UNIWERSYTET
WARMIŃSKO-MAZURSKI
W OLSZTYNIE

WYDZIAŁ GEOINŻYNIERII

**WYDZIAŁ GEOINŻYNIERII**

**Dziedzina nauk inżynieryjno-technicznych**

**Dyscyplina: Inżynieria Lądowa, Geodezja i Transport**

**mgr inż. Magdalena Idzikowska**

# Rozprawa doktorska

## Geofizyczna interakcja morfologii dna morskiego i modulacji zmian poziomu morza

## Geophysical interaction of seafloor morphology and modulation of sea level changes

Praca wykonana w Katedrze Geoinformacji i Kartografii

Rozprawa doktorska została przygotowana pod kierunkiem:

**Promotor: dr hab. inż. Kamil Kowalczyk, prof. UWM,**
Katedra Geoinformacji i Kartografii, Wydział Geoinżynierii,
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie

**Promotor pomocniczy: dr inż. Katarzyna Pająk,**
Katedra Geoinformacji i Kartografii, Wydział Geoinżynierii,
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie

Olsztyn, 2025

# Wykaz artykułów naukowych wchodzących w skład jednotematycznego cyklu publikacji

Niniejsza rozprawa doktorska składa się z trzech opublikowanych artykułów naukowych, stanowiących spójny, jednolity tematycznie cykl publikacji.

Poniższe prace prezentują wyniki badań własnych autora, które zostały opublikowane w recenzowanych czasopismach międzynarodowych. Badania te przedstawiają geofizyczne interakcje pomiędzy morfologią dna morskiego, a modulacjami zmian poziomu morza.

**Publikacja nr 1 (P1)**

Idzikowska M., Pajak K., & Kowalczyk K. (2024)
*Possibility and quality assessment in seafloor modeling relative to the sea surface using hybrid data,* Transactions in GIS 28: 1175–1195. https://doi.org/10.1111/tgis.13178
IF: 2.3 MN[1]: 100 pkt

**Publikacja nr 2 (P2)**

Idzikowska M., Pajak K., Kowalczyk K. (2025) *Long-Term Sea Surface Variability Regarding Seafloor Topography,* Sensors 25: 6391.
https://doi.org/10.3390/s25206391 IF: 3.5 MN[1]: 100 pkt

**Publikacja nr 3 (P3)**

Idzikowska M., Pajak K., Kowalczyk K. (2025) *Impact of Seafloor Morphology on Regional Sea Level Rise in the Japan Trench Region,* Water 17: 3433. https://doi.org/10.3390/w17233433 IF: 3.0 MN[1]: 100 pkt

**Podsumowanie**

Sumaryczny IF (Impact Factor): 8.8
Sumaryczna liczba punktów wg wykazu MN[1]: 300 pkt

[1] Liczba punktów według Komunikatu Ministra Nauki z dnia 5 stycznia 2024 r. w sprawie wykazu czasopism naukowych i recenzowanych materiałów z konferencji międzynarodowych

# Spis treści

Informacja na temat finansowania badań naukowych ..... 4
Wykaz skrótów ..... 5
Streszczenie w języku polskim ..... 7
Streszczenie w języku angielskim ..... 9
1. Wprowadzenie i aktualny stan wiedzy ..... 11
2. Cel, zakres badań i hipotezy badawcze ..... 14
2.1 Cele badań ..... 14
2.2 Zakres badań ..... 15
2.3 Główne hipotezy badawcze ..... 15
3.Metodyka badawcza ..... 16
3.1 Obszary badawcze ..... 16
3.2 Materiały wykorzystane w badaniach ..... 19
3.2.1 Dane z satelitarnych pomiarów altimetrycznych ..... 19
3.2.2 Wielowiązkowe dane batymetryczne i cyfrowe modele GEBCO ..... 19
3.2.3 Numeryczne modele geofizyczne ..... 20
3.3 Metodologia ..... 22
4.Wyniki ..... 26
4.1 Ocena jakości modelowania dna morskiego oraz zmian poziomu morza **(P1)** 26
4.2 Badanie zależności pomiędzy powierzchnią morza, a ukształtowaniem dna morskiego **(P1, P2)** ..... 31
4.3 Wpływ morfologii dna morskiego na regionalny wzrost poziomu morza w rejonie Rowu Japońskiego – weryfikacja metodyki badań **(P2, P3)** ..... 34
5. Dyskusja ..... 47
6. Podsumowanie i wnioski ..... 55
Spis literatury ..... 56
Spis tabel, rysunków i wykresów ..... 67

# Informacja na temat finansowania badań naukowych

Niniejsza rozprawa doktorska została przygotowana w trybie kształcenia w Szkole Doktorskiej Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie. Projekt badawczy został zrealizowany poprzez finansowanie ze środków własnych Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie oraz środków pozyskanych w ramach programu CEEPUS Narodowej Agencji Wymiany Akademickiej (NAWA) na realizację stażu naukowego (mobilność nr M-HR-1302-2223-164541) oraz dwóch wyjazdów badawczych (mobilności nr M-HR-1302-2324-177856 oraz M-HR-1302-2425-191924).

# Wykaz skrótów

| | |
|---|---|
| **SA** | Satellite Altimetry *(Altimetria satelitarna)* |
| **TG** | Tide Gauge *(Wskaźnik pływów poziomu morza, mareograf)* |
| **GNSS** | Global Navigation Satellite System *(Globalny System Nawigacji Satelitarnej)* |
| **CMEMS** | Copernicus Marine Environment Monitoring Service |
| **AVISO** | Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data |
| **CNES** | Centre National d'Etudes Spatiales |
| **GEBCO** | General Bathymetric Chart of the Oceans |
| **NCEI** | National Centers for Environmental Information |
| **NOAA** | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| **CLS** | Collecte Localisation Satellites |
| **PSL** | Physical Sciences Laboratory |
| **SIO** | Scripps Institution of Oceanography |
| **MDT** | Mean Dynamic Topography *(Średnia dynamiczna topografia)* |
| **DTU** | Technical University of Denmark *(Duński Uniwersytet Techniczny)* |
| **SLR** | Sea Level Rise *(Wzrost poziomu morza)* |
| **GMSL** | Global Mean Sea Level *(Globalny, średni poziom morza)* |
| **SLA** | Sea Level Anomaly *(Anomalia poziomu morza)* |
| **SSH** | Sea Surface Height *(Wysokość powierzchni morza)* |
| **MSS** | Mean Sea Surface *(Średnia powierzchnia morza)* |
| **GIA** | Glacial Isostatic Adjustment *(Glacjalne dostosowanie izostatyczne)* |
| **CWT** | Continuous Wavelet Transform *(Ciągła transformacja falkowa)* |
| **FFT** | Fast Fourier Transform *(Szybka transformacja Fouriera)* |
| **OLS** | Ordinary Least Squares *(Regresja metodą najmniejszych kwadratów)* |
| **VLM** | Vertical Land Movements *(Pionowe ruchy powierzchni Ziemi)* |
| **NAO** | North Atlantic Oscillation *(Oscylacja północnoatlantycka)* |
| **ENSO** | El Niño–Southern Oscillation *(Oscylacja Południowa El Niño)* |
| **PDO** | Pacific Decadal Oscillation *(Dekadowa oscylacja pacyficzna)* |
| **IOD** | Indian Ocean Dipole *(Dipol Oceanu Indyjskiego)* |
| **GOCE** | Gravity Field and Ocean Circulation Explorer |
| **GRACE** | Gravity Recovery and Climate Experiment |

| | |
|---|---|
| **DUACS** | Data Unification and Altimeter Combination System |
| **IHO DCDB** | International Hydrographic Organization Data Centre for Digital Bathymetry |
| **DEM** | Digital Elevation Model *(Numeryczny Model Terenu)* |
| **SRTM** | Shuttle Radar Topography Mission |
| **LIDAR** | Light Detection and Ranging |
| **AUV** | Autonomous Underwater Vehicle *(Autonomiczny pojazd podwodny)* |
| **ROV** | Remotely Operated Vehicle *(Zdalnie sterowany pojazd podwodny)* |
| **ETOPO** | Earth TOPOgraphy *(Globalny model rzeźby powierzchni Ziemi)* |
| **AGCM** | Atmospheric General Circulation Models *(Modele cyrkulacji atmosferycznej)* |
| **OGCM** | Ocean General Circulation Models *(Modele cyrkulacji oceanicznej)* |
| **JGEOID 2019** | Japanese Geoid Model 2019 *(Japoński model geoidy z 2019 roku)* |

# Streszczenie w języku polskim

Nadrzędnym celem badań przeprowadzonych w ramach rozprawy doktorskiej było zbadanie geofizycznej interakcji pomiędzy morfologią dna morskiego, a regionalną zmiennością poziomu morza. W badaniach zastosowano podejście oparte na modelowaniu hybrydowych zbiorów danych, obejmujących szeregi czasowe anomalii poziomu morza z altimetrii satelitarnej, dane batymetryczne o wysokiej rozdzielczości z sonarów wielowiązkowych i modeli rastrowych GEBCO, modele wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych, modele średniej dynamicznej topografii oceanicznej, modele prędkości i kierunku wiatrów oraz modele wysokości geoidy i korekty izostatycznej GIA. Badanie miało na celu określenie, w jaki sposób topografia dna morskiego – rowy, kaniony, góry podmorskie i pofałdowania dna modulują wielkość, rozmieszczenie przestrzenne i zmienność czasową regionalnych trendów zmian poziomu morza w obszarze trzech zróżnicowanych geograficznie subregionów. W pierwszym etapie badań przeprowadzono analizy porównawcze, które wykazały, że obszary gór podmorskich i pofałdowań (subregion 2), wykazują wyższe i bardziej nieregularne trendy zmian poziomu morza (od 2.56 do 7.66 mm/rok), podczas gdy obszary rowu i kanionu (subregion 1) wykazują niższe i bardziej stabilne wartości trendów (od 1.75 do 3.65 mm/rok). Zintegrowanie batymetrycznych sondowań wielowiązkowych i modeli rastrowych GEBCO poprawiło gęstość i rozdzielczość batymetryczną. W kolejnych etapach regionalna zmienność poziomu morza została przeanalizowana przy użyciu regresji liniowej, analizy harmonicznej, ciągłej transformacji falkowej (CWT) i filtrowania Kalmana. Wyniki pokazują silną dodatnią korelację przestrzenną pomiędzy regionalnymi trendami zmian poziomu morza, a średnią dynamiczną topografią oceaniczną, oraz umiarkowaną, ujemną korelację przestrzenną pomiędzy regionalnymi trendami zmian poziomu morza, a głębokością dna morskiego, co wskazuje, że cyrkulacja oceaniczna, oddziaływania grawitacyjne, czynniki geofizyczne oraz położenie geograficzne mają znaczący wpływ na regionalną zmienność poziomu morza. W ramach badań zidentyfikowano również wpływ długoterminowych cykli wahań sezonowych, w szczególności 18.61-letniego cyklu węzłów księżycowych ($r > 0.8$) na regionalne zmiany poziomu morza. W końcowym etapie badań, wykonano zmodyfikowane symulacje Monte Carlo, które wykazują rozbieżne przyspieszenia SLR. Wysokie tempo przyspieszenia (do 1.7 mm/rok$^2$) zaobserwowano w obszarze gór podmorskich i strefach subdukcji, podczas gdy obszary rowu wykazywały tendencję do stabilizacji lub lokalnego

obniżenia poziomu morza. Wyniki potwierdzają, że morfologia dna morskiego w znaczącym stopniu moduluje regionalną zmienność poziomu morza, wpływając na wartości trendów, amplitud i przyspieszenia, poprzez interakcje z procesami geofizycznymi i dynamicznymi. Badania te stanowią silną podstawę dla modelowania oceanograficznego, oceny wpływu klimatu oraz planowania infrastruktury przybrzeżnej i morskiej na obszarach charakteryzujących się złożoną topografią dna morskiego.

**Słowa kluczowe:** altimetria satelitarna, analiza harmoniczna, morfologia/ topografia dna morskiego, anomalia poziomu morza, model GEBCO

# Streszczenie w języku angielskim

The main objective of the research, as part of the doctoral dissertation, was to assess the geophysical interaction between the seafloor morphology and regional sea level variability. The research adopted an approach based on modeling hybrid datasets, including time series of sea level anomalies from satellite altimetry, high-resolution bathymetric data from multibeam sonars and digital GEBCO models, free-air gravity anomaly models, mean dynamic topography models, wind speed and direction models and geoid heights and GIA isostatic correction models. This research aimed to determine how seafloor topography – trenches, submarine canyons, seamounts and seafloor corrugations modulate the magnitude, spatial distribution and temporal variability of regional sea level trends over three geographically heterogeneous subregions. In the first step of the study, comparative analyses were carried out, which presented that more irregular and higher sea level trends (from 2.56 to 7.66 mm/year) occur in the areas of seamounts and corrugations (subregion 2), but lower and more stable trend values (from 1.75 to 3.65 mm/yr) are visible in the trench and canyon areas (subregion 1). The integration of multibeam bathymetric datasets and digital GEBCO raster models improved bathymetric density and resolution. In the following steps, regional sea level variability was assessed using linear regression, harmonic analysis, Continuous Wavelet Transform (CWT) and Kalman filtering. The results present a strong positive spatial correlation for regional sea level trends and mean dynamic topography and a moderate negative spatial correlation for regional sea level trends and seafloor depth, which suggests that ocean circulation, gravitational effects, geophysical factors and geographic location have a significant impact on regional sea level variability. In this study, the impact of long-term seasonal cycles, particularly the 18.61-year lunar node cycle ($r > 0.8$), on regional sea level changes was also identified. In the final phase of the research, modified Monte Carlo simulations were carried out, which present divergent SLR accelerations. High acceleration rates (up to 1.7 mm/year$^2$) were observed in the area of seamounts and subduction zones, while trench areas tended to stabilize or experience local sea level lowering. The results confirm that seafloor morphology significantly modulates regional sea level variability, influencing trends, amplitudes and accelerations through interactions with geophysical and dynamic processes.

This research provides a strong basis for oceanographic modeling, climate impact assessment and coastal and offshore infrastructure planning in areas with complex seafloor topography.

**Keywords:** satellite altimetry, harmonic analysis, morphology/topography of seafloor, sea level anomaly, GEBCO model

# 1. Wprowadzenie i aktualny stan wiedzy

Topografia dna morskiego odgrywa fundamentalną rolę w kształtowaniu procesów oceanograficznych, wpływając nie tylko na lokalne środowiska morskie, ale także na regionalną i globalną dynamikę poziomu morza. Morfologia dna oceanicznego jest uwarunkowana połączeniem procesów endogenicznych, takich jak wulkanizm, ruchy tektoniczne i zmiany izostatyczne, oraz procesów egzogenicznych, takich jak erozja i transport osadów (Seibold & Berger, 1993) **(P1)**. Procesy te prowadzą do powstania zróżnicowanego ukształtowania dna morskiego, obejmującego takie struktury jak kaniony podmorskie, rowy oceaniczne, góry podwodne i pofałdowania. Ukształtwanie dna morskiego ma kluczowe znaczenie dla szerokiego zakresu zastosowań naukowych i praktycznych, w tym zarządzania zasobami morskimi, planowania infrastruktury i ochrony środowiska (Sandwell i in., 2022) **(P1, P3)**.

Dokładne modelowanie topografii dna morskiego znacznie rozwinęło się w ciągu ostatnich dekad dzięki rozwojowi różnorodnych technologii pomiarowych. Tradycyjne techniki hydrograficzne opierają się na pokładowych systemach sonarowych jedno- lub wielowiązkowych, natomiast pokładowa batymetria LiDAR oraz autonomiczne lub zdalnie sterowane pojazdy podwodne (AUV, ROV) zapewniają lokalne pomiary o wysokiej rozdzielczości (Fan i in., 2021) **(P1)**. Uzupełniające się metody satelitarne, takie jak pomiary wysokości z misji Sentinel-2 i ICESat-2, umożliwiły obserwację na dużą skalę cech powierzchni oceanów, a pośrednio również morfologii dna morskiego (Daly i in., 2022, Yu i in., 2021) **(P1)**. Pomimo tych postępów, kompleksowe mapowanie globalnego dna morskiego o wysokiej rozdzielczości pozostaje niekompletne, ponieważ badania in situ są czasochłonne i kosztowne, a wielkoskalowe zbiory danych sonarowych często charakteryzują się ograniczoną rozdzielczością (Picard i in., 2017; Ryu i in., 2023) **(P1)**. W związku z tym współczesne badania coraz częściej opierają się na integracji hybrydowych zestawów danych – łączących siatki batymetryczne, sondowania wielowiązkowe i modele wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych (Lemenkova, 2020a, 2020b) **(P1, P2).**

Interakcje między morfologią dna morskiego, a poziomem morza mają charakter złożony i wieloaspektowy. Globalny średni poziom morza (GMSL) rośnie w wyniku ocieplenia atmosfery i oceanów wywołanego zmianami klimatu, jednak regionalne zmiany poziomu morza różnią się znacznie ze względu na lokalną batymetrię, aktywność tektoniczną i cyrkulację oceaniczną (Benveniste i in., 2020; Idzikowska i in., 2025a;

Khojasteh i in., 2021; Pajak i in., 2023; Yin i in., 2010) **(P2, P3)**. Procesy geofizyczne napędzające te wahania obejmują wpływ wiatru, pływów, cyrkulacji termohalinowej oraz okresowych zjawisk klimatycznych, takich jak El Niño, La Niña, Pacific Decadal Oscillation (PDO), North Atlantic Oscillation (NAO) i Indian Ocean Dipole (IOD) (Fasullo & Nerem, 2018; Frederikse i in., 2018, 2020; Hamlington i in., 2020) **(P2)**. Czynniki te łącznie wpływają na rozkład mas wodnych, prądy oceaniczne i lokalne ciśnienie hydrostatyczne, co skutkuje przestrzennie niejednorodnymi wzorcami poziomu morza. Ponadto pole grawitacyjne generowane przez topograficzne struktury dna morskiego, takie jak góry podmorskie i grzbiety oceaniczne, wywołuje lokalne wahania (Harper & Sandwell, 2024; Idzikowska i in., 2025a; Kamto i in., 2023; Wan i in., 2022) **(P2, P3)**. Rola tektoniki i deformacji dna morskiego jest szczególnie istotna w regionalnej zmienności poziomu morza. Trzęsienia ziemi, strefy subdukcji i obciążenie skorupy ziemskiej mogą powodować podnoszenie się lub obniżanie dna morskiego, modyfikując w ten sposób kąty nachylenia, głębokość basenów i lokalne warunki poziomu morza (Broerse i in., 2014; Cruz-Atienza i in., 2025; Grezio i in., 2024; Saldaña i in., 2025; Tanaka i in., 2019; Zhou i in., 2019) **(P3)**. Zmiany te są dodatkowo wzmacniane przez cykle sezonowe, wahania ciśnienia atmosferycznego oraz redystrybucję masy oceanicznej spowodowaną np. topnieniem lodu lądowego czy zmianami hydrologicznymi (Ray i in., 2013) **(P3)**. W konsekwencji płytkie i głębokie obszary oceaniczne reagują odmiennie tzn. głębokie baseny wykazują wolniejsze, ale bardziej stabilne reakcje, podczas gdy płytsze obszary reagują dynamicznie i szybko, generując lokalne sprzężenia zwrotne w systemie atmosfera – ocean (Reid i in., 2009) **(P3)**. Kampanie obserwacyjne, takie jak te prowadzone przez Schmidt Ocean Institute, pokazują, że masywne góry podmorskie mogą tworzyć wykrywalne deformacje powierzchni morza odpowiadające wolnopowietrznym anomaliom grawitacyjnym, co potwierdza bezpośredni związek między topografią dna morskiego, a zmiennością poziomu morza (Idzikowska i in., 2025a) **(P3)**.

Integracja zestawów danych batymetrycznych, grawitacyjnych i altimetrycznych jest niezbędna do doskonalenia modeli dna morskiego i zrozumienia interakcji między topografią dna, a zmianami poziomu morza. Wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne odzwierciedlają nieskompensowane cechy dna morskiego i można je łączyć z altimetrycznymi pomiarami powierzchni morza w celu wnioskowania o cechach batymetrycznych w regionach pozbawionych bezpośrednich danych sonarowych (Rodríguez Velasco & Sevilla, 2002; Sun, Zheng, Li, Zhou, Zhou, i in., 2023; Sun, Zheng,

Li, Zhou, & Zhou, 2023; Chen i in., 2024) **(P2)**. To hybrydowe podejście pozwala na rekonstrukcję morfologii dna morskiego i ocenę zmian poziomu morza dla różnych form ukształtwania, umożliwiając badanie wpływu rowów, kanionów, gór podmorskich I pofałdowanego dna morskiego na regionalną zmienność poziomu morza. Pomimo postępów w modelowaniu, badania bezpośrednio łączące zmienność poziomu morza z morfologią dna morskiego pozostają ograniczone, co podkreśla potrzebę kompleksowych analiz integrujących wiele źródeł danych i skal czasowych (Idzikowska i in., 2024, 2025b, 2025a) **(P1, P2, P3)**.

Niniejsza rozprawa udowadnia, jak różne struktury dna morskiego wpływają na zmienność poziomu morza w sezonowych, międzyrocznych i wieloletnich skalach czasowych - w szczególności w jakim stopniu morfologia dna morskiego moduluje amplitudy, trendy i reakcje czasowe cykli poziomu morza. Zrozumienie tych zależności ma kluczowe znaczenie dla przeciwdziałania zmianom klimatu, adaptacji wybrzeża i zrównoważonego zarządzania zasobami morskimi. Dokładne prognozy regionalnego wzrostu poziomu morza stanowią podstawę planowania infrastruktury, oceny ryzyka dla wrażliwych populacji przybrzeżnych oraz zarządzania morskich obszarów chronionych. Badnia interakcji morfologii dna morskiego i modulacji zmian poziomu morza przyczynia się do łagodzenia skutków zmian klimatu i jest zgodna z 14. Celem Zrównoważonego Rozwoju Organizacji Narodów Zjednoczonych, który ma na celu ochronę i zrównoważone użytkowanie oceanów, mórz i zasobów morskich.

# 2. Cel, zakres badań i hipotezy badawcze

## 2.1 Cele badań

Nadrzędnym celem badania jest kompleksowa analiza zależności pomiędzy ukształtowaniem dna morskiego, a regionalną zmiennością poziomu morza poprzez integrację hybrydowych zbiorów danych, w celu udoskonalenia modelowania oraz oceny wpływu dna morskiego na zrozumienie regionalnych zmian poziomu morza. W oparciu o powyższy nadrzędny cel badawczy określono trzy cele cząstkowe:

***Cel 1***: Opracowanie i ocena zaawansowanych modeli topografii dna morskiego z wykorzystaniem hybrydowych zbiorów danych.
Niniejszy cel koncentruje się na ocenie i porównaniu algorytmów interpolacji, technik zagęszczania modeli oraz metod generowania siatek opartych na danych z altimetrii satelitarnej, echosondy wielowiązkowej, numerycznych modelach GEBCO, modelach wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych oraz modelach średniej topografii dynamicznej. Celem jest określenie optymalnych podejść do dokładnej rekonstrukcji morfologii dna morskiego w regionach o ubogich zasobach danych.

***Cel 2:*** Badanie związku między morfologią dna morskiego, a sezonową, międzyroczną i wieloletnią zmiennością poziomu morza.
Niniejszy cel obejmuje analizę wpływu różnych struktur dna morskiego takich jak kaniony podmorskie, rowy, góry podwodne i regiony faliste na wielkość trendów i amplitud zmian poziomu morza z wykorzystaniem szeregów czasowych pochodzących altimetrii satelitarnej.

***Cel 3:*** Ocena długoterminowej dynamiki wzrostu poziomu morza i prognozowanie zmian w regionach o zróżnicowanej morfologii dna morskiego.
Niniejszy cel obejmuje wykrywanie trendów zmian poziomu morza i weryfikację wyników w odniesieniu do czynników geofizycznych i środowiskowych oraz opracowanie krótkoterminowych prognoz zmian poziomu morza.

## 2.2 Zakres badań

W badaniu zintegrowano hybrydowe zbiory danych geoprzestrzennych – szeregi czasowe altimetrii satelitarnej, wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne, numeryczne modele GEBCO, dane z echosondy wielowiązkowej oraz modele średniej topografii dynamicznej w celu analizy zmienności poziomu morza w odniesieniu do morfologii dna morskiego. Zakres badań obejmuje:

1) wyznaczenie regionalnych trendów zmian poziomu morza;
2) modelowanie i ocenę topografii dna morskiego przy użyciu technik hybrydowych;
3) identyfikację optymalnych metod interpolacji i generowania modeli;
4) badanie sezonowych, wieloletnich i długoterminowych cykli zmian poziomu morza;
5) ocenę regionalnych trendów zmian poziomu morza w zależności od topografii dna morskiego (kaniony, rowy, góry podmorskie i pofałdowania dna);
6) korelację zmian poziomu morza z środowiskowymi i geofizycznymi czynnikami (prędkość i kierunek wiatru, MDT, wysokości geoidy, GIA);
7) walidację regionalnych trendów zmian poziomu morza (ciągła transformacja falkowa oraz filtr Kalmana);
8) krótkoterminowe prognozowanie zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza.

## 2.3 Główne hipotezy badawcze

***H1:*** Zmienność poziomu morza jest zróżnicowana w zależności od morfologii dna morskiego.

***H2:*** Regionalna morfologia dna morskiego moduluje amplitudy i trendy zmian poziomu morza.

***H3:*** Ukształtowanie dna morskiego i głębokość wpływa na czasową reakcję cykli zmian poziomu morza.

***H4:*** Integracja hybrydowych zbiorów danych poprawia dokładność modelowania dna morskiego i ułatwia wykrywanie zmian poziomu morza związanych z topografią dna morskiego.

