

# 全球地震波伝播シミュレーション

課題責任者

坪井 誠司

海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 地球情報基盤センター

著者

坪井 誠司\*<sup>1</sup>, Rhett Butler\*<sup>2</sup>

\*<sup>1</sup> 海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 地球情報基盤センター, \*<sup>2</sup> University of Hawaii

地震震源の対蹠点で観測された波形データを使用して内外核境界 (IOCB) を分析し、外核底部での伝播が回折および/または屈折と整合的かどうかについての仮説を検証した。観測波形は、トンガからアルジェリア、スラウエシからアマゾン、チリ北部から海南島、チリ中部と中国本土の間の 2 つ、ニュージーランドからポルトガルとスペインの両方までの 2 つの震源-観測点の組み合わせを調べた。スペクトル要素法を用いて、これらの観測点の全球地震波伝播計算を行った。この計算では、3.5 秒の精度でグローバルに伝播する理論的な地震波形を、294 ES4 ベクトルエンジン (VE) を使用して計算した。理論地震波形と観測波形の比較は、P 波速度が約 10.0 km/s の薄い低速層を外核底部に導入することでモデル化できることを示している。

**キーワード:** 数値地震波形計算, 地球内核, スペクトル要素法, 震源対蹠点, 地球内部構造

## 1. はじめに

地球外核と内核は、Jeffreys (1926) [1]、Lehmann (1936) [2]、Birch (1952) [3]により研究がなされてきた。この内核と外核の境界 (IOCB) は、凍結して成長する内核を、地球の磁場を生成するダイナモを駆動する対流する外核から分離している。Verhoogen (1961) [4]は、主要なエネルギー源としてコア内の鉄の凍結潜熱を考えたが、Braginsky (1963) [5]は、凍結することによる外核合金のより軽い成分の分離によって駆動される組成対流を提案した。外核の底部での化学的不均一性は、密度の不均一性と直接結びついており、外核で対流を引き起こす (Gubbins, 1977; Loper, 1978) [6, 7]。Butler and Anderson (1978) [8]は、外核の上部と下部は不均一または非断熱、あるいはその両方に見えるかと判断している。Stevenson (1987) [9]は、粘度が低いため、「外核の横方向の変動はごくわずかである」と提案した。最近では、IOCB での内核の融解と凍結は、Cormier et al. (2011)、Monnereau et al. (2010)、および Alboussière et al. (2010) 等が概説している [10-12]。

## 2. 観測波形

外核の底部での伝播が回折および/または屈折と整合的かどうかの仮説を検証するために、179.0° ~ 180° の距離範囲の震源対蹠点波形データを使用して、外核境界 (IOCB) の構造を推定した (図 1)。観測された伝搬経路は、IOCB 表面の約 3 分の 2 をカバーしている。トンガからアルジェリア (観測点コード TAM)、スラウエシからアマゾン (PTGA)、チリ北部から海南島 (QIZ)、チリ中央部と中国本土の間の 2 観測点 (XAN, ENH) と、ニュージーランドからポルトガル (PTO) とスペイン (ECAL) の両方への計 7 つの経路について地震データを調べた。震源対蹠点の観測波形をモデル化するために地球規模の地球モデルの妥当性は不十分であることがわかっている (図 2)。

観測波形データをスタックして信号対雑音比を高め、

地球シミュレータ上で 3D スペクトル要素法を用いて波形データをモデル化した。中国の観測点への 1 つの経路を除いて、地球の全モデルのいずれも、対蹠点の直径に沿って伝播する PKIKP に対して、回折波の振幅またはスタックした振幅と一致しない。波形データセットで観測されたエネルギーの到着は、外核の底部にある低速層 (LVZ) 内の屈折と、この構造の周りの回折の組み合わせとしてモデル化される。

外核の底部での観測は、より厚く、より遅い低速層を持つ経路 (TAM) と、薄く、やや速い速度の LVZ (QIZ, XAN, PTGA) の間でさらに細分化される可能性がある。後者の経路は P 波速度が約 10.0 km/s の薄い LVZ が特徴である。以下では、周期 3.5 秒の精度で計算した理論地震波形により TAM と QIZ の観測波形との一致を検討した例を示す。

## 3. 理論地震波形

有限要素法の一つであるスペクトル要素法 (Komatitsch and Vilotte, 1998; Komatitsch et al., 2002; Tsuboi et al., 2003; Komatitsch et al., 2005) [13-16] を用いて、以前の研究と同様に (Butler and Tsuboi, 2010; Tsuboi and Butler, 2020; Butler and Tsuboi, 2020, Butler and Tsuboi, 2021) [17-20] 現実的な地球モデルに対して全球地震波伝播計算を行った。計算に使用される地球の内部構造モデルは、球対称構造モデルは transversely isotropic PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) [21] であり、マンツルの 3 次元構造は s362ani (Kustowski et al., 2006) [22] を用いた。

