S-1

関東地域の活断層の長期評価の概要と課題

山際敦史（文部科学省　研究開発局　地震・防災研究課）

Summary and related issues of long-term evaluation of active faults in Kanto area

Atsushi Yamagiwa

１．はじめに

地震調査委員会では，これまで基盤的調査観測対象の活断層（いわゆる「主要活断層帯」）を対象として長期評価を行ってきた．主要活断層帯は，活動した際に社会的・経済的に大きな影響を与える可能性のある，確実度Ⅱ以上，地表の長さ 20km（M7.0 に相当）以上，活動度 B 級以上（以上，指標は活断層研究会編(1991)による）という基準で選定されている．

しかし，近年，2004 年新潟県中越地震（M6.8）など，M7.0 未満の地震でも大きな被害が生じていること，沿岸海域（例えば 2007 年能登半島地震，M6.9）や地表に表れている長さが短い活断層（例えば 2008 年岩手・宮城内陸地震，M7.2）など，主要活断層帯以外でも被害地震が発生していることなど，地震防災上の課題があることが明らかとなってきた．このため，地震調査委員会では,2010 年に活断層の新たな評価指針を「活断層の長期評価手法(暫定版)」として取りまとめ，これまで九州地域（地震調査委員会，2013）及び関東地域（地震調査委員会，2015）において評価を実施してきた．

２．現在の活断層の長期評価手法

「活断層の長期評価手法（暫定版)」では，前述のような課題に対応するため，想定すべき地震として長さ 20km 未満の活断層や活動度 C 級の活断層なども評価対象とするなど，評価する活断層の対象の拡大や，活断層の地下における長さを地質構造や重力異常，微小地震活動など地質学や地球物理学的情報等から総合的に判断することなどが挙げられている．

また，地震防災の観点から，個々の活断層を評価するだけでなく，関東，東北などの評価対象地域を地質構造や活断層の特性等の類似性を考慮して最大２～３都府県程度の広さを持つ区域に分割し，区域単位で活断層による地震の発生確率を算出することとしている．

その他， 2004 年新潟県中越地震（M6.8）のように，地表に現れた地震断層の変位量が小さく，将来的にイベントの認定が困難となり得る可能性を踏まえ，今後の評価では「地表で痕跡を認めにくい地震」を考慮していくことが挙げられている．

３．関東地域の活断層の長期評価の概要

地震調査研究推進本部地震調査委員会では，前述の評価手法に基づき，2013 年に九州地域の地域評価結果を公表し，2015 年に新たに関東地域の評価結果を公表した．

今回の評価では，新たな評価手法に基づき対象活断層を拡大した結果，従来の主要活断層帯に加え，新たに９断層が評価対象となった．また，関東地域は複雑な地質構造形成史を持つことから，本評価では活断層の特性や地震活動，重力等の情報に基づき，地域内を6つの区域に分割した．

さらに，新たに対象とした 9 断層の評価に加え，主要活断層帯のうち糸魚川－静岡構造線断層帯をはじめ 5 断層について評価の改訂を実施し，各々の平均活動間隔や最新活動時期からモンテカルロ法により区域単位での地震発生確率の最適値と幅を評価した(図1)．図1より，関東地域内では各区域によって地震発生確率に大きな違いが生じていることがわかる．

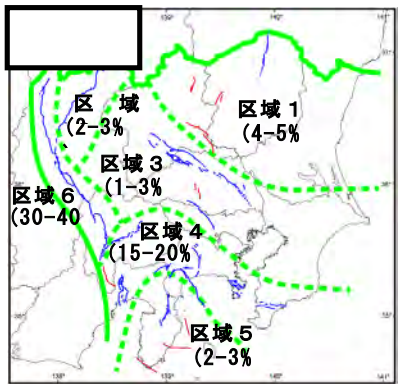


図1　関東地域の評価対象活断層，区域分割，及び今後 30 年以内にこれらの活断層により各区域内で M6.8 以上の地震が発生する確率

４．活断層の地域評価における課題

九州地域及び関東地域の活断層の長期評価の過程において，様々な課題が明らかとなってきた．以下，その一例であるが，今後地震調査研究推進本部の関連する部会等にて議論が進められるものと期待される．

（１）長大断層の強震動予測

今回評価の改訂を実施した糸魚川－静岡構造線断層帯は全長 150km を超える長大断層であるが，こうした長大断層の震源モデル設定については未だレシピ化されていないのが現状であり（地震調査委員会，2009)，評価手法の確立が喫緊の課題である．

（２）活断層の区間分割，及び複数区間の連動

評価を実施した活断層の多くは調査地点も活動履歴も十分に得られてはおらず，特に糸魚川－静岡構造線断層帯のような長大断層では，「活断層の長期評価手法（暫定版)」に求められるような単位区間や活動区間の詳細な把握は極めて困難なのが実情である．

また，複数区間の連動についても，過去に連動した痕跡がなくても断層の形状から将来連動する可能性が否定できないケースもある．この場合，連動の確率は「個々の地震発生確率を上回ることはない」との結論に留まらざるを得ないが，確率論的地震動予測地図作成のためには何らかの確率を仮定する必要があり，今後議論が必要である．

（３）各区域の地震発生確率の持つ意味

地震防災上の観点から区域ごとに地震発生確率を算出することとしているが，区域内で断層の分布が偏っている場合や，隣接する区域の境界付近に別の断層がある場合など，得られた地震発生確率を区域内に一律に適用することに（学術的には意味があっても）防災上意味があるかという点は注意が必要である．

【参考文献】地震調査委員会資料については HP(http://www.jishin.go.jp/)にて公開
活断層研究会（1991），新編日本の活断層
地震調査委員会（2009），震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」)
地震調査委員会（2010），「活断層の長期評価手法（暫定版)」報告書
地震調査委員会（2013），九州地域の活断層の長期評価
地震調査委員会（2015），関東地域の活断層の長期評価

S-2

活断層データから特性化震源モデル・強震動予測へ
−その課題と期待−

釜江　克宏（京都大学原子炉実験所）

Source modeling and strong ground motion prediction from active fault data
-Subjects and expectation-

Katsuhiro Kamae (Kyoto Univ.)

１．はじめに

活断層と地震、1995 年兵庫県南部地震(Mj7.3)に代表される内陸地殻内地震によって甚大な被害が発生したことを受け、文部科学省の地震調査研究推進本部（地震本部）による一元的な地震に関する調査研究の推進と国民への還元を目的に，両分野が関連する長期評価と強震動評価それぞれの成果の公開にとどまらず、両分野の連携についても多くの議論がなされ地震動予測地図などが成果として公表されている。一方、原子力の分野でも 1995 年兵庫県南部地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)を契機に、活断層の認定手法や地震規模の推定手法などに加え、震源のモデル化や耐震安全上重要な基準地震動策定の精度向上が図られている。実務的には、活断層の認定や活断層と地震（規模）の関係については「耐震バックチェック」時の審査と同様、現在の原子力規制委員会による新規制基準への適合審査においても膨大な調査結果を背景に相変わらず長時間の議論が費やされている。ここでは地震動を計算するための特性化震源モデルにどのような活断層データが必要で且つ重要か、現在どういった課題があり、今後どういったデータの取得に期待するかなど、実務レベルからの要望としても紹介したい。

２．強震動予測に必要且つ重要な活断層データ

断層モデルを用いた強震動予測手法の開発は1995年兵庫県南部地震以後急速に発展した。特に震源近傍域の強震動を高精度に予測する上での力強いツールである。手法が高度化すればそれだけ必要な情報が多くなり、断層モデルによる手法も例外ではない。断層モデルを用いた地震動評価としては「レシピ」が提案され、震源のモデル化（特性化震源モデル）から結果の検証までを含めた枠組みが示されている。これにより、活断層が認定されれば、その長さなど活断層研究の結果からレシピに従って地震動評価までがフローに従って実施することができる。

この評価フローの中で，地震動予測に必要な情報は活断層研究の分野からのものだけではなく多岐にわたり、それらには調査で得ることが困難なものもあり、またすべての情報には多くの不確かさが存在している。こうした不確かさの中で地震動の評価に特に大きな影響を与える項目として、活断層研究が対象とする地表で短い孤立した断層の活動性、その震源断層としての長さの評価や地震規模評価については課題も多く、現在の原子力規制

