

Buku ini merupakan hasil penelitian penulis yang menggunakan gelombang difraksi seismik untuk menentukan tetapan anisotropi, di mana pada umumnya penentuan tetapan anisotropi menggunakan gelombang seismik refleksi. Kelebihan dari penggunaan gelombang difraksi adalah gelombang tersebut merupakan gelombang langsung dari suatu titik difraktor di bawah permukaan sehingga gelombang menyebar ke semua arah dengan kecepatan masing-masing yang akan diukur untuk menentukan tetapan anisotropi suatu medium bawah permukaan.

Buku ini diperuntukkan bagi para kolega dosen peneliti pada khususnya, serta para mahasiswa ilmu kebumihuan serta kalangan profesional pada umumnya. Prasyarat utama pengguna buku ini adalah mempunyai latar belakang ilmu geofisika, dengan spesialisasi metode seismik. Namun, tidak menutup kemungkinan pembaca berlatar belakang ilmu geologi dan perminyakan bisa memanfaatkan buku ini. Melalui buku ini, diharapkan pembaca dapat mengevaluasi kelayakan suatu model bawah permukaan, di mana ketidakpastian proses geologi sangat memengaruhi model statik yang ada.

Materi yang dibahas dalam buku ini meliputi:

- Bab 1** Latar Belakang
- Bab 2** Anisotropi Seismik
- Bab 3** Medium Anisotrop
- Bab 4** Relasi Kecepatan Grup dan Kecepatan Fase
- Bab 5** Gelombang Difraksi
- Bab 6** Penentuan Tetapan Anisotropi
- Bab 7** Studi Kasus
- Bab 8** Kesimpulan dan Rekomendasi

 **Penerbit
Salemba Teknika**

Kantor Pusat
Jln. Raya Lenteng Agung No. 101
Jagakarsa Jakarta Selatan 12610
Senin–Jumat (08:00–17:00 WIB)
e-Mail: info@penerbitsalemba.com
Telepon: (021) 7818416

 salemba
practice



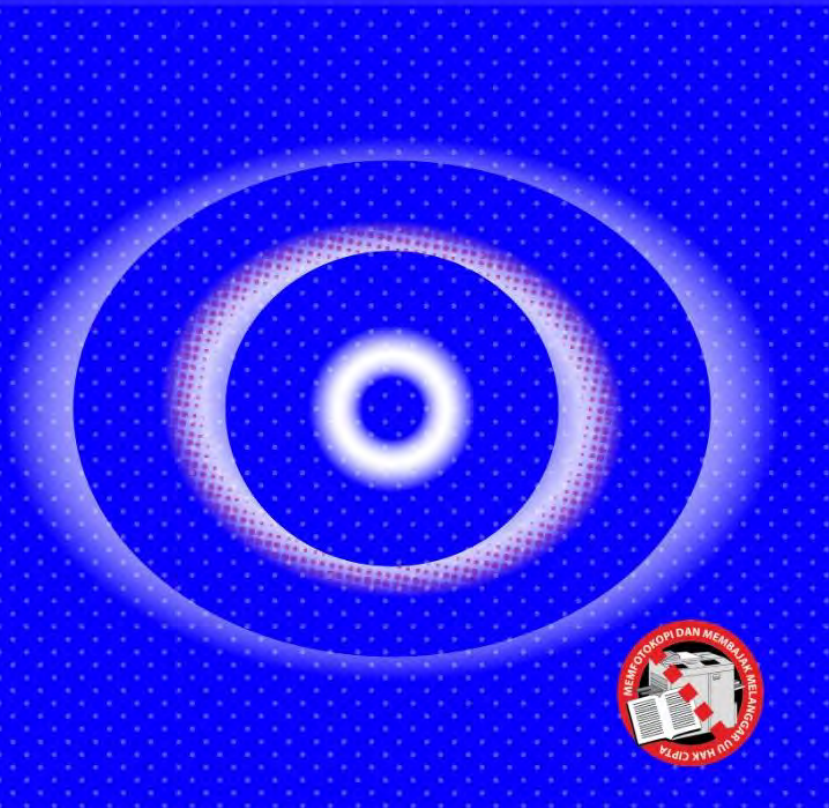
ISBN: 978-979-9549-63-1



Imam Setiaji Ronoatmojo | Muhammad Burhannudin

TETAPAN ANISOTROPI SEISMIK

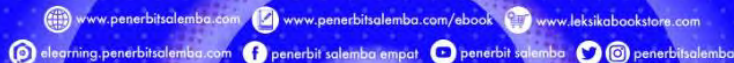
TETAPAN ANISOTROPI SEISMIK



Imam Setiaji Ronoatmojo | Muhammad Burhannudin

 **Penerbit
Salemba Teknika**

>> Buku Asli Berstiker Hologram

 www.penerbitsalemba.com www.penerbitsalemba.com/ebook www.leksikabookstore.com
[elearning.penerbitsalemba.com](mailto:info@penerbitsalemba.com) [penerbit salemba empat](https://www.facebook.com/penerbit.salemba.empat) [penerbit salemba](https://www.youtube.com/channel/UCpenerbitsalemba) [penerbitsalemba](https://www.instagram.com/penerbitsalemba)

Tetapan Anisotropi Seismik

by Imam Setiaji Ronoatmojo

Submission date: 12-Apr-2023 12:09AM (UTC+0700)

Submission ID: 2061719951

File name: 2023_Tetapan_Anisotropi_Seismik_230409_231237.pdf (26.33M)

Word count: 44463

Character count: 245291

TETAPAN ANISOTROPI SEISMIK

134

Imam Setiaji Ronoatmojo | Muhammad Burhannudinnur



**Penerbit
Salemba Teknika**

Tetapan Anisotropi Seismik

Imam Setiaji Ronoatmojo, Muhammad Burhannudinurr

5

Manajer Penerbitan dan Produksi: Novietha Indra Sallama

Supervisor Editor: Akhla Suslia

Editor: Yuli Setyaningsih

Tata Letak: John Roy Sibarani

Desain Sampul: Najwa Hafizhah Agustya



Hak Cipta © 2023 Penerbit Salemba Teknik

Jln. Raya Lenteng Agung No. 101

Jagakarsa, Jakarta Selatan 12610

Telp. : (021) 781 8616

Faks. : (021) 781 8486

Website : <http://www.penerbitsalemba.com>

E-mail : info@penerbitsalemba.com

Hak cipta dilindungi undang-undang. Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apa pun, baik secara elektronik maupun mekanis, termasuk tidak terbatas pada memfotokopi, merekam, atau dengan menggunakan sistem penyimpanan lainnya, tanpa izin tertulis dari Penerbit.

UNDANG-UNDANG NOMOR 28 TAHUN 2014 TENTANG HAK CIPTA

1. Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta yang meliputi penjiplakan dan pengadaptasian Ciptaan untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 3 (tiga) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah).
2. Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta yang meliputi penjiplakan, penggandaan dalam segala bentuknya, dan pendistribusian Ciptaan untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 4 (empat) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp1.000.000.000,00 (satu miliar rupiah).
3. Setiap Orang yang memenuhi unsur sebagaimana dimaksud pada poin kedua di atas yang dilakukan dalam bentuk pembajakan dipidana dengan pidana penjara paling lama 10 (sepuluh) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp1.000.000.000,00 (empat miliar rupiah).

Ronoatmojo, Imam Setiaji
Burhannudinurr, Muhammad

Tetapan Anisotropi Seismik/Imam Setiaji Ronoatmojo, Muhammad Burhannudinurr

137
Jakarta: Salemba Teknik, 2023
Jilid. 170 hlm., 17 × 24 cm

ISBN

- I. Seismologi
- II. Seismologi Reservoir
- I. Judul
- II. Imam Setiaji Ronoatmojo, Muhammad Burhannudinurr

000.0.00

Tentang Penulis



Dr. Ir. Imam Setiaji Ronoatmojo, M.T. lahir di Cilacap, 1 Juli 1960. Penulis meraih gelar doktor dari Institut Teknologi Bandung pada tahun 2011 dengan disertasi "Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi Gelombang Seismik-P dengan Pendekatan Polinomial Orde-3," yang mempunyai kebaruan berupa penurunan persamaan anisotropi dari fungsi difraksi, sebelumnya berupa penurunan persamaan dari fungsi refleksi. Beliau juga aktif sebagai instruktur di bidang desain parameter seismik 3-D dan geomekanika. Selama hampir tiga decade, beliau mengabdikan diri pada sebuah perusahaan jasa minyak PT Elnusa Tbk. dengan jabatan akhir sebagai Principal of Elnusa Petroleum School. Setelah pensiun dari PT Elnusa Tbk. pada tahun 2015, penulis menjadi tenaga pengajar tetap di Universitas Trisakti dengan mata kuliah Geofisika Hidrokarbon, Pemodelan Geostatistik, dan Mekanika Batuan. Di samping itu, penulis juga merupakan pengajar tidak tetap pada Program Magister F-MIPA Universitas Indonesia pada mata kuliah Seismologi Eksplorasi dan Geofisika Instrumentasi. Beberapa karya terkait adalah buku *Mekanika Batuan* (Penerbit Universitas Trisakti, 2019), *Pemodelan Geostatistik* (Penerbit Universitas Trisakti, 2020), *Pengantar Seismologi Eksplorasi* (Penerbit Salemba Teknik, 2021), *Geomekanika Reservoir* (Penerbit Universitas Trisakti, 2022), *Pemodelan Seismik* (Penerbit Universitas Trisakti, 2022) dan penemuan metode baru berupa penurunan persamaan tetapan anisotropi berdasarkan fungsi difraksi gelombang seismik-P serta memperoleh hak cipta pada tahun 2019 HAKI No:EC0020191775, 29 Mei 2019.



Dr. Ir. Muhammad Burhannudinnur, M.Sc., lahir di Bantul, 10 Oktober 1967. Sarjana stata-1 Teknik Geologi ditempuh di Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Master Petroleum Geoscience diselesaikan di Univeristi Brunei Darussalam, serta lulus program Doktor Geologi di Institut Teknologi Bandung. Riwayat pekerjaan: sejak 1992 mengabdikan sebagai dosen di Teknik Geologi Universitas Trisakti dengan pengalaman lain sebagai senior konsultan di Schlumberger dari tahun 1996 sampai 2002, pengajar internasional pada Insituit ur Antatanarivo, Dekan Fakultas Teknologi Kebumihan dan Energi Usakti, dan Direktur Badan Afiliasi Teknologi Mineral Usakti. Penulis terlibat aktif dalam kegiatan industri dan masyarakat sebagai konsultan GGR kegiatan migas, instruktur *fieldtrip*, serta pengajar kursus sejak 1996. Pengalaman di organisasi, antara lain sebagai Ketua Asosiasi Prodi Teknik Geologi Indonesia, Ketua IAGI, serta anggota aktif AAPG, SEG, dan EAGE.

Prakata

Pada pemodelan bawah permukaan, gelombang seismik merambat melalui medium dengan kecepatan yang berbeda pada variasi arah, baik lateral maupun vertikal. Hal ini diakibatkan medium yang bersifat heterogen dan anisotropik. Sifat tersebut merupakan hasil dari keunikan proses geologi pada arah tertentu, ¹²¹ seperti misalnya arah sedimentasi yang mengikuti pola aliran, kelereng dari batas sekuens ¹¹⁵ dan lain sebagainya. Oleh karena itu, perlu kiranya untuk mengetahui tetapan anisotropi dari suatu medium.

Monograf ini merupakan hasil penelitian penulis pada periode tahun 2006 sampai dengan tahun 2011, yang menggunakan gelombang difraksi seismik untuk menentukan tetapan anisotropi, di mana pada umumnya penentuan tetapan anisotropi menggunakan gelombang seismik refleksi. Penggunaan gelombang difraksi ini mempunyai kelebihan bahwa gelombang tersebut merupakan gelombang langsung dari suatu titik difraktor di bawah permukaan sehingga gelombang menyebar ke semua arah dengan kecepatan masing-masing yang akan diukur untuk menentukan tetapan anisotropi suatu medium bawah permukaan. Penelitian yang pernah dilakukan terkait dengan hal tersebut, yakni penelitian secara numerik dan secara pemodelan di laboratorium yang hasilnya digunakan untuk menentukan syarat batas dari pemberlakuan tetapan anisotropi.

Sasaran utama dari pembaca monograf adalah para kolega dosen peneliti pada khususnya serta para mahasiswa ilmu kebumihian serta kalangan profesional pada umumnya. Diharapkan dengan terbitnya buku ini maka metode yang ada bisa lebih dikembangkan. Prasyarat utama pengguna buku ini adalah mempunyai latar belakang ilmu geofisika, dengan spesialisasi metode seismik. Namun, tidak menutup kemungkinan pembaca berlatar belakang ilmu geologi dan perminyakan bisa memanfaatkan buku ini. Pembahasan dalam buku ini mencakup latar belakang dan rumusan masalah; konsep seismik anisotropi; medium anisotrop; kecepatan grup dan kecepatan fase; gelombang seismik difraksi; penentuan tetapan anisotropi; serta studi kasus. Dengan adanya monograf ini, diharapkan pembaca dapat mengevaluasi kelayakan suatu model bawah permukaan, di mana ketidakpastian proses geologi sangat memengaruhi model statik yang ada.

Buku yang terkait dengan monograf ini adalah buku karya penulis, yakni *Pengantar Seismologi Eksplorasi* (Penerbit Salemba Teknik, Cetakan I 2021, ISBN 978-979-9549-57-0) dan *Pemodelan Geostatistik* (Penerbit Universitas Trisakti, Cetakan I 2020, ISBN 978-602-0705-18-7). Dengan membaca kedua buku tersebut, maksud dan tujuan dari monograf ini akan lebih mudah dipahami.

Akhirnya, dengan mengucapkan syukur ke hadirat Allah Swt., semoga buku ajar ini bisa bermanfaat untuk mendukung kegiatan pembelajaran siswa. Ucapan terima kasih disampaikan kepada Prof. Dr. Astri Rinanti, M.T. dan segenap jajarannya dari Lembaga Penelitian Universitas Trisakti yang telah memfasilitasi dana hibah penulisan buku ajar ini, demikian pula kepada pihak Fakultas Teknologi Kebumihan dan Energi (FTKE) Universitas Trisakti beserta jajaran DRPMF FTKE Universitas Trisakti.

Jakarta, September 2022

Penulis

89

Dr. Ir. Imam Setiaji Ronoatmojo, M.T.

89

Dr. Ir. Muhammad Burhannudinnur, M.Sc.

Daftar Isi

Tentang Penulis

Prakata

Daftar Isi

iii

v

vii

Bab 1 Latar Belakang

1

Efek Anisotropi	2
Motivasi	5
Rumusan Masalah	11
Pokok Bahasan	12
Referensi	13

Bab 2 Anisotropi Seismik

17

Sejarah	18
Pemodelan ke Depan Gelombang Tubuh	23
Analisis dan Pencitraan Kecepatan Gelombang-P	24
Referensi	29

Bab 3 Medium Anisotrop

33

Medium Anisotrop Mikropolar	34
Isotropi Melintang (Transverse Isotropy)	47
Referensi	57

Bab 4 Relasi Kecepatan Grup dan Kecepatan Fase

61

Anisotropik versus Dispersif	62
Relasi Kecepatan Grup dan Kecepatan Fase	64
Referensi	70

Bab 5 Gelombang Difraksi	73
Citra Difraksi pada Bidang Batas Medium.....	74
Pengolahan Gelombang Difraksi.....	77
Geometri Gelombang Seismik Difraksi.....	85
Referensi.....	91
Bab 6 Penentuan Tetapan Anisotropi	93
Penurunan dari Fungsi Difraksi.....	94
Pengujian Numerik.....	104
Pengujian Seismik.....	115
Regresi Polinomial Orde-2.....	121
Regresi Polinomial Orde-3.....	123
Regresi Polinomial Orde-4.....	124
Regresi Polinomial Orde-5.....	126
Perhitungan Tetapan Anisotropi.....	127
Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-2.....	127
Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-3.....	128
Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-4.....	128
Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-5.....	129
Analisis Perhitungan Tetapan Anisotropi.....	129
Kelas 1 $0 < \delta < 0,1$ dan $\eta < 0,1$	132
Kelas 2 $0 < \delta < 0,1$ dan $\eta > 0,1$	133
Kelas 3 $\delta > 0,1$ dan $\eta > 0,1$	134
Kelas 4 $\delta < 0$ dan $\eta > 0$	135
Kelas 5 $\delta > 0,1$ dan $\eta < 0$	135
Batas Area Penerapan Metode.....	136
Tanggapan Polinomial Orde-2 dan Orde-3 terhadap Masing-Masing Kelas.....	137
Referensi.....	140
Bab 7 Studi Kasus	141
Penyiapan Data.....	142
Parameter Aktuisisi dan Pemrosesan Data dalam Domain Waktu.....	143
Penentuan Tetapan Anisotropi.....	147
Pemrosesan Migrasi Kedalaman sebelum Stack.....	150
Referensi.....	154
Bab 8 Kesimpulan dan Rekomendasi	155
Indeks	i-1

Bab 1

LATAR BELAKANG

Daftar Simbol

- θ : Sudut pindai
- ϕ_j : Sudut geser dalam ke-j
- C_j : Kohesi
- β : Sudut orientasi pembebanan foliasi
- $\sigma_3(\beta)$: Kuat tekan sebagai fungsi sudut orientasi sudut pembebanan foliasi
- σ_3 : *Confined pressure*
- $I\alpha_{(50)}$: Indeks anisotropi kekuatan *point load*
- $I_{(50)\perp}$: Indeks kekuatan beban titik yang diukur tegak lurus dengan bidang foliasi untuk sampel dengan diameter sama dengan 50 mm
- $I_{(50)\parallel}$: Indeks kekuatan beban titik yang diukur sejajar dengan bidang foliasi untuk sampel dengan diameter sama dengan 50 mm
- R_c : Rasio antara kekuatan batuan utuh pada sudut orientasi ($\beta = 90^\circ$) dan kekuatan minimum batuan utuh yang sama pada sudut orientasi $\beta = 0^\circ$

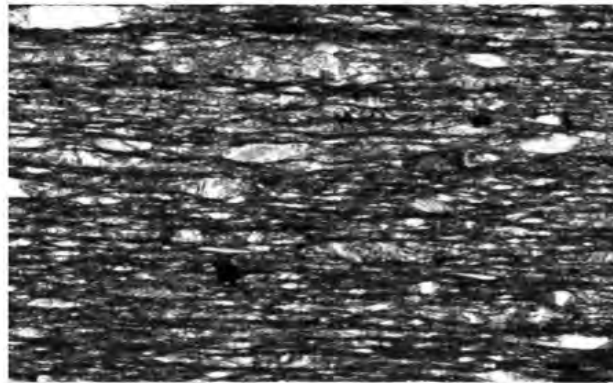
Efek Anisotropi

Batuan dapat didefinisikan sebagai ikatan mekanis antarbutiran suatu mineral (disebut batuan mono-mineral) atau lebih dari satu mineral (disebut batuan poli-mineral). Ikatan mekanis ini tergantung pada asal batuan, apakah itu batuan beku, metamorf, atau sedimen. Selama pembentukannya, terdapat proses yang berbeda yang terjadi dari berbagai jenis batuan yang dikategorikan ke dalam struktur primer dan sekunder. Dalam kaitan tersebut, berikut akan dibahas fitur geologi yang menyebabkan anisotropi batuan. Fitur geologi mikro disebut juga struktur primer yang ditemukan selama tahap pembentukan batuan yang unik. Fitur-fitur ini memengaruhi sifat anisotropi batuan berupa anisotropi hubungan antarbutir dari batuan, seperti *schistosity* dan *fissility*. Hal ini terutama ditemukan dalam skala mikroskopis dan juga terkait dengan ukuran butir. Secara umum, perilaku anisotropik batuan tergantung pada tekstur dan struktur mineral pembentuk batuan primer (kemas mikroskopis) [1].

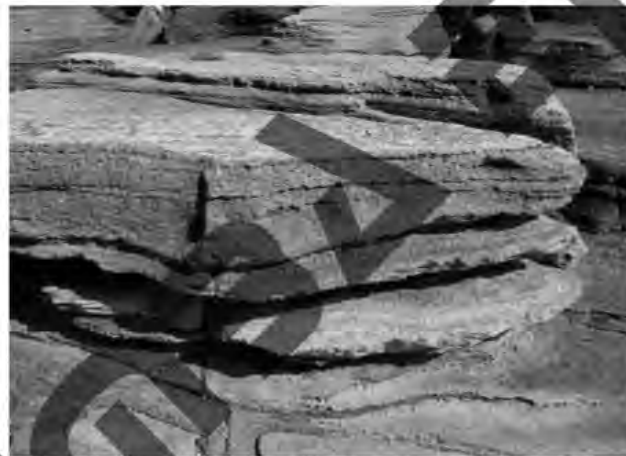
Sifat anisotropik batuan ditemukan pada [2]:

1. Sebagian besar batuan metamorf berfoliasi, seperti sekis, *slate*, *gneisses*, dan *phyllites*, mengandung orientasi alami dari bentuk datar/panjangnya mineral atau fenomena lembar pita yang menghasilkan sifat mekanik anisotropi. Gambar 1.1 menunjukkan beberapa fitur anisotropi tekstur pada batuan metamorf *slate*, seperti *layering* dan perpotongan kemas planar.
2. Batuan sedimen berlapis, seperti batupasir, serpih atau batupasir—perubahan serpih sering menampilkan perilaku anisotropik karena adanya bidang pelapisan. Alasan utama terjadinya anisotropi pada batuan sedimen berkaitan dengan proses sedimentasi dari lapisan (*strata*) yang berbeda atau mineral yang berbeda dengan berbagai ukuran butir. Sampel pelapisan pada Gambar 1.2 ditemukan pada batu serpih. *Fissility* adalah fitur geologi khusus yang menyangkut batuan sedimen di mana butiran diendapkan membentuk set bidang paralel dan unit batuan tergelincir di sepanjang bidang ini. Namun, *fissility* dari batuan laminasi dianggap sebagai struktur yang sebagian besar terkait dengan batu lanau yang bermetamorfosis menjadi foliasi [3].
3. Anisotropi dapat ditunjukkan juga oleh batuan beku yang memiliki struktur aliran, seperti yang teramati pada riolit berpori akibat pelapukan [4]. Umumnya, batuan beku memiliki sedikit kemungkinan kemas yang anisotropik. Akan tetapi dalam beberapa kasus, anisotropi dapat ditemukan karena pelapisan ketika lava mengalir dan bergerak sebagai massa yang sangat kental segera sebelum konsolidasi (seperti granit) [5].

