

Міністерство освіти і науки України
Національний університет «Львівська політехніка»

На правах рукопису

Досин Соломія Ігорівна

УДК 528.481+551.242.12+551.461.24

**ВИЗНАЧЕННЯ ШВИДКОСТЕЙ ВІКОВИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ
ЗЕМНОЇ КОРИ ЗА ДАНИМИ МАРЕОГРАФІЧНИХ ТА GNSS-
СПОСТЕРЕЖЕНЬ (НА ПРИКЛАДІ ЄВРОПЕЙСЬКОГО КОНТИНЕНТУ)**

05.24.01 – Геодезія, фотограмметрія та картографія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата технічних наук

Науковий керівник –
доктор технічних наук, професор
К.Р. Третяк

*Ідентичність всіх примірників дисертації
ЗАСВІДЧУЮ:*

*Вчений секретар спеціалізованої
вченої ради /Б. Паляниця/*

Львів 2017

АНОТАЦІЯ

Досин С.І. Визначення швидкостей вікових вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних та GNSS-спостережень (на прикладі Європейського континенту).

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата технічних наук за спеціальністю 05.24.01 «Геодезія, фотограмметрія та картографія». – Національний університет «Львівська політехніка». Львів, 2017.

Дисертація присвячена вивченню вікових вертикальних рухів земної кори Європи на основі двох незалежних методів, а саме: результатів мареографічних та GNSS-спостережень. Виконано опис та класифікацію факторів, які впливають на зміну рівня моря. Обчислено точність, з якою можна досліджувати вікові рухи земної кори за результатами мареографічних спостережень. Представлено методику виявлення тривалості мареографічних спостережень, необхідної для дослідження вікових вертикальних рухів земної кори. Здійснено апроксимацію мареографічних часових серій рядами Фур'є, визначена необхідність триваліших спостережень на певних територіях. Побудовано схему швидкостей вертикальних рухів земної кори Європи на основі даних мареографічних та GNSS-спостережень. Виявлено та вивчено розбіжності у визначенні швидкостей вертикальних рухів земної кори (ВРЗК) Європи за допомогою мареографічних та GNSS-спостережень. За результатами обчислення середніх швидкостей ВРЗК з використанням мареографічних ($v_{\text{мар}} \pm m_{v_{\text{мар}}}$) та GNSS-спостережень ($v_{\text{GNSS}} \pm m_{v_{\text{GNSS}}}$) виконано інтерполяцію швидкостей вертикальних рухів ($v_{\text{мар}}^{\text{інт}}$ та $v_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}$) в рівномірно розташованих точках вздовж берегової лінії Європи (через кожні 10 км) та визначено їх середньоквадратичні похибки ($m_{v_{\text{мар}}^{\text{інт}}}$ та $m_{v_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}}$). Дослідження проводились окремо за даними мареографічних спостережень і окремо – за даними GNSS-спостережень. На основі опрацювання результатів мареографічних та GNSS-спостережень виявлено різницю Δ (мм/рік) між швидкостями ВРЗК. Під час аналізу цих різниць встановлено, що вона характерна для всієї території Європи.

Найбільшого значення вона становить $2,6 \pm 0,8$ мм/рік на території Фенноскандії, найменшого – на території Нідерландів ($0,6 \pm 0,2$ мм/рік) та Балканського півострова ($0,6 \pm 0,1$ мм/рік). Тобто, Δ змінюється в межах від 0,6 до 2,6 мм/рік. Середня квадратична похибка визначення різниць m_{Δ} змінюється в межах від 0,1 до 0,9 мм/рік. Середнє значення Δ для території Європи становить $1,8 \pm 0,5$ мм/рік. Результати визначення розподілу Δ згруповано в чотири умовні блоки – території, для яких спостерігаються майже однакові в межах точності їх визначення значення середніх різниць Δ . Перший блок (I) – це територія Фенноскандії та Центральної Європи ($\Delta \pm m_{\Delta} = 2,4 \pm 0,6$ мм/рік), другий (II) – територія Західної Європи ($\Delta \pm m_{\Delta} = 0,7 \pm 0,2$ мм/рік), третій (III) – територія Великої Британії та Південної Європи ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1,5 \pm 0,3$ мм/рік), четвертий (IV) – територія Балканського півострова ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1,0 \pm 0,3$ мм/рік). Ця складова є систематичною, постійною в межах певних регіонів і є завжди додатньою. Основним фактором, який спричиняє появу Δ , є, очевидно, зростання абсолютного глобального рівня моря, яке проявляється у мареографічних спостереженнях, а також вплив солоності та вітрів. У результаті виконаних досліджень з'являється можливість спільного урівноваження мареографічних і GNSS-спостережень для визначення швидкостей ВРЗК уздовж берегової лінії з врахуванням відповідної систематичної поправки Δ . Врахування цієї різниці дає можливість прогнозування зміни положення берегової лінії та зміни рівня моря, які мають важливий науковий і практичний наслідок, зокрема, міна положення берегової лінії має вагомий вплив під час проектування та будівництва гідротехнічних споруд та портів на прибережних територіях.

В результаті виконаного дослідження було проведено реконструкцію вікових ВРЗК на території північної частини Європи за даними тривалих мареографічних спостережень; досліджено зміну кінематичних параметрів кристалічних масивів, на якому розташовані відібрані для дослідження мареографи, в залежності від вибраної середньої епохи спостережень $t_0 = 1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 роки та періоду усереднення результатів мареографічних спостережень $\Delta t = 60$ років. Для

виконання реконструкції вертикальних рухів земної кори розроблена методика визначення необхідної тривалості мареографічних спостережень для визначення вертикальних рухів із заданою точністю. Крім цього, розроблено алгоритм визначення кінематичних параметрів тектонічного блоку, які характеризують положення лінії нульових швидкостей вертикальних рухів, швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α , азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β . Визначення цих параметрів виконувалось методом ітерацій в декілька етапів. Нульове наближення визначає приблизні значення шуканих параметрів, які служать вихідними даними для виконання першого наближення. Перше наближення – це розв’язок задачі нелінійного програмування, який передбачає пошук оптимального просторового положення тектонічного блоку відносно мареографів і їх векторів швидкостей. В цьому наближенні виконується пошук мінімуму функції відхилення моделі руху блоку відносно реальних вимірів мареографів. Розв’язок цієї задачі, а саме пошук мінімуму цільової функції, виконувався градієнтним методом Флетчера-Рівса. Виконання другої ітерації необхідне для перевірки визначених результатів кінематичних параметрів тектонічного блоку та проведення оцінки точності шуканих параметрів за допомогою методу найменших квадратів. Для тектонічних блоків території північної Європи встановлено залежність швидкості зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α та азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β від вибраної середньої епохи $t_0=1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 роки та періоду усереднення результатів спостережень $\Delta t=60$ років. Побудовано просторову кінематичну модель руху тектонічних блоків території північної Європи для $\Delta t=60$ років. Проаналізовано зміну в часі поля швидкостей вертикальних рухів блоків. Проведено ретроспективний аналіз зміни кінематичних параметрів досліджуваної території. В загальному, кінематика тектонічних блоків корелює з неотектонічними рухами, відображених в геологічних розрізах. Запропонована методика може бути використана для аналогічного дослідження інших регіонів світового узбережжя. За

допомогою виконаних досліджень можна проводити реконструкцію за часом вертикальних рухів земної кори для вивчення історичного розвитку ендегенних процесів та змін гравітаційного поля Землі, а також для дослідження змін висотного положення геодезичних мереж та стійкості систем висот.

Ключові слова: вертикальний рух земної кори, мареограф, GNSS-станція, різниця швидкостей, реконструкція вертикальних рухів, Європа, тектонічний блок, кінематичні параметри.

ANNOTATION

Dosyn S.I. Determining of the velocities of secular vertical crustal movements according tide gauge and GNSS-observations (the territory of Europe continent is taken as an example).

Thesis for the degree of candidate of technical sciences by specialty 05.24.01 – Geodesy, photogrammetry and cartography. – Lviv Polytechnic National University, Lviv, 2017.

This thesis is devoted to the study of secular vertical movements of the European crust on the basis of two independent methods, namely tide gauge and GNSS observations results. The description and classification of factors affecting sea level change has been made. The precision with which the movement of the earth's crust according to the results of tide gauge observations can be explored has been calculated. A methodology to identify the duration of tide gauge observations required for studies of vertical movements of the earth's crust has been presented. Approximation of tide gauge time series with the help of Fourier series has been implemented, the need for long-term observations in certain areas has been explained. The diagram of the velocities of the vertical movements of the European crust on the basis of the tide gauge data and GNSS observations has been built. The differences in determining vertical crust movement velocities (VCMV) in Europe applying two independent methods: tide gauge and GNSS-observations are detected and investigated. As the result of the average crust movement velocity calculation applying tide gauge ($V_{TG} \pm m_{V_{TG}}$) and GNSS-observations ($V_{GNSS} \pm m_{V_{GNSS}}$) the

interpolation of vertical crust movement velocities has been conducted (v_{TG}^{int} and v_{GNSS}^{int}), at points equally set-along the European coastline (every 10 km), their mean-square error ($m_{v_{TG}^{int}}$ and $m_{v_{GNSS}^{int}}$) has been determined. The research has been conducted separately: one has been based on tide gauge observation and the other has been based on GNSS-observations. Based on processing the results of tide gauge and GNSS-observations the difference Δ (mm/year) between vertical crust movement velocities has been determined. Having analyzed these differences, it has been found that it is typical for the whole European territory. The greatest t value of it is 2.6 ± 0.8 mm/year on the territory of Fennoscandia, the least one is on the territory of the Netherlands (0.6 ± 0.2 mm/year) and the Balkans (0.6 ± 0.1 mm/year). To say, Δ varies from 0.6 to 2.6 mm/year. The mean square error of m_{Δ} differences varies from 0.1 to 0.9 mm/year. The average Δ value on the European territory is 1.8 ± 0.5 mm/year. The results of determination of Δ are summarized in 4 set units: the territories which are almost identical in accuracy of determining the value of average Δ differences. The first unit (I) comprises the territory of Fennoscandia and Central Europe ($\Delta \pm m_{\Delta} = 2.4 \pm 0.6$ mm/year), the second one (II) comprises the territory of Western Europe ($\Delta \pm m_{\Delta} = 0.7 \pm 0.2$ mm/year), the third unit (III) comprises the territory of the United Kingdom and Southern Europe ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1.5 \pm 0.3$ mm/year), the fourth one (IV) comprises the territory of Appenines Peninsula ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1.0 \pm 0.3$ mm/year). This component has systematic and constant features in certain areas and is always positive. The main factor causing the appearance of Δ is obviously the increase of absolute global sea level, which is manifested in tide gauge observations as well as salinity and wind impact. The results of the study give the possibility of common balancing of tide gauge and GNSS-observations in order to determine vertical-crust movement velocities along the coastline taking into account relevant systematic error Δ . Taking into consideration this difference gives the possibility to predict changes of the coastline position and sea level changes. It also presents a significant scientific and practical impacts, especially, changing the position of the

coastline is also significant while designing and constructing hydrotechnical structures and ports at seacoasts.

In the result of this study the reconstruction the vertical movements of the earth crust in northern parts of Europe, according to long-term tide gauge observations; to investigate the change of kinematic parameters of the crystalline massif, where the tide gauges, selected for the study, are situated, depending on the average epoch of the observation period $t_0=1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 years and averaging the results of tide gauge observations $\Delta t=60$ years has been made. To perform the reconstruction of the vertical movements of the earth's crust a method of determining the necessary length of tide gauge observations to determine the vertical movements with given precision is developed. In addition, an algorithm for determining kinematic parameters of the tectonic block, which characterize the position of the line of zero velocity vertical motion, directional azimuth of changing maximum inclination angle of tectonic block β , the velocity of changing maximum inclination angle of tectonic block α is developed. The definition of these parameters was performed by the method of iterations in several stages. Zero approximation is solution of problem of non-linear programming. The first approach is the method of exact solutions, which involves finding the optimal spatial position of the tectonic blocks in relation to tide gauges and their vectors of velocities. During this approximation a search for the minimum of a function of the deviation of the motion models of the block relative to the actual measurements of tide gauges is also performed. The solution to this problem, namely the search of the minimum of the objective function, was made by a gradient method of Fletcher-Reeves. The second iteration is necessary to verify the determined results of kinematic parameters and executes them to evaluate the accuracy using the least squares method. For tectonic blocks of northern Europe territory dependence of change of directional azimuth of changing maximum inclination angle of tectonic block β and the velocity of changing maximum inclination angle of tectonic block α on the average epoch $t_0=1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 and the averaging period of observation results $\Delta t=60$ years is estimated. Spatial kinematic model of motion of a tectonic blocks of northern Europe territory for $\Delta t=60$ years is built. The change in time

of the velocity field of the vertical movements of the blocks is analyzed. Retrospective analysis of changes in kinematic parameters of the study area is performed. In general, tectonic block kinematics is correlated with neo-tectonic movements depicted in geological sections. Performed methodology can be used for isentical research of other regions of world's coastline. It helps to study the historical development of endogenous processes and changes in the Earth gravitational field and to study the position of changing altitude geodetic network and sustainability of its systems.

Keywords: vertical movement of the earth's crust, tide gauge GNSS-station, difference of velocities, reconstruction of vertical movements, Europe, tectonic block, kinematic parameters.

Список публікацій здобувача

1. K. Tretyak, S. Dosyn. Study of vertical movements of the European crust using tide gauge and GNSS observations. Reports on Geodesy and Geoinformatics, Vol. 97, 2014, p. 112-131, DOI: 10.2478/rgg-2014-0016.
2. К. Третьак, С. Досин. Реконструкція вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних спостережень. «Геодинаміка», 2(17)/2014. с. 7-29.
3. С. Досин. Мареографічний метод визначення вертикальних рухів земної кори - аналіз впливу природних і техногенних факторів. Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. Випуск II (32), 2016, с. 83-98.
4. К. Третьак, С. Досин. Моделювання вертикальних рухів тектонічних блоків за даними мареографічних спостережень. «Геодинаміка», 1(20)/2016, с. 7-20.
5. К. Третьак, С. Досин. Аналіз результатів визначення швидкостей вертикальних рухів земної кори берегової лінії Європи за даними мареографічних та GNSS-спостережень. «Геодинаміка», 2(21)/2016, с. 18-35.
6. С. Досин. Можливості побудови карт вертикальних рухів земної кори з допомогою мареографічних спостережень та результатів GNSS-вимірювань в Європі. Матеріали XVIII Міжнародного науково-технічного симпозіуму

- «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS-технології». 10-15 вересня 2013 року, Алушта, Крим. С.311-312.
7. K. Tretyak, S. Dosyn. Reconstruction of Vertical Movements of the Earth's Crust, According to Tide Gauge Observations. EUREF Symposium, Leipzig, June 3-5, 2015. p. 47.
 8. K. Tretyak, S. Dosyn. Study of Vertical Movements of the European Crust Using Tide Gauge and GNSS Observations. 5th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS» November 26–28, 2015, Lviv, Ukraine. p.104-105.
 9. K. Tretyak, S. Dosyn. Reconstruction of Changing Kinematic Parameters of Tectonic Blocks Based on the Results of Tide Gauge Measurements (the Territory of Northern Europe is Taken as an Example). 18th International Symposium on Geodynamics and Earth Tides, Trieste, 5-9 June 2016. [Електронний ресурс] Режим доступу до ресурсу: <https://g-et2016.units.it/node/157>
 10. К. Третьак, С. Досин. Реконструкція вертикальних рухів тектонічних блоків за даними мареографічних спостережень. Матеріали VI Міжнародної наукової конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища». Львів, Україна. с. 269-271, 2016 р.
 11. К. Tretyak, S. Dosyn. Differences between GNSS observations and tide gauge observations in studying vertical land movements. 6th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS», Lviv, Ukraine, November 26-28, p. 113-114. 2016.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	13
РОЗДІЛ 1 СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕННЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ	
ЗЕМНОЇ КОРИ.....	26
1.1 Рухи земної кори та класифікація факторів, які на них впливають.....	26
1.2 Методи дослідження ВРЗК.....	33
1.2.1 Геологічні методи	34
1.2.2 Геодезичні методи	36
1.2.3 Геофізичні методи.....	54
1.2.4 Океанографічні методи	57
1.3 Класифікація методів дослідження рухів земної кори	61
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 1	64
РОЗДІЛ 2 ФАКТОРИ, ЩО ВПЛИВАЮТЬ НА ЗМІНУ РІВНЯ МОРЯ	
2.1 Вплив екзогенних та ендегенних факторів на визначення ВРЗК мареографічним методом	67
2.2 Класифікація факторів, що впливають на зміну рівня моря.....	85
2.3 Сумарний вплив факторів, які спотворюють результати вимірювань рівня океану та шляхи їх усереднення	88
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 2	93
РОЗДІЛ 3 РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТА АЛГОРИТМУ СПІЛЬНОГО	
ОПРАЦЮВАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ МАРЕОГРАФІЧНИХ ТА GNSS-	
СПОСТЕРЕЖЕНЬ.....	
3.1 Обґрунтування визначення вікових ВРЗК різними геодезичними технологіями	94
3.2 Вплив тривалості мареографічних спостережень на точність визначення вертикальних рухів земної кори	106
3.3 Визначення вертикальних рухів земної кори Європи за даними мареографічних спостережень	110

3.4	Визначення вертикальних рухів земної кори Європи за даними GNSS-спостережень.....	119
3.5	Побудова карт ВРЗК на основі мареографічних та GNSS-спостережень....	120
3.6	Диференціація вертикальних рухів земної кори берегової лінії Європи, визначених за даними мареографічних та GNSS-спостережень.....	124
3.6.1	Вихідні дані	124
3.6.2	Методика дослідження.....	125
3.6.3	Апробація методики	127
3.6.4	Аналіз отриманих результатів	137
	ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 3	139
	РОЗДІЛ 4 РЕКОНСТРУКЦІЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЗА ДАНИМИ МАРЕОГРАФІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ.....	140
4.1	Методика проведення реконструкції вертикальних рухів земної кори.....	140
4.2	Методика визначення кінематичних параметрів вертикальних рухів тектонічного блоку.....	145
4.3	Апробація методики на прикладі тектонічного масиву Авалонія	152
4.4	Апробація методики на прикладі північної частини території Європи	161
	ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 4	177
	ВИСНОВКИ.....	178
	ДОДАТКИ.....	180

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ,
СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

ВРЗК	–	вертикальний рух земної кори
GNSS	–	Global Navigation Sattelite System – глобальні навігаційні супутникові системи
ЦМР	–	цифрова модель рельєфу
ШСЗ	–	штучні супутники Землі
DAC	–	Dedicated Analysis Centres – центри спеціалізованого аналізу
EPN	–	European Permanent Network – Європейська мережа перманентних станцій
GGOS	–	Global Geodetic Observing System – Глобальна геодезична система спостережень
GPS	–	Global Positioning System – глобальні системи позиціонування
IAG	–	International Association of Geodesy – Міжнародна асоціація геодезії
ICRF	–	International Celestial Reference Frame – Міжнародна небесна система координат
IGS	–	International GNSS Service – Міжнародний GNSS сервіс
IPCC	–	Intergovernmental Panel on Climate Change – Міжурядова група експертів зі зміни клімату
ITRF	–	International Terrestrial Reference Frame – Міжнародна земна система відліку
ITRS	–	International Terrestrial Reference System – Міжнародна земна система координат
LAC	–	Local Analysis Centres – центри локального аналізу
PGR	–	Postglacial rebound – післяльодовикова віддача
PSMSL	–	Permanent Service for Mean Sea Level – постійна служба зі спостереження за рівнем моря
WHS	–	World Height System – Світова висотна система

ВСТУП

Основним завданням геодезії є вивчення фігури та розмірів Землі та зміни цих характеристик з часом. На даний час спостерігається істотне розширення області геодезичних досліджень. Сучасна геодезія – це динамічна геодезія, яка вивчає Землю, як динамічну систему. Завдання геодезії залишились ті самі, але серйозно розширились, бо геодезичні методи займаються не тільки вивченням фігури і розмірів Землі, але навіть вивченням геофізичних процесів. Це зумовлено швидким темпом розвитку і поширення сучасних технологій (таких як, наприклад, VLBI, SLR, GNSS, супутникова альтиметрія), які використовують в різних сферах дослідження.

Вивчення рухів земної кори – це безпосереднє завдання геодезії, а також важлива складова частина геофізичного моніторингу земної кори. В результаті цих вимірювань знаходять відображення багато процесів, які протікають в земній корі і верхній мантії: сучасні тектонічні рухи, пов'язані з горотворенням, землетруси, а також ефекти, які пов'язані з процесами у верхній мантії – ізостатичне підняття і опускання, яскравим прикладом якого є PGR на території Скандинавії. Внаслідок прояву вертикальних рухів відбувається зміна форми і розміру Землі, що є предметом вивчення геодезії.

З метою детальнішого вивчення, дослідження та моделювання динамічних процесів, які відбуваються в наш час, створюються різноманітні комісії та робочі групи під егідою IAG (такі як, наприклад, GGOS – Глобальна геодезична система спостережень). Основним її завданням є забезпечення стабільності і моніторингу трьох фундаментальних компонент сучасної геодезії, а саме: геометричної форми і деформації земної поверхні, параметрів її орієнтації і обертання, гравітаційного поля Землі і його часових змін [221, 220]. Головним завданням GGOS, згідно Final Report of IAG ICP1.2 є визначення і реалізація однорідної глобальної вертикальної опорної системи, над реалізацією якої будуть співпрацювати International Association of Hydrological Sciences (IAHS), the International Association for the Physical Sciences of the Oceans (IAPSO), the International Hydrographic Organisation

(IHO), the International Federation of Surveyors (FIG), and the Interservice Geospatial Working Group (IGeoWG) of NATO [120].

Для реалізації опорної системи необхідно враховувати просторові рухи земної кори, які умовно розділяють на горизонтальні і вертикальні рухи земної кори. Умовний їх поділ зумовлений історичним розвитком методів дослідження рухів земної кори: не було методів, які б дозволяли визначати разом просторові рухи. Спочатку за допомогою нівелювання вивчались вертикальні рухи, а за допомогою тріангуляції, трилатерації – горизонтальні. На сьогоднішній день вивчення обох складових руху земної кори проводять або з допомогою комплексу методів або одними і тими ж методами.

Всі виміри проводяться на земній поверхні, тому одержані результати вимірювань можна інтерпретувати як рух земної поверхні. На підставі узагальнення цих результатів і одержання схожих тенденцій рухів в межах певних територій чи блоків можна говорити про рухи земної кори. На сьогоднішній час немає єдиного чіткого визначення, що таке земна кора. Границею земної кори ми вважаємо поверхню Мохоровичича.

На підставі цього можна стверджувати, що ВРЗК – це переміщення точок земної кори у вертикальному напрямку, яке спричинене напружено-деформованим станом літосфери. Вони проявляються на значній за площею ділянці земної поверхні. Хоча інше визначення (згідно *The Free Dictionary*) пояснює ВРЗК як – рухи земної кори, які викликають рухи земної поверхні у радіальному напрямку (в зв'язку з цим їх деколи ще називають радіальними рухами земної кори).

Просторові рухи умовно можна поділити на абсолютні та відносні. Абсолютні рухи земної кори віднесені до центра мас Землі і визначаються в геоцентричній системі координат. Відносні рухи земної кори – це рухи відносно певної закріпленої на місцевості точки чи системи геодезичних пунктів, які вважаються нерухомими (прикладом яких можуть бути техногенні геодинамічні полігони).

Відповідно, вертикальні рухи можна розрізняти як абсолютні і відносні рухи земної кори. Абсолютний вертикальний рух – це проекція просторового вектора зміщення пункту в геоцентричній системі координат на прямовисну лінію або нормаль до поверхні еліпсоїда. Враховуючи, що для сучасних систем координат напрям нормалі практично співпадає з прямовисною лінією (має малі відхилення в межах десятків секунд), то ці проекції будуть практично однакові. Геоцентрична система координат не є незмінною протягом тривалого часу, оскільки її початок та напрям осей періодично визначаються з певними систематичними та випадковими похибками. Тому визначення абсолютних ВРЗК – це ідеальне визначення, до якого ми прагнемо, але, в основному, ми завжди визначаємо відносні ВРЗК.

Найбільш достовірними методами визначення абсолютних РЗК є VLBI, SLR, GNSS, результати супутникової альтиметрії. Всі ці методи віднесені до абсолютної системи координат і на підставі довготривалих рядів спостережень дають нам можливість вивчати абсолютні рухи земної кори. Але, на жаль, станцій VLBI є дуже мало, станцій SLR – так само є обмежена кількість (вимірювання проводяться практично на обсерваторіях) і громіздка апаратура. Найбільш поширеними технологіями є результати супутникової альтиметрії та GNSS-вимірювання. Результати вимірювання з допомогою супутникової альтиметрії спотворені впливом численних факторів, які не пов'язані зі змінами в гравітаційному полі Землі. Суттєвим недоліком використання результатів супутникової альтиметрії є також те, що сигнали радарів не можна вважати достовірно визначеними поблизу узбережжя, а особливо – на межі суші з морем. Як наслідок, альтиметричні результати вважаються ненадійними на відстані до 40 км від узбережжя.

З допомогою глобальних геодезичних методів спостережень таких як GNSS, вперше отримано кількісні оцінки, які підтверджують концепцію глобальних і регіональних деформацій та тектонічних рухів земної кори. Вони являються прямими індикаторами сучасних (тобто тих, які відбуваються в останні десятиліття) динамічних процесів в земній корі і мантії. До сьогоднішнього часу ці процеси неможливо було кількісно оцінити на протязі короткого проміжку часу.

Тому оперативність отримання інформації є однією з переваг супутникових методів спостережень. Застосування сучасних геодезичних методів вивело ці дослідження на якісно новий рівень. З допомогою GNSS-вимірювань можна отримати спостережний матеріал для вивчення геодинамічних процесів, здійснювати моніторинг процесів, що відбуваються у тропосфері та іоносфері Землі, вивчати рух літосферних плит тощо. GNSS-вимірювання представлені комплексом сучасних вимірювальних пристроїв, які дозволяють реєструвати і виявляти зміщення на сантиметровому та міліметрові рівні. Своє застосування даний метод знайшов і у дослідженнях вертикальних рухів земної кори (ВРЗК).

