

## Implementasi Komputasi Travel Time Seismik Refraksi Anisotropi dengan Metode Pseudo Bending

### *Impelementing Computation of Travel Time Anisotropic Seismic Refraction using The Pseudo Bending Method*

La Hamimu<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Halu Oleo, Kendari 93232, Tlp (0401) 3194163 Fax (0401) 3190006

#### Article history:

Received 6 June 2023

Accepted 24 July 2023

#### Keywords:

Pemodelan numerik;  
ray tracing; anisotropi  
seismik refraksi; formulasi  
kecepatan anisotropi,  
metode pseudo bending

#### Correspondent author:

[lahamimu@uho.ac.id](mailto:lahamimu@uho.ac.id)

**Abstrak.** Pemodelan numerik *ray tracing* seismik refraksi dengan melibatkan metode *pseudo bending* dan sifat anisotropi merupakan pendekatan baru dalam memahami perambatan gelombang dan perhitungan *travel time* seismik refraksi. Pola *ray tracing* seismik refraksi dengan metode *pseudo bending* memberikan nilai perhitungan *travel time* yang berbeda ketika melewati *low velocity anomaly* dan *high velocity anomaly*. Hasil simulasi menunjukkan bahwa nilai perhitungan *travel time* pada saat melewati *low velocity anomaly* lebih besar dari pada *travel time* pada saat melewati *high velocity anomaly*. Berdasarkan sifat media yang dilewati, pola *ray tracing* dan perhitungan *travel time* dengan metode *pseudo bending* juga meberikan pola lintasan dan nilai *travel time* berbeda untuk medium isotropi dan anisotropi. Pada medium isotropi bentuk *ray tracing* dan *travel time* untuk konfigurasi *direct shoot* (DS) dan *reversed shoot* (RS) memberikan pola dan nilai yang sama. Sedangkan untuk medium anisotropi, pola *ray tracing* dan nilai *travel time* pada konfigurasi *direct shoot* (DS) dan *reversed shoot* (RS) menunjukkan hasil yang berbeda. Secara faktual, hasil-hasil ini memberikan konfirmasi yang signifikan terhadap konsep dasar yang selama ini berlaku yakni kecepatan perambatan gelombang pada medium isotropi tidak bergantung pada arah pengukuran sedangkan pada medium anisotropi nilai kecepatan perambatan gelombang sangat bergantung pada arah pengukuran.

**Abstract.** *Numerical modelling of ray tracing from seismic refraction involving pseudo bending method and anisotropic attribute can be a new approach in understanding the wave propagation and calculating the travel time. The ray tracing of seismic refraction using the pseudo bending method provide a distinctive path for low and high velocity anomalous. The simulation result presented that travel time calculation for low velocity anomaly is greater than those of high velocity anomaly. Based on the type of media, ray tracing pattern and travel time calculations using the pseudo bending method also provided the different paths and travel time values for isotropic and anisotropic media. In an*

*isotropic medium, ray tracing and travel time for direct shoot (DS) and reversed shoot (RS) configurations produced the same patterns and values. In contract, ray tracing patterns and travel time values in the DS and RS configurations demonstrated the different results for the anisotropic medium. Manifestly, these results provided significant confirmation of the fundamental concept that is the velocity of wave propagation in an isotropic medium does not depend on the direction of measurement, while in an anisotropic medium, the velocity of wave propagation was highly dependent on the direction of measurement.*

© 2023 JRG (Jurnal Rekayasa Geofisika Indonesia)

## 1. PENDAHULUAN

Dalam pemodelan geofisika, tomografi seismik memegang peranan penting untuk merepresentasikan citra bawah permukaan bumi dan menjadi salah satu metode geofisika yang efektif untuk diimplementasikan dalam estimasi pencitraan parameter geofisika. Dalam beberapa dekade terakhir, aplikasi tomografi seismik dapat dijumpai dalam berbagai bidang antara lain untuk eksplorasi hidrokarbon, minyak dan gas bumi. Secara spesifik, tomografi seismik refraksi dapat diterapkan untuk bidang geoteknik terutama untuk mencitrakan struktur lapisan batuan dekat permukaan (near-surface). Struktur lapisan dekat permukaan sangat dibutuhkan dalam teknik sipil (civil engineering) terutama untuk merancang kekuatan fondasi bangunan, dermaga, bandara, rel kereta api, jalan tol, dan lain-lain.

Selain itu, kajian tomografi seismik refraksi dapat pula digunakan untuk pencitraan struktur lapisan bawah permukaan (subsurface) antara lain untuk mencitrakan penyebaran limbah cair (yang sifatnya low velocity) pada lapisan dekat permukaan. Secara seismik lapisan batuan dengan sifat low

velocity (misalnya limbah cair) dapat diklasifikasi sebagai jenis medium fluida dengan kecepatan seismik rendah sehingga dapat membelokkan arah perambatan gelombang seismik.