委員会の「審査ガイド」に従う中でも、調査方法から結果の解釈なども含めその妥当性が議論されている。ただし、敷地内断層も含め、小規模な断層の認定には専門家からも正反対の見解が出されることがあり、「可能性がある」、「否定できない」、「わからない」と言った意見表明も少なくない。データがないから結論が出せないのか、データがあっても１つの結論が出せないのか、両方の議論に何度も遭遇した経験がある。地震動予測に必要なのは、活断層であるとの前提の上、将来地震を起こした時の震源像（規模など）である。活断層研究や変動地形学の立場からの見解には、活断層の可能性を指摘することはもちろんでなことではあるが、それだけではなく、野外調査の成果を工学的に重要な地震動予測へ応用するための橋渡しの情報（震源像）も併せた考察を期待したい。そうした取り組みによってより下流側にいる構造工学分野への透明性も増すであろう。また、短い孤立した断層の活動性と同様に，情報や解釈の不確かさとその影響が強震動予測にとって重要となる課題として、複数の活断層が連続して存在する場合の（長大断層としての）連動の可能性の評価も挙げられる。このことも原子力サイトの新規制基準への適合審査で議論をよんでおり、現在の保守的な評価にも科学的に限界を示すことができるように活断層研究分野にますますの議論と成果を期待したい。

「レシピ」など強震動評価での断層モデルとは震源断層のモデル化であり、その長さの評価では、変動地形の分布から得られる活断層としての地表の断層長さ（Lsurf)そのものではなく、それを基にした震源断層長（Lsub)の推定手法の妥当性と推定値が重要である。次に、震源断層の巨視的パラメータとしての地震規模（地震モーメント M_0)は、過去の地震の地震学的な検討による震源断層面積（S)とのスケーリング則（経験式）から評価できる。この S を求めるためには Lsub のみでなく、震源断層幅（W)も必要であり、断層タイプによって異なる断層傾斜角も重要な情報となる。前述の審査ガイドにも震源断層の 3 次元的な形状を（調査によって）評価することが求められている。また、地震の規模を決める上で（一回のすべり量など）地表で得られる活動履歴は参考とすべき重要な情報でもある。これらのデータは強震動予測にとって重要な活断層データではあるが、その取得は困難な場合が少なくなく、現状の新規制基準への適合審査ではデータの取得も活用も十分とは言えないので、今後の調査研究などに特に期待したい。また，断層面の形状や地震規模の推定など巨視的なパラメータのみでなく、地震動に大きく影響する微視的パラメータとしてのアスペリティの位置に関する情報の取得も重要であり、活断層研究の成果に期待するところが大きい。さらに、震源近傍域では破壊開始点の位置も破壊の指向性効果（ディレクティビティ効果）を考える上で重要であり、既に提案されているような地表断層の形態学的な考察の高度化を期待したい。ちなみに、断層モデルとしてはこれらの活断層情報とは別に、各種の物理パラメータ（応力降下量やすべり速度、破壊伝播速度など）も必要且つ重要であることを付記しておく。これらの物理パラメータも含め、それぞれの不確かさを評価しながら強震動予測結果への影響（感度）を考慮した上でのモデル化が重要である。

３．おわりに

現在、京都大学の研究用原子炉（大阪府熊取町）の新規制基準への適合審査対応を行っている最中であり、基準地震動 Ss の策定を最終目的とした活断層データの収集や解釈、震源断層のモデル化で直面した課題や、活断層の研究分野への今後の期待を簡単にまとめて結語としたい。1)活断層認定の精度向上:活断層の認定は変動地形学的調査、地質学的調査、地球物理学的調査を総合して行うべきで、ある手法による結果のみを判断の根拠とすることは研究や評価の精度の向上に繋がらない。可能性（曖昧さ）を否定することは一般に困難であるので，その可能性をより強固とするための方策を含めた議論や、情報不足の中での保守的な評価であるなら他分野の評価も参考にするなど、科学的議論としてのとりまとめ方を成熟させる努力（例えば，ロジックツリーによる評価手法の導入など）も必要である。2)断層運動による地表変位が工学的にも重要性が増している。地震学的な評価手法の開発も進められているが、活断層の研究分野からも野外データやモデルを期待したい。3)既に述べたとおり、活断層データに基づく震源のモデル化・地震動評価を関連分野がこれまで以上に連携して行うことにより、構造工学分野への理解の促進や工学的利活用が推進されることを期待したい。

文献

1)　地震調査研究推進本部，2009，震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」），http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf.

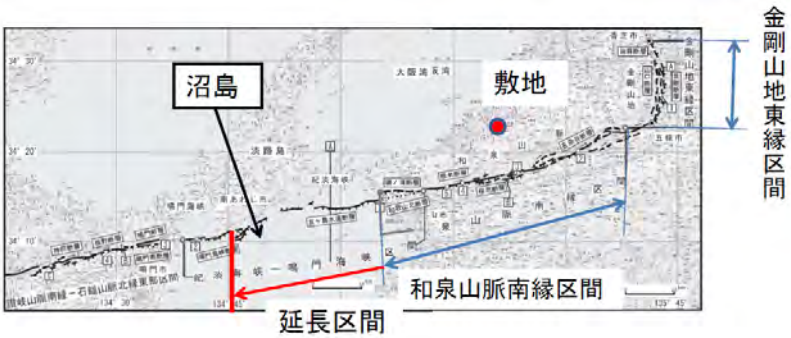
2)　原子力規制委員会，2013,『敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド（平成 25 年 6 月 19 日）』，https://www.nsr.go.jp/data/000069164.pdf.

3)　地震調査研究推進本部（2003）：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について.

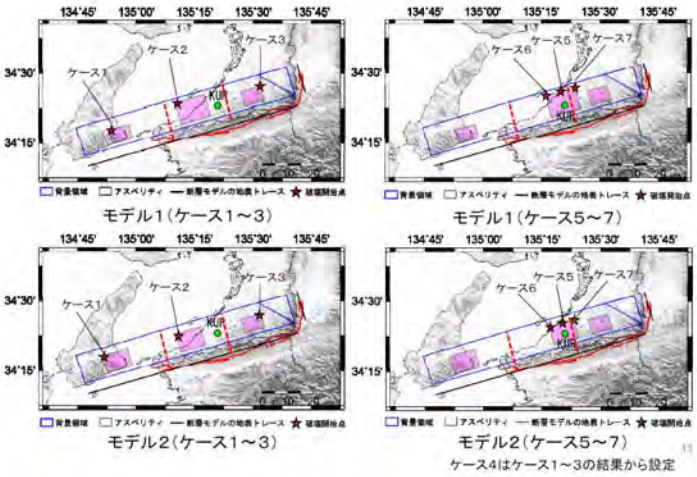
4)　地震調査研究推進本部（2004）：上町断層帯の長期評価について.

参考図

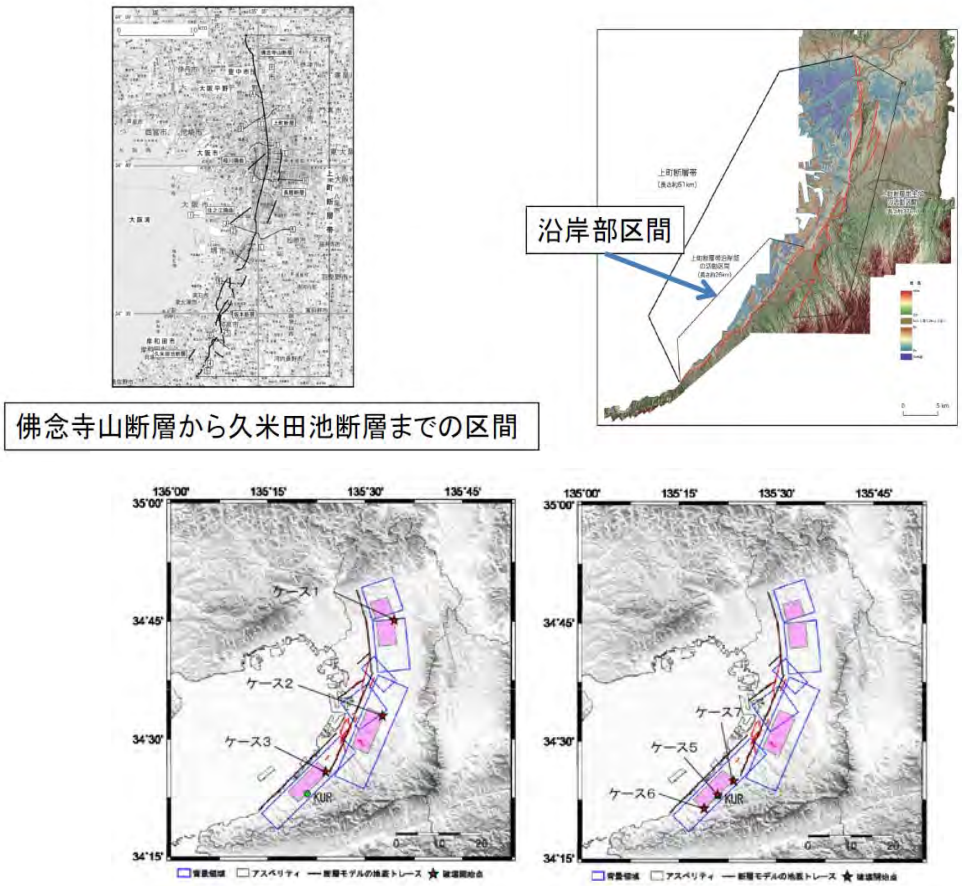
京都大学の研究用原子炉（大阪府熊取町）の新規制基準への適合審査において検討用地震の対象となり、また新知見や不確かさなどの考慮を求められた結果、最終的に基準地震動 Ss 策定のために用いた震源断層（中央構造線断層帯、上町断層帯）を参考までに示した。



