

# EVALUASI VARIAN DATA MODEL TERRAIN DIGITAL DALAM PENENTUAN MODEL GEOID LOKAL

Studi kasus: D.I. Yogyakarta

(*Evaluation of Digital Terrain Models for Local Geoid Determination  
a Case Study in D.I. Yogyakarta Province, Indonesia*)

**Fajar Sutejo, dan Leni Sophia Heliani**

Departemen Teknik Geodesi FT-UGM, Indonesia  
Jl. Grafika No.2, Sleman, Yogyakarta, Indonesia 55281  
E-mail: [lheliani@ugm.ac.id](mailto:lheliani@ugm.ac.id)

Diterima: 7 Agustus 2020; Direvisi: 26 April 2021; Disetujui untuk Dipublikasikan: 18 Mei 2021

## ABSTRAK

Penentuan model geoid lokal teliti membutuhkan data topografi beresolusi tinggi sebagai representasi kondisi topografi. Sejak Juli 2018, Indonesia telah merilis model topografi mosaik (*seamless*) mencakup seluruh wilayah Indonesia dengan resolusi spasial mencapai 0,27 arcsec, yaitu DEM Nasional (DEMNAS). DEMNAS dibangun dengan mengkombinasikan berbagai sumber data RADAR serta data *masspoint* hasil stereo-plotting. DEMNAS diklaim dapat menggantikan penggunaan DEM SRTM maupun peta Rupa Bumi Indonesia (RBI) dalam berbagai keperluan, salah satunya dalam penentuan model geoid lokal. Akan tetapi, pemanfaatan DEMNAS dalam penentuan model geoid lokal belum diuji. Penentuan model geoid lokal pada studi ini menggunakan metode *Least Square Collocation* (LSC). Studi ini bertujuan untuk mengevaluasi penggunaan varian data Digital Terrain Model (DTM) DEMNAS, peta RBI skala 1:25.000, dan SRTM30\_plus dalam penentuan model geoid lokal di wilayah D.I. Yogyakarta. Hasil pemodelan geoid lokal menunjukkan bahwa nilai koreksi *terrain* terkecil dihasilkan dari DTM SRTM30\_plus yaitu sebesar 22,196 mGal, sedangkan nilai *indirect effect* terkecil dihasilkan dari DTM peta RBI skala 1:25.000, yaitu sebesar 0,272 m. Ketelitian tertinggi undulasi geoid lokal D.I. Yogyakarta dihasilkan dari DTM peta RBI skala 1:25.000 dengan nilai simpangan baku sebesar 0,440 m. Penelitian ini menunjukkan bahwa DTM yang paling optimal digunakan untuk pemodelan geoid lokal D.I. Yogyakarta adalah peta RBI skala 1:25.000. Namun, penggunaan DTM peta RBI skala 1:25.000, DEMNAS, dan SRTM30\_plus untuk pemodelan geoid lokal menunjukkan hasil ketelitian yang tidak berbeda secara signifikan.

**Kata kunci:** DEMNAS, *digital terrain model*, geoid, *least square collocation*

## ABSTRACT

*The determination of a precise local geoid model requires high-resolution topographic data that representing terrain conditions. Since July 2018, Indonesia has released a seamless topographic model covering all regions of Indonesia built by several RADAR data sources, with a spatial resolution of 0,27 arcsec, namely DEM Nasional (DEMNAS). DEMNAS has been considered being able to replace SRTM DEM and RBI map uses for various purposes, one of them is determining local geoid models. However, the use of DEMNAS for determining local geoid models has not been evaluated. The determination of the local geoid model was done using Least Square Collocation (LSC) method. This research aims to evaluate the use of several Digital Terrain Models (DTM) data of DEMNAS, 1:25.000 scale Indonesian topographic (RBI) maps of and SRTM30\_plus for determination of local geoid model in D.I. Yogyakarta. The results showed the smallest terrain correction value is generated from DTM SRTM30\_plus which is 22,196 mGal, while the smallest indirect effect value is generated from DTM of 1: 25.000 scale RBI maps, which is equal to 0,272 m. The highest accuracy of local geoid undulation D.I. Yogyakarta is generated from the DTM RBI maps with a standard deviation of 0,440 m. This research shows that the most optimal DTM for local geoid modeling D.I. Yogyakarta is a 1: 25,000 scale RBI map. However, the usage of DTM's of 1:25.000 scale RBI maps, DEMNAS, and SRTM30\_plus for local geoid modeling showed accuracy results that were not significantly different.*

**Keywords:** DEMNAS, *digital terrain model*, geoid, *least square collocation*

## PENDAHULUAN

Geoid merupakan bidang ekuipotensial gayaberat bumi yang berimpit dengan permukaan air laut global/tidak terganggu (Heiskanen & Moritz,

1967). Geoid adalah model fisis bumi yang berfungsi sebagai bidang referensi tinggi paling realistis dan ideal. Seiring dengan perkembangan teknologi survey dan pemetaan, pemanfaatan teknologi GNSS banyak digunakan dalam

penentuan posisi, karena dapat dimanfaatkan untuk memperoleh posisi terutama data tinggi secara cepat dan mudah. Namun tinggi yang diperoleh tidak terealisasi secara fisis karena menggunakan elipsoid sebagai bidang referensi, sehingga peran geoid menjadi sangat penting dalam penentuan data tinggi.

Geoid tersusun dari tiga komponen gelombang signal, yaitu (1) komponen gelombang panjang, yang mengandung informasi potensial secara global yang mana dapat diturunkan dari satelit gravimetry; (2) komponen gelombang medium, yang terdiri dari informasi potensial secara regional dengan data bersumber dari data gravimetrik; dan (3) komponen gelombang pendek, yang terdiri dari informasi potensial secara lokal, dengan data diturunkan dari model topografi (Vaniček & Christou, 1993). Ketiga komponen diatas memberikan kontribusi terhadap kepresisian dan ketelitian model geoid.

Sejak SRGI2013 ditetapkan sebagai sistem referensi Indonesia, dengan geoid sebagai referensi vertikal nasional (PerKa BIG 15/2013), permodelan geoid untuk wilayah Indonesia telah dilakukan. Permodelan geoid teliti mensyaratkan ketersediaan data model geopotensial global, data gaya berat gravimetrik, dan model topografi yang melingkupi seluruh permukaan bumi dan terdistribusi merata. Kini ketersediaan data gaya berat telah melingkupi hampir seluruh wilayah Indonesia. Sejak Juli 2018, Badan Informasi Geospasial telah merilis secara resmi model elevasi digital yang mencakup seluruh wilayah Indonesia, yaitu Digital Elevation Model Nasional (DEMNAS). DEMNAS bersifat *open access* dan dapat diunduh melalui laman website Badan Informasi Geospasial (BIG). DEM Nasional dibangun dari berbagai sumber data meliputi data IFSAR (resolusi 5m), Terrasar-X (resolusi 5m) dan ALOS PALSAR (resolusi 11,25m), dengan menambahkan data *Masspoint* hasil stereo-plotting. Resolusi spasial DEMNAS adalah 0,27-arcsecond (8,25 m), dengan menggunakan datum vertikal EGM2008 (<http://tides.big.go.id/DEMNAS/#Info>). Selain DEMNAS, terdapat produk model topografi open access lainnya, diantaranya model topografi yang bersumber dari *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), dan model topografi yang bersumber dari Peta Rupa Bumi Indonesia (RBI).

