

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМЕНІ С.І.СУББОТІНА

Кваліфікаційна наукова праця  
на правах рукопису

**СУМАРУК  
ЮРІЙ ПЕТРОВИЧ**

Прим. № \_\_\_\_

УДК 550.385.4.36:550.383:523.62.72

**ДИСЕРТАЦІЯ  
ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ  
ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ ВІД ЗОВНІШНІХ ТА ВНУТРІШНІХ ДЖЕРЕЛ**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА  
103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

Подається на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук.

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

\_\_\_\_\_ Ю.П. Сумарук

Науковий консультант Орлюк Михайло Іванович,  
доктор геологічних наук, професор

**КИЇВ – 2021**

## АНОТАЦІЯ

*Сумарук Ю.П.* Просторово-часовий розподіл вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх та внутрішніх джерел. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2021

Дисертаційна робота виконана з метою дослідження просторово-часового розподілу вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх та внутрішніх джерел та оцінки вкладу цих джерел в залежності від параметрів сонячної та геомагнітної активності на основі даних з геомагнітних обсерваторій світу, а також з міжнародних центрів по сонячно-земних зв'язках.

За даними високоширотних обсерваторій досліджено вікові варіації в північній полярній шапці. Виділені вікові варіації від зовнішніх і внутрішніх джерел. Вікові варіації геомагнітного поля у північній полярній шапці Землі мають складну просторову та часову структуру і джерела їх розміщуються як зовні, так і всередині Землі. Співвідношення між величинами варіації від зовнішніх джерел змінюються і залежать від сонячної активності. Короткоперіодні та циклічні вікові варіації змінюються за фазою на всіх обсерваторіях. Амплітуда короткоперіодних варіацій більша на острівних та прибережних обсерваторіях. Джерелом короткоперіодних і циклічних варіацій є іоносферні та магнітосферні струми, пов'язані із сонячною активністю. Довгоперіодні вікові варіації мають джерела як зовні, так і всередині Землі. Довгоперіодна варіація від внутрішніх джерел мало змінюється з часом. Величина ж її від зовнішніх джерел змінюється за квазисинусоїдальним законом зі зміною сонячної активності. Зроблено оцінку вкладу зовнішніх джерел у вікову варіацію, яка залежить від величини сонячної, і відповідно, геомагнітної активності. У збурені дні величина вкладу у вікову варіацію геомагнітного поля співрозмірна з величиною вікової варіації.

Аналіз даних геомагнітних обсерваторій розміщених в Антарктиді показав, що динаміка просторових і часових змін вікових варіацій найкраще проявляється в вертикальній компоненті поля. За досліджуваний інтервал часу вертикальна компонента геомагнітного поля зменшувалась за абсолютною величиною, але швидкість змінювалась з часом до 1970 року  $BB(Z)$  зростала, у подальшому спадала. Зміна  $BB(H)$  та  $BB(Z)$  в Антарктиді засвідчує, що зовнішні джерела відіграють важливу роль у генерації вікових змін поля. Спостерігається хороша кореляція у північній та південній полярних шапках Землі, а також між береговими антарктичними обсерваторіями та суміжними з ними за довготою середньоширотними обсерваторіями у Південній півкулі, що вказує на значний вплив регіональних джерел на вікові варіації. Швидкість змін вікових варіацій в Південній полярній шапці, так само як і в Північній полярній шапці корелює з величиною великомасштабного магнітного поля Сонця та південної компоненти міжпланетного магнітного поля, що свідчить про значний внесок у вікову варіацію зовнішніх струмів.

За середньорічними даними обсерваторій Північної і Південної півкуль знайдено роки зміни знака (опорні роки), згладжені 3- і 11-річними біжучими середніми вікових варіацій напруженості геомагнітного поля, та їх перші похідні за часом. Опорними роками є 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1979, 1986 та 2003 роки. Опорні роки зміни вікових варіацій повного вектора співпадають з роками екстремумів сонячної активності. Опубліковані в літературі роки джерків у 1947, 1969 і 1979 роках співпадають з відповідними опорними роками. На обсерваторіях Північної півкулі Землі вікові варіації повного вектора змінюють знак в максимумах 14-го, 15-го, 18-го, 19-го, 21-го та 23-го циклів. В максимумах 19-го та 23-го циклів спостерігаються тільки перегиби кривих вікових варіацій повного вектора. Винятком є 1986 рік, в якому перегиби кривих вікових варіацій повного вектора спостерігаються у мінімумі сонячної активності між 21-м та 22-м циклами. Таким чином експериментальні дані чітко вказують, що зовнішні джерела відіграють велику роль у зміні величини та знака вікових варіацій геомагнітного поля.

Досліджено просторово-часові зміни вікових варіацій на Африканській плиті та виявлено вплив тектонічних процесів на природу вікових варіацій. Вікові варіації на африканській плиті мають короткоперіодну (квазіперіодну та циклічну) та довгоперіодну складові. Короткоперіодні вікові варіації залежать від сонячної активності. Довгоперіодні вікові варіації на Африканській плиті виділити впевнено не можна, оскільки ряди середньорічних значень складових геомагнітного поля короткі. Тільки три обсерваторії MLT, TAN та PLS вели спостереження з початку XX століття. За даними цих обсерваторій та фрагментарними даними всіх інших можна виявити варіації з періодом  $\sim 80$  років. Варіація має форму квазісинусоїди, екстремуми якої співпадають з роками максимумів сонячної активності. Вікові варіації генеруються як внутрішніми, так і зовнішніми джерелами. Вплив внутрішніх джерел найкраще проявляється в вертикальній, а зовнішніх в горизонтальній компонентах геомагнітного поля. На прибережних та острівних обсерваторіях величина як короткоперіодних, так і довгоперіодних вікових варіацій зростає, що підтверджує гіпотезу про вплив на вікові варіації електропровідних океанічних течій. В тектонічно більш активній східній частині Африканської плити вікові варіації більш динамічні. Їх характерною особливістю є повсюдне зменшення абсолютної величини, яке розпочалось в кінці 70-х років XX століття. Це свідчить про релаксацію джерел геомагнітного поля та про зменшення геомагнітної активності.

За даними геомагнітних обсерваторій Європи, які мають довгі ряди спостережень, досліджено часові зміни вікових варіацій напруженості геомагнітного поля та його компонент. Європа – єдиний регіон, де починаючи з 1920-х років напруженість геомагнітного поля збільшувалась у пульсуючому режимі з періодом близько 22 роки. Очевидно, це прояв 22-річного хейлівського циклу сонячної активності. За досліджуваній інтервал часу чітко спостерігається зменшення амплітуди коливань з часом. Найцікавішою особливістю вікових варіацій на європейських обсерваторіях – синфазність їх змін з часом. За досліджуваній інтервал часу чітко спостерігались два

підінтервали коливань вікових варіацій в горизонтальній компоненті. Перший підінтервал тривав від 1880-х років до початку 1960-х років. Тривалість підінтервалу близько 80 років. Другий підінтервал розпочався у 1960 роках і закінчився на початку XXI століття, тобто його тривалість близько 50–60 років. Бачимо зменшення як амплітуди коливань вікових варіацій з часом, так і тривалості підінтервалів. Такі зміни спостерігаються і для сонячної, і для геомагнітної активності. Вікові варіації геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях Європи складаються з двох компонент: квазіпостійної від внутрішніх джерел і змінної, яка пов'язана з зовнішніми джерелами. Компонента від зовнішніх джерел відображається у віковій варіації вертикальної та горизонтальної компонент поля і величина її збільшується в вертикальній компоненті із збільшенням широти місця спостереження, а в горизонтальній компоненті із зменшенням широти. Величина і знак компоненти вікових варіацій від зовнішніх джерел добре корелює з величиною і знаком великомасштабного магнітного поля Сонця і, відповідно, з величиною і знаком середньорічних значень південної компоненти міжпланетного магнітного поля.

Отримані рівняння регресії залежності вікових варіацій горизонтальної складової на європейських геомагнітних обсерваторіях. Коефіцієнт кореляції змінюється в межах від 0,8 до 0,97. Кореляція менша, коли відстань між обсерваторіями зростає.

За даними астрономічної та магнітної обсерваторій, даними космічних апаратів GOES-10, GOES-11, GOES-12 та космічної сонячної і геліосферної обсерваторії SOHO досліджено надзвичайну сонячну і геомагнітну активність у жовтні–листопаді 2003р. Цей рік належить до фази спаду 23-го циклу сонячної активності. В другій половині жовтня 2003 року на Сонці спостерігалися надзвичайно активні групи плям, які викликали 16 великих сонячних спалахів. Такі надзвичайні події на Сонці викликали на Землі екстрабури 29–31 жовтня та 20–21 листопада. Ці бурі значно вплинули на середньорічні значення

геомагнітного поля на всіх магнітних обсерваторіях світової мережі. Пораховано внесок зовнішніх джерел у варіацію під час цих великих магнітних бур. Кільцевий магнітосферний струм DR разом зі струмом в хвості магнітосфери DP та струмом на магнітопаузі DCF під час магнітної бурі дають найбільший внесок у варіацію поля  $\sim 80\%$  (в середньому DR 55–74 %, DCF 11–23 %). Внесок авроральних струмів та їх зворотних струмів у варіації поля середніх широт складають 12–27 %.

За даними світових магнітних обсерваторій в 2003 році встановлено, що величина вкладу в горизонтальну та вертикальну компоненти залежить від широти місця спостереження. В низьких широтах та на екваторі вклад у горизонтальну компоненту вікових варіацій дорівнює приблизно  $\llcorner\lrcorner 20$  нТл. На полюсах вклад в вертикальну складову також приблизно рівний  $\llcorner\lrcorner 20$  нТл. Особливо чітко спостерігається вплив на вікові варіації авроральних іоносферних електроструменів. В районах магнітних аномалій, в сейсмоактивних регіонах, на границі літосферних плит величини вікових варіацій від зовнішніх джерел значно збільшуються.

Детально проаналізовані зміни сонячної і геомагнітної активності в 19–24-му циклах. Максимуму вони набули в кінці 50-х років ХХ століття. В подальшому спостерігається їх стрибко подібне зменшення. Менша сонячно-геомагнітна активність спостерігалась в 20-му циклі. Геомагнітна активність різко зменшувалась з запізненням відносно сонячної, яка виражена числами Вольфа. Час запізнення зменшується з часом. В 22-му і 23-му циклах сонячна і геомагнітна активності розвивались в фазі. Різке зменшення геомагнітної активності в 24-му циклі можна пояснити: а) зменшенням великомасштабного магнітного поля Сонця; б) наближенням до мінімуму 200-літнього циклу сонячної активності, який очікується у 2050–2060 рр.; в) розвитком активності при від'ємному значенні великомасштабного магнітного поля Сонця.

Основним параметром сонячного вітру, який визначає рівень геомагнітної активності, є орієнтація і величина міжпланетного магнітного поля (ММП).

Найінтенсивніші геомагнітні збурення спостерігаються при проходженні біля Землі швидкісних потоків плазми з вмороженими у них магнітними полями Сонця, які мають південну ( $B_z < 0$ ) складову, спрямовану протилежно силовим лініям дипольного поля Землі. Аналіз секторної структури ММП за певний період показав, що зміна знака сектора ММП, а також недовготривалі порушення секторної структури, тобто відхилення поля від напрямку по спіралі Архімеда, ведуть до генерації вертикальної складової ММП. Максимальних значень  $B_z$  складова ММП набуває при значеннях кута  $\Phi = 20 \dots 60^\circ$  в додатному секторі та  $220 \dots 260^\circ$  у від'ємному секторі ММП. Збільшення сонячної активності веде до перебудови двосекторної структури в багатосекторну, до появи  $B_z$ -складової ММП значної величини і до збільшення геомагнітної активності.

Описано шлях розвитку геомагнітних обсерваторій України від моменту заснування до сьогодні, а також прилади та методика обробки абсолютних і варіаційних спостережень за геомагнітним полем Землі. З чотирьох геомагнітних обсерваторій України три («Львів», «Київ» і «Академік Вернадський») є повноправними членами INTERMAGNET. Геомагнітна обсерваторія «Одеса» оснащена сучасним комплексом апаратури для реєстрації, первинної обробки та відправки даних до Міжнародних центрів даних. Вона працює по протоколу INTERMAGNET.

За даними геомагнітних обсерваторій України «Київ», «Львів» та «Одеса» проведено аналіз довготривалих змін геомагнітного поля за весь період їх спостережень в залежності від положення обсерваторії, а також магнітної й сонячної активності. Варіації геомагнітного поля на обсерваторіях в усіх компонентах є синхронними, але відрізняються в деталях, оскільки підстилаючі поверхні під обсерваторіями є неоднаковими. Найбільші амплітуди варіацій спостерігаються на магнітній обсерваторії «Львів», оскільки вона розміщена поблизу зони Тейссейре–Торнквіста. Довгоперіодні варіації горизонтальної компоненти поля на всіх обсерваторіях суттєво відрізняються від варіацій

вертикальної компоненти та магнітного схилення. Горизонтальна компонента змінюється за квазісинусоїдальним законом. Період квазісинусоїди близько 80 років. Українські магнітні обсерваторії спостерігали тільки частину квазісинусоїди. Перехід квазісинусоїди через нуль спостерігався в 1978–1980 роках.

Досліджена динаміка місячних змін вікових варіацій в залежності від величини індукційних струмів в підстилаючих поверхнях обсерваторій. Виявлена кореляція змін вікових варіацій сонячної активності. Показано, що зміни сонячної активності випереджають зміни вікової варіації.

Розроблено метод усунення завад при реєстрації складових геомагнітного поля на обсерваторіях, що створюються електрифікованими постійним струмом залізниць. Він базується на знаходженні частотно-передаточної функції між співвідношеннями горизонтальних компонент на обсерваторії, записи якої зашумлені завадами, та обсерваторії, яка не знає впливу таких завад. Порівняння К-індексу, визначеного за оригінальними та реконструйованими даними, покращує результат на 29 % на обсерваторії «Львів» і на 14 % на обсерваторії «Бельськ».

Побудовано модель регіонального геомагнітного поля на території Центральної Європи новим методом, запропонованим в роботах [Dzuman, 2018; Сумарук та ін., 2019]. Метод можна використовувати для побудови моделі регіонального геомагнітного поля високої роздільної здатності. Обчислено дисперсію визначених коефіцієнтів моделі і стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля від їх модельних значень, а також різниць між ними. Стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля і їх модельних значень різняться в межах 20 %, тоді як стандартне відхилення їх різниць не перевищує 30 %.

**Ключові слова:** магнітне поле Землі, вікові варіації, сонячна й геомагнітна активності, геомагнітні обсерваторії, магнітні бурі.



## ANNOTATION

*Sumaruk Yu.P.* Spatial-temporal distribution of secular variations of the geomagnetic field from external and internal sources. – Qualifying scientific work as a manuscript. Dissertation for the scientific degree of Doctor of Physical and Mathematical Sciences, speciality 04.00.22 – Geophysics (103 – Earth' Sciences). – Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2021.

The thesis is designed to study the spatial-temporal distribution of secular variations of the geomagnetic field from external and internal sources and to evaluate the contribution of these sources depending on the parameters of solar and geomagnetic activity based on data from geomagnetic observatories around the world as well as on those from international centers investigating solar-terrestrial communications.

According to high-latitude observatories data, secular variations in the northern polar cap have been studied. Secular variations from external and internal sources are selected. Secular variations of the geomagnetic field at the Earth's north polar cap have a complex spatial and temporal structure and their sources are located both outside and inside of the Earth. The relationships between the magnitudes of variation from external sources are varying and depending on solar activity. Short-term and cyclic secular variations vary in phase at all observatories. The amplitude of short-period variations is greater at island and coastal observatories. Ionospheric and magnetospheric currents associated with solar activity are the source of short-period and cyclic variations. Long-term secular variations have sources both outside and inside the Earth. Long-term variation from internal sources changes little over time. Its magnitude varies according to the quasi-sinusoidal law with a change in solar activity. The contribution of external sources to the secular variation, which depends on the magnitude of solar and correspondingly geomagnetic activity, is estimated. On disturbed days, the contribution magnitude to the secular variation of the geomagnetic field is proportional to the magnitude of the secular variation.

Analysis of data from geomagnetic observatories located in Antarctica showed that the dynamics of spatial and temporal changes in secular variations is best manifested in the vertical component of the field. During the research time interval, the vertical component of the geomagnetic field decreased in absolute value, but the velocity changed with time until 1970 BB (Z) increased, then decreased. The change in BB(H) and BB(Z) in Antarctica indicates that external sources play an important role in generating secular-related changes of the field. A good correlation in the Earth's northern and southern polar caps is observed, as well as between coastal Antarctic observatories and adjacent longitudinal medium-latitude observatories in the Southern Hemisphere, indicating a significant influence of regional sources on secular variations. The rate of secular variations changes in the Antarctic Circle, as well as in the Arctic Circle, correlates with the value of the Sun's large-scale magnetic field and of southern component of the interplanetary magnetic field, indicating a significant contribution to secular variation of external currents.

According to the average annual data of the observatories of the Northern and Southern hemispheres, the years of sign change (reference years) smoothed by 3- and 11-year running averages of secular variations of the geomagnetic field strength and their first time derivatives were found. 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1979, 1986 and 2003 are the reference years. The reference years of the change in the secular variations of the full vector coincide with the years of the extremes of solar activity. The jerk years published in the literature in 1947, 1969 and 1979 coincide with the corresponding reference years. In the observatories of the Northern Hemisphere, secular variations of the full vector change sign in the maxima of the 14th, 15th, 18th, 19th, 21st, and 23rd cycles. In the maxima of the 19th and 23rd cycles, only inflections of the curves of secular variations of the full vector are observed. The exception is 1986, in which inflections of the curves of secular variations of the full vector are observed in the minimum of solar activity between the 21st and 22nd cycles. Thus, experimental data clearly indicate that external sources play an important role in changing the magnitude and sign of secular variations of the geomagnetic field.

The spatio-temporal changes of secular variations on the African plate have been studied and the influence of tectonic processes on the nature of secular variations has been revealed. Secular variations on the African plate have short-term (quasi-periodic and cyclic) and long-term components. Short-term secular variations depend on solar activity. Long-term secular variations on the African plate cannot be identified with certainty, because the series of average annual values of the components of the geomagnetic field are short. Only three observatories, MLT, TAN and PLS, have been observing since the early twentieth century. According to these observatories and fragmentary data from all others, variations with a period of ~ 80 years can be detected. The variation has the form of a quasi-sinusoid, the extremes of which coincide with the years of maximum solar activity. Secular variations are generated by both internal and external sources. The influence of internal sources is best manifested in the vertical and of external ones in the horizontal components of the geomagnetic field. In coastal and island observatories, the magnitude of both short-term and long-term secular variations increases, which confirms the hypothesis of the influence of electrically conductive ocean currents on secular variations. In the tectonically more active eastern part of the African plate, secular variations are more dynamic. Their characteristic feature is the widespread decrease in absolute value, which began in the late 70s of the twentieth century. This indicates a relaxation of geomagnetic field sources and a decrease in geomagnetic activity.

According to the data of geomagnetic observatories of Europe, which have long series of observations, time changes of secular variations of geomagnetic field intensity and its components are investigated. Europe is the only region where, since the 1920s, the intensity of the geomagnetic field has been increasing in a pulsating mode with a period of about 22 years. Apparently, this is a manifestation of the 22-year Hale cycle of solar activity. During the studied time interval, a decrease in the oscillation amplitude with time is clearly observed. The most interesting feature of secular variation of the European observatories is the in-phase change over time. During the studied time interval, two subintervals of secular variations oscillations in the horizontal component were clearly observed. The first sub-interval lasted from

the 1880s to the early 1960s. The duration of the subinterval is about 80 years. The second sub-interval began in the 1960s and ended at the beginning of the 21st century, that is its duration is about 50-60 years. We see both a decrease in the oscillations amplitude in secular variations over time and in the duration of subintervals. Such changes are observed for both solar and geomagnetic activity. The secular variations of the geomagnetic field in Europe's magnetic observatories consist of two components: a quasi-constant component from internal sources and a variable one that is related to external sources. The component from external sources is reflected in the secular variation of the vertical and horizontal components of the field and its value increases in the vertical component with increasing latitude of the observation site, and in the horizontal component with decreasing latitude. The magnitude and sign of the component of secular variations from external sources correlates well with the magnitude and sign of the large-scale magnetic field of the Sun and, accordingly, with the magnitude and sign of the average annual values of the southern component of the interplanetary magnetic field.

The regression equations of the dependence of secular variations of the horizontal component at European geomagnetic observatories are obtained. The correlation coefficient varies from 0.8 to 0.97. The correlation is smaller when the distance between the observatories increases.

In accordance with data of astronomical and magnetic observatories, the GOES-10, GOES-11, GOES-12 spacecrafts, and the SOHO space solar and heliospheric observatory, the extraordinary solar and geomagnetic activity in October-November 2003 was studied. This year belongs to the decline phase of the 23rd solar activity cycle. In the second half of October 2003, extremely active groups of spots were observed at the Sun, causing 16 large solar flares. Such extraordinary events on the Sun caused extrastorms on Earth on October 29-31 and November 20-21. These storms significantly affected the average annual values of the geomagnetic field at all magnetic observatories of the world network. The contribution of external sources to the variation during these large magnetic storms is calculated. The ring magnetospheric current DR together with the current in the tail of the magnetosphere

DP and with the current at the magnetopause DCF during a magnetic storm make the largest contribution to the field variation  $\sim 80\%$  (average DR 55–74%, DCF 11–23%). The contribution of auroral currents and their reverse currents in the variation of the midlatitude field is 12–27%.

According to the data of world magnetic observatories in 2003, it was found that the contribution value to the horizontal and vertical components depends on the latitude of the observation site. At low latitudes and at the equator, the contribution to the horizontal component of secular variations is approximately  $\sim 20$  nT. At the poles, the contribution to the vertical component is also approximately equal to  $\pm 20$  nT. The effect on secular variations of auroral ionospheric electric currents is especially clear. In areas of magnetic anomalies, in seismically active regions, at the boundary of lithospheric plates, the magnitudes of secular variations from external sources increase significantly.

Changes in solar and geomagnetic activity in the 19-24th cycles are analyzed in detail. They reached their maximum in the late 50s of the twentieth century. In the future, there is a sharply similar decrease. Less solar geomagnetic activity was observed in the 20th cycle. Geomagnetic activity decreased sharply with a delay relative to solar activity, which is expressed in Wolf numbers. The delay decreases with time. In the 22nd and 23rd cycles, solar and geomagnetic activities developed in phase. The sharp decrease in geomagnetic activity in the 24th cycle can be explained by: a) a decrease in the large-scale magnetic field of the Sun; b) approaching the minimum of the 200-year cycle of solar activity, which is expected in 2050–2060; c) the development of activity at a negative value of the large-scale magnetic field of the Sun.

The main parameter of the solar wind, which determines the level of geomagnetic activity, is the orientation and magnitude of the interplanetary magnetic field (IMF). The most intense geomagnetic disturbances are observed when high-velocity plasma fluxes with frozen magnetic fields of the Sun, which have a southern ( $B_z < 0$ ) component directed opposite to the lines of force of the Earth's dipole field, pass near the Earth. Analysis of the sector structure of the IMF for a certain period

showed that the change of the sign of the IMF sector, as well as short-term failures of the sector structure, that is deviation of the field from the direction of the Archimedes spiral, lead to the generation of the IMF vertical component. The IMF component  $B_z$  acquires the maximum values at the values of the angle  $F = 20 \dots 60^\circ$  in the positive sector and  $220 \dots 260^\circ$  in the negative sector of the IMF. The increase in solar activity leads to the restructuring of the two-sector structure into a multisectoral one, to the appearance of a significant  $B_z$  component of the IMF, and to an increase in geomagnetic activity.

The development of geomagnetic observatories of Ukraine from these foundations to the present is described, as well as devices and methods of processing absolute and variational observations of the Earth's geomagnetic field. Three of four geomagnetic observatories in Ukraine ("Lviv", "Kyiv" and "Academic Vernadsky") are full members of INTERMAGNET. Geomagnetic Observatory "Odessa" is equipped with a modern set of equipment for registration, primary processing and sending data to International Data Centers. It works according to the INTERMAGNET protocol.

According to the geomagnetic observatories of Ukraine "Kyiv", "Lviv" and "Odessa", an analysis of long-term changes in the geomagnetic field for the entire period of their observations depending on the position of the observatory, as well as on magnetic and solar activity. Variations in the geomagnetic field at observatories in all components are synchronous, but differ in detail because the underlying surfaces under the observatories are different. The largest amplitudes of variations are observed at the "Lviv" Magnetic Observatory, as it is located near the Teissere – Tornkwista zone. Long-period variations of the horizontal component of the field at all observatories differ significantly from variations of the vertical component and magnetic declination. The horizontal component varies according to the quasi-sinusoidal law. The period of quasi-sinusoids is about 80 years. Ukrainian magnetic observatories observed only part of the quasi-sinusoids. The transition of the quasi-sinusoid through zero was observed in 1978–1980.

The dynamics of monthly changes of secular variations depending on the magnitude of induction currents in the underlying surfaces of observatories has been studied. The correlation of changes of solar activity secular variations is revealed. It is shown that changes in solar activity precede changes in secular variation.

A method for eliminating obstacles in the registration of geomagnetic field components at observatories created by electrified direct current railways has been developed. It is based on revealing the frequency transfer function between the ratios of the horizontal components at an observatory whose recordings are noisy with interferences and an observatory that does not know the effect of such interference. Comparison of the K-index, determined from the original and reconstructed data, improves the result by 29% at the “Lviv” Observatory and by 14% at the “Belsk” Observatory.

The model of the regional geomagnetic field on the territory of Central Europe is created by a new method proposed in the works [Dzuman, 2018; Sumaruk et al., 2019]. The method can be used to build a model of a high-resolution regional geomagnetic field. The variance of the determined coefficients of the model and the standard deviation of the anomalous values of the components of the geomagnetic field from their model values, as well as the differences between them are calculated. The standard deviation of the anomalous values of geomagnetic field components and their model values differs within 20%, while the standard deviation of their differences does not exceed 30%.

**Key words:** Earth's magnetic field, secular variations, solar and geomagnetic activities, geomagnetic observatories, magnetic storms.

## СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

### Статті в наукових виданнях

1. **Sumaruk, Yu.** (2001). On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353–354.
2. **Сумарук, Ю.П.** (2001). Кільцевий струм в магнітосфері та його асиметрія в час великої магнітної бурі. *Геофиз. журн.*, 23(2), 101–105.
3. Semenov, V.Y., Jozwiak, W., Pek, J. & CEMES Organizing Committee: Adam A., ..., **Sumaruk Yu.** et al. (2003). Deep Electromagnetic Soundings Conducted in Trans-European Suture Zone. *Eos, Transaction, American Geophysical Union*, 84(52), 581–584.
4. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2004). Про рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 26(6), 139–146.
5. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2005). Про джерела  $S_q$ -варіацій геомагнітного поля в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 27(2), 299–303.
6. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2006). До питання енергетики магнітосфери на різних рівнях сонячної та магнітної активності. *Геофиз. журн.*, 28(3), 116–121.
7. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2007). Геомагнітна активність та динаміка змін клімату в регіоні Західної України у фазу спаду 22-го та фазу росту 23-го циклів сонячної активності. *Геофиз. журн.*, 29(2), 157–166.
8. **Sumaruk, Yu.** (2007). On separation of the secular variations of different origins. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 252–259).
9. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Геомагнітна активність та динаміка секторної структури ММП. *Космічна наука і технологія*, 14(2), 84–91.
10. **Сумарук, Ю.П.** (2007/2008). Діагностика азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля за даними антарктичної магнітної обсерваторії. *Укр. антаркт. журн.*, (6/7), 43–48.



11. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Варіації геомагнітного поля від магнітосферних та іоносферних джерел під час дуже великої магнітної бурі 20–21 листопада 2003 року. *Геофиз. журн.*, 30(6), 127–130.
12. Сумарук, П.В., **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2009). Геомагнітна обсерваторія «Львів»: минуле і сучасність. *Геофиз. журн.*, 31(5), 146–151.
13. **Sumaruk, Yu.** (2010). Secular variations at Ukrainian magnetic observatories. *Геофиз. журн.*, 32(4), 177–179.
14. Лаба, І.С., Підстригач, І.Я., **Сумарук, Ю.П.**, Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., & Баран, О.А. (2010). Надзвичайна сонячна і геомагнітна активність в жовтні–листопаді 2003 року. *Журн. фіз. досліджень*, 4(3), 3902–3913.
15. **Сумарук, Ю.П.** (2011). Залежність величини варіації геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи. *Космічна наука і технологія*, 17(17), 39–42.
16. **Sumaruk, Yu.**, & Reda, J. (2011). Secular variation of the geomagnetic field and solar activity. *Геофиз. журн.*, 33(4), 134–141. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116902.
17. **Sumaruk, Yu.**, Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2011). Geomagnetic observatories of Ukraine in the global Network INTERMAGNET. *Russian Journal of Earth Sciences*, 12, ES2002. doi:10.2205/2011ES000506.
18. **Сумарук, Ю.П.** (2011). Довготривалі зміни геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях України. *Геофиз. журн.*, 33(5), 120–127. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i5.2011.116873.
19. Семенов, В.Ю., Возар, Я., **Сумарук, Ю.П.**, & Ладанивский Б.Т. (2011). Изменчивость положения оси симметрии кольцевого магнитосферного тока. *Геодинаміка*, (2), 284–286.
20. Orliuk, M.I., Romenets, A.A., Sumaruk, T.P., & **Sumaruk, Yu.P.** (2012). Geomagnetic field of Ukraine: estimation of internal and external sources contribution. *Odessa Astronomical Publications*, 25(2), 102–108.
21. Орлюк, М.И., Роменец, А.О., Сумарук, П.В., **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли

- территории Украины. Оценка вклада внутренних и внешних источников. *Геофиз. журн.*, 34(3), 137–144. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i3.2012.116651.
22. Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Геомагнітна активність та енергетика магнітосфери у 19–24 циклах сонячної активності. *Космічна наука і технологія*, 18(3), 84–91.
23. Neska, A., Reda, J., Neska, M., & **Sumaruk, Yu.** (2013). On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv magnetic observatories. *ActaGeophysica*, 61(2), 385–403. doi:10.2478/s11600-012-0058-0.
24. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, П.В. (2013а). Особливості вікових варіацій геомагнітного поля у північній полярній частині Землі. *Геофиз. журн.*, 35(2), 137–145. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111357.
25. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2013б). Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля в полярних шапках Землі. *Геодинаміка*, (2), 335–337.
26. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2013в). Про вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. *Доп. НАН України*, (12), 107–113.
27. Орлюк, М.І., Сумарук, Т.П., **Сумарук, Ю.П.**, & Роменець, А.О. (2014). Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля за даними українських магнітних обсерваторій. *Геофиз. журн.*, 36(2), 111–119. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116124.
28. Gvishiani A.D., Starostenko V.I., **Sumaruk, Yu. P.**, Soloviev A. A., & Legostaeva O.V. (2015). A Decrease In Solar And Geomagnetic Activity From Cycle 19 To 24. *Geomagnetism and Aeronomy*, 55(3), 299–306. doi:10.7868/S0016794015030098.
29. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, П.В. (2016а). Часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі. *Космічна наука і технологія*, 22(3), 32–40.
30. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2016б). Вікові варіації геомагнітного поля в Антарктиді. *Геофиз. журн.*, 38(2), 120–128. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107771.

31. **Сумарук, Ю.П.**, Сумарук, Т.П., & Реда, Я.(2016). Динаміка вікових варіацій з часом. *Геофиз. журн.*, 38(6), 152–159. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91884.
32. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2017). Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті. *Геофиз. журн.*, 39(2), 96–80. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97375.
33. Neska, A., Reda, J., Neska, M., & **Sumaruk, Yu.** (2018). On the relevance of source effects in geomagnetic pulsations for induction soundings. *Annals of Geophysics*, 36(2), 337—347. doi:10.5194/angeo-36-337-2018.
34. Orliuk, M., **Sumaruk, Yu.**, & Neska, A. (2018). Geomagnetic field secular variation changes at European magnetic observatories. *Conrad Observatory Journal (a special issue)*, (X), P. 28.
35. Sobitnyak, L.I., Ryabov, M.I., Sukharev, A.L., Orlyuk, M.I., Romenets, A.O., & **Sumaruk, Yu.P.** (2018). The catalog of magnetic storms for Odessa magnetic anomaly zone. *Odessa astronomical publication*, 31(6), 163–166.
36. **Сумарук, Ю.П.**, Янків-Вітковська, Л.М., & Джуман, Б.Б. (2019). Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: теоретичний аспект. *Геофиз. журн.*, 41(1), 180–191. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158872.
37. **Сумарук, Ю.П.**, Янків-Вітковська, Л.М., & Джуман, Б.Б. (2019). Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: практичний аспект. *Геофиз. журн.*, 41(6), 165–172. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190073.

#### Тези доповідей

1. **Sumaruk, Yu.P.** (2003). Methodology of magnetic observations at “Lviv” magnetic observatory: *Program and abstracts for Workshop on repeat magnetic stations at magnetic observatory Niemegk.* <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/GeoMag/eurepstat.html>.

2. **Sumaruk, Yu., & Sumaruk, P.** (2006). On separation of the secular variations from different origin: *XIIIth IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data Acquisition and Processing. Belsk, Poland*. Abstract vol. P. 106.
3. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Вариации геомагнитного поля от магнитосферных и ионосферных источников во время очень большой бури 20 ноября 2003 года: *Сб. тез. 8-й Укр. конф. по космическим исследованиям, Евпатория, 1–7 сентября 2008г.* С. 28.
4. Orlyuk, M.I., Sumaruk, T.P., Sumaruk, P.V., & **Sumaruk, Yu.P.** (2008). Geomagnetic observatories of the Ukraine: regular observations and scientific investigation of the Earth's magnetic field: *The 3<sup>rd</sup> anniversary Symposium GeObMag 2008 "Surlary national geomagnetic observatory "Liviu Constantinescu" 65 years of continuous work", Program and Abstracts, Bucharest, Romania, October 16–18, 2008.* P. 49.
5. **Sumaruk, Yu., & Reda, J.** (2009). Secular variations of the geomagnetic field and solar activity: *IAGA 11<sup>th</sup> Scientific Assembly. Program and Abstracts. Sopron, Hungary.*
6. **Сумарук, Ю.П.** (2010). Залежність величини варіацій геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи: *10<sup>th</sup> Ukrainian conference on space research. August 30 – September 3 2010, Yevpatoria, Crimea, Ukraine.* P. 106.
7. Старостенко, В.И., Легостаева, О.В, & **Сумарук, Ю.П.** (2011). INTERMAGNET в Украине: *Международ. конф. «Искусственный интеллект в изучении магнитного поля Земли. Российский сегмент INTERMAGNET» 26–28 января 2011 г., Углич, Россия.*
8. Orliuk, M.I., Romenets, A.O., **Sumaruk, Yu.P., & Sumaruk, T.P.** (2011). Space-temporal characteristic of the magnetic field of the Ukraine: *5<sup>th</sup> MagNetE Workshop on European geomagnetic repeat station survey 2009–2010. Rome 9–11 May 2011* (pp. 16–17). Program and abstract.

9. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2011). Геомагнітна активність в кінці 23-го та на початку 24-го циклу сонячної активності: *11<sup>th</sup> Ukrainian conference on space research. August 29 – September 2 2011, Yevpatoria, Crimea, Ukraine*. P. 57.
10. Semenov, V.Yu., Vozar, J., & **Sumaruk, Yu.P.** (2012). Diurnal precession of the pole of the effective magnetosphere currents: *XVth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 4–14, 2012, Royal Institute and Observatory of the Navy San Fernando, Cádiz, Spain*. Abstract vol. P. 81.
11. Орлюк, М.И., Роменец, А.А., Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Геомагнитное поле Украины: оценка вклада внутренних и внешних источников: *12<sup>th</sup> Odessa International Astronomical Gamow Conference-School “Astronomy and Beyond: Astrophysics, Cosmology and Gravitation, Cosmomicrophysics, Radio-Astronomy and Astrobiology”, August 20–26, 2012, Odessa, Ukraine* (pp. 19–20). Program and Abstracts.
12. Старостенко, В.И., Орлюк, М.И., Роменец, А.А., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли на ее поверхности и в ближнем космосе: *12-та Укр. конф. з космічних досліджень 3–7 вересня 2012 р., Євпаторія, Крим, Україна*. С. 47.
13. Soloviev, A., Gvishiani, A., **Sumaruk, Y.**, & Starostenko, V. (2012). Russian-Ukrainian Geomagnetic Data Center: *23<sup>rd</sup> International CODATA Conference “Open Data & Information for A Changing Planet” 28–31 October 2012, Taipei, Taiwan*. Overview Program. P. 23.
14. Starostenko, V.I., **Sumaruk, Yu.P.**, & Legostaeva, O.V. (2013). Investigation of magnetic Field of the Earth and Russian-Ukrainian Segment of Intermagnet: *Partnership conference “Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining”, 30 September – 3 October 2013, Kaluga, Russia*. CD-ROM.
15. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2013). Динаміка вікових варіацій магнітного поля в полярних шапках Землі: *V Міжнар. наук. конф. «Геофізичні*

*технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища» 1–4 жовтня 2013 р. Львів, Україна.*

16. Сумарук, Т.П., & Сумарук, Ю.П. (2014). Особливості сонячної та геомагнітної активності у 19–24 сонячних циклах: *Тез. доп. 14-ї укр. конф. з космічних досліджень, 8–12 вересня 2014 р., Ужгород*. С. 30.

17. Сумарук, Т.П., & Сумарук, Ю.П. (2015). Часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі: *Тез. доп. 15-ї укр. конф. з космічних досліджень, 24–28 серпня 2015 р., Одеса*. С. 25.

18. Орлюк, М.І., Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П., & Реда, Я. (2016). Динаміка фокусів вікових варіацій в Європі в другій половині ХХ століття: *Тез. доп. 16-ї Укр. конф. з космічних досліджень, 22–27 серпня 2016 р., Одеса*. С. 36.

19. Sumaruk, Yu., & Sumaruk, T. (2016). Dynamics of the time changes of the geomagnetic secular variations: *XVIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data acquisition and Processing September 4–10, 2016, Dourbes, Belgium*. Abstracts. P. 86.

20. Сумарук, Т., & Сумарук, Ю. (2016). Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті: *Матер. VI Міжнар. наук. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 20–23 вересня, 2016 р., Львів* (С. 263–265).

21. Сумарук, Ю.П., & Сумарук, П.В. (2017). 22-річні хейлівські цикли сонячної активності та вікові варіації геомагнітного поля: *Міжнар. наук. конф. «Астрономічна обсерваторія Львівської політехніки: історія і сучасність», 16–17 листопада, 2017 р., Львів, Україна*. Програма конференції.

22. Orlyuk, M., Sumaruk, Yu., & Neska, A. (2018). Geomagnetic field secular variation changes at the European magnetic observatories: *XVIIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 24–29, 2018, Conrad Observatory of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria*.  
<https://cobs.zamg.ac.at/iaga2018/index.php/program/scientific-program>.

23. **Sumaruk, Yu., & Sumaruk, P.** (2018). Solar and geomagnetic activity at 19–24 cycles: *XVIIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 24–29, 2018, Conrad Observatory of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria*. <https://cobs.zamg.ac.at/iaga2018/index.php/program/scientific-program>.
24. Джуман, Б.Б., **Сумарук, Ю.П.**, & Янків-Вітковська, Л.М. (2018). Побудова регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: *Тез. доп. 18-ї Укр. конф. з космічних досліджень, 17–20 вересня 2018 р., Київ*. С. 55.
25. Ryabov, M.I., Sobitnyak, L.I., Sukharev, A.L. Orlyuk, M.I., Romenets, A.O., **Sumaruk, Yu.P.**, & Pilipenko, A.A. (2020). Application of the catalog of magnetic storms for the analysis of monitoring data for radio source fluxes at RT URAN-4 in the magnetic anomaly zone: *20<sup>th</sup> Gamow Summer School “Astronomy and beyond: Astrophysics, Cosmology, Radioastronomy and Astrobiology” 9–20 August, 2020, Odessa, Ukraine*. Abstracts. P. 25.

## ЗМІСТ

Перелік умовних скорочень та позначень.....	27
<b>ВСТУП.....</b>	<b>28</b>
<b>РОЗДІЛ 1. СТАН ПРОБЛЕМИ.....</b>	<b>40</b>
1.1. Моделі та механізми генерації головного магнітного поля Землі.....	40
1.1.1. Аналітична модель магнітного поля Землі.....	41
1.1.2. Моделі IGRF.....	44
1.1.3. Самозбуджуюче гідромагнітне динамо.....	45
1.1.4. Ротаційний механізм К.Ф. Тяпкіна.....	49
1.1.5. Кінематико-гравітаційна модель В.О. Кочнева.....	50
1.2. Аномалії геомагнітного поля.....	52
1.3. Західний дрейф геомагнітного поля і поля вікових варіацій.....	55
1.4. Методи виділення й аналізу вікових варіацій.....	57
1.5. Спектр вікових варіацій.....	64
1.6. Механізми генерації вікових варіацій і джерки.....	67
1.7. Вікові варіації й океанічні течії.....	71
1.8. Зовнішні джерела вікових варіацій.....	73
1.8.1. Динамо струми в іоносфері.....	78
1.8.2. Екваторіальний іоносферний електрострумінь.....	81
1.8.3. Кільцевий магнітосферний струм.....	83
1.8.4. Струми в хвості магнітосфери.....	88
1.8.5. Авроральні іоносферні електрострумені.....	89
1.8.6. Полярний іоносферний електрострумінь.....	92
Висновки до Розділу 1.....	94
Перелік використаних джерел до Розділу 1.....	97
<b>РОЗДІЛ 2. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ ТА ТЕКТОНІЧНА БУДОВА ЗЕМЛІ.....</b>	<b>119</b>
2.1. Вікові варіації в полярних шапках.....	119
2.1.1. Вікові варіації в Північній полярній шапці Землі.....	120
2.1.2. Вікові варіації в Антарктиді.....	129



2.2. Динаміка часових змін вікових варіацій на Землі.....	139
2.3. Вікові варіації і тектонічна будова Землі.....	149
2.3.1. Вікові варіації на Африканській тектонічній плиті.....	150
2.3.2. Вікові варіації на європейській частині Євразійської тектонічної плити.....	160
Висновки до Розділу 2.....	171
Перелік використаних джерел до Розділу 2.....	174
<b>РОЗДІЛ 3. СОНЯЧНА І ГЕОМАГНІТНА АКТИВНІСТЬ І ВІКОВІ ВАРІАЦІЇ.....</b>	<b>180</b>
3.1. Виділення вікових варіацій від різних джерел.....	180
3.2. Особливості сонячної та геомагнітної активності у ХХ та на початку ХХІ століття.....	195
3.3. Вікові варіації та дуже великі геомагнітні бурі.....	204
3.4. Геомагнітна активність і динаміка секторної структури міжпланетного магнітного поля.....	211
3.5. Енергетика магнітосфери на різних рівнях сонячної активності.....	218
Висновки до Розділу 3.....	225
Перелік використаних джерел до Розділу 3.....	227
<b>РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА СТРУКТУРА МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....</b>	<b>235</b>
4.1. Геомагнітні обсерваторії України.....	235
4.2. Довготривалі зміни геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях України.....	244
4.3. Просторово-часова структура магнітного поля Землі території України: оцінка вкладу внутрішніх і зовнішніх джерел.....	258
4.4. Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля за даними українських геомагнітних обсерваторій.....	266
Висновки до Розділу 4.....	278
Перелік використаних джерел до Розділу 4.....	281

<b>РОЗДІЛ 5. УДОСКОНАЛЕННЯ МЕТОДІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА ГЕОМАГНІТНИХ ОБСЕРВАТОРІЯХ І ПОБУДОВА РЕГІОНАЛЬНИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ.....</b>	<b>287</b>
5.1. Метод виключення завад від промислових об'єктів.....	287
5.2. Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій.....	294
Висновки до Розділу 5.....	304
Перелік використаних джерел до Розділу 5.....	305
<b>ВИСНОВКИ.....</b>	<b>309</b>
<b>Додаток 1.....</b>	<b>315</b>
<b>Додаток 2.....</b>	<b>323</b>
<b>Додаток 3.....</b>	<b>324</b>
<b>Додаток 4.....</b>	<b>325</b>
<b>Додаток 5.....</b>	<b>326</b>

### **Перелік умовних скорочень та позначень.**

ГД – гідромагнітне динамо

ВВ – вікові варіації

ВМПС – великомасштабне магнітне поле Сонця

ГМПЗ – головне магнітне поле Землі

ММЕ – метод максимальної ентропії

ММП – міжпланетне магнітне поле

ПОС – природні ортогональні складові

СА – сонячна активність

AE – auroral electrojet (індекс авроральної активності)

AL – індекс західного аврорального електроструменя

AO – різниця AL- і AU-індексів

AU – індекс східного аврорального електроструменя

DCF – варіація від струмів на магнітопаузі

DP – варіація від авроральних електроструменів

DPC – варіація від полярного електроструменя

$D_{st}$  – індекс кільцевого магнітосферного струму

DR – варіація від кільцевого магнітосферного струму

DT – варіація від струмів в хвості магнітосфери

АФ – Африканська тектонічна плита

ЄА – Євразійська тектонічна плита

## ВСТУП

*Обґрунтування вибору теми дослідження.* Магнітне поле Землі має складну просторово-часову структуру, яка визначається внутрішніми та зовнішніми джерелами. Згідно з дослідженнями, більша частина геомагнітного поля зумовлена джерелами всередині Землі. Тому існує декілька моделей його походження: гідромагнітного динамо, кінематико-гравітаційна модель Кочнева, ротаційна модель Тяпкіна та ін. Однією з найбільш вживаних є модель гідромагнітного динамо, яка найкраще узгоджується з експериментальними даними. Зовнішні джерела геомагнітного поля зумовлені складними процесами в магнітосфері та іоносфері Землі та впливом сонячної активності. Виділення вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх і внутрішніх джерел дозволить більш обґрунтовано тлумачити природу головного магнітного поля Землі та сонячно-земних зв'язків.

Геомагнітне поле неперервно змінюється як в просторі, так і в часі. Часовий спектр змін надзвичайно широкий – від мілісекунд до мільйонів років. Варіації з періодами, близькими до 100 років, дістали назву вікових. Природа вікових варіацій (ВВ) до сьогоднішнього дня є дискусійною, але не дивлячись на це, ВВ є одним з небагатьох інструментів, які дозволяють вивчати механізм генерації поля та його динаміку. В силу адитивності магнітних полів від різних джерел, на поверхні Землі спостерігаються зашумлені ВВ головного магнітного поля Землі (ГМПЗ).

Вікові варіації геомагнітного поля мають складну просторово-часову структуру. Немає сумніву, що в даний час, значну частину їх складають варіації від зовнішніх джерел [Калинин, 1984; Ладынин, Попова, 2008; Шевнин и др., 2009].

Розділення ВВ від зовнішніх та внутрішніх джерел має важливе значення, оскільки дозволяє виділити ВВ від внутрішніх джерел в чистому вигляді і таким чином покращити розуміння механізмів генерації головного магнітного поля Землі.

Найперспективнішим способом такого розділення є побудова моделей джерел варіацій. При моделюванні процесу необхідно дотримуватися принципу подібності, що означає повторення в моделі деякого процесу або його характерних рис. Якщо кількість знань про досліджуваний об'єкт достатня, то можна скласти рівняння, яке описує явище, і за відомими параметрами, які в нього входять, а також граничними і початковими умовами визначити кількісні критерії принципу подібності.

Для опису просторової структури головного магнітного поля Землі можна вважати загальноприйнятим ряд моделей IGRF [Maus et al., 2005; Macmillan, Maus, 2005; Finlay et al., 2010], які представляють поле у вигляді коефіцієнтів розкладу за сферичними гармоніками для конкретної епохи. Регулярні вікові варіації головного магнітного поля Землі, які є неоднорідними в просторі, вимагають побудови таких моделей кожного року.

В даний час маємо величезні масиви даних як про часові варіації геомагнітного поля в різних точках Землі, так і про магнітні поля зовнішніх джерел (сонячний вітер, магнітосферні та іоносферні струми). Крім того, значних успіхів було досягнуто в інших науках про Землю (геології, тектоніці, геотерміці, палеомагнітології, сейсмології, гравіметрії та ін.), тому аналіз та синтез їх результатів сумісно з даними магнітології можуть значно покращити наше розуміння природи геомагнітного поля та його варіацій.

При вираховуванні величини ВВ користуються середньорічними значеннями компонент геомагнітного поля, одержаними на магнітних обсерваторіях світової мережі. Однак немає сумніву, що в середньорічні значення включені значення поля як від внутрішніх, так і від зовнішніх джерел (струми на магнітопаузі, в магнітосфері та іоносфері).

Донедавна вклад компонент від зовнішніх джерел не враховували, припускаючи, що усереднення іррегулярних варіацій за інтервал часу тривалістю в рік веде до виключення цієї компоненти. Як показали роботи останніх десятиліть, такого спрощення роботи не можна. Визначення швидкості зміни ГМПЗ за геомагнітними вимірюваннями без врахування впливу варіацій,

зв'язаних з магнітосферно-іоносферними системами струмів, інтенсивність яких залежить від сонячної хвильової та корпускулярної активності, веде до неправильної оцінки динаміки земного диполя.

Дана робота має важливе науково-прикладне значення, адже на основі нової методики розділення вікових варіацій від зовнішніх і внутрішніх джерел дасть можливість покращити вже існуючі моделі магнітосфери та іоносфери, що в свою чергу дозволить науковцям покращити моделі джерел головного магнітного поля Землі.

*Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.* Робота виконана на базі відділу геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України за такими науковими темами: «Дослідження зв'язку геомагнітного поля з кліматом і довготривалими змінами оточуючого середовища» (1998–2002), № держ. реєстрації 0198U000211; Динаміка геомагнітних варіацій, її відображення в процесах атмосферної циркуляції та зв'язок з еволюцією геосфер Землі (2003–2008), № держ. реєстрації 0103U000389; Динаміка і моделі геомагнітного поля за результатами інструментальних спостережень і палеомагнітних досліджень (2009–2014), № держ. реєстрації 0109U000102; «Літосферні і зовнішні джерела геомагнітного поля території України: проблеми геологічної еволюції земної кори, рудо- та нафтогазоносності і екологічного стану довкілля» (2013–2017) № держ. реєстрації 0113U000344; «Інформативність магнітних моделей різновікових тектонотипів мантийно-корових структур для вирішення задач геодинаміки та прогнозування корисних копалин території України» (2018–2022), № держ. реєстрації 0118U000013.

*Мета і завдання дослідження відповідно до предмета та об'єкта дослідження.* Метою роботи було дослідження просторово-часового розподілу вікових варіацій геомагнітного поля стосовно зовнішніх і внутрішніх джерел та оцінка вкладу цих джерел в залежності від параметрів сонячної та геомагнітної активності.

Для досягнення цієї мети були поставлені такі завдання:

- 1) дослідити просторово-часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля під впливом зовнішніх і внутрішніх джерел;
- 2) розробити методику розділення вікових варіацій від зовнішніх і внутрішніх джерел;
- 3) оцінити вклад зовнішніх джерел в вікову варіацію геомагнітного поля в залежності від збуреності магнітного поля;
- 4) дослідити залежність вікових варіацій геомагнітного поля від сонячної і геомагнітної активності;
- 5) дослідити геомагнітну активність та енергетику магнітосфери в останніх циклах сонячної активності;
- 6) дослідити просторово-часову структуру геомагнітного поля території України та оцінити вклад зовнішніх і внутрішніх джерел у вікову варіацію за даними українських геомагнітних обсерваторій;

*Об'єкт дослідження* – магнітне поле Землі та навколотемне середовище.

*Предмет дослідження* – вікові варіації геомагнітного поля та сонячно-земні зв'язки.

*Методи дослідження та достовірність і обґрунтованість отриманих результатів і висновків.* Дослідження просторово-часового розподілу вікових варіацій геомагнітного поля під впливом зовнішніх та внутрішніх джерел здійснювались за допомогою статистичних аналізів та математичних розрахунків з використанням даних геомагнітних обсерваторій України та світової мережі INTERMAGNET, а також даних міжнародних центрів даних по сонячно-земній фізиці, що дало змогу з максимальною достовірністю оцінити вклад зовнішніх джерел.

Достовірність та обґрунтованість наукових результатів і висновків забезпечується застосуванням статистичних та строгих математичних розрахунків при використанні даних світових геомагнітних обсерваторій та даних міжнародних центрів по сонячно-земній фізиці.

### *Наукова новизна отриманих результатів.*

1. Досліджено просторово-часовий розподіл вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх та внутрішніх джерел на різних широтах земної поверхні. Показано, що в високих широтах Землі вікові варіації більше відображаються у вертикальній складовій, а в низьких широтах – у горизонтальній складовій геомагнітного поля. Вікові варіації на всіх широтах мають дві компоненти: одна пов'язана з внутрішніми джерелами, інша - із зовнішніми.

2. Розроблено методику розділення вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх і внутрішніх джерел за допомогою довгих рядів спостережень на геомагнітних обсерваторіях розміщених на різних широтах.

3. Зроблено оцінку вкладу зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. Вперше показано, що величина вкладу залежить від збуреності геомагнітного поля. В збурені дні величина вкладу у вікову варіацію геомагнітного поля співрозмірна з величиною вікової варіації.

4. Вперше пораховано вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля за даними геомагнітних обсерваторій України. Показано, що величина вкладу залежить від геомагнітної активності. У збурені роки амплітуда змін вікових варіацій зростає в 1,5 - 2 рази.

5. Впроваджено нові методи вимірювання й обробки даних на геомагнітних обсерваторіях «Львів», «Київ», «Одеса». Розроблено нові програми для первинної обробки та online відправки даних в форматі INTERMAGNET до міжнародних центрів даних.

6. Розроблено новий метод усунення завад при реєстрації складових геомагнітного поля на обсерваторії, що створюються електрифікованими постійним струмом залізницями.

### *Практичне значення отриманих результатів.*

Запропонована нова методика розділення впливу зовнішніх і внутрішніх джерел на вікові варіації геомагнітного поля дасть змогу значно покращити вже існуючі моделі магнітосфери та іоносфери, адже в ній використовуються точні



дані з геомагнітних обсерваторій світу. Це в свою чергу дозволить науковцям покращити моделі джерел головного магнітного поля Землі.

Дослідження довготривалих змін геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях світу дозволить розглянути динаміку змін геомагнітного поля і дати прогноз на майбутнє. Адже, як показано в дисертаційній роботі, після 50-х років ХХ століття спостерігається різке зменшення геомагнітної активності, пов'язане зі зменшенням величини великомасштабного магнітного поля Сонця й наближенням до мінімуму 200-літнього циклу сонячної активності. Зменшення сонячної і геомагнітної активності призводить до аномальних змін метеорологічних процесів у земній атмосфері.

Отримані сертифікати INTERMAGNET для геомагнітних обсерваторій «Львів» та «Київ» підтверджують повноправне членство цих обсерваторій у світовій мережі й вказує на їх високий рівень. Дані з українських геомагнітних обсерваторій використовуються науковцями всього світу для вирішення фундаментальних і прикладних задач, а саме: для розробки моделей IGRF, побудови карт магнітного схилення (D), які використовуються для потреб морського та повітряного сполучення, карт вертикальної компоненти (Z) і модуля (T), а точніше їх аномалій, які пов'язані з покладами мінеральної сировини, а також в видобувній промисловості.

*Особистий внесок здобувача.* Основні наукові результати та висновки, викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України з фізико-математичних наук та в престижних загальнонавчаних геофізичних журналах за кордоном. За темою дисертації автором опубліковано 62 наукові праці: 37 статей (11 входять до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science), з них 9 – без співавторів та 25 тез доповідей на українських та міжнародних наукових конференціях та нарадах.

Безпосередньо автором здійснено:

- 1) вперше розроблено й впроваджено нову методику розділення вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх і внутрішніх джерел за допомогою аналізу довгих рядів спостережень магнітних обсерваторій, розміщених на різних широтах;
- 2) проведено аналіз довготривалих змін компонент повного вектора напруженості геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях України;
- 3) досліджено вікові варіації геомагнітного поля за даними геомагнітних обсерваторій України «Львів», «Київ», «Одеса» по всіх, збурених і спокійних днях;
- 4) продемонстровано залежність геомагнітної активності від змін секторної структури міжпланетного магнітного поля за даними геомагнітних обсерваторій;
- 5) досліджено залежність варіацій геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи струмів у фазу розвитку великої магнітної бурі;
- 6) розроблено методику діагностики азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля за даними антарктичної магнітної обсерваторії;
- 7) впроваджено нові методи вимірювання та обробки даних на геомагнітних обсерваторіях «Львів», «Київ», «Одеса». Розроблено програми для первинної обробки та online відправки даних у форматі INTERMAGNET до міжнародних центрів даних.

Особистий внесок в наукових працях, написаних в співавторстві наступний. В роботі [Semenov et al., 2003], мета якої вивчення провідності мантиї Землі в регіоні Центральної Європи, автором проведено роботи по обслуговуванню магнітоваріаційної апаратури, збору та обробки даних з цієї апаратури. В роботах [Сумарук, Сумарук, 2004, 2005, 2006], в яких досліджується рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій, джерела  $S_q$ -варіацій магнітного поля в середніх широтах, енергетика магнітосфери на

різних рівнях сонячної та магнітної активності, автором опрацьована спеціалізована фахова література, зібрано, досліджено та систематизовано дані з міжнародних центрів даних, прийнята участь в побудові графіків та отриманні рівнянь регресії, а також в інтерпретації отриманих результатів. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2007], в якій досліджується динаміка змін клімату в залежності від сонячної активності, автором порахована і проілюстрована динаміка змін геомагнітної активності, що виражається добовою сумою К-індексів, з використанням даних геомагнітної обсерваторії «Львів». Здійснено обробку збуреності геомагнітного поля на цій обсерваторії в період спокійного і збуреного поля. В роботі [Сумарук та ін., 2009], в якій приведений історичний огляд спостережень на геомагнітній обсерваторії «Львів», автором опрацьовано літературу, архівні матеріали, а також описано технічні характеристики приладів і методика обробки даних на геомагнітній обсерваторії «Львів» з часу її заснування до сьогодні. В роботі [Лаба та ін., 2010] вивчено вплив інтенсивності спалахового енерговиділення на магнітосферу Землі. Автором зібрано та опрацьовано матеріали з геомагнітної обсерваторії та міжнародних центрів даних. Враховано вклад магнітосферних струмів під час потужних магнітних бур в 2003 році. Проаналізована залежність геомагнітної активності, пов'язаної з подіями на Сонці в цей період. В роботі [Sumaruk, Reda, 2011], в якій досліджено залежність вікових варіацій геомагнітного поля від сонячної активності, автором оброблено дані з середньоширотних геомагнітних обсерваторій. Отримано рівняння регресії залежності вікових варіацій на сусідніх обсерваторіях. В роботі [Sumaruk et al., 2011] описано шлях розвитку спостережень на українських геомагнітних обсерваторіях з моменту заснування, автором зроблено опис апаратури, що працювала на обсерваторіях, а також описано методику абсолютних й варіаційних спостережень і обробки даних. В роботі [Семенов и др., 2011] автором опрацьовано літературу по цій статті та прийнято участь в дискусії по даному питанню. В роботах [Orliuk et al., 2012; Орлюк та ін., 2012], в яких досліджується просторово-часова структура геомагнітного поля України, автором запропонована й реалізована

методика розділення варіацій від зовнішніх та внутрішніх джерел. Пораховано вклад у варіацію геомагнітного поля від магнітосферних та іоносферних джерел. В роботі [Сумарук та ін., 2012], в якій досліджується геомагнітна активність та енергетика магнітосфери у 19-24 циклах сонячної активності автором опрацьовано матеріали з міжнародних центрів по сонячно-земних зв'язках. Пораховано кількість енергії, що поступила в магнітосферу із сонячного вітру за 19-24 цикли сонячної активності. В роботі [Neska et al., 2013], в якій досліджується вплив електрифікованих залізниць на роботу геомагнітних обсерваторій, автором опрацьовано літературу та підготовлено дані з геомагнітної обсерваторії. Запропоновано метод усунення завад при реєстрації складових геомагнітного поля на обсерваторії, що створюються електрифікованими постійним струмом залізницями. Автор також приймав участь у дискусійних нарадах при написанні цієї статті. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2013а], в якій досліджено вікові варіації в північній полярній шапці, автором опрацьовано дані високоширотних обсерваторій. Виділені вікові варіації від внутрішніх і зовнішніх джерел. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2013б], в якій досліджено вікові варіації магнітного поля в полярних шапках Землі автором показано, що вікові варіації генеруються внутрішніми і зовнішніми джерелами. Показано, що величина вікових варіацій від зовнішніх джерел залежить від сонячної та геомагнітної активності та змінюється циклічно. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2013в] досліджується вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля, автором запропонована і реалізована методика розрахунку вкладу зовнішніх джерел у вікову варіацію. В роботі [Орлюк та ін., 2014], в якій досліджено вклад індукційних струмів в вікову варіацію за даними українських обсерваторій, автором опрацьовано дані з геомагнітних обсерваторій України. Пораховано й представлено в графічному вигляді вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію. Прийнято участь в інтерпретації результатів досліджень. В роботі [Гвишиани и др., 2015], в якій досліджено зменшення геомагнітної і сонячної активності, автором опрацьовано літературу та дані з геомагнітних обсерваторій і міжнародних

центрів даних. Показано, що з часом геомагнітна та сонячна активність зменшуються. Проаналізовано можливі причини цього зменшення. В роботах [Сумарук, Сумарук, 2016а; Orliuk et al., 2018], в яких досліджено часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі, автором опрацьовано дані європейських геомагнітних обсерваторій. Побудовано графіки просторово-часових змін вікових варіацій на цих обсерваторіях. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2016б], в якій досліджено вікові варіації геомагнітного поля в Антарктиді, автором опрацьовані дані з геомагнітних обсерваторій, розміщених в Антарктиді, а також дані, що характеризують сонячну активність. Зроблено висновок, що вікові варіації в Антарктиді генеруються кількома джерелами, які розміщені всередині Землі, в корі та зовнішньому середовищі. В роботі [Сумарук та ін., 2016], в якій досліджено динаміку вікових варіацій геомагнітного поля з часом, автором на основі обробки даних з геомагнітних обсерваторій знайдено опорні роки, коли вікові варіації змінюють знак або змінюється швидкість зміни величини варіацій. Показано, що опорні роки спостерігаються в роки екстремумів сонячної активності і співпадають з роками джерків у вікових варіаціях. В роботі [Сумарук, Сумарук, 2017] досліджено вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті. Автором на основі обробки даних з геомагнітних обсерваторій проаналізовано часовий спектр вікових варіацій. Показано, що вікові варіації мають короткоперіодну і довгоперіодну складові. В роботі [Neska et al., 2018] автором опрацьовано дані з українських геомагнітних обсерваторій та прийнято участь в дискусії по тематиці даної статті. В роботі [Sobitnyak et al., 2018], в якій досліджено магнітні бурі в районі одеської магнітної аномалії, автором опрацьовано дані з геомагнітної обсерваторії «Одеса» та прийнято участь в обговоренні при написанні цієї статті. В роботах [Сумарук та ін., 2019а, б], в яких проведено моделювання регіонального магнітного поля, автором опрацьовано літературу по цьому питанню. Прийнято участь в постановці та розв'язку даної задачі. Зібрано й опрацьовано дані з Європейських геомагнітних обсерваторій. Проінтерпретовано отримані результати.

За результатами спільних робіт були підготовлені та захищені дві кандидатські дисертації: [Сумарук Т.П., 2008], в якій досліджено регулярні та іррегулярні варіації геомагнітного поля в середніх широтах та [Роменець, 2016], в якій досліджено просторово-часову збуреність геомагнітного поля на території України.

*Апробація результатів дисертації.* Основні результати дисертаційної роботи були представлені на міжнародних і регіональних конференціях та семінарах у формі усних та стендових доповідей: Workshop on repeat magnetic stations, 2003 (Niemegk, Germany); XIIth IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data Acquisition and Processing, 2006 (Belsk, Poland); 8-ма, 10-та, 11-та і 12-та Українські конференції по космічним дослідженням 2007–2012 рр. (Євпаторія); 3<sup>rd</sup> anniversary Symposium GeObMag «Surlary national geomagnetic observatory «Liviu Constantinescu» 65 years of continuous work», 2008 (Bucharest, Romania); 11th IAGA Scientific Assembly, 2009 (Sopron, Hungary); Международная конференция «Искусственный интеллект в изучении магнитного поля Земли. Российский сегмент INTERMAGNET», 2011 (Углич, Россия); 5<sup>th</sup> MagNetE Workshop on European geomagnetic repeat station survey 2009–2010 (Rome, Italy); XVth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, 2012 (Cádiz, Spain); 12<sup>th</sup> Odessa International Astronomical Gamow Conference-School “Astronomy and Beyond: Astrophysics, Cosmology and Gravitation, Cosmomicrophysics, Radio-Astronomy and Astrobiology”, 2012 (Одеса); 23<sup>rd</sup> International CODATA Conference “Open Data & Information For A Changing Planet”, 2012 (Taipei, Taiwan); Partnership conference “Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining”, 2013 (Kaluga, Russia); V Міжнародна наукова конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 2013 (Львів); 14-та українська конференція з космічних досліджень, 2014 (Ужгород); 15-та, 16-та, 18-та українська конференція з космічних досліджень, 2015, 2016, 2017 (Одеса); XVIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data acquisition and Processing 2016 (Dourbes, Belgium); XVIII IAGA Workshop on Geomagnetic

Observatory Instruments, Data acquisition and Processing, 2018 (Conrad Observatory of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria); 18-та українська конференція з космічних досліджень, 2018 (Київ); 20<sup>th</sup> Gamow Summer School “Astronomy and beyond: Astrophysics, Cosmology, Radioastronomy and Astrobiology”, 2020 (Odessa, Ukraine).

*Структура і обсяг дисертації.* Дисертаційна робота викладена на 326 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, п’яти розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 5 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 274 сторінки друкованого тексту. Робота ілюстрована 30 таблицями та 110 рисунками. Список використаних джерел містить 455 найменувань.

*Подяка.* Дисертація виконана в відділі геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Автор дисертаційної роботи висловлює щире подяку науковому консультанту доктору геологічних наук, професору Михайлу Івановичу Орлюку за консультації та поради, спільні дослідження та підтримку при виконанні роботи. Дисертант щиро вдячний академіку НАН України, доктору фіз.-мат. наук, професору В.І. Старостенко і старшому науковому співробітнику канд. фіз.-мат. наук О.В. Легостаєвій за їх підтримку в реалізації міжнародних проектів і договорів, завдяки яким геомагнітні обсерваторії України ввійшли до мережі INTERMAGNET. Автор вдячний співробітникам відділу геомагнетизму та геомагнітної обсерваторії «Львів» Інституту геофізики за поради та підтримку при написанні даної роботи. Нарешті, автор глибоко вдячний батькам, дружині, дітям і внукам за їх терпіння і всебічну підтримку.

## РОЗДІЛ 1. СТАН ПРОБЛЕМИ

### 1.1. Моделі та механізми генерації головного магнітного поля Землі.

При вивченні складних об'єктів спочатку будуються їх прості теоретичні моделі, які дають наглядну картину об'єктів. Моделі порівнюються з експериментальними даними. З плином часу кількість експериментальних даних нагромаджується, тому теоретичні моделі треба ускладнювати для узгодження з даними експерименту.

Будь-яка модель геомагнітного поля повинна відповідати основним вимогам.

1. Джерело магнітного поля повинно знаходитись всередині Землі і бути тісно пов'язаним з її ротаційним режимом. Взаємозв'язок магнітного поля з ротаційним режимом є наслідком певних закономірностей взаємного розміщення магнітних полюсів Землі і полюсів її обертання. Середнє положення як магнітних полюсів, так і полюсів обертання за інтервал  $10^4$  років однакове.

2. Джерелом ГМПЗ може бути система електричних струмів, які течуть в її внутрішніх частинах. Ця вимога пов'язана з тим, що температура всередині Землі вища точки Кюрі, тому магнітні матеріали не можуть бути намагнічені (бути постійними магнітами).

3. Система електричних струмів повинна бути такою, щоб в першому наближенні вона відповідала магнітному полю центрального диполя. Магнітне поле на поверхні Землі відповідає цьому. Воно тільки ускладнюється полем світових магнітних аномалій, інтенсивність яких досягає четверті інтенсивності максимальних значень дипольного поля.

4. Модель повинна пояснювати інверсії поля і його варіації з часом, з періодами від добових і річних, 11- та 22-річних до мільйонів років.

5. Для підтримки магнітного поля має бути джерело енергії.



### 1.1.1. Аналітична модель магнітного поля Землі.

Аналітична залежність складових напруженості геомагнітного поля від координат точки на земній поверхні може бути представлена, якщо відомі причини, які викликають це поле, або якщо відомо із спостережень розподіл елементів земного магнетизму на поверхні Землі.

Джерела головного магнітного поля і його аномалій розміщені всередині Землі. На це поле накладаються збурення, джерела яких знаходяться поза Землею.

Якщо напруженість магнітного поля  $H_T$ , то її можна представити як суму:  
 $H_T = H_0 + H_m + H_a + H_e + \delta H$ ,

де  $H_0$  – поле однорідного намагнічування Землі;  $H_m$  – поле, створене джерелами, які пов'язані з неоднорідністю будови внутрішніх шарів Землі,  $H_a$  – поле, створене намагніченістю земної кори;  $H_e$  – поле від зовнішніх джерел;  $\delta H$  – поле варіацій.

Суму полів  $H_0 + H_m + H_e$  називають нормальним полем.

Представлення поля в аналітичному виді є зручним при роз'язанні великої кількості задач, пов'язаних з дослідженням зовнішнього поля, задач навігації і орієнтації, виділенні тренда (дослідження аномалій, обумовлених коровими джерелами).

Загальні вимоги, яким повинна задовольняти сучасна аналітична модель, такі [Пушков, Чернова, 1975]:

1. Модель повинна мати певну точність. Різниця між виміряними і розрахованими величинами не повинна на поверхні Землі перевищувати  $\sim 250$  нТл (середньоквадратичне значення). Середньоквадратичне значення поля корових джерел, яке не передається аналітичною моделлю, близьке за значенням до цієї величини.

2. Модель повинна дозволяти проводити виділення поля корових джерел, тобто повинна виконуватись умова  $\Sigma \Delta Z_i \rightarrow 0, \Sigma \Delta H_i \rightarrow 0, \Sigma \Delta T_i \rightarrow 0$  на профілі певної довжини або на площі певних розмірів.

3. Модель повинна передавати зменшення поля з висотою. На висотах  $\sim 400$  км розбіжність між вимірними і обчисленими величинами не повинна бути більшою 50 нТл.

4. Модель поля і вікової варіації повинна правильно передавати часові зміни поля. При усередненні за деякий інтервал часу розбіжність не повинна бути більшою 15 нТл/рік.

В основі побудови моделей лежить теорія, запропонована Гаусом ще в першій половині XIX століття. Припускаючи, що поле однорідного намагнічування Землі є полем однорідної намагніченої кулі і представлено диполем, і його джерела знаходяться всередині Землі, і тому має потенціал,

який можна представити як 
$$U = \frac{M}{r^2} \cos \theta,$$

де  $M$  – магнітний момент диполя;  $r$  – радіус-вектор;  $\theta$  – кут між віссю диполя і напрямом радіус-вектора з центра Землі до точки спостереження.

$$\cos \theta = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cdot \cos \varphi_0 \cdot \cos(\lambda - \lambda_0),$$

де  $\varphi$  і  $\lambda$  – широта і довгота точки спостереження;  $\varphi_0$  і  $\lambda_0$  – широта і довгота точки перетину осі диполя з земною поверхнею.

Тобто потенціал

$$U = \frac{M}{r^2} (\sin \varphi \cdot \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cdot \cos \varphi_0 \cdot \cos(\lambda - \lambda_0)), \quad (1.1)$$

а оскільки

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 J, \quad (1.2)$$

де  $R$  – радіус кулі; а  $J$  – намагніченість.

Підставивши вираз (1.2) в (1.1) та позначивши

$$g_0^1 = \frac{4}{3} \pi J \sin \varphi_0, \quad g_1^1 = \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \cdot \cos \lambda_0, \quad h_1^1 = \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \cdot \sin \lambda_0,$$

одержимо

$$U = \frac{R^3}{r^2} [g_0^1 \sin \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \cos \varphi],$$

де  $g_0^1, g_1^1, h_1^1$  – коефіцієнти, які не залежать від точки спостереження, оскільки  $J$  є постійною величиною.

Компоненти магнітного поля знаходять як похідні від  $U$  по відповідних координатах:

$$X = \frac{1}{r} \cdot \frac{du}{d\varphi}, \quad Y = \frac{1}{r \cdot \cos \varphi} \cdot \frac{du}{d\lambda}, \quad Z = -\frac{du}{dr}.$$

Магнітний момент Землі можна знайти як

$$M = R^3 \sqrt{\sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2}}.$$

Географічні координати геомагнітних полюсів виражаються як

$$tg \lambda_0 = \frac{h_1^1}{g_1^1}; \quad tg \varphi_0 = \frac{g_1^0}{\sqrt{(h_1^1)^2 + (g_1^1)^2}}$$

Рівняння Максвела для однорідно намагніченого середовища, де немає струмів  $\text{rot}H = 0; \text{div}H = 0$ .

В цьому випадку  $H$  можна представити градієнтом функції

$$H = -\text{grad } U(x, y, z).$$

$$\text{Тоді } \text{div grad}U = \Delta U = 0. \quad (1.3)$$

Розв'язання цього рівняння можливе, якщо відомі граничні умови, тобто розподіл  $U$  або його похідної по нормалі до деякої поверхні.

Загальний вигляд розв'язку рівняння (1.3)

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \cdot \sum_{m=0}^n (g_n^m \cdot \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta), \quad (1.4)$$

де  $R$  – радіус Землі, а  $P_n^m(\cos \theta)$  – приєднані поліноми Лежандра  $n$ -го степеня і  $m$ -го порядку ( $n \geq 1, m \leq n$ ).

Коефіцієнти  $g_n^m$  і  $h_n^m$  – постійні.

Якщо обмежитись розкладом до членів порядку  $n$ , то кількість постійних коефіцієнтів  $g$  і  $h$  виразиться числом  $N = n(n+2)$ .

Складові напруженості поля по осях координат  $X$ ,  $Y$  і  $Z$  знаходяться диференціюванням рівняння (1.4) по відповідній координаті, якщо прийняти в ньому  $r=R$ , тоді

$$Z = -\frac{\partial U}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n [(n+1)g_n^m \cos m\lambda + (n+1)h_n^m \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta),$$

$$X = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta}, \quad (1.5)$$

$$Y = -\frac{1}{r \cdot \sin \theta} \cdot \frac{\partial U}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (m g_n^m \sin m\lambda - m h_n^m \cos m\lambda) \frac{P_n^m(\cos \theta)}{\sin \theta}.$$

Таким чином, можна вичислити складові магнітного поля в будь-якій точці земної поверхні, якщо відомі коефіцієнти  $g_n^m$ ,  $h_n^m$ .

Оскільки праві частини рівнянь (1.5) виражені нескінченними рядами, то необхідно обмежитись певним числом членів. Для визначення постійних коефіцієнтів  $g_n^m$ ,  $h_n^m$  треба знати із спостережень величини елементів земного магнетизму в деяких точках Землі, розміщених рівномірно.

Якщо простір, в якому визначається напруженість магнітного поля, заповнений електричними струмами, то магнітне поле, яке створюється цими струмами, не може бути виражене з допомогою скалярного потенціалу  $U$ . Його треба виражати через вектор-потенціал  $\bar{A}$  за формулою  $H = \text{rot } \bar{A}$ , де вектор-потенціал знаходиться за формулою  $\bar{A} = \int \frac{J}{r} dv$ , де  $r$  – відстань елемента об'єму  $dv$  до точки, в якій визначається потенціал. Інтегрування поширюється на весь об'єм із струмами. Магнітне поле в такому випадку має вихровий характер. Для вихрового поля розклад Гауса недійсний. Але вихрова частина геометричного поля є незначною. Визначити, чи наявна вихрова складова можна за коефіцієнтами  $g$  і  $h$ . Якщо вихрова частина поля відсутня, коефіцієнти, обчислені за північною складовою поля, будуть такими ж, як і при обчисленні за східною складовою [Яновский, 1978].

### 1.1.2. Моделі IGRF

International Geomagnetic Reference Field (IGRF) – це серія математичних моделей, які описують головне магнітне поле Землі і його вікові варіації. Вони базуються на сферичному гармонічному аналізі. Головне поле  $F$  можна представити як від'ємний градієнт скалярного потенціалу  $U$ :  $F = -\Delta U$ .

Скалярний потенціал визначають за формулою (1.4)

Для точок, які знаходяться на поверхні Землі

$$U = R \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (g_n^m \cdot \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta),$$

де  $R$  – радіус Землі, а  $P_n^m(\cos \theta)$  – приєднані поліноми Лежандра  $n$ -го степеня і  $m$ -го порядку ( $n \geq 1$ ,  $m \leq n$ );  $\lambda$  – довгота відрахована від Грінвіцького меридіану;  $\theta$  – коширота.

Кожна модель представляє серію сферичних гармонічних коефіцієнтів  $g_n^m$  і  $h_n^m$ . Максимальна кількість коефіцієнтів залежить від степеня розкладу  $n$ .

МАГА (Міжнародна асоціація геомагнетизму і аерономії) (група – V-8) веде роботу по визначенню єдиного представлення головного магнітного поля Землі та поля його вікових варіацій. За даними магнітних обсерваторій та магнітних вимірювань на супутниках визначають набори коефіцієнтів сферичних гармонік до певного порядку і степеня для кожної п'ятирічки [Finlay et al., 2010]. Коефіцієнти головного поля Землі заокруглюють до цілих нТл, а вікових варіацій до 0,1 нТл/рік.

IGRF-коефіцієнти головного магнітного поля Землі, його вікових варіацій і комп'ютерні програми обчислення компонент поля можна знайти на Web-сторінці IAGA (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/wg8/wg8.html>).

Моделі головного магнітного поля Землі приймаються Міжнародною асоціацією з геомагнетизму і аерономії (МАГА) і затверджуються Генеральною асамблеєю з геодезії і геофізики.

### 1.1.3. Самозбуджуюче гідромагнітне динамо

Походження квазістаціонарного великомасштабного магнітного поля Землі пояснюють дією гідромагнітного динамо в рідкому ядрі. З багатьох гіпотез, які висувались для пояснення природи геомагнітного поля, тільки гіпотеза самозбуджуючого динамо витримала всі випробування і немає протиріч з нагромадженими до цього часу експериментальними даними.

Ще Каулінг [Cowling, 1933] довів теорему про неможливість стаціонарного незатухаючого динамо, в якому рух рідини і магнітне поле

мають осьову симетрію. Таким чином, якщо поле гідродинамічних швидкостей в земному ядрі  $\vec{v}(r,\theta,\lambda)$  і магнітне поле  $\vec{B}(r,\theta,\lambda)$ , де  $(r,\theta,\lambda)$  – сферичні координати, не залежали від  $\lambda$ , тобто були б симетричні відносно осі обертання, то вони не могли би створити гідромагнітного динамо. Теорія гідромагнітного динамо є тривимірною задачею, і рівняння, які треба розв'язувати, є нелінійними в частинних похідних. Як і в будь-якій «оберненій задачі» геофізики, спроби інтерпретувати особливості геомагнітного поля в термінах якого-небудь гіпотетичного типу руху рідини в ядрі наштовхуються на фундаментальні математичні труднощі, які пов'язані з неоднозначністю будь-якого часткового рішення. Рівняння розв'язуються, якщо задати спеціальний вид гідродинамічних течій. Допускається, що рідке ядро обертається не як одне ціле навколо осі обертання Землі з заданою кутовою швидкістю, а окремі його шари обертаються з різними швидкостями. Тобто допускається диференціальне обертання. Таке явище є наслідком конвективних течій в ядрі. Інакше кажучи, більш легкі частини в полі сили тяжіння спливають вгору по радіусу, а більш важкі – вниз. Але оскільки частинки повинні зберігати момент кількості руху відносно осі обертання Землі, то ті, які спливають, будуть сповільнюватися відносно шарів рідини, в яку вони попадають, а більш важкі частинки, які опускаються в сторону внутрішнього ядра, будуть ставати більш швидкими. Це значить, що зовнішні шари ядра сповільнюються, тобто ми бачимо західний дрейф, а внутрішні шари ядра прискорюються – східний дрейф, але ми його не бачимо тому, що його екранують зовнішні провідні шари ядра.

Магнітні поля, які виходять із ядра будуть полоїдальними (меридіональними). В ядрі диференціальне обертання веде до перетворення полоїдального поля в тороїдальне, але воно не виходить на поверхню Землі і не спостерігається [Жарков, 1983].

Альвен Х. [Альвен, 1952] довів теорему, згідно якої в рідині, яка тече і її коефіцієнт електропровідності дуже великий, магнітні силові лінії рухаються разом з рідиною. Тобто в ідеальному провіднику магнітне поле «вморожене» в

речовину. Якби це було не так, то за законом Фарадея е.р.с. індукції була б дуже великою.

Ефективність перетворення полоїдального поля в тороїдальне залежить від величини коефіцієнта магнітної дифузії  $D_M = c^2/4\pi\sigma$ , де  $\sigma$  – коефіцієнт електропровідності;  $c$  – швидкість світла. Безрозмірне магнітне число Рейнольдса  $R_M = R_\lambda \nu_\lambda / D_M$ , де  $R_\lambda$  – радіус ядра,  $\nu_\lambda$  – швидкість західного дрейфу, що характеризує швидкість перетворення полоїдального поля в ядрі в тороїдальне. Для ядра Землі  $R_M = 10^2 - 10^3$  км і величина полоїдального поля  $\approx 300 - 3000$  Гс, а тороїдального  $\approx 100 - 1000$  Гс.

В даний час теорію гідромагнітного динамо (ГД) можна розділити на кінематичну, яка досліджує генерацію поля при заданій швидкості рідини, і повну, яка розглядає сумісно як генерацію поля, так і створення руху рідини, яка викликає генерацію.

$$\text{З рівнянь Максвелла: } \text{rot} \vec{E} = -\frac{1}{c} \cdot \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \text{ rot} \vec{B} = \frac{1}{4\pi c} \cdot \vec{j}; \text{ div} \vec{B} = 0$$

та закону Ома для рухомого середовища:  $\vec{j} = \sigma \left( \vec{E} + \frac{1}{c} \cdot (\vec{v} \times \vec{B}) \right)$ , а також умови  $\text{div} \vec{v} = 0$  виводять основне рівняння кінематичної теорії

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \text{rot}(\vec{v} \cdot \vec{B}) + D_M \nabla^2 \vec{B}, \quad (1.6)$$

де  $\vec{B}$  – магнітне поле;  $\vec{v}$  – швидкість рідини;  $D_M$  – коефіцієнт дифузії магнітного поля;  $\sigma$  – електропровідність;  $\vec{j}$  – густина струму.

Знайти розв'язок рівняння (1.6) складно, бо важко знайти необхідну і достатню умову того, що при заданому полі швидкостей  $\vec{v}$  можлива регенерація поля  $\vec{B}$  при  $t \rightarrow \infty$ . Як вказувалось вище [Cowling, 1933], регенерація поля не можлива, якщо швидкість рідини та генероване поле мають аксіальну симетрію. Тобто ГД повинно мати несиметричний вид.

Поле та швидкість в ГД представляють у вигляді суми:  $\mathbf{B} = \vec{B} + \mathbf{B}'$ ,  $\mathbf{v} = \vec{v} + \mathbf{v}'$ , де  $\vec{B}$  і  $\vec{v}$  – середні величини поля і швидкості аксіально симетричні, а  $\mathbf{B}'$  і  $\mathbf{v}'$  – несиметричні. Знаючи зовнішнє магнітне поле, не можна певно встановити

розподіл швидкостей в ядрі. Можна довести, що більш тісно пов'язані із швидкостями  $u'$  поля  $B'$ . Великомасштабні швидкості  $u'$  створюють великомасштабні поля  $B'$ , які проникають назовні [Брагинский, 1978] і ними можна пояснити недипольні поля і вікові варіації глобального масштабу.

Кінематична теорія показує, що самозбудження магнітного поля під час руху маси, яка має провідність, може відбуватися як при великомасштабних, так і при дрібномасштабних рухах цієї маси, але дану масу треба привести в рух, тобто потрібен двигун. Найпростіше припустити, що причиною рухів є сила Архімеда, яка виникає за наявності неоднорідностей густини в ядрі. Неоднорідності можуть створюватися теплом від радіоактивності, охолодженням ядра, фазовими переходами на межі рідкого і твердого ядра. Внаслідок цього виникає теплова конвекція. При зростанні твердого внутрішнього ядра за рахунок кристалізації рідкої речовини деякі легкі складники спливають наверх і викликають конвекцію в рідкому ядрі.

Рівняння руху рідини в ядрі, в системі координат, яка обертається з кутовою швидкістю  $\Omega$  разом з Землею (мантією), має такий вигляд

$$\rho \frac{dv}{dt} = -\nabla p + \sum_k f^k,$$

де  $p$  – тиск рідини,  $f^k$  – сили подані нижче;  $f^a = g\rho c$  – сила Архімеда; де  $\rho$  – густина,  $c$  – безрозмірна функція.

$f^\Omega = -2\rho\vec{\Omega} \times \vec{V}$  – сила Коріоліса,  $f^B = -c^{-1} \cdot \vec{j} \times B$  – сила магнітного поля,  $f^p = -\rho\Omega \cdot \vec{V}$  – сила, що враховує нерівномірності обертання Землі внаслідок прецесії земної осі.

Загальна картина гідромагнітного динамо, яка запропонована в роботах [Брагинский, 1964а–г] і яка потім розвивалась в роботах [Брагинский, 1967, 1970а; Tough, Roberts, 1968] свідчить про те, що динамо приводиться в рух архімедовою силою, яка створює меридіональну циркуляцію і, відповідно, тороїдальну компоненту магнітного поля. Як показано в роботах [Брагинский, 1964в, 1967], система з аксіально-симетричним тороїдальним полем і неоднорідностями густини, нестійка. В ній збуджуються хвилі, які біжать по



довготі. Ці хвилі відкрив Брагінський [Брагинский, 1967, 1974] та Хайд [Hide, 1966]. Вони названі МАК-хвилями, оскільки в них взаємно врівноважуються магнітні, архімедові та коріолісові сили. Поле МАК-хвиль генерує течії з швидкостями  $v'$ , які витягують полоїдальне поле з тороїдального.

Магнітне поле цих течій є причиною того, що магнітна вісь диполя відхилена від осі обертання Землі на  $\sim 11,5^\circ$ .

#### 1.1.4. Ротаційний механізм К.Ф. Тяпкіна

В механізмі К.Ф. Тяпкіна [Тяпкин, 1996] джерелами електричних струмів є електричні заряди, які виникають на двох внутрішніх границях Землі: на границі внутрішнього ядра з зовнішнім (шар F в моделі Буллена), та на границі зовнішнього ядра з мантією. Розділення зарядів може відбуватись за рахунок дифузії або тепломасопереносом. При цьому утворюється подвійний електричний шар.

Переміщення обкладинок такого подвійного шару веде до виникнення електричного струму.

На рис. 1.1 схематично показано систему струмів. Розрахунки показують [Тяпкин, 1996], що найбільший струм виникає на границі внутрішнього ядра з зовнішнім. На поверхні Землі в точці з координатами  $R, \theta_1$  вирази для компонент напруженості магнітного поля радіальної  $H_R$  та меридіональної  $H_\theta$  на полюсі ( $\theta_1=0^\circ$ ) та на екваторі ( $\theta_1=90^\circ$ ) будуть мати такий вигляд:

$$H_R(\theta_1 = 0) = \frac{2\pi\sigma a_1\omega}{c} \left( \frac{2Ra_1}{R^2 - a_1^2} \ln \frac{R+a_1}{R-a_1} \right),$$

$$H_\theta(\theta_1 = 0) = 0, H_R(\theta_1 = 90^\circ) = 0,$$

$$H_\theta(\theta_1 = 90^\circ) = \frac{4\pi\sigma a_1^4 R^5 \omega}{3c(R^2 + a_1^2)^4},$$

де  $\omega$  – кутова швидкість провороту внутрішнього ядра відносно зовнішнього і мантії, яка дорівнює величині західного дрейфу магнітного поля,  $\sigma$  – поверхнева густина зарядів обкладинок подвійного електричного шару.

Компоненти напруженості центрального диполя з магнітним моментом  $M$  в даній системі координат можна записати як

$$H_R = \frac{2M}{CR^3} \cos\theta_1, \quad H_\theta = \frac{M}{CR^3} \sin\theta_1.$$

Інверсію магнітного поля модель пояснює зміною знака кута повертання внутрішнього ядра відносно зовнішнього.

Вікові варіації магнітного поля в рамках моделі можна пояснити розділивши їх на вікові варіації магнітного моменту Землі та аномалії вікового ходу напруженості сучасного магнітного поля.

При зміні ротаційного режиму внутрішнього ядра (прискорення або сповільнення) пропорційно змінюється і магнітний момент.

Картина аномалій вікового ходу добре співпадає з картиною порушень в магнітоактивному шарі тектоносфери [Семенов, 1974].

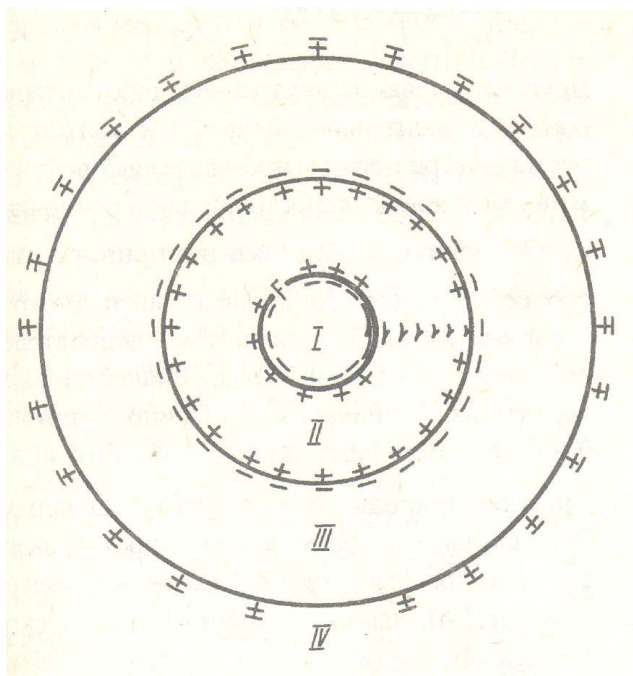


Рис. 1.1. Фізична модель Землі: I – внутрішнє ядро, II – зовнішнє ядро, III – мантія, IV – атмосфера. [Тяпкин, 1996]

### 1.1.5. Кінематико-гравітаційна модель В.О. Кочнєва

В моделі генерації магнітного поля Землі, яка запропонована В.О. Кочнєвим [Кочнев, 2013], магнітне поле створює струм, який є вихровим

рухом позитивно зарядженої плазми зовнішнього ядра планети. Основними генераторами руху плазми є осьове обертання планети і горизонтальні складові гравітаційного поля Місяця і Сонця, які створюють в ядрі глибинні течії іонізованої рідини.

На поверхні Землі ці генератори створюють короткострокові періодичні припливи та стійкі пасатні течії в екваторіальних зонах океанів [Бутиков, 2007]. Гравітаційна сила, яка діє на об'єкт з одиничною масою  $m_1$  в центрі планет, буде рівна

$$\Delta g_{sp} = G \frac{m_s m_1}{R^2},$$

де  $m_s$  – маса зовнішнього джерела  $S$  (рис. 1.2),  $R$  – відстань від зовнішнього джерела до Землі

Горизонтальна складова сили тяжіння [Бутиков, 2007]

$$\Delta g_{hor} = -\frac{3}{2} \Delta g_{sp} \frac{r}{R} \sin\theta.$$

Максимальне значення горизонтальної складової сили тяжіння одержимо при  $\theta = -45^\circ$ .

Горизонтальна складова  $\Delta g_{hor}$  від Місяця в 2,2 рази більша як від Сонця, тому Місяць найбільше впливає на амплітуду приливних течій.

Приливна сила від супутника не буде приводити в рух рідину на планеті, якщо період обертання планети і період обертання супутника однакові.

Різниця кутових приміщень виражена в періодах обертання супутника і планети знаходиться по співвідношенню  $\frac{1}{T_{rpl}} = \frac{1}{T_{pl}} - \frac{1}{T_{sp}}$ ,

де  $T_{pl}$  і  $T_{sp}$  – періоди обертання планети і супутника, а  $T_{rpl}$  – відносний період, за який супутник повністю облетить планету, або планета здійснить повний оберт відносно супутника (при цьому супутник і планета обертаються в ту ж

саму сторону)  $T_{rpl} = T_{pl} \left( \frac{T_{sp}}{T_{sp} - T_{pe}} \right)$ .

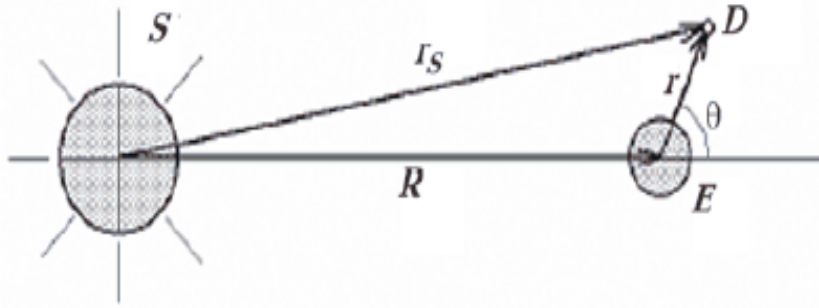


Рис. 1.2. Схема зовнішнього джерела  $S$  (Сонце чи супутник), планети  $E$  (Земля), довільної точки  $D$ ;  $r$  і  $\theta$  змінні, що використовуються для вказівки положення довільної точки  $D$  поблизу Землі [Кочнев, 2013].

Якщо  $T_{pl}$  і  $T_{sp}$  рівні, тоді  $T_{rpl} \rightarrow \infty$ , тобто супутник стаціонарний і не створює на поверхні планети і всередині її горизонтальних рушійних сил.

Отже, наявність у Землі двох зовнішніх об'єктів Сонця і Місяця веде до появи горизонтальної гравітаційної (приливної) сили, яка створює рух рідини в рідкому ядрі. Величина цієї сили пропорціональна масі зовнішнього об'єкту і радіусу планети і обернено пропорційна відстані об'єкту від планети. Сила, яка приводить в рух рідину ядра, пропорційна приливній силі і обернено пропорційна періоду обертання планети  $T_{rpl}$  відносно об'єкту, який створює приливну силу.

## 1.2. Аномалії геомагнітного поля

Аналітичний метод розкладу в ряд потенціалу магнітного поля Землі дає можливість розділити спостережуване поле на поле однорідного намагнічення Землі і поле неоднорідне. Вирахувавши поле однорідного намагнічення і знаючи нормальне поле, можна, віднявши від другого перше, знайти материкове поле. Таку операцію провів Л.А. Бауер ще в кінці XIX століття. Карти ізодинам материкового або остаточного поля вертикальної складової формують шість областей майже круглої форми, де складова приймає позитивні чи негативні значення з максимумами в центрі області. Значення  $Z$  в

центрі області змінюється з часом, положення центрів також змінюються. Ізолінії горизонтальної складової направлені до центру або від центру аномалії. Це означає, що під материковими аномаліями залягають величезні намагнічені маси або ж течуть потужні вихрові струми. Таких областей нараховують шість [Яновский, 1978]. Найбільшою є Східноазіатська аномалія. В ній вертикальна складова досягає значення 30 % нормального поля. Трохи менша за величиною, але протилежного знака аномалія є в Західній Африці. Вона охоплює весь материк і частину Атлантичного океану. Велика аномалія спостерігається в південній частині Індійського океану поблизу Антарктиди. На рис. 1.3 показано ізодинами залишкового поля [Яновский, 1978].

Для пояснення природи материкових аномалій існує ряд теорій. Однією з них була теорія Ю.Д. Калініна [Калинин, 1940], розроблена ще в 1940 р. Було показано, що можна підібрати глибину, на якій треба розмістити диполь певного магнітного моменту, який давав би на поверхні Землі поле, що відповідає величині материкової аномалії. Ця глибина приблизно рівна половині земного радіуса.

Однак існує ряд теорій, які причиною існування материкових аномалій приймають намагніченість земної кори. Основою цих теорій є деякі фізичні та геологічні факти такі, наприклад, як розміщення максимумів аномалій на щитах чи платформах, а нульові лінії проходять по геосинклінальних зонах.

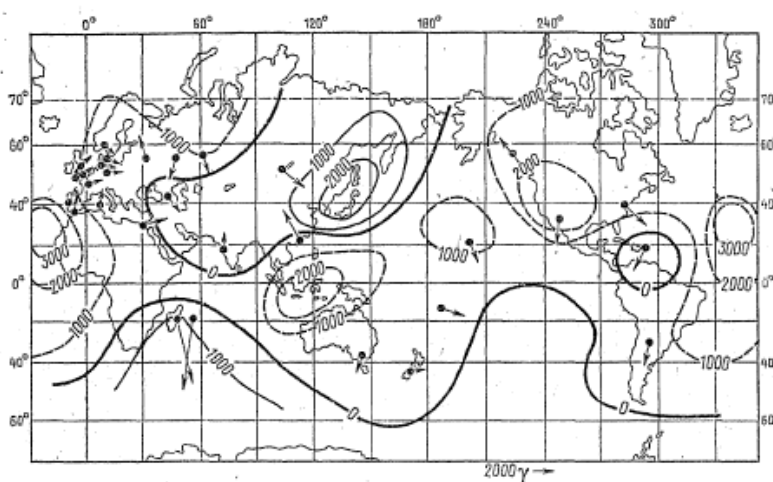


Рис. 1.3. Залишкове поле вікових варіацій вертикальної складової за період 1910–1945 роки [Яновский, 1978].

Крім материкових аномалій існують аномалії регіонального та локального типу. Це області, де магнітне поле Землі змінює свій монотонний характер збільшення або зменшення, тобто змінюється величина градієнту складових поля. В нормальному геомагнітному полі величина градієнту майже постійна. Магнітні аномалії – це результат намагнічення нормальним полем певного типу порід. Нормальне поле в місці магнітної аномалії можна знайти, визначивши середнє значення складових поля на площі аномалії. Магнітні аномалії виявляються шляхом проведення магнітних зйомок. Проте інтерпретація результатів зйомок не завжди може бути зроблена вірно внаслідок неоднозначності розв'язку оберненої задачі магнітної розвідки. Використання комплексу інших геофізичних даних звужує неоднозначність розв'язку [Каратаев, Пашкевич, 1986], але завжди залишається проблема магнетизму порід і його джерел. Розподіл аномалій визначається тектонічною обстановкою [Орлюк, 1984; Пашкевич и др., 1996]. Головним джерелом континентальних магнітних аномалій є магматичні породи, які вміщують магнетит і знаходяться в нижніх частинах кори [Печерский и др., 2006]. Породи формуються в поверхневих і приповерхневих умовах Землі. При зануренні приповерхневих шарів на велику глибину магнітні породи залишаються магнітними, а немагнітні – немагнітними. Механізм занурення характерний для зон субдукції, рифтових і зшовних зон. Тому регіональні магнітні аномалії знаходяться саме в таких зонах [Печерский и др., 2006].