中央構造線断層帯の検討用地震のための活動区間の設定。地震本部による金剛山地東縁断層と和泉山脈南縁断層区間に加え、保守的に海域の区間（鳴門海峡区間等）を考慮した活動区間



中央構造線断層帯の検討用地震としての震源モデル（微視的パラメータ設定手法を変えた 2 つのモデルと各種の不確かさを考慮した複数のケース）。　KUR は敷地の位置



上町断層帯の検討用地震のための活動区間の設定。地震本部の評価に加え、新知見（重点調査研究）とされる沿岸部区間を追加考慮した活動区間（上図）。各種の不確かさを考慮した複数のケース（下図）。　KUR は敷地の位置

S-3

伊方（原子力）発電所における中央構造線の強震動評価

松崎伸一（四国電力株式会社）

Strong Motion Evaluation of MTL for Ikata Nuclear Power Station

Shinichi MATSUSAKI (Shikoku Electric Power Co., Inc.)

１．はじめに

当社は，新規制基準の施行に伴う伊方発電所の設置変更許可申請書を 2013 年 7 月 8 日に原子力規制委員会へ提出し，70 数回の審査会合を経て，2015 年 7 月 15 日に許可を得た。審査には 2 年を要した。この審査の中でも中央構造線の強震動評価は最も議論が重ねられたところである。以下ではその概要を報告する。

２．伊方発電所の概要

伊方発電所は四国の西端から九州に向かって細長くのびた佐田岬半島の瀬戸内海側の付け根に位置する。周辺には三波川変成岩類が広く分布し，地質構造は極めて水平である。敷地では，深さ 2000m の大深度ボーリングを 2010～2012 年に実施しており，表層部には塩基性片岩が，深部には泥質片岩が分布することを確認している。PS 検層も実施しており，地下浅部で Vs=2km/s を超え，深度 600m 以深では Vs=3km/s 超の非常に速い速度を示し，深度方向に漸増する。発電所の重要施設は Vs=2.6km/s の岩盤上に設置している。さらにその深井戸を利用して鉛直アレー観測も実施しており，2014 年 3 月 14 日に発生した伊予灘の地震（M6.2，深さ 78km）では，近傍の K-NET 八幡浜で約 240Gal を観測するなど，周辺で大きな記録が得られたのに対し，岩盤の硬い大深度地震観測地点における地表最大加速度は約 65Gal と小さかった。さらに，深度 2000m における最大加速度は約 50Gal であり，表層地盤での顕著な増幅は認められず，発電所は非常に硬い良好な岩盤上にあることが確認されている。

３．中央構造線の評価（対象とする長さ）

これまでに実施した音波探査等の結果により，中央構造線は敷地の沖合約 8km を北東～南西方向に延びることが把握されている。この中央構造線についての地震調査研究推進本部の長期評価(2011)は，全長 360km の中央構造線断層帯を 6 つの区間に分けた上で，「これらの区間が個別に活動する可能性や，複数の区間が同時に活動する可能性，さらにはこれら 6 つの区間とは異なる範囲が活動する可能性も否定できない。」としている。さらに，「本断層帯の西端はさらに西に延び，別府湾から大分市内に分布する別府－万年山断層帯に連続している可能性がある。」とも記述している。伊方発電所の強震動評価においては，想定されうる最大規模のものを想定するという観点に立ち，中央構造線断層帯と別府－万年山断層帯の連動を想定することとした。

一方，中央構造線の歴史時代の活動について着目すると，宇佐美・他(2013)は，1596 年 9 月 1 日（閏七月九日）に豊後で M=7.0±1/4 の地震が起きた後，9 月 5 日（閏七月十三日）に畿内および近隣で M=7 1/2±1/4 が発生し，5 日の地震は，「起震断層は有馬～高槻構造線であることが明らかになった。」としている。一方，岡田(2006)は，「9 月 1 日に最初に川上断層が活動し，次いで 9 月 4 日に別府湾内の活断層帯が動いて，豊後地震を引き起こした。さらに，9 月 5 日に六甲・淡路島や有馬－高槻断層帯が活動して，慶長伏見地震を引き起こしたことになる。（略）ほぼ四国全域の中央構造線断層帯が 9 月 1 日から 5 日にかけて連動的に活動した可能性が大きいことになる。」と述べている。地震本部(2005)は豊後地震は別府湾－日出

生断層帯東部の活動と推定しているが，地震本部(2011)は「この時（1596 年 9 月）に中央構造線断層帯が活動したかどうかは不明であるが，（略）複数の区間に分かれて活動した可能性も否定できない」としている。このように中央構造線断層帯の最新の活動については明確なものとはなっていない。伊方発電所の評価においては，断層帯西部の活動が重要となってくることから，西部の活動履歴について詳しく評価したところ，まず，古文書関係については別府湾沿岸には豊後地震津波を記録した多くの史料が存在する。松山や壬生川にも文禄五年の地震について記述した史料が確認されている。しかしながら，発電所周辺においてそのような史料は見つかっていない。トレンチ調査やボーリング調査の結果も同様で，川上断層，伊予断層，別府湾の断層については中世の活動の可能性を示唆する記録が見つかっているが，敷地前面海域では確認されていない。こうした歴史時代の活動という観点からは，近い将来における活動の可能性が最も高い区間は，敷地前面海域の断層群（活断層の分布形態から長さを 54km と設定）ということになる。

以上を整理すると，地震本部の知見からは，最大規模を想定すべきとの観点で中央構造線断層帯と別府－万年山断層帯との連動を想定すべきと言える。歴史時代の活動に関する知見からは，敷地前面海域の断層群の活動の可能性が最も高い。基本ケースの長さをひとつに絞ることは困難であり，そこで基本ケースとしては，

①480km（中央構造線断層帯と別府－万年山帯断層帯の連動）
②130km（地震本部の石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間）
③ 54km（敷地前面海域の断層群）

の 3 つを設定することとした（図１）。

最終的にはこのような評価に落ち着いたが，当初は 54km を基本として，不確かさとして長い断層も評価することとして申請した。しかしながら 2013 年 7 月の審査会合で「地震本部の示すより長い連動ケースなどを基本とすべき」旨のコメントを受け，再考。審査の途中では，不確かさ考慮の考え方が複雑でわかりにくいとの意見を受け，単純化するため 480km のみに絞ったこともあったが，最終的には，54km，130km，480km の 3 ケースを基本ケースとして取り扱うこととなり，2014 年 9 月に合意を得た。

４．中央構造線の強震動評価

新規制基準において原子力発電所の基準地震動は，2 種類の地震動から設定するよう規定されている。ひとつは詳細な敷地周辺の調査に基づいて策定する「敷地毎に震源を特定して策定する地震動」であり，もうひとつは詳細な調査でも把握しきれない可能性を考慮して策定する「震源を特定せず策定する地震動」である。前者においては，内陸地殻内地震，海洋プレート内地震，プレート間地震の地震タイプ別に想定すべき地震を選定し，強震動評価を行った結果に基づいて，施設への影響度合いを勘案して基準地震動を選定する。その強震動評価は，応答スペクトル法（距離減衰式）と断層モデルにより評価することとされている。本稿では，後者の断層モデルを用いた手法による強震動評価について詳述する。

4.1　傾斜角の設定

紀伊半島から九州にかけての全長 480km のうち，正断層と逆断層は傾斜断層として，横ずれ断層については鉛直断層としてモデル化することとし，九州側の正断層の傾斜角を 60 度，金剛山地東縁の逆断層の傾斜角を 43 度，その他を 90 度とした。そして，新規制基準では不確かさを考慮して強震動評価することを要求されているため，北傾斜する地質境界断層と震源断層が一致する可能性を考慮して，北傾斜ケース（30 度）も想定することとした。さらに角度のばらつきも考慮して，敷地側に傾斜する南傾斜ケース（80 度）を想定した。

4.2　不確かさ考慮

前述した断層長さ，傾斜角に加えて，応力降下量（短周期地震動と関係する），破壊伝播速度（スーパーシェアを考慮），アスペリティの平面位置を不確かさとして考慮した。この他，断層上端深さを 2km とする，アスペリティ上端は断層上端に設定する，破壊開始点も複数設定するなど，基本ケースに種々な保守的要素を盛り込んだ。