При дослідженні відносних вертикальних рухів земної кори ми точку на поверхні Землі приймаємо за нерухому і відносно неї робимо повторні цикли спостережень. Визначення ВРЗК відносно поверхні геоїда також будуть відносними, оскільки поверхня геоїда змінює своє положення з часом.

Методами вивчення відносних ВРЗК є повторне нівелювання, нахиломірні спостереження і мареографічні вимірювання. Основним джерелом визначення ВРЗК впродовж останніх десятиліть було повторне нівелювання. Даний метод досліджень проводився на обмежених територіях протягом певного періоду часу. Тобто вимірювання не є безперервними і проводяться на певні епохи. Результати спостережень дають лише загальну інформацію про рухи земної кори, але є точними. Нахили земної кори, що утворюються при деформаціях, добре реєструють прилади нахиломіри, побудовані або за принципом горизонтального маятника, підвішеного на двох нитках, або засновані на інших принципах. Чутливість їх висока і вони вільно відзначають зміну нахилу [333]. Ці методи є скомплектовані з геодезичними методами і дозволяють вивчати рухи земної кори в періоди між повторними геодезичними вимірами.

За часом проявлення вертикальні рухи поділяються на неотектонічні (тобто ті, які тривають упродовж мільйонів років) та сучасні. При дослідженні неотектонічних рухів використовують інформацію про геоморфологічні особливості того чи іншого регіону, а також прослідковують еволюцію рельєфу.

Відомості про неотектонічні рухи отримують ще й при вивченні абразивних, денудаційних і акумулятивних поверхонь вирівнювання. Прикладом може бути південно-східна частина Кавказу, де виділяється шість таких поверхонь. Неотектонічні рухи також можуть бути визначені з допомогою геологічних методів [20]. З допомогою геолого-геоморфологічних методів можна оцінити поведінку ВРЗК, що відбувалися сотні тисяч років тому. Але дані методи є неефективними при дослідженні сучасних вертикальних рухів.

Під сучасними рухами звичайно розуміють рухи останніх трьох століть, коли для їх вивчення застосовувалися наукові інструментальні методи [346]. Сучасні рухи земної кори, які вивчаються геодезичними методами, можна умовно поділити на короткотривалі (по тривалості можуть охоплювати роки та десятиліття) та вікові (по тривалості можуть охоплювати цілі століття). Вікові рухи поширюються на значних територіях, які співвимірні з розмірами тектонічних блоків. Лінійний тренд вікових рухів є важливою характеристикою зміни земної поверхні, спричинені напружено-деформованим станом земної кори. Єдиним достовірним інструментальним методом їх вивчення можуть бути мареографічні спостереження, оскільки тривалість безперервних часових серій на деяких територіях (особливо на території Фенноскандії та центральної Європи) тривають більше сотні років.

Особливістю і складністю даних досліджень є те, що записи мареографів, які фіксують рівень моря (відносний) містять дві складові: океанографічну (пов'язану зі змінами в океані) і складову вертикального руху земної кори (оскільки самі прилади розташовані на суші). Мареографи фіксують вертикальне зміщення пункту, відносно поверхні геоїда по прямовисній лінії до нього, як зміну в гравітаційному полі Землі і як просторову деформацію земної кори. При використанні мареографічних часових серій необхідно враховувати всі фактори, які впливають на рівень моря і встановити необхідні тривалості мареографічних спостережень для визначення ВРЗК з їх допомогою. Тобто постає питання осереднення мареографічних спостережень. Скільки часу повинні проводитись

вимірювання на мареографі, щоб їх результати можна було б проінтерпретувати як вплив ВРЗК в цьому регіоні, а не вплив океанографічної складової.

Кожен з методів дослідження рухів земної кори має свої похибки, систематичної та випадкової природи, які зумовлені методикою проведення спостережень, інструментальними похибками, а також програмним забезпеченням обробки спостережень. Для того, щоб частково усунути систематичні похибки можна об'єднувати різні методи спостережень у єдину систему і отримувати спільний розв'язок. Але для цього необхідно, щоб існували певні зв'язки між методами. Такими зв'язками є пункти колокації (тобто пункти спільного розташування), на яких знаходяться кілька інструментів з відомими відстанями між їхніми реперними точками (локальні прив'язки), крім того спільними є деякі типи оцінюваних параметрів (тропосферна зенітна затримка сигналу, деякі параметри обертання Землі) [342]. На сьогоднішній день станції мареографів оснащені двочастотними GNSS приймачами. Багато країн світу інстальовують постійно діючі GNSS-приймачі на стратегічних мареографах і таким чином згущують мережу регулярних перманентних GNSS-станцій [199] та проводять з їх допомогою дослідження ВРЗК [33, 306, 181, 36, 87]. Одним із зовнішніх проєктів, до яких EPN – EUREF Permanent Network [32] має пряме відношення – це IGS Tide Gauge Benchmark Monitoring (TIGA) Pilot Project, заснований в 2001 році. Основна суть цього проєкту полягає у геодезичному контролю з допомогою GNSS-вимірів висотного положення контрольних точок відліку на мареографах [242]. Шість незалежних аналізових центрів здійснюють моніторинг та обробку даних GNSS-вимірювання з метою одержання комбінованих розв'язків.

ВРЗК на прибережних територіях нерозривно пов'язаний зі зміною рівня моря. Стурбованість з приводу підвищення рівня моря призвело до ряду недавніх оглядів і оцінок наукових даних, багато з яких спонсоруються світовими національними та міжнародними агентствами. Щорічні звіти IPCC містять детальні та обґрунтовані оцінки стосовно актуального стану Світового океану та клімату Землі [123, 124]. Зростання рівня моря, викликане глобальним потеплінням і його

вплив на прибережні території, стало питанням, до якого прикута все більша увага наукової спільноти, а також мас-медіа та громадськості.

Спостереження за рівнем моря – це не лише метод дослідження зміни рівня морів та океанів, це й метод дослідження рухів земної кори на прибережних територіях, який має важливий соціоекономічний наслідок для населення, яке проживає поблизу морських узбережь. Краще розуміння природи ВРЗК, їх періодичності, можливого прогнозу знайде своє застосування при проектуванні та побудові інженерних конструкцій, портів, каналів в прибережних шельфових зонах.

На основі вивчення літературних джерел встановлено, що найбільш ефективними методами дослідження вікових ВРЗК є мареографічні та GNSS-вимірювання. Мареографічні вимірювання є довготривалими, а GNSS-вимірювання – достатньо точними.

Метою даної дисертаційної роботи є дослідження ВРЗК з допомогою двох незалежних методів, а саме: результатів GNSS-спостережень та мареографічних даних на території Європи. А також встановлення різниць між результатами визначення ВРЗК з допомогою GNSS-спостережень та результатів мареографічних вимірювань на території Європи. Ще одним напрямком, в якому проводились дослідження – можливість реконструювання ВРЗК в часі за даними тривалих мареографічних рядів спостережень.

Проблемі дослідження ВРЗК за результатами геодезичних, океанографічних, геофізичних та геологічних даних присвятили свої дослідження багато вітчизняних та зарубіжних вчених, серед яких Сомов В.І., Мещеряков Ю.О., Кузнєцова В.Г., Гофштейн І.Д., Третяк К.Р., Смірнова О.М., Скриль В.А., Гусєва Т.В., Галаганов О.М., Kowalczyk K., Rajner M., Santamaría-Gómez A., Bouin M.N., Wöppelmann G., Zervas Ch., Altamimi Z., Kuo C.Y., Shum C.K., Mäkinen J., Saaranen V., Lidberga M., Nordman M., Pettersen B., Church J.A., White N.J., Nerem R.S., Mitchum G.T., García F., Cazenave A. та ін.

Актуальність теми

Однією з проблем сучасної геодезії є питання визначення і реалізації вертикальної системи відліку. Референсна висотна система характеризується вертикальним нуль-пунктом та висотами, віднесеними до гравітаційного поля Землі. В переважній більшості вертикальні нуль-пункти реалізовані середнім рівнем моря, яке визначається на одному чи декількох мареографах шляхом усереднення мареографічних вимірів на протязі тривалого проміжку часу.

Висоти геодезичних пунктів, реперів відраховуються від вертикальних нуль-пунктів і не є сталими в часі. Для горизонтальних рухів вже є розроблені моделі, які показують зміни в часі цих пунктів, а для вертикальних рухів такі моделі тільки починають створювати. Ці моделі потрібні для врахування поправок при урівноваженні мереж нівелювання, при інтерполяції і прогнозуванні нормальних висот геодезичних пунктів, перманентних станцій; при вивченні стійкості висотних мереж.

Важливим є питання вивчення вертикальних рухів і їх зв'язок з рівнем моря. Тому що може підійматися рівень моря, а висота земної кори не змінюватися, а може бути і так, що змінюється рівень моря і висота земної кори. Це складні процеси, які проходять під впливом інших чинників. Стійкість систем висот і прогнозування висотного положення в часі є актуальним для геодезії. Про це свідчать чисельні Резолюції Міжнародної асоціації геодезії IAG та підкомісії EUREF [121, 300]. Комісія IAG спеціально створила проект ICP1.2, основним завданням якого було підготувати пропозиції для визначення та реалізації глобальної вертикальної системи відліку WHS [120].

На основі довготривалих рядів мареографічних спостережень можна виконувати з певною достовірністю реконструкцію ВРЗК в минулому. Така методика дозволить прогнозувати зміни положення берегової лінії, що матиме вагомий вплив під час проектування та будівництва гідротехнічних споруд, портів, каналів на прибережних територіях.

Загальноприйнятим та надійним способом визначення горизонтальних і вертикальних рухів та деформацій земної кори в останні десятиліття є GNSS-

вимірювання. Результати таких спостережень широко використовуються в сейсмології та частково при прогнозах сейсмічної активності. Дослідження з використанням GNSS-вимірювань проводять на глобальному та регіональному рівнях.

Враховуючи науковий, економічний та соціо-гуманітарний аспект даної проблематики, можна говорити про те, що дані дослідження є необхідними та актуальними в наш час.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами

Науково-дослідні роботи автора збігаються з науковим напрямком кафедри вищої геодезії і астрономії «Моніторинг фізичної поверхні Землі та її атмосфери на основі аналізу результатів сучасних наземних і супутникових вимірювань» та науковою тематикою робіт галузевої науково-дослідної лабораторії «Геодезичного моніторингу та рефрактометрії» (ГНДЛ-18) Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка». Автор брав участь у науково-дослідній роботі прикладних досліджень і розробок Міністерства освіти і науки, молоді та спорту України (2012-2013 рр.). Зокрема матеріали досліджень увійшли у Звіт про виконання фундаментальних досліджень за рахунок видатків загального фонду державного бюджету «Встановлення взаємозв'язків між кінематичними і деформаційними параметрами та узагальненою сейсмічністю із застосуванням методу скінченних елементів» (Ф53/306-2013, Державний реєстраційний №0113U005266).

Мета і задача досліджень

Метою даної дисертаційної роботи є розроблення, на основі тривалих мареографічних та GNSS-вимірів Європейського континенту, методики їх спільного опрацювання для визначення швидкостей вікових ВРЗК та їх реконструкції в минулому.

В рамках дисертаційної роботи поставлені та розв'язані наступні основні

задачі:

1. Обґрунтувати необхідну точність, з якою потрібно визначати рухи земної кори берегової лінії Європи за результатами мареографічних спостережень.
2. Розробити алгоритм спільного опрацювання результатів мареографічних та GNSS-спостережень з метою дослідження ВРЗК.
3. Дослідити систематичну різницю між результатами визначення ВРЗК з допомогою GNSS-спостережень та результатів мареографічних вимірювань на території Європи.
4. Теоретично обґрунтувати та розробити методику визначення кінематичних параметрів умовно жорстких тектонічних блоків за даними мареографічних спостережень.

Об'єктом досліджень є ВРЗК на береговій лінії території Європи.

Предметом досліджень є визначення ВРЗК на основі математичних моделей за даними мареографічних та GNSS-спостережень.

Методи досліджень. В даній дисертаційній роботі використано методи математичного моделювання ВРЗК, за даними мареографічних та GNSS-спостережень. Статистичні методи опрацювання часових серій мареографічних та GNSS-вимірів.

Наукова новизна одержаних результатів

1. Розроблено методику оцінювання точності визначення ВРЗК, яка базується на тривалих мареографічних спостережень.
2. Виконано дослідження зміни швидкості вікових ВРЗК, яка залежить від періоду усереднення результатів мареографічних спостережень.
3. Виконано та визначено аналіз розподілу систематичних різниць у результатах визначення ВРЗК з допомогою GNSS-спостережень та результатів мареографічних вимірювань.
4. Розроблено теоретичні засади і методику визначення кінематичних

параметрів лінійного поля швидкостей ВРЗК умовно жорстких тектонічних плит за даними тривалих мареографічних спостережень, яка дозволяє виконувати реконструкцію ВРЗК в минулому і, ймовірно, прогнозувати зміну поля швидкостей в часі.

5. За результатами опрацювання мареографічних спостережень побудовано кінематичну модель поля швидкостей умовно виділених тектонічних блоків території Європи.

Практичне значення одержаних результатів

Виявлено систематичні додатні різниці Δ між обчисленими величинами лінійних швидкостей ВРЗК, які отримані в результаті мареографічних і GNSS-спостережень. Встановлено розподіл цих швидкостей вздовж берегової лінії Європи, що дозволяє сумісно опрацьовувати результати мареографічних і GNSS-спостережень з метою дослідження ВРЗК на побережжях.

За результатами дослідження розроблено теоретичні засади і методіку визначення кінематичних параметрів поля швидкостей ВРЗК тектонічних блоків за даними тривалих мареографічних спостережень.

Побудовано кінематичні моделі поля швидкостей тектонічних блоків території Європи. Запропонована методика дозволяє прогнозувати зміни положення берегової лінії, що має вагомий вплив під час проектування та будівництва гідротехнічних споруд на прибережних територіях.

Основні положення, що виносяться на захист:

- залежність точності визначення ВРЗК за допомогою мареографічних спостережень від їх тривалості на території Європи;
- розподіл по береговій лінії Європи систематичних різниць між швидкостями ВРЗК, одержаних з допомогою тривалих мареографічних і GNSS-вимірів та інтерпретація їх зміни;

- теоретичні засади і методика визначення кінематичних параметрів лінійного поля швидкостей вертикальних рухів земної кори умовно жорстких тектонічних плит за даними тривалих мареографічних спостережень;
- кінематична модель поля швидкостей умовно виділених тектонічних блоків території Європи.

Особистий внесок здобувача

Основні положення та результати дисертаційної роботи, отримані автором, опубліковані у співавторстві у працях [357, 277, 353, 276, 274, 273, 355, 275, 354] та одноосібно [334, 335]. В опублікованих дослідженнях [334, 335, 277] автору належить збір та аналіз впливу факторів, які впливають на результати мареографічних вимірів, а також розроблення системи класифікації цих факторів; в працях [277, 353, 274] – опрацювання результатів вимірів перманентних та мареографічних станцій, визначення швидкостей ВРЗК та побудова карти швидкостей; у роботах [353, 276, 273, 355, 357] – апробація методики, на основі якої проводилась реконструкція ВРЗК на території північної частини Європи за даними тривалих мареографічних спостережень, побудова просторової кінематичної моделі руху тектонічних блоків на території північної частини Європи. В дослідженнях [275, 354] висвітлено систематичну різницю між результатами визначення ВРЗК з допомогою GNSS-спостережень та результатів мареографічних вимірювань.

Апробація результатів роботи

Основні теоретичні та експериментальні результати дисертаційної роботи доповідались та обговорювались на:

1. XVIII Міжнародному науково-технічному симпозиумі «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS – технології». 10-15 вересня 2013 року, Алушта, Крим.
2. XX Міжнародній науково-технічній конференції «Геофорум-2015» (22-24

квітня 2015 р. Львів-Яворів-Брюховичі).

3. 5th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS» (November 26-28, 2015. Lviv, Ukraine).
4. XXI Міжнародній науково-технічній конференції «Геофорум-2016» (13-15 квітня 2016 р. Львів-Брюховичі).
5. VI Міжнародній науковій конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища». 20-23 вересня 2016 року, Львів.
6. 6th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS» (November 26-28, 2016. Lviv, Ukraine).

Публікації

За результатами дисертації опубліковано 11 наукових праць [277, 353, 354, 334, 335, 276, 274, 273, 355, 275, 357]. З них: 3 статті у науковому періодичному виданні України, що входить до міжнародних наукометричних баз [353, 357, 354], 1 стаття у фахових виданнях з переліку ВАК України [334], одна стаття в закордонному періодичному виданні [277], 6 у збірниках тез наукових конференцій [335, 276, 274, 273, 355, 275].

Структура і обсяг дисертації

Дисертаційна робота складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел (363 найменування) та додатків. Загальний обсяг дисертації становить 218 сторінок, ілюстрації складають 60 рисунків, 28 таблиць.

РОЗДІЛ 1

СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕННЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ

Дослідження рухів земної кори – одна з актуальних проблем науки про Землю, яка має вагоме теоретичне і практичне значення. Повільні підняття і опускання ділянок земної кори відіграють велику роль в історії Землі: цими рухами створені різноманітні геологічні структури, утворені найголовніші нерівності земної поверхні. Відомості про повільні рухи земної кори (особливо в тектонічно рухомих сейсмічних областях) стають все більш необхідними при створенні опорних геодезичних мереж, при проектуванні великих довготривалих споруд – портів, каналів, гідроелектростанцій. Аналіз характеру сучасних деформацій земної поверхні дає ключ до розуміння природи складних процесів, що відбуваються у верхній мантії і земній корі.

1.1 Рухи земної кори та класифікація факторів, які на них впливають

Для того, щоб розглядати фактори, які впливають на рухи земної кори, спочатку необхідно дати визначення земної кори. Земна кора являється головним джерелом знань про Землю в цілому, а також місцем, в якому зосереджені всі корисні копалини, які видобувають на нашій планеті. На даний час немає єдиного визначення цього поняття, яке б розділяли дослідники. Для прикладу приведемо визначення одного з авторів широко відомого науковця Колумбійського університету – Б. Гутенберга [337]. Він вважає, що термін «земна кора» зазвичай означає тверду зовнішню оболонку об'єкта, на відміну від більш м'якої її внутрішньої частини. Згідно цього визначення «земною корою» спочатку називали кристалічну оболонку, на відміну від склоподібного субстрату. Потім цей термін розглядався як синонім «літосфери» на відміну від «астеносфери», розташованої на великій глибині. До недоліків цього визначення відноситься припущення про поступовий перехід літосфери до астеносфери, без будь-якої чітко вираженої границі. Частково, по цій причині багато геофізиків приймають за нижню границю

земної кори поверхню розділу Мохоровичича [358]. Далі автор розглядає існування інших визначень, виділяючи серед них визначення Г.Беньофа, який рекомендує вважати земну кору оболонку землі потужністю порядку 700 км, в межах якої відбуваються землетруси. Саме цю оболонку прийнято вважати тектоносферою.

Ми вважаємо, що земна кора простягається до поверхні Мохоровичича, тобто – це границя між базальтовим шаром та мантією.

Земна кора зазнає переміщень у різні сторони в результаті дії різноманітних сил згенерованих: теплом, яке вивільнюється внаслідок розпаду радіоактивних елементів в глибинах землі; рухами тектонічних плит внаслідок тектоногенезу; силами, згенерованими обертанням землі; кліматичними силами; ізостазією. В результаті цих рухів, які почалися з часу утворення земної кори (4,6 млрд. років тому), з'явилися гірські системи, океани і моря, великі западини на континентах. Ці рухи дуже різноманітні, як за швидкістю так і напрямком руху. Про рухи земної кори почали писати вже в Середньовіччі. Сьогодні ці рухи і їх наслідки вивчає геотектоніка.

Рухи можуть виникати також в результаті притягання Землі Сонцем і Місяцем. Всі названі сили діють постійно, замінюючи один одного, але ніколи не припиняються, а тому і рух кори відбувається завжди – навіть на тих територіях, які ми звикли називати стійкими.

В загальному, тектонічні рухи – механічні рухи земної кори, що викликаються силами, які діють в земній корі і головним чином в мантії Землі, що приводять до деформації гірських порід що її складають. Основною причиною появи цих рухів вважають конвективні течії в мантії в сполученні з дією сил тяжіння і прагненням літосфери до гравітаційної рівноваги по відношенню до поверхні астеносфери.

Існує декілька класифікацій рухів земної кори:

- **За напрямком** тектонічні рухи поділяють на переважно вертикальні (радіальні) та переважно горизонтальні (тангенціальні). *Вертикальні рухи* виражаються в систематичному піднятті (або опусканні) літосферних плит.

Горизонтальні рухи являють собою зміщення літосферних плит. Відповідно до думки багатьох сучасних вчених, всі існуючі материки утворилися в результаті горизонтального зсуву плит літосфери.

- **За областю їх проявлення виділяють:** поверхневі, глибинні, надглибинні та планетарні. *Поверхневі рухи* виявляються у осадовому шарі літосфери. Поверхневі тектонічні рухи переважно проявляються в осадовому шарі літосфери. Викликано це тим, що в його складі широко розвинуті пластичні породи, які складені глинами, кам'яною сіллю, гіпсом тощо. Різновидом поверхневих рухів вважатимуться техногенні рухи, викликані діяльністю людини. Наприклад, просідання поверхні шару ґрунту внаслідок відкачування ґрунтових вод, просідання покрівлі гірських виробок, занурення земної поверхні у районі великих міст тощо. *Глибинні рухи* виявляються у межах астеносфери і літосфери. *Надглибинні рухи* творяться у низах мантії, очевидно, в шарі D. Можливими причинами їх виникнення вважаються процеси диференціації мантії із з її важких залізовмісних сполук, «стікаючих» в ядро Землі. *Планетарні рухи* охоплюють планету загалом. Зародження їх відбувається у земній ядрі, а можливої причиною слід розглядати зміна обсягу ядра отже, і земної кулі з допомогою диференціації речовини Землі. Очевидно, відбитком планетарних рухів на земної поверхні є підняття чи опускання найбільших блоків літосфери загалом. Планетарні рухи найменш вивчені і тому їх дослідження багато в чому є проблематичним. Всі вони, в свою чергу, поділяються на *складчасті, блокові, брилові* та інші.

- Згідно загальновизнаних положень геотектоніки, **за характером (кінематикою)** рухи поділяються на коливальні (або їх ще називають епейрогенічні), коливально-хвильові, регматичні і дислокаційні. В свою чергу дислокаційні рухи підрозділяються на складкоутворюючі і розривоутворюючі. *Колівальні рухи* земної кори ще називають епейрогенічними. Коливні рухи – це переважно вертикальні рухи, які проявляються у вертикальних підняттях і опусканнях певних ділянок земної кори. Вони відбуваються нині і відбувалися в усі попередні епохи геологічної історії Землі. Особливістю їх є коливний характер,

тобто можлива зміна знаку рухів, коли підняття змінюються опусканням і навпаки. За часом проявлення коливні рухи поділяють на сучасні, неотектонічні і стародавні, або коливні рухи минулих геологічних епох. На коливальні рухи накладаються *коливально-хвильові*, які проявляються частіше і характеризуються тим, що по материках ніби проходять хвилі: в одних місцях земна кора підіймається, в інших – опускається. Тиск переміщених мас мантийної речовини та космічні сили призводять до так званих *регматичних рухів*, які відбуваються разом з коливально-хвильовими, але відрізняються тим, що рухаються великі блоки земної кори по глибинних розломах – тих, що розсікають всю земну кору. З ними пов'язано, як уже зазначалось, зональне поширення магматизму і утворення рудних корисних копалин.

- Переважно вертикальні рухи **за часом їх прояву** поділять на сучасні (ті, які відбуваються тепер), новітні (або молоді, що мали місце в Голоцені, віковий діапазон якого становить 10 000 років) та неотектонічні (час проявлення яких тривав від початку Олігоценової епохи Палеогену до Голоцену, тобто близько 40 млн. років.).

- **по своєму положенню щодо поверхні Землі**, рухи поділяють на ендогенні та екзогенні. Ендогенні процеси протікають в умовах високих температур і тисків. Гравітаційне поле Землі і сили обертання можуть впливати на форму планети, викликати вертикальні і горизонтальні переміщення фрагментів літосфери різної щільності, процеси діапіризму і т.д. Під ендогенними рельєфоутворюючими факторами розуміються процеси, обумовлені внутрішнім розвитком літосфери і нерівності земної поверхні.

Джерела енергії ендогенних процесів поділяють на зовнішні (космічні) та внутрішні (земні).

За своїм впливом на земну поверхню ендогенні фактори поділяються на статичні (літолого-стратиграфічні умови і глибина денудаційного зрізу) та динамічні (динаміка визначається напрямком, швидкістю і нерівномірністю рухів у просторі і часі) [116].

Існує декілька класифікацій РЗК. Зокрема, в дослідженні [272] автор виділяє лише два види екзогенних факторів: погодні умови та ерозія (Рис. 1.1).

