

# シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」

## (第13回) 地震動予測式

強震動委員会 司 宏俊 (東京大学)

### 1. はじめに

「地震動予測式 (Ground Motion Prediction Equation ; GMPE)」という言葉にはまだなじみのない方もいると思う。以前は「距離減衰式」という言葉が広く使われていた。Boore and Atkinson (2007) は、「距離減衰式」という言葉は、距離減衰の側面のみを強調して、本来方程式の持っている地震動強さを評価する側面が反映されていないことから、「地震動予測式」を使うことにしている。その経緯があり、今は「地震動予測式」という言葉が主流になっている。

地震動予測式は、地震動強さの指標 (地震動の最大値、または応答スペクトルなど) と、地震規模  $M$  や震源距離  $X$  などのパラメータとを関連づけた回帰モデルを用いて、既往の地震で得られる観測データに対して回帰分析を行い、回帰係数を定めることによってできた方程式である。通常比較的シンプルな関数形となっているため、地震動予測式による地震動強さの予測、または評価を簡単に計算できる利点がある。このため、地震動予測式は工学分野で地震動の簡易計算、特に大量計算が必要な地震ハザード評価で威力を発揮している。最近では、理学の分野でも起きた地震による地震動の強さを評価するツールとして活用されている。図1に地震動予測式 (司・他, 2014) と2016年熊本地震 ( $M_w 7.0$ ) の  $V_s 1.5 \text{ km/s}$  の基盤上に変換された観測記録との比較例を示す。図は地震動の最大加速度、周期 0.1, 0.5, 1.0, 2.0 秒の加速度応答スペクトル、及び最大速度に関するものである。これらの図から、地震動の強さがいずれも距離の増加に従って減少することが確認され、また、観測記録と既往の地震動予測式の比較から、当該地震による地震動の強弱を判断することができる。

上述のように、地震動予測式は、既往地震の観測記録から構築されるものであることから、地震観測網の発達と観測記録の蓄積とともに開発・改良が重ねられてきた。日本では、1960年代から地震観測網が整備され、1995年兵庫県南部地震では、震源近傍も含む数多くの地震記録が得られた。それ以降、K-NET、KiK-net や気象庁及び自治体震度観測ネットワークに代表される地震観測網が急速に整備され、 $M_w 9.1$  の2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録をはじめ、震源近傍の観測記録も含めて豊富な地震データが得られている。これらの観測記録が地震動予測式の研究

に大きく貢献している。今後もこのように強震記録の蓄積により地震動予測式のさらなる発展が期待される。

### 2. 地震動予測式の定式化

地震動予測式は、地震動強さに影響を及ぼす震源特性、伝播特性および地盤特性のそれぞれについて、定式化を行ったうえで、観測記録に対して回帰分析を行うことによって定められる。

地震動予測式の一般化した定式は、下式によって表される。

$$\log A = f(M, etc) + g(X, etc) + S(V_{s30}, etc) + C + \delta$$

ここで  $A$  は地震動強さの指標、例えば最大加速度、最大速度、または応答スペクトルなどを表す。右辺において、 $C$  は定数項、 $\delta$  はばらつきを表す項である。

$f(M, etc)$  は震源特性の項を表す。震源の項を表す変数として最もよく用いられるのが地震規模を表すマグニチュード  $M$  である。 $M$  は近年モーメントマグニチュード  $M_w$  を用いることが多い。 $M_w$  と地震動強さの間には強い相関がみられ、 $f(M, etc) = aM_w + c$  という線形式で表現することが多かったが、近年の研究では、 $M_w$  と地震動強さの複雑な相関関係を反映して  $M_w$  の二次式または折れ線などの関数形も用いられるようになっている。

一方、観測データが増えることで、震源特性を  $M$  だけでなく、震源深さ、震源域のテクトニクス環境 (地殻内、沈み込むプレート境界やプレート内) などともパラメータとして地震動予測式に組み込まれている研究もみられる。

さらに、一部の研究では、正断層地震の場合、それによる平均的な地震動強さが逆断層や横ずれ断層による地震動強さよりも小さい傾向にあると報告されていることから、これを地震動予測式に取り入れる動向もみられる (例えば、Abrahamson *et al.*, 2014)。

