

平成30年度原子力規制庁請負調査報告書

震源断層を特定した地震の強震動予測手法
(「レシピ」)の解説

—主に活断層で発生する地震の特性化震源モデルの設定について—

京都大学 名誉教授

釜江克宏

目次

第1	はじめに（地震や地震動とは何か）	5
1	本解説の目的等	5
2	地震とはどのようなものか	5
3	断層等について	9
4	地震波及び地震動等について	12
第2	地震本部について	14
1	地震本部の役割について	14
2	地震調査委員会及びその下の部会等について	15
第3	「地震本部レシピ」について	18
1	「地震本部レシピ」の策定目的	18
2	「地震本部レシピ」の策定経過	19
第4	「地震本部レシピ」の構成	20
第5	震源のモデル化について	21
1	特性化震源モデル	21
2	巨視的震源特性に関するパラメータの設定	24
(1)	震源断層モデルの位置と構造（位置・走向・セグメント）の設定	25
	ア 位置・走向の設定方法	26
	イ セグメントの設定方法	27
(2)	震源断層モデルの面積や地震規模を決める方法（いわゆる（ア）法と（イ）法）	28
(3)	震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜角の設定	29
	ア 震源断層モデルの長さ・幅を設定することの意味	31
	イ 震源断層モデルの深さ・傾斜角を設定することの意味	31
	ウ 震源断層モデルの幅・深さ・傾斜角の設定方法	32
	エ 震源断層の幅の設定に用いた入倉・三宅(2001)による方法	34
(4)	地震規模（地震モーメント M_0 ）の設定	37
	ア 地震モーメント M_0 とは	37
	イ 地震モーメント M_0 の設定方法	38
	ウ Somerville et al. (1999) に基づく第1ステージについて	39
	(ア) Somerville et al. (1999) の概要	40
	(イ) 震源インバージョン解析について	40
	(ウ) トリミングについて	41

(エ)	震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式	41
エ	入倉・三宅(2001)に基づく第2ステージについて	44
(ア)	入倉・三宅(2001)の概要	45
(イ)	震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式	45
(ウ)	入倉・三宅(2001)が用いた地震データ	48
a	強震動観測体制の移り変わり	48
b	Wells and Coppersmith(1994)の地震データが用いられた理由	51
オ	Somerville et al.(1999)及び入倉・三宅(2001)による経験的關係式の検証	52
(5)	セグメントごとの地震モーメント M_0 の設定	53
(6)	震源断層モデルの平均すべり量の設定	54
3	微視的震源特性	55
(1)	アスペリティの位置・個数の設定	56
ア	アスペリティの位置の設定	56
(ア)	アスペリティ位置の重要性	56
(イ)	アスペリティの位置の設定方法	56
イ	アスペリティの個数の設定方法	57
(2)	アスペリティの面積 S_a の設定	58
ア	アスペリティの面積 S_a とは	58
イ	アスペリティの面積 S_a の設定方法	58
(ア)	ケース a	58
a	ケース a で用いられる短周期レベル A とは	59
b	ケース a におけるアスペリティの面積 S_a の設定方法	63
c	壇ほか(2001)による短周期レベル A	64
(a)	壇ほか式の概要	64
(b)	壇ほか式の内容及びその合理性等	64
(イ)	ケース b におけるアスペリティの面積 S_a の設定方法	67
(3)	アスペリティ及び背景領域の平均すべり量の設定	67
(4)	震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力	68
ア	静的応力降下量の設定方法	69
(ア)	円形破壊モデルを仮定できる規模の震源断層の場合	69
(イ)	円形破壊モデルを仮定できない長大な断層の場合	70
イ	背景領域の実効応力の設定方法	70
(5)	f_{max} とその設定方法	71

ア	fmax とは.....	71
イ	fmax の設定方法.....	71
(6)	平均破壊伝播速度の設定.....	72
(7)	すべり速度時間関数の設定.....	72
(8)	すべり角の設定.....	73
4	その他の震源特性の設定.....	75
(1)	破壊開始点の設定.....	75
ア	破壊開始点の設定が地震動評価に与える影響.....	75
イ	破壊開始点の設定方法.....	76
(2)	破壊形態の設定方法.....	77
第6	「地震本部レシピ」の検証.....	78
1	平成12(2000)年鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法 の検証について.....	78
2	平成17(2005)年福岡県西方沖地震の観測記録を利用した強震動評価手 法の検証について.....	79
参考	81
引用文献 (アルファベット順)	97

第1 はじめに（地震や地震動とは何か）

1 本解説の目的等

本解説は、地震調査研究推進本部（以下「地震本部」といいます。）地震調査委員会が公表している「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ）」¹の一部分²について、できる限り平易に解説することを目的としています。

まず、地震や地震動とは何かなどについて簡単に説明します。

2 地震とはどのようなものか

地球の表面は十数枚の巨大な板状の岩盤（プレート）に覆われており、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）。日本の周りには、図1のとおり、4枚のプレートがぶつかりあっています。

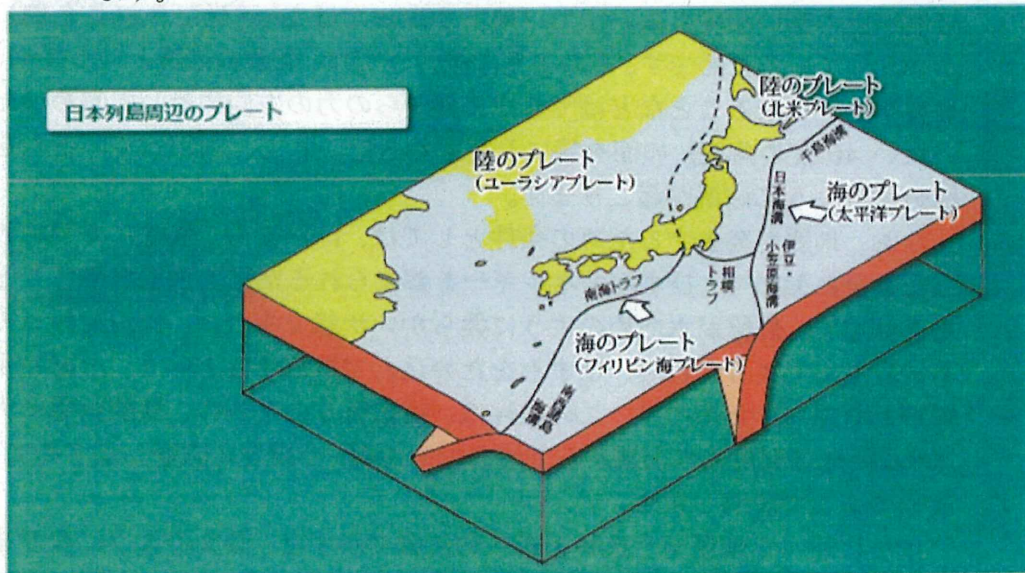


図1 日本列島周辺のプレート

【「地震を正しく恐れる」（地震調査研究推進本部，2017a）³p.4 から引用】

¹ 「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ）」とは、基本的に、平成29(2017)年4月版を指しますが、以前は、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」との名称であり、現在の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ）」との名称となった以後も、改訂等がなされていますので、これらを総称して、「地震本部レシピ」と呼ぶこととします。また、特に時期や名称等の特定が必要な場合には、時期を示すなどして説明することとします。

² 一部分とは、具体的には、特性化震源モデルの設定のうち、「活断層で発生する地震の特性化震源モデル」についての部分（「地震本部レシピ」の1～15ページに該当）で、この用語や内容等については後に説明します。

³ 地震調査研究推進本部（2017a）：地震を正しく恐れる

図 1 にある日本列島の太平洋側の日本海溝や南海トラフ⁴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側に引きずり込まれています。

この結果、プレート境界付近や陸の岩盤には大きな力が加わります。この力により岩盤は次第に変形するとともに、岩盤中には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。さらに、力を加え続けると、蓄えられていたひずみがある限界を超え、ある弱い面（断層面）を境にして岩盤が破壊され、断層面に沿って断層面の両側の岩盤がすべって、ずれ動く現象（断層運動）が生じて、地震が発生します。断層運動とは、簡単にいうと、断層がずれる運動のことです。この地震を起こした又は起こす地下の断層のことを「震源断層」といいます。

このように、岩盤に大きな力が加わった場合において、断層面を挟んで岩盤がずれるという形で破壊する理由は、地下にはすき間がなく、通常数百度以上の高い温度と高い圧力（地下 10km では 1cm^2 当たりおよそ 3t）がかかっているためです。そのような条件下では、岩盤の破壊といっても、岩盤が粉々になることなどはできず、外からの力の方向に対して斜め（だいたい 45 度の角度）の面を境にしてずれを起こして、加わっている力を解放するように破壊が起こります。

なお、地震が発生するための条件としては、ほかにも、岩盤に力が加わった場合において、ひずみエネルギーを蓄えられるだけの強度があることも必要です。岩盤が水あめのように柔らかい状態であれば、力が加わっても流動してしまうだけで、ひずみをため込んで破壊するという、上記の現象が起き得ないためです。この条件は、後記第 5 の 2(3)の、震源断層モデルの幅（地震発生層の上端から下端までの距離）の設定に影響しますので、改めてそこで説明します。

以上に述べた地震発生過程を模式的に図で示すと、図 2 のようになります。なお、この図は、後述する活断層で発生する地震の横ずれ断層を念頭においた図になります。また、図 2 の「3」にある「震源」とは、破壊が最初に生じた地点のことをいいます。

⁴ 海溝もトラフも、海底の溝状の地形のことをいい、一般的には、海のプレートが沈み込む部分になります。深さがあり、傾斜が急で、幅が狭いものを「海溝」と呼び、海溝に比べ浅く、傾斜が緩やかで、幅が広いものを「トラフ」と呼びます。

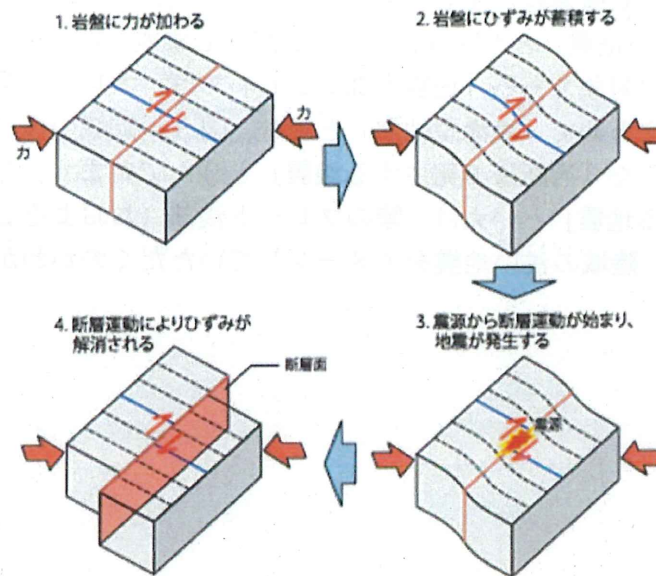


図2 地震の発生過程

【「地震がわかる！」地震調査研究推進本部(2017b)⁵p.7 から引用】

なお、図2では、断層面全体が一斉にずれている図になっていますが、実際は、断層面全体が一斉にずれるわけではなく、断層面のある点（震源）で破壊が始まり、破壊が伝播しながらずれを生じ、やがて破壊やずれが止まるとい現象です。また、図2では、断層面のどの点も、同じ量だけ、同じ方向に動いているようになっていますが、実際には、破壊の結果、断層面のどこも同じ方向に同じ量だけ均質にずれるものではなく、断層面の破壊が伝播していく中で、例えば、断層面上のある部分は1mずれたのに対し、ある部分は5mずれたなどと、ずれる量が異なることになります。

地震をその発生の場所で大きく分けると、図3のとおり、沈み込む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ることにより発生する地震（「プレート間地震」又は「プレート境界地震」と呼ばれています。本解説では「プレート間地震」と呼びます。）、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発生する地震（図3の沈み込む海のプレート内の地震（スラブ内地震、アウターライズ地震）が該当します。）、陸のプレート内部に蓄積されたひずみにより陸のプレートを構成する岩

⁵ 地震調査研究推進本部 (2017b): 地震がわかる！

盤中で断層運動が生じて発生する地震⁶（図3の陸域の浅い地震⁷（「内陸地殻⁸内地震」とも呼びます。）が該当します。）があります。なお、本解説書の対象である「地震本部レシピ」では、プレート間地震とスラブ内地震をまとめて「海溝型地震」と呼び、図3の陸域の浅い地震（内陸地殻内地震）を「活断層で発生する地震」と呼んでいます。今後、「活断層で発生する地震」といえば、陸のプレート浅部（おおよそ20km以浅）で発生する、陸域の浅い地震をイメージしていただくのがわかりやすいと思います。

⁶ これまでの調査研究により、陸域では、地震を発生させるような硬さを持つ岩盤が存在するのは、せいぜい地下15km～20km程度の比較的浅い深さまでで、それより深いところでは、岩盤に力がかかっても急激な破壊は起こさず、ゆっくり変形してしまうと考えられています。したがって、陸域で発生する規模の大きな地震は、その震源が20km程度より浅くなるが多くなります。

⁷ 図3における「陸域」とは、「陸のプレート」を意味するものであり、現在そこが陸上であるか海底であるかは関係ありません。よって、「陸域の浅い地震」は、陸上のみならず、海域であっても陸のプレート浅部で発生する地震を全て含みます。

⁸ 地球の内部構造は、図4のとおり、鶏の卵に似ており、殻に当たる部分を「地殻」、自身に当たる部分を「マンテル」、黄身に当たる部分を「核」と呼び、外核と内核に区別されています。このうち、「地殻」は、地球の表層を構成する花崗岩（かこうがん）等でできています。なお、地殻の厚さは場所ごとに異なっており、海域では薄く、陸域ではおよそ40kmと厚いものとなっています。

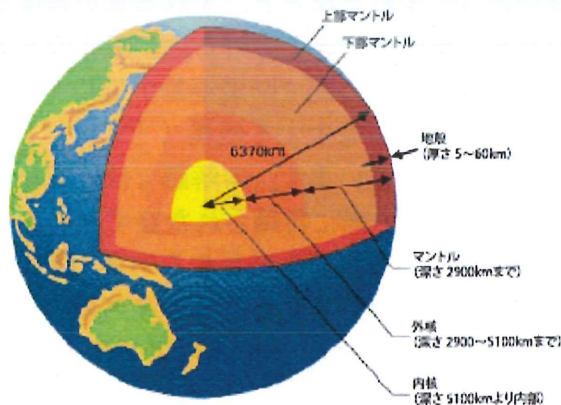


図4 地球の内部構造
【「地震がわかる！」p.24から引用】

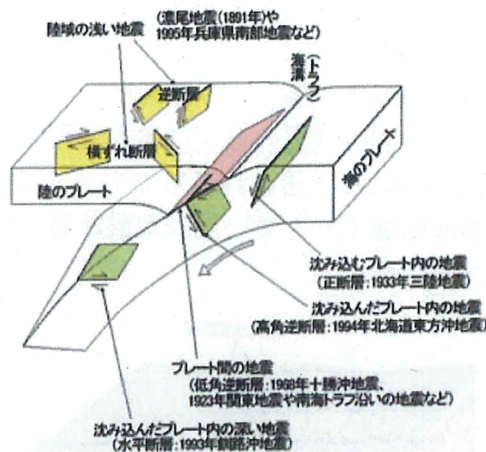


図3 地震のタイプ

【「日本の地震活動」(地震調査委員会,2009a)⁹p.19 から引用】

プレート間地震の場合は、年間数 cm という海のプレートの動きをそのまま反映するため、例えば南海トラフの巨大地震のように、100 年～150 年間隔で発生しています。以下に述べる活断層で発生する地震に比べ比較的短い時間で繰り返します。

これに対し、活断層で発生する地震は、プレートの境界だけでは解消できなかったわずかなひずみが、長年にわたって蓄積され、その蓄積されたひずみを解消する際に発生するものですから、この種の地震の繰り返し間隔は、活断層なものでも 1000 年単位となります。もっとも、地震を起こす可能性のある活断層は、「新編日本の活断層」¹⁰で、推定も含むと日本全国で 2000 断層を超えるため、日本全国で見ると、国内のどこかでは絶えず断層が活動していることになるので、海外の安定した大陸などと比べると頻繁に地震が発生する可能性があります。

3 断層等について

先ほど、地震とは、断層面に沿ってその両側の岩盤が急激にずれ動く現象(断層運動)と説明しましたが、大きな地震が発生した場合で震源断層が浅いときには、断層運動に伴って地下の震源断層の一部が地表にまで及んで、地表にずれが生じることがあります。この1回の地震で地表に現れたずれを地表地震断層と呼び(地表地震断層は地震断層とも呼ばれますが、本解説では「地表地震断層」と呼びます。)、地震を発生させた地下

⁹ 地震調査委員会(2009a):日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—

¹⁰ 活断層研究会編(1991):「新編日本の活断層—分布図と資料」東京大学出版会

の断層である震源断層と区別しています。震源断層と地表地震断層との関係を図に示したものが図5です。平成7(1995)年1月17日の兵庫県南部地震の際に、淡路島の野島断層という活断層に沿って地表に現れた断層も地表地震断層です。なお、地震のときに地表地震断層が現れるのが一般的で、現れないのは例外的だと思われがちですが、実際には、地表地震断層が現れないか、震源断層よりも短い地表地震断層しか現れないことの方が多くなっています。

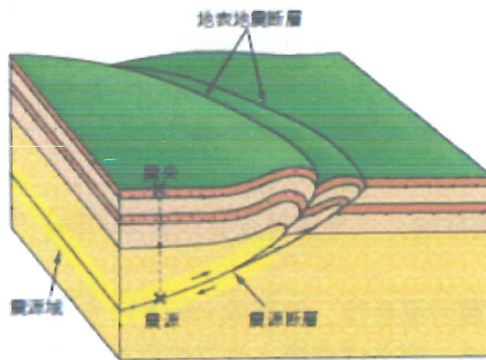


図5 震源断層と地表地震断層
【「地震がわかる！」 p.9 から引用】

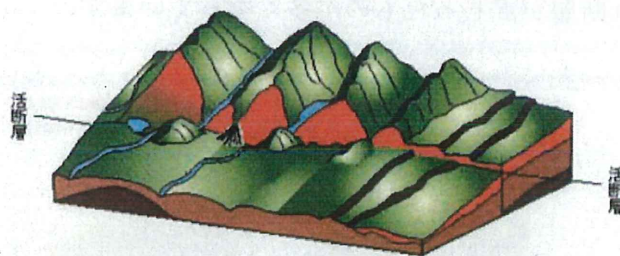
このように地表地震断層は1回の地震で生じたものをいい、その長さは、必ずしも震源断層の長さとは一致しません。一般的には、地震規模が小さければ震源断層の長さよりも短い地表地震断層が表れる場合もありますが、地震規模が大きくなると震源断層と同等の長さの地表地震断層が表れる傾向があります。この点に関して、例えば Murotani et al.(2015)¹¹の知見によれば、バラツキは大きいものの、地震規模に関する震源断層の長さが100km程度以上であれば、同程度の長さの地表地震断層が表れる可能性が高いと考えられます。このように地下の震源断層と地表地震断層の長さが違うのは、地表に近い軟弱な堆積物¹²がクッションの役割を果たして震源断層でのずれが吸収されるためと考えられています。このことは、地表地震断層が震源断層のずれによってできることからしてもイメージできると思います。

他方、活断層とは、最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動する

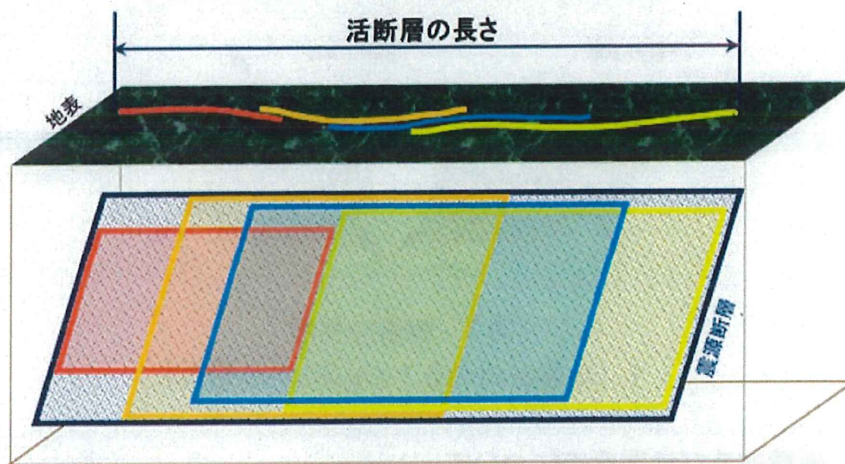
¹¹ Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa(2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1371-1381.

¹² ここでは、新第三系(約2500万年前から約258万年前の地層)、第四系(約258万年前から現在までの地層)など、半固結・未固結の堆積物をいいます。

ことが推定される断層のことをいいます¹³。最近の地質時代としてどこまでさかのぼるかについては、様々な意見があります。例えば、「新編日本の活断層」では、第四紀（約 258 万年前から現在までの間）に動いたとみなされる断層を活断層と定義しています。活断層は、震源断層が何度も何度も動き、そのたびに生じた地表地震断層が、積み重ねられて地形に大きな傷となって残り、それが変動地形¹⁴として認識できるようになったものですから、活断層の長さはほぼ地下の震源断層の長さに対応すると考えられます（図 6 下図参照）。



【「日本の地震活動」 p.23 から引用】



紺色の長方形を、全体が1度に活動して地震を発生させる可能性がある地下の震源断層とする。ただし、その全ての領域が、地震が起きるたびに、毎回くまなく動くとは限らない。

例えば、ある地震において、水色の長方形で示された部分が「震源断層」として動いた際に、地表には水色の線で示した「地表地震断層」が生じる。別の時にも、赤色、橙色及び黄色の長方形が「震源断層」として動く地震があり、その都度生じた「地表地震断層」が積み重ねられてきた地形の傷の全体が、「活断層」として認識される。このため、「活断層」の長さは、地下の震源断層全体とほぼ対応する長さになる。

図 6 活断層のずれによってできた地形の概念（上）と、震源断層と地表

¹³ 活断層のこの定義からすると、プレート間地震を発生させるプレート境界も活断層と言って間違いではありませんが、一般的には、活断層とは陸域の浅い地震（内陸地殻内地震）を発生させるものをいいます。

¹⁴ 変動地形とは、活断層運動や地殻変動によって形成された地形のことをいいます。図 6 の上の図のようなイメージです。

地震断層長さ及び活断層長さとの関係の概念（下）

なお、断層は、ずれの方向により、図7のとおり、縦ずれ断層と横ずれ断層に分けられます。縦ずれ断層¹⁵はさらに正断層（傾いた断層の上側の部分である上盤が相対的に下がる）と逆断層（上盤が相対的に上がる）に、横ずれ断層は左横ずれ断層と右横ずれ断層¹⁶に分けられます。これら4つのパターンは、断層の位置・形状と地下の岩盤に働く力の向きによって決まりますが、実際は地下の岩盤に働く力の向きは複雑なため、縦ずれ断層と横ずれ断層が混じったものが増えてきています。

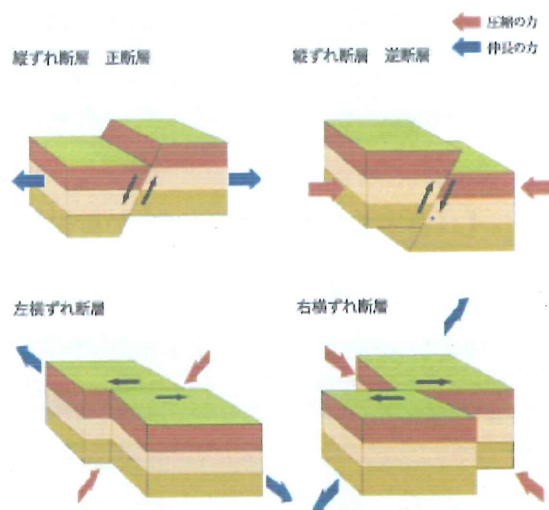


図7 断層の種類

【「地震がわかる！」p.26 から引用】

4 地震波及び地震動等について

地震が発生すると、地中に振動が生じ、周囲に波として伝わっていきませんが、この波のことを「地震波」といいます。そして、地震波が伝わってきたある地点での地面や地中の揺れを「地震動」と呼び、地震動のうち強い地震動のことを「強震動」と呼びます。

地震波にしる、地震動にしる、そこにはさまざまな周期の波が含まれて

¹⁵ 縦ずれ断層の「正」「逆」は、上盤側が重力にそってすべり落ちるか、逆らっての上がるかに由来します。

¹⁶ 断層面に向かって立ち、断層面を挟んで向かい側の岩盤が右方向にずれたものを右横ずれ断層、左方向にずれたものを左横ずれ断層といいます。

おり、さまざまな周期の振動の集合ととらえることができます。周期とは、波の形を見たときに、波が一往復する時間のことで、1秒間に1往復すれば、周期1秒となります。波の形や速度についての一般的な説明を〈参考1〉に記載していますので、参照してください。

地震波には、振幅（揺れの大きさ）が大きい・小さい、周期が長い・短い、揺れている時間が長い・短いなど、いろいろな性質があります。それぞれの性質によって違いはありますが、一般に、地震動は、地震の規模が大きいほど強く、震源に近いほど強いものとなります（逆にいうと、震源から遠いほど弱くなります。これは長い距離を地震波が伝わることで次第に弱まるためであり、「減衰」といいます。）。一方、震源から離れていても、地震波が地盤の軟らかいところに到達すると、強い地震動が生じる（「増幅」する）ことがあります。

地盤の構造の他にも、地震動の強さは、断層運動（破壊）の進行方向、速度、ずれの量とその分布など様々な要因にも影響されます。例えば、断層の破壊が向かってくる方向に位置する場所では、地震波が重なり合って強い地震動が生じることがあります。

つまり、震源断層から発生した地震波は、地盤を伝わり、地表に到達して、地面を揺らす地震動となりますが、ある地点でどのような地震動となるかを予測するためには、一般に地震の規模とともに大きくなる震源断層の大きさ、すべり量や破壊進行方向（震源特性）、地震波が伝わる経路（伝播経路特性）、観測点近傍の地盤（サイト特性）の3つの特性（要素）を考慮することが重要になります。

