



Mendeteksi Fase T Gempabumi *Outer Rise* Selatan Bali 18 Maret 2020 Menggunakan Seismometer *Broadband* dan *Short – Period*

I Putu Dedy Pratama^{1*}, Emi Ulfiana¹, Pande Komang Gede Arta Negara²

¹Stasiun Geofisika Denpasar, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Jl. Pulau Tarakan No.1, Kota Denpasar, Bali, 80113

²Stasiun Geofisika Mataram, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Jl. Adi Sucipto No.10, Kota Mataram, Nusa Tenggara Barat, 83124

*Email: checkmate_mail@yahoo.co.id

Naskah Masuk: 26 Juni 2020 | Naskah Diterima: 14 September 2020 | Naskah Terbit: 01 Desember 2020

Abstrak. Gempabumi di wilayah *outer rise* cukup jarang terjadi, namun memiliki potensi akumulasi energi yang besar dan berdampak tsunami. Tanggal 18 Maret 2020 terjadi gempabumi berkekuatan M6.3 pada koordinat episenter 11.4 LS dan 115.04 BT dengan kedalaman 10 km. Sinyal gempabumi *outer rise* sangat menarik untuk diteliti dan dibandingkan hasil pencatatannya dengan sensor yang berbeda karena membawa fase T dalam penjalarnya. Di Stasiun Geofisika Denpasar terdapat seismometer *Trilium 120P* dan seismometer *Short – Period DS 04A* yang terletak berdampingan berhasil mencatat gempabumi ini. Hasil rekaman ini dibandingkan dengan korelasi sinyal untuk mengukur nilai korelasi antara hasil rekaman *Trilium 120P* dan *DS 04A*. Sebelumnya kedua sinyal dihilangkan dari pengaruh respon instrumen dengan nilai *gain* dan *poles zeros* masing-masing sensor. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui fase T yang tercatat pada kedua sensor di Stasiun Geofisika Denpasar. Hasil dari penelitian ini menunjukkan bahwa rekaman sinyal dari seismometer *Broadband* dan *Short – Period* menunjukkan nilai korelasi yang tinggi yaitu 0.9963. Nilai ini meningkat berkat konvolusi pengaruh instrumen yang sebelumnya memiliki korelasi 0.4536. Fase T tidak terlihat pada rekaman sinyal dalam deret waktu namun tampak pada spektrum > 1 Hz baik pada sensor *Broadband* maupun *Short – Period*.

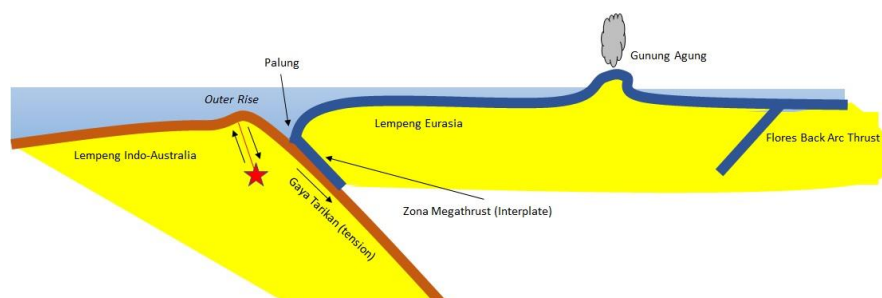
Kata Kunci: *Outer Rise*, Bali, Fase T

Abstract. Earthquakes in the *outer rise* area are quite rare, but have the potential for large energy accumulations and the impact of tsunami. On 18 March 2020 an earthquake of magnitude M6.3 occurred at the epicenter coordinates of 11.4 latitude and 115.04 east longitude with a depth of 10 km. The earthquake signal of the *outer rise* is very interesting to study and compare the results of its recording with different sensors because it brings the T phase in its propagation. At the Denpasar Geophysics Station there is a *Trilium 120P* seismometer and the *DS 04A Short – Period* seismometer located side by side succeeded in recording the earthquake. The results of this recording are compared with the signal correlation to measure the correlation value between the results of the *Trilium 120P* recording and *DS 04A*. Previously the two signals were removed from the effect of the instrument response with the *gain* and *poles zeros* values of each sensor. The purpose of this study was to determine the phase T recorded on the two sensors of the Denpasar Geophysics Station. The results of this study indicate that the signal recording from *Broadband* and *Short – Period* seismometers show a high correlation value of 0.9963. This value increases thanks to the convolution of the influence of the instrument which previously had a correlation of 0.4536. Phase T is not visible on the signal recording in time series but appears on the spectrum >1 Hz in both *Broadband* and *Short – Period* sensors.

Keywords: *Outer Rise, Bali, T Phase*

Pendahuluan

Pada hari Kamis, 18 Maret 2020 pukul 17:45:38 UTC masyarakat Bali dihebohkan dengan adanya gempabumi tektonik. Hasil analisis awal BMKG menunjukkan gempabumi memiliki parameter $M=6.6$ dengan koordinat episenter di 11.25 LS dan 115.09 BT pada kedalaman 10 km. Kemudian, setelah dilakukan analisis mendalam dilakukan permutakhiran sehingga diperoleh hasil parameter update $M=6.3$. Episenter terletak pada koordinat 11.4 LS dan 115.04 BT tepatnya di laut pada jarak 305 km arah Selatan Kota Denpasar, Bali, pada kedalaman 10 km.