このほかに、応力降下量または短周期レベル及び伏在断層効果 (または断層上端深さ) をパラメータとした地震動予測式も提案されている。

また、地震動の面的分布に影響を及ぼす要因として、破壊伝播効果と上盤効果をあげられる。

(1) 破壊伝播効果：断層破壊が近づいてくる方向では地震波が重なりあって大振幅になるなど、地震波の振幅が方位に依存する現象

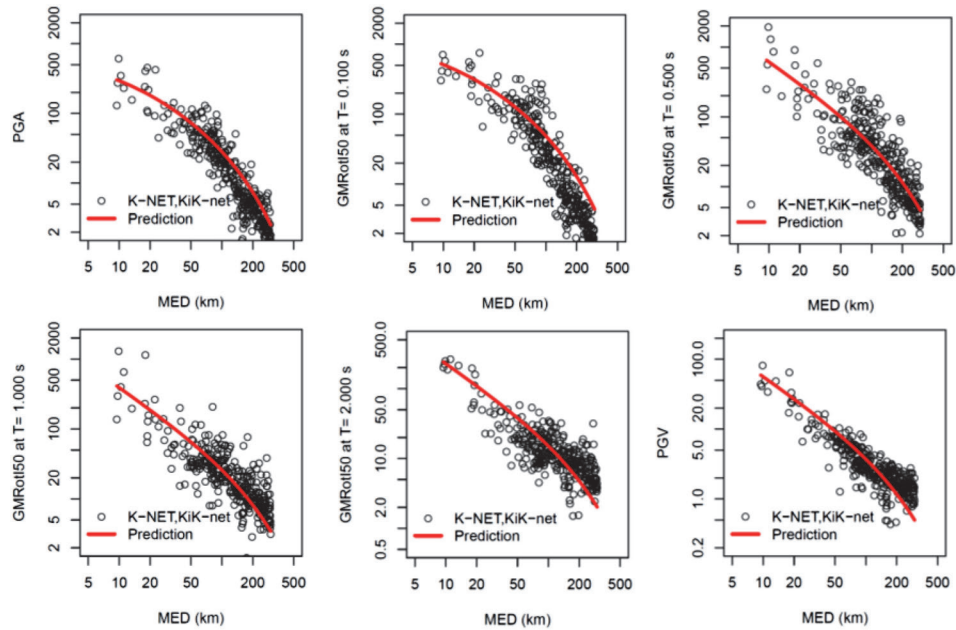


図 1 地震動予測式と観測記録の関係（周期ごとに地震動強さと断層中線距離との関係を表す）。上段：左から、最大加速度、加速度応答スペクトルの 0.1 秒、0.5 秒。下段：左から、加速度応答スペクトルの 1 秒、2 秒と最大速度。

(2) 上盤効果：断層の上盤にある地域（図 2 参照）における地震動が下盤におけるそれより大きい現象

以上から分かるように、地震動強さに影響を及ぼす震源特性の影響はかなり複雑である。様々なタイプの地震による強震観測データがさらに増えることにより、新しいパラメータが導入されることもあり得ると考えられることから、今後の研究動向から目を離せない状況である。

一方、 $g(X, etc)$  は伝播特性を表現する関数形になる。伝播特性を表す物理量として最も重要なのは震源距離が挙げられる。地震動予測式がかつて「距離減衰式」とも呼ばれていたことから、距離による影響がいかに重要かが分かる。実際には、地震の規模が大きくなるにつれて、地震断層はより大きくなることから、震源を点と見做せなくなり、面として扱わざるを得ないときに震源距離をどのように測るかが重要である。図 2 には、震源からの距離の取り方に関するさまざまな提案がまとめた。そのうち、断層最短距離は最もよく用いられている距離の定義である。

地震動の距離減衰特性は、地震波の種類と伝播する媒質によって異なる。一般的に、半無限大媒質を伝播する実体波の減衰は距離  $X$  に反比例する ( $=1/X$ ) とされ、表面波の減衰は一般的に  $1/X^{1/2}$  になる。ただし、実際には、地震波に含まれている実体波と表面波が明瞭に分離されず、地震動の最大振幅はどの波によって生じるかが明らかでなかったり、伝播経路上に強い反射面のある場合には実体波でも減衰が早くなったりすることが報告されていることか

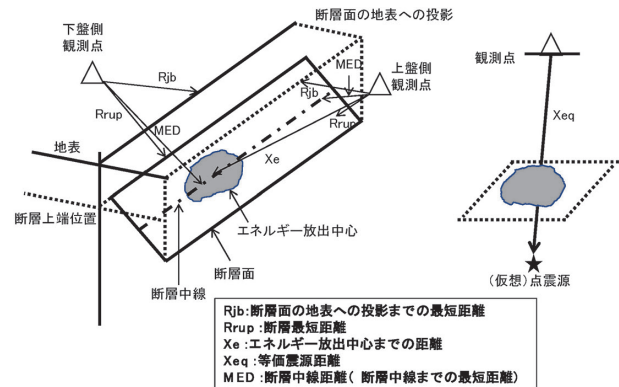


図 2 各種震源距離の定義（日本建築学会（2005）に加筆）

ら、見かけ上の地震動減衰率をもっと複雑であり、震源深さによって異なることも報告されている（翠川・大竹，2003；堀家・西村，2004）。

そのほか、日本列島においては、火山フロントを境に特に高周波地震動の減衰特性が異なる場合が報告されており、これに対する補正方法が提案されている（たとえば、森川・他，2003）。

