

被告関西電力株式会社準備書面(26)への反論

赤松 純平

1. はじめに

2016年熊本地震は、布田川断層帯と日奈久断層帯を震源域として、4月14日の前震(M6.5)では益城町で震度7、4月16日の本震(M7.3)では益城町と西原村で震度7の強震動を生じた。強震観測網の記録による震源断層モデルの解析研究によって、それぞれの地震は地殻内地震のスケーリング則に従う標準的な地震であったとされている(例えば、Irikura et al.(2017)、丙第232号証)。関西電力株式会社(関電)は大飯発電所(原発)の基準地震動をFO-B~FO-A~熊川断層によるM7.8の地震を想定して、地殻内地震のスケーリング則に依拠したレシピに準じて計算している。従って、スケーリング則に従う標準的な熊本地震と同じ震源特性のM7.3の地震がFO-B~FO-A~熊川断層で発生しても、原発サイトにおける地震動は、M7.8を想定した基準地震動よりも小さいはずである。筆者はこのことを『2016年熊本地震の加速度記録による大飯原発サイトの地震動評価並びに「おつきあい地震断層」の危険性について(甲第514号証)』において検証しようとした。しかし、地震波動論による計算は、M7.3の実地震記録はM7.8の策定基準地震動を越える結果を示した。

さらに筆者は、2016年熊本地震に限らず、2018年大阪府北部地震(M6.1、最大震度6弱)、2018年北海道胆振東部地震(M6.7、最大震度7)、また1955年兵庫県南部地震(M7.3、最大震度7)など震度6弱以上の強震動を生成した地震は、震源断層付近に「おつきあい地震断層」を惹起し地変を生じていることから、大飯原発サイトに存在する16本の断層破碎帯がM7.8想定地震によって「おつきあい」による地変を生じることの危険性を指摘した。原告第70準備書面は甲第514号証を引用して、大飯発電所の基準地震動が過小評価であるとの主張を展開したものである。

関電は、準備書面(26)において、甲第514号証の内容を正しく理解せず、基準地震動について従来の主張を繰り返して原告第70準備書面に反論しようとしているので、以下に主要な4点について、2章~5章で再反論する。

なお、関電は震源を特定する断層を「FO-A~FO-B~熊川断層」と表記しているが、ここでは、北西から南東に並ぶ地理的順番に従って「FO-B~FO-A~熊川断層」と表記している。

2. 2016年熊本地震の記録を大飯原発の入力地震動とすることが妥当であること

関電は、「熊本地震の観測記録を本件発電所敷地に流用することが不合理であること」の理由として「熊本地震の震源は布田川・日奈久断層帯であり、当該断層帯は地表地震断層に

よりその存在が確認できるため、上記の区分に当てはめると、当該断層帯による地震の影響を受ける可能性のある発電所において、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」によって評価されるべきものである。被告準備書面(17) 35 頁でも述べたとおり、実際、九州電力株式会社も、川内原子力発電所の基準地震動の策定において、布田川・日奈久断層帯を震源として考慮し、地震規模として M8.1 と評価している（準備書面(26)、6 頁）」と記して、稀にしか得ることの出来ない震源近傍の実地震強震動記録を利用して、想定された基準地震動の妥当性を検討をすることが不合理であると主張している。前述したように、2016 年熊本地震は地殻内地震のスケーリング則に従う標準的な地震であるので、その強震動記録を用いて「レシピ」に準じた強震動予測の方法の有効性を検証することは不可欠であり、不合理なことではない。

なお、九州電力は、川内原発の基準地震動策定に際し、検討用地震 18 を選び、その内、Noda et al.(2002)による応答スペクトルの比較により、敷地に特に大きな影響を及ぼすと想定される 3 つの地震を検討用地震として選定している。断層モデルを用いた手法による検討地震は、市来断層帯市来区間、甕断層帯甕区間、市来断層帯甕海峡中央区間の断層を想定した地震である(原子力規制委員会第 18 回審査会合資料 2-1、77 頁)。布田川・日奈久断層帯を断層モデルを用いた手法の震源として考慮しているのではないことを指摘しておく。

