

Załącznik 2. Autoreferat

1. Imię i nazwisko

Marek Trojanowicz

2. Posiadane stopnie dyplomy i tytuły naukowe – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej

Stopień naukowy doktora nauk technicznych w zakresie geodezji i kartografii nadany przez Radę Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska Akademii Rolniczej we Wrocławiu dnia 30.06.1999 roku.

Rozprawa doktorska pod tytułem: „Metoda integracji klasycznych i satelitarnych pomiarów geodezyjnych”.

Promotor:

prof. dr hab. inż. Edward Osada (Akademia Rolnicza we Wrocławiu)

Recenzenci:

Prof. dr hab. Ewa Krzywicka-Blum (Akademia Rolnicza we Wrocławiu)

Prof. dr hab. inż. Lubomir W. Baran (Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie)

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych

1992 – 1994 Akademia Rolnicza we Wrocławiu, asystent

1996 – 1999 Akademia Rolnicza we Wrocławiu, asystent

od 1999 Akademia Rolnicza we Wrocławiu (od 2006 Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu), adiunkt

4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust.2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. O stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. Nr 65, poz. 595 ze zm.)

4.1. Tytuł osiągnięcia naukowego

Jednolity cykl publikacji pt. „Nowa metoda lokalnego modelowania quasi-geoidy wykorzystująca geofizyczną technikę inwersji danych grawimetrycznych (metoda GGI)”.

4.2. Lista publikacji tworzących jednotematyczny cykl

[1] Trojanowicz M. (2007) Local modelling of quasi-geoid heights on the strength of the unreduced gravity and GPS/leveling data, with the simultaneous estimation of topographic masses density distribution. *Electronic Journal of Polish Agricultural Universities, Vol. 10 (4) #35, topic Geodesy and Cartography* [B; 6 pkt]

[2] Trojanowicz M. (2012a) Local modelling of quasigeoid heights with the use of the gravity inverse method - case study for the area of Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 9 No. 1 (165), Prague, Czech Republic 2012, pp. 5-18 URL: http://www.irms.cas.cz/abstracts/AGG/01_12/1_Trojanowicz.pdf* [IF 0.530; A; 20 pkt]

[3] Trojanowicz M. (2012b) Local quasigeoid modelling using gravity data inversion technique - analysis of fixed coefficients of density model weighting matrix *Acta*

Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 9 No. 3 (167), Prague, Czech Republic 2012, pp. 269-281 URL: http://www.irsm.cas.cz/abstracts/AGG/03_12/3.Trojanowicz.pdf [IF 0.530; A; 20 pkt]

- [4] Trojanowicz M. (2015a) Estimation of optimal quantitative parameters of selected input data used in local quasigeoid modelling by the GGI method, *Journal of Spatial Science*, 60:1, 167-178, DOI: 10.1080/14498596.2014.924442 [IF 0.588; A; 20 pkt]
- [5] Trojanowicz M. (2015b) Assessment of the accuracy of local quasigeoid modelling using the GGI method: case study for the area of Poland. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59: 1-xxx, DOI: 10.1007/s11200-014-0527-9 (Online First Articles) [IF 0.806; A; 20 pkt]

4.3 Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania.

(Powołania na prace w nawiasach okrągłych odnoszą się do publikacji zestawionych w Bibliografii, natomiast powołania w nawiasach kwadratowych odnoszą się do artykułów z jednotematycznego cyklu publikacji)

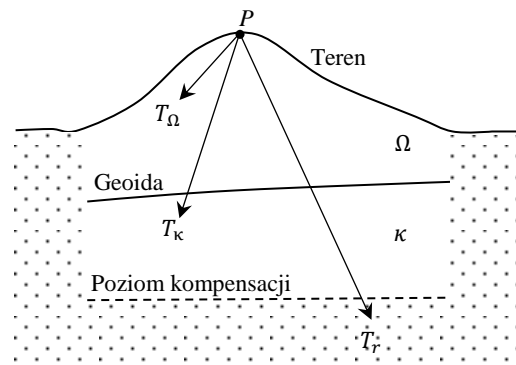
Wstęp

Tematem rozprawy jest opracowanie nowej metody lokalnego modelowania quasi-geoidy, wykorzystującej jako dane wejściowe niezredukowane dane grawimetryczne w postaci anomalii lub zakłóceń grawimetrycznych odniesionych do powierzchni terenu oraz GNSS/niwelacyjne anomalie wysokości. Pierwowzorem proponowanego rozwiązania jest metoda mas punktowych, w której masy zakłócające powodujące zmiany w przebiegu geoidy i quasi-geoidy są reprezentowane za pomocą mas punktowych rozmieszczonych pod powierzchnią ziemi (*Dampney, 1969; Barthelmes i Kautzleben, 1983; Brovar, 1983; Barthelmes i Dietrich, 1991*). W drodze modelowania metodą mas punktowych, na podstawie danych grawimetrycznych oraz GNSS/niwelacyjnych, wyznaczane są w zależności od wariantu: (a) wielkości, pozycje i liczba mas punktowych (free-positioned point-mass modelling) lub (b) tylko wielkości mas punktowych, których liczba i położenie zostały wcześniej ustalone (fixed-positioned point-mass modelling) (*Claessens i in., 2001*). Ponieważ masy punktowe w zasadzie rozmieszczone są poniżej geoidy, wpływ mas topograficznych zostaje zwykle uwzględniony w procedurze remove-compute-restore (*Antunes i in., 2003*). Punktowa reprezentacja mas zakłócających, konieczność wprowadzania redukcji topograficznej oraz trudności związane z optymalnym rozmieszczeniem mas punktowych to podstawowe problemy dotyczące stosowania tego rozwiązania. W pewnym sensie uogólnieniem tej metody jest proponowana w prezentowanej rozprawie metoda GGI,

wykorzystująca geofizyczną technikę inwersji danych grawimetrycznych (Geophysical Gravity Inversion technique). W metodzie tej poszukiwane masy punktowe zostały zastąpione poszukiwanymi dyskretnymi funkcjami gęstości zarówno mas zalegających pod powierzchnią geoidy jak i mas topograficznych. Masy zakłócające są zatem reprezentowane w znacznie bliższy rzeczywistości sposób niż w metodzie mas punktowych, a dane pomiarowe nie podlegają redukcji ze względu na masy topograficzne. Ponieważ poszukiwanie rozkładów gęstości różnych warstw skorupy ziemskiej na podstawie powierzchniowych danych grawimetrycznych jest podstawowym zadaniem geofizycznej inwersji danych grawimetrycznych, więc szczegółowe rozwiązanie postawionego zadania geodezyjnego wykorzystuje techniki geofizyczne dotyczące tego zagadnienia.

