

Інститут радіофізики та електроніки імені О. Я. Усикова
Національна академія наук України

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

Швець Аліса Олександрівна

УДК 537.874.37:550.388.2

ДИСЕРТАЦІЯ

Методи моніторингу нижньої іоносфери та потужних розрядів блискавок за
даними вимірювань ННЧ-ДНЧ атмосфериків.

104 – Фізика та астрономія

10 – Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ А. О. Швець

Науковий керівник: Іванов Віктор Кузьмич, доктор фізико-математичних наук,
старший науковий співробітник

Харків – 2023

АНОТАЦІЯ

Швець А.О. Методи моніторингу нижньої іоносфери та локації потужних розрядів блискавок за даними вимірювань ННЧ-ДНЧ атмосфериків. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 104 – Фізика та астрономія (Галузь знань 10 – Природничі науки). – Інститут радіофізики та електроніки імені О. Я. Усикова Національної академії наук України, м. Харків, 2023.

Дисертаційну роботу присвячено розв’язанню **актуальної науково-прикладної задачі** – дослідженню варіацій параметрів нижньої іоносфери методом радіозондування із використанням випромінювання розрядів блискавок, визначенню параметрів електричних розрядів блискавок у грозових хмарах і хмарах вулканічного попелу.

Метою дисертаційної роботи є розроблення нових та удосконалення існуючих методів моніторингу параметрів нижньої іоносфери та грозової активності на основі аналізу результатів вимірювань природних електромагнітних випромінювань в діапазонах наднизьких та дуже низьких частот (ННЧ та ДНЧ).

Для досягнення поставленої мети передбачалося розв’язання наступних завдань:

1. Оцінка добових варіацій концентрації електронів у нижній іоносфері на основі аналізу експериментальних записів твік-атмосфериків.
2. Порівняльний аналіз сезонних змін параметрів нижньої іоносфери у північній та південній півкулях.
3. Дослідження впливу неоднорідності день-ніч на параметри поляризації ННЧ сплесків.

4. Розроблення удосконаленого однопозиційного методу локації розрядів потужних блискавок за результатами синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків.
5. Вивчення ефектів у електромагнітному оточенні на Українській Антарктичній станції «Академік Вернадський» від надзвичайно потужної активності блискавок під час вибухового виверження вулкану Тонга.

Наукова новизна дисертаційної роботи полягає у наступному:

1. Вперше, за результатами аналізу твік-атмосфериків виявлено сезонні зміни ефективної висоти нижньої межі нічної іоносфери у північній та південній півкулях та прояв 27-денного циклу сонячної активності. Вперше одержані варіації параметрів моделі різко обмеженої нижньої іоносфери – висоти нижньої межі та концентрації електронів протягом ночі.
2. Виявлено регулярні відхилення параметрів поляризації ННЧ сплесків при проходженні траси поширення поблизу термінатора, які призводять до похибки визначення пеленгу розрядів блискавок до 10-15 градусів.
3. Удосконалено метод локації потужних блискавок на основі аналізу синхронних записів ДНЧ атмосфериків та ННЧ сплесків, який дозволяє визначати координати та параметри струму розряду блискавки.
4. Одержані оцінки частоти виникнення блискавок під час надпотужного виверження вулкану Тонга 15 січня 2022 року. Виявлено суттєву різницю у спектральному складі випромінювання блискавок в діапазонах ДНЧ та ННЧ, яка свідчить про відмінність умов формування розрядів поблизу жерла та у попеловому шлейфі вулкану.

Практична значимість дисертації полягає у наступному. Одержаний розв'язок оберненої задачі радіофізики для пасивної локації точкових імпульсних джерел у хвилеводі Земля-іоносфера, та визначення їх параметрів, алгоритми та програми для автоматичного виявлення й аналізу ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків можуть бути використані при створенні однопозиційних і багатопозиційних систем локації надпотужних блискавок, автоматизованих

систем моніторингу стану нижньої іоносфери та попередження про катастрофічні явища в атмосфері.

У **першому розділі** дисертації зроблено огляд існуючих на сьогодні методів вивчення нижньої іоносфери, на основі аналізу існуючих експериментальних даних ракетних вимірювань обґрунтовано вибір моделі для визначення її параметрів. Розглянуті методи радіозондування нижньої іоносфери із використанням природних джерел – розрядів блискавок. Проаналізовано існуючі методи реєстрації випромінювання розрядів блискавок у ННЧ і ДНЧ діапазонах, визначено їхні переваги та недоліки.

У **другому розділі** представлено результати аналізу записів твік-атмосфериків, отриманих у пунктах спостережень в Антарктиці, в Україні, та на борту науково-дослідницького судна. Виявлено відмінності варіацій параметрів нижньої іоносфери у північній та південній півкулях на сезонному масштабі часу та 27-денної періодичності сонячної активності у зміні ефективної висоти нижньої іоносфери. Із застосуванням комбінації методів пеленгації та затримок часу приходу із застосуванням даних трьохпозиційної локації блискавок було суттєво підвищено точність локації блискавок, у порівнянні із однопозиційним методом, та запропоновано вдосконалений метод визначення ефективної висоти нижньої іоносфери за аналізом твік-атмосфериків.

У **третьому розділі** основну увагу приділено аналізу поляризаційних параметрів експериментальних записів магнітного поля ННЧ сплесків, одержаних на УАС «Академік Вернадський» у період, близький до весняного рівнодення. Це завдання представляє інтерес як з точки зору механізму виникнення еліптичної поляризації ННЧ поля, так і при реалізації методу тріангуляції для локації надпотужних розрядів блискавок за результатами вимірювань ННЧ сплесків. Регулярні відхилення пеленгів ННЧ сплесків досягають 10-15 градусів – до заходу при проходженні ранкового та до сходу при проходженні вечірнього сонячного термінатора поблизу траси поширення.

Спостережувані відхилення пеленгів були інтерпретовані з використанням концепції геометричної оптики відбиття радіохвиль від денно-нічної неоднорідності.

У **четвертому розділі** продемонстровано переваги синхронних записів ДНЧ атмосфериків і ННЧ сплесків. Використання ДНЧ-атмосфериків дозволило більш точно й однозначно визначити напрямок на джерело та встановити полярність розрядів блискавок. За запропонованою автоматичною процедурою було визначено момент струму, зміна моменту заряду, характерна тривалість та просторове розподілення розрядів позитивних і негативних розрядів блискавок із використанням результатів синхронної реєстрації ННЧ сплесків і ДНЧ атмосфериків на станції «Академік Вернадський». За результатами вимірювань на станції «Академік Вернадський» виявлено аномальне підвищення рівня радіошуму ННЧ і ДНЧ та потоку ДНЧ атмосфериків під час вибухового виверження вулкана Тонга 15 січня 2022 року. За результатом порівняння з даними глобальної мережі локації блискавок WWLLN було показано що відмінність у динаміці інтенсивності випромінювання з зони виверження в діапазонах ННЧ та ДНЧ вказує на значну різницю в параметрах струмів розрядів блискавок, що відбувалися поблизу жерла вулкана та всередині шлейфу вулканічного попелу.

Ключові слова: хвилевод Земля-іоносфера, твік-атмосферик, ННЧ-ДНЧ радіохвилі, нижня іоносфера, локація блискавок, момент струму, зміна моменту заряду, пеленгація, розряд блискавки, неоднорідність день-ніч.

ABSTRACT

Shvets A.O. Methods for monitoring the lower ionosphere and locating powerful lightning discharges based on measurement data of ELF-VLF atmospherics.
– Qualification scholarly paper: a manuscript.

Thesis submitted for obtaining the Doctor of Philosophy degree in Natural Sciences, Specialty – 104 Physics and Astronomy. – O. Ya. Usikov Institute for Radiophysics and Electronics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kharkiv, 2023.

The dissertation is devoted to the solution of an **actual scientific and applied task** – the study of variations in the parameters of the lower ionosphere by the method of radio sounding using the radiation of lightning discharges, the determination of the parameters of electric lightning discharges in thunderstorm clouds and volcanic ash clouds.

The purpose of the dissertation work is to develop new and improve existing methods of monitoring the parameters of the lower ionosphere and thunderstorm activity based on the analysis of the results of measurements of natural electromagnetic radiation in the extremely low and very low frequency ranges (ELF and VLF).

To achieve the set goal, the following tasks were to be solved:

1. Estimation of daily variations of the concentration of electrons in the lower ionosphere based on the analysis of experimental records of tweek-atmospherics.
2. Comparative analysis of seasonal changes in the parameters of the lower ionosphere in the northern and southern hemispheres.
3. Study of the effect of day-night heterogeneity on the polarization parameters of ELF bursts.
4. Development of an improved one-position method for the location of powerful lightning discharges based on the results of synchronous measurements of ELF bursts and VNF atmospherics.

5. Study of effects in the electromagnetic environment at the Ukrainian Antarctic station "Akademik Vernadsky" from extremely powerful lightning activity during the explosive eruption of the Tonga volcano.

The **scientific novelty** of the dissertation is as follows:

1. For the first time, seasonal changes in the effective height of the lower boundary of the night ionosphere in the northern and southern hemispheres and the manifestation of a 27-day cycle of solar activity were revealed based on the results of two-week atmospheric analysis. For the first time, variations of the parameters of the model of the sharply bounded lower ionosphere - the height of the lower boundary and the concentration of electrons during the night - were obtained.
2. Regular deviations of the polarization parameters of ELF bursts during the passage of the propagation path near the terminator were detected, which lead to an error in determining the bearing of lightning discharges by up to 10-15 degrees.
3. The technique of locating powerful lightning has been improved based on the analysis of synchronous recordings of VLF atmospherics and ELF bursts, which allows determining the coordinates and parameters of the lightning discharge current.
4. Estimates of the frequency of lightning strikes were obtained during the super-powerful eruption of the Tonga volcano on January 15, 2022. A significant difference in the spectral composition of lightning radiation in the VLF and ELF ranges was revealed, which indicates the difference in the conditions for the formation of discharges near the vent and in the ash plume of the volcano.

The **practical significance** of the results is as follows. The obtained solution of the inverse problem of radiophysics for the passive location of point pulse sources in the Earth-ionosphere waveguide, and determination of their parameters, algorithms and programs for the automatic detection and analysis of ELF bursts and VLF atmospheric can be used in the creation of single-position and multi-position systems for the location of high-power lightning, automated systems for monitoring the state of the lower ionosphere and warning about catastrophic events in the atmosphere.

In the **first chapter** of the dissertation, the currently existing methods of studying the lower ionosphere is overviewed. Based on the analysis of existing experimental data of rocket measurements, the choice of a model for determining its parameters is substantiated. The methods of radio sounding of the lower ionosphere using natural sources – lightning discharges are considered. The existing methods of recording the radiation of lightning discharges in the ELF and VLF ranges were analyzed, and their advantages and disadvantages were determined.

The **second chapter** presents the results of the analysis of tweek-atmospherics records obtained at observation points in the Antarctic, in Ukraine, and on board a research vessel. Differences in the variations of the parameters of the lower ionosphere in the northern and southern hemispheres on the seasonal time scale and the 27-day periodicity of solar activity in the change of the effective height of the lower ionosphere were revealed. With the use of a combination of the direction finding and the time of arrival methods with the use of three-position lightning location data, the accuracy of lightning location was significantly increased, compared to the one-position method, and an improved method of determining the effective height of the lower ionosphere based on the analysis of atmospheric tweek-atmospherics was proposed.

In the **third chapter**, the main attention is paid to the analysis of the polarization parameters of the experimental recordings of the magnetic field of ELF bursts obtained at the Ukrainian Antarctic station "Akademik Vernadsky" in the period close to the vernal equinox. This task is of interest both from the point of view of the mechanism of elliptical polarization of the ELF field, and when implementing the triangulation method for the location of high-power lightning discharges based on the results of ELF burst measurements. Regular deviations of the bearings of ELF bursts reach 10-15 degrees, to the west during the passage of the morning and to the east during the passage of the evening solar terminator near the propagation path. The observed bearing deviations were interpreted using the geometric optics concept of radio wave reflection from day-night heterogeneity.

The **fourth chapter** demonstrates the advantages of synchronous recordings of VLF atmospherics and ELF bursts. The use of VLF atmospherics made it possible to more accurately and unambiguously determine the direction to the source and establish the polarity of lightning discharges. According to the proposed automatic procedure, the moment of current, change of moment of charge, characteristic duration and spatial distribution of discharges of positive and negative lightning discharges were determined using the results of synchronous registration of ELF bursts and VLF atmospherics at the “Akademik Vernadsky” station. According to the results of measurements at the "Akademik Vernadsky" station, an abnormal increase in the level of ELF and VLF radio noise, and the flow of VLF atmospherics during the explosive eruption of the Tonga volcano on January 15, 2022 was revealed. Comparison with the data of the global lightning location network WWLLN has shown that the difference in the dynamics of the intensity of radiation from the eruption zone in the ELF and VLF ranges indicates a significant difference in the parameters of the currents of the lightning discharges that occurred near the vent of the volcano and inside the plume of volcanic ash.

Key words: Earth-ionosphere waveguide, tweek-atmospherics, ELF-VLF radiowaves, lower ionosphere, lightning location, direction finding, lightning strokes, day-night non-uniformity.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковано основні наукові результати дисертації:

1. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., **Shvets A. A.** Day after day variations of arrival angles and polarization parameters of Q bursts recorded at Antarctic station “Akademik Vernadsky”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2022, Vol. 229, 105811, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2021.105811>. **(Q3)**
2. **Shvets, A. A.**, Budanov O. V., Koloskov A. V., Nickolaenko A. P., Shvets A. V., Yampolsky Yu. M. Evaluation of errors in estimating the azimuth of powerful lightning discharges from measurements of Q-bursts, *Ukrainian Antarctic Journal*, 2021, 2, 48–57. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.677>
3. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., **Shvets A. A.** Low frequency (ELF–VLF) radio atmospherics study at the Antarctic “Akademik Vernadsky” station. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2019, № 1 (18), 116–127, [https://doi.org/10.33275/1727-7485.1\(18\).2019.136](https://doi.org/10.33275/1727-7485.1(18).2019.136).
4. Швець О.В., Іванов В.К., **Швець А.О.**, Колосков О.В. Програмно-апаратний комплекс для вимірювань імпульсних та вузькосмугових електромагнітних полів природного та штучного походження в діапазоні дуже низьких частот: патент на корисну модель UA 149881 U, МПК G01V 99/00 (2021.01); заявл. 20.10.2021; опубл. 08.12.2021, Бюл. № 49. <https://sis.nipo.gov.ua/uk/search/detail/1667130/>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

5. Shvets A.V., Hobara Y., Hayakawa M., **Shvets A.A.**, Koloskov O.V., Yampolsky Y.M. Estimation of lightning strokes count from measurements of VLF atmospherics during the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano on Jan. 15, 2022. *URSI GASS*, 2023, Sapporo, Japan, 19 – 26 August 2023. <https://doi.org/10.46620/URSIGASS.2023.3423.MTBV7707>.

6. Shvets A.V., Bogomaz O.V., Koloskov O.V., **Shvets A.A.**, Yampolsky Yu.M., Hobara Y., Hayakawa M. Three-position measurements of VLF atmospherics: onboard the research vessel “Noosfera”, at Vernadsky station and at an observatory in Ukraine. *XI Міжнародна Антарктична Конференція XI МАК 2023*, м. Київ, Україна, 10-12 травня 2023 р.
7. Shvets, A., **Shvets A.A.**, Ivanov V, Hobara Y., Koloskov O., Yampolsky Y., Variations of the effective height of the lower ionosphere according to the results of tweek-atmospherics measurements in the northern and southern hemispheres, *2022 URSI-Japan Radio Science Meeting (URSI-JRSM 2022)*, Tokyo, 1 - 2 September, 2022.
8. Gorishnya, Y., **Shvets, A.** New Method for Determining the Lower Ionosphere Plasma Density by Tweek-Atmospherics: the Study of Applicability Limits, *2022 IEEE 2nd Ukrainian Microwave Week, UKRMW 2022*, P. 127-130, DOI: 10.1109/UKRMW58013.2022.10037049
9. **Shvets, A. A.**, Budanov O.V., Koloskov O.V., Nickolaenko A.P., Shvets A.V. Deviations of the azimuth of ELF bursts associated with the “day-night” nonuniformity. *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, P. 82-83.
10. Shvets, A. V., **Shvets A.A.**, Tomography of the world thunderstorm activity: modeling for two subpolar and one midlatitude Schumann resonance observatories, *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, pp.83-84.
11. Shvets, A., **Shvets A.A.**, Koloskov A.V., Lower ionosphere monitoring with tweek atmospherics at "Akademik Vernadsky" Antarctic station, *Workshop COST Action: CA15211, Radio Observations and Theory of Atmospheric Discharge Processes, Joint meeting WG4-Schumann resonances*, University of Cantabria in Santander, Santander, Spain, 25–28 February 2020.
12. Koloskov A., Shvets A., Nickolaenko A., Yampolski Y., Budanov O., **Shvets A.A.** Studying the powerful lightning discharges from the Antarctic and

the Arctic stations using synchronous ELF and VLF data. *URSI GASS 2020*, Rome, Italy, 29 August - 5 September 2020.

13. Shvets O.V., Nickolaenko O.P., Koloskov O.V., Yampolski Y.M., Budanov O.V., **Shvets A.O.** First results of observations of tweek atmospherics at Akademik Vernadsky station, *IX MAK 2019, IX Міжнародна Антарктична Конференція*, м. Київ, Україна, 14-16 травня 2019 р., тези конференції, С. 176-178

Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації:

14. Gorishnya Yu., **Shvets A.**, Correlation Analysis of the ELF – VLF Nighttime Atmospherics Parameters. *Український журнал дистанційного зондування Землі*, 2022, 9 (4), 4–12. <https://doi.org/10.36023/ujrs.2022.9.4.218>.

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ.....	2
ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ ТА УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ.....	15
ВСТУП.....	16
РОЗДІЛ 1 АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД.....	23
1.1 Нижня іоносфера та методи її досліджень.....	23
1.2 Методи локації та визначення параметрів блискавок.....	29
Висновки до розділу 1	35
РОЗДІЛ 2 ДОСЛІДЖЕННЯ ПАРАМЕТРІВ НІЧНОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ У ПІВНІЧНІЙ І ПІВДЕННІЙ ПІВКУЛЯХ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ АНАЛІЗУ ЗАПИСІВ ТВІК-АТМОСФЕРИКІВ	38
2.1 Апаратура для прийому та реєстрації ДНЧ атмосфериків.....	38
2.1.1 Основні параметри та алгоритм роботи приймального ДНЧ комплексу	38
2.1.2 Корекція систематичних похибок у визначенні азимуту ДНЧ атмосфериків	40
2.2 Методика оцінки концентрації електронів у нижній іоносфері за результатами аналізу твік-атмосфериків	45
2.3 Варіації параметрів моделі нічної нижньої іоносфери за результатами вимірювань твік-атмосфериків.....	49
2.3.1 Радіоастрономічна обсерваторія РІ НАН України	49
2.3.2 Станція «Академік Вернадський»	54
2.4 Сезонні варіації ефективної висоти нижньої іоносфери за результатами вимірювань твік-атмосфериків у північній і південній півкулях	58
2.5 Аналіз твіків на основі вимірювань у трьох віддалених пунктах.....	61
Висновки до розділу 2	68

РОЗДІЛ 3 ДОБОВІ ВАРІАЦІЇ ПОЛЯРИЗАЦІЙНИХ ПАРАМЕТРІВ ННЧ СПЛЕСКІВ	70
3.1 Обладнання та попередня обробка ННЧ даних.....	70
3.2 Методологія	71
3.3 Добові варіації в пеленгах та поляризації поля ННЧ сплесків	77
3.4 Обговорення результатів	84
Висновки до розділу 3	89
РОЗДІЛ 4 ВИЗНАЧЕННЯ ПАРАМЕТРІВ РОЗРЯДІВ БЛИСКАВОК ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ СИНХРОННИХ ВИМІРЮВАНЬ АТМОСФЕРИКІВ У ДІАПАЗОНАХ ННЧ ТА ДНЧ	91
4.1 Метод локації та оцінки параметрів надпотужних розрядів блискавок....	91
4.2 Спостереження аномальної активності блискавок за вимірюваннями ННЧ-ДНЧ фону та атмосфериків на станції «Академік Вернадський» під час виверження вулкану Хунга Тонга-Хунга Хаапай 15-го січня 2022 р.	100
4.2.1 Визначення параметрів потоку ДНЧ атмосфериків у зоні виверження вулкану Тонга.....	101
4.2.2 Спектральні особливості ННЧ-ДНЧ радіовипромінювань під час виверження вулкану Тонга	110
Висновки до розділу 4	117
ВИСНОВКИ	119
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	123
ДОДАТОК А СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ.....	138

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ ТА УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

АЦП – аналого-цифровий перетворювач

ДНЧ – дуже низькі частоти

ЗМЗ – зміна моменту заряду

ННЧ – наднизькі частоти

УАС – Українська антарктична станція

ЦАП – цифро-аналоговий перетворювач

ШР – Шуманівський резонанс

FIRI – Faraday-International Reference Ionosphere (Міжнародна модель нижньої іоносфери)

GLD360 – Global Lightning Dataset 360 (глобальна база даних блискавок)

GPS – global positioning system (глобальна система позиціонування)

NLDN – National Lightning Detection Network (Національна мережа виявлення блискавок)

PPS – pulse per second (імпульси з періодом в одну секунду)

TLEs – transient luminous events (перехідні світлові події)

UAS – Ukrainian Antarctic Station

USB – universal serial bus (універсальна послідовна шина)

UT – universal time (всесвітній час)

WWLLN – World Wide Lightning Location Network (Всесвітня мережа локації блискавок)

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Нижня іоносфера є важливою ланкою у механізмах взаємодії між явищами у ближньому космосі та в атмосфері Землі. Так, наприклад, на висотах мезопаузи 80 – 90 км відбуваються процеси руйнування хвильових процесів, збуджених різними джерелами у атмосфері та літосфері, та їх перетворення у турбулентний стан, що призводить до збурень електронної концентрації. У той же час нижня іоносфера залишається найменш вивченою областю внаслідок труднощів пов'язаних із вимірюваннями “in situ” з використанням супутників, ракет або балонів, а також із низькою чутливістю методів активного зондування шарів з низькою концентрацією заряджених частинок.

Радіофізичні методи дистанційного зондування нижньої іоносфери розглядаються як перспективні інструменти для таких спостережень. Поширення випромінювання від блискавок у хвилеводі Земля-іоносфера у значній мірі визначається властивостями нижньої іоносфери. За рахунок низького загасання ННЧ та ДНЧ радіохвиль область моніторингу сягає від декількох тисяч кілометрів для ДНЧ радіохвиль до глобального масштабу для ННЧ.

Унаслідок змін кліматичних умов, які останніми роками спостерігаються у світі, і, у тому числі в Україні, зростає актуальність спостережень за різними аспектами цих змін. Одним з таких аспектів може бути підвищення грозової активності внаслідок підвищення середніх температур на поверхні Землі. Крім підвищення частоти виникнення гроз, може також змінюватися структура електричних спалахів та їх потужність, що створює додаткові ризики для транспорту, зв'язку та інших об'єктів.

Тому актуальним є удосконалення та впровадження систем дистанційного моніторингу за розрядами блискавок як індикатора погодних та кліматичних змін, а також для оперативного попередження про небезпеку.

Дисертаційна робота спрямована на удосконалення та впровадження методів із використанням випромінювання блискавок для пасивного зондування і дистанційного моніторингу стану нижньої іоносфери як індикатора явищ космічного та атмосферного походження.

Оскільки методи моніторингу базуються на використанні природних безкоштовних джерел зондуючого випромінювання в цих діапазонах частот, ці дослідження є екологічно чистими та економічно доцільними.

Наявність даних довготривалих вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків на УАС «Академік Вернадський» та на Радіоастрономічній обсерваторії Радіоастрономічного Інституту НАН України надає унікальну можливість не тільки дослідити зміни нижньої іоносфери на різних масштабах часу у віддалених регіонах планети, а й удосконалити методи дистанційного визначення параметрів потужних блискавок.

В даній дисертаційній роботі використані експериментальні дані ННЧ та ДНЧ вимірювань, які були одержані протягом 2019 – 2022 років на УАС «Академік Вернадський», на Радіоастрономічній обсерваторії РІ НАН України у Харківській області, та на науково-дослідному судні «Ноосфера» Державної Установи Національний Антарктичний Науковий Центр співробітниками ІРЕ НАН України, РІ НАН України та Інституту Іоносфери НАН та МОН України.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконувалася в рамках досліджень, проведених відділом дистанційного зондування Землі ІРЕ ім. О. Я. Усикова НАН України за темами: «Розробка та застосування нових радіофізичних методів дистанційного зондування довкілля та біологічних об'єктів» (шифр «Інверсія», Державний реєстраційний номер роботи 0117U004040) 2017 – 2021 рр.; “Дослідження розподілу потужних блискавок та параметрів нижньої іоносфери в південній півкулі” (шифр «Антарктида», Державний реєстраційний номер 0119U103674), 2019 р.; «Дослідження параметрів надпотужних блискавок за результатами синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків на станції «Академік

Вернадський» (шифр «Антарктида-2», Державний реєстраційний номер 0120U104266), 2020 р.; «Високоширотні дослідження іоносферних збурень, грозової активності та низькочастотного електромагнітного фону» (шифр «Антарктида-3», Державний реєстраційний номер 0121U112293), 2021 р.; "Радіофізичні методи моніторингу стану довкілля та властивостей біологічних об'єктів" (шифр «Іверія», Державний реєстраційний номер роботи 0122U000585) 2022 по теперішній час У цих роботах авторка була виконавцем.

Мета і задачі дослідження. Метою дисертаційної роботи є розроблення нових та удосконалення існуючих методів моніторингу параметрів нижньої іоносфери та грозової активності на основі аналізу результатів вимірювань природних електромагнітних випромінювань в діапазонах наднизьких та дуже низьких частот (ННЧ та ДНЧ).

Для досягнення поставленої мети передбачалося розв'язання наступних задач:

6. Оцінка добових варіацій концентрації електронів у нижній іоносфері на основі аналізу експериментальних записів твік-атмосфериків.
7. Порівняльний аналіз сезонних змін параметрів нижньої іоносфери у північній та південній півкулях.
8. Дослідження впливу неоднорідності день-ніч на параметри поляризації ННЧ сплесків.
9. Розроблення удосконаленого однопозиційного методу локації розрядів потужних блискавок за результатами синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків.
10. Вивчення ефектів у електромагнітному оточенні на УАС «Академік Вернадський» від надзвичайно потужної активності блискавок під час вибухового виверження вулкану Тонга.

Об'єкт дослідження – властивості надпотужних розрядів блискавок та процеси у нижній іоносфері пов'язані з впливом явищ космічного та атмосферного походження.

Предмет дослідження – природні електромагнітні поля в діапазонах наднизьких та дуже низьких частот (ННЧ та ДНЧ), радіо-атмосферики, які збуджуються розрядами блискавок.

Методи дослідження. Визначення параметрів нижньої іоносфери виконано методом радіозондування хвилеводу Земля-іоносфера випромінюванням блискавок на основі аналізу частотної дисперсії сигналів твік-атмосфериків. Фізичні параметри нижньої іоносфери визначались за результатами порівняння з моделлю нічної нижньої іоносфери, яка базується на даних ракетних вимірювань. Оцінка параметрів потужних розрядів блискавок виконано із використанням однопозиційних та багатопозиційних методів локації блискавок. Фізичні параметри потужних розрядів блискавок визначались за шляхом порівняння модельних спектрів випромінювання з результатами вимірювань ННЧ сплесків. Для збільшення точності оцінки параметрів потужних блискавок використовувались дані синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків. Для аналізу результатів спостережень використовувалися методи математичної статистики, статистичної радіофізики, цифрової фільтрації та кластеризації.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Вперше, за результатами аналізу твік-атмосфериків виявлено сезонні зміни ефективної висоти нижньої межі нічної іоносфери у північній та південній півкулях та прояв 27-денного циклу сонячної активності. Вперше одержані варіації параметрів моделі різко обмеженої нижньої іоносфери – висоти нижньої межі та концентрації електронів протягом ночі.
2. Виявлено регулярні відхилення параметрів поляризації ННЧ сплесків при проходженні траси поширення поблизу термінатора які призводять до похибки визначення пеленгу розрядів блискавок до 10-15 градусів.
3. Удосконалено метод локації потужних блискавок на основі аналізу синхронних записів ДНЧ атмосфериків та ННЧ сплесків, який дозволяє визначати координати та параметри струму розряду блискавки.

4. Одержані оцінки частоти виникнення блискавок під час надпотужного виверження вулкану Тонга 15 січня 2022 року. Виявлено суттєву різницю у спектральному складі випромінювання блискавок в діапазонах ДНЧ та ННЧ яка свідчить про відмінність умов формування розрядів поблизу жерла та у попеловому шлейфі вулкану.

Практичне значення отриманих результатів. Одержаний розв'язок оберненої задачі радіофізики для пасивної локації точкових імпульсних джерел у хвилеводі Земля-іоносфера, та визначення їх параметрів, алгоритми та програми для автоматичного виявлення й аналізу ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків можуть бути використані для створення однопозиційних і багатопозиційних систем локації надпотужних блискавок, автоматизованих систем моніторингу стану нижньої іоносфери та попередження про катастрофічні явища у навколишньому середовищі.

Особистий внесок здобувачки. Розв'язання задач, поставлених у дисертаційній роботі, виконано авторкою особисто або за її безпосередньої участі. Авторка брала безпосередню участь в обробці та аналізі експериментальних даних, одержаних в Україні, на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський», та на борту науково-дослідницького судна «Ноосфера», брала участь у розробці нових методів розв'язання зворотної задачі радіофізики з визначення координат надпотужних блискавок за результатами синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків. Авторкою були розроблені суттєва частина алгоритмів та їх програмна реалізація, що використовувалися як в експерименті, так і при аналізі отриманих даних. Авторка брала участь у фізичному тлумаченні отриманих результатів та написанні окремих розділів статей.

Зокрема, в працях [3, 12, 13] авторкою оброблено та проаналізовано синхронні записи ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків, прийнято участь у розробленні нового методу визначення дальності до джерела ННЧ сплеску; у праці [10] авторкою проведено обчислення спектрів за модельним просторовим

розподіленням глобальної грозової активності у різних пунктах спостережень; у працях [1, 2, 9] авторкою проведено обробку результатів ННЧ спостережень на станції Академік Вернадський; у праці [4] розроблено алгоритм та програмний код для синхронізації ДНЧ комплексу за світовим часом за сигналами GPS приймача; у праці [5] авторкою проаналізовано записи ДНЧ атмосфериків, пов'язаних з розрядами блискавок вулканічного походження; у праці [6] авторкою розроблено алгоритм визначення координат блискавки за результатами спостережень ДНЧ атмосфериків у трьох глобально рознесених пунктах, запропоновано удосконалену методику оцінки ефективної висоти нижньої іоносфери; у працях [3, 7, 8, 11, 13, 14] авторкою прийнято участь у обробці та аналізі експериментальних записів твік-атмосфериків.

Апробація результатів дисертації. Матеріали дисертації доповідалися й обговорювалися на наступних семінарах, конференціях і симпозіумах: наукові семінари ІРЕ ім. О. Я. Усикова НАН України; IX Міжнародній Антарктичній Конференції, IX МАК 2019, м. Київ, Україна, 14–16 травня 2019 р.; COST Action "Atmospheric Electricity Network: coupling with the Earth System, climate and biological systems", Santander, Spain, 25–28 February 2020; URSI GASS 2020, Rome, Italy, 29 August – 5 September 2020; X International Antarctic Conference, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine; URSI-Japan Radio Science Meeting (URSI-JRSM 2022), Tokyo, 1 - 2 September, 2022; 2022 IEEE 2nd Ukrainian Microwave Week (UkrMW) 14-18 November, 2022; XI Міжнародній Антарктичній Конференції 10 – 12 травня 2023 року, м. Київ; URSI GASS 2023, Sapporo, Japan, 19 – 26 August 2023.

Публікації. За темою дисертації опубліковано 14 наукових праць (у співавторстві), серед яких: 1 стаття [1] у міжнародному рецензованому журналі який відноситься до квартилю Q3 за класифікацією Scimago Journal Ranking і входить до бази Scopus, 2 статті у науковому фаховому виданні України [2-3], 1 патент України на корисну модель [4], 9 – у матеріалах міжнародних

наукових конференцій і семінару [5-13]. Додатково наукові результати дисертації відображено в 1 статті [14].

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з вступу, чотирьох розділів, висновку і одного додатку. Повний обсяг дисертаційної роботи становить 140 сторінок, з яких основний текст викладено на 129 сторінках, з них: 55 рисунків по тексту; 3 рисунка на двох окремих сторінках; список використаних джерел з 134-х найменувань на 15 сторінках; 1 додаток на 3 сторінках.

РОЗДІЛ 1

АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД

У даному розділі представлено огляд сучасних уявлень про нижню іоносферу (область D), яка відповідає висотам 50-90 км, методам її досліджень, включаючи методи, засновані на використанні ННЧ-ДНЧ випромінювань природного походження. Проведено аналіз сучасних методів дистанційного моніторингу грозової активності як індикатора небезпечних явищ у навколишньому середовищі. Обґрунтовано вибір проблематики досліджень, необхідність і актуальність вирішення завдань дисертаційної роботи.

1.1 Нижня іоносфера та методи її досліджень

Нижня іоносфера є важливою ланкою у механізмах взаємодії між явищами у ближньому космосі та в атмосфері Землі. Так, наприклад, на висотах мезопаузи 80 – 90 км відбуваються процеси руйнування хвильових процесів, збуджених різними джерелами у атмосфері та літосфері, та їх перетворення у турбулентний стан, що призводить до збурень електронної концентрації. У той же час нижня іоносфера залишається найменш вивченою областю внаслідок труднощів пов'язаних із вимірюваннями “in situ” з використанням супутників, ракет або балонів а також із низькою чутливістю методів активного зондування шарів з низькою концентрацією заряджених частинок.

Основним джерелом іонізації в іоносфері Землі є жорстка сонячна радіація. Таким чином, змінна сонячна активність модифікує плазму іоносфери та змінює характеристики поширення радіохвиль у широкому діапазоні частот. Механізми сонячного впливу на іоносферу Землі є різноманітними та складними. Жорстке електромагнітне випромінювання Сонця іонізує повітря та створює відносно щільну плазму на освітленій Сонцем стороні земної кулі. Іоносфера також існує над нічною стороною планети. Менш вивчені механізми формування нічної іоносфери. Основними джерелами, що підтримують

іонізацію атмосфери вночі, є випромінювання, розсіяне геокороною на лініях Лайман-альфа (іонізація молекул NO) і Лайман-бета (іонізація молекул O₂). Галактичні космічні промені вважаються джерелом іонізації на висотах 50-60 км [15].

Внутрішні гравітаційні хвилі (ВГВ) — це збурення, які можуть поширюватися внаслідок дії сил плавучості, присутніх в атмосфері. Структури температури в атмосфері та вітру визначають характеристики поширення хвиль. Було ідентифіковано багато джерел ВГВ у середній атмосфері, що змінюються за сезоном і широтою. До них відносяться повітряний потік над орографією, суворі погодні фронти, циклони, нестабільності в планетарному прикордонному шарі, турбулентні рухи в різних масштабах і грози (див. напр., [16]). На висоті мезосфери і/або вище 85–90 км, внутрішні гравітаційні хвилі можуть бути «насиченими» і навіть розриватися з одночасним виділенням енергії та імпульсу. Визнано, що внутрішні гравітаційні хвилі відіграють важливу роль у визначенні середньої циркуляції та теплової структури середньої та верхньої атмосфери. Існують теоретичні моделі [17], що пояснюють взаємодію між гравітаційними хвилями та коливаннями швидкості і температури іонів, а також вплив гравітаційних хвиль на концентрацію електронів та температуру, генерацію іоносферних неоднорідностей тощо [18].

Сезонні варіації концентрації розрізняються у південній та північній півкулях, що визначається зміною освітленості за рахунок зміни нахилу осі Землі відносно напрямку на Сонце. Але очікуване перевищення концентрації у літній час у порівнянні із зимовим часом не дотримується – спостерігається сезонна або так звана «зимова» аномалія. Концентрація заряджених частинок в іоносфері у області F2 узимку перевищує концентрацію улітку у денні часи. У нічні часи «зимова» аномалія зникає [19]. Прояв цього явища продемонстровано на рис. 1.1, де представлено варіації концентрації електронів опівдні та опівночі у максимумі області F2 за даними вимірювань іонозондів.

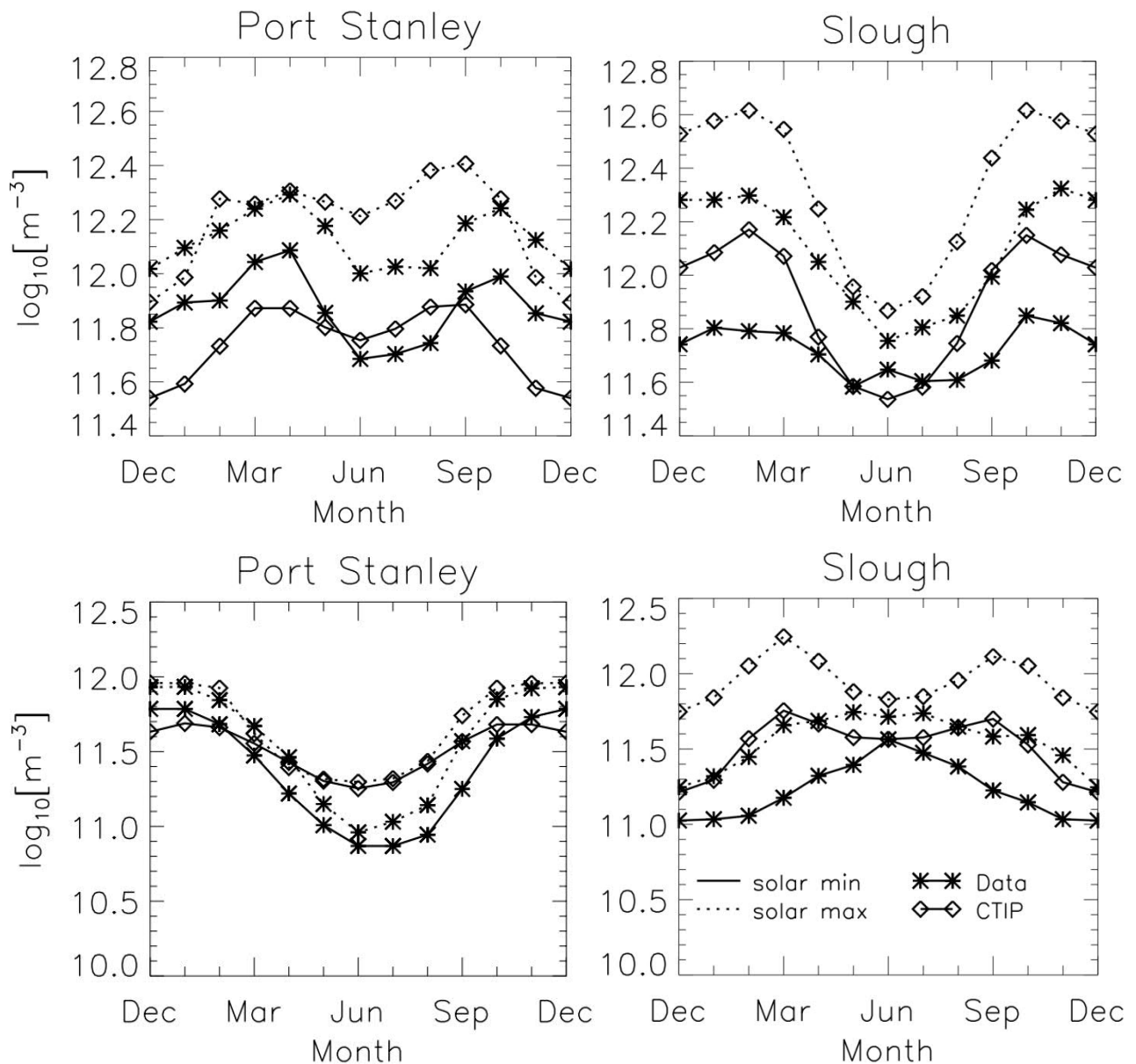


Рисунок 1.1 – Варіації концентрації електронів опівдні (верхній рядок) та опівночі (нижній рядок) у максимумі області F2 за даними вимірювань іонозондів у південній (Port Stanley, 52° пд. ш., 58° зх. д.) та у північній (Slough, 52° пн. ш., 1° зх. д.) півкулях. Зірочками помічені дані вимірювань, ромбами – модельні розрахунки. Пунктирні та суцільні лінії відповідають максимуму та мінімуму сонячної активності відповідно. Адаптовано з Zou та ін., [19].

Явище «зимової» аномалії, пояснюється збільшенням концентрації електронів в іоносфері через збільшення у концентрації молекул оксиду азоту [NO] в зимовий період [15]. Молекули оксиду азоту [NO] мають низький потенціал іонізації і є основним матеріалом для створення іоносферної плазми

на висотах області D за рахунок іонізації ультрафіолетовим випромінюванням лінії Lyman- α .