また関電は、「原告らが仮に本件発電所敷地近傍で熊本地震と同規模の地震動が発生するとの想定に基づいて、KMMH16 の観測記録を流用して本件発電所敷地における地震動を試算するのであれば、KMMH16 近傍の震源特性、伝播特性及びサイト特性は本件発電所敷地近傍のそれぞれの特性とは異なるのであるから、その違いを十分に考慮した上で、観測記録を適切に補正する必要がある。しかしながら、下記(3)～(5)で述べたとおり、原告らは不合理な方法によって観測記録を流用しており、当該試算に基づく原告らの主張は失当である(6 頁)」として次の 3 点を挙げている。「(3) 補正量 k を用いた地震動の算出方法が不合理であること、(4) 地下構造モデルの途中の層に入射させるに当たって、観測地点よりも上部の地盤の影響が適切に除去されたのか不明確であること、(5) 根拠なく断層を傾斜させていること(7 頁)」。

以下に(3)、(4)、(5)の 3 点について明確にし、反論する。

2.1 補正量 k を用いた地震動の算出方法が合理的であること

補正量 k は、地震波動論に基づいた減衰計算式であり、関電が基準地震動を策定する際に用いる減衰式と同じであり、関電が言うような独自の算出方法(7 頁)ではない。また、用いたパラメータも関電の使っている値である。

(1) 関電は「かかる算定手法では、熊本地震ではすべり量の大きい領域の 1 点から全てのエネルギーが放出されたという極端に単純化した仮定を置いた上で、FO-A 断層の南東端の 1 点から同量のエネルギーが放出された場合の地震動を算出することになる(7 頁、ア)」は

誤った解釈である。用いているのは記録波形全体、すなわち、面的拡がりを持ったアスペリティ（すべり量の大きい領域）から放出されたエネルギーである。そのアスペリティを FO-B~FO-A~熊川断層のアスペリティー塊ケースに当てはめたのである。波形は面的拡がりを持った領域から放出されている。アスペリティからの距離の違いによる減衰量の違いの補正を、アスペリティの中心位置で近似したのである。この近似では、大飯サイトでの振幅は厳密解より小さくなる（註1参照）。

(2) 関電は Somei et al. (2019) (丙 337) による3つの強震動生成域 (SMGA) モデルを引用して「KMMH16 直下に配置された SMGA2 の寄与度が高い」から「補正量 k が小さくなる」、従って「どの見解 (モデル) に基づいて補正を行うかによって、算出されるべき補正量 k は全く異なるものとなる。このような不確定的要素の大きい方法により算出した補正量 k に基づいた試算結果を示したところで、本件発電所敷地において基準地震動を超える地震動が発生する根拠にはならないし、被告が策定した基準地震動の合理性や信頼性に何ら影響を及ぼすものではない (9 頁、イ)」と主張している。

下図に引用するように、本震の SMGA2 は観測点 KMMH16 の直下に配置されている。SMGA2 の中心位置と KMMH16 地中観測点の距離は、断層面の傾斜 77° と観測点と断層位置のオフセットを考慮すると 5.44km 、大飯サイト近傍の FO-B~FO-A~熊川断層の傾斜角を関電が採用している 75° とすると、サイト基盤 (第 6 層上面) までの距離は 4.70km 、従って減衰補正量は 1.19 になる。この補正量では、甲第 514 号証で計算した結果を 0.62 倍 ($1.19 / 1.93$) することになる。関電の地盤モデルでは、本震の EW 成分、 $N15^\circ E$ 成分、 $N105^\circ E$ 成分の応答スペクトルは基準地震動 S_s-1 の 1.86 倍以上、また NS 成分は 1.24 倍以上となる周期帯がある。関電が反論として提示した Somei et al. (2019) のモデルでも、 $M7.3$ の熊本地震は、 $M7.8$ を想定した基準地震動を越えるのである。

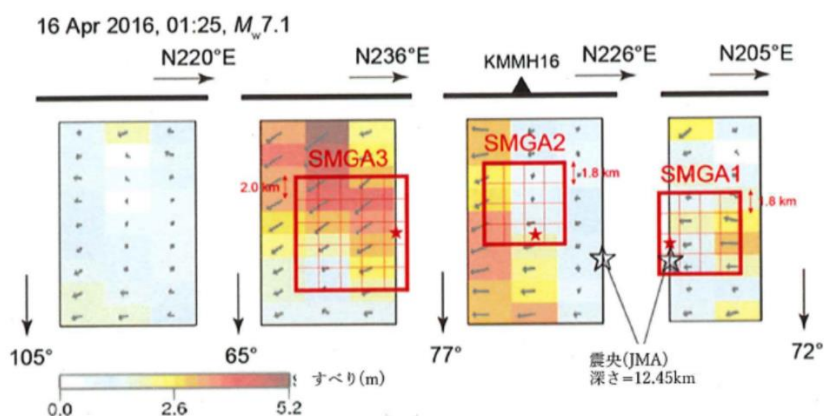


図 8

$M7.3$ の地震における、Irikura 他 (2017) による 3 つの SMGA 震源モデルおよび Yoshida 他 (2017) による運動学的インバージョンモデルに基づく震源断層に沿った空間的すべり分布。赤い四角形は評価された SMGA を、赤い星印は破壊開始点を示す。黒いラインで縁取られた星印は $M7.3$ の地震の震源。

