

大飯発電所基準地震動策定における問題点 －地盤構造モデルについて－

赤松 純平

緒 言

本論は、関西電力株式会社（以下、関電）が大飯原子力発電所の耐震安全性評価のために策定した基準地震動が過小に評価されていることを論証するものである。関電は、地盤構造の把握のために行った各種の調査結果を恣意的に解釈して、堅固で均質な地盤構造モデルを捏造し、地盤の増幅特性（サイト特性）を小さく見積もっている。本論では、関電の資料に記載された調査結果について、その項目の順序に従って論述する。地盤調査の技術上の問題や地震波動論の議論などを含んでおり煩雑であるので、まず第9節の「まとめ」と「付図」とで概略の論旨を把握され、必要に応じて各節を読まれることを勧めたい。適宜必要と思われる註を付した。引用文献は[番号]で示し、註と図は末尾に纏めて掲載する。

目 次

1. はじめに	-----	2
2. PS 検層	-----	3
3. 試掘坑弾性波探査	-----	4
3.1 試掘坑内屈折法地震探査	-----	4
3.2 試掘坑内坑間弾性波探査	-----	5
3.3 坑間平均速度の場所による違い	-----	6
4. 反射法地震探査	-----	7
4.1 反射断面	-----	7
4.2 反射法地震探査の屈折法解析	-----	9
4.3 反射法地震探査のはぎとり法解析	-----	9
5. 単点微動観測（H/V スペクトル）	-----	10
6. 微動アレー観測および地震波干渉法	-----	12
6.1 位相速度の逆解析による速度構造モデルの同定	-----	12
6.2 地震動評価のための速度構造モデルの作成	-----	13
7. 基準地震動評価のための地盤モデル	-----	14
7.1 速度構造と地震波増幅率	-----	14
7.2 規制委員会審査会合における速度構造と地震波増幅率についての議論	----	15
7.3 減衰構造と地震波増幅率	-----	18
8. 速度構造と地質構造（破碎帯）の関係	-----	20
9. 三次元反射法地震探査の必要性と 鉛直および水平アレー地震観測記録による地盤モデルの評価	-----	21
10. まとめ	-----	22
註	-----	28
引用文献	-----	32

1. はじめに

本論は、被告関西電力株式会社（以下、関電と略称）が、準備書面(24)（平成 29 年 10 月 3 日）[1]の「第 5 章 結語」において、『被告は、最新の科学的・専門技術的知見を基に様々な保守性を考慮して十分な大きさの基準地震動を策定し、耐震安全性評価を行っており、大飯 3, 4 号機の地震に対する安全性は確保されている(237 頁)』と主張していることに対して、関電が提示している資料、特に地震動評価に影響を与える地盤の増幅特性（サイト特性）の評価の資料に基づいて、この主張が誤りであることを論証するものである。

関電は、同書面の「第 2 章 大飯 3, 4 号機の地震に対する安全性確保の概要」の「第 2 基準地震動の策定」において、『基準地震動は、原子力発電所の耐震安全性を確保ないし確認するための基準となる地震動である。被告は、平成 25 年 7 月に新規制基準が施行されたことに伴い、設置許可基準規則 1 等の新規制基準の要求を踏まえ、大飯発電所敷地周辺における地震発生状況や活断層の分布状況等を調査のうえ、地震動に影響を与える「震源特性」「伝播特性」「地盤の増幅特性（サイト特性）」に係る地域的な特性を十分に考慮し、不確かさを十分に踏まえて、大飯 3, 4 号機の新たな基準地震動を策定した(10 頁)』と述べ、「第 3 章 第 1 地震動評価に影響を与える地域特性の調査・評価」の中で、関電が行ったサイトの地下構造に関する調査を以下の順で説明している(93 ～ 105 頁)。

(ア) 浅部地盤の速度構造に関する調査

- a PS 検層
- b 試掘坑弾性波探査
- c 反射法地震探査

(イ) 深部地盤の速度構造に関する調査

- a 地震干渉法
- b 微動アレイ観測
- c 観測結果の解析

そして、これらの参考資料として、「乙 A 第 24 号証 大飯発電所の地盤モデルの評価について(平成 26 年 3 月 5 日)」[2]、「乙 A 第 21 号証 大飯発電所地震動評価について(平成 28 年 2 月 19 日)」[3]、および「乙 A 15 添付書類六 変更に係る発電用原子炉施設の場所に関する気象、地盤、水理、地震、社会環境等の状況に関する説明書」[4]が挙げられており、これらの資料には、準備書面(24)には記載されていない事項、例えば、試掘坑弾性波探査における坑間弾性波探査 (fan-shooting) や単点微動観測 (H/V スペクトル比) などの観測データが掲載されている。そこで、本論では、これらの資料のデータおよび関連する原子力規制委員会の資料をも引用して、関電が調査データを誤ってあるいは恣意的に解釈して、地盤の増幅特性が小さくなるような地盤構造モデルを作成し、これによって基準地震動を過小評価していることを論証する。

なお、本意見書では、建設以前に行われた調査等を「建設以前の調査」、新規制基準のために新たに行われた調査等を「最近の調査」と表記する。

2. PS 検層

準備書面(24)の 94 頁には、『被告は、ボーリング調査のために掘削した原子炉格納施設付近の穴を利用して、発振器による波を受振器で観測し、発振器から受振器までの距離と、発生させた波の伝播時間から、深さごとの波の P 波速度及び S 波速度を評価した。(乙 A24, 7 頁)』と記して、施設建設前に実施したダウンホール方式(註 1)の PS 検層の説明がしてある。ここに記されている「乙 A24, 7 頁」を図 1 に引用する。この頁には、4 本のボーリング孔の位置とその検層結果(S 波速度)が示されている。ボーリング位置に付されている数値(青色表示)は、深さ約 60m までの S 波速度値 V_s である(筆者が追記、後述)。3, 4 号炉直下の No.1158 孔と No.1157 孔は建設以前のダウンホール方式での調査であり、炉心から離れた O1-3 孔と O1-11 孔は孔内起振受振方式(註 1)で測定された最近の調査である。『P 波速度及び S 波速度を評価した』とあるが、深さを示すスケールは表示されておらず、S 波速度のグラフだけが示されている。そして結果について、関電は『敷地の速度構造を確認した結果、ごく表層部において風化の影響により、ややばらつきは見られるものの、ほぼ均質な地盤と考えられる。→ 敷地内の浅部に特異な構造は見られない』と評価している。

建設以前の調査による No.1157 孔は EL 約-97m まで $V_s=2.34\text{km/s}$ 、それ以深-187m までは 2.70km/s 、また No.1158 孔は約-58m まで 2.26km/s 、それ以深では 2.40km/s である[5]。これらのデータからは、非常に均質な岩盤と云える。しかし、最近の調査結果である O1-3 孔と O1-11 孔では、値のばらつきが大きく、どの程度の V_s が明瞭ではない。このばらつきは、岩盤の速度変化に測定誤差が付加されているものである。誤差成分を平均化するために、速度値をグラフから読み取り、孔内起振受振方式で測定されるデータの一般的な処理方法を適用して速度分布の傾向を求めた。結果を図 2 に示す。なお、速度値は深さ方向に 1m 間隔で示されていた。また、速度の読み取り精度は概ね 20 ~ 30m/s と推定される。

図 2 において、点線は全体のトレンドを示す回帰直線である。回帰直線は O1-11 孔では、地表付近で 2.27km/s 、-146m で 2.30km/s とほぼ同じ値である。しかし、O1-3 孔では、地表付近で 1.52km/s 、EL-145m で 3.01km/s であり、全体のトレンドはボーリング孔の位置によって大幅に違う。

図 2 に示されている曲線(茶および緑色)は、深さ 6m 幅(測定値 7 点)の移動平均値である。凹凸があって速度が深さ方向に変化する様子が明瞭である。この曲線と全体のトレンド(点線)の交差する深さを境界とする区間の算術平均値を折れ線(黒)で示し、速度値を付した。O1-11 孔は、EL-10m 付近まで 1.57km/s と小さい値であり、関電の述べる『ごく表層部における風化層の影響』であるのかも知れない。しかし、EL-60m ~ -80m には 2 つの低速度層があり、さらに深部の-100m ~ -130m には厚さ 30m に及ぶ $V_s=2.02\text{km/s}$ の低速度がある。一方、O1-3 孔は、EL-60m の深さまで 2.0km/s 以下の低い値であり、しかも-120m 以深では速度の低下する逆転層が存在する。このように、最近の調査結果は、必ずしも『ほぼ均質な岩盤』とは云えないことを示している。

ところで、非常に均質な速度値を示しているダウンホール方式による以前の調査結果は、このような速度変化を捉えることは困難であったと思われる。S 波は P 波に遅れて到達するので P 波後続波に重なるため、S 波の到達時刻の読み取り精度は、P 波の読み取り精度に

比べて格段に悪い。このため、PS 検層では、S 波速度値の確かさは P 波速度値と比較して吟味される。ところが、準備書面(24)では『深さごとの波の P 波速度及び S 波速度を評価した』とあるが、同書面が引用している「乙 A24、7 頁」にはなぜか P 波速度の結果が示されていない。原子力規制委員会の事業者ヒアリング（平成 28 年 2 月 23 日）に提出した資料の第 5.12 表[6]の値は下記のようなものである。

No.1157 孔 (4 号炉)			No.1158 孔 (3 号炉)		
Vp(km/s)	Vs(km/s)	深さ(EL)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	深さ(EL)
4.50	2.34	4 m ~ - 97m	4.50	2.26	4 m ~ - 58m
5.25	2.70	-97m ~ - 187m	5.25	2.40	-58m ~ - 196m
6.20	3.10	-187m ~ - 296m	6.00	3.08	-196m ~ - 296m

この資料では、P 波速度が No.1157 孔では 97m 以深で、また No.1158 孔では 58m 以深で 5.25km/s 以上と非常に大きく測定されていることが注目される。Vp=5.25km/s は、基準地震動評価モデル（後述）では深さ約 800m の速度値である。また Vp=6.00km/s は深さ 3km、すなわち地震発生層上端の値である。S 波に比べ測定精度の勝る P 波において、このような異常に高い値が測定されるのであるから、測定精度の劣る S 波速度値の信頼性は強く疑われる。なお、最近の測定にかかわる O1-3 孔と O1-11 孔の P 波速度結果が提示されていないことも理解に苦しむ。

ボーリング孔における PS 検層の結果は、主に深さ方向の速度の変化が注目されるが、孔の位置の違いによる速度変化も注意する必要がある。図 1 のボーリング孔の位置図に付した青枠の数値は、標高約-60m までの Vs の値である。敷地内において Vs は 1.17 ~ 2.44km/s と 2 倍以上の違いがある。深さ 15m までの『ごく表層部における風化層』を除いたとしても、Vs = 1.83 ~ 2.44km/s と 3 割以上の開きがある。Vs は北西側から南東側に向けて小さくなっており、次節以降で詳しく述べる Vp および Vs の場所による変化と同じ傾向を示す。このような場所による速度値の違いを無視して、『ほぼ均質な地盤と考えられる。→ 敷地内の浅部に特異な構造は見られない』と評価することはできない。

なお、O1-3 孔の地表付近の S 波速度が小さいことについては、敷地造成のための切り土によって土かぶり圧が抜け、この応力解放によって岩盤の剛性の低下、従って S 波速度の低下が生じているという指摘が規制委員会からあった[7]。これについては、後述の 7.2 節 (1) 第 89 回審査会合の項において言及する。

3. 試掘坑弾性波探査

3.1 試掘坑内屈折法地震探査

準備書面(24)の 94 頁には、『被告は、原子炉格納施設付近の地質調査のために大飯 3, 4 号機の直下の地盤に掘った延長約 670m の試掘坑を利用して、発破等により発生させた波を受振器で観測し、発振器から受信器までの距離と、発生させた波の伝播時間から、P 波速度及び S 波速度を評価した(乙 A24、8 ~ 10 頁)』と記している。この乙 A24 の 9, 10 頁を図 3 に引用した(図の赤丸は筆者が加筆)。これらの図には『敷地内での試掘坑弾性波探査により、

解放基盤の P 波速度を 4.3km/s、S 波速度を 2.2km/s と評価した』と記載されている。

試掘坑の本坑と枝坑に沿って P 波と S 波の区間速度 68 組が示されており、S 波速度は 1.3 ～ 2.8km/s の範囲に分布している。68 個の算術平均値は、 $V_s = (2.141 \pm 0.335) \text{km/s}$ である。図 4 に S 波速度値の頻度分布を示す。分布は単一の山を成すのではなく、1.8km/s と 2.3km/s にピークがある。少し丁寧に吟味すると、2 つのピークが生じたのは単なる偶然ではなく、敷地の場所による S 波速度の違いであることが判る。図 3 には、S 波速度が、1.3, 1.5, 1.8km/s と小さい値であった位置を丸印で囲んで示した。図から明らかのように、丸印は図の右側、すなわち 3 号炉近辺に多く分布している。

3 号炉と 4 号炉の中間線の両側で速度値がどの程度違っているかを算出すると、4 号炉側の速度値 38 個の平均値は $V_s = (2.239 \pm 0.273) \text{km/s}$ であるが、3 号炉側の速度値 30 個の平均値は $V_s = (2.017 \pm 0.369) \text{km/s}$ である。4 号炉側は、被告関電の主張するとおり 2.2km/s とみなせる。しかし、3 号炉側は 2.0km/s と約 1 割小さい。3 号炉側の敷地の S 波速度として 2.2km/s を使うことの妥当性は、t 仮説検定（註 2）によって 98 % の確率（有意水準 2 %）で棄却される。すなわち、被告関電が実施した調査結果からは、3 号炉の『解放基盤の S 波速度は 2.2km/s である』とは到底評価できない。