На сьогоднішній день нижня іоносфера (область D), яка відповідає висотам 50-90 км, є найменш вивченою, незважаючи на те, що вона знаходиться найближче до поверхні Землі в порівнянні з більш високими шарами, такими як E, F1, F2. При дослідженні області D виникають дві основні проблеми [15]. Концентрація нейтральних частинок на нижній межі в мільйони разів перевищує концентрацію в області максимуму іонізації в області F2 на висотах 250-300 км. Через високу частоту зіткнень електронів з нейтральними частинками це призводить до складних хімічних процесів, які впливають на склад іонів і їх розподіл по висоті. Рух електронів та іонів, викликаний нейтральним вітром і турбулентністю, відповідає за більшу частину поглинання радіохвиль у діапазоні високих частот. Зміна нейтральної температури в мезосфері сильно впливає на процес рекомбінації в області D і призводить до зміни концентрації електронів та іонного складу. Це найскладніша частина іоносфери через відносно високий тиск, який відіграє важливу роль у фотохімічному процесі, і в цьому регіоні кілька різних джерел сприяють іонізації. Все це призводить до складної поведінки іоносфери на висотах 50-90 км і труднощів дослідження її фізичних процесів, що є однією з причин слабкої вивченості області D.

Друга причина пов'язана з труднощами експериментальних досліджень на висотах області D. Вимірювання профілю концентрації електронів в D-області, безсумнівно, становить інтерес як для розробки надійної моделі, так і для задач поширення радіохвиль. Але звичайні наземні методи, такі як іонозонди і радари некогерентного розсіяння, не можуть бути використані для вимірювань у D-області, оскільки ці методи не отримують відлуння через низький рівень концентрації електронів ($<10^9 \text{ м}^{-3}$) і високу частоту зіткнень з нейтральними частинками ($\sim 10^6 \text{ с}^{-1}$) [20, с.81]. Крім того, висота цього регіону (50-90 км) є занадто низькою для супутникових вимірювань і занадто високою для

вимірювань на повітряній кулі. Область D досліджується ракетним і наземними методами.

Ракетний метод забезпечує вимірювання на місці знаходження на висотах до 150 км [21, 22]. Ракетні вимірювання в області D широко використовують метод Фарадеївського обертання (напр., [21,23]), зонд Ленгмюра та метод диференційного поглинання коротких радіохвиль (див. напр., [24,25]). Friedrich і Torkar [23] дали історичний огляд ракетних вимірювань у регіоні D у всьому світі. Вони використали близько 118 профілів ракетних вимірювань, щоб створити модель неавроральної іоносфери FIRI (Faraday-International Reference Ionosphere). Їхні спостереження стосувалися польотів ракет, які були рівномірно розподілені протягом року, пів року, сонячної активності, денних і нічних умов, охоплюючи території до 60° геомагнітної широти.

На рис. 1.2 показані зразки профілів концентрації електронів, отримані над Алякантарою (Бразилія) у день та вночі методом ракетних вимірювань [24]. Можна спостерігати різкий уступ у нічному профілі на висоті близько 83 км, на якому концентрація зростає від 10^6 до 10^9 м^{-3} , тоді як FIRI прогнозує більш плавне збільшення концентрації електронів у цьому інтервалі висот [21,23]. Але обмеження ракетної технології полягає в тому, що вона може використовуватися лише епізодично і має обмежене просторове покриття.

Наземна техніка включає в себе методи часткових відбиттів (методика диференціального поглинання [26, 29]), крос-модуляції [27], некогерентного розсіяння [28]. Короткий опис методів вимірювання D-області можна знайти в [30]. Більшість наземних методів вимагають великих за розміром устаткувань, високих експлуатаційних та енергетичних витрат і обмеженого охоплення за площею, тому їх проблематично використовувати для безперервного моніторингу D-області.

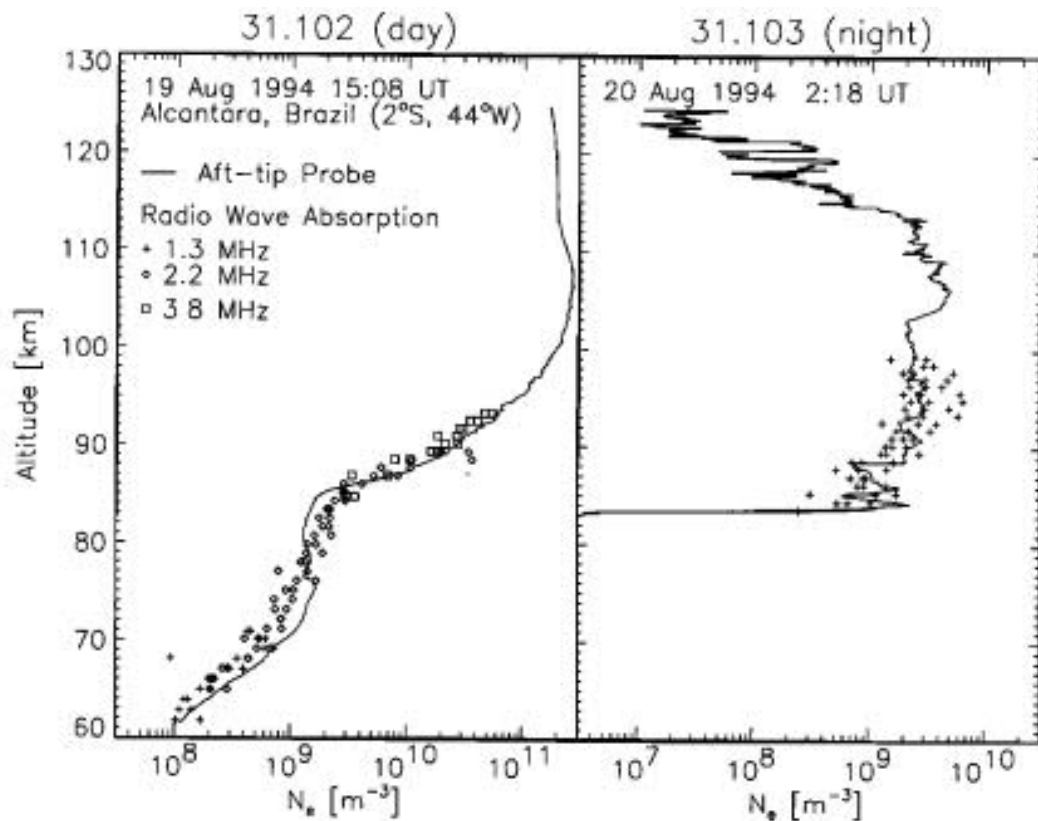


Рисунок 1.2 – Денний та нічний висотні профілі електронної концентрації, виміряні над Алькантарою, Бразилія, в результаті ракетних вимірювань методом зонда Ленгмюра та диференційного поглинання коротких радіохвиль. Адаптовано з [24].

Для моніторингу нижньої іоносфери використовують дистанційні методи зондування за допомогою радіохвиль ННЧ–ДНЧ діапазонів, які поширюються у природному хвилеводі між поверхнею Землі та нижньою межею іоносфери. В якості джерел випромінювання використовують як ДНЧ-радіостанції, так і природні джерела – розряди блискавок. У діапазоні ДНЧ за рахунок зменшення загасання в іоносфері в нічний час, крім основної нормальної хвилі (моди), значний внесок в поле вносять хвилі вищих типів. Ця обставина істотно ускладнює розв’язання зворотної задачі щодо визначення параметрів хвилеводу за результатами вимірювань вузькосмугових випромінювань ДНЧ-радіостанцій.

Поширення випромінювання від блискавок у хвилеводі Земля-іоносфера у значній мірі визначається властивостями нижньої іоносфери. Тому впровадження методів із використанням випромінювання блискавок для

пасивного зондування та моніторингу стану нижньої іоносфери для є актуальним завданням для вивчення зв'язків космічної й атмосферної погоди та електричної активності в атмосфері Землі. Можливість поділу різних типів нормальних хвиль надається при використанні частотно-часового представлення природних імпульсних сигналів, які спостерігаються в нічний час – «твік-атмосфериків». Методи оцінки параметрів нижньої іоносфери останнім часом були розвинуті у роботах [31-38].

1.2 Методи локації та визначення параметрів блискавок

Електричний розряд блискавки є складним процесом, але в діапазоні ДНЧ (3 – 30 кГц) найбільший вклад у випромінювання дає так званий зворотний удар струму тривалістю декілька десятків мікросекунд, який характеризується піковим значенням моменту струму, тривалістю, та моментом заряду, який переноситься з хмари на землю. У той же час найбільш небезпечними є блискавки з великим рівнем так званого «тривалого струму» (continuing current). Він протікає вздовж каналу провідності, який утворюється після зворотного розряду, триває до декількох десятків – сотень мілісекунд та переносить до землі велику кількість заряду. Такі розряди не можуть бути розпізнані системами локації блискавок, які працюють у ДНЧ діапазоні.

Деякі інтенсивні розряди призводять до швидкоплинних світлових подій (ШСП), які виникають на висотах від 10 до 50–80 км над грозовими хмарами. До ШСП відносять такі явища, як спрайти, ельфи та блакитні струми [див. напр. 39, 40]. Спрайти пов'язані з інтенсивними позитивними та, в меншою мірою, з негативними розрядами. Спостереження ШСП, як правило, виконують за допомогою оптичних датчиків, розташованих у декількох десятках кілометрів від грозових осередків на суші. Супутникові спостереження дозволяють спостерігати ШСП також і над океанськими грозами [39].

Проблема виникнення спрайтів від потужних блискавок позитивної або негативної полярності (які несуть відповідно позитивний або негативний заряд від хмари до землі) дискутується в роботі [40]. Дослідження блискавок із

тривалим струмом, їх тривалість, часовий та просторовий розподіл були проведені на основі супутникових спостережень [41]. Порівняння результатів локації надзвичайно потужних блискавок з результатами спостережень глобальною мережею WWLLN демонструє істотну відмінність їх просторового розподілення від загально прийнятої моделі трьох континентальних світових грозових центрів [42]. Аналіз блискавок, які виникають у зимових умовах показує їх переважне розташування вздовж 40-ї–45-ї паралелі в океанах і прибережних регіонах, як у північній, так і південній півкулях [43]. Останнім часом виникло ряд завдань, які потребують локалізації джерел інтенсивного імпульсного електромагнітного випромінювання в глобальному масштабі. Таке завдання, наприклад, включає фільтрацію когерентних магнітних полів, яка є одним із основних джерел глобально-корельованих завад при реєстрації нещодавно виявлених гравітаційних хвиль [44,45].

Національні системи моніторингу локальної грозової активності працюють на частотах від десятків до сотень кілогерц, наприклад, NLDN (National Lightning Detection Network, США). Вони використовують від кількох десятків до сотень синхронно працюючих обсерваторій і забезпечують точність локації блискавки 1 – 2 км (див. напр., [46]). Специфічною особливістю цих мереж є їх локальність, вони зазвичай обслуговують територію однієї або декількох країн, і ці дані про місцезнаходження, час виникнення та деякі параметри блискавок зазвичай надаються на комерційній основі.

Існує кілька глобальних мереж локації блискавок, наприклад Всесвітня мережа локації блискавок WWLLN (World Wide Lightning Location Network) та GLD360 (Global Lightning Dataset 360), які надають інформацію про час, координати та деякі параметри ударів блискавки. Але їхні дані доступні лише на комерційній основі. Мережа WWLLN працює на частотах від одиниць до десятків кілогерц. Вона використовує синхронні записи атмосфериків зроблених на кількох десятках станцій, розподілених по планеті. Точність визначення координат залежить від пікових значень струму зворотного удару

блискавки та її положення відносно найближчих станцій та досягає 3–10 км [47].

Системи локації блискавок, що працюють у діапазонах наднизьких та середніх частот, для охоплення великих територій повинні використовувати значну кількість пунктів спостереження, і це збільшує вартість спостережень. Тому особливе місце займають однопозиційні методи. Так звана «Харківська» методика локації блискавок [48-50] використовує частотну залежність фази від відстані до блискавки та від ефективної висоти хвилевода Земля-іоносфера уздовж траси поширення сигналів твік-атмосфериків. Її застосування пов'язане з умовами поширення ДНЧ радіохвиль на трасах з нічною іоносферою. Перевагою харківської методики є те, що вона одночасно дозволяє оцінити як ефективну висоту нижньої іоносфери на трасі поширення з похибкою в кілька сотень метрів, так і відстань до розряду блискавки з похибкою менше 100 км для відстані до 2000 км [50].

Вимірювання Шуманівського резонансу (ШР, 4 – 40 Гц) дозволяють оцінити варіації інтенсивності та просторового розподілу глобальної грозової активності, пов'язаної із глобальними змінами навколишнього середовища за різними часовими шкалами (добові, сезонні, міжрічні мінливості). Сигнал ШР складається з фоновому сигналу, утвореного випромінюванням сукупності глобально розподілених розрядів блискавки і так званих ННЧ сплесків. Оскільки середня частота виникнення блискавок складає 40 – 100 за секунду, а відгук сферичної порожнини Земля-іоносфера триває до 1 секунди, спостерігається накладання імпульсів від розрядів, які й формують фоновий сигнал ШР. Було запропоновано декілька методів реконструкції світової грозової активності за вимірюваннями фоновому сигналу ШР із використанням декількох віддалених станцій [9, 51-52].

Природні імпульсні радіовипромінювання у діапазоні частот Шуманівського резонансу називаються ННЧ сплесками [53] і використовуються для глобальної локації потужних ударів блискавок, одночасної оцінки їх моменту струму та зміни моменту заряду. Методи для

оцінки зміни моменту заряду потужних розрядів за даними вимірювань були запропоновані в [54] та застосовані в [55-57]. Поєднання пеленгації та оцінки відстані до джерел ННЧ сплесків дозволяє визначати координати розрядів блискавок з одного пункту спостережень [3, 58-61].

Вимірювання ННЧ сплесків у кількох [62,63] і навіть на одній станції [54, 55, 64-66] забезпечує діагностику глобальної активності блискавок та швидкоплинних світлових подій (ШСП). Таким чином, використовуючи вимірювання та аналіз ННЧ сплесків, можна оцінити просторовий розподіл, динаміку активності та перенесення заряду блискавками в глобальному масштабі [62, 67].

Пеленгація є основою багатопозиційних систем тріангуляції для локації блискавок на ННЧ (див. [62-64, 67-69]). Точність визначення пеленга джерела імпульсних ННЧ сплесків залежить від багатьох факторів. Систематичні відхилення пеленгу джерела атмосфериків відомі як в ННЧ [70, 71], так і в ДНЧ діапазонах [72-75]. Ці відхилення можуть виникнути внаслідок неоднорідності провідності підземних шарів, таких, як підземні телекомунікаційні дроти, кабелі ліній електропостачання, великі геологічні структури або складна орографія поблизу обсерваторії. Похибки пеленгації також можуть виникати через неузгодженість параметрів магнітних антен та антенних підсилювачів, через неортогональність позиціонування або неточну орієнтацію відносно сторін світу [76]. Систематичні похибки в пеленгах джерела можуть бути оцінені та компенсовані в конкретній обсерваторії шляхом порівняння вимірювань з незалежними та більш точними даними про розташування блискавки. [70, 71, 73-77].

Випромінювання від різних випадкових або регулярних джерел, як штучних, так і природних, які накладаються на ННЧ сплеск, може суттєво змінити оцінюваний пеленг джерела. Основним джерелом випадкових помилок є постійний фоновий сигнал шуманівського резонансу, який завжди присутній в експериментальних записах. Завдяки незначному коефіцієнту ослаблення ННЧ безперервний фон ШР формується всією глобальною грозовою активністю. [78,

79]. Зазвичай для подальшого аналізу вибирають ННЧ сплески, амплітуда яких перевищує фоновий сигнал у 5-10 і навіть більше разів. Однак навіть ці імпульси з досить високим відношенням сигнал/фон забезпечують похибки пеленгу джерела та відстані до джерела близько 10%. Тому координати джерела ННЧ-сплеску, за результатами локації в ННЧ діапазоні, зазвичай знаходяться в квадраті характерного розміру 1×1 Мм ($1 \text{ Мм} = 1000 \text{ км}$).

Числове моделювання поширення радіохвиль ННЧ в анізотропній нічній іоносфері [80] показало, що поляризаційна помилка в азимуті приходу монохроматичної радіохвилі монотонно зростає від ~ 2 до 8 градусів із зменшенням частоти від 600 до 100 Гц. Одночасно збільшується еліптичність (відношення малої до великої осі еліпса поляризації) з 0,04 до 0,1.

Перші експериментальні дослідження еліптичності сигналів шуманівського резонансу були проведені Сентманом. Його статі [81,82] стосуються фонового сигналу ШР та ННЧ сплесків відповідно. Русійною ідеєю цих робіт була спроба виявити розщеплення резонансних ліній, що виникає внаслідок анізотропії плазми іоносфери, із накладеним геомагнітним полем. Ці експерименти показали, що коефіцієнт поляризації знаходиться в діапазоні від +0,4 до -0,4, і це безперечно пов'язано з резонансною структурою спектрів ШР. Водночас коефіцієнт поляризації залежав від часу доби. Спектральні візерунки та часові зв'язки були досить складними, і в той час не можна було запропонувати формального пояснення даних спостережень.

Розщеплення ліній Шуманівського резонансу було доведено за допомогою коефіцієнта поляризації в роботах Nickolaenko та ін., [83, 84] а також Nickolaenko і Sentman [85]. У цих роботах експериментальні дані щодо коефіцієнта поляризації горизонтального магнітного поля порівнювалися з модельними розрахунками в порожнині Земля – іоносфера з анізотропною іоносферою [86]. Спектри коефіцієнта поляризації та їх часові варіації досить складні, хоча модельні розрахунки виявили особливості в динамічних спектрах ШР, які можна було б шукати в спостереженнях. Завдяки розщепленню резонансних ліній, викликаному анізотропією іоносфери, з'являється широка

зона негативного коефіцієнта поляризації на частотах трохи вище першої резонансної моди, але нижче пікової частоти другої моди. Ця зона шириною в кілька герц реєструється, коли спостерігач і джерело знаходяться в одній півкулі. Коли відстань між джерелом і спостерігачем перевищує 10 Мм (тобто вони знаходяться в різних півкулях), коефіцієнт поляризації зменшується до нуля. Така поведінка повторюється день за днем і не залежить від сезону спостережень. Прогностичні моделі та експериментальні дані узгоджувалися в річному часовому масштабі. Деталі та фізичні інтерпретації можна знайти в частині 8 монографії Nickolaenko і Hayakawa [78]. Таким чином, через розщеплення шуманівської резонансної лінії встановлено вплив анізотропії іоносфери. Однак для виявлення була необхідна спеціальна складна обробка експериментальних записів, тоді як роль анізотропії залишається незрозумілою у звичайних даних вимірювань, наприклад, у спектрах потужності.

Найбільш відомою неоднорідністю порожнини Земля – іоносфера є денно-нічна неоднорідність. Її вплив обговорювався в багатьох роботах. Відповідні експериментальні дані вимірювань у діапазоні шуманівського резонансу можна знайти у працях [87, 88]. Можна відмітити, що найбільш чітко ефект неоднорідності день-ніч спостерігався у добових варіаціях електричного [87], на відміну від спостережень магнітного поля [88].

Моделювання поширення радіохвиль в резонаторі з неоднорідністю день – ніч було виконано у працях [89-99]. Головним результатом цих досліджень є делікатність «ефекту термінатора»: його стає неможливо відрізнити від значно сильнішого впливу різної інтенсивності глобальних гроз.

Роль денно-нічного інтерфейсу в спостереженнях за пеленгом джерела в ННЧ розглядалася лише в кількох останніх роботах, наприклад, [100], де були представлені експериментальні вимірювання ННЧ сплесків у широкому діапазоні частот 2–300 Гц. Вони не виявили різниці між відхиленнями пеленгу джерела в денних і нічних умовах. Автори пояснюють цей результат великою пропускнуою здатністю приймача в порівнянні з тими результатами, що були представлені у роботі [71]. Максимальні відхилення пеленгів досягали 5° – 10°

під час проходження ранкового та вечірнього термінаторів над обсерваторією. Відхилення в пеленгах джерела мали приблизно однакову величину в ранкових і вечірніх умовах, але були протилежними за знаком. Спостереження були інтерпретовані з використанням наближення геометричної оптики: розглядалося заломлення плоскої ННЧ-хвилі, яка перетинає плоску межу день-ніч. Помилки пеленгу джерела визначались в наведених вище експериментальних роботах шляхом порівняння даних ННЧ із записами мереж локації блискавок: Британського метеорологічного офісу та WWLLN (<http://wwlln.net>), відповідно.

Застосування синхронних із ННЧ сплесками вимірювань ДНЧ атмосфериків для визначення напрямку на джерело випромінювання – блискавку значно покращує точність локації [101, 102]. Наявність трьох компонентів поля в вимірюваннях ДНЧ атмосфериків дозволяє обчислити горизонтальні компоненти вектора Умова-Пойнтинга і однозначно визначити напрямок прибуття радіохвилі [48, 49]. Ця перевага також дозволяє визначити полярність розряду блискавки, і це важливо для спостережень розподілу та динаміки позитивних ударів блискавок, пов'язаних з ШСП у мезосфері та нижній іоносфері – так званими «спрайтами» та «ельфами».

Висновки до розділу 1

За результатом аналітичного огляду можна зробити наступні висновки.

1. Результати локації блискавок використовуються не тільки для прогнозування та попередження про суворі погодні явища, але й широко залучаються до досліджень нижньої іоносфери. Зокрема, оскільки грозові розряди є потужним джерелом електромагнітного випромінювання з максимальною спектральною інтенсивністю в діапазоні ДНЧ, їх використовують для радіозондування іоносфери на найменших висотах 70-90 км.

2. Існуючі наземні методи недостатньо чутливі для вивчення нижньої іоносфери внаслідок низької концентрації заряджених частинок та високої

частоти зіткнень з нейтральними частинками. Ракетні, «in situ», виміри дозволяють отримувати детальну інформацію щодо параметрів нижньої іоносфери, але виконуються епізодично та мають невелике охоплення за територією.

3. Найбільш небезпечними є блискавки з великим рівнем так званого «тривалого струму» (continuing current). Він протікає вздовж каналу провідності, який утворюється після зворотного розряду, триває до декількох десятків – сотень мілісекунд та переносить до землі велику кількість заряду. Такі розряди породжують ННЧ сплески, але вони не можуть бути розпізнані системами локації блискавок, які працюють у ДНЧ діапазоні. Амплітуда ННЧ сплесків перевищує фоновий рівень ШР на порядок, і їх можна проаналізувати їх як окремі події. Вимірювання ННЧ сплесків в діапазоні ШР на кількох і навіть на одній станції дають інформацію про розподілення інтенсивних блискавкових розрядів у глобальному масштабі та дозволяють оцінювати їхні параметри.

4. Коли локація відповідного розряду виконується в діапазоні ННЧ, похибка у визначенні координат блискавок, що спричиняють ННЧ сплески, становить близько 1000 км і залежить від точності визначення пеленгу та відстані до блискавки. Точність визначення відстані обмежується, насамперед, смугою частот, у якої спостерігається ШР, (4 – 40 Гц) при використанні спектрального або імпедансного методів при значних дальностях до джерела. На визначення пеленгу суттєво впливає нелінійна поляризація поля на ННЧ.

5. Незважаючи на наявність різноманітних систем локації блискавок, як локальних, так і глобальних, з метою використання випромінювання блискавок у якості зондуючого сигналу для вивчення та проведення моніторингових спостережень стану нижньої іоносфери, у різних регіонах планети існує необхідність розвитку та удосконалення одно- та багатопозиційних методів досліджень, які поєднують результати вимірювань природних електромагнітних полів у ННЧ та ДНЧ діапазонах частот з результатами локації породжуючих розрядів.

Дисертаційну роботу присвячено розв'язанню вищезначених задач, що передбачає:

- оцінку добових варіацій концентрації електронів у нижній іоносфері на основі аналізу експериментальних записів твік-атмосфериків.
- порівняльний аналіз сезонних змін параметрів нижньої іоносфери у північній і південній півкулях.
- дослідження впливу неоднорідності день-ніч на параметри поляризації ННЧ сплесків.
- розроблення удосконаленого однопозиційного методу локації розрядів потужних блискавок за результатами синхронних вимірювань ННЧ сплесків та ДНЧ атмосфериків.
- вивчення ефектів у електромагнітному оточенні на УАС «Академік Вернадський» від надзвичайно потужної активності блискавок під час вибухового виверження вулкану Тонга.

РОЗДІЛ 2

ДОСЛІДЖЕННЯ ПАРАМЕТРІВ НІЧНОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ У ПІВНІЧНІЙ І ПІВДЕННІЙ ПІВКУЛЯХ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ АНАЛІЗУ ЗАПИСІВ ТВІК-АТМОСФЕРИКІВ

2.1 Апаратура для прийому та реєстрації ДНЧ атмосфериків

2.1.1 Основні параметри та алгоритм роботи приймального ДНЧ комплексу

Результати вимірювань, які аналізуються в дисертаційній роботі, отримані з використанням приймального ДНЧ комплексу, розробленого в ІРЕ НАНУ [61, 103]. Комплекс вимірює вертикальну електричну та дві горизонтальні ортогональні компоненти магнітного поля. Декілька конструкцій антен було використано, які відрізняються тільки рівнем власних шумів. Розглянемо конструкцію на прикладі антенної системи з найбільшою чутливістю, встановленої на антарктичній станції «Академік Вернадський». Магнітна антена являє собою 64-виткову рамкову антенну з мідного дроту діаметром 0,51 мм у формі рівностороннього трикутника висотою 3 метри. Симетричне з'єднання з середньою точкою заземлення обмотки використовується для придушення перешкод від електричної складової поля. Дві магнітні антени орієнтовані за сторонами світу. Електрична антена — це мідний стрижень довжиною 75 см і діаметром 6 мм, розміщений у пластиковій трубі разом із антенними підсилювачами для захисту від дощу та снігу, встановлених на вершині 3-метрової щогли. Виходи антенних підсилювачів з'єднані кабелем із системою збору даних встановлених у віддаленому приміщенні.

Алгоритм роботи комплексу полягає у наступному. Комплекс функціонує безперервно у цілодобовому режимі. Приймальна система записує сигнали атмосфериків в діапазоні частот від 750 Гц до 24 кГц з частотою дискретизації 48 кГц. Для цього аналізуються послідовні часові ряди тривалістю 200 мс, в яких визначається максимальне значення сигналу від всеспрямованої

електричної антени. Якщо це значення перевищує вказане порогове значення, дані часових рядів трьох компонентів поля тривалістю 60 мс, включаючи 2,5 мс передісторію тригерного атмосферика, зберігаються на жорсткому диску. Коли імпульс припадає на самий початок або ближче до кінця часового ряду 200 мс, відсутній сегмент передісторії або решти сегмента 60 мс береться з попереднього або наступного запису 200 мс відповідно. Оскільки приймальна система була призначена переважно для запису твік-атмосфериків, часові реалізації довжиною 60 мс, які покривають тривалість більшості спостережуваних твік-атмосфериків, зберігаються лише протягом місцевої ночі в точці спостереження. У денний час тривалість збереженого часового ряду становить 7,5 мс з передісторією 1,28 мс. Таким чином, швидкість реєстрації обмежена п'ятьма записами тривалістю 60 мс або 7,5 мс за секунду.

Паралельно з виявленням і реєстрацією атмосфериків розраховуються і постійно зберігаються середні 10-хвилинні спектри потужності всіх трьох компонентів поля з роздільною здатністю по частоті 5 Гц, призначені для моніторингу як природних електромагнітних шумів, так і техногенних перешкод від локальних електромереж.

Момент приходу атмосферика фіксується за абсолютним часом від GPS приймача із точністю періоду дискретизації, приблизно 20 мкс. З цією метою синхронізуючі імпульси з періодом в одну секунду (Pulse Per Second, PPS) подаються з GPS приймача на окремий канал аналого-цифрового перетворювача (АЦП) та ідентифікується за абсолютним часом з серверу станції крізь локальну мережу.

На рис. 2.1 представлені блок-схема комплексу, на рис. 2.2 – антенні системи, встановлені у різних пунктах спостереження, дані з яких були використані у дисертаційній роботі.

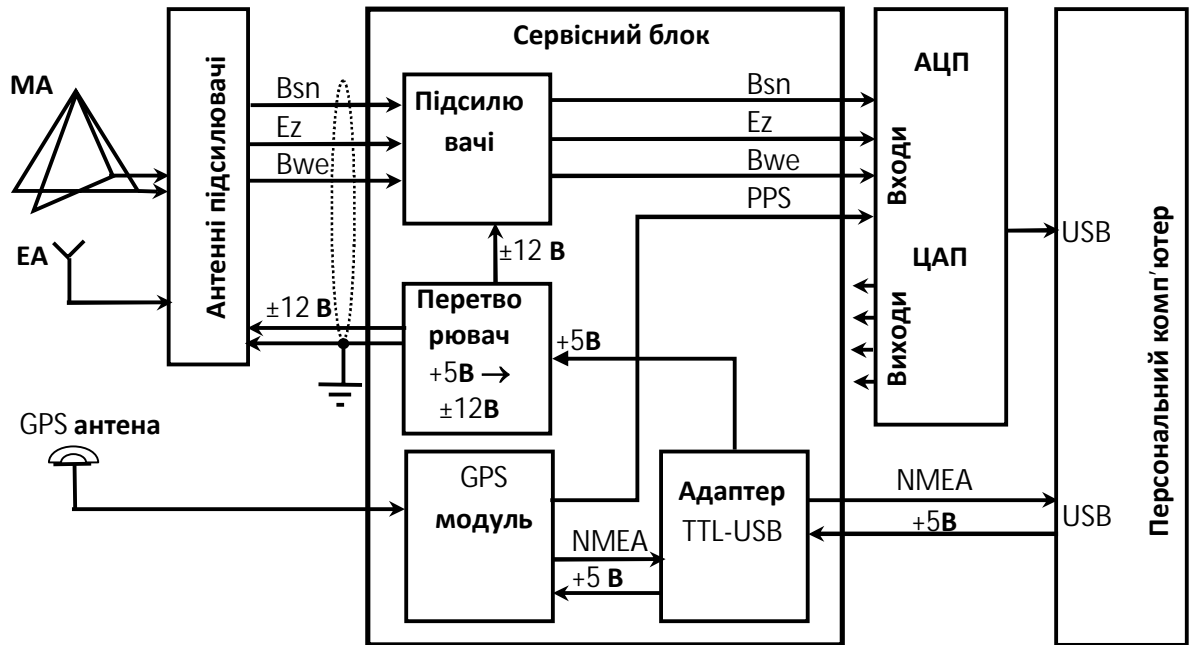


Рисунок 2.1 Блок-схема приймального ДНЧ комплексу.



Рисунок 2.2 – Антенні системи, встановлені на антарктичній станції «Академік Вернадський», на радіоастрономічній обсерваторії РІ НАН України, та на борту науково-дослідного судна «Ноосфера» Державної Установи Національний Антарктичний Науковий Центр.

2.1.2 Корекція систематичних похибок у визначенні азимуту ДНЧ атмосфериків

Перехрещені антени на місці розташування не завжди ідеально узгоджуються з географічними напрямками північ-південь та схід-захід. Це

призводить до систематичної залежності похибки визначення азимуту на джерела випромінювань від напрямку на джерело. В роботі [76] запропоновано для корекції неузгодженості параметрів магнітних антен враховувати наступні три фактори:

α – відношення коефіцієнта перетворення магнітної індукції антени Північ-Південь до антени Схід-Захід;

φ – відхилення від географічній Півночі;

ξ – відхилення від 90° між двома антенами.

На рис. 2.3 червоним кольором показано орієнтацію осей індукційних датчиків, які є перпендикулярними до площини їхньої намотки. Пунктирною лінією показана ідеальна орієнтація осі антени, чутливої до компоненти B_{EW} . Стрілкою показано хвильовий вектор плоскої хвилі падаючої під кутом θ відносно напрямку на північ.

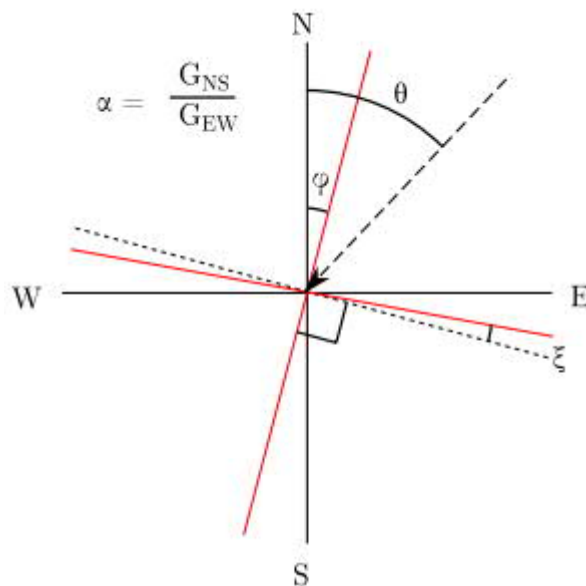


Рисунок 2.3 – Орієнтування магнітних антен відносно географічного напрямку на північ. α , φ , та ξ – параметри корекції при визначенні азимута.

В роботі [76] отримана наступна формула для обчислення скоректованого азимуту джерела за вимірюваннями двох ортогональних магнітних компонент поля атмосфериків:

$$\theta^{true} = \arctg\left(\frac{\alpha \operatorname{tg} \theta^{calc}}{\cos \xi} - \operatorname{tg} \xi\right) + \varphi,$$

$$\alpha = \frac{G_{NS}}{G_{EW}}, \quad \operatorname{tg} \theta^{calc} = \frac{S_{NS}}{S_{EW}} \quad (2.1)$$

де G_{EW} та G_{NS} – коефіцієнти перетворення у відповідних приймальних каналах магнітних компонент, S_{EW} та S_{NS} – амплітуди сигналів атмосферики з EW та NS каналів.

Однак, рівняння 2.1 обчислює азимут в області визначення функції тангенс $[-90^\circ, 90^\circ]$. ДНЧ комплекс вимірює, окрім двох магнітних, також вертикальну електричну компоненту поля атмосфериків, що дозволяє визначити азимут у повному діапазоні кутів $[-180^\circ, 180^\circ]$ за рахунок обчислювання горизонтальних компонент Умова–Пойнтинга [48].

$$P_{EW} = -\operatorname{Re} \int_{\omega_1}^{\omega_2} E_z(\omega) H_{NS}(\omega) d\omega$$

$$P_{NS} = \operatorname{Re} \int_{\omega_1}^{\omega_2} E_z(\omega) H_{EW}(\omega) d\omega \quad (2.2)$$

$$\theta = -\operatorname{atan2}(P_{NS}, P_{EW})$$

Інтегрування виконується в області частот від 6 до 12 кГц, яка відповідає максимуму в спектрах ДНЧ атмосфериків.

Ми використовуємо виправленні амплітуди лінійно поляризованих компонент магнітного поля для визначення азимуту прибуття атмосферики, θ^{true} , використовуючи вимірюванні компоненти B_{EW}^{meas} та B_{NS}^{meas} , та параметри корекції, α , φ , та ξ , специфічні для місця запису:

$$B_{EW}^{true} = \frac{B_{EW}^{meas}}{\cos \xi} + \alpha B_{NS}^{meas} \operatorname{tg} \xi = \frac{1}{\cos \xi} (B_{EW}^{meas} + \alpha B_{NS}^{meas} \sin \xi)$$

$$\theta^{true} = \arctg2(B_{NS}^{meas}, B_{EW}^{true}) + \varphi \quad (2.3)$$

або визначаємо через виміряний азимут:

$$\theta^{true} = \operatorname{arcctg}\left(\alpha \frac{\operatorname{ctg} \theta^{calc}}{\cos \xi} - \operatorname{tg} \xi\right) + \varphi \quad (2.4)$$

Алгоритм підбору коефіцієнтів корекції показано для пункту спостережень на станції «Академік Вернадський» з використанням даних локації блискавок WWLLN, які є у вільному доступі на сайті wwlln.net. Координати блискавок за даними WWLLN були перераховані в циліндричну систему координат із центром на УАС та обмежені відстанню 10 Мм. На рис. 2.4 представлені добові залежності азимутів блискавок за даними WWLLN, червоні точки, та азимути приходу ДНЧ атмосфериків за даними вимірювань на УАС, сині точки.

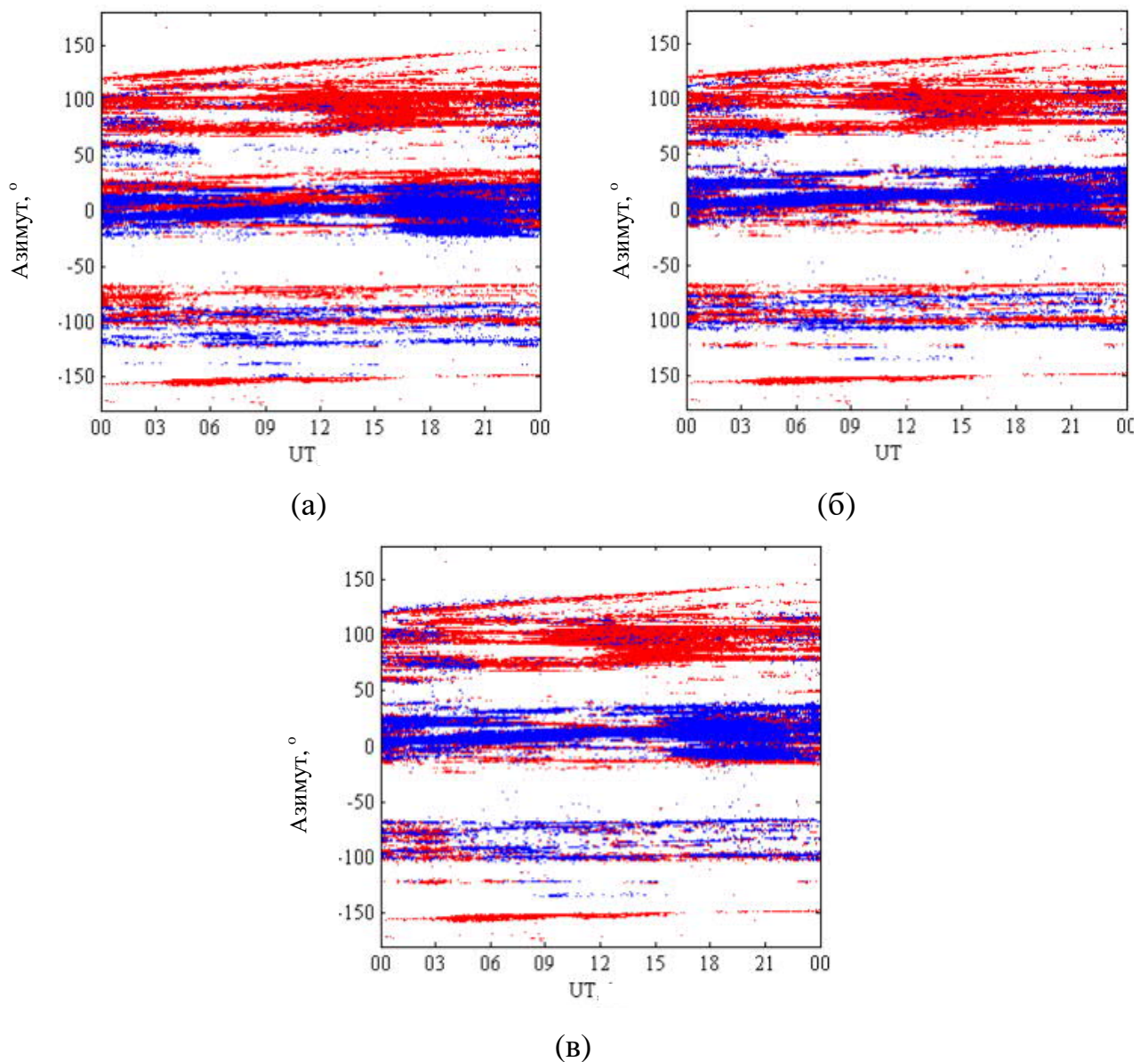


Рисунок 2.4 – Результати підбору параметрів корекції для визначення азимуту приходу ДНЧ атмосфериків шляхом співставлення із даними WWLLN. (а) – початкові дані; (б) – після підбору φ ; (в) – після підбору α , та ζ .

В результаті проведеного підбору отримано наступні параметри корекції для магнітних каналів ДНЧ комплексу встановленого на УАС «Академік Вернадський»: $\alpha = 0,95$, $\varphi = 11,7^\circ$, та $\xi = 9^\circ$. Детальне порівняння даних ДНЧ атмосфериків із даними WWLLN після корекції показує, що, в середньому, відхилення не перевищує 1° у всьому діапазоні азимутів від -180° до 180° .

Ще одна систематична залежність була виявлена в процесі вимірювань, яка не створює додаткові похибки у вимірюваннях азимуту, але спотворює дані про співвідношення інтенсивності електричного та магнітного полів.

У процесі налаштування приймального обладнання на УАС підсилення каналу електричного поля було налаштовано таким чином, щоб осцилограми вертикальної електричної E_Z і азимутальної компоненти магнітного H_ϕ поля атмосфериків, отриманих з північного напрямку, були ідентичними на виході приймальних каналів. Після цього було виявлено, що в атмосферах, які прийшли із напрямків, близьких до заходу та сходу, хвильовий імпеданс W , який визначається як відношення амплітуд компонентів E_Z до H_ϕ , істотно зменшується. Приклади азимутальної залежності хвильового імпедансу від напрямку приходу атмосфериків, виміряної протягом 19-22 березня 2019 року на УАС «Академік Вернадський» та протягом 15 травня 2021 року на радіоастрономічній обсерваторії РІ НАН України, наведені на рис.2.5. Синусоїди з підібраними амплітудою та фазовим зсувом які відповідають цим залежностям показані суцільними чорними лініями. Відношення амплітуд електричної до магнітної компоненти більш ніж у два рази зменшується при прийомі атмосфериків з заходу та сходу по відношенню до тих, які надішли з півночі. Така азимутальна залежність спостережуваного хвильового імпедансу, швидше за все, пов'язана з анізотропією навколишньої структури провідності через високий контраст на лінії узбережжя океану поблизу УАС.