SMGA2 と KMMH16 観測点の位置関係。(Somei et al.(2019)、図 8 を引用)

(3) 関電は、翠川 (2018) の「強震動 観測記録とその特性」の一部 (丙第 338 号証) を引用して、距離減衰の補正は距離減衰式における振幅飽和を考慮すべきであり、「単純に震源からの距離のみによって補正量 k を算出する方法の合理性には疑問がある (9 頁、ウ)」としている。これは距離減衰式における振幅飽和の主たる原因を理解していないことによる意見のようである。

丙 378 の図が示すように、距離減衰式では、振幅は PGA (加速度ピーク値) または PGV (速度ピーク値)、距離は断層面最短距離を使って議論している。(a) 距離が PGA や PGV を生じた震源 (SMGA の位置) からの距離ではないこと、(b) 観測点の多くが土質地盤上であるため、振幅の大きい震源近傍では非線形性の影響が出ることの 2 つが振幅飽和の主な原因である。KMMH16 地中観測点は 2.7km/s の岩盤であり、非線形性はない (波形から明らか)。Somei et al.に限らず、インバージョン解析では、「単純に震源からの距離のみによって」補正 (振幅計算) している。

2.2 入力地震波における表層地盤の影響について

関電は、「地下構造モデルの途中の層に入射させるに当たって、観測地点よりも上部の地盤の影響が適切に除去されたのか不明確 (9 頁、(4))」と主張している。これは地表や地中で観測された地震波から、一定の深さに入射する地震波を求める「はざとり解析」についての指摘である。筆者は、表層地盤の影響を考慮していない。その理由は、KMMH16 地中観測点が設置されている岩盤と上部地盤のインピーダンス比が大きいこと、上部地盤の減衰は大きいことにより、地表からの反射波の影響は小さいと考えられるからである。減衰定数として、関電が採用している値 $h=3\%$ を仮定すると、註 2 に示すように、地表面からの反射波の最大振幅は入射波の、1Hz で約 25%、3Hz で約 20%、10Hz で約 8%、20Hz で約 2% である。2.1 (2) で述べた応答スペクトルは、表層地盤の影響を考慮しても基準地震動 S_s-1 を越える。

2.3 断層の傾斜角について

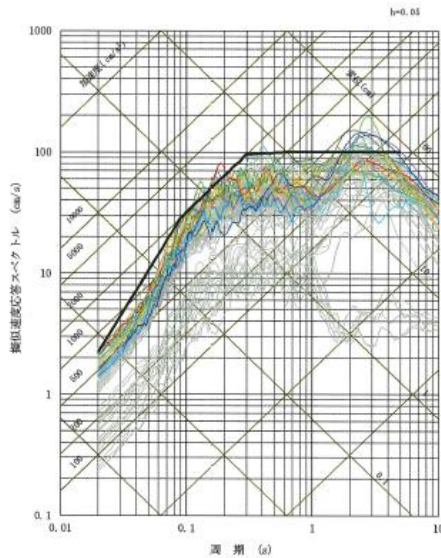
筆者が断層の傾斜角を Asano and Iwata (2016) の断層モデルに合わせて 65° として地震動を計算したことに対して、関電は「原告らは、FO-A 断層面と本件発電所の距離を算定するに当たって、本震に関する検討の際の断層傾斜について、何らの根拠を示すことなく熊本地震本震の布田川断層の傾斜 65 度と同じ角度に設定している (原告ら第 70 準備書面 12 頁) が、FO-A 断層面は垂直な断層であるため、断層を傾斜させた結果、本件発電所までの距離が実際よりも短く算定されている。・・・少なくとも断層傾斜角等のその他のパラメータについては実態から乖離しない数値が設定されるべきである (10 頁、(5))」と述べている。深さ 3~18km に想定している FO-B~FO-A~熊川断層の傾斜角は、地表の地質断層の調査結果による推測であって、深さ十数 km の地震発生層の傾斜角が物理探査などの方法で明らかになっているのではない。「実態から乖離しない数値」とは関電がモデルに設定した数値という意味でしかない。