また、先ほど説明したように、地震動には様々な周期の波が混ざっており、大きな振幅となる周期を地震動の「卓越周期」と呼びます。他方、地震動を受ける構造物にも、その構造物に固有の揺れやすい周期（固有周期）があります。一般的な各種構造物の固有周期を示したのが図8です。そして、地震動の卓越周期が構造物の固有周期と一致すると、構造物の揺れが増幅される現象（共振現象）が起こり、構造物が大きく振動することになります。このことから、構造物の耐震性を考える上で地震動の周期特性も重要であることが分かります。

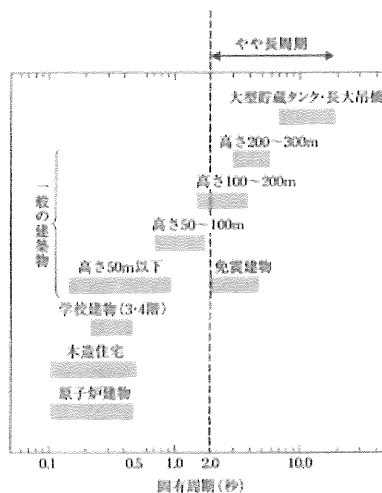


図5-2 各種構造物の一次固有周期【大槻、1999に加筆】

図8 各種構造物の固有周期

【「地震の揺れを科学する」 p.138 から引用】

地震や地震動の説明は、適宜必要に応じて行うことでひとまずおき、本論に入ります。

第2 地震本部について

「地震本部レシピ」は、地震本部地震調査委員会が公表しているので、まずその組織等について説明します。

1 地震本部の役割について

地震本部は、平成7(1995)年1月17日の兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災を契機として、地震防災対策に関する課題を踏まえ、同年6月16日に、議員立法により地震防災対策特別措置法が成立したことを受け、同年7月に総理府に設置された機関です。地震本部は、平成13(2001)年1月から、文部科学省の所管となっています。

地震防災対策特別措置法の目的として、「地震による災害から国民の生命、身体及び財産を保護するため、(中略)地震に関する調査研究の推進のための体制の整備等について定めることにより、地震防災対策の強化を図ることと定められたことを受け、地震に関する調査研究を推進するために、地震本部は

- ①地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進について総合的かつ基本的な施策を立案すること
- ②関係行政機関の地震に関する調査研究予算等の事務の調整を行うこと

- ③地震に関する総合的な調査観測計画を策定すること
- ④地震に関する観測、測量、調査又は研究を行う関係行政機関、大学等の調査結果等を収集し、整理し、及び分析し、並びにこれに基づき総合的な評価を行うこと
- ⑤前号の規定による評価に基づき、広報を行うこと
- ⑥前各号に掲げるもののほか、法令の規定により本部に属するとされた事務

をつかさどるとされています（地震防災対策特別措置法第7条第2項）。

このように、地震本部は、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され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に同法に基づき設置された政府の特別の機関です。

2 地震調査委員会及びその下の部会等について

地震本部においてこれらの事務をつかさどるために、地震本部のもとには、関係行政機関の職員及び学識経験者から構成される政策委員会¹⁷と地震調査委員会が設置され、各委員会の下には、部会や小委員会が置かれ、それぞれ専門的な事項の検討を行っています。

このうち地震調査委員会は、上記④の、地震に関する観測、測量、調査又は研究を行う関係行政機関、大学等の調査結果等を収集し、整理し、及び分析し、並びにこれに基づき総合的な評価を行うことを役割として担っており、同委員会の下に、長期評価部会や強震動評価部会等が設置されています。

長期評価部会は、長期的観点からの地震発生可能性の評価手法の検討及び評価等を行うために、平成7(1995)年12月に設置されました。長期評価部会では、地殻変動¹⁸、活断層、過去の地震等の資料に基づく地震活動の特徴の把握や、長期的観点からの地震発生可能性の評価手法の検討と評価（以下「長期評価¹⁹」といいます。）等を審議しています。

強震動評価部会は、特定の震源断層において地震が発生した際の強い揺れ（強震動）を予測する手法を検討するとともに、その手法を用いた強震

¹⁷ 政策委員会が担う事務は、上記の地震本部がつかさどる事務の①から③、⑤及び⑥に掲げる事務になります（地震防災対策特別措置法第9条第1項）。

¹⁸ 地球の表面を構成する地殻には、さまざまな力が加わり、さまざまな変動が生じています。この変動を地表面の変形として捉えたものを「地殻変動」といいます。

¹⁹ 長期評価とは、陸域の活断層帯や海溝付近で発生する地震について、発生場所・規模・繰り返し発生する間隔と将来の発生確率などを推定するものです。

動の評価を行うために、平成 11(1999)年 8 月に、入倉孝次郎京都大学防災研究所教授(当時)を部会長として設置されました。強震動評価部会では、強震動予測手法の検討に関することや強震動の予測の実施に関すること等を審議しています。強震動評価部会は、非公開とされていますが、地震本部のウェブページからわかる範囲では、平成 11(1999)年 10 月 7 日の第 1 回以後、平成 24(2012)年 5 月 8 日の第 117 回で部会長が入倉先生から額縁一起東京大学地震研究所教授に交代になり、平成 27(2015)年 3 月 20 日まででは 143 回開催されています。

また、平成 11(1999)年 10 月には、強震動評価部会の審議に資するため、強震動予測手法の高度化に関する検討を行う強震動予測手法検討分科会(主査：入倉孝次郎京都大学防災研究所教授(当時))が強震動評価部会の下に設置されました。強震動予測手法検討分科会では、強震動予測手法の構成要素(震源モデル²⁰等)等を審議しています。私は、当初からこの分科会の委員でした。この強震動予測手法検討分科会も、非公開とされていますが、地震本部のウェブページからわかる範囲では、平成 11(1999)年 11 月 26 日の第 1 回以後、平成 23(2011)年 9 月 21 日の第 116 回で主査が入倉先生から額縁先生に交代になり、平成 27(2015)年 3 月 18 日まででは 147 回開催されています²¹。

このように、強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会において、強震動予測手法の高度化を進め、地震調査委員会が、その検討結果として、「地震本部レシピ」を公表しています。この「地震本部レシピ」の具体的な内容等については後述します。このほか、強震動評価部会では、これまでに、「活断層で発生する地震」について 11 件、「海溝型地震」のうちプレート間で発生する地震について 4 件の併せて 15 件の強震動評価を実施し、地震調査委員会の審議を経て、これらを公表しています。

これらの評価結果は、地震調査委員会が公表した「全国を概観した地震動予測地図」の「震源断層を特定した地震動予測地図」に反映されています。

ここで、「全国を概観した地震動予測地図」について少し説明しておきます。

平成 11(1999)年 4 月 23 日、地震本部は、その活動の指針として、「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

²⁰ 震源モデルとは、震源断層が面的に破壊する様子をモデル化したものです。

²¹ 平成 17(2005)年 1 月には、同じく強震動評価部会の下に、強震動予測に必要な地下構造モデルを作成するため、地下構造モデル検討分科会(主査：額縁一起東京大学地震研究所教授)も設置され、全国的な地下構造モデルの作成・高度化に係る検討が行われています。

進についての総合的かつ基本的な施策」を公表し、その中で、当面（10年程度）推進すべき目標の1つとして、「地震調査委員会による地震活動の総合的な評価の一環として、主要活断層の活動間隔等の調査結果、地下構造に関する調査のデータ、地震発生可能性の長期確率評価と強震動予測手法を統合し、強い地震動の発生の確率的な予測情報を含む全国を概観した地震動予測地図を、関係機関の協力を得て作成する。」として、地震動予測地図の作成を掲げました²²。これを受け、地震調査委員会では、平成16(2004)年度までに「全国を概観した地震動予測地図」の策定を目指し、平成17(2005)年3月23日に、長期評価と強震動予測等を統合して、最新の知見に基づいた「全国を概観した地震動予測地図」（地震調査委員会,2005a）²³を公表しました。なお、「全国を概観した地震動予測地図」は、それぞれ観点が異なる「確率論的地震動予測地図」²⁴と「震源断層を特定した地震動予測地図」²⁵の2つからなります。「全国を概観した地震動予測地図」は、年次更新を経て、平成21(2009)年7月に全面的改訂を行い、その際に名称が「全国地震動予測地図」（地震調査委員会,2009b）²⁶となりました。この「全国地震動予測地図」についても、改訂を重ね、現在は「全国地震動予測地図 2018年版」（地震調査委員会,2018）²⁷が最新のものとなっています。

²² 地震本部の活動指針については、その後も、平成21(2009)年4月に、地震調査研究の進展状況を踏まえ、今後10年間の基本方針となる「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―」が策定されましたが、東日本大震災において地震調査研究に関する多くの課題等があったことを踏まえ、地震調査研究が真に防災・減災対策に貢献することができるよう、平成24(2012)年9月6日に見直されました。このように、活動方針については、平成11(1999)年4月以降も策定されるなどしていますが、強震動予測の高度化については、いずれの活動方針についても基本目標として掲げられている事項になります。

²³ 地震調査委員会（2005a）:「全国を概観した地震動予測地図」報告書（平成17年3月23日公表）。

²⁴ 「確率論的地震動予測地図」は、現時点で考慮し得る全ての地震の位置・規模・確率に基づき各地点がどの程度の確率でどの程度揺れるのかをまとめて計算し、その分布を地図に示したものです。この地図は、ある一定期間にある震度以上の揺れに見舞われる確率、あるいは、ある一定期間に一定以上の確率で発生する震度を示したのですが、ある特定の地震が発生した場合の揺れの強さをこの図から知ることはできません。

²⁵ 「震源断層を特定した地震動予測地図」は、ある特定の地震（ある断層の特定のすべり）が発生した場合に各地点がどのように揺れるかを計算してその分布を地図に示したものです。この地図からは、ある特定の地震が発生した際の周辺の揺れの強さを知ることができますが、その可能性の高低についての情報は得られません。

²⁶ 地震調査委員会（2009b）:全国地震動予測地図―地図を見て私の街の揺れを知る―技術報告書（2009）（平成21年12月公表）

²⁷ 地震調査委員会（2018）:全国地震動予測地図（平成30年6月26日公表）。

第3 「地震本部レシピ」について

1 「地震本部レシピ」の策定目的

「地震本部レシピ」は、最新の知見に基づき最もあり得る（つまり標準的な）地震動を予測するための方法論を取りまとめたものです。

「地震本部レシピ」は、主要活断層帯や海溝型地震のうち震源断層を特定できる地震についての強震動を可能な範囲で高精度に予測することを目的とするとともに、防災の観点からは、一般地震防災にかかわる方々も利用できることを目指して、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目的としています。

ここでいう「強震動」とは、一般的な構造物に影響を与えるような強い地震動（揺れ）であり、予測される強震動は、構造物に対する破壊力等を知るために、原則的に時刻歴波形²⁸ が用いられますが、その強さは、震度²⁹、最大加速度³⁰、最大速度³¹、応答スペクトル³²などの指標で表されます。この「地震本部レシピ」を適用することにより、地震災害軽減対策の要である、構造物の被害に関係する地震波の周期 0.1 秒から 10 秒の広い周期帯域における強震動の高精度予測が可能となります。

このように「地震本部レシピ」では、強震動を高精度に予測することを可能とするとの要請がある反面、一般地震防災に資するためには、それにかかわる方々なども利用できるように標準的でできる限りわかりやすいものであることが要請されることから、震源のモデル化に必要な震源特性のパラメータ³³の設定方法が関係式や数値で示されています。また、「地震本部レシピ」は想定される地震に対して最もあり得る（標準的な）地震と地震動を評価するための方法論ですから、用いられているパラメータの

28 時刻歴波形とは、地震波の到達によって起こされた評価地点での地震動が時間の経過とともに生じる変化を表したものをいいます。変化の指標として、加速度、速度、変位がありますが、強震動予測においては、加速度の時間変化を表すことが多くなっています。

29 震度とは、ある地点での揺れの大きさをいいます。これに対し、マグニチュードは、後記第5の2(4)アのとおり、地震の規模を表しますが、マグニチュードには様々な種類があり、気象庁が発表するマグニチュード（通常単にマグニチュードというと、このマグニチュードを指し、気象庁マグニチュードということもあります。表記は「M」又は「Mj」です。）は、中周期を計る地震計又は短周期を計る地震計による周期5秒以下の最大振幅を用いて定義されています。

30 加速度とは、単位時間当たりの速度の変化量をいいます。加速度の単位は cm/s^2 （センチメートル毎秒毎秒）が用いられますが、地震の揺れの加速度には Gal（ガル）という単位が使用されます（ $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ ）。

31 速度とは、単位時間当たりの移動量をいいます。

32 地震動（時刻歴波形）は、速い揺れからゆっくりした揺れまで周期の異なる複雑な揺れの成分が含まれ、それぞれ構造物への影響が異なります。これは構造物がその規模や使われている材料によって揺れやすい周期（固有周期）が決まっているからです。応答スペクトルは、地震動が構造物をどの程度揺らせるかを周期ごとにグラフに示したものです。

33 パラメータとは、断層の長さや幅等の断層の性質を数値で示したものをいいます。

関係式は過去の地震記録を平均的に説明できる式が用いられています。

他方、自然現象のデータにはばらつきがあり、関係式には不確実性がありますから、「地震本部レシピ」は、新たな知見が得られれば適宜見直される可能性があります。また、地震の発生により得られた多数の高精度な観測記録や震源情報を用いて、「地震本部レシピ」は随時見直され改良されています。

2 「地震本部レシピ」の策定経過

前記第2のとおり、地震本部は、平成7(1995)年1月17日の兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災の反省から、平成11(1999)年4月23日、「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―」を定め、その中で、活断層の調査に基づいて将来大地震発生の可能性のある活断層を対象として高精度な強震動予測を行うこととし、地震調査委員会のもとに強震動評価部会を、強震動評価部会のもとに強震動予測手法検討分科会等をそれぞれ設置し、強震動予測手法の高精度化とその手法を用いた強震動評価の検討を始めました。

それまでの強震動予測は、起震断層³⁴の長さや代表的な変位量³⁵から地震マグニチュードを推定し、地震動の強さと距離の関係式(距離減衰式³⁶)から対象地域の最大加速度、最大速度、あるいは震度などを推定するものでした。距離減衰式は、過去に発生した数多くの実際の地震のデータを統計的に処理して作成されている経験的手法に基づいた式であり、地震動の強さを簡易に評価できる有効な手法です。しかしながら、地震の揺れをより正確に予測するためには、地形や地下の構造をモデル化し、震源断層の破壊の特性も踏まえたうえで、詳細に計算する必要があり、実際、距離減衰式を用いた強震動予測のみでは、種々の異なる構造物の被害やその分布までは説明できない部分もありました。

そのような中、大地震による災害軽減対策を考える上でキーとなる強震動をどのように評価するか、その方法論の確立を目指し、強震動計算に必要な震源のモデル化(震源特性)、地震波の伝わり方(伝播経路特性)や

³⁴ 起震断層とは、まとめて1つの地震を発生させる可能性が高い断層グループのことをいいます。

³⁵ 変位量とは、ずれ又はすべりの量をいいます。

³⁶ 距離減衰とは、地震が発生した場所から遠くなればなるほど、地震の揺れが弱くなる現象のことをいい、「距離減衰式」とは、過去に発生した数多くの地震データを統計的に処理して、地震の揺れの強さと震源からの距離との関係を式に表したものです。地震のマグニチュードや震源からの距離などを式に入力すると、震源からの距離に応じて、地震の揺れや震度が計算される仕組みとなっています。ただし、実際には、マグニチュードと震源からの距離だけではなく、地震の発生した深さや、震源の特性、揺れを知りたい地点での地盤の軟らかさによっても地震の揺れは大きく変わります。

地盤の揺れやすさ（サイト特性）の影響を検討するのに必要な地下構造のモデル化、さらに数値シミュレーションなど、強震動を評価するための手続きを料理本のように「レシピ」としてまとめる試みが、入倉・三宅(2001)³⁷によって提唱されました。この論文で、「レシピ」とは、危険な活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動評価を、誰がやっても同様な答えが得られる方法論のことを呼ぶことにするとされており（入倉,2004³⁸）、このレシピの定義がそのまま「地震本部レシピ」にも採用されています。

強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会では、強震動予測手法（強震動評価手法）として、種々の方法を検討した上で、まず、平成13(2001)年5月25日に、「糸魚川－静岡構造線断層帯³⁹（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法について（中間報告）」の付録として、強震動予測手法（強震動評価手法）の一部である「震源の特性化の手続き」を取りまとめ、さらなる検討を経て、平成14(2002)年10月31日に、「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価手法について」の付録として、強震動予測手法（強震動評価手法）の全体である「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」を取りまとめました。

その後も、さらなる適用性の検討や有効性の検証を経て、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ）」との名称で初めて公表されたのが、平成17(2005)年3月23日に地震調査委員会から公表された「全国を概観した地震動予測地図」報告書の分冊2「震源断層を特定した地震動予測地図の説明」においてでした。

「地震本部レシピ」は、その後も、適宜、検討・検証結果を踏まえた改訂等がなされ、現在の最新版は、平成29(2017)年4月27日版となっています。

第4 「地震本部レシピ」の構成

ある地点での強震動を予測するためには、震源断層の破壊の特徴（震源特性）、地震波の伝わり方（伝播経路特性）、地盤の揺れやすさの特徴（サイト特性）の3つの要素（特性）を考慮していくことが重要になります。

そして、強震動予測では、これら3つの特性を考慮し、また適切な手法を用いて地震動を計算することになります。

³⁷ 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：「シナリオ地震の地震動予測」地学雑誌 110, 849-875

³⁸ 入倉孝次郎(2004)：「強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—」京都大学防災研究所年報 47A

³⁹ 断層帯とは、断層のうち複数が接近してある地域に帯状に分布している場合に、そのような複数の断層をまとめたものをいいます。

そこで、地震本部レシピは

- ① 想定する地震の震源のモデル化
- ② 震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化
- ③ 強震動計算（地震動シミュレーション）
- ④ 予測結果の検証

から構成されています。

つまり、①想定する地震の震源のモデル化、②震源断層と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、③前記①、②のモデル化が反映できる高精度な強震動（地震動）評価手法を用いて計算し、地表面等での強震動（地面の揺れ）の予測を行うこととなります。

そして、最後に、④得られた強震動予測結果が、過去の観測記録から得られた経験的な距離減衰式に基づく評価と整合するかを確認することで予測結果の検証を行い、その有効性、合理性を担保することとしています。このように距離減衰式に基づく評価との整合性を確認するのは、距離減衰式が実際に観測された記録に基づいて求められた経験式であることから、強震動予測（計算）結果を観測記録と簡易に比較できるという点で有用であるためです。

第5 震源のモデル化について

1 特性化震源モデル

地震の発生メカニズム等については、前記第1の2にて説明しましたが、より詳細に説明します。

地震波は、地下の岩盤が破壊され、引き続いて岩盤が摩擦を伴うすべり運動をして、ずれることによって生じます。

本来、岩盤は非常に高い圧力がかかっていることから変形することは困難ですが、長い時間をかけてプレート運動による大きな力がかかることによって、その力が岩盤にひずみエネルギーとして蓄積され、そのエネルギーが一気に放出されることで地震となります。ですから、地震は岩盤に蓄えられたエネルギーを放出する現象ともいえます。

そして、岩盤が破壊した場所では、岩盤同士が断層面を境に破壊されてずれ（断層面が破壊されてずれることを「ずれ破壊」と呼びます。）、そのずれが周囲の岩盤を動かすことによって地震波が生じ、周囲に伝わっていきます。その地震波によって周囲の岩盤にさらに力がかかり、条件によってはすでに破壊した面の周辺で、さらなるずれ破壊を生み出し、そこからさらに地震波が放出されます。このようにずれ破壊と地震波の放出が繰り返されながら、周囲に広がっていきますが、最終的には摩擦等により断

層の破壊は停止するため、断層面は有限な領域となります。

このように、地震とは有限な領域（震源断層）が破壊する現象ですから、岩盤の破壊による地表面等での地震動を予測するためにはその有限な領域（震源断層）を設定することが重要となります。

また、震源断層のずれ破壊によってどのような地震波が発生するかは、地震の規模や震源断層の形状や破壊の特性等によっても大きく変わります。

平成 7(1995)年 1 月 17 日の兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災以降、地震本部を中心として実施してきた地震観測網の拡充と、これによって得られた大規模な地震の観測記録を用いた、震源断層の特性を推定する精力的な研究（震源インバージョン解析⁴⁰、地震動シミュレーションによるフォワードモデリング解析⁴¹）を通して、震源断層の破壊過程が明らかになってきました。その結果、強震動予測に重要な要素は、地震の規模や震源断層の位置・形状等を表す巨視的震源特性と、震源断層内のアスペリティ⁴²の分布とそこでの応力降下量⁴³等、震源断層の破壊の不均質性を示す微視的震源特性の 2 つの震源特性に加え、特に震源域での強震動にとって重要なのは破壊の伝播特性であることがわかってきました。

特性化震源モデルとは、これら巨視的震源特性、微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性を、ある程度単純なモデル⁴⁴に置換し、強震動を計算するための震源断層モデルです。

特性化震源モデルでは、図 9 のように、震源断層はアスペリティと背景領域⁴⁵とに二元化してモデル化しています。この特性化震源モデルとその

40 震源インバージョンとは、地震の観測記録から震源のパラメータを推定する手法の一つで、観測された地震波形から、理論計算によって、どのようにずれ破壊が進行するかなどの震源過程を求める解析手法のことですが、詳しくは後記第 5 の 2(4)ウ(i)にて説明します。

41 順解析（Forward 解析）により断層モデルを求めるものです。一般的には、経験的グリーン関数法を使って、アスペリティの位置・大きさ、応力降下量等の条件を変えた計算を何パターンも行い、実際の観測波形と合成波形との整合性から、適切な断層モデルを推定する解析手法です。

42 アスペリティとは、震源断層面上でずれの大きな領域をいいます。アスペリティからは強い地震波が放出されているとの研究結果もありますので、「地震本部レシピ」においては、「震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）」と説明されています。なお、ずれの量に関わらず、上記のように震源断層の中で特に強い地震波を放出する領域のことを、通常は SMGA（強震動生成領域：Strong Motion Generation Area）と呼びますが、現在では、内陸地殻内地震においては、アスペリティと SMGA とは同じ位置にあたと捉えていただいで結構です。

43 まず応力とは、外力に対して物体内部（ここでは岩盤になります）に生じる抵抗力をいいます。震源断層が破壊すると、そこに蓄えられていたエネルギーが解放されるため、岩盤中の応力が下がります。応力降下量とは、断層破壊（地震）の直前の応力と直後の応力の差をいいます。

44 モデル化するとは、主要なパラメータで表すことをいいます。

45 背景領域とは、震源断層モデルのうちアスペリティ以外の部分を指し、その領域のすべり量はアスペリティと比べて極めて小さい領域になります。

地域の地下構造モデルを設定することにより、強震動の予測を行います。

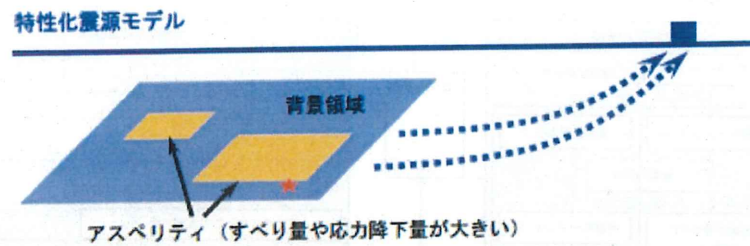


図9 特性化震源モデルの概略図

【「全国地震動予測地図 2018年版」手引・解説編 p.27 から引用】

なお、震源断層の不均質なすべり分布をなるべく忠実にモデル化したものを、不均質震源モデル（図10参照）といいます。

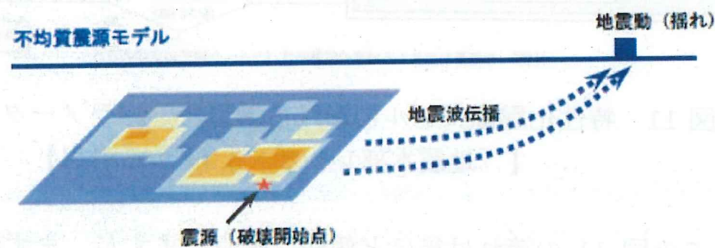


図10 不均質震源モデルの概略図

【「全国地震動予測地図 2018年版」手引・解説編 p.27 から引用】

「地震本部レシピ」の特性化震源モデルにおける震源特性パラメータ⁴⁶の設定方法について、その流れを示すと、図11のとおりとなります。

⁴⁶ 震源特性パラメータとは、震源特性を表す主要なパラメータのことをいいます。

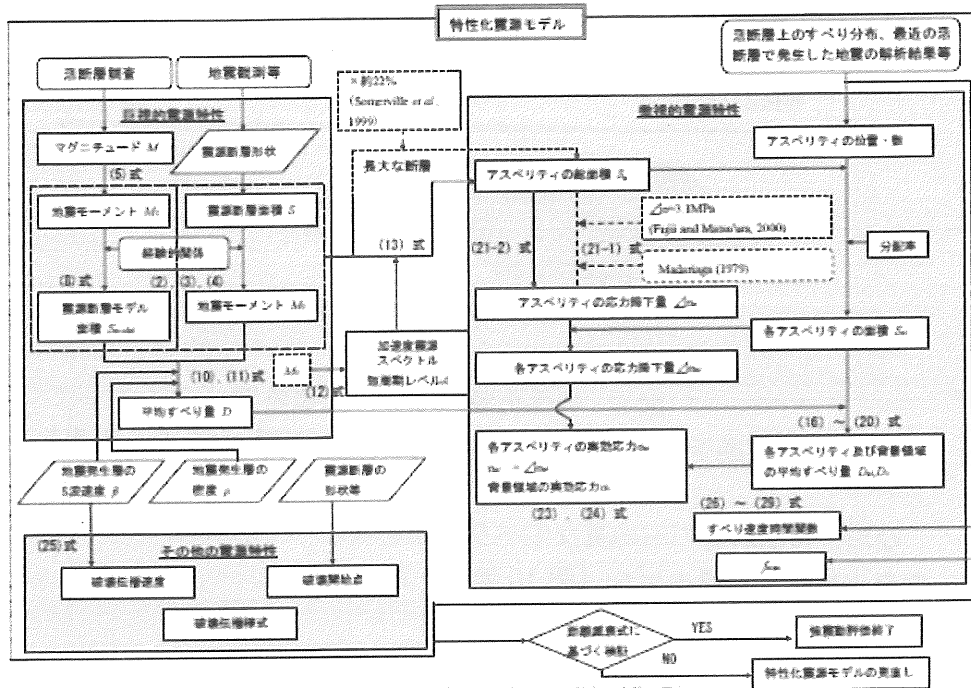


図 11 特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法
【「地震本部レシピ」 p.44 から引用】