$S(V_{S30} etc)$  はサイト特性（地盤特性）を表す項である。地震動予測式における地盤特性の評価は、従来では、観測点を地盤、岩盤または地盤種別などで定性的に分類し、地盤の分類ごとに地盤特性の評価を行うことが主流であったが、1990 年代からは、サイトの地表から 30 メートルまで

の深さまでの平均S波速度 ( $V_{S30}$ ) と地盤の増幅特性の相関関係を利用して地盤特性を評価することが広く用いられている。さらに最近の研究では、長周期成分の増幅特性について深部地盤による影響が大きいことから、基盤深さをパラメータにした評価式でその影響を評価することが提案されている。一方、地盤の非線形性の影響を評価するため、基盤最大加速度をパラメータとした評価式を導入する研究が増えている。

上述の通り、震源特性、伝播特性及び地盤特性による地震動への影響について、さまざまな評価方法が試みられている。

### 3. 地震動予測式の適用

地震動予測式では、地震動に影響を及ぼす震源特性、伝播経路及び地盤特性のすべてについて、数少ないパラメータからなる方程式によって予測または評価しようとしており、複雑な物理の過程を簡単なモデルで表現しているため、計算値にはバラつきが伴う。この点について留意すべきである。

また、地震動予測式は既存の観測データをもとに回帰分析して構築されるものであることから、地震動予測式の適用範囲は用いたデータのマグニチュードや震源距離の範囲などによって制約されることがある。したがって地震動予測式を適用する際には、これらの条件を確認して利用することが重要である。

### 4. おわりに

経験的地震動予測手法の1つとして地震動予測式を取り上げ、その特徴を紹介した。地震動予測式は地震観測網の発達と観測記録の蓄積とともに発展しているので、1960年代以降国内で整備されてきた地震観測網によって震源近傍及びM9クラス地震の観測記録を含む強震観測記録の蓄積により、大きな進歩を遂げてきている。今後、このように地震観測網のさらなる発達と観測記録の充実により、地震動予測式も改良され、高精度の地震動予測ができることが期待される。

### 謝辞

図1の作成には、K-NET、KiK-netの強震記録を使用した。編集担当の干場充之委員、岩田知孝委員からは本稿を改善するための非常に有益なご意見をいただきました。記して感謝いたします。

### 参考文献

- Abrahamson *et al.*, 2014, *Earthquake Spectra*, **30** (3), 1025–1055.
- Boore and Atkinson, 2007, *PEER* 2007/01.
- 堀家・西村, 2004, 建築学会構造系論文集, **575**, 73–79.
- 森川・他, 2003, 日本地震工学会論文集, **3** (4), 14–26.
- 翠川・大竹, 2003, 日本地震工学会論文集, **3** (1), 59–70.
- 日本建築学会, 2005, 地盤震動—現象と理論—.
- 司・他, 2014, 第14回日本地震工学シンポジウム論文集, 2021–2030.

## (第14回) 強震動予測と震源モデル

強震動委員会 三宅弘恵 (東京大学)

### 1. はじめに

強震動予測とは、将来の地震を想定し、それに伴う地震の揺れを予測することである。通常は、過去の地震の解析を行い、そこから得られる物理則・経験則を演繹的に活用し、将来の地震の強震動予測が行われる。経験的手法・半経験的手法・理論的手法、これらのハイブリッドの計算手法があり、新・強震動地震学基礎講座の該当項目をご覧ください。強震動予測では、想定通りの地震が起きるとは限らないが、最新の知見を活用して震源モデルと地下構造モデルを作成し、第三者による再現が担保された計算手法によって予測が行われる。

一方、強震動評価とは、過去の地震を対象とし、観測記録に合うように、震源モデルや地下構造モデルを調整しな

がら強震動を再現することを意味する。強震動評価の場合、合わせる対象は、震度分布・地震動予測式(距離減衰式)・そして観測された時刻歴波形となる。強震動予測では、合わせる対象はもっぱら地震動予測式であり、最近では、応答スペクトルの地震動予測式を周期ごとに合わせることで、広い帯域の強震動予測を目指すことが多い。