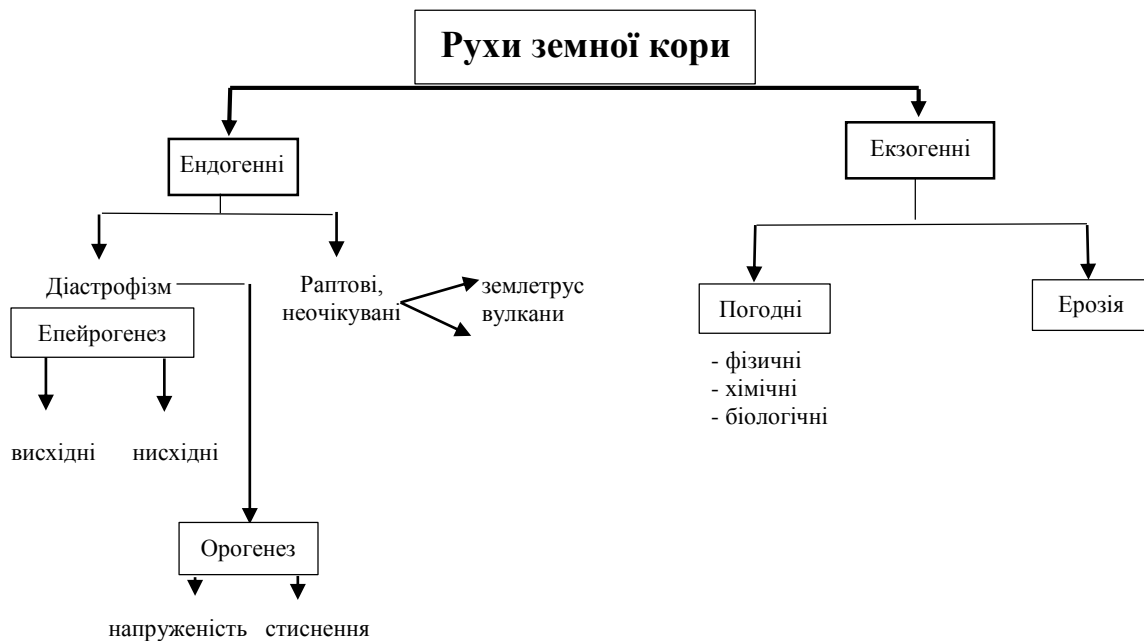


Рисунок 1.1 – Класифікація РЗК, запропонована Tiwari P. [272]

В іншому дослідженні [78] автор дає детальний поділ виключно екзогенних факторів (Рис. 1.2).



Рисунок 1.2 – Класифікація екзогенних факторів, які впливають на РЗК, запропонована Geography Notes [78]

Об'єднаємо запропоновані раніше класифікації [272] та [78] РЗК по своєму положенні щодо поверхні землі у вигляді Рисунку 1.3.

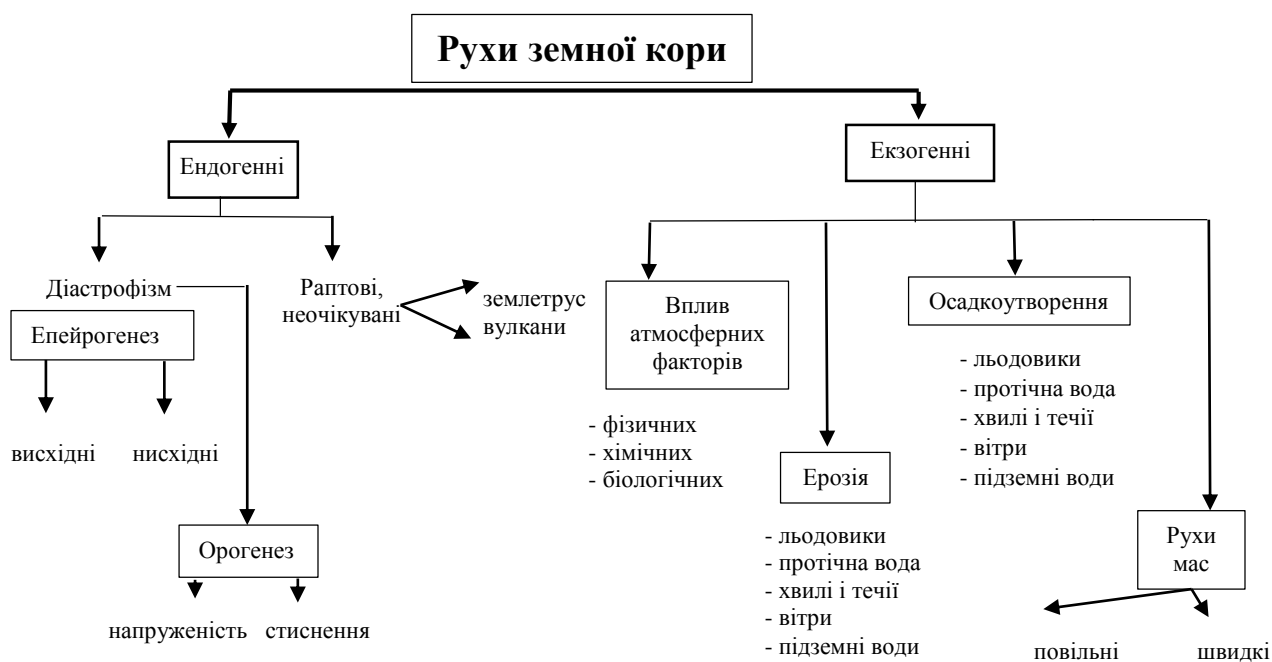


Рисунок 1.3 – Класифікація РЗК по своєму положенні щодо поверхні землі, запропонована [272] та [78]

Як видно з аналізу Рисунка 1.3, осадкоутворення та ерозія можуть впливати лише на рухи земної поверхні. Їхній вплив на рухи земної кори не буде істотним та значущим. Але у випадку, якщо вони носять довготривалий характер, тоді можна говорити про їхній вплив саме на земну кору. Такий екзогенний фактор як зміна тиску та льодовикова активність можуть суттєво впливати на рухи земної кори. Тому, в основному, найістотніший вплив на рухи земної кори роблять саме ендогенні фактори. Ще одну класифікацію РЗК запропонували В.Ю.Хаїн та В.В.Білоусов (Таблиця 1.1).

Таблиця 1.1

Класифікація РЗК, запропонована В.Ю. Хаїним та В.В. Білоусовим

За В.Ю.Хаїним [359]				За В.В.Білоусовим [325]	
1		2		3	
Суттєво вертикальні рухи		Суттєво горизонтальні рухи		Внутрішньокорові рухи	
Поверхневі (покривні)					
Складчасті (нагнітання)	Блокові	Складчасті (загального зім'яття, ковзання)	Зсуви, насуви, шаряжі	Складчасті (брилові, нагнітання, глибинні)	Розривні (скиди, підкиди, насуви та інші)
1		2		3	

Корові				Загальнокорові	
Складчасті (огортаючі)	Блокові	Складчасті	Зсуви, регіональні зсуви	Коливні (загальні, хвильові)	Розривні (глибинні розломи, зсуви, підкиди та інші)
Глибинні					
Хвилеві	Брилеві	Хвилеві	Глибинні зсуви та насуви		

Більш розширеною і детальною є класифікація РЗК, зібрана і писана автором [346]. На підставі аналізу літературних джерел, можна узагальнити і виокремити такі види РЗК:

- ❖ епейрогенічні і орогенічні (за Г.К.Гілбертом, 1890 р. і Г.Штілле, 1913);
- ❖ коливальні, складчасті, розривні і магматичні (М.М.Тетяєв, В.В.Білоусов);
- ❖ вертикальні (радіальні) й горизонтальні (тангенціальні);
- ❖ поверхневі (верхньокорові), корові (загальнокорові), глибинні й надглибинні (верхньо- і загальномантійні (В.Ю.Хаїн);
- ❖ внутрішньокорові, загальнокорові, внутрішньомантійні і наскрізні корово-мантійні (В.В.Білоусов);
- ❖ коливальні і спрямовані або коротко- і довгоперіодичні;
- ❖ інтенсивні й слабкі;
- ❖ повільні й швидкі або стрибкоподібні;
- ❖ сучасні, молоді (голоценові), новітні (неоген-антропогенові) і стародавні (до-неогенові).

Проведемо власну класифікацію, поділивши всі типи рухів за спільними ознаками:

- 1) За часом проявлення (тривалості): на сучасні (які можуть бути короткотривалими (тривалість яких коливається в межах днів-років-десятки років) і вікові (від 100 років і більше), неотектонічні (тривалість яких сягає тисячі та мільйони років);
- 2) За причинами виникнення: ендогенні (внутрішні) та екзогенні (зовнішні);

- 3) За масштабом розповсюдження: локальні (або місцеві), регіональні (в межах тектонічних блоків), континентальні (в межах цілих континентів) та глобальні (по всій земній поверхні);
- 4) За проявами самого руху: швидкі, коливальні, аномальні, рівномірні в часі, коливально-хвильові.

Приведемо власну класифікацію факторів, які впливають на РЗК у вигляді Рисунок 1.4.

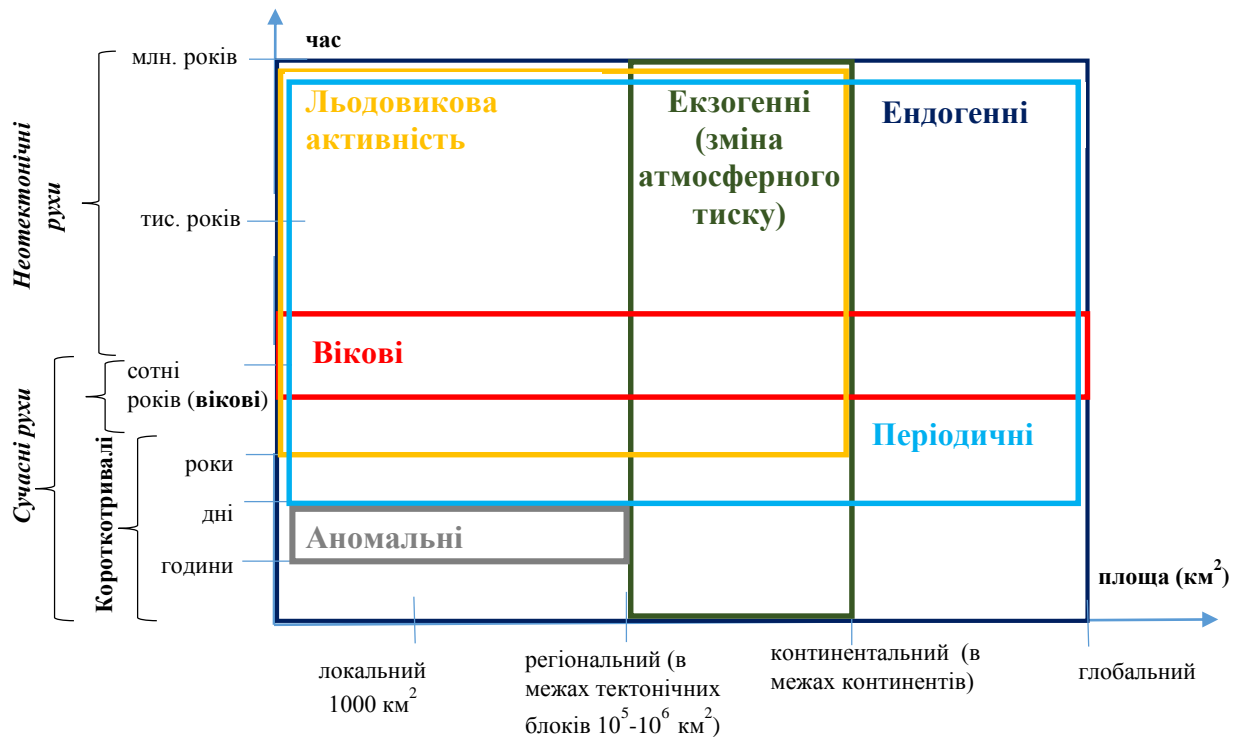


Рисунок 1.4 – Класифікація факторів, які впливають на РЗК

Об'єктом нашого дослідження є вікові РЗК, тому потрібно визначити найоптимальніші методи, які дозволяють виявляти та досліджувати їх.

1.2 Методи дослідження ВРЗК

Для того, щоб визначити методи дослідження ВРЗК, спочатку необхідно пояснити, що саме ми розуміємо під ВРЗК. Для цього приведемо визначення ВРЗК.

Ми вважаємо, що ВРЗК – це переміщення точок земної кори у вертикальному напрямку, яке спричинене напружено-деформованим станом літосфери. Вони проявляються на значній за площею ділянці земної поверхні.

Інше визначення (згідно *The Free Dictionary*) пояснює ВРЗК як – рухи земної кори, які викликають рухи земної поверхні у радіальному напрямку (в зв'язку з цим їх деколи ще називають радіальними рухами земної кори). Зазвичай, ВРЗК називаються ще коливальними рухами земної кори.

Ще інше визначення твердить, що вертикальні рухи земної кори – це механічні рухи земної кори, що викликаються силами, які діють в літосфері Землі, що приводять до деформації гірських порід, які її складають. Під сучасними рухами звичайно розуміють рухи останніх трьох століть, коли для їх вивчення застосовувалися наукові інструментальні методи [346].

Згідно визначення *Большой советской энциклопедии*, ВРЗК – це рухи земної кори, що викликають переміщення земної поверхні в перпендикулярному напрямку до неї, тобто паралельному радіусу Землі (тому вони іноді ще називаються радіальними). Зазвичай іменуються коливальними рухами земної кори.

На сьогоднішній день існують різноманітні методи спостережень за рухами земної кори, зокрема, їх досліджують з допомогою геодезичних, геофізичних, геоморфологічних і океанографічних методів. Розглянемо детальніше кожен з груп методів, яким можна досліджувати саме вертикальні рухи земної кори.

1.2.1 Геологічні методи

Довгоперіодичні вертикальні рухи (тривалість яких сягає тисячі років і більше) можуть бути визначені з допомогою геологічних методів. В такому випадку точність одержаних трендів ВРЗК може досягати порядку 0,1-0,2 мм/рік [20]. Суть геологічних методів зводиться до того, що для вивчення коливних рухів за даний відрізок часу використовують гірські породи, їх склад і потужності. Відповідно найбільш поширеним є метод потужностей і фацій, який дає можливість на підставі аналізу потужностей накопичених осадів та їх фаціального складу підійти до вирішення питання про швидкість і величину вертикальних рухів певної ділянки земної кори і про зміну глибини утворення осадів. Наприклад, товща неогенових відкладів на Прикарпатті, яке переживало інтенсивне опускання

в цей час, досягає 4000 м, а на Подільській плиті, яка переживала коливні рухи з переважанням піднять, вона ледве досягає 1000 м. [348].

Геологічні методи визначення зміни висоти суші включають порівняння існуючої висоти узбережжя чи прибережних морських відкладів з рівнем моря в часи відкладання осадових матеріалів та існуючого рівня моря [24, 219] або порівняння віддалі між парами річкових терас [23, 167].

Карта довгоперіодичних вертикальних тектонічних рухів узбережжя Нової Зеландії представлена в дослідженні [20]. Вихідні дані були зібрані на основі аналізу літературного огляду опублікованих матеріалів і карт, в яких містяться відомості про положення геологічних маркуючи горизонтів. Щоправда жодних спроб не було зроблено, щоб оцінити значення похибок одержаних результатів.

Вагомий внесок в галузі дослідження рухів земної кори з допомогою геологічного методу зробили такі вітчизняні вчені, як Палієнко В.П., Саранчук Г.М., Шевчук О. та ін. Зокрема чималий внесок у вивчення РЗК зробила В. Палієнко [347], яка досліджувала нижчі тераси річок, зокрема, заплави Дністра та допливів. За результатами досліджень В. Палієнко склала карту голоценових рухів земної кори, де зазначила, що власне Придністерське Поділля має тенденції до найінтенсивніших піднять порівняно з навколишньою територією [362]. Й. М. Свинко [350] для побудови карт сумарних амплітуд новітніх тектонічних рухів від початку континентального періоду розвитку цієї території використовував поверхню сарматських відкладів.

Недоліками геологічного методу дослідження ВРЗК є обмеженість вихідних даних: вони не є зібрані і доступні для території всього світового узбережжя та відсутність оцінки точності вихідних матеріалів. Перевагами геологічного методу дослідження ВРЗК є: можливість отримання інформації про неотектонічні рухи земної кори.

Геоморфологічний метод використовують для вивчення новітніх та іноді сучасних тектонічних рухів. Він ґрунтується на вивченні руху земної кори за змінами рельєфу земної кори. Ознаки підняття (регресії моря) вивчають,

досліджуючи морські тераси, давні берегові вали, абразивні уступи, до яких сучасне море не досягає та ін. По викопних флори та фауни у відкладеннях терас встановлюють час їх утворення. За сучасною висотою терас над рівнем моря і за вказаним періодом часу можна оцінити швидкість висхідного руху земної кори в даному районі. Таким чином були визначені підняття для узбережжя Норвегії – 1200 м з пізнього міоцену [336, 361].

Дослідження з метою виявлення просторових особливостей та часових змін геодинаміки Українських Карпат за допомогою геоморфологічних методів, починаючи з другої половини XIX ст. і до сьогодні проводилися багатьма вітчизняними дослідниками Г.П.Алфер'євим, М.Ф.Векличем, Є.М.Веліковською, О.С.Вяловим, В.В.Глушком, І.Д.Гофштейном, Я.С.Кравчуком, В.П.Палієнко, Т.Ю.Піотровською, І.Г.Раскатовим, І.Л.Соколовським, В.І.Сомовим та І.Ш.Рахімовою, П.М.Цисем та багатьма іншими [321, 326, 329, 331, 339, 341, 360]. Зокрема в монографії Гофштейна [330] викладаються результати геодезичних геолого-геоморфологічних і геофізичних досліджень. За допомогою повторного нівелювання встановлено швидкості сучасних вертикальних рухів; наводяться дані про горизонтальні рухи. Визначено швидкість рухів земної кори в голоцені, в інші епохи антропогену і неогені. Розглянуто питання про зміну швидкості й успадкованість сучасних рухів та зв'язок між ними, гравітаційним полем, товщиною земної кори і рельєфом.

Історико-археологічні методи. Суть цього методу полягає у аналізі географічних назв, так як дуже часто вони дають характеристику природних умов. Зміни цих умов призводять до суперечностей природної обстановки і назв. Ці протиріччя дають підставу робити різні палеогеографічні, палеокліматичні і тектонічні висновки.

1.2.2 Геодезичні методи

До геодезичних методів дослідження ВРЗК відносять результати GNSS-спостережень, метод повторного нівелювання, VLBI, SLR, DORIS, InSAR. Протягом останніх декількох десятиріч спостерігається інтенсивний розвиток

таких методів супутникової геодезії як лазерна локація штучних супутників землі (SLR) та радіоінтерферометрія з наддовгою базою (VLBI). Мережі SLR та VLBI можуть забезпечити визначення ВРЗК [8, 106], але невелике число станцій не дозволяє проводити глобальні дослідження.

VLBI – Інтерферометрія з наддовгою базою (Very long baseline interferometry)

VLBI – це метод супутникової геодезії, який дозволяє точно вимірювати рухи тектонічних плит і пов'язані з цим деформації [246]. Цей метод знайшов своє широке застосування в геодезії [218], геодезичній астрономії [68, 241] та геодинаміці [170, 292, 173, 43, 103]. При геодезичному застосуванні VLBI вимірюється різниця між часом прибуття радіосигналу, який випускається з джерела у відкритому космосі (наприклад, квазарами чи радіогалактиками) на кожен з двох радіотелескопів та відстань між ними. VLBI має перевагу у вимірюванні довжини бази інтерферометра, яка може змінюватися від десятків до сотень кілометрів з субсантиметровою точністю [108, 245]. А також, це єдина технологія, яка робить можливим визначення International Celestial Reference Frame [171, 245] і робить свій внесок в реалізацію ITRF [3, 30].

Так, в дослідженні [103] представлені результати визначення вертикальних та горизонтальних рухів земної кори за результатами 8 станцій VLBI спостережень. Така незначна кількість станцій не може забезпечити інформацію про ВРЗК на прибережних територіях Європи. Визначенню деформації 5 тектонічних плит та границь між ними, які знаходяться в Східній півкулі присвячена робота [2].

Використання результатів VLBI для визначення ВРЗК має ряд переваг та недоліків. Перевагами є те, що результати вимірювання є високоточними. Результати вимірювань станцій VLBI проводяться відносно центра мас Землі. Недоліками є: громіздкість і велика вартість обладнання; відстань між VLBI станціями є тисячі кілометрів, тобто на континентальному масштабі це можуть бути тільки точкові виміри так як VLBI станцій є недостатньо (до 100 станцій). Тому одержання повної картини про ВРЗК на континентальному масштабі є

неможливим. Результати VLBI можуть бути як реперні точки для перевірки результатів, отриманих іншими методами (GNSS-спостереження, мареографічні вимірювання, геофізичні вимірювання). Переважно за допомогою даного методу визначають параметри обертання Землі.

DORIS – Доплерівська орбітографія (Doppler Orbit determination and Radiopositioning by Satellite)

Спостереження на станціях DORIS почали проводитися на початку 1990-их років у Франції [48, 157]. Вимірювання DORIS основані на вимірах Доплерівського зсуву на радіочастотних сигналах, які передає наземна станція і отримують бортові DORIS-приймачі. Це, в свою чергу, означає визначення місцеположення і зміщення кожної з 60 перманентних наземних станцій. Першочерговим завданням DORIS було відслідковування Торех/Poseidon супутника. Система DORIS дозволяє визначити параметри орбіти супутника Торех/Poseidon з точністю 1-2 см [206]. Доведено, що результати спостережень DORIS можна використовувати як потужний інструмент при тектонічних дослідженнях. Він може вимірювати вертикальні рухи з точністю ~ 1 мм/рік при наявності багаторічних часових серій [45, 258], а також і горизонтальні рухи земної кори та рухи тектонічних плит, як це було продемонстровано в дослідженні [62]. Окрім цього дана технологія дозволяє визначати рухи полюса Землі та осей обертання Землі [61].

В дослідженні [177] показано, що річні вертикальні коливання земної кори складно виявити через високе співвідношення «сигнал-шум». Але в той же час існують розбіжності: інші спостереження [257] продемонстрували, що віковий вертикальний рух можна виявити при доброму узгодженні (співпадінні) між собою результатів DORIS та GPS спостережень. Але спостереження за допомогою DORIS не можуть визначати вікові рухи земної кори, так як для їхнього дослідження необхідно, щоб часові ряди спостережень тривали близько 100 років.

В працях [47] і [165] проводили дослідження по визначенню рухів земної кори з допомогою DORIS спостережень на 6 станціях, які розташовані на відстані, меншій, ніж 10 км до мареографів. Автори знайшли чітку кореляцію між деякими

рухами, дослідженими з допомогою DORIS, з різницею між Topex/Poseidon (T/P) та мареографічними спостереженнями. Їх висновки були підтверджені нещодавнім дослідженням [230].

Точність результатів, одержаних за допомогою спостережень DORIS є задовільною для визначення ВРЗК. Тим не менше, станцій, які утворюють цю географічно однорідну мережу є замало (приблизно 50-60 станцій у цілому світі) для проведення глобальних досліджень. Станції DORIS служать навігаційною основою для системи InSAR.

Супутникові радары з синтезованою апертурою (InSAR – Interferometric Synthetic Aperture Radar)

InSAR – це ефективна технологія геодезичних вимірів, яка дозволяє будувати цифрові моделі рельєфу (ЦМР) і проводити моніторинг динаміки поверхні Землі за період між повторними зйомками (від 6 днів до 1,5 місяців) з точністю, недосяжною при використанні лише поверхневих вимірювань. Ця технологія використовує методи радіолокаційної зйомки земної поверхні з космічних супутників, на яких встановлені антени з синтезованою апертурою [343]. Основною ідеєю методу є формування інтерферограми, яка представляє собою результат комбінації двох радіолокаційних зображень однієї і тієї ж території, що містять інформацію про амплітуду і фази сигналу, і отриманих ідентичними радарми з близько розташованих точок орбіти [332].

Перевагою цього методу є те, що використання радіохвиль дозволяє радарним системам «бачити» крізь хмарність та в темний час доби. Але не менш важливим є той факт, що радары здатні вимірювати не тільки амплітуду, але і точний момент коливань – фазу відбитих хвиль. Прикладами використання InSAR є: дослідження косейсмічних і постсейсмічних процесів [14, 42, 85], моніторинг динаміки льодовиків [149, 81, 59, 185]. Дуже широкий список техногенних об'єктів моніторинга: це області залягання нафтових і газових родовищ, просадки над шахтами, тунелями, моніторинг стабільності мостів. Інтерферометрія має ряд переваг в порівнянні з наземними методами. Один радарний знімок покриває

площу до 100 км² і більше. Інтервал повторної зйомки складає від 35 днів для супутника ENVISAT до 6 днів для супутника CosmoSkyMed. Точність оцінки зміщення складає декілька сантиметрів, точність оцінки середніх швидкостей зміщення по серіях знімків – декілька міліметрів. В даний час радарна зйомка проводиться зі супутників ENVISAT, Terrasar-X, Radarsat, CosmoSkyMed. Вагомою перевагою радарної інтерферометрії є можливість отримувати і аналізувати архівні знімки, починаючи з 1992 року (супутник ESR-1/2).

В дослідженні [34] автори скомбінували результати вимірювання InSAR, результати мареографічних вимірювань та безперервні часові серії GPS приймачів для визначення просторової зміни у ВРЗК вздовж узбережжя Лос-Анджелеса на протязі останнього десятиліття і для визначення впливу просторової зміни ВРЗК на тренди відносного рівня моря. За результатами спостережень було виявлено, що між гаванню Лос-Анджелеса і Ньюпорт-Біч, середні тренди ВРЗК змінюються від ~3,4 до -4,3 мм/рік, відображаючи тим самим високий рівень видобування ґрунтових вод та нафти в цьому регіоні.

Виявленню осідання земної кори на острові Тайвань в період від 1995 до 2000 року, використовуючи DInSAR та PSInSAR, присвячена робота [114]. Максимальна величина річного осідання у посушний сезон сягає до -11,51 см/рік і величина вертикальних рухів земної кори у вологий період є набагато повільнішою. Середні величини осідання у вологий і сухий періоди є -0,31 і -3,37 см/рік відповідно. Як результат, величина осідання у сухий період є на 3 см більша, ніж у вологий період. DInSAR також може використовуватися для визначення зміщень земної поверхні і визначення деформацій, які виникають внаслідок осідання земної поверхні, землетрусів, вулканів та ін. [180, 37, 315].

Точність визначення ВРЗК на основі InSAR спостережень є недостатньою (в районі декількох сантиметрів) для проведення достовірних досліджень швидкостей. Тому даний метод є недоцільним при дослідженні швидкостей ВРЗК. Зате він дає можливість проводити дослідження територій з великою площею (до 3000 км²). Перевагою даного методу є оперативність отримання радарних даних з

космічних супутників (до 6 днів) та період дослідження може становити від 11 до 45 днів. Недоліки: внаслідок низької відбиваючої здатності об'єктів, атмосферних умов, наявності снігового покриву чи густого рослинного покриву, зміни геометричних характеристик орбіт при повторній зйомці може відбуватися втрата кореляції сигналів. Окрім цього, обладнання системи InSAR є дорогим.