4.3　パラメータ設定

地震本部レシピでは，地震モーメントの設定には入倉・三宅(2001)が提示されている。しかしながら，これを長大断層に適用することには問題があることから，基本的なパラメータ設定方法としては，長大断層の評価手法である壇・他(2011)を採用した。壇・他(2011)の方法は，地震モーメント，平均応力降下量，アスペリティの面積比を一連で設定する考え方を示しており，鳥取県西部地震やデナリ地震の記録との検証も行っていることから適切と考えた。しかしながら，480km ケースと 130km ケースについては，Fujii and Matsu'ura(2000)を用いて地震モーメントと平均応力降下量を設定（アスペリティの面積比は Somerville et al.(1999)の 21.5%）したモデルでも強震動評価を実施した。54km ケースについては，入倉・三宅(2001)の地震モーメント，Fujii and Matsu'ura(2000)の平均応力降下量，アスペリティの面積比は 21.5%を採用したモデルでも評価した。

設定した複数のモデルのパラメータを検証したところ，以下のように概観できる。

①地震モーメント

・480km と 130km ケース　：Fujii and Matsu'ura による値　＞　壇・他による値

・54km ケース　：入倉・三宅による値　＜　壇・他による値

②短周期レベル

・壇・他，Fujii and Matsu'ura，入倉・三宅ともに，壇・他(2001)の関係式と整合的

・壇・他と Fujii and Matsu'ura，及び壇・他と入倉・三宅はほぼ同じレベル

③地表の最大変位量［堤・後藤(2006)との比較］

堤・後藤(2006)によれば，四国中東部の中央構造線の 1 回当たりの変位量は 5～7m 程度である。Murotani et al.(2014)によれば長大断層に限れば，最大地表変位量は平均すべり量の概ね 2～3 倍に収まる。そこで設定したモデルの平均すべり量を 2～3 倍して比較すると，

・480km ケース（壇・他）で 5～8m　→堤・後藤(2006)と整合

・480km ケース（Fujii and Matsu'ura)で 12～17m →堤・後藤(2006)よりも大きい

④地表の最大変位量（10m で飽和）

長大断層の地表変位量は 10m 程度で飽和するとの知見がある。③と同様に平均すべり量を 2～3 倍して Murotani et al.(2014)のデータセットと比較すると，

・壇･他及び入倉・三宅　→データセットと整合的

・Fujii and Matsu'ura　→10ｍで飽和する傾向にない

審査会合においては評価手法が二転三転した。申請当初では 54km を基本としていたことから，地震モーメントは入倉・三宅，平均応力降下量は楕円クラックで設定する手法を採用した。その後，480km と 54km を基本ケースとすることとしたため，異なる断層長さについて同じ手法で評価できる壇・他(2011)を採用した。その後，地震モーメントを Murotani et al.(2014)や Fujii and Matsu'ura(2000)でも検証すべきとの指摘も受け議論を重ねた結果，最終的には前述した評価手法で 2014 年 11 月に決着した。

4.5　評価結果

強震動評価は経験的グリーン関数法を用い，Vs=2.6km/s を有する敷地地盤（岩盤）における強震動を算出した。敷地では中央構造線付近で発生した内陸地殻内地震の記録は得られていないため，2001 年芸予地震の余震の記録を用いた。評価結果の最大加速度は基本ケースで

300Gal 程度となった。不確かさを考慮したケースの中では応力降下量ケースの結果が最も大きく，最大加速度が 500Gal 程度となった。

さらにパラメータ設定方法や長さの違いが強震動評価結果に与える影響を概観すると，

- 480km ケースにおいて，壇・他によるモデルと Fujii and Matsu'ura によるモデルの結果は，短周期地震動は同レベルであるが，長周期側では Fujii and Matsu'ura の方が若干大きめの地震動となった
- 54km ケースにおける壇・他と入倉・三宅の結果比較では，短周期側では両者は同レベル，長周期側では入倉・三宅が若干小さめとなった
- 壇・他によるモデル化では，54km，130km，480km と長さが変わっても短周期の地震動レベルは変わらない結果となった（Fujii and Matsu'ura でも同様。短周期の地震動レベルが変わらない理由としては，強い地震動はアスペリティから生じるが，遠いアスペリティからの地震動は減衰して小さくなること，地震動が時間差を置いて敷地に到達するため波が重ならないこと，そもそも短周期の地震動は周期が短いため波が重なりにくいことなどがあげられる。）

と整理できる。

さらに，評価結果を検証するため，480km ケースの全解析結果と，長大断層による地震の観測記録（Kocaeli 地震，Wenchuan 地震における断層近傍の岩盤地点における観測記録）を比較したところ，観測記録のばらつきが大きいものの，強震動評価結果はこれらと整合的であることを確認した。

５．おわりに

伊方発電所では，応答スペクトルに基づく強震動評価結果から，最大加速度 650Gal の基準地震動 Ss-1 を設定した（本稿では説明を割愛）。そして，前述した断層モデルの解析結果の中から，基準地震動 Ss-1 を一部の周期帯で超過するケース（全 8 ケース）を基準地震動 Ss-2 として設定した。

伊方発電所における長大断層の評価においては，評価手法が確立されていないため，複数のパラメータ設定手法を用いて評価を行った。今後研究が進み新たな知見が得られた場合には適切に対応していきたい。また深井戸における地震観測データの蓄積を待って，敷地地盤の振動特性の解明を進め，強震動評価の精度向上に努めていきたいと考えている。

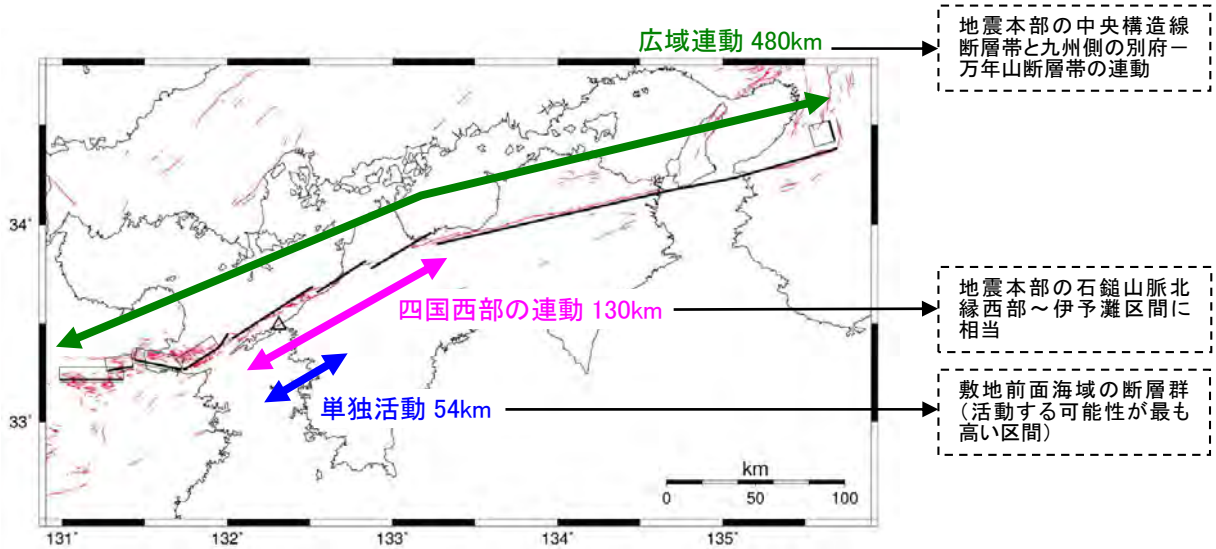


図１　強震動評価における基本ケース

S-4

断層破壊パラメータの設定法と
そのばらつきが強震動予測結果に及ぼす影響

香川敬生（鳥取大学大学院工学研究科）

Methodology for setting Fault Rupture Parameters and Effects of Their Uncertainty on Ground Motion Distribution

Takao KAGAWA (Tottori Univ. Graduate School of Engineering)

１．はじめに

強震動予測の標準化をめざして，強震動予測レシピ[地震調査研究推進本部，2009；Irikura et al.，2004]が提案されているが，既往地震の解析や理論的な検討によって，あくまで標準的な断層破壊パラメータを与えるものであり，実際のパラメータにはばらつきが含まれる。ここでは，標準的なパラメータ設定法をまず解説し，それらにばらつきを与えた場合の地震動分布がどのように変化するかを数値計算によって示し，また活断層調査において何を明らかにすればそれらのばらつきを低減することができるかについて論を進めたいと思う。