# 3. Metodyka badawcza

## 3.1 Obszary badawcze

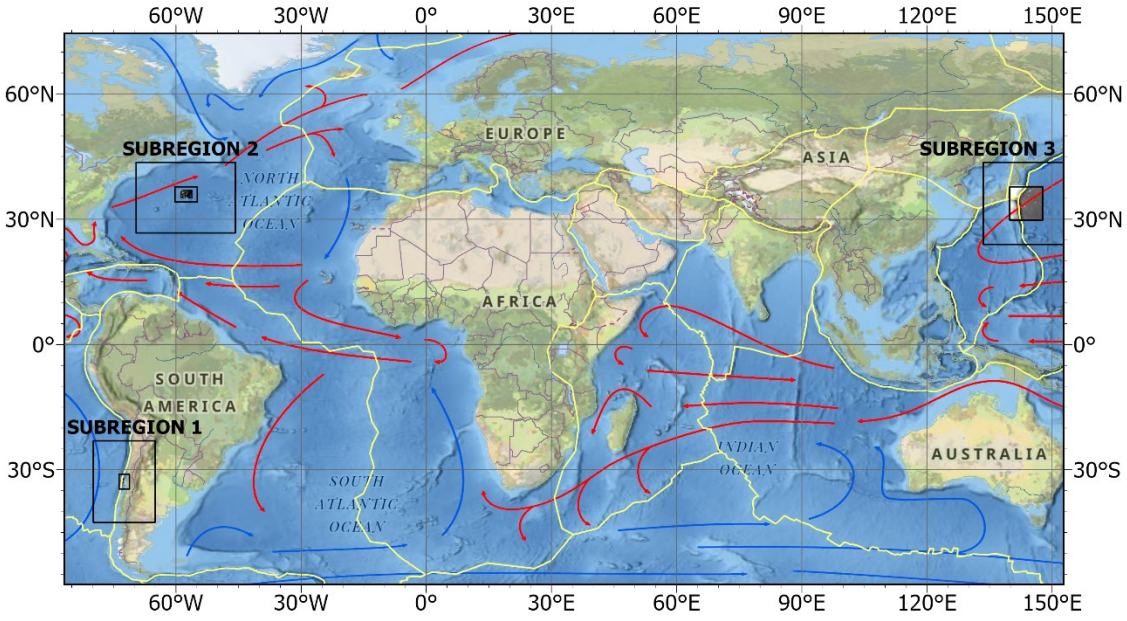
Obszar badań obejmuje trzy subregiony charakteryzujące się złożoną topografią dna morskiego i aktywnymi procesami geodynamicznymi, co stwarza idealne warunki do badania interakcji między morfologią dna morskiego, a zmiennością poziomu morza.

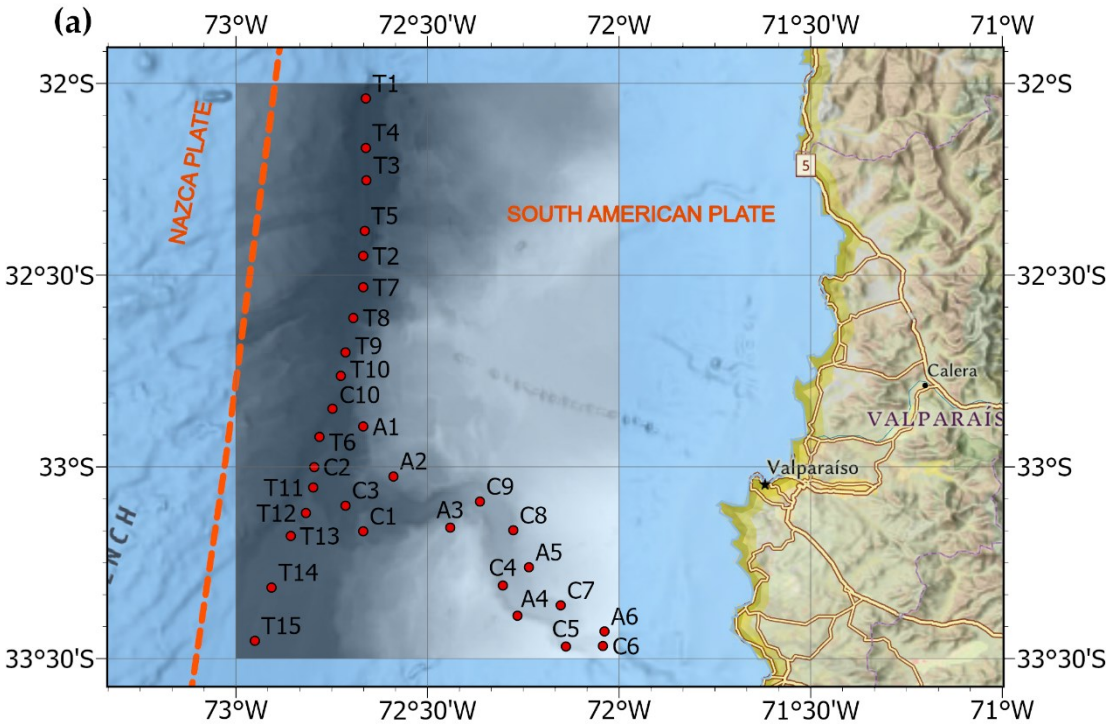
Pierwszy subregion obejmuje zachodnie wybrzeże Ameryki Południowej (Rów Peru – Chile oraz Kanion San Antonio). Obszar ten stanowi granicę między płytą Nazca, a płytą Południowoamerykańską, tworząc jeden z najdłuższych i najgłębszych rowów oceanicznych na Oceanie Spokojnym. Rów rozciąga się na długości około 5900 km, a jego głębokość w niektórych miejscach przekracza 8000 m. Dno morskie w tym regionie charakteryzuje się dużą zmiennością w ukształtowaniu oraz głębokości (od 843 m do 6176 m). Ze względu na swoje położenie geograficzne, region ten często doświadcza trzęsień ziemi, tsunami i innych zagrożeń geologicznych, w tym ruchów masowych i osuwisk **(P1, P2)**.

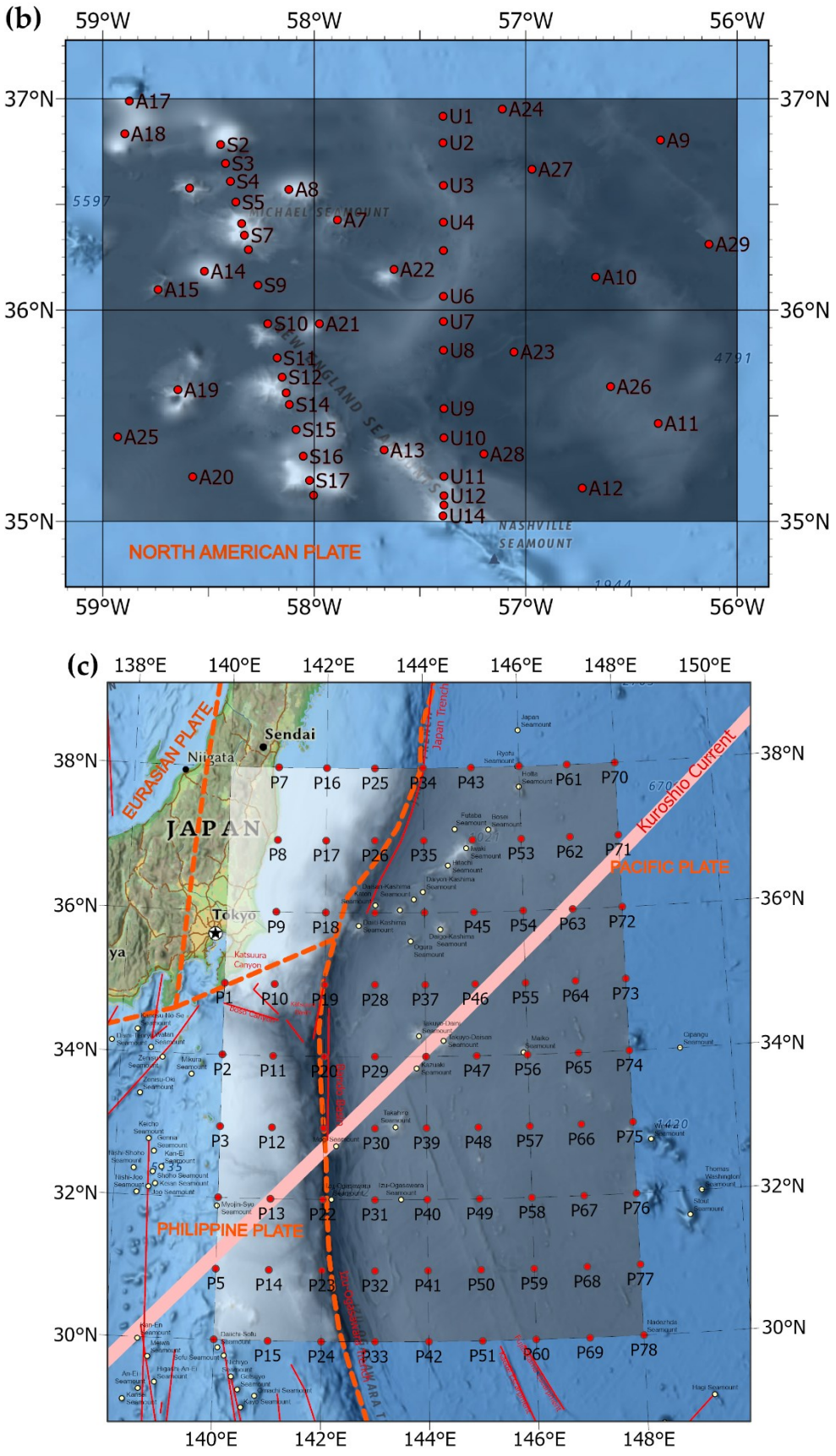
Drugi subregion badań położony jest wzdłuż wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej i obejmuje kompleks New England Seamounts and Corner Rise Seamount. Obszar ten składa się z łańcucha wygasłych, wulkanicznych gór podmorskich. Lokalna batymetria jest silnie pofałdowana, z głębokościami sięgającymi od 1838 m do 5683 m. Góry podwodne w tym regionie wpływają na cyrkulację oceaniczną, modulując pływy i wpływając na rozkład temperatury i zasolenia w otaczających wodach **(P1, P2)**.

W celu weryfikacji celów badawczych, wybrano trzeci subregion, który zlokalizowany jest w zachodniej części Oceanu Spokojnego, wzdłuż wschodniego wybrzeża Japonii. Obszar ten stanowi jeden z najbardziej aktywnych sejsmicznie i złożonych geodynamicznie regionów na Ziemi. W regionie występują zróżnicowane formy dna morskiego – Rów Japoński, kaniony (np. Kanion Boso, Kanion Katsuura), baseny (np. Basen Bando), góry podmorskie (np. Hitachi, Iwaki, Maiko, Izu-Ogasawara, Takkahiro) oraz liczne pofałdowania dna (Kimura i in., 2019; Kodaira i in., 2000) **(P3)**. Obszar ten zajmuje powierzchnię około 660 000 km² i stanowi kluczowe naturalne laboratorium do badania procesów geodynamicznych, oceanograficznych i klimatycznych (Lemenkova, 2020c; Soh i in., 1988) **(P3)**. Na region ten wpływa również system prądów morskich Kuroshio – Oyashio, który reguluje transport ciepła i zmiany poziomu morza (Jing i in., 2019; Kawakami i in., 2023; Yao i in., 2023) **(P3)**.

Podsumowując, wybrane subregiony reprezentują zróżnicowany zestaw morfologii dna morskiego – od głębokich rowów oceanicznych i kanionów podmorskich po łańcuchy gór podmorskich i pofałdowań – co pozwala na kompleksową analizę interakcji między topografią dna morskiego, dynamiką oceanu oraz regionalną zmiennością poziomu morza **(P1, P2, P3)**.






**Rysunek 1.** Subregiony prac badawczych (a) subregion 1, (b) subregion 2, (c) subregion 3 *(źródło: Idzikowska i inni 2024, 2025).*

## 3.2 Materiały wykorzystane w badaniach

Materiały wykorzystane w niniejszym badaniu obejmują dane z satelitarnych pomiarów altimetrycznych, wielowiązkowe pomiary batymetryczne, cyfrowe modele batymetryczne GEBCO, modele wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych, modele średniej dynamicznej topografii oraz zbiory danych geofizycznych, umożliwiając kompleksową analizę zmienności poziomu morza i wpływu topografii dna morskiego.

### 3.2.1 Dane z satelitarnych pomiarów altimetrycznych

Długoterminowe anomalie poziomu morza uzyskano z usługi monitorowania środowiska morskiego Copernicus (CMEMS), która zapewnia systematycznie bezpłatne globalne i regionalne obserwacje wysokości powierzchni morza. Podstawowym zbiorem danych jest produkt SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047, zbiór danych z siatką poziomu 4 (L4 MY) obejmujący okres od 1 stycznia 1993 r. do 31 grudnia 2021 r. dla subregionu 1 i 2 **(P1, P2)**, a dla subregionu 3 zakres czasowy rozszerzono do 2023 r. **(P3)** (European Union-Copernicus Marine Service, 2019, 2021; Lin-Ye i in., 2023; von Schuckmann i in., 2023) **(P1, P2, P3)**. Dla każdej wirtualnej stacji pomiarowej w każdym subregionie pozyskano szeregi czasowe dziennych anomalii poziomu morza (w siatce 0.25°× 0.25°).

### 3.2.2 Wielowiązkowe dane batymetryczne i cyfrowe modele GEBCO

Dane batymetryczne uzyskano z zasobów NOAA NCEI oraz IHO Data Centre for Digital Bathymetry (DCDB), które archiwizują i udostępniają dane dotyczące głębokości, pozyskiwane przez statki i platformy hydrograficzne, oceanograficzne i przemysłowe podczas badań lub rejsów (**P2)**. W regionie Rowu Japońskiego sondowania zintegrowano dodatkowo z danymi z repozytorium Marine Geoscience Data System (MGDS, https://www.marine-geo.org/tools/new_search/search_map.php). Surowe dane sonarowe zostały przetworzone w środowisku MB-System, konwertując je do formatu tekstowego zawierającego czas pomiarów, położenie geograficzne oraz głębokości punktów pomiarowych. W badaniach wykorzystano również globalne modele batymetryczne GEBCO_22 (15″× 15″) (GEBCO Bathymetric Compilation Group 2022, 2022) **(P1,P2)** oraz GEBCO_24 (15″× 15″) (GEBCO Bathymetric Compilation Group 2024, 2024) **(P3)** w celu wypełnienia luk między sondowaniami wielowiązkowymi. Zintegrowane zbiory danych utworzyły spójną warstwę batymetryczną o wysokiej rozdzielczości.

### 3.2.3 Numeryczne modele geofizyczne

W badaniu wykorzystano najnowszą wersję modelu wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych SIOV32, udostępniany przez Scripps Institution of Oceanography (SIO) w San Diego (USA). Model ten jest produktem siatkowym o rozstępie 1′× 1′ dostępnym w formacie netCDF. Modele SIO są regularnie aktualizowane i dostępne na stronie branżowej (https://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/) **(P2, P3)**. W obszarze Rowu Japońskiego wykorzystano również lokalny model wysokości geoidy JGEOID2019, zapewniający rozdzielczość 2 km × 2 km na obszarach o szerokości 20° – 50°N oraz 120° – 150°E, walidowany na podstawie danych GNSS i danych niwelacyjnych (Matsuo & Kuroishi, 2020) **(P3)**. Do przedstawienia średniej cyrkulacji oceanicznej wykorzystano model DTU22MDT, wyprowadzony ze średniej powierzchni morza DTU21MSS i geoidy XGM2019e (Andersen i in., 2018; Knudsen i in., 2021, 2024; Ophaug i in., 2015) **(P2, P3)**. Ten zbiór danych zapewnia 20 – letnią średnią topografię dynamiczną z rozdzielczością przestrzenną 0.125° × 0.125°, umożliwiając ocenę wpływu morfologii dna morskiego na cyrkulację oceaniczną i lokalną zmienność poziomu morza. Długoterminowe średnie miesięczne prędkości i kierunki wiatru (2.5° × 2.5°) uzyskano z zasobów NOAA PSL NCEP/NCAR. Wybrano dane na wysokości 1000 mb, ponieważ na wahania poziomu morza powodowane wiatrem silnie wpływają regionalne dane batymetryczne i wymuszenia atmosferyczne. Pionowy ruch lądu spowodowany regulacją izostatyczną zlodowaceń uwzględniono przy użyciu modelu LM17.3 o rozdzielczości 0.5°× 0.5°, opartego na modelu ICE6G_C(VM5a) (Jäggi i in., 2019; Peltier i in., 2015) **(P3)**. Model ten dostarcza informacji do korygowania pomiarów poziomu morza o wpływ pionowego ruchu lądu, co jest niezbędne do dokładnej analizy długoterminowych trendów poziomu morza. Podsumowując, zintegrowane zbiory danych stanowią wysokorozdzielczą, wieloźródłową platformę do analizy interakcji między strukturami dna morskiego a zmiennością poziomu morza w badanych regionach.

***Tabela 1.*** Informacje o zestawach danych wykorzystanych w badaniu *(źródło: opracowanie własne).*

| Zbiory danych | Dostawca |
|---|---|
| Dzienne anomalie poziomu morza (SLA) (siatka 0.25° × 0.25°) | Copernicus Marine Service (CMEMS) |

| | |
|---|---|
| Wielowiązkowe dane batymetryczne – dane punktowe | National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Centers for Environmental Information (NCEI), International Hydrographic Organization Data Centre for Digital Bathymetry (DCDB), Marine Geoscience Data System (MGDS) |
| Modele batymetryczne GEBCO_22, GEBCO_24 (siatka 15″ × 15″) | GEBCO Bathymetric Compilation Group 2022, GEBCO Bathymetric Compilation Group 2024 |
| Modelu wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych SIOV32 (siatka 1′ × 1′) | Scripps Institution of Oceanography (SIO) |
| Model wysokości geoidy JGEOID2019 (siatka 2 km × 2 km) | Japan Geospatial Information Authority of Japan (GSI) |
| Model średniej topografii dynamicznej DTU22MDT (siatka 0.125° × 0.125°) | Technical University of Denmark (DTU) |
| Długoterminowe średnie miesięczne prędkości i kierunki wiatru (vwnd.mon.mean, uwnd.mon.mean) (siatka 2.5° × 2.5°) | National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Physical Sciences Laboratory (PSL) National Centers for Environmental Information NCEP/NCAR Reanalysis Project |
| Pionowy ruch lądu spowodowany regulacją izostatyczną zlodowaceń, model LM17.3 oparty na modelu ICE6G_C(VM5a) (siatka 0.5° × 0.5°) | PANGAEA, the Data Publisher for Earth & Environmental Science - Alfred Wegener Institute (AWI) and MARUM – Center for Marine Environmental Sciences at the University of Bremen |

W badaniu wykorzystano statyczne i dynamiczne zbiory danych oceanograficznych, w tym GEBCO_22, GEBCO_24, SIO V32, DTU22MDT oraz szeregi czasowe altimetryczne SLA, aby ocenić powiązania między morfologią dna morskiego, a zmiennością poziomu morza. Wszystkie zbiory danych zostały poddane procedurom kontroli jakości przez repozytoria udostępniające zbiory danych, obejmujące korekty geofizyczne, usuwanie wartości odstających oraz harmonizację rozdzielczości przestrzennej i układów odniesienia. Dane batymetryczne i numeryczne dane geofizyczne zostały w ramach badań sprowadzone do wspólnej rozdzielczości, aby zapewnić kompatybilność przestrzenną między zestawami danych **(P1, P2, P3)**. Integracja danych opierała się na interpolacji metodą Kriging i systematycznym dopasowywaniu siatki, co umożliwiło spójne porównania przestrzenne między różnymi zestawami danych.

W celu ilościowego określenia korelacji wykonano korelogramy przestrzenne w siatce 0.25° × 0.25°. Pomimo tych postępów metodologicznych nadal istnieją ograniczenia wynikające z różnic w rozdzielczości przestrzennej oraz potencjalnych rozbieżności czasowych między zbiorami danych. Ograniczenia mogą mieć wpływ na wykrywanie procesów w skali mikro oraz interpretację regionalnych warunków oceanograficznych. Niemniej jednak zintegrowane ramy stanowią spójną podstawę do badania relacji przestrzennych między dynamiką poziomu morza, a morfologią dna morskiego. Ogólnie rzecz biorąc, podejście to pokazuje, że zintegrowane zestawy danych pochodzące z wielu źródeł mogą stanowić podstawę rzetelnych analiz oceanograficznych i klimatycznych.

## 3.3 Metodologia

W pierwszym etapie metodyki badań **(P1)** zintegrowano dane altimetryczne i batymetryczne w celu opracowania modeli dna morskiego i oceny ich dokładności. Dzienne szeregi czasowe (1993 – 2021) dziennych anomalii poziomu morza (w siatce 0.25° × 0.25°), skorygowane przez dystrybutorów o wpływ czynników atmosferycznych i geofizycznych wykorzystano w celu wyznaczenia trendów za pomocą analiz liniowych i harmonicznych. Zintegrowane dane wielowiązkowe i numeryczne modele GEBCO_22 wykorzystano do wygenerowania profili głębokości oraz trójwymiarowych modeli topografii dna morskiego. Następnie obliczono korelacje i residua modeli w celu oceny ich spójności i dokładności**.**

W kolejnym etapie metodyki badań **(P2)** metodologię rozszerzono o ocenę wahań sezonowych i wpływ cykli. Liniowe trendy zmian poziomu morza oszacowano metodą najmniejszych kwadratów, a następnie analizy harmonicznej, uwzględniając roczny, półroczny i 18.61-letni cykl węzłowy Księżyca, który wpływa na modulacje pływowe (Haigh i in., 2011; Peng i in., 2019) **(P2)**.

Model liniowy średniego poziomu morza w czasie $t$ wyznaczono za pomocą równania:

$$MSL(t) = at + b + \varepsilon(t) \tag{1}$$

gdzie: MSL(t) – średni poziom morza w czasie $t$, $a$ – współczynnik regresji, $b$ – wyraz wolny, $\varepsilon(t)$ – reszty modelu.

W przypadku regresji kwadratowej (oszacowanie przyspieszenia zmian poziomu morza) wykorzystano model:

$$MSL(t) = at^2 + bt + \varepsilon(t) \tag{2}$$

Identyfikację wahań sezonowych przeprowadzono za pomocą analizy harmonicznej (Ayhan, 2020; Bos i in., 2019; Ray i in., 2021) **(P2)**. Model opisujący sezonowy cykl poziomu morza (SSLC) przedstawiono jako sumę harmonicznych o amplitudach i fazach odpowiadających miesięcznym maksimom i minimom MSL:

$$SSLC(t) = \sum [A_n sin(2\pi f_n t + \varphi_n)] \tag{3}$$

gdzie: $A_n$ – amplituda danego cyklu, $f_n$ – częstotliwość, $\varphi_n$ – faza.

$$y(t) = at + b + ct^2 + \sum_{i=1}^{n=3} [A_i \cos(\omega_i t) + B_i \sin(\omega_i t)] + \varepsilon_t \tag{4}$$

gdzie: $a$ – współczynnik regresji, $b$ – wyraz wolny, $c$ – przyspieszenie. Komponenty sygnału odpowiadające funkcjom sinus i cosinus reprezentują cykliczne wahania sezonowe (roczne, półroczne i 18.61-letnie).

W celu walidacji oszacowanych trendów i fluktuacji sezonowych zastosowano ciągłą transformatę falkową (CWT) oraz filtr Kalmana w celu redukcji szumu pomiarowego i weryfikacji składowych cyklicznych (Addison, 2018; Belkhou i in., 2017; Bogusz i in., 2011.; Cai & Harrington, 1998; Miller & Cane, 1989; Mosetti, 1983; Schulte, 2016) **(P2, P3)**. Ciągła transformacja falkowa (CWT) została zdefiniowana jako suma całego sygnału pomnożonego przez przeskalowane i przesunięte wersje falki macierzystej. CWT odzwierciedla korelację między analizowanym sygnałem ciągłym, a falką macierzystą. Funkcję zdefiniowano następującym równaniem:

$$W(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\psi^* \left(\frac{t-b}{a}\right) dt \tag{5}$$

gdzie: $f(t)\psi^*$ – transformata falkowa, $\psi(t)$ falka macierzysta, $a$ – współczynnik skali, $t$ – przesunięcie czasowe, $b$ – translacja w czasie $t$.

W prezentowanych badaniach użyto falki macierzystej Daubechies 4 (db4). W celu walidacji oszacowanych trendów i składowych sezonowych za pomocą analizy harmonicznej wykorzystano metodę filtracji Kalmana. Połączenie filtru Kalmana, regresji liniowej (OLS i odpornej) oraz analizy harmonicznej pozwoliło na oszacowanie

trendów i sezonowości w szeregach czasowych anomalii poziomu morza (SLA). Filtr Kalmana iteracyjnie aktualizował oszacowanie na podstawie równania stanu i obserwacji, redukując szum pomiarowy i wygładzając szereg za pomocą następujących równań:

$$x_k = Fx_{k-1} + G_{u_k} + w_{k-1} \tag{6}$$

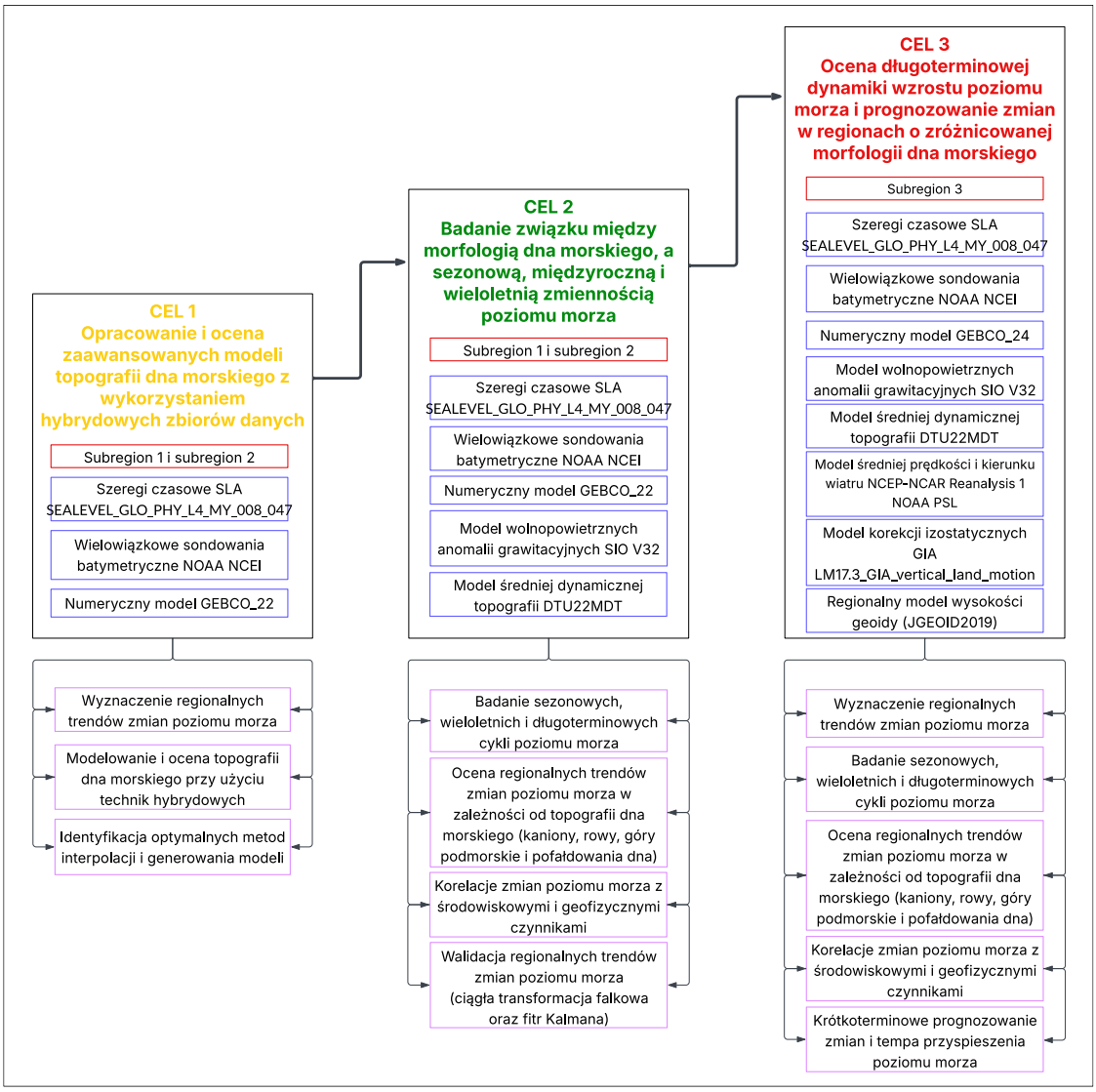
$$\tilde{y}_k = Hx_k + v_k \tag{7}$$

gdzie: $x_k = \begin{bmatrix} \text{level}_\text{k} \\ \text{trend}_\text{k} \end{bmatrix}$ wektor stanu w czasie $k$, $\tilde{y}_k$ – wektor obserwacji, $w_{k-1}$ – wektor zmiennej losowej szumu N(0,Q), $v_k$ – wektor zmiennej losowej szumu N(0,R), $Fx_{k-1} + G_{u_k}$– suma części deterministycznej, $H$ – macierz wyjścia (m × n), $Q$ – macierz kowariancji szumu, $R$ – macierz kowariancji szumu.