Лазерна локація супутників (SLR - Satellite Laser Ranging)

SLR – це один з методів геодезичних та геофізичних досліджень. Спостереження в лазерній локації полягає у вимірюванні відрізка часу, протягом якого надкороткий лазерний імпульс зміщується від наземної станції до супутника та у зворотному напрямку. Дані з глобальної мережі SLR станцій використовують для визначення орбітальних параметрів супутників, які рухаються довкола центра мас Землі. Тому положення Земного геоцентра та вихідне положення глобальної системи відліку можна моніторити з допомогою результатів вимірювань на SLR станціях. SLR також робить свій внесок у: визначення ITRF, будучи єдиною супутниковою геодезичною технологією, яка визначає положення центра мас Землі; моніторинг обертання Землі та руху полюса для забезпечення взаємозв'язку з ICRF; моделювання часових і просторових змін в гравітаційному полі Землі; визначення Океанічних припливів і припливів твердої Землі; моніторинг тектоніки плит та вертикальних і горизонтальних деформацій земної кори; визначення параметрів орбіти запускених в космос альтиметрів і радарних вимірювачів для дослідження глобальної океанічної циркуляції та змінах в масі льоду.

Дослідження з допомогою VLBI та SLR проводяться відносно центра мас Землі, тобто визначають зміщення відносно центра мас Землі. Після приблизно 50 років спостережень SLR залишається одним з найточніших геодезичних методів дослідження руху центр мас Землі [307], досягнувши субсантиметрової точності. Спектр застосування SLR – це визначення точних параметрів опорної системи відліку. На даний час ITRF реалізують лише з допомогою SLR даних [261]. Крім цього дослідження з допомогою SLR широко застосовуються при визначення горизонтальних переміщень літосферних плит [10]. Дослідження з допомогою

VLBI та SLR потребують дорогого обладнання, тому вони не часто використовуються при дослідженні великих за обсягом територій. Вони служать опорними станціями для інших методів досліджень.

Глобальна навігаційна супутникова система (GNSS – Global Navigation Satellite System)

Протягом XX ст. зросла точність визначення вертикального підйому чи опускання територій завдяки наявності довших часових серій спостережень, а також впровадженні інших/нових видів методів спостережень, таких як повторне нівелювання, спостереження за допомогою станцій абсолютної гравіметрії [266] та GNSS-спостереження (особливо протягом останнього десятиліття). Поява GNSS-станцій надала можливість проведення дослідження цих рухів з субміліметровою точністю, а їх просторове розміщення дозволяє здійснювати моніторинг на глобальному і локальному рівнях. Завдяки цьому даний метод набув широкої популярності при проведенні різного роду досліджень.

На даний час існує мережа перманентних станцій (число яких з кожним роком невідомо зростає), розташованих по всій Землі. В результаті спостережень ми отримуємо величини їх зсуву в північному напрямку, східному і у вертикальній площині. Істотною перевагою використання даних методів є можливість спостерігати за змінами рухів земної кори в реальному часі. Безперервні вимірювання GPS приймачів дають можливість визначати швидкість вертикального зміщення земної кори з точністю меншою, ніж ± 1 мм/рік при наявності 5-ти річних даних спостереження [40, 266, 17, 18, 19, 156], і меншою, ніж $\pm 0,5$ мм/рік при ~ 10 років даних. Цей метод може визначити вертикальні рухи внаслідок тектоніки плит, землетрусів, пост сейсмічних деформаціях, повільних землетрусах, осідання ґрунту і осадового стиснення, але лише в мережі точок, де встановлені GPS приймачі. GPS-вимірювання використовують для підтвердження такого явища як PGR [239].

Згідно деяких досліджень [178, 29, 299], сезонний сигнал, який присутній у більшості часових серій GPS спостережень, може значно спотворювати визначення швидкості, якщо часова серія коротша, ніж 2,5 роки [33].

На даний час найбільша увага науковців зосереджена на дослідженні регіону Фенноскандії, оскільки там спостерігається постійне підняття даної території (зі швидкістю в деяких областях (в Ботнічній затоці особливо) порядку 11 мм/рік [150]. З цією метою в 1953 р. була створена Скандинавська геодезична комісія (The Nordic Geodetic Commission – NGK), до складу якої входили низка університетів та картографічних інститутів Данії, Фінляндії, Ісландії, Норвегії та Швеції. Метою даної асоціації є сприяння дослідженню, обміном даними та співпрацею між геодезистами Скандинавії [216].

Ще один проект під назвою BIFROST (Baseline Inference for Fennoscandian Rebound) був створений в 1993 р. З допомогою перманентних GNSS станцій на території Фенноскандії проводяться трьохвимірні дослідження деформації земної кори. Мережа включає Шведську (SWEPOS), Фінську (FinnRef) національні мережі перманентних GPS станцій, засновані в 1991-1992 і 1994-1996 рр. відповідно. Пізніше до цієї мережі приєдналися станції Норвегії (SATREF), Данії і декілька станцій в північній Європі [164].

В дослідженні [267] автори використовували постійні GPS спостереження і дані абсолютної гравіметрії для відокремлення ВРЗК і змін в рівні моря на мареографах Великої Британії. Для цієї території вже є опубліковано ряд альтернативних, високоякісних та незалежних доказів стосовно ВРЗК. Вони визначені на основі: геологічної інформації [249], трендів середнього рівня моря з мареографічних вимірів [302, 226], моделей післяльодовикової віддачі [153, 215]. При порівнянні одержаних і раніше опублікованих досліджень, автори помітили, в загальному, добру узгодженість між результатами, отриманими з допомогою геологічних, мареографічних та модельних значеннях GIA. Порівнюючи результати абсолютної гравіметрії і мареографічні дані на мареографі Lerwick, було зроблено висновок, що аномальні значення присутні саме в записах рівня моря. Їх

можна пояснити аномальними індексами North Atlantic Oscillation (NAO), які тривали з 1960-тих по 1990-ті роки. При порівнянні ВРЗК, отриманих з допомогою постійних GPS спостереженнях з даними абсолютної гравіметрії та іншими незалежними даними також було помічено розходження результатів. Це можна пояснити тим, що система відліку ITRF2000, в якій проводились GPS вимірювання має геоцентр, який визначений як «центр мас Земної системи» на основі SLR. Земля має свій власний геоцентр, який знаходиться всередині і не є стаціонарний внаслідок реальних рухів маси, таких як, наприклад, з льодовикових щитів до океану, або зміни рівня моря під впливом гравітаційних сил. Тому результати досліджень можуть бути зміщеними відносно «істинного» значення, так як геоцентр, визначений з різних методик не співпадає з реальним положенням геоцентра. Подібні зміщення результатів GPS спостережень відносно інших незалежних методик визначення ВРЗК вже були раніше зафіксовані [225] і [172].

Вперше запропоновано створення Європейської мережі моніторингу за рівнем моря і рівнем берегової території в дослідженні [12]. В цей самий час проводилась зустріч «IGS/PSMSL» [198] і Перша робоча група European sea level observing system (EOSS) почала вирішувати питання щодо використання CGPS на мареографах [222]. В кінцевому результаті, це призвело до створення, в Європейському масштабі – ESEAS – the European Sea Level Service, а в глобальному - IGS TIGA – the IGS GPS Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot Project.

Використовуючи GPS-вимірювання, автори [13] показали, що узбережжя островів Торресової протоки (Республіка Вануату та острови, які знаходяться в північно-західній частині Тихого океану) зазнають осідання ~12 см між 2007 та 2009 роками. Це значне осідання було спричинено землетрусом, який трапився в 1997 році, який спровокував раптові косейсмічні вертикальні рухи земної кори, які слідує за інтерсейсмічними рухами. Але, як і будь-який інший метод досліджень, GNSS-спостереження мають ряд своїх недолік, а саме: необхідність врахування заміни антен на перманентних станціях (які на графіках часових серій проявляються у вигляді «стрибків» часового ряду); зміни параметризації чи моделях, які

використовують для аналізу GPS даних; стійкість перманентних станцій: часто станції розташовані на будівлях, спорудах; врахування різноманітних похибок: тропосферних, іоносферних, системні варіації яких можуть призводити до систематичних зміщень. Перевагами є: безперервний моніторинг; висока точність; висока оперативність вимірів; простота і висока ступінь автоматизації виконання вимірювань; можливість визначати ВРЗК.

Альтиметричні вимірювання почалися наприкінці 1970-их років з місії Seasat (1978), а пізніше – місіями Geosat (1985-1990) і ERS-1 (1991-2000), її послідовниками Jason-1 (2001-) і Jason-2 (2008-) [237]. Ера точної супутникової альтиметрії почалась з запуску TOPEX/Poseidon в 1992 році (1992-2006). Т/Р об'явило про нову парадигму в супутниковій альтиметрії, головним чином через переваги в апаратурі, визначенні параметрів орбіти [264] і калібрації повірках засобів вимірювання [53, 191]. Альтиметр вимірює відстань між супутником і поверхнею моря на двох різних мікрохвильових частотах. Висота орбіти визначена з допомогою прецизійних методів визначення орбіти [264], потім нескоректований вимір рівня моря обчислюється відніманням відстані, виміряної альтиметром від висоти орбіти. Фінальний вимір рівня моря отримують застосовуючи корекції для атмосферної затримки (суха/волога тропосфера і іоносфера), хвилювання моря, атмосферне завантаження (обернений барометричний ефект), припливи твердої Землі і океанічні припливи. Для Т/Р (зараз Jason) показано, що точність цих вимірів від одної точки до іншої складає 2-3 см при одно секундних вимірюваннях [51]. Т/Р проводить вимірювання кожні 10 днів.

Дослідження зміни рівня моря на протязі останнього десятиліття, одержану з допомогою результатів TOPEX/Poseidon (Т/Р), показують величину зростання рівня моря рівною $2,8 \pm 0,4$ мм/рік [202]. Підтверджено, що значна частина цієї величини має стеричне походження [39] і значна частина цієї зміни зростає внаслідок змін в Південному океані [38]. Спостереження також показують 15-ти міліметрове зростання і опускання середнього рівня моря, що супроводжувала подія 1997-1998 років El Nino-Southern Oscillation (ENSO) [204, 295].

Дослідники [179] обчислили величину вертикального руху земної поверхні в Середземному морі з різниць висоти морської поверхні, отриманого з допомогою радарного альтиметра TOPEX/Poseidon і мережею мареографічних станцій. Після цього вони спрогнозували абсолютний вертикальний рух земної кори в Середземному морі відносно геоцентра шляхом обчислення лінійного значення різниць між альтиметричними і мареографічними часовими серіями.

Важливий результат Т/Р альтиметрії є картування географічного розміщення зміни рівня моря (Рис. 1.6). Поки в дослідженнях рівня моря, отриманих з допомогою мареографів, більшість дослідників припускають рівномірну зміну рівня моря, тепер ми маємо точно виражений доказ регіональної мінливості зміни рівня моря, деякі регіони показують тренди рівня моря, які в 10 разів перевищують глобальний середній. Це в західній частині Тихого океану і в на сході Індійського океану: зростання рівня моря представляє найвищу амплітуду. Також варто пам'ятати, що цілий Атлантичний океан показує зростання рівня моря протягом останнього десятиліття.

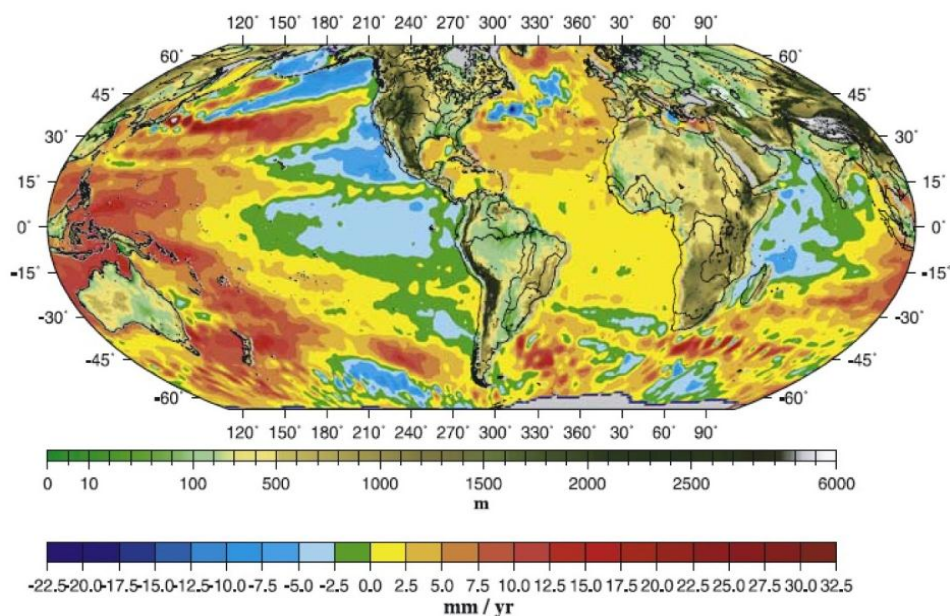


Рисунок 1.6 – Тренди рівня моря на протязі 1993-2002 років за результатами місії Т/Р

Недолік цього методу – відносно коротка тривалість спостережень, і, як наслідок, неможливість побудови достовірних вікових трендів. Так як результати

альтиметричних вимірювань піддаються впливам десятирічних варіацій рівня моря, які не відносяться до довгоперіодичних змін клімату (наприклад, Тихоокеанське десятирічне коливання), тому для того, щоб це виключити, потрібні довші часові серії.

Головними джерелами похибок при альтиметричних вимірюваннях є: похибки орбіти і похибки застосованих корекцій щодо кліматичних і геофізичних умов [92].

Точність одержаних результатів залежить від супутників. Місії T/P і Jason 1,2 дають точність ~ 4 см при 1-секундних вимірюваннях [51], в той час як супутники ESA мають однократну точність вимірювання ~ 8 см. Встановлено, що точність для глобального середнього рівня моря, усереднена на протязі 10-ти денного орбітального циклу становить 2-4 мм, що означає похибку 0,05-0,1 мм/рік для змін глобального середнього рівня моря. Тим не менше, різниці до 0,5 мм/рік у величинах зростання рівня моря, яке отримують з результатів супутникової альтиметрії, є загальноприйняті серед дослідників [21]. Ці різниці являються результатом в розходженнях опрацювання даних і величин, які використовують для орбітальних і геофізичних корекцій. Результати поодиноких вимірів супутникової альтиметрії надають на порядок (або на два порядки) нижчу точність, ніж результати мареографічних спостережень. Але в кінцевому результаті, завдяки масовості спостережень та тривалості вимірів супутникової альтиметрії, точність визначення середнього тренду рівня моря є практично однаковими з результатами мареографічних спостережень.

Існує декілька методик дослідження вертикальних рухів земної кори на основі даних рівня моря.

Зокрема, дослідники в роботі [33], для визначення вертикального руху берегової лінії світу, від середньої величини абсолютного глобального зростання рівня моря для XX століття, що становить $1,8 \pm 0,5$ мм/рік [25], віднімали значення відносних трендів рівня моря, отриманих з записів мареографів. Значення $1,8 \pm 0,5$ мм/рік отримане шляхом усереднення записів мареографів, які розташовані вздовж

світового узбережжя, а самі записи мареографів були відкоректовані за GIA. Це значення змінюється в залежності від методу дослідження середнього глобального тренду зростання рівня моря та вихідних даних.

Статистичне підсумовування результатів спостережень по всіх портах світу, де встановлені водомірні прилади, показує, що в останнє сторіччя (1900-2009 р.) відбувається систематичне підвищення рівня океану зі швидкістю приблизно $1,7 \pm 0,2$ мм/рік [55]. Тому вищезгаданий метод дослідників [33] не є цілком задовільним, оскільки середня величина абсолютного глобального зростання рівня моря може приймати різних значень в залежності від способу та методу дослідження. При дослідженні середнього глобального тренду зростання рівня моря, опубліковані результати часто можуть відрізнятися між собою. Це пояснюється тим, що мареографічні станції розташовані на суші і також зазнають впливу вертикальних рухів. Для того, щоб його виявити і видалити з часових серій, поширеним є використання PGR- чи GIA-моделей [70, 215]. Різниця у визначеннях середнього глобального тренду зростання рівня моря зумовлено також використанням різної кількості мареографів та тривалості їх часових серій.

Інша методика [317] дослідження ВРЗК стосується врахування океанічних «залишків» та індивідуального сезонного циклу станцій. В цьому дослідженні використано термін «міжрічні коливання», що в даному випадку означає величину, яка залишилась після того, як тренд(и) і сезонний цикл видаляють з часових серій мареографів. В своєму дослідженні, автори припускають, що міжрічні коливання викликані виключно океанографічними ефектами. Обернений барометричний ефект, відповідь океану на коливання атмосферного тиску – все це океанографічні ефекти, відповідь океану на вітрові навантаження.

Дана методика передбачає кілька етапну процедуру обчислень для одержання величин ВРЗК (в даному випадку узбережжя США). Перевагою даної методології є те, що лінійний тренд фінальної часової серії майже відповідатиме ВРЗК на даній станції. Автори припускають, що описаний вище процес виявив і видалив океанографічний сигнал відповідно. Автори помітили, що ВРЗК на

станціях з довгоперіодичними записами є дуже близьким до значення, яке можна отримати шляхом віднімання 1,7 мм/рік від відносного тренду рівня моря. Теоретично, даний метод можна поширити для станцій з записами рівня моря коротшими, ніж 30 років.

Ще інші методики включають порівняння даних супутникової альтиметрії з одночасними даними мареографа [200, 151], а також використання повторних статичних GNSS вимірів реперних відміток на мареографах протягом певного періоду часу.

Автори вказують на можливість використання даних супутникової альтиметрії в якості одержання абсолютного глобального тренду рівня моря [200, 47] або ж «найкраще визначення» середнього глобального зростання рівня моря можливе за результатами мареографічних спостережень [190]. Покращений варіант другого способу полягає у видаленні синфазних довгоперіодичних коливань з записів мареографів, які розташовані вздовж океанічного басейну. Одержане значення використовують в якості абсолютного тренду рівня моря. Такою методикою користувались [151] при регіональних дослідженнях Балтійського моря. Точність визначення ВРЗК була вищою, ніж в дослідженнях [200].

Загалом даний метод досліджень був застосований і в інших регіональних дослідженнях – в дослідженні [156] – для визначення ВРЗК на узбережжі Аляски; в дослідженні [7, 76] – для робіт на Японських островах; а в роботі [153] представлено дослідження ВРЗК на Алясці та в Балтійському морі.

Але потрібно пам'ятати, що існують регіони, в яких тренди перевищують глобальне середнє значення рівня моря в 10 разів (наприклад, в західній частині Тихого і східній частині Індійського океанів). Ще одним недоліком є те, що цей метод потребує використання тих даних супутникової альтиметрії, які є близькі до узбережжя. Таким чином спотворюючи результати вимірювань, оскільки сигнал відбиватиметься від узбережжя. Тому такий підхід до визначення ВРЗК не є цілком виправданим.

Такою ж методикою користувались дослідники [26] при вивченні ВРЗК Великої Британії, але величину глобального середнього зростання рівня моря вважали рівною 1,5 мм/рік.

Новий метод комбінування даних супутникової альтиметрії та мареографів для одержання точніших оцінок ВРЗК на мареографах, які знаходяться на напівзакритій території Зокрема представлено в роботі [151]. Автори скомбінували альтиметричні дані TOPEX/POSEIDON (1992-2001 рр.) з записами 25 довгоперіодичних (які проводять спостереження >40 років) мареографів, які розташовані довкола Балтійського моря території Фенноскандії (території, де деформація земної кори головним чином відбувається завдяки дії GIA [188]), так як в цьому регіоні записи рівня моря є найдовшими за тривалістю та найкращими за якістю [74].

Вважаючи, що взаємозв'язок між величиною відносної зміни рівня моря $\dot{S}(\lambda, \phi)$ (виміряна з допомогою мареографічних спостережень) і абсолютним (геоцентричним) вертикальним рухом земної кори $\dot{u}(\lambda, \phi)$ може бути записане як:

$$\dot{u}(\lambda, \phi) = \dot{g}(\lambda, \phi) + \dot{S}(\lambda, \phi), \quad (1.1)$$

де $\dot{g}(\lambda, \phi)$ – величина абсолютної зміни рівня моря (виміряна з допомогою результатів супутникової альтиметрії), ϕ – спільна широта, λ – довгота, $\dot{}$ – означає диференціювання по часу. Величини $\dot{u}(\lambda, \phi)$ і $\dot{g}(\lambda, \phi)$ виміряні відносно центру мас Землі.

Порівняння визначених тенденцій вертикального руху 1-11 мм/рік, з незалежними визначеннями з допомогою 10 BIFROST GNSS станій [129], показали різниці у визначеннях ВРЗК в розмірі $0,2 \pm 0,9$ мм/рік. Точність обчислених величин ВРЗК становить 0,4 мм/рік, а це є значно краще досягнення, ніж в попередньому дослідженні [200].

Автори зробили висновок, що даний метод може забезпечити точне визначення ВРЗК в тих місцях, де існують довгоперіодичні мареографічні часові серії, або довкола великих озер чи напівзакритій території.

Новий підхід для точного визначення довгоперіодичних ВРЗК був запропонований дослідниками [238]. Вони визначили ВРЗК на 86 мареографах, які розташовані в Північному, Балтійському, Норвезькому морях, а також на Східному та Західному узбережжях Північної Америки, включаючи Мексиканську затоку, а також на мареографах Австралії з медіальною точністю 0,7 мм/рік.

Визначення ВРЗК полягає у обчисленні подвійних різниць між довгоперіодичними записами мареографа і короткоперіодичними даними супутникової альтиметрії, які знаходяться на відстані 1° від відповідного мареографа. Автори поділили досліджувану територію на 21 групу, які складаються з різної кількості мареографів, але всі вони в межах своєї групи мають коефіцієнти кореляції між трендами в межах 0,8-1,0 і стандартне відхилення між трендами не більше, ніж 0,7 мм/рік та спільну тривалість спостережень. Даний підхід є кращим за попередні технології тим, що він не є географічно обмеженим для використання у напівзакритих морях, і тому може бути застосованим для визначення ВРЗК на мареографах вздовж будь-яких узбережь.

Дослідники [230] порівнював ВРЗК, одержані з допомогою різниць між альтиметричними і мареографічними трендами і результатами DORIS в період з 1992 по 2009 роки. Автор обґрунтовував доцільність існування такого підходу до визначення ВРЗК тим, що мареографи і супутникові альтиметри вимірюють однакову океанічну природу. Різниця між результатами цих вимірювань буде становити вертикальний рух в місці розташування мареографів. Щоправда автор розглядав лише 28 мареографів, які достатньо близько розташовані до станцій DORIS. Порівняння одержаних різниць (альтиметричні вимірювання мінус мареографічні вимірювання) з відповідними DORIS-вимірюваннями становить 1,8 мм/рік.

Даний метод був застосований для регіональних досліджень, зокрема дослідження [84, 86] присвячені виявленню ВРЗК на узбережжях Середземного і Чорного морів.

На основі проведеного літературного аналізу, виокремимо недоліки та переваги супутникової альтиметрії як методу дослідження ВРЗК. Недоліками супутникової альтиметрії як методу визначення ВРЗК є недостатня тривалість спостережень для виявлення вікових змін у ВРЗК та вплив численних факторів, які не пов'язані зі змінами в гравітаційному полі Землі. Суттєвим недоліком використання результатів супутникової альтиметрії є також те, що сигнали радарів є спотворені поблизу узбереж, а особливо – на межі суші з морем. Як наслідок, альтиметричні результати вважаються ненадійними на відстані до 40 км від узбережжя. Так як вимірювання з допомогою супутникової альтиметрії – це вимірювання рівня океанів, то потрібно пам'ятати про численні фактори, які на нього впливають. До переваг можна віднести отримання великого масиву даних у відкритих океанах та можливість досліджувати зміни геоїда в часі.

Метод повторного нівелювання

Ще в 1867 р. Європейська геодезична асоціація вперше вказала на необхідність повторення нівелювання через деякі проміжки часу як на засіб виявлення вертикальних рухів земної кори. Особливе значення при цьому акцентують на складанні карт деформацій земної кори сейсмічно активних регіонів. У 1975 р. за результатами повторних нівелювань різних періодів рр. були видані три варіанти карти сучасних рухів земної кори західної частини УРСР, складені В. І. Сомовим. А в 1986 р. для території Європейської частини СРСР і Східної Європи складена нова карта сучасних вертикальних рухів земної кори [338].

Використовуючи дані повторних нівелювань Східної Німеччини, Чехії, Словаччини, Польщі, Угорщини та країн СНД у 1971 р. була розроблена карта сучасних вертикальних рухів земної кори Східної Європи в масштабі 1:10000000 [345].

Визначенню швидкості вертикального підняття та їх зміни в часі за результатами трьох серій високоточних нівелювань з середніми епохами в 1902, 1946 та 1986 роках для території Фінляндії присвячене дослідження [176]. При

порівнянні одержаних в результаті дослідження значень з модельними значеннями швидкостей не було виявлено розбіжностей.

Визначенням ВРЗК території Польщі присвячена низка публікацій Тадеуша Вижиковського [309, 310, 311, 312] та Каміла Ковальчика [142, 143, 144, 145, 146]. Автор визначає ВРЗК з результатів 4 серій високоточних нівелювань, які відбувалися в 1926-1937, 1953-1955, 1974-1982, 1997-2003 роках на території Польщі [143]. Розроблена методика [147] передбачає залучення даних мареографів до визначення ВРЗК, а також ущільнення відносних швидкостей методом колокації. Порівнюючи отримані результати з даними GPS станцій, автор зробив висновок, що в разі тривалості запису даних на GPS станції щонайменше 6 років, емпіричне стандартне відхилення становить $\pm 0,2$ мм/рік. Якщо використовувати щонайменше 4 роки спостережень, то це значення становитиме $\pm 0,5$ мм/рік. У випадку польських станцій GPS, тривалість спостережень повинна становити щонайменше 4 роки, тобто на 1 рік довше, ніж тривалість, подана в літературі, тобто 3 роки [122]. Автору належить дослідження [145] впливу методу інтерполяції на моделювання вертикальних рухів. В якості найкращого обрано інтерполяційний метод найближчого сусіда. А також опрацювання карт градієнтів швидкості ВРЗК на території Польщі за результатами двох останніх серій високоточного нівелювання [144].