関電が設定した数値は、鉛直および 75°である。鉛直とした場合、距離は 6.76km になり、65°の 6.54km より 220m、率にして 3.3%遠くなり、距離減衰は 3.3%増加し、振幅は 3.3%減少する。しかし、この場合も熊本地震の記録を適用した応答スペクトルは基準地震動 Ss-1 を越え、加速度ピーク値は 856 ガルを越える。

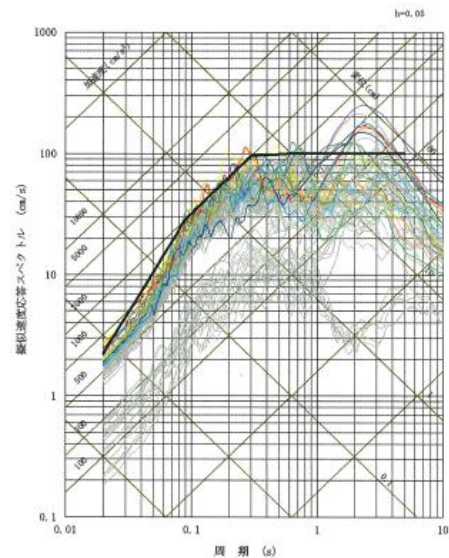
3. 地震動の方位による違いについて—基準地震動の選定に考慮していないこと

震源断層に近い強震動は震源断層に直交する方向に強く揺れる。このことは、我が国では 1995 年兵庫県南部地震(M7.3)以来強く認識されており、熊本地震については、関電が丙第 337 号証で引用する Somei et al. (2019)において詳しく論じられている。理論的には断層面のすべりの方向で決まる地震波の放射特性 (ラディエーション・パターン radiation pattern) と断層破壊の伝播方向 (ディレクティビティ directivity) に関係することが明らかにされている。このことから、筆者は甲第 514 号証で、基準地震動は断層走向方向に関係する最大震動方向によって議論すべきであることを指摘した。これに対し、関電は「水平方向の地震動は、どの方向で表示するかによって、元の地震動の強さが変わるわけではないため、NS、EW 2 方向の組み合わせを代表的な数値として表示することで足り、それ以外の方向の波を時刻歴波形で表示することは必要ではない」と述べて、「地震動の方位による違いを考慮している (11 頁、2)」と主張している。しかし、この主張はそもそも基準地震動選定の過程において NS、EW 成分によって検討しているのであるから、虚偽の説明による主張である。

設置許可申請書 (丙第 178 号証) の「5.5.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動による基準地震動 (6-5-15 頁)」には、「応答スペクトルに基づく地震動評価による基準地震動 Ss-1 は、「5.5.1.3 応答スペクトルに基づく地震動評価」による評価結果を踏まえて、耐専式により評価した応答スペクトルを上回るように設定した。・・・次に、「5.5.1.4 断層モデルを用いた手法による地震動評価」の地震動評価結果 (全ケース) と基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルを第 5.5.30 図に重ねて示す。同図より、一部の周期帯で Ss-1 の応答スペクトルを上回る 16 ケースの地震動を Ss-2~Ss-17 とする」とある。次頁に第 5.5.30 図を引用して示す。図説には「第 5.5.30 図 (1) 基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルと断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (全ケース) との比較 (NS 方向)」、「第 5.5.30 図 (2) 基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルと断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (全ケース) との比較 (EW 方向)」と記載されている。全 64 ケースのうち、水平成分については、NS 成分、EW 成分によって基準地震動 Ss-2~Ss-17 の 16 ケースが選定されたのである。最大震動方向成分の応答スペクトルを検討すること無く基準地震動が選定された。「地震動の方位による違いを考慮している」とは言えない。



第 5.5.30 図(1) 基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルと断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (全ケース) との比較 (NS 方向)



第 5.5.30 図(2) 基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルと断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (全ケース) との比較 (EW 方向)

基準地震動の選定。(丙第 178 号証、第 5.5.30 図 (1)、(2)、6-5-131、132 頁)