強震動予測において、強震動評価を通じて理解された最新の知見を活かすことは重要だが、場合によっては既往以上の想定が困難となる。そのため、自然界に存在するバラツキを反映した多数回試行に加え、最新の知見では見逃しうる不確定性を反映した予測が行われている。とはいえ、強震動予測において「将来の地震を想定し」という文言は重く、震源モデルの出来栄が予測結果に与える影響は大



きい。

## 2. 近年の進歩

1995年兵庫県南部地震以降に特集された、日本地震学会ニュースレターの強震動地震学基礎講座に「強震動と震源」の項目がある（泉谷，1997）。理学と工学が地震計測の異なる背景を抱えながらも、観測が充実し、震源インバージョンが発展することによって、強震動と震源の関係が明らかになってきたことが記されている。また、強震動地震学の究極の目的の流れの一つとして、強震動予測が挙げられている。しかし、震源断層の微細構造に関する普遍的法則を見出すまでには至っていないとされている。

その後、震源インバージョンの蓄積と高精度化によって、極めて小さな地震から巨大地震における震源断層の不均質性が定量化され、微細構造も地震規模にスケールリングする普遍的法則が見いだされるようになった。また、理論的グリーン関数を用いた震源インバージョン以外の手法（エンペローブインバージョンやバックプロジェクション、広帯域地震動解析法など）によって長周期から短周期に至る震源像の解明が進んだ。現在では強震動予測という言葉は市民権を得るようになり、巨大地震の強震動の予測が実現されるようになってきている。ただし、超巨大地震や長大断層の地震に関しては、経験頻度も少なく、強震動予測のための震源モデルの研究は開発途上である。

この他の進歩として、強震動予測結果の検証が行われるようになった。強震動予測結果そのものがデータベース化されるようになり、想定した活断層や海溝型の領域で発生した地震と比較ができるようになった意義は大きい。2016年熊本地震のように、強震動予測に使われていた地震規模が実際の地震規模とある程度近い場合は、どの設定が原因で観測地震動と予測地震動が異なったのか、検証が進められている。

## 3. シナリオ地震の震源モデル

将来の地震を想定するためには、地震のシナリオを作成する必要がある。では、強震動予測の震源モデルとして、シナリオ地震をどのように作成するのだろうか？

ここでは、二つの方法を簡単に紹介する。一つは、すべりに基づく運動学的な手法によってシナリオ地震を作成する場合である。まず、対象とする活断層や海溝型の領域を選ぶ。次に、震源全体の巨視的断層パラメータである、地震規模や断層面積を決める。この段階で、簡便法と呼ばれる地震動予測式を用いた経験的手法による計算が可能となる。強震動の時刻歴を計算する詳細法の場合、アスペリティや強震動生成域、これらの応力降下量といった震源内部の巨視的断層パラメータも決める必要がある。なぜなら、震

源内部の微細構造によって、強震動パルスや短周期地震動が生成されることが分かってきたためである。震源内部の微細構造を、ランダムやフラクタルとして与える場合もあるが、アスペリティに相当する特徴的な長さに相関させる事が多い。最後に破壊開始点と破壊伝播速度を仮定する。

他方、応力に基づく動力学的な手法によってシナリオ地震を作成する場合は、上記とは大きく異なる。まず、断層の幾何形状と周辺の応力場を決める。次に、対象とする領域に力を加え、破壊開始点が自然に生まれる（あるいは、強制的に破壊させる）。その後、断層破壊は予め仮定した摩擦則に従って進展し、破壊できるエネルギーを使い果たしたところで止まり、最終的な地震規模や断層面積が決まる。また、断層の境界条件により、アスペリティが自然に形成される。

いずれの場合も、断層近傍強震動は震源の影響を大きく受ける。特に、破壊開始点に対するアスペリティや強震動生成域の相対位置が、応力降下量と相まって強震動パルスに影響することが知られている。

シナリオ地震を作成する場合、地球科学や地震学の知見を取り入れられる箇所が多数ある。断層の幾何形状や応力場に観測調査事実を反映する他、地震活動やトモグラフィから示唆される構造不均質、すべり欠損分布などがアスペリティの設定に活用されている。全く情報がない場合は、世界で起きた想定規模に近い地震の震源モデルを張り付ける方法もとられている。

