

Skripsi Geofisika

**STRUKTUR MODEL KECEPATAN TIGA DIMENSI DI
SEKITAR LENGAN UTARA SULAWESI
MENGUNAKAN TOMOGRAFI *DOUBLE DIFFERENCE***



OLEH :

MUH IQBAL RAIS

H221 13 302

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR**

2019



HALAMAN JUDUL

**STRUKTUR MODEL KECEPATAN TIGA DIMENSI DI SEKITAR
LENGAN UTARA SULAWESI MENGGUNAKAN TOMOGRAFI
*DOUBLE DIFFERENCE***

*Diajukan
Untuk Melengkapi Tugas dan Memenuhi Salah Satu Syarat
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
Pada Program Studi Geofisika Departemen Fisika Universitas Hasanuddin*

OLEH:

MUH. IQBAL RAIS

H22113302

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019**



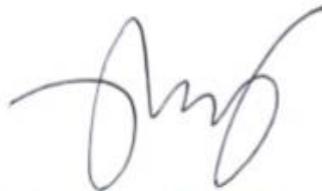
HALAMAN PENGESAHAN

**STRUKTUR MODEL KECEPATAN TIGA DIMENSI DI SEKITAR
LENGAN UTARA SULAWESI MENGGUNAKAN TOMOGRAFI
*DOUBLE DIFFERENCE***

Makassar, 14 Maret 2019

Disetujui Oleh:

Pembimbing Utama



Ir. Bambang Harimei, M.Si.
NIP. 19610501 199003 1 003

Pembimbing Pertama



Muh. Fawzy Ismullah M., S.Si, MT
NIDK. 8808260017



PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini merupakan karya orisinil saya dan sepanjang pengetahuan saya, tidak memuat bahan yang pernah dipublikasi atau ditulis oleh orang lain dalam rangka tugas akhir untuk sesuatu gelar akademik di Univeritas Hasanuddin atau di lembaga pendidikan lainnya dimanapun, kecuali bagian yang telah dikutip sesuai kaidah yang berlaku. Saya juga menyatakan bahwa skripsi ini merupakan hasil karya saya sendiri dan dalam batas tertentu dibantu oleh pihak pembimbing.

Penulis

MUH. IQBAL RAIS



ABSTRACT

Northern Arm of Sulawesi has a high level of seismicity due to the North Sulawesi Trench, Molucca Sea Collision Zone, Philippine Sea Plate Subduction and some active faults. The seismic activities of Northern Arm of Sulawesi are recorded by Meteorology Climatology and Geophysical Agency (MCGA) seismic station. This study used earthquake data catalog by MCGA for 574 events recorded by 31 station around the region in time periods of December 2013 – December 2017 in order to get hypocenter relocation and 3D velocity structure of P wave using tomography double difference (tomoDD) method. Tomography double difference procedure start from the initial seismic velocity model of AK 135, while then tomography inversion using LSQR method. Tomogram result was evaluated using Derivative Weight Sum (DWS) which is output of tomoDD. Hypocenter relocation result show the relocation not too far from the initial location and has better output quality than data catalog based on RMS value. 3D velocity of P wave show the varies P wave velocity between 4.5 – 8.5 km/s from depth 0 – 300 km.

Keywords: hypocenter relocation; tomoDD; Northern Arm of Sulawesi; velocity structure



SARI BACAAN

Lengan Utara Sulawesi memiliki tingkat kegempaan yang sangat tinggi yang berasal dari Subduksi Sulawesi Utara, tumbukan ganda laut Maluku, penunjaman Lempeng Laut Filipina, dan beberapa sesar aktif. Aktivitas Seismik di sekitar Lengan Utara Sulawesi ini direkam oleh stasiun seismik Badan Meteorologi dan Geofisika (BMKG). Penelitian ini menggunakan data katalog gempabumi BMKG sebanyak 574 kejadian gempa yang direkam oleh 31 stasiun di sekitar lokasi penelitian dalam rentang waktu Desember 2013 – Desember 2017 yang digunakan untuk mendapatkan relokasi hiposenter dan struktur kecepatan 3D gelombang P dengan menggunakan metode tomografi *Double Difference* (tomoDD). Prosedur tomografi *Double Difference* dimulai dengan menentukan model kecepatan awal menggunakan AK 135 yang selanjutnya proses inversi tomografi menggunakan metode LSQR teredam. Tomogram hasil inversi dievaluasi menggunakan *Derivative Weight Sum (DWS)* yang merupakan luaran dari tomoDD. Hasil relokasi hiposenter menunjukkan perubahan lokasi yang tidak terlalu jauh dari lokasi awal dan memiliki kualitas luaran yang lebih baik dari data katalog berdasarkan nilai RMS yang dihasilkan. Sedangkan hasil kecepatan 3D gelombang P menunjukkan nilai kecepatan gelombang P yang bervariasi antara 4.2 – 8.5 km/s dari kedalaman 0 – 300 km.

Kata Kunci: relokasi hiposenter; tomoDD; Lengan Utara Sulawesi; struktur kecepatan



KATA PENGANTAR

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Assalamu'Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Alhamdulillah segala puji bagi Allah SWT atas segala limpahan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **“Struktur Kecepatan Tiga Dimensi Di Sekitar Lengan Utara Sulawesi Menggunakan Tomografi *Double Difference*”**, sebagai salah satu syarat yang diajukan untuk menyelesaikan studi pada Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin.