Gambar 1. Ilustrasi gempabumi *outer rise* selatan Bali 18 Maret 2020 [1].

Berdasarkan analisis mekanisme fokus patahan yang terjadi menunjukkan pola patahan turun (*normal fault*). Jika dilihat lokasi episenter dan kedalaman gempabumi tersebut tepat berada di Zona Palung Selatan Bali sehingga terjadi dua kemungkinan penyebab yaitu *Megathrust* dan *outer rise*. Karena bentuk pensesaran menunjukkan pola patahan turun maka dapat disimpulkan bahwa gempabumi berada di luar zona subduksi (*outer rise*). Gempabumi terjadi di dalam lempeng (*intraslab*) Indo – Australia. Pergerakan patahan ini terjadi karena deformasi batuan pada bidang tekukan Lempeng Indo – Australia yang mengalami gaya tarikan (ekstensional). Tekukan ini karena adanya pertemuan subduksi lempeng Indo – Australia dengan lempeng Eurasia. Gempabumi *outer rise* umumnya terjadi pada zona subduksi dengan tekukan tajam. Wilayah Jawa hingga Sumba memiliki tekukan tajam, sehingga kedalaman gempabumi pada zona ini mencapai lebih dari 600 km. Tekukan bagian atas menimbulkan gaya tarikan *slab* yang memicu patahan pada zona *outer rise*.

Para ahli seismologi mencoba untuk mendapatkan informasi tentang proses fisik dalam bumi dengan merekam dan menganalisis getaran seismik. Dalam proses penjalarnya, gelombang seismik yang melewati batuan akan mengalami fenomena fisik seperti refleksi, refraksi, transmisi, difraksi, interferensi, dan lain-lain. Penulis melakukan percobaan pengoperasian secara *co – located* sensor seismometer *Short – Period DS – 04A* yang berdampingan dengan seismometer *Broadband Trilium – 120P* di Stasiun Geofisika Denpasar. Awalnya Stasiun Geofisika Denpasar sudah terpasang *Broadband Trilium – 120P* untuk memperkuat jaringan Ina – TEWS. Pada 18 Maret 2020 kedua alat ini berhasil mencatat gempabumi *outer rise* Selatan Bali 18 Maret 2020.

Gempabumi *outer rise* yang melalui palung laut menyebabkan getaran gempabumi melalui medium cair yang kadang bisa dideteksi pada seismometer yang dikenal seismolog sebagai fase T. Sebagian besar gempabumi *outer rise*, kedatangan gelombang P dan S pada seismograf diikuti oleh kedatangan fase T [2]. Fase T merupakan gelombang ketiga (tersier) yang tiba setelah gelombang P dan S di stasiun pengamatan gempabumi di daratan. Gelombang ini memiliki jalur propagasi pada kedalaman tertentu di lautan. Fase T melalui jalur gelombang suara pada lautan dan dapat diamati pada jaringan seismograf. Untuk itu penulis mencoba untuk mendapatkan fase T pada sinyal yang tercatat di Stasiun Geofisika Denpasar.

Ketika terjadi gempabumi dengan episenter di laut, gelombang gempabumi menyebar ke berbagai arah. Gelombang seismik yang mencapai dasar laut dikonversi menjadi gelombang akustik saat menjalar di dalam air. Lapisan akustik kecepatan rendah memanjang horizontal di antara kedalaman laut sekitar 600 hingga 1800 m dan berfungsi sebagai saluran untuk gelombang akustik dengan frekuensi > 2.5 Hz [3]. Gelombang T tidak hanya disebabkan oleh gempabumi tetapi bisa disebabkan oleh ledakan di dalam lautan [4].

Pengukuran akurat dari pergerakan medium batuan ketika dilewati oleh gelombang gempabumi dalam satuan fisis, seperti perpindahan (m), kecepatan (m/s), dan percepatan (m/s^2), sangat penting dilakukan untuk analisis lebih lanjut. Penelitian ini diharapkan dapat menghasilkan getaran tanah sesungguhnya yang direpresentasikan oleh sinyal gelombang gempabumi, sehingga dapat memperjelas bentuk sinyal gempabumi yang ditinjau. Beberapa penelitian fase T diantaranya digunakan untuk menginvestigasi erupsi gunung api [5], monitoring uji coba nuklir di laut [4], [5], *energi flux fase T* di lempeng *Nazca* [6].

Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui fase T tercatat pada kedua sensor Stasiun Geofisika Denpasar. Sebelumnya perlu dipastikan bahwa kedua sensor berfungsi dengan baik dengan melakukan korelasi sinyal sebelum dan sesudah koreksi instrumen. Tujuan koreksi instrumen adalah untuk menghilangkan pengaruh instrumen sehingga didapatkan getaran tanah sesungguhnya. Secara hipotesis, fase T seharusnya tercatat di seismometer Stasiun Geofisika Denpasar karena jaraknya tidak jauh dari pantai dan sinyal menjalar melalui palung laut.