Struktur sekunder juga dikenal sebagai fitur skala makro batuan yang didefinisikan oleh satu kata sebagai “diskontinuitas” [8][9]. Hal ini didefinisikan sebagai: (i) retakan



Gambar 1.1 Ketampakan Pelapisan Mikro dan Perpotongan Kemasannya pada Slate [6]



Gambar 1.2 Ketampakan Pelapisan pada Batu Serpih [7]

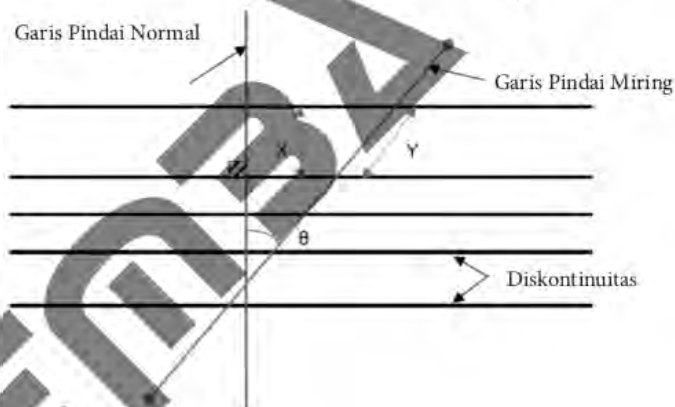
dan sesar, (ii) bidang pelapisan, dan (iii) bidang geser dan sesar. Pengaruh fitur tersebut signifikan dan terkait dengan tiga masalah yang berbeda berikut ini [10].

1. Skala yang memengaruhi pemodelan bidang-bidang secara implisit atau eksplisit.
2. Tegangan dan/atau perpindahan terhadap bidang-bidang yang secara signifikan dilakukan akan mengurangi kekuatan batuan.
3. Gerakan relatif unit batuan di mana diskontinuitas membatasi perilaku elastis material batuan.

Adapun pengaruh dari suatu bidang yang lemah pada intensitas anisotropi diperkenalkan oleh Jaeger dan Cook [11]. Bahkan, Hoek (1983) telah mengembangkan kriteria untuk menyatakan intensitas anisotropi massa batuan terkekarkan [12], dan disimpulkan sebagai berikut.

1. Intensitas anisotropi batuan terkekarkan sepenuhnya tergantung pada tingkat keterkaitan antara blok-blok batuan.
2. Batuan dengan suatu himpunan kekar tunggal akan sangat berperilaku anisotropik.
3. Perilaku kekuatan massa batuan yang memiliki tiga, empat, atau lima himpunan kekar yang saling berpotongan dianggap mendekati homogen dan isotropik.

Frekuensi diskontinuitas dapat didefinisikan secara linier atau berdasarkan satuan volume, sedangkan frekuensi dapat dinyatakan sebagai jumlah diskontinuitas baik satuan panjang maupun satuan volume [13]. Anisotropi dari frekuensi diskontinuitas berasal dari variasi jarak diskontinuitas yang mengacu pada orientasi *scanline* (garis pindai) atau volume massa batuan yang dipelajari [14][15]. Seperti pada Gambar 1.3, gagasan anisotropi karena variasi garis pindai untuk diskontinuitas yang sama serta jarak antara diskontinuitas adalah fungsi dari orientasi garis pindai ($X \neq Y$).



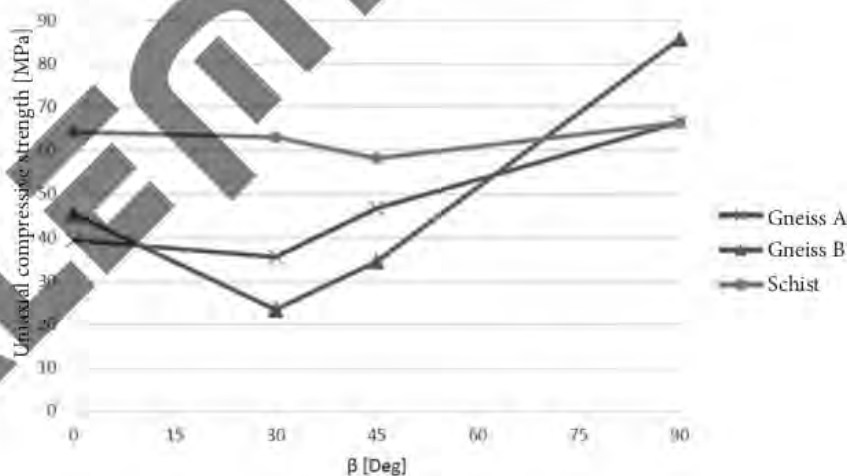
Gambar 1.3 Dua Frekuensi Diskontinuitas yang Berbeda karena Orientasi Garis Pindai

ladi, wajib untuk memutar semua garis pindai ke satu orientasi tetap untuk menentukan frekuensi diskontinuitas yang akurat, yang berarti mendefinisikan semua sudut kemiringan dan arah kemiringan diskontinuitas. Metode ini dapat diterapkan jika diskontinuitas direpresentasikan sebagai himpunan paralel, tetapi akan lebih rumit untuk bentuk diskontinuitas yang melengkung atau yang lebih kompleks. Penting juga untuk diperhatikan kerapatan rekahan volumetrik yang dianggap sebagai parameter statis [16].

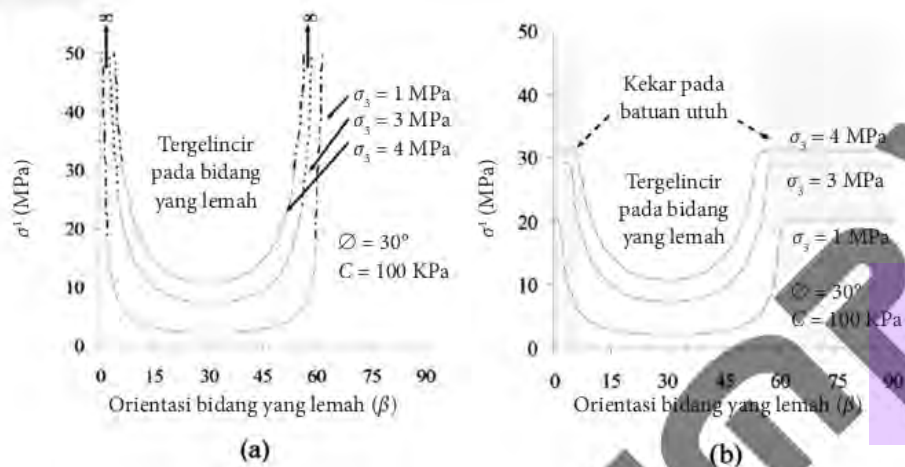
Motivasi

Oleh karena sifat anisotropik pada dasarnya merupakan sifat dasar yang memengaruhi hubungan antarvariabel sifat fisik batuan, perlu untuk dipertimbangkan bagaimana cara melakukan observasi dan pengukurannya. Dalam studi dan penelitian yang penulis lakukan sebelumnya, yakni tentang ketidakpastian dalam analisis multivariat, faktor anisotropi yang diakibatkan oleh proses geologi merupakan faktor yang harus dipertimbangkan [17]. Hal ini pula yang menyebabkan suatu ketidakpastian yang terjadi pada setiap arah dari garis pindai.

Kecenderungan anisotropi dari kekuatan batuan mengandung arti bahwa kekuatan batuan merupakan fungsi sudut antara arah pembebanan dan orientasi bidang anisotropi. Untuk penyederhanaannya dan karena fakta bahwa konstelasi ini sering dijumpai dalam praktik teknik dan pengujian laboratorium, mari pertimbangkan pembebanan uniaksial dari sampel batuan dengan satu bidang kelemahan. Dalam hal ini, nilai kekuatan minimum akan ditemukan biasanya pada $\alpha = 30^\circ$ dan 45° (yaitu, sudut antara arah pembebanan dan bidang kelemahan). Besarnya kekuatan berubah sesuai dengan orientasi bidang kelemahan yang ada. Saroglou dan Tsiambaos (2008) telah menguji berbagai jenis batuan metamorf [18]. Gambar 1.4 menunjukkan nilai kuat tekan uniaksial (UCS) yang diperoleh sebagai fungsi dari sudut orientasi β . Diagram tersebut menunjukkan bahwa beberapa batuan mempunyai kecenderungan anisotropi, sedangkan yang lain tidak atau hanya *marginal*. Jaeger dan Cook (1979) membahas kegagalan batuan anisotropik di bawah *confining pressure* [19]. Persamaan 1.1 menjelaskan bahwa kuat tekan uniaksial sampel dengan bidang lemah, yang dicirikan oleh kohesi C_j dan *friction angle* ϕ . Dengan asumsi bahwa matriks batuan memiliki kekuatan tak terbatas, diperoleh hasil seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.5a.



Gambar 1.4 Kuat Tekan Uniaksial versus Sudut Orientasi [20]

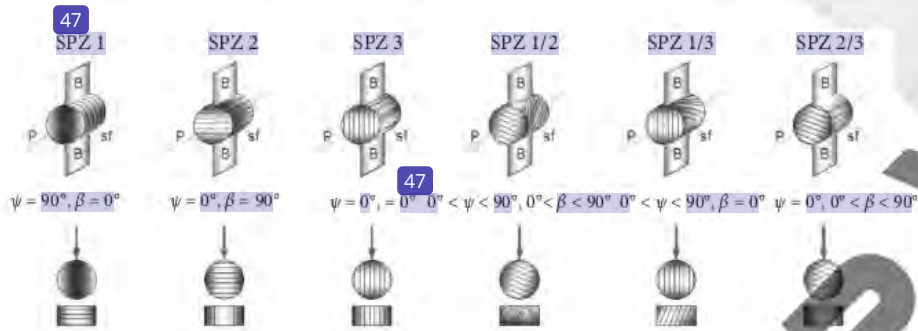


Gambar 1.5 Kekuatan Anisotropi: (a) Solusi Teoritis menurut Persamaan 1.1, (b) Solusi Anisotropi yang Realistis [21]

Pertimbangan yang realistis menuntut untuk memasukkan juga kekuatan matriks batuan. Ini akan mengarah ke kurva seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.5b. Untuk sudut kecil dan besar, kegagalan dalam matriks diperoleh, sedangkan nilai kegagalan lainnya di sepanjang bidang kelemahan diamati

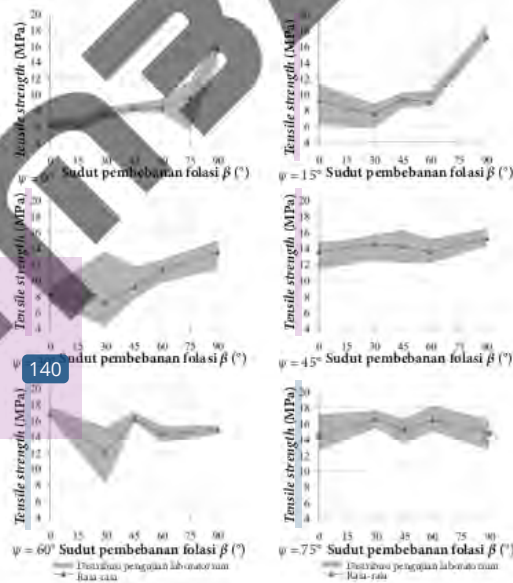
$$\sigma_1(\beta) = \sigma_3 + \frac{1(C_i + \sigma_3 \tan(\phi))}{(1 - \tan(\phi) \tan(\beta)) \sin(2\beta)} \quad (1.1)$$

Kecenderungan anisotropi dari kekuatan batuan juga diamati di samping untuk tegangan tekan juga dilakukan untuk tegangan tarik. Gambar 1.6 menunjukkan pengaturan yang berbeda untuk pengujian yang mencakup semua kemungkinan dalam konstelasi tiga dimensi antara arah tegangan dan bidang anisotropi (bidang kelemahan). Biasanya, dalam studi dua dimensi anisotropi, kekuatan batuan diuji terhadap sudut β (sudut pembebanan foliasi), sedangkan sudut orientasi diasumsikan nol. Namun, seperti yang didokumentasikan dalam Gambar 1.7, Gambar 1.8, Gambar 1.9, dan Gambar 1.10, sudut orientasi ψ juga memainkan peran penting dalam mengkarakterisasi kekuatan anisotropi. Anisotropi kekuatan batuan pun diselidiki secara ekstensif dan banyak kriteria keruntuhan telah disimpulkan untuk memprediksi kekuatan batuan sebagai fungsi dari β .

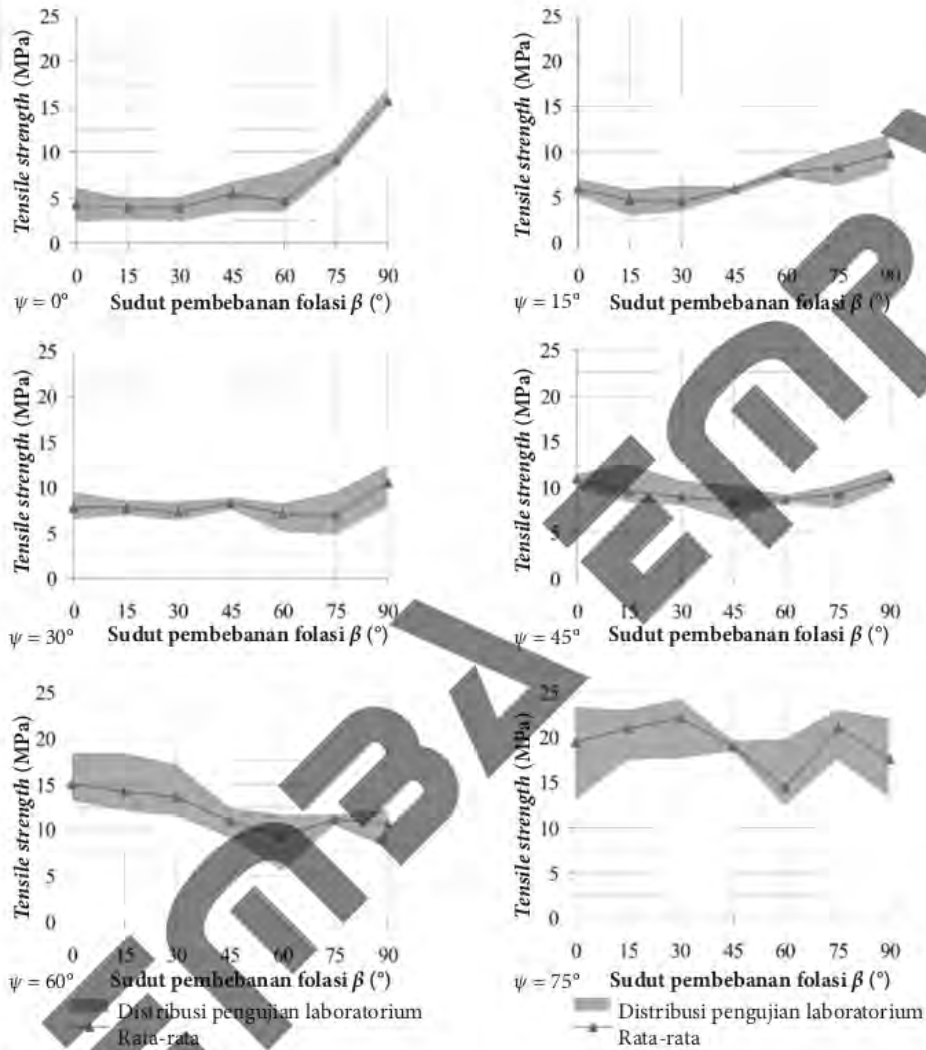


Gambar 1.7 Susunan Eksperimental untuk Pengujian Anisotropi Batuan Relatif terhadap Sudut Orientasi dan Foliasi serta Sudut Pembebanan Menggunakan Uji Brasil [22]

Tampak pada Gambar 1.7 bahwa pada bagian deret atas adalah bentuk pembebanan foliasi secara tarik pada masing-masing sudut pembebanan foliasi β dan sudut orientasi ψ . Sementara, pada deret bawah adalah arah pembebanan tekan pada masing-masing sudut tersebut. Kemudian, sebagai hasil pengujian kekuatan tarik terhadap dua sampel, yakni *gneiss* dan *slate*, diperoleh kurva sebagaimana tampak pada Gambar 1.8 dan Gambar 1.9. Kecenderungan anisotropi dapat diamati sebagai suatu kurva ψ yang konstan dengan nilai *tensile strength* yang bervariasi terhadap sudut pembebanan foliasi β .

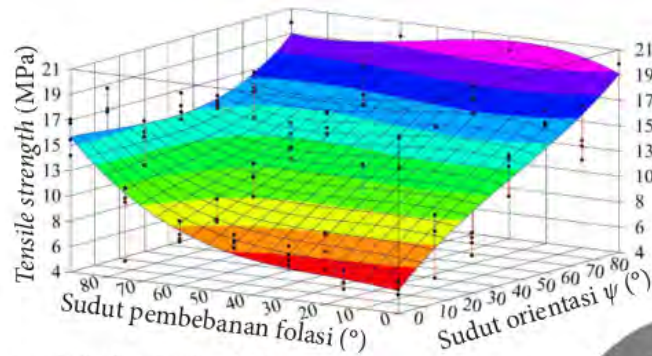


Gambar 1.8 Kurva Kekuatan Tarik Sampel Gneiss sebagai Fungsi β dan ψ [23]



Gambar 1.9 Kurva Kekuatan Tarik Sampel Slate sebagai Fungsi β dan ψ [24]

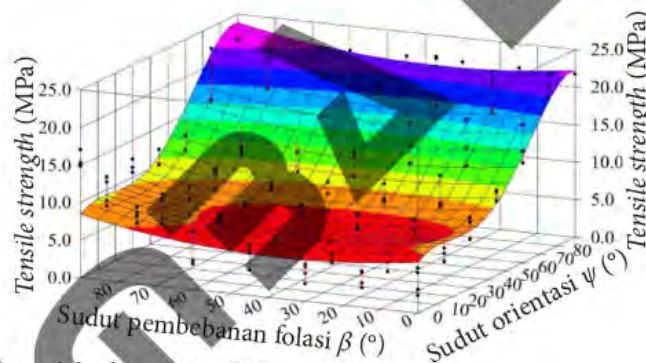
Dari hasil yang diperoleh, kemudian diintegrasikan ke dalam kurva tiga dimensi dengan sumbu *tensile strength*, sudut pembebanan foliasi β , dan sudut orientasi ψ , maka dapat teramati bahwa variasi nilai *tensile strength* akan muncul bila sudut pembebanan foliasi β menjauhi nilai nol. Sementara itu, perubahan yang cukup ekstrem dengan gradien lebih tinggi terjadi pada perubahan nilai sudut orientasi ψ . Hal ini berlaku untuk kedua jenis batuan tersebut.



Jumlah observasi = 126

Koefisien determinasi ganda (R^2) = 0,870

Gambar 1.10 Permukaan Regresi untuk Kekuatan Tarik Sampel Gneiss sebagai Fungsi Sudut β dan Sudut ψ [25]



Jumlah observasi = 172

Koefisien determinasi ganda (R^2) = 0,871

Gambar 1.11 Permukaan Regresi untuk Kekuatan Tarik Sampel Slate sebagai Fungsi Sudut β dan Sudut ψ [26]

Anisotropi batuan dapat dikuantifikasi dan diklasifikasikan (derajat anisotropi). Ada beberapa cara untuk mengklasifikasikan batuan. Dua sistem yang sering digunakan adalah *point load index* dan *strength anisotropy index*.

Tsidzi (1990) mengklasifikasikan derajat foliasi serta derajat anisotropi untuk batuan berfoliasi [27]. Kemudian, teramati adanya hubungan yang cukup kuat antara derajat foliasi dan indeks anisotropi kekuatan *point load* $I\alpha_{(50)}$ menurut Persamaan 1.2, seperti yang diusulkan oleh ISRM (1985)[28].

$$I\alpha_{(50)} = \frac{I_{s(50)\perp}}{I_{s(50)\parallel}} \quad (1.2)$$

$I_{s(50)\perp}$ dan $I_{s(50)\parallel}$ adalah indeks kekuatan beban titik yang diukur tegak lurus dan sejajar dengan bidang foliasi untuk sampel dengan diameter sama dengan 50 mm, tegak lurus dan sejajar dengan bidang foliasi pada uji aksial dan diametrik. Menurut pengamatan, nilai beban titik minimum ditemukan pada saat pembebanan sejajar dengan bidang foliasi dan hal ini disebabkan membelah bidang kelemahan tersebut [29]. Tabel 1.1 menunjukkan klasifikasi batuan berfoliasi yang diusulkan berdasarkan indeks anisotropi kekuatan beban titik.

Tabel 1.1 Klasifikasi Batuan Berfoliasi berdasarkan Indeks Anisotropi Kekuatan Batuan [30]

Sifat Batuan	Indeks Anisotropi ($I\alpha_{(50)}$)	Deskripsi Anisotropi	Contoh
Sangat kuat terfoliasi	> 3,5	Sangat kuat	Slate
Kuat terfoliasi	3,5-2,5	Kuat	Quartz mica Schist
Terfoliasi sedang	2,5-1,5	Sedang	Mica gneiss
Terfoliasi lemah	1,5-1,1	Lemah	Granitic gneiss
Sangat terfoliasi lemah	< 1,1	Sangat lemah	Quartzite

Ramamurthy (1993) mendefinisikan intensitas anisotropi (R_c) Persamaan 1.3 menguantifikasi nilai R_c sebagai perbandingan antara kekuatan batuan utuh pada sudut orientasi ($\beta = 90^\circ$) dan kekuatan minimum batuan utuh yang sama pada sudut orientasi $\beta = 0^\circ$ [31].

$$R_c = \frac{\sigma_{c(90)}}{\sigma_{c(\min)}} \quad (1.3)$$

Klasifikasi intensitas anisotropi ini berdasarkan R_c , ditunjukkan pada Tabel 1.2, dievaluasi untuk berbagai batuan. Terlepas dari kenyataan bahwa derajat anisotropi yang ditentukan oleh R_c pada intinya didasarkan pada kekuatan tekan uniaksial batuan, pembuktian kekuatan anisotropi dalam keadaan kompresi terbatas telah menunjukkan bahwa derajat anisotropi untuk batuan tertentu tidak konstan [32]. Sebagai efek dari intensitas anisotropi berkurang ketika *confined pressure* meningkat, kriteria eksperimental yang baru diperkenalkan untuk batuan diskontinu memperkirakan tingkat tertentu dari *confined pressure* di mana batupasir terkekarkan berhenti

berperilaku sebagai batuan anisotropik [33]. Tingkat spesifik dari *confined pressure* σ_3 dievaluasi dalam hal kekuatan tekan uniaksial dari batuan utuh yang sesuai sebagai $\sigma_3 = \sigma_{ci}$ yang juga sesuai dengan nilai relatif [34].

