Serwisy czasu rzeczywistego monitorowania TEC dla International Reference Ionosphere – IRI

Rozprawa doktorska

mgr inż. Adam Froń

Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Wydział Geoinżynierii

Promotor:
prof. dr. hab. inż. Andrzej Krankowski, prof. zw.

Olsztyn 2023

Marcie, Agnieszce, Kacprowi, Dawidowi i dwóm Pawłom,
za wieloletnią przyjaźń, niezapomniane chwile i nieocenioną pomoc.

Z całego serca dziękuję profesorowi Andrzejowi Krankowskiemu
za okazane wsparcie i ogromną cierpliwość
oraz zespołowi Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego
za humor, życzliwość i wspaniałą atmosferę pracy.

Spis treści

Wprowadzenie **5**

1 Globalny model jonofery IRI **9**

1.1 Dane wykorzystywane w modelu IRI i ich przetwarzanie 10

1.1.1 Parametry wejściowe modelu IRI 12

1.2 Prezentacja TEC w IRI – Profil wysokościowy gęstości elektronów . . . 15

1.2.1 Górna warstwa jonosfery (topside) 17

1.2.2 Warstwa F2 19

1.2.3 Warstwa F1 21

1.2.4 Region pośredni 25

1.2.5 Region E 27

1.2.6 Region D 29

1.2.7 Rozszerzenie plazmosferyczne 31

1.2.8 VTEC w IRI 32

2 Asymilacja danych obserwacyjnych do modelu IRI **35**

2.1 IRI Real-Time Assimilative Mapping – IRTAM 36

2.2 Global Assimilative Model of Bottomside Ionosphere Timeline – GAMBIT 41

3 Wkład Jonosferycznej Grupy Roboczej IGS w rozwój metodologii opracowań TEC **43**

3.1 Przegląd produktów jonosferycznych IGS Iono WG 44

3.2 Obserwacje TEC w czasie rzeczywistym 45

4 Projekt ARTEMIS **49**

4.1 Metodologia opracowania TEC w projekcie ARTEMIS 51

4.1.1 Globalne modelowanie TEC z wykorzystaniem obserwacji BeiDou, Galileo i zmodernizowanych GPS w czasie rzeczywistym 52
4.1.2 Metodologia rekonstrukcji jonosferycznej gęstości elektronów z wykorzystaniem pomiarów okultacyjnych GNSS i naziemnych obserwacji GNSS 55
4.1.3 Serwis jonosferyczny ARTEMIS 58

5 Metodologia asymilacji danych GNSS TEC do IRI w ramach IRTAM i GAMBIT 61

6 Ocena asymilacji danych GNSS TEC do modelu IRI 74
6.1 Porównanie klimatologicznych map jonosferycznych GMBT z modelem IRI 76
6.2 Porównanie map jonosferycznych czasu rzeczywistego GMRT z produktem klimatologicznym GMRT i modelem IRI 84

Podsumowanie 94

Spis rysunków 97

Spis tabel 101

Bibliografia 102

Wprowadzenie

W ostatnim czasie daje się zaobserwować wyjątkowo dynamiczny rozwój metod badania jonosfery za pomocą sygnałów GNSS. Wysiłki Jonosferycznej Grupy Roboczej Międzynarodowej Służby GNSS (ang. Ionosphere Working Group of International GNSS Service – IGS Iono WG) doprowadziły do znacznego rozwoju produktów jonosferycznych, szczególnie w zakresie liczby obserwacji wykorzystywanych do tworzenia map TEC oraz czasu, po jakim są dostępne dla użytkowników. Pierwsza z tych kwestii obejmuje włączenie obserwacji multi-GNSS (GPS, GLONASS, Galileo i Beidou), które są już powszechnie prowadzone w ramach sieci stacji permanentnych IGS. Druga kwestia to stałe dążenie do przyspieszenia dostępności dobrej jakości obserwacji jonosferycznych, które poskutkowało wprowadzeniem produktów czasu rzeczywistego, dostępnych w formie ciągłej transmisji oraz plików zbiorczych. Ten dwutorowy rozwój mapowania jonosfery stwarza szansę na znalezienie nowych pól zastosowania tychże produktów.

Motywacją niniejszej rozprawy doktorskiej jest trwająca współpraca pomiędzy IGS Iono WG a IRI (ang. International Reference Ionosphere). Jej celem, określonym w rekomendacjach IRI Workshop 2017 w Taoyuan (Tajwan) oraz IGS Workshop 2018 w Wuhan (Chiny), jest asymilacja danych GNSS TEC (ang. Total Electron Content) do modelu IRI. W niniejszej pracy zostało to zrealizowane na przykładzie bazy danych IRTAM (ang. IRI Real-Time Assimilative Mapping), która stanowi naukowe pole asymilacji danych czasu rzeczywistego do IRI. W ramach działalności naukowej Autora rozprawy w obu powyższych grupach naukowych baza ta została wzbogacona o pochodne produktów jonosferycznych IGS Iono WG. Wymagało to dostosowania ich do specyficznych wymogów odnośnie rozdzielczości przestrzennej map TEC czy interwału czasowego obserwacji.

Należy podkreślić znaczenie tego przedsięwzięcia dla badaczy i użytkowników modelu IRI. Jedną z charakterystycznych cech modelu IRI jest bowiem ograniczona zdolność reprezentowania wartości TEC. Wiarygodne obrazy uzyskuje się bowiem jedynie dla spokojnych warunków jonosferycznych. Oznacza to, że podczas występowania zaburzeń, np. wynikających z trwających burz geomagnetycznych, dotychczasowa reprezentacja TEC w IRI może okazać się niewystarczająca. Oznacza to znaczne niedoszacowanie wartości TEC przez model IRI. Sposobem na poprawę tej sytuacji jest włączenie do IRI danych GNSS TEC dostarczonych przez służbę IGS. Uwzględnienie faktycznych danych pomiarowych pozwala poprawić reprezentację tego parametru w modelu IRI, co jest szczególnie cenne w czasie występowania zaburzeń jonosferycznych. Potwierdza to przykład parametru foF2, który w IRI jest asymilowany na podstawie danych pochodzących z globalnej sieci jonosond GIRO (ang. Global Ionospheric Radio Observatory).

Asymilacja danych GNSS TEC do modelu IRI zapewni w przyszłości dokładniejsze odwzorowanie tego parametru w tym modelu. Przyczyni się tym samym do osiągnięcia istotnej poprawy na kilku polach zastosowań. Obejmują one przede wszystkim nawigację satelitarną, propagację satelitarnych sygnałów radiowych i monitorowanie „pogody kosmicznej". Asymilacja GNSS TEC do IRI pomoże również pogłębić wiedzę na temat złożonej dynamiki jonosfery. W szczególności można w tym miejscu podkreślić możliwość bezpośredniego wykorzystania obserwacyjnego TEC w modelu IRI do dokładniejszego wyznaczania parametrów pochodnych dla TEC, np. ekwiwalentnej grubości warstwy jonosfery (slab thickness).

Niniejsza rozprawa doktorska koncentruje się na opracowaniu metodologii i praktycznym wdrożeniu asymilacji jonosferycznych produktów GNSS TEC dostarczanych przez Iono WG do modelu IRI. Praca obejmuje również analizę jakościową asymilacji w różnorodnych warunkach geomagnetycznych. Ostatecznym celem rozprawy jest wniesienie wkładu we wspólne przedsięwzięcie grup IGS i IRI, za które w pracach obu grup odpowiada Autor rozprawy jako ich aktywny członek. Oczekuje się, że poprawa reprezentacji jonosferycznego TEC w IRI wywrze wpływ na szereg przyszłych zastosowań naukowych i technologicznych modelu.

Naprzeciw temu problemowi wychodził również realizowany w Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego UWM projekt ARTEMIS „Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (BDS, Galileo i GPS) serwisów jonosferycznych czasu

rzeczywistego". Polsko-chińska współpraca w jego ramach poskutkowała między innymi powstaniem wspólnego produktu jonosferycznego czasu rzeczywistego, który również posłużył Autorowi do asymilacji do modelu IRI.

Na podstawie dostępnych produktów jonosferycznych GNSS VTEC dystrybuowanych przez grupę IGS Iono WG i tworzonych przez Autora rozprawy oraz wymagań grupy IRI odnośnie jakości i parametrów technicznych asymilowanych map jonosferycznych, hipotezę badawczą sformułowano jako: „asymilacja produktów GNSS VTEC do modelu IRI pozwala na istotną poprawę reprezentacji parametrów klimatologicznych i obserwacyjnych i stwarza nowe możliwości badawcze".

Pierwszy rozdział niniejszej pracy stanowi techniczne wprowadzenie do problematyki wyznaczenia profilu wysokościowego gęstości elektronowej w modelu IRI, co pozwala w konsekwencji na określenie wartości VTEC w tym modelu. Omówienie zagadnienia obejmuje kwestie parametrów wejściowych wykorzystywanych przez IRI, jak i domyślnych metod modelowania poszczególnych warstw profilu jonosferycznego dostępnych dla użytkownika modelu IRI. Rozdział drugi opisuje asymilacyjny model czasu rzeczywistego IRI – IRTAM. Przedstawione są w nim główne założenia stojące za bazą danych i techniczne aspekty wykorzystania danych pomiarowych jako uzupełnienia modelowania przez IRI. W tym rozdziale przedstawiono ponadto bazę danych globalnego asymilacyjnego modelu osi czasu dolnych warstw jonosfery – GAMBIT (ang. Global Assimilative Model of Bottomside Ionosphere Timeline). Wraz z dedykowanym oprogramowaniem zapewnia ona dostęp zarówno do IRTAM, jak i globalnych map parametrów jonosferycznych w czasie rzeczywistym. Stanowiła tym samym grunt faktycznej asymilacji danych pomiarowych dla asymilacji GNSS TEC.

Trzeci rozdział niniejszej rozprawy opisuje działania jonosferycznej grupy roboczej IGS – IGS Iono WG zmierzające do zapewnienia odpowiedniej jakości globalnych produktów VTEC opartych bezpośrednio na obserwacjach satelitarnych. Obejmują one w ostatnim czasie również produkty jonosferyczne czasu rzeczywistego, w tym produkt RT-UWM/CAS opracowany we współpracy pomiędzy Uniwersytetem Warmińsko-Mazurskim i Chińską Akademią Nauk w ramach projektu ARTEMIS. Metodologia zastosowana do opracowania tego produktu i serwis jonosferyczny ARTEMIS zostały opisane w czwartym rozdziale pracy. W pracach nad tym produktem aktywnie uczestniczył Autor rozprawy.

Rozdział piąty skupia się na opisie realizacji zadania asymilacji danych GNSS VTEC do baz IRTAM i GAMBIT. Pierwszym opracowanym przez Autora produktem IGS dedykowanym tym systemom są globalne mapy klimatologiczne, które zostały po raz pierwszy opisane w pracy Froń i in. (2020). Opierają się one na trzydziestodniowym szeregu czasowym wartości VTEC zapewniającym odwzorowanie swoistej prognozy (nowcast) dostępnej w czasie rzeczywistym. Co ważne, zastosowana metodologia odpowiada założeniom stojącym za IRI, reprezentując wartości VTEC stanowiące odwzorowanie spokojnych warunków geomagnetycznych, a więc mogących w przyszłości posłużyć za tło dla systemów detekcji zaburzeń jonosferycznych, będących w praktyce odchyleniami od tego właśnie spokojnego stanu. Na ten problem odpowiada budowany obecnie na bazie osiągnięć projektu ARTEMIS serwis zapewniający systemowi GAMBIT obserwacje GNSS VTEC czasu rzeczywistego. To przedsięwzięcie zostało po raz pierwszy opisane w pracy Galkin i in. (2022), a w przygotowaniu jest obecnie kolejna publikacja Autora rozprawy na ten temat.

W rozdziale szóstym niniejszej rozprawy przedstawiono ocenę asymilacji map klimatologicznych i czasu rzeczywistego dla systemu GAMBIT oraz obliczonych z modelu IRI. Porównanie objęło opis burzy geomagnetycznej oraz okresu spokojnego w ostatnim minimum słonecznym i zostało przeprowadzone na podstawie analizy szeregów czasowych w wybranych lokalizacjach na różnych szerokościach geograficznych oraz w ujęciu globalnym. Podobnej analizie poddano eksperymentalny produkt czasu rzeczywistego opracowany na podstawie wyników projektu ARTEMIS. Również on został porównany do produktu IGS Rapid w warunkach spokojnych i zaburzonych.

Opracowane przez Autora rozprawy produkty jonosferyczne czasu rzeczywistego odpowiadają więc na problem niedostatecznej jakości reprezentacji TEC w modelu IRI. Produkt klimatologiczny już teraz stanowi rozwiązanie wykorzystywane przez użytkowników systemu GAMBIT m.in. do generowania wartości slab thickness, będącej pochodną VTEC i szczytowej gęstości elektronów NmF2. Asymilacja produktu VTEC czasu rzeczywistego w najbliższej przyszłości to kolejny krok ku poprawie możliwości systemu GAMBIT w ramach współpracy między grupami IGS i IRI.

Rozdział 1

Globalny model jonofery IRI

International Reference Ionosphere (IRI) to empiryczny model ziemskiej jonosfery. Prezentuje on miesięczne średnie parametrów gęstości elektronowej, temperatury elektronowej, temperatury jonów oraz składu jonów (O^+, H^+, He^+, N^+, NO^+, O_2^+, jony klastrowe) w zakresie wysokości od 60 do 2 000 km (Bilitza i in., 2022). Opiera się na kombinacji zmierzonych i przewidywanych parametrów jonosferycznych, w tym między innymi gęstości elektronowej, temperatury jonów i składu jonów. Jego pierwotne założenia i dalszy rozwój zakładały globalną, zależną od czasu reprezentację jonosfery, którą dzięki dużej liczbie możliwych do wyznaczenia parametrów można wykorzystać m.in. w komunikacji radiowej, nawigacji satelitarnej i prognozowaniu „pogody kosmicznej".

Model IRI to wspólny projekt Komitetu Badań Kosmicznych (Committee on Space Research – COSPAR) i Międzynarodowej Unii Radiowej (Union Radio-Scientifique Internationale – URSI) prowadzony od końca lat 60. XX wieku. Najnowsza wersja modelu, IRI-2020, wprowadza nowsze wersje wyspecjalizowanych modeli reprezentacji poszczególnych obszarów lub parametrów jonosfery. Należą do nich między innymi modele burzowe obszarów podbiegunowych, model pionowego dryfu jonów w obszarze równikowym, modele temperatury jonów czy obszar plazmosfery.

O wadze IRI nie tylko dla międzynarodowej społeczności naukowej, ale też dla użytkowników, świadczy fakt, iż od 2014 roku model ten funkcjonuje jako standard ISO o oznaczeniu ISO 16457:2022(en) Space environment (natural and artificial) – The Earth's ionosphere model – International Reference Ionosphere (IRI) model and extensions to the plasmasphere.

1.1 Dane wykorzystywane w modelu IRI i ich przetwarzanie

Zgodnie z pierwotnym zamierzeniem powziętym przez COSPAR i URSI, IRI zaimplementowano jako model empiryczny uwzględniający większość dostępnych i wiarygodnych obserwacji jonosferycznych z Ziemi i kosmosu (Bilitza i in., 2022). W miarę pojawiania się nowych technik pomiarowych i ich rozwoju, kolejne iteracje modelu IRI były odpowiednio rozszerzane. Takie podejście ma na celu zapewnienie, że w każdym momencie dostępna jest możliwie najlepsza reprezentacja stanu i właściwości klimatologicznych jonosfery. W szczególności do opracowania modelu IRI wykorzystano następujące źródła danych:

Globalne sieci jonosond, które zapewniają dostęp do takich parametrów jak: (1) krytyczna częstotliwość szczytu warstwy F2 (foF2), (2) współczynnik propagacji M(3000)F2 i (3) wysokość szczytu warstwy F2 (hmF2). Obecnie dostępne dane pochodzą z sieci około 150 stacji, z których znaczna część funkcjonuje nieprzerwanie od lat 50. XX wieku. W ostatnich latach możliwe było rozszerzenie zbioru dostarczanych przez jonosondy danych dzięki rozszerzeniu sieci cyfrowych jonosond (Digisonde) i GIRO (Global Ionospheric Radio Observatory) (Reinisch i in., 2009; Reinisch i Galkin, 2011), które – co szczególnie istotne – dostarczają wartości foF2 i hmF2 w czasie rzeczywistym. Ponadto sieć jonosond z Canadian High Arctic Ionospheric Network (CHAIN) dostarczyła danych niezbędnych do opracowania empirycznego kanadyjskiego modelu opisującego stan jonosfery w Arktyce – E-CHAIM (Themens i in., 2017).

Radary niekoherentnego rozpraszania (ang. Incoherent Scatter Radars – ISR), które dostarczają podstawowych parametrów IRI, w tym górnych i dolnych profili gęstości oraz temperatur elektronów i jonów dodatnich. Dane z radarów ISR w Jicamarca, Arecibo, St. Santin, Millstone Hill i Malvern przyczyniły się do opracowania algorytmów modelowania tych parametrów w modelu IRI.

Satelitarne sondy górnych warstw jonosfery (ang. topside sounders) Alouette 1 i Alouette 2, International Satellites for Ionospheric Studies (ISIS) 1 i 2 oraz Intercosmos 19, stanowiące najważniejsze źródło informacji o przebiegu profilu gęstości elektronów w górnych warstwach jonosfery (powyżej wysokości krytycznej hmF2).

Satelitarne pomiary in-situ prowadzone od lat 60. XX wieku. Są one głównym źródłem danych służących do opracowania modeli temperatury elektronów i jonów w IRI oraz składu jonów.

Pomiary rakietowe wykorzystywane w modelowaniu regionu D i dolnej części obszaru E.

Dane VTEC z satelitów GNSS były do tej pory wykorzystywane przede wszystkim w badaniach porównawczych z IRI (Reddybattula i Panda, 2019). Znaczące utrudnienie stanowi konieczność uwzględnienia wkładu plazmosfery w VTEC (co wynika z przebiegu drogi sygnałów GNSS). Tego typu rozwiązania są obecnie rozwijane przez kilka zespołów, ale nie osiągnęły jeszcze stopnia dokładności odpowiadającego reszcie modelu IRI. Warto podkreślić, że ocenę wkładu plazmosferycznego w VTEC przedstawił między innymi zespół Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie – Cherniak i Zakharenkova (2016).

Pomiary okultacyjne z satelitów COSMIC wykorzystywane są przede wszystkim do globalnego modelowania hmF2 (Shubin, 2015).

Pomiary absorpcji naziemnej opisujące wzorce zmian gęstości elektronów w niższych warstwach jonosfery.

Na prośbę społeczności użytkowników oraz ze względu na ich znaczenie dla konkretnych aplikacji, wraz z kolejnymi wersjami IRI do modelu dodano również kilka innych parametrów jonosferycznych. Obejmują one: (1) pionowy dryf jonów w pobliżu równika magnetycznego, (2) prawdopodobieństwo wystąpienia warstwy F1 i rozproszonego F oraz (3) reprezentację granic zórz polarnych i ich ruchu wraz z aktywnością geomagnetyczną. Najistotniejszym dla niniejszej rozprawy jest jednak prawidłowe oszacowanie zawartości elektronów (VTEC) od dolnej granicy wysokości do określonej przez użytkownika modelu górnej granicy wysokości.

1.1.1 Parametry wejściowe modelu IRI

Dla prawidłowej reprezentacji jonosfery przez model IRI szczególne istotne jest podanie odpowiednich parametrów wejściowych. Należą do nich wskaźniki słoneczne, magnetyczne i jonosferyczne uzyskane z odpowiednich pomiarów:

Indeksy słoneczne – liczba plam słonecznych (R) oraz słoneczny strumień radiowy o długości fali 10,7 cm ($F10.7$).

Dzienna liczba obserwowanych na Słońcu plam i obszarów aktywnych (liczba Wolfa – R) była głównym wskaźnikiem wielu wczesnych modeli jonosferycznych, a początkowo również IRI. Obecnie większe znaczenie ma parametr R_{12}, który jest 12-miesięczną średnią kroczącą miesięcznych wartości R. Obliczaniem i dystrybucją tych parametrów zajmuje się belgijskie Solar Influences Data Analysis Center. W IRI indeks R_{12} jest używany do wyznaczania wartości parametrów: (1) hmF2, (2) foF1, (3) grubości B0, (4) gęstości elektronów w punkcie przegięcia obszaru D oraz (5) w opcji NeQuick dla górnej warstwy jonosfery (topside).

$F10.7$ to słoneczny strumień radiowy o długości fali 10,7 cm, mierzony od 1947 r., najpierw przez obserwatorium w Ottawie, a następnie w Obserwatorium Radiowym Penticton w Kolumbii Brytyjskiej (Tapping, 2013). $F10.7$ mierzy się w jednostkach strumienia słonecznego (sfu), gdzie $1sfu = 10^{-22}W/(m^2 * Hz)$. Co istotne, $F10.7$ stopniowo zastępuje R, ponieważ wykazuje lepszą korelację z natężeniem odpowiedzialnego za jonizację jonosfery promieniowania ultrafioletowego ze Słońca. Oprócz dziennego indeksu $F10.7_d$, IRI wykorzystuje 81-dniową (obejmującą 3 rotacje Słońca) i 365-dniową średnią ruchomą $F10.7$, oznaczone odpowiednio jako $F10.7_{81}$ i $F10.7_{365}$. $F10.7_d$ jest używany przez funkcję prawdopodobieństwa spread-F (Abdu i in., 2003) oraz gęstości elektronowej w regionie D (Friedrich, Pock i Torkar, 2018). Indeks $F10.7_{81}$ służy do modelowania zależności słonecznej hmF2 w opcji SDMF2 (Shubin, 2015; Shubin, Karpachev i Tsybulya, 2013), podczas gdy indeks $F10.7_{365}$ jest wykorzystywany przez opcję topside IRI-2001.

Plik indeksów IRI ig_rz.dat zawiera wartości R_{12}, a apf107.dat indeksy $F10.7$. Oba są wykorzystywane w desktopowej wersji modelu IRI, sięgają stycznia 1958 roku i są aktualizowane dwa razy w roku. Na stronie głównej IRI (irimodel.org) istnieje także opcja wykorzystania codziennie aktualizowanej wersji tych indeksów oraz wprowadzenia ich wartości ręcznie przez użytkownika.

Indeksy jonosferyczne – Globalny indeks jonosond (Ionosonde Global – IG).

Wartość IG uzyskuje się poprzez dostosowanie reprezentacji foF2 w ramach cyklu słonecznego do pomiarów jonosondowych parametru foF2 w godzinach południowych. Indeks IG został zaproponowany przez (R. Liu, Smith i King, 1983) i jest dystrybuowany przez brytyjskie Solar System Data Center. Ponieważ model CCIR zapewnia średnie miesięczne dla foF2, również IG jest indeksem miesięcznym. Lokalne wskaźniki są obliczane na podstawie pomiarów wykonanych przez jonosondy, po czym określana jest ich globalna mediana. Indeks został pierwotnie oparty na 11 stacjach referencyjnych, a obecnie jest wyznaczany przez cztery stacje referencyjne: dwie z półkuli południowej (Port Stanley na Falklandach i Canberra w Australii) oraz dwie z półkuli północnej (Kokubunji w Japonii i Chilton w Wielkiej Brytanii). Ograniczyło to w pewnym stopniu wiarygodność tego wskaźnika w przedstawianiu globalnych warunków jonosferycznych. Mimo to wciąż lepiej opisuje on zmiany cyklu słonecznego w regionie F niż wskaźniki R_{12} i $F10.7$. Istotną zaletą indeksu IG jest to, że jako uzyskany bezpośrednio z pomiarów jonosferycznych obejmuje również efekty dynamiczne, których nie uwzględniają indeksy słoneczne. Ponieważ indeks globalny wygładza różnice regionalne, stwierdzono, że foF2 lepiej koreluje z 12-miesięczną średnią kroczącą IG12 niż z wartością miesięczną IG. IG12 jest więc wykorzystywany w IRI podczas modelowania foF2. Plik IRI ig_rz.dat zawiera wartości indeksu IG12, począwszy od stycznia 1958 roku.

Indeksy geomagnetyczne – wskaźniki globalnej aktywności Kp i ap.

Indeks geomagnetyczny jest przybliżeniem średnich warunków geomagnetycznych i jonosferycznych. Wskaźniki geomagnetyczne przyjęte przez International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) można podzielić na trzy główne „rodziny" (Kauristie i in., 2017): (1) Kp – wskaźnik

globalnej aktywności (Kp, ap, Ap, aa), (2) Indeksy opisujące prąd pierścienia magnetosferycznego (Dst i jego warianty) i (3) AE – indeksy opisujące dżety zorzowe (Auroral Electrojets). W IRI stosowane są wskaźniki Kp i ap.

Kp to 3-godzinny wskaźnik, który ma na celu opisanie globalnego poziomu wszystkich nieregularnych zaburzeń pola geomagnetycznego spowodowanych promieniowaniem cząstek słonecznych. Został wprowadzony przez Juliusa Bartelsa w 1938 r. i przyjęty przez IAGA w 1951 r. Kp pochodzi z pomiarów z 13 obserwatoriów magnetycznych. Dla każdego z nich określa się poziom zakłóceń, będący różnicą między najwyższą i najniższą wartością w 3-godzinnych odstępach czasowych dla najbardziej zaburzonej poziomej składowej pola magnetycznego po usunięciu regularnej dobowej zmiany. Uzyskany zakres jest następnie konwertowany na wartość K danego 3-godzinnego przedziału, przyjmując wartości od 0 (najcichszy) do 9 (najbardziej zakłócony) w skali quasi-logarytmicznej, a następnie na znormalizowaną liczbę, oznaczaną jako Ks, przy użyciu tabel konwersji opartych na właściwościach statystycznych K w rozważanym obserwatorium. Ks podaje się w skali obejmującej 28 stopni w kolejności: 0°, 0+, 1–, 1°, 1+, 2–, 2°, 2+,. . . , 8–, 8°, 8+, 9–, 9°. Indeks aktywności planetarnej Kp jest średnią wartości Ks na każdej stacji. Wielkością pochodną jest 3-godzinny indeks ap, który jest zlinearyzowaną wersją Kp (Menvielle i Berthelier, 1991). Model IRI wykorzystuje Kp do określenia granic obszarów zórz polarnych. Wskaźnik ap jest zaś używany do określania gęstości elektronowej w warstwie E na obszarach zórz polarnych oraz w modelu burzowym foF2. Plik wejściowy IRI apf107.dat zawiera wartości indeksu ap.

Parametry określone przez użytkownika

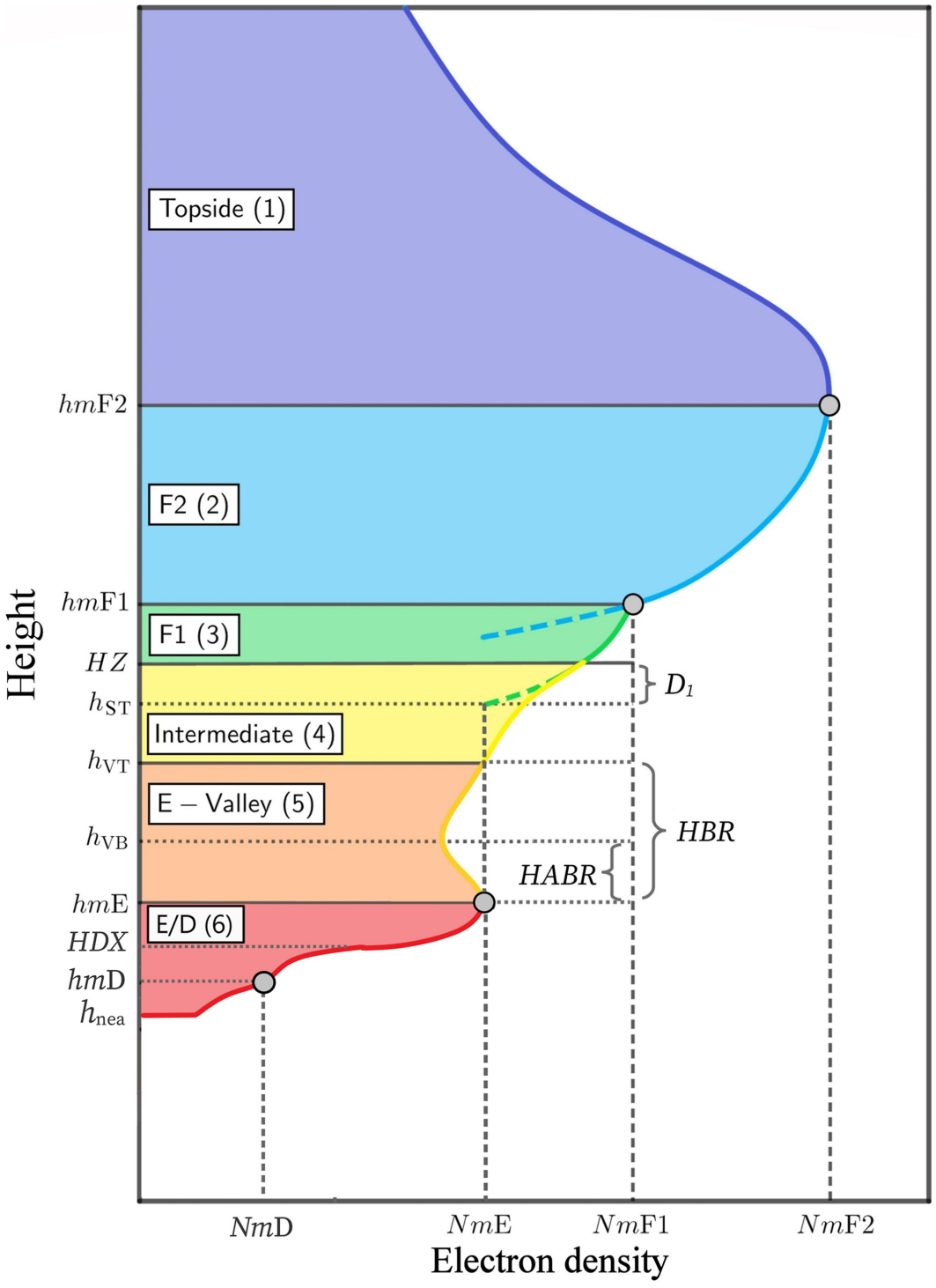
Gęstość jonosferyczna i profile temperatur charakteryzują się kilkoma kluczowymi parametrami. Jeśli użytkownik IRI posiada pomiary dla niektórych z nich dla interesującego go okresu i lokalizacji, może je wprowadzić bezpośrednio do kodu IRI, dostosowując profil IRI do warunków pomiarowych. Parametry, dla których dostępna jest ta opcja, obejmują gęstości punktu przegięcia w regionie F2 i szczytów: F1, E, D, a także wysokości szczytów F2, F1, E i D. Zamiast gęstości elektronów użytkownik może również użyć odpowiednich częstotliwości plazmy, które mogą być bezpośrednio dostępne

z pomiaru jonosondą. Zamiast wysokości szczytu F2 można również podać współczynnik propagacji M(3000)F2, który jest mierzony przez jonosondę i jest odwrotnie proporcjonalny do wysokości szczytu F2. Istnieje też możliwość określenia parametrów grubości i kształtu dolnej warstwy jonosfery B0 i B1. Aby zapobiec generowaniu przez model IRI nierealistycznych profili jonosferycznych, parametr B1 jest ograniczony do zakresu 0,6–6 i akceptowany tylko wtedy, gdy B0 również zostało podane.

1.2 Prezentacja TEC w IRI – Profil wysokościowy gęstości elektronów

Gęstość elektronów jest uznawana za jedną z najważniejszych wielkości fizycznych opisujących jonosferę. To ona określa współczynnik załamania światła w plazmie, a tym samym pozwala określić skalę wpływu plazmy na przechodzące przez nią fale elektromagnetyczne. Wysokościowy profil rozkładu gęstości elektronów w ziemskiej jonosferze charakteryzuje się występowaniem kilku warstw. Są one wynikiem interakcji promieniowania słonecznego w zakresie skrajnego ultrafioletu (EUV) i promieniowania rentgenowskiego z gazami atomowymi i molekularnymi ziemskiej atmosfery.

IRI modeluje profil jonosferyczny, dzieląc go na sześć stref pokazanych na Rysunku 1.1: górną (topside) i dolną, w skład której wchodzą warstwy: F2, F1, region pośredni, E wraz z dolną częścią E oraz region D, które oznaczono odpowiednio numerami (1–6).



Rysunek 1.1: Podział profilu gęstości elektronowej w IRI na sześć oddzielnie modelowanych obszarów. Szczyty warstw F2, F1 i E oraz punkt przegięcia regionu D są zaznaczone szarymi kółkami (Bilitza i in., 2022)

Granice tych stref są wyznaczone przez kilka charakterystycznych punktów, wśród których warto wyróżnić szczyty warstw F2, F1 i E. Pierwszy i trzeci z nich mają szczególne znaczenie, ponieważ są punktami zakotwiczenia odpowiednio dla profili regionu F2 i regionu E. Oznacza to, że gęstości elektronów w górnej i dolnej części profilu są znormalizowane do szczytowej gęstości elektronowej F2 (NmF2), a gęstości w dolinie E i po dolnej stronie warstwy E są znormalizowane do szczytowej gęstości elektronowej E (NmE). Szczyt warstwy F1 ma zaś znaczenie dla umiejscowienia warstwy F1 na profilu dolnym. Części profilu gęstości elektronowej znormalizowane ze szczytami F2 i E są połączone w regionie pośrednim.

Pełny pionowy profil gęstości elektronowej jest złożeniem osobnych opisów poszczególnych warstw, z których każdy obowiązuje w określonym zakresie wysokości. Wszystkie gęstości są podane w el/m^3, wszystkie częstotliwości w MHz, zaś wysokości w km.

1.2.1 Górna warstwa jonosfery (topside)

Górna część jonosfery (topside) rozciąga się od absolutnego maksimum gęstości elektronowej warstwy F2 do plazmosfery. Obszar ten charakteryzuje się spadkiem gęstości elektronowej głównie z powodu płynnego przejścia z atmosfery zdominowanej przez ciężkie jony O+ w obszarze F do lżejszych jonów H+ powyżej. To zachowanie jest opisane za pomocą monotonicznie malejących funkcji analitycznych zależnych od parametru wysokości skali plazmy (Pezzopane i Pignalberi, 2019).

Profil elektronowy górnej warstwy profilu jonosferycznego występującej powyżej wysokości hmF2 może być w modelu IRI reprezentowany z wykorzystaniem jednego z czterech algorytmów: (1) IRI-2001, (2) IRI-2001cor, (3) NeQuick i (4) COR2. Badania porównawcze przeprowadzone niezależnie przez szereg zespołów naukowych (Bilitza, 2009; Migoya-Orue, Radicella i Nava, 2013; Klenzing i in., 2013; S. Wang i in., 2016; Pignalberi i in., 2016) wykazały, że choć NeQuick ma skłonność do wykazywania okołorównikowych charakterystyk regionu F2 również na wyższych wysokościach niż faktycznie występują, generalnie daje najlepsze rezultaty spośród opcji 1-3. Dlatego też NeQuick jest obecnie domyślnym i zalecanym użytkownikom rozwiązaniem reprodukcji górnej warstwy jonosfery. Alternatywą wprowadzoną

w związku z przeszacowywaniem wyników względem obserwacji z systemów satelitarnych CHAMP i GRACE podczas minimum słonecznego w latach 2008-2009 jest model COR2 oparty o zmodyfikowany model IRI-2001cor (Bilitza i Xiong, 2021).