Ріст і розпад недипольного поля, які проявляються в існуванні фокусів, що існують 90 років і більше і амплітуди яких досягають 100–180 нТл/рік, в роботі [Пушков, Чернова, 1975] названо ефектом другого порядку, існування на протязі 30–80 років локальних фокусів ВВ з амплітудами 40–100 нТл/рік – ефектом третього порядку.

Фокуси ВВ виникають здебільшого в приекваторіальній області і рухаються на захід і на північ (для фокусів Північної півкулі) і на південь (для фокусів Південної півкулі).

При віддаленні від екватора меридіональна компонента швидкості збільшується. Фокуси збільшуються за амплітудою до певних значень і потім починається їх розпад. Швидкість збільшення фокусу значно більша швидкості його руху на захід тому, якщо маємо картину ізоліній по великих територіях, створюється ілюзія руху фокусу на схід. Це найкраще видно, коли зміщення від епохи до епохи визначати по положенню нульових ізопор. В період розпаду фокусу західний дрейф поля відновлюється.

Світові цифрові карти магнітних аномалій представлені в роботах [Langel, 1987; Lesur, Maus, 2006].

### **1.3. Західний дрейф геомагнітного поля і поля вікових варіацій**

Західний дрейф геомагнітного поля першим побачив ще в кінці XVII століття англійський геофізик і астроном Едмунд Галлей.

Треба зазначити, що західний дрейф геомагнітного поля і західний дрейф поля ВВ – це не одне і теж саме [Калинин, 1984].

Перша теоретична робота про західний дрейф геомагнітного поля і дрейф поля ВВ з'явилися в 1950 р. [Bullard et al., 1950]. Автори цієї роботи вирахували недипольну частину геомагнітного поля для двох епох рознесених в часі на  $\sim 40$  років. Порівняння показало західний дрейф недипольного поля. В цій же роботі виявлено західний дрейф і поля ВВ. Середня швидкість дрейфу недипольної частини поля становить  $0,18 \pm 0,015$  град/рік, а поля ВВ –  $0,32 \pm 0,067$  град/рік. Пояснюється дрейф різницею в швидкостях обертання ядра і оболонки Землі, внаслідок чого поверхня ядра випереджає оболонку Землі.

В роботі [Брагинский, 1964г] автор говорить про західний дрейф гармонік, пов'язаний з відносним рухом ядра і мантії.

Н.П. Бенькова в роботі [Адам и др., 1964] систематизувала відомості про західний дрейф недипольного поля і поля ВВ, а Т. Юкутаке [Yukutake, 1967] дає докази того, що вікові варіації недипольного поля майже повністю створюються західним дрейфом. Згідно з [Адам и др., 1964], швидкість дрейфу

неоднакова для різних частин Землі і на основі цього робиться висновок, що західний дрейф є результатом дрейфу основних світових аномалій, а оскільки світові аномалії можна ототожнити з магнітним полем вихорів струмів, які розміщені в зовнішній частині ядра, то західний дрейф геомагнітного поля пояснюється різною швидкістю обертання мантиї і ядра.

Швидкість західного дрейфу за археомагнітними даними оцінено в роботі [Бурлацкая и др., 1970]. Середня швидкість західного дрейфу 0,23 град/рік.

І.М. Завойська з співавторами запропонували розділити поле ВВ на дрейфову і недрейфову частини [Завойская, Завойский, 1974; Завойська, 1975; Завойская и др., 1976; Завойская, Шендеровская, 1979]. Вони показали можливість виділення ВВ, які пов'язані зі зміною інтенсивності (але не з місцем знаходження) джерел поля.

В роботі [Harwood, Malin, 1976] говориться, що швидкість західного дрейфу з 1942 до 1975 р. зменшилась вдвоє, причому швидкість дрейфу недипольної частини поля була більша від швидкості дрейфу всього поля, а в 1975 р. ці швидкості зрівнялися. Автори цієї роботи вказують, що зміна швидкості дрейфу за нетривалий проміжок часу є доводом проти сильної залежності швидкості дрейфу від різниці швидкості обертання ядра і мантиї.

В роботі [Адам и др., 1965] автори піддали сумнівну репрезентативність загальнопланетарних оцінок швидкості західного дрейфу і показали його велику змінність від регіону до регіону.

В роботах І.М. Пудовкіна і Г.Е. Валуєвої [Пудовкин и др., 1965; Пудовкин, Валуева, 1972а, б, 1967] зроблено висновок: геомагнітне поле ексцентричне, магнітний центр, тобто точка в яку треба помістити диполь пересувався з 1829 до 1960 р. в площині великого круга Землі з середньою швидкістю 0,3 град/рік.

Орбіта магнітного центру – еліпс з півсями 1150 і 700 км, період орбітального руху ~ 1200 років.



Ю.Д. Калінін [Калинин, 1982] за матеріалами із обсерваторій за 1900–1962 роки одержав швидкість західного дрейфу магнітного центру Землі  $\sim 2,09$  хв/рік в роки росту сонячної активності і  $\sim 0,71$  хв/рік в роки спаду. Він вважає, що деяка частина західного дрейфу є сонячно-обумовленим процесом.

Таким чином, ми бачимо досить широкий спектр швидкостей західного дрейфу, які залежать від місцеположення району дослідження, відрізка часу, в який велось дослідження, і навіть величини сонячної активності. Все це ускладнює завдання виділення західного дрейфу як глобального явища.

#### **1.4. Методи виділення та аналізу вікових варіацій**

Автори [Калинин, Розанова, 1993] в якості джерел ВВ розглядають диполі, які описуються шістьма параметрами, а за вихідні дані взято компоненти геомагнітного поля, вчислені за IGRF коефіцієнтами для конкретної епохи. Параметри диполів наступні: коширота, довгота, відстань від центра Землі, а також величина магнітного моменту і два кути, які визначають орієнтацію вектора в просторі. Для початкових оцінок визначають параметри одного диполя в межах аномалії. Надалі в модуль включають нові джерела, щоб найповніше передати глобальні особливості просторової структури поля. Диполі відрізняються величиною магнітного моменту, а по глибині розподілені в рідкому ядрі. Автори [Демина и др., 2008а] вводили диполі трьох порядків малості. Змінюючи кількість диполів та їх параметри можна досить точно описати просторово-часову структуру вікового ходу ГМПЗ та його аномалій [Демина и др., 2008а,б; Демина, Фарафанова, 2004]. Таким методом вдалося побудувати динамічну модель джерел, які існують і неперервно змінюються для інтервалу часу з 1900 до 2005 р.

Згідно з [Демина и др., 2008а], якщо проаналізувати просторову структуру вікового ходу, розрахованого за моделлю IGRF, можна виділити три періоди, коли ця структура була принципово різною: період з 1900 до 1940 р., для якого характерним є наявність декількох стійких глобальних аномалій, період з 1940 до 1955 р., коли спостерігався розпад глобальних аномалій

вікового ходу на велику кількість локальних; і період з 1955 до теперішнього часу, який характеризується формуванням нових глобальних аномалій. Згідно з [Демина и др., 2008a], диполі різного порядку величини можна ототожнити з довгоживучими течіями різних масштабів в рідкому ядрі Землі.

Метод ієрархічної дипольної моделі, безумовно, інтересний, але як і в будь-якій «оберненій задачі» геофізики спроби інтерпретувати особливості геомагнітного поля в термінах якого-небудь гіпотетичного типу руху рідини в ядрі наштовхуються на фундаментальні математичні труднощі, які пов'язані з неоднозначністю будь-якого часткового рішення.

Одержані моделі не показують еволюцію явища, тобто нема фізичних механізмів, які б показували часові зміни, і тому для кожної епохи необхідно підбирати нові моделі, а це можна зробити в різних варіантах.

В останнє десятиріччя для об'єктів, які мають складну просторово-часову еволюцію (до яких відносяться і ВВ) застосовують вейвлет-аналіз. Основна ідея вейвлет-аналізу полягає в розкладі досліджуваної функції за системою базисних функцій, які мають спеціальні властивості, зокрема добру локалізацію в часовій області [Астафьева, 1996; Лазоренко и др., 2005]. Аналіз дає змогу одержувати інформацію про особливості варіацій часових рядів, яка описує еволюцію процесів. Вейвлет-аналіз добре доповнює аналіз Фур'є і їх вигідно застосовувати одночасно. Одномірне перетворення Фур'є полягає в побудові для часової функції сигналу  $S(t)$  функції спектральної густини  $\dot{S}(\omega)$  на основі прямого перетворення Фур'є:

$$\dot{S}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} S(t)e^{i\omega t} dt.$$

Для дискретного сигналу інтеграл замінюється скінченною сумою, яку обчислюють за допомогою програм MathCad 2003 або MATLAB.6.5.

Віконне перетворення Фур'є, яке задається виразом

$$\dot{S}(\omega, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S(t)\omega(t - \tau)e^{-i\omega t} dt,$$

дає змогу одночасно досліджувати одержану функцію спектральної густини  $\dot{S}(\omega, \tau)$  як в частотній, так і в часовій області, але наявність постійного

частотно-часового вікна  $\omega(t)$ , яке має однакову ширину як в області великих, так і малих  $\omega$ , є його недоліком.

В основі неперервного вейвлет-перетворення [Астафьева, 1996; Дремін и др., 2001; Чун, 2001] функції  $S(t)$  є співвідношення:

$$W(a, b) = \frac{1}{a^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} S(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt, \quad (1.7)$$

де  $\psi(t)$  – вейвлетутворююча функція чи в якій за допомогою переносів ( $b$  – параметр зсуву) і масштабних перетворень ( $a$  – параметр масштабу) будується базис вейвлетів, по яких розкладається сигнал  $S(t)$ . Вейвлет має нульове середнє значення  $\int_{-\infty}^{\infty} t^m \psi(t) dt = 0$ , де  $m = 1, 2$

В залежності від величини  $m$  вейвлет прийнято називати вейвлетом  $m$ -го порядку, при  $m = 0$  одержуємо умову осциляції або знакозмінності. Вейвлет повинен мати властивість обмеженості  $|\psi(t)|^2 dt < \infty$ .

Функція  $W(a, b)$  називається вейвлет-спектром сигналу  $S(t)$ . Аналіз  $W(a, b)$  дає змогу судити про частотно-часові особливості сигналу. Вейвлет-перетворення має адаптивне частотно-часове вікно, яке вузьке за часом (за параметром  $b$ ), для малих  $a$  (що відповідає великим частотам  $\omega$ ) і широке для великих  $a$  (що відповідає малим  $\omega$ ). Між параметрами  $a, b$  і  $\omega, \tau$  є простий зв'язок  $b = \tau, a = kT = 2\pi k/\omega$ , де  $k > 0$  і залежить від форми вибраної функції  $\psi(t)$ .

Крім аналізу вейвлет-спектрів  $W(a, b)$  корисно розглядати скелетони і скалограми [Дремін и др., 2001].

Скелетон – це двовимірна картина ліній, які з'єднують окремо локальні максимуми і локальні мінімуми вейвлет-спектру  $W(a, b)$ .

$$\text{Скалограмою є інтеграл виду } W(a) = \int_{-\infty}^{\infty} W(a, b)^2 db$$

Локальні максимуми на скалограмі відповідають коливанням, які дають найбільший вклад в досліджуваний процес.

Для кожного досліджуваного ряду треба діставати  $\dot{S}(\omega), \dot{S}(\omega, \tau), W(a, b)$  скелетон і скалограму і всі характеристики разом з  $S(t)$  наносити на один рисунок. На рис. 1.4 показано результати аналізу часового ряду чисел Вольфа

від 1749 до 2004 р. (рисунок взятий з роботи [Лазоренко и др., 2005]). Бачимо, що чітко проявили себе збурення з періодами 11 років і можливо – 100 років. Особливо добре видно 11-річний цикл на скелетоні (b) у вигляді максимуму  $W(T)$  і на скалограмі у вигляді вертикальних смуг, середина яких співпадає з періодом 11 років. Вейвлети широко застосовуються в геофізиці [Alexandrescu et al., 1995; Alperovich, Zheludev, 1998].

Питання про періодичність процесів, які обумовлюють існування і динаміку вікової варіації геомагнітного поля, а також локальні особливості, які спостерігаються в рядах вікових варіацій, не вирішені, тому що методи Фур'є-аналізу [Бат, 1980] та максимальної ентропії [Кей, Марпл, 1981] не ефективні для оцінки степеня періодичності процесів, які досліджуються. Це обумовлено тим, що базисна функція, яка лежить в основі цих методів і визначена на всьому просторі, є гладкою і строго періодичною. За допомогою цієї функції може бути одержано інформацію тільки про характерні періоди і інтенсивності процесу, а не про його часову локалізацію і характерні масштаби. В роботі [Иванов, Бондарь, 2008] проведено вейвлет-аналіз часових та просторових параметрів вікової варіації на п'яти обсерваторіях світової сітки за весь період їх спостережень.

Це обсерваторії: «Фредеріксберг», «Шамбон-ла-Форе», «Хартленд», «Воейково» і «Патрони». Сімейство аналізуючи вейвлетів будується за допомогою функції:  $\psi(t) = (1 - t^2)e^{t^2/2}$ .

Це МНАТ-вейвлет, який має вузький енергетичний спектр і два рівних нулю моменти. Такий же вейвлет використовувався в роботах [Иванов и др., 2005а; Ротанова и др., 2002, 2004]. Тоді масив коефіцієнтів визначається за формулою (1.7).

Вибір вейвлета обумовлений можливістю представити ряд вікових варіацій як послідовність локальних особливостей для того, щоб оцінити ступінь регулярності повторення цих особливостей. Інтервалом дискретизації рядів вибирався один рік. Загальний часовий інтервал, для якого

реєструвалися особливості, які спостерігаються в вікових варіаціях, вибраний з 1866 до 2000 р. Інтервал характерних часових проміжків  $a = 10\text{--}27$  років, що

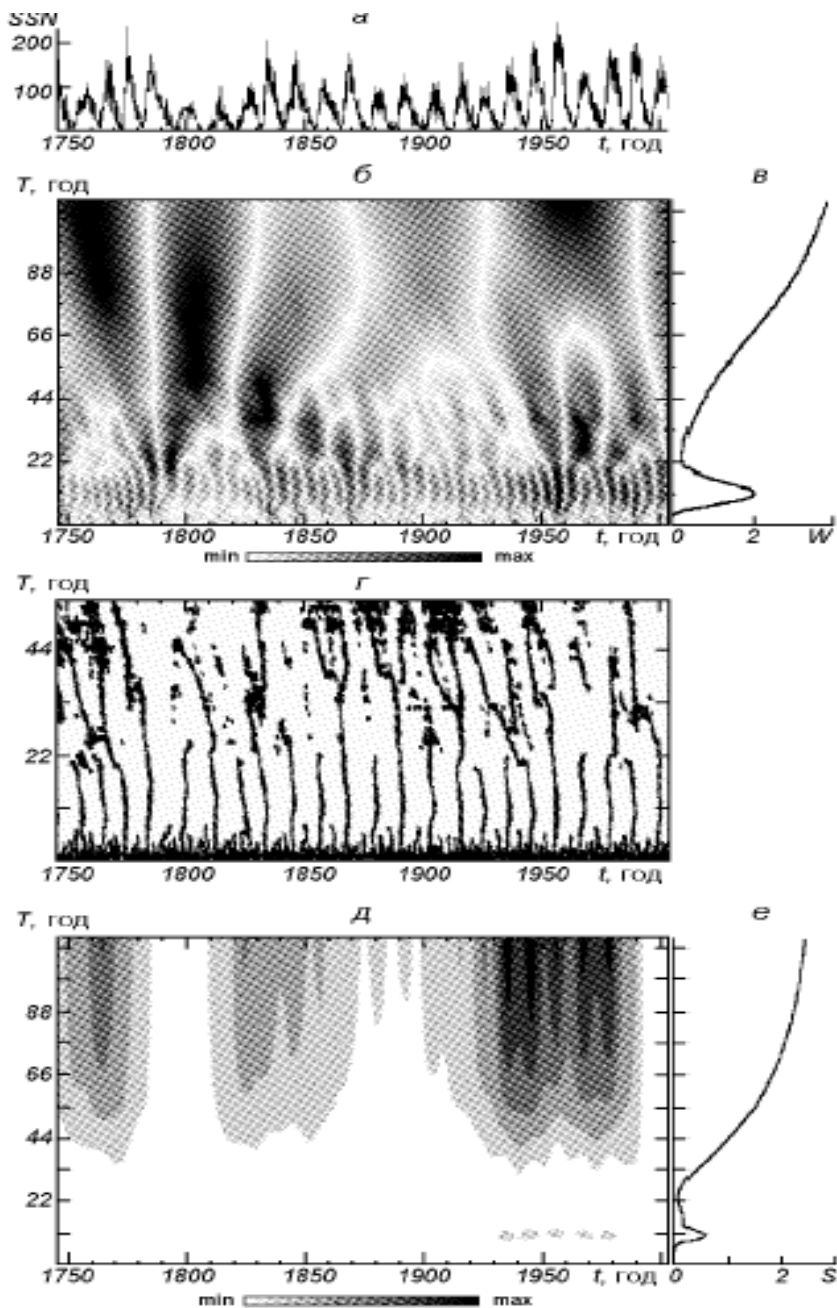


Рис. 1.4. Аналіз чисел Вольфа (1749–2004): *a* – числа Вольфа в часовій області, *б* – неперервний вейвлет-спектр отриманий з використанням вейвлета db4, *в* – скало грама, *г* – скелетон, *д* – спектрограма віконного перетворення Фур'є, *е* – одномірний Фур'є-спектр [Лазоренко и др., 2005].

для МНАТ-вейвлету відповідає періодам  $T=45\text{--}120$  років [Астафьева, 1996; Иванов и др., 2005а]. Основну увагу приділено 60-річним варіаціям. В

результаті аналізу показано, що можна виділити два класи джерел 60-річних ВВ. Це джерела регіонального та локального масштабів. Немає строго зафіксованої подібності і синхронності в динаміці варіацій в різних компонентах навіть на одній обсерваторії. Це свідчить про те, що джерела 60-річної варіації є анізотропними.

В роботі [Иванов, Бондарь, 2008] допускається, що механізмом, який має такі властивості, можуть бути процеси перебудови системи рухів на поверхні рідкого ядра Землі [Симонян и др., 2004]. Різниця в просторових масштабах неоднорідностей, які виникають в системі рухів, може обумовлювати появу як локальних, так і регіональних джерел ВВ. Рухи повинні релаксувати з часом.

Таким чином, вейвлет-аналіз часових і просторових параметрів ВВ показав, що нема подібності і синхронності в динаміці 60-річних варіацій, тобто джерела є анізотропними. Використання вейвлет-аналізу для часового ряду чисел Вольфа від 1749 до 2004 р. виявило збурення з періодами 11 і 100 років.

Одним з різновидів спектрального аналізу рядів є метод максимальної ентропії [Папиташвили, Ротанова, 1979; Ротанова и др., 1979б]. Метод дуже зручний для аналізу геомагнітних даних, оскільки ряди спостережень не довгі і метод Фур'є в такому випадку має малу точність, особливо якщо скриті періоди близькі до довжини часового ряду. Метод дає можливість оцінити положення піків в спектрі та статистичну значимість виявлених піків для конкретного інтервалу часу.

На рис. 1.5 показано спектри часових рядів середньорічних значень  $X(a)$ ,  $Y(b)$ ,  $Z(v)$  компонент поля на магнітних обсерваторіях «Хартленд» (суцільна лінія), «Сан-Хуан» (штрихова лінія) і «Таксон» (штрих-пунктирна лінія), отримані методом максимальної ентропії. Спектри одержані для остаточних полів, отриманих після виділення тренду. Для обсерваторії «Хартленд» тренд описувався поліномом другого ступеня, для «Сан-Хуан» і «Таксон» – першого ступеня. В усіх випадках в спектрах виділяються піки на періодах близько 60 років, 20-річна варіація проявляється не в усіх випадках.

Чітко виділяється 11-річна варіація. Впевнено виділяються піки в спектрах на 5,5–6 роках.

Таким чином, методи виділення та аналізу ВВ переважно базуються на побудові статистичних моделей та їх класифікації на основі побудови моделей джерел, просторовий та часовий розподіл яких дуже неоднозначний.

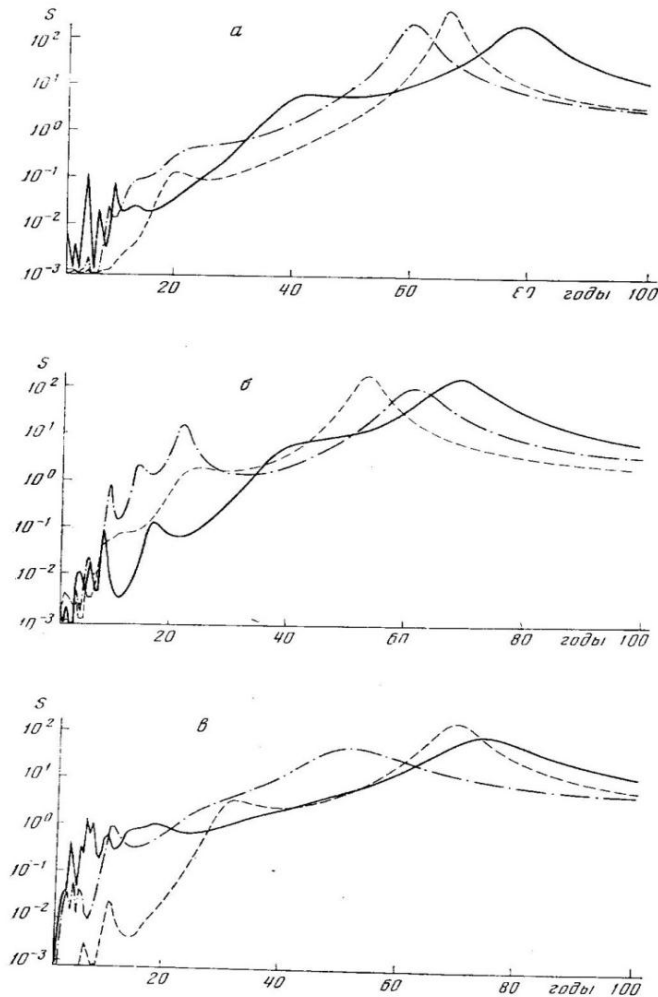


Рис. 1.5. Спектри часових рядів середньорічних значень X(a), Y(б), Z(в) компонент поля на магнітних обсерваторіях «Хартленд» (суцільна лінія), «Сан-Хуан» (штрихова лінія) і «Таксон» (штрих-пунктирна лінія)

[Папиташвили, Ротанова, 1979].

У ВВ виділяють дві частини – дипольну та недипольну. Дипольна частина не є головною у полі ВВ. Одним з найуживаніших методів вивчення ВВ є графічний. Графічний метод добре показує просторовий розподіл ВВ, але не дозволяє розділити джерела, що їх генерують. Статистичні методи ПОС,

максимальної ентропії, вейвлет-аналіз добре характеризують часові зміни ВВ, але не дають жодної характеристики їх джерел. Метод ієрархічної дипольної моделі добре представляє моделі джерел ВВ для певного інтервалу часу, але не показує еволюції явища і вимагає побудови нових моделей для кожного наступного інтервалу часу. В даний час немає однозначної фізичної моделі джерел ВВ, що пов'язано насамперед з нестачею експериментальних даних про варіації геомагнітного поля.

### 1.5. Спектр вікових варіацій

Відомо [Альтшулер и др., 1964], що спектр ВВ має три полоси коливань: основне коливання з періодом  $8 \cdot 10^3$  років; коливання сусідніх частот з періодом  $\sim 10^3$  років; коливання з періодами  $\sim 10^2$  років і більш короткими.

На поверхні Землі реєструються варіації від внутрішніх джерел з періодами більше 10 років. Варіації з меншими періодами загасають завдяки високій електропровідності мантії [Максимчук та ін., 2001].

Схема спектрального розподілу варіацій геомагнітного поля та локалізація їх джерел показана на рис. 1.6.

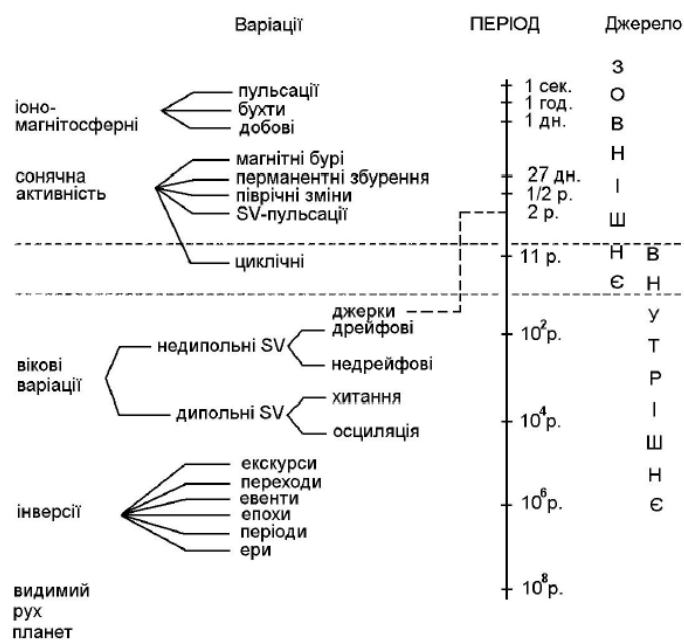


Рис 1.6. Схема спектрального розподілу варіацій геомагнітного поля та локалізація їх джерел [Максимчук та ін., 2001].



ВВ геомагнітного поля мають такі характерні періоди: 10000, 1800, 1200, 600, 360, 60, 30, 20 і 10 років. Довгоперіодні варіації з періодами, тривалішими понад 360 років, вивчаються на основі палеомагнітних та археомагнітних даних [Калинин, 1984; Бурлацкая, 1991]. Спектр вікових варіацій геомагнітного поля показано на рис. 1.7.

Найпотужнішим є період 10000 років і його вважають основним періодом геомагнітного динамо. Більш короткі періоди є результатом нестійкості глобальної системи конвекції в рідкому ядрі Землі [Ротанова и др., 1979а].

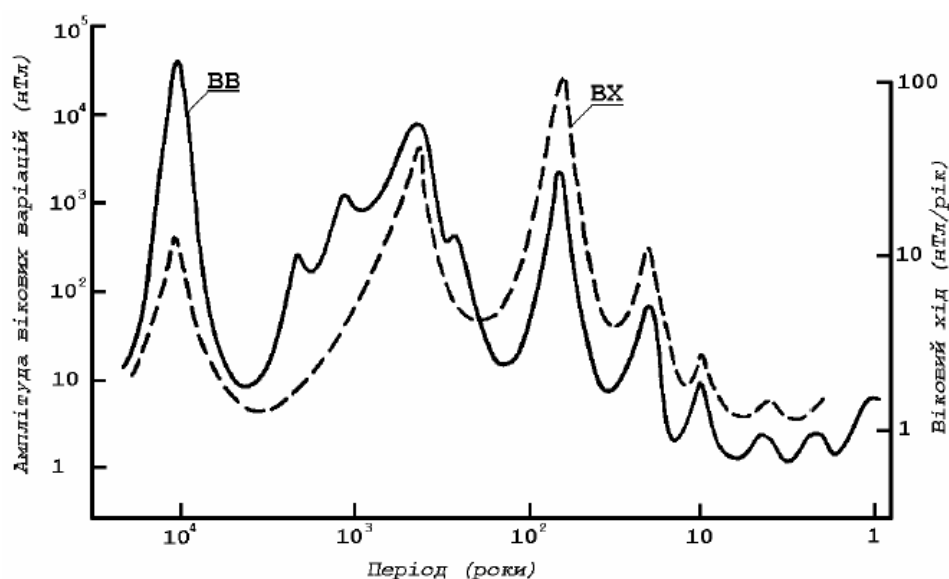


Рис. 1.7. Спектр вікових варіацій геомагнітного поля.

Спектральні характеристики ВВ більш коротких періодів одержують за даними геомагнітних обсерваторій. Найдовший часовий ряд спостережень на магнітних обсерваторіях сягає  $\sim 250$  років. Тому максимальні періоди ВВ, які можна отримати з аналізу обсерваторських даних, не перевищують  $\sim 100$  років.

Так, в роботі [Yasov, Rangarajan, 1973] розглядалась вікова варіація горизонтальної складової  $H$  в чотирьох індійських обсерваторіях: «Алібач», «Аннамалайнагар», «Кодайканал», «Тривандрум» за 1958–1971 рр., а в «Алібазі» за 1901–1971 рр.

На всіх обсерваторіях спостерігалось збільшення горизонтальної складової  $H$  зі швидкістю 19–8 нТл/рік, який змінився спадом в 1963–1965 рр. зі швидкістю 26–14 нТл/рік.

Загальний характер змін  $H$  добре узгоджується на всіх обсерваторіях, але в деталях зміни ідуть неоднаково, що пов'язано з аномаліями провідності. Знайдена варіація з періодом 110 років.

Варіації такого діапазону періодів є дуже інтересними в зв'язку із задачами вивчення та інтерпретації регіональних та локальних аномалій ВВ.

Як вказано в роботі [Максимчук та ін., 2001], варіації цього діапазону групуються в чотирьох інтервалах (60–70, 30–40, 18–25, 10–11 років). Серед короткоперіодних найінтенсивнішими є 60-річні ВВ [Завойская, Пушков, 1973]. Слід зазначити, що 80-річні варіації спостерігаються і в сонячній активності [Гибсон, 1977].

В роботах [Ротанова и др., 1979а, б, 1982а, б, 1983; Филлипов, Ротанова, 1988] досліджувались короткоперіодні ВВ різними методами. Знаходились закономірності їх розподілу на поверхні Землі. Виявлено епіцентр 60-річних варіацій з максимальною амплітудою до 100 нТл/рік на території Євразії. В спектрі короткоперіодних варіацій добре видно коливання з періодами 20 і 10 років. Їхня амплітуда не перевищує 100 і 15 нТл, а внесок в ВВ відповідно становить 10 і 3 нТл/рік.

Варіації з періодами меншими 20 років можуть мати як внутрішні, так і зовнішні джерела.

Т. Юкутакі і Д. Кейн [Yukutake, Cain, 1979, 1987] аналізуючи ряди сферичних коефіцієнтів для внутрішніх і зовнішніх джерел, знайшли, що у внутрішній частині коефіцієнта  $g_1^0$  є варіація з періодом 19 років, а у зовнішній частині з періодом 18 років. До вікових варіацій зовнішнього походження відносяться і 11-річна та квазідворічні варіації [Mundt, Nevanlinna, 1986; Ладынин и др., 2006; Ладынин, Попова, 2008; Сумарук, Сумарук, 2009; Sumaruk, 2000].

Щоб виявити природу ВВ, досліджують їх зв'язок з іншими геофізичними явищами. Завойська І.М. виявила тісну кореляцію між змінами активності геомагнітних варіацій та змінами швидкості обертання Землі [Завойська, 1973].

Кисельов В.М. [Киселев, 1980] знайшов, що коефіцієнт кореляції між варіаціями магнітного моменту Землі та змінами тривалості доби близький 0,9. Енергія сонячного вітру не може служити джерелом, за рахунок якого працює земне динамо, але вона може підтримувати рухи в поверхневому шарі ядра, а значить і ВВ.

Автори [Kahle et al., 1969] опублікували результати зіставлення даних про західний дрейф геомагнітного ексцентричного диполя та довжини доби. Одержано найбільшу кореляцію при зсуві даних на сім років.

Юкутаке [Yukutake, 1972, 1973] запропонував ідею, що зміна геомагнітного моменту може викликати іррегулярні коливання швидкості обертання Землі. При таких змінах повинно змінюватися тороїдальне поле в ядрі і електропровідних нижніх шарах мантиї. Це призведе до зміни електромагнітного зчеплення між ядром і мантиєю, і таким чином вплине на швидкість обертання Землі.

### 1.6. Механізми генерації вікових варіацій і джерки

Для пояснення генерації ВВ пропонують декілька механізмів. Глобальні варіації зв'язують з крутильними коливаннями в ядрі [Брагинский, 1970а, б; 1982], а локальні – з нестійкостями в пограничному шарі на границі ядро–мантия [Брагинский, Фишман, 1987]. В роботі [Рузмайкин и др., 1989] пропонується механізм генерації ВВ, пов'язаний з дією флуктуаційного турбулентного динамо в зовнішньому ядрі Землі. Суть механізму полягає в тому, що в рідкому ядрі внаслідок турбулентної конвекції генеруються дрібномасштабні флуктуаційні магнітні поля, які мають властивості подібні до властивостей ВВ. На рис. 1.8 схематично показано магнітні поля, які генеруються флуктуаційно-турбулентним динамо біля границі ядро–мантия. Магнітні поля в цьому генераторі концентруються в жгутах, які утворюють петлі. На рис. 1.8  $l_0$  – характерний розмір найбільших петель магнітних ліній,  $R_m$  – магнітне число Рейнольдса:  $R_m = v_0 l_0 / \nu_m$ , де  $\nu_m$  – коефіцієнт магнітної

в'язкості, а  $v_0$  – швидкості конвекції внаслідок різної густини. Величина коефіцієнта магнітної в'язкості в зовнішньому ядрі Землі оцінюється як  $\nu_m = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $l_0 = 1700 \text{ км}$ , а  $v \approx 0,1 \text{ см/с}$ .

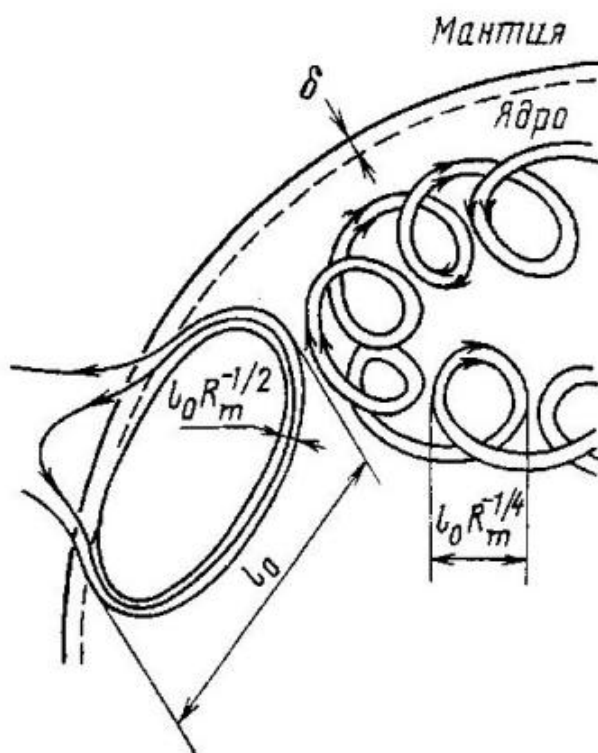


Рис. 1.8. Схематичний вид магнітних жгутів і петель, що генеруються механізмом флуктуаційного динамо поблизу ядра [Рузмайкин и др., 1989].

Тоді  $R_m \approx 10^3$ . Характерний час, за який петля магнітного поля пропливе біля спостерігача, визначається як  $l_0/v_0$ . При таких значеннях  $R_m$  збуджуються дві моди розмірами  $l_0 R_m^{-1/2}$  і  $l_0 R_m^{-1/4}$  (див. рис. 1.8). Час розвитку таких мод 80 і 1000 років відповідно. Розмір петель магнітних ліній першої моди  $l_0 \approx 1700 \text{ км}$  можна ототожнити з відстанню між сусідніми максимумами поля ВВ, які мають різні знаки вертикальної компоненти. Товщина петель  $l_0 R_m^{-1/2} \approx 60 \text{ км}$ .

Їй відповідає характерний розмір фокусу варіації на поверхні ядра. Розмір фокусу на поверхні Землі визначається процесом поширення через мантію, тобто електропровідністю мантії, і її розподілом. Радіус спіралі другої моди  $l_0 R_m^{-1/2} \approx 320 \text{ км}$ . Час її розвитку приблизно 60–80 років. Компоненти збурень з більш короткими періодами  $R_m^{-1/2} l_0/v_0$  і  $R_m^{-1} l_0/v_0$  екрануються мантією. Таким

чином бачимо, що просторові і часові параметри ВВ геомагнітного поля добре співпадають з характеристиками магнітних жгутів і петель, які генеруються в рідкому ядрі Землі гідродинамічними рухами.

На рис. 1.9, взятому з роботи [Mandea, 2001], показано згладжені 11-річним ковзним вікном синтезовані дані середньорічних значень магнітного схилення в Парижі та Лондоні з 1680 до 1995 р., а також ВВ, вичислені за цими даними [Alexandrescu et al., 1996а, б]. Бачимо, що ВВ в схиленні, які до 1870 року неперервно зростали, різко змінили знак. Такі події були названі джерками. В роботі [Le Huy et al., 1998] на основі аналізу даних багатьох обсерваторій зроблено висновок, що джерки є глобальним явищем. Чи були джерки до 1870 р., не можна сказати, оскільки дані були дуже зашумлені.

В роботі [Головков, Симонян, 1989] джерк визначається як скачок в другій похідній за часом від величини геомагнітного поля, тобто прискорення зміни. Якщо джерку немає, то прискорення змінюється повільно і на великому часовому інтервалі може бути апроксимоване горизонтальною лінією. В цій роботі досліджувались джерки за 60-річний інтервал з 1925 до 1985 р. Вказано на існування в цьому часовому інтервалі двох джерків в 1947 та 1969 р. В роботі [Mandea, 2001] про джерк в 1947 р. не говориться.

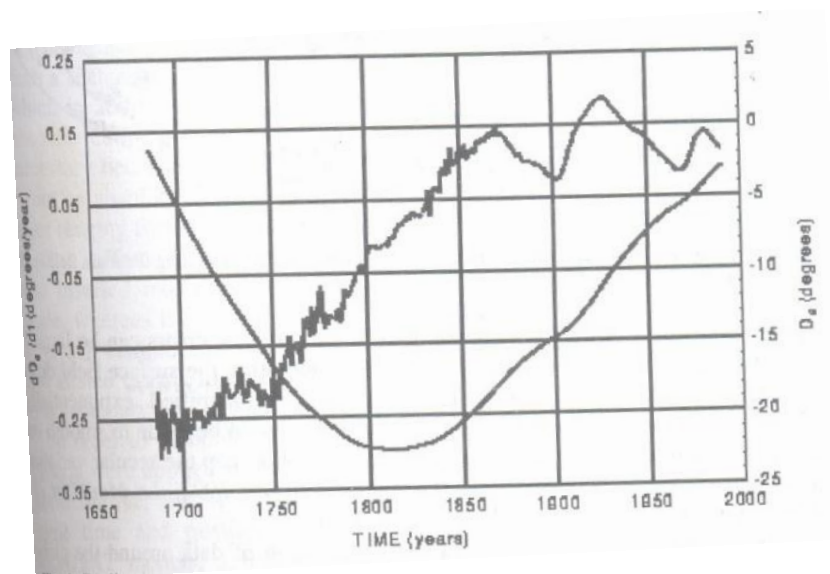


Рис. 1.9. Середньорічні значення магнітного схилення в Парижі та Лондоні, згладжені 11-річним ковзним вікном з 1680–1995 рр. [Mandea, 2001].

На рис. 1.10, взятому із роботи [Головков, Симонян, 1989], показано ВВ північної (X) складової геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях, розміщених в різних регіонах Землі, вираховані по середньорічних значеннях, а також ВВ, згладжені фільтром з 11-річним ковзним вікном, та його кусково-лінійні моделі. В.П. Головков вважав, що джерки мають внутрішньоземне походження і не всі поширюються по всій Землі.

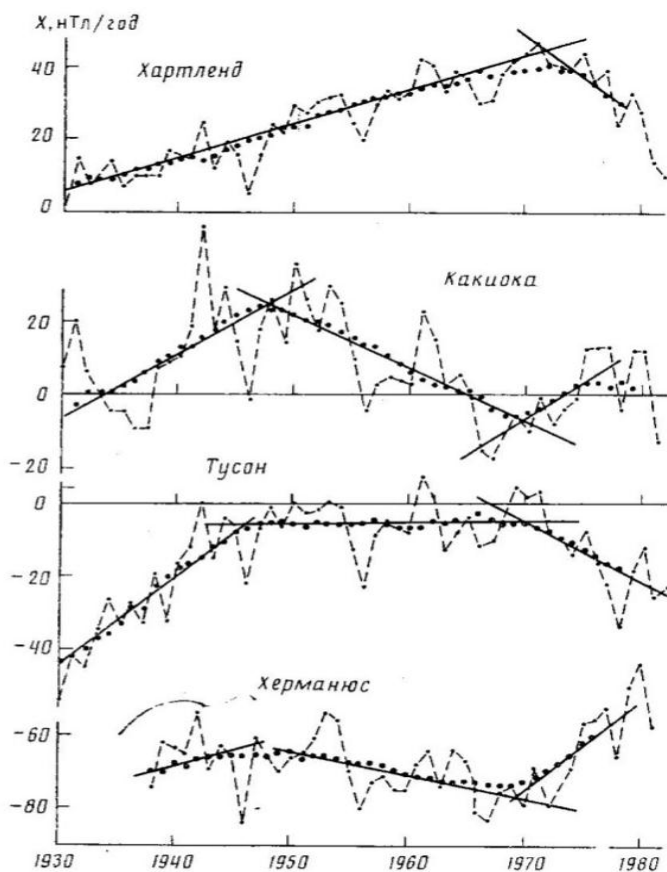


Рис. 1.10. Середньорічні значення ВВ(X) (штрихова лінія) на магнітних обсерваторіях «Хартленд», «Какіюка», «Таксон», «Херманюс» (точки згладжені 11-річним біжним вікном) [Головков, Симонян, 1989].

З такою думкою погоджуються не всі [Malin, Hodder, 1982]. В роботі [Головков, Симонян, 1989] знайдено статистичну приуроченість джерків до років максимумів сонячної активності. В роботі [Andjhel, Demetrescu, 1980] ще в 1980 р. різку зміну ВВ в 1969 р. трактовано як вплив сонячної активності.

Таким чином, питання походження джерків є дискусійним, а механізмом генерації ВВ може бути турбулентність в зовнішньому ядрі Землі на границі з мантією.

### 1.7. Вікові варіації та океанічні течії

Теоретичні дослідження ВВ ведуться давно. Однак порівняти результати цих досліджень з експериментальними даними дуже важко. Тому розв'язується обернена задача [Bloxham et al., 1989; Olson, Aurnou, 1999; Hulot et al., 2002; Olsen, Manda, 2008]. Припускається, що на межі ядро–мантія існують течії (потоки), які є добрими провідниками і в магнітному полі в них генеруються струми, які створюють ВВ.

В статті професора Г. Рискіна [Ryskin, 2009] пропонується новий механізм генерації ВВ. Його суть полягає в наступному. В розчині, який є провідником електрики і рухається в магнітному полі, індукується струм, який генерує додаткове магнітне поле.

Океанічна вода є провідником ( $\sigma=3,2 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$ ). Магнітне поле, яке індукується в океані, коли його води течуть через магнітне поле Землі, залежить від часу і може бути представлено як ВВ.

Головне питання – поле, яке індукується в океані, має такі ж періоди, як і ВВ.

Зміна загального магнітного поля, індукована океанічними течіями, може бути представлена індукційним рівнянням магнітної гідродинаміки:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \nabla \times [\bar{v} \times \bar{B}] + \eta \nabla^2 B, \quad (1.8)$$

де  $B$  – індукція магнітного поля;  $v$  – швидкість океанічної води;  $\eta = (\mu_0 \sigma)^{-1}$  – дифузія магнітного поля через океанічну воду.

Магнітне поле в океані завжди задовольняє умову  $\nabla^2 B=0$ .

Якщо  $\eta \rightarrow \infty$ , тобто  $\sigma \rightarrow 0$ , то струм зникає і поле може бути представлено градієнтом скалярної функції  $B=-\nabla\psi$ , де  $\psi$  – магнітний скалярний потенціал.

Спотворення магнітного поля океанічних течій тут же елімінується дифузією. Оскільки  $\eta$  є великим, але все таки не нескінченим, незначне поле  $\bar{b}$  додається до головного поля .

Якщо  $\frac{\partial B}{\partial t} = 0$ , то, згідно виразу (1.8),

$$\nabla \times [\bar{v} \times \bar{B}] + \eta \nabla^2 \bar{b} = 0.$$

Величина  $\bar{b}$  мала (порядка декількох нТл) [Stephenson, Bryan, 1992; Manói et al., 2006; Kuvshinov, 2008]. Для океанічних течій з  $v = \text{const}$  поле  $\bar{b}$  не змінюється з часом, але якщо  $\bar{v}$  залежить від часу, то  $\bar{b}$  також змінюється.

Океанічні течії, які є добрими провідниками, «тягнуть» силові лінії магнітного поля дуже повільно, тому що всередині океану поле повинно залишатися незалежним від глибини, а силові лінії, які не беруть участь в цьому русі, не повинні вигинатися. Поле океанських течій у вигляді індексу транспортування (IT – transport index) розраховано за 1954–2001 рр. [Curry, McCarthey, 2001].

На рис. 1.11 показано графіки зміни IT та вікові варіації за 1954–2001 рр. на магнітних обсерваторіях Західної Європи: «Ескдалемюір», «Німек» і «Шамбон-ла-Форе», взяті з роботи [Ryskin, 2009]. Видно досить добру кореляцію.

На рис. 1.12 показано карту ізолій вікових варіацій вертикальної складової за 1980 р. [Ryskin, 2009]. Спостерігається три максимуми ВВ біля Флориди, на сході Північної Бразилії та біля Філіппін. Кожен з цих максимумів можна зв'язати з Флоридською, Північнобразильською течіями та течією Куросіво [Ryskin, 2009].

Як стверджується в роботі [Manói et al., 2006], вклад індукованого магнітного поля при русі соленої океанічної води в геомагнітному полі невеликий (порядку десяти нТл), але він може бути виділений за даними низькоорбітальних супутників.



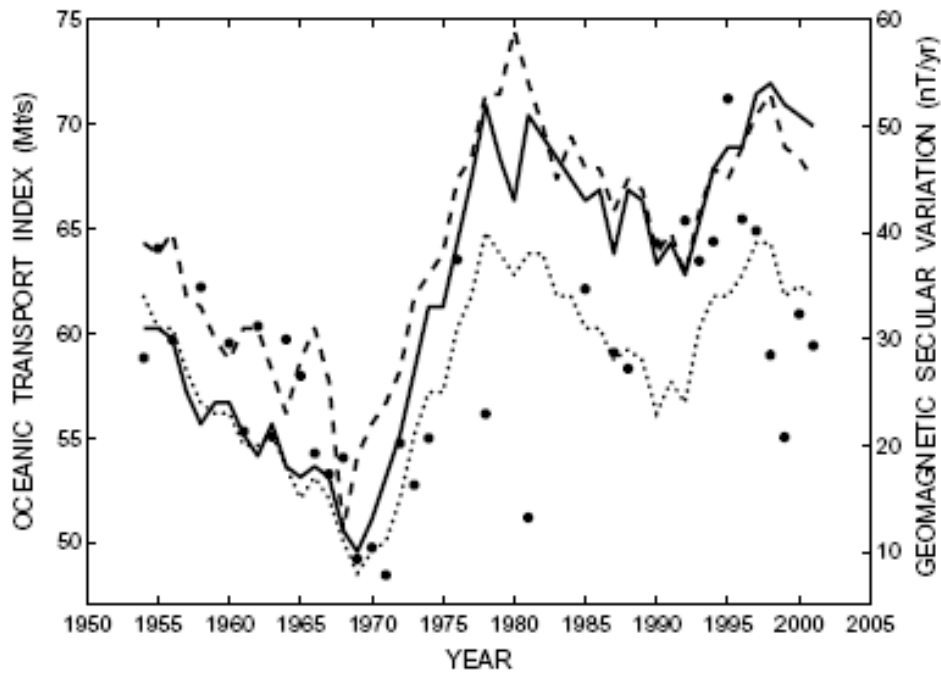


Рис. 1.11. Графіки змін ІТ та вікових варіацій за 1954–2001 рр. на магнітних обсерваторіях «Ескдалемюір», «Ніmek» і «Шамбон-ла-Форе» [Ryskin, 2009].

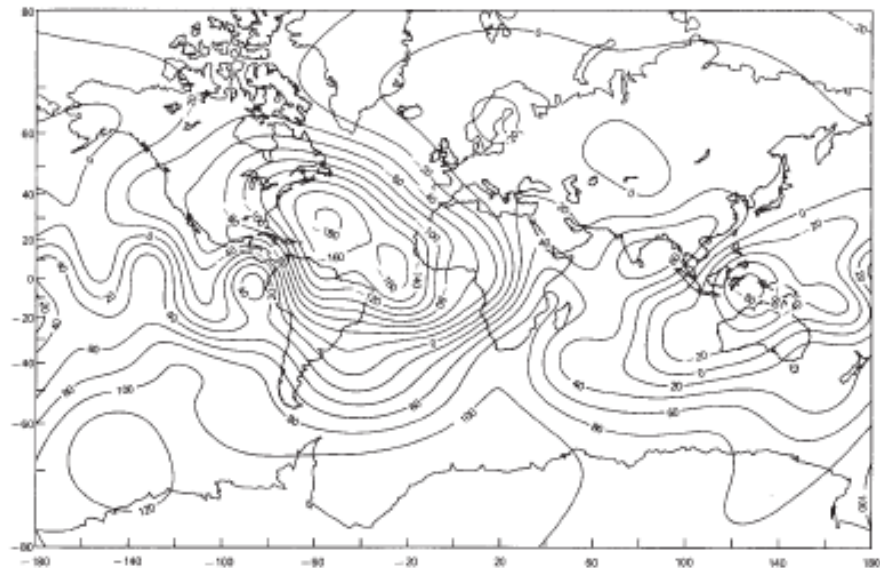


Рис. 1.12. Карта ізолій вікових варіацій вертикальної складової за 1980 р. [Ryskin, 2009].

### 1.8. Зовнішні джерела вікових варіацій

Задача розшифровки природи ВВ розв’язується уже багато років і до цього часу є дискусійним. Суть дискусії полягає в тому, чи вносить зміна геомагнітної активності вклад в ВВ і якщо вносить, то невідомо величину цього

внеску [Alldredge, 1976; Ротанова и др., 1979а; Yukutake, Cain, 1987; Sumaruk, 2001; Verbanac et al., 2007; Сумарук, Сумарук, 2009]. Вплив геомагнітної активності проявляється насамперед тим, що на середньорічні значення компонент вектора геомагнітного поля впливають квазіперіодичні варіації сонячної активності з характерними періодами приблизно 2, 11, 22, 80, 100, 122, 205, 350, 1200 років [Комитов, Кафтан, 2003]. Деякі з цих варіацій були відкриті ще в першій половині ХХ століття [Bauer, 1918а, б; Fisk, 1931] і з того часу регулярно появлялися статті, в яких обговорювались питання виключення з обсерваторських даних ефектів сонячної активності [Vasyliunas, Wolf, 1973; Alldredge, 1976; Калинин, 1984; Yukutake, Cain, 1987; Schmucker, 1991; McLeod, 1992; Maus, Weidelt, 2004; Verbanac et al., 2007; Dremuchina et al., 2008]. Найбільш легко виділяються квазидворічні варіації [Ротанова и др., 1979а, б, 1982а, б; Sumaruk, 2000; Ладынин и др., 2006; Ладынин, Попова, 2008; Сумарук, Сумарук, 2009] хоча деякі вчені вважають їх шумом [Langel, 1987; Wardinski, 2005].

На рис. 1.13, взятому з роботи [Ладынин, Попова, 2008], показано такі варіації в  $H$  і  $Z$  складових поля на деяких обсерваторіях Західної Європи. Автори цієї роботи вважають, що такі флуктуації вікової варіації геомагнітного поля пов'язані з нестабільністю в часі конвективної циркуляції в зовнішньому ядрі, яка відповідальна за формування дипольного поля. Основним доказом такого твердження є глобальність явища. Проаналізовано ВВ по середньорічних  $H$  і  $Z$  компонент геомагнітного поля на 110 магнітних обсерваторіях за 1985–2005 рр. та на трьох обсерваторіях за 100 років. Автори [Ладынин, Попова, 2008] не порівнювали короткоперіодні ВВ з квазидворічними варіаціями сонячної активності і зробили висновок, що мало ймовірно, що короткоперіодні флуктуації (КПФ) є наслідком процесів на Сонці або в навколишньому просторі ще і тому, що на відміну від сонячної активності КПФ мають нестабільний період. Модельні розрахунки показали, що КПФ можна пов'язати з коливаннями осі геомагнітного диполя [Ладынин,

Попова, 2008; Ротанова и др., 1982б]. Амплітуда коливань його за 20 років складає  $0,15-0,2^\circ$ , що на порядок менше зміни його згідно з моделями IGRF.

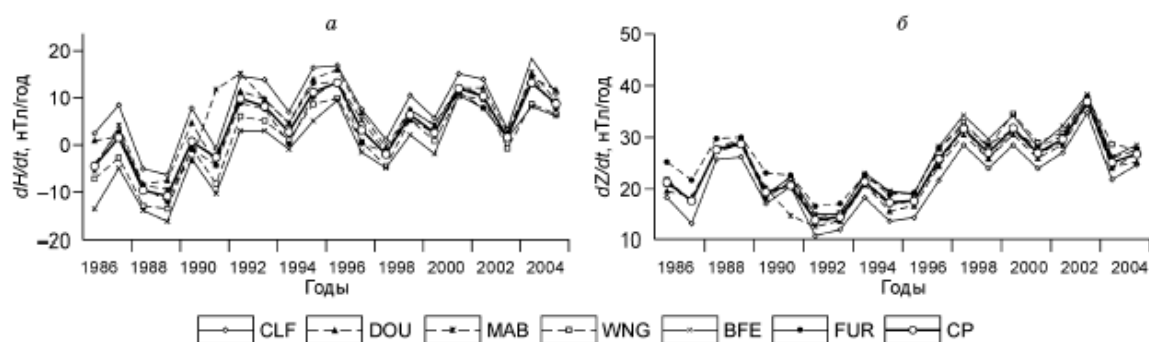


Рис. 1.13. Швидкість варіацій  $H$  (а) і  $Z$  (б) на деяких магнітних обсерваторіях Західної Європи [Ладынин, Попова, 2008].

Визначенню величин вкладу зовнішніх джерел в середньорічні значення елементів геомагнітного поля присвячено роботи [Alldredge, 1976; McLeod, 1992]. Однією з найновіших робіт є [Verbanac et al., 2007]. Було використано дані 46 обсерваторій в Європі за 1960–2001 рр. Вивчались зміни тільки горизонтальної складової поля, оскільки зовнішні джерела дають найбільший вклад саме в цю компоненту.

Для виділення варіацій від внутрішніх джерел використовувалась модель CM4 [Sabaka et al., 2004], побудована за даними спокійних днів, одержаних зі супутників MAGSAT, POGO, Orsted і CHAMP.

Величину поля від струмів в ядрі та літосфері за даною моделлю можна одержувати для кожної обсерваторії і для кожного року. Цим дана модель відрізняється від IGRF-моделі, яка представляє середнє поле за кожні 5 років [Macmillan et al., 2003]. Модель дозволяє вираховувати також вікові варіації від цих струмів.

Як показав Шмукер [Schmucker, 1991] і Орлюк [Орлюк, Роменець, 2011]  $S_q$ -струми теж дають вклад в середньорічні значення поля. Величина цього вкладу змінюється в залежності від фази сонячного циклу.

Модель CM4 [Коломийцева, Тюрмина, 1968] також дає можливість вичислити вклад  $S_q$ -струмів та індукційних струмів в середньорічні значення.

Вклад зовнішніх джерел в середньорічні значення поля в роботі [Sabaka et al., 2004] оцінено за допомогою моделі POMME [Maus et al., 2005a]. Модель оцінює вклад кільцевого магнітосферного струму, струмів в хвості магнітосфери та на магнітопаузі.

Як вказувалось вище, точно оцінити кількісний вклад зовнішніх джерел геомагнітних варіацій в середньорічні значення важко. При такій оцінці необхідно врахувати внесок в величину поля таких джерел: струмів на магнітопаузі, кільцевого магнітосферного струму, струмів в хвості магнітосфери та частинного кільцевого струму, авроральних електроструменів та зворотних струмів від них в середні та низькі широти, а також в полярні шапки, динамо струмів в іоносфері, екваторіального та полярного [Сумарук и др., 1992] електроструменів, струмів вздовж силових ліній, які з'єднують магнітосферу та іоносферу [Дремухина, 1984; Ляцкий, Мальцев, 1975; Elphinstone et al., 1996].

Всі зовнішні джерела дуже динамічні в просторі і часі – положення авроральних електроструменів змінюється за широтою в залежності від інтенсивності збурення [Сумарук, Фельдштейн, 1975a; Хорошева, 1986; Feldstein et al., 1999], але призводить до зміни положення зворотних струмів в середні та низькі широти. Ширина електроструменів та його довгота протяжність змінюється в залежності від параметрів сонячного вітру та міжпланетного магнітного поля [Сумарук, Сумарук, 1994]. Кільцевий магнітосферний струм асиметричний по довготі, а величина асиметрії змінюється в залежності від місцевого часу та фази магнітного збурення [Сумарук, Сумарук, 1992]. Інтенсивність та положення струмів на магнітопаузі залежить від величини ММП та параметрів плазми сонячного вітру. Врахування всіх вищеназваних залежностей і дасть величину вкладу зовнішніх джерел в середньорічні значення компонент геомагнітного поля на кожній обсерваторії.

Таким чином, з фізичної точки зору геомагнітне збурення  $D$  на Землі можна представити як суму збурень від різних джерел [Akasofu, Charman, 1961; Cole, 1966; Fukushima, 1976; Сумарук и др., 1980]:

$$D = S_q + S_q' + DR + DRP + DP + DCF + DT + DPC,$$

де  $S_q$  – спокійна сонячно-добова варіація;  $S_q'$  – варіація від екваторіального іоносферного електроструменя;  $DR$  – варіація від кільцевого магнітосферного струму;  $DRP$  – варіація від частинного кільцевого струму;  $DP$  – варіація від авроральних-іоносферних електроструменів та струмів розтікання їх в полярну шапку та середні широти;  $DCF$  – варіація від струмів на магнітопаузі;  $DT$  – варіація від струмів в хвості магнітосфери;  $DPC$  – варіація, пов'язана з полярним іоносферним електроструменем.

На рис. 1.14 схематично показано положення магнітосферних [Feldstein et al., 2012] та іоносферних [Трошичев, 1978] струмів під час магнітних бур та суббур.

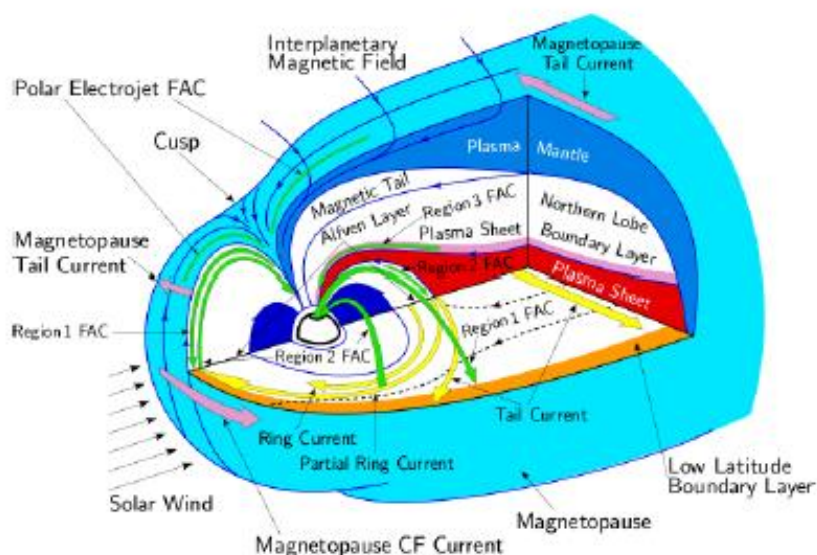


Рис. 1.14. Положення магнітосферних та іоносферних струмів під час бур та суббур [Feldstein et al., 2012].

Фізичні моделі таких струмів побудовані Альфеном [Alfvén, 1979]. На поверхні Землі  $DR$ - та  $DP$ -варіації набагато більші ніж  $DCF$  та  $DT$ , особливо під час магнітних бур, крім бур з раптовим початком, коли  $DCF$  раптово зростає в  $H$ -компоненті в середніх та низьких широтах.  $DT$ -варіація фіксується на

поверхні Землі в нічний час. Величину її оцінюють неоднозначно. Так, Сиско вважав, що  $DT \approx 3$  нТл на екваторі, Шабанський [Шабанский, 1972] оцінив  $DT=20-30$  нТл. Згідно з найновішими дослідженнями [Калегаев и др., 2006, 2008; Калегаев, Макаренков, 2006; Kalegaev, Makarenkov, 2007; Бахмина, Калегаев, 2008], вклад  $DT$  в збурення поля на поверхні Землі значно більший і може досягати половини величини індексу  $D_{st}$  при великих магнітних бурях. Індокси  $DR$ ,  $DT$  зменшують поле.  $DCF$ -індекс збільшує поле. Морфологія геомагнітних збурень і їх фізична інтерпретація розглянуті в багатьох оглядових статтях [Maeda, 1968; Rostoker, 1972; Фельдштейн, 1973; Vasyliunas, Wolf, 1973; Gonzalez et al., 1994; Feldstein et al., 1999, 2006]. Нижче за літературними даними якісно оцінено величину вкладу в геомагнітне збурення на Землі від магнітосферних та іоносферних струмів. Варіації від цих струмів хоч і є іррегулярними, але при усередненні за рік не рівні нуля.

### **1.8.1. Динамо струми в іоносфері**

Внаслідок руху іонізованого повітря в магнітному полі Землі електричне поле, яке виникає при цьому, буде перпендикулярне як до швидкості руху повітря, так і до магнітного поля. Це електричне динамо буде створювати струми в іоносфері, які генерують сонячно-добові  $S_q$ -варіації [Maeda, 1966; Chapman et al., 1971]. В даний час доказано, що система струмів, яка створює сонячно-добову варіацію, розміщена в Е-шарі іоносфери [Davis et al., 1965; Yabuzaki, Ogawa, 1974; de Toma et al., 2000]. Схематично систему  $S_q$ -струмів показано на рис. 1.15 [Елеман, 1976]. Основними джерелами енергії для створення такої системи струмів є сонячні та місячні припливи та розігрівання повітря сонячною хвильовою та корпускулярною радіацією. Розподіл струмів залишається постійним відносно Сонця, Земля робить один оберт за добу зліва направо. Таким чином варіації  $S_q$  проходять за місцевим часом.  $S_q$ -струми концентруються переважно на освітленій Сонцем стороні Землі. В кожній півкулі існує по два вихорі – денний і нічний (на рис. 1.15 нічний вихор не показано). Нічний вихор набагато слабший і зникає, якщо за рівень відліку

брати нічні значення поля. Фокуси денних вихорів знаходяться приблизно на полуденному меридіані на геомагнітній широті близько  $30^\circ$ . В Південній і Північній півкулях фокуси не розміщуються на одному і тому ж меридіані і при обертанні Землі зміщуються в кожній півкулі не вздовж географічної паралелі, а вздовж лінії однакового нахилення. Як зазначено в роботі [Фаткулин, Фельдштейн, 1965], в роки високої сонячної активності, при переході від місцевої зими до літа, фокус зміщується до полюсу, а в роки низької активності при такому ж переході – до екватору. Зі збільшенням сонячної активності амплітуда  $S_q$  також збільшується [Murty, 1978].  $S_q$ -варіації змінюються в залежності від напрямку ММП та інтенсивності корпускулярного випромінювання Сонця [Бобров, 1961; Бондарь и др., 2006].

Теоретичні дослідження [Ляцкий, Мальцев, 1975] показали, що при магнітосферній конвекції виникає електричне поле, яке генерує струми вздовж силових ліній геомагнітного поля, що втікають в іоносферу високих широт в ранкові години та витікають з неї в вечірні. Ці струми разом зі струмами розтікання по іоносфері можуть давати еквівалентну систему струмів, фокуси якої розміщені на широті  $\sim 30^\circ$  далеко від точок втікання та витікання поздовжніх струмів і яка подібна до класичної  $S_q$ .

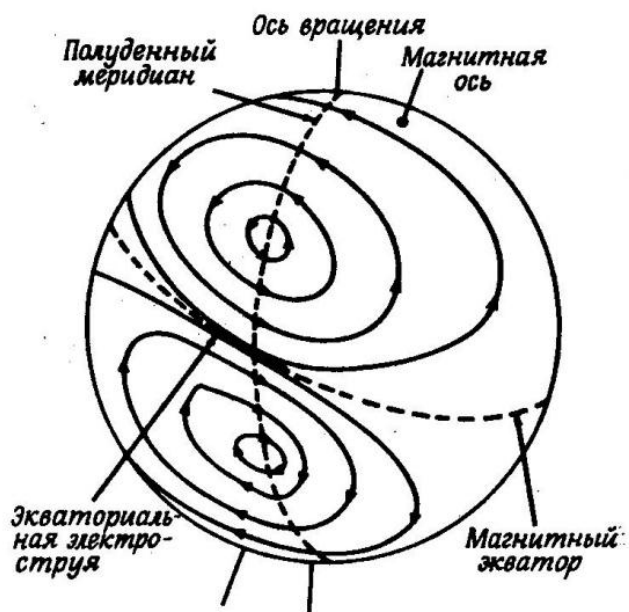


Рис. 1.15 Схематична система  $S_q$ -струмів [Елеман, 1976].

На рис. 1.16 схематично показано розрахований добовий хід складових магнітного поля Землі [Яновский, 1978], генерованих  $S_q$ -системою в період рівнодення для різних геомагнітних широт. Як бачимо, північна складова  $\Delta X$  має однаковий характер в північних і південних широтах. Зміна знака  $\Delta X$  відбувається на широтах  $\pm 30^\circ$ . Вертикальна  $\Delta Z$  та східна складова близькі до нуля на екваторі.

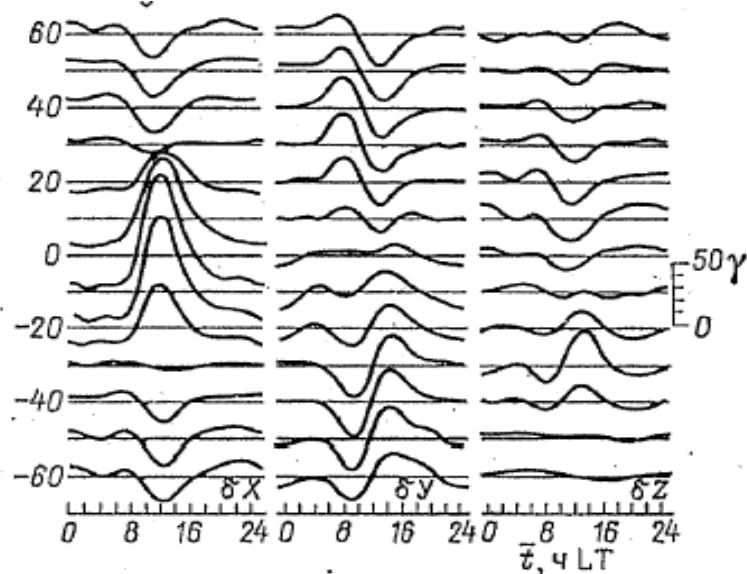


Рис. 1.16. Добовий хід складових магнітного поля Землі, генерованих  $S_q$ -системою струмів в період рівнодення [Яновский, 1978].

Середньодобові та середньорічні значення всіх компонент поля, створені такою ідеалізованою системою  $S_q$ -струмів, будуть рівні нулю. Однак, як вказано вище, симетрія  $S_q$ -струмів порушується внаслідок зміни сонячної активності, параметрів міжпланетного середовища, сезону. При цьому змінюється положення фокусів системи струмів як по широті, так і по довготі, вихори струмів зміщуються відносно магнітного меридіану при зміні сезону, інтенсивність струмів в вихорах безперервно змінюється.

А це означає, що середньодобові і середньорічні значення варіацій поля від  $S_q$ -системи струмів будуть відмінні від нуля. Вирахувати величину цієї різниці можна для кожної обсерваторії, врахувавши її широту та динаміку сонячної і геомагнітної активності. Знак різниці залежить від положення обсерваторії та фази циклу сонячної активності.



### 1.8.2. Екваторіальний іоносферний електрострум

В районі магнітного екватора Землі, на денній стороні, внаслідок збільшення електричної провідності іоносфери, яка обумовлена паралельною до поверхні Землі високою горизонтальною складовою магнітного поля, спостерігається значне підсилення іоносферного електричного струму, який тече на схід у поясі шириною декілька градусів (400–600 км). Такий струм був названий екваторіальним електроструменем [Калинин, 1939]. Виникнення потужного електричного струму в вузькій полосі біля магнітного екватору розглянуто в роботі [Фаткулин, Фельдштейн, 1965]. Електрична провідність в іоносфері неоднакова при різних напрямках електричного і магнітного полів. Пряма провідність вздовж електричного і магнітного поля, напрямки яких співпадають, визначається як

$$\sigma_o = Ne^2 \left( \frac{1}{m_e \nu_e} + \frac{1}{m_i \nu_i} \right).$$

Провідність в напрямку електричного поля і в напрямку, перпендикулярному магнітному полю, (провідність Педерсена):

$$\sigma_1 = Ne^2 \left( \frac{\nu_e}{m_e (\omega_e^2 + \nu_e^2)} + \frac{\nu_i}{m_i (\omega_i^2 + \nu_i^2)} \right).$$

Провідність в напрямку, перпендикулярному електричному і магнітному полям, (провідність Хола):

$$\sigma_2 = Ne^2 \left( \frac{\omega_e}{m_e (\omega_e^2 + \nu_e^2)} - \frac{\omega_i}{m_i (\omega_i^2 + \nu_i^2)} \right).$$

Вводиться ще провідність Каулінга:

$$\sigma_3 = \sigma_1 + \sigma_2^2 / \sigma_1,$$

де  $N$  – кількість електронів і іонів в одиниці об'єму;  $m_{e,i}$  – маса електронів/іонів;  $\nu_{e,i}$  – частота співударів електронів і іонів;  $\omega_{e,i}$  – кутові частоти обертання електронів і іонів в однорідному полі.

Біля магнітного екватора на висоті  $100 \pm 10$  км найбільшою є провідність Каулінга. За рахунок горизонтального магнітного поля величина провідності може бути в десять разів більшою, ніж в інших регіонах, що і веде до утворення електроструменя.

Екваторіальний електрострумінь накладається на  $S_q$ -систему струмів і веде до підсилення як сонячно-добових, так і інших типів варіацій на екваторіальних обсерваторіях: «Уанкайо» (HUA,  $\Phi=0^\circ 57'$ ), «Аддіс-Абеба» (AAE,  $\Phi=-0^\circ 30'$ ), «Ібадан» (IBD,  $\Phi=-3^\circ 13'$ ), «Тривандрум» (TRD,  $\Phi=-0^\circ 18'$ ), «Кодайканал» (KOD,  $\Phi=1^\circ 42'$ ), «Аннамайя Нагар» (ANN,  $\Phi=2^\circ 43'$ ). Магнітні варіації в екваторіальних районах визначаються магнітною широтою [Яременко, 1970]. Максимальні величини добових варіацій спостерігаються під електроструменем на магнітних широтах  $\pm 2-3^\circ$ . При віддаленні від електроструменя спочатку спостерігається різкий спад амплітуд (до широт  $4-6^\circ$ ), який далі сповільнюється і переходить в поступове зниження величини амплітуд, які відповідають амплітудам варіацій в  $S_q$ -системі струмів.

Якщо припустити, що електрострумінь є лінійним струмом силою  $I$ , який тече над лінією максимальних амплітуд горизонтальної складової поля, і нехтувати сферичністю Землі, то магнітне поле, яке створює електрострумінь, можна вчислити за формулами:

$$H = \frac{2Ih}{h^2 + x^2}, \quad Z = \frac{2Ix}{h^2 + x^2}, \quad \frac{Z}{H} = \frac{x}{h},$$

де  $h$  – висота струму;  $x$  – відстань до лінії струму по меридіану.

Формули будуть складнішими, якщо вважати, що струм не лінійний, а тече у вигляді полоси певної ширини.

Експериментальні дані про ширину електроструменя, одержані при польотах літаків, маршрути яких перетинали магнітний екватор, показали, що ширина електроструменя змінюється в залежності від географічної довготи. Найменша ширина струменя – 220 км спостерігалася в Індії, але може досягти і 900 км на інших довготах.

Ширину електроструменя можна визначати по максимуму добових варіацій вертикальної складової поля, або ж по мінімуму горизонтальної складової. Як виявилось, величини, одержані з допомогою  $Z$ -складової, значно відрізняються від величин, одержаних по  $H$ -складовій. Це означає, що добові варіації  $Z$  значною мірою залежать і від струмів, які індукуються в Землі, а також від величини струму, який індукується в морській воді. Оскільки більшість обсерваторій розміщені на берегах морів і океанів, де рівномірний розподіл індукованого у воді струму порушується в залежності від конфігурації берегів, величина амплітуди  $Z$  буде залежати від місцеположення обсерваторії [Яременко, 1970]. При магнітних збуреннях інтенсивність електроструменя змінюється мало. В зоні дії електроструменя спостерігається збільшення амплітуд магнітних суббур та іррегулярних коливань під час магнітних бур. Під екваторіальним електросруменем як в збурені, так і спокійні дні спостерігаються іррегулярні флуктуації поля, які когерентні з такими ж флуктуаціями в полярних шапках Землі та з коливаннями вертикальної компоненти міжпланетного магнітного поля [Nishida, 1966, 1968a, б, 1971].

Таким чином, екваторіальний електрострум генерує позитивні варіації в горизонтальній складовій як в спокійні, так і збурені дні, тобто при усередненні за рік величина  $H$  буде більшою на обсерваторіях, які знаходяться під струменем. В  $Z$ -компоненті такого ефекту немає, оскільки там варіації від струменя знакозмінні.

### **1.8.3. Кільцевий магнітосферний струм**

В інтервалі часу з великою магнітною активністю магнітне поле в низьких і середніх широтах Землі зменшується в усіх секторах місцевого часу. Це зменшення дуже велике і не може бути пояснене розширенням магнітосфери. Тому допустили, що воно обумовлене розвитком в магнітосфері кільцевого струму [Frank, 1967; Lui et al., 1987; Hamilton et al., 1988], який тече в західному напрямку близько до екваторіальної площини на відстані  $\sim 4$  радіусів Землі і створює майже однорідне магнітне поле, протилежне напрямку

земного дипольного поля [Шабанский, 1972]. Сінгер [Singer, 1957] першим зробив припущення, що джерелом екваторіального кільцевого струму є дрейфові рухи малоенергетичних заряджених частинок в магнітосфері. Спостереження в космосі показали, що кільцевий струм дійсно існує [Ludwig, 1963; Долгинов и др., 1965; Frank, 1967; Roelof, Williams, 1988].

Магнітне поле кільцевого струму DR можна обчислити за теоремою Паркера–Деслера–Скопке [Alexandrescu et al., 1996а, б]:

$$\frac{DR}{B_0} = \frac{2E(t)}{3E_m},$$

де  $B_0$  – горизонтальна компонента геомагнітного поля на екваторі ( $B_0=0,3$  Гауса);  $E(t)$  – загальна енергія частинок, інжекттованих в кільцевий струм;  $E_m$  – загальна зовнішня енергія геомагнітного поля, обумовлена джерелами всередині Землі. Відомо, що  $E_m=8 \cdot 10^{24}$  ерг.

Тому для одержання  $DR=100$ нТл енергія інжекттованих в кільцевий струм частинок повинна бути  $E(t) \approx 4 \cdot 10^{22}$  ерг [Gonzalez et al., 1994].

На рис. 1.17 показано розподіл векторів магнітного поля для моделі кільцевого струму, який знаходиться на відстані  $6R_E$ , густина частинок  $n=1,0$  см<sup>-3</sup>, а їх енергія  $\varepsilon=150$ кеВ [Akasofu et al., 1961]. Магнітне поле такого кільцевого струму практично однорідне в об'ємі з радіусом  $\sim 2R_E$  і паралельне осі диполя, тобто воно максимально зменшує дипольне поле Н-компоненти на екваторі, збільшує/зменшує Z-компоненту на північному/південному полюсах. На відстанях, більших  $6R_E$ , поле кільцевого струму таке ж, як і поле диполя.

На рис. 1.18, взятого з роботи [Тяпкин, 1998], показано зміну напруженості від кільцевого магнітосферного струму в залежності від відстані до Землі та сумарне поле геомагнітного диполю і кільцевого струму для моделі, показаної на рис. 1.17. Як бачимо, поле кільцевого струму деформує поле диполя, що відображається в зсуві авроральних іоносферних струменів в нижчі широти (див. підрозділ 1.8.5).

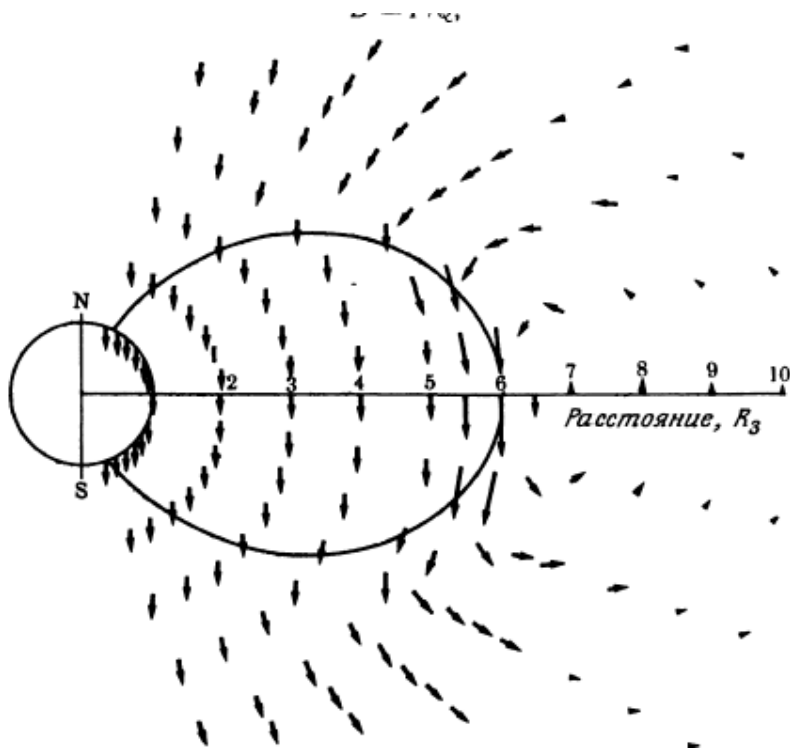


Рис. 1.17. Розподіл векторів магнітного поля для моделі кільцевого струму [Akasofu et al., 1961].

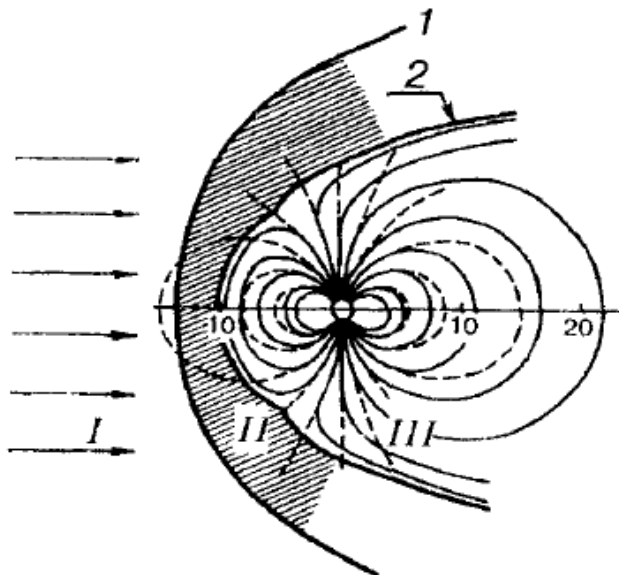


Рис. 1.18. Залежність зміни напруженості від кільцевого магнітосферного струму [Тяпкин, 1998].

Франк [Frank, 1970] знайшов, що кільцевий струм знаходиться ближче до Землі при збільшенні величини магнітного збурення.

Для чисельної характеристики магнітних бур Сугіура [Sugiura, 1964; Sugiura, Kamei, 1991] ввів індекс  $D_{st}$ . Індекс дає середнє по довготі зменшення

горизонтальної складової поля на низьких широтах в нанотесла, яке пропорційне повній кінетичній енергії частинок, інжекттованих в кільцевий магнітосферний струм, при умові, що частинки розподілені симетрично відносно осі диполя. Індекс  $D_{st}$  вираховується за експериментальними даними за формулою:

$$D_{st}(t) = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 (\delta H_i(t) - \delta H_i^q(t)) / \cos \theta_i,$$

де  $\delta H_i$  – середньогодинні значення горизонтальної компоненти геомагнітного поля на кожній з чотирьох низькоширотних обсерваторіях («Сан-Хуан», «Херманус», «Какіока», «Гонолулу»);  $\delta H_i^q$  – відповідні значення  $H$  по п'яти міжнародно-спокійних днях в місяці;  $\theta_i$  – широта відповідної обсерваторії.

Виміряне на поверхні Землі магнітне поле вміщує також компоненту від індукованих в поверхневому шарі Землі струмів. Величина індукованих струмів залежить від географічного положення точки, в якій ведеться спостереження, та магнітної активності. Вклад індукованих струмів в  $D_{st}$  за даними [Häkkinen et al., 2002], рівний в середньому 30 % від величини  $D_{st}$ .

Динаміка кільцевого струму може бути оцінена за допомогою рівняння Бартона [Burton et al., 1975]:

$$\frac{dE(t)}{dt} = U_{DR}(t) - \frac{E(t)}{\tau},$$

де  $U_{DR}(t)$  – функція інжекції енергії в кільцевий струм;  $E(t)/\tau$  – дисипація енергії із кільцевого струму;  $\tau$  – параметр розпаду кільцевого струму, який залежить від характеристики магнітної бурі [Шевнин и др., 1974] та параметрів сонячного вітру [Пудовкин и др., 1985].

Згідно з [Калегаев, Макаренков, 2006], в  $D_{st}$ -індекс дають вклад: струми на магнітопаузі ( $DCF$ ), кільцевий магнітосферний струм ( $DR$ ) разом з частинним кільцевим струмом ( $DRP$ ) та струми в хвості магнітосфери ( $DT$ )

$$D_{st} = DCF + DR + DRP + DT.$$

На величину вкладу частинного кільцевого струму  $DRP$  на даний час ще не має єдиної точки зору. Так, автори [Liemohn et al., 2001] вважають, що  $DRP$  є

домінуючим джерелом  $D_{st}$ , тоді як автори [Babcock, 1961; Alfvén, 1979; Alexandrescu et al., 1996б; Tsyganenko, Sitnov, 2005] оцінюють вклад  $DRP$  тільки в 15 % від максимуму  $D_{st}$ .

Важливими елементами магнітосферно-іоносферних систем струмів є струми вздовж силових ліній геомагнітного поля [Iijima, Potemra, 1976а,б, 1978].

Згідно з теоремою Фукушіми [Friis-Christensen et al., 1972; Fujii et al., 1981; Fraser-Smith, 1987], струми вздовж силових ліній не створюють магнітних варіацій на Землі, оскільки їх ефект компенсується магнітним полем від струмів Педерсена, які генеруються в іоносфері з однорідною провідністю під час магнітних збурень. Тому автори [Калегаев и др., 2006; Feldstein et al., 2005] вважають, що вклад струмів, які течуть вздовж силових ліній геомагнітного поля, в  $D_{st}$ -індекс незначний.

На рис. 1.19 показано карту [Iijima, Potemra, 1976а] високоширотної іоносфери та райони, в які втікають (чорний колір) та з яких витікають (сірий колір) поздовжні магнітосферні струми.

Таку систему струмів було одержано вперше із супутника TRIAD [Zmuda, Armstrong, 1974], а пізніше деталізовано в роботах [Iijima, Potemra, 1976а, б, 1978]. В літературі дополярну ділянку струмів названо «районом 1», а доекваторну – «районом 2». Третя ділянка іоносфери, в яку втікають та з якої витікають поздовжні струми, розміщена на широті  $\sim 80^\circ$  на денній стороні і зв'язана з полярними електроструменями в обох полярних шапках. Сила струмів в третій ділянці залежить від сезону [Fujii et al., 1981]. Схему електричних струмів, які течуть в магнітосфері та іоносфері Землі, показано на рис.1. 20.

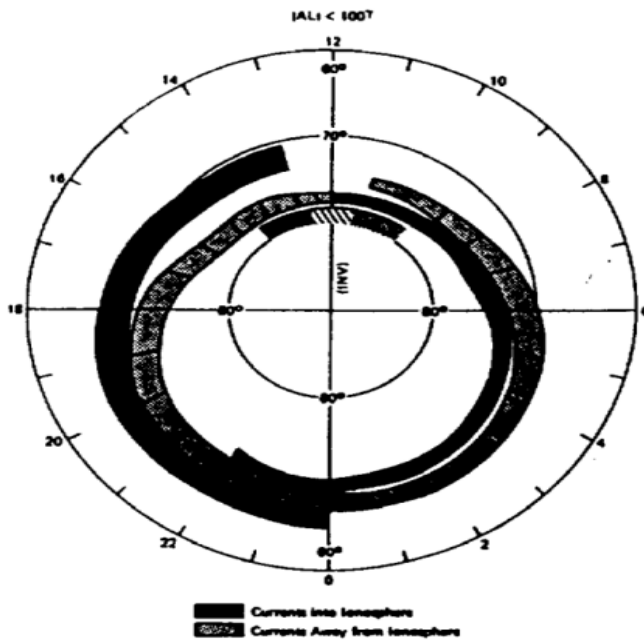


Рис. 1.19. Розподіл поздовжніх магнітосферних струмів. [Iijima, Potemra, 1976a].

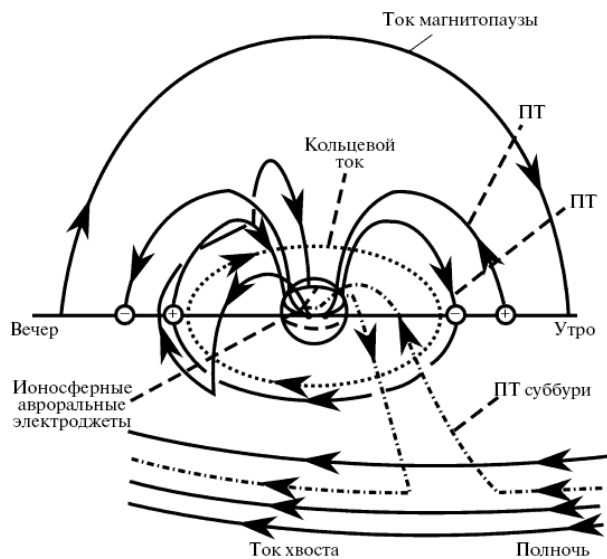


Рис. 1.20. Схема електричних струмів, які течуть в магнітосфері та іоносфері Землі.

#### 1.8.4. Струми в хвості магнітосфери

Особливий інтерес представляють струми в хвості магнітосфери, які визначають швидкі варіації магнітосферного магнітного поля, пов'язаного з активністю суббур [Maltsev et al., 1996; Alexandrescu et al., 1996b; Калєгаєв и др., 1998; Greenspan, Hamilton, 2000].



При появі південної компоненти ММП та підсилення внаслідок цього магнітосферної конвекції, електричне поле сонячного вітру переноситься в хвіст магнітосфери. Дане поле направлено з ранішньої сторони Землі на вечірню і веде до появи електричного струму в хвості магнітосфери такого ж напрямку. Такий розвиток подій спостерігається під час суббур і значно підсилюється протягом магнітних бур. Величину вкладу варіації від струму в хвості в  $D_{st}$ -індекс в даний час оцінюють по різному. Так, в роботах [Alexandrescu et al., 1996б; Maltsev et al., 1996] допускають, що вклади в  $D_{st}$  струму DT та DR приблизно однакові, в статтях [Baker et al., 2001; Fok et al., 2001] вважається, що DT вносить в  $D_{st}$  тільки 25 %. Крім того, порівняння змодельованої варіації DR і спостережуваної величини  $D_{st}$  [Kozyra et al., 2002; Liemohn et al., 2001] показало, що вони добре узгоджуються, тобто DT дає мінімальний вклад в  $D_{st}$  в максимумі головної фази бурі. Такий розклад результатів може бути наслідком використання для обрахунків різних моделей магнітного поля або в результаті прийняття різних методик ідентифікації віддалей до DT і DR струмів [Feldstein et al., 2005], тобто внутрішньої границі між струмами. Так, в роботах [Alexandrescu et al., 1996б; Maltsev et al., 1996] відстань до цієї границі вибрана  $3,5-4R_E$ , в [Turner et al., 2000] –  $6R_E$ , а в [Kozyra et al., 2002] – більше  $6,6R_E$ . Автори [Feldstein et al., 2005] показали, що відстань до внутрішньої границі DT змінюється з розвитком бурі. Вона зменшується зі збільшенням магнітної активності, але внаслідок збільшення сили струму на денній магнітопаузі (який має напрямок, протилежний до напрямку DT). Результируючий вклад DT в  $D_{st}$  невеликий і співвідношення між вкладами DR та DT в середньому становить 5:1.

### **1.8.5. Авроральні іоносферні електрострумені.**

Магнітні суббурі є одним з найважливіших елементів магнітної активності. Суббурі з'являються як на спокійному фоні, так і в час магнітних бур. Суббуря проявляється як зменшення або збільшення горизонтальної складової магнітного поля протягом 1–2 годин. Знак зміни залежить від широти

обсерваторії та місцевого часу. Максимальна амплітуда суббурі спостерігається на широтах  $60\text{--}70^\circ$  і зменшується з переходом в полярну шапку та середні і низькі широти. Еквівалентна іоносферна система струмів для суббурі показана на рис. 1.21 [Boström, 1964; Feldstein et al., 2005]. Як бачимо, струми концентруються в районі овалу полярних сяїв і утворюють вихорі, які замикаються через полярну шапку та середні широти. В опівнічному та ранковому секторах місцевого часу вздовж овалу полярних сяїв струм тече на захід і утворює західний електрострум. Під ним на Землі реєструється максимальне зменшення горизонтальної складової геомагнітного поля та нульові значення варіацій вертикальної складової. У вечірньому секторі струм тече на схід (східний електрострум). Цей струм веде до збільшення горизонтальної складової поля. Струм розтікання обох електрострумів в середні широти та полярну шапку призводять до варіацій протилежного знака.

В даний час надійно встановлено зв'язок між південною  $B_z$ -компонентою міжпланетного магнітного поля ММП та розвитком магнітосферних суббур [Arnoldy, 1971; Foster et al., 1971; Kokubun, 1972].

Існує два механізми виникнення магнітосферних суббур. Перший механізм конвекційний. Суть його полягає в тому, що азимутальна компонента сонячного вітру  $E_y = v \cdot B_z$  ( $v$  – швидкість вітру) при  $B_z < 0$  викликає пересідання силових ліній геомагнітного поля і ММП, а значить, і конвекцію силових ліній геомагнітного поля з денної сторони магнітопаузи в хвіст магнітосфери. Ці силові лінії дрейфують знову на денну сторону вздовж овалу полярних сяїв.

Внаслідок пересідання силових ліній в хвості разом з силовими лініями переміщується і плазма, в яку «вморожені» ці лінії. В зв'язку з тим, що молекули атмосфери в іоносфері стримують дрейф іонів сильніше, ніж дрейф електронів, в результаті створюється струм, який направлений протилежно полю конвекції і тече вздовж овалу полярних сяїв.

Другий механізм пов'язаний з нагромадженням енергії сонячного вітру в хвості магнітосфери внаслідок конвекції і її вивільнення у вигляді вибуху, який полягає у виникненні тривимірної системи струмів, яка включає струми

впоперек хвоста магнітосфери, струми вздовж силових ліній та західний авроральний електрострум [Svalgaard, 1968; Friis-Christensen et al., 1972; McPherron, 1979].

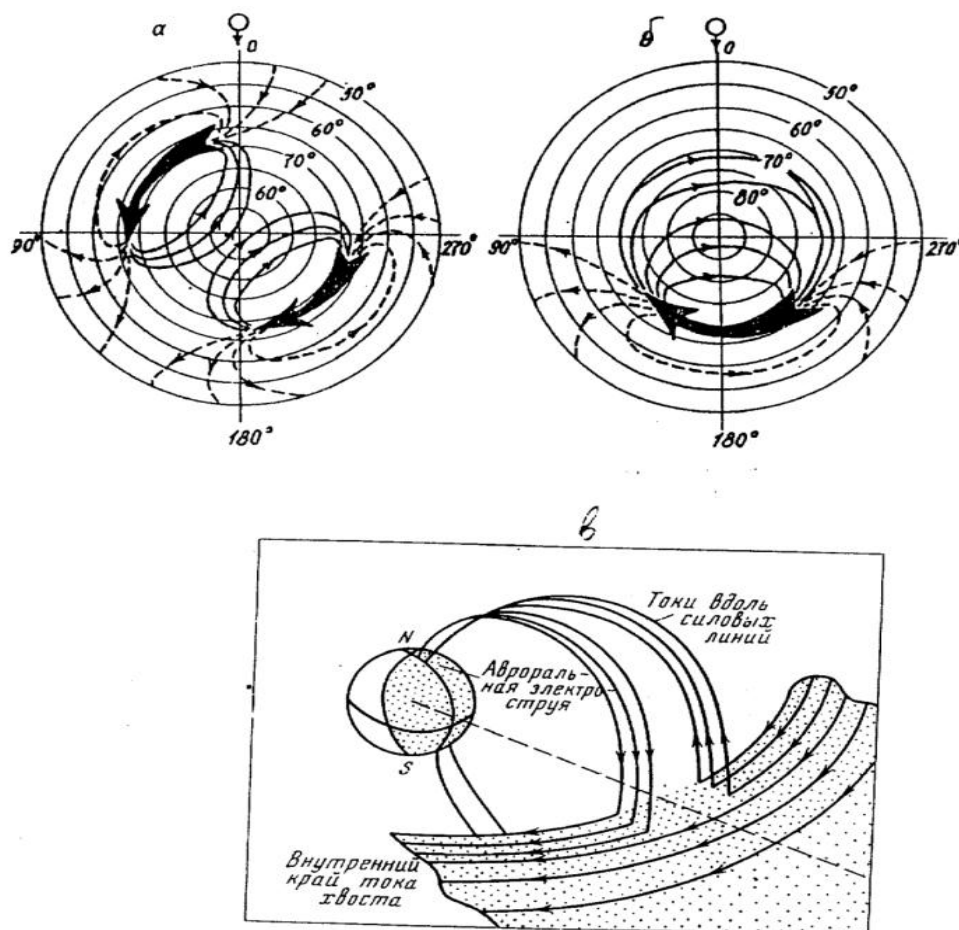


Рис. 1.21. Еквівалентні іоносферні системи струмів: *a* – конвекційна фаза суббурі; *б* – вибухова фаза суббурі; *в* – трьохмірна система струмів вибухової фази [Boström, 1964; Feldstein et al., 2005].

Конвекційний механізм діє протягом всієї суббурі, при цьому сила електроструменів змінюється плавно: збільшується на початковій фазі і зменшується на фазі відновлення. Вибуховий механізм діє, коли  $B_z < 0$ , компонента ММП триває довгий проміжок часу, що веде до генерації магнітної бурі, при якій формується кільцевий магнітосферний струм. Такий струм деформує магнітосферне поле, внаслідок чого авроральні електрострумені зсуваються в нижчі широти [Хорошева, 1986; Feldstein et al., 1999].

Для характеристики інтенсивності авроральних іоносферних електроструменів Девіс і Сугіура [Davis, Sugiura, 1966] розробили методику обчислення індексу АЕ (auroral electrojet), який показує сумарну величину магнітного збурення від авроральних електроструменів – західного (AL) і східного (AU):  $AE=AL+AU$

Індекси визначають за варіаціями горизонтальної компоненти магнітного поля на обсерваторіях, розміщених на широтах  $60-70^\circ$  і рівномірно розподілених за довготою. Процедура одержання індексів полягає в накладанні магнітограм Н-складової, приведенних до однієї чутливості на 12 обсерваторій в зоні полярних сьйв. Крива, яка огинає криві зверху (додатні значення), дає AU-індекс, знизу (від'ємні значення) – AL-індекс. Тобто AU-індекс – це максимальне додатне відхилення  $\Delta H$  від нульового рівня, AL – максимальне від'ємне значення  $\Delta H$  на всьому довготному ланцюжку обсерваторій.

Часто використовується і АО-індекс, що дорівнює різниці між абсолютними значеннями AL і AU.

Як вказувалось вище, в час магнітних бур авроральні електрострумені зміщуються в нижчі широти. Це означає, що авроральний ланцюжок обсерваторій вже не реєструє максимуму збурення від струменів, оскільки максимум електроструменів зсунувся в субавроральні широти. Отже, АЕ-, AL- і AU- та АО-індекси будуть заниженими [Сумарук, Сумарук, 1994]. Для одержання реальних індексів треба використовувати дані магнітних варіацій на субавроральних широтах.

### **1.8.6. Полярний іоносферний електрострум**

У високі широти Землі  $\Phi=80^\circ$  проектуються силові лінії геомагнітного поля, які безпосередньо контактують з міжпланетним магнітним полем, тому тут можна безпосередньо спостерігати результати взаємодії полів.

Ще в 1961 р. М.С. Бобров [Бобров, 1961] знайшов, що в полярних шапках Землі спостерігається особливий вид варіацій, які з'являються в спокійні

періоди. Варіації найбільш інтенсивні в денні години літнього сезону. Величина збурення може досягти сотень нТл.

Свальгард [Svalgaard, 1968] показав, що характер варіацій в приполюсних областях Землі залежить від секторної структури ММП. В дні, коли радіальна компонента ММП направлена до Сонця/від Сонця, на обсерваторії «Туле» ( $\Phi=87^\circ$ ) величина Z-компоненти спадає/зростає, а на обсерваторії «Годхавн» ( $\Phi=78^\circ$ ) величина H-компоненти зростає/спадає. Мансуров [Мансуров, 1969] відкрив таку закономірність за даними магнітної обсерваторії «Восток» ( $\Phi=-88^\circ$ ) в південній полярній шапці.

На магнітних обсерваторіях, які розміщені на менших широтах, даний ефект не спостерігається.

Пізніше в статтях [Friis-Christensen et al., 1972; Сумарук, Фельдштейн, 1973а, б], доведено, що такий тип варіацій в приполюсних областях Землі тісніше корелює з азимутальною ( $B_y$ ) компонентою ММП. Взаємозв'язок між Zв приполюсних областях настільки тісний, що дозволяє за даними приполюсних обсерваторій визначати величину і знак азимутальної компоненти ММП [Сумарук, Харин, 1979].