スペクトル要素法の計算では、地球モデルの分割により、地球全体が 6 つの四角錐のピラミッドに分割され、各四角錐ピラミッドがより細かい四角錐のピラミッドに分割され、スーパーコンピューターの個々の CPU に割り当てられて計算が実行される。ここでは、3.5 秒の精度でグローバルに伝播する理論的な地震波形を計算した。地震の震源は global CMT mechanisms (Ekström et al.,

2012) [24]を用いた。

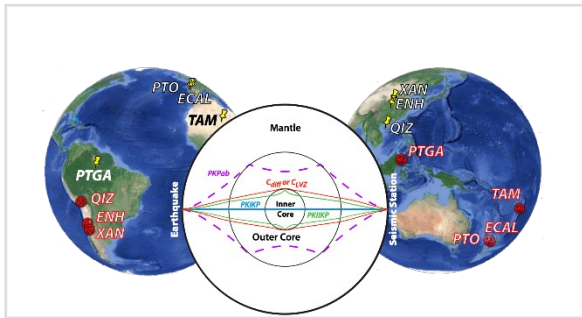


図1. 地震震源(赤)の対蹠点にある地震観測点(黄色)は、地球の核を横切る波を観測する。本研究の解析は、内核の周りで回折する地震波(Cdiff)または屈折する地震波(CLVZ)に焦点を当てている。

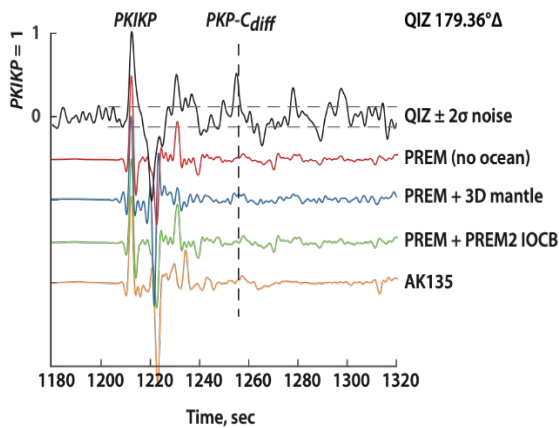


図2. 2009年の地震に対するQIZの観測データは、標準的な全球地球モデルに対して計算されたSEMと比較し、ほとんど一致しないことを示す。Cdiffの理論上の到着時間をプロットした。QIZの場合、Cdiffの到着は、各グローバルモデルの見かけのCdiff振幅を超えている。PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) [21]は、海洋のない地球全体のモデルである。PREM + 3D マントルは、PREM マントルを Kustowski et al (2005) [22]の3D マントルに置き換えた。PREM + PREM2 IOCBは、外核の下部を Song and Helmberger (1995) [27]のPREM2モデルに置き換えた。AK135は、Kennett et al (1995) [28]のグローバルモデルである。

#### 4. 外核最下部の低速度層

TAM観測波形の主要な特徴は、比較的単純なモデルで説明することができる(図3)。外核最下部に厚さ50kmのLVZを導入した場合[A]、3DSEMはTAM観測波形の前半部分にほぼ一致する。厚さ75kmの場合[B]、EMはTAM観測波形の後半部分とほぼ一致する。

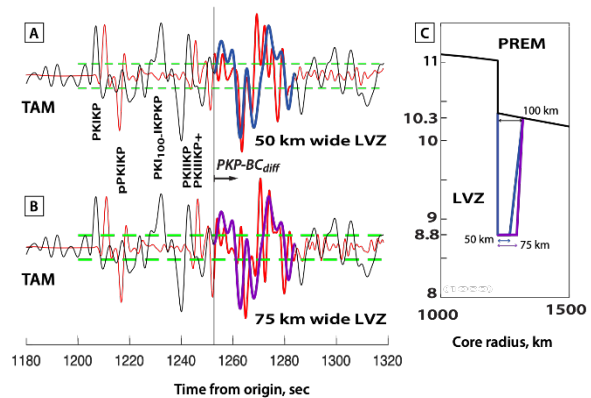


図3. 1992年の地震のTAMデータを、Cdiff波線パラメータ $p=2.07$ 秒/°に対して位相加重された傾斜スタックを示す。Cdiffの理論上の到着の右側では、Cdiffの投棄時間で並べてある。左側の波線パラメータは $<2.07$ 秒/°である。[A]と[B]には2つのモデル[C]がプロットされている。モデルは、速度が8.8 km/sである低速度層のベースの幅(50kmと75km)によって異なる。両方のLVZモデルは、IOCBの100km上から始まっている。スタックされたデータへの3DSEM理論波形の一致は、完全でも一意でもなく、むしろ重要なのは、比較的単純なモデルでTAMのCdiffの特徴の多くを説明できるという点である。特に、[A]はCdiffの最初の部分(青)に適合し、[B]はTAMの後半部分(紫)に適合している。