Model NeQuick wprowadzili Leitinger i in. (2001) oraz Radicella i Leitinger (2001), którzy ustalili empiryczne zależności między parametrami gęstości elektronów w jonosferze na podstawie danych zebranych z jonosond i pomiarów VTEC. Do modelowania górnej warstwy jonosfery NeQuick wykorzystuje funkcję warstwy Epsteina (Nava, Coïsson i Radicella, 2008):

$$N_e(h) = 4 * NmF2 * Eps_1(h; hmF2, H), \tag{1.1}$$

gdzie H jest skalowaną wysokością zależną od faktycznej wysokości h:

$$H = H_0 \left[1 + \frac{r * g * (h - hmF2)}{r * H_0 + g * (h - hmF2)}\right], \tag{1.2}$$

gdzie r i g są stałymi równymi odpowiednio 100 i 0,125. H_0 jest wartością H na wysokości szczytu warstwy F2 (hmF2) i jest opisana jako:

$$H_0 = k * B_{2bot}, \tag{1.3}$$

gdzie B_{2bot} jest parametrem grubości dolnej warstwy jonosfery w NeQuick, a k jest zdefiniowane jako:

$$k = 3,22 - 0,0538foF2 - 0,00664hmF2 + 0,113\frac{hmF2}{B_{2bot}} + 0,00257R_{12}, \tag{1.4}$$

R_{12} to dwunastomiesięczna średnia krocząca liczby plam słonecznych. B_{2bot} jest powiązany z pochodną gęstości w punkcie przegięcia zgodnie z zależnością:

$$B_{2bot} = \frac{0,04774foF2^2}{(\frac{dN_e}{dh})_{max}}, \tag{1.5}$$

de González i Radicella (1990) ustalili $\left(\frac{dN_e}{dh}\right)_{max}$ na podstawie danych z jonosond, określając jego wartość wzorem:

$$\left(\frac{dN_e}{dh}\right)_{max} = 0,01exp\left[-3,467 + 1,714ln(foF2) + 2,02ln(M(3000)F2)\right]. \tag{1.6}$$

Współczynnik propagacji $M(3000)F2$ jest określany za pomocą modelu Międzynarodowego Doradczego Komitetu Radiokomunikacyjnego CCIR (fr. Comité consultatif international des radiocommunications). Warto podkreślić, że chociaż użytkownik może wprowadzić do modelu IRI własną wartość $M(3000)F2$ zmierzoną przez jonosondę, nie wpłynie to jednak na równanie $(\frac{dN_e}{dh})_{max}$, które zostało opracowane na podstawie wartości modelu CCIR i zawsze będzie wykorzystywać model CCIR do określenia wartości $M(3000)F2$.

1.2.2 Warstwa F2

Kolejny charakterystyczny obszar profilu jonosferycznego – warstwa F2 – ma szczególne znaczenie dla wyznaczenia przebiegu profilu, gdyż zarówno częstotliwość krytyczna plazmy foF2 jak i szczytowa gęstość elektronów NmF2 są najwyższymi wartościami osiąganymi w danym czasie i miejscu w jonosferze. Między tymi dwoma parametrami zachodzi relacja wyrażona wzorem:

$$\frac{N_e}{m^3} = 1,24 * 10^{10}(f_P/MHz)^2, \tag{1.7}$$

gdzie f_P jest częstotliwością krytyczną plazmy odpowiadającą gęstości elektronowej N_e. Model IRI daje dwie możliwości wyznaczenia konkretnych wartości tych parametrów dla okresów niezaburzonych: (1) model rekomendowany przez CCIR ITU dla obszarów lądowych lub (2) model URSI dla otwartych obszarów oceanicznych. Choć oba algorytmy korzystają z tych samych rozwiązań, różnią je inne zestawy danych z jonosond i metody wypełniania obszarów słabo pokrytych danymi pomiarowymi. Ponadto dostępny jest również model burzowy foF2. Został on wprowadzony w IRI-2001 (Fuller-Rowell, Araujo-Pradere i Codrescu, 2000; Araujo-Pradere, Fuller-Rowell i Codrescu, 2002) i obejmuje empiryczne poprawki dla warunków zaburzonych wyznaczone na podstawie danych pochodzących z 75 jonosond i 43 burz magnetycznych, a także z symulacji przeprowadzonych na podstawie modelu fizycznego. Co szczególnie istotne, pomaga on oddać fazę ujemną reakcji na burzę geomagnetyczną.

Kolejny szczególnie istotny parametr związany z warstwą F2 to wysokość szczytu hmF2. Wyznacza ona położenie na profilu punktu największej koncentracji wolnych elektronów. Model IRI oferuje obecnie trzy opcje wyznaczenia wartości tego parametru:

(1) BSE-1979, (2) AMBT2013 i (3) SHU-2015. Domyślną opcją jest SHU-2015, którego skuteczność wykazali w badaniach porównawczych m.in. Shaikh, Nava i Haralambous (2018), Pignalberi i in. (2020), Mengist i in. (2020) oraz Moses i in. (2021).

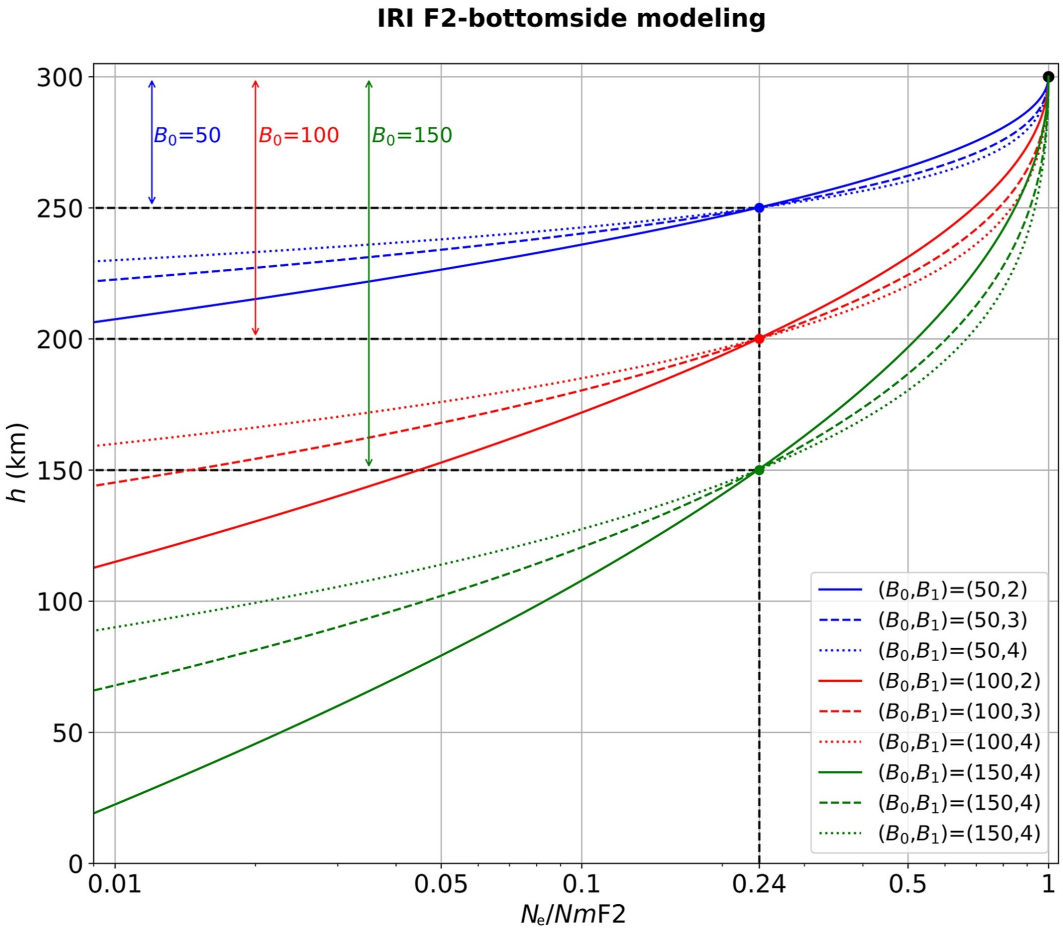
Dolna część regionu F2 rozciąga się do wysokości hmF1 w przypadku występowania warstwy F1 lub HZ (granicy regionu pośredniego) w przypadku jej braku. Ramakrishnan i Rawer (1972) opisali ją wzorem:

$$N_e(h) = NmF2 * \frac{exp\left(-(\frac{hmF2-h}{B_0})^{B_1}\right)}{cosh(x)}, \tag{1.8}$$

gdzie N_e oznacza gęstość elektronów, h wysokość, NmF2 szczytową gęstość elektronów w punkcie F2, hmF2 wysokość szczytu F2, a B_0 i B_1 są parametrami opisującymi grubość i kształt dolnej części regionu F2. B_0 oznacza różnicę wysokości między hmF2 a punktem poniżej szczytu F2, w którym gęstość elektronów wynosi $0,24 * NmF2$. B_1 określa zaś przebieg profilu – im większa jest jego wartość, tym wyższe są gęstości elektronów bezpośrednio poniżej F2 a dalszy przebieg profilu bardziej płaski, kończący się na większej wysokości. Rysunek 1.3 przedstawia zależność przebiegu profilu dolnej części regionu F2 w zależności od przyjętych wartości B_0 i B_1.

Reprezentacja czasowej i globalnej zmienności parametrów B0 i B1 (grubości i kształtu warstwy) może być przeprowadzona z wykorzystaniem algorytmów: (1) Gul-1987, (2) Bil-2000 lub (3) ABT-2009 (domyślna opcja). Wszystkie one bazują na pomiarach profili przeprowadzonych z wykorzystaniem jonosond, jednak różnią się wykorzystanym zbiorem danych i funkcjami wykorzystanymi do odzwierciedlenia zmienności parametrów.

Model ABT-2009 (Altadill, Torta i Blanch, 2009) został opracowany na podstawie obserwacji zarejestrowanych przez 27 jonosond w latach 1998-2006. Służy on do wyznaczania wartości B0 i B1 w dowolnym czasie i miejscu między szerokościami 70°N a 50°S. Dla średnich stanów parametrów jonosfery zastosowana została technika MARP, którą wprowadzili Huang i Reinisch (1996). Profile MARP obliczono dla danej stacji, miesiąca i godziny przy wykluczeniu 25% pionowych profili gęstości elektronowej mających największe odchylenia w stosunku do profilu średniego. Ważnym zagadnieniem związanym z tym podejściem jest wybór współrzędnych określających równoleżniki przechodzące nad położeniem każdej



Rysunek 1.2: Profil wysokościowy gęstości elektronów w dolnej części regionu F2 w zależności od przyjętych wartości parametrów B_0 i B_1 (Bilitza i in., 2022)

pierwotnej stacji. Altadill, Torta i Blanch (2009) przetestowali różne układy współrzędnych, dochodząc do wniosku, że współrzędne magnetyczne są najlepszym wyborem dla B0, a współrzędne geograficzne dla B1.

1.2.3 Warstwa F1

Następna strefa profilu jonosferycznego, czyli warstwa F1 to granica pomiędzy wysoce dynamicznym regionem F2 znajdującym się powyżej F1 i zależnym głównie od aktywności Słońca regionem E leżącym poniżej F1. W okresach niskiego natężenia promieniowania słonecznego (noc i zima) warstwa F1 całkowicie zanika w dolnej części regionu F2, przez co nie można jej wówczas wyróżnić jako oddzielnej warstwy.

Reprezentacja F1 w IRI opiera się na modelu szczytowej częstotliwości krytycznej F1 (foF1), który zaproponowali DuCharme, Petrie i Eyfrig (1971) i DuCharme, Petrie i Eyfrig (1973). Wymodelowali oni foF1 jako funkcję słonecznego kąta zenitu χ, wskaźnika aktywności słonecznej R_{12} i współrzędnej szerokości magnetycznej λ:

$$foF1 = f_S cos^n \chi, \tag{1.9}$$

gdzie:

$$f_S = f_0 + \frac{(f_{100} - f_0) * R_{12}}{100}, \tag{1.10}$$

$$f_0 = 4,35 + 0,0058|\lambda| - 0,00012\lambda^2, \tag{1.11}$$

$$f_{100} = 5,348 + 0,011|\lambda| - 0,00023\lambda^2, \tag{1.12}$$

$$n = 0,093 + 0,0046|\lambda| - 0,000054\lambda^2 + 0,0003 * R_{12}. \tag{1.13}$$

Inklinacja magnetyczna Ψ opisuje bliskie sprzężenie z liniami pola magnetycznego dokładniej niż λ, dlatego Ψ jest używany w IRI. Oprócz samej wartości foF1 model zawiera również kryterium występowania rozpoznawalnej warstwy F1. Tylko dla kąta zenitalnego Słońca mniejszego niż wartość krytyczna χ_S zakłada się obecność warstwy F1. χ_S jest zdefiniowane jako:

$$\chi_S = \chi_0 + \frac{(\chi_{100} - \chi_0)R_{12}}{100}, \tag{1.14}$$

gdzie:

$$\chi_0 = 49,847333 + 0,349504|\lambda|, \tag{1.15}$$

$$\chi_{100} = 38,96113 + 0,509932|\lambda|. \tag{1.16}$$

Statystyczny opis prawdopodobieństwa wystąpienia warstwy F1 w funkcji kąta zenitu Słońca, aktywności Słońca i szerokości magnetycznej wprowadzili Scotto i in. (1997). Określona na podstawie obserwacji pochodzących z licznych jonosond funkcja P – prawdopodobieństwa wystąpienia warstwy F1 jest dana jako:

$$P(\chi, \lambda, R_{12}) = [0,5 + 0,5 * cos(\chi)]^{\gamma}, \tag{1.17}$$

gdzie:

$$\gamma = a + b * \lambda + c * \lambda^2, \tag{1.18}$$

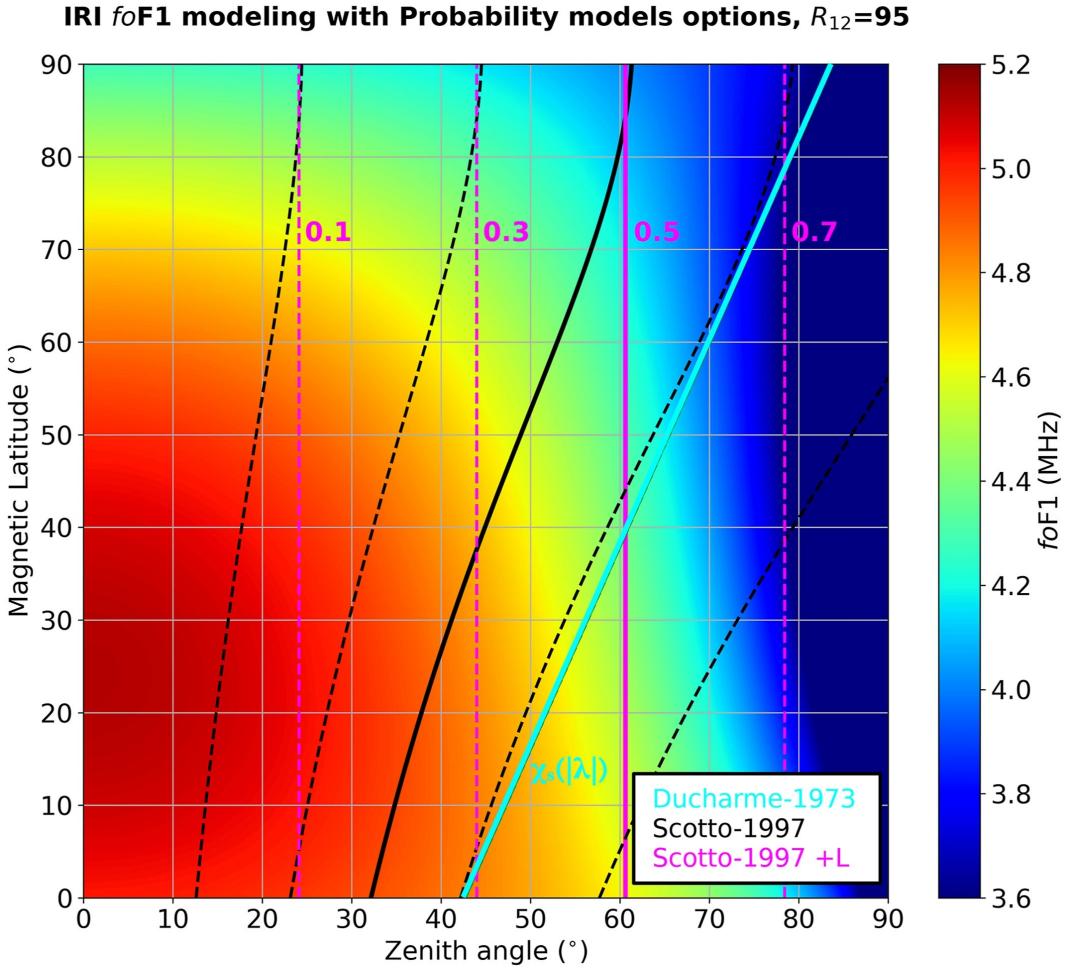
$$a = 2,98 + 0,0854 * R_{12}, \tag{1.19}$$

$$b = 0,0107 - 0,0022 * R_{12}, \tag{1.20}$$

$$a = -0,000256 + 0,0000147 * R_{12}. \tag{1.21}$$

Warstwa F1 jest dodawana do profilu gęstości elektronowej wyznaczonego przez model IRI, gdy prawdopodobieństwo P jej wystąpienia jest większe niż 0,5. Model Scotto i in. (1997) jest w IRI standardowo stosowany do określenia prawdopodobieństwa wystąpienia warstwy F1. Dodatkowe opcje to starsze kryterium DuCharme, Petrie i Eyfrig (1973), zmodyfikowany model prawdopodobieństwa Scotto i in. (1997) z uwzględnieniem przypadków występowania warunków L (L-Condition; kiedy profil jonosferyczny wykazuje zanik wyraźnej wypukłości warstwy F1) oraz ścisłe pominięcie warstwy F1 niezależnie od wartości P lub χ_s. Prawdopodobieństwo P wystąpienia warstwy F1 może być uzyskane jako dodatkowy parametr wyjściowy IRI. Może to być korzystne dla zastosowań, które wymagają np. procentu dni, dla których spodziewana jest warstwa F1, zamiast stosowania tylko kryterium odcięcia dla określenia przebiegu profilu jonosferycznego (Scotto i in., 1997; Scotto, Radicella i Zolesi, 1998).

Rysunek 1.3 przedstawia foF1 jako funkcję słonecznego kąta zenitu i szerokości magnetycznej, dla $R_{12} = 95$, oraz nałożone na siebie krzywe związane z trzema opcjami: (1) progowym kątem zenitalnym DuCharme, Petrie i Eyfrig (1973) oraz funkcją prawdopodobieństwa zaproponowaną przez Scotto i in. (1997), (2) z i (3) bez warunku L. Ilustruje to znaczące różnice, które nadal istnieją między różnymi modelami dla tego parametru, szczególnie na niskich szerokościach magnetycznych.



Rysunek 1.3: foF1 jako funkcję słonecznego kąta zenitu i szerokości magnetycznej (Bilitza i in., 2022)

Wysokość hmF1 szczytu warstwy F1 jest określana jako wysokość, na której dolny profil F2 osiąga gęstość NmF1 szczytu F1, którą otrzymuje się z foF1 za pomocą wzoru:

$$\frac{NmF1}{m^3} = 1,24 * 10^{10}(foF1/MHz)^2. \tag{1.22}$$

Wartość hmF1 zależy od doboru parametrów B0 i B1 określających przebieg profilu dolnej części regionu F2. Profil gęstości elektronowej warstwy F1 rozciąga się od hmF1 do wysokości HZ i jest reprezentowany na podstawie danych z jonosond poprzez dodanie warstwy F1 do profilu z wykorzystaniem zmodyfikowanej wysokości h^* we wzorze określającym gęstość elektronów w dolnym regionie F2 (Reinisch i Huang, 2000):

$$N_e(h) = NmF2 * \frac{exp\left(-(\frac{hmF2-h}{B_0})^{B_1}\right)}{cosh(x)}. \tag{1.23}$$

Parametr zmodyfikowanej wysokości h^* jest zdefiniowany jako:

$$h = hmF1 * \left[1 - \left(\frac{hmF1 - h}{hmF1}\right)^{1+C_1}\right]. \tag{1.24}$$

C_1 jest współczynnikiem kształtu warstwy F1 i zmienia się wraz z modip γ i czasem lokalnym LT:

$$C_1 = 2,5 * C_{10} * cos\left[\frac{LT - 12}{SS - SR} * \pi\right], \tag{1.25}$$

gdzie SR i SS to czasy lokalne odpowiednio wschodu i zachodu Słońca oraz:

$$\begin{cases} C_{10} = 0,09 + 0,11 * Eps_0(|\lambda|, 30, 10) & \text{dla } |\lambda| \geq 18 \\ C_{10} = 0,1155 & \text{dla } |\lambda| < 18. \end{cases} \tag{1.26}$$

Gdy warstwa F1 nie jest obecna, profil dolnej części regionu F2 rozciąga się aż do HZ.

1.2.4 Region pośredni

Region pośredni znajdujący się poniżej warstwy F1 (F2 w przypadku nieobecności F1) rozciąga się od wysokości HZ w dół do wysokości hl, która jest szczytem doliny E opisanej wysokością hVT lub wysokością szczytu E – hmE, w zależności od występowania doliny E. Ten region jest najtrudniejszy do modelowania, ponieważ łączy region F znormalizowany do parametrów szczytu F2 z regionem E znormalizowanym do parametrów szczytu E. Proces modelowania jest skomplikowany przez potencjalne dodanie warstwy F1 do profilu dolnej warstwy jonosfery i potencjalnej doliny powyżej szczytu E.

W pierwszym kroku wysokość h_{ST} jest określana jako punkt, w którym wartość funkcji:

$$N_e(h) = NmF2 * \frac{exp\left(-(\frac{hmF2-h}{B_0})^{B_1}\right)}{cosh(x)}, \tag{1.27}$$

z dodatkiem lub bez warstwy F1 spada do gęstości szczytu E – NmE. Wysokość HZ jest wtedy zdefiniowana jako:

$$HZ = \frac{h_{ST} + hF1}{2}, \tag{1.28}$$

gdzie:

$$\begin{cases} hF1 = hmF1 & \text{jeżeli występuje warstwa F1} \\ hF1 = \frac{hmF1+h_l}{2} & \text{jeżeli nie występuje warstwa F1} \end{cases}, \tag{1.29}$$

oraz:

$$\begin{cases} h_l = h_{VT} & \text{jeżeli występuje dolina E} \\ h_l = hmE & \text{jeżeli nie występuje dolina E.} \end{cases} \tag{1.30}$$

Zaczynając od HZ, połączenie ze szczytem doliny E uzyskuje się przez paraboliczne wygięcie profilu dna tak, że styka się ze szczytem doliny lub hmE: (1) w dół, jeśli h_{ST} znajduje się powyżej h_l, (2) w górę, jeśli h_{ST} znajduje się poniżej h_l. To przekształcenie zakresu wysokości $HZ - h_{ST}$ w zakres wysokości $HZ - h_l$ odbywa się poprzez wprowadzenie zmodyfikowanej wysokości h^{**} do równania dolnego regionu F2:

$$h^{**} = hmF1 * \left[1 - \left(\frac{hmF1 - \eta}{hmF1}\right)^{1+C_1}\right], \tag{1.31}$$

gdzie:

$$\begin{cases} \eta = h & \text{jeżeli } h_{ST} = h_{VT} \\ \eta = HZ + \frac{T}{2} - \sqrt{T * \left[\frac{T}{4} - (h - HZ)\right]} & \text{jeżeli } h_{ST} > h_{VT} \\ \eta = HZ + \frac{T}{2} + \sqrt{T * \left[\frac{T}{4} - (h - HZ)\right]} & \text{jeżeli } h_{ST} < h_{VT} \end{cases} \tag{1.32}$$

$$T = \frac{(HZ - h_{ST})^2}{h_{ST} - h_l}. \tag{1.33}$$

To sprawia, że $h^{**} = h_{ST}$ dla $h = h_l$. W tym sformułowaniu ta sama funkcja jest używana przez IRI do modelowania obszarów F2, F1 i pośrednich przy użyciu różnych definicji wysokości (h dla warstwy F2, h^* dla warstwy F1, h^{**} dla warstwy pośredniej). Podejście to zostało opracowane w celu uniknięcia nieciągłości i/lub sztucznych dolin podczas łączenia różnych regionów.

1.2.5 Region E

Stanowiący kolejną warstwę profilu jonosferycznego region E jest podzielony na trzy zasadnicze obszary (od góry): (1) dolinę E, (2) szczyt E i (3) część dolną. Danych do modelowania tego regionu jonosfery dostarczają przede wszystkim jonosondy (częstotliwość krytyczna plazmy foE i wysokość szczytu hmE) oraz radary niekoherentnego rozpraszania (główne źródło danych o dolinie E). Co ciekawe, dolna część regionu E jest modelowana przede wszystkim na podstawie danych dostarczonych przez pomiary rakietowe.

Dolina E to obszar powyżej szczytu E, który na profilu wysokościowym ma postać głębokiego wcięcia w nocy i nieco płytszego w dzień (przede wszystkim na umiarkowanych szerokościach geograficznych). W IRI jej profil jest opisany wzorem:

$$N_e(h) = NmE * (1 + E_1 x^2 + E_2 x^3 + E_3 x^4 + E_4 x^5), \tag{1.34}$$

gdzie $x = h - hmE$. Dla głębokiej i szerokiej doliny występującej w nocy powyższy wzór przyjmuje postać wykładniczą:

$$N_e(h) = NmE * exp(1 + E_1 x^2 + E_2 x^3 + E_3 x^4 + E_4 x^5). \tag{1.35}$$

Współczynniki równań są dobierane w taki sposób, żeby spełnione były cztery warunki określające przebieg linii doliny E:

$$\begin{cases} HBR = h_{VT} - hmE & \text{szerokość doliny,} \\ DP = 100 * \frac{NmE - N_{e,VB}}{NmE} & \text{głębokość doliny w procentach,} \\ HABR = h_{VB} - hmE & \text{odległość między podstawą doliny a hmE,} \\ DLN = \frac{dlnN_e}{dh}|_{h=h_{VT}} & \text{pochodna na górnym krańcu doliny,} \end{cases} \tag{1.36}$$

gdzie $N_{e,VB}$ oznacza gęstość elektronów na wysokości podstawy doliny h_{VB}.

Niestety nie jest możliwe zmierzenie tych parametrów doliny jonosondami, ponieważ analiza wysokości rzeczywistej śladów jonogramu musi opierać się na informacjach a priori odnośnie występowania i rozmiaru doliny E (Gulyaeva, Titheridge i Rawer, 1990). Dlatego też wykorzystywane są w tym przypadku dane uzyskane z lotów rakietowych i radarów niekoherentnego rozpraszania, które pozwalają ustalić przestrzenną i czasową zmienność tych parametrów.

Parametr gęstości elektronów w szczycie E (NmE) uzyskuje się ze wzoru:

$$\frac{NmF1}{m^3} = 1,24 * 10^{10}(foE/MHz)^2 \tag{1.37}$$

na podstawie modelu częstotliwości krytycznej foE, który zaproponował Muggleton (1975). Powstał on na podstawie zbioru danych pomiarowych obejmującego 55 jonosond z okresu od 1944 do 1973 roku. Według niego częstotliwość krytyczna wyrażona jest wzorem:

$$foE^4 = A * B * C * D. \tag{1.38}$$

Parametr A opisuje zmienność aktywności Słońca z wykorzystaniem indeksu $F10.7_{365}$ (365-dniowej średniej kroczącej dobowego indeksu $F10.7$):

$$A = 1 + 0,0094(F10.7_{365} - 66). \tag{1.39}$$

Parametr B opisuje zmienność sezonową i zależy od kąta zenitalnego Słońca w południe χ_{noon} i szerokości geograficznej φ:

$$B = cos^m \chi_{noon} m = \begin{cases} -1,93 + 1,92 cos\varphi & \text{dla } |\varphi| < 32^\circ \\ 0,11 - 0,49 cos\varphi & \text{dla } |\varphi| \geq 32^\circ. \end{cases} \tag{1.40}$$

Parametr C określa zmienność wraz z szerokością geograficzną:

$$C = \begin{cases} 23 + 116 cos\varphi & \text{dla } |\varphi| < 32^\circ \\ 92 + 35 cos\varphi & \text{dla } |\varphi| \geq 32^\circ. \end{cases} \tag{1.41}$$

D określa natomiast zmienność dobową:

$$D = cos^n \chi_a n = \begin{cases} 1,20 & \text{dla } |\varphi| > 12^\circ \\ 1,31 & \text{dla } |\varphi| \leq 12^\circ. \end{cases} \tag{1.42}$$

Rawer i Bilitza (1990) zmodyfikowali reprezentację CCIR wprowadzając skorygowany kąt zenitalny Słońca χ_a:

$$\chi_a = \chi - 3 * ln \left[1 + exp \left(\frac{\chi - 89,98}{3} \right) \right]. \tag{1.43}$$

Jako wysokość szczytu E (hmE) IRI przyjmuje stałą wartość, która została zwiększona ze 105 km we wcześniejszych wersjach do obecnych 110 km na podstawie danych wejściowych z obserwacji jonosondami i radarami niekoherentnego rozpraszania. Teoria Chapmana przewiduje jej niewielką zmianę wraz ze zmianą kąta zenitu Słońca (Titheridge, 2000; Nicolls, Rodrigues i Bust, 2012), jednak dostępność bezpośrednich obserwacji jest bardzo niska.

Bardzo cienkie warstwy o dużej gęstości elektronowej, znacznie większej niż NmE, mogą pojawiać się sporadycznie w regionie E i powodować zakłócenia w systemach komunikacyjnych i nawigacyjnych. Te tak zwane sporadyczne warstwy E (Es) są najczęściej wywołane przez jony metali z meteorytów, które gromadzą się w cienkie warstwy jonizacyjne. Na średnich szerokościach geograficznych jest to głównie zjawisko letnie, co pokrywa się z występowaniem większej liczby meteorów. Sporadyczne warstwy E mogą też pojawiać się ze względu na występowanie tzw. uskoków wiatru (Yamazaki i in., 2022).

Dolna część warstwy E (poniżej szczytu E) charakteryzuje się stromym gradientem, który jest opisany funkcją wykładniczą znormalizowaną do NmE i hmE:

$$N_e(h) = NmE * exp[-D_1 * (hme - h)^K], \tag{1.44}$$

parametry D_1 i K są wyznaczane w taki sposób, żeby przebieg profilu dolnej części regionu E odpowiadał profilowi regionu D i jego pierwszej pochodnej na średniej wysokości HDX:

$$K = -\frac{DN * (hmE - HDX)}{NDXln(\frac{NDX}{NmE})}, \tag{1.45}$$

$$D_1 = \frac{DN}{NDX * K * (hmE - HDX)^{K-1}}, \tag{1.46}$$

gdzie NDX oznacza gęstość elektronów na wysokości HDX a DN jest pochodną gęstości w tym miejscu.

1.2.6 Region D

Najniższa warstwa profilu jonosferycznego, czyli region D, znajduje się zbyt nisko, by możliwe były obserwacje satelitarne in situ, a gęstość elektronów w nim jest zbyt niska, by możliwe było przeprowadzenie wiarygodnych pomiarów z Ziemi. Z tego

względu głównym źródłem modelowania tego regionu są dane pochodzące z pomiarów rakietowych. IRI obejmuje trzy opcje, które zostały opracowane na podstawie różnych zestawów tego typu danych i dodatkowych informacji: (1) Bilitza (1981), (2) Friedrich i Torkar (2001) i (3) Danilov, Rodevich i Smirnova (1991).

Tylko model Bilitza (1981) jest połączony z resztą profilu gęstości elektronowej IRI – pozostałe dwa modele nie są łączone z profilem IRI i dlatego mogą być używane tylko do badań, które są ograniczone do regionu poniżej szczytu E. Model Danilova ma tę dodatkową zaletę, że bierze pod uwagę znaczny wpływ wymuszeń meteorologicznych oddziałujących od dołu. Porównując trzy dostępne opcje użytkownik IRI może uzyskać informacje na temat wciąż istniejących niepewności w modelowaniu tego regionu jonosfery.

Typowy profil gęstości elektronowej regionu D wykazuje charakterystyczny punkt przegięcia związany z przejściem dominujących jonów od jonów molekularnych do klastrowych. Bilitza (1981) wykorzystał ten punkt do zakotwiczenia profilu obszaru D i określił parametry tego punktu oraz całego profilu regionu D na podstawie kompilacji danych rakietowych z eksperymentów, które wybrali Mechtley i Bilitza (1974). Punkt przegięcia zwykle znajduje się na wysokości hmD wynoszącej 81 km w ciągu dnia i 88 km w nocy. Dla gęstości elektronowej NmD w punkcie przegięcia Bilitza (1981) stwierdził silną zależność od kąta zenitalnego Słońca χ i słabą zależność od wskaźnika aktywności słonecznej R_{12}:

$$NmD = (6,05 + 0,088R_{12}) * 10^8 * exp\left(-\frac{0,1}{cos^{2,7}\chi}\right). \tag{1.47}$$

Pewnym ograniczeniem jest niewielka dostępność wiarygodnych danych dla okresów nocnych. Bilitza (1981a) zaleca typową wartość $4 * 10^8 el/m^3$. Profil gęstości elektronowej regionu D od wysokości początkowej IRI h_{nea} w górę jest reprezentowany przez wielomian trzeciego rzędu:

$$N_e(h) = NmD * exp(F_1x + F_2x^2 + F_3x^3), \tag{1.48}$$

gdzie $x = h - hmD$ a współczynniki F_1, F_2 i F_3 przyjmują wartości wyznaczone na podstawie pomiarów rakietowych (Mechtley i Bilitza, 1974). Powyżej i poniżej punktu przegięcia (hmD, NmD) stosuje się różne wartości współczynnika F_3, aby uwzględnić znaczną zmianę zmodyfikowanej wysokości hmD. Funkcja krokowa

Epsteina jest używana do ciągłej zmiany szerokości geograficznej w ciągu dnia, a funkcja HPOL do płynnego przejścia z wartości dziennych do nocnych. W interfejsie online IRI ta opcja jest oznaczona jako IRI-95.

1.2.7 Rozszerzenie plazmosferyczne

Wprowadzenie wiarygodnego rozszerzenia plazmosferycznego dla modelu IRI jest szczególnie istotnym zagadnieniem ze względu na ograniczenie wysokości, dla jakich IRI oblicza parametry jonosferyczne (50 – 2 000 km). W przypadku łącznego opracowania danych np. z obserwacjami GNSS (asymilacja danych) jest to zakres niewystarczający do bezpośredniego porównania otrzymanych rezultatów. Wprowadzenie dodatkowego modelowania plazmosfery znajdującej się powyżej górnego limitu wysokości standardowego modelu IRI jest przedmiotem zainteresowań kilku grup naukowców:

1. Globalny model rdzenia plazmowego (Global Core Plasma Model – GCPM), który zaproponowali Gallagher, Craven i Comfort (2000), wykorzystuje modularne podejście z osobnym modelowaniem plazmosfery, plazmopauzy, zagłębienia jonosferycznego, czapy polarnej oraz IRI do zapewnienia ciągłości wartości i gradientów. Model ten opisuje gęstość i kompozycję plazmy jako funkcję geomagnetycznego indeksu K_p, rocznej średniej indeksu słonecznego $F10.7$, pory roku i pozycji. Opiera się w głównej mierze na danych z satelity Dynamics Explorer DE-1.