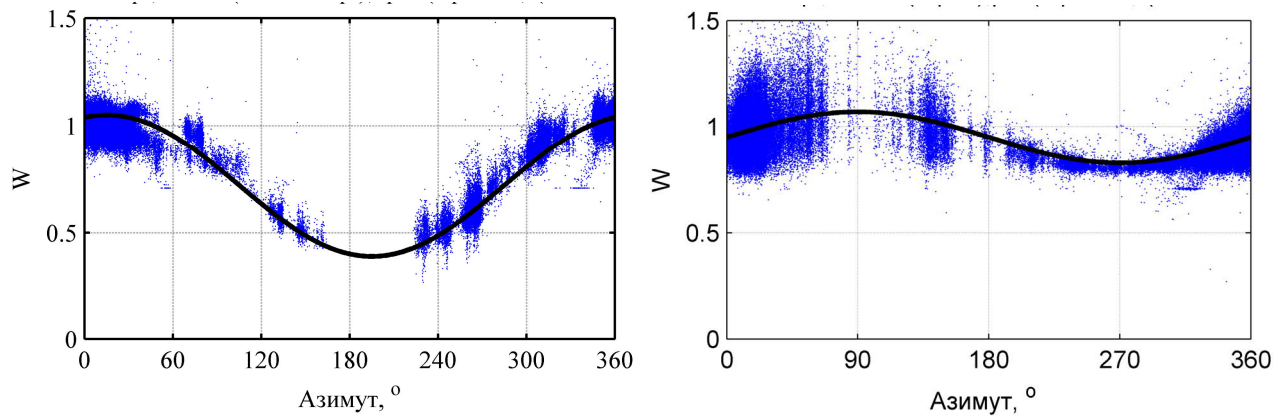


Рисунок 2.5 – Залежність хвильового імпедансу від напрямку приходу атмосфериків на УАС «Академік Вернадський» та на радіоастрономічній обсерваторії РІ НАН України.

Більш помірна азимутальна залежність імпедансу виявляється в пункті спостережень під Харковом, яка імовірно пов'язана із розташуванням антенної системи ДНЧ комплексу поряд із антенним полем декаметрового радіотелескопу.

2.2 Методика оцінки концентрації електронів у нижній іоносфері за результатами аналізу твік-атмосфериків

Метод аналізу записів твіків [33-37] дозволяє оцінити критичні частоти та відповідні ефективні висоти хвильоводу Земля-іоносфера в діапазоні СНЧ–ОНЧ для хвильоводних мод основного та вищих порядків. У роботах [33, 34, 36] на основі обробки експериментальних записів твіків було показано, що зі збільшенням порядку моди та, відповідно, частоти падаючої хвилі, ефективна висота хвильоводу знижується, що обумовлено зменшенням глибини проникнення хвилі зі збільшенням частоти.

Для інтерпретації отриманих експериментальних результатів у статті [33] використовувалася наближена теорія, розвинена у роботах [104-107], в яких розглянуто особливості формування твіків в околиці критичних частот хвильоводу за нічних умов в іоносфері. У цій статті наведено оцінки концентрації електронів на основі аналізу твіків, проте не даються формули для розрахунку. У цьому підрозділі наведено виведення формул для параметрів

моделі: концентрації електронів і висоти нижньої межі іоносфери, а також помилок оцінки цих параметрів.

Аналітичні залежності, що пов'язують параметри поширення ННЧ-ДНЧ радіохвиль з параметрами іоносферної плазми, були отримані у роботах [104-107] при наступних наближеннях у моделі Земля-іоносфера. Передбачається, що хвилевід нескінченний і плоский з Землею, що ідеально проводить, і для нічної нижньої іоносфери на частотах $f < 5$ кГц виконуються наступні умови: $\omega \ll \nu \ll \omega_{Be}$, где ω - кругова частота падаючої хвилі, ν - частота зіткнень електронів з нейтральними частинками, $\omega_{Be} = \frac{eB_0}{m_e}$ - кругова гірочастота електронів, B_0 - індукція геомагнітного поля. В розрахунках використовувалася модель однорідної різко обмеженої іоносфери з нижньою межею на висоті h_E . Це припущення узгоджується з результатами ракетних вимірювань висотного профілю іоносфери [21, 23, 24]. Приймається квазі-подовжнє наближення при поширенні низькочастотних радіохвиль у гіротропній іоносфері, що виконується за умови: $\operatorname{tg} I \gg \frac{\omega |\omega_{Be}|}{2\omega_{pe}^2}$, де I - кут магнітного нахилення, ω_{pe} - плазмова частота електронів, що прямо відноситься до високих широт і, частково, до середніх. Для квазіпоперечних електричних нормальних (лівополяризованих) хвиль, що переважають у полі твіка [108], критичні частоти виражаються так [106, 107]:

$$f_{cm} = \frac{cm}{2h_E} \left(1 - \frac{1}{\pi t \mu} \right), \quad (2.5)$$

де c - швидкість світла у вакуумі; t - номер моди; $\mu = \frac{\omega_{pe}}{\sqrt{\omega |\omega_{Be}| \sin I}}$ - показник

заломлення на частоті $\omega = 2\pi f_m$, $f_m = \frac{cm}{2h_E}$.

Як було зазначено в роботі [104], формула для критичних частот (2.5) залишається справедливою і для комбінованої моделі з експоненціальним наростанням концентрації електронів в області D нижче висоти h_E і постійною

концентрацією в області Е вище h_E . В останньому випадку, експоненціальний профіль в області D нижче висоти h_E впливає тільки на загасання сигналу твіка.

Таким чином, за виміряними за записом твіка частот відсічення, в загальному випадку, для мод m -го та n -го порядку ($n > m$), f_{cm} і f_{cn} з формули (2.5) можна отримати оцінки висоти h_E та концентрації електронів N_e на висоті h_E :

$$f_1 = \frac{1}{\sqrt{n} - \sqrt{m}} \left(\frac{f_{cn}}{\sqrt{n}} - \frac{f_{cm}}{\sqrt{m}} \right), h_E = \frac{c}{2f_1} \quad (2.6)$$

$$\omega_{pe} = \sqrt{\frac{2\omega_{Be}f_1}{\pi m}} \cdot \frac{1}{1 - \frac{f_{cm}}{mf_1}}, \omega_{Be} = \left| \frac{eB_e}{M_e} \right|, N_e = \frac{\omega_{pe}^2 M_e \epsilon_0}{e^2} \quad (2.7)$$

Зокрема, для вимірних частот відсічення першого f_{c1} та другого f_{c2} порядку, формули для f_1 та плазмової частоти ω_{pe} електронів мають такий вигляд:

$$f_1 = \frac{1}{\sqrt{2} - 1} \left(\frac{f_{c2}}{\sqrt{2}} - f_{c1} \right), \omega_{pe} = \sqrt{\frac{2\omega_{Be}f_1}{\pi}} \left(1 - \frac{f_{c1}}{f_1} \right)^{-1} \quad (2.8)$$

Для випадку вимірних частот відсічення другого f_{c2} і третього f_{c3} порядку формули для f_1 і плазмової частоти ω_{pe} набувають наступного вигляду:

$$f_1 = \frac{1}{\sqrt{3} - \sqrt{2}} \left(\frac{f_{c3}}{\sqrt{3}} - \frac{f_{c2}}{\sqrt{2}} \right), \omega_{pe} = \sqrt{\frac{\omega_{Be}f_1}{\pi}} \left(1 - \frac{f_{c2}}{2f_1} \right)^{-1} \quad (2.9)$$

Розрахункові відносні помилки визначення необхідних параметрів, пов'язані з помилками визначення частот відсічення у формулах (2.6) – (2.7) є наступними:

$$\delta f_1 = \frac{\Delta f_1}{f_1} = \frac{\frac{\Delta f_{cn}}{\sqrt{n}} + \frac{\Delta f_{cm}}{\sqrt{m}}}{\frac{f_{cn}}{\sqrt{n}} - \frac{f_{cm}}{\sqrt{m}}} \quad (2.8)$$

$$\delta \omega_{pe} = \frac{\Delta \omega_{pe}}{\omega_{pe}} = \frac{1 - \frac{f_{cm}}{f_1}}{1 - \frac{f_{cm}}{mf_1}} \delta f_1 + \frac{1}{\left| 1 - \frac{mf_1}{f_{cm}} \right|} \delta f_{cm} \quad (2.9)$$

$$\delta N_e = \frac{\Delta N_e}{N_e} = 2\delta \omega_{pe} \quad (2.10)$$

На рис. 2.6 показаний приклад хвильової форми та спектрограми радіальної компоненти магнітного поля твіка з двома гармоніками. Гармоніки в сигналі відповідають нормальним хвилям (модам) першого та другого порядку, що поширюються в хвилеводі. Чорними точками зображені максимуми на спектрограмі, які були визначені за допомогою процедури автоматичної ідентифікації, і вони використовуються при розв'язанні зворотної задачі: одночасного знаходження частот відсічення хвилеводу та дальності до джерела за методом запропонованим у роботі [37].

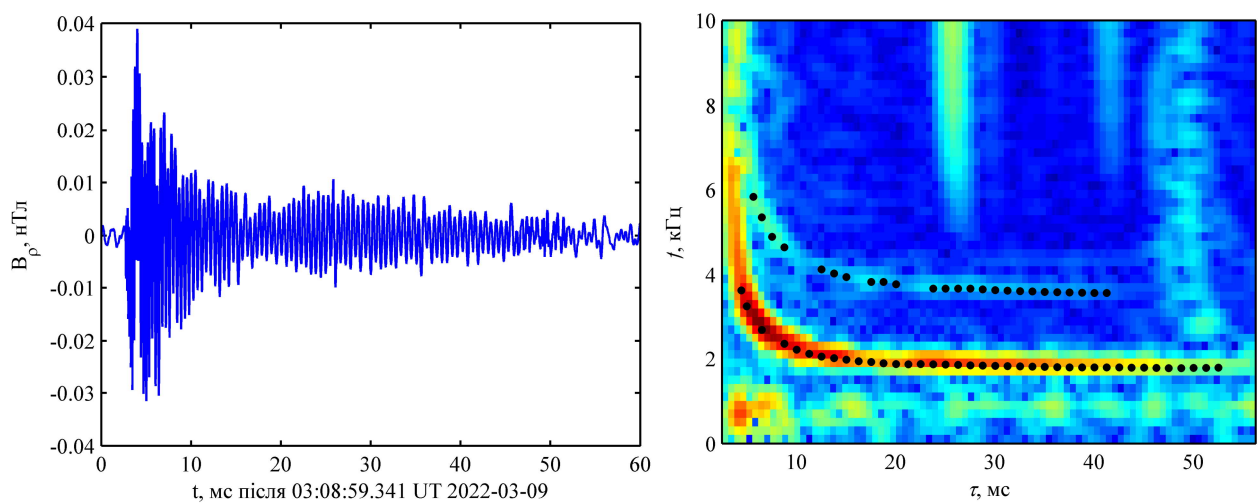


Рисунок 2.6 – Хвильова форма та спектрограма радіальної магнітної компоненти твіка з гармоніками першого та другого порядку, зареєстрованого на станції Академік Вернадський.

Визначено наступні частоти відсічення двох мод хвилеводу $f_{c1} = 1661$ Гц, $f_{c2} = 3355$ Гц, а відстань джерело – спостерігач $\rho = 5325$ км. Азимут джерела відрахований від географічної півночі є рівним 41° . За цими даними отримано наступні параметри моделі: висота нижньої межі іоносфери $h_E = 87,3$ км, а концентрація електронів $N_e = 2740 \text{ см}^{-3}$, обидва були обчислені за допомогою рівнянь (2.6) та (2.7). Ми використовуємо для обчислень магнітне нахилення $I = -52^\circ$ та індукцію геомагнітного поля $B_0 = 30000$ нТл, усереднені вздовж траси поширення.

Потрібні параметри в основному визначаються різницею частот відсічення, як впливає з формул (2.6) і (2.7). Це значно підвищує вимоги до точності оцінки власне частот відсічення. Для покращення оцінки вихідних параметрів ми використовуємо усереднення за ансамблем записів твіків.

2.3 Варіації параметрів моделі нічної нижньої іоносфери за результатами вимірювань твік-атмосфериків

2.3.1 Радіоастрономічна обсерваторія РІ НАН України

Варіації параметрів іоносфери було отримано з аналізу твіків, зареєстрованих протягом трьох ночей з 19 по 21 червня 2019 р. на території радіоастрономічної обсерваторії ім. С.Я. Брауде Радіоастрономічного інституту НАН України (РАО РІ НАН). Географічні карти з просторовим розподілом блискавок показано на рис. 2.7. Дані розподілу були отримані за записами 3791-го твіка, що містять щонайменше дві гармоніки, необхідні для розв'язання зворотної задачі (2.6) – (2.7).

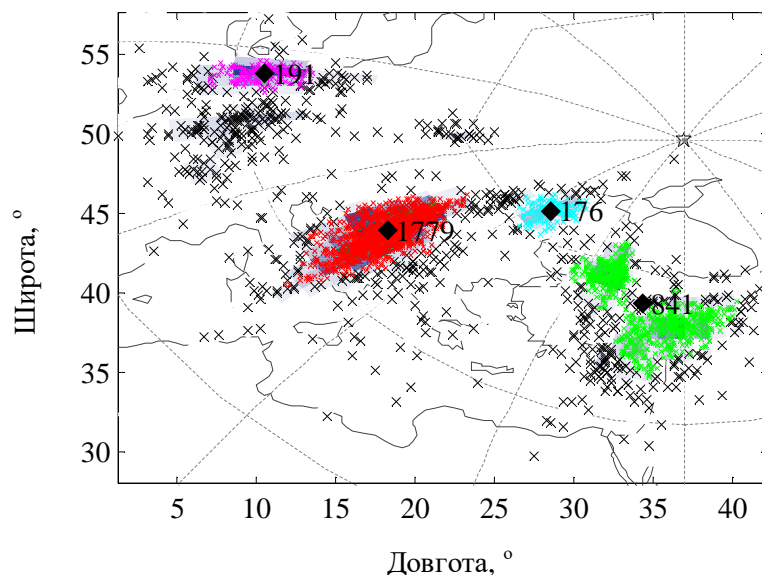


Рисунок 2.7 – Розподіл розрядів блискавок отриманий за записами твіків, що містять щонайменше дві гармоніки, протягом ночі 19–20 червня 2019 р.

Координатні сітки показані пунктирними лініями на картах з інтервалом 30 градусів за азимутом та 1000 км за дальністю відносно пункту спостереження. Активні осередки визначалися автоматично з використанням алгоритму кластеризації, заснованому на даних про щільність розподілу точок [109]. Поруч із центрами грозових осередків вказано кількість розрядів. Розряди блискавок у визначених осередках помічені хрестиками різних кольорів. Розряди блискавок, які не були згруповані в кластери при роботі алгоритму, позначені хрестиками чорного кольору. Деякі записи твіків були виключені з розгляду, якщо ефективна висота для другої моди $h_{c2} = c/f_{c2}$ перевищувала висоту для моди першого порядку $h_{c1} = c/2f_{c1}$ і коли концентрація електронів N_e перевищувала медіанне значення протягом ночі у 3 рази та більше. При розрахунку абсолютних значень електронної концентрації у формулі (2.7) було прийнято постійні значення геомагнітного поля $B_0 = 50000$ нТл и магнітного нахилення $I = 62^\circ$, що приблизно відповідають регіону, що охоплює траси поширення.

На рис.2.8 представлені часові варіації параметрів іоносфери вздовж трас поширення, пов'язані з певними осередками, усереднені по 15-хвилинним інтервалам протягом ночі 19–20 червня 2019 р. На лівому графіку показані варіації висоти нижньої межі іоносфери h_E (суцільна крива), розраховані за виміряними критичними частотами для мод першого та другого порядків.

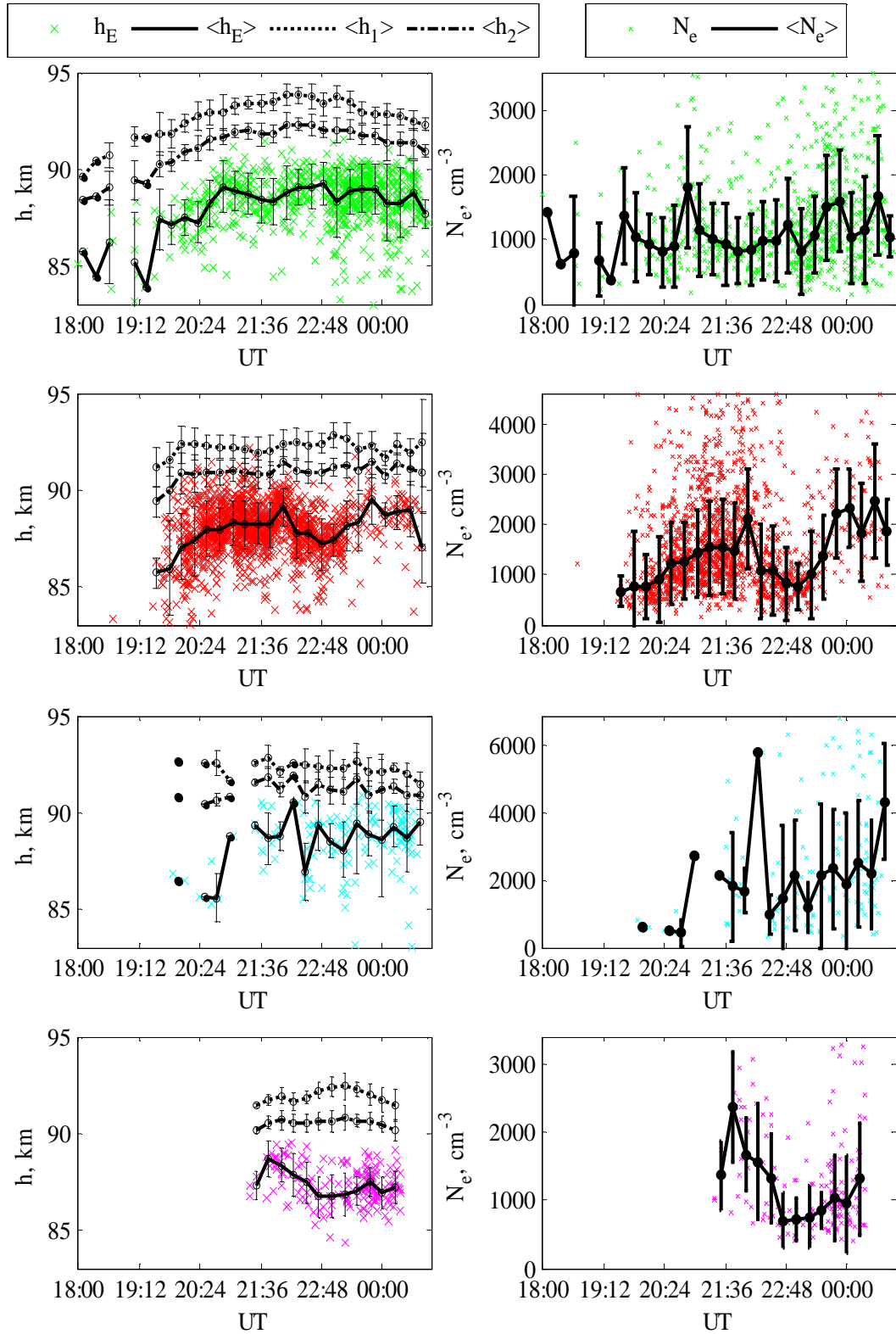


Рисунок 2.8 – Варіації параметрів нижньої іоносфери, отримані з аналізу твіків: лівий стовпець – ефективна висота для мод першого та другого порядків і висота нижньої межі моделі іоносфери; правий стовпець – зміни концентрації електронів. Колір точок на графіках відповідає кольору осередків, показаних на рис. 2.7.

Варіації ефективної висоти для моди першого h_1 і другого порядку h_2 показані відповідно пунктирною і штрих-пунктирною лініями. У середньому стовпці показано варіації концентрації електронів. Праві графіки показують зміни потоку твіків, які надходили із кожного осередку. Кольори крапок на рис. 2.8 відповідають кольорам осередків на рис. 2.7. Аналогічні дані для ночей 20-21 та 21-22 червня представлені на рис. 2.9–2.12.

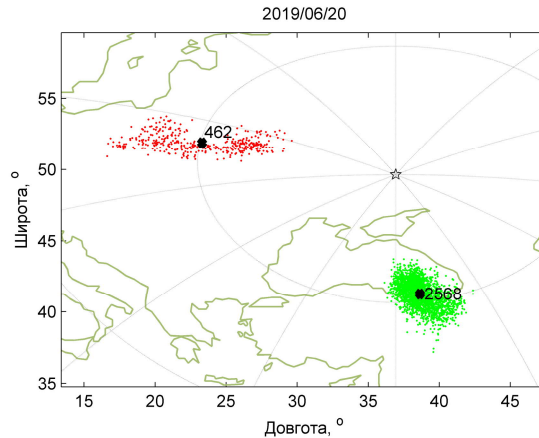


Рисунок 2.9 – Те саме, що на Рис.2.7 для ночі 20–21 червня 2019р.

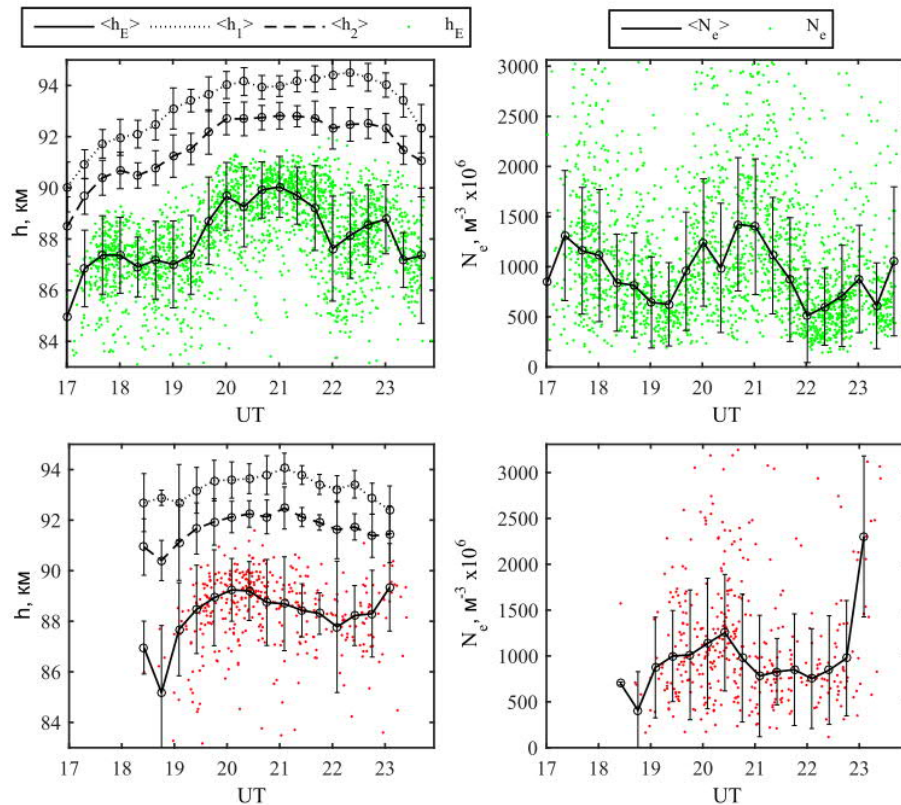


Рисунок 2.10 – Варіації параметрів нижньої іоносфери для розподілу джерел на Рис.2.9.

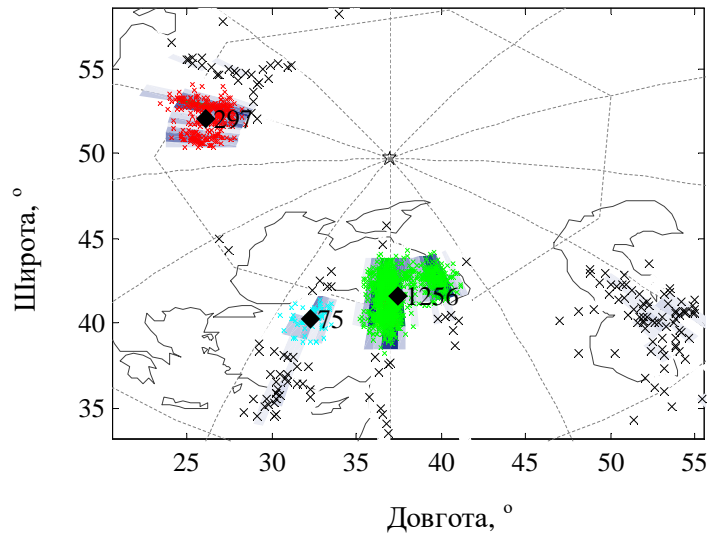


Рисунок 2.11 – Те саме, що на Рис.2.7 для ночі 21-22 червня 2019р.

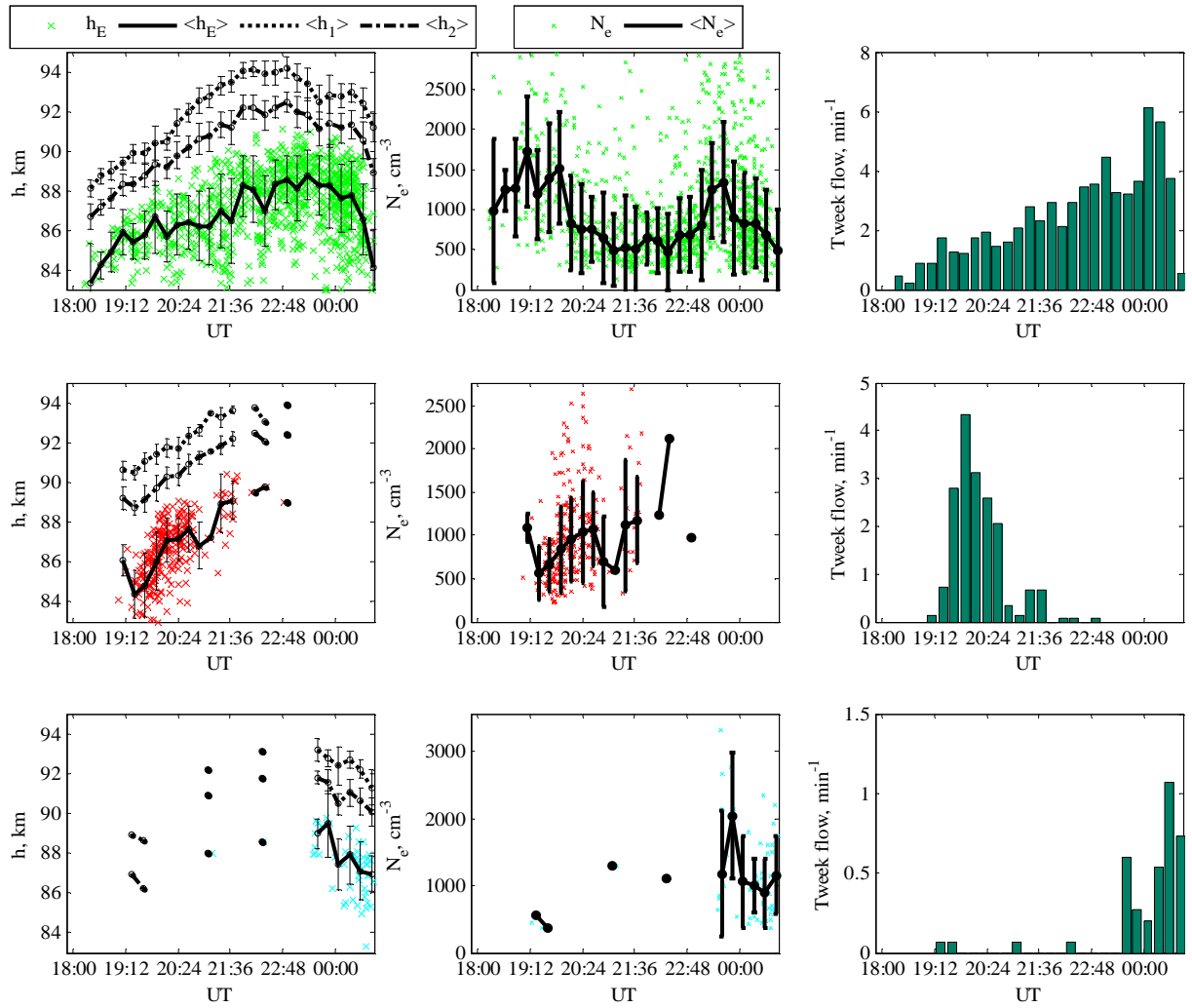


Рисунок 2.12 – Варіації параметрів нижньої іоносфери для розподілу джерел на Рис.2.11.

2.3.2 Станція «Академік Вернадський»

Варіації іоносферних параметрів були отримані в результаті аналізу твік-атмосфериків, записаних вночі з 28 по 29 березня 2019 року на станції «Академік Вернадський». У цілому за цю ніч було зафіксовано 12592 атмосфериків, і близько 2900 хвилевих форм були визначені як твікі. Географічна карта з просторовим розподілом блискавок показана на рис. 2.13. Пунктирними лініями позначено координатну сітку з кроком 30° за азимутом і 1000 км за відстанню. Кольорові точки показують положення грозових розрядів, отриманих за твіками. Координати блискавок отримані із записів твіків, що містять дві гармоніки, обов'язкові для розв'язання зворотної задачі (2.6) – (2.7). Можна виділити три осередки грозової активності: один знаходиться в Атлантичному океані на відстані 5500 км, другий знаходиться поблизу південного побережжя Африки на відстані 7200 км, а третій – відносно слабкий осередок, розташований на південь від гирла річки Ла-Плата на відстані ~ 2900 км від антарктичної обсерваторії.

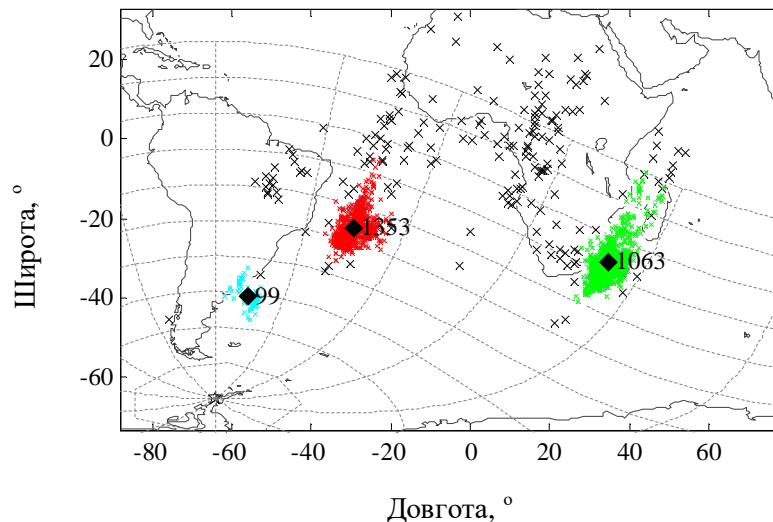


Рисунок 2.13 – Розподіл розрядів блискавок, визначений за аналізом твіків на УАС, у ніч з 28 на 29 березня 2019 року. Поруч із центрами осередків вказано кількість розрядів блискавок. Розряди блискавок у визначених осередках помічені маленькими хрестиками різних кольорів. Розряди блискавок, не згруповані в кластери, позначені чорними хрестиками.

Кількість ударів блискавок у цих осередках, що збуджували твіки, становила відповідно 1355, 1063 та 99. Деякі записи твіків були виключені з розгляду: коли ефективна висота хвильоводу для моди другого порядку перевищує висоту для моди першого порядку, та коли концентрація електронів перевищувала середнє значення N_e у три рази або більше. Кількість таких записів становила приблизно 5% усіх зареєстрованих подій.

На рис. 2.14 представлені часові зміни параметрів іоносфери вздовж трьох трас поширення.

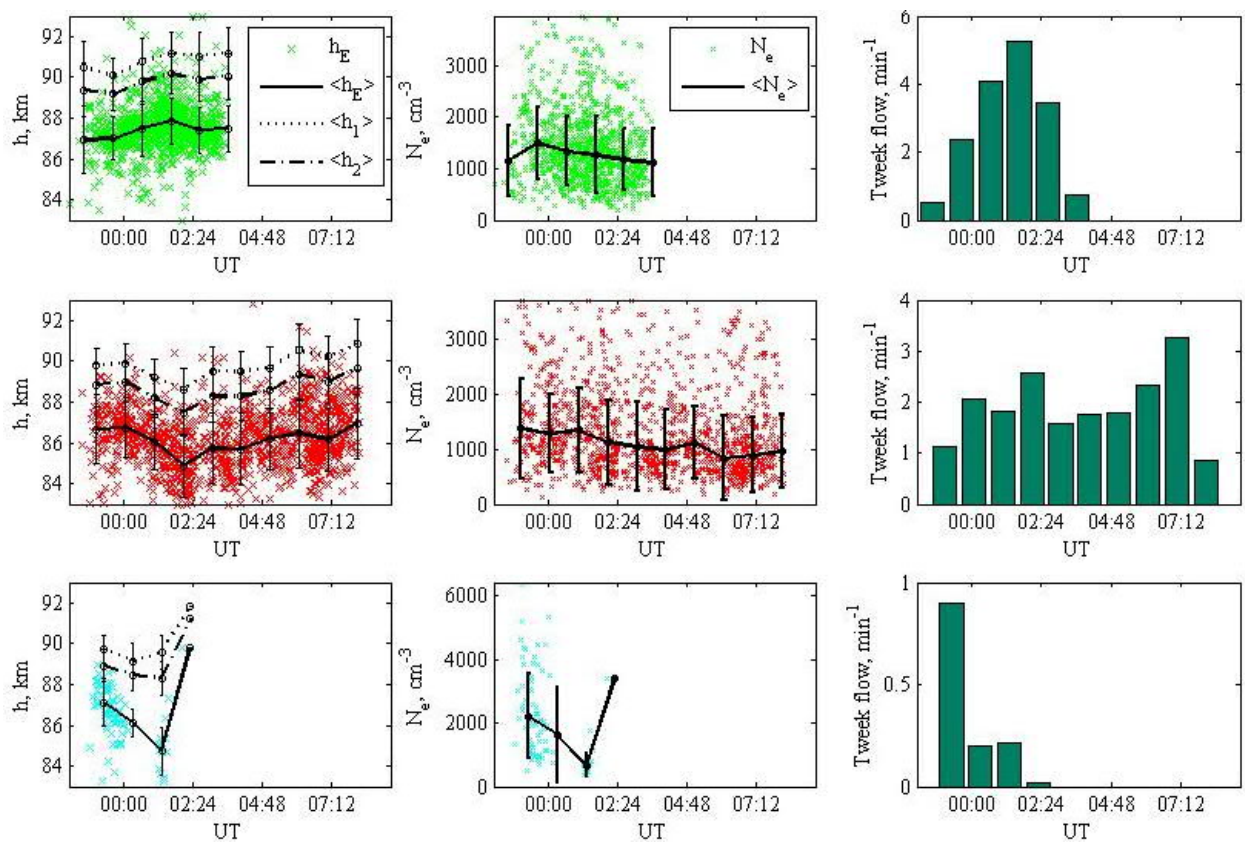


Рисунок 2.14 – Варіації параметрів нижньої іоносфери, отримані в результаті аналізу твіків. Ліворуч: ефективні висоти хвильоводу для мод першого та другого порядку, h_1 та h_2 , та висоти нижньої межі моделі іоносфери h_E . В середині: зміни концентрації електронів. Праворуч: зміни потоку твіків від осередків. Колір крапок на графіках відповідає кольорові осередків, показаних на карті на рис. 2.13.

На графіках ліворуч на цьому рисунку показані варіації погодинної усередненої ефективної висоти, що виводиться з мод першого та другого порядку. Середній стовпчик зображує варіації медіанних значень відповідної концентрації електронів. На графіках з правого боку відображаються зміни потоку твіків, що надходять від кожного осередку. Кольори маркерів на рис. 2.14 відповідають кольорам осередків на карті на рис. 2.13.

Потоки твіків від осередків визначається як умовами в іоносфері вздовж траси поширення, так й інтенсивністю грозових центрів. Твіки надходять в період між заходом сонця в пункті спостережень та сходом сонця в центрі біля Африки (верхній рядок графіків на рис.2.14.) осередок біля узбережжя Південної Америки (середній рядок) активний всю ніч. Активність в останньому осередки спостерігалась протягом короткого періоду лише на початку ночі в обсерваторії, ймовірно, через закінчення власної активності.

Приклад варіацій висоти нижньої іоносфери в ніч на 1 березня 2021 року наведено на рис.2.15. На рис.2.15а ми спостерігаємо результати локації блискавок за допомогою твіків.

Можна виділити два найпотужніших кластера, які відображають активні осередки на півдні Південної Америки на відстані 2500-3000 км і в Атлантичному океані на північний схід від точки спостереження на відстані близько 2000 км.

Для кожного твіка ефективна висота хвильоводу «Земля-іоносфера» вздовж відповідному шляху поширення радіохвилі визначається основною гармонікою. Результати цього аналізу для двох осередків, на північ і на північний схід від точки спостереження, відповідно, показані на рис. 2.15б і 2.15в. 20-хвилинні середні значення висоти хвильоводу зі смужками похибок також показані на графіках.

Варіації медіанних значень висоти нижньої іоносфери демонструють майже синхронні квазіперіодичні коливання з періодом близько 2 годин і амплітудою близько 2 км для обох осередків. Це вказує на зміни у великій області іоносфери в цілому, яка охоплює принаймні простір між цими двома

осередками та обсерваторією. Спостережуваний період коливань знаходиться в діапазоні акустико-гравітаційних хвиль, які розглядаються як механізм взаємодії нижніх шарів атмосфери та іоносфери.

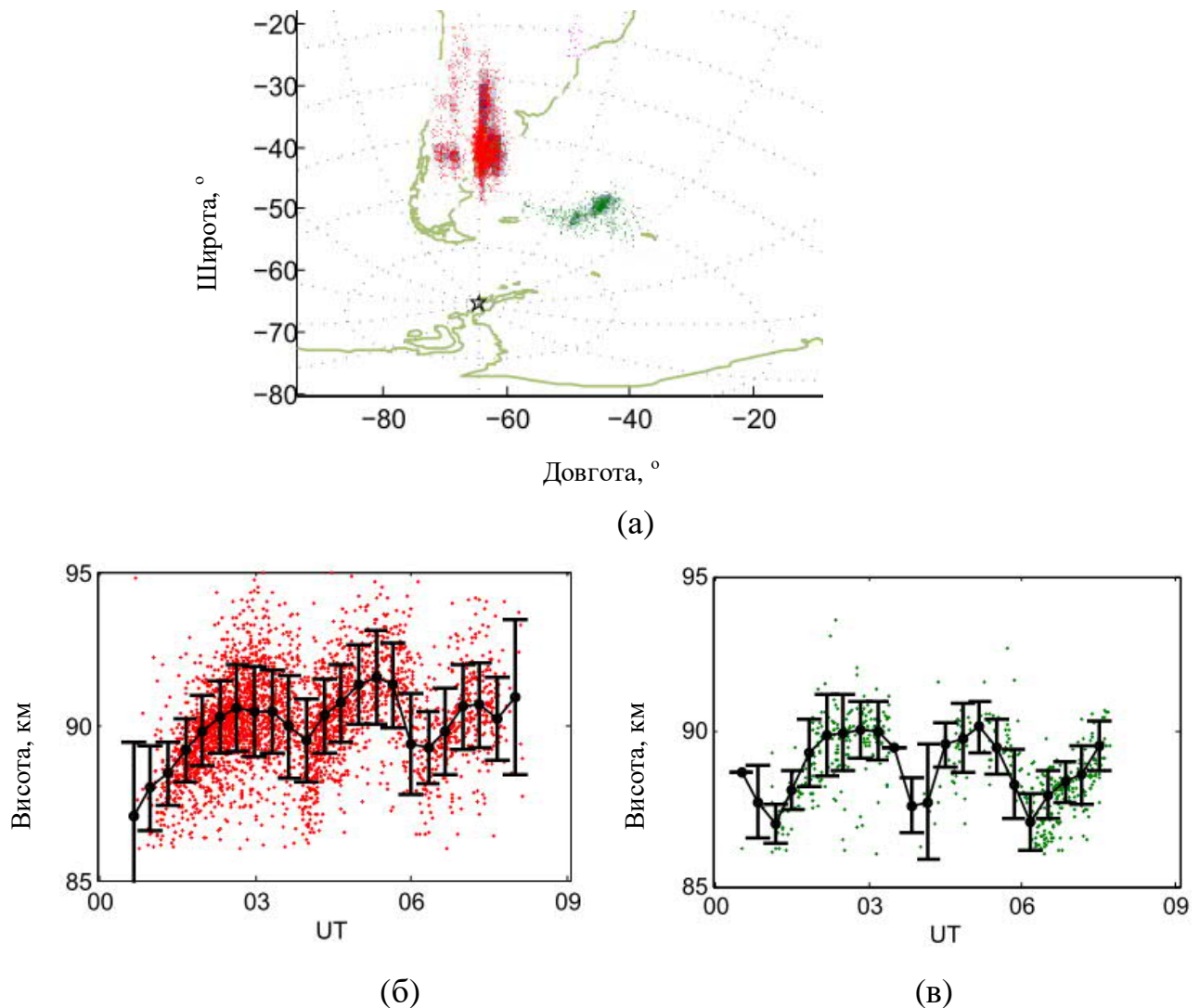


Рисунок 2.15 – (а) Географічне розташування грозових розрядів, отримане з аналізу твік-атмосфериків уніч на 1 березня 2021 р.; варіації ефективної висоти іоносфери вздовж трас поширення від осередків грозової активності: (б) на півдні Південної Америки; (в) в Атлантичному океані.