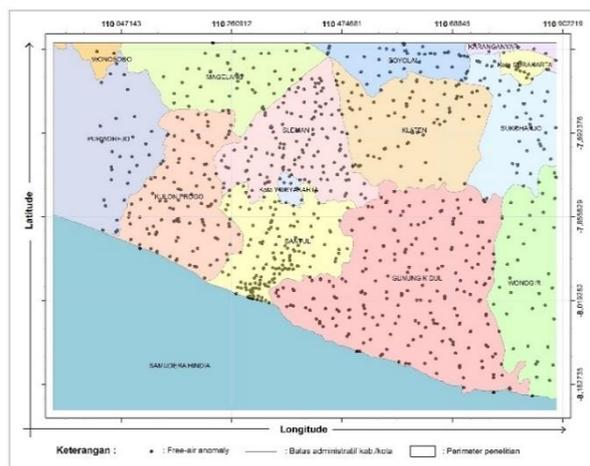
Model topografi yang merepresentasikan topografi lokal pada suatu wilayah memberikan efek topografi terhadap nilai gayaberatnya, sehingga secara tidak langsung mempengaruhi ketelitian model geoid (Forsberg, 1984). Pemilihan model topografi (DTM) yang sesuai untuk keperluan penentuan model geoid lokal, akan memberikan ketelitian yang berbeda-beda pada tiap varian data DTM yang digunakan terhadap model geoid yang dihasilkan. Hal ini juga berdampak pada pendefinisian referensi sistem tinggi.

Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Triarahmadhana, (2014), peta RBI memberikan

ketelitian undulasi geoid yang lebih baik (0,127 m) daripada SRTM (0,128 m). (Darmansyah, 2017) dalam penelitiannya di Wilayah Kerja PT. Pertamina Asset 4 Cepu menyatakan bahwa DTM SRTM30\_plus menghasilkan ketelitian undulasi yang lebih baik (0,4381 m). Selain itu, Fackhrudin, (2019) melakukan penelitian untuk menentukan akurasi vertikal DEM DEMNAS, SRTM dan TerraSAR-X pada wilayah Kab. Bandung. Namun demikian, analisis dan evaluasi penggunaan varian data DTM DEMNAS, peta RBI skala 1:25.000, dan SRTM30\_plus dalam penentuan model geoid lokal belum dilakukan. Penggunaan varian data DTM DEMNAS, peta RBI skala 1:25.000 dan SRTM30\_plus dalam pemodelan geoid lokal yang teliti perlu dilakukan analisis dan evaluasi, hal ini bertujuan untuk mengetahui penggunaan DTM yang optimal dalam penentuan model geoid lokal.

### METODE

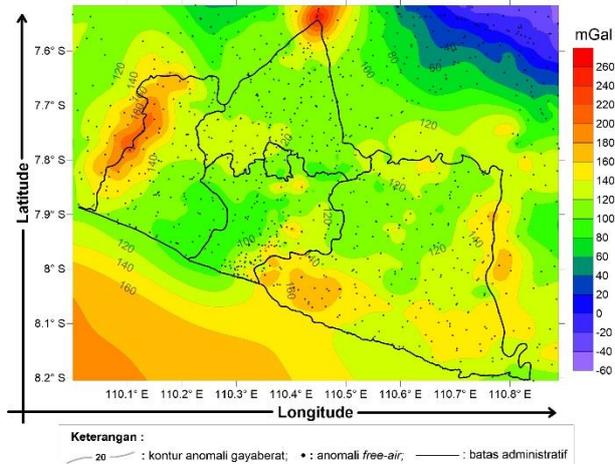
Lokasi penelitian berada pada wilayah D.I. Yogyakarta dengan batas koordinat 7° 33' LS - 8° 12' LS dan 110° 00' BT - 110° 50' BT. D.I. Yogyakarta dinilai sebagai wilayah dengan variasi topografi wilayah yang cukup tinggi. Sebagian besar wilayah D.I. Yogyakarta memiliki variasi topografi berupa wilayah gunung berapi, perbukitan, daerah landai, dan laut. Berdasarkan penentuan lokasi penelitian, ditentukan pemilihan titik gayaberat, data DTM dan GGM yang digunakan. Lokasi penelitian dan ketersediaan data gayaberat teristris yang digunakan dalam penelitian ini ditunjukkan pada **Gambar 1**.



**Gambar 1.** Distribusi titik anomali *free-air* pada wilayah penelitian.

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari tiga jenis. Pertama, data gayaberat teristris yang berfungsi sebagai komponen gelombang menengah. Data gayaberat teristris yang digunakan merupakan data gayaberat yang telah direduksi dengan metode *free-air* sehingga menghasilkan data anomali gayaberat *free-air*. Jumlah data anomali gayaberat *free-air* pada

wilayah penelitian berjumlah 894 titik dengan rentang nilai anomali gayaberat sebesar -60 mGal s.d 260 mGal. **Gambar 2** menunjukkan pola kontur anomali gayaberat *free-air*.



**Gambar 2.** Distribusi titik dan kontur nilai *anomali free-air*.

Kedua, data Digital Terrain Model (DTM) sebagai komponen gelombang pendek. Data DTM digunakan untuk menghitung pengaruh topografi terhadap anomali gayaberatnya. Data DTM yang digunakan adalah data DTM yang bersumber dari Peta RBI skala 1:25.000, DEM Nasional (DEMNAS), dan SRTM30\_plus. Peta RBI merupakan peta topografi Negara Kesatuan Republik Indonesia dengan datum vertikal Mean Sea Level lokal dan datum horizontal berupa WGS'84. Data peta RBI skala 1:25.000 diperoleh secara daring melalui laman website [tanahair.indonesia.go.id/portal-web/download/perwilayah](http://tanahair.indonesia.go.id/portal-web/download/perwilayah). DEMNAS merupakan DEM mosaik (*seamless*) mosaik (*seamless*) mencakup seluruh wilayah Indonesia dengan resolusi spasial mencapai 0,27 arcsec. DEMNAS dibangun dari hasil kombinasi beberapa sumber data RADAR serta data masspoint hasil stereo-plotting. DEMNAS menggunakan EGM 2008 sebagai datum vertikal dan WGS'84 sebagai datum horizontal. Data DEMNAS diperoleh secara daring melalui laman website [tides.big.go.id/DEMNAS/DEMNAS.php](http://tides.big.go.id/DEMNAS/DEMNAS.php). SRTM30\_plus merupakan data DEM Global yang diperoleh dari RADAR interferometri dengan resolusi spasial 30arc-sec. SRTM30\_plus menggunakan EGM96 sebagai datum vertikal dan WGS'84 sebagai datum horizontal. Data SRTM30\_plus diperoleh secara daring pada laman website [topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_srtm30.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm30.cgi).