На рис. 1.22 показано еквівалентну іоносферну систему струмів, яка генерує такий тип варіацій при  $B_y=-6$  нТл (зліва) і  $B_y=+6$  нТл [Фельдштейн и др., 1975; Feldstein, 1976]. Стрілками показано величину горизонтального вектора збурення, цифрами – величину вертикального збурення. Жирними лініями зі стрілками показано лінії струму системи. Спостерігається згущення ліній струму на денній стороні на широті  $\sim 80^\circ$ . Таке згущення інтерпретується як полярний електрострум. Напрямок струму в електрострумені залежить від знака азимутальної компоненти. Струми утворюють вихор, який замикається в полярній шапці. Фокус вихора знаходиться приблизно на  $84-86^\circ$  широті.

В північній полярній шапці під полярним електроструменем найчастіше знаходяться магнітні обсерваторії «Туле» на о-ві Гренландія та «Алерт» в Канаді. Близько фокусу системи струмів знаходяться обсерваторії «Годхавн» на

о-ві Гренландія та «Резольют-Бей» і «Моулд-Бей» в Канаді. Проте, як показано в [Сумарук и др., 1992], полярний електрострум під час магнітних бур може охоплювати і більш низькі широти, такі як о-в Хейса ( $\Phi=72^\circ$ ) та м. Челюскін ( $\Phi=67^\circ$ ). Оскільки полярний електрострум знаходиться в районі північного магнітосферного каспу і він може на протязі магнітних бур зміщуватися до широт  $\Phi\sim 65^\circ$  [Meng, 1983], то дія полярного електроструменя може поширюватися і на ці широти.

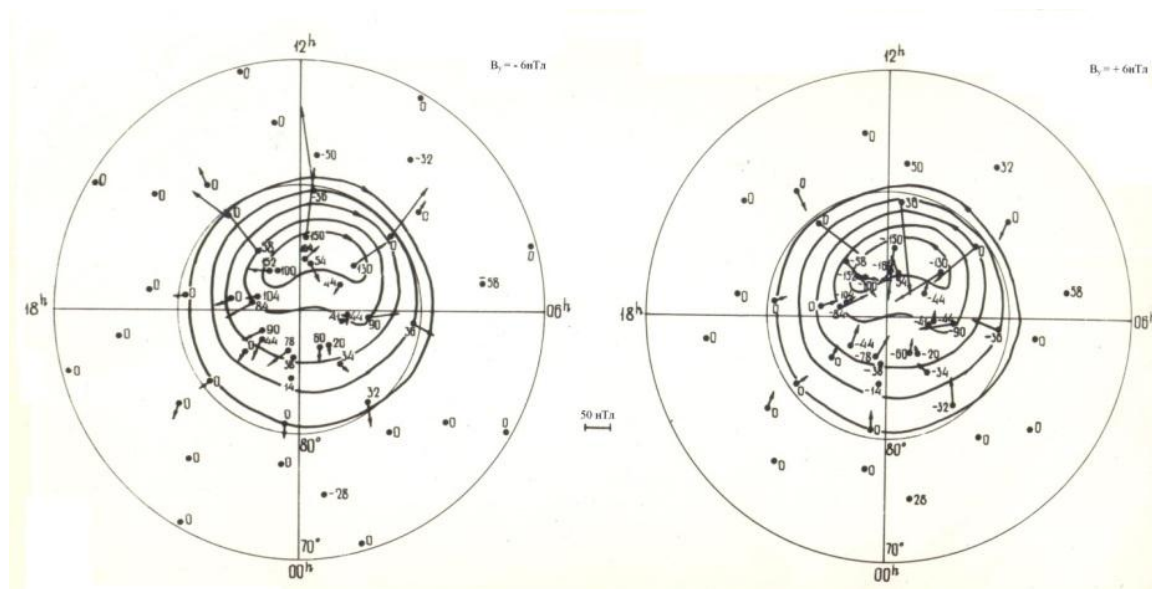


Рис. 1.22. Еквівалентна іоносферна система струмів в північній шапці Землі [Фельдштейн и др., 1975]

### Висновки до Розділу 1

Магнітне поле Землі складається з декількох компонент. Головна компонента створюється ексцентричним магнітним диполем, який утворюється системою електричних струмів на границі ядро–мантія. Механізм генерації поля – гідромагнітне динамо. Для роботи гідромагнітного динамо необхідними є наявність рідкого ядра та обертання Землі навколо своєї осі. Механізми генерації геомагнітного поля та його варіацій весь час удосконалюються внаслідок отримання нових експериментальних та теоретичних фактів (моделі К.Ф. Тяпкіна, В.О. Кочнева).

Магнітний момент ексцентричного диполя, який переміщується в північному напрямку, зміщується з швидкістю приблизно  $30\text{A}\cdot\text{m}^2/\text{рік}$  на екваторі. Загальна конфігурація поля повільно зсувається в західному напрямку (західний дрейф). Дрейф інтерпретується тим, що зовнішнє ядро і мантія рухаються з різними швидкостями. Швидкість дрейфу неоднакова для різних частин Землі. Широкий спектр швидкостей західного дрейфу, які залежать від району дослідження і відрізка часу в який велось дослідження, ускладнює завдання виділення західного дрейфу як глобального явища.

На головне магнітне поле накладається поле материкових, регіональних та локальних магнітних аномалій (недипольне поле), а також поле від зовнішніх джерел.

Джерелами магнітних аномалій є вихрові струми на границі ядро–мантія та магматичні породи, намагнічені нормальним магнітним полем. Вихореві струми повільно змінюються за силою і положенням на поверхневі ядра. Конкретний механізм створення системи вихрових струмів ще не зрозумілий.

Недипольне магнітне поле також дрейфує на захід. Як дипольна, так і недипольна складові геомагнітного поля неперервно змінюються в часі, утворюючи поле вікових варіацій.

Ще однією складовою геомагнітного поля є струми в магнітосфері та іоносфері Землі, інтенсивність яких змінюється зі зміною сонячної активності, що дає вклад у ВВ.

Поле вікових варіацій –це суперпозиція змін полів від струмів в ядрі, в літосфері та магнітосфері–іоносфері. Побудова ізоліній ВВ показує наявність фокусів, які також рухаються в просторі та змінюють інтенсивність в часі. При збільшенні інтенсивності фокусів, зменшується швидкість західного дрейфу поля, а в період розпаду їх західний дрейф відновлюється.

Спостерігається також західний дрейф поля ВВ. Механізм дрейфу поля ВВ на захід є МАК-хвилі, які накладаються на диференціальне обертання різних шарів ядра.

Розклад поля ВВ на природні ортогональні складові показує, що перша складова описує повільний західний дрейф низькоширотної частини вікового ходу, а друга і третя – збільшення і розпад нерухомих на поверхні Землі структур.

Крім поступових змін ВВ, спостерігаються і їх раптові зміни, так звані джерки. Припускають, що джерки спричинені короткоперіодними динамічними процесами на границі ядро–мантія, але вказується, що вони якимось чином пов'язані з геомагнітною активністю.

Загальноприйнятої теорії ВВ та механізмів їх генерації в даний час немає, тому з'являються статті, в яких розробляються нові механізми генерації ВВ, наприклад, теорія професора Г. Рискіна. В роботі Г. Рискіна поява ВВ трактується як результат зміни динаміки руху електропровідних океанічних течій в магнітному полі Землі. Така постановка питання про ВВ вимагала б зміни парадигми теорії земного магнетизму.

На величину ВВ значний впливають і зовнішні джерела. Внаслідок зміни сонячної активності змінюється інтенсивність  $S_q$ -системи струмів та симетрія положення  $S_q$ -вихорів, що дає вклад в середньорічні значення компонент геомагнітного поля, а значить, і у величину ВВ. Екваторіальний іоносферний електрострум генерує позитивні варіації горизонтальної компоненти поля, тому обсерваторії, які знаходяться під екваторіальним електроструменем, мають більшу амплітуду ВВ, ніж обсерваторії поза його впливу.

Кільцевий магнітосферний струм формується під час магнітної бурі. Він генерує майже однорідне магнітне поле, що направлене перпендикулярно до площини геомагнітного екватора. Струм направлений на захід, тому магнітне збурення від струму від'ємне. Максимальне в горизонтальній складовій поля на екваторі, зменшуючись до нуля на полюсі, а в вертикальній складовій додатне і максимальне на полюсі, зменшуючись до нуля на екваторі.

Авроральні іоносферні системи струмів, без сумніву, дають значний вклад у ВВ на магнітних обсерваторіях авроральної зони та на субавроральних



широтах. Значний вклад у ВВ повинні давати і полярні іоносферні електрострумені.

Таким чином, зовнішні джерела дають значний вклад у ВВ геомагнітного поля. Величина цього вкладу залежить від сонячної і, відповідно, геомагнітної активності, вона проявляється у всьому спектрі коливань ВВ в різних компонентах в залежності від місця спостереження. В високих широтах компонента ВВ від зовнішніх джерел чітко спостерігається у вертикальній компоненті з періодами близько 20 та 80 років і зменшується із зменшенням широти обсерваторії. В середніх та низьких широтах компонента ВВ від зовнішніх джерел найбільша в квазідворічних флуктуаціях.

### **Перелік використаних джерел до Розділу 1**

1. Адам, Н.В. (1960). К вопросу точности  $\delta D$ ,  $\delta H$  и  $\delta Z$ . *Труды ИЗМИРАН*, (16), 53—66.
2. Адам, Н.В., Бенькова, Н.П., Орлов, В.П., Тюрмина, Л.О. (1964). Западный дрейф геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(3), 548—558.
3. Адам, Н.В., Бенькова, Н.П., Орлов, В.П., Тюрмина, Л.О. (1965). Вековые вариации геомагнитного поля по данным сферического анализа. В кн.: *Настоящее и прошлое магнитного поля Земли* (С. 18—33). Москва: Наука.
4. Альвен, Х. (1952). *Космическая электродинамика*. Москва, 290 с.
5. Альтшулер, Л.И., Аншухова, Г.Н., Кудина, Н.В. и др.(1971). Мировые магнитные карты эпохи 1965 г. *Геомагнетизм и аэрономия*, 11(1), 133—143.
6. Альтшулер, Л.И., Мальцева, К.А., Чугурян, З.С., Шляхтина, А.П. (1964). Мировые магнитные карты эпохи 1960 г. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(4), 773—780.
7. Астафьева, Н.М. (1996). Вейвлет-анализ: Анализ и примеры применения. *Успехи физ. наук*, 166(11), 1115—1170.
8. Бат, М. (1980). *Спектральный анализ в геофизике*. Москва: Недра, 535 с.

9. Бахмина, К.Ю., Калегаев В.В. (2008). Моделирование эффекта частичного кольцевого тока в возмущенной магнитосфере. *Геомагнетизм и аэрономия*, 48(6), 770—779
10. Бенькова, Н.П., Коломийцева, Г.И., Черевко, Т.Н. (1974). Аналитическая модель геомагнитного поля и его вековых вариаций за 400 лет (1550—1950). *Геомагнетизм и аэрономия*, 14(5), 881—887.
11. Бенькова, Н.П., Головков, В.П., Черевко, Т.Н. (1979). Об оценке западного дрейфа геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 19(3), 579—581.
12. Бенькова, Н.П., Пушков, А.Н. (1980). Магнитное поле Земли. *Итоги науки и техники. Геомагнетизм и высокие слои атмосферы*, 5, 5—95.
13. Бобров, М.С. (1961). Общепланетарная картина геомагнитных возмущений корпускулярного происхождения. В кн.: *Солнечная активность* (С.36—90). Москва: Наука.
14. Бондарь, Т.Н., Головков, В.П., Яковлева, С.В. (2006). Магнитное поле Земли в XX веке. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(3), 409—412.
15. Брагинский, С.И. (1964а). К теории гидромагнитного динамо. *ЖЭТФ*, 47, 2178—2193.
16. Брагинский, С.И. (1964б). О самовозбуждении магнитного поля при движении хорошо проводящей жидкости. *ЖЭТФ*, 47, 1084—1098.
17. Брагинский, С.И. (1964в). Магнитогидродинамика земного ядра. *Геомагнетизм и аэрономия*, 4, 898—916.
18. Брагинский, С.И. (1964г). Кинетические модели гидромагнитного динамо Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 4, 732—747.
19. Брагинский, С.И. (1967). Магнитные волны в ядре Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 7, 1050—1060.
20. Брагинский, С.И. (1970а). О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 10(1), 221—234.

21. Брагинский, С.И. (1970б). Магнитогидродинамические крутильные колебания в земном ядре и вариации длины суток. *Геомагнетизм и аэрономия*, 10(1), 3—12.
22. Брагинский, С.И. (1974). Аналитическое описание геомагнитного поля прошлых эпох и определение спектра магнитных волн в земном ядре. *Геомагнетизм и аэрономия*, 14(3), 522—529.
23. Брагинский, С.И. (1978). Геомагнитное динамо. *Физика Земли*, (9), 74—90.
24. Брагинский, С.И. (1982). Аналитическое описание вековых вариаций геомагнитного поля и скорости вращения Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 22(1), 115—122.
25. Брагинский, С.И., Фишман, В.М. (1987). Исследование устойчивости токового слоя в земной ядре у границы с мантией. *Геомагнетизм и аэрономия*, 27(5), 819—825.
26. Бурлацкая, С.П., Нечаева, Т.Б., Петрова, Г.Н. (1970). Напряженность геомагнитного поля за последние 2000 лет по мировым данным. *Геомагнетизм и аэрономия*, 10(5), 878—882.
27. Бурлацкая, С.П. (1991). Спектр вековых вариаций геомагнитного поля по геомагнитным данным. *Известия АН СССР. Сер. Физика Земли*, (8), 115—118.
28. Бутиков, Е.И. (2007). *Физика океанских приливов в компьютерных моделях*. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 16 с.
29. Васильев, О.Б. (1970). Частотно-временный спектр Цюрихского ряда чисел Вольфа (1901—1964). *Солнечные данные*, (1), 92—99.
30. Веселовский, И.С., Панасюк, М.И., Авдюшин, С.И., Базилевская, Г.А., Белов, А.В., Богачев, С.А. и др. (2004). Солнечные и гелиосферные явления в октябре—ноябре 2003 года: причины и следствия. *Космические исследования*, 42(5), 453—508.
31. Гибсон, Э. (1977). *Спокойное Солнце*. Москва: Мир, 408 с.
32. Головков, В.П., Зверева, Т.И. (1989). Погрешности моделей сферического гармонического анализа. *Геомагнетизм и аэрономия*, 29(6), 1007—1010.

33. Головков, В.П., Папиташвили, В.О., Папиташвили, Н.Е. (1998). Автоматизированное вычисление К-индекса с использованием метода естественных ортогональных составляющих. *Геомагнетизм и аэрономия*, 38(2), 166—172.
34. Головков, В.П., Симонян, А.О. (1989). Джерки в вековых геомагнитных вариациях на интервале 1930—1980 гг. *Геомагнетизм и аэрономия*, 29(1), 164—167.
35. Демина, И.М., Королева, Т.Ю., Фарафанова, Ю.Г. (2008а). Аномалии векового хода главного геомагнитного поля в рамках иерархической дипольной модели. *Геомагнетизм и аэрономия*, 48(6), 849—858.
36. Демина, И.М., Никитина, Л.В., Фарафанова, Ю.Г. (2008б). Вековые вариации главного магнитного поля Земли в рамках динамической модели его источников. *Геомагнетизм и аэрономия*, 48(4), 567—575.
37. Демина, И.М., Фарафанова, Ю.Г. (2004). Дипольная модель главного магнитного поля Земли в XX веке. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(4), 565—570.
38. Долгинов, Ш.Ш., Ерошенко, Е.Г., Жузгов, Л.Н. (1965). Исследование магнитосферы Земли в области радиационного пояса (3-6 R<sub>3</sub>) в феврале—апреле 1964 г. В кн.: *Исследование космического пространства* (С. 342—370). Москва: Наука.
39. Дремин, И.М., Иванов, О.В., Нечитайло, В.А. (2001). Вейвлеты и их использование. *Успехи физ. наук*, 171(5), 465—501.
40. Дремухина, Л.А. (1984). Магнитный эффект высокоширотной токовой системы в средних и низких широтах. В кн.: *Геомагнитные вариации и солнечный ветер* (С.135—147). Москва: Изд-во ИЗМИРАН.
41. Елеман, П. (1976). Геомагнитное поле. В кн.: *Космическая геофизика* (С.63—89). Москва: Мир.
42. Жарков, В.Н. (1983). *Внутреннее строение Земли и планет*. Москва: Наука, 415 с.

43. Завойська, І.М. (1973). Аналітичний вираз вікової варіації геомагнітного поля та зіставлення зміни активності вікових варіацій з деякими астрономічними явищами. *Доп. АН УРСР, Б(7)*, 616—618.
44. Завойська, І.М. (1975). Про нерівномірний дрейф сучасного геомагнітного поля. *Доп. АН УРСР, Б(2)*, 107—110.
45. Завойская, И.Н., Завойский, В.Н. (1974). К вопросу о разделении вековых вариаций геомагнитного поля на дрейфовую и недрейфовую части и определение скорости дрейфа. *Доп. АН УРСР, Б(2)*, 138—141.
46. Завойская, И.Н., Завойский, В.Н., Неижская, Ю.Е. (1976). Алгоритм решения задачи дифференцированного определения скорости западного дрейфа геомагнитного поля. В кн.: *Палеомагнетизм. Магнетизм. Геомагнитное поле* (С.141—149). Киев: Наук.думка.
47. Завойская, И.Н., Шендеровская, О.Я. (1979). Решение задачи пространственно-временного разделения геомагнитных вариаций на поля отдельных очагов. *Геофиз. сборник АН УССР*, (89), 66—71.
48. Иванов, В.В., Бондарь, Т.Н. (2008). Вейвлет-анализ временных и пространственных параметров 60—летней вариации геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 48(5), 709—718.
49. Иванов, В.В., Ротанова, Н.М., Ковалевская, Е.В. (2005а). Применение вейвлет-анализа к исследованию геомагнитных возмущений. *Геомагнетизм и аэрономия*, 45(3), 421—430.
50. Калегаев, В.В., Макаренков, Е.В., Ганюшкина, Н.В. (2006). Моделирование  $D_{st}$ -вариаций во время магнитных бурь. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(5), 596—603.
51. Калегаев, В.В., Макаренков, Е.В. (2006). Динамика магнитосферных токовых систем во время магнитных бурь разной интенсивности. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(5), 604—613.
52. Калегаев, В.В., Бахмина, К.Ю., Алексеев, И.И., Беленькая, Е.С., Фельдштейн, Я.И., Ганюшкина, Н.В. (2008). Асимметрия кольцевого тока во время магнитной бури. *Геомагнетизм и аэрономия*, 48(6), 780—792.

53. Калегаев, В.В., Алексеев, И.И., Фельдштейн, Я.И., Громова, Л.И., Графе, А., Гринспян, М. (1998). Магнитный поток поперек долей геомагнитного хвоста и динамика магнитосферного возмущения во время магнитных бурь. *Геомагнетизм и аэрономия*, 38(3), 10—16.
54. Калинин, Ю.Д. (1939). К вопросу об остаточном поле Бауэра. *Изв. АН СССР. Сер. геофизика и география*, (1), 53—68.
55. Калинин, Ю.Д. (1940). Остаточное поле Бауэра. Ленинград: Гидрометиздат.
56. Калинин, Ю.Д. (1982). 11-летняя вариация западного дрейфа магнитного центра Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 22(5), 883—884.
57. Калинин, Ю.Д. (1984). *Вековые геомагнитные вариации*. Новосибирск: Наука, 160 с.
58. Калинин, Ю.Д., Розанова, Т.С. (1993). 11-летние вариации эксцентрического геомагнитного диполя. *Геомагнетизм и аэрономия*, 33(3), 188—189.
59. Каратаев, Г.И., Пашкевич, И.К. (1986). *Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей*. Киев: Наук.думка, 168 с.
60. Кей, С.М., Марпл, С.Л. (1981). Современные методы спектрального анализа. *ТИИЭР*, 69(11), 5—51.
61. Коломийцева, Г.И., Тюрмина, Л.О. (1968). Опыт использования данных ИСЗ для изучения вековых вариаций. *Геомагнетизм и аэрономия*, 8(6), 1068—1071.
62. Комитов, Б.П., Кафтан, В.И. (2003). Изменения солнечной активности последних тысячелетий. Возможен ли очередной долгопериодический солнечный минимум? *Геомагнетизм и аэрономия*, 43(5), 592—601.
63. Кочнев, В.В. (2013). Кинематико-гравитационная модель геодинамо. *Геофиз. журн.*, 35(4), 3—15. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111381.
64. Кузнецова, В.Г., Билинский, А.И. (1972). О возможности выделения локальных аномалий векового хода. *Геомагнетизм и аэрономия*, 12(5), 954—957.

65. Ладынин, А.В., Попова, А.А. (2008). Квазипериодические флуктуации скорости векового хода геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий за 1985—2005 гг. *Геология и геофизика*, 49(12), 1262—1273.
66. Ладынин, А.В., Попова, А.А., Семаков, Н.Н. (2006). Вековые вариации геомагнитного поля: сравнение спутниковых и наземных данных. *Геология и геофизика*, 47(2), 278—291.
67. Лазоренко, О.В., Лазоренко, С.В., Черногор, Л.Ф. (2005). Вейвлет-анализ в задачах физики геокосмоса. *Космічна наука і технологія*, 11(5/6), 22—29. doi:/10.15407/knit2005.05.022.
68. Ляцкий, В.Б., Мальцев, Ю.П. (1975). Стационарная магнитосферная конвекция как причина  $S_q$ -вариаций. *Геомагнетизм и аэрномия*, 15(1), 73—81.
69. Максимчук, В.Ю., Городиський, Ю.М., Кузнецова, В.Г. (2001). *Динаміка аномального магнітного поля Землі*. Львів: Євросвіт, 308 с.
70. Мансуров, С.М. (1969). Новые доказательства связи между полями космического пространства и Земли. *Геомагнетизм и аэрномия*, 9(6), 768—770.
71. Орлов, В.П., Ивченко, М.И., Базаржапов, А.Д., Коломийцева, Г.И. (1968). *Вековой ход геомагнитного поля для периода 1960—1965 гг.* Москва: Изд-во ИЗМИРАН, 68 с.
72. Орлов, В.П., Соколов, В.П. (1965). Вековой ход геомагнитного поля и его аномалии. В кн.: *Настоящее и прошлое магнитного поля Земли* (С. 66—76). Москва: Наука.
73. Орлюк, М.И. (1984). Магнитная модель земной коры Волынской-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и петролого-тектоническая интерпретация. В кн.: *Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей* (С.152—162). Киев: Наук. думка.
74. Орлюк, М.И., Роменець, А.О. (2011). Структура та динаміка квазіпостійного магнітного поля Землі на її поверхні та в ближньому космосі. *Геодинаміка*, (2), 227—229.

75. Папиташвили, Н.Е., Ротанова, Н.М. (1979). Метод максимальной энтропии и его применение к анализу временных рядов геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 19(3), 543—550.
76. Пашкевич, И.К., Орлюк, М.И., Елисеева, С.В. (1996). Региональные магнитные аномалии: решение фундаментальных и прикладных задач. *Геофиз. журн.*, 18(6), 1—18.
77. Печерский, Д.М., Орлюк, М.И., Пашкевич, И.К. (2006). Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследований и идей З.А. Крутиховской. *Геофиз. журн.*, 28(5), 40—51.
78. Пудовкин, М.И., Валуева, Г.Е. (1972а). О дрейфе остаточных геомагнитных полей. *Геомагнетизм и аэрономия*, 12(5), 897—900.
98. Пудовкин, М.И., Валуева, Г.Е. (1972б). О характере дрейфа главного эксцентричного геомагнитного диполя. *Геомагнетизм и аэрономия*, 12(3), 511—518.
99. Пудовкин М.И., Валуева, Г.Е. (1967). О причинах так называемого западного дрейфа геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 7(5), 923—926.
100. Пудовкин, М.И., Павлов, В.С., Решетов, Б.П., Рязанцев, Г.А., Таничев, А.А. (1965). Некоторые итоги изучения аномальности векового хода геомагнитных элементов на Камчатке. В кн.: *Настоящее и прошлое магнитного поля Земли* (С.96—100). Москва: Наука.
101. Пудовкин, М.И., Зайцева, С.А., Сизова, Л.З., Орлова, Н.М. (1985). Вариации поля  $D_{st}$  в зависимости от параметров солнечного ветра. *Геомагнетизм и аэрономия*, 25(5), 812—816.
102. Пушков, А.Н., Чернова, Т.А. (1975). Требования к глобальной анатомической модели, представляемой в качестве международной модели геомагнитного поля. В кн.: *Анализ пространственно-временной структуры геомагнитного поля* (С.12—21). Москва: Наука.
103. Пушков, А.И., Файнберг, С.Б., Чернова, Т.А., Фискина, М.В. (1976). Анализ пространственно-временной структуры главного геомагнитного поля



методом разложения по естественным ортогональным составляющим. *Геомагнетизм и аэрономия*, 16(2), 337—343.

104. Ротанова, Н.М., Бондарь, Т.Н., Иванов, В.В. (2002). Временные изменения в вековых геомагнитных вариациях. *Геомагнетизм и аэрономия*, 42(5), 708—720.

105. Ротанова, Н.М., Бондарь, Т.Н., Иванов, В.В. (2004). Вейвлет-анализ вековых геомагнитных вариаций. *Геомагнетизм и аэрономия*, 19(2), 276—282.

106. Ротанова, Н.М., Папиташвили, Н.Е., Пушков, А.Н. (1979а). Использование метода ортогональных полиномов для выделения длиннопериодной составляющей из временных рядов геомагнитных наблюдений. *Геомагнетизм и аэрономия*, 19(2), 330—338.

107. Ротанова, Н.М., Папиташвили, Н.Е., Пушков, А.Н. (1979б). О спектральном анализе временных рядов геомагнитного поля методом максимальной энтропии. *Геомагнетизм и аэрономия*, 19(6), 1091—1096.

108. Ротанова, Н.М., Папиташвили, Н.Е., Пушков, А.Н. (1982а). Пространственно-временной анализ 60-летних вариаций геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий. *Геомагнетизм и аэрономия*, 22(6), 847—851.

109. Ротанова, Н.М., Папиташвили, Н.Е., Пушков, А.Н. (1982б). Использование метода естественных ортогональных составляющих для выделения и анализа 60-летних вариаций геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэрономия*, 22(6), 1003—1009.

110. Ротанова, Н.М., Папиташвили, Н.Е., Филлипов, С.В., Чернова, Т.А. (1983). Выделение и анализ 60-летних вариаций геомагнитного поля по данным временных рядов сферических гармонических коэффициентов. *Геомагнетизм и аэрономия*, 23(5), 829—836.

111. Рузмайкин, А.А., Соколов, Д.Д., Шукуров, А.М. (1989). О природе вековых вариаций главного магнитного поля Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 29(6), 1001—1006.

112. Семенов, А.С. (1974). Магнитная оболочка Земли. *Вестник Ленинград. ун-та. Геология и география*, 3(8), 40—43.
113. Симонян, А.О., Шахпаронян, С.Р., Оганесян, А.С. (2004). Моделирование земного магнитного поля с учетом существования геомагнитных джерков. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(6), 849—856.
114. Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П. (1992). Асимметрия кольцевого тока и активность авроральных электроструй во время магнитной бури. *Геофиз. журн.*, 14(5), 82—86.
115. Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П. (1994). Индексы магнитной активности АЕ во время магнитной бури. *Геофиз. журн.*, 16(1), 51—53.
116. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1973а). Секторная структура ММП и магнитные возмущения в приполюсной области. *Космические исследования*, 11(1), 155—160.
117. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1973б). Сезонные вариации Z-составляющей в приполюсной области в связи со знаком  $Y_{SE}$  компоненты ММП. *Геомагнетизм и аэрономия*, 13(3), 545—546.
118. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1975а). Межпланетное магнитное поле и геомагнитные вариации в приполюсной области. *Успехи физ. наук*, 116(2), 342—345.
119. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Порчхидзе, Ц.Д. (1980). Вариация геомагнитного поля на геомагнитных полюсах. *Physica solariterrestrics*, (12), 70—78.
120. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Белов, Б.А. (1992). Полярная электроструя в период магнитной бури 23—24 марта 1969 г. *Геофиз. журн.*, 14(3), 79—81.
121. Сумарук, П.В., Харин, Е.П. (1979). *Азимутальная компонента межпланетного магнитного поля, 1958—1964 гг.* Москва; МГК, 88 с.
122. Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В. (2009). Квазідворічні варіації магнітного поля Землі. *Доп. НАН України*, 31(1), 114—116.

123. Трошичев, О.А. (1978). О прогнозировании магнитных суббурь по наземным геомагнитным данным. В кн.: *Геомагнитная активность и ее прогноз* (С. 177—186). Москва: Наука.
124. Тяпкин, К.Ф. (1996). Новая ротационная модель магнитного поля Земли. *Геофиз. журн.*, 18(1), 30—37.
125. Тяпкин, К.Ф. (1998). *Физика Земли*. Киев: Высшая школа, 312 с.
126. Фаткулин, М.Н., Фельдштейн, Я.И. (1965). Спокойные солнечно-суточные вариации в период МГГ. *Геомагнетизм и аэрономия*, 5(5), 858—867.
127. Фельдштейн, Я.И. (1973). Вариации магнитных полей в межпланетном пространстве и на поверхности Земли. *Вестник АН СССР*, (8), 15—27.
128. Фельдштейн, Я.И., Сумарук, П.В., Шевнина, Н.Ф. (1975). К диагностике азимутальной компоненты ММП по наземным данным. *Докл. АН СССР*, 222(4), 833—836.
129. Филиппов, С.В., Ротанова, Н.М. (1988). Морфология 20-летних вариаций геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий. *Геомагнетизм и аэрономия*, 28(2), 286—293.
130. Хорошева, О.В. (1986). Связь возмущенной магнитосферы с параметрами межпланетной среды. *Геомагнетизм и аэрономия*, 26(3), 447—453.
131. Чун, К. (2001). *Введение в вейвлеты*. Москва: Мир, 412 с.
132. Шабанский, В.П. (1972). *Явления в околоземном пространстве*. Москва: Наука, 271 с.
133. Шапиро, В.А. (1977). Аномалии векового хода геомагнитного поля. *Геомагнитные исследования*, (19), 34—39.
134. Шевнин, А.Д., Левитин, А.Е., Громова, Л.И., Дремухина, Л.А., Кайнара, Л.Н. (2009). Солнечная циклическая вариация в магнитных элементах обсерватории «Москва». *Геомагнетизм и аэрономия*, 49(3), 315—320.
135. Шевнин, А.Д., Чиммидорж, Додон Г. (1974). О распаде поля кольцевого тока на поверхности Земли. В кн.: *Солнечный ветер и магнитосфера* (С. 71—80). Москва: Изд-во ИЗМИРАН.
136. Яновский, Б.М. (1978). *Земной магнетизм*. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 578 с.

137. Akasofu, S.-I., & Chapman, S. (1961). The ring current, geomagnetic disturbance and the Van Allen belts. *Journal of Geophysical Research*, 66(5), 1321—1350. doi:10.1029/JZ066i005p01321.
138. Akasofu, S.-I., Cain, J.C., & Chapman, S. (1961). The magnetic field of a model radiation belt, numerical computed. *Journal of Geophysical Research*, 66(12), 4013—4024. doi:10.1029/JZ066i012p04013.
139. Alexandrescu, M., Courtillot, V., & Le Mouel, J.-L. (1996a). Geomagnetic field direction in Paris since the Mid-XVIth century. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98(3-4), 321—360. doi:10.1016/S0031-9201(96)03194-9.
140. Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouel, J.-L., & Saracco, G. (1996b). Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), 21975—21994. doi:10.1029/96JB01648.
141. Alfvén, H. (1979). *Electric current model of magnetosphere*. Royal Institute of Technology, TRITA-EPP-79-09, 23 p.
142. Alldredge, L.R. (1976). Effects of solar activity on annual means of geomagnetic components. *Journal of Geophysical Research*, 81(17), 2990—2996. doi:10.1029/JB081i017p02990.
143. Andjhel, M., & Demetrescu, C. (1980). The effect of solar activity on the secular variation of the geomagnetic field in Romania. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 22(1), 53—59. doi:10.1016/0031-9201(80)90100-4.
144. Arnoldy, R.L. (1971). Signature in the interplanetary medium for substorms. *Journal of Geophysical Research*, 76(22), 5189—5202. doi:10.1029/JA076i022p05189.
145. Babcock, H.W. (1961). The topology of the Sun's magnetic field and the 22-year cycle. *Astrophysical Journal*, 133, 572—587.
146. Baker, D.N., Turner, N.E., & Pulkkinen, T.I. (2001). Energy transport and dissipation in the magnetosphere during magnetic storms. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(5), 421—429. doi:10.1016/S1364-6826(00)00169-3.

147. Barroclough, D. R. (1976). Spherical harmonic analysis of the geomagnetic secular variation. A review of methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 12(4), 365—387. doi:10.1016/0031-9201(76)90032-7.
148. Bartels, J. (1925). Versuch einer analytischen Darstellung der verlaufs der secular variation in Zeitraum 1902—1920. *Press Meteor. Inst. Abhadl., Berlin*, Bd8(2), 23—44.
149. Bauer, L.A. (1918a). Relation between the secular variation of the Earth's magnetism and solar activity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 23(1), 1—22. doi:10.1029/TE023i001p00001.
150. Bauer, L.A. (1918b). Relation between the secular variation of the Earth's magnetism and solar activity. Continue. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 23(2), 61—68. doi:10.1029/TE023i002p00061.
151. Bloxham, J., Gubbins, D., & Jackson, A. (1989). Geomagnetic secular variations. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A329, 415—502. doi:10.1098/rsta.1989.0087.
152. Boström, R. (1964). A model of the auroral electrojets. *Journal of Geophysical Research*, 69(23), 4983—4995. doi:10.1029/JZ069i023p04983.
153. Bullard, E.C., Freeman, J., Gellman, H., & Nixon, J. (1950). The westward drift of the Earth's magnetic field. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A243(859), 67—92. doi:10.1098/rsta.1950.0014.
154. Burton, R.K., McPherron, L., & Russell, C.T. (1975). An empirical relationship between interplanetary condition and  $D_{st}$ . *Journal of Geophysical Research*, 80(31), 4204—4214. doi:10.1029/JA080i031p04204.
155. Cowling, F.G.(1933). Magnetic field of the Sunspots. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 94(1), 39—48. doi:10.1093/mnras/94.1.39.
156. Chapman, S. (1942). Notes on isomagnetism charts: VII —Mathematical notes on isotopic charts and their singular points. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 47(2), 115—138. doi:10.1029/TE047i002p00115.

157. Chapman, S., Gupta, J.C., & Malin, S.R.C. (1971). The sunspot cycle influence on the solar and lunar daily geomagnetic variations. *Proceedings of the Royal Society*, 324(1556), 1—15. doi:10.1098/rspa.1971.0124.
158. Cole, K.D. (1966). Magnetic storms and associated phenomena. *Space Science Reviews*, 5(6), 699—770.
159. Curry, R.G., & McCarthy, M.S. (2001). Ocean gyrecirculation changes associated with the North Atlantic Oscillation. *Journal of Physical Oceanography*, 31(12), 3374—3400.
160. Davis, T.N., Stolarik, J.D., & Heppner, J.P. (1965). Rocket measurement of  $S_q$  currents at midlatitude. *Journal of Geophysical Research*, 70(23), 5883—5894. doi:10.1029/JZ070i023p05883.
161. Davis, T.N., & Sugiura, M. (1966). Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations. *Journal of Geophysical Research*, 71(3), 785—801. doi:10.1029/JZ071i003p00785.
162. de Toma, G., White, O.R., & Harvey, K.L. (2000). A Picture of Solar Minimum and the Onset of Solar Cycle 23. I. Global Magnetic Field Evolution. *Astrophysical Journal*, 529(2), 1101—1114.
163. Dremuchina, L., Gromova, L., Levitin, A.E., Shevnin, A., & Avdeeva, E. (2008). Long-term changes of geomagnetic field of IZMIRAN observatory, annual means and proposal for their correction: *Physics of auroral phenomena. Proc. of the XXX annual seminar. Apatity* (pp. 57—60).
164. Elphinstone, R.D., Murphree, J.S., & Cogger, L.L. (1996). What is a global auroral substorms? *Reviews Geophysics*, 34(2), 169—232. doi:10.1029/96RG00483.
165. Feldstein, Y.I. (1976). Magnetic field variation in the polar region during magnetically quiet period and interplanetary magnetic fields. *Space Science Reviews*, 18, 777—861. doi:10.1007/BF00169523.
166. Feldstein, Y.I., Gromova, L.I., Grafe, A., Meng, C.-I., Kalegaev, V.V., Alexeev, I.I., & Sumaruk, Yu.P. (1999). Auroral electrojet dynamics during magnetic storms, connection with plasma precipitation and large-scale structure of the

- magnetospheric magnetic field. *Annales Geophysicae*, 17, 497—507. doi:10.1007/s00585-999-0497-3.
167. Feldstein, Y.I., Levitin, A.E., Kozyra, J.U., Tsurutani, B.T., Prigantsova, A., Alperovich, L., Gonzalez, W.D., Mall, U., Alexeev, I.I., Gromova, L.I., & Dremukhina, L.A. (2005). Self consistent modeling of the large-scale distortions in the geomagnetic field during the 24—27 September 1998 major magnetic storm. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A11), A11214. doi:10.1029/2004JA010584.
168. Feldstein, Y.I., Popov, V.A., Cumnock, J.A., Prigancova, A., Blomberg, L.G., Kozyra, J.U., Tsurutani, B.T., Gromova, L.I., & Levitin, A.E. (2006). Auroral electrojets and boundaries of plasma domains in magnetosphere during magnetically disturbed intervals. *Annales Geophysicae*, 24(8), 2243—2276.
169. Feldstein, Y.I., Gromova, L.I., Foster, M., & Levitin, A.E. (2012). Spiral structure and regularities in magnetic field variations and auroras. *History of Geo-and Space Sciences*, 3(1), 1—31. doi:10.5194/hgss-3-1-2012.
170. Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Chambodut, A., Chernova, T.A., Chulliat, A. et al. (2010). International geomagnetic reference field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1216—1230. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x.
171. Fisk, H.W. (1931). Magnetic secular variation and solar activity. Inter. Res. Couns.: *Third report of commission solar-terrestrial relations* (pp. 50—52).
172. Fok, M.-C., Wolf, R.A., Spiro, R.W., & Moore, T.E. (2001). Comprehensive computational model of Earth's ring current. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 106(A5), 8417—8424. doi:10.1029/2000JA000235.
173. Foster, J.G., Fairfied, D.H., Ogilvie, K.W., & Rosenberg T.J. (1971). Relationship of interplanetary parameters and occurrence of the magnetospheric substorms. *Journal of Geophysical Research*, 76(28), 6971—6986. doi:10.1029/JA076i028p06971.

174. Frank, L.A. (1967). On the extraterrestrial ring current during geomagnetic storm. *Journal of Geophysical Research*, 72(15), 3753—3767. doi:10.1029/JZ072i015p03753.
175. Frank, L.A. (1970). Direct detection of asymmetric increases of extraterrestrial ring current proton intensities in the outer radiation zone. *Journal of Geophysical Research*, 75(7), 1263—1275. doi:10.1029/JA075i007p01263.
176. Fraser-Smith, A.C. (1987). Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their pole 1600—1985. *Reviews of Geophysics*, 25(1), 1—16. doi:10.1029/RG025i001p00001.
177. Friis-Christensen, E., Lassen, K., Wilhelm, J., Wilcox, J.M., Gonzalez, W., & Colburn, D.S. (1972). Critical component of the interplanetary field responsible for large geomagnetic effects in the polar cap. *Journal of Geophysical Research*, 77(19), 337—340. doi:10.1029/JA077i019p03371.
178. Fujii, R., Iijima, T., Potemra, T.A., & Sugiura, M. (1981). Seasonal dependence of large-scale Birkeleng currents. *Geophysical Research Letters*, 8(10), 1103—1106. doi:10.1029/GL008i010p01103.
179. Fukushima, N. (1976). Generalized theorem for ground magnetic of vertical currents connected with Pedersen currents in the uniform conductivity ionosphere. In *Report of Ionosphere and Space Research in Japan* (Vol. 30, pp. 35—40).
180. Gallet, Y., Genevey, A., & Fluteau, F. (2005). Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 339—347. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.045.
181. Gonzalez, W.D., Joselyn, J.A., Kamide, Y., Kroehl, H.W., Rostoker, G., Tsurutani, B.T., & Vasyliunas, V.M. (1994). What is a geomagnetic storm? *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 99(A4), 5771—5792. doi:10.1029/93JA02867.
182. Greenspan, M.E., & Hamilton, D.C. (2000). A test of the Dessler-Parker-Scopke relation during magnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 105(A3), 5419—5430. doi:10.1029/1999JA000284.



183. Hamilton, D.C., Gloeckler, G., Ipavich, F.M., Stüdemann, W., Wilken, B., & Kremser, G. (1988). Ring current development during the great geomagnetic storm of February 1986. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 93(A12), 14343—14355. doi:10.1029/JA093iA12p14343.
184. Harwood, J.M., & Malin, S.R.C. (1976). Present trend in the Earth's magnetic field. *Nature*, 259, 469—472.
185. Hide, R. (1966). Free hydromagnetic oscillations of the Earth's core and the theory of the geomagnetic secular variations. *Transactions of the Royal Society of London*, 259, 615—647. doi:10.1098/rsta.1966.0026.
186. Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Manda, M., & Olsen, N. (2002). Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data. *Nature*, 416, 620—623. doi:10.1038/416620a.
187. Iijima, T., & Potemra, T.A. (1976a). Field-aligned currents in the dayside cusp observed by TRIAD. *Journal of Geophysical Research*, 81(34), 5970—5979. doi:10.1029/JA081i034p05971.
188. Iijima, T., & Potemra, T.A. (1976b). The amplitude distribution of field-aligned currents at north high latitude observed by Triad. *Journal of Geophysical Research*, 81(13), 2165—2174. doi:10.1029/JA081i013p02165.
189. Iijima, T., & Potemra, T.A. (1978). Large-scale characteristic of field-aligned currents associated with substorms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 83(A2), 599—612. doi:10.1029/JA083iA02p00599.
190. Kahle, A.E., Ball, R.H., & Cain, J.C. (1969). Prediction of geomagnetic secular variation confirmed. *Nature*, 223, 165—167.
191. Kalegaev, V.V., & Makarenkov, E.V. (2007). Relative importance of ring and tail current to  $D_{st}$  under extremely disturbed condition. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70(2-4), 519—525. doi:10.1016/j.jastp.2007.08.029.
192. Kokubun, S. (1972). Relationship of interplanetary magnetic field structure with development of substorm and storm main phase. *Planetary and Space Science*, 20(7), 1033—1039. doi:10.1016/0032-0633(72)90214-0.

193. Kozyra, J.U., Liemohn, M.W., Clauer, C.R., Ridley, A.J., Thomsen, M.F., Borovsky, J.E., Roeder, J.L., Jordanova, V.K., & Gonzalez, W.D. (2002). Multistep  $D_{st}$  development and ring current composition changes during the 4—6 June 1991 magnetic storm. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *107*(A8), SMP 33-1—SMP 33-22. doi:10.1029/2001JA000023.
194. Kuvshinov, A. (2008). 3-D global induction in the ocean and solid Earth: recent progress in modeling magnetic and electric field from sources of magnetospheric, ionospheric and ocean origin. *Surveys in Geophysics*, *29*, 139—186. doi:10.1007/s10712-008-9045-z
195. Langel, R.A. (1987). The main field. In J.A. Jacobs (Ed.), *Geomagnetism* (Vol.1, pp. 249—512). London: Academic Press.
196. LeHuy, M., Alexandrescu, M., Hulot, G., & Le Mouel, J.-L. (1998). On the characteristic of successive geomagnetic jerks. *Earth, Planets and Space*, *50*, 723—732. doi:10.1186/BF03352165.
197. Lesur, V., & Maus, S. (2006). A global lithospheric magnetic field model with reduced noise level in the Polar Regions. *Geophysical Research Letters*, *33*(13). doi:10.1029/2006GL025826.
198. Liemohn, M.W., Kozyra, J.U., Thomsen, M.F., Roeder, J.L., Lu, G., Borovsky, J.E., & Cayton, T.E. (2001). Dominant role of the asymmetric ring current in producing the storm-time  $D_{st}$ . *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *106*(A6), 10883—10904. doi:10.1029/2000JA000326.
199. Ludwig, G.H. (1963). The orbiting geophysical observatories. *Space Science Reviews*, *2*, 175—218. doi:10.1007/BF00216779.
200. Lui, A.T.Y., McEntire, R.W., & Krimigis, S.M. (1987). Evolution of the ring current during two magnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *92*(A7), 7459—7465. doi:10.1029/AJ092iA07p07459.
201. Maeda, H. (1968). Variations in geomagnetic field. *Space Science Reviews*, *8*, 555—590. doi:10.1007/BF00175007.
202. Malin, S.R.C., & Hodder, B.M. (1982). Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature*, *296*, 726—728. doi:10.1038/296726a0.

203. Maltsev, Yu. P., Arykov, A.A., Belova, E.G., Gvozdevsky, B.B., & Safargaleev, V.V. (1996). Magnetic flux redistribution in the storm time magnetosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A4), 7697—7704. doi:10.1029/95JA03709.
204. Manda, M. (2001). How well is the main field secular variation known? *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 3(1), 233—243.
205. Manoi, C., Kuvshinov, A., Maus, S., & Lühr, H. (2006). Ocean circulation generated magnetic signals. *Earth, Planets and Space*, 58(4), 429—437. doi:10.1186/BF03351939
206. Maus, S., Lühr, H., Balasis, G., Rother, M., & Manda, M. (2005). Introducing POMME, the Potsdam Magnetic Model of Earth. In C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer & J. Wickert (Eds.), *Earth Observation with CHAMP* (pp. 293—298). Springer, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/3-540-26800-6\_46.
207. Maus, S., & Weidelt, P. (2004). Separating the magnetospheric disturbance magnetic field into external and transient internal contribution using 1D conductivity model of the Earth. *Geophysical Research Letters*, 31(12), L12614. doi:10.1029/2004GL020232.
208. McLeod, M. (1992). Signal and noise in magnetic observatory annual means: mantle conductivity and jerks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17261—17290. doi:10.1029/92JB01847.
209. McNish, A.G. (1940). Physical representations of the geomagnetic field. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2), 287—291. doi:10.1029/TR021i002p00287.
210. McPherron, R.L. (1979). Magnetospheric substorms. *Reviews of Geophysics*, 17(4), 657—681. doi:10.1029/RG017i004p00657.
211. Meng, C.-I. (1983). Case studies of the storm variation of the polar cusp. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 88(A1), 137—149. doi:10.1029/JA088iA01p00137.
212. Mundt, W., & Nevanlinna, H. (1986). Solar cycle effects in annual means of European geomagnetic observatories. *Gerlands Beitr. Geophys.*, 95(3), 207—212.

213. Murty, A.V.S. (1978). Solar cycle dependence of the regular daily variation in H at Alibag. *Annales de Geophysique*, 34(2), 119—123.
214. Nishida, A. (1968a). Geomagnetic  $D_p2$  fluctuations and associated magnetospheric phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 73(5), 1795—1803. doi:10.1029/JA073i005p01795.
215. Nishida, A. (1968b). Coherence of geomagnetic  $D_p2$  fluctuations with interplanetary magnetic variations. *Journal of Geophysical Research*, 73(17), 5549—5559. doi:10.1029/JA073i017p05549.
216. Nishida, A. (1971). Interplanetary origin of DP electric field: *IAGASymposium, Moscow*.
217. Nishida, A., Iwasaki, N., & Nagata, T. (1966). The origin of the fluctuations in the equatorial electrojet: a new type of geomagnetic variations. *Annales Geophysicae*, 22, 478—484.
218. Olson, P., & Aurnou, J. (1999). A polar vortex in the Earth's core. *Nature*, 402, 170—173. doi:10.1038/46017.
219. Olsen, N., & Manda, M. (2008). Rapidly changing flow in the Earth's core. *Nature Geoscience*, 1, 390—394. doi:10.1038/ngeo203.
220. Roelof, E.C., & Williams, D.J. (1988). The terrestrial ring current: from in the measurement to global images using energetic neutral atoms. *John Hopkins APL Technical Digest*, 9, 144—163.
221. Rostoker, G. (1972). Polar magnetic substorms. *Reviews of Geophysics*, 10(1), 157—211. doi:10.1029/RG010i001p00157.
222. Ryskin, G. (2009). Secular variation of the Earth's magnetic field: induced by ocean flow? *New Journal Physics*, 11, 1—23.
223. Schmucker, U. (1991). Solar cycle variation and corrected annual means for external effects at Fuerstenfeldbruck 1951—1968. *Münchener Geophysikalische Mitteilungen*, 5, 217—248.
224. Singer, S.F. (1957). A new model of magnetic storms and aurorae. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(2), 175—180. doi:10.1029/TR038i002p00175.

225. Stephenson, D., & Bryan, K. (1992). Large-scale electric and magnetic field generated by the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C10), 15467—15480. doi:10.1029/92JC01400.
226. Sugiura, M. (1964). Hourly values of equatorial  $D_{st}$  for the IGY. *Annual International Geophysical Year*, 35.
227. Sugiura, M., & Kamei, T. (1991). Equatorial  $D_{st}$  index 1957—1986. *IAGA Bull.*, (40). Retrieved from [http://isgi.unistra.fr/Documents/References/Sugiura\\_Kamei\\_IAGAB\\_1991.pdf](http://isgi.unistra.fr/Documents/References/Sugiura_Kamei_IAGAB_1991.pdf).
228. Sumaruk, Yu.P. (2000). Sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 30(2), 158.
229. Sumaruk, Yu. (2001). On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353—354
230. Svalgaard, L. (1968). Sector structure of the interplanetary magnetic field and daily variation of the geomagnetic field at high latitudes. *Geophys. paper., Danish Meteorol. Inst., R-6*, 5—11
231. Tough, J.G., & Roberts, P.H. (1968). Nearly symmetrical hydromagnetic dynamos. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1(4), 288—296. doi:10.1016/0031-9201(68)90064-2.
232. Tsyganenko, N.A., & Sitnov, M.I. (2005). Modeling of the dynamics of the inner magnetosphere during strong geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A3), A03208. doi:10.1029/2004JA010798.
233. Turner, N.E., Baker, D.N., Pulkkinen, T.I., & McPherron, R.L. (2000). Evaluation of the tail current contribution to  $D_{st}$ . *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 105(A3), 5431—5439. doi:10.1029/1999JA000248.
234. Vasyliunas, V.M., & Wolf, R.A. (1973). Magnetospheric substorms: Some problems and controversies. *Reviews of Geophysics*, 11(1), 181—189. doi:10.1029/RG011i001p00181.
235. Verbanac, G., Luhr, H., Rother, M., Korte, M., & Manda, M. (2007). Contributions of the external field to the observatory annual means and proposal for their corrections. *Earth, Planets and Space*, 59, 251—257. doi:10.1186/BF03353102.

236. Yabuzaki, T., & Ogawa, T. (1974). Rocket measurement of  $S_q$  ionospheric current over Kagoshima, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 79(3), 1999—2001. doi:10.1029/JA079i013p01999.
237. Yacob, A., & Rangarajan, G.K. (1973). Secular trend near the focus of maximum horizontal intensity. *Pure and Applied Geophysics*, 111, 2286—2290. doi:10.1007/BF00940880.
238. Yukutake, T. (1967). The westward drift of the Earth's magnetic field in historical times. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 19(2), 103—116. doi:10.5636/jgg.19.103.
239. Yukutake, T. (1972). The effect of change in geomagnetic dipole moment on the rate of the Earth's rotation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 24(1), 19—42. doi:10.5636/jgg.24.19.
240. Yukutake, T. (1973). Fluctuation in the Earth's rate of rotation related to changes in the geomagnetic dipole field. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 25(2), 195—212. doi:10.5636/jgg.25.195.
241. Yukutake, T., & Cain, J. (1979). Solar cycle variations of the first-degree spherical harmonic components of the geomagnetic field. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 31(5), 509—544. doi:10.5636/jgg.31.509.
242. Yukutake, T., & Cain, J. (1987). Solar cycle variations in the annual mean values of the geomagnetic components of the observatory data. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 39(1), 19—46. doi:10.5636/jgg.39.19.
243. Zmuda, A.J., & Armstrong, J.C. (1974). The diurnal flow pattern of the field-aligned current. *Journal of Geophysical Research*, 79(31), 4611—4619. doi:10.1029/JA079i031p04611.

## РОЗДІЛ 2. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ ТА ТЕКТОНІЧНА БУДОВА ЗЕМЛІ

Спектр вікових варіацій містить коливання з періодом від декількох років до  $8 \cdot 10^3$  років [Калинин, 1984]. На поверхні Землі реєструються варіації від внутрішніх джерел з періодами, більше 10 років, варіації з меншими періодами загасають завдяки високій електропровідності мантії [Максимчук та ін., 2001].

Відфільтрувати короткоперіодні варіації (2–3, 11, 22 роки) легко методом усереднення ковзним вікном відповідного періоду. В подальшому в роботі буде досліджено очищені від короткоперіодних варіацій зміни геомагнітного поля біжними вікнами з періодами 3 і 11 років. Виключати довгоперіодні ВВ таким методом не можна, оскільки ряди спостережень за змінами геомагнітного поля короткі. Використання даних, «неочищених» від короткоперіодних варіацій, буде окремо підкреслюватись.

### 2.1. Вікові варіації в полярних шапках

Спостереження за варіаціями магнітного поля в полярних шапках Землі розпочалися в 1957–1958 рр. з початком Міжнародного геофізичного року. «Годхавн» була єдиною обсерваторією, яка працювала з 1926 р. на о-ві Гренландія. В Антарктиді в 1956 р. почали вести спостереження на обсерваторії «Мірний». Силкові лінії геомагнітного поля в полярних шапках контактують із силівими лініями міжпланетного поля, тому дані геомагнітних обсерваторій розміщених в полярних шапках, несуть найбільш повну інформацію про варіації від зовнішніх джерел, що спрощує задачу виділення ВВ від внутрішніх джерел. Зовнішніми джерелами варіацій геомагнітного поля в полярних шапках є кільцевий магнітосферний струм та струми затікання від авроральних іоносферних електроструменів. [Акасофу, Чепмен, 1975] та надзвичайно потужний полярний іоносферний електрострум [Сумарук и др., 1992]. Кільцевий магнітосферний струм генерує на поверхні Землі однорідне магнітне поле силіві лінії якого перпендикулярні площині геомагнітного екватору, тому

варіації в полярних шапках, в основному відображаються в вертикальній компоненті (збільшують  $Z$  в північній полярній шапці і зменшують в південній). Вплив цього струму найбільший на обсерваторіях THU і RES в північній полярній шапці і VOS – в південній. Полярні іоносферні електрострумені тісно пов'язані з азимутальною компонентою міжпланетного магнітного поля (ММП) [Сумарук, Харин, 1979] і наявні в обох полярних шапках. Вони охоплюють геомагнітні полюси. Максимальні електрострумені на широтах  $\pm 80^\circ$ , а напрям залежить від знаку азимутальної компоненти ММП. Струм найінтенсивніший на денній стороні в місцевий літній сезон. Вплив його на  $BB$  відображається на обсерваторіях RES, MBC та DRV – в горизонтальній компоненті оскільки ці обсерваторії знаходяться під полярними електроструменями, або близьких до них та на обсерваторіях THU і VOS – в  $Z$  компоненті поля, так як вони знаходяться близько фокусу системи струмів. Дані полярних магнітних обсерваторій надзвичайно цінні, оскільки геомагнітне поле тут безпосередньо контактує з міжпланетним магнітним полем, тому можна вивчати вплив замагніченого сонячними магнітними полями сонячного вітру на геомагнітні варіації.

### **2.1.1. Вікові варіації в Північній полярній шапці Землі**

В полярних шапках Землі при малій геомагнітній активності в денні години літнього сезону існують великі нерегулярні збурення [Бобров, 1961; Hospers, 1965; Мансуров, 1969; Friis-Christensen et al., 1972]. Джерелом таких збурень є потужний полярний електрострум, який тече в іоносфері на геомагнітних широтах  $\sim 80^\circ$  і напрямок якого залежить від знака азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля [Сумарук, Фельдштейн, 1973а; Сумарук и др., 1974, 1992; Сумарук, Фельдштейн, 1975б]. Електрострум чітко фіксується на денній стороні полярної шапки. Інтенсивність його зменшується в рівнодення і в зимовий сезон. Широта електроструменя може незначно змінюватися зі зміною геомагнітної активності [Сумарук, Фельдштейн, 1973а]. Електрострум охоплює геомагнітний полюс, відтак



веде до збільшення або зменшення геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях «Туле» (THU) і «Алерт» (ALE). Максимальної сили електрострумів набуває над магнітними обсерваторіями «Резольют-Бей» (RES) і «Моулд-Бей» (MBC), що веде до збільшення амплітуди в горизонтальній складовій поля. В літні місяці величина збурення від полярного електроструменя може досягати перших сотень нанотесла [Сумарук, Фельдштейн, 1975б]. В збурених умовах струми затікання від авроральних електроструменів значно збільшують величину варіацій в полярних шапках та їх широтний розподіл. На величину варіацій в полярних шапках, як сказано вище, впливає також кільцевий магнітосферний струм [Сумарук и др., 1980]. Спрямований на захід, у північній полярній шапці він генерує поле, яке веде до збільшення вертикальної компоненти, а в приполярних широтах – до спаду горизонтальної компоненти поля.

Отже, в роки високої сонячної активності і, відповідно, геомагнітної активності абсолютні значення  $Z$  більші, ніж у роки низької активності, і це має відобразитися у ВВ геомагнітного поля.

Для дослідження даного явища були вибрані [Сумарук, Сумарук, 2013а, в] середньорічні значення тринадцяти високоширотних магнітних обсерваторій з роботи [Головков и др., 1983] та дані з сайту [https://www.geomag.bgs.ac.uk/gifts/annual\\_means.html](https://www.geomag.bgs.ac.uk/gifts/annual_means.html).

Геомагнітні ( $\Phi$ ,  $\Lambda$ ) та географічні ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) координати обсерваторій подано в таблиці 2.1. Більшість обсерваторій розпочали спостереження поля у другій половині ХХ століття (рік початку спостереження див. у таблиці 2.1). У межах полярної шапки розміщені шість з вибраних обсерваторій: THU і GDH – Гренландія, ALE, RES, MBC, CBV – Канада. Сім інших обсерваторій розташовані близько до полярної шапки. Досліджували ВВ повної індукції ( $T$ ) у вертикальній ( $Z$ ) і горизонтальній ( $H$ ) складових поля.

## Обсерваторії Північної полярної шапки Землі

Назва обсерваторії	АВВ- код	Геомagnetні координати		Географічні координати		Рік початку спостережень	ВВ <sub>1</sub> (Т), нТл
		Ф, град	Λ, град	φ, град	λ, град		
Туле	THU	87,86	014,3	77,48	290,83	1956	10
Алерт	ALE	86,90	157,07	82,50	297,50	1961	18
Резольют-Бей	RES	82,91	302,92	74,70	265,10	1953	4
Моулд-Бей	MBC	79,88	264,81	76,30	240,60	1962	7
Годхавн	GDH	78,53	033,98	69,23	306,48	1926	1
Кембрідж-Бей	CBV	76,51	303,09	69,10	255,00	1972	0
Ню-Олесунн	NAL	76,80	128,88	78,92	011,93	1966	36
Бейкер-Лейк	BLC	73,18	322,06	64,33	263,97	1951	-17
Хейс	HIS	72,33	155,79	80,62	058,05	1934	30
Медвежий	BJN	71,34	123,39	74,50	019,20	1951	25
Нарсарсуак	NAQ	69,91	038,55	61,20	314,60	1968	0
Форт Черчілл	FCC	67,98	328,38	58,80	265,90	1957	-14
Мінук	MEA	61,58	306,22	54,62	246,67	1917	-23

Абсолютні значення  $Z$  і  $H$  показано на рис. 2.1. На рис. 2.2 – незалежні ВВ повної індукції поля в високих широтах Північної півкулі Землі. Добре видно короткоперіодні (2–4 роки), циклічні (~11 років) та довгоперіодні квазісинусоїдальні варіації. Як короткоперіодні, так і довгоперіодні варіації на всіх обсерваторіях змінюються у фазі (до 2003 р.), тобто криві ВВ(Т) приймають максимальні і мінімальні значення в одні і ті ж самі роки (з точністю до величини найбільшої амплітуди короткоперіодної варіації). Роки зміни знаку ВВ(Т) на обсерваторіях різні, тобто криві зсунуті по осі ординат на

певну величину. Для того, щоб зміна знаку  $BB(T)$  відбувалась в один і той самий рік, рівень відліку поля  $BB(T)$  на більшості обсерваторій слід змінити.

На обсерваторіях ALE, THU, RES, MBC, GDH, VJN, NAL, HIS рівень відліку треба підняти, а на обсерваторіях BLC, FCC, MEA – опустити на певну величину. Після проведення такої операції зміна знаку  $BB(T)$  з додатного на від’ємний відбудеться у 1978 р.

На обсерваторіях з довгими рядами спостережень GDH і MEA спостерігається також зміна знаку  $BB(T)$  з від’ємного на додатний у 1947 р. Нові рівні відліку  $BB_1(T)$  показано в останньому стовпці таблиці 2.1.

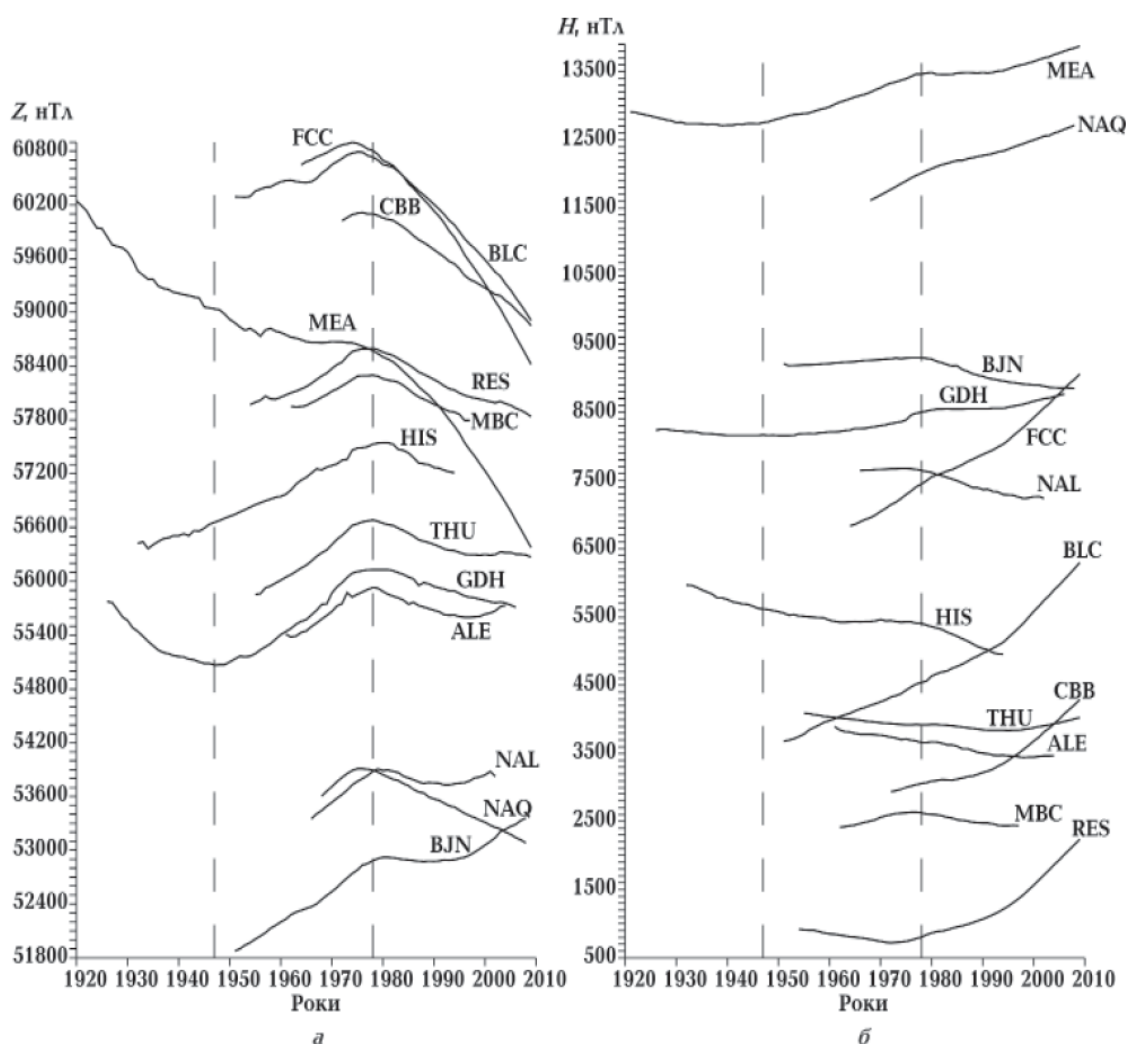


Рис. 2.1. Абсолютні значення  $Z$  (а) і  $H$  (б) компонент геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях.

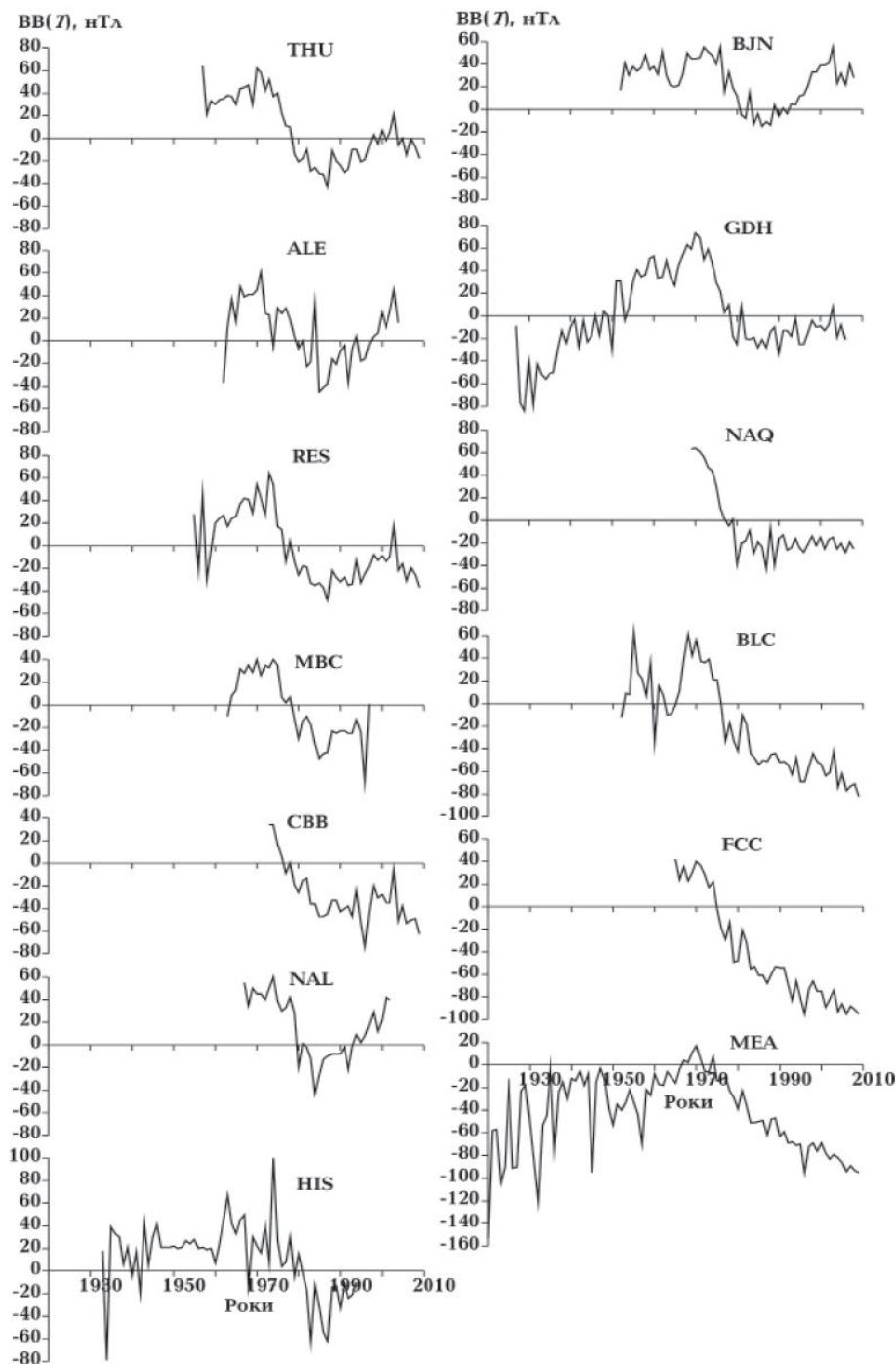


Рис. 2.2. Вікові варіації індукції геомагнітного поля (Т) на геомагнітних обсерваторіях Північної полярної шапки.

На квазісинусоїдальну варіацію  $BB(T)$  накладаються циклічна та короткоперіодна варіації, які пов'язані беззаперечно зі зміною сонячної активності. Циклічну 11-річну варіацію можна виключити фільтром з 11-річним біжучим вікном. Короткоперіодні (квазідворічні) варіації являють собою позитивні та негативні піки, які «спотворюють» гладку довгоперіодну варіацію. Особливо великі позитивні піки  $BB(T)$  спостерігалися у 1969–1970,

1989–1990, 1994, 2003 рр., що пов’язано з високою сонячною активністю, негативні піки – у 1964, 1975, 1995–1996 рр., що зумовлено низькою сонячною активністю.

Слід виділити додатний пік в 2003 р., який чітко спостерігається на всіх обсерваторіях полярної шапки (а також інших широтних зонах). У 2003 р. на спаді 23-го циклу сонячної активності відбулось декілька магнітних екстратур [Лаба та ін., 2010], під час яких  $D_{st}$ -індекс магнітної активності перевищував мінус 400 нТл (під час великих магнітних бур  $D_{st} \approx$  мінус 200 нТл).

Потужний кільцевий магнітосферний струм, який розвинувся під час бур, призвів до значного збільшення абсолютних значень  $Z$  ( $i$ , відповідно,  $T$ ) у полярній шапці, що відобразилося як позитивний пік у  $VB(T)$ .

У таблиці 2.2 наведено значення цього піку у 2003 р. для індукції  $T$  ( $\Delta VB(T)$ ), вертикальної  $\Delta VB(Z)$  та горизонтальної складових  $\Delta VB(H)$ . Як видно, величина в  $T$  ( $i$ , відповідно, в  $Z$ ) спадає зі зменшенням геомагнітної широти і зростає в  $H$ .

Таблиця 2.2

**Внесок зовнішніх джерел у вікову варіацію (VB) у 2003 р.**

Назва обсерваторії	ABB-код	$\Delta VB(T)$ , нТл	$\Delta VB(Z)$ , нТл	$\Delta VB(H)$ , нТл
Туле	THU	21	29	-4
Алерт	ALE	24	24	-6
Резольют-Бей	RES	33	33	-5
Моулд-Бей	MBC	—	—	-5
Годхавн	GDH	22	28	-17
Кембрідж-Бей	CBV	37	37	-16
Ню-Олесунн	NAL	—	25	-8
Бейкер-Лейк	BLC	24	21	-16
Медвежий	BJN	23	34	-8
Нарсарсуак	NAQ	6	13	-20
Форт Черчілл	FCC	14	14	-18
Мінук	MEA	6	6	-12

За інтервал часу від 1926 до 2009 р. у північній полярній шапці можна виокремити шість підінтервалів (таблиця 2.3). До 1947 р. індукція поля зменшувалася  $BB(T) < 0$ , абсолютна величина  $BB(T)$  спадала. У 1947 р. спостерігався максимум 18-го циклу сонячної активності. Після 1947 р. до 1978 р. індукція зростає, а максимальна величина її спостерігалась у 1968–1970 рр., тобто близько максимуму 20-го циклу сонячної активності. З 1978 до 2003 р. індукція спадала, хоча темпи спаду неоднакові, до 1988 р.  $BB(T) < 0$ , але її абсолютна величина збільшується, після 1988 р. – зменшується. Перегин  $BB(T)$  спостерігається близько максимуму 22-го циклу сонячної активності. Таким чином, зміни магнітної індукції і її  $BB$  у північній полярній шапці спостерігаються в роки, близькі до максимумів сонячної активності або в роки максимумів.

Таблиця 2.3

**Динаміка магнітної індукції та  $BB(T)$  за 1926–2010 рр.**

Номер періоду	Роки	T	Екстремуми $BB(T)$ , нТл	Абсолютні значення $ BB(T) $	Max CA	Номер циклу
1	1926–1947	зменшується	від –80 до 0	зменшується	1947	18
2	1947–1970	збільшується	0–73	збільшується	1969	20
3	1970–1978	збільшується	73–1	зменшується	1979	21
4	1978–1988	зменшується	від 1 до –52	збільшується	1989	22
5	1988–2003	зменшується	від –52 до 8	зменшується	2001	23
6	2003–2010	перемінне	?	знакозмінне	—	—

Слід, підкреслити, що у 2003 р. синхронність змін довгоперіодних варіацій індукції на обсерваторіях полярної шапки порушується, тому для інтервалу 2003–2010 рр. в стовпчику «екстремуми  $BB(T)$ » в таблиці 2.3 поставлено знак запитання. В цьому підінтервалі на обсерваторіях THU, RES, СВВ  $BB(T) < 0$  і її абсолютна величина повільно збільшується. На гренландських

обсерваторіях GDN і NAQ  $BB(T) < 0$  і мало змінюється, на канадських FCC, VLC, MEA  $BB(T) < 0$  і абсолютна величина її різко збільшується, тобто магнітна індукція зменшується. Це підтверджується результатами роботи [Орлюк, Роменець, 2011].

В полярній шапці вертикальна компонента сумірна з повною напруженістю поля, тому слід очікувати таких же  $BB$ . На рис. 2.3 показано  $BB(Z)$  та  $BB(H)$  на всіх високоширотних обсерваторіях.

Порівняння  $BB(T)$  з рис. 2.2 та  $BB(Z)$  з рис. 2.3 показує, що  $BB(Z)$  в деталях повторює  $BB(T)$ . В ті ж роки змінюються знаки довгоперіодних варіацій, збігаються роки екстремумів та піки короткоперіодних варіацій.

Горизонтальна компонента в полярній шапці мала за абсолютною величиною і її  $BB$  істотно розрізняються на обсерваторіях. Джерелами їх є полярний електрострум і струми затікання з авроральної іоносфери. Короткоперіодні  $BB(H)$  на всіх обсерваторіях збігаються за фазою. На кожній обсерваторії знаки короткоперіодних  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  протилежні.  $BB(Z)$  мають більшу амплітуду, ніж  $BB(H)$ , і сумірні на всіх обсерваторіях. Отже, джерело  $BB(Z)$  розміщено далеко. Очевидно, це кільцевий магнітосферний струм.

Характерною ознакою довгоперіодних  $BB(H)$  є те, що вони змінюються за фазою з  $BB(Z)$  на більшості обсерваторій, крім CBV і RES, де зміни їх відбуваються за протифазою. Обсерваторії CBV і RES розташовані під полярним іоносферним електроструменем, тому основна частина  $BB(H)$  на них генерується цим електроструменем.

Таким чином, у північній полярній шапці Землі за час, протягом якого велись спостереження геомагнітного поля, індукція поля як збільшувалась, так і зменшувалась. Максимальної величини індукція досягла у 1969–1970 рр. Після цього вона зменшується, а швидкість процесу зростає із зменшенням широти обсерваторії. Процес зменшення тривав синхронно на всіх обсерваторіях до 2003 р. В подальшому синхронність змін порушилась.

На довгоперіодні варіації накладаються короткоперіодні (2–4 роки) та циклічні варіації. Основним джерелом короткоперіодних варіацій, безсумнівно,

є магнітосферні та іоносферні струми, величина яких змінюється залежно від сонячної активності [Sumaruk, Reda, 2011]. В роботі [Ладынин, Попова, 2008] стверджується, що короткоперіодні вікові варіації мають тільки внутрішні джерела. З цією думкою можна погодитись тільки частково. Як показано в роботі [Sumaruk, 2010], ВВ, обчислені за п'ятьма міжнародно-спокійними днями ( $S_q$ ) в кожному місяці та міжнародно-збуреними ( $S_d$ ) днями, збігаються за фазою, але амплітуда за  $S_d$ -днями набагато більша. Це означає, що у збурених інтервалах часу частка ВВ від зовнішніх джерел більша, ніж у спокійних інтервалах.



Рис. 2.3. Вікові варіації вертикальної (червона лінія) та горизонтальної (зелена лінія) компонент на високоширотних магнітних обсерваторіях.



Синфазність довгоперіодних квазісинусоїдальних варіацій та можливість зміною відліку величини  $BB(T)$  привести час зміни знака  $BB(T)$  до одного і того ж самого року на всіх обсерваторіях показують, що довгоперіодні варіації генеруються двома джерелами.

Перше джерело (внутрішнє) генерує малозмінну в часі компоненту  $BB_1(T)$ , величину якої визначають як різницю між введеними та спостережуваними рівнями відліку, друге (зовнішнє) – компоненту  $BB_2(T)$ , яка змінюється за квазісинусоїдальним законом.

### 2.1.2. Вікові варіації в Антарктиді

Для дослідження вибрано середньорічні значення вертикальної та горизонтальної компонент геомагнітного поля на 10 обсерваторіях, розміщених в Антарктиді. Список обсерваторій показано в таблиці 2.4 [Data ..., 2005]. Більшість обсерваторій почали спостереження поля з початком Міжнародного геофізичного року.

$BB$  вираховувались як різниця між середньорічними  $Z$ ,  $H$  і  $T$  послідовних років. Для виключення короткоперіодних  $BB$  ряди згладжено біжучими середніми з вікнами 3 і 11 років [Сумарук, Сумарук, 2013в]. Оскільки величина повного вектора  $T$  в Антарктиді зменшується, а  $Z$ -компонента направлена від Землі, то  $BB(Z) > 0$ .

На рис. 2.4, а показано згладжені  $BB$  вертикальної компоненти на антарктичних обсерваторіях та на обсерваторіях, розміщених в суміжних регіонах: «Крозе» ( $CZT$ ,  $\varphi = -46^\circ$ ,  $\lambda = 52^\circ$ ), «Трелью» ( $TRW$ ,  $\varphi = -43^\circ$ ,  $\lambda = 294^\circ$ ) і «Порт-о-Франсе» ( $PAF$ ,  $\varphi = -49^\circ$ ,  $\lambda = 70^\circ$ ).

Всі величини позитивні і збільшувались до 1969–1970 рр. Максимальні значення  $BB(Z)$  спостерігалися на обсерваторіях  $SYO$  (140 нТл/рік),  $NVL$  (136 нТл/рік),  $MOL$  (109 нТл/рік). На обсерваторіях, які знаходяться ближче до геомагнітного полюсу ( $VOS$ ,  $DRV$ ,  $MIR$ ), максимальна величина  $BB(Z)$  значно менша. Тобто магнітна індукція зменшувалась в Антарктиді неоднаково, і

пояснити таке зменшення ослабленням магнітного моменту центрального диполя чи його зміщенням не можна.

Таблиця 2.4

**Характеристика магнітних обсерваторій, розміщених в Антарктиді**

Назва	ABB код	Географічні координати		Геомагнітні координати		Роки початку спостережень
		φ, град	λ, град	Φ, град	Λ, град	
Новолазаревська	NVL	- 70,77	11,82	- 67,31	58,04	1960
Сьова	SYO	- 69,00	39,58	- 70,37	83,55	1958
Молодьюжная	MOL	- 67,67	45,85	- 70,32	91,48	1965
Маусон	MAW	- 67,70	62,88	- 73,23	110,06	1956
Мірний	MIR	- 66,55	93,02	- 76,20	154,07	1956
Восток	VOS	- 78,45	106,87	- 88,68	168,21	1958
Дюмон-д'Юрвіль	DRV	- 66,67	140,01	- 74,47	231,20	1957
Скотт-Бейс	SBA	- 77,85	166,78	- 78,97	290,19	1957
Вернадський	AIA	- 65,20	295,70	- 55,01	5,47	1957

Швидкість спаду величини поля почала зменшуватися в кінці 1960-х років.

В таблиці 2.5 показано середню за рік швидкість спаду величини  $BB(Z)$  ( $\Delta BB(Z)$ ) за 1980–2010 рр. на антарктичних обсерваторіях та на обсерваторіях TRW (Аргентина), CZT та PAF (Індійський океан).

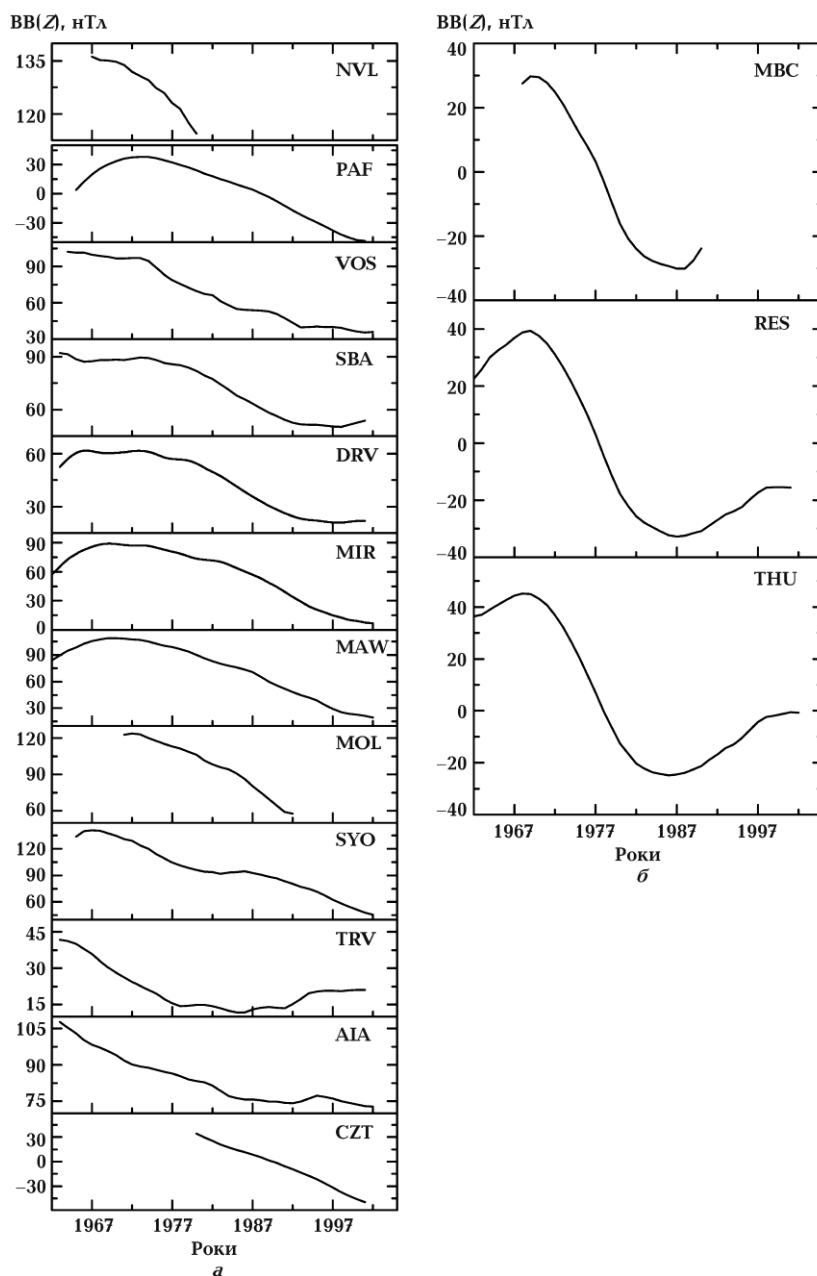


Рис. 2.4. Згладжені 11- та 3-річними біжучими фільтрами величини  $BB(Z)$  на антарктичних магнітних обсерваторіях (а) та обсерваторіях THU, RES і MBC в північній полярній шапці Землі (б).

Найбільша величина  $\Delta BB(Z)$  спостерігається на обсерваторії MOL (15 нТл/рік), яка поступово зменшується як на захід, так і на схід і досягає мінімальних значень на обсерваторії AIA (близько  $-1$  нТл/рік). Було вибрано три магнітні обсерваторії в більш низьких широтах Південної півкулі Землі, які

розміщені на довготах, близьких до довгот відповідних антарктичних обсерваторій, на яких спостерігаються екстремальні значення  $\Delta BB(Z)$ .

Таблиця 2.5

**Середньорічна швидкість спаду  $BB(Z)$  за 1980—2010 рр.**

Обсерваторія	$\Delta BB(Z)$ , нТл/рік	Обсерваторія	$\Delta BB(Z)$ , нТл/рік	Обсерваторія	$\Delta BB(Z)$ , нТл/рік
AIA	-1	MOL	-15	VOS	-6
MIR	-11	SYO	-11	TRW	0
DRV	-5	NVL	-2	CZT	-14
MAW	-12	SBA	-3	PAF	-12

Довготи обсерваторій MOL і CZT різняться на  $6^\circ$ . Величини  $\Delta BB(Z)$  майже рівні приблизно  $-(14-15)$  нТл/рік. Така ж відповідність спостерігається на обсерваторіях MAW і PAF та AIA і TRW. Це значить, що джерела  $BB(Z)$  на кожній парі обсерваторій пов'язані і вони є регіональними, а не глобальними. На рис. 2.5 показано залежності  $BB(Z)$  на кожній парі обсерваторій. Спостерігається лінійна залежність між варіаціями  $BB(Z)$  на кожній парі обсерваторій, що вказує на спільність джерел варіацій.

На рис. 2.4, б показано згладжені  $BB(Z)$  на трьох магнітних обсерваторіях в північній полярній шапці (THU, RES, MBC). Як бачимо, характер змін  $BB(Z)$  в високих широтах Південної та Північної півкуль подібний. Максимальних значень  $BB(Z)$  досягає у 1969–1970 рр. як в південній, так і в північній полярних шапках і в подальшому починається спад, причому в північній полярній шапці  $BB(Z)$  змінює знак, тобто вертикальна складова напруженості поля починає зменшуватися, а в Південній півкулі продовжує зменшуватися по

абсолютній величині. Однознакові зміни ВВ (зменшення) не можна пояснити зміщенням центрального диполя.

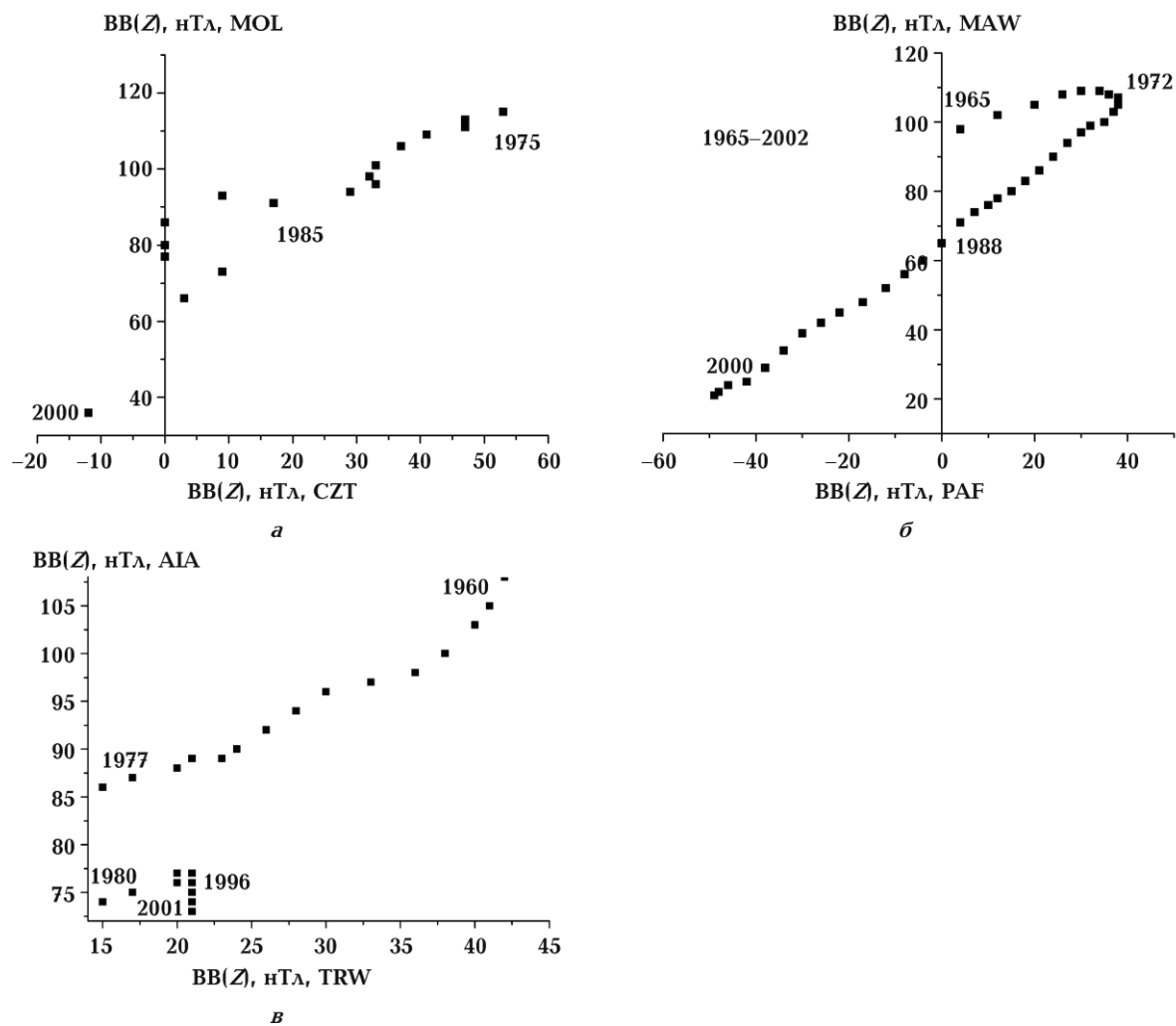


Рис. 2.5. Залежність згладжених величин  $BB(Z)$  на антарктичних обсерваторіях MOL, MAW, AIA від  $BB(Z)$  на суміжних середньоширотних обсерваторіях CZT, PAF, TRW: *a* – MOL–CZT, *b* – MAW–PAF, *v* – AIA–TRW.

На рис. 2.6 показано залежність згладжених величин  $BB(Z)$  на обсерваторії VOS від величини  $BB(Z)$  на обсерваторії THU. Спостерігається добра кореляція між величинами. В кінці 1970-х років бачимо різке зменшення  $BB(Z)$  на обох полярних шапках. На обсерваторії THU  $BB(Z)$  змінює знак у 1979 р. Різкі зміни ВВ називають джерками [Mandea, 2001]. Показані на рис. 2.6

зміни  $BB(Z)$  дають змогу припустити, що вони і джерки спричинені одним і тим же джерелом. Оскільки в південній полярній шапці  $BB(Z)$  зменшувалося, але не змінювало знака, значить, що крім змінного за інтенсивністю джерела, тут діє регіональне квазіпостійне джерело, яке дає вклад в  $(BB(Z))$ .

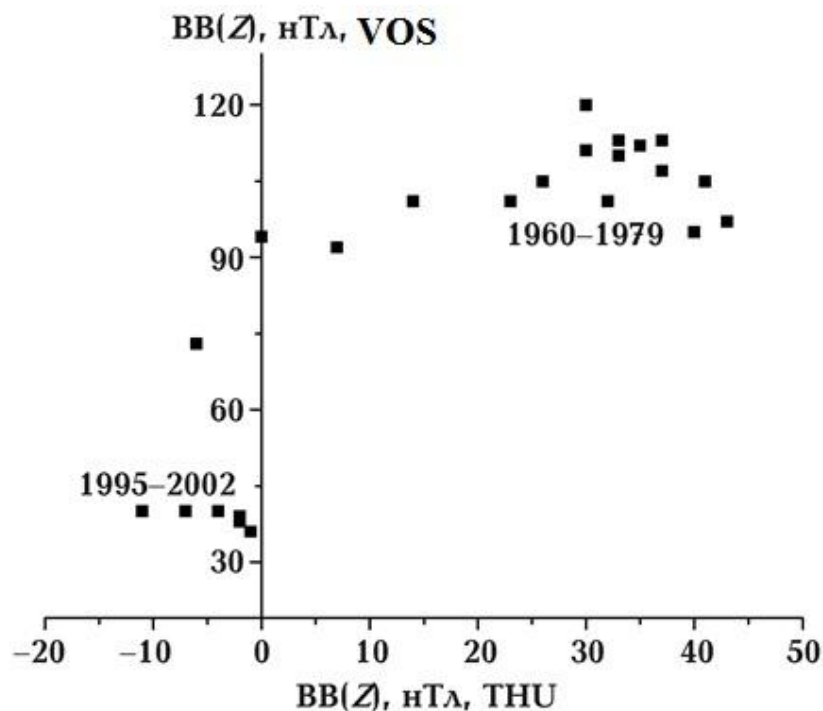


Рис. 2.6. Залежність згладжених величин  $BB(Z)$  на обсерваторії VOS від  $BB(Z)$  на обсерваторії THU.

На рис. 2.7 показано згладжені величини  $BB(H)$  горизонтальної компоненти на антарктичних магнітних обсерваторіях.

Головною особливістю  $BB(H)$  в Антарктиді є те, що вони різного знака в залежності від місцеположення обсерваторії. В полярній шапці (DRV, SBA, VOS)  $BB(H)$  додатні, на авроральних широтах (SNA, NVL) – від’ємні і близькі до нуля на обсерваторіях MOL, MAW, SYO і MIR. Близько до останніх обсерваторій проходить нульова ізолінія  $BB$ , яка розділяє Південноафриканську та Антарктичну магнітні аномалії. Як було зазначено вище, саме на обсерваторіях SYO і MOL найбільша швидкість змін  $BB(Z)$  (див. табл. 2.5).

Як бачимо, просторові та часові зміни  $BB(Z)$  та  $BB(H)$  в Антарктиді відрізняються принципово.

ВВ(Z) додатні за весь досліджуваний проміжок часу, тобто вертикальна складова геомагнітного поля зменшувалась. Швидкість зменшення Z компоненти змінювалася. На проміжку часу 1957–1978 рр. вона зростала. У 1979 р. швидкість почала спадати і досягла мінімальних значень в кінці 90-х років XX століття. На початку XXI століття на магнітних обсерваторіях, близьких до геомагнітного полюсу (VOS, DRV, SBA), ВВ(Z) знову почала збільшуватися.

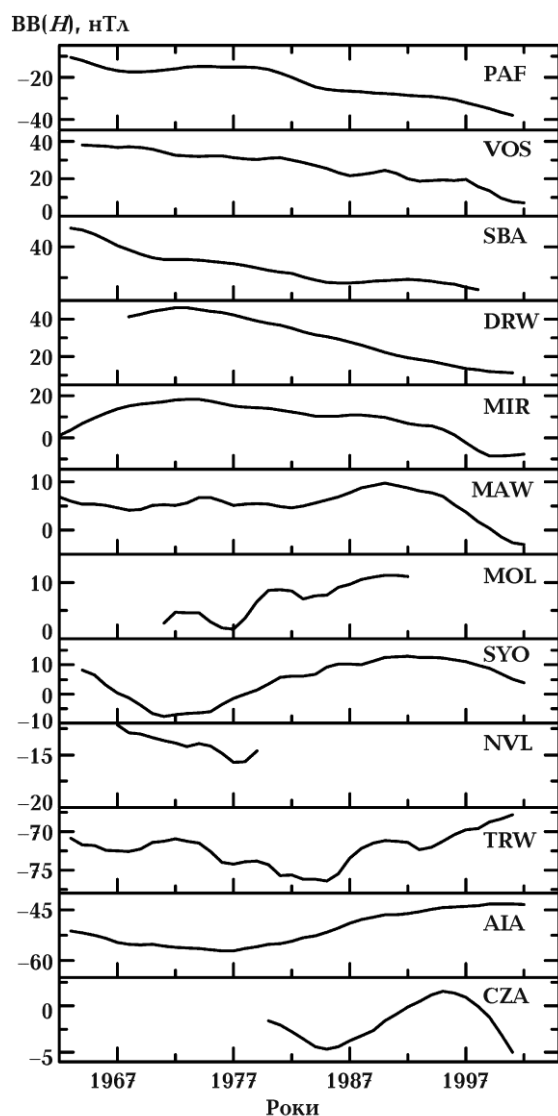


Рис. 2.7. Згладжені 11- та 3-річними біжучими фільтрами величини ВВ(H) на антарктичних магнітних обсерваторіях.

Просторові зміни  $BB(Z)$  такі: максимальні значення 109–140 нТл/рік спостерігались на обсерваторіях NVL, SYO, MOL, які розміщені на довготах Африки, а мінімальні на обсерваторіях MIR, DRV, SBA – на довготах Австралії. На континентальній обсерваторії VOS максимальне значення  $BB(Z) = 100$  нТл, тобто менше, ніж на берегових MOL і SYO. Це значить, що в генерації BB на берегових обсерваторіях задіяне додаткове джерело.

Часові зміни  $BB(Z)$  також суттєво різняться. Максимальна швидкість змін  $BB(Z)$  спостерігається на обсерваторіях MOL і SYO. Швидкість змін  $BB(Z)$  зменшується як на захід, так і на схід від обсерваторії MOL. Такі ж часові зміни  $BB(Z)$  спостерігаються на середньоширотних обсерваторіях TRW, CZT, PAF. Динаміка змін у часі однакова на парах обсерваторій MOL–CZT, AIA–TRW, MAW–PAF (див. рис. 2.5). Звідси робимо висновок, що  $BB(Z)$  в Антарктиді мають не тільки глобальні, але і регіональні джерела, розміщені найімовірніше в тектоносфері.

Вікові варіації Н-компоненти в Антарктиді мало змінюються з часом, однак просторові зміни їх великі.  $BB(H)$  змінюють знак залежно від положення обсерваторії. Такий розподіл  $BB(H)$  показує значний вплив на BB магнітосферних та іоносферних струмів. Обсерваторії полярної шапки знаходяться в області впливу магнітосферного кільцевого струму та полярного іоносферного електроструменя, а авроральні SNA, NVL ще і під впливом авроральних електроструменів.

BB в Антарктиді генеруються трьома джерелами. Перше – струми на границі ядро–мантія, тобто ті, які відповідають за генерацію головного магнітного поля Землі. Магнітне поле таких струмів моделюється полем магнітного диполя, магнітний момент якого змінюється з часом. Переміщення диполя на північ збільшує BB в північній полярній шапці і зменшує в південній. Відомо, що в даний час центральний диполь зміщується в північно-західному напрямку і його магнітний момент зменшується [Калинин, 1984].

Експериментальні дані показують, що складової BB, яка б змінювалась за фазою в обох полярних шапках на всьому досліджуваному інтервалі часу, не



спостерігається. На проміжку часу 1957–1978 р.  $VB(Z) > 0$  в обох полярних шапках, тобто змінюється за фазою. Максимальні  $VB(Z)$  спостерігалися у 1969–1970 рр. У 1979 р. в північній полярній шапці  $VB(Z)$  змінює знак, тобто індукція поля почала зменшуватися  $VB(Z) < 0$ , а в південній шапці спад індукції поля продовжується хоч із меншою швидкістю  $VB(Z) > 0$ .