2. Model plazmosfery IMAGE/RPI, który zaproponowali Ozhogin i in. (2012) opiera się na ponad 700 profilach gęstości wzdłuż linii pola magnetycznego pochodzących z aktywnych pomiarów sondujących wykonanych przez satelitę IMAGE między czerwcem 2000 a lipcem 2005 (Reinisch i in., 2001). Pomiary obejmują wszystkie magnetyczne czasy lokalne i rozciągają się przestrzennie od L = 1,6 do L = 4. Dla regionu czapy polarnej opracowano oddzielny model profilu mocy w funkcji aktywności magnetycznej (Nsumei i in., 2003).

3. Model plazmosfery IZMIRAN, znany jako IRI-Plas, opiera się na pracach, które opublikowali Chasovitin i in. (1998) oraz Gulyaeva, Huang i Reinisch (2002). Wykorzystuje on obserwacje z sond ISIS-1, -2 i Intercosmos 19. Przedstawia

pionowe, zmieniające się wykładniczo profile gęstości elektronów w plazmosferze, płynnie dopasowane do profilu IRI na wysokości, na której profil IRI osiąga połowę gęstości szczytu F. Model jest ciągły pod względem wartości i gradientu oraz zależy od aktywności słonecznej i magnetycznej.

Użytkownicy IRI mogą także skorzystać z ekstrapolacji wzorów gęstości i temperatury odnoszących się do górnej części profilu jonosferycznego aż do wysokości plazmosferycznych. Jest to szczególnie interesujące w przypadku porównań profili otrzymanych z modelu IRI z pomiarami GNSS VTEC.

1.2.8 VTEC w IRI

Model IRI oferuje możliwość wyliczenia wartości VTEC na podstawie całki gęstości elektronów wzdłuż wygenerowanego dla danego czasu i miejsca profilu wysokościowego. Dla porównań z VTEC uzyskanym z pomiarów satelitarnych szczególnie istotne jest, by profil (składający się z sześciu zasadniczych części opisanych powyżej) został wyznaczony możliwie precyzyjnie i w szerokim zakresie wysokości.

Poszczególne wersje modelu IRI różnią się między sobą m.in. maksymalną wartością górnej granicy całkowania gęstości elektronów. W przypadku IRI-2016 jest to 10 000 km, zaś w IRI-2020 ta granica została przesunięta do 30 000 km. Leitinger (1990) podaje jednak, że udział części jonosfery leżącej powyżej 2 000 km jest zaniedbywalny. Jest to związane z istotnym spadkiem wartości gęstości elektronów oraz siły pola magnetycznego wraz z wysokością. W praktyce faktyczne różnice wartości VTEC wyliczone przez model IRI wynikające z uwzględnienia wysokości w zakresie 2 000 – 10 000 km i 10 000 – 30 000 km wynoszą maksymalnie kilka procent (Tabela 1.1.)

Data i lokalizacja	Wartość VTEC do wysokości 2 000 km	Wartość VTEC do wysokości 10 000 km	Wartość VTEC do wysokości 30 000 km
10°N, 20°E doy 180/2019 12:00 LT	15,59 TECu	16,21 TECu	16,32 TECu
10°N, 20°E doy 308/2021 12:00 LT	34,65 TECu	36,04 TECu	36,29 TECu
50°N, 20°E doy 180/2019 12:00 LT	8,42 TECu	8,79 TECu	8,86 TECu
50°N, 20°E doy 308/2021 12:00 LT	15,37 TECu	16,08 TECu	16,20 TECu

Tabela 1.1: Wartości VTEC obliczone przez model IRI w zależności od górnej granicy całkowania.

W praktyce, dla zaoszczędzenia mocy obliczeniowej i czasu wykonania obliczeń, skrypt iritec.for wykonuje obliczenia gęstości elektronów w interwałach, które są uzależnione od wybranego przez użytkownika stopnia dokładności istep. Ich wartości w modelu IRI-2020 przedstawia Tabela 1.2.

istep	poniżej h1	h1 - h2	h2 - h3	h3 - h4	h4 - h5	h5 - h6
0	1 km	10 km	5 km	100 km	1000 km	2000 km
1	1 km	5 km	2 km	50 km	500 km	1000 km
2	1 km	1 km	1 km	1 km	100 km	500 km

Tabela 1.2: Interwały wysokości, dla których wyznaczane są gęstości elektronów do całkowania numerycznego w modelu IRI-2020.

Oznaczenia poszczególnych granic stref precyzji:

- h1 = haa – dolna granica modelu IRI (50 km)
- h2 = hmF2 – 50 km

- h3 = hmF2 + 50 km
- h4 = 2 000 km – górna granica standardowego modelu IRI
- h5 = hpp – wysokość plazmopauzy
- h6 = 30 000 km – górna granica modelu IRI z rozszerzeniem plazmosferycznym.

Gęstości elektronów dla wszystkich przyjętych punktów profilu są obliczane zgodnie z procedurami opisanymi wcześniej dla poszczególnych stref profilu wysokościowego. VTEC jest obliczany w modelu IRI jako suma iloczynów średniej gęstości dwóch sąsiednich punktów profilu i odległości między nimi.

Okazuje się jednak, że podane źródłowe parametry nie mają pełnego przełożenia na faktyczne obliczenia wartości TEC w modelu IRI-2020. Podana wartość h1, czyli dolna granica modelu IRI, leży bowiem w rzeczywistości na wysokości 60 km, a poniżej niej nie są obliczane gęstości elektronowe. Ponadto standardowa wersja IRI-2020 nie ma możliwości określania wysokości plazmopauzy (h5), wobec czego pomijane jest rozdzielenie fragmentów profilu h4-h5 i h5-h6.

W dalszej części pracy została wobec tego wykorzystana modyfikacja modelu IRI-2020 obliczająca VTEC jako całkę numeryczną z profilu gęstości w stałym interwale 1 km w przedziale od 60 km do 20 200 km (wysokość orbity satelitów GPS). Mimo znacznego zagęszczenia próbkowania w górnych warstwach jonosfery, w stosunku do dostępnych domyślnie opcji, wydajność zmodyfikowanego algorytmu okazuje się być wystarczająca.

Rozdział 2

Asymilacja danych obserwacyjnych do modelu IRI

Techniki asymilacji danych są powszechnie stosowane w celu poprawy klasycznego modelowania IRI. Ich celem jest przejście od reprezentacji klimatologicznej, którą zapewnia standardowy model IRI, do opisu jonosferycznych warunków pogodowych na podstawie faktycznych pomiarów. Najwcześniejsze badania koncentrowały się na uzyskaniu równoważnych wskaźników R_{12} lub IG_{12} ze względu na ich podstawową rolę w określaniu odpowiednio wysokości i gęstości szczytu warstwy F2. W ostatnim czasie w szczególności w pracach Galkin i in. (2012) oraz Galkin i in. (2020) opracowano oparty na IRI system mapowania w czasie rzeczywistym IRI Real-Time Assimilative Mapping (IRTAM, `http://giro.uml.edu/IRTAM`), który asymiluje pomiary foF2, hmF2, B0 i B1 z pomiarów jonosond GIRO do modelu IRI.

Pignalberi, Pietrella i Pezzopane (2021) przeprowadzili szczegółowe porównanie między IRI i IRTAM na podstawie parametrów foF2 i hmF2 zarejestrowanych w latach 2000-2019 przez 40 jonosond rozmieszczonych na całym świecie oraz z pomiarów satelitów COSMIC w okresie 2006-2018. Dowiedli oni, że w pobliżu zasymilowanych lokalizacji jonosond IRTAM poprawia modelowanie parametrów foF2 i hmF2, podczas gdy z dala od badanych stacji, wyjścia IRI i IRTAM dla foF2 są podobne, a hmF2 z IRI jest dokładniejszy niż ten z samego IRTAM.

Model IRI zawiera niezbędne funkcje (w pliku irirtam.for), ułatwiające wykorzystanie współczynników IRTAM w standardowym kodzie IRI.

Warto przy tym podkreślić, że międzynarodowa społeczność IRI potrzebuje obecnie asymilacji VTEC pochodzącego z pomiarów GNSS do modelu IRI i docenia wysiłki zmierzające do osiągnięcia tego celu. Bilitza i in. (2022) przywołują dwie opublikowane w ostatnim czasie prace, w które istotny wkład wniósł Autor niniejszej rozprawy: Froń i in. (2020) oraz Galkin i in. (2022).

2.1 IRI Real-Time Assimilative Mapping – IRTAM

Oparty na IRI model asymilacyjny czasu rzeczywistego IRTAM (pierwotnie IRI-RTAM) tworzy i publikuje co 15 minut zaktualizowaną mapę „globalnej pogody" gęstości szczytowej NmF2 i wysokości hmF2 w jonosferze, a także mapę odchyleń od klasycznego klimatu IRI[1]. Jak podają Reinisch i Galkin (2011), IRTAM wykorzystuje dane pochodzące z Globalnego Radiowego Obserwatorium Jonosferycznego (Global Ionospheric Radio Observatory – GIRO, Rysunek 2.1) w celu płynnego przekształcenia map klimatologicznych charakterystyk jonosferycznych IRI, tak aby odpowiadały faktycznym obserwacjom. IRTAM opiera się na modelu IRI nominalnie używanym w spokojnej, średniej klimatologii jonosferycznej, ale dzięki asymilacji danych pomiarowych pozwala na dokładne śledzenie rzeczywistej dynamiki plazmy. Szczególnie interesująca dla społeczności jonosferycznej jest zdolność IRTAM do scharakteryzowania pionowej rekonstrukcji plazmy opisanej przez trwające w danym momencie zjawiska pogody kosmicznej (Galkin i in., 2012).

[1] `https://giro.uml.edu/`



Rysunek 2.1: Globalna sieć jonosond GIRO (Froń i in., 2020).

IRTAM modeluje sparametryzowany pionowy profil gęstości elektronów pod szczytem F2 pochodzący z obserwacji przeprowadzonych za pomocą globalnej sieci jonosond (ang. vertical sub-peak electron density profiles – VEDP) oraz zestawu dwuwymiarowych globalnych map klimatycznych dla poszczególnych parametrów jonosferycznych. Aby obliczyć gęstość elektronów Ne w danej lokalizacji, najpierw pobierane są wszystkie wartości parametrów IRI dla tego miejsca (szerokość, długość geograficzna), następnie rekonstruowany jest profil dolnej części jonosfery VEDP, a na koniec pobierana jest żądana wartość Ne w danej wysokości. Parametry profilu obejmują wysokość (hm) i gęstość (Nm) dla szczytu warstwy E, szczytu F1 i szczytu F2, wraz z parametrami dolnej części profilu jonosferycznego B0 (połowa grubości), B1 (kształt) i D1 (grubość F1). Mają one charakter klimatologiczny, ponieważ opierają się na danych historycznych, wobec czego nie opisują one faktycznego stanu jonosfery.

Algorytm asymilacji IRTAM utrzymuje nienaruszony opis modelu IRI i tylko płynnie dostosowuje zestawy dziennych/sferycznych współczynników ekspansji map 2D: gęstości szczytowej F2 (NmF2), wysokości szczytowej F2 (hmF2), B0 i B1, aby dopasować go do obserwacji pozyskanych z sieci jonosond GIRO. Nowy zestaw 988 współczynników harmonik sferycznych jest obliczany co 15 minut i udostępniany

online w bazie danych GAMBIT zgodnie z opisem na stronie `https://giro.uml.edu/GAMBIT` (Hartman i in., 2019; Pignalberi, Pietrella i Pezzopane, 2021).

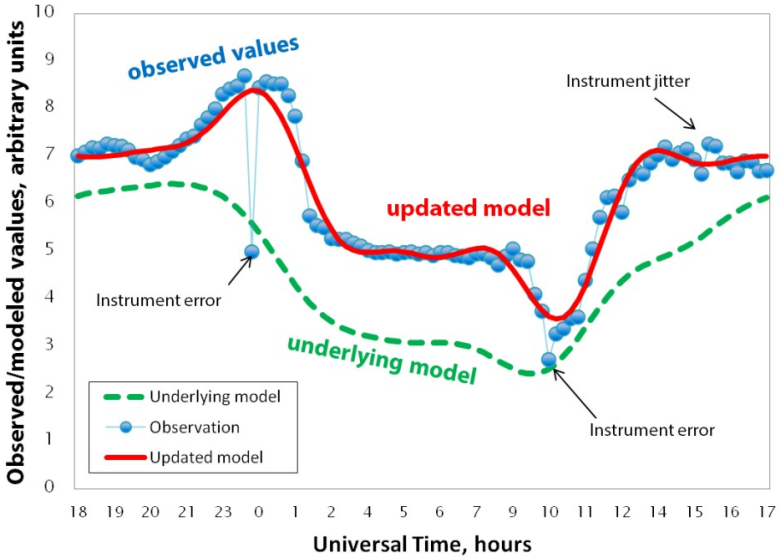
IRTAM należy do kategorii modeli asymilacyjnych 4DVAR, które jako dodatkowy wymiar asymilacji uwzględniają historię pomiarów w określonym oknie czasowym, co skutkuje kombinacją mapy globalnej 2D, profilu wysokościowego jonosfery 1D i szeregu czasowego opisywanego parametru 1D, skutkując czterowymiarowym modelowaniem (Galkin i in., 2022). Każde obliczenie 4DVAR zapewnia dopasowanie zaktualizowanego modelu nie tylko do bieżących, ale także wcześniejszych obserwacji, w przeciwieństwie do schematów 3DVAR, które aktualizują model tylko w ramach trwającej analizy. Dostępność dobowego okna analizy w pojedynczym obliczeniu 4DVAR IRTAM umożliwia silniejsze warunkowanie danych GIRO jeszcze zanim wejdą one w proces asymilacji. Podczas gdy klasyczna analiza niepewności filtru Kalmana zakłada normalny rozkład błędów pomiaru, 4DVAR umożliwia wykrywanie wartości odstających i analizę wyników ufności autoskalowania jonogramu (Galkin i in., 2020).

Typowa procedura morfingu jest podatna na problemy wynikające z ekspansji na obszary bez pokrycia danymi (zarówno w czasie, jak i przestrzeni). Może ona bowiem skutkować wytworzeniem całkowicie nieracjonalnych reprezentacji brakujących danych. Rozwiązaniem, które zaproponowali Jones i Gallet (1962) w ich pierwotnym opracowaniu map CCIR dla częstotliwości krytycznej warstwy F2 – foF2 używanej w IRI jest wprowadzenie punktów pozornych, które ograniczają tę ekspansję. Takie podejście pozwala uniknąć problemów nękających typowe metody przestrzennej interpolacji. W tym przypadku punkt pozorny powstaje poprzez analizę szeregów czasowych różnic między obserwacją a modelem w każdej lokalizacji obserwacyjnej. Powoduje to, że interpolacja nie jest wymagana poza rzadkimi przypadkami braku danych spowodowanych awariami instrumentów lub anomaliami geoprzestrzennymi (Galkin i in., 2015).

Dobowe harmoniczne odchyłki $\Delta V = V_{obs} - V_{mod}$, gdzie V_{obs} to obserwacje a V_{mod} to wartości obliczone na podstawie modelu, wyznacza się ze wzoru:

$$\Delta V = \Delta C_0 + \sum_{i=1}^{N} \Delta C_{2i-1} \cos i\tau + \Delta C_{2i} \sin i\tau, \tag{2.1}$$

gdzie ΔC_i to współczynniki harmonik sferycznych, N oznacza stopień rozwinięcia dobowego, a τ dobową fazę w stopniach. Rysunek 2.2 przedstawia proces wyznaczania współczynników na podstawie obserwacji prowadzonych przez pojedynczą jonosondę.



Diurnal expansion coefficients

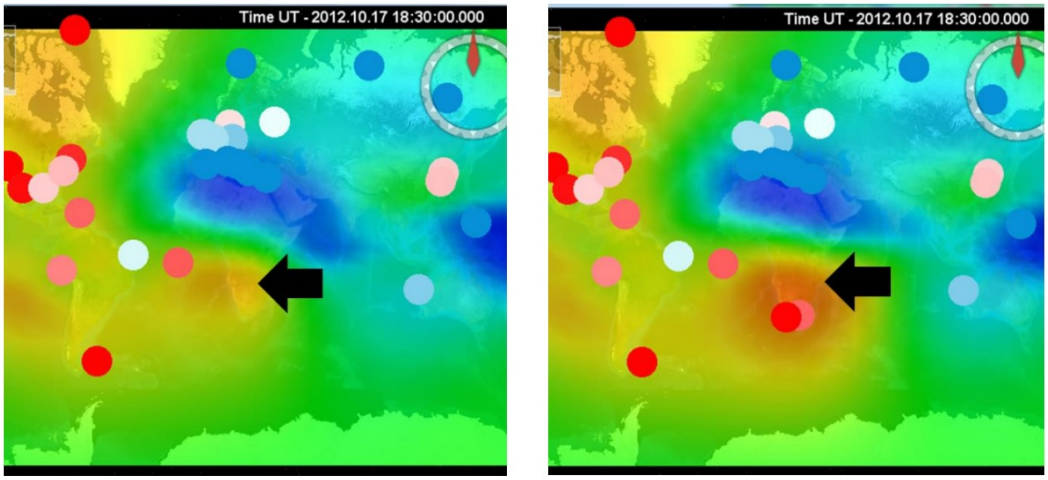
i	C	ΔC	C+ΔC
0	4.524	1.647	6.171
1	-0.825	-0.154	-0.980
2	1.755	-0.486	1.269
3	-0.004	0.322	0.318
4	-0.084	0.383	0.300
5	-0.096	-0.429	-0.525
6	0.294	0.072	0.366
7	0.147	0.027	0.175
8	0.056	0.341	0.397
9	0.048	-0.195	-0.146
10	0.081	0.066	0.147
11	0.044	0.031	0.075
12	0.017	0.189	0.206

Rysunek 2.2: Asymilacja danych w dziedzinie czasu w jednej lokalizacji poprzez korygowanie współczynników dobowego rozszerzenia harmonicznego. Różnice między obserwowanymi wartościami (kropki) a modelem bazowym (linia przerywana) są wykorzystywane do obliczania współczynników korygujących ΔC, które są następnie używane do utworzenia zaktualizowanego modelu (linia ciągła) (Galkin i in., 2015)

.

Obliczenie ΔC nie nastręcza trudności, jeżeli przyrząd pomiarowy jest zdolny do ciągłego, bezbłędnego zbierania i przetwarzania danych. Jednak w praktyce luki i błędne wartości są powszechne w przypadku wielu urządzeń, które wymagają analizy końcowej w celu uzyskania danych do asymilacji i jonosondy nie są tu wyjątkiem. Rysunek 2.2 pokazuje jednak, że operacja aktualizacji jest odporna na sporadyczne obserwacje odstające. Ta odporność jest jedną z istotnych zalet stosowania schematu czterowymiarowej asymilacji z dużym oknem czasowym. Wykorzystanie obserwacji z pojedynczego instrumentu nie jest jednak wystarczające do poradzenia sobie z jego błędami instrumentalnymi. Są one wiernie reprezentowane poprzez dostosowanie wartości ΔC_0. Kompensacja odchyleń instrumentalnych jest tym samym odłożona do fazy analizy przestrzennej asymilacji (Galkin i in., 2015).

24-godzinna analiza czterowymiarowej asymilacji w IRTAM jest odpowiedzialna za zdolność przestrzennego przewidywania niektórych aspektów zachowania jonosfery występujących poza zasięgiem GIRO, co pokazuje Rysunek 2.3. Wykryty efekt jest wynikiem właściwości ekstrapolacji przestrzennej IRTAM, która może wykryć zachowanie foF2 związane z czasem lokalnym w danych 24-godzinnych. Gdy jonosondy sieci GIRO obracają się wraz z Ziemią, długoterminowe harmoniczne zespoły odchyleń foF2 od prognozy IRI są identyfikowane w danych poszczególnych stacji i ekstrapolowane na sąsiednie długości geograficzne.



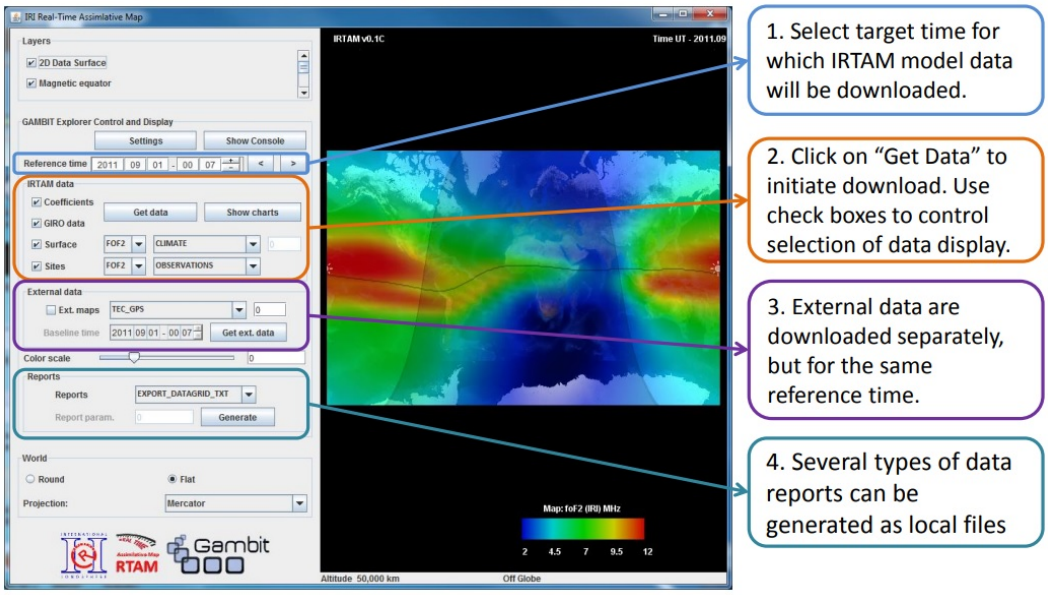
Rysunek 2.3: Lewy panel: mapa różnicowa foF2 (IRTAM minus IRI) o 18:30 UT 17 października 2012 roku, bez danych z Republiki Południowej Afryki. Prawy panel: odpowiadająca mapa z uwzględnieniem danych z RPA w obliczeniach IRTAM. Porównanie wykazuje znaczną poprawę reprezentacji gęstości elektronów w Afryce Południowej. Co ciekawe, lewy panel również wskazuje zwiększoną gęstość elektronów na zachodnim wybrzeżu Afryki, mimo że nie wykorzystano w tym przypadku danych z RPA (Galkin i in., 2015)

.

2.2 Global Assimilative Model of Bottomside Ionosphere Timeline – GAMBIT

Baza danych globalnego asymilacyjnego modelu osi czasu dolnych warstw jonosfery (ang. Global Assimilative Model of Bottomside Ionosphere Timelines – GAMBIT) przechowuje: (1) historyczne mapy obliczone przez IRTAM w 15-minutowych interwałach obejmujące okres ponad 15 lat i (2) globalne mapy parametrów jonosferycznych czasu rzeczywistego. Bazie danych towarzyszy aplikacja GAMBIT Explorer, która umożliwia łatwy dostęp do przechowywanych informacji i ich wizualizację[2]. Oprogramowanie GAMBIT Explorer jest napisane w języku Java z biblioteką graficzną NASA WorldWind do operacji na wielu platformach sprzętowych. Projekt jest utrzymywany na licencji open source i dostępny do ściągnięcia ze strony głównej projektu GAMBIT. Rysunek 2.4 przedstawia główne okno programu i jego możliwości konfiguracyjne.

[2] `https://giro.uml.edu/GAMBIT/`



Rysunek 2.4: Okno GAMBIT Explorer opisane w Instrukcji Obsługi dostępnej pod adresem `https://giro.uml.edu/GAMBIT/GAMBIT-X_UserGuide-v01C.pdf`. (1) Wybór epoki, na którą mają zostać załadowane dane z IRTAM, (2) Wybór wyświetlanych parametrów i pobranie danych (Get Data), (3) Osobny moduł pobierania danych od zewnętrznych dostawców, (4) Opcje generowania raportów.

Oprogramowanie pozwala na szybką interaktywną wizualizację różnych właściwości jonosfery, takich jak foF2, NmF2, hmF2, B0 lub B1 w różnych procedurach, obejmujących m.in. interpolowane mapy klimatyczne i pogodowe lub obserwacje jonosond sieci GIRO. Co szczególnie istotne, GAMBIT integruje różne źródła danych i pozwala na ich łączenie w celu dostarczenia szczegółowego wglądu w jonosferę. Jest więc doskonałą platformą do asymilacji nowych źródeł danych do modelu IRI, czego przykładem jest wykonane w ramach badań Autora niniejszej rozprawy włączenie do bazy danych GAMBIT klimatycznych globalnych map VTEC oraz eksperymentalne włączenie map VTEC w czasie rzeczywistym (Froń i in., 2020) opisane szerzej w rozdziale 5 i 6 niniejszej rozprawy.

Rozdział 3

Wkład Jonosferycznej Grupy Roboczej IGS w rozwój metodologii opracowań TEC

Jonosferyczna Grupa Robocza Międzynarodowej Służby GNSS (ang. IGS Iono WG) została utworzona w 1998 roku. Jej głównym celem jest generowanie i dostarczanie użytkownikom niezawodnych globalnych map VTEC, co czyni nieprzerwanie od 1 czerwca 1998 roku (Hernández-Pajares i in., 2009).

Obecnie w pracach grupy bierze udział osiem niezależnych centrów analiz jonosferycznych (ang. Ionosphere Associate Analysis Center – IAAC): CODE (Szwajcaria), ESOC (Niemcy), JPL (Stany Zjednoczone), UPC (Hiszpania), CAS (Chiny), WHU (Chiny), NRCan (Kanada) i OPTIMAP (Niemcy). Kombinowane produkty IGS w trybie szybkim (rapid) i końcowym (final) są z kolei tworzone przez Centrum Kombinacji i Walidacji IGS zlokalizowane na Uniwersytecie Warmińsko-Mazurskim w Olsztynie na podstawie wag uzyskanych w procesie ewaluacji[1].

Uniwersytet Warmińsko-Mazurski jest reprezentowany w Iono WG przez pięciu członków, w tym Autora niniejszej pracy. Na szczególne wyróżnienie zasługuje prof. Andrzej Krankowski, który od 2008 roku pełni funkcję przewodniczącego Grupy.

[1] `https://igs.org/products/#ionosphere_2237`

3.1 Przegląd produktów jonosferycznych IGS Iono WG

Obecnie kombinowane mapy VTEC wytwarzane przez IGS Iono WG obejmują[2]:

- Rozwiązanie finalne (Final) z około 11-dniowym opóźnieniem i cotygodniowymi aktualizacjami (dawniej IGSG, obecnie IGS0OPSFIN).
- Produkt szybki (Rapid) z opóźnieniem krótszym niż 24 godziny i codziennymi aktualizacjami (dawniej IGRG, obecnie IGS0OPSRAP).

Oba produkty są dostarczane w standardowym formacie IONEX ułożonym w mapy o rozdzielczości 5 stopni (długość geograficzna) na 2,5 stopnia (szerokość geograficzna) i 2-godzinnej rozdzielczości czasowej. Produkty opracowywane przez różne centra analiz IGS mogą mieć jednak różną rozdzielczość czasową – od 15 minut do 2 godzin.

Generowanie kombinowanych produktów jonosferycznych Iono WG odbywa się w kilku krokach, za przeprowadzenie których w Centrum Kombinacji i Walidacji IGS na Uniwersytecie Warmińsko-Mazurskim odpowiada Autor niniejszej rozprawy:

Ocena map VTEC dostarczonych przez centra analiz. W procesie oceny wykorzystywane są wartości zmienności STEC, uzyskane bezpośrednio z obserwacji fazy nośnej na zbiorze kilku stacji testowych rozmieszczonych możliwie równomiernie na całym świecie. Na tej podstawie dla każdego produktu IAAC za pomocą „Testu samozgodności" (Orús, Cander i Hernández-Pajares, 2007) oblicza się błąd średniokwadratowy (RMS). Następnie ustalane są wagi dla kombinacji, które są odwrotnością otrzymanej wartości RMS.

Kombinacja map VTEC dostarczonych przez centra analiz. Mapy kombinowane uzyskuje się jako średnią ważoną dostępnych w momencie opracowania map VTEC, wykorzystując wartości uzyskane podczas procesu oceny.

Walidacja połączonych produktów VTEC odbywa się cyklicznie poprzez porównanie długich szeregów czasowych produktów jonosferycznych IGS z wartościami referencyjnymi VTEC dostarczanymi przez altymetry dwuczęstotliwościowe na pokładach satelitów JASON. Umieszczone są one nad

[2] `https://igs.org/products/#ionosphere_2237`

oceanami, gdzie liczba stacji naziemnych GNSS jest ograniczona, co skutkuje koniecznością stosowania metod interpolacyjnych dla map opartych na naziemnych obserwacjach GNSS, prowadzonych przez globalną sieć stacji permanentnych. Oznacza to, że taka walidacja może być uznana za pesymistyczne określenie rzeczywistych błędów globalnych map VTEC.

Obecnie we współpracy z Grupą Roboczą Czasu Rzeczywistego IGS (IGS Real-Time WG) dostarczany jest również kombinowany produkt czasu rzeczywistego oparty na produktach dostarczanych przez cztery centra analiz (Li i in., 2020; Q. Liu i in., 2021). Autor niniejszej rozprawy bierze czynny udział w tym procesie w ramach projektu ARTEMIS opisanego w Rozdziale 4.

3.2 Obserwacje TEC w czasie rzeczywistym

Odpowiadając na rosnące zapotrzebowanie społeczności naukowej na wykorzystanie produktów GNSS generowanych w czasie rzeczywistym, IGS powołał w 2001 r. Grupę Roboczą Czasu Rzeczywistego (ang. Real-Time Working Group – RTWG), której członkiem jest również Autor niniejszej rozprawy.

W 2013 r. RTWG zainicjowała serwis czasu rzeczywistego (RTS), w ramach którego udostępniane są w formacie RTCM-SSR strumienie danych obejmujące orbity satelitów, zegary, odchylenia kodu/fazy i – od niedawna – testowe globalne mapy jonosferyczne (GIM). Opracowany został ponadto nowy format IGS-SSR, który jest lepiej dostosowany do wymagań zastosowań multi-GNSS. Udostępnianie globalnych map jonosferycznych czasu rzeczywistego (IGS RT-GIM) w obu formatach – dla oszczędności przepustowości – wykorzystuje rozwinięcie harmonik sferycznych.

Dokładność RT-GIM jest nieco niższa niż będących wynikiem postprocessingu klasycznych produktów IGS (Rapid i Final) ze względu na krótszy okres obserwacji, mniejszą liczbę stacji permanentnych wykorzystywanych do opracowania produktu, wyższy szum obserwacyjny oraz wyzwanie związane z oszacowaniem nieoznaczoności fali nośnej w czasie rzeczywistym. Wykazano już przydatność produktów RT-GIM do monitorowania burz geomagnetycznych, który to potencjał objawia się zwłaszcza w połączeniu z danymi z jonosond zapewnianymi przez GIRO w ramach współpracy z International Reference Ionosphere.

Obecnie produkty RT-GIM są udostępniane przez kilka ośrodków badawczych, w tym Uniwersytet Warmińsko-Mazurski i Chińską Akademię Nauk (UWM/CAS), Centre National d'Études Spatiales (CNES), Politechnikę Katalońską w Barcelonie (UPC) i Uniwersytet Wuhan (WHU). Dzięki wspólnym staraniom UWM/CAS, CNES i UPC w 2018 roku powstała pierwsza kombinacja globalnych map jonosferycznych czasu rzeczywistego, będąca wstępnym produktem IGS.

Warto podkreślić, że podobnie jak ma to miejsce w przypadku innych produktów jonosferycznych, również metody tworzenia RT-GIM stosowane przez poszczególne centra analiz nie są jednolite. W szegółności:

Chińska Akademia Nauk (CAS) wraz z Uniwersytetem Warmińsko-Mazurskim od 2015 roku tworzy globalne mapy jonosferyczne dla IGS z wykorzystaniem strumieni danych z wielu systemów GNSS. W przypadku GPS i GLONASS są to sygnały L1 i L2, dla BeiDou B1 i B2 i dla Galileo E1 i E5a, pozyskane zarówno ze stacji permanentnych wchodzących w skład sieci IGS, jak i sieci regionalnych.

Odchylenia kodowe (DCB) są w przypadku metodologii UWM/CAS obliczane w czasie rzeczywistym jako składnik lokalnego modelowania jonosferycznego VTEC przy użyciu funkcji uogólnionego szeregu trygonometrycznego (GTS) (N. Wang i in., 2020). Procedura ta obejmuje również wyrównanie odchyleń 3D w celu zwiększenia niezawodności obliczenia DCB w czasie rzeczywistym. STEC jest określany przez odjęcie oszacowanego DCB od równania pseudoodległości w kombinacji geometry-free, po czym jest przekształcany w VTEC przy użyciu funkcji mapującej.

Aby przeciwdziałać skutkom potencjalnej niestabilności wykorzystywanych strumieni danych, UWM/CAS uwzględnia w swojej metodologii RT-GIM również model predykcyjny TEC. Ostatecznie, transmitowane przez UWM/CAS wartości RT-GIM pochodzą z ważonej kombinacji (1) sferycznych współczynników harmonicznych VTEC w czasie rzeczywistym i (2) jonosferycznego produktu predykcyjnego TEC.

Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) oblicza globalne mapy VTEC czasu rzeczywistego od 2014 roku, kiedy to rozpoczął się projekt CNES PPP-WIZARD. W tym przypadku wartości VTEC są określane za pomocą kombinacji geometry-free z pomocą funkcji mapującej przy założeniu pojedynczej cienkiej warstwy jonosfery na wysokości 450 km nad Ziemią.

Podobnie jak UWM/CAS, również CNES wykorzystuje do globalnej reprezentacji rozkładu wartości VTEC model oparty na rozwinięciu harmonik sferycznych. Współczynniki harmoniczne są jednak obliczane za pomocą filtra Kalmana z wykorzystaniem danych STEC pochodzących ze 100 stacji sieci IGS oferujących strumienie czasu rzeczywistego. CNES rozpoczął nadawanie RT-GIM pod koniec 2014 roku i w maju 2017 roku zwiększył stopień rozwinięcia harmonicznego z 6 do 12.

Politechnika Katalońska (UPC) zainicjowała wytwarzanie map jonosferycznych czasu rzeczywistego 6 lutego 2011 r. STEC w czasie rzeczywistym jest w tym przypadku uzyskiwany przy użyciu kombinacji geometry-free z około 260 stacji permanentnych, i modelowany globalnie w opartym na wokselach tomograficznym modelu 4D jonosfery. Jednowarstwowa mapa VTEC jest wstępnie generowana przez spłaszczenie oszacowanych gęstości elektronów na ustalonej efektywnej wysokości 450 km, po czym następuje jej interpolacja w celu wypełnienia potencjalnych luk w danych.