Ketiga, data EGM 2008 yang digunakan sebagai komponen gelombang panjang yang menunjukkan model geoid global (GGM). EGM2008 diperoleh dari data satelit gayaberat GRACE. Data model geoid global dapat diunduh melalui laman website [icgem.gfz-potsdam.de/](http://icgem.gfz-potsdam.de/). Dalam penelitian ini menggunakan GGM *degree* 360.

## Pemodelan Geoid Lokal

Pemodelan geoid secara umum mencakup tiga tahap, yaitu perhitungan kontribusi GGM, perhitungan kontribusi terrain, dan perhitungan undulasi geoid. Hitungan geoid menggunakan formula Bruns dan fungsi stoke's. Formula Bruns dan fungsi stoke's ditunjukkan pada **persamaan 1** dan **persamaan 2** (Moritz, 2006).

$$N = T/\gamma \dots\dots\dots (1)$$

$$T = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \dots\dots\dots (2)$$

di mana:

- T : Anomali potensial,
- R : jari – jari rerata bumi,
- $\Delta g$  : anomali gaya berat *free-air*,
- $S(\psi)$  : fungsi stoke's,
- N : undulasi geoid,
- $\gamma$  : gaya berat normal.

## Kontribusi GGM

Kontribusi GGM dihitung menggunakan koefisien harmonik bola yang terdapat pada signal GGM. Terdapat dua macam kontribusi GGM, yaitu anomali GGM dan undulasi GGM. **Persamaan 3** dan **persamaan 4** digunakan untuk menghitung anomali GGM dan undulasi GGM (Bajracharya, 2003).

$$\Delta g_{GM} = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{\infty} (n - 1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \phi) \dots\dots (3)$$

$$N_{GM} = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \dots\dots\dots (4)$$

di mana:

- $\Delta g_{GM}$  : anomali GGM,
- $N_{GM}$  : undulasi GGM,
- GM : konstanta gravitasi bumi,
- $P_{nm}(\cos\phi)$  : fungsi Legendre yang terasosiasi-ternormalisasi penuh,
- $C_{nm}$  dan  $S_{nm}$  :anomali potensial koefisien harmonik bola yang ternormalisasi penuh,
- n : degree  $P_{nm}$ ,
- m : orde  $P_{nm}$ ,
- $\phi, \lambda$  : lintang dan bujur,
- $n_{max}$  : derajat model GGM,
- R : jari-jari rerata bumi.

## Kontribusi Terrain

Kontribusi terrain merupakan efek yang terjadi akibat adanya variasi topografi pada titik observasi gayaberat. Efek ini menimbulkan *noise* pada komponen gelombang pendek sehingga

berpengaruh terhadap nilai anomali gayaberat. Efek dari topografi, dalam hal ini DTM, dibedakan menjadi dua, yaitu koreksi terrain dan *indirect effect*. Efek topografi perlu ditentukan nilainya untuk mengetahui seberapa besar kontribusinya terhadap anomali gayaberat dan selanjutnya dilakukan reduksi. Penentuan nilai efek topografi disebut juga dengan reduksi terrain.

Reduksi RTM merupakan salah satu metode reduksi terrain yang paling sering digunakan untuk penentuan geoid. Reduksi RTM merupakan metode reduksi koreksi terrain yang menggunakan dua bidang topografi, yaitu bidang referensi (*mean elevation surface*) dan bidang residu terrain dalam menghitung nilai residu terrain (Sjöberg, 2007). Residu terrain diperoleh dari pengurangan antara bidang referensi dengan topografi lokal. Nilai reduksi RTM dapat dihitung menggunakan **persamaan 5** dan **persamaan 6** (Forsberg, 1984).

$$\Delta g_{RTM} \approx 2\pi G\rho (h - h_{ref}) - t_c \dots \dots \dots (5)$$

$$t_c = G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^h \frac{z - h_p}{\sqrt{((x-x_p)^2 + (y-y_p)^2 + (z-h_p)^2)^3}} dx dy dz \dots (6)$$

di mana:

- $\Delta g_{RTM}$  = Nilai reduksi RTM,
- $G$  = konstanta Gravitasi Newton,
- $\rho$  = densitas topografi,
- $h, h_{ref}$  = tinggi residu dan tinggi elevasi rerata terhadap titik yang dihitung,
- $t_c$  = koreksi *terrain* pada titik P ( $x_p, y_p, h_p$ ),
- $x_p, y_p, h_p$  = koordinat titik pada topografi,
- $x, y, z$  = koordinat titik pada bidang referensi.

**Removes-restore**

Prinsip perhitungan ini dibagi menjadi dua tahap, yaitu tahap *removes* dan tahap *restore* (Ågren & Sjöberg, 2004). Tahap *removes* menghilangkan pengaruh GGM dan pengaruh terrain, yaitu anomali GGM dan reduksi terrain terhadap anomali gayaberat ukuran. Tahap *restore* menggunakan kembali pengaruh GGM dan terrain, yaitu undulasi GGM dan *indirect effect* terhadap tinggi geoid. Perhitungan undulasi dengan metode *removes-restore* menghasilkan nilai residual gayaberat, nilai ini digunakan untuk menghitung nilai residu geoid. **Persamaan 7** menunjukkan tahap *remove*, sedangkan tahap *restore* ditunjukkan pada **persamaan 8** (Sansò & Sideris, 2013).

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_H \dots \dots \dots (7)$$

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g} + N_H \dots \dots \dots (8)$$

di mana:

- $\Delta g_{res}$  :Residu anomali gayaberat (mGal),

- $\Delta g_{FA}$  :Anomali gayaberat free-air (mGal),
- $\Delta g_H = \Delta g_{RTM}$  :Reduksi terrain (mGal),
- $\Delta g_{GM}$  :Anomali GGM (mGal),
- $N$  :Undulasi geoid lokal (meter),
- $N_{GM}$  :Undulasi GGM (meter),
- $N_{\Delta g}$  :Residu geoid (meter),
- $N_H$  :*Indirect effect* (satuan meter).

**Least Square Collocation (LSC)**

Teknik perhitungan untuk menentukan nilai residual geoid dilakukan menggunakan metode kolokasi kuadrat terkecil (*Least Squares Collocation*). Metode LSC, memanfaatkan algoritma numerik yang bersifat linier (Migliaccio, Reguzzoni, & Sans, 2004). Pada besaran gayaberat, nilai sistematik diperoleh dari model geopotensial bumi sebagai komponen gelombang panjang. Perhitungan undulasi dengan metode LSC ditunjukkan pada **persamaan 9** (Moritz, 1980)

$$\hat{S} = C_{st} (C_{tt} + C_{nn})^{-1} l \dots \dots \dots (9)$$

di mana:

- $\hat{S}$  : Estimasi undulasi hasil hitungan LSC,
- $C_{st}$  : auto kovarian antara pengukuran dan nilai undulasi,
- $C_{tt}$  : *cross* kovarian antara pengukuran dan nilai undulasi,
- $C_{nn}$  : noise kovarian pengukuran,
- $l$  : data pengukuran