У той же час можна спостерігати, що середні значення за ніч відрізняються для двох трас поширення приблизно на 1,5 км. Траса від північного осередку пролягає в основному над поверхнею землі, тоді як шлях від північно-східного осередку проходить повністю над океаном. Цією обставиною можна пояснити

різницю в середніх висотах: низька провідність материкової частини шляху від північного скупчення визначає більшу глибину проникнення ДНЧ радіохвиль до нижньої межі природного хвилеводу порівняно з трасою, що проходить над поверхнею океану з набагато вищою провідністю, ніж земля, і таким чином збільшує ефективну висоту хвилеводу.

2.4 Сезонні варіації ефективної висоти нижньої іоносфери за результатами вимірювань твік-атмосфериків у північній і південній півкулях

Добові варіації висоти іоносфери визначаються як сонячним кутом нахилу Сонця, як показано, наприклад, у роботі [34], так і динамічними процесами в області мезопаузи внаслідок збудження акустично-гравітаційних хвиль в нижніх шарах атмосфери.

Також представляє інтерес дослідження варіацій стану нижньої іоносфери на міжсезонних часових масштабах, що може прояснити, наприклад, явище «зимової аномалії», пов'язане зі збільшенням концентрації електронів у нижній іоносфері через збільшення у концентрації молекул оксиду азоту [NO] в зимовий період [15]. Молекули оксиду азоту [NO] мають низький потенціал іонізації і є основним матеріалом для створення іоносферної плазми на висотах області D за рахунок іонізації ультрафіолетовим випромінюванням лінії Lyman- α . Збільшення концентрації електронів призводить до зменшення ефективної висоти відбиття ДНЧ радіохвиль від іоносфери. Оскільки цей ефект спостерігався тільки у області F2, результати аналізу синхронних вимірювань твіків додадуть інформацію про цей ефект у нижній іоносфері.

Варіації ефективної висоти нижньої межі іоносфери за результатами даних одержаних на антарктичній станції «Академік Вернадський» та в радіоастрономічній обсерваторії РІ НАН України поблизу села Гракове Харківській області відповідно в південній і північній півкулях, від грудня 2020 року по грудень 2021 року представлені на рис. 2.16а і 2.16б відповідно.

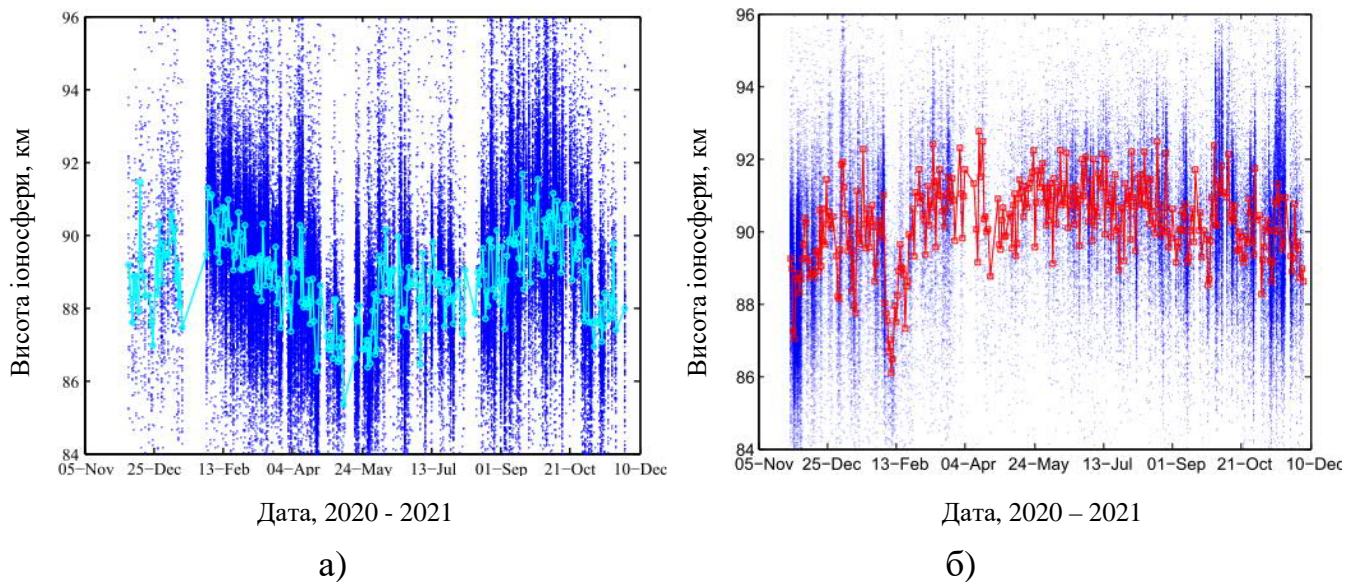


Рисунок 2.16 – Варіації ефективної висоти нижньої іоносфери протягом року, з грудня 2020 р. по грудень 2021 р., за результатами аналізу твік-атмосфериків, зареєстрованих: (а) на УАС «Академік Вернадський» та (б) на РАО РІ НАН України поблизу села Гракове Харківської області.

На обох графіках точки представляють ефективні висоти іоносфери за результатами аналізу окремих твік-атмосфериків, зареєстрованих протягом нічного часу у двох пунктах спостережень. Точками показані середні значення висоти за ніч. Необхідно відзначити залежність кількості зареєстрованих твік-атмосфериків протягом року від зміни тривалості ночі. Найбільш яскраво ця обставина простежується для пункту спостережень на УАС. Середні нічні значення ефективної висоти іоносфери демонструють чіткі тренди з мінімумом у місцеві зимові місяці. Очікується, що ці зміни спостерігатимуться у протифазі у двох пунктах. Крім загальної тенденції, існують і відхилення від неї, характерні для окремої точки спостереження. Так, для пункту на УАС ми спостерігаємо зниження висоти іоносфери в локальні зимові місяці, тоді як різке зниження спостерігається в пункті в Україні в лютому.

На рис.2.17 показано густину розподілення блискавок – джерел твіків, зареєстрованих на двох пунктах за весь період спостережень. За рахунок більшої чутливості антен на станції спостерігається більше охоплення за відстанню.

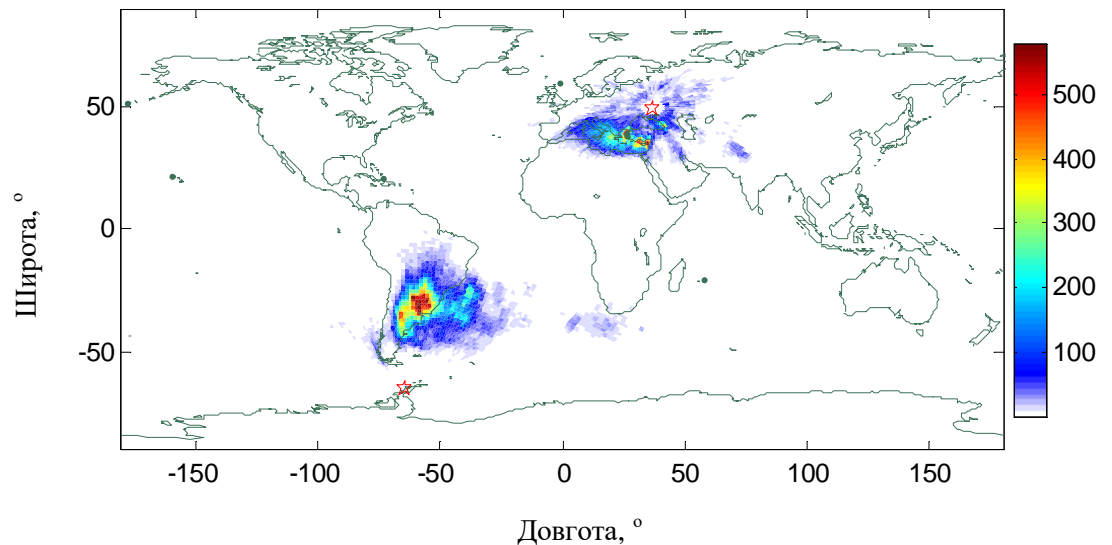


Рисунок 2.17 – Розподілення розрядів блискавок визначених за результатами аналізу твіків зареєстрованих на РАО РІ НАН України та на УАС з грудня 2020 р. по грудень 2021 р.

27-денні коливання було виявлено у варіаціях ефективної висоти нижньої іоносфери у пункті Гракове. На рис.2.18 червона та зелена криві на нижньому графіку позначають 11-денне ковзне середнє варіацій висоти іоносфери, виміряних в обсерваторіях Гракове та на станції «Академік Вернадський». Синтезована синусоїда 27-денного періоду, узгоджена за фазою з даними спостережень протягом літніх місяців, показана синьою суцільною лінією. Верхній графік демонструє варіації інтенсивності Лайман- α опромінення – основного джерела іонізації. Заштрихована область охоплює очікувані відхилення від фази сонячного опромінення та висоти іоносфери: чим сильніше джерело іонізації, тим нижча межа іоносфери.

У високоширотній південній обсерваторії ми не спостерігаємо 27-денної періодичності, яка може бути прихована сильнішим впливом процесів у навколоземному космічному просторі.

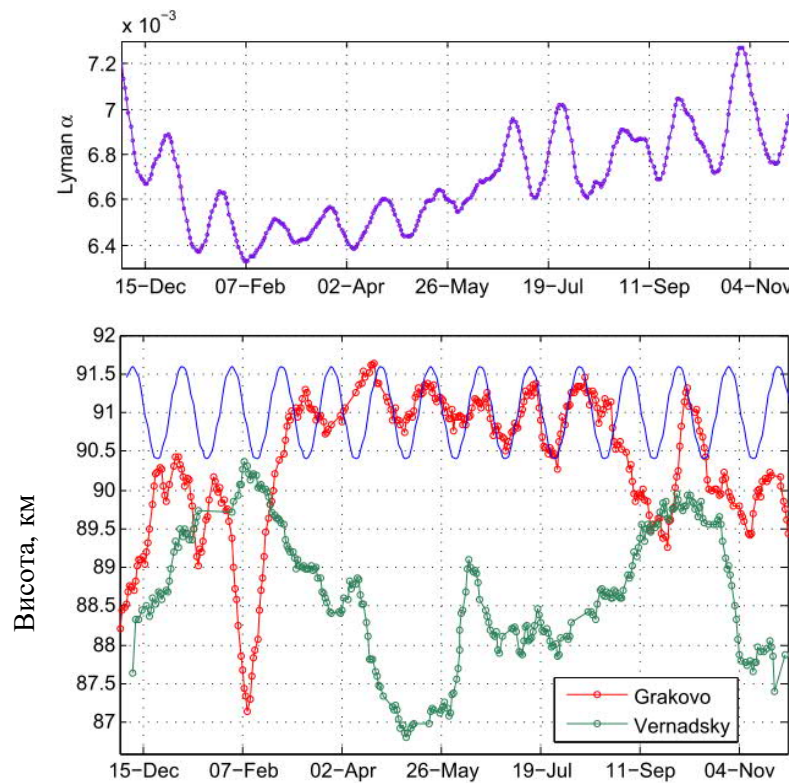


Рисунок 2.18 – Прояв 27-денного циклу сонячної активності у варіаціях ефективної висоти нижньої іоносфери за період грудень 2020 р. – грудень 2021р.

2.5 Аналіз твіків на основі вимірювань у трьох віддалених пунктах

У цьому підрозділі ми обговорюємо застосування конфігурації з трьома глобально-розташованими пунктами спостереження для локації потужних грозових розрядів. ДНЧ приймач встановлений на борту українського науково-дослідного судна «Ноосфера» працював одночасно з ДНЧ приймачами на українській антарктичній станції «Академік Вернадський» та в Радіоастрономічній обсерваторії поблизу Харкова під час проходження маршруту Одеса – станція «Академік Вернадський» у січні-березні 2022 року.

Дві горизонтальні складові вектора Умова–Пойнтінга, розраховані за трьома компонентами поля, дозволяли однозначно визначити напрямок на джерела. Під час вимірювальної кампанії на борту судна «Ноосфера» для урахування поточного курсу судна при визначенні азимуту приходу

атмосфериків використовувалися сигнали радіостанцій, що працюють у діапазоні ДНЧ, як реперні джерела, та повідомлення GPS NMEA.

Використовувалась комбінація методів часу прибуття (Time of Arrival, TOA) і пеленгації (Magnetic Direction Finding, MDF). Результати локації блискавок порівнюються з даними глобальної мережі локації блискавок WWLLN, щоб оцінити точність визначення місцезнаходження розрядів. Одержані положення потужних грозових розрядів були використані для оцінки ефективної висоти нижньої іоносфери на основі вимірювань твіків [5].

Методи TOA, MDF або їх комбінація зазвичай використовуються в мережах локації блискавок у ДНЧ діапазоні. Це пов'язано з тим, що радіохвилі ДНЧ поширюються на кілька тисяч кілометрів з малим загасанням. Метод TOA вважається більш точним через високу точність вимірювання часу прибуття, що забезпечується GPS-синхронізацією. У той же час у методі пеленгації необхідно враховувати похибки, пов'язані з впливом металічних конструкцій і кабелів навколо пункту спостереження на структуру магнітного поля, анізотропією іоносфери та провідності землі.

Ми використовуємо комбінацію цих двох методів. Приклади трьох ДНЧ атмосфериків від однієї й тієї ж блискавки, отримані у трьох пунктах з виміряними часовими затримками, показані на лівому графіку на рис.2.19.

Застосовуючи метод TOA, ми отримуємо лише дві лінійно незалежні затримки від трьох точок спостереження. Таким чином, дві точки перетину виникають як ймовірні місця розряду блискавки. Використовуючи результат пеленгації, ми отримуємо справжнє розташування як найближчу точку до лінії пеленга. Процедура демонструється на цьому правому графіку на рис.2.19.

На карті показано положення точок спостереження, розрахункові сферичні гіперболи, пеленги джерела та розташування блискавки. Правильний результат локації відзначений синім, а хибний - червоним колом.

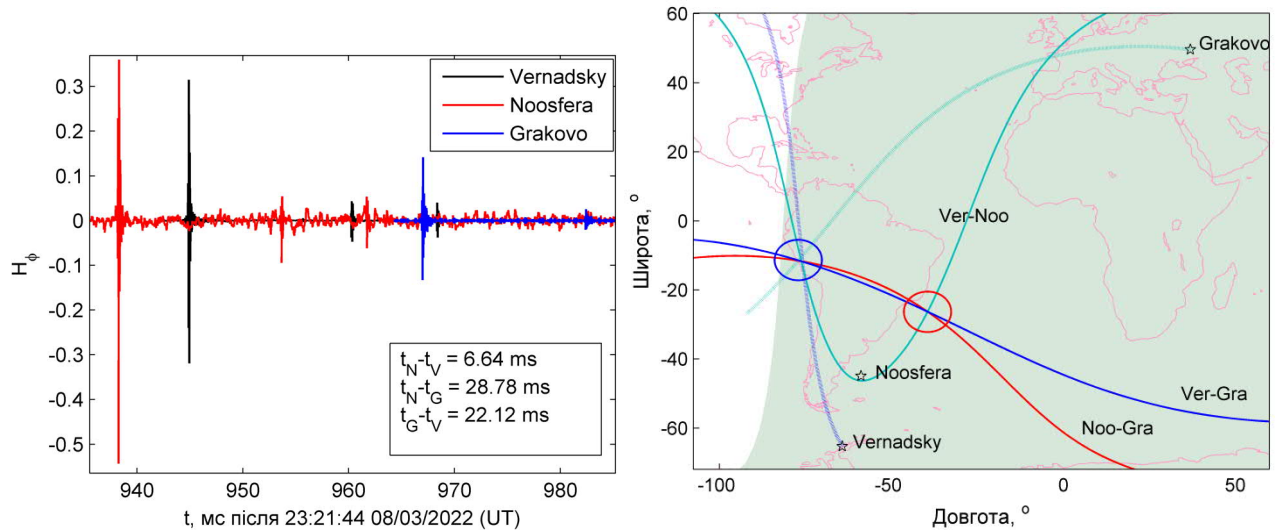


Рисунок 2.19 – Поєднання двох методів трипозиційної локації блискавки: різниця в часі прибуття (ТОА) і пеленгування за вектором Умова–Пойнтінга

На рис.2.20 показані результати локації блискавок – джерел атмосфериків, які були ідентифіковані як твіки на «Ноосфері», вночі 8-го березня 2022 року. Розраховані позиції грозових розрядів показано коричневими крапками.

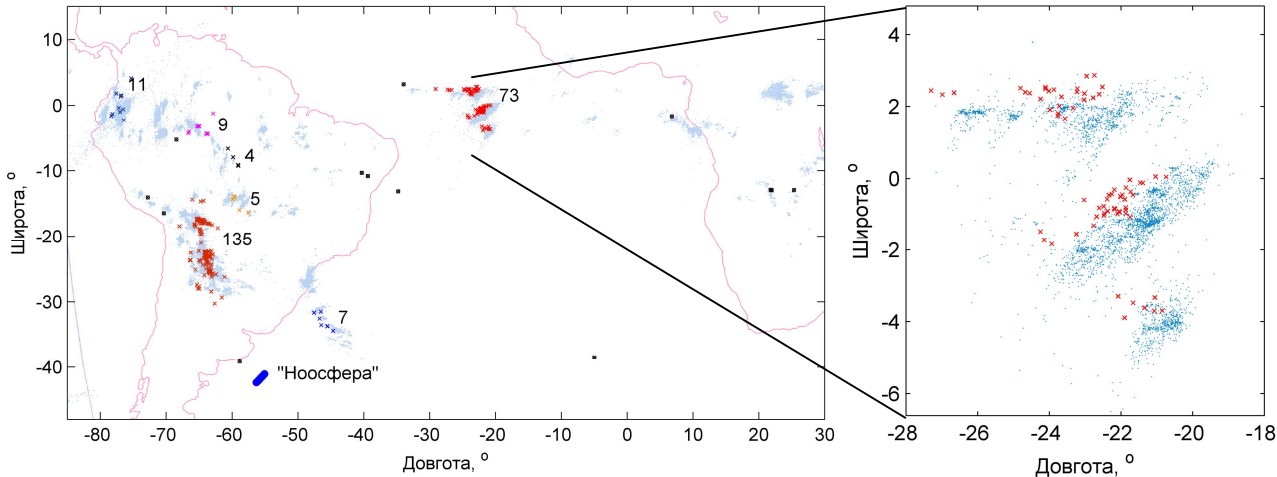


Рисунок 2.20 – Порівняння результатів трьохпозиційної локації блискавок з даними локації мережею WWLLN.

Частина шляху «Ноосфери» в цей період показана синіми кружечками. Усього 259 джерел твіків виявлено за період 00:00~08:00 UT 08.03.2022.

Яскравими кольорами позначені окремі кластери, числа поряд з відповідним кластером означає кількість джерел.

Як еталон для порівняння результатів локації ми використовуємо дані глобальної мережі локації блискавок WWLLN. Ця мережа має точність визначення розташування блискавок приблизно 3-10 км залежно від пікового струму розряду та регіону земної кулі. Результат локації блискавок за даними WWLLN показано на карті світло-сірими крапками. Можна бачити, що результати локації з трьох пунктів перекривають активні зони, виявлені WWLLN. На карті праворуч показано збільшену область біля екватора розміром 10×10 градусів. Структура розподілу блискавок дуже схожа на структуру, яку виявляє WWLLN. Однак, спостерігається систематичний зсув менше ніж на 1 градус на північний захід, що відповідає відносній похибці менше 100 км. Результати трьохпозиційної локації блискавок було використано для аналізу твіків з метою отримання варіацій висоти нижньої межі іоносфери в нічний час.

Типова форма поздовжньої компоненти магнітного поля твіка показана на графіку на рис.2.21а. Вона виникає внаслідок підйому нижньої межі іоносфери приблизно до 90 км вночі, де частота зіткнень електронів з нейтральними частинками на порядок менша, а загасання радіохвиль в діапазоні одиниць кілогерц, вище за частоту відсічення хвильоводу, також стає меншим.

Таким чином, ми спостерігаємо багаторазові послідовні відбиття короткого імпульсу, який випромінюється розрядом блискавки, між землею та іоносферою. Миттєва частота сигналу твіку зменшується з самого початку, з часом наближаючись до граничного значення, частоти відсічення f_{cm} , яке визначається ефективною висотою хвильоводу земля-іоносфера:

$$h_m = \frac{mc}{2f_{cm}}, \quad (2.11)$$

де c – швидкість світла ; m – номер моди. Цей параметр представляє інтерес, оскільки він пов'язаний зі станом нижньої іоносфери на певних трасах поширення.

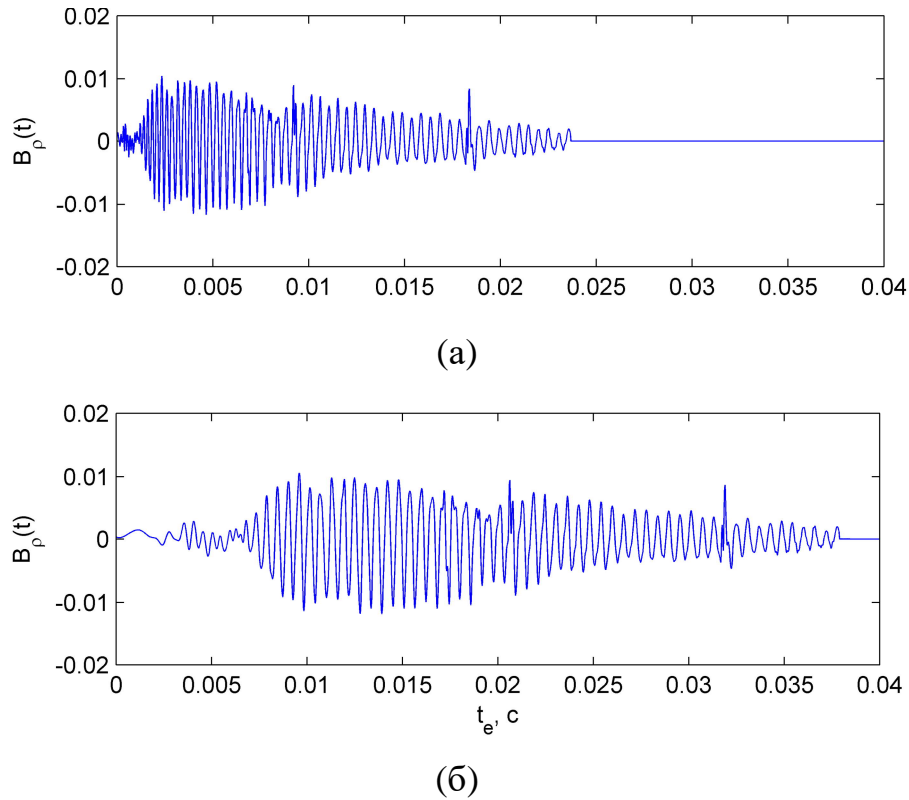


Рисунок 2.21 – Хвильові форми: (а) оригінального та (б) перетвореного твіка.

Для визначення ефективної висоти нижньої іоносфери застосовано модифікований метод, який було запропоновано в роботі [36]. Метод заснований на компенсації частотної дисперсії в сигналі твіка у часовому представленні. В оригінальній версії методу використовується вирівнювання затримок між послідовними відбиттями у хвостовій частині твіка підбором дальності до блискавки, за рахунок наступного перетворення часу:

$$a_e(t_e) = a(t) \quad (2.12)$$

$$t_e = t \sqrt{1 + \frac{2Dt}{c}} \quad (2.13)$$

де a , a_e – хвильові форми оригінального та перетвореного твіка; t_e – перетворений час.

Перетворений сигнал, показаний на нижньому графіку на рис. 2.21, має лише амплітудну модуляцію і може бути просто визначений як вузькі піки в амплітудному спектрі. Використовуючи перевагу незалежно визначеної дальності до блискавки, ми відразу отримуємо граничні частоти хвилеводу. Спектри оригінального та перетвореного твіку показані на рис.2.22.

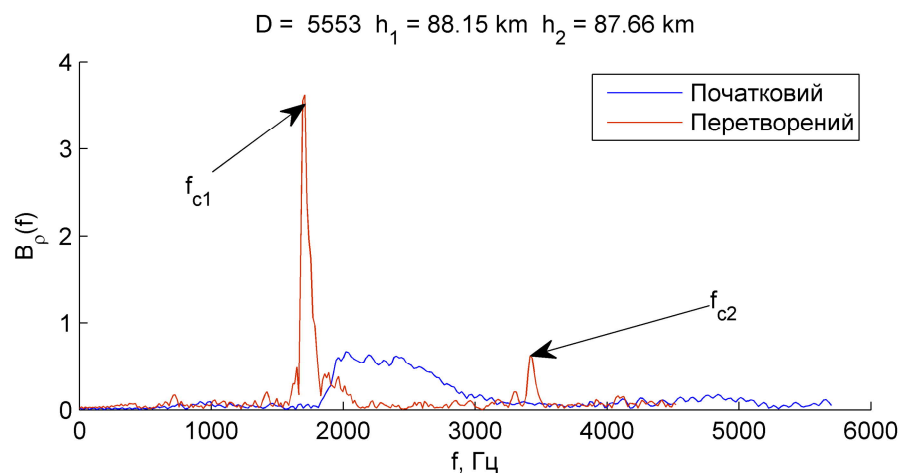


Рисунок 2.22 – Спектри оригінального та перетвореного твіка.

Приклад використання модифікованої методики продемонстровано на основі незалежних даних локації для визначення варіацій висоті іоносфери за твіками, зареєстрованими на борту «Ноосфери» протягом ночі 8 березня 2022 року, приведено на рис.2.23.

Було ідентифіковано два активних кластери, показані на карті на рис.2.20 у Південній Америці та в Атлантичному океані біля екватора. Траси поширення складають 2400 км і 5700 км відповідно. Ми виявили дві гармоніки в більшості сигналів твіків, що дозволило оцінити ефективні висоти для хвилеводних мод першого та другого порядку.

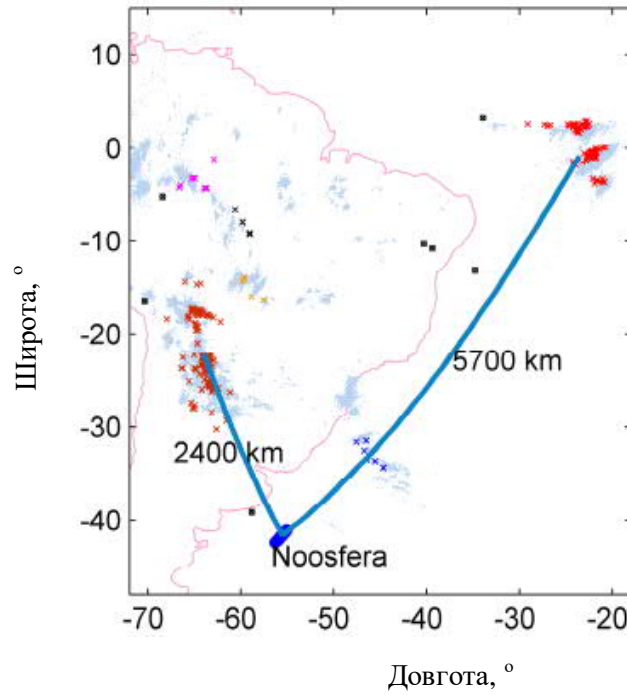


Рисунок 2.23 – Траси поширення твіків зареєстрованих на «Ноосфері» від розрядів блискавок, координати яких було визначено за допомогою трьохпозиційної локації.

Варіації відповідних ефективних висот показані для обох трас поширення показані на рис. 2.24 та 2.25.

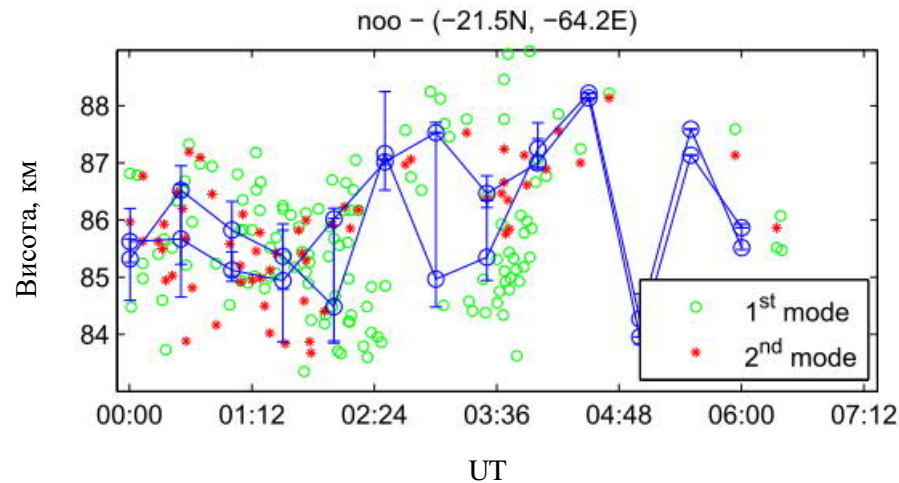


Рисунок 2.24 – Варіації ефективної висоти іоносфери для двох перших типів хвиль на трасі між кластером у Південній Америці та «Ноосферою».

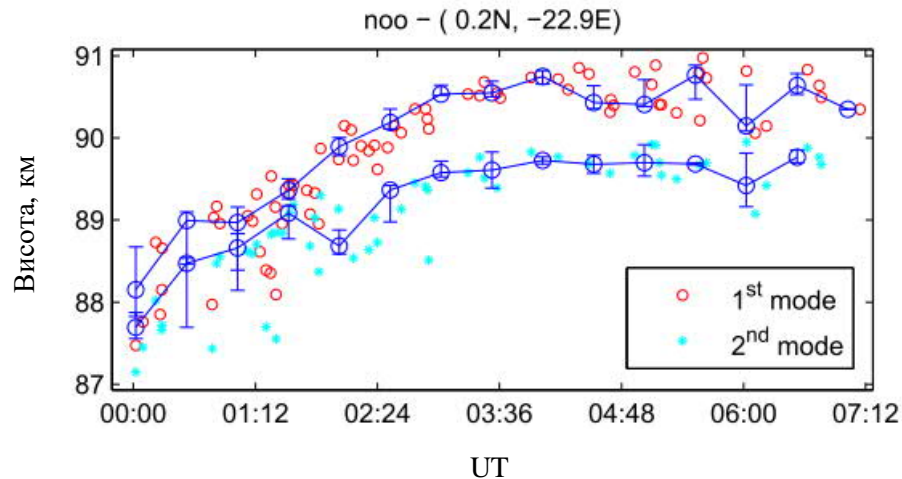


Рисунок 2.25 – Варіації ефективних висот іоносфери для двох перших типів хвиль на трасі між кластером у Атлантичному океані та «Ноосферою».

Відзначимо, що траса до осередку у Південній Америці демонструє високу нестабільність у варіаціях висоти іоносфери як для першої, так і для другої моди. Середня оцінка висоти протягом ночі складає близько 86 км.

Траса до кластеру у Атлантичному океані набагато стабільніша і показує плавний підйом від моменту заходу сонця над «Ноосферою» до моменту сходу сонця над кластером біля екватора. Висота відбиття від іоносфери для першої моди змінюється від 88 до 90,5 км, а різниця висот для першої та другої мод змінюється приблизно від 0,5 до 1 км протягом ночі. Це можна інтерпретувати як зміну крутизни профілю концентрації електронів іоносфери.

Висновки до розділу 2

- На основі співставлення результатів аналізу твік-атмосферіків із моделлю одержані добові варіації концентрації електронів у нижній іоносфері. Спостерігалися варіації параметрів нижньої іоносфери у частотному діапазоні внутрішніх гравітаційних хвиль.
- За рік одночасних спостережень на станції Академік Вернадський та РАО РІ НАН виявлено сезонні зміни ефективної висоти нижньої межі іоносфери, які свідчать про меридіональну асиметрію між північною та південною півкулями. Цей результат можна пояснити одним із проявів явища «зимової

аномалії» – підвищенням концентрації електронів в області D іоносфери у локальні зимові місяці. Відхилення від цього загального тренду спостерігалось на антарктичній станції «Академік Вернадський» у вигляді зменшення ефективної висоти іоносфери протягом місцевих літніх місяців, що може бути пов'язане з близькістю термінатора до обсерваторії під час місцевого літа.

- У північній середньоширотній обсерваторії виявлено 27-денну періодичність у зміні висоти нижньої іоносфери, тоді як на антарктичній станції «Академік Вернадський» таких коливань у нижній іоносфері не спостерігалось.
- За результатами аналізу вимірювань ДНЧ атмосфериків на трьох глобально-віддаленими пунктами спостережень, на двох наземних та на рухомому науковому судні, впроваджено комбінований метод ТОА та пеленгації. Результати локації показали хорошу кореляцію між положенням визначених активних зон у Південній Америці та Атлантиці з даними глобальної мережі локації блискавок WWLLN. Ці результати були використано для розроблення вдосконаленої методики визначення ефективної висоти нижньої іоносфери, заснованої на компенсації частотної дисперсії у сигналах твіків.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях здобувачки [3, 4, 6-8, 11, 13, 14].

РОЗДІЛ 3

ДОБОВІ ВАРІАЦІЇ ПОЛЯРИЗАЦІЙНИХ ПАРАМЕТРІВ ННЧ СПЛЕСКІВ

У цьому розділі проведено аналіз поляризаційних параметрів експериментальних записів магнітного поля ННЧ сплесків, одержаних на УАС «Академік Вернадський» у період, близький до весняного рівнодення. Це завдання представляє інтерес як з точки зору механізму виникнення еліптичної поляризації ННЧ поля, так і при реалізації методу триангуляції для локації надпотужних розрядів блискавок за результатами вимірювань ННЧ сплесків.

3.1 Обладнання та попередня обробка ННЧ даних

Систематичні вимірювання двох ортогональних компонент горизонтального магнітного поля радіохвиль ННЧ проводяться Радіоастрономічним інститутом НАН України на станції «Академік Вернадський» (65.2458° пд.ш., 64.2572° з.д.) з 2002 року. Для цього використовувався двоканальний магнітометр [63, 69] виробництва Львівського центру Інституту космічних досліджень НАНУ та Національного космічного агентства України.

Магнітні індукційні датчики розташовані на відстані 500 м від будівель станції та 200 м від «Будиночку ДНЧ», де розміщено обладнання для збору даних. Датчики налаштовані горизонтально та орієнтовані вздовж сторін світу Південь – Північ (B_{NS} компонента) і Захід – Схід (B_{EW} компонента). Діапазон частот датчиків становить 1–80 Гц на рівні -3 дБ. Спектральна щільність власного шуму в магнітних каналах менше, ніж $30 \text{ фТл/Гц}^{1/2}$. Взаємні відхилення передаточних функцій окремих каналів не перевищують 1% за амплітудою і 1° за фазою в діапазоні частот 4 – 55 Гц.

Сигнали від датчиків подаються по кабелю в систему збору даних. Синхронний аналого-цифровий перетворювач має роздільну здатність 16 біт і працює з частотою дискретизації 320 Гц. Ряди даних синхронізуються з абсолютним часом за часовими мітками вбудованого модуля GPS. Безперервні часові ряди двох ортогональних компонент магнітного поля зводяться до

абсолютних одиниць магнітної індукції, а потім зберігаються в щоденних файлах на жорсткому диску комп'ютера.

Перешкоди від місцевої електромережі значно перевищують рівень природних ННЧ сигналів. У процесі оброблення даних для зменшення перешкод 50 Гц застосовано метод компенсації. Це дозволяє уникнути додаткових зміщень у формах імпульсів, які виникають у традиційних аналогових і цифрових режекторних фільтрах. Щоб відновити фактичну форму хвилі імпульсних сигналів, ми компенсуємо фазові спотворення, що виникають через смугові фільтри приймача. Це робиться шляхом множення спектру сигналу на комплексно-спряжену передаточну функцію приймача та послідовного застосування зворотного перетворення Фур'є [116]. У цьому випадку ефективна смуга частот скорочується приблизно до 70 Гц. ННЧ сплески зі зниженою перешкодою 50 Гц і з компенсованими фазовими викривленнями порівнюються з фіксованою пороговою амплітудою. Імпульси, що перевищують поріг, відбираються для подальшої обробки.

3.2 Методологія

Рисунок 1а демонструє приклад ННЧ сплеску, що був зафіксований на станції Академік Вернадський 26 березня 2019 року о 23:36:17.066 всесвітнього часу (UT). По осі абсцис відображений час у секундах, а по осі ординат – поле в пТл. Жирна лінія відповідає компоненті поля B_{NS} , а пунктирна – формі хвилі B_{EW} . Правий графік (рис. 1б) демонструє годограф вектора горизонтального магнітного поля. Тут додатний напрямок осі Oy збігається з напрямком на північ, а вісь Ox вказує на схід. Стрілки на лінії годографа вказують напрямок обертання вектора магнітного поля.

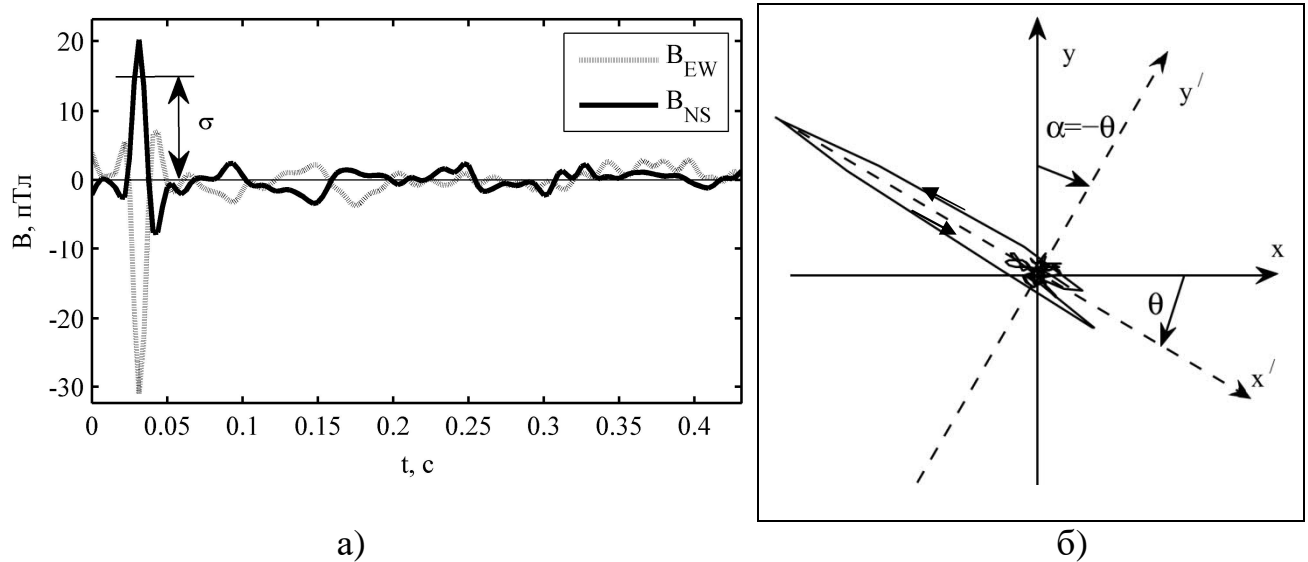


Рисунок 3.1 – (а) Осцилограми компоненти B_{NS} і B_{EW} ; (б) – годограф компоненти горизонтального магнітного поля сплеску ННЧ, зареєстрованого на станції «Академік Вернадський» 26 березня 2019 року о 23:36:17.066 UT.

У подальшому ми використовуємо для аналізу найбільш чітку «нерезонансну» початкову частину ННЧ сплеску. Вона відповідає прямій хвилі, що поширюється від удару блискавки до спостерігача по короткій дузі великого кола в сферичній порожнині Земля – іоносфера. Тривалість сигналу ми обрали рівною 25 мс, вона формується на $\pm 12,5$ мс від пікової амплітуди сигналу. Обраний фрагмент показує фактичну радіохвилю ННЧ, оскільки інтервал 25 мс перевищує тривалість функції часового відгуку смугового фільтра приймача ($1/70$ Гц $\cong 14$ мс). Такий часовий строб виключає антиподну хвилю з подальшого аналізу.