Оскільки  $VB(Z)$  на даному проміжку часу в полярних шапках змінюється за протифазою, пояснити дане явище можна зміщенням центрального диполя на південь, або впливом зовнішніх джерел. Переміщення диполя на південь не підтверджується даними інших обсерваторій, тому треба прийняти припущення про вплив зовнішніх джерел.

На рис. 2.8 показано варіації великомасштабного магнітного поля Сонця (ВМПС) та середньорічні значення вертикальної ( $B_z$ ) компоненти ММП за 1965–1996 рр. [Обридко и др., 2004]. Відомо [Акасофу, Чепмен, 1975], що поява південної ( $B_z < 0$ ) компоненти ММП веде до збільшення геомагнітної активності, тобто до збільшення кількості магнітних бур, при яких спостерігається спад горизонтальної компоненти геомагнітного поля в низьких і середніх широтах і ріст вертикальної компоненти у високих широтах. Максимальні значення середньорічних  $B_z < 0$  компонент ММП спостерігалися у 1972–1979 рр. В ці ж роки  $VB(Z) > 0$ . Зміна знака  $B_z$  компоненти ММП відбулась у 1979 р. і, відповідно, змінився знак  $VB(Z)$  в північній полярній шапці і продовжує спадати  $VB(Z)$  в південній полярній шапці. В цей же рік змінився знак ВМПС. Як бачимо, зміни  $VB$  в полярних шапках Землі добре корелюють із змінами  $B_z$  компоненти ММП та величиною і знаком ВМПС, але в північній полярній шапці кореляція тісніша, а в південній слабша, оскільки завуальована впливом інших джерел. Таким чином, другим джерелом  $VB$  в полярних шапках Землі є зовнішні магнітосферні та іоносферні струми. Третім джерелом  $VB$  є струми в тектоносфері, на що вказує зв'язок  $VB$  на антарктичних магнітних обсерваторіях та на суміжних обсерваторіях в середніх широтах.

Зв'язок між варіаціями в полярних шапках Землі та міжпланетним магнітним полем дуже тісний. Коефіцієнти кореляції між вертикальною складовою поля на обсерваторіях «Восток» в Антарктиді і «Туле» на о-ві Гренландія у приполуденні години в літній сезон сягають значень 0,98, тобто кореляційний зв'язок практично переходить у функціональний. Цей зв'язок було використано [Сумарук, 2007/2008a] для діагностики азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля за наземними даними обсерваторії «Восток».

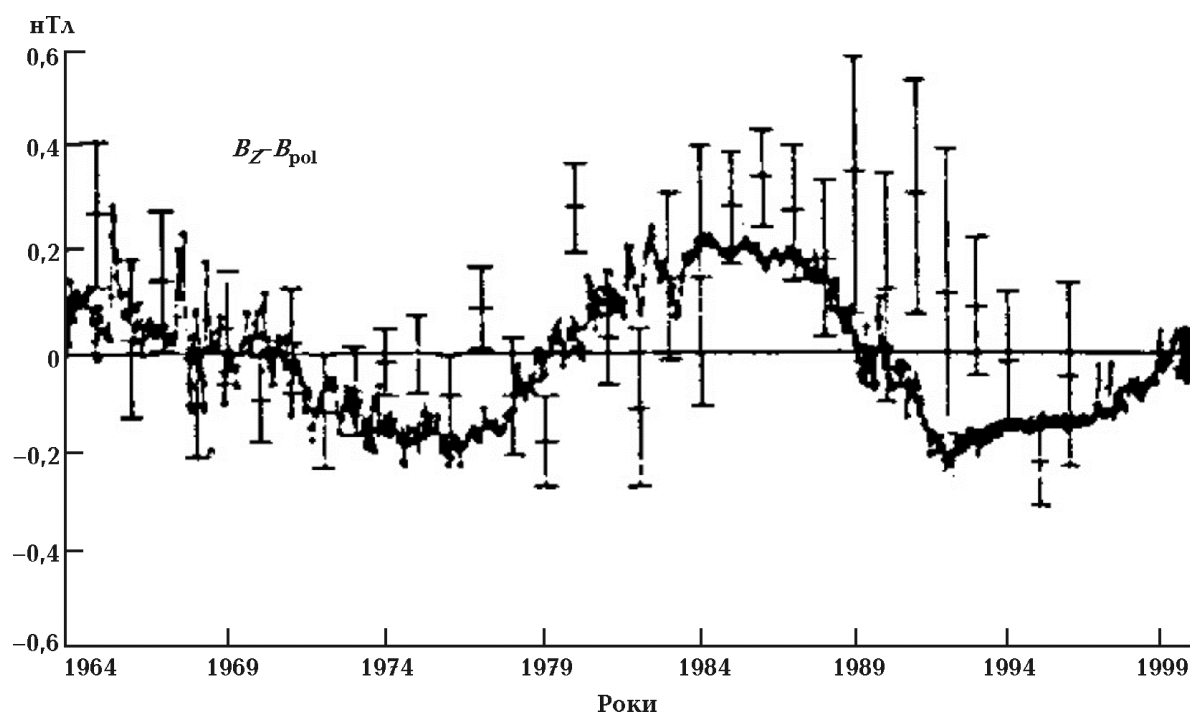


Рис. 2.8. Варіації великомасштабного магнітного поля Сонця ( $-B_{\text{pol}}$ ) і середньорічні значення  $B_Z$ -компоненти ММП та їх дисперсія [Обридко и др., 2004].

В статті [Сумарук и др., 1974] було показано, що зв'язок азимутальної компоненти ММП ( $B_Z$ ) та вертикальної ( $Z$ ) компоненти геомагнітного поля на магнітній обсерваторії «Туле» в північній полярній шапці в денні години літнього сезону можна виразити лінійним рівнянням типу  $Z = KB_y + Z_0$ , де  $K$  – коефіцієнт, що показує величину варіації складової  $Z$  при зміні  $B_y$  на 1 нТл, а  $Z_0$  – рівень відліку поля, незалежний від  $B_y$ . Величина коефіцієнта  $K$  лінійно зв'язана з інтенсивністю радіовипромінювання Сонця на частоті 2800 МГц

(регулярно публікується). Рівень відліку поля варіацій  $Z_0$  можна обчислити, інтерполюючи нічні абсолютні значення  $Z_0$  в зимові місяці, коли відсутня компонента поля, залежна від  $B_y$ , на будь-який місяць, враховуючи вікову варіацію поля і добову зміну  $Z_0$  та їх залежність від активності Сонця. Методика діагностики дає добрі результати для близькополуденних годин в літній сезон, менш надійні в сезон рівнодення і погані в зимовий сезон.

## 2.2. Динаміка часових змін вікових варіацій на Землі

Вікові варіації геомагнітного поля безперервно змінюються з часом, причому величина та знак цих змін неоднакові в різних регіонах Землі. Широкий є і частотний спектр таких змін. Джерела таких змін можуть знаходитись як в середині Землі, так і ззовні. Не викликає сумніву, що джерела квазидворічних, 11-річних, 22-річних варіацій переважно знаходяться ззовні Землі. Після появи в літературі поняття про особливий тип змін ВВ – джерків, розпочалася дискусія, де знаходяться джерела джерків [Головков, Симонян, 1989; Alexandrescu et al., 1996a; LeHuy et al., 1998]. Джерком вважається різка зміна величини вікової варіації геомагнітного поля внаслідок зміни інтенсивності струмів всередині Землі або їх напрямку.

Роки зміни знака ВВ та її першої похідної визначено за даними спостережень магнітних обсерваторій світової мережі, які мають довгі часові ряди даних і розміщені на різних континентах [Сумарук та ін., 2016]. Такі роки будемо називати опорними. Одержані дані порівнювались зі змінами сонячної та геомагнітної активності.

ВВ визначались за середньорічними даними повної напруженості геомагнітного поля, взятими за адресою [www.geomag.bgs.uk/gifs/annual\\_means.html](http://www.geomag.bgs.uk/gifs/annual_means.html).

Назви обсерваторії, дані з яких використовувалися, їх АВВ-код, географічну широту і довготу показано в таблиці 2.6 Одержані ряди ВВ на кожній обсерваторії згладжувались 3-річними і 11-річними ковзними середніми для виключення короткоперіодних варіацій, пов'язаних з сонячною активністю.

Під терміном згладжування  $t$ -річними біжучими середніми розуміється процедура усереднення деякого ряду  $X(i)$  за певний період  $t = n + 1$  ( $n$  – парне), в результаті чого одержуємо новий ряд

$$X(j) = \frac{1}{n+1} \sum_{i=j-n}^{i=j+n} x(i). \quad (2.1)$$

Сонячна активність характеризувалась числами Вольфа, взятими з сайту <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/sgd.html>.

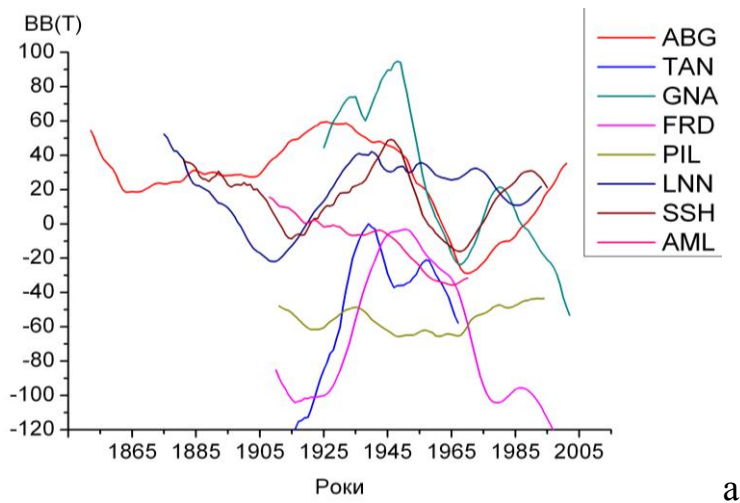
Таблиця 2.6

**Магнітні обсерваторії, дані яких було використано**

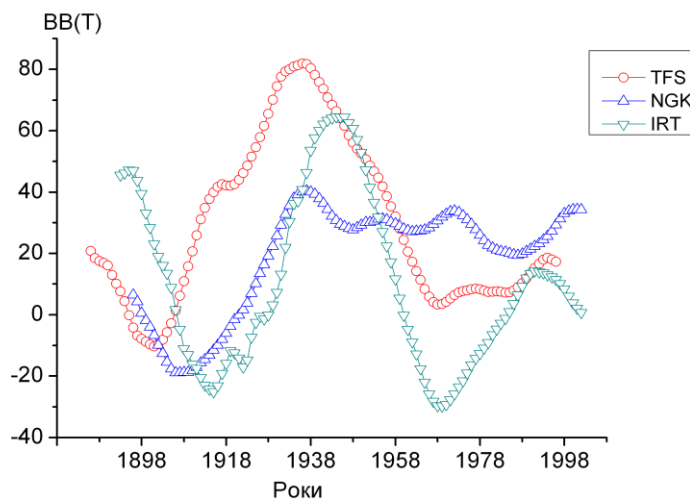
Обсерваторія	АВВ-код	Широта, град	Довгота, град
Туле (Данія)	THU	77,48	290,83
Годхавн (Данія)	GDH	69,23	306,48
Барроу (США)	BRW	71,30	203,25
Діксон (Росія)	DIK	73,55	80,57
Тромсо (Норвегія)	TRO	69,67	18,95
Тіксі (Росія)	TIK	71,58	129,00
Німек (Німеччина)	NGK	52,07	12,68
Тбілісі (Грузія)	TFS	42,08	44,40
Санкт-Петербург (Росія)	LNN	59,95	30,70
Іркутськ (Росія)	IRT	52,17	104,45
Алібаг (Індія)	ABG	18,64	72,87
Шешань (Китай)	SSH	31,10	121,19
Тананаріве (Мадагаскар)	TAN	-18,92	47,55
Амберлі (Нова Зеландія)	AML	-43,15	172,72
Гнангара (Австралія)	GNA	-31,78	115,95
Фредеріксбург (США)	FRD	38,20	282,63
Пілар (Аргентина)	PIL	-31,67	296,12
Маусон (Австралія)	MAW	-67,60	62,88
Дюмон-д'Юрвіль (Франція)	DRW	-66,67	140,01

На рис. 2.9 показано ВВ(Т) напруженості геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях.

Надійні дані про ВВ(Т) маємо з кінця XIX століття на чотирьох обсерваторіях – АВГ, LNN, TFS, SSH.



а



б

Рис. 2.9. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля ВВ(Т) згладжені 3- і 11-річними біжучими середніми на магнітних обсерваторіях: а – «Санкт-Петербург» (LNN), «Алібаг» (ABG), «Шешань» (SSH), «Тананаріве» (TAN), «Амберлі» (AML), «Гнангара» (GNA), «Фредеріксбург» (FRD) і «Пілар» (PIL); б – «Німек» (NGK), «Тбілісі» (TFS), «Іркутськ» (IRT).

До 1900 р. ВВ(Т) на цих обсерваторіях була додатною, причому на АВГ вона зростала, на SSH спадала, а на LNN, TFS і LNN різко спадала і в

1896–1900 рр. ВВ(Т) на двох останніх змінила знак, а на АВГ продовжувала зростати. Слід зазначити, що за даними обсерваторій АВГ, похідна за часом від ВВ(Т) змінила знак близько 1870 р., що підтверджує результат роботи [Mandea, 2001]. В 1870 р. спостерігався максимум 11-го циклу сонячної активності. В кінці XIX і на початку XX століття починають працювати магнітні обсерваторії FRD у США, PIL у Аргентині, AML у Новій Зеландії, IRT у Росії, TAN на Мадагаскарі, GNA у Австралії, продовжують роботу обсерваторії NGK і LNN. Таким чином, на всіх континентах ведуться регулярні вимірювання абсолютних величин геоматнітного поля, що дозволило одержати довгі ряди ВВ тривалістю більше ста років.

Співставлення графіків всіх вище названих обсерваторій дає змогу виділити опорні роки за проміжок часу з початку XX століття і до 2010 р. Такими роками є 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1986 і 2003.

В таблиці 2.7. показано ВВ(Т) за опорні роки на обсерваторіях Північної півкулі Землі, а в таблиці 2.8 – на обсерваторіях Південної півкулі.

Нижче знаку ВВ(Т) показано також стан поля в даний рік та подальшу зміну їх абсолютних величин. В останньому стовпчику таблиці показано роки максимумів чи мінімумів сонячної активності (СА), вираженої числами Вольфа та номери 11-річних циклів.

Упродовж досліджуваного інтервалу часу спостерігалось дев'ять опорних років. В ці роки ВВ(Т) досягали екстремальних значень, або ж змінювали знак. В восьми випадках опорні роки співпадали з роками максимумів сонячної активності або наступали пізніше на 2–3 роки. В опорний 1986 р. спостерігався мінімум сонячної активності між 21-м і 22-м циклами. Зміна знака ВВ(Т) та екстремальні значення спостерігалися в Північній півкулі Землі в максимумах 14-го, 15-го, 17-го, 18-го, 19-го, 20-го, 21-го та 23-го циклів сонячної активності. У максимумах 17-го і 20-го циклів ВВ(Т) досягає екстремальних значень і немає обсерваторій, де б вона змінювала знак.

**Зміни ВВ(Т) в опорні роки на магнітних обсерваторіях Північної півкулі  
Землі**

Роки	THU	GDH	BRW	DIK	TRO	TIK	NGK	TFS	LNN	IRT	ABG	FRD	SSH	CA
1907							- max	0	- max	0	+ >	- >	+ <	1907 max, 14
1920							0	+ >	0	- <	+ >	- max	0	1917 max, 15
1936							+ max	+ max	+ max	+ >	+ <	- <	+ >	1937 max, 17
1947		0		+ max	+ >		+	+ <	+ min	+ max	+ <	- min	+ max	1947 max, 18
1960	+ >	+ >	- max	+ <	+ >	+ max	+ <	+ <	+	0	0	- >	0	1957 max, 19
1969	+ max	+ max	+ max	+ <	+ max	- >	+ >	+ min	+ max	- max	- max	- >	- max	1969 max, 20
1979	0	0	0	0	+ <	- >	+ <	+ >	+ <	- <	- <	- max	0	1979 max, 21
1986	- max	- max	- max	- max	+ min	- max	+ min	+ >	+ min	+ >	- <	- min	+ >	1986 min, 21–22
2003	- min	- min	+ max	+ max	+ max	+ max	+ max	+ >	+ max	0	+ >	- max	0	2000 max, 23

*Примітка:* «>» – зростає, «<» – спадає, max – максимальні величини, min – мінімальні, «0» – зміна знака.

У Південній півкулі Землі ВВ(Т) від'ємні за досліджуваний інтервал часу, крім обсерваторій AML в Новій Зеландії та GNA в Австралії, які знаходяться близько нульової ізопори [Орлов и др., 1968]. ВВ(Т) на аргентинській обсерваторії PIL та AML в Новій Зеландії мало змінюються при зміні сонячної і геомагнітної активності.

## Зміна ВВ(Т) в опорні роки на магнітні обсерваторіях Південної півкулі Землі

Роки	TAN	AML	GNA	PIL	MAW	DRW	Сонячна активність
1907	– max	+ >		–			1907 max, 14
1920	– <	0	+ >	– max			1917 max, 15
1936	– <	– max	+ min	– min			1937 max, 17
1947	– min	– >	+ max	– max			1947 max, 18
1960	– >	– max	0	–	– >	– >	1957 max, 19
1969	– max	–	– max	– <	– max	– max	1969 max, 20
1979	– <	– max	+ max	– <	– <	– <	1979 max, 21
1986	– <	–	0	–	– <	– <	1986 min, 21-22
2003	+ >	– >	– >	–	– <	– min	2000 max, 23

Слід підкреслити, що на обсерваторія FRD, яка розміщена на Північноамериканській тектонічній плиті, ВВ(Т) від'ємне весь інтервал часу і амплітуда змін досягає 124 нТл, що пов'язано з тим, що обсерваторія знаходиться поблизу від'ємного фокуса ізопор вікових варіацій [Брагинский, 1982], однак зв'язок з геомагнітною активністю тут спостерігається.

Обсерваторії в північній і південній полярних частинах Землі GDH, THU, MAW, DRV почали працювати в 50–60 роках ХХ століття, тому їх ряди ВВ(Т) короткі, але дані їх спостережень дуже цінні, тому що силові лінії геомагнітного поля, які проходять через обсерваторії (параметр DL [Data ...,



2005] показано в дужках біля назви обсерваторії), контактують з сонячним вітром і дають можливість оцінити вклад зовнішніх джерел у ВВ.

На рис. 2.10 показано згладжені ВВ(Т) на обсерваторіях THU, GDH, DRV і MAW. Незгладжені дані опубліковано в роботах [Сумарук, Сумарук, 2013а, в]. Напруженість геомагнітного поля в північній полярній шапці за даними обсерваторії GDH зменшувалась до 1947 р., однак величина зменшення спадала і у 1947 р. ВВ(Т) = 0. В цьому році спостерігався максимум 18-го циклу сонячної активності. З 1947 до 1969 р. на обсерваторії GDH величина ВВ(Т) > 0 і зростала прискорено і на обсерваторії «Гуле», яка почала працювати у 1956 р.

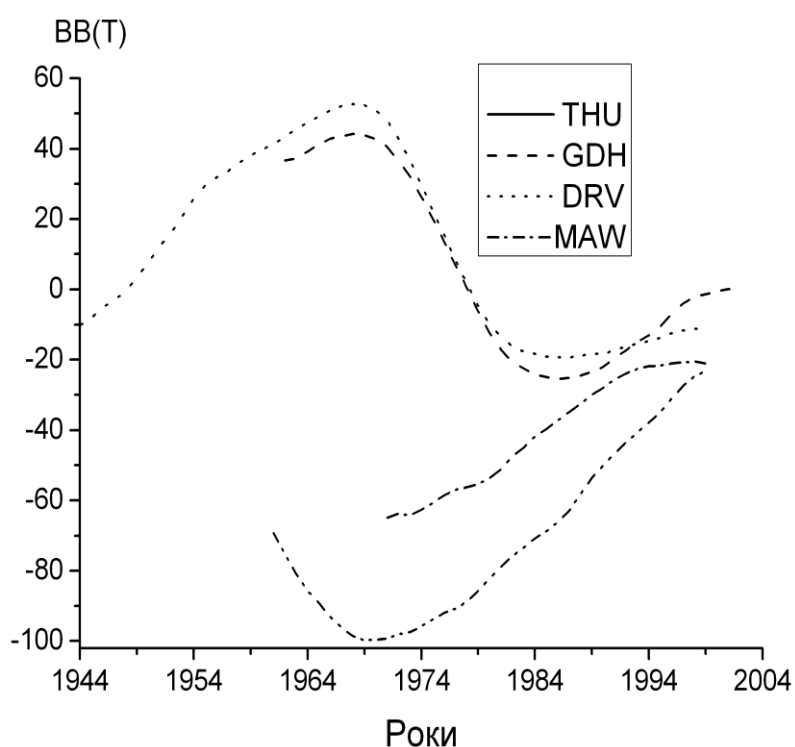


Рис. 2.10. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля ВВ(Т) на магнітних обсерваторіях північної (GDH, THU) та південної (DRV, MAW) полярних шапок Землі, згладжені 3- і 11-річними біжучими середніми.

На магнітних обсерваторіях DRV і MAW в південній полярній шапці спостерігали ріст абсолютних величин ВВ(Т)<0, тобто індукція геомагнітного поля зменшувалась прискорено. Прискорений ріст поля в північній полярній

шапці і прискорене зменшення його в південній можна пояснити зміщенням центрального диполя до півночі. Однак при такому зміщенні центрального диполя середньозмірні обсерваторії повинні фіксувати такий же знак  $VB(T)$ , як і високоширотні. Проте спостерігаються зміни протилежного знака.

Позитивні зміни  $VB(T)$  в середніх широтах почали спостерігатися в 20-х роках ХХ століття під час 15-го циклу сонячної активності, в якому максимальні середньорічні значення чисел Вольфа малі  $\bar{W}_{\max} = 104$ . Максимальну величину абсолютних значень  $VB(T)$  в обох полярних шапках Землі було зареєстровано у 1969 р. У цьому році спостерігався максимум аномального 20-го циклу сонячної активності  $\bar{W}_{\max} = 106$ .

Після 1969 р. абсолютні величини  $VB(T)$  в північній полярній шапці зменшувалися, і в 1978–1979 рр. знову змінили знак (з додатного на від'ємний). Почався процес зменшення напруженості геомагнітного поля, який тривав до 1986 р.

В полярній шапці Південної півкулі Землі зміни знака  $VB(T)$  у 1979 р. не спостерігалося і її величина продовжувала зменшуватися. Такий процес триває до теперішнього часу, що відображає зменшення величини центрального диполя геомагнітного поля [Калинин, 1984].

На рис. 2.11 показано  $VB(T)$  на ланцюжку обсерваторій у північній зоні полярних сьайв: «Абіско», «Діксон», «Тіксі» і «Барроу». Порівнявши рис. 2.10 і 2.11, можна побачити, що варіації  $VB(T)$  у північній зоні полярних сьайв та полярній шапці співпадають по фазі. Винятком є обсерваторія «Тіксі», де  $VB(T)$  відстають по фазі. Екстремальні значення спостерігаються у 1970, 1986 та 2003 рр. Зміна знака  $VB(T)$  на обсерваторіях зони полярних сьайв відбувається в різні роки (на обсерваторії «Абіско»  $VB(T)$  не змінює знака), оскільки графіки зсунуті по осі ординат на певну величину, постійну в часі для кожної обсерваторії.

Це свідчить про те, що  $VB(T)$  в зоні полярних сьайв генерується щонайменше двома джерелами. Інтенсивність першого не змінюється або мало

змінюється з часом, другого – змінюється по квазісинусоїдальному закону. Знайти таку закономірність для зони полярних сьайв у Південній півкулі Землі не можна, оскільки там мало магнітних обсерваторій, про що говорилось вище.

За даними обсерваторій південної полярної шапці можна визначити тільки екстремум  $BB(T)$  у 1969 р.

Опорні роки вікових варіацій, визначені в даній роботі – це роки екстремумів сонячної активності і деякі співпадають з роками джерків, дані про які опубліковані в літературі.

Джерки є глобальним явищем і мають джерела всередині Землі. Однак не всі піддержують таку думку [Malin, Hodder, 1982]. Ангел і Демитреску [Andjhel, Demetrescu, 1980] різку зміна  $BB$  у 1969 р. трактують як вплив сонячної активності. В.П. Головков [Головков, Симонян, 1989] наголошував, що статистично джерки приурочені до максимумів сонячної активності. Тому питання місцезнаходження джерел джерків у  $BB$  є дискусійним.

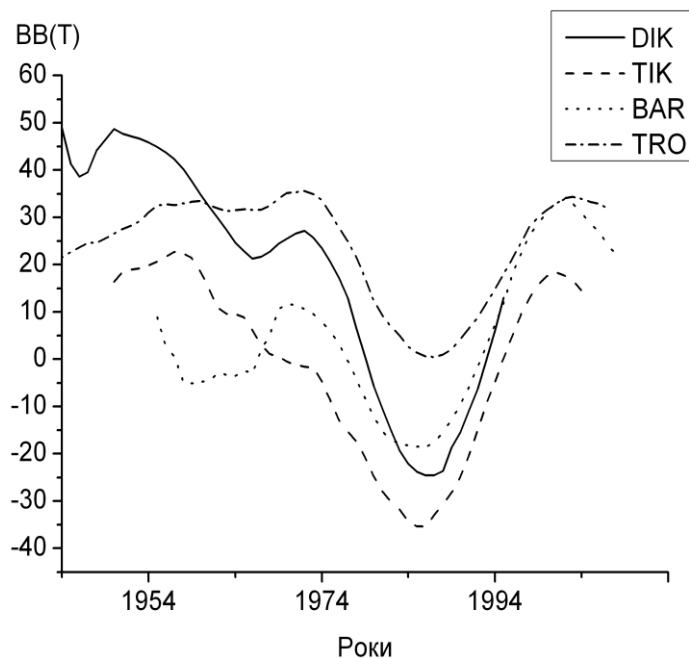


Рис. 2.11. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля  $BB(T)$  на магнітних обсерваторіях північної зони полярних сьайв TRO, DIK, TIK, BRW, згладжені 3- і 11-річними біжучими середніми.

ВВ безумовно мають внутрішні та зовнішні джерела. Внутрішні джерела це: а) зміна величини та переміщення центрального диполя головного магнітного поля, б) турбулентність на границі ядро–мантія [Sumaruk, 2000]. Такий механізм може генерувати ВВ з періодами 80 і 100 років. Коливання з коротшими періодами екрануються мантією. Відомо, що у варіаціях сонячної активності також є коливання з періодом 80 років [Гибсон, 1977], тобто вони можуть відображатися у вікових варіаціях.

Зовнішніми джерелами ВВ є магнітосферні та іоносферні струми. Величина складової від зовнішніх джерел залежить від широт магнітної обсерваторії. У роки великої геомагнітної активності вклад у ВВ від кільцевого магнітосереднього струму найбільший на екваторі [Космическая ..., 1976] і зменшується із збільшенням широт, причому даний вклад на екваторі відображається в горизонтальній складовій, на полюсі – у вертикальній.

В середніх широтах зміна геомагнітної активності відображається у ВВ як горизонтальної, так і вертикальної компонент.

Як вказувалось вище, опорні роки ВВ(Т) співпадають з роками екстремумів сонячної активності або ж запізнюються на 2–3 роки, коли геомагнітна активність запізнюється на 2–3 роки відносно сонячної активності на фазі спаду деяких циклів сонячної активності і це відображається у ВВ(Т). Опорні роки 1920 р. (1917 р.), 1960 р. (1957 р.), 2003 р. (2000 р.) запізнюються на три роки відносно максимумів сонячної активності, які вказані в дужках. На фазі спаду 19-го циклу (1960 р.) і 23-го (2000 р.) спостерігалися потужні рекурентні екстрабурі [Ермолаев и др., 2005], які і призвели до зсуву максимуму геомагнітної активності на три роки. Даних про екстрабурі на фазі спаду 15-го циклу (1920 р.) немає. Отже опорні роки зміни ВВ(Т) співпадають з роками екстремумів сонячної активності.

Опубліковані в літературі роки джерків у 1947, 1969 і 1979 рр. співпадають з опорними роками. Таким чином, немає сумніву, що зовнішні джерела

відіграють велику, а може і основну роль у зміні величини та знака вікових варіацій.

### 2.3. Вікові варіації і тектонічна будова Землі

Літосфера Землі розбита на великі тверді плити, які рухаються як єдине ціле. На границях плит спостерігають наявність зон землетрусів та посилену вулканічну діяльність, які пов'язані з активними тектонічними процесами (рис. 2.12).

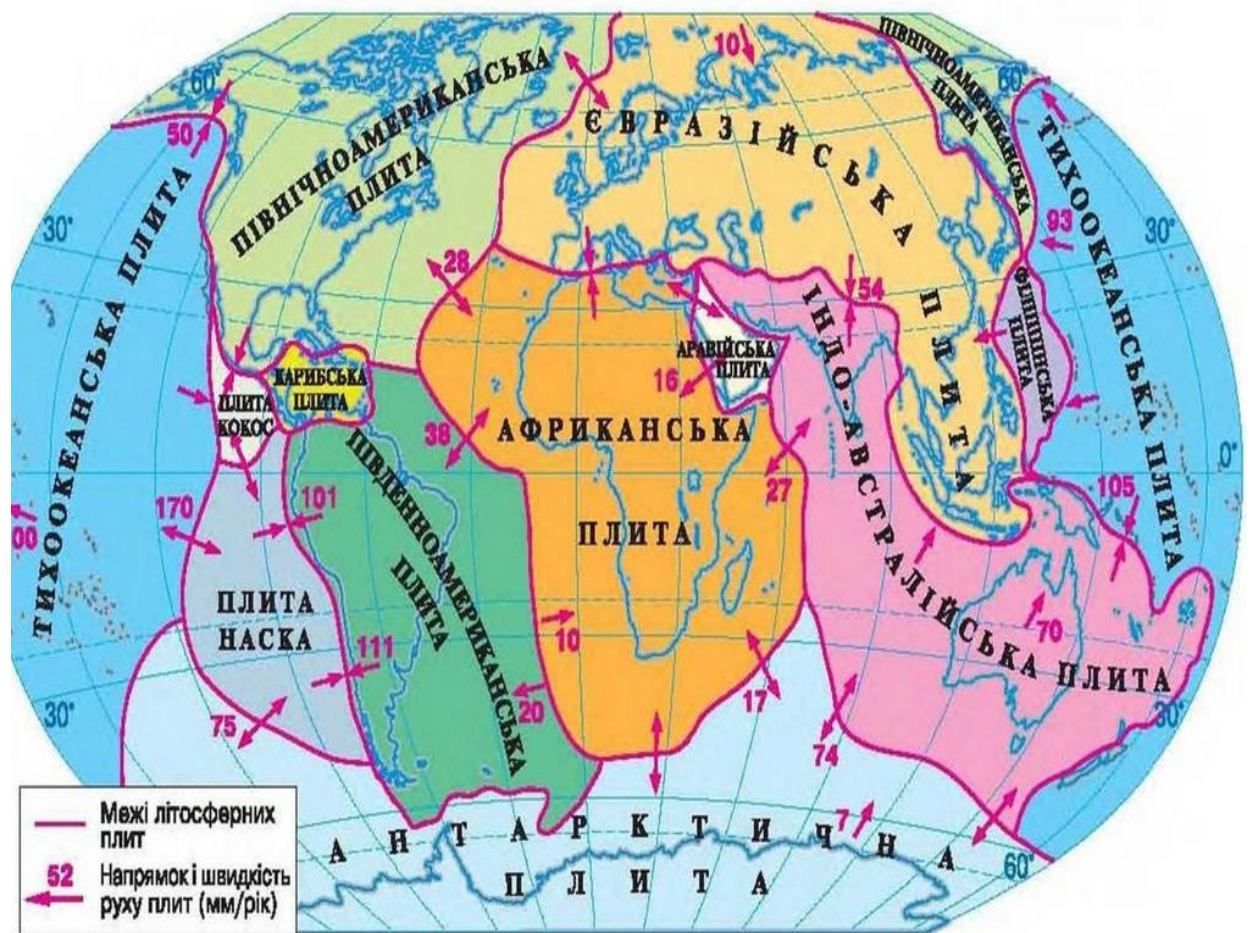


Рис. 2.12. Схема розміщення літосферних плит.

В таблиці 2.9 приведено назви літосферних плит, їх скорчені назви в англійській літературі та кількість тектонічних обсерваторій на плиті.

**Літосферні плити**

Назва плити	Скорочена англійська назва	Кількість магнітних обсерваторій
Євразійська	EURA	70
Північноамериканська	NOAM	42
Африканська	AFRC	16
Китайська	CHIN	9
Індо-Австралійська	INDI	13
Кокос	CJCJ	—
Північноамериканська	SOAM	8
Антарктична	ANTA	13
Індокитайська	ICHIN	2
Аравійська	ARAB	3
Тихоокеанська	PCFC	2
Карибська	CARB	—
Наска	NAZC	1
Філіппінська	PHIL	—
Іранська	IRAN	—
Дрейка	DREY	2
Охотська	OHOT	2
Хуан-де-Фука	HUDF	1

**2.3.1. Вікові варіації на Африканській тектонічній плиті**

Африканська тектонічна плита (АФ) – одна з найстабільніших. Доказом цього є наявність на ній великої кількості гарячих точок (вулканів). Швидкий рух плити змазав би їх [Жарков, 1983]. Вона є опорною при розрахунках відносних швидкостей переміщення інших тектонічних плит. Африканський континент є найбільшою платформою. На границях плит або близько до них знаходяться магнітні обсерваторії «Плесанс» (PLS), «Крозе» (CZT), «Гуйнар» (GHI), «Мартон» (MRN), «Асцепшин» (ASC). На берегах континенту розміщені обсерваторії «Матуту» (LMM), «Херманюс» (HER), «Луанда» (LUA), «Мока»

(MFP), «М'Бур» (MBO). До АФ-плити належить і о. Мадагаскар, який знаходиться в межах шельфової частини континенту. На острові працює магнітна обсерваторія «Тананаріве» (TAN), яка веде спостереження за геомагнітним полем з 1903 р.

Рельєф АФ-плити сформувався в докембрії. В даний час активні тектонічні процеси спостерігаються переважно в східній частині континенту. Тут розміщені магнітні обсерваторії «Аддіс-Абеба» (AAE) та «Найробі» на кайнозойському вулканічному поясі, а також «Хартебісток» (НБК) в зоні землетрусів і сучасного гороутворення.

Оскільки ВВ вміщують складову, пов'язану з тектонічними процесами, то різна інтенсивність їх в окремих частинах АФ-плити повинна відобразитися у ВВ [Сумарук, Сумарук, 2017]. За середньорічними значеннями вертикальної, горизонтальної складових та повного значення індукції магнітного поля – вичислені ВВ за весь проміжок часу, в якому велись спостереження абсолютних значень поля на кожній обсерваторії. В таблиці 2.10 подано список обсерваторій та їх географічні ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) і геомагнітні ( $\Phi$ ,  $\Lambda$ ) координати. Усереднення даних біжучими вікнами з періодами 3 і 11 років веде до значного скорочення ряду, тому таке усереднення було виконано тільки для обсерваторій з довгими рядами спостережень, а на інших обсерваторіях у 70-х і 80-х роках для знаходження згладженого значення ВВ у 1978–1979 рр.

На рис. 2.13, *а* показано ВВ магнітної індукції ВВ(Т) на магнітних обсерваторіях, розміщених у східній Африці: MLT, AAE, LMM, НБК, HER та на островах в Індійському океані: TAN, PLS, CZT, PAF, а на рис. 2.13, *б* – ВВ(Т) на магнітних обсерваторіях в Західній Африці: GUI, TAM, MBO, BNG, LUA. Ряди середньорічних значень елементів поля на обсерваторіях включають близько 50 значень. Тільки три обсерваторії – TAN, MLT та PLS працювали від початку ХХ століття.

## Список обсерваторій, розміщених на Африканській плиті

Назва	АВВ-код	Географічні координати		Геомагнітні координати	
		φ, град	λ, град	Φ, град	Λ, град
Аддіс-Абеба	AAE	09,02	38,77	05,27	111,57
Бангі	BNG	04,33	18,57	04,23	90,93
Луанда	LUA	-08,92	13,17	-07,82	83,21
Мапуту	LMM	-25,92	32,58	-28,02	98,92
Міссалат	MLT	29,52	30,90	26,77	107,89
М'Бур	MBO	14,39	343,04	20,26	57,32
Гуйнар	GUI	28,32	343,56	33,91	60,49
Плесанс	PLS	-20,43	57,67	-26,80	125,60
Крозе	CZT	46,43	51,86	-51,32	112,81
Порт-о-Франсе	PAF	-49,35	70,26	-57,04	132,27
Таманрассет	TAM	22,79	05,53	24,73	81,64
Тананаріве	TAN	-18,92	47,55	-23,73	115,48
Хартебісток	HBK	-25,88	27,71	-27,10	94,09
Херманус	HER	-34,42	19,23	-33,91	83,69
Цунеб	TSU	-19,22	17,70	-18,76	85,67

Основною особливістю ВВ(Т) на АФ-плиті є квазісинусоїдальні графіки змін з часом та їх син фазність у Східній Африці і малі значення ВВ(Т) у Західній Африці. Західноафриканські обсерваторії МВО, BNG, LUA розміщені близько до геомагнітного екватора, а обсерваторія TSU знаходиться поблизу Південноафриканської магнітної аномалії. На квазісинусоїду накладаються короткоперіодні варіації, пов'язані з сонячною активністю [Сумарук, Сумарук, 1995]. Криві змін ВВ(Т) набувають екстремальних значень у 40-х (максимуми)



та у 70–80-х роках XX століття (мінімуми). Амплітуди  $BB(T)$  показано в таблиці 2.11. Тут же показано амплітуди  $BB(H)$  та  $BB(Z)$ .

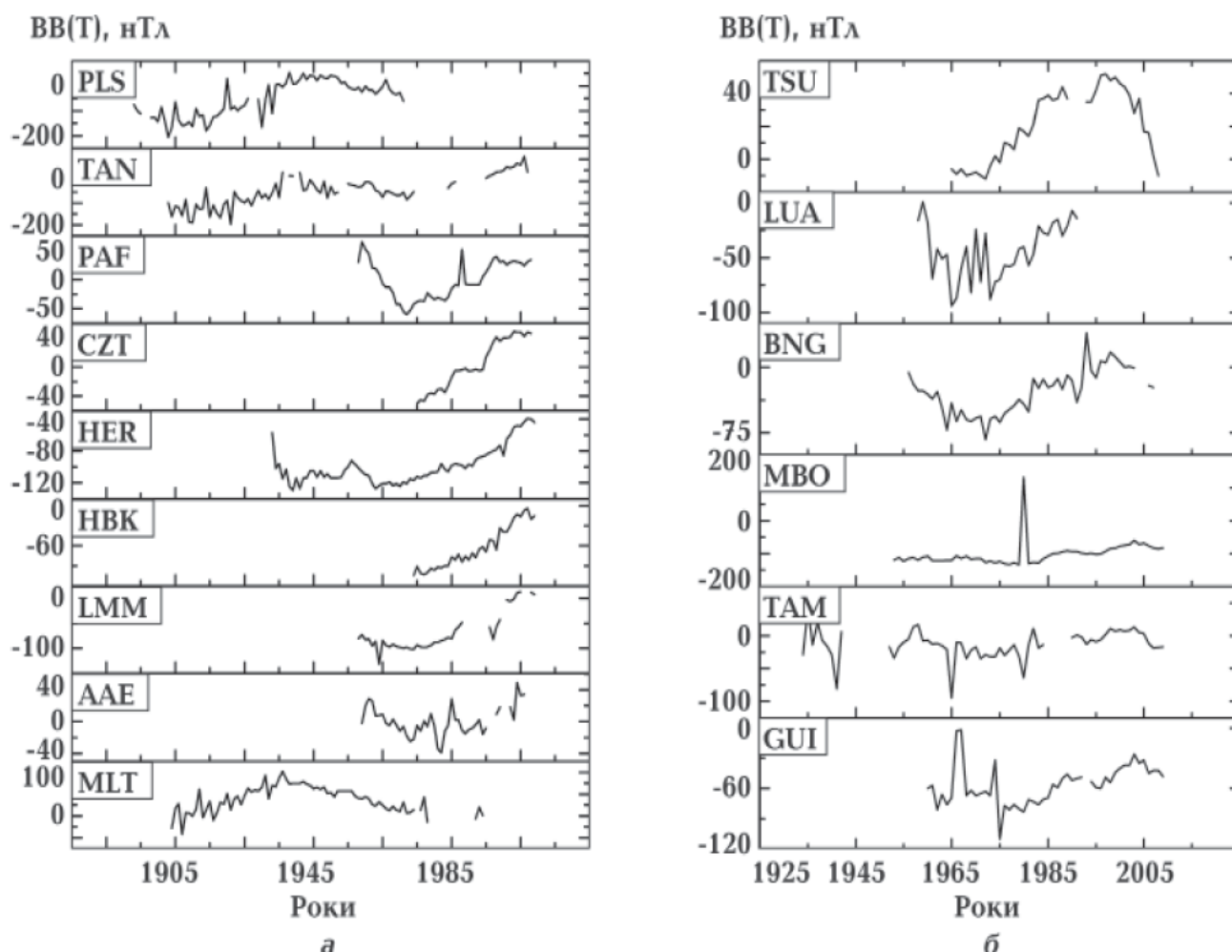


Рис. 2.13. Вікові варіації індукції  $BB(T)$  на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та Індійському океані (а) і в Західній Африці (б).

Амплітуди пораховані тільки для обсерваторій, ряди даних яких охоплюють не менше 40 років. Як виняток, пораховано також амплітуду  $BB$  на обсерваторії  $HBK$ , ряд спостережень на обсерваторії – 35 років. Як бачимо, прибережні та острівні обсерваторії мають великі амплітуди  $BB$ . На континентальних обсерваторіях  $BB$  значно менші. Окремою групою виділяються острівні обсерваторії  $TAN$  та  $PLS$ . На цих обсерваторіях амплітуди  $BB(T)$  та  $BB(Z)$  змінюються в межах від 249 до 304 нТл, причому варіації 3–4 рази змінювали знак.

## Амплітуди ВВ на магнітних обсерваторіях Африканської плити

Назва обсерваторії	Роки спостережень	ВВ(Т), нТл	ВВ(Н), нТл	ВВ(З), нТл
Аддіс-Абеба	1959–2006	88	87	85
Бангі	1956–2007	50	54	89
Мапуту	1957–2010	145	109	49
Міссалат	1903–1993	144	154	132
М'Бур	1952–2009	51	40	74
Гуйнар	1959–1971	95	62	108
Плесанс	1892–1971	255	107	304
Порт-о-Франсе	1957–2008	115	58	16
Таманрассет	1933–2009	71	57	138
Тананаріве	1903–2007	249	169	292
Хартебісток	1974–2009	100	100	81
Херманус	1932–2009	90	103	124
Цунеб	1965–2008	56	92	64

На острівних обсерваторіях CZT та PAF, які розміщені на границі АФ-плити з Антарктичною плитою, ВВ(Т) та ВВ(З) змінюються аналогічно, однак вони почали працювати в 60-х роках ХХ століття, тому бачимо зміну знака тільки один раз.

На північноафриканських обсерваторіях НВК та НЕР знак ВВ(Т) і ВВ(З) не змінювався, хоча абсолютні значення їх різко почали спадати після 1978 р.

Зміною рівня відліку поля ВВ(Т) на кожній обсерваторії можна добитися зміни знака в один і той же рік на всіх обсерваторіях. Таким роком є 1979 р. Можливість формальною процедурою синхронізувати зміни знака ВВ на всіх обсерваторіях свідчить про те, що варіації генеруються декількома джерелами.

Згладжені 3- і 11-річними біжучими вікнами середні значення  $VB(T)$ , а також  $VB(H)$  і  $VB(Z)$  у 1979 р. показано в таблиці 2.12.

Обсерваторії впорядковані по геомагнітній широті.  $VB(T)$  приймають від'ємні значення, абсолютні величини яких зростають з наближенням до Південноафриканської магнітної аномалії (HER, HBK) та на береговій східноафриканській обсерваторії «Мапуту» (LMM), яка розміщена на Кенійській аномалії електропровідності [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. На континентальних обсерваторіях  $VB(T)$  малі.

На рис. 2.14, *а* показано незгладжені вікові варіації горизонтальної складової  $VB(H)$  на східній частині плити, а на рис. 2.14, *б* – на західній.

Горизонтальна складова геомагнітного поля є домінуючою в низьких широтах, в ній найкраще відображаються варіації від зовнішніх джерел. Довгоперіодні  $VB(H)$  на обсерваторіях АФ-плити можна згрупувати в залежності від положення обсерваторії відносно геомагнітного екватора. На геомагнітному екваторі і близько до нього розміщені обсерваторії AAE і BNG. Тут  $VB(H)$  приймають значення близькі до нуля. З віддаленням від екватора на південь  $VB(H) < 0$  і максимального значення абсолютна величина набуває на обсерваторії «Цунєб», тобто недалеко від центру Південноафриканської аномалії. З віддаленням від екватора на північ  $VB(H)$  приймає додатні значення, максимальні значення спостерігаються на обсерваторіях «Таманрассет» та «Гуйнар».

Після 1979 р. абсолютні значення  $VB(H) < 0$  в південній частині АФ-плити почали зменшуватись, а на обсерваторіях LMM, HBK, TAN змінили знак. Роки зміни знака різні, але процес спаду абсолютних значень розпочався одночасно у 1970 р. В північній частині АФ-плити з 1979 до 2003 р.  $VB(H)$  мало змінювалась, після 2003 р. тут почався ріст  $VB(H) > 0$ . Згладжені значення  $VB(H)$  за 1979 р. показано в таблиці 2.12. За даними обсерваторії «Таманрассет» можна бачити, що такі ж значення  $VB(H)$  спостерігалися і у 1979 р. На обсерваторії «Тананаріве» у 1979 р. спостереження не проводились,

тому в таблиці 2.12 поряд із екстрапольованими значеннями  $ВВ_1(H)$ ,  $ВВ_1(T)$ ,  $ВВ_1(Z)$  поставлено знак запитання.

Таблиця 2.12

**Варіації  $ВВ_1$  під час зміни знака  $ВВ$**

Назва	$ВВ_1(T)$ , нТл	$ВВ_1(Z)$ , нТл	$ВВ_1(H)$ , нТл	$\Phi$ , град
Гуйнар	-28	-76	28	33,9
Міссалат	0	0	0	26,7
Тананаріве	10	-24	20	24,7
М'Бур	-15	-102	13	20,2
Аддіс-Абеба	-8	44	-8	05,2
Бангі	3	-37	6	04,2
Луанда	0	-55	-52	-07,8
Цунеб	-59	19	-84	-18,6
Тананаріве	?	?	?	-23,7
Хартебісток	-97	81	-48	-27,1
Мапуту	-89	84	-30	-28,0
Херманус	-105	90	-59	-33,9
Крозе	-31	34	-2	-51,3
Порт-о-Франсе	-31	27	-16	-56,9

На рис. 2.15, *a* показано  $ВВ(Z)$  у вертикальній компоненті поля на східній частині АФ-плити, а на рис. 2.15, *б* – на західній. В східній частині  $ВВ(Z) > 0$ , в західній  $ВВ(Z) < 0$ . Зміна знака відбувається в зоні землетрусів, поблизу кенійської аномалії електропровідності [Жамалетдинов, Кулик, 2012], тобто в районі активних тектонічних процесів. З наближенням до границь плити та на обсерваторіях, розміщених на островах,  $ВВ(Z)$  зростає.

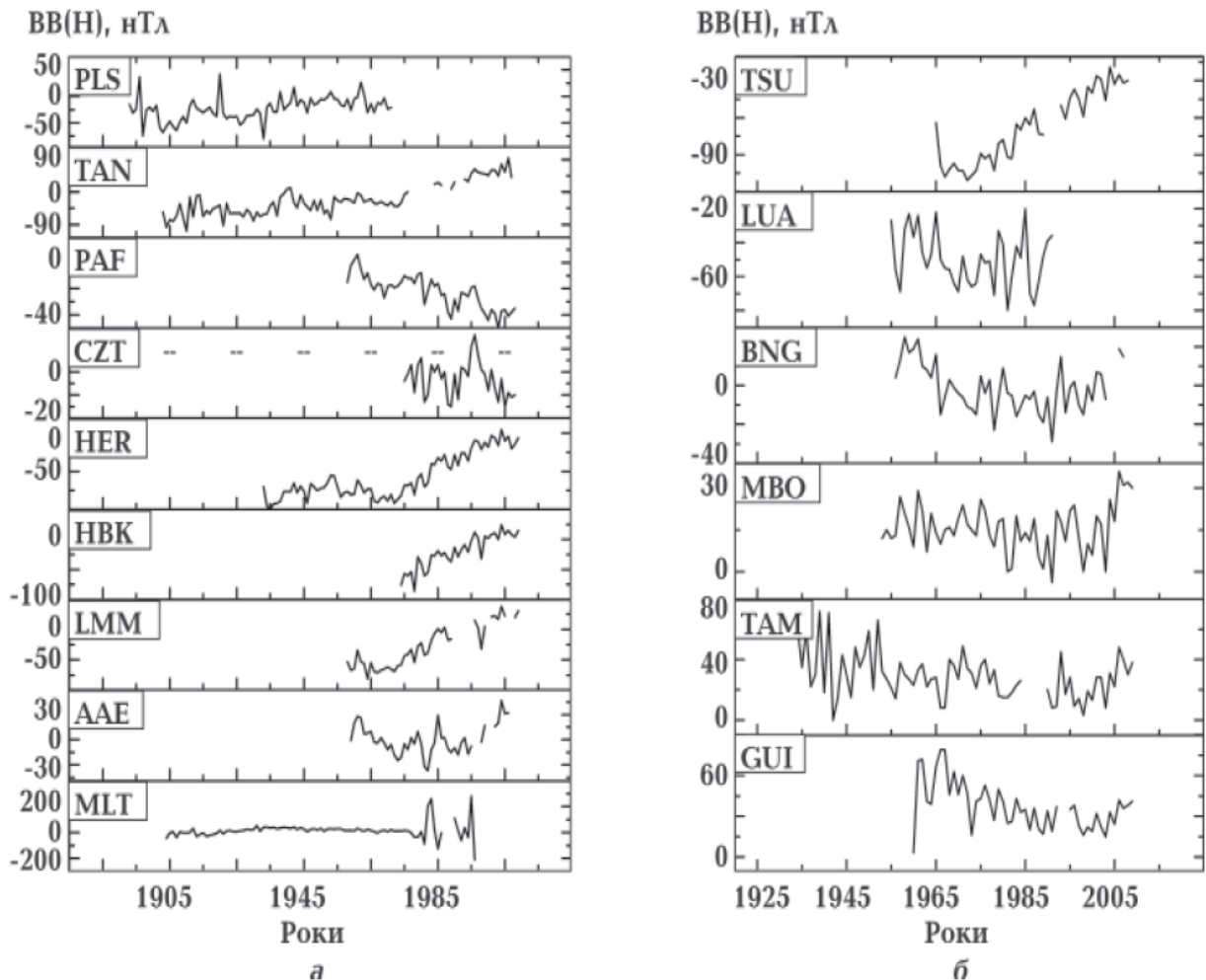


Рис. 2.14. Вікові варіації горизонтальної складової поля  $BB(H)$  на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та у Індійському океані (*а*) та у Західній Африці (*б*).

У вибраній реперний 1979 р. почався процес зменшення абсолютних значень  $BB(Z)$  як в східній, так і в західній частині АФ-плити, який тривав до 2003 р. на вітці спаду 23-го циклу сонячної активності, в якому спостерігалася надзвичайно висока сонячна і геомагнітна активність. Значення  $BB(Z)$  за 1979 р. показано в таблиці 2.12 та на рис. 2.15 як рівні відліку поля варіацій.

Таким чином, графіками зміни  $BB$  з часом є квазісинусоїди великого періоду, на які накладаються короткоперіодні (циклічні та квазидворічні) варіації, пов'язані з сонячною та геомагнітною активністю [Sumaruk, 2001; Ладынин, Попова, 2008]. Екстремальні значення  $BB$  можна прив'язати до

максимумів сонячної активності. На обсерваторіях MLT, TAN та PLS, які мають довгі ряди спостережень, можна оцінити період квазісинусоїди, приблизно рівний 80 років. За даними інших обсерваторій такої оцінки зробити не можна.

В сонячній активності також проявляється 80-річна або вікова активність. Від початку інструментальних спостережень Сонця спостерігались три повних вікових цикли [Владимирский и др., 2004; Личак, Царук, 2006]. Третій віковий цикл розпочався на початку XX століття, а максимум його спостерігався в 1950-х роках. Тому логічно допустити, що вікові цикли сонячної активності відображаються і у 80-річних варіаціях ВВ.

Вікові варіації горизонтальної складової на обсерваторіях АФ-плити можна згрупувати в залежності від положення обсерваторії відносно геомагнітного екватора. Це також свідчить про значний вплив зовнішніх джерел. Кільцевий магнітосередній струм зменшує напруженість геомагнітного поля, а екваторіальний іоносферний електрострум збільшує його. Оскільки дія екваторіального електроструменя прослідковується тільки на геомагнітних широтах  $\pm 10^\circ$ , значить на таких широтах варіації від кільцевого магнітосферного струму і іоносферного екваторіального електроструменя взаємно компенсуються і їх вклад у ВВ рівний нулю. На широтах більших  $\pm 10^\circ$  варіації від екваторіального іоносферного електроструменя мінімальні, тому і у ВВ вносить вклад тільки кільцевий магнітосферний струм. В роки високої сонячної активності описаний механізм впливу зовнішніх струмів на ВВ діє більш ефективно.

Синфазність ВВ на АФ-плиті та можливість зміною рівня відліку поля варіацій добитися одночасної зміни знака ВВ як в Н- і Z-компонентах, так і в повній індукції поля на всіх обсерваторіях свідчить про те, що ВВ генеруються декількома джерелами (внутрішніми і зовнішніми). Якщо значення ВВ за 1979 р. прийняти за нульовий рівень ( $ВВ_1$ ), тобто припустити, що у цей рік основний вклад у ВВ дали варіації від внутрішніх джерел, то різниця між

спостережуваним в будь-який рік  $ВВ$  та  $ВВ_1$  дасть величину поля від зовнішніх джерел. На обсерваторіях, які мають довгі ряди спостережень, такі ж значення

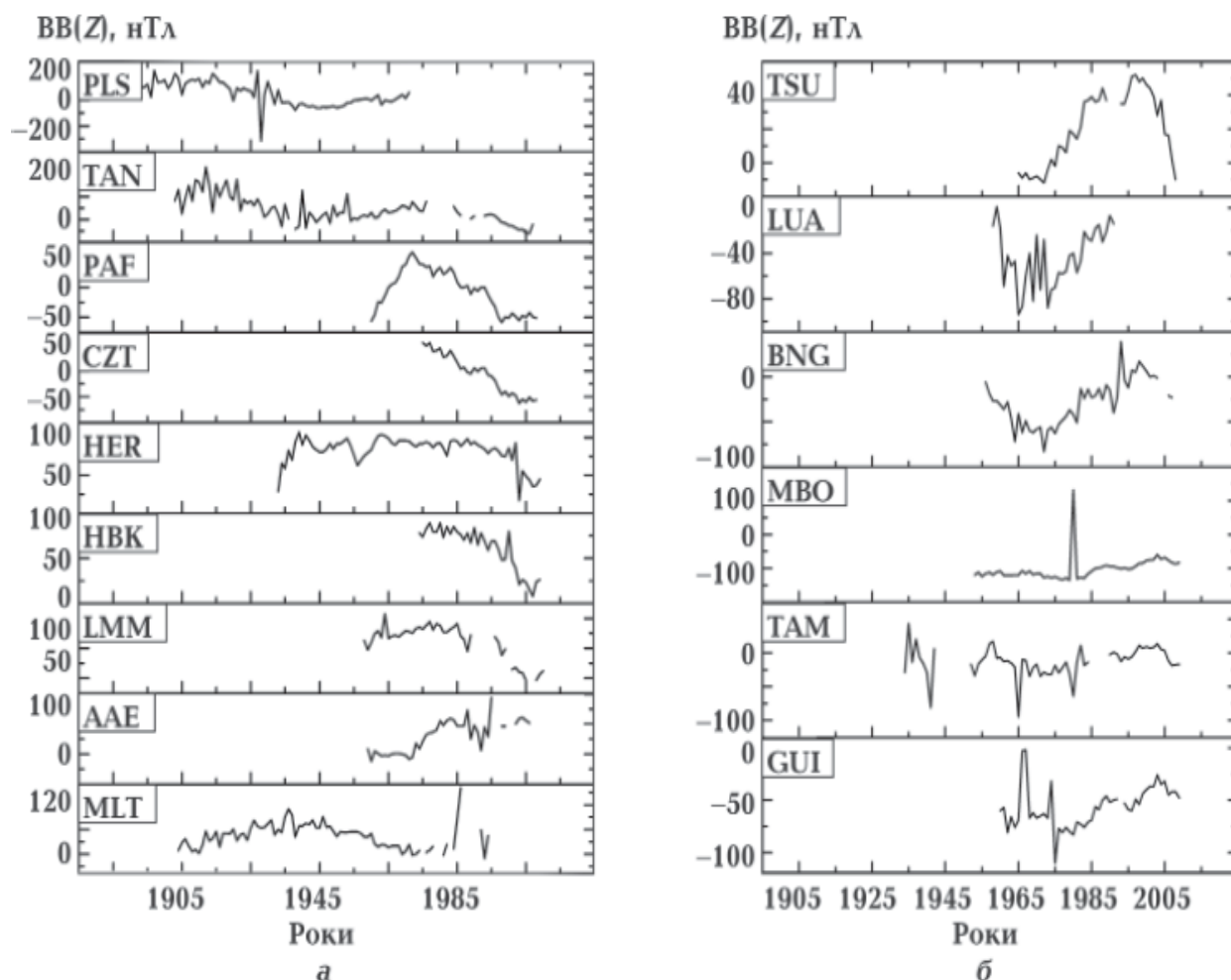


Рис. 2.15. Вікові варіації горизонтальної складової поля  $ВВ(Z)$  на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та Індійському океані (а) та у Західній Африці (б).

$ВВ$  (як і в 1979 р.) спостерігалися приблизно у 1907 та 1947 рр. Це також роки максимумів сонячної активності (14-й та 18-й 11-річні цикли).

Таким чином,  $ВВ$  на АФ-плиті мають складові від внутрішніх і зовнішніх джерел. Їх можна розділити на квазіпостійну ( $ВВ_1$ ) та змінні (різних періодів ( $ВВ-ВВ_1$ )) складові. За  $ВВ_1$  вибираємо варіацію в роки, коли відбувається зміна знака на всіх обсерваторіях АФ-плити. Такими роками є 1979 р. (а також 1947 р. та 1907 р., визначені менш впевнено). Допускаємо, що  $ВВ_1$  відображають дію

джерел на границі ядро–мантія та джерела, пов'язані з тектонікою регіону. В тектонічно більш активній східній частині АФ-плити ВВ більш динамічні. Складова ВВ–ВВ<sub>1</sub> найімовірніше відображає поле, пов'язане із зовнішніми джерелами, що свідчить про її зв'язок із сонячною активністю. Вона має як короткоперіодні варіації, так і довгоперіодні (~80 років).

Характерною особливістю ВВ на АФ-плиті є повсюдне зменшення абсолютної величини ВВ, яке розпочалося в кінці 70-х років ХХ століття. Це вказує на релаксацію джерел геомагнітного поля та на зменшення геомагнітної активності.

### **2.3.2. Вікові варіації на європейській частині Євразійської тектонічної плити**

Євразійська тектонічна плита – одна з найбільших та найнеоднорідніших. Вона охоплена зоною землетрусів та сучасного орогенезу та межує з північної, північно-західної та північно-східної сторін з Північноамериканською плитою, з південно-східної сторони з Китайською плитою, з південної сторони з Африканською та Іранською плитами.

Євразійська плита вміщує як древні докембрійські Східноєвропейську та Сибірську платформи, так і Західносибірську платформу каледонської складчастості. В кінці палеозою тут сформувались Урало-Сибірська і Західноєвропейська платформи та молоді структури кайнозойської ери – Кавказ і Альпи. Очевидно, така різноманітна геологічна будова Євразійської плити повинна відобразитися якимсь чином у структурі геомагнітного поля та його вікових варіацій.

Існування на Сибірській платформі другого фокуса абсолютної величини геомагнітного поля [Гвишиани, Лукьянова, 2015] є цьому підтвердженням. Попередній розгляд графіків ВВ на Євразійській плиті показав, що потрібно окремо розглядати властивості ВВ на європейській і на азіатській частинах.



На європейському континенті достатньо густа мережа магнітних обсерваторій, які мають довгі ряди спостережень за абсолютними значеннями напруженості геомагнітного поля та його компонент, що дає змогу прослідкувати за змінами в часі як короткоперіодних [Сумарук, Сумарук, 2009], 11-річних, 22-річних, так і довгоперіодних (60-, 80-, 100-річних) варіацій. Варіації всіх періодів, безумовно, мають складові як від зовнішніх, так і від внутрішніх джерел. Відфільтрувати варіації коротких періодів від зовнішніх джерел можна, оскільки в даний час добре відомі зовнішні джерела та динаміка їх змін з часом. Величину короткоперіодних ВВ можна одержати, провівши кореляцію між ними та відповідними індексами сонячної активності, а потім за коефіцієнтами кореляції вичислити рівняння регресії між ними. Виключення короткоперіодних ВВ виконується методом усереднення біжучим вікном відповідного періоду.

Часові зміни вікових варіацій на європейських магнітних обсерваторіях досліджено в роботі [Сумарук, Сумарук, 2016a] за 1890–2010 рр. (список обсерваторій та їх координат подано в таблиці 2.13). В.Ю. Максимчук із співробітниками [Максимчук та ін., 2001] детально вивчали структуру вікового ходу геомагнітного поля на території Європи у 1950–1990 рр. Розглядалася динаміка зародження, розвитку та розпаду трьох фокусів ВВ: каспійського, європейського та арктичного. Висловлено гіпотезу, що в центральній Європі існує фокус, який перемістився сюди з району Каспію, арктичний фокус, для якого характерною є тривалість 20–25 років, розпався.

В роботі [Коломийцева, Саютина, 1988] зазначено, що для арктичних фокусів характерний 20-річний період існування і різкі зміни інтенсивності. В роботі [Максимчук та ін., 2001] вказувалось на існування певної кореляції між ВВ та геомагнітною активністю.

Європа – єдиний регіон, де починаючи з 20-х років минулого століття напруженість магнітного поля збільшувалась в пульсуючому режимі з періодом ~22 роки. Збільшення напруженості спостерігаємо і в даний час. Виключення

становлять тільки високоширотна обсерваторія «Медвежий» (BJN) в Норвегії, де напруженість поля спадала в 80-х роках, та прибережні – іспанська «Сан-Фернандо» (SFS) і португальська «Коїмбра» (COI), де спад поля тривав до 30-х років ХХ століття.

На рис. 2.16, *a* показано графіки  $BB(T)$ ,  $BB(Z)$ ,  $BB(H)$ , згладжені 3- і 11-річними вікнами, на магнітній обсерваторії «Німек» (NGK) за 1896–2009 рр.

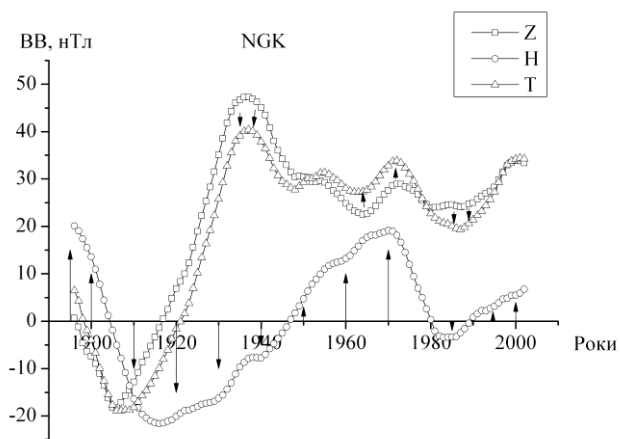
Порівняння графіків  $BB(T)$  і  $BB(Z)$  показує паралелізм в їх ході, який порушується в інтервалі часу, коли  $BB(H)$  наближається до нуля. В такі інтервали  $BB(Z) \approx BB(T)$ . Такі явища спостерігалися близько 1907, 1947, 1979 рр. (це роки максимумів 14-го, 18-го і 21-го циклів сонячної активності). В інтервали часу, коли  $BB(H) < 0$ , тоді  $BB(T) < BB(Z)$ , а при  $BB(H) > 0$ ,  $BB(T) > BB(Z)$ .

*Таблиця 2.13*

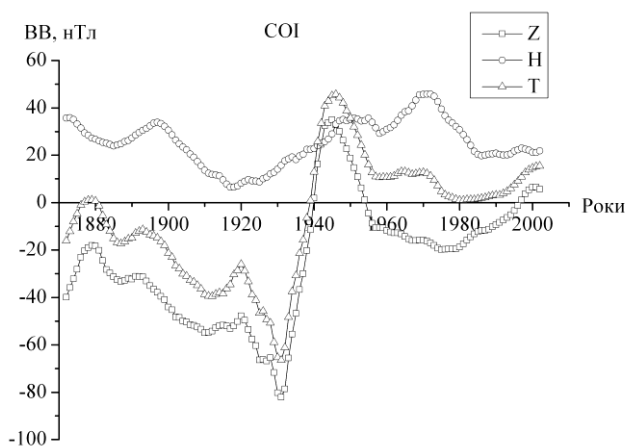
#### Список обсерваторій та їхні географічні координати

Назва обсерваторії	ABB код	Широта, град	Довгота, град
Медвежий	BJN	74	19
Тромсе	TRO	70	19
Соданкюля	SOD	67	27
Домбос	DOB	62	09
Ленінград	LNN	60	31
Німек	NGK	52	13
Хартленд	HAD	50	356
Шамбон-ла-Форе	CLF	48	02
Тбілісі	TFS	42	45
Коїмбра	COI	40	352
Сан-Фернандо	SFS	36	354

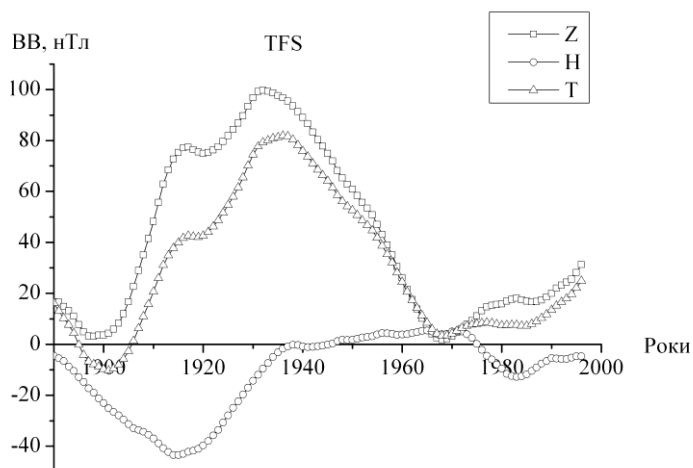
З ростом абсолютної величин  $BB(H)$  абсолютна величина різниці  $BB(T) - BB(Z)$  також зростає. На рис. 2.16, *a* напрямок зміни  $BB(H)$  відносно нульового значення та  $BB(T)$  відносно зміни  $BB(Z)$  показано стрілками.



а



б



в

Рис. 2.16. Графіки часових змін середніх значень  $BB(T)$ ,  $BB(Z)$ ,  $BB(H)$ , згладжених 3- і 11-річними біжними вікнами, на обсерваторіях: *а* – «Німек» (NGK), *б* – «Тбілісі» (TFS), *в* – «Коїмбра» (COI).

Згідно з прийнятою в даний час гіпотезою основна частина ВВ генерується внутрішніми джерелами. Якщо припустити, що ВВ(H) мають основними джерелами зовнішні струми, то по наведених вище даних бачимо, що зовнішні

джерела вносять значний вклад в повну вікову варіацію, причому не хаотично, а у відповідності зі змінами сонячної і геомагнітної активності.

На рис. 2.16, б показано графіки  $BB(T)$ ,  $BB(Z)$ ,  $BB(H)$  на магнітній обсерваторії «Тбілісі» (TFS) за 1886–1996 рр. Наведені вище факти підтверджуються і на цій обсерваторії. Амплітуди  $BB$  тут набагато більші, особливо в інтервалі часу з 1900 до 1947 р. Найімовірніше, це пов'язано з локальними особливостями підстильної поверхні обсерваторії внаслідок існування в цьому регіоні Каспійського максимуму  $T$ , який повністю згладився до 1969 р. [Орлов и др., 1968; Максимчук та ін., 2001].

На рис. 2.16, в показано графіки  $BB(T)$ ,  $BB(Z)$ ,  $BB(H)$  за 1880–2010 рр. на португальській береговій магнітній обсерваторії «Коїмбра» (COI).  $BB(H)$  на обсерваторії позитивне за весь час спостережень і величина її змінюється особливим чином. Максимальних значень  $BB(H)$  досягло в 1969 р. Спостерігається паралелізм змін  $BB(Z)$  та  $BB(T)$ , який порушується тільки в інтервали часу, коли спостерігаються екстремуми  $BB(H)$ . Екстремальні значення  $BB(T)$  і  $BB(Z)$  на COI співпадають за часом, однак роки зміни їх знака різні. Слід зауважити, що максимум  $BB(T) > 0$  в COI спостерігався у 1947 р., а мінімум  $BB(T) < 0$  у 1928 р., які співпадають з роками екстремумів  $BB(T)$  на східноамериканській обсерваторії «Фредеріксбург» (FRD). Це означає, що існує зв'язок між  $BB$  на обсерваторіях східного і західного узбережжя Атлантичного океану в Північній півкулі Землі, і на обох обсерваторіях спостерігають синхронні зміни величини від'ємного атлантичного фокуса  $BB$ .

Зміни  $BB(H)$  та  $BB(Z)$ , зареєстровані на європейських обсерваторіях за весь час їх спостережень, мають хвильовий характер, причому амплітуди коливань  $BB(Z)$  збільшуються із збільшенням широти обсерваторії, а  $BB(H)$  із зменшенням широти. У вертикальній компоненті можна виявити коливання з періодами  $\sim 22$  та 80 років. Амплітуди 22-річних коливань збільшуються з ростом широти обсерваторії. Очевидно, це проявлення 22-річного хейлівського циклу сонячної активності. В горизонтальній компоненті 22-річних коливань

чітко не спостерігається, оскільки в високих широтах  $BB(H)$  мале. Ці факти підтверджують наявність в  $BB$  значної по величині компоненти від зовнішніх джерел.

За досліджуваний інтервал часу чітко спостерігається зменшення амплітуди коливань з часом. Можна виділити два підінтервали коливань  $BB(H)$ . Перший підінтервал тривав від 80-х років XIX століття до початку 60-х років XX століття. Тривалість підінтервалу  $\sim 80$  років. Другий підінтервал почався в 60-х роках і закінчується на початку XXI століття, тобто його тривалість близько 50–60 років.

Бачимо як зменшення амплітуди коливань  $BB$  з часом, так і тривалість підінтервалів. Такі ж особливості спостерігаються і в зміні сонячної та геомагнітної активності [Gvishiani et al., 2015].

Найбільш інтересною особливістю  $BB$  на обсерваторіях в Європі (і не тільки) є паралелізм графіків їх змін з часом. Тобто  $BB$  на всіх обсерваторіях (особливо в  $H$ -компоненті) змінюються в фазі незалежно від знака (див. рис. 2.17). Щоб одержати графік зміни  $BB(H)$  з часом на певній обсерваторії, треба взяти цей графік на будь-якій іншій обсерваторії і зсунути його паралельно по осі ординат на певну величину.

Тобто  $BB(H) = BB(H)_0 \pm BB_{oi}$  в будь-який рік, де  $BB_{oi}$  – постійна величина для  $i$ -ї обсерваторії,  $BB(H)_0$  – значення  $BB$  на базовій обсерваторії в цей же рік.

Чисельно  $BB(H)_0$  можна визначити, знаючи базову обсерваторію варіацій, з відповідними варіаціями змін інтенсивності зовнішнього джерела.

Іншими словами, можна сказати, що  $BB$  генеруються двома джерелами. Іntenсивність першого (внутрішнього) квазіпостійна, другого (зовнішнього) змінюється з часом.

При зсуві графіків зміни  $BB$  за часом по осі ординат змінюються роки зміни знака  $BB$ . Значить, операцією зсуву кривих  $BB$  по осі ординат можна синхронізувати роки зміни знака  $BB$  на всіх обсерваторіях і знайти величину  $BB_0$  на даній обсерваторії, а за даними постійних величин побудувати модель чи моделі внутрішніх джерел. Головною труднощію при синхронізації графіків

змін ВВ є вибір року реальної зміни знака ВВ, тобто знаходження тієї базової обсерваторії, на якій в даний час постійна  $ВВ_0$  рівна нулю. Задачу можна розв'язати, якщо відомий фізичний механізм зовнішнього джерела.

Якщо джерелом змінних процесів є зовнішні струми, а внутрішні струми дають квазіпостійну складову, то можна «прив'язати» зовнішні струми до змін сонячної і геомагнітної активності.

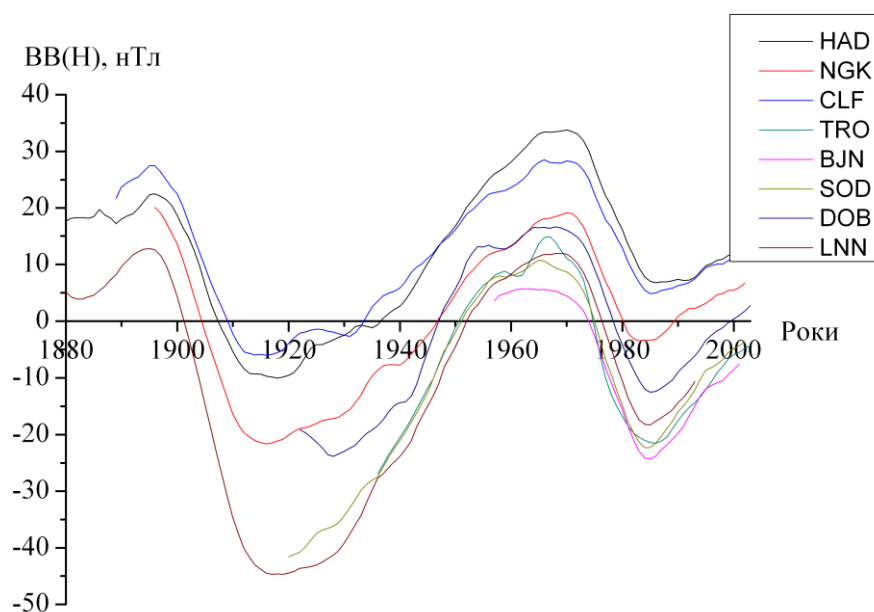
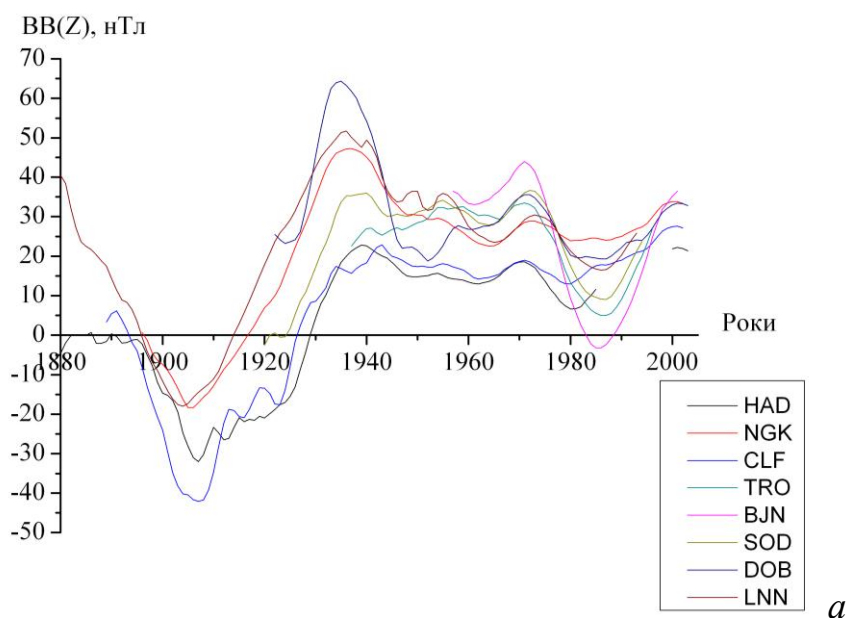


Рис. 2.17. Згладжені  $ВВ(Z)$  (а) та  $ВВ(H)$  (б) на високоширотних (BJN, TRO) субавроральних (SOD, DOB, LNN), середньоширотних (NGK, HAD, CLF) європейських обсерваторіях.

На рис. 2.18 показано різниці величини ВВ повної напруженості геомагнітного поля ( $\Delta VV(T)$ ) на європейських магнітних обсерваторіях, в другому підінтервалі, від максимуму у 1969 р. до мінімуму у 1986 р. та від цього мінімуму до максимуму у 2003 р. Перший підінтервал 1880–1960 рр. не розглядаємо, оскільки кількість працюючих обсерваторій менша і дані спостережень зашумлені експериментальними помилками. На рисунку поряд з цифрою величини  $\Delta VV(T)$  справа нанесено два знаки. Верхній показує знак ВВ(T) на початку інтервалу, другий – в його кінці. Спостерігається ріст абсолютних величин  $\Delta VV(T)$  з середніх до високих широт. Це означає, що джерело варіацій знаходиться в високих широтах і інтенсивність його зменшується від максимуму у 1969 р. до мінімуму у 1986 р., а до 2003 р. знову росте до початкової величини. На широтах менших  $45^\circ$  даний процес має малу амплітуду і  $\Delta VV(T)$  не змінює знак протягом всього підінтервалу, хоч величина квазіпостійної ВВ в цей підінтервал досягає  $\sim 30$  нТл/рік.

На рис. 2.19 показано залежність зміни  $\Delta VV(T)$  від широти обсерваторії в інтервалі 1969–1986 рр. та 1986–2003 рр. Спостерігається лінійна залежність  $\Delta VV(T)$  від широти як на фазі росту, так і на фазі спаду, тобто процес зміни ВВ(T) інтенсивніше проходить з наближенням до полюса. Лінійна залежність  $\Delta VV(T)$  від широти порушується для обсерваторії TFS і COI, що найімовірніше пов'язано з впливом інших регіональних внутрішніх джерел.

Із збільшенням широти обсерваторії ВВ вертикальної компоненти збільшуються і на полюсі  $VV(Z) = VV(T)$ . Ріст величини змінної частини ВВ з широтою в даному часовому інтервалі означає, що вклад зовнішніх джерел в ВВ збільшується. Як показано в роботі [Сумарук, Сумарук, 2013в], повна напруженість геомагнітного поля на обсерваторіях в північній полярній шапці досягла максимуму в 1978 р. і в 1979 р. починає спадати, тобто вікова варіація цього року змінює знак з позитивного на негативний.

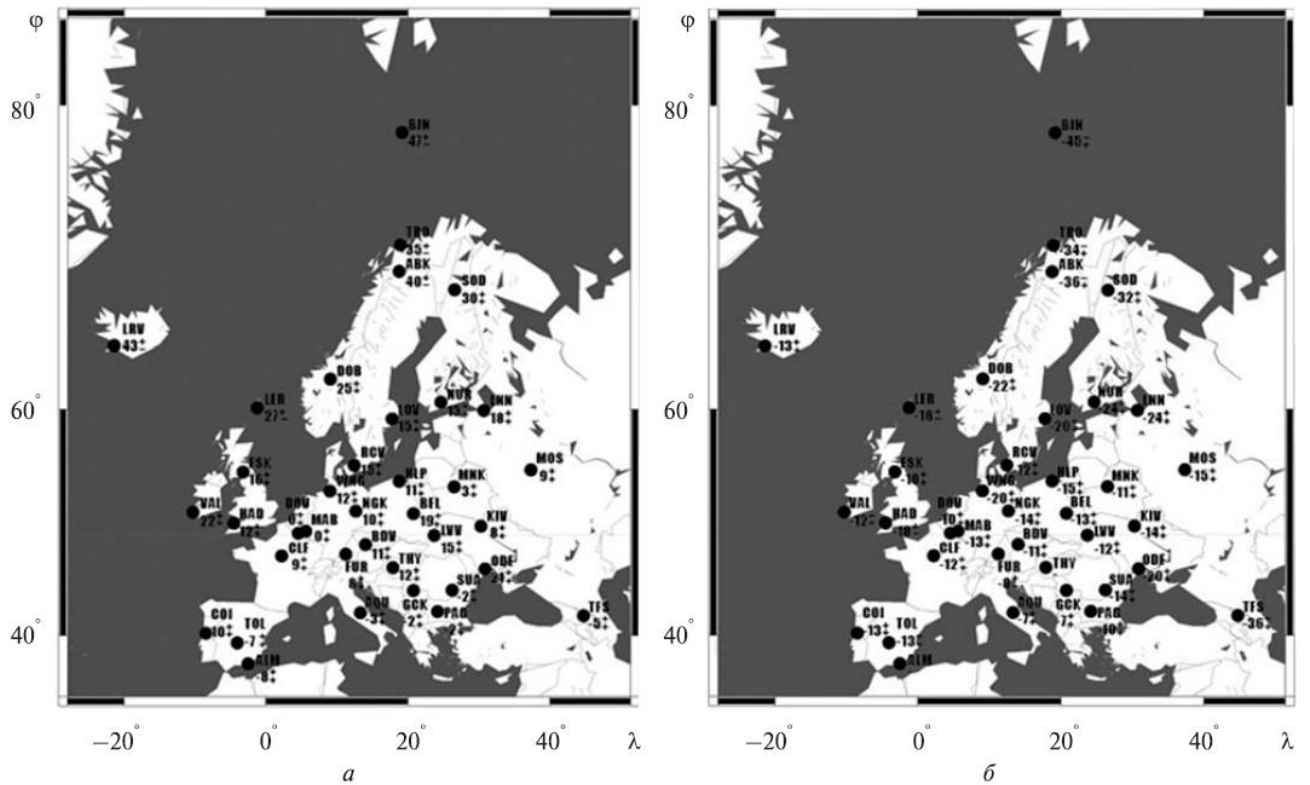


Рис. 2.18. Зміни величини вікової варіації повної напруженості геомагнітного поля  $\Delta V(T)$  на європейських магнітних обсерваторіях в інтервалі 1969–1986 рр. (а) та в інтервалі 1986–2003 рр. (б).

В літературі таку різку зміну знака  $VV$  називають джеркомі при цьому припускається, що така зміна викликана різкою зміною активності внутрішніх джерел [Mandea et al., 2000; Mandea, 2001]. Деякі автори в цьому не впевнені [Malin, Hodder, 1982], а В.П. Головков і А.О. Сімонян [Головков, Симонян, 1989] зауважили, що джерки приурочені до років максимумів сонячної активності.

На рис. 2.20 показано величини  $VV$  повної напруженості геомагнітного поля на європейських магнітних обсерваторіях у 1969 і 1979 р. В кінці 60-х та початку 70-х років максимальні позитивні  $VV(T)$  спостерігаються у високих широтах. На обсерваторіях VJN і LRV  $VV(T) = 43\text{--}44$  нТл/рік. Такого ж порядку величини  $VV(T)$  спостерігаються на обсерваторіях THU, RES, GDH в північній полярній шапці (на рисунку не показані). Інтенсивність  $VV(T)$



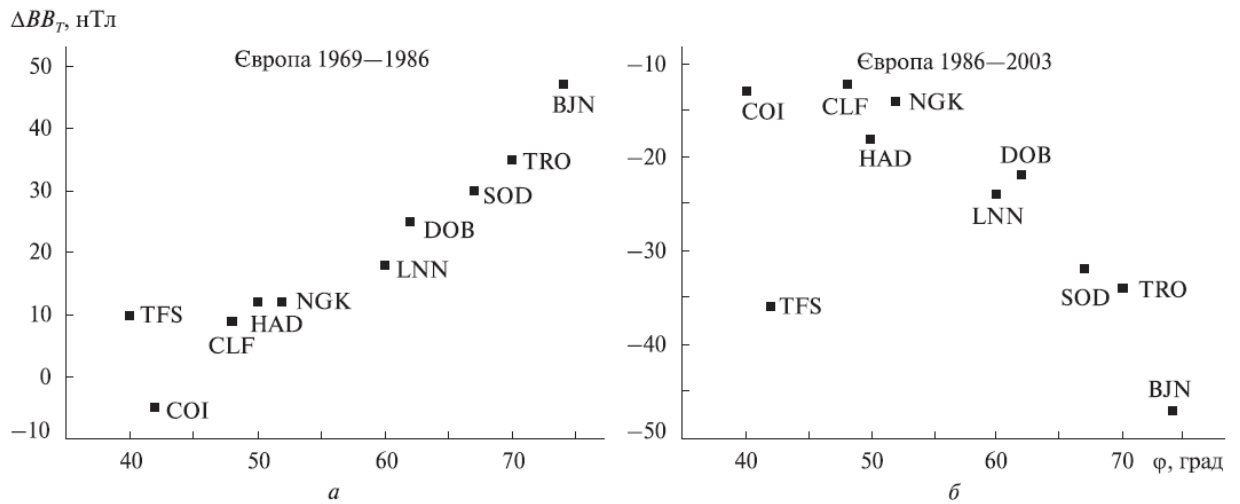


Рис. 2.19. Залежність зміни вікових варіацій певної напруженості поля  $\Delta BB(T)$  від широти обсерваторії в інтервалах 1969–1986 рр. (а) та 1986–2003 р. (б).

зменшується зі зменшенням широти обсерваторії. На обсерваторії «Тіхань» (THU)  $BB(T) = 29$  нТл/рік, а на іспанських «Сан-Фернандо» (SFS), «Алмерія» (ALM)  $BB(T) \approx 11–12$  нТл/рік, і навіть змінює знак на острівній португальській обсерваторії «Сан-Мігел» (SMG), що свідчить про вплив атлантичного від’ємного фокуса [Орлов и др., 1968]. У 1979 р. арктичний фокус зник. На обсерваторії LRV –  $BB(T) = 0$ .

На рис. 2.20, б показано, що у 1979 р. максимальні  $BB(T)$  спостерігаються у Центральній Європі – на обсерваторії «Тіхань»  $BB(T) = 26$  нТл/рік, поступово зменшуючись з переміщенням на північ – на обсерваторії BJA  $BB(T) = 14$  нТл/рік, а на приполюсних THU, RES, ALE  $BB(T)$  за 1979 р. змінюються від  $-3$  до  $-6$  нТл/рік. Тобто  $BB(T)$  цього року тут мале і від’ємне. Це значить, що на полюсі  $BB(T)$  від зовнішніх джерел у 1978–1979 рр. близьке до нуля. Оскільки поле від кільцевого магнітосферного струму однорідне по всій Землі, можна вважати, що в цей рік  $BB(T)$  генерувалось тільки внутрішніми джерелами. Приймавши значення  $BB$  за 1979 р. за нульовий рівень поля компоненти залежної від зовнішніх джерел і постулюючи, що  $BB$  від внутрішніх джерел мало змінюється з часом, можна знайти величину компоненти від внутрішніх джерел цього року та у найближчі роки по всьому регіону.

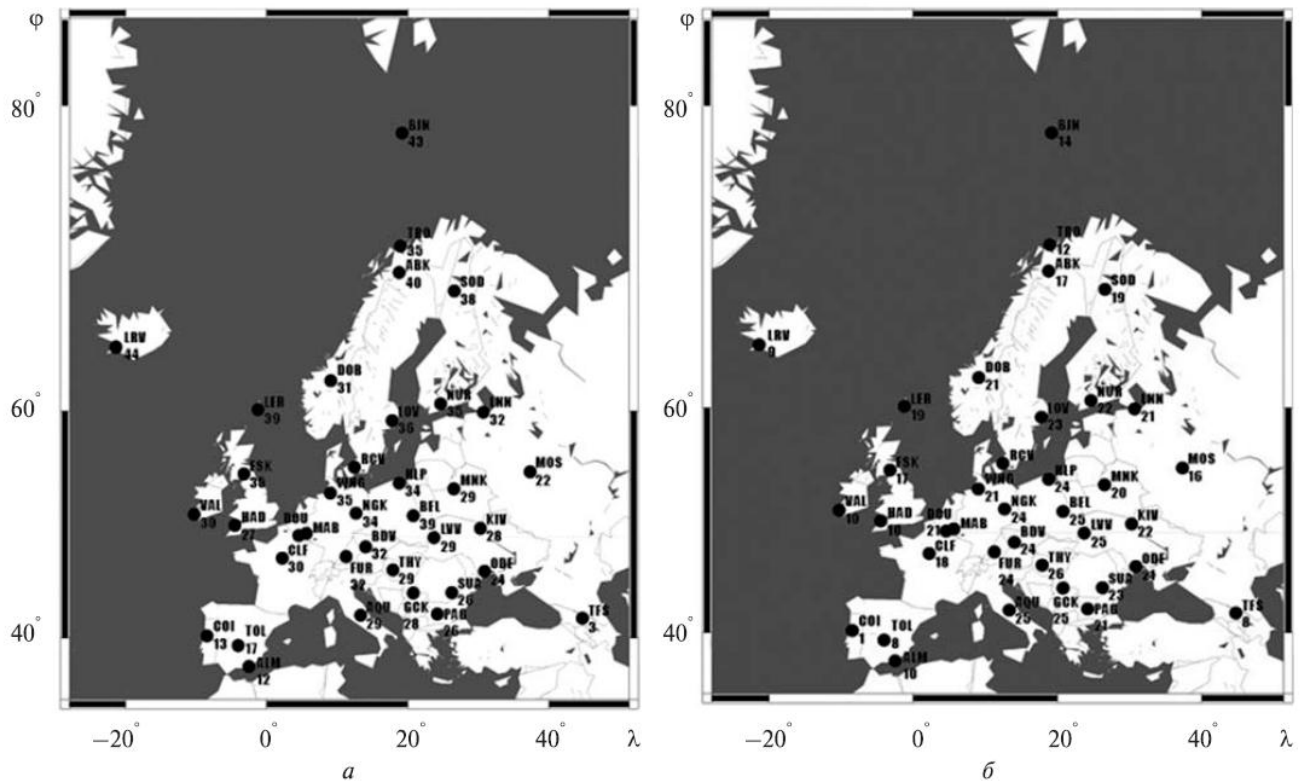


Рис. 2.20. Вікова варіація повної напруженості геомагнітного поля на європейських магнітних обсерваторіях у 1969 (а) і 1979 (б) роках.

Для знаходження часових змін варіацій компоненти ВВ від зовнішніх джерел необхідно знати фізичну природу джерела.

На рис. 2.8 було показано графіки зміни величини великомасштабного магнітного поля Сонця та середньорічні значення вертикальної компоненти ММП за 1965–1996 рр.

Південна компонента ММП зростала по абсолютній величині від 1969 р. до 1974–1976 рр. і спадала до 1979 р. ВМПС в цей інтервал часу було направлено на північ від Сонця (позитивне). На європейських магнітних обсерваторіях ВВ(Z) (див. рис. 2.17, а) збільшувалось, а ВВ(H) (див. рис. 2.17, б) зменшувалось, при цьому величина варіації ВВ(Z) більша для високоширотних обсерваторій. У 1979 р. спостерігався максимум 21-го циклу сонячної активності. ВМПС в цей рік змінило знак (направлено на Північному полюсі до Сонця). Середньорічні  $V_Z$  прийняли позитивні значення. Геомагнітна активність почала зменшуватись, що викликало відповідні зміни ВВ.

Нова зміна знака ВМПС у 1989 р. (максимум 22-го циклу сонячної активності) призвела до відповідних змін ВВ на європейських магнітних обсерваторіях. В інтервал часу 1969–1989 рр. вклався один з хейлівських циклів сонячної активності і це відобразилось у ВВ. Таким чином, можна стверджувати, що зміни знака і величини ВМПС і, відповідно, середньорічних значень  $V_z$  компоненти ММП веде до зміни величини і знака вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх джерел. Різкі зміни величини і знака ВВ (джерки) відображають зміну геомагнітної активності, пов'язаної з ВМПС. Такий розвиток подій в хейлівському циклі сонячної активності у 1969–1989 р. показує, що різкого скачка арктичного фокуса на південь [Максимчук та ін., 2001] не було. Фокус почав розвиватися у 1969 р., досягнув максимуму в середині 70-х років і релаксував в кінці 80-х років, він був відображенням змін геомагнітної активності, пов'язаної з ~20-річним хейлівським циклом сонячної активності.

Отже, вікові варіації геомагнітного поля на магнітних обсерваторіях Європи складаються з двох компонент: квазіпостійної від внутрішніх джерел і змінної, яка пов'язана з зовнішніми джерелами. Компонента від зовнішніх джерел відображається у ВВ вертикальної та горизонтальної компонент поля і величина її збільшується у вертикальній компоненті із збільшенням широти місця спостереження, а в горизонтальній компоненті із зменшенням широти (до  $\varphi \sim 45^\circ$ ). Величина і знак компоненти ВВ від зовнішніх джерел добре корелюють з величиною і знаком ВМПС і, відповідно, з величиною і знаком середньорічних значень південної компоненти ММП.

## Висновки до Розділу 2

1. За даними високоширотних обсерваторій показано, що вікові варіації геомагнітного поля в Північній полярній шапці Землі мають складну просторову та часову структуру, і джерела їх розміщуються як усередині, так і зовні Землі. Співвідношення між величинами варіації від зовнішніх і

внутрішніх джерел змінюються і залежать від сонячної активності. Зміна характеру вікових варіацій, тобто їх зменшення або збільшення, чи зміна знака спостерігається в максимумах сонячної активності або в близькі до них роки.

2. Визначено, що в Північній полярній шапці та близьких до них районах спостерігаються короткоперіодні (2-4 роки), циклічні та довгоперіодні вікові варіації. Визначити період довгоперіодних варіацій не можна, оскільки ряди спостережень на обсерваторіях короткі. Короткоперіодні та циклічні вікові варіації змінюються у фазі на всіх обсерваторіях. Короткоперіодні ВВ(Z) та ВВ(H) змінюються у протифазі. Амплітуди короткоперіодних варіацій більші на острівних та прибережних обсерваторіях. Джерелом короткоперіодних і циклічних варіацій є іоносферні та магнітосферні струми, пов'язані із сонячною активністю. Довгоперіодні вікові варіації мають джерела як зовні, так і всередині Землі. Довгоперіодна варіація від внутрішніх джерел мало змінюється з часом. Величина ж її від зовнішніх джерел змінюється за квазісинусоїдальним законом зі зміною сонячної активності.

3. За даними геомагнітних обсерваторій розміщених в Антарктиді показано, що динаміка часових та просторових змін ВВ в Антарктиді найкраще проявляється у вертикальній компоненті поля, оскільки ця компонента більша від інших компонент. За досліджуваний інтервал часу вертикальна компонента геомагнітного поля зменшувалась за абсолютною величиною, але швидкість змінювалась з часом. До 1970 р. ВВ(Z) зростала, в подальшому спадала. Зміни ВВ(Z) та ВВ(H) в Антарктиді показують, що зовнішні джерела відіграють важливу роль у генерації вікових змін поля.

4. Аналіз даних геомагнітних обсерваторій Південної полярної шапки показав, що вікові варіації в Антарктиді знаходяться під впливом трьох джерел: а) джерел розміщених в середині Землі на границі ядро-мантія пов'язаних з величиною моменту центрального диполя та його зміщення, б) джерел розміщених в тектоносфері, в) зовнішніх джерел, а саме магнітосферного та іоносферного струмів, величина яких змінюється із зміною сонячної активності.

5. Порівняння даних з геомагнітних обсерваторій полярних шапок Землі показує хорошу кореляцію змін вікових варіацій. Швидкість зміни вікових варіацій в обох полярних шапках Землі корелює з величиною великомасштабного магнітного поля Сонця та південною компонентою міжпланетного магнітного поля, що свідчить про значний внесок у ВВ зовнішніх джерел.

6. Знайдено роки зміни знака, згладжених 3- і 11-річним біжучим вікном, вікових варіацій. Ці роки було названо опорними. Такими роками є 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1979, 1986 і 2003. Опорні роки зміни ВВ(Т) збігаються з роками екстремумів сонячної активності. Запізнення їх в 15-му, 19-му, 23-му циклах спричинені ростом рекурентності сонячної активності на фазах їх спаду. Роки джерків, що мали місце в 1947, 1969 і 1979 роках збігаються з відповідними опорними роками. Таким чином, експериментальні дані чітко вказують, що зовнішні джерела відіграють основну роль у зміні величини та знака вікових варіацій геомагнітного поля.

7. Показано, що вікові варіації на АФ-плиті мають короткоперіодну (квазіперіодна та циклічна) та довгоперіодну складові. Короткоперіодні ВВ, безумовно, залежать від сонячної активності. Довгоперіодні ВВ на АФ-плиті виділити впевнено не можна, оскільки ряди середньорічних значень складових геомагнітного поля короткі. Тільки три обсерваторії MLT, TAN та PLS вели спостереження з початку ХХ століття. За даними цих обсерваторій та фрагментарними даними всіх інших можна виявити варіації з періодом  $\sim 80$  років. Варіація має форму квазісинусоїди, екстремуми якої співпадають з роками максимумів сонячної активності.

8. Дослідження вікових варіацій за даними геомагнітних обсерваторій розміщених на Африканській тектонічній плиті показали, що ВВ генеруються як внутрішніми, так і зовнішніми джерелами. Вплив внутрішніх джерел найкраще проявляється в вертикальній, а зовнішніх - в горизонтальній компонентах геомагнітного поля. ВВ можна розділити на квазіпостійну ( $ВВ_1$ ) та змінні (різних періодів) ( $ВВ - ВВ_1$ ) складові. На прибережних та острівних

обсерваторіях величина як короткоперіодних, так і довгоперіодних ВВ зростає, що підтверджує гіпотезу про вплив на ВВ електропровідних океанських течій. В тектонічно більш активній східній частині АФ-плити ВВ більш динамічні. Характерною особливістю ВВ на АФ-плиті є зменшення абсолютної величини ВВ, яке розпочалось в кінці 70-х років ХХ століття. Це свідчить про релаксацію джерел геомагнітного поля та про зменшення геомагнітної активності.

9. Аналіз даних геомагнітних обсерваторій Європи показав, що вікові варіації геомагнітного поля мають дві компоненти: квазіпостійну від внутрішніх джерел і змінну, що пов'язана з зовнішніми джерелами. Компонента від зовнішніх джерел відображається у ВВ вертикальної та горизонтальної компонент поля і величина її збільшується в вертикальній компоненті із збільшенням широти місця спостереження, а в горизонтальній компоненті із зменшенням широти. Величина і знак компоненти ВВ від зовнішніх джерел добре корелює з величиною і знаком ВМПС і, відповідно, з величиною і знаком середньорічних значень південної компоненти ММП.