基準地震動を評価するための地盤速度構造モデルについては、後出の 7 節で詳しく議論するが、関電はモデルの表層の P 波速度を 4.6km/s としている（準備書面(24)の 104 頁、図表 50）。図 3 に示すように、関電自らが『試掘坑弾性波探査により解放基盤を 4.3km/s と評価した』ことと矛盾することについては何の説明もない。なお、P 波速度の算術平均は $V_p = (4.390 \pm 0.669) \text{km/s}$ であり、モデルは 4 ～ 5% 大きい値を設定している。4.6km/s を使うことの妥当性も t 仮説検定により 98% の確率で棄却される。すなわち、P 波についても調査結果を無視して、基準地震動が小さくなるようにモデル設定している。さらに、3 号炉近傍と 4 号炉近傍の各々の平均値を求めると、3 号炉近傍では $V_p = (4.218 \pm 0.814) \text{km/s}$ 、4 号炉近傍では $V_p = (4.526 \pm 0.498) \text{km/s}$ であり、S 波の場合と同様 3 号炉近傍の速度値があきらかに小さい。

3.2 試掘坑内坑間弾性波探査

試掘坑弾性波探査として「準備書面(24)」および「乙 A24」に記載されている探査結果は、上記の屈折法地震探査の結果のみである。しかし、関電が試掘坑を利用して坑間弾性波探査を実施していることが「乙 A15 ②添付書類六 地盤構造に関する図面」に出ている。この 6-3-110 ～ 111 頁には、『岩盤物性の場所的变化に関する調査・試験』として『基礎岩盤物性の異方性を検討するため、（中略）試掘坑の一つの坑内に約 2.5m 間隔で受振器を設置し、他の坑内に起振点を設けて平均速度法により試掘坑の坑間で弾性波探査を行い、基礎岩盤における P 波の平均伝播速度を測定した』と記している。そして、6-3-128 頁には、『試掘坑内の平均速度法による弾性波試験結果は、P 波速度は 3.0km/s ～ 5.2km/s で平均値 4.3km/s、変動係数 7.0 % である。（中略）弾性波速度による異方性はほとんど認められない。』と異方性について言及するのみで、3.0 ～ 5.2km/s も大きく変化していることについては全く記載していない。どのような『場所的变化』をしているのかを検討してみる。「試掘坑内坑間弾

性波測定位置図」を図 5 に、「試掘坑内坑間弾性波探査(平均速度法)結果図 (その 1 ~ 4)」を図 6 に引用した。(ただし、乙 A15 ②添付書類六の図は印刷が不鮮明であるので、関電が「規制委員会の事業者ヒアリング(65)」に提出した「図幅集」[5]から印刷の鮮明な第 5.9 図および第 5.110 図を引用)。

図 6 には、41 個の発破(SHOT)による地震波線が描かれ、波線に沿う平均速度が円形グラフで示されている。平均速度は発破点と波線方向によって変化しており、一瞥して、グラフの表示範囲が 4 号炉側では 4 ~ 5km/s であるが、3 号炉側では 3 ~ 5km/s あるいは 3 ~ 4km/s と低いことが分る。図の横方向の長い坑道では、受振器(PU)は 93 個または 101 個を、縦方向の短い坑道では 51 個を数えることができる。円形グラフを拡大印刷して、SHOT から PU に至る波線の速度値を全て読み取った。読み取った値の個数は 1,378 である。次節に、この速度値の分析結果を示す。なお、関電が事業者ヒアリング(65)で提出した付表集[7]の第 5.15 表には、測線数は 1,454 本、 $V_p=3.0\text{km/s} \sim 5.2\text{km/s}$ 、平均値 $V_p=4.3\text{km/s}$ 、標準偏差 0.3km/s 、変動係数 7.0 %と記載されている。

3.3 坑間平均速度の場所による違い

図 7 に読み取った速度値の頻度分布を示す。読み取り値は 0.05km/s 刻みであるので、例えば、 4.05km/s は 4.0km/s として表示してある。算術平均値は、 $V_p=(4.253\pm 0.340)\text{km/s}$ (データ数 $N=1,378$ 、変動係数 $CV=7.99\%$)である。関電は、平均値 4.3km/s 、変動係数 7%と記載している(乙 A15 ②添付書類六、6-3-128 頁)。 V_p の分散は大きく、特に小さい値への偏倚が大きい。

測定値 V_p の場所的变化を明らかにするために、発破点から地震計に至る波線を測定値に応じた色で表示し、図 8 に示した。波線が重なっているが、図の左上側すなわち西側は、 $VP=5 \sim 4\text{km/s}$ の青色~黄色が多く、右下側すなわち東側は、 $4 \sim 3\text{km/s}$ の黄色~赤色の多いことが明瞭に示されている。

次に、このような波線の位置による速度変化が、どの場所に起因するのかを見るために、調査域をブロックに分けて速度変化を検討する。図 5 に示したように、調査範囲を赤枠で示したブロックに分けて、ブロック内の V_p を検討する。ブロックの大きさは、横方向は約 22m、縦方向は約 17m である。ブロックの境界は坑道と発破点を通過するように設定している。それぞれのブロックを通過する波線の V_p の平均値をそのブロックの V_p とする。ブロックの位置によって通過する波線の本数は異なる。例えば、中心付近のブロック FE は 96 本、GD は 135 本であるが、端部の AA は 6 本、KA は 8 本である。しかし、発破点近傍の KB は 112 本、HH は 90 本などである。平均値は、ブロックを通過する波線について、ブロック内の波線長を求め、全体の波線長(SHOT-PU 間)に対する比による重みを付けた加重平均値である。これは、ブロック内を通過する波線の長さを考慮したものである。

図 9 にブロック毎の V_p の加重平均値を示した。4 号炉の立地場所(横軸が C、D、縦軸が D、E 付近)では 4.4km/s 程度、その左上方向(西方向)で速度は大きい。3 号炉の立地場所(横軸 I、J、縦軸 D、E 付近)では 4.0km/s 以下であり、右および下方向(北東~南東方向)では

更に速度は低下する。

図 10 に速度の場所による違いをコンターで表示した。図 9 の速度値が各ブロックの中心位置の値であるとし、横方向 100 点、縦方向 55 点の格子点に値を内挿してコンターを描いた。速度は、西から東（左上から右下）方向に急激に低下する。また、3 号炉の直下に東から低速度帯が延びていることが注目される。

図 9 に示したブロック別の速度値は、SHOT と PU 間の平均速度のブロック内の平均値である。平均操作であるため、速度の分布が滑らかになり、平均値から離れた低速度と高速度はマスクされてしまう。例えば、図 6(1)、(4)の 3 号炉側の SHOT では 3.5km/s 以下の平均速度が測定されているが、図 9 のブロック別の値は 3.71km/s 以上であり、低速度の測定値を表示できない。すなわち、現実の地盤は、図 9、図 10 に示される場所による違い以上に不均質な構造をしている。

このように、原子炉建屋の立地する基礎岩盤の地震波速度は空間的に一様ではない。関電が提示した坑間平均速度の資料から、図 10 のような場所による速度の違い（現実には図以上の違い）が明瞭であるが、関電は原子力規制委員会の事業者ヒアリング(平成 28 年 2 月 23 日)ではこのことに言及していない。図 6 に引用した資料の提示を受けた原子力規制委員会はこのことを黙認したのであろうか。

4. 反射法地震探査

4.1 反射断面

関電は準備書面(24)の 95 ～ 97 頁に、反射法地震探査を A、B の 2 測線で実施したと記し、結果の図 2 枚を示して、『地中の反射面に極端な起伏がないことが確認できた。これにより、大飯発電所敷地の地下に、地層の極端な起伏等の地震波の伝播に影響を与えるような特異な構造が認められないことを確認した』と主張している。図 11 に、乙 A24、51 頁の A 測線反射深度断面図を引用する。この深度断面図には『地下 500m 位まで反射面が確認され、その範囲内で特異な構造は認められない』と記載されている。しかし、図では横方向に繋がる反射の相は水平ではなく、連続性にも欠ける。またその反射を生起した層の速度値も記入されていない。反射法地震探査では、通例深度断面に反射層の速度値が記載されるが、提示された図には記載されていない。恣意的に記載されなかったのであろうか。速度値を明示すべきである。

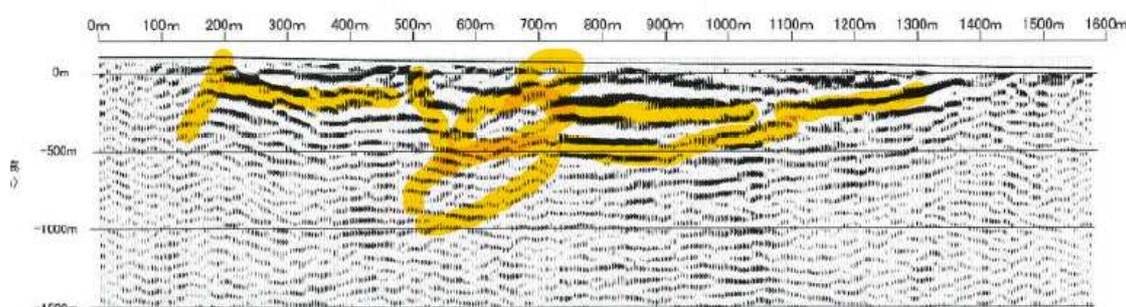
準備書面に示されている図 2 枚は、京都地方裁判所で審議されている「大飯原子力発電所運転差止等請求事件」に関電が提出した「丙 28 号証」の 17 頁、18 頁と同じである。この図について、反射法地震探査の専門家である元物理探査学会理事の田村八洲夫氏の論考『「大飯原発再稼働阻止」訴訟に提出の「反射法地震探査」のデータ評価』[8]の一部分を引用する：

『【一専門家の反射断面の簡単な解釈】

初めて反射断面を見る方には、黒と白の模様は何を意味しているか分からないと思

いますが、それぞれが地層の境界が反射波という物理量で表現されたモノと思ってください。大事なことは、「その範囲内では特異な構造は認められない。」という関西電力の私見が正しいかどうかです。反射波で表現された地層境界の形状が、平らに一樣に見えるか、変化しているか、特異な構造に見えるかどうかです。裁判官、弁護士の皆さんが、関西電力の私見の真偽を見抜けるかどうかのポイントです。

私のような、反射法地震探査の技術で油田発見に従事してきた者から見ると、この反射断面を一瞥して、大飯原発の建屋の近傍の地下構造は変化しており、断層の存在が推定されると判断します。なぜなら、①反射波列の形が水平あるいは単調な傾斜でなく、畝ったりしていること、②反射波列がずーっと連続的に連なっていないくて、何か所かで破断されていること、③回折波という特異な波列が見られ断層の存在を強く示唆していること、④そして回折波の現れ方から、推定される断層の走っている方向が、原子炉建屋の方向ではと危惧されることです



上の図は、わたしが 関西電力が提出の反射断面（「丙 28 号証」）の上で、主な反射波列を PDF にある黄色いマーカーでなぞったモノです、反射波列が並行でないし、うねった箇所もあります。反射波列が切れている箇所がラインの 500 m～700 m の区間で顕著にみられます。そして、700 m 地点辺りの反射波列の途切れのところに、回折波がいくつも見られ（マーカーで楕円形で囲んであるモノ）、反射波列も短く途切れ途切れになっています。断層の存在が推定され、しかも回折波の形状から断層の伸びが建屋の方ではと恐れます。

【結語】

関電の反射断面から「その範囲内では特異な構造は認められない。」は科学的事実から逸脱した虚偽の判断だといえます。関西電力にも反射法地震探査の分る人がいるはずですが。科学的公正を是とする裁判に、別の力が働いているのではと訝ります。安全のためには「怪しきは認めない」が一番ですが、推定が事実か詰めるには、詳しい調査に委ねるべきです。
・・・』

このように、物理探査学会の理事を務めた反射法地震探査の専門家は、関電の提示している反射深度断面図を解釈して、大飯サイトの地下構造が不均質であることを指摘し、詳しい調査の必要性を述べている。

また、日本学術会議会員、物理探査学会会長などを歴任した京都大学名誉教授の芦田譲氏も、田村氏の意見を支持し、大飯原発サイトの地下構造を詳しく調べるためには3次元反射法地震探査が必要であることを陳述している [9]。

4.2 反射法地震探査の屈折法解析

関電は、準備書面(24)では言及していないが、反射法地震探査の屈折法解析を実施し、結果を乙 A24 の 57 頁に載せている。この頁を図 12 に引用する。図には『屈折法解析結果より、表層から 50m 程度で弾性波速度 4km/s 以上となる。低速度帯の顕著な落ち込み等の特異な構造はなく、地下構造は水平方向に連続的である』と記されている。彩色表示されている P 波速度は、概ね、赤～橙が 1.3km/s 以下、黄系統が 1.3 ～ 2.0km/s、緑系統が 2.0 ～ 3.0km/s、青系統が 3.0km/s 以上である。関電の記載とは裏腹に、黄系統で表示されている 2.0km/s 未満の低速度層が深く落ち込んでいることが分る。