Sampai saat ini sudah beberapa peneliti yang telah mengembangkan metode tomografi seismik refraksi. Nurhandoko, B.E dkk (1999) melakukan pencitraan bawah permukaan dengan metode seismik refraksi berdasarkan simulasi tomografi "width-band Fresnel" dan menggunakan kecepatan homogen sebagai input model. Konstantin Osypov (1999) juga melakukan pencitraan near-surface dengan menerapkan metode tomografi seismik refraksi tanpa melibatkan algoritma pelacakan berkas gelombang (*ray racing*). Pada tahun 2004, Konstantin Osypov melakukan kembali penelitian tentang robust tomografi refraksi untuk mencitrakan struktur kecepatan lapisan near-surface menggunakan estimasi statistik. Selanjutnya, Azwin, I.N., dkk., (2013) melakukan penelitian tentang aplikasi tomografi seismik refraksi untuk identifikasi dan karakterisasi situs (*site characterization*).

Dalam paper ini, dilakukan kajian baru tentang pemodelan numerik seismik refraksi

dengan menggunakan pendekatan *ray tracing* berdasarkan metode lengkung semu (*pseudo bending method*) serta melibatkan formulasi kecepatan anisotropi. Pada umumnya hampir semua kajian tomografi seismik yang berkembang saat ini melibatkan tahapan *ray tracing* untuk melacak proses penjalaran berkas gelombang seismik dari sumber (*source*) ke penerima (*receiver* atau *geophone*). Implementasi pemodelan numerik *ray tracing* berdasarkan metode *pseudo bending* dan formulasi kecepatan anisotropi seismik dalam studi ini secara komprehensif menggunakan bantuan pemrograman Bahasa MATLAB versi 9.12.0.1884302 (R2022a). Tujuan utama tahapan *ray tracing* adalah menghitung waktu tempuh (*travel time*) gelombang seismik refraksi dari sumber ke penerima dengan pendekatan formulasi kecepatan anisotropi (mediumnya bersifat anisotropik). Perhitungan *travel time* ini didasarkan pada simulasi model penjalaran berkas gelombang seismik refraksi (*ray tracing*) dari sumber menuju reseiver (*geophone*), dimana arah perambatan gelombang seismik akan berbeda untuk lapisan batuan yang berbeda. Hal ini akan lebih mendekati pada keadaan alam sebenarnya dimana bumi tersusun oleh beberapa lapisan batuan dengan variasi kecepatan berbeda-beda yang secara seismik bersifat anisotropik. Simulasi penjalaran gelombang seismik dengan pendekatan ini akan memberikan hasil perhitungan *travel time* yang berbeda jika dilakukan konfigurasi tembakan (*shoot*) dari arah berbeda. Secara umum dalam akuisisi data seismik dikenal dua jenis konfigurasi tembakan yaitu *direct shoot* (DS) dimana posisi sumber terletak disebelah

kiri reseiver (*geophone*) dan *reversed shoot* (RS) dimana posisi sumber tembakan terletak disebelah kanan reseiver (*geophone*).

## 2. TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1. Ray Tracing dengan Metode Pseudo Bending

*Ray tracing* merupakan metode simulasi numerik yang lebih cepat dan efektif untuk medan gelombang seismik dan memegang peranan penting dalam desain akuisisi data lapangan, analisis dan identifikasi medan gelombang, tomografi, dan sebagainya (Huan-Lan, Z., dan Bao-Li, W., 2016). Berdasarkan prinsip Fermat, *travel time* suatu lintasan ray terhadap perubahan panjang lintasan adalah stasioner ( $\partial T/\partial L=0$ ). Agar keadaan stasioner yang dimaksud dapat tercapai, maka *travel time* sepanjang ray diminimumkan. Persamaan minimasi ini digunakan untuk menghitung perturbasi melalui eksploitasi sifat-sifat lengkungan lintasan ray. Secara eksplisit solusi persamaan ray tidak dilakukan dengan metode beda hingga, tetapi pemecahan persamaan ray dilakukan melalui pendekatan metode *pseudo bending* (Julian dan Gubbins, 1977). *Travel time T* sepanjang lintasan ray dinyatakan sebagai integral garis antara dua titik ujung, yaitu

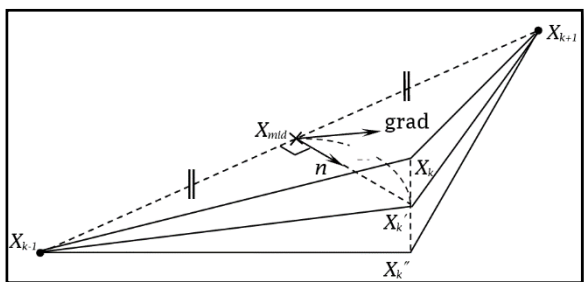
$$T = \int_{sumber}^{penerima} \frac{1}{V} dL \dots (1)$$

dimana  $L$  adalah parameter panjang lintasan, dan  $V$  adalah kecepatan seismik. Perhitungan *travel time* dilakukan dengan menggunakan jumlah numerik sepanjang segmen lintasan ray. Persamaan *travel-time* tersebut dapat

dituliskan kembali dengan menggunakan aturan trapezoid dalam bentuk

$$T = \sum_{k=2}^n |X_k - X_{k-1}| \{ (1/V_k) + (1/V_{k-1}) \} / 2 \dots (2)$$

dimana  $n$  adalah jumlah titik pada lintasan,  $X_k$  adalah vektor posisi pada titik ke- $k$  dan  $V_k$  adalah besarnya kecepatan pada titik ke- $k$ . Jika travel time langsung diminimalkan secara simultan melalui perturbasi pada setiap titik lintasan ray, maka proses minimasi ini akan melibatkan solusi persamaan *non linier* dalam jumlah besar. Oleh karena itu dilakukan suatu pendekatan alternatif dengan menggunakan skema perturbasi tiga-titik, seperti pada **Gambar 1**.