Połączenie regresji liniowej, analizy harmonicznej, ciągłej transformacji falkowej i filtracji Kalmana umożliwiło modelowanie i walidację sezonowej i długoterminowej zmienności poziomu morza. Wybór harmonicznych wynikał z zasad geofizycznych i charakterystyki widmowej danych, a uzupełniające zastosowanie filtracji i analizy czasowo-częstotliwościowej zwiększyło wiarygodność wyników. Zamodelowane dane geofizyczne poddano analizie korelacyjnej. Współczynniki korelacji Pearsona obliczono w siatce 0.25° × 0.25° w celu oceny przestrzennych zależności między zmiennymi geofizycznymi (Zou i in., 2003) **(P2)**.

W ostatnim etapie **(P3)** metodologia uwzględniała dynamiczną i statyczną integrację danych, a także prognozy wzrostu i przyspieszenia poziomu morza (SLR) do 2035 r. Przeanalizowano SLA z lat 1993–2023 dla 78 wirtualnych stacji rozmieszczonych w siatce 1°×1°, a dane batymetryczne uzyskano z NOAA NCEI, MGDS i globalnego modelu GEBCO_24 (GEBCO Bathymetric Compilation Group 2024, 2024) **(P3)**. W celu oceny lokalnych wpływów geofizycznych wykorzystano model MDT_DTU22 (Andersen i in., 2018; Knudsen i in., 2024) **(P2, P3)**, SIO V32 ((https://topex.ucsd.edu/) oraz model geoidy JGEOID2019 (Matsuo & Kuroishi, 2020) **(P3)**. Regionalne tempo zmian poziomu morza również oszacowano przy użyciu regresji liniowej, analizy harmonicznej, ciągłej transformacji falkowej oraz filtrowania Kalmana. Przewidywany wzrost poziomu morza oszacowano przy użyciu zmodyfikowanej metody Monte Carlo (1000 realizacji) z modelem autoregresyjnym AR(1) oraz techniką block bootstrap (Clare i in., 2022; Elsiddieg, 2024; Lai & Lu, 2017) **(P3)**. To zintegrowane podejście umożliwiło ocenę zarówno krótkoterminowych wahań sezonowych, jak i długoterminowych trendów i przyspieszeń, a także ocenę wpływu lokalnej topografii

dna morskiego na dynamikę poziomu morza. Integracja zróżnicowanych statycznych i dynamicznych zbiorów danych zapewniła wysoką wiarygodność wyników, a etapy i cele metodyki badań przedstawiono na schemacie blokowym (Rysunek 2).




**Rysunek 2.** Schemat blokowy metodyki i celów badań w ramach rozprawy doktorskiej *(źródło: opracowanie własne).*

# 4. Wyniki

Wyniki badań w ramach rozprawy doktorskiej koncentrują się na oddziaływaniu geofizycznym między morfologią dna morskiego, a regionalną zmiennością poziomu morza. Metodyka badań składa się z trzech wzajemnie powiązanych etapów.

W pierwszym etapie **(P1)** oceniono jakość i dokładność modelowania dna morskiego oraz wyznaczenie regionalnych zmian poziomu morza. Celem było zweryfikowanie, czy podejście oparte na modelowaniu hybrydowym stanowi solidną podstawę dla dalszych analiz (potwierdzając hipotezę H4).

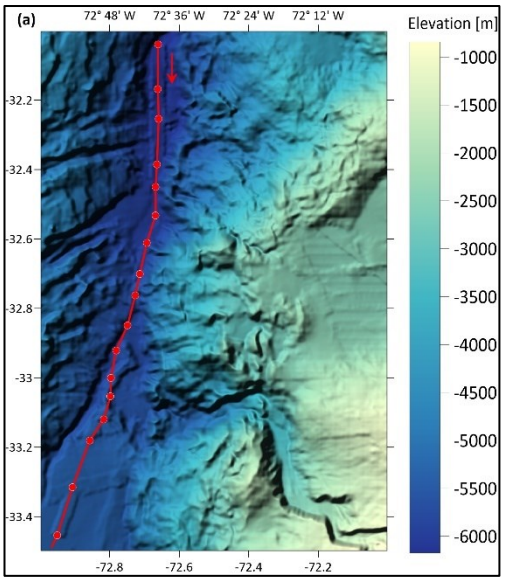
W drugim etapie **(P2)** zbadano związek między topografią dna morskiego, a zmiennością poziomu morza. Zweryfikowano hipotezę, że morfologia dna morskiego ma znaczący wpływ na przestrzenne zróżnicowanie zmian poziomu morza (potwierdzając hipotezy H1 oraz H2).

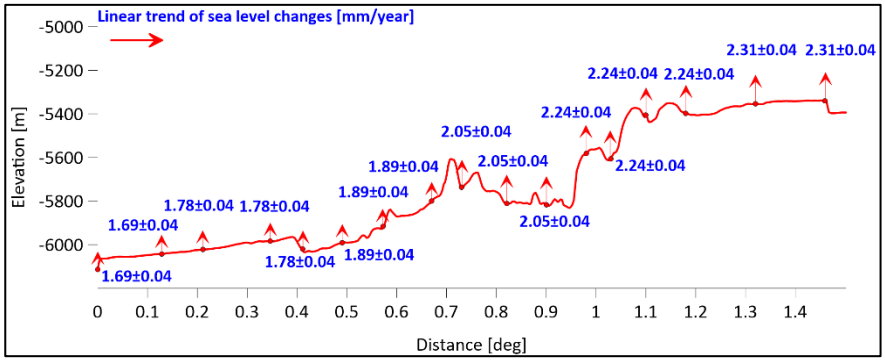
W trzecim etapie **(P3)** przeanalizowano wpływ morfologii dna morskiego na regionalny wzrost poziomu morza w rejonie Rowu Japońskiego, co posłużyło jako weryfikacja metodologii badawczej. Dodatkowo przeprowadzono zmodyfikowane symulacje Monte Carlo w celu oceny wpływu morfologii dna morskiego na obserwowane i prognozowane zmiany i tempo przyspieszenia poziomu morza. Analizy te potwierdziły hipotezy, że złożone struktury morfologii dna wzmacniają regionalne zmiany poziomu morza oraz, że modelowanie hybrydowe dokładnie odzwierciedla interakcje (potwierdzając hipotezy badawcze H2 i H3).

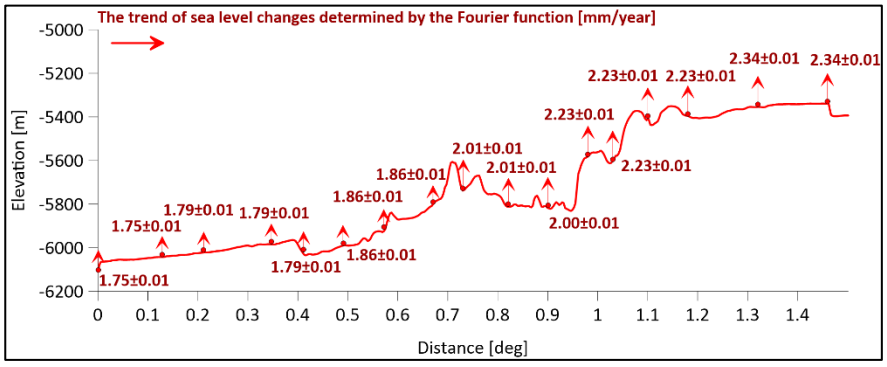
Wszystkie etapy łącznie zapewniają kompleksową ocenę interakcji morfologii dna morskiego z regionalną zmiennością poziomu morza, umożliwiając zarówno walidację metodologiczną, jak i głębsze zrozumienie procesów geofizycznych i dynamicznych kontrolujących przestrzenne i czasowe zmiany poziomu morza.

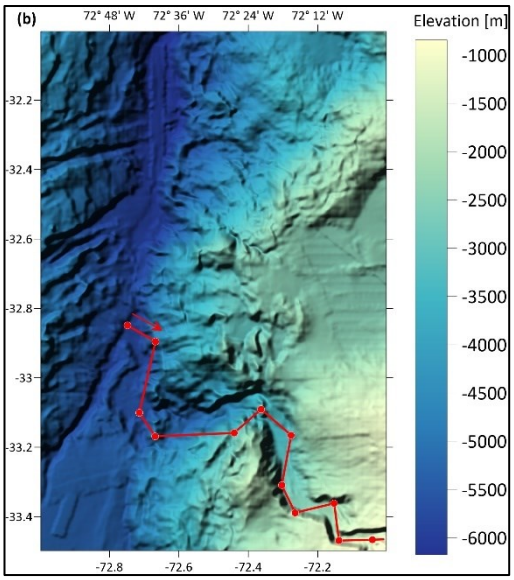
## 4.1 Ocena jakości modelowania dna morskiego oraz zmian poziomu morza (P1)

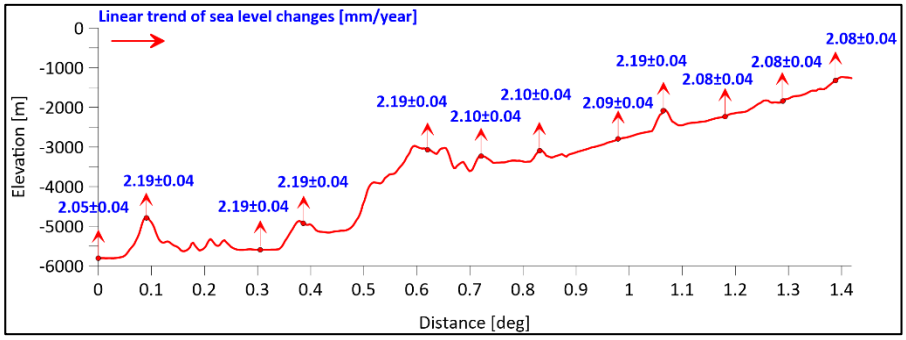
Profile batymetryczne opracowano dla 17 punktów w regionie Rowu Peru-Chile i 12 punktów w regionie kanionu San Antonio (subregion 1), 15 punktów w regionie gór podmorskich i 14 punktów w regionie pofałdowań dna (subregion 2), wykorzystując dane z echosondy wielowiązkowej, zintegrowane z modelem rastrowym GEBCO_22. Wzdłuż tych profili oszacowano trendy zmian poziomu morza przy użyciu regresji liniowej oraz trendy zmian poziomu morza przy użyciu analizy harmonicznej (Rysunek 3).

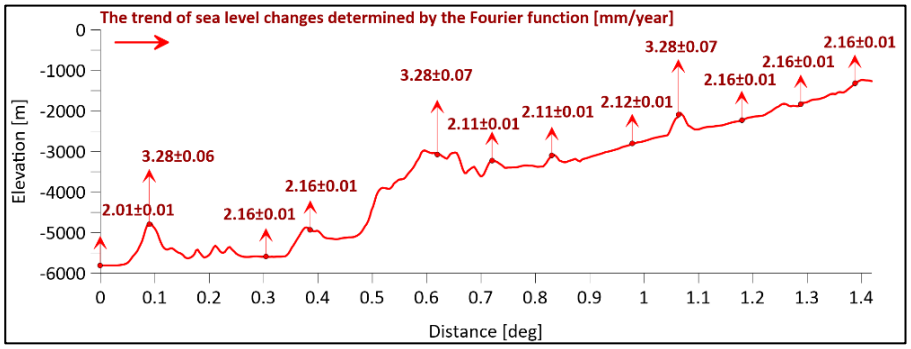

(a)
72° 48' W
72° 36' W
72° 24' W
72° 12' W
Elevation [m]
-1000
-1500
-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
-4500
-5000
-5500
-6000
-32.2
-32.4
-32.6
-32.8
-33
-33.2
-33.4
-72.8
-72.6
-72.4
-72.2

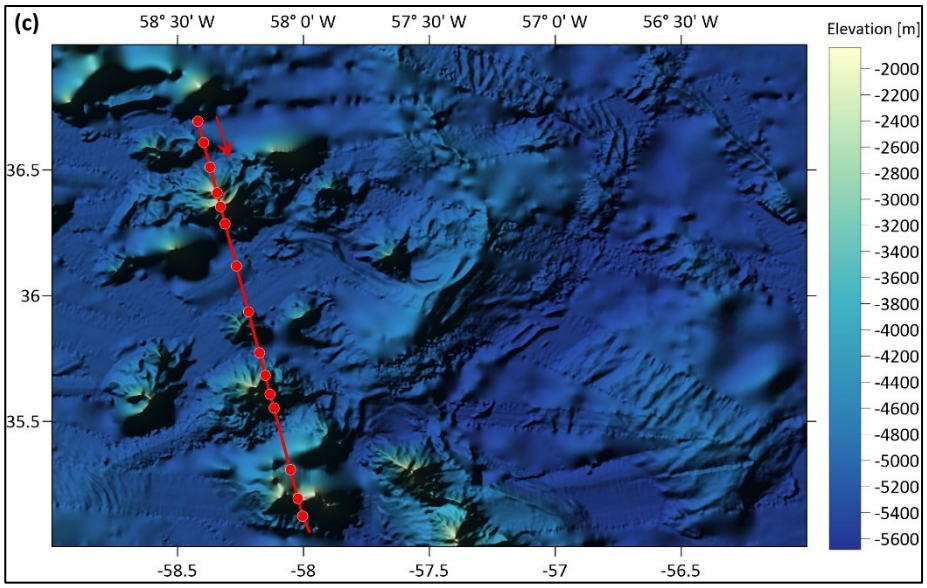

Linear trend of sea level changes [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
1.69±0.04
1.78±0.04
1.78±0.04
1.69±0.04
1.78±0.04
1.89±0.04
1.89±0.04
2.05±0.04
2.05±0.04
2.05±0.04
2.24±0.04
2.24±0.04
2.24±0.04
2.24±0.04
2.31±0.04
2.31±0.04

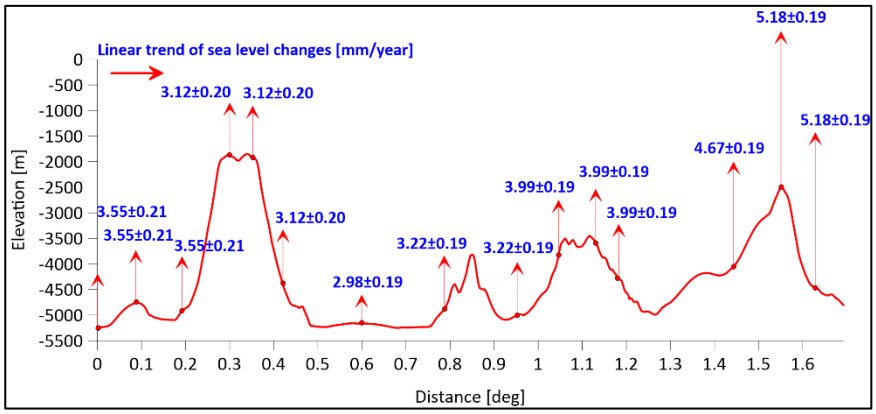

The trend of sea level changes determined by the Fourier function [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
1.75±0.01
1.79±0.01
1.79±0.01
1.75±0.01
1.79±0.01
1.86±0.01
1.86±0.01
2.01±0.01
2.01±0.01
2.00±0.01
2.23±0.01
2.23±0.01
2.23±0.01
2.34±0.01
2.34±0.01

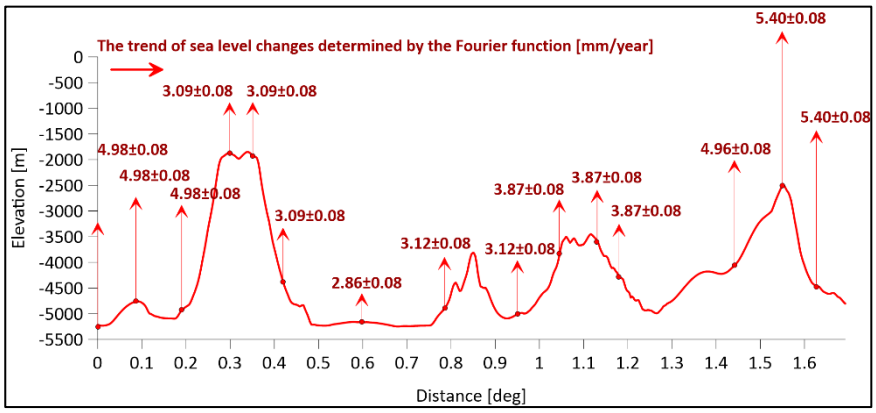

(b)
72° 48' W
72° 36' W
72° 24' W
72° 12' W
Elevation [m]
-1000
-1500
-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
-4500
-5000
-5500
-6000
-32.2
-32.4
-32.6
-32.8
-33
-33.2
-33.4
-72.8
-72.6
-72.4
-72.2

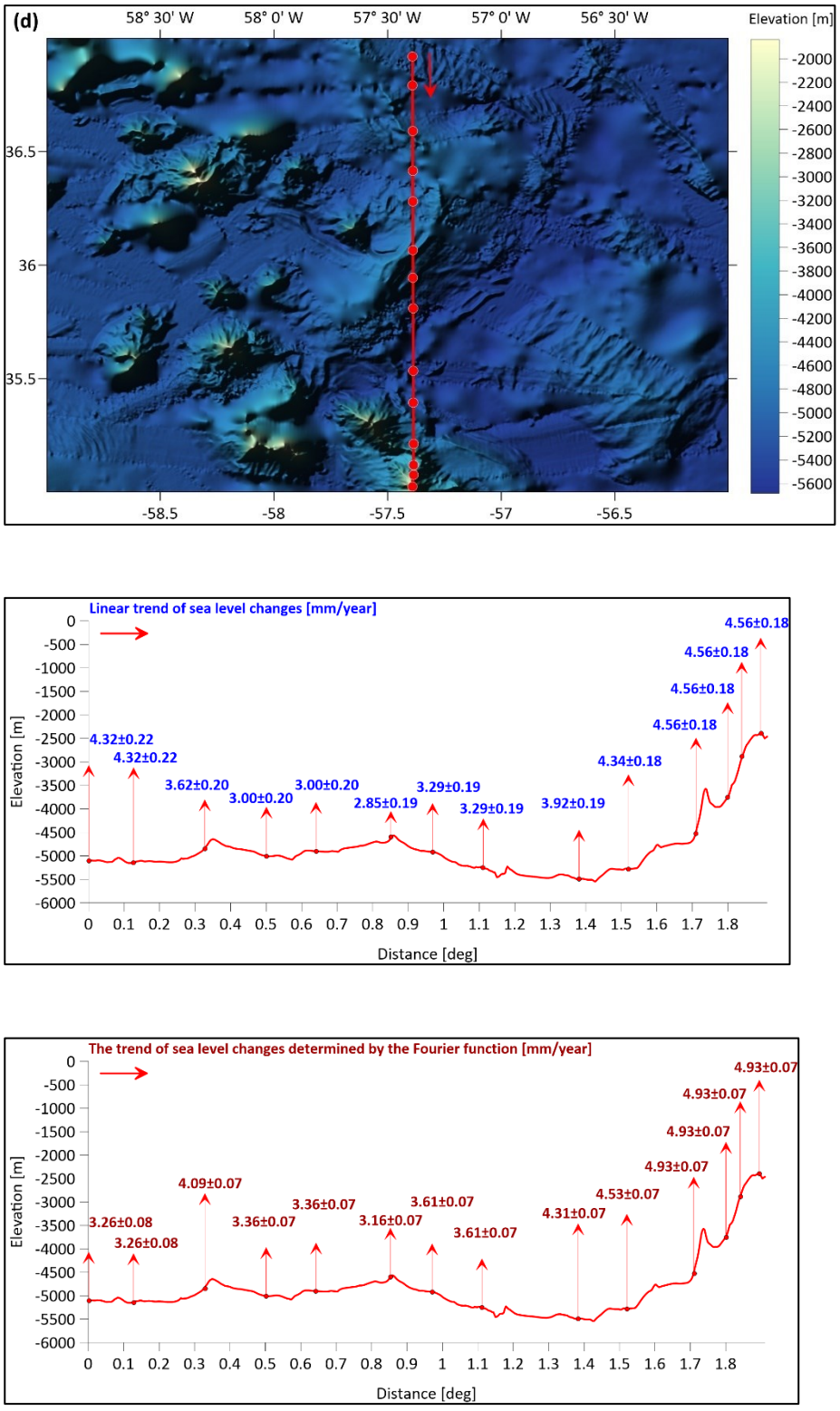

Linear trend of sea level changes [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
2.05±0.04
2.19±0.04
2.19±0.04
2.19±0.04
2.19±0.04
2.10±0.04
2.10±0.04
2.09±0.04
2.19±0.04
2.08±0.04
2.08±0.04
2.08±0.04


The trend of sea level changes determined by the Fourier function [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
2.01±0.01
3.28±0.06
2.16±0.01
2.16±0.01
3.28±0.07
2.11±0.01
2.11±0.01
2.12±0.01
3.28±0.07
2.16±0.01
2.16±0.01
2.16±0.01


(c)
58° 30' W
58° 0' W
57° 30' W
57° 0' W
56° 30' W
Elevation [m]
-2000
-2200
-2400
-2600
-2800
-3000
-3200
-3400
-3600
-3800
-4000
-4200
-4400
-4600
-4800
-5000
-5200
-5400
-5600
36.5
36
35.5
-58.5
-58
-57.5
-57
-56.5


Linear trend of sea level changes [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
3.55±0.21
3.55±0.21
3.55±0.21
3.12±0.20
3.12±0.20
3.12±0.20
2.98±0.19
3.22±0.19
3.22±0.19
3.99±0.19
3.99±0.19
3.99±0.19
4.67±0.19
5.18±0.19
5.18±0.19


The trend of sea level changes determined by the Fourier function [mm/year]
Elevation [m]
Distance [deg]
4.98±0.08
4.98±0.08
4.98±0.08
3.09±0.08
3.09±0.08
3.09±0.08
2.86±0.08
3.12±0.08
3.12±0.08
3.87±0.08
3.87±0.08
3.87±0.08
4.96±0.08
5.40±0.08
5.40±0.08

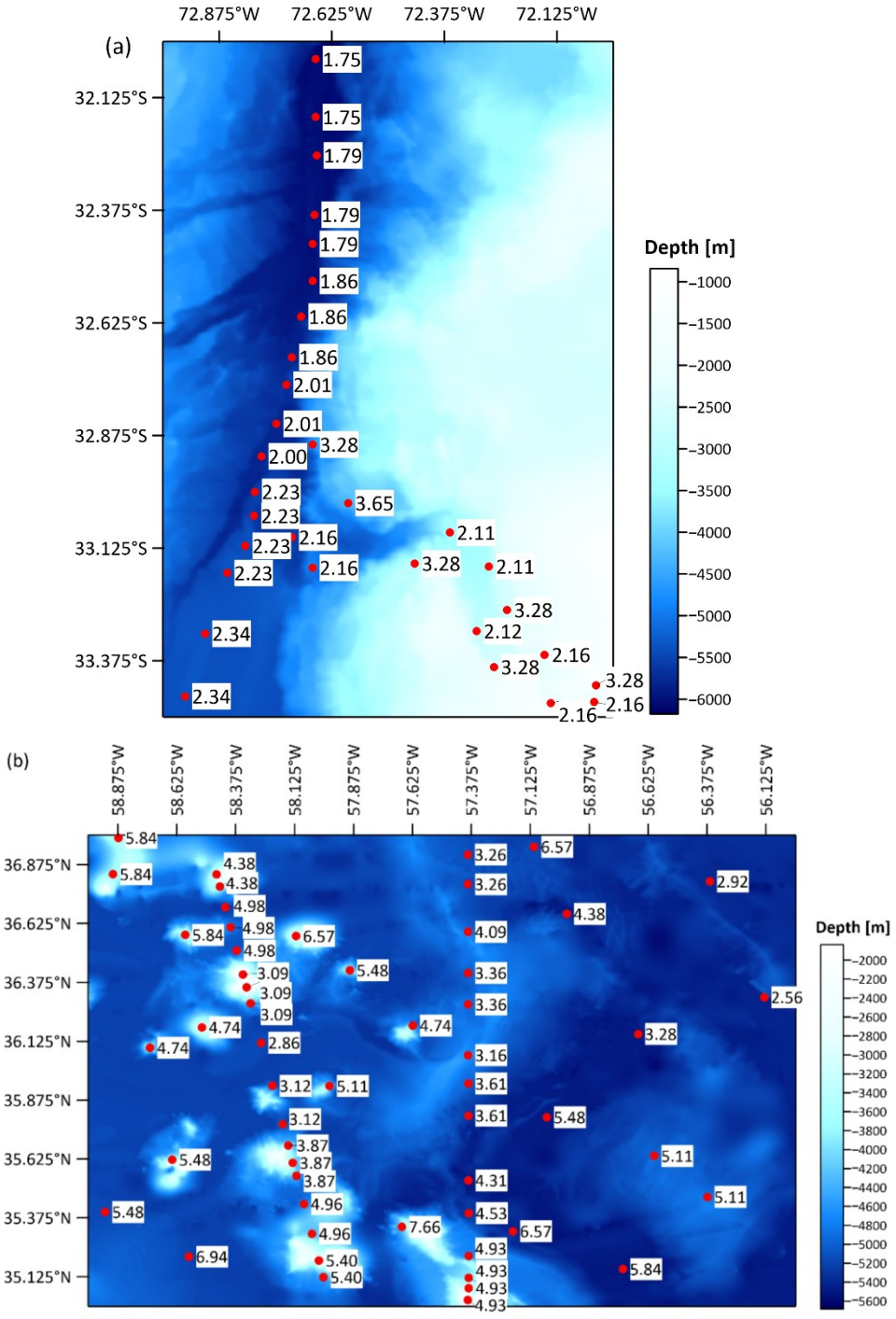



**Rysunek 3.** Profile głębokości i regionalne trendy zmian poziomu morza: (a) obszar rowu, (b) obszar kanionu, (c) obszar gór podmorskich, (d) obszar pofałdowań dna *(źródło: Idzikowska i inni, 2024).*

W obszarze Rowu Peru-Chile liniowe trendy zmian poziomu morza wzdłuż wygenerowanych profili wahały się w granicach od 1.70 do 2.30 mm/rok (zakres głębokości: od 5339 do 6058 m), natomiast w obszarze kanionu San Antonio trendy wahały się od 2.00 do 3.28 mm/rok (zakres głębokości: od 1298 do 5853 m). Obszar gór podmorskich i pofałdowań dna charakteryzował się wyższymi i bardziej nieregularnymi wartościami trendów, przy czym w obszarze gór podmorskich odnotowano wartości trendów w granicach od 2.80 do 5.40 mm/rok (zakres głębokości: od 1885 m do 5209 m), a w obszarach pofałdowań dna od 2.85 do 4.93 mm/rok (zakres głębokości: od 2375 do 5494 m), co podkreśla wpływ topografii dna na zmienność poziomu morza. Trójwymiarowe modele morfologii dna morskiego wygenerowano przy użyciu metody Kriging w siatkach 0.25° × 0.25° oraz 0.01° × 0.01°, integrując wielowiązkowe zbiory danych z wartościami rastrowymi GEBCO. Analiza reszt potwierdziła, że modele zbudowane z najbardziej obszernych zbiorów danych zapewniły najmniejsze różnice, podczas gdy niezintegrowane modele oparte na GEBCO wykazywały większe odchylenia, szczególnie w skrajnych wartościach (Rysunek 6,7 **(P1)**), a przeprowadzone analizy wykazały wyższą spójność modeli w siatce 0.01° × 0.01°, co potwierdza bardziej wiarygodne rekonstrukcje dna morskiego (Tabela 3 – 6, **(P1)**). Statystyki opisowe wskazały niskie odchylenia standardowe zamodelowanych powierzchni (Tabela 7, **(P1)**).