## 4. シナリオ地震の強震動予測

一般に地震は、小さな地震ほど数多く発生し、大きな地震は発生頻度が少ない、ゲーテンベルグ・リヒター則に従っているとされる。そのため、確率論的な地震予測や地震動予測では、一定の期間におけるもっともらしい地震の発生や地震の揺れが示される。相対的に発生確率が高い地震を対象に、シナリオ地震の強震動を予測することは、具体的なイメージを持って対策するために役立つ。加えて、低頻度かつ巨大規模の地震に備えるためには、シナリオという形で地震を抜き出して、地震の揺れを提示し、備えることも重要である。強震動予測におけるシナリオ地震は、このような考えに基づき作成されており、確率論的な地震動予測を補う目的がある。

シナリオ地震の強震動予測では、規模が大きな地震が対象となることが多く、紙面の都合でわずかなケースしか公表されないこともある。そのため、仮にM7やM8の地震が起きると、このような揺れの可能性がある、というメッセージにとどまらず、自分の住んでいるところは地震の揺れが小さいかもしれない、という安全情報に捉えられることもあり、工夫が必要である。「実際の揺れは大きくなる

ことがあります」と地図に書く、あるいは背景にシナリオという文字を入れる方法が国内外で実施されているが、示されていないシナリオ地震や予測地震動を想像するのは、シナリオを作成したことがある筆者であっても困難と感じる。

シナリオ地震の強震動予測の使い方の正解は存在しないが、「シナリオ A やシナリオ B では、このような震度の広がりとなっているが、実際に震度が 1 あるいは 2 ずれた場合に、どのような対応をすれば良いか」という、ずれ補正のオペレーションの訓練に使う方法も有効とされている。

2017 年 8 月 25 日に内閣府から公表された南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性について（報告）では、防災対応を検討する 4 つのケースが示されると共に、ケースが独り歩きしないよう「将来、ここで検討したケース以外の現象が発生する可能性がある」「様々なケースを対象として検討を深めることが必要」と記載されている。高頻度から低頻度に応じたシナリオ、確率表現が困難な不確定性の高いシナリオ、それぞれに応じた震源モデルと強震動予測を今後作成し、整理していくことが必要である。

## 5. おわりに

地震の震源には、類似性と相違性があるが、現在の強震動予測の震源モデルは、主に類似性に重きを置いたモデル化が行われている。そのため、パラメータのパラツキや不確定性だけではカバーできない Kanamori (2014) 等でも指摘されているアウトライヤー現象（平均値から特異に大きく、あるいは特異に小さく外れてしまう現象）を、震源物理に基づいてモデル化できるかどうかは、今後の研究課題であろう。

断層面の数 km スケールの強震動予測のための震源モデルは、おおむね構築されてきた。断層破壊の成長過程や停止過程に関わるサブ km スケールの超微細構造を見出すべく、超高密度観測や実験からその道が開けることを期待したい。

## 文献

- 泉谷, 1997, 日本地震学会ニュースレター, **9** (1), 9-10.  
[http://www.zisin.jp/publications/document02\\_02.html](http://www.zisin.jp/publications/document02_02.html)  
Kanamori, 2014, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **42**, 7-26.  
内閣府, 2017, 南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性について（報告）. [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/tyosabukai\\_wg/index.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/tyosabukai_wg/index.html)

# （第 15 回）震源近傍の強震動～指向性パルスとフリングステップ～

強震動委員会 久田嘉章（工学院大学）

震源近傍の強震動として、ここでは指向性パルスとフリングステップと呼ばれる 2 種類の特徴的なパルス波を紹介したい。例として図 1 は、横ずれ断層の 1992 年米国・ランダース地震で出現した地表地震断層の近傍の Lucerne Valley 観測点における速度・変位波形である。左側は断層走向に直交する成分であり、上図の速度波形では正・負両振幅、下図の変位波形には片振幅のパルス波が、それぞれ記録されている。一方、右側の断層走向平行成分では、速度波形では片振幅のパルス波が、変位波形には地表地震断層のすべり変位に起因する約 2m の振幅のステップ関数状の波形が現れている（なお、記録は震源断層全体からの地震動の寄与で構成されていることから、変位波形がすべり変位そのものを表しているわけではない）。前者と後者のパルス波形の主要な成因が、それぞれ指向性パルスとフリングステップと解釈されている。以下に両者の成因や特徴を紹介する。

**指向性パルス：**震源断層の近傍の観測点において、断層面を伝播するすべり破壊が近づいて来る場合、断層各点から発生するパルス状の強震動（以下、要素パルス）が建設

的に重なり合うことによって、指向性パルスは発生する。1995 年兵庫県南部地震の際、神戸市では六甲断層帯の走向に直交する北北西-南南東方向に多くの建物をなぎ倒すような強烈な強震動が観測されたが、指向性パルスがその成因のひとつと考えられている（その破壊力からキラパルスとも呼ばれた）。