低速度層の落ち込みを詳しく見るために、A 測線の結果図を深さ方向に拡大し、標高 0 m の白線を描き込んだ図を作成して、図 13 に示した。4 号炉、3 号炉に近接する測線上の 600m 付近から 900m 付近にかけて、2.5km/s (黄緑色)の低速度の層が EL 約-30m の深さにまで沈み込む。800m 付近では、EL0m では 2.0km/s と非常に小さい値である。A 測線の 600 ～ 900m 区間は、4 号炉から 3 号炉の南側を西から東に向かっており、このような表層の速度の低下は、前項の PS 検層の結果および試掘坑弾性波探査結果で示した場所による速度の変化の傾向とよく一致している。関電は、基準地震動評価のための地盤構造モデルにおいて、表層解放基盤の P 波速度を 4.6km/s と大きい値を用いている(7 節で後述)が、調査結果は半分以下の 2.0km/s 程度でしかない。

4.3 反射法地震探査のはぎとり法解析

関電は、反射法地震探査の屈折法解析の追加検討として「はぎとり法 (註 3)」による解析を行っている。この解析も準備書面(24)には言及されていないが、乙 A24 の 59 頁では『端点同士では、伝播経路と解析断面がほぼ等しいため、誤差の少ない速度値が求められる可能性がある。両端点の起振点の走時曲線から、「萩原の方法」(剥ぎ取り法解析)を用いて、やや深部を伝わる平均的な最下層速度を算出する』と説明し、60、61 頁に A および B 測線の走時が図示されている。図 14 に A 測線の図を引用する。図には『A-800 付近～ A'点間で解析した。その結果、やや深部を伝わる平均的な最下層速度は、約 4.5km/s であった』と記載されている。『やや深部』というのがどの程度の深さか、また『最下層』が何を意味するのか明確ではないが、反射法地震探査記録のはぎとり法解析で解析可能な範囲と解される。

図には、『剥ぎ取り解析に用いた観測走時』と『剥ぎ取り解析、最深部の P 波速度』が明示されているので、剥ぎ取った表層の厚さ、すなわち、 $V_p=4.5\text{km/s}$ 層の上面の深さが計算できる。図 14 には、表層の速度を示す走時を青色点線で、「最深部 P 波速度」と記されている「はぎとり曲線」(赤色実線)からの観測走時の遅れを青矢印で示した。表層の速度(青色点線の傾きの逆数)は約 1.9km/s である。また、観測走時の遅れは、860m 地点と 1090m 地点付近で約 58ms (ミリ秒)である。表層の厚さに換算すると約 120m に相当する(観測点の標高からの値)。観測点の標高は EL30 ～ 40m である(図 13 参照)ので、 $V_p=4.5\text{km/s}$ 層上面の深さは約 EL-80 ～ -90m である。図 13 に $V_p=4.5\text{km/s}$ 層上面の深さを黄色点線で示した。

図 12、図 13 に示されるように A 測線 800 ～ 1100m 区間では、 $V_p=4\text{km/s}$ 層は約 EL-30m の深さである。速度断面図には 4km/s より速い速度層は示されていないが、はぎとり法解析により『誤差の少ない速度値』 4.5km/s の層の深さが、『やや深部』の約 EL-80 ～ -90m であることが明らかになった。なお、剥ぎ取った表層の平均速度が約 1.9km/s であることは、後述の 6 節で述べる微動のアレイ観測および地震波干渉法の観測位相速度から逆解析により求められたインバージョン・モデルの表層が $V_p=2.0\text{km/s}$ であること（図 24 参照）と整合する。

PS 検層の実施された O1-3 ボーリング孔は、A 測線の 1100m 付近に位置する(図 1 参照)。O1-3 孔は他の場所のボーリング孔に比べ、EL-60m の深さまで $V_s=1.17 \sim 1.92\text{km/s}$ と低い値である。このデータも上記の P 波速度の低下の傾向に整合している。関電の調査結果は全て、原子炉建屋の東側に向かって P 波、S 波とも低速度層が深く沈み込んでいることを明瞭に示している。

5. 単点微動観測 (H/V スペクトル)

新規規制基準が執行されるに先立ち、平成 25 年 5 月 10 日に開催された「大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合（第 4 回）」において、規制委員会は関電に対して『関西電力が主張する、「地下構造が成層かつ均質である」と判断するには、まずは三次元的な地下構造（ボリューム）データをもって評価を行い、それらの妥当性の根拠が十分に明示されている必要がある』と指摘し、『最低限必要な調査として、浅部地下構造における三次元的な構造を評価（確認）するため、敷地内において約 50m 格子間隔による「単点微動測定」を実施し、微動 H/V スペクトルによる卓越ピーク（周波数、振幅）の空間分布を評価する（これにより大きな空間変動がない場合、地下構造を水平成層構造として近似できる）』と提案した[10]。これを受けて関電は単点微動観測を実施し、H/V スペクトルの結果を乙 A24 に掲載している（ただし、準備書面(24)には言及していない）。測定点数は 93 で、そのうち 40 地点で基盤岩の深さを推定している。

関電は『敷地内での単点微動観測のまとめ』として『敷地内での約 50m 間隔で単点微動観測を行い、H/V スペクトルの算定を行い、さらに 2 層地盤を仮定した解放基盤深度の推定を行った。その結果、解放基盤相当の上面深度は概ね EL-25m ～ EL + 65m 程度に推定され、敷地全体にわたって著しい高低差がないことが確認された（乙 A24、40 頁）』と記載している。観測点の配置図(乙 A24、23 頁)を図 15 に引用する。図には、関電が $V_s=2.2\text{km/s}$ の解放基盤の標高とする値(乙 A24、32 ～ 39 頁)を観測点の位置に付した。

ところで、微動の H/V スペクトルによる地下構造の評価法は、基盤岩の上に土質堆積層がある場合などのように、表層と下層とのインピーダンス比(伝播速度と密度の積の比)が大きい場合に、表層の速度や厚さなどを調べるために発展してきた方法である。下層の岩盤の速度構造を調べることには不向きな方法である。関電は、2 層構造モデル（表層＋基盤）を仮定し、モデルの理論スペクトルによって表層の厚さを求めたと説明している。図 16 に関電の説明図（乙 A24、31 頁）を引用する。関電は、表層を $V_s=472\text{m/s}$ の盛土、基盤層を $V_s=2.2\text{km/s}$ とし、基盤層の深さを求めている。すなわち、解放基盤は $V_s=2.2\text{km/s}$ であると

の前提で解析をしている。この前提が全く合理性を欠いたものであることを以下に示す。

図 17 に、いろいろの基盤速度について、H/V のピーク周波数(f_{peak})と表層の厚さ(H)との関係を示す。表層の速度と密度は関電のモデルと同じとし、基盤の V_s は 2.2、2.0、1.8、1.6km/s として、P 波速度と密度は図 16 に示された関電の式により与えた。表層の厚さが 10m から 100m に増加すれば、H/V のピーク周波数は 10 数 Hz から約 1.3Hz に減少する。しかし、その関係は基盤岩 V_s の値に依らずほぼ同じ傾向を示しており、 V_s の違いを分離する感度は非常に悪いことが分る。

基盤岩の V_s の違いによってスペクトルの形がどのように変化するかを示すために、一例として関電が『明瞭なピークが見られる場合の H/V スペクトル』として例示しているケース(図 16 参照)について検討する。図 18 に筆者の計算結果を関電の結果と並べて示す。関電が観測スペクトルに重ねて描いているモデル計算は、 $H=43m$ 、 $f_{peak}=2.82Hz$ である。図 18 の中央の図には、 $H=43m$ として $V_s=2.2$ 、2.0、1.8、1.6km/s の場合のスペクトルが重ねて描いてある。スペクトルの形がほぼ同じであるため、図では重なって分離が困難であるが、 V_s の減少とともに f_{peak} は 2.82Hz から 3.15Hz に増加する。スペクトルの谷の周波数は 5.15Hz から 5.01Hz と僅かに減少する。図 18 の右図は、それぞれの V_s について、 $f_{peak}=2.82Hz$ となるように H を変えて求めたスペクトルである。この場合、基盤岩の深さ H は、 $V_s=2.2$ 、2.0、1.8、1.6km/s では、それぞれ $H=43.0$ 、44.0、45.4、48.0m である。スペクトルの谷の周波数は 5.15Hz から 4.49Hz まで減じている。この例からも明らかなように、観測された H/V スペクトルのピーク周波数が 2.82Hz であることは、「深さ 43m に $V_s=2.2km/s$ の層がある」ことと「深さ 48m に $V_s=1.6km/s$ の層がある」こととが同じ確かさであることを示している。

このことが、さらに明瞭である事例が「乙 A24、58 頁」に記載されている。これを図 19 に引用した。図には、反射法地震探査の屈折法解析で得られた P 波速度断面図に、H/V スペクトルによる基盤の深さの図が重ねられている。茶色の楕円で示した 3 ~ 2 号炉に沿う位置で、H/V スペクトルでは $V_p=3.7km/s$ ($V_s=2.2km/s$) 層の上面が EL 0m 付近に描かれているが、P 波速度断面図では、EL 0m は黄色から緑色に移行する $V_p=2.0km/s$ 程度、すなわち $V_s=0.64km/s$ 程度と遅い速度である。図 19 の楕円の中の左から 2 番目の H/V の観測スペクトル(乙 A24、33 頁)を図 20 に拡大して引用する。関電は、この観測スペクトル(赤)を説明する理論スペクトル(黄)を描いて基盤の深さは地表から 32m (EL 0m) としている。図 20 の右図に、ピーク周波数が同じで基盤の V_s が 2.2 ~ 1.6km/s の異なる理論スペクトルを重ねて描いた。ピーク周波数は 3.8Hz、基盤の深さは、 $V_s=1.6km/s$ の場合で 35.6m (EL -3.6m) である。このことから、この地点では V_s は 1.6km/s 以下であることが示唆される。それにも増して、不安定な観測スペクトルに対して、H/V のピーク周波数合わせでは、精度よく調査できないことが問題である。

この例は、微動の H/V スペクトルの解析において解法基盤の S 波速度は 2.2km/s であるという前提をおいたがために、反射法地震探査屈折法解析の速度断面図と矛盾する結果になったことを示している。図 19 に引用したように、関電は自ら彩色表示をした速度の結果と大きく違っているにも拘わらず、『屈折法による速度断面と単点微動データによる 2 層地盤推定結果は、概ね整合している』と臆面も無く主張している。そして、敷地内の単点微

動観測のまとめとして『解放基盤相当の上面深度は概ね EL-25m ~ EL+65m 程度に推定され、敷地全体にわたって著しい高低差がないことが確認された』と主張している(乙 A24、40 頁)。Vs=2.2km/s を明示せずに「解放基盤相当」という表現を用いているが、これが Vs=1.6km/s あるいはそれ以下であることが否定できない。さらに、『概ね EL-25m ~ EL+65m 程度』と場所を明示せずに記しているが、図 15 に示したように、敷地の東側で深くなっている、すなわち、速度の小さい層が地表に存在しており、この傾向は 2 節の PS 検層および 3 節の試掘坑弾性波探査で述べた速度の場所による違いとよく整合する。

6. 微動アレイ観測および地震波干渉法

関電は、深部地盤の速度構造に関する調査として、敷地内での微動アレイ観測と常時微動記録を用いた地震波干渉法を実施したとして、観測と解析の方法を説明している(乙 A24、64 ~ 115 頁)。微動アレイ観測の観測点配置図(乙 A24、66 頁)を図 21 に、観測された位相速度(乙 A24、104 頁)を図 22 に転載する。被告関電はこの位相速度を表面波(レーリー波)の位相速度であるとして逆解析により速度構造を推定している。

表面波は地表面に沿って水平方向に伝播し、その伝播速度は、波長の長い長周期の波は深い速度構造を、また波長の短い短周期の波は浅い速度構造を反映する。すなわち、伝播速度(位相速度)は波長(周期)によって変化する分散性を示す。図 22 に示された観測位相速度は、周期 0.5 秒で 1.4km/s 程度、長周期に向かって増減を繰り返しながら増加し、周期 4 ~ 5 秒で 3.0km/s 程度である。波長の短い短周期の位相速度は、3、4 号炉付近の小アレイ(図 21 参照)のデータに依拠するので、3、4 号炉付近の浅部の平均の S 波速度は 1.4km/s 以下である。また、周期 0.57 秒付近と 1.4 ~ 1.5 秒付近はその前後に比べて明瞭な速度の低下が認められる。この周期の波を支配する深さの地層の速度値がその上下の地層の速度値より小さいこと、すなわち低速度層の存在(逆転層)が示唆される。

6.1 位相速度の逆解析による速度構造モデルの同定

関電は、微動アレイ観測と地震波干渉法によって得た位相速度から、ハイブリッドヒューリスティック探索による逆解析(インバージョン解析)により速度構造モデルを作成している。探索では平行多層構造モデル(一次元モデル)の速度値や層厚などのパラメータについて初期値を設定し、パラメータを順次変化させて理論位相速度を計算し、観測量を最もよく説明するモデルを抽出する。関電が設定した初期値の表(乙 A24、106 頁)を図 23 に引用する。観測された位相速度(図 22 参照)には山谷があつて低速度層の挟在が予測されるから、初期値は低速度層の存在にも対応できるように設定する必要がある。しかし、図 23 の表に示されるように、関電は初期値において P 波速度、S 波速度を深さと共に単調に増加させ、パラメータとして層の厚さのみを変化させており、低速度層の存在には対応しない探索を実施している。これは、ボーリング孔での PS 検層で下層に低速度が測定されている事実(図 2 参照)を無視するものである。ハイブリッドヒューリスティック探索は、速度、厚さの同時逆解析ができる、すなわち低速度層があつても解析可能な解析方法であるから、低速度層の存在を前もって否定した恣意的なモデルを作成していると言わざるを得ない。