**Gambar 1.** Skema perturbasi untuk 3-titik

Tinjau tiga buah titik lintasan yang berdekatan seperti pada Gambar 1. Selanjutnya diasumsikan bahwa titik  $X_{k-1}$  dan  $X_{k+1}$  terletak pada posisi tetap. Titik baru  $X'_k$  sebagai pengganti titik sebelumnya  $X_k$  dicari untuk memperoleh travel time minimum di sepanjang segmen lintasan  $X_{k-1}$  ke  $X_{k+1}$ . Untuk memperoleh titik baru  $X'_k$  terlebih dahulu akan dihitung dua buah variabel yang didefinisikan sebagai arah ofset ( $n$ ) dan jumlah ofset ( $R$ ) dari titik tengah  $X_{mid}$ . Arah ofset ( $n$ ) diestimasi dengan menggunakan sifat unik dari arah kelengkungan lintasan ray dengan waktu minimum, dan selanjutnya menentukan nilai  $R$

yang cocok. Persamaan ray dapat dituliskan sebagai

$$-\frac{d^2 r}{dl^2} = \frac{[(gradV) - \left(\frac{dV}{ds}\right)\left(\frac{dr}{ds}\right)]}{V} \dots (3)$$

dimana  $r$  adalah vektor posisi sepanjang ray (Lee dan Stewart, 1981). Suku kedua pada ruas kanan persamaan (3) merupakan komponen sejajar gradien kecepatan terhadap lintasan ray. Persamaan ini menyatakan bahwa komponen normal gradien kecepatan terhadap vektor ray selalu berlawanan arah dengan kelengkungan lintasan ray. Karena arah ray lokal pada  $X'_k$  dinyatakan oleh arah garis antara dua titik ujung segmen lintasan  $X_{k-1}$  dan  $X_{k+1}$ , maka komponen normal gradien kecepatan terhadap arah tersebut menyatakan arah kelengkungan. Arah ini merupakan arah titik  $X'_k$  sebenarnya yang memenuhi persamaan (3). Formulasi arah tersebut diberikan oleh

$$n' = (gradV) - [(gradV) \cdot (X_{k+1} - X_{k-1})] \times (X_{k+1} - X_{k-1}) / |X_{k+1} - X_{k-1}|^2 \dots (4)$$

Suku kedua persamaan (4) merupakan komponen paralel gradien kecepatan terhadap arah ray atau dengan vektor satuan  $n = n' / |n'|$ .

Estimasi kecepatan pada titik baru  $X'_k$  dibutuhkan karena nilai perturbasi yang sebelumnya tidak diketahui. Jika digunakan ekspansi Taylor untuk kecepatan pada titik-tengah ( $V_{mid}$ ), maka kecepatan pada titik baru  $V'_k$  dapat didekati dengan

$$V'_k = V_{mid} + [n \cdot (gradV)_{mid}] R \dots (5)$$

dimana  $(gradV)_{mid}$  merupakan gradien kecepatan pada titik-tengah  $X_{mid}$ . Jumlah perturbasi  $R_c$  yang sebenarnya disepanjang

arah  $n$  diperoleh dengan meminimasi persamaan (2) disepanjang segmen-segmen yang menghubungkan tiga-titik  $\underline{X}_{k-1}$ ,  $\underline{X}_k$  dan  $\underline{X}_{k+1}$ . Jumlah perturbasi yang dihasilkan adalah

$$R_c = -(cV_{mid} + 1)/\{4cn. (gradV)_{mid}\} + \left[ \frac{(cV_{mid} + 1)^2}{\{4cn. (gradV)_{mid}\}^2} + \frac{L^2}{(2cV_{mid})} \right]^{1/2} \dots (6)$$

dengan

$$L = |\underline{X}_{k+1} - \underline{X}_{mid}| \text{ dan } c = [(1/V_{k+1}) + (1/V_{k-1})]/2$$

## 2.2. Anisotropi Seismik

Ray tracing seismik dalam media anisotropi sangat penting untuk eksplorasi struktur kerak bumi yang lebih detail (Zhang, M., 2017). Suatu medium dikatakan anisotropik jika sifat-sifat elastik intrinsiknya berubah dengan arah, dan medium dikatakan isotropik jika sifat-sifat elastiknya tidak berubah dengan arah. Makna anisotropi seismik adalah perubahan kecepatan seismik, yang mana kecepatannya bergantung pada sifat-sifat elastik medium, dengan arah dimana kecepatan tersebut diukur. Leon Thomsen (2002) mendefinisikan anisotropi seismik sebagai ketergantungan kecepatan terhadap sudut.