Metode Penelitian

Sinyal seismik mengalami penyimpangan akibat fungsi transfer dari instrumen seismometer, sehingga dibutuhkan metode untuk menghilangkan pengaruh instrumen, dan memperoleh respon getaran tanah yang sesungguhnya. *Poles* and *zeros* digunakan untuk mendapatkan nilai dari fungsi transfer yang selanjutnya didekonvolusi dengan sinyal seismogram. Sinyal seismik yang terekam pada seismogram berbeda dengan sinyal sesungguhnya akibat fungsi transfer dari instrumen seismometer. *Poles* dan *zeros* digunakan untuk memperoleh nilai fungsi transfer seismometer yang selanjutnya fungsi transfer tersebut digunakan untuk mengkoreksi sinyal mentah seismogram. *Poles* merupakan akar – akar polinomial dari penyebut $F(s)$ pada fungsi transfer $T(s)$ yang menyebabkan fungsi transfer $T(s)$ bernilai tak terhingga. *Zeros* merupakan akar – akar polinomial dari pembilang $G(s)$ yang menyebabkan fungsi transfer $T(s)$ bernilai nol. Nilai *poles* dan *zeros* untuk seismometer *Broadband Trilium – 120P* dan *Short – period DS – 04A* tersaji dalam Tabel 1.

Tabel 1. Nilai *Poles* dan *Zeros* sensor DNP

Nama Sensor	Poles	Zeros
seismometer	<u>Poles:</u>	<u>Zeros:</u>
<i>Broadband Trilium – 120P</i>	–0.03859 + 0.03649i –0.03859 – 0.03649i –190 –158 – 193i –158 – 193i –639 + 1418i –639 – 1418i	0 0 –106 – 158
seismometer <i>Short – Period DS – 04A</i>	<u>Poles:</u> –4.396 + 4.485i –4.396 – 4.485i –251.2 –320	<u>Zeros:</u> 0 0



Prinsip dasar dari sistem linear mengasumsikan sebuah sinyal input dari instrumen $x(t)$ memiliki output sinyal $y(t)$. Ketika input sinyal diperbesar ($x(t)$ dikalikan dengan suatu konstanta) maka output sinyal $y(t)$ akan mengalami perbesaran sama dengan konstanta pengali. Fungsi respon frekuensi dinyatakan sebagai rasio dari transformasi Fourier dari $y(t)$ dan $x(t)$ yang dinyatakan sebagai [7]:

$$T(j\omega) = \frac{Y(j\omega)}{X(j\omega)} \quad (1)$$

$T(j\omega)$ = fungsi respon frekuensi

$X(j\omega)$ = input sinyal dari transformasi Fourier

$Y(j\omega)$ = output sinyal transformasi Fourier

j = bilangan imajiner

ω = frekuensi sudut (rad/ detik)

Persamaan (1) dapat dinyatakan dalam bentuk polinomial sebagai [8]:

$$T(j\omega) = \frac{(a_0 + a_1(j\omega) + a_2(j\omega)^2 + \dots)}{(b_0 + b_1(j\omega) + b_2(j\omega)^2 + \dots)} \quad (2)$$

Dalam bentuk *poles* and *zeros* persamaan (3) dapat dinyatakan dalam bentuk [9]:

$$T_d(j\omega) = c \frac{(j\omega - z_1)(j\omega - z_2)}{(j\omega - p_1)(j\omega - p_2)} \quad (3)$$

dengan,

c = konstanta normalisasi

Amplitudo dan fase dari masing – masing frekuensi dihitung dengan persamaan nilai fungsi kompleks dari T_d :

$$A(\omega) = \sqrt{\text{Re}(T_d(\omega))^2 + \text{Im}(T_d(\omega))^2} \quad (4)$$

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(T_d(\omega))}{\text{Re}(T_d(\omega))} \quad (5)$$

Respon kecepatan $T_v(\omega)$ dihitung dengan persamaan:

$$T_v(\omega) = \frac{T_d(\omega)}{\omega} \quad (6)$$

Output dari suatu seismograf dalam domain frekuensi merupakan gabungan dari getaran tanah pada lokasi sensor $U(\omega)$ dan kombinasi efek dari seismograf $A_d(\omega)$ (*poles*, *zeros*, dan sensitivitas) yang dinyatakan dalam persamaan:

$$Z(\omega) = U(\omega) \cdot A_d(\omega) \quad (7)$$

Ketika sinyal gempabumi terekam oleh seismometer, akan menghasilkan *output* yang dipengaruhi oleh respon instrumen seismometer tersebut yang diberikan oleh fungsi transfer. Untuk seismometer pendulum sederhana maupun *Broadband* yang memenuhi syarat sistem *linier time invariant* yaitu sistem yang memenuhi prinsip superposisi dan karakteristik *input – output* – nya tidak berubah terhadap waktu, secara umum memiliki fungsi transfer $T(s)$ sebagai berikut:

$$G(s) = T(s) \cdot F(s) \quad (8)$$

Dengan $F(s)$ dan $G(s)$ merepresentasikan transformasi *Laplace* dari input dan *output* sistem. Fungsi transfer $T(s)$ dalam *poles* dan *zeros* adalah

$$T(s) = G \times C \times \frac{\prod_{j=1}^L (s - z_j)}{\prod_{k=1}^N (s - p_k)} \tag{9}$$

Dengan G adalah gain dalam satuan counts/ m/ s, C merupakan konstanta normalisasi, z_j menunjukkan sejumlah L_{zeros} , dan p_k menunjukkan sejumlah N_{poles} [8]. Nilai *poles* dan *zeros* dari kedua sensor ditampilkan pada Tabel 1.