さらに、図 23 の表に示されるように、探索の初期値として、P 波は第 1 層 $V_p=2.0\text{km/s}$ から第 2 層 4.6km/s へ、S 波は $V_s=0.5\text{km/s}$ から 2.2km/s へと、P 波 S 波とも速度が大幅に増加しており、その間の速度値は無いとしている。S 波については、ボーリング孔での PS 検層で $V_s=2.0\text{km/s}$ 以下の速度値が測定されている事実(図 2 参照)を無視し、 2.2km/s より低速度の層は無いと決めてかかった解析である。また P 波については、試掘坑弾性波探査で 3.5km/s 以下の P 波の平均速度が観測されている事実(図 6 参照)、反射法地震探査屈折法解析の速度断面図で明示されているように $V_p=3\text{km/s}$ 以下の層が原子炉建屋付近で観測されている事実(図 12 および図 13 参照)などに反している。さらに、第 2 層の P 波速度は 4.6km/s に設定されているが、3.1 節の試掘坑内屈折法地震探査の項で指摘したように、P 波速度値の算術平均値は、 $V_p=(4.390\pm 0.669)\text{km/s}$ である。関電は、『解放基盤の P 波速度を 4.3km/s と評価した(乙 A24、9、10 頁)』としている。P 波モデルについても調査結果を無視して恣意的に大きい値を採用している。なお、図 23 に引用した関電の表では第 2 層は $V_p=4.8\text{km/s}$ と記載されているが、 4.6km/s の誤記と思われる。

関電は、逆解析の結果として、第 1 層 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 、層厚 0.08km 、第 2 層 $V_p=4.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.2\text{km/s}$ 、層厚 0.18km 、第 3 層以下第 16 層(半無限層)まで S 波速度が 0.1km/s ずつ増加するモデル(インバージョン・モデル)を示している(乙 A24、108 頁)。これを図 24 に引用する。このモデルによる理論分散曲線(位相速度)が乙 A24、110 頁に示されている。これを図 25 に引用する。この図に見られるように、インバージョン・モデルの分散曲線は概ね観測値に合うが、観測値に見られる山谷は説明できない。これは、指摘していることであるが、低速度層の挟在を無視して速度値を深さと共に単調に増加させているからである。

6.2 地震動評価のための速度構造モデルの作成

次に、関電は、インバージョン・モデル(図 24)から、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.5\text{km/s}$ の第 1 層と第 13、14、15 層を割愛して、地震動評価のための地盤モデルを策定している。この地盤モデルと、新規制基準前の地震動評価のための地盤モデルとの比較の図面が示されており(乙 A24、111 ~ 112 頁)、モデルのパラメータが乙 A21、57 頁に記載されているので、パラメータを図 26 に引用する。インバージョン・モデルの第 13、14、15 層を割愛した理由として、地震発生層($V_p=6.1\text{km/s}$ 、 $V_s=3.6\text{km/s}$)の上面(すなわち、断層上端)を 3km に設定したため、これに合わせて地盤モデルの最下層下面を 3km に変更したと説明している(準備書面(24)、104 頁)。しかし、位相速度と地盤の増幅特性に大きく影響する速度の遅い表層を割愛したことについては、何の説明もない。

関電は、反射法地震探査屈折法解析における追加検討として「はざとり法解析」を実施し、A 測線の原子炉建屋付近では、やや深部を伝わる平均的な最下層速度として $V_p=4.5\text{km/s}$ を得ている(図 14 参照)。この速度層の上面の深さは EL-80 ~ -90m であり、表層の平均速度は $V_p=1.9\text{km/s}$ である(図 13、14 参照)。インバージョン・モデルの表層は $V_p=2.0\text{km/s}$ であり、反射法地震探査の結果とも整合している。関電は、反射法地震探査の結果を無視してインバージョン・モデルの表層を割愛し、地震動評価のための地盤モデルを作成している。

地震動評価のための地盤モデルの S 波速度は 2.2km/s 以上であるから、観測されているような 2.0km/s 以下の位相速度が理論計算されることはない。図 27 に、この地盤モデルによる位相速度の理論分散曲線を筆者が計算し、関電の位相速度の図にスケールを合わせ重ねて表示した。関電は、0.5 ～ 6 秒の範囲しか表示していないが、全体の傾向をみるために 0.2 ～ 10 秒の範囲を表示している。位相速度は短周期に向かって表層の S 波速度に漸近する。すなわち、インバージョン・モデルでは、0.5km/s へ、地震動評価モデルでは 2.2km/s へ漸近する。地震動評価の地盤モデルの理論分散曲線は、短周期に向かって観測値との差異が増大し、周期 1 秒以下では全く異なった位相速度になる。関電は自ら観測して得たデータを無視して恣意的に都合のよい地盤モデルを作成している。

7. 基準地震動評価のための地盤モデル

7.1 速度構造と地震波増幅率

前節に述べたように、関電は、地震動を評価するための地盤モデルとして、自ら観測して得たデータを無視して恣意的に都合のよいモデルを作成している。このモデルについて、関電は、「地盤モデルの策定」のまとめとして『敷地内における微動アレイ観測、および敷地周辺で実施した地表面地震観測で得られた微動データを用いて位相速度を求めた。得られた位相速度の同定より地盤の速度構造を推定し、地震動評価に用いる地盤モデルを策定した。』（乙 A21、58 頁）と記している。しかし、地震波増幅率に大きく影響する表層低速層を割愛したことは明示せず、表層の割愛によって地震波増幅率がどのように変化するのかも示していない。

図 28 に、地震動評価モデル(図 26) と、観測された位相速度の逆解析によるモデル（インバージョン・モデル、図 24）とによる地震波増幅率を筆者が計算して示した。計算は、振幅 1 の S 波が下方から鉛直に入射したときの地表における振幅分布である（水平成分）。増幅率は、自由表面による表面効果のため、全ての周波数で 2 であり、これに地層の共振（多重反射）による特定の周波数（共振周波数）での増幅と、岩盤の内部摩擦や散乱などによる減衰の影響を受ける。次節に述べるが減衰定数は関電が用いている値、深さ 180m まで $h=3\%$ 、それ以下は 0.5% としてある。増幅率は 0.1Hz 付近の低周波域では 2 倍、10Hz 以上の高周波域では減衰の影響が大きくなる。インバージョン・モデルでは、表層内の多重反射によるピーク列があり、基本モードの周波数（1.54Hz）では 11 倍、第 1 および第 2 高次のモード（4.69Hz および 7.78Hz）では、それぞれ 6.4 倍、4.2 倍と大きく増幅される。共振現象は、表層と下層のインピーダンス（速度 × 密度）の比が大きい場合に強く生起されるので、地震動評価モデルでは共振による増幅は大きく現れない。関電は、表層の速度を大きくすることによって基準地震動を小さく策定している。

関電は、準備書面(24)の「第 3 章 大飯 3、4 号機の新たな基準地震動」「第 3 3 地震動評価に影響を与える地域特性の調査・評価」の「小括」において、『この速度構造モデルにより、大飯 3、4 号機の地震動評価において考慮すべき地盤の増幅特性（サイト特性）を評価することができる(同書面、104 頁)』と記し、「オまとめ」で『以上のように、被告は、大飯発電所敷地及び敷地周辺における震源特性、伝播特性、地盤の増幅特性（サイト特性）に係る地域性を精度良く把握し、地震動評価に反映している(同書面、105 頁)』と主張し、

さらに続く「(3) 原子力規制委員会による審査」の項では『原子力規制委員会は、被告が行った震源として考慮する活断層の評価や、大飯発電所敷地及び敷地周辺の地価構造の評価に関して、設置許可基準規則解釈別記 2 に適合していることを確認したとしている(乙 A18、11 ～ 12 頁)、(同書面、105 頁)』と記して、地盤モデルとそれによる増幅特性(サイト特性)の正当性を主張している。関電は、自ら観測して得たデータを無視して恣意的に都合のよいモデルを作成していることを隠蔽して、規制委員会の「お墨付きを得た」と放言しているのである。以下に、規制委員会の審査会合で、ここに記されている『新たな基準地震動』、『地盤の増幅特性(サイト特性)に係る地域性』などがどのように議論されたのか、規制委員会の議事録を参照して、審査会合の時間を追ってモデルの変遷と議論の問題点を、指摘する。

7.2 規制委員会審査会合における速度構造と地震波増幅率についての議論

(1) 第 89 回審査会合 平成 26 年 3 月 5 日

第 89 回審査会合で配布された「資料 3」が「乙 A24 号証」である。この 111 ～ 112 頁に『新たな基準地震動』のための地盤モデル(インヴァージョン・モデルと同じ)と、新規制基準前の地震動評価のための地盤モデルとの比較の図面が示されている。図 29 に、S 波速度構造の比較図を引用する。新規制基準前のモデルは『現行モデル』と表記されており、深さ 4km の地震発生層上面までが 4 層に分割されており、最上層は $V_s=2.2\text{km/s}$ である。「今回評価したモデル」と表記されたインヴァージョン・モデルの表層は $V_s=0.5\text{km/s}$ である。従って、表層内の多重反射による増幅特性は全く異なるはずであるが、増幅特性は示されていない。関電は、『今回評価した地盤モデルによる地震動評価』として、震源特性、伝播特性、サイト特性の全てを含んだ模擬速度応答スペクトル(乙 A24、113 ～ 114 頁)を示して、『今回評価した地盤モデルによる地震動評価結果は、現行の地盤モデルによる地震動評価結果と概ね同等となっている(同、115 頁)』と結論づけている。113 頁の水平成分の比較図を図 30 に引用する。不思議なことに、2つの地盤モデルによる地震動の強さには、表層の多重反射の違いによる差異が殆ど見られない。

第 89 回審査会合では、地盤モデルに関する質疑応答が行われている。議事録[11]によると、質疑の冒頭、規制庁安全規制調整官の森田深氏は『・・・最後の結果のところには現行地盤モデルと概ね同等であったと書いてあるんですけども、結局、大飯のサイト特有の地盤モデルを変えるのか、変えないのか・・・(同議事録、68 ～ 69 頁)』と確認を求めていることに対し、関電土木建築室室長の石富彦氏が『・・・当社の意思表示といたしましては、・・・現行の今までのモデルを用いることとさせていただきたい・・・(同議事録、69 頁)』と回答している。また、規制庁技術研究調査官の小林源裕氏は、「新しいモデルはインピーダンス・コントラストがあるので地震動は上がっているはず(同議事録、77 頁、要約)』と関電の説明に疑義を示し、『・・・もしこれが、差異がないというふうなお話をするならば、伝達関数をご呈示いただいて・・・(同議事録、77 頁、要約)』と、サイト特性を伝達関数として示すよう要求している。さらに同氏は、『新しい速度構造でいうと、表層が 500m/s というところで、そうすると、解放基盤の定義とか、その辺りもまたどうなるのかな・・・(同議事録、77 ～ 78 頁)』と、表層の S 波速度が 500m/s と遅く求まっており、解放基盤を $V_s=2.2\text{km/s}$ としていることへの問題を指摘している。これに対して、関電土木建

築室の岡崎敦氏は『計算というか、これは、もちろん、観測の位相速度を合わせるためのもので、解放基盤から上の情報が入った観測値を設定するモデルでございます。当社の基準地震動をつくるときは、当然、この 500m/s 分は、地盤モデルからカットして、ここから下で計算するという、そういう考え方になっています（同議事録、78 頁）』と述べ、解放基盤は $V_s=2.2\text{km/s}$ であることが関電の考え方であると強弁している。

結局、この日の会合では、関電は、地震動評価は旧来の現行モデル（表層 $V_s=2.2\text{km/s}$ 、図 29 参照）で行うことを主張した。

(2) 第 107 回審査会合 平成 26 年 4 月 23 日

関電は、第 107 回審査会合において、地震動評価のための地盤モデルとして、インヴァージョン・モデル（図 24 参照）の表層と第 13、14、15 層を除いた 12 層から成る厚さ 3km の地盤モデルを提示している。P 波および S 波の速度断面図[12]を図 31 に引用する。図 26 に引用した表を図示したものであり、深さ 3 ~ 4km でのモデルの違いが比較して示されている。細い赤色の点線がインヴァージョン・モデル、太い実線が地震動評価用モデルである。質疑では、この違いが議論され、地震動評価用モデルが正しく観測位相速度を説明するかが問題視され、理論分散曲線を計算して確認することが約された[13]。

図 31 の細い波線は『解析により得られた地盤モデル(p.26)』と凡例に示してあり、p.26 にはインヴァージョン・モデルのパラメータ（図 24 と同じもの）が示されている。しかしながら、図 31 では表層の $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.5\text{km/s}$ が細い赤色の波線で表示されておらず、関電は表層を割愛したことを隠している。

結局、この日の会合で、関電は、地震動評価はインヴァージョン・モデルから $V_s=0.5\text{km/s}$ の表層を割愛して $V_s=2.2\text{km/s}$ を表層とするモデルによって行うことを主張した。