W latach 2011-2019 UPC stosowała do interpolacji VTEC w czasie rzeczywistym technikę krigingu, a od 8 września 2019 r. stosowany jest sferyczny model harmoniczny. Niedawno opracowana została nowa technika interpolacji, zwana interpolatorem rozkładu atomowego GIM (Atomic Decomposition Interpolator of GIMs – ADIGIM). ADIGIM jest obliczany przy użyciu ważonej kombinacji wysokiej jakości historycznych GIM (np. UQRG) z uwzględnieniem problemów związanych z obszarami nieobjętymi permanentnymi stacjami GNSS. Technika ADIGIM ma na celu zminimalizowanie różnicy między obserwowanym pomiarem VTEC a ważonym VTEC z historycznego UQRG w podobnych warunkach jonosfery. Nowy produkt RT-GIM UPC, UADG, został wdrożony 4 stycznia 2021 r., zastępując poprzedni USRG (Q. Liu i in., 2021).

Uniwersytet Wuhan (WHU) od 21 czerwca 2018 r. zaczął tworzyć szybkie i finalne produkty GIM przy użyciu nowego oprogramowania o nazwie GNSS Ionosphere Monitoring and Analysis Software (GIMAS) (Zhang i Zhao, 2018). Dodatkowo pod koniec 2020 roku WHU wypuścił swój pierwszy produkt GIM czasu rzeczywistego oparty o rozwinięcie harmonik sferycznych.

Obecnie WHU wykorzystuje strumienie danych GNSS z około 120 stacji IGS rozmieszczonych na całym świecie. Aby złagodzić wpływ DCB satelity i odbiornika na oszacowanie parametrów jonosfery w czasie rzeczywistym, WHU wykorzystuje wcześniej obliczone DCB pochodzące z produktu WHU rapid GIM. Ze względu na potencjalny niedobór i nierówną dystrybucję danych jonosferycznych w czasie rzeczywistym, WHU uwzględnia również 2-dniowy predykowany GIM jako dodatkowe informacje jonosferyczne. Ustalenie wag dla danych w czasie rzeczywistym i takiej predykowanej informacji ma kluczowe znaczenie, ponieważ wpływa zarówno na jakość GIM w czasie rzeczywistym, jak i mapę błędów średniokwadratowych (Zhang i Zhao, 2019).

Testowy produkt kombinowany IGS RT-GIM został opracowany w formie eksperymentalnej w październiku 2018 r. Wykorzystano w nim technikę RT-dSTEC, która jest znormalizowaną odwrotnością kwadratu wartości błędu RT-dSTEC (Li i in., 2020). Kombinowany RT-GIM z IGS jest oparty na średniej ważonej VTEC w czasie rzeczywistym z różnych ośrodków IGS.

Ze względu na ograniczoną liczbę dostępnych stacji IGS oferujących strumienie czasu rzeczywistego, wybrano 25 wspólnych stacji używanych przez wszystkie centra oferujące RT-GIM, co pozwala zapewnić rzetelną ocenę RT-dSTEC. W konsekwencji RT-dSTEC działa jako pomiar „wewnętrznych" reszt po dopasowaniu RT-GIM, a jego dokładność zależy od precyzji poszczególnych ocenianych produktów wchodzących w jego skład. Taka ocena jest przeprowadzana co 20 minut.

Rozdział 4

Projekt ARTEMIS

Wychodząc naprzeciw potrzebie tworzenia multikonstelacyjnych produktów czasu rzeczywistego dla IGS od 2019 do 2023 roku zespół pracowników Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego UWM, w tym Autor niniejszej pracy, realizował projekt „ARTEMIS – Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (BDS, Galileo i GPS) serwisów jonosferycznych czasu rzeczywistego". Był on częścią pierwszego polsko-chińskiego konkursu bilateralnego, zorganizowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju we współpracy z Ministerstwem Nauki i Technologii Chińskiej Republiki Ludowej (MOST). Projekt ARTEMIS, skupiający się na tworzeniu zaawansowanych metodologii dla wielosystemowych usług jonosferycznych (BDS, Galileo i GPS) w czasie rzeczywistym, koncentrował się na kluczowym obszarze badań kosmicznych, jakim jest monitorowanie kosmicznej pogody poprzez rozwijanie nowych technologii i metod monitorowania jonosfery.

Znaczna dynamika jonosfery i jej zmienność w czasie i przestrzeni, jak również złożoność układu Ziemia-jonosfera-magnetosfera-Słońce, powodują liczne trudności w badaniu, modelowaniu i monitorowaniu tego obszaru. Jest to wynik znacznej różnorodności nieregularnych struktur jonosfery, od małoskalowych (powodujących scyntylację sygnału) do wielkoskalowych fluktuacji TEC.

Radiowe obserwacje GNSS należą do podstawowych narzędzi badań i monitorowania jonosfery, umożliwiając niemal globalny zasięg ciągłych pomiarów. Dotychczasowe produkty jonosferyczne korzystają tylko z obserwacji z systemów GPS

i GLONASS. Celem projektu ARTEMIS było jednak włączenie nowych obserwacji z dynamicznie rozwijających się systemów Galileo i BeiDou, co znacząco poprawiło jakość i dokładność tworzonych produktów jonosferycznych.

W ramach projektu ARTEMIS przy znacznym udziale Autora rozprawy utworzono serwis dostarczający informacje o VTEC w czasie rzeczywistym. Taka informacja jest kluczowa dla wielu naukowców, takich jak radioastronomowie, geodeci czy specjaliści z zakresu nawigacji satelitarnej, którzy potrzebują precyzyjnych danych odzwierciedlających bieżący stan jonosfery.

Unikalne możliwości stworzyło wykorzystanie w projekcie specjalistycznych odbiorników GNSS BDSMART, opracowanych przez stronę chińską, a także obserwacji z niskoczęstotliwościowego radioteleskopu z polskiej stacji LOFAR PL-612 w Bałdach i jonosondy należącej do CDRŚK UWM. Dane z tych sensorów służyły do walidacji rozwiązań opracowanych w ramach projektu.

Projekt ARTEMIS odpowiadał przede wszystkim na potrzeby międzynarodowego środowiska naukowego, jakie wyraziły International GNSS Service (IGS), International Reference Ionosphere (IRI) czy International LOFAR Telescope (ILT). Jego głównym celem było stworzenie ulepszonych produktów jonosferycznych, które na bazie dotychczasowych doświadczeń UWM i CAS łączyłyby obserwacje z czterech kluczowych systemów nawigacyjnych: GPS, GLONASS, Galileo i BeiDou.

W ramach projektu powstała nowa metodologia oraz demonstracyjne usługi monitorowania jonosfery w czasie rzeczywistym, oparte na naziemnych obserwacjach GNSS ze wszystkich globalnych systemów satelitarnych. Strona polska (Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie) odpowiedzialna była za włączenie obserwacji Galileo, natomiast strona chińska (Chińska Akademia Nauk – CAS) – BeiDou. Powstałe serwisy w ramach projektu dostarczają globalne i regionalne mapy TEC, indeksu ROTI oraz mapy 3D koncentracji elektronów. Za przygotowanie globalnych i lokalnych serwisów czasu rzeczywistego mapowania TEC odpowiadał Autor niniejszej rozprawy.

4.1 Metodologia opracowania TEC w projekcie ARTEMIS

Informacje TEC są uzyskiwane poprzez zastosowanie algorytmu, który został wspólnie stworzony przez UWM i CAS. Służy on do bezpośredniego modelowania i korekcji STEC (Slant TEC) na podstawie danych z obserwacji GNSS. Stosując to podejście uniknięto błędów, które mogłyby wynikać z mapowania wartości STEC na VTEC (Vertical TEC) w danym miejscu. Ta zmiana zaowocowała znaczącym wzrostem dokładności przetwarzania danych i stała się podstawą do obliczania nieregularności jonosferycznych. W związku z tym, w projekcie wykonywane jest monitorowanie zmian STEC wzdłuż orbit poszczególnych satelitów pod różnymi kątami, co ma bezpośredni wpływ na obserwowaną wartość STEC. Wartości STEC dla danego satelity, obserwowane przez sieć odbiorników odległych od siebie nawet o setki kilometrów, są stosunkowo jednolite. Dzięki temu możliwe jest modelowanie i korekta wartości pomiędzy poszczególnymi satelitami obserwowanymi przez lokalną sieć GNSS przy użyciu wprowadzonego algorytmu SIM – Satellite Based Ionospheric Model.

Do generowania wartości STEC z surowych danych obserwacyjnych początkowo wykorzystywana była kombinacja geometry-free dwuczęstotliwościowych obserwacji GNSS. Następnie w celu zwiększenia precyzji uzyskanych danych zastosowano wygładzanie wzdłuż ciągłych obserwacji dla przelotów poszczególnych satelitów GNSS. Wpływ DCB (Differential Code Biases) jest następnie usuwany z obserwacji za pomocą produktów Multi-GNSS Experiment (MGEX) DCB (dla DCB satelitów) oraz metod IGGDCB dla DCB odbiorników.

Proces opracowywania obserwacji TEC w algorytmie SIM rozpoczyna się od dostosowania wielomianu niskiego stopnia do uzyskanych danych. Pozwala to na obliczenie poprawek do wartości STEC dla każdej pary satelita-odbiornik w każdej epoce obserwacyjnej. Poprawki są obliczane w punktach IPP (Ionosphere Pierce Point) na podstawie modelu pojedynczej, cienkiej warstwy. Uzyskane poprawki są następnie masowo korygowane na podstawie macierzy wag, która jest złożona z sinusów kąta elewacji satelity dla każdej pozyskanej wartości STEC.

Wraz z rosnącym zapotrzebowaniem na wysoce precyzyjne rozwiązania w czasie rzeczywistym w takich dziedzinach jak pozycjonowanie, czas, monitorowanie atmosfery itp., technika precise point positioning w czasie rzeczywistym (Real-Time

PPP – RT-PPP) staje się coraz bardziej popularna. W ramach tego podejścia algorytm stworzony przez UWM i CAS został rozwinięty w celu formowania niezróżnicowanych i niekombinowanych surowych obserwacji. Precyzyjny STEC jest estymowany razem z innymi parametrami, w tym: parametrami zegarów odbiorników, nieoznaczonością i opóźnieniami troposferycznymi poprzez zastosowanie filtra Kalmana w czasie rzeczywistym lub metodą najmniejszych kwadratów. W tym celu przeprowadzono przetwarzanie surowych obserwacji pozyskanych z sieci stacji w trybie RT-PPP, wykorzystując strumienie danych GNSS w czasie rzeczywistym, parametry orbit satelitów w formacie RTCM-SSR, poprawki do zegarów i odchyłek (w tym DCB).

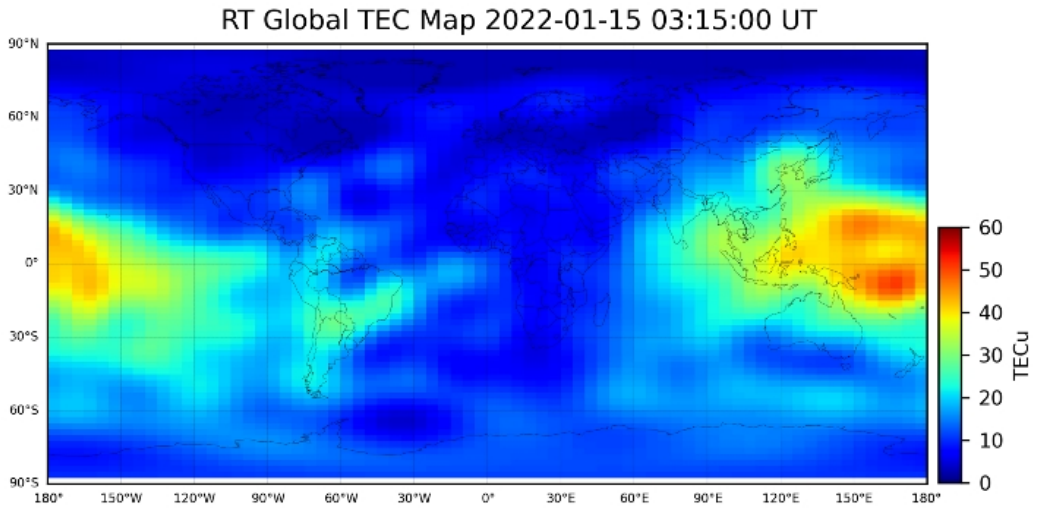
4.1.1 Globalne modelowanie TEC z wykorzystaniem obserwacji BeiDou, Galileo i zmodernizowanych GPS w czasie rzeczywistym

Na podstawie strumieni danych obserwacyjnych w czasie rzeczywistym, nie tylko określane są wartości STEC, ale również stale opracowywany jest model predykcji jonosfery na najbliższe dwa dni, który jest następnie wykorzystywany jako podstawa do prac w czasie rzeczywistym. Prognoza ta opiera się na przewidywaniu współczynników harmonik sferycznych. Na podstawie globalnych map jonosfery powstają szeregi czasowe współczynników, które następnie służą do przewidywania ich krótkoterminowych zmian. Komponent zależny od czasu (deterministyczny) jest obliczany poprzez rozwinięcie w szereg Fouriera, podczas gdy szacowanie komponentu losowego jest realizowane za pomocą funkcji autokorelacji. Ten proces jest powtarzany dla każdego parametru w celu odtworzenia predykcyjnego modelu jonosfery.

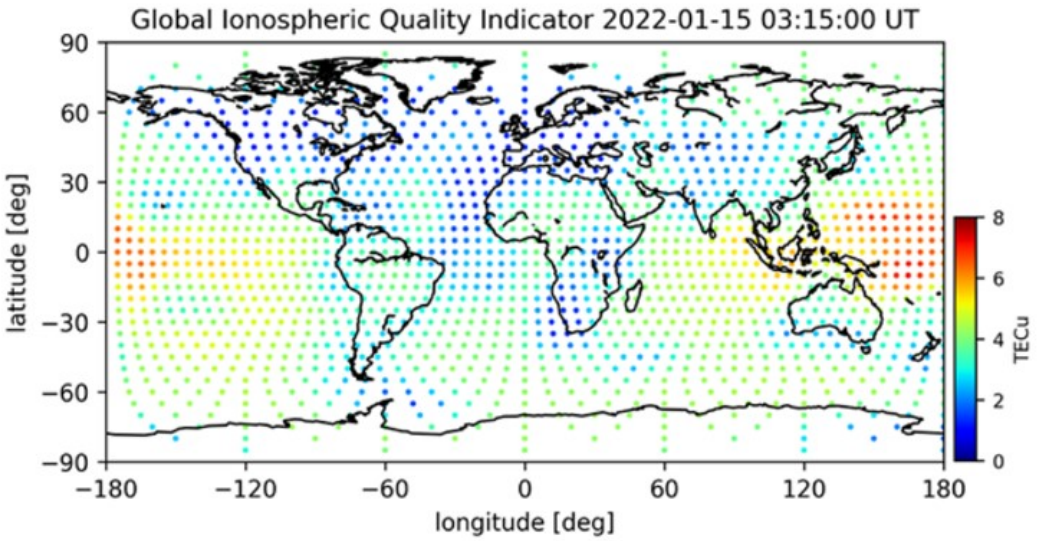
W ramach projektu ARTEMIS globalne wartości VTEC są bezpośrednio obliczane z rozwinięcia harmonik sferycznych do 15 stopnia, przy założeniu pojedynczej warstwy jonosfery. Obserwacje STEC i wartości z modelu predykcyjnego są następnie wykorzystywane do estymacji współczynników harmonik sferycznych w czasie rzeczywistym. W tym celu wykorzystywane jest ruchome okno danych obserwacyjnych zgromadzonych w ciągu ostatnich 15 minut, a współczynniki harmonik sferycznych są szacowane co 5 minut za pomocą metody najmniejszych kwadratów. Ze względu na wymagania co do precyzji wykorzystywanych danych, obserwacje z pierwszych

2 minut w ciągłych łukach obserwacyjnych są eliminowane, a maska elewacji satelity jest ustawiona na 20°. Autor niniejszej rozprawy zrealizował to zadania w oparciu o autorskie oprogramowanie.

Zgodnie ze specyfikacją RTCM v3, informacje o VTEC w czasie rzeczywistym są dostarczane za pomocą rozwinięcia harmonik sferycznych. Oznacza to, że poprawki jonosferyczne mogą być obliczone z harmonik sferycznych zarówno przy założeniu jedno- jak i wielowarstwowego modelu jonosferycznego lub uzyskane z modeli jonosferycznych w czasie rzeczywistym, które są generowane przy użyciu innych technik. Oprócz przesyłania poprawek VTEC SSR w wiadomościach RTCM 1264, generowane są również mapy regionalne w czasie rzeczywistym w formacie IONEX, dostępne przez serwer FTP. Rysunki 4.1 i 4.2 pokazują przykładową globalną mapę jonosferyczną w czasie rzeczywistym i rozkład błędów średnich prezentowanych wartości, które są generowane w ramach projektu.



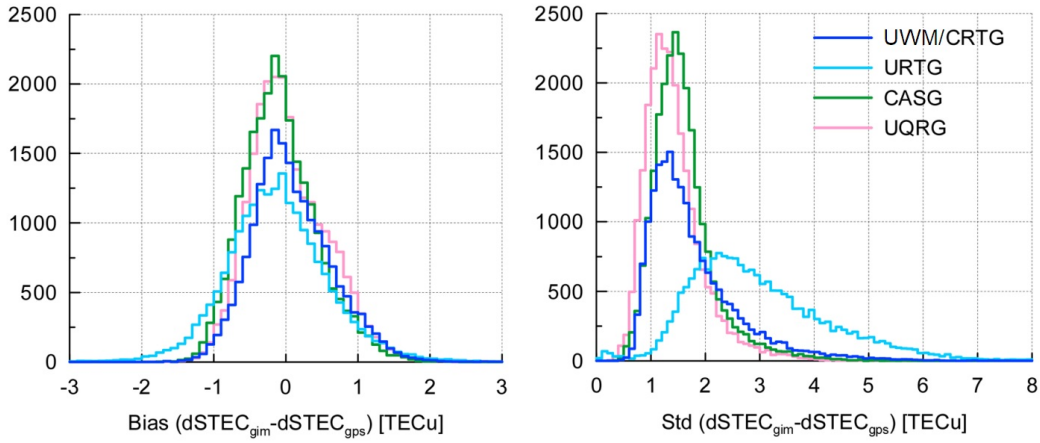
Rysunek 4.1: Przykład globalnej mapy jonosferycznej RT-UWM/CAS.



Rysunek 4.2: Ocena jakości globalnej mapy jonosferycznej RT-UWM/CAS.

Jakość globalnych map jonosferycznych czasu rzeczywistego oceniono, porównując je z różnicowym STEC. Oprócz map czasu rzeczywistym UWM/CAS (UWM/CRTG) i UPC (URTG) do porównania wybrano produkty IGS GIMs (Global Ionospheric Maps), takie jak finalny CASG i szybki UQRG. Ocena różnicowego STEC jest realizowana poprzez analizę różnic między szacunkami dSTEC na podstawie GIM i obserwacjami GNSS na wszystkich stacjach testowych. Rysunek 4.3 pokazuje histogramy odchyłek i odchyleń standardowych czterech produktów GIM względem dSTEC. Rozkład błędów systematycznych wygląda podobnie dla wszystkich czterech produktów, ale w przypadku URTG często pojawiają się wysokie wartości odchyleń standardowych, co wskazuje na najgorszą wydajność URTG, ze względnym błędem RMS wynoszącym 19,4%. CASG ma względny błąd wynoszący 13,2%, o około 1,7% mniejszy niż w przypadku produktu UWM/CRTG. Ogólnie rzecz biorąc, jak można było się spodziewać, dokładność rozwiązań finalnych i szybkich jest większa niż map czasu rzeczywistego, co można częściowo wytłumaczyć lepszym pokryciem globalnych stacji GNSS i długimi łukami obserwacyjnymi. Oprócz różnic w technice modelowania VTEC warto podkreślić wpływ obserwacji multi-GNSS i wysokiej rozdzielczości czasowej na poprawę jakości produktów jonosferycznych. Można to częściowo uzasadnić porównując produkty UWM/CRTG i CASG (14,9% względem 13,2% błędu względnego). UWM/CRTG jest obliczane na podstawie obserwacji multi-GNSS

z około 100 globalnych stacji w czasie rzeczywistym, szacowanych co 5 minut, podczas gdy CASG jest generowany na podstawie obserwacji GPS i GLONASS z ponad 300 stacji IGS z rozdzielczością czasową 1 godziny.



Rysunek 4.3: Histogram rozkładu odchyłek i odchyleń standardowych wybranych globalnych map jonosferycznych w odniesieniu do różnicowego STEC.

4.1.2 Metodologia rekonstrukcji jonosferycznej gęstości elektronów z wykorzystaniem pomiarów okultacyjnych GNSS i naziemnych obserwacji GNSS

Istnieją dwie główne grupy metod pomagających w radzeniu sobie z brakiem danych obserwacyjnych w tomografii jonosferycznej. Pierwsza obejmuje algorytmy nieiteracyjne takie jak: algorytm regularyzacji, empiryczną funkcję ortogonalną, dekompozycję na wartości osobliwe (SVD) i uogólniony rozkład na wartości osobliwe (GSVD), a także algorytm rekonstrukcji hybrydowej. Te techniki zazwyczaj potrzebują pewnych warunków początkowych, które pomogą rozwiązać problem niedostatecznej ilości danych. Takie warunki mogą zakładać ciągłość struktury gęstości jonosfery lub liniowy trend zmian gęstości elektronów w czasie. Na podstawie tych założeń, formułowany jest problem optymalizacyjny z ograniczeniami, którego rozwiązanie daje wyniki zbliżone do prawdziwych. Wyzwanie polega jednak na odpowiednim sformułowaniu tych warunków i stworzeniu odpowiedniej macierzy

ograniczeń. Nałożenie zbyt restrykcyjnych warunków może prowadzić do błędów, zwłaszcza w przypadku niecodziennych sytuacji, takich jak zakłócenia w stanie jonosfery.

Druga grupa metod obejmuje rozwiązania iteracyjne, takie jak technika rekonstrukcji algebraicznej (ART), multiplikatywna rekonstrukcja algebraiczna (MART) czy jednoczesna iteracyjna rekonstrukcja (SIRT). Te techniki wymagają dokładnego oszacowania początkowej wartości gęstości elektronów. Szacowane wartości są iteracyjnie dostosowywane do hiperpłaszczyzny składającej się z równań obserwacyjnych kolejnych obserwowanych wartości, dzięki czemu są one precyzyjnie przybliżane do wartości prawdziwych. Główną zaletą tych metod jest uniknięcie głównego problemu zadania odwrotnego – ograniczeń związanych z niedostateczną ilością obserwacji potrzebnych w podejściu tomograficznym i konieczności radzenia sobie z rozległymi i częściowo pustymi macierzami. To prowadzi do znacznej poprawy efektywności obliczeń i stabilności wyników. Wadą tego podejścia jest duża zależność od początkowych założeń. Otrzymane wyniki są optymalizowane, ale tylko lokalnie, a możliwości iteracyjnego poprawienia wyników są mocno ograniczone.

W ramach projektu ARTEMIS przy udziale Autora niniejszej rozprawy skupiono się właśnie nad nowymi metodami usprawnienia i poprawy jakości i wydajności technik tomografii jonosferycznej GNSS.

W konwencjonalnych podejściach iteracyjnych do tomografii GNSS wartość w poszczególnych wokselach jest dostosowywana jedynie na podstawie długości ścieżki promienia GNSS przechodzącego przez daną komórkę. Niemniej jednak wpływ konkretnego wokselu na całościowy wskaźnik TEC obejmuje zarówno elementy geometryczne, jak i proporcje gęstości elektronów w tym wokselu. To właśnie niezgodność gęstości elektronów wynikająca z tomografii jest głównym czynnikiem powodującym rozbieżność między rzeczywistym pomiarem a wartością TEC obliczoną matematycznie. Długość przecięcia wpływa tylko na nasilenie tego błędu. Dlatego nie jest poprawne (jak to ma miejsce w starszych algorytmach) przypisanie różnicy TEC w określonym wokselu tylko na podstawie długości jego przecięcia, pomijając przy tym udział nominalnej gęstości elektronów.

W ramach realizowanego projektu wprowadzono nowy algorytm tomografii jonosferycznej GNSS, który uwzględnia zmienność jonosfery. Różnice między rzeczywistym a obliczonym TEC są dystrybuowane pomiędzy poszczególnymi wokselami, które przecina promień, ale odbywa się to na podstawie częściowych wartości TEC, a nie długości promienia w wokselu.

Do tej pory iteracyjne algorytmy tomograficzne były oparte na układzie współrzędnych geograficznych, obejmujących długość geograficzną, szerokość geograficzną i wysokość. W takim podejściu zazwyczaj kładziono nacisk na wpływ promieniowania słonecznego na jonosferę, natomiast pomijano oddziaływanie pola geomagnetycznego. Struktura gęstości elektronów w jonosferze jest jednak bezpośrednio powiązana nie tylko z aktywnością Słońca, ale także z polem magnetycznym Ziemi i z elektrodynamicznymi procesami, które są z nim związane. Dodatkowo wiele strategii tomograficznych korzysta z regularnej siatki pikseli, zakładając jednocześnie, że gęstość elektronów jest równomiernie rozłożona, co pomija znaczne fluktuacje gęstości elektronowej jonosfery wzdłuż osi pionowej. To wpływa na precyzję estymacji szczytowej gęstości elektronowej jonosfery za pomocą tomografii.

W związku z powyższym metoda zaproponowana w ramach projektu ARTEMIS oparta jest na układzie współrzędnych geomagnetycznych. Dodatkowo, aby zwiększyć rozdzielczość przestrzenną, wprowadzono innowacyjne rozwiązanie wykorzystujące woksele o zróżnicowanych rozmiarach (w kierunku pionowym), co umożliwia uwzględnienie efektów zmienności gęstości wysokościowej na różnych poziomach jonosfery. Zagęszczenie (czyli zmniejszenie rozmiaru) wokseli w obszarach z wysokimi gradientami gęstości plazmy pozwala na dokładniejsze zrozumienie struktury wysokościowej jonosfery.

Dane okultacyjne GNSS dostarczają obserwacji wzdłuż promienia przechodzącego horyzontalnie przez jonosferę, co nie jest dostępne w tradycyjnej tomografii za pomocą naziemnych odbiorników GNSS. Z drugiej strony, odbiorniki GNSS umieszczone na satelitach na niskiej orbicie okołoziemskiej (LEO) zapewniają informacje TEC powyżej orbity LEO, co przyczynia się do poprawy obrazowania górnej jonosfery i plazmosfery, jak na przykład w misji COSMIC (Constellation

Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate). Co szczególnie istotne, obserwacje z satelitów LEO dostarczają także informacji dotyczących górnej części jonosfery (powyżej szczytowej koncentracji w warstwie F2).

4.1.3 Serwis jonosferyczny ARTEMIS

W ramach projektu ARTEMIS Autor rozprawy stworzył serwis monitorowania VTEC w czasie rzeczywistym, dostępny na serwerach Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego UWM. Stworzony został pakiet oprogramowania wykonujący trzy kluczowe zadania: (1) zbieranie danych, (2) ich przetwarzanie oraz (3) prezentację wyników.

Zarządzanie danymi odbywa się poprzez protokoły NTRIP i serwery FTP. Dane wejściowe są gromadzone z permanentnych obserwacji GNSS, DORIS, obserwacji altymetrycznych i okultacyjnych. Dane zebrane przez naziemne stacje GNSS są jedynymi wykorzystywanymi do tworzenia produktów, podczas gdy pozostałe (DORIS, JASON-3, obserwacje okultacyjne) są wykorzystywane do walidacji. Obserwacje są przesyłane do serwisów w czasie rzeczywistym lub w czasie zbliżonym do rzeczywistego. Obserwacje GNSS są gromadzone w czasie rzeczywistym za pomocą protokołu NTRIP, z danymi dostępnymi z rozdzielczością 1Hz. Strumienie NTRIP są otrzymywane z 240 stacji rozlokowanych na całym świecie, w tym z około 100 stacji GNSS zlokalizowanych w Europie. Obserwacje są przetwarzane co 5 minut. Strumienie przesyłają dwa typy danych: obserwacyjne i nawigacyjne. Format RTCM jest konwertowany do RINEX dla celów obliczeniowych. Wejściowe pliki z obserwacjami, zebrane w ciągu 5 minut, zajmują około 12 MB miejsca na dysku, podczas gdy pliki nawigacyjne zajmują od kilku do kilkudziesięciu KB na epokę. Zróżnicowanie wielkości plików nawigacyjnych wynika z faktu, że efemerydy są przesyłane tylko wtedy, gdy ich parametry ulegają zmianie. Takie podejście umożliwia optymalizację podczas ładowania i przeliczania efemeryd na pozycję satelity. W trakcie działania oprogramowania pliki wejściowe są na bieżąco usuwane, ponieważ nie ma konieczności ich przechowywania.

Przetwarzanie danych obserwacyjnych odbywa się w systemie wielowątkowym. Zebrane obserwacje są dystrybuowane do liczby dostępnych wątków, która jest zależna od procesora zainstalowanego w serwerze (obecnie jest to 96). Kiedy brakuje wolnego wątku, oprogramowanie umieszcza obliczenia w kolejce, do momentu uwolnienia kolejnego. Pierwszym krokiem jest sprawdzenie kompletności (braki w epokach, braki danych) i ujednolicenie danych. Proces rozpoczyna się od przeliczania plików nawigacyjnych, ponieważ pozycja satelity wyznaczona na tym etapie jest kluczowa do obliczenia produktów z obserwacji. Następna sekcja oprogramowania koncentruje się na generowaniu produktów. W tym momencie na obserwacje nałożona jest maska elewacji, następuje detekcja Cycle Slips oraz wyliczane są wartości VTEC. Ostatecznym etapem w tej części jest mapowanie, które pozwala przenieść wyliczone wartości na mapę. Funkcja mapująca polega na obliczeniu IPP dla każdego satelity w danym momencie i interpolacji łączącą harmoniki sferyczne i kriging metodą SHAKING (adjusted Spherical Harmonics Adding KrigING), opisaną przez A. Liu i in. (2022). Cały proces przetwarzania obserwacji odbywa się cyklicznie co 5 minut i trwa nie dłużej niż kilkadziesiąt sekund. Tymczasem oprogramowanie zbiera ważne informacje diagnostyczne, rozpoczynając od tworzenia pliku dziennika (logfile), który zawiera informacje o błędach w przetwarzaniu, liczbie przeliczonych stacji, liczbie IPP, średnim zużyciu pamięci RAM serwera i zajętej przestrzeni dyskowej.

Prezentacja danych w postaci produktów jonosferycznych uśrednianych co 5 minut z IPP zaokrąglanym do odpowiedniej komórki mapy. W tym kroku powstaje mapa z naniesionymi granicami kontynentów dla produktów globalnych oraz mapy regionalne dla Europy i Chin. Oprócz wizualizacji serwis zapisuje dane do plików IONEX. Pliki te zawierają w nagłówku podstawowe informacje o produkcie, kontakcie i centrum obliczeniowym, z którego pochodzą. W celu optymalizacji miejsca na dysku, pliki IONEX są kompresowane. Pliki wynikowe są nazywane zgodnie ze standardem IGS.

Produkty czasu rzeczywistego powstające w ramach projektu ARTEMIS mogą być bezpośrednio stosowane do korekcji błędów jonosferycznych w metodzie SPP oraz pozycjonowaniu precyzyjnym PPP. Wyniki projektu oraz opracowane produkty GNSS

TEC czasu rzeczywistego zostały również zaimplementowane przez Autora niniejszej rozprawy do systemu GAMBIT, rozwijanego przez International Reference Ionosphere w ramach projektu IRTAM.

Rozdział 5

Metodologia asymilacji danych GNSS TEC do IRI w ramach IRTAM i GAMBIT

Rekomendacje International Reference Ionosphere (IRI) Workshop 2017 w Taoyuan (Tajwan) oraz International GNSS Service (IGS) Workshop 2018 w Wuhan (Chiny) obejmowały stworzenie serwisu mapowania jonosfery zapewniającego asymilację wartości VTEC do modelu IRI (Froń i in., 2020). Efektem tych prac jest autorskie oprogramowanie stworzone przez Autora niniejszej rozprawy, dzięki któremu powstają: (1) globalne mapy średniej miesięcznej (klimatyczne) VTEC dla systemu IRI-GAMBIT, wykorzystywane m.in. do obliczeń parametru grubości jonosfery slab thickness oraz (2) testowe mapy VTEC czasu rzeczywistego.

Do wykonania powyższego zadania (1), Autor wykorzystał mapy jonosferyczne Rapid IGS tworzone przez UWM dla IGS w 15-minutowej rozdzielczości czasowej dopasowanej do wymogów innych produktów dostępnych w IRTAM. W miarę pojawiania się innych spełniających wymogi produktów IGS możliwe będzie uwzględnienie ich w procedurze obliczeniowej.

Mapy klimatologiczne VTEC są tworzone przy użyciu 30-dniowej średniej ruchomej dla każdej epoki i zestawu współrzędnych. Dla każdej epoki (interwał 15 min, co daje 97 epok dziennie) klimatologiczna wartość VTEC dla każdej komórki obliczana jest ze wzoru:

$$\overline{VTEC_{e,lat,lon}} = \frac{\sum_{day-31}^{day-1} VTEC_{e,lat,lon}}{30}, \tag{5.1}$$

gdzie $VTEC_{e,lat,lon}$ to wartości VTEC obliczone dla każdej epoki, szerokości i długości geograficznej w serii 30 poprzedzających dni.

Następnie przeprowadzany jest resampling map w celu zapewnienia zgodności z siatką stosowaną w systemie GAMBIT – z oryginalnych 5 stopni długości geograficznej i 2,5 stopnia szerokości geograficznej w zakresach od -180 do 180 i od 87,5 do -87,5 stopni do standardu NASA WorldWind: 8 stopni długości i 4 stopnie szerokości w zakresach od -180 do 180 i od 86 do -86 stopni – przy użyciu wydajnego algorytmu naturalnej interpolacji współtworzonego przez Autora i opisanego w pracy Kotulak i in. (2017):

$$f_x = \sum_{m=1}^{M} \frac{d_m}{h_m} * f_m, \tag{5.2}$$

gdzie f_x jest wartością interpolowanego punktu x, M jest liczbą naturalnych sąsiadów (tj. liczbą krawędzi komórki Woronoja), f_m jest wartością m-tego sąsiada, d_m długością krawędzi Woronoja i h_m połową odległości między interpolowanym punktem x a m-tym sąsiadem.

Mapy klimatyczne VTEC są codziennie tworzone w oparciu o autorskie oprogramowanie w formacie IONEX pod nazwą GMBT na Uniwersytecie Warmińsko-Mazurskim w Olsztynie i udostępniane w systemie GAMBIT oraz pod adresem: `https://igsiono.uwm.edu.pl/data/gambit/yyyy/gmbtddd0.yyi`, gdzie yyyy/yy to rok, a ddd to dzień roku. W efekcie prac powstał długoletni zbiór map klimatycznych VTEC, obejmujący okres od 2008 roku do chwili obecnej (1,5 cyklu słonecznego). Fragment pliku GMBT w formacie IONEX przedstawia Rysunek 5.1.