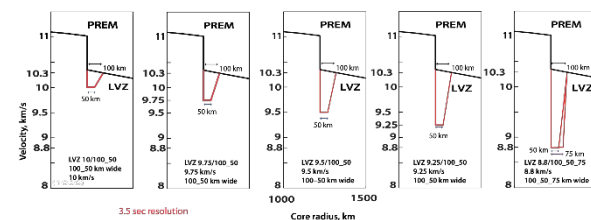


図4. この一連のモデルは、基本構造となるTAMモデル(図3)から始まり、LVZの低速度を8.8、9.25、9.5、9.75、および10 km/sの段階で連続的に増加させた。LVZの幅は100kmで、速度がIOCBに対して最小になる50kmの地点への勾配がある。

このモデル[C]は一意ではなく、2つの厚さのモデルが全体の特徴と一致することは、対蹠点に同時に到着する異なる伝播領域(または方位角)が様々な厚さを持っていることを示唆している可能性がある。

3DSEMモデリングでは、中国の観測点の代表としてQIZを選択したが、それは、Cdiffの到着時間の近くに波形が実際に到着し、スタックされた振幅が大きいためである。最初に、低解像度でTAMモデルを連続して反復してQIZをモデル化し、固定した構造(幅100~50 km)内のLVZの速度の増加が、QIZに近いモデルに収束するかどうかを確認した。これらのモデルを図4に示し、3DSEMの観測との一致を図5に示した。モデルの反復ごとに、Cの振幅はPKIKPに対するスタックQIZ比に近づいている。ただし、

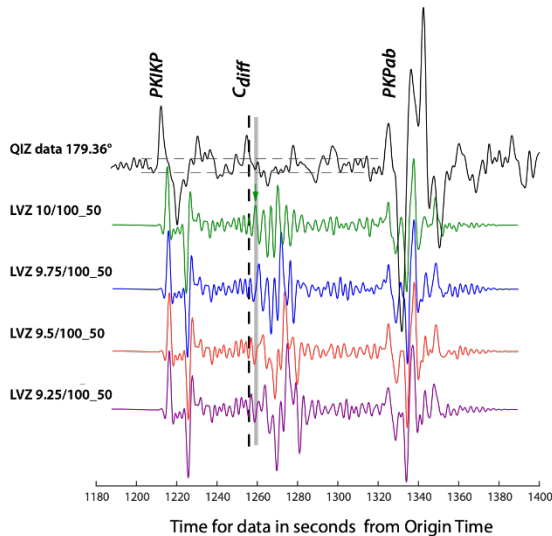


図5. 図4の一連のモデルのQIZ 2009への3DSEM理論波形をプロットした。波形は、PKIKPとは異なりIOCBと相互作用しないPKPab(図1)に合わせて並べた。TAMの最も遅い速度8.8 km/sの結果は図3にを示した。破線はPREMの理論上の到着時間である。灰色の線は、スラントスタックしたQIZのCdiffの到着時間に合わせて配置されている。各モデルは、想定される時間の近くかなりのCdiffの到着を示しているが、モデルの約25秒間の継続時間は長すぎる。また、LVZ速度の段階的な減少(10~9.25 km/s)が、TAMについて示されているより複雑なCの到着(図3)が段階的に現れる状況を示していることにも注意すべきである。

3DSEMはQIZ観測波形よりも大きくなり、その後減少する。速度が低下しても、相対的なエネルギーは実質的に変化しない。それにもかかわらず、速度が低下すると、TAM3DSEM波形の変化が連続するモデルで観察される可能性がある。

TAMに対応するモデルに基づいた、より厚い構造ではQIZをモデル化することに成功しなかったため、IOCB付近の振幅、振動持続時間、および最も遅い速度の観測からの制約に一致するように、より薄い構造に焦点を合わせ、1.6秒の解像度で理論波形を計算した結果は別の報告で述べている。

IOCB全体の実際の構造は推測されるだけであることから、TAMがIOCBの上と下の両方で実質的な構造を示していることは重要である。TAMの異常は、大規模な外核の不均一性のレビューでSouriau (2015) [25]によってPKPbcデータで検出された高速領域のすぐ下にも存在していることは興味深い。