Medium bersifat isotropik transverse jika sifat-sifat elastiknya tidak berubah dalam arah tegak lurus dengan sumbu simetri. Dalam isotropik transverse dikenal dua kasus anisotropi seismik. Pertama, isotropik transverse vertikal (VTI) yang selanjutnya dianggap sebagai isotropik transverse, untuk mana kecepatan tidak berubah secara lateral dari satu arah ke arah lainnya, tetapi berubah

dari satu arah ke arah lainnya pada bidang vertikal yang bersesuaian dengan arah lateral tertentu. Arah lapisan (*bedding*) horisontal dan patahan (*fracturing*) horisontal yang sejajar dengan bedding akan menghasilkan isotropi transverse. Kedua, adalah isotropik transverse horisontal, atau dikenal sebagai anisotropik azimuth, untuk mana kecepatan berubah dari satu arah lateral ke arah lain. Patahan dalam arah lain selain dari pada arah bedding menghasilkan pertambahan anisotropi azimuth.

Untuk menggambarkan secara eksplisit pengaruh anisotropi dalam perambatan gelombang, Thomsen (1986) mendefinisikan 5 konstanta elastik dalam medium VTI, yaitu:

$$\alpha_0 = \sqrt{c_{33}/\rho} \dots (7)$$

$$\beta_0 = \sqrt{c_{44}/\rho} \dots (8)$$

dimana  $\alpha_0$  adalah kecepatan gelombang-P vertikal ( $V_{p0}$ ) dan  $\beta_0$  adalah kecepatan gelombang-S vertikal ( $V_{s0}$ ). Tiga konstanta lain yang melukiskan derajat anisotropi adalah

$$\varepsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \dots (8)$$

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} \dots (10)$$

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}} \dots (11)$$

dimana  $c_{ij}$  merupakan elemen matriks stifnes yang secara fisis menyatakan konstanta elastik dari suatu benda padat.

Pada umumnya untuk batuan sedimen, parameter  $\varepsilon$ ,  $\delta$ , dan  $\gamma$  mempunyai orde magnitudo yang sama dan biasanya lebih kecil dari 0,2 (Thomsen, 1986). Untuk nilai parameter Thomsen  $\varepsilon$ ,  $\delta$ , dan  $\gamma$  jauh lebih kecil dari satu ( $\ll 1$ ) dikenal dengan kasus anisotropi lemah (*weak anisotropy*). Aplikasi anisotropi dalam analisis data seismik

terutama didasarkan pada asumsi *weak anisotropy*. Umumnya untuk berbagai jenis batuan, parameter Thomsen ( $\varepsilon$  dan  $\delta$ ) merupakan konstanta positif yang lebih kecil dari 0,2. Hal ini merupakan fakta pendukung untuk teori *weak anisotropy*. Kasus dimana  $\delta = \varepsilon$  dikenal sebagai anisotropi eliptik.

### 2.3. Formulasi Kecepatan Anisotropi

Pada umumnya pembahasan anisotropi dibatasi terutama untuk kasus perambatan gelombang-P dalam batuan anisotropi lemah. Kecepatan fase gelombang seismik untuk anisotropi lemah (*weak anisotropy*) dirumuskan oleh (Thomsen, 1986):

$$V_P(\theta) = \alpha_0(1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta) \dots (12)$$

$$V_{SV} = \beta_0 \left[ 1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right] \dots (13)$$

dan

$$V_{SH} = \beta_0(1 + \gamma \sin^2 \theta) \dots (14)$$

dimana  $\delta$ ,  $\varepsilon$ , dan  $\gamma$  adalah parameter anisotropi (Thomsen parameters),  $\theta$  adalah sudut fase ( $0^\circ$  diukur dari arah vertikal). Besaran  $\alpha_0$  adalah kecepatan gelombang P pada saat ( $\theta = 0$ ), dan  $\beta_0$  adalah kecepatan gelombang S vertikal (SV) pada saat ( $\theta = 0$ ).

Dari persamaan (12-14) tampak bahwa kecepatan gelombang-P hanya bergantung pada parameter anisotropi  $\delta$  dan  $\varepsilon$ . Dalam kasus *vertical incidence* ( $\theta = 0$ ), maka persamaan (12) akan menghasilkan kecepatan gelombang-P vertikal ( $\alpha_0$ ). Sedangkan dalam kasus *horizontal incidence* ( $\theta = 90$ ) persamaan (12) memberikan

$$\alpha_h = \alpha_0(1 + \varepsilon) \dots (15)$$

Dari persamaan (13-14) diperoleh solusi bagi parameter anisotropi  $\varepsilon$  yaitu:

$$\varepsilon = \frac{\alpha_h - \alpha_0}{\alpha_0} \dots (16)$$

Persamaan ini memberikan makna fisis untuk parameter Thomsen  $\varepsilon$ . Secara khusus parameter  $\varepsilon$  mengindikasikan derajat sifat anisotropik batuan, yang diukur sebagai selisih antara kecepatan gelombang-P vertikal ( $\alpha_0$ ) dan kecepatan gelombang-P horisontal ( $\alpha_h$ ). Karena hampir semua batuan mempunyai nilai  $\varepsilon > 0$ , maka kecepatan gelombang-P horisontal lebih besar dari pada kecepatan gelombang-P vertikal.