4. 敷地内断層破砕帯がおつきあい地震断層となる危険性について

2016 年の熊本地震(M7.3)、2018 年の大阪府北部地震(M6.1)、北海道胆振東部地震(M6.7)、また 1995 年兵庫県南部地震 (M7.3) で生じたおつきあい地震断層は、強震動を発生した震源断層付近の既存の断層破砕帯などの構造弱面が、地震を発生した地域の地殻応力によって強震動を発生することなく「くい違い」、地表に直線状の変位として出現した地変と考えられている。そして、このような受動的な断層の活動が地震時に多数発生し、それ自身が大きな地震動を発生することはないが、地表のずれによる被害や地震動の増幅をもたらす可能性がある。筆者は甲第 514 号証において、FO-B～FO-A～熊川断層による M7.8 の地震によって、敷地内の構造弱面である断層破砕帯がおつきあい地震断層として変位を生じることの危険性を指摘した。

関電は、「おつきあい地震断層に関する原告らの主張に対する反論 (12 頁、第 3)」の中で、「被告は、本件発電所敷地に存在する破砕帯の活動性に関する調査を行った結果、かかる破砕帯には後期更新世以降に活動した痕跡が認められないことから (丙 178, 添付書類六 6-3-123～6-3-127), 「地震活動に伴って永久変位が生じる断層」や「支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面」には当たらないと判断しており、原子力規制委員会もその判断を認めている (丙 171 の 2, 31～32 頁)。よって、本件発電所の基準地震動策定の際に破砕帯の活動性についての検討がなされていないかのように述べる原告らの主張は、被告による上記評価を正解しないものである。」と記して、論理のすり替えを行っている。敷地内の断層あるいは断層破砕帯について、規制委員会の審査会合においてその活動性、活断層であ

るか否かの検討が詳しく行われたことは筆者は充分理解している。筆者は「活動性についての検討がなされていないかのように述べ」てはいない。また、それら断層破碎帯の活動性があると言っているのでもない。これまで見過ごされてきたが、規模の大きい地殻内地震には「おつきあい地震断層」が付随することが学会で議論されているので、その危険性を指摘しているのである。関電の反論は、科学技術の発展によって得られた安全性に関わる知見を蔑ろにするものであり、受け入れられない。

5. M7.3 の実地震による地震動が M7.8 の想定地震の基準地震動を超過すること

筆者は甲 514 号証のまとめで「解放基盤における応答スペクトルを基準地震動 Ss-1 の応答スペクトルと比較すると、速度応答スペクトルの値は M6.5 の前震でさえ 0.3 秒以上の周期帯で Ss-1 と同程度～2 倍近く、M7.3 の本震では 0.5 秒以上の周期帯では Ss-1 の 4 倍に達する。すなわち、想定地震 M7.8 の基準地震動のレベルは実地震 M7.3 の 1/4 程度でしかない。関電の基準地震動を耐震基準とした大飯原発は、2016 年熊本地震に耐えられない (12 頁)」と指摘した。そして、原告第 70 準備書面には「M が小さいのに基準地震動を超過する」要因として「震源特性の違い (断層破壊の不均質性、断層走向の影響)、サイト特性の違い (関電地盤モデルと 3 号炉地盤モデルの違い) (解放基盤の速度の違い、減衰量の違い) (20～22 頁)」を挙げてある。

関電は、これに対する反論として「原告らが行った熊本地震で記録された地震波動が原子炉直下の地盤に入射した場合の検証については、上記第 2 のとおりその検証方法自体が不合理である。そのため、かかる不合理な検証結果を基に、本件発電所の基準地震動の数値との大小を比較することなどできないし、その原因について分析することも全く意味がない」と述べているが、各項目について前述のように再反論した。

次頁に「KMMH16 地点に大飯原発が大飯地盤構造 (関電地盤モデル) で立地している場合」の応答スペクトルを再掲する (甲第 514 号証、図 4)。KMMH16 地中観測点の加速度記録をそのまま $V_s=2.7\text{km/s}$ 層に入力したものである。関電が指摘する「はぎとり補正」は行っていないが、そのための誤差は 2.2 で述べたようにこの図とほとんど同じである。M7.3 の実地震の応答スペクトルは、M7.8 の基準地震動 Ss-1 を越える。関電の基準地震動選定方法に従えば、この地震動は基準地震動に相当する。