Nilai auto kovarian menunjukkan sinyal acak akibat efek medan gayaberat. dalam mengestimasi besaran gayaberat, efek sisa dari pengurangan gelombang panjang dapat dianggap mewakili sinyal acak. Nilai sinyal acak ini merupakan anomali residu gayaberat yang diperoleh dari hasil pengurangan antara nilai anomali gayaberat dengan nilai sistematiknya. Pada praktik perhitungan kolokasi, diperlukan beberapa data untuk menyusun fungsi kovarian seperti data anomali gayaberat dan data anomali ketinggian jika tersedia. Fungsi kovarian dapat ditentukan dengan mengestimasi nilai kovarian pada interval jarak sferis. **Persamaan 10** untuk menghitung kovarian empirik dan **persamaan 11** untuk menentukan kovarian analitik (Sansò & Sideris, 2013).

$$COV_{est} (\psi_i, r_m, r_m) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^M \Delta g(P) \Delta g(Q) \dots \dots \dots (10)$$

$$COV (r, r') = \alpha \sum_{n=2}^N (\sigma_i^{err})^2 \left(\frac{R^2}{rr'}\right)^{n+1} P_n(\cos \psi) + \sum_{n=N+1}^{\infty} \frac{A}{(n-1)(n-2)(n-4)} \left(\frac{R_B^2}{rr'}\right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \dots \dots \dots (11)$$

di mana:

- $COV_{est}$  : kovarian empirik,
- $\psi_i$  : jarak sferis pada titik-i,
- $r_m$  : ketinggian rerata,

- M : jumlah data pada interval pengambilan sampel,
- $\Delta g(P) \Delta g(Q)$  : anomali gayaberat di titik P dan Q,
- $r, r'$  : jarak pada bidang *fitting* referensi,
- $(\sigma_i^{err})^2$  : *error varian-degree*,
- $\bar{R}$  : jari-jari rerata Bumi,
- $P_n$  : potensial varian *degree*,
- $n$  : koefisien potensial,
- $N$  : koefisien potensial maksimum,
- $A$  : varian anomali gayaberat pada ketinggian 0,
- RB : jari-jari Bjerhammar-sphere.

Untuk melakukan analisa *fitting* nilai fungsi kovarian empirik, dibutuhkan model varian *degree* dan nilai error-nya. Model varian *degree* dan nilai *error*-nya dihitung menggunakan **persamaan 12** dan **persamaan 13**.

$$\sigma_n^2 = \frac{A}{(n-1)(n-2)(n+B)} \left(\frac{R_B}{\bar{R}}\right)^{2n+2} \dots\dots\dots(12)$$

$$(\sigma_i^{err})^2 = \alpha \left(\frac{GM}{a}\right)^2 \sum_{m=-l}^l (\sigma_{lm}^{EGM})^2 \left(\frac{a}{\bar{R}}\right)^{2l+2} \dots\dots\dots(13)$$

di mana:

- $\sigma_n^2$  : model varian-degree anomali potensial GGM,
- RB : jari-jari Bjerhammar-sphere,
- A : nilai konstanta dalam satuan (m/s)<sup>4</sup>,
- $\bar{R}$  : jari-jari bumi,
- $n$  : koefisien potensial,
- $N$  : koefisien potensial maksimum,
- B : bilangan integer,
- $(\sigma_i^{err})^2$  : *error varian-degree* anomali potensial GGM,
- G : kontanta gravitasi Newton,
- l : *degree* GGM,
- m : orde GGM,
- M : massa Bumi,
- a : setengah sumbu panjang elipsoid,
- $\alpha$  : faktor skala varian *error degree*.

**Evaluasi Model Geoid Lokal**

Model geoid lokal dievaluasi dengan membandingkan nilai undulasi gravimetrik dan undulasi geometriknya pada 18 buah TTG hasil pengukuran *co-sited GNSS-Levelling*. Ketelitian model geoid lokal ditunjukkan oleh nilai simpangan baku selisih antara undulasi geometrik dengan undulasi gravimetrik pada TTG. Nilai simpangan baku selisih antara undulasi geometrik dengan undulasi gravimetrik terkecil menunjukkan model geoid lokal paling teliti. Selain dievaluasi secara numeris, penggunaan data DTM yang paling optimal untuk pemodelan geoid lokal dievaluasi dengan menghitung selisih antarundulasi gravimetrik pada ketiga data DTM yang digunakan sehingga menghasilkan pola kontur selisih antarundulasi gravimetrik.

**HASIL DAN PEMBAHASAN**

**Kontribusi Terrain**

Perhitungan kontribusi *terrain* dengan metode reduksi terrain RTM membutuhkan tiga model bidang terrain, yaitu *detailed elevation*, *coarse elevation*, dan *reference elevation* yang mempunyai interval grid masing-masing sebesar 0,025°; 0,050°; dan 0,25°. selain itu, dibutuhkan juga nilai *radius inner* ( $r_1$ ) dan *outter zone* ( $r_2$ ) serta nilai densitas massa batuan. Nilai parameter yang digunakan dalam penelitian ini adalah  $r_1 = 5$  km,  $r_2 = 50$  km, dan  $\rho = 2,67$  gr/cm<sup>3</sup>. Kontribusi terrain terdiri dari koreksi terrain dan *indirect effect*.

koreksi terrain menunjukkan seberapa besar nilai massa isostatik topografi yang mempengaruhi nilai gayaberat. Massa topografi memiliki andil dalam memberikan pengaruh terhadap anomali gayaberat pada wilayah sekitarnya (Forsberg, 1984). Sehingga dapat dikatakan nilai koreksi terrain merepresentasikan kondisi topografi, baik massa topografi maupun nilai densitasnya. Anomali densitas pada koreksi terrain metode RTM akan membuat keseimbangan antara anomali densitas yang bernilai positif dan negatif, karena metode RTM merepresentasikan kondisi topografi baik yang berada diatas maupun dibawah bidang referensi (Heliani, Fukuda, & Takemoto, 2004). Oleh sebab itu, metode ini cocok digunakan di wilayah dengan variasi topografi yang tinggi meliputi pengunungan, bukit, lembah, dan laut seperti D.I. Yogyakarta.

*Indirect effect* merupakan jarak vertikal antara geoid dan co-geoid disebabkan oleh perbedaan potensial karena proses reduksi gravimetrik. Fungsi utama perhitungan *indirect effect* adalah anomali potensial yang bersumber dari massa topografi (dalam hal ini adalah data tinggi) pada bidang referensi (*reference elevation*). **Tabel 1** menunjukkan hasil perhitungan statistik koreksi RTM dan **tabel 2** menunjukkan hasil perhitungan statistik *indirect effect*.