２．強震動予測レシピに沿った断層破壊パラメータ設定

強震動予測レシピでは，震源となる断層を複数の矩形断層で表現する。そのため，起震断層のトレースを直線の断層で近似し，断層長さを設定する。次に，地震発生層の厚さと断層傾斜より断層幅を設定する。このとき設定する断層は強震動を放射する領域とし，地表から２km 程度（場所に依存）には，例え断層変位が見られたとしても，強震動を放射する断層面は置かない。(この点については，動力学的なシミュレーションによる検討が行われつつある。)断層面積が得られると，地震モーメントの関係より地震の規模が設定される。これで，簡便法（距離減衰式）による地震動評価が可能となる。

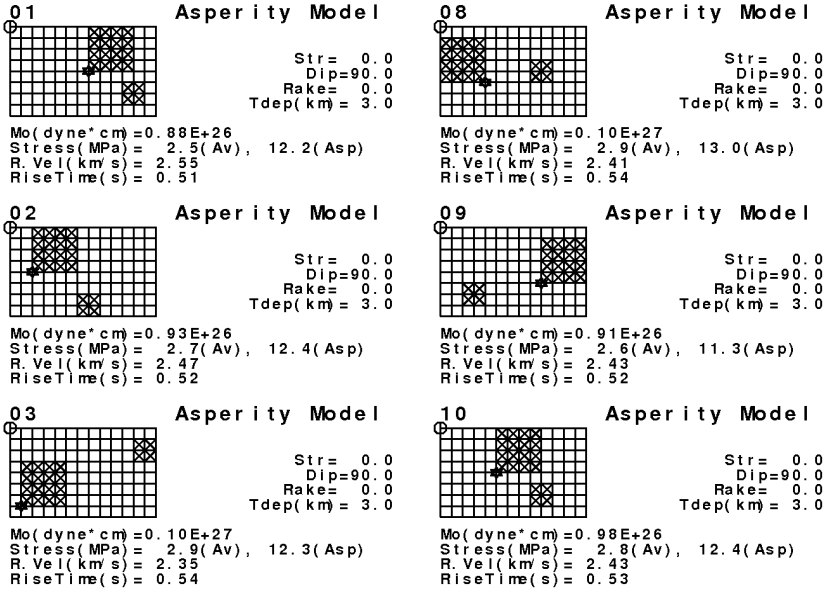
さらに，詳細法により地震動を計算するために，断層面の破壊進行シナリオが想定される。断層面に特に大きな強震動を生成する領域（SMGA: Strong Motion Generation Area，アスペリティ）が設定され，その面積，応力，すべり継続時間などのパラメータがレシピに沿って与えられ，断層面に配置される。これらに，破壊開始点（震源）や破壊伝播速度などのパラメータを加えて，比一様なすべりを表現した断層破壊シナリオが完成する。

レシピで設定されるのは，ひとつの確定論的な断層破壊シナリオだが，パラメータの不確実性を反映して，複数のシナリオで強震動を予測し，総合的な評価がおこなわれる。

３．ばらつきを考慮した断層破壊パラメータ設定

強震動予測レシピに用いられるパラメータのばらつき[Somerville et al.，1999; Kagawa et al.，2004]を考慮して，レシピに沿い，かつ不確定性を導入した断層破壊シナリオを複数設定することができる[香川，2015a,b]。図−１に，長さ 26km，幅 16km，断層上端深さ 3km の横ずれ断層で設定した断層破壊シナリオの例を示す。図中の断層面は 2km 四方の小断層に分割され，濃い部分が強震動生成域（アスペリティ），その下端に見られる星印が破壊開始点である。強震動生成域が重ならないように一様乱数で位置を設定し，大きい方の強震動生成域の下端に破壊開始点を置いている。断層面の下部に破壊に関するパラメータを示しているが，断層面積を固定しているものの，地震モーメント（モーメント・マグニチュードで 6.6 程度）をはじめ各パラメータがばらつきを持って設定されていることが分かる。将来の断層破壊シナリオが特定出来ない場合，ばらつきを考慮して複数のシナリオを設定した地震動の総合評価が望まれる。以下の計算では，想定したひとつの断層面に 300 通りの断層破壊シナリオを

設定した。断層の平均活動間隔が千年とすれば，毎回ほぼ同じ規模の活動ではあるが，30 万年程度の期間の活動を想定したことになる。



図−１　横ずれ断層による断層破壊シナリオの例

なお，このような方針でパラメータの不確定性を扱うことには，断層破壊モデルにおける認識論的不確定性は陽には考慮されておらず、パラメータの変動を偶然的不確定性として取り扱ったことに層とすると考えられる。認識論的不確定性を考慮するには，断層破壊シナリオに対して異なった認識に基づくモデル化などを考慮する必要がある。しかし，両不確定性の分離を試みた検討[内山・翠川，2013]では，認識論的不確定性は偶然的不確定性に比べて小さいとの結果が得られており，ここでは主に偶然的不確定性に基づく評価をおこなう。

４．計算方法および計算領域

断層破壊シナリオに基づく地震動の計算には，統計的グリーン関数法［香川，2004］を用いる。同手法は，周期が長い波形の位相相関，震源放射係数の周期依存，水平成層構造による地盤応答を考慮することができ，計測震度[気象庁，1996]が主対象とする周期 0.1 から 2 秒の帯域では十分な精度があるものと考えられている。

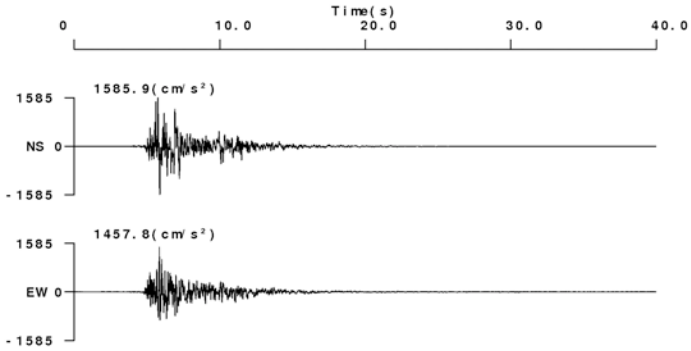
地震動の計算は，200km×200km の領域内で 2km メッシュの地点でおこない，領域のほぼ中央に３章で示した長さ 26km（Mw6.6 程度）の断層を設置する。また，地震発生層の上面には，国内の一般的な都市に相当する 1.1km 程度の厚さの堆積層を配置し，最上面を工学的基盤面（支持層，S 波速度 0.35km/s）とした水平成層構造を設定した。

５．計算結果

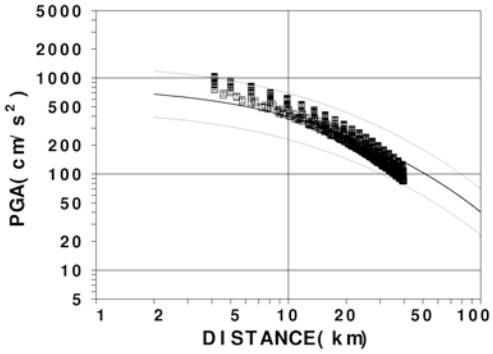
断層近傍における計算波形の一例を図−２に，各計算地点で 300 通りの結果を平均した最大加速度と距離の関係を既往距離減衰式[司・翠川，1999]とともに図−３に示す。人工地震波とはいえ一般的な地震波形が計算されており，最大加速度の平均値は経験的な距離減衰式に良く対応し，計算結果の妥当性が示唆される。図−４に各点における 300 通りの最大加速度の平均値の分布を示す。図−３からも明らかなように，断層最短距離に対応した分布となっており，空間的な分布特性も経験的な距離減衰式との対応が良いことが示される。

各計算点における変動係数（標準偏差/平均値）の分布を図−５に示すが，空間的に特徴的

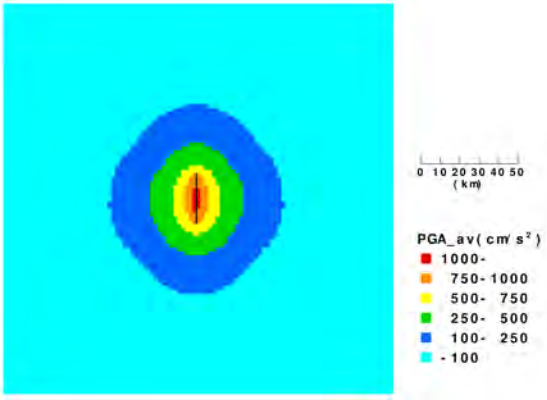
な分布となっていることが分かる。地震動のばらつきが大きくなるのはフォーワード・ディレクティビティの影響が大きい断層延長方向であり，断層両端部では変動係数で 0.4 を上回っている。断層斜め方向にも断層近傍でばらつきの大きい領域が見られるが，これらは横ずれ断層による S 波放射のノードに対応すると考えられる。