Zarys rozwiązania

Prezentowane rozwiązanie opiera się na budowie lokalnego modelu potencjału zakłócającego T w przestrzeni zewnętrznej i zostało zaproponowane w pracy [1] oraz skrótowo opisane w pracach [2, 3, 4 i 5]. Potencjał zakłócający zdefiniowany jest w postaci trzech składowych (Rys. 1). Pierwszą składową oznaczoną jako T_{Ω} stanowi potencjał generowany przez masy topograficzne położone w objętości Ω .



Rys. 1. Składowe modelu potencjału zakłócającego.

Druga składowa (T_{κ}) generowana jest przez masy zakłócające zalegające w objętości κ pomiędzy powierzchnią geoidy a powierzchnią nieciągłości Mohorovičića. Wspomniane objętości Ω i κ są ograniczone, i w zasięgu horyzontalnym wychodzą nieco poza obszar pokryty przez wykorzystane do modelowania dane pomiarowe. Ponieważ dane pomiarowe zawierają również wpływ mas położonych na zewnątrz objętości Ω i κ , wprowadzony został potencjał T_r . Składowa ta reprezentuje wpływ mas topograficznych i mas zakłócających leżących poza objętościami Ω i κ . Potencjał T_r opisuje również systematyczne i długofalowe

błędy danych wejściowych. Ostatecznie w punkcie P położonym na powierzchni terenu, potencjał zakłócający zapiszemy w postaci:

$$T_P = T_r + T_\Omega + T_\kappa \quad (1)$$

Składowe T_Ω i T_κ można obliczyć wykorzystując wzory całkowe Newtona:

$$T_\Omega = G \iiint_{\Omega} \frac{\rho}{l} dV_\Omega \quad (2)$$

$$T_\kappa = G \iiint_{\kappa} \frac{\delta}{l} dV_\kappa \quad (3)$$

gdzie G jest stałą grawitacji, ρ i δ są funkcjami rozkładu gęstości w objętościach Ω i κ , dV_Ω i dV_κ są różniczkowymi przyrostami objętości, a l jest odległością pomiędzy masą przyciągającą a punktem P .

Składowa T_r opisuje zmiany o charakterze trendu i jest reprezentowana przez wielomiany harmoniczne niskiego stopnia o postaci:

$$T_r = F(X_P, Y_P, H_P) = a_1 + a_2 X_P + a_3 Y_P + a_4 X_P Y_P + a_5 H_P \quad (4)$$

gdzie X_P, Y_P są współrzędnymi lokalnymi punktu P a H_P jest jego wysokością normalną.

Zdefiniowany równaniem (1) model potencjału zakłócającego pozwala na sformułowanie następującego zadania: *znaleźć takie funkcje rozkładu gęstości ρ i δ oraz współczynniki wielomianów a_1, a_2, a_3, a_4, a_5 aby spełnione było równanie (1) dla danych pomiarowych.*

Przedstawione wyżej zadanie jest rozwiązywane poprzez dyskretyzację funkcji ρ i δ . Objętości Ω i κ są dzielone na bloki, którym przypisuje się stałą gęstość. Objętość Ω jest zdefiniowana przez regularną siatkę numerycznego modelu terenu (NMT), naturalnym wydaje się wykorzystanie takiego podziału do wyznaczania gęstości. Ponieważ jednak określenie gęstości każdego bloku NMT wymaga wyznaczenia ogromnej liczby niewidomych, bloki te są łączone w strefy stałych, poszukiwanych gęstości. Objętość κ definiowana jest jako płyta, której grubość jest w przybliżeniu równa głębokości poziomu kompensacji i składa się z jednej lub kilku warstw bloków o stałej gęstości. W analizach realizowanych dotychczas objętości Ω i κ miały taki sam zasięg w płaszczyźnie horyzontu, a objętość κ była przedstawiana w postaci pojedynczej warstwy prostopadłościennych bloków.

Obliczenia prowadzone są w lokalnym, kartezyjskim układzie współrzędnych, w którym znane są rozwiązania całek (2, 3). Oś Z tego układu skierowana jest na geodezyjny zenit w punkcie początkowym układu. Osie X i Y leżą w płaszczyźnie horyzontu i są skierowane odpowiednio na północ i wschód. Punkt początkowy układu znajduje się blisko środka obszaru opracowania.

Biorąc pod uwagę wprowadzony układ współrzędnych, równania (2) i (3) zapiszemy w postaci:

$$T_{\Omega} = \sum_{k=1}^n \left(\rho_k G \sum_{i=1}^{m_k} \int_{z_{i1}}^{z_{i2}} \int_{y_{i1}}^{y_{i2}} \int_{x_{i1}}^{x_{i2}} \frac{1}{d_i} dx_i dy_i dz_i \right) \quad (5)$$

$$T_{\kappa} = \sum_{j=1}^s \left(\delta_j G \int_{z_{j1}}^{z_{j2}} \int_{y_{j1}}^{y_{j2}} \int_{x_{j1}}^{x_{j2}} \frac{1}{d_j} dx_j dy_j dz_j \right) \quad (6)$$

gdzie: ρ_k – poszukiwana stała gęstość strefy k , n – liczba stref stałej gęstości, m_k – liczba prostopadłościennych bloków NMT w strefie k , $x_{i1}, x_{i2}, y_{i1}, y_{i2}, z_{i1}, z_{i2}$ – współrzędne definiujące prostopadłościenny blok i NMT, $d_i = \sqrt{(x_i - X_p)^2 + (y_i - Y_p)^2 + (z_i - Z_p)^2}$, s – liczba prostopadłościennych bloków definiujących objętość κ , δ_j – poszukiwana stała gęstość bloku j , $x_{j1}, x_{j2}, y_{j1}, y_{j2}, z_{j1}, z_{j2}$ – współrzędne definiujące prostopadłościenny blok j oraz $d_j = \sqrt{(x_j - X_p)^2 + (y_j - Y_p)^2 + (z_j - Z_p)^2}$.