最後に、外核の下部にある薄いLVZの証拠と、コアとマントルの境界から投影された大きな低せん断速度領域との間に明らかな相関関係があることに注意が必要である(Chen, 2021) [25]。

## 謝辞

観測波形データはGEOSCOPEとIRISから取得された。

スペクトル要素法にはコンピュータプログラム(SPECFEM3D)を使用した。Global Centroid Moment (GCMT)解を理論地震波形計算に使用した。本研究で使用した地震観測所の運用と保守について、GEOSCOPE、USGSとNSF、NCDSN中国、およびスペインのデジタル地震ネットワークに感謝する。

## 文献

- [1]. Jeffreys, H., 1926. The rigidity of the Earth's central core. *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys.* 1, 371–383.
- [2]. Lehmann, I., 1936. P': Bureau Central Seismologique International Strasbourg, 14. *Publications du Bureau Central Scientifiques*, pp. 87–115.
- [3]. Birch, F. (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227–286 (1952).
- [4]. Verhoogen, J., 1961. Heat balance of the Earth's core. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 4, 276–291.
- [5]. Braginsky, S., 1963. Structure of the F layer and reasons for convection in the Earth's core. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR Engl. Trans.* 149, 1311–1314.
- [6]. Gubbins, D., 1977. Energetics of the Earth's core, *J. Geophys.*, 43, 453–464.
- [7]. Loper, D.E., 1978. The gravitationally powered dynamo, *Geophys. J. R. astr.Soc.*, 54, 389–404.
- [8]. Butler, R. and Anderson, D.L., 1978. Equation of state fits to the lower mantle and outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 17(2), pp.147-162.
- [9]. Stevenson, D.J., 1987. Limits on lateral density and velocity variations in the Earth's outer core. *Geophysical Journal International*, 88(1), pp.311-319.
- [10]. Cormier, V.F., Attanayake, J. and He, K., 2011. Inner core freezing and melting: Constraints from seismic body waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 188(3-4), pp.163-172.
- [11]. Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L., Souriau, A., 2010. Lopsided growth of Earth's inner core. *Science* 1014–1017.
- [12]. Alboussière, T., Deguen, R., Melzani, M., 2010. Melting induced stratification above Earth's inner core due to convective translation. *Nature* 466, 744–747.
- [13]. Komatitsch, D., Vilotte, J.P., 1998. The spectral-element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 368–392.
- [14]. Komatitsch, D., Ritsema, J., Tromp, J., 2002. The spectral-element method, Beowulf computing, and global seismology. *Science* 298, 1737–1742.
- [15]. Tsuboi, S., Komatitsch, D., Ji, C., Tromp, J., 2003. Broadband modeling of the 2002 Denali fault earthquake on the earth simulator. *Phys. Earth Planet. Inter.* 139, 305–312.
- [16]. Komatitsch, D., Tsuboi, S., Tromp, J., 2005. The spectral-

- element in seismology. In: Levander, A., Nolet, G. (Eds.), *Seismic Earth: Array Analysis of Broadband Seismograms*, AGU Geophysical Monograph 157. AGU, pp. 205–227.
- [17]. Butler, R. and Tsuboi, S., 2010. Antipodal seismic observations of temporal and global variation at Earth's inner - outer core boundary. *Geophysical Research Letters*, 37(11).
- [18]. Tsuboi, S. and R. Butler, 2020. Inner core differential rotation rate inferred from antipodal seismic observations. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 301, April 2020, 106451, doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106451+Auxiliary Material
- [19]. Butler, R. and S. Tsuboi, 2020. Antipodal Observations of Global Differential Times of Diffracted P and PKPAB within the D'' Layer above Earth's Core-Mantle Boundary, *Geophysical Journal International*, 220, , doi.org/10.1093/gji/ggaa157
- [20]. Butler, R. and Tsuboi, S., 2021. Antipodal seismic reflections upon shear wave velocity structures within Earth's inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 321, p.106802.
- [21]. Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary*, 25, 297–356.
- [22]. Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A.M., 2008. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: a global model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113 (B6).
- [23]. Bassin, C., Laske, G., Masters, G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans. AGU* 81, F897.
- [24]. Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary*, 200-201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- [25]. Souriau, A., 2015. Presumption of large-scale heterogeneity at the top of the outer core basal layer. *Earth and Planetary Science Letters*, 415, pp.175-182.
- [26]. Chen, J. 2021. Tracking the origin of ultralow velocity zones at the base of Earth's mantle. *National Science Review*, 8(4), April 2021, nwaa308, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwaa308>
- [27]. Song, X. and Helmberger, D.V., 1995. A P wave velocity model of Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), pp.9817-9830
- [28]. Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, 122, 108 – 124.