Dalam penulisan skripsi ini, berbagai hambatan, rintangan dan kesulitan penulis hadapi mulai dari awal hingga akhir penulisan skripsi. Namun semua dapat dilalui bantuan, bimbingan, dorongan, dan doa dari berbagai pihak. Untuk itu, pada kesempatan ini penulis ingin mengucapkan terimakasih yang sebesar-besarnya dan penghargaan yang setinggi-tingginya kepada kedua orangtua penulis, **Ayahanda Isnaini Jabbar** dan **Ibunda Sitti Rahmiati Rahim, S.Pd** yang senangtiasa memberikan cinta dan kasih sayang serta tak kenal lelah membimbing, memberi semangat dan doa kepada penulis hingga saat ini. Terimakasih juga penulis ucapkan untuk saudara-saudara penulis, **Ikhwanul Muslim** dan **Ishaq Prima Nur Rais** atas doa dan dukungannya kepada penulis semoga kita semua sukses kedepannya dan dapat membanggakan orangtua. Selain

is ucapkan terimakasih kepada:



1. Bapak **Ir. Bambang Harimei, M.Si** dan Bapak **Muhammad Fawzy Ismullah Massinai, S.Si, M.T** selaku dosen pembimbing utama dan dosen pembimbing pertama atas bimbingan, ilmu, masukan serta nasihat yang sangat berharga kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
2. Bapak **Dr. Muh Altin Massinai, MT.Surv**, Bapak **Dr. Muh. Hamzah, S.Si, MT**, dan Bapak **Drs. Hasanuddin, M.Si** selaku tim penguji yang telah memberikan masukan dan saran yang membangun kepada penulis dalam penulisan skripsi ini.
3. Seluruh Dosen Pengajar yang telah memberikan banyak ilmu dan bantuan kepada penulis selama menjalani studi di Program Studi Geofisika Unhas.
4. Seluruh staf pegawai Prodi Geofisika, Departemen Fisika dan Fakultas MIPA yang banyak membantu dalam pengurusan administrasi – administrasi penulis dalam penyusunan skripsi.
5. Seluruh teman-teman **Angker013 : Bahrul, Iqlal, Asnur, Sultan, Maher, Ichot, Wahyu, Muge, Takdir, Emba, Reskur, Azizul, Baso, Ilham, Sudar, Ichal, Ardi, Ulla, Ippang, Olid, Anca, Mus, Zulfitriah, Jayadhi, Saldy, Fikri, Oceng, Gabriel, Nawa, Minu, Ami, Opi, Odah, Dahlia, Ewi, Husna, Ajriah, Arni, Nani, Pitti, Nike, Rati, Monaro, Ida, Nigol, Tiara, Desi, Rista, Asni, Ade, Nunu, Kasmiah, Hilda, Uyung, Nelli, Ika, Hena, Yanti, Stiva, Selvina, Arfah, Rabiah, Suhana, Ningsi, Zuhaa, Pio, Masni, Yulianti, Dwi, Rani, Pate, Marhana, Astrid, Icha, Risa, Yuli,**

ra, Ramlah, Zeni, Yunita, Inna, Syidar, Desi Aulia, Rasmi, Fitriah
 g telah menjadi saudara sepengumpulan sepengaderan dari jaman Maba,



Panitia, Pengurus hingga sekarang terima kasih atas kebersamaannya tetap kompak. Salam **KAMI SATU KAMI SAUDARA!**

6. Teman-teman **MIPA 2013** yang tak sempat penulis sebutkan satu persatu, terima kasih atas kebersamaannya selama ini. **SEMANGAT KEMIPAAN!**
7. Kanda-kanda serta adik-adik 2014, 2015, 2016, 2017 anggota **Himafi FMIPA Unhas**. Tempat penulis berproses, belajar, mendapatkan pengalaman dan mengembangkan diri baik itu akademik maupun organisasi. **JAYALAH HIMAFI FISIKA NAN JAYA.**
8. Teman-teman sepengurusan **BEM FMIPA Unhas 2016/2017** yang telah memberikan kesan dan pengalaman yang mendalam bagi penulis. Salam **USE YOUR MIND BE THE BEST.**
9. Anggota Geng **AJOJING**: Bos Besar **Nurul Mifta Sari S.Si, Muh. Adimaher Zamhuri S.Si** *teman seperjuangan S.Si, **Andi Hasyruddin Baso** *wattunami S.Si juga, **Sudarmadi S.Si** *ex anggota, yang telah mengisi kegiatan kampus penulis dengan kegiatan yang unfaedah dan menjadi agen Lambe Turah bersama penulis.
10. Seluruh kanda-kanda serta adik-adik 2014, 2015, 2016, 2017 dan 2018 **Geofisika Universitas Hasanuddin** khususnya **Kak Dayat Nurdin** *sang pujangga, **Kak Fawzy** *senior sekaligus dosen, **Kak Memet, Kak Rido, Kak Taufiq Rafie** *senior di SMA dan senior di kampus, **Kak Jumi, Kak Okvi, Kak Iban, Kak Oengga, Kak Zul** *andalang gue, **Kak Asraf, Kak f, Kak Aul**, dan lain-lain yang tidak sempat penulis sebutkan satu



persatu, yang memberikan penulis kesempatan untuk saling belajar-mengajar dan mencari pengalaman dalam dunia geosantis ini.