### **Перелік використаних джерел до Розділу 2**

1. Акасофу, С.И., Чепмен, С. (1975). *Солнечно-земная физика*. Москва: Мир, 512 с.
2. Бобров, М.С. (1961). *Общепланетарная картина геомагнитных возмущений корпускулярного происхождения*. В кн.: *Солнечная активность* (С.36—90). Москва: Наука.
3. Брагинский, С.И. (1982). Аналитическое описание вековых вариаций геомагнитного поля и скорости вращения Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 22(1), 115—122.
4. Владимирский, Б.М., Темурьянц, Н.А., Мартынюк, В.С. (2004). *Космическая погода и наша жизнь*. Фрязино: Век-2, 224 с.
5. Гибсон, Э. (1977). *Спокойное Солнце*. Москва: Мир, 408 с.

6. Головков, В.П., Симонян, А.О. (1989). Джерки в вековых геомагнитных вариациях на интервале 1930—1980 гг. *Геомагнетизм и аэрономия*, 29(1), 164—167.
7. Ермолаев, Ю.И. Зеленый, Л.М., Застенкер, Г.Н., Петрукович, А.А., Митрофанов, И.Г., Литвак, М.Л. и др.(2005). Солнечные и гелионосферные возмущения, приведшие к сильной магнитной буре 20 ноября 2003 г. *Геомагнетизм и аэрономия*, 45(1), 23—50.
8. Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. (2012). Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.*, 34(4), 22—39. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116747.
9. Жарков, В.Н. (1983). *Внутреннее строение Земли и планет*. Москва: Наука, 415 с.
10. Калинин, Ю.Д. (1984). *Вековые геомагнитные вариации*. Новосибирск: Наука, 160 с.
11. Коломийцева, Г.И., Саютина, О.А. (1988). Особенности векового хода геомагнитного поля полярных областей. *Геомагнетизм и аэрономия*, 28(6), 1038—1041.
12. *Космическая геофизика*. (1976). Ред.А. Омхольт, О. Хольтер, А. Эгеланд. Москва: Мир, 510 с.
13. Лаба, І.С., Підстригач, І.Я., Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., Баран, О.А. (2010). Надзвичайна сонячна і геомагнітна активність в жовтні—листопаді 2003 року. *Журн. фіз. досліджень*, 4(3), 3902—3913.
14. Ладынин, А.В., Попова, А.А. (2008). Квазипериодические флуктуации скорости векового хода геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий за 1985—2005 гг. *Геология и геофизика*, 49(12), 1262—1273.
15. Личак, М.М., Царук, Н.П. (2006). Тенденції змін рівня сонячної активності. *Наукові вісті КНУ*, (6), 119—124.
16. Максимчук, В.Ю., Городиський, Ю.М., Кузнецова, В.Г. (2001). *Динаміка аномального магнітного поля Землі*. Львів: Євросвіт, 308 с.

17. Мансуров, С.М. (1969). Новые доказательства связи между полями космического пространства и Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*, 9(6), 768—770.
18. Обридко, В.Н., Гольшев, С.А., Левитин, А.Е. (2004). Связь структуры крупномасштабного магнитного поля Солнца в циклах солнечной активности со структурой ММП, оказавшей влияние на геомагнитную активность. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(4), 449—452.
19. Орлов, В.П., Ивченко, М.И., Базаржапов, А.Д., Коломийцева, Г.И. (1968). *Вековой ход геомагнитного поля для периода 1960—1965 гг.* Москва: Изд-во ИЗМИРАН, 68 с.
20. Орлюк, М.І., Роменець, А.О. (2011). Структура та динаміка квазіпостійного магнітного поля Землі на її поверхні та в ближньому космосі. *Геодинаміка*, (2), 227—229.
21. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1973а). Секторная структура ММП и магнитные возмущения в приполюсной области. *Космические исследования*, 11(1), 155—160.
22. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1975б). Токовые системы летнего сезона в приполюсной области. В кн.: *Аппаратурные и методические разработки в геофизике* (С.75—83). Киев: Наук.думка.
23. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Шевнина, Н.Ф. (1974). Вариации Z в приполюсной области в зависимости от интенсивности и знака азимутальной компоненты ММП. *Геомагнетизм и аэрономия*, 14(6), 1069—1079.
24. Сумарук, П.В., Харин, Е.П. (1979). *Азимутальная компонента межпланетного магнитного поля, 1958—1964 гг.* Москва; МГК, 88 с.
25. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Порчхидзе, Ц.Д. (1980). Вариация геомагнитного поля на геомагнитных полюсах. *Physica solariterrestrics*, (12), 70—78.
26. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Белов, Б.А. (1992). Полярная электроструя в период магнитной бури 23—24 марта 1969 г. *Геофиз. журн.*, 14(3), 79—81.



27. Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В. (2009). Квазідворічні варіації магнітного поля Землі. *Доп. НАН України*, 31(1), 114—116.
28. Сумарук, Ю.П. (2007/2008а). Діагностика азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля за даними антарктичної магнітної обсерваторії. *Укр.антаркт. журн.*, (6/7), 43—48.
29. Сумарук, Ю.П., Сумарук, П.В. (1995). Вековые вариации магнитного поля Земли в средних широтах и их связь с геомагнитной и солнечной активностью. *Геофиз. журн.*, 17(6), 59—62.
30. Сумарук, Ю.П., Сумарук, П.В. (2013а). Особливості вікових варіацій геомагнітного поля у північній полярній частині Землі. *Геофиз. журн.*, 35(2), 137—145. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111357.
31. Сумарук, Ю.П., Сумарук, П.В. (2016а). Часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі. *Космічна наука і технологія*, 22(3), 32—40.
32. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2013б). Про вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. *Доп. НАН України*, (12), 107—113.
33. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2013в). Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля в полярних шапках Землі. *Геодинаміка*, (2), 335—337.
34. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П., Реда, Я. (2016). Динаміка вікових варіацій з часом. *Геофиз. журн.*, 38(6), 152—159. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91884.
35. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2017). Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті. *Геофиз. журн.*, 39(2), 96—80. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97375.
36. Alexandrescu, M., Courtillot, V., & Le Mouel, J.-L. (1996a). Geomagnetic field direction in Paris since the Mid-XVIth century. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98(3-4), 321—360. doi:10.1016/S0031-9201(96)03194-9.
37. Andjhel, M., & Demetrescu, C. (1980). The effect of solar activity on the secular variation of the geomagnetic field in Romania. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 22(1), 53—59. doi:10.1016/0031-9201(80)90100-4.

38. Data catalogue No 27. (2005). M. Takeda, Y. Odagi, M. Nose, T. Kamei, S. Nakano & T. Iyemori (Compiled). Published by the World Data Center for Geomagnetism. Kyoto, 183 p.
39. Friis-Christensen, E., Lassen, K., Wilhelm, J., Wilcox, J.M., Gonzalez, W., & Colburn, D.S. (1972). Critical component of the interplanetary field responsible for large geomagnetic effects in the polar cap. *Journal of Geophysical Research*, 77(19), 337—340. doi:10.1029/JA077i019p03371.
40. Gvishiani A.D., Starostenko V.I., Sumaruk, Yu. P., Soloviev A. A., Legostaeva O.V. (2015). A Decrease In Solar And Geomagnetic Activity From Cycle 19 To Cycle 24. *Geomagnetism and Aeronomy*, 55(3), 299–306. doi:10.7868/S0016794015030098
41. Hospers, J. (1965). Rock magnetism and polar wandering. *The Journal of Geology*, (63), 59—75. doi:doi.org/10.1086/626226.
42. LeHuy, M., Alexandrescu, M., Hulot, G., & Le Mouél, J.-L. (1998). On the characteristic of successive geomagnetic jerks. *Earth, Planets and Space*, 50, 723—732. doi:10.1186/BF03352165.
43. Malin, S.R.C., & Hodder, B.M. (1982). Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature*, 296, 726—728. doi:10.1038/296726a0.
44. Maltsev, Yu. P., Arykov, A.A., Belova, E.G., Gvozdevsky, B.B., & Safargaleev, V.V. (1996). Magnetic flux redistribution in the storm time magnetosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A4), 7697—7704. doi:10.1029/95JA03709.
45. Manda, M. (2001). How well is the main field secular variation known? *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 3(1), 233—243.
46. Manda, M., Ballanger, E., & Le Mouél, J.-L. (2000). A geomagnetic jerk for the end of the 20-th century. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3-4), 369—373. doi:10.1016/S0012-821X(00)00284-3.
47. Sumaruk, Yu.P. (2000). Sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 30(2), 158.

48. Sumaruk, Yu.(2001).On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353—354.
49. Sumaruk, Yu. (2010).Secular variations at Ukrainian magnetic observatories. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32(4),177—179.
50. Sumaruk, Yu.,&Reda, J. (2011).Secular variation of the geomagnetic field and solar activity. *Geofizicheskiy zhurnal*,33(4), 134—141.doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116902.

## **РОЗДІЛ 3. СОНЯЧНА І ГЕОМАГНІТНА АКТИВНІСТІ І ВІКОВІ ВАРІАЦІЇ**

Як показано в Розділі 2 короткоперіодні і довгоперіодні ВВ корелюють із зміною сонячної та геомагнітної активності, тобто із зовнішніми джерелами. Залежність добре проявляється в вертикальній компоненті та повній напруженості поля в полярних шапках Землі, в усіх компонентах поля в авроральних широтах. В середніх та низьких широтах залежність від зовнішніх джерел найкраще спостерігається в горизонтальній компоненті. Виділення ВВ від зовнішніх джерел у низьких широтах нелегка задача, оскільки тут вони набагато менші, ніж ВВ від внутрішніх джерел, величина яких змінюється в залежності від тектоніки регіону, від місця спостереження (на суші, в океані), від положення обсерваторії (на тектонічній плиті чи на границі між плитами). Показано, що навіть на магнітних обсерваторіях України, які знаходяться на одній тектонічній плиті і географічна широта яких мало відрізняється, спостерігаються значні відмінності у ВВ.

У Розділі 3 більш детально показано та продемонстровано залежність ВВ від сонячної активності як на довгих, так і на коротких проміжках часу, та від різних параметрів сонячної активності.

### **3.1. Виділення вікових варіацій від різних джерел**

Для деталізації залежності ВВ від сонячної активності  $ВВ(H)$  і  $ВВ(Z)$  розраховуються як різниця між середньорічними величинами горизонтальної та вертикальної компонент по всіх (A), спокійних (Q) та збурених (D) днях для магнітних обсерваторій «Бельск» (BEL), «Львів» (LVV), «Ленінград» (LNN) і тільки по всіх днях для обсерваторій «Лервік» (LER), «Хартленд» (HAD), «Німек» (NGK), «Сурларі» (SUA), «Одеса» (ODE), «Коімбра» (COI), «Нурміярві» (NUR), «Київ» (KIV), «Москва» (MOS) і «Шамбон-ла-Фаре» (CLE) [Sumaruk, Reda, 2011].

Відомо, що під час магнітних бур розвивається магнітосферний кільцевий струм, який зменшує  $H$  на низьких широтах та збільшує  $Z$  в високих широтах [Сумарук и др., 1980]. Авроральні електрострумені також дають вклад у  $BB$ .

На рис. 3.1 показано  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  від 1958 до 2000 р. на магнітній обсерваторії LVV, на рис. 3.2 і 3.3 – на обсерваторіях BEL і LNN відповідно.

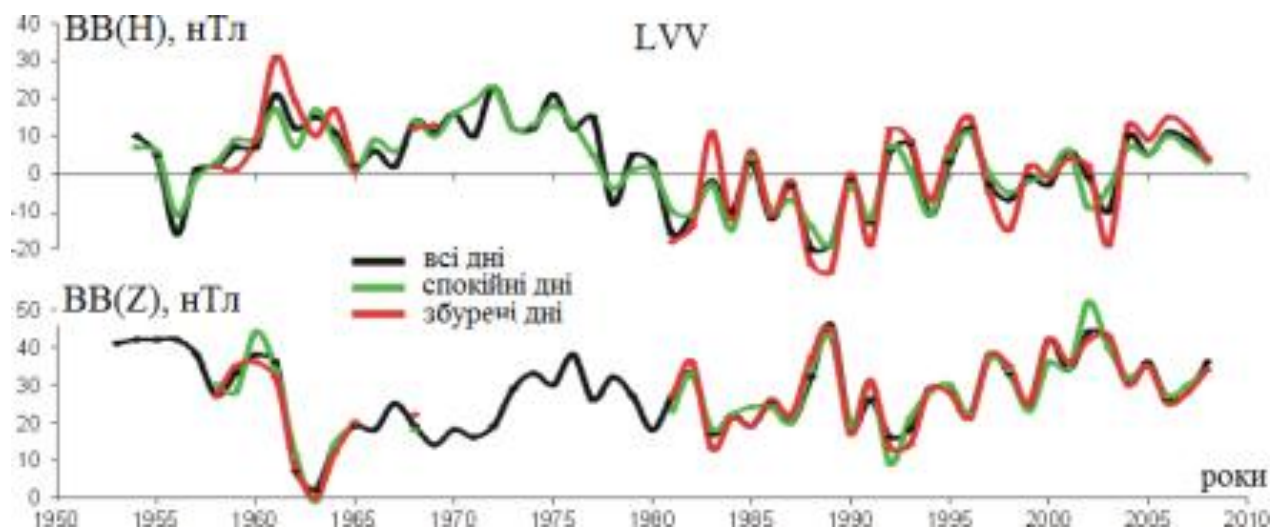


Рис. 3.1.  $BB(H)$ ,  $BB(Z)$  на магнітній обсерваторії «Львів» (LVV) по всіх (чорний), спокійних (зелений) і збурених (червоний) днях.

Бачимо короткоперіодні (близько двох років) та довгоперіодні варіації. Амплітуди короткоперіодних варіацій зростають від LNN до LVV і найбільші для збурених днів. Довгоперіодні  $BB(H)$  змінюються по квазисинусоїдальному закону таким же чином як змінюється індекс  $\Sigma K_p$  [Sumaruk, 2001] чи  $aa$ -індекс [Střeščík, 1991]. Коротко- і довго періодні  $BB(Z)$  співпадають по фазі на всіх обсерваторіях. Амплітуди  $BB(Z)$  по збурених днях більші ніж по спокійних днях. Порівняння  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  показує, що вони змінюються за протифазою.

На рис. 3.4 показано  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  варіації на магнітних обсерваторіях LNN і COI від 1870 до 2000 р. Короткоперіодні варіації  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  мають більшу амплітуду на обсерваторії COI. Більша амплітуда варіацій  $BB(H)$  на COI пояснюється тим, що COI знаходиться ближче до екватору чим LNN. Більші амплітуди  $BB(Z)$  на COI можна пояснити тим, що COI – берегова обсерваторія і індуковані струми в океанських течіях збільшують їх амплітуду.

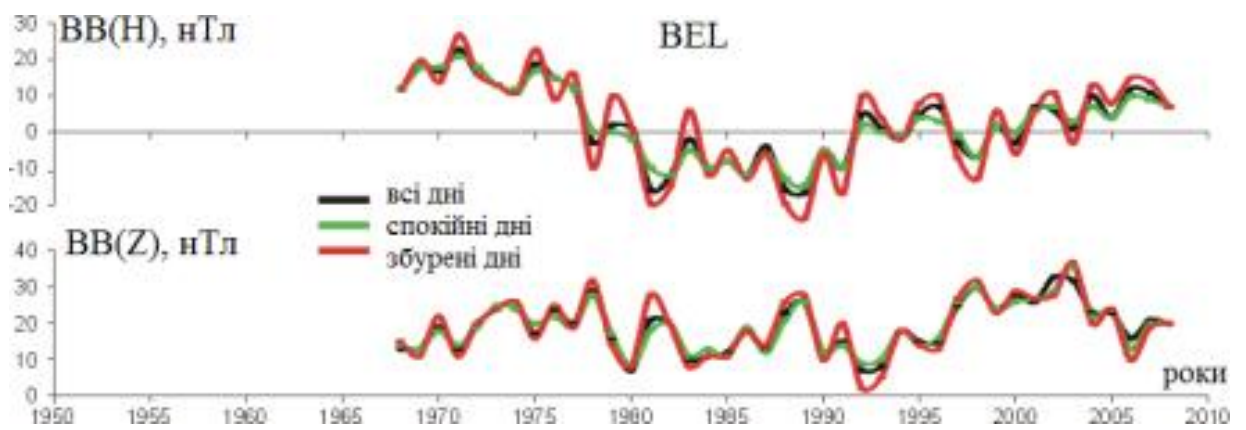


Рис. 3.2.  $BB(H)$ ,  $BB(Z)$  на магнітній обсерваторії «Бельськ» (BEL) по всіх (чорний), спокійних (зелений) і збурених (червоний) днях.

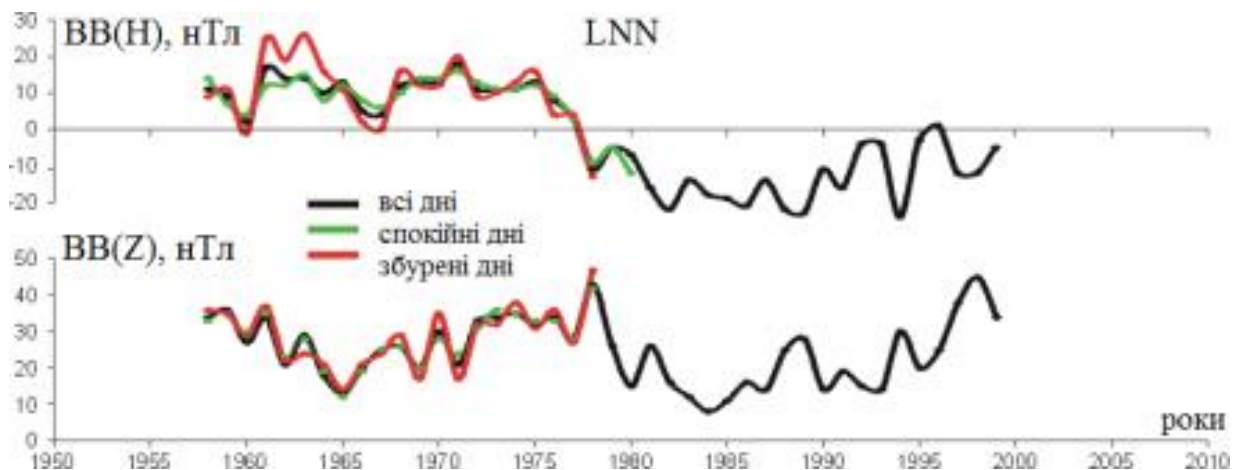


Рис. 3.3.  $BB(H)$ ,  $BB(Z)$  на магнітній обсерваторії «Ленінград» (LNN) по всіх (чорний), спокійних (зелений) і збурених (червоний) днях.

Треба відзначити, що під час Другої світової війни дані обсерваторій LNN і SOI були нестабільними.

Дуже показовим є факт співпадання фаз довгоперіодних (близько 80 років) варіацій на цих обсерваторіях, але  $BB(H)$  є зсунутою вгору, в  $BB(Z)$  – вниз по осі ординат на SOI відносно LNN, крім того амплітуди довгоперіодних  $BB$  на обсерваторії LNN більші, ніж на обсерваторії SOI. Раніше було показано [Sumaruk, 2001], що зміни  $BB(H)$  на всіх середньоширотних і субавроральних магнітних обсерваторіях у Північній півкулі Землі співпадають за фазою, але різні за амплітудою.

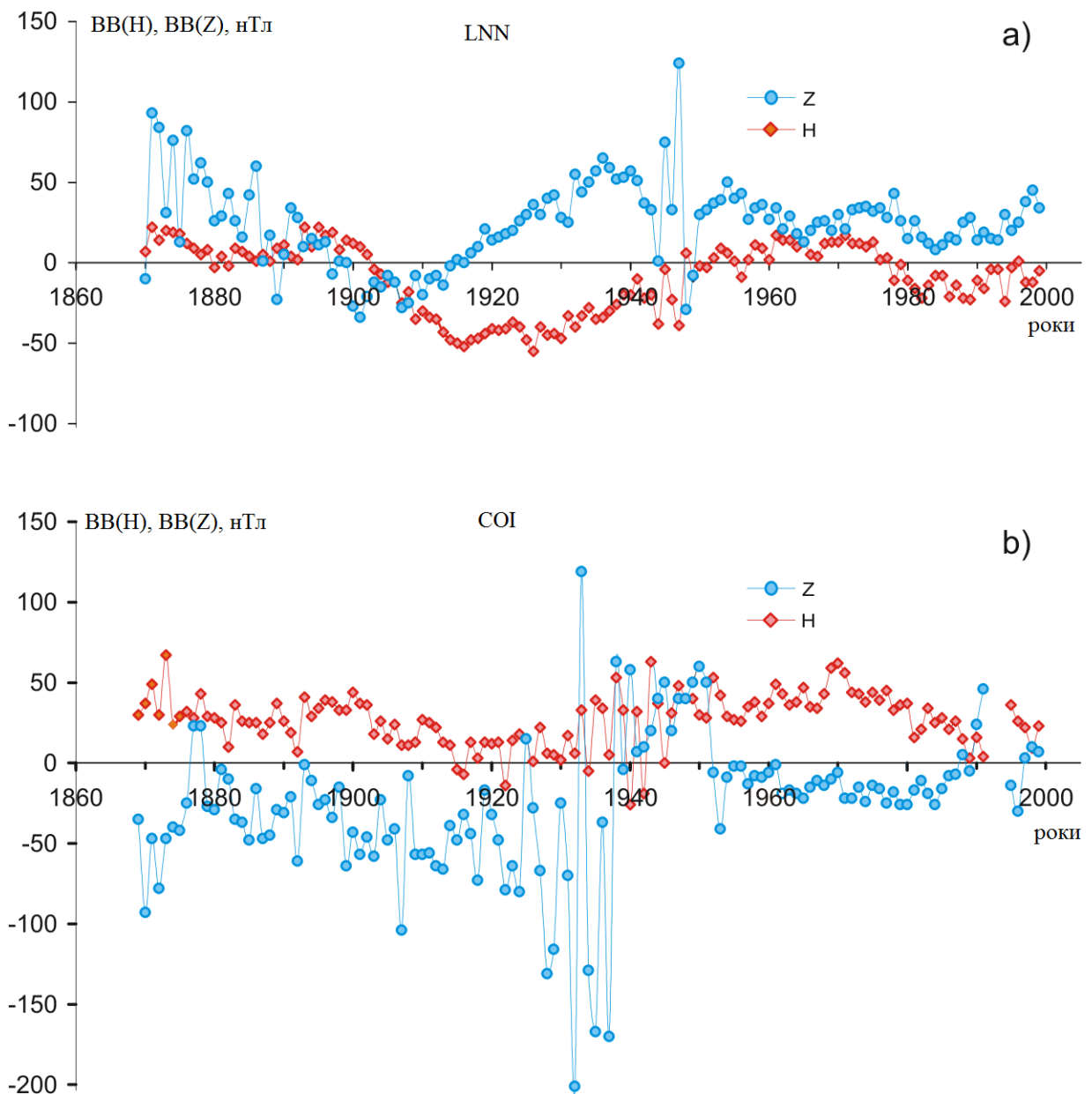


Рис. 3.4.  $BB(H)$  (червоні ромби) та  $BB(Z)$  (сині кружечки) з 1870 по 2000 р. на магнітних обсерваторіях: а – «Ленінград» (LNN), б – «Коїмбра» (COI).

Залежність  $BB(H)_i$  на  $i$ -обсерваторії від  $BB(H)_{i+1}$  обсерваторії можна представити як

$$BB(H)_i = K \cdot BB(H)_{i+1} \pm BB(H)_0,$$

де  $K$  – постійний коефіцієнт для даної обсерваторії, а  $BB(H)_0$  – позитивна величина, також постійна для цієї обсерваторії, але її вибирають таким чином, щоб роки зміни знака  $BB(H)$  на всіх обсерваторіях співпадали. Для більшості середньозірокових європейських обсерваторій це 1900–1903 та 1977–1980 рр.

Варто зауважити, що в ці роки спостерігалися джерки в магнітному схиленні [Mandea, 2001].

На рис. 3.5 показано залежність змін незгладжених  $BB(H)$  від змін середньорічних значень індексів магнітної активності  $\Sigma(H-S_q)$  для магнітних обсерваторій LVV і BEL. Кореляція між величинами низька, але тенденція спаду  $\Delta BB(H)$  з ростом  $\Delta \Sigma(H-S_q)$  добре спостерігається.

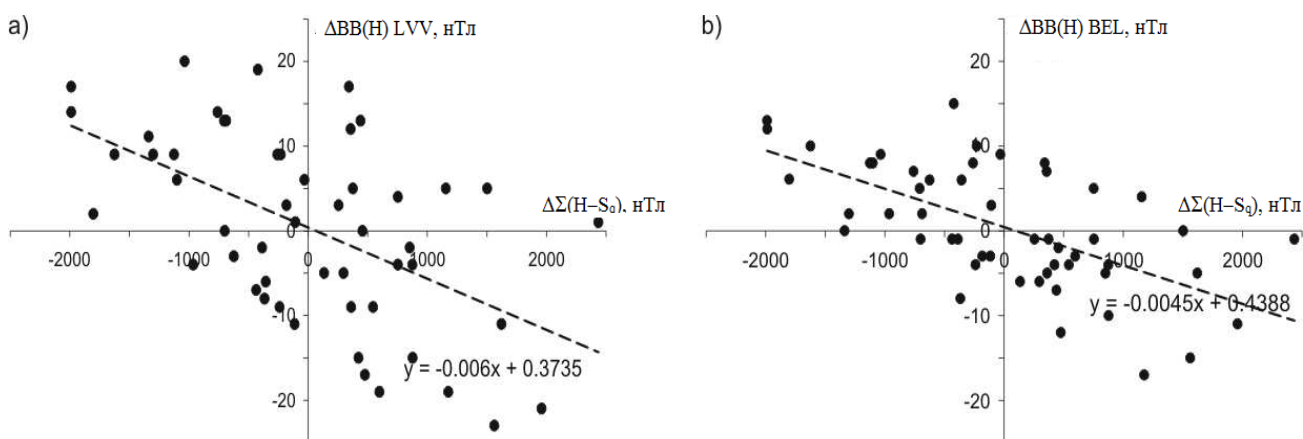


Рис. 3.5. Залежність  $\Delta BB(H)$  від індексу  $\Delta \Sigma(H-S_q)$  на магнітних обсерваторіях: а – «Львів» (LVV), б – «Бельськ» (BEL).

На рис. 3.6 показано залежності  $BB(H)$  на обсерваторії LVV від  $BB(H)$  на обсерваторіях BEL, KIV, SUA, ODE, NUR, MOS, а на рис. 3.7 – на обсерваторіях LNN, NGK, LER, CLF, HAD, COI. Прямі штрихові лінії відображають рівняння лінійної регресії між величинами.

Ці рівняння наведено в таблиці 3.1. Точки перетину цих ліній з віссю ординат показують значення величини  $BB(H)_0$ , якщо опорною обсерваторією є LVV. Можна бачити, що величина і знак  $BB(H)_0$  неоднакові для різних обсерваторій. Якщо опорною обсерваторією вибрати LVV, то для обсерваторії COI  $BB(H)_0 = 29,51$  нТл і для HAD  $BB(H)_0 = 17,43$  нТл. Для перевірки цих результатів на рис. 3.8 показано залежність  $BB(H)$  на HAD від  $BB(H)$  на COI з 1867 до 1999 р. Пряма штрихова лінія показує рівняння регресії залежності між величинами і  $BB(H)_0 = -12,33$  нТл, коли опорною обсерваторією є COI.



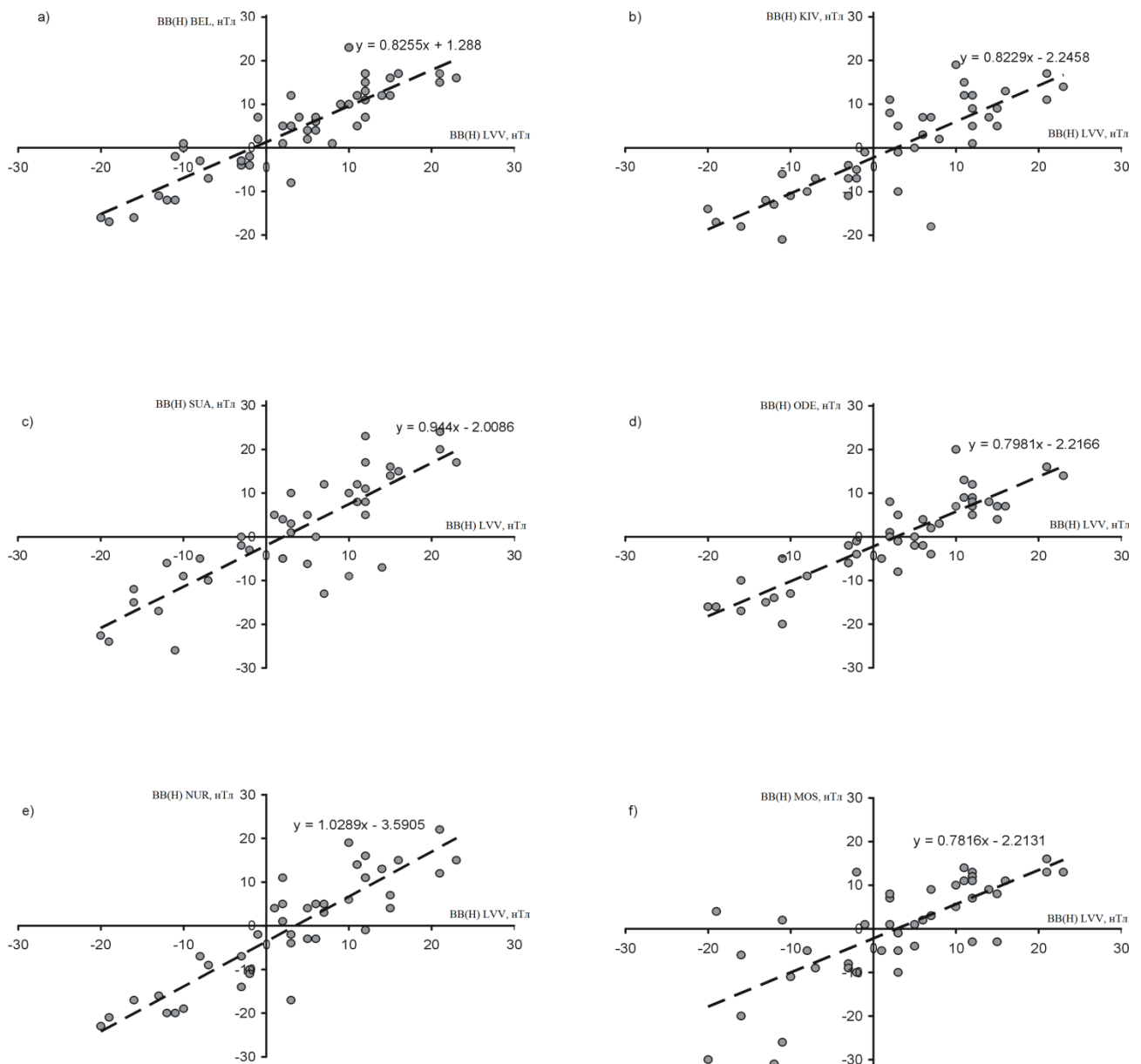


Рис. 3.6. Залежності  $BB(H)$  на магнітній обсерваторії LVV від  $BB(H)$  на обсерваторіях BEL (a), KIV (b), SUA (c), ODE (d), NUR (e), MOS (f).

Кореляція між  $BB(H)$  стає меншою, якщо відстань між обсерваторіями зростає. Як показано в роботі [Sumaruk, Reda, 2011], в районах де  $BB(H)_0 = 0$  нТл спостерігаються інтенсивні тектонічні процеси.

На рис. 3.9 показано  $BB(H)$  на обсерваторіях HAD і LNN, в яких короткоперіодні варіації виключені методом трапецій. Тобто  $BB(H)$  за певний рік це різниця між подвійним значенням її за цей рік мінус варіація за

попередній і наступний роки. Добре видно, що на фазі росту 11-річного циклу сонячної активності ВВ(Н) зменшується, а на фазі спаду збільшується.

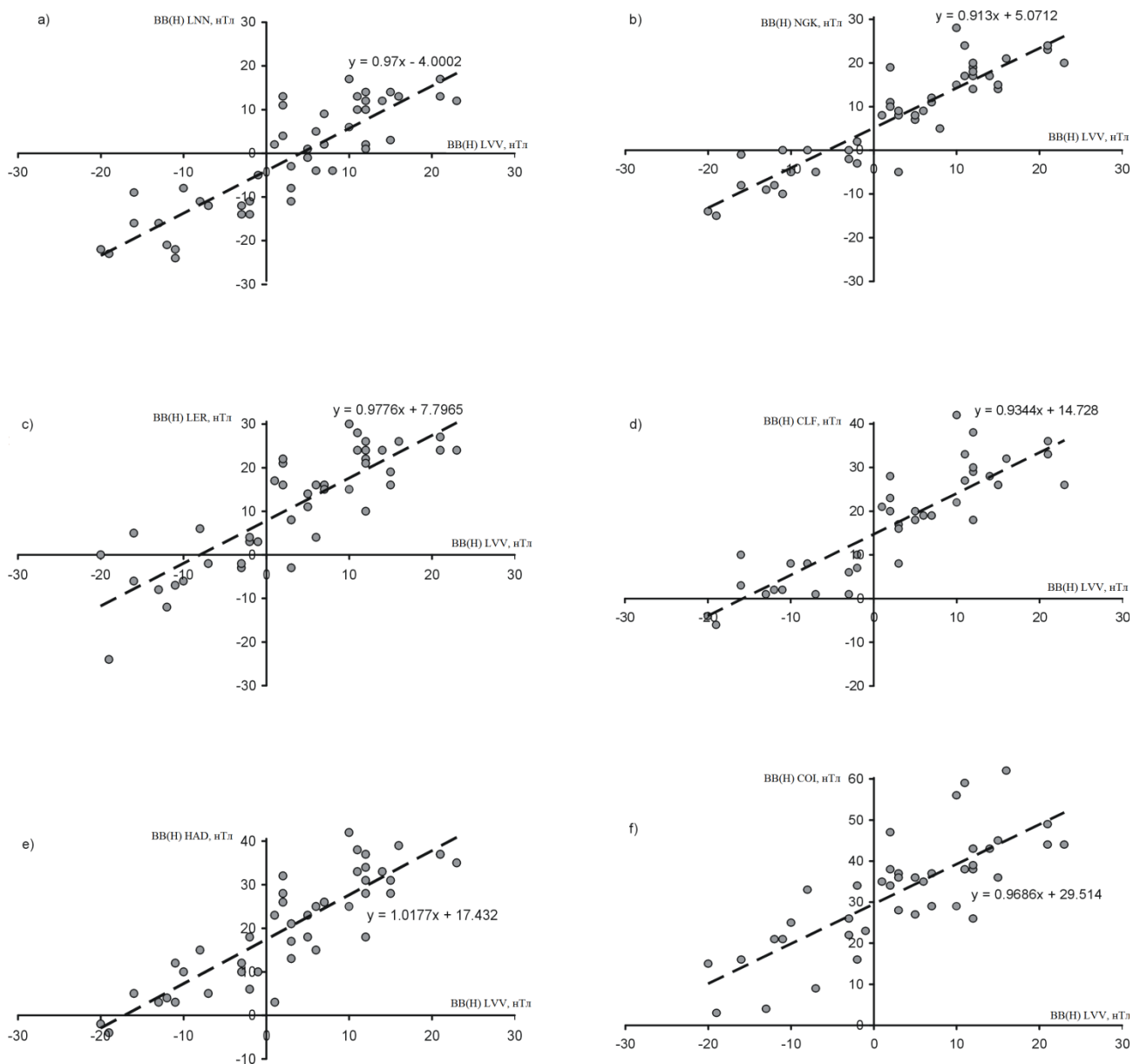


Рис. 3.7 Залежності ВВ(Н) на магнітній обсерваторії LVV від ВВ(Н) на обсерваторіях LNN (a), NGK (b), LER (c), CLF (d), HAD (e), COI (f).

**Рівняння залежності  $BB(H)$  на геомагнітній обсерваторії LVV від  $BB(H)$  на інших обсерваторіях**

Обсерваторія	$BB(H)_{LVV}$	Обсерваторія	$BB(H)_{LVV}$
Одеса	$0,80BB(H)_{ODE}-2,22$	Бельск	$0,83BB(H)_{BEL}+1,29$
Ленінград	$0,97BB(H)_{LNN}-4,00$	Німек	$0,91BB(H)_{NGK}+5,07$
Київ	$0,82BB(H)_{KIV}-2,25$	Шамбон-ла-Фаре	$0,93BB(H)_{CLF}+14,73$
Москва	$0,78BB(H)_{MOS}-2,21$	Лервік	$0,98BB(H)_{LER}+7,80$
Сурларі	$0,94BB(H)_{SUA}-2,01$	Хартленд	$1,02BB(H)_{HAD}+17,43$
Нурміярві	$1,03BB(H)_{NUR}-3,59$	Коїмбра	$0,97BB(H)_{COI}+29,51$

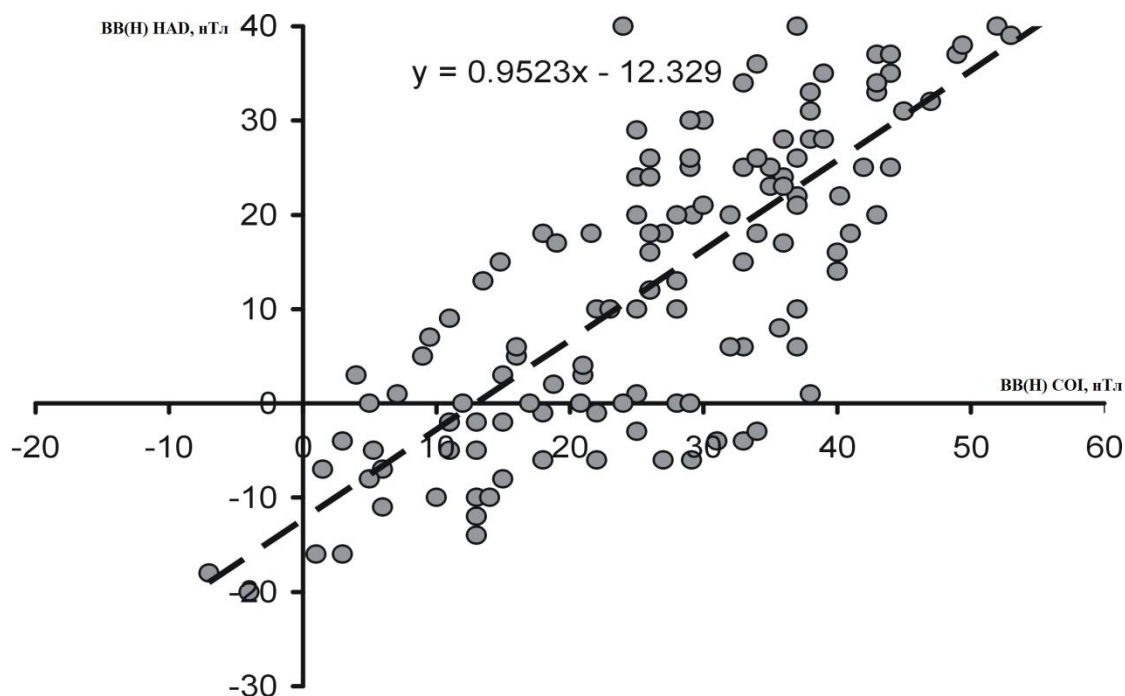


Рис. 3.8. Залежність  $BB(H)$  на магнітній обсерваторії COI від  $BB(H)$  на магнітній обсерваторії HAD.

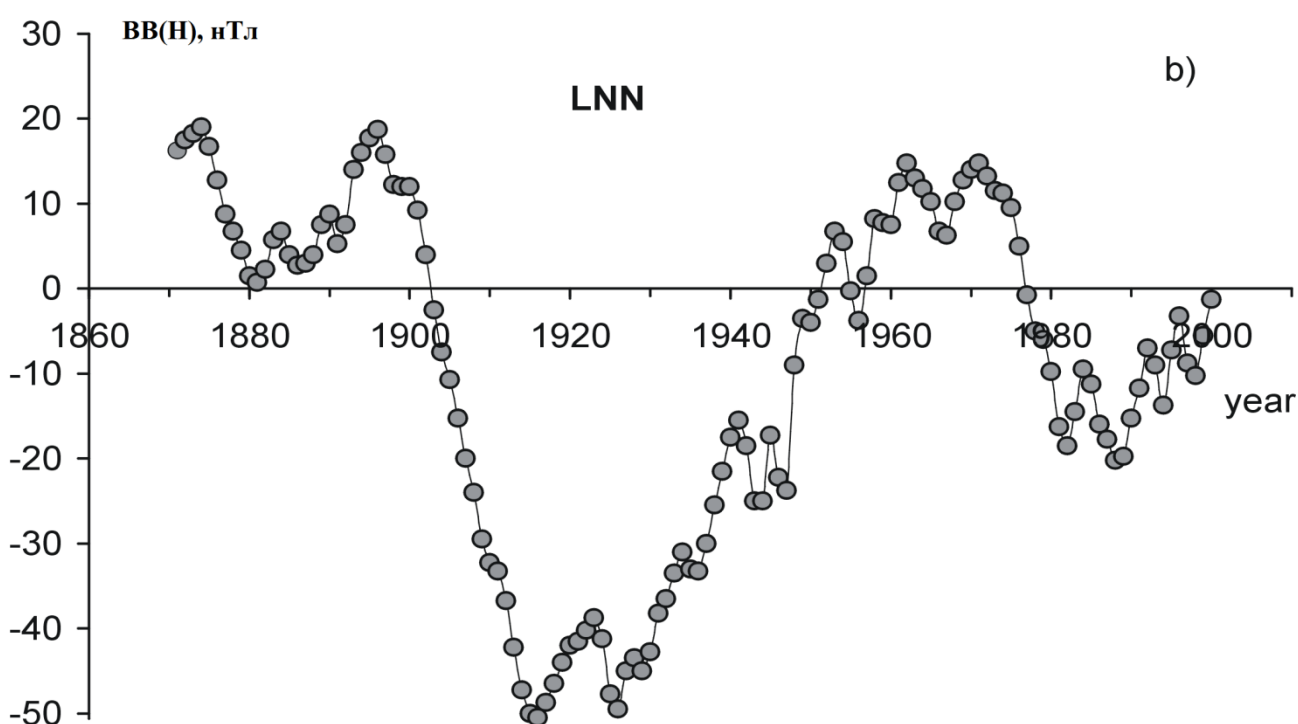
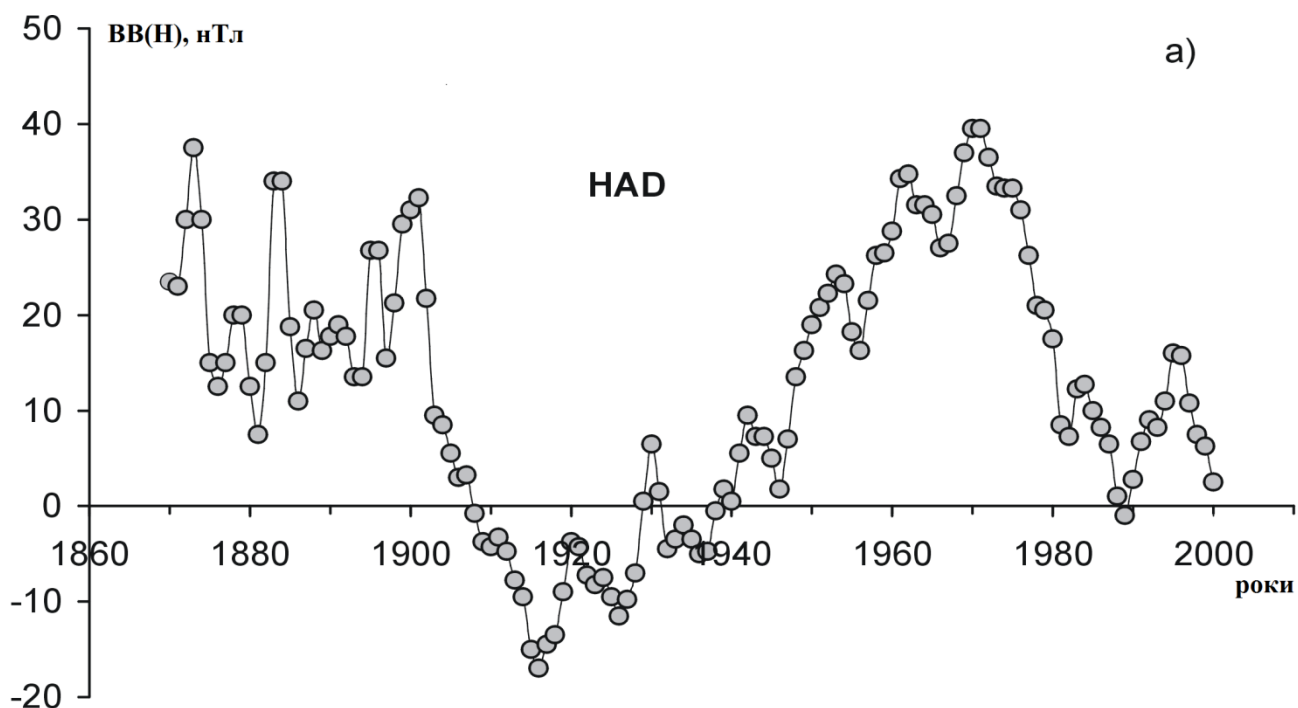


Рис. 3.9. ВВ(Н) на магнітних обсерваторіях HAD (а) та LNN (б), в яких короткоперіодні варіації виключені методом трапеції.

На рис. 3.10 показано залежність середніх за цикл ВВ(Н) на обсерваторії HAD від величини середніх за цикл чисел Вольфа від 15-го до 22-го циклів.

Легко бачити лінійну залежність між величинами. Тільки 20-й цикл «випадає» з цієї залежності. Таким чином можна вважати, що у ВВ спостерігаються три типи варіацій від зовнішніх джерел. Короткоперіодні варіації (квazидворічні), амплітуда яких зростає в магнітозбуренні дні і фази яких в Н і Z компонентах протилежні; середньоперіодні (~ 11 років) ВВ, величина яких спадає на фазі росту сонячної активності і зростає на фазі спаду; і довгоперіодні (~ 80 років) ВВ, які мають графік залежності від часу квазісинусоїдальної форми, а зміни знаку довгоперіодних ВВ відбулися у 1902–1905, 1947–1949, 1979–1980 рр.

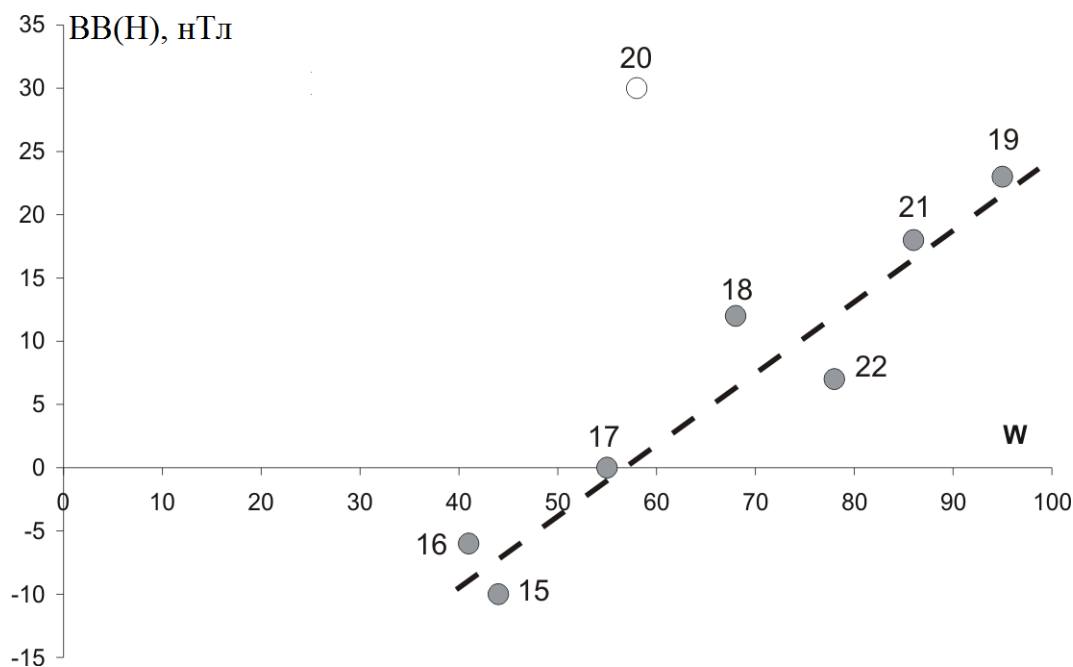


Рис. 3.10. ВВ(Н) на магнітній обсерваторії НАД від середніх за цикл чисел Вольфа (W).

Оскільки, вікова варіація геомагнітного поля вираховується як різниця між середньорічними значеннями елементів поля для оцінки внеску у ВВ від зовнішніх джерел, необхідно вибрати такий інтервал часу, в якому інтенсивність зовнішнього джерела ВВ достовірно відома. У 2003 р. на фазі спаду активності 23-го сонячного циклу спостерігався ряд дуже великих магнітних бур, які дали значний вклад у середньорічні значення поля за цей рік. Цей рік було обрано, щоб оцінити внесок зовнішніх джерел у ВВ та його розподіл на поверхні Землі, оскільки величини збурень на 127 обсерваторіях

світової мережі були добре відомі [Сумарук, Сумарук, 2013б]. Детальніше великі бурі 2003 р. проаналізовано в підрозділі 3.4.

Величину варіації від зовнішніх джерел обчислювали за формулою

$$\Delta BB = BB_{2003} - (BB_{2002} + BB_{2004})/2, \quad (3.1)$$

де  $BB$  – вікова варіація напруженості геомагнітного поля та її складових за певний рік (вказаний індексом).

Припускаємо, що зміна  $BB$  від внутрішніх джерел відбувається повільно і тому, беручи різницю між послідовними роками, вона виключається.

Рис. 3.11, а демонструє зміни величини  $BB$  від зовнішніх джерел у горизонтальній компоненті поля залежно від географічної широти.

Оскільки, кільцевий магнітосферний струм, який тече на захід, дає зменшення повної напруженості поля, то в горизонтальній складовій зменшення поля на екваторі максимальне, а на полюсах дорівнює нулю, що і спостерігається в даному випадку.

Магнітне поле від далеко розташованого кільцевого магнітосферного струму (відстань від центра Землі  $\sim 3-4 R_E$ , де  $R_E$  – радіус Землі) – однорідне, тому широтну залежність  $\Delta BB(H)$  можна представити законом:

$$\Delta BB_1(H) = -\Delta BB(H)_{\max} \cos \varphi, \quad (3.2)$$

де  $\varphi$  – широта обсерваторії;  $\Delta BB(H)_{\max}$  – максимальна величина  $\Delta BB(H)$  на екваторі (в цьому випадку дорівнює приблизно  $-20$  нТл).

На рис. 3.11, а трикутниками показано величину  $BB$  від зовнішніх джерел, вичислених за формулою (3.2). На авроральних обсерваторіях, розташованих на широтах  $60-70^\circ$ , спостерігається значне відхилення  $\Delta BB(H)$  від модельної кривої (позначеної червоними кружками), що свідчить про вплив іоносферних авроральних електроджетів. Середнє відхилення від модельної кривої в авроральній зоні дорівнює  $\sim 10$  нТл. Значне відхилення експериментальних  $\Delta BB(H)$  від модельної кривої можна пояснити різним впливом індукційних струмів у підстилаючих поверхнях обсерваторій.

В авроральній зоні Південної півкулі магнітних обсерваторій мало. На австралійській обсерваторії «Маусон» (MAW), що розташована в південних авроральних широтах, відзначено вплив іоносферних авроральних електроджетів аналогічний до впливу у північній авроральній зоні.

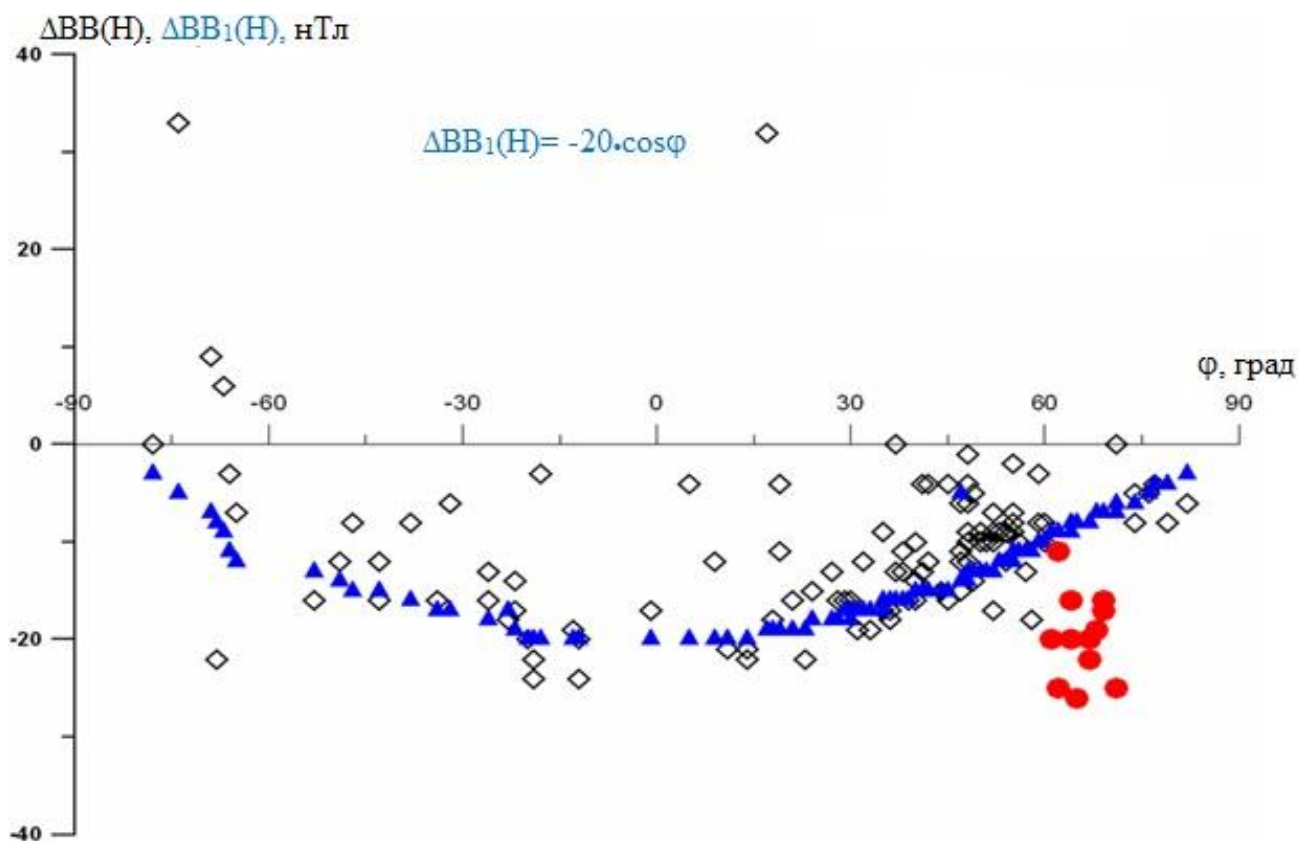


Рис. 3.11. а Залежність ВВ від зовнішніх джерел в 2003 р. від географічної широти у горизонтальній компоненті. Трикутниками показано модельні значення, червоними кружками – вікові варіації на обсерваторіях авроральної зони.

У районі екватора спостерігаються значні відхилення  $\Delta BB(H)$  від модельної кривої на обсерваторіях «Паматай» (PPT), «Фукуена» (FUQ), «Алібаг» (ABG).  $BB(H)$  тут зменшується за абсолютною величиною, це свідчить про вплив на ВВ іоносферного екваторіального електроджету, варіація від якого додатна. Великі відхилення  $\Delta BB(H)$  від модельної кривої на індійських обсерваторіях – «Хайдарабад» (HYD), «Кветта» (QUE) і туркменській «Ашхабад» (ASH) – найімовірніше відображають вплив

підстилаючих поверхонь. Відхилення на антарктичній обсерваторії «Терра Нова» (TNB), ймовірно, пов'язані з експериментальними помилками.

Залежність величини ВВ від зовнішніх джерел у вертикальній компоненті поля залежно від географічної широти демонструє рис. 3.11, б. Величина варіації  $\Delta BB(Z)$  зростає від екватора до високих широт. Знаки  $\Delta BB(Z)$  протилежні в Північній і Південній півкулях, що є ще одним доказом впливу магнітосферного кільцевого струму. Затемнені трикутники показують варіації, розраховані за моделлю  $\Delta BB_1(Z) = \Delta BB(Z)_{\max} \sin \varphi$ .  $\Delta BB(Z)_{\max} = 20$  нТл отримано за наведеними на рисунку експериментальними даними, очевидно, його величина не може бути більшою за коефіцієнт у формулі (3.2). Надзвичайно великі відхилення  $\Delta BB(Z)$  від модельної кривої спостерігаються на обсерваторіях «Карачі» (KRC) і «Ташкент» (TKT), що свідчить про неоднорідності у підстилаючих поверхнях цих обсерваторій.

У Південній півкулі більшість обсерваторій розташована на берегах океанів або на островах, тому їх дані спотворені береговим ефектом або океанськими течіями [Кременецький, Черемних, 2009; Ryskin, 2009].

Рис. 3.12 демонструє внесок у ВВ від зовнішніх джерел у повну напруженість поля  $\Delta BB(T)$ , що обчислені за експериментальними даними. У приекваторіальних широтах зовнішні джерела спричиняють зменшення ВВ напруженості геомагнітного поля, очевидно, тут відображається вплив магнітосферних джерел: кільцевого магнітосферного струму та струмів на денній поверхні магнітосфери. В середніх широтах внесок у ВВ повної напруженості поля на обсерваторіях неоднаковий, що свідчить як про вплив зовнішніх джерел, так і про вплив індукованих струмів у підстилаючих поверхнях обсерваторій.



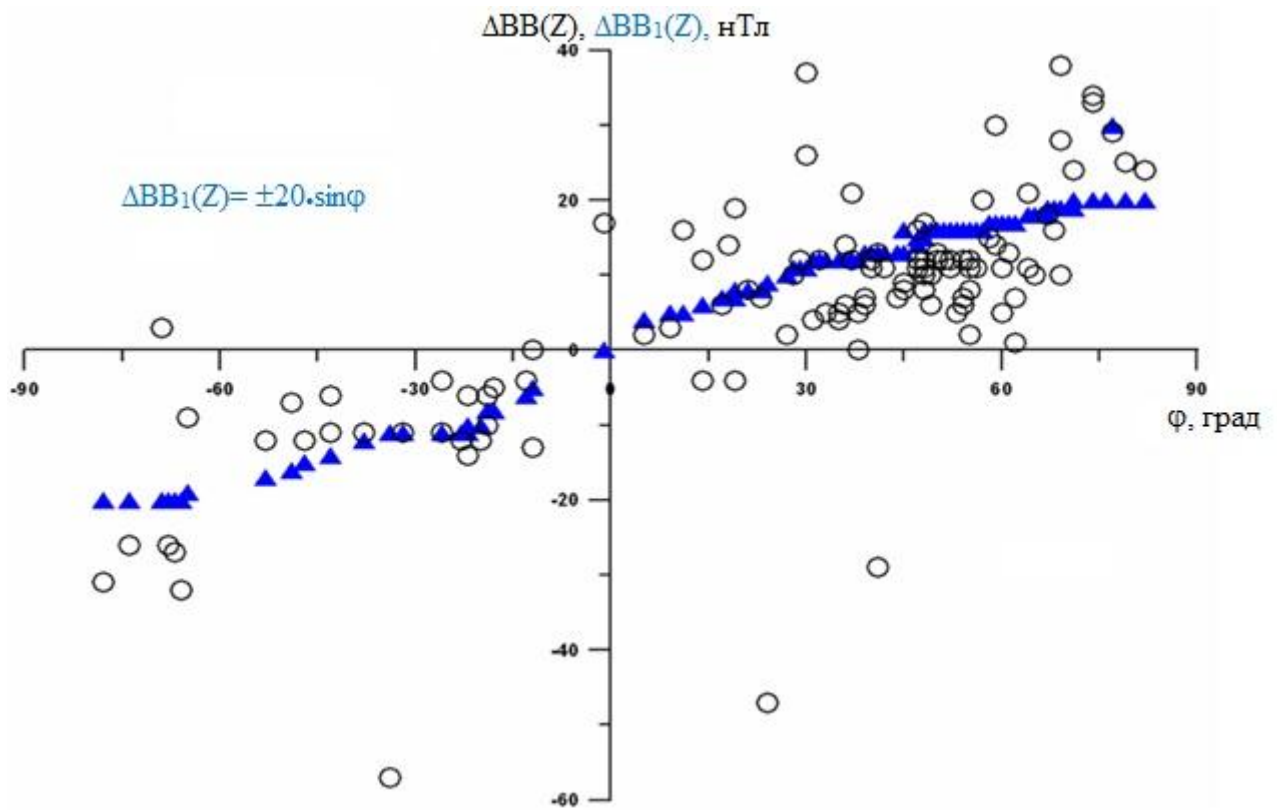


Рис. 3.11. б Залежність ВВ від зовнішніх джерел в 2003 р. від географічної широти у вертикальній компоненті. Трикутниками показано модельні значення.

Як бачимо з залежності величини внеску зовнішніх джерел у ВВ горизонтальної, вертикальної та повної напруженості поля на окремих обсерваторіях спостерігаються значні відхилення від модельних кривих. Величини ВВ від зовнішніх джерел на деяких обсерваторіях світової мережі у 2003 р. демонструє таблиця 3.2. У другому стовпці таблиці наведено геомагнітну широту обсерваторій, по якій визначено положення екваторіального електроструменя. Цифри в дужках показують ВВ від зовнішніх джерел розраховані за відповідними моделями. Як бачимо, відхилення від модельних величин у горизонтальній компоненті відзначаються на обсерваторіях, розміщених під екваторіальним електроструменем ( $\varphi = 10-01^\circ$ ), а у вертикальній компоненті – в сейсмоактивних регіонах – на границях літосферних плит (обсерваторії «Кветта», «Сабхавала», «Карачі») або близько до них («Ташкент», «Ашхабад») та в регіонах глобальних магнітних аномалій («Херманус»).

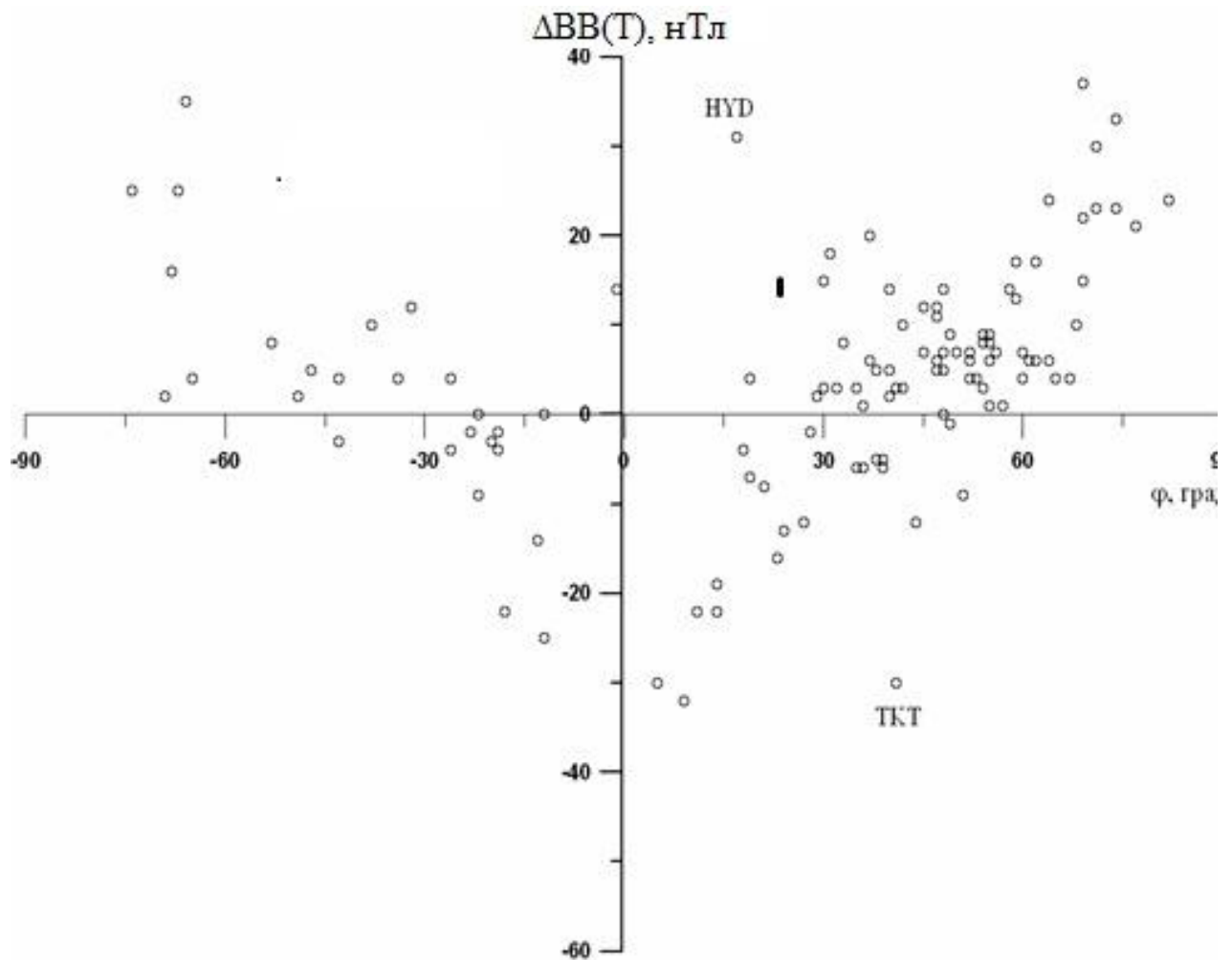


Рис. 3.12. Залежність ВВ напруженості геомагнітного поля від зовнішніх джерел у 2003 р. від географічної широти за даними світової мережі магнітних обсерваторій (експериментальні значення).

Отже, потужні магнітні бурі 2003 р. дали значний внесок у ВВ геомагнітного поля. Особливо чітко спостерігається вплив на ВВ іоносферних авроральних електроструменів. У районах магнітних аномалій, в сейсмоактивних регіонах, на границях літосферних плит величина внеску у вікову варіацію від зовнішніх джерел значно збільшується.

**Величина ВВ від зовнішніх джерел на деяких обсерваторіях світової мережі у 2003 році**

Назва	Геомагнітна широта, град	$\Delta SV(H)$ , нТл	$\Delta SV(Z)$ , нТл	$\Delta SV(F)$ , нТл
Херманус	-34	-16(-17)	-57(-11)	4
Ташкент	32	-4(-15)	-29(13)	-30
Ашхабад	31	—	21(13)	20
Кветта	22	116(-17)	164(12)	217
Сабхавала	21	-17(-17)	37(11)	15
Карачі	17	-15(-18)	-47(9)	-13
Алібаг	10	-4(-19)	-4(7)	-7
Хайдарабад	08	32(-19)	6(7)	31
Татуока	08	-17(-20)	17(0)	14
Аддіс-Абеба	05	-12(-20)	3(5)	-32
Таманрассет	05	-22(-29)	7(8)	-16
Гуам	05	-22(-20)	-4(6)	-23
Пондічеррі	03	-21(-20)	16(5)	-22
Кодайканал	01	-44(-20)	—	—

**3.2. Особливості сонячної та геомагнітної активності у XX та на початку XXI століття**

Як показано вище, зміни у сонячній та геомагнітній активності добре відображаються у вікових варіаціях геомагнітного поля.

Розглянемо зміну сонячної і геомагнітної активності у XX та на початку XXI століть та механізми впливу сонячної активності на варіації геомагнітного поля. Першим доказом зв'язку між сонячною та геомагнітною активністю була надзвичайно велика магнітна буря 2–3 вересня 1852 р. [Тясто и др., 2009].

Починаючи з 1700 р., в кінці мінімуму сонячної активності Маундера спостерігається тенденція збільшення її до 1957 р. [Комитов, Кафтан, 2003]. Таке збільшення переривалось на початку ХІХ століття (мінімум Дальтона) та на початку ХХ століття. Тобто спостерігався віковий цикл Глайсберга. Мінімум геомагнітної активності вирахований по аа-індексу [Střeščík, 1991], на початку 1900-х років пов'язаний з мінімумом вікового ходу сонячної активності, а її ріст – з ростом вікового і двовікового циклів. В 20-му 11-річному циклі сонячної активності (1964–1976 рр.) спостерігалось різке зменшення активності ( $W_{\max} = 106$ ), але в 21-му циклі знову бачимо ріст активності ( $W_{\max} = 155$ ), тобто підтвердилось правило Гневишева–Оля.

Таким чином бачимо, що сонячна активність після 1957 р. вступила в фазу спаду і, відповідно, зменшується і геомагнітна активність.

Досліджувані особливості геомагнітної активності з 19-го до 24-го циклу співставлялися з динамікою розвитку сонячної активності [Gvishiani et al., 2015], їх зміни порівнювались зі змінами вікових варіацій геомагнітного поля.

На рис. 3.13 показано середньорічні числа Вольфа у 19–23-му і на гілці росту 24-го циклів, різниці між середньорічними значеннями чисел Вольфа ( $\Delta W$ ), а також квазідворічні варіації чисел Вольфа (КДВ). КДВ характеризують короткоперіодні варіації сонячної активності і добре корелюють з іоносферною та геомагнітною активністю, метеорологічними явищами та ін. [Кононович, Шефов, 2003; Ivanov-Kholodny, Chertoprud, 1992]. Вверху на рис. 3.13 показано знаки ВМПС. Знак «+» значить, що поле на Північному полюсі Сонця направлено від Сонця.

У 19-му циклі спостерігалась максимальна сонячна активність за весь час інструментальних спостережень  $W_{\max} = 190$ . У 20-му циклі активність різко знизилась, але тривалість циклу значно збільшилась за рахунок збільшення фази росту.

Криві  $\Delta W$  та КДВ на рис. 3.13 також змінюються характерним чином. На другий рік після мінімуму кожного циклу  $\Delta W > 0$ , КДВ  $< 0$  і в наступні роки зміни  $\Delta W$  і КДВ добре корелюють. Амплітуди змін  $\Delta W$  і КДВ за цикл

співмірні, крім 19-го циклу. Амплітуда КДВ мінімальна в аномальних 20-му та 23-му циклах. В цих циклах збільшена кількість коливань.

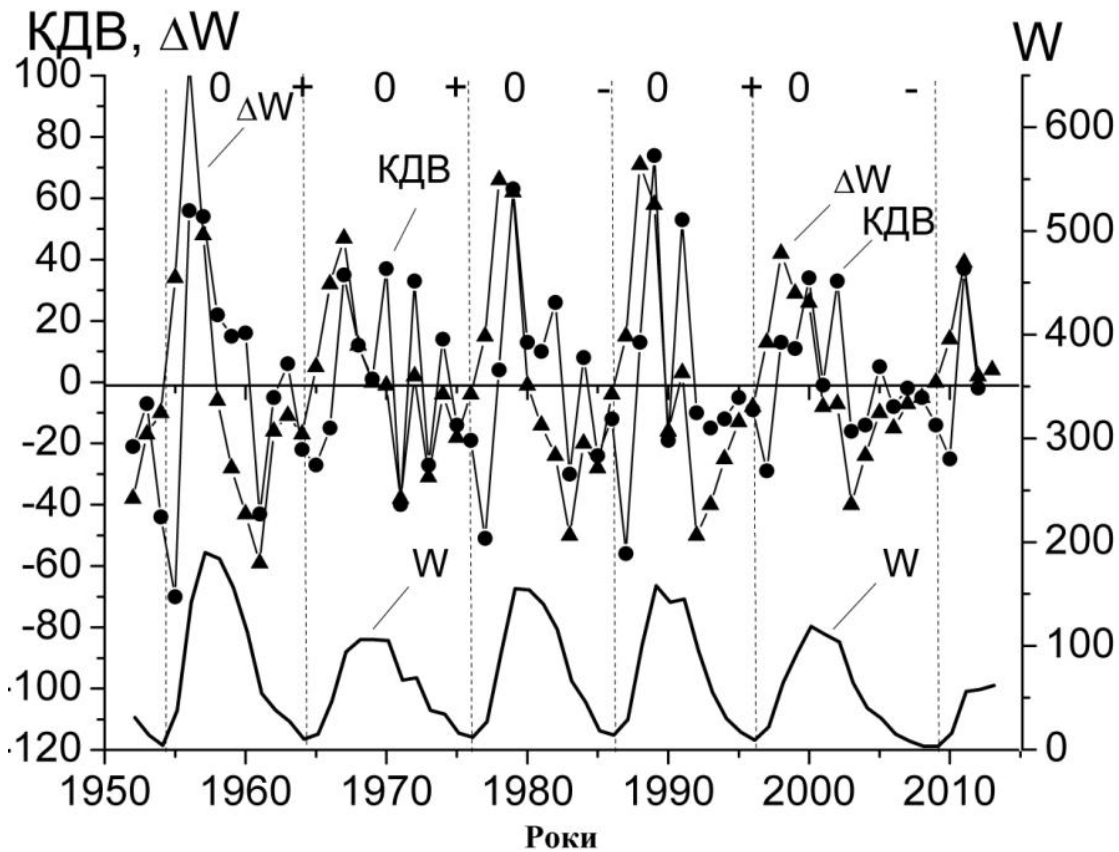


Рис. 3.13. Середньорічні числа Вольфа ( $W$ ) у 19–23-му і на гілці росту 24-го циклів сонячної активності, різниця між середньорічними значеннями чисел Вольфа ( $\Delta W$ ) і квазидворічні варіації чисел Вольфа (КДВ). Вертикальні штрихові лінії проведено в роки мінімумів сонячної активності.

На рис. 3.14 показано тривалості ( $T$ ) 19–23-го циклів сонячної активності і довжина їх фаз росту ( $T_1$ ). Аномальний 20-й цикл має максимальну тривалість фази росту, а велика тривалість 23-го циклу – результат значного збільшення фази спаду. Отже, зменшення сонячної активності після 1957 р. добре видно по зменшенню максимальних величин  $W$ , зменшення потоку ВМПС – по зменшенню амплітуд КДВ( $W$ ).

Геомагнітну активність можна відобразити індексами  $K_p$ ,  $A_E$ ,  $D_{st}$  чи іншими. Кожен з цих індексів відображає найкраще регіональну магнітну

активність. Магнітні бурі – явище планетарне, тому їх кількість повинна об’єктивно характеризувати зміну активності.

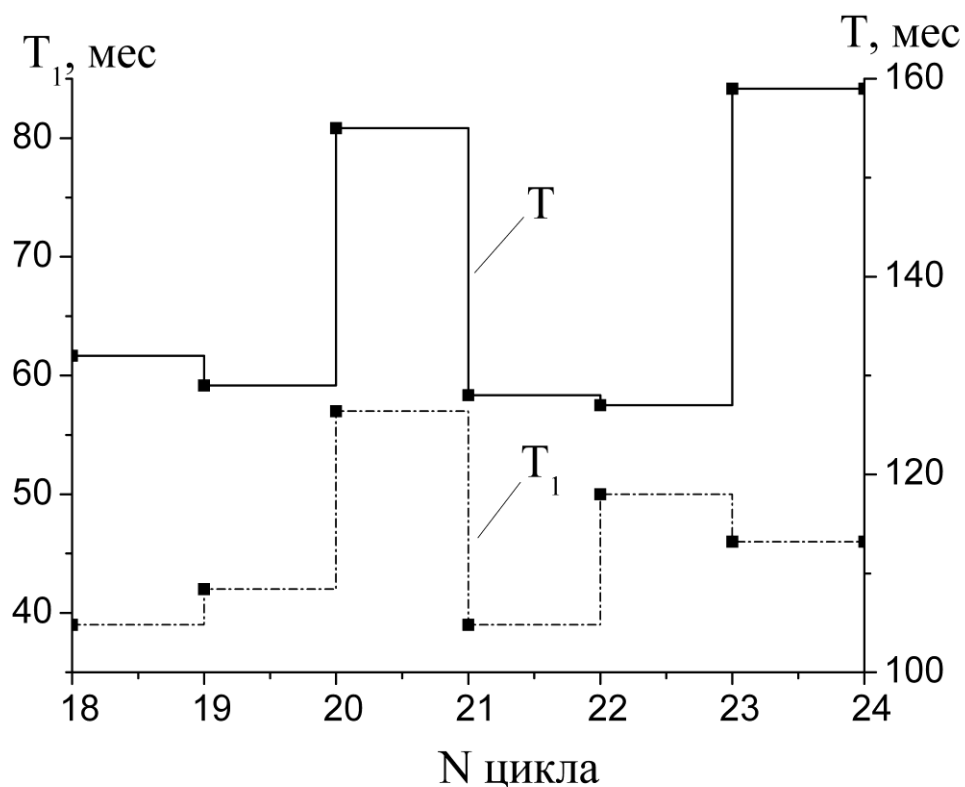


Рис. 3.14. Тривалість (Т) 19–23-го циклів сонячної активності і тривалість фаз розвитку циклів (Т<sub>1</sub>).

Було вибрано бурі за даними магнітної обсерваторії «Львів» з 1952 р., після 1998 р. ці дані звірялись з даними обсерваторії «Іркутськ», а після 2004 р. – з даними всіх обсерваторій російсько-українського сегмента INTERMAGNET, а саме: «Борок» (BOX, 2004), «Новосибірськ» (NV5, 2004), «Якутськ» (YAK, 2011), «Магадан» (MGD, 2011), «Арті» (ARS, 2012), «Петропавловськ-Камчатський» (PET, 2012), «Хабаровськ» (KHB, 2014) в Росії і «Київ» (KIV, 2010) в Україні. В дужках показано IAGA-код обсерваторій, взятий з сайту [www.wdc.bgs.ac.uk/katalog/master/utml](http://www.wdc.bgs.ac.uk/katalog/master/utml), і рік, в якому дані почали поступати в INTERMAGNET. Каталог середньорічних чисел Вольфа взято з сайту <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/sgd/htme>. Оскільки амплітуда бурі залежить від широти обсерваторії, то поділ бурі на малі, помірні, великі і дуже великі

відбувався згідно з загальноприйнятою градацією [Белоусова, 1957; Нечаев, 2006].

В таблиці 3.3 показано число бур різної інтенсивності у 19–23-му циклах сонячної активності і на фазі розвитку 24-го циклу, а також загальне число бур в кожному циклі (N) і середнє за рік в даному циклі ( $N_{cp}$ ).

В останньому стовпці показано середнє число бур за кожний рік. Легко бачити, що в непарних циклах  $N_{cp}$  більше, ніж в парних, тобто в геомагнітній активності виконується правило Гневишева–Оля для всіх пар циклів (і навіть для пари циклів 22–23).

Таблиця 3.3

**Кількість бур різної інтенсивності в кожному із 19–23-го і на фазі розвитку 24-го циклів сонячної активності**

$N_{циклу}(T)$	Малі		Помірні		Великі		Дуже великі		N	$N_{cp}$
	пост.	SSC	пост.	SSC	пост.	SSC	пост.	SSC		
	початок		початок		початок		початок			
19 (10)	219	24	104	33	25	25	—	11	441	44
20 (12)	117	13	38	21	12	9	—	8	218	18
21 (10)	138	10	131	27	39	13	—	11	369	37
22 (11)	125	23	89	25	39	11	—	8	320	29
23 (13)	282	51	72	25	26	21	—	17	494	38
24 (4)	75	3	34	13	1	1	—	—	127	32?

На рис. 3.15 показано число бур за кожний рік з 1952 до 2013 р., а також відношення числа бур з SSC до загального числа бур за даний рік.

Вертикальні пунктирні лінії проведені в роки мінімумів сонячної активності, а вертикальні суцільні стрілки – в роки максимумів.

Після 1957–1959 рр. (максимум 19-го циклу) геомагнітна активність зменшується. У 20-му циклі геомагнітна активність, як і сонячна, розвивалась особливим чином. Геомагнітна активність була низькою, і максимальне число

бур в циклі спостерігалось на фазі спаду сонячної активності (1973–1975 рр.). Необхідно звернути увагу на максимум геомагнітної активності у 23-му циклі (1996–2009 рр.), хоч максимум сонячної активності, виражений числами Вольфа, у 23-му циклі був на 24 % меншим, ніж у 22-му. Максимум геомагнітної активності 23-го циклу вищий рівня максимуму 22-го. Особливо активними були 2001 та 2002 р. і жовтень–листопад 2003 р. Магнітні екстрабурі в жовтні–листопаді 2003 р. були найпотужнішими не тільки у 23-му циклі, але і після максимуму сонячної активності в 1957 р. Ці бурі вивчались багатьма вченими, наприклад [Веселовский и др., 2004; Ермолаев и др., 2005; Сумарук, 2008б; Лаба та ін., 2010; Сидоров и др., 2012]. Вони викликані як високою спалаховою активністю, так і особливостями поширення сонячного вітру. Такі особливості виникли в результаті взаємодії магнітних хмар, які утворились серією сонячних спалахів і викидів корональної маси. Загалом в досліджуваному інтервалі часу геомагнітна активність зменшується, причому особливо різко на фазі росту 24-го циклу, коли спостерігалися переважно малі і помірні бурі. Дуже великі бурі за цей інтервал не відзначено.

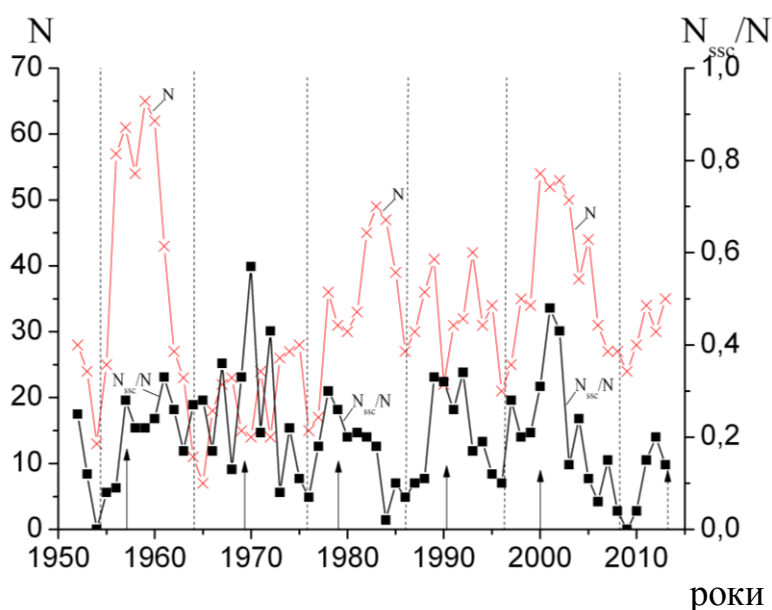


Рис. 3.15. Кількість всіх (N) бур за кожний рік у 19–23-му і на фазі розвитку 24-го циклу і відношення кількості бур з SSC до загальної кількості бур за даний рік ( $N_{SSC}/N$ ).



При визначенні амплітуди геомагнітних бур враховуються варіації з амплітудою більше 100 нТл, тому поза обліком залишаються варіації з амплітудою менше цієї величини. Було запропоновано [Sumaruk, Sumaruk, 2007a] в якості міри магнітної активності використати індекс  $\Sigma(H-S_q)$ , де  $H$  – абсолютні середньогодинні значення горизонтальної компоненти геомагнітного поля на середньоширотній обсерваторії, а  $S_q$  – середні абсолютні значення цієї компоненти за п'ять міжнародних спокійних днів, які регулярно публікуються в Інтернеті. Сумування ведеться протягом місяця, а потім визначається середньорічне значення. Індекс  $\Sigma(H-S_q)$  добре корелює з АЕ-індексом [Sumaruk, Sumaruk, 2007a] і може бути оперативно вичислений.

На рис. 3.16 продемонстровано графіки змін середньорічних значень  $\Sigma(H-S_q)$  за 1953–2009 рр. на магнітних обсерваторіях «Львів» LVV ( $\varphi = 49.9$  N,  $\lambda = 23.74$  E) та «Фредеріксбург» FRD, ( $\varphi = 38.20$  N,  $\lambda = 282.63$  E). Для порівняння на рис. 3.16 показано також криву змін  $W$  (пунктиром). Вертикальні пунктирні прямі проведені в роки мінімумів сонячної активності, вертикальні довгі стрілки показують роки максимумів геомагнітної активності, а короткі – максимумів сонячної активності.

Магнітна активність, виражена індексом  $\Sigma(H-S_q)$ , на європейській обсерваторії LVV та американській FRD однакова і добре корелює з сонячною активністю, вираженою числом Вольфа  $W$ . У 19-му циклі сонячної активності спостерігається запізнення геомагнітної активності на два роки. У парному 20-му циклі запізнення уже рівне п'яти рокам. У 21-му циклі – три роки, а в наступних 22-му та 23-му циклах роки максимумів сонячної та геомагнітної активності співпадають.

Максимумом активності в 1957 р. закінчилась вітка росту сонячної активності, яка почалась близько 1700 р., в кінці мінімуму Маундера. Максимальна кількість магнітних бур спостерігалась в 1959 р. (65 бур).

Наступний 20-й цикл сонячної активності був особливим. Згідно з правилом Гневишева–Оля, він повинен був мати меншу амплітуду ніж 19-й

цикл. Амплітуда 20-го циклу була вдвоє менша амплітуди 19-го. Максимум чисел Вольфа спостерігався протягом трьох років (з 1968 до 1970 р.). У цьому циклі спостерігалось чотири піки КДВ (звичайно спостерігається 2–3 піки). Геомагнітна активність в 20-му циклі також розвивалась особливим чином. Мінімум активності спостерігався в 1965 р., і в подальшому геомагнітна активність збільшувалась зі збільшенням сонячної активності. У 1968 р. сонячна і геомагнітна активності досягли максимуму одночасно, і хоча сонячна активність залишилась на високому рівні ще два роки, геомагнітна активність різко зменшилася. Таку невідповідність розвитку сонячної і геомагнітної активності, найімовірніше, можна пояснити особливостями поширення сонячного вітру в міжпланетному середовищі, а також тим, що в фазу розвитку 20-го циклу ВМПС було від'ємним.

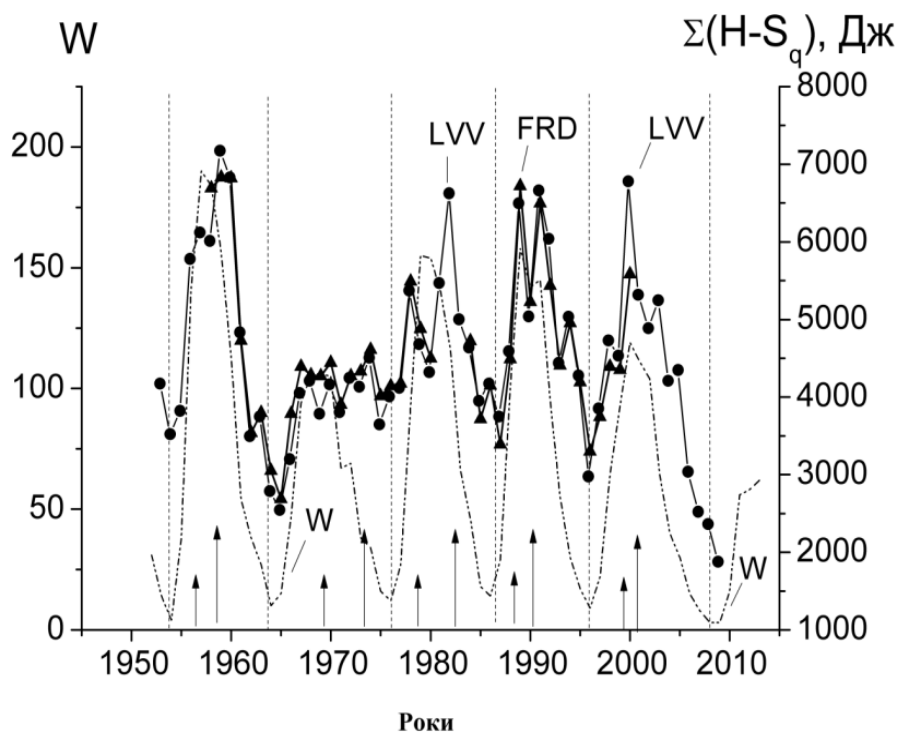


Рис. 3.16. Середньорічні значення  $\Sigma(H-S_q)$  за 1953–2009 рр. на магнітних обсерваторіях «Львів» (LVV) та «Фредеріксбург», FRD та крива змін W.

У 21-му і 22-му циклах сонячна і геомагнітна активності були на одному рівні, причому розвиток геомагнітної активності детально повторював розвиток сонячної активності. У 21-му циклі геомагнітна активність запізнювалась на 2-3

роки відносно сонячної, а у 22-му циклі запізнення зменшилось до року. Це свідчить про те, що у 21-му циклі на фазі спаду сонячної активності спостерігалось багато рекурентних бур, які генеруються довготривалими корпускулярними потоками. Це добре ілюструє відношення  $N_{SSC}/N$  на рис. 3.15.

23-й цикл сонячної активності особливий. У циклі порушилось правило Гневишева–Оля, причому суттєво в сонячній активності, але не порушувалось в геомагнітній. Тривалість циклу суттєво збільшилась внаслідок значного збільшення фази спаду. В перші роки фази спаду значно збільшилась геомагнітна активність (декілька екстрабур). Фаза спаду активності у 23-му циклі проходила при від'ємному значенні ВМПС. При від'ємному значенні ВМПС було в 1,5 разі менше, ніж на початку 23-го циклу. На фазі росту 24-го циклу не спостерігалось великих і дуже великих бур, що є характерним тільки для мінімумів активності.

Потужність 24-го циклу сонячної активності можна порівняти з потужностями 5-го і 6-го циклів, коли середньорічні  $W_{max}$  мали значення 48 (1804 р.) і 46 (1816 р.) відповідно. У 2012 р. зникли активні сонячні довготи, які знаходились в зоні керінгтонівських довгот  $CL = 300-60^\circ$  і спостерігались в більшості циклів ХХ століття [Витинский и др., 1986]. В результаті рекурентність геомагнітних бур зменшилась. Це значить, що спостерігається наближення до мінімуму  $\sim 200$ -річного циклу сонячної активності, який згідно з роботою [Комитов, Кафтан, 2003] в 4–5 разів потужніший вікового циклу.

Як показано в працях [Damon, Sonett, 1991; Бутиков, 2007], в мінімумах 200-річного циклу простежується пониження середньої температури Землі на  $\sim 1^\circ\text{C}$ , що може призвести до значних глобальних змін клімату. Наслідком цього може бути зменшення продуктивності екосистеми і ускладнення в паливно-енергетичній сфері.

Отже, за даними інструментальних спостережень на магнітних обсерваторіях світової мережі та за даними міжнародних центрів по сонячно-земній фізиці геомагнітна і сонячна активності досягли максимуму в кінці 50-х років ХХ століття. В подальшому спостерігається стрибко подібне зменшення

активності. Менша активність спостерігалася в 20-му циклі (1964–1976 рр.) і найменша на фазі розвитку 24-го циклу. Різке зменшення геомагнітної активності викликане зменшенням величини ВМПС та наближенням до мінімуму ~200-річного циклу сонячної активності в 2050–2060 рр.

### **3.3. Вікові варіації та дуже великі геомагнітні бурі**

Геомагнітні бурі будь-якої інтенсивності завжди супроводжуються розвитком у магнітосфері кільцевого струму (DR), який тече на захід на відстані декількох радіусів Землі (відстань залежить від інтенсивності бурі) від поверхні Землі. Такий струм генерує на поверхні Землі магнітне поле, яке направлене протилежно до поля центрального диполя. Тобто під час магнітної бурі індукція геомагнітного поля зменшується на величину, яка залежить від інтенсивності бурі ( $D_{st}$ -індекс). В роки високої сонячної і геомагнітної активності кількість магнітних бур збільшується, що відображається у зменшенні горизонтальної складової поля у середніх та низьких широтах і збільшенні вертикальної компоненти на обсерваторіях високих широт.

Як вказувалось у підрозділі 3.2, у 2003 р. на фазі спаду активності 23-го циклу спостерігалися декілька геомагнітних бур з надзвичайно великою амплітудою. Серія магнітних бур у жовтні–листопаді 2003 р. призвела до значного зменшення напруженості геомагнітного поля, що відобразилося у короткоперіодних ВВ [Sonett, 1982; Сумарук, Сумарук, 2013б], і рік відмічено як опорний [Сумарук та ін., 2016]. Надзвичайні події в ці місяці спричинені «проходженням» по видимому диску Сонця трьох дуже великих активних областей з дуже складною магнітною конфігурацією.

Усі ці активні області – це довгоживучі комплекси активності, які здатні нагромаджувати особливо велику енергію, що може за певних умов вивільнятися. Корональні викиди маси, що виходили з центральної частини диска Сонця з швидкістю більшою 1000 км/с, призвели до наближення фронтальної магнітопаузи до Землі на відстань 6,6 земних радіусів [Панасюк и др., 2004].

Досліджено дві надзвичайно великі магнітні бурі 29–31 жовтня 2003 р. та 20–21 листопада 2003 р., які викликані цими сонячними подіями. Перша магнітна буря мала раптовий початок і амплітуду 760 нТл (горизонтальній складовій) на магнітній обсерваторії «Львів» [Лаба та ін., 2010]. Магнітограму бурі 29–30 жовтня 2003 р. (рис. 3.17) одержано на магнітній обсерваторії «Львів».

На рис. 3.18 показано величину  $(H-S_q)$  та  $D_{st}\cos\Phi$ . Різницю між ними ( $\Delta$ ) за 29–31 жовтня 2003 р. показана на рис. 3.19.  $H$  – це середньогодинні абсолютні значення горизонтальної складової поля, а  $S_q$  – середні значення  $H$  в ті ж години за п'ять міжнародно-спокійних днів в жовтні 2003 р.,  $D_{st}\cos\Phi$  – варіація від кільцевого магнітосферного струму на геомагнітній широті обсерваторії «Львів»,  $\Phi$  – геомагнітна широта обсерваторії.  $\Delta = (H-S_q) - D_{st}\cos\Phi$  дає величину варіації від авроральних іоносферних електроструменів та їхніх зворотних струмів у середні широти.

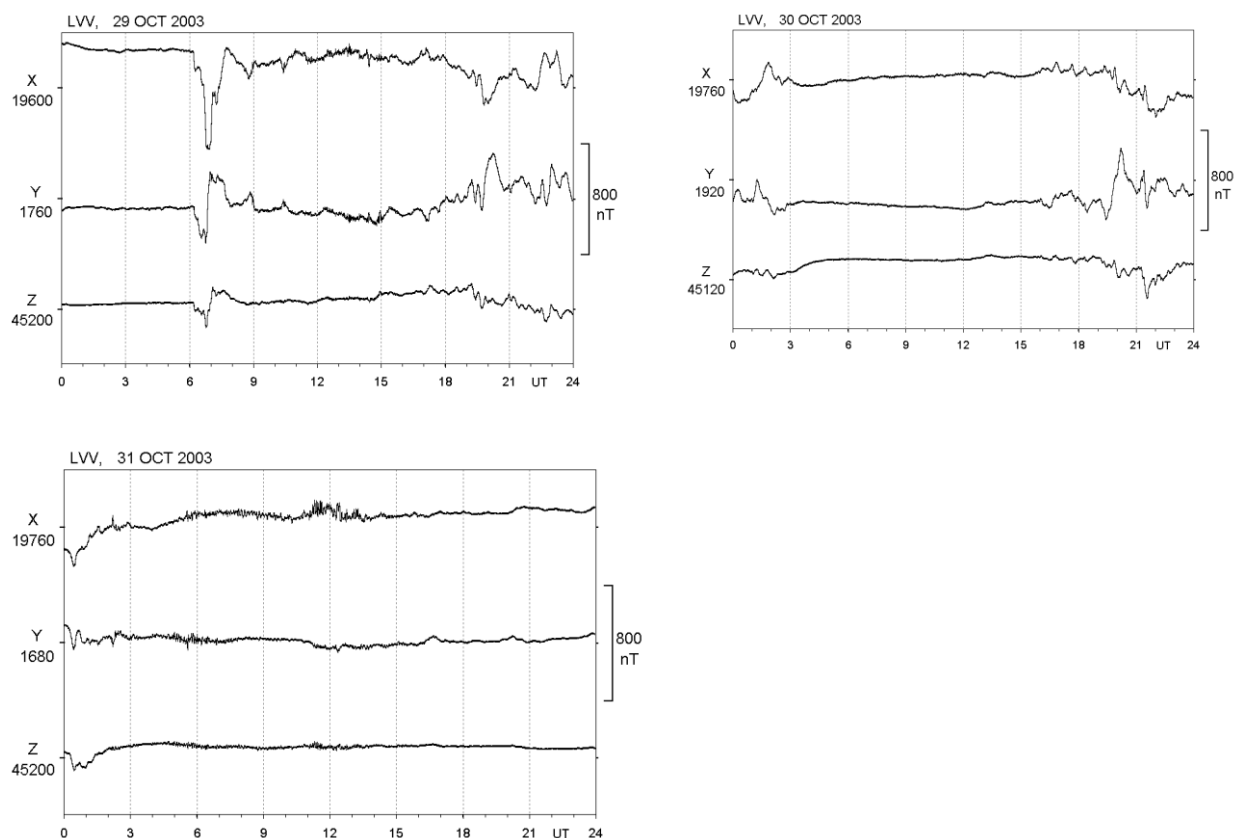


Рис. 3.17. Магнітограми геомагнітного поля на магнітній обсерваторії «Львів» за 29, 30 і 31 жовтня 2003 року.

Геомагнітна екстрабура 29–31 жовтня 2003 р. розвивалась у три етапи. Після раптового початку о 06 год 12 хв світового часу (UT) був різкий спад Н-компоненти на 360 нТл, який тривав близько двох годин. Кільцевий магнітосферний струм у цей час був слабким і тільки о 10 год. UT  $D_{st} = -180$  нТл. Отже, на першому етапі бурі варіації поля, очевидно, пов'язані з підсиленням іоносферних струмів.