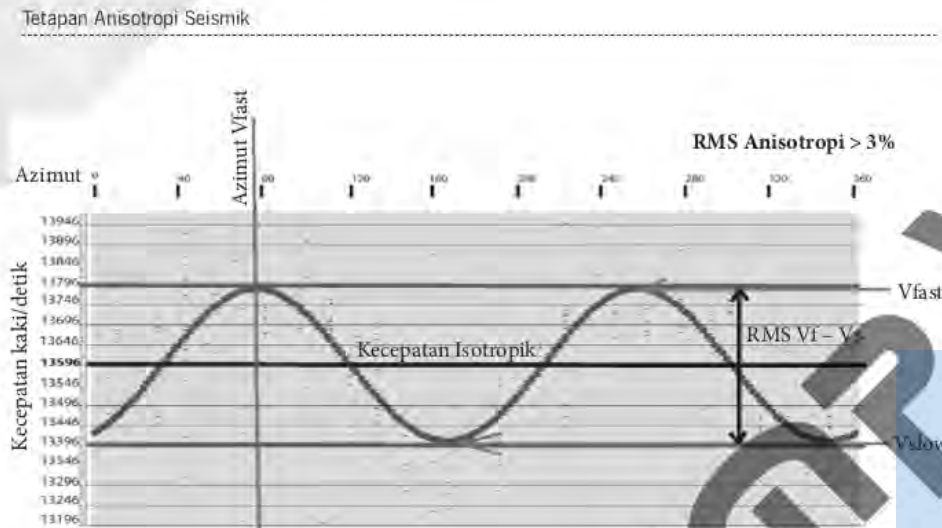
Tabel 1.2 Rentang Intensitas Anisotropi dan Kelas Batuan [35]

Rasio Anisotropi (R_v)	Kelas	Jenis Batuan
$1,0 < R_v < 1,1$	Isotropik	Batupasir
$1,1 < R_v < 2,0$	Anisotropik lemah	Batupasir, serpih
$2,0 < R_v < 4,0$	Anisotropik menengah	Serpih, slate
$4,0 < R_v < 6,1$	Anisotropik kuat	Slate, phyllite
$6,0 < R_v$	Anisotropik sangat kuat	

Dalam kaitannya dengan pengukuran yang telah disebutkan sebelumnya, semua pengukuran tersebut membutuhkan pengamatan secara langsung, yakni dengan membawa sampel ke laboratorium untuk memeriksa dan mengukur sifat-sifat fisik sampel tersebut berdasarkan orientasi pindainya. Namun, untuk objek yang berada di bawah permukaan bumi maka pengamatan langsung sulit untuk dilakukan. Selama ini, metode pengamatan dan pengukuran secara tidak langsung menggunakan metode gelombang seismik. Oleh karena itu, persoalan yang akan muncul adalah bagaimana menentukan tetapan anisotropi dari gelombang seismik. Pengetahuan tentang besarnya nilai tetapan anisotropi ini akan sangat membantu untuk mengurai adanya ketidakpastian, sekaligus membantu dalam hal analisis multivariat. Banyak kasus di lapangan eksplorasi migas yang membutuhkan nilai tersebut untuk menjelaskan adanya suatu ketidakpastian dari karakter reservoir.

Rumusan Masalah

Pada saat mengamati suatu fenomena anisotropi dari perambatan gelombang seismik maka besarnya nilai kecepatan rambat gelombang pada medium anisotrop tersebut tergantung pada arah orientasi rambat gelombang melalui batuan. Crampin (1981) meninjau teori perambatan gelombang untuk bahan elastis anisotropik [36]. Gambar 1.12 menunjukkan contoh untuk batuan isotropik transversal. Cepat rambat gelombang maksimum (V_{fast}) pada arah yang sejajar dengan bidang anisotropi dan minimum (V_{slow}) pada arah tegak lurus terhadap arah ini. Dapat dibedakan antara kecepatan gelombang P dan S (kecepatan gelombang kompresi dan kecepatan gelombang geser). Selain itu, pemisahan atau redaman gelombang geser dapat digunakan untuk mengarakterisasi anisotropi.



Gambar 1.12 Contoh Anisotropi Kecepatan dengan Gelombang Sonik yang Diturunkan pada Inti ($V_{fast} - V_{slow} > 3\%$) [37]

Adapun estimasi nilai tetapan anisotropi bisa dilakukan secara langsung maupun tidak langsung. Pengamatan secara langsung dilakukan dengan menggunakan data VSP (*vertical seismic profiling*) dari suatu sumur eksplorasi, sedangkan pengamatan secara tidak langsung dilakukan dengan menggunakan suatu fungsi refleksi. Dalam hal ini, penulis melakukan hal yang sama, tetapi melalui suatu fungsi difraksi yang muncul pada suatu *common shot gather* dengan beberapa alasan yang melatarbelakanginya yaitu sebagai berikut.

1. Suatu difraksi yang muncul pada *common shot gather* masih merupakan gelombang seismik yang asli dan belum mengalami perubahan akibat pemrosesan digital.
2. Fungsi tersebut bukan berada pada domain bawah permukaan sehingga bukan merupakan sekumpulan unit di dalam *binning*, melainkan suatu hamburan energi seketika yang diamati dalam domain permukaan.
3. Fungsi tersebut bisa dianggap sebagai sekumpulan unit gelombang transmisi sebagaimana yang diamati oleh Thomsen (1986) [38].

Pokok Bahasan

Monograf ini akan disusun berdasarkan sistematika untuk menjelaskan eksistensi pengaruh anisotropi sifat fisik suatu medium yang mengakibatkan ketidakpastian, khususnya pada saat menggunakan metode seismik. Ketidakpastian tersebut membutuhkan indikator untuk bisa mengukurnya, yakni melalui pengukuran tetapan anisotropi. Jadi, dengan dapat mengetahui tetapan anisotropi seismik suatu medium, suatu variasi sifat litologi

pada orientasi arah tertentu dari perambatan gelombang seismik dapat dipakai untuk menguraikan ketidakpastian genetik litologi yang terpantau dari data seismik.

Untuk keperluan tersebut maka monograf ini akan disusun, dimulai dengan menjelaskan pohon sejarah penelitian tentang anisotropi seismik, kemudian aspek mekanika dari medium anisotrop, relasi kecepatan rambat gelombang seismik (grup dan fase), gelombang difraksi dan pemodelan fisik serta numerik, serta paling akhir studi kasus sebagai langkah penerapannya. Studi ini merupakan penelitian tingkat doktoral yang dilakukan penulis pada hampir dua dekade yang lalu, serta menghasilkan suatu persamaan penurunan relasi kecepatan grup dan kecepatan fase dari fungsi difraksi untuk penentuan tetapan anisotropi dari perambatan gelombang seismik.

REFERENSI

- [1] Ullemeyer, K., Siegesmund, S., Rasolofosaon, P. N. J., dan Behrmann, J. H. 2006. "Experimental and Texture-Derived P-Wave Anisotropy of Principal Rocks from the TRANSALP Traverse: An Aid for the Interpretation of Seismic Field Data." *Tectonophysics*, 414(1-4), 97-116.
- [2] Bagheripour, M. H., Rahgozar, R., Pashnesaz, H., dan Malekinejad, H. 2011. "A Complement to Hoek-Brown Failure Criterion for Strength Prediction in Anisotropic Rock." *Geomechanics and Engineering*, 3(1), 61-81.
- [3] van Hise, R. C. 1896. "Deformation of Rocks III: Cleavage and Fissility." *The Journal of Geology*, 4(4), 449-483.
- [4] Matsukura, Hashizume, Y. K., dan Oguchi, C. T. 2002. "Effect of Microstructure and Weathering on the Strength Anisotropy of Porous Rhyolite." *Engineering Geology*, 63(1-2), 39-47.
- [5] Walhstrom, E. E. 1973. *Tunneling in Rock*. 1st ed. Amsterdam: Elsevier.
- [6] Bagheripour, M. H., Rahgozar, R., Pashnesaz, H., dan Malekinejad, H. 2011. "A Complement to Hoek-Brown Failure Criterion for Strength Prediction in Anisotropic Rock." *Geomechanics and Engineering*, 3(1), 61-81.
- [7] Bagheripour, M. H., Rahgozar, R., Pashnesaz, H., dan Malekinejad, H. 2011. "A Complement to Hoek-Brown Failure Criterion for Strength Prediction in Anisotropic Rock." *Geomechanics and Engineering*, 3(1), 61-81.
- [8] Salager, S., François, B., Nuth, M., dan Laloui, L. 2013. "Constitutive Analysis of the Mechanical Anisotropy of Opalinus Clay." *Acta Geotechnica*, 8(2), 137-154.
- [9] Ronoatmojo, I. S. 2019. *Mekanika Batuan*. Jakarta: Penerbit Universitas Trisakti.
- [10] Bobet, A., dkk. 2009. "Numerical Models in Discontinuous Media: Review of Advances for Rock Mechanics Applications." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 135(11), 1547-1561. <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%29GT.1943-5606.0000133>

- [11] Jaeger, J. C., dan Cook, N. G. 1979. *Fundamental of Rock Mechanics*. 3rd ed. London: Chapman dan Hall.
- [12] Hoek, E. 1983. "Strength of Jointed Rock Masses." *Geotechnique*, 23(3), 187–223.
- [13] Priest, S. D. 1993. *Discontinuity Analysis for Rock Engineering*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- [14] Hudson, J. A., dan Harrison, J. P. 1997. *Engineering Rock Mechanics*. Elsevier, Hlm. 163–164.
- [15] Ronoatmojo, I. S. 2019. *Mekanika Batuan*. Jakarta: Penerbit Universitas Trisakti.
- [16] Singhal, B. B. S., dan Gupta, R. P. 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks: Second Edition*.
- [17] Ronoatmojo, I. S., dan Sinaga, R. 2022. *Analisis Multivariate untuk Variabel Geospasial*. Jakarta: Penerbit Salemba Teknik.
- [18] Saroglou, H., dan Tsiambaos, G. 2008. "A Modified Hoek-Brown Failure Criterion for Anisotropic Intact Rock." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(2), 223–234.
- [19] Jaeger, J. C., dan Cook, N. G. 1979. *Fundamental of Rock Mechanics 3rd Edition*. London: Chapman and Hall.
- [20] Saroglou, H., dan Tsiambaos, G. 2008. "A Modified Hoek-Brown Failure Criterion for Anisotropic Intact Rock." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(2), 223–234.
- [21] Bagheripour, M. H., Rahgozar, R., Pashmesaz, H., dan Malekinejad, H. 2011. "A Complement to Hoek-Brown Failure Criterion for Strength Prediction in Anisotropic Rock." *Geomechanics and Engineering*, 3(1), 61–81.
- [22] Dinh, Q., Konietzky, H., dan Herbst, M. 2013. "Brazilian Tensile Strength Tests on Some Anisotropic Rocks." *Int. J. Rock Mech. Rock Sciences*, 58, 1–7.
- [23] Dinh, Q., Konietzky, H., dan Herbst, M. 2013. "Brazilian Tensile Strength Tests on Some Anisotropic Rocks." *Int. J. Rock Mech. Rock Sciences*, 58, 1–7.
- [24] Dinh, Q., Konietzky, H., dan Herbst, M. 2013. "Brazilian Tensile Strength Tests on Some Anisotropic Rocks." *Int. J. Rock Mech. Rock Sciences*, 58, 1–7.
- [25] Dinh, Q., Konietzky, H., dan Herbst, M. 2013. "Brazilian Tensile Strength Tests on Some Anisotropic Rocks." *Int. J. Rock Mech. Rock Sciences*, 58, 1–7.
- [26] Dinh, Q., Konietzky, H., dan Herbst, M. 2013. "Brazilian Tensile Strength Tests on Some Anisotropic Rocks." *Int. J. Rock Mech. Rock Sciences*, 58, 1–7.
- [27] Isidzi, K. E. N. 1986. "A Quantitative Petrofabric Characterization." *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 33, 3–12.
- [28] ISRM. 1985. "Suggested Method for Determining Point Load Strength." *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22, 51–60.

- [29] Saroglou, H., dan Tsiambaos, G. 2008. "A Modified Hoek-Brown Failure Criterion for Anisotropic Intact Rock." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(2), 223–234.
- [30] Tsidzi, K. E. N. 1986. "A Quantitative Petrofabric Characterization." *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 33, 3–12.
- [31] Ramamurthy, T. 1993. "Strength and Modulus Responses of Anisotropic Rocks." *Comprehensive Rock Engineering*, 1, 313–329.
- [32] Zhang, L. 2006. "Engineering Properties of Rocks," editor John Hudson. *Elsevier Geo-Engineering Book Series*, 4, 226–230.
- [33] Bagheripour, M. H., Rahgozar, R., Pashnesaz, H., dan Malekinejad, H. 2011. "A Complement to Hoek-Brown Failure Criterion for Strength Prediction in Anisotropic Rock" *Geomechanics and Engineering*, 3(1), 61–81.
- [34] Ramamurthy, T., dan Arora, V. K. 1994. "Strength Predictions for Jointed Rocks in Confined and Unconfined States." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 31(1), 9–22.
- [35] Zhang, L. 2006. "Engineering Properties of Rocks," ed. John Hudson. *Elsevier Geo-Engineering Book Series*, 4, 226–230.
- [36] Crampin, St. 1981. "A Review of Wave Motion in Anisotropic and Cracked Elastic-Media." *Wave Motion*, 3(4), 343–391.
- [37] Inks, T. L. 2014. "Comparison of Marcellus Fracturing Using Azimuthal Seismic Attributes Versus Published Data From Outcrop Studies." *Proceedings of the 2nd Unconventional Resources Technology Conference*, (1), 1–19.
- [38] Thomsen, L. 1986. "Weak Elastic Anisotropy." *Geophysics*, 51, 1954–1966.

15

16

Bab 2

ANISOTROPI SEISMİK

Daftar Simbol

- V_{p0} : Kecepatan gelombang seismik-P pada orientasi sudut 0°
 V_{s0} : Kecepatan gelombang seismik-S pada orientasi sudut 0°
 V_{nmo} : Kecepatan *normal move-out*
 ε : Parameter anisotropi Thomsen
 δ : Parameter anisotropi Thomsen
 γ : Parameter anisotropi Thomsen
 η : Anelipsitas
 ζ_{ij} : *Stiffness coefficient*

Sejarah

Area anisotropi seismik terapan kini sedang mengalami transformasi dan ekspansi yang cepat. Sementara, landasan teoretis untuk menggambarkan perambatan gelombang anisotropik telah dikembangkan sejak lama, tetapi sifat multiparameter dari model anisotropik telah menghalangi penerapannya secara luas dalam eksplorasi seismik dan pemantauan reservoir. Meskipun demikian, kesadaran akan pentingnya mempertimbangkan aspek anisotropi telah meningkat secara dramatis selama dua dekade terakhir karena kemajuan dalam estimasi parameter, transisi dari pencitraan *poststack* ke migrasi kedalaman *prestack*, cakupan *offset* dan azimut yang lebih luas dari survei 3D, dan akuisisi data multikomponen berkualitas tinggi. Saat ini, banyak pemrosesan seismik dan metode inversi beroperasi dengan model anisotropik, dan tak ada keraguan bahwa dalam waktu dekat anisotropi akan diperlakukan sebagai bagian inheren dari medan kecepatan.

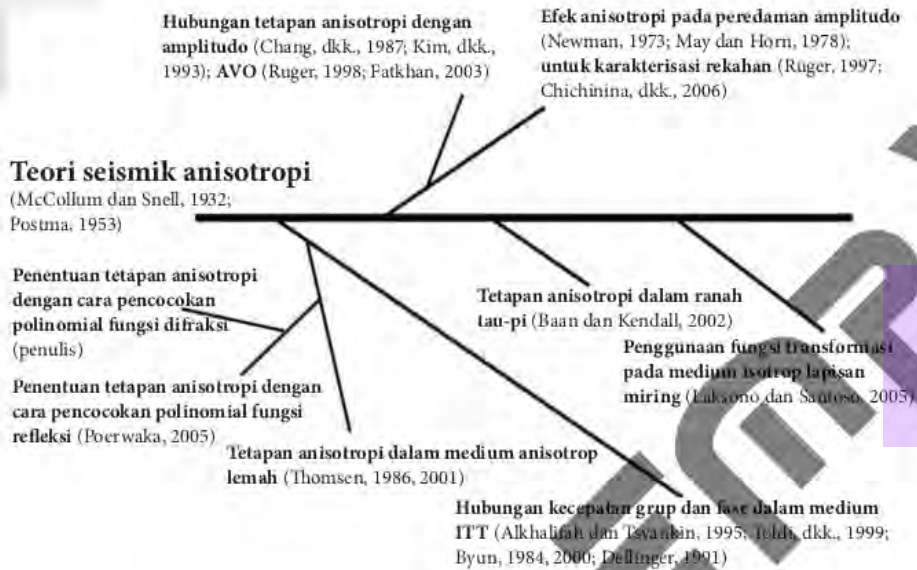
Suatu analisis sejarah rinci perkembangan anisotropi seismik dapat dibaca pada Helbig dan Thomsen (2005) tetapi di sini dapat disebutkan beberapa tonggak sejarah, seperti Crampin (1981 dan 1985), Lynn dan Thomsen (1986), Willis, dkk. (1986), Martin dan Davis (1987), dan lainnya secara meyakinkan menunjukkan bahwa anisotropi memiliki pengaruh orde pertama pada gelombang PS geser dan mode konversinya, yang terbagi menjadi mode cepat dan lambat dengan polarisasi ortogonal [1]. Pemrosesan gelombang geser berdasarkan rotasi Alford (1986) dan modifikasinya telah membantu mendokumentasikan anisotropi azimut di kerak atas yang biasanya disebabkan oleh sistem rekahan dan retakan mikro yang hampir vertikal. Akuisisi dan pemrosesan survei lepas pantai multikomponen berkualitas tinggi yang dimulai pada pertengahan 1990-an dengan jelas menunjukkan bahwa bagian gelombang PP dan PS tidak dapat diikat secara mendalam tanpa membuat model kecepatan anisotropik [2].

Sebaliknya, distorsi yang diinduksi anisotropi dalam pencitraan gelombang-P (fokus dari sebagian besar survei eksplorasi) kurang dramatis, terutama untuk pemrosesan *poststack* data azimut sempit. Selain itu, memasukkan anisotropi ke dalam analisis kecepatan memerlukan estimasi beberapa parameter variabel spasial independen, yang mungkin tidak dibatasi oleh waktu tempuh refleksi gelombang-P. Oleh karena itu, kemajuan dalam pemrosesan gelombang-P sebagian besar dapat dikaitkan dengan terobosan dalam parameterisasi model isotropik transversal (TI), terutama pengenalan notasi Thomsen 1986 dan penemuan parameter pemrosesan waktu gelombang-P [3]. Minat yang meledak pada anisotropi dan pentingnya masalah parameterisasi telah membuat artikel klasik Thomsen tahun 1986 menjadi makalah yang paling banyak dikutip yang pernah diterbitkan dalam jurnal *Geophysics*. Baru-baru ini, ketidakcukupan model kecepatan isotropik terungkap oleh munculnya migrasi kedalaman *prestack* yang sangat sensitif terhadap keakuratan medan kecepatan [4]. Akibatnya, model TI

dengan sumbu vertikal (VTI) dan sumbu simetri miring (TTI) telah menjadi standar praktis dalam pencitraan *prestack* di seluruh dunia. Misalnya, algoritma anisotropik menghasilkan gambaran target eksplorasi *subsalt* yang jauh lebih baik di Teluk Meksiko, yang telah lama dianggap sebagai wilayah dengan anisotropi yang relatif lemah.

Kecenderungan anisotropi dalam metode seismik eksplorasi teramati sebagai perbedaan nilai kecepatan pada arah tegak dan mendatar. Perbedaan tersebut akan muncul, terutama saat *offset* yang digunakan merupakan *offset-offset* jauh. Pada tahun 1932, McCollum dan Snell menemukan fakta bahwa nilai kecepatan gelombang seismik-P arah mendatar pada endapan serpih Lorraine di Kanada adalah 1,4 kali nilai kecepatan tegaknya (Levin, 1978). Kemudian, berbagai pembelajaran anisotropi mulai berkembang sejak tahun 1950-an yang mendeskripsikan bahwa kecenderungan anisotropik terjadi pada medium yang mempunyai ketebalan perlapisan lebih rendah daripada panjang gelombang seismik yang merambat pada medium tersebut (Postma, 1955 op.cit. Dellinger, 1991). Sementara itu, bukti adanya sifat intrinsik anisotropi suatu medium diperoleh dari pengamatan laboratorium terhadap beberapa sampel batuan dimana hal tersebut terjadi berkaitan dengan perubahan tekanan di bawah permukaan (Nur, 1969 op. cit. Dellinger, 1991). Bachman (1979) menemukan sifat *transverse isotropy* pada *core* yang berasal dari pemboran laut dalam. Hal yang sama juga diamati oleh Jones dan Wang (1981) dari pengamatan *core* di Willinston Basin, North Dakota. Meskipun demikian, aplikasi bagi anggapan bahwa suatu medium adalah anisotropi diabaikan sampai tahun 1980-an karena kebanyakan data seismik direkam dengan *offset-offset* dekat yang tidak menunjukkan kecenderungan anisotropi, walaupun sebenarnya medium tidak bersifat isotropi. Implikasi yang nyata teramati adalah pada saat proses koreksi kecepatan NMO (*normal move-out*), yaitu saat digunakannya data dengan *offset* dekat. Dengan demikian, bila medium tersebut anisotrop atau bukan, hasil koreksi pada reflektornya menunjukkan kenampakan koreksi yang datar. Namun, ketika menggunakan data *offset* yang jauh, khususnya bagi medium yang anisotropik, maka hasil koreksinya sulit untuk mendapatkan hasil yang datar [5].

Pengaruh dari adanya sifat anisotropik juga terjadi pada saat proses migrasi, ketika data waktu tempuh dari *offset-offset* jauh yang mempunyai sudut lebih besar dari 40° merupakan data yang mengalami penggeseran energi dari arah berkas semula ke posisi lainnya yang mengacu pada posisi titik singgung muka gelombangnya (Dellinger 1991). Pada saat interpretasi data seismik, anggapan anisotropik mulai diperhitungkan seperti saat analisis AVO (*amplitude versus offset*), ketika Blangy (1994) dan Ruger (1998) melakukan koreksi pada persamaan Aki-Richard dengan memasukkan parameter anisotropi pada koefisien yang merupakan gradien persamaan tersebut [6].



Gambar 2.1 Skema Pohon Penelitian tentang Anisotropi Seismik [7]

Dalam upaya mempermudah pemahaman tentang jalur penelitian mengenai anisotropi seismik, tampak pada skema pohon penelitian (Gambar 1.2) bahwa penelitian secara teoretis tentang anisotropi seismik bisa dibaca dari karya McCollum dan Snell (1932) serta Postma (1955). Meskipun masih banyak lagi makalah yang lain, dua karya tersebut merupakan karya yang fenomenal serta mudah dimengerti [8]. Selanjutnya, penulis monograf membagi intensi penelitian menjadi dua kelompok besar, yakni kelompok yang mempelajari pengaruh anisotropi pada pemodelan kecepatan dan kelompok yang mempelajari pengaruh anisotropi pada amplitudo seismik. Kelompok pertama merupakan kelompok yang paling banyak diminati pada saat awal studi tentang anisotropi seismik karena pengamatan efek anisotropi ada pada kecepatan rambat gelombang seismik sebagaimana telah dijelaskan pada Bab 1.

Penelitian tentang tetapan anisotropi termasuk ke dalam kelompok yang pertama dengan fokus penelitian pada hubungan antara kecepatan grup dan kecepatan fase (Alkhalifah dan Tsvankin, 1995; Toldi, dkk., 1999; Byun, 1984, 2000; dan Dellinger, 1991). Selanjutnya, studi ini dilanjutkan oleh Poerwaka (2005) untuk menurunkan tetapan anisotropi dari fungsi refleksi, serta Ronoatmojo (2011) yang menurunkan tetapan anisotropi dari fungsi difraksi.