Rozwiązania całek występujących w równaniach (5) i (6) oraz rozwiązania ich pochodnych są prezentowane w pracach np. *Nagy (1966)* oraz *Nagy i in. (2001)*.

Nieznane parametry modelu (współczynniki wielomianów a_1, a_2, a_3, a_4, a_5 oraz gęstości ρ_k i δ_j) są wyznaczone metodą najmniejszych kwadratów na podstawie danych wejściowych w postaci GNSS/niwelacyjnych anomalii wysokości (zamienianych na wartości potencjału zakłócającego w punktach pomiarowych) oraz danych grawimetrycznych w postaci anomalii grawimetrycznych lub zakłóceń grawimetrycznych w punktach na powierzchni terenu.

Dla każdej mierzonej wielkości układane jest równanie obserwacyjne z wykorzystaniem równań (4, 5, 6). W notacji macierzowej układ ten zapiszemy jako:

$$\mathbf{v} = \mathbf{Ax} - \mathbf{L} \quad (7)$$

gdzie: $\mathbf{x}^T = [a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, \rho_1 \dots \rho_n, \delta_1 \dots \delta_s]$ jest wektorem poszukiwanych

parametrów modelu, $\mathbf{v}^T = [v_{TP}, \dots, v_{\delta g_P}, \dots, v_{\Delta g_P}, \dots]$ jest wektorem poprawek, $\mathbf{L}^T = [T_P, \dots, \delta g_P, \dots, \Delta g_P, \dots]$ jest wektorem obserwacji oraz \mathbf{A} jest macierzą znanych współczynników.

Rozwiązanie układu (7) metodą najmniejszych kwadratów, przy założeniu funkcji celu w postaci:

$$\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} + \mathbf{x}^T \mathbf{W}_x \mathbf{x} = \min \quad (8)$$

zapiszemy jako:

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} + \mathbf{W}_x)^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L} \quad (9)$$

gdzie \mathbf{P} jest macierzą wag obserwacji natomiast macierz $\mathbf{W}_x = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_a & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{W}_\tau \end{bmatrix}$. Macierz \mathbf{W}_a jest zerową macierzą wag dla współczynników wielomianów (4), \mathbf{W}_τ jest symetryczną macierzą wag wyznaczanych gęstości.

Wyznaczenie parametrów modelu pozwala na obliczenie potencjału zakłócającego w punktach nowych (korzystając z równań (4, 5, 6)), który z kolei przeliczany jest na wartości anomalii wysokości.

Uwaga 1: Proces geofizycznej inwersji danych grawimetrycznych przebiega zwykle z wykorzystaniem wyjściowego, przybliżonego modelu gęstości $\boldsymbol{\tau}_0^T = [\boldsymbol{\rho}_0^T, \boldsymbol{\delta}_0^T] = [\rho_1^0, \dots, \rho_n^0, \delta_1^0, \dots, \delta_s^0]$. W prezentowanym cyklu publikacji w zależności od wariantu zakładano zerowe wyjściowe gęstości objętości Ω i κ lub stałą gęstość objętości Ω $\rho_0 = 2200 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ (wartość bliska średniej gęstości mas topograficznych dla obszaru Polski (Królikowski i Polechońska, 2005)). W drugim z wymienionych przypadków gęstość objętości κ przyjmowano jako gęstość ujemną, która równoważy masy topograficzne objętości Ω . Wyjściowa gęstość pojedynczego bloku objętości κ była więc wyznaczana na podstawie równania:

$$\delta_j^0 = -\frac{H_i \rho_i^0}{h_j} \quad (10)$$

gdzie H_i , ρ_i^0 są odpowiednio średnią wysokością i wyjściową gęstością strefy stałej gęstości i objętości Ω , położonej bezpośrednio ponad blokiem j objętości κ , którego wysokość jest równa h_j .

Uwaga 2: W obliczeniach wykorzystuje się globalne modele geopotencjału w procedurze remove-compute-restore.

Uwaga 3: Niedokładności związane ze znanymi parametrami modelu, takie jak niska rozdzielczość i dokładność NMT, podział na strefy stałych gęstości nieuwzględniający struktur geologicznych i granic zmian gęstości, niewłaściwa rozległość obszarów Ω i κ lub niewłaściwa postać potencjału T_r mają wpływ nie tylko na wyznaczone gęstości, ale również na poprawki do obserwacji. Dlatego definiując macierze \mathbf{W}_τ oraz \mathbf{P} mamy możliwość „lokowania” tych niedokładności albo w wyznaczanych parametrach modelu albo w poprawkach do obserwacji. Właściwa konstrukcja obu macierzy ma zatem kluczowe znaczenie dla ostatecznego rezultatu modelowania. Analizy dotyczące macierzy \mathbf{W}_τ zostały opisane w następnym punkcie, natomiast macierz \mathbf{P} jest budowana w sposób następujący:

- Wagi dla potencjału zakłócającego w punktach o znanych GNSS/niwelacyjnych anomaliach wysokości stanowią odwrotność kwadratu błędu wyznaczenia potencjału zakłócającego w tych punktach.
- Wagi danych grawimetrycznych wyznaczone są w drodze procedury wstępnego modelowania, w której wagi tych danych przyjmowane są na bardzo niskim poziomie (np. jako odwrotność kwadratu błędu zakłócenia grawimetrycznego $m_{\delta g} = \pm 20$ mGal). Następnie wyznaczone jest odchylenie standardowe poprawek do obserwacji grawimetrycznych wyznaczonych w drodze tego modelowania. Odwrotność kwadratu tej wielkości przyjmowana jest jako waga obserwacji grawimetrycznych w obliczeniach głównych.