11. Teman – teman **Asisten Geologi Dasar 2018 : Jr, Edi, Ammi, Anas, Hira, Ayyub**, yang telah membantu penulis dalam mengemban amanah sebagai koordinator asisten Geologi Dasar.
12. **Kak Shindy Rosalia** yang senangtiasa meladeni dan menjawab pertanyaan-pertanyaan penulis mengenai tomoDD.
13. Sepupu-sepupu tercinta : **Kak Ichal** *sekaligus senior di Himafi, **Kak Fian, Kak Indah, Kak Kacha, Kak Chiko, Kak Ade, Kak Iyan, Tri, Dian**.
14. Bubuhan **Smaga Makassar** (read: anak-anak SMA 3 Tenggarong yang tersesat di Makassar) : **Kak Kevin, Kak Taufiq Rafie, Kak Samday, Kak Ayu, Jalu, Carla, Kandi, Ika Juju, Dinot, Alam, Aan, Ilmi** yang menjadi teman jalan, teman bicara, kalo-kalo kangen Kaltim
15. Kawalan sejak SMA hingga kini, Bubuhan **Smaga7th**.
16. Teman-teman **KKN Unhas Gelombang 93 Tematik Desa Sejahtera Mandiri** *bede **Desa Dulang Kecamatan Malua, Enrekang** : **Jen, Hasrah, Ani, Cua, Kasuk, Ningning, Arya dan Jo**.
17. Semua pihak yang telah membantu dalam menyelesaikan penulisan skripsi ini yang tidak dapat penulis sebutkan satu per satu. Tanpa kalian apalah artinya skripsi ini



skripsi ini bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Sebagai manusia memiliki kekurangan, penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan

dan masih jauh dari kesempurnaan karena sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milik Allah SWT. Oleh karena itu, kritik dan saran yang bersifat membangun dari pembaca sangat penulis harapkan. Semoga Allah senantiasa melimpahkan Rahmat dan Hidayah-Nya. Amin.

Wassalamu Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Makassar, Maret 2019

Penulis



DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN.....	ii
PERNYATAAN.....	iii
ABSTRACT	iv
SARI BACAAN	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	xi
DAFTAR GAMBAR.....	xiii
DAFTAR TABEL.....	xiv
DAFTAR LAMPIRAN	xv
BAB I PENDAHULUAN.....	1
I.1. Latar Belakang	1
I.2. Ruang Lingkup Penelitian.....	2
I.3. Tujuan Penelitian	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	4
II.1. Tektonik Pulau Sulawesi	4
II.1.1. Aktivitas Tektonik Lengan Utara Sulawesi	6
II.2. Gempabumi.....	8
II.3. Tomografi Seismik	10
II.3.1 Tomografi <i>Double Difference</i>	11
II.3.2. Algoritma <i>Double Difference</i>	14
II.4. Uji Resolusi.....	18
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	20
III.1. Lokasi Penelitian	20
III.2. Alat dan Bahan Pengolahan Data	20
III.2.1. Alat.....	20
III.2.2. Bahan	21
III.3. Metode Pengolahan Data.....	22
III.3.1. Klastering.....	23



III.3.2. Parameterisasi Model.....	24
III.3.3. Inversi Tomografi	25
III.3.4. Uji Resolusi.....	26
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	27
IV.1. Hasil	27
IV.1.1. Hasil Relokasi Hiposenter	27
IV.1.1.1. Data Katalog Gempa Sebelum Relokasi	27
IV.1.1.2. Relokasi Hiposenter Metode TomoDD	28
IV.1.2. Model Kecepatan.....	33
IV.1.2.1. Uji Resolusi	33
IV.1.2.2. Tomogram Kecepatan Gelombang P.....	35
IV.2. Pembahasan.....	41
BAB V PENUTUP	44
V.1. Kesimpulan.....	44
V.2. Saran	44
 DAFTAR PUSTAKA	 45
LAMPIRAN.....	49



DAFTAR GAMBAR

Gambar II.1 Peta Tatanan Tektonik Pulau Sulawesi	5
Gambar II.2. Ilustrasi dari algoritma <i>double difference</i> dalam merelokasikan gempa	12
Gambar III.1. Peta Lokasi Penelitian.....	20
Gambar III.2. Peta Lokasi Stasiun	21
Gambar III.3. Bagan Alir Penelitian.....	23
Gambar III.4. Model Kecepatan Gelombang P AK135.....	24
Gambar III.5. Grid Jarak Model Kecepatan.....	25
Gambar IV.1. Seismisitas Sekitar Lengan Utara Sulawesi periode 2013–2017	28
Gambar IV.2 Histogram Nilai RMS sebelum relokasi (a) Nilai RMS setelah relokasi (b)	29
Gambar IV.3. Sebaran Episenter (a) Sebelum Relokasi, (b) Setelah Relokasi .	30
Gambar IV.4. Arah Perubahan Posisi Episenter	31
Gambar IV.5. Sebaran Hiposenter (a)Sebelum Relokasi, (b)Setelah Relokasi.	32
Gambar IV.6. Grafik Kedalaman terhadap jumlah kejadian gempa (a) sebelum relokasi dan (b) setelah relokasi.....	33
Gambar IV.7. Hasil Uji Resolusi <i>Derivative Weight Sum</i> (DWS) pada kedalaman 0 km, 10 km, 20 km, dan 30 km.....	34
Gambar IV.8. Hasil Uji Resolusi <i>Derivative Weight Sum</i> (DWS) pada kedalaman 40 km, 90 km, 150 km, dan 200 km.....	34
Gambar IV.9. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 0 km.	36
Gambar IV.10. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 10 km	36
Gambar IV.11. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 20 km	37
Gambar IV.12. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 30 km.	38
Gambar IV.13. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 40 km	38
Gambar IV.14. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 90 km	39
Gambar IV.15. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 150 km	40
IV.16. Nilai Kecepatan Gelombang P pada kedalaman 200 km	40
IV.17. Model Kecepatan Gelombang P 3 Dimensi	41



DAFTAR TABEL

Tabel II.1. Beberapa Kejadian Gempabumi di Lengan Utara Sulawesi 7

Tabel III.1. Data Posisi Stasiun yang Digunakan dalam Penelitian 22



DAFTAR LAMPIRAN

LAMPIRAN 1 Parameter masukan Ph2dt	50
LAMPIRAN 2 Parameter masukan tomoDD	51
LAMPIRAN 3 Data Posisi Event Gempa Sebelum dan Sesudah Relokasi.....	53



BAB I

PENDAHULUAN

I.1. Latar Belakang

Pulau Sulawesi merupakan salah satu pulau di Indonesia yang kompleks karena merupakan tempat pertemuan tiga lempeng besar yaitu; lempeng Indo-Australia yang bergerak ke arah utara, lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat dan lempeng Eurasia yang bergerak ke arah selatan-tenggara. Interaksi ketiga lempeng tersebut memberikan pengaruh besar terhadap kejadian bencana alam geologi di Sulawesi yang dapat terjadi seiring dengan berlangsungnya aktivitas tektonik salah satunya dalam bentuk gempabumi (Sompotan, 2012).