Ми вводимо додаткову систему координат (x'/y') що відповідає напрямку на джерело поля, і обертаємо географічну систему (x y) таким чином, щоб було досягнуто мінімальне значення середньоквадратичного значення дисперсії σ

радіальної складової поля ННЧ сплеску. Поворот координат на кут θ (відраховується проти годинникової стрілки) визначає компоненти поля в новій системі координат (x'/y'):

$$\begin{aligned} B'_{EW} &= B_{EW} \cos \theta + B_{NS} \sin \theta \\ B'_{NS} &= -B_{EW} \sin \theta + B_{NS} \cos \theta \end{aligned} \quad (3.1)$$

При мінімізації σ_{NS} нової компоненти B'_{NS} азимут приходу хвилі ННЧ виявляється рівним куту повороту нової системи координат, взятому з протилежним знаком: $\alpha = -\theta$, див. рис.1б. За відсутності інформації про полярність початкового удару блискавки, напрямок на джерело визначається з похибкою у 180° . Полярність джерела можна визначити за початком імпульсу в зафіксованій вертикальній компоненті електричного поля [54 Burke and Jones, 1996]: позитивні розряди блискавки мають негативний початок у виміряному електричному полі.

Магнітне поле ННЧ сплеску в новій системі координат орієнтоване переважно вздовж осі Ox' , але годограф повного вектора магнітного поля відхиляється від прямої лінії. На рисунку 2 показано часові варіації ортогональних компонент поля в оберненій системі координат x'/y' разом із середньоквадратичним значенням «помилкової» радіальної компоненти поля.

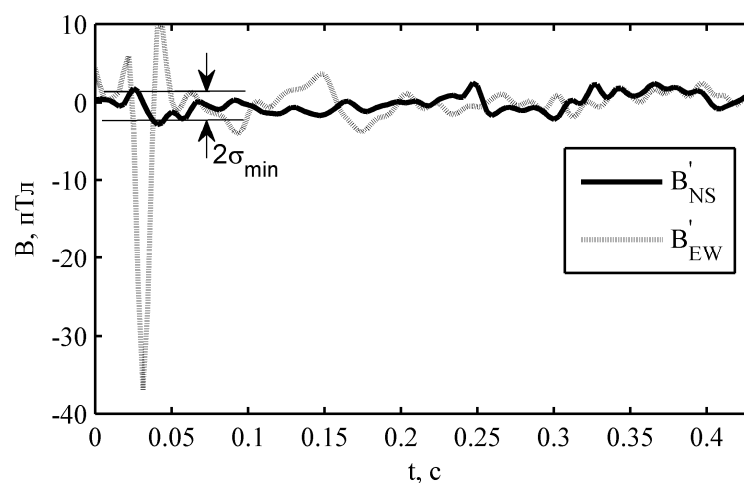


Рисунок 3.2.— Компоненти поля ННЧ сплеску у оберненій системі координат

В однорідній ізотропній порожнині Земля–іоносфера радіальна компонента магнітного поля формується випадковим фоновим сигналом, який є суперпозицією імпульсів, що надходять від ударів блискавок, що відбуваються на всій земній кулі зі частотою 50 – 100 подій на секунду. У цьому випадку, випадкову похибку пеленгації можна знайти за співвідношенням сигнал/шум:

$B'_{EW}^{\max} / \sigma_{\min}$ (див рис. 3.2):

$$\Delta\alpha \leq \arctan \frac{\sigma_{\min}}{B'_{EW}^{\max}}, \quad (3.2)$$

який у наведеному вище прикладі ННЧ сплеску дорівнює $\Delta\alpha \leq 5.4^\circ$.

Як видно з рис. 3.1б, годограф вектора магнітного поля протягом усієї тривалості ННЧ сплеску має складну форму, що відхиляється від прямої. Експериментальний вектор магнітного поля прямої хвилі (початок імпульсу) обертається проти годинникової стрілки, див. рис. 3.1б, і обидва напрямки обертання зустрічаються в наступній частині хвилі. Будемо враховувати квазіеліптичну форму початкової частини годографа, що відповідає прямій хвилі, і використовувати надалі терміни «азимут приходу хвилі» та «еліпс поляризації». Відповідні параметри поляризації будуть знайдені так, ніби ми обробляємо монохроматичний сигнал. Це означає, що ми формально застосовуємо традиційну спектральну матрицю когерентності, яка використовується в аналізі поляризації квазімонохроматичних полів за наявності некогерентного шуму [110]:

$$J = \begin{bmatrix} J_{xx} & J_{xy} \\ J_{yx} & J_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \int_{\Delta\omega} B_x B_x^* d\omega & \int_{\Delta\omega} B_x B_y^* d\omega \\ \int_{\Delta\omega} B_y B_x^* d\omega & \int_{\Delta\omega} B_y B_y^* d\omega \end{bmatrix}. \quad (3.3)$$

У цьому випадку $B_x = B_x(\omega)$ і $B_y = B_y(\omega)$ – комплексні спектри ортогональних складових горизонтального магнітного поля в прямій хвилі. Компоненти експериментального поля вимірюються в географічній системі координат, пов'язаній із сторонами світу, і ми це враховуємо у наступних тотожностях $B_x = B_{EW}$ і $B_y = B_{NS}$. Елементи матриці когерентності містять статистичні моменти другого порядку двох ортогональних компонент поля, а саме, добутки, підсумовані за частотами в смузі пропускання приймача.

Форма та орієнтація вписаного еліпса визначаються кутами χ та θ , які пов'язані з елементами матриці когерентності таким чином: [111]:

$$\sin 2\chi = \frac{2\operatorname{Im}(J_{xy})}{\sqrt{(J_{xx} - J_{yy})^2 + 4J_{xy}J_{yx}}}, \quad (3.4)$$

$$\operatorname{tg} 2\theta = \frac{2\operatorname{Re}(J_{xy})}{J_{xx} - J_{yy}}. \quad (3.5)$$

Еліптичність сигналу знаходиться з

$$\varepsilon = \operatorname{tg} \chi \quad (-1 \leq \varepsilon \leq 1) \quad (3.6)$$

Це дорівнює відношенню малої та великої осей вписаного еліпса. Еліптичність ε оказує відхилення поляризації сигналу від лінійної ($\varepsilon = 0$). Знак ε є пов'язаним з напрямком обертання вектора магнітного поля. При $\varepsilon > 0$, вектор магнітного поля обертається проти годинникової стрілки; при $\varepsilon < 0$, вектор обертається за годинниковою стрілкою; а при $\varepsilon = 0$, сигнал є лінійно поляризованим. Колосков та ін. [63] використали аналогічний метод для визначення пеленгів ННЧ сплесків та їх коефіцієнтів поляризації, але на основі розрахунку параметрів Стокса, усереднених у відносно вузькій смузі 7–9 Гц навколо першої моди шуманівського резонансу.

Спектри потужності окремих компонент поля прямої ННЧ хвилі наведені на рис. 3.3а. На рисунку 3.3б зображено годографи поля з центром у початку системи координат. Жирна лінія показує дані спостережень, а пунктир-еквівалентний еліпс поляризації який має параметри: $\varepsilon = 0.097$, $\theta = -35.3^\circ$ (азимут приходу хвилі $\alpha = -\theta = 35.3^\circ$), визначені у рівняннях (3.3) – (3.5). Стрілки позначають напрямки обертання.

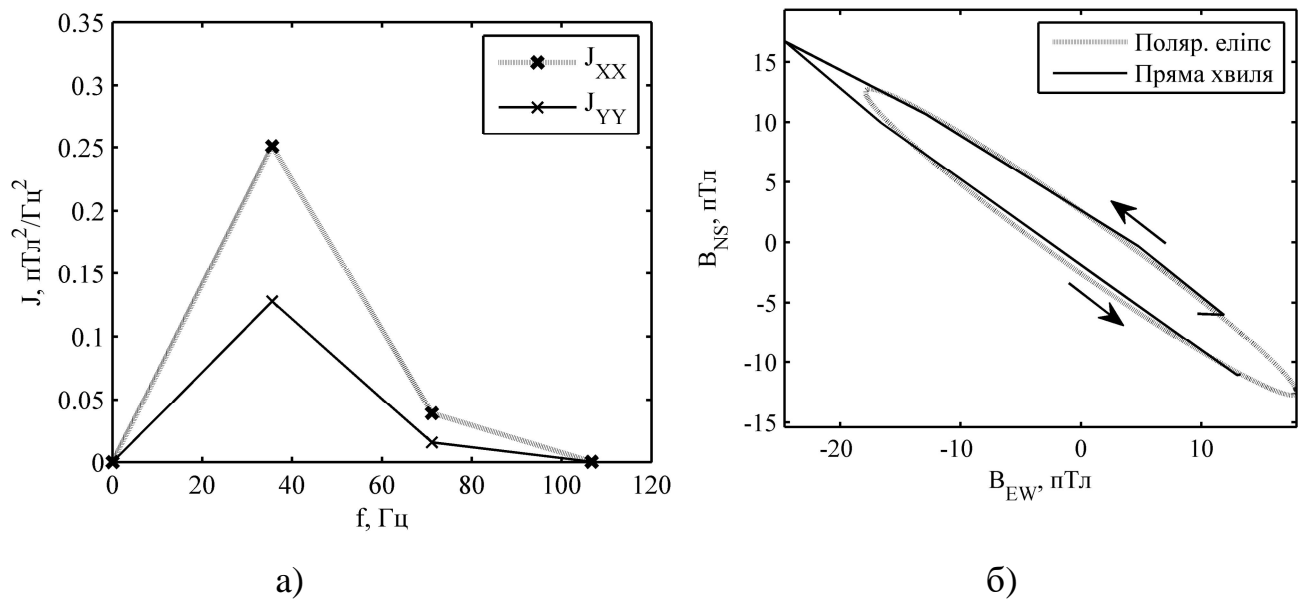


Рисунок 3.3. Спектри потужності початку ННЧ сплеску в компонентах магнітного поля (а) та годограф магнітного вектора прямої хвилі (б) із вписаним «еліпсом поляризації».

У системі координат, пов'язаній із справжнім напрямком на джерело (вісь Oy вказує на джерело), кут поляризації θ , знайдений у рівнянні (3.5), визначає лише відхилення великої осі еліпса поляризації від напрямку, перпендикулярного до напрямку на джерело. Це відхилення виміряного напрямку від справжнього є так званою помилкою поляризації [80]. З іншого боку, якщо ми вимірюємо компоненти поля в системі координат, яка довільно орієнтована відносно джерела, кут θ , знайдений з рівняння (3.5), визначатиме

азимут $\alpha = -\theta$, який буде відхилений від істинного напрямку величиною помилки поляризації.

Порівняння азимутів, визначених обертанням координат і складових магнітного поля, з тими, що були знайдені за нахилом великої осі «поляризаційного еліпса» за допомогою рівняння (5), показало їх практичний збіг. Усереднені за весь день спостережень 31 березня відхилення результатів двох методик становили $0,004^\circ$ зі стандартним відхиленням $\pm 0,17^\circ$. У подальшому аналізі ми застосовуємо більш швидкий метод визначення азимута приходу хвилі за нахилом великої осі вписаного «еліпса поляризації». У цьому випадку ми отримуємо додаткову інформацію про напрямок обертання повного вектора магнітного поля в прямій ННЧ радіохвилі.

3.3 Добові варіації в пеленгах та поляризації поля ННЧ сплесків

На рис. 3.4 ми зобразили пеленги джерел ННЧ сплесків, що охоплюють десятиденні спостереження з 25 березня по 3 квітня 2019 року. Абсциса на цьому малюнку показує час, а ордината — азимут приходу хвилі. Сині точки показують пеленги джерела 113460 ННЧ імпульсів з амплітудою понад 15 пТл, які були записані в цей період. Для зручності дані представлені в діапазоні азимутів від -45° до 135° . Азимут відраховують як за компасом: з півночі на південь через схід. Додатні значення азимута спрямовані на схід, а від'ємні — на захід із північного напрямку.

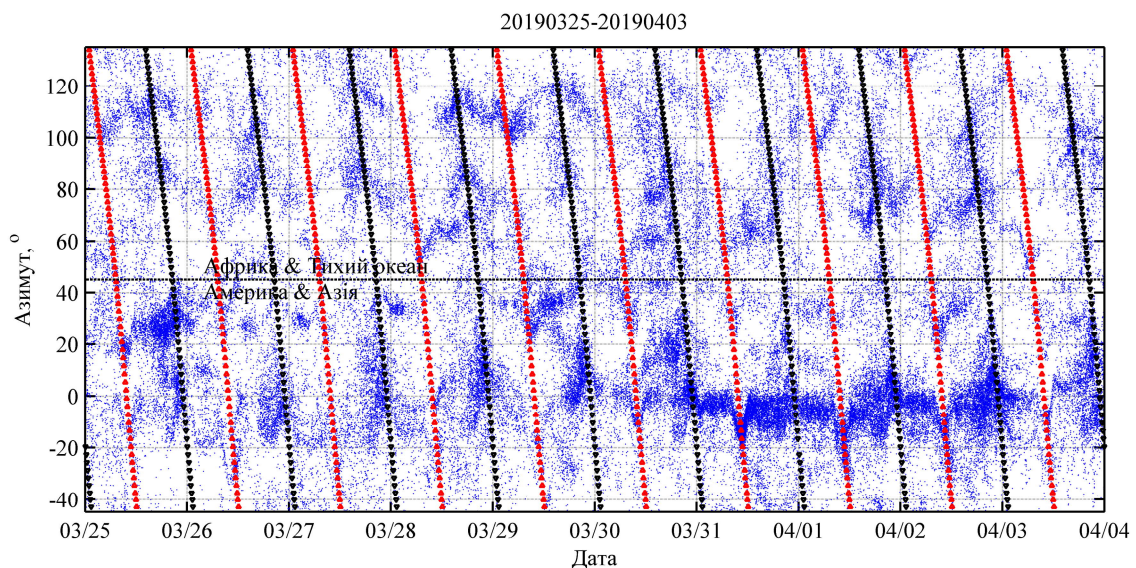


Рисунок 3.4 – Добова динаміка пеленгів ННЧ сплесків протягом 25 березня – 3 квітня 2019 року.

Через згадану вище похибку в 180° у значеннях азимута, отриманих за двома ортогональними компонентами магнітного поля, нижня половина графіка (від -45° до 45°) приблизно відповідає напрямкам на удари блискавки, розташовані або на Американському континенті, або на так званому «морському» континенті в Південно-Східній Азії. Верхня половина графіка (від 45° до 135°) відповідає джерелам, розташованим в Африці та Тихому океані.

Параметри глобальної грозової активності досить точно встановлені на основі довгострокових метеорологічних [112] і супутникових спостережень за спалахами блискавок [113, 114]. Глобальні грози концентруються в тропічному поясі над сушею. Вони сліднують за сонцем протягом дня, і максимальна активність зазвичай припадає на 15-16 годину за місцевим часом, безпосередньо перед вечірнім термінатором. Ці особливості також були підтверджені численними спостереженнями резонансу Шумана, які показують пікові інтенсивності близько 17 годин за місцевим часом для азіатських, африканських і американських світових центрів гроз (див., наприклад, [78,79, 51] та посилання в цих ресурсах).

Відповідно до динаміки глобальних гроз, на рис. 3.4 показані зміни пеленгів спостережуваного джерела, які зосереджуються переважно поблизу вечірньої (лінія з чорних клинів) та ранкової (лінія з червоних трикутників) лінії термінатора, що перетинає південну паралель 5° . Однак ми можемо помітити на рис. 3.4, що кути приходу хвилі мають тенденцію концентруватися навколо локального напрямку на північ безперервно протягом триденного періоду з 31 березня по 2 квітня. Цей фрагмент показаний у збільшеному вигляді на рис. 3.5.

Пеленги джерел з північного сектору (від -20° до 15°) утворюють чітко видимий слід, присутній протягом усього цього триденного періоду. Ці пеленги джерел вказують на відносно близькі удари блискавки в Південній Америці.

Також можна спостерігати концентрацію пеленгів джерела в околицях вечірнього термінатора в секторі $70^\circ - 90^\circ$, що відповідає грозам екваторіальної Африки.

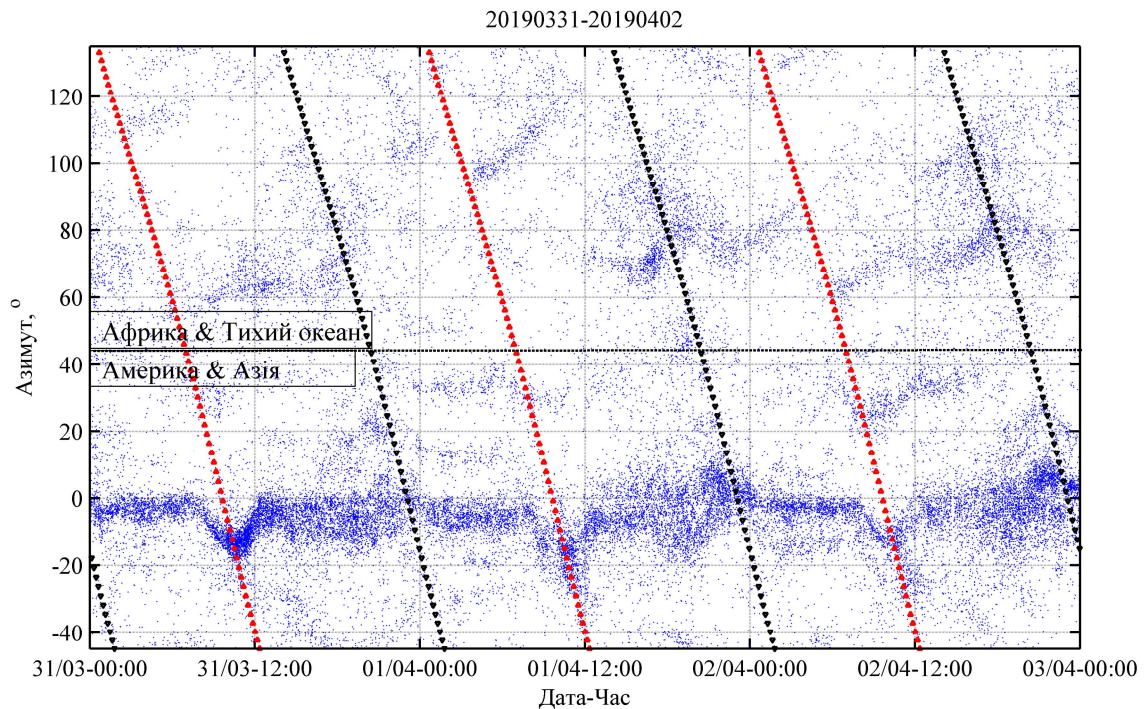


Рисунок 3.5 – Варіації пеленгів ННЧ сплесків, зареєстрованих у період 31 березня – 2 квітня 2019 р.

Однак основна частина ННЧ імпульсів протягом певних днів реєструється із вузького інтервалу азимутів, зосереджених навколо напрямку північ-південь (приблизно від -20° до 15°). Це означає, що імпульси надходили з північного або південного напрямків у відносно вузькі сектори. З урахуванням сезону напрямок на північ від станції «Академік Вернадський» вказує на витoki басейну Амазонки в Південній Америці. Напрямок на південь від обсерваторії вказує на центр «морського» континенту в Південно-Східній Азії. Беручи до уваги досить високий поріг амплітуди, 15 пТл, який використовувався для відбору ННЧ сплесків, ми можемо з високою впевненістю визнати, що основна частина ННЧ імпульсів у секторі північ-південь надходить від ударів блискавок у Південній Америці. Це припущення,

зокрема, підтверджують карти добових розподілів блискавок, представлені на сайті глобальної мережі локації блискавок WWLLN.

Спостереження показують, що розподіл пеленгів джерел має тенденцію повторюватися день за днем, особливо в горизонтальній смузі їхньої максимальної концентрації. Найбільш примітною особливістю на рис. 3.5 є періодичні зміни пеленгів джерела. Вони відхиляються на захід (стають негативними) вранці та на схід (стають позитивними) ввечері приблизно в той час, коли сонячний термінатор проходить над спостерігачем. Часи сходу та заходу сонця на рис. 4 та рис. 5 були розраховані для висоти 95 км, яка є характерною «магнітною» висотою в іоносфері, яка впливає на поширення ННЧ радіохвиль [115]. Слід відзначити особливу геометрію експерименту. У період вимірювання рівнодення лінія термінатора проходить по меридіану, а моменти сходу і заходу сонця над точкою спостереження практично збігаються з моментами сходу і заходу в передбачуваних грозових центрах (напрямок на північ). Це означає, що радіохвилі «падають» на межу день-ніч під «кутами ковзання», що збільшує їх «відбиття» від межі день – ніч.

На рисунку 3.6 більш детально показано середні добові варіації пеленгів ННЧ сплесків, отриманих методом накладення епох за три дні.

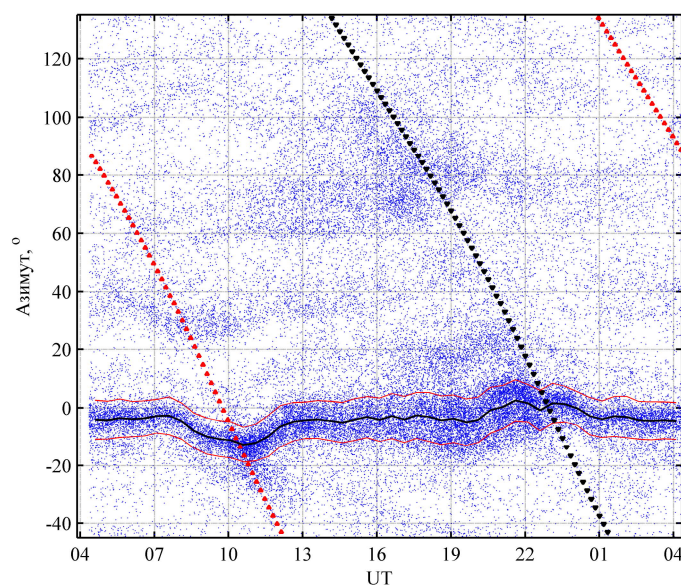


Рисунок 3.6 – Усереднені добові коливання пеленгів джерел, зареєстровані 31 березня – 2 квітня 2019 р. Суцільними лініями показано півгодинне середнє та стандартне відхилення пеленгів в азимутальному секторі від -20° до 15° .

Абсциса на цьому рисунку показує час (UT) у годинах, а ордината показує пеленг джерела так само, як на рис. 3.4 і 3.5. Кути приходу окремих імпульсів показані синіми крапками. Суцільна чорна лінія зображує пеленги джерела з інтервалу азимутів $[-20^\circ, 15^\circ]$, усереднені за півгодинні інтервали. Тонкі червоні лінії позначають стандартні відхилення пеленгів джерела в обраному інтервалі. Ранкова і вечірня лінії термінатора в точках 5° пд.ш. показані ланцюжками червоних трикутників і чорних клинів відповідно. Регулярні відхилення в «еліптичності» прямої хвилі ННЧ сплесків також спостерігалися при проходженні ранкового та вечірнього термінаторів над обсерваторією. На рисунку 3.7а показано добові варіації «еліптичності» ε прямої хвилі в азимутальному секторі від -20° до 15° , де спостерігалася найбільша концентрація пеленгів джерела. По осі абсцис показано час UT, а по осі ординат – «еліптичність» ε .

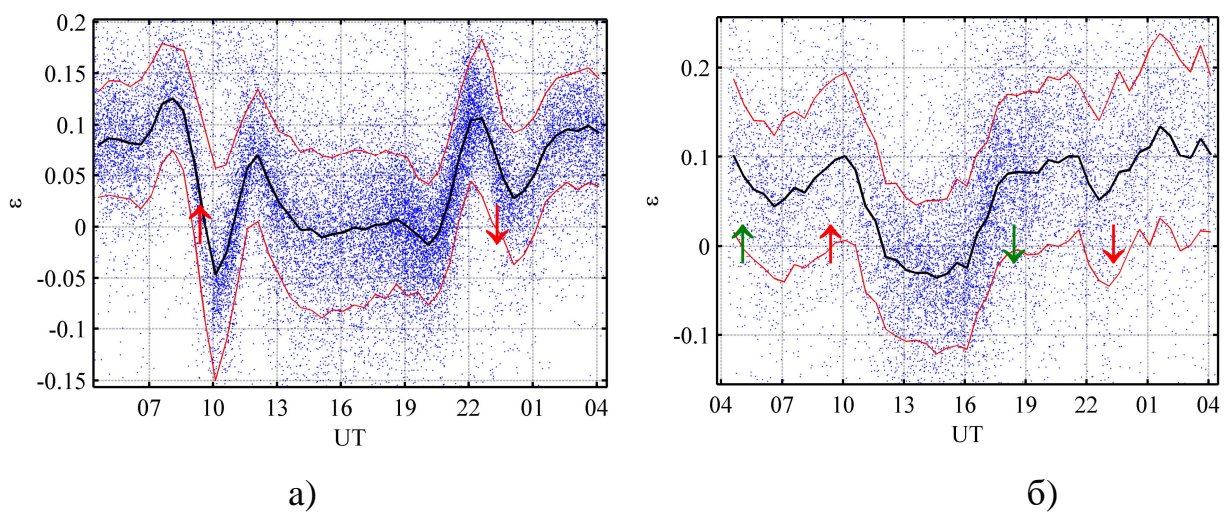


Рисунок. 3.7– Середні добові варіації «еліптичності» прямої хвилі ННЧ-імпульсів, зареєстрованих в азимутальному секторі $-20^\circ - 15^\circ$ (а) та $50^\circ - 110^\circ$

(б) протягом 31 березня – 2 квітня 2019 період. Вісь часу центрується на місцевому полудні в точці спостереження.

Чорна жирна лінія показує дані, усереднені за півгодинний інтервал. Червоні тонкі лінії зображують стандартні відхилення «еліптичності» від середнього значення. Червоні стрілки вгору та вниз показують час сходу та заходу сонця над обсерваторією. Дані на рис. 3.7а відповідають джерелам блискавок, розташованим або в Південній Америці, або в Південно-Східній Азії. На рис. 3.7б зображено усереднені варіації еліптичності для ННЧ сплесків, що надходять із сектора $50^{\circ} - 110^{\circ}$, що відповідає джерелам, розташованим в Африці. Очевидно, що пеленги джерел в цьому азимутальному секторі розкидані занадто сильно. На рис. 3.6 видно, що максимальна активність цих джерел припадає на 16 – 20 годин UT. Відповідно до вищезгаданої моделі динаміки грозової активності, час сходу та заходу сонця для африканського центру грози за азимутом 80° відбувається на ~ 5 UT та ~ 18 UT відповідно (див. рис. 3.6). Ці часи позначені зеленими стрілками вгору та вниз на рис. 3.7б разом із часом сходу та заходу сонця в обсерваторії, які позначені червоними стрілками.

Порівняємо добові варіації «еліптичності» поля прямої хвилі для ННЧ сплесків, що надходять із двох секторів. Удари блискавки, розташовані в «Південноамериканському» секторі, генерують радіохвилі, що «падають» на межу день – ніч, поширюючись під досить малими кутами ковзання. Відбиття від термінатора утворюють добре виражені дзеркально-симетричні часові картини в коефіцієнті поляризації, що мають форму літер «N» та «И». Перша відповідає вечірньому термінатору, а друга спостерігається під час ранкового термінатора. Умови поширення джерел від африканських гроз різні. Імпульсні сигнали від африканських джерел проходять через інтерфейс день-ніч протягом дня в обсерваторії. Цей період 10-19 годин відповідає інтервалу між великою стрілкою вгору та зеленою стрілкою вниз на рис.3.7б. Спільною рисою сигналів, що надходять з обох азимутальних секторів, є те, що «поляризація»

хвилі перетворюється на лінійну ($\epsilon \approx 0$), коли траси від джерел до спостерігача проходять з денної сторони, а вночі — «еліптичність» може помітно відхилятися від нуля до позитивних значень.

На рисунку 3.8 показано добові варіації параметрів поляризації, що стосуються прямої хвилі ННЧ сплесків. Чорна лінія демонструє нахил $\theta'(UT)$ великої осі «еліпса поляризації» в системі координат, що вказує на джерело. Його було отримано шляхом віднімання середньодобового значення від середньодобових коливань пеленгів джерел в Південній Америці, продемонстрованих на рис. 3.6, де пурпурова лінія зображує "кут еліптичності" $\chi(UT)$, визначений у рівнянні (3.4). Обидва параметри вимірюються в градусах. Стрілки вгору та вниз позначають час сходу та заходу сонця над обсерваторією.

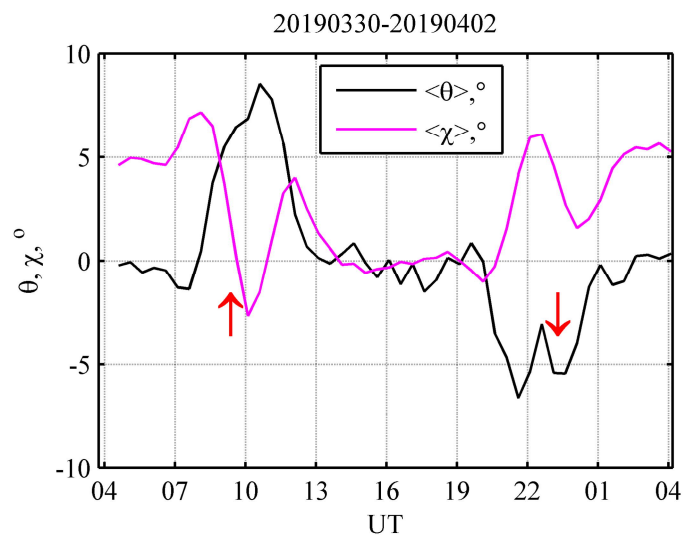


Рисунок 3.8 – Добові варіації параметрів поляризації прямої хвилі ННЧ сплесків, що надходять із сектора Південної Америки.

На рисунку 3.8 можна спостерігати, що експериментальне відхилення азимута та «еліптичність» близькі до нуля вдень. Отже, лінійна поляризація спостерігається в прямій хвилі ННЧ сплесків протягом доби. Величина «еліптичності» вночі може зрости до 0,08 – 0,1, хоча спостережувані відхилення в пеленгу джерела знаходяться навколо нульових значень, як це

було вдень. Значні зміни в обох параметрах поляризації відбуваються, коли ранковий і вечірній термінатори проходять над спостерігачем.

3.4 Обговорення результатів

У цьому дослідженні ми проаналізували записи ННЧ сплесків, які були отримані на станції «Академік Вернадський» у часовий проміжок з 25 березня по 3 квітня 2019 року, близький до весняного рівнодення. Для обробки було відібрано ННЧ сплески, амплітуда яких перевищувала поріг 15 пТл. Пеленги джерел були отримані для кожного ННЧ сплеску. Збір даних виявив специфічну концентрацію пеленгів джерел при нанесенні на координати час – пеленг. Найбільш виражена концентрація пеленгів спостерігалася поблизу нульового азимута та повторювалася в деталях день за днем, особливо протягом трьох днів з 31 березня по 2 квітня. Додаткова, менш виражена зона концентрації була виявлена в секторі 60° – 120° .

Для аналізу використовувалася найпотужніша початкова частина ННЧ сплесків. Цей фрагмент імпульсу формується прямою хвилею, що поширюється від потужного удару блискавки до спостерігача по короткому шляху в сферичній порожнині Земля – іоносфера. Використана тривалість імпульсу 25 мс ($\pm 12,5$ мс від піку сигналу) включала внесок антиподної хвилі для відстаней джерело – спостерігач до 15–17 Мм. Для визначення азимута приходу та поляризації імпульсного ННЧ поля ми використовували параметри еквівалентного «еліпса поляризації», отриманого за допомогою спектральної матриці когерентності, обчисленої з горизонтальних компонент магнітного поля прямої хвилі.

Перш за все, давайте розглянемо, який вид пеленга 2D джерела можна очікувати на азимутальній площині час–пеленг. Класична концепція грозової активності в усьому світі така [112, 113]. Удари блискавки зосереджені в осередках гроз у Південно-Східній Азії, Африці та Америці. Активність у кожному центрі досягає свого максимуму у другій половині дня, тому грозові джерела ННЧ радіовипромінювання знаходяться в тропічній зоні та огинають земну кулю протягом дня [78,79]. Ми припускаємо, що надзвичайно потужні розряди поводяться подібно до середньої активності блискавки, так що ННЧ імпульси надходять до спостерігача переважно з Індонезії в ранкові години за всесвітнім часом (UT). У другій половині дня ННЧ сплески повинні надходити в основному з Африки, а ввечері вони надходять з Америки. Планетарна грозова активність припиняється з опівночі за UT до раннього ранку, так що кількість спостережуваних ННЧ імпульсів повинна помітно зменшуватися вночі.

Тепер легко уявити очікувану структуру 2D карти пеленгів джерела. Тут повинні бути вертикальні порожні смуги рідкісних імпульсів, виявлених протягом нічного періоду UT в діапазоні від 0 до 6 годин. Це тихий період низької глобальної грозової активності. У ранкові години (10 ± 2 години) до спостерігача, який знаходиться на Антарктичному півострові, починають надходити імпульси від індонезійських гроз. Це означає, що пеленги джерела будуть зосереджені навколо азимутів 180° , що означає сектор навколо 0° , оскільки ці два протилежні напрямки не розпізнаються в наших вимірюваннях. У цей період слід очікувати «заселену» горизонтальну зону пеленгів джерела в секторі близько 0° . Протягом 14–18 годин глобальні грози зміщуються в Африку, так що кути приходу хвиль будуть складатися в секторі близько 80° . Увечері за UT (у період рівнодення) блискавки переміщаються до Південної Америки. Отже, з 19 до 24 години UT пеленги джерела знову будуть зосереджені навколо азимутів 0° . Очікується, що загальна форма 2D-розподілу кутів прибуття включатиме вертикальну порожню зону, горизонтальну смугу

навколо 0° , нову горизонтальну смугу біля 80° і знову горизонтальну смугу навколо азимута 0° .

Можна помітити, що експериментальні дані на рис. 3.4 демонструють зовсім інші закономірності. Розподіл пеленгів джерела на рис. 3.4 дійсно містить зони концентрації навколо азимутів 0° і 80° , однак їх форма та часові варіації різко відрізняються від очікувань. Експериментальні моделі чітко демонструють тенденцію до відтворення день за днем, так що невідповідність очікувань має принциповий характер. Цей результат може означати, що або звична картина глобальної динаміки грози неправильна, або просторово-часова динаміка надпотужних розрядів відхиляється від середньої кількості ударів блискавки.

Спостережувані пеленги джерела концентруються в азимутальному секторі від -20° до 15° протягом певного періоду з 31 березня по 2 квітня і демонструють добре виражені короточасні відхилення при проходженні сонячного термінатора над обсерваторією. Середнє відхилення від стабільного напрямку дорівнює $7-8^\circ$ при стандартному відхиленні $3,5^\circ$ вранці, а ввечері стандартне відхилення збільшується до 6° . Тривалість ранкового та вечірнього азимутального відхилення становить близько 4 годин: відхилення спостерігалися з 8 до 12 та з 20 до 24 години UT. Розраховані положення термінатора на земній кулі для цих конкретних часів показані на рис. 3.9.

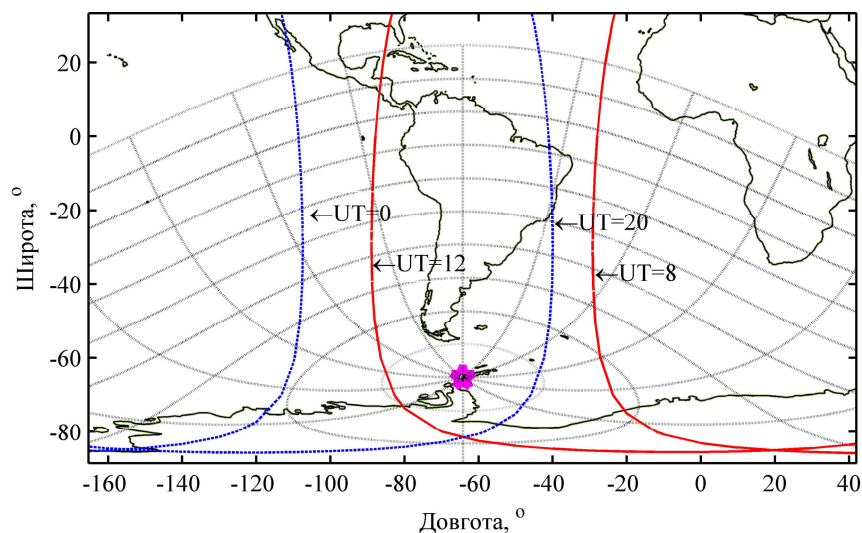


Рисунок 3.9 – Положення ранкового (суцільні червоні лінії) та вечірнього (штрихові сині лінії) термінатора (на висоті 95 км) для моментів початку та закінчення відхилень азимута джерел ННЧ сплесків.

Суцільні червоні лінії відповідають ранковому термінатору, а пунктирні сині лінії показують вечірній термінатор. На рис. 3.9 пунктиром позначено координатну сітку з кроком 30° по азимуту та віддаленістю 1000 км від обсерваторії. Оскільки більшість джерел були розташовані у вузькому азимутальному секторі, від -20° до 15° , ми робимо висновок, що джерела та спостерігач переважно займали одну сторону земної кулі, як вночі, так і вдень.

Ми інтерпретуємо дані спостережень, використовуючи наступне якісне міркування, яке передбачає, що радіальна складова вектора магнітного поля та відповідне відхилення азимута приходу виникають через суперпозицію прямої та відбитої від термінатора хвиль у точці спостереження. Розташування спостерігача та джерела під час проходження ранкового (а) та вечірнього (б) термінаторів показано на рис. 3.10. Штриховими лініями позначені напрямки поширення прямої та відбитої від неоднорідності хвиль. Літери H , H_r , and H_m позначають вектори горизонтального магнітного поля, що відповідають прямій, відбитій і повній хвилям. Результируючий напрямок до джерела показано хвильовим вектором $-\vec{k}$, взятим із протилежним знаком. Для отримання спостережуваного знака у відхиленнях пеленга джерела під час проходження сонячного термінатора необхідно взяти від'ємний знак «коефіцієнта відбиття» від межі ніч – день, як показано на діаграмі рис. 3.10.

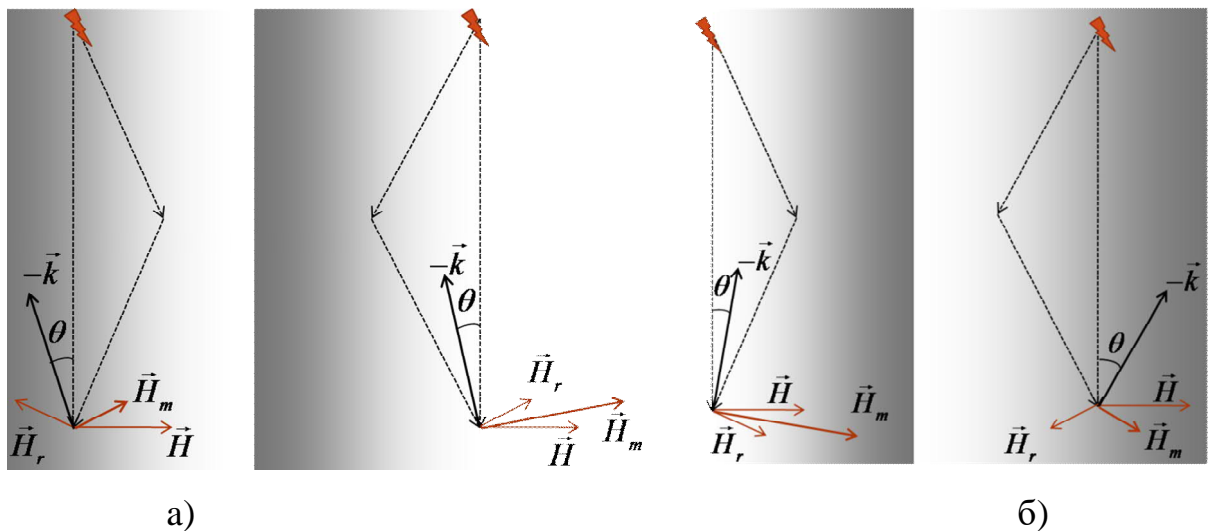


Рисунок 3.10 – Ілюстрація негативного та позитивного відхилення спостережуваного напрямку прибуття під час проходження ранкового (а) та вечірнього термінаторів (б) відповідно.

Таке припущення якісно подібне до геометричної оптики, оскільки припускає, що коефіцієнт відбиття від більш оптично щільного середовища є негативним. У випадку порожнини Земля – іоносфера «оптично щільним середовищем» є денна сторона земної кулі, де фазова швидкість на 10% менша, ніж на нічній стороні на частоті близько 80 Гц (див., наприклад, [91]).

Зауважимо, що результати нашого аналізу відхилень пеленгів ННЧ сплесків під час проходження термінатора над обсерваторією практично збігаються з результатами, отриманими в роботі [100]. Єдина відмінність полягає в тому, що вони не використовують для інтерпретації механізм відбиття, натомість вони інтерпретують відхилення пеленгу джерела поблизу межі дня і ночі за допомогою заломлення хвилі за поверхнею розділу.

Щоб пояснити нашу позицію, ми повинні підкреслити, що, строго кажучи, немає відбиття або заломлення, коли ми розглядаємо радіохвилі ННЧ в порожнині Земля – іоносфера. Ці хвилі можуть дифрагувати по всій земній кулі або дифрагувати на денно-нічній неоднорідності. Таким чином, пояснення з точки зору кутів падіння та відбиття хвилі є нестрогими і повинні

використовуватися з великою обережністю. Ми використовуємо їх лише для якісних пояснень.