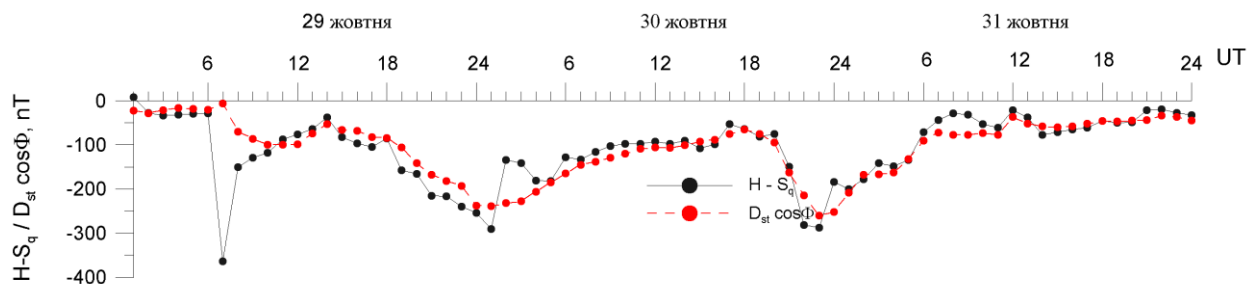


Рис. 3.18. Варіації  $H-S_q$  та  $D_{st} \cos\Phi$  на магнітній обсерваторії «Львів» для бурі 29–31 жовтня 2003 р.

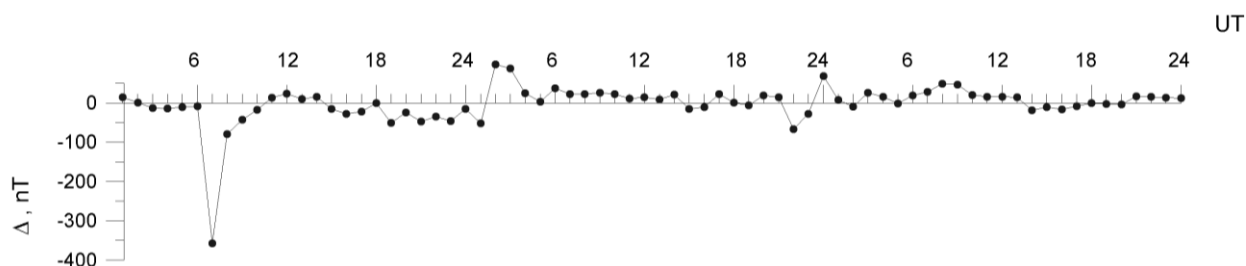


Рис. 3.19. Різниця між  $H-S_q$  та  $D_{st} \cos\Phi$  на магнітній обсерваторії «Львів» –  $\Delta$  для бурі 29–31 жовтня 2003 р.

У денні години ( $\sim 9-15$  год UT) спостерігалися надзвичайно потужні короткоперіодні варіації з амплітудою  $\sim 120$  нТл. О 18 год. 00 хв. UT 29 жовтня почався другий етап бурі; активно формувався кільцевий магнітосферний струм та підсилилась авроральна активність. На цьому етапі максимальне значення  $D_{st} = -363$  нТл було о 01 год UT 30 жовтня. Надалі кільцевий магнітосферний

струм слабне. О 18 год UT 30 жовтня починається третій етап бурі: кільцевий магнітосферний струм посилюється і  $D_{st}$  досягає значення  $-401$  нТл о 23 год UT. Після цього почався спад магнітної активності і буря закінчилась о 23 год UT 31 жовтня.

20 листопада 2003 р. спостерігалась магнітна екстрабура, пов'язана із серією спалахів із активних областей Сонця, які дали екстрабуру 29–31 жовтня 2003 р. в попередньому обсязі. Сонячна активність бурі 20 листопада була значно нижчою, але  $D_{st}$ -індекс досягнув максимального значення  $-472$  нТл. Джерела цих бур знаходились на активній геліодовготі, яка спостерігалась майже в усіх циклах ХХ століття [Витинский и др., 1986] і домінувала в генерації більшості бур 23-го циклу. Бурю досліджували [Боярчук и др., 2006; Жамалетдинов, Кулик, 2012; Yabuzaki, Ogawa, 1974]. Дослідження продовжено з метою розділення магнітосферних та іоносферних джерел [Сумарук, 2008б]. Буря генерована нетривалою магнітною хмарою (до 12 год), оскільки напруженість ММП була більша за 50 нТл, вертикальна компонента ММП  $B_z = 50$  нТл, а параметри плазми сонячного вітру не набули дуже великих значень. Швидкість сонячного вітру не перевищувала 1000 км/с.

Буря мала раптовий початок о 8 год. 40 хв. UT. Амплітуда раптового початку на магнітній обсерваторії «Львів»  $SSC = -24$  нТл у горизонтальній компоненті. Для порівняння екстрабури 29 жовтня 2003 р. мала  $SSC = -180$  нТл. Активний період бурі 20–21 листопада 2003 р. тривав всього 9 год (рис. 3.20). Не було чітко вираженої початкової фази, яка є в бурях з раптовим початком.

На рис. 3.21 показано зміни  $D_{st}$ -індексу за даними світового центру даних WDC-C2. Кільцевий магнітосферний струм почав розвиватися о 14 год UT, досяг максимальної величини о 21 год UT, і після цього почалася фаза згасання.

На рис. 3.22 показано зміни AE-, AL-, AU-індексів магнітної активності під час бурі за даними WDC-C2. Максимальні значення AE-індексу (1517 нТл)

спостерігалися о 14 год UT, і в подальшому бачимо різкий його спад. Максимальні значення AE-індексу на 7 год випереджують максимум  $D_{st}$ . Незвичайними є зміни AU-індексу, який відображає інтенсивність східного аврорального електроструменя.

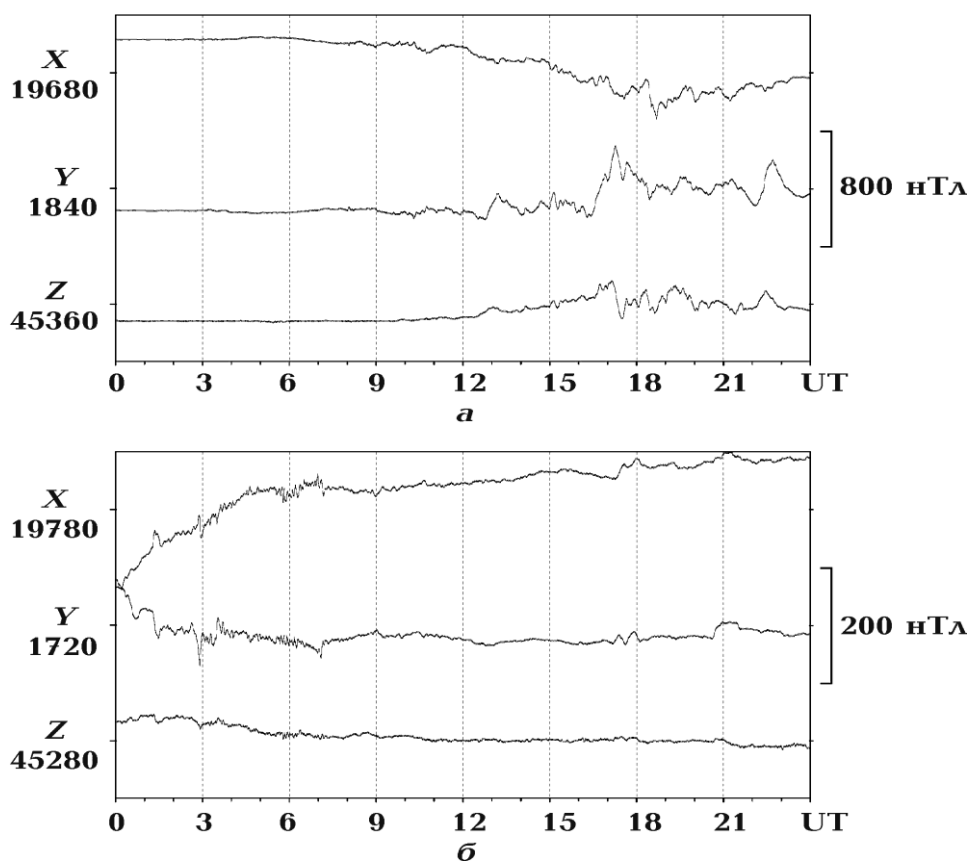


Рис. 3.20. Варіації геомагнітного поля на магнітній обсерваторії «Львів» 20 (а) та 21 (б) листопада 2003 року.

Максимальне значення 424 нТл індекс мав об 11 год UT, у подальшому він спадав і з 16 год UT 20 листопада до 01 год UT 21 листопада був від'ємний. Це значить, що весь ланцюжок авроральних обсерваторій знаходився під дією західного аврорального електроструменя, який замкнувся і охопив геомагнітний полюс.

Як показано вище, для бурі 29–31 жовтня 2003 р. різниця  $\Delta = (H - S_q) - D_{st} \cos \Phi$  відображає варіацію поля від іоносферних джерел.

Внесок від струмів на магнітопаузі (DCF) можна обчислити, якщо відома відстань від підсонячної точки магнітопаузи до Землі ( $r_b$ ). Величину  $r_b$  (в км)



можна знайти за параметрами плазми сонячного вітру за моделлю [Shue et al., 1998]:  $r_b = \{10.22 + 1.29 \operatorname{th}[0.184(B_z + 8.14)]\} (n\vartheta^2)^{1/6,6}$ , де  $\vartheta$  – швидкість, км/с;  $n$  – густина,  $\text{см}^{-3}$ . Для бурі 20–21 листопада  $\vartheta$  і  $n$  відомі, а  $r_b$  визначено в статті [Калегает, Макаренков, 2006].

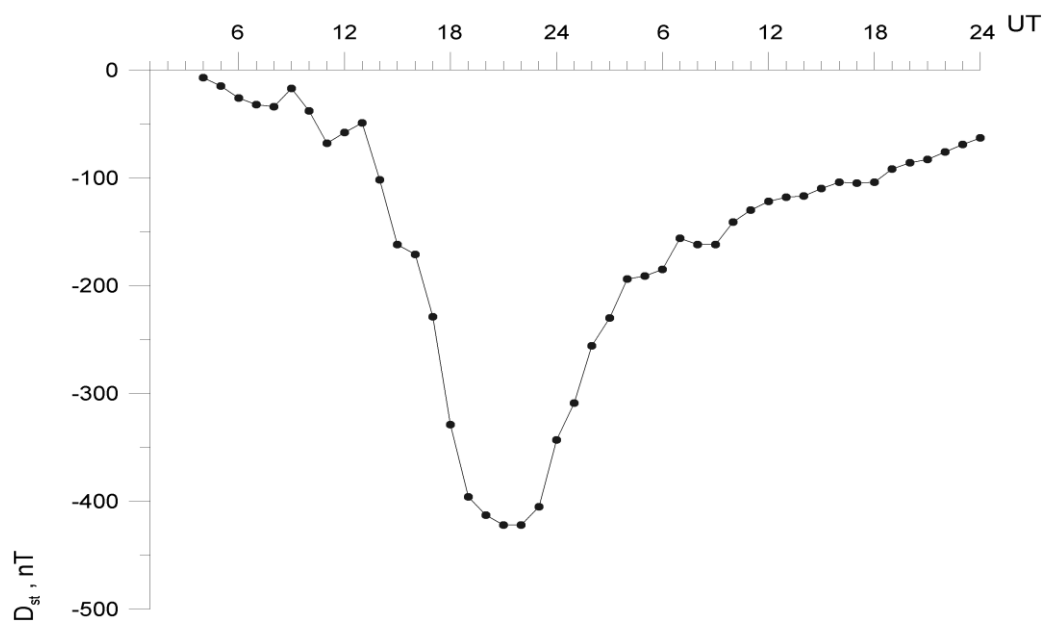


Рис. 3.21. Середньогодинні значення  $D_{st}$ -індексу під час бурі 20–21 листопада 2003 року.

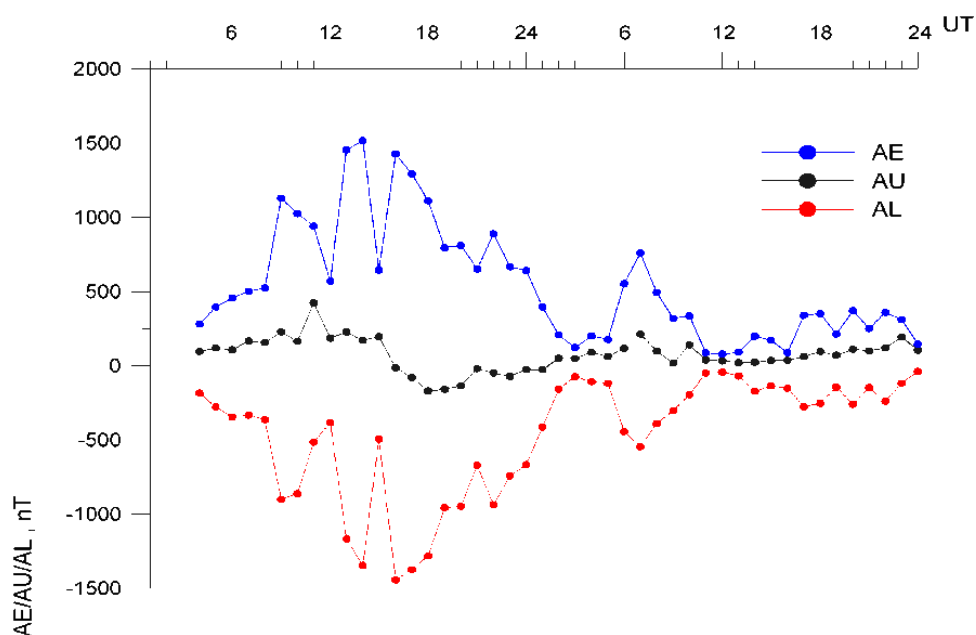


Рис. 3.22. Зміни AE-, AL-, AU-індексів магнітної активності за даними WDC-C2.

На рис. 3.23 показано величини  $r_b$  та DCF для цієї бурі. Як бачимо, в 16–18 год UT відстань до магнітопаузи була мінімальною і дорівнювала шести радіусам Землі ( $R_E$ ), а DCF = 78 нТл максимальна і її внесок у варіації співмірний із внеском кільцевого магнітосферного струму  $D_{st}\cos\Phi = -115$  нТл (див. рис. 3.24).

На рис. 3.24 показано зміни  $D_{st}\cos\Phi$ ,  $H-S_q$  та їх різниця  $\Delta$ , а також внесок у варіацію іоносферних струмів  $\Delta_i$  (у процентах від повної варіації). Головна фаза бурі проходила у денні та вечірні години місцевого часу. Знак варіації  $\Delta$  на цьому проміжку часу від'ємний. Це означає, що обсерваторія знаходилась під дією зворотних струмів східного аврорального електроструменя (на рис. 3.30 – AU); хоча о 15 год UT  $D_{st} < -150$  нТл, електрострумені не змістилися в субавроральні широти. В такому випадку різниця  $\Delta$  була б додатною, тому що обсерваторія перебувала б у зоні прямої дії східного аврорального електроструменя. Такий хід подій спостерігався і під час магнітної екстрабури 7–8 листопада 2004 р. [Козырева и др., 2006].

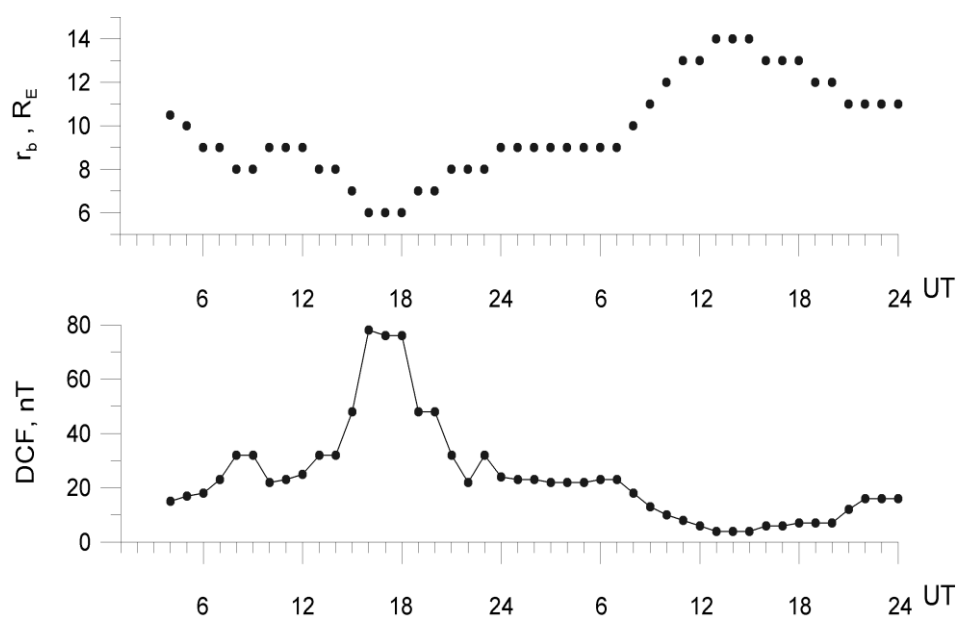


Рис. 3.23. Відстань до підсонячної точки магнітосфери  $r_b$  та DCF-варіації бурі 20–21 листопада 2003 р.

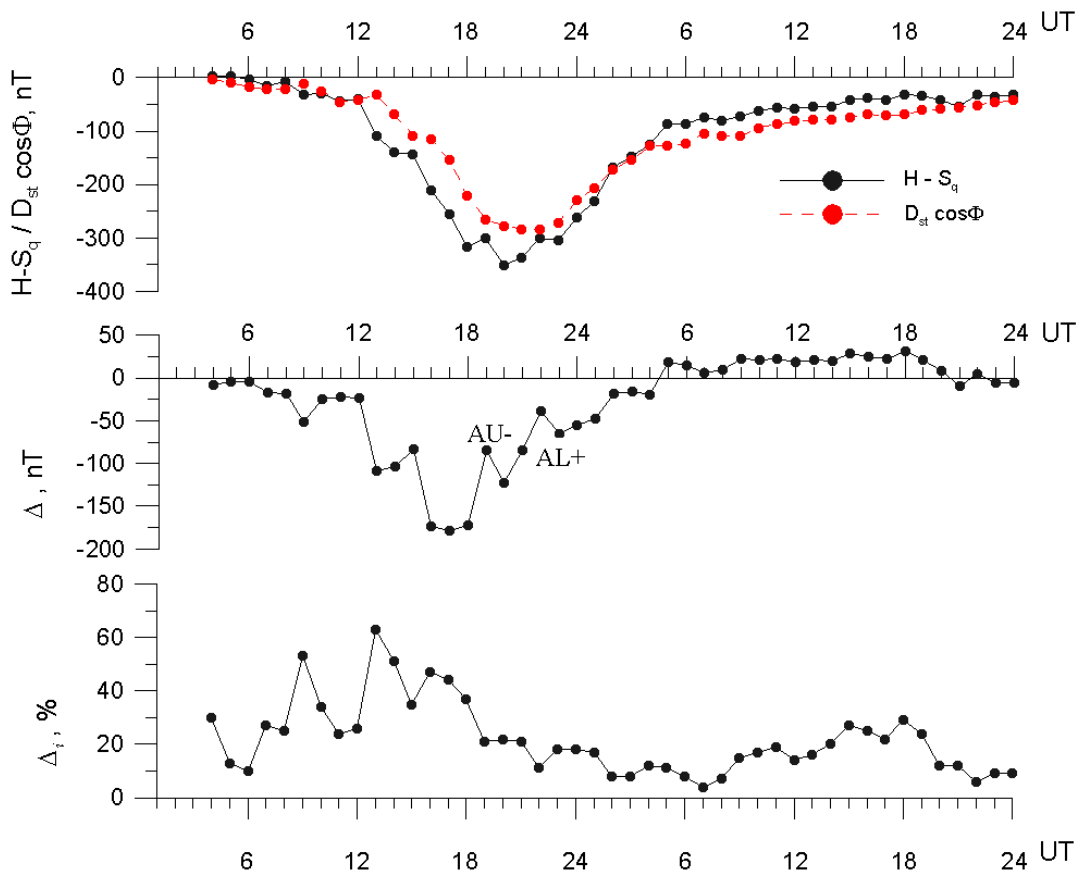


Рис. 3.24. Варіації  $H-S_q$  на магнітній обсерваторії «Львів» для бурі 20-21 листопада 2003 р.  $D_{st} \cos \Phi$  – верхні криві,  $\Delta$  – (середня крива) Нижня крива  $\Delta_i$  показує величину вкладу варіацій від іоносферних струмів у відсотках.

Отже, поява екстрабур в роки високої сонячної активності веде до значного зменшення середньорічних значень напруженості геомагнітного поля, а значить, впливає на величину вичислених ВВ поля.

### 3.4. Геомагнітна активність і динаміка секторної структури міжпланетного магнітного поля

Основним параметром сонячного вітру, який визначає рівень геомагнітної активності, є орієнтація і величина міжпланетного магнітного поля (ММП). Найбільш інтенсивні геомагнітні збурення спостерігаються при проходженні біля Землі швидкісних потоків плазми з вмороженими у них магнітними

полями Сонця, які мають південну ( $B_z < 0$ ) складову, спрямовану протилежно силовим лініям дипольного поля Землі.

Необхідною умовою розвитку геомагнітної бурі є тривале підсилення магнітосферо-іоносферної конвекції [Axford, Hines, 1961; Axford, 1962]. Конвекція посилюється при наявності в сонячному вітрі південної ( $B_z$ ) складової ММП [Arnoldy, 1971; Rostoker, Fälthammar, 1967]. У спокійному сонячному вітрі  $B_z$  близька до нуля [Ness, Wilcox, 1966]. Для генерації великої  $B_z$ -складової в сонячному вітрі повинна виникнути неоднорідність. Така неоднорідність може створитися корональними викидами маси [Gonzalez et al., 1994], взаємодією між корпускулярними потоками [Иванов, Харшиладзе, 2004] та ін.

Важливою особливістю ММП є секторна структура, тобто збереження напрямку поля у площині екліптики від Сонця або до Сонця відносно лінії Сонце–Земля протягом декількох діб, і яка обертається разом з Сонцем. У спокійних умовах переважає двосекторна структура, яка ускладнюється в збурених умовах при появі на Сонці активних областей. Активні області на Сонці зароджуються переважно поблизу секторних границь [Иванов, Харшиладзе, 2004]. На границях секторної структури збільшуються флуктуації вертикальної складової ММП [Сумарук, Фельдштейн, 1973в].

Досліджено залежність геомагнітної активності від зміни секторної структури за інтервал часу з 1 липня 1966 р. до 28 травня 1974 р. [Сумарук, 2008а]. Даний інтервал часу один з найспокійніших в ХХ столітті і це дає можливість прослідкувати за зміною секторної структури.

Середньогодинні значення складових ММП у сонячно-екліптичній системі координат взяті із каталогу [King, 1977] і узгоджені з даними [Svalgaard, 1975], який визначав знак сектора ММП за наземними даними. Дані про сонячні спалахи одержані з каталогу [Иванов и др., 1979]. Мірою геомагнітної активності вибрано індекс  $\Sigma(H-S_q)$ .

В досліджуваному інтервалі часу відбулось 106 обертів Сонця навколо його осі, з них у 62 обертах спостерігалась двосекторна структура ММП, у 44 обертах двосекторна структура порушувалась і ставала багатосекторною.

У варіаціях секторної структури можна виділити три типи динамічних процесів: перший – поступове зародження нового сектора протилежного знаку в межах існуючого протягом кількох обертів Сонця; другий – поступове зменшення тривалості сектора і повне його зникнення; третій – зміщення границь між секторами, як за годинниковою стрілкою, так і проти неї. Рух границь між секторами за годинниковою стрілкою відповідає збільшенню тривалості попереднього сектора, проти годинникової – зменшенню його тривалості. Пояснення таких змін секторної структури можна дати, використавши модель дископодібного струму, який оточує Сонце і розміщений в його екваторіальній площині.

Мірою геомагнітної активності вибрано добові суми відхилення горизонтальної складової на середньоширотній обсерваторії «Львів» від відповідних середніх значень цієї ж складової по п'яти міжнародно-спокійних днях -  $\Sigma(H-S_q)$ .

На рис. 3.25 показано зародження від'ємного сектора в 1840–1844-му оберті Сонця (відмічено квадратними дужками). По осі абсцис відкладено дати, по осі ординат – кут  $\Phi$ , який показує відхилення радіальної складової ММП від напрямку на Сонце. Кут  $\Phi$  відраховується проти годинникової стрілки в градусах. В спокійних умовах ММП в площині екліптики напрямлене по спіралі Архімеда, тобто кут між ММП та напрямком на Сонце повинен бути рівним  $135^\circ$  (додатній сектор) або  $315^\circ$  (від'ємний сектор). На рис. 3.25 появу додатного сектора показано суцільною стрілкою, напрямленою вниз, від'ємного –вгору. Сектором називаємо таку структуру ММП, у якій значення радіальної складової поля лягають в один і той же квадрат координатної сітки не менше трьох діб. Якщо напрямок поля змінюється за інтервал часу, менший за три доби – це є відхиленням від секторної структури (показано на рис. 3.25 пунктирними вертикальними стрілками). Зліва вгорі нанесено номер оберту

Сонця по Бартельсу, справа знак сектора. Верхній ряд послідовних чисел – номер дня в кожному оберті. Під кривою значень  $\Phi$  нанесено значення величин  $(H-S_q)$  за цей же день.

Рис. 3.25 показує, що в 1840-му оберті Сонця спостерігалась типова спокійна двосекторна структура ММП. 28 січня 1968 р. відбулась зміна знака сектора з додатного на від'ємний, яка супроводжувалась серією із 16 сонячних спалахів [Иванов и др., 1979]. 5–10 лютого спалахи не спостерігались. 11 лютого знак сектора знову змінився на додатний. Потім відбулась серія з семи спалахів. Даний сектор стає нестабільним. 16 лютого у 1841-му оберті у межах додатного сектора поле змінило знак на короткий проміжок часу. У 1842-му оберті Сонця це відхилення було тривалішим (14–16 березня) і фактично стало новим від'ємним сектором під час 1843–1844-го оберту. Надалі структура стала багатосекторною. Як бачимо з рис. 3.25, зміни знаків секторів ММП, а також відхилення від секторної структури ведуть до значного росту геомагнітної активності, що добре видно на кривих зміни  $(H-S_q)$ . Перехід від двосекторної структури у багатосекторну супроводжується значним ростом активності.

На рис. 3.26 показано залежність величини вертикальної складової ММП за весь досліджуваний інтервал часу від напрямку поля у площині екліптики, положення спіралі Архімеда відмічено вертикальними штриховими лініями. Величина  $B_z$  зростає під час відхилень ММП в площині екліптики від спіралі Архімеда та на границях секторів. Величина напруженості ММП в такі проміжки часу також значно збільшується. Максимальних значень  $B_z$  набуває при  $\Phi = 20-60^\circ$  та  $220-260^\circ$ . У спокійних умовах  $B_z \leq 5$  нТл і не викликає великих геомагнітних збурень. На рис. 3.26 площа при  $B_z \leq 5$  нТл заповнена косими лініями. В ті інтервали часу, коли порушення секторної структури супроводжуються великими додатними значеннями  $B_z$ , в зоні полярних сьйв та в середніх широтах магнітних збурень не спостерігається. При  $B_z > 0$  відбувається переєднання ММП і силових ліній дипольного поля в районі каспів [Беленькая, 2004]. Магнітопауза в такі години віддаляється від Землі,

широта каспів збільшується, а у полярних шапках спостерігається особливий тип геомагнітних варіацій [Сумарук и др., 1987].

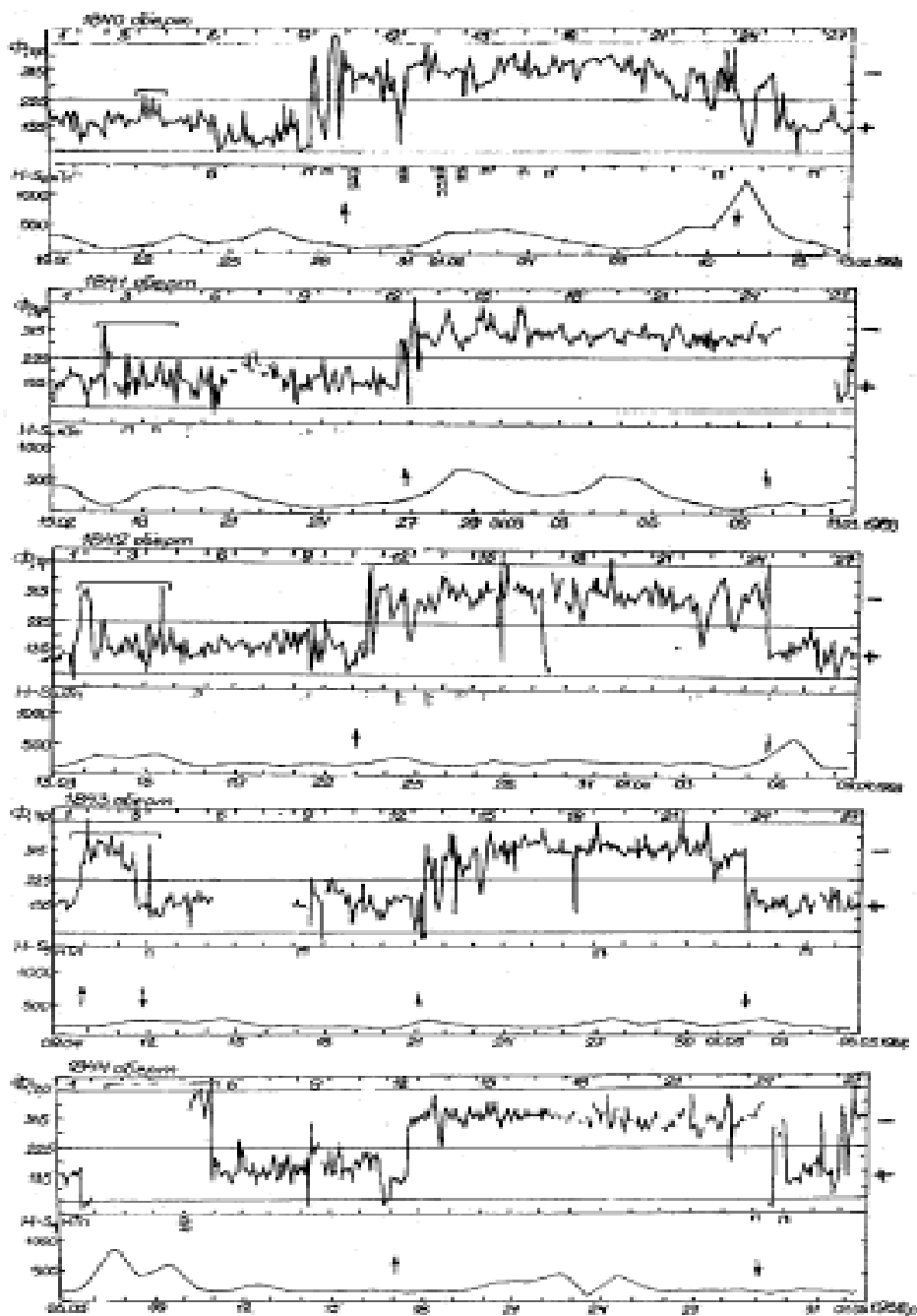


Рис. 3.25. Зміна відхилення радіальної складової ММП від напрямку на Сонце ( $\Phi$ ) протягом 1840–1844-го обертів на Сонце та зміна геомагнітної активності ( $H-S_q$ ).

На рис. 3.27 показано сумарну картину розвитку секторної структури ММП за 1819–1858 оберти Сонця. Номери обертів нанесено зліва. Початок

додатного сектора позначено стрілкою, направленою вниз, від'ємного – вгору, штрихові стрілки – зародження нового сектора в межах попереднього. Косими лініями затемнені дні, коли спостерігались відхилення від секторної структури, знаки запитання – напрямок ММП невідомий. Дати останнього дня відповідного оберту показано справа, послідовну нумерацію днів в обертах нанесено вгорі і знизу. Оберти Сонця, у яких спостерігалась багатосекторна структура, відмічено справа товстими лініями.

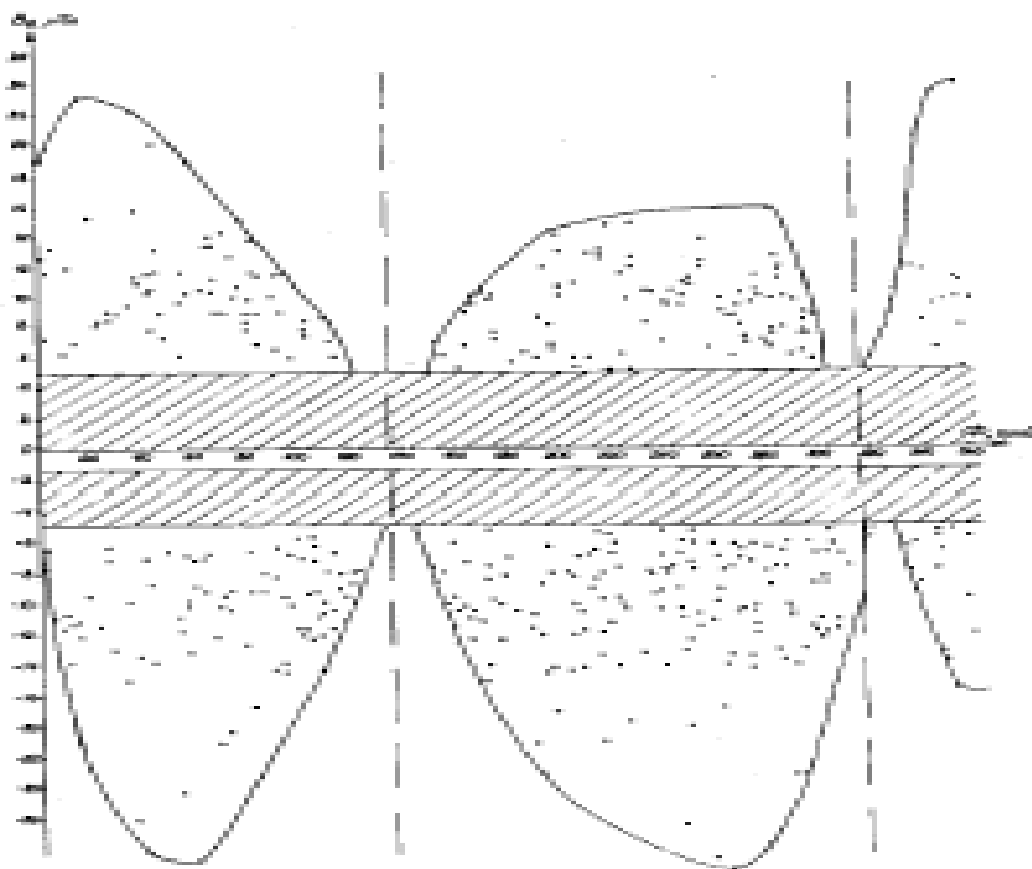


Рис. 3.26. Залежність величини вертикальної складової ММП від напрямку поля у площині екліптики.

На початку 1819-го оберту Сонця спостерігалась серія із 11 спалахів на Сонці, що призвело до утворення п'ятисекторної структури та помірної магнітної бурі 8–10 липня 1966 р. В наступному 1820-му оберті Сонця кількість спалахів зменшилась, і секторна структура стабілізувалась. Двосекторна структура зберігалась в 1820–1825-му обертах Сонця. Однак при появі



сонячних спалахів спостерігались відхилення від секторної структури. У 1821-му оберті 29 серпня о 22 год UT спостерігався екскурс поля з від'ємного сектора у додатний на 8 год, після якого на Землі спостерігалась велика магнітна буря ( $\Sigma(H-S_q) = 1727$  нТл). На кінець 1825-го та протягом 1826–1831-го обертів кількість спалахів на Сонці значно зросла [Иванов и др., 1979]. Спостерігались серії із 17, 23 і 25 спалахів. Секторна структура ММП у 1826–1831-му обертах стала багатосекторною. Двосекторна структура відновилась у 1832-му оберті. Така ж послідовність подій відбувалась протягом наступних обертів Сонця у всьому інтервалі часу.

На рис. 3.27 положення однієї і тієї ж границі між секторами у послідовних обертах Сонця окреслено суцільною замкнутою лінією.

Отже, аналіз структури ММП показав, що зміна знака сектора ММП, а також недовготривалі порушення секторної структури, тобто відхилення від напрямку по спіралі Архімеда, ведуть до генерації вертикальної складової ММП. Збільшення сонячної активності веде до перебудови двосекторної структури в багатосекторну, до появи  $B_z$ -складової ММП значної величини і до збільшення геомагнітної активності, що відображається у вікових варіаціях геомагнітного поля.

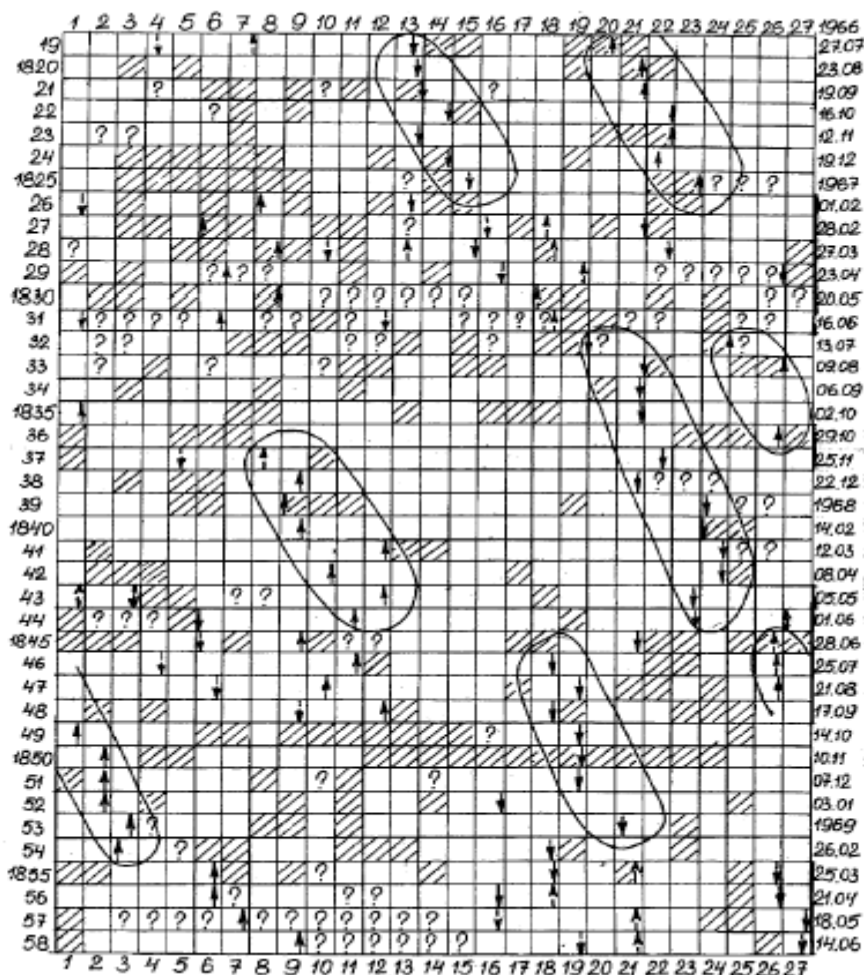


Рис. 3.27. Сумарна картина секторної структури ММП у 1819–1858-му обертах Сонця.

### 3.5. Енергетика магнітосфери на різних рівнях сонячної активності

Проблемам сонячно-земної фізики в даний час приділяється підвищена увага. Це пов'язано з тим, що амплітуди змін в екологічній системі планети, в кліматичній системі та в інших досягають критичних рівнів, що загрожує життю на Землі. Не підлягає сумніву, що клімат нашої планети залежить від Сонця і сонячної активності. Зокрема, зміна припливу енергії в магнітосферу Землі може призводити до аномальних змін клімату [Черногор, Домнин, 2014].

Досліджувався вплив сонячної активності на величину енергії, яка поступає в магнітосферу [Сумарук, Сумарук, 2006б; Сумарук та ін., 2012]. Відомо, що сонячна активність змінюється як циклічно, так і по фазі в циклі. Тривалість циклу визначається як час між двома послідовними мінімумами і

становить: приблизно 11 років (цикл Швабе–Вольфа), 22 роки (цикл Хейла), 80–100 років (цикл Глайсберга), 200, 360, 1000 та ін. [Комитов, Кафтан, 2003]. В даній роботі основною характеристикою сонячної активності вибрано числа Вольфа. На рис. 3.28 приведено значення середньорічних чисел Вольфа ( $W$ ) з 1740 р. Найчіткіше виражені 11-річні цикли. Для 19–23-го циклів сонячної активності характерними були максимальні значення чисел Вольфа (для 19-го циклу  $W = 190,2$ ), а також мінімальні значення  $W = 3,1$  (для 24-го циклу). Мінімум 24-го циклу був одним з найменших за останні 250 років, подібні мінімуми були у 6-му та 15-му циклах, що пояснюється впливом вікового та двовікового циклів [Комитов, Кафтан, 2003].

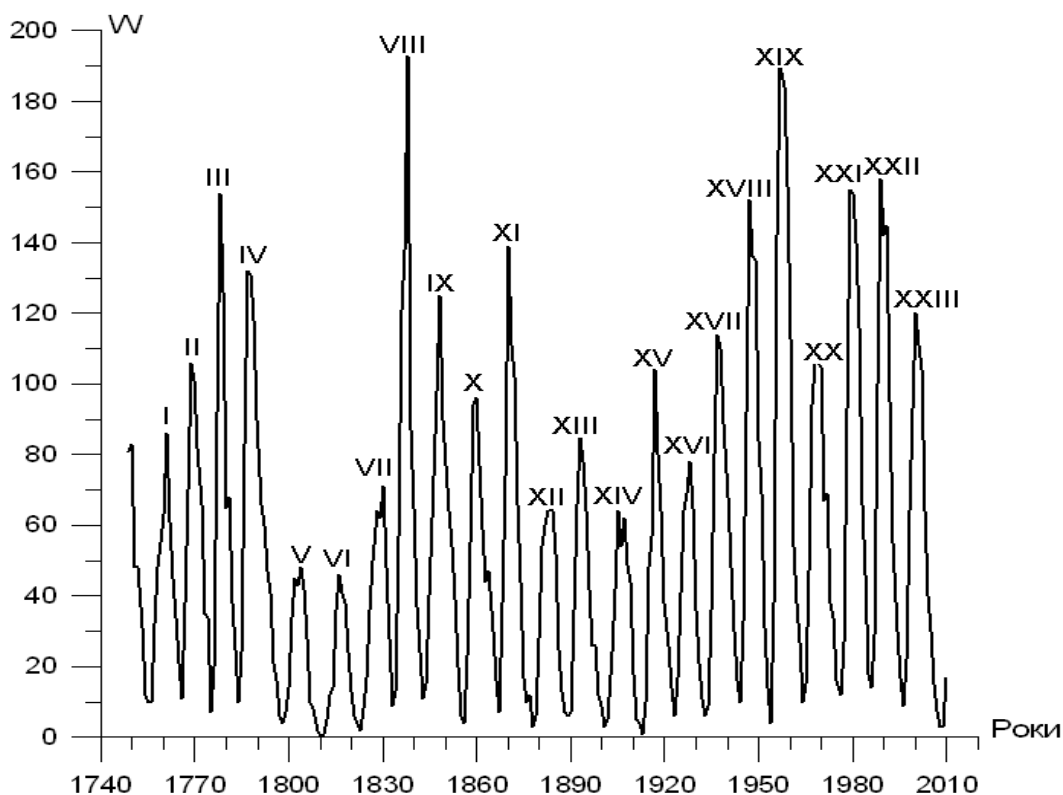


Рис. 3.28. Сонячна активність, виражена числами Вольфа (1740–2010 роки).

У таблиці 3.4 для різних періодів показано роки початку останнього циклу, роки максимуму та характер змін у циклі в даний час. Як бачимо, тільки 11-річний та 80-річний цикли перебувають у фазі росту активності, більш потужні 200-річний та 360-річний цикли перебувають на фазі спаду, що призведе до зменшення амплітуд 11-річних циклів.

**Періоди сонячної активності та характер їх змін**

Період, роки	Рік початку	Рік максимуму	Характер змін
11	2008	2013	Ріст
80–100	1976	2020	Ріст
200–210	1850	2056	Спад
350–360	~1750	~2100	Спад

Потік плазми від Сонця (сонячний вітер) приносить на диск магнітосфери радіусом  $15 R_E$  ( $R_E$  – радіус Землі) у середньому енергію  $\sim 10^{13}$  Дж/с, яка на чотири порядки менша за енергію, яку приносить хвильове випромінювання Сонця. Сонячний вітер та корпускулярні потоки переносять через міжпланетний простір енергію у вигляді кінетичної енергії напрямленого руху плазми, теплової та електричної (міжпланетні електричні та магнітні поля). Як показано у статті [Фельдштейн и др., 1986], у спокійному і збуреному корпускулярними потоками сонячному вітрі теплова енергія на порядок, а електромагнітна на два порядки менші за кінетичну енергію. Тому у першому наближенні тепловою і електромагнітними складовими можна знехтувати для оцінки переходу енергії із сонячного вітру в магнітосферу. Такого спрощення не можна робити, коли розглядають механізми взаємодії сонячного вітру з магнітосферою, оскільки міжпланетні електричні та магнітні поля відіграють вирішальну роль при такій взаємодії [Акасофу, Чепмен, 1975]. Кількість енергії, яка надходить у магнітосферу, регулюється величиною та напрямком вмероженого в сонячний вітер ММП. Енергія, що накопичується в магнітосфері, має не перевищувати енергію геомагнітного поля поза поверхнею Землі, тобто  $8,37 \cdot 10^{17}$  Дж [Van Allen, 1966]. Основними механізмами передачі енергії з міжпланетного середовища у магнітосферу є [Ковалевский, 1976]: проникнення плазми через полярні каспи, проривання плазми через бокові

поверхні магнітосфери, гідромагнітні механізми – в'язка взаємодія та пересідання магнітних силових ліній на магнітопаузі тощо. Кожен з перелічених механізмів інжектуює у магнітосферу енергію  $10^{11}$ – $10^{12}$  Дж, що є достатнім для генерації магнітних бур і суббур. Надати перевагу будь-якому з цих механізмів не можна, оскільки наявного експериментального матеріалу недостатньо, щоб зробити кінцевий висновок. Найімовірніше, діють усі механізми, але ефективність їх змінюється залежно від стану міжпланетного середовища та магнітосфери [Сумарук, 2011б]. Інжектвана у магнітосферу енергія зберігається в ній у деяких формах, а через певний проміжок часу дисипує в іоносфері та атмосфері або ж відразу проникає в іоносферу, генеруючи системи електричних струмів. Порядок значень енергії, яка надходить і дисипує в іоносфері, можна оцінити за індексами активності авроральних електроструменів АЕ за формулами [Акасофу, 1982].

$$U_A = (1,75 \text{ АЕ}/100 + 1,6)10^{10} \text{ [Дж/с]}, \quad (3.3)$$

$$U_j = 0,32 \text{ АЕ} \cdot 10^9 \text{ [Дж/с]}, \quad (3.4)$$

де  $U_A$  – збільшення енергії авроральних частинок,  $U_j$  – джоулівська дисипація в іоносфері.

Індекс АЕ можна замінити для середніх широт індексом  $\Sigma(H-S_q)$  і, підставивши його в формули (3.3) і (3.4), оцінити величину енергії, що надходить у магнітосферу за певний проміжок часу  $E = U_A + U_j$

На рис. 3.29 показано значення енергії, яка поступила у магнітосферу із сонячного вітру за 19–24-й цикли сонячної активності, вчислені за індексом  $\Sigma(H-S_q)$ . Як бачимо, кількість енергії, що поступила у магнітосферу із сонячного вітру має чітко виражену 11-річну циклічність.

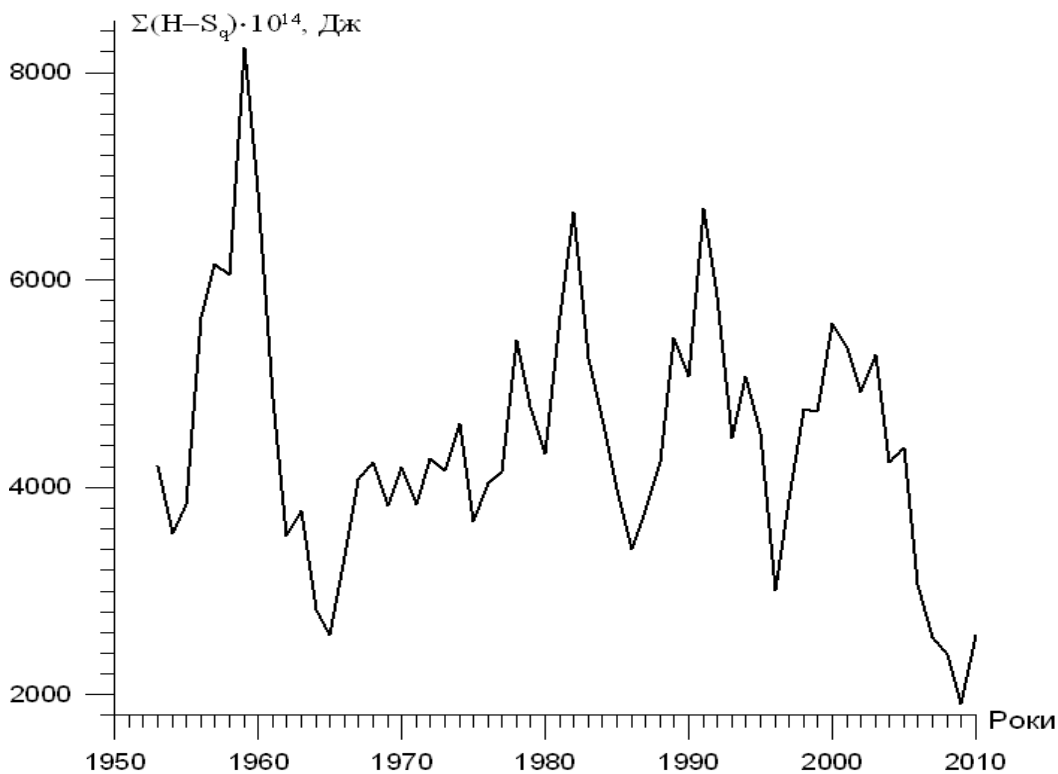


Рис. 3. 29. Середньорічна кількість енергії, що поступила в магнітосферу із сонячного вітру за 19–24-й цикли сонячної активності.

У таблиці 3.5 представлено середньомісячні величини енергії, що поступила у магнітосферу у роки мінімумів (початки 19–24-го циклів), сонячної та геомагнітної активності. Ця енергія прямо пропорційна кількості всіх геомагнітних збурень, що протікали в дані роки.

Величина середньої за рік енергії, що поступала у мінімуми 19–24-го циклів, найменша у 2009 р. і у 1,5–2 рази менша за відповідні величини у всіх спостережуваних мінімумах. Це підтверджує дані інших досліджень [Spigo et al., 1982] про «малий маундерівський мінімум».

Відповідною була і кількість рекурентних геомагнітних збурень для 19-го та 24-го циклів сонячної активності. Рекурентними вважались збурення, котрі повторювались два і більше разів у 27-денному циклі. Максимальна рекурентність спостерігалась для 2378–2395 обертів Сонця (по Бартельсу) з 23 листопада 2007 р. до 27 січня 2009 р. В цей час кількість спалахів на Сонці була

надзвичайно низькою, хоча збурення магнітного поля Землі спостерігались. Рекурентні геомагнітні збурення повторювались у 17 обертах Сонця. Збурення виникали у 1–4-й дні та 16–20-й дні бартельського оберту. Очевидно, вони виникали внаслідок рекурентних довготривалих потоків сонячної плазми (з коронарних дір), що перебували на активних довготах Сонця.

Таблиця 3.5

**Середньомісячна величина енергії, що поступила у мінімуми 19–24-го циклів,  $\cdot 10^{14}$  Дж**

Місяці	Роки					
	1955	1965	1975	1986	1996	2009
1	2529	1943	4259	4127	2665	1807,7
2	2974	2352	3441	3997	2592	2227,5
3	4638	2345	5426	3676	3352	2008
4	5158	3145	3555	2241	3814	1436,7
5	5027	2565	3133	3637	2514	1817,7
6	2421	3232	2818	2802	2358	2086,5
7	2581	2727	2925	3001	2636	2487,1
8	3070	2394	2591	3237	2649	1805
9	3623	2945	3021	3319	3792	1725,4
10	4057	2062	3945	3097	4115	2141,1
11	4876	2306	5518	5146	2755	1899,9
12	5011	2898	3486	2561	2843	1453,5
середнє	3830	2576	3677	3403	3007	1908

На рис. 3.30 показано відношення кількості  $N_r$  рекурентних геомагнітних збурень до кількості  $N_{ssc}$  бур з раптовим початком. Для виключення впливу 11-річного сонячного циклу відношення  $N_r/N_{ssc}$  пронормовано на величину чисел Вольфа  $W$  за 19–24-й цикли. Як бачимо, свого максимуму відносна кількість

рекурентних геомагнітних збурень набула у 2009 р. Добре прослідковується вплив 22-річного циклу сонячної активності.

Отже, кількість енергії, що надходить у магнітосферу чітко залежить від сонячної активності у досліджуваний інтервал часу (19–24-й цикли). Найменша кількість енергії поступала у магнітосферу у 2009 р. і була у 1,5–2 менша за мінімуми 19–23-го циклів. Відносна кількість рекурентних геомагнітних збурень набула максимальної величини у 2009 р.

Значення відношення  $N_r/N_{ssc}$  є у 1,5–4 рази більшим, ніж значення за попередні мінімуми сонячної активності. Зменшення річних чисел Вольфа від 21-го до 24-го циклу призвело до збільшення рекурентних збурень у мінімумах цих циклів.

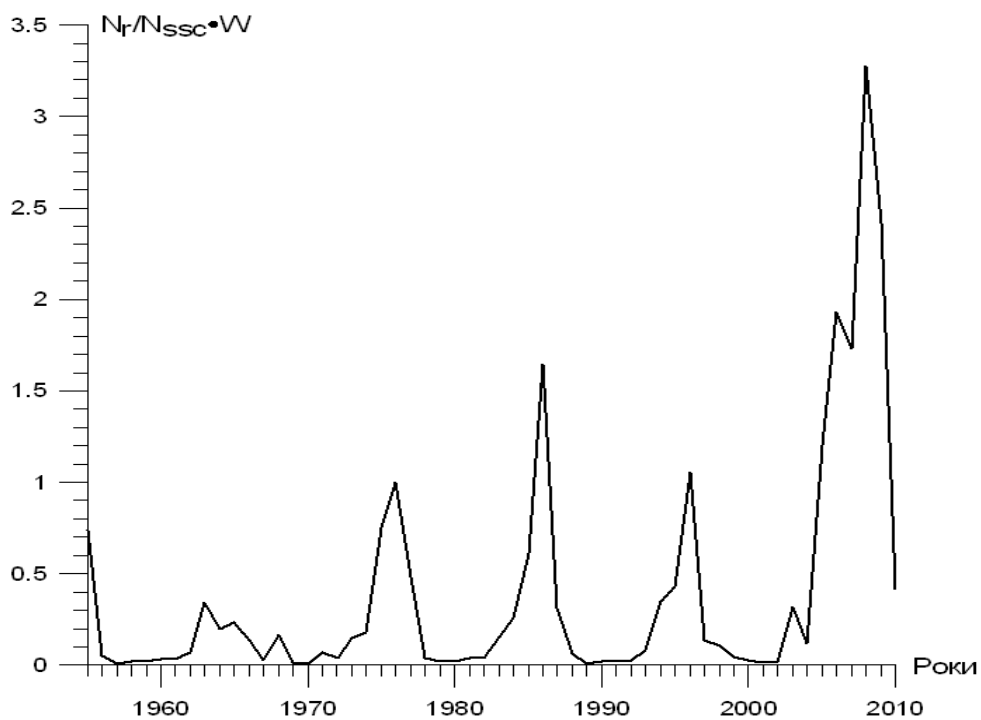


Рис. 3.30. Відносна кількість рекурентних геомагнітних збурень ( $N_r$ ) та кількість бур з раптовим початком ( $N_{ssc}$ ), проноормована на величину чисел Вольфа.



### Висновки до Розділу 3

1. За даними середньоширотних обсерваторій встановлено, що вікові варіації мають короткоперіодні (близько 2 років), середньоперіодні (~ 11 років) і довгоперіодні (близько 80 років) зміни. Амплітуди короткоперіодних варіацій зростають із збільшенням сонячної активності і є більшими для збурених днів, ніж для спокійних. Короткоперіодні варіації  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  змінюються в протифазі. Спостерігається антикореляція між  $BB(H)$  та магнітною активністю. Амплітуда короткоперіодних  $BB(H)$  зменшується із збільшенням широти обсерваторії. Це свідчить про те, що короткоперіодні варіації  $BB(H)$  і  $BB(Z)$  генеруються зовнішніми струмами.  $BB(H)$  зменшуються в максимумі сонячної активності і зростають в фазі падіння сонячної активності. Щоб виключити залежність  $BB$  від сонячної активності, необхідно знайти середні значення за цикл.
2. Побудовані рівняння залежності  $BB(H)$  на середньоширотних обсерваторіях. Коефіцієнт кореляції зменшується, якщо відстань між цими обсерваторіями зростає.
3. За даними інструментальних спостережень на магнітних обсерваторіях російсько-українського сегмента INTERMAGNET і даних міжнародних центрів по сонячно-земній фізиці показано, що геомагнітна і сонячна активності досягли максимуму в кінці 50-х років XIX століття (1957 р.). В подальшому спостерігається їх стрибкоподібне зменшення. Відносно слабка геомагнітна і сонячна активності спостерігались в 20-му циклі (1964–1976) і найменша на фазі розвитку 24-го циклу (2009–2013). Геомагнітна активність різко зменшується і запізнюється відносно сонячної, але час запізнення зменшується з часом. В 22–23-му циклах сонячна і геомагнітна активності розвивались в фазі. Різке зменшення геомагнітної активності в 24-му циклі можна пояснити: 1) зменшенням великомасштабного поля Сонця; 2) наближенням до мінімуму 200-літнього циклу сонячної активності, що очікується у 2050–2060 рр. (25–27-му сонячному циклах).

4. Зроблено оцінку вкладу у ВВ зовнішніх джерел. Для цього вибрано інтервал часу, в якому інтенсивність зовнішнього джерела достовірно відома. У 2003 р. спостерігався ряд дуже великих магнітних бур, які дали значний вклад у середньорічні значення поля і у ВВ відповідно. Використовуючи дані 127 обсерваторій світової мережі, було пораховано вклад в горизонтальну компоненту ВВ, що дорівнює приблизно  $-20$  нТл на екваторі і  $\pm 20$  нТл на полюсах в вертикальній компоненті ВВ. В районах магнітних аномалій, сейсмоактивних регіонах і на границі літосферних плит величини від ВВ від зовнішніх джерел значно збільшуються.

5. Пораховано внесок зовнішніх джерел у варіацію під час надзвичайно великих магнітних бур. Потужні спалахи й пов'язані з ними не менш потужні викиди корональної плазми наприкінці 2003 р. призвели до виникнення дуже великих магнітних бур 29–31 жовтня та 20–21 листопада 2003 р. Перша дуже велика геомагнітна буря з індексом  $D_{st} = -401$  нТл мала раптовий початок і тривала близько 60 год. Друга – з індексом  $D_{st} = -472$  нТл була з поступовим початком і тривала близько 30 год. Кільцевий магнітосферний струм DR разом зі струмом в хвості магнітосфери DP та струмом на магнітопаузі DCF підчас магнітної бурі дають найбільший внесок у варіацію поля  $\sim 80$  % (в середньому DR 55–74 %, DCF 11–23 %). Внесок авроральних струмів та їх зворотних струмів у варіації поля середніх широт складають 12–27 %. Поява екстрабур в роки високої сонячної активності веде до значного зменшення середньорічних значень напруженості геомагнітного поля, а значить впливає на величину ВВ.

6. Проведено аналіз секторної структури міжпланетного магнітного поля за період з 1 липня 1966 р. до 28 травня 1974 р. Встановлено, що зміна знака сектора ММП, а також недовготривалі порушення секторної структури, тобто відхилення поля від напрямку по спіралі Архімеда, ведуть до генерації вертикальної складової ММП. Максимальних значень  $V_z$  складова ММП набуває при значеннях кута  $\Phi = 20 \dots 60^\circ$  в додатному секторі та  $220 \dots 260^\circ$  у від'ємному секторі ММП. Збільшення сонячної активності веде до перебудови

двосекторної структури в багатосекторну, до появи  $B_z$ -складової ММП значної величини і до збільшення геомагнітної активності.

7. Пораховано енергію, що надходить в магнітосферу Землі з використанням індексу  $\Sigma(H-S_q)$ . Вираховано, що в період з 19 по 24 цикл сончної активності найменша кількість енергії поступила у магнітосферу в 2009 році і була у 1,5-2 рази меншою за мінімуми 19-23-го циклів.

8. Показано, що велика кількість рекурентних геомагнітних збурень спостерігалась у мінімумі 24-го циклу при малих значеннях чисел Вольфа. Відносна кількість рекурентних геомагнітних збурень набула максимальної величини у 2009 році. Значення відношення  $N_r/N_{ssc}$  є більшим у 1,5 – 4 рази, ніж значення за попередні мінімуми сонячної активності. Зменшення річних чисел Вольфа від 21-го до 24-го циклу привело до збільшення рекурентних збурень у мінімумах цих циклів. Можна прогнозувати відповідне збільшення кількості рекурентних збурень зі зменшенням чисел Вольфа.

### Перелік використаних джерел до Розділу 3

1. Акасофу, С.И., Чепмен, С. (1975). *Солнечно-земная физика*. Москва: Мир, 512 с.
2. Беленькая, Е. (2004). Структура магнитосферного магнитного поля при различных направлениях магнитного поля солнечного ветра. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(3), 435—441.
3. Белоусова М.А. (1957). *Контроль материалов наблюдений магнитной обсерватории*. Москва: Изд-во ИЗМИРАН, 29 с.
4. Боярчук, К.А., Иванов-Холодный, Г.С., Коломийцев, О.П., Крашенников, О.П., Лещенко, Л.Н. (2006). Отклик среднеширотной ионосферы Земли на экстремальные события на Солнце в октябре—ноябре 2003 года. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(1), 84—91.
5. Бутиков, Е.И. (2007). *Физика океанских приливов в компьютерных моделях*. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 16 с.

6. Веселовский, И.С., Панасюк, М.И., Авдюшин, С.И., Базилевская, Г.А., Белов, А.В., Богачев, С.А. и др. (2004). Солнечные и гелиосферные явления в октябре—ноябре 2003 года: причины и следствия. *Космические исследования*, 42(5), 453—508.
7. Витинский, Ю.И., Копецкий, М., Куклин, Г.В. (1986). *Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца*. Москва: Наука, 296 с.
8. Гибсон, Э. (1977). *Спокойное Солнце*. Москва: Мир, 408 с.
9. Ермолаев, Ю.И. Зеленый, Л.М., Застенкер, Г.Н., Петрукович, А.А., Митрофанов, И.Г., Литвак, М.Л. и др. (2005). Солнечные и гелионосферные возмущения, приведшие к сильной магнитной буре 20 ноября 2003 г. *Геомагнетизм и аэрономия*, 45(1), 23—50.
10. Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. (2012). Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.*, 34(4), 22—39. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116747.
11. Иванов, К.Г., Харшиладзе, А.Ф. (2004). Серия солнечно-земных экстрабурь мая—октября 2000 г. 2. Открытое магнитное поле и солнечные пятна. *Геомагнетизм и аэрономия*, 44(2), 147—154.
12. Иванов, К.Г., Микерина, Н.В., Завойкина, А.И., Трещеткина, В.М. (1979). *Каталог вспышечных ситуаций 1966—1974 гг. применительно к межпланетным и магнитосферным возмущениям*. Москва: Изд-во ИЗМИРАН, 63 с.
13. Калегаев, В.В., Макаренков, Е.В. (2006). Динамика магнитосферных токовых систем во время магнитных бурь разной интенсивности. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(5), 604—613.
14. Ковалевский, Й.В. (1976). *Энергетические аспекты солнечно-земных связей*. Москва: Наука, 52 с.
15. Козырева О.В., Клейменова Н.Г., Корнилова Т.А., Каурнети К., Маннинен Ю., Ранга А. (2006). Необычная пространственно-временная динамика геомагнитных возмущений в главную фазу сверхсильной магнитной бури 7—8 ноября 2004 года. *Геомагнетизм и аэрономия*, 46(5), 614—626.

16. Комитов, Б.П., Кафтан, В.И. (2003). Изменения солнечной активности последних тысячелетий. Возможен ли очередной долгопериодический солнечный минимум? *Геомагнетизм и аэрономия*, 43(5), 592—601.
17. Кононович, Э.В., Шефов, В.В. (2003). Тонкая структура одиннадцатилетней циклической солнечной активности. *Геомагнетизм и аэрономия*, 43(2), 166—173.
18. Кременецкий, І.О., Черемних, О.К. (2009). *Космічна погода: механізми і прояви*. Київ: Наук. думка, 143 с.
19. Лаба, І.С., Підстригач, І.Я., Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., Баран, О.А. (2010). Надзвичайна сонячна і геомагнітна активність в жовтні—листопаді 2003 року. *Журн. фіз. досліджень*, 4(3), 3902—3913.
20. Нечаев, С.А. (2006). Руководство для стационарных магнитных наблюдений. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 140 с.
21. Панасюк, М.И., Кузнецов, С.Н., Лазутин, Л.Л., Авдюшин С.И., Алексеев И.И., Амосов П.П. и др. (2004). Магнитные бури в октябре 2003 г. *Космические исследования*, 12(5), 509—554.
22. Сидоров, Р.В., Соловьев, А.А., Богоутдинов, Ш.Р. (2012). Применение алгоритма SP к магнитограммам INTERMAGNET в условиях неспокойной геомагнитной обстановки. *Физика Земли*, (15), 53—57.
23. Сумарук, П.В., Левитин, А.Е., Фельдштейн, Я.И., Афолина, Р.Г., Белов, Б.А. (1987). Вариации магнитного поля продольных токов и электрических полей в период  $V_z > 0$  компоненты ММП. *Геофиз. журн.*, 9(1), 11—20.
24. Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П. (1994). Индексы магнитной активности AE во время магнитной бури. *Геофиз. журн.*, 16(1), 51—53.
25. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1973в). Изменчивость  $Z_{SE}$ -составляющей ММП на границе секторной структуры. *Астроном. вестник*, (7), 111—113.
26. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И. (1975а). Межпланетное магнитное поле и геомагнитные вариации в приполусной области. *Успехи физ. наук*, 116(2), 342—345.

27. Сумарук, П.В., Фельдштейн, Я.И., Порчхидзе, Ц.Д. (1980). Вариация геомагнитного поля на геомагнитных полюсах. *Physica solariterrestrics*, (12), 70—78.
28. Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П. (2012). Геомагнітна активність та енергетика магнітосфери в 19—24 циклах сонячної активності. *Космічна наука і технологія*, 18(3), 46—51.
29. Сумарук, Т.П., Сумарук, Ю.П. (2004). Про рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 26(6), 139—146.
30. Сумарук, Т.П., Сумарук, Ю.П. (2005). Про джерела  $S_q$ -варіацій геомагнітного поля в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 27(2), 299—303.
31. Сумарук, Т.П., Сумарук, Ю.П. (2006б). До питання енергетики магнітосфери на різних рівнях сонячної та магнітної активності. *Геофиз. журн.*, 28(3), 116—121.
32. Сумарук, Ю.П. (2008а). Геомагнітна активність та динаміка секторної структури ММП. *Космічна наука і технологія*, 14(2), 84—91.
33. Сумарук, Ю.П. (2008б). Варіації геомагнітного поля від магнітосферних та іоносферних джерел під час дуже великої магнітної бурі 20—21 листопада 2003 року. *Геофиз. журн.*, 30(6), 127—130.
34. Сумарук, Ю.П. (2011б). Залежність величини варіації геомагнітного поля від початкового стану магнітосферо-іоносферної системи. *Космічна наука і технологія*, 17(17), 39—42.
35. Сумарук, Ю.П., Сумарук, П.В. (2013а). Особливості вікових варіацій геомагнітного поля у північній полярній частині Землі. *Геофиз. журн.*, 35(2), 137—145. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111357.
36. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2013б). Про вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. *Доп. НАН України*, (12), 107—113.
37. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2013в). Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля в полярних шапках Землі. *Геодинаміка*, (2), 335—337.

38. Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П., Реда, Я.(2016). Динаміка вікових варіацій з часом. *Геофиз. журн.*, 38(6), 152—159. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91884.
39. Тясто, М.И., Птицына, Н.Г., Веселовский, И.С., Яковчук, О.С. (2009). Экстремально сильная геомагнитная буря 2—3 сентября 1852 г. по архивным магнитным данным российской сети наблюдений. *Геомагнетизм и аэрономия*, 49(2), 163—173.
40. Фаткулин, М.Н., Фельдштейн, Я.И. (1965). Спокойные солнечно-суточные вариации в период МГГ. *Геомагнетизм и аэрономия*, 5(5), 858—867.
41. Фельдштейн, Я.И., Графе, А., Приганцова, А. (1986). Энергетика магнитосферы в магнетоспокойных условиях и периоды магнитных бурь: *Перенос энергии из межпланетной среды в магнитосферу: 8-я зимняя школа-семинар КАПГ*(С.29—47). Братислава.
42. Хорошева, О.В. (1986). Связь возмущенной магнитосферы с параметрами межпланетной среды. *Геомагнетизм и аэрономия*, 26(3), 447—453.
43. Черногор, Л.Ф., Домнин, И.Ф. (2014). *Физика геокосмических бурь*. Харьков: Изд. ХНУ имени В.Н. Каразина, 408 с.
44. Arnoldy, R.L. (1971). Signature in the interplanetary medium for substorms. *Journal of Geophysical Research*, 76(22), 5189—5202. doi:10.1029/JA076i022p05189.
45. Axford, W.I. (1962). Convective motions in the magnetosphere induced by the solar wind. *Journal of Geophysical Research*, 69(9), 3539—3547.
46. Axford, W.I., & Hines, C.O. (1961). A unifying theory of high-latitude geophysical phenomena and geomagnetic storms. *Canadian Journal of Physics*, 39(10), 1443—1459. <https://doi.org/10.1139/p61-172>.
47. Baumjohann, W., & Haerendel, G. (1986). *Dayside convection, viscous interaction and magnetic merging*. In Y. Kamide & J.A. Slavin (Eds.), *Solar Wind-Magnetosphere Coupling*. Tokyo: Terra.
48. Cowling, F.G.(1933). Magnetic field of the Sunspots. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 94(1), 39—48. doi:10.1093/mnras/94.1.39.

49. Damon, P.E., & Sonett, C.P. (1991). Solar and terrestrial components of the atmospheric variation spectrum. In C.P. Sonett, M.S. Giampapa, M.S. Matthews (Eds.), *The Sun in Time* (pp. 360—387). University of Arizona Press.
50. DeLand, M.T., & Cebula, R.P. (1993). Composite MgII solar activity index for solar cycles 21 and 22. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D7), 12809—12823. doi:10.1029/93JD00421.
51. Dungey, J.W. (1961). Interplanetary magnetic field and the auroral zone. *Physical Review Letters*, 6(2), 47—56. doi:10.1103/PhysRevLett.6.47.
52. Gonzalez, W.D., Joselyn, J.A., Kamide, Y., Kroehl, H.W., Rostoker, G., Tsurutani, B.T., & Vasyliunas, V.M. (1994). What is a geomagnetic storm? *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 99(A4), 5771—5792. doi:10.1029/93JA02867.
53. Gvishiani A.D., Starostenko V.I., Sumaruk, Yu.P., Soloviev A. A., & Legostaeva O.V. (2015). A Decrease In Solar And Geomagnetic Activity From Cycle 19 To Cycle 24. *Geomagnetism and Aeronomy*, 55(3), 299–306. doi:10.7868/S0016794015030098
54. Ivanov-Kholodny, G.S., & Chertoprud, V.I. (1992). Analysis of extreme of quasi-biennial variation of the solar activity. *Astronomical & Astrophysical Transactions*, 3(1), 81—84. doi:10.1080/10556799208230542.
55. King, J.R. (1977). *Interplanetary Medium Data Book*. WDC-A, Rockets and satellites. 385 p.
56. Manda, M. (2001). How well is the main field secular variation known? *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 3(1), 233—243.
57. Ness, N.F., & Wilcox, J.M. (1966). Extension of the photospheric magnetic field into interplanetary space. *Astrophysical Journal*, 143, 23—31.
58. Rostoker, G., & Fälthammar, C.G. (1967). Relationship between changes in the interplanetary magnetic field and variations in the magnetic field at the Earth surface. *Journal of Geophysical Research*, 72(23), 5853—5863. doi:10.1029/JZ072i023p05853.



59. Russell, C.T., McPherron, R.L., & Burton, R.K. (1974). On the cause of geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research*, 79(7), 1105—1117. doi:10.1029/JA079i007p01105.
60. Ryskin, G. (2009). Secular variation of the Earth's magnetic field: induced by ocean flow? *New Journal Physics*, 11, 1—23.
61. Shue, J.-H., Song, P., Russell, C.T., Steinberg, J.T., Chao, J.K., Zastenker, G., Vaisberg, O.L., Kokubun, S., Singer, H.S., Detman, T.R., & Kawano, H. (1998). Magnetopause location under extreme solar wind condition. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 103(A8), 17691—17000. doi:10.1029/98JA01103.
62. Sonett, C.P. (1982). Sunspot time series: spectrum from square low modulation of the Hale cycle. *Geophysical Research Letters*, 9(12), 1313—1316. doi:10.1029/GL009i012p01313.
63. Spiro, R.W., Reiff, P.H., & Maher, L.G. (1982). Precipitation electron energy flux and auroral zone conductance-An empirical model. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 87(A10), 8215—8227. doi:10.1029/JA087iA10p08215.
64. Střeščík, J. (1991). Long-term variations of the geomagnetic and solar activities and secular variations of the geomagnetic field components. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 35(1), 1—6. doi:10.1007/BF01625053.
65. Sumaruk, T., & Sumaruk, Yu. (2007a). The new index of geomagnetic activity. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 380—382).
66. Sumaruk, Yu. (2001). On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353—354.
67. Sumaruk, Yu. (2007). On separation of the secular variations of different origins. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 252—259).
68. Sumaruk, Yu., & Reda, J. (2011). Secular variation of the geomagnetic field and solar activity. *Geofizicheskiy zhurnal*, 33(4), 134—141. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116902.

69. Svalgaard, L. (1975). On the use of the Godhavn Hcomponent as an indicator of the interplanetary sector structure. *Journal of Geophysical Research*, 80(19), 2717—2722. doi:10.1029/JA080i019p02717.
70. VanAllen, J.A. (1966). *Radiation trapped in the Earth's magnetic field*. Dordrecht: D. Reidel Publ. CO, 65 p.
71. Waldmeier, M. (1961). *The sunspot activity in year 1610—1960*. Zurich:Verlag Schulthess, 171 p.
72. Yabuzaki, T., & Ogawa, T. (1974). Rocket measurement of  $S_q$  ionospheric current over Kagoshima, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 79(3), 1999—2001. doi:10.1029/JA079i013p01999.

## РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА СТРУКТУРА МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

### 4.1. Геомагнітні обсерваторії України

На сьогоднішній день Україна має чотири геомагнітні обсерваторії, три з яких – «Київ», «Львів», «Одеса» – розміщені на території України, четверта – «Академік Вернадський» – в Антарктиді.

Розміщення українських геомагнітних обсерваторій показано на рисунку 4.1 їх технічне обладнання показано в додатку 2

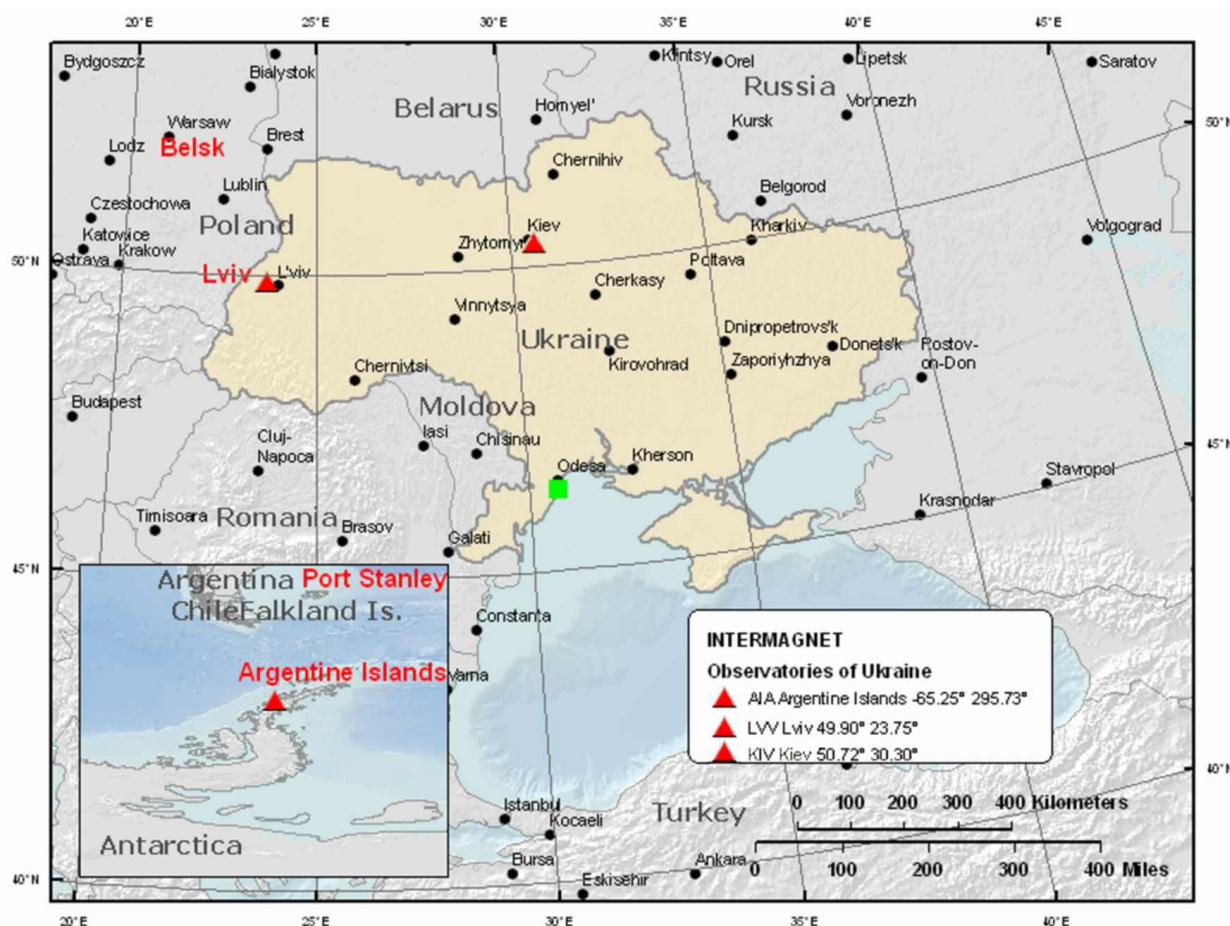


Рис. 4.1. Розміщення українських геомагнітних обсерваторій

Геомагнітна обсерваторія «Київ» почала роботу в травні 1958 р. у зв'язку з проведенням Міжнародного геофізичного року. На початку 1958 р. спостереження велись варіаційною станцією Ла Кура (La Cour) з нормальною розгорткою 15 мм/год і швидкісною станцією Ла Кура с розгорткою 386 мм/год

для запису пульсацій. Абсолютні спостереження проводились магнітометрами QNM і VMZ два рази на тиждень. За результатами спостережень складались декадні, а пізніше і місячні огляди магнітної збуреності, які містили трьохгодинні К-індекси, добові амплітуди і добові С-характеристики, а також опис магнітних бур з виділенням їх активних періодів і виникнення окремих бур. За магнітограмами і абсолютними вимірюваннями визначались абсолютні середньогодинні величини магнітного схилення D, горизонтальної Н- та вертикальної Z-складових. Огляди магнітограм, а також кварталні і річні звіти регулярно відсилались в ІЗМІРАН і в МЦД-В2 в Москві.

У зв'язку з утворенням Інституту геофізики АН УРСР геомагнітна обсерваторія була передана в його підпорядкування. При будівництві «Київського моря» планувалось затоплення території, на якій була розміщена обсерваторія, тому її перенесли на околицю смт. Димер. Геомагнітна обсерваторія почала планомірну роботу з 11 травня 1964 р. Для абсолютних спостережень було придбано протонний магнітометр. У 1967 р. закуплена більш сучасна магнітоваріаційна станція системи В.М. Боброва [Бобров, 1962] з нульовими температурними коефіцієнтами, а станція Ла Кура працювала в якості дублюючої. Для абсолютних спостережень схилення було придбано QNM з дуже тонкою кварцовою ниткою. Співробітники ІЗМІРАН регулярно, через кілька років, проводили звірку апаратури обсерваторії.

У 2004 р. завдяки проекту INTASS і французьким колегам геомагнітна обсерваторія обладнується новими цифровими приладами – магнітоваріаційною станцією LEMI-008 (рис.4.2) та DI-fluxgate магнітометром (рис.4.3) та починає працювати за протоколом INTERMAGNET.

У 2008 р. завдяки тісній співпраці з Інститутом геофізики Польської академії наук обсерваторія дооснащується цифровою магнітоваріаційною станцією PSM-8411, а у 2009 р. встановлюється новий прилад для абсолютних вимірювань Magnetic theodolite THEO-010 with fluxgate GEOMAG-03. Це суттєво покращує якість варіаційних та абсолютних вимірювань. У 2010 р. для обсерваторії закуплено і встановлено нове обладнання для мережі Інтернет, що

дає змогу безперешкодно передавати великі об'єми даних з високою швидкістю.



Рис. 4.2. Магнітоваріаційна станція LEMI -008

На обсерваторії розроблено та введено нове програмне забезпечення, що дало можливість автоматичного зчитування, первинної обробки та відправки даних до Міжнародних центрів даних системи INTERMAGNET та іншим користувачам.



Рис.4.3. Сучасний DI fluxgate магнітометр на геомагнітній обсерваторії «Київ»

На робочій нараді керівництва INTERMAGNET в жовтні 2010 р. (Париж, Франція) було представлено офіційну заявку на вступ геомагнітної обсерваторії

«Київ» до міжнародної мережі. У 2011 р. геомагнітна обсерваторія «Київ» Інституту геофізики НАН України стала повноправним членом INTERMAGNET і отримала сертифікат (Додаток 3).

Регулярні спостереження за складовими магнітного поля геомагнітна обсерваторія «Львів» почала вести з 1952 р. [Stenz, 1931; Orkisz, 1936; Сумарук та ін., 2009]. Спочатку записи велись за допомогою станції Ла Кура (чутливість варіометрів  $\varepsilon_H, \varepsilon_D=4-5$  nTl/mm,  $\varepsilon_Z=2-3$  nTl/mm). У 1970 р. за сприяння ІЗМІРАН на обсерваторію поставлено магнітоваріаційні станції Боброва з чутливістю  $\varepsilon_H, \varepsilon_T=2$  nTl/mm,  $\varepsilon_Z=1,75$  nTl/mm,  $\varepsilon_D=0,33$  min/mm. У 2002 р. за допомогою Інституту геофізики Польської академії наук на обсерваторії встановлюється цифрова магнітоваріаційна станція PSM-8911 (рис. 4.4) з чутливістю  $\varepsilon_X, \varepsilon_Y, \varepsilon_Z=0,025$  nTl/bit, що дало змогу спростити обробку матеріалів спостережень.



Рис.4.4. Цифрова магнітоваріаційна станція PSM-8911

Абсолютні вимірювання проводились спочатку за допомогою магнітного теодоліта СООК, кварцевого Н-магнітометра (рис. 4.5), індукційного інклінатора та протонного магнітометра ПМ-001. В 1986 р. протонний магнітометр ПМ-001 замінюють на протонний магнітометр ММП-203. В червні 2006 р. за сприяння British Geological Survey і Royal Meteorological Institute of

Belgium на обсерваторії встановлюється DI-fluxgate Tavistock з ферозондом FLM1/B (рис.4.6).

З 2003 р. магнітна обсерваторія «Львів» відправляє дані до МЦД в Единбурзі і Парижі як асоційований член INTERMAGNET [Сумарук та ін., 2009].



Рис.4.5. Кварцевий Н- магнітометр

У 2005 р. магнітна обсерваторія «Львів» Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України стає повноправним членом INTERMAGNET і отримує сертифікат (Додаток 4).



Рис. 4.6 DI fluxgate Tavistock з ферозондом FLM1/B

Геомагнітна обсерваторія «Одеса» є найстаршою обсерваторією на території України. Перші визначення інклінації та горизонтальної компоненти біля Одеси були проведені у 1859–1875 рр. мічманом І.М. Діковим.

Побудована за ініціативою і за кошти професора О.В. Клоссовського Одеська метеорологічна обсерваторія з магнітним павільйоном на Малому Фонтані розпочала регулярні спостереження у січні 1894 р. В подальшому обсерваторія отримала назву «Одеська магнітметеорологічна обсерваторія» (до 1924 р.), а потім «Одеська геофізична обсерваторія». У 1911 р. магнітні спостереження в Одесі були перервані у зв'язку з вводом в експлуатацію трамвая. У 1931 р. обсерваторію було перенесено за 60 км від Одеси в с. Степанівка, де і почались регулярні спостереження складових геомагнітного поля.

Під час війни обсерваторія була зруйнована і лише у 1948 р. після відбудови на ній почались регулярні спостереження. Спочатку вони велись за допомогою станцій Ла Кура, а в 1970-х роках на обсерваторії були поставлені стандартні станції Боброва. Характерною особливістю геомагнітної обсерваторії «Одеса» є те, що варіаційний павільйон розміщено під землею на глибині 4 метри. Це дозволяє підтримувати стабільну температуру зимою і



літом без великих затрат енергії. До 1991 р. дані обсерваторії відправлялись до МЦД-В2 в Москві. Після 1991 р. дані накопичувались в обсерваторії та у відділі геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України.

У 2012 р. за сприяння Інституту геофізики Польської академії наук на обсерваторії встановлюється цифрова магнітоваріаційна станція PSM-8911, що дало змогу спростити обробку матеріалів спостережень. Чутливості цієї станції  $\epsilon_X=\epsilon_Y=\epsilon_Z=0,025$  nT/bit.

Завдяки Угоді про співробітництво між Потсдамським центром Гельмгольца Німецького центру дослідження Землі (Потсдам, Німеччина) та Інститутом геофізики ім. С.І. Субботіна Національної академії наук України наприкінці 2013 р. на обсерваторії для варіаційних спостережень встановлюється трьохкомпонентна магнітоваріаційна станція FGE (рис. 4.7) з регістратором даних MAGDALOG (рис. 4.8) та протонний оверхавзівський магнітометр GSM90.



Рис. 4.7. Трьохкомпонентна магнітоваріаційна станція FGE



Рис. 4.8. Регістратор даних MAGDALOG

Для абсолютних спостережень на обсерваторії встановлюється немагнітний теодоліт THEO-010 з сенсором GEOMAG-03 та протонний оверхавзівський магнітометр GSM19 (рис.4.9).



Рис.4.9. Протонний оверхавзівський магнітометр GSM19

Також на обсерваторії встановлено та настроєно нове обладнання для мережі Інтернет, що дозволяє передавати дані в міжрегіональний вузол і центр геомагнітних даних при Інституті геофізики в режимі on-line. Сучасний комплекс геофізичного обладнання на геомагнітній обсерваторії «Одеса» дає змогу проводити неперервну реєстрацію, збір, обробку та відправку 1-

секундних даних та проведення абсолютних вимірювань згідно з найновішими стандартами.

На даний час налагоджено сучасні методи вимірювання та обробки даних на геомагнітній обсерваторії «Одеса» завдяки встановленому тут сучасному комплексу геофізичного обладнання. Забезпечено неперервну відправку даних в форматі INTERMAGNET до Міжнародного центру даних в Единбурзі, міжрегіональний центр даних при ГЦ РАН та центр геофізичних даних при Інституті геофізики НАН України. Підготовлено документи для вступу геомагнітної обсерваторії «Одеса» Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України до мережі INTERMAGNET.

У 1996 р. Великобританія передає свою антарктичну станцію «Фарадей» [Salino, 1985] Україні, яку перейменовують в «Академік Вернадський». Станцію названо на честь видатного українського вченого – академіка Володимира Івановича Вернадського (1863–1945), який у 1918 р. став першим президентом Академії наук України [Бахмутов, 1997].

Основним приладом для реєстрації геомагнітного поля був обсерваторський магнітометр Ла Кура. Варіометр Ла Кура реєстрував зміни поля на фотопапері в системі координат HDZ (за магнітним меридіаном). У 1998 р. на станції було встановлено новий чутливий цифровий трикомпонентний ферозондовий магнітометр LEMI-008 вітчизняного виробництва, що дало змогу проводити спостереження геомагнітних пульсацій, їх частот і поляризації. Після 27 травня 2006 р. магнітометр Ла Кура виведено з експлуатації, однак він залишається працездатним.

Зараз основними приладами геомагнітної обсерваторії ст. «Академік Вернадський» є два автоматичних трикомпонентних ферозондових магнітометри LEMI-008 (№ 2 і № 16) виробництва ЛЦ ІКД НАНУ–НКАУ. Чутливість магнітометрів LEMI становить  $\sim 0,1$  нТл, а вимірювання проводяться з періодичністю 1 секунда. Датчик магнітометра LEMI-008 № 2 зорієнтований за магнітним меридіаном, магнітометра LEMI-008 № 16 – за

географічним меридіаном. Магнітометр LEMI-008 № 2 встановлено у 1999 р. LEMI-008 № 16 – у 2003 р. LEMI-008 № 16 відрізняється від LEMI-008 № 2 вмонтованою в нього платою GPS Trimble (для точної синхронізації за часом) і виносною антеною. Антена розміщена на середньому стовпі між варіометричним та фібергласовим павільйонами. Магнітометричні дані поступають у мережу INTERMAGNET через систему DCP у центр збору даних в Оттаві (Канада). Крім згаданих вище, працює також магнітометр EDA № 501 (з чутливістю до 0,48 нТл) з цифровою системою реєстрації «Geologger». Його датчик зорієнтований за магнітним меридіаном. Абсолютні вимірювання забезпечуються двома протонними магнітометрами GM-122 № 6364 (з чутливістю  $\sim 1$  нТл) та PPM-8 (з чутливістю  $\sim 0,01$  нТл), а також теодолітом THEO 020В з однокомпонентним датчиком MAG-01H Bartington 0552H. На рисунку 4.10 зображений павільйон для абсолютних вимірювань на геомагнітній обсерваторії «Аргентинські острова».



Рис. 4.10. Павільйон для абсолютних вимірювань на геомагнітній обсерваторії «Аргентинські острова»

У 2004 р. геомагнітна обсерваторія «Академік Вернадський» стає повноправним членом мережі INTERMAGNET і одержує сертифікат (Додаток 5) [Мельник, Бахмутов, 2007/2008].

#### **4.2. Довготривалі зміни геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях України**

Магнітне поле Землі безперервно змінюється і в просторі, і в часі. Варіації магнітного поля в часі викликані як зовнішніми, так і внутрішніми джерелами (відносно поверхні Землі). Зовнішні джерела – це магнітосферні та іоносферні системи струмів, зміна яких пов'язана з варіаціями інтенсивності сонячного вітру, тобто його швидкості, густини плазми та напрямку і величини в замороженого в нього міжпланетного магнітного поля. Магнітне поле магнітосферних та іоносферних струмів генерує в провідних шарах Землі під обсерваторією телуричні струми, магнітне поле яких накладається на головне геомагнітне поле та поле від зовнішніх струмів [Maus, Luhr, 2005]. Амплітуда телуричних струмів залежить від часових градієнтів геомагнітних варіацій і провідності земної поверхні в місці знаходження обсерваторії. Таким чином магнітна обсерваторія реєструє сумарне магнітне поле, розділити яке на складові – дуже складна задача. Наявність декількох обсерваторій деякою мірою спрощує задачу, оскільки телуричні струми на обсерваторіях різні. Окрім того, географічні координати обсерваторій неоднакові, отже, їх положення відносно зовнішніх джерел, особливо іоносферних, також змінюється, що дає можливість ідентифікувати ці джерела. Довгі ряди спостережень елементів геомагнітного поля на одній обсерваторії дають змогу використати їх для аналізу довгострокових змін головного магнітного поля Землі (ГМПЗ), які називають віковими варіаціями (ВВ) [Яновский, 1978]. ВВ знаходять при аналізі змін середньорічних значень елементів геомагнітного поля.

Проблему знаходження джерел цих варіацій розв'язують уже багато років [Тверской, 1936; Калинин, 1984]. Сумніву не має, що в середньорічних значеннях поля присутня компонента, пов'язана із зміною сонячної активності,

однак на кількісному та якісному рівні вона до цього часу не розв'язана [Ладынин и др., 2006; Dremukhina et al., 2008; Шевнин и др., 2009].

Вплив геомагнітної активності на амплітуди компонент повного вектора поля виявляють внаслідок їх змін з періодами близько 2 років [Sumaruk, 2000; Ладынин, Попова, 2008], 11 та 22 років і навіть 80 років [Sumaruk, 2007].

Було проаналізовано зміни магнітного поля Землі на магнітних обсерваторіях України за весь час їх неперервної діяльності (п'ять останніх 11-річних циклів сонячної активності) з метою виділення в подальшому варіацій від зовнішніх і внутрішніх джерел. Середньомісячні значення Н-компоненти аналізувались на предмет виділення сезонної зміни та зв'язку з сонячною активністю, вираженою індексом  $F_{10.7}$ .

Магнітні обсерваторії України «Київ», «Львів», «Одеса» розміщені в різних геологічних зонах, тому спостережувані варіації магнітного поля Землі будуть відрізнятися як внаслідок різного географічного положення, так і різних властивостей підстилаючих поверхонь цих обсерваторій (табл. 4.1).

*Таблиця 4.1*

#### **Геомагнітні обсерваторії України**

Назва	Код	Довгота географічна (геомагнітна), град	Широта географічна (геомагнітна), град	Період спостережень
Київ	KIV	30,30(104,54)	50,43(45,98)	1958–2009 (1958)
Львів	LVV	23,75(98,63)	49,90(45,14)	1952–2009 (1929)
Одеса	ODE	30,88 (104,26)	46,78(41,66)	1936–2009 (1896)

Оскільки широти обсерваторій відрізняються лише на декілька градусів, тому варіації від зовнішніх магнітосферних струмів (кільцевого (RC), частинно-кільцевого (PRC), струму у хвості (DT) та струму на магнітопаузі (DCF)), що протікають на відстані від кількох радіусів Землі і вище, будуть на обсерваторіях однакові за величиною, проте іоносферні системи струмів, що протікають на висоті від 120 км і вище, будуть генерувати різні за величиною

варіації геомагнітного поля [Космическая..., 1976]. Так, авроральні іоносферні електрострумені (DP) та зворотні від них струми в середні широти будуть генерувати більші за амплітудою варіації на обсерваторіях «Львів» та «Київ», аніж на обсерваторії «Одеса», а  $S_q$ -система струмів, навпаки, оскільки обсерваторія «Одеса» розміщена ближче до фокуса  $S_q$ -системи струмів.

Так само різними будуть і вклади у спостережувані варіації геомагнітного поля, індуковані струмами в підстилаючих поверхнях обсерваторій, хоча вклад від глибших джерел (наприклад струмів на границі ядро–мантія) буде однаковим.

Для дослідження були використані середньомісячні та середньорічні значення горизонтальної (H), вертикальної (Z) складових поля, магнітного схилення (D) і модуля поля (T) по всіх(A), збурених(D) і спокійних(Q) днях за 1957–2008 рр.

Середньорічні значення H-компоненти на геомагнітних обсерваторіях ODE (за 1953–2007 рр.), LVV (за 1953–2009 рр.) та KIV (за 1957–2009 рр.) по всіх днях показано на рис. 4.11, D-компоненти – на рис. 4.12, Z-компоненти–на рис. 4.13, модуля вектора T – на рис. 4.14.

Спостерігається різний характер змін H-, D-, Z-компонент геомагнітного поля. Горизонтальна компонента змінювалась синхронно на всіх обсерваторіях. Ріст H-компоненти спостерігався у 1959–1978 рр. (інтервал  $\Delta t_1$  – фаза росту). У 1979–1980 рр. H-компонента залишалась майже постійною і лише в 1981 р. почався спад її абсолютної величини, який продовжувався до 1991 р. (інтервал  $\Delta t_2$  – фаза спаду). З 1991 до 2004 р. H-компонента змінювалась нерегулярно в межах  $\pm 12$  нТл, і тільки в 2005 р. розпочався регулярне збільшення даної компоненти геомагнітного поля.

В таблиці 4.2 подано величини росту  $\Delta H_1$  за інтервал часу  $\Delta t_1$ , спаду  $\Delta H_2$  за інтервал часу  $\Delta t_2$ , різниці  $\Delta H = \Delta H_1 - \Delta H_2$ , а також середню швидкість зміни H-компоненти за вказані вище роки. Як бачимо, найбільший ріст  $\Delta H = 237$  нТл і,

відповідно, найбільша швидкість змін  $\Delta H_1/\Delta t_1=13,2$  нТл/рік спостерігається на фазі росту у LVV і найменші в ODE ( $\Delta H_1=155$ нТл,  $\Delta H_1/\Delta t_1=8,6$  нТл/рік).

Таблиця 4.2

**Величина зміни горизонтальної компоненти**

Обсерваторія	$\Delta H_1$ , нТл	$\Delta H_2$ , нТл	$\Delta H$ , нТл	$\Delta H_1/\Delta T_1$ , нТл/рік	$\Delta H_2/\Delta T_2$ , нТл/рік
ODE	155	138	17	8,6	12,4
KIV	188	142	46	10,4	12,9
LVV	237	104	133	13,2	9,5

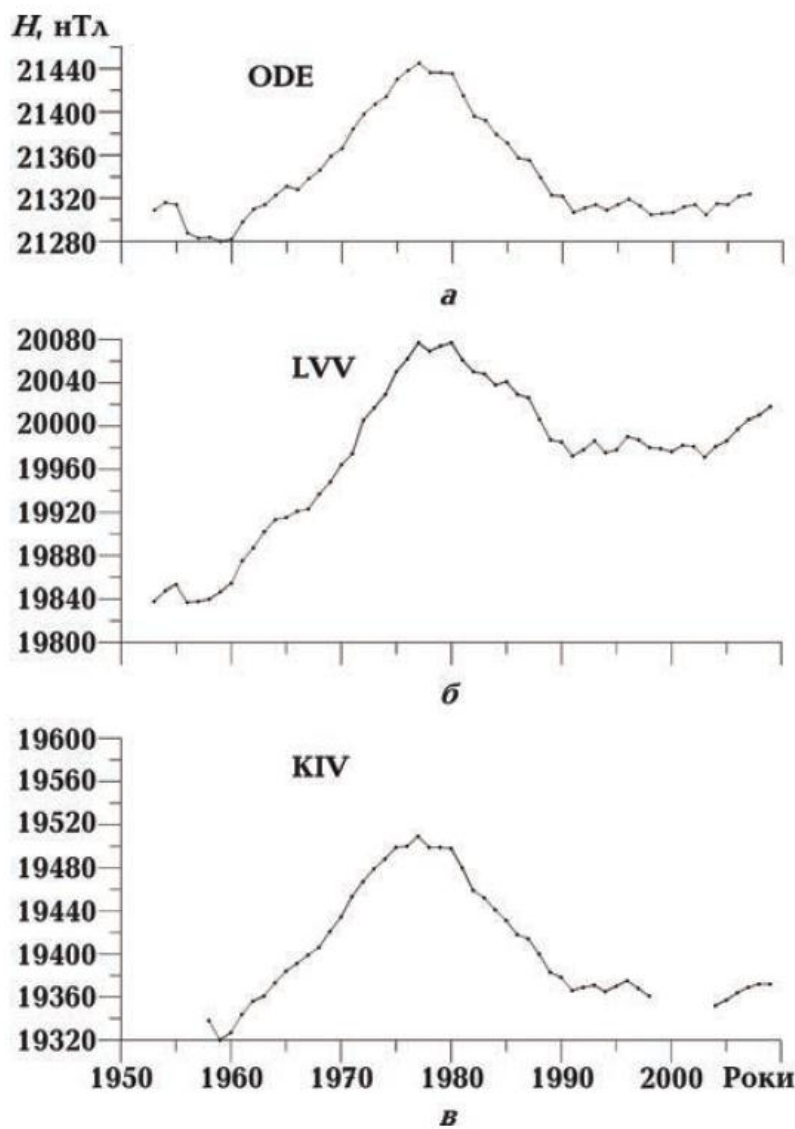


Рис. 4.11. Середньорічні значення Н-компоненти на геомагнітних обсерваторіях «Одеса» (а), «Львів» (б) та «Київ» (в).