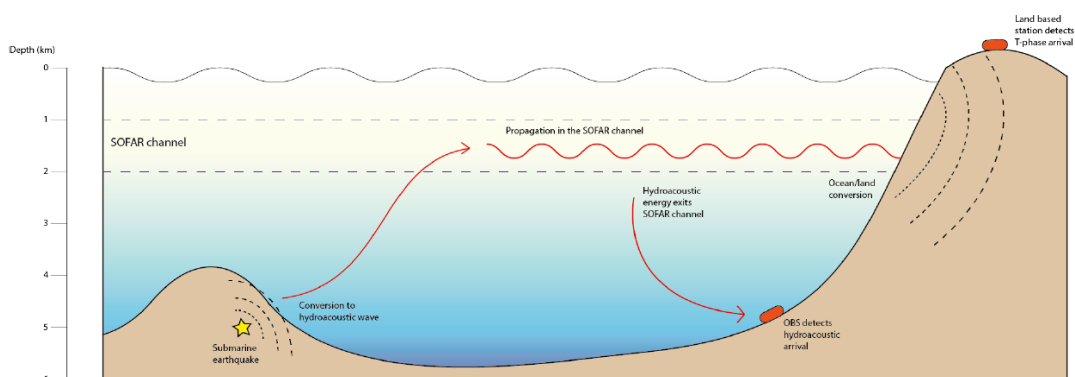
Dalam penentuan kemiripan sinyal digunakan fungsi normalisasi korelasi silang [10]:

$$\rho(l) = \frac{r_{xy}(l)}{\sqrt{r_{xx}(0)r_{yy}(0)}} \tag{10}$$

Dimana $\rho(l)$ merupakan nilai normalisasi korelasi silang dengan rentang 0 sampai 1, $r_{xy}(l)$ korelasi silang antara dua sinyal dalam fungsi x dan y , $r_{xx}(0)$ dan $r_{yy}(0)$ adalah korelasi diri pada $l = 0$ yang memiliki nilai sama dengan akumulasi kuadrat sinyal.

Perhitungan menggunakan perangkat lunak Matlab 7.11 (R2010b). Untuk dapat menghitung nilai fungsi transfer masing – masing seismometer, maka diperlukan informasi mengenai parameter masing – masing seismometer seperti *poles*, *zeros*, konstanta generator dan *gain* ADC, sehingga diperoleh fungsi koreksi instrumen. Hasil koreksi instrumen kedua sinyal, dibandingkan secara kualitatif maupun kuantitatif. Secara kualitatif dilakukan perbandingan secara visual dan kuantitatif dengan menggunakan nilai normalisasi korelasi silang sinyal. Kemudian dibuat perbandingan sinyal menggunakan *Power Spectrum Density* (PSD) untuk membandingkan kandungan frekuensi pada sinyal, yang mana PSD adalah besarnya power per interval frekuensi yang dirumuskan pada Persamaan 11 [11].

$$PSD = \frac{|X_n|^2}{f} \dots \dots \dots \left(\frac{(Amplitudo)^2}{Hz} \right) \tag{11}$$



Gambar 2. Ilustrasi pembentukan, propagasi, dan deteksi fase seismo – akustik dan fase – T

Bintang kuning melambangkan gempa bumi. Energi dari gelombang badan diubah menjadi gelombang hidroakustik pada dasar air laut. Gelombang ditransfer ke saluran SOFAR sebagai jalur rambatan kemudian gelombang akustik meninggalkan saluran SOFAR untuk dideteksi sebagai kedatangan seismo – akustik di stasiun OBS (panah merah ke bawah pada diagram) atau menghantam daratan lagi dan diubah kembali menjadi gelombang seismik. Konversi ini memungkinkan fase diklasifikasikan sebagai fase – T. Kecepatan gelombang akustik di air jauh lebih lambat dibandingkan dengan gelombang badan, yang bergerak di bumi padat. Oleh karena itu, fase T tiba setelah gelombang P, S



dan permukaan, yang menjelaskan namanya: T untuk gelombang Tersier, tiba setelah gelombang Primer (P) dan Sekunder (S) [12].