**Tabel 1.** Hasil perhitungan statistik koreksi RTM pada tiap varian DTM.

DTM	Min. (mGal)	Maks. (mGal)	Rerata (mGal)	Simpangan Baku (mGal)
Peta RBI skala 1:25.000	-23,153	166,545	1,302	22,292
DEMNAS	-22,079	162,722	1,369	22,242
SRTM30_plus	-22,022	167,576	2,352	22,196

**Tabel 2.** Hasil perhitungan statistik *indirect effect* pada tiap varian DTM.

DTM	Min. (m)	Maks. (m)	Rerata (m)	Simpangan Baku (m)
Peta RBI skala 1:25.000	0,001	1,092	0,449	0,272
DEMNAS	0,001	1,116	0,460	0,283
SRTM30_+plus	0,001	1,169	0,468	0,294

Nilai anomali koreksi terrain dari ketiga data DTM memiliki rentang nilai simpangan baku sebesar 0,096 mGal. SRTM30\_+plus memiliki efek koreksi terrain metode RTM yang lebih kecil, karena memiliki nilai simpangan baku terendah diantara ketiga data DTM yang digunakan dalam penelitian ini. Hasil yang serupa juga ditunjukkan oleh penelitian sebelumnya. Data yang bersumber dari DTM peta RBI skala 1:25.000 dan SRTM30\_+plus untuk pemodelan geoid wilayah D.I. Yogyakarta, diperoleh bahwa SRTM30\_+plus memiliki nilai koreksi terrain yang lebih presisi dibandingkan dengan koreksi terrain pada peta RBI skala 1:25.000 (Triarahmadhana, 2014). Nilai *indirect effect* yang dihasilkan dari ketiga data menunjukkan hasil yang variatif. Nilai *indirect effect* pada D.I Yogyakarta menunjukkan rentang nilai 0,001 m s.d 1,169 m. Nilai *indirect effect* terbesar pada wilayah D.I Yogyakarta ditunjukkan oleh SRTM30\_+plus, dengan nilai simpangan baku sebesar 0,294 m. Nilai *indirect effect* terkecil ditunjukkan oleh peta RBI dengan nilai simpangan baku sebesar 0,272 m. Hal ini menunjukkan DTM yang bersumber dari peta RBI skala 1:25.000 memiliki hasil yang lebih presisi dibandingkan DTM yang bersumber dari DEMNAS maupun SRTM30\_+plus. Berdasarkan uji signifikansi parameter dengan derajat kepercayaan 95% dan *degree of freedom* tak hingga, diketahui bahwa nilai *indirect effect* yang dihasilkan dari data DEMNAS dan SRTM30\_+plus tidak berbeda signifikan terhadap nilai *indirect effect* peta RBI skala 1:25.000

Tingkat kepresisian kontribusi terrain yang meliputi koreksi terrain dan *indirect effect* yang ditunjukkan oleh nilai simpangan baku dipengaruhi oleh beberapa faktor, antara lain kesalahan sumber data dan kesalahan saat perhitungan reduksi terrain menggunakan metode RTM. Data DTM yang digunakan untuk perhitungan kontribusi terrain mengandung kesalahan yang nilainya bervariasi (Kiamehr & Sjöberg, 2005). Kesalahan tersebut dapat berpengaruh terhadap kepresisian model geoid lokal yang dihasilkan. Selain itu, (Ramouz, Afrasteh, Reguzzoni, Safari, & Saadat, 2019) dalam penelitiannya, untuk menentukan nilai interval grid reference elevation dan nilai radius inner  $r_1$ , dan radius  $r_2$  pada koreksi terrain metode RTM, dilakukan metode *trial and error* dengan mencoba beberapa kemungkinan nilai untuk memperoleh nilai simpangan baku yang terkecil. Penelitian

serupa dikemukakan oleh (Heliani et al., 2004) dalam penelitiannya pada lokasi di Indonesia, proses simulasi pada metode RTM dipengaruhi oleh resolusi bidang referensi dan nilai densitas massa batuan, sehingga diperoleh nilai bidang referensi yang optimum untuk pulau Jawa sebesar 25' dan densitas massa batuan sebesar 2,0 gr/cm<sup>3</sup> s.d 2,2 gr/cm<sup>3</sup>.

### Fungsi Kovarian Anomali Gayaberat

Perhitungan residu geoid menggunakan metode LSC perlu menentukan fungsi kovarian lokal yang sesuai (merekpresentasikan karakteristik stokastik dari medan gayaberat pada suatu wilayah) untuk memperoleh hasil yang optimal. Nilai fungsi kovarian ditentukan berdasarkan interval data sampling ( $M$ ), interval sampling ( $\Delta\psi$ ) serta nilai error varian degree GGM. Menurut (Sadiq, Tscherning, & Ahmad, 2009), nilai interval sampling ( $\Delta\psi$ ) dan interval data sampling ( $M$ ) pada metode LSC diperoleh dari metode *trial and error*. Pada penelitian ini Nilai jarak speris yang optimum berdasarkan korelasi distribusi data, diperoleh dari interval sampling 1 arcmin dan jumlah interval data sampling sebanyak 25 data. Sedangkan nilai error varian degree GGM pada *degree* 360 adalah sebesar 5,61 mGal<sup>2</sup>. Grafik fungsi kovarian hasil *fitting* kovarian analitik terhadap kovarian empirik ditunjukkan pada **Gambar 3**.

Hasil *fitting* pada varian DTM menunjukkan grafik fungsi yang relatif sama pada ketiga data DTM. Proses *fitting* menghasilkan tiga buah parameter utama kovarian analitik, yaitu nilai faktor skala *error degree-varian* ( $\alpha$ ), nilai selisih antara radius rerata bumi ( $R_E$ ) dan radius Bjerhammar-sphere ( $R_B$ ), serta nilai varian anomali pada jarak spheris 0 ( $C_0$  ( $\Delta g$ )). Nilai kovarian analitik pada varian DTM ditunjukkan pada **Tabel 3**.

**Tabel 3.** Parameter model kovarian analitik residu anomali gayaberat pada varian DTM.

Parameter	Peta RBI	DEMNAS	SRTM30_+plus
$C_0$ (mGal <sup>2</sup> )	471,770	469,811	444,941
$\alpha$	10,2133	9,6978	6,2046
$R_E - R_B$ (km)	-1,03530	-0,98690	-0,94987
$C_0(\Delta g)$ (mGal <sup>2</sup> )	477,04	474,59	448,30