Problem niejednoznaczności rozwiązania zadania inwersji danych grawimetrycznych – definicja macierz \mathbf{W}_τ

Geofizyczna inwersja powierzchniowych danych grawimetrycznych obarczona jest niejednoznacznością rozwiązania. Oznacza to, że może istnieć wiele rozkładów gęstości pod powierzchnią ziemi, które będą generowały na jej powierzchni określone dane grawimetryczne (np. Li i Oldenburg, 1998). Konsekwencją tego jest niemożność rozwiązania zadania inwersji metodą najmniejszych kwadratów przy zastosowaniu podstawowej funkcji celu w postaci $\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} = \min$. Problem ten można rozwiązać poprzez nałożenie na wyznaczone gęstości określonych warunków. Stąd wprowadzony w równaniu (8) dodatkowy warunek $\mathbf{x}^T \mathbf{W}_\tau \mathbf{x} = \min$. Symetryczna macierz wag wyznaczanych gęstości \mathbf{W}_τ zdefiniowana została w

pracy [1] na podstawie funkcji wag głębokości $w(z)$ zaproponowanej w pracy *Li i Oldenburg (1998)* o postaci:

$$w(z) = \frac{1}{(z-z_0)^{\frac{\beta}{2}}} \quad (11)$$

gdzie z jest średnią głębokością bloku stałej gęstości, z_0 jest stałą zależną od wielkości bloku, natomiast β powinno zawierać się w przedziale $1.5 < \beta \leq 2.0$.

Nieco zmienioną funkcję wag głębokości wprowadzono w pracy [2]. Konieczność modyfikacji funkcji (11) wynikała ze stosowania w obliczeniach różnej wielkości bloków o stałej gęstości. W związku z tym dla każdego podziału objętości Ω i κ wymagana była estymacja stałych współczynników biorących udział w tworzeniu macierzy \mathbf{W}_τ . Ponadto, w oparciu o propozycje podane przez *Li i Oldenburg (1996)*, w pracy [2] wprowadzono do macierzy \mathbf{W}_τ współczynniki opisujące przestrzenne korelacje pomiędzy strefami stałej gęstości. Ostatecznie macierz ta została zdefiniowana następująco:

$$\mathbf{W}_\tau = \mathbf{W}^d + \mathbf{W}^c \quad (12)$$

gdzie \mathbf{W}^d jest diagonalną macierzą zdefiniowaną na podstawie funkcji wag głębokości, której elementy zapiszemy jako:

$$\mathbf{W}_{ii}^d = \begin{cases} \alpha_\Omega \sqrt{w_{\Omega k}} & \text{dla } \Omega \\ \alpha_\kappa \sqrt{w_{\kappa j}} & \text{dla } \kappa \end{cases} \quad (13)$$

gdzie α_Ω , α_κ są stałymi współczynnikami, $w_{\Omega k}$, $w_{\kappa j}$ są równe wartości przyspieszenia siły ciężkości, generowanego przez strefę stałej gęstości k objętości Ω lub przez prostopadłościenny blok j objętości κ , w punkcie na powierzchni terenu, powyżej centrum strefy stałej gęstości k lub prostopadłościennego bloku j .

Macierz \mathbf{W}^c definiuje przestrzenne zależności pomiędzy sąsiednimi strefami stałej gęstości objętości Ω i jest zdefiniowana następująco:

$$\mathbf{W}^c = \sum_{i=1}^n \sum_{p=s}^t \mathbf{C}^{ip} \quad (14)$$

gdzie \mathbf{C}^{ip} jest macierzą definiującą zależności pomiędzy parą stref stałych gęstości (i, p) .

W macierzy tej tylko cztery elementy odpowiadające powiązanym strefom (i, p) , są różne od zera i są zdefiniowane jako:

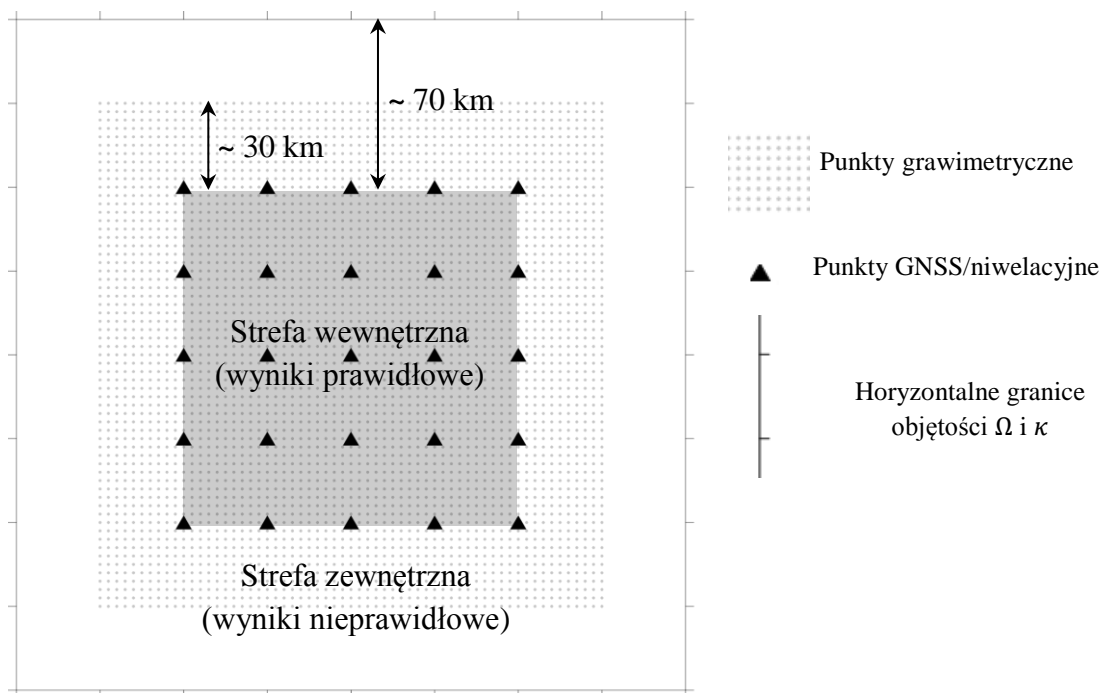
$$C_{ii}^{ip} = w_i w_i, \quad C_{ip}^{ip} = w_i w_p, \quad C_{pi}^{ip} = w_p w_i, \quad C_{pp}^{ip} = w_p w_p \quad (15)$$