Salah satu masalah paling kritis dalam analisis data seismik untuk media anisotropik adalah desain parameterisasi model yang tepat. Sementara, *stiffness coefficient* c_{ij} lebih tepat digunakan dalam algoritma pemodelan ke depan, dan tidak cocok untuk aplikasi

pemrosesan seismik dan inversi. Notasi alternatif untuk isotropi transversal diperkenalkan oleh Thomsen 1986, yang menyarankan untuk menggambarkan medium dengan kecepatan simetri-arah gelombang P dan S, yakni masing-masing V_{p0} dan V_{s0} , dan tiga parameter tak berdimensi (ϵ , δ , γ) yang mencirikan besarnya anisotropi. Parameter ϵ dekat dengan perbedaan fraksional antara kecepatan gelombang-P dalam arah tegak lurus dan sejajar dengan sumbu simetri sehingga mendefinisikan apa yang sering secara sederhana disebut “anisotropi gelombang-P”. Demikian juga γ , mewakili ukuran yang sama untuk gelombang-SH. Sementara, definisi δ tampaknya kurang transparan, hanya parameter ini memiliki arti yang mengatur variasi kecepatan gelombang-P menjauhi sumbu simetri dan juga memengaruhi kecepatan gelombang-SV.

Meskipun Thomsen awalnya menggunakan asumsi anisotropi lemah, yaitu $|\epsilon| \ll 1$, $|\delta| \ll 1$ dan $|\gamma| \ll 1$, notasinya telah muncul sebagai pilihan terbaik dalam pemrosesan seismik untuk media TI dengan magnitudo berapa pun dari variasi kecepatan [9]. Memang, parameter Thomsen menangkap kombinasi *stiffness coefficient* yang dibatasi oleh tanda-tanda seismik [10]. Secara khusus, kinematika gelombang-P untuk media TI dengan orientasi sumbu simetri tertentu bergantung hanya pada tiga parameter Thomsen V_{p0} , ϵ , dan δ ; kontribusi V_{s0} diabaikan daripada empat *stiffness coefficient* c_{11} , c_{13} , c_{33} , dan c_{55} . Notasi Thomsen sangat cocok untuk pemrosesan data refleksi karena sangat menyederhanakan ekspresi untuk kecepatan NMO pergerakan normal, koefisien perpindahan kuartik, respons AVO variasi amplitudo dengan *offset*, dan penyebaran geometrik. Linearisasi persamaan eksak dalam ϵ , δ , dan γ memberikan wawasan berharga tentang pengaruh isotropi transversal pada medan gelombang seismik dan membantu memandu algoritma inversi dan pemrosesan.

Selain itu, kontribusi anisotropi terhadap pemrosesan domain waktu dari data refleksi gelombang-P untuk media VTI diserap oleh parameter “anelipsitas” tunggal η yang mendekati perbedaan antara δ dan ϵ dimana $\eta = (\epsilon - \delta)/(1 - 2\delta)$. Nilai η dan kecepatan NMO untuk reflektor horizontal $V_{nmo}(0)$ cukup untuk melakukan koreksi *normal-moveout* dan *dip-moveout* dan migrasi waktu *prestack* dan *poststack* untuk model VTI dengan *overburden* yang secara lateral bersifat homogen (Alkhalifah dan Tsvankin, 1995). Penting untuk dicatat bahwa parameter pemrosesan waktu $V_{nmo}(0)$ dan η dapat diestimasi hanya dari waktu tempuh refleksi gelombang-P menggunakan kecepatan NMO dari *dipping event* atau *nonhyperbolic moveout*.

Parameter yang diperlukan untuk pencitraan gelombang-P dan analisis AVO dalam media VTI tercantum dalam Tabel 2.1. Sementara, biasanya pengukuran besarnya variasi kecepatan gelombang-P, parameter yang lebih penting dalam pemrosesan seismik, adalah δ dan η . Pengukuran laboratorium parameter anisotropi tersebut untuk batuan sedimen dari berbagai daerah dirangkum oleh Wang 2002 [11]. Baik data fisika batuan maupun seismik menunjukkan bahwa isotropi transversal vertikal dan miring di cekungan sedimen sebagian besar terkait dengan anisotropi intrinsik serpih yang disebabkan oleh partikel lempung berbentuk pelat yang sejajar. Banyak formasi sedimen termasuk pasir dan

karbonat, bagaimanapun, mengandung set rekahan vertikal yang curam harus dijelaskan dengan simetri efektif yang lebih rendah dari TI, seperti ortorombik. Parameter anisotropi efektif juga lebih dipengaruhi oleh pelapisan halus pada skala kecil dibandingkan dengan panjang gelombang seismik [12].

Tabel 2.1 Parameter Gelombang-P untuk Pencitraan dan Analisis AVO di Media VTI, Parameter $V_{\text{non}}(0) = V_{p0}\sqrt{1+2\delta}$ adalah Kecepatan NMO untuk Reflektor Mendatar [13]

Set Lengkap	Pencitraan Kedalaman	Pencitraan Waktu	AVO (Intercept, Gradient)
V_p	V_{p0}	$V_{\text{non}}(0)$	V_{p0}
ϵ, η	ϵ, η	η	ϵ, η
δ	δ		δ
V_{s0}			V_{s0}

Prinsip notasi **Thomsen** telah diperluas ke ortorombik [14], monoklinik [15], dan bahkan yang paling umum, model triklinik [16]. Misalnya, notasi Tsvankin untuk media ortorombik mempertahankan fitur menarik dari parameter Thomsen dalam menggambarkan kecepatan bidang simetri, waktu tempuh, dan koefisien refleksi gelombang bidang dari gelombang-P, gelombang-S₁ dan gelombang-S₂. Hal ini juga mengurangi jumlah parameter yang merepresentasikan proses kinematika gelombang-P dan menyediakan kerangka kerja terpadu untuk menangani model ortorombik dan TI dalam metode estimasi parameter yang beroperasi dengan data multikomponen azimuth lebar [17].

Estimasi anisotropi dari profil seismik vertikal (VSP) dari gelombang-P yang diperoleh di bawah lapisan penutup yang kompleks secara struktural melibatkan ekspresi komponen kelambatan vertikal dalam arah polarisasi. Masalah ini, dibahas secara lebih rinci di bawah, mengarah pada definisi parameter anisotropi Thomsen yang secara khusus disesuaikan dengan aplikasi VSP [18]. Selanjutnya, notasi Thomsen telah digeneralisasi untuk atenuasi TI dan media ortorombik untuk memfasilitasi deskripsi analitik dan inversi koefisien atenuasi gelombang tubuh [19]. Untuk model dengan simetri VTI dari bagian nyata dan imajiner dari matriks *stiffness*, notasi ini selain parameter kecepatan-anisotropi mencakup koefisien atenuasi vertikal gelombang-P dan gelombang-S (A_{p0} dan A_{s0}) dan parameter tiga dimensi δ_v , ϵ_v , dan η_v yang bertanggung jawab atas redaman anisotropi. Linearisasi koefisien atenuasi fase gelombang-P dalam parameter anisotropi menghasilkan ekspresi yang memiliki bentuk yang persis sama dengan pendekatan anisotropi lemah Thomsen 1986 untuk kecepatan fase gelombang-P [20]. Sementara pilihan notasi yang optimal merupakan prasyarat untuk estimasi dan pemrosesan parameter anisotropik yang sukses, hal ini juga penting dalam pemodelan ke depan, yang akan dibahas selanjutnya.

Pemodelan ke Depan Gelombang Tubuh

Kemampuan untuk menghitung seismogram sintetik selalu menjadi prioritas utama dalam geofisika karena pemodelan ke depan yang akurat dapat menjadi bantuan yang berharga dalam interpretasi dan inversi seismik. Sayangnya, bumi yang bersifat triklinik yang sepenuhnya anisotropik dicirikan oleh 21 *stiffness coefficients* dan densitas, yang mana semuanya dapat bervariasi di dalam ruang. Pemodelan bentuk gelombang penuh dapat diimplementasikan dengan memecahkan persamaan gelombang untuk media elastis 3D umum dengan menggunakan teknik numerik, seperti metode beda hingga, elemen hingga, pseudospektral, dan elemen spektral [21]. Meskipun awalnya banyak dari pendekatan ini dikembangkan untuk media isotropik, sebagian besar telah diperluas untuk menangani media anisotropik.

Meskipun daya komputasi terus meningkat, anisotropik penuh, yaitu dengan 21 model kekakuan menggunakan teknik di atas, masih jarang dicoba karena skala masalah dan jumlah model yang mungkin mencengangkan. Dalam praktiknya, tiga langkah yang biasanya dieksplorasi untuk memfasilitasi interpretasi dan mengurangi tuntutan komputasi, yakni: pertama, penyederhanaan teori; kedua, pengurangan konten informasi dalam data yang diperoleh; dan ketiga, batasan untuk struktur yang dipertimbangkan, simetri anisotropik, dan/atau tipe sedang. Misalnya, gelombang seismik sering direpresentasikan melalui sinar sehingga menerapkan penyederhanaan aproksimasi frekuensi tinggi ke teori. Juga, seseorang dapat memilih untuk menganalisis waktu tempuh dan/atau pengurangan amplitudo saja dalam konten informasi, hanya memperlakukan jenis anisotropi tertentu, menganggap bahwa gerakan gelombang dapat dijelaskan oleh perambatan gelombang-P dalam media akustik, dan/atau memaksakan kontinuitas lateral dan pertimbangan hanya batasan struktur heterogen vertikal pada media dan/atau struktur. Jelas, beberapa pendekatan dapat digabungkan untuk mengembangkan strategi interpretasi yang tepat.

Upaya paling awal untuk menghitung gelombang tubuh sintesis dalam media anisotropik difokuskan pada simulasi bentuk gelombang penuh untuk model sederhana dengan paling banyak satu antarmuka [22] atau perhitungan waktu tempuh dengan menggunakan teori sinar geometris [23]. Upaya sebelumnya dimotivasi oleh pengembangan teknik ultrasonik untuk pengukuran konstanta elastis dinamis dari kristal dan logam murni [24]. Pendekatan terakhir sebagian besar diarahkan untuk menjelaskan dan memahami anomali sifat gelombang tubuh yang diamati dalam eksperimen rangkaian seismik refraksi [25].

Metode berkas cahaya merupakan bagian dari medan jauh, mempunyai frekuensi tinggi, dengan pendekatan asimtotik, yang dapat menangani media anisotropik heterogen secara lateral dan vertikal dengan asumsi bahwa parameter media bervariasi dengan baik pada skala panjang gelombang. Selain komputasi menjadi kurang intensif dibandingkan skema beda hingga dan metode numerik serupa, secara teoretis metode berkas cahaya lebih memungkinkan untuk memodelkan jenis gelombang individu daripada seluruh

medan gelombang. Sementara jejak berkas dapat digunakan untuk menghasilkan waktu tempuh dan amplitudo, kesulitan serius muncul (terutama untuk perhitungan amplitudo) di dekat area tunggal, seperti *caustics*, *cusp* dan titik kerucut pada muka gelombang, zona bayangan, dan arah propagasi yang kecepatannya *split* dari gelombang-S adalah dekat [26]. Beberapa dari masalah tersebut terkait dengan pelipatan muka gelombang ketika banyak sinar melewati titik fokus umum atau garis fokus. Hal ini merupakan fenomena yang memperumit evaluasi penyebaran secara geometrik. Teori berkas cahaya secara geometris juga mengecualikan *head waves*. Terlepas dari keterbatasannya, teori berkas cahaya masih menjadi inti dari banyak algoritma migrasi yang menggunakan penelusuran berkas untuk menghasilkan tabel waktu perjalanan yang efisien. Pembahasan lebih rinci tentang teori berkas cahaya dapat ditemukan pada monografi oleh Cerveny (2001) dan Chapman (2004) [27][28].

Metode reflektivitas mengambil jalan alternatif untuk menghitung gelombang penuh sintetik dalam media homogen secara lateral [29]. Teknik ini didasarkan pada dekomposisi gelombang-bidang dari radiasi sumber titik yang dikombinasikan dengan solusi masalah refleksi/transmisi gelombang-bidang untuk media berlapis yang diperoleh dengan menggunakan apa yang disebut matriks propagator [30]. Hal ini dapat memodelkan sifat kinematik dan dinamis dari medan gelombang yang direkam, termasuk semua refleksi primer dan ganda serta konversi, selama asumsi 1D (yaitu, sifat elastis hanya bervariasi dengan kedalaman) terpenuhi [31]. Metode reflektivitas anisotropik, awalnya dikembangkan untuk model VTI dan propagasi gelombang bidang simetri (Keith dan Crampin, 1977; Booth dan Crampin, 1983) [32], kemudian diperluas ke media anisotropik secara azimuth (Fryer dan Frazer, 1984; Tsvankin dan Chesnokov, 1990) [33].

Terlepas dari asumsi model 1D-nya, metode reflektivitas telah terbukti menjadi alat yang berharga untuk memahami dan menafsirkan fenomena perambatan gelombang dalam geometri akuisisi VSP dan seismik permukaan. Misalnya, Mallick dan Frazer (1991) menggunakan teknik ini untuk mempelajari variasi amplitudo gelombang-P dengan *offset* dan azimuth dalam media yang mengandung rekahan vertikal dan menunjukkan bagaimana anomali amplitudo azimuth dapat membantu mengungkapkan orientasi rekahan [34].

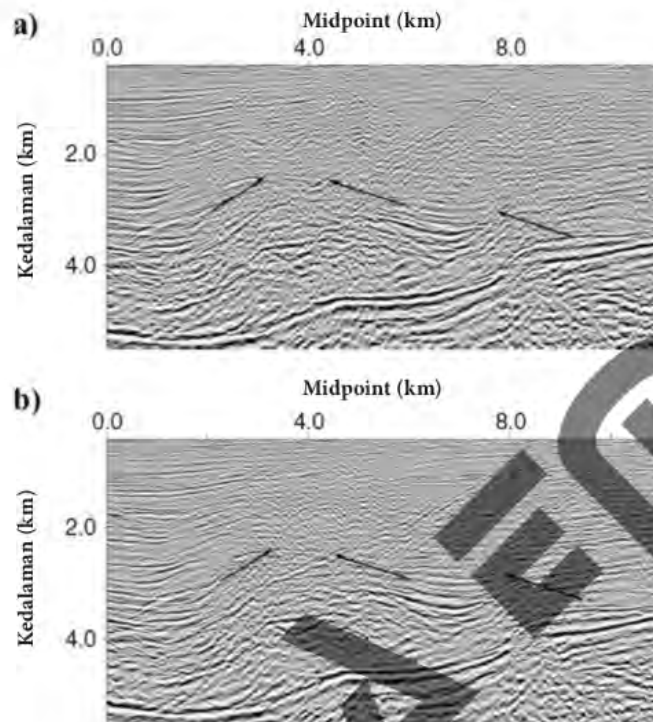
Analisis dan Pencitraan Kecepatan Gelombang-P

Sebagian besar algoritma isotropik untuk migrasi waktu dan kedalaman, seperti metode Kirchhoff, Stolt, pergeseran fasa, pergeseran fasa-plus-interpolasi PSPI, berkas Gaussian, perbedaan hinga, dan lain-lain, telah digeneralisasi untuk media VTI dan, dalam banyak kasus, untuk media TTI [35]. Masalah utama dalam pemrosesan

anisotropik, bagaimanapun, adalah estimasi model kecepatan yang andal dari data refleksi yang dikombinasikan dengan data sumur dan informasi lainnya. Parameter η yang bertanggung jawab untuk pemrosesan waktu dalam media VTI dapat diperoleh dengan inversi kecepatan NMO bergantung kemiringan batuan atau perpindahan refleksi (sebaran panjang) nonhiperbolik [36]. Kemudian, medan dapat disempurnakan dalam domain migrasi menggunakan analisis kecepatan migrasi [37] atau tomografi refleksi [38].

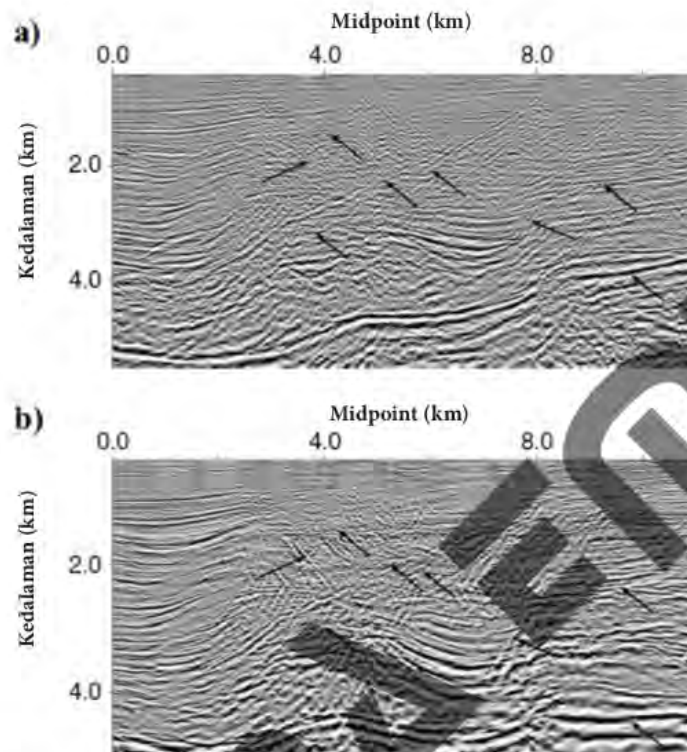
Membangun model kecepatan VTI dalam domain kedalaman biasanya memerlukan kendala apriori karena kecepatan vertikal V_{p0} dan parameternya ϵ dan δ jarang dapat ditentukan dari *moveout* refleksi gelombang-P saja. Dalam banyak kasus, V_{p0} ditemukan dari *check shot* atau log sumur di lokasi lubang bor dan digunakan dalam kombinasi dengan kecepatan *stacking* (NMO) untuk menghitung parameter δ . Perhatikan bahwa mengabaikan kontribusi δ pada kecepatan NMO dalam pemrosesan isotropik menyebabkan kekaburan dalam konversi waktu-ke-kedalaman. Selanjutnya, medan kecepatan dibangun dengan menginterpolasikan parameter V_{p0} atau δ antara lubang bor dan estimasi η dan, oleh karena itu ϵ , dari data refleksi. Integrasi data seismik dan lubang bor dapat difasilitasi dengan menerapkan kendala geologis dalam proses pemutakhiran model interpretatif [39] atau menyusun kembali pembangunan medan kecepatan anisotropik padat sebagai masalah optimasi. Sarana yang efisien untuk membangun VTI yang heterogen model adalah tomografi *grid* pascamigrasi berdasarkan minimalisasi iteratif *moveout* sisa setelah migrasi kedalaman *prestack* [40].

Migrasi anisotropik dengan parameter Thomsen biasanya diperkirakan menghasilkan bagian dengan pemfokusan dan pemosisian reflektor yang lebih baik untuk berbagai kemiringan, termasuk bidang antarmuka yang curam, seperti sesar tegak atau sisi kubah garam. Tampak dari penampang seismik 2D (Gambar 2.2) yang digunakan oleh Alkhalifah, dkk. (1996) untuk menunjukkan peningkatan yang dicapai oleh pemrosesan waktu anisotropik di lepas pantai Afrika Barat bahwa formasi serpih TI yang tebal menyebabkan masalah pencitraan yang serius [41]. Sebagai contoh, algoritma migrasi *dip-moveout* dan *poststack* VTI berhasil mencitrakan bidang sesar pada titik tengah 7,5 km dan kedalaman 3 km panah kanan pada Gambar 2.2b, yang tidak ada pada bagian isotropik Gambar 2.2a. Di samping itu, bidang sesar utama antara titik tengah pada 2 km dan 8 km membentang ke atas dan ke bawah dari panah tengah pada Gambar 2.2a dan b dan reflektor yang miring landai ke seluruh bagian tampak lebih tajam dan kontinu. Pencitraan sesar yang akurat di bawah serpih memainkan peran utama dalam identifikasi prospek di daerah tersebut [42].



Gambar 2.2 Perbandingan antara Pencitraan Seismik dalam Domain Waktu Isotropik dan VTI, Panah Menunjukkan Peningkatan Utama yang Dicapai dengan Memperhitungkan Anisotropi [43]

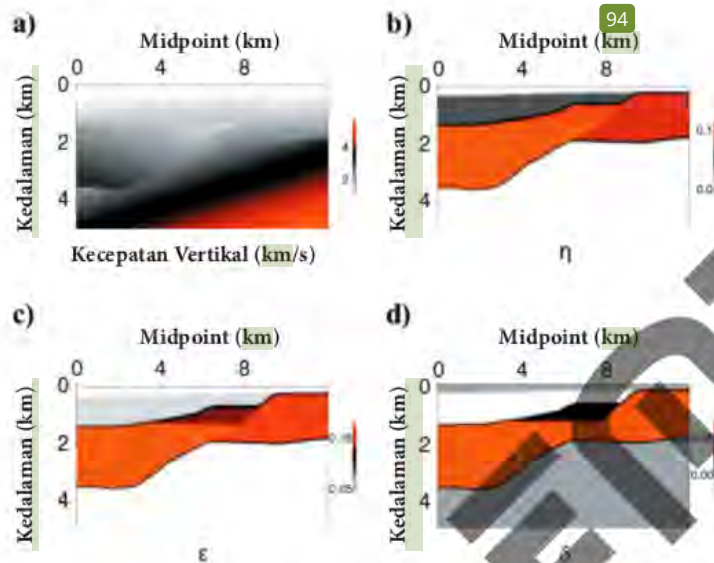
Bahkan, lebih penting untuk memperhitungkan anisotropi dengan benar dalam migrasi kedalaman *prestack* karena hasil pencitraan *prestack* sangat sensitif terhadap kualitas model kecepatan. Bagian pada Gambar 2.3b dihasilkan dengan menerapkan analisis kecepatan migrasi VTI (MVA) dan migrasi kedalaman *prestack* Kirchhoff pada lintasan yang tampak pada Gambar 2.2 [44]. MVA dilakukan dengan membagi bagian menjadi blok VTI, di mana parameter ϵ dan δ konstan, sedangkan kecepatan V_{p0} adalah fungsi linear dari koordinat spasial. VTI terfaktor adalah model paling sederhana yang memungkinkan anisotropi dan heterogenitas dan membutuhkan informasi apriori minimal untuk membatasi parameter yang relevan [45]. Dengan tidak adanya lonjakan kecepatan yang nyata melintasi batas lapisan, pengetahuan tentang kecepatan vertikal di bagian atas media VTI yang difaktorkan secara sepotong-sepotong cukup untuk memperkirakan parameter V_{p0} , ϵ , dan δ bersama dengan gradien kecepatan di seluruh bagian (Gambar 2.4a, c, dan d).



Gambar 2.3 Perbandingan antara Penampang Seismik dalam Domain Waktu VTI dan Pencitraan Kedalaman

Gambar 2.3a adalah pemrosesan waktu anisotropik sama seperti Gambar 2.2b; sedangkan Gambar 2.3b adalah migrasi kedalaman *prestack*. Panah menunjukkan perbedaan utama antara keduanya [46].