この図 11 の流れは後ほど個別に説明しますが、まずは、巨視的震源特性を決め、次に微視的震源特性を決めていく過程をたどること、そして、このことは、地震の規模を決めるために震源断層の大枠をまず決め、次に強震動の評価に重要な細部を決めていくイメージをもつていただくと分かりやすいと思います。

もっとも、巨視的震源特性も微視的震源特性もそれぞれ独立したものではありません。例えば、微視的震源特性であるアスペリティ面積は、当然震源断層全体の面積を超えることはなく、かつ、これまでの研究成果から震源断層全体の 2 割程度の面積であることが分かっています。また、アスペリティの地震モーメント（地震モーメントについては後記第 5 の 2(4)参照。）やすべり量等も、震源断層全体の地震モーメントやすべり量に基づき設定されていきます。このように、巨視的震源特性のパラメータと微視的震源特性のパラメータとは相互に関連し合っています。

2 巨視的震源特性に関するパラメータの設定

巨視的震源特性に関するパラメータは、ずれ破壊を起こす震源断層が幾

何学的にどのようなものかなどを決めるためのパラメータです。

巨視的震源特性に関するパラメータとしては

- ① 震源断層モデルの位置と構造（位置・走向・セグメント）
- ② 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜角
- ③ 地震規模
- ④ 震源断層モデルの平均すべり量

があります。

①と②により震源断層面の位置や形状等を設定し、③と④により地震規模等の震源特性を設定する流れとなっています。

(1) 震源断層モデルの位置と構造（位置・走向・セグメント）の設定

震源断層モデルの位置と構造（位置・走向・セグメント）とは、図 12 のように、震源断層がどこにあるのか（位置）、どのような方向で延びているのか（走向）、どのような活動区画（セグメント）から構成されるかを設定することです。

震源断層モデルの位置・走向を設定することにより、予測対象とする震源断層と、評価地点との位置関係が明確になります。

前記第 1 の 4 のとおり、地震波は、地盤を伝わっていく過程において、一般的に距離に応じてその振幅が減衰していくため、震源断層モデルの位置が評価地点に近いほど、減衰の程度は小さくなり強い揺れをもたらします。

セグメントとは、固有地震（発生場所がだいたい決まっており、断層の活動に対して、地震規模も活動間隔もほぼ一定である地震）を繰り返し発生させる最小単位のことをいいます。ただし、強震動予測においては、「地震本部レシピ」の 2 ページにも記載されているとおり、複数の断層がまとまって 1 つの大きな地震を発生させる活断層を考えた場合の、個々の活動区間と考えていただいても差し支えありません。

そして、震源断層破壊が同時に複数の活動区画（セグメント）に及ぶと考えられる場合には、それらのセグメントをグルーピングして 1 つの震源断層（上図 13 の起震断層参照）と考える必要があります。これにより、後に設定する巨視的震源特性パラメータである震源断層の長さが長くなる場合があります。また、後に設定する微視的震源特性パラメータであるアスペリティの個数や位置もセグメントのグルーピングの仕方等によって異なることとなります。このため、セグメントの設定には注意が必要になります。



図 12 位置、走向、セグメントの図
【「地震本部レシピ」 p.2 から引用】

ア 位置・走向の設定方法

「地震本部レシピ」では、震源断層モデルの位置の設定については、基本的に地震調査委員会が活断層情報を一元化してまとめた、長期評価で示された活断層位置図を参照して設定することとしています。

長期評価で示される断層帯の両端の点は、活断層（帯）の分布が確認された位置の両端を示しているだけなので、各種調査（活断層調査⁴⁷を念頭においています。）等によって、より詳細に活断層（帯）の分布や位置等が把握できる場合や活断層（帯）の存在を否定できない場合などには、必ずしもその活断層（帯）の両端の点を結んだ直線の走向に合わせる必要はなく、長期評価における記述も参照して、両端の点よりも、活断層（帯）の存在が否定できるところまで震源断層モデルを延長させることや、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動させることを検討する場合もあるなどとしています。

このように、位置や走向の設定に当たり、震源断層モデルを長期評価の結果よりも延長させたり平行移動させたりすることは、いかなる場合にも必ず検討されるものではありません。また、検討の結果、延長もしくは平行移動を行うことにしたとしても、それをどのように、どの程度行うかは、明確な基準があるわけではありません。したがって、そのような検討を行うか否か、またどの程度行うかは、震源断層モデルを設定するに当たって参照する、断層の地表トレースの形状や、調査結果の不

⁴⁷ 活断層調査は、主に地形・地質学的な手法で行われ、それには航空写真による活断層の判読（空中写真判読）、ボーリング調査、弾性波探査や重力探査などの物理探査、トレンチ調査などがあります。これらの調査により、活断層の位置や長さ、ずれの量、過去の活動の履歴、地下の断層形状などを把握し、次の地震の規模や、地震が発生する可能性がどの程度であるのかということを評価することが可能になります。

確定性等を検討した上で判断すべき事項になります。

また、長期評価がなされていない活断層（帯）については、「新編日本の活断層」等を基に設定することになりますが、活断層（帯）の付近に複数の断層が存在する場合には、例えば、5km以内に他の活断層がない孤立した長さ10km以上の活断層又は活断層群は1つの起震断層とみなすなどの基準が、過去の研究成果（松田,1990）⁴⁸によって示されていますので、これに従って、図13のように、起震断層を設定することになります。

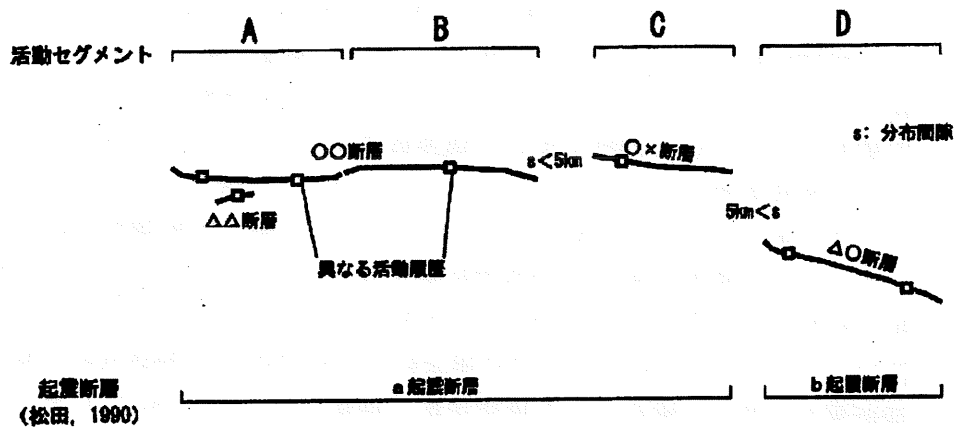


図13 活動セグメントと起震断層区分の模式図

【「全国主要活断層活動確率地図説明書（構造図14）」（吉岡ほか,2005）⁴⁹のp.2から引用】

※図13中の「起震断層」長さを踏まえ、後述の「震源断層長さ」が設定されます。

イ セグメントの設定方法

セグメントの設定は、長期評価において活動区画が分けられているものについては、それを強震動評価（強震動予測）におけるセグメントに置き換えることを基本としますが、調査結果に基づく場合には、活断層の活動履歴、分布形状、ずれ量分布、及び地質構造や重力異常分布などの地球物理学的データを参照してセグメントを決定します。後記第5の3(1)で説明する、微視的震源特性パラメータであるアスペリティの個数や位置もセグメントの設定方法に影響を受けることになります。

⁴⁸ 松田時彦（1990）「最大地震規模による日本列島の地震分帯図」東京大学地震研究所彙報，65，1，289-319

⁴⁹ 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎（2005）：全国主要活断層活動確率地図説明書・構造図（14），産業技術総合研究所地質調査総合センター，127p.

(2) 震源断層モデルの面積や地震規模を決める方法（いわゆる（ア）法と（イ）法）

前記1のとおり、地震とは有限な領域が破壊する現象ですから、岩盤が破壊して生成される地震動を予測するためには、その有限な領域（震源断層）のモデルを設定することが重要になります。

そして、その有限な領域である震源断層モデルを設定する方法として、現行の「地震本部レシピ」では2つの方法を記載しています。

1つは、「（ア）過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合」（以下、時期・表現を問わず「（ア）法」と呼びます。）であり、もう1つが「（イ）長期評価された地表の活断層長さ等から地震規模を設定し震源断層モデルを設定する場合」（以下、時期・表現を問わず「（イ）法」と呼びます。）です。

（ア）法と（イ）法の違いは、（ア）法は、詳細な活断層調査結果を用いるなどして震源断層形状や震源断層面積を推定し、それに基づき地震規模（地震モーメント M_0 （後記(4)ア参照））を求めるものですが、（イ）法は、（ア）法とは逆に、まず地震本部の長期評価等で評価された地表の活断層長さ⁵⁰から推定される地震規模（地震モーメント M_0 ）に基づき震源断層形状や震源断層面積を設定するものとなります⁵¹。（ア）法と（イ）法の導入経緯、各々の「地震本部レシピ」における位置づけについて、＜参考2＞から＜参考4＞に説明していますので、そちらを参照してください。

（ア）法と（イ）法との流れを図示したものが図14であり、これは、前記図11の左上の部分拡大したものとなります。

⁵⁰（イ）法で用いる断層長さは、地震本部が平成8（1996）年以降に公表してきた「主要活断層帯の長期評価」が示した断層長さです。「主要活断層帯の長期評価」では、地震を発生させる地下の断層の長さは、地表で確認できる断層の長さと同じと評価しています。また「主要活断層帯の長期評価」では、断層の位置・形状は縮尺20万分の1の概略図に示すにとどまり、断層の連続性に関する検討や、詳細な分布形状の検討はあまり行われてきていませんでした。

⁵¹（イ）法は、具体的には、地表の活断層長さから、過去の研究成果である、地表の活断層長さ⁵⁰と気象庁マグニチュード（ M_j ）（後記(4)ア参照）との経験式を用いて、気象庁マグニチュード（ M_j ）を算出し、さらに、気象庁マグニチュード（ M_j ）と地震モーメント（後記(4)ア参照）の経験的關係式を用いて地震モーメントを算出し、その後地震モーメントから震源断層面積を経験式を使って算出する手法です。

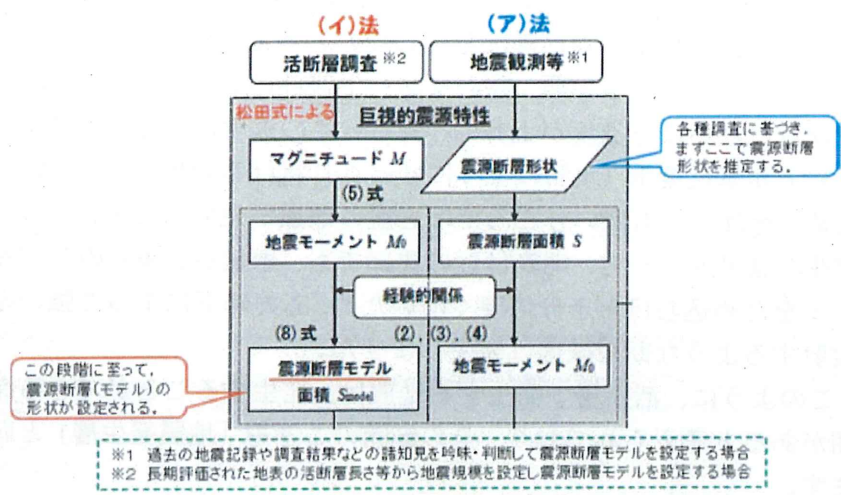


図 14 レシピ (ア) 法と (イ) 法における巨視的震源特性の設定手順の違い

【「地震本部レシピ」 p.44 のフローチャートの一部を引用・加筆）

以下では、「地震本部レシピ」を含む一連の強震動予測手法の策定当初から一貫して採用されている (ア) 法の流れに沿って説明します。

(3) 震源断層モデルの大きさ (長さ・幅) ・深さ・傾斜角の設定

震源断層モデルの長さ (一般に「L」と表記され、標準単位は km) とは、地下の震源断層モデルの長さをいい、図 15 では、青色で引かれた直線の「断層モデル長さ」になります。また、この例では断層モデル長さは地表の活断層から評価した断層長さと同じですが、種々の調査や不確かさの考慮によっては断層モデル長さがより長くなる場合もあります。

震源断層モデルの幅 (一般に「W」と表記され、標準単位は km) とは、地下の震源断層モデルの幅をいい、図 15 では、青色で引かれた直線が「断層モデル幅」になります。

この「断層モデル幅」は、「地震発生層」の厚さに基づいて設定されます。図 15 にあるように、活断層で発生する地震においては、震源断層モデルの幅は、「地震発生層」上端の深さと下端の深さから求まる地震発生層の厚さと、震源断層の傾斜角から設定します。

ここで、「地震発生層」については、前記第 1 の 2 で少し説明しましたが、改めて説明すると、地震は岩盤が破壊することによって発生するので、地震が発生するための条件としては、岩盤に力が加わった場合において、ひずみエネルギーを蓄えられるだけの強度があることが必要です。このた

め、岩盤に十分な強度がなければ、そこでは岩盤が一気に破壊して強い地震波を放出するような地震は発生しないと考えられています。一般に内陸地殻（前記第1の2参照。陸のプレート浅部のことです。）では、地中深くなればなるほど温度が上昇し、ある一定の深度になると、岩盤を構成する岩石が延性変形（水飴のようにゆっくり流れる変形）をする状態となるため、それよりも深いところでは岩盤の破壊が生ずることはなく、地震が発生しません。一方、地表付近の浅部でも、岩盤が、多くのひずみエネルギーをため込むほど十分に硬くないため、応力降下によって強い地震波を放射するような断層破壊は発生しません。

このように、活断層で発生する地震は、発生することができる深さの範囲があると考えられており、その範囲のことを「地震発生層」と呼んでいます。

震源断層モデルの傾斜角（一般に「 δ 」（デルタ）と表記されます。）とは、設定された震源断層モデルが、地中でどれだけ傾斜しているかを示すもので、地表の水平面からの傾斜角によって表されます。例えば、水平面であれば 0° 、鉛直面であれば 90° となります。図15及び図16にも、「傾斜角 δ 」として示してあります。震源断層モデルの幅（ W ）は、上記のとおり、地震発生層の厚さと、断層の傾斜角（ δ ）を考慮して設定することになります（図16参照）。

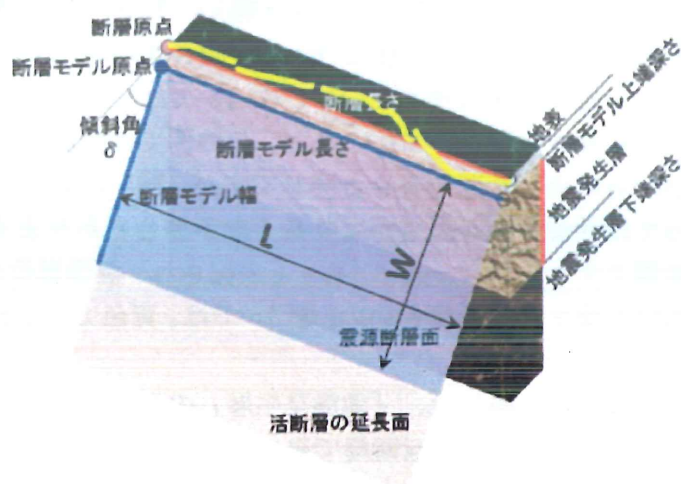


図15 震源断層モデルの長さ・幅・深さ・傾斜角の概念図
【「地震本部レシピ」p.2から引用・加筆】

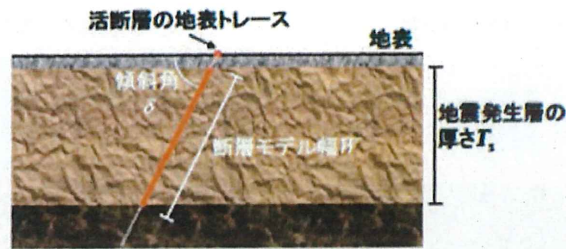


図 16 地震発生層の厚さ及び傾斜角と断層モデル幅 W との関係
【「地震本部レシピ」 p.4 から引用】

ア 震源断層モデルの長さ・幅を設定することの意味

震源断層の面積（一般に表記は「 S 」で、標準単位は km^2 ）は、震源断層の長さ L と幅 W の積で求められます。地下の岩盤にはひずみエネルギーが蓄えられており、震源断層でずれ破壊が起きた際、そのエネルギーが熱エネルギーや運動エネルギーとして放出されるのが地震ですから、震源断層（モデル）の面積 S が大きいほど蓄えられているひずみエネルギーが大きく、地震の際に放出されるエネルギー（すなわち地震波）も大きくなります。

「地震本部レシピ」の（ア）法では、この震源断層面積 S に基づき、直接、地震の規模を表す地震モーメント⁵²（後記(4)アにて説明します。）を求めます。結果的には、震源断層面積 S が大きいほど地震モーメントが大きくなります。

イ 震源断層モデルの深さ・傾斜角を設定することの意味

前記のとおり、断層モデル幅 W は、震源断層モデルの上端・下端深さと傾斜角 δ の関係から求められるものとなります。また、震源断層モデルの上端・下端の深さは、地震発生層の上端・下端の深さを考慮して決めることとなります。ただし、小さな規模の地震の場合、図 17 のように、震源断層モデルの幅 W が地震発生層内に収まるので、必ずしもモデルの上・下端深さが、地震発生層の上・下端深さと一致するわけではありません。一方、地震の規模（地震モーメント）がある程度大きい場合には、震源断層モデルの幅 W は、地震発生層の厚さに飽和して、それより上や下には広がることができず横方向のみに広がることになる

⁵² 地震の規模を表す尺度としては、マグニチュードや地震モーメントなど様々な種類がありますが、このことについては、後記(4)アにて説明します。

ため、一定値となります。



図 17 地震発生層による震源断層の幅の飽和のイメージ図

震源断層モデルの傾斜角 δ が 90° であれば、震源断層モデルの幅 W は、最大でも地震発生層の厚さと等しい値にしかありません。しかし、断層が傾斜して傾斜角 δ が 90° より小さくなり、震源断層面が斜めになると、震源断層モデルの幅 W が増大し、同じ長さをもつ震源断層より震源断層モデルの面積 S は大きくなります。

なお、震源断層モデルの深さ及び傾斜角は、震源特性のみならず、地震動を評価するに当たっての伝播特性にも影響を与えることとなります。つまり、震源断層モデルの上端深さが浅いほど、震源断層モデルがより地表に近づきますし、また、震源断層モデルが傾斜することにより、評価地点の下に潜り込むような位置関係になり、震源断層モデルが評価地点に近づくこととなります。結果として、震源断層から放出される地震波があまり減衰しないまま（振幅が小さくならないまま）評価地点に到達することとなります。

ウ 震源断層モデルの幅・深さ・傾斜角の設定方法

ここでは、震源断層モデルの幅・深さ・傾斜角の設定方法について説明します。

「地震本部レシピ」では、震源断層の幅 W を設定する際には、

- ①震源断層の幅 W が飽和していない場合

$$W=L$$

- ②震源断層の幅 W が飽和している場合

W は飽和値で一定（ただし、地震発生層の厚さの上限は 20km）との関係式を用いることとしています。これは、入倉・三宅(2001)の研究成果を取り入れたものです。

そして、震源断層の幅 W が飽和する値（飽和値）は、先に示した図 16 のとおり、地震発生層の厚さと傾斜角 δ によって求められます（図 16

の赤の直線が震源断層の幅 W です。)

地震発生層の厚さは、地震発生層の下端の深さと地震発生層の上端の深さとの差から算出します。その際、地震発生層の上端及び下端の深さは、微小地震の深さ分布等から推定します。なお、地震発生層の厚さは 20km を上限としますが、これは、後記エの図 18 のように、入倉・三宅(2001)において、様々な地震の震源断層の長さ L と断層幅 W との関係を検討したところ、小規模な地震では震源断層の長さ L と断層幅 W が $1:1$ の比で大きくなるのに対し、震源断層の長さ L が 20km 程度を超えると、震源断層の長さ L が大きくなっても断層幅 W は変わらない(つまり断層幅 W は 20km で頭打ちとなる)ことが確認されたことによります。

また、震源断層モデルの傾斜角 δ は、地表から地震発生層の最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかになった例は少ないため、「地震本部レシピ」においては、対象とする震源断層についての反射法探査結果⁵³など、震源断層の傾斜角 δ を推定する資料がある場合にはそれを参照することとし、また、周辺にある同じタイプの震源断層から傾斜角 δ が推定できる場合にはそれらを参照することにしていきます。

しかし、そのような資料が得られない場合には、震源断層のずれのタイプ(ずれの方向)により、次に示す傾斜角 δ を基本とするものとしています。

逆断層： 45°

正断層： 45°

横ずれ断層： 90°

これらは震源断層のタイプによる最も典型的な角度と考えられます。

ただし、この場合でも、対象地震とその周辺の地質構造との関係は通常は一致又は類似すると考えることが合理的であり、周辺の地質構造、特に活断層分布を考慮し、対象とする震源断層とその周辺の地質構造との関係が説明できるように留意することが必要です。

また、「長期評価」において「低角」又は「高角」と記載されている場合には、それぞれ $0^\circ\sim 30^\circ$ 、 $60^\circ\sim 90^\circ$ の範囲内で設定することにしていきます。

⁵³ 反射法探査とは、地表付近で人工的に弾性波(地震波)を発生させ、地下の地層境界等で反射して再び地表に戻ってきた反射波を、地表に多数設置した受振器で測定して、地下の反射面イメージから地下構造を推定する探査法です。

以上の流れを具体例で説明すると、地震発生層の下端の深さが 20km で、震源断層モデル上端の深さ (=地震発生層の上端の深さ) が 3km とすれば、地震発生層の厚さはその差の 17km となります。このとき、傾斜角が 45° とすれば、直角二等辺三角形の三角関数を考えると分かりやすいと思いますが、地震発生層の厚さと震源断層の幅の比は、 $1:\sqrt{2}$ ($\sqrt{2}$ =約 1.4) となりますので、震源断層モデルの幅 W が飽和する一定値は

$$17\text{km} \times \text{約 } 1.4 = \text{約 } 24\text{km}$$

となります。

この場合、震源断層の長さ L が 24km 以下であれば、震源断層の長さ L の増大に応じて震源断層の幅 W も大きくなっていきますが、震源断層の長さ L が 24km を超えると、震源断層の長さ L がいくら長くなっても、震源断層の幅 W は 24km の一定値をとることになります。

エ 震源断層の幅の設定に用いた入倉・三宅(2001)による方法

震源断層モデルの幅 W の設定方法について、「地震本部レシピ」の (ア) 法は、入倉・三宅(2001)での研究成果を用いることとしているので、ここでは、同論文における検討内容を説明します。なお、入倉・三宅(2001)については、後記 (4) エにて詳しく説明します。

図 18 は、入倉・三宅(2001)の 861 ページから引用したもので、入倉・三宅(2001)にて検討された地震データについて、震源断層 (rupture area) の幅 W を縦軸として、震源断層 (rupture area) の長さ L を横軸として、両者の関係を対数目盛⁵⁴の図で示したものです。

⁵⁴ 対数目盛とは、数値軸の間隔が等間隔ではなく、乗数の桁数ごとに区切られる目盛のことをいいます。例えば、数値軸において、 10^2 や 10^3 等が等間隔になっているものになります。地震学においては、検討において、線形目盛(数値軸の間隔が等間隔である目盛のことです。)ではなく、対数目盛の図が用いられるのが通常ですが、この点については、<参考5>を参照してください。

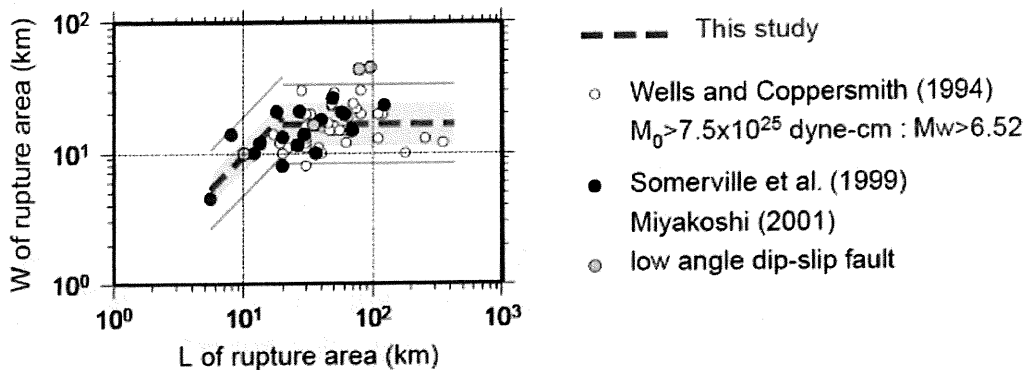


図 18 震源断層の幅 W と震源断層の長さ L の関係
【「入倉・三宅」 p.858 図 6 を引用】

図 18 の太点線は、震源断層 (rupture area) の幅 W と震源断層 (rupture area) の長さ L との関係式を図示したものです (なお、灰色の領域は標準偏差⁵⁵の範囲を、実線は太点線の 2 倍と半分の値をそれぞれ示しています)。この太点線からは、震源断層の幅 W は、地震の規模が小さいときには断層長さ L とおおむね 1:1 で比例していること (太点線が右肩上がりの部分) と、ある規模以上の地震では、震源断層の幅 W が一定値となっていること (太点線が水平の部分) が分かります。

具体的には、震源断層の長さ L が 20km 未満の場合には、震源断層の幅 W と震源断層の長さ L とは

$$W = 0.995L$$

となり、震源断層の長さ L が 20km 以上の場合には、震源断層の長さ L がいくらであろうと、震源断層の幅 W は

$$W = 16.50\text{km}$$

となっています。

入倉・三宅(2001)では、この震源断層の長さ L が 20km 以上の場合に、断層幅 W が一定となるのは、過去の研究成果 (例えば、Shimazaki, 1986⁵⁶) から、地震発生層の厚さに応じて震源断層の幅 W が

⁵⁵ 標準偏差とは、平均を中心としたデータのばらつきを示す指標であり、通常は σ (シグマ) で表示されます。対数正規分布 (平均値を中心に大きい方にも小さい方にも同じように減っていく形になる分布) では、 $\pm\sigma$ の範囲には約 6 割のデータが入ります。

⁵⁶ Shimazaki, K. (1986): Small and large earthquake: The effects of thickness of seismogenic layer and the free surface. In Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H. eds. : Earthquake source mechanics. AGU, Washington, D.C., 209-216

飽和して頭打ちとなるためと考えました。

また、入倉・三宅(2001)では、震源断層の幅 W が飽和していない、震源断層の長さ L が短い場合は、 $W=0.995L$ ですから、 $W=L$ に近いと考え、正方形で考えることとしました。

以上のような検討結果を踏まえ、「地震本部レシピ」においては、震源断層の幅 W の設定について、前記ウのとおり定めているのです。

なお、地震発生層の上端と下端について、入倉・三宅(2001)は、過去の研究成果 (Ito,1999⁵⁷) から、微小地震 (規模が極めて小さい地震) の深さ分布から決められるとしました。これは、現に微小地震が発生していれば岩盤がひずみエネルギーを蓄える強度があるということであり、そこが地震発生層と考えられるからです。図 19 は、微小地震の分布状況の一例です。

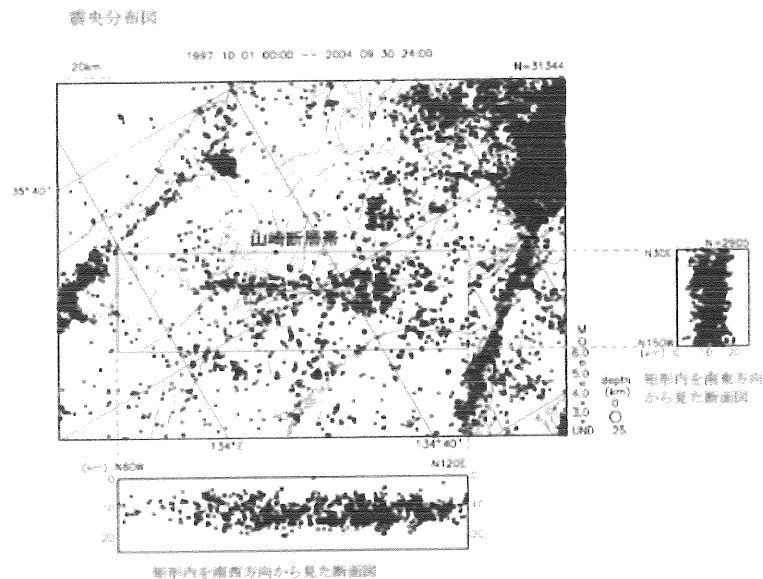


図 19 微小地震分布の一例 (山崎断層帯付近 [1997.10~2004.9、気象庁の震源データによる])

【「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について」(地震調査委員会,2005b) ⁵⁸図 10 を引用】

⁵⁷ Ito, K.(1999):Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433

⁵⁸ 地震調査委員会 (2005b): 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 17 年 1 月 31 日公表) .