Протягом 100 років проводилось повторне нівелювання в Нідерландах, результати яких представлені в роботі [140]. Характер рухів на досліджуваній території варіюється: від опускання прибережних районів (до 1 мм/рік) до підняття віддалених від моря територій (до 1 мм/рік). Точність одержаних результатів змінюється в діапазоні від 0,1 до 0,3 мм/рік.

В дослідженні [75] автори виявили сезонний рух земної кори на півострові Omaezaki (Японія) з допомогою даних нівелювання, яке повторювали 4 рази на рік кожного року, починаючи з 1981 року, так як дана територія є сейсмічно активна. В результаті було визначено, що фаза (період) більшості реперів вздовж лінії нівелювання між Kakegawa і Omaezaki на опорну епоху 1981.0 становить 21° .

Максимальна амплітуда однорічного періоду коливання на репері BM140-1 в Kakegawa відносно репера BM92305 в Omaezaki досягає більше 7,55 мм. Величина осідання на лінії нівелювання від BM140-1 в Kakegawa до BM92305 в Omaezaki поступово спадає, максимальна швидкість осідання репера BM92305 становить 7,7 мм/рік.

Прикладом порівняння результатів повторного нівелювання з результатами GNSS-вимірювання, результатами спостережень за рівнем води в Ладозькому озері та результатами супутникової альтиметрії присвячена робота Галаганова О. та ін. [327]. Використовуючи результати альтиметричних спостережень, які тривали 15 років, автори помітили розходження з іншими результатами досліджень та вважають одержані неспівпадіння парадоксальними та такими, що не відображають дійсність.

Недоліками повторного нівелювання як методу дослідження ВРЗК є те, що вони не є безперервними в часі; проводяться на певні епохи; тривають протягом декількох років; обмежують лише певною територією; дають тільки загальну інформацію про рухи земної кори. Перевагами повторного нівелювання як методу дослідження ВРЗК є точність одержаних результатів.

1.2.3 Геофізичні методи

Основним проектом, який був ініційований і координований NGK були гравітаційні лінії підняття території Фенноскандії. Вони представляють собою чотири високоточні відносні гравітаційні профілі (в напрямку з заходу на схід) через територію післяльодовикової віддачі (Фенноскандія), розташовані приблизно на 65, 63, 61 і 56°N (Рис. 1.5) [125]. Червоні точки і лінії показують гравітаційні лінії підняття Фенноскандії [175]. Чорні точки показують станції абсолютної гравіметрії в мережі NKG/AG, а білі точки – надпровідні гравіметричні станції. Метою гравіметричних вимірювань було визначення величини зміни гравітації \dot{g} і порівняння її з абсолютною величиною підняття території \dot{u} , одержаною з результатів спостережень за рівнем моря і серій повторних нівелювань. З

отриманого співвідношення \dot{g}/\dot{u} можна отримати висновок стосовно геодинамічних процесів, які лежать в основі роботи [138].

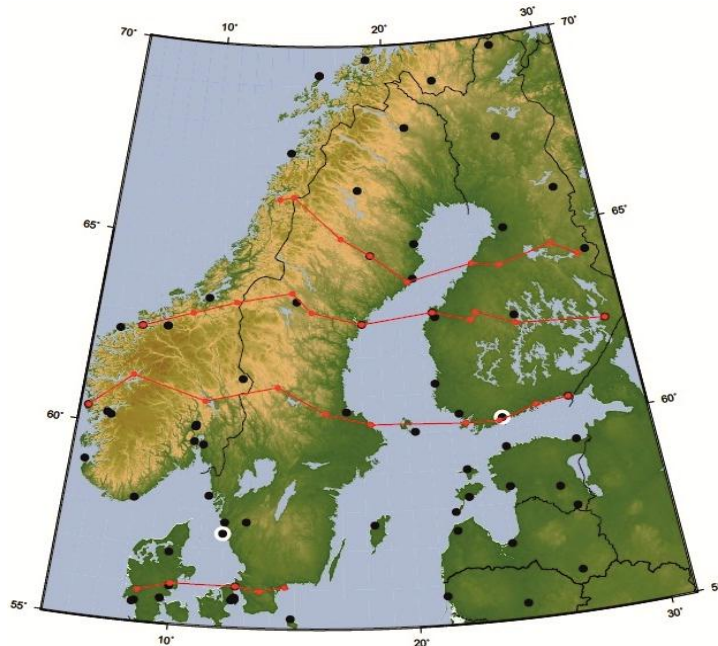


Рисунок 1.5 – Гравітаційні лінії підняття території Фенноскандії, отримані в результаті досліджень [125]

За результатами досліджень, автори знайшли відношення між величиною зміни гравітації \dot{g} і величиною підняття території \dot{u} , що представлено в роботі [73]. Вона становить $-0,204 \pm 0,058 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ($1 \text{ Gal} = 0,01 \text{ м}/\text{с}^2$). Пізніше це значення було перевірене іншими вченими [175], але вже на довших рядах спостережень. Отримана величина становила від $-0,16$ до $-0,20 \mu\text{Gal}/\text{mm}$. На основі цього співвідношення і численних припущень, вони зробили висновок, що GIA процеси на території Фенноскандії включають приплив додаткових мантійних мас.

Також опубліковано декілька геофізичних досліджень, основаних на результатах спостережень на BIFROST станціях, таких як, наприклад GIA моделювання та висновки щодо профілю в'язкості мантії [188, 187, 109], а також визначення поля швидкості деформації, яке показано в роботі [102].

Метод абсолютної гравіметрії (AG - Absolute Gravity)

Прискорення сили тяжіння є геофізичною величиною, яка змінюється в залежності від місця розташування і часу. Залежність від місця розташування

визначається відстанню від геоцентра (центра маси), фігурою Землі і перерозподілом густини всередині Землі. Декілька джерел є відповідальними за варіації прискорення сили тяжіння, які залежать від часу: припливи Землі, океанічне навантаження, деформації земної кори (переважно внаслідок горизонтальних компонент), зміни густини чи перерозподілу мас всередині Землі, зміни атмосферного тиску, рух полюса, обмін маси між атмосферою і океанами, волога ґрунту, рівень ґрунтових вод тощо [155, 316]. Деякі з цих впливів (наприклад, припливи Землі і рухи полюса) можуть бути з достатнім ступенем точності, інші потребують прямого безпосереднього вимірювання (наприклад, рівень ґрунтових вод, атмосферний тиск, волога ґрунту) перед тим, як вони можуть бути змодельовані з достатнім ступенем точності. Окрім цього необхідно вводити спеціальні інструментальні поправки, а саме: корекцію вихідного сигналу компаратора, корекцію швидкості світла, корекцію градієнта та корекцію опорної висоти.

Окрім вищезгаданих труднощостей, пов'язаних з вимірюванням g , на прибережних територіях виникає ряд інших, які пов'язані з високим рівнем мікросейсмічного шуму і проблематичним моделюванням мінливих припливів та океанічних впливів. Тому станції, які призначені моніторити зміни прискорення вільного падіння на мареографах, розміщують на деяку задану відстань від моря.

Абсолютна гравіметрія базується на теорії про те, що за законом Ньютона зміна вертикального положення земної поверхні в 1 см еквівалентна зміні вимірної сили тяжіння в $3 \times 10^{-8} \text{ м/с}^2$, або 3 мкГал [356].

Зазвичай часові серії гравіметрів складаються з декількох вимірювань на протязі року, кожний одиничний результат якої усереднюється на протязі, як мінімум, 24 годин. Це робиться з метою видалення океанічних приливів з часових серій.

Дослідники [181] для виявлення взаємозв'язку між зростанням рівня моря, ВРЗК і процесами, які відбуваються в твердій Землі, використовували результати спостережень на 9 GPS станціях (з 1996 по 2006 роки), результати абсолютних

гравіметрів та мареографів на північно-західному узбережжі Тихого океану. Вертикальні швидкості GPS-станцій (в ITRF2000) та вимірювання абсолютних гравіметрів добре корелюють між собою (з градієнтом $0,2 \pm 0,1$ mGal/mm), а мареографічні та GPS вимірювання фіксують регіональне зростання рівня моря в північно-східній частині Тихого океану на величину $1,7 \pm 0,5$ мм/рік.

Використання методик вимірювання сили тяжіння з використанням гелій-неонових лазерів нового покоління та атомного рубідієвого годинника дозволило досягти точності визначення вертикальних рухів земної поверхні у 3-4 мкГал [286], що за точністю еквівалентно 1 мм/рік на часовій серії спостережень приблизно 10 років [328].

Організувати проведення досліджень з допомогою абсолютних гравіметрів складно через розміри пристроїв та вартість апаратури. Вимірювання прискорення сили тяжіння не дає гарантій про те, що це відбулось саме внаслідок руху земної кори (може помінятися сила тяжіння, або перерозподіл мас всередині Землі, але не відбувся рух земної кори). Тому в багатьох випадках метод абсолютної гравіметрії використовують як допоміжний метод для поєднання з даними GNSS-спостережень, з мареографічними вимірюваннями, з повторним нівелюванням.

Для визначення рухів земної кори використовують також *нахиломірні спостереження*. Внаслідок деформацій земної кори відбувається її нахил, який можна виявити з допомогою нахиломірних реєстрацій. Самі прилади побудовані або за принципом горизонтального маятника, підвішеного на двох нитках, або засновані на інших принципах. Чутливість їх висока і вони вільно відзначають зміну нахилу [333]. Ці методи є скомплектовані з геодезичними методами і дозволяють вивчати рухи земної кори в періоди між повторними геодезичними вимірами [348].

1.2.4 Океанографічні методи

Мареографічні вимірювання. Починаючи з 80-х років XIX ст. в багатьох портах світу були встановлені водомірні прилади – спочатку рейки, а потім мареографи з самозаписуючим пристроєм для спостережень за зміною положення

рівня моря. Мареографічні вимірювання потерпають від двох основних обмежень: 1) вони мають бідне просторове розміщення, будучи розташованими лише на околицях континентів і островах в океані [16, 100], а також більша частина їх зосереджена в Північній півкулі і 2) вони прикріплені до землі, яка може рухатись вертикально [47, 200], таким чином створюючи видиму зміну рівня моря, що не відноситься до кліматичних варіацій.

Найбільша кількість історичних мареографів (ті, які проводять спостереження ще з XIX ст.) знаходяться в Нідерландах та на території Фенноскандії, а також в Франції та Німеччині. Ці станції не були встановлені для вивчення глобальних змін рівня моря. Першочергово їх встановлювали для навігаційних цілей, а дані використовувались для передбачення припливів.

На сьогоднішній день існують різноманітні варіації у будові мареографів та їх типах, проте головна мета залишається незмінною – фіксація положення водневої поверхні у певний момент часу. Найстаріший мареограф знаходиться в Франції (м. Брест). Спостереження за рівнем (щоправда з перервами) тут проводять ще з 1807 року.

Класичним способом дослідження ВРЗК в тому місці, де встановлений мареограф, вважається використання лінійного тренду часової серії мареографа з протилежним знаком. Тобто зростання рівня моря на певній території свідчить про опускання земної поверхні в цьому місці. Але не слід забувати, що зміни положення рівня моря можуть бути обумовленими двома причинами: 1) власними, евстатичними, коливаннями рівня Світового океану, які виникають внаслідок зміни обсягу його водної маси або рельєфу дна; 2) підняттям або опусканням берегів.

Перевагами мареографічного методу при дослідженні ВРЗК є те, мареографічні записи є найдовшими рядами спостережень, створюючи якісні матеріали для дослідження ВРЗК. Але при їх використанні необхідно враховувати всі фактори, які впливають на рівень моря і встановити необхідні тривалості мареографічних спостережень для визначення ВРЗК з їх допомогою. При цьому постає питання осереднення мареографічних спостережень. Скільки часу повинні

проводитись вимірювання на мареографі, щоб їх результати можна було б проінтерпретувати як вплив ВРЗК в цьому регіоні, а не вплив океанографічної складової.

Потрібно дослідити, чи ця тривалість спостережень є однаковою для всіх мареографів чи змінюється в залежності від географічного розташування.

Наступним завданням є необхідність детального опрацювання всіх джерел похибок, які викликані різними процесами. Але за рахунок того, що мареографічні часові серії є довгоперіодичними і безперервними (наприклад, на території Фенноскандії), це дозволяє визначати ВРЗК з їх допомогою з високою точністю.

Недоліком мареографічного методу досліджень ВРЗК є брак історичних (тих, які проводять дослідження більше 100 років) мареографів на всій території Європейського континенту. Існуючі довгоперіодичні станції, в більшості випадків, зосереджені в північній частині Європи.

Суттєво ускладнює процес дослідження наявність 12-річних записів рівня моря на всій території Італії (за винятком мареографів Trieste, Genova і Venezia (Punta Della Salute)). Мареографи мають неоднорідне просторове розміщення, будучи розташованими лише на околицях континентів і островах в океані. Більша частина їх зосереджена в Північній півкулі.

Ще одним недоліком є те, що записи мареографів фіксують окрім ВРЗК ще й евстатичні коливання океану. Тому необхідно розробити методики, які б дозволяли опрацьовувати результати мареографічних спостережень з метою дослідження саме ВРЗК, а не змін в океані.

Записи рівня озер. Ідея використовувати записи рівня озера для обчислення різниці підняття суші (чи нахилу) у внутрішній частині території Фенноскандії була запропонована [255]. Пізніше в дослідженні [22] було використано старі водомірні записи озера Vänern для цієї мети, а в роботі [256] – було зроблено це ж саме в Фінляндії, де спостереження за рівнем озер, в деяких випадках, тривають більше 100 років. Записи рівня озер можуть бути використані при дослідженнях в тих випадках, коли принаймні 2 водомірні пости розташовані в одному озері і є

значно віддалені один від одного. На основі даних водомірних спостережень, повторного нівелювання та даних рівня озер побудовано карту ВРЗК території Фенноскандії. Стандартне відхилення ізобаз підняття території Фінляндії та Швеції становить 0,2-0,5 мм/рік, а для країн Балтики, Данії і Норвегії – не гірше, ніж 0,5 мм/рік [135]. Але можна піддати сумнівам такого роду дослідження ВРЗК, оскільки це можуть бути зовсім не рухи, а вплив ґрунтових чи підземних вод. Окрім цього, часові серії для всіх озер відсутні, а самі озера розташовані в середині материка, а не на береговій лінії. В загальному, величини ВРЗК на території Європи змінюються в межах від десятка міліметрів за рік (до прикладу, величина підняття Ботнічної затоки, становить 9 мм/рік [205]) до декількох міліметрів (в південній частині території Європи [86]).

За результатами повторного нівелювання на території західної Європи відомо, що величини ВРЗК сягають декількох міліметрів, точність одержаних значень становить 0,1-0,3 мм/рік [140]. Точність визначення ВРЗК у разі використання довготривалих мареографічних часових серій може сягати 0,3 мм/рік за умови спостережень на мареографах від 30 до 72 років (в залежності від географічного розташування: для півдня Європи ця тривалість є меншою, ніж для північної частини).

Ще одним методом дослідження ВРЗК є використання GNSS-спостережень. Точність одержаних швидкостей залежить від тривалості спостережень на станціях. Тривалість спостережень на кожній перманентній станції є різною, але найпоширеніша – більше 10 років. Тобто чим довше проводяться спостереження на GNSS-станціях, тим точніше можна визначити швидкість зміщення GNSS-станції. В дослідженнях [40, 266, 19, 17, 18, 157], автори дійшли до висновку, що безперервні вимірювання GNSS-приймачів дають можливість визначати тренди перевищення земної кори з точністю меншою, ніж ± 1 мм/рік при наявності 5-ти річних даних спостереження і меншою, ніж $\pm 0,5$ мм/рік при ~ 10 річних даних. Згідно деяких досліджень [178, 29, 299] сезонний сигнал, який присутній у

більшості часових серій GNSS спостережень, може значно спотворювати визначення швидкості, якщо часова серія коротша, ніж 2,5 роки [33].

1.3 Класифікація методів дослідження рухів земної кори

На даний час існує багато спроб класифікувати існуючі методи дослідження рухів земної кори. Наприклад, класифікацію методів, з допомогою яких можна виявляти і досліджувати рухи земної кори запропоновано авторами [136]. Представимо її у вигляді Таблиці 1.2.

Таблиця 1.2

Класифікація методів дослідження рухів земної кори, запропонована Н. Kennosuke [136]

Горизонтальні зміщення	Вертикальні зміщення
Триангуляція	Нівелювання
Вимірювання базисної лінії	Мареографічні спостереження
VLBI	Нахиломіри (водотрубні нахиломіри, горизонтальні маятники, вертикальні маятники, векторні нахиломіри)
Штучні супутники Землі	Гравіметри
Астрономічні спостереження	
Тензометри	

Дана класифікація не є повною, оскільки не включає геологічні методи. Детальнішу і досконалішу класифікацію запропонували автори Dambara T. [64]. Вона представлена на Рисунку 1.7.



Рисунок 1.7 – Класифікація методів дослідження РЗК, запропонована Dambara T. [64]

Дана класифікація не включає в себе методи дистанційного зондування Землі (ДЗЗ), поєднання альтиметричних та мареографічних вимірювань. Відкритим залишається питання про використання геоморфологічного методу при дослідженні ВРЗК: в результаті ми отримуємо саме зміну земної поверхні, а не земної кори. Проведемо власну класифікацію методів дослідження ВРЗК за часово-просторовими критеріями, об'єднавши їх (Рис. 1.8). Методи дослідження ВРЗК можна в загальному поділити на прямі і непрямі. До непрямих методів відносяться: геофізичні, гравіметричні дослідження, поєднання результатів супутникової альтиметрії та мареографічних спостережень та нахиломірні спостереження. Ці методи не будемо показувати в нашій класифікації.

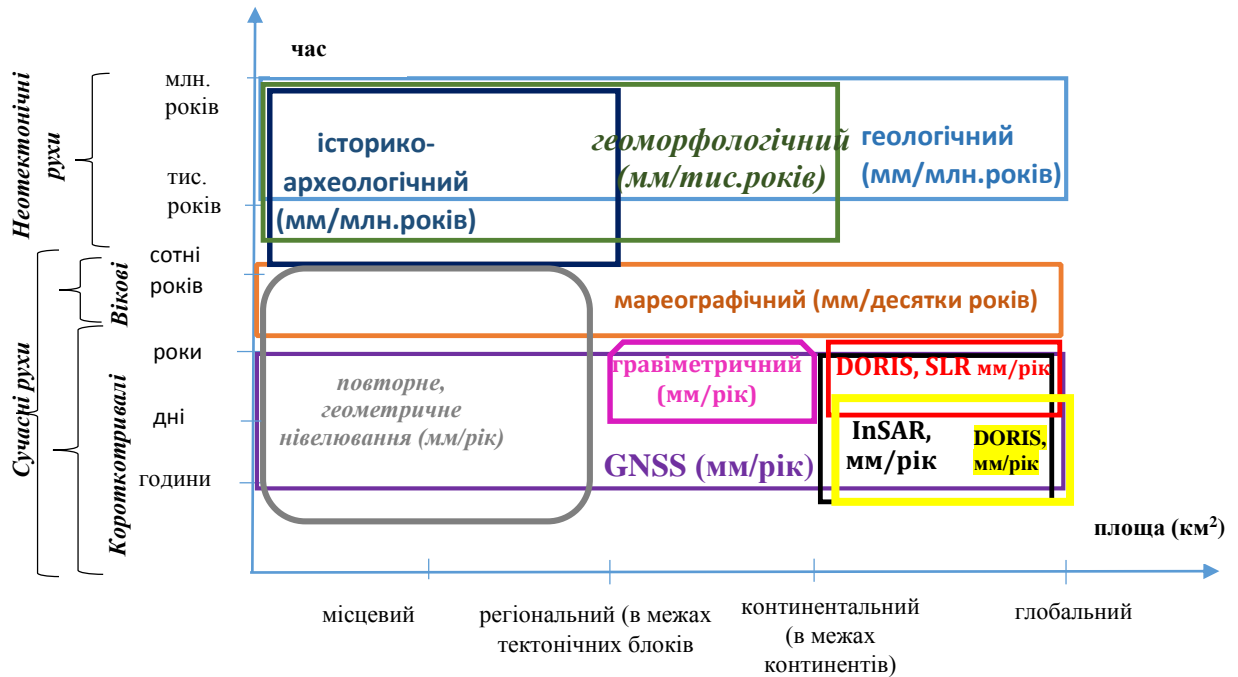


Рисунок 1.8 – Класифікація методів дослідження РЗК за часово-просторовими критеріями

Проаналізувавши запропоновані класифікації необхідно зазначити, що вагому роль серед всіх методів дослідження ВРЗК відіграє мареографічний метод, за допомогою якого можна вивчати вікові рухи земної кори з високою точністю. Але для досягнення цієї точності необхідно враховувати багато факторів: вплив зміни поверхні океану, вплив тривалості спостережень. Саме ці питання є подальшим предметом нашого дослідження.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 1

1. Проведено класифікацію вертикальних рухів земної кори, яка відрізняється від існуючих класифікацій виділенням часових та просторових характеристик та чинників, які їх викликають.
2. Виконано огляд існуючих методів визначення вертикальних рухів земної кори, на основі якого встановлено їх переваги та недоліки, характеристики точності і ефективності їх застосування в просторово-часовому аспекті.
3. Представлено детальний аналіз мареографічних спостережень і доведено, в порівнянні з іншими методами, його ефективність для вивчення вікових рухів земної кори.

РОЗДІЛ 2

ФАКТОРИ, ЩО ВПЛИВАЮТЬ НА ЗМІНУ РІВНЯ МОРЯ

Уже древнім грекам і римлянам, які проживали в тектонічно і сейсмічно високоактивній області Середземномор'я, було відомо, що земна поверхня може підніматися і опускатися, хоча їхні здогадки про причини таких коливань були досить наївні. Не було й жодного уявлення про масштаби і швидкості цих рухів. Вперше спробу визначити напрямок і швидкість сучасних рухів зробив напочатку XVIII ст. знаменитий шведський природодослідник Андерс Цельсій (1701-1744 р.). Зацікавившись коливаннями рівня Балтійського моря, він зробив засічки на гранітних скелях шведського узбережжя, щоб спостерігати за коливаннями рівня моря щодо цих зарубок. Пізніше, в XIX ст., відомий дослідник Сибіру І. Д. Черський зробив те ж на березі Байкалу. У тому ж XIX ст., по таких засічках в Швеції і Фінляндії було встановлено, що північна частина узбережжя Балтики піднімається, а південна – опускається.

Людство давно помітило, що рухи земної кори нерозривно пов'язані з рівнем моря в тому регіоні. Відомий наочний приклад рухів земної поверхні – в Італії, у маленькому містечку Поццуолі, що розміщене на березі Неаполітанської затоки. У цьому містечку знаходяться руїни міського ринку з каплицею, побудованою близько 2000 років тому, яку називають «храмом Сераписа». Після зведення ринкова площа разом з храмом почала повільно опускатись і в XIII ст. всі забудови занурилися під рівень моря. У такому вигляді вони знаходилися близько трьох століть, після чого місцевість почала підійматись і до 1800 року практично всі руїни разом з фундаментами були осушені. У результаті тривалого перебування під водою мармурові колони храму виявилися ураженими каменеточцями до висоти 5,71 м над підлогою храму. У подальшому знову почалися опускання і в 1954 р., за свідченнями Г.П.Горшкова, рівень води складав вже 2,5 м над підлогою храму. Іншими словами, швидкість опускання становила близько 2 см за рік. Поццуолі розміщений у вулканічній області, неподалік знаходиться вулкан Везувій, тому не

дивно, що нижня частина колон у храмі не зазнала впливу молосків, бо до висоти понад 3 метри колони були засипані вулканічним попелом [340].

Ще одним наочним прикладом дослідження ВРЗК за результатами вимірювання рівня моря і спостереженнями за положенням суші на прилеглий території є кальдера Campi Flegrei (Рис. 2.1), яка знаходиться на південно-західному узбережжі Італії [89].

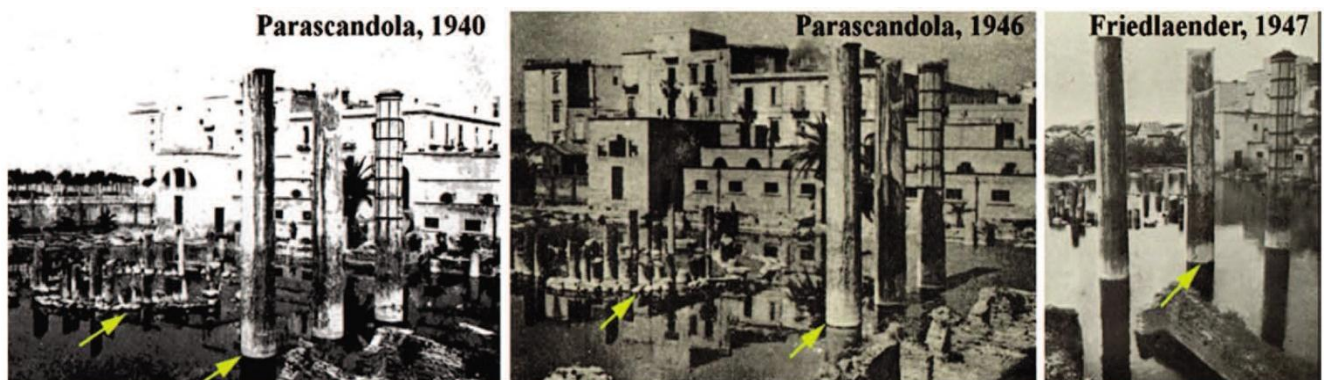


Рисунок 2.1 – Кальдера Campi Flegrei

Спостереження почалися ще в 1905 році. За допомогою фотографічних знімків даної місцевості, результатів спостережень за положенням рівня моря та за результатами геометричного нівелювання авторам вдалося прослідкувати взаємне положення території відносно рівня моря.