図 2 と図 3 に示す単純な横ずれ断層のモデルで、指向性パルスの成因を説明する。まず図 2 は最も単純な点震源（ダブルカップル震源）による S 波の放射特性であり、図 2 (1) は断層を上から見た平面図である。断層面の線上とそれに直交する線上で、それぞれの線に直交する方向に最大振幅が生じるが、45°傾斜する線上では振幅が 0 になる。一方、図 2 (2) は、図 2 (1) の A-A' 断面における断層面の平行成分（紙面に垂直な成分）の放射特性である。断層面に直交する線上で最大振幅となるが、断層面の延長線上（地表面の①点）では振幅が 0 であり、地表面の②点など断層の延長面からある程度離れないと振幅が現れない。

現実の震源断層は点ではなく面であり、断層破壊が移動する。このため放射特性にはドップラー効果のような指向

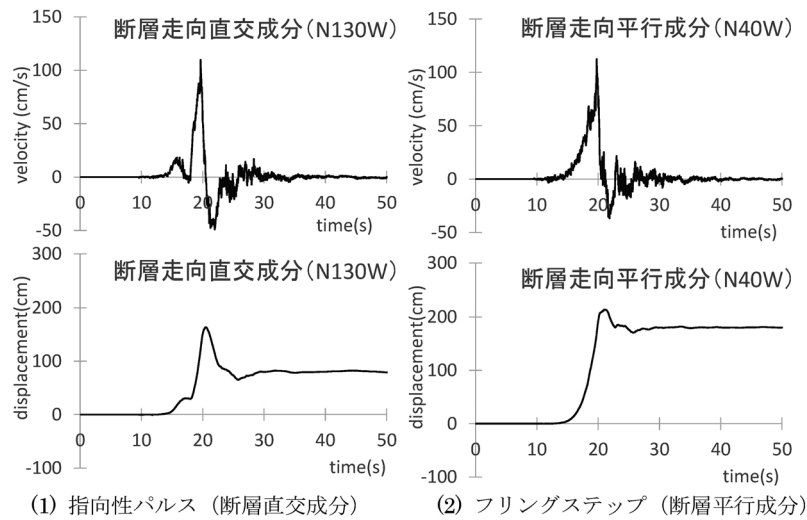


図 1 1992 年ランダース地震の Lucerne 観測点の指向性パルスとフリングステップ  
(速度波形 (上) と変位波形 (下), 提供: Strong-Motion Virtual Data Center)

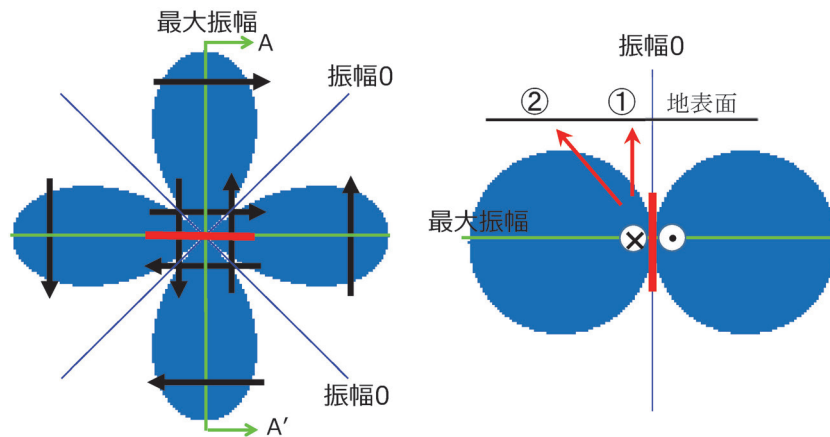


図 2 点震源の S 波放射特性 (右横ずれ断層の例)