(4) 地震規模（地震モーメント M_0 ）の設定

ア 地震モーメント M_0 とは

地震は、地下の岩盤中の震源断層面が破壊してずれ動く現象ですが、その際には、震源断層面を介して「押し」と「引き」の回転力（モーメント）が働くこととなります。この力を物理量で表したのが地震モーメントです。モーメントは、力（標準単位は N^{59} （ニュートン））と長さ（標準単位は m （メートル））の積ですから、地震モーメント（一般に表記は「 M_0 」）の単位は Nm （ニュートン・メートル）⁶⁰ となります。これはエネルギーの単位（標準単位は「 J 」⁶¹（ジュール））と同じです（ $1Nm=1J$ ）。つまり、地震モーメント M_0 は、震源断層をずれ動かすために必要なエネルギー量であるとともに、震源断層面がどのくらいの力でどの程度ずれ動いたのか、すなわち地震の規模を表す物理量でもあります。

地震の規模を表す尺度としては、マグニチュードが有名ですが、マグニチュードは地震計で計測された地震の揺れから求めるものであり、かつ、気象庁マグニチュード M や様々な種類があり、同じ地震でも異なる方法によって決めたマグニチュードは違う値となることがあります。一方、地震モーメント M_0 は、後述のとおり明確な物理的基礎をもつ地震規模の指標です。なお、この地震モーメント M_0 から定義されるマグニチュードが、モーメントマグニチュード（一般に表記は「 M_w 」⁶²）です。

地震モーメント M_0 は、震源断層の面積 S 、平均すべり量（一般に表記は「 D 」で、標準単位は m （メートル）です。後記（6）参照。）、媒質の剛性率〔一般に表記は「 μ 」（ミュー）で、せん断変形⁶³のしにくさ（地殻の硬さ）を表す定数です。標準単位は N/m^2 ）の積で定義されます。

⁵⁹ N （ニュートン）とは、質量 1 kg の物体に 1 m 毎秒毎秒の加速度（加速度の標準単位は m/s^2 （メートル毎秒毎秒））を与える力の大きさをいいます。すなわち、 $1N=1\text{ kg}\cdot\text{m/s}^2$ となります。

⁶⁰ Nm とは、力のモーメントの単位であり、「ある定点から 1 メートル隔たった点にその定点に向かって直角方向に 1 ニュートンの力を加えたときのその定点のまわりの力のモーメント」です。地震モーメントの単位は、従来 $\text{dyne}\cdot\text{cm}$ が使われていましたが、近年は Nm が通常となっています。 $1Nm=10^7\text{ dyne}\cdot\text{cm}$ です。

⁶¹ J （ジュール）とは、 $1N$ （ニュートン）の大きさの力が、その方向に物を 1 m 動かすときの仕事、あるいはその仕事に相当する熱量をいいます（ $1J=1Nm$ ）。

⁶² 「 M_w 」とは、モーメントマグニチュードの表記であり、地震モーメント M_0 から定義したマグニチュードのことです。モーメントマグニチュード M_w と地震モーメント M_0 との関係は $M_w=2/3\times(\log_{10}M_0-9.1)$ との計算式で求められます。

⁶³ せん断変形とは、固体内部で、ある面の上下層が逆の向きに力を受けて上下層間にすべりを生じさせるような変形のことです。

これを数式で表すと

$$M_0 = \text{震源断層面 (S)} \times \text{平均的なすべり量 (D)} \times \text{剛性率 (\mu)}$$

となります。

式の形からも分かるように、硬い地殻で大きな面積の震源断層が大きくなるほど、地震モーメント M_0 が大きくなり、一般に、特に長周期（周期の長い）の地震動は、地震の規模が大きいかほど強くなります。

イ 地震モーメント M_0 の設定方法

「地震本部レシピ」では、地震モーメント M_0 は、過去に起きた地震の記録の分析に基づいて策定された、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との経験的関係式⁶⁴によって、震源断層面積 S から求めます。この際、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式として、Somerville et al.(1999)⁶⁵、入倉・三宅(2001)、Murotani et al.(2015)の3つの研究成果から、地震モーメント M_0 （地震の規模）に応じて、3つのステージに分けて、用いる関係式を区別しています。

前記(3)イのとおり、震源断層面の幅 W が地震発生層を飽和していない小規模地震では、地震規模の増大に伴い、震源断層面が長さ L 及び幅 W 方向に同じ比率で大きくなっていき、平均すべり量 D も同じ比率で大きくなっていきます（下記①）。しかし、ある規模以上の地震になると、幅 W が地震発生層を飽和することにより、震源断層面は幅方向には大きくなれず、幅 W が一定値となり長さ L と平均すべり量 D のみが大きくなっていきます（下記②）。そして、地震規模がさらに大きくなると、平均すべり量 D も頭打ちになり、地震規模の増大に伴い断層長さ L のみが大きくなっていくと考えられています（下記③）。このように、スケーリング則を検討するに当たって前提とされる物理モデルには、地震規模に応じた3つのステージがあるとの考え方が提唱されており、この考え方は「3 stage scaling model」と呼ばれています。

具体的には、

- ①地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ を下回る場合（モーメントマグニチュード $M_w 6.5$ 相当未満の場合）

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7}$$

⁶⁴ 経験的関係式とは、経験式とも言い、理論的根拠は明らかではないが、実験や観測などによる実測値から導かれた諸量の関係を数式で表したものです。

⁶⁵ Somerville, P.G., K.Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80

(Somerville et al.(1999)によって提案された関係式)

②地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ 以上、 $1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ 以下の場合 (モーメントマグニチュード $M_w 6.5$ 相当以上 7.4 相当以下の場合)

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$$

(入倉・三宅(2001)によって提案された関係式)

③地震モーメント M_0 が $1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ を上回る場合 (モーメントマグニチュード $M_w 7.4$ 相当を超える場合。ただし、基になったデータ分布の上限値が $M_0 = 1.1 \times 10^{21}$ であることに留意が必要です。)

$$M_0 = S \times 10^{17}$$

(Murotani et al.(2015)によって提案された関係式)

となっています。もちろん、これらの関係式を「地震本部レシピ」に採用することについては、強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会での議論を経たものであり、強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会の構成員である地震学者らのコンセンサスを得た上でのこととなります。

以下では、①の場合を第1ステージ、②の場合を第2ステージ、③の場合を第3ステージと呼びます。これらの関係を図示したものが参考10の図になりますが、同図において第1ステージが青色、第2ステージが緑色、そして第3ステージが紫色で示される直線となりますので、参照してください。

ここで、プレート間地震については、沈み込む海のプレートの動きと直接的な関係があるため、気象庁マグニチュード $M 8$ クラス程度までの地震が発生する頻度が比較的多くなる傾向があります。それに比べ、内陸地殻内地震については、プレート間だけでは解消されなかったひずみが溜まった結果発生するものですから、明治24(1891)年の濃尾地震のような一部の例外を除き、プレート間地震よりも気象庁マグニチュード M が一回り小さな、気象庁マグニチュード $M 7$ クラス程度までの地震の発生頻度が高くなる傾向があります。

そのため、以下では、気象庁マグニチュード $M 7$ クラスまでを対象とする第1ステージと第2ステージについて、それらの基になった研究成果である Somerville et al.(1999)と入倉・三宅(2001)の内容等を説明することとします。

ウ Somerville et al. (1999)に基づく第1ステージについて

第1ステージの関係式は、Somerville et al.(1999)において提案された式です。ここでは、Somerville et al.(1999)の概要、パラメータ抽出に

用いられた震源インバージョン解析やトリミング手法、得られた震源断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係式について説明します。

(7) Somerville et al. (1999) の概要

Somerville et al.(1999)は、強震動の予測で使用する将来の内陸地殻内地震の震源断層モデルを特徴づけるための情報を示すことを目的として、昭和 46(1971)年から平成 7(1995)年に発生した 15 個の内陸地殻内地震 (モーメントマグニチュード M_w 5.7~7.2) のデータを収集・検討しています。具体的には、地震動記録を用いた震源インバージョン解析を行い、その解析から得られた震源断層面の不均質すべり分布⁶⁶に対して、一定の基準に基づいて震源パラメータ (震源断層面積、すべり量、アスペリティ面積など) を抽出し、さらに、得られた震源パラメータの統計的解析を実施して、それらのパラメータが一定の法則に従うことを明らかにしています。

ここで、Somerville et al.(1999)が収集・検討した 15 地震は、日本の平成 7(1995)年兵庫県南部地震とイランの昭和 53(1978)年 Tabas 地震とを除くと、北米西部の地震であり、主に海外の地震データが中心でした。これは、アメリカでは 1930 年代にはいくつかの強震計が設置され、その後も、地震多発地帯であるアメリカ西海岸では、1970 年代から強震観測網が整備され、いくつもの被害地震で強震観測記録が蓄積されて、地震学・地震工学の研究に利用されていたためです。

他方、後記エ(ウ) a のとおり、日本国内では、平成 7(1995)年以前の地震については、強震動観測網が貧弱で地震学的情報が必ずしも十分には取得できませんでしたから、地震モーメント M_0 や震源断層面積 S の推定が地震直後の地表地震断層の現地調査結果や測地学的な情報から間接的に推定されている場合が多いものでした。

なお、内陸地殻内地震の震源パラメータ間の関係式の信頼性は、その関係式を導くのに用いた地震データに大きく依存しますが、Somerville et al.(1999)において提案された関係式が日本国内の地震にも十分適用できることについては、後記オを参照してください。

(4) 震源インバージョン解析について

ここで、震源インバージョン解析について説明しておきます。

一般に、観測データから未知の量を推定する解析手法をインバージョン

66 不均質すべり分布とは、前記第 1 の 2 のとおり、震源断層面上、断層面のどこもが同じ量だけ均質にずれる (すべる) ものではなく、断層面の破壊が伝播していく中で、震源断層面上の地点地点によってずれ (すべり) 量が異なりますが、そのずれ (すべり) 量の分布状況のことをいいます。

ョン (inversion) といい、インバージョンは逆解析と訳されることもあります。インバージョンは、科学の様々な分野で用いられる普遍的な手法です。なお、逆に、モデルを与えて理論データを算出することを順問題 (forward problem) (順解析) といいます。

震源インバージョンとは、活断層情報や余震分布等をもとに、震源断層面を仮定した上で、複数の観測地点で得られた地震観測記録や測地データ等から、その震源断層面のどこが、どのくらい、どの方向に、またどのくらいの速さでずれ動いたのかという震源の破壊過程や震源特性を推定する方法です。それらの結果から震源断層面でのすべり分布、すべり速度分布の不均質性をより高精度に推定することができます。以上のように、震源インバージョン解析は、地震観測記録に基づき、当該地震を発生させた震源断層やアスペリティの諸特性を具体的に把握しようとするものであり、地震学において、確立された解析方法となっています。

震源インバージョン解析については、<参考6>も参照してください。

(ウ) トリミングについて

震源パラメータのスケーリング則 (関係式) を検討する際には、<参考6>の図に④で示したように、震源インバージョン解析で示された断層面に対して、「トリミング」を行う場合があります。多くの震源インバージョン解析では、主に震源断層面でのすべり分布などを推定するために行われるため、震源断層モデルの大きさを過小評価しないよう、少なくとも断層破壊全体をカバーするように、断層面 (破壊領域) があえて十分大きく設定されます。その結果、震源インバージョン解析結果として示された断層面には、その縁辺部等に、地震動の発生にあまり寄与しない、すべり量が小さい領域を含む場合があります。このため、地震動の発生に寄与する実質的な破壊面積 (震源断層面) を正確に求めるために、震源インバージョン解析結果に対して、「トリミング」を行う必要があります。

トリミングの詳細な説明については、<参考7>を参照してください。

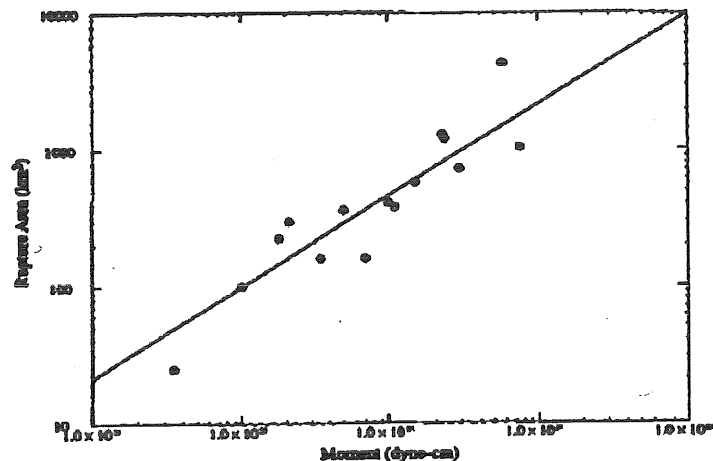
(I) 震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式

Somerville et al.(1999)では、収集した15個の地震について、震源インバージョン解析を実施し、かつ、「Somervilleの規範」 (<参考

7>参照)によるトリミングを行った結果得られた震源断層のデータについて、縦軸を震源断層面積 (Rupture Area) S とし、横軸を地震モーメント (Moment) M_0 としてそれぞれプロットし、検討した結果、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係においては、地震モーメント M_0 で $3.5 \times 10^{24} \sim 7.5 \times 10^{26} (\text{dyne} \cdot \text{cm})$ の範囲 (モーメントマグニチュードで $M_w 5.7 \sim 7.2$ の範囲) で、図 20 のように直線で示されました。ここで、震源断層面積 S が地震モーメント M_0 の 3 分の 2 乗に比例するとの関係が成り立つとし (対数目盛の場合、対数である 3 分の 2 乗の 3 分の 2 が直線の傾きとなりますから、図 20 中に示された直線の横軸と縦軸の比は 3:2 となっています。)、その直線の関係式として

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad \dots \textcircled{1}$$

を得ています。



△ Figure 8. Relation between rupture area and seismic moment. Circles represent individual events, and the line is a least-squares fit under the constraint of self-similarity (slope = 2/3).

図 20 震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係
【Somerville et al.(1999)p.71 図 6 から引用】

なお、前記アのとおり、 1Nm は $10^7\text{dyne} \cdot \text{cm}$ に相当しますから、この関係式を Nm 表記にすると

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$$

となり、この式を震源断層面積 S から地震モーメント M_0 を求める形の式にすると、「地震本部レシピ」の 4 ページ目で示されている「(2) 式」の

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7}$$

となります。

なお、Somerville et al.(1999)が、上記①の関係式を得たのは、直線の傾きを3分の2に固定した上での回帰分析(最小二乗法)⁶⁷の結果ですが、Somerville et al.(1999)でこのように直線の傾きを3分の2に固定した根拠を説明します。

1970年代までに様々な規模の地震についての解析が行われた結果、かなり広い範囲の地震モーメント M_0 について、地震モーメント M_0 が、震源断層の長さ L 、震源断層の幅 W 、平均すべり量 D (後記(6)参照。)とそれぞれ比例関係があることが確認されました(例えば、Kanamori and Anderson, 1975⁶⁸)。この関係は、地震の規模が大きくなることに比例して、断層長さ L が長くなり、断層幅 W が広くなり、平均すべり量 D も大きくなることを意味しており、地震の「自己相似性」と呼ばれています。

前記アのとおり、地震モーメント M_0 は、震源断層面積 S (震源断層の長さ L と震源断層の幅 W の積) と平均すべり量 D と岩盤の硬さを示す物性値(剛性率)とを掛け合わせたものですが、これを数式で書くと

$$M_0 = \text{剛性率} (\mu) \times \text{平均すべり量} (D) \times \text{震源断層面積} (S)$$

となります。

この式の震源断層面積 S は、震源断層の長さ L と震源断層の幅 W の積ですから

$$M_0 = \text{剛性率} (\mu) \times \text{平均すべり量} (D) \times \text{震源断層の長さ} (L) \times \text{震源断層の幅} (W)$$

となります。

また、地震モーメント M_0 が、震源断層の長さ L 、震源断層の幅 W 、平均すべり量 D にそれぞれ比例していることから、平均すべり量 D と震源断層の幅 W が震源断層の長さ L に比例することから、 $D = aL$ (a は定数)、 $W = bL$ (b は定数) と表すことができます。

そうすると

$$M_0 = \mu \times aL \times L \times bL$$

となり、結局

$$M_0 = \mu \times abL^3$$

⁶⁷ 回帰分析及び最小二乗法については、<参考8>を参照してください。

⁶⁸ Kanamori, H. and D.L. Anderson(1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of Amerika, 65, 1073-1095.

となり、地震モーメント M_0 が震源断層の長さ L^3 に比例することが分かります。これを、震源断層面積 S との関係で表記すれば、震源断層面積 S は bL^2 ($L \times bL$) ですから、地震モーメント M_0 は震源断層面積 S の 2 分の 3 乗に比例することになります。

このように地震モーメント M_0 に比例して大きくなるパラメータがある一方で、地震モーメント M_0 が変わっても、変わらない量があることも過去の研究成果から知られています。この変わらない量として、平均応力降下量（後記 3(4)参照）があります。このような関係は、震源断層面全体の破壊を、その震源断層面全体と面積が同じになる円形の破壊面と考えた場合には、過去の研究成果（Eshelby, (1957) ⁶⁹ から、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 と平均応力降下量 $70\Delta\bar{\sigma}_c$ との関係式として

$$M_0 = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \cdot \Delta\bar{\sigma}_c \cdot S^{3/2}$$

が得られることを前提としています。この式からも、平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ が一定であれば、地震モーメント M_0 が震源断層面積 S の 2 分の 3 乗に比例していることが分かります。

なお、なぜ円形破壊面を前提とするかについては、円形を考慮した場合の方が、楕円形など任意の係数を仮定して考慮するよりもモデルとして単純で、計算も容易になるためです。

Somerville et al.(1999)で提案された上記①の関係式では、より新しい地震のデータを用いても、この震源断層面積 S が地震モーメント M_0 の 3 分の 2 乗に比例すること ($S \propto M_0^{2/3}$ 。なお、「 \propto 」は比例を表す表記です。)、すなわち、地震モーメント M_0 が震源断層面積 S の 2 分の 3 乗に比例すること ($M_0 \propto S^{3/2}$) が確認されたことになりました。

そして、Somerville et al.(1999)で提案されたこの①の関係式が、どの範囲で有効かをさらに検討するなどしたのが、入倉・三宅(2001)になります。

エ 入倉・三宅(2001)に基づく第2ステージについて

第2ステージの関係式は、入倉・三宅(2001)の861ページにおいて提唱された式で、一般に「入倉・三宅式」と呼ばれています。

地震の規模等からして、強震動予測の対象となる場合が多く、スケー

⁶⁹ Eshelby, J.D.(1957):The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, 376-396.

⁷⁰ ここでは、震源断層面全体で見たときの平均の応力降下量をいいます。

リング則として重要な範囲がこの第2ステージとなります。ここでは、入倉・三宅(2001)の概要と、提案された震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式を説明します。

(7) 入倉・三宅 (2001) の概要

入倉・三宅(2001)は、将来の大地震の災害軽減を目的として、危険な活断層が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動をどのように高精度に予測・評価するか、その方法論の確立を目指し、誰がやっても同じ答えがでるような「強震動予測のレシピ」の考え方及びその方法論を提案したものです。

(4) 震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式

地震動を生成する主要な断層運動は地下にある震源断層面での動きで、地表に現れる断層変位（地表地震断層と同じです。）は地下にある震源断層の運動の結果に過ぎないため、地表地震断層の動きのみから断層運動全体を特性化することは困難です。入倉・三宅(2001)は、地下にある震源断層の動きを知るためには、地震記録や測地記録から断層運動を推定する地震学的（地球物理学的）アプローチとの連携が重要となるとして、さらに、強震動に関係する最も精度の良い震源断層パラメータは強震動記録を用いた震源インバージョン解析によるものであるとしています。そこで、Somerville et al.(1999)で収集・検討された15個の内陸地殻内地震の震源インバージョン解析によるデータ（モーメントマグニチュード M_w 5.7～ M_w 7.2）と、Miyakoshi(2001 私信)で収集された7個の内陸地殻内地震の震源インバージョン解析によるデータ（モーメントマグニチュード M_w 5.8～ M_w 7.6）、Wells and Coppersmith(1994)で「信頼できる」とされた41個の地震のデータについて、図21のように、縦軸を震源断層面積（Rupture Area）とし、横軸を地震モーメント（Moment） M_0 として、それぞれプロットしました。なお、上記データのうち、Wells and Coppersmith(1994)⁷¹のデータは、余震分布や活断層情報、一部は測地学的データから求められたものですので、Somerville et al.(1999)のデータと異なって、震源インバージョン解析の結果ではありませんが、このデータが用いられた理由とその合理性については、後記(7)bで説明します。

⁷¹ Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.

図 21 で、黒丸印は震源インバージョン解析によるデータ [Somerville et al.(1999)及び Miyakoshi(2001 私信)] のうち横ずれおよび高角逆断層のデータ、灰色の丸印は震源インバージョン解析による低角逆断層のデータ、そして白丸印は Wells and Coppersmith(1994)によるデータを示したものです。また、黒の細い直線は、Somerville et al.(1999)による経験的關係式 ($S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$ (dyne-cm)) で、一点鎖線は、武村(1998)⁷²による経験的關係式 ($\log S$ (km²) = $1/2 \log M_0$ (dyne/cm) - 10.71 ($M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ (dyne-cm))) を参考に載せたものです。

図 21 からは、地震モーメント M_0 が 10^{26} dyne-cm よりも小さな地震では、Somerville et al.(1999)による経験的關係式と合いますが、地震モーメント M_0 が 10^{26} dyne-cm よりも大きな地震では、白丸印で示される Wells and Coppersmith(1994)による震源断層面積 S が、Somerville et al.(1999)の式に比べて系統的に小さくなっていることが分かります。

このことについては、Shimazaki(1986)の考え方に従って、 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震モーメントの地震については、地震発生層の厚さ限界に伴い震源断層の幅 W が飽和することによって、 $S \propto M_0^{1/2}$ が成り立つためと考えられています。

そこで、地震モーメント M_0 が 7.5×10^{25} dyne-cm を境に、経験的關係式が異なると考え、図 21 の太点線のように、地震モーメント M_0 が 7.5×10^{25} dyne-cm よりも小さな地震では (すなわち、 $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm の場合)、Somerville et al.(1999)による経験的關係式 ($S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$ (dyne-cm)) を採用し、地震モーメント M_0 が 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震では (すなわち、 $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm の場合)、 $S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2}$ (dyne-cm) の経験的關係式が成り立つとしました。この $S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2}$ (dyne-cm) の経験的關係式が「入倉・三宅式」です。

⁷² 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震 2, 51, pp.211-228, 1998.