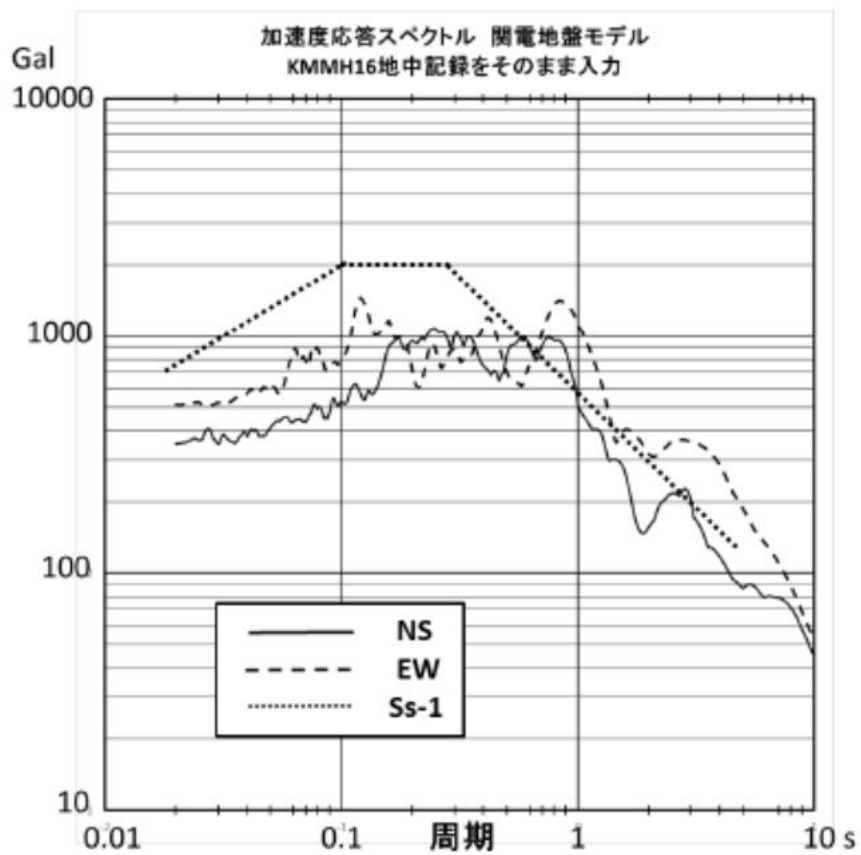
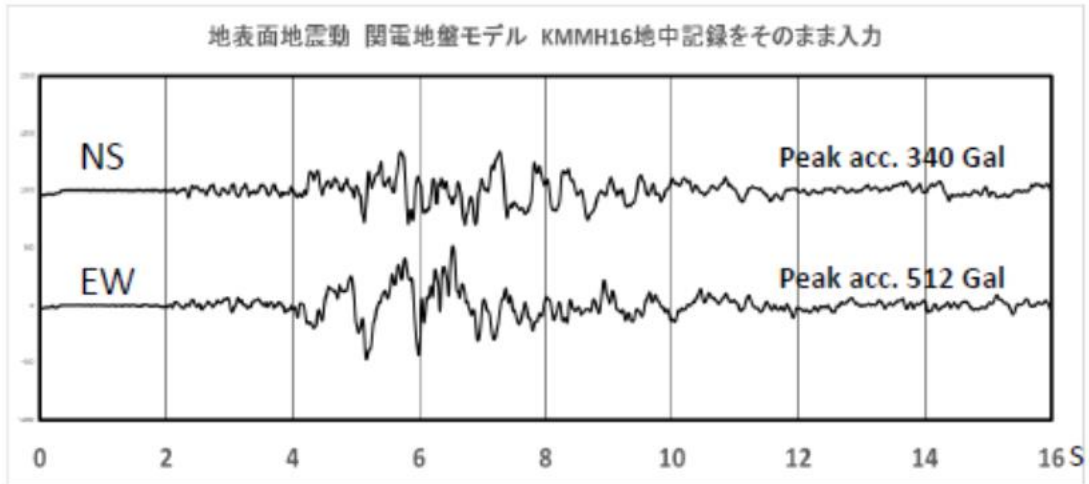


図4 KMMH16観測点の地盤が関電地盤モデルであるとした場合の、熊本地震本震(M7.3)の地表加速度記録と加速度応答スペクトル(h=0.05).

応答スペクトルの点線は基準地震動 Ss-1.

EW成分は周期0.7秒以上の周期帯でSs-1を2倍以上越える.