Istilah fase T diperkenalkan secara ilmiah kepada para seismolog pertama kali oleh Linehan [13] tujuannya adalah untuk membedakan gelombang ini dari gelombang yang lebih awal tiba yaitu gelombang P (primer) dan S (sekunder) terpancar oleh sumber seismik yang menjalar pada berbagai medium. Gelombang fase T dihasilkan oleh gempabumi, ledakan atau gunung berapi, letusan di atau dekat lautan, merambat di lautan sebagai gelombang akustik yang pada saluran SOFAR [14] atau melalui beberapa refleksi gelombang antara dasar laut dan permukaan laut [15] dan dikonversi kembali menjadi gelombang seismik di batas lautan darat dekat lokasi sensor. Saluran SOFAR berada pada kedalaman rendah dimana kecepatan akustik di dalam kolom air laut yang "menjebak" gelombang suara untuk merambat secara horizontal dengan atenuasi yang sangat rendah. Gelombang T umumnya gelombang periode pendek karena gelombang ini dapat merambat efisien jika panjang gelombangnya sesuai dengan lebar saluran SOFAR. Gelombang T paling baik dicatat oleh seismometer dasar laut (OBS) dan stasiun hidrofona, dan stasiun yang berada dekat dengan pesisir. Karena propagasi fase T melalui saluran SOFAR dengan kecepatan jauh lebih rendah dari pada gelombang P dan gelombang S dipancarkan oleh sumber seismik, fase T tiba lebih lambat. Oleh karena itu, fase T sering dapat disalahartikan sebagai kejadian seismik baru [16].

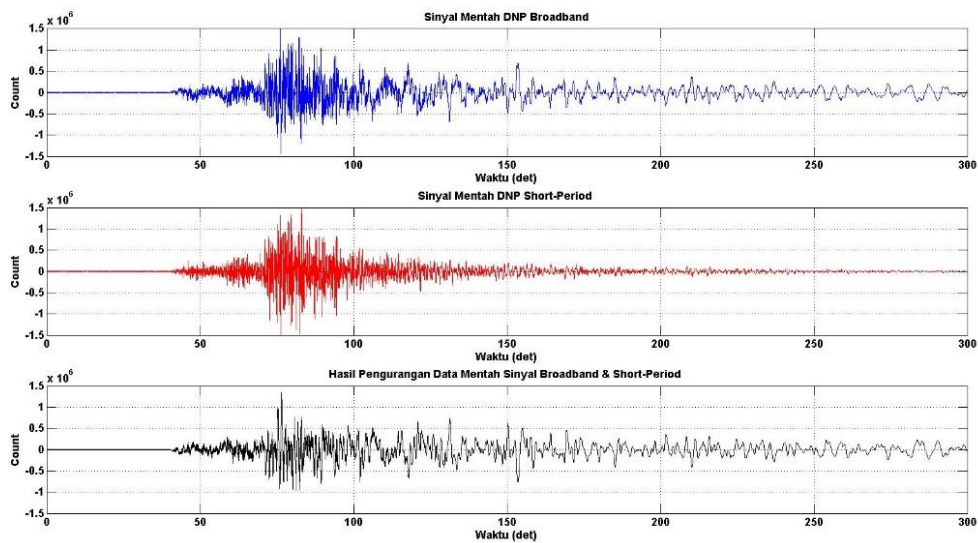
Munculnya fase T yang melewati perairan sering dihubungkan dengan deteksi potensi tsunami [16]–[18]. Gempabumi kuat selatan Bali yang pernah berpotensi tsunami disebabkan oleh *outer rise* Sumba 19 Agustus 1977. Kesamaan media penjalaran antara gelombang T dan tsunami menimbulkan ada kaitan antara keduanya. Korelasi yang kuat antara kejadian fase T dan tsunami memerlukan instrumen yang sesuai untuk merekam T di stasiun sistem peringatan tsunami. Kemungkinan sistem peringatan dini tsunami dengan pengamatan gelombang hidro – akustik (fase T) yang disebabkan oleh gangguan dasar laut secara tiba – tiba oleh patahan patahan masih perlu penelitian lebih lanjut. Analisis data sinyal menunjukkan bahwa sinyal tsunami dispersif dapat diidentifikasi oleh hidrofona kolom air pada saat gelombang gravitasi permukaan tsunami mencapai stasiun [18].

Hasil dan Pembahasan

Untuk membandingkan sinyal gempabumi sebelum koreksi instrumen dilakukan perhitungan selisih antara kedua sinyal dari sensor yang berbeda dalam rentang waktu yang sama. Untuk itu dilakukan pengurangan sinyal pada Gambar 3. Terlihat selisih kedua sinyal cukup besar dari awal fase P hingga 300 detik setelah fase P. Nilai korelasi keseluruhan sinyal adalah 0.453 sebelum dilakukan koreksi instrumen. Setelah dilakukan koreksi instrumen, selisih kedua sinyal menjadi berkurang signifikan. Nilai korelasi meningkat menjadi 0.996 yang berarti menunjukkan kemiripan karena mendekati 1. Hal ini menunjukkan bahwa koreksi instrumen dapat mencerminkan getaran tanah sesungguhnya dan kedua alat berfungsi dengan baik.