## 3. METODE PENELITIAN

### 3.1. Waktu dan Lokasi Penelitian

Paper ini merupakan hasil penelitian yang dilakukan secara bertahap, dengan alokasi waktu kurang lebih 8 (delapan) bulan. Pemodelan numerik dan analisis data secara resmi dilakukan melalui Laboratorium Komputasi Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas MIPA Universitas Haluoleo.

### 3.2. Sarana Pendukung Penelitian

Sarana yang diperlukan dalam menghasilkan paper ini terdiri atas dua bagian, yaitu perangkat keras komputer (*hardware*) dan perangkat lunak (*software*). Perangkat keras yang dimaksud adalah satu set perangkat komputer PC atau Laptop dengan standar spesifikasi:

- Processor 11<sup>th</sup> Gen Intel(R) Core (TM)i7 @2,80GHz
- Installed memory: 16,0GB
- Display memory (VRAM): 128Mb

Adapun perangkat lunak yang digunakan terdiri dari:

- Software Windows 10 Home dan Microsoft Office 2021
- Software Pemrograman bahasa MATLAB dengan versi 9.12.0.1884302 (R2022a).

### 3.3. Prosedur Penelitian

Pada dasarnya penelitian ini menyajikan suatu pemodelan numerik seismik refraksi yang didasarkan pada ray tracing dengan metode pseudo bending dan melibatkan formulasi kecepatan medium yang bersifat anisotropic. Kegiatan awal dari penelitian ini adalah mengumpulkan literatur terkait yang sumbernya dapat diperoleh dari buku maupun jurnal yang diperoleh melalui internet, terutama jurnal atau artikel yang terbaru. Langkah selanjutnya melakukan proses pemodelan numerik yang didasarkan pada tahapan-tahapan sebagai berikut:

1. Mendesain model lapisan bumi 2-D yang diasumsikan sebagai model sebenarnya (*true model*).

Pada tahapan ini parameterisasi model didesain sedemikian rupa sehingga model tersebut merupakan representasi kondisi bawah permukaan bumi sesungguhnya dimana di dalamnya terdapat struktur lapisan yang secara seismik memperlihatkan adanya anomali kecepatan rendah (*low velocity*).

2. Selanjutnya diterapkan simulasi ray tracing gelombang seismik refraksi dengan *metode pseudo-bending* untuk memperoleh data travel time. Persamaan (1-6) merupakan persamaan utama yang terlibat dalam algoritma perhitungan data travel time.

3. Selanjutnya ray tracing gelombang seismik refraksi (*metode pseudo-bending*) diterapkan pada desain model pada tahapan 1 dengan menerapkan dua jenis konfigurasi tembakan yaitu direct shoot (DS) dan reversed shoot (RS).

4. Parameterisasi model pada tahapan 1 meliputi:

- ✓ jumlah blok dalam arah horisontal ( $nx$ ) dan arah vertikal ( $nz$ ),
- ✓ dimensi blok dalam sumbu  $x$  ( $blx$ ) dan panjang bentangan horisontal ( $nx*blx$ ),
- ✓ dimensi blok dalam sumbu  $z$  ( $blz$ ) dan kedalaman survei dalam arah vertikal di bawah permukaan bumi ( $nz*blz$ ),
- ✓ nilai kecepatan pada setiap blok ( $V_1$  sampai  $V_{nx*nz}$ ),
- ✓ jumlah sumber atau *sources* gelombang ( $ns$ ) dan jumlah reseiver atau *geophone* ( $nr$ ),
- ✓ posisi masing-masing sumber ( $xs, zs$ ) dan posisi masing-masing reseiver ( $xr, zr$ )
- ✓ nilai parameter anisotropi Thomsen, yaitu  $\delta=0.05$  dan  $\varepsilon=0.20$  dimana persamaan (12-16) digunakan untuk melibatkan sifat anisotropi medium.

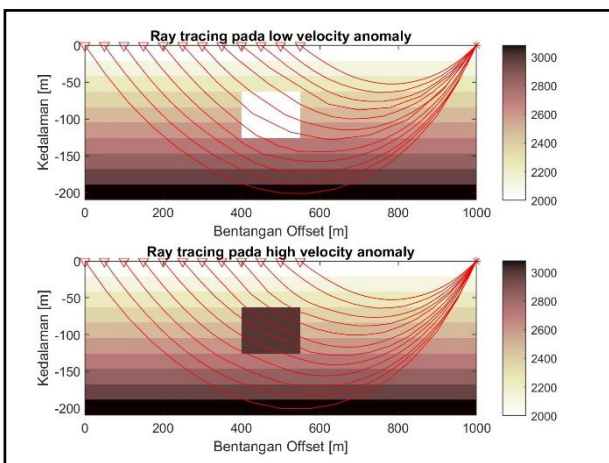
5. Melakukan analisis numerik terhadap data travel time yang diperoleh dengan memperlihatkan tipe kurva time (T) versus offset (X).

## 4. HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1. Ray Tracing Seismik Refraksi dengan Metode Pseudo Bending.