Зміна рівня моря викликає інтерес ще з, як мінімум, двох причин. По-перше, зміни в величині підвищення рівня моря тісно пов'язані зі змінами клімату на Землі. Підвищення рівня моря, викликане глобальним потеплінням і його вплив на прибережні території, стало питанням, до якого прикута все більша увага наукової спільноти, а також мас-медіа та громадськості. По-друге, зміна рівня моря має важливий соціоекономічний наслідок для населення, яке проживає поблизу морських узбережь. Зміна рівня моря відіграє значну роль в житті тих, хто живе, працює або здійснює навігацію в прибережних зонах.

Опускання чи підйом прибережних територій нерозривно пов'язаний з іншим очевидним фактором – підвищенням чи зниженням рівня моря в цьому регіоні. Хоча рух земної поверхні не є основним чинником, який спричиняє зміни рівня

моря. Тому важливо чітко виокремити ті чинники, які здійснюють свій вплив на зміну рівня моря, провести класифікацію всіх факторів та вказати кількісний і якісний їх внесок.

2.1 Вплив екзогенних та ендегенних факторів на визначення ВРЗК мареографічним методом

Встановлено, що в даний час на Землі спостерігається глобальне потепління і головною причиною цього є акумуляція парникових газів в атмосфері, викликана згорянням антропогенного викопного палива і зміною в землевикористанні (переважно обезліснення) [123, 124]. Глобальне потепління вже призвело до декількох видимих наслідків, зокрема зростання середньої температури поверхні Землі [192], теплоємності океану [161, 111], танення морського льоду [288] і льодовиків [58, 88], втрата льодовикових мас Гренландських та Антарктичних льодовикових щитів [251]. Нагрівання океану призводить до термального розширення морських вод, і, відповідно, – підвищення рівня океану. Аналогічно, вода з розталого материкового льоду в кінцевому результаті досягає океанів і також призводить до підвищення рівня моря.

Найбільші внески в підвищення рівня океану роблять термальне розширення, спричинене нагріванням океанів, і втрата об'єму льоду, розташованого на суші (танення льодовиків, льодовикових покривів та льодовикових шапок).

Спостереження за рівнем океану зазвичай показують значні регіональні коливання внаслідок дії наступних факторів: геодинамічних процесів, стеричних впливів, змін в океанічній і атмосферній циркуляції.

Розглянемо детальніше особливості впливу кожного з факторів, які сприяють підвищенню чи зниженню рівня океану.

Термальне розширення (чи стеричне зростання рівня моря) зустрічається на всіх температурах океану і є одним з найголовніших вкладників в зміни рівня моря протягом ХХ і ХХІ ст. [187]. Використовуючи глобальні дані з координатною прив'язкою, які були отримані в результаті досліджень [160, 162], дослідники показали, що Світовий океан продемонстрував нерівномірне нагрівання на

величину $0,06^{\circ}\text{C}$ протягом останніх 50 років. В Тихому океані нагрівання значно збільшилось на початку 1970-их і в середині 1980-их. Індійський океан також значно нагрівся починаючи з 1960-их. Атлантичний океан показує дещо іншу поведінку: монотонний додатний тренд нагрівання починаючи з 1950 р. до початку 1990-их, а потім різке збільшення нагрівання. Окрім того, лише в Атлантичному океані спостерігаються значне нагрівання на глибинах нижче 1000 м, на відміну від Тихого та Індійського океанів, де зміни в теплоємності зустрічались на глибині 300 м. Стеричний внесок в зростання рівня моря відбувається внаслідок зростання об'єму, що виникає як реакція на підвищення середньої температури океану, що призводить до зниження густини морської води. Стеричний рівень моря для періоду 1957-1994 років, використовуючи 5-річні часові серії середньої температури [160] на глибині 0-3000 м території 65°N - 50°S був обчислений в роботі [6]. Дана стерична зміна являється причиною зміни і температури і солоності. Величина стеричного зростання рівня моря для цього періоду сягає $0,55 \pm 0,07$ мм/рік і лише 0,05 мм/рік являється причиною галостеричної зміни (тобто 10% від величини загального зростання). Результати даного дослідження узгоджуються з дослідженнями [54] для минулого століття, які основані на кліматичних моделях.

Найбільш прийнятним способом оцінювання термального розширення океану вважається використання AOGCM моделей (Atmosphere-Ocean General Circulation Model) [99, 63, 35, 126, 233, 98]. Географічний розподіл змін рівня моря внаслідок змін густини і циркуляції також можна отримати з результатів AOGCM. Результати глобального середнього термального розширення на протязі XX ст. приведені на Рисунку 2.2. Це означає, що протягом останніх 100 років середня тенденція зростання рівня моря внаслідок термального розширення була порядку від 0,3 до 0,7 мм/рік [54].

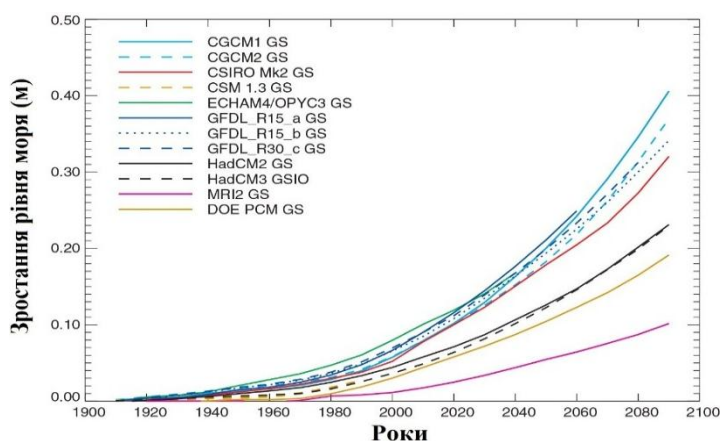


Рисунок 2.2 – Зміни глобального середнього рівня моря внаслідок термального розширення за даними різноманітних моделей [54]

Танення льодовиків і льодовикових покривів

Льодовики і льодовикові покриви є доволі чутливими до кліматичних змін. Часті зміни в їх масі породжують вагомий внесок в розмір зростання рівня моря [54]. Деякі фізичні характеристики льоду на Землі приведені в Таблиці 2.1.

Таблиця 2.1

Деякі фізичні характеристики льоду на Землі

	Льодовики	Льодові покриви	Льодовики і льодові покриви	Льодовий щит Гренландії	Льодовий щит Антарктиди
Кількість	>160000	70			
Площа (10^6 м^2)	0,43	0,24	0,68	1,71	12,37
Об'єм (10^6 м^3)	0,08	0,10	0,18±0,04	2,85	25,71
Еквівалент зростання рівня моря (мм/рік)	0,24	0,27	0,50±0,10	7,20	61,10
Акумуляція (еквівалент рівня моря, мм/рік)			1,90±0,3	1,4±0,1	5,1±0,2

Нещодавні дослідження показали, що починаючи з 2002 року, танення Антарктичних і Гренландських льодовикових щитів здійснили набагато більший вплив на підвищення рівня моря, ніж це було в ХХ ст. [283, 320, 269, 196]. В дослідженні [283] автори проводили аналіз танення Гренландських льодовиків на протязі 2002-2006 років і виявили набагато швидшу втрату льоду, ніж це висвітлювали попередні дослідження. Автори зробили висновок, що протягом

цього періоду (2002-2006 рр.) Гренландія втратила близько $248 \pm 36 \text{ км}^3$, що еквівалентно $0,5 \pm 0,1 \text{ мм/рік}$ підвищенню рівня моря. Це більш, ніж в два рази більше за величину $0,21 \pm 0,07 \text{ мм/рік}$, опубліковану IPCC (2007) для періоду з 1993 по 2003 р. і значно більше за величину $0,35 \text{ мм/рік}$, що являє собою глобальний середній річний внесок льодовикових щитів в період з 1992 по 2006 р., який обчислили [250]. Дослідники [283] зробили висновок, що льодовики Гренландії реагують на зміну клімату набагато швидше, ніж це раніше вважали вчені [271].

Найбільш авторитетні джерела кліматичних прогнозів є звіти Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change), до якої входить група міжнародних науковців. Звіти включають в себе компендіум різноманітних кліматичних спостережень і кліматичних моделей передбачень [47]. Дослідники в роботі [250] підсумували 11 досліджень, що стосуються балансу маси льодовиків. В результаті виявилось, що річні розміри втрат змінюються в діапазоні від -11 до 227 гігатон, а це відповідно прирівнюється до значень -0,03 і 0,64 мм зміни рівня моря [271].

Зміни осадкоутворень і акумуляції також впливають на баланс маси льодовика та інколи можуть бути домінуючими [229]. В основному, льодовики в морському кліматі є більш чутливими до зимової акумуляції, ніж до літніх умов [149]. Розрахунки, основані на моделях AOGCM, для тих показників, які мають відношення до антропогенної кліматичної зміни в XX ст., тобто термального розширення, льодовикових щитів, льодовиків та льодовикових покривів (Рис. 2.3), представлені в роботі [54].

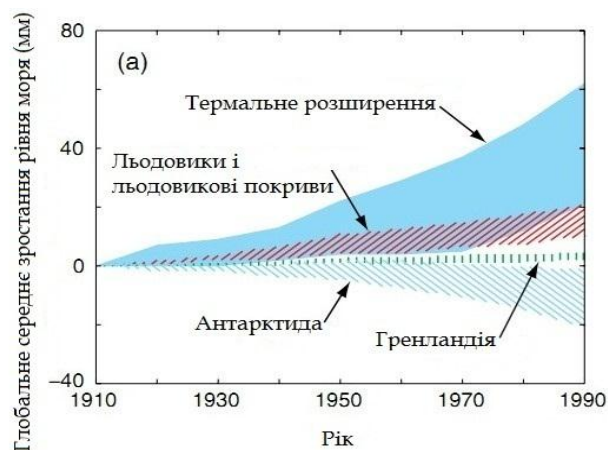


Рисунок 2.3 – Внески термального розширення, льодовиків і льодовикових покривів, Гренландії і Антарктиди в глобальне середнє зростання рівня моря в результаті кліматичної зміни ХХ ст.

В дослідженні [282] автори стверджують, що вплив зміни опадів на зміни глобальної середньої маси льодовиків в ХХІ ст. складає тільки 5% температурного впливу. Подібні результати означають, що розвиток глобальної льодовикової маси контролюється в основному температурними змінами, аніж змінами опадів. Зміни осадкоутворення можуть бути значимими в окремих місцевостях, а особливо там, де осадкоутворення є спотворене змінами атмосферної циркуляції, як це недавно було у випадку з південними Скандинавськими льодовиками [207].

Зміни солоності в океані також роблять істотний вплив на локальну щільності і таким чином на локальний рівень моря, але мало впливають на глобальну середню зміну рівня моря [54]. В дослідженні [6] було виявлено, що глобальна середня зміна солоності (галостерична зміна) вносить 0,05 мм/рік в підвищення рівня моря для останніх 50 років. Ця величина є на порядок нижчою, ніж внесок термального розширення. З іншого боку, автори показали, що в регіональних масштабах внесок від зміни солоності може бути досить значним, як це є, наприклад, в субполярних територіях Північно-Атлантичного океану, особливо в Лабрадорському морі, де він майже нейтралізує термостеричний внесок (внесок внаслідок термального розширення). Додатній внесок від зміни солоності в глобальну середню зміну рівня моря являє собою глобальне зниження солоності (зменшення випаровування, зростання осадків на територіях океанів чи зростання прісної води внаслідок річкового стоку в океани; точна частка кожного фактору мало відома) [47].

Автор [6] конвертував об'єм середньої зміни солоності в еквівалентну кількість прісної води, доданої в Світовий океан. Він виявив, що опріснення було еквівалентне до підвищення середнього рівня моря на величину $1,35 \pm 0,5$ мм/рік. Ще інший дослідник [194] використав середню зміну солоності попереднього дослідження [6] для того, щоб повторно оцінити масу прісної води, додану до

океанів, застосовуючи різні методи обчислення і враховуючи плаваючий морський лід. Не дивлячись на те, що танення морського льоду не збільшувало рівень моря, воно робило внесок в зниження солоності. Декілька досліджень опублікували дані про загальне зниження об'єму морського льоду в Північній півкулі в нещодавніх десятиліттях [232, 248]. Тим не менше, точна величина танення морського льоду є мало відома. Автор [194] використав два екстремальні значення, рівні $135 \text{ км}^3/\text{рік}$ і $700 \text{ км}^3/\text{рік}$ в перерахунку на еквівалент прісної води. Це призводить до евстатичного підвищення рівня моря на величину $1,4 \text{ мм}/\text{рік}$, оснований на зміні солоності на протязі останніх 50 років [47].

Антропогенні внески

Як зазначається в роботі [54], внесок континентальної води в зміну рівня моря в ХХ ст. асоціюють з людською діяльністю. Він змінюється в діапазоні від $-1,1$ до $0,4 \text{ мм}/\text{рік}$, з центральною величиною $-0,35 \text{ мм}/\text{рік}$ (тобто являє собою зниження рівня моря) [49, 94, 96, 235]. Дослідники [94] і [96] заново переглянули головні антропогенні процеси, що можуть видозмінювати водосховища наземної води. У порядку зменшення значущості ними є: дамби і будівництво водосховищ, зрошення, урбанізація, видобування підземних вод, обезліснення і спалювання викопних видів палива. Згідно дослідження [94], антропогенні впливи на наземний кругообіг води спотворюють зміну рівня моря наступним чином:

$$SLC = (G + U + CD + D + WE) - (RE + I), \quad (2.1)$$

де SLC – це зміна рівня моря, G – це зміна рівня моря внаслідок видобування підземних вод, U – зміна рівня моря внаслідок збільшеного стоку через урбанізацію, CD – зміна рівня моря внаслідок вивільнення води внаслідок згорання викопних видів палива і розкладання біомас, D – зміна рівня моря внаслідок збільшений стік внаслідок обезліснення, WE – зміна рівня моря внаслідок дренажу зволених земель, RE – зміна рівня моря внаслідок затоплення водосховищ, I – зміна рівня моря внаслідок зрошення. Слід пам'ятати, що лише водосховища і зрошення вносять від'ємну величину в підвищення рівня моря (тобто являють

собою зниження рівня моря), всі інші чинники є позитивними (тобто являють собою підвищення рівня моря) [47].

В дослідженні [236] автори визначили додатній приріст у розмірі 0,54 мм/рік у підвищення середнього рівня моря на протязі останніх 60 років внаслідок видобування підземних вод, обезліснення і дренажу зволжених земель (додатні компоненти) і наповнення водосховищ (від'ємні компоненти).

Збільшене випаровування над водосховищами і сумарне випаровування над зрошуваними землями можуть підвищити середню концентрацію водяної пари в атмосфері принаймні локально чи регіонально на безводних територіях. Хоча більшість цієї води знову повернеться до ґрунту у вигляді опадів, частина з яких потім стече в океан. Невелика частина все ще залишається в атмосфері. Точне визначення цієї невеликої частини потребує подальших досліджень. Але, якщо припустити, що лише 10% залишається в атмосфері, то отримаємо зниження середнього рівня моря в розмірі 0,57 мм/рік з сумарного випаровування над зрошеними землями, та інші 0,05 мм/рік з випаровування над водосховищами.

Вплив антропогенних процесів на підняття рівня моря

Важливий внесок в сучасне підвищення рівня моря може бути отриманий в результаті змін в об'ємі води, яка зберігається в ґрунті чи на поверхні землі: в озерах і водосховищах, і в результаті видозмінень поверхні землі, що тягне за собою зміни у величині стоку чи випаровування. Мабуть, найбільш прямо виражений внесок в рівень моря отримується внаслідок **видобування підземних вод**, що означає добування ґрунтової води з водоносних шарів на величину більшу, аніж її природне поповнення. В роботі [96] було визначено, що величина видобування ґрунтових вод зростає з часом, в даний час еквівалентно 0,2-1,0 мм/рік рівня моря, але вони припускають, що велика частина просочується назад в водоносні шари, отже внесок в підвищення рівня моря становить від 0,1 до 0,4 мм/рік. В іншому дослідженні, присвяченому обчисленні величини видобування підземних вод [235], автор розглянув меншу кількість водоносних шарів, в

результаті він отримав меншу загальну величину видобування ґрунтових вод (0,17 мм/рік) [54].

Видобування ґрунтових вод являє собою вилучення підземних вод, які зберігаються у водоносних шарах. Дослідження проводили для об'єму щорічно вилучених ґрунтових вод на вибраних територіях [252]. Виявилось, що величина видобування ґрунтових вод прирівнюється 0,55-0,64 мм/рік в період з 1990 по 1995 р. тільки частина видобутої води робить свій внесок в стік; отже підвищення рівня моря становить 0,1-0,3 мм/рік, решта води використовується для споживання [47].

Об'єми багатьох великих світових озер впродовж останніх десятиліть піддаються зменшенню внаслідок зростання кількості **зрошень** та інших водокористувань. В роботах [236, 235] було визначено, що зменшений об'єм Каспійського і Аральського моря зробив свій внесок в підвищення рівня моря в розмірі 0,18 і 0,03 мм/рік, за умови, що вилучені води досягнуть світового океану шляхом сумарного випаровування. Припускаючи, що немає інших значних джерел, які роблять свій внесок в рівень моря, дослідники [54] вважають значення 0,2 мм/рік верхньою межею сучасного внеску в рівень моря, які роблять озера. Ще інші автори [96] не включали обставину зміни об'єму озер, тому що вони припускають, що вода, яка була вилучена при зрошенні, в більшій мірі надходить в ґрунтові води, аніж в Світовий океан, тому в роботі [54] автори приймають 0 як нижню межею сучасного внеску в рівень моря, які роблять озера. Вода, яка зберігається в водосховищах, є еквівалентною 13,6 мм рівня моря, як було обчислено в роботі [96]. Більша частина цього об'єму назбирувалась в приблизно однакових розмірах з 1950 до 1990 років. Цей об'єм водосховищ означає зниження рівня моря на величину 0,34 мм/рік. Автори припускають, щорічно $5 \pm 0,5\%$ води, що міститься в водосховищах, просочується вглиб водоносних шарів, створюючи при цьому в 1990 році витікання від 0,61 до 0,75 мм/рік.

Урбанізація робить важливий вплив на гідрологію декількома шляхами. Внаслідок того, що території з рослинними насадженнями є заміщені непроникаючими дорожніми покриттями та іншими конструкціями, це призводить

до збільшеного земного стоку, знижуючи інфільтрацію і порушуючи рівень ґрунтових вод. На жаль, глобальні кількісні дані про впливи урбанізації відсутні. Автор Gornitz [94] надає оцінювання в діапазоні від 0,3 до 0,38 мм/рік, але немає доступної інформації про асоційовані похибки, які можуть бути великими [47].

Спалювання викопних видів палива і горіння тропічних лісів випускає воду в атмосферу, яка в подальшому обмінюється з океанами внаслідок біохімічного циклу перетворення вуглекислого газу в кисень. Подібний внесок в підвищення рівня моря дуже слабо кількісно оцінений, між -0,06 мм/рік і 0,07 мм/рік, з середнім значенням 0,01 мм/рік.

Обезліснення сприяє зниженню сумарного випаровування, зменшує ґрунтову інфільтрацію і підвищує стік. Gornitz у своєму дослідженні [94] визначив внесок підвищення рівня моря на величину 0,09 мм/рік в збільшений стік, викликаний обезлісненням. Інші дослідження внеску води внаслідок обезліснення в підвищення рівня моря становлять 0,14 мм/рік [235].

Вплив антропогенних процесів на зниження рівня моря

Секвестрація води в водосховищах і штучних озерах, не допускаючи її від протікання в океани через гідрографічну мережу, здійснює значний негативний вплив на рівень моря. В роботах [50] і [252] автори опублікували дослідження, в яких йдеться про майже лінійний темп приросту вміщуваності водосховищ починаючи з 1950 р., які в середині 1990-их досягнули 6000 км³. Такий об'єм стане причиною зниження глобального рівня моря приблизно на 0,3 мм/рік. Крім того, нещодавнім часом збільшилось будівництво гребель, особливо в країнах, що розвиваються, вносячи ще 0,05 мм/рік в зниження рівня моря. Окрім прямої дії секвестрації води, існують непрямі впливи внаслідок **випаровування та інфільтрації (витік бурового розчину)**. Останній вплив може бути важливим, не дивлячись на те, що існує дуже мала кількість даних для його кількісного вираження в світовому масштабі. Середній річний витік бурового розчину, що становить приблизно 5% від об'єму водосховища був визначений в праці [91]. В

дослідженні [94] автор визначив це як основу (з 10% помилкою), і запропонував втрату води прирівнювати до 0,56-0,81 мм/рік зниження рівня моря [47].

Зрошування є іншим процесом, що потенційно сприяє зниженню рівня моря. Фактично, зрошування є головним споживачем світових прісноводних ресурсів (до 70% згідно Світового інституту ресурсів, 1998, див. <http://www.wri.org>). Що стосується водосховищ, втрата води внаслідок зрошування відбувається в результаті просочування в ґрунт і сумарного випаровування через культивування рослин. Інфільтрація води в землю призведе до зниження рівня моря на величину 0,4-0,5 мм/рік, в той час як сумарне випаровування здійснить свій внесок в розмірі 0,12 мм/рік. Сумарне випаровування води зі зрошених земель призводить до зростання вмісту атмосферної води, і, отже, до зниження рівня моря на величину 0,14-0,15 мм/рік, як це було досліджено в роботі [96]. Але автори [54] вважають, що ця величина є переоціненою, тому ще це означає підвищення глобального вмісту води, що знаходиться в тропосфері в ХХ ст.

Розглядаючи вищеописані процеси, можемо зауважити, що водосховища і зрошування – це два великі вкладники в зниження рівня моря: $-1 \pm 0,2$ мм/рік - для водосховищ і $-0,56 \pm 0,1$ мм/рік – для зрошування. Серед вкладників, які роблять додатній внесок в підвищення рівня моря, найбільшими є: урбанізація ($0,34 \pm 0,04$ мм/рік) і видобування ґрунтових вод ($0,2 \pm 0,1$ мм/рік). Результируючий вплив є від’ємним (зниження рівня моря), він складає $-0,91 \pm 0,45$ мм/рік. Значна помилка, що складає приблизно 50% оціненого впливу відображає відсутність глобальної кількісної інформації про розглянуті процеси. Визначена величина ($-0,91$ мм/рік) є значно більшою, ніж $-0,35 \pm 0,70$ мм/рік, як її визначили Church J.A. та J.M. Gregory в своїх дослідженнях. Ще інші дослідження приводять обчислені внески різноманітних компонентів підвищення рівня моря протягом ХХ ст. (Таблиця 2.6). Сума цих внесків для ХХ ст. змінюється в діапазоні від $-0,8$ мм/рік до $2,2$ мм/рік, з середньою величиною $0,7$ мм/рік.

Зміна атмосферного тиску

Внаслідок оберненого барометричного ефекту локальне зростання поверхневого тиску повітря на території океану породжує зниження поверхні моря на величину 1 см на 1 гПа (1 гПа=1 мілібар). Так як вода є практично нестискуваною, то це не може призвести до глобального середнього підвищення рівня моря, але довгоперіодична тенденція в структурі поверхневого тиску повітря може впливати на спостережувані величини рівня моря. Величина зміни поверхневого тиску порядку 0,01 гПа/рік характерна лише для північної Європи [212]. Інші дослідження [206] звітують про зміни поверхневого тиску в період 1960-1990 років, що можуть вплинути на величини рівня моря в Середземномор'ї і довкола Скандинавії порядку -0,05 і 0,04 мм/рік відповідно [187].

Величину вертикальної зміни рівня моря ζ внаслідок зміни атмосферного тиску можна обчислити, використовуючи залежність (2.2):

$$\Delta\zeta = -0,993\Delta P_A, \quad (2.2)$$

де ζ – в сантиметрах, ΔP_A – в мілібарах.

Зростання атмосферного тиску на 1 мілібар призведе до зниження рівня моря на 1 см. Протягом звичного року вздовж берега атмосферні тиски можуть змінюватись на величини від 980 до 1030 мілібар. Порівнюючи з Стандартною Атмосферою 1013 мілібар, це означає діапазон статичних рівнів моря між +0,33 м і -0,17 м [204].

Вітри

В часовому масштабі меншому за декілька днів, безперервні вітри можуть призвести до штормових припливів, внаслідок яких рівні води підіймаються на метр, а то й вище над прогнозованими припливними рівнями. Штормові припливи можуть бути особливо руйнівними на низько розташованих прибережних територіях (наприклад, Бангладеш, узбережжя Флориди) [209].

Геодинаміка

GIA (Glacial Isostatic Adjustment – льодовикове ізостатичне коректування) в деяких регіонах світу продовжує призводити до глобальних змін в абсолютних

середніх рівнях моря, а також відмічати різниці в відносних рівнях моря на територіях, що знаходяться поблизу. В деяких частинах світу, таких як Скандинавія і Арктика, ГІА-впливи на відносний рівень моря є все ще досить значним [191, 208] з екстремальним значенням зниження відносного рівня моря до 10 мм/рік [209].

Так як тала вода тече назад в океани, це призводить до інтенсивного навантаження материкових окраїн. Вікова зміна в динамічній сплющеності Землі (J_2), яка пов'язана з екваторіальною опуклістю Землі, що виникає при обертанні навколо полярної осі, спостережувана протягом 25 років (до 1998 р.), може в деякій мірі відноситись до цієї післяльодовикової ізостатичної реакції. На початку 2001 р. при дослідженні часових серій сплющеності виявилось, що вони повернулися до своїх тенденцій, які спостерігались до 1998 року. Зміщення в масі земної кори асоціюють з землетрусом, який стався 26 грудня 2004 року в Індонезії (з магнітудою 9,3), що також вплинуло на обертову швидкість Землі [209]. Відносний рівень моря також може змінюватись внаслідок геодинамічних процесів коротших часових масштабів: від декількох секунд до хвилин (як це буває у випадку з землетрусами), чи починаючи від декількох років до десятиліть (в ситуаціях повільної деформації земної кори). Деформація земної кори, подібно до тієї, яка зустрічається на о. Ванкувер, може сягати величин до декількох міліметрів на рік. Швидкі зміни в рівнях води на протязі періоду, що триває від декількох хвилин до годин, що асоціюються з цунамі, можуть досягнути максимальної висоти приблизно в 10 м на визначених територіях на південному узбережжі о. Ванкувер і майже 1 м на більш загороджених водоймах, таких як, наприклад, протока Джорджія [187, 209].