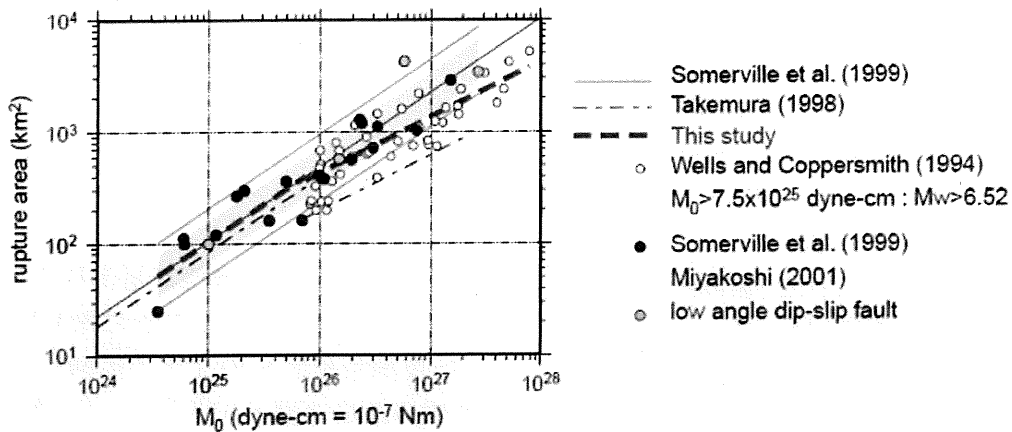


図 21 震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係
 【入倉・三宅(2001)p.858 の図 7 から引用】

なお、前記アのとおり、 1Nm は 10^7dyne-cm に相当しますから、この入倉・三宅式を Nm 表記にすると

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$$

となり、この式を震源断層面積 S から地震モーメント M_0 を求める形の式にすると、「地震本部レシピ」の 4 ページ目で示されている「(3) 式」の

$$M_0 = (S / 4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$$

となります。

また、入倉・三宅式は、直線の傾きを 2 分の 1 に仮定した上での回帰分析（最小二乗法）の結果ですが、入倉・三宅(2001)でこのように直線の傾きを 2 分の 1 と仮定した根拠を説明しておきます。

このことについては、前記ウ(エ)で説明したものと同一考え方になります。

つまり、地震モーメント M_0 は

$$M_0 = \text{剛性率} (\mu) \times \text{平均すべり量} (D) \times \text{震源断層面積} (S)$$

ですが、この式の震源断層面積 S は、震源断層の長さ L と震源断層の幅 W の積ですから

$$M_0 = \text{剛性率} (\mu) \times \text{平均すべり量} (D) \times \text{震源断層の長さ} (L) \\ \times \text{震源断層の幅} (W)$$

となります。

ここで、 $7.5 \times 10^{25}\text{dyne-cm}$ 以上の地震モーメントの地震では、震源断層の幅 W が飽和して一定になりますので、地震モーメント M_0 は、震源断層の長さ L と平均すべり量 D にそれぞれ比例することになる

ため、 $D=aL$ (a は定数)、 W = 一定値となり

$$M_0 = \mu \times aL \times L \times W$$

となつて、結局

$$M_0 = \mu \times W \times aL^2$$

となり、地震モーメント M_0 が震源断層の長さ L^2 に比例することになります。

これを、震源断層面積 S との関係で表記すれば、震源断層面積 S は、震源断層の幅 W が一定値である以上、 L に比例することになりますから、結局、地震モーメント M_0 は震源断層面積 S の 2 乗に比例することになります ($M_0 \propto S^2$)。これを震源断層面積 S で見ると、 $S \propto M_0^{1/2}$ となるからです。

なお、震源断層の長さ L が、震源断層の幅 W が飽和する程度よりもさらに長くなると (図 22 の一番右のような場合)、震源断層面の破壊が、同じ面積の等価な円形の破壊面と考えることができなくなりますので、この点で、結果的に自己相似の関係から乖離することになります。

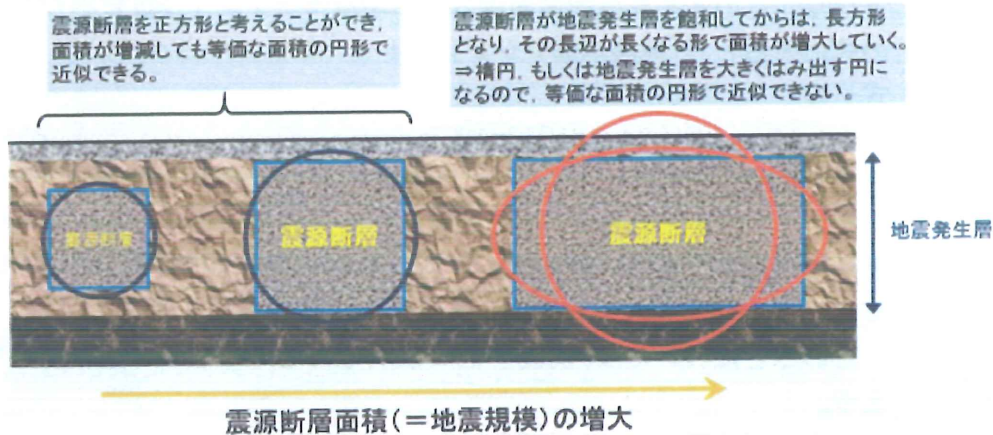


図 22 震源断層面積の増大に伴い円形破壊面で近似できなくなる概念図

(ウ) 入倉・三宅 (2001) が用いた地震データ

a 強震動観測体制の移り変わり

前記(イ)のとおり、強震動に関係する最も精度の良い震源断層パラメータは、強震動記録を用いた波形インバージョン (震源インバージョン解析) による結果です。しかし、入倉・三宅式の策定に用いられたデータのうち、Somerville et al.(1999)のデータは、震源インバージョン解析の結果ですが、同じく同式策定に用いられた Wells

and Coppersmith(1994)のデータは、震源インバージョン解析の結果ではありません。以下では、Wells and Coppersmith(1994)のデータが用いられた理由を説明しますが、それには国内の地震観測網の整備状況が深く関わっていますので、まず、強震動観測体制の移り変わりについて説明します。

日本国内では、平成 7(1995)年 1 月 17 日の兵庫県南部地震以前は、強震観測網が極めて粗密な状態で、地震学的情報が必ずしも十分には取得できませんでした。つまり、平成 7(1995)年頃よりも前は、地震観測網のほとんどは、気象庁による業務的観測を除き、大学及び研究機関による学術的調査研究を目的として整備運用されてきてはいましたが、日本全国を稠密にカバーするようなものではありませんでした。

しかし、平成 7(1995)年兵庫県南部地震を契機として、地震観測網整備が大規模かつ網羅的に実施されました。その結果、平成 30(2018)年 4 月 1 日現在、日本国内には、高感度地震計が約 1500、広帯域地震計が約 200、強震計が約 6650 (国の機関等が 3750、地方公共団体が約 2900 です。)設置されているとされています(地震調査研究推進本部調べ)。平成 7(1995)年兵庫県南部地震以降の国内における地震観測網の整備については、<参考 9>をご参照ください。なお、平成 8(1996)年当時(既に地震観測網の整備が始まっている時期のものになります。)と最近の観測施設の整備状況をまとめた図(図 23)も参考になると思います。

■高感度地震計			■広帯域地震計		
	人間に感じないような非常に小さな揺れを検知するための地震計				地震の強い揺動から、非常にゆっくりとした揺動まで、広い周波数範囲にわたって揺れを記録できる地震計
	平成8年	平成30年		平成8年	平成30年
国立大学	273	240	国立大学	36	45
防災科学技術研究所	69	989	防災科学技術研究所	15	124
海洋研究開発機構	0	9	海洋研究開発機構	20	3
国土地理院	0	1	気象庁	10	20
気象庁	188	257	産業技術総合研究所	1	0
産業技術総合研究所	12	29	合 計	82	192
合 計	562	1,525			

■強震計			■GNSS連続観測施設		
	高感度の地震計では振り切れてしまうような強い揺れを観測するための地震計				人工衛星を用いて、プレート運動や地殻変動を観測するシステム
	平成8年	平成30年		平成8年	平成30年
国立大学	67	125	国立大学	65	65
防災科学技術研究所	1,063	2,437	防災科学技術研究所	19	0
国土交通省	約1,066	504	国土地理院	615	1,336
気象庁	約600	684	気象庁	4	0
産業技術総合研究所	13	0	海上保安庁	0	34
合 計	約2,809	3,750	産業技術総合研究所	10	11
			合 計	716	1,446

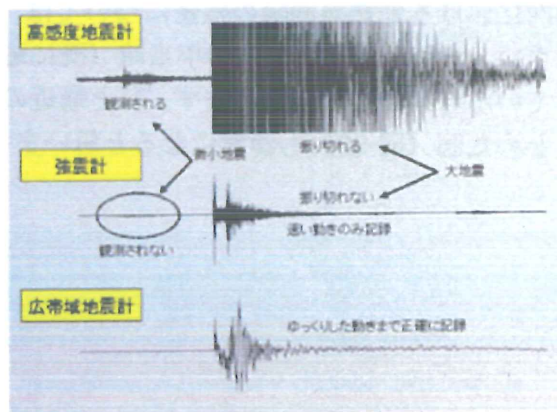


図 23 平成 8 年当時と最近の観測施設の整備状況
【地震調査研究推進本部ウェブサイトから引用】

以上の観測網により、一定規模以上の地震が発生すると直ちに震源断層の破壊過程の推定がなされ、波形の数値シミュレーションとの比較で地下構造の高精度推定がなされるなど、地震学及び地震工学の研究に活用されています。

b Wells and Coppersmith(1994)の地震データが用いられた理由

入倉・三宅(2001)では、スケーリング則(関係式)の検討に当たって、気象庁マグニチュード M8 クラスの大地震については、Wells and Coppersmith(1994)でまとめられていた地震データを用いています。これは、スケーリング則の策定・検証を行うには、震源インバージョン解析結果のデータ(Somerville et al.(1999)のデータ等)を用いるのが望ましいのですが、Somerville et al.(1999)のデータには M8 クラスの大地震のデータがなかったからです(最大でもモーメントマグニチュード Mw7.2)。Somerville et al.(1999)のデータに気象庁マグニチュード M8 クラスがなかったのは、以下の理由からです。

震源インバージョン解析を行うには、地震の震源域に比較的近いところに設置された地震計のデータが解析精度や分解能を上げる上で必要となりますが、規模の大きい地震、特に気象庁マグニチュード M8 クラス以上の大規模地震は、必ずしも、地震観測網が整った時期及び場所で起きたとは限りません。これは、地震の発生頻度は、規模の小さい地震ほど多く、規模が大きくなるほど少なくなるという、おおよその法則性があり、気象庁マグニチュード M8 クラスの大地震となると滅多に起きないからです。このことは、日本国内で起こる内陸地殻内地震を考えてみたとき、気象庁マグニチュード M4~5 クラスの地震は日本国内全域で見れば年に数回は起きているのに対し、気象庁マグニチュード M7 クラスでは 10 年に 2~3 回程度しか起きておらず⁷³、気象庁マグニチュード M8 クラスとなると滅多になく、100 年以上に一回程度しか起きていないことから、おおかたのイメージができるかと思えます。

大地震が滅多に起きない以上、そのような大地震を地震計で記録する機会は稀です。また、世界を見渡せばどこかで年に 1 回程度気象庁マグニチュード M8 クラスの地震が起きていますが、前記 a のとおり、かつては日本国内外ともに限られた場所にしか地震観測点がなかったため、たとえ大地震が起きても、震源域周辺での地震記録が取得できていませんでした。このような理由から、入倉・三宅(2001)が執筆された当時、大地震についての震源インバージョン解析結果は、日本国内外で非常に限られていました。

⁷³ 近年起きた気象庁マグニチュード 7 以上の地震としては、1995 年兵庫県南部地震、2000 年鳥取県西部地震、2005 年福岡県西方沖地震、2008 年岩手・宮城内陸地震、2011 年福島県浜通地震及び 2016 年熊本地震が該当します。

入倉・三宅(2001)は、このような状況を踏まえ、大地震については、当時地震学の研究者の間で最も信頼性が高いとされていた、Wells and Coppersmith(1994)がまとめた震源インバージョン解析に依らない(余震分布や活断層情報、並びに一部は測地学的データから求められた成果)地震データを用いることにしたのです。

なお、Wells and Coppersmith(1994)による地震データのうち、入倉・三宅(2001)が用いたのは、 7.5×10^{25} dyne-cm (7.5×10^{18} Nm : およそモーメントマグニチュード Mw6.5) 以上の大きさの地震で、かつ、Wells and Coppersmith(1994)にて「信頼できる」とされているもののみ限定しています。

また、入倉・三宅(2001)では、用いた Wells and Coppersmith(1994)の地震データのうち、Somerville et al.(1999)とも共通する 11 の地震について、両論文の震源断層パラメータ(地表地震断層の長さ、伏在断層⁷⁴の長さ、断層幅、平均すべり量、断層面積、地震モーメント)を比較しています。その結果、断層幅や平均すべり量は違いが大きいものの、他のパラメータはおおよそ一致していることから、震源インバージョン解析によるデータがない気象庁マグニチュード M8 クラスの大地震に対するスケーリング(関係式)の検討では、Wells and Coppersmith(1994)によりコンパイルされた(まとめられた)震源断層パラメータが有効であると結論づけています。つまり、震源断層パラメータ間の関係式を検討する際には、Wells and Coppersmith(1994)で「信頼できる」とされた震源断層パラメータが、震源インバージョン解析により求めた震源断層パラメータと同視できることが確認されています。

このように、入倉・三宅(2001)において、Wells and Coppersmith(1994)で信頼できるとされたデータを用いることについては、合理的な必要性があったことが分かります。

オ Somerville et al. (1999) 及び入倉・三宅(2001)による経験的關係式の検証

前記ウ(ア)のとおり、Somerville et al.(1999)による経験的關係式は、主に海外で発生した 15 個の地震データに基づくものでした。また、入倉・三宅(2001)による経験的關係式も、Wells and Coppersmith(1994)に示された、主に海外の地震データに基づき策定

⁷⁴ 伏在断層とは、地下に隠れている断層のことですが、ここでは、地下に存在する震源断層のことを指しています。

されたものでした。このように、Somerville et al.(1999)及び入倉・三宅(2001)において提案された震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式は、主には海外の地震データに基づいていますが、後に公表された論文において、日本の地震データと比較しても、適切な震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係を表すものであることが確認されています。

すなわち、宮腰ほか(2015)によって、国内の平成 7(1995)年～平成 25(2013)年の間に発生した内陸地殻内地震 18 個(M_w 5.4～6.9)の地震観測記録の震源インバージョン解析結果から得られた震源断層面積 S と、F-net (<参考 9>参照)による地震モーメント M_0 との関係が、Somerville et al.(1999)の式及び入倉・三宅式と整合することが確認されています。また、Irikura et al.(2017)⁷⁵でも、平成 28(2016)年熊本地震(モーメントマグニチュード M_w 7.0)の震源インバージョン解析結果が、入倉・三宅式の基となったデータのばらつきの範囲内にほぼ収まっている(同式と整合する)ことが確認されています。以上の点については、<参考 10>を参照してください。

以上のように、Somerville et al.(1999)や入倉・三宅(2001)が提案した震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式は、日本国内で起きた地震のデータと整合することが検証されていますので、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との適切な関係を表すものといえます。

(5) セグメントごとの地震モーメント M_0 の設定

震源断層モデルが幾つかのセグメントに区分される場合というのは、一つの大きな震源断層面が活動するのではなく、異なる複数の活断層が同時に活動し、1つの大地震を発生させたり、あるいは個別の活断層(セグメント)の活動による中規模地震を発生させたり、複雑なパターンで地震を繰り返し起こすというイメージになります。例えば、原子力施設の地震動評価においては、原則、保守的に複数の活断層(セグメント)の連動を想定しています。この場合、各々のセグメントごとに震源断層モデルの長さ、傾斜角及び方向などが異なる場合がありますので、詳細な地震動予測(評価)を行うためには、セグメントごとに震源特性パラメータを個別に設定する必要があります。

⁷⁵ Kojiro Irikura, Ken Miyakoshi, Katsuhiko Kamae, Kunikazu Yoshida, Kazuhiro Somei, Susumu Kurahashi, and Hiroe Miyake : Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets and Space, 69:10.DOI: 10.1186/s40623-016-0586-y, 2017.

具体的には、複数のセグメントが同時に活動する場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式により、全体の地震モーメント M_0 を算出します。

なお、個々のセグメントへの地震モーメント配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、セグメントの面積の 1.5 乗の重みで配分します（長大な地震以外では、地震モーメント M_0 が震源断層面積 S の 2 分の 3 乗に比例するためですが、これは、地震の規模（地震モーメント M_0 ）が変わっても、平均応力降下量は一定であることが前提となります。）。

(6) 震源断層モデルの平均すべり量の設定

震源断層面のすべり（「ずれ」又は「変位」も同じ意味です。）量は、震源断層面がずれ動いた長さのことです。震源断層面のすべり量は、前記第 1 の 2 のとおり、震源断層面上で一様ではなく、実際には場所ごとに異なっていますが、こうした複雑な現象をそのまま取り扱うのは、複雑になりすぎ、標準的な方法論の確立としては現実的ではないため、実際の震源断層の破壊を単純化し、震源断層面全体で平均したすべり量（平均すべり量）に基づき考えることにしています。

「地震本部レシピ」においては、地震モーメント M_0 は、前記(4)にて、既に求められていますから、地震モーメント M_0 と平均すべり量等との関係式である $M_0 = \mu DS$ の関係から、平均すべり量 D を求めることとしています。つまり、平均すべり量 D は、地震モーメント M_0 を、震源断層面積 S と剛性率 μ とで割って求めることにしています。ここで、震源断層面積 S は前記(3)にてすでに設定されていますが、剛性率 μ は、せん断力による変形のしにくさを決める物性値であり、せん断弾性係数などとも呼ばれ、せん断波速度（S波速度） β 及び密度 ρ から、 $\mu = \rho \beta^2$ で表されますので、地震発生層の密度 ρ (kg/m^3)、S波速度⁷⁶ β (km/s) から算出するこ

⁷⁶ 地中を伝わる地震波には、P波（Primary wave）とS波（Secondary wave）があります。P波は、縦波（波の進行方向と同じ方向に振動する波）であり、伸び縮みが伝わっていきます。S波は、横波（波の進行方向に対して垂直な方向に振動する波）であり、断層運動による岩盤のずれ変形を伝播するため、ねじれを伝えます。S波が地中を伝わる速度のことを、S波速度といいます。S波は、P波より遅く伝播します。P波とS波の伝わり方については、図24を参照してください。

とができます。

このようにして設定した平均すべり量 D から後述するようにアスペリティの平均すべり量が求められ、さらにアスペリティの地震モーメントが求められることとなります。なお、背景領域についても同様です。

3 微視的震源特性

微視的震源特性に関するパラメータは、前記1のとおり、震源断層内のアスペリティの分布とアスペリティや背景領域のすべり量や応力降下量等、震源断層の不均質性を示すパラメータ等です。

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとしては

- ① アスペリティの位置・個数
- ② アスペリティの面積
- ③ アスペリティ及び背景領域の平均すべり量
- ④ アスペリティ及び背景領域の実効応力
- ⑤ f_{max}^{77}
- ⑥ 平均破壊伝播速度
- ⑦ すべり速度時間関数
- ⑧ すべり角

を設定します。

強震動の生成は、震源断層全体の面積や地震モーメントの大きさより

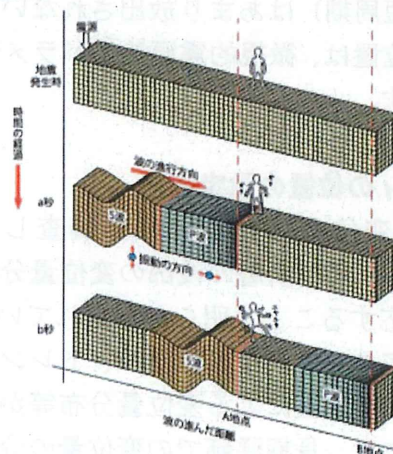


図 24 P波とS波の伝わり方
【「地震がわかる！」 p.12 から引用】

77 f_{max} とは、「地震本部レシピ」では、震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトルの振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数のことと説明されていますが、この意味については後記(5)にて説明します。

もむしろ不均質なすべり分布等の微視的震源特性に関するパラメータに支配されることとなります。

(1) アスペリティの位置・個数の設定

ア アスペリティの位置の設定

(7) アスペリティ位置の重要性

アスペリティとは、前記1で説明しましたが、改めて説明すると、プレート間や活断層などの震源断層面上で、通常は強く固着していて、ある時（地震発生）に急激にずれて（すべって）地震波を出す領域のうち、周囲に比べて特にすべり量が大きい領域のことをいい、特に内陸地殻内地震においては、強い地震波を出す領域（強震動生成域 SMGA）とおおよそ一致することが知られています。このため、アスペリティの位置が評価地点と近ければ、地震波があまり減衰せずに（振幅が小さくならず）評価地点に到達することになり、一般に強い地震動（揺れ）をもたらします。特に断層近傍に位置する評価地点における地震動の強さは、震源断層全体との位置関係よりも、アスペリティとの位置関係によってほぼ決まると言っても過言ではありません。

例えば、原子力発電所の原子炉建屋のような重要施設は、短周期の地震動に影響を受けやすく、原子力発電所とアスペリティとの位置関係は重要です。震源断層の中で、アスペリティ以外の背景領域からは、強い地震波（短周期）はあまり放出されないからです。このため、アスペリティの位置は、微視的震源特性パラメータの中でも特に重要な要素の一つです。

(i) アスペリティの位置の設定方法

起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究（杉山ほか、2002）⁷⁸から、震源断層の浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされています。

そのため、アスペリティの位置は、トレンチ調査等の活断層調査から得られた1回の地震による変位量分布等から設定することになりますが、具体的には、長期評価での変位量の分布についての記述等を参照するなどして設定することになります。

⁷⁸ 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書 119-129.

これは、アスペリティとは地下の震源断層の中で特に変位量が大きい領域のことですので、その直上の地表にも、他の場所と比べて大きな変位（地表地震断層）が現れるという考えに基づいて、震源断層モデルを設定する際にも、活断層調査の結果から、変位量が大きいことが判明したところの地下にアスペリティを配置するというものです。ただし、アスペリティが震源断層の深部に存在している場合には、必ずしもその直上の地表に大きな変位（地表地震断層）が現れるとは限らないため、アスペリティ位置の推定には不確実性が高く、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大きさを把握するために、複数のケースを想定することが望ましいとされています。

そして、上記のように地表の変位量分布に基づいてアスペリティ位置を設定できない場合であって、かつ平均的な地震動を推定することを目的とする場合には、「地震本部レシピ」では、やや簡便化したパラメータ設定として、アスペリティが1個の場合には震源断層の中央付近、アスペリティが複数ある場合にはバランス良く配分し、これを「基本ケース」とする⁷⁹としています。

イ アスペリティの個数の設定方法

アスペリティの個数は、Somerville et al.(1999)によると、1地震当たり平均2.6個としています。

また、既往の研究成果によると（Iwata et al.,2001⁸⁰や宮腰ほか,2001⁸¹）、想定する地震規模が大きくなるにつれ、一般的に同時に動くセグメントも多くなり、それに伴い、アスペリティの数も多くなる傾向にあります。

アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照して、状況に応じて1セグメント当たり1個か2個に設定することとされています。

⁷⁹ ただし、この場合にも、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大きさを把握するため、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましいとされています。

⁸⁰ Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi(2001):Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, 53-59.

⁸¹ 宮腰 研・関口春子・岩田知孝(2001):すべりの空間的不均質性の抽出,平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書,99-109.

(2) アスペリティの面積 S_a の設定

ア アスペリティの面積 S_a とは

前記 (1) ア(ア)などで述べましたように、アスペリティとは、震源断層面の中で特にすべり量が大きく、また強い地震波が生成される領域のことをいいますので、その面積は、必然的に震源断層面積よりも小さくなります。そして、アスペリティの面積が震源断層面積のうち、どの程度を占めるかは、Somerville et al.(1999)等の既往研究において検討がなされています。

ここで、アスペリティ面積（一般に「 S_a 」と表記され、単位は km^2 。複数ある場合はアスペリティの総面積となります。）は、既往の研究成果から、地震規模に比例して大きくなることが分かっています。そして、前記 2(4)アのとおり、地震規模（地震モーメント M_0 ）は震源断層全体の面積 S に比例するパラメータですので、アスペリティ面積 S_a は、震源断層全体の面積 S とも比例する（ S が大きくなるに応じて S_a も大きくなる）こととなります。このため、震源断層全体の面積 S に対するアスペリティ面積 S_a の比（ S_a/S ）は、震源断層全体の面積 S によらず、ほぼ一定の値をとることとなります。

例えば、Somerville et al.(1999)では、震源断層総面積 S (km^2) とアスペリティの総面積（一般に「 S_a 」と表記されます。） (km^2) との比率を、15 の地震データに基づき、平均して約 0.22（約 22%）であるとしています。

イ アスペリティの面積 S_a の設定方法

「地震本部レシピ」では、アスペリティの総面積（ S_a ）の設定方法を、断層幅が地震発生層を飽和しない中小規模の地震で、円形破壊面を仮定できるケース（以下「ケース a」といいます。）と、断層幅が地震発生層を飽和する大規模の地震で、円形破壊面を仮定できないケース（以下「ケース b」といいます。）とで分けて定めていますので、以下では、ケースを分けて説明します。

(ア) ケース a

アスペリティの面積 S_a は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルの短周期側のレベル（短周期レベル A^{82} ）と密接な関係があることがわかっているので、震源断層モデ

82 短周期レベル A とは、上記のとおり、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベルのことですが、これは、震源から放出される短周期成分、すなわち、短周期の波動エネルギーの大きさを表現するパラメータと考えて差し支えありません。詳しくは、後記 a での説明を参照してください。

ルの短周期レベル A を設定した上で、アスペリティの面積 S_a を求めることとなります。

a ケース a で用いられる短周期レベル A とは

ここで、「短周期レベル A」という言葉が出てきましたので、以下ではまず、短周期レベル A について説明します。

震源から放出された直後の地震波のスペクトルをフーリエスペクトルで表したものを震源スペクトルといいます。前述した地震動の応答スペクトルがさまざまな周期からなる地震動が構造物にどの程度影響するかを周期ごとに表したスペクトルとは異なり、地震動に含まれる周期ごとの地震波そのものの強さを周期ごとに表したスペクトルがフーリエスペクトルです。ちょうど、太陽の白色光をプリズムで虹の七色に分解することをイメージしていただくとわかりやすいと思います。

短周期レベル A とは、この震源スペクトルの短周期領域における加速度の大きさを示す（規定する）パラメータです。図 25 は、一例として東北地方で発生したマグニチュード M4.2 の地震についての、震源距離約 25km の観測点における S 波部分の記録に基づき評価した震源スペクトルです。これは、後述する変位についてのフーリエスペクトル振幅（縦軸）を周波数（横軸）に対して対数軸のグラフにプロットしたもので、スペクトル自体は複雑な構造を示していますが、2本の直線 A、B で概ね包絡されることが分かります。なお、繰り返しますが、図 25 は、変位のフーリエスペクトルであることにご注意ください。変位と加速度との関係は、後述します。

図 25 のグラフからは、図 25 中の f_c （変位スペクトル振幅が折れ曲がる周波数のことで、「コーナー周波数」と呼びます。）よりも低周波数側（図 25 の左側：A）では変位スペクトル振幅が平坦、すなわち一定の値（周波数ゼロ（静的）では、さらに距離や剛性率の補正を行うことにより、地震モーメントに一致）をとりますが、高周波数側（図 25 の右側：B）では、周波数が大きくなるにしたがい、変位スペクトル振幅が低下していくことが分かります。このように、震源スペクトルの高周波数側が振動数の 2 乗の逆数に比例して小さくなる経験的震源モデルは、 ω^{-2} （オメガスクエア）モデル（Aki, 1967）⁸³ と呼ばれ、強震動計算で現在最も広く用いられているモデルです（ ω は円振動数で、振動数を f とすると、 $\omega = 2\pi f$ と

⁸³ Aki, K. (1967): Scaling relation of seismic spectrum, Journal of Geophysical Research, Vol. 72, pp. 1217-1231.