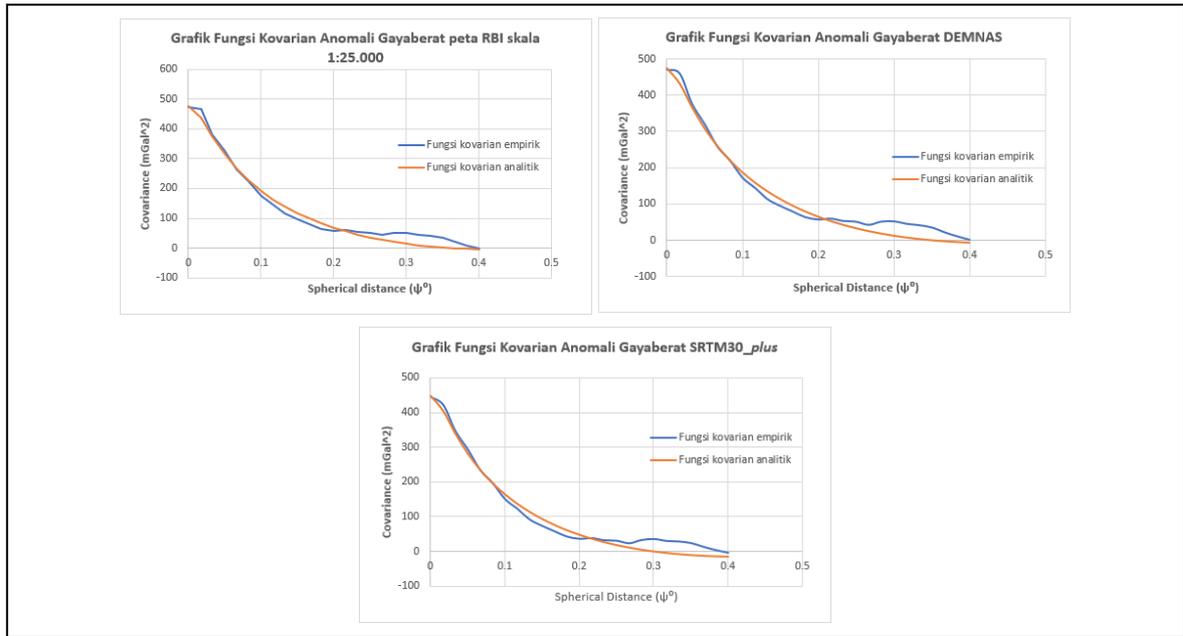
Parameter kovarian analitik yang telah ditentukan menggunakan data residu anomali gayaberat serta nilai kesalahan observasi, digunakan untuk menghitung estimasi residu geoid (*residual height anomalies*) dan nilai kesalahannya (*gross error*). Nilai kesalahan observasi diperoleh dengan melihat perbedaan antara hasil estimasi LSC

dan nilai pada titik kontrol yang memiliki nilai lebih kecil dan lebih statis. Nilai ini diperoleh melalui proses *trial and error* dengan menggunakan beberapa kemungkinan nilai (Ramouz et al., 2019). Pada penelitian ini penulis menggunakan nilai kesalahan observasi sebesar 2.

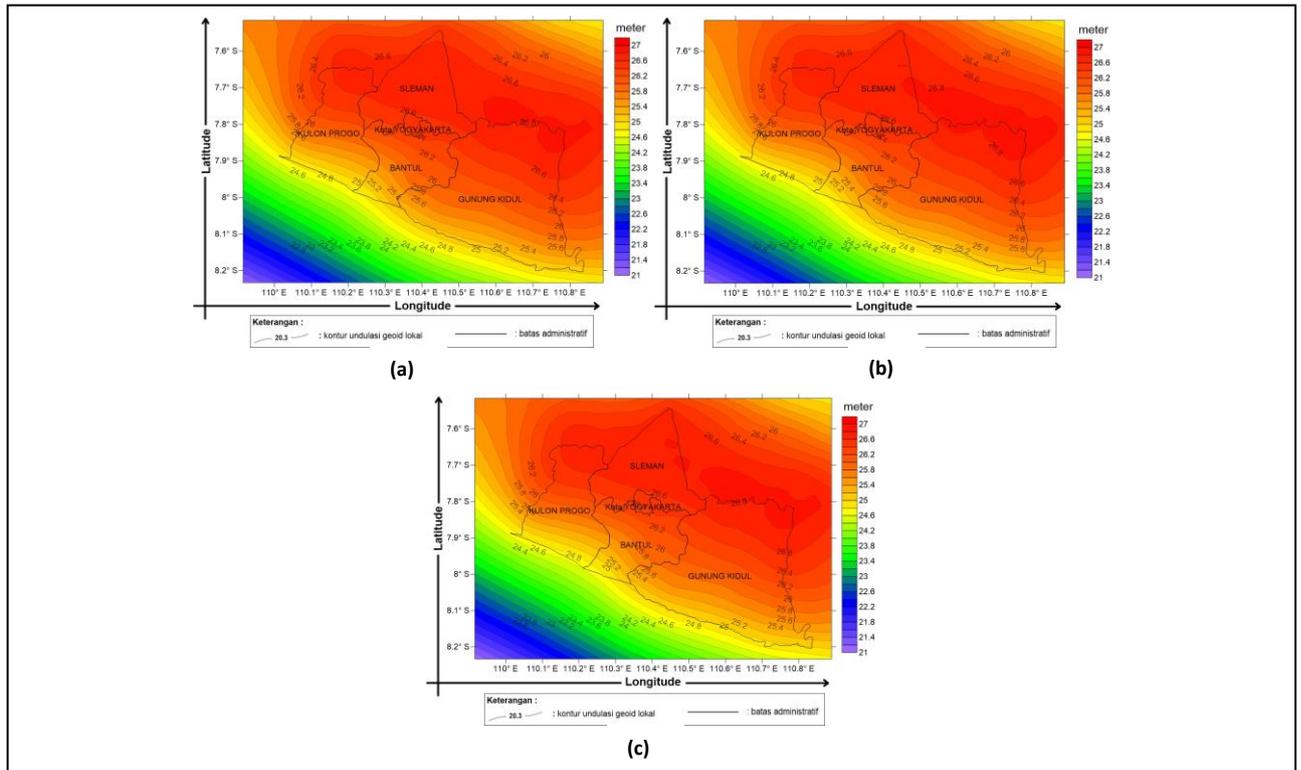
**Model Geoid lokal**

Model geoid lokal ditentukan berdasarkan prinsip perhitungan *removes-restore*. Geoid lokal

dipengaruhi oleh nilai residu geoid, undulasi GGM, dan *indirect effect*. Berdasarkan ketiga faktor tersebut, undulasi GGM memiliki pengaruh yang cukup besar terhadap geoid lokal. Nilai residual geoid tergantung pada nilai residu anomali gayaberat yang dipengaruhi oleh nilai anomali gayaberat *free-air* yang digunakan. Sedangkan nilai *indirect effect* memiliki pengaruh yang relatif lebih kecil terhadap ketelitian geoid lokal. **Gambar 4** menunjukkan pola kontur undulasi geoid D.I. Yogyakarta tiap varian DTM.



**Gambar 3.** Grafik fungsi kovarian empirik dan analitik pada varian data DTM.



**Gambar 4** Pola kontur undulasi geoid lokal D.I. Yogyakarta pada varian data DTM: (a). Peta RBI skala 1:25.000; (b) DEMNAS; (c) SRTM30\_plus.

Pola kontur nilai undulasi ketiga varian DTM menunjukkan pola kecenderungan naik dari arah barat daya ke arah timur laut D.I Yogyakarta. Pola kontur yang berbeda terdapat di Kab.Gunung Kidul dan bagian utara Kab. Sleman, hal ini ditunjukkan oleh perbedaan pola kontur ketiga varian DTM pada garis kontur yang sama di bagian utara D.I Yogyakarta. Ketiga data DTM menghasilkan rentang nilai undulasi geoid yang sama, yaitu pada rentang 21 m - 27 m. Perbedaan secara statistik nilai undulasi pada tiap varian DTM, disajikan pada **Tabel 4**.