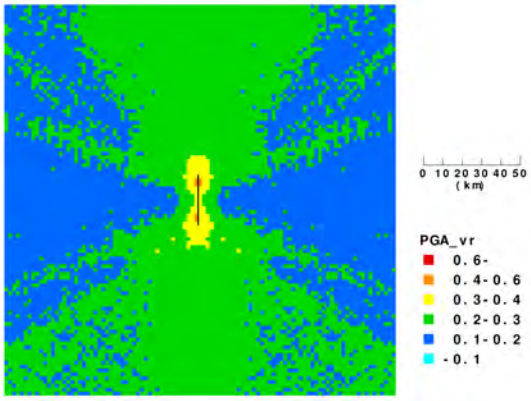
図−２　計算加速度波形例



図−３　最大加速度平均値の距離減衰特性



図−４　最大加速度平均値の分布



図−５　最大加速度変動係数の分布

強震動生成域および破壊開始点の位置をランダムに変動させているにも拘わらず，地震動分布およびばらつきとも，断層線に対して線対称，断層中央に対してほぼ点対称となっていることは興味深い。しかし，ばらつきの分布は平均値に比べて対称性にやや欠ける傾向があり，300 通りの計算は平均値の把握には十分であっても，ばらつきの値を正確に評価するにはまだ少ないことが危惧される。統計的に有意な検討をおこなうためには，これらが対称となる程度までケース数を増やした計算を行う必要があろう。しかし，ばらつき分布の傾向は示せているものと考えられる。経験的な距離減衰式のばらつきは，距離依存性が考慮されることはあっても，方位特性についての検討例は十分ではない。この分布特性を距離減衰式のばらつきに導入することにより，震源近傍域での距離減衰式の高度化をおこなうことも可能と思われる。

これらの結果から，横ずれ断層の断層延長方向の強震動を評価する場合には，断層端部の地震動のばらつきが大きくなることに配慮することが重要である。このため，活断層調査にあたっては，起震断層の端部を可能な限り精度良く設定することが望まれる。また，強震動予測結果を評価する場合には，平均的な地震動を大きく上回る予測結果にも真摯に対応すべきであることが示唆される。一方で，経験的な距離減衰式で低頻度低確率の事象を扱う際に標準偏差の数倍の地震動のばらつきを考慮する必要が生じるが，このような断層破壊シナリオを用いた予測で必要回数のシナリオを用いた計算を実施することができれば，地震動のば

らつきは計算結果に含まれることとなり，大きな地震動が想定されても非現実的な値となる可能性は低減されると思われる。

６．おわりに

横ずれ断層について，断層の幾何形状と地震の規模を共通としてそれぞれ 300 通りの断層破壊シナリオを強震動予測レシピによる平均とそのばらつきを考慮して設定し，断層を周辺 200km×200km の領域内における２km メッシュ毎の強震動波形を，地震被害に影響の大きい周期２秒程度まで適用可能な統計的グリーン関数法で計算した。その結果，以下のことが明らかとなった。

1) 計 300 通りのシナリオによる結果を平均した強震動分布は，ほぼ断層からの距離に応じて減衰する単純な分状となり，距離減衰式による予測結果に整合するものとなった。
2) 変動係数（標準偏差/平均値）の分布は，フォーワード・ディレクティビティの影響を反映した特徴的なものとなった。しかし，平均値に比べて対象な形状はなっておらず，ばらつきの値を正確に評価するにはまだケース数を追加する必要があると思われる。
3) 断層端部で予測地震動のばらつきが大きくなるため，この付近が地震動評価の対象地点となるならば，活断層調査では起震断層の端部を決めること，地震動評価では平均的な地震動を大きく上回る地震動の可能性を排除しないことが重要となる。

ここでは横ずれ断層の最大加速度値のみに着目したが，得られた計算波形からは様々な地震動特性値やスペクトルを算出することができる。また，逆断層についても同様の評価をおこなうことが可能である。このようなデータをいくつかの断層規模で設定しておくことにより，より一般的な課題に対応できるものと期待される。

参考文献

Irikura, K, H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, H. Kawabe, L. A. Dalguer (2004), Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Proc. 13WCEE, 1371.

地震調査研究推進本部（2009），震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」），http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf(2015.10.26 閲覧）.

香川敬生（2004），ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，4，21-32.

Kagawa, T., K. Irikura, and P. G. Somerville (2004), Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, EPS, 56, 2-14.

香川敬生（2015a），多数の断層破壊シナリオによる強震動のばらつき分布，土木学会論文集 A1，71，4(地震工学論文集第34巻)，I_191-I_197.

香川敬生（2015b），多数の断層破壊シナリオによる強震動周期特性の空間分布，日本地震工学会論文集，印刷中.

気象庁（1996），震度を知る，ぎょうせい，238pp.

司宏俊・翠川三郎（1999），断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，523，63-70.

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, SRL, 70, 59-80.

内山泰生・翠川三郎（2013），距離減衰式における地震間のばらつきを偶然的・認識論的不確定性に分離する試み，日本地震工学会論文集，13，37-51.

S-5

震度分布情報を用いた濃尾地震の断層パラメータの評価

栗山 雅之（電力中央研究所）

Evaluation of source fault parameters of the 1891 Nobi earthquake based on seismic intensity data

Masayuki Kuriyama (Central Research Institute of Electric Power Industry)

1. はじめに

複数の活断層が同時に破壊する可能性がある長大活断層帯で発生した地震の震源像について議論することは，大規模な内陸地殻内地震の特徴や各活断層の活動特性を知る鍵となるとともに広域の地震被害を考える上でも重要である．1891 年濃尾地震は，明治時代以降に発生した地震の中で，国内最大規模の内陸地殻内地震であり，強震動評価のための震源モデル化手法の構築において重要な地震として位置づけられる．本講演では，複数の活断層が破壊して発生した 1891 年濃尾地震について，震度分布情報(村松・小見波，1992)に基づいて推定された断層パラメータの特徴について議論する．

2. 1891 年濃尾地震の概要

1891 年濃尾地震は，長大な活断層帯である濃尾活断層帯で発生した，国内最大規模の内陸地殻内地震である．激震域となった岐阜県及び愛知県の住家被害率の分布(村松, 1983)からは，濃尾平野の広範囲に甚大な被害が及んだことが分かる．地震時には，主として，温見断層，根尾谷断層，及び梅原断層といった既知の活断層に沿って，総延長がおよそ 80km の地表地震断層が生じ(松田, 1974)，中央部に位置する根尾谷断層では，最大 8m の左横ずれ変位，及び最大 6m の垂直変位が観察されている．これは，近年国内で発生した横ずれ型の内陸地殻内地震で観察される変位量と比べても顕著に大きい．

1891 年濃尾地震では，地表地震断層が出現した，温見断層の北西部，根尾谷断層，及び梅原断層が震源断層として破壊したと考えられるが，震源断層の一部が，濃尾平野の地下にも存在することを示唆する研究事例もある(例えば，村松, 1963)．この点に関しては，測地学や地震学的手法に基づいて検討された 1891 年濃尾地震の震源断層モデルにおいても，伏在断層の破壊が考慮されており(Mikumo and Ando, 1976; 福和ほか, 2003; Fukuyama *et al.*, 2007; Nakano *et al.*, 2007)，濃尾地震の震源断層の幾何形状については未だ様々な見解があり，議論の余地がある．

震源断層の特徴を知る上で，近年強震波形を用いた震源インバージョン手法が用いられ

ることが多いが，濃尾地震の場合には，岐阜測候所や名古屋測候所等で貴重な地震波形が記録されているものの(村松ほか, 2002)，途中で波形が途切れていることもあり，詳細な震源断層面上のすべり分布を得ることは困難であると考えられる．その一方で，上述したような震源域近傍の住家被害率(村松, 1983)や広域のアンケート震度(村松・小見波, 1992)が整理されていることから，限られた情報ではあるが，これらの分布の再現を試みることで濃尾地震の震源断層像を検討することができる可能性がある．

3. 震度分布の再現性から見た濃尾地震の断層パラメータの特徴

1891 年濃尾地震の震源断層像に関しては，これまで測地学や地震学的情報に基づいた検討がなされてきている(例えば，Mikumo and Ando, 1976; 福和ほか, 2003; Fukuyama and Mikumo, 2006; Fukuyama *et al.*, 2007; Nakano *et al.*, 2007)．ここでは，広域の震度分布，及び震源域近傍の震度分布を再現するために，濃尾地震の平均像として，どのような断層パラメータが適切であるかについて考察する．特に，震度分布情報と整合する濃尾地震の震源像について理解するために，地震規模，アスペリティの面積，破壊開始点，及び伏在断層の破壊の有無・幾何形状といった断層パラメータに着目する．尚，本講演では，震源像に関する知見として，限られた震度情報から断層パラメータを推定することを踏まえ，強震動予測のための震源モデル化手法(例えば，Irikura and Miyake, 2011)を参考にすることで，平均的な震源像を推定した検討結果について述べる．