gdzie $w_i = -w_p = \beta \frac{\Delta x \Delta y}{d_{ip}^2}$, β jest stałym współczynnikiem, Δx , Δy są średnimi odległościami pomiędzy sąsiednimi strefami stałej gęstości w kierunkach x i y , d_{ip} jest odległością pomiędzy centrami stref i oraz p .

W definicji macierzy \mathbf{W}_τ występują trzy stałe współczynniki (α_Ω , α_κ i β). Wyznaczenie optymalnych wartości tych współczynników było tematem pracy [3]. W pracy tej przeprowadzono szereg testowych obliczeń dla wybranego zakresu wartości analizowanych współczynników oraz dla różnych wielkości stref stałych gęstości. Efektem tych prac było wyznaczenie optymalnych wartości tych współczynników, przy czym wartości te nie podlegają zmianom dla szerokiego zakresu wielkości stref stałych gęstości. Wykazano także silną zależność dokładności wyznaczanego modelu gęstości mas topograficznych od współczynnika β opisującego korelacje pomiędzy sąsiednimi strefami stałych gęstości. Dokładność modelu quasi-geoidy okazała się natomiast silnie zależna od współczynników α_Ω i α_κ związanych z wagami głębokości.

Wymagania ilościowe stawiane danym wejściowym

Podstawą modelowania metodą GGI są dane pomiarowe w postaci GNSS/niwelacyjnych anomalii wysokości, anomalii lub zakłóceń grawimetryczne oraz dane definiujące objętości Ω i κ (NMT oraz numeryczny model głębokości Moho). Ze względu na dostępność tych danych przyjęto, że obszar opracowania pokryty jest gęstą siecią punktów grawimetrycznych oraz rzadką siecią punktów GNSS/niwelacyjnych, przy czym obszar pokryty przez dane grawimetryczne powinien być większy od obszaru pokrytego przez dane GNSS/niwelacyjne, z kolei objętości Ω i κ powinny obejmować obszar większy od obszaru pokrytego przez dane grawimetryczne. Wzajemne położenie poszczególnych grup danych pokazane jest na rysunku 2. Obszar pokryty przez różne dane wejściowe można podzielić na dwie części. Pierwsza część definiuje strefę wewnętrzną, której granica jest jednocześnie granicą obszaru pokrytego przez dane GNSS/niwelacyjne (na rys. 2 jest to obszar zacieniowany). Jest to obszar, wewnątrz którego model quasi-geoidy charakteryzuje się najwyższą dokładnością. Drugą część stanowi strefa zewnętrzna, dla której dokładność modelu quasi-geoidy jest znacząco niższa.



Rys. 2. Wzajemne położenie poszczególnych grup danych wejściowych.

Wymagania ilościowe dotyczące danych wejściowych były tematem pracy [4]. W pracy tej przeanalizowano trzy parametry dotyczące danych wejściowych:

- Horyzontalny zasięg objętości Ω i κ
- Horyzontalny zasięg danych grawimetrycznych
- Zagęszczenie danych grawimetrycznych

Badania przeprowadzono dla dwóch grup punktów GNSS/niwelacyjnych o średniej odległości pomiędzy punktami sąsiednimi odpowiednio 50 km – grupa pierwsza i 100 km – grupa druga. W wyniku tych prac wykazano dla obu grup wyraźnie lepsze rezultaty modelowania z wykorzystaniem globalnych modeli geopotencjału. Dla takiego przypadku wyznaczono następujące wskazania dla danych wejściowych:

- Horyzontalny zasięg NMT oraz modelu głębokości Moho można ograniczyć do ok. 70 km od granicy strefy wewnętrznej dla obu grup punktów GNSS/niwelacyjnych. Nawet bliskie sąsiedztwo gór takich jak Tatry nie wymagało zmiany tego zakresu.
- Obszar pokryty przez dane grawimetryczne można ograniczyć do 30 km od granicy strefy wewnętrznej (rys. 2) dla grupy pierwszej danych GNSS/niwelacyjnych. Dla rzadszej siatki punktów GNSS/niwelacyjnych (grupa druga) ten obszar można ograniczyć do 40 km przy wykorzystaniu globalnego modelu geopotencjału EGM08.

- Minimalną gęstość danych grawimetrycznych oszacowano na ok. 1 punkt na 18 km² dla obu grup.