# Global Seismic Wave Propagation Simulation

## Project Representative

Seiji Tsuboi      Center for Earth Information Science and Technology, Research Institute for Value-Added-Information Generation, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

## Authors

Seiji Tsuboi \*<sup>1</sup>, Rhett Butler \*<sup>2</sup>

\*<sup>1</sup>Center for Earth Information Science and Technology, Research Institute for Value-Added-Information Generation, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, \*<sup>2</sup>University of Hawaii

We analyze the inner-outer core boundary (IOCB) with antipodal waveform data to test the hypothesis whether propagation at the base of the outer core is commensurate with diffraction and/or refraction. Seismic data from seven diameters are examined—Tonga to Algeria, Sulawesi to Amazon, northern Chile to Hainan Island, two between central Chile and the mainland China, and two diameters from New Zealand to both Portugal and Spain. We have performed global seismic wave propagation calculations for these stations using the spectral element method. In this calculation, the theoretical seismic waveform propagating globally with an accuracy of 3.5 seconds was calculated by using 294 ES4 vector engines (VE). We found that the waveforms are modeled by a thin low velocity zone with a velocity of approximately 10.0 km/s

**Keywords** : spectral element method, theoretical seismograms, antipodal observation, inner core outer core boundary, low velocity zone

## 1. Introduction

Earth's fluid outer core and inner core was studied by Jeffries (1926)[1], Lehmann (1936)[2] and Birch (1952)[3]. This inner-outer core boundary (IOCB) separates the freezing, growing inner core from the convecting outer core which drives the dynamo generating Earth's magnetic field. Verhoogen (1961)[4] invoked latent heat of freezing of iron in the core as the main source of energy, whereas Braginsky (1963)[5] proposed compositional convection driven by separation of the lighter component(s) of the outer core alloy by freezing. Chemical heterogeneity at the base of the outer core is directly coupled to density heterogeneity, which induces convection in the outer core (Gubbins, 1977; Loper, 1978)[6,7]. Butler and Anderson (1978)[8] determined that the top and bottom of the outer core appear inhomogeneous or non-adiabatic or both. Stevenson (1987)[9] proposed that that “there are negligible lateral variations in the outer core” due to its low viscosity. More recently, Melting and freezing of the inner core at the IOCB has been reviewed by Cormier et al. (2011)[10], Monnereau et al. (2010)[11], and Alboussière et al., (2010)[12].

## 2. Data

We approach this analysis of the inner-outer core boundary (IOCB) with antipodal waveform data in the distance range 179.0°–180° to test the hypothesis whether propagation at the base of the outer core is commensurate with diffraction and/or refraction (Figure 1). The propagation paths observed cover about two-thirds of the IOCB surface. Seismic data from seven diameters are examined—Tonga to Algeria (station code TAM), Sulawesi to Amazon (PTGA), northern Chile to Hainan Island (QIZ), two between central Chile and the mainland China (XAN, ENH), and two diameters from New Zealand to both Portugal

(PTO) and Spain (ECAL). The adequacy of Global earth models in fitting the antipodal observations is found to be deficient (Figure 2).

Lateral heterogeneity among the propagation paths are mapped and projected to the Earth's surface for context. We stack data to increase signal-to-noise, and model waveform data via the 3D spectral element method on the EarthSimulator4. With the possible exception of one path to China, none of the global Earth models match amplitudes of diffracted waves or the stacked amplitudes relative to PKIKP, which travels along the antipodal diameter. Energetic arrivals observed in the waveform data set are modeled as a combination of refraction within a low velocity zone (LVZ) at the base of the outer core, and diffraction around this structure.

The observations at the base of the outer core may be further subdivided between paths with a thicker, slower low velocity zone (TAM), and those with a with a thin, somewhat faster LVZ (QIZ, XAN, PTGA). The latter paths are characterized by a thin LVZ (20–50 km thick, layer–gradient, respectively) with a velocity of approximately 10.0 km/s. Synthetic modeling of these thin, low velocity structures requires higher resolution (1.6 sec) parametrization to achieve necessary detail, discussed in parallel report. This report focuses explicitly on models for TAM and QIZ which were synthesized at a lower resolution (3.5 sec).

## 3. Theoretical seismograms

In modeling the antipodal data set, we approached the problem synthetically using the 3D spectral element method (3DSEM—Komatitsch and Vilotte, 1998; Komatitsch et al., 2002; Tsuboi et al., 2003; Komatitsch et al., 2005)[13-16] as previously applied (Butler and Tsuboi, 2010; Tsuboi and Butler, 2020; Butler and Tsuboi, 2020, Butler and Tsuboi, 2021)[17-20]. The initial model (Figure 2) incorporates a simple PREM [21] model for the core,

a 3D tomographic model—s362wmani—for Earth's Mantle (Kustowski et al., 2008)[22], crustal model CRUST2.0 (Bassin et al., 2000)[23], and ellipticity.