Metode pseudo bending merupakan salah satu metode *ray tracing* yang dapat digunakan

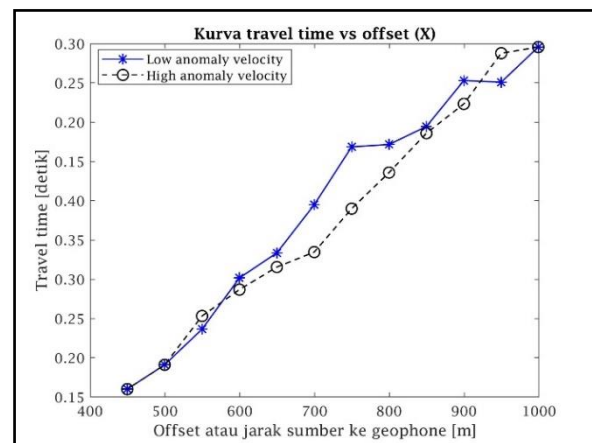
untuk melacak lintasan atau proses perambatan berkas gelombang seismik (*P-wave*) dari sumber menuju *geophone* (*reseiver*). Metode ini pertama kali dikembangkan oleh Um & Thurber (1987). Konsep dasar yang digunakan dalam menformulasikan *pseudo bending* adalah prinsip Fermat. Prinsip ini sering dimanfaatkan untuk mencari lintasan sinar atau berkas gelombang dengan waktu terpendek atau minimum. **Gambar 2** berikut ini mengilustrasikan lintasan berkas gelombang ketika melewati *low velocity anomaly* dan *high velocity anomaly* yang didasarkan pada metode *pseudo bending*.



**Gambar 2.** Ray tracing seismik refraksi dengan metode *pseudo bending*

Pada **Gambar 2** tampak jelas adanya perbedaan lintasan berkas gelombang ketika melewati *low velocity anomaly* dan *high velocity anomaly*. Lintasan berkas gelombang berusaha menjauhi *low velocity anomaly* (praktis hanya terdapat 4 berkas gelombang yang signifikan melewati blok *low velocity*) dan sebaliknya lintasan berkas gelombang berusaha mendekati *high velocity anomaly* (terdapat 6 berkas gelombang yang melewati blok *high velocity*). Dengan demikian jumlah ray yang

melewati *high velocity anomaly* lebih banyak dibanding dengan jumlah ray yang melewati *low velocity anomaly*. Hal ini terjadi agar waktu tempuh dari sumber ke *reseiver* menjadi minimum, karena semakin tinggi kecepatan suatu medium maka energi gelombang pada medium tersebut menjadi lebih tinggi sehingga waktu tempuh berkas gelombang semakin pendek (singkat). Secara umum ray yang melewati *high velocity anomaly* akan menghasilkan perhitungan *travel time* yang lebih kecil dari pada ray yang ketika melewati *low velocity anomaly*. Kurva waktu tempuh (*travel time*) berkas gelombang dari sumber ke *reseiver* (*offset*) atau kurva T-X ditunjukkan oleh **Gambar 3**. Kurva ini memperlihatkan dengan jelas adanya perbedaan *travel time* berkas gelombang ketika melewati anomali kecepatan. Saat melewati *high velocity anomaly* *travel time* berkas gelombang lebih pendek dibandingkan *travel time* saat melewati *low velocity anomaly*.



**Gambar 3.** Perbedaan *travel time* untuk ray yang melewati *low velocity anomaly* dan *high velocity anomaly*

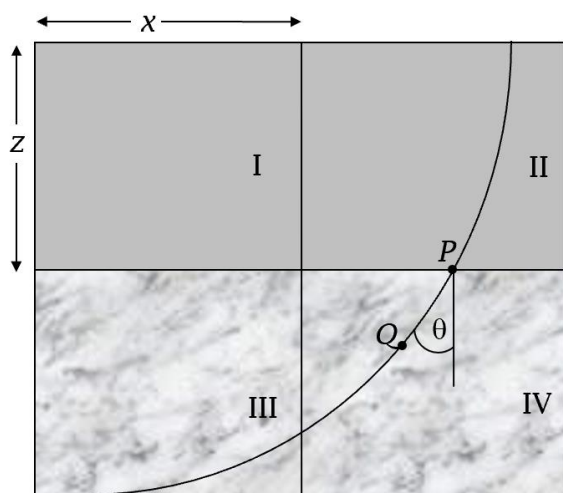
**4.2. Ray Tracing Anisotropi Seismik Refraksi.**

Untuk mendapatkan *ray tracing* dan *travel time* dalam medium yang secara seismik bersifat anisotropi, maka kecepatan gelombang seismik pada setiap blok yang dilewati ray dihitung dengan menggunakan persamaan kecepatan gelombang P yang dikemukakan oleh Leon Thomsen (2002), yaitu:

$$V_P(\theta) = \alpha_0(1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \epsilon \sin^4 \theta) \dots (17)$$

dimana  $\delta$  dan  $\epsilon$  adalah parameter anisotropi (Thomsen's parameters),  $\theta$  adalah sudut fase ( $0^\circ$  diukur dari arah vertikal). Nilai parameter anisotropi diperoleh dari berbagai literatur, dimana untuk kasus *weak anisotropy* nilai parameter  $\delta=1.05$  dan  $\epsilon=2.20$  (Leon Thomsen, 2002). Sedangkan besar kecilnya nilai sudut  $\theta$  diukur berdasarkan arah lengkungan ray pada blok tersebut. Sebagai konsekuensinya, jika ray yang melewati suatu blok datang dengan arah yang berbeda maka kecepatan gelombang seismik akan memberikan nilai yang berbeda bergantung pada arah datang ray pada blok tersebut.