(3) 第 113 回審査会合 平成 26 年 5 月 16 日

第 113 回審査会合では、第 107 回会合での指摘事項への回答説明がされているが、関電が配布した「資料 3-1 高浜発電所・大飯発電所地下構造評価について(コメント回答)」[14] は注目に値する。この資料から、地盤モデルの図[14、3 頁]を図 32 に、位相速度の図[14、5 頁]を図 33 に、伝達関数の図[14、4 頁]を図 34 に引用する。配布資料には、大飯と高浜の地盤モデルが併記されているが、ここでは大飯の図のみを引用した。

図 32 の地盤モデルは、S 波速度値だけしか示されていない。基準地震動評価に用いる地盤モデルは、16 層のインヴァージョン・モデルから、表層と深さ 3 ~ 4km の 3 層とを割愛した 12 層としている。そして、16 層のインヴァージョン・モデルの第 1 層の層番号は「0」とされており、このことについて何の説明もない。

図 33 には、観測された位相速度と、インヴァージョン・モデルおよび地震動評価モデルの理論位相速度が示されている。理論位相速度は両者でほぼ同じ傾向を示している。しかし、地震動評価モデルの理論位相速度は誤りである。なぜなら、最低速度が $V_s=2.2\text{km/s}$ のモデルにおいて、周期 0.65 秒以下に表示されているような 2.0km/s 以下の位相速度は理論上決して計算されないからである。図 27 に示した筆者が計算した理論位相速度と比較すれば明らかであるが、関電は地震動評価用モデルの位相速度は、地震動評価用モデルに

$V_s=0.5\text{km/s}$ の表層を追加して計算している。

さらに、図 34 の地盤伝達関数（地震波増幅率の 2 倍の表面効果を除いたもの）では、両モデルの値は全周波数範囲にわたってほぼ同じ値を示している。表層と第 2 層とのインピーダンス比の大きいインバージョン・モデルでは決してこのような結果は得られない。図 28 に示した筆者が計算した増幅率と比較すれば明らかであるが、関電はインバージョン・モデルの地盤増幅率は、モデルの $V_s=0.5\text{km/s}$ の表層を削除して計算している。

表層内の重複反射は簡単な $1/4$ 波長則で見積もることが出来る。 $V_s=0.5\text{km/s}$ 、層厚 0.1km として、 1.20Hz に基本モード、 3.75Hz に第 1 高次モードのピークが出る。このことは「大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合第 4 回(平成 25 年 5 月 10 日)」において、規制委員会委員の島崎邦彦氏が、炉心サイトの切り土による応力解放で岩盤の物性が低下することの議論を補足して『 p_v が、インピーダンスが大きくなりますので、しかも、中で重複反射をする・・・』と説明している[15]。

第 113 回審査会合で、関電の岡崎敦氏は『インバージョンのモデルというのは、こういうふうに、大飯ですと 12 層から下も、 V_s を 100m 刻みで細かくインバージョンしてごさいますが、前回ご説明したような地震動の計算のときには、もうここから下は全部 3.6km/s で上に上げたように、若干簡略化してごさいます』[16]と、深さ $3\sim 4\text{km}$ の 3 層を割愛したことしか説明していない。そして、質疑応答でも、地盤モデルに関しては地震波干渉法について若干の質疑があるだけで、表層についての議論は皆無である。深さ $3\sim 4\text{km}$ の層を割愛したことの影響についてのコメントへの回答であるとして、見せかけのための計算をしており、「欺こうとする意図をもって行われる虚偽の回答」と考えざるを得ない。規制委員会の審査会合ではこのような見せかけの計算を了とするのであろうか。 $V_s=0.5\text{km/s}$ の表層を除いたことや応力解放による物性低下の問題はどのように解決されたのであろうか。規制委員会の審査の中味が問われる。

結局、この日の会合で、関電は、地震動評価は表層を $V_s=2.2\text{km/s}$ とするモデルで行うことが概ね了承された。

地盤モデル構築の流れは

(1) 第 89 回審査会合(平成 26 年 3 月 5 日)で、関電は、「新たな基準地震動のための地盤モデル」(インバージョン・モデルのこと)を提示し、旧来の「現行モデル」と応答スペクトルがほぼ同じであるとして、現行モデルを用いることを主張したが、疑義がでた。

(2) 第 107 回審査会合(平成 26 年 4 月 23 日)で、関電は、「新たな基準地震動のための地盤モデル」から第 1、13、14、15 層を除いたモデルを「地盤モデル」とすることを提唱したが、このモデルで観測位相速度が説明できるかが疑問視され、理論曲線を計算して示すことが課せられた。

(3) 第 113 回審査会合(平成 26 年 5 月 16 日)で、関電は、第 1、13、14、15 層を除く前のモデル(a)と除いたモデル(b)の理論位相速度と伝達関数の図を示したが、位相速度の計算では(b)に表層を追加し、伝達関数の計算では(a)の表層を除き、虚偽の計算結果を示して両者に違いはないと説明した。

旧来の「現行モデル」と新基準のための「地盤モデル」による地震波増幅率を計算して図 35 に示す。「地盤モデル」の方がやや大きい部分があるものの、類似の特性を示している。すなわ

ち、旧来の「現行モデル」とほぼ同じ増幅率の「新たな基準地震動のための地盤モデル」が構築された。

以上述べたように、規制委員会の会合議事録から、新規制施行以前の「解放基盤は $V_s=2.2\text{km/s}$ である」とする考えが関電の規定方針であり、自ら行った調査の結果を無視し、さらに作為に充ちた虚偽の計算結果を捏造してまで、この方針を主張してきたことが明らかである。

7.3 減衰構造と地震波増幅率

この節では、減衰構造の違いによる増幅率の変化について論述する。地震波の減衰および減衰定数（ Q 値と h ）については註 4 を参照されたい。

関電は、「地盤の増幅特性（サイト特性）」について、準備書面(24)の 91 ～ 104 頁に地盤構造の調査について記述し、105 頁の「まとめ」で『以上のように、被告は、大飯発電所敷地及び敷地周辺における震源特性、伝播特性、地盤の増幅特性（サイト特性）に係る地域性を精度良く把握し、地震動評価に反映している。』と主張している。ところが、増幅特性として記述しているのは地盤の速度構造のみで、増幅特性を大きく左右する減衰特性については全く触れていない。ここでは、乙 A21 号証 18 ～ 27 頁に記載されている「地盤モデルの策定（減衰定数）」を引用して問題点を指摘する。

乙 A21 号証 27 頁には、『佐藤・他(2007)、佐藤・山中(2010)の知見を基に、敷地内の PS 検層結果から速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目して不均質強度を評価した結果から減衰定数は 3%程度と考えられる。敷地内での Q 値測定を実施した結果、減衰定数は約 3 %程度以上となっている。⇒浅部の減衰定数を 3%とする。』と記載されている。

「速度構造の不均質性と減衰定数の関係」は、地震波の散乱減衰に関わる議論であり、減衰の大きさは散乱体（不均質）の大きさと波長の関係で規定される。関電は、ボーリング孔における PS 検層のデータを解析して、不均質の統計的性質である「相関距離」や「ゆらぎの標準偏差」などから推測しているのであるが、その根拠とする上記 2 本の論文の論旨を逸脱した結論となっている。この議論は専門的であるので（註 4）に記すが、主な 2 点を下に挙げる。

(1) 佐藤・山中(2010)は、新潟平野の主に土質堆積地盤～風化堆積岩など、 S 波速度の小さい深層地盤について、 S 波速度の不均質性と散乱減衰の関係を大胆な仮定の下に論じている。大飯サイトのような硬質な貫入岩に適用可能であるか、まず検証する必要がある（註 5）。

(2) 佐藤・他(2007)は、硬質岩盤における調査であるが、その「まとめ」に、『検討地点において実際に測定された深さ 200m 程度の PS 検層結果に基づく地盤のランダム不均質モデル（相関距離 14 m程度）ではなく、より大きな 2,000m 程度の相関距離を持つモデルによるものであった。これは、リソスフェア（おもに S 波速度 4,000m/s 程度の地殻）を対象にした知見と調和的で、比較的地表に近い S 波速度 2,000m/s 程度の硬質地盤においても、地殻と同様に相関距離 2,000m 程度の地盤のランダムな不均質性が、周波数依存性のメカニズム（特に低周波数側）に寄与している可能性を示唆する（21 ～ 22 頁）』と記している。

すなわち、大飯サイトのような硬質貫入岩層の散乱減衰の性質は、地震発生層である地殻と同じようであると指摘している(註6)。

相関距離と減衰効果との関係について、佐藤・山中(2010)は、20mの場合最も効果が大きく、100mではほとんどない(註5)としているが、佐藤・他(2007)は、10m～100m規模ではなく、2,000m程度が効果が大きいと、全く逆の結果をだしている。大飯のPS検層の結果は、相関距離は4.9m(O1-11孔)、1.6m(O1-3孔)[乙a21、22～23頁]であり、この様な解析の中では最も短い。関電は、速度の小さい堆積地盤の例を挙げて大飯サイトの減衰量を大きく設定し、基準地震動を小さくしている。

また、『敷地内でのQ値測定を実施した』とあるが、測定の概念図(25頁、図36に引用)と結果が示されているだけで、どのような測定と解析がされたのか、全く説明がない。解析方法についての若干の説明は、第21回審査会合(平成25年9月18日)の「資料1-1」に見ることが出来る。解析手法と振幅分布の図を図37に引用する[17]。振幅分布の図は、地表に震動源を置いたときの、地中の振幅分布で、波面の拡がりなどを補正したQ値の効果のみを表した図と説明されている。図の左に、相対振幅の概略図があり、その傾き α から減衰係数を算出する。縦軸は地表からの深さであるので約70m(EL 0m)より深い場所の傾きが調査対象になる。観測された相対振幅の図では、振幅はP波は3～2.5、S波は4～3と変化は大きくなく、傾きは明瞭ではない。

図38に相対振幅の図を横方向に拡大した図を示す。この図から、P波の振幅は、70～100mで約3.0から約2.5へと減衰しているが、100～180mでは逆に約2.5か約2.7へと増加している。また、S波についても70～120mで減衰しているが、120～190mでは増加しており、200～240mでは概ね一定である。さらに、拡大した図では振幅は数値の「きざみ」幅が現われており、振幅は0.1の分解能も無いようである。このようなデータから減衰係数が正当に評価できるかはなはだ疑問である。このように、関電は、不確かなデータを恣意的に解釈して、減衰定数を大きく見積もり、基準地震動を過小評価している。

関電は、『浅部の減衰定数を3%とする(乙A21、27頁)』としているが、ここで言う浅部とは、ボーリング孔においてデータが得られた範囲であり、基準地震動評価モデルでは深さ180mまで $h=3\%$ (すなわち、S波のQ値、 $Q_s=16.67$)としている。それより深い層については、何の説明もなく $h=0.5\%$ ($Q_s=100$)としている(図26参照)。そして、これらの Q_s は、S波速度や周波数に依らず一定としている。『速度構造の不均質性と減衰定数の関係に着目して不均質強度を評価した』としながら、周波数に依存しない一定値を使っていることは、不均質構造に起因する散乱減衰の波動理論に反している(註4)。

ところで、地盤構造モデルにおけるQ値の設定は、現在のところ確定した評価方法がない。たとえば、中央防災会議・東海地震に関する専門調査会は、「強震動評価のための試算」のQ構造において、 $V_s > 3000\text{m/s}$ では平均的なものとして $Q = 100 \times f^{**0.7}$ (f :周波数、 $**$:べき乗)を採用し、 $500\text{m/s} < V_s < 3000\text{m/s}$ のQ値については、『この速度層に対するQ値の解析例が少ない。一般的には、上記($V_s > 3000\text{m/s}$)の場合よりは小さいと考えられるが、ここでは、上記の平均的なQ値と同じ、 $Q = 100 \times f^{**0.7}$ を用いる』[18]としている。この考え方は、佐藤・等(2007)がまとめて述べている『リソスフェア(おもにS波速度4,000m/s

程度の地殻)を対象にした知見と調和的』との結論と整合する。専門調査会は、Q 値を的確に評価出来ない現状では、Q 値を大きく(減衰量を小さく)見積もって、地盤による増幅率が小さくならないよう安全側の評価をしているのである。Q 値が周波数のべき乗に依存しているから、特に高周波数帯域での増幅率が大きくなる。

関電の基準地震動評価モデルと中央防災会議のこの考え方に基づくモデルとで、地盤増幅率がどの程度違うか試算してみる。関電は、伝播経路の減衰特性として $Q_s=50 \times f^{1.1}$ を用いている[乙 A21、80 頁]。この値も問題であるが、とりあえずこの値を用いることとし、基準地震動評価モデルと同じ速度構造で、下記のような異なる Q 値での計算結果を図 39 に示した。

- (a) : 基準地震動評価モデル. すなわち、深さ 180m まで $h=3\%$ ($Q_s=16.67$)、180m 以深で $h=0.5\%$ ($Q_s=100$). Q 値は周波数に依存しない。
- (b) : 深さ 180m まで $h=3\%$ ($Q_s=16.67$)、180m 以深では $Q_s=50 \times f^{1.1}$.
- (c) : 全ての速度層で、 $Q_s=50 \times f^{1.1}$. 中央防災会議の考え方に従うモデル.