## 4.2 Badanie zależności pomiędzy powierzchnią morza, a ukształtowaniem dna morskiego (P1, P2)

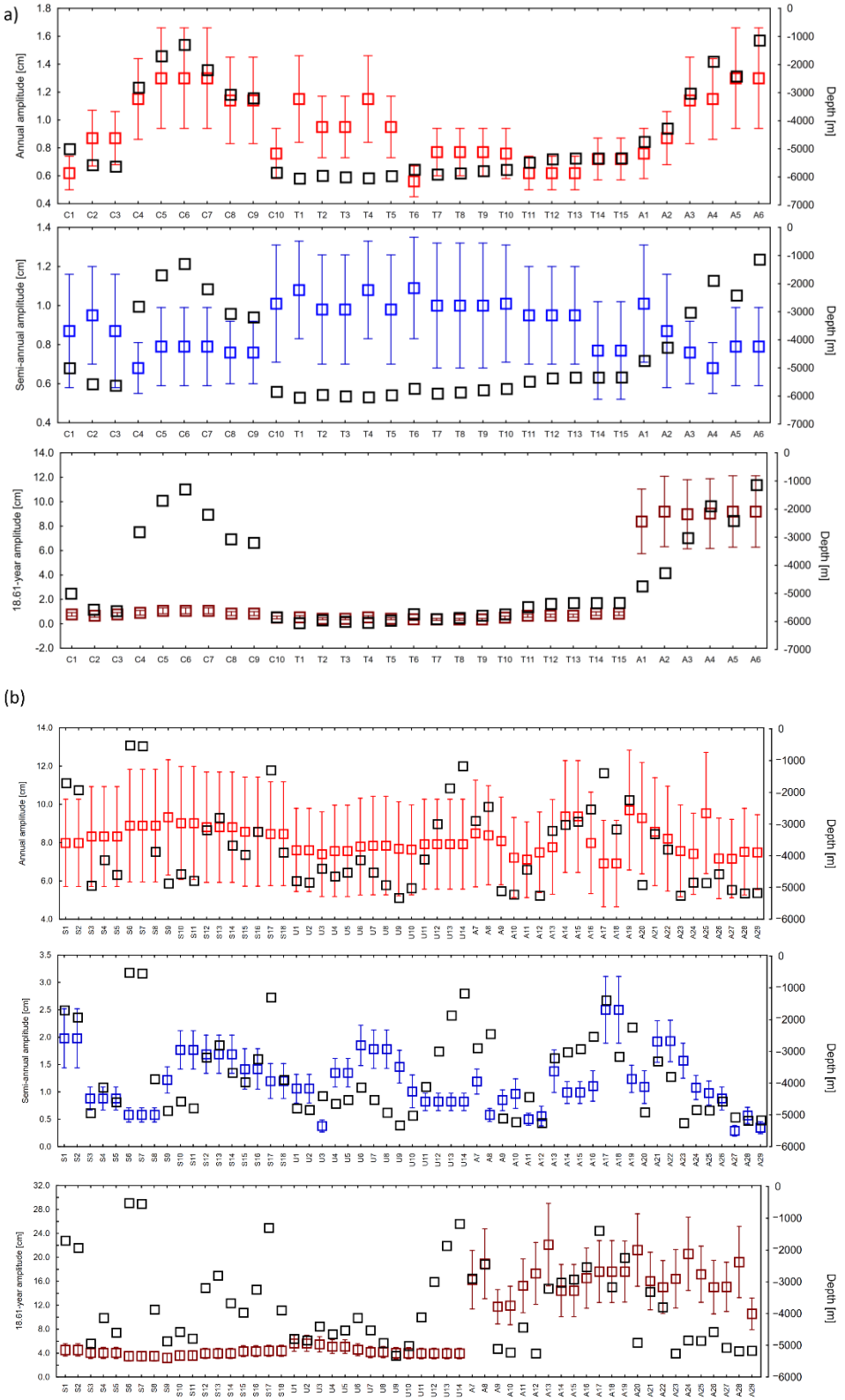
Szeregi czasowe dziennych anomalii poziomu morza (SLA) uzyskane na podstawie obserwacji altimetrycznych zostały przeanalizowane punktowo na wirtualnych stacjach (subregion 1 i 2) (Rysunek 4). W obszarze Rowu Peru-Chile trendy zmian poziomu morza wahały się od 1.75 ± 0.01 do 3.65 ± 0.07 mm/rok, przy czym wartości trendów poniżej 2.00 mm/rok zaobserwowano na głębokościach powyżej 5000 m. W obszarze kanionu San Antonio (< 3000 m) wartości trendów przekraczały 3.00 mm/rok. Obszar gór podmorskich i pofałdowań dna wykazywał większą zmienność poziomu morza (od 2.56 ± 0.10 do 7.66 ± 0.18 mm/rok), co potwierdza zależność między morfologią dna morskiego, a dynamiką zmian poziomu morza (Rysunek 3, **(P2)**).




**Rysunek 4.** Trendy zmian poziomu morza określone za pomocą analizy harmonicznej: (a) subregion 1, (b) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

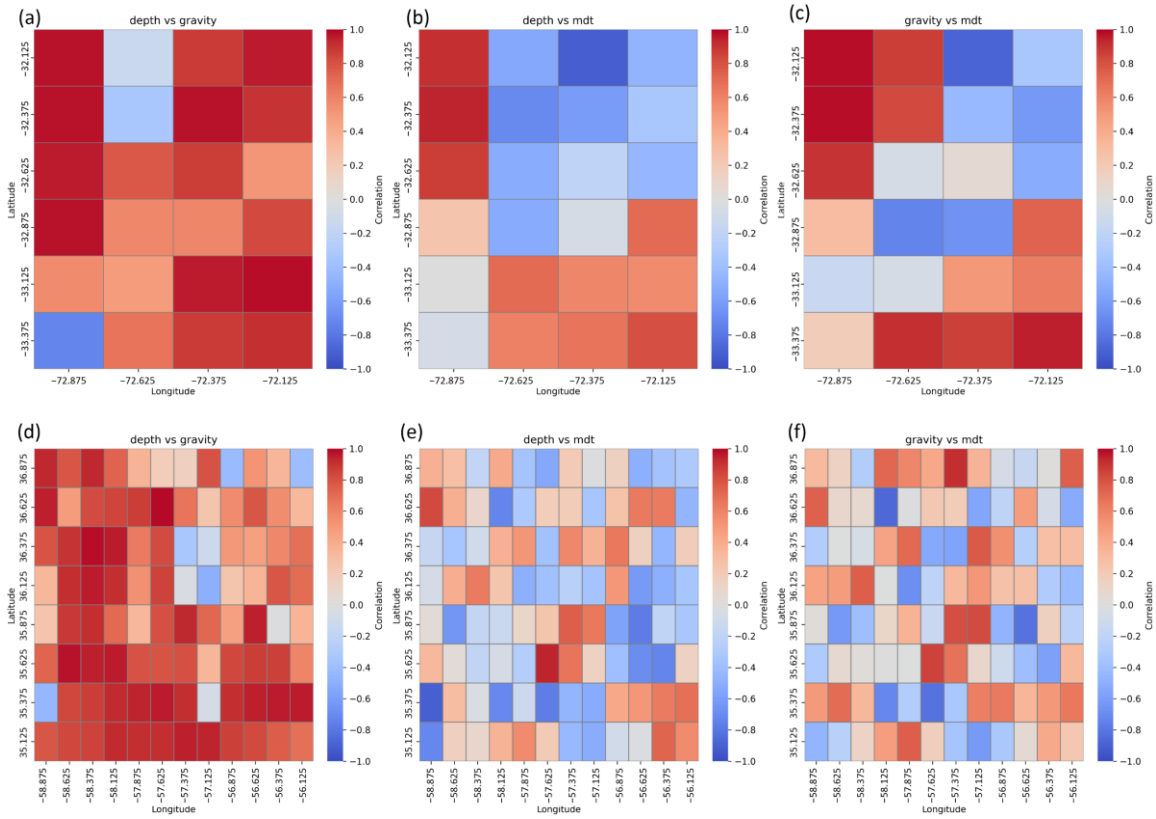
Przy użyciu analizy harmonicznej wyznaczono roczne, półroczne i 18.61-letnie cykle wahań sezonowych (Rysunek 5). Amplitudy roczne i półroczne były stosunkowo niskie w obszarze rowu (< 2.0 cm) i wysokie w obszarze gór podmorskich i pofałdowań dna morskiego (roczne: 7.0 – 9.5 cm; półroczne: ≤ 2.5 cm), podczas gdy amplitudy 18.61-letnie osiągały wartości od 10.0 do 22.0 cm w obszarze pofałdowań dna morskiego (Rysunek 4, **(P2)**). Wyniki te wskazują, że lokalna morfologia dna morskiego moduluje

zarówno sezonowe, jak i długoterminowe cykle wahań.




**Rysunek 5.** Amplitudy cyklu rocznego, półrocznego i 18.61 – letniego: (a) subregion 1, (b) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

Analizy korelacji przestrzennych (subregion 1, subregion 2) pomiędzy numerycznymi modelami geofizycznymi (głębokość, wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne i średnia dynamiczna topografia) ujawniły umiarkowane i silne korelacje między głębokość–wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne, przy czym korelacje między głębokość – MDT były na ogół ujemne, co odzwierciedla wpływ topografii dna morskiego na ogólną dynamikę oceaniczną (Rysunek 6). W obszarze kanionu występowały silne dodatnie korelacje między wszystkimi zmiennymi, podczas, gdy w obszarze gór podmorskich i pofałdowań dna wykazano złożone interakcje, co podkreśla wpływ regionalnych uwarunkowań **(P2)**.

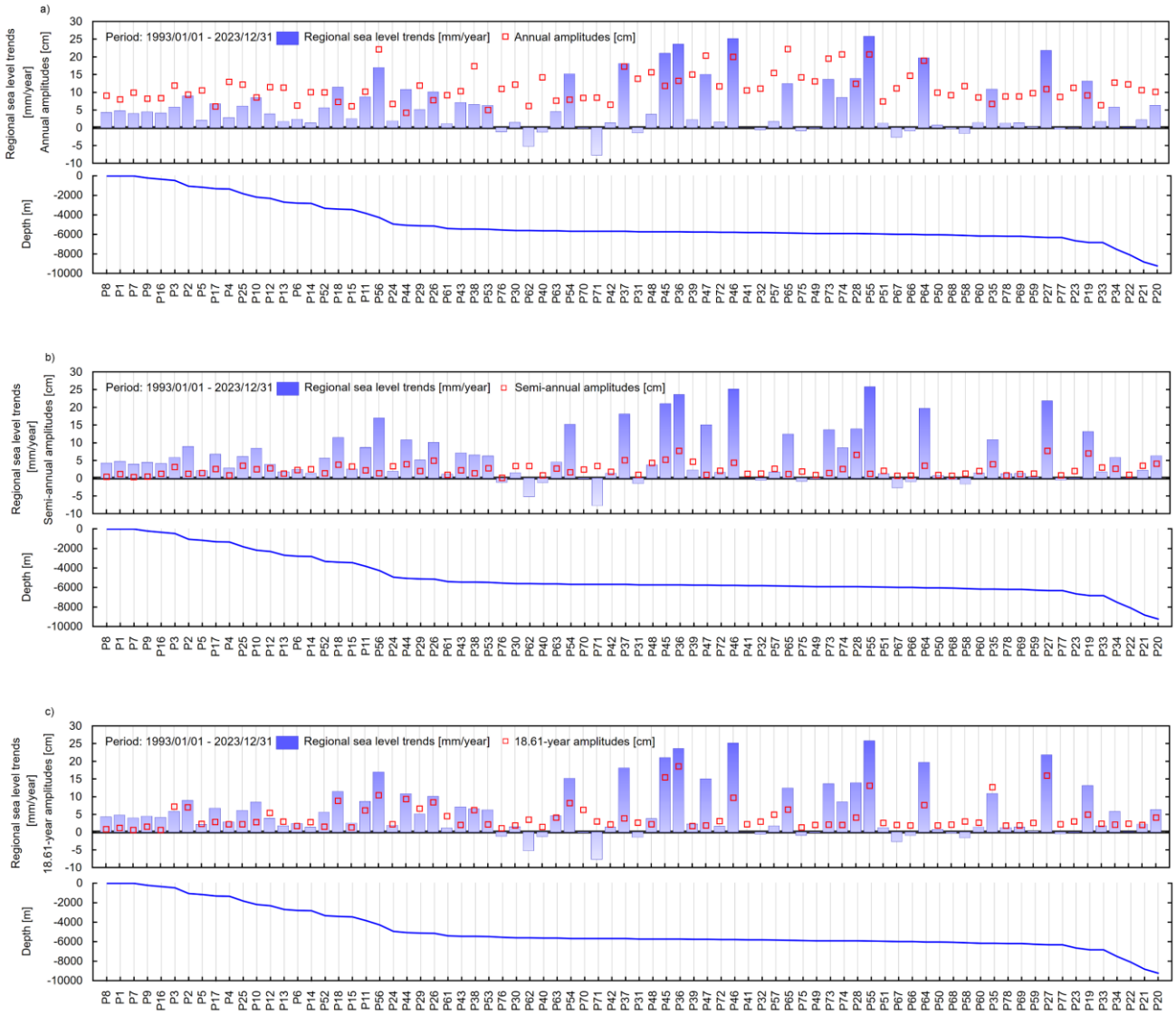



**Rysunek 6.** Korelogramy przestrzenne: (a-c) subregion 1, (d-f) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni 2025).*

## 4.3 Wpływ morfologii dna morskiego na regionalny wzrost poziomu morza w rejonie Rowu Japońskiego – weryfikacja metodyki badań (P2, P3)

Regionalne trendy zmian poziomu morza, przy użyciu szeregów czasowych z dziennych obserwacji altimetrycznych w okresie 1993 – 2023 oszacowano dla 78 wirtualnych stacji w rejonie Rowu Japońskiego – subregion 3 (głębokości dna morskiego wahają się od 25 m do ponad 9200 m i obejmują szelfy kontynentalne, stoki,

rowy, góry podmorskie i pofałdowania dna **(P3)**. Wartości trendów zmian poziomu morza wahały się od −7.8 ± 0.1 mm/rok do 25.8 ± 0.2 mm/rok, ze średnim SLR wynoszącym 6.0 ± 0.01 mm/rok, przekraczając średnią globalną, która wynosi ok. 3.4 mm/rok (Von Schuckmann i in., 2024). Najwyższe wartości trendów zaobserwowano we wschodniej strefie subdukcji Rowu Japońskiego i Płyty Pacyficznej, natomiast niższe lub ujemne wartości trendów wystąpiły w regionach stabilnych tektonicznie (Rysunek 7). Amplitudy roczne wahały się od 4.27 do 22.30 cm, półroczna od 0.17 do 7.77 cm, a amplituda 18.61 – letnia od 0.63 do 18.62 cm, co wskazuje, że zmienność cykliczna może przewyższać wartości trendów długoterminowych.




**Rysunek 7.** Regionalne trendy zmian poziomu morza i amplitudy (a) cykl roczny, (b) cykl półroczny, (c) cykl 18.61-letni *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

W celu oceny spójności i wiarygodności wyników przeprowadzono walidację przy użyciu trzech niezależnych metod analitycznych (analiza harmoniczna, ciągła transformacja falkowa (CWT), filtracja Kalmana (OLS i regresja odporna), co pozwoliło potwierdzić stabilność wyznaczenia trendów zmian poziomu morza oraz dokładność identyfikacji zmian sezonowych. Dzięki temu możliwe było potwierdzenie, że dalsze wnioski i interpretacje opierają się na solidnych, zweryfikowanych podstawach analitycznych (Tabela 1).

***Tabela 2.*** Walidacja oszacowania trendów i amplitud zmian poziomu morza *(źródło: opracowanie własne).*

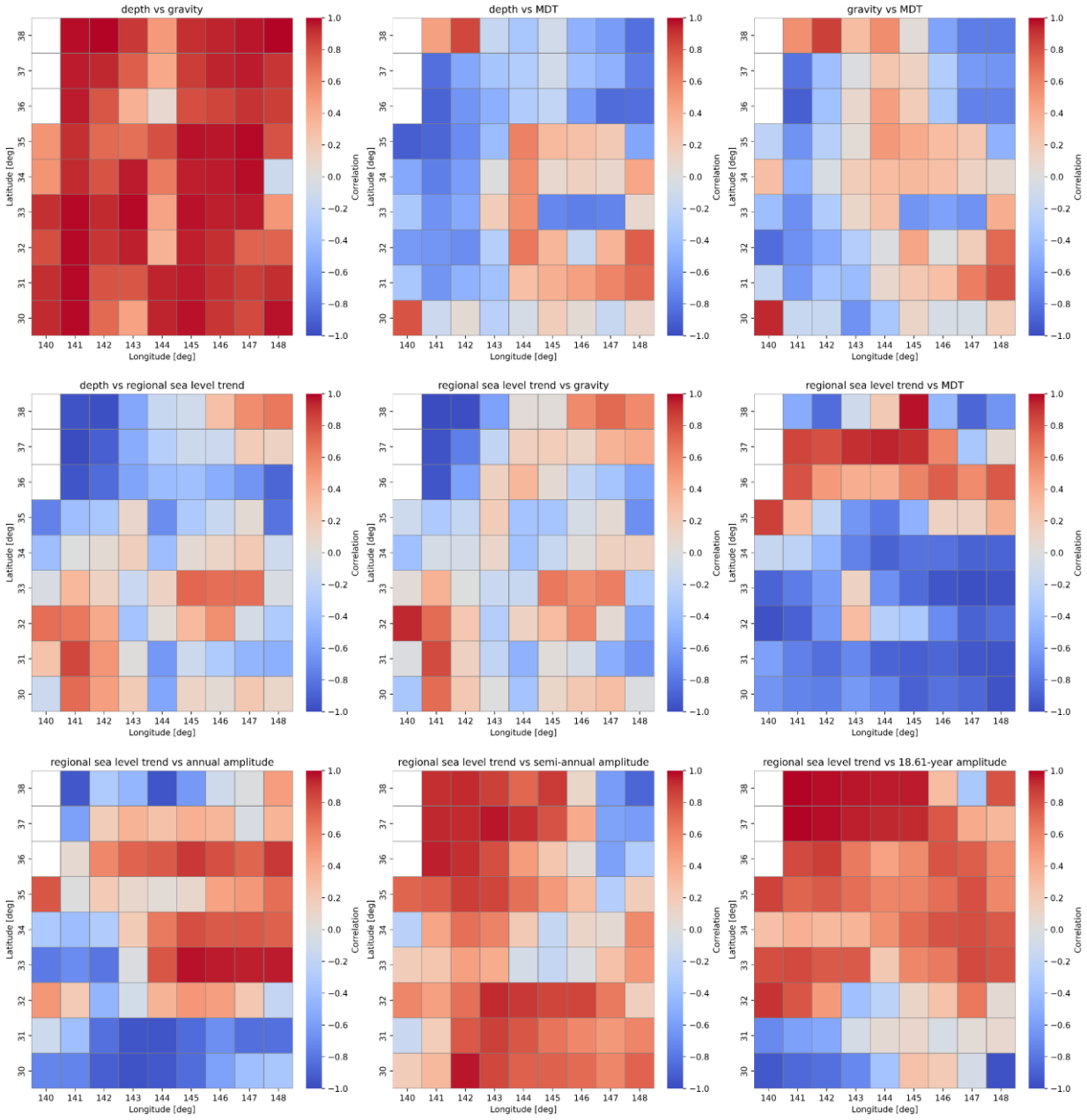
| | Punkt | Analiza harmoniczna | | | Ciągła transformacja falkowa CWT | | | Filtr Kalmana | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Trend [mm/rok] | Amplituda roczna [cm] | Amplituda półroczna [cm] | Trend [mm/rok] | Amplituda roczna [cm] | Amplituda półroczna [cm] | Trend OLS [mm/rok] | Trend reg. odporna [mm/rok] | Amplituda roczna [cm] | Amplituda półroczna [cm] |
| SUBREGION 1, SUBREGION 2 | T7 | 1.86 ± 0.01 | 0.77 | 1 | 1.89 ± 0.04 | 0.72 | 0.99 | 1.89 ± 0.04 | 1.99 ± 0.04 | 0.77 | 1 |
| | T11 | 2.23 ± 0.01 | 0.62 | 0.95 | 2.26 ± 0.05 | 0.58 | 0.91 | 2.24 ± 0.04 | 2.29 ± 0.04 | 0.62 | 0.95 |
| | T15 | 2.34 ± 0.01 | 0.72 | 0.77 | 2.34 ± 0.04 | 0.68 | 0.73 | 2.31 ± 0.04 | 2.36 ± 0.04 | 0.72 | 0.77 |
| | C1 | 2.16 ± 0.01 | 0.62 | 0.87 | 2.2 ± 0.04 | 0.81 | 0.84 | 2.19 ± 0.04 | 2.27 ± 0.04 | 0.88 | 0.88 |
| | A5 | 3.28 ± 0.07 | 1.3 | 0.79 | 2.1 ± 0.04 | 1.24 | 0.79 | 2.08 ± 0.04 | 2.19 ± 0.04 | 1.31 | 0.8 |
| | C6 | 2.16 ± 0.01 | 1.3 | 0.79 | 2.1 ± 0.04 | 1.24 | 0.77 | 2.08 ± 0.04 | 2.19 ± 0.04 | 1.31 | 0.8 |
| | A2 | 3.65 ± 0.07 | 0.87 | 0.87 | 2.2 ± 0.04 | 0.81 | 0.84 | 2.19 ± 0.04 | 2.27 ± 0.04 | 0.88 | 0.88 |
| | S7 | 3.09 ± 0.08 | 8.89 | 0.58 | 3.12 ± 0.20 | 8.99 | 0.56 | 3.12 ± 0.21 | 3.39 ± 0.21 | 8.97 | 0.6 |
| | A8 | 6.57 ± 0.16 | 8.39 | 0.58 | 3.54 ± 0.21 | 8.51 | 0.63 | 3.71 ± 0.22 | 3.76 ± 0.22 | 8.48 | 0.61 |
| | U14 | 4.93 ± 0.07 | 7.92 | 0.82 | 4.56 ± 0.19 | 8.06 | 0.88 | 4.58 ± 0.19 | 4.59 ± 0.20 | 7.96 | 0.85 |
| | A23 | 5.48 ± 0.14 | 7.57 | 1.57 | 3.11 ± 0.19 | 7.67 | 1.53 | 3.20 ± 0.20 | 3.52 ± 0.20 | 7.62 | 1.59 |
| | A11 | 5.11 ± 0.31 | 7.11 | 0.5 | 3.14 ± 0.18 | 7.21 | 0.45 | 3.01 ± 0.19 | 3.15 ± 0.19 | 7.15 | 0.5 |
| | A13 | 7.66 ± 0.18 | 7.78 | 1.38 | 4.53 ± 0.18 | 7.93 | 1.37 | 4.62 ± 0.19 | 4.64 ± 0.20 | 7.83 | 1.42 |
| SUBREGION 3 | P8 | 4.32 ± 0.07 | 9.12 | 0.43 | 4.16 ± 0.09 | 9.25 | 0.49 | 4.16 ± 0.08 | 4.21 ± 0.09 | 9.16 | 0.43 |
| | P11 | 8.69 ± 0.09 | 10.25 | 2.26 | 10.02 ± 0.28 | 10.57 | 2.42 | 10.33 ± 0.29 | 10.47 ± 0.30 | 10.35 | 2.35 |
| | P13 | 1.83 ± 0.09 | 11.41 | 1.35 | 2.60 ± 0.19 | 11.49 | 1.39 | 2.72 ± 0.20 | 2.61 ± 0.17 | 11.48 | 1.37 |
| | P19 | 13.16 ± 0.09 | 9.17 | 7.05 | 13.97 ± 0.26 | 9.62 | 7.19 | 14.02 ± 0.27 | 13.71 ± 0.27 | 9.26 | 7.29 |
| | P20 | 6.37 ± 0.09 | 10.19 | 4.18 | 7.21 ± 0.24 | 10.41 | 4.28 | 7.27 ± 0.25 | 6.42 ± 0.23 | 10.27 | 4.29 |
| | P22 | 0.10 ± 0.09 | 12.32 | 1.04 | 0.92 ± 0.19 | 12.35 | 1.05 | 0.94 ± 0.20 | 1.01 ± 0.19 | 12.4 | 1.05 |
| | P27 | 21.84 ± 0.15 | 10.94 | 7.77 | 23.18 ± 0.37 | 11.59 | 8.13 | 22.86± 0.37 | 24.63 ± 0.39 | 11.09 | 8.14 |
| | P44 | 10.79 ± 0.08 | 4.27 | 3.99 | 12.17 ± 0.36 | 4.59 | 4.17 | 12.65± 0.36 | 11.09 ± 0.35 | 4.36 | 4.21 |
| | P56 | 17.03 ± 0.18 | 22.2 | 1.44 | 18.78 ± 0.43 | 22.78 | 1.18 | 18.41± 0.43 | 18.17 ± 0.45 | 22.45 | 1.48 |
| | P32 | -0.54 ± 0.09 | 11.08 | 1.34 | 0.37 ± 0.17 | 11.09 | 1.34 | 0.31± 0.17 | 0.54 ± 0.17 | 11.12 | 1.35 |
| | P39 | 2.34± 0.12 | 15.06 | 4.74 | 1.42 ± 0.33 | 15.12 | 4.74 | 1.87± 0.35 | 0.30 ± 0.28 | 15.17 | 4.86 |
| | P49 | -0.20 ± 0.10 | 13.12 | 0.97 | -0.16 ± 0.21 | 13.12 | 0.98 | -0.01± 0.22 | -0.61 ± 0.19 | 13.19 | 0.99 |

Walidacja wyników wykazała wysoki poziom spójności pomiędzy zastosowanymi metodami analitycznymi. Największa zgodność oszacowań trendów zmian poziomu morza wystąpiła w punktach T7, T11 i T15, gdzie różnice pomiędzy trendami oszacowanymi metodą analizy harmonicznej, ciągłej transformacji falkowej, filtracji Kalmana były minimalne, co potwierdza stabilność sygnałów długoterminowych. Amplitudy roczne i półroczne również charakteryzowały się wysoką powtarzalnością, chociaż ich różnice były wyraźnie zależne od lokalnych warunków batymetrycznych. W subregionie 2, punkty A8 i U14 charakteryzowały się wyraźnie wyższymi amplitudami rocznymi przy bardzo niskiej rozbieżności między metodami, co wskazuje na solidną identyfikację sygnału sezonowego. Zastosowanie filtrów Kalmana poprawiło

identyfikację subtelnych lokalnych fluktuacji i potencjalnych modulacji sezonowych, jednocześnie zwiększając odporność na szum, co jest kluczowe dla wiarygodnego prognozowania.