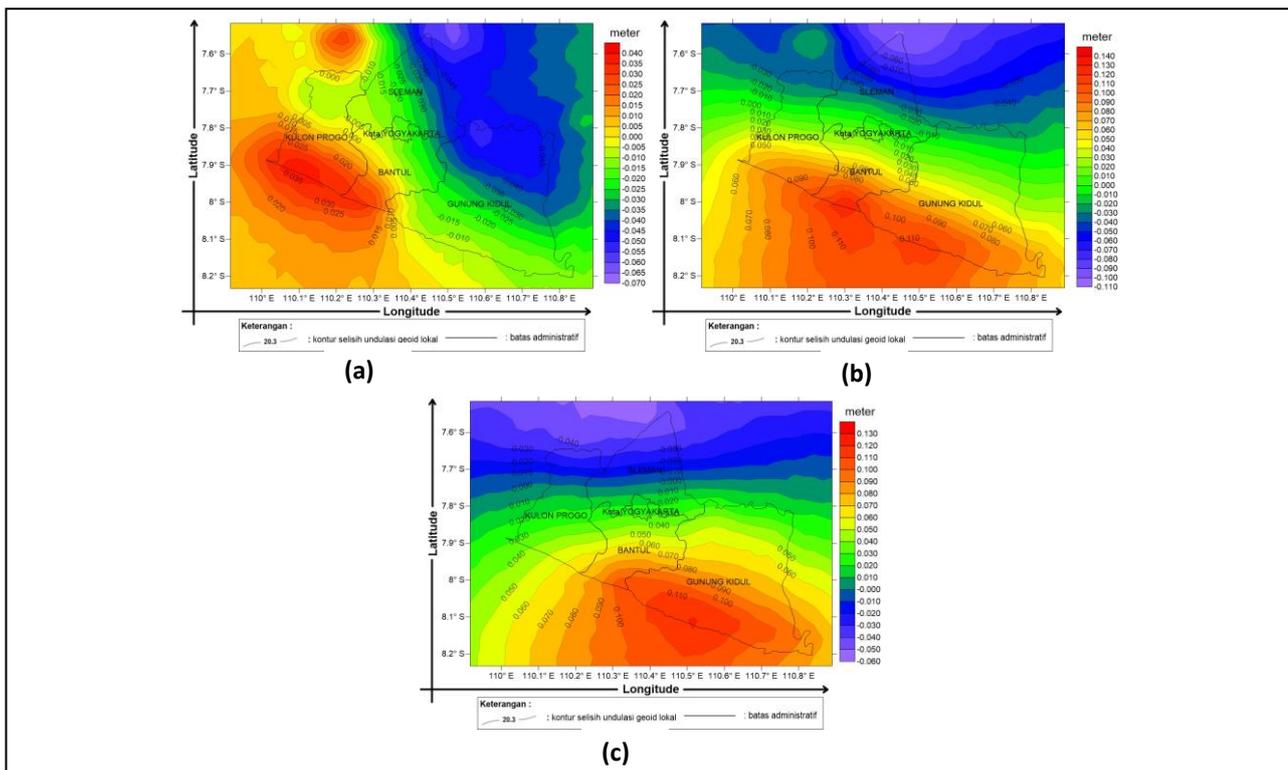
**Tabel 4.** Hasil perhitungan statistik nilai undulasi pada tiap varian DTM.

Varian DTM	Peta RBI	DEMNAS	SRTM30_plus
Minimum (m)	21,110	21,099	21,038
Maksimum (m)	26,868	26,921	26,890
Rerata (m)	25,504	25,520	25,469
Simpangan Baku (m)	1,238	1,257	1,282

Berdasarkan **Tabel 4**, diketahui bahwa undulasi geoid pada ketiga varian DTM memiliki rentang nilai simpangan baku berkisar antara 1,238 m - 1,282 m. Undulasi geoid yang bersumber dari DTM peta RBI memiliki nilai simpangan baku terkecil, yaitu sebesar 1,238. Sedangkan undulasi geoid yang bersumber dari DTM SRTM30\_plus memiliki nilai simpangan baku terbesar yaitu sebesar 1,282 m. Hal ini menunjukkan DTM yang

bersumber dari peta RBI skala 1:25.000 memiliki nilai undulasi geoid yang paling presisi diantara DTM DEMNAS dan SRTM30\_plus. Berdasarkan uji signifikansi parameter dengan derajat kepercayaan 95% dan *degree of freedom* tak hingga uji signifikansi parameter, diketahui bahwa nilai undulasi gravimetrik yang dihasilkan dari data DEMNAS dan SRTM30\_plus tidak berbeda signifikan terhadap nilai undulasi gravimetrik yang dihasilkan dari peta RBI skala 1:25.000.

Evaluasi penggunaan DTM dalam penentuan model geoid lokal dilakukan dengan menghitung selisih antar-undulasi pada masing-masing DTM. Hal ini untuk mengetahui distribusi perbedaan nilai undulasi geoid. Pola kontur selisih nilai undulasi antar data DTM ditunjukkan pada **Gambar 5**. Berdasarkan **Gambar 5**, dapat diketahui distribusi nilai selisih undulasi gravimetrik antara ketiga data DTM. Nilai kontur yang mendekati 0 merepresentasikan pada wilayah tersebut tidak mengalami perubahan nilai undulasi geoid berdasarkan data DTM yang digunakan. Hal ini juga menandakan bahwa pada wilayah tersebut penggunaan data DTM A dan DTM B memiliki nilai yang konsisten. Pola kontur selisih undulasi gravimetrik menunjukkan nilai yang konsisten pada bagian tengah D.I. Yogyakarta. Hasil ini sesuai dengan penelitian yang dilakukan oleh (Kiamehr & Sjöberg, 2005) dengan studi kasus wilayah Iran. Dalam penelitiannya, data SRTM memiliki gap yang cukup besar, terutama di wilayah pegunungan, sehingga memberikan efek koreksi RTM yang berpengaruh terhadap undulasi geoid.



**Gambar 5** pola kontur selisih undulasi gravimetrik: (a)  $N_{RBI} - N_{DEMNAS}$ ; (b)  $N_{RBI} - N_{DEMNAS}$ ; (c)  $N_{DEMNAS} - N_{SRTM}$ .

Metode akuisisi data DTM menggunakan radargrammetri yang digunakan oleh SRTM30\_plus maupun DEMNAS, memiliki beberapa sumber kesalahan diantaranya yaitu dari sudut *scanning* gelombang mikro radar pada objek seperti gunung/perbukitan, sehingga menimbulkan efek geometri radar, yaitu *foreshortening* dan *lay-over* (Eineder & Bamler, 2019). Efek ini mengakibatkan ketidaksesuaian proyeksi unsur alam terhadap posisi geometris dan ketinggiannya.