Lengan Utara Sulawesi merupakan salah satu wilayah yang memiliki tingkat kegempaan yang sangat tinggi dibandingkan dengan wilayah-wilayah lainnya di Sulawesi. Gempabumi yang terjadi di wilayah ini berasal dari beberapa penunjaman seperti Subduksi Sulawesi Utara (*Minahasa Trench*), tumbukan ganda laut Maluku, penunjaman Lempeng Laut Filipina, dan beberapa sesar aktif di daratan Lengan Utara Sulawesi.

Gempabumi merupakan suatu sentakan yang disebabkan oleh pelepasan energi secara tiba-tiba yang bersumber dari dalam bumi kemudian merambat ke permukaan. Titik terjadinya pelepasan energi yang menyebabkan gempabumi

terjadi pada hiposenter, yang ada cenderung berada pada bidang rekah atau struktur lain, namun pada beberapa kasus hiposenter tidak berada pada bidang rekah. Tetapi dalam penentuan hiposenter terkadang belum tepat karena faktor



subjektifitas peneliti sehingga dibutuhkan relokasi pada hiposenter. Hasil relokasi tersebut dapat memberikan informasi gambaran struktur bawah permukaan yang lebih rinci, dan diharapkan dapat mendukung upaya mitigasi bencana dan prediksi gempa bumi. Metode penggambaran struktur bawah permukaan bumi dikenal dengan tomografi.

Zhang dan Thurber (2003) memperkenalkan metode *Tomography Double Difference (TomoDD)*, metode ini secara simultan mendapatkan struktur model kecepatan tiga dimensi dan relokasi hiposenter hasil inversi gabungan data waktu tiba relatif (dari korelasi silang dan atau katalog) dan waktu tiba absolut (dari katalog). Dengan menerapkan metode tomografi *double difference* di kawasan Lengan Utara Sulawesi, dapat diperoleh hasil relokasi gempa dan gambaran struktur kecepatan gelombang di daerah tersebut dengan lebih rinci.

I.2. Ruang Lingkup Penelitian

Data yang digunakan berupa data sekunder yang diperoleh dari katalog BMKG Desember 2013 – Desember 2017 dengan batasan koordinat $0^{\circ}3'0''$ - $2^{\circ}5'0''$ LU dan $119^{\circ}3'0''$ - $127^{\circ}30'0''$ BT. Data tersebut terdiri dari posisi hiposenter, posisi stasiun, waktu asal kejadian gempa, magnitudo gempa, dan waktu tiba gelombang gempa. Data tersebut kemudian direlokasikan menggunakan metode tomografi *double difference* dengan *software* tomoDD.



I.3. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah:

1. Membandingkan hasil relokasi hiposenter metode tomoDD dan hiposenter data katalog
2. Memodelkan kecepatan gelombang P tiga dimensi di daerah penelitian.



BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1. Tektonik Pulau Sulawesi

Pulau Sulawesi yang oleh beberapa ahli kebumihantropologi diperkirakan terletak pada titik pertemuan tiga lempeng utama dunia yaitu lempeng Eurasia, lempeng Pasifik dan lempeng Indo-Australia yang bergerak saling menumbuk (*convergen*). Zona ini membentuk sebuah pola batas-batas lempeng yang sangat kompleks, zona-zona tumbukan, subduksi yang aktif, daerah-daerah gunung Neogene dan zona-zona strike-slip (Hall dan Wilson, 2000). Proses tumbukan ketiga lempeng tersebut menyebabkan Pulau Sulawesi memiliki empat buah lengan dengan proses tektonik yang berbeda-beda membentuk satu kesatuan mosaik geologi (Sompotan, 2012). Keempat lengan Sulawesi diberi nama sesuai arah jarum jam dari Lengan Selatan, Lengan Tenggara, Lengan Timur, dan Lengan Utara seperti yang ditampilkan pada Gambar II.1. Lengan Selatan meliputi wilayah Sulawesi Selatan dan Sulawesi Barat, Lengan Tenggara meliputi wilayah Sulawesi Tenggara, Lengan Timur meliputi wilayah Sulawesi Tengah dan Lengan Utara meliputi wilayah Sulawesi Utara, Gorontalo dan sebagian wilayah Sulawesi Tengah. Wilayah lengan utara Sulawesi merupakan salah satu wilayah yang mempunyai tingkat seismisitas yang sangat tinggi dibandingkan dengan wilayah lainnya di Pulau Sulawesi. Gempa terbesar yang pernah terjadi di lengan utara Sulawesi

in 1996 dengan magnitudo M7,9 (Kertapati, 2006).