W subregionie 3, walidacja wyników na podstawie analizy harmonicznej, ciągłej transformacji falkowej i filtracji Kalmana wykazuje wysoki stopień spójności dla większości punktów obserwacyjnych. Trendy zmian poziomu morza oszacowane wszystkimi metodami pozostają ściśle powiązane. Jedynie w punkcie P11 widoczne różnice rzędu 2 mm (P11: 8.69 mm/rok z analizy harmonicznej w porównaniu z 10.02 mm/rok z CWT i 10.33 mm/rok z filtracji Kalmana OLS). Roczne amplitudy również wykazują dużą zgodność, oscylując od 9.0 do 13.0 cm, podczas, gdy amplitudy półroczne pozostają niskie (od 0.3 do 1.5 cm), co wskazuje na stabilne cykle sezonowe z ograniczoną rozbieżnością pomiędzy metodami. Punkty o bardzo zróżnicowanej morfologii dna (np. P27, P20) wykazują nieco większe różnice, jednak ogólny wzorzec nadal potwierdza konsekwentne wykrywanie dominujących składowych harmonicznych. Filtracja Kalmana dodatkowo udoskonala zmienność krótkoterminową, zwiększając stabilność względem szumu i zachowując sezonową strukturę sygnału, co dodatkowo zwiększa wiarygodność uzyskanych trendów zmian poziomu morza. Podsumowując, wysoka spójność metod analitycznych potwierdza wiarygodność uzyskanych trendów zmian poziomu morza i wzmacnia interpretację regionalnych wzorców zmienności względem morfologii dna morskiego. Wyniki potwierdzają, że model harmoniczny poprawnie reprezentuje długoterminowy sygnał zmian poziomu morza, podczas gdy metody filtracji Kalmana i CWT zapewniają skuteczną walidację. Zastosowane podejścia pozwalają na rozróżnienie sygnału klimatycznego od zjawisk związanych z dynamiką środowiska oceanicznego badanych subregionów. Jednocześnie walidacja uwzględnia pozostałe ograniczenia metodologiczne, w tym wrażliwość na jakość danych altimetrycznych, niepewność w MDT oraz zmienność rozdzielczości przestrzennej, które należy uwzględnić przy interpretacji wyników i projektowaniu przyszłych analiz.

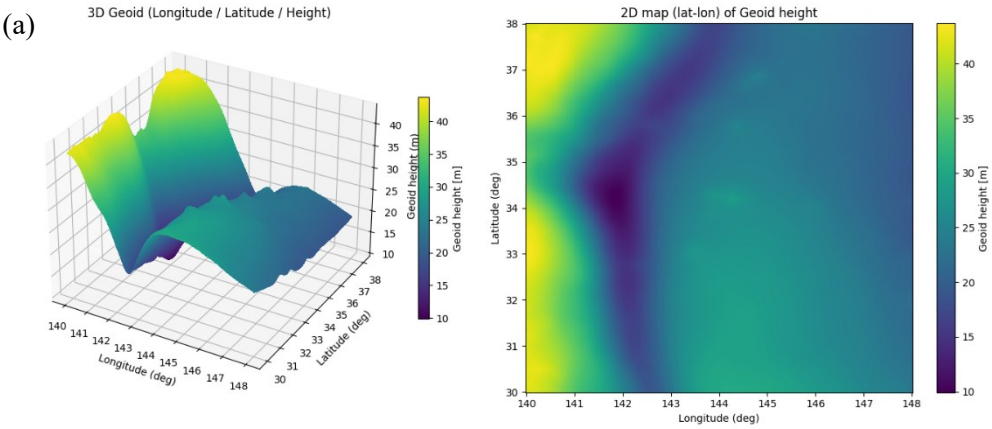
Analiza korelacji przestrzennych numerycznych modeli geofizycznych wykazała silne dodatnie zależności między głębokość – wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne (od 0.49 do 0.93), ujemne korelacje między głębokość – MDT (od -0.33 do -0.70) oraz wysokie dodatnie korelacje między trendy SLR – cykl 18.61-letni (od 0.77 do 0.95), co podkreśla wpływ topografii, wysokości geoidy i modulacji pływowej na regionalny SLR (Rysunek 8).



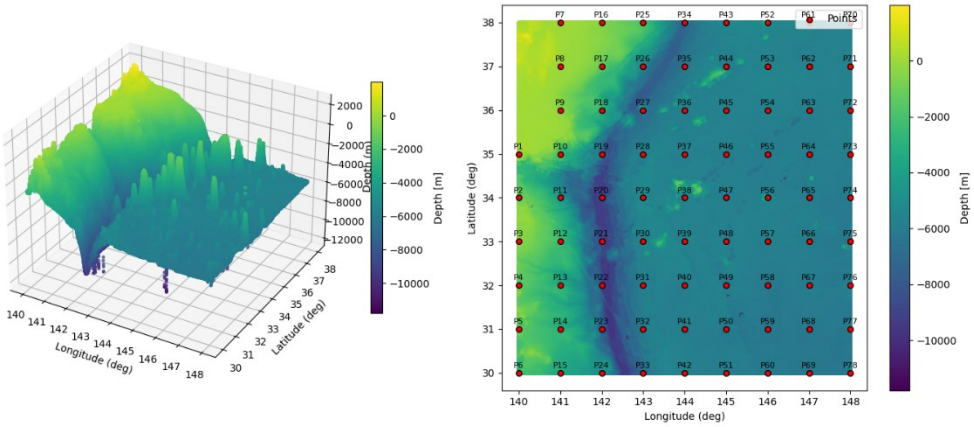

**Rysunek 8.** Korelogramy przestrzenne: subregion 3 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

Po obliczeniu współczynników korelacji w formie przestrzennych korelogramów, opracowano modele 2D i 3D (Rysunek 9) przedstawiające rozkład przestrzenny wysokości geoidy, głębokości, wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych oraz regionalnych trendów zmian poziomu morza (SLR) w subregionie 3.

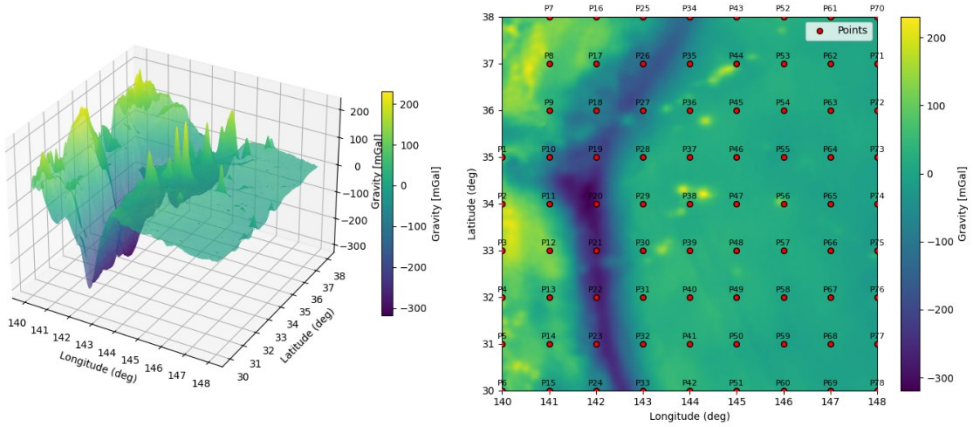
(a)


3D Geoid (Longitude / Latitude / Height)
Geoid height (m)
Geoid height [m]
Longitude (deg)
Latitude (deg)
2D map (lat-lon) of Geoid height
Geoid height [m]
Longitude (deg)
Latitude (deg)

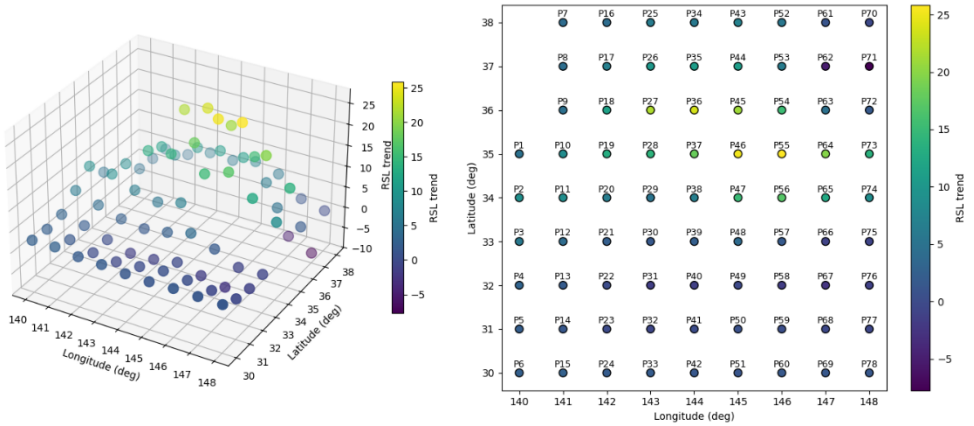
(b)


Depth (m)
Depth [m]
Longitude (deg)
Latitude (deg)
Points
Depth [m]
Longitude (deg)
Latitude (deg)

(c)

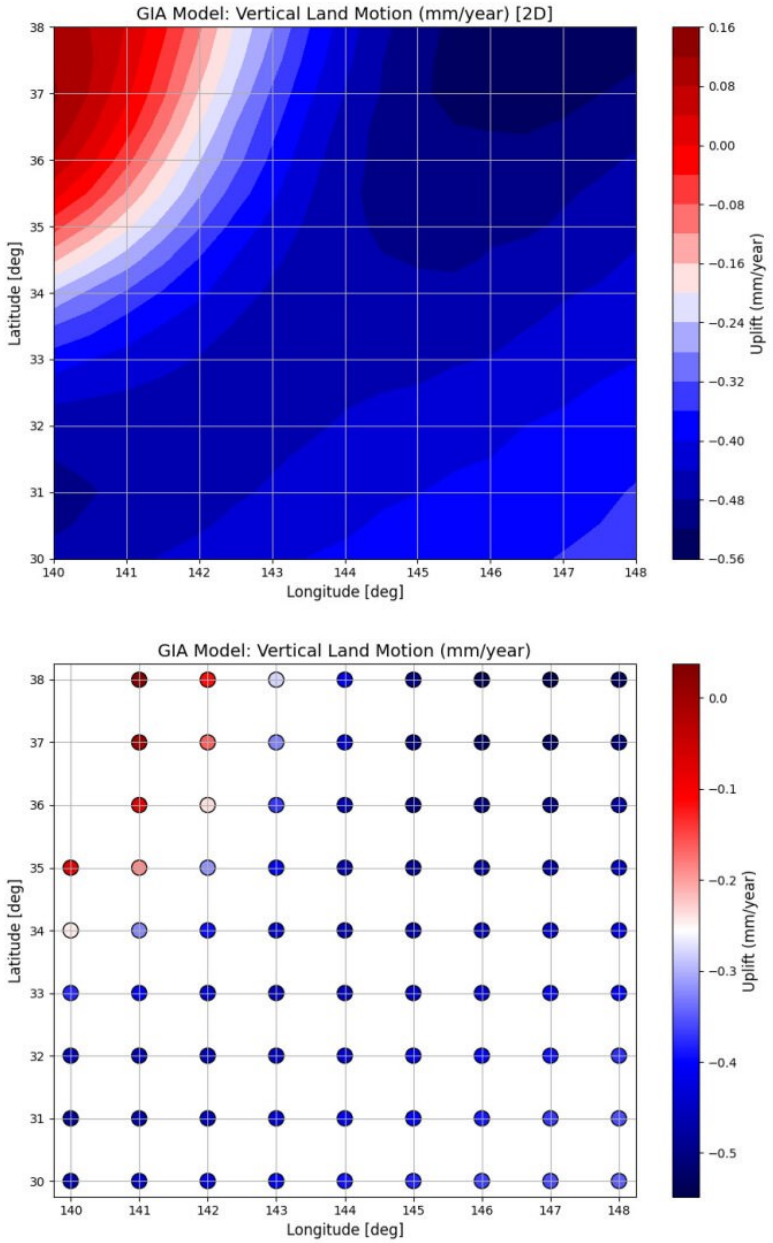

Gravity [mGal]
Gravity [mGal]
Longitude (deg)
Latitude (deg)
Points
Gravity [mGal]
Longitude (deg)
Latitude (deg)

(d)


RSL trend
RSL trend
Longitude (deg)
Latitude (deg)
RSL trend
Longitude (deg)
Latitude (deg)

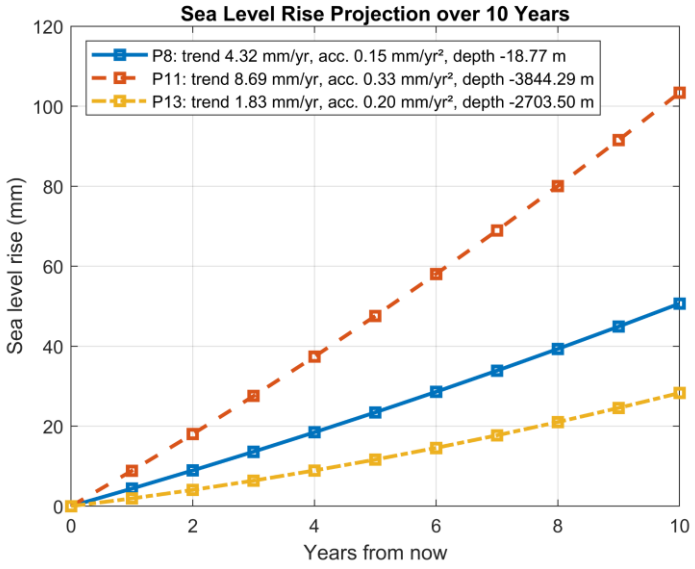
**Rysunek 9.** Modele 2D i 3D przestrzennego rozkładu zmiennych: (a) wysokości geoidy, (b) głębokości, (c) wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych oraz (d) regionalnych trendów zmian poziomu morza *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

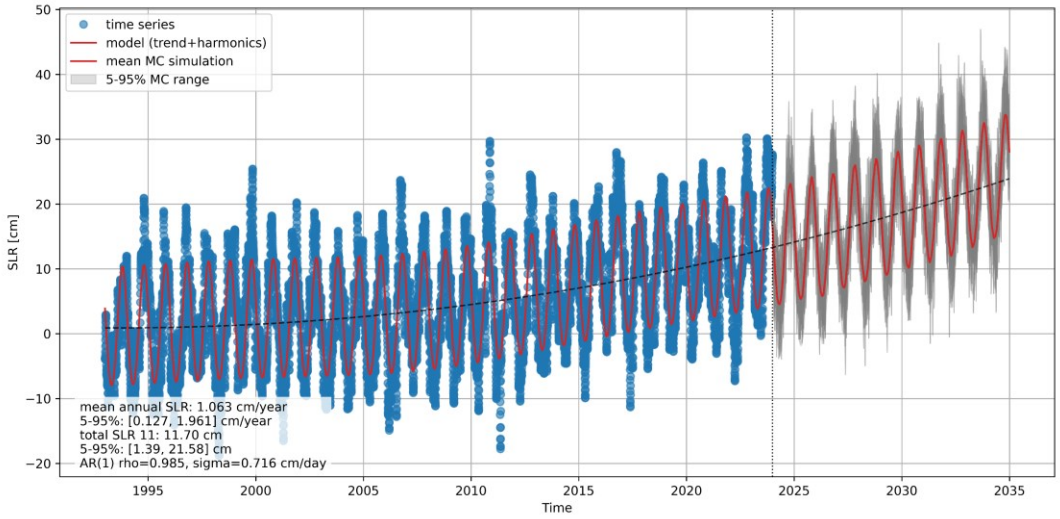
Korekty izostatyczne (GIA) ujawniły wahania wartości ang. *uplift* od -0.55 do 0.04 mm/rok, modyfikując regionalne trendy zmian poziomu morza. Obszar przybrzeżny i obszar kanionu charakteryzowały się niskim wzrostem i głównie zmianami eustatycznymi (~5 mm/rok), podczas gdy w obszarze gór podmorskich odnotowano wyższe wskaźniki zmian poziomu morza (od 10 do 22 mm/rok), a obszar rowu charakteryzował się minimalną dynamiką zmian, co podkreśla wzajemne oddziaływanie czynników izostatycznych, tektonicznych i oceanograficznych (Rysunek 10).

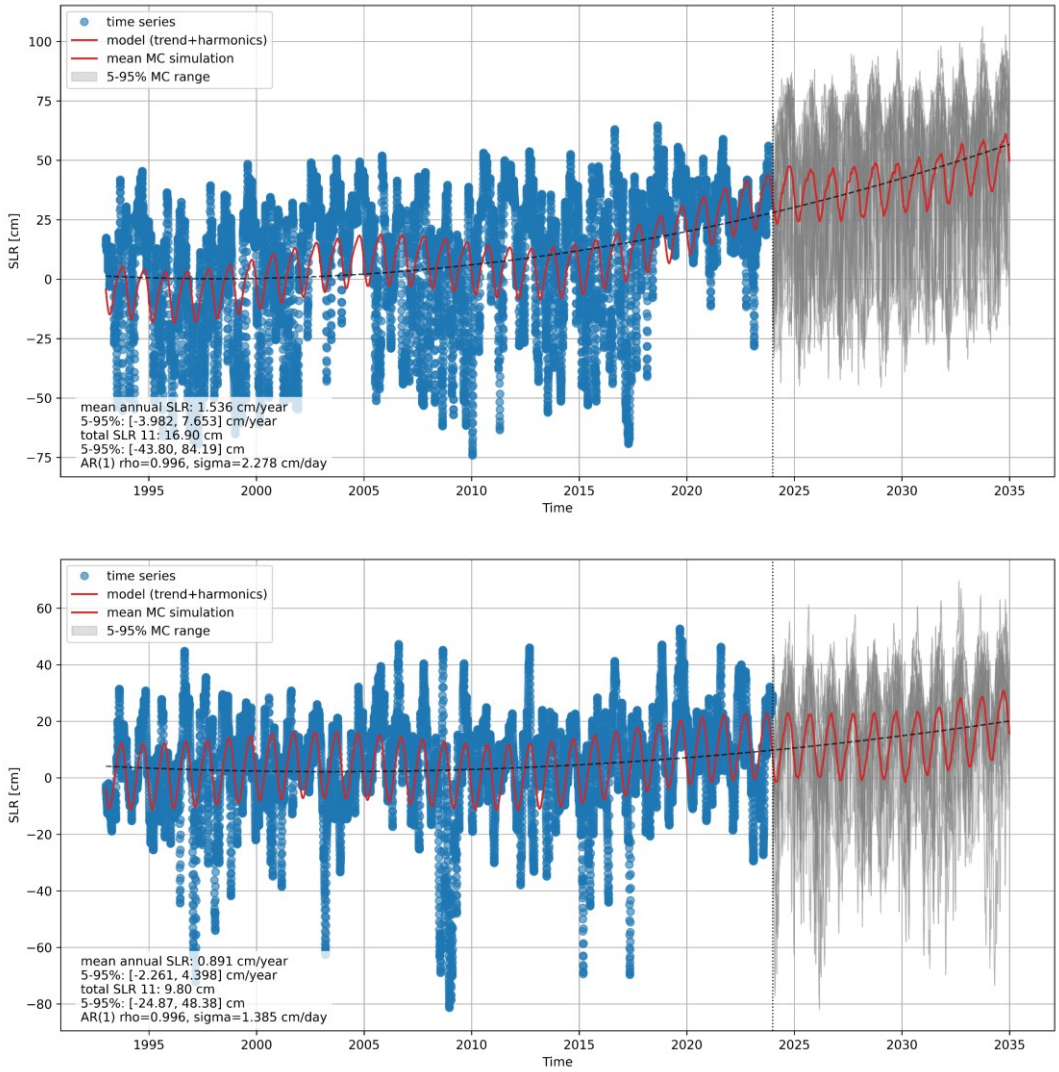


**Rysunek 10.** Model GIA: pionowe ruchy skorupy ziemskiej w subregionie 3 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

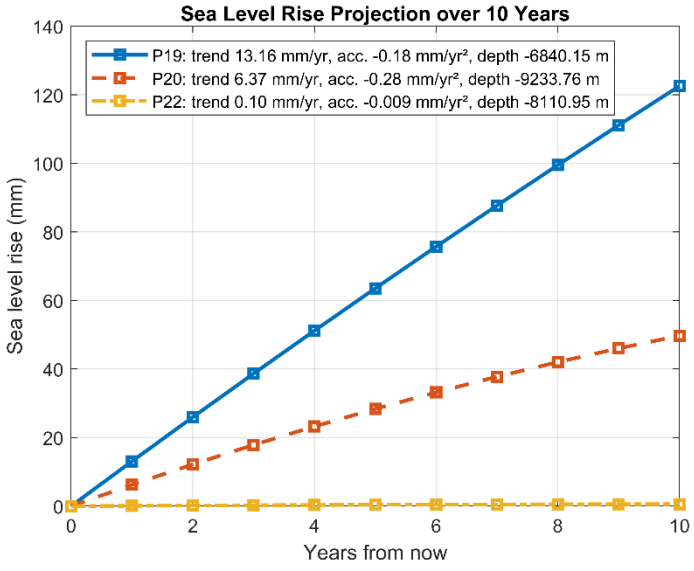
Zmodyfikowane symulacje Monte Carlo (subregion 3) wykazują zróżnicowane przyspieszenia SLR: obszar przybrzeżny i obszar kanionu charakteryzują się umiarkowanymi wartościami przyspieszenia (od 0.2 do 0.3 mm/rok²), obszar rowu charakteryzował się przyspieszeniem ujemnym (od -0.32 do -0.02 mm/rok²), obszar gór podmorskich charakteryzował się wysokimi wartościami przyspieszenia (do 1.73 mm/rok²), a obszar pofałdowań dna charakteryzował się minimalnymi wartościami przyspieszenia (od -0.05 do 0.11 mm/rok²). Rezultaty te podkreślają, że złożoność morfologii dna silnie reguluje regionalne przyspieszenie SLR, podkreślając znaczenie uwzględnienia topografii dna morskiego w regionalnych prognozach zmian poziomu morza.