In the calculation of the spectral element method, the framing of the earth model divides the entire earth into six quadrangular pyramids, and each quadrangular pyramid is divided into finer quadrangular pyramids and assigned to individual CPUs of the supercomputer to perform the calculation. In this analysis, we employed SEM synthetics with a resolution of 3.5 s. Identical

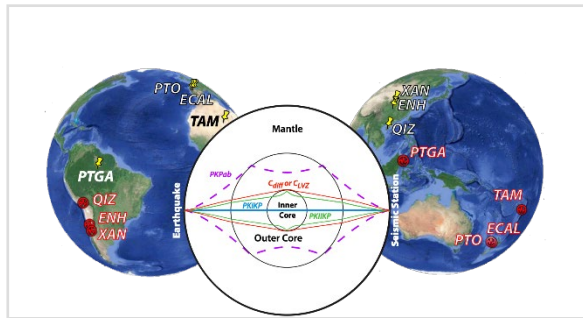


Figure 1. Seismic stations (yellow) antipodal to earthquakes (red) measure waves traversing Earth's core. The analysis focuses upon seismic waves (Cdiff) diffracting or (CLVZ) refracting around the inner core.

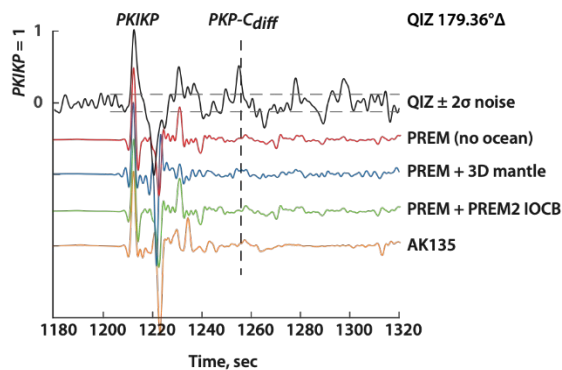


Figure 2. QIZ 2009 data are compared with SEMs computed for standard global Earth models, which poorly match the QIZ observational data. The theoretical arrival time of Cdiff is plotted. For QIZ the Cdiff arrival exceeds the apparent Cdiff amplitude of each global model. PREM (Dziewonski and Anderson, 1981)[21] is the whole Earth model without an ocean. PREM + 3D mantle replaces the PREM mantle with the 3D mantle of Kustowski et al. (2005)[22]. PREM + PREM2 IOCB replaces the bottom of the outer core with the PREM2 model of Song and Helmberger (1995)[27]. AK135 is the global model of Kennett et al. (1995)[28].

filtering permits direct comparison of the 3DSEM and data. In synthesizing the antipodal observations, global CMT mechanisms and locations (Ekström et al., 2012)[24] are used in modeling the earthquake sources. Incorporating a 3D mantle and crust, we include within the 3DSEM synthetics the energy

scattered from structure above the core (e. g., upper mantle, D'' and the core-mantle boundary).

#### 4. Station QIZ and low velocity layer

Key features of the TAM data can be matched by a relatively simple model (Figure 3). For an LVZ 50 km wide at its base [A], the 3DSEM broadly fits the first half of the TAM observations. For the 75 km wide base [B], the 3DSEM broadly fits the second half of the TAM observations. This model [C] is non-unique. The fit to the broad features with two widths may suggest that different propagation regions (or azimuths) that arrive together at the antipode have varying widths.

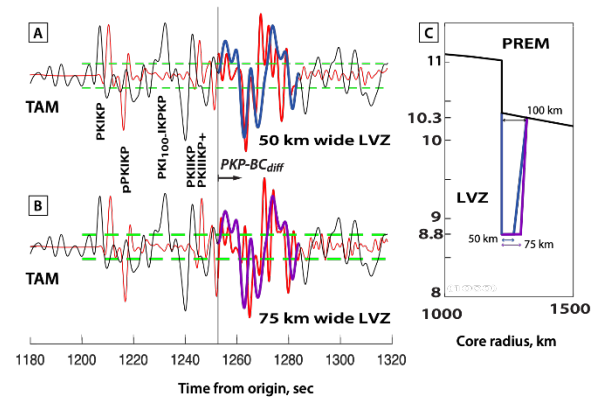


Figure 3. The TAM data for the 1992 event are phase-weighted, slant stacked for a Cdiff ray parameter  $p=2.07 \text{ sec}^\circ$ . To the right of the Cdiff theoretical arrival, Cdiff are time-aligned; to the left the ray parameter is  $< 2.07 \text{ sec}^\circ$ . Although not time-aligned, these earlier phases are shown for context. Two models [C] are plotted in [A] and [B]. The models differ by the width of the base of the low velocity zone (50 and 75 km) where the velocity is 8.8 km/s; both LVZ models begin 100 km above the IOCB. The fit of the 3DSEM synthetic to the stacked data is not perfect or unique; rather the point is that a relatively simple model can explain many of the TAM Cdiff features. In particular, [A] fits the initial part of Cdiff (blue), whereas [B] fits the later part of TAM (violet).