Berikut ini contoh ilustrasi perhitungan sudut  $\theta$  pada sebuah blok yang dilewati ray:



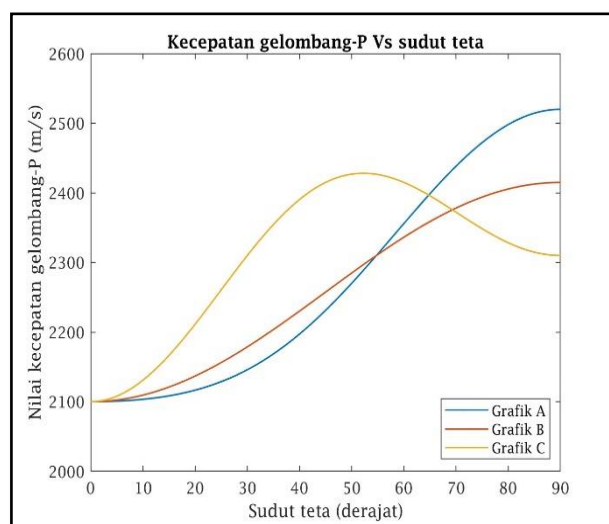
**Gambar 4.** Pengukuran sudut ( $\theta$ )

Berdasarkan ilustrasi pada **Gambar 4**, perhitungan sudut  $\theta$  dapat dilakukan dengan menggunakan persamaan:

$$\theta = \arctan \left( \frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \dots (18)$$

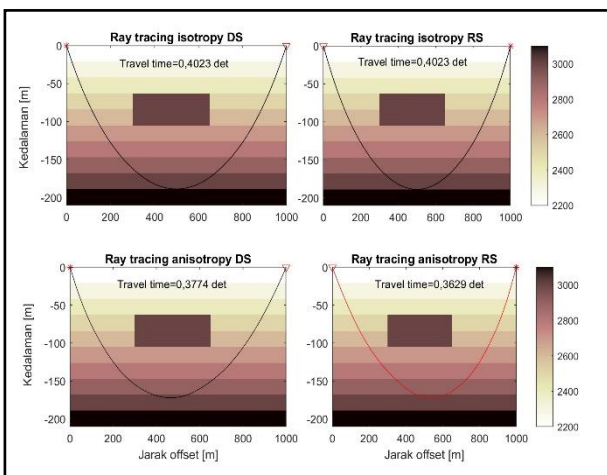
dimana koordinat P adalah  $(x_i, z_i)$  dan Q adalah  $(x_{i+1}, z_{i+1})$ . Posisi  $x_i$  dan  $z_i$  dapat diketahui melalui *checking block* ketika ray melewati blok tersebut.

Ketergantungan nilai kecepatan gelombang-P terhadap sudut  $\theta$ , dan parameter anisotropi ( $\epsilon$  dan  $\delta$ ) ditunjukkan oleh **Gambar 5**.



**Gambar 5.** Perubahan kecepatan gelombang P

Grafik A, B, dan C mengilustrasikan ketergantungan nilai kecepatan gelombang-P terhadap sudut  $\theta$  yang dihitung dengan menggunakan persamaan (17) dengan beberapa kombinasi parameter Thomsen: A( $\delta=0.05$  dan  $\epsilon=0.20$ ), B( $\delta=0.15$  dan  $\epsilon=0.15$ ) dan C( $\delta=0.50$  dan  $\epsilon=0.10$ ), dengan  $V_P(\theta=0) = 2100$  m/s.



**Gambar 6.** Ray tracing untuk isotropi dan anisotropi seismik refraksi

Berdasarkan hasil simulasi penjalaran gelombang pada **Gambar 6** tampak bahwa, *ray tracing* seismik refraksi dari sumber (\*) menuju reseiver atau *geophone* (∇) dengan metode *pseudo bending* menampilkan pola lintasan yang berbeda antara medium isotropi dan medium anisotropi.

Pada kasus isotropi pergerakan ray diasumsikan bersifat simetri. Hal ini didasarkan pada kenyataan bahwa muka gelombang-*P* pada medium isotropi bersifat simetri terhadap garis normal. Sedangkan untuk kasus anisotropi pergerakan ray tidak simetri (Ozdogan Yilmaz, 2001). Berdasarkan hukum Snellius, berkas gelombang yang bergerak dari lapisan medium dengan kecepatan rendah menuju medium dengan kecepatan tinggi akan dibelokkan menjauhi garis normal dan sebaliknya akan mendekati garis normal jika bergerak dari lapisan dengan kecepatan tinggi menuju kecepatan rendah. Hal ini terlihat jelas pada proses perambatan berkas gelombang seismik refraksi untuk kasus anisotropi.