Вимірювання «еліптичності» показують, що в нічних умовах поляризація хвилі стає еліптичною. Цей результат пояснюється анізотропією нічної іоносфери в роботах [71, 80]. Однак еліптична поляризація також може виникати через денно-нічну неоднорідність у порожнині з ізотропною іоносферою [95, 99]. Детальні спектральні дослідження повинні бути виконані для визначення ефектів, що походять від глобальної неоднорідності та анізотропії нічної плазми, далі спостереження необхідно порівняти з даними моделі. Для виконання цього завдання необхідні набагато точніші та складніші моделі порожнини Земля-іоносфера, ніж моделі, що застосовуються в сучасних обчисленнях.

Висновки до розділу 3

- Пеленги природних ННЧ сплесків, зареєстрованих на станції «Академік Вернадський», були отримані за період 25 березня – 3 квітня 2019 року. Для обробки були відібрані ННЧ сплески з амплітудою, що перевищує поріг 15 пТл, що забезпечувало перевищення постійного безперервного ННЧ фону в більше ніж чотири рази. Для визначення пеленгів використовувалась «пряма хвиля» ННЧ сплеску, яка відповідає поширенню по найкоротшому путі від джерела до приймача у сферичній порожнині земля-іоносфера.
- Добова динаміка пеленгів джерела в координатах час-пеленг відповідає концентрації джерел у регіоні, що рухається вздовж екватора разом з вечірнім термінатором. Однак детальна структура пеленгів джерел для окремих днів виглядає зовсім іншою від тієї, що очікується в загальноприйнятій моделі добової динаміки всесвітньої грозової активності.
- Протягом триденного періоду з 31 березня по 2 квітня основний потік ННЧ сплесків спостерігався безперервно у відносно вузькому північному азимутальному секторі, пов'язаному з південноамериканськими джерелами.

Це дозволило оцінити відхилення пеленгів джерела та варіації поляризаційних параметрів прямої хвилі ННЧ сплесків протягом доби.

- Виявлено, що в середньому поляризація поля прямої хвилі близька до лінійної, коли траси від джерел до спостерігача були на денній стороні, тоді як на нічній стороні її «еліптичність» зростає до $\sim 0,1$.
- Були виявлені регулярні відхилення азимута приходу зареєстрованих ННЧ сплесків під час проходження межі день–ніч над обсерваторією. Відхилення пеленгів зберігалися приблизно 4 години та досягають $8\text{--}10^\circ$ градусів від середнього напрямку на північ, очевидно, пов'язаного з найближчим глобальним грозовим центром в Південній Америці.
- Від'ємні відхилення пеленгів джерел (на захід) спостерігалися під час проходження ранкового термінатора. Позитивні відхилення (на схід) спостерігалися під час проходження вечірнього термінатора.
- Відхилення азимутів супроводжувалися характерним коливанням величини «еліптичності» поля прямої хвилі N-подібної форми під час проходження вечірнього термінатора та дзеркально-симетричного И-подібного коливання під час проходження ранкового термінатора.
- Спостережувані відхилення пеленгів були якісно інтерпретовані з використанням концепції геометричної оптики відбиття радіохвиль від денно-нічної неоднорідності. Період вимірювань був близький до дня весняного рівнодення, коли траси поширення від джерел і лінії сонячного термінатора пролягають майже паралельно, а радіохвилі падають на межу день–ніч під «кутами ковзання», що посилює їх «відбиття».

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях здобувачки [1, 2, 9].

РОЗДІЛ 4

ВИЗНАЧЕННЯ ПАРАМЕТРІВ РОЗРЯДІВ БЛИСКАВОК ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ
СИНХРОННИХ ВИМІРЮВАНЬ АТМОСФЕРИКІВ У ДІАПАЗОНАХ ННЧ ТА
ДНЧ

4.1 Метод локації та оцінки параметрів надпотужних розрядів блискавок

Із використанням ДНЧ комплексу (див. підрозділ 2.1) на УАС були отримані синхронні записи трьох компонентів поля атмосфериків ДНЧ діапазону (вертикальної електричної та двох магнітних компонентів) і двох ортогональних компонентів горизонтального магнітного поля ННЧ. Деталі обладнання для прийому ННЧ сигналів описані в роботі [63]. Синхронізація, проведена за абсолютним часом, дозволила визначити ДНЧ атмосферикі та ННЧ сплески, викликані тим же ударом блискавки. Такий запис приведений на рис.4.1, де показано щільну послідовність ННЧ сплесків, що надійшли протягом секундного інтервалу часу. Близько половини ННЧ сплесків пов'язані з ДНЧ атмосфериками.

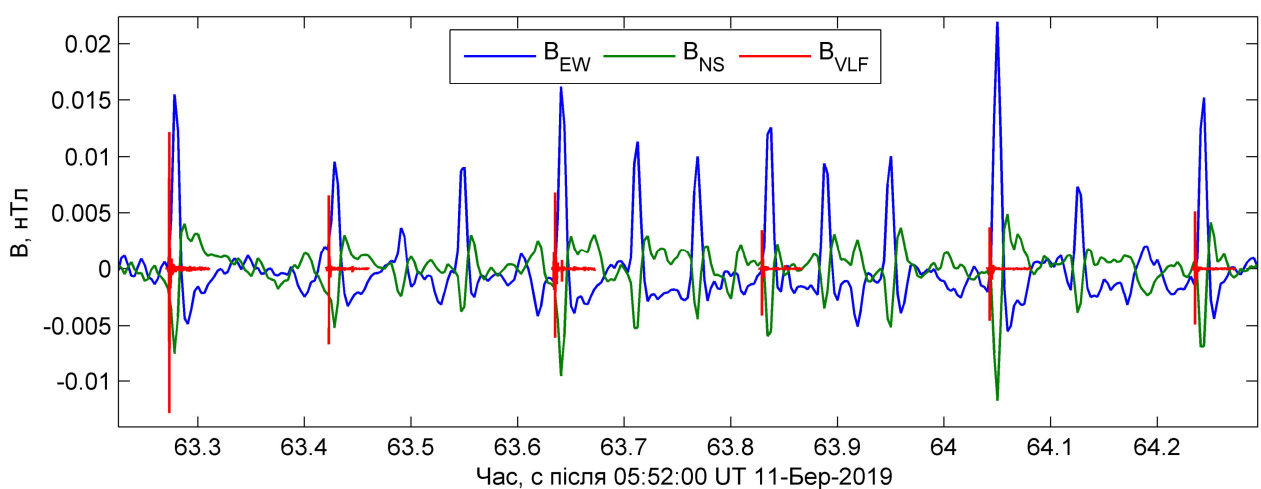


Рисунок 4.1 – Синхронні записи магнітних компонент ННЧ сплесків (B_{ns} і B_{ew}) та азимутальної магнітної компоненти ДНЧ атмосфериків.

Розмірність одиниць сигналів ДНЧ атмосфериків приведено у відносних одиницях. ДНЧ атмосфериків дещо випереджають ННЧ сплески за рахунок більшої швидкості поширення в хвилеводі Земля-іоносфера та за рахунок затримки фази у колах ННЧ приймача. Відсутність ДНЧ атмосфериків, що відповідає деяким ННЧ сплескам, може бути пояснена алгоритмом реєстрації, коли лише один ДНЧ атмосферик записується за дискретний інтервал часу 200 мс (див. підрозділ 2.1).

Визначивши азимут прибуття та відстань до джерела, ми можемо знайти як полярність, так і величину моменту струму джерела, а також тривалість струму в розряді блискавки, використовуючи азимутальну компоненту магнітного поля ННЧ сплеску. Для цього застосовується проста експоненціальна модель, що описує триваючий струмовий момент (continuing current), який відповідає за збудження електромагнітного випромінювання у нижній частині ННЧ діапазону. Модель була запропонована в роботі [54] для отримання параметрів розрядів блискавки. Струмовий момент виражається у часовій і частотній областях наступним чином:

$$I_{ds}(t) = I_{ds_0} e^{-t/\tau}, \quad (4.1)$$

$$I_{ds}(\omega) = \frac{I_{ds_0} \tau}{1 + i\omega\tau}, \quad (4.2)$$

де I_{ds_0} – струмовий момент, τ – часова стала триваючого струму в розряді. Спектр струмового моменту отримують діленням вимірюваного спектру ННЧ сплеску на частотну характеристику порожнини Земля-іоносфера, обчислену для відомої відстані від спостерігача [54]:

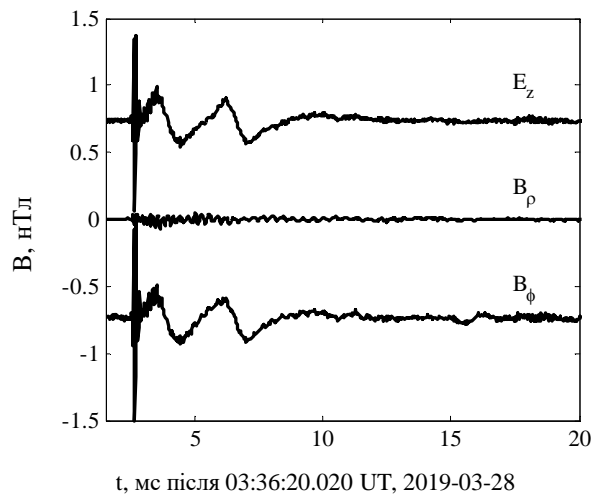
$$H_{\varphi} = -\frac{I_{ds}(\omega)}{4ah} \frac{P_v^1(-\cos\theta)}{\sin\pi\nu} \quad (4.3)$$

$$E_z = \frac{iIds(\omega)}{4a^2\omega\varepsilon_0h} \nu(\nu+1) \frac{P_\nu^0(-\cos\theta)}{\sin\pi\nu}, \quad (4.4)$$

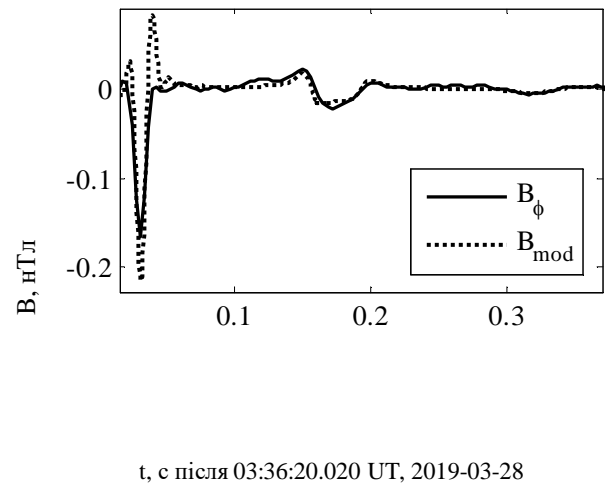
де h – ефективна висота іоносфери, $i = \sqrt{-1}$, $P_\nu^1(-\cos\theta)$ – пов'язана функція Лежандра комплексного ступеня ν і першого порядку, θ – кутова відстань до джерела. $Ids = Ids(\omega)$ – спектр струмового дипольного моменту джерела спалаху блискавки, де I – струм удару блискавки, а ds – довжина каналу. Комплексна кількість $\nu(\omega)$ – модальне власне значення, пов'язане зі сталою поширення у сферичній порожнині Земля-іоносфера.

Ми застосовуємо метод, що поєднує синхронний запис ДНЧ атмосферики та ННЧ сплеску для визначення параметрів потужного розряду. В якості першого кроку знаходимо напрямок надходження ДНЧ атмосферики (рис. 4.2а). Таким чином, ми знаходимо напрямок на розряд блискавки. Використовується азимут джерела, знайдений із синхронно записаного ДНЧ атмосферики (рис. 4.2а), який зазвичай має більш високе співвідношення сигнал/шум. Також, на відміну від ННЧ записів, наявність, крім двох горизонтальних ортогональних магнітних компонент, також і вертикальної електричної компоненти поля ДНЧ атмосферики дозволяє розрахувати компоненти вектору Умова-Пойнтинга та однозначно визначити азимут джерела.

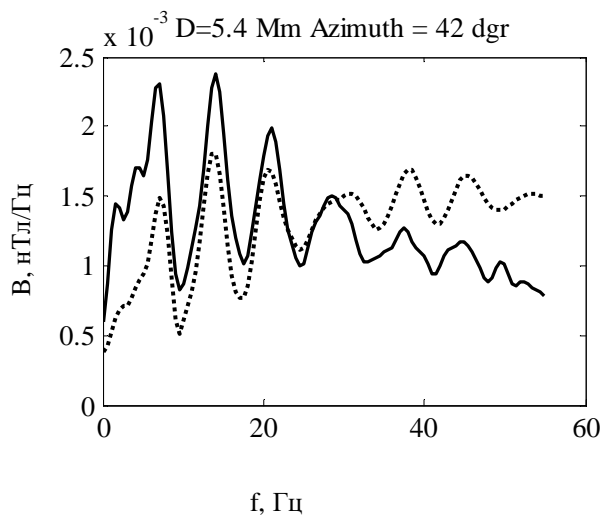
Після цього здійснюємо поворот системи координат на величину знайденого азимуту. При цьому записані ортогональні магнітні компоненти B_{WE} та B_{SN} ННЧ сплеску та ДНЧ атмосферики перераховуються у радіальну B_ρ та азимутальну B_φ компоненти (див. рис. 4.2б).



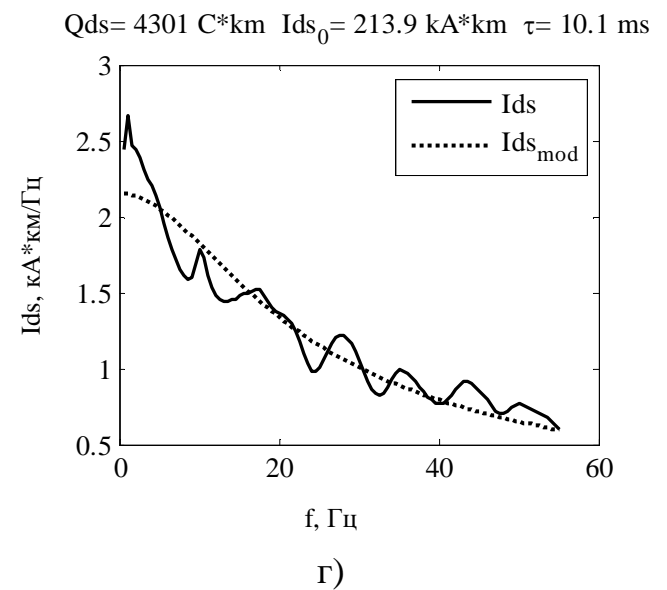
а)



б)



в)



г)

Рисунок 4.2 – Приклад аналізу ННЧ сплеску: а) експериментальні B_φ та змодельовані форми B_{mod} хвилі ННЧ сплеску; б) синхронно записаний твік-атмосферік; в) експериментальні та змодельовані спектри ННЧ сплеску; г) експериментальний і модельний струмовий момент розряду блискавки.

Поворот до нової системи координат виконується за наступними формулами:

$$\begin{aligned} B_\varphi &= B_{WE} \cos \alpha + B_{SN} \sin \alpha \\ B_\rho &= B_{SN} \cos \alpha - B_{WE} \sin \alpha, \end{aligned} \quad (4.5)$$

де α – азимут джерела випромінювання відносно географічної Півночі, який відраховується за годинниковою стрілкою.

Якщо зареєстрований ДНЧ атмосферик виявляється твіком, за допомогою метода аналізу [37] визначаємо відстань до розряду блискавки. Однак цей метод має обмежену відстань, яка не перевищує кількох тисяч кілометрів. Крім того, він може застосовуватися лише в нічних умовах в іоносфері вздовж траси поширення, коли виявляються твікі.

В якості другого методу ми знаходимо відстань до джерела, використовуючи хвильову форму ННЧ сплеску, що надходить з напрямку, знайденого за синхронним ДНЧ атмосфериком.

Азимутальна компонента магнітного поля ННЧ сплеску починається з імпульсу, що відповідає прямій хвилі від джерела до спостерігача, яка проходить по короткій дузі великого кола. Пряма хвиля негативної полярності в сигналі електричної компоненти ННЧ сплеску вказує на те, що удар блискавки мав позитивну полярність і переносив позитивний заряд з хмари у землю.

Тому, за відсутністю вимірювань електричної компоненти поля у ННЧ діапазоні, стає важливим використання синхронних трьохкомпонентних записів ДНЧ атмосфериків, які дозволяють з більш високою точністю та однозначно визначити напрям приходу пов'язаного із ДНЧ атмосфериком ННЧ сплеску. Пряма хвиля в азимутальній магнітній компоненті повинна мати той самий знак, що і в вертикальній компоненті електричного поля. Тому після визначення напрямку приходу та перетворення горизонтальних магнітних компонент до системи координат, пов'язаної із напрямом на джерело, ми отримуємо радіальну й азимутальну компоненти магнітного поля.

Потужний імпульс у початку сигналу азимутальної компоненти – це пряма хвиля, яка прийшла від розряду по короткому шляху вздовж поверхні землі. Вона використовується для визначення полярності струму в блискавці. Пряма хвиля супроводжується затриманим імпульсом меншої амплітуди протилежної полярності. Ця хвиля поширюється вздовж дуги великого кола від джерела до спостерігача крізь антипод. Це так звана "антиподна хвиля".

Для визначення відстані до блискавки ми накладаємо фронти прямої хвилі вимірюваного та змодельованого ННЧ сплеску, а потім регулюємо відстань джерела в моделі хвильової форми, доки їх антиподні хвилі також не співпадуть. Модельний імпульс знаходиться зворотним перетворенням спектру за формулою (4.3). Перед цією процедурою ми компенсуємо фазові спотворення [116] у відповідності з передавальною характеристикою приймача. Частотна залежність фазової затримки може суттєво спотворити хвильову форму ННЧ сплеску, тому її компенсація є дуже важливою для визначення фактичної полярності прямої хвилі, оскільки вона пов'язана з полярністю материнського розряду блискавки.

Спектр спостережуваного ННЧ сплеску та модельний спектр імпульсу, що надходить з однієї відстані до джерела, показані на рис. 4.2в. Спектр струмового моменту показаний на рис. 4.2г, оцінений з експериментальних даних (жирна лінія). Параметри моделі струмового моменту на рис. 4.2в були отримані шляхом підгонки спектру модельованого струмового моменту (4.2) до вимірюваного за допомогою методу найменших квадратів.

Ми також визначили момент заряду, перенесений розрядом на землю, який визначається як подвоєна величина спектральної густини моменту струму на нульовій частоті: $Qds = 2Ids_0\tau = 4301$ Кл·км, яка враховує внесок із зображення заряду хмари відносно провідної поверхні землі [54].

Як було показано вище, для визначення параметрів розрядів блискавок важливим є визначення їх координат. Для знаходження відстані до блискавки ми використовували як записи твік-атмосфериків, так і спектри ННЧ сплесків. В обох випадках азимут джерела визначався за записами атмосфериків у ДНЧ діапазоні.

На рис. 4.3 представлено порівняння результатів локації блискавок за даними локації глобальною мережею WWLLN за цілу добу 29/03/2019, рис. 4.3а, та за результатами однопозиційного методу, заснованому на реєстрації та оброблення твік-атмосфериків, за ніч 28-29.03.2019, рис. 4.3б. Можна бачити, що грозові осередки в діапазоні відстаней приблизно до 8000 км

ідентифікуються на карті, побудованій за результатами обробки твіків, у північно-східному секторі. Осередки у Тихому Океані не визначаються за твіками внаслідок невзаємності поширення ДНЧ-хвиль у хвилеводі Земля-іоносфера в напрямках схід-захід та захід-схід. Загасання низькочастотних радіохвиль на частотах поблизу частот відсічення хвилеводу суттєво менше при поширенні зі сходу ніж у протилежному напрямі внаслідок гіротропних властивостей нижньої іоносфери (див. напр. [104]), що суттєво зменшує кількість твіків зареєстрованих від джерел на заході від пункту спостережень.

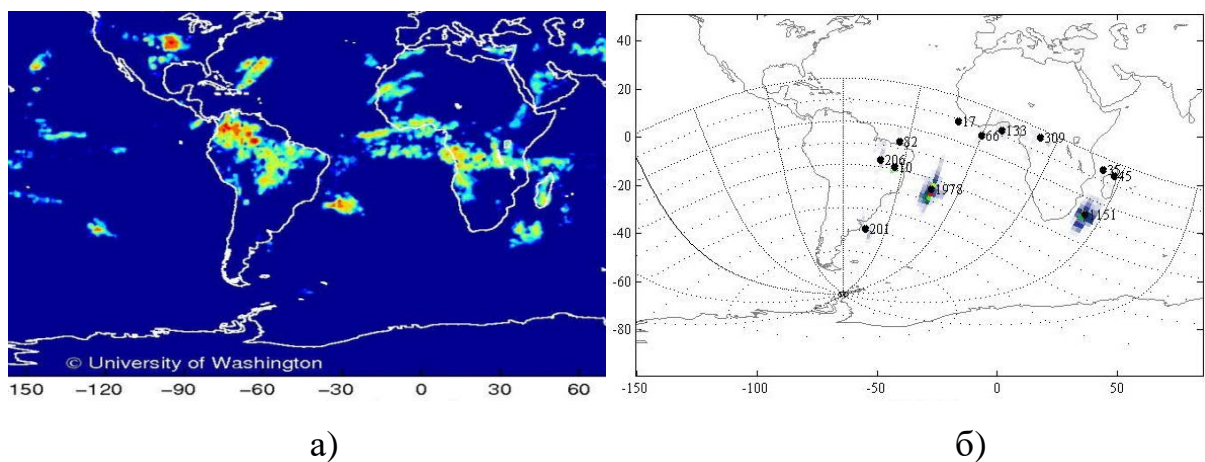


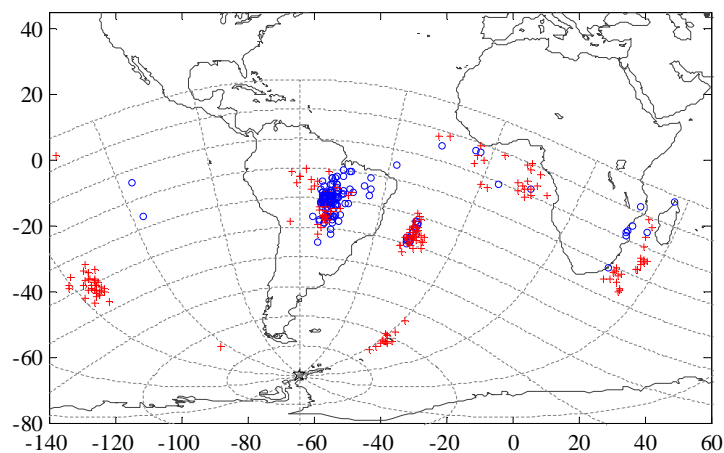
Рисунок 4.3 – Порівняння розподілення щільності блискавок отриманих: (а) – за результатами локації глобальною мережею WWLLN за цілу добу 29/03/2019; (б) – за результатами реєстрації та оброблення твіків за ніч.

Як можна бачити за результатами аналізу записів твік-атмосфериків, зроблених на УАС, блискавки реєструються на дистанціях приблизно від 2000 до 9000 км в азимутальному секторі, який охоплює майже повністю Південноамериканський континент, південну частину Африки та Гвінейську затоку.

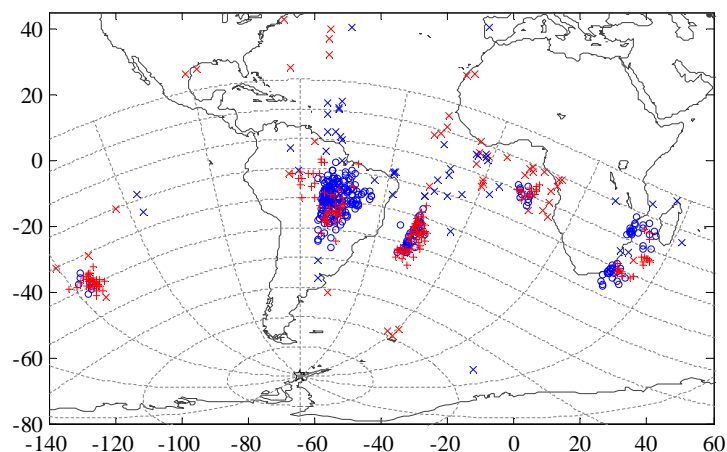
Окрім застосування методики визначення відстані до блискавки шляхом суміщення імпульсів прямої та навколосвітньої хвиль у ННЧ-сплеску, ми також протестували спектральний метод. Для цього ми вираховуємо коефіцієнт кореляції між амплітудним спектром виміряного ННЧ-сплеску та модельним

спектром, при розрахунку якого підбирається відстань джерело-спостерігач. Відстань визначається при максимізації коефіцієнта кореляції. На основі другого методу був розроблений автоматичний алгоритм визначення відстані.

На рис. 4.4 наведені карти просторового розподілення блискавок, отриманих методом «ручної» підгонки прямої та навколосвітньої хвилі у ННЧ сплеску (рис. 4.4а) та з використанням автоматичної методики – максимізації коефіцієнту кореляції між експериментальним і змодельованим амплітудними спектрами (рис. 4.4б).



а)



б)

Рисунок 4.4 – Карти просторового розподілення позитивних (червоні) та негативних (сині) розрядів блискавок за 29/03/2019 р., отримані методом: (а) – «ручної» підгонки та (б) – з використанням автоматичної методики.

Позитивні розряди помічені хрестиками, негативні – кружечками. Не включені до кластерів розряди відображені позначками "х" на рис. 4.4б. Можна бачити, що основні осередки грозової активності практично співпадають для обох методів. Крім того, на рис. 4.4 можна бачити осередок в Тихому Океані, який не ідентифікується при використанні методу локації блискавок по твік-атмосферам (див. рис. 4.3б).

Було відібрано ННЧ-сплески із мінімальною амплітудою 20 пТл. Для автоматичної процедури мінімальне значення коефіцієнту кореляції при визначенні відстані до блискавки спектральним методом було обрано рівним 0,65. Загалом за цю добу було зареєстровано 389 негативних та 224 позитивних розрядів, які відповідали вказаним вище умовам, та маючих синхронні записи ДНЧ атмосфериків.

На рис. 4.5 представлені гістограми розподілення параметрів пікового моменту струму (а), зміни моменту заряду (б), та характерної тривалості струму (в) в розрядах блискавок визначені для усього ансамблю даних за добу 29/03/2019р.

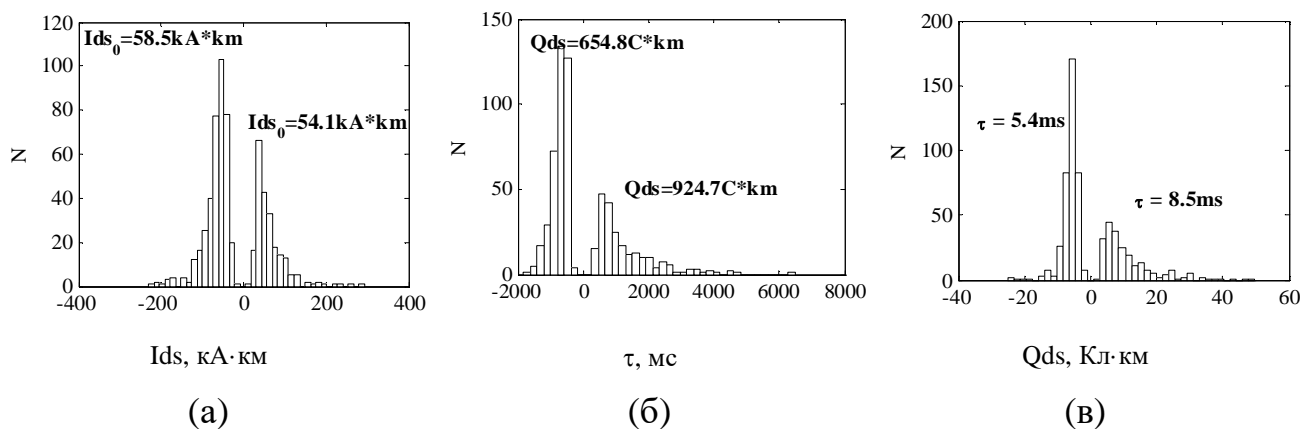


Рисунок 4.5 – Гістограми розподілення параметрів розрядів: (а) пікового моменту струму, (б) зміни моменту заряду, та (с) характерної тривалості струму для усього ансамблю даних за добу 29/03/2019р.

Медіанні значення цих параметрів позначені окремо для негативних і позитивних розрядів у лівій та у правій частинах графіків відповідно. Можна

бачити, медіанні значення струмового дипольного моменту для позитивних і негативних розрядів відрізняються несуттєво. В той же час характерна тривалість струму та відповідна зміна моменту заряду позитивних розрядів перевищує ці значення для негативних розрядів майже у півтора рази.

Для середніх значень асиметрія становить ще більшу різницю для характерної тривалості струму та зміни моменту заряду, які складають відповідно 6,0 мс та 716 Кл·км для негативних, та 11,5 мс та 1296 Кл·км для позитивних розрядів. Відповідне відношення цих параметрів між позитивними та негативними розрядами зростає майже до двох. Середні значення дипольного моменту струму відрізняються також несуттєво та складають 66,6 кА·км і 64,7 кА·км для негативних і позитивних розрядів відповідно.

4.2 Спостереження аномальної активності блискавок за вимірюваннями ННЧ-ДНЧ фону та атмосфериків на станції «Академік Вернадський» під час виверження вулкану Хунга Тонга-Хунга Хаапай 15-го січня 2022 р.

У всьому світі спостерігалися різні наслідки від виверження вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай 15 січня 2022 року. На островах і континентальних узбережжях Тихого океану зареєстровано цунамі, спостерігались збурення атмосферного тиску, загального вмісту електронів в іоносфері, хвилі Лемба [117]. Детальний аналіз комплексу фізичних ефектів в літосфері, атмосфері, океані, іоносфері та магнітосфері Землі, викликаних цим виверженням, наведено в роботах [118, 119]. Виверження супроводжувалося безпрецедентно сильною активністю блискавок. До п'яти-десятикратного збільшення інтенсивності електромагнітного випромінювання спостерігалось на обсерваторіях Європи, Канади, Нової Зеландії та Японії в діапазоні частот шуманівського резонансу від 3 до 30 Гц [120-122]. Згідно з даними GLD360 «...15 січня головну подію викликало потужне підводне виверження, за шість годин того вечора було зареєстровано майже 400 000 ударів» [123]. Область, охоплена грозовими розрядами, швидко розширювалася від епіцентру

виверження, досягаючи 300 км в діаметрі [120, 122]. GLD360 зафіксував 25508 спалахів блискавки протягом 5-хвилинного інтервалу, або 85 спалахів на секунду, на піку активності блискавок в шлейфі вулканічного попелу. Це число дорівнює або перевищує частоту виникнення блискавок по всій планеті, який, за різними оцінками, коливається від 30 до 100 блискавок на секунду (див., напр., [113]).

Глобальні системи локації блискавок, такі як GLD360 або WWLLN, мають обмеження в ефективності виявлення розрядів блискавок, пов'язані зі специфічними алгоритмами їх функціонування [124, 125], тому їхні оцінки кількості спалахів блискавок можуть бути заниженими.

У цьому підрозділі запропоновано спрощену методику підрахунку ударів блискавки від вулкана Тонга, яка базується лише на результатах пеленгації ДНЧ атмосфериків, які були зареєстровані на Українській Антарктичній станції «Академік Вернадський», розташованій на Антарктичному півострові (65.24580°S ; $64.257164^{\circ}\text{W}$). Відстань до вулкана становить близько 8870 км. ДНЧ приймач вимірює три компоненти поля атмосфериків, вертикальну електричну та дві горизонтальні ортогональні магнітні, в діапазоні частот від 750 Гц до 24 кГц. Запис атмосферики відбувається, коли амплітуда вертикального електричного поля перевищує заданий поріг. В інтервалі, що охоплює максимум активності вулканічних блискавок з 04:00 до 06:00 UT, було зроблено 8672 записів тривалістю 60 мс. У цих записах ми ідентифікували атмосферики з області виверження як такі, що надходять із вузького кутового сектора навколо напрямку на вулкан який розташований на азимуті $\sim 242^{\circ}$.

4.2.1 Визначення параметрів потоку ДНЧ атмосфериків у зоні виверження вулкану Тонга

Згідно з алгоритмом роботи приймальної системи (див. підрозділ 2.1) швидкість реєстрації атмосфериків обмежена п'ятьма записами тривалістю 60 мс за секунду у нічний час та тривалістю 7.5 мс за секунду у денний час у пункті спостереження. Для дати виверження вулкану Тонга записи тривалістю

60 мс зберігалися в період з 02:00 до 08:00 UT. Послідовність записів у «спокійний» та «неспокійний» періоди о 04:00 UT та 05:00 UT відповідно показані на рис. 4.6. Таким чином, протягом збуреного періоду система перебувала практично в режимі насичення. Цю обставину необхідно враховувати при оцінці потоку тригерних атмосфериків.

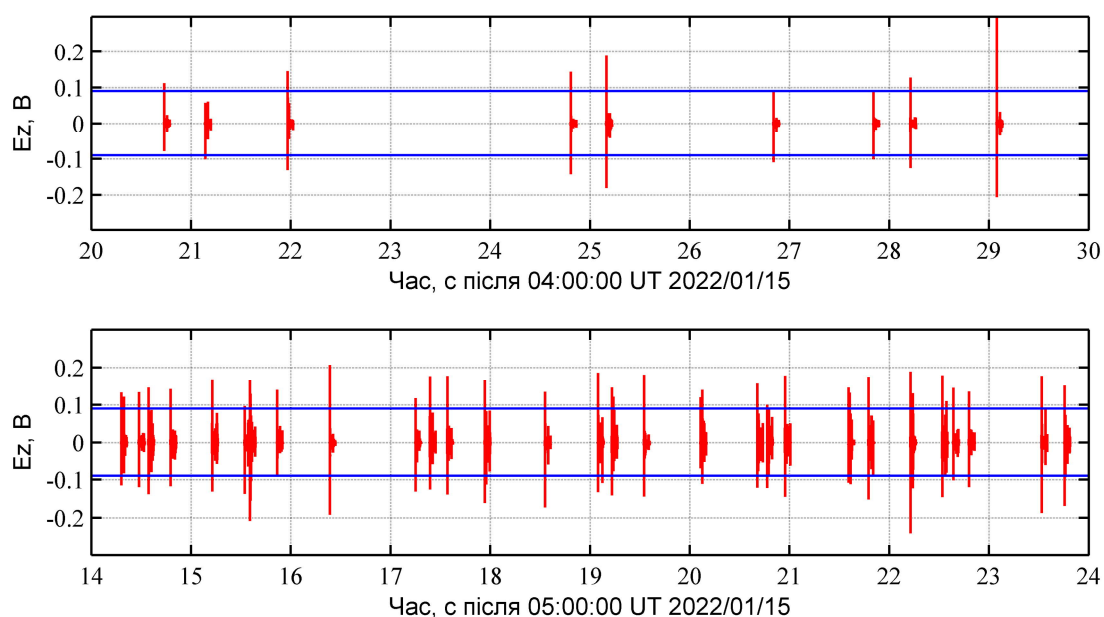


Рисунок 4.6 – Послідовність записів, ініційованих атмосфериками з амплітудою, що перевищує заданий поріг (тригерними атмосфериками або тригерами) під час «спокійного» (верхній графік) і «збуреного» (нижній графік) періодів. Рівні порогу позначені горизонтальними лініями.

Як впливає з даних локації блискавок мережею WWLLN, представлених на рис. 4.7, інших джерел в межах сектора, що охоплює зону грозової активності вулкана Тонга, немає. Ми використовуємо цей результат, щоб переконатися, що атмосферіки навколо азимуту 242 градусів походять лише із зони виверження Тонга. Методика пеленгації, заснована на обчисленні горизонтальних компонент вектора Умова-Пойнтінга [48], застосована для диференціації атмосфериків вулкана Тонга від решти фонових атмосфериків.

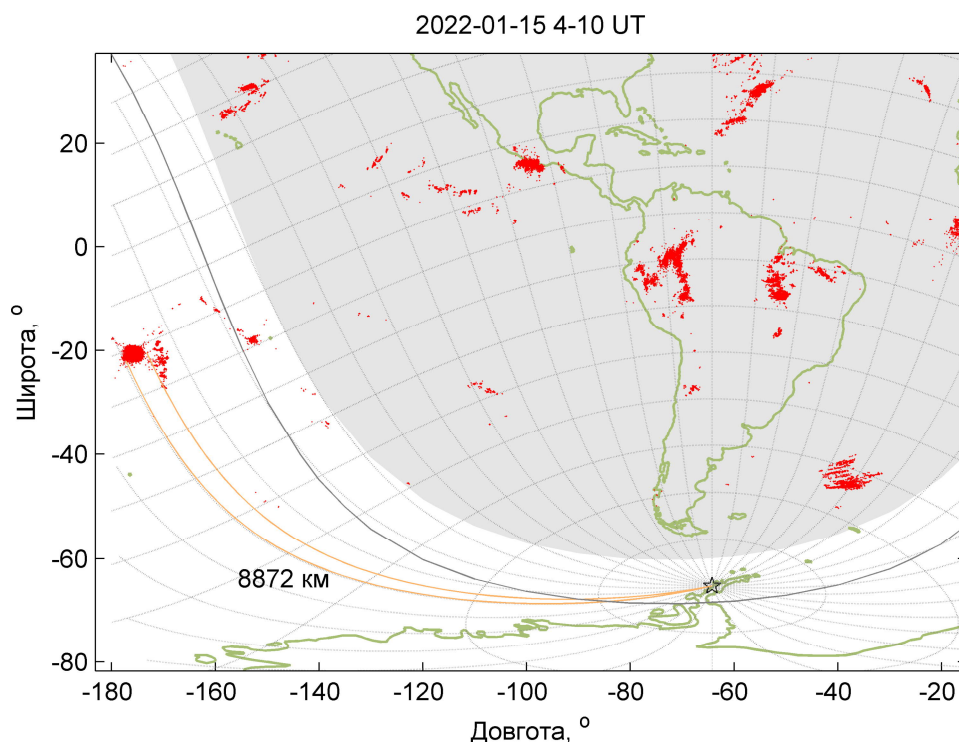


Рисунок 4.7 – Розподіл блискавок за даними WWLLN в період 04 – 10 годин UT. Нічна зона на висоті 70 км і лінія термінатора на землі показані для моменту піку активності о 05-й UT. Розмір сітки становить 10 градусів за азимутом і 1 Мм за відстанню.

Результат пеленгації тригерних атмосфериків в секторі, що охоплює зону виверження вулкана, наведено на рис.4.8. Ми наклали наші результати, сині точки, на азимути блискавок, розраховані на основі даних локації блискавок одержаних мережею WWLLN, червоні точки. У даних WWLLN ми можемо спостерігати хвилеподібне розширення та стиснення зони грозової активності навколо азимута кратеру вулкану, позначеного горизонтальною лінією на $-117,4^\circ$ ($242,6^\circ$). Ми нараховуємо до 14 хвиль, які симетрично розширюються навколо жерла. Після четвертої хвилі спостерігається дифузне розсіювання ударів блискавок, що зміщується на південь від вулкана. Реєстрація тригерних атмосфериків із сектора вулкана Тонга у пункті спостереження, за винятком невеликої кількості, виявлених на другий і третій хвилях, в основному починається з четвертої хвилі, і ми можемо бачити, що вони також є присутніми на 9-12-ї хвилі розширення. Очевидно, що з урахуванням

фіксованого порогу реєстрація тригерних атмосфериків на станції відповідає етапу виникнення грозових розрядів з найбільшою випромінюваною енергією в ДНЧ діапазоні.

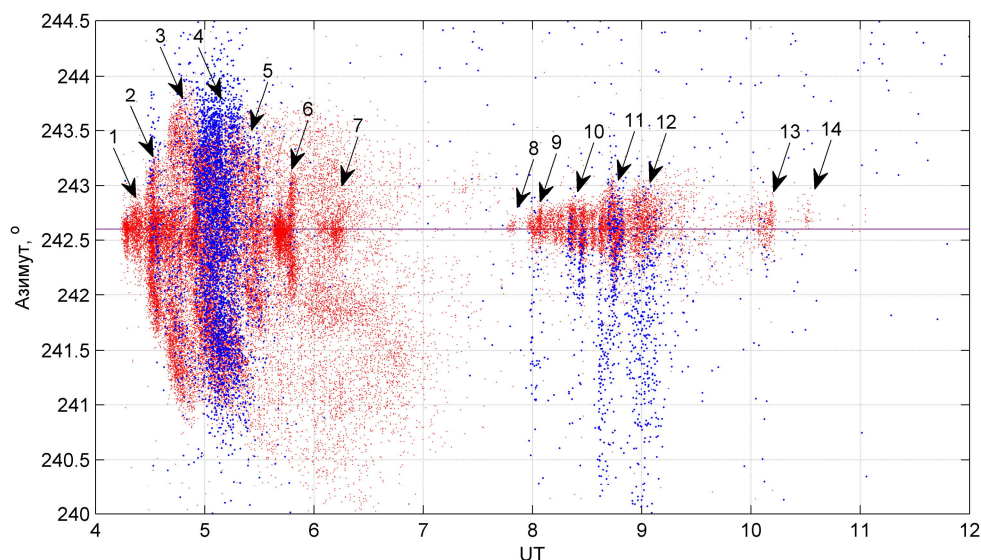


Рисунок 4.8 – Динаміка активності блискавок навколо жерла вулкана за результатами пеленгації тригерних атмосфериків, спостережених на станції «Академік Вернадський» (блакитні точки) та за даними локації блискавок WWLLN (червоні точки).

Динаміка азимутального розподілу грозових розрядів за результатом пеленгації тригерних атмосфериків наведена на рис. 4.9.