Ta sama metodologia została zastosowana w celu eksperymentalnej implementacji globalnych map jonosferycznych czasu rzeczywistego UWM/CAS do systemu GAMBIT. Ten oparty na harmonikach sferycznych produkt jest dystrybuowany w rozdzielczości 5 stopni długości geograficznej i 2,5 stopnia szerokości geograficznej w zakresach od -180 do 180 i od 87,5 do -87,5 stopni i interwale czasowym 5 minut. W celu optymalizacji produktu RT-UWM/CAS dla systemu GAMBIT dystrybuowanych pod nazwą GMRT, mapy te są uśredniane w 15-minutowych

interwałach (po 3 mapy oryginalnego produktu) oraz poddawane resamplingowi do standardu NASA WorldWind (Galkin i in., 2022). Fragment pliku GMRT w formacie IONEX przedstawia Rysunek 5.2.

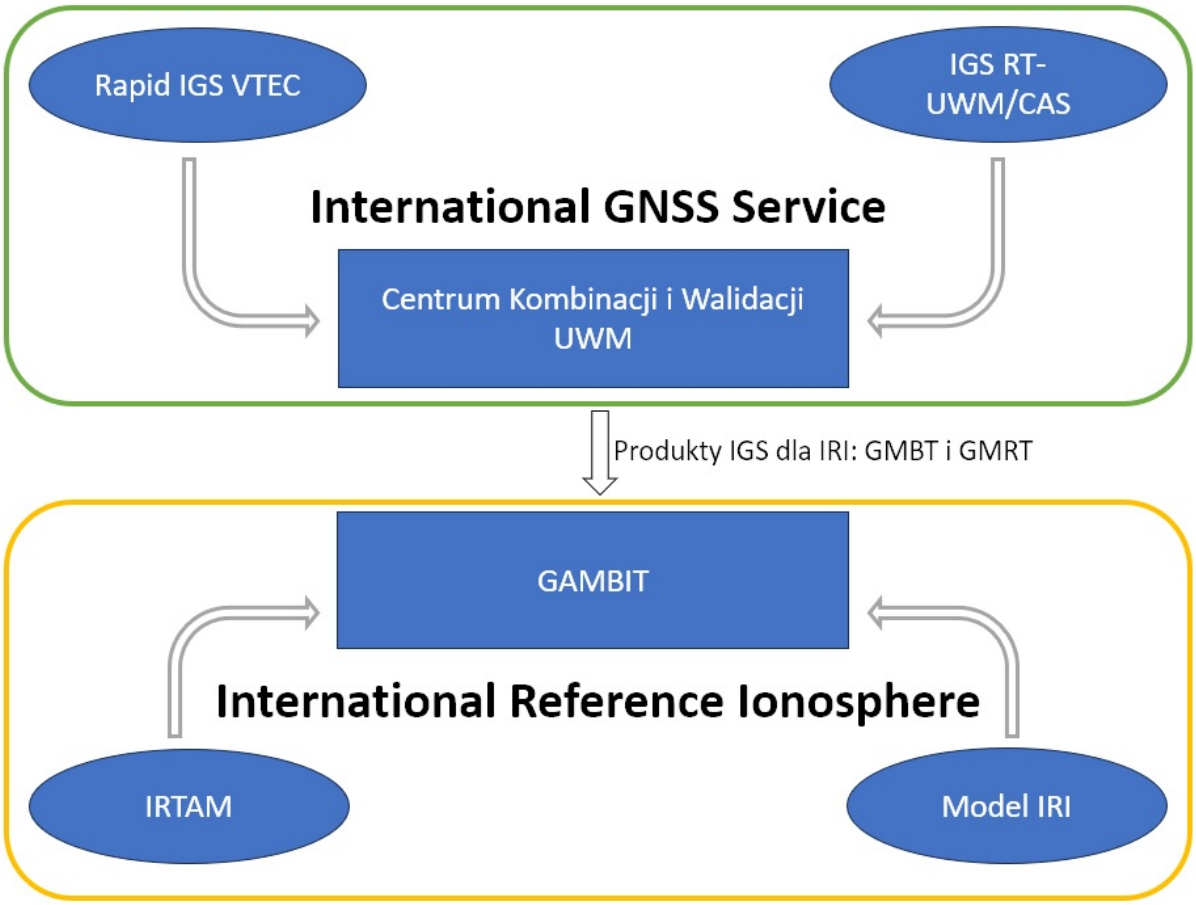
Rysunek 5.3 pokazuje diagram przepływu danych pomiędzy podmiotami wchodzącymi w skład Jonosferycznej Grupy Roboczej IGS i grupy International Reference Ionosphere w celu zapewnienia produktów do asymilacji wartości VTEC uzyskanych z obserwacji GNSS do modelu IRI. Produkty obejmują opisane wyżej: (1) globalne mapy klimatologiczne GMBT stanowiące tzw. nowcast – obejmujące całą dobę i pojawiające się typowo w momencie dostępności wszystkich map szybkich (Rapid) IGS wchodzacych w jego skład, typowo jeszcze tego samego dnia, który opisują, (2) eksperymentalne globalne mapy czasu rzeczywistego na bazie RT-UWM/CAS, dostępne typowo w ciągu kilkudziesięciu minut, przesyłane w postaci pliku IONEX obejmującego pojedynczą epokę pomiarową oraz docelowo (3) globalną mapę jonosferyczną na bazie IGS Rapid, która w momencie dostępności zastępuje akumulowane mapy czasu rzeczywistego w celu zapewnienia lepszej jakości odwzorowania globalnych wartości VTEC w systemie GAMBIT. We wszystkich opisanych zadaniach grup IGS i IRI Autor niniejszej rozprawy koordynuje procesy powstawania map VTEC.

```
     1.0            IONOSPHERE MAPS     MIX                 IONEX VERSION / TYPE
cmpcmb v1.2    SRRC/UWM                     29-dec-21 12:33 PGM / RUN BY / DATE
Monthly moving average GMBT GIMs                            COMMENT
prepared by SRRC UWM for IRI                                COMMENT
contributing from IGS IONO Working Group                    COMMENT
              Global Ionosphere Map for day 307, 2021       DESCRIPTION
                 Contact address:                           DESCRIPTION
                 Adam Froń, SRRC UWM                        DESCRIPTION
                 adam.fron@uwm.edu.pl                       DESCRIPTION
                                                            DESCRIPTION
  2021    11     3     0     0     0                        EPOCH OF FIRST MAP
  2021    11     3    24     0     0                        EPOCH OF LAST MAP
   900                                                      INTERVAL
    97                                                      # OF MAPS IN FILE
  COSZ                                                      MAPPING FUNCTION
     0.0                                                    ELEVATION CUTOFF
combined TEC calculated as weighted mean of input TEC valuesOBSERVABLES USED
   250                                                      # OF STATIONS
    32                                                      # OF SATELLITES
  6371.0                                                    BASE RADIUS
     2                                                      MAP DIMENSION
   450.0 450.0   0.0                                       HGT1 / HGT2 / DHGT
      86   -86    -4                                       LAT1 / LAT2 / DLAT
    -180   180     8                                       LON1 / LON2 / DLON
    -1                                                      EXPONENT
TEC values in 0.1 tec units;  9999, if no value available   COMMENT
                                                            END OF HEADER
     1                                                      START OF TEC MAP
  2021    11     3     0     0     0                        EPOCH OF CURRENT MAP
    86.0-180.0 180.0   8.0 450.0                           LAT/LON1/LON2/DLON/H
   58   57   59   61   61   61   64   66   69   72   70   67   62   61   58   56
   53   52   50   48   47   47   43   42   43   42   41   41   42   44   45   47
   47   48   50   50   50   50   50   50   51   51   53   54   54   58
    82.0-180.0 180.0   8.0 450.0                             LAT/LON1/LON2/DLON/H
   65   68   70   74   76   79   80   81   80   77   75   70   64   62   60   57
   51   50   48   46   44   41   38   35   35   36   37   37   38   39   38   40
   41   43   45   46   46   48   49   50   52   54   57   59   60   65
    78.0-180.0 180.0   8.0 450.0                             LAT/LON1/LON2/DLON/H
   78   82   86   88   90   88   86   82   79   77   76   71   68   61   58   52
   48   47   46   42   39   36   32   29   32   32   32   33   35   36   38   41
   44   45   44   45   46   48   51   54   58   61   65   69   72   78
    74.0-180.0 180.0   8.0 450.0                             LAT/LON1/LON2/DLON/H
   89   92   95   99   99   98   90   84   84   81   76   75   69   63   59   54
   51   48   45   41   40   39   36   32   33   35   33   35   40   41   43   46
   48   47   45   45   47   49   55   59   64   69   75   80   83   89
    70.0-180.0 180.0   8.0 450.0                             LAT/LON1/LON2/DLON/H
   95   97   96   99  103  105   99   92   86   79   73   70   66   62   58   54
   50   47   43   38   39   36   36   37   36   39   36   37   38   38   39   41
   44   42   41   41   44   50   57   64   71   78   83   89   93   95
```

Rysunek 5.1: Początek pliku IONEX gmbt3070.21i zawierający nagłówek i pierwsze wiersze mapy jonosferycznej.

```
     1.0            IONOSPHERE MAPS     MIX                 IONEX VERSION / TYPE
cmpcmb v1.2    SRRC/UWM and CAS             26-Nov-21 13:13 PGM / RUN BY / DATE
Real-time GIMs prepared by SRRC/UWM and CAS for IRI         COMMENT
contributing from IGS IONO Working Group                    COMMENT
              Global Ionosphere Map for day 307, 2021       DESCRIPTION
                 Contact address:                           DESCRIPTION
                 Adam Froń, SRRC UWM                        DESCRIPTION
                 adam.fron@uwm.edu.pl                       DESCRIPTION
                                                            DESCRIPTION
  2021    11    03    18    30    00                       EPOCH OF FIRST MAP
  2021    11    03    18    30    00                       EPOCH OF LAST MAP
   900                                                      INTERVAL
     1                                                      # OF MAPS IN FILE
  COSZ                                                      MAPPING FUNCTION
     0.0                                                    ELEVATION CUTOFF
combined TEC calculated as weighted mean of input TEC valuesOBSERVABLES USED
   250                                                      # OF STATIONS
    32                                                      # OF SATELLITES
  6371.0                                                    BASE RADIUS
     2                                                      MAP DIMENSION
   450.0 450.0   0.0                                       HGT1 / HGT2 / DHGT
     86   -86    -4                                        LAT1 / LAT2 / DLAT
   -180   180     8                                        LON1 / LON2 / DLON
    -1                                                      EXPONENT
TEC values in 0.1 tec units;  9999, if no value available   COMMENT
                                                            END OF HEADER
     1                                                      START OF TEC MAP
  2021    11    03    18    30    00                       EPOCH OF CURRENT MAP
    86.0-180.0 180.0   8.0 450.0                           LAT/LON1/LON2/DLON/H
   61   62   63   65   67   70   72   74   77   79   80   82   83   83   83   83
   82   82   81   80   79   78   77   76   75   74   73   72   71   70   69   68
   67   66   65   64   64   63   62   61   61   60   60   60   60   61
    82.0-180.0 180.0   8.0 450.0                             LAT/LON1/LON2/DLON/H
   43   45   47   51   55   61   67   72   78   82   86   88   90   89   88   86
   84   81   78   75   73   71   70   68   67   66   65   63   62   61   60   59
   58   56   55   54   53   52   50   49   47   45   44   43   43   43
    78.0-180.0 180.0   8.0 450.0                           LAT/LON1/LON2/DLON/H
   30   31   34   39   46   53   63   72   80   87   93   96   97   95   92   87
   81   75   70   66   62   60   58   57   56   55   54   53   51   50   49   48
   47   47   46   46   45   44   42   41   39   37   34   32   31   30
    74.0-180.0 180.0   8.0 450.0                           LAT/LON1/LON2/DLON/H
   29   29   31   36   44   54   65   76   86   94  100  104  105  103   98   90
   81   71   63   57   52   50   48   48   47   46   44   43   42   41   40   40
   39   39   39   39   39   39   38   38   37   36   34   32   30   29
    70.0-180.0 180.0   8.0 450.0                           LAT/LON1/LON2/DLON/H
   37   37   39   44   52   62   74   84   94  102  109  113  115  114  108   98
   86   73   62   54   48   45   42   41   39   38   37   36   36   36   35   34
   34   34   34   34   34   35   35   36   37   38   39   39   38   37
```

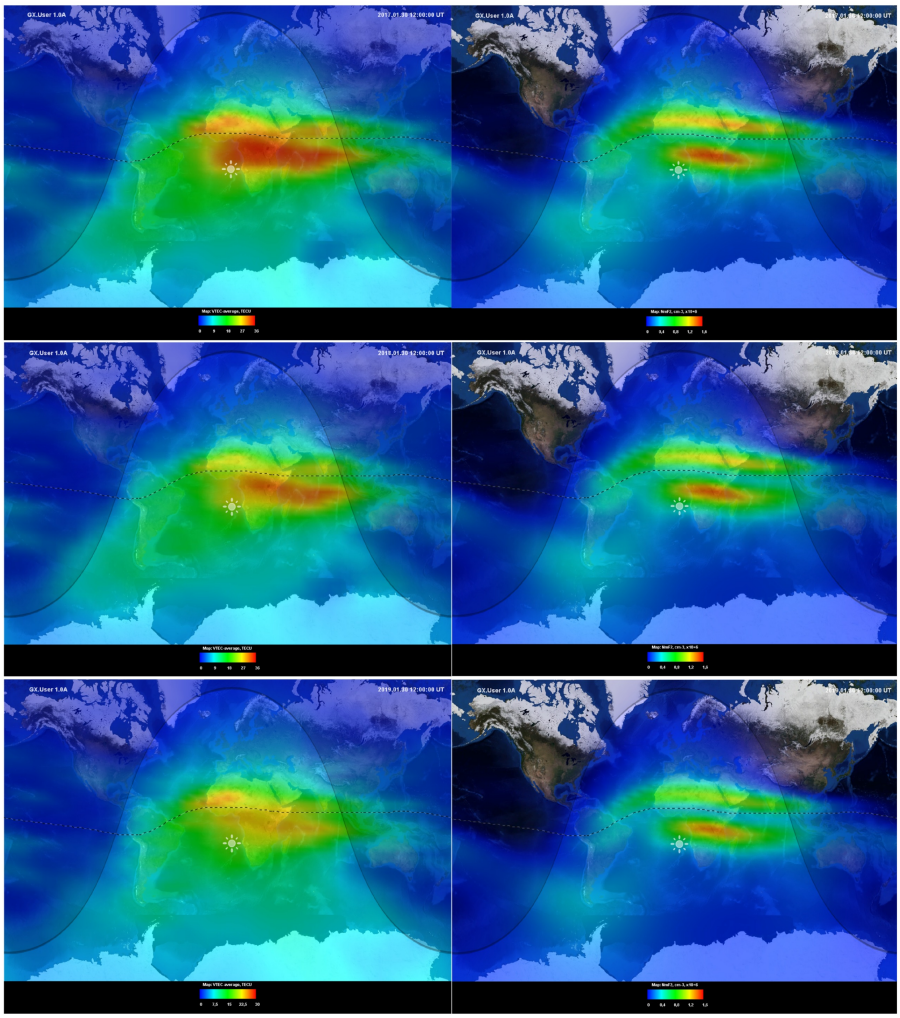
Rysunek 5.2: Początek pliku IONEX gmrt3070_1830.21i zawierający nagłówek i pierwsze wiersze mapy jonosferycznej. W odróżnieniu od zawierającego mapy obejmujące całą dobę pliku GMBT, GMRT jest ograniczony do pojedynczej epoki (w tym przypadku 18:30 UT dnia 307/2021).



Rysunek 5.3: Schemat blokowy przedstawiający przepływ danych pomiędzy podmiotami w ramach serwisu jonosferycznego IGS dla IRI.

Obecnie, dzięki pracom Autora rozprawy w ramach GAMBIT Explorer możliwe jest wyświetlanie i analiza map opartych na dostarczonych produktach zewnętrznych VTEC (np. klimatologiczny GMBT), obserwacjach jonosond w czasie rzeczywistym z bazy IRTAM oraz obliczonych przez IRI. Rysunek 5.4 przedstawia porównanie klimatologicznego VTEC z produktu GMBT (lewa kolumna) oraz NmF2 obliczonego przez IRI (prawa kolumna) dla godziny 12:00 UT 30 stycznia roku 2017 (górny rząd), 2018 (środkowy rząd) i 2019 (dolny rząd). Wszystkie zaprezentowane mapy przedstawiają średnie stany spokojnej jonosfery w różnych momentach cyklu słonecznego, którego minimum przypadło w 2019 roku, czego odzwierciedleniem są niższe niż we wcześniejszych latach wartości klimatologicznych parametrów VTEC i NmF2. Daje się zauważyć wyraźna korelacja pomiędzy reprezentacją anomalii

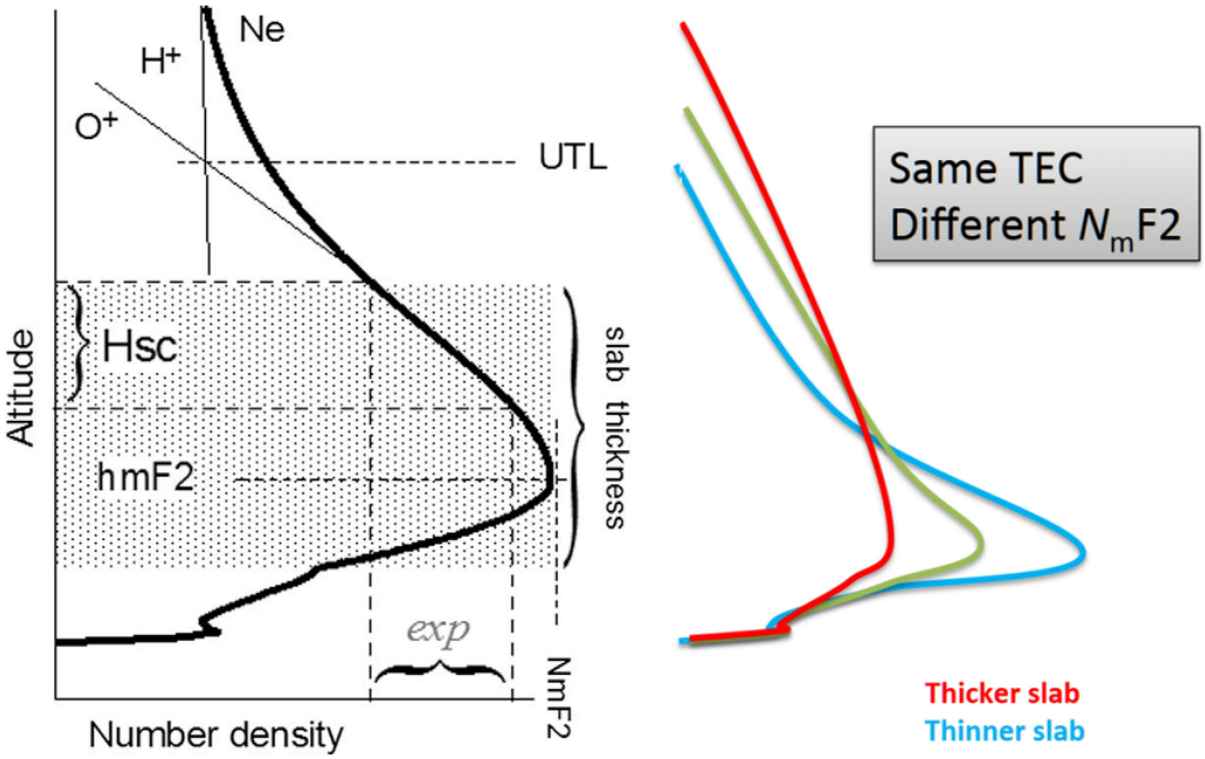
równikowej i oświetlonej przez Słońce strony dziennej kuli ziemskiej. Interesująco prezentuje się porównanie obszaru nocnego w okresie zimowym występującego na północnej półkuli nad Ameryką Północną i północną częścią Oceanu Spokojnego. Wartości VTEC są tam stosunkowo wyższe, co może być wynikiem oddziaływania jonizującego promieniowania słonecznego na wyższe warstwy jonosfery. To zjawisko nie występuje w przypadku NmF2 pochodzącego z modelu IRI, a opartego na parametrach uzyskanych z pomiarów naziemnymi jonosondami (ograniczonych do wysokości hmF2 wynoszącej maksymalnie kilkaset kilometrów).



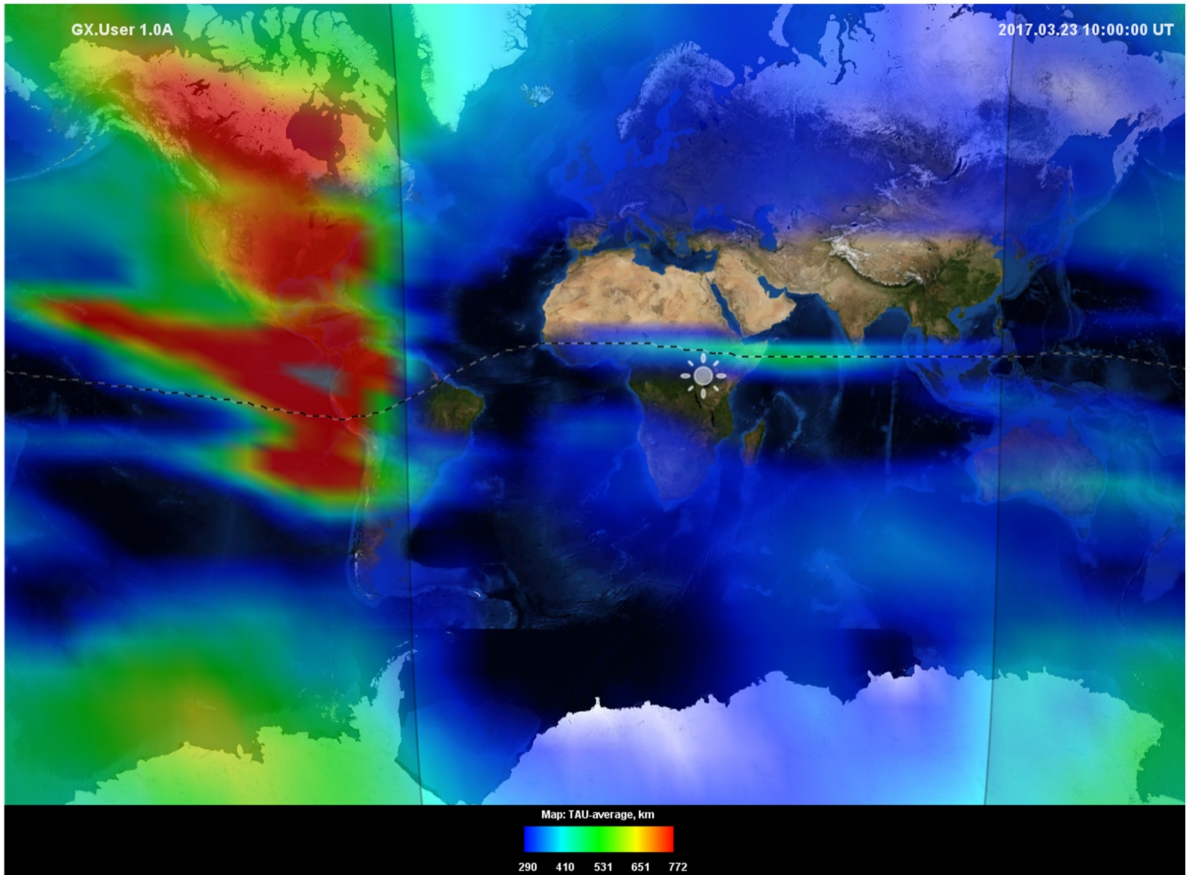
Rysunek 5.4: Porównanie klimatycznego produktu GMBT (lewa kolumna) z wartościami NmF2 obliczonymi za pomocą modelu IRI (prawa kolumna) w oknie programu GAMBIT Explorer. Kolejne rzędy przedstawiają godzinę 12:00 UT 30 stycznia odpowiednio 2017, 2018 i 2019 roku (Froń i in., 2020).

Istotnym, do tej pory niemożliwym do monitorowania w skali globalnej, zastosowaniem dla map klimatologicznych GMBT w systemie GAMBIT jest obliczanie ekwiwalentnej grubości warstwy jonosfery (ang. slab thickness). Parametr ten oblicza się jako stosunek wartości VTEC i gęstości szczytowej NmF2, czego wynikiem jest reprezentacja pionowej dystrybucji elektronów w jonosferze. Rysunek 5.5 przedstawia interpretację graficzną tego parametru i schemat zmiany przebiegu profilu jonosferycznego przy tych samych wartościach slab thickness oraz

VTEC i zmiennym NmF2. Wzrost tego ostatniego parametru skutkuje widocznym spłaszczeniem profilu wysokościowego jonosfery, co można odczytywać jako zmniejszenie zakresu wysokości, w których występują wolne elektrony. Rysunek 5.6 przestawia klimatologiczną mapę slab thickness w systemie GAMBIT Explorer powstającą na podstawie produktu klimatologicznego GMBT opracowanego przez Autora rozprawy i wartości NmF2 pochodzącej z modelu IRI. Widoczne jest wyraźne zwiększenie grubości warstwy jonosfery przed lokalnym wschodem Słońca (obszar nad Ameryką Północną i Południową). Z kolei w obszarze anomalii równikowej ekwiwalentna grubość warstwy jonosfery jest wyraźnie mniejsza, odpowiadając zwiększonej koncentracji elektronów.

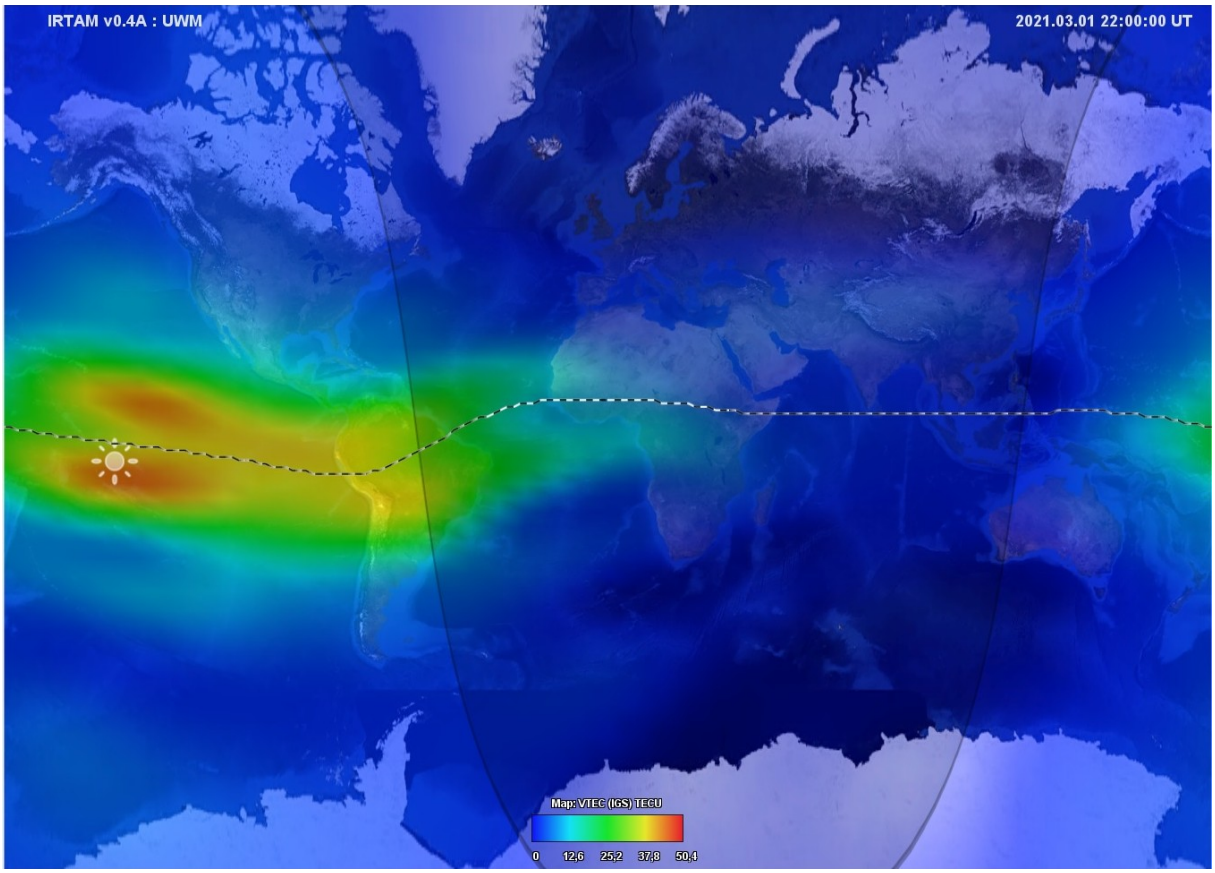


Rysunek 5.5: Przedstawienie parametru ekwiwalentnej grubości warstwy jonosfery (slab thickness). Lewy panel przedstawia typowy profil jonosferyczny z uwzględnieniem kluczowych charakterystyk, takich jak gęstość szczytowa NmF2, wysokość hmF2 i górny poziom przejścia jonowego UTL (Stankov i Warnant, 2009). Prawy panel przedstawia zmianę przebiegu profilu jonosferycznego przy tej samej wartości VTEC i zmieniającym się NmF2 (Froń i in., 2020).

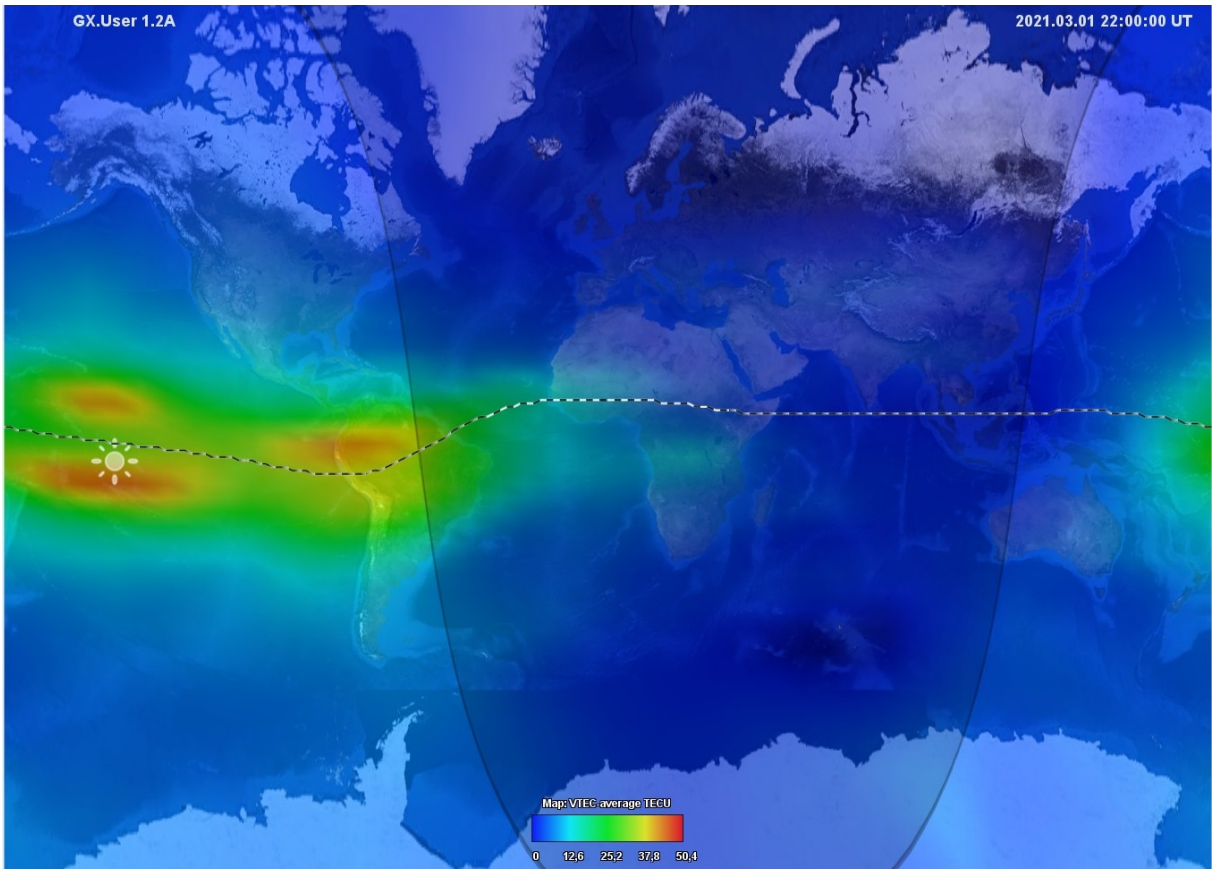


Rysunek 5.6: Przedstawienie klimatologicznego parametru slab thickness o godzinie 10:00 UT 23 marca 2017 (Froń i in., 2020)

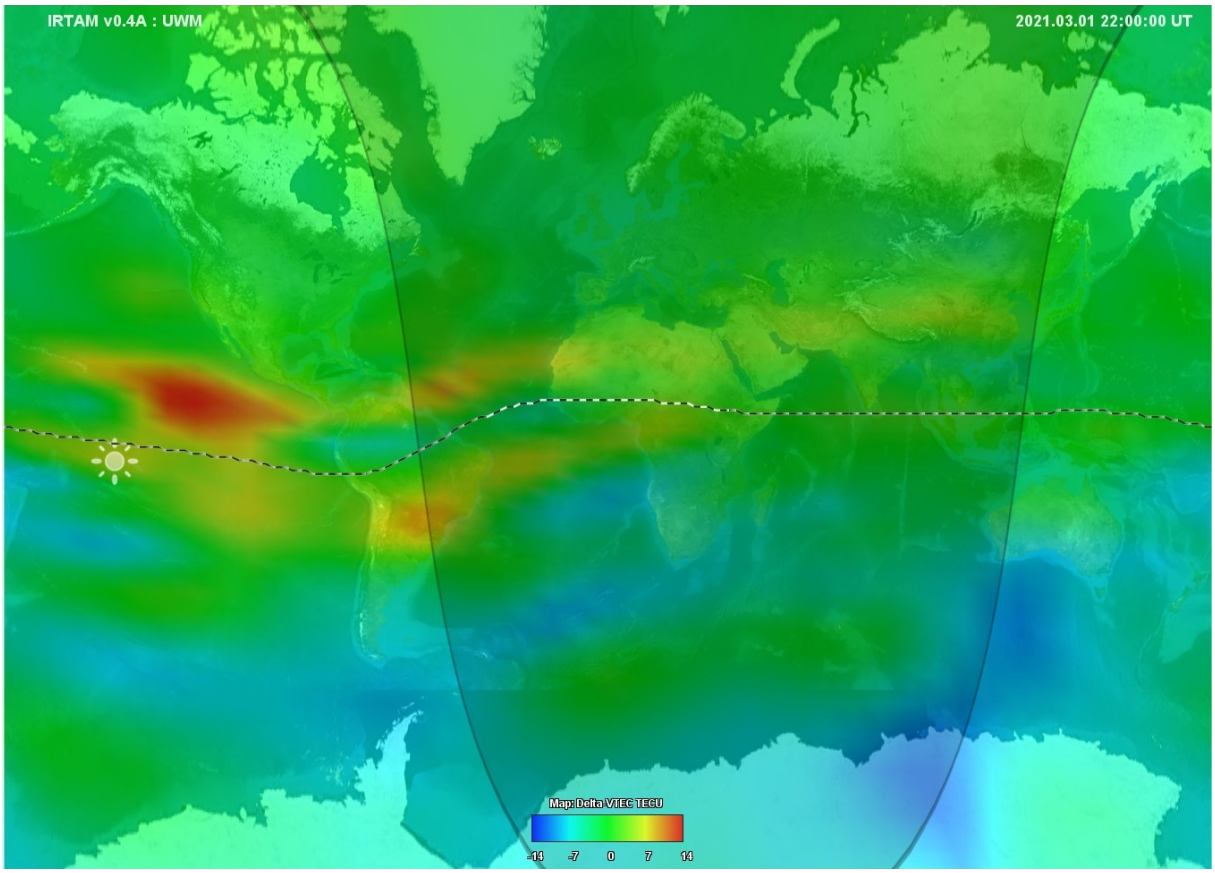
Porównanie produktu klimatologicznego GMBT i czasu rzeczywistego GMRT na przykładzie dnia zaburzonego 060 roku 2021 (VTEC do 54 TECu, Kp do 6-, Dst do -57 nT) pokazuje przewagę produktu czasu rzeczywistego. Mapa klimatologiczna jako bazująca na trendzie miesięcznym pozostaje w dużym stopniu niewrażliwa na wystąpienie zaburzenia. Produkt czasu rzeczywistego jest jednak w stanie prawidłowo odwzorować nawet stosunkowo niewielkie różnice. Rysunek 5.7 pokazuje mapę GMRT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021, Rysunek 5.8 odpowiadającą jej mapę klimatologiczną GMBT, a Rysunek 5.9 mapę odchyleń pomiędzy dwoma produktami. Odchylenie mapy czasu rzeczywistego od klimatologicznego tła jest interpretowane jako wystąpienie zaburzenia jonosferycznego. Jak widać, tego typu system operujący w czasie rzeczywistym jest w stanie wykrywać nawet stosunkowo niewielkie zaburzenia praktycznie w momencie ich wystąpienia.