Oszacowanie dokładności metody GGI

Analizy dotyczące oceny dokładności proponowanego rozwiązania były tematem pracy [5]. Badania zostały przeprowadzone na obszarze Polski z wykorzystaniem GNSS/niwelacyjnych anomalii wysokości wyznaczonych dla wybranych punktów sieci EUREF-POL, POLREF, EUVN oraz punktów ekscentrycznych sieci ASG-EUPOS (razem 241 punktów) udostępnionych przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Pozycje tych punktów zostały wyznaczone w ramach projektu pt. „Zintegrowanie podstawowej osnowy geodezyjnej na obszarze Polski ze stacjami referencyjnymi systemu ASG-EUPOS”. Dokładność pomierzonych anomalii wysokości w tych punktach została wstępnie oszacowana na ± 1 cm. W badaniach wykorzystano również 33330 punktów grawimetrycznych równomiernie pokrywających obszar Polski, które zostały udostępnione przez Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy. Jako podstawowy parametr dokładnościowy obrano odchylenie standardowe ($\sigma_{\Delta\zeta}$) różnic pomiędzy pomierzonymi GNSS/niwelacyjnymi anomaliami wysokości w punktach testowych a wyznaczonymi metodą GGI. W toku tych prac przeprowadzono analizy dotyczące: (a) oszacowania dokładności modelu quasi-geoidy opracowanego metodą GGI; (b) oceny wpływu dokładności danych grawimetrycznych oraz GNSS/niwelacyjnych na dokładność modelu wynikowego oraz (c) oceny wpływu rozdzielczości globalnego modelu geopotencjału na dokładność modelu quasi-geoidy. W rezultacie przeprowadzonych prac oszacowano dokładność wynikowego modelu quasi-geoidy na poziomie ok. ± 1.2 cm ($\sigma_{\Delta\zeta}$), niezależnie od wykorzystanego globalnego modelu geopotencjału. Taka dokładność została osiągnięta również z wykorzystaniem współczynników globalnego modelu EGM08 do stopnia $N_{max} = 90$. Aby uzyskać wskazaną wyżej dokładność modelu wynikowego, dokładność GNSS/niwelacyjnych anomalii wysokości powinna być nie niższa niż ok. ± 2.0 cm przy zachowaniu dokładności danych grawimetrycznych na poziomie ± 1.3 mGal.

Podsumowanie

W prezentowanym cyklu prac przedstawiono nową metodę lokalnego modelowania quasi-geoidy, która jako podstawowe dane wejściowe wykorzystuje: GNSS/niwelacyjne anomalie wysokości, dane grawimetryczne w postaci anomalii grawimetrycznych lub zakłóceń grawimetrycznych odniesionych do powierzchni terenu, numeryczny model terenu oraz

model głębokości Moho. Omówiono koncepcję i szczegółowy sposób rozwiązania problemu w sensie numerycznym. Do najważniejszych zalet opracowanej metody należy zaliczyć:

1. Brak konieczności wyznaczania dla danych wejściowych poprawek lub redukcji (np. związanych z topografią terenu), charakterystycznych dla stosowanych obecnie najczęściej rozwiązań klasycznych.
2. Wykorzystanie do obliczeń danych grawimetrycznych z obszaru nieznacznie wykraczającego poza obszar objęty lokalnym modelem quasi-geoidy (30 km lub mniej dla gęstszej sieci znanych punktów GNSS/niwelacyjnych).
3. Skalowalność rozwiązania tj. możliwość jego wykorzystania dla obszarów o różnej wielkości bez wprowadzania żadnych zmian w algorytmie obliczeniowym (w pracach testowych prowadzono obliczenia z bardzo dobrymi wynikami dla obszarów od ok. 50×50 km do ok. 500×500 km).
4. Bardzo wysoka dokładność wyznaczonych modeli quasi-geoidy, która jest utrzymywana także przy wykorzystaniu w obliczeniach globalnych modeli geopotencjału o niskiej rozdzielczości. Dokładność metody na obszarze Polski została oszacowana na ok. ± 1.2 cm i została osiągnięta przy wykorzystaniu NMT o rozdzielczości 1000×1000 m oraz danych grawimetrycznych o zagęszczeniu 1 punkt na ok. 9.3 km^2 . Jest to najwyższy wskaźnik dokładności spośród modeli quasi-geoidy wyznaczonych do tej pory dla obszaru Polski.
5. Opracowane rozwiązanie daje możliwość wprowadzenia do obliczeń także innych danych pomiarowych takich jak składowe odchylenia pionu czy gradienty przyspieszenia siły ciężkości. Umożliwia także uwzględnienie w modelowaniu quasi-geoidy informacji o strukturach geologicznych występujących na obszarze opracowania, ich gęstościach oraz danych sejsmicznych. Badania w tym zakresie będą przedmiotem dalszych prac.

Literatura

- Antunes C., Pail R., Catalao J.: 2003. Point mass method applied to the regional gravimetric determination of the geoid. *Stud. Geophys. Geod.*, Vol. 47, July, p. 495-509, Prague, Czech Republic
- Barthelmes F., Dietrich: 1991. Use of point masses on optimized positions for the approximation of the gravity field. In: *Determination of the Geoid: Present and Future*, Springer, Berlin, 484-493.

- Barthelmes F., Kautzleben H.: 1983. A New method of modelling the gravity field of the Earth by point masses. Proceedings of the XVIII General Assembly of the IUGG, Hamburg, August, 442-447.
- Brovar W.W.: 1983. Gravity field in problems of engineering geodesy. Science, Moscow.
- Claessens S.J., Featherstone W.E., Barthelmes F.: 2001. Experiments with point-mass gravity field modelling in the Perth region, Western Australia, Geomatics Research Australasia, 75: 53-86.
- Dampney C.: 1969. The equivalent source technique. *Geophysics*, **34**, 39-53
- Królikowski C., Polechońska O.: 2005. Quality of crustal density data in Poland. Workshop II: Summary of the project on a cm geoid in Poland 16-17 November 2005, Warsaw.
- Li Y., Oldenburg D. W.: 1998. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics* 63(1), 109-119.
- Li Y., Oldenburg D. W.: 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics* 61(2), 394-408.
- Nagy D.: 1966, The gravitational attraction of right angular prism. *Geophysics* 31, 362-371.
- Nagy D., Papp G., Benedek J.: 2001, The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy* 74:552–560

4.4 Omówienie zakresu prac zrealizowanych w publikacjach stanowiących jednotematyczny cykl.

- [1] Trojanowicz M. (2007) Local modelling of quasi-geoid heights on the strength of the unreduced gravity and GPS/leveling data, with the simultaneous estimation of topographic masses density distribution. *Electronic Journal Of Polish Agricultural Universities, Vol. 10 (4) #35, topic Geodesy and Cartography***

W artykule przedstawiono koncepcję metody GGI. W rozwiązaniu wykorzystano zaproponowaną przez Li i Oldenburg (1998) definicję macierzy W_T . Przedstawiono także pierwsze wyniki modelowania quasi-geoidy zaproponowaną metodą. Wstępnie oceniono wpływ rozdzielczości numerycznego modelu terenu na dokładność lokalnego modelu quasi-geoidy. Oszacowano także dokładność uzyskanego modelu gęstości mas topograficznych. Mój udział w przygotowaniu publikacji wynosi 100%.