Зміна об'єму осадових нашарувань та просідання земної кори

На протязі значного періоду часу (більшого ніж 10^6 років), динамічні процеси мантиї призвели до змін в розмірі і об'ємі океанічних басейнів, внаслідок того, що осадові нашарування зменшують об'єм басейну. Ці зміни впливають на рівень моря, але вони є незначними за своїми величинами: 0,01 мм/рік (було досліджено в роботі [209], згідно інших досліджень – становлять 0,05 мм/рік [104, 54]).

Значне просідання земної кори зустрічається на багатьох світових дельтах як результат накопичення осадових порід і їх повільне стиснення. Ці ефекти в основному є локальними у своїй протяжності і часто можуть перевищувати регіональні геодинамічні тренди чи тренди глобального рівня моря. Хоча постійний приріст осадових відкладів з річок буде компенсований стисненням на глибині і літосферним нагромадженням в процесі природніх умов, людська діяльність часто призводить до переведення нових осадових порід з дельти в річковий басейн. Як результат, дельта продовжує повільно осідати, але без компенсації нових відкладів. Найбільш відомим прикладом є дельта річки Міссісіпі і впливи цього тривалого осідання та Новий Орлеан. Дослідження [67] присвячене обчисленню середніх величин осідання для дельти річки Міссісіпі в розмірі приблизно 6 мм на рік, а оцінювання величин осідання для Нового Орлеану показало значення вищі за 29 мм/рік. Дельта р. Фрайзер (Британська Колумбія, Канада) також осідає на декілька міліметрів за рік, призводячи до зростання відносних рівнів моря в деяких регіонах дельти [209].

Варіації кутової швидкості обертання Землі і вікового дрейфу ядра та геоцентра

Будучи чутливими до перерозподілення поверхневої маси, зміни у величині обертання Землі (мається на увазі зміни в тривалості дня), і/чи зміни в гравітаційній сплюсненості Землі (J_2), також забезпечують непряме стиснення на океанічну масу внаслідок обміну талої води між гірськими льодовиками чи льодовиковими щитами і океанами. Декілька дослідників [195, 201, 203, 205] показали, що часові варіації параметрів обертання Землі (кутова швидкість і полярне переміщення), так як і інші геодезичні параметри (сплюснення Землі), можуть викликати незалежні стиснення на величину сучасного евстатичного зростання рівня моря (тобто обмін водної маси в океанічних басейнах) [187].

В'язка матерія мантії, плаваючи від низьких широт назустріч високим широтам, у відповідь на останню дегляціацію, що почалась 18000 років тому, призвела до великомасштабних перерозподілень маси всередині Земної системи,

відтак викликаючи зміну тензора інерції Землі. Через те, що Земля піддається деформації, величина обертання і вісь обертання приспособлюються самостійно для того, щоб зберегти момент імпульсу. При відсутності інших обертаючих моментів, зміни в тривалості дня є прямо пропорційні до змін в полярному моменту інерції (C).

Земне сплющення (J_2) являє собою невелике екваторіальну опуклість Землі. Воно є пропорційним до різниці між полярним і екваторіальним моментами інерції. Таким чином, що стосується тривалості дня, будь-яка зміна J_2 є пропорційною до зміни C [47].

В дослідженні [324] автор приводить результати дослідження швидкості наростання рівня океану і напрямку вікового дрейфу ядра. Швидкість наростання складає 0-2 мм/рік, що можна вважати швидкістю зміни глобального рівня океану внаслідок вікового дрейфу ядра.

В дослідженні [141] часові серії геоцентра з дискретним інтервалом в один тиждень визначено за допомогою спостережень SLR, GNSS та DORIS. Часові 3D серії геоцентра були спроектовані на осі XY , YZ та ZX International Terrestrial Reference Frame (ITRF), таким чином, щоб вони були проаналізовані з допомогою кожної методики спостережень. Для аналізу автори застосували вейвлет-аналіз. Проаналізувавши результати досліджень можна зробити висновок, що амплітуда сезонних варіацій в часових серіях руху геоцентра не перевищує 5мм (на протязі 1994-2012 років спостережень).

Припливи

Припливи в океанах і морях відносяться до природних явищ, які привертати увагу з давніх-давен. На більшості морських узбереж місцеві жителі спостерігали регулярні підвищення і зниження рівня моря, що відбуваються незалежно від погодних умов. При цьому різниця висот найвищого і найнижчого рівнів нерідко становить кілька метрів. Рекорд належить затоки Фанді на атлантичному узбережжі Північної Америки – до 15-16 м. У той же час на деяких ділянках морських узбереж (наприклад, в Балтійському морі) приливні коливання дуже малі і іноді абсолютно

не помітні на тлі коливань рівня, що викликаються вітром і іншими нерегулярними причинами. Приливні коливання рівня супроводжуються течіями, які змінюють свої напрямки і швидкість.

Існують 3 типи припливів: добові, півдобові та змішані (Рис. 2.4). Найчастіше зустрічають півдобові припливи на Світовому узбережжі.



Рисунок 2.4 – Типи припливів вздовж Світового узбережжя [197]

Приплив зростає, доки не досягне свого максимального значення, яке називається припливом, або високою водою. Аналогічно, він досягає мінімуму, який називається відплив, або мала вода. Якщо Місяць, Сонце і Земля знаходяться на одній прямій (так звана сизигія), Сонце своїм притяганням підсилює вплив Місяця, і тоді настає сильний приплив (сизигійний приплив, або велика вода). Коли ж Сонце стоїть під прямим кутом до відрізка Земля – Місяць (квадратура), настає слабкий приплив (квадратурний, або мала вода). Сильний і слабкий припливи повторюються через сім діб. Однак суть припливів і відпливів значно складніша, вона залежить від руху небесних тіл, глибини води, морських течій, вітру, характеру берегової лінії.

Північно-Атлантичне коливання (NAO – North Atlantic Oscillation)

Північно-Атлантичне коливання – це великомасштабна модель атмосферної циркуляції, яка впливає на регіональний клімат Європи [119, 134]. Вона характеризується різницею тиску між двома диполя аномалій тиску, перший центр якого розташований над Ісландією (Ісландський мінімум), а інший, з протилежним знаком – біля Канарських островів (Азорський максимум). При додатній фазі NAO у високих широтах Північної Атлантики спостерігається тиск дещо нижчий за

нормальний, а над центральною частиною Північної Атлантики, сходом США та Західною Європою реєструється тиск дещо вищий за звичайний. При від'ємній фазі NAO над цими районами спостерігаються аномалії протилежних знаків. Періоди, що відповідають високим додатнім значенням індексу NAO, характеризуються західними вітрами, які є домінуючими над північною частиною Європи. В цей час від'ємні величини індексу викликають слабкі західні вітри з багатьма випадками континентальних (східних) вітрів. Переміщення цих центрів відносно їх кліматичного місцеположення визначає фази NAO: позитивну чи негативну. Припускають, що головною причиною цього є зміна траєкторій переміщення циклонів: за позитивної фази NAO інтенсивні циклони зміщуються північніше, ніж за негативної. Існує значна міжрічна мінливість NAO, при цьому як додатна, так і від'ємна, фази можуть спостерігатися протягом кількох місяців поспіль [349].

Багато досліджень продемонстрували вплив NAO на такі атмосферні явища як осадкоутворення, температура [119], вітер та інші метеорологічні параметри [270, 4, 313]. Але лише декілька досліджень, присвячених зміні висоти хвилі і рівня моря внаслідок дії NAO, опубліковано. В дослідженні [11] автори пов'язали висоту хвилі до градієнта атмосферного тиску в Північній Атлантиці. В публікаціях [110, 170] встановлено зв'язок NAO до транспортування морського льоду з Арктики до Північної Атлантики. В роботах [60, 305] проаналізовано вплив NAO на хвилі. Нещодавно продемонстровано вплив NAO на рівень моря [31, 279, 5, 291, 304]. В праці [90] автори показали як зміни рівня моря в відкритому океані є спотворені змінами в атмосферному тиску і термальному розширенні/стисненні. Ці фактори, які пов'язані з атмосферою, викликають декілька сантиметрові зміни рівня моря у річному часовому масштабі. Так як NAO впливає на атмосферний тиск і його градієнт над Північно-Атлантичним океаном, розумно очікувати його вплив на рівень моря.

Стійкий взаємозв'язок між зимовим індексом NAO і рівнем моря Стокгольма на протязі періоду 1825-1997 років, з додатнім коефіцієнтом кореляції близько 0,7 було виявлено в роботі [5]. Автор помітив, що з подібним але локалізованим

індексом градієнта атмосферного тиску для Балтійського регіону, коефіцієнт кореляції може бути до 0,9. Від'ємний коефіцієнт кореляції між Середземноморським рівнем моря і NAO був знайдений в роботі [279].

Аналізуючи супутникові дані Торех/Poseidon (Т/Р) для періоду 1993-2001 років, автори [304] підтвердили ці дані і знайшли, що кореляція між NAO і рівнем моря не є однаковою, але додатною лише для північної частини Європи, а від'ємною для південної. Зона з від'ємною кореляцією простягається від субтропіків вверх до південно-західної Англії. В дослідженні [314] показано вплив NAO на рівень моря вздовж узбережжя Північної Європи на основі часових серій середніх місячних рівнів моря починаючи з XIX ст.

На основі припливної/штормової моделі для періоду 1955-2000 років було підтверджено, що вплив атмосферного тиску викликає від'ємний взаємозв'язок, а вплив західних вітрів є, в основному, відповідальним за створення додатних впливів в Північному морі [291]. Лінійна регресія показала залежність рівня моря в північно-західній Європі від NAO, з величинами, які змінюються від -10 до +20 см на одиницю NAO [304, 291].

Ель-Ніньйо (El Nino-Southern Oscillation)

В 20-их роках XXI ст. при аналізі аномалій атмосферного тиску в субтропічній зоні Північної півкулі, англійський метеоролог Дж. Уоккер помітив, що коли атмосферний тиск підвищений над Тихим океаном, він є зниженим над Індійським і навпаки. Це явище він назвав Південним коливанням (Southern Oscillation – SO). Існує два центри дії SO протилежного знаку: з однієї сторони – Австралійсько-Індонезійський, з іншої – Південнотихоокеанський; обидва вони розташовані в тропіках Південної півкулі [351]. В El Niño-Southern Oscillation виділяють дві крайні фази: тепла (El Niño) при SOI<0 і холодну (La Niña) при >0 (SOI – Southern Oscillation Index). При El Niño рівень моря в східній частині Тихого океану приблизно на 50 см вищий, ніж в західній. При La Niña картина змінюється на протилежну: на західному узбережжі Північної і Південної Америки рівень моря знижений, а в Індонезії та Індокитаї – підвищений. Це означає, що в тропічній зоні

є міжрічні коливання рівня моря між східною і західною частиною Тихого океану з амплітудою до 50 см.

Сейші

Сейші – це стоячі хвилі великого періоду, чия амплітуда може змінюватися від декількох міліметрів до декількох метрів. Вони виникають у замкнених водоймах під впливом різниці атмосферного тиску, сейсмічних явищ, згонів і нагонів води. Це коливання всієї маси води відносно центру водойми. Нерухома вісь, відносно якої коливається водна поверхня, називається вузлом сейші. Залежно від кількості вузлів сейші бувають вздовж берег та багато вузлові. Якщо довжина стоячої хвилі є помітною в порівнянні з глибиною водного басейну, то сейші у своїй поведінці супроводжують теорію довгих хвиль. В такому випадку, швидкість поширення хвилі може бути виражена як \sqrt{gh} , де g – прискорення сили тяжіння, h – глибина води. Хвиля досягає протилежної сторони басейну довжиною L після часу L/\sqrt{gh} . Повний період виражається залежністю $T_1 = 2L/\sqrt{gh}$. Записи рівня моря довели, що всі напівзакриті водні басейни здійснюють коливання з модальною лінією при вході в морські затоки. Вільні коливання у затоках Адріатичного моря, в загальному, мають період, який не перевищує півгодини. Лише в Трієсті інколи спостерігаються сейші з середнім періодом 3,2 годин. Цей тип коливань завжди призводить до значних змін у рівні моря. Середня величина у 15-ти випадках становила приблизно 75 см [167].

Цунамі – хвилі, довжиною більше 500 м, які утворюються в морі чи в океані переважно внаслідок землетрусів й охоплюють усю товщу води. На глибоководних територіях цунамі поширюється зі швидкістю сотні кілометрів на годину й зазнає незначних втрат енергії [117]. Цунамі, які поширюються вздовж глибоких водойм зазвичай мають періоди коливань від десяти хвилин і довше. Для періоду коливань 10 хвилин і глибиною води 4000 м швидкість поширення цунамі є рівною 720 км/год, а довжина хвилі становить 120 км [227]. Головна відмінність цунамі від інших видів хвиль на воді полягає в тому, що рухається вся товща води, а не лише приповерховий шар. У морі, на великій глибині цунамі не становлять загрози для

судноплавства, їх можна навіть не помітити. Однак біля берега, коли глибина поступово зменшується, цунамі уповільнюється, а висота хвилі зростає, вона перетворюється на рухому стіну води. Під час виходу на мілину біля берега її висота може сягнути десятків метрів. Крім того, хвиля, що йде під кутом до берега, уповільнюється нерівномірно і має тенденцію розвертатися до берега.

Зміна в океанічній циркуляції

Зміни в прибережній океанічній циркуляції і тій, яка знаходиться у відкритому морі може мати істотний вплив на мінливість рівня моря і довгострокові тренди. Вітрові нагони, які є основними рушійними механізмами для течій у верхньому шарі океану до глибини близько 1000 м, впливає на динамічні зміни в нахилі морської поверхні, і через бокову адвекцію на теплову структуру і солоність верхнього океану. Обидва ефекти викликають зміни в рівні моря. Наприклад, десятирічні моделі рівня моря в тропічній частині Тихого океану показують стійку кореляцію між глибиною тропічного термокліна і зміни в пасатах [44, 139]. Для типового континентального шельфу шириною 10 км від узбережжя Британської Колумбії, зростання (або спадання) зі швидкістю 10 см/с вздовж берегової течії, яка направлена до полюса має результатом в підвищенні (або зниженні) в прибережному рівні моря на величину 1 см. Зміни в циркуляції впливають на розподіл температури і солоності і, отже, на внески від стеричних ефектів.

Як бачимо з аналізу опису всіх факторів, кожен з них в більшій чи меншій мірі впливає на водну поверхню. Тому доцільно говорити про класифікацію факторів, які впливають на зміну рівня моря за певними спільними ознаками чи характером прояву.

2.2 Класифікація факторів, що впливають на зміну рівня моря

Різноманітні ендегенні та екзогенні фактори впливають на рівень моря. У них різна природа, характер дії (випадковий чи систематичний), часовий масштаб (від кількох секунд до мільйонів років).

Всі фактори, внаслідок яких відбувається зміна рівня моря, можна класифікувати за певними спільними ознаками. В наш час існує класифікація факторів, запропонована авторами Щербак С.С. та ін. [363], яка підсумована у вигляді Таблиці 2.2.

Таблиця 2.2

Класифікація факторів впливу на зміну рівня моря за Щербак С.С. [363]

Фактори	Група факторів
Космічні або як їх деякі автори називають космогеофізичні	Припливоутворюючі сили Місяця і Сонця, вільні та вимушені коливання полюсів Землі, нерівномірні зміни швидкості обертання Землі, а також астрономічні фактори, пов'язані зі змінами орбітальних параметрів Землі, положенням її в Сонячній системі і т.п.
Гідрократичні	Пов'язані зі зміною кількості води в басейні Світового океану і параметрів її стану; в [344] вони виділяються в групу гідрометеорологічних, а обумовлені ними коливання рівня підрозділяються на евстатичні (викликані змінами водного балансу), анемобаричні (викликані змінами атмосферного тиску) і стеричні (викликані змінами щільності води);
Геократичні	Зумовлені змінами ємності океанічних западин внаслідок рухів дна і континентальних блоків; в дослідженні [344] це геолого-геодинамічні чинники: землетруси, виверження вулканів, тектонічні рухи земної кори, накопичення донних осадків, а також водообмін через дно океанів і морів з глибинними водами.

Дана класифікація в загальному відображає поділ всіх факторів на групи, але не виділяє кожен із них зокрема. Тобто це є поділ на групи по узагальненню їх природи. Але ця таблиця не деталізує вплив цих факторів в часі, по величині, за проявом дії (чи знижується чи підвищується рівень моря внаслідок дії відповідного фактора).

Існує ще одна класифікація, запропонована [323], в якій автор зазначає, що всі фактори можна умовно розділити на три групи: зовнішні (стосовно системи), які включають природні процеси й об'єкти космічного, планетарного й геологічного походження; внутрішні механізми, тобто природні механізми усередині системи «океаносфера-атмосфера-кріосфера-поверхня Землі», та антропогенний вплив. Автор не зазначає, які саме фактори відносяться в кожную з груп.

Нами запропонована класифікація всіх факторів (Табл. 2.3), які впливають на зміну рівня моря за іншими критеріями. Вона відрізняється від запропонованої

раніше класифікації [363] тим, що вміщує більш детальний поділ всіх факторів за часовими, просторовими та ін. ознаками. Виокремлює геодинамічні, атмосферні, екзогенні, ендегенні, техногенні фактори.

Таблиця 2.3

Класифікація факторів впливу на зміну рівня моря

		Часовий масштаб			
		Короткотривалі (дні – роки)	Довготривалі (роки – десятки років)	Вікові (десятки років – сотні років)	
Масштаб розподілу	Глобальний	Періодичні	Припливи (*) (+/-)	El Niño – Ель-Ніньйо (+/-) NAO – North Atlantic Oscillation – Північно-Атлантичне коливання (+/-) PDO – Pacific Decadal Oscillation – Тихоокеанське десятилітнє коливання (+/-)	Варіації кутової швидкості обертання Землі (+) та віковий дрейф ядра (+)
		Систематичні	Атмосферний тиск (+/-)	Спалювання викопних видів палива (+) Зрошення земель (-) Витік бурового розчину (-) Будування дамб і водосховищ (+) Урбанізація (+) Секвестрація води в резервуарах та озерах (-)	Випаровування (+) Осадоутворення (+) Зміна густини води (+/-) Зміна об'єму океанічних басейнів (+/-) Ізостазія (*) (+/-) Зміна маси льоду (+/-) Зміна поверхні геоїда (*) (+/-) Термальне розширення океану (+) Океанічна циркуляція (+/-) Зміна солоності (+/-)
		Випадкові	Сейші (+) Цунамі (+)		
	Регіональний	Періодичні		Зміна течій (+/-)	
		Систематичні	Вітри і штормові нагони (+/-) Горіння тропічних лісів (+) Річковий стік/розлив (+)	Видобування підземних вод (+) Вирубка лісу (обезліснення) (+)	Тектонічне підняття/опускання (+/-) PGR – Post-glacial rebound – Післяльодовикова віддача (+/-) Танення льодовиків та льодовикових покривів (+)
		Випадкові	Землетруси (-)		
	Локальний	Періодичні		Зменшення об'єму озер (+)	
		Систематичні		Просочування з водосховищ (+)	

(*) - фактори, спричинені зміною гравітаційного поля.

Танення льодовиків та льодовикових покривів – геодинамічні фактори.

Вітри і штормові нагони – атмосферні фактори.

Сейші – випадкові фактори.

Зменшення об'єму озер – екзогенні фактори.

Ізостазія – ендегенні фактори.

Просочування з водосховищ (+) – фактори, які призводять до підвищення рівня моря (+).

Землетруси (-) – фактори, які призводять до зниження рівня моря (-).

Вітри і штормові нагони (+/-) – фактори, які можуть призводити як до підвищення, так і до зниження рівня моря.

Вирубка лісу (обезліснення) – антропогенні фактори.

Зміна течій – зміни в Океані.

Запропоновані класифікації охоплюють значну кількість факторів, що впливають на зміну рівня моря. Вони дозволяють розділити всі фактори за такими спільними ознаками як: масштаб (місце дії), тривалість, походження, частота їх виникнення, геодинамічні, атмосферні, антропогенні фактори, гравітаційний вплив, зміни в Океані, а також за внеском, який вони роблять в рівень моря.

2.3 Сумарний вплив факторів, які спотворюють результати вимірювань рівня океану та шляхи їх усереднення

Спостереження за рівнем моря зазвичай показують значні регіональні коливання внаслідок дії геодинамічних процесів та змін в океанічній і атмосферній циркуляції. Найбільші внески в підвищення рівня моря вносять термальне розширення, спричинене нагріванням океанів, і втрата об'єму льоду, розташованого на суші (танення льодовиків, льодовикових покривів та льодовикових шапок). Найменш істотні внески роблять горіння тропічних лісів, спалювання викопних видів палива, осадкоутворення, будівництва дамб, річковий стік/розлив та ін. Виокремлено фактори, які сприяють підвищенню рівня моря, зниженню, а також приведені ті, які однаковою мірою можуть сприяти і підвищенню і зниженню рівня. Проаналізувавши літературні джерела, можна знайти спроби зробити кількісні характеристики факторів впливу на зміну рівня моря. Приведемо деякі з них.

Таблиця 2.4

Оцінка зростання і прискорення підвищення глобального середнього рівня моря внаслідок термального розширення на протязі XX ст., опублікована в дослідженні

Church J.A. і Gregory J.M. [54]

Назва моделі	Оцінка зростання рівня моря (мм/рік)		Прискорення (мм/рік/століття)
	1910-1990	1960-1990	1910-1990
CGCM1 GS	0,48	0,79	0,7±0,2
CGCM2 GS	0,50	0,71	0,5±0,3

CSIRO Mk2 GS	0,47	0,72	1,1±0,2
CSM 1.3 GS	0,34	0,70	1,2±0,3
ECHAM4/OPYC3 GS	0,75	1,09	1,0±0,5
GFDL_R15_a GS	0,59	0,97	1,4±0,4
GFDL_R15_b GS	0,60	0,88	1,1±0,3
GFDL_R30_c GS	0,64	0,97	1,2±0,3
HadCM2 GS	0,42	0,60	0,8±0,2
HadCM3 GSIO	0,32	0,64	1,3±0,4
DOE PCM GS	0,25	0,63	0,8±0,4

Оцінювання історичного внеску льодовиків в підвищення рівня моря є приведене в Таблиці 2.5. Низка авторів визначили втрати маси, що були в минулому, використовуючи зміни температури над сучасними територіями, вкритими льодовиками, і чутливість балансу маси [54].

Таблиця 2.5

Оцінювання історичного внеску льодовиків в підвищення глобального середнього рівня моря

Літературні джерела	Період	Підвищення рівня моря (мм/рік)	Примітки
1	2	3	4
Meier M.F. [183]	1900 - 1961	0,46±0,26	
Trupin A.S.et al. [278]	1965 - 1984	0,18	
Meier M.F. [184]	1900 - 1961	0,40	
Zuo Z., Oerlemans J. [319, 207]	1865 - 1990	0,22±0,07	Досліджувані температурні зміни і чутливості балансу маси визначені з осадкоутворень в 100 регіонах
	1961 - 1990	0,30	
Dyurgerov M.B., Meier M.F. [72]	1961 - 1990	0,25±0,10	Середнє зважене по площі досліджуваного балансу маси для 7 регіонів
Dowdeswell J.A. [71]	приблизно 1945 - 1995	0,13	Досліджувався тільки Арктичний баланс маси
Gregory J.M., Oerlemans J.[97]	1860 до 1990	0,15	Модель загальної циркуляції (GCM) змін температури з чутливістю балансу маси [319]
	1960 до 1990	0,26	

В Таблиці 2.6 наведені величини антропогенних внесків в підвищення рівня моря на протязі останніх 60 років за результатами досліджень зарубіжних дослідників.

Таблиця 2.6

Антропогенні внески в підвищення рівня моря на протязі останніх 60 років за Gornitz V. [191]

Процес	Підвищення рівня моря (мм/рік)	Літературне джерело
Видобування підземних вод (G)	0,39	Sahagian et at. [236]

Обезліснення (D) Згорання Окислення Стік	0,030 -0,15	Sahagian et at. [236]
Дренаж зволжених земель (WE)	0,006	
Водосховища і дамби (RE) збереження просочування випаровування	-0,23 -0,69 -0,047	
Зрошування (I) просочування сумарне випаровування	-0,37 -0,57	
Загалом	-1,63	

В Таблиці 2.7 приведена узагальнена оцінка впливу факторів на зміну рівня моря. Середні значення узагальнено для періоду часу з 1910 по 1990 роки.