Rysunek 5.7: Mapa czasu rzeczywistego GMRT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer.



Rysunek 5.8: Mapa klimatologiczna GMBT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer.



Rysunek 5.9: Mapa odchyleń GMRT-GMBT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer.

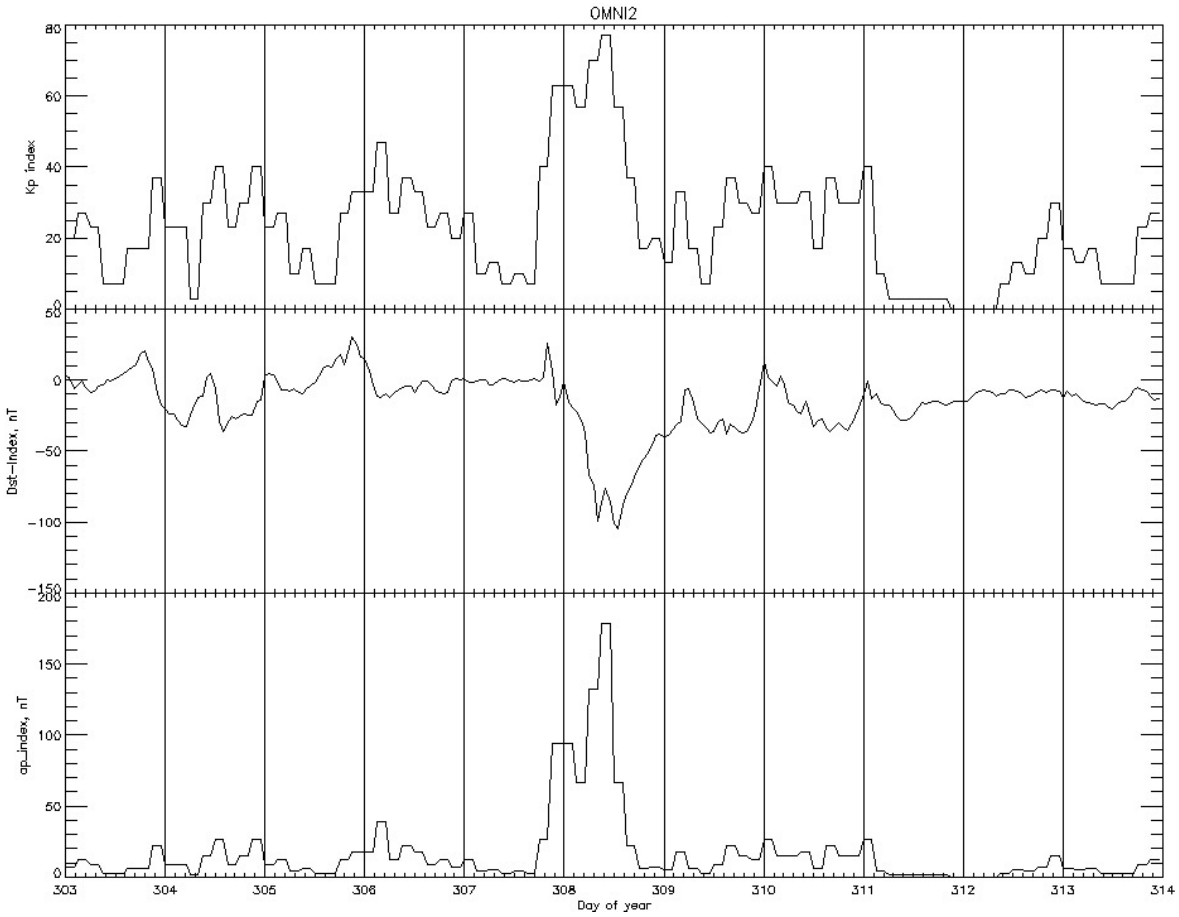
Rozdział 6

Ocena asymilacji danych GNSS TEC do modelu IRI

W celu oceny jakości produktów jonosferycznych opracowanych z wykorzystaniem autorskiego oprogramowania przeprowadzona została w tym rozdziale pracy analiza porównawcza produktów GNSS VTEC – klimatologicznego GMBT i produktu czasu rzeczywistego GMRT – w odniesieniu do wartości TEC uzyskanych z modelu IRI. Pełna implementacja produktu GMRT dla systemu GAMBIT i opisująca ją publikacja są w ostatniej fazie przygotowania przez członków zespołów IRI i IGS Iono WG, w tym Autora niniejszej rozprawy, który będzie jej pierwszym autorem.

Analizie poddano: (1) szeregi czasowe w czterech wybranych punktach porównawczych rozlokowanych w różnych strefach geograficznych oraz (2) globalne mapy jonosferyczne. Porównanie objęło warunki (1) burzy geomagnetycznej (Rysunek 6.1) i (2) spokojnej jonosfery. Dla porównania IRI-GMBT wykorzystano okres spokojny przypadający w ostatnim minimum słonecznym, który jednak nie jest objęty archiwum plików GMRT. Z tego względu dla produktu czasu rzeczywistego wybrano do porównań najwcześniejszy dostępny okres niezaburzony.

Wybrane do porównań przypadki to: (1) burza geomagnetyczna, która wystąpiła w dniach 307 i 308 roku 2021. W tym okresie maksymalne obserwowane wartości VTEC wyniosły 77 TECu, indeks Kp osiągnął wartość 8-, Dst -105 nT a indeks ap 179 nT. (2) dzień spokojny 180 roku 2019 z indeksem Kp osiągającym maksymalnie 1 i Dst w zakresie od 10 do -10 nT oraz (3) dzień spokojny 350 roku 2020, również z indeksem Kp osiągającym maksymalnie 1 i Dst w zakresie od 10 do -10 nT.



Rysunek 6.1: Indeksy Kp, Dst i ap w okresie 303-313/2021. W dniu 308 wyraźnie widoczne jest wystąpienie zaburzenia geomagnetycznego na podstawie `https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html`.

Produkty GNSS VTEC wykorzystują siatkę w zakresie: od 86°N do 86°S z rozdzielczością 4° i od 180°W do 180°E z rozdzielczością 8° zgodną ze standardem NASA WorldWind przyjętym w systemie GAMBIT. Dysponują one rozdzielczością czasową 15 minut. Do celów porównawczych wygenerowane zostały mapy globalne IRI VTEC zgodne z tymi warunkami obejmujące w każdym przypadku jedną dobę.

Do porównań szeregów czasowych wykorzystano z kolei punkty wspólne obu siatek leżące na południku 20°E o szerokościach geograficznych odpowiednio 70°N, 50°N, 30°N i 10°N leżące dokładnie na siatce NASA WorldWind, dla których obliczono wartości

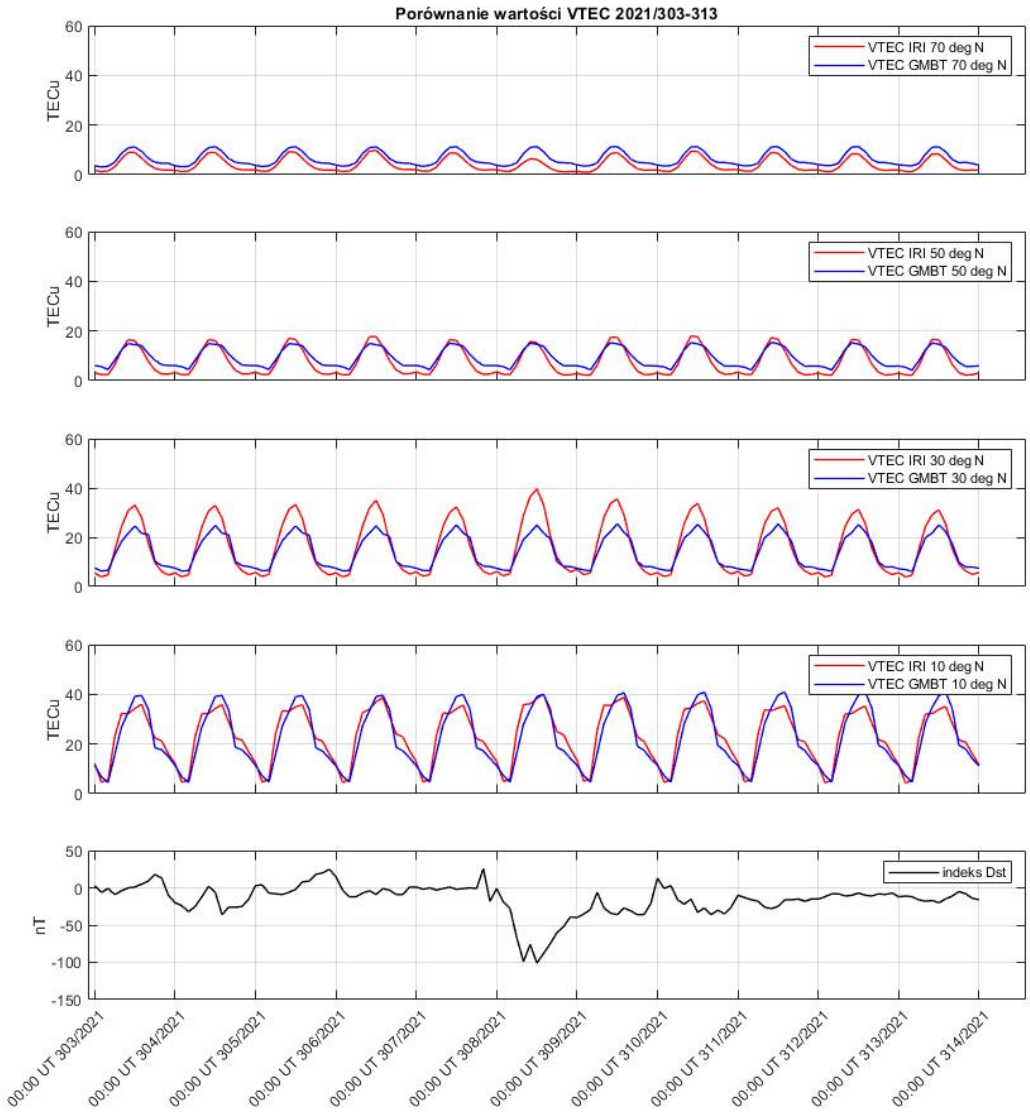
IRI VTEC. Szeregi czasowe obejmują 5 dni przed i 5 dni po każdym z opisanych wyżej przypadków, co zwłaszcza w przypadku dnia burzowego pozwala prześledzić reakcję jonosfery na wystąpienie zaburzenia.

6.1 Porównanie klimatologicznych map jonosferycznych GMBT z modelem IRI

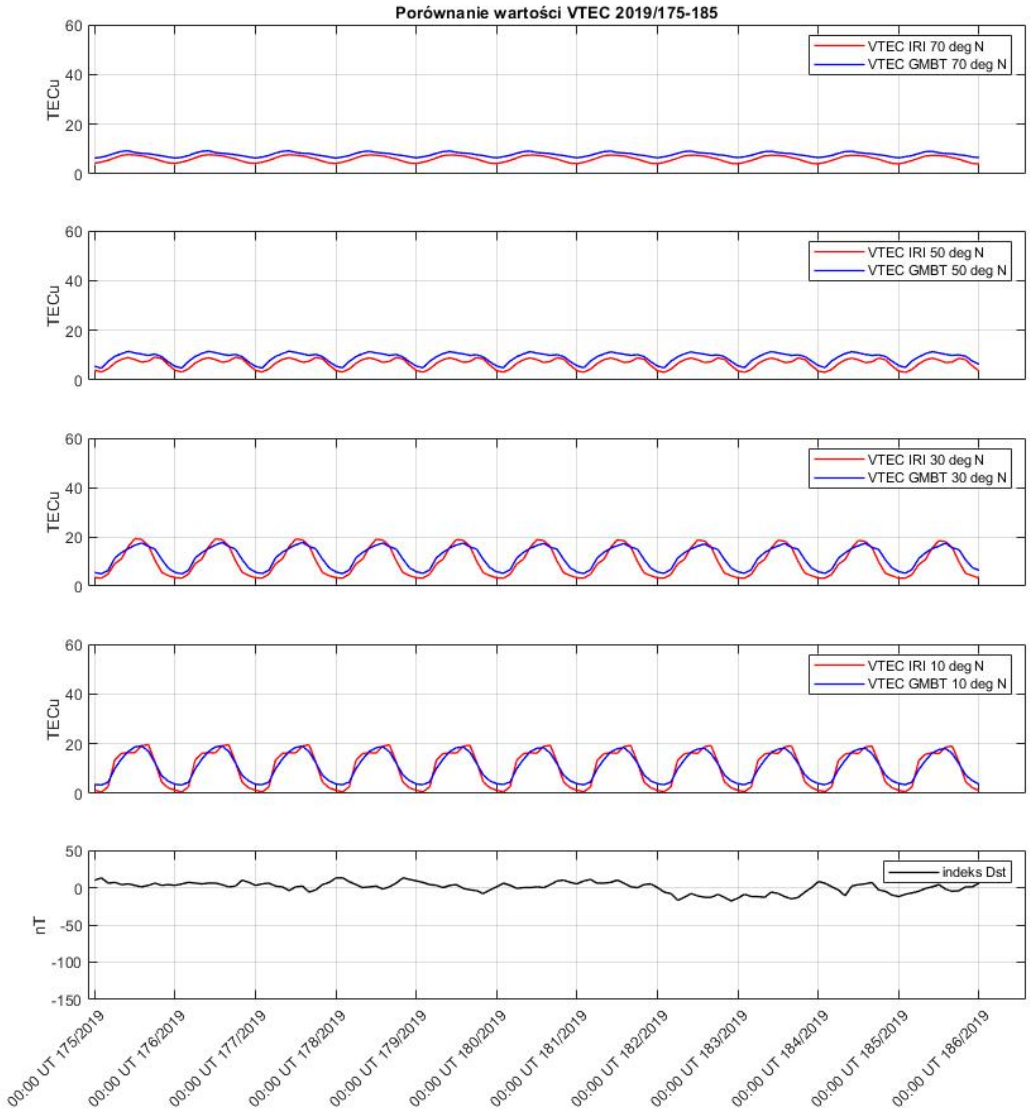
Rysunek 6.2 pokazuje porównanie szeregów czasowych dwóch osobnych produktów: (1) wartości VTEC z produktu klimatologicznego GMBT (niebieska linia) i (2 wartości VTEC obliczonych przy pomocy modelu IRI-2020 (czerwona linia) w czterech punktach wspólnych rozlokowanych od strefy równikowej do strefy polarnej wzdłuż południka 20°E. Porównaniem objęte zostały dni 303-313 roku 2021, obejmujące: (1) okres względnie spokojny przed wystąpieniem zaburzenia jonosferycznego, (2) burzę geomagnetyczną, która wystąpiła w dniu 308 (por. wartości indeksu Dst w piątym panelu osiągające wartość -105 nT) oraz (3) fazę zdrowieniową po burzy. Analogicznie przedstawiono na Rysunku 6.3 okres spokojny w minimum słonecznym obejmujący dni 175-185 roku 2019.

W przypadku produktu GMBT na wszystkich badanych szerokościach przebieg zmienności VTEC w okresie 303-313/2021 jest stabilny i dobrze oddaje tzw. ekwiwalent spokojnej jonosfery oraz spadek TEC w kierunku bieguna. Zachowanie IRI (które również odpowiada klimatowi) wykazuje zauważalnie mniejszą stabilność. Szczególną uwagę zwracają wyraźnie wyższe wartości TEC niż wskazane przez produkt GMBT na szerokości 30°N, gdzie wpływ zaburzenia jonosferycznego jest minimalny, a nasłonecznienie (przełom października i listopada) stosunkowo niewielkie. Tymczasem model IRI prezentuje zbliżone wartości na szerokościach 10°N (objętej anomalią równikową) i 30°N. W okresie minimum słonecznego 175-185/2019 zarówno GMBT jak i IRI oddają podobne wartości klimatycznego TEC, przy czym w przypadku IRI uwagę zwraca podwójny szczyt dobowy i bliskie zeru wartości nocne VTEC na szerokości 10°N. Uzyskane wyniki wskazują na lepszą jakość produktu klimatologicznego GMBT w porównaniu do modelu IRI w zakresie reprezentacji wartości VTEC. Tym samym można uznać, że produkt GMBT odpowiada na zapotrzebowanie społeczności naukowej, jako że od przeszło 20 lat pojawiają się w literaturze przedmiotowej informacje o problemach związanych z reprezentacją

VTEC w klasycznym IRI. Są one obecne również w przeanalizowanym zbiorze danych i obejmują m.in.: (1) wartości VTEC znacznie odbiegające od faktycznie obserwowanych i (2) niedostateczne odwzorowanie drobniejszych struktur jonosferycznych.



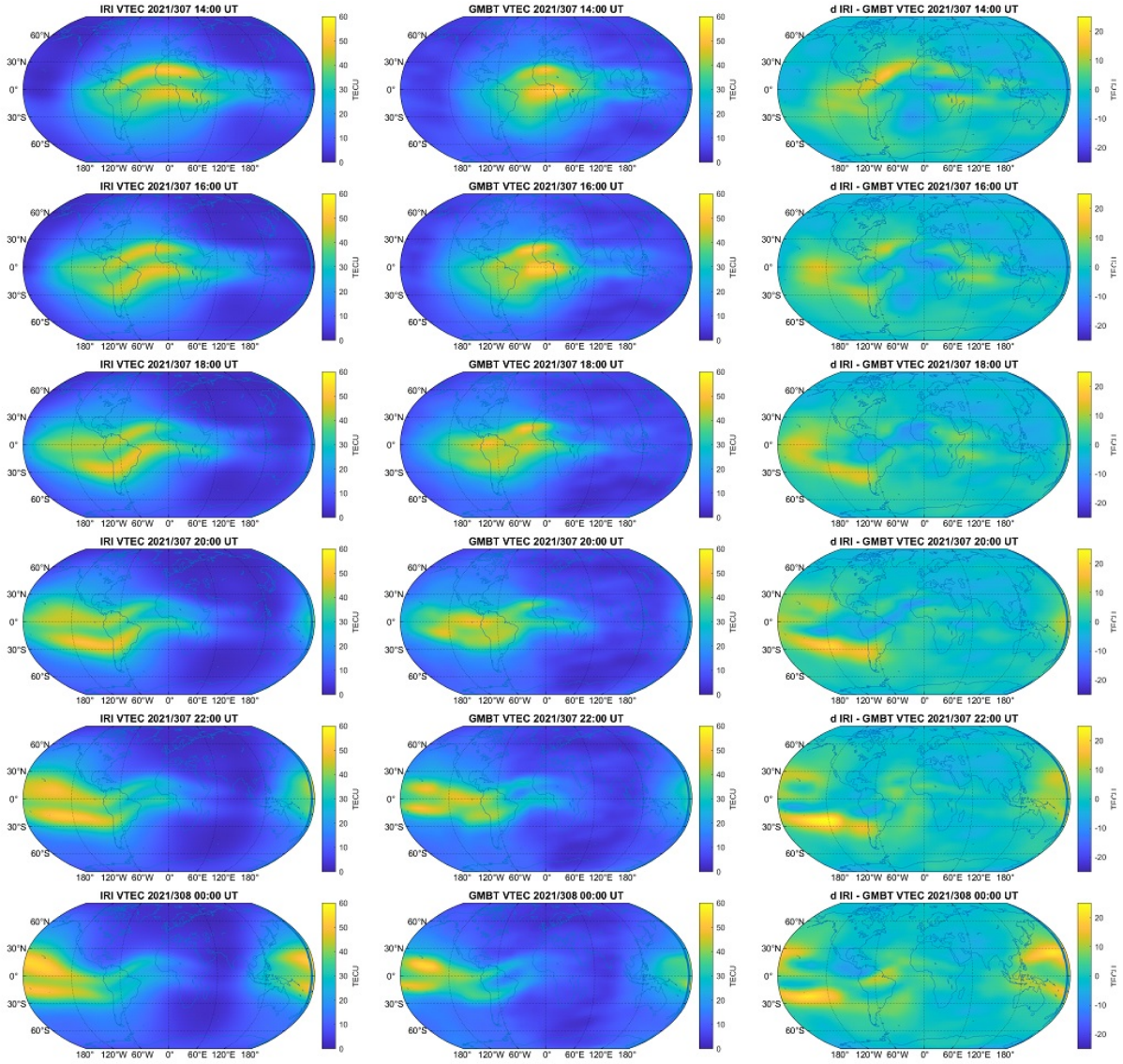
Rysunek 6.2: Szereg czasowy wartości VTEC z produktu GMBT i modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie zaburzonym.



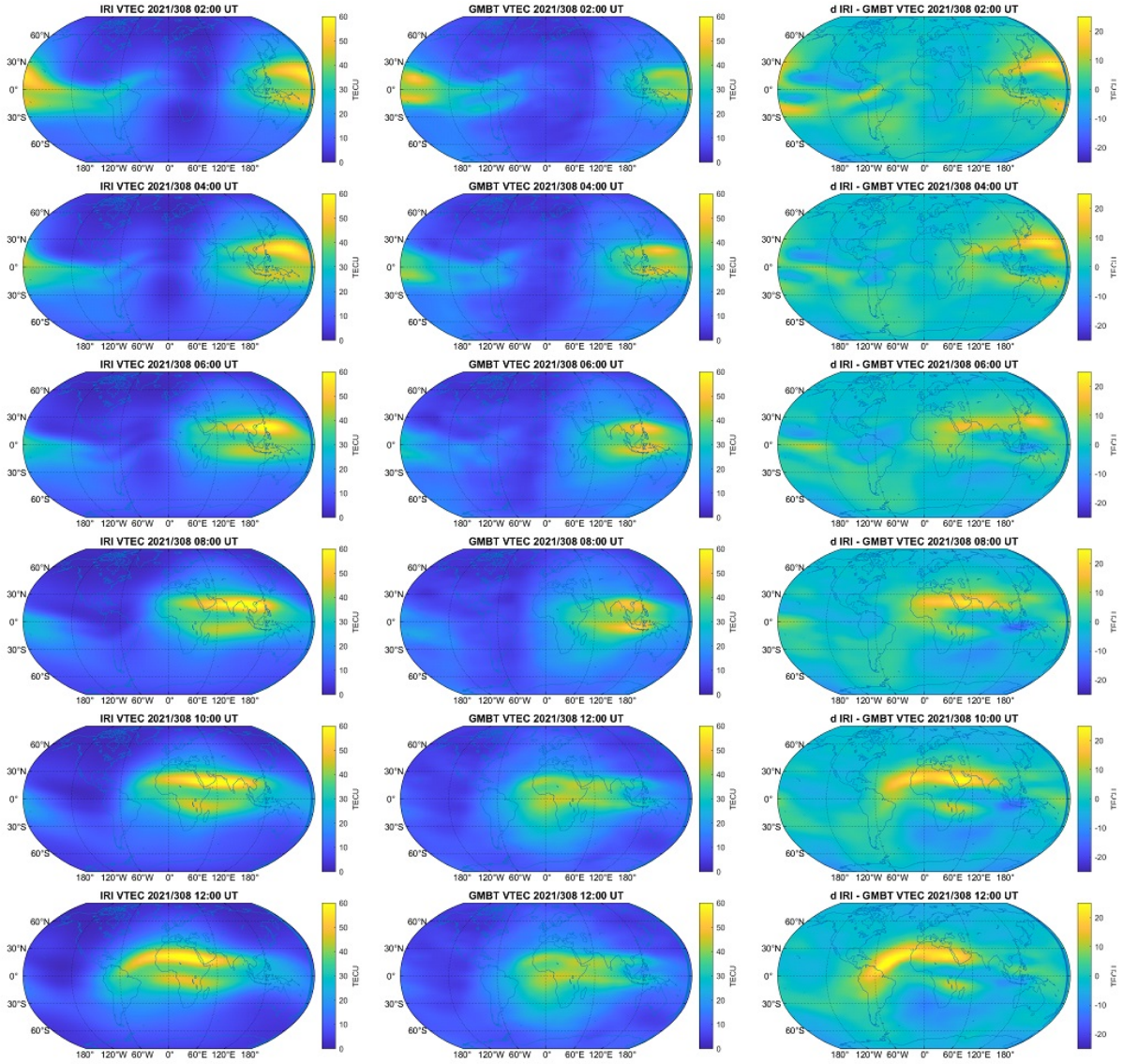
Rysunek 6.3: Szereg czasowy wartości VTEC z produktu GMBT i modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie spokojnym.

Rysunki 6.4 i 6.5 przedstawiają dobową ewolucję wartości klimatologicznych VTEC pochodzących z modelu IRI oraz produktu GMBT, a także mapy odchyleń pomiędzy nimi w okresie zaburzonym (00:00 UT dnia 308/2021 wystąpiły najsilniejsze zaburzenia osiągające do 77 TECu). Warto zwrócić uwagę na dwa zjawiska: (1) anomalia równikowa obrazowana przez model IRI wykazuje znaczne rozciągnięcie ku zachodowi (a więc wcześniejsze pojawianie się w czasie lokalnym) i znacznie wyraźniejsze zaakcentowanie części południowej, która jest bardziej nasłoneczniona) oraz (2) zanik detali po stronie nocnej, gdzie GMBT prawidłowo reprezentuje typowe prążki układające się zgodnie z równoleżnikami magnetycznymi.

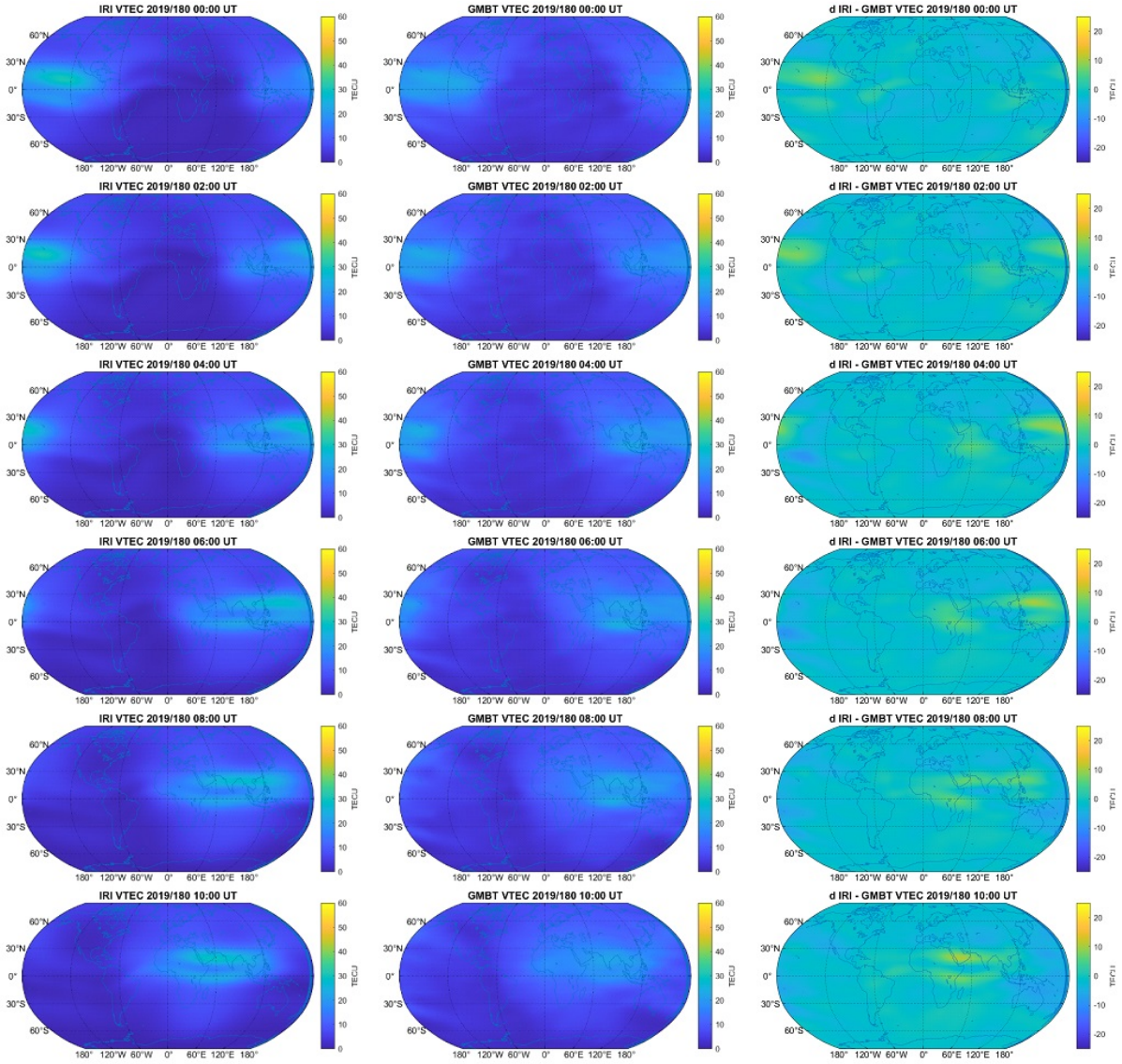
Podobne wnioski przynosi analiza dnia spokojnego 180/2019 przedstawiona na Rysunkach 6.6 i 6.7. Południowa część anomalii równikowej (pozostająca po mniej nasłonecznionej stronie zimowej) jest wyraźniej zaakcentowana przez IRI niż GMBT, a sama anomalia jest znacznie bardziej wyciągnięta na zachód. W ujęciu globalnym wartości reprezentowane przez IRI są w tym przypadku wyższe niż te w GMBT. Ponownie zaobserwować można jednak utratę detali po stronie nocnej w odwzorowaniu IRI.



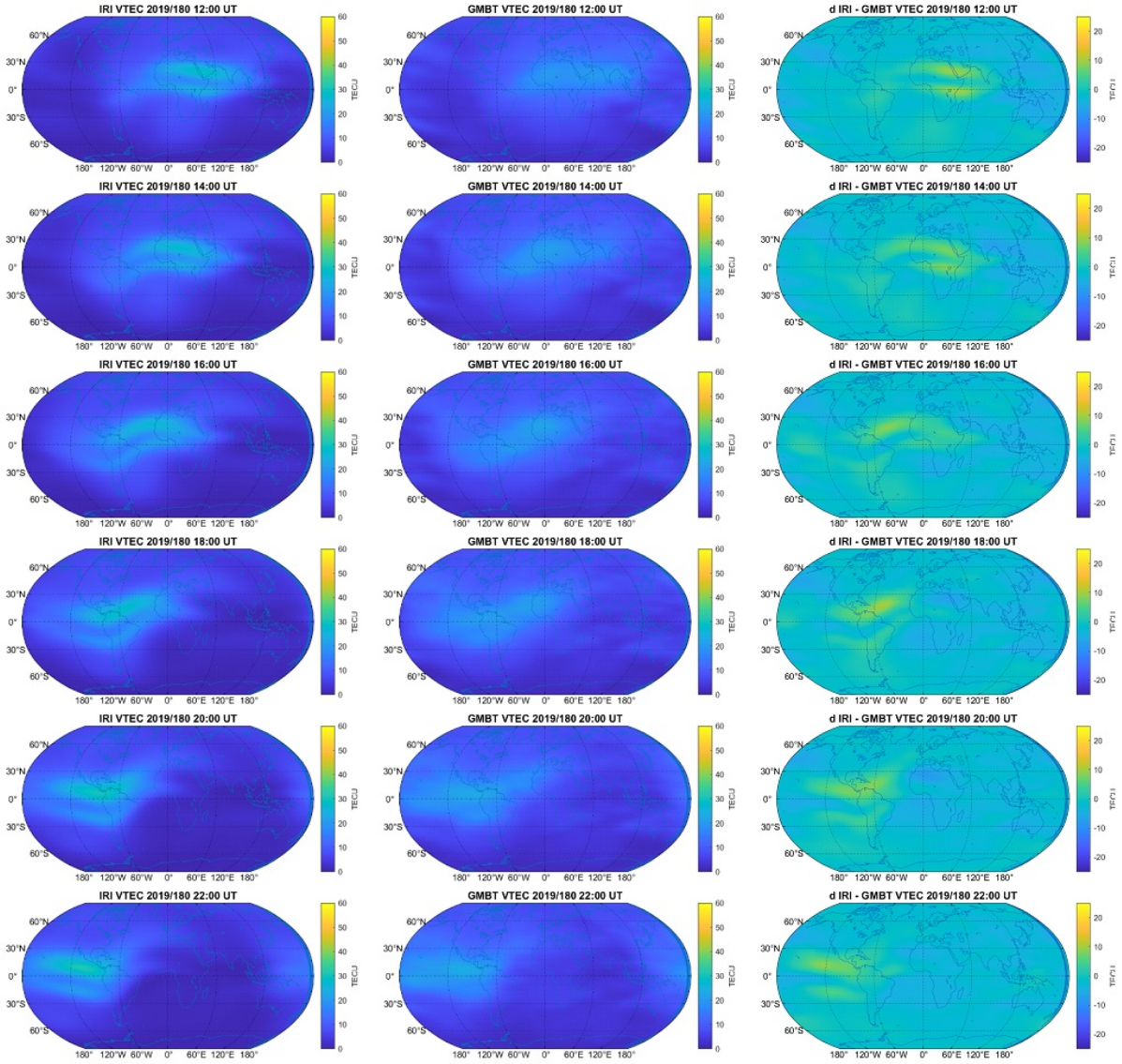
Rysunek 6.4: Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 14:00 UT dnia 307/2021 do 00:00 UT dnia 308/2021.