なお、増幅率の計算は、図 28 の計算と同じく、モデルの最下層に全ての周波数について振幅 1 の S 波が垂直に入射したとして、地表面での振幅をプロットしてあり、自由表面の影響による 2 倍の振幅増に、層構造による重複反射の影響が重なっている。

図 39 から明らかなように、関電のモデル(a)に対し、180m 以深で周波数依存の Q 値を用いたモデル(b)の増幅率は、5Hz 付近から増加し、10Hz で 1.3 倍、20Hz で 1.8 倍大きい。さらに、中央防災会議の考え方によるモデル(c)は、5Hz 付近から増加し、10Hz で 1.5 倍、20Hz で 2.5 倍も大きい。すなわち、基準地震動評価モデルは、中央防災会議の考えに基づくモデルよりも、約 10Hz 以上の周波数域で、増幅率が半分以下である。その結果、この周波数帯域での基準地震動は、30 ~ 50 %も過小評価されていることになる。これは、浅部だけでなく深さ 3km にわたって、周波数に依存しない減衰定数を根拠もなく用いているためである。

この例は、速度構造だけでなく減衰構造についても、不確かさを考慮してモデルを構築することの重要性を示すものである。

8. 速度構造と地質構造(破砕帯)の関係

これまで述べたように、敷地の速度構造は、西から東にかけて速度が低下し(図 3、図 10)、原子炉建屋周辺で遅い速度層が深く沈み込んでいる(図 13)。この傾向が地質構造で議論されている破砕帯の分布に関係するか検討する。

図 40 に敷地における破砕帯の位置を示す[19、79 頁]。図には、F-1 ~ F-6、f-1 ~ f-4 および A ~ E の 15 本の破砕帯が示されている。これらの破砕帯は、その連続性と活動性が主に地質学と地形学の観点から調べられ、特に 2 号炉と 3 号炉の間の F-6 は、その位置がどこであるのか、活断層と考えるかどうかでいろいろの議論があった。これらの破砕帯は全て活動性はないと評価されている。しかし、これらの破砕帯が存在することにより、地震時の波動場がどのような影響を受けるのか、すなわち地盤による増幅特性への影響については殆ど議論されていない。特に、3、4 号機付近には、F-1 ~ F-5、f-1 ~ f-4 の 9 本の破砕帯がある。破砕帯は、岩石が断裂、圧砕などの作用により角礫~粘土状に破砕され、不規則

な割れ目の集合が一定の幅のある帯となって走っているもので、この部分の地震波速度は大きく低下する。

図 41 に「破碎帯の幅と長さの関係と 3、4 号炉基礎岩盤のスケッチ」の図[19、27 頁]を引用する。同図の右図は破碎帯の幅と長さの関係を示しており、破碎帯が長くなるほど、その幅は広くなること、長さが 100m 前後で幅が数 10cm ～ 1 m になることなどが示されている。また F 番号、f 番号の付されていない長さ 100m、幅 10cm 以下の規模の小さい破碎帯が数多く存在することが示されている（黒、赤、青の点）。左図には 3、4 号炉基礎岩盤の破碎帯の分布状態が描かれている。3、4 号炉基礎岩盤には F 番号、f 番号の他に、概ね南北走向の規模の小さい破碎帯が付随している。これらの破碎帯は 4 号炉直下に比べ、3 号炉直下の方が数が多く密に分布する。このような破碎帯の分布の違いが地震波速度の系統的な違いを生起していると考えられる。

図 42 に、図 41 の「3、4 号炉基礎岩盤の破碎帯の分布図」を拡大し、試掘坑弾性波探査による坑間平均 P 波速度（図 10）と対比して示した。破碎帯の分布と速度の分布とが極めて高い相関関係を示していることが明らかである。

図 43 に 1 号炉～ 4 号炉方向の地質断面図を引用する[4、6-3-585 頁]。図には破碎帯の推定位置が記載されている。赤矢印で破碎帯の最深部を示した。破碎帯の深さ(標高)は、概ね、F-1：-60m、f-1：-35m、F-2：-20m、F-3：-120m、F-4：-150m、F-6：-200m などである。図には F-5、f-2 ～ f-4 はこの断面図の位置を横切っていないとして記載されていない。なお、F-5 は EL-34m である[19、85 頁]。このような地下数 100m にまで延びる主要な破碎帯には無数の小さな破碎帯が付随しており、それらによって深部の速度が低下する。反射法地震探査などによって明らかになった原子炉建屋付近での低速度層の深部への落ち込み（図 12、13）は敷地内の破碎帯に起因していると考えられる。

9. 三次元反射法地震探査の必要性と

鉛直および水平アレイ地震観測記録による地盤モデルの評価

関電は、新規制基準における審査ガイドを引用して「地盤モデルの評価の考え方」を提示している。図 44 は、第 89 回審査会合（平成 26 年 3 月 5 日）において関電が「評価の考え方」を説明した図である[20]。審査ガイドは、「地下構造が水平成層構造と認められる場合を除き、三次元的な地下構造により検討されていること」を要請している。これまで述べてきたように、関電がこれまで実施した構造探査の結果は全て、大飯サイトは単純な平行成層構造でモデル化できるような均質で堅固な地盤構造ではないことを示している。関電は、詳細な三次元地盤構造を把握するために、三次元反射法地震探査を実施すべきである。そのうえで、これまでの全ての調査データを矛盾無く説明できる三次元地盤構造モデルを策定すべきである。

さらに、審査ガイドは、「鉛直アレイ地震動観測や水平アレイ地震動観測記録、及び物理探査データ等を追加して三次元地下構造モデルを詳細化するとともに、地震観測記録のシ

ミュレーションによってモデルを修正するなど高精度化が図られていることを確認する」(図 44 参照) ことを要請している。地盤モデルを地震観測記録で検証することを求めているのである。関電は、「地盤モデル検討委員会 (仮称)」を設置して地盤モデルの精度向上を期すとしている(図 45 参照)が、そのために行うとされている大深度鉛直アレイ地震観測だけでなく、水平アレイ地震観測の記録による地盤モデルの検証さえも行っていない。地震観測に関して、関電は、若狭湾周辺の地震の活動度が低いので記録が取れていないと弁明をくり返している[例えば、11、58 頁]が、日本全国で発生する地震の記録は地盤モデルの検証に利用できる。特に若狭湾沖の日本海では深さ数 100km の深発地震が多く発生している。地盤モデル検証のためには大変有効な、ほぼ真下から入射するような地震記録が得られるのである。関電は、地震観測記録に基づいて地下構造モデルの妥当性を検証すべきである。

10. まとめ

関電は、準備書面(24)の「第 3 章 大飯 3、4 号機の新たな基準地震動」「第 3.3 地震動評価に影響を与える地域特性の調査・評価」の「小括」において、『この速度構造モデルにより、大飯 3、4 号機の地震動評価において考慮すべき地盤の増幅特性 (サイト特性) を評価することができる(同書面、104 頁)』と記し、「オ まとめ」で『以上のように、被告は、大飯発電所敷地及び敷地周辺における震源特性、伝播特性、地盤の増幅特性 (サイト特性) に係る地域性を精度良く把握し、地震動評価に反映している(同書面、105 頁)』と主張している。しかし、前節までに述べてきたように、調査結果の隠蔽、データ解釈の誤認、さらには恣意的な作為による地盤のモデル化等がある。このようなモデルを使って評価された基準地震動は過小評価されたものであり、到底認められるものではない。それぞれの調査項目について、関電の評価に対して以下のように反論する。

(1) ボーリング孔における PS 検層について (第 2 節参照)

関電は、ボーリング孔における PS 検層の結果を『ほぼ均質な地盤と考えられる。→ 敷地内の浅部に特異な構造は見られない (乙 A24, 7 頁)』と評価している。

しかし、地下の標高-60m 程度までの S 波速度は 1.17 ~ 2.44km/s と 2 倍以上の違いがあり (図 1)、また逆転層 (上層よりも地震波速度の遅い下層) が存在する (図 2)。このような場所や深さの違いによる速度値の変化を無視して『ほぼ均質な地盤』と評価することはできない。

(2) 試掘坑弾性波探査・屈折法解析について (第 3.1 節参照)

関電は、試掘坑弾性波探査の結果『解放基盤の P 波速度を 4.3km/s、S 波速度を 2.2km/s と評価した (乙 A24, 9, 10 頁)』としている。

しかし、4 号炉近辺と 3 号炉近辺では、P 波 S 波とも速度値が異なり、特に 3 号炉近辺では $V_p=(4.218\pm 0.814)\text{km/s}$ 、 $V_s=(2.017\pm 0.369)\text{km/s}$ であり、速度の低下が顕著である (図 3)。基準地震動評価のための地盤モデル (図 26) の表層解放基盤を $V_p=4.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.2\text{km/s}$ とすることはできない。関電自身も、P 波速度を 4.3km/s と評価しながら、地震動評価のモデ

ルでは 4.6km/s と自己矛盾をきたしている。

(3) 試掘弾性波探査・坑間地震波平均速度について（第 3.2 節、第 3.3 節参照）

関電は、試掘坑内坑間弾性波探査を実施し、得られたの図（図 6(1)～(4)）について『P 波速度は 3.0km/s ～ 5.2km/s で平均値 4.3km/s、変動係数 7.0 %（乙 A15 ②添付書類六 6-3-128 頁）』と記している。

しかし、このような 1.7 倍にも及ぶ速度の大きな違いについて全く言及していない。速度値を読み取り、測定波線を速度値で彩色表示し(図 8)、ブロック内の速度の平均値を求め(図 9)、平均速度の分布図(図 10)を作成したところ、速度は敷地の西側から東側に系統的に大きく低下すること、3 号炉直下に東から 4km/s の低速度帯が延びてきていることなどが明らかになった。敷地地盤は『ほぼ均質な地盤』ではなく、地震動評価のための地盤モデルの解放基盤を $V_p=4.6\text{km/s}$ とすることはできない。

(4) 反射法地震探査の反射断面図の解釈について（第 4.1 節参照）

関電は、反射法地震探査の反射断面図（図 11）に『地下 500m 位まで反射面が確認され、その範囲内で特異な構造は認められない(乙 A24、51 頁)』と記し、『地中の反射面に極端な起伏がないことが確認できた。これにより、大飯発電所敷地の地下に、地層の極端な起伏等の地震波の伝播に影響を与えるような特異な構造が認められないことを確認した(準備書面(24)、の 95 ～ 97 頁)』と主張している。

しかし、反射法地震探査の専門家（元物理探査学会理事の田村八洲夫氏）はこの反射断面図を読み取り、①反射波列の形が水平あるいは単調な傾斜でなく、畝ったりしている、②反射波列が連続しておらず何カ所かで破断されている、③回折波という特異な波列が見られ断層の存在を強く示唆している、④そして回折波の現れ方から、推定される断層の走っている方向が、原子炉建屋の方向ではと危惧される、と指摘しており、また、同じく元物理探査学会会長の京都大学名誉教授・芦田譲氏もこの見解を支持し、『とても「地下構造が成層かつ均質」であるなどとは言えません』との意見を述べている。なお、反射法地震探査では、通例深度断面に反射層の速度値が記載されるが、提示された図には記載されていない。恣意的に記載されなかったのであろうか。

(5) 反射法地震探査・屈折法解析について（第 4.2 節参照）

関電は、反射法地震探査のデータに屈折法解析を施して、速度断面図（図 12）を提示し『屈折法解析結果より、表層から 50m 程度で弾性波速度 4km/s 以上となる。低速度帯の顕著な落ち込み等の特異な構造はなく、地下構造は水平方向に連続的である(乙 A24、57 頁)』と主張している。

しかし、速度断面図を拡大する（図 13）と、関電の記載とは裏腹に、2.0km/s 未満(黄色系統)の低速度層が深く落ち込み、特に 4 号炉、3 号炉付近では、2.5km/s (黄緑色)の低速度の層が標高約-30m の深さにまで沈み込んでいる。解放基盤表面の標高 0m では 2.0km/s と非常に小さい値である。敷地地盤は『ほぼ均質な地盤』ではなく、地震動評価のための地盤モデルの解放基盤 V_p を測定値の 2 倍以上の 4.6km/s とすることはできない。

(6) 反射法地震探査・屈折法解析「はぎとり法」の解析について（第 4.3 節参照）

関電は、反射法地震探査の屈折法解析の追加検討として、「はぎとり法」による解析を行い、『やや深部を伝わる誤差の少ない平均的な最下層速度』として、A 測線では $V_p=4.5\text{km/s}$ （図 14）、B 測線では $V_p=4.8\text{km/s}$ を得たとしている（乙 A24、60、61 頁）。

しかし、『やや深部』の深さは明示されていないが「はぎとり法」解析の走時（図 14）から、A 測線における $V_p=4.5\text{km/s}$ 層上面の深さは標高約-80～-90m であり、その深さまでの表層の平均の P 波速度は約 1.9km/s である（図 13、黄色点線）。この表層の速度は、微動アレイ観測と地震波干渉法による位相速度の逆解析から得られたインヴァージョン・モデル（図 24）の表層の速度 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、厚さ 80m と極めてよく一致する。さらに、はぎとり法解析のデータ測定位置は、ボーリング孔 O1-3 に近接しており、O1-3 孔では標高-60m の深さまで $V_s=1.17\sim 1.92\text{km/s}$ と低い PS 検層データの得られている。はぎとり法解析のデータも、原子炉建屋の東側に向かって低速度層が深く沈み込んでいることを明瞭に示している。