Analisis kecepatan mengungkapkan gradien kecepatan lateral yang signifikan di beberapa lapisan (Gambar 2.4a), yang tidak dapat ditangani oleh teknik domain waktu. Akibatnya, estimasi parameter domain kedalaman menghasilkan bidang-bidang yang lebih andal dan bervariasi secara lateral (Gambar 2.4b). Pencitraan kedalaman memfasilitasi interpretasi struktural dari bagian yang lebih dalam dengan menghilangkan kemiringan palsu yang terlihat pada Gambar 2.3a. Selain itu, sebagian besar sesar antitetik yang terlihat kabur pada domain waktu terfokus dengan baik, dan reflektor subhorizontal di dalam lapisan anisotropik diposisikan dan ditumpuk dengan lebih baik. Hal ini menunjukkan bahwa keuntungan utama dari pencitraan kedalaman anisotropik adalah dalam memberikan ikatan sumur yang akurat tanpa mengorbankan kualitas citra.



Gambar 2.4 Estimasi Parameter V_{p0} , η , ϵ , dan δ yang Digunakan untuk Menghasilkan Penampang Migrasi Kedalaman dari Penampang pada Gambar 2.3b [47]

Di daerah tektonik yang aktif atau dengan adanya set sesar yang miring, sumbu simetri formasi TI demikian dapat pula dimiringkan, dan model VTI menjadi tidak memadai. Isotropi transversal miring umum ditemukan di Canadian Foothills, di mana lapisan serpih sering terlipat dan mungkin memiliki kemiringan variabel yang curam [48]. Di samping itu, lapisan serpih yang miring di dekat kubah garam dapat menyebabkan kesulitan serius dalam pencitraan segmen curam dari sisi garam [49]. Penjelasan rinci tentang distorsi yang disebabkan oleh penerapan algoritma VTI ke data dari media, TTI tipikal dapat dibaca pada Behera dan Tsvankin (2009) yang memperluas MVA ke model TI dengan sumbu simetri ortogonal ke reflektor. Dalam studi kasus di Teluk Meksiko, Huang, dkk. (2009) dan Neal, dkk. (2009) menunjukkan bahwa kemiringan sumbu simetri akan mengakibatkan peningkatan yang signifikan dalam pencitraan kemiringan curam, resolusi sesar, dan pemosisian spasial reflektor [50][51]. Ketidacukupan model VTI untuk banyak subsalt di Teluk Meksiko telah menjadi tantangan sangat jelas dengan akuisisi survei azimuth lebar. Dalam lingkungan struktural yang rumit, manfaat penuh dari pencitraan TI dapat diwujudkan dengan RTM migrasi waktu terbalik berdasarkan penyelesaian persamaan gelombang dua arah [52]. RTM dengan model kecepatan TTI atau VTI kini banyak digunakan dalam proyek pencitraan kubah garam.

REFERENSI

- [1] Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., van der Baan, M., dan Thomsen, L. 2010. "Seismic Anisotropy in Exploration and Reservoir Characterization: An Overview." *Geophysics*, 75(5), 75A15–75A29.
- [2] Alford, R. M. 1986. *Shear Data in the Presence of Azimuthal Anisotropy: 56th Annual International Meeting*. SEG, Expanded Abstracts. Hlm. 476–479.
- [3] Alkhalifah, T., dan Tsvankin, I. 1995. "Velocity Analysis for Transversely Isotropic Media." *Geophysics*, 60, 1550–1566.
- [4] Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., van der Baan, M., dan Thomsen, L. 2010. "Seismic Anisotropy in Exploration and Reservoir Characterization: An Overview." *Geophysics*, 75(5), 75A15–75A29.
- [5] Ronoatmojo, I. S. 2011. "Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi Gelombang Seismik-P dengan Pendekatan Polynomial Orde-3." *Disertasi Doktor ITB*, tidak dipublikasikan.
- [6] Ronoatmojo, I. S. 2011. "Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi Gelombang Seismik-P dengan Pendekatan Polynomial Orde-3." *Disertasi Doktor ITB*, tidak dipublikasikan.
- [7] Ronoatmojo, I. S. 2011. "Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi Gelombang Seismik-P dengan Pendekatan Polynomial Orde-3." *Disertasi Doktor ITB*, tidak dipublikasikan.
- [8] Ronoatmojo, I. S. 2011. "Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi Gelombang Seismik-P dengan Pendekatan Polynomial Orde-3." *Disertasi Doktor ITB*, tidak dipublikasikan.
- [9] Thomsen, L. 1986. "Weak Elastic Anisotropy." *Geophysics*, 51, 1954–1966.
- , 1993. "Weak Anisotropic Reflections." Dalam Castagna J. dan M. Backus, editor, *Offset Dependent Reflectivity*, 103–114, SEG.
- [10] Tsvankin, I. 2005. *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media, 2nd Ed.* Elsevier Science Publ. Co., Inc.
- [11] Wang, Z. 2002. "Seismic Anisotropy in Sedimentary Rocks, Part 2: Laboratory Data." *Geophysics*, 67, 1423–1440.
- [12] Backus, G. E. 1962. "Long-wave Elastic Anisotropy Produced by Horizontal Layering." *Journal of Geophysical Research*, 67, 4427–4440.
- [13] Wang, Z. 2002. "Seismic Anisotropy in Sedimentary Rocks, Part 2: Laboratory Data." *Geophysics*, 67, 1423–1440.
- [14] Tsvankin, I. 2005. *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media, 2nd Ed.* Elsevier Science Publ. Co., Inc.
- [15] Grechka, V., Pech, A., dan Tsvankin, I. 2005. "Parameter Estimation in Orthorhombic Media Using Multicomponent Wide-Azimuth Reflection Data." *Geophysics*, 70(2), D1–D8.

- [7] Liu, Y., Su, X., dan Sun, C. T. 2015. "Broadband Elastic Metamaterial with Single Negativity by Mimicking Lattice Systems." *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 74, 158–174.
- [8] Rosi, G., dan Auffray, N., 2016. "Anisotropic and Dispersive Wave Propagation within Strain-Gradient Framework" *Wave Motion*.
- [9] Rosi, G., dan Auffray, N., 2016. "Anisotropic and Dispersive Wave Propagation within Strain-Gradient Framework." *Wave Motion*.
- [10] Nassar, H., He, Q. C., dan Auray, N. 2015. "Willis Elastodynamic Homogenization Theory Revisited for Periodic Media." *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 77, 158–178.
- [11] Nassar, H., He, Q. C., dan Auray, N. 2015. "Willis Elastodynamic Homogenization Theory Revisited for Periodic Media." *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 77, 158–178.
- [12] Rosi, G., dan Auffray, N., 2016. "Anisotropic and Dispersive Wave Propagation within Strain-Gradient Framework." *Wave Motion*.
- [13] Ronoatmojo, I. S., Santoso, D., Sanny, T. A., dan Fatkhah. 2011. "Pendekatan Polinomial Orde-3 Hubungan Kecepatan Grup dan Fase dalam Estimasi Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak dari Difraksi." *Jurnal Geofisika* (1). Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.
- [14] Sheriff, R. E. dan Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology, 2nd Edition*. Cambridge University Press.
- [15] Sheriff, R. E. dan Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology, 2nd Edition*. Cambridge University Press.
- [16] Byun, B. S. 1984. "Seismic Parameters for Transversely Isotropic Media, in Velocity Analysis on Multichannel Seismic Data." Byun, B. S., (editor). *Society of Exploration Geophysics*. Tulsa. Hlm. 84–90.
- [17] Byun, B. S. 1984. "Seismic Parameters for Transversely Isotropic Media, in Velocity Analysis on Multichannel Seismic Data." Byun, B. S., (editor). *Society of Exploration Geophysics*. Tulsa. Hlm. 84–90.
- [18] Byun, B. S. 1984. "Seismic Parameters for Transversely Isotropic Media, in Velocity Analysis on Multichannel Seismic Data." Byun, B. S., (editor). *Society of Exploration Geophysics*. Tulsa. Hlm. 84–90.
- [19] Byun, B. S. 1984. "Seismic Parameters for Transversely Isotropic Media, in Velocity Analysis on Multichannel Seismic Data." Byun, B. S., (editor). *Society of Exploration Geophysics*. Tulsa. Hlm. 84–90.
- [20] Dellinger, J. A. 1991. "Anisotropic Seismic Wave Propagation." *Disertasi S-3*. Stanford University, tidak dipublikasikan.
- [21] Poerwaka, L. 2005. "Pemodelan Fisik untuk Menentukan Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak (ITT) dengan Menggunakan Gelombang-P Pantul," *Disertasi S-3*. Institut Teknologi Bandung, tidak dipublikasikan.

SALEENBA ENRPAI

Bab 5

GELOMBANG DIFRAKSI

Daftar Simbol

$U(t, s, r)$: Medan gelombang penuh, dengan t waktu tempuh, s sumber, dan r penerima
δ	: <i>Delta dirac</i>
C	: Citra reflektivitas
$V(x)$: Kecepatan pada titik pencitraan x
$w(s, x, r)$: Pembobotan dari sumber, titik pencitraan dan penerima
$t_d(s, x, r)$: Waktu tempuh difraksi
$T(s, x)$: Waktu perjalanan dari sumber s ke titik pencitraan x
$T(x, r)$: Waktu perjalanan dari titik pencitraan x ke penerima r
$t_r(s, x, r)$: Waktu tempuh refleksi
V	: Kecepatan
V_{nmo}	: Kecepatan <i>normal move out</i>
t_0	: Waktu <i>offset nol</i>
h	: Kedalaman
Δt_n	: Koreksi <i>normal move out</i>
t_k	: Waktu tunda difraksi

Citra Difraksi pada Bidang Batas Medium

Difraksi adalah respons seismik dari elemen-elemen kecil berupa titik-titik diskontinuitas, tetapi relevan secara struktural, di bawah permukaan, seperti objek hamburan kecil di dekat permukaan, atau sesar dalam skala kecil, secara umum sebagai implikasi, semua objek yang lebih kecil dibandingkan dengan panjang gelombang seismik. Dengan demikian, difraksi memiliki potensi besar untuk interpretasi detail struktural berpresisi tinggi, terkait untuk peningkatan pencitraan struktural dan studi lingkungan bawah permukaan. Resolusi tinggi gambar difraksi mungkin, setidaknya secara teoritis, terkait dengan super-resolusi, yang merupakan kemampuan untuk mencitrakan detail di luar batas Rayleigh klasik dari setengah panjang gelombang seismik.

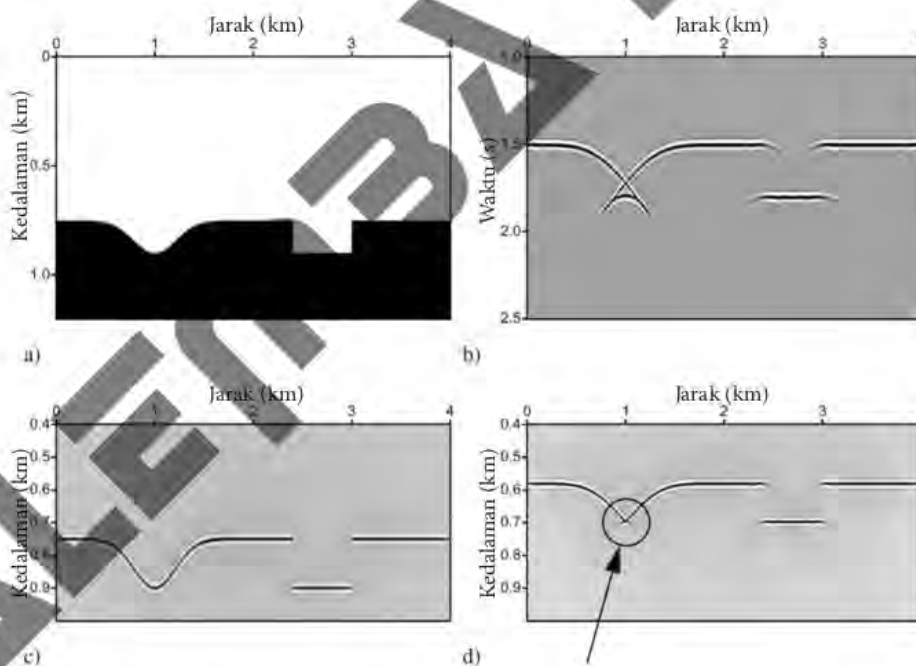
Difraksi adalah peristiwa rambatan gelombang di bidang batas sifat fisik dari medium, seperti halnya refleksi ataupun refraksi. Pentingnya difraksi dalam pencitraan struktural beresolusi tinggi telah ditekankan dalam beberapa publikasi terbaru. Hal ini menjadi jelas bahwa difraksi masih belum diperhitungkan dalam pemrosesan dan pencitraan seismik *mainstream* dan masih menimbulkan banyak pertanyaan. Bahkan, dapat dikatakan bahwa pencitraan refleksi konvensional umumnya dianggap tidak memerlukan gelombang difraksi sama sekali untuk mendapatkan citra yang koheren dari reflektor bawah permukaan yang kuat. Khaidukov, dkk. (2004) mengusulkan dua citra: citra reflektivitas, untuk interpretasi reflektor utama, dan citra difraksi, untuk mengisi detail struktural yang kecil, tetapi berperan penting [1].

Tujuan utama dari pencitraan, dan pencitraan difraksi khususnya, adalah untuk mendapatkan citra elemen struktur bawah permukaan dengan ketajaman atau resolusi maksimal. Batas utama untuk resolusi citra yang diperoleh dari data seismik diajukan oleh kriteria Rayleigh. Kriteria ini memberikan ukuran detail yang dapat diselesaikan minimum, yaitu ketika gambar detail tumpang tindih dalam setengah panjang gelombang. Super-resolusi, atau pencitraan detail ukuran sub-panjang gelombang, dimungkinkan dalam keadaan ideal (dan setidaknya dalam teori) ketika difraksi diisolasi dari medan gelombang utama dan dicitrakan secara terpisah. Argumennya adalah bahwa super-resolusi berjumlah ekstrapolasi sinyal di luar pita frekuensinya, bahwa ekstrapolasi ini dimungkinkan ketika sinyal bersifat analitik, dan bahwa sinyal bersifat analitik ketika dukungan fungsi sumbernya terbatas. Dalam situasi praktis, ada banyak efek yang menantang kemungkinan super-resolusi, terutama adanya *noise*, tetapi argumen menunjukkan bahwa difraksi, yang berasal dari penghambur skala kecil, memenuhi syarat sebagai pembawa informasi resolusi-super. Jika seseorang tertarik pada citra resolusi tinggi atau super yang andal, berdasarkan fisika perambatan gelombang, maka deteksi dan pencitraan difraksi adalah teknik kuncinya [2].

Saat ini, ada banyak teknik yang bertujuan untuk meningkatkan resolusi citra dan interpretasinya. Kebanyakan dari teknik ini beroperasi pada citra domain *post-stack* dan *post-migration*, yaitu setelah pengumpulan data dimigrasikan dan di-*stack*. Contoh dari teknik peningkatan resolusi berbasis citra tersebut adalah analisis koherensi [3][4], atribut spektral sesaat [5], dan berbagai filter berorientasi struktur [6]. Oleh karena citra

seismik dapat dianggap sebagai konvolusi *band limited wavelet* (multidimensi) dengan distribusi reflektivitas yang sangat tajam, ada beberapa pembenaran untuk pemrosesan citra *post-stack* dan *post-migration*. Namun, penting untuk menyadari bahwa ruang lingkup peningkatan resolusi yang dikendalikan citra dibatasi oleh kriteria Rayleigh. Selain itu, kecepatan migrasi yang salah menyebabkan tepi yang tampak pada citra, yang akan dideteksi sebagai tepi nyata, kecuali analisis *prestack* (untuk difraksi) dilakukan.

Diilustrasikan hal ini pada Gambar 5.1, model sederhana yang terdiri atas sinklin dan *graben* sempit dibangun dengan latar belakang kecepatan konstan. Gambar 5.1b menunjukkan bagian *zero-offset* pada model ini, diperoleh dengan pemodelan Kirchhoff (integral batas). Beberapa fenomena dapat dibedakan. Pertama, ada refleksi utama dari bidang batas. Lalu, ada triplikasi muka gelombang dan kaustik terkait di atas sinklin. Ketiga, terdapat difraksi tepi yang berasal dari empat titik tepi pada model. Keempat, ada difraksi tepi dari batas model karena bukaan yang terbatas pada pemodelan ke depan. Beberapa peristiwa mudah diidentifikasi dan ditafsirkan melalui teori sinar orde nol, yakni refleksi utama dan *triplicated branch*. Fenomena lain tidak dapat diprediksi oleh teori sinar standar: difraksi kaustik pada triplikasi muka gelombang, dan gelombang tepi serta perilaku kinematik dan dinamisnya.

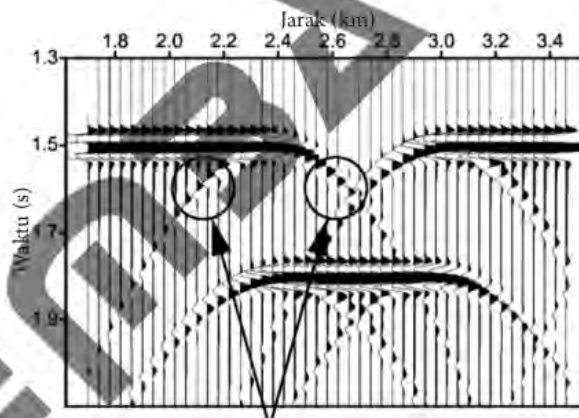


Gambar 5.1 Penampilan Artefak Migrasi

(a) Model dengan sinklin dan graben sederhana. (b) Penampang *zero-offset*. (c) Migrasi menggunakan kecepatan yang terkoreksi. (d) Migrasi menggunakan kecepatan yang terlalu rendah. Tepi yang palsu (artefak migrasi) ditunjukkan dengan anak panah [7].

Gambar 5.1c menunjukkan migrasi penampang *zero-offset* menggunakan model kecepatan yang terkoreksi, sedangkan Gambar 5.1d menggunakan kecepatan yang terlalu rendah. Citra untuk kecepatan yang terkoreksi menampilkan sinklin yang tampak halus dan bisa mencitukan gelombang tepi ke tepi yang sesuai. Untuk citra yang menggunakan kecepatan yang salah, difraksi tepi tidak terfokus, tetapi masih dapat dikenali sebagai difraksi. Namun, sinklin telah runtuh menjadi titik fokus, yang bertindak sebagai *break point* pada reflektor di palung sinklin (ditunjukkan dengan anak panah). Setiap algoritma peningkatan resolusi yang dikendalikan oleh citra akan mengidentifikasi tepi yang tampak sebagai tepi nyata dan menekankannya (dengan cara apa pun pengaturan algoritma). Singkatnya, tepi palsu akan disorot oleh teknik atribut *post-stack* tanpa sarana nyata untuk menentukan apakah itu nyata atau dihasilkan dengan menggunakan model kecepatan yang salah.

Poin utama analisis dan pencitraan difraksi di sini adalah bahwa tepi palsu dapat diketahui sebagai salah dengan memeriksa respons seismiknya pada domain data *pre-stack*. Respons seismik dari sinklin (kaustik dan triplikasi) pada dasarnya berbeda dengan respons dari tepi (*difraksi tepi*). Perbedaan ini paling jelas terlihat pada morfologi respons dan karakteristik kinematikanya. Mengenai karakteristik dinamisnya, amplitudo di titik fokus atau tepi palsu biasanya jauh lebih tinggi daripada tepi sebenarnya. Akibatnya, difraksi dapat digunakan untuk membedakan secara objektif antara sisi nyata dan artefak migrasi.



Gambar 5.2 Rotasi Fase Gelombang Difraksi Tepi Melintasi Puncaknya (Ditunjukkan oleh Anak Panah) [8]

Perbedaan antara respons difraksi dan refleksi bahkan melampaui kinematika: difraksi tepi menunjukkan pergeseran fase 180° melintasi puncak difraksi (ditunjukkan dengan anak panah pada Gambar 5.2). Sampai saat ini, rotasi fase gelombang difraksi tepi melintasi apeksnya tampak belum bisa digunakan sebagai kriteria pemisahannya dari medan gelombang utama.

Pengolahan Gelombang Difraksi

Pada pra-pemrosesan data seismik, untuk pencitraan struktur atau estimasi properti (reservoir), hampir selalu mencakup penumpukan kumpulan *pre-stack*, dan karenanya koreksi kinematis yang bergantung pada *offset* (*normal move-out*—NMO), dengan tujuan meningkatkan rasio *signal-to-noise*. Pertimbangan geometris dasar, dibahas dengan sangat rinci dalam Khaidukov, dkk. (2004), menunjukkan bahwa sifat kinematis dari difraksi berbeda dengan sifat refleksi. Implikasinya adalah bahwa difraksi memiliki sifat pemindahan yang berbeda, dan karenanya disaring dalam prosedur NMO dan *stack* standar, yang diarahkan untuk menumpuk data di sepanjang kurva refleksi. Hal ini diilustrasikan oleh Gambar 5.3 yang menampilkan kumpulan titik tengah bersama dalam model Gambar 5.1, di sisi kanan sistem tepi ganda. Pengumpulan telah NMO dikoreksi dengan kecepatan konstan yang benar dari model sehingga kejadian refleksi utama (kejadian puncak) diratakan. Meskipun menggunakan kecepatan NMO yang tepat, bagaimanapun difraksi dari empat titik tepi muncul sebagai peristiwa melengkung, dengan kelengkungan yang meningkat dengan jarak dari titik tepi. Akibatnya, ini ditekan, atau disaring, dalam proses penumpukan [9]. Oleh karena itu, diperlukan pendekatan yang berbeda untuk *preprocessing* jika difraksi ingin dipertahankan. Salah satu tantangannya adalah difraksi memiliki amplitudo yang lemah dibandingkan dengan pantulan. Tantangan lain adalah difraksi tepi bersinggungan secara lokal dengan pantulan dari bagian halus reflektor yang sama [10].

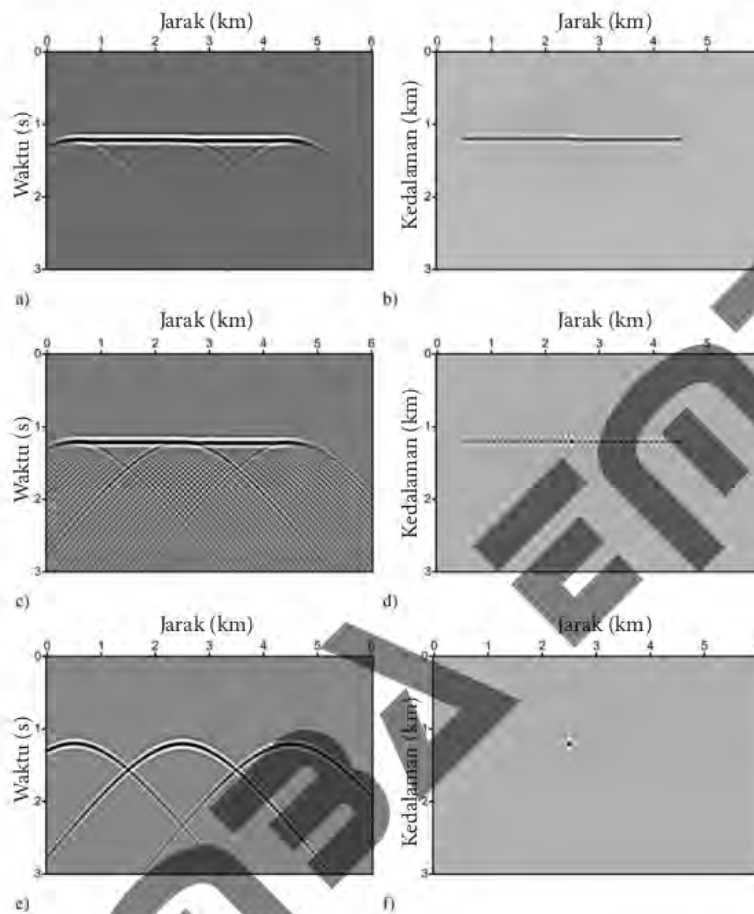


Gambar 5.3 CDP Gather pada Jarak 3,5 Km pada Model Gambar 5.1 setelah Koreksi NMO dengan Kecepatan Konstan
Perhatikan bahwa pantulan utama telah diratakan, tetapi empat difraksi, yang berasal dari keempat tepi, masih melengkung, dan karenanya akan ditekan setelah *stacking* [11].