濃尾地震の地震規模を知る上で，古地震学的な調査結果(例えば，隈元ほか, 1992; 岡田ほか, 1992; 粟田ほか, 1999, 吉岡ほか, 2001)から，必ずしも同一の地震イベントで破壊するわけではないことが示唆されている 3 つの活動セグメントが，濃尾地震では連動して破壊したことを考慮する必要がある．こうした場合，各セグメントに沿って生じる断層変位量が地震ごとに変動するモデルと，固有の断層変位を繰り返すとするモデル(Sieh, 1981)が提案されており，それぞれのモデルに従うことによって与えられる地震規模は異なる．そこで，Kuriyama and Iwata(2011)では，上述のアスペリティの面積の設定，破壊開始点の位置，及び伏在断層の破壊の有無に加え，地震規模についても設定を変えて幾つかの震源モデルを仮定し，シミュレートした震度と観測震度(村松・小見波, 1992)の広域での比較を通じて，最適な震源モデルを選択することで，断層パラメータの評価を行った．また，Kuriyama *et al.* (2013)では，震源域近傍の震度 7 の分布の再現性に着目して，断層パラメータの評価を行っている．彼らは，濃尾地震における震度 7 の生成要因が震源断層近傍の強震動と堆積平野部の地盤増幅であることに着目し，震度 6 及び震度 7 地点における常時微動計測から，水平・上下スペクトル比に基づき地盤震動特性を明らかにした．その結果，

震源の寄与による震度 7 の地点と地盤増幅による震度 7 の地点が分離できることを示した．そこで，震度 7 としては震源による寄与の地点のみを用いた新たな震度分布情報による検討から，1891 年濃尾地震の平均的な震源断層像として，総延長 98km の断層が北西端(温見断層)から破壊し，地震規模は Mw7.3(1.00E+20Nm)とするモデルを得た．また，濃尾地震では，これまで確認されていない濃尾平野の伏在断層である岐阜−一宮断層のモデル化が一つの論点となっているが，濃尾平野部の地盤増幅による震度 7 地点を除去したこのモデルにおいても，既往のモデル(例えば，Mikumo and Ando, 1976)より 10km 程度短いが，伏在断層が動いたことを示唆する結果となったことは興味深い．尚，微視的断層パラメータであるアスペリティの面積は，Somerville *et al.* (1999)の経験則に従って与えた断層面積の 22%を与えたモデルが最適となった．

4. 議論と課題

・活断層が連動する長大断層のスケーリング則

栗山らによる震度分布情報に基づく検討震源モデルから得られた地震規模は Mw7.3(1.00E+20Nm)であり，濃尾地震の場合，破壊するセグメントの数や組合せに依存して，各セグメントの平均すべり量が変動するモデルに従うことを示唆している．これは，固有の平均すべり量を持つことを仮定したカスケードモデルの考え方(Working Group on California Earthquake Probabilities, 1995)とは異なる．一方で，より長大な活断層帯である中央構造線活断層帯では，いくつかの断層で累積変位量のほとんどが，最新活動時の変位量の整数倍となっており，カスケードモデルと整合的な研究結果が指摘されている（堤・後藤, 2006)．上述の濃尾地震を対象とした検討結果については，震源断層長が 100km 程度の場合には地震規模が入倉・三宅（2001)の提案によるスケーリング則に従うことを示しているが，これは，例えば，Murotani *et al.*(2015)のより長大な活断層帯におけるスケーリング則とは矛盾しない．

・活断層情報の活用

活断層情報は，特性化震源モデル(入倉・三宅, 2001)に基づく内陸地殻内地震の強震動評価(レシピ)において，起震断層の位置や長さといった巨視的断層パラメータだけでなく，情報の少ない微視的断層パラメータ(アスペリティの位置)，及び破壊開始点の位置の設定において有用となる．栗山らの研究では，アスペリティの水平方向の位置は，地表に生じた断層変位が大きい場所と一致させている．また，破壊開始点については，濃尾活断層帯の北端とすることで，破壊が伝播する方向に向かって震源断層が分岐する形状となっている．

これは, 活断層の分岐形状と破壊開始点の位置関係を検討した中田ほか(1998)の考え方と大局的には整合したものである．一方で，例えば，地表変位量分布から得られる各セグメント間の平均変位速度の相対的な関係なども貴重な情報と考えられるが，複数のセグメントが破壊する地震のモデル化に十分に活かされていない．この点は，複数の活断層が破壊する可能性がある長大活断層帯の強震動評価のための震源モデル化手法の高度化において発展途上の課題であり，今後の活断層情報の活用方法を模索する上で重要な論点であると考えられる.

謝辞：濃尾地震の強震動評価については，京都大学防災研究所の岩田知孝教授にご指導頂きました．また，岡山大学の隈元 崇准教授，電力中央研究所の佐藤浩章上席研究員には，本予稿に関してご議論頂きました．記して，感謝申し上げます.

引用文献：粟田泰夫・苅谷愛彦・奥村晃史(1999),地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書)，115-130.；福和伸夫・山岡耕春・中野　優・飛田潤・佐藤俊明・鈴木康弘(2003)，基盤研究(B)(2) 研究成果報告書，108pp.；Fukuyama，E. and T. Mikumo, 2006, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 1257-1266.；Fukuyama，E., I. Muramatu, and T. Mikumo, 2007, *EPS,* 59, 553-559.；入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001，地学雑誌, 110, 849-875.; Irikura, K. and H. Miyake, 2011, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 85-104.；隈元　崇・岡田篤正・遠田晋次・上田圭一・池田安隆(1992)，活断層研究，10，85-91.；Kuriyama, M. and T. Iwata(2011), *EPS*, 63, 71-88.；松田時彦（1974)，地震研究所研究速報, 13, 85-126.; Mikumo, T. and M. Ando, (1976), *J. Phys. Earth.*, 24, 63-87.；村松郁栄, 1963，岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 3(2), 202-224.；村松郁栄（1983)，岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 7，867-882.；村松郁栄・小見波正隆（1992)，防災科学技術研究所研究資料，第 155 号，1-841.；村松郁栄・松田時彦・岡田篤正，2002，古今書院，340pp.；Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, S Kitagawa(2015), *Pure Appl. Geophys.* 172, 1371–1381; Nakano, M., J. Miyakoshi, and K. Yamaoka, 2007, *EPS*, 59, 13-19.；中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998)，地学雑誌，107，512-526.；岡田篤正・渡部満久・安藤雅孝・畑　為成・平野信一(1992)，地学雑誌, 101, 1-18.; Sieh, K., 1981, *An International Review, Maurice Ewing Series 4*, 181-207.; Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.; Working Group on California Earthquake Probabilities (1995), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 379-439.；吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹(2001)，活断層・古地震研究報告, 1, 97-105.

S-6

米国 SSHAC ガイドラインに基づく確率論的な地震動評価法の日本への適用

酒井俊朗（電力中央研究所　原子力リスク研究センター）

Implementation of probabilistic seismic hazard assessment in Japan based on SSHAC guideline in the US

Toshiaki Sakai (Nuclear Risk Research Center, CRIEPI)

1. はじめに

活断層、地震、津波等の評価に際しては、規模評価や再来期間の評価等に際して適切に不確実さを考慮する必要がある。「決定論的」評価の場合は、結果に与える影響の程度に応じて入力側で保守性を考慮し、かつ、最終的な評価結果に工学的な立場から安全率として余裕を見込むことが通例である。

一方、確率論的な評価手法では、不確実さについて「偶発的な不確実さ」と「認識論的な不確実さ」に分けて、各々異なるアプローチが用いられる。「偶発的な不確実さ」とは、ランダムネスに起因するバラツキ、例えば、地盤剛性等の物性のバラツキにより地震動がばらつく事象である。この偶発的な不確実さについては、モンテカルロシミュレーションに代表される、変数を変えて数値解析を行うことにより中央値と分布形を算出することが可能である。一方、「認識論的な不確実さ」は理論的に解明することが困難である知識不足による不確実さ、例えば、特定の領域における今後 1000 年間の地震の最大規模、等である。

地震動評価において、認識論的不確実さについて、客観的かつ確からしいものとするために構築されたものが、米国の SSHAC ガイドラインであり、今般、SSHAC ガイドラインに基づく確率論的地震動ハザード評価について、電力会社と電中研原子力リスク研究センターが協力して取り組む計画としており、その概要を報告する。