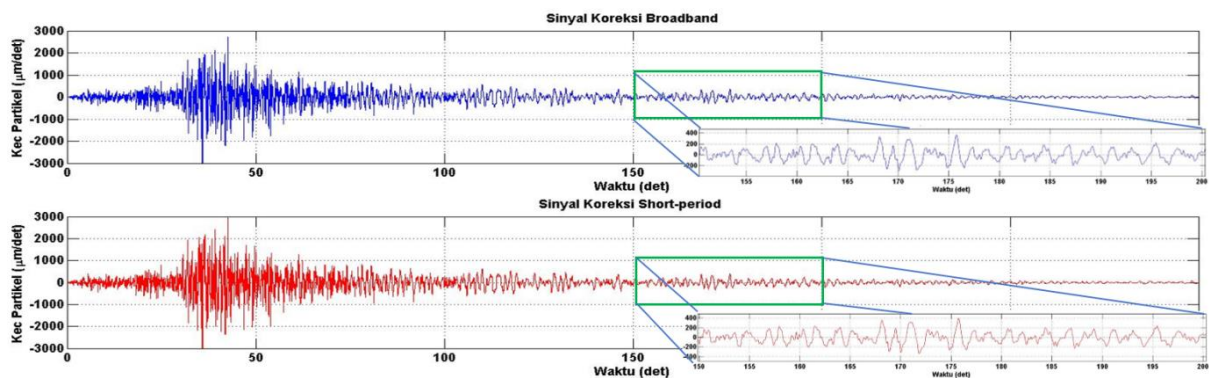
Fase T umumnya terlihat pada tumpukan sinyal frekuensi tinggi setelah gelombang permukaan yang di filter pada frekuensi 0.5 – 5 Hz dan terlihat jauh lebih kuat pada frekuensi yang lebih tinggi (2 – 8 Hz) [19]. Fase T dapat diamati di stasiun pengamatan di daratan yang berjarak hingga 400 km dari pantai. Lokasi sensor hanya berjarak <7 km dari pantai dan memungkinkan untuk mencatat fase T. Kecepatan gelombang akustik di perairan ekuator adalah 1.52 km/ detik lebih cepat dari pada di kutub yang memiliki kecepatan 1.43 km/ detik [15]. Lokasi episenter dan sensor berjarak 256 km yang berarti fase T akan tercatat di sensor 168 detik setelah gempabumi.





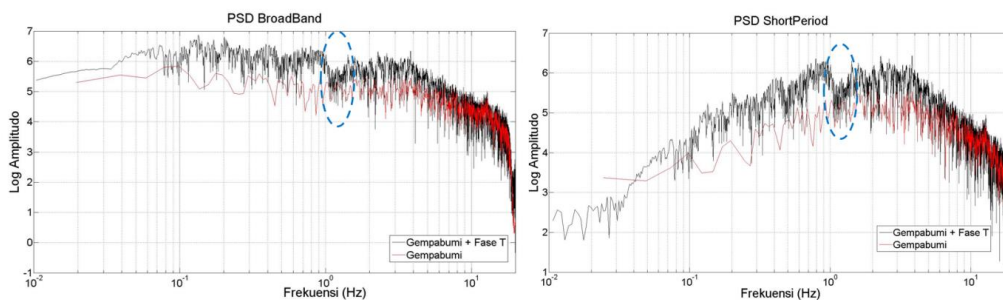
Gambar 3. Perbandingan sinyal mentah antara Broadband dan Short-period pada pencatatan gempabumi *outer rise* selatan Bali 18 Maret 2020.

Gempabumi terjadi pada pukul 17:45:37 UTC gelombang P tercatat di seismometer pada pukul 17:46:17.3 UTC dan gelombang S pada pukul 17:46:46.2 UTC. Untuk fase T diperkirakan tercatat pada pukul 17:49:05,7 UTC. Pada Gambar 4 tidak terlihat adanya perubahan frekuensi pada sinyal gempabumi setelah gelombang S. Fase T tidak terlihat secara visual pada seismograf sehingga perlu dibuat spektrum dengan PSD (*Power Spectral Density*). Setelah dilakukan PSD terlihat jelas terjadi kenaikan pada frekuensi >1 Hz untuk sinyal gempabumi dengan fase T. Untuk itu diperlukan PSD dalam mencari fase T untuk memastikan sinyal ini berhasil terekam pada seismometer di Stasiun Geofisika Denpasar.



Gambar 4. Sinyal perkiraan fase T yang diperbesar dari sinyal gempabumi *outer rise* selatan Bali 18 Maret 2020.

Gambar 5 menunjukkan PSD yang dihitung dengan dua jenis hasil rekaman seismograf yaitu, setelah gempabumi sebelum fase T dan setelah kedatangan fase T dengan rentang waktu 15 menit dari waktu kejadian gempabumi. PSD dibuat dari kedua jenis seismometer untuk mengetahui spektrum masing-masing.



Gambar 5. Power Spectral Density (PSD) pada seismometer *Broadband* (kiri) dan *Short – period* (kanan) untuk mencari fase T dengan perbandingan sinyal gempabumi dengan sinyal gempabumi ditambah fase T.