(甲第514号証、図4再掲)

さらに関電は「なお、被告準備書面(13) 136～174 頁で詳述したとおり、被告は震源断層面は均質ではなく、断層面上には通常は強く固着していて、ずれ動く際に周囲に比べて特にすべり量が大きく強い地震波を出す領域（アスペリティ）が存在すること等を考慮して、震源断層面について、不均質なすべり分布を前提とした震源断層モデルを用いたり、本件発電所敷地に地震波が短い時間でより多く重なり合うように、震源断層面又はアスペリティの下端に破壊開始点を配置する複数のケースを考慮するなどして、適切に本件発電所の基準地震動を策定しており、原告らの主張には理由がない。」と主張している。しかし、アスペリティを置いたことのみで不均質性を考慮したことにはならない。なぜなら、関電が引用する丙第 337 号証でも明らかなように、インヴァージョン解析によって得られたアスペリティの内部では、すべり量の大きさやすべりの方向は要素断層ごとに変化しているのである。「不均質なすべり分布を前提とした震源断層モデルを用いた」と述べているのは、アスペリティと背景領域との違いを言っているに過ぎず、実地震のインヴァージョン解析によるアスペリティ内部の不均質性とは異なる。関電の断層モデルは実地震における不均質性を考慮したものではない。このことが M7.3 の実地震による地震動が M7.8 の想定地震の基準地震動を超過する一要因である。

6. まとめ

2016 年熊本地震の KiK-net 益城観測点 KMMH16 の地中加速度記録を、大飯原発の基礎岩盤への入力地震波として解放基盤の地震動を算定したところ、M7.3 の実地震動は M7.8 の基準地震動を越える結果を示した。さらに、2016 年熊本地震以来、地震防災上の問題として学会で議論されているおつきあい断層の危険性—大飯原発サイトに存在する 16 本の断層破碎帯が M7.8 想定地震によって「おつきあい」による地変を生じることの危険性を指摘した（甲第 514 号証、原告第 70 準備書面）。

これに対し、関電は被告準備書面(26)で、熊本地震の観測記録を大飯サイトに適用することが不合理であり、計算の仮定が適切でない、またおつきあい断層の定義が不明確であるなどと反論している。

本稿では、関電の指摘が関電の誤った理解に基づくものであることを説明し、また理解の一助とするために関電の指摘どおりに計算を補足するなどした。その結果、当初の結論—M7.3 の実地震動は M7.8 の基準地震動を越える—に間違いはないことが改めて明らかになった。この原因の一つは、断層破壊の不均質性が断層破壊モデルに反映されないことである。また、基準地震動 S_s の選定において、断層走向に関係する最大振動方向成分が考慮されていないことの危険性を指摘した。

さらに、おつきあい断層による被害が確認されているのであるから、敷地内の断層破碎帯のおつきあい断層としての危険性を検討すべきであることを再度指摘する。

以上

註1 距離減衰について

アスペリティの中心から波が射出したとした場合の誤差を、下図のような円形アスペリティで試算する。アスペリティ内の最遠点、最近点および中心点の波面の拡がりによる幾何減衰は、

最遠点： $1/(R_o + a)$ 、最近点： $1/(R_o - a)$ 、中心点： $1/R_o$ であるから、
 $[1/(R_o + a)] + [1/(R_o - a)]$ を $2 \times [1/R_o]$ で近似することになる。

ここに、 R_o はアスペリティの中心と大飯サイト基盤岩の距離、 a はアスペリティの半径、また下図の R_k は KMMH16 地中観測点までの距離である。

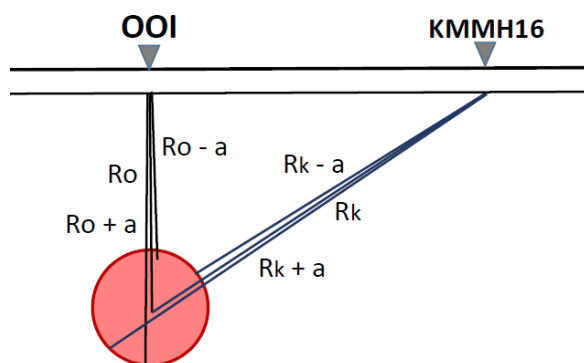
KMMH16 の震幅をアスペリティに戻し、大飯へ減衰させると震幅は次式となる：

$$\frac{[1/(R_k + a)] + [1/(R_k - a)]}{2 \times [1/R_k]} \times \frac{2 \times [1/R_o]}{[1/(R_o + a)] + [1/(R_o - a)]}$$

甲第 514 号証で用いた値は、 $R_o = 6.54\text{km}$ 、 $R_k = 11.7\text{km}$ である。
 $a = 3\text{km}$ とすると、振幅は 0.85 となり、小さく近似していることになる。