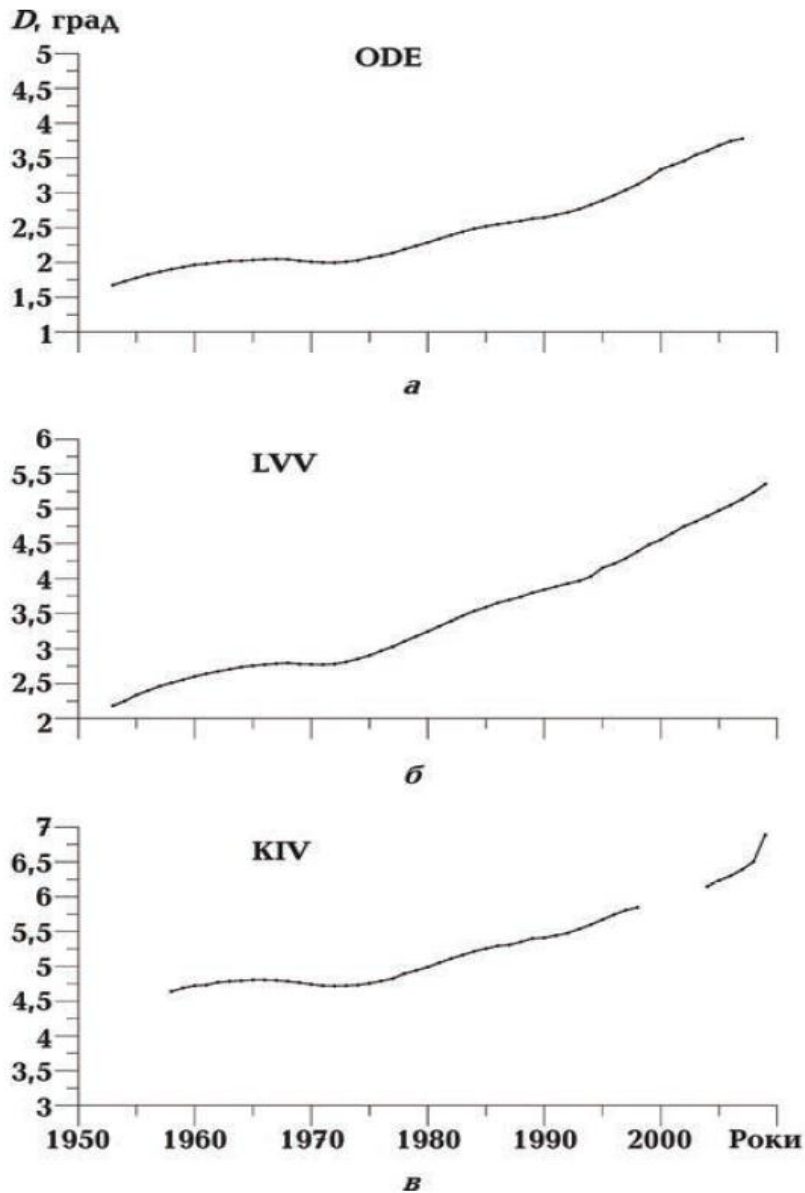


Рис. 4.12. Середньорічні значення D-компоненти на геомагнітних обсерваторіях «Одеса» (а), «Львів» (б) та «Київ» (в).

На фазі спаду  $H$ , навпаки, найменший спад спостерігається у LVV і приблизно рівний у KIV та ODE, таке ж співвідношення між швидкостями спаду. Очевидно така різниця в швидкості росту та спаду  $H$  на обсерваторіях пов'язана з різними властивостями в підстилаючих поверхнях обсерваторій. Характерними є також величини різниць  $\Delta H$  у періоди  $\Delta t_1$  та  $\Delta t_2$ . Ця величина у LVV – 133 нТл. Це значить, що намагнічення підстилаючої поверхні в період  $\Delta t_1$  у LVV значно більше розмагнічення в період  $\Delta t_2$ , тобто новий ріст  $H$  у LVV,

який спостерігається з 2005 р., почався на значно вищому рівні. В KIV величина різниці  $\Delta H=46$ нТл, а в ODE  $\Delta H=17$ нТл, тобто значно менші ніж у LVV, спостерігається майже симетричність процесу намагнічення–розмагнічення підстилаючої поверхні.

Величина магнітного схилення неперервно зростала (див. рис. 4.2), але швидкість росту її на обсерваторіях неоднакова, окрім того, вона змінювалась з часом. Найбільша швидкість росту D у LVV. В інтервалі часу  $\Delta t_1$  швидкість менша, ніж в інтервалі  $\Delta t_2$ . Зміна швидкості росту найбільша в ODE і уже в інтервалі часу 1991–2008 рр. вони майже рівні.

Як бачимо на рис.4.12, на лінійний тренд зміни швидкості росту D-компоненти накладаються нелінійні варіації. Ці варіації мають квазісинусоїдальну форму. Максимуми їх спостерігалися в 1964 і 1986 р., мінімум – у 1973 р., а перехід через нуль – у 1959, 1968, 1977, 1991 рр. Тобто екстремуми квазісинусоїди спостерігаються в роки мінімумів магнітної активності, а зміна знака – в максимумах, або в близьких до них роках. Очевидно, такі варіації пов'язані із сонячною активністю.

На рис. 4.13 показано зміни абсолютних значень вертикальної компоненти поля. Z-компонента неперервно зростала на трьох обсерваторіях по майже прямолінійному закону. На пряму лінію накладались квазісинусоїдальні коливання, котрі найчіткіше видно на графіках KIV та ODE в 1959–1977 рр. За фазою ці коливання співпадають з квазісинусоїдою в магнітному схиленні. На обсерваторії LVV ці варіації мають іншу форму і амплітуда їх більша. Середня швидкість росту Z-компоненти найбільша у LVV і складає 26 нТл/рік, в ODE – 25 нТл/рік, в KIV – 24 нТл/рік.

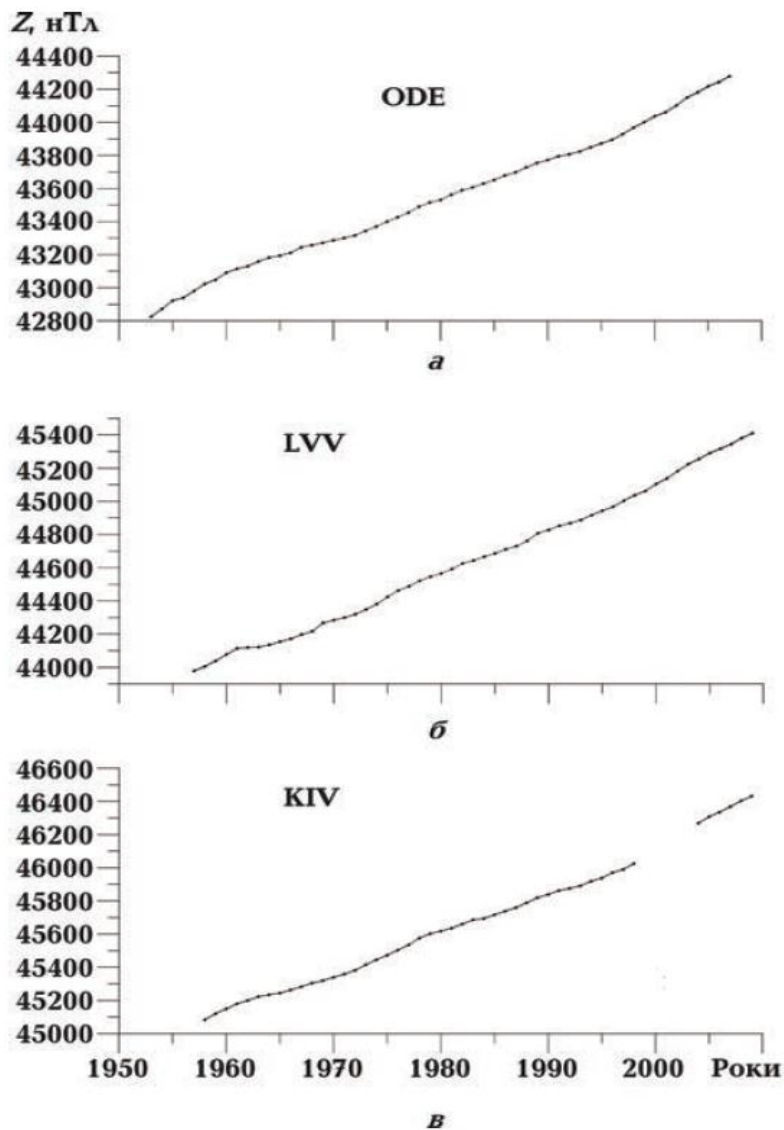


Рис. 4.13. Середньорічні значення Z-компоненти на геомагнітних обсерваторіях «Одеса» (а), «Львів» (б) та «Київ» (в).

На рис. 4.14 показано зміни модуля напруженості геомагнітного поля  $T$ . Як відомо, повна індукція  $T$  в середніх широтах відображає вплив багатьох джерел, які викликають зміни в горизонтальній та північній складових (зовнішні: кільцевий магнітосферний струм, авроральні електрострумені, динамо-струми та внутрішні тороїдальні струми в корі та на границі ядро-мантія), зміни в схиленні або східній складовій (зовнішні джерела: струми вздовж силових ліній головного магнітного поля, меридіональна складова авроральних електроструменів та струмів розтікання від них в середні широти

та внутрішні: пологодальні струми в корі та на границі ядро–мантія), а також зміни в вертикальній складовій ( $S_q$ -струми, струми вздовж силових ліній та

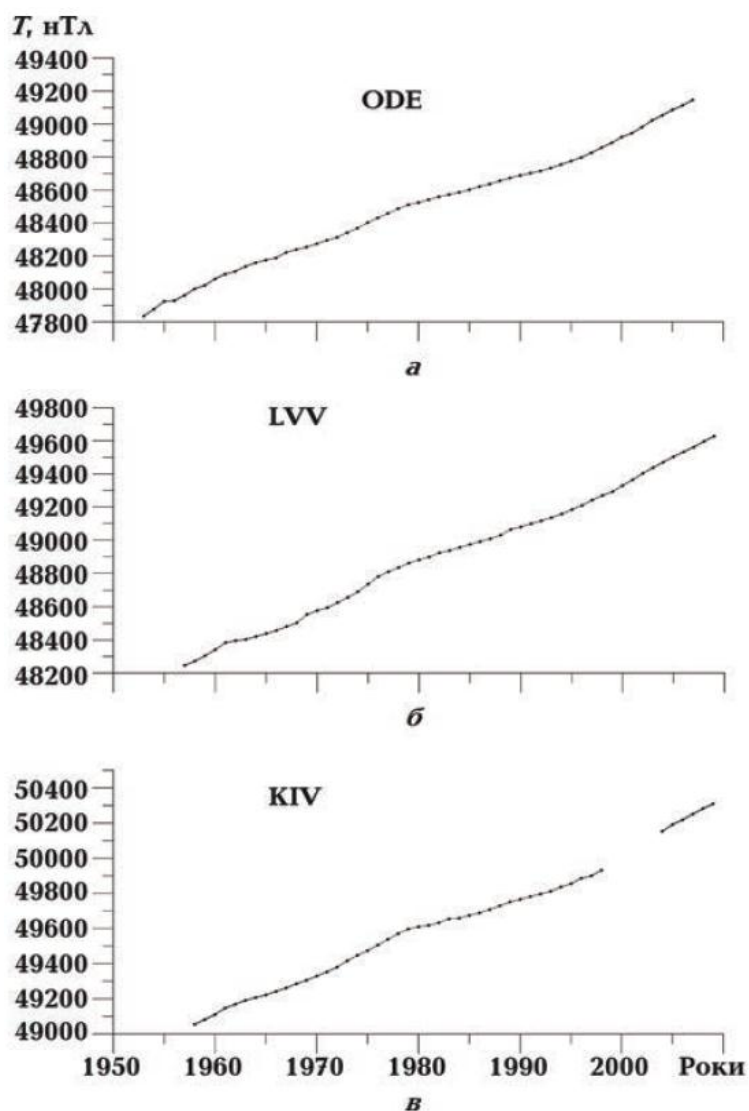


Рис. 4.14 Середньорічні значення модуля вектора  $T$  на геомагнітних обсерваторіях «Одеса» (а), «Львів» (б) та «Київ» (в).

телуричні струми). Тому величина  $T$  показує сумарний ефект впливу всіх вище названих, і прив'язувати та постулювати зміни  $T$  одним джерелом не можна. Спостерігається, як і в  $Z$ -складовій, майже прямолінійний ріст напруженості поля. Оскільки  $T^2 = H^2 + Z^2$ , то початок відхилення від прямолінійної залежності бачимо в рік, коли горизонтальна складова почала зростати. Середня швидкість росту напруженості поля за досліджуваний інтервал часу складає: LVV – 23 нТл/рік, KIV – 21 нТл/рік, ODE – 21 нТл/рік.

В таблиці 4.3 показано середні швидкості зміни магнітного схилення в різні фази.

Таблиця 4.3

**Швидкості зміни магнітного схилення**

Обсерваторія	1959–1978 роки $\Delta D$ , хв/рік	1981–1990 роки $\Delta D$ , хв/рік	1991–2008 роки $\Delta D$ , хв/рік
LVV	1,7	3,6	4,6
ODE	0,7	2,4	4,1
KIV	0,4	2,7	—

Проведено аналіз середньомісячних значень H-, D-, Z-компонент по всіх, спокійних та збурених днях. На рис. 4.15 показано середньомісячні значення H-компоненти на обсерваторіях LVV, KIV, ODE за 1969–1972 рр. по всіх, спокійних та збурених днях. Як бачимо середньомісячні значення  $H_d$  завжди менші, аніж  $H_q$ , а  $H_a$  займає проміжну позицію. Це явище має фізичний зміст, оскільки збільшення магнітної активності відображається у зменшенні величини горизонтальної компоненти на досліджуваних обсерваторіях внаслідок розвитку магнітосферно-іоносферної системи струмів.

В магнітоспокійні дні вклад зовнішніх джерел в варіацію горизонтальної компоненти мінімальний.

На фоні росту H-компоненти з року в рік добре відслідковуються сезонні варіації як в  $H_d$  і  $H_a$ , так і в  $H_q$ , котрі є синфазними. Амплітуди сезонних змін найбільші в рівнодення і мінімальні в зимові та літні місяці. Причина такого явища відома, оскільки інтенсивність інжекції сонячного вітру в магнітосферу найбільша в рівнодення [Космическая ..., 1976]. Спостерігалось відхилення  $H_q$  в сторону зменшення в березні–жовтні. Оскільки  $H_q$  вираховується в міжнародно-спокійні дні, коли магнітних збурень немає, тобто кільцевий струм слабкий і може давати на поверхні Землі зменшення H-компоненти на  $\sim 10$  нТл і це зменшення компенсується додатнім збуренням такої ж величини від струмів

на магнітопаузі [Порчхидзе, Фельдштейн, 1978], то можна припустити, що такі зменшення  $H_q$  мають інше джерело.

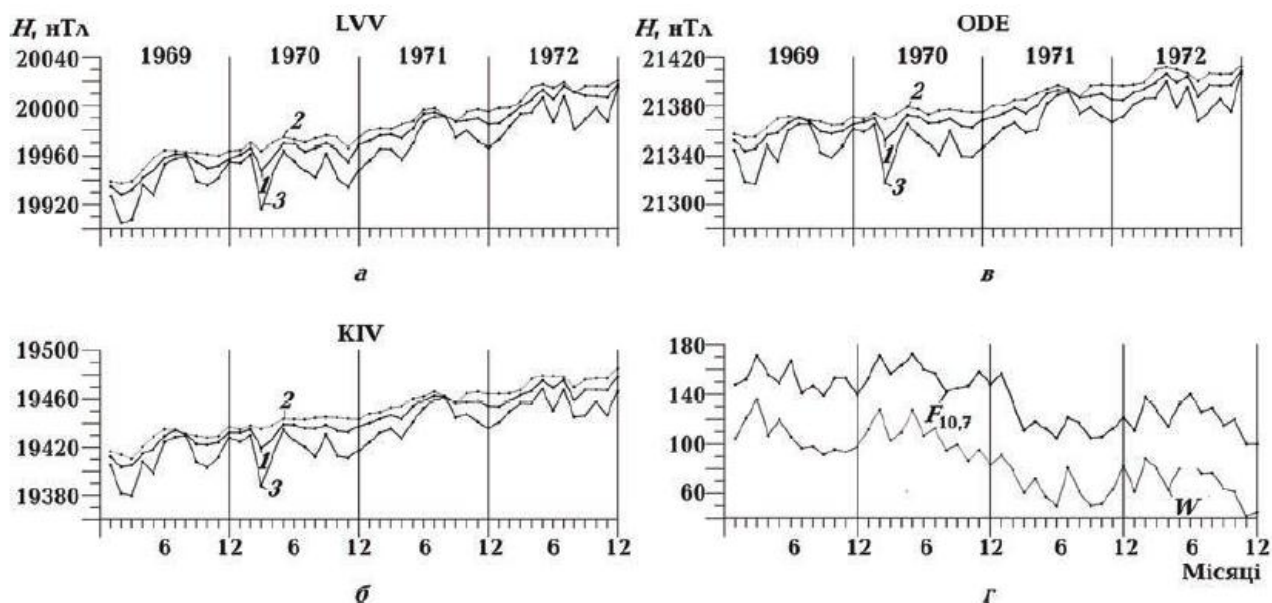


Рис. 4.15. Середньомісячні значення Н-компоненти на обсерваторіях LVV (а), KIV (б), ODE (в) за 1969–1972 рр. по всіх (1), спокійних (2), збурених (3) днях, середньомісячні значення чисел Вольфа (W) та параметру  $F_{10.7}$  за ці ж роки.

Параметр  $F_{10.7}$  (див. рис. 4.15, д) характеризує інтенсивність радіовипромінювання Сонця на частоті 3000 МГц і разом з числами Вольфа добре характеризує сонячну активність. Як бачимо,  $F_{10.7}$  і W добре корелюють з  $H_a$  та  $H_d$  і менше з  $H_q$ . Це означає, що в середньомісячні (середньорічні) значення  $H_a$  значний вклад дає варіація Н, пов'язана із сонячною активністю і це необхідно враховувати при обчисленні вікових варіацій.

На рис. 4.16 показано, як змінюються абсолютні середньомісячні значення магнітного схилення за ті ж роки. Як вказувалось вище (див. рис. 4.12), величина магнітного схилення ( $D$  – додатне при відхиленні магнітного меридіану на схід від географічного) за 1953–2008 рр. зростала і тільки в 1968–1972 рр. незначно спадала. Такий спад, імовірно, пов'язаний із джерком у вікових варіаціях схилення [Mandea, 2001]. Величини  $D_d$  завжди більші за  $D_q$ . Різниця  $D_d - D_q$  збільшується з ростом геомагнітної активності. Спостерігається і сезонний ефект – різниця  $D_d - D_q$  зростає в рівнодення і мінімальна в літні місяці.

На рис. 4.17 показано абсолютні значення вертикальної складової поля на обсерваторіях. Величини  $Z_d$  завжди більші за  $Z_q$ . На фоні неперервного росту  $Z$  дуже слабо виділяється сезонний ефект.

Порівнюючи рис. 4.15, 4.16 і 4.17, можна бачити, що сезонні варіації абсолютних значень  $H$ -компоненти змінюються в протифазі до варіацій  $Z$ -складової та схилення  $D$ , причому амплітуди змін  $H$  приблизно в два рази більші за амплітуди  $Z$  і  $D$ .

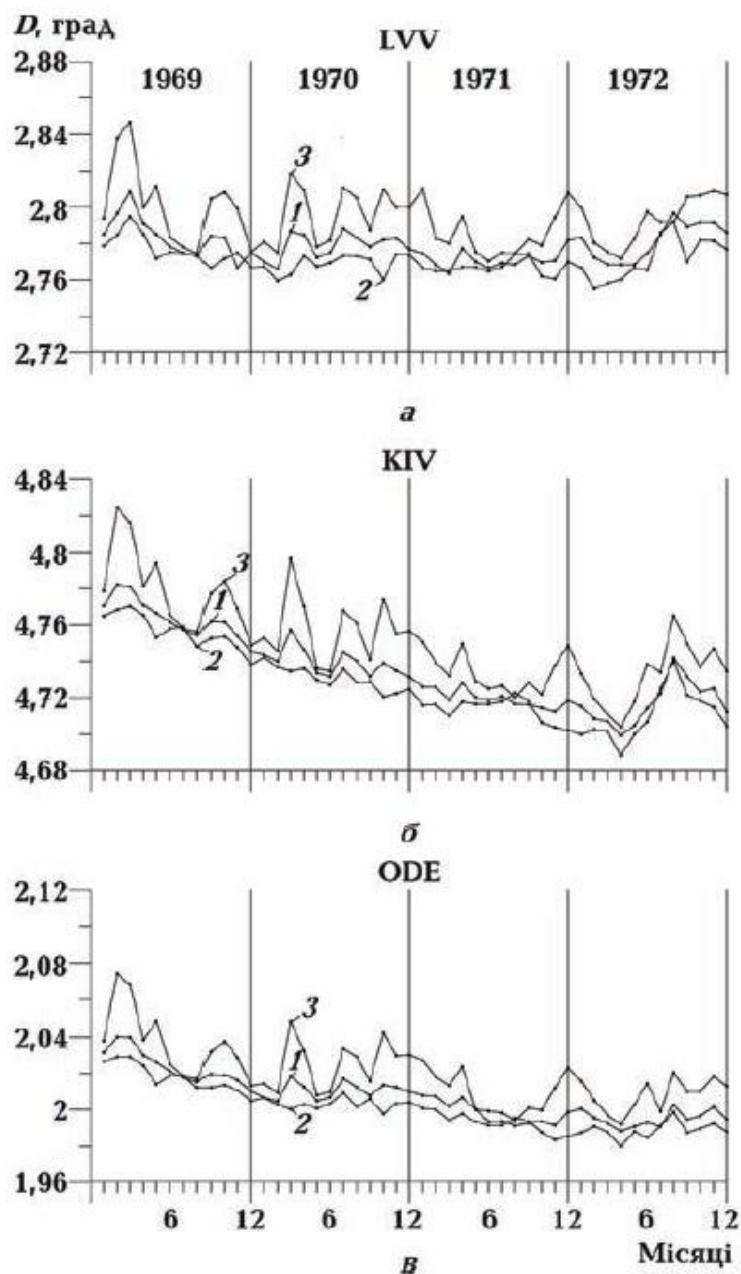


Рис. 4.16. Середньомісячні значення  $D$ -компоненти на обсерваторіях LVV (а), KIV (б), ODE (в) за 1969–1972 рр. по всіх (1), спокійних (2), збурених (3) днях.

Спостереження за компонентами магнітного поля Землі на Україні ведуться трьома обсерваторіями «Львів», «Київ» та «Одеса». Кожна з обсерваторій розміщена в регіонах з різною геологічною будовою підстилаючої поверхні, тому слід очікувати, що варіації геомагнітного поля будуть відрізнятися. Періодичні заміри змін магнітного поля ведуться у пунктах вікового ходу, які дозволяють виявити тонку структуру вікових змін геомагнітного поля [Максимчук та ін., 2010].

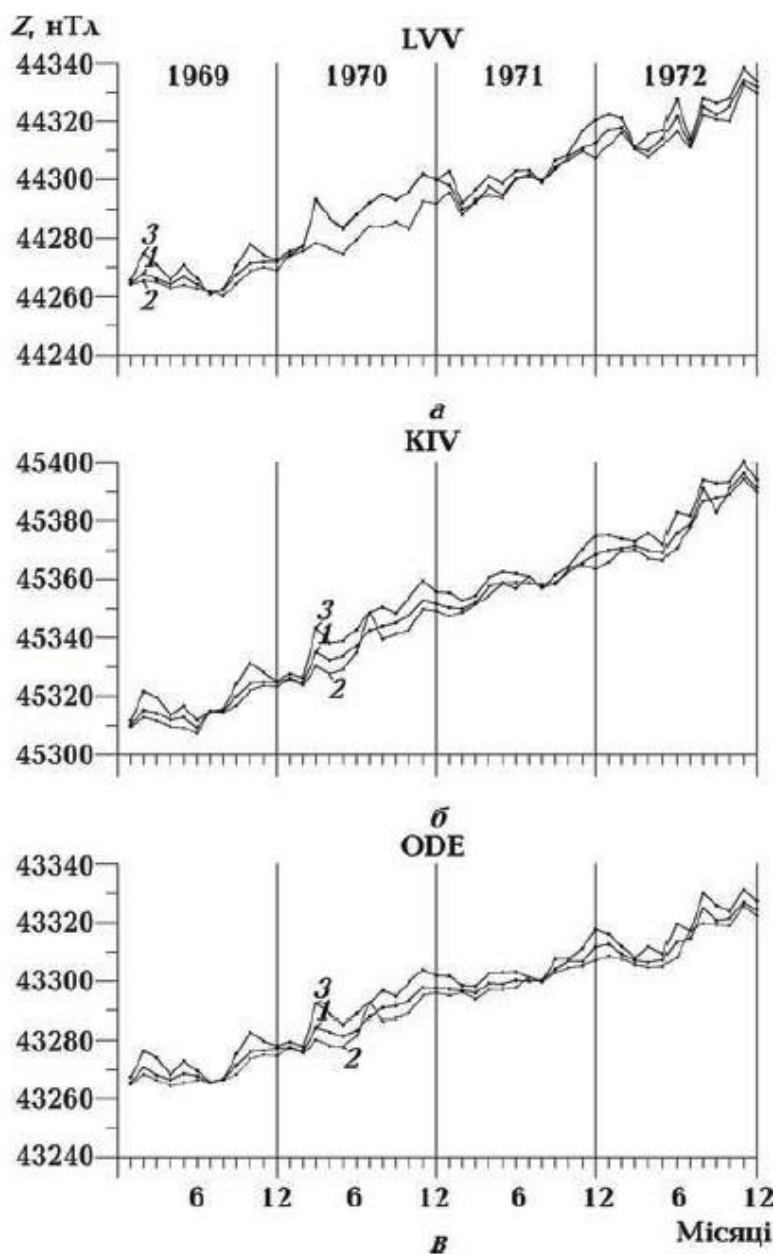


Рис. 4.17. Середньомісячні значення Z-компоненти на обсерваторіях LVV (а), KIV (б), ODE (в) за 1969–1972 рр. по всіх (1), спокійних (2), збурених (3) днях.



Дослідження показало, що варіації модуля поля на обсерваторіях однаково змінюються за фазою, але відрізняються за величиною. Повна напруженість поля зростає за майже прямолінійним законом. Швидкість росту модуля поля найбільша у LVV. На прямолінійну залежність накладаються коливання з періодами  $\sim 11$  і  $\sim 22$  роки. Можна припустити, що такі коливання пов'язані із сонячною активністю.

Вертикальна компонента поля змінюється аналогічним чином до  $T$ , але середня швидкість росту її за досліджуваний інтервал часу складала в LVV – 26 нТл/рік, в ODE – 25 нТл/рік, в KIV – 24 нТл/рік.

Зміни магнітного схилення більш складні. Магнітне схилення на території України зростало і тільки у 1968–1972 рр. незначно спало. Швидкість росту схилення змінювалась. За даним параметром досліджуваний інтервал часу можна розділити на три підінтервали, в яких середня швидкість різко змінювалась. Початок змін схилення в кожному підінтервалі пов'язаний із характерними змінами горизонтальної компоненти поля.

Горизонтальна компонента поля змінювалась по квазісинусоїдальному закону. Як показано в роботі [Sumaruk, 2001], за даними обсерваторій Північної півкулі Землі період цієї квазісинусоїди приблизно 80 років. На магнітних обсерваторіях України спостерігали тільки частину цієї квазісинусоїди. Мінімальні значення  $H$ -компоненти прийняла в 1957–1959 рр., максимальне в 1977–1979 рр. Середня швидкість збільшення  $H$ -компоненти на цьому підінтервалі часу найбільша у LVV і найменша в ODE (див. табл. 4.2). Саме на цьому підінтервалі часу найменша середня швидкість зростання  $D$ -компоненти. Фаза спаду  $H$ -компоненти розпочалася в 1981 р. і тривала до 1990 р., найбільшою була в KIV і найменшою у LVV (на цьому підінтервалі часу розпочалося різке збільшення  $D$ -компоненти). Очевидно, що різниці в швидкостях росту  $H$ - і  $D$ -компонент на різних обсерваторіях викликані різними величинами телуричних струмів в підстилаючих поверхнях обсерваторій. Можна припустити, що ріст  $H$ -компоненти на одному інтервалі часу і спад на другому, а також різкі зміни швидкості росту  $D$ -компоненти на тих же

підінтервалах часу пов'язані із сонячною, а відповідно, і магнітною активністю, тобто викликані зовнішніми джерелами.

### **4.3. Просторово-часова структура магнітного поля Землі території**

#### **України: оцінка вкладу внутрішніх і зовнішніх джерел**

Оцінка вкладу тих чи інших джерел в сумарне магнітне поле Землі важлива в зв'язку з виділенням окремих його складових в чистому вигляді, з метою дослідження їх природи, механізму виникнення і т.д. Зокрема, для вивчення процесів в рідкому ядрі Землі необхідно виділити тільки ту частину поля, яка пов'язана саме з цим об'єктом, для вивчення намагніченості літосфери потрібно виключити ефект поля ядра, іоносферних і магнітосферних джерел, тобто відняти з виміряних значень поля. Але проблема полягає в тому, що аномалії від різних джерел часто перекриваються в широкому діапазоні довжин хвиль і інтенсивності. Так, наприклад, аномалії магнітного поля з довжиною в перші тисячі кілометрів можуть бути пов'язані як з ядром, так і з літосферою Землі (хоча б і частково). Природно, що ще складніше розібратися з природою джерел варіацій магнітного поля Землі як довго-, так і короткоперіодних. Часто варіації зовнішнього і внутрішнього походження взаємозалежні і обумовлюють одна одну. Такими є, наприклад, геомагнітні варіації, індуковані в земній корі як за рахунок зміни поля ядра, так і за рахунок іоносферних-магнітосферних джерел поля [Verbanac et al., 2007; Thébaud et al., 2009; Orliuk et al., 2011б]. Розглянемо деякі аспекти поділу внутрішніх і зовнішніх джерел магнітного поля Землі, а також дамо оцінку вкладу різних джерел в сумарне поле і його варіації. Для вирішення поставленого завдання використаємо насамперед результати спостережень українських обсерваторій.

Просторово-часова структура магнітного поля Землі  $V$  визначається сумою полів від різних джерел:  $V = V_n + V_a + V$ , де  $V_n$  – нормальне (головне) поле Землі, яке генерується процесами в рідкому ядрі і на кордоні з мантією і визначає глобальну просторову і тимчасову структуру поля планети;  $V_a$  – аномальне магнітне поле (поле літосфери) обумовлене переважно

намагніченістю порід;  $B_B$  – зовнішнє поле, обумовлене впливом сонячного і космічного випромінювання, магнітних полів Сонця і навколоземного простору.

Вимірювання повного вектора магнітної індукції  $B$ , її північної ( $B_x$ ), східної ( $B_y$ ) і вертикальної ( $B_z$ ) компонент також проводяться на геомагнітних обсерваторіях KIV, LVV та ODE, які обладнані сучасною апаратурою для високоточних вимірювань. На обсерваторіях реєструються сумарні значення компонент магнітного поля внутрішніх і зовнішніх джерел. Відповідно до результатів спостережень і розрахунків приріст величини повного вектора індукції магнітного поля за період 1958–2008 рр. становить: KIV – 1223 нТл, ODE – 1144 нТл, LVV – 1 323 нТл. Середньорічний приріст має величини 24,5, 23,3 і 26,5 нТл відповідно [Orliuk et al., 2011a]. На цьому фоні спостерігаються аномалії приросту геомагнітного поля, які зображені на рис. 4.18.

Внутрішнє магнітне поле Землі складається з головного і аномального магнітних полів. Головне магнітне поле Землі (поле ядра) складається з дипольної і недипольної частин і приймається за нормальне геомагнітне поле Землі  $B_{IGRF}$ . Воно переважно видається сферичним гармонійним рядом з певною кількістю гармонік, зазвичай 10–13 [Purucker, 2012]. На це поле накладається аномальне магнітне поле, обумовлене магнітними джерелами в земній корі, а також індуковане магнітне поле за рахунок провідності і магнітної проникності порід літосфери.

Величину нормального поля  $B_{IGRF}$  було розраховано за моделлю IGRF 1945–2015 Model Coefficients 2015 (<http://omniweb.gsfc.nasa>). Це поле в подальшому використано для оцінки підмагнічуючого ефекту в віковій варіації магнітного поля (ВВ). За результатами спостережень і інтерпретації визначено, що найістотніше змінюється головне (нормальне) магнітне поле, а приріст для території України становить в середньому  $B_n = 1200$  нТл за останні 50 років. Зокрема, якщо територія південного заходу і півдня України у 1950 р. характеризувалася величинами модуля  $B_n = 47000$  нТл, а північного сходу і

півночі 49800 нТл, то у 2000 р. відповідно величинами 48200 і 50500 нТл, а горизонтальний градієнт поля  $B_H$  становить близько 5 нТл/км [Орлюк, Роменець, 2002]. Згідно з даними KIV величина нормальної компоненти  $B_H$  за період з 1958 по 2008 р. має приріст 1256 нТл, для ODE – 1186 нТл, для LVV – 1343 нТл. Середньорічний приріст  $B_H$  відповідно має наступні величини: для KIV – 25,1 нТл/рік, для ODE – 23,8 нТл/рік, для LVV – 26,8 нТл/рік (рис. 4.19).

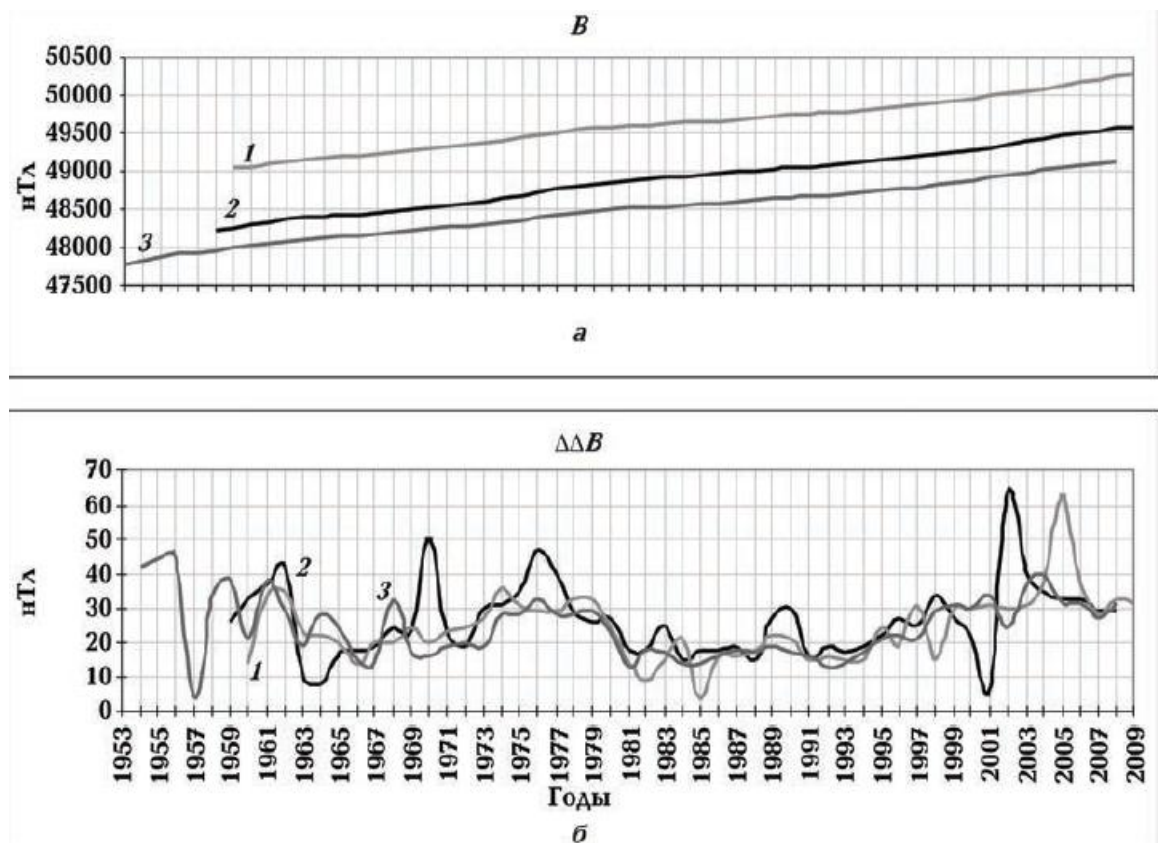


Рис. 4.18. Зміна величини повного вектора індукції магнітного поля  $B$  (а) та її середньорічний приріст (б) за даними українських геомагнітних обсерваторій: LVV (1), ODE (2), KIV (3).

Розглянемо довготривалі зміни поля вікових варіацій (ВВ). Величину ВВ визначають як різницю між послідовними середньорічними значеннями трьох ортогональних компонент і повної напруженості геомагнітного поля, які безперервно спостерігаються на магнітних обсерваторіях. При розрахунку таких різниць допускається, що варіації поля з періодами менше одного року, які генеруються зовнішніми джерелами і є знаковмінними, автоматично виключаються. Однак варіації геомагнітного поля, що генеруються кільцевим

магнітосферним струмом, які відображаються в горизонтальній ( $B_H$ ) і вертикальній ( $B_Z$ ) складових поля, завжди одного знака. Тому в магнітоактивні роки  $B_H$ -компонента завжди менша, а  $B_Z$ -компонента більша, ніж у спокійні роки. Такий же ефект дає сонячно-добова  $B_S$ -варіація ( $S_q$ ). В результаті впливу зовнішніх джерел вікові варіації  $BB$ , отримані за середньорічним значенням, будуть містити компоненти, пов'язані з сонячною і, відповідно, магнітною активністю [Verbanac et al., 2007]. Розділити поле на складові від кожного джерела є надзвичайно актуальним завданням. Для виділення варіацій, пов'язаних із зовнішніми і внутрішніми джерелами, потрібно від середньорічної величини поля на даній обсерваторії відняти його головну частину, утворену струмами на границі ядро–мантія.

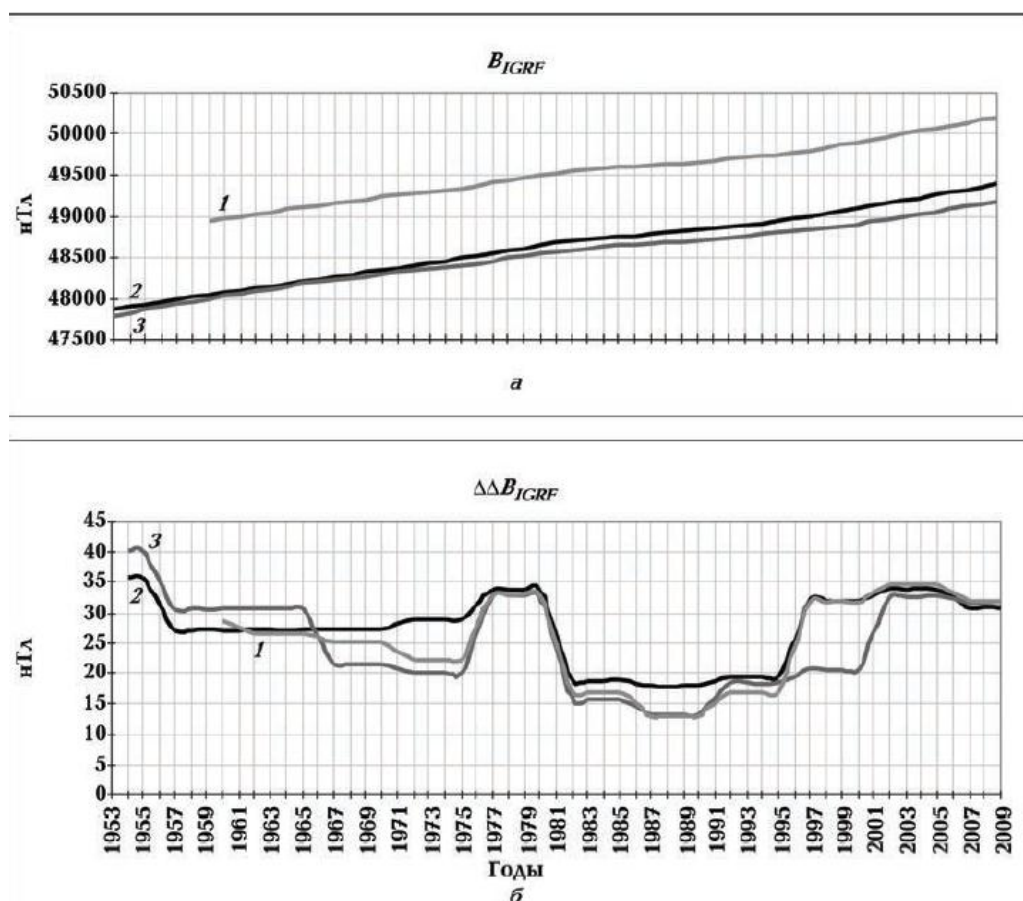


Рис. 4.19. Зміна величини нормальної компоненти  $B_{IGRF}$  (а) та її середньорічний приріст (б) за даними українських геомагнітних обсерваторій: LVV (1), ODE (2), KIV (3).

В даний час для LVV, ODE та KIV з використанням нового критерію оцінки збуреності МПЗ [Орлюк, Роменець, 2005] розраховано індукційні аномалії (аномалії «підмагнічування»), інтенсивність яких визначається величиною намагнічуючого поля  $B_n$ . Це слідує з того, що в разі обумовленості сумарної намагніченості породи індуктивною компонентою  $I_i = \chi H$ , співвідношення  $\Delta D = (B - B_n) / 2B_n = \Delta B / 2B_n = \text{const}$  має бути постійним для будь-якого тимчасового інтервалу. Розрахунки показали, що ця компонента поля за останні 50 років має величину: мінус 0,75 нТл для ODE, 2,25 нТл для KIV і 6,3 нТл для LVV [Orliuk et al., 2011 б].

Накопичено величезні масиви як наземних, так і аерокосмічних даних про просторові і часові зміни геомагнітного поля, проте методика ідентифікації геомагнітних варіацій в середніх широтах від різних джерел детально не розроблена. У зв'язку з широкомасштабними дослідженнями навколоземного космосу стало зрозуміло, що головні зовнішні джерела геомагнітних варіацій розміщені в високоширотній іоносфері і далекій магнітосфері. Нерегулярні варіації створюються магнітосферними струмами і струмами високоширотних іоносферних електроструменів і проявляються в магнітному полі Землі у вигляді магнітних бур [Акасофу, Чепмен, 1975]. Регулярні варіації створюються сонячним і космічним випромінюванням і проявляються у вигляді спокійної сонячно-добової варіації [Яновский, 1978].

Варіацію геомагнітного поля, спричинену магнітосферними та іоносферними джерелами в середніх широтах, можна представити як  $\Delta = DR + DT + DCF + DP + S_q$ , де DR – варіація від кільцевого магнітосферного струму (включає і частинний кільцевий струм); DT – варіація від струмів в хвості магнітосфери; DCF – варіація від струмів на магнітопаузі; DP – варіація від іоносферних струмів в зоні полярних сьайв та їх зворотних струмів розтікання в середні широти;  $S_q$  – спокійна сонячно-добова варіація.

Для діагностики джерел варіацій під час магнітних бур необхідно розв'язати питання вибору рівня відліку (нульового рівня) величини геомагнітних варіацій та її змін в залежності від сезону та сонячної активності.

Найчастіше за рівень відліку поля нерегулярних варіацій використовують спокійну сонячно-добову варіацію ( $S_q$ ), проте добре відомо [Сумарук, Сумарук, 2004], що амплітуда цієї варіації змінюється зі зміною сезону та фази циклу сонячної активності, а також широти.

Джерелом  $S_q$ -варіацій є іоносферні системи струмів [Космическая ..., 1976], інтенсивність яких залежить переважно від електромагнітного випромінювання Сонця у видимому світлі, ультрафіолеті та рентген-діапазонах. Освітлення іоносфери змінюється із сезоном і дуже мало змінюється із зміною фази циклу сонячної активності. Інтенсивність ультрафіолетового та рентгенівського випромінювання Сонця змінюється із зміною сонячної активності і не залежить від сезону.  $S_q$ -варіація тісно пов'язана з екваторіальним електроструменем [Яременко, 1970].

Як показано в роботі [Сумарук, Сумарук, 2005], сонячно-добова варіація в середніх широтах має дві компоненти: постійну для даного місяця, яка не залежить від сонячної активності, та змінну, величина якої залежить від сонячної активності. Постійна для даного місяця компонента  $S_q^i$  не змінюється в циклі сонячної активності, але амплітуда її різна для кожного місяця. Найімовірніше, що  $S_q^i$  генерується іоносферними динамо-струмами, інтенсивність яких пропорційна провідності іоносфери, пов'язаної з електромагнітним випромінюванням Сонця.

Величина змінної компоненти  $S_q^m$  прямолінійно залежить від активності Сонця, вираженої числами Вольфа ( $W$ ).  $S_q^m$  генерується магнітосферними струмами, інтенсивність яких змінюється при зміні параметрів сонячного вітру та вмерженого в нього міжпланетного магнітного поля.

Для українських обсерваторій амплітуди  $S_q$ -варіацій подані в таблиці 4.4

Магнітосферні джерела DR, DT, DT добре відображає  $D_{st}$ -індекс магнітної активності. Його отримують за даними чотирьох низькоширотних геомагнітних обсерваторій. Індекс регулярно обчислюється та публікується в бюлетенях IAGA, а також виставляється на сайтах міжнародних центрів даних, зокрема в Кіото, Японія (<http://swdccb.kugi.kyoto-u.ac.jp>).

Зміна добових амплітуд  $S_q$ -варіацій

Сонячна активність	Зима			Літо		
	$S_q(H)$ , нТл	$S_q(D)$ , хв	$S_q(Z)$ , нТл	$S_q(H)$ , нТл	$S_q(D)$ , хв	$S_q(Z)$ , нТл
Низька	7–13	1,7–3,1	4–15	20–32	6,4–11,5	5–14
Висока	27–50	6,5–13,6	5–18	37–62	12,7–18,5	12–36

В середніх широтах величину варіації від магнітосферних джерел  $\Delta_m$  можна обчислити в першому наближенні за формулою  $\Delta_m = D_{st} \cdot \cos\Phi$ , де  $\Phi$  – геомагнітна широта обсерваторії. Оскільки різниця геомагнітних широт українських обсерваторій становить близько  $3^\circ$ ,  $\Delta_m$  буде змінюватись в межах 0,003, що не виходить за похибку обчислень.

Величину варіації від струмів на магнітопаузі DCF обчислюють за модельними розрахунками. При цьому найчастіше використовують параболоїдну A2000 модель магнітосфери [Alexeev et al., 1996], модель магнітосфери T02 Циганенка [Tsyganenko, 2002a, б], модель магнітосфери Міда [Mead, Beard, 1964]. DCF-варіації, обчислені за різними моделями, спів мірні за величиною.

Для прикладу, розраховані по моделі Міда поправки на варіації, створені струмами на магнітопаузі [Сумарук, Сумарук, 2006а] в спокійні дні, дають для середньоширотної обсерваторії в горизонтальній складовій значення +14 нТл, в вертикальній складовій –13 нТл. Поправка на DCF-варіації в магнітному схиленні в спокійні періоди досягає  $\pm 0,05^\circ$  і змінюється за фазою зі зміною  $S_q$ -варіації.

Як показано в роботі [Фельдштейн, 1973], в магнітоспокійні дні DCF-варіації компенсуються DT-варіаціями.



Варіацію від іоносферних струмів в зоні полярних сьвів та їх зворотних струмів в середні широти описують за допомогою індєксів авроральної активності AE, AU, AL. Як вїдомо [Космическая ..., 1976], пїд час дуже великих магнїтних бур ( $D_{st}$  бїльше  $-150$  нТл) фокуси авроральних іоносферних струмів змїщуються до середнїх широт. В початковїй фазї магнїтної бурї середньоширотнї обсерваторїї знаходяться пїд прямою дїєю зворотних іоносферних струмів. При зростаннї  $D_{st}$  обсерваторїї попадають пїд пряму дїю схїдного (AU) чи захїдного (AL) електроструменїв [Сумарук, Сумарук, 1994] в залежностї вїд мїсцевого часу. AE-їндєкси обчислюють за даними ланцюжка магнїтних обсерваторїй аврорального поясу. При великїй магнїтнїй активностї AE-їндєкси заниженї і для обчислення їх необхідно використувувати данї субавроральних обсерваторїй [Сумарук, Сумарук, 2006а].

Величину нерегулярних варїацїй геомагнїтного поля можна визначити як  $H-S_q$ , де  $H$  – значення горизонтальної компоненти геомагнїтного поля.  $S_q$ -варїацію обраховують за п'ятьма мїжнародно-спокїйними днями. В горизонтальнїй компонентї найкраще вїдображаються варїацїї, спричиненї зовнїшнїми джерелами. Запропонована рїзниця мїнїмізує вплив внутрїшнїх джерел геомагнїтного поля.

Вїдповїдно до викладок, приведенїх вище, було проведено ідентифїкацїю зовнїшнїх джерел геомагнїтних варїацїй за даними українських обсерваторїй. Показано, що близько 80 % їррегулярних варїацїй магнїтного поля на територїї України пїдчас магнїтних бур генеруються магнїтосферними джерелами і тїльки їх п'ята частина має іоносферне походження. Одержанї результати для 11 найбільшїх бур 21–22-го циклїв сонячної активностї добре узгоджуються з результатами їнших авторїв [Фельдштейн, 1973; Яременко, Мельник, 2005; Максименко и др., 2006] і представленї в таблицї 4.5.

**Процентне співвідношення величини варіації від магнітосферних та іоносферних струмів**

Номер бурі	$D_{st}$ , нТл	DR+DT,%	DCF,%	DP,%
1	-249	62	17	21
2	-220	71	17	12
3	-291	74	14	12
4	-219	72	11	17
5	-338	65	19	16
6	-303	66	20	14
7	-169	55	18	27
8	-559	66	18	16
9	-298	62	20	18
10	-198	55	23	22
11	-297	62	22	16
середнє		65	18	17

**4.4. Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля за даними українських геомагнітних обсерваторій**

Вивчення вікових варіацій (ВВ) геомагнітного поля – одна з важливих задач сучасної геофізики, оскільки поглиблює наші знання про джерела та динаміку магнітного поля Землі (МПЗ).

Просторово-часова структура індукції магнітного поля Землі  $V$  визначається сумою полів від різних джерел, зовнішнього та внутрішнього походження:  $V = V_n + V_a + V_z$ , де  $V_n$  – нормальне (головне) поле Землі, що генерується процесами в рідкому ядрі та на границі з мантією і яке визначає глобальну просторову та часову структуру поля планети;  $V_a$  – аномальне магнітне поле (поле літосфери), зумовлене переважно намагніченістю порід;  $V_z$

– зовнішнє поле, зумовлене впливом сонячного та космічного випромінювання та магнітних полів Сонця і навколоземного простору, а також сонячним вітром, який неперервно обдуває Землю. Вклад у ВВ геомагнітного поля мають як внутрішні джерела – струми на межі ядро–мантія, струми у літосфері, індукційні струми та ін., так і зовнішні джерела – магнітосферно-іоносферна система струмів, промодульована сонячною активністю, магнітне поле Сонця, галактичні промені та ін. Обчислення величин вкладу у ВВ кожного із вищезгаданих джерел є надзвичайно трудомісткою задачею, зумовленою насамперед надзвичайно складною просторово-часовою структурою МПЗ, а також недосконалістю моделей, які з необхідною точністю описували б ту чи іншу систему струмів або усю систему разом.

Періоди змін геомагнітного поля приймають значення від долей секунд до тисяч років, амплітуди змін – від долей часток нанотесла до десятків тисяч нанотесла. Зазвичай зовнішні джерела поля спричиняють зміни більшої частоти та меншої амплітуди, ніж внутрішні. Від частоти зміни поля та його величини залежить глибина проникнення індукційних струмів, а також їх величина, що так само призводить до різних величин вкладу у ВВ. Величина індукційних струмів залежить від провідності літосфери. Показано [Рокитянский, 2012], що в реальному геологічному середовищі навіть невеликою провідністю нехтувати не можна. В ній магнітосферно-іоносферним джерелом індукуються регіональні струми, що зумовлюють різну величину вкладу у ВВ на обсерваторіях.

Спроби розділення поля на постійну та змінну складові були запропоновані багатьма авторами [Mandea, Purucker, 2005; Maus, Luhr, 2005; Olsen et al., 2006; Сумарук, Сумарук, 2006а; Thomson, Lesur, 2007; Орлюк та ін., 2012]. Перші кількісні результати було отримано за даними широкомасштабних досліджень геомагнітного поля підчас Міжнародного геофізичного року (1957–1958) .

Теоретично розділення поля проводять представивши поле у вигляді потенціалу  $V(r, \theta, \lambda) = -\nabla\psi_1^0(r, \theta, \lambda)$ , де  $r$  – радіус,  $\theta$  – коширота,  $\lambda$  – довгота. Розв’язок рівняння Лапласа для варіацій з періодом менше одного року  $\nabla^2\psi_1^0=0$ , набуде вигляду:  $\psi_1^0(r, \theta) = a \left\{ i_0^1 \left( \frac{a}{r} \right)^2 + e_0^1(t) \left( \frac{a}{r} \right) \right\} P_0^1(\cos(\theta))$ , де  $a$  – радіус Землі,  $P_0^1(\cos(\theta))$  – поліном Лежандра першого порядку,  $i_0^1, e_0^1$  – сферичні гармонічні коефіцієнти для внутрішньої та зовнішньої частини полів. Основним джерелом зовнішнього поля вважається  $D_{st}$ -варіація.

Тоді магнітні компоненти набудуть вигляду:

$$V_r = \left[ e_0^1 + 2i_0^1 \left( \frac{a}{r} \right)^3 \right] \cos(\theta), V_\theta = \left[ -e_0^1 + i_0^1 \left( \frac{a}{r} \right)^3 \right] \sin(\theta), V_\lambda = 0.$$

Вважаючи Землю сферою, приходимо до висновку, що у вертикальній складовій в середніх широтах близько 1/3 варіацій зумовлені зовнішніми джерелами і лише 2/3 – внутрішніми [Jankowski, Sucksdorff, 1996], у горизонтальній компоненті навпаки. Приклад –  $S_q$ -варіація [Космическая ..., 1976].

За даними геомагнітних обсерваторій України («Київ», «Львів», «Одеса») оцінено вклад магнітосферно-іоносферних та індукційних струмів у ВВ магнітного поля Землі. Для цього було використано модель, в якій на внутрішнє «постійне» магнітне поле накладається зовнішнє «змінне» поле, а також враховано вклад усіх зовнішніх джерел магнітосферно-іоносферної системи струмів, а не лише окремих. В статтях [Maus et al., 2006; Verbanac et al., 2007; Manda et al., 2007; Рокитянский, 2012] основним джерелом змінного поля вважається кільцевий струм, що характеризується індексом  $D_{st}$ . Дане твердження є основним при теоретичних розрахунках ВВ (див. вище), проте як показано в роботі [Сумарук, Сумарук, 2006а], у середніх широтах магнітосферні джерела варіацій – кільцевий магнітосферний струм DR разом зі струмом в хвості магнітосфери DP та струмом на магнітопаузі DCF підчас магнітної бурі дають найбільший вклад у варіацію поля ~80 % (в середньому DR 55–74 %, DCF 11–23 %). Вклад авроральних струмів та їх зворотних

струмів у варіації поля середніх широт складають 12–27 %, однак дану варіацію також слід враховувати при обчисленні ВВ.

Внутрішнє поле складається з головного і аномального магнітних полів. Головне магнітне поле Землі складається із дипольної і недипольної частин. Цю величину поля було обчислено за моделлю IGRF 1945–2015 (<http://omniweb.gsfc.nasa>). Для геомагнітних обсерваторій «Львів», «Київ», «Одеса» [Орлюк та ін., 2012] величина поля змінюється близько 1200 нТл за 50 років. За результатами спостережень та інтерпретації визначено, що найістотніше змінюється головне (нормальне) магнітне поле  $V_{IGRF}$ . Приріст для території України складає в середньому  $V_H \approx 1200$  нТл за останні 50 років. Згідно з даними обсерваторії «Київ» величина нормальної компоненти  $V_H$  за даний період має приріст 1256 нТл, для обсерваторії «Одеса» – 1186 нТл, для обсерваторії «Львів» – 1343 нТл.

Для виділення величини «змінного» поля від середньорічних величин компонент поля віднімалась величина поля, обчислена за моделлю IGRF. На рис. 4.20 показано середньорічні значення  $V - V_{IGRF}$  горизонтальної ( $V_H$ ) та вертикальної ( $V_Z$ ) компонент повного вектора геомагнітного поля. Бачимо, що середньорічні значення  $V_H$ -компоненти (рис. 4.20, а) на обсерваторіях «Львів», «Київ», «Одеса» змінюються синфазно. Амплітуди змін на обсерваторії «Львів» становлять: 112,6–199,3 нТл, «Київ» – 5,7–89,3 нТл, «Одеса» – 122,2–167,4 нТл. Відповідно, середньорічні значення  $V_Z$ -компоненти (рис. 4.20, б) змінюються синфазно. Амплітуди змін  $V_Z$  на обсерваторії «Львів» становлять 140,6–224,6 нТл, «Київ» – 44,9–121,6 нТл, «Одеса» – 6,8–85,5 нТл. Ці зміни можна пояснити неоднорідним ходом нормального поля  $V_H$  та  $V_Z$ , а також вкладом «змінних» полів від індукційних струмів у провідних шарах Землі, аномальним магнітним полем ( $\Delta V_a$ ) та «підмагнічуючим» ефектом, а також полем магнітосферно-іоносферної системи струмів.

Величина поля  $V_H$  магнітосферно-іоносферної системи струмів на обсерваторіях «Київ», «Львів», «Одеса» буде в першому наближенні

однаковою, оскільки обсерваторії зміщені по широті лише на  $\sim 3^\circ$ , а найближчі зовнішні джерела варіацій (іоносферні струми) розміщені на висоті від 100 км.

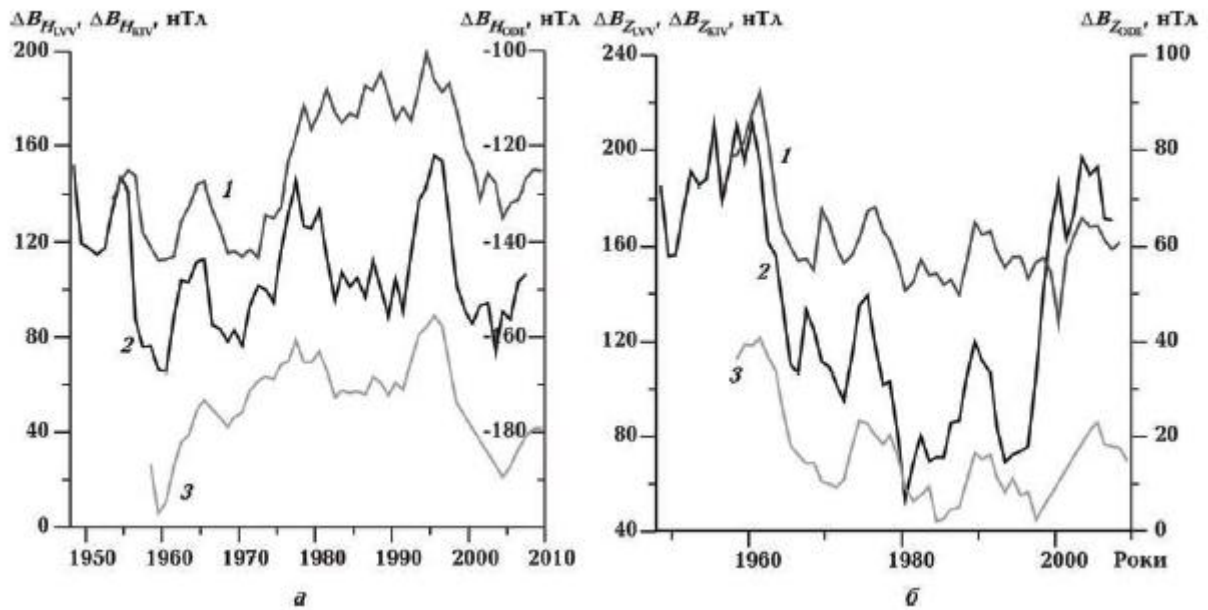


Рис. 4.20. Середньорічні значення  $V-V_{IGRF}$  горизонтальної (а) і вертикальної (б) компонент вектора геомагнітного поля для геомагнітних обсерваторій: 1 – «Львів», 2 – «Одеса», 3 – «Київ».

Відомо [Jankowski, Sucksdorf, 1996], що величина індукційних струмів у провідних шарах Землі для кожної обсерваторії буде різною і пропорційною провідності та магнітній проникності шарів земної кори в районі розташування обсерваторій, відповідно, різними будуть і варіації поля  $V$  та його компонент при тих же значеннях  $V_H$ .

За визначенням,  $VV$  вважають різницю між середньорічними значеннями поля у певному році та попередньому. Оскільки середньорічні значення отримуються із середньомісячних, середньодобових, середньогодинних і т.д. значень поля на кожній обсерваторії, то  $VV_y$  за певний ( $y$ ) рік поля можна обчислити як середнє арифметичне значення суми різниць середньомісячних величин поля у певному ( $y$ ) та попередньому ( $y-1$ ) році  $VV_y = 1/12 \sum_{i=1}^{12} (V_y^i - V_{y-1}^i) = 1/12 \sum \Delta V V^{mic}$ .

Найбільший вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію спостерігається у магнітоактивні роки, найменший – у магнітоспокійні, тому для дослідження динаміки змін середньорічних значень поля від сонячної активності було використано середньомісячні  $VB^{mic}$  значення компонент МПЗ, порохованих по всіх (A), збурених (D) та спокійних (Q) днях (дні A, D, Q брались з сайту <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/index.html>). Це дало можливість виключити сезонний вплив, вплив тривалості доби, розкид по широті та ін.

З отриманих значень було обчислено зміни за місяць  $\Delta VB^{mic}$ , тобто варіація за лютий – це різниця величин лютого та січня і т.д. Зрозуміло, що вклад у середньомісячне значення поля, поля індукційних струмів, буде залежати від кількості збурених та спокійних днів у даному місяці, а отже, залежатиме від кількості енергії, що поступає в магнітосферу із сонячного вітру, тому  $VB^{mic}$  та  $\Delta VB^{mic}$  порівнювалась із зміною енергії, що поступила у магнітосферу із сонячного вітру, порохованою за методикою [Sumaruk, Sumaruk, 2007a ] за відповідні місяці.

Для оцінки вкладу у  $VB$  МПЗ індукційних струмів, було використано  $V_z$ -компоненту поля  $V$  на обсерваторіях «Київ», «Львів», «Одеса», оскільки вона містить найбільше інформації про внутрішні джерела поля [Яновский, 1978]. На рис. 4.21 зображено місячні зміни  $VB_z^{mic}$   $V_z$ -компоненти поля  $V$  на обсерваторіях «Київ», «Львів», «Одеса», та змін енергії  $\Delta E$ , яка поступила в магнітосферу за кожен місяць 1966–1968 рр. (максимум геомагнітної активності) по спокійних (рис. 4.21, а), збурених (рис. 4.21, б) та всіх (рис. 4.21, в) днях.

Оскільки величина індуктованих (регіональних) струмів залежить від магнітних та електричних властивостей порід та шарів земної кори в регіонах обсерваторій, амплітуди  $VB_z^{mic}$  будуть різними для кожної з обсерваторій. Зокрема, максимальні амплітуди  $VB_z^{mic}$  спостерігаються на обсерваторії «Одеса», мінімальні – на обсерваторії «Львів».

Форма кривих  $VB_z^{mic}$  для кожної з обсерваторій є подібною. Максимальні зміни енергії  $E_y$  травні 1967 р., травні 1968 р. та листопаді 1968 р. призвели до

екстремальних значень  $BB_z^{\text{міс}}$  на всіх обсерваторіях. Мінімальні зміни енергії  $\Delta E$  призводять до сповільнення ходу  $BB_z^{\text{міс}}$  на усіх обсерваторіях лише через деякий час. Наприклад, у листопаді 1967 р. зменшення енергії  $\Delta E = -205 \cdot 10^{14}$  Дж викликало зсув екстремуму кривих  $BB_z^{\text{міс}}$  лише у наступному місяці на обсерваторії «Львів», а на обсерваторіях «Київ» та «Одеса» – сповільнило хід  $BB_z^{\text{міс}}$ . У регіонах обсерваторій «Київ» та «Одеса» аномалії іншого знака, проте на обсерваторії «Одеса» вони більші за «Київ», отже і амплітуда змін на обсерваторії «Одеса» є більшою за амплітуду змін на обсерваторії «Київ» (рис. 4.21, а).

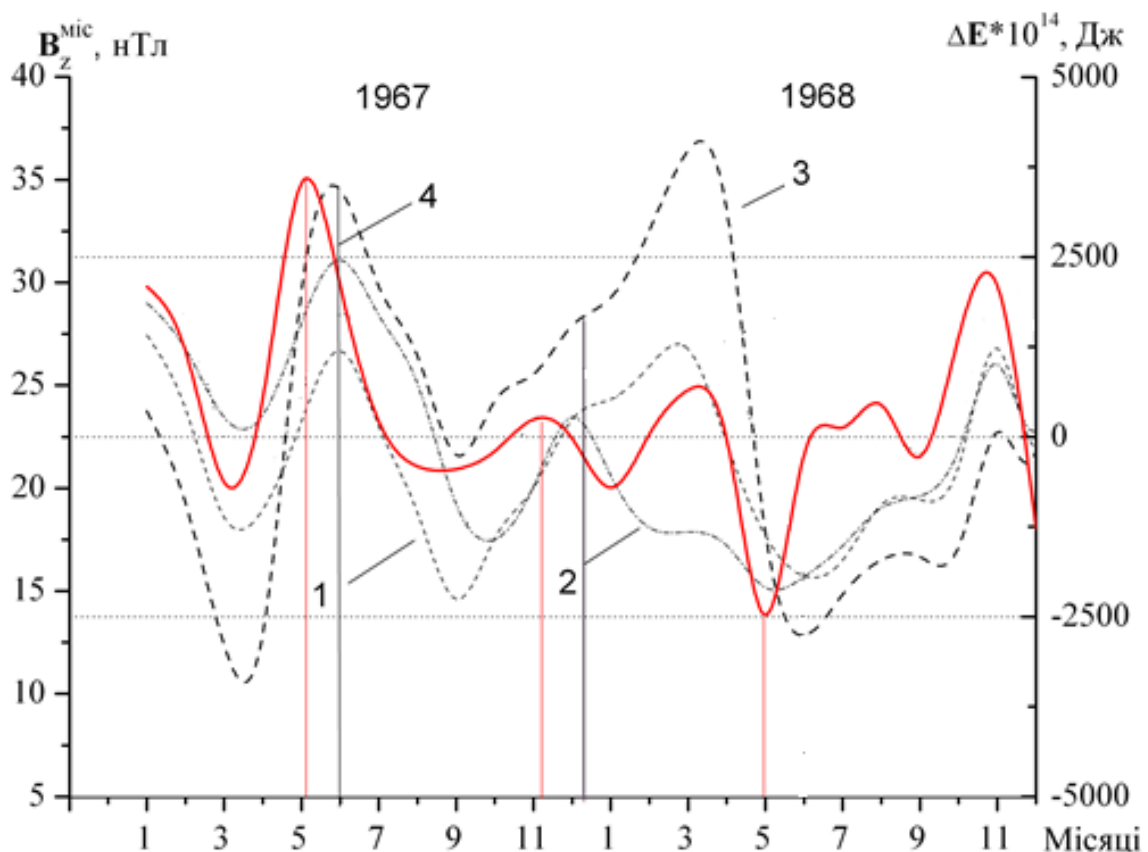


Рис. 4.21, а. Місячні зміни  $BB_z^{\text{міс}}$   $B_z$ -компоненти поля  $B$  на обсерваторіях «Київ» (1), «Львів» (2), «Одеса» (3), та змін енергії  $\Delta E$  (4), яка поступила в магнітосферу за кожен місяць 1966–1968 рр. (максимум геомагнітної активності) по спокійних днях.



Принципово така динаміка розглянутих компонент геомагнітного поля в різних обсерваторіях добре узгоджується з результатами зміни компонент геомагнітного поля за результатами дослідження на пунктах вікового ходу за період 2005–2010 рр. [Максимчук та ін., 2013]. З іншого боку, більші зміни  $BB_z^{\text{міс}}$  на обсерваторії «Одеса» можуть частково зумовлюватись її близькістю до Чорного моря. Збільшення енергії, що поступає в магнітосферу, призводить до збільшення величини  $BB_z^{\text{міс}}$  по Q-, D-, A-днях, зменшення – до зменшення величин  $BB_z^{\text{міс}}$ .

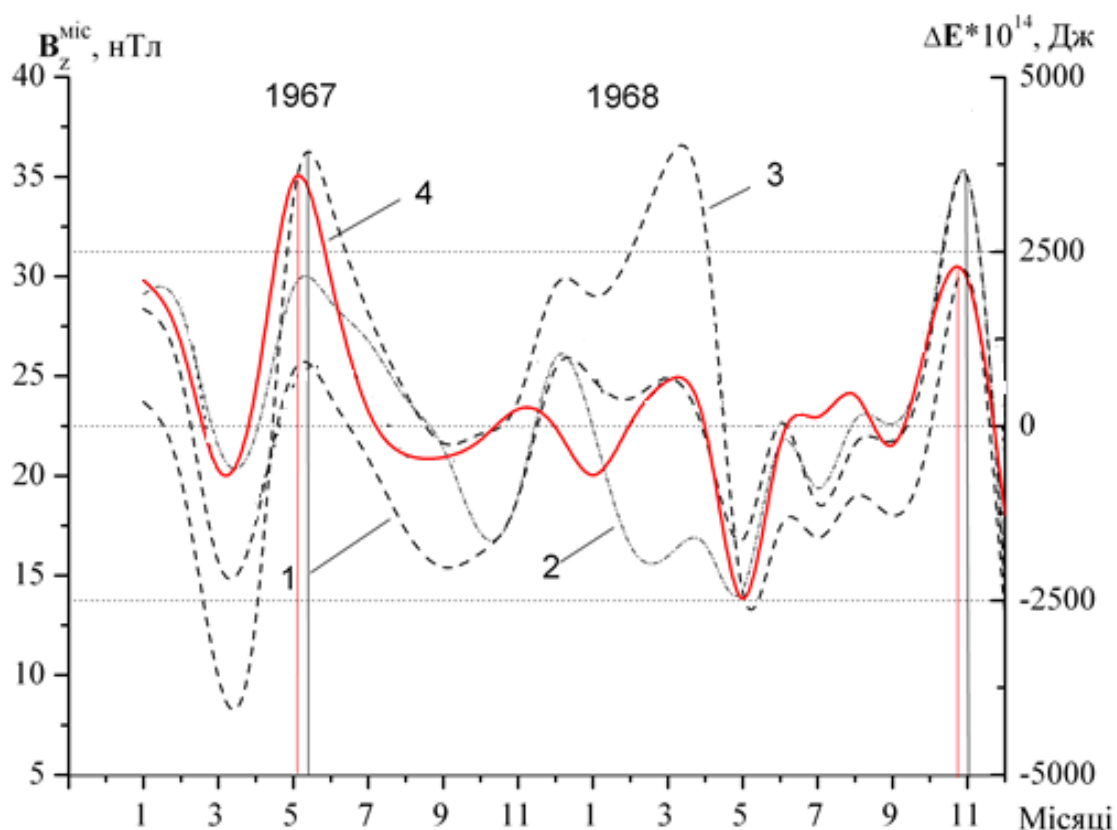


Рис. 4.21, б. Місячні зміни  $BB_z^{\text{міс}}$   $V_z$ -компоненти поля  $B$  на обсерваторіях «Київ» (1), «Львів» (2), «Одеса» (3), та змін енергії  $\Delta E$  (4), яка поступила в магнітосферу за кожен місяць 1966–1968 рр. (максимум геомагнітної активності) по збурених днях.

Як легко бачити з рис. 4.21, спостерігається певний зсув за фазою між енергією  $\Delta E$ , що поступила в магнітосферу та  $BB_z^{\text{міс}}$  на усіх обсерваторіях, мінімальним він є у збурені дні (рис. 4.21, б). Це свідчить про те, що

збільшення активності Сонця викликає збільшення величин  $BB_z^{\text{міс}}$  у цей час; максимальне – в спокійні періоди (рис. 4.21, а) та по всіх днях (рис. 4.21, в). Для прикладу, максимальні зменшення енергії за місяць у травні 1967р. не призвели до зменшення величин  $BB_z^{\text{міс}}$  у травні, а лише у наступному місяці. Аналогічну ситуацію спостерігаємо у травні 1968 р., однак приріст сонячної енергії у даному місяці призвів до зростання  $BB_z^{\text{міс}}$  лише у наступному місяці, це пов'язано з більшою детермінованістю процесу у збурений період. Така властивість поведінки  $BB_z^{\text{міс}}$  дає змогу прогнозувати зміни  $BB_z^{\text{міс}}$  із завчасністю не менше одного місяця в залежності від енергії, що поступає від Сонця у попередній місяць, а також прогнозувати величини  $BB_z^{\text{міс}}$  в залежності від сонячної (геомагнітної) активності.

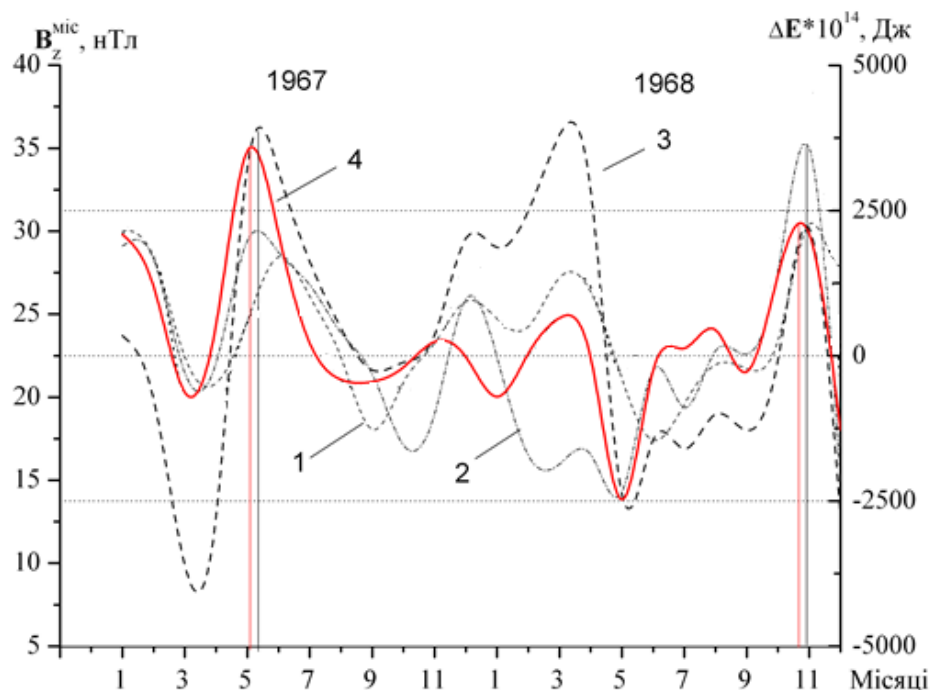


Рис. 4.21, в. Місячні зміни  $BB_z^{\text{міс}}$   $V_z$ -компоненти поля  $V$  на обсерваторіях «Київ» (1), «Львів» (2), «Одеса» (3), та змін енергії  $\Delta E$  (4), яка поступила в магнітосферу за кожен місяць 1966–1968 рр. (максимум геомагнітної активності) по всіх днях.

Максимальні та мінімальні місячні величини  $BB_z^{\text{міс}}$  для обсерваторій «Львів», «Київ» та «Одеса» за 1967–1969 рр. подано у табл. 4.6. Як бачимо, амплітуди  $BB_z^{\text{міс}}$  по всіх днях приймають максимальні значення 31–37 нТл,

мінімальні – 8–16 нТл. Порівнявши їх з величинами  $BB^{міс}$ , обчисленими за моделлю IGRF (24–26 нТл), отримаємо, що магнітосферно-іоносферна система та індукційні струми вкладають у вікову варіацію  $\pm(7-12)$  нТл/рік, тобто вони впливають на швидкість росту поля ВВ шляхом збільшення або зменшення швидкості зміни головного магнітного поля і становлять  $\sim 1/3$  змін ВВ на досліджуваних обсерваторіях.

Таблиця 4.6

**Максимальні та мінімальні місячні значення  $BB_z^{міс}$  для обсерваторій «Львів», «Київ» та «Одеса»**

Дні	KIV		ODE		LVV	
	max	min	max	min	max	min
Q, нТл	29,26	10,94	38,71	7,65	31,51	14,2
D, нТл	42,77	12,6	40,68	6,61	42,35	10,44
A, нТл	31,07	12,44	37,34	8,24	32,56	14,4

Кореляція між змінами удаваного опору в місцях розташування ряду обсерваторій Європи і циклами сонячної активності виявлено авторами [Семенов, Петрищев, 2012]. Спектральний аналіз геомагнітних даних показав існування зсуву за фазою між варіаціями уявного опору та сонячною активністю, вираженою числами Вольфа, що підтверджує висновок про певний проміжок часу, необхідний для впливу магнітосферно-іоносферних та індукційних струмів на ВВ поля. У статті [Ryskin, 2009] основним джерелом ВВ припускається зміна провідності океану, тоді можна припустити, що одним з джерел ВВ на суші є зміна магнітних та електричних властивостей в регіонах обсерваторій та суміжних територій за рахунок індукційних струмів, викликаних зміною сонячної активності.

На рис. 4.22 показано місячні прирости  $V_z$ -компоненти поля ( $\Delta BB^{міс}$ ) та місячні зміни енергії  $\Delta E$  на обсерваторіях «Одеса» (а), «Львів» (б), «Київ» (в) за 1975–1980 рр.

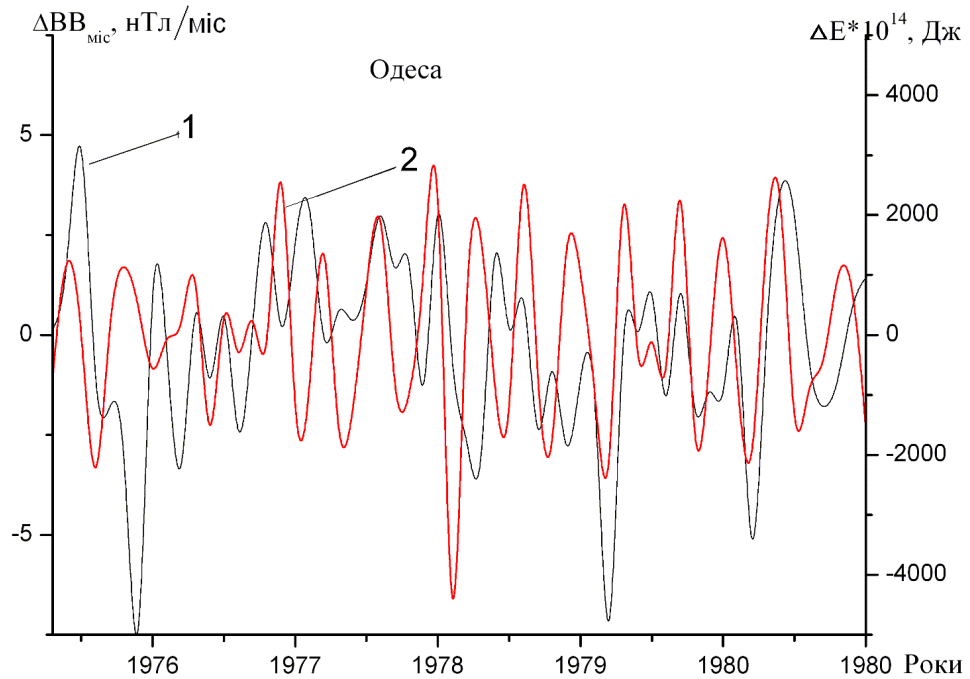


Рис. 4.22, а. Зміни  $V_Z$ -компоненти поля В ( $\Delta BV^{\text{міс}}$ ) за місяць (1) та місячні зміни енергії  $\Delta E$  (2) на обсерваторії «Одеса».

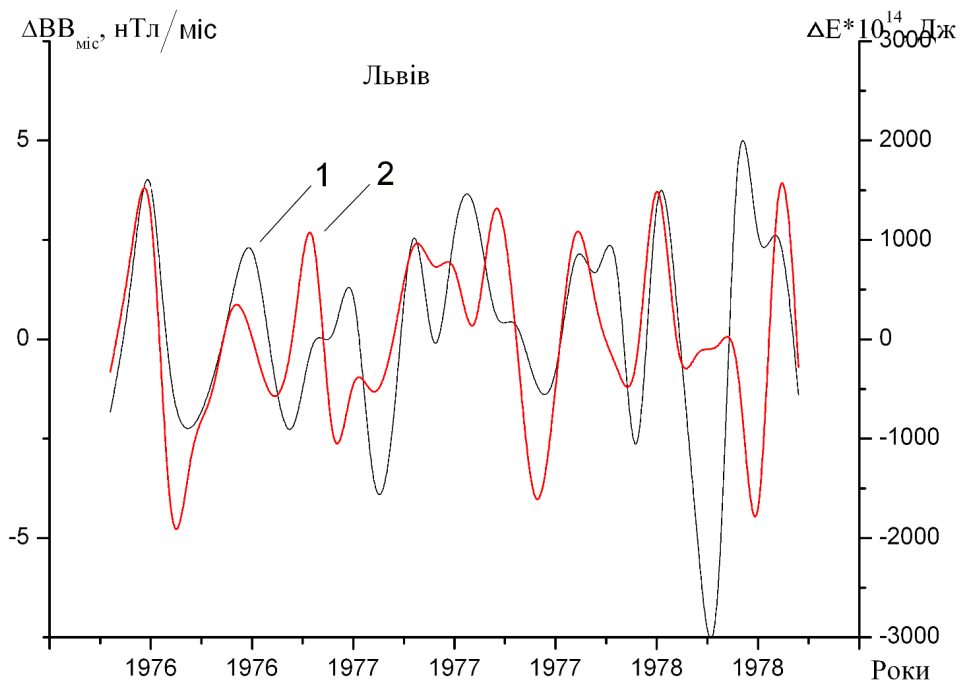


Рис. 4.22, б. Зміни  $V_Z$ -компоненти поля В ( $\Delta BV^{\text{міс}}$ ) за місяць (1) та місячні зміни енергії  $\Delta E$  (2) на обсерваторії «Львів».

Як бачимо, зменшення величини енергії, яка поступила в магнітосферу, призводить до зменшення швидкості ВВ в даному місяці на усіх обсерваторіях, збільшення енергії – до збільшення швидкості росту ВВ із певною затримкою. Амплітуди змін  $\Delta BV^{\text{міс}}$  різні, оскільки різними є індукційні струми.

У таблицях 4.7 та 4.8 показано амплітуди змін величини поля  $\Delta VV^{\text{міс}}$  по всіх (A), спокійних (Q), та збурених днях (D) для мінімуму (1975–1980 рр.), та максимуму (весь період спостережень) сонячної активності.

Таблиця 4.7

**Амплітудні значення  $\Delta VV^{\text{міс}}$  від індукційних струмів для мінімуму сонячної (геомагнітної) активності (1975–1980 рр.)**

Дні	KIV		ODE		LVV	
	max	min	max	min	max	min
Q, нТл	11,25	-13,04	8,31	-10,51	7,85	-7,57
D, нТл	17,59	-17,5	16,76	-20,67	17,17	-13,12
A, нТл	8,17	-9,43	7,43	-11,74	9,02	-10,66

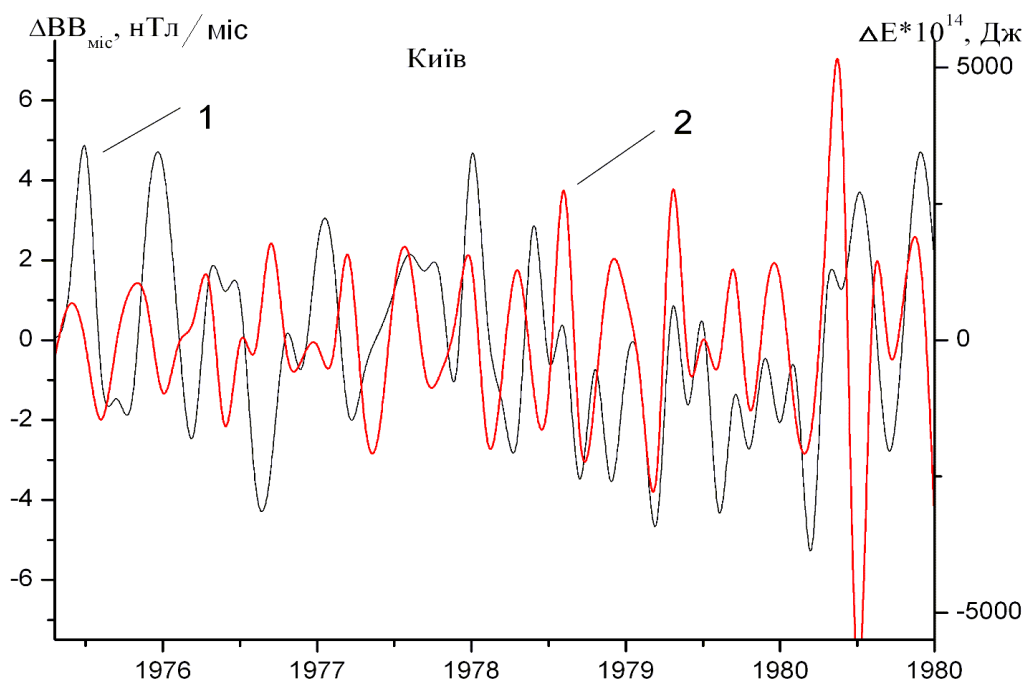


Рис. 4.22, в. Зміни  $V_z$ -компоненти поля  $V$  ( $\Delta VV^{\text{міс}}$ ) за місяць (1) та місячні зміни енергії  $\Delta E$  (2) на обсерваторії «Київ».

Таблиця 4.8

## Величини $\Delta BB^{mic}$ від індукційних струмів для максимуму геомагнітної активності (за весь період спостережень)

Дні	KIV		ODE		LVV	
	max	min	max	min	max	min
Q, нТл	19,07	-12,18	18,74	-19,67	19,21	-12,04
D, нТл	33,91	-18,34	48,64	-29,39	41,39	-24,73
A, нТл	20,47	-11,18	30,27	-22,12	20,74	-11,64

Амплітудні значення  $\Delta BB^{mic}$  для досліджуваних обсерваторій складають  $\pm(9-11)$  нТл/міс у спокійний період. Це свідчить про те, що за відсутності збурених періодів індукційні струми практично не впливають на швидкість ВВ, тобто на ВВ має вплив лише головне магнітне поле. У збурений період амплітуди  $\Delta BB^{mic}$  зростають у 1,5–2 рази порівняно із спокійним періодом, змінюючи при цьому знак, а отже і швидкість ВВ буде змінюватись в залежності від напрямку та величини поля магнітосферно-іоносферної системи струмів, що накладається на головне магнітне поле.

### Висновки до Розділу 4

1. Показано шлях розвитку геомагнітних обсерваторій України від моменту заснування до сьогодні. Описані прилади для абсолютних та варіаційних спостережень за геомагнітним полем Землі. Дані з геомагнітних обсерваторій України використовуються для дослідження динаміки вікових варіацій геомагнітного поля в середніх широтах та створення міжнародної моделі IGRF. Вони є базовими точками при проведенні спостережень на пунктах вікового ходу для дослідження просторово-часових характеристик геомагнітного поля як території України, так і прилеглих територій.
2. Впроваджено нові методи вимірювання та обробки даних на геомагнітних обсерваторіях «Львів», «Київ», «Одеса». Розроблено програми для первинної обробки та online відправки даних в форматі INTERMAGNET до міжнародних

центрів даних. З чотирьох геомагнітних обсерваторій України три («Львів», «Київ» і «Академік Вернадський») є повноправними членами INTERMAGNET. Геомагнітна обсерваторія «Одеса» обладнана сучасним комплексом апаратури для реєстрації, первинної обробки та відправки даних до Міжнародних центрів даних.

3. За даними геомагнітних обсерваторій «Київ», «Львів» та «Одеса» проведений аналіз часових змін компонент магнітного поля Землі за весь період їх спостережень. На геомагнітних обсерваторіях України варіації геомагнітного поля в усіх компонентах є синхронними, але відрізняються в деталях, оскільки підстилаючі поверхні під обсерваторіями є неоднаковими. Найбільші амплітуди варіацій спостерігаються на магнітній обсерваторії «Львів», оскільки вона розміщена поблизу зони Тейссейре-Торнквіста.

4. Показано, що довгоперіодні варіації горизонтальної компоненти поля на всіх обсерваторіях України суттєво відрізняються від варіацій вертикальної компоненти та магнітного схилення. Горизонтальна компонента змінюється по квазисинусоїдальному закону. Період квазисинусоїди близько 80 років. На українських магнітних обсерваторіях спостерігали тільки частину квазисинусоїди. Перехід квазисинусоїди через нуль спостерігався в 1978–1980 роках. На квазисинусоїду накладаються коливання менших періодів, пов'язаних із сонячною активністю. Величини магнітного схилення (східна) та вертикальна компонента поля зростають за весь час спостережень. Швидкість росту магнітного схилення різко змінюється. Роки таких змін схилення співпадають з роками зміни знака швидкості спаду горизонтальної компоненти. На лінійний тренд росту  $D$  та  $Z$  накладаються 80-річна квазисинусоїдальна варіація, та короткоперіодні зміни.

5. Зроблено оцінку вкладу в варіації поля як внутрішніх, так і зовнішніх джерел з використанням даних спостережень магнітних обсерваторій України за піввіковий інтервал часу. Приріст величини повного вектора індукції магнітного поля за період 1958–2008 рр. становить для геомагнітної обсерваторії «Київ» 1223 нТл, «Одеса» – 1144 нТл, «Львів» – 1323 нТл. Більша

частина цього приросту ( $B_H = 1200$  нТл за останні 50 років) визначається зростанням головного магнітного поля Землі.

6. Оцінено величину вкладу в сумарні варіації поля магнітних неоднорідностей земної кори за рахунок «підмагнічуючого» ефекту головного магнітного поля Землі, який виявився дуже незначним. Так, ефект від магнітних джерел, розташованих в земній корі районів геомагнітних обсерваторій, становить максимум 10 нТл за 50 років, що добре узгоджується з даними інших авторів [Thébault et al., 2009]. В цілому для території України, в областях інтенсивних магнітних аномалій (Курська, Криворізька, Одеська і т.д.) цей ефект може досягати десятків і навіть сотень нанотесла [Орлюк, Роменець, 2005]. Природно, що «підмагнічуючий» ефект за рахунок варіацій зовнішнього поля (що досягають 100–250 нТл під час магнітних бур) буде ще менше.

7. Проведені розрахунки варіацій від магнітосферних і іоносферних джерел і порівняння їх із змінами поля на поверхні Землі показали, що під час магнітних збурень близько 80 % поля варіацій в середніх широтах генерується магнітосферними джерелами, а 20 % – іоносферними. Високочастотні геомагнітні варіації зовнішнього поля, з періодами від доби і менше, обумовлені магнітосферними і іоносферними струмами змінюються значно менше в порівнянні з довгоперіодними варіаціями внутрішнього походження. Варіації зовнішнього поля змінюються в межах перших десятків нанотесла і тільки під час дуже сильних магнітних бур їх інтенсивність може досягати сотень нанотесла.

8. Показано, що збільшення геомагнітної активності призводить до збільшення амплітуд величин  $BB_z^{mic}$  і навпаки. При цьому прослідковується пряма пропорційність між кількістю енергії  $\Delta E$  та амплітудою  $BB_z^{mic}$  по збурених днях. У  $BB_z^{mic}$  по спокійних та всіх днях спостерігається певний зсув по фазі порівняно з  $BB_z^{mic}$ , порохваних по збурених днях. Це свідчить про те, що зміна магнітних та електричних властивостей в регіонах обсерваторій та суміжних територій відбувається за рахунок індукційних струмів, викликаних зміною сонячної активності, що так само впливає на місячні величини  $BB_z^{mic}$ .



Ця властивість дає змогу прогнозувати поведінку місячних величин  $ВВ_z^{\text{міс}}$ . Знаючи геомагнітну активність (енергію, що поступила у даному місяці), можна спрогнозувати поведінку  $ВВ_z^{\text{міс}}$  із завчасністю один місяць.

9. Пораховано, що у спокійний період амплітудні значення  $\Delta ВВ^{\text{міс}}$  для українських геомагнітних обсерваторій складають  $\pm(9-11)$  нТл/міс. Тому, за відсутності збурених періодів, індукційні струми практично не впливають на швидкість  $ВВ$ , а отже, на  $ВВ$  має вплив лише головне магнітне поле. У збурений же період амплітуди  $\Delta ВВ^{\text{міс}}$  зростають у 1,5–2 рази порівняно із спокійним періодом, змінюючи при цьому знак, а отже,  $ВВ$  залежать від кількості збурених днів у році. Поле індукційних струмів вкладає у вікову варіацію  $В_z \pm(7-12)$  нТл/рік, тобто впливає на швидкість росту поля  $ВВ$  шляхом збільшення або зменшення швидкості зміни головного магнітного поля.

#### **Перелік використаних джерел до Розділу 4**

1. Акасофу, С.И., Чепмен, С. (1975). *Солнечно-земная физика*. Москва: Мир, 512 с.
2. Бахмутов, В.Г. (1997). Магнитная обсерватория «Аргентинские острова». Станция «Академик Вернадский». *Бюлетень Укр. антаркт. центру*, (1), 20—26.
3. Бобров, В.Н. (1962). Серия кварцевых магнитных вариометров. *Геомагнетизм и аэрономия*, 2(2), 348—356.
4. Калинин, Ю.Д. (1984). *Вековые геомагнитные вариации*. Новосибирск: Наука, 160 с.
5. *Космическая геофизика*. Под ред. А. Эгеланда, О. Холтера, А. Омхольта. (1976). Москва: Мир, 544 с.
6. Ладынин, А.В., Попова, А.А. (2008). Квазипериодические флуктуации скорости векового хода геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий за 1985—2005 гг. *Геология и геофизика*, 49(12), 1262—1273.

7. Ладынин, А.В., Попова, А.А., Семаков, Н.Н. (2006). Вековые вариации геомагнитного поля: сравнение спутниковых и наземных данных. *Геология и геофизика*, 47(2), 278—291.
8. Максименко, О.И., Яременко, Л.Н., Шендеровская, О.Я., Мельник, Г.В., Мозговая, Т.А. (2006). Модели магнитного поля и характеристики магнитных бурь. *Космічна наука і технологія*, 12(1), 64—69.
9. Максимчук, В.Ю., Орлюк, М.І., Трегубенко, В.І., Городиський, Ю.М., Мясоєдов, В.П., Накалов, Є.Ф. (2010). Наземна абсолютна магнітна зйомка на опорній мережі пунктів вікового ходу в Україні для епохи 2005 р. *Геофиз. журн.*, 32(5), 102—116. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117513.
10. Максимчук, В.Ю., Орлюк, М.І., Трегубенко, В.І., Марченко, Д.О., Накалов, Є.Ф., Чоботок, І.О. (2013). Результати компонентних вимірювань магнітного поля на мережі пунктів вікового ходу 2005—2010 рр. *Геодинаміка*, 2, 219—222.
11. Мельник, Г.В., Бахмутов, В.Г. (2007/2008). Станция «Академик Вернадский» в сети украинских магнитных обсерваторий INTERMAGNET. *Укр. антаркт. журн.*, (6/7), 66—73.
12. Орлюк, М.І., Роменець, А.О. (2002). Геомагнітне екологічне поле України. *Вісник Київ. нац. ун-ту. Геологія*, (23-24), 88—91.
13. Орлюк, М.И., Роменец, А.А. (2005). Новый критерий оценки пространственно-временной возмущенности магнитного поля Земли и некоторые аспекты его использования. *Геофиз. журн.*, 27(6), 1012—1023.
14. Орлюк, М.И., Роменець, А.О., Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли территории Украины. Оценка вклада внутренних и внешних источников. *Геофиз. журн.*, 34(3), 137—144. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i3.2012.116651.
15. Порчхидзе, Ц.Ф., Фельдштейн, Я.И. (1978). Поле кольцевого тока на магнитном экваторе в магнитоспокойные периоды. *Геомагнетизм и аэрономия*, 18(5), 884—887.