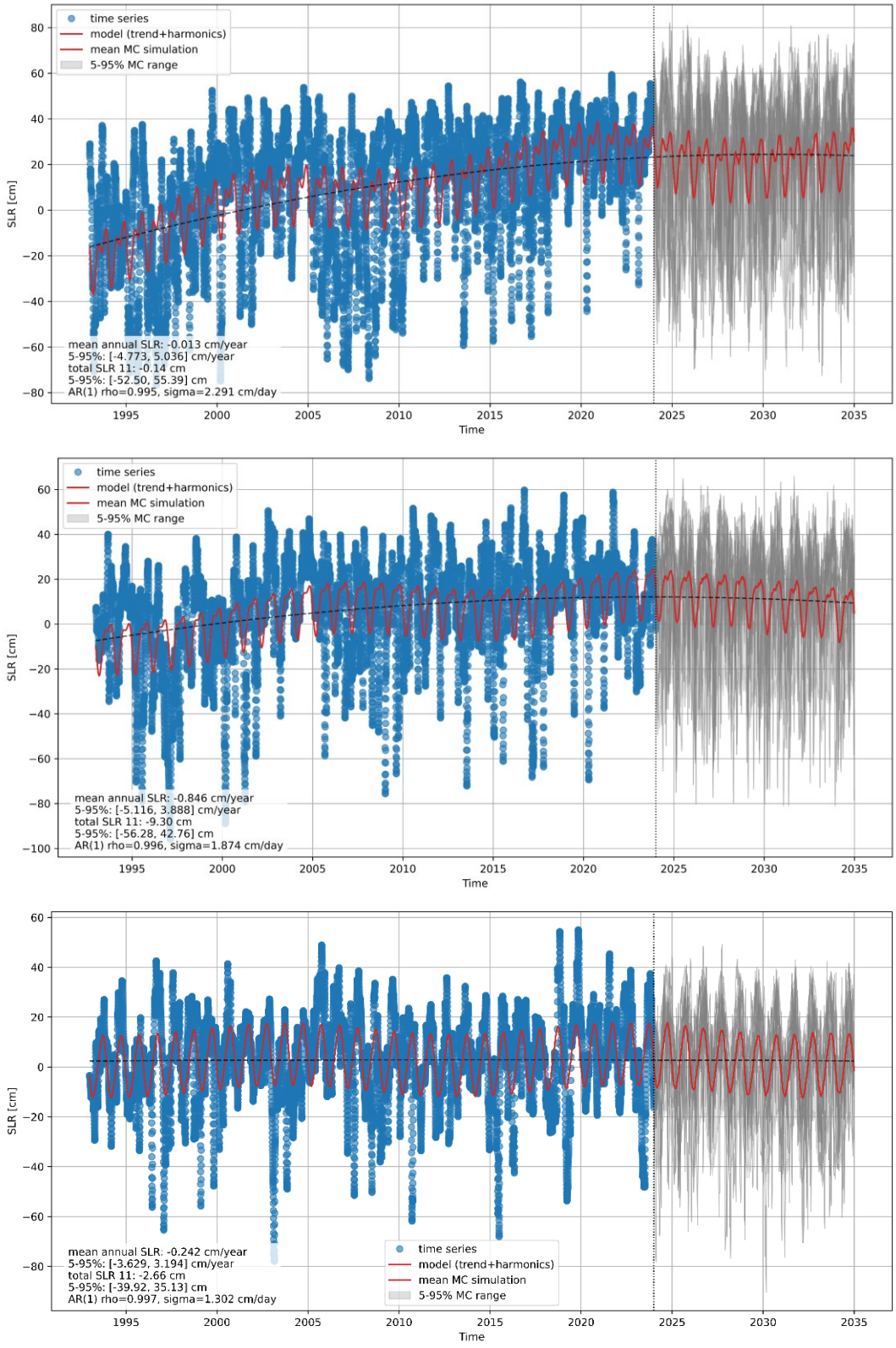


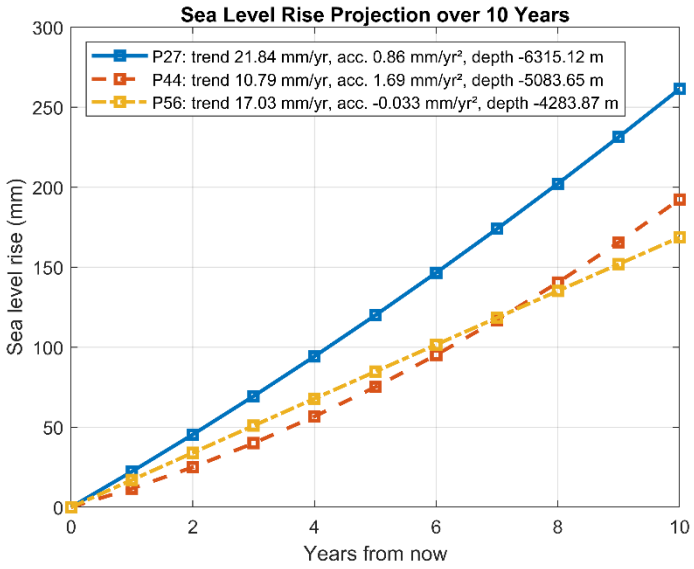


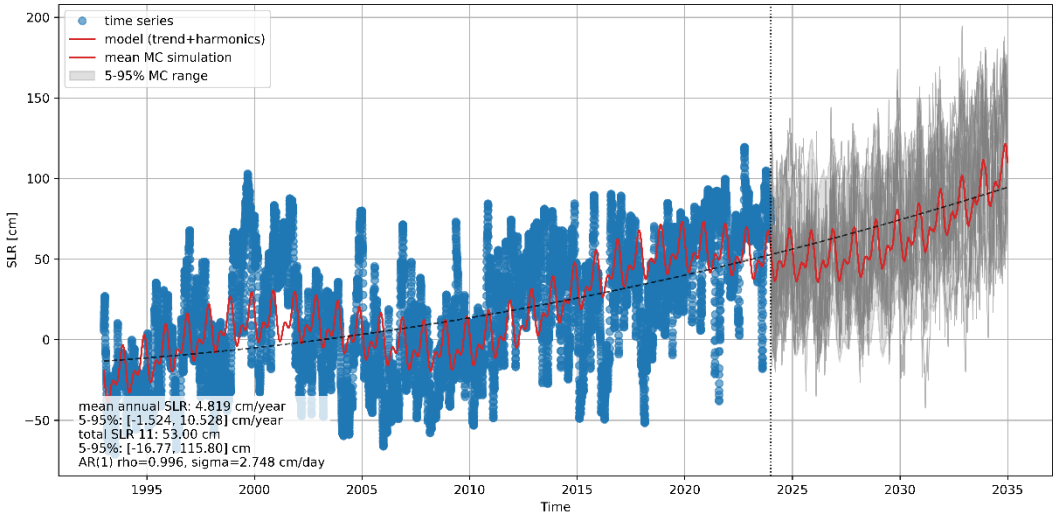

**Rysunek 11.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar przybrzeżny i obszar kanionu) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

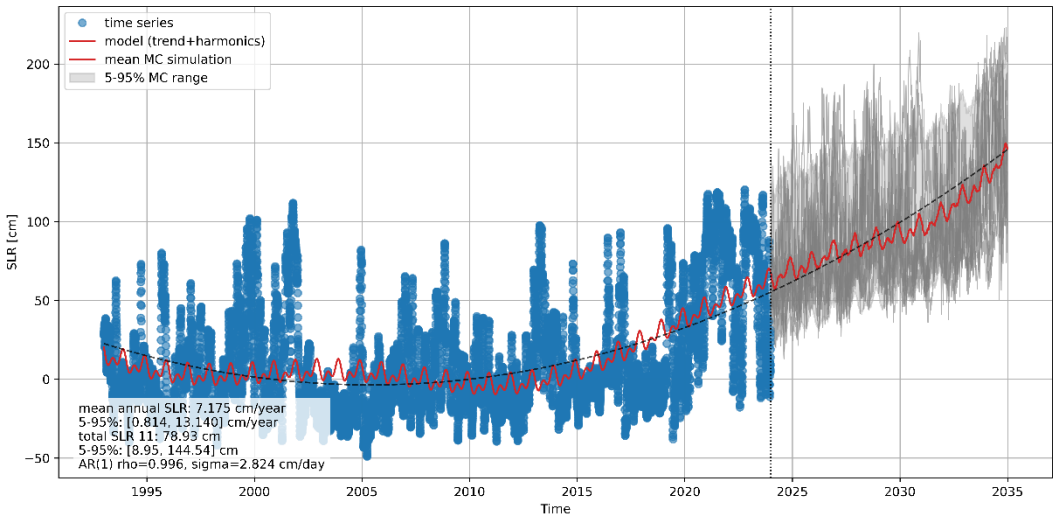


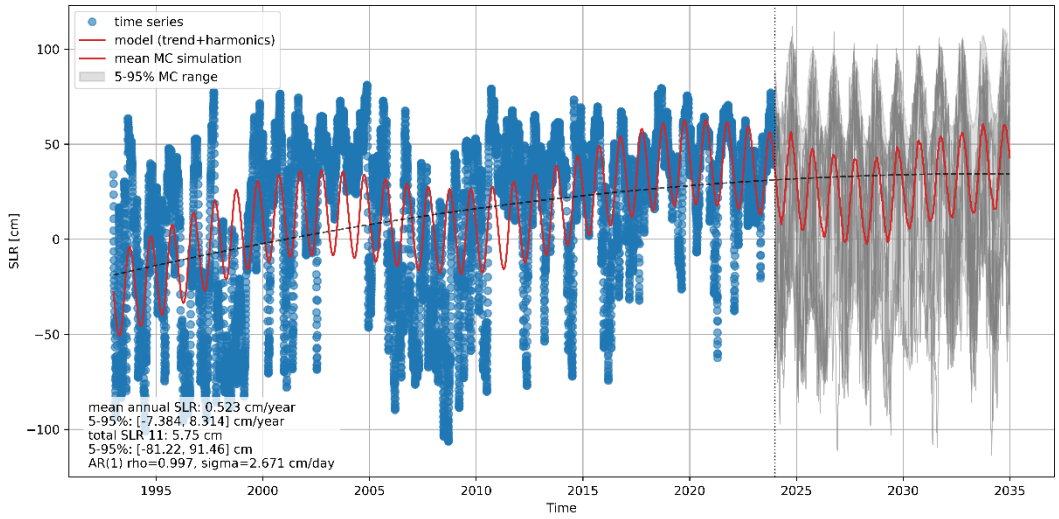



**Rysunek 12.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar rowu) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

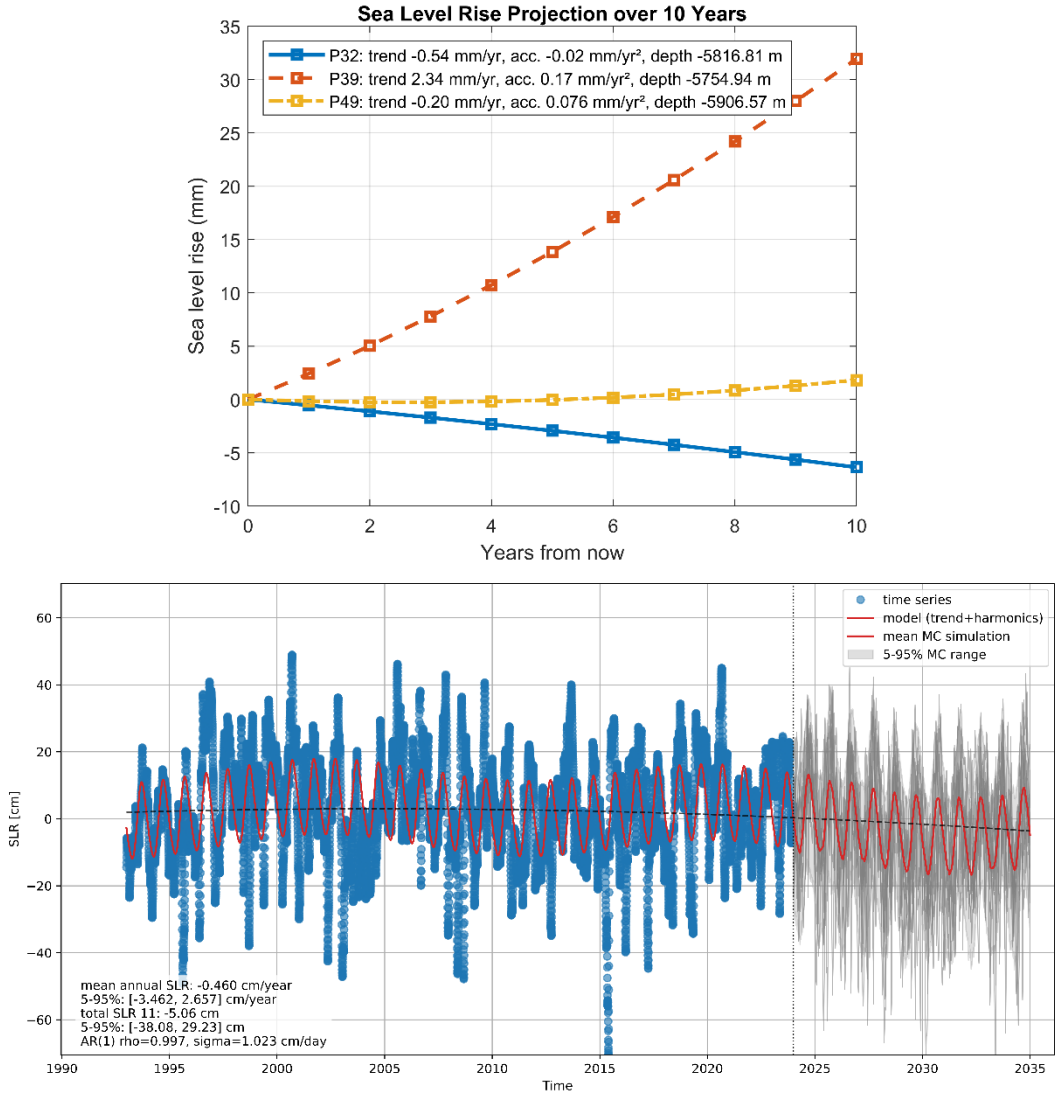

Sea Level Rise Projection over 10 Years
P27: trend 21.84 mm/yr, acc. 0.86 mm/yr², depth -6315.12 m
P44: trend 10.79 mm/yr, acc. 1.69 mm/yr², depth -5083.65 m
P56: trend 17.03 mm/yr, acc. -0.033 mm/yr², depth -4283.87 m
Sea level rise (mm)
Years from now

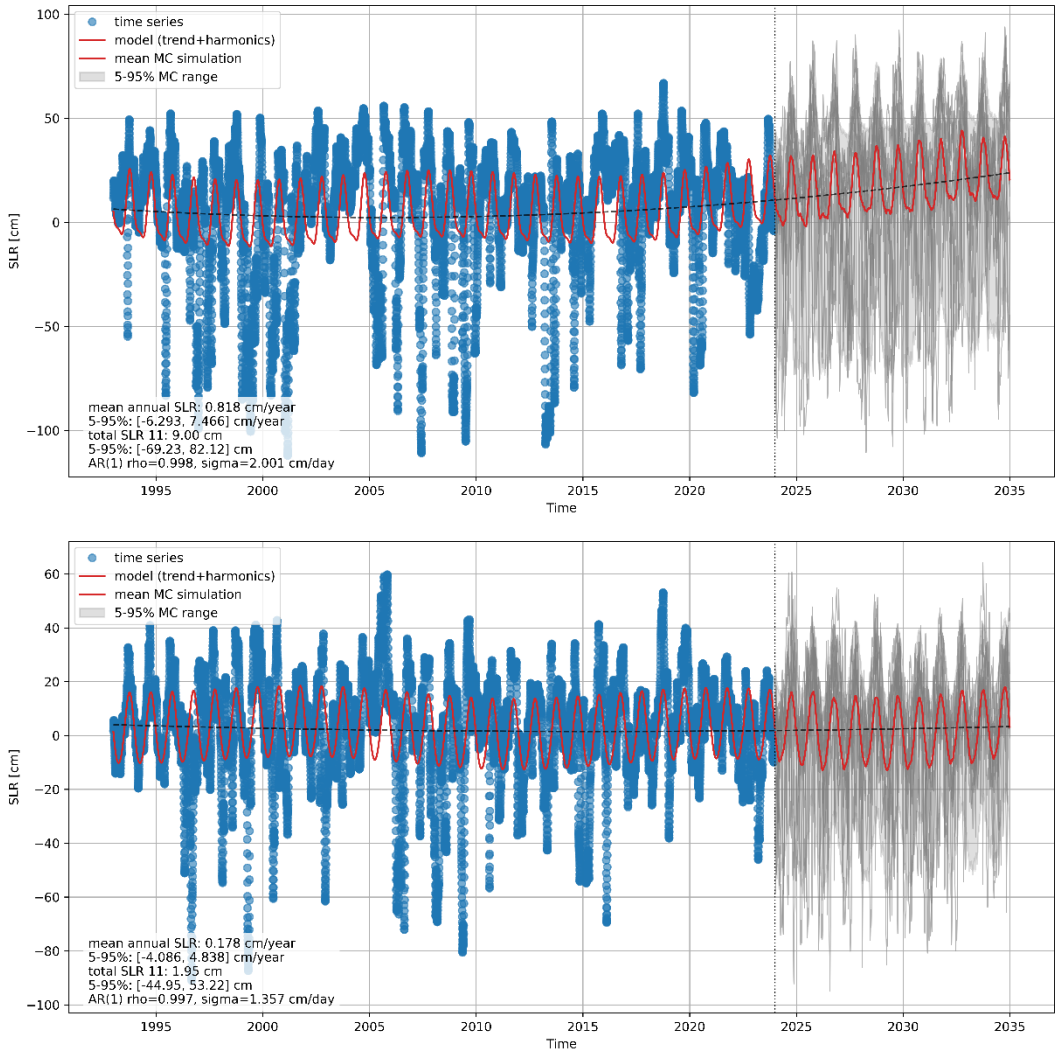

time series
model (trend+harmonics)
mean MC simulation
5-95% MC range
mean annual SLR: 4.819 cm/year
5-95%: [-1.524, 10.528] cm/year
total SLR 11: 53.00 cm
5-95%: [-16.77, 115.80] cm
AR(1) rho=0.996, sigma=2.748 cm/day
SLR [cm]
Time


time series
model (trend+harmonics)
mean MC simulation
5-95% MC range
mean annual SLR: 7.175 cm/year
5-95%: [0.814, 13.140] cm/year
total SLR 11: 78.93 cm
5-95%: [8.95, 144.54] cm
AR(1) rho=0.996, sigma=2.824 cm/day
SLR [cm]
Time




**Rysunek 13.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar gór podmorskich) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*



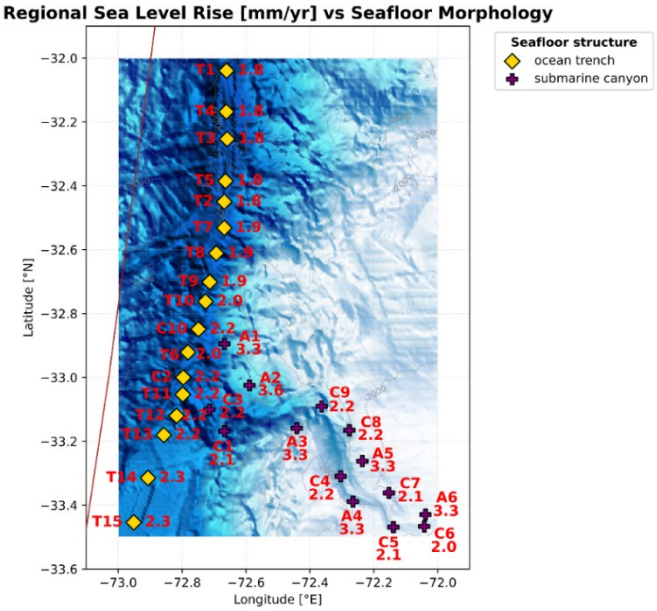


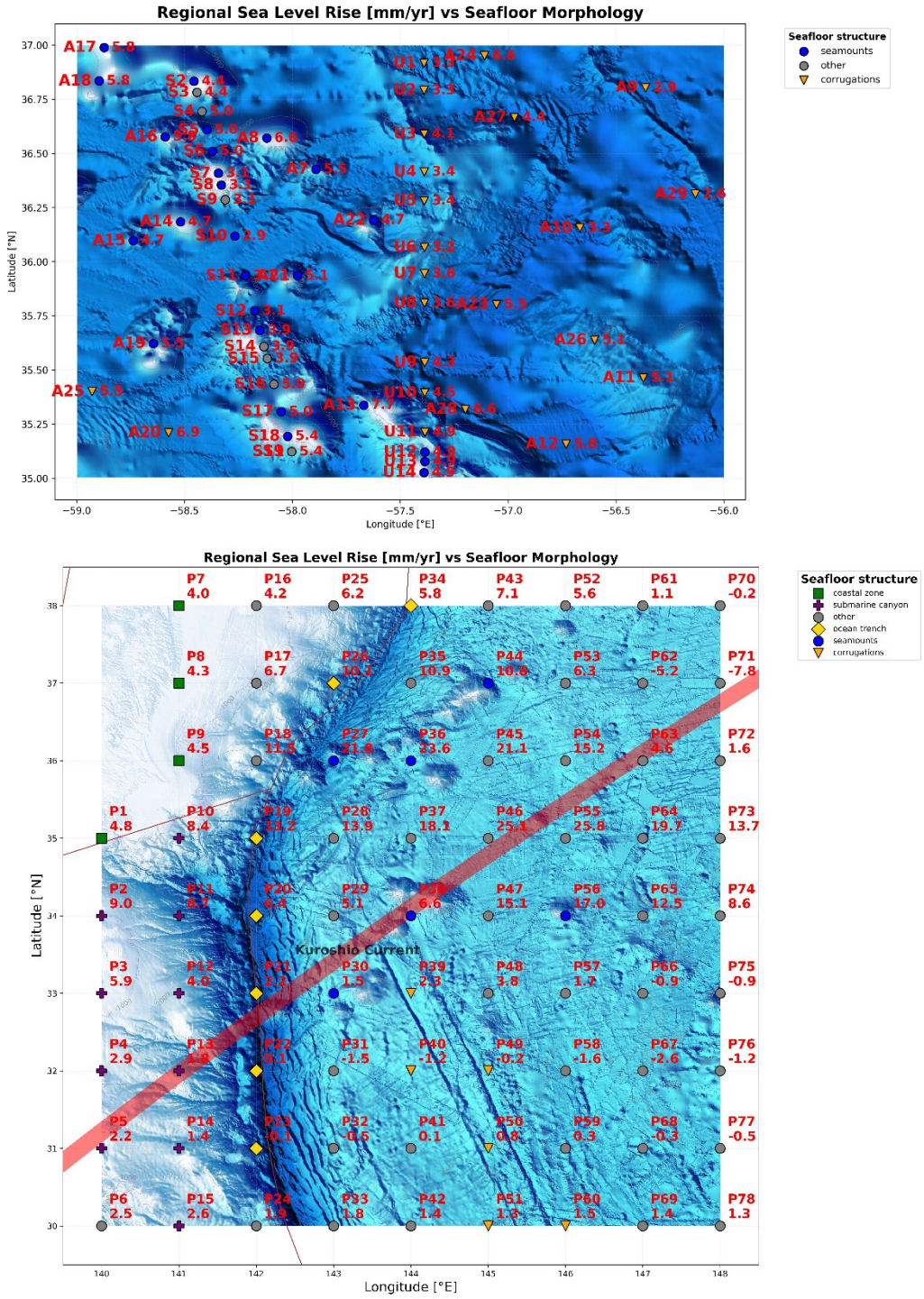

**Rysunek 14.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar pofałdowań dna) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).*

# 5. Dyskusja

W badaniach przeprowadzonych w ramach rozprawy doktorskiej rozwiązano istotną lukę w zrozumieniu geofizycznej interakcji pomiędzy morfologią dna morskiego, a regionalną zmiennością poziomu morza poprzez integrację hybrydowych zestawów danych, obejmujących obserwacje altimetryczne, batymetryczne sondowania wielowiązkowe, modele GEBCO, wolnopowietrzne anomalie grawitacyjne oraz średnią dynamiczną topografię. Integracja tych zestawów danych poprawia rekonstrukcję morfologii dna morskiego, szczególnie w regionach o ograniczonych danych pomiarowych i umożliwia modelowanie dna morskiego o wysokiej rozdzielczości, umożliwiając uchwycenie złożonych struktur podmorski, takich jak rowy, kaniony, góry podmorskie i pofałdowania dna (Cazenave i in., 2022; Hamlington, Gardner, i in., 2020; Verolino i in., 2024) **(P3)**. Te złożone i wieloaspektowe podejścia zwiększają precyzję modeli badających wpływ topografii dna morskiego na modulację zmian poziomu morza i umożliwiają dokładną identyfikację zróżnicowanych przestrzennie wahań klimatycznych (Church i in., 2013; Eisenman i in., 2024; Fujie i in., 2016; Gregory i in., 2019) **(P2,P3)**.

Wyniki pokazują, że morfologia dna morskiego silnie moduluje trendy, amplitudy i przyspieszenia zmian poziomu morza. Obszary o złożonej topografii, takie jak góry podmorskie i wzniesienia, wykazują wyższe i bardziej nieregularne wartości trendów zmian poziomu morza, podczas, gdy obszarach rowu i obszarach kanionów dna odpowiadają niższym i bardziej jednorodnym wartościom (Cazenave & Moreira, 2022; Fujiwara i in., 2017; Yang, 2023) **(P3)**.



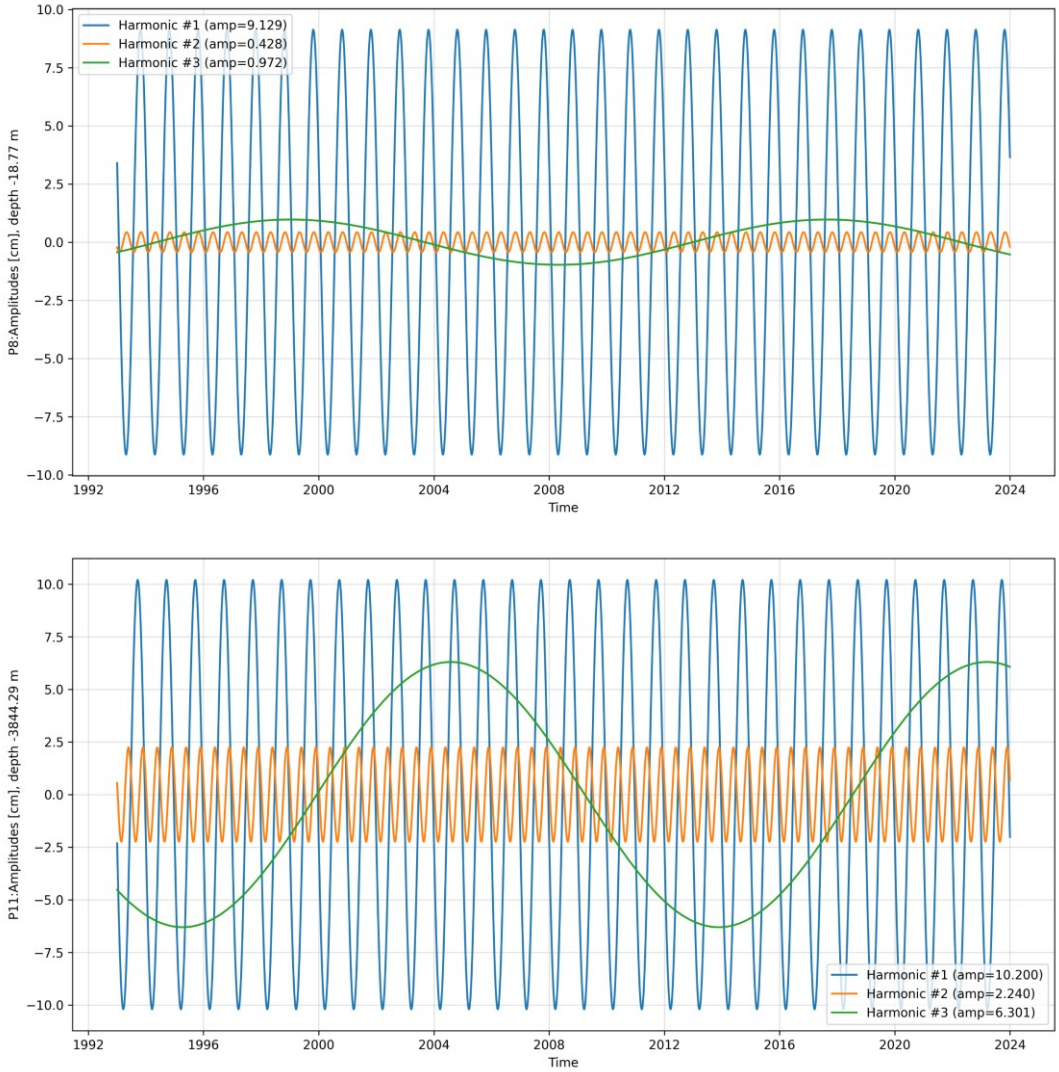


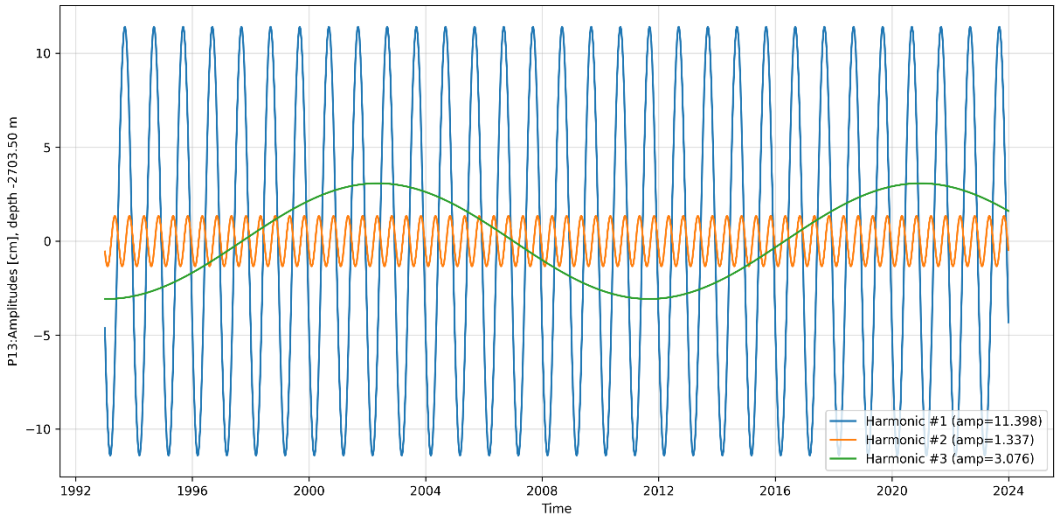

**Rysunek 15.** Regionalne trendy zmian poziomu morza vs. morflogia dna morskiego –subregion 1, subregion 2, subregion 3 *(źródło: opracowanie własne, Idzikowska i inni, 2025).*