なります)。

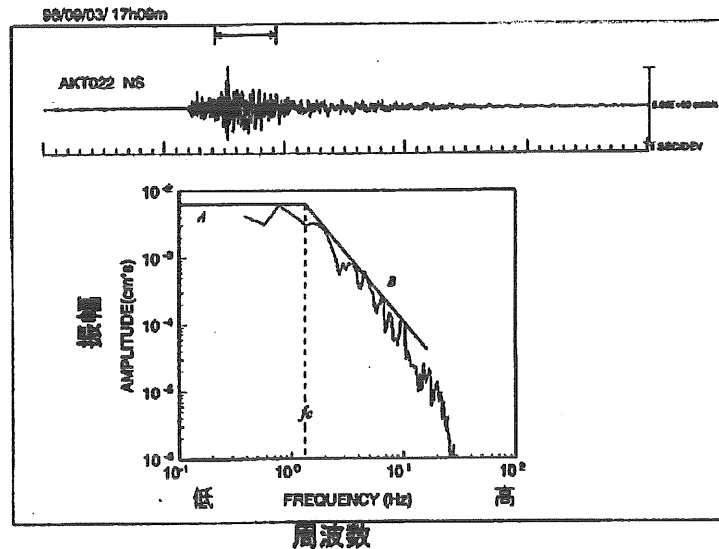


図 25 東北地方で発生したマグニチュード M4.2 の地震についての、震源距離約 25km の観測点における S 波記録に基づく震源スペクトル (変位フーリエスペクトル) の一例[中原恒による] 【「強震動の基礎」⁸⁴5.2.4 震源スペクトルから引用】

以上は地震動を変位スペクトルで表した時の説明ですが、ここで、一般的な地震波の、変位、速度、加速度の関係について説明しておきます。

図 26 は、最上段にある時刻歴波形 (変位、速度及び加速度) を様々な周期ごとの波形で示したもので、横軸が時間、縦軸が振幅を表しています。そこに示されているように、「変位」の時間あたりの変化量、つまり波の各地点における傾斜 (変化率) を示したもの (「微分」といいます。) が「速度」、さらに「速度」の傾斜 (変化率) を示したものが「加速度」という関係にあります。図 26 の各々の波形では、波が鋭く立っている (傾斜が大きい) 部分ほど、時間あたりの変化量が大きいということになります。

⁸⁴ 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (2000): 強震動の基礎ウェブテキスト 2000 版, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/>

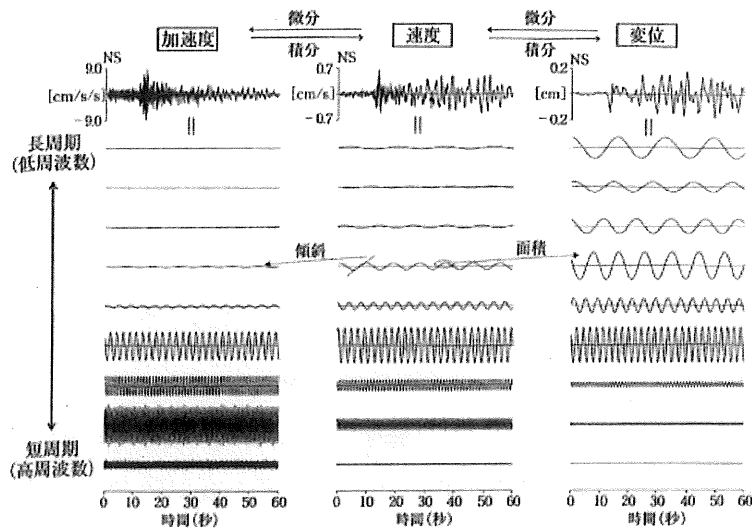


図 26 周期関数の組み合わせによる振動の表現
 【「地震の揺れを科学する」 p.102 から引用】

変位波形（右側）では、先ほど説明しましたように、振幅の大きさ（波の高さ）は、長周期（低周波数）ではあまり変わりませんが、短周期（高周波数）では、次第に振幅が小さくなっています。また、変位の波の形を見ると、長周期（低周波数）ではなめらかな緩い傾斜の波であるのに対し、短周期（高周波数）になるほど小刻みで傾斜が大きく（鋭く立っている）なることが分かります。したがって、短周期の波では、微分すると振幅が大きくなる傾向があり、加速度波形（左側）を見ますと、長周期（低周波数）では振幅が小さく、短周期（高周波数）では振幅が大きくなります。速度波形（中央）では図からわかるように加速度波形と変位波形の中間的な特性を示します。

「変位」、「速度」及び「加速度」には、以上のような関係があることに基づき、各々のフーリエスペクトルを模式的に表したのが、図 27 になります。図 27 の変位スペクトルは、先ほど示した図 25 と同様です。加速度スペクトルは、それとは正反対（縦軸に対して対象）となり、高周波数（短周期）側で一定の値をとりますが、低周波数になるにしたがい振幅が低下していくことが見てとれます。

このように、加速度震源スペクトル（図 27 の左の図）で、短周期領域においてスペクトルのレベル（振幅の大きさ）が平坦（一定）になっている部分の振幅の値のことを、「短周期レベル A」と呼んでいます。つまり、「短周期レベル A」は、震源から放出される地震波の、

短周期領域の加速度の強さを表しているのです。

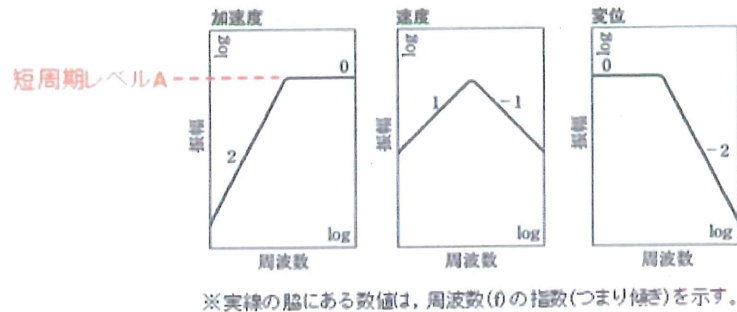


図 27 震源スペクトルの模式図

【「地震の揺れを科学する」 p.103 から引用】

短周期レベルAを推定するには、震源から離れた観測点で観測される地震動から、伝播経路特性やサイト増幅特性等を取り除いて、震源から放出される地震波そのものの震源加速度スペクトルを評価する必要があります。良好な地震観測記録とともに、伝播特性やサイト特性の情報が必要となります。なお、沢山の地震や観測点とそれらの記録から、スペクトルインバージョン⁸⁵によって、震源特性（震源スペクトル）、伝播特性、サイト特性を分離する手法も提案され、多用されています。

一方、将来の地震に対しては、過去の地震観測記録の分析から得られた短周期レベルと地震規模との経験的關係式（スケーリング則）を用いるなどして短周期レベルAを設定します。

「地震本部レシピ」では、壇ほか（2001）⁸⁶で提案されている、地震規模（地震モーメント M_0 ）と短周期レベルAとの経験的關係式を用いて、短周期レベルAを設定することとされています。この壇ほか（2001）で提案されている地震モーメント M_0 と短周期レベルAとの経験的關係式は、以下のとおり表されます。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$$

（「地震本部レシピ」の（12）式）

⁸⁵ 複数の地点で取得された複数の地震による強震記録に対して一種の回帰分析を適用し、震源スペクトルやサイト増幅特性を推定するための手法です。

⁸⁶ 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透(2001)：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，545，51～62.

この(12)式は、一般に、「壇ほか式」と呼ばれています。この関係式を用いることの合理性等については、後記cで説明します。

なお、短周期レベルAは、以下bに述べるように、ケースaにおいてアスペリティ面積や応力降下量を求める際に用いられますが、それらのパラメータは、強震動計算（「地震本部レシピ」3章・p.31～35）でも用いられるパラメータです。短周期レベルAを強震動計算において具体的にどのように用いられているかは、〈参考11〉を参照してください。

b ケースaにおけるアスペリティの面積Saの設定方法

ケースaでは、以下の式によりアスペリティ面積の等価半径⁸⁷rを求め、さらに円の面積を求める公式(πr^2)により、アスペリティ面積Saを求めます。

$$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$$

(「地震本部レシピ」の(13)式)

ここで、Aは上記(12)式で求めた短周期レベルの値、Rは震源断層全体の面積の等価半径、 β は当該地域のS波速度(前記2(6))です。また、上記(13)式が、rやRなど円の半径を介して面積を示しているのは、同式が、円形破壊面を仮定して導出される関係式(地震モーメント、平均応力降下量、震源断層面積等の各パラメータ間の関係を表す式)が基となっているからです。

この計算方法は、上記のとおり円形破壊面を前提としていますが、中小規模の地震(すなわちSomerville et al.(1999)で提案された式の領域)では、巨視的震源特性である地震モーメント M_0 を求める際にも同じく円形破壊面を仮定している(前記2(4)ウ(エ))、物理モデルとしても整合します。一方、大規模な地震になると、断層幅が地震発生層を飽和するので震源断層面が円形から大きく離れており、 M_0 を求める際に用いる式(入倉・三宅式)も円形破壊面を仮定していない(前記2(4)エ(イ))、上記(13)式とは物理モデルとして整合せず、(13)式を適用してアスペリティの面積Saを求めることができないという問題があります。具体的には、震源断層長さが震源断層幅に比べて長大な断層について、(13)式を用いると、アスペリティの面積Saが既往の研究成果⁸⁸と比べて過大に評価されることとなります。

87 震源断層やアスペリティを、面積が等価な円形で近似した場合における半径のことです。

88 内陸地震におけるアスペリティ面積比(アスペリティ面積が震源断層全体の面積に占める割合)は、最近の研究成果としては、平均約22%(前記3(2)アのとおり、Somerville et al.(1999)によりま

このような問題・傾向については、当然、かねてから地震学者の間でも広く認識されており、「地震本部レシピ」では、震源断層長さが震源断層幅に比べて長大な断層についてのパラメータ設定手法としては、後述のケース b を定めています。

c 壇ほか(2001)による短周期レベル A

(a) 壇ほか式の概要

前記 a のとおり、アスペリティ面積を求める際、ケース a では短周期レベル A を用い、「地震本部レシピ」では、(12)式により求めることとされています。この(12)式は、壇ほか(2001)の53ページに(3)式として提案された地震モーメント M_0 と短周期レベル A の経験的關係式のこと、本解説書でも、この式のことを「壇ほか式」と呼びます。

壇ほか式は、断層の非一様すべり破壊モデル（不均質すべりモデル）から、短周期レベル A を算出し、短周期レベル A（縦軸）を地震モーメント M_0 （横軸）に対して対数軸のグラフにプロットし、そこから求めた地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験的關係式です。用いた地震のデータは、昭和53(1978)年～平成7(1995)年の12個の内陸地殻内地震（ M_w 5.63～7.18）及び大正12(1923)年～昭和60(1985)年の6個の海溝付近の地震（ M_w 7.17～8.05）のものです。

(b) 壇ほか式の内容及びその合理性等

図 28 が、壇ほか式やその倍・半分を示すグラフです。プロットされているデータのうち、○が上記の内陸地殻内地震の12個のデータ、●が上記の海溝付近の地震の6個のデータです。○及び●以外の、△等のデータは、他の論文から引用したデータで、おおよそ白抜きのデータが内陸地殻内地震、黒塗りのデータが海溝付近の地震のデータですが、これらは比較のためにグラフ中にプロットしてあるもので、壇ほか式の策定には用られていません。

壇ほか式は、○で示した内陸地殻内地震の短周期レベル A が地震モーメント M_0 の3分の1乗に比例するとして、回帰（最小二乗法によって回帰した）で定数を決めて、地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験的關係式です。図中では、左下から右上にかけて描かれている3本の直線のうち、真ん中の太い線で示されていま

す。）、15%から27%（宮腰ほか(2001)）という値があります。

す。回帰に用いた $3.5 \times 10^{24} \leq M_0 [\text{dyne-cm}] \leq 7.5 \times 10^{26}$ ($3.5 \times 10^{17} \leq M_0 [\text{Nm}] \leq 7.5 \times 10^{19}$) の範囲は実線で、その外側は破線で示してあります。また、上下の細線は、壇ほか式による短周期レベルを2倍及び0.5倍したものになります。縦軸、横軸ともに対数軸となっている点にご注意ください。なお、短周期レベルAが地震モーメント M_0 の3分の1乗に比例することを仮定して直線を描いたのは、過去の研究成果 (Frankel, 1995⁸⁹など) から、内陸地殻内地震の短周期レベルAは、地震モーメント M_0 の3分の1乗に比例することが明らかにされていたためです。

そして、壇ほか(2001)では、上記のとおり策定した壇ほか式を、他の論文で示された回帰に用いていないデータ、すなわち図28の☆、■、□、◇、▽及び△とも比較しています。その結果、他の論文で示された回帰に用いていないデータとも、短周期レベルAが、モーメントマグニチュード $M_w 4 \sim 7$ の広い範囲において、壇ほか式によって説明できると結論付けています。

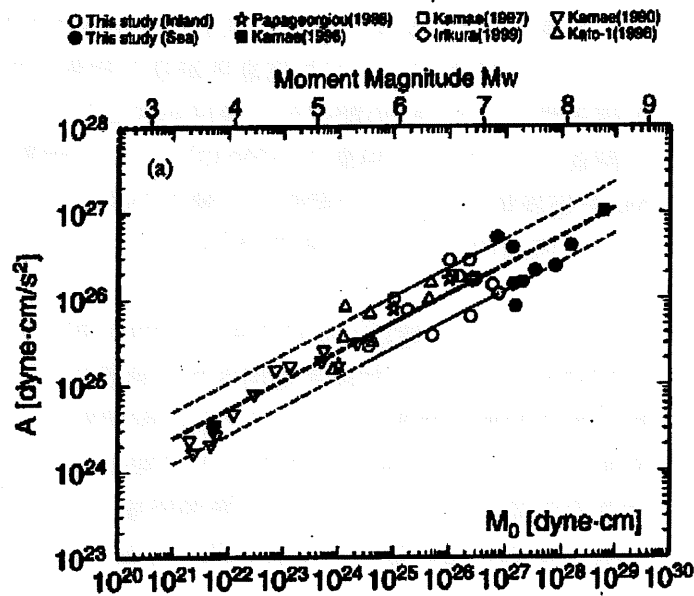


図28 壇ほか式による短周期レベルと地震モーメントとの関係
【「壇ほか(2001)」 p.54の図1左を引用】

⁸⁹ Arthur Frankel(1995) : Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No. 4 , pp.1144-1160 .

そして、壇ほか式が、現時点において、内陸地殻内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験的関係を表す式として合理的であることは、観測データに基づく科学的手法によって導き出され、また検証されたものであることから認められています。

また、このことは、以下に述べるとおり、近年公表された論文において、他の多くの研究者が支持していることからわかります。壇ほか(2001)が公表された後、短周期レベル A に関して、佐藤(2010)⁹⁰、佐藤・堤(2012)⁹¹、田島ほか(2013)⁹²など、複数の論文が公表されています。これらの論文は、全て、内陸地殻内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係の既往研究成果である壇ほか式を比較検討対象として、地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係性の検討を行っています。具体的には、例えば、佐藤(2010)は、平成 7(1995)～平成 20(2008)年に発生した大規模な内陸地殻内地震を対象に分析を行った結果に対して、短周期レベル A と地震モーメント M_0 の関係性を示していますが、その比較検討の対象には壇ほか式を用いて、断層タイプ別の短周期レベルを検討しています。佐藤・堤(2012)も、壇ほか式を内陸地殻内地震の平均と位置づけた上で、平成 23(2011)年福島県浜通り地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係が、壇ほか式よりやや小さいかほぼ同じと評価しています。田島ほか(2013)も、巨大地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係が、壇ほか式よりも小さい値であったとか、同式のばらつきの範囲内におさまっていると評価しています。

以上のように、壇ほか式は平成 13(2001)年に策定された後、多くの研究者により、近年起きた国内外の地震データとも比較され、内陸地殻内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の経験的関係を表すものとして、適切であることが確認されています。このため、強震動計算を行うに当たっての震源断層パラメータとしては、壇ほか式で求めた短周期レベル A が用いられています。

90 佐藤智美(2010)：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケールリング則，日本建築学会構造系論文報告集，651，923-932.

91 佐藤智美・堤英明(2012)：2011年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性，日本地震工学会論文集，12，7，1-18.

92 田島礼子・松元康広・司 宏俊・入倉孝次郎(2013)：内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究，地震，66，31-45.

(イ) ケースbにおけるアスペリティの面積 S_a の設定方法

「地震本部レシピ」では、具体的には

- ①震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に長い長大な断層の場合（具体的には、震源断層幅と平均すべり量とが飽和する目安となる地震モーメントが $M_0=1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ を上回る震源断層）
- ②地震モーメントが $M_0=1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ を上回らない第2ステージの場合でも、アスペリティ面積比が大きくなったり背景領域の応力降下量が負になるなど、非現実的なパラメータ設定になり、円形クラックの式を用いてアスペリティの大きさを決めることが困難な断層の場合

には、アスペリティ面積比 S_a/S は、Somerville et al.(1999)に基づき0.22 (22%) にすることとされています。その際には、アスペリティ面積 S_a を求めるに当たっては、短周期レベルAは必要としません。

そして、この場合には併せて、平均応力降下量 ($\Delta\sigma$)（後記(4)A参照)の値も、Fujii and Matsu'ura (2000)⁹³が、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に対する関係式から導出した3.1MPa (メガパスカル⁹⁴) という値を設定します。

このように、アスペリティ面積比 S_a/S を0.22 (22%)、かつ平均応力降下量3.1MPaと設定する手法は、地震調査委員会が長大な断層である「山崎断層帯」の地震動を評価するに当たり、パラメータ設定に関して様々な検討を行う中で提唱されたもので、「長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、強震動予測結果もレシピに従った結果と同程度となる。」(地震調査委員会,2005b「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について」p.4~6、15~16)ことが確認された上で、以降の「地震本部レシピ」に取り入れられ、現在まで引き続き用いられている手法です。なお、短周期レベルAについては、得られたアスペリティ面積とその応力降下量によって評価しておくことも重要です。

(3) アスペリティ及び背景領域の平均すべり量の設定

アスペリティとは、震源断層面上でずれの大きな領域をいい、アスペリティからは強い地震波が放出されているとの研究結果もありますの

⁹³ Fujii, Y. and M. Matsu'ura : Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 2283-2302, 2000.

⁹⁴ 圧力または応力の単位で、1パスカル (Pa) は、1平方メートルの面積につき1ニュートン (N) の力が作用する圧力または応力をいいます。MPa (メガパスカル) は、パスカルの 10^6 (100万) 倍です。

で、「地震本部レシピ」においては、「震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）」と説明されています。背景領域とは、震源断層のうちアスペリティ以外の部分を指し、すべり量がアスペリティと比べて極めて小さい領域をいいます。

アスペリティの平均すべり量（一般に「 D_a 」と表記し、単位は m （メートル））からアスペリティの地震モーメントが、背景領域の平均すべり量（一般に「 D_b 」と表記し、単位は m （メートル））から背景領域の地震モーメントがそれぞれ求められます。なお、アスペリティ及び背景領域のすべり量を一定値（平均すべり量）とする理由は、前記 2(6)と同様の理由で、簡便化のためです。求めた地震モーメントは、後の強震動計算に必要なパラメータになります。結果としてアスペリティと背景領域から放出される地震波にも大きな差が生じることになります。

アスペリティ全体の平均すべり量は、過去の研究成果（Somerville et al.(1999)など）から、震源断層全体の平均すべり量の 2 倍として設定します（「地震本部レシピ」（16）式）。

地震モーメント M_0 と平均すべり量等との関係式である $M_0 = \mu SD$ の関係がアスペリティや背景領域でも成立することから、アスペリティの総面積（前記(2)ア参照）、上記のアスペリティの平均すべり量 D_a 及び剛性率 μ から、アスペリティの地震モーメント M_0 （一般に「 M_{0a} 」と表記します。）が算出されます。次に、震源断層全体の地震モーメント M_0 からこのアスペリティの地震モーメント M_{0a} を引いて、背景領域の地震モーメント M_0 （一般に「 M_{0b} 」と表記します。）が算出され、背景領域の平均すべり量は、 $M_0 = \mu SD$ の関係を用いて、 M_{0b} を背景領域の面積と剛性率で割って算出することになります。

また、複数のアスペリティが存在する場合、個々のアスペリティの平均すべり量 D_a は、応力降下量が一定になるよう、個々のアスペリティの面積と等価な円形破壊面を仮定した際の半径に比例するとして求めることになります。

(4) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力

ここまで述べてきた震源断層のモデル化（種々のパラメータ設定）とともに、強震動評価においては静的応力降下量（これまでの応力降下量と同義であり、ここでも応力降下量と呼びます。）の設定は非常に重要です。

前記 2(3)のとおり、断層で破壊が生じると、地中の岩盤に蓄えられていた応力が解放し、解放した分の応力が低下（降下）しますが、これを示すパラ

メータが「応力降下量」です。このような、断層が動く前の応力（初期応力）と、断層が動いた後の最終応力の差のことを、正確には「静的応力降下量」（一般に「 $\Delta\sigma$ 」（デルタ・シグマ）と表記され、単位は「MPa」です。）とありますが、単に「応力降下量」という場合が多いです。実際の地震では、多くの地震の震源断層面での平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は 1~10MPa 程度の範囲にあり、地震規模の大小を問わずあまり変わらないとされています。

これに対し、動的な応力変化を示すパラメータが実効応力（一般に「 σ 」と表記され、単位は「MPa」です。）です。実効応力とは、破壊直前の応力（強度超過）と、動摩擦応力（断層が動いている際に断層面に働く摩擦力）の差をいいますが、断層運動に伴い放出された力の大きさを表すという点では、静的応力降下量と同様のものと考えていただいて結構です。また、最終応力と動摩擦応力は同程度になりますので、特にアスペリティの実効応力は静的応力降下量とほぼ等しい値をとります。そして、実効応力は、すべりの速さに比例し、短周期の地震波に影響するパラメータです。

ここでは、巨視的震源特性パラメータである、震源断層全体の（平均）静的応力降下量についても、併せて説明します。

ア 静的応力降下量の設定方法

「地震本部レシピ」では、静的応力降下量の設定方法を、前記(2)のアスペリティの面積の設定と整合するように、ごく簡単にいえば、①地震発生層の厚さ限界に伴い震源断層の幅が飽和しない規模の地震で、円形破壊面を仮定できる場合と、②地震発生層の厚さ限界に伴い震源断層の幅が飽和する規模の地震で、円形破壊面を仮定できないなどの場合とで分けて、定めています。

(7) 円形破壊モデルを仮定できる規模の震源断層の場合

これは、前記(2)イ(7)の「ケース a」に相当する場合です。この場合、Eshelby(1957)を基にした以下の式に基づき、震源断層全体の応力降下量 ($\Delta\sigma$) を求めます。ここで、「R」は、震源断層全体と等価な円形を仮定したときの、半径 (km) を表しています。

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0/R^3$$

（「地震本部レシピ」の (22-2) 式）

アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、Madariaga(1979)⁹⁵により提案された以下の式に対し、先ほど求めた震源断層全体の平均的な静的応力降下量 ($\Delta\sigma$) を与えることにより求められます。なお、S は前記 2(3)のように、 S_a は前記 3(2)のように求められています。

⁹⁵ Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 842243-2250.

$$\Delta\sigma_a = (S/Sa) \times \Delta\sigma$$

(「地震本部レシピ」の(21-1)式)

また、この式と等価な式として、「レシピ」(21-2)式により、アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を算出することもできます。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$$

(「地震本部レシピ」の(21-2)式)

円形破壊面を仮定した震源断層では、震源断層面全体の静的応力降下量($\Delta\sigma$)は2~3MPa程度になるのが通常です。

(イ) 円形破壊モデルを仮定できない長大な断層の場合

これは、前記(2)イの「ケースb」に相当する場合です。この場合、前記(2)イ(イ)のように、震源断層全体の静的応力降下量($\Delta\sigma$)は、Fujii and Matsu'ura (2000)による、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に関する知見を踏まえ、「3.1MPa」という値を設定します。

その際、震源断層全体の面積に対するアスペリティ面積比の総面積の比率 Sa/S も、0.22 (22%)の一定値に設定されます。このような $\Delta\sigma$ 及び Sa/S の設定方法は、長大な断層に対しても、既往の研究事例や強震動予測結果から乖離しない震源特性パラメータや予測結果が得られることが確認された上で、「地震本部レシピ」にケースbとして取り入れられ、現在まで引き続き用いられている手法です。

なお、ケース(b)に相当する場合、アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、上記の「地震本部レシピ」(21-1)式に対し、 $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$ 、 $Sa/S=0.22$ (の逆数)を与えて求められるため、必然的に約14.1MPaの一定値が設定されることとなります。

もっとも、Fujii and Matsu'ura(2000)による3.1MPaは横ずれ断層を対象とし、いくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等には今後十分に検討していく必要があるとされています(入倉,2004⁹⁶)。