上記の計算は熊本断層のモデルに合わせて断層面が 65° 傾斜しているとした場合であるが、鉛直であるとするると R_o は 7.52km となる(アスペリティ中心の深さ： 7.25km 、断層面と大飯サイトのオフセット：約 2km)。この場合、振幅は 0.90 となる。

最遠点と最近点を代表させた試算であり、アスペリティ全体の平均では 1 に近くなるが、1 を越えることはない。また、散乱や吸収による減衰 (Q 値による計算) も同様の効果であり、1 を越えることはない。



距離減衰の模式図

註2 地中観測点における地表面反射波の影響

KMMH16 観測点における上部地盤の影響を見積もるために、KMMH16 観測点の地盤速度構造により、地中観測点における地表反射波の振幅を試算する。

地震波が密度 ρ_2 、速度 v_2 の層 2 から密度 ρ_1 、速度 v_1 の層 1 に垂直に入射する場合、層 1 に透過する波の割合 T (透過係数) と、境界面で反射して層 2 戻る波の割合 R (反射係数) は、それぞれの音響インピーダンス ($\rho \times v$) によって表される。

$$\text{インピーダンス比を } r \text{ とすると、} r = [\rho_1 \times v_1] \div [\rho_2 \times v_2]$$

$$\text{反射係数 : } R = [1 - r] \div [1 + r], \text{ 透過係数 : } T = R + 1$$

インピーダンスの大きい (硬い) 層から小さい (軟らかい) 層に入射すると透過波の振幅は増大し、逆に軟らかい層から硬い層への透過波の振幅は減少する。下表に KMMH16 観測点の地盤構造と各層間の S 波の透過係数を示す。透過係数(T)の up は下から上への波、down は地表で反射して下方に向かう波である。層の厚さ、速度は防災科学技術研究所の観測点土質データである。密度 (ρ) は土質データには記載されていないので、速度と密度との関係 (物理探査学会 (1989)、図解物理探査、図 6) により与えた。T(up)の積算値は 3.474、第 12 層で振幅 1 の波は地表で振幅 3.474 に増幅される。T(down)の積算値は 0.082 である。従って、第 12 層における地表反射波の振幅は約 0.28 ($\sim 3.474 \times 0.082$) となる。

| No | Thickness (m) | Depth (m) | Vp (m/s) | Vs (m/s) | ρ (g/cm ³) | T up | T down |
|----|------------------|--------------|-------------|-------------|--------------------------------|---------|-----------|
| 1 | 3 | 3 | 240 | 110 | 1.5 | 1.399 | |
| 2 | 12 | 15 | 380 | 240 | 1.6 | 1.378 | 0.601 |
| 3 | 18 | 33 | 1180 | 500 | 1.7 | 0.889 | 0.622 |
| 4 | 8 | 41 | 1180 | 400 | 1.7 | 1.360 | 1.111 |
| 5 | 28 | 69 | 1950 | 760 | 1.9 | 1.064 | 0.640 |
| 6 | 32 | 101 | 2300 | 820 | 2.0 | 1.327 | 0.936 |
| 7 | 32 | 133 | 2800 | 1470 | 2.2 | 0.583 | 0.673 |
| 8 | 10 | 143 | 2800 | 700 | 1.9 | 1.371 | 1.417 |
| 9 | 26 | 169 | 2800 | 1380 | 2.1 | 0.734 | 0.629 |
| 10 | 32 | 201 | 2300 | 840 | 2.0 | 1.316 | 1.266 |
| 11 | 33 | 234 | 2300 | 1470 | 2.2 | 1.369 | 0.684 |
| 12 | | | 4800 | 2700 | 2.6 | | 0.631 |

減衰量について: 減衰定数 Q 、速度 v 、周波数 f の平面波が距離 r 進む間の減衰は、 $\exp(-\pi \times f \times r \div [Q \times v])$ である (π : 円周率 3.1415...)。
1~11 層の Q 値として関電が $V_s=2.2\text{km/s}$ 層に採用している 16.7 ($h=3\%$) を用いると、地盤往復後の振幅は周波数に依存し、1Hz: 0.88、3Hz: 0.69、10Hz: 0.29、20Hz: 0.084 となる。地表反射波の振幅は 0.28 であったから、積算すると、振幅は入射波の 1Hz: 25%、3Hz: 20%、10Hz: 8%、20Hz: 2%となる。

なお、ここでは、初動が地表面まで一往復することのみを計算したが、はざと解析は厳密には Haskell のマトリクス法などで計算すべきであることを付記する。