II.1.1. Aktivitas Tektonik Lengan Utara Sulawesi

Tiga unsur struktur utama di Sulawesi bagian Utara adalah zona tunjaman di Laut Sulawesi (Zona Tunjaman Sulawesi Utara), Zona Tunjaman Sangihe Timur di sebelah timur dan Sesar Gorontalo. Tunjaman Sulawesi Utara yang aktif saat ini sangat berpotensi menimbulkan gempa, dan juga berpotensi mengakibatkan reaktifasi sesar. Keberadaan zona tunjaman Sulawesi Utara, ditunjukkan oleh adanya parit (*trench*) di sepanjang bagian dasar lereng benua di sebelah utara lengan utara Sulawesi. Aktifitas tektonik Sulawesi saat ini diduga juga dipengaruhi oleh adanya tunjaman Sangihe Timur yang menunjam ke arah barat dan menghasilkan lajur gunungapi Kuarter yang berada di atas zona Benioff berkedalaman 150 km. Kedua zona tunjaman, yaitu disebelah utara dan timur lengan utara ini berpotensi menimbulkan gempa dan reaktifasi struktur di lengan utara, termasuk reaktifasi Sesar Gorontalo. Struktur ini merupakan sesar mendatar mengangan sebagaimana ditunjukkan oleh bentuk garis pantai di sekitar Teluk Gorontalo yang memperlihatkan pergeseran mengangan. Pergeseran mengangan tersebut mungkin berhubungan dengan aktifitas tunjaman Laut Sulawesi. Namun, bukti dilapangan menunjukkan bahwa sesar ini mengalami reaktifasi dengan pergeseran mengiri, yang ditunjukkan oleh adanya pergeseran pada batugamping Kuarter terangkat di jalur sesar (Koesnama, 2014).



Tabel II.1. Beberapa Kejadian Gempabumi di Lengan Utara Sulawesi
(Modifikasi berbagai sumber)

No.	Lokasi Kejadian Gempa	Rincian Kejadian
1.	Manado	Terjadi pada tanggal 22 Februari 1980 dengan skala M5.5
2.	Manado	Terjadi pada tanggal 17 Agustus 1988 dengan skala M5.4
3.	Manado	Terjadi pada tanggal 21 Januari 2007 dengan skala M7.3
4.	Kepulauan Talaud	Terjadi pada tanggal 12 Februari 2009 dengan skala M7.2
5.	Manado	Terjadi pada tanggal 15 Nopember 2014 dengan skala M7.3
6.	Bitung	Terjadi pada tanggal 27 Oktober 2016 dengan skala M6.3
7.	Kepulauan Sangihe	Terjadi pada tanggal 29 April 2017 dengan skala M7.1
8.	Bualemo	Terjadi pada tanggal 15 Juli 2017 dengan skala M6.0
9.	Kepulauan Talaud	Terjadi pada tanggal 29 Desember 2017 dengan skala M5.7
10.	Bitung	Terjadi pada tanggal 15 Maret 2018 dengan skala M5.1



II.2. Gempabumi

Gempabumi adalah suatu sentakan yang disebabkan oleh pelepasan energi yang bersumber dari dalam bumi kemudian merambat ke permukaan. Getaran gempabumi dapat dirasakan langsung oleh manusia ataupun melalui pencatat gempa, yaitu seismograf (Massinai, 2013). Gempabumi hampir selalu terjadi pada sesar yang merepresentasikan batas antara dua media rigid yang bisa bergerak relatif satu terhadap yang lainnya. Secara khusus, gempa terjadi pada sesar-sesar yang teridentifikasi dari pemetaan geologi. Gempa-gempa yang terjadi di darat dan cukup dekat dengan permukaan sering memperlihatkan bukti-bukti dalam bentuk dislokasi tanah (Afnimar, 2009).

Tempat energi gempabumi terlepas akan menyebabkan gempabumi dinamakan fokus gempabumi (*earthquake focus*). Kenyataan bahwa sumber gempa berasal dari gerak sesar, maka fokus gempa tidak merupakan satu titik, melainkan satu daerah yang membentang beberapa kilometer. Fokus gempa terletak di kedalaman, yang disebut juga hiposenter, di bawah permukaan. Untuk mengidentifikasi pusat gempa umumnya dilakukan dari episenter, titik di permukaan bumi tegak lurus di atas fokus (Abdullah dkk., 2006).

Berdasarkan sebab akibat, maka gempabumi dapat dibagi atas (Katili dan Marks, 1963):

1. Gempabumi vulkanik atau gempabumi yang disebabkan oleh erupsi

Gunungapi, pada umumnya adalah gempabumi yang lemah dan hanya terasa di sekitar gunungapi itu saja. Gempabumi vulkanik terjadi akibat



persentuhan magma dengan dinding – dinding gunungapi dan tekanan gas pada erupsi yang hebat.

2. Gempabumi runtuh jarang sekali terdapat dan hanya merupakan 3% dari jumlah seluruh gempabumi. Gejala ini terdapat di daerah – daerah yang terdapat reruntuhan dalam tanah seperti di daerah kapur atau daerah pertambangan.
3. Gempabumi tektonik disebabkan oleh pergeseran yang tiba – tiba di dalam bumi dan berhubungan erat sekali dengan gejala pembentukan pegunungan. Gempabumi demikian dikenal dengan nama gempabumi dislokasi. Gempabumi tektonik dapat terjadi jika terbentuk patahan patahan yang baru atau jika terjadi pergeseran sepanjang patahan, karena tegangan di dalam kerak bumi. Menurut penyelidikan 90% dari jumlah seluruh gempabumi adalah gempabumi tektonik.

Fowler (2005) mengklasifikasikan gempabumi berdasarkan kedalaman fokus (*hypocentre*) sebagai berikut:

1. Gempabumi dangkal (*shallow*) kurang dari 70 km.
2. Gempabumi menengah (*intermediate*) kurang dari 300 km.
3. Gempabumi dalam (*deep*) lebih dari 300 km.