Berdasarkan hasil simulasi model perambatan gelombang seismik refraksi dengan metode *pseudo bending* tampak tampak bahwa untuk kasus isotropi seismik, model perambatan gelombang antara konfigurasi *direct shoot* (DS) dimana sumber berada di sebelah kiri *geophone* (**Gambar 6**) dengan konfigurasi *reverse shoot* (RS) dimana sumber berada di sebelah kanan *geophone* memiliki pola ray tracing yang sama. Berbeda halnya dengan kasus anisotropi seismik, pola ray tracing antara konfigurasi *direct shoot* (DS) berbeda dengan *reverse shoot* (RS). Hal ini didasarkan pada prinsip anisotropi yang menyatakan bahwa sifat-sifat parameter fisika suatu medium anisotropi bergantung pada arah pengukuran (arah datangnya sumber gelombang).

Selain itu, perhitungan travel time dengan menggunakan asumsi medium bersifat isotropi dan medium bersifat anisotropi juga memberikan nilai yang berbeda. Pada kasus medium bersifat isotropi, perhitungan *travel time* dari sumber ke reseiver dengan konfigurasi *direct shoot* (DS) dan *reversed shoot* (RS) menghasilkan nilai yang sama ( $t=0,4023$  detik). Sedangkan untuk kasus medium bersifat anisotropi, travel time dari sumber ke reseiver dengan konfigurasi *direct shoot* (DS) dan *reversed shoot* (RS) menghasilkan nilai yang berbeda masing-masing  $t=0,3774$  detik dan  $t=0,3629$  detik. Hasil ini tentu saja memperkuat konsep dasar tentang perbedaan antara medium isotropi dan medium anisotropi. Secara teoritis, kecepatan perambatan gelombang pada medium isotropi tidak bergantung pada arah sedangkan pada medium anisotropi kecepatan perambatan

gelombang sangat bergantung pada arah datangnya gelombang.

## 5. KESIMPULAN

Pemodelan numerik ray tracing seismik refraksi dengan metode *pseudo bending* dapat diimplementasikan dengan Bahasa pemrograman MATLAB. Berdasarkan hasil simulasi model perambatan gelombang seismik refraksi diperoleh bahwa *ray tracing* seismik refraksi ketika akan melewati medium yang memiliki sifat *low velocity anomaly* akan menghasilkan *travel time* yang lebih lama dibandingkan dengan *travel time* ketika melewati medium yang memiliki sifat *high low velocity*. Selain itu, pola *ray tracing* dan perhitungan *travel time* dengan metode *pseudo bending* pada medium isotropi dan anisotropi memberikan lintasan dan nilai yang berbeda.

Pada medium isotropi baik konfigurasi *direct shoot* (DS) maupun *reversed shoot* (RS) menghasilkan nilai *travel time* yang sama, sedangkan untuk medium anisotropi perhitungan *travel time* pada konfigurasi *direct shoot* (DS) dan *reversed shoot* (RS) memberikan hasil yang berbeda. Hasil-hasil ini memperkuat konsep dasar yang selama ini berlaku dimana kecepatan perambatan gelombang pada medium isotropi tidak bergantung pada arah pengukuran sedangkan pada medium anisotropi nilai kecepatan perambatan gelombang sangat bergantung pada arah pengukuran (bergantung arah datangnya gelombang).

## UCAPAN TERIMA KASIH

Paper ini merupakan bagian dari hasil riset yang didanai melalui skema insentif riset

Universitas Halu Oleo. Penulis menyampaikan terima kasih atas dukungan dana dan sarana prasarana yang diberikan.

## DAFTAR PUSTAKA

- Borchers, B., 2000, Tomography Lectures Notes: Part I and Part II, Iterative Algorithms, Society Exploration Geophysics, Expanded Abstract.
- Huan-Lan, Z., and Bao-Li, W. 2016. Multi-scale pseudo-bending ray tracing for arbitrary complex media, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Doi: 10.32389/JEEG19-007
- I.N. Azwin., Rosli Saad., and Nordiana M. (2013). Applying the Seismic Refraction Tomography for Site Characterization, APCBEE Procedia Volume 5 page 227–231.
- Julian, B.R., Gubbins, D. 1977. Three-Dimensional Seismic Ray Tracing, Journal of Geophysics, Volume 43, page 95-113
- Konstantin, O. 1999. *Refraction Tomography without Ray tracing*, Society Exploration Geophysics, Expanded Abstract
- Konstantin, O. 2004. *Robust Refraction Tomography*, Geophysical Journal International, 153, 609-626.
- Lee and Stewart, R.R. 1981. *Exploration Seismic Tomography: Fundamentals*, SEG, Volume 3.
- Nurhandoko, B.E.B., Matsuoka, T., Watanabe, T., Ashida, Y. 1999. *Land seismic Refraction Tomography Using Homogeneous Velocity as Initial Model*, Society Exploration Geophysics, Expanded Abstract
- Thomsen, L. 1986. Weak elastic anisotropy, Geophysics, Volume 51, No. 10, page 1954-1966.
- Um J., and Thurber C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, Bull. Seismol. Soc. Am., Volume 77, page 972-986.
- Zhang, M., Xu, T., Bai, Z., Liu, Y., Hou, J., Yu, G. 2017. Ray tracing of turning wave in elliptically anisotropic media with an

irregular surface, Earthq Sci., DOI  
10.1007/s11589-017-0192-5