- [2] Trojanowicz M. (2012a) Local modelling of quasigeoid heights with the use of the gravity inverse method - case study for the area of Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 9 No. 1 (165), Prague, Czech Republic 2012, pp. 5-18 URL: http://www.irsm.cas.cz/abstracts/AGG/01_12/1_Trojanowicz.pdf***

W artykule przedstawiono modyfikację sposobu budowy macierzy W_T , prezentując jej ostateczną, wykorzystywaną w późniejszych obliczeniach postać. Przedstawiono wyniki prac związanych z zastosowaniem metody GGI do modelowania quasi-geoidy na trzech obszarach testowych, wykazując skuteczność metody dla obszarów o różnej wielkości.

Omówiono także różnice pomiędzy geodezyjnym i geofizycznym rozumieniem inwersji danych grawimetrycznych. Mój udział w przygotowaniu publikacji wynosi 100%.

- [3] Trojanowicz M. (2012b) **Local quasigeoid modelling using gravity data inversion technique - analysis of fixed coefficients of density model weighting matrix** *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 9 No. 3 (167), Prague, Czech Republic 2012, pp. 269-281 URL: http://www.irsm.cas.cz/abstracts/AGG/03_12/3.Trojanowicz.pdf

W artykule przedstawiono analizy związane z definiowaniem macierzy W_T . Ustalono znaczenie stałych współczynników występujących w definicji tej macierzy na dokładność wynikowego modelu quasi-geoidy i modelu gęstości mas topograficznych. Wskazano także optymalne wielkości tych stałych współczynników. Wyznaczone wielkości były wykorzystywane w dalszych analizach dotyczących metody GGI. Mój udział w przygotowaniu publikacji wynosi 100%.

- [4] Trojanowicz M. (2015a) **Estimation of optimal quantitative parameters of selected input data used in local quasigeoid modelling by the GGI method**, *Journal of Spatial Science*, 60:1, 167-178, DOI: 10.1080/14498596.2014.924442

W artykule przedstawiono analizy ilościowe dotyczące wybranych danych wejściowych wykorzystywanych w obliczeniach. Przeanalizowano wpływ na dokładność modelowania quasi-geoidy następujących parametrów: (a) rozległość numerycznego modelu terenu oraz numerycznego modelu głębokości Moho, (b) wielkość obszaru pokrytego danymi grawimetrycznymi oraz (c) zagęszczenie danych grawimetrycznych. Wyznaczono optymalne wartości tych parametrów dla wyników modelowania metodą GGI. Przedstawiono także wymagania ilościowe dotyczące danych wejściowych dla klasycznych metod modelowania geoidy i quasi-geoidy. Mój udział w przygotowaniu publikacji wynosi 100%.

- [5] Trojanowicz M. (2015b) **Assessment of the accuracy of local quasigeoid modelling using the GGI method: case study for the area of Poland**. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59: 1-xxx, DOI: 10.1007/s11200-014-0527-9 (Online First Articles)

Artykuł poświęcono analizom dokładności metody GGI. Badania przeprowadzono dla obszaru Polski. Oprócz porównania dokładności modeli quasi-geoidy wyznaczonych przy wykorzystaniu kilku globalnych modeli geopotencjału, przeanalizowano także wpływ rozdzielczości użytego w obliczeniach modelu globalnego na dokładność modelu wynikowego. Ponadto oszacowano wpływ dokładności danych GNSS/niwelacyjnych i grawimetrycznych na dokładność modelu wynikowego. Na podstawie tego wskazano wymagania dokładnościowe wyżej wymienionych danych wejściowych. Mój udział w przygotowaniu publikacji wynosi 100%.

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

Najważniejsze kierunki pozostałej działalności naukowo-badawczej podzielić można na cztery grupy.

A) Prace związane modelowaniem gęstości mas topograficznych.

Trojanowicz M. (2002) Local modelling of the disturbing potential with the use of quasigeoid heights, gravimetric data and digital terrain model. *Geodezja i Kartografia t. LI, z.1-2, 35-43.*

Trojanowicz M. (2003) Składowe odchylenia pionu w lokalnym modelu potencjału zakłócającego, opartym na modelu gęstości mas topograficznych. *Acta Scietiarum Polonorum – Geodesia et Descriptio Terrarum. z. 2, 73-81.*

W artykule *Trojanowicz (2002)* przedstawiono pierwsze propozycje i analizy dotyczące modelowania quasi-geoidy z wykorzystaniem technik modelowania gęstości mas topograficznych. Podano rozwiązania całek Newtona dla prostopadłościennych bloków numerycznego modelu terenu, dla potencjału i przyspieszenia siły ciężkości przy uwzględnieniu liniowego modelu gęstości o postaci: $\varrho = a_0 + a_1x + a_2y + a_3z$ gdzie x, y, z są współrzędnymi różniczkowego elementu mas topograficznych o gęstości ϱ oraz a_0, a_1, a_2, a_3 są stałymi współczynnikami. W późniejszych pracach wykorzystano uproszczony model gęstości $\varrho = a_0$.

W artykule *Trojanowicz (2003)* zaprezentowano rozwiązania odpowiednich całek Newtona dla składowych odchylenia pionu, również przy założeniu liniowego modelu gęstości o postaci $\varrho = a_0 + a_1x + a_2y + a_3z$. Poddano także wstępnej analizie wpływ zmian gęstości mas topograficznych na składowe odchylenia pionu. Podane rozwiązania pozwalają na włączenie do modelowania quasi-geoidy metodą GGI składowych odchylenia pionu oraz obliczenie wartości tych składowych z modelu.

B) Analizy dotyczące interpolacji wysokości quasi-geoidy z wykorzystaniem całkowych metod modelowania quasi-geoidy.