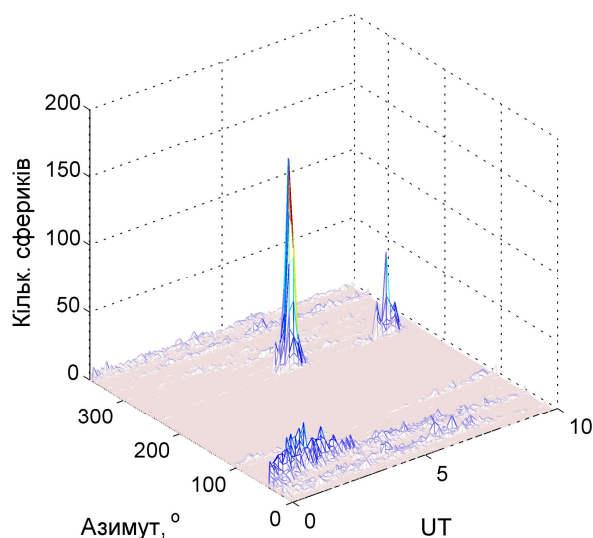


Рисунок 4.9 – Варіації азимутального розподілу тригерних атмосфериків.

Кількість атмосфериків підраховували з шагом 0,2 градуси по азимуту з інтервалами в 10 хвилин. Обидва піки грозової активності вулкана Тонга чітко видно близько 05:00 UT, а вторинний — о 08-09 UT. Відносно потужний потік атмосфериків також спостерігається у секторі 30–40 градусів, що, очевидно, відноситься до найближчої грозової зони в Атлантичному океані на відстані 2,5–3 Мм відповідно до даних WWLLN, показаних на карті на рис. 4.7.

Ми аналізуємо записи тривалістю 60 мс, щоб виявити та знайти напрямок приходу всіх атмосфериків, включаючи тригерні. Замість фіксованого порогу, який використовується для ініціювання запису приймачем, ми використовуємо плаваючий поріг для виявлення атмосфериків у запису. Застосовується наступний алгоритм.

Спочатку ми фільтруємо запис за допомогою смугового фільтра 5-го порядку в діапазоні 7–15 кГц, щоб усунути високочастотні перешкоди від випромінювання ДНЧ передавачів та можливі «повільний хвіст» та «твік» у атмосфериках. Потім ми обчислюємо швидку та повільну згладжені обвідні компонент магнітного поля та знаходимо точки перетину між ними. Швидка обвідна служить сигналом, а повільна — плаваючим порогом, а співвідношення між ними визначає відношення сигнал/шум (SNR). Ця процедура показана на рис.4.10.

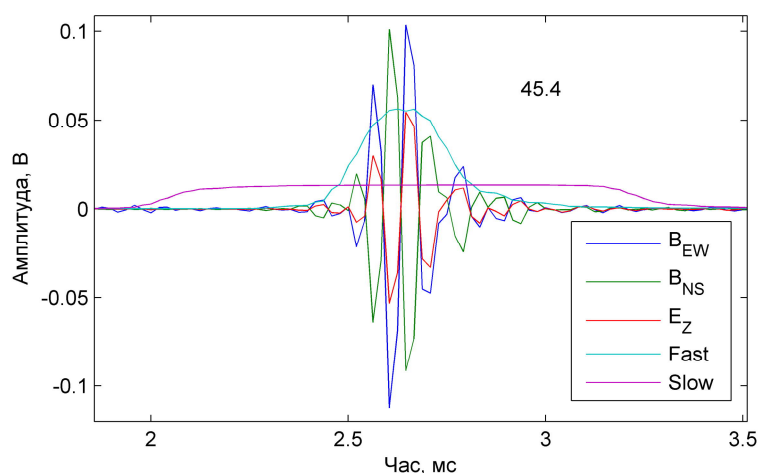


Рисунок 4.10 – Виявлення атмосфериків в запису.

Атмосферик вважається виявленим, якщо точки перетину між швидкою та повільною обвідними віддалені одна від одної більш ніж на 0,3 мс, а швидка лінія перевищує повільну в 1,7 рази ($SNR = 1,7$). Азимут приходу атмосферика, вказаний на графіку ($45,4^\circ$), визначається методом векторним Умова-Пойнтінга [48] в межах сегмента хвилі, обмеженого точками перетину.

Приклади виявлення атмосфериків у записах показані на рис.4.11 для моментів до та під час виверження вулкана. Атмосферики, що прибули з трьох різних напрямків, спостерігаються у запису на верхньому графіку. Весь запис заповнений атмосфериками з напрямку вулкана Тонга навколо 242° , як це спостерігається на нижньому графіку. У подальшому тригерні атмосферики називаються «тригерами», а атмосферики позначають усі атмосферики, включаючи тригери.

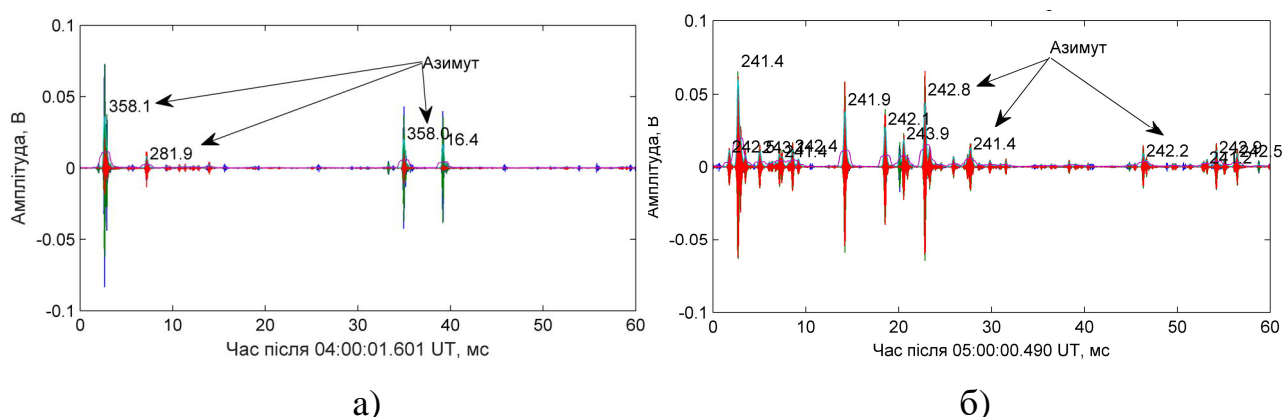


Рисунок 4.11 – Приклади виявлення атмосфериків у записах у моменти до (а) та під час (б) виверження вулкана.

Як зазначено у вступному підрозділі, мережі локації блискавок мають певні обмеження щодо ефективності виявлення. Щонайменше чотири станції повинні виявляти атмосферики від одного удару блискавки, щоб визначити його місцезнаходження. Точна синхронізація за часом вимагає високого відношення сигнал/шум. Основною метою цієї роботи є якомога точніша оцінка кількості ударів блискавки, викликаних виверженням вулкана Тонга. Ми використовуємо однопозиційний метод аналізу атмосфериків з менш жорсткими вимогами до методології та обладнання.

Використовуючи методику, описану вище, ми отримали характеристики потоків атмосфериків, що надходять із фонового сектору та із зони виверження вулкана Тонга. Це кількість ініціюючих запис (або тригерних) атмосфериків, N_T , загальна кількість атмосфериків, N_S і середня кількість атмосфериків у запису, N_R . Варіації цих величин, підрахованих у двоххвилинних інтервалах, показані на рис. 4.12а, 4.12б, 4.12в відповідно. Загальна кількість атмосфериків з зони виверження досягає рівня, що перевищує кількість у період, який передує виверженню в 13 разів. Приблизно однакове перевищення в 4,5 рази спостерігається як середньої кількості атмосфериків на запис, так і кількості тригерних атмосфериків по відношенню до їх значень перед виверженням.

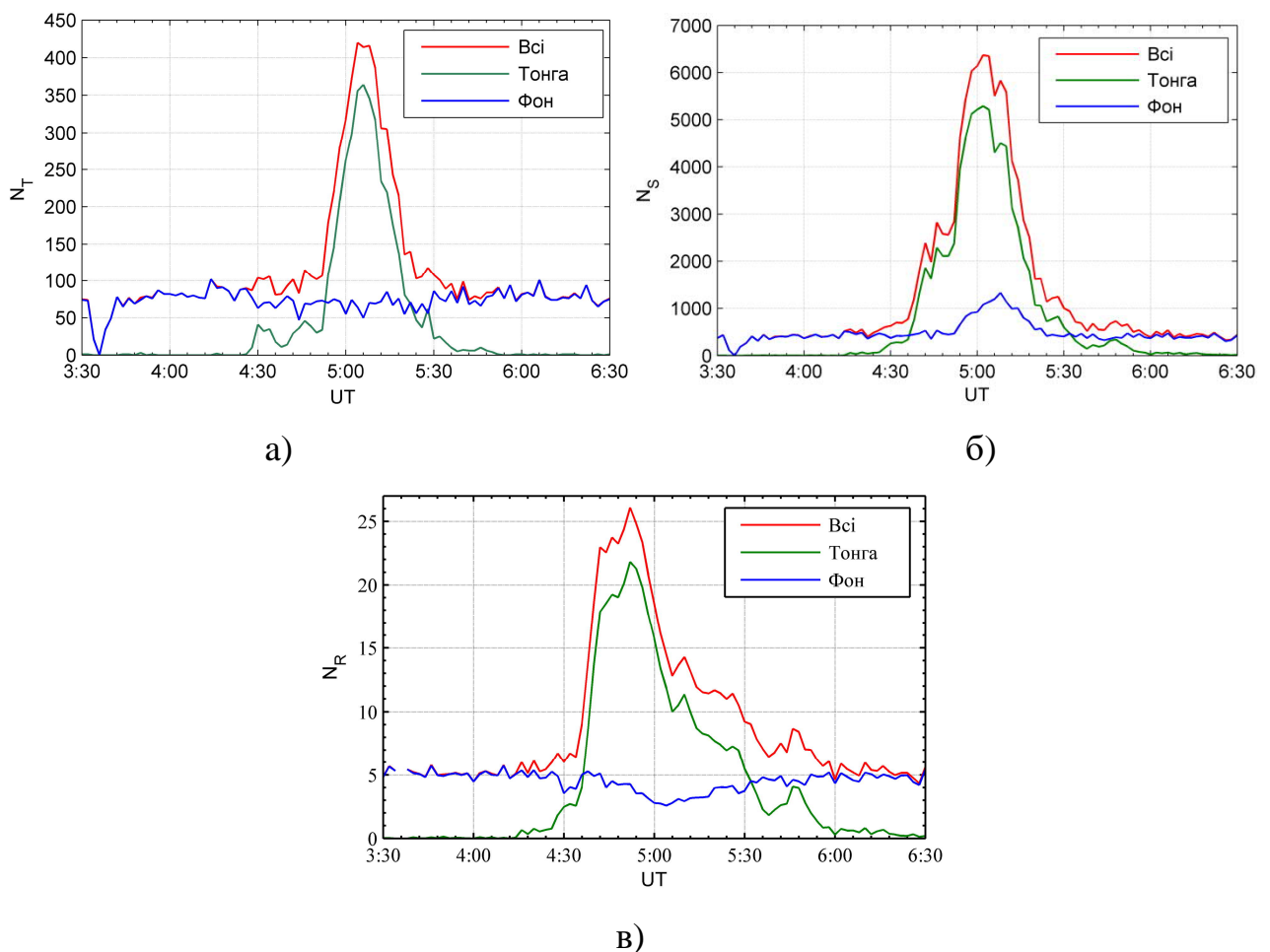


Рисунок 4.12 – Варіації кількості атмосфериків підрахованих у фоновому секторі та у секторі виверження вулкана протягом двоххвилинних інтервалів: (а) тригерних; (б) – усіх; (в) – середньої кількості атмосфериків у 60 мс запису.

Зауважимо, що середня кількість атмосфериків в запису наближається до пікових значень приблизно на 20 хвилин раніше, ніж піку досягає кількість тригерів. Це пояснюється пізнішим збільшенням кількості ударів блискавки з великою потужністю ДНЧ випромінювання, оскільки кількість тригерів контролюється фіксованим порогом, встановленим у приймачі.

Амплітуда атмосфера у пункті спостереження визначається в основному піковим моментом струму зворотного удару блискавки, відстанню до блискавки, ослабленням ДНЧ радіохвиль на одиницю довжини уздовж шляху поширення у хвилеводі Земля-іоносфера. У випадку виверження вулкана Тонга блискавки концентруються в межах невеликого діапазону відстаней порівняно з відстанню до спостерігача. Також, у період активності блискавок іоносфера уздовж шляху поширення перебувала в денних умовах. Це дозволяє прийняти незмінність параметрів поширення ДНЧ хвиль на трасі. Таким чином, кількість тригерних атмосфериків визначається частотою та розподіленням ударів блискавки в зоні виверження за енергією в заданому діапазоні частот (7 – 15 кГц), та контролюється рівнем порогу, встановленим у приймачі. Але з фіксованим рівнем порогу на стороні приймача ми втрачаємо з підрахунку значну кількість ударів блискавки, енергія випромінювання яких нижче енергії, що відповідає порогу приймача. Щоб наблизитися до справжніх оцінок кількості ударів блискавки, ми використовуємо плаваючий поріг для виявлення атмосфериків у записах ініційованих тригерними атмосферами.

Друга проблема із застосуванням цього методу до даних, що використовуються, полягає у втраті даних у проміжках між записами довжиною 60 мс (див. рис. 4.6). Наприклад, 420 зареєстрованих записів у максимумі, рис.4.12а, означає, що було проаналізовано лише 21% двохвилинного інтервалу часу. Ми припускаємо, що удари блискавок у вулканічному шлейфі виникають незалежно друг від друга, тому створюють процес Пуассона. В такому разі, кількість атмосфериків буде прямо пропорційна тривалості інтервалу у якому відбувається підрахунок.

Для перевірки цього припущення ми провели наступний тест. Ми поступово зменшували довжину запису з 60 мс до 7,5 мс, залишаючи початкову частину для підрахунку атмосфериків. У разі розподілу Пуассона, очікуємо отримати пряму пропорційність між середньою кількістю атмосфериків $N_R(L)$ в запису та його довжиною L . На рис.4.13 наведено залежності середньої кількості атмосфериків від тривалості інтервалу підрахунку, отримані протягом «спокійного» періоду з 2:00 до 3:30 UT, перед виверженням, і для періоду з 4:36 до 5:30 UT, що охоплює максимум потоку атмосфериків із зони виверження.

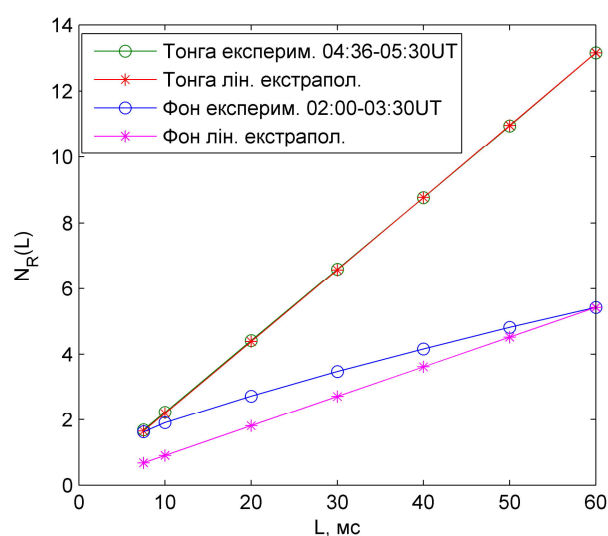


Рисунок 4.13 – Залежності середньої кількості атмосфериків в запису від довжини запису в період активності вулкана Тонга і до виверження.

Лінії з кружечками показують експериментальні залежності, лінії з зірочками – результат лінійної екстраполяції від максимальних значень яка розрахована за формулою:

$$N_R(L) = N_R(L_{max}) \cdot L / L_{max} , \quad (4.6)$$

де $L_{max} = 60$ мс.

З цього статистичного тесту витікає пряма пропорційність кількості атмосфериків довжині інтервалу підрахунку, яка характеризує потік атмосфериків з зони виверження вулкану. Інша картина спостерігається у випадку фонових атмосфериків. Ми спостерігаємо тенденцію до кластеризації

атмосфериків поблизу тригерного атмосферика, оскільки половина з них виявляється в межах 20 мс інтервалу на початку записів. Це вказує на кореляцію між тригером і атмосфериками, що його оточують. Таким чином, за середньою кількістю атмосфериків, зареєстрованих у запису, ми можемо оцінити частоту розрядів блискавок, поділивши середнє число атмосфериків на довжину запису: частота розрядів = середня кількість атмосфериків на запис / довжина запису. Оцінювані варіації частоти виникнення блискавок в зоні виверження приведено на рис. 4.14.

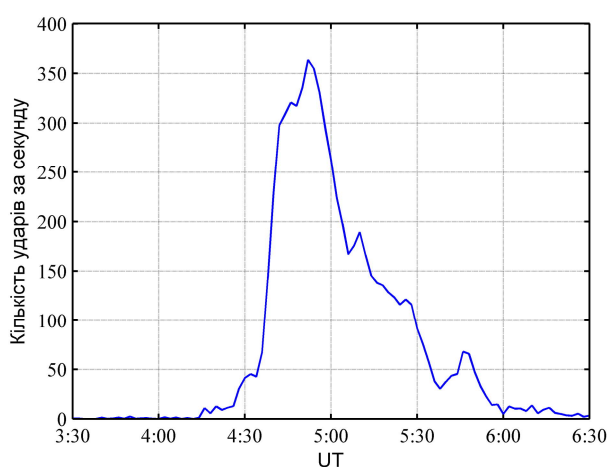


Рисунок 4.14 – Варіації частоти виникнення ударів блискавок в зоні виверження вулкану Тонга 15 січня 2022р. за результатами вимірювань потоку ДНЧ атмосфериків на станції «Академік Вернадський»

4.2.2 Спектральні особливості ННЧ-ДНЧ радіовипромінювань під час виверження вулкану Тонга

У цьому підрозділі ми обговорюємо спектральні характеристики атмосфериків, отриманих від блискавок вулкана Тонга. Умови електризації та процесів розряду в шлейфі вулканічного попелу відрізняються від умов звичайних грозових хмар (див., напр., [126, 127]), тому вивчення варіацій спектрального складу атмосфериків вулканічного походження може забезпечити інформацію про властивості вулканічних блискавок та їх динаміку.

Осцилююча частина ДНЧ атмосфериків часто супроводжується одним-трьома напівперіодами коливань, так званим «повільним хвостом», що має спектральний максимум нижче 1000 Гц, що відноситься до діапазону ННЧ [128-133]. Було показано, що ця частина ННЧ атмосфериків збуджується розрядами блискавки з посиленням постійним компонентом струму тривалістю кілька мілісекунд [128, 130, 132, 133].

Незважаючи на спад частотної характеристики приблизно на 20 дБ від робочого частотного діапазону до частоти 100 Гц, ми можемо спостерігати повільні хвости в наших записах. Типові форми атмосфериків, отриманих із зони виверження вулкана Тонга, показані на рис.4.15. На рис.4.15а та 4.15б показано атмосферіки із повільними хвостами від ударів блискавки з негативним та позитивним першим імпульсом повільного хвоста, які відповідають позитивному та негативному зарядам, що переносяться до землі [54] відповідно. Відповідні піки позначені стрілками на графіках. Цифри біля виявлених атмосфериків вказують азимут прибуття. Частина ННЧ амплітудного спектру та збільшені частини хвильових форм атмосфериків, які охоплюють сегменти повільних хвостів, показані на вставках на графіках. На рис.4.15в показано атмосферик з амплітудою порівнянною з попередніми примірниками з сектору Тонга, але без повільного хвоста. Таким чином, існування повільного хвоста, очевидно, пов'язане зі спектральним складом моменту струму розряду блискавки. Відома відстань до вулкана ~8900 км і затримка між ДНЧ хвилею та початком імпульсу ННЧ, повільним хвостом, ~6 мс добре узгоджується з теоретичними розрахунками [129,131].

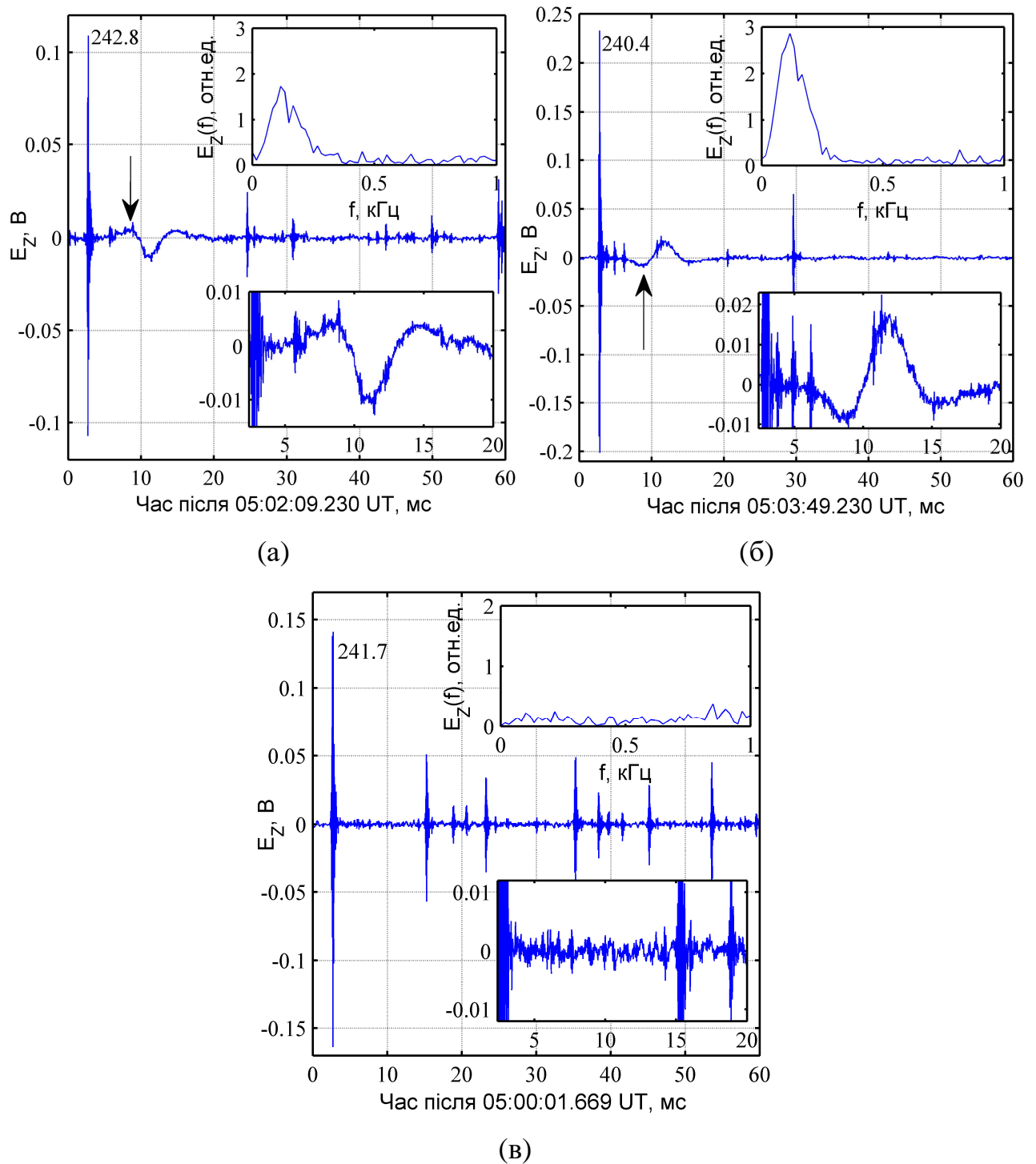


Рисунок 4.15 – Типові форми атмосфериків з повільними хвостами, отримані з сектору Тонга від ударів блискавок протилежної полярності: (а) – з негативним першим імпульсом ННЧ; (б) – з позитивним першим імпульсом ННЧ, які позначені стрілками. Числа біля атмосфериків на графіках вказують на азимут прибуття. Вставки демонструють амплітудні спектри та збільшені форми повільних хвостів. (в) – Атмосферик із сектору Тонга без повільного хвоста.

Потужність випромінювання грозового розряду на великій відстані формується імпульсними струмами різного масштабу часу. Найсильнішим джерелом у діапазоні ДНЧ є зворотний удар блискавки, який зазвичай триває приблизно 50-100 мікросекунд (див., напр., [131]). Тривалий струм, який слідує за зворотним ударом у сформованому каналі блискавки, забезпечує додаткову потужність, випромінювану в діапазоні ННЧ. Постійний струмовий розряд не має значного внеску в діапазоні ДНЧ, але переносить більшу частину заряду з хмари на землю. Він характеризується тривалістю в діапазоні від одиниць до десятків мілісекунд і вважається джерелом спостережуваних повільних хвостів і ННЧ сплесків в діапазоні частот шуманівського резонансу [54, 131].

На рис.4.16а показана спектрограма, що складається з 10-хвилинних середніх спектрів густини потужності вертикального електричного поля, виміряних на УАС з роздільною здатністю по частоті 5 Гц. Вузькі горизонтальні лінії – випромінювання на гармоніках місцевої електромережі 50 Гц. Поблизу піку активності блискавок у зоні виверження о 5 UT спостерігається посилення як ДНЧ, на частотах близько 10 кГц, так і в діапазоні ННЧ, трохи нижче 150 Гц. Варіації щільності потужності електричного поля, усереднені в діапазоні ДНЧ атмосфериків (7–15 кГц) і в діапазоні повільних хвостів (110–140 Гц), показані на рис.4.16б. Одиниці вимірювань можна перетворити на одиниці напруженості електричного поля шляхом множення на коефіцієнт c^2 , де c — швидкість світла. Ми бачимо, що спектральна щільність потужності ДНЧ і ННЧ частинах спектру має однаковий порядок величини, але зауважимо, що частина діапазону ННЧ знаходиться в кінці частотної характеристики приймача, а зниження до 100 Гц становить приблизно –20 дБ.

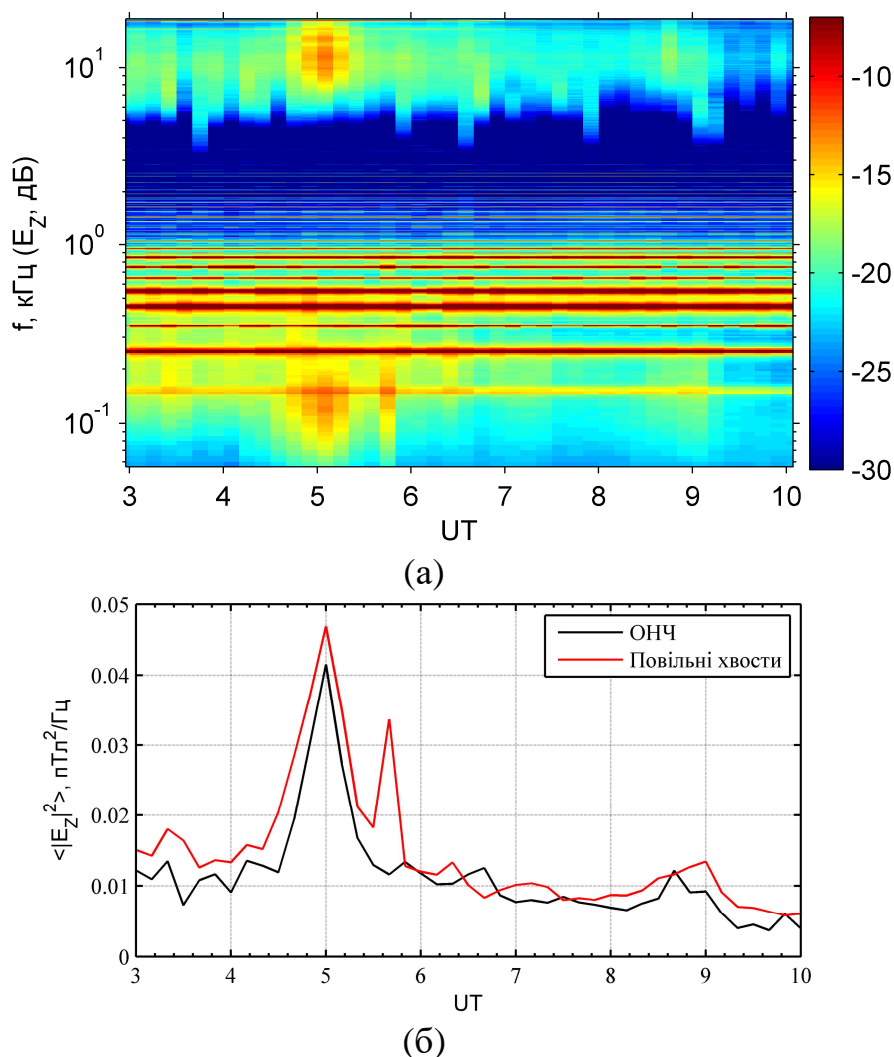
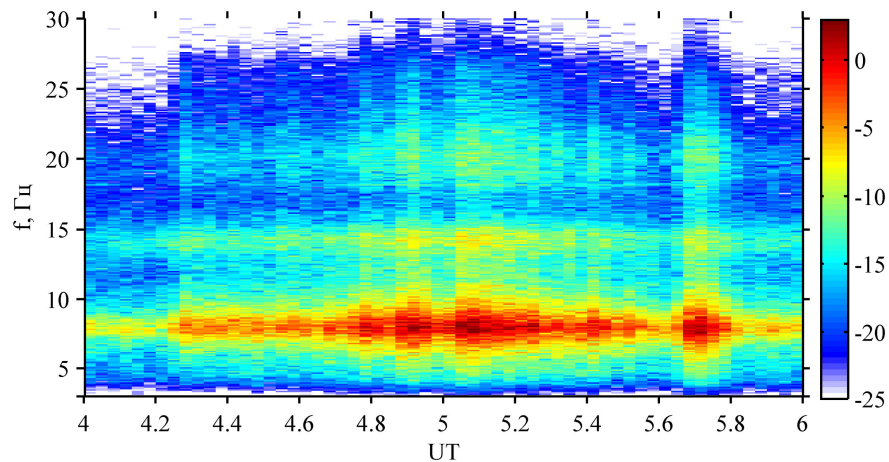


Рисунок 4.16 – Варіації потужності вертикального електричного поля, виміряні на УАС: (а) – спектральний вміст; (б) – інтеграли по діапазонах ДНЧ і ННЧ (повільні хвости).

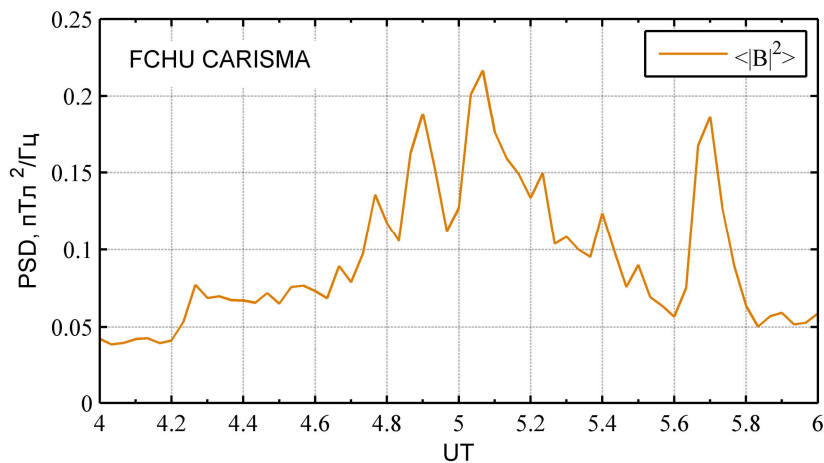
На цих графіках привертає увагу наявність піку потужності в частотному діапазоні повільних хвостів, який з'являється між 5:36 і 5:48 UT. Його величину можна порівняти з основним піком, що спостерігається поблизу 5 UT. Але цей пік відсутній у ДНЧ частині спектру, а також він його не видно у варіаціях параметрів потоку ДНЧ атмосфериків, розглянутих у підрозділі 4.2.1. Більш того, частота зареєстрованих ДНЧ атмосфериків суттєво зменшилась, усього у півтори рази перевищуючи рівень фонових значень (див. рис.4.12).

На жаль, ми не можемо спостерігати тонку часову структуру в варіаціях безперервних спектрів, продемонстрованих вище, оскільки вони обмежені 10-

хвилинним часом усереднення. Але ця структура чітко спостерігається в спектрах потужності ШР, отриманих з більш високою часовою роздільною здатністю. На рис. 4.17а наведено спектрограму густини потужності горизонтального магнітного поля в діапазоні частот 4 – 30 Гц, отриманого на станції FCHU CARISMA [134]. Показано повне магнітне поле, $|B|^2 = |B_{EW}|^2 + |B_{NS}|^2$ у дБ. На рис. 4.17б показані відповідні варіації двохвилинних середніх значень густини потужності, інтегрованих по всьому діапазону частот.



(а)



(б)

Рисунок 4.17 – Зміни спектральної густини потужності магнітного поля, виміряні на станції FCHU CARISMA, Канада: (а) спектрограма; (б) середнє значення в діапазоні 4-30 Гц.

Ми спостерігаємо швидку реакцію на початок активності вулканічної блискавки: інтенсивність поля ШР збільшилася вдвічі порівняно з фоновим

рівнем протягом 4 хвилин після реєстрації перших ударів системами локації блискавки в зоні виверження.

У той час як варіації обох параметрів потоку ДНЧ атмосфериків (рис. 4.12) демонструють єдиний широкий пік, що охоплює основну стадію виверження о 5 UT, динаміка сигналів у діапазоні ШР виявляє додаткові деталі в відповідь на активність вулканічної блискавки. На противагу досить плавному зростанню параметрів потоку ДНЧ атмосфериків перед піком о 5 UT, ми спостерігаємо серію вузьких піків і западин зі збільшенням величини. Ця тонка часова структура детально повторюється у спостереженнях ШР у багатьох інших місцях, розподілених по всьому світу [120-122].

Різниця в спектральному складі випромінювання вулканічних блискавок була особливо значною під час вторинного піку, з 5:36 до 5:48 UT, коли потік ДНЧ атмосфериків і рівень ДНЧ шуму знизилися майже до фонових значень, а потужність у діапазонах повільних хвостів і ШР збільшилися майже до рівня основного піку.

Щоб пояснити цю розбіжність між результатами вимірювання на ДНЧ і ННЧ, необхідно припустити значне збільшення потужності випромінювання розрядів блискавки в ННЧ частині спектра під час цієї фази виверження, щоб компенсувати зниження спостережуваної частоти ударів блискавок. Таким чином, ми можемо зробити висновок, що ця часова структура відображає динаміку одночасних процесів у розрядах блискавки, таких як зворотні удари та триваючі струми, які обидва беруть участь у формуванні ННЧ випромінювання.

Порівнюючи з даними локації блискавок WWLLN, можемо побачити, що вторинний пік інтенсивності в діапазонах ШР і повільних хвостів о 5:42 UT точно відповідає моменту різкого посилення активності блискавок в радіусі ~20 км від жерла вулкана, очевидно пов'язаного з черговою фазою виверження.

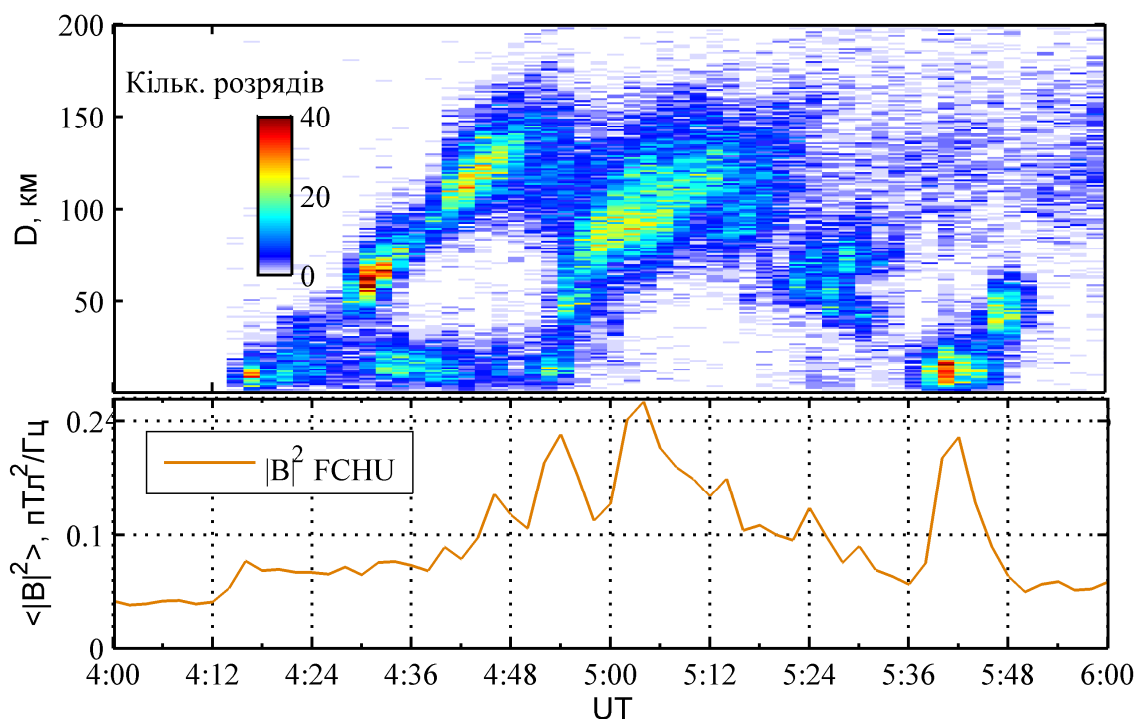


Рисунок 4.18 – Динаміка дистанційного розподілу ударів блискавок навколо жерла вулкана Тонга за даними WWLLN (верхній графік) у поєднанні з варіаціями інтенсивності поля ШР, виміряних на станції FCHU CARISMA, Канада (нижній графік).

Висновки до розділу 4

- Продемонстровано переваги синхронних записів ДНЧ атмосфериків і ННЧ сплесків. По-перше, використання вертикальної електричної та двох ортогональних магнітних компонент, виміряних ДНЧ-комплексом, дозволило більш точно й однозначно визначити напрямок на джерело. Це також дозволило встановити полярність розрядів блискавок.
- Розроблено автоматичну процедуру визначення моменту струму, зміни моменту заряду, характерної тривалості та просторового розподілення розрядів потужних блискавок; визначено асиметрію у розподіленні параметрів позитивних і негативних розрядів блискавок за результатами синхронної реєстрації ННЧ сплесків і ДНЧ атмосфериків на станції «Академік Вернадський».

- Розроблено нову методику визначення дальності до надпотужних розрядів блискавок засновану на співставленні модельного та експериментального запису ННЧ сплеску у часовому представленні.
- За результатами вимірювань на станції «Академік Вернадський» виявлено аномальне підвищення рівня радіошуму ННЧ і ДНЧ та кількості ДНЧ атмосфериків під час вибухового виверження вулкана Тонга 15 січня 2022 року.
 - На піку активності о 5 UT кількість зареєстрованих ДНЧ атмосфериків зросла майже в 15 разів порівняно з періодом, що передував виверженню. У цей момент оціночна частота досягла 360 ДНЧ атмосфериків за секунду.
 - Спостерігалось зростання спектральної щільності потужності поля в 10 разів як в ДНЧ, так і в ННЧ (навколо 150 Гц) діапазонах.
 - Після основного піку, через 40 хвилин спостерігався потужний додатковий пік випромінювання лише в ННЧ частині спектру. При цьому частота зареєстрованих ДНЧ атмосфериків на цей момент суттєво знизилася. Для пояснення цієї невідповідності необхідно припустити виникнення розрядів блискавок зі значно більшою потужністю випромінювання у ННЧ частині спектра, тобто, з суттєво більшим тривалим струмом, та/або з його більшою тривалістю.
 - За даними мережі локації блискавок WWLLN було показано, що вторинний пік інтенсивності в діапазоні ННЧ точно відповідає моменту різкого збільшення активності блискавок навколо жерла, очевидно пов'язаного з наступною фазою виверження. Цей результат свідчить про значну різницю в параметрах струмів розрядів блискавок, що відбувалися поблизу жерла вулкана та всередині шлейфу вулканічного попелу.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях здобувачки [3, 5, 10, 12].

ВИСНОВКИ

Дисертаційна робота присвячена розробці нових та удосконаленню існуючих методів моніторингу параметрів нижньої іоносфери та грозової активності на основі аналізу результатів вимірювань природних електромагнітних випромінювань в діапазонах наднизьких та дуже низьких частот (ННЧ та ДНЧ).