Terlihat bahwa pada sensor *Broadband* pada frekuensi rendah mampu mencatat amplitudo besar jika dibandingkan dengan *Short – Period*. Hal ini karena *Short – Period* ditujukan untuk mencatat getaran frekuensi tinggi sedangkan *Broadband* digunakan untuk mencatat frekuensi tertentu dengan batasan jangkauan yang lebih besar dari *Short – Period*. Pada sinyal 1 Hz untuk kedua seismograf menunjukkan adanya lembah pada spektrum gempabumi dengan fase T. PSD yang terkait dengan fase T meningkat beberapa puluh desibel di atas kebisingan latar dan di atas gelombang seismik untuk frekuensi yang lebih tinggi dari 1 Hz [16]. Hal ini menunjukkan bahwa fase T berhasil tercatat di seismometer baik *Broadband* maupun *Short – Period*.

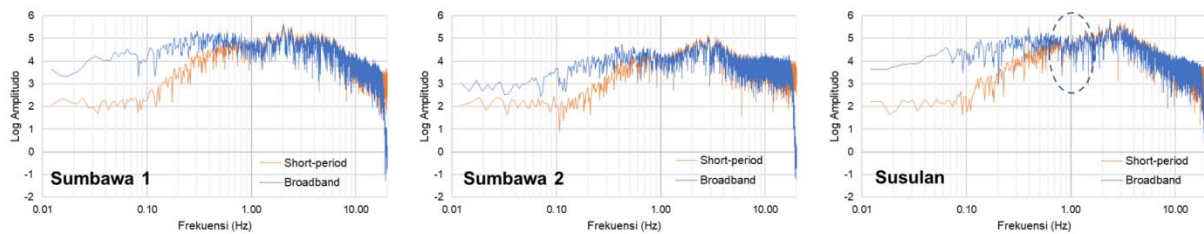
Sekitar 50% dari kejadian yang terletak di bawah *outer rise* berhasil mencatat fase T dan hal ini bergantung pada lokasi sensor terhadap deformasi patahan gempabumi [2]. Fase T umumnya muncul dari gelombang yang melalui palung laut. Rekaman gelombang T dapat terdeteksi dengan baik pada seismometer dasar laut (OBS), stasiun hidrofona, dan stasiun yang berada dekat dengan pesisir. Jarak lokasi sensor dengan pesisir selatan adalah 17 km sedangkan untuk pesisir terdekatnya berada di wilayah timur yang berjarak 6 km. Fase T lebih awal tiba jika melalui pesisir selatan karena merupakan titik terdekat gelombang akustik terkonversi menjadi gelombang seismik. Fase T dapat tidak terlihat jika gelombang T teratenuasi karena merambat melalui daratan cukup jauh. Untuk kasus gempabumi 18 Maret 2020 magnitudo dan jarak gempabumi cukup untuk mencatat fase T pada seismometer *Broadband Trilium 120P* dan *Short – Period DS 04A* di Stasiun Geofisika Denpasar.

Sebagai pembandingan kemunculan fase T pada suatu kejadian gempabumi, dilakukan perbandingan dengan gempabumi lain. Digunakan tiga data gempabumi (Tabel 2) yaitu susulan *outer rise* terbesar dengan M5.0, gempabumi M5.4 berepisenter di selatan Sumbawa, dan gempabumi M4.8 yang berepisenter di Pulau Sumba. Pemilihan ketiga gempabumi ini bertujuan untuk menampilkan fase T pada setiap kejadian gempabumi.

Tabel 2. Parameter gempabumi pembandingan

Gempabumi	Waktu Kejadian	Mag	Kedalaman	Lokasi
Sumbawa 1	15-03-2020, 21:05:35	5,4	10	10,72 LS, 118,28 BT
Sumbawa 2	20-03-2020, 04:05:54	4,8	10	8,92 LS, 117,84 BT
Susulan	22-03-2020, 06:48:46	5,0	10	10,96 LS, 115,16 BT

Berdasarkan hasil pengolahan data sinyal ketiga gempabumi dengan PSD pada seismometer *Broadband* dan *Short – period* yang terpasang di Stasiun Geofisika Denpasar menunjukkan bahwa sinyal gempabumi M5.4 dan M4.8 tidak terdapat fase T. Untuk gempabumi susulan *outer rise* M5.0 fase T terlihat kurang jelas. Hal ini karena fase T mengalami atenuasi dalam proses penjalarnya karena energi getaran kurang untuk mencapai lokasi sensor.



Gambar 6. *Power Spectral Density* (PSD) pada seismometer Broadband (biru) dan Short-period (jingga) pada gempabumi Sumbawa (kiri dan tengah) dan susulan *outer rise* (kanan).