Procesy dynamiczne i termodynamiczne, w tym prądy, rozszerzalność cieplna i cyrkulacja napędzana wiatrem, oddziałują z cechami morfologicznymi, dodatkowo kształtując zmienność przestrzenną i czasową (Camargo i in., 2022; L. Chen i in., 2025; Wagner & Böning, 2021) **(P2)**. Sezonowe oraz długoterminowe cykle wahań (np. 18.61−letni cykl węzłowy Księżyca) oraz poprawki geofizyczne, w tym korekta

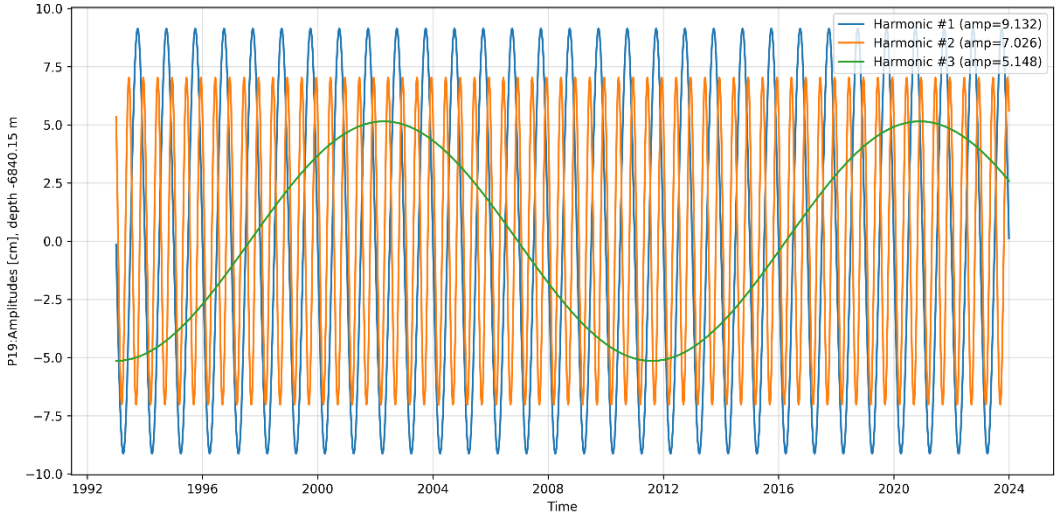
izostatyczna zlodowaceń (GIA), udoskonalają oszacowania trendów zmian poziomu morza i ulepszają modelowanie predykcyjne (Guo i in., 2024; Pan i in., 2022; Schindelegger i in., 2022; Woodworth i in., 2012) **(P2, P3)**. Zróżnicowanie cyklu rocznego, półrocznego i 18.61−letniego zestawiono dla wybranych stacji w zależności od morfolgii dna morskiego (Rysunek 16).

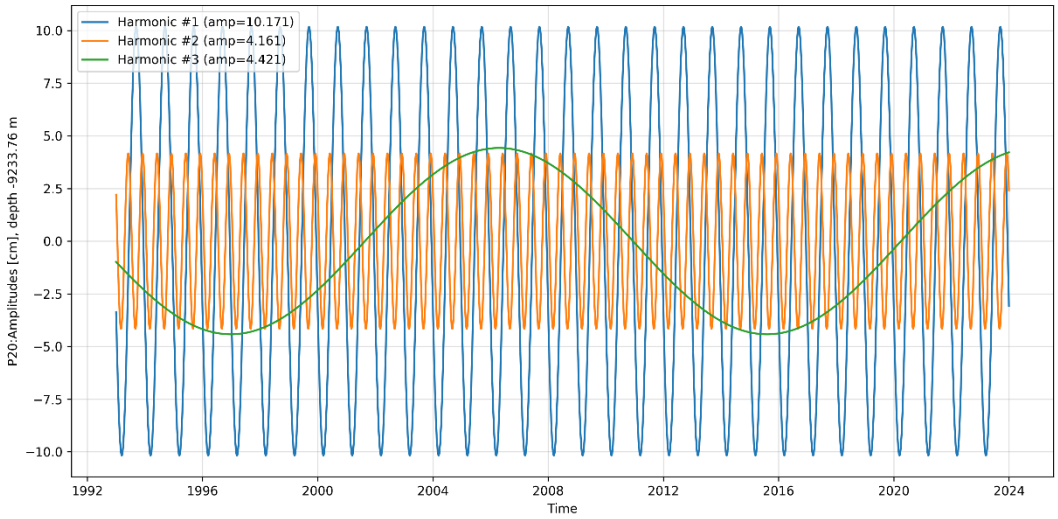
Obszar przybrzeżny i obszar kanionu (stacje P8, P11, P13)

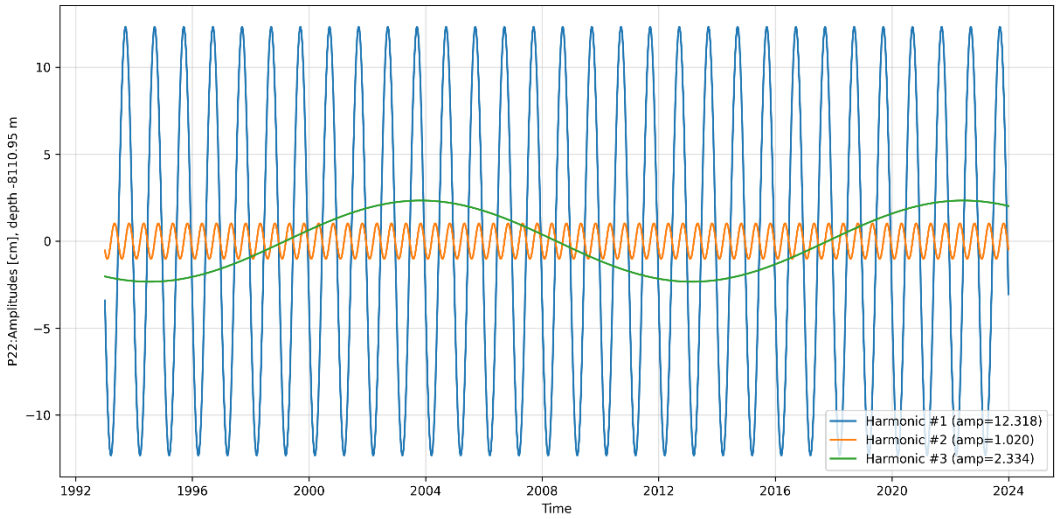




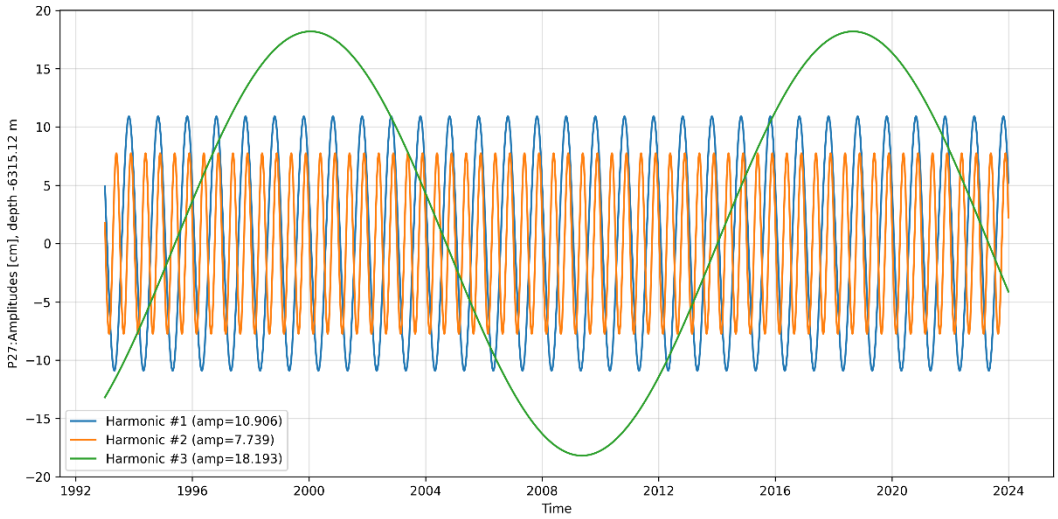

Obszar rowu (stacje P19, P20, P22)

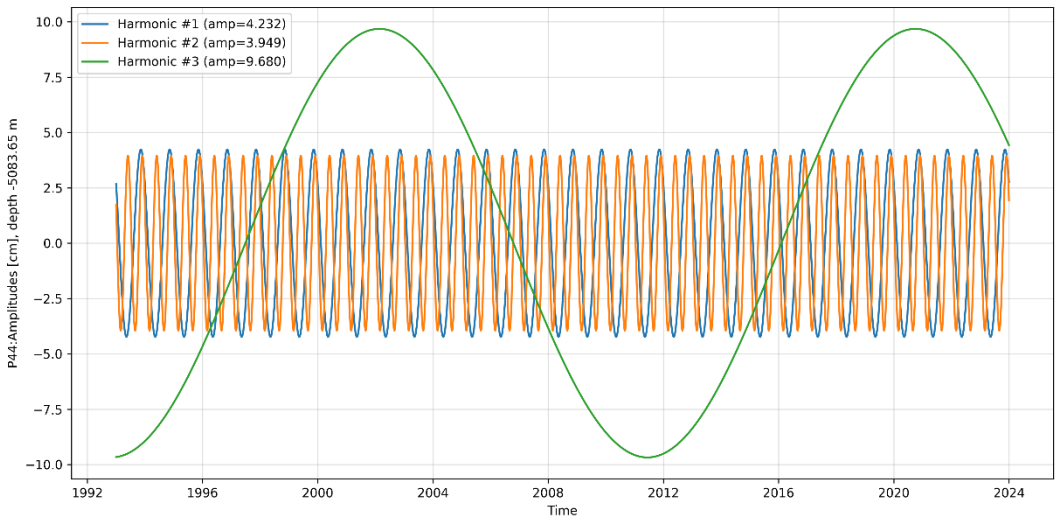


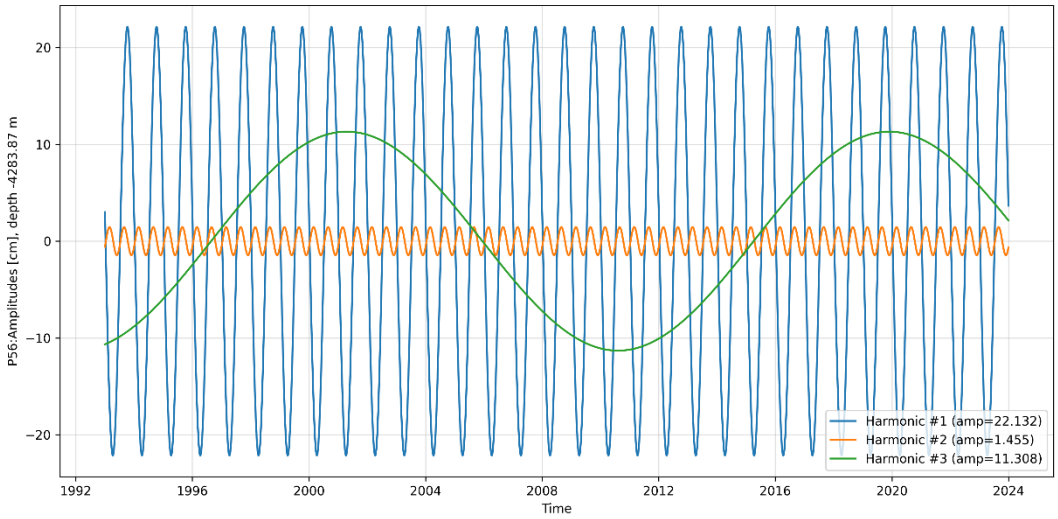





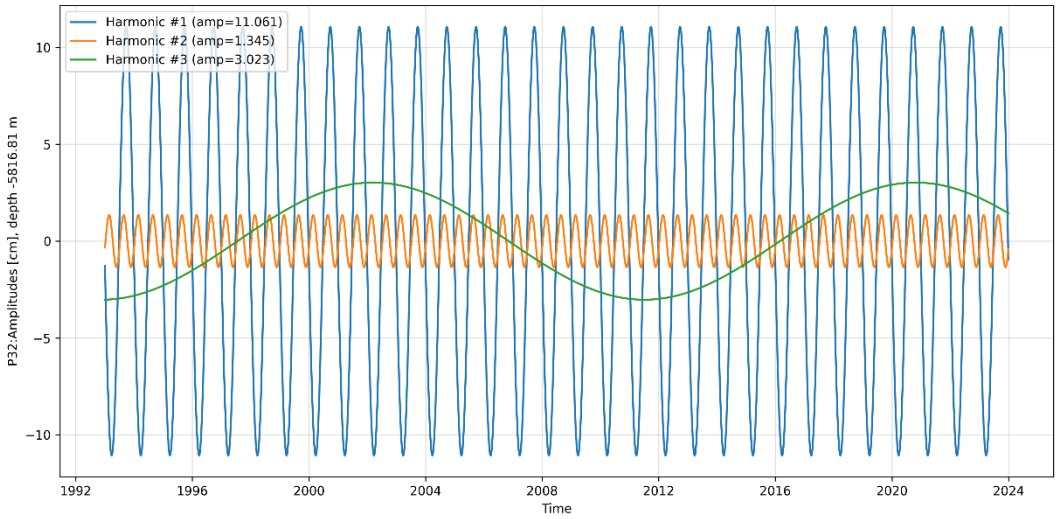

Obszar gór podmorskich (stacje P27, P44, P56)

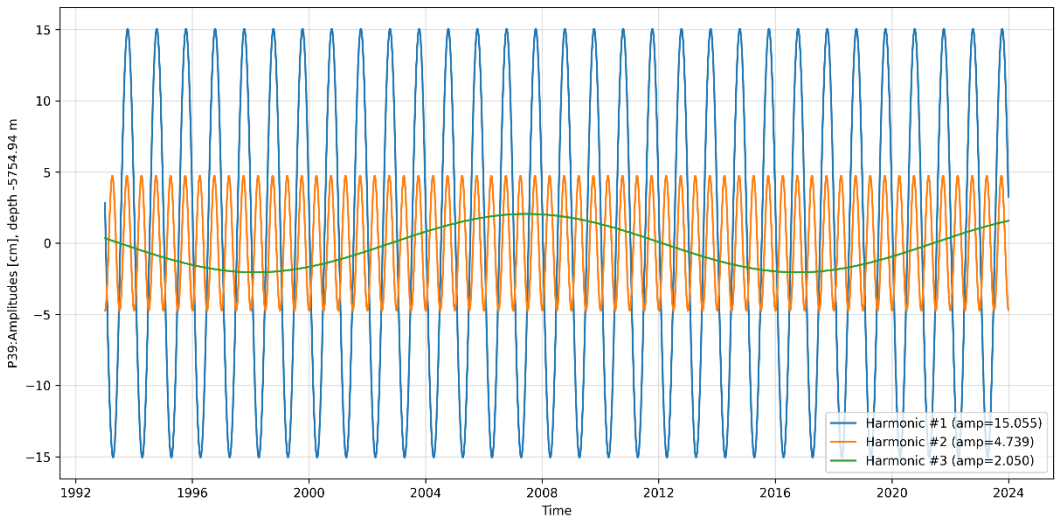


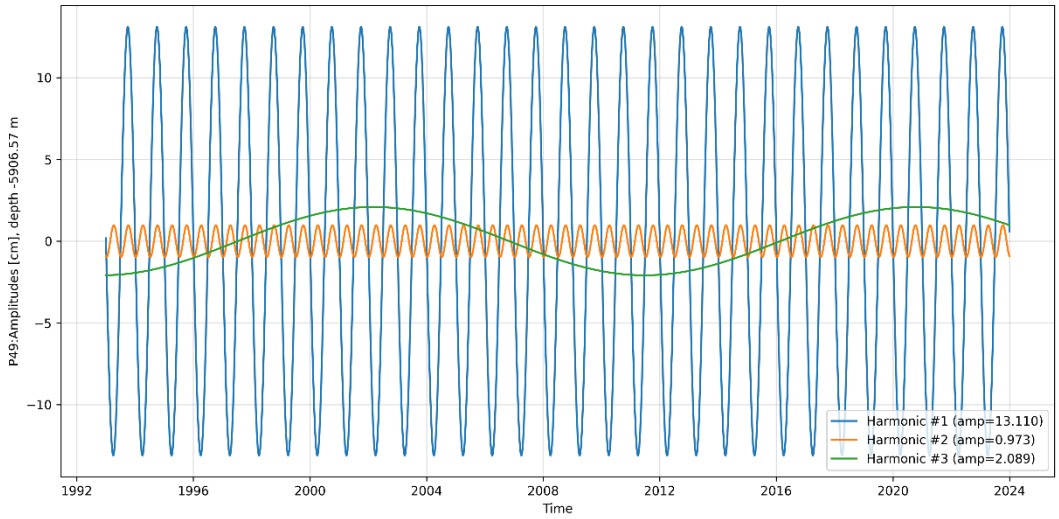






Obszar pofałdowań dna (stacje P32, P39, P49)






**Rysunek 16.** Cykle wahań sezonowych w zależności od morfologii dna morskiego *(źródło: opracowanie własne).*

Zmodyfikowane symulacje Monte Carlo potwierdzają, że regionalne przyspieszenia tempa zmian poziomu morza są najwyższe w złożonych formach batymetrycznych, a minimalne lub ujemne w obszarach rowu, co wskazuje na znaczącą rolę morfologii dna morskiego w modulacji regionalnej dynamiki zmian poziomu morza (Dangendorf i in., 2019; Hamlington, Frederikse, i in., 2020b; Purkey & Johnson, 2010) **(P2, P3)**.

Połączenie sondowań wielowiązkowych z globalnymi zbiorami danych rastrowych i metodami interpolacji (Kriging), umożliwia precyzyjną analizę czasową i przestrzenną zmienności poziomu morza (Gregory i in., 2019; Idzikowska i in., 2024) **(P2)**. Obszary rowu i kanionu tłumią fluktuacje cykliczne, podczas gdy obszar gór podmorskich je wzmacniają, odzwierciedlając interakcję między heterogenicznością dna morskiego, a dynamicznymi procesami oceanograficznymi, takimi jak np. zjawiska ENSO czy regionalne prądy (np. ciepły prąd Kuroshio w subregionie 3) (Conrad, 2015; Giannakis & Slawinska, 2016; Gomez i in., 2018; Kumar i in., 2022; Qu & Melnichenko, 2023; Zhang i in., 2019) **(P2, P3)**. Podejście hybrydowe polegające na modelowaniu redukuje błędy resztkowe, poprawia korelacje z obserwowanymi danymi zmian poziomu morza i umożliwia lepsze oddzielenie regionalnych czynników od zmian poziomu morza spowodowanych zmianami klimatu (Qu & Melnichenko, 2023; Zhang i in., 2019) **(P2, P3)**.

Wyniki podkreślają metodologiczną i koncepcyjną innowacyjność integracji hybrydowych zbiorów danych w celu zrozumienia interakcji między morfologią dna morskiego, a zmianami poziomu morza. Dokładne modele topografii dna morskiego mają

praktyczne zastosowanie dla zarządzania strefą przybrzeżną, planowania infrastruktury, ochrony zasobów morskich oraz doskonalenia modeli predykcyjnych regionalnego wzrostu poziomu morza i ekstremalnych zjawisk klimatycznych (Fi, 2017; Jin i in., 2024; Landerer i in., 2008) (P2). Badania potwierdzają, że morfologia dna morskiego jest fundamentalnym czynnikiem kontrolującym regionalną zmienność poziomu morza, modulując trendy i cykle sezonowych wahań w zależności od regionalnej struktury batymetrycznej oraz pokazuje, że hybrydowe podejścia do modelowania zapewniają solidne ramy dla rozwoju zarówno wiedzy naukowej, jak i strategii adaptacji do zmian klimatu (Kumar i in., 2022; Parker, 2020; Passeri i in., 2015) **(P2, P3)**.

# 6. Podsumowanie i wnioski

Celem badań w ramach rozprawy doktorskiej było zbadanie geofizycznej interakcji pomiędzy topografią dna morskiego, a regionalną zmiennością poziomu morza. Cele zostały zrealizowane, badania przeprowadzone w ramach rozprawy doktorskiej wykazują, że morfologia dna morskiego wpływa na różnice przestrzenne w sezonowej, międzyrocznej i wieloletniej zmienności poziomu morza.

Obszary kanionu, rowu, gór podmorskich wykazują zróżnicowane wzorce w porównaniu z obszarami pofałdowania dna morskiego – co potwierdza hipotezę H1.

Obszary o złożonej i heterogennej strukturze batymetrycznej wykazują większe amplitudy sezonowe wahań i wyższe trendy długoterminowe, wynikające z różnic w zmianach sterycznych, geometrii basenu i redystrybucji masy związanej z cyrkulacją oceanograficzną – co potwierdza hipotezę H2.

Rowy i głębokie baseny oceaniczne wykazują osłabione i opóźnione reakcje na sezonowe cykle roczne, półroczne i 18.61 − letnie, co odzwierciedla czas adaptacji procesów termohalinowych i słabsze sprzężenie dynamiczne z atmosferą – co potwierdza hipotezę H3.

Integracja danych altimetrycznych, zintegrowanych danych batymetrycznych o wysokiej rozdzielczości, wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych i modeli MDT znacząco zwiększa dokładność modelowania i umożliwia wykrywanie zmian poziomu morza związanych z topografią dna morskiego – co potwierdza hipotezę H4.

Ograniczenia badań, wynikają z rozdzielczości dostępnych zbiorów danych, jakości pomiarów oraz specyficznych cech regionu badań, które stanowią typowe wyzwania w badaniach geofizycznych. Niemniej jednak przyjęte podejście pozwoliło uzyskać solidne i wiarygodne wyniki, zweryfikowane w oparciu o niezależne dane, które wyraźnie potwierdzają, że wszystkie hipotezy badawcze (H1 – H4) są uzasadnione, a hybrydowa integracja zbiorów danych zapewnia solidne ramy do zrozumienia, w jaki sposób morfologia dna morskiego moduluje regionalną zmienność poziomu morza i dostarcza informacji do analiz predykcyjnych długoterminowych zmian poziomu morza.

Wpływ morfologii dna morskiego na zmiany poziomu morza należy uznać za kluczowy aspekt w modelowaniu i prognozach oceanograficznych i klimatycznych.

# Spis literatury

Addison, P. S. (2018). Introduction to redundancy rules: The continuous wavelet transform comes of age. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *376*(2126), 20170258. https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0258

Andersen, O. B., Nielsen, K., Knudsen, P., Hughes, C. W., Bingham, R., Fenoglio-Marc, L., … Polo, S. P. (2018). Improving the Coastal Mean Dynamic Topography by Geodetic Combination of Tide Gauge and Satellite Altimetry. *Marine Geodesy*, *41*(6), 517–545. https://doi.org/10.1080/01490419.2018.1530320

Ayhan, M. E. (2020). Dynamic harmonic regression modeling for monthly mean sea levels at tide gauges within the Arabian Gulf. *Journal of Geodesy*, *94*(4), 46. https://doi.org/10.1007/s00190-020-01371-x

Belkhou, A., Jbari, A., & Belarbi, L. (2017). A continuous wavelet based technique for the analysis of electromyography signals. *2017 International Conference on Electrical and Information Technologies (ICEIT)*, 1–5. Rabat: IEEE. https://doi.org/10.1109/EITech.2017.8255232

Benveniste, J., Birol, F., Calafat, F., Cazenave, A., Dieng, H., Gouzenes, Y., … The Climate Change Initiative Coastal Sea Level Team. (2020). Coastal sea level anomalies and associated trends from Jason satellite altimetry over 2002–2018. *Scientific Data*, *7*(1), 357. https://doi.org/10.1038/s41597-020-00694-w

Bogusz, J., Figurski, M., & Kłos, A. (2011). *Ocena krótkookresowej stabilności punktów sieci ASG-EUPOS*. Biul. Wojsk. Akad. Tech. 60, 7–20.

Bos, M. S., Montillet, J.-P., Williams, S. D. P., & Fernandes, R. M. S. (2019). *Introduction to Geodetic Time Series Analysis*. https://doi.org/10.48550/ARXIV.1908.11364

Broerse, T., Riva, R., & Vermeersen, B. (2014). Ocean contribution to seismic gravity changes: The sea level equation for seismic perturbations revisited. *Geophysical Journal International*, *199*(2), 1094–1109. https://doi.org/10.1093/gji/ggu315

Cai, C., & Harrington, P. de B. (1998). Different Discrete Wavelet Transforms Applied to Denoising Analytical Data. *Journal of Chemical Information and Computer Sciences*, *38*(6), 1161–1170. https://doi.org/10.1021/ci980210j

Camargo, C. M. L., Riva, R. E. M., Hermans, T. H. J., & Slangen, A. B. A. (2022). Trends and uncertainties of mass-driven sea-level change in the satellite altimetry era.