**Tabel 5.** Hasil uji ketelitian undulasi gravimetrik terhadap undulasi geometrik pada tiap varian DTM.

Varian DTM	Peta RBI	DEMNAS	SRTM30_plus
Minimum (m)	0,393	0,380	0,488
Maksimum (m)	1,789	1,795	1,869
Rerata (m)	1,131	1,119	1,175
Simpangan Baku (m)	0,440	0,448	0,449

Berdasarkan uji ketelitian undulasi geoid pada 18 buah TTG diketahui bahwa Nilai ketelitian undulasi gravimetrik geoid lokal D.I. Yogyakarta paling teliti diperoleh dari data DTM peta RBI skala 1:25.000, yaitu sebesar 0,440 m. Nilai ketelitian ini lebih tinggi dibandingkan dengan DEMNAS dan SRTM30\_plus. Hal tersebut dapat dijadikan dasar bahwa data DTM peta RBI skala 1:25.000 memberikan hasil akurasi undulasi gravimetrik yang lebih baik dibandingkan dengan data DTM DEMNAS dan data DTM SRTM30\_plus. Akurasi undulasi geoid dapat dipengaruhi oleh beberapa faktor, salah satunya adalah penggunaan datum vertikal pada data DTM sebagai komponen gelombang pendek. Datum vertikal yang digunakan DTM peta RBI adalah mean sea level (MSL) lokal, yaitu muka air laut rerata Tanjungpriok, Jakarta. Sedangkan datum vertikal yang digunakan DTM DEMNAS maupun SRTM30\_plus adalah model geoid global, yaitu EGM 2008 dan EGM 1996. Penggunaan datum vertikal pada DTM yang bersumber dari geoid lokal/MSL lokal dapat meningkatkan ketelitian model geoid lokal teliti.

Selain dipengaruhi oleh penggunaan datum vertikal, ketelitian undulasi dipengaruhi oleh ketelitian data DTM sebagai komponen gelombang pendek yang digunakan. Menurut (Forsberg, 1984), model topografi merupakan representasi topografi lokal pada suatu wilayah sehingga memberikan efek topografi terhadap nilai gayabernatnya. Penentuan nilai efek topografi ini disebut juga dengan reduksi terrain. RTM sebagai salah satu metode reduksi terrain, menggunakan dua buah bidang topografi, yaitu bidang referensi (*mean elevation surface*) dan bidang residu terrain dalam menghitung nilai residu terrain (Sjöberg, 2007). Residu terrain diperoleh

dari pengurangan antara bidang referensi dengan topografi lokal, sedangkan bidang referensi yang digunakan sebagai reduksi terrain ditentukan dengan *low-pass filtering* pada topografi lokal. Secara tidak langsung penggunaan DTM yang teliti turut mempengaruhi ketelitian model geoid. Berdasarkan ketelitian undulasi gravimetrik (lihat **Tabel 5**) dan pola kontur selisih undulasi gravimetrik (lihat **Gambar 5**), DTM yang paling optimal dalam penentuan model geoid lokal teliti D.I. Yogyakarta adalah peta RBI skala 1:25.000. Namun, pengaruh penggunaan ketiga data DTM dalam penentuan model undulasi geoid lokal D.I. Yogyakarta hanya berbeda pada fraksi ukuran milimeter.

## KESIMPULAN

Evaluasi penggunaan varian data DTM untuk penentuan model geoid lokal D.I. Yogyakarta menunjukkan, penggunaan DTM peta RBI skala 1:25.000 untuk pemodelan model geoid lokal menghasilkan undulasi geoid yang lebih teliti dibandingkan dengan DTM DEMNAS dan SRTM30\_plus. Hasil analisis ketelitian undulasi gravimetrik DTM peta RBI skala 1:25.000 yaitu sebesar 0,440 m; undulasi gravimetrik DTM DEMNAS sebesar 0,448 m; dan undulasi gravimetrik DTM SRTM30\_plus sebesar 0,449 m. DTM yang paling optimal untuk penentuan model geoid lokal D.I Yogyakarta adalah peta RBI skala 1:25.000. Namun, perlu penelitian lebih lanjut mengenai penggunaan DTM yang bersumber dari metode akuisisi radargrammetri seperti DEMNAS maupun SRTM pada wilayah pegunungan/bukit untuk penentuan model geoid lokal teliti.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terimakasih kepada Departemen Teknik Geodesi UGM-RISTEK (tahun 2012) dan Badan Informasi Geospasial (tahun 2019) atas data gravimetrik teristris dan GPS-sipat datar yang telah diberikan di wilayah penelitian.

## DAFTAR PUSTAKA

- Ågren, J., & Sjöberg, L. E. (2004). Comparison of Some Methods for Modifying Stokes' Formula in the GOCE era. *GOCE, The Geoid and Oceanography, Proceedings of the 2nd International Workshop*. Italy.
- Bajracharya, S. (2003). Terrain Effects on Geoid Determination. *UCGE Reports*, (20181).
- Darmansyah, A. (2017). *Evaluasi Model Geopotensial Global dan Digital Terrain Model terhadap Ketelitian Model Geoid Lokal*. Universitas Gadjah Mada.
- Eineder, M., & Bamler, R. (2019). SAR imaging: Basics and Principles. Retrieved January 2, 2020, from <https://eo-college.org/resources/sar-imaging/>
- Fachruddin, A. W. (2019). *Analisis Resolusi dan Akurasi Vertikal Model Elevasi Digital Nasional*. Universitas

- Gadjah Mada.
- Forsberg, R. (1984). A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling (No. OSU/DGSS-355). Ohio State Univ Columbus Dept of Geodetic Science and Surveying. *Ohio State Univ Columbus Dept of Geodetic Science and Surveying*.
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy* (J. Giluly & A. O. Woodford, Eds.). San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Heliani, L. S., Fukuda, Y., & Takemoto, S. (2004). Simulation of the Indonesian land gravity data using a digital terrain model data. *Earth, Planets and Space*, 56(1), 15–24.
- Kiamehr, R., & Sjöberg, L. E. (2005). Effect of the SRTM global DEM on the determination of a high-resolution geoid model: A case study in Iran. *Journal of Geodesy*, 79(9), 540–551.
- Migliaccio, F., Reguzzoni, M., & Sans, F. (2004). *Collocation versus numerical integration in GOCE data analysis Collocation versus numerical integration in GOCE data analysis*. (January).
- Moritz, H. (1980). *Advanced Physical Geodesy*. West Germany: Herbert Wichmann Verlag Karlsruhe.
- Moritz, H. (2006). Physical geodesy. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 52(June).
- Ramouz, S., Afrasteh, Y., Reguzzoni, M., Safari, A., & Saadat, A. (2019). IRG2018: A regional geoid model in Iran using Least Squares Collocation. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 63(2), 191–214.
- Sadiq, M., Tscherning, C. C., & Ahmad, Z. (2009). An estimation of the height system bias parameter  $N_0$  using least squares collocation from observed gravity and GPS-levelling data. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 53(3), 375–388.
- Sansò, F., & Sideris, M. G. (2013). *Geoid Determination: Theory and Methods*. Berlin : Springer
- Sjöberg, L. E. (2007). The Topographic Bias by Analytical Continuation in Physical Geodesy. *Journal of Geodesy*, 81, 345–350.
- Triarahmadhana, B. (2014). *Pemodelan Geoid Lokal D.I. Yogyakarta sebagai Referensi Tinggi Survei Kadaster 3D*. Universitas Gadjah Mada.
- Vaniček, P., & Christou, N. T. (1993). *Geoid and it's Geophysical Interpretations* (1st Editio). United States of America: CRC Press.