(7) 単点微動観測の H/V スペクトルについて（第 5 節参照）

関電は、原子力規制委員会の「三次元的な地下構造を評価するために、最低限必要な調査として、敷地内において約 50m 格子間隔による「単点微動測定」を実施し、微動 H/V スペクトルによる卓越ピークの空間分布を評価すること（大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合（第 4 回）平成 25 年 5 月 10 日議事録）」との提案を受けて、微動観測を実施して（図 15）、2 層構造モデルによる基盤深度の推定（図 16）を行った。『敷地内での単点微動観測のまとめ』として『敷地内での約 50m 間隔で単点微動観測を行い、H/V スペクトルの算定を行い、さらに 2 層地盤を仮定した解放基盤深度の推定を行った。その結果、解放基盤相当の上面深度は概ね EL-25m～EL+65m 程度に推定され、敷地全体にわたって著しい高低差がないことが確認された（乙 A24、40 頁）』と記載している。

しかし、微動の H/V スペクトルのピーク周波数からは、下層の速度値を精度良く求めることは不可能である。関電は、上層 $V_s=472\text{m/s}$ 、下層 $V_s=2.2\text{km/s}$ として上層の厚さを求め解放基盤の深度をとしているのであるが、下層が $V_s=1.6\text{km/s}$ であるとしても同様の深度分布が得られる（図 17、18、20 参照）。下層 $V_s=2.2\text{km/s}$ としたため、原子炉施設建屋付近では反射法地震探査屈折法解析の速度断面図とは 30m 近くの違いがある（図 19）。解放基盤の S 波速度は 2.2km/s であるという前提は観測データによって否定されている。

(8) 微動アレイ観測と地震波干渉法による位相速度の逆解析について（第 6.1 節参照）

関電は、微動アレイ観測（図 21）と地震波干渉法によって得た位相速度（図 22）の逆解析によって地盤速度モデル（インヴァージョン・モデル）を構築している（図 24）。そして、『速度構造モデルの諸元から算出した位相速度は、観測結果による位相速度と良く一致している（図 25）。このことから、実際の大飯発電所敷地の地盤の速度構造が、この一次元の速度構造モデルによって精度良く評価されていることを確認した（準備書面(24)、103 頁）』と主張している。

しかし、観測された位相速度は周期とともに単調に増加しているのではなく増減をくり

返しており、深部に低速度層の存在が示唆されるにも拘わらず、関電は逆解析の初期値設定においてP波速度、S波速度を深さと共に単調に増加させ、低速度層の存在には対応しない探索を実施している。これは、ボーリング孔でのPS検層で下層に低速度が測定されている事実(図2)を無視するものである。逆解析に使われたハイブリッドヒューリスティック探索は、低速度層があっても解析可能な解析方法であるから、低速度層の存在を前もって否定した恣意的なモデルを作成していると言わざるを得ない。さらに、初期値設定において、第1層から第2層へ、P波速度は2.0km/sから4.6km/sへ、S波速度は0.5km/sから2.2km/sへと大幅に増加させており、PS検層、坑内弾性波探査、反射法地震探査の全てで実際に測定されているこれらの中間の速度値を無視している。関電の得た速度構造モデル(図24)は単なる数値解であり、『実際の大飯発電所敷地の地盤の速度構造』ではない。

(9) 地震動評価のための速度構造モデルの作成およびモデルによる地震波増幅特性について(第6.2節、第7.1節、第7.2節参照)

関電は、インヴァージョン・モデル(図24)から、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.5\text{km/s}$ の第1層と第13、14、15層を割愛したものを地震動評価のための地盤モデル(図26)とし、『この速度構造モデルにより、大飯3、4号機の地震動評価において考慮すべき地盤の増幅特性(サイト特性)を評価することができる(準備書面(24)、104頁)』と主張している。規制委員会審査会合において、 $V_s=500\text{m/s}$ の表層を割愛したことによる位相速度と増幅特性への影響が疑問視されたことから、関電は第113回審査会合(平成26年5月16日)にコメント回答としてインヴァージョン・モデルと地震動評価モデルによる理論位相速度(図33)および増幅特性の図(図34)を示し、両者に違いは無く、位相速度は観測値に一致すると説明している。

しかし、関電の回答は「欺こうとする意図をもって行われる虚偽の回答」と考えざるを得ない。S波速度が2.2km/s以上の地震動評価モデルで2.0km/s以下の位相速度が計算されることは理論的にあり得ない。第1層と第2層のインピーダンス(速度と密度の積)比が4倍以上もあるインヴァージョン・モデルで表層内の多重反射による共振現象が計算されないことは理論的にあり得ない。関電は、位相速度の計算では、地盤モデルに $V_s=0.5\text{km/s}$ 層を追加し、増幅特性の計算ではインヴァージョン・モデルから $V_s=0.5\text{km/s}$ 層を割愛している。両モデルの真の理論位相速度(図27)と増幅特性(図28)をみると、関電が虚偽の計算結果を捏造していることが明らかである。

さらに、前記(6)で指摘したように、反射法地震探査屈折法解析におけるはざとり法解析の結果、平均のP波速度が1.9km/sで厚さ80～90mの表層が得られている(図13、14)。インヴァージョン・モデルの表層は $V_p=2.0\text{km/s}$ 、厚さ80mであり、はざとり法解析の結果と極めてよく整合している。関電は反射法地震探査の結果をも無視して低速度の表層を割愛している。解放基盤のS波速度は2.2km/s、P波速度は4.6km/sというのは合理的で無い。

(10) 地盤の地震波減衰構造と地震波増幅率(第7.3節参照)

関電は、地盤の減衰特性について『佐藤・他(2007)、佐藤・山中(2010)の知見を基に、敷地内のPS検層結果から速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目して不均質強度を評価した結果から減衰定数は3%程度と考えられる。敷地内でのQ値測定を実施した結果、

減衰定数は約 3 %程度以上となっている。⇒浅部の減衰定数を 3%とする。(乙 A21 号証 27 頁)』と記載している。(減衰定数 h は、 $h=1/(2Q)$ である)

しかし、速度構造の不均質性と減衰定数の関係は、地震波の散乱減衰に関わる議論であり、減衰の大きさは散乱体(不均質)の大きさと波長の関係で規定されるため、減衰量は周波数に依存する。周波数に依存せず $h=3\%$ とすることは地震波動理論に矛盾する。佐藤・山中(2010)の議論は、新潟平野における調査資料に依拠した、主に土質堆積地盤～風化堆積岩など、S波速度の小さい場所での議論である。大飯サイトのような硬質な貫入岩に適用可能であるか、まず検証する必要がある。また、佐藤・他(2007)は、深さ数 100m の硬い岩盤の散乱減衰は、PS 検層結果から同定される速度構造の不均質性ではなく、地殻のような $V_s=4\text{km/s}$ に及ぶ地殻内の減衰特性と同様であることを示唆している。関電は、原論文の論旨を手前勝手に曲解している。さらに、ボーリング孔を利用して Q 値を実測した(図 36)として、振幅の距離減衰(図 37)を示しているが、P 波 S 波とも距離によって減衰せず、むしろ増加する深さ区間が存在しており(図 38)、減衰定数が 3%であることの信頼性は大変低い。また、関電は深さ 180m までを $h=3\%$ ($Q=16.67$) とし、それより深い層については 3km まで何の説明もなく $h=0.5\%$ ($Q=100$) (図 26) としているが、この根拠を示すべきである。

地盤構造モデルにおける Q 値の設定は、現在のところ確定した評価方法がないため、たとえば、中央防災会議・東海地震に関する専門調査会は、『強震動評価のための試算』の Q 構造において『 $500\text{m/s} < V_s < 3000\text{m/s}$ の Q 値の解析例が少ないので、 $V_s > 3000\text{m/s}$ の場合の平均的な Q 値である $Q = 100 \times f^{**0.7}$ (**: べき乗) を用いる』として高周波域で減衰が小さく、地震動が大きくなる「安全サイド」の値を採用している。中央防災会議の考えに従う減衰構造モデルと関電のモデルの増幅特性を比較すると、10Hz 以上の周波数帯域で関電のモデルは増幅率は半分程度(図 39)である。関電は地震動評価のための地盤モデルの減衰定数を大きく設定して、基準地震動を過小評価している。

(11) 速度構造と地質構造(破碎帯)の関係(第 8 節参照)

関電は、準備書面(24)の結語において『以上のとおり、被告は、最近の科学的・専門技術的知見を基に様々な保守性を考慮して十分な大きさの基準地震動を策定し、耐震安全性評価を行っており、大飯 3、4 号機の地震に対する安全性は確保されている』(同書面、237 頁)と主張している。

しかし、それぞれの調査結果をねじ曲げ、それぞれの関連性を無視し、都合のよい基準地震動を策定していることは、これまで述べてきたとおりである。基準地震動策定の基にすべき速度構造は、均質な平行層ではなく(図 11)、敷地の西から東に系統的に速度が低下し(図 3、図 6、図 8～10)、さらに 3、4 号機建屋付近では低速度層が深く沈み込んでいる(図 12、13)。この速度の不均質は地質構造調査で明らかになっている破碎帯の分布に起因している。関電は、それぞれの調査では明らかになっているにも拘わらず、それらを総合して判断することを避けている。

敷地内では、F-6 破碎帯をはじめ、主要な 15 本の破碎帯が深さ 200m 以上にわたって確認されており(図 40、図 43)、それに付随して規模の小さい破碎帯が数多く記載されてい

る（図 41）。特に、4 号炉基礎岩盤に比べ 3 号炉基礎岩盤においてこれらの破碎帯が密に分布（図 40、41）しており、3 号炉側で P 波速度が大きく低下しているという速度の場所による違いは破碎帯の分布に大きく依存していることが明瞭である。関電および原子力規制委員会は、敷地内の破碎帯（断層）について、その活動性の評価はしているが、破碎帯が及ぼす地盤速度構造への影響は評価していない。地質学や地形学の知見が基準地震動策定のための地盤モデルの構築に生かされておらず、大飯 3、4 号機の地震に対する安全性は確保されていない。

(12) 三次元反射法地震探査の必要性と

鉛直および水平アレイ地震観測記録による地盤モデルの評価（第 9 節参照）

関電がこれまで実施した構造探査の結果は全て、大飯サイトは単純な平行成層構造でモデル化できるような均質で堅固な地盤構造ではない。新規基準における審査ガイドの要請事項でもあるが、関電は、詳細な三次元地盤構造を把握するために、三次元反射法地震探査を実施し、そのうえで、これまでの全ての調査データを矛盾無く説明できる三次元地盤構造モデルを策定すべきである（図 44 参照）。さらに、審査ガイドは、「鉛直アレイ地震動観測や水平アレイ地震動観測記録、及び物理探査データ等を追加して三次元地下構造モデルを詳細化するとともに、地震観測記録のシミュレーションによってモデルを修正するなど高精度化が図られていることを確認する」ことを要請している。関電は、地震観測記録に基づいて地下構造モデルの妥当性を検証すべきである（図 45 参照）。

以上述べたように、関西電力の基準地震動評価は、科学技術を冒瀆する所作以外の何物でもなく、大飯 3、4 号機が地震に対して安全であることの合理性は全くない。

註1：PS 検層（ダウンホール方式と孔内起震受震方式） 註1 付図参照

ダウンホール方式：孔中に1個の受震器（ゾンデ）を固定し、孔口で発破（P波）や板叩き（S波）で震動を与え、震動源から受震器まで波が到達する時間を計測する。受震器を1回1回移動させて深さごとの記録を得、走時曲線（距離と到達時間の関係を表すグラフ）を描いて、伝播速度を推定する。記録器は電磁オシログラフ（印画紙に波形を描画する）であり、描画の質が均質でないため、記録の読み取りが困難であった。P波の震動源は発破や重錘落下、「かけや」によるくい打ちなど。S波の震動源は「板叩き」：地面に水平に置いた板に錘（人間が数人乗る、車の前輪を載せるなど）をし、板を横方向から叩いてSH波（水平方向に振動するS波）と呼ばれる波を発生させる。「かけや」で人がぶん殴るとか、遊動円木のようなブランコで打撃する。震源としてのエネルギーが小さいので、S波の到達距離は短い。また、S波はP波後続波に埋もれているので、読み取りには熟練を要する。

孔内起振受振方式：2台の受震器と発震器とをゾンデに組み込み、ゾンデを順次移動させて、受震器間の伝播速度を計測する。受震器の間隔は2m(岩盤)、1m(土質地盤)。ゾンデを孔壁に圧着する方法と、坑内水中に浮遊させる方法(サスペンション方式)がある。区間長が短いので測定値は大きくバラつく。

註2：t 仮説検定

複数のデータの代表値としてある値を採用するという仮説を立てる場合、データが正規分布に従うとして、その仮説が成り立つか否かを判定する統計学的な検定法。

註3：はざとり解析 註3 付図参照

層の境界に起伏があり傾斜が一様でない（表層の厚さが一様でない）場合に表層の厚さを推定する方法。測線の両端に発破等の震動源を置き、測線上の各点ではそれぞれ逆方向から伝播してきた波を用いて直下の構造を推定する。

註4：地震波の減衰と減衰定数

地震波の減衰には、(1)波面の拡がりによる減衰、(2)内部摩擦による減衰、(3)散乱による減衰がある。(1)は、P波とS波は震源から球面状に拡がるので、震源距離 r に反比例($1/r$)して減衰する。震源から遠くなれば平面波に近くなるのでほとんど無視できる。(2)は、波の通過で岩盤などの媒質が変形する際の内部摩擦による。変形が1振動する間に振幅が減少する割合(h)は周波数に依らず一定と考える。従って、距離による減衰は長波長(長周期、低周波数)の波ほど小さく、短波長(短周期、高周波数)の波ほど大きい。(3)は、媒質の不均質(地質構造の変化、地震波伝搬速度や密度のゆらぎ、断層や破碎帯などの存在)などの散乱体により波が四方八方に逸散する現象である。空が青く見えるのは、青色の波長の光が空気の粒子により散乱されるからで、このことから判るように、散乱は散乱体の大きさと波長との関係で決まる。散乱体の大きさより波長が充分大きければ、波は散乱体の影響を受けない。逆に波長が充分小さければ、散乱体は構造境界として作用(反射・屈折)する。波長が散乱体と同程度の大きさである場合、散乱減衰は大きくなる。すなわち、散乱減衰は散乱体の大きさととの関係で周波数に依存して変化する。(2)の内部減衰と(3)の散乱減衰とを、地震波の観測から分離することは困難であるので、実質的(effective)な減衰量としてQ値が使われる。 $Q = Q_0 \cdot f^{**n}$ の形(周波数への依存度をべき乗(**)で表す)で表さ