Gempabumi dangkal menimbulkan efek guncangan dan kehancuran yang lebih dahsyat dibanding gempabumi dalam. Hal ini disebabkan karena sumber

gempabumi lebih dekat ke permukaan bumi sehingga energi gelombangnya lebih lemah energi gelombang akibat perbedaan jarak sumber ke permukaan cil.



Berdasarkan waktunya, gempa diklasifikasikan menjadi tiga jenis (Ginanjari, 2008), yaitu :

1. Gempa Utama (*mainshock*). Gempa utama yaitu gempa yang terjadi pada guncangan awal akibat deformasi yang diakibatkan oleh adanya interaksi antar lempeng.
2. Gempa Susulan (*aftershock*). Gempa susulan merupakan gempa yang terjadi setelah datangnya gempa utama. Susulan berarti yang kedua, ketiga dan seterusnya, berlaku di wilayah yang sama dengan gempa utama.
3. Gempa Pendahuluan (*foreshock*) Gempa pendahuluan merupakan gempa dengan magnitudo yang lebih kecil yang mendahului kejadian gempa utama dan terjadi di wilayah yang sama dengan gempa utama.

Tidak semua gempa didahului oleh *foreshock*. Gempa utama sendiri menandai fasa *coseismic*, selama terjadi gerakan sangat cepat pada sesar yang menghasilkan gelombang seismik. Akhirnya, fasa *postseismic* terjadi mengikuti gempa utama, dan *aftershock* mungkin akan terjadi sampai tahunan. *Aftershock* lebih kecil daripada *mainshock* dan terletak dalam jarak satu sampai dua kali panjang sesar dari posisi sesar *mainshock*. Umumnya, semakin besar *mainshock* semakin besar dan semakin banyak terjadi *aftershock*, dan lebih lama perioda terjadinya (Afnimar, 2009).

II.3. Tomografi Seismik



fi seismik merupakan teknik merekonstruksi suatu objek di bawah an bumi dengan memanfaatkan gelombang seismik yang melalui objek Teknik ini pertama kali dikenalkan oleh Aki dan Lee (1976) yang

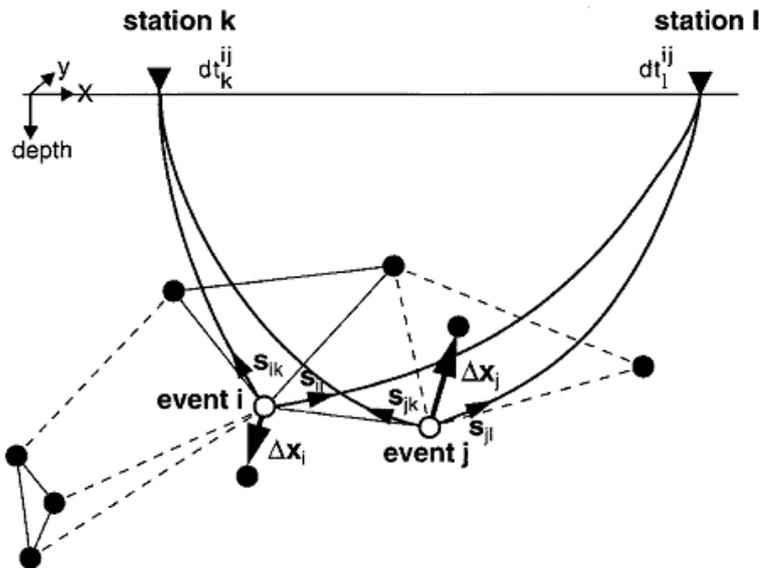
memetakan anomali kecepatan gelombang seismik 3-D menggunakan waktu tempuh gelombang P dari gempa lokal. Mulai tahun 1990 tomografi seismik berkembang sangat pesat, baik untuk pencitraan skala global, regional maupun lokal.

Modifikasi metode tomografi juga telah banyak dilakukan. Thurber (1993) mengusulkan algoritma SIMUL3 yang selanjutnya dikembangkan oleh Evans dkk (1994) menjadi SIMULPS. Algoritma SIMULPS tersebut oleh Zhang (2003) digabungkan dengan metode relokasi gempabumi *double-difference*. Metode gabungan ini dikenal dengan tomografi *double-difference* (Lestari, 2015).

II.3.1 Tomografi *Double Difference*

Metode *Double Difference* (DD) merupakan hasil pengembangan metode Geiger dengan menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua pasang hiposenter. Prinsip metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibanding jarak antara hiposenter – stasiun, maka *raypath* kedua gempa dapat dianggap mendekati sama. Dengan asumsi ini, selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Sehingga kesalahan model kecepatan bisa diminimalisasi tanpa menggunakan koreksi stasiun (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).





Gambar II.2. Ilustrasi dari algoritma *double difference* dalam merelokasikan gempa (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Gambar II.2. menunjukkan lingkaran hitam yang merepresentasikan *trial hypocenter* yang dihubungkan ke hiposenter yang berada disekitarnya menggunakan korelasi silang (garis hitam) atau dari katalog (garis putus-putus). Untuk 2 *event* gempa, *i* dan *j*, lokasi awal (lingkaran putih), *s* adalah vektor *slowness*, dengan masing-masing dua stasiun pengamat *k* dan *l*. Δx mengindikasikan vektor perubahan gempa *i* dan *j*, dan *dt* adalah selisih waktu tempuh antara gempa *i* dan *j* pada masing-masing stasiun *k* dan *l* (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Tomografi *double-difference* (tomoDD) adalah perkembangan lebih lanjut dari metode *double-difference* yang dikembangkan oleh Zhang dan Thurber (2003).