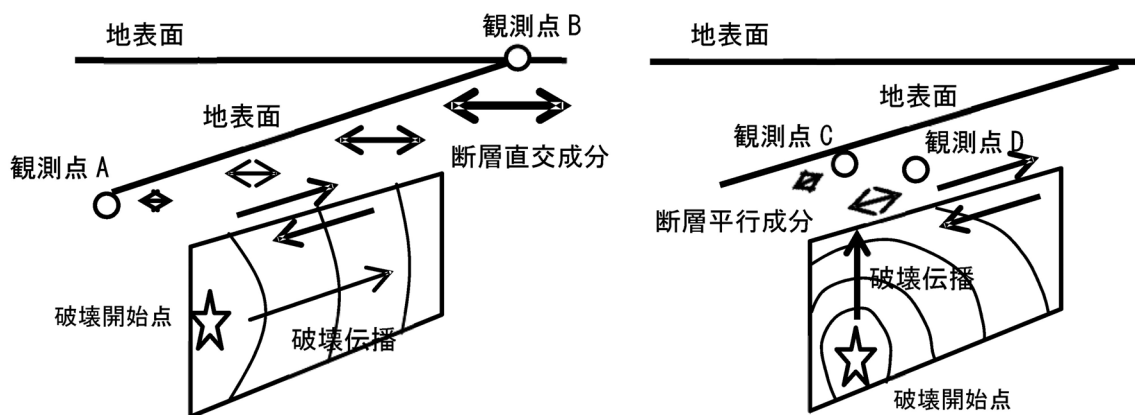
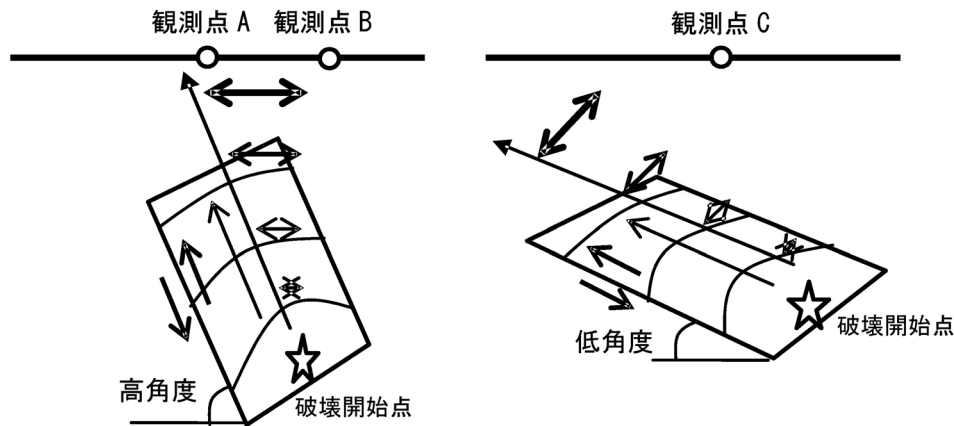


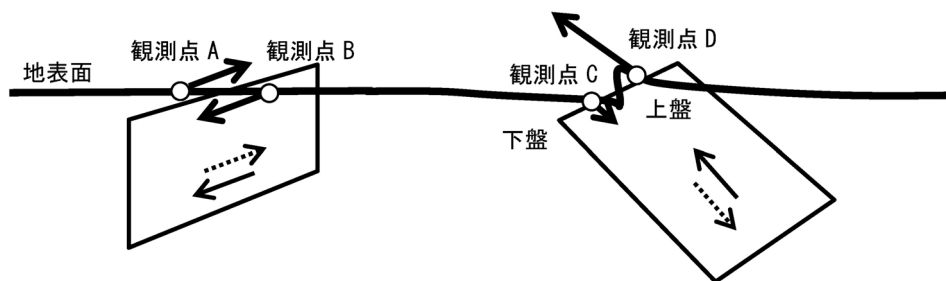
図 3 破壊伝播効果によるランダム波と指向性パルス波の成因の説明図



(1) 高角逆断層の場合

(2) 低角逆断層の場合

図 4 逆断層による指向性パルス波の成因の説明図



(a) 横ずれ断層の場合

(b) 逆断層の場合

図 5 地表地震断層のすべりによるフリングステップの説明図

性が生じる。図 3 (1) の右横ずれ断層で破壊が左から右に伝播するとして、断層に近い地表の観測点 A, B の強震動特性の違いを考察する。図 2 (1) の放射特性より断層面の近傍では断層走向に直交する成分と平行する成分の振幅が大きくなるが、ここではまず断層走向直交成分に着目する。一般に断層破壊の伝播速度は S 波の伝播速度に近い値であるため、断層破壊が近づく方向にある観測点 B では、断層面の各点から発生する要素パルスが短時間で建設的（同位相で）に重なり、大振幅のパルス（指向性パルス）に成長する。一方、破壊伝播が遠ざかる方向にある観測点 A では、要素パルスは時間的にはばらばらに到着するため、結果的に継続時間が長く、相対的に振幅が小さなランダム性状の波形となる。

次に断層走向平行成分を考察する。まず図 2 の放射特性から分かるように点震源の直近では要素パルスの平行成分も最大振幅となるが、図 3 (1) のように断層破壊が水平に移動する場合は、点震源が通り過ぎた瞬間に振幅が小さくなり、指向性パルスに成長することはない。一方、図 3 (2) のように、横ずれ断層で断層破壊が下から上に伝播する場