Pada tingkat yang lebih mendasar, *stack* difraksi klasik (yang tidak berbobot) untuk migrasi waktu atau kedalaman akan mendiskriminasi difraksi. Pernyataan ini menimbulkan kontroversi karena terminologi 'stack difraksi' itu sendiri. Untuk klarifikasi, digunakan prinsip Huygens. Prinsip Huygens untuk perambatan gelombang mendefinisikan muka gelombang baru sebagai selubung gelombang yang muncul dari sumber titik *virtual* pada muka gelombang sebelumnya. Gelombang sumber titik mengganggu secara konstruktif di sepanjang muka gelombang baru dan secara destruktif di tempat lain. Prinsip Huygens sama-sama berlaku untuk gelombang pantulan (amplop difraksi elementer) dan untuk difraksi tepi. Namun, perbedaan antara difraksi dasar dan nyata ini telah lama diabaikan dalam pencitraan seismik. Difraksi elementer adalah idealisasi matematis yang bersama-sama membentuk pantulan dari reflektor, dan dengan demikian tidak dapat diamati secara individual. Difraksi nyata berasal dari tepi atau objek hamburan kecil dan dapat diamati pada penampang seismik. *Stack* difraksi klasik didasarkan pada fakta bahwa, dalam domain data, refleksi adalah selubung difraksi elementer, dan dalam domain citra, reflektor terdiri atas difraksi elementer. *Stack* difraksi klasik dapat menggunakan difraksi elementer dan *real* sebagai masukan, tetapi mekanisme amplop hanya berfungsi untuk difraksi elementer. Oleh karena itu, pernyataan yang benar adalah bahwa pencitraan reflektor tidak memerlukan difraksi nyata, seperti yang dijelaskan sebelumnya pada bagian ini. Pernyataan lain yang benar adalah bahwa difraksi nyata hilang dalam *stack* difraksi klasik (sekali lagi, terlepas dari namanya), dan yang terakhir bias terhadap refleksi. Tentu saja, dalam desain migrasi khusus, seperti migrasi fase *stationary*, bias terhadap difraksi bahkan terlalu eksplisit [12].

Gambar 5.4 menyajikan ilustrasi, antara lain sebuah reflektor dicitrakan, dengan dua titik ujung, dan sesar yang sangat kecil di tengah (Gambar 5.4b). Gambar 5.4a adalah bagian *zero-offset* pada model ini. Refleksi utama terlihat jelas, serta difraksi tepi dari dua titik ujung dan dari *microfault*. Faktanya, Gambar 5.4a dan 5.4b dapat dianggap sebagai versi migrasi dan migrasi satu sama lain. Jika kita mengurangi jumlah titik pencar di sepanjang reflektor (Gambar 5.4d), dari bagian *zero offset* terkait (Gambar 5.4c) menjadi jelas bahwa pantulan terdiri atas difraksi elementer. Difraksi elementer ini memang tidak terlihat dalam pantulan aslinya (Gambar 5.4a), yang merupakan selubungnya. Jika kita dapat mengekstraksi difraksi nyata dari medan gelombang penuh, dan mencitrakannya secara terpisah, kita memiliki pencitraan difraksi. Ini diilustrasikan oleh Gambar. 5.4e yang merupakan difraksi tepi nyata, dan pada Gambar 5.4f, gambar tepi difraksi.

Ada beberapa motivasi untuk mempelajari difraksi dalam domain kedalaman. Kemunculan difraksi dalam data seismik biasanya merupakan bukti kompleksitas yang kuat dan model tren yang sangat tidak homogen. Kompleksitas seperti itu dapat membatalkan asumsi migrasi waktu (homogenitas lateral lokal) sehingga pencitraan



Gambar 5.4 (a) Bagian *zero-offset* di atas segmen reflektor bidang dengan sesar kecil. (c) Dekomposisi *zero-offset* menjadi difraksi tepi dan sejumlah difraksi elementer. (e) Difraksi tepi. (b), (d), (f) Pemigrasian citra data di panel kiri [13].

kedalaman *pre-stack* kemudian menjadi metode pilihan. Pencitraan kedalaman *pre-stack* lebih padat karya dalam komputasi daripada pencitraan waktu karena analisis kecepatan migrasi dan penghitungan tabel waktu perjalanan. Di sisi lain, keberhasilan mengidentifikasi dan mengisolasi difraksi bergantung pada kualitas pemfokusan atau keakuratan model kecepatan. Oleh karena itu, merupakan langkah alami untuk melengkapi pencitraan kedalaman *pre-stack* gelombang penuh dengan analisis difraksi dan langkah pencitraan, di mana manfaat penuh diambil dari model kecepatan yang

sudah dibangun. Jika model kecepatan akurat dan cukup detail untuk citra kedalaman gelombang penuh dengan fokus optimal maka untuk citra difraksi tidak diperlukan pemfokusan tambahan.

Terdapat dua teknik untuk pencitraan difraksi dalam domain kedalaman, yakni pemfokusan refleksi dan filter fase antistasioner. Kedua pendekatan telah diuji dan diilustrasikan pada kumpulan data Cassis (disediakan oleh Total/Opera, Pau). Model ini mirip Marmousi dengan struktur saluran di bagian yang lebih dalam, tertanam dalam satu set reflektor bidang horizontal. Untuk perbandingan, referensi, dan kemudahan eksposisi teknik pencitraan difraksi, pertama-tama disajikan pencitraan kedalaman *pre-stack* gelombang penuh (Gambar 5.5 dan 5.6). Migrasi Kirchhoff gelombang penuh konvensional (Hubral, Schleicher, dan Tygel 1996) menerapkan *stack* difraksi klasik sebagai berikut.

$$V(x) = \int dt ds ds w(s, x, r) U(t, s, r) \delta(t - t_d(s, x, r)) \quad (5.1)$$

Penggunaan lintasan *stack* waktu perjalanan diberikan oleh persamaan berikut.

$$t_d(s, x, r) = T(s, x) + T(x, r) \quad (5.2)$$

Dengan keterangan, $U(t, s, r)$ adalah medan gelombang penuh, bergantung pada waktu t dan posisi titik tembak/penerima s/r , dan δ fungsi delta Dirac. Citra reflektivitas C diberikan oleh $V(x)$, bergantung pada titik citra bawah permukaan x . Fungsi pembobotan $w(s, x, r)$ dipilih sama dengan satu. Lintasan waktu tempuh $t_d(s, x, r)$ mewakili waktu tempuh difraksi dari titik pencitraan x , dan memainkan peran penting dalam mekanisme amplop, yang dijelaskan sebelumnya. $T(s, x)$ adalah waktu perjalanan dari s ke x (dan demikian pula untuk $T(x, r)$), yang dapat bernilai banyak jika terjadi *multipathing*. Untuk grid yang cukup padat yang mencakup akuisisi penerima-sumber, waktu perjalanan dihitung sebelumnya dengan *ray tracing* pada model latar kecepatan dan disimpan pada *disk* sebagai label waktu tempuh untuk penggunaan selanjutnya dalam *stack* difraksi. Proses ini dirangkum dalam Gambar 5.5 dan 5.6 yang menampilkan model kecepatan (Gambar 5.5a), tabel waktu perjalanan yang diambil sebagai contoh (Gambar 5.5b), dan citra akhir migrasi kedalaman *pre-stack* akhir (Gambar 5.6).

Kemudian, dari matriks tersebut, dicari matriks *inverse*-nya sebesar:

$$X'X^{-1} = \begin{vmatrix} 0,8500 & -3,2024 & 2,6082 \\ -3,2024 & 19,1062 & -18,4357 \\ 2,6082 & -18,4357 & 18,8327 \end{vmatrix}$$

Sementara, matriks $X'Y$ sebesar:

$$X'Y = \begin{vmatrix} 5,4151 \\ 2,4187 \\ 1,5841 \end{vmatrix}$$

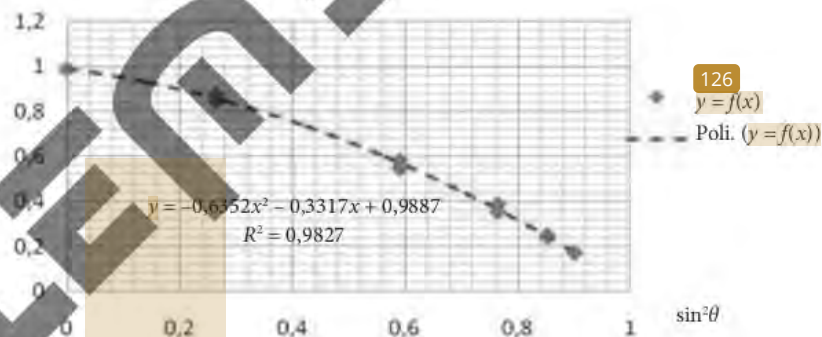
Dari perkalian matriks $X'X^{-1}$ dengan matriks $X'Y$, dapat diperoleh matriks koefisien untuk polinomial orde-2 sebesar:

$$A_n = \begin{vmatrix} 0,9887 \\ -0,3317 \\ -0,6352 \end{vmatrix}$$

Pencocokan polinomial orde ke-2

SP.6

Metode optimasi *offset*



Gambar 6.16 Hasil Regresi Polinomial Orde-2 SP.6

Regresi Polinomial Orde-3

Untuk penyelesaian polinomial orde-3, matriks $X'X$ sebesar:

$$X'X = \begin{vmatrix} 11,0000 & 6,7422 & 5,0766 & 4,0358 \\ 6,7422 & 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 \\ 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 \\ 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 & -2,3116 \end{vmatrix}$$

Selanjutnya, diperoleh matriks *inverse*-nya sebesar:

$$X'X^{-1} = \begin{vmatrix} 0,8499 & -3,2000 & 2,6014 & 0,0049 \\ -3,2000 & 19,0551 & -18,2894 & -0,1051 \\ 2,6014 & -18,2894 & 18,4138 & 0,3011 \\ 0,0049 & -0,1051 & 0,3011 & -0,2165 \end{vmatrix}$$

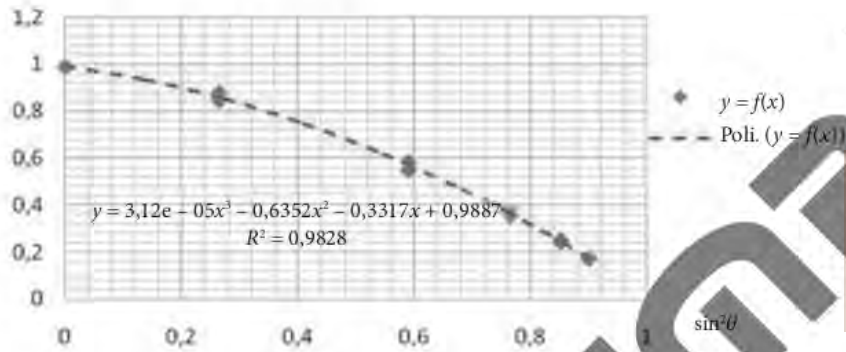
Sementara, matriks $X'Y$ sebesar:

$$X'Y = \begin{vmatrix} 5,4151 \\ 2,4187 \\ 1,5841 \\ 1,1513 \end{vmatrix}$$

Dari perkalian matriks $X'X^{-1}$ dengan matriks $X'Y$ akan diperoleh matriks koefisien untuk polinomial orde-3 sebesar:

$$A_n = \begin{vmatrix} 0,9887 \\ -0,3317 \\ -0,6352 \\ 3,1283E-05 \end{vmatrix}$$

Pencocokan polinomial orde ke-3
SP.6
Metode optimasi *offset*



Gambar 6.17 Hasil Regresi Polinomial Orde-3 SP.6

Regresi Polinomial Orde-4

Untuk penyelesaian polinomial orde-4, matriks $X'X$ sebesar:

$$X'X = \begin{vmatrix} 11,0000 & 6,7422 & 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 \\ 6,7422 & 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 \\ 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 \\ 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 \\ 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 & 1,6786 \end{vmatrix}$$

Selanjutnya, diperoleh matriks *inverse*-nya sebesar:

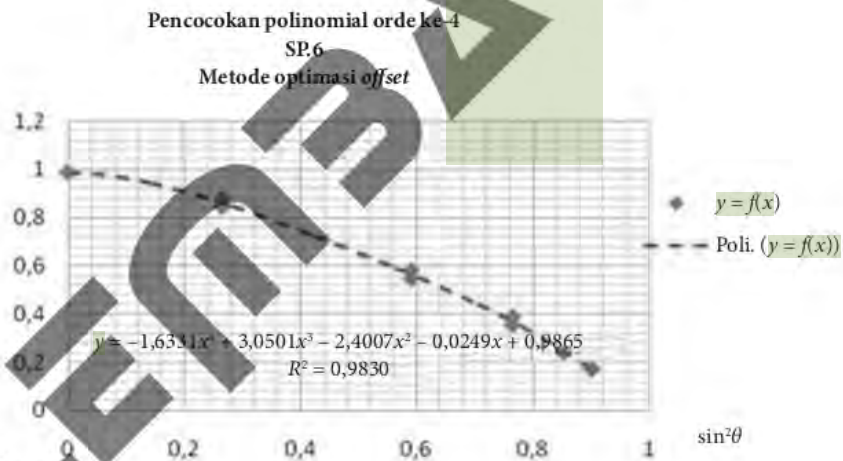
$$X'X^{-1} = \begin{vmatrix} 1,0000 & -7,8485 & 20,8223 & -22,9507 & 9,0387 \\ -7,8485 & 415,1927 & -2172,9717 & 3597,5857 & -1878,6224 \\ 20,8223 & -2172,971 & 12260,5930 & -20992,894 & 11180,1527 \\ -22,9507 & 3597,5857 & -20992,894 & 36558,5226 & -19684,651 \\ 9,0387 & -1878,622 & 11180,1527 & -19684,651 & 10680,3244 \end{vmatrix}$$

Sementara, matriks $X'Y$ sebesar:

$$X'Y = \begin{pmatrix} 5,4151 \\ 2,4187 \\ 1,5841 \\ 1,1513 \\ 0,8844 \end{pmatrix}$$

Dari perkalian matriks $X'X^{-1}$ dengan matriks $X'Y$ akan diperoleh matriks koefisien untuk polinomial orde-4 sebesar:

$$A_n = \begin{pmatrix} 0,9865 \\ -0,0249 \\ -2,4007 \\ 3,0501 \\ -1,6331 \end{pmatrix}$$



Gambar 6.18 Hasil Regresi Polinomial Orde-4 SP.6

Regresi Polinomial Orde-5

Untuk penyelesaian polinomial orde-5, matriks $X'X$ sebesar:

$$X'X = \begin{vmatrix} 11,0000 & 6,7422 & 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 \\ 6,7422 & 5,0766 & 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 \\ 5,0766 & 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 \\ 4,0358 & 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 & 1,6786 \\ 3,3008 & 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 & 1,6786 & 1,4434 \\ 2,7461 & 2,3116 & 1,9631 & 1,6786 & 1,4434 & 1,2468 \end{vmatrix}$$

Selanjutnya diperoleh matriks *inverse*-nya sebesar:

$$X'X^{-1} = \begin{vmatrix} 0,9981 & -0,0002 & -40,4182 & 138,7017 & -168,2988 & 69,5341 \\ -1,5973 & 0,9612 & 63,7213 & -221,9674 & 269,3323 & -111,2769 \\ -27,9344 & -7,5027 & 3168,7600 & -13336,319 & 18791,6707 & -8715,0552 \\ 105,7233 & 19,8117 & -13755,509 & 60753,0212 & -88646,9654 & 42222,9707 \\ -132,1010 & -21,7418 & 19452,6101 & -89177,486 & 133605,9299 & -64910,170 \\ 55,3347 & 8,5279 & -9018,2873 & 42547,2169 & -65037,6450 & 32073,3401 \end{vmatrix}$$

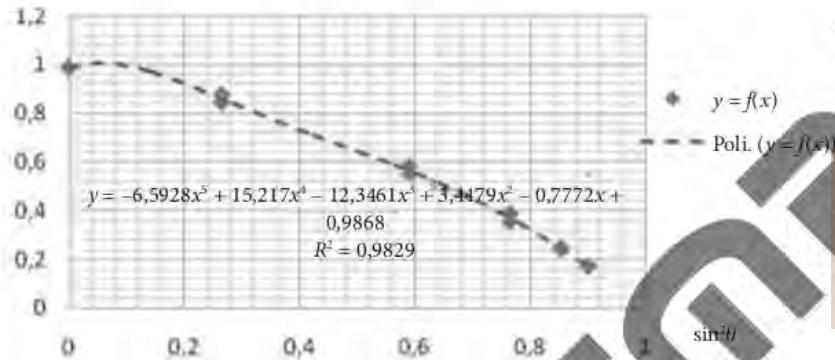
Sementara, matriks $X'Y$ sebesar:

$$X'Y = \begin{vmatrix} 5,4151 \\ 2,4187 \\ 1,5841 \\ 1,1513 \\ 0,8844 \\ 0,7014 \end{vmatrix}$$

Dari perkalian matriks $X'X^{-1}$ dengan matriks $X'Y$ akan diperoleh matriks koefisien untuk polinomial orde-5 sebesar:

$$A_n = \begin{vmatrix} 0,9868 \\ -0,7772 \\ 3,4479 \\ -12,3461 \\ 15,2170 \\ -6,5928 \end{vmatrix}$$

Pencocokan polinomial orde ke-5
 SP.6
 Metode optimasi *offset*



Gambar 6.19 Hasil Regresi Polinomial Orde-5 SP.6

Perhitungan Tetapan Anisotropi

Besarnya tetapan anisotropi dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan 6.30b dan Persamaan 6.31b dari hasil koefisien masing-masing orde sehingga akan diperoleh distribusi tetapan anisotropi hasil perhitungan yang akan dibandingkan dengan tetapan anisotropi model.

Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-2

Hasil regresi orde-2 mempunyai koefisien determinasi R^2 yang merupakan nilai perbandingan jumlah kuadrat regresi dan jumlah kuadrat total berkisar antara 0,8221–0,9827. Dari hasil analisis numerik, diketahui nilai F lebih besar dari nilai F_{tabel} , yang berarti persamaan tersebut mempunyai hubungan yang signifikan antara variabel bebas dan variabel terikat dengan nilai kesalahan yang dianggap cukup kecil. Perhitungan tetapan anisotropi dengan menggunakan koefisien A_1 dan A_2 regresi polinomial orde-2 sebagaimana disajikan pada Tabel 6.6 berikut.

Tabel 6.6 Perhitungan Tetapan Anisotropi δ dan ϵ dengan Koefisien Polinomial Orde-2

	SP.1	SP.2	SP.3	SP.4	SP.5	SP.6	SP.7	SP.8	SP.9	SP.10	SP.11
A_1	-0,5196	-0,5123	-0,4942	-0,4942	-0,3859	-0,3317	-0,3813	-0,4384	-0,4715	-0,5154	-0,5186
A_2	-0,5005	-0,5065	-0,5213	-0,5213	-0,6067	-0,6352	-0,6102	-0,5659	-0,5396	-0,5040	-0,5014
δ	0,18	0,18	0,18	0,18	0,21	0,23	0,22	0,20	0,19	0,18	0,18
ϵ	0,19	0,20	0,20	0,20	0,24	0,26	0,24	0,22	0,21	0,19	0,19

Dari Tabel 6.6, diketahui bahwa nilai δ yang berkisar antara 0,18–0,23 mendekati nilai model sebesar 0,25. Sementara, nilai ε sebesar 0,19–0,24 berbeda jauh dari nilai ε model sebesar 0,54.

Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-3

Seperti halnya persamaan regresi polinomial orde-2, persamaan polinomial orde-3 juga mempunyai harga F yang lebih besar dari F_{tabel} , yang juga mengindikasikan bahwa persamaan tersebut mempunyai hubungan yang signifikan antara variabel bebas dan variabel terikat dengan nilai kesalahan yang dianggap cukup kecil. Perhitungan tetapan anisotropi dengan menggunakan koefisien A_1 dan A_2 regresi polinomial orde-3 sebagaimana disajikan pada Tabel 6.7 berikut.

Tabel 6.7 Perhitungan Tetapan Anisotropi δ dan ε dengan Koefisien Polinomial Orde-3

	SP.1	SP.2	SP.3	SP.4	SP.5	SP.6	SP.7	SP.8	SP.9	SP.10	SP.11
A_1	-0,3563	-0,3543	-0,3495	-0,3495	-0,3252	-0,3122	-0,3243	-0,3361	-0,3438	-0,3552	-0,3560
A_2	-0,9681	-0,9590	-0,9356	-0,9356	-0,7805	-0,6912	-0,7734	-0,8590	-0,9052	-0,9629	-0,9668
δ	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22
ε	0,19	0,19	0,20	0,20	0,24	0,26	0,24	0,22	0,21	0,19	0,19

Dari Tabel 6.7, diketahui bahwa nilai δ yang berkisar antara 0,22–0,23 mendekati nilai model sebesar 0,25. Sementara, nilai ε sebesar 0,19–0,24 sama dengan hasil perhitungan polinomial orde-2. Dengan demikian, untuk perhitungan tetapan anisotropi, δ tampak lebih stabil daripada nilai δ polinomial orde-2. Hal ini mencerminkan kestabilan nilai koefisien A_1 terhadap suatu variasi waktu tunda difraksi pada polinomial orde-3.

Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-4

Meskipun pada saat uji T persamaan regresi polinomial orde-4 mempunyai harga F yang lebih besar dari F_{tabel} , tetapi nilai koefisien A_1 $-0,0249$ mempunyai simpangan kesalahan cukup besar. Dalam hal ini, koefisien tersebut mengandung nilai CI 95% yang melewati titik nol, yakni CI lower $-0,4666$ dan CI upper $0,4168$. Dengan demikian, persamaan hampiran tersebut sudah banyak mengalami perubahan bila dibandingkan dengan persamaan regresi polinomial orde-2 dan orde-3. Adapun hasil perhitungan tetapan anisotropinya adalah sebagaimana tercantum pada Tabel 6.8 berikut.