16. Рокитянский, И.И. (2012). Заметки о геоэлектрике. *Геофиз. журн.*, 34(4), 235—245. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116777.
17. Семенов, В.Ю., Петрищев, М.С. (2012). Изменчивость среднегодовых импедансов Земли и их пространственных градиентов в Европе. *Геофиз. журн.*, 34(4), 246—252. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116778.
18. Сумарук, П.В., Сумарук, Т.П. (2006а). Розділення геомагнітних варіацій в середніх широтах від магнітосферних та іоносферних джерел. *Космічна наука і технологія*, 12(1), 76—79.
19. Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П. (1994). Индексы магнитной активности АЕ во время магнитной бури. *Геофиз. журн.*, 16(1), 51—53.
20. Сумарук, Т.П., Сумарук, Ю.П. (2004). Про рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 26(6), 139—146.
21. Сумарук, Т.П., Сумарук, Ю.П. (2005). Про джерела  $S_q$ -варіацій геомагнітного поля в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 27(2), 299—303.
22. Сумарук, П.В., Сумарук, Ю.П., Сумарук, Т.П. (2009). Геомагнітна обсерваторія «Львів»: минуле і сучасність. *Геофиз. журн.*, 31(5), 146—151.
23. Тверской, П.Н. (1936). *Курс геофизики*. Москва-Ленинград: ОНТИ, 654 с.
24. Фельдштейн, Я.И. (1973). Вариации магнитных полей в межпланетном пространстве и на поверхности Земли. *Вестник АН СССР*, (8), 15—27.
25. Шевнин, А.Д., Левитин, А.Е., Громова, Л.И., Дремухина, Л.А., Кайнара, Л.Н. (2009). Солнечная циклическая вариация в магнитных элементах обсерватории «Москва». *Геомагнетизм и аэрономия*, 49(3), 315—320.
26. Яновский, Б.М. (1978). *Земной магнетизм*. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 578 с.
27. Яременко, Л.Н. (1970). *Экваториальный струйный ток*. Киев: Наук. думка, 116 с.
28. Яременко, Л.Н. Мельник, Г.В. (2005). Магнитные бури 15—16 июля 2000 г. и 15 мая 1997 г. *Геофиз. журн.*, 27(5), 874—882.

29. Alexeev, I.I., Belenkaya, E.S., Kalegaev, V.V., Feldstein, Y.I., & Grafe, A. (1996). Magnetic storms and magnetic currents. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A4), 7737—7747. doi:10.1029/95JA03509.
30. Dremukhina, L., Gromova, L., Levitin, A., Shevnin, A., & Avdeeva, E. (2008). Long-term changes of geomagnetic field on IZMIRAN observatory. *Proc. XXXI Annual Seminar "Physics of auroral phenomena", Apatity* (pp. 57—60).
31. Jankowski, J., & Sucksdorf, C. (1996). *Guide for magnetic measurements and observatory practice*. Warszawa: Published by IAGA, 235 p.
32. Manda, M. (2001). How well is the main field secular variation known? *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 3(1), 233—243.
33. Manda, M., Korte, M., Mozzoni, D., & Kotzé, P. (2007). The magnetic field changing over the southern African continent: a unique behaviour. *South African Journal of Geology*, 110(2-3), 193—202. doi:10.2113/gssajg.110.2-3.193.
34. Manda, M. & Purucker, M. (2005). Measurements of the Earth's magnetic field from space. *Surveys in Geophysics*, 26, 415—459. doi:10.1007/s10712-005-3857-x.
35. Maus, S., & Lühr, H. (2005). Signature of the quiet-time magnetospheric magnetic field and its electromagnetic induction in the rotating Earth. *Geophysical Journal International*, 162(3), 755—763. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02691.x.
36. Maus, S., Rother, M., Stolle, C., Mai, W., Choi, S., Lühr, H., Cook, D., & Roth, C. (2006). Third generation of the Potsdam Magnetic Model of the Earth (POMME). *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 7, Q07008. doi:10.1029/2006GC001269.
37. Mead, G.D., & Beard, D.B. (1964). Deformation of the geomagnetic field by the solar wind. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1169—1180. doi:10.1029/JZ069i007p01181.
38. Olsen, N., Lühr, H., Sabaka, T., Manda, M., Rother, M., Toffner-Clausen, L., & Choi, S. (2006). CHAOS – A Model of Earth's Magnetic Field derived from

- CHAMP, Orsted, and SAC-C magnetic satellite data. *Geophysical Journal International*, 166(1), 67—75. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03059.x.
39. Orkisz, H. (1936). Dane spostrzezenmagnetycznych w Janowie z lat 1933 oraz 1934 Instytutu Geofizyki I Meteorologii UJK we Lwowie. Komunikat, № 102.
40. Orliuk, M.I., Romenets, A.O., & Sumaruk, T.P. (2011a). Dynamics of the Earth's magnetic field of Ukraine. *X<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. 10—13 May 2011, Kiev, Ukraine*. 4 p.
41. Orliuk, M.I., Romenets, A.O., Sumaruk, Yu.P., & Sumaruk, T.P. (2011b). Space-temporal characteristic of the magnetic field of Ukraine. *5th MagNetE Workshop on European geomagnetic repeat station survey 2009—2010. Rome 9—11 May 2011* (pp. 16—17).
42. Purucker, M. (2012). Planetary magnetic fields of the solar system. Retrieved from <http://planetary-mag.net/index.html>.
43. Ryskin, G. (2009). Secular variation of the Earth's magnetic field: induced by ocean flow? *New Journal Physics*, 11, 1—23.
44. Salino, P.A. (1985). *Geomagnetic measurement at Argentine islands 1957—1982*. Publ. British Antarctic Survey, 76 p.
45. Stenz, E. (1931). Jak pracowała stacja magnetyczna w Daszawie. *Priroda I Technika*, 10, 10—15.
46. Sumaruk, T., & Sumaruk, Yu. (2007a). The new index of geomagnetic activity. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 380—382).
47. Sumaruk, Yu.P. (2000). Sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 30(2), 158.
48. Sumaruk, Yu. (2001). On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353—354
49. Sumaruk, Yu. (2007). On separation of the secular variations of different origins. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 252—259).

50. Thébault, E., Hemant, K., Hulot, G., & Olsen, N. (2009). On the geographical distribution of induced time-varying crustal magnetic fields. *Geophysical Research Letters*, *36*, L01307. doi:10.1029/2008GL036416.
51. Thomson, A.W., & Lesur, V.P. (2007). An improved geomagnetic data selection algorithm for global geomagnetic field modeling. *Geophysical Journal International*, *169*(3), 951—963. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03354.x.
52. Tsyganenko, N.A. (2002a). A model of the near magnetosphere with dawn-dusk asymmetry 1. Mathematical structure. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *107*(A8), SMP 12-1—SMP 12-15. doi:10.1029/2001JA000219.
53. Tsyganenko, N.A. (2002b). A model of the near magnetosphere with dawn-dusk asymmetry. Parameterization and fitting to observations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *107*(A8), SMP 10-1-SMP 10-17. doi:10.1029/2001JA000220.
54. Verbanac, G., Korte, M., & Manda, M. (2007). On long-term trends in European geomagnetic observatory biases. *Earth Planets and Space*, *59*(7), 685—695. doi:10.1186/BF03352731.

## **РОЗДІЛ 5. УДОСКОНАЛЕННЯ МЕТОДІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА ГЕОМАГНІТНИХ ОБСЕРВАТОРІЯХ І ПОБУДОВА РЕГІОНАЛЬНИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ**

### **5.1. Метод виключення завад від промислових об'єктів**

Геомагнітні обсерваторії повинні представляти варіаційні дані, вільні від штучних збурень, оскільки очікується, що ці дані відображають тільки природні процеси. Тому обсерваторії розміщують переважно в місцях, далеких від населених пунктів, заводів і об'єктів, зв'язаних з генерацією електричного струму, транспортом та ін. Особливо слід уникати залізниць, електрифікованих постійним струмом. Сигнали, які імітуються такими об'єктами, поширюються дуже далеко по землі і їх можна зареєструвати за десятка кілометрів.

Спочатку деякі обсерваторії були побудовані на територіях, вільних від таких збурюючих об'єктів. Однак з часом аналогічні об'єкти з'являлися біля обсерваторій, таких, наприклад, як «Бельськ» (BEL) і «Львів» (LVV). BEL почала працювати у 1965 р., а у 1968 р. залізниця, яка проходить на відстані 14 км (див. рис. 5.1) була електрифікована. Так само магнітна обсерваторія «Львів» – працює з 1932 р., а у 1971р. залізницю, що проходить на відстані 7 км, також було електрифіковано. Залізниці в Польщі і Україні електрифікуються постійним струмом.

Постає питання – як вийти з положення? Найбільш радикальною відповіддю є – перенести обсерваторію в інше місце. Так було зроблено з обсерваторією «Німек» в Німеччині, «Упсала» в Швеції, а також «Бельськ». Закриття обсерваторії і побудова іншої на другому місці є непосильною задачею для наукового інституту, та й немає гарантії, що на новому місці через деякий час не з'являться джерела шумів (як це сталося в Бельську).

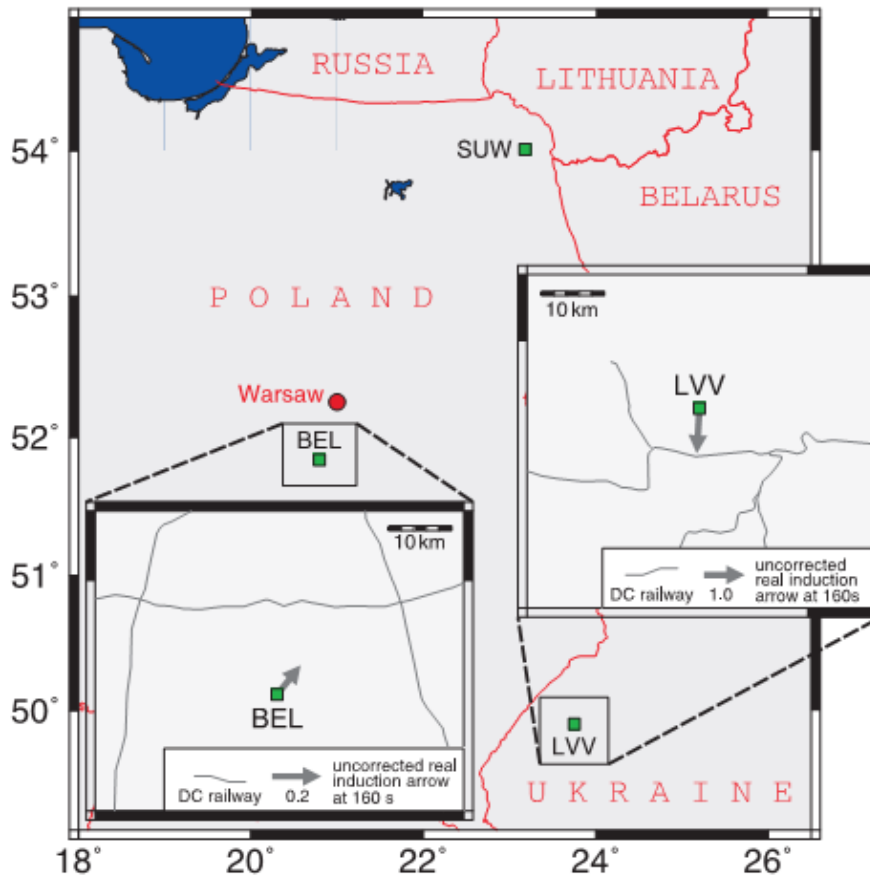


Рис. 5.1. Положення магнітних обсерваторій BEL, LVV та станції SUW на географічній карті. На виносках показано хід електрифікованих постійним струмом залізниць, які викликають збурення поля.

Оригінальне рішення знайшли в Японії. Частина залізниці, яка проходить біля магнітної обсерваторії «Какіока», електрифікували змінним струмом [Yanagihara, 1977; Tokumoto, Tsunomura, 1984]. Електрифіковані змінним струмом залізниці створюють перешкоди (завади) тільки в обмеженому діапазоні частоти, що є безпечним.

В Японії прийнято закон, за яким залізничні компанії повинні враховувати потреби геомагнітних обсерваторій. Це є похвальним, але, на жаль, нереальним для більшості країн.

Беручи до уваги, що залізничні шуми практично не впливають на абсолютні вимірювання, обсерваторії, які піддаються таким впливам, можуть працювати. Однак багато можна зробити, щоб наукові інструменти та методи



обробки даних дозволяли зменшити величину цих завад, або ж вичислити величину цих завад і виключити їх з даних.

В роботі [Maule et al., 2009] викладено результати вивчення впливу високовольтного кабелю постійного струму на дані геомагнітної обсерваторії «Брорфельде» та методи виключення цих завад. В Україні зробили аналогічно, але метод введення поправок в нас інший. Він не вимагає знаходження апріорі джерела збурень. Крім того, вплив завад на К-індекс на обсерваторіях «Бельськ» та «Львів» значно більший ніж на «Брорфельде».

При включенні моторів поїзда постійний струм від підстанції тече по провіднику через мотор і назад до підстанції через рейки до того часу, поки вимикач включений. Частина цього струму втікає в землю, утворюючи замкнуте коло. Магнітне поле, яке генерується зворотнім струмом, не компенсується полем від прямого струму на великих відстанях від залізниці. Оскільки вмикання і вимикання струму триває короткі інтервали часу, генеровані завади мають пульсуючий режим.

Збурююче магнітне (електромагнітне) поле має певний напрямок: домінує горизонтальна електрична компонента, паралельна до залізничної лінії, потім горизонтальна магнітна компонента, перпендикулярна до лінії, та вертикальна магнітна компонента. Внаслідок кореляції між компонентами поля проблема завад від постійного струму подібна до проблеми магнітотелуричного та магнітного зондувань.

Із збільшенням відстані до залізниці високочастотна частина сигналу затухає скоріше, ніж низькочастотна, внаслідок індукційних процесів в провідній землі. Тому форма збурюючого сигналу близько до залізниці є гострою (peaked), а на далекій відстані більш згладженою і подібною до природних пульсацій. Це продемонстровано на рис 5.2.

Магнітні обсерваторії вичислюють К-індекс магнітної активності [Bartels et al., 1939]. Індекс описує величину магнітної активності, яка залежить від процесів на Сонці та в сонячному вітрі. Було використано алгоритм Новожинського [Nowozynski et al., 1991] для обчислення К-індексу і дані за

чотири місяці 2009 р. Одержано майже 1000 індексів. Значення К-індексу залежить від амплітуди варіації. А оскільки величина амплітуди варіації залежить від широти обсерваторії, то для кожної обсерваторії задається максимально можлива величина варіації і при цьому К-індекс дорівнює 9.

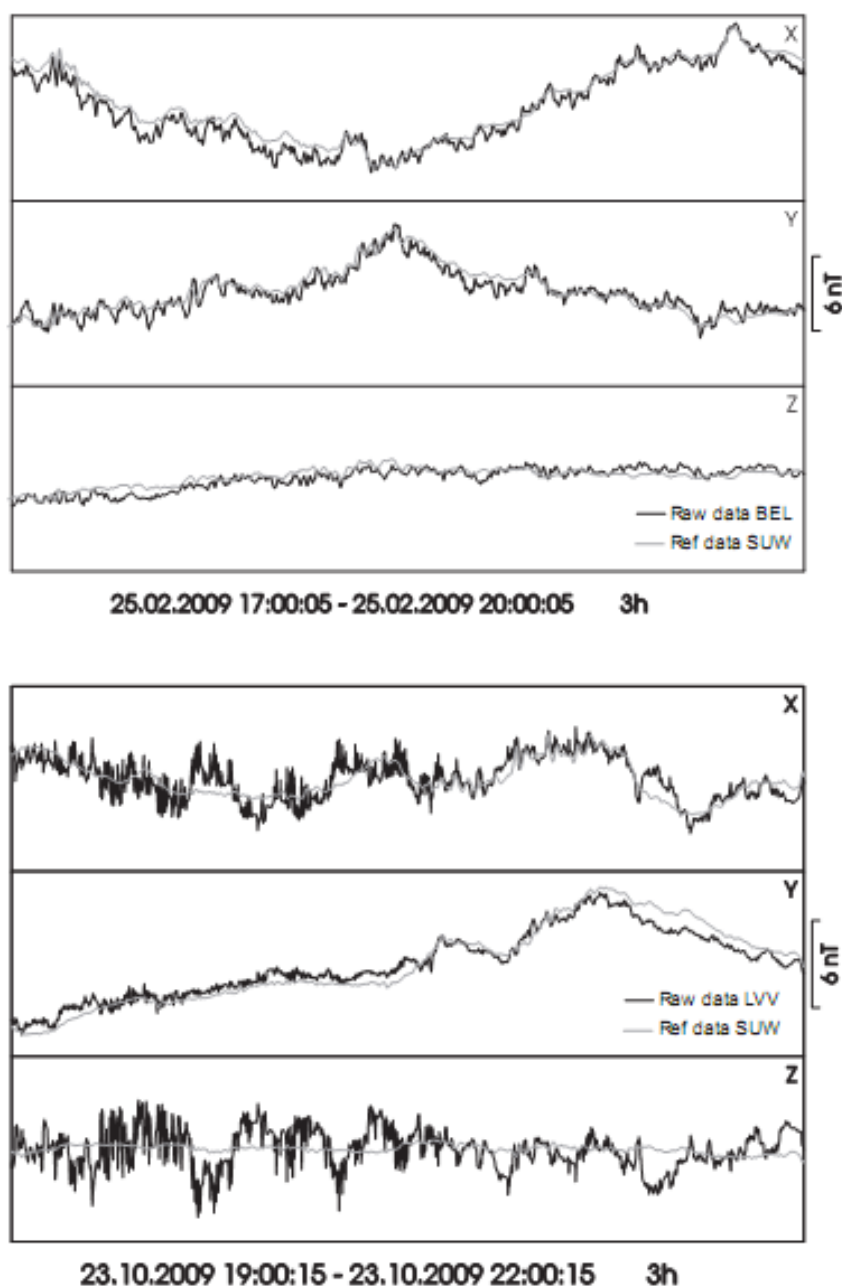


Рис. 5.2. Магнітограми трьох компонент поля за трьохгодинний інтервал часу на магнітних обсерваторіях BEL та LVV. Сірим кольором показано хід цих же компонент на магнітній обсерваторії SUW, що без завад.

Через те що електрифіковані залізниці генерують додаткові варіації, слід очікувати більшу магнітну активність, виражену К-індексом, особливо для його

малих значень. На рис. 5.3 показано розподіл кількості К-індексів за чотири місяці 2009 р. для магнітних обсерваторій «Бельськ», «Львів» та «Німек» (взято для орієнтації). Для обсерваторії «Львів» верхня границя К-індексу, запропонована ще на початку роботи обсерваторії (1952 р.), при  $K=9$  становить 550 нТл (запропоновано службою магнітної активності).

Однак ця межа є завищеною, тому К-індекс було перераховано для досліджуваного інтервалу часу.

Як можна бачити з рис. 5.3, значення К-індексів при малій магнітній активності значно завищене як для LVV, так і для BEL. Особливо це добре видно для обсерваторії LVV при завищеній верхній границі К.

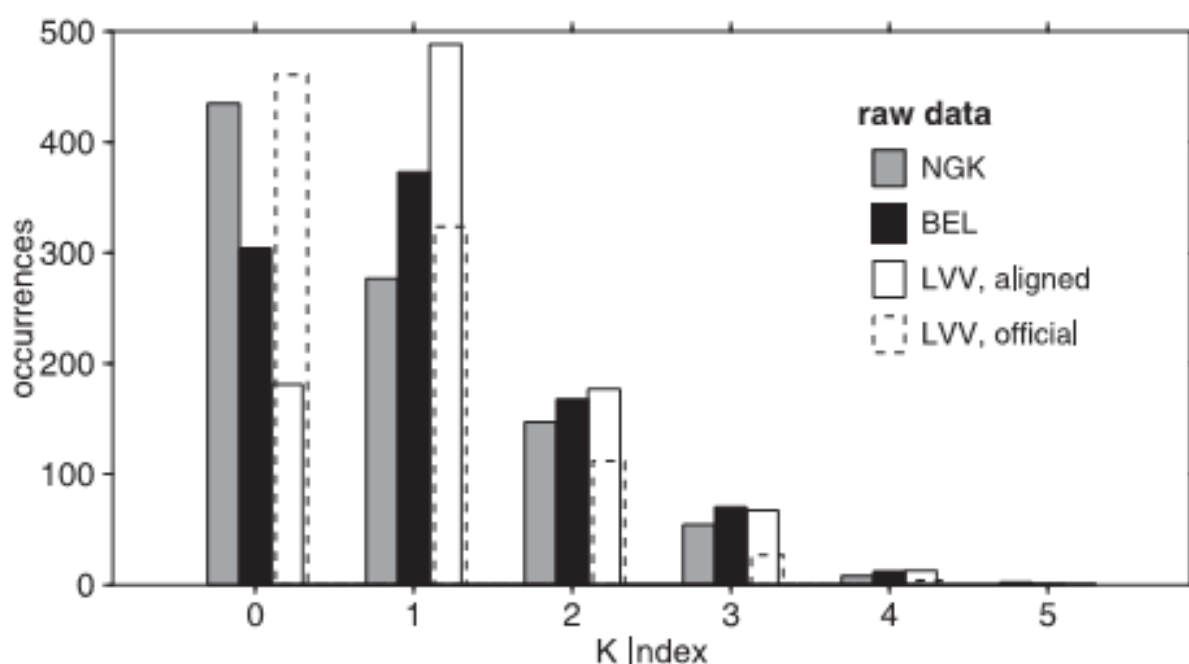


Рис. 5.3. Розподіл К-індексів на магнітних обсерваторіях «Німек», «Бельськ», «Львів».

Для того, щоб це виправити, було запропоновано новий метод [Neska et al., 2013]. Метод базується на різниці властивостей розподілу природних і штучних варіацій у просторі. Сигнали від електрифікованих залізниць згасають на відстані декількох десятків кілометрів від їх джерел і зовсім зникають на відстані декількох сотень кілометрів. З іншого боку, природні варіації типу пульсацій когерентні в регіональному масштабі. Кореляція між варіаціями на обсерваторіях, розміщених на відстані майже 1000 км [Maule et al., 2009], є

високою. Техніка розділення сигнал–шум вперше запропонована [Larsen et al., 1996]. Як референтну (звірочну) станцію було вибрано «Сувалки» на північному сході Польщі. Вона розміщена на відстані 300 км від Бельська і 450 км від Львова. На станції не спостерігається завад. Запис варіацій ведеться варіометрами Боброва з інтервалом відліку 1 сек.

Для даного дослідження використовувались серії відліків через 5 сек на трьох обсерваторіях (BEL, LVV і SUW). Взяті дані за два інтервали – січень–лютий 2009 р. і жовтень–листопад 2009 р. Оскільки зручно працювати з передаточною функцією (transfer function) в частотній сфері, часові серії піддавались перетворенню Фур'є. Результируючі коефіцієнти  $B_x^O(\omega)$ ,  $B_y^O(\omega)$ ,  $B_z^O(\omega)$  для трьох компонент обсерваторії і  $B_x^R(\omega)$ ,  $B_y^R(\omega)$  для горизонтальних компонент.

Вважаємо, що зашумлені обсерваторські дані складаються з природного (nat) і штучного (art) сигналів.

$$\begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}^O(\omega) = \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}^{nat}(\omega) + \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}^{art}(\omega), \quad (5.1)$$

де природний сигнал відтворюється через дані певної станції за допомогою передаточної функції, названою горизонтальним магнітним тензором НМТ або магнітообсерваторською передаточною функцією.

$$\text{Коли } \mathbf{HMT} = \begin{pmatrix} \text{HMT}_{xx} & \text{HMT}_{xy} \\ \text{HMT}_{yx} & \text{HMT}_{yy} \end{pmatrix}(\omega),$$

$$\text{Можна записати } \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}^{nat}(\omega) = \begin{pmatrix} \text{HMT}_{xx} & \text{HMT}_{xy} \\ \text{HMT}_{yx} & \text{HMT}_{yy} \end{pmatrix}(\omega) \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}^R(\omega). \quad (5.2)$$

Штучний сигнал вміщує все, що некогерентне з сигналом незашумленої станції, тобто не тільки сигнали від залізниці, але і всі типи місцевих шумів. Щоб оцінити НМТ методом найменших квадратів, необхідно розв'язати рівняння (5.1) з (5.2) для великого числа коефіцієнтів для тієї ж частоти за умови, що некорельована частина є мінімізованою.

Реконструйовані даним методом магнітограми BEL і LVV показані на рис 5.4. Як бачимо, величина збурень від електрифікованих залізниць становить для BEL 1–2 нТл, для LVV 3–4 нТл. Розподіл К-індексу, одержаного за виправленими серіями даних, для обсерваторії BEL дуже близький до розподілу на обсерваторії NGK. Це значить, що метод реконструкції даних вірний.

Для обсерваторії LVV К-індекси, обчислені за виправленими даними, також добре узгоджується з індексами NGK, якщо за верхню границю К-індексу, рівного 9, приймати значення 400 нТл.

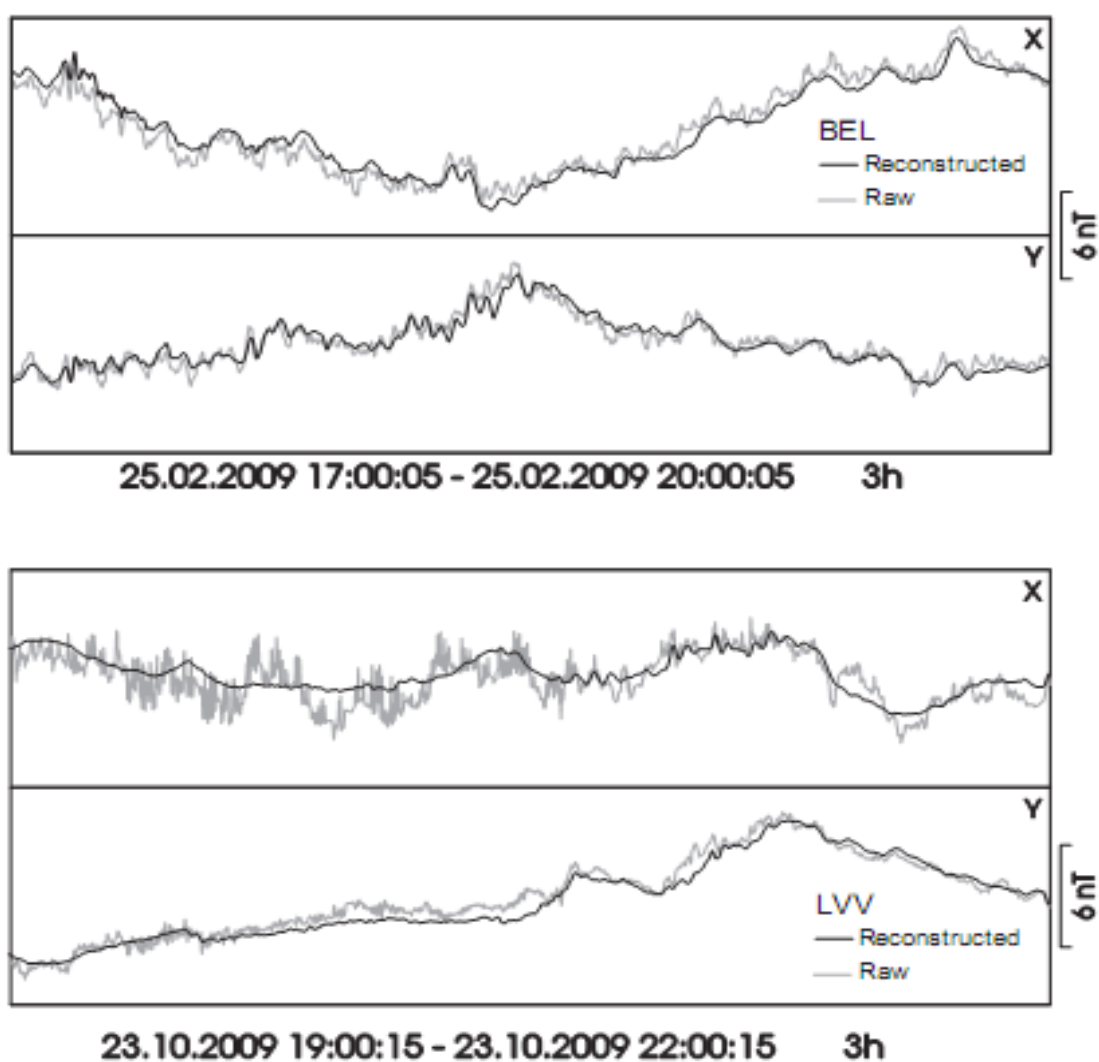


Рис. 5.4. Реконструйовані (чорний колір) і оригінальні (сірий колір) магнітограми для BEL і LVV.

На рис. 5.5 показано розподіл виправлених К-індексів для BEL і LVV та NGK (для порівняння). Рекомендовано зменшити верхню границю К-індексу на обсерваторії LVV ( $\varphi=49^\circ,90$ ) до 400 нТл, оскільки обсерваторія знаходиться в нижчих широтах ніж BEL ( $\varphi=51^\circ,83$ ) та NGK ( $\varphi=52^\circ,07$ ). Для BEL ( $K = 9$ ) амплітуда збурення становить 450 нТл, для NGK ( $K = 9$ ) – 500 нТл.

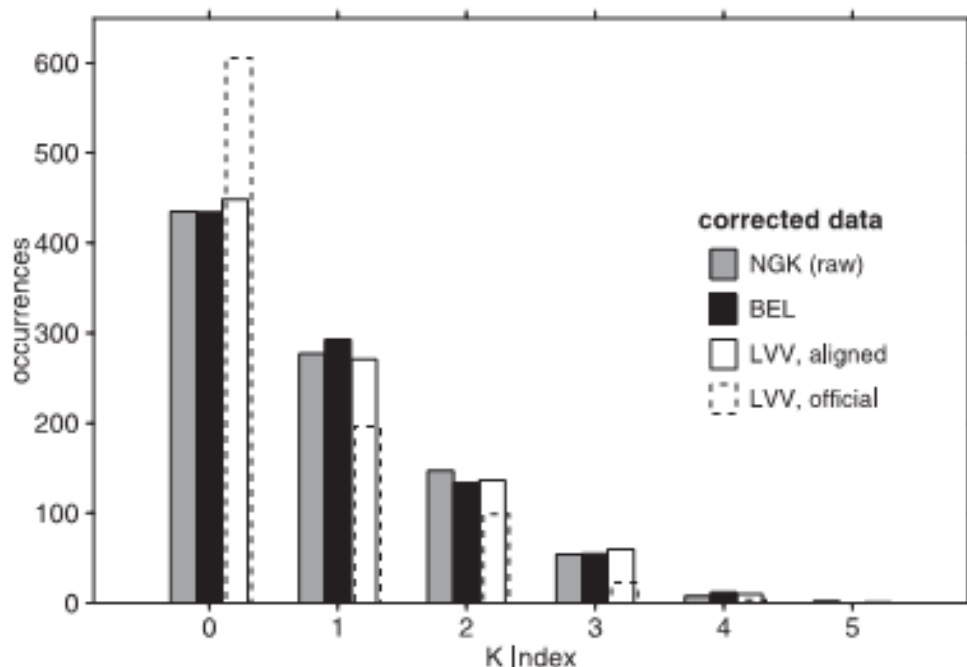


Рис. 5.5. Розподіл К-індексів на магнітних обсерваторіях NGK, BEL та LVV.

## 5.2. Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій

Просторовий розподіл геомагнітного поля та його часових змін є одним із найважливіших складових у геофізичних дослідженнях. Використовуючи аналітичну модель, можна визначити величини компонент геомагнітного поля в будь-якій точці простору. Для побудови глобальної моделі геомагнітного поля та її подальшого використання для отримання аномальних значень його компонент як базову систему функцій здебільшого використовують сферичні функції Лежандра [Орлюк, 2000; Thébault et al., 2015; Орлюк и др., 2017; Orlyuk et al., 2018]. Так само для побудови регіональної моделі геомагнітного поля можна використовувати сферичні функції Лежандра цілого степеня, але

дійсного порядку. Існує багато методів, застосування яких ґрунтується на використанні такої системи функцій, наприклад, SCHA [Haines, 1985, 1988; Yankiv-Vitkovska, Dzhuman, 2017], ASHA [De Santis, 1992; Dzhuman, 2014], TOSCA [De Santis, 1991], R-SCHA [Thébault et al., 2006; Thébault, Gaya-Piqué, 2008] та ін. Дані методи застосовують для побудови регіональних магнітних, гравітаційних та іоносферних моделей [De Santis, Torta, 1997; Hwang, Chen, 1997; Düzgüt, Malin, 2000; Gao, Liu, 2002; Beggan et al., 2013].

В роботах [Dzhuman, 2017; Сумарук та ін., 2019] запропоновано для моделювання регіонального геомагнітного поля використовувати таку базову систему функцій, якій властива ортогональність на довільній сферичній трапеції, що є значною перевагою порівняно зі всіма переліченими вище методами. Для апробації запропонованого в статті [Сумарук та ін., 2019] алгоритму побудови регіонального магнітного поля Землі в якості вхідних даних було використано виміри компонентів геомагнітного поля  $B_x, B_y, B_z$  із дев'яти геомагнітних обсерваторій Центральної Європи на епоху 2010 (таблиця 5.1, рис. 5.6).

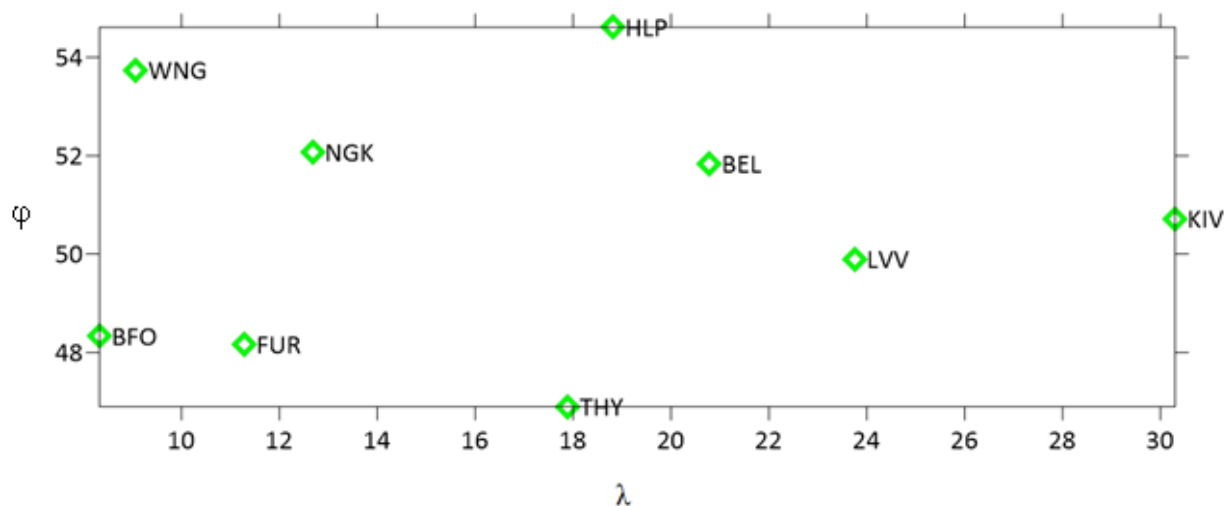


Рис. 5.6. Схема розміщення геомагнітних обсерваторій.

В місцях розташування обсерваторій є як регіональна, так і локальна складова, однак на території Центральної Європи аномальне поле

слабоінтенсивне, тому у першому наближенні можна вважати його регіональним.

На рис. 5.7 зображено карти компонент  $B_x, B_y, B_z$  відповідно.

Таблиця 5.1

**Компоненти  $B_x, B_y, B_z$  із геомагнітних обсерваторій**

Назва	Географічні координати, град		$B_x$ , нТл	$B_y$ , нТл	$B_z$ , нТл
	$\varphi$	$\lambda$			
BEL	51,84	20,79	18941	1701	46301
BFO	48,33	8,32	20926	445	43207
FUR	48,16	11,28	20935	757	43316
HLP	54,61	18,82	17525	1228	46980
KIV	50,72	30,30	19220	2364	46476
LVV	49,90	23,75	19922	1913	45450
NGK	52,07	12,68	18848	836	45412
THY	46,90	17,89	21488	1324	43054
WNG	53,74	9,07	18148	486	45997

Для моделювання компонент  $B_x, B_y, B_z$  геомагнітного поля використаємо процедуру видалення–обчислення–відновлення [Kotzé, 2001; Stening et al., 2008]. Для цього необхідно спершу обчислити систематичну складову компонент за допомогою глобальної моделі. В якості глобальної моделі геомагнітного поля використано модель International Geomagnetic Reference Field (IGRF) на епоху 2010. Рівняння цієї моделі має вигляд

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} \{ \bar{g}_{nm}(t) \cos(m\lambda) + \bar{h}_{nm}(t) \sin(m\lambda) \} \bar{P}_{nm}(\cos \theta), \quad (5.3)$$

де  $R = 6371,2$  км,  $n_{\max} = 13$ . Карти значень компонент  $B_{xIGRF}, B_{yIGRF}, B_{zIGRF}$ , отриманих з моделі IGRF на відповідну епоху, показано на рис. 5.8.



Далі було обчислено аномальні значення компонент  $\Delta B_x, \Delta B_y, \Delta B_z$  за формулою

$$\begin{aligned} \Delta B_x &= B_x - B_{xIGRF}, \\ \Delta B_y &= B_y - B_{yIGRF}, \\ \Delta B_z &= B_z - B_{zIGRF}. \end{aligned} \quad (5.4)$$

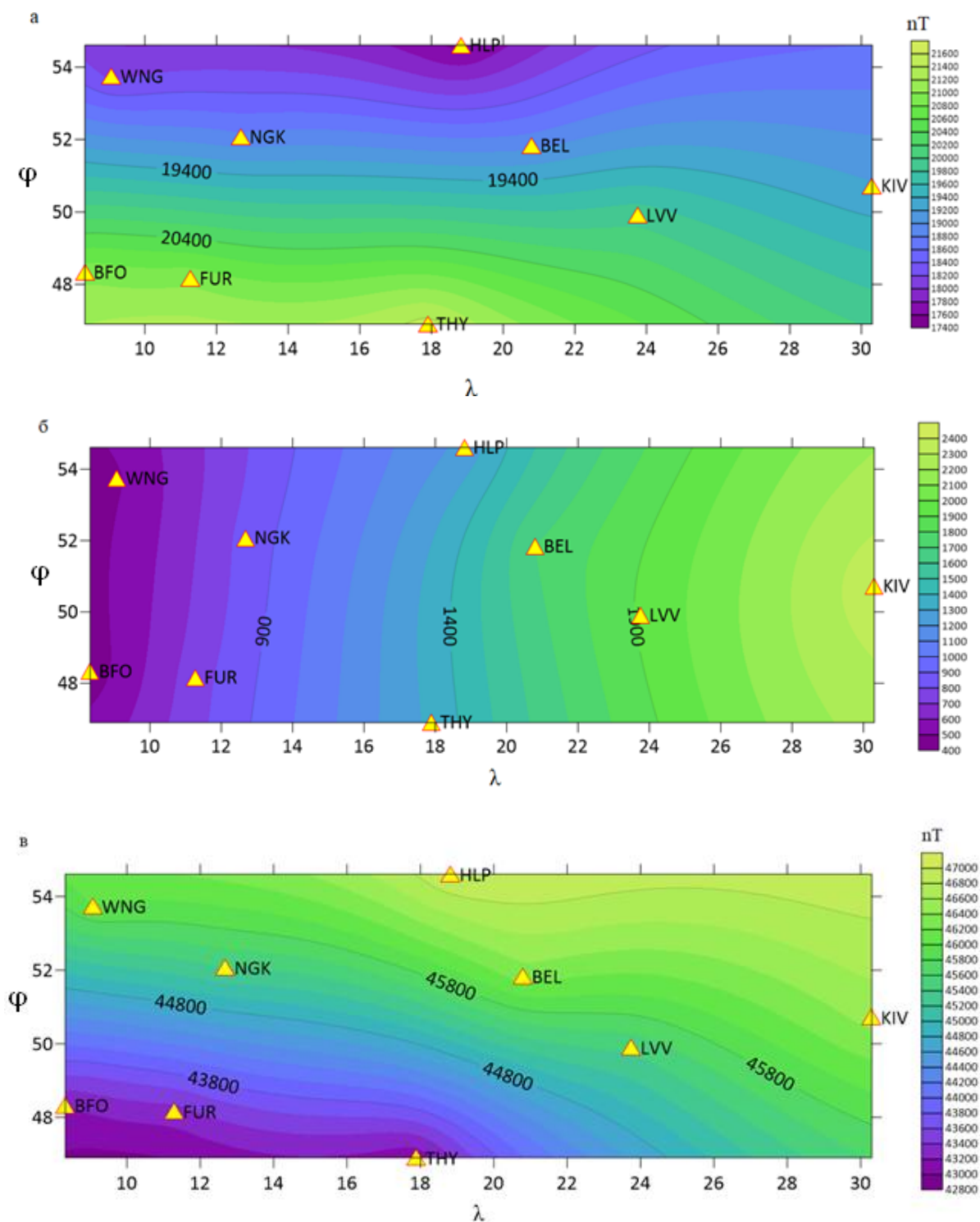


Рис. 5.7. Карты компонент  $B_x$  (а),  $B_y$  (б),  $B_z$  (в) геомагнітного потенціалу.

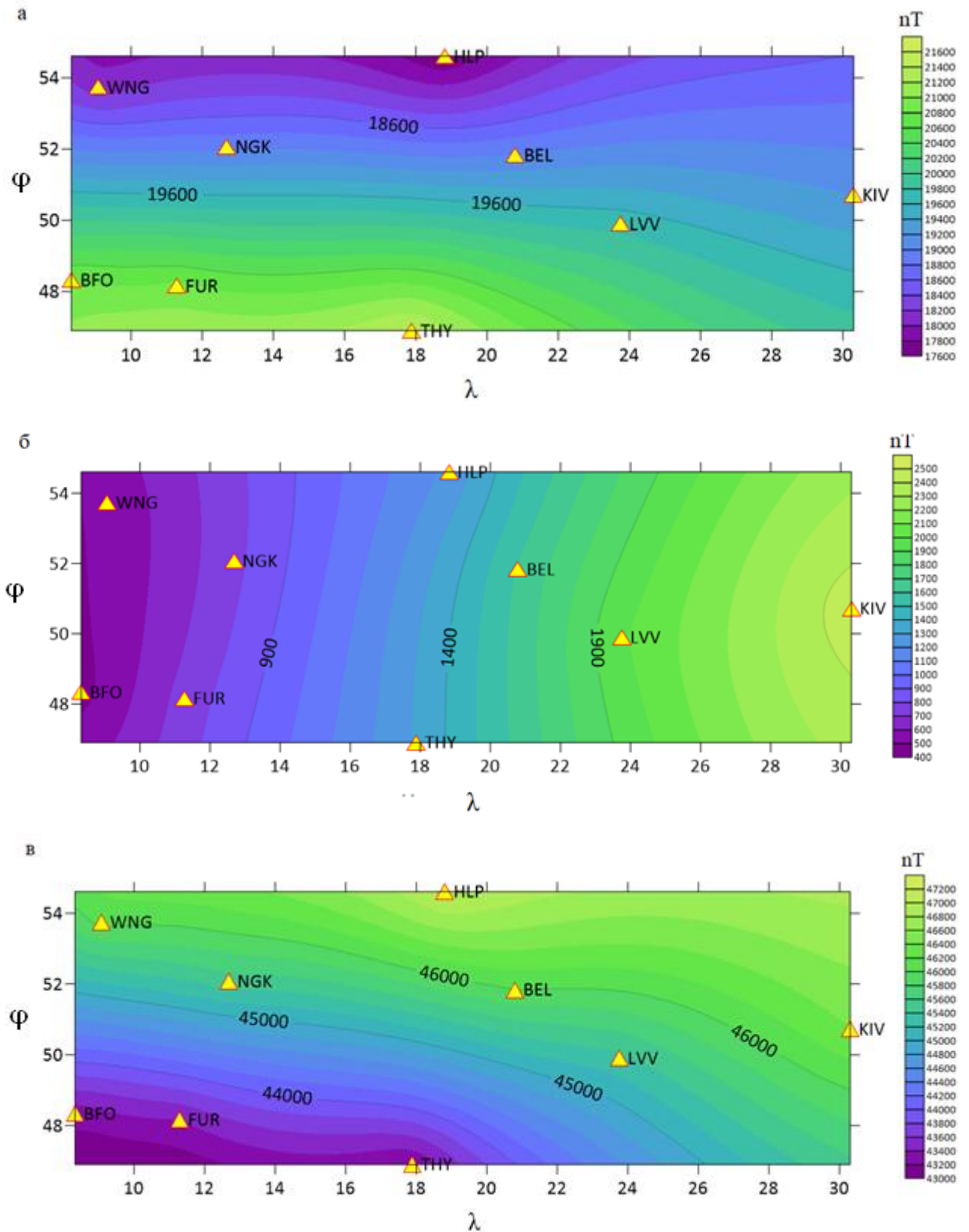


Рис. 5.8. Карты значень компонент  $B_{xIGRF}$  (а),  $B_{yIGRF}$  (б),  $B_{zIGRF}$  (в) геомагнітного потенціалу.

Для моделювання аномальних значень компонент геомагнітного потенціалу  $\Delta B_{xm}$ ,  $\Delta B_{ym}$ ,  $\Delta B_{zm}$  використано формули, отримані у публікаціях [Dzuman, 2018; Сумарук та ін., 2019]:

$$\Delta B_{xm} = \sum_{k=1}^{k_{\max}} \sum_{m=0}^k \left(\frac{R}{r}\right)^{n_k+2} \left\{ C_{km} \cos\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) + S_{km} \sin\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) \right\} P'_{km}(\theta),$$

$$\Delta B_{ym} = -\frac{2\pi}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}} \sum_{k=1}^{k_{\max}} \sum_{m=0}^k \left(\frac{R}{r}\right)^{n_k+2} m \left\{ -C_{km} \sin\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) + S_{km} \cos\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) \right\} \frac{P_{km}(\theta)}{\sin(\theta)},$$
(5.5)

$$\Delta B_{zm} = -\sum_{k=1}^{k_{\max}} \sum_{m=0}^k \left(\frac{R}{r}\right)^{n_k+2} (n_k + 1) \left\{ C_{km} \cos\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) + S_{km} \sin\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right) \right\} P_{km}(\theta),$$

де  $\lambda$  – довгота,  $\lambda_{\min}$ ,  $\lambda_{\max}$  – мінімальне і максимальне значення довгот вершин трапеції.

Базові функції для трапеції з координатами вершин  $\theta_{\min}$ ,  $\theta_{\max}$ ,  $\lambda_{\min}$ ,  $\lambda_{\max}$  мають вигляд [Dzhuman, 2018]

$$C_{km}(\theta, \lambda) = P_{km}(\theta) \cos\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right),$$

$$S_{km}(\theta, \lambda) = P_{km}(\theta) \sin\left(2\pi n \frac{\lambda - \lambda_{\min}}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}}\right),$$
(5.6)

тоді як  $P_{km}(\theta)$  можна знайти з наступних співвідношень

$$\left. \begin{aligned} P_{km}(\theta) &= \sin^m(\theta - \theta_{\min}) \cdot F\left(m - n_k, n_k + m + 1, 1 + m, \frac{1 - \cos(\theta - \theta_{\min})}{2}\right), \text{ if } \theta_{\min} \leq \theta \leq \theta_{mean} \\ P_{km}(\theta) &= (-1)^{k+m} \sin^m(\theta_{\max} - \theta) \cdot F\left(m - n_k, n_k + m + 1, 1 + m, \frac{1 - \cos(\theta_{\max} - \theta)}{2}\right), \text{ if } \theta_{mean} \leq \theta \leq \theta_{\max} \end{aligned} \right\}$$
(5.7)

У формулі (5.7)  $F$  – це позначення гіпергеометричного ряду [Смирнов, 1953]:

$$F(a, b, c, z) = 1 + \sum_{k=1}^{\infty} \left[ \prod_{l=0}^{k-1} \frac{(a+l)(b+l)}{(1+l)(c+l)} \right] z^k = 1 + \frac{ab}{c} \frac{z}{1!} + \frac{a(a+1)b(b+1)}{c(c+1)} \frac{z^2}{2!} + \dots$$
(5.8)

Алгоритм знаходження величин  $n_k$  також детально розглянуто в роботі [Dzhuman, 2018].

Вирази для похідних  $\frac{dP_{km}(\theta)}{d\theta}$  мають наступний вигляд:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dP_{km}(\theta)}{d\theta} &= m \cdot \operatorname{ctg}(\theta - \theta_{\min}) P_{km}(\theta) + \frac{1}{2} \frac{(m - n_k)(n_k + m + 1)}{1 + m} \sin^{m+1}(\theta - \theta_{\min}) \cdot \\ &\quad \cdot F\left(m - n_k + 1, n_k + m + 2, 2 + m, \frac{1 - \cos(\theta - \theta_{\min})}{2}\right), \text{ if } \theta_{\min} \leq \theta \leq \theta_{\text{mean}} \\ \frac{dP_{km}(\theta)}{d\theta} &= -m \cdot \operatorname{ctg}(\theta_{\max} - \theta) P_{km}(\theta) + (-1)^{k+m+1} \cdot \frac{1}{2} \frac{(m - n_k)(n_k + m + 1)}{1 + m} \sin^{m+1}(\theta_{\max} - \theta) \cdot \\ &\quad \cdot F\left(m - n_k + 1, n_k + m + 2, 2 + m, \frac{1 - \cos(\theta_{\max} - \theta)}{2}\right), \text{ if } \theta_{\text{mean}} \leq \theta \leq \theta_{\max} \end{aligned} \right\} \quad (5.9)$$

Для використання формул (5.5) встановимо вершини рамки трапеції:  $\varphi_{\min}=46,8^\circ$ ,  $\varphi_{\max}=54,7^\circ$ ,  $\lambda_{\min}=8,2^\circ$ ,  $\lambda_{\max}=30,4^\circ$ . Також знайдемо числа  $n_k$  для відповідної сферичної трапеції [Macdonald, 1900]. Їх показано в табл. 5.2.

Таблиця 5.2

**Власні числа  $n_k$  для сферичної трапеції з координатами вершин  $\varphi_{\min}=46,8^\circ$ ,  $\varphi_{\max}=54,7^\circ$ ,  $\lambda_{\min}=8,2^\circ$ ,  $\lambda_{\max}=30,4^\circ$**

$k/m$	0	1	2
0	0,0000	—	—
1	34,381	26,220	—
2	55,082	55,082	43,823

Використавши метод найменших квадратів і ввівши параметр регуляризації Тихонова для стабілізації розв'язку ( $\alpha = 0,01$ ), були отримані невідомі коефіцієнти моделі  $\bar{C}_{km}$  і  $\bar{S}_{km}$ . Значення коефіцієнтів  $\bar{C}_{km}$  і  $\bar{S}_{km}$  наведено в табл. 5.3.

Значення коефіцієнтів  $\bar{C}_{km}$  і  $\bar{S}_{km}$ 

$k$	$m$	$\bar{C}_{km}$	$\bar{S}_{km}$
0	0	-61,053	—
1	0	-1,636	—
1	1	54,749	72,470
2	0	3,034	—
2	1	29,538	75,859
2	2	-13,371	-1,370

Для знаходження дисперсії  $d$  коефіцієнтів моделі скористаємось формулою

$$d_k = \sqrt{\frac{\sum_{m=0}^k (\bar{C}_{km}^2 + \bar{S}_{km}^2)}{2k+1}}. \quad (5.10)$$

Значення дисперсій зображено на рис. 5.9.



Рис. 5.9. Дисперсія коефіцієнтів  $\bar{C}_{km}$  і  $\bar{S}_{km}$ .

За коефіцієнтами  $\bar{C}_{km}$  і  $\bar{S}_{km}$ , поданими в таблиці 5.3, обчислено модельні значення  $\Delta B_{xm}, \Delta B_{ym}, \Delta B_{zm}$ . Карти величин  $\Delta B_x, \Delta B_y, \Delta B_z$  і їх модельних значень  $\Delta B_{xm}, \Delta B_{ym}, \Delta B_{zm}$  показано на рисунку 5.10.

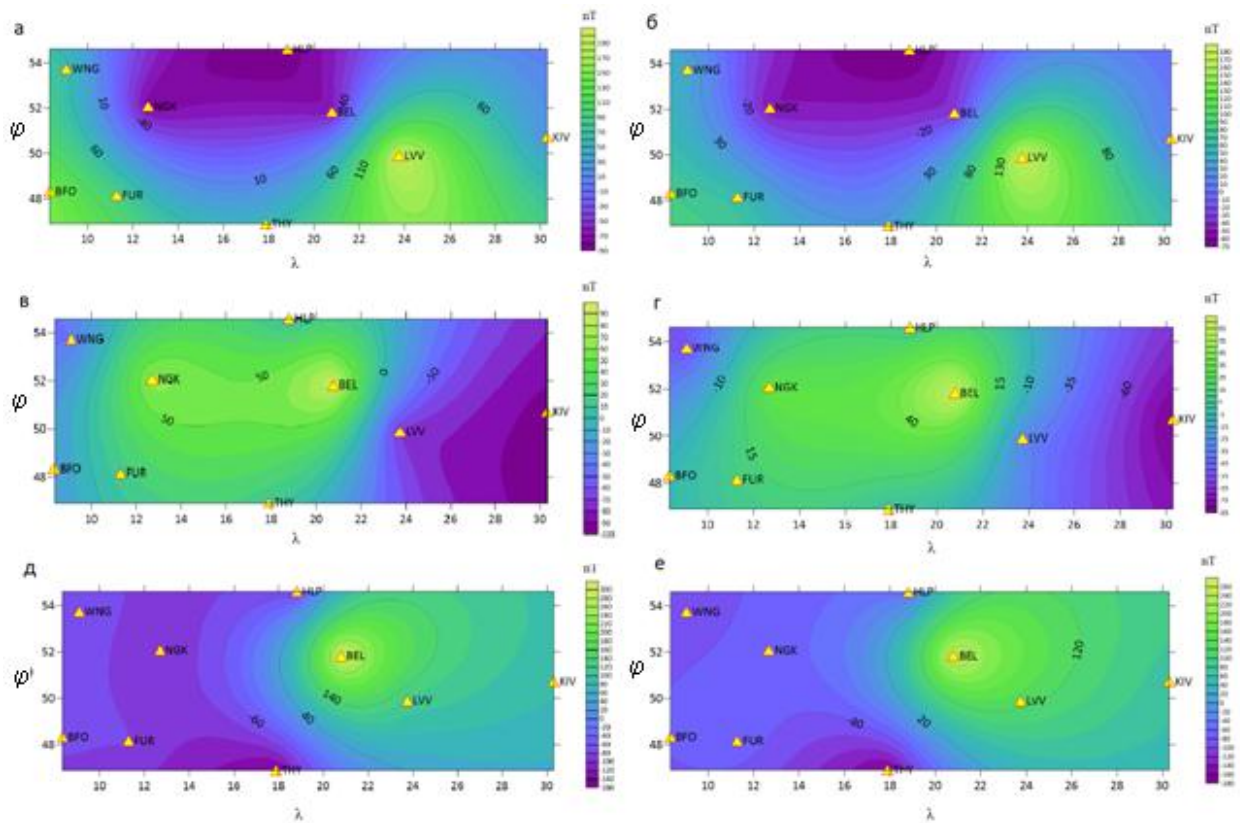


Рис. 5.10. Карти величин  $\Delta B_x$  (а),  $\Delta B_y$  (в),  $\Delta B_z$  (д) і їх модельних значень  $\Delta B_{xm}$  (б),  $\Delta B_{ym}$  (г),  $\Delta B_{zm}$  (е).

Порівняння цих даних засвідчує дуже хорошу подібність. Це вказує на те, що запропонований в статтях [Dzuman, 2018; Сумарук та ін., 2019] метод можна використовувати для побудови моделі регіонального геомагнітного поля високої роздільної здатності.

Для оцінки точності отриманої моделі було обчислено наступні різниці  $\delta\Delta B_x, \delta\Delta B_y, \delta\Delta B_z$ :

$$\begin{aligned}
 \delta\Delta B_x &= \Delta B_x - \Delta B_{xm}, \\
 \delta\Delta B_y &= \Delta B_y - \Delta B_{ym}, \\
 \delta\Delta B_z &= \Delta B_z - \Delta B_{zm}.
 \end{aligned}
 \tag{5.11}$$

Різниці  $\delta\Delta B_x, \delta\Delta B_y, \delta\Delta B_z$  зображено на рисунку 5.11.

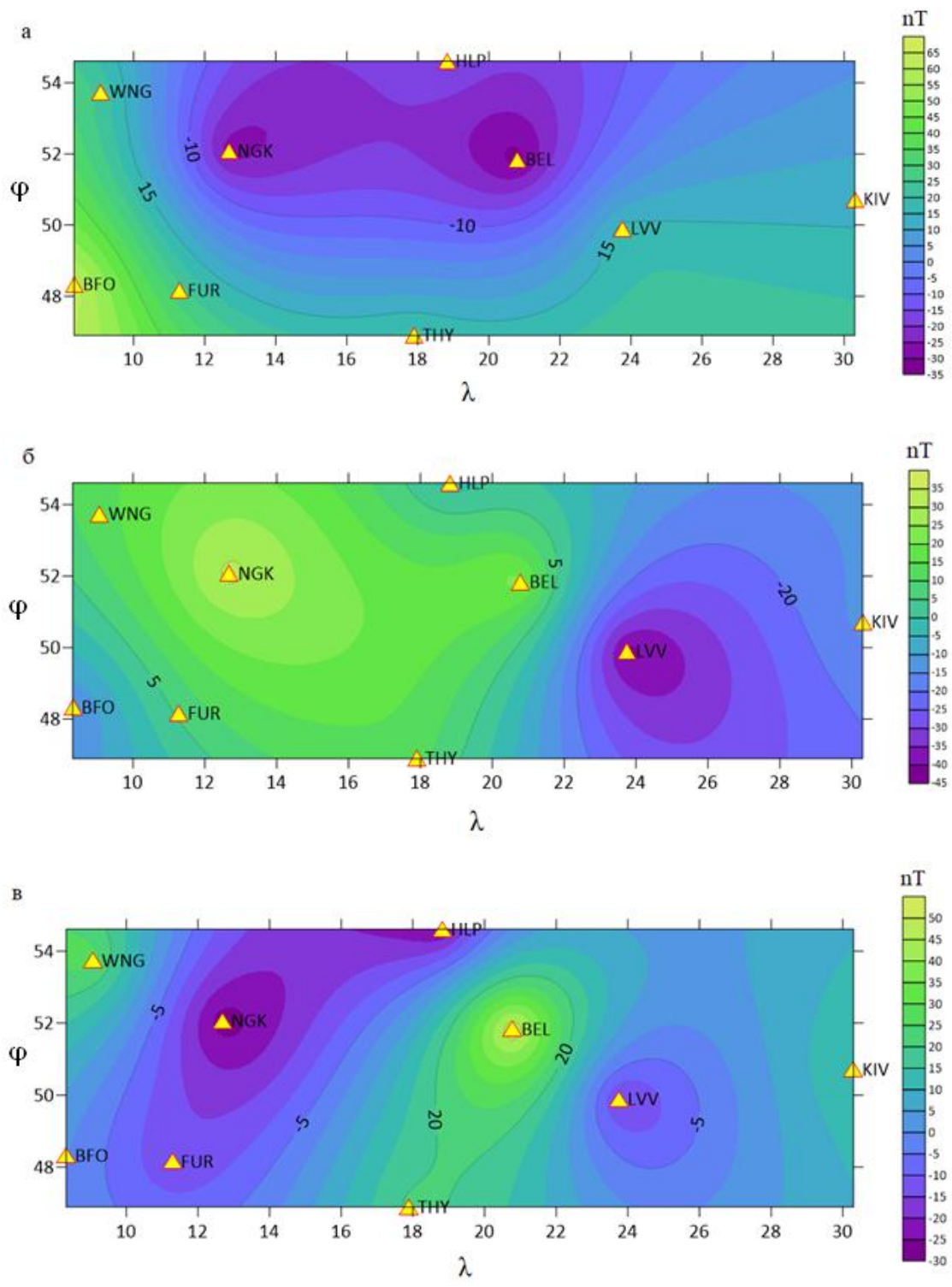


Рис. 5.11. Різниці  $\delta\Delta B_x$  (а),  $\delta\Delta B_y$  (б),  $\delta\Delta B_z$  (в).

Для всіх описаних вище геомагнітних полів було обчислено їхні основні характеристики – мінімальне та максимальне значення і стандартне відхилення (табл. 5.4).

## Основні характеристики отриманих геомагнітних полів

Величина	Значення, нТл		Стандартне відхилення, нТл
	Мінімальне	Максимальне	
$\Delta B_x$	-84	195	101
$\Delta B_y$	-95	89	56
$\Delta B_z$	-144	298	133
$\Delta B_{xm}$	-69	178	78
$\Delta B_{ym}$	-82	67	42
$\Delta B_{zm}$	-165	248	123
$\delta \Delta B_x$	-32	62	30
$\delta \Delta B_y$	-42	32	21
$\delta \Delta B_z$	-28	50	25

## Висновки до Розділу 5

1. Розроблено новий метод усунення завад при реєстрації складових геомагнітного поля на обсерваторії, що створюються електрифікованими постійним струмом залізницями, який базується на знаходженні частотно-передаточної функції між співвідношеннями горизонтальних компонент на обсерваторії, записи якої зашумлені завадами, та обсерваторії, яка не знає впливу таких завад. Порівняння К-індексу, визначеного за оригінальними та реконструйованими даними, покращує результат на 29 % на обсерваторії «Львів» і на 14 % на обсерваторії «Бельськ».

2. Побудована модель регіонального геомагнітного поля на території Центральної Європи, з використанням даних геомагнітних обсерваторій новим методом, суть якого полягає в тому, що для моделювання регіонального геомагнітного поля запропоновано використовувати таку базову систему функцій, якій властива ортогональність на довільній сферичній трапеції.



Запропонований метод можна використовувати для побудови моделі регіонального геомагнітного поля високої роздільної здатності.

3. Обчислено дисперсію визначених коефіцієнтів моделі і стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля від їх модельних значень, а також різниць між ними. Відносне стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля і їх модельних значень різняться в межах 20 %, тоді як стандартне відхилення їх різниць не перевищує 30 %.

### Перелік використаних джерел до Розділу 5

1. Орлюк, М.И. (2000). Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофизический журнал*, 22(6), 148–165.
2. Орлюк, М.И., Марченко, А.В., Роменец, А.А. (2017) Пространственно-временные изменения геомагнитного поля и сейсмичность. *Геофизический журнал*, 39(6), 84–105. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116371.
3. Смирнов В. Курс высшей математики. Т. III. Ч. 2. Москва: Наука, 1953. 676 с.
4. Сумарук, Ю.П., Янків-Вітковська, Л.М., Джуман, Б.Б. (2019). Моделирование регионального магнитного поля с использованием сферических функций: теоретический аспект. *Геофизический журнал*, 41(1), 80–191. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158872.
5. Bartels, J., Heck, N.H., & Johnston, H.F. (1939). The three-hour-range index measuring geomagnetic activity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 44(4), 411—454. doi: 10.1029/TE044i004p00411.
6. Beggan, C.D., Saarimaki, J., Whaler, K.A. & Simons, F.J. (2013). Spectral and spatial decomposition of lithospheric magnetic field models using spherical Slepian functions. *Geophysical Journal International*, 193(1), 136–148. doi:10.1093/gji/ggs122.

7. De Santis, A. (1992). Conventional spherical harmonic analysis for regional modeling of the geomagnetic field. *Geophysical Research Letters*, 19(10), 1065–1067. doi:10.1029/92GL01068.
8. De Santis, A. (1991). Translated origin spherical cap harmonic analysis. *Geophysical Journal International*, 106(1), 253–263. doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb04615.x.
9. De Santis, A. & Torta, J. (1997). Spherical cap harmonic analysis: a comment on its proper use for local gravity field representation. *Journal of Geodesy*, 71(9), 526–532. doi:10.1007/s001900050120.
10. Düzgüt, Z., & Malin, S.R.C. (2000). Assessment of regional geomagnetic field modeling methods using a standard data set: spherical cap harmonic analysis. *Geophysical Journal International*, 141(3), 829–831. doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00099.x
11. Dzhuman, B. B. (2014). Approximation of gravity anomalies by method of ASHA on Arctic area. *Geodesy, cartography and aerial photography*, (80), 62–68.
12. Dzhuman, B.B. (2017). Modeling of the Earth's gravitational field using spherical function. *Geodesy, cartography and aerial photography*, (86), 5–10. doi:10.23939/istcgcap2017.02.005.
13. Dzhuman, B. B. (2018). Modeling of the regional gravitational field using first and second derivative of spherical functions. *Geodesy, cartography and aerial photography*, (88), 5–12. doi:.23939/istcgcap2018.02.005.
14. Gao, Y., & Liu, Z. (2002). Precise Ionosphere Modeling Using Regional GPS Network Data. *Journal of Global Positioning Systems*, 1(1), 18–24
15. Haines, G. (1988). Computer programs for spherical cap harmonic analysis of potential and general fields. *Computers & Geosciences*, 14(4), 413–447. doi:10.1016/0098-3004(88)90027-1.
16. Haines, G. (1985). Spherical cap harmonic analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B3), 2583–2591. doi:10.1029/JB090iB03p02583.
17. Hwang, C. & Chen, S. (1997). Fully normalized spherical cap harmonics: application to the analysis of sea-level data from TOPEX/POSEIDON and ERS-1.

*Geophysical Journal International*, 129(2), 450–460. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb01595.x.

18. Kotzé, P.B. (2001). Spherical Cap Modelling of Ørsted Magnetic Field Vectors over Southern Africa. *Earth, Planets and Space*, 53(5), 357–361. doi:10.1186/BF03352392.

19. Larsen, J.C., Mackie, R.L, Manzella, A., Fiordelisi, A., & Rieven, S. (1996). Robust smooth magnetotelluric transfer functions. *Geophysical Journal International*, 124(3), 801–819. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05639.x.

20. Macdonald, H., (1900). Zeroes of the spherical harmonic  $P_n^m(\mu)$  considered as a function of  $n$ . *Proceedings of the London Mathematical Society*, 31(1), 264–278. doi:10.1112/plms/s1-31.1.264.

21. Maule, C., Thejll, P., Neska, A., Matzka, J., Pedersen, L., & Nilsson, A. (2009). Analyzing and correcting for contaminating magnetic fields at the Brorfelde geomagnetic observatory due to high voltage DC power lines. *Earth, Planets and Space*, 61(11), 1233–1241. doi:10.1186/BF03352976.

22. Neska, A., Reda, J., Neska, M., & Sumaruk, Yu. (2013). On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv magnetic observatories. *Acta Geophysica*, 61(2), 385–403. doi:10.2478/s11600-012-0058-0.

23. Nowozynski, K., Ernst, T., & Jankowski, J. (1991). Adaptive smoothing method for computer derivation of K-indices. *Geophysical Journal International*, 104(1), 85–93. doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb02495.x.

24. Orlyuk, M., Marchenko, A., Romenets, A., & Bakarjieva, M. (2018). Ukrainian Regional Magnetic Map: the results of calculations of the geomagnetic field components for the Epoch 2015. *Conrad Observatory Journal (a special issue)*, (X), P. 40.

25. Stening, R. J., Reztsova, T., Ivers, D., Turner, J., & Winch, D. E. (2008). Spherical cap harmonic analysis of magnetic variations data from mainland Australia. *Earth, Planets and Space*, 60(12), 1177–1186. doi:10.1186/BF03352875.

26. Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D., Alken P. et al. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67, 79. doi:10.1186/s40623-015-0228-9.
27. Thébault, E., & Gaya-Piqué, L. (2008). Applied comparisons between SCHA and R-SCHA regional modeling techniques. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7), Q07005. doi:10.1029/2008GC001953.
28. Thébault, E., Mandea, M. & Schott, J. (2006). Modeling the lithospheric magnetic field over France by means of revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5), 111–113. doi:10.1029/2005JB004110.
29. Tokumoto, T., & Tsunomura, S. (1984). Calculation of magnetic field disturbance produced by electric railway. *Memoirs of the Kakioka Magnetic Observatory*, 20(2), 33–44.
30. Yanagihara, K. (1977). Magnetic field disturbance produced by electric railway. *Memoirs of the Kakioka Magnetic Observatory*, 38(1), 17–34.
31. Yankiv-Vitkovska, L. M. & Dzhuman, B. B. (2017). Constructing of regional model of ionosphere parameters. *Geodesy, cartography and aerial photography*, 85, 27–35. doi:10.23939/istcgcap2017.01.027.

## ВИСНОВКИ

Дисертаційна робота виконана з метою дослідження просторово-часового розподілу вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх та внутрішніх джерел і оцінки внеску цих джерел залежно від параметрів сонячної та геомагнітної активності на основі даних геомагнітних обсерваторій світу, а також даних міжнародних центрів по сонячно-земних зв'язках.

Вікові варіації геомагнітного поля мають складну просторово-часову структуру. Розділення вікових варіацій від зовнішніх та внутрішніх джерел має важливе значення, оскільки дозволяє виділити вікові варіації від внутрішніх джерел в чистому вигляді і, таким чином, покращити розуміння механізмів генерації головного магнітного поля Землі. При вираховуванні величини вікових варіацій користуються середньорічними значеннями компонент геомагнітного поля, одержаними на магнітних обсерваторіях світової мережі. Немає сумніву, що в середньорічні значення включені величини поля як від внутрішніх, так і від зовнішніх джерел.

Донедавна вклад компонент від зовнішніх джерел не враховували, припускаючи, що усереднення іррегулярних варіацій за інтервал часу тривалістю в рік веде до виключення цієї компоненти. Як показали роботи останніх десятиліть, такого спрощення робити не можна. Визначення швидкості зміни головного магнітного поля Землі за геомагнітними вимірюваннями без врахування впливу варіацій, пов'язаних з магнітосферно-іоносферними системами струмів, інтенсивність яких залежить від сонячної хвильової та корпускулярної активності, веде до неправильної оцінки динаміки земного диполя.

Дана робота має важливе науково-прикладне значення, адже на основі нової методики розділення вікових варіацій від зовнішніх і внутрішніх джерел дасть можливість покращити вже існуючі моделі магнітосфери та іоносфери, що в свою чергу дозволить науковцям покращити моделі джерел головного магнітного поля Землі.

Основними результатами, отриманими автором в дисертації, є:

1. Досліджено зміну вікових варіацій в північній та південній полярних шапках Землі. Показано, що у високих широтах вікові варіації більше відображаються у вертикальній складовій, а в низьких широтах – у горизонтальній складовій повного вектора напруженості геомагнітного поля. Вікові варіації на всіх широтах мають дві компоненти: одна пов'язана з внутрішніми джерелами, інша - із зовнішніми. Внутрішніми джерелами є струми на границі ядро - мантія, а також струми в тектоносфері. Зовнішніми джерелами є струми в магнітосфері та іоносфері.
2. Розроблено методику розділення вікових варіацій геомагнітного поля від зовнішніх та внутрішніх джерел за допомогою довгих рядів спостережень на геомагнітних обсерваторіях, розміщених на різних широтах. Суть методики полягає в знаходженні різниці між згладженими та оригінальними даними вікових варіацій. Згладжування проводиться усередненням оригінальних даних за допомогою 3 - та 11 - річних біжучих фільтрів.
3. Оцінено внесок зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. Вперше показано, що величина внеску залежить від збуреності геомагнітного поля. У збурені дні величина вкладу у вікову варіацію геомагнітного поля співрозмірна з величиною вікової варіації.
4. Знайдено роки зміни знака, згладжених 3- і 11-річним біжучим вікном, вікових варіацій. Ці роки було названо опорними. Такими роками є 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1979, 1986 і 2003. Опорні роки зміни ВВ(Т) збігаються з роками екстремумів сонячної активності. Запізнення їх в 15-му, 19-му, 23-му циклах спричинені ростом рекурентності сонячної активності на фазах їх спаду. Роки джерків, що мали місце в 1947, 1969 і 1979 роках збігаються з відповідними опорними роками. Таким чином, експериментальні дані чітко вказують, що зовнішні джерела відіграють основну роль у зміні величини та знака вікових варіацій геомагнітного поля.
5. Аналіз даних геомагнітних обсерваторій Європи показав, що вікові варіації геомагнітного поля мають дві компоненти: квазіпостійну від внутрішніх джерел і змінну, що пов'язана з зовнішніми джерелами.

Компонента від зовнішніх джерел відображається у ВВ вертикальної та горизонтальної компонент поля і величина її збільшується в вертикальній компоненті із збільшенням широти місця спостереження, а в горизонтальній компоненті із зменшенням широти. Величина і знак компоненти ВВ від зовнішніх джерел добре корелює з величиною і знаком ВМПС і, відповідно, з величиною і знаком середньорічних значень південної компоненти ММП.

6. Дослідження вікових варіацій за даними геомагнітних обсерваторій розміщених на Африканській тектонічній плиті показали, що ВВ генеруються як внутрішніми, так і зовнішніми джерелами. Вплив внутрішніх джерел найкраще проявляється в вертикальній, а зовнішніх - в горизонтальній компонентах геомагнітного поля. ВВ можна розділити на квазіпостійну ( $ВВ_1$ ) та змінні (різних періодів) ( $ВВ - ВВ_1$ ) складові. На прибережних та острівних обсерваторіях величина як короткоперіодних, так і довгоперіодних ВВ зростає, що підтверджує гіпотезу про вплив на ВВ електропровідних океанських течій. В тектонічно більш активній східній частині АФ-плити ВВ більш динамічні. Характерною особливістю ВВ на АФ-плиті є зменшення абсолютної величини ВВ, яке розпочалось в кінці 70-х років ХХ століття. Це свідчить про релаксацію джерел геомагнітного поля та про зменшення геомагнітної активності.

7. За даними інструментальних спостережень на магнітних обсерваторіях INTERMAGNET і даних міжнародних центрів по сонячно-земній фізиці показано, що геомагнітна і сонячна активності досягли максимуму в кінці 50-х років ХІХ століття (1957 р.). В подальшому спостерігається їх стрибкоподібне зменшення. Відносно слабка геомагнітна і сонячна активності спостерігались в 20-му циклі (1964–1976) і найменша на фазі розвитку 24-го циклу (2009–2013). Геомагнітна активність різко зменшується і запізнюється відносно сонячної, але час запізнення зменшується з часом. В 22–23-му циклах сонячна і геомагнітна активності розвивались в фазі. Різке зменшення геомагнітної активності в 24-му циклі можна пояснити: 1) зменшенням великомасштабного поля Сонця; 2)

наближенням до мінімуму 200-літнього циклу сонячної активності, що очікується у 2050–2060 рр. (25–27-му сонячному циклах).

8. Зроблено оцінку вкладу у ВВ зовнішніх джерел. Для цього вибрано інтервал часу, в якому інтенсивність зовнішнього джерела достовірно відома. У 2003 р. спостерігався ряд дуже великих магнітних бур, які дали значний вклад у середньорічні значення поля і у ВВ відповідно. Використовуючи дані 127 обсерваторій світової мережі, було пораховано вклад в горизонтальну компоненту ВВ, що дорівнює приблизно  $-20$  нТл на екваторі і  $\pm 20$  нТл на полюсах в вертикальній компоненті ВВ. В районах магнітних аномалій, сейсмоактивних регіонах і на границі літосферних плит величини від ВВ від зовнішніх джерел значно збільшуються.

9. Пораховано внесок зовнішніх джерел у варіацію під час надзвичайно великих магнітних бур. Потужні спалахи й пов'язані з ними не менш потужні викиди корональної плазми наприкінці 2003 р. призвели до виникнення дуже великих магнітних бур 29–31 жовтня та 20–21 листопада 2003 р. Перша дуже велика геомагнітна буря з індексом  $D_{st} = -401$  нТл мала раптовий початок і тривала близько 60 год. Друга – з індексом  $D_{st} = -472$  нТл була з поступовим початком і тривала близько 30 год. Кільцевий магнітосферний струм DR разом зі струмом в хвості магнітосфери DP та струмом на магнітопаузі DCF під час магнітної бурі дають найбільший внесок у варіацію поля  $\sim 80$  % (в середньому DR 55–74 %, DCF 11–23 %). Внесок авроральних струмів та їх зворотних струмів у варіації поля середніх широт складають 12–27 %. Поява екстрабур в роки високої сонячної активності веде до значного зменшення середньорічних значень напруженості геомагнітного поля, а значить впливає на величину ВВ.

10. Проведено аналіз секторної структури міжпланетного магнітного поля за період з 1 липня 1966 р. до 28 травня 1974 р. Встановлено, що зміна знака сектора ММП, а також недовготривалі порушення секторної структури, тобто відхилення поля від напрямку по спіралі Архімеда, ведуть до генерації вертикальної складової ММП. Максимальних значень  $V_z$  складова ММП



набуває при значеннях кута  $\Phi = 20 \dots 60^\circ$  в додатному секторі та  $220 \dots 260^\circ$  у від'ємному секторі ММП. Збільшення сонячної активності веде до перебудови двосекторної структури в багатосекторну, до появи  $V_z$ -складової ММП значної величини і до збільшення геомагнітної активності.

11. Впроваджено нові методи вимірювання та обробки даних на геомагнітних обсерваторіях «Львів», «Київ», «Одеса»,. Розроблено програми для первинної обробки та online відправки даних в форматі INTERMAGNET до міжнародних центрів даних. З чотирьох геомагнітних обсерваторій України три («Львів», «Київ» і «Академік Вернадський») є повноправними членами INTERMAGNET. Геомагнітна обсерваторія «Одеса» обладнана сучасним комплексом апаратури для реєстрації, первинної обробки та відправки даних до Міжнародних центрів даних.

12. За даними геомагнітних обсерваторій «Київ», «Львів» та «Одеса» проведений аналіз часових змін компонент магнітного поля Землі за весь період їх спостережень. На геомагнітних обсерваторіях України варіації геомагнітного поля в усіх компонентах є синхронними, але відрізняються в деталях, оскільки підстилаючі поверхні під обсерваторіями є неоднаковими. Найбільші амплітуди варіацій спостерігаються на магнітній обсерваторії «Львів», оскільки вона розміщена поблизу зони Тейссейре-Торнквіста. Приріст величини повного вектора індукції магнітного поля за період 1958–2008 рр. становить для геомагнітної обсерваторії «Київ» 1223 нТл, «Одеса» – 1144 нТл, «Львів» – 1323 нТл. Більша частина цього приросту ( $B_n = 1200$  нТл за останні 50 років) визначається зростанням головного магнітного поля Землі.

13. Вперше пораховано внесок зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля за даними геомагнітних обсерваторій України. Показано, що величина вкладу залежить від геомагнітної активності. У збурені роки амплітуда змін вікових варіацій зростає в 1,5–2 рази.

14. Розроблено новий метод усунення завад при реєстрації складових геомагнітного поля на обсерваторії, що створюються електрифікованими

постійним струмом залізницями, який базується на знаходженні частотно-передаточної функції між співвідношеннями горизонтальних компонент на обсерваторії, записи якої зашумлені завадами, та обсерваторії, яка не знає впливу таких завад. Порівняння К-індексу, визначеного за оригінальними та реконструйованими даними, покращує результат на 29 % на обсерваторії «Львів» і на 14 % на обсерваторії «Бельськ».

15. Побудована модель регіонального геомагнітного поля на території Центральної Європи, з використанням даних геомагнітних обсерваторій новим методом, суть якого полягає в тому, що для моделювання регіонального геомагнітного поля запропоновано використовувати таку базову систему функцій, якій властива ортогональність на довільній сферичній трапеції. Запропонований метод можна використовувати для побудови моделі регіонального геомагнітного поля високої роздільної здатності. Обчислено дисперсію визначених коефіцієнтів моделі і стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля від їх модельних значень, а також різниць між ними. Стандартне відхилення аномальних значень компонент геомагнітного поля і їх модельних значень різняться в межах 20 %, тоді як стандартне відхилення їх різниць не перевищує 30 %.

## СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

## Статті в наукових виданнях

1. **Sumaruk, Yu.** (2001). On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31(1), 353–354.
2. **Сумарук, Ю.П.** (2001). Кільцевий струм в магнітосфері та його асиметрія в час великої магнітної бурі. *Геофиз. журн.*, 23(2), 101–105.
3. Semenov, V.Y., Jozwiak, W., Pek, J. & CEMES Organizing Committee: Adam A., ..., **Sumaruk Yu.** et al. (2003). Deep Electromagnetic Soundings Conducted in Trans-European Suture Zone. *Eos, Transaction, American Geophysical Union*, 84(52), 581–584.
4. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2004). Про рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 26(6), 139–146.
5. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2005). Про джерела  $S_q$ -варіацій геомагнітного поля в середніх широтах. *Геофиз. журн.*, 27(2), 299–303.
6. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2006). До питання енергетики магнітосфери на різних рівнях сонячної та магнітної активності. *Геофиз. журн.*, 28(3), 116–121.
7. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2007). Геомагнітна активність та динаміка змін клімату в регіоні Західної України у фазу спаду 22-го та фазу росту 23-го циклів сонячної активності. *Геофиз. журн.*, 29(2), 157–166.
8. **Sumaruk, Yu.** (2007). On separation of the secular variations of different origins. In *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (Monographic volume C-99(398), pp. 252–259).
9. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Геомагнітна активність та динаміка секторної структури ММП. *Космічна наука і технологія*, 14(2), 84–91.

10. **Сумарук, Ю.П.** (2007/2008). Діагностика азимутальної компоненти міжпланетного магнітного поля за даними антарктичної магнітної обсерваторії. *Укр. антаркт. журн.*, (6/7), 43–48.
11. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Варіації геомагнітного поля від магнітосферних та іоносферних джерел під час дуже великої магнітної бурі 20–21 листопада 2003 року. *Геофиз. журн.*, 30(6), 127–130.
12. Сумарук, П.В., **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2009). Геомагнітна обсерваторія «Львів»: минуле і сучасність. *Геофиз. журн.*, 31(5), 146–151.
13. **Sumaruk, Yu.** (2010). Secular variations at Ukrainian magnetic observatories. *Геофиз. журн.*, 32(4), 177–179.
14. Лаба, І.С., Підстригач, І.Я., **Сумарук, Ю.П.**, Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., & Баран, О.А. (2010). Надзвичайна сонячна і геомагнітна активність в жовтні–листопаді 2003 року. *Журн. фіз. досліджень*, 4(3), 3902–3913.
15. **Сумарук, Ю.П.** (2011). Залежність величини варіації геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи. *Космічна наука і технологія*, 17(17), 39–42.
16. **Sumaruk, Yu.**, & Reda, J. (2011). Secular variation of the geomagnetic field and solar activity. *Геофиз. журн.*, 33(4), 134–141. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116902.
17. **Sumaruk, Yu.**, Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2011). Geomagnetic observatories of Ukraine in the global Network INTERMAGNET. *Russian Journal of Earth Sciences*, 12, ES2002. doi:10.2205/2011ES000506.
18. **Сумарук, Ю.П.** (2011). Довготривалі зміни геомагнітного поля за даними спостережень на магнітних обсерваторіях України. *Геофиз. журн.*, 33(5), 120–127. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v33i5.2011.116873.
19. Семенов, В.Ю., Возар, Я., **Сумарук, Ю.П.**, & Ладанивский Б.Т. (2011). Изменчивость положения оси симметрии кольцевого магнитосферного тока. *Геодинаміка*, (2), 284–286.

20. Orliuk, M.I., Romenets, A.A., Sumaruk, T.P., & **Sumaruk, Yu.P.** (2012). Geomagnetic field of Ukraine: estimation of internal and external sources contribution. *Odessa Astronomical Publications*, 25(2), 102–108.
21. Орлюк, М.И., Роменец, А.О., Сумарук, П.В., **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли территории Украины. Оценка вклада внутренних и внешних источников. *Геофиз. журн.*, 34(3), 137–144. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v34i3.2012.116651.
22. Сумарук, Т.П., Сумарук, П.В., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Геомагнітна активність та енергетика магнітосфери у 19–24 циклах сонячної активності. *Космічна наука і технологія*, 18(3), 84–91.
23. Neska, A., Reda, J., Neska, M., & **Sumaruk, Yu.** (2013). On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv magnetic observatories. *Acta Geophysica*, 61(2), 385–403. doi:10.2478/s11600-012-0058-0.
24. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, П.В. (2013а). Особливості вікових варіацій геомагнітного поля у північній полярній частині Землі. *Геофиз. журн.*, 35(2), 137–145. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111357.
25. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2013б). Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля в полярних шапках Землі. *Геодинаміка*, (2), 335–337.
26. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, Т.П. (2013в). Про вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію геомагнітного поля. *Доп. НАН України*, (12), 107–113.
27. Орлюк, М.И., Сумарук, Т.П., **Сумарук, Ю.П.**, & Роменець, А.О. (2014). Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля за даними українських магнітних обсерваторій. *Геофиз. журн.*, 36(2), 111–119. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116124.
28. Gvishiani A.D., Starostenko V.I., **Sumaruk, Yu. P.**, Soloviev A. A., & Legostaeva O.V. (2015). A Decrease In Solar And Geomagnetic Activity From Cycle 19 To Cycle 24. *Geomagnetism and Aeronomy*, 55(3), 299–306. doi:10.7868/S0016794015030098.
29. **Сумарук, Ю.П.**, & Сумарук, П.В. (2016а). Часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі. *Космічна наука і технологія*, 22(3), 32–40.

30. **Сумарук, Ю.П.,** & Сумарук, Т.П. (2016б). Вікові варіації геомагнітного поля в Антарктиді. *Геофиз. журн.*, 38(2), 120–128. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107771.
31. **Сумарук, Ю.П.,** Сумарук, Т.П., & Реда, Я. (2016). Динаміка вікових варіацій з часом. *Геофиз. журн.*, 38(6), 152–159. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91884.
32. **Сумарук, Ю.П.,** & Сумарук, Т.П. (2017). Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті. *Геофиз. журн.*, 39(2), 96–80. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97375.
33. Neska, A., Reda, J., Neska, M., & **Sumaruk, Yu.** (2018). On the relevance of source effects in geomagnetic pulsations for induction soundings. *Annals of Geophysics*, 36(2), 337—347. doi:10.5194/angeo-36-337-2018.
34. Orliuk, M., **Sumaruk, Yu.,** & Neska, A. (2018). Geomagnetic field secular variation changes at European magnetic observatories. *Conrad Observatory Journal (a special issue)*, (X), P. 28.
35. Sobitnyak, L.I., Ryabov, M.I., Sukharev, A.L., Orlyuk, M.I., Romenets, A.O., & **Sumaruk, Yu.P.** (2018). The catalog of magnetic storms for Odessa magnetic anomaly zone. *Odessa astronomical publication*, 31(6), 163–166.
36. **Сумарук, Ю.П.,** Янків-Вітковська, Л.М., & Джуман, Б.Б. (2019). Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: теоретичний аспект. *Геофиз. журн.*, 41(1), 180–191. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158872.
37. **Сумарук, Ю.П.,** Янків-Вітковська, Л.М., & Джуман, Б.Б. (2019). Моделювання регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: практичний аспект. *Геофиз. журн.*, 41(6), 165–172. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190073.

## Тези доповідей

1. **Sumaruk, Yu.P.** (2003). Methodology of magnetic observations at “Lviv” magnetic observatory: *Program and abstracts for Workshop on repeat magnetic stations at magnetic observatory Niemegek*. <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/GeoMag/eurepstat.html>.
2. **Sumaruk, Yu., & Sumaruk, P.** (2006). On separation of the secular variations from different origin: *XIIth IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data Acquisition and Processing. Belsk, Poland*. Abstract vol. P. 106.
3. **Сумарук, Ю.П.** (2008). Вариации геомагнитного поля от магнитосферных и ионосферных источников во время очень большой бури 20 ноября 2003 года: *Сб. тез. 8-й Укр. конф. по космическим исследованиям, Евпатория, 1–7 сентября 2008г.* С. 28.
4. Orlyuk, M.I., Sumaruk, T.P., Sumaruk, P.V., & **Sumaruk, Yu.P.** (2008). Geomagnetic observatories of the Ukraine: regular observations and scientific investigation of the Earth’s magnetic field: *The 3<sup>rd</sup> anniversary Symposium GeObMag 2008 “Surlary national geomagnetic observatory “Liviu Constantinescu” 65 years of continuous work”, Program and Abstracts, Bucharest, Romania, October 16–18, 2008.* P. 49.
5. **Sumaruk, Yu., & Reda, J.** (2009). Secular variations of the geomagnetic field and solar activity: *IAGA 11<sup>th</sup> Scientific Assembly. Program and Abstracts. Sopron, Hungary.*
6. **Сумарук, Ю.П.** (2010). Залежність величини варіацій геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи: *10<sup>th</sup> Ukrainian conference on space research. August 30 – September 3 2010, Yevpatoria, Crimea, Ukraine.* P. 106.
7. Старостенко, В.И., Легостаева, О.В, & **Сумарук, Ю.П.** (2011). INTERMAGNET в Украине: *Международ. конф. «Искусственный интеллект в изучении магнитного поля Земли. Российский сегмент INTERMAGNET» 26–28 января 2011 г., Углич, Россия.*

8. Orliuk, M.I., Romenets, A.O., **Sumaruk, Yu.P.**, & Sumaruk, T.P. (2011). Space-temporal characteristic of the magnetic field of the Ukraine: *5<sup>th</sup> MagNetE Workshop on European geomagnetic repeat station survey 2009–2010. Rome 9–11 May 2011* (pp. 16–17). Program and abstract.
9. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2011). Геомагнітна активність в кінці 23-го та на початку 24-го циклу сонячної активності: *11<sup>th</sup> Ukrainian conference on space research. August 29 – September 2 2011, Yevpatoria, Crimea, Ukraine*. P. 57.
10. Semenov, V.Yu., Vozar, J., & **Sumaruk, Yu.P.** (2012). Diurnal precession of the pole of the effective magnetosphere currents: *XVth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 4–14, 2012, Royal Institute and Observatory of the Navy San Fernando, Cádiz, Spain*. Abstract vol. P. 81.
11. Орлюк, М.И., Роменец, А.А., Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Геомагнитное поле Украины: оценка вклада внутренних и внешних источников: *12<sup>th</sup> Odessa International Astronomical Gamow Conference-School “Astronomy and Beyond: Astrophysics, Cosmology and Gravitation, Cosmomicrophysics, Radio-Astronomy and Astrobiology”, August 20–26, 2012, Odessa, Ukraine* (pp. 19–20). Program and Abstracts.
12. Старостенко, В.И., Орлюк, М.И., Роменец, А.А., & **Сумарук, Ю.П.** (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли на ее поверхности и в ближнем космосе: *12-та Укр. конф. з космічних досліджень 3–7 вересня 2012 р., Євпаторія, Крим, Україна*. С. 47.
13. Soloviev, A., Gvishiani, A., **Sumaruk, Y.**, & Starostenko, V. (2012). Russian-Ukrainian Geomagnetic Data Center: *23<sup>rd</sup> International CODATA Conference “Open Data & Information for A Changing Planet” 28–31 October 2012, Taipei, Taiwan*. Overview Program. P. 23.
14. Starostenko, V.I., **Sumaruk, Yu.P.**, & Legostaeva, O.V. (2013). Investigation of magnetic Field of the Earth and Russian-Ukrainian Segment of Intermagnet:



*Partnership conference “Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining”, 30 September – 3 October 2013, Kaluga, Russia. CD-ROM.*

15. **Сумарук, Ю.П., & Сумарук, Т.П.** (2013). Динаміка вікових варіацій магнітного поля в полярних шапках Землі: *V Міжнар. наук. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища» 1–4 жовтня 2013 р. Львів, Україна.*

16. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2014). Особливості сонячної та геомагнітної активності у 19–24 сонячних циклах: *Тез. доп. 14-ї укр. конф. з космічних досліджень, 8–12 вересня 2014 р., Ужгород. С. 30.*

17. Сумарук, Т.П., & **Сумарук, Ю.П.** (2015). Часові зміни вікових варіацій геомагнітного поля в Європі: *Тез. доп. 15-ї укр. конф. з космічних досліджень, 24–28 серпня 2015 р., Одеса. С. 25.*

18. Орлюк, М.І., **Сумарук, Ю.П.**, Сумарук, Т.П., & Реда, Я. (2016). Динаміка фокусів вікових варіацій в Європі в другій половині ХХ століття: *Тез. доп. 16-ї Укр. конф. з космічних досліджень, 22–27 серпня 2016 р., Одеса. С. 36.*

19. **Sumaruk, Yu., & Sumaruk, T.** (2016). Dynamics of the time changes of the geomagnetic secular variations: *XVIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data acquisition and Processing September 4–10, 2016, Dourbes, Belgium. Abstracts. P. 86.*

20. Сумарук, Т., & **Сумарук, Ю.** (2016). Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті: *Матер. VI Міжнар. наук. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 20–23 вересня, 2016 р., Львів (С. 263–265).*

21. **Сумарук, Ю.П., & Сумарук, П.В.** (2017). 22-річні хейлівські цикли сонячної активності та вікові варіації геомагнітного поля: *Міжнар. наук. конф. «Астрономічна обсерваторія Львівської політехніки: історія і сучасність», 16–17 листопада, 2017 р., Львів, Україна. Програма конференції.*

22. Orlyuk, M., **Sumaruk, Yu., & Neska, A.** (2018). Geomagnetic field secular variation changes at the European magnetic observatories: *XVIIIth IAGA Workshop on*

*Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 24–29, 2018, Conrad Observatory of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria.*

<https://cobs.zamg.ac.at/iaga2018/index.php/program/scientific-program>.

23. **Sumaruk, Yu., & Sumaruk, P.** (2018). Solar and geomagnetic activity at 19–24 cycles: *XVIIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, June 24–29, 2018, Conrad Observatory of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria.*

<https://cobs.zamg.ac.at/iaga2018/index.php/program/scientific-program>.

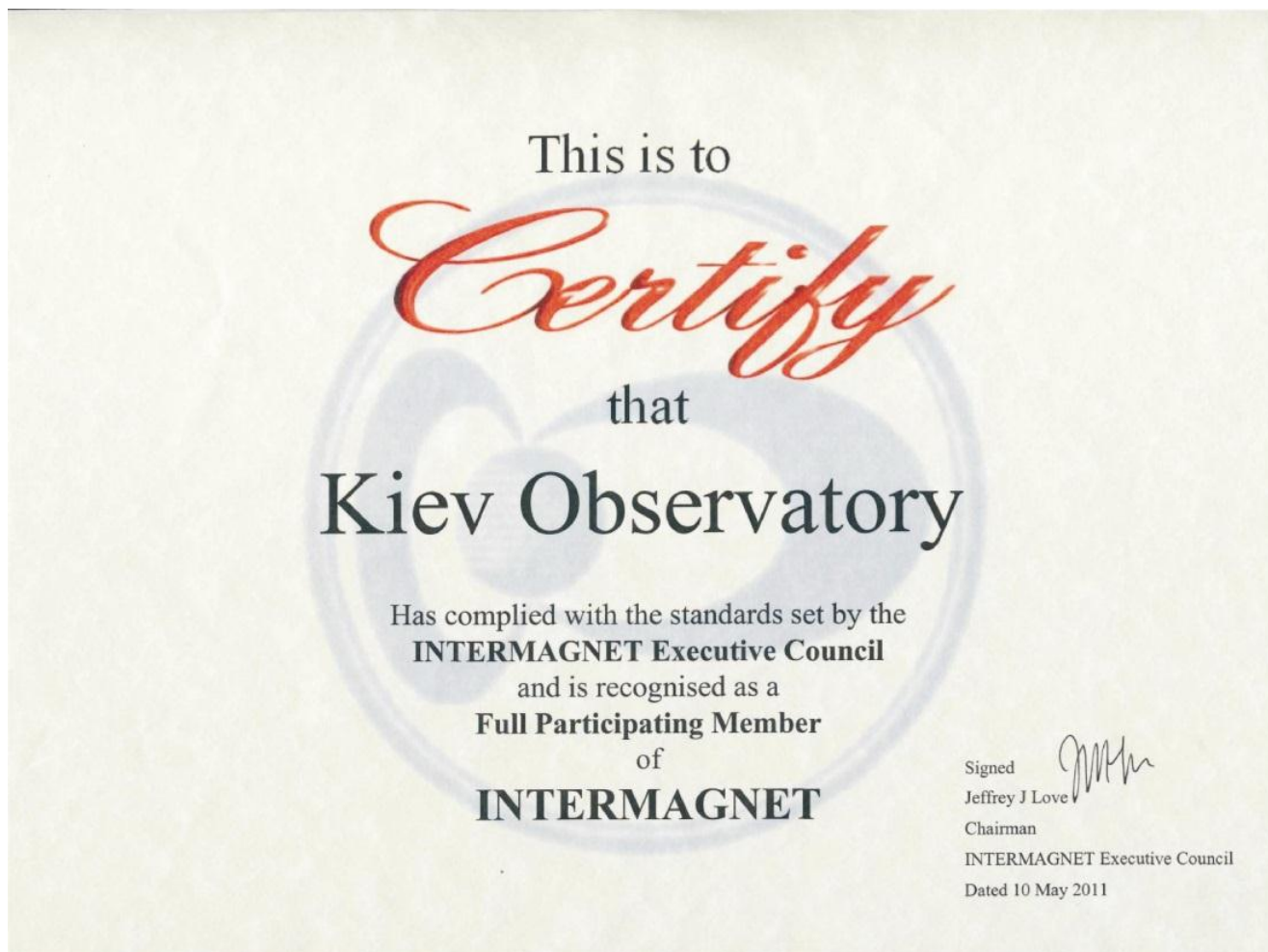
24. Джуман, Б.Б., **Сумарук, Ю.П.**, & Янків-Вітковська, Л.М. (2018). Побудова регіонального магнітного поля з використанням сферичних функцій: *Тез. доп. 18-ї Укр. конф. з космічних досліджень, 17–20 вересня 2018 р., Київ. С. 55.*

25. Ryabov, M.I., Sobitnyak, L.I., Sukharev, A.L. Orlyuk, M.I., Romenets, A.O., **Sumaruk, Yu.P.**, & Pilipenko, A.A. (2020). Application of the catalog of magnetic storms for the analysis of monitoring data for radio source fluxes at RT URAN-4 in the magnetic anomaly zone: *20<sup>th</sup> Gamow Summer School “Astronomy and beyond: Astrophysics, Cosmology, Radioastronomy and Astrobiology” 9–20 August, 2020, Odessa, Ukraine. Abstracts. P. 25.*

## Оснащення українських геомагнітних обсерваторій

Обсерваторія	Київ	Львів	Одеса	Академік Вернадський
IAGA code	KIV	LVV	ODE	AIA
Координати, широта/довгота	50,72N/30,3E	49,9N/23,74E	46,78N/30,88E	65,25S/64,27W
Прилади для абсолютних вимірювань	Nonmagnetic theodolite THEO-010 with fluxgate GEOMAG-03 and proton precession magnetometer type Mv-01	Nonmagnetic theodolite Tavistock with fluxgate FLM1/B and proton precession magnetometer type MMP-203	Nonmagnetic theodolite THEO-010 with fluxgate GEOMAG-03 and Overhauser proton magnetometer GSM-19	Non-magnetic theodolite THEO 020B with MAG- 01H and proton precession magnetometer type PMP-8
Прилади для варіаційних вимірювань	LEMI 008	Torsion photoelectric magnetometer TPM employing Bobrov-type quartz Variometers and LEMI-025	Three component fluxgate magnetometer FGE and LEMI-018	LEMI 008 and Fluxgate EDA
Орієнтація	XYZ	XYZ	XYZ	XYZ, HDZ

**Сертифікат, підтверджуючий членство геомагнітної обсерваторії «Київ»  
Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України в INTERMAGNET**



**Сертифікат підтверджуючий членство геомагнітної обсерваторії «Львів»  
Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України в INTERMAGNET**



**Сертифікат підтверджуючий членство геомагнітної обсерваторії «Академік  
Вернадський» до мережі INTERMAGNET**