合は、断層走向平行成分にも要素パルスが建設的に重なり、指向性パルスとなる（宮武，1999）。但し、図 2 (2) の放射特性に示すように断層の延長面上では振幅が 0 であるため、図 3 (2) の断層面直上に近い観測点 C では振幅は小さく、観測点 D のように断層の延長面上から程度離れないと振幅が大きくなる。従って、指向性パルスは、一般に断層走向の平行成分より直交成分に顕著に現れる。

同様に、縦ずれ断層（逆断層・正断層）の場合も、断層面に近い観測点で指向性パルスが現れるが、その発生には断層面の傾斜角と断層破壊の伝播の向きが重要になる。図 4 (1) は高角の逆断層で、断層破壊が下から上に伝播する場合である。この場合、断層の延長面上に近い観測点 A では断層走向の直交方向に指向性パルスが生じるが、延長面から離れた観測点 B では、放射特性の最大振幅方向から外れるため指向性パルスは生じない。一方、図 4 (2) は低角逆断層の場合は、断層の延長面は遠方に外れるため、例えば断層面の直上（観測点 C）でも指向性パルスは生じない。

以上のことから指向性パルスは、断層の破壊が一様な伝



播であること、その破壊伝播が観測点に向かうこと、観測点が断層面に近いこと、が発生する条件になる。観測点が断層面から離れている、破壊伝播が遠ざかる、さらには破壊伝播が単純ではなくギクシャクと複雑である場合は、要素パルスに建設的干渉が起こらず、ランダム性に富んだ波形になる。

**フリングステップ**：断層面のごく近傍において断層すべりに起因する永久変位を伴うステップ関数状の変位波形はフリングステップと呼ばれている。フリング (fling) とは「放り投げる・急に動かす」という意味であり、地震の原因となる断層面の弾性反発 (Elastic Rebound) によるイメージから命名されている (例えば, Bolt and Abrahamson, 2003)。その速度波形は片振幅が卓越する長周期のパルス波となるため、フリングパルス、あるいは長周期パルスと呼ばれることがある。フリングステップが最も顕著に観測されるのは大規模な地表地震断層のごく近傍であり、断層を横切るライフラインや建物・土木施設に甚大な影響を与えるため、近年、工学分野で特に注目されている。近年の強震観測網の充実により、図 1 のランダース地震のほか、1999 年台湾・集集地震、1999 年トルコ・コジャエリ地震、2002 年アラスカ・デナリ地震、我が国では 2014 年長野県神城断層地震 (K-NET 白馬)、2016 年熊本地震 (西原村など) でもフリングステップが主要な成因と思われる長周期パルスが観測されている。

フリングステップの卓越する方向は断層のすべり方向であり、図 5 (a) に示す横ずれ断層であれば断層走向平行成分 (観測点 A と B) に、図 5 (b) のような縦ずれ断層であれば断層走向の直交成分と上下成分に現れる。断層面が傾斜している場合は、上盤側の方 (観測点 D) が下盤側

(観測点 C) より大きな変位が生じる。

断層面のごく近傍では、グリーン関数は永久変位に相当する静的グリーン関数の寄与が支配的になる。このため、フリングステップは表現定理 (香川 (2017) の図 2 の【詳細法】を参照) における静的グリーン関数の寄与として定義が可能であり、これを用いると厳密かつ効率的にフリングステップが計算できる (Hisada and Bielak, 2003)。静的グリーン関数は震源距離の 2 乗に反比例し、実体波や表面波に比べて距離とともに急激に減衰する。このため、フリングステップは地表地震断層から離れたり、地表に断層が現れない場合は振幅が小さく、指向性パルスなどに比べて殆ど目立たなくなる。なお、著者は半無限成層地盤においてフリングステップを含む理論的な強震動計算用のコードや計算例を公開しているので、興味ある読者で試して頂きたい (<http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/Open/Green/>)。

#### 謝辞

編集担当の干場充之委員、岩田知孝委員からは非常に有益なご指摘をいただきました。記して感謝いたします。

#### 参考文献

- Bolt and Abrahamson, 2003, International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology, Part B, IASPEI, 983-1012.
- Hisada and Bielak, 2003, Bull. Seism. Soc. Am., **93**, 1154-1168.
- 香川, 2017, 日本地震学会ニュースレター, NL-3-25-27.
- 宮武, 1999, 地震 II, **52**, 151-161.