Tabel 6.8 Perhitungan Tetapan Anisotropi δ dan ε dengan Koefisien Polinomial Orde-4

	SP.1	SP.2	SP.3	SP.4	SP.5	SP.6	SP.7	SP.8	SP.9	SP.10	SP.11
A_1	-0,0944	-0,0918	-0,0851	-0,0851	-0,0446	-0,0249	-0,0429	-0,0640	-0,0768	-0,0929	-0,0940
A_2	-2,5266	-2,5216	-2,5091	-2,5091	-2,4502	-2,4007	-2,4448	-2,4752	-2,4944	-2,5238	-2,5266
δ	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29
ε	0,08	0,08	0,09	0,09	0,12	0,14	0,12	0,10	0,09	0,08	0,08

Dari Tabel 6.8, tampak bahwa hasil perhitungan tetapan δ menjadi lebih besar dari model dan ε jauh lebih kecil dari model. Dengan mengamati nilai koefisiennya maka tampak jelas bahwa beban kesalahan pada nilai ε diperoleh secara kumulatif dari A_1 dan A_2 . Dengan demikian, hasil perhitungan tetapan δ dan ε lebih buruk dari polinomial orde-2 dan polinomial orde-3.

Perhitungan Tetapan Anisotropi dari Polinomial Orde-5

Jika diamati dari kurvanya (Gambar 6.19), persamaan polinomial orde-5 akan tampak berosilasi pada sudut rendah di mana pada selang tersebut memang tidak dijumpai adanya data. Adanya osilasi tersebut akan mengakibatkan perubahan yang cukup nyata pada nilai koefisien A_1 dan A_2 sehingga akan berdampak pula pada nilai perhitungan tetapan anisotropinya.

Tabel 6.9 Perhitungan Tetapan Anisotropi δ dan ε dengan Koefisien Polinomial Orde-5

	SP.1	SP.2	SP.3	SP.4	SP.5	SP.6	SP.7	SP.8	SP.9	SP.10	SP.11
A_1	0,7840	0,7850	0,7872	0,7872	0,7880	0,7708	0,7881	0,7905	0,7892	0,7846	0,7841
A_2	-9,4090	-9,3900	-9,3439	-9,3439	-8,9783	-8,6353	-8,9593	-9,1740	-9,2794	-9,3988	-9,4065
δ	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
ε	-0,28	-0,28	-0,27	-0,27	-0,23	-0,20	-0,23	-0,25	-0,26	-0,28	-0,28

Dari Tabel 6.9, tampak bahwa nilai δ dan ε yang diperoleh sangat berbeda dengan del. Bila dibandingkan dengan nilai hitungan tetapan anisotropi yang diperoleh dari polinomial orde-2, polinomial orde-3, dan polinomial orde-4, nilai tetapan anisotropi perhitungan polinomial orde-5 adalah yang terburuk.

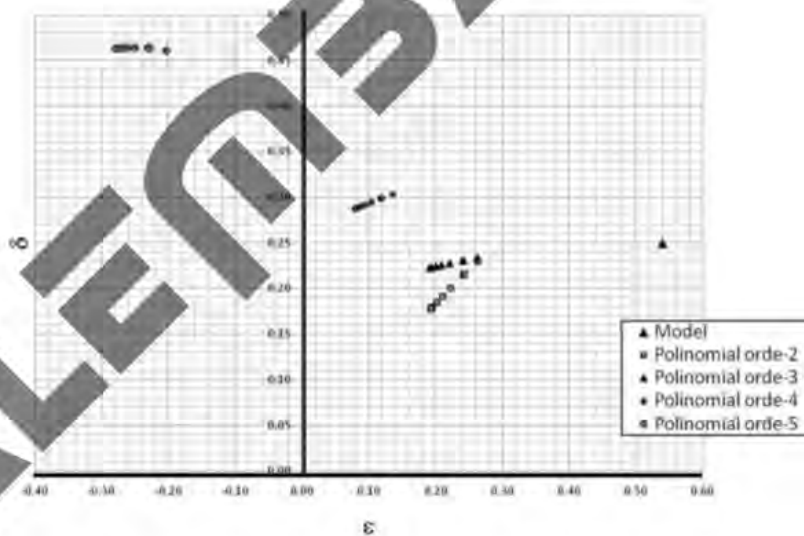
Analisis Perhitungan Tetapan Anisotropi

1. Jika dilakukan pengeplotan terhadap seluruh data δ dan ε yang dihasilkan, tampak bahwa ada suatu perubahan gradual antara hasil perhitungan tetapan anisotropi dengan menggunakan polinomial orde-2 dan polinomial orde-3, sedangkan perubahan ke arah

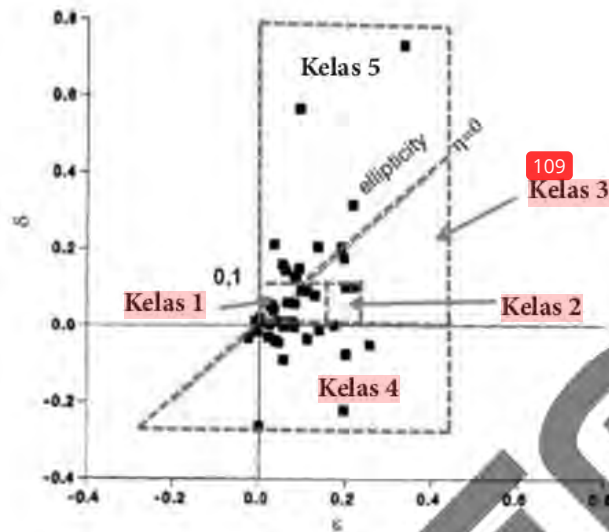
Polinomial orde-4 akan lebih nyata dan akan sangat nyata lagi ke polinomial orde-5. Demikian pula tercermin dari perubahan koefisien A_1 dan A_2 .

Hal ini menandakan bahwa semakin besar orde polinomialnya maka akan semakin besar pula nilai kesalahan yang terjadi. Hal yang patut juga dicatat bahwa nilai kesalahan ϵ akan lebih besar daripada nilai kesalahan yang terjadi pada δ , mengingat perhitungan ϵ secara kumulatif dipengaruhi oleh nilai koefisien A_1 dan A_2 . Namun demikian, kesalahan perhitungan ϵ tidak semata-mata akibat kesalahan pada δ . Misalnya pada kasus polinomial orde-2 dan orde-3, kesalahan tersebut terjadi akibat nilai koefisien A_2 di mana koefisien A_1 yang ada mampu memberikan nilai δ yang mendekati akurat.

Bila dikaji lebih lanjut, sumber dari kesalahan berasal dari asumsi dasar nilai $\tan \varnothing = \tan \theta$ yang diaplikasikan pada saat penurunan matematika melalui persamaan pythagoras segitiga SDG (Gambar 6.3) serta pada saat proses penghitungan nilai $\sin \theta$ dianggap sama dengan $\sin \varnothing$. Oleh karena itu, untuk orde polinomial yang lebih tinggi, kesalahan yang terjadi juga akan menjadi lebih besar nilainya. Meskipun demikian, dari hasil pemodelan fisik, tampak nilai tetapan δ masih bisa didekati dengan pendekatan polinomial orde-2 atau orde-3. Hal ini menunjukkan bahwa sebenarnya asumsi tersebut masih bisa digunakan, tetapi berada pada suatu nilai batas tertentu. Dari apa yang diperoleh pada saat pengujian dengan menggunakan model fisik, diperlukan suatu simulasi untuk menentukan batas area penetapan metode. Salah satu kelemahan yang terjadi pada saat pemodelan fisik adalah tidak diketahuinya nilai sudut fase θ sehingga nilai perbandingan antara $\tan \varnothing$ dan $\tan \theta$ tidak pula diketahui.



Gambar 6.20 Tetapan Anisotropi Hasil Perhitungan vs Model



Gambar 6.21 Tetapan Anisotropi δ dan ϵ dari Berbagai Jenis Batuan (modifikasi dari Thomsen, 1986)

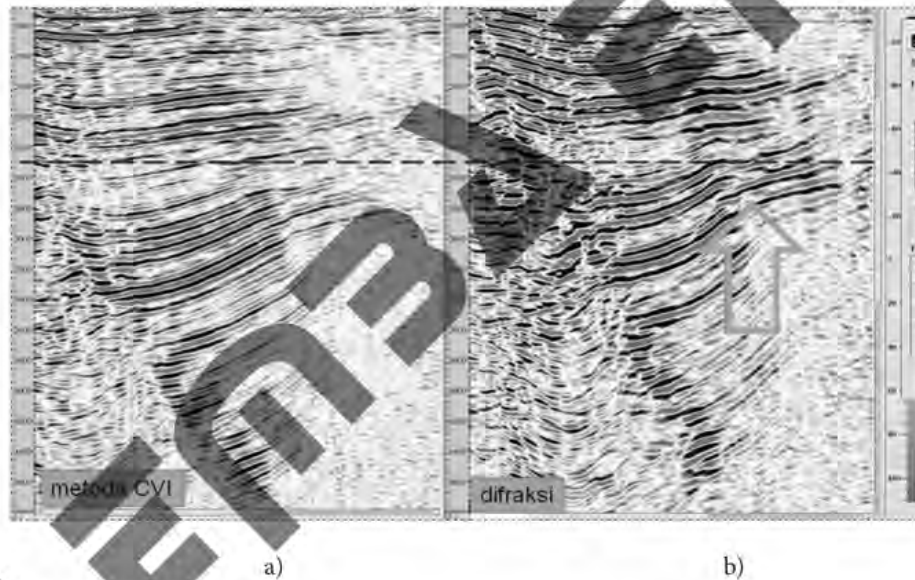
Selanjutnya, untuk mengetahui batas area penerapan metode, dilakukan suatu pengujian matematika dengan cara melakukan suatu penghitungan nilai sudut ϕ yang diperoleh dari sudut θ melalui persamaan hubungan $\tan \phi$ dan $\tan \theta$ yang telah diturunkan Thomsen (1986) dan penghitungan $V(\phi)$ melalui Persamaan 6.4 sehingga waktu tempuh t_x bisa diketahui. Persamaan waktu tempuh gelombang difraksi (t_x) yang digunakan dalam proses pemodelan matematika tersebut berdasarkan persamaan berikut.

$$t_x = \frac{h}{V(0)} + \sqrt{\frac{h^2 + (h(\tan \theta)(1 + 2\delta + 4\eta \sin^2 \theta))^2}{V(0)^2 \left(1 + (2\delta + 4\delta^2) \sin^2 \theta + (2\eta + 16\delta\eta - 3\delta^2) \sin^4 \theta + (16\eta^2 - 14\delta\eta) \sin^6 \theta - 15\eta^2 \sin^8 \theta \right)}} \quad (6.44)$$

Setelah melalui proses regresi polinomial dengan menggunakan polinomial orde-3 dan persamaan yang diturunkan dalam penelitian ini, akan diperoleh nilai tetapan anisotropi dari berbagai model dan kita bisa hubungkan hal tersebut dengan nilai sudut θ yang sesungguhnya serta sudut ϕ dari masing-masing tetapan anisotropi. Bagan alir selengkapnya ada pada Gambar 6.22.

Sementara pada pengamatan residual ϵ , sebagaimana tampak pada Gambar 7.6, kenampakan reflektor pada metode difraksi jauh lebih baik daripada metode *constrained velocity inversion*. Hal ini berarti bahwa proses perbaikan estimasi terhadap nilai ϵ yang dimasukkan pada metode CVI lebih besar daripada metode difraksi. Pada kasus di mana pemrosesan PSDM dilakukan pada daerah yang belum ada data sumurnya, cara ini bisa ditempuh sebagai alternatif.

Selanjutnya, dengan melakukan pengamatan secara kualitatif terhadap hasil *stack* dari masing-masing metode, akan tampak bahwa secara umum kedalaman horizon-horizon pada *stack* kedalaman dari metode difraksi lebih dangkal yang disebabkan karena kecepatan mendatarnya yang lebih cepat dari hasil perhitungan metode *constrained velocity inversion*. Di samping itu, ditemukan citra yang lebih baik berupa citra lengkungan pada kedalaman sekitar 2.500 milidetik pada metode difraksi yang tidak ditemukan pada metode seismik *constrained velocity inversion* sebagaimana tampak pada Gambar 7.7.



Gambar 7.7 Penampang Migrasi sebelum Stack dalam Kawasan Kedalaman (a) Dengan tetapan anisotropi hasil perhitungan dari metode *constrained velocity inversion*. (b) Dengan tetapan anisotropi hasil perhitungan dari metode difraksi.

REFERENSI

- [1] Ronoatmojo, I. S., dan Burhannudinnur, M. 2018. "Anisotropic Properties Identification of Naintupo Formation, Tabul Formation and Tarakan Formation (Tarakan Sub-Basin) Using Anisotropic Parameters Determination Method from P" *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 212.
- [2] Pane, S. Z., Sukandar, S., dan Reminton, C. H. *Petroleum Geology of Indonesian Basins, Vol. 5 Tarakan Basin Northeast Kalimantan*, Pertamina-BPPKA. Hlm. 10–22
- [3] Ronoatmojo, I. S., dan Burhannudinnur, M. 2018. "Anisotropic Properties Identification of Naintupo Formation, Tabul Formation and Tarakan Formation (Tarakan Sub-Basin) Using Anisotropic Parameters Determination Method from P" *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 212.
- [4] Poerwaka, L. 2005. "Pemodelan Fisik untuk Menentukan Tetapan Anisotropi Medium Isotrop Transversal Tegak (ITT) dengan Menggunakan Gelombang-P Pantul." *Disertasi S3 ITB*, tidak dipublikasikan.
- [5] Alkhalifah, T. dan Tsvankin, I. 1995. Velocity Analysis for Transversely Isotropic Media, *Geophysics*, 60, 1550–1566.
- [6] Yilmaz, O. 2002. "Seismic Data Processing." *Society of Exploration Geophysics*.

Bab 8

KESIMPULAN DAN REKOMENDASI

Dengan mengacu pada pembahasan di muka, dapat diambil beberapa kesimpulan sebagai berikut.

1. Telah diperoleh kontribusi pengetahuan baru tentang hubungan antara fungsi difraksi dan tetapan anisotropi suatu medium isotrop transversal tegak (ITT), yaitu berupa metode penentuan tetapan anisotropi δ dan ϵ melalui suatu pendekatan polinomial orde-3 yang belum pernah ada sebelumnya.
2. Adanya asumsi bahwa $\tan \varnothing = \tan \theta$ akan menimbulkan kesalahan saat dijumpai adanya perbedaan $\tan \varnothing$ dan $\tan \theta$, terutama untuk medium dengan $\delta > 0,1$ dan $\eta > 0,1$ sehingga hal tersebut akan berimplikasi pula pada penggunaan persamaan dengan polinomial orde-4 dan orde-5. Hal ini tercermin pada kesalahan yang cukup signifikan pada koefisien A_1 dan A_2 . Perbedaan nilai $\tan \varnothing$ dan $\tan \theta$ teramati dengan jelas saat sudut grup \varnothing lebih besar dari 30° , yang diperlihatkan dengan kurva nilai perbandingan antara keduanya yang meningkat tajam gradien kurvanya.
3. Perhitungan secara akurat terjadi bila model berada pada Kelas 1 dengan tetapan $0 < \delta < 0,1$ dan $\eta < 0,1$ yang dikenal sebagai medium anisotrop lemah.
4. Dari hasil penerapan data lapangan, tampak bahwa metode difraksi mampu memberikan citra lengkungan pada kedalaman sekitar 2.500 milidetik dan koherensi yang lebih baik daripada metode *constrained velocity inversion*.

Adapun rekomendasi yang diajukan oleh penulis adalah sebagai berikut

1. Dari sudut pandang perangkat lunak, metode ini dapat dikembangkan sebagai solusi baru *third party* dari industri yang ada dengan menambahkan suatu prosedur penguatan fungsi difraksi serta pemodelan ke depan *raypath* dari suatu difraksi untuk mengoreksi kembali hasil estimasi tetapan anisotropi. Pada saat ini, estimasi tetapan anisotropi dilakukan dengan jalan pemodelan ke depan dari data sumur sehingga upaya ini bisa dipakai sebagai *sub-routine* alternatif apabila data sumur tidak diperoleh.
2. Implikasi lebih lanjut dari metode penentuan tetapan anisotropi dengan menggunakan fungsi difraksi adalah penelitian lebih lanjut mengenai suatu transformasi rotasi sehingga bila ditemukan data seismik tersebut berada pada medium isotrop transversal mendatar (ITM) maka metode ini dapat disempurnakan untuk keperluan pencitraan dengan lingkungan sifat anisotropi mendatar.

Indeks

A

algoritma 19, 76
amplitudo 24, 76, 147
amplitudo seismik 20
analisis AVO (*amplitude versus offset*) 19
analisis data seismik 20
analisis kecepatan 147
analisis kecepatan migrasi 25
analisis koherensi 74
analisis multivariat 5
analisis numerik 127
analisis *prestack* 75
anelipsitas 21
anisotropi 2, 42, 156
anisotropi gelombang-P 21
anisotropi seismik 18
anisotropi seismik makroskopik 47
anomali sifat gelombang tubuh 23
aperture 147
apriori 25
artefak migrasi 76
asymmetrical split spread 112
atribut spektral 74
azimut 18, 57

B

bagan alir 131
balok Timoshenko 62
band limited wavelet 75

Barrett Unconventional Model 47
batuan beku 2
batuan mono-mineral 2
batuan poli-mineral 2
batubara 143
batupasir 2, 143
batupasir (*sand*) 47
berkas Gaussian 24
bidang diskontinu 88
binning 12
break point 76
brittle 48

C

cabang akustik 63
cabang optik 63
caustics 24
CDP (*common depth point*) 142
check shot 25
citra difraksi 74
citra reflektivitas 74
common offset 151
common shot gather 12, 119
compliance HTI 55
confined pressure 11
confining pressure 5
conserved flux 105
core 19
couplant 116

CRP (*common reflection point*) 143
curved ray migration 143
cuspl 24
Cygwin 106

D

data Cassis 83
data seismik 77, 143
densitas 23, 116
dependent variable 121
depth gather 151
derajat kebebasan 34
de-spiking 147
deviasi 135
difraksi 13, 74, 94, 106, 142
difraksi elementer 78
difraksi nyata 78
difraksi tepi 75
difraktor 108, 114
difusi 35
digital oscilloscope 115
dinamika kisi 62
dip-moveout 21
dipping event 21
diskontinuitas 2, 34, 105
diskrit 34
dispersi 62
dispersi kromatik 62
dispersi spasial 34
distribusi reflektivitas 75
dix-model based 150
ductile 48

E

efek anisotropi 144
efek difraksi 144
efek mikropolar 40
efek Poisson 40
efek Poisson klasik 47
ekstrapolasi 74
elemen hingga (FE) 23, 35, 63
elemen spektral 23
elips 68
eliptisitas 135
endapan vulkanik 143
energi seismik 68

F

fenomena anisotropi 34
fenomena anisotropik 65
fenomena lokalisasi regangan 34
filter fase antistasioner 80
flux-conservative 105
foliasi 2
Formasi Danau 143
Formasi Naintupo 143
Formasi Seilor 143
Formasi Sembakung 143
Formasi Sujau 143
Formasi Tabul 143
Formasi Tarakan 143
frekuensi 4, 67, 115
friction angle 5
fungsi difraksi 20, 155
fungsi hiperbolik 109, 147
fungsi interpolasi kuadrat 35
fungsi refleksi 12
fysility 2

G

garis normal 67
garis pindai 5
gather 143
gelombang elastis 62
gelombang geser 11
gelombang kompresi 11
gelombang-P 18
gelombang pantulan 78
gelombang penuh 80
gelombang-S 24
gelombang seismik 13, 34, 70, 74, 94
gelombang seismik difraksi 85
gelombang seismik-P 106, 149
gelombang tepi 75
gelombang tubuh 23
gelombang ultrasonik 115
geobodi 57
geofisika 94
geologi 5, 143
geometri 68, 86, 96
gneisses 2
graben 75
gradien 155

gradien kecepatan 26
granit 2
grid 25

H

head waves 24
heterogen 34
heterogenitas 34, 105
Homogeneous Equivalent Medium (HEM)
62
homogenisasi 62

I

impedansi 144
independent variable 121
integral batas 75
intensitas anisotropi 4
isotropic eikonal 104
isotropik 49
isotropi melintang 47
isotropi transversal 21
isotrop transversal tegak (ITT) 107
iterasi 143

K

kalibrasi 116
karakteristik dinamis 76
karakteristik kinematik 76
kecepatan anisotropik 94
kecepatan berkas 68
kecepatan fase 22, 64, 94
kecepatan grup 64, 94
kecepatan NMO (normal move-out) 19, 21
kecepatan *side slip* 70
kecepatan *stacking* 25
kecepatan vertikal 26
kedalaman anisotropik 27
kedalaman *pre-stack* 79
kerapatan medium 51
kerusakan simetri 62
kinematika 76
koefisien 147
koefisien elastis konstitutif 39
koefisien polinomial 121
koefisien viskositas 105

konstanta 94
kontinum 35
kontinum mikropolar 35
kontinum umum 35
kopel 36
kopling 42
kriteria Rayleigh 74
kuat tekan uniaksial (UCS) 5
kurva dispersi 62
kurva kecepatan 53
kurva lengkungan difraksi 90
kurva refleksi 83
kurva waktu tempuh 89

L

layering 2
Linux 106
lipatan 107
litologi 12
log sumur 25

M

makroskopis 34
matriks 121
matriks *inverse* 122
matriks propagator 24
media HTI 55
media VTI 25
medium anisotrop 13, 62, 94, 107, 143
medium anisotrop lemah 155
medium dispersif 62, 65
medium homogen isotropik 86
medium isotrop 64, 114, 155
medium isotrop transversal mendatar (ITM)
156
medium isotrop transversal tegak (ITT) 155
medium VTI 55
metamorf 2
metode beda hingga 23
metode *constrained velocity inversion* 150,
151, 155
metode difraksi 155
metode inversi 18
metode Kirchhoff 24
metode reflektivitas 24
metode seismik 12

metode seismik refleksi 149
metode transmisi Thomsen 117
microfault 78
migrasi fase *stationary* 78
migrasi Kirchhoff parsial 83
Model Barrett 55
model-based techniques 150
model Cauchy klasik 34
model isotropik 62
model isotropik transversal 18
model kecepatan 18, 76, 143
model TI 28
model triklinik 22
mode propagasi murni 62
morfologi respons 76
multiparameter 18
multipathing 80

N

nilai galat 116
NMO 25
noise 74, 144
nonhiperbolic moveout 21
normal bidang batas 68
normal move-out—NMO 21, 77
notasi Thomsen 22
notasi Tsvankin 22

O

offset 18, 67, 114, 142
orientasi 36
orientasi anisotropi 64
ortorombik 53
ortotropik 35, 53
overburden zone 47

P

pantulan elips 85
pantulan *specular* 83
parameter 94, 144
parameter statis 4
parameter Thomsen 25
patahan 107, 144
pemfokusan refleksi 80
pemodelan beda hingga 104
pemodelan berkas sinar 143

pemodelan Kirchhoff 75
pencitraan 74
pencitraan seismik 78
pendekatan asimtotik 23
perambatan gelombang 11, 34, 62, 74, 94
perilaku dispersif 63
perilaku fisik 34
perilaku kinematik 75
persamaan isotropik eikonal 104
phenolite 116
phyllites 2
pita frekuensi 63
pita penghenti 63
planar 2
point load 9
point load index 9
polar anisotropik 106
polarisasi 53
polikristal 34
polinomial 94, 121, 137, 149
post-migration 74
post-stack 74
poststack VTI 25
poststack 18
power spectrum 151
preprocessing 77
prestack 18
prinsip Huygens 78
profil seismik vertikal (VSP) 22
propagasi 63
pseudospektral 23
pulsa 120
puncak difraksi 76