2. 確率論的地震動ハザード評価の概要

確率論的地震動ハザード評価とは、不確実さについて定量化を行い、地震動指標（例えば最大加速度振幅など）の確率分布（年超過確率）を作成するものである。

このうち、認識論的不確実さについては、専門家判断に委ねることとなるが、ここでは、現在時点の知見に基づき、できるだけ客観的な評価を得るための手法としてロジックツリー解析という方法が用いられる。ロジックツリー解析では、不確実さを検討すべき項目について「分岐」を設定し、その「分岐」に対して専門家の議論を踏まえて「重み」を設定するものである。この段階で重要な事項は各分岐の重みが学会等のコミュニティの現在時点の意見の分布形を客観的に再現することであり、一部の突出した意見に

より全体が傾向づけられることを避けることである。

したがって、確率論的地震動ハザード評価においては、不確実さの評価、特に統計的に処理することができず専門家判断に基づく認識論的不確実さの評価プロセス、評価結果が重要な位置づけとなり、この検討過程を明確、かつ詳細に定めているのが SSHAC ガイドラインである。

3. SSHAC ガイドライン制定の経緯

米国では 1980 年代から確率論的な地震動評価が進められた。その中で、米国中東部を対象とした検討において、複数の研究機関が独立に同じ領域の確率論的地震動ハザード曲線に関する検討を実施した結果、それらの結果が有意に異なることが判明した。この結果を受け、NRC(米国原子力規制委)、DOE（米国エネルギー省）他関連専門研究機関がその原因について分析を行った結果、両者の結果の相違は純粋に技術的な見地からではなく、検討のプロセスにあると結論づけられた。

この結論を受けて、確率論的地震動評価の検討手順はどうあるべきか？について議論するために SSHAC（Senior Seismic Hazard Analysis Committee）が設置され、1997 年に最初の SSHAC レポートが報告された。その後、米国内外において多くの SSHAC 検討事例が蓄積され、そこでの課題等に基づき改訂版の SSHAC が 2012 年に提出されている。

4. SSHAC ガイドラインの概要

SSHAC ガイドラインでは、必要な検討手順と内容、検討に参画する有識者に要求される資質、検討体制等を詳細に定めており、かつ、これらは SSHAC で定める検討レベルに応じて内容が規定されている。

SSHAC のレベルは対象とする設備の重要度、想定される地震動レベル、不確かさの程度に応じてレベル 1～4 の 4 段階に分かれる。なお、NRC では、原子力施設を対象とする場合は SSHAC レベル 3 以上の実施が要求事項とされており、米国以外の実施例でも概ねレベル 3 以上で実施されている。

SSHAC レベル 3 による検討の流れは図-1 に示すとおりである。

SSHAC ガイドラインに基づく、地震動ハザードの検討は基本的に TI（Technical Integrator ）チームの指揮のもと実施され、TI チームはさらに SSC(Seismic Source Characterization)チームと GMC（Ground Motion Characterization）チームに分けられ、通常、各チームの 5～7 名程度の有識者が検討を進める。

SSHAC ガイドラインによる検討において、主要なキープロセスは、3 回のワークショップとワークショップ間に開催される TI チーム主導によるワークミーティングである。検討は以下の流れで実施される。

- 第一回ワークショップ：データベースの検討と主要課題の議論、選定
- 第二回ワークショップ：異なる学説に関する技術的な議論
- 第三回ワークショップ：最終モデル決定のための技術的な議論

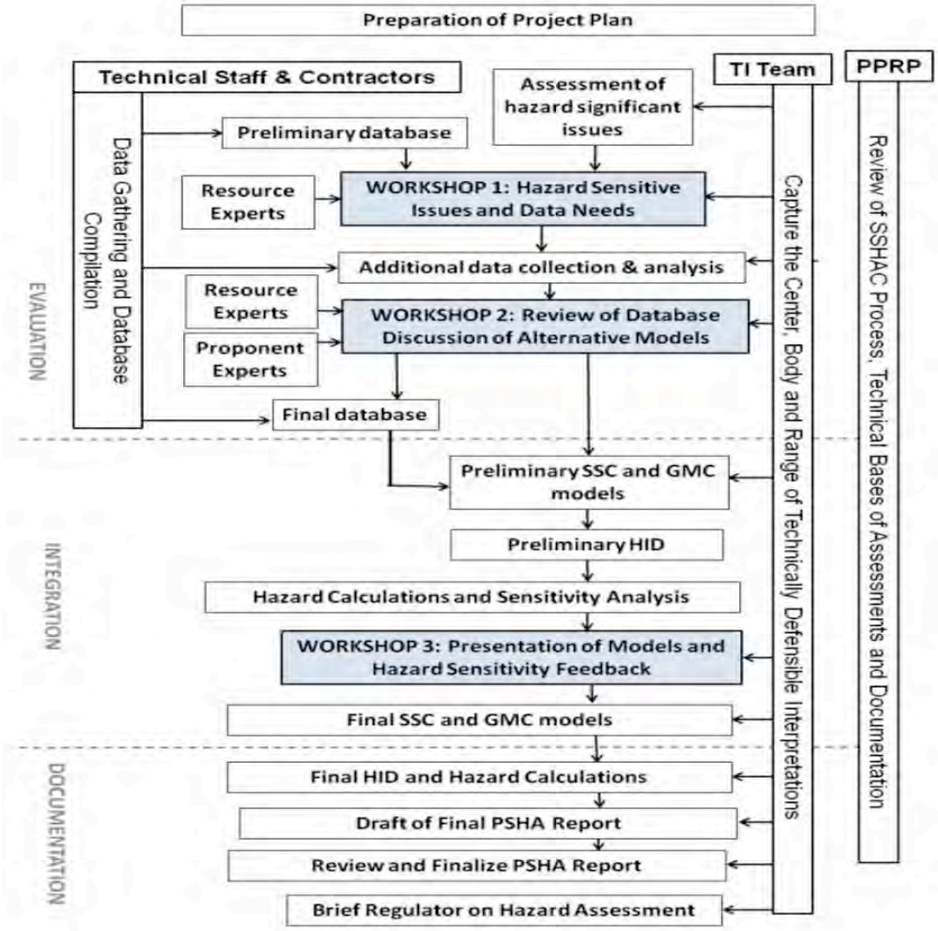


図-1　SSHAC　レベル 3　検討の流れ

5. SSHAC ガイドラインの意義、国内適用に際しての活断層専門家に期待される貢献

SSHAC ガイドラインに基づく確率論的地震動ハザード評価の意義は、5～7 名程度の TI の SSC,GMC の各専門家が知識、経験に基づき、確率論的地震動ハザードモデルを構築するのではなく、あくまでも TI チームは評価に徹することを挙げられる。すなわち、当該地点の地震動ハザードを検討する上で主要な検討項目に関して異なる学説が存在する場合は、その学説を唱える外部の専門家をワークショップに招き、技術的にしっかりとした議論を行い、そのうえで客観的な評価を行っていくという点である。

さらに、全体の検討プロセスについて、逐次ピアレビューを実施することが要求事項

となっており、確率論的地震動評価、あるいは、地質、活断層の専門家、地震、地震動の専門家がピアレビューアーとして検討の当初から参画して、検討の過程の各プロセスでレビューを行い、客観性が確保されているかを確認することになる。

今後、国内の原子力地点において、規制要求ではなく電力自主保安の立場で SSHAC レベル 3 による確率論的地震動ハザードの検討を行っていく計画となっており、電力中央研究所に昨年設置された原子力リスク研究センターは電力会社と協力して、国内初の SSHAC レベル 3 適用に基づく、確率論的地震動ハザード検討に協力していく。国内では確率論的地震動ハザードの検討はなされてきているが、SSHAC レベル 3 に基づく検討は今回が初めての試みであり、今後、検討を重ねていくに際しては活断層、地震関係の専門家の係りは非常に重要な位置づけにある。

参考文献：

J.J.Bommer: Challenges of Building Logic Trees for Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Earthquake Spectra, Volume 28, No.4, 2012

J.J.Bommer and K.J.Coppersmith: Lessons Learned from Application of the NUREG-2117 for SSHAC Level 3 Probabilistic Seismic Hazard Studies for Nuclear Sites, SMiRT-22, 2012

K.J.Coppersmith, J.J.Bommer, A.M.Kammerer and J.Ake: Implementation Guideline for SSHAC Level 3 and 4 Processes, PSAM 10, 2010

K.J.Coppersmith and J.J.Bommer: Use of the SSHAC methodology within regulated environments: Cost-effective application for seismic characterization at multiple sites, Nuclear Engineering Design 245, 2012

Pacific Northwest National Laboratory and Coppersmith Consulting, Inc.: Work Plan for a SSHAC Level 3 Site-wide probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) of the Hanford Site Revision4, 2013

W.Lettis and S.Thompson: Project Plan for Development of the Diablo Canyon Seismic Source Model Using SSHAC Level 3 Methodology Revision 2, 2013

USNRC: Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and the Use of Experts, 1997

USNRC: Practical Implementation Guideline for SSHAC Level 3 and 4 Hazard Studies, 2012