Perhitungan lintasan dan waktu tiba gelombang pada tomoDD dilakukan dengan menggunakan algoritma *ray-tracing pseudo-bending*. Metode ini secara simultan

menentukan struktur model kecepatan tiga dimensi dan relokasi hiposenter hasil



inversi gabungan data waktu tiba relatif/diferensial (dari korelasi silang dan atau katalog) dan waktu tiba absolut (dari katalog) (Rohadi dan Masturyono, 2015).

Zhang dan Thurber mengembangkan metode tomografi *double-difference* untuk mencitrakan struktur kecepatan gelombang seismik secara lokal, regional dan global. Metode tomografi *double-difference* memerlukan data absolut dan data diferensial. Data absolut digunakan untuk menentukan struktur kecepatan gelombang seismik di luar struktur sumber gempa sedangkan data diferensial digunakan untuk menentukan struktur kecepatan gempa di sekitar sumber gempa. Penggunaan data diferensial membuat sebaran sumber gempa yang lebih fokus dan struktur kecepatan gelombang seismik yang mempunyai resolusi lebih baik (Lestari, 2015).

Metode TomoDD berdasarkan asumsi jika hiposenter antara dua gempa adalah kurang dari jarak antara gempa dan stasiun, penjalaran gelombang antara kedua gempa adalah identik. Dengan asumsi ini, selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Maka, hasil kecepatan dari tomoDD akan menjadi lebih baik dari tomografi konvensional karena ketika tomografi standar digunakan, lokasi hiposenter akan tersebar. Kemungkinan kesalahan tersebut berasal dari kesalahan *picking* dari waktu tiba dari gelombang P dan gelombang S dan sumber lainnya. Tapi dengan menggunakan diferensial waktu tempuh pada

tomoDD mengurangi kesalahan dari tomografi konvensional (Akbar dkk.,



II.3.2. Algoritma *Double Difference*

Algoritma *double difference* berusaha untuk meminimalkan perbedaan waktu tempuh residual untuk pasangan gempa bumi pada stasiun yang sama. Hasil penyelesaiannya akan bebas dari kesalahan waktu tempuh yang berkaitan dengan heterogenitas kecepatan, tetapi masih akan menyisakan kesalahan acak (*random*) yang terdapat pada lokasi awal contoh dari kesalahan ini adalah ketidakakuratan pembacaan waktu tiba (Budiati, 2013).

Berdasarkan Waldhauser dan Ellsworth (2000) langkah pertama dalam merelokasi gempa menggunakan metode DD adalah menentukan waktu tiba dari titik hiposenter ke stasiun pengamat.

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \quad (2.1)$$

T adalah waktu tiba gempa i di stasiun pengamat k yang diekspresikan sebagai integral sepanjang garis lintasan *ray*. Waktu awal gempa bumi ditunjukkan oleh τ^i . *Slowness* dinyatakan oleh u dan ds merupakan elemen panjang lintasan. Akibat hubungan nonlinear antara waktu tempuh dengan lokasi gempa, ekspansi Taylor umumnya digunakan untuk melinearisasi persamaan (2.1) sehingga diperoleh:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2.2)$$

dimana $r_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i$, t^{obs} adalah waktu perambatan gelombang yang terukur oleh stasiun pengukuran dan t^{cal} adalah waktu gelombang teoritik, sedangkan $\Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i$.



Persamaan (2.2) sesuai untuk digunakan dengan waktu tiba. Namun, metode korelasi silang mengukur selisih waktu tiba antara dua gempa, $(T_k^i - T_k^j)^{obs}$. Konsekuensinya, persamaan (2.2) tidak dapat langsung digunakan. Frèchet (1985) menyusun sebuah persamaan untuk parameter hiposenter relatif antara dua gempa i dan j dengan mengambil selisih dari persamaan (2.2) untuk pasangan gempa,

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij} \quad (2.3)$$

Dimana $\Delta m^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta \tau^{ij})$ adalah perubahan relatif pada parameter hiposenter antara dua gempa, dan turunan parsial dari t terhadap m adalah komponen *slowness vector* dari gelombang yang menghubungkan sumber dan stasiun yang terukur pada sumber. Pada persamaan (2.3) yang menjadi sumber sebenarnya adalah *centroid* (titik tengah) antara kedua gempa, dengan mengasumsikan vektor *slowness* antara kedua gempa bernilai konstan. dr_k^{ij} pada persamaan merupakan residu antara selisih waktu tempuh terukur dengan teoritik antara dua gempa, didefinisikan dengan:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.4)$$

Persamaan ini didefinisikan sebagai *double-difference*. Persamaan (2.4) dapat menggunakan fase waktu tiba yang terukur (*absolute travel-time differences*) maupun korelasi silang (*relative travel-time differences*).



mengasumsikan bahwa vektor *slowness* konstan hanya dapat berlaku pada gempa yang memiliki jarak cukup dekat. Persamaan umum yang

berlaku untuk dua gempa i dan j diperoleh dengan mengambil selisih antara persamaan (2.4) dan menggunakan vektor *slowness* yang sesuai, sehingga:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j = dr_k^{ij} \quad (2.5)$$

atau

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j = dr_k^{ij} \quad (2.6)$$

Turunan parsial dari waktu tempuh t untuk gempa i dan j , terhadap lokasi (x,y,z) dan waktu kejadian gempa (τ), dihitung dengan parameter hiposenter dan lokasi stasiun k yang merekam kedua gempa tersebut. Δx , Δy , Δz , $\Delta \tau$ adalah perubahan parameter hiposenter yang dibutuhkan untuk membuat model sesuai data (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Jika persamaan (2.5) di susun dalam matriks untuk sejumlah n gempa yang diamati di stasiun k maka elemen penyusun matriksnya adalah sebagai berikut:

$[G] =$

$$\begin{bmatrix} \frac{\delta T_k^1}{\delta x} & \frac{\delta T_k^1}{\delta y} & \frac{\delta T_k^1}{\delta z} & 1 & -\frac{\delta T_k^2}{\delta x} & -\frac{\delta T_k^2}{\delta y} & -\frac{\delta T_k^2}{\delta z} & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \frac{\delta T_k^1}{\delta x} & \frac{\delta T_k^1}{\delta y} & \frac{\delta T_k^1}{\delta z} & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & -\frac{\delta T_k^3}{\delta x} & -\frac{\delta T_k^3}{\delta y} & -\frac{\delta T_k^3}{\delta z} & -1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots \\ \dots & \frac{\delta T_k^{n-1}}{\delta x} & \frac{\delta T_k^{n-1}}{\delta y} & \frac{\delta T_k^{n-1}}{\delta z} & 1 & -\frac{\delta T_k^n}{\delta x} & -\frac{\delta T_k^n}{\delta y} & -\frac{\delta T_k^n}{\delta z} & -1 \end{bmatrix}$$

$$[m]^T = [dx^1 \quad dy^1 \quad dz^1 \quad d\tau^1 \quad \dots \quad dx^n \quad dy^n \quad dz^n \quad d\tau^n]^T$$

$$[dr_k^{12} \quad dr_k^{13} \quad \dots \quad dr_k^{ij}]^T \quad (2.7)$$



Persamaan dapat ditulis lebih sederhana dalam bentuk berikut:

$$W G m = W d \tag{2.8}$$

Matriks **G** mengandung turunan parsial waktu tempuh pasangan gempa terhadap parameter model, berukuran $M \times 4N$ dengan M adalah jumlah dari observasi *double difference* dan N adalah jumlah gempa bumi. Matriks **d** berisi residual waktu tempuh seluruh pasangan gempa, berukuran $M \times 1$ dan **m** merupakan matriks yang berisi vektor perubahan posisi relatif pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan (awal) tiap pasangan hiposenter pada satu kelompok (*cluster*), berukuran $4N \times 1$. Setiap persamaan akan dibobotkan dalam matriks diagonal **W**. **W** adalah pembobotan apriori berdasarkan kualitas dari *picking* tiap *event* dengan nilai dari 0 dan 1. Waktu tiba gelombang P dan S dibobotkan secara sama (Aswad, 2010).

Pembobotan apriori dilakukan untuk meminimumkan pengaruh data dengan kesalahan yang cukup besar (tingkat ketelitian rendah) karena besar *signal to noise ratio* untuk tiap event berbeda pada tiap stasiun. Dengan menambahkan informasi apriori diharapkan dapat mempersempit daerah pencarian solusi yang mungkin agar hasil inversi menghasilkan data dengan ketelitian yang baik (Budiati, 2013).

Pendekatan yang digunakan oleh Waldhauser dan Ellsworth (2000) adalah

solusi LSQR terbobotkan sehingga solusi dari persamaan (2.8) menjadi

$$m = (G^T W^{-1} G)^{-1} G^T W^{-1} d \tag{2.9}$$



dimana \hat{m} vektor pertubasi posisi relatif antar pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan (awal) tiap pasangan hiposenter pada satu kelompok (*cluster*).

Pada dasarnya matriks $G^T G$ merupakan matriks singular atau mendekati singular, ini disebabkan oleh adanya keterbatasan geometri atau jika satu gempa bumi tidak terhubung dengan baik dengan gempa lainnya sehingga matriks $G^T G$ menjadi tidak stabil (*ill conditioned*) jika dicari inversnya, karena banyak elemennya yang bernilai nol (*under determined*). Permasalahan ini dapat diatasi dengan hanya memasukkan hiposenter yang saling terhubung dengan baik atau memiliki nilai koherensi yang cukup tinggi ke dalam matriks G dan dengan menambahkan sistem redaman (*damping*) pada matriks G sehingga matriks G berubah menjadi (Aswad, 2010 dalam Budiati, 2013):

$$W \begin{bmatrix} G \\ \lambda I \end{bmatrix} m = W \begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

Adapun solusi inversi non linear berbobot dan teredam pada persamaan (2.10) adalah sebagai berikut:

$$\hat{m} = [G^T W^{-1} G + \lambda I]^{-1} G^T W^{-1} d \quad (2.11)$$

Dengan λ adalah faktor redaman (*damping*) dan I adalah matriks identitas.

II.4. Uji Resolusi

Struktur kecepatan 3D yang diperoleh dari inversi tomoDD hanya bisa diinterpretasi pada area dengan resolusi yang baik. Uji resolusi bertujuan untuk kualitas inversi tomografi yang dilakukan perangkat lunak tomoDD.



Terdapat beberapa cara untuk melakukan uji resolusi yaitu *Derivative Weight Sum* (DWS) dan uji *Checkerboard*.

Derivative Weight Sum atau DWS merupakan banyaknya *raypath* yang melewati area tertentu. Banyaknya *raypath* dapat menentukan daerah interpretasi. Semakin besar *raypath* yang melewati daerah tersebut nilai DWS akan semakin besar (Natania, 2018).

Derivative Weight Sum menggambarkan penjumlahan bobot yang diberikan pada suatu titik grid yang dilewati oleh sinar. Persamaan DWS pada setiap grid dijabarkan berikut (Fattah, 2017) :

$$DWS = N \sum_{i=1} \sum_{j=1} \left[\int_i^j \omega_n ds \right] \quad (2.11)$$

ω_n merupakan pembobotan yang diberikan pada suatu grid, $\int_i^j ds$ menunjukkan penjaralan sinar dari posisi i ke j . Perhitungan DWS lebih mudah dilakukan karena tidak melibatkan inversi sehingga lebih praktis digunakan untuk melihat resolusi dari suatu model.