Rysunek 6.5: Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 02:00 UT do 22:00 UT dnia 308/2021.



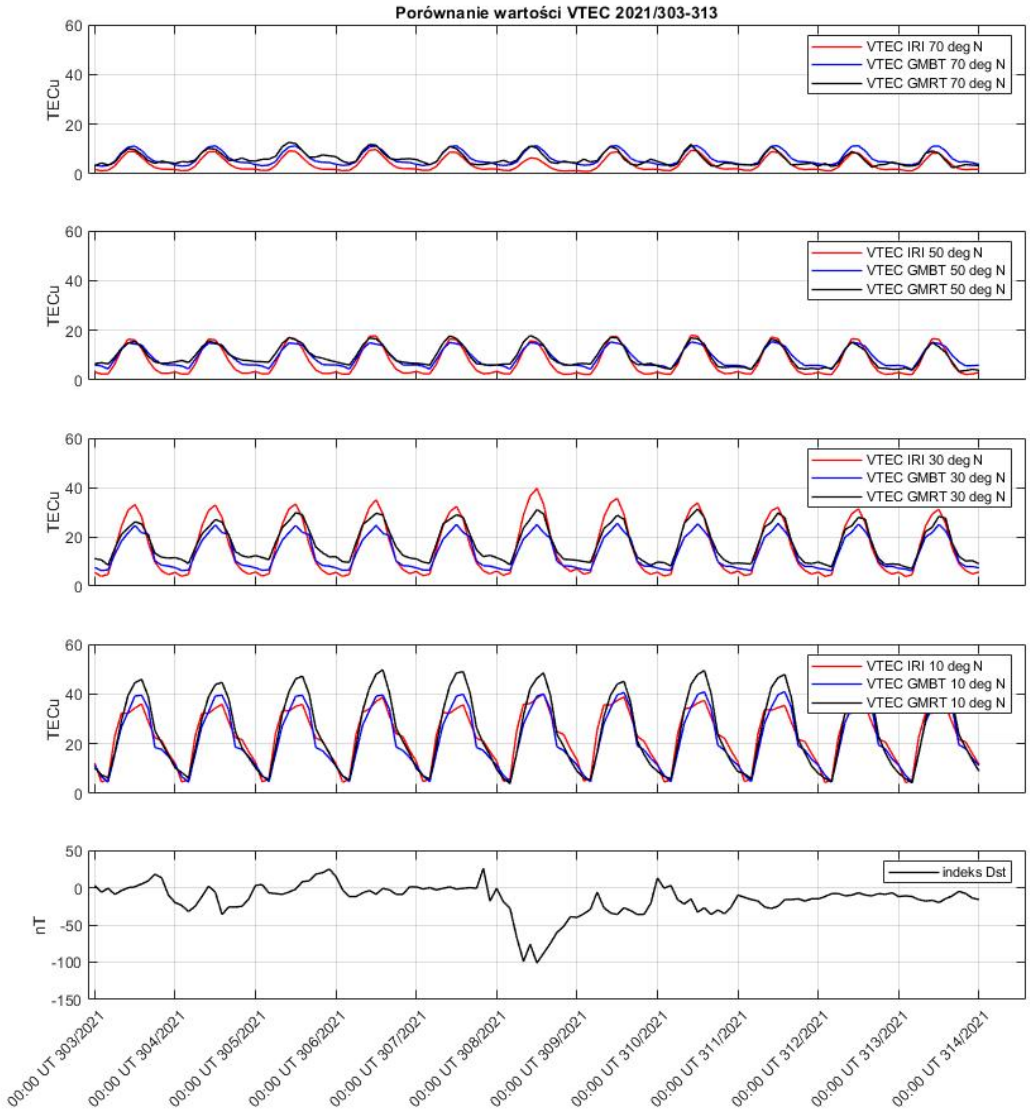
Rysunek 6.6: Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 00:00 UT do 10:00 UT dnia 180/2019.



Rysunek 6.7: Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 12:00 UT do 22:00 UT dnia 180/2019.

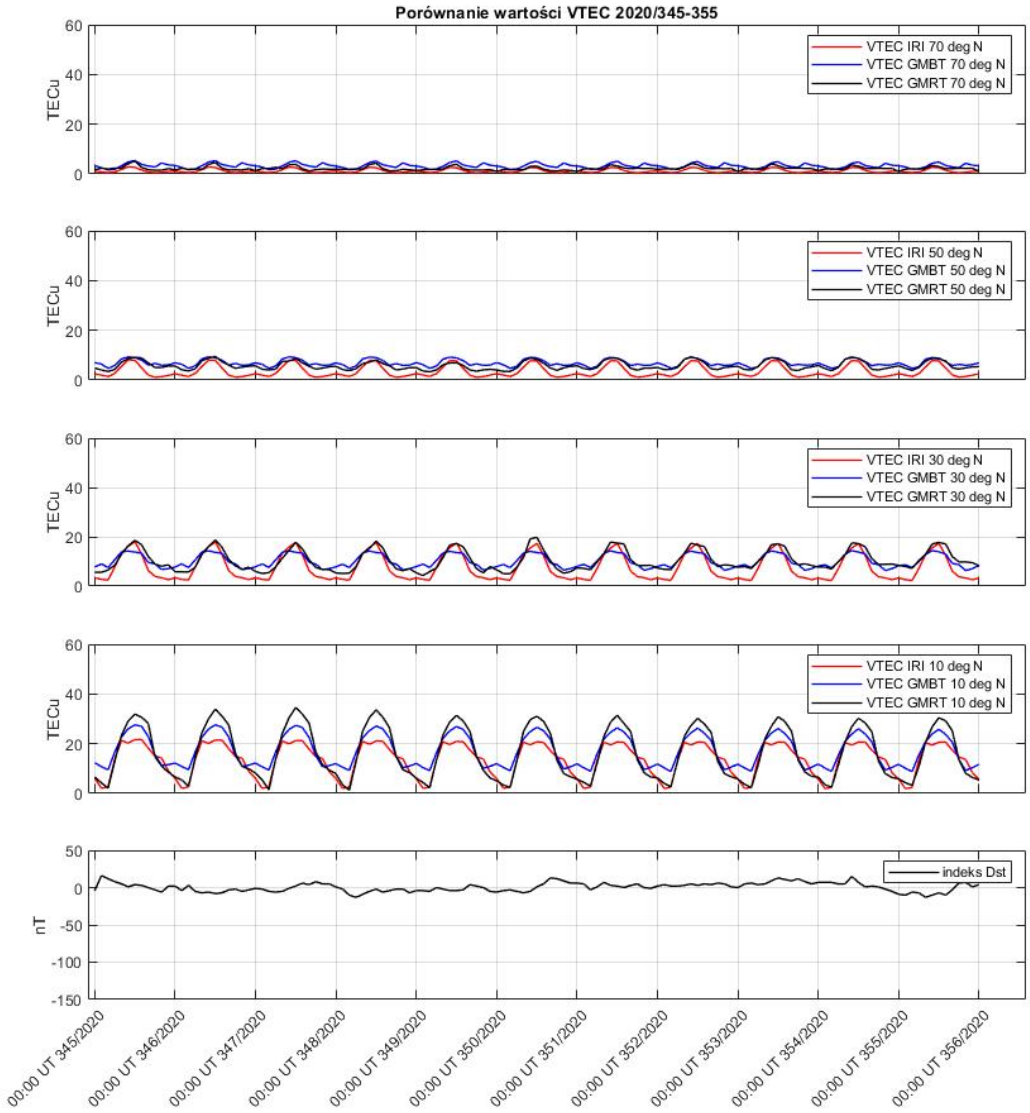
6.2 Porównanie map jonosferycznych czasu rzeczywistego GMRT z produktem klimatologicznym GMRT i modelem IRI

Rysunek 6.8 odpowiada Rysunkowi 6.2 z naniesionym szeregiem czasowym eksperymentalnego produktu czasu rzeczywistego GMRT. Jako produkt odzwierciedlający obserwacyjne wartości VTEC w porównaniu do produktów klimatologicznych wykazuje wrażliwość na dynamiczne zmiany zachodzące w jonosferze. Dobrze widać to na przykładzie zaburzenia jonosferycznego występującego nad punktem 10°N 20°E, gdzie na trzy dni przed zaburzeniem występują większe odchylenia od wartości klimatologicznych, a w dniu po burzy odnotowywane są stosunkowo niższe niż w poprzedzających dniach wartości VTEC. Analiza porównawcza potwierdza złe zachowanie modelu IRI na szerokości 30°N – gdzie za dnia wartości obliczone z IRI znacząco przekraczają nie tylko te z produktu GMBT, ale i obserwacyjne z produktu czasu rzeczywistego GMRT.



Rysunek 6.8: Szereg czasowy wartości VTEC z produktów GMRT i GMBT oraz modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie zaburzonym.

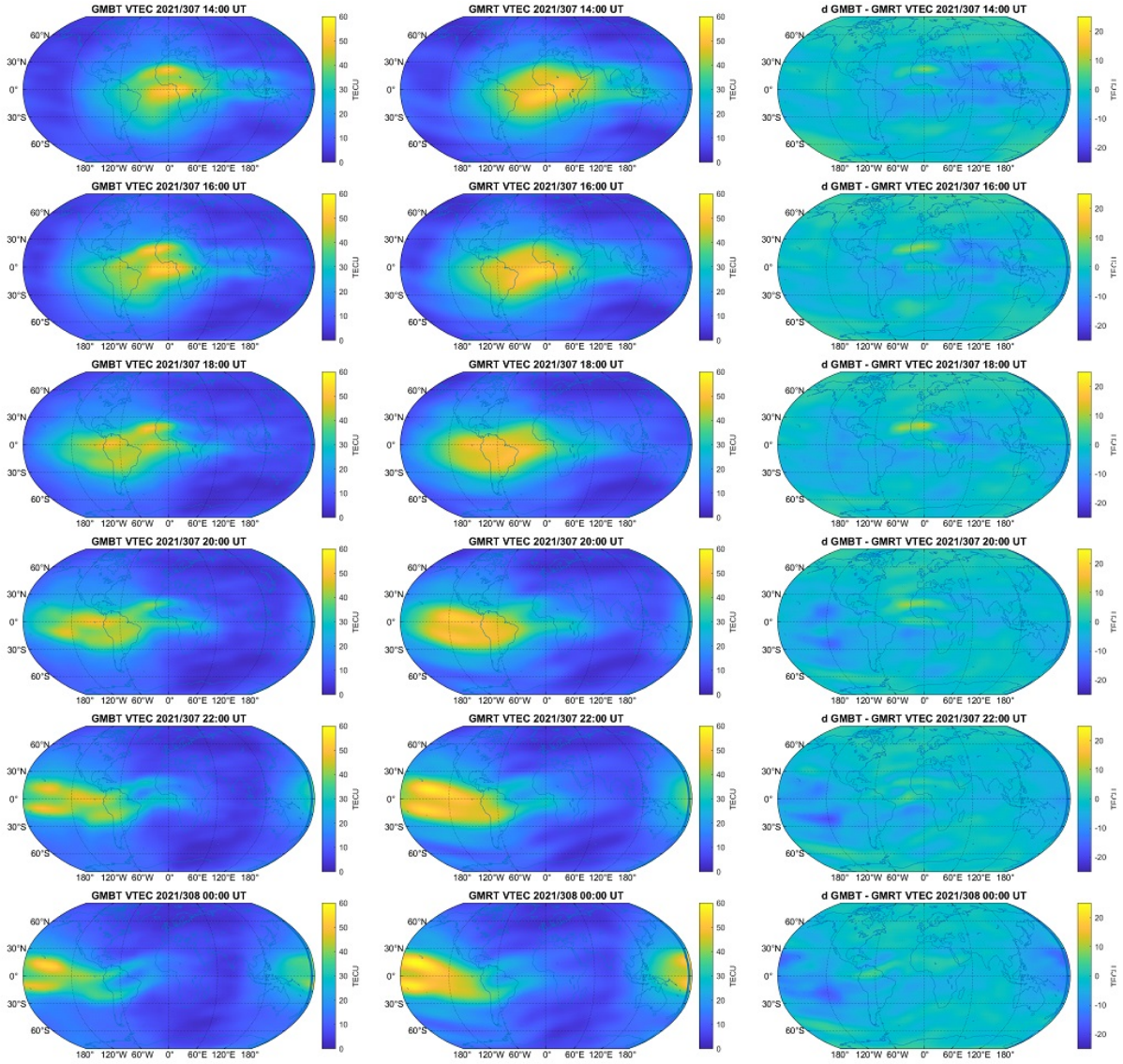
Porównanie szeregów czasowych wartości VTEC z modelu IRI, produktu klimatologicznego GMBT i eksperymentalnego produktu czasu rzeczywistego GMRT w warunkach spokojnych (dni 345-355 roku 2020, por. wykres indeksu Dst w piątym panelu) na Rysunku 6.9 po raz kolejny potwierdza wcześniejsze obserwacje. W bliskim równikowi punkcie 10°N 20°E standardowy model IRI zaniża wartości w stosunku do klimatu reprezentowanego przez produkt GMBT, podczas gdy w punkcie 30°N 20°E modeluje wartości wyższe, w ciągu dnia zbliżone do obserwacyjnego VTEC z produktu czasu rzeczywistego GMRT. Warto przy tym zwrócić uwagę na zaobserwowane wcześniej zaniżanie wartości nocnych przez IRI, które jednak w przypadku punktu 10°N 20°E są bardzo zbliżone do wartości obserwowanych. Co ciekawe, produkt GMBT wykazuje się w tym przypadku zawyżaniem wartości nocnych w stosunku do faktycznych obserwacji. Ogólnie rzecz biorąc, można jednak wysnuć wniosek, że w warunkach spokojnych wartości VTEC z produktu GMRT nie odbiegają znacząco od wartości klimatologicznych GMBT. Brak zaburzeń jonosferycznych w badanym okresie potwierdza stabilny wykres indeksu Dst.



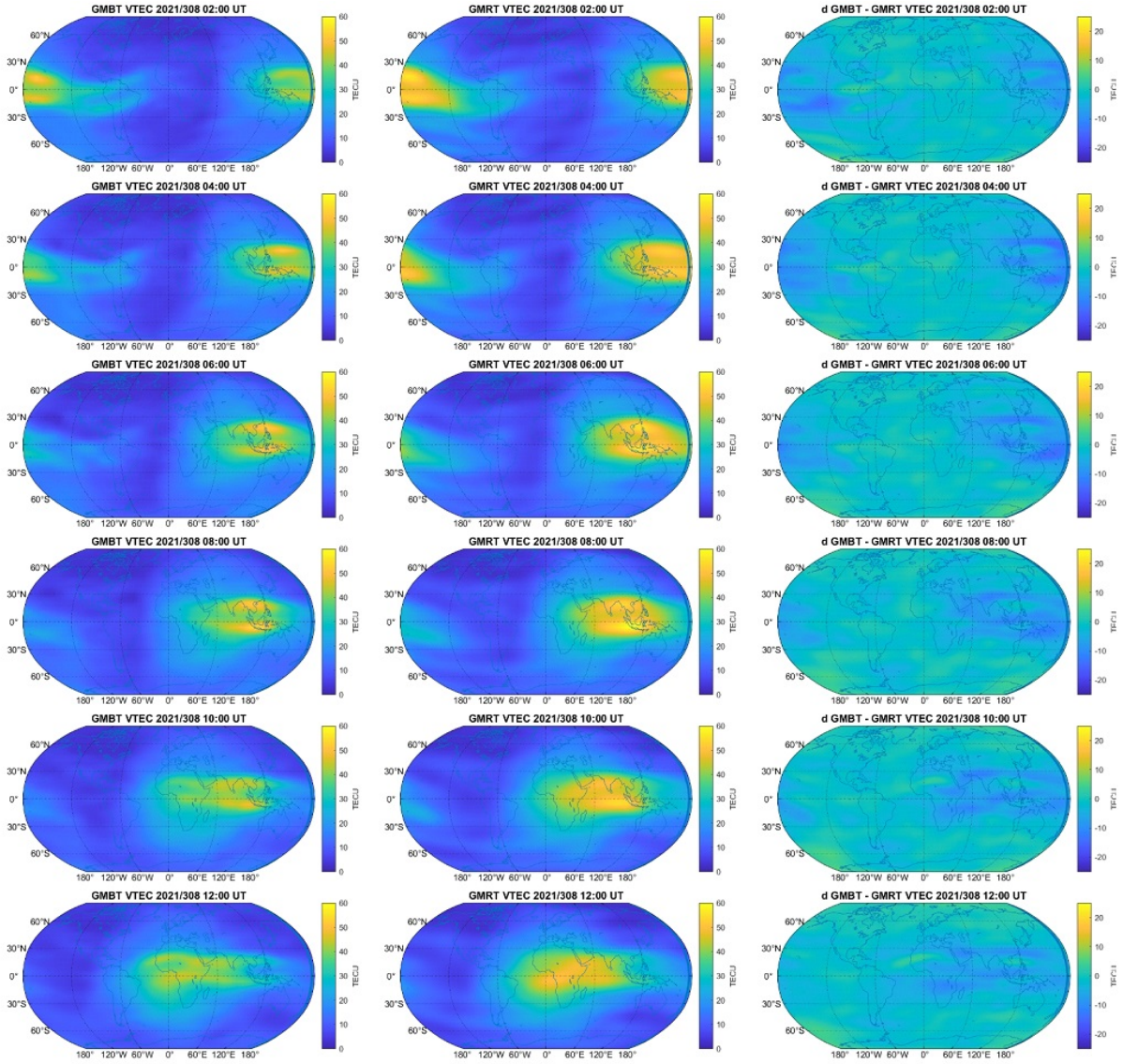
Rysunek 6.9: Szereg czasowy wartości VTEC z produktów GMRT i GMBT oraz modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie spokojnym.

Rysunki 6.10 i 6.11 przedstawiają dobową ewolucję wartości klimatologicznych VTEC pochodzących z produktu klimatologicznego GMBT, eksperymentalnego produktu czasu rzeczywistego GMRT, a także mapy odchyleń pomiędzy nimi w okresie zaburzonym (00:00 UT dnia 308/2021 wystąpiły najsilniejsze zaburzenia osiągające do 77 TECu). Przedstawione mapy cechują się zbliżonym poziomem detali, odzwierciedlonym w odwzorowaniu drobnych prążków po stronie nocnej. Przede wszystkim tylko mapa czasu rzeczywistego wykazuje reakcję na pojawiające się zaburzenie geomagnetyczne i odzwierciedla jego ewolucję w czasie i przestrzeni. W całym analizowanym okresie anomalia równikowa okazuje się mieć większy zakres przestrzenny i większe wartości TEC niż pokazuje to mapa klimatologiczna GMBT i klasyczny model IRI. Szczególnie wyraźna ekspansja następuje od godziny 18:00 UT w dniu 307/2021 i utrzymuje się do około 10:00 UT następnego dnia.

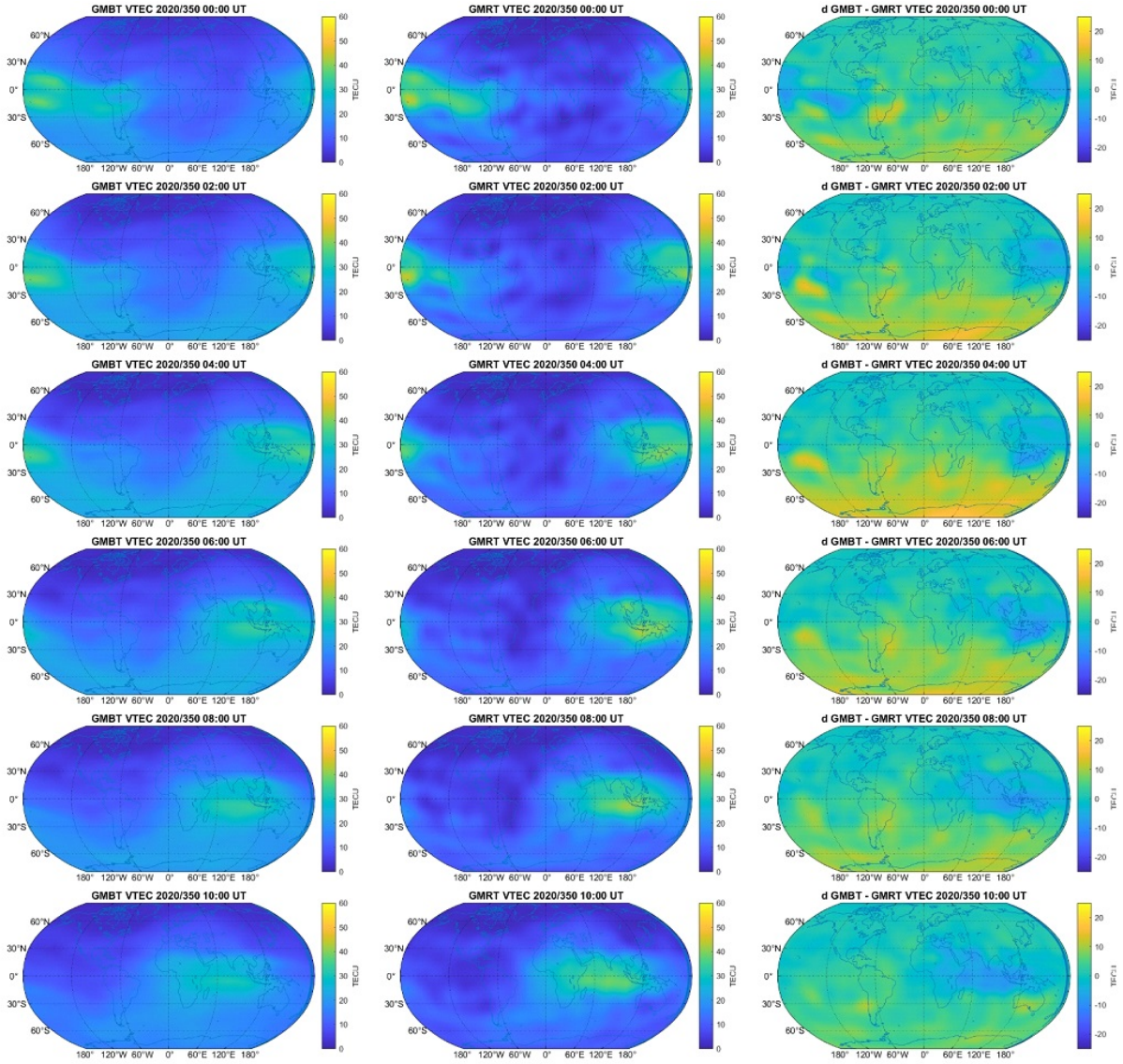
Interesująco prezentuje się porównanie map GMBT i GMRT na przykładzie dnia spokojnego 350/2020 przedstawione na Rysunkach 6.12 i 6.13. O ile odwzorowanie wartości VTEC po stronie dziennej globu (z uwzględnieniem anomalii równikowej) jest w całym analizowanym okresie stosunkowo zbliżone z nieznacznie wyższymi wartościami wykazywanymi przez GMRT, uwagę zwraca zachowanie mapy czasu rzeczywistego po stronie nocnej globu. Oprócz widocznych na tych mapach prążków wzdłuż równoleżników magnetycznych wykazuje ona występowanie nieregularnych obszarów różniących się od siebie poziomem jonizacji, niewidocznych na klimatologicznym produkcie GMBT.



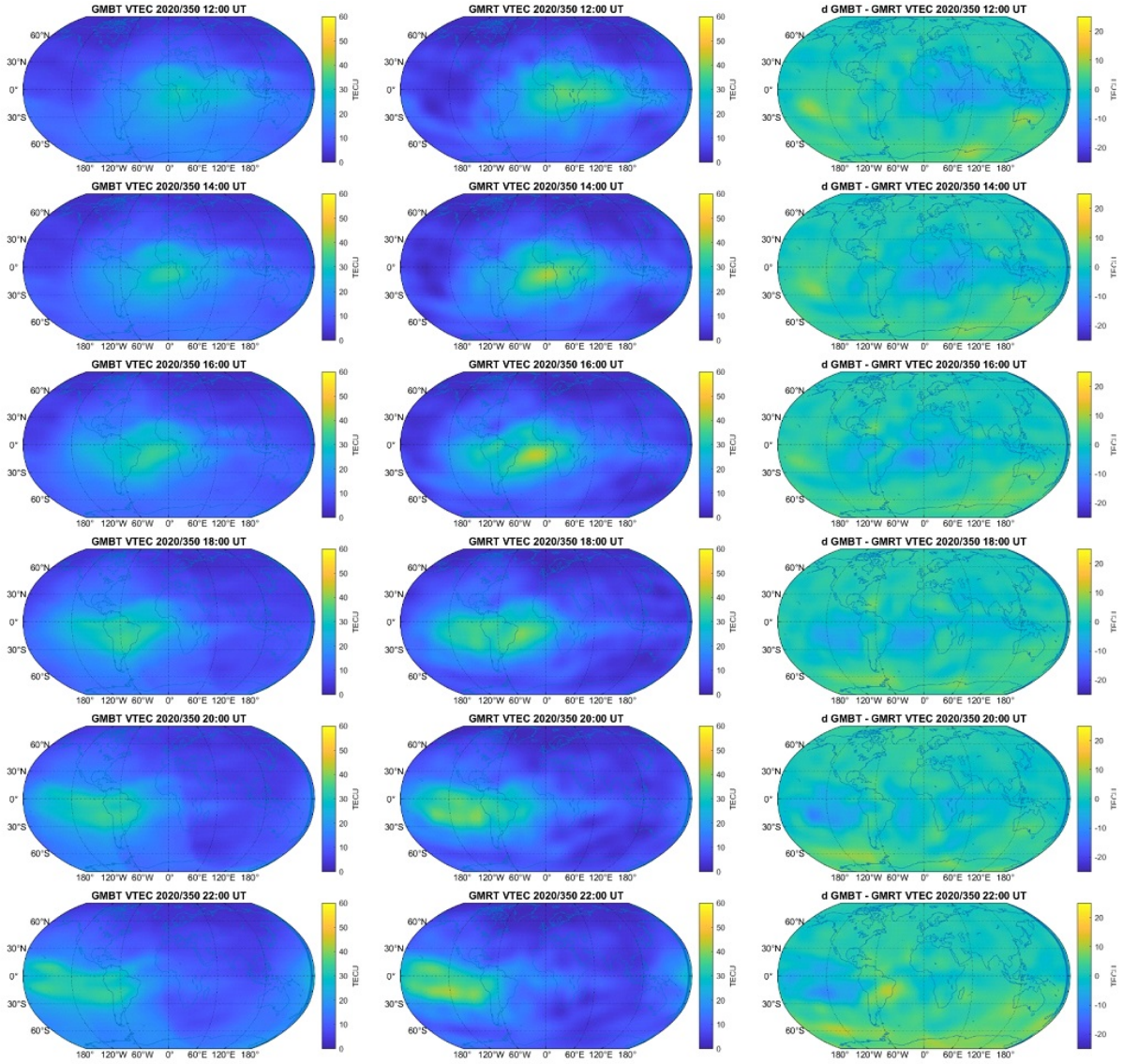
Rysunek 6.10: Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 14:00 UT dnia 307/2021 do 00:00 UT dnia 308/2021.



Rysunek 6.11: Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 02:00 UT do 12:00 UT dnia 308/2021.

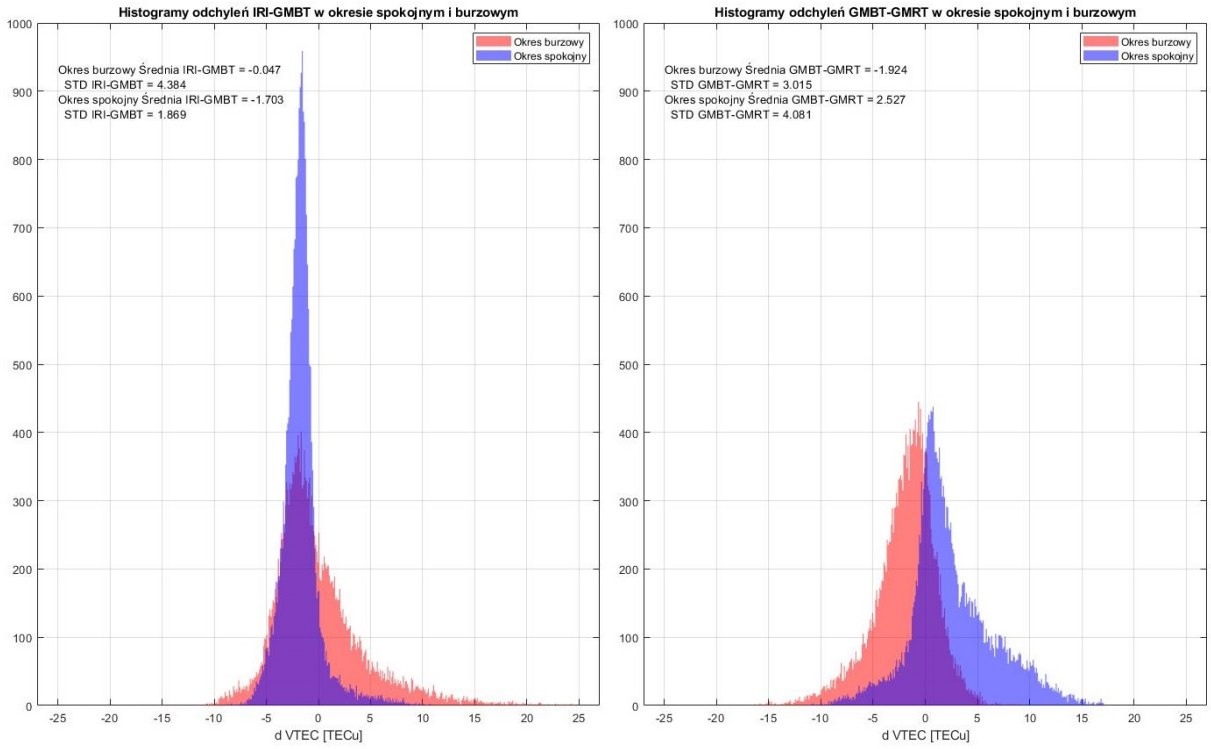


Rysunek 6.12: Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 00:00 UT do 10:00 UT dnia 350/2020.



Rysunek 6.13: Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 12:00 UT do 22:00 UT dnia 350/2020.

Rysunek 6.14 przedstawia porównanie przedstawionych wyżej szeregów czasowych map odchyleń pomiędzy parami produktów IRI VTEC – GMBT (lewy panel) i GMBT – GMRT (prawy panel). Analiza obejmuje okres burzowy (czerwony kolor, w obu przypadkach od 14:00 UT dnia 307/2021 do 12:00 UT dnia 308/2021) i okresy spokojne (niebieski kolor, dla IRI – GMBT od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 180/2019, dla GMBT – GMRT od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 350/2020). (1) W porównaniu IRI – GMBT można zauważyć bardzo wąski rozkład rezyduów w okresie spokojnym – odchylenie standardowe wyniosło 1,869. Średnia na poziomie -1,703 wskazuje, że model IRI niedoszacowuje wartości VTEC, co na wcześniejszych przykładach było szczególnie widoczne po nocnej stronie globu. (2) W okresie burzowym, o ile wartość średnia wyniosła -0,047, sugerując bardzo równomierny globalny rozkład rezyduów, prawoskośny rozkład histogramu z maksimum około -2 TECu wskazuje na istotną różnicę pomiędzy oboma produktami klimatycznymi. Po dziennej stronie globu (uwzględniającej anomalię równikową i jej ekspansję pod wpływem burzy geomagnetycznej) IRI modeluje wyraźnie wyższe wartości niż podaje produkt GMBT, za to ponownie określa niższe wartości po stronie nocnej. O ile w skali globalnej skutkuje to średnią rezyduów zbliżoną do zera, odchylenie standardowe wyniosło w tym przypadku 4,384. (3) W okresie spokojnym w ujęciu globalnym produkt klimatologiczny GMBT przewiduje wyższe wartości niż obserwowany VTEC z produktu czasu rzeczywistego GMRT, a ich rozrzut jest stosunkowo duży (średnia 2,527; odchylenie standardowe 4,081). Histogram wykazuje w tym przypadku prawoskośny rozkład. Analiza przedstawionych wyżej map wskazuje, że może to być efektem nieregularnych struktur reprezentowanych przez GMRT po nocnej stronie globu w okresie spokojnym. (4) Co ciekawe, w okresie burzowym produkty GMBT i GMRT wykazują większą zgodność (średnia -1,924; odchylenie standardowe 3,015). Wraz z nieco lewoskośnym histogramem wskazuje to na zaobserwowaną wcześniej tendencję do wykazywania wyższych wartości VTEC w strefie anomalii równikowej w okresie zaburzonym niż ma to miejsce w przypadku produktu klimatologicznego. Jest to jednak zachowanie wysoce pożądane i zgodne ze stanem faktycznym jonosfery.



Rysunek 6.14: Histogramy globalnych odchyleń analizowanych par produktów. Lewy panel: okres burzowy od 14:00 UT dnia 307/2021 do 12:00 UT dnia 308/2021; okres spokojny od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 180/2019. Prawy panel: okres burzowy od 14:00 UT dnia 307/2021 do 12:00 UT dnia 308/2021; okres spokojny od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 350/2020.

Podsumowanie

Jonosfera pozostaje istotnym obszarem zainteresowania naukowców już od kilku dekad. Niedawne pojawienie się nowych systemów satelitarnych GNSS BeiDou i Galileo oraz rozwój technik komputerowo-sieciowych pozwala jednak na znaczną poprawę możliwości monitorowania zmian w jonosferze w czasie rzeczywistym.

Jonosferyczna Grupa Robocza IGS od ponad 20 lat rozwija metody badania jonosfery przy pomocy sygnałów satelitarnych GNSS obserwowanych przez globalną sieć stacji permanentnych. Ścisła współpraca z Grupą Roboczą Czasu Rzeczywistego i polsko-chiński projekt ARTEMIS przyczyniły się do powstania nowatorskich globalnych produktów VTEC czasu rzeczywistego, których przykładem jest RT-UWM/CAS adaptowany do systemu GAMBIT w postaci produktu GMRT. Autor rozprawy jako członek tych grup aktywnie uczestniczył w pracach nad tymi zagadnieniami, wnosząc w nie dominujący wkład.

Analiza stanu jonosfery nie ogranicza się jednak tylko do całkowitej zawartości elektronów. Model International Reference Ionosphere jest globalnie rozpoznawanym standardem odzwierciedlającym m.in. parametry gęstości i temperatury jonów, ale także gęstość wolnych elektronów w zależności od lokalizacji, czasu i wysokości nad powierzchnią Ziemi. Parametry wykorzystane do poprawy modelu pochodzą w głównej mierze z globalnych sieci jonosond, które od pewnego czasu są w stanie dostarczać obserwacje czasu rzeczywistego wykorzystywane w systemach asymilacyjnych IRTAM i GAMBIT.