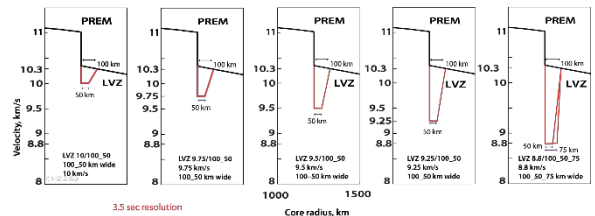


Figure 4. This model series starts with the TAM model (Fig. 3) maintaining the basic structure, and successively increases the LVZ slow velocity in steps: 8.8, 9.25, 9.5, 9.75, and 10 km/s. The width of the LVZ is 100 km, with a gradient to 50 km width where the velocity is minimum to the IOCB.



For 3DSEM modeling we chose QIZ as representative of the Chinese stations, with its visible waveform arrival near the time of Cdiff, as well as its significant stacked amplitude. We first modeled QIZ with successive iterations on the TAM model at low resolution to see whether an increasing velocity in the LVZ within a fixed structure (100 to 50 km wide) would converge to a model approximating QIZ. These models are shown in Fig. 4, whereas 3DSEM fits are presented in Fig. 5. For each model iteration, the C arrivals are proximally comparable to the stacked QIZ ratio to PKIKP. However, the 3DSEM then grows larger than the QIZ data, and subsequently declines.

With decreasing velocity, the relative window of energy does not change substantially. Nonetheless, with decreasing velocity the evolution of the TAM 3DSEM waveform may be observed in the successive models.

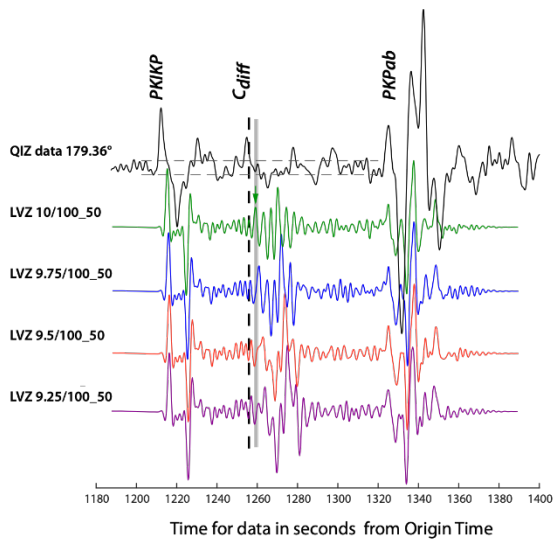


Figure 5. The model series plots the 3DSEM fits to QIZ 2009 for models in Fig. 4. The waveforms are aligned on PKPab (Fig. 1), which unlike PKIKP does not interact with the IOCB. The slowest velocity step 8.8 km/s is shown for TAM in Fig. 3. The dashed line is the PREM theoretical arrival time. The gray line is aligned on the timing of slant stacked QIZ Cdiff. Each of the models shows a substantial Cdiff arrival near the proper time; nonetheless, the models ring for about 25 s too long. Note also that the stepwise decrease in LVZ velocity (10 to 9.25 km/s) illustrates the manner in which the more complex C arrival shown (Fig. 3) for TAM is manifested in stages.

Having no success in modeling QIZ with a thicker structure based on the TAM model, we focused on narrower structures to match the observational constraints of amplitude, ringing duration, and slowest velocities near the IOCB. However, to achieve the correct solution for these narrower structures, we had recourse to EarthSimulator4 for model synthesis at 1.6 sec resolution. These results are discussed in a companion report.

It is significant that TAM presents substantial structure both above and below the IOCB, where the actual connection across

the IOCB may only be speculated. The TAM anomaly is also immediately below a higher velocity region detected in PKPbc data by Souriau (2015)[25] in a review of large scale, outer core heterogeneity.