1. На основі співставлення результатів аналізу твік-атмосферіків із моделлю одержані добові варіації концентрації електронів у нижній іоносфері. Встановлено, що, зокрема, протягом ночі з 28 по 29 березня 2019 року концентрація електронів повільно змінювалася у середньому від ~ 800 до $\sim 1400 \text{ см}^{-3}$, тоді як нижня межа іоносфери знаходилась між 85 км і 88 км залежно від конкретних трас поширення. Ці параметри добре узгоджуються з результатами ракетних вимірювань профілів концентрації електронів, які продемонстрували дуже крутий приріст концентрації електронів від 10^6 до $\sim 10^9 \text{ м}^{-3}$ в інтервалі висот 80 – 90 км у поєднанні зі значно повільнішими перепадами на більших висотах. Спостерігалися варіації параметрів нижньої іоносфери у частотному діапазоні внутрішніх гравітаційних хвиль.
2. За даними року спостережень виявлено сезонні зміни ефективної висоти нижньої межі іоносфери, які свідчать про меридіональну асиметрію між північною та південною півкулями. Цей результат можна пояснити одним із проявів явища «зимової аномалії» – підвищенням концентрації електронів в області D іоносфери у локальні зимові місяці. Відхилення від цього загального тренду спостерігалось на антарктичній станції «Академік Вернадський» у вигляді зменшення ефективної висоти іоносфери протягом місцевих літніх місяців, що може бути пов'язане з близькістю термінатора до обсерваторії під час місцевого літа.
3. У північній середньоширотній обсерваторії виявлено 27-денну періодичність у зміні висоти нижньої іоносфери, тоді як на антарктичній станції «Академік Вернадський» таких коливань у нижній іоносфері не спостерігалось.

4. За результатами аналізу вимірювань ДНЧ атмосфериків на трьох глобально-віддаленими пунктами спостережень, на двох наземних і на рухомому науковому судні, впроваджено комбінований метод ТОА та пеленгації. Результати локації показали хорошу кореляцію між положенням визначених активних зон у Південній Америці та Атлантиці з даними глобальної мережі локації блискавок WWLLN. Ці результати були використано для розроблення вдосконаленої методики визначення ефективної висоти нижньої іоносфери, заснованої на компенсації частотної дисперсії у сигналах твіків.
5. Були виявлені закономірні відхилення азимута приходу хвилі зареєстрованих ННЧ сплесків під час проходження межі день–ніч над обсерваторією. Відхилення пеленгів джерел зберігаються приблизно 4 години та досягають $8\text{--}10^\circ$ градусів від середнього нульового азимута, можливо, пов'язаного з найближчим глобальним грозовим центром в Південній Америці. Від'ємні відхилення пеленгів джерел (на захід) спостерігалися під час проходження ранкового термінатора. Позитивні відхилення (на схід) спостерігалися під час проходження вечірнього термінатора.
6. Відхилення азимутів супроводжувалися характерним коливанням величини «еліптичності» поля прямої хвилі N-подібної форми під час проходження вечірнього термінатора та дзеркально-симетричного И-подібного коливання під час проходження ранкового термінатора. Інтерпретація спостережуваних відхилень пеленгів передбачає суперпозицію прямої хвилі, що надходить від джерела вздовж меридіана, і хвилі, відбитої від межі день–ніч.
7. Продемонстровано переваги синхронних записів ДНЧ атмосфериків та ННЧ сплесків. Розроблено нову методику визначення дальності до надпотужних розрядів блискавок засновану на співставленні модельного та експериментального запису ННЧ сплеску у часовому представленні. Розроблено автоматичну процедуру визначення моменту струму, зміни

моменту заряду, характерної тривалості та просторового розподілення розрядів потужних блискавок.

8. За результатами вимірювань на УАС «Академік Вернадський» виявлено аномальне підвищення рівня радіошуму ННЧ і ДНЧ та кількості ДНЧ атмосфериків під час вибухового виверження вулкана Тонга 15 січня 2022 року. На піку активності о 5UT кількість зареєстрованих ДНЧ атмосфериків зросла майже в 15 разів порівняно з періодом, що передував виверженню. У цей момент оціночна частота досягла 360 ДНЧ атмосфериків за секунду. Також спостерігалось збільшення спектральної щільності потужності поля в 10 разів як в ДНЧ, так і в ННЧ діапазонах. Через 40 хвилин спостерігався додатковий пік інтенсивності випромінювання лише в ННЧ частині спектру, порівнянний за величиною з основним піком. При цьому частота зареєстрованих ДНЧ атмосфериків суттєво знизилася. Для пояснення цієї невідповідності необхідно припустити виникнення розрядів блискавок у шлейфі або у зоні жерла вулкану зі значно більшою потужністю випромінювання у ННЧ частині спектру, тобто, з суттєво більшою величиною тривалого струму, та/або з його більшою тривалістю.

Автор вважає своїм приємним обов'язком подякувати колегам, які допомагали в ході виконання даної роботи. В першу чергу автор висловлює свою щирю вдячність своєму науковому керівнику, доктору фіз.-мат. наук, завідувачому відділом «Дистанційного зондування Землі» В. К. Іванову за постановку завдань, постійну увагу і допомогу в роботі. Авторка дякує члену-кореспонденту НАН України Ямпольському Ю. М. за його ідею організації синхронних ННЧ-ДНЧ вимірювань на Антарктичній станції «Академік Вернадський», співробітникам РІ НАН України Колоскову О.В., та ІРЕ НАН України Швецю О.В. за слушні та компетентні зауваження, рекомендації щодо наукових досліджень.

Авторка висловлює подяку ДУ «Національний антарктичний науковий центр» Міністерства освіти і науки України за організаційну та матеріально-технічну підтримку вимірювань ННЧ/ДНЧ радіохвиль на станції «Академік Вернадський».

Авторка дякує І. Р. Манну, Д. К. Мілінгу (I.R. Mann, D.K. Milling) та решті команди CARISMA за дані. CARISMA управляється Університетом Альберти за фінансової підтримки Канадського космічного агентства.

Авторка хоче подякувати World Wide Lightning Location Network (<http://wwlln.net>), співпрацю між понад 50 університетами та установами, за надання даних про розташування блискавок, використаних у цій дисертаційній роботі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., Shvets A. A. Day after day variations of arrival angles and polarization parameters of Q bursts recorded at Antarctic station “Akademik Vernadsky”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2022, Vol. 229, 105811, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2021.105811>.
2. Shvets, A. A., Budanov O. V., Koloskov A. V., Nickolaenko A. P., Shvets A. V., Yampolsky Yu. M. Evaluation of errors in estimating the azimuth of powerful lightning discharges from measurements of Q-bursts, *Ukrainian Antarctic Journal*, 2021, 2, 48–57. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.677>
3. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., Shvets A. A. Low frequency (ELF–VLF) radio atmospheric study at the Antarctic “Akademik Vernadsky” station. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2019, № 1 (18), 116–127, [https://doi.org/10.33275/1727-7485.1\(18\).2019.136](https://doi.org/10.33275/1727-7485.1(18).2019.136).
4. Швець О.В., Іванов В.К., Швець А.О., Колосков О.В. Програмно-апаратний комплекс для вимірювань імпульсних та вузькосмугових електромагнітних полів природного та штучного походження в діапазоні дуже низьких частот: патент на корисну модель UA 149881 U, МПК G01V 99/00 (2021.01); заявл. 20.10.2021; опубл. 08.12.2021, Бюл. № 49.
5. Shvets A.V., Hobara Y., Hayakawa M., Shvets A.A., Koloskov O.V., Yampolsky Y.M. Estimation of lightning strokes count from measurements of VLF atmospherics during the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano on Jan. 15, 2022. *URSI GASS*, 2023, Sapporo, Japan, 19 – 26 August 2023.
6. Shvets A.V., Bogomaz O.V., Koloskov O.V., Shvets A.A., Yampolsky Yu.M., Hobara Y., Hayakawa M. Three-position measurements of VLF atmospherics: onboard the research vessel “Noosfera”, at Vernadsky station and at an observatory in Ukraine. *XI Міжнародна Антарктична Конференція XI МАК 2023*, м. Київ, Україна, 10-12 травня 2023 р.

7. Shvets, A., Shvets A.A., Ivanov V, Hobara Y., Koloskov O., Yampolsky Y., Variations of the effective height of the lower ionosphere according to the results of tweek-atmospherics measurements in the northern and southern hemispheres, *2022 URSI-Japan Radio Science Meeting (URSI-JRSM 2022)*, Tokyo, 1 - 2 September, 2022.
8. Gorishnya, Y., Shvets, A. New Method for Determining the Lower Ionosphere Plasma Density by Tweek-Atmospherics: the Study of Applicability Limits, *2022 IEEE 2nd Ukrainian Microwave Week, UKRMW 2022*, P. 127-130, DOI: 10.1109/UKRMW58013.2022.10037049
9. Shvets, A. A., Budanov O.V., Koloskov O.V., Nickolaenko A.P., Shvets A.V. Deviations of the azimuth of ELF bursts associated with the “day-night” nonuniformity. *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, P. 82-83.
10. Shvets, A. V., Shvets A.A., Tomography of the world thunderstorm activity: modeling for two subpolar and one midlatitude Schumann resonance observatories, *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, pp.83-84.
11. Shvets, A., Shvets A.A., Koloskov A.V., Lower ionosphere monitoring with tweek atmospherics at "Akademik Vernadsky" Antarctic station, *Workshop COST Action: CA15211, Radio Observations and Theory of Atmospheric Discharge Processes, Joint meeting WG4-Schumann resonances*, University of Cantabria in Santander, Santander, Spain, 25–28 February 2020.
12. Koloskov A., Shvets A., Nickolaenko A., Yampolski Y., Budanov O., Shvets A.A. Studying the powerful lightning discharges from the Antarctic and the Arctic stations using synchronous ELF and VLF data. *URSI GASS 2020*, Rome, Italy, 29 August - 5 September 2020.
13. Shvets O.V., Nickolaenko O.P., Koloskov O.V., Yampolski Y.M., Budanov O.V., Shvets A.O. First results of observations of tweek atmospherics at Akademik Vernadsky station, *IX MAK 2019, IX Міжнародна Антарктична Конференція*, м. Київ, Україна, 14-16 травня 2019 р., тези конференції, С. 176-178

14. Gorishnya Yu., Shvets A., Correlation Analysis of the ELF – VLF Nighttime Atmospherics Parameters. *Український журнал дистанційного зондування Землі*, 2022, 9 (4), 4–12. <https://doi.org/10.36023/ujrs.2022.9.4.218>.
15. Данилов А. Д. Популярная аэрономия. Изд. 2-е, доп. и перераб. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 230 с.
16. Kazimirovsky, E. S., Herraiz, M., de la Morena, B. A. Effects on the Ionosphere Due to Phenomena Occurring Below it. *Surv. Geophys.* 2003, 24, 139–184. <https://doi.org/10.1023/A:1023206426746>
17. Gossard, E.E. and Hooke, W.H. Waves in the Atmosphere. Elsevier, 1975, New York.
18. Djuth, F. T., Zhang L. D., Livneh D. J., Seker I., Smith S. M., Sulzer M. P., Mathews J. D., Walterscheid R. L. Arecibo's thermospheric gravity waves and the case for an ocean source. *Journal of Geophysical Research*, 2010, VOL. 115, A08305, doi:10.1029/2009JA014799.
19. Zou, L., Rishbeth, H., Muller-Wodarg, I.C.F., Aylward, A.D., et al. Annual and semiannual variations in the F2 layer. Modelling. *Ann. Geophys.*, 2000, 18, 927–944.
20. Hargreaves, J. K. The Solar-Terrestrial Environment. Cambridge University Press, New York, 2003, 418 с.
21. Friedrich, M., Pock, C., Torkar, K. FIRI-2018, an updated empirical model of the lower ionosphere. *J. Geophys. Res.: Space Phys.*, 2018, 123, 6737–6751. <https://doi.org/10.1029/2018JA025437>
22. Gupta, S. P. Diurnal and seasonal variation of D-region electron density at low-latitude. *Adv. Space Res.* 1998, 21(6), 875–881.
23. Friedrich, M., and Torkar K.M. FIRI: A semiempirical model of the lower ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 2001, 106, A10, 21,409–21,418, <https://doi.org/10.1029/2001JA900070>.
24. Goldberg, R.A., Lehmacher G.A., Schmidlin F.J., Frittsv, Mitchell J. D., Croskey C. L., Friedrich M., and Swartz W. E. Equatorial dynamics observed by rocket,

- radar, and satellite during the CADRE/MALTED campaign 1. Programmatics and small-scale fluctuations. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102, D22, 26,179-26,190.
- 25.Subbaraya, B. H., Prakash S., and Gupta S. P. Electron densities in equatorial lower ionosphere from the Langmuir probe experiments conducted at Thumba during the years 1966–1978. *Sci. Rep. ISRO-PRLSR-15-83*, 1983, Indian Space Res. Org., Bangalore, India.
- 26.Belrose, J.S., Burke M. J., Coyne T. N. R., Reed J. E. D-region measurements with the Differential-absorption, Differential-phase, Partial-reflection experiments. *J. Geophys. Res.*, 1972, 77(25), 4829-4838.
- 27.Rumi G. C. Cross modulation of VLF and LF waves by gravity wave. *Radio Sci.*, 1983, 18(5), 738-742. <https://doi.org/10.1029/RS018i005p00738>.
- 28.VanZandt, T.E., K.L. Bowles. Use of the Incoherent Scatter technique to obtain Ionospheric Temperatures. *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, 9, 2627-2628. <https://doi.org/10.1029/JZ065i009p02627>.
- 29.Гармаш К.П., Черногор ЛФ. Профили электронной концентрации D-области ионосферы в спокойных и возмущенных условиях по данным частичных отражений. *Геомагнетизм и аэронавигация*, 1996, Т. 36, №2, С. 75 - 81.
- 30.Sechrist, C. F. Comparison of techniques for measurement of D-region electron density. *Radio Sci.*, 1974, 9(2), 137-149.
- 31.Ohya, H., Shiokawa K., and Miyoshi Y. Development of an automatic procedure to estimate the reflection height of tweek atmospherics. *Earth Planets Space*, 2008, 60, 837–843.
- 32.Ohya, H., Tsuchiya F., Nakata H., Shiokawa K., Miyoshi Y., Yamashita K., and Takahashi Y. Reflection height of daytime tweek atmospherics during the solar eclipse of 22 July 2009. *J. Geophys. Res.*, 2012, 117, A11310. <https://doi.org/10.1029/2012JA018151>.
- 33.Горишня, Ю. В. Оценка концентрации электронов и высоты нижней границы ионосферы по данным анализа многомодовых твик-атмосфериков. *Радиофизика и электроника* (ISSN 1028–821X). 2014, 5(19), 1, 20-28.

34. Шве́ц А.В., Кривоно́с А. П. Предварительные результаты мониторинга нижней ионосферы на основе анализа твик-атмосфериков. *Радиофизика и электроника*. 2017, 22, 3, 14-22.
35. Шве́ц А.В., Гори́шняя Ю.В. Локация молний и оценка высоты нижней ионосферы с использованием дисперсионных характеристик твик-атмосфериков. *Радиофизика и электроника*, 2(16), 4, 2011, 53-59.
36. Shvets A. V., Serdiuk T. M., Gorishnyaya Y. V., Hobara Y., Hayakawa M. Estimating the lower ionosphere height and lightning location using multimode "tweek"-atmospherics. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2014, 108, 1 – 9.
37. Shvets, A., Serdiuk T., Krivonos A., Hayakawa M. Automatic method for monitoring the lower ionosphere and lightning location by tweek-atmospherics. *Proc. of the 2018 Int. Sympos. Electromagn. Compat. (EMC Europe 2018)*, Amsterdam, The Netherlands, August 27 - 30, 2018, 789-794
38. Zhou, R., XuDong Gu, KeXin Yang, GuangSheng Li, BinBin Ni, Juan Yi, Long Chen, FuTai Zhao, ZhengYu Zhao, Qi Wang, LiQing Zhou. A detailed investigation of low latitude tweek atmospherics observed by the WHU ELF/VLF receiver: I. Automatic detection and analysis method. *Earth Planet. Phys.*, 2020, 4(2), 120–130. <http://doi.org/10.26464/epp2020018>.
39. Lu, G., Cummer S. A., Chen A. B., Lyu F., Li D., Liu F., Hsu R.-R., and Su H.-T. Analysis of lightning strokes associated with sprites observed by ISUAL in the vicinity of North America. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 2017, 28, 4, 583-595. <https://doi.org/10.3319/TAO.2017.03.31.01>
40. Chen, A. B.-C., Chen H., Chuang C.-W., Cummer S.A., Lu G., Fang H.-K., Su H.-T., and Hsu R.-R. On negative sprites and the polarity paradox, *Geophys. Res. Lett.*, 2019, 46, 16, 9370-9378. <https://doi.org/10.1029/2019GL083804>
41. Bitzer, P. M. Global distribution and properties of continuing current in lightning. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 2017, 122, 1033–1041. <https://doi.org/10.1002/2016JD025532>

42. Holzworth, R. H., McCarthy M. P., Brundell J.B., Jacobson A. R., Rodger C. J. Global distribution of superbolts. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 2019, 124. <https://doi.org/10.1029/2019JD030975>
43. Montanyà, J., Fabró F., Velde O., March V., Williams E.R., Pineda N., Romero D., Solà G., and Freij M. Global distribution of winter lightning: a threat to wind turbines and aircraft. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2016, 16, 1465–1472. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1465-2016>.
44. Coughlin, M. W., Christensen N. L., De Rosa R., Fiori I., et al. Subtraction of correlated noise in global networks of gravitational-wave interferometers. *Class. Quantum Grav.*, 2016, 33, 224003.
45. Silagadze, Z. K. Schumann resonance transients and the search for gravitational waves. *Modern Physics Letters A.*, 2018, Vol. 33, [https://doi.org/10.1142 / S0217732318500232](https://doi.org/10.1142/S0217732318500232)
46. Cummins, K. L., Cramer J. A., Biagi C. J. et al. The U. S. National Lightning Detection Network: Post-upgrade status. *Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data*, *Am. Meteorol. Soc.*, Atlanta, Ga., 29 Jan. to 2 Feb 2006.
47. Abarca, S. F., Corbosiero K. L., Galarneau T. J. An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth. *J. Geophys. Res.*, 2010, #115(D18206). <https://doi.org/10.1029/2009JD013411>
48. Rafalsky, V. A., Shvets A. V., Hayakawa M. One-site distance-finding technique for locating lightning discharges. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1995, 57, 1255–1261. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(95\)00011-P](https://doi.org/10.1016/0021-9169(95)00011-P).
49. Rafalsky, V. A., Nickolaenko A. P., and Shvets A. V. Location of lightning discharges from a single station. *J. Geophys. Res.*, 100, 1995, D10, 20,829–20,838, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/95JD01532>.
50. Brundell, J.B., Rodger C.J., Dowden R.L. Validation of single-station lightning location technique. *Radio Sci.*, 2002, #37(4). <https://doi.org/10.1029/2001RS002477>.

51. Shvets, A. V., Hobara, Y., Hayakawa, M. Variations of the global lightning distribution revealed from three-station Schumann resonance measurements. *J. Geophys. Res.*, 2010, 115, A12316, <https://doi.org/10.1029/2010JA015851>.
52. PrÁCser, E., Bozóki T., SÁtori G., Williams E., Guha A., Yu H. Reconstruction of global lightning activity based on Schumann Resonance measurements: Model description and synthetic tests. *Radio Sci.*, 2019, 54, 3, 254-267, <https://doi.org/10.1029/2018RS006772>.
53. Ogawa, T., Tanaka, Y., Miura, T., Yasuhara., M. Observations of Natural ELF and VLF Electromagnetic Noises by Using Ball Antennas. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1966, 18, 4, 443–454.
54. Burke, C.P., Jones, D. L. On the polarity and continuing currents in unusually large lightning flashes deduced from ELF events. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1996, 58, No. 5, 531-540.
55. Huang, E., Williams E., Boldi R., Heckman S., et al. Criteria for sprites and elves based on Schumann resonance observations. *J. Geophys. Res.*, 1999, 104(D14), 16,943-16,964.
56. Cummer, S. A., Inan U. S., Bell T. F., Barrington-Leigh C. P. ELF Radiation Produced by Electrical Currents in Sprites. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, 25(8), 1281-1284.
57. Cummer, S. A., Inan U. S. Measurement of charge transfer in sprite-producing lightning using ELF radio atmospheric. *Geophys. Res. Lett.*, 1997, #24, P.1731–1734.
58. Jones D.L., Kemp, D.T. Experimental and theoretical observations of Schumann resonances. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1970, 32, 1095–1108.
59. Jones D.L., Kemp, D.T. The nature and average magnitude of the sources of transient excitation of Schumann resonances. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1971, 33, 557–566.
60. Greenberg, E., Price, C. A global lightning location algorithm based on the electromagnetic signature in the Schumann resonance band. *J. Geophys. Res.*, 2004, 109, D21111. <https://doi.org/10.1029/2004JD004845>.

- 61.Kemp D.T. The global location of large lightning discharges from single station observations of ELF disturbances in the Earth–ionosphere cavity. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1971, 33, 919–928.
- 62.Sato, M, Fukunishi, H. Global sprite occurrence locations and rates derived from triangulation of transient Schumann resonance events. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30, 16, 1859, <https://doi.org/10.1029/2003GL017291>.
- 63.Koloskov, A.V., Budanov, O.V., Bezrodny, V.G., Yampolsky, Yu.M. Location of Superpowerful Lightning Flashes through Polarization Magnetic Measurements in Schumann Resonance Waveband. *Radio Phys. Radio Astron.*, 2004, 9, 4, 391-403, in Russian.
- 64.Füllekrug, M., Constable S., Heinson G., Sato M., et al. Global lightning acquisition system installed. *EOS Trans. AGU*, 2000, 81(30):333.
- 65.Ogawa, T., Komatsu M. Analysis of Q-burst waveforms. *Radio Sci.*, 2007, 42(RS2S18). <https://doi.org/10.1029/2006RS003493>.
- 66.Ogawa, T., M. Komatsu. Q-bursts from various distances on the Earth. *Atmos. Res.*, 2009, 538–545.
- 67.Sato, M., Takahashi, Y., Yoshida, A., Adachi, T. Global distribution of intense lightning discharges and their seasonal variations. *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 2008, 41, 234011 (10pp), <https://doi.org/10.1088/0022-3727/41/23/234011>.
- 68.Guha A., Williams E., Boldi R., Satori G., Nagy T., Bor J., Montanya J. Ortega P. Aliasing of the Schumann resonance background signal by sprite-associated Q – bursts. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2017, 165-166, 25-37, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.11.003>
- 69.Электромагнитные проявления геофизических эффектов в Антарктиде / Под ред. Л.Н. Литвиненко, Ю.М. Ямпольского.– Х.: РИНАН, 2005. – 331 с
- 70.Bór, J., Ludván, B., Attila, N., Steinbach, P. Systematic deviations in source direction estimates of Q-bursts recorded at Nagycenk, Hungary. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 2016, 121, 5601–5619, <https://doi.org/10.1002/2015JD024712>.

- 71.Füllekrug, M., Sukhorukov, A. I. The Contribution of Anisotropic Conductivity in the Ionosphere to Lightning Flash Bearing Deviations in the ELF/ULF Range. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, 26, 8, 1109-1112.
- 72.Ogawa, T., Tanaka, Y. Effective height of the ball antenna for measuring ELF radio signals. *Special Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University*, 1970, 10, 29–34.
- 73.Krider, E.P., Noggle, R.C. A gated, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes. *J. Applied Meteorol.*, 1976, 301–306.
- 74.Hiscox, W. L., Krider, E. P., Pifer, A. E., Uman, M. A. A systematic method for identifying and correcting "site errors" in a network of magnetic direction finders. *International Aerospace and Ground Conference on Lightning and Static Electricity*, National Interagency Coord. Group, National Atmospheric Electrical Hazard Program, Orland, Florida, June 26-28, 1984.
- 75.Horner, F. The Accuracy of the Location of Sources of Atmospherics by Radio Direction-Finding. *Proceedings of the Institute of Electrical Engineers*, 1954, 101, 383-390.
- 76.Wood, T.G. Geo-location of individual lightning discharges using impulsive VLF electromagnetic waveforms, Ph.D. dissertation, Stanford University, 2005, 122pp.
- 77.Pessi, A. T., Usinger, S. B., Cummins, K. L., Demetriades, N. W. S., Murphy, M., Pifer, B. Development of a Long-Range Lightning Detection Network for the Pacific: Construction, Calibration, and Performance. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 2009, 26, 145-166.
- 78.Nickolaenko, A.P., Hayakawa, M. Resonances in the Earth-ionosphere Cavity. Dordrecht. Kluwer Academic Publ. Dordrecht-Boston-London, 2002, p. 380.
- 79.Nickolaenko, A., Hayakawa, M. Schumann resonance for tyros (Essentials of Global Electromagnetic Resonance in the Earth–Ionosphere Cavity), Springer: Tokyo-Heidelberg-New York-Dordrecht-London, 2014, 348 p.
<https://doi.org/10.1007/978-4-431-54358-9>.

80. Yamashita, M., Sao, K. Some considerations of the polarization error in direction finding of atmospherics—I. Effect of the Earth's magnetic field. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1974, 36, 1623-1632.
81. Sentman, D. D. Magnetic elliptical polarization of Schumann resonances. *Radio Sci.*, 1987, 22, 595–606.
82. Sentman, D. D. Detection of elliptical polarization and mode splitting in discrete Schumann resonance excitations. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1989, 51, 507–519.
83. Nickolaenko, A.P., Rabinowicz, L.M., Shvets, A.V., Schekotov, A.Yu. Detection of splitting of eigen-frequencies of Schumann resonances. *Radiophysics and Electronics*, 2002, 7, 3, 498 – 508.
84. Nickolaenko, A.P., Rabinowicz, L.M., Shvets, A.V., Schekotov, A.Yu. Polarization characteristics of low-frequency resonances in the Earth-ionosphere cavity, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 2004, 47, 4, 238-259.
85. Nickolaenko, A.P., Sentman D.D. Line splitting in the Schumann resonance oscillations. *Radio Sci.*, 2007, 42, RS2S13, <https://doi.org/10.1029/2006RS003473>
86. Рабинович Л.М. Глобальные электромагнитные резонансы в неоднородном и гиротропном резонаторе Земля–ионосфера, Канд. Дисс. ИПЭ АН УССР, Харьков – 1988.
87. Satori, G., Neska, M., Williams, E., Szendroi, J. Signatures of the day-night asymmetry of the Earth-ionosphere cavity in high time resolution Schumann resonance records. *Radio Sci.*, 2007, 42, RS2S10, <https://doi.org/10.1029/2006RS003483>.
88. Melnikov, A., Price, C., Satori, G., Füllekrug, M. Influence of solar terminator passages on Schumann resonance parameters. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2004, 66, 1187–1194, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.05.014>.
89. Rabinowicz, L.M. On influence of the day – night non-uniformity on ELF fields. *Izv. VUSOV, Radiofizika*, 1986, 29, 4, 635 – 644, (in Russian).

90. Nickolaenko, A.P. Scattering of ELF radio waves on global inhomogeneities of the earth-ionosphere cavity. *Radiophysics and Quantum Electronics*, 1986, 29, 1, 26-32.
91. Nickolaenko, A.P. Impact of the Ionosphere Day-Night Non-Uniformity on Amplitude of ELF Radio Signal, *Telecommunications and Radio Engineering*, 2008, 67, 5, 437-455.
92. Yang, H., Pasko, V. P. Three-dimensional finite difference time domain modeling of the diurnal and seasonal variations in Schumann resonance parameters, *Radio Sci.*, 2006, 41, RS2S14, <https://doi.org/10.1029/2005RS003402>.
93. Pechony, O., Price, C., Nickolaenko, A. P. Relative importance of the day-night asymmetry in Schumann resonance amplitude records. *Radio Sci.*, 2007, 42, RS2S06, <https://doi.org/10.1029/2006RS003456>.
94. PrÁCser, E., Bozóki, T., SÁtori, G., TakÁtsy, J., Williams, E., Guha, A. Two Approaches for Modeling ELF Wave Propagation in the Earth-Ionosphere Cavity with Day-Night Asymmetry. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 2021, <https://doi.org/10.1109/TAP.2020.3044669>
95. Nickolaenko, A. P., Galuk, Y. P., Hayakawa, M. Source bearing of extremely low frequency waves in the Earth-ionosphere cavity with day–night non-uniformity. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 2018, 123, 10895 – 10910. <https://doi.org/10.1029/2018JD028951>.
96. Galuk, Yu P., Nickolaenko, A.P., Hayakawa, M. Shift of antipode maximum of electric field in the earth–ionosphere cavity by the day–night non-uniformity. *Telecomm. Radio Eng.*, 2017, 76(15), 1339-1358, <https://doi.org/10.1615/TelecomRadEng.v76.i15.30>.
97. Galuk, Yu P.; Nickolaenko, A. P.; Hayakawa, M. Amplitude variations of ELF radio waves in the Earth-ionosphere cavity with the day-night non-uniformity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2018, 169, 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.01.001>.

98. Galuk, Yu P.; Nickolaenko, A. P.; Hayakawa, M. Impact of the ionospheric day–night non-uniformity on the ELF radio-wave propagation. *Radiophysics and Quantum Electronics*, 2018, 61, 3. <https://doi.org/10.1007/s11141-018-9880-9>.
99. Nickolaenko, A.P., Galuk, Y.P., Hayakawa, M., Kudintseva, I.G. Model source bearings of Q-bursts for observations in Antarctica. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2021, 7, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2021.105723>.
100. Mlynarczyk, J., Kulak, A., Salvador, J. The accuracy of radio direction finding in the extremely low frequency range. *Radio Sci.*, 2017, 52, 1245–1252. <https://doi.org/10.1002/2017RS006370>.
101. Füllekrug, M., Reising S.C., Lyons W. A. On the accuracy of arrival azimuth determination of sprite-associated lightning flashes by Earth-ionosphere cavity resonances. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, 23(25), 3691–3694.
102. Price, C., Asfur M., Lyons W., Nelson T. Improved ELF/VLF method for globally geolocating sprite-producing lightning. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29, 1031. <https://doi.org/10.1029/2001GL013519>
103. Швец А.В., Кривонос А.П, Иванов В.К. Комплекс для многокомпонентных измерений СНЧ-ОНЧ электромагнитных полей. *Радиофизика и электроника*, 2016, 7(21), 4, 49–55.
104. Sukhorukov, A. I., Shimakura S., Hayakawa M. Approximate Solution for the VLF Eigenvalues near cut-off Frequencies in the Nocturnal Inhomogeneous Earth-Ionosphere Waveguide. *Planet. Space Sci.*, 1992, 40, 10, 1363-1369.
105. Sukhorukov, A. I., Shimakura S., Hayakawa M. On The Additional Dispersion of a Whistler in the Earth-Ionosphere Waveguide. *Planet. Space Sci.* 1992, 40, 9, 1185-1191.
106. Sukhorukov, A.I. ELF-VLF atmospheric waveforms under night-time ionospheric conditions. *Annales Geophysicae*, 1996, 14, 33–41. <https://doi.org/10.1007/s00585-996-0033-7>
107. Ryabov, B. S. Tweek formation peculiarities. *Geomagnetism and Aeronomy*, English Translation, 1994, 34, 1, 60–66.

108. Yamashita, M. Propagation of tweek atmospherics. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1978, 40, 151-156.
109. Ester, M. A., Kriegel H.-P., Sander J., Xu X. A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. *Proc. of 2nd Int. Conf. Knowledge Discovery and Data Mining (KDD-96)*, 1996, 226–231.
110. Fowler, R. A., Kotick, J., Elliott, R. D. Polarization Analysis of Natural and Artificially Induced Geomagnetic Micropulsations. *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, 11, 2871-2883.
111. Rankin, D., Kurtz, R. Statistical Study of Micropulsation Polarization. *J. Geophys. Res., Space Physics*, 1970, 75, 28, 5444-5458.
112. WMO. World Distribution of Thunderstorm Days. Part 2: Tables of Marine Data and World Maps. WMO=OMM, 1956, No.21.TP. 21.
113. Christian, H. J., Blakeslee, R.J., Boccippio, D.J., Boeck, W.L., Buechler, D. E., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Hall, J.M., Koshak, W. J., Mach, D. M., Stewart, M.F. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(D1), 4005, <https://doi.org/10.1029/2002JD002347>.
114. Chronis, T., Koshak, W.J., Diurnal Variation of TRMM/LIS Lightning Flash Radiances. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2017, 98, 7, 1453-1470.
115. Greifinger, C. Greifinger, P. Approximate method for determine ELF eigen-values in the Earth-ionosphere waveguide, *Radio Sci.*, 1978, 13, 831–837.
116. Yatsevich, E.I., Shvets, A.V. Nickolaenko, A.P. Impact of the ELF receiver on characteristics of the observed Q-bursts. *Radiophysics and Quantum Electronics*, 2014, 57, 3, 176-186, <https://doi.org/10.1007/s11141-014-9502-0>.
117. Wright, C.J., Neil P. Hindley, M. Joan Alexander, Mathew Barlow, Lars Hoffmann, Cathryn N. Mitchell, Fred Prata, Marie Bouillon, Justin Carstens, Cathy Clerbaux, Scott M. Osprey, Nick Powell, Cora E. Randall & Jia Yue. Surface-to-space atmospheric waves from Hunga Tonga–Hunga Ha’apai eruption. *Nature*, 609, 2022, 741-746, <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05012-5>.

118. Chernogor, L.F. Geophysical Effects of the Tonga Volcano Explosion on January 15, 2022. 16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2022, Volume 2022, p.1 – 5, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580141>
119. Chernogor, L.F. Physical effects from the powerful Tonga volcanic eruption of January 15, 2022, in the earth – atmosphere – ionosphere – magnetosphere system. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*, 253, 2023 106157,
120. Mezentsev, A., Nickolaenko, A. P., Shvets, A.V., Galuk, Yu. P., Schekotov, A. Yu., Hayakawa, M., Romero, R., Izutsu, J., Kudintseva, I.G. Observational and model impact of Tonga volcano eruption on Schumann resonance. *J. Geophys. Res.: Atmospheres.*, 2023, 128. <https://doi.org/10.1029/2022JD037841>.
121. Nickolaenko, A. P., Schekotov A.Yu., Hayakawa M., Romero R., and Izutsu J. Electromagnetic manifestations of Tonga eruption in Schumann resonance band. *J. Atmos. Solar–Terr. Phys.*, 2022, 237, 1-9, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2022.105897>.
122. Bór, J., Bozóki T., Sători G., Williams E., Behnke S.A., Rycroft M.J., Buzás A., Silva H.G., Kubicki M., Said R., Vagasky C., Steinbach P., Szabóné André K., Atkinson M. Responses of the AC/DC Global Electric Circuit to Volcanic Electrical Activity in the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Eruption on 15 January 2022. *J. Geophys. Res.: Atmosphere*, 2023, 128, 8, <https://doi.org/10.1029/2022JD038238>.
123. Sharma, M., and Scarr S. TONGA ERUPTION The perfect storm, PUBLISHED FEB. 14, 2022, <https://graphics.reuters.com/TONGA-VOLCANO/LIGHTNING/zgpomjdbypd/>.
124. Rodger, C. J., Brundell J. B., Dowden R. L., and Thomson N. R. Location accuracy of long distance VLF lightning location network. *Ann. Geophys.*, 2004, 22, 747–758.
125. Vagasky, C., Ryan S. Did the Eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Produce the Greatest Concentration of Lightning Ever Detected? *AGU Fall Meeting 2022*, Chicago, IL, 12-16 December 2022, id. V25B-0094.

126. Yair, Y. Charge Generation and Separation Processes. *Space Sci. Rev.*, 2008, 137, 119–131. <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9348-x>.
127. Cimorelli, C., Genareau K. A review of volcanic electrification of the atmosphere and volcanic lightning. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2022, 422, 107449. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107449>.
128. Wait, J.R. On the Theory of the Slow-Tail Portion of Atmospheric Waveforms. *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, 7, 1939-1946.
129. Sukhorukov, A.I. On the excitation of the Earth-ionosphere waveguide by pulsed ELF sources. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1992, Vol. 54. No. 10. pp. 1337-1345.
130. Mackay, C., and Fraser-Smith A. C. Lightning location using the slow tails of sferics, *Radio Sci.*, 2010, 45, RS5010, <https://doi.org/10.1029/2010RS004405>.
131. Jones, D. L. Propagation of ELF pulses in the earth-ionosphere cavity and application to 'slow tail' atmospherics. *Radio Sci.*, 1970, Vol. 5, ## 8, 9, p. 1153-1162.
132. Hepburn, F. Wave-guide interpretation of atmospheric waveforms. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1957, 10, 121-135, [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(57\)90093-4](https://doi.org/10.1016/0021-9169(57)90093-4).
133. Hepburn, F. Atmospheric waveforms with very low-frequency components below 1 kc/s known as slow tails. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1957, 10, 266-287. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(57\)90125-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(57)90125-3).
134. Mann, I. R., Milling, D. K., Rae, I. J., Ozeke, L. G., Kale, A., Kale, Z. C., et al. The upgraded CARISMA magnetometer array in the THEMIS Era. *Space Science Reviews*, 2008, 141(1–4), 413–451. <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9457-6>

ДОДАТОК А

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковано основні наукові результати дисертації:

1. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., **Shvets A. A.** Day after day variations of arrival angles and polarization parameters of Q bursts recorded at Antarctic station “Akademik Vernadsky”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2022, Vol. 229, 105811, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2021.105811>. (Scopus, Q3 згідно з Scimago Ranking, 2022)
2. **Shvets, A. A.**, Budanov O. V., Koloskov A. V., Nickolaenko A. P., Shvets A. V., Yampolsky Yu. M. Evaluation of errors in estimating the azimuth of powerful lightning discharges from measurements of Q-bursts, *Ukrainian Antarctic Journal*, 2021, 2, 48–57. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.677>
3. Shvets, A. V., Nickolaenko A. P., Koloskov A. V., Yampolsky Yu. M., Budanov O. V., **Shvets A. A.** Low frequency (ELF–VLF) radio atmospherics study at the Antarctic “Akademik Vernadsky” station. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2019, № 1 (18), 116–127, [https://doi.org/10.33275/1727-7485.1\(18\).2019.136](https://doi.org/10.33275/1727-7485.1(18).2019.136).

Патент України на корисну модель

4. Швець О.В., Іванов В.К., **Швець А.О.**, Колосков О.В. Програмно-апаратний комплекс для вимірювань імпульсних та вузькосмугових електромагнітних полів природного та штучного походження в діапазоні дуже низьких частот: патент на корисну модель UA 149881 U, МПК G01V 99/00 (2021.01); заявл. 20.10.2021; опубл. 08.12.2021, Бюл. № 49. <https://sis.nipo.gov.ua/uk/search/detail/1667130/>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

5. Shvets A.V., Hobara Y., Hayakawa M., **Shvets A.A.**, Koloskov O.V., Yampolsky Y.M. Estimation of lightning strokes count from measurements of VLF atmospherics during the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano on Jan. 15, 2022. *URSI GASS*, 2023, Sapporo, Japan, 19 – 26 August 2023. <https://doi.org/10.46620/URSIGASS.2023.3423.MTBV7707>.
6. Shvets A.V., Bogomaz O.V., Koloskov O.V., **Shvets A.A.**, Yampolsky Yu.M., Hobara Y., Hayakawa M. Three-position measurements of VLF atmospherics: onboard the research vessel “Noosfera”, at Vernadsky station and at an observatory in Ukraine. *XI Міжнародна Антарктична Конференція XI МАК 2023*, м. Київ, Україна, 10-12 травня 2023 р.
7. Shvets, A., **Shvets A.A.**, Ivanov V, Hobara Y., Koloskov O., Yampolsky Y., Variations of the effective height of the lower ionosphere according to the results of tweek-atmospherics measurements in the northern and southern hemispheres, *2022 URSI-Japan Radio Science Meeting (URSI-JRSM 2022)*, Tokyo, 1 - 2 September, 2022.
8. Gorishnya, Y., **Shvets, A.** New Method for Determining the Lower Ionosphere Plasma Density by Tweek-Atmospherics: the Study of Applicability Limits, *2022 IEEE 2nd Ukrainian Microwave Week, UKRMW 2022*, P. 127-130, DOI: 10.1109/UKRMW58013.2022.10037049
9. **Shvets, A. A.**, Budanov O.V., Koloskov O.V., Nickolaenko A.P., Shvets A.V. Deviations of the azimuth of ELF bursts associated with the “day-night” nonuniformity. *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, P. 82-83.
10. Shvets, A. V., **Shvets A.A.**, Tomography of the world thunderstorm activity: modeling for two subpolar and one midlatitude Schumann resonance observatories, *X International Antarctic Conference*, May 11–13, 2021, Kyiv, Ukraine, pp.83-84.

11. Shvets, A., **Shvets A.A.**, Koloskov A.V., Lower ionosphere monitoring with tweek atmospherics at "Akademik Vernadsky" Antarctic station, *Workshop COST Action: CA15211, Radio Observations and Theory of Atmospheric Discharge Processes, Joint meeting WG4-Schumann resonances*, University of Cantabria in Santander, Santander, Spain, 25–28 February 2020.
12. Koloskov A., Shvets A., Nickolaenko A., Yampolski Y., Budanov O., **Shvets A.A.** Studying the powerful lightning discharges from the Antarctic and the Arctic stations using synchronous ELF and VLF data. *URSI GASS 2020*, Rome, Italy, 29 August - 5 September 2020.
13. Shvets O.V., Nickolaenko O.P., Koloskov O.V., Yampolski Y.M., Budanov O.V., **Shvets A.O.** First results of observations of tweek atmospherics at Akademik Vernadsky station, *IX MAK 2019, IX Міжнародна Антарктична Конференція*, м. Київ, Україна, 14-16 травня 2019 р., тези конференції, С. 176-178.

Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації:

14. Gorishnya Yu., **Shvets A.**, Correlation Analysis of the ELF – VLF Nighttime Atmospherics Parameters. *Український журнал дистанційного зондування Землі*, 2022, 9 (4), 4–12. <https://doi.org/10.36023/ujrs.2022.9.4.218>.