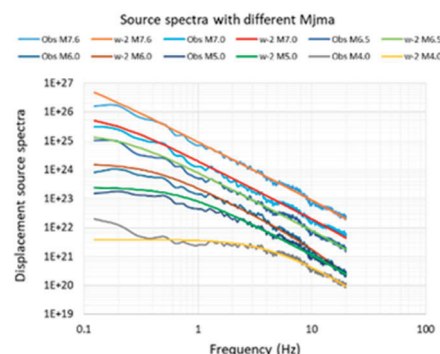


図-3 Mの異なる地震の変位スペクトルの周波数特性

【参考文献】

- 1) Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes. J Geophys Res 82: 1981–1987, doi: 10.1029/JB082i020p02981.
- 2) Richter, C.F. (1935) : An instrumental earthquake magnitude scale”, B Seismo Soc Am 25 (1) : 1–32, doi: 10.1785/BSSA0250010001.
- 3) Hanks, T. and H. Kanamori (1979) : A moment magnitude scale, J Geophys Res 84: 2348–2350, doi: 10.1029/JB084iB05p02348.
- 4) 坪井忠二 : 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, 地震, 7巻, 3号, pp.185-193, 1954, doi: 10.4294/zisin1948.7.3_185.
- 5) Maruyama, T. (1963) : On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism, B Earthq Res Inst 41: 467–486, <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33709>.
- 6) Aki, K. (1966) : Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, B Earthq Res Inst 44: 73–88, <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33586>.
- 7) 川瀬博・仲野健一・入倉孝次郎 : 内陸地震に対する気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係の再評価とそれに基づくスケーリング則の提案, 日本地震工学論文集, Vol.25, No.11, pp57-80, 2025, doi:10.5610/jaee.25.11_57.

お問合せ先

試験研究センター 構造部 数値解析室
ベトゥヒン・アナトリ、川瀬 博
〒565-0873 吹田市藤白台5-8-1
Tel.06-6834-5317 Fax.06-6155-5367
E-mail : anatoly@gbrc.or.jp, h-kawase@gbrc.or.jp