イ 背景領域の実効応力の設定方法

他方、背景領域の実効応力 σ_b は、これまでの研究成果である壇ほか(2002)⁹⁷に基づき、背景領域のすべり量及び幅、アスペリティのすべり量及び幅、アスペリティの実効応力との関係から算出します。その算出

96 入倉孝次郎(2004)：強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—，京都大学防災研究所年報，47A。

97 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎(2002)：アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法，第11回日本地震工学シンポジウム，555-560。

方法はやや複雑ですので、ここでは割愛します。詳しくは「地震本部レシ
ピ」を参照してください。

(5) fmax とその設定方法

ア fmax とは

前記(2)イ(ア)aのとおり、一般に、加速度フーリエスペクトルの形状は、コーナー周波数 (f_c) 以上の高周波数帯域で平坦となります (前記図 27 の左の図参照)。しかし、以下の図 29 に示していますように、上記の理論的な加速度フーリエスペクトルが黒色線で示されるのに対し、実際には、オレンジ色の線のように、ある周波数より高周波数帯域では減衰傾向を示すことが分かっています。

この減衰し始める周波数のことを f_{max} (高域遮断周波数または高域遮断振動数) (単位は、「Hz」 (ヘルツ)) と呼びます。

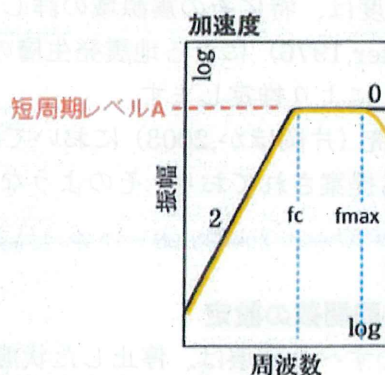


図29 fmax (高域遮断周波数) の概念図

【「地震の揺れを科学する」p.103の加速度フーリエスペクトルの図
を引用・加筆】

強震動計算 (地震動シミュレーション) では、<参考 1 1>のとおり、適切な震源スペクトルの特性を設定し、これと整合するような地震波形を合成します。ただし、実際のスペクトルは、図 29 のオレンジ色の線のように、高周波数領域で加速度振幅が減衰するという特徴がありますので、黒色線のようなスペクトルではなく、 f_{max} を踏まえて補正したオレンジ色の線のようなスペクトルを適切な震源スペクトルとし、これを用いて地震動評価を行う必要があります。

イ fmax の設定方法

地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、既往の研究成果 (鶴来ほ

か,1997⁹⁸ と佐藤ほか,1994⁹⁹) の 2 つのケースを想定して比較した結果、 $f_{max}=6\text{Hz}$ の方が妥当と判断したため、 f_{max} については、 6Hz を設定することになっています。

(6) 平均破壊伝播速度の設定

断層破壊は震源断層面の全面で一斉に起きるのではなく、ある 1 点(破壊開始点) から始まって高速で周囲に拡大します。この破壊が広がる速さを破壊伝播速度(一般に表記は「 V_r 」(Rupture Velocity の略)で、単位は「 km/s 」)と呼び、後の強震動計算に用いられるパラメータです。

破壊伝播速度が大きくなると、断層破壊がより速く広がるため、評価地点が破壊の伝播方向に位置する場合には、より短い時間に多くの地震波が評価地点に到達し、地震波の振幅が増大するなど、評価地点での地震動も一般的には強くなります。

平均破壊伝播速度は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、過去の研究成果(Geller,1976)による地震発生層の S 波速度 β との経験式($V_r=0.72 \times \beta$)により推定します。

なお、近年の研究(片岡ほか,2003)においては、約 0.8 などの 0.72 よりも大きな係数も提案されており、そのような不確実さにも留意する必要があります。

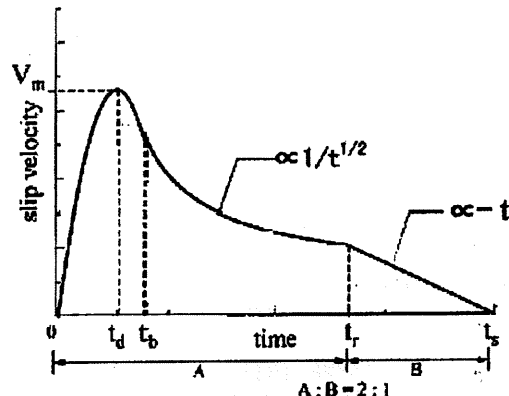
(7) すべり速度時間関数の設定

震源断層面上のすべり破壊は、停止した状態(速度は 0)から破壊が開始し、高速で断層がすべった後、すべり速度が低減していき、最終的には破壊が終わる(速度が 0 になる。)との過程をたどります。

すべり速度時間関数(一般に表記は、「 $dD(t)/dt$ 」)とは、このような断層破壊の過程において、すべり速度が時間によりどう変化していくかを関数で表したもので、図で表すと、図 30 のようになります。

98 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.

99 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.



すべり速度時間関数の概念図

図 30 すべり速度時間関数の概念図
【「地震本部レシピ」 p.13 から引用】

図 30 は横軸が時間、縦軸がすべり速度ですので、同図は、すべり始めからすべり速度が一気に上昇して、横軸の「 t_d 」の位置でピークを迎えた後、次第にすべり速度が低下していく様子を示しています。

後の強震動計算においては、すべり速度時間関数、またはその近似式を計算コードに取り込んで計算しますが、すべり速度のピークが大きければ、一般に、短周期の地震動が大きくなります。

すべり速度時間関数は、これまでの研究成果（中村・宮武,2000¹⁰⁰）の近似式を用いて算出します。理論的な地震動計算手法を用いる場合には、この関数を必要としますが、やや複雑ですので、ここでは割愛します。

(8) すべり角の設定

すべり角（一般に表記は、「 λ 」（ラムダ））は、断層面上のすべりの方向を示すもので（図 31 参照）、断層面の走向から断層面に沿って反時計回りに計ります。

¹⁰⁰ 中村洋光・宮武 隆(2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震 2, 53, 1-9.

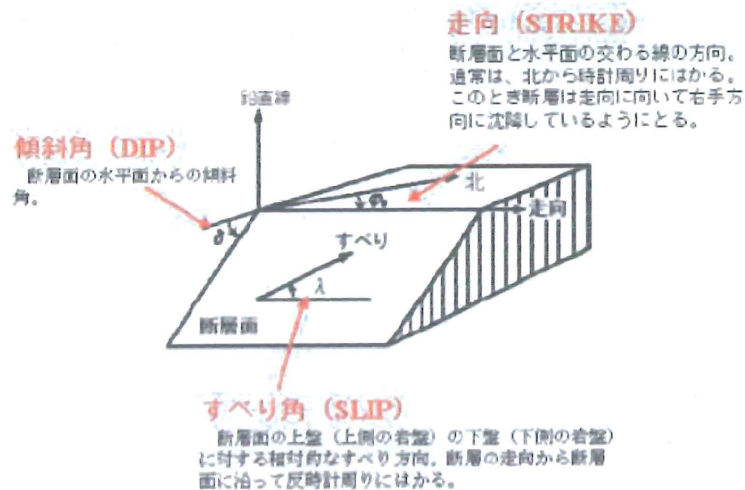


図 31 断層面におけるすべり角の表現
【気象庁ウェブサイト、各種データ・資料から引用】

ある観測点において、断層が破壊した際に射出される地震波の大きさは、断層の走向、傾斜角に加え、すべり角によって決まります。震源近傍域における断層破壊の指向性効果 (ディレクティビティ効果) にはこの断層運動のメカニズムも大きく影響します。(後記 4(1)ア参照)。

すべり角については、「長期評価」に示されている場合には、これに従いますが、情報が得られない場合は、断層のずれのタイプ (ずれの方向) により、次に示すすべり角を基本とします。

- 逆断層 : 90°
- 正断層 : -90°
- 左横ずれ断層 : 0°
- 右横ずれ断層 : 180°

上記の角度は、図 31 では λ で示されますので、左横ずれ断層及び右横ずれ断層では「走向 (STRIKE)」と同じ方向すなわち横方向にずれ、逆断層及び正断層では「走向 (STRIKE)」と直交方向すなわち縦方向にずれることになります。

もっとも、実際の地震での震源断層におけるすべり角は、震源断層面上において、どの場所でも同じではないので、震源断層のモデル化において、理想的にすべり角を震源断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向があります。

4 その他の震源特性の設定

その他の震源特性に関するパラメータとしては

- ① 破壊開始点
 - ② 破壊形態
- を設定します。

(1) 破壊開始点の設定

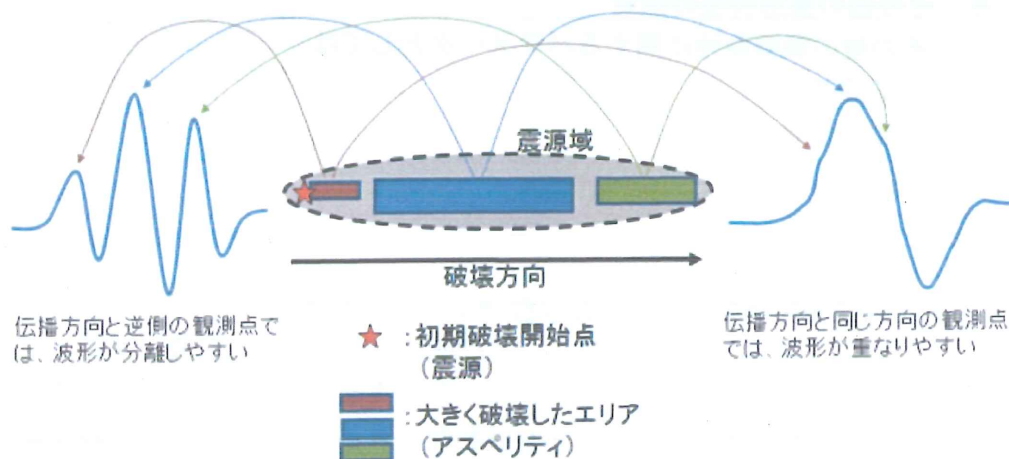
ア 破壊開始点の設定が地震動評価に与える影響

地震とは、ある広がりをもつ震源断層面が破壊する現象ですが、全面にわたって一気に破壊するものではありません。震源断層面のある1点（この破壊が始まる点のことを破壊開始点といいます。また一般に震源とはこの場所を指します。）から断層破壊が始まって、高速（およそ2km/s強）で周囲に拡大し、最終的には震源断層面全体が破壊するに至ります。破壊形態とは破壊がどのように広がっていくかをいい、一般には放射状に広がっていくと考える場合が多いです。

例えば、50kmの広がりをもつ震源断層を考えてみると、破壊開始点が震源断層の端にあれば、そこから破壊が始まって毎秒2kmの速さで破壊が伝播すると、震源断層全体が破壊するのに約25秒の時間がかかることとなります。この間、破壊の伝播とともに、進行中の断層面上の各場所からずれによって順次地震波が放射され、その地震波が重なり合って評価地点に到達します。このため、破壊開始点の位置と破壊形態によって地震波の重なり合い方が異なることになり、強震動計算の結果に影響することとなります。

そして、一般に、評価地点に向かって断層破壊が進行するように破壊開始点を設定すると、断層破壊の指向性効果（ディレクティビティ効果）の影響により、地震動計算で得られる地震波の振幅が極端に大きくなります。

図32で説明すると、破壊開始点が震源域（震源断層）の左端にあるので、断層破壊は右に向かい、この場合、評価地点が震源域の右側に位置する場合の方が、左に位置する場合よりも、波が重なり合い、地震動の継続時間が短く、振幅が大きくなります。



破壊伝播の模式図

図 32 破壊伝播の模式図

【気象庁ウェブサイト、各種データ・資料から引用】

イ 破壊開始点の設定方法

活断層の分岐形態と破壊開始点及び破壊進行方向との関係についての既往の研究成果（中田ほか,1998¹⁰¹⁾ から、破壊開始点の位置を推定する方法が提案されています。

破壊開始点の深さについては、既往の研究成果（菊地・山中,2001¹⁰²⁾ によると、内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるとされているため、断層の下部に設定することとします。

しかしながら、實際上、破壊開始点を予測することは地震の発生前では困難で、しかも分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましいとされています。

なお、破壊開始点とアスペリティの位置との関係については、Somerville et al.(1999)及び菊地・山中(2001)によると、破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるとされているため、破壊開始点は、アスペリティの内部には設定しないようにします。

また、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で、活断層の形状等から破壊開始点を特定できない場合には、やや簡略化したパラメータ設定として、図 33 のとおり、横ずれ断層が卓越する場合にはアスペリテ

101 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉(1998)：活断層はどこから割れ始めるか？－活断層の分岐形態と破壊伝播方向－，地球雑誌，107，512-528。

102 菊地正幸・山中佳子(2001)：『既往大地震の破壊過程＝アスペリティの同定』，サイスモ，5(7)，6-7。

ィ下端の左右端、縦ずれ断層が卓越する場合には、アスペリティ中央下端を基本ケースとしますが、この場合にも、必要に応じて複数のケースを設定することが望ましいとされています。

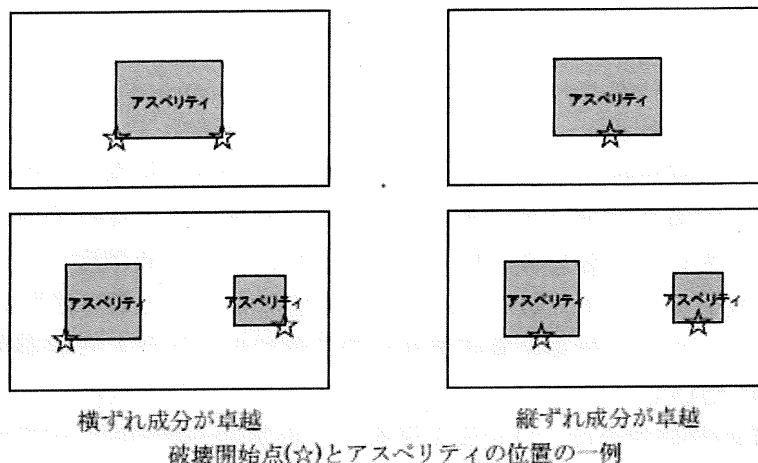


図 33 破壊開始点とアスペリティの位置の一例図
【「地震本部レシピ」15 ページから引用】

(2) 破壊形態の設定方法

複数のセグメントが連動して破壊する場合、セグメント間の破壊伝播時刻差は、以下のように求めます。

- ① セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ② セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波 (S 波) の伝播を仮定して算出する。

これは、例えば、前記 2 (1) アの図 13「活動セグメントと起震断層区分の模式図」を用いて説明しますと、A と B のセグメントが連動して破壊する場合、両セグメントはほぼ連続する関係にあるので上記①に当たり、破壊伝播速度 V_r は、前記 3(6)のように、全て S 波速度 β の 0.72 倍の値を設定することを意味します。

一方、同図 B と C のセグメントが連動して破壊する場合、両セグメントは離れているので上記②に当たります。B と C の間は断層面がありませんので、歪み波 (S 波) の伝播を仮定して算出することになります。

第6 「地震本部レシピ」の検証

科学においては、理論の構築や手法の開発に際して、実際に観測されたデータとの比較に基づく検証が不可欠であり、観測データと新たな理論や手法とが整合することにより、新たな理論や手法の合理性が担保されることとなります。「地震本部レシピ」についても、観測データとの比較・検証が行われています。

地震調査委員会では、「地震本部レシピ」の検証として、その当時の強震動予測手法（強震動評価手法）について、平成12(2000)年鳥取県西部地震、平成17(2005)年福岡県西方沖地震を対象とし、観測波形と比較検討することにより、その有効性・妥当性を確認するとともに、より高精度化するための課題等を検討しています。以下では、その内容等について若干説明します。

1 平成12(2000)年鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について

強震動評価部会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成に向けて様々な想定地震を対象に強震動評価を行う一環として、同評価に利用する強震動評価手法について、長期評価で発生確率が高いとされていた糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を事例として取り上げて検討し、平成13(2001)年5月25日に、「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会,2001）を発表しました。これは、強震動評価部会が強震動評価を初めて試みたもので、強震動予測手法（強震動評価手法）の一部である震源の特性化手法を中心に検討したものでした。

そして、この「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）」で用いた震源の特性化手法を平成12(2000)年鳥取県西部地震に適用するなどして、強震動の試算を行い、実際に得られた観測記録と比較することでその妥当性を検証するなどし、その結果を、平成14(2002)年10月31日に、「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会,2002）¹⁰³で発表しました。

この検証の結果、「現状の強震動評価手法の妥当性が概ね確認できた」と評価しましたが、「より精度を高めるにあたって、本調査の検討結果から今後の課題」もまとめています（同 p.21）。

その課題を踏まえ、強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会での検討の結果、平成15(2003)年7月31日の「布田川・日奈久断層等の地震

¹⁰³ 地震調査委員会強震動評価部会(2002)：鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証（平成14(2002)年10月31日公表）

を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003)¹⁰⁴の付録「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」において、入倉・三宅(2001)で提案されている、震源断層の面積から地震規模(地震モーメント)を算出する関係式である「入倉・三宅式」を採用するなどの改良がなされました。

2 平成 17(2005)年福岡県西方沖地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について

強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会での強震動予測手法(強震動評価手法)の高精度化を検討している中で、平成 17(2005)年 3 月 20 日に福岡県西方沖の地震(マグニチュード 7.0)が発生し、様々な観測網で貴重な強震動の観測記録が得られました。そこで、強震動評価部会では、活断層で発生する地震の強震動予測手法の妥当性を検証するため、「地震本部レシピ」を用いて強震動を計算し、観測波形との比較を行い、その結果を、平成 19(2007)年 3 月 19 日に、「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証(中間報告)」(地震調査委員会強震動評価部会,2007)¹⁰⁵として公表しました。

この検証の結果、現在のレシピ(引用者注:当時の「地震本部レシピ」)によって観測記録が概ね再現可能であることが確認された。」と評価されましたが、他方で、今後の課題として、「福岡平野や筑紫平野などでは周期 1~2 秒付近に見られる卓越周期の震動性状を十分に説明できていないことが課題としてあげられた。」、「山地や台地などの表層の軟弱層が薄い地域では観測波形の再現性は良いものの、福岡平野や筑紫平野など軟弱層が厚く堆積している地域では観測波形の再現性が必ずしも良くなく、このような平野等では地下構造モデルの検討が改めて必要であることを示唆した結果となっている。」などが確認されました(地震調査委員会強震動評価部会,2007p.8)。

その後、この地震調査委員会強震動評価部会(2007)での課題を踏まえ、観測記録の再現を主眼に地下構造モデルを再構築し、このモデルを用いての強震動の再計算を行った結果を、平成 20(2008)年 4 月 11 日に、「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証」(地震調査委員会強震動評価部会,2008)¹⁰⁶として公表しました。

104 地震調査委員会(2003):布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価(平成 15 年 7 月 31 日公表)。

105 地震調査委員会強震動評価部会(2007):2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証(中間報告)(平成 19 年 3 月 19 日公表)。

106 地震調査委員会強震動評価部会(2008):2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証(平成 20 年 4 月 11 日公表)。

この検証の結果、中間報告に比べ平野部などで顕著な改善が見られたことから、地下構造モデルの重要性が示され、全国的な地下構造モデルの構築を一層推進する必要があるなどの指摘がなされています（同 p.13）。

謝辞

東京大学の三宅弘恵准教授には貴重なご意見を頂き、本稿の改善に大変役立ちました。ここに記して感謝の意を表します。

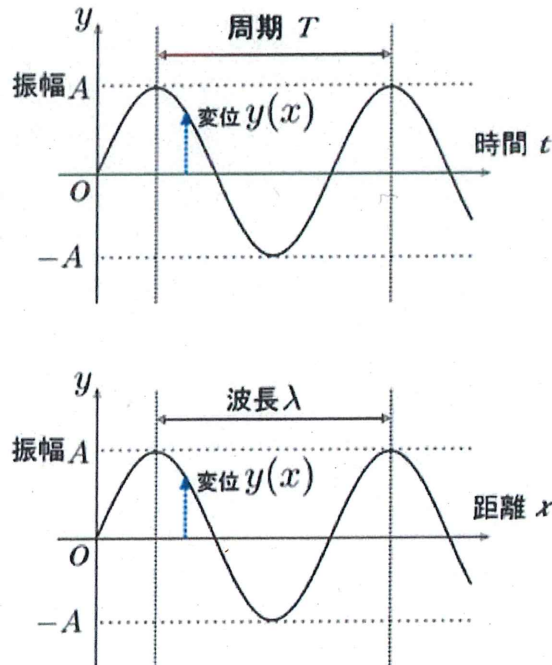
参考

<参考1> 波の形、速さ、周期、振動数等について

地震波にはいろいろな周期や振幅の波が混ざっていることを第1の4（地震波及び地震動等について）で述べました。ここでは波の一般的な説明をします。

上の図は波の一般的な形を縦軸を振幅、横軸を時間で表したもので、波が一往復する時間を周期 T と言います。振幅はこの図では変位としていますが、速度であったり加速度であったりします。周期の逆数 ($1/T$) を振動数と言ひ、1秒間の間に何回往復するかを言ひます（「変位」、「速度」及び「加速度」の関係は p.60~62 を参照）。

一方、下の図は横軸を距離 x 、縦軸を振幅で表したもので、波が一往復した距離を波長 λ と言ひます。その波長 λ を上の図の周期 T で割った値を波の速度と言ひます。



＜参考2＞ (ア) 法の導入経緯

地震規模を評価する(ア)法は、地震動を生成する主要な断層運動は地下にある震源断層面でのずれであるため、地表地震断層の長さからではなく、過去の地震の情報や活断層調査、地球物理学的調査結果等から、有限な領域である震源断層面を設定することが重要であるとの考え方に基づいています。こうした背景から、(ア)法は最新の知見に基づいて巨視的震源特性を高精度に設定できる手法であるとの強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会におけるコンセンサスのもと、「地震本部レシピ」を含む一連の強震動予測手法を策定した当初から採用され、現在まで一貫して掲載されてきています。

＜参考3＞ (イ) 法の導入経緯

地震調査委員会は、平成 20(2008)年に公表した「全国を概観した地震動予測地図」の最終版において掲載した「地震本部レシピ」に、初めて「(イ) 地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」(イ) 法を追加しました。その翌年(平成 21(2009)年)には「全国地震動予測地図」の公表が始まり、以降、ほぼ毎年改訂版が公表されていますが、そこに掲載された「地震本部レシピ」にも、引き続き(ア) 法と(イ) 法の両方が示されています。

平成 21(2009)年に公表された「全国地震動予測地図」では、評価対象となる断層帯がそれまでの「全国を概観した地震動予測地図」から大幅かつ一気に増え、100 を超える数となりました¹⁰⁷。「地震本部レシピ」は、平成 17(2005)年に、この名称での公表がされて以降、断層帯を個別に取り上げて、詳細に強震動評価を行うことを目的としてまとめられてきました。

(ア) 法は、＜参考2＞で説明したとおり、地下の震源断層に基づき強震動を高精度かつ詳細に予測する手法ですから、この手法を適用するためには、地下の震源断層に関する、詳細な調査結果が得られていることが前提となります。このため、詳細な調査が行われ、震源断層に係る情報が豊富に得られている断層帯を対象に強震動評価(強震動予測)を行う場合には、(ア) 法が有効な手法となります。しかしながら、平成 21(2009)年の「全国地震動予測地図」を取りまとめるに当たっては、それまで評価対象としてきた断層帯と比べて、必ずしも情報が十分ではない断層帯も強震動評価の対象とする必要がありました。また、100 を超える多くの断層帯についての強震動評価を一括して行うことも必要になりました。

このような状況に対応するため、地震調査委員会は、多くの断層帯を対象として一括して計算するような場合や、対象とする断層帯における詳細な情報に乏しい場合であっても強震動の時刻歴波形を計算できるようにするため、平成 20(2008)年に更新された「地震本部レシピ」に、「(イ) 地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」(イ) 法を追加しました。この(イ) 法は、従来の「地震本部レシピ」に基づきながらも、一部の震源断層パラメータの設定を簡便化した方法です。

¹⁰⁷ 平成 21(2009)年までに公表された「全国を概観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)」では、評価が行われたのは12の活断層帯でした。一方、平成 21(2009)年に公表された「全国地震動予測地図」では、それまでに「長期評価」が行われた105の主要活断層帯についての予測(評価)が行われました。

以上のように、(イ)法は、約100余りの主要活断層帯で発生する地震の強震動を一括して計算するような場合、「地震本部レシピ」に基づきながらも、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法が作業上有効との考えに基づき、掲載されたものです。

<参考4> (イ) 法導入後の「地震本部レシピ」における(ア)法及び(イ)法の位置づけ

(イ)法が記載されることになったことに伴い、平成20(2008)年4月11日改訂の「地震本部レシピ」において、(ア)法は、「個々の断層を個別に取り上げて、詳細に強震動評価をする」ための手法として位置付けられ、「(ア)過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」と表現されました。

しかしながら、<参考2>のとおり、もともと(ア)法のみから構成されていた「地震本部レシピ」に、作業効率の観点等から(イ)法が付け加えられたにすぎないので、「地震本部レシピ」における(ア)法の評価手法や位置づけは現在も変わっていません。

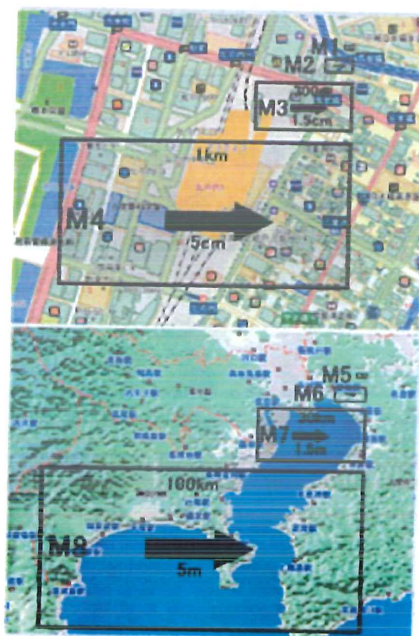
「過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合」とは、過去に地震観測記録が得られていれば、そこに震源断層に関する種々の情報が得られているため、その情報を使用して震源断層モデルを設定する場合であり、「詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とは、最新活動時の地震観測記録が得られておらず、変動地形学的調査、地球物理学的調査や地表トレンチ調査等の詳細な調査結果で得られた過去の活動の痕跡から震源モデルを設定する場合です。