Q

quasi-paralel sand 47

R

radon 147
rasio *signal-to-noise* 77
raypath 156
ray tracing 80, 150
refleksi 21, 74
refleksi utama 75
reflektor 19, 27, 74
refraksi 74

regangan 36
 regangan geser 39
 regangan normal 39
 reservoir 11, 18, 48, 77
 residual 153
 resolusi tinggi 74
 respons seismik 76
roll along moving spread 112
 rotasi Alford 18
 rotasi mikro 35
 rotasi relatif 42

S

scanline 4
scatterplot 120
schistosity 2
 sedimen 2, 49, 143
 sedimen *flysch termetamorfik* 143
 Seismic Unix 40, 104, 106
 seismik 74
 seismogram 56
 sekis 2
 sel *hexachiral* 63
 serpih 2, 143
 serpih (*shale*) 47
 sesar 3, 28
 sesar antitetik 27
 sifat dispersif 62
 sifat eliptik 67
 sifat geometris 63
 sifat kinematis 77
 sifat periodik 62
 sifat refleksi 77
single constant velocity 151
single element 116
 sinklin 75
 sintetik 106
slate 2
slowness 104
snapshot 107
 solusi numerik 94
 solusi sejati 94
 spektrum Fourier 66
 spektrum *semblance* 151
 SP Gather 142
 SP (*shot point*) 142
stack 142

stack difraksi 78
stack difraksi klasik 78
stacking 82
stiffness coefficient 20
 stratigrafis 144
streamer 144
strength anisotropy index 9
 struktur sarang lebah 62
subsalt 19
 sudut fase 67, 95
 sudut grup 67, 95
 sudut orientasi 7
 sudut pembebanan foliasi 7
 sudut propagasi 53
 sumber titik virtual 78
 sumbu simetri 53, 68
 sumbu simetri miring (TTI) 19
 sumbu simetri ortogonal 28
 sumbu vertikal (VTI) 19
 super-resolusi 74
sweet spot 48
symmetrical split spread 112

T

tegangan 36
 tegangan geser 39
 tegangan normal 39
 teknik multiskala 34
 tektonik 28
tensile strength 7
 tensor kelengkungan 35
 tensor regangan 35
 teorema Bloch 62
 teori *linear-slip* 55
 teori non-lokal eksplisit/kuat 34
 teori sinar geometris 23
 teori sinar orde nol 75
 teori sinar standar 75
 tepi zona Brillouin (IBZ) 63
 tetapan 94
 tetapan anisotropi 12, 94, 111, 142, 143, 155
 titik difraktor 90, 143
 titik kerucut 24
 tomografi 143
 tomografi refleksi 25
trace 108

Tetapan Anisotropi Seismik

transduser 115
transverse isotropy 19
triplicated branch 75

V

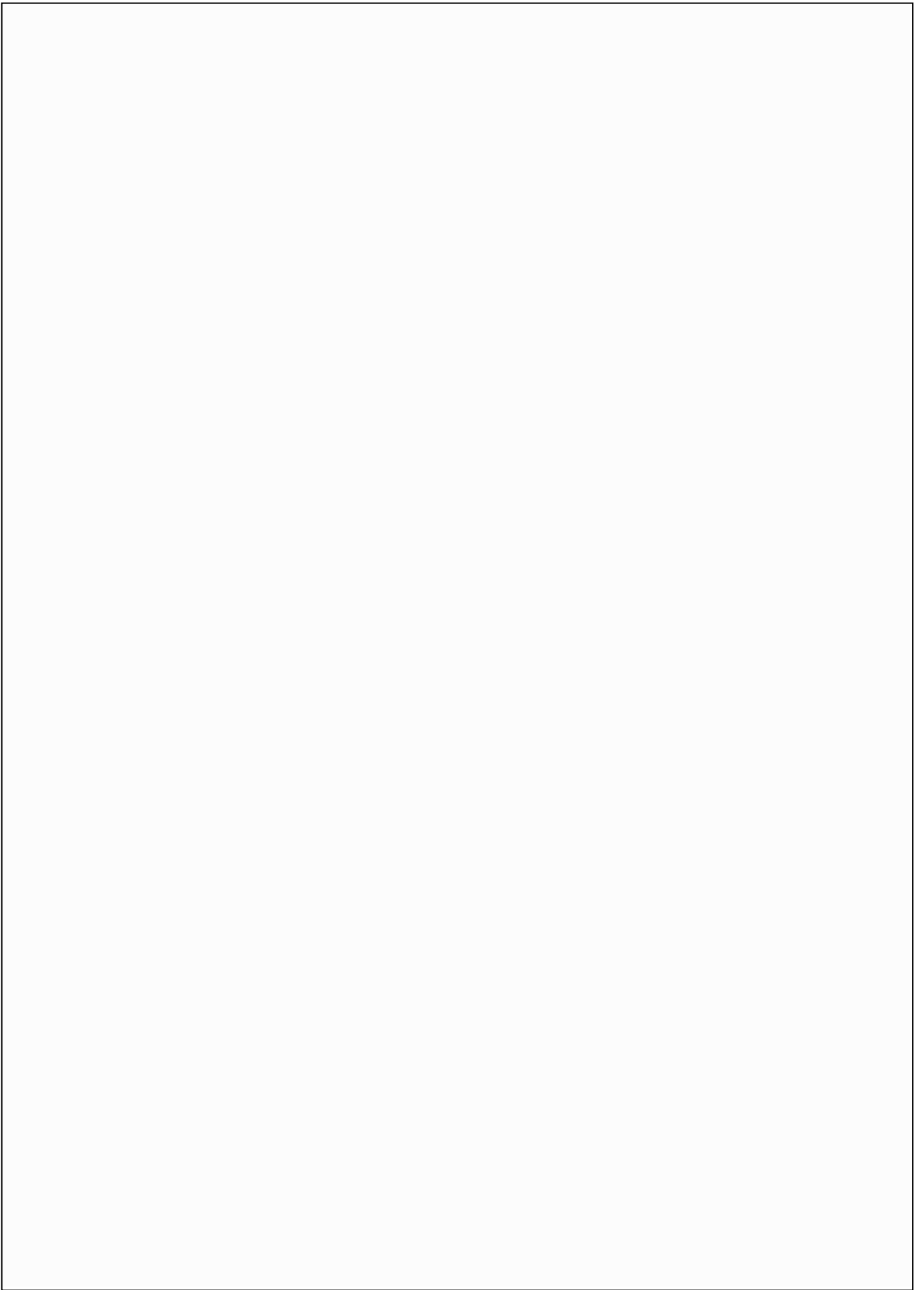
variabel bebas 127
variabel terikat 127
vertical transverse isotropic (VTI) 116
VSP (*vertical seismic profiling*) 12

W

waktu *moveout* 87
waktu tempuh 87, 96, 104, 142
waktu tunda 109
Windows 106

Z

zero-offset 75
zona bayangan 24



Tetapan Anisotropi Seismik

ORIGINALITY REPORT

19%

SIMILARITY INDEX

18%

INTERNET SOURCES

10%

PUBLICATIONS

6%

STUDENT PAPERS

PRIMARY SOURCES

1	es.scribd.com Internet Source	3%
2	www.hagi.or.id Internet Source	2%
3	hdl.handle.net Internet Source	2%
4	tu-freiberg.de Internet Source	1%
5	Submitted to Baton Rouge Community College Student Paper	1%
6	ntnuopen.ntnu.no Internet Source	<1%
7	Eduardo W. V. Chaves. "Notes on Continuum Mechanics", Springer Science and Business Media LLC, 2013 Publication	<1%
8	library.seg.org Internet Source	<1%
9	www.pyrzyce.samorzady.pl Internet Source	<1%

10	www.z-terra.com Internet Source	<1 %
11	citeseerx.ist.psu.edu Internet Source	<1 %
12	www.cambridge.org Internet Source	<1 %
13	Imam S. Ronoatmojo. "Seismic P-wave diffraction modeling to determine anisotropy parameters in VTI medium", SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2010 Publication	<1 %
14	espace.curtin.edu.au Internet Source	<1 %
15	vaskoedo.wordpress.com Internet Source	<1 %
16	Castillo Figa Marcela. "Sistematica, distribucion abundancia y variacion estacional de los moluscos gasteropodos de la plataforma continental de Jalisco, Mexico", TESIUNAM, 1992 Publication	<1 %
17	repository.mines.edu Internet Source	<1 %
18	cwp.mines.edu Internet Source	<1 %
19	www.frontiersin.org Internet Source	<1 %

<1 %

20

www.fttm.itb.ac.id

Internet Source

<1 %

21

"Seismic Diffraction", Society of Exploration Geophysicists, 2016

Publication

<1 %

22

Submitted to University of Leeds

Student Paper

<1 %

23

Ilya Tsvankin. "Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media, Third edition", Society of Exploration Geophysicists, 2012

Publication

<1 %

24

pdfs.semanticscholar.org

Internet Source

<1 %

25

Encyclopedia of Earth Sciences Series, 2011.

Publication

<1 %

26

tubaf.qucosa.de

Internet Source

<1 %

27

reproducibility.org

Internet Source

<1 %

28

Meles, G. A., and A. Curtis. "Fingerprinting ordered diffractions in multiply diffracted waves", Geophysical Journal International, 2014.

Publication

<1 %

29	Submitted to Universiti Teknologi MARA Student Paper	<1 %
30	adoc.pub Internet Source	<1 %
31	Submitted to University of Alabama Student Paper	<1 %
32	I S Ronoatmojo, M Burhannudinnur. "Anisotropic properties identification of Naintupo Formation, Tabul Formation and Tarakan Formation (Tarakan Sub-Basin) using anisotropic parameters determination method from P-wave seismic diffraction function", IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2018 Publication	<1 %
33	etheses.uin-malang.ac.id Internet Source	<1 %
34	Charles Sicking, John Ferguson. "Anistropy and AVO Complete Session", SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016, 2016 Publication	<1 %
35	repository.unej.ac.id Internet Source	<1 %
36	Submitted to Federal University of Technology Student Paper	<1 %
37	mountainscholar.org Internet Source	<1 %

38	Jianlu Wu, Bing Zhou, youcef bouzidi, Xingwang Li. "Approximations to a generalized real ray-tracing method for heterogeneous anisotropic viscoelastic media", GEOPHYSICS, 2021 Publication	<1 %
39	coek.info Internet Source	<1 %
40	text-id.123dok.com Internet Source	<1 %
41	www.coc.ufrj.br Internet Source	<1 %
42	Francesca Fantoni, Andrea Bacigalupo. "Wave propagation modeling in periodic elasto-thermo-diffusive materials via multifield asymptotic homogenization", International Journal of Solids and Structures, 2020 Publication	<1 %
43	"Mechanics of Strain Gradient Materials", Springer Science and Business Media LLC, 2020 Publication	<1 %
44	docplayer.info Internet Source	<1 %
45	www.inig.pl Internet Source	<1 %
46	tbi.ca Internet Source	<1 %

<1 %

47 Michael Lepique. "Empfehlung Nr. 10 des Arbeitskreises 3.3 "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Indirekter Zugversuch an Gesteinsproben - Spaltzugversuch", Bautechnik, 09/2008
Publication

<1 %

48 cpgf.ufpa.br
Internet Source

<1 %

49 repository.ub.ac.id
Internet Source

<1 %

50 depozit.isae.fr
Internet Source

<1 %

51 timna.mines.edu
Internet Source

<1 %

52 Submitted to University of Portsmouth
Student Paper

<1 %

53 repository.unpar.ac.id
Internet Source

<1 %

54 www.scribd.com
Internet Source

<1 %

55 Submitted to BENEMERITA UNIVERSIDAD AUTONOMA DE PUEBLA BIBLIOTECA
Student Paper

56	Pavel Golikov. "Traveltime parameters in a tilted elliptical anisotropic medium‡ : Tilted elliptical anisotropy", Geophysical Prospecting, 05/2012 Publication	<1 %
57	file.scirp.org Internet Source	<1 %
58	repository.umy.ac.id Internet Source	<1 %
59	www.geophysik.tu-berlin.de Internet Source	<1 %
60	Baptiste Durand, Arthur Lebée, Pierre Seppecher, Karam Sab. "Predictive strain-gradient homogenization of a pantographic material with compliant junctions", Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 2022 Publication	<1 %
61	Submitted to University of Witwatersrand Student Paper	<1 %
62	www.cwp.mines.edu Internet Source	<1 %
63	G. Rosi, N. Auffray. "Anisotropic and dispersive wave propagation within strain-gradient framework", Wave Motion, 2016 Publication	<1 %
64	Ilya Tsvankin, Vladimir Grechka. "Seismology of Azimuthally Anisotropic Media and Seismic Fracture	<1 %

Characterization", Society of Exploration Geophysicists, 2011

Publication

65	idoc.pub Internet Source	<1 %
66	Caixia Yu, Yanfei Wang, Jingtao Zhao. "A seismic diffraction extraction method for the study of discontinuous geologies using a regularisation algorithm", Exploration Geophysics, 2018 Publication	<1 %
67	unsworks.unsw.edu.au Internet Source	<1 %
68	Submitted to Northcentral Student Paper	<1 %
69	Submitted to School of Business and Management ITB Student Paper	<1 %
70	core.ac.uk Internet Source	<1 %
71	civ.uth.gr Internet Source	<1 %
72	research.library.mun.ca Internet Source	<1 %
73	patents.google.com Internet Source	<1 %
74	www.geophy.cn Internet Source	<1 %

<1 %

75

Submitted to Udayana University

Student Paper

<1 %

76

Wei Tang, Lei Li. "Exact traveltime computation in multi-layered transversely isotropic media with vertical symmetry axis", Acta Seismologica Sinica, 2008

Publication

<1 %

77

academic.oup.com

Internet Source

<1 %

78

Submitted to Fakultas Ekonomi Universitas Indonesia

Student Paper

<1 %

79

uis.brage.unit.no

Internet Source

<1 %

80

doku.pub

Internet Source

<1 %

81

espace.inrs.ca

Internet Source

<1 %

82

pdxscholar.library.pdx.edu

Internet Source

<1 %

83

pt.scribd.com

Internet Source

<1 %

84

theses.lib.polyu.edu.hk

Internet Source

<1 %

85	"Encyclopedia of Continuum Mechanics", Springer Science and Business Media LLC, 2020 Publication	<1 %
86	Submitted to Universitas Diponegoro Student Paper	<1 %
87	Submitted to University of Johannesburg Student Paper	<1 %
88	Yuriy Ivanov, Alexey Stovas. "Upscaling in orthorhombic media: Behavior of elastic parameters in heterogeneous fractured earth", GEOPHYSICS, 2016 Publication	<1 %
89	geologi.ftke.trisakti.ac.id Internet Source	<1 %
90	rcin.org.pl Internet Source	<1 %
91	Vázquez Rosas Ricardo. "Estimacion de escenarios sismicos en el Estado de Michoacan", TESIUNAM, 2013 Publication	<1 %
92	arxiv.org Internet Source	<1 %
93	Chuangjian Li, Suping Peng, Jingtao Zhao, Xiaoqin Cui. "Diffraction imaging using an adaptive phase filter", Geophysical Prospecting, 2019 Publication	<1 %

94	digilib.unhas.ac.id Internet Source	<1 %
95	onlinelibrary.wiley.com Internet Source	<1 %
96	pubhtml5.com Internet Source	<1 %
97	Christina D. Riyanti. "Three-dimensional elastic scattering by near-surface heterogeneities", <i>Geophysical Journal International</i> , 2/2005 Publication	<1 %
98	realitahanan.blogspot.com Internet Source	<1 %
99	www.vangorselslist.com Internet Source	<1 %
100	Hongbo Zhou, George A. McMechan. "Analytic study of the geometrical spreading of -waves in a layered transversely isotropic medium with a vertical symmetry axis ", <i>GEOPHYSICS</i> , 2000 Publication	<1 %
101	James Gaiser. "3C Seismic and VSP: Converted waves and vector wavefield applications", <i>Society of Exploration Geophysicists</i> , 2016 Publication	<1 %
102	Yunbiao Jiang, Zhongxin Liu, Zengqiang Chen, Feng Duan. "Error-constrained	<1 %

Coordinated Tracking Control for High-order Multiagent Systems Based on Barrier Lyapunov Function", International Journal of Control, Automation and Systems, 2022

Publication

103	id.scribd.com Internet Source	<1 %
104	tel.archives-ouvertes.fr Internet Source	<1 %
105	www.ijera.com Internet Source	<1 %
106	www.susu.ru Internet Source	<1 %
107	geology.mines.edu Internet Source	<1 %
108	ilmukaula.blogspot.com Internet Source	<1 %
109	klikseruu.blogspot.com Internet Source	<1 %
110	repository.tudelft.nl Internet Source	<1 %
111	repository.upi.edu Internet Source	<1 %
112	thesis.binus.ac.id Internet Source	<1 %
113	www.karyailmiah.trisakti.ac.id Internet Source	<1 %

114	www.slideshare.net Internet Source	<1 %
115	123dok.com Internet Source	<1 %
116	Ahmed El Tuhami, Shaoping Xiao. "Multiscale Modeling of Metal-Ceramic Spatially Tailored Materials via Gaussian Process Regression and Peridynamics", International Journal of Computational Methods, 2022 Publication	<1 %
117	Enderle, Uwe. "Signaturen in refraktionsseismischen Daten als Abbild geodynamischer Prozesse.", Universität Karlsruhe, 2007. Publication	<1 %
118	Farui Shi, Nicholas Fantuzzi, Patrizia Trovalusci, Yong Li, Zuoan Wei. "The effects of dilatancy in composite assemblies as micropolar continua", Composite Structures, 2021 Publication	<1 %
119	Wung-Hong Huang. "Thermal giant graviton with non-commutative dipole field", Journal of High Energy Physics, 11/07/2007 Publication	<1 %
120	dspace.uui.ac.id Internet Source	<1 %

121	eprints.walisongo.ac.id Internet Source	<1 %
122	era.ed.ac.uk Internet Source	<1 %
123	etheses.dur.ac.uk Internet Source	<1 %
124	id.123dok.com Internet Source	<1 %
125	mcredit.blogspot.com Internet Source	<1 %
126	repository.usd.ac.id Internet Source	<1 %
127	rianoviaardiani.blogspot.com Internet Source	<1 %
128	steeloft.com.br Internet Source	<1 %
129	wokiee-demo8.myshopify.com Internet Source	<1 %
130	www.docme.ru Internet Source	<1 %
131	www.shangou.com Internet Source	<1 %
132	zhehou.github.io Internet Source	<1 %
133	zombiedoc.com Internet Source	<1 %

134	G. Seriani, S.P. Oliveira. "Dispersion analysis of spectral element methods for elastic wave propagation", Wave Motion, 2008 Publication	<1 %
135	Oscar P. Bruno, Tao Yin. "A windowed Green function method for elastic scattering problems on a half-space", Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, 2021 Publication	<1 %
136	repository.radenintan.ac.id Internet Source	<1 %
137	www.researchgate.net Internet Source	<1 %
138	A. B. Klimov. "Discrete Phase-Space Structures and Mutually Unbiased Bases", Lecture Notes in Computer Science, 2007 Publication	<1 %
139	Laxmidhar Behera. "Elastic anisotropic finite-difference full-wave modeling and imaging of 2D tilted transversely isotropic (TTI) media", Journal of Applied Geophysics, 2022 Publication	<1 %
140	Yalew Tamene Tadege, Tamiru Hailu Kori, Dawit Muluneh Yona, Johnson Santhosh. "Experimental Investigation of Mechanical Properties of Aluminum 7050 Alloy with Glass Particles Reinforced Metal Matrix	<1 %

Composites", Research Square Platform LLC, 2023

Publication

Exclude quotes Off

Exclude matches Off

Exclude bibliography Off

Tetapan Anisotropi Seismik

GRADEMARK REPORT

FINAL GRADE

/0

GENERAL COMMENTS

Instructor

PAGE 1

PAGE 2

PAGE 3

PAGE 4

PAGE 5

PAGE 6

PAGE 7

PAGE 8

PAGE 9

PAGE 10

PAGE 11

PAGE 12

PAGE 13

PAGE 14

PAGE 15

PAGE 16

PAGE 17

PAGE 18

PAGE 19

PAGE 20

PAGE 21

PAGE 22

PAGE 23

PAGE 24

PAGE 25

PAGE 26

PAGE 27

PAGE 28

PAGE 29

PAGE 30

PAGE 31

PAGE 32

PAGE 33

PAGE 34

PAGE 35

PAGE 36

PAGE 37

PAGE 38

PAGE 39

PAGE 40

PAGE 41

PAGE 42

PAGE 43

PAGE 44

PAGE 45

PAGE 46

PAGE 47

PAGE 48

PAGE 49

PAGE 50

PAGE 51

PAGE 52

PAGE 53

PAGE 54

PAGE 55

PAGE 56

PAGE 57

PAGE 58

PAGE 59

PAGE 60

PAGE 61

PAGE 62

PAGE 63

PAGE 64

PAGE 65

PAGE 66

PAGE 67

PAGE 68

PAGE 69

PAGE 70

PAGE 71

PAGE 72

PAGE 73

PAGE 74

PAGE 75

PAGE 76

PAGE 77

PAGE 78

PAGE 79

PAGE 80

PAGE 81

PAGE 82

PAGE 83

PAGE 84

PAGE 85

PAGE 86

PAGE 87

PAGE 88

PAGE 89

PAGE 90

PAGE 91

PAGE 92

PAGE 93

PAGE 94

PAGE 95

PAGE 96

PAGE 97

PAGE 98

PAGE 99

PAGE 100

PAGE 101

PAGE 102

PAGE 103

PAGE 104

PAGE 105

PAGE 106

PAGE 107

PAGE 108

PAGE 109

PAGE 110

PAGE 111

PAGE 112

PAGE 113

PAGE 114

PAGE 115

PAGE 116

PAGE 117

PAGE 118

PAGE 119

PAGE 120

PAGE 121

PAGE 122

PAGE 123

PAGE 124

PAGE 125

PAGE 126

PAGE 127

PAGE 128

PAGE 129

PAGE 130

PAGE 131

PAGE 132

PAGE 133

PAGE 134

PAGE 135

PAGE 136

PAGE 137

PAGE 138

PAGE 139

PAGE 140

PAGE 141

PAGE 142

PAGE 143

PAGE 144

PAGE 145

PAGE 146

PAGE 147

PAGE 148

PAGE 149

PAGE 150

PAGE 151

PAGE 152

PAGE 153

PAGE 154

PAGE 155

PAGE 156

PAGE 157

PAGE 158

PAGE 159

PAGE 160

PAGE 161

PAGE 162

PAGE 163

PAGE 164

PAGE 165

PAGE 166

PAGE 167

PAGE 168

PAGE 169

PAGE 170

PAGE 171