Trojanowicz M., Karsznia K. (2006) Próba określenia obszaru całkowania anomalii grawimetrycznych w zagadnieniu interpolacji quasi-geoidy. *Acta Scietiarum Polonorum – Geodesia et Descriptio Terrarum. 5 (1-2), 57-68.*

Trojanowicz M. (2008) Znaczenie danych grawimetrycznych, numerycznego modelu terenu oraz globalnego modelu geopotencjału EGM96 w zagadnieniu interpolacji wysokości quasi-geoidy na przykładzie Dolnego Śląska. *Acta Scietiarum Polonorum – Geodesia et Descriptio Terrarum. 7(3), 15-36.*

W pracy *Trojanowicz i Karsznia (2006)* podjęto próbę oszacowania wielkości obszaru anomalii grawimetrycznych wykorzystywanych jako dane uzupełniające w zagadnieniu interpolacji quasi-geoidy. Przeprowadzone na obszarze Polski obliczenia testowe potwierdziły duże znaczenie dla wielkości tego obszaru odległości pomiędzy znanymi punktami

GNSS/niwelacyjnymi. W wyniku prac oszacowano rozległość obszaru wykorzystanych anomalii grawimetrycznych oraz wskazano na konieczność wykorzystania w obliczeniach globalnych modeli geopotencjału.

W pracy Trojanowicz (2008) przedstawiono oszacowania błędów spowodowanych nieuwzględnieniem w budowie satelitarno-niwelacyjnych modeli quasi-geoidy dodatkowych danych w postaci anomalii grawimetrycznych, informacji o rzeźbie terenu oraz globalnego modelu geopotencjału. Obliczenia testowe dotyczyły terenu niskich gór (Sudety), terenów podgórskich i nizinnych. Przeprowadzone prace wykazały istotne znaczenie analizowanych danych dla dokładności modelu quasi-geoidy dla wszystkich analizowanych typów terenu.

C) Prace związane z budową jednolitego systemu grawimetrycznego odniesienia polskich stacji permanentnych GNSS i poligonów geodynamicznych.

Olszak T., Pachura A., Próchniewicz D., Szponar R., Trojanowicz M., Walo J. (2008) Jednolity system grawimetrycznego odniesienia polskich stacji permanentnych GNSS i poligonów geodynamicznych - część dolnośląska. *Acta Scientiarum Polonorum – Geodesia et Descriptio Terrarum*. 7(4), 45-66

Banasik P., Pachuta A., Szponar R., Trojanowicz M., Walo J. (2010) Wyznaczenie absolutnych wartości przyspieszenia siły ciężkości na punktach zlokalizowanych przy stacjach permanentnych GNSS w Krakowie i Wrocławiu[w:] *Jednolity system grawimetrycznego odniesienia polskich stacji permanentnych GNSS i poligonów geodynamicznych. Monografia pod. red. Janusza Walo, Politechnika Warszawska, Warszawa 2010, pp. 67-80*

Olszak T., Pachuta A., Próchniewicz D., Trojanowicz M., Walo J. (2010) Absolutne pomiary grawimetryczne na obszarze sudeckich poligonów geodynamicznych [w:] *Jednolity system grawimetrycznego odniesienia polskich stacji permanentnych GNSS i poligonów geodynamicznych. Monografia pod. red. Janusza Walo, Politechnika Warszawska, Warszawa 2010, pp. 87-100*

Wymienione w tej części prace dotyczą założonej na obszarze Polski sieci punktów bezwzględnych pomiarów grawimetrycznych, stanowiącej system grawimetrycznego odniesienia polskich stacji permanentnych GNSS i poligonów geodynamicznych. W pracach tych przedstawiona jest część dolnośląska tego systemu obejmująca cztery punkty położone w miejscowościach: Wrocław, Kłodzko, Janowice Wielkie i Lubiąż. Omówiono położenie punktów, sposób ich stabilizacji oraz realizacji pierwszych pomiarów grawimetrycznych. Prace te były realizowane w ramach projektu finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 4 T12 E 037 30 początkowo pod kierunkiem prof. Kazimierza Czarneckiego, a później pod kierunkiem dra hab. Janusza Walo z Politechniki Warszawskiej.

D) Analizy dokładności globalnych modeli geopotencjału

Trojanowicz M. (2009) Ocena dokładności globalnych modeli geopotencjału EGM96 i EGM08 na obszarze Dolnego Śląska., *Acta Sci. Pol., Geodesia et Descriptio Terrarum* 8(1), 19-30

Trojanowicz M., Jamroz O., Osada, E. (2015) Comparison of the accuracy of two high resolution global geopotential models: EGM08 and EIGEN-6C4. Case study at the area of Poland 18. ročník semináře s mezinárodní účastí "Družicové metody v geodézii a katastru", Brno, Czech Republic, 5.02.2015 r. Sborník referátů (referat, materiály konferenční) URL:<http://www.fce.vutbr.cz/ged/GEDASP/program.html>

W pracy Trojanowicz (2009) podjęto próbę oceny dokładności globalnych modeli geopotencjału EGM96 oraz EGM08. Badania odniesiono do obszaru Dolnego Śląska. Ocenie poddano wyznaczone z modeli anomalie wysokości oraz zakłócenia grawimetryczne.

W pracy Trojanowicz i in. (2015) oceniono dokładność dwóch modeli o wysokiej rozdzielczości: EGM08 (2190, 2159) oraz EIGEN-6C4 (2190, 2190). Badania odniesiono do obszaru Polski wykorzystując zbiory danych GNSS/niwelacyjnych i grawimetrycznych użyte także do oceny dokładności metody GGI. W pracy potwierdzono ogromne podobieństwo obu modeli. Wykazano także znaczne obniżenie dokładności wyznaczonych z tych modeli anomalii wysokości i zakłóceń grawimetrycznych przy obcięciu tych modeli do stopnia N_{max} od około 1600 do ok. 2160. Przeprowadzone analizy wskazały na konieczność wykorzystania obu modeli w pełnych rozwinięciach. Podobne analizy i wnioski sformułowano w pracy [5] w odniesieniu do modelu EGM08.

Michał Trojanowicz