そして、「地震本部レシピ」への(イ)法導入後は、<参考3>のとおり、地震調査委員会が、長期評価結果に基づいて全国地震動予測地図を作成する際などには、多くの活断層(帯)について全国一律に手続化された手法による評価を行うという観点から、一部の例外を除いて、一律に(イ)法が使用されています。

<参考5> 地震学においては対数での検討が一般的であること

地震は、地震の規模が大きくなると、震源断層面積 S も大きくなりますが、より具体的には、地震の規模であるマグニチュードが1だけ大きくなると、震源断層の長さ L と幅 W とが、ともにそれぞれ3倍程度大きくなり、震源断層面積 S は10倍程度大きくなります（断層のずれも平均的に3倍程度大きくなり、地震の規模として地震モーメントを用いると、30倍程度大きくなります。）。

すなわち、地震の規模と対比した震源断層面積 S は、気象庁マグニチュード6で50 km^2 程度、気象庁マグニチュード7（兵庫県南部地震クラス）で500 km^2 程度、気象庁マグニチュード8（東南海地震クラス）なら5000 km^2 程度にもなります。地震の規模に応じた、一般的な震源断層の大きさ（震源断層面積 S ）を示したのが下の図になります。



マグニチュードによる震源断層面積の違い

【「地震の基礎知識とその観測」（国立研究開発法人防災科学技術研究所,2017¹⁰⁸2.2章から引用）】

108 国立研究開発法人防災科学技術研究所（2017）：地震の基礎知識とその観測，
http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/1stpage.htm

このように、地震の規模の違いに比して震源断層面積 S の違いは非常に大きいため、震源断層面積 S の大きさの違いが持つ意味も、地震規模によって全く異なることとなります。

例えば、震源断層面積 S で 100 km^2 の違いがあるとした場合、気象庁マグニチュード 6 の地震では、その震源断層面積 S は 50 km^2 程度ですから、 100 km^2 の違いがあるということは、震源断層面積 S が約 3 倍になることを意味しますが、気象庁マグニチュード 8 の地震では、その震源断層面積 S は 5000 km^2 程度ですから、この 100 km^2 の違いは、震源断層面積 S の 50 分の 1 程度に過ぎないこととなります。

このように、地震学においては、地震規模等に照らして、震源断層面積 S の大きさの違いの持つ意味を検討することが必要です。

また、地震学のような理工学分野においては、検討対象データの数値が広範囲にわたる場合が多いですが、そのような場合に、その数値相互の相関関係を検討するためには、同一図上（同じ目盛上）にそれらのデータを並列でプロットしなければなりません。そのためには、対数目盛で図を示すことが必要になります。これは、検討対象データの数値が広範囲にわたる場合に、線形目盛の図に数値をプロットすると、大きな数値に合わせて目盛を設定せざるを得ませんが、そうすると、大きな数値が目盛の全体を占めてしまい、小さな数値が狭い範囲に凝縮して表示されることになるか、又は、表示できなくなってしまう不都合があり、全体を俯瞰した数値相互の相関関係を検討することができないためです。

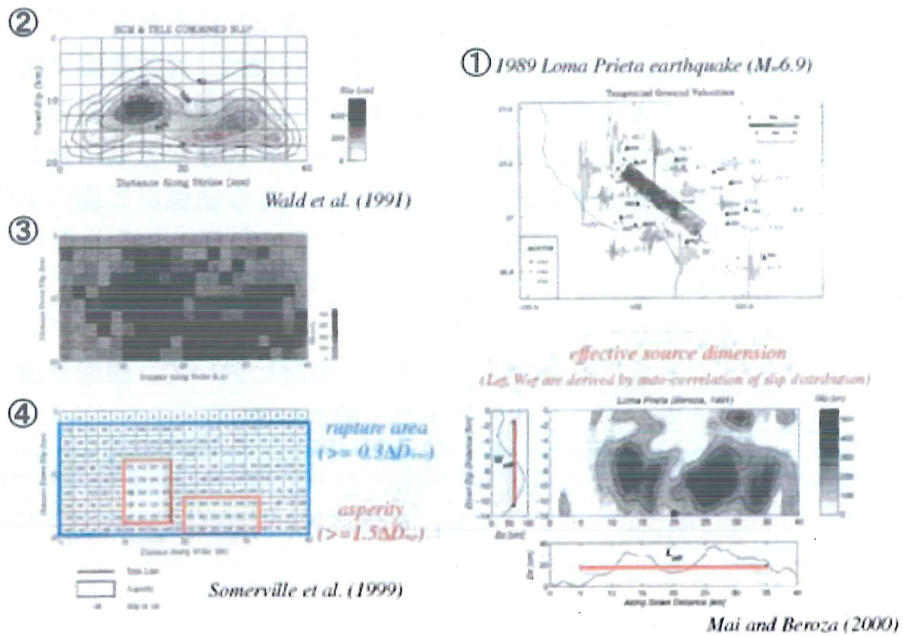
このようなことから、地震学においては、検討において、線形目盛ではなく、対数目盛の図が用いられることが一般的です。

<参考6> 震源インバージョン解析について

震源インバージョン解析の手法について、概略を説明します。

震源インバージョン解析とは、地震の観測記録から震源パラメータを推定する手法の一つです。震源インバージョン解析では、下図のように、まず、震源周辺の多数の観測地点で得られた地震観測記録を用います(①)。次に、別途得られた震源メカニズム(走向や傾斜角)や余震分布に基づき震源断層面を仮定し(②)、その震源断層面を細かく分割した各地点におけるすべり量等を、観測記録を用いた逆解析によって算出します(③)。得られたすべり量などの結果を等高線のように表したものが②です。

なお、下図の④は、トリミングの過程であり、震源インバージョン解析の過程ではありませんが、便宜上、同図中に示しています。トリミングについては、<参考7>を参照してください。



震源インバージョンの具体的手法の例

【入倉(2004)p.5の図2を引用】

＜参考7＞ トリミングについて

「トリミング」とは、地震観測記録の解析によって、地下の震源断層面やアスペリティ領域を求める際に、当初の解析で求められた断層面やアスペリティの縁にある余分な部分を取り除いて、適切な震源断層面積やアスペリティ面積を求める手法のことです。つまり、地震動の発生に寄与する実質的な震源断層面を求めるために、こうした震源インバージョン解析結果において示された震源断層面をそのまま用いるのではなく、一定の基準を設けて、地震動の生成に寄与しないすべり量の小さい領域を取り除く（トリミング）手法が開発されました。

Somerville et al.(1999)は、震源断層面積のトリミングの基準として、簡略化していうと、＜参考6＞の図において各要素断層の④のように、行又は列全体の平均すべり量¹⁰⁹が、震源断層全体の平均すべり量の「0.3」倍未満となる行又は列を取り除くとの基準を示しました（以下では、この基準を「Somervilleの規範」といいます。）¹¹⁰。なお、Somervilleの規範を適用しても、震源インバージョン解析結果において示された震源断層の縁辺部において、平均すべり量の「0.3」倍未満となる行又は列が存在しなければ、切り捨てる部分が存在しないので、全く震源断層面積が変わらない場合も当然あり得ます。

そして、このSomervilleの規範の妥当性は、Somerville et al.(1999)後の入倉・三宅(2001)のほか、その後の宮腰ほか(2015)において、

「Somerville et al.では震源インバージョン解析による断層面上の不均質すべり分布に基づき、平均すべり量の0.3倍以上のすべり量をもつ領域を断層破壊領域としており、その規範で得られる巨視的震源パラメータ（断層長さや幅）は従来の調査結果と一致することが確認されている（入倉・三宅（引用者注：入倉・三宅,2001）」と述べられているように、科学的な検証がなされています。具体的には、宮腰ほか(2015)は、平成7(1995)年以降に国内で発生した内陸地殻内地震（モーメントマグニチュードMw5.4～6.9）を対象に震源インバージョン結果を収集整理し、震源パラメータのスケーリング則（関係式）の再検討を行ったものですが、震源インバージョンで示された断層面積から、「Somervilleの規範」によって抽出した断層破壊面積（破壊域）と地震モーメントとの関

¹⁰⁹ 震源インバージョン解析結果では、断層面は、格子状に区切られ、各々の格子における平均すべり量が示されています。

¹¹⁰ Somerville et al.(1999)では、アスペリティ領域の抽出においても、簡略化すると、震源断層全体の1.5倍を上回る平均すべり量を有する列又は行をアスペリティ領域とする基準を用いています。

係が、「Somerville et al.(1999)」や「入倉・三宅式」等の経験的關係式と調和的であることを改めて確認しました。

さらに、最近では、「Somerville の規範」と、「自己相関関数に基づいた有効断層長さ (effective length) を抽出する考え方」に依るトリミング手法（「Somerville の規範」とは異なるトリミング手法）を、共通の震源インバージョン解析結果に対して適用し、抽出された断層破壊領域の面積を比較したところ、得られた断層破壊領域の面積がほぼ等しいことから、両手法ともに（「Somerville の規範」も）精度の高い断層破壊領域の推定が可能と考えられる旨の学会発表（宮腰ほか,2018）¹¹¹も行われています。

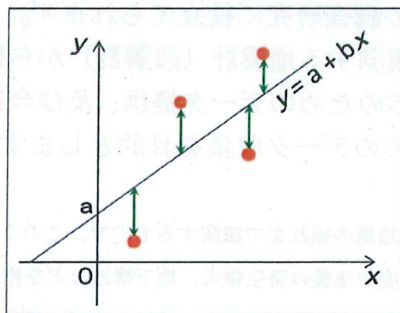
このように、「Somerville の規範」が合理的であり、かつ日本で発生する地震にも適用できることは、近年の地震データからも裏付けられています（宮腰ほか,2015p.143）。

¹¹¹ 宮腰 研・染井一寛・郭雨佳 (2018): 波形インバージョン解析による震源断層モデルのトリミング方法に関する考察, 日本地震学会講演予稿集 2018 年秋季大会, S14-P27.

<参考8> 回帰分析について

回帰分析とは、結果となる数値と要因となる数値の関係を調べて、それぞれの関係を明らかにする統計学的手法であり、一般的に、例えば「 $y = a + b x$ 」等の回帰式で表されます。このとき、要因となる数値（説明変数）が上記式の x 、結果となる数値（目的変数）が同じく y です。回帰分析は、事象の予測・シミュレーション、検証、要因分析などを行うときに用いられます。

また、最小二乗法とは、下の図中の●のデータが与えられたときに、 y 軸方向で見た●との差（緑色の両矢印）の総和が最小となるような直線（ $y = a + b x$ ）を求めようというものです。測定値に、より近似する関数を導く手法の一つです。なお、●との差（緑色の両矢印）の総和を求める際、差の値をそのまま足し合わせるのではなく、その値を“二乗”して足し合わせますが、これは、下図を見てもわかるように、●が直線よりも上にある場合と下にある場合があり、単純に「差」の値をとると正と負の値が混在することになり、最小となる条件を見つけ出すのに都合が悪いからです。



最小二乗法の説明図

＜参考9＞ 平成7(1995)年兵庫県南部地震以降の国内の地震観測網の整備

平成7(1995)年兵庫県南部地震を契機として、地震本部が設置されました。地震本部は、その中に設置された調査観測計画部会での審議を基に、平成9(1997)年には「地震に関する基盤的調査観測計画」が策定され、地震現象を把握・評価する上で基礎となる調査観測を「基盤的調査観測等」と位置づけ、関係機関が、観測網の全国的な整備を進めてきました。

国立研究開発法人防災科学技術研究所が運用する地震観測網は、対象とする地震波形の種類に応じて、「高感度地震観測網 (Hi-net)」、「広帯域地震観測網 (F-net)」、「強震観測網 (K-NET、KiK-net)」の3種類に大別されます。

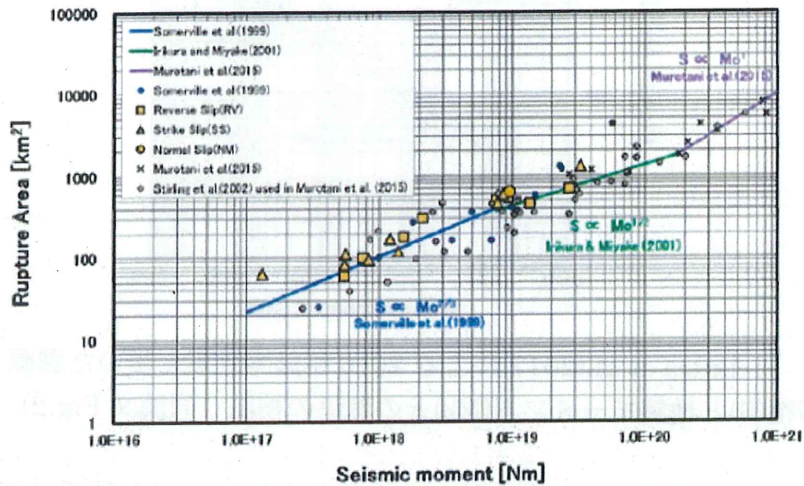
高感度地震観測網は、地震活動の把握や地下構造の調査等を目的として、人が感じないほどの微弱な振動を検知する高感度地震計^{*1}とその観測システムから構成されます。広帯域地震観測網は、周波数帯域等の広い地震計(広帯域地震計)^{*2}で観測される地震波形を用いた、震源域における地震発生のメカニズムや地球内部構造の解明を目的とします。これらの地震観測網は、地震活動とその背景となる地殻の応力や強度等の情報を精度良く抽出するなどの、地震発生予測等の調査研究に役立てられます。

一方、強震観測網は、強い地震動を観測する地震計(強震計)から構成され、地震発生時の災害予測と即時対応のためのデータ提供、及び今後の大地震発生時における強震動予測のためのデータ収集を目的とします。

※1 高感度地震計とは、人が感じない非常に小さな地震の揺れまで観測するもので、このような地震を多く観測することで、各地域の地震の活動度や地震の発生様式、地下構造などを把握することができます。現在、全国で偏りなく微小地震を検知できるよう、15km～20km間隔を目安とした観測網が構築されています。

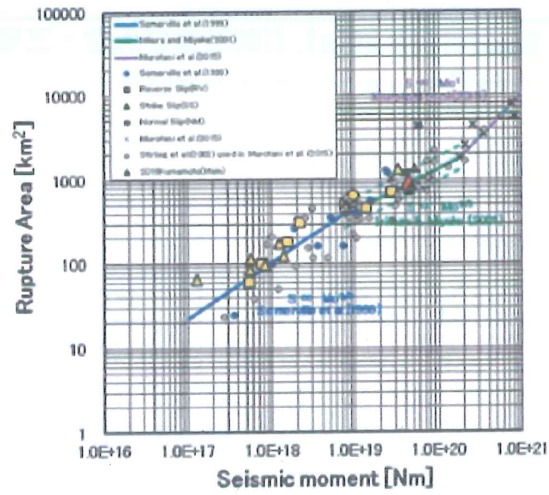
※2 広帯域地震計は、強震計や高感度地震計のような、主に地震動の強さに着目したのとは違い、人が揺れとして感じる地面の速い揺れ(2秒程度までの周期)から、感じることのできない非常にゆっくりした揺れ(数十～数百秒ほどの周期)までの周期に着目した地震計です。この地震計では、様々な周期帯の揺れを記録できるので、他の地震計では捉えられない、ゆっくりとした地震の揺れを正確に捉えることができるほか、震源域での断層運動の詳細な時間経過が解析できるのと同時に、津波地震を的確に検知することが可能となります。現在、100km間隔を目安として、全国へのきめ細かな配置が進められています。

<参考10> Somerville et al. (1999) 及び入倉・三宅(2001)による震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係式



宮腰ほか(2015)による震源断層面積(S)と地震モーメント(M_0)との関係の検証 (同論文図 3a)

上の図は、宮腰ほか(2015)で、震源断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係を検討するために示された図ですが、この図の中のオレンジ色の□、△及び○は、1995年以降に国内で起きた地震の震源インバージョン結果から「Somervilleの規範」により抽出された断層破壊面積 S と、F-netによる M_0 との関係プロットしたものです。これらのデータは、Somerville et al.(1999)及び入倉・三宅(2001)の S - M_0 関係を示す線（それぞれ、この図の青色と緑色の直線となります。）のほぼ線上もしくははその周囲にプロットされ、両論文の経験的スケールリング則と調和的と評価されています。



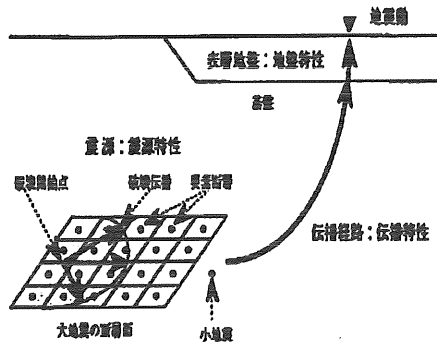
Irikura et al.(2017)による 2016 年熊本地震を用いた震源断層面積(S)と地震モーメント(M_0)との関係の検証 (同論文 Fig.2)

この図は、宮腰ほか (2015) により検証された S- M_0 関係の図 (同論文図 3a : 前ページの図) に、2016 年熊本地震のインバージョン解析結果等を赤色の△で追加してプロットしたものです。同データも、入倉・三宅(2001)の関係式とほぼ整合しています。

<参考11> 強震動計算における短周期レベルAの用いられ方

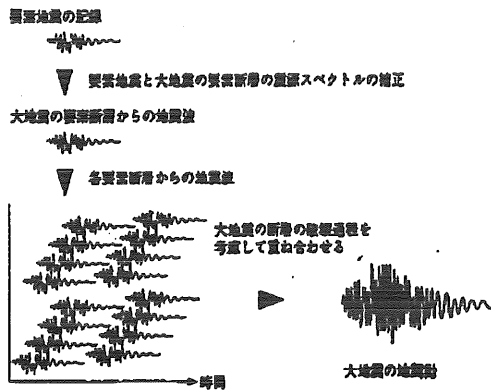
本解説書では、「地震本部レシピ」の内、予測の対象とする将来の地震（活断層で発生する地震）の震源のモデル化手法のみを対象としています。ただ、地震本部レシピの中では具体的な強震動計算手法についてもその代表的な手法の説明や特徴がまとめられています。ここでは震源のモデル化において使われる短周期レベルAが強震動計算に具体的にどのような関わっているかを強震動計算手法とともに簡単に説明します。

予測の対象とする地震の規模（地震モーメント M_0 ）によって設定される「短周期レベルA」とは、予測すべき強震動の加速度震源スペクトルの短周期領域におけるスペクトルレベル（振幅の大きさ）のことをいい、強震動計算ではその値が拘束されなければなりません。強震動計算の中で特性化震源モデルを用いる手法としては、半経験的手法（経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法）や、ハイブリッド合成法があります。これらの手法は、図参考11-1に示すように、特性化震源モデルを小断層に分割し（この図ではアスペリティは含まれていない。）、分割した小断層ごとに、小断層の大きさに見合った地震（中小規模の地震）の観測記録や人工的な地震動を用い、図参考11-2のように震源での破壊伝播に従い、時間をずらせながら波形合成するものです。この際、観測記録や人工的な地震動は中小規模の地震と予測の対象とする大地震とのすべり量の違いも考慮されます。従って、波形合成は小断層の数とすべり量の違いに応じて行われます。ここで、観測記録を使う場合が経験的グリーン関数法であり、人工的な地震動を使う場合が統計的グリーン関数法やハイブリッド合成法です。ちなみに、ハイブリッド合成法とは、長周期地震動を理論的に評価し、短周期地震動を統計的グリーン関数法で評価した上で、足し合わせる方法です。従って、短周期側に影響する短周期レベルAはこのハイブリッド合成法でも同様に考慮されることとなります。こうした波形合成によって、ある短周期レベルAを有する観測記録や人工的な地震動を分割された小断層の数だけ重ね合わせた時に予測対象地震動の短周期レベルAになるように分割数等を決めています。



図参考 1 1 - 1

【「地震の揺れを科学する みえてきた強震動の姿」
p.151 の図 5-5 を引用・加筆】



図参考 1 1 - 2

【「地震の揺れを科学する みえてきた強震動の姿」
p.151 の図 5-5 を引用・加筆】

引用文献（アルファベット順）

- Aki, K. (1967) : Scaling relation of seismic spectrum , Journal of Geophysical Research, Vol.72, pp.1217-1231.
- 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (2000): 強震動の基礎ウェブテキスト 2000 版, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/>
- 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (2017): 地震の基礎知識とその観測, http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/1stpage.htm
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算出される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎 (2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 555-560.
- Eshelby, J.D.(1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, 376-396.
- Arthur Frankel (1995): Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No. 4 , pp.1144-1160 .
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura, (2000) : Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 2283-2302.
- Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523.
- 井出 哲 (2017): 絵でわかる地震の科学, 講談社, 192p.
- 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Dalguer Luis Angel (2003): 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ,

- 京都大学防災研究所年報, 46, 105-120.
- Kojiro Irikura, Ken Miyakoshi, Katsuhiko Kamae, Kunikazu Yoshida, Kazuhiro Somei, Susumu Kurahashi, and Hiroe Miyake (2017): Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69:10. DOI: 10.1186/s40623-016-0586-y.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001): Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, 53-59.
- 地震調査委員会 (2003): 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 15 年 7 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2005a): 「全国を概観した地震動予測地図」 報告書 (平成 17 年 3 月 23 日公表) .
- 地震調査委員会 (2005b): 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 17 年 1 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2008): 全国を概観した地震動予測地図 2008 年版 付録 3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) (平成 20 年 4 月 11 日改訂)
- 地震調査委員会 (2009a): 日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—
- 地震調査委員会 (2009b): 全国地震動予測地図—地図を見て私の街の揺れを知る—技術報告書 (2009) (平成 21 年 12 月公表)
- 地震調査委員会 (2017): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) , 51p.
- 地震調査委員会 (2018): 全国地震動予測地図 (平成 30 年 6 月 26 日公表) .
- 地震調査委員会長期評価部会 (2010): 「活断層の長期評価手法 (暫定版)」 報告書 (平成 22 年 11 月 25 日公表)
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2001): 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) (平成 13 年 5 月 25 日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2002): 鳥取県西部地震の観測記録を利用し

- た強震動評価手法の検証（平成 14 年 10 月 31 日公表）。
- 地震調査委員会強震動評価部会（2007）：2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証（中間報告）（平成 19 年 3 月 19 日公表）。
- 地震調査委員会強震動評価部会（2008）：2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証（平成 20 年 4 月 11 日公表）。
- 地震調査委員会長期評価部会（2010）：「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書（平成 22 年 11 月 25 日公表）
- 地震調査研究推進本部(2006)：地震調査研究推進本部 10 年の資料集，文部科学省研究開発局，274p.
- 地震調査研究推進本部(2009)：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－（平成 21 年 4 月 21 日公表，平成 24 年 9 月 6 日改訂）
- 地震調査研究推進本部(2015)：地震調査研究推進本部 20 年の資料集，文部科学省研究開発局，361p.
- 地震調査研究推進本部（2017a）：地震を正しく恐れる，20p.
- 地震調査研究推進本部（2017b）：地震がわかる！，68p.
- 地震調査研究推進本部ウェブサイト：地震・津波の知識 コラム，
<https://www.jishin.go.jp/resource/column/>
- 地震調査研究推進本部ウェブサイト：地震・津波の知識 用語集，
<https://www.jishin.go.jp/resource/terms/>
- Kanamori, H. and D.L. Anderson(1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of Amerika, 65, 1073-1095.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一（2003）：想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，15.
- 活断層研究会編（1991）：新編日本の活断層－分布図と資料，東京大学出版会，448p.
- 菊地正幸（2003）：リアルタイム地震学，東京大学出版会，232p.
- 菊地正幸・山中佳子（2001）：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』，サイスマ，5(7)，67.
- 気象庁ウェブサイト：知識・解説，地震・津波，
<http://www.jma.go.jp/jma/menu/menuknowledge.html>
- 気象庁ウェブサイト：各種データ・資料，
<https://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>

- Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2243-2250.
- 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* 2, 28, 269-283.
- 松田時彦 (1990): 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, *東京大学地震研究所彙報*, 65, 1, 289-319.
- 宮腰 研・入倉孝次郎・釜江克宏 (2015): 強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケールリング則の再検討, *日本地震工学論文集*, 第 15 巻, 第 7 号 (特集号), 141-156.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝 (2001): すべりの空間的不均質性の抽出, 平成 12 年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 宮腰 研・染井一寛・郭雨佳 (2018): 波形インバージョン解析による震源断層モデルのトリミング方法に関する考察, *日本地震学会講演予稿集 2018 年秋季大会*, S14-P27.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1371-1381.
- 中村洋光・宮武 隆 (2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉 (1998): 活断層はどこから割れ始めるのか? - 活断層の分岐形態と破壊伝播方向 -, *地学雑誌*, 107, 512-528.
- 日本建築学会 (2016): 地盤震動と強震動予測 - 基本を学ぶための重要項目 -, 日本建築学会, 350p.
- 国立研究開発法人産業技術総合研究所ウェブサイト: 活断層データベース, 用語解説,
https://gbank.gsj.jp/activefault/yougo_gmap.html?search_no=j005&version_no=1&search_mode=2
- 佐藤智美 (2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短期レベルのスケールリング則, *日本建築学会構造系論文報告集*, 651, 923-932.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的

- 基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 佐藤智美・堤英明(2012):2011年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性, 日本地震工学会論文集, 12, 7, 1-18.
- Shimazaki, K. (1986): Small and large earthquake: The effects of thickness of seismogenic layer and the free surface. In Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H. eds. : Earthquake source mechanics. AGU, Washington, D.C., 209-216
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strongground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書 119-129.
- 田島礼子・松元康広・司 宏俊・入倉孝次郎 (2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究, 地震, 66, 31-45.
- 武村雅之 (1998): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, 257-265.
- 遠田晋次 (2016): 活断層地震はどこまで予測できるか 日本列島で今起きていること, 講談社, 262p.
- 佃 為成 (2007): 地震予知の最新科学 発生のメカニズムと予知研究の最前線, ソフトバンククリエイティブ, 236p.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- 宇津徳治 (2001): 『地震学第3版』, 共立出版.
- Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.

- 山中浩明・武村雅之・岩田知孝・香川敬生・佐藤俊明 (2006): 地震の揺れを科学する みえてきた強震動の姿, 東京大学出版会, 200p.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎 (2005): 全国主要活断層活動確率地図説明書.構造図 (14), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 127p.