Finally, the apparent location of the TAM anomaly in the outer core anti-correlates with the large low shear velocity provinces at the base of the mantle (Chen, 2021)[26]. This may be the first clear correlation between processes at the base of the mantle with those at the base of the outer core and within the inner core.

### Acknowledgment

Data were obtained from GEOSCOPE and the IRIS Data Management System. We used the computer program (SPECFEM3D) for Spectral-Element Method. Centroid moment tensor solutions (GCMT) are used for synthetic models. We thank GEOSCOPE, USGS and NSF, NCDSN China, and the Spanish Digital Seismic Network for the operation and maintenance of the seismic stations used in this study.

### References

- [1]. Jeffreys, H., 1926. The rigidity of the Earth's central core. *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys.* 1, 371–383.
- [2]. Lehmann, I., 1936. P': Bureau Central Seismologique International Strasbourg, 14. *Publications du Bureau Central Scientifiques*, pp. 87–115.
- [3]. Birch, F. (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227–286 (1952).
- [4]. Verhoogen, J., 1961. Heat balance of the Earth's core. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 4, 276–291.
- [5]. Braginsky, S., 1963. Structure of the F layer and reasons for convection in the Earth's core. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR Engl. Trans.* 149, 1311–1314.
- [6]. Gubbins, D., 1977. Energetics of the Earth's core, *J. Geophys.*, 43, 453–464.
- [7]. Loper, D.E., 1978. The gravitationally powered dynamo, *Geophys. J. R. astr.Soc.*, 54, 389–404.
- [8]. Butler, R. and Anderson, D.L., 1978. Equation of state fits to the lower mantle and outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 17(2), pp.147-162.
- [9]. Stevenson, D.J., 1987. Limits on lateral density and velocity variations in the Earth's outer core. *Geophysical Journal International*, 88(1), pp.311-319.
- [10]. Cormier, V.F., Attanayake, J. and He, K., 2011. Inner core freezing and melting: Constraints from seismic body waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 188(3-4), pp.163-172.
- [11]. Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L., Souriau, A., 2010. Lopsided growth of Earth's inner core. *Science* 1014–1017.
- [12]. Alboussière, T., Deguen, R., Melzani, M., 2010. Melting induced stratification above Earth's inner core due to convective translation. *Nature* 466, 744–747.

- [13]. Komatitsch, D., Vilotte, J.P., 1998. The spectral-element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 368–392.
- [14]. Komatitsch, D., Ritsema, J., Tromp, J., 2002. The spectral-element method, Beowulf computing, and global seismology. *Science* 298, 1737–1742.
- [15]. Tsuboi, S., Komatitsch, D., Ji, C., Tromp, J., 2003. Broadband modeling of the 2002 Denali fault earthquake on the earth simulator. *Phys. Earth Planet. Inter.* 139, 305–312.
- [16]. Komatitsch, D., Tsuboi, S., Tromp, J., 2005. The spectral-element in seismology. In: Levander, A., Nolet, G. (Eds.), *Seismic Earth: Array Analysis of Broadband Seismograms*, AGU Geophysical Monograph 157. AGU, pp. 205–227.
- [17]. Butler, R. and Tsuboi, S., 2010. Antipodal seismic observations of temporal and global variation at Earth's inner - outer core boundary. *Geophysical Research Letters*, 37(11).
- [18]. Tsuboi, S. and R. Butler, 2020. Inner core differential rotation rate inferred from antipodal seismic observations. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 301, April 2020, 106451, doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106451+Auxiliary Material
- [19]. Butler, R. and S. Tsuboi, 2020. Antipodal Observations of Global Differential Times of Diffracted P and PKPAB within the D'' Layer above Earth's Core-Mantle Boundary, *Geophysical Journal International*, 220, , doi.org/10.1093/gji/ggaa157
- [20]. Butler, R. and Tsuboi, S., 2021. Antipodal seismic reflections upon shear wave velocity structures within Earth's inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 321, p.106802.
- [21]. Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary*, 25, 297–356.
- [22]. Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A.M., 2008. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: a global model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113 (B6).
- [23]. Bassin, C., Laske, G., Masters, G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans. AGU* 81, F897.
- [24]. Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary*, 200-201, 1–9. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002
- [25]. Souriau, A., 2015. Presumption of large-scale heterogeneity at the top of the outer core basal layer. *Earth and Planetary Science Letters*, 415, pp.175-182.
- [26]. Chen, J. 2021. Tracking the origin of ultralow velocity zones at the base of Earth's mantle. *National Science Review*, 8(4), April 2021, nwaa308, https://doi.org/10.1093/nsr/nwaa308
- [27]. Song, X. and Helmberger, D.V., 1995. A P wave velocity model of Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), pp.9817-9830
- [28]. Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, 122, 108 – 124.