Otworzyło to pole do bliskiej współpracy grup IGS Iono WG i IRI, w której istotną rolę potwierdzoną publikacjami odegrał Autor niniejszej rozprawy. Grupy IGS Iono WG i IRI podjęły decyzję o stworzeniu serwisu asymilacyjnego VTEC w ramach GAMBIT. Efektem tych prac są opisane w niniejszej rozprawie mapy klimatologiczne w trybie

„nowcast" – GMBT oraz obecnie wdrażany przez Autora produkt czasu rzeczywistego – GMRT. Ściśle odpowiadają one wymaganiom stawianym przez grupę IRI pod kątem rozdzielczości czasowej i przestrzennej, a przede wszystkim jakości tych opracowań.

Faktycznie, jak wykazała przeprowadzona na dłuższych szeregach czasowych analiza, wszystkie produkty IGS Iono WG dedykowane IRI wykazują się znacznie lepszym odwzorowaniem obserwacyjnych wartości VTEC niż jest to obecnie możliwe do uzyskania w klasycznym modelu IRI. Co warte podkreślenia, wykonanie tego typu analiz wymagało od Autora opracowania modyfikacji standardowego modelu IRI-2020, gdyż domyślnie nie pozwala on na globalne wyznaczanie wartości VTEC.

Asymilacja wysokiej jakości obserwacji satelitarnych GNSS VTEC do standardowego modelu IRI czy asymilacyjnych systemów IRTAM i GAMBIT otwiera nowe możliwości monitorowania dynamiki jonosfery, co przekłada się na jej lepsze zrozumienie, które jest kluczowe dla zastosowań w telekomunikacji czy nawigacji satelitarnej. Jest to związane między innymi z zaobserwowanymi tendencjami IRI do niedoszacowywania wartości i utraty detali w okresie nocnym. Mapy jonosferyczne powstające na podstawie obserwacji GNSS dzięki stacjom permanentnym rozmieszczonym na obszarach wybrzeży i wyspach oraz śledzeniu satelitów GNSS pozostających stosunkowo nisko nad horyzontem są w stanie zapewnić pewne pokrycie tych obszarów faktycznymi danymi obserwacyjnymi VTEC. W tym zakresie IRI, korzystając głównie z parametrów określonych z wyłącznie pionowych pomiarów ze znacznie rzadszej sieci sensorów (jonosond), wykazuje istotne braki w odwzorowaniu faktycznego stanu jonosfery. Warto przy tym podkreślić, że ciągły rozwój produktów IGS dostarczanych przez zrzeszone w Jonosferycznej Grupie Roboczej IGS centra analiz daje szansę na dalszą poprawę uzyskiwanych wyników, np. poprzez wprowadzenie do już funkcjonującej metodologii metod kombinacji produktów, szczególnie produktów czasu rzeczywistego VTEC i ROTI lub asymilację produktów trójwymiarowych GNSS VTEC powstających w ramach projektu ARTEMIS.

Zaproponowane przez Autora rozwiązanie udowadnia postawioną na wstępie hipotezę badawczą. Wykorzystanie obserwacji GNSS VTEC w asymilacyjnym modelu IRI daje poprawę reprezentacji klimatologicznego i obserwacyjnego stanu jonosfery, a także stwarza okazję do pokazania obszarów, które do tej pory nie były odpowiednio reprezentowane przez ten model. Oparcie badań i współczynników wykorzystywanych

do modelowania na klasycznych obserwacjach jonosferycznych przeprowadzanych przy wykorzystaniu jonosond pozostawia IRI niewrażliwe na wszelkie zjawiska jonosferyczne mające miejsce powyżej szczytu F2. Ten obszar jest jednak w pełni objęty sygnałami satelitów GNSS, umożliwiając dodanie do IRI nowych informacji oraz generowanie produktów pochodnych, które nie były dotąd dostępne w modelu IRI. Dobrym przykładem jest globalne monitorowanie slab thickness opisane w Rozdziale 5.

Dalsza współpraca grup IGS Iono WG i International Reference Ionosphere z pewnością zbliży jeszcze bardziej oba środowiska naukowe zajmujące się badaniami jonosfery, umożliwiając im pełniejszy wgląd w jej dynamikę monitorowaną z wysoką rozdzielczością czasowo-przestrzenną.

Spis rysunków

1.1 Podział profilu gęstości elektronowej w IRI na sześć oddzielnie modelowanych obszarów. Szczyty warstw F2, F1 i E oraz punkt przegięcia regionu D są zaznaczone szarymi kółkami (Bilitza i in., 2022) 16
1.2 Profil wysokościowy gęstości elektronów w dolnej części regionu F2 w zależności od przyjętych wartości parametrów B_0 i B_1 (Bilitza i in., 2022) 21
1.3 foF1 jako funkcję słonecznego kąta zenitu i szerokości magnetycznej (Bilitza i in., 2022) 24

2.1 Globalna sieć jonosond GIRO (Froń i in., 2020). 37
2.2 Asymilacja danych w dziedzinie czasu w jednej lokalizacji poprzez korygowanie współczynników dobowego rozszerzenia harmonicznego. Różnice między obserwowanymi wartościami (kropki) a modelem bazowym (linia przerywana) są wykorzystywane do obliczania współczynników korygujących ΔC, które są następnie używane do utworzenia zaktualizowanego modelu (linia ciągła) (Galkin i in., 2015) . 39
2.3 Lewy panel: mapa różnicowa foF2 (IRTAM minus IRI) o 18:30 UT 17 października 2012 roku, bez danych z Republiki Południowej Afryki. Prawy panel: odpowiadająca mapa z uwzględnieniem danych z RPA w obliczeniach IRTAM. Porównanie wykazuje znaczną poprawę reprezentacji gęstości elektronów w Afryce Południowej. Co ciekawe, lewy panel również wskazuje zwiększoną gęstość elektronów na zachodnim wybrzeżu Afryki, mimo że nie wykorzystano w tym przypadku danych z RPA (Galkin i in., 2015) 40

2.4 Okno GAMBIT Explorer opisane w Instrukcji Obsługi dostępnej pod adresem `https://giro.uml.edu/GAMBIT/GAMBIT-X_UserGuide-v01C.pdf`. (1) Wybór epoki, na którą mają zostać załadowane dane z IRTAM, (2) Wybór wyświetlanych parametrów i pobranie danych (Get Data), (3) Osobny moduł pobierania danych od zewnętrznych dostawców, (4) Opcje generowania raportów. 42

4.1 Przykład globalnej mapy jonosferycznej RT-UWM/CAS. 53
4.2 Ocena jakości globalnej mapy jonosferycznej RT-UWM/CAS. 54
4.3 Histogram rozkładu odchyłek i odchyleń standardowych wybranych globalnych map jonosferycznych w odniesieniu do różnicowego STEC. . 55

5.1 Początek pliku IONEX gmbt3070.21i zawierający nagłówek i pierwsze wiersze mapy jonosferycznej. 64
5.2 Początek pliku IONEX gmrt3070_1830.21i zawierający nagłówek i pierwsze wiersze mapy jonosferycznej. W odróżnieniu od zawierającego mapy obejmujące całą dobę pliku GMBT, GMRT jest ograniczony do pojedynczej epoki (w tym przypadku 18:30 UT dnia 307/2021). 65
5.3 Schemat blokowy przedstawiający przepływ danych pomiędzy podmiotami w ramach serwisu jonosferycznego IGS dla IRI. 66
5.4 Porównanie klimatycznego produktu GMBT (lewa kolumna) z wartościami NmF2 obliczonymi za pomocą modelu IRI (prawa kolumna) w oknie programu GAMBIT Explorer. Kolejne rzędy przedstawiają godzinę 12:00 UT 30 stycznia odpowiednio 2017, 2018 i 2019 roku (Froń i in., 2020). 68
5.5 Przedstawienie parametru ekwiwalentnej grubości warstwy jonosfery (slab thickness). Lewy panel przedstawia typowy profil jonosferyczny z uwzględnieniem kluczowych charakterystyk, takich jak gęstość szczytowa NmF2, wysokość hmF2 i górny poziom przejścia jonowego UTL (Stankov i Warnant, 2009). Prawy panel przedstawia zmianę przebiegu profilu jonosferycznego przy tej samej wartości VTEC i zmieniającym się NmF2 (Froń i in., 2020). 69
5.6 Przedstawienie klimatologicznego parametru slab thickness o godzinie 10:00 UT 23 marca 2017 (Froń i in., 2020) 70

5.7 Mapa czasu rzeczywistego GMRT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer. 71
5.8 Mapa klimatologiczna GMBT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer. 72
5.9 Mapa odchyleń GMRT-GMBT na godzinę 22:00 UT dnia 060 roku 2021 w oknie GAMBIT Explorer. 73

6.1 Indeksy Kp, Dst i ap w okresie 303-313/2021. W dniu 308 wyraźnie widoczne jest wystąpienie zaburzenia geomagnetycznego na podstawie `https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html`. 75
6.2 Szereg czasowy wartości VTEC z produktu GMBT i modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie zaburzonym. 77
6.3 Szereg czasowy wartości VTEC z produktu GMBT i modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie spokojnym. 78
6.4 Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 14:00 UT dnia 307/2021 do 00:00 UT dnia 308/2021. 80
6.5 Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 02:00 UT do 22:00 UT dnia 308/2021. 81
6.6 Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 00:00 UT do 10:00 UT dnia 180/2019. 82
6.7 Mapy IRI VTEC (pierwsza kolumna), GMBT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 12:00 UT do 22:00 UT dnia 180/2019. 83
6.8 Szereg czasowy wartości VTEC z produktów GMRT i GMBT oraz modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie zaburzonym. 85
6.9 Szereg czasowy wartości VTEC z produktów GMRT i GMBT oraz modelu IRI w czterech wybranych punktach wzdłuż południka 20° w okresie spokojnym. 87

6.10 Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 14:00 UT dnia 307/2021 do 00:00 UT dnia 308/2021. 89
6.11 Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 02:00 UT do 12:00 UT dnia 308/2021. 90
6.12 Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 00:00 UT do 10:00 UT dnia 350/2020. 91
6.13 Mapy GMBT (pierwsza kolumna), GMRT (druga kolumna) i mapy odchyleń pomiędzy nimi (trzecia kolumna) od 12:00 UT do 22:00 UT dnia 350/2020. 92
6.14 Histogramy globalnych odchyleń analizowanych par produktów. Lewy panel: okres burzowy od 14:00 UT dnia 307/2021 do 12:00 UT dnia 308/2021; okres spokojny od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 180/2019. Prawy panel: okres burzowy od 14:00 UT dnia 307/2021 do 12:00 UT dnia 308/2021; okres spokojny od 00:00 UT do 22:00 UT dnia 350/2020. 94

Spis tabel

1.1 Wartości VTEC obliczone przez model IRI w zależności od górnej granicy całkowania. 33
1.2 Interwały wysokości, dla których wyznaczane są gęstości elektronów do całkowania numerycznego w modelu IRI-2020. 33

Bibliografia

Abdu, M., J. Souza, I. Batista i J. Sobral (2003). „Equatorial spread F statistics and empirical representation for IRI: A regional model for the Brazilian longitude sector". W: *Advances in Space Research* 31.3. DOI: https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00031-0. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117703000310.

Altadill, D., J. Torta i E. Blanch (2009). „Proposal of new models of the bottom-side B0 and B1 parameters for IRI". W: *Advances in Space Research* 43.11. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2008.08.014. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117708006455.

Araujo-Pradere, E., T. Fuller-Rowell i M. Codrescu (2002). „STORM: An empirical storm-time ionospheric correction model 1. Model description". W: *Radio Science* 37.5. DOI: https://doi.org/10.1029/2001RS002467. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001RS002467.

Bilitza, D. (1981). *Electron density in the D-region as given by the International Reference Ionosphere*. Red. K. Rawer, J. V. Lincoln i R. O. Conkright, s. 7–10.

Bilitza, D. (2009). „Evaluation of the IRI-2007 model options for the topside electron density". W: *Advances in Space Research* 44.6. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.04.036. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117709003226.

Bilitza, D., M. Pezzopane, V. Truhlik, D. Altadill, B. Reinisch i A. Pignalberi (2022). „The International Reference Ionosphere Model: A Review and Description of an Ionospheric Benchmark". W: *Reviews of Geophysics* 60.4. DOI: https://doi.org/10.1029/2022RG000792. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2022RG000792.

Bilitza, D. i C. Xiong (2021). „A solar activity correction term for the IRI topside electron density model". W: *Advances in Space Research* 68.5. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.11.012. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117720308127.

Chasovitin, Y., T. Gulyaeva, M. Deminov i S. Ivanova (1998). „Russian standard model of ionosphere (SMI)". W: *Proc. of COST251, 1998*.

Cherniak, I. i I. Zakharenkova (2016). „NeQuick and IRI-Plas model performance on topside electron content representation: Spaceborne GPS measurements". W: *Radio Science* 51.6. DOI: https://doi.org/10.1002/2015RS005905. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015RS005905.

Danilov, A., A. Rodevich i N. Smirnova (1991). „Parametric model of the D region taking into account meteorological effects". W: *Geomagnetizm i Aeronomiya* 31.5.

de González, M. i S. Radicella (1990). „On a characteristic point at the base of the F2 layer". W: *Advances in Space Research* 10.11. DOI: https://doi.org/10.1016/0273-1177(90)90300-O. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/027311779090300O.

DuCharme, E., L. Petrie i R. Eyfrig (1971). „A Method for Predicting the F1 Layer Critical Frequency". W: *Radio Science* 6.3. DOI: https://doi.org/10.1029/RS006i003p00369. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS006i003p00369.

DuCharme, E., L. Petrie i R. Eyfrig (1973). „A method for predicting the F1 layer critical frequency based on the Zurich smoothed sunspot number". W: *Radio Science* 8.10. DOI: https://doi.org/10.1029/RS008i010p00837. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS008i010p00837.

Friedrich, M., C. Pock i K. Torkar (2018). „FIRI-2018, an Updated Empirical Model of the Lower Ionosphere". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 123.8. DOI: https://doi.org/10.1029/2018JA025437. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JA025437.

Friedrich, M. i K. Torkar (2001). „FIRI: A semiempirical model of the lower ionosphere". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 106.A10. DOI: https://doi.org/10.1029/2001JA900070. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JA900070.

Froń, A., I. Galkin, A. Krankowski, D. Bilitza, M. Hernández-Pajares, B. Reinisch, Z. Li, K. Kotulak, I. Zakharenkova, I. Cherniak, D. Roma-Dollase, N. Wang, P. Flisek i A. Garcıa-Rigo (2020). „Towards Cooperative Global Mapping of the Ionosphere: Fusion Feasibility for IGS and IRI with Global Climate VTEC Maps". W: *Remote Sensing* 12.21. ISSN: 2072-4292. URL: https://www.mdpi.com/2072-4292/12/21/3531.

Fuller-Rowell, T., E. Araujo-Pradere i M. Codrescu (2000). „An empirical ionospheric storm-time correction model". W: *Advances in Space Research* 25.1. DOI: https://doi.org/10.1016/S0273-1177(99)00911-4. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117799009114.

Galkin, I., A. Froń, B. Reinisch, M. Hernández-Pajares, A. Krankowski, B. Nava, D. Bilitza, K. Kotulak, P. Flisek, Zi. Li, N. Wang, D. Roma-Dollase, A. Garcıa-Rigo i I. Batista (2022). „Global Monitoring of Ionospheric Weather by GIRO and GNSS Data Fusion". W: *Atmosphere* 13. DOI: 10.3390/atmos13030371. URL: https://www.mdpi.com/2073-4433/13/3/371.

Galkin, I., B. Reinisch, X. Huang i D. Bilitza (2012). „Assimilation of GIRO data into a real-time IRI". W: *Radio Science* 47.4. DOI: https://doi.org/10.1029/2011RS004952. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011RS004952.

Galkin, I., B. Reinisch, A. Vesnin, D. Bilitza, S. Fridman, J. Habarulema i O. Veliz (2020). „Assimilation of Sparse Continuous Near-Earth Weather Measurements by NECTAR Model Morphing". W: *Space Weather* 18.11. DOI: https://doi.org/10.1029/2020SW002463. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020SW002463.

Galkin, I., A. Vesnin, A. Kozlov, X. Huang i B. Reinisch (2015). „GAMBIT database and explorer". W: *2015 1st URSI Atlantic Radio Science Conference (URSI AT-RASC)*. DOI: 10.1109/URSI-AT-RASC.2015.7303116.

Gallagher, D., P. Craven i R. Comfort (2000). „Global core plasma model". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 105.A8. DOI: https://doi.org/10.1029/1999JA000241. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999JA000241.

Gulyaeva, T., X. Huang i B. Reinisch (2002). „The ionosphere-plasmasphere model software for ISO". W: *Acta Geod. Geophys. Hung.* 37.3.

Gulyaeva, T., J. Titheridge i K. Rawer (1990). „Discussion of the valley problem in N(h) analysis of ionograms". W: *Advances in Space Research* 10.8. DOI: https://doi.org/10.1016/0273-1177(90)90198-9. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0273117790901989.

Hartman, W., W. Schmidl, R. Mikatarian i I. Galkin (2019). „Correlation of IRTAM and FPMU data confirming the application of IRTAM to support ISS Program safety". W: *Advances in Space Research* 63.6. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.12.007. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117718309050.

Hernández-Pajares, M., J. Juan, J. Sanz, R. Orús, A. Garcıa-Rigo, J. Feltens, A. Komjathy, S. Schaer i A. Krankowski (2009). „The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998". W: *Journal of Geodesy* 83.

Huang, X. i B. Reinisch (1996). „Vertical electron density profiles from digisonde ionograms. The average representative profile". W: *Ann. Geophys.* 39.4. URL: https://www.annalsofgeophysics.eu/index.php/annals/article/view/4010.

Jones, W. i R. Gallet (1962). „Representation of diurnal and geographic variations of ionospheric data by numerical methods". W: *Telecomm. J* 29.5.

Kauristie, K., A. Morschhauser, N. Olsen, C. Finlay, McPherron R., J. Gjerloev i H. Opgenoorth (2017). „On the Usage of Geomagnetic Indices for Data Selection in Internal Field Modelling". W: *Space Sci Rev* 206.

Klenzing, J., F. Simões, S. Ivanov, D. Bilitza, R. Heelis i D. Rowland (2013). „Performance of the IRI-2007 model for equatorial topside ion density in the African sector for low and extremely low solar activity". W: *Advances in Space Research* 52.10. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.09.030. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712006205.

Kotulak, K., A. Froń, A. Krankowski, G.O. Pulido i M. Hernández-Pajares (2017). „Sibsonian and non-Sibsonian natural neighbour interpolation of the total electron content value". W: *Acta Geophysica* 65.1, s. 13–28. DOI: 10.1007/s11600-017-0003-3.

Leitinger, R. (1990). *Electron Content Measurements and IRI*. Red. D. Bilitza, K. Rawer, L. Bossy, I. Kutiev, K-I. Oyama, R. Leitinger i E. Kazimirovsky, s. 11–22.

Leitinger, R., B. Nava, G. Hochegger i S. Radicella (2001). „Ionospheric profilers using data grids". W: *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science* 26.5. DOI: https : / / doi . org / 10 . 1016 / S1464 - 1917(01) 00002 - 2. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1464191701000022.

Li, Z., N. Wang, M. Hernández-Pajares, Y. Yuan, A. Krankowski, A. Liu, J. Zha, A. Garcıa-Rigo, D. Roma-Dollase, H. Yang, De. Laurichesse i A. Blot (2020). „IGS real-time service for global ionospheric total electron content modeling". W: *Journal of Geodesy* 94.3. DOI: 10.1007/s00190-020-01360-0. URL: https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2020JGeod..94...32L.

Liu, A., Z. Li, N. Wang, Y. Zhang, A. Krankowski i H. Yuan (lip. 2022). „SHAKING: adjusted Spherical Harmonics Adding KrigING method for near real-time ionospheric modeling with multi-GNSS observations". W: *Advances in Space Research* 71. DOI: 10.1016/j.asr.2022.07.049.

Liu, Q., M. Hernández-Pajares, H. Yang, E. Monte-Moreno, D. Roma-Dollase, A. Garcıa-Rigo, Z. Li, N. Wang, D. Laurichesse, A. Blot, Q. Zhao, Q. Zhang, A. Hauschild, L. Agrotis, M. Schmitz, G. Wübbena, A. Stürze, A. Krankowski, S. Schaer, J. Feltens, A. Komjathy i R. Ghoddousi-Fard (2021). „The cooperative IGS RT-GIMs: a reliable estimation of the global ionospheric electron content distribution in real time". W: *Earth System Science Data* 13.9. DOI: 10 . 5194 / essd - 13 - 4567 - 2021. URL: https://essd.copernicus.org/articles/13/4567/2021/.

Liu, R., P. Smith i J. King (1983). „A new solar index which leads to improved foF2 predictions using the CCIR Atlas". W: *Telecommun. J* 50.8.

Mechtley, E. i D. Bilitza (1974). „Models of D-region electron concentration". W: *Rep. IPW-WB1. Inst. für phys. Weltraumforsch., Freiburg, Germany.*

Mengist, C.K., S. Yadav, K. Kotulak, A. Bahar, S.R. Zhang i K.H. Seo (2020). „Validation of International Reference Ionosphere model (IRI-2016) for F-region peak electron density height (hmF2): Comparison with Incoherent Scatter Radar (ISR) and ionosonde measurements at Millstone Hill". W: *Advances in Space Research* 65.12, s. 2773–2781. ISSN: 0273-1177. DOI: https : / / doi . org / 10 . 1016 / j . asr . 2020 . 03 . 017. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117720301721.

Menvielle, M. i A. Berthelier (1991). „The K-derived planetary indices: Description and availability". W: *Reviews of Geophysics* 29.3. DOI: https://doi.org/10.1029/91RG00994. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91RG00994.

Migoya-Orue, Y., S. Radicella i B. Nava (2013). „Comparison of topside electron density computed by ionospheric models and plasma density observed by DMSP satellites". W: *Advances in Space Research* 52.10. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.01.032. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117713000707.

Moses, M., D. Bilitza, S. Panda i B. Ochonugor (2021). „Assessment of IRI-2016 hmF2 model predictions with COSMIC observations over the African region". W: *Advances in Space Research* 68.5. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.10.029. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117720307572.

Muggleton, L. (1975). „A method of predicting foE at any time and place". W: *ITU Telecommunication Journal* 42. URL: https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1975ITUTJ..42..413M.

Nava, B., P. Coïsson i S. Radicella (2008). „A new version of the NeQuick ionosphere electron density model". W: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 70.15. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jastp.2008.01.015. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682608000357.

Nicolls, M., F. Rodrigues i G. Bust (2012). „Global observations of E region plasma density morphology and variability". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 117.A1. DOI: https://doi.org/10.1029/2011JA017069. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JA017069.

Nsumei, P., X. Huang, B. Reinisch, P. Song, V. Vasyliunas, J. Green, S. Fung, R. Benson i D. Gallagher (2003). „Electron density distribution over the northern polar region deduced from IMAGE/radio plasma imager sounding". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 108.A2. DOI: https://doi.org/10.1029/2002JA009616. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JA009616.

Orús, R., L. R. Cander i M. Hernández-Pajares (2007). „Testing regional vertical total electron content maps over Europe during the 17–21 January 2005 sudden space weather event". W: *Radio Science* 42.3. DOI: https://doi.org/10.1029/2006RS003515. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006RS003515.

Ozhogin, P., J. Tu, P. Song i B. Reinisch (2012). „Field-aligned distribution of the plasmaspheric electron density: An empirical model derived from the IMAGE RPI measurements". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 117.A6. DOI: https://doi.org/10.1029/2011JA017330. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JA017330.

Pezzopane, M. i A. Pignalberi (sierp. 2019). „The ESA Swarm mission to help ionospheric modeling: a new NeQuick topside formulation for mid-latitude regions". W: *Scientific Reports* 9. DOI: 10.1038/s41598-019-48440-6.

Pignalberi, A., M. Pezzopane, D. Themens, H. Haralambous, B. Nava i P. Coïsson (2020). „On the Analytical Description of the Topside Ionosphere by NeQuick: Modeling the Scale Height Through COSMIC/FORMOSAT-3 Selected Data". W: *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 13. URL: https://ieeexplore.ieee.org/document/9072529.

Pignalberi, A., M. Pezzopane, R. Tozzi, P. De Michelis i I. Coco (2016). „Comparison between IRI and preliminary Swarm Langmuir probe measurements during the St. Patrick storm period". W: *Earth Planet Sp* 68. URL: https://doi.org/10.1186/s40623-016-0466-5.

Pignalberi, A., M. Pietrella i M. Pezzopane (2021). „Towards a Real-Time Description of the Ionosphere: A Comparison between International Reference Ionosphere (IRI) and IRI Real-Time Assimilative Mapping (IRTAM) Models". W: *Atmosphere* 12.8. DOI: 10.3390/atmos12081003. URL: https://www.mdpi.com/2073-4433/12/8/1003.

Radicella, S. i R. Leitinger (2001). „The evolution of the DGR approach to model electron density profiles". W: *Advances in Space Research* 27.1. DOI: https://doi.org/10.1016/S0273-1177(00)00138-1. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117700001381.

Ramakrishnan, S. i K. Rawer (1972). *Model electron density profiles obtained by empirical procedures*. Red. S. A. Bowhill, J. D. Jaffe i M. J. Rycroft, s. 1253–1259.

Rawer, K. i D. Bilitza (1990). „International reference ionosphere—Plasma densities: Status 1988". W: *Advances in Space Research* 10.8. DOI: https://doi.org/10.1016/0273-1177(90)90177-2. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0273117790901772.

Reddybattula, K. i S. Panda (2019). „Performance analysis of quiet and disturbed time ionospheric TEC responses from GPS-based observations, IGS-GIM, IRI-2016 and SPIM/IRI-Plas 2017 models over the low latitude Indian region". W: *Advances in Space Research* 64.10. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.03.034. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117719302157.

Reinisch, B. i I. Galkin (2011). „Global Ionospheric Radio Observatory (GIRO)". W: *Earth Planet Sp* 63. DOI: https://doi.org/10.1029/2008RS004115. URL: https://link.springer.com/article/10.5047/eps.2011.03.001.

Reinisch, B., I. Galkin, G. Khmyrov, A. Kozlov, K. Bibl, I. Lisysyan, G. Cheney, X. Huang, D. Kitrosser, V. Paznukhov, Y. Luo, W. Jones, S. Stelmash, R. Hamel i J. Grochmal (2009). „New Digisonde for research and monitoring applications". W: *Radio Science* 44.1. DOI: https://doi.org/10.1029/2008RS004115. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008RS004115.

Reinisch, B. i X. Huang (2000). „Redefining the IRI F1 layer profile". W: *Advances in Space Research* 25.1. DOI: https://doi.org/10.1016/S0273-1177(99)00901-1. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117799009011.

Reinisch, B., X. Huang, P. Song, G. Sales, S. Fung, J. Green, D. Gallagher i V. Vasyliunas (2001). „Plasma density distribution along the magnetospheric field: RPI observations from IMAGE". W: *Geophysical Research Letters* 28.24. DOI: https://doi.org/10.1029/2001GL013684. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001GL013684.

Scotto, C., M. de González, S. Radicella i B. Zolesi (1997). „On the prediction of F1 ledge occurrence and critical frequency". W: *Advances in Space Research* 20.9. DOI: https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00589-9. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117797005899.

Scotto, C., S. Radicella i B. Zolesi (1998). „An improved probability function to predict the F1 layer occurrence and L condition". W: *Radio Science* 33.6. DOI: https://doi.org/10.1029/98RS02637. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98RS02637.

Shaikh, M., B. Nava i H. Haralambous (2018). „On the Use of Topside RO-Derived Electron Density for Model Validation". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 123.5. DOI: https://doi.org/10.1029/2017JA025132. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2017JA025132.

Shubin, V. (2015). „Global median model of the F2-layer peak height based on ionospheric radio-occultation and ground-based Digisonde observations". W: *Advances in Space Research* 56.5. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.05.029. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117715003695.

Shubin, V., A. Karpachev i K. Tsybulya (2013). „Global model of the F2 layer peak height for low solar activity based on GPS radio-occultation data". W: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 104, s. 106–115. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.08.024. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682613002460.

Stankov, S.M. i R. Warnant (2009). „Ionospheric slab thickness–analysis, modelling and monitoring". W: *Advances in Space Research* 44.11, s. 1295–1303.

Tapping, K. (2013). „The 10.7 cm solar radio flux (F10.7)". W: *Space Weather* 11.7, s. 394–406. DOI: https://doi.org/10.1002/swe.20064. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/swe.20064.

Themens, D., P. Jayachandran, I. Galkin i C. Hall (2017). „The Empirical Canadian High Arctic Ionospheric Model (E-CHAIM): NmF2 and hmF2". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 122.8. DOI: https://doi.org/10.1002/2017JA024398. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JA024398.

Titheridge, J. (2000). „Modelling the peak of the ionospheric E-layer". W: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 62.2. DOI: https://doi.org/10.1016/S1364-6826(99)00102-9. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682699001029.

Wang, N., Z. Li, B. Duan, U. Hugentobler i L. Wang (2020). „GPS and GLONASS observable-specific code bias estimation: comparison of solutions from the IGS and MGEX networks". W: *Journal of Geodesy* 94. DOI: 10.1007/s00190-020-01404-5.

Wang, S., S. Huang, H. Fang i Y. Wang (2016). „Evaluation and correction of the IRI2016 topside ionospheric electron density model". W: *Advances in Space Research* 58.7. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.06.020. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117716303350.

Yamazaki, Y., C. Arras, S. Andoh, Y. Miyoshi, H. Shinagawa, B.J. Harding, C.R. Englert, T.J. Immel, S. Sobhkhiz-Miandehi i C. Stolle (2022). „Examining the Wind Shear Theory of Sporadic E With ICON/MIGHTI Winds and COSMIC-2 Radio Occultation Data". W: *Geophysical Research Letters* 49.1. DOI: https://doi.org/10.1029/2021GL096202. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021GL096202.

Zhang, Q. i Q. Zhao (2018). „Global Ionosphere Mapping and Differential Code Bias Estimation during Low and High Solar Activity Periods with GIMAS Software". W: *Remote Sensing* 10.5. DOI: 10.3390/rs10050705. URL: https://www.mdpi.com/2072-4292/10/5/705.

Zhang, Q. i Q. Zhao (2019). „Analysis of the data processing strategies of spherical harmonic expansion model on global ionosphere mapping for moderate solar activity". W: *Advances in Space Research* 63.3, s. 1214–1226. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.10.031. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117718308007.

Źródła internetowe

https://giro.uml.edu/

https://igs.org/products/\#ionosphere_2237

https://igsiono.uwm.edu.pl/data/gambit/yyyy/gmbtddd0.yyi

https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html

Streszczenie

Celem niniejszej rozprawy było wykazanie przydatności dwóch produktów GNSS VTEC – klimatologicznego GMBT i czasu rzeczywistego GMRT do asymilacji do modelu IRI. Oba produkty zostały opracowane przez Autora na podstawie produktów tworzonych przez Jonosferyczną Grupę Roboczą IGS zgodnie z wymaganiami stawianymi przez grupę International Reference Ionosphere.

W pracy wykorzystane zostały rezultaty projektu: „ARTEMIS: Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (GPS, Galileo i BeiDou) serwisów jonosferycznych czasu rzeczywistego", finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBR) i chińskie Ministerstwo Nauki i Technologii (MOST), w którym Autor odpowiadał za opracowanie metodologii wytwarzania globalnych map VTEC czasu rzeczywistego.

Wykonane prace miały na celu sprawdzenie hipotezy badawczej: „asymilacja produktów GNSS VTEC do modelu IRI pozwala na istotną poprawę reprezentacji parametrów klimatologicznych i obserwacyjnych i stwarza nowe możliwości badawcze".

W ramach rozprawy wykonano: (1) szczegółową analizę sposobu obliczania wartości VTEC w modelu IRI, (2) opis metodologii asymilacji produktów GNSS do IRI poprzez asymilacyjne modele IRTAM i GAMBIT, (3) opis produktów jonosferycznych IGS Iono WG i zadań związanych z produktem czasu rzeczywistego wykonanych w ramach projektu ARTEMIS, (4) analizę szeregów czasowych i globalnych rozkładów wartości VTEC w warunkach spokojnych (minimum słonecznego) i burz geomagnetycznych, porównując produkt klimatologiczny GMBT z klimatologicznym VTEC reprezentowanym przez model IRI, a także faktyczny stan jonosfery z produktu GMRT z klimatologicznym tłem GMBT.

Przedstawione analizy i zrealizowane zadania udowadniają, że produkty GNSS VTEC odpowiadają na istotne zapotrzebowanie użytkowników IRI na wiarygodną reprezentację tego parametru, obejmującą również wysokie warstwy jonosfery i obszary oceaniczne, które dotąd nie były reprezentowane przez model IRI w wystarczającej jakości. Wprowadzenie globalnych produktów opartych na faktycznych obserwacjach GNSS VTEC otwiera też możliwość generowania nowych produktów i indeksów, które do tej pory nie były dostępne w skali globalnej, czego przykładem jest mapowanie parametru slab thickness w systemie GAMBIT.

Opracowany przez Autora rozprawy produkt GMBT jest już wykorzystywany przez użytkowników IRI na całym świecie a GMRT jest obecnie w fazie wdrożeniowej. Ich dalszy rozwój będzie realizowany zgodnie z wymaganiami IRI w miarę dostępności nowych opracowań IGS Iono WG.

Słowa kluczowe: jonosfera, IGS, IRI, VTEC, pogoda kosmiczna

Abstract

The purpose of this dissertation was to demonstrate the suitability of two GNSS VTEC products – climatological GMBT and real-time GMRT for assimilation to the IRI model. Both products were developed by the Author on the basis of products created by the Ionospheric Working Group of IGS in accordance with the requirements set by the International Reference Ionosphere group.

The work uses the results of the project: "Advanced methodology development for Real-Time Multi-constellation (BDS, Galileo and GPS) Ionosphere Services", funded by The National Centre for Research and Development (NCBR) and Ministry of Science and Technology (MOST), in which the author was responsible for developing a methodology for creating real-time global VTEC maps.

The work carried out was aimed at testing the research hypothesis: "Assimilation of GNSS VTEC products to the IRI model allows for a significant improvement in the representation of climatological and observational parameters and creates new research opportunities".

The dissertation included: (1) a detailed analysis of the method of calculating the VTEC value in the IRI model, (2) a description of the methodology for the assimilation of GNSS products to IRI through the assimilation models IRTAM and GAMBIT, (3) a description of the IGS Iono WG ionospheric products and tasks related to the real-time product performed under the ARTEMIS project, (4) analysis of time series and global distributions of VTEC values in geomagnetic storms and calm (solar minima) conditions comparing the GMBT climatological product with the VTEC climatological product represented by the IRI model, as well as the actual state ionospheres from a GMRT product with a GMBT climatological background.

The presented analyzes and completed tasks prove that GNSS VTEC products meet the significant demand of IRI users for a reliable representation of this parameter, also covering the high layers of the ionosphere and ocean areas that have not been represented by the IRI model in sufficient quality so far. The introduction of global products based on actual GNSS VTEC observations also opens up the possibility of generating new products and indexes that have not been available on a global scale so far, as exemplified by the slab thickness mapping in the GAMBIT system.

The GMBT product developed by the author of the dissertation is already used by IRI users around the world and GMRT is currently in the implementation phase. Their further development will be carried out in accordance with IRI requirements and as new IGS Iono WG studies become available.

Keywords: ionosphere, IGS, IRI, VTEC, space weather