れ、我国では概ね $Q_0=80 \sim 200$ 、 $n=0.5 \sim 1.0$ である。なお $h=1/2Q$ である。

註5：佐藤・山中(2010)について

論文の論旨を追うと以下のようなものである。

(1) 新潟県内の K-NET、KIK-net など、48 地点の地震記録を用いて、18 地震について、スペクトル・インバージョンという方法で各地震の震源特性、全体の伝播経路特性、各観測点の地盤増幅特性(サイト特性)を分離する。

●仮定 1：サイト特性が正しく分離されている。

(2) このサイト特性を説明するために、近傍(10km 以内)で行われた微動アレー観測の逆解析によるモデル(深さ 3 ~ 5km で $V_s=3\text{km/s}$)と、観測点の PS 検層結果(深さ 20m まで)とを組み合わせて、平野部の 4 地震観測点の速度構造モデル(深部地盤モデル)を作成する。調査地点の位置図を 註5 付図 1 に示す(乙 A21、図 19 を引用)。

●仮定 2：地震観測点と微動観測点が 10km 程度離れていても、地震観測点の速度構造は正しく求まっている。))

(3) 深部地盤モデルの減衰定数は、対象地域に検討事例がないので、福島・翠川(1994)が纏めた関東平野の減衰特性の値を用いる。福島・翠川が求めた平均値の元になったデータとそれらの S 波速度値を 註5 付図 2 に示す。元データの分散は大きい。

●仮定 3：深さ 100m 以深、平均の $V_s=1\text{km/s}$ の地盤の減衰特性が新潟平野にも適用できる。

(4) (1)のサイト特性と、(2),(3)の深部地盤モデルによる理論増幅特性を比較すると、サイト特性の方が、5Hz 以上で大きく、5Hz 以下で小さかった(平野部 4 点の KIK-net 観測点)。この特性を、以下の方法で、深部地盤の速度の不均質性による散乱減衰の影響と考慮して議論する。

●仮定 4：理論計算は SH 波の鉛直下方からの入射。(1)のサイト特性は、地震の位置によりそれぞれ入射角が異なる。入射角の違いによる差異は小さいとする。

(5) 新潟平野の深部地盤速度の不均質性の同定：旧石油公団の新潟平野における基礎試錐 3 地点の P 波検層結果による速度のゆらぎの分布が、フォン・カルマン型の不均質分布であるとして、3つのパラメータを推定する。

●仮定 5：不均質の統計的性質は、フォン・カルマン型であること、そのパラメータ(相関距離 a 、Hurst 指数 ν 、標準偏差 ϵ) が正しく分離できること(a と ν とは、トレードオフの関係にある)。

(6) (2),(3)の深部地盤モデルの速度値に、(5)で得られた P 波速度のゆらぎに準拠した S 波速度のゆらぎを加え、速度のゆらぎを持つ深部地盤モデルを作成。3つのパラメータをいろいろ変えて深部地盤モデルの理論増幅特性を計算し、(1)のサイト特性と比較して、ゆらぎの効果を検討。

●仮定 6：P 波と S 波とで、速度のゆらぎの性質は同じである。

(7) 検討の結果：不均質性の影響は 3Hz 以上の高周波数域で現われる。パラメータの違いによる影響の変化は、相関距離 a : $a=20\text{m}$ 、 40m 、 100m では、 20m で少し減少、 100m では減少なし。Hurst 指数 ν は、 $\nu=0.10$ 、 0.25 、 0.50 に対して変化なし。標準偏差 $\varepsilon=0.075$ 、 0.10 、 0.15 に対して、大きい方が減衰効果は大きい。この結果から、標準偏差 ε の効果が大きいとして、(1)のサイト特性と比較して、4つの地震観測点で与えるべき速度のゆらぎ ε を推定。

(8) (7)は4つの地震観測点で(2),(3)のモデルに速度のゆらぎ ε を与えた場合の計算である。これと同じ減衰特性になるように、(2),(3)のモデルに速度のゆらぎではなく減衰量を追加する(付加減衰量)。ゆらぎの大きさ ε と付加減衰量 h_{add} は概ね比例関係にあった。このことから、平均的な減衰定数に速度のゆらぎに対応する付加減衰量 h_{add} を加えることで地盤モデルの減衰特性が評価できる。

●仮定7：付加量 h_{add} は、 $h_{\text{add}}=h_0 \times f^a$ として検討して、 a は 0.2 程度であったので、 $a=0$ すなわち、付加量は周波数に依存しないと仮定。

以上のように、多くの仮定の上に立つ議論であり、多くの観測事例での検証が必要である。これに基づく考え方で硬質岩盤である大飯サイトの減衰特性を評価することは許されない。

註6：佐藤・他(2007)の論文について

硬質岩盤サイトの鉛直アレイ地震観測記録により、サイト特性を求め、この特性を説明する減衰構造を推定している。サイトは、安山岩、凝灰角礫岩、黒色頁岩の互層の小高い丘に立地している。鉛直アレイ地点の概況を註6図1に示す[25、図1]。論文の論旨を追うと以下のようなものである。

(1) 鉛直アレイ地震観測で記録された3つの地震記録について、深さの違う地震計3組のスペクトル比を求め、スペクトル比の逆解析によって減衰特性を推定する。逆解析では、10層+基盤層(上面の深さ 267m)の厚さと密度を既知とし、各層のS波速度、減衰量($V_s=1000\text{m/s}$ で上層と下層とに分割)、基盤における入射角を探索する。減衰量は註6付図1のような、低周波数側と高周波数側で一定値となるような関数形を考える。

●仮定1：減衰特性は図のような周波数特性をもつとする。

(2) 同定結果は、深さ 36m までの3層が、 $V_s=143$ 、 313 、 944m/s 、深さ 68m までが 1.4km/s 、と遅く、それ以深で $2.57 \sim 2.49\text{km/s}$ と速くなる。減衰特性は註6付図1に示す値が得られた。

(3) PS 検層結果に速度のゆらぎが見られるので、(2)で求めた減衰特性を速度の不均質による散乱減衰を考え、フォン・カルマン型の不均質のパラメータを求めた。結果は、相関距離 a が、P波で 8.5m 、S波で 14.3m であった。

●仮定2：速度のゆらぎが、フォン・カルマン型の不均質である。

(4) 不均質媒質の2次元モデルを、3つのパラメータ(標準偏差 ε 、Hurst 指数 ν 、相関距離 a)

をいろいろ変えて作成し、波動伝播の数値シミュレーションで減衰特性を検討する。相関距離は深さ方向(14m、500m、1000m、2000m)に比べ、水平方向(60m、120m、500m、1000m、2000m)を大きくしている。シミュレーション結果は、相関距離が大きいほど、減衰効果は大きい、深さ方向が大きい場合、水平方向の相関距離が大きければけら b、低周波数の減衰が特に大きくなる。この結果、(2)のような減衰特性は、相関距離が 2km 程度以上である場合に生じることが判った。

(5) (2)で求めた減衰が、PS 検層で得られた速度の不均質が原因ではないので、周辺の地形効果の影響を 2 次元 FEM 解析で検討。鉛直アレーに対して、周辺地形に起因する見かけの地盤減衰効果のあることを示唆。

結局、このサイトのサイト特性における減衰特性は、互層特有の減衰効果、地形の影響などであること、また、散乱減衰は、地殻における不均質のような相関距離が 2km 以上であることなどが示された。原論文の「まとめ」の一部を引用する[25、22 頁]：

『(1) 地盤減衰の周波数依存性のメカニズム

- ・同定された地盤減衰の周波数依存性は、地盤のランダム不均質に起因する散乱減衰として考えることができるが、その発生メカニズムとしては、検討地点において実際に測定された深さ 200m 程度の PS 検層結果に基づく地盤のランダム不均質モデル(相関距離 14 m 程度)ではなく、より大きな 2,000m 程度の相関距離を持つモデルによるものであった。

- ・これは、リソスフェア(おもに S 波速度 4,000m/s 程度の地殻)を対象にした知見と調和的で、比較的地表に近い S 波速度 2,000m/s 程度の硬質地盤においても、地殻と同様に相関距離 2,000m 程度の地盤のランダムな不均質性が、周波数依存性のメカニズム(特に低周波数側)に寄与している可能性を示唆するものである。』

浅い地盤の減衰特性については、解析例が大変少ない。いろいろのデータを収集している段階である。この論文の主旨からは、大飯サイトにおける減衰特性は、地殻と類似のものを使うべきであろう。

引用文献

- [1] 関電、準備書面(24)、平成 29 年 10 月 3 日.
- [2] 関電、乙 A 第 24 号証、大飯発電所の地盤モデルの評価について、平成 26 年 3 月 5 日（原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合第 89 回、資料 3）.
- [3] 関電、乙 A 第 21 号証、大飯発電所地震動評価について、平成 28 年 2 月 19 日（審査会合第 332 回、資料 1-3）.
- [4] 関電、乙 A 15 添付書類六 変更に係る発電用原子炉施設の場所に関する気象、地盤、水理、地震、社会環境等の状況に関する説明書
- [5] 関電、規制委員会の事業者ヒアリング(65)資料、大飯 3、4 号炉設置許可基準規制等への適合性について(地盤)、平成 28 年 2 月 23 日、図幅集、105～108 頁.
- [6] 関電、規制委員会の事業者ヒアリング(65)資料、大飯 3、4 号炉設置許可基準規制等への適合性について(地盤)、平成 28 年 2 月 23 日、付表集、14 頁.
- [7] 原子力規制委員会、大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合第 4 回平成 25 年 5 月 10 日議事録、53～54 頁.
- [8] 田村八洲夫、「大飯原発再稼働阻止」訴訟に提出の「反射法地震探査」のデータ評価、ShiftM.jp by もったいない学会、<http://shifm.jp/?p=973>）、2017.
- [9] 芦田譲、陳述書、平成 29 年 11 月 26 日（甲井戸全第 1 号証）.
- [10] 原子力規制委員会、大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合（第 4 回）、資料 1 サイト敷地の地下構造の詳細な把握の必要性について、平成 25 年 5 月 10 日、13 頁.
- [11] 原子力規制委員会、第 89 回審査会合議事録、平成 26 年 3 月 5 日
- [12] 関電、第 107 回審査会合、資料 2-1 高浜発電所・大飯発電所地下構造評価について、平成 26 年 4 月 23 日、32 頁.
- [13] 原子力規制委員会、第 107 回審査会合議事録、小林技術研究調査官の発言、54～55 頁、関電岡崎氏の発言、55 頁
- [14] 関電、第 113 回審査会合、資料 3-1 高浜発電所・大飯発電所地下構造評価について（コメント回答）.
- [15] 原子力規制委員会、大飯発電所 3・4 号機の現状に関する評価会合第 4 回議事録、平成 25 年 5 月 10 日、54 頁.
- [16] 原子力規制委員会、第 113 回審査会合議事録、平成 26 年 5 月 16 日、34 頁.
- [17] 関電、第 21 回審査会合、資料 1-1 大飯発電所地下構造の把握について、平成 25 年 9 月 18 日、12 頁.
- [18] 中央防災会議、東海地震に関する専門調査会、強震動評価のための試算、<http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/senmon/8/1-1-02.html>
- [19] 関電、第 332 回審査会合、資料 1-2-1 大飯発電所地盤（敷地の地質・地質構造）について、平成 28 年 2 月 19 日.
- [20] 関電、第 89 回審査会合 資料 3 大飯発電所の地盤モデルの評価について、平成 26 年 3 月 5 日.
- [21] 佐藤浩章・山中浩明、広帯域サイト増幅特性評価のための深部地盤の不均質性のモデル化に関する研究－新潟平野を対象とした基礎的検討－、日本建築学会構造系論文集 第 75 巻 第 648 号、289-298、2010 年 2 月.
- [22] 福島美光・翠川三郎、周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価、日本建築学会構造系論文集 第 460 号、37-46、1994 年 6 月.

- [23] S. Kinoshita, FREQUENCY DEPENDENT ATTENUATION OF SHEAR WAVES IN A SEDIMENTARY LAYERS ・ BASEMENT SYSTEM IN THE KANTO AREA, JAPAN, Proc. Int'l Sympo. Earthquake Disaster Prevention, CCENAPRED, Mexico, 212-226, 1992.
- [24] 武村雅之、池浦友則、高橋克也、石田寛、大島豊、堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価、日本建築学会構造系論文報告集 第 446 号、1-11、1993 年 4 月.
- [25] 佐藤浩章、東貞成、芝良昭、佐藤清隆、高橋裕幸、敦賀隆史、地震観測記録に基づく地震動の減衰特性（その 3）－ 硬質地盤における減衰メカニズムの解明 －、電力中央研究所報告、研究報告：N07013、平成 19 年 12 月.