*Earth System Dynamics*, *13*(3), 1351–1375. https://doi.org/10.5194/esd-13-1351-2022

Cazenave, A., Gouzenes, Y., Birol, F., Leger, F., Passaro, M., Calafat, F. M., … Benveniste, J. (2022). Sea level along the world's coastlines can be measured by a network of virtual altimetry stations. *Communications Earth & Environment*, *3*(1), 117. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00448-z

Cazenave, A., & Moreira, L. (2022). Contemporary sea-level changes from global to local scales: A review. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *478*(2261), 20220049. https://doi.org/10.1098/rspa.2022.0049

Chen, L., Yang, J., Lin, X., & Wu, L. (2025). Topographic Effects on Seasonal Variations of the North Atlantic Deep Water Transport. *Geophysical Research Letters*, *52*(3), e2024GL113883. https://doi.org/10.1029/2024GL113883

Chen, X., Luo, X., Wu, Z., Qin, X., Shang, J., Xu, H., … Wan, H. (2024). A VGGNet-based correction for satellite altimetry-derived gravity anomalies to improve the accuracy of bathymetry to depths of 6 500 m. *Acta Oceanologica Sinica*, *43*(1), 112–122. https://doi.org/10.1007/s13131-023-2203-9

Church, J., Clark, P., Cazenave, A., Gregory, J., Jevrejeva, S., Levermann, A., … Alakkat, U. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Sea Level Change*, 1138–1191

Clare, M. C. A., Leijnse, T. W. B., McCall, R. T., Diermanse, F. L. M., Cotter, C. J., & Piggott, M. D. (2022). Multilevel multifidelity Monte Carlo methods for assessing uncertainty in coastal flooding. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *22*(8), 2491–2515. https://doi.org/10.5194/nhess-22-2491-2022

Conrad, C. P. (2015). How climate influences sea-floor topography. *Science*, *347*(6227), 1204–1205. https://doi.org/10.1126/science.aaa6813

Cruz-Atienza, V. M., Tago, J., Domínguez, L. A., Kostoglodov, V., Ito, Y., Ovando-Shelley, E., … Ronquillo, A. (2025). Seafloor geodesy unveils seismogenesis of large subduction earthquakes in Mexico. *Science Advances*, *11*(37), eadu8259. https://doi.org/10.1126/sciadv.adu8259

Daly, C., Baba, W., Bergsma, E., Thoumyre, G., Almar, R., & Garlan, T. (2022). The new era of regional coastal bathymetry from space: A showcase for West Africa using optical Sentinel-2 imagery. *Remote Sensing of Environment*, *278*.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113084

Dangendorf, S., Hay, C., Calafat, F. M., Marcos, M., Piecuch, C. G., Berk, K., & Jensen, J. (2019). Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. *Nature Climate Change*, *9*(9), 705–710. https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8

Eisenman, I., Basinski-Ferris, A., Beer, E., & Zanna, L. (2024). The Sensitivity of the Spatial Pattern of Sea Level Changes to the Depth of Antarctic Meltwater Fluxes. *Geophysical Research Letters*, *51*(19), e2024GL110633. https://doi.org/10.1029/2024GL110633

Elsiddieg, A. M. A. (2024). Quantifying the Impact of Sea Level on Coastal Cities using Bayesian optimized Monte Carlo Simulation model. *Applied Mathematics & Information Sciences*, *18*(03), 641–651. https://doi.org/10.18576/amis/180316

European Union-Copernicus Marine Service. (2019). *Global Ocean Mean Sea Level trend map from Observations Reprocessing* [Data set]. Mercator Ocean International. https://doi.org/10.48670/MOI-00238

European Union-Copernicus Marine Service. (2021). *GLOBAL OCEAN GRIDDED L4 SEA SURFACE HEIGHTS AND DERIVED VARIABLES REPROCESSED (1993-ONGOING)* [Data set]. Mercator Ocean International. https://doi.org/10.48670/MOI-00148

Fan, D., Li, S., Li, X., Yang, J., & Wan, X. (2021). Seafloor topography estimation from gravity anomaly and vertical gravity gradient using nonlinear iterative least square method. *Remote Sensing*, *13*(1). https://doi.org/10.3390/rs13010064

Fasullo, J. T., & Nerem, R. S. (2018). Altimeter-era emergence of the patterns of forced sea-level rise in climate models and implications for the future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *115*(51), 12944–12949. https://doi.org/10.1073/pnas.1813233115

Fi, O.-G. (2017). Coastal El Niño 2017 or Simply: The Carnival Coastal Warming Event? *MOJ Ecology & Environmental Sciences*, *2*(8). https://doi.org/10.15406/mojes.2017.02.00054

Frederikse, T., Jevrejeva, S., Riva, R. E. M., & Dangendorf, S. (2018). A Consistent Sea-Level Reconstruction and Its Budget on Basin and Global Scales over 1958–2014. *Journal of Climate*, *31*(3), 1267–1280. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0502.1

Frederikse, T., Landerer, F., Caron, L., Adhikari, S., Parkes, D., Humphrey, V. W., … Wu, Y.-H. (2020). The causes of sea-level rise since 1900. *Nature*, *584*(7821), 393–397. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3

Fujie, G., Kodaira, S., Sato, T., & Takahashi, T. (2016). Along-trench variations in the seismic structure of the incoming Pacific plate at the outer rise of the northern Japan Trench. *Geophysical Research Letters*, *43*(2), 666–673. https://doi.org/10.1002/2015GL067363

Fujiwara, T., Dos Santos Ferreira, C., Bachmann, A. K., Strasser, M., Wefer, G., Sun, T., … Kodaira, S. (2017). Seafloor Displacement After the 2011 Tohoku-oki Earthquake in the Northern Japan Trench Examined by Repeated Bathymetric Surveys. *Geophysical Research Letters*, *44*(23). https://doi.org/10.1002/2017GL075839

GEBCO Bathymetric Compilation Group 2022. (2022). *The GEBCO_2022 Grid—A continuous terrain model of the global oceans and land.* (Wersja 1) [Documents,Network Common Data Form]. NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC. https://doi.org/10.5285/E0F0BB80-AB44-2739-E053-6C86ABC0289C

GEBCO Bathymetric Compilation Group 2024. (2024). *The GEBCO_2024 Grid—A continuous terrain model of the global oceans and land.* (Wersja 1) [Binary,Delimited,Documents,Network Common Data Form]. NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC. https://doi.org/10.5285/1C44CE99-0A0D-5F4F-E063-7086ABC0EA0F

Giannakis, D., & Slawinska, J. (2016). *Indo-Pacific variability on seasonal to multidecadal timescales. Part II: Multiscale atmosphere-ocean linkages* (Wersja 1). Wersja 1. arXiv. https://doi.org/10.48550/ARXIV.1609.09185

Gomez, N., Latychev, K., & Pollard, D. (2018). A Coupled Ice Sheet–Sea Level Model Incorporating 3D Earth Structure: Variations in Antarctica during the Last Deglacial Retreat. *Journal of Climate*, *31*(10), 4041–4054. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0352.1

Gregory, J. M., Griffies, S. M., Hughes, C. W., Lowe, J. A., Church, J. A., Fukimori, I., … Van De Wal, R. S. W. (2019). Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. *Surveys in Geophysics*, *40*(6), 1251–1289. https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z

Grezio, A., Anzidei, M., Baglione, E., Brizuela, B., Di Manna, P., Selva, J., … Vecchio, A. (2024). Including sea-level rise and vertical land movements in probabilistic tsunami hazard assessment for the Mediterranean Sea. *Scientific Reports*, *14*(1). https://doi.org/10.1038/s41598-024-79770-9

Guo, B., Shu, Y., Wang, W., He, G., Liang, Q., Zhang, D., … Su, D. (2024). Observations of Intermittent Seamount-Trapped Waves and Topographic Rossby Waves around the Slope of a Low-Latitude Deep Seamount. *Journal of Physical Oceanography*, *54*(1), 281–299. https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0121.1

Haigh, I. D., Eliot, M., & Pattiaratchi, C. (2011). Global influences of the 18.61-year nodal cycle and 8.85-year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *116*(6). https://doi.org/10.1029/2010JC006645

Hamlington, B. D., Frederikse, T., Nerem, R. S., Fasullo, J. T., & Adhikari, S. (2020a). Investigating the Acceleration of Regional Sea Level Rise During the Satellite Altimeter Era. *Geophysical Research Letters*, *47*(5), e2019GL086528. https://doi.org/10.1029/2019GL086528

Hamlington, B. D., Frederikse, T., Nerem, R. S., Fasullo, J. T., & Adhikari, S. (2020b). Investigating the Acceleration of Regional Sea Level Rise During the Satellite Altimeter Era. *Geophysical Research Letters*, *47*(5), e2019GL086528. https://doi.org/10.1029/2019GL086528

Hamlington, B. D., Gardner, A. S., Ivins, E., Lenaerts, J. T. M., Reager, J. T., Trossman, D. S., … Willis, M. J. (2020). Understanding of Contemporary Regional Sea-Level Change and the Implications for the Future. *Reviews of Geophysics*, *58*(3), e2019RG000672. https://doi.org/10.1029/2019RG000672

Harper, H., & Sandwell, D. T. (2024). Global Predicted Bathymetry Using Neural Networks. *Earth and Space Science*, *11*(3), e2023EA003199. https://doi.org/10.1029/2023EA003199

Idzikowska, M., Pajak, K., & Kowalczyk, K. (2025a). Impact of Seafloor Morphology on Regional Sea Level Rise in the Japan Trench Region. *Water*, *17*(23), 3433. https://doi.org/10.3390/w17233433

Idzikowska, M., Pajak, K., & Kowalczyk, K. (2025b). Long-Term Sea Surface Variability Regarding Seafloor Topography. *Sensors*, *25*(20), 6391. https://doi.org/10.3390/s25206391

Idzikowska, M., Pająk, K., & Kowalczyk, K. (2024). Possibility and quality assessment in seafloor modeling relative to the sea surface using hybrid data. *Transactions in GIS*, *28*(5), 1175–1195. https://doi.org/10.1111/tgis.13178

Jäggi, A., Weigelt, M., Flechtner, F., Güntner, A., Mayer-Gürr, T., Martinis, S., … Shabanloui, A. (2019). European Gravity Service for Improved Emergency Management (EGSIEM)—From concept to implementation. *Geophysical Journal*

*International*, *218*(3), 1572–1590. https://doi.org/10.1093/gji/ggz238

Jin, Y., Köhl, A., Jungclaus, J., & Stammer, D. (2024). Mechanisms of projected sea-level trends and variability in the Southeast Asia region based on MPI-ESM-ER. *Climate Dynamics*, *62*(2), 973–988. https://doi.org/10.1007/s00382-023-06960-y

Jing, Z., Chang, P., Shan, X., Wang, S., Wu, L., & Kurian, J. (2019). Mesoscale SST Dynamics in the Kuroshio–Oyashio Extension Region. *Journal of Physical Oceanography*, *49*(5), 1339–1352. https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0159.1

Kamto, P. G., Lemotio, W., & Kamguia, J. (2023). Moho Geometry Estimation Beneath the Gulf of Guinea From Satellite Gravity Data Based on a Regularized Non-Linear Gravity Inversion. *Earth and Space Science*, *10*(5), e2023EA002864. https://doi.org/10.1029/2023EA002864

Kawakami, Y., Nakano, H., Urakawa, L. S., Toyoda, T., Aoki, K., & Usui, N. (2023). Northward shift of the Kuroshio Extension during 1993–2021. *Scientific Reports*, *13*(1), 16223. https://doi.org/10.1038/s41598-023-43009-w

Khojasteh, D., Glamore, W., Heimhuber, V., & Felder, S. (2021). Sea level rise impacts on estuarine dynamics: A review. *Science of The Total Environment*, *780*, 146470. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146470

Kimura, G., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Kameda, J., Hashimoto, Y., & Hamahashi, M. (2019). Origin of the early Cenozoic belt boundary thrust and Izanagi–Pacific ridge subduction in the western Pacific margin. *Island Arc*, *28*(5), e12320. https://doi.org/10.1111/iar.12320

Knudsen, P., Andersen, O. B., Maximenko, N., & Hafner, J. (2024). *The DTU 2022 Mean Dynamic Topography models* (s. 59466060 Bytes) [Data set]. Technical University of Denmark. https://doi.org/10.11583/DTU.26947894.V1

Knudsen, P., Andersen, O., & Maximenko, N. (2021). A new ocean mean dynamic topography model, derived from a combination of gravity, altimetry and drifter velocity data. *Advances in Space Research*, *68*(2), 1090–1102. https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.12.001

Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., & Kaneda, Y. (2000). Subducted Seamount Imaged in the Rupture Zone of the 1946 Nankaido Earthquake. *Science*, *289*(5476), 104–106. https://doi.org/10.1126/science.289.5476.104

Kumar, P., Sardana, D., Weller, E., & Bhaskaran, P. K. (2022). Influence of climate variability on sea level rise and its teleconnection with sea surface temperature anomalies over the INDO-PACIFIC Ocean. *International Journal of Climatology*,

*42*(16), 10195–10216. https://doi.org/10.1002/joc.7893

Lai, D., & Lu, B. (2017). Autoregressive Model for Time Series as a Deterministic Dynamic System. *Predictive Analytics and Futurism*, *7*, 7–9.

Landerer, F. W., Jungclaus, J. H., & Marotzke, J. (2008). El Niño–Southern Oscillation signals in sea level, surface mass redistribution, and degree-two geoid coefficients. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *113*(C8), 2008JC004767. https://doi.org/10.1029/2008JC004767

Lemenkova, P. (2020a). Gebco gridded bathymetric datasets for mapping Japan trench geomorphology by means of GMT scripting toolset. *Geodesy and Cartography (Vilnius)*, *46*(3), 98–112. https://doi.org/10.3846/gac.2020.11524

Lemenkova, P. (2020b). NOAA Marine Geophysical Data and a GEBCO Grid for the Topographical Analysis of Japanese Archipelago by Means of GRASS GIS and GDAL Library. *Geomatics and Environmental Engineering*, *14*(4), 25–45. https://doi.org/10.7494/geom.2020.14.4.25

Lemenkova, P. (2020c). Variations in the bathymetry and bottom morphology of the Izu-Bonin Trench modelled by GMT. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, *18*(1), 41–60. https://doi.org/10.2478/bgeo-2020-0004

Lin-Ye, J., Pérez Gómez, B., Gallardo, A., Manzano, F., De Alfonso, M., Bradshaw, E., & Hibbert, A. (2023). Delayed-mode reprocessing of in situ sea level data for the Copernicus Marine Service. *Ocean Science*, *19*(6), 1743–1751. https://doi.org/10.5194/os-19-1743-2023

Matsuo, K., & Kuroishi, Y. (2020). Refinement of a gravimetric geoid model for Japan using GOCE and an updated regional gravity field model. *Earth, Planets and Space*, *72*(1), 33. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01158-6

Miller, R. N., & Cane, M. A. (1989). A Kalman Filter Analysis of Sea Level Height in the Tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, *19*(6), 773–790. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0773:AKFAOS>2.0.CO;2

Mosetti, R. (1983). A Kalman-filter estimate of the tidal harmonic constants. *Il Nuovo Cimento C*, *6*(5), 445–452. https://doi.org/10.1007/BF02561446

Ophaug, V., Breili, K., & Gerlach, C. (2015). A comparative assessment of coastal mean dynamic topography in Norway by geodetic and ocean approaches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120*(12), 7807–7826. https://doi.org/10.1002/2015JC011145

Pajak, K., Idzikowska, M., & Kowalczyk, K. (2023). Relationship of Satellite Altimetry

Data, and Bathymetry Observations on the West Coast of Africa. *Journal of Marine Science and Engineering*, *11*(1). https://doi.org/10.3390/jmse11010149

Pan, H., Devlin, A. T., Xu, T., Lv, X., & Wei, Z. (2022). Anomalous 18.61-Year Nodal Cycles in the Gulf of Tonkin Revealed by Tide Gauges and Satellite Altimeter Records. *Remote Sensing*, *14*(15), 3672. https://doi.org/10.3390/rs14153672

Parker, A. (2020). Anthropogenic Drivers of Relative Sea-Level Rise in the Mekong Delta – A Review. *Quaestiones Geographicae*, *39*(1), 109–124. https://doi.org/10.2478/quageo-2020-0009

Passeri, D. L., Hagen, S. C., Medeiros, S. C., Bilskie, M. V., Alizad, K., & Wang, D. (2015). The dynamic effects of sea level rise on low-gradient coastal landscapes: A review. *Earth's Future*, *3*(6), 159–181. https://doi.org/10.1002/2015EF000298

Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(1), 450–487. https://doi.org/10.1002/2014JB011176

Peng, D., Hill, E. M., Meltzner, A. J., & Switzer, A. D. (2019). Tide Gauge Records Show That the 18.61-Year Nodal Tidal Cycle Can Change High Water Levels by up to 30 cm. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *124*(1), 736–749. https://doi.org/10.1029/2018JC014695

Picard, K., Tran, M., Siwabessy, J., Kennedy, P., & Smith, W. (2017). Increased resolution bathymetry in the southeast Indian ocean: MH370 search data. *Hydro International*, *21*(6).

Purkey, S. G., & Johnson, G. C. (2010). Warming of Global Abyssal and Deep Southern Ocean Waters between the 1990s and 2000s: Contributions to Global Heat and Sea Level Rise Budgets*. *Journal of Climate*, *23*(23), 6336–6351. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3682.1

Qu, T., & Melnichenko, O. (2023). Steric Changes Associated With the Fast Sea Level Rise in the Upper South Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, *50*(4), e2022GL100635. https://doi.org/10.1029/2022GL100635

Ray, R. D., Luthcke, S. B., & Van Dam, T. (2013). Monthly Crustal Loading Corrections for Satellite Altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *30*(5), 999–1005. https://doi.org/10.1175/jtech-d-12-00152.1

Ray, Richard D., Loomis, B. D., & Zlotnicki, V. (2021). The mean seasonal cycle in relative sea level from satellite altimetry and gravimetry. *Journal of Geodesy*,

*95*(7), 80. https://doi.org/10.1007/s00190-021-01529-1

Reid, P. C., Fischer, A. C., Lewis-Brown, E., Meredith, M. P., Sparrow, M., Andersson, A. J., … Washington, R. (2009). Chapter 1 Impacts of the Oceans on Climate Change. W *Advances in Marine Biology* (T. 56, s. 1–150). Elsevier. https://doi.org/10.1016/S0065-2881(09)56001-4

Rodríguez Velasco, G., & Sevilla, M. J. (2002). Correlation between sea surface topography and bathymetry in shallow shelf waters in the Western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, *150*(3), 573–587. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01710.x

Ryu, P., Brown, D., Arsenault, K., Cho, B., March, A., Ali, W. H., … Lermusiaux, P. F. J. (2023). A Wide-Area Deep Ocean Floor Mapping System: Design and Sea Tests. *Geomatics*, *3*(1), 290–311. https://doi.org/10.3390/geomatics3010016

Saldaña, B., Cisternas, M., Carvajal, M., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Francois, J. P., … Guerra, M. (2025). Paleoseismological evidence of a century of coastal deformation in central Chile: Lasting emergence and ongoing submergence. *Quaternary Science Advances*, *19*, 100291. https://doi.org/10.1016/j.qsa.2025.100291

Sandwell, D. T., Goff, J. A., Gevorgian, J., Harper, H., Kim, S. S., Yu, Y., … Smith, W. H. F. (2022). Improved Bathymetric Prediction Using Geological Information: SYNBATH. *Earth and Space Science*, *9*(2). https://doi.org/10.1029/2021EA002069

Schindelegger, M., Kotzian, D. P., Ray, R. D., Green, J. A. M., & Stolzenberger, S. (2022). Interannual Changes in Tidal Conversion Modulate $M_2$ Amplitudes in the Gulf of Maine. *Geophysical Research Letters*, *49*(24), e2022GL101671. https://doi.org/10.1029/2022GL101671

Schulte, J. A. (2016). Wavelet analysis for non-stationary, nonlinear time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, *23*(4), 257–267. https://doi.org/10.5194/npg-23-257-2016

Seibold, E., & Berger, W. H. (1993). The Sea Floor. W *The Sea Floor*. https://doi.org/10.1007/978-3-662-22519-6

Soh, W., Taira, A., & Tokuyama, H. (1988). A trench fan in the Izu-Ogasawara Trench on the Boso Trench triple junction, Japan. *Marine Geology*, *82*(3–4), 235–249. https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90143-0

Sun, Y., Zheng, W., Li, Z., Zhou, Z., & Zhou, X. (2023). Improving the Accuracy of

Seafloor Topography Inversion Based on a Variable Density and Topography Constraint Combined Modification Method. *Journal of Marine Science and Engineering*, *11*(4). https://doi.org/10.3390/jmse11040853

Sun, Y., Zheng, W., Li, Z., Zhou, Z., Zhou, X., & Wen, Z. (2023). Improving the accuracy of bathymetry using the combined neural network and gravity wavelet decomposition method with altimetry derived gravity data. *Marine Geodesy*, *46*(3), 271–302. https://doi.org/10.1080/01490419.2023.2179140

Tanaka, Y., Yu, Y., & Chao, B. F. (2019). Gravity and geoid changes by the 2004 and 2012 Sumatra earthquakes from satellite gravimetry and ocean altimetry. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, *30*(4), 531–540. https://doi.org/10.3319/TAO.2018.10.24.02

Verolino, A., Wee, S. F., Jenkins, S. F., Costa, F., & Switzer, A. D. (2024). SEATANI: Hazards from seamounts in Southeast Asia, Taiwan, and Andaman and Nicobar Islands (eastern India). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *24*(4), 1203–1222. https://doi.org/10.5194/nhess-24-1203-2024

Von Schuckmann, K., Moreira, L., Grégoire, M., Marcos, M., Staneva, J., Brasseur, P., … Neukermans, G. (2024). *8th edition of the Copernicus Ocean State Report (OSR8)* (0 wyd.). Copernicus GmbH. https://doi.org/10.5194/sp-4-osr8

Von Schuckmann, K., Moreira, L., & Le Traon, P.-Y. (2023). Introduction to the 7th edition of the Copernicus Ocean State Report (OSR7). *7th edition of the Copernicus Ocean State Report (OSR7)*, *1-osr7*, 1. https://doi.org/10.5194/sp-1-osr7-1-2023

Wagner, P., & Böning, C. W. (2021). Decadal sea-level variability in the Australasian Mediterranean Sea. *Ocean Science*, *17*(5), 1473–1487. https://doi.org/10.5194/os-17-1473-2021

Wan, X., Hao, R., Jia, Y., Wu, X., Wang, Y., & Feng, L. (2022). Global marine gravity anomalies from multi-satellite altimeter data. *Earth, Planets and Space*, *74*(1), 165. https://doi.org/10.1186/s40623-022-01720-4

Woodworth, P., Foden, P., Jones, D., Pugh, J., Holgate, S., Hibbert, A., … Williams, R. (2012). Sea level changes at Ascension Island in the last half century. *African Journal of Marine Science*, *34*(3), 443–452. https://doi.org/10.2989/1814232X.2012.689623

Yang, A. (2023). Long-term global sea-level change due to dynamic topography since 410 Ma. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *191*,

103944. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2022.103944

Yao, H., Ma, C., Jing, Z., & Zhang, Z. (2023). On the Vertical Structure of Mesoscale Eddies in the Kuroshio-Oyashio Extension. *Geophysical Research Letters*, *50*(24), e2023GL105642. https://doi.org/10.1029/2023GL105642

Yin, J., Griffies, S. M., & Stouffer, R. J. (2010). Spatial Variability of Sea Level Rise in Twenty-First Century Projections. *Journal of Climate*, *23*(17), 4585–4607. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3533.1

Yu, Y., Sandwell, D. T., Gille, S. T., & Villas Bôas, A. B. (2021). Assessment of ICESat-2 for the recovery of ocean topography. *Geophysical Journal International*, *226*(1). https://doi.org/10.1093/gji/ggab084

Zhang, L., Han, W., Li, Y., & Lovenduski, N. S. (2019). Variability of Sea Level and Upper-Ocean Heat Content in the Indian Ocean: Effects of Subtropical Indian Ocean Dipole and ENSO. *Journal of Climate*, *32*(21), 7227–7245. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0167.1

Zhou, J., Sun, H., Xu, J., Chen, X., & Cui, X. (2019). Co-seismic change in ocean bottom topography: Implication to absolute global mean sea level change. *Geodesy and Geodynamics*, *10*(3), 179–186. https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.04.001

Zou, K. H., Tuncali, K., & Silverman, S. G. (2003). Correlation and Simple Linear Regression. *Radiology*, *227*(3), 617–628. https://doi.org/10.1148/radiol.2273011499

# Spis tabel, rysunków i wykresów

**Tabela 1.** Informacje o zestawach danych wykorzystanych w badaniu *(źródło: opracowanie własne)*. ..... 20

**Tabela 2.** Walidacja oszacowania trendów i amplitud zmian poziomu morza *(źródło: opracowanie własne)*. ..... 36

**Rysunek 1.** Subregiony prac badawczych (a) subregion 1, (b) subregion 2, (c) subregion 3 *(źródło: Idzikowska i inni 2024, 2025).* ..... 18

**Rysunek 2.** Schemat blokowy metodyki i celów badań w ramach rozprawy doktorskiej *(źródło: opracowanie własne)*. ..... 25

**Rysunek 3.** Profile głębokości i regionalne trendy zmian poziomu morza: (a) obszar rowu, (b) obszar kanionu, (c) obszar gór podmorskich, (d) obszar pofałdowań dna *(źródło: Idzikowska i inni, 2024).* ..... 30

**Rysunek 4.** Trendy zmian poziomu morza określone za pomocą analizy harmonicznej: (a) subregion 1, (b) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).* ..... 32

**Rysunek 5.** Amplitudy cyklu rocznego, półrocznego i 18.61 – letniego: (a) subregion 1, (b) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).* ..... 33

**Rysunek 6.** Korelogramy przestrzenne: (a-c) subregion 1, (d-f) subregion 2 *(źródło: Idzikowska i inni 2025).* ..... 34

**Rysunek 7.** Regionalne trendy zmian poziomu morza i amplitudy (a) cykl roczny, (b) cykl półroczny, (c) cykl 18.61-letni *(źródło: Idzikowska i inni, 2025).* ..... 35

**Rysunek 8.** Korelogramy przestrzenne: subregion 3 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*.38

**Rysunek 9.** Modele 2D i 3D przestrzennego rozkładu zmiennych: (a) wysokości geoidy, (b) głębokości, (c) wolnopowietrznych anomalii grawitacyjnych oraz (d) regionalnych trendów zmian poziomu morza *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*. ..... 39

**Rysunek 10.** Model GIA: pionowe ruchy skorupy ziemskiej w subregionie 3 *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*. ..... 40

**Rysunek 11.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar przybrzeżny i obszar kanionu) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*..... 42

**Rysunek 12.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar rowu) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025*). ..... 43

**Rysunek 13.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar gór podmorskich) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*. ..... 45

**Rysunek 14.** Symulacja zmian i tempa przyspieszenia poziomu morza (obszar pofałdowań dna) *(źródło: Idzikowska i inni, 2025)*. ..... 46
**Rysunek 15.** Regionalne trendy zmian poziomu morza vs. morflogia dna morskiego – subregion 1, subregion 2, subregion 3 *(źródło: opracowanie własne, Idzikowska i inni, 2025)*. .....**Błąd! Nie zdefiniowano zakładki.**
**Rysunek 16.** Cykle wahań sezonowych w zależności od morfologii dna morskiego *(źródło: opracowanie własne)*. ..... 53