Kesimpulan

Korelasi sinyal antara *Broadband Trilium 120P* dan *Short – Period DS 04A* meningkat dari 0.453 sebelum koreksi instrumen menjadi 0.996 setelah koreksi instrumen yang menunjukkan sinyal koreksi mencerminkan getaran tanah sesungguhnya. Pada sinyal dalam deret waktu fase T tidak terlihat tetapi setelah dibuat dalam deret frekuensi dengan *Power Spectrum Density* (PSD) fase ini terlihat pada frekuensi >1 Hz baik pada sensor *Broadband* maupun *Short – Period*. Keberadaan fase T menunjukkan bahwa sinyal gempabumi *outer rise* selatan Bali 18 Maret 2020 melalui laut dalam dan menjalar dalam bentuk gelombang akustik yang berubah menjadi gelombang seismik saat mencapai daratan.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Stasiun Geofisika Denpasar atas waktu dan tempat dalam pengumpulan data.

Daftar Pustaka

- [1] I. P. D. Pratama, “Waspada Tsunami Outer Rise Selatan Bali,” 2020. [Online]. Available: <https://jarrakpos.com/20/03/2020/waspada-tsunami-outer-rise-selatan-bali/>. [Accessed: 31-Aug-2020].
- [2] A. M. Tréhu *et al.*, “Post-seismic response of the outer accretionary prism after the 2010 Maule earthquake, Chile,” *Geosphere*, vol. 16, no. 1, pp. 13–32, 2020. <https://doi.org/10.1130/GES02102.1>.
- [3] E. A. Okal, “T-phase stations for the International Monitoring System of the Comprehensive Nuclear-Test Ban Treaty: A global perspective,” *Seismol. Res. Lett.*, vol. 72, no. 2, pp. 186–196, 2001. <https://doi.org/10.1785/gssrl.72.2.186>.
- [4] J. Talandier and E. A. Okal, “A new source discriminant based on frequency dispersion for hydroacoustic phases recorded by T-phase stations,” *Geophys. J. Int.*, vol. 206, no. 3, pp. 1784–1794, 2016. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw249>.
- [5] A. Wech, G. Tepp, J. Lyons, and M. Haney, “Using earthquakes, T waves, and infrasound to investigate the eruption of Bogoslof volcano, Alaska,” *Geophys. Res. Lett.*, vol. 45, no. 14, pp. 6918–6925, 2018. <https://doi.org/10.1029/2018GL078457>.
- [6] M. Sáez and S. Ruiz, “Controls on the T phase energy fluxes recorded on Juan Fernandez Island by continental seismic wave paths and Nazca bathymetry,” *Geophys. Res. Lett.*, vol. 45, no. 6, pp. 2610–2617, 2018. <https://doi.org/10.1002/202017GL076790>.
- [7] J. Havskov, “Ottemöller L (2010b) Routine data processing in earthquake seismology,” *Springer Sci. Bus. Media BV, DOI*, vol. 10, pp. 978–990. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>.
- [8] M. M. Haney, J. Power, M. West, and P. Michaels, “Causal instrument corrections for short-period and broadband seismometers,” *Seismol. Res. Lett.*, vol. 83, no. 5, pp. 834–845, 2012. <https://doi.org/10.1785/0220120031>.
- [9] F. Scherbaum, *Of poles and zeros: Fundamentals of digital seismology*, vol. 15. Springer

- Science & Business Media, 2013. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6861-4>.
- [10] Y. Luo, H. Wang, R. Zhang, W. Qian, and Z. Luo, "Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River Basin," *J. Clim.*, vol. 26, no. 1, pp. 110–132, 2013. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00100.1>.
- [11] H. Teutsch, *Modal array signal processing: principles and applications of acoustic wavefield decomposition*, vol. 348. Springer, 2007.
- [12] B. Snelling, "T-waves and Tectonics: A survey of acoustic signals generated by tectonic processes on spreading ridges in the Indian Ocean," University of Oxford, Oxford, United Kingdom, 2015. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2835.5040>.
- [13] D. Linehan, "Earthquakes in the West Indian region," *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 21, no. 2, pp. 229–232, 1940. <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00229>.
- [14] R. Stoneley, "An Introduction to the Theory of Seismology," *Nature*, vol. 164, no. 4165, pp. 332–333, 1949.
- [15] M. Båth and M. Shahidi, "T-phases from Atlantic earthquakes," *pure Appl. Geophys.*, vol. 92, no. 1, pp. 74–114, 1971. <https://doi.org/10.1007/BF00874995>.
- [16] H. Hanatani, S. Koshimura, and K. Meguro, "A Study on Detecting T-Phase for Tsunami Warning System," *J. Japan Soc. Civ. Eng. Ser. B2 (Coastal Eng.)*, vol. 66, no. 1, pp. 1321–1325, 2010. <https://doi.org/10.2208/kaigan.66.1321>.
- [17] M. Ewing, I. Tolstoy, and F. Press, "Proposed use of the T phase in tsunami warning systems," *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 40, no. 1, pp. 53–58, 1950.
- [18] H. Matsumoto, G. Haralabus, M. Zampolli, and N. M. Oezel, "T-phase and tsunami pressure waveforms recorded by near-source IMS water-column hydrophone triplets during the 2015 Chile earthquake," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 43, no. 24, pp. 12–511, 2016. <https://doi.org/10.1002/2016GL071425>.
- [19] J. S. Buehler and P. M. Shearer, "T phase observations in global seismogram stacks," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, no. 16, pp. 6607–6613, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015GL064721>.