Таблиця 2.7

Узагальнена оцінка впливу факторів на зміну рівня моря за Church J.A., Gregory J.M. [54]

	Величина підвищення рівня моря для 1990 р (мм/рік)						Середня величина 1910-1990 (мм/рік)	
	Gornitz V.C. [96]	Sahagian D. [235]		Church J.A., Gregory J.M. [54]				
	min	max	min	max	min	max	min	max
Добування підземних вод	0,1	0,4	0,17		0,1	1,0	0,0	0,5
Озера	0,0	0,2		0,0	0,2	0,0	0,1	
Акумуляція в водосховищах	-0,38	-0,30	-0,70	-0,35	-0,7	-0,3	-0,4	-0,2
Інфільтрація з водосховищ	-0,75	-0,61	-0,84	-0,42	-0,8	-0,4	-0,5	-0,2
Сумарне випаровування	-0,15	-0,14	0,0		-0,1	0,0	-0,1	0,0
Інфільтрація зі зрошення	-0,48	-0,40	0,0		-0,5	0,0	-0,2	0,0
Об'єм стоку внаслідок урбанізації	0,35	0,41	0,0		0,0	0,4	0,0	0,1
Обезліснення	0,1	0,14		0,1	0,14	0,1	0,1	
Разом					-1,9	1,0	-1,1	0,4

Таблиця 2.8

Величини компонентів підвищення рівня моря з допомогою спостережень і моделей (мм/рік), усереднені на протязі 1910-1990 років згідно досліджень [293]

	Мінімум (мм/рік)	Середнє значення (мм/рік)	Максимум (мм/рік)
Термальне розширення	0,3	0,5	0,7
Льодовики і льодовикові покриви	0,2	0,3	0,4
Гренландія – впливи XX ст.	0,0	0,05	0,1
Антарктида – впливи XX ст.	-0,2	-0,1	0,0
Льодовикові щити – корекція з часу Останнього Льодовикового Максимуму	0,0	0,25	0,5
Багаторічна мерзлота	0,00	0,025	0,05
Осадове нашарування	0,00	0,025	0,05
Наземні водосховища	-0,1	-0,35	0,4
Разом	-0,8	0,7	2,2
Визначено зі спостережень	1,0	1,5	2,0

Таблиця 2.9

Характеристика процесів впливу на зміну рівня моря за Gornitz V. [191]

Процес	Величина (мм/рік)	Період (роки)
<i>А) Льодовиково-евстатичні</i>	10 (приблизно) ~1-2	Перші ~7000 років танення льодовика Останні 150 років
<i>Б) ВРЗК</i> <i>Довгохвильові процеси на глибині 100-1000 км</i>		
Льодовиково-ізостатичні зміни	±1-10	10 ⁴
Осідання шельфу – охолодження океанічної літосфери, водне навантаження	0,03	10 ⁷ -10 ⁸
Осадкоутворення шельфу	0,02-0,05	10 ² -10 ⁶
<i>Короткохвильові процеси на глибині <100 км</i>		
Неотектонічні рухи	±10	10 ² -10 ⁴
Дельтові осадкоутворення	1-5	10-10 ⁴
<i>В) Антропогенна діяльність</i>		
Гідрологічні зміни циклу	-1,6	<100
Осідання внаслідок видобування підземних вод/газу/нафти (локальний масштаб)	2-10	<100
<i>Г) Впливи океану-атмосфери</i>	Амплітуда (см)	
Геострофічні течії	1-100	1-10
Низькочастотні атмосферні впливи	1-4	1-10
El Niño	10-50	3-8

Використовуючи вищеприведені числові величини внеску в підвищення рівня моря кожного з факторів, спробуємо приблизно оцінити вплив кожної з груп факторів, які ми прокласифікували за масштабом. Для прикладу в Таблиці 2.10 наведемо кількісні характеристики кожного з факторів. Для тих факторів, для яких відсутня інформація про швидкість (мм/рік) внеску в підвищення чи зниження рівня моря, ми привели величину впливу на водну поверхню (м).

Таблиця 2.10

Кількісні характеристики факторів впливу на зміну рівня моря

Масштаб (місце дії)		
<i>Глобальний</i>	<i>Регіональний</i>	<i>Локальний</i>
Припливи (0,2-10 м)	Вітри і штормові нагони (до 5 м)	Річковий стік/розлив (0,09 мм/рік)
Атмосферний тиск (-0,7 до 1,3 м)	Зміна течій (до 1 м)	Зрошування земель (-0,56±0,1 мм/рік)
Випаровування (0,62 мм/рік)	Ель-Ніньйо (до 0,6 м)	Сейші (до 2 м)
Осадкоутворення (0,05 мм/рік)	Північно-Атлантичне коливання	Цунамі (до 10 м)
Зміна густини води (до 1 м)	Південне десятилітнє коливання	Озера (0,1 мм/рік)
Зміна об'єму океанічних басейнів (0,01-0,05 мм/рік)	Післяльодовикова віддача (-0,3 мм/рік)	Акумуляція в водосховищах (-0,2 мм/рік)

Зміна висот геоїда (міліметри)	Землетруси (до 10 м)	Спалювання викопних видів палива (0,03 мм/рік)
Термальне розширення океану (0,7 мм/рік)	Зміна маси льоду (0,3±0,1 мм/рік)	Витік бурового розчину (0,56-0,81 мм/рік)
Океанічна циркуляція	Тектонічне підняття/опускання	Будування дамб (-0,05 мм/рік)
Зміна солоності (0,05 мм/рік)	Видобування підземних вод (0,20±0,1 мм/рік)	
Урбанізація (0,34±0,04 мм/рік)	Горіння тропічних лісів (0,01 мм/рік)	
Віковий дрейф ядра (0-2 мм/рік) та зміщення осі обертання Землі	Обезліснення (0,1 мм/рік)	
	Інфільтрація з водосховищ (-0,2 мм/рік)	
	Будування водосховищ (-1±0,2 мм/рік)	
	Танення льодовиків і льодовикових покривів (0,3 мм/рік)	
Разом: 1,8±0,5 мм/рік [25]	Зміни рівня моря на регіональному рівні: до 5 мм/рік [118]	Зміни рівня моря на локальному рівні: до 10 мм/рік

Вплив факторів, які носять випадковий (наприклад, цунамі, землетруси, сейші) та періодичний характер прояву (припливи і відпливи, зміна атмосферного тиску), можна знівелювати шляхом видовження періоду спостереження. Фактори, які носять систематичний характер прояву (наприклад, тектонічне підняття/опускання, післяльодовикова віддача, танення льодовиків та льодовикових покривів) потребують найбільшої уваги та аналізу, оскільки вони найістотніше впливають на водну і земну поверхні. В результаті дії цих факторів має місце їх вплив на результати вимірювання рівня моря.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 2

1. Розроблена класифікація факторів, які впливають на зміну рівня морів та океанів. Вона відрізняється від існуючих класифікацій тим, що охоплює більшу кількість факторів та детальніший поділ на групи за спільними ознаками. Більш детальний поділ дозволяє розділити їх за наступними ознаками: місце і тривалість їх прояву, природа та характер дії. Виокремлено систематичні, випадкові, періодичні, антропогенні, атмосферні та геодинамічні фактори, які сприяють підвищенню або зниженню рівня моря. Визначено величину їх внеску в зміну рівня моря.
2. Найбільший вплив на підвищення рівня моря вносять термальне розширення, спричинене нагріванням океанів, і втрата об'єму льоду, розташованого на суші (танення льодовиків, льодовикових покривів та льодовикових шапок). Найменш істотний вплив вносять горіння тропічних лісів, спалювання викопних видів палива, осадкоутворення, будівництва дамб, річковий стік/розлив та ін.
3. Мареографічні спостереження зазвичай показують значні регіональні коливання рівня моря внаслідок дії геодинамічних процесів та змін в океанічній і атмосферній циркуляції.

РОЗДІЛ 3

РОЗРОБКА МЕТОДИКИ ТА АЛГОРИТМУ СПІЛЬНОГО ОПРАЦЮВАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ МАРЕОГРАФІЧНИХ ТА GNSS-СПОСТЕРЕЖЕНЬ

3.1 Обґрунтування визначення вікових ВРЗК різними геодезичними технологіями

Просторове абсолютне зміщення земної кори визначається в геоцентричній системі координат відносно центра мас Землі. Методи космічної геодезії: GNSS-вимірювання, SLR і VLBI, а також комбінація мареографічних вимірювань і вимірювань супутникової альтиметрії дають можливість визначати величини абсолютного вертикального зміщення земної кори. Основним і найбільш поширеним методом визначення ВРЗК є геометричне нівелювання, за результатами якого визначають відносне вертикальне зміщення земної кори, так як вимірювання проводяться відносно поверхні геоїда. Поверхня геоїда є рухомою поверхнею.

На Рисунку 3.1 схематично зображено просторовий вектор $\overline{P_0P_1}$ абсолютного зміщення земної кори в перерізі геоцентричної системи координат. Розвернувши цю систему координат таким чином, щоб вісь Z була паралельна до прямовисної лінії в заданій точці. W_0 – потенціал сили тяжіння на початкову епоху (t_0), W_0^1 – потенціал сили тяжіння на епоху t_1 ; H_0^g – початкова ортометрична висота точки P над поверхнею геоїда, H_1^g – ортометрична висота точки P над поверхнею геоїда на епоху t_1 .

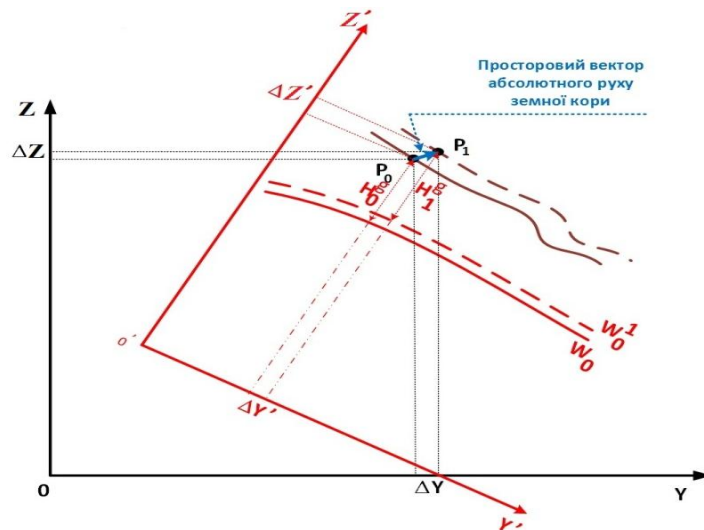


Рисунок 3.1 – Схематичне зображення абсолютного зміщення земної кори

З Рисунок 3.1 бачимо, що

$$\Delta Z^2 + \Delta Y^2 \neq (\Delta Z')^2 + (\Delta Y')^2, \quad (3.1)$$

$$\Delta Z' = H_1^g - H_0^g.$$

Будь-які методи спостережень не позбавлені впливу похибок вимірів і зміщення самої системи координат, відносно якої проводяться ці виміри. Зміщення центра мас Землі вміщує сезонну і хаотичну складову. Оскільки часові серії GNSS-вимірів усереднюємо протягом тривалих річних періодів часу, то можна вважати, що хаотична складова прямує до нуля. В дослідженні [141] часові серії геоцентра з дискретним інтервалом в один тиждень визначено за допомогою спостережень SLR, GNSS та DORIS (Рис. 3.2).

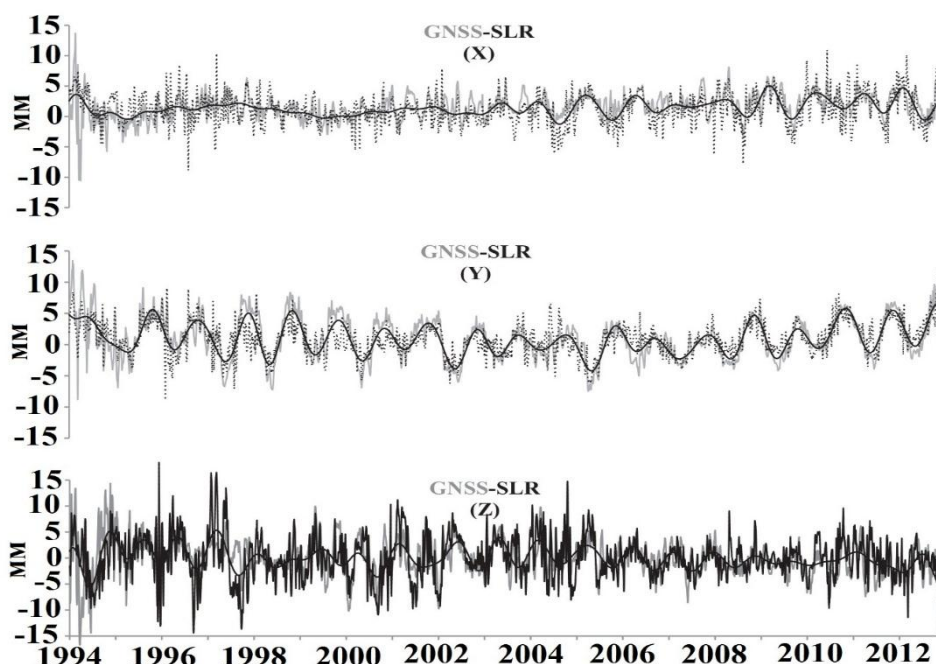


Рисунок 3.2 – Змодельовані часові серії центра мас Землі (чорна лінія) на основі усереднених GNSS-вимірювань (сіра лінія) та SLR-вимірів (штрихова лінія)

Проаналізувавши результати досліджень можна зробити висновок, що амплітуда сезонних варіацій в часових серіях руху геоцентра при усередненні за тривалі проміжки часу (на протязі 1994-2012 років спостережень) прямує до нуля. За оцінками Ю.В. Баркіна [15], величина систематичних швидкостей вікових рухів в компонентах координат геоцентр становить: $\dot{x}_c = -0,801$ см/століття (0,08 мм/рік), $\dot{y}_c = 0,177$ см/століття (0,02 мм/рік), $\dot{z}_c = 0,214$ см/століття (0,02 мм/рік) і вони знаходяться в межах похибок вимірів.

Визначення ВРЗК за даними GNSS-вимірів і мареографічних спостережень

На Рисунку 3.3 зображено схематичне зображення відлікових поверхонь при мареографічних спостереженнях та GNSS-вимірюваннях, де: h_0 – висота GNSS-станції відносно еліпсоїда на епоху t_0 ; h_1 – висота GNSS-станції відносно еліпсоїда на епоху t_1 ; H_0 – висота середнього рівня моря на епоху t_0 ; H_1 – висота середнього рівня моря на епоху t_1 . Різниця висот $h_0 - h_1 \neq H_1 - H_0$.

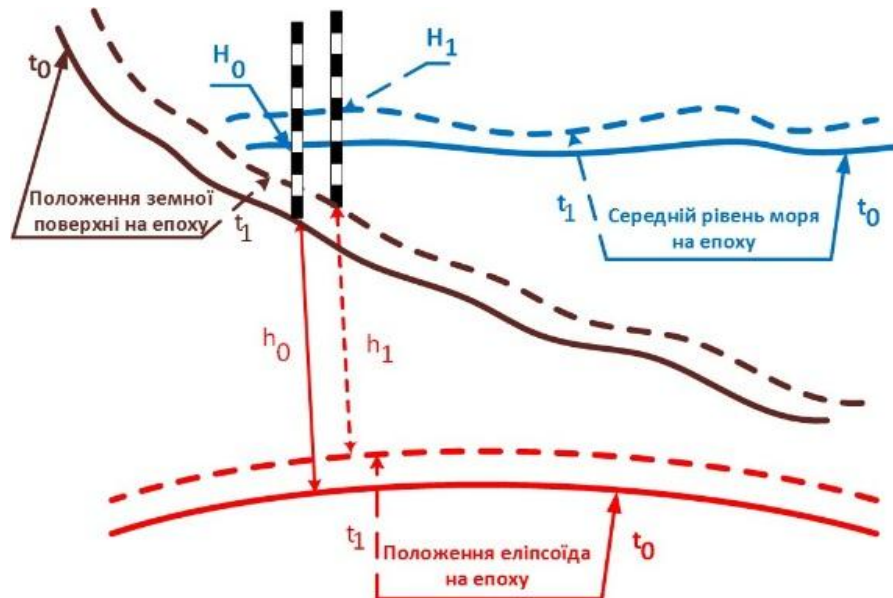


Рисунок 3.3 – Схематичне зображення відлікових поверхонь при мареографічних спостереженнях та GNSS-вимірюваннях

Вектор зміщення земної кори, одержаний за допомогою мареографічних спостережень можна одержати за допомогою виразу (3.2)

$$\vec{V}_{\text{MAP}} = -\frac{H_1 - H_0}{t_1 - t_0} + \Delta + \upsilon, \quad (3.2)$$

де H_1 – положення середнього рівня моря на епоху t_1 , H_0 – положення середнього рівня моря на епоху t_0 , Δ – вікова швидкість зміни рівня океану, υ – внесок випадкових факторів в зміну рівня моря. Найбільший внесок в зростання рівня океану роблять танення льодовиків та льодових покривів, тому в часових серіях їх внесок буде представлений як систематичне зміщення. Складова

$-\frac{H_1 - H_0}{t_1 - t_0}$ визначає величину швидкості вертикального руху земної кори (як обернене значення швидкості зміни рівня моря), оскільки мареографи розташовані на суші. Вплив випадкових факторів, завдяки усередненні мареографічних спостережень за тривалий проміжок часу (60, 70, 80 років), знівельовується і прямує до нуля. Детальний аналіз факторів, які впливають на зміну середнього рівня моря приведений в Розділі 2.

Вектор зміщення земної кори, одержаний за допомогою GNSS-спостережень можна одержати за допомогою виразу (3.3):

$$\overline{V}_{\text{GNSS}} = \frac{h_1 - h_0}{t_1 - t_0} + V_{\text{ITRF}}, \quad (3.3)$$

де складова $\frac{h_1 - h_0}{t_1 - t_0}$ – швидкість абсолютного зміщення земної кори, визначене за результатами GNSS-спостережень, V_{ITRF} – швидкість зміщення початку систем відліку ITRF. Часові серії GNSS-вимірювання, які фіксуються в геоцентричній системі координат, тривають впродовж десятка років, тому можна вважати, що похибки, які пов’язані зі зміщенням початку системи відліку ITRF знаходяться в межах точності вимірів.

Поєднання мареографічних і GNSS-спостережень з метою дослідження абсолютних ВРЗК можливе при врахуванні систематичної різниці Δ між швидкостями. Тобто потрібно визначити величину різниці Δ і врахувати її при поєднанні результатів мареографічних і GNSS-спостережень з метою дослідження абсолютних ВРЗК. Різниця Δ проявляється як систематична і додатна складова, причиною виникнення якої є зростання середнього рівня моря, зміна солоності та вітрів.

Визначення ВРЗК за даними мареографічних вимірювань і результатів геометричного нівелювання

Схематичне зображення відлікових поверхонь при мареографічних спостереженнях та результатів геометричного нівелюванні зображено на Рисунку 3.4.

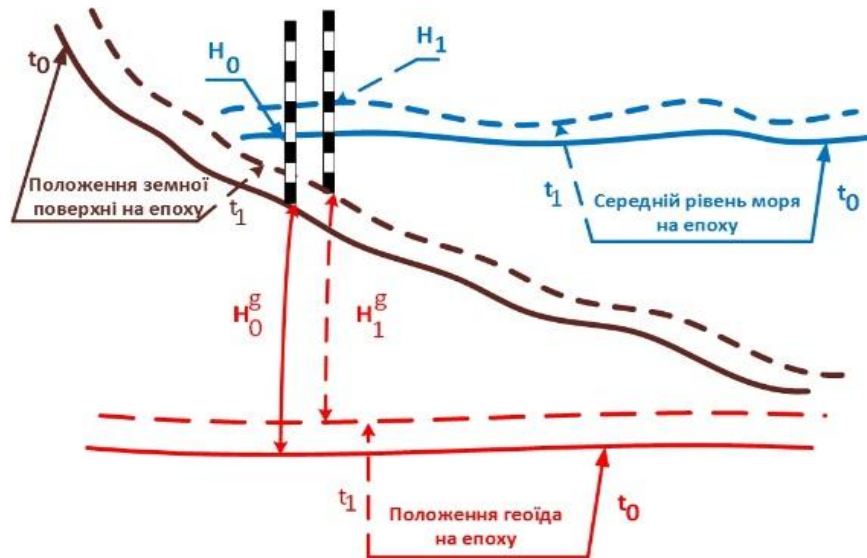


Рисунок 3.4 – Схематичне зображення відлікових поверхонь при мареографічних спостереженнях та геометричному нівелюванні

Вектор зміщення земної кори, одержаний за допомогою мареографічних спостережень можна одержати за допомогою виразу (3.1). Вектор зміщення земної кори, одержаний за допомогою результатів нівелювання можна одержати за допомогою виразу (3.4):

$$\vec{V}_{\text{НІВ}} = \frac{H_1^g - H_0^g}{t_1 - t_0} + \Delta V_{\text{геоїд}} + \delta, \quad (3.4)$$

де H_1^g – ортометрична висота земної поверхні на епоху t_1 , отримана за результатами нівелювання, H_0^g – ортометрична висота земної поверхні на епоху t_0 , отримана за результатами нівелювання, $\Delta V_{\text{геоїд}}$ – швидкість зміни висоти геоїда, δ – похибки, пов'язані з визначенням висоти геоїда і результатів нівелювання. Похибки, пов'язані з визначенням висоти геоїда і результатів нівелювання не можна уникнути чи усереднити, оскільки результати нівелювання не подаються у вигляді часових серій. Результатами нівелювання є дискретні виміри, отримані раз на рік або на десятки років. Похибки, пов'язані з визначенням висоти геоїда можуть бути визначені за даними абсолютних гравіметричних вимірів.

Зміни висоти геоїда спричинені зміною в навантаженні льоду/води і перерозподілом внутрішніх мас з в'язкопружної реакції Землі на зміни в навантаженні [228]. Використання різноманітних моделей геоїда також не

позбавлене впливу похибок різної природи. Модель геоїда може вміщувати довгохвильові помилки, отримані з геопотенціальної моделі, і короткохвильові помилки, отримані з використаних цифрових моделей території [105, 83].

Дослідженню амплітуд змін висоти геоїда присвячене дослідження [148]. Використовуючи результати спостережень місії GRACE дослідники встановили зміни висот геоїда на 14 субрайонах, на які була поділена територія Європи. Автори вказують на те, що зміни висот геоїда, визначені на регіональному масштабі можуть значно відрізнитись від тих, які отримані в локальному масштабі. На основі результатів спостережень було встановлено, що амплітуда сезонної зміни висот геоїда для Європи коливається в межах від 0,5 до 1,9 мм (Рис. 3.5). Зміна тренду (блакитна лінія) становить приблизно 2 мм за 8 років, тобто вікова швидкість зміни висоти геоїда для території Європи, згідно дослідження [148] становить 0,25 мм/рік.

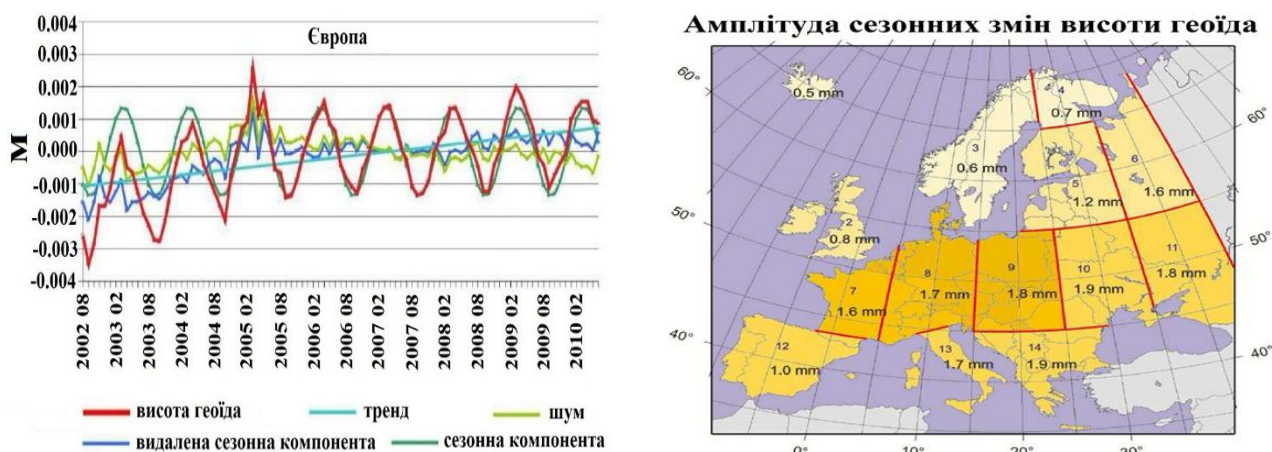


Рисунок 3.5 – Часові зміни висот геоїда, отримані авторами в дослідженні Jan Kryński et al. [148]

Визначення положення зміни висоти геоїда можливо з допомогою аналізу змін гравітаційного поля Землі. Спостереження GRACE забезпечують отримання карт великомасштабних змін гравітаційного поля, що є однорідні і в часі і в просторі та є незалежними від земних деформацій [263].

Зміну потенціалу сили тяжіння, і відповідно – зміну поверхні геоїда можливо визначити тільки за результатами абсолютних гравіметричних вимірів. Але це є проблематичним, оскільки абсолютні гравіметричні виміри не ведуться на всій

території, де проводиться нівелювання. Комбінація мареографічних вимірювань і результатів нівелювання з метою дослідження ВРЗК можлива при проведенні абсолютних гравіметричних вимірюваннях, врахуванні сезонних коливань геоїда та визначенні систематичної складової Δ , яка пов'язана зі зростанням середнього рівня моря, зміною солоності та вітрів.

Взаємозв'язок зміни прискорення сили тяжіння і зміни еліпсоїдальних висот

ВРЗК можна визначати як комбінацію результатів повторних GNSS-спостережень і абсолютних гравіметричних спостережень. Для цього необхідно вивчити відношення швидкості зміни g до швидкості зміни h в часі і просторі. Зміна прискорення сили тяжіння може бути викликана не тільки рухом земної кори, але і зміною внутрішніх процесів, які відбуваються в мантії та земній корі. Це доведено численними дослідженнями, серед яких [73], у якому автори визначали відношення прискорення сили тяжіння до висоти для того, щоб зробити висновок про притік верхньої маси мантії, які супроводжують процеси післяльодовикової віддачі.

Величина $\frac{V_g}{V_h}$ може бути обчислена за допомогою результатів спостережень на близько розташованих гравіметричних і GNSS-станцій. За результатами дослідження [228], яке проводилось в Північній Америці в районі Великих Озер, встановлено, що величина $\frac{V_g}{V_h}$ є рівною $-0,18 \pm 0,02$ мГал/мм (Рис. 2.9). Одержана величина співпадає з результатами дослідження Lambert et al. (2006) [155], визначеним з даних Середньоконтинентального нахиломірного проекту і є близькою до теоретичних величин з Таблиці 3.1.

Таблиця 3.1

Результати визначення і прогнозування відношення $\frac{V_g}{V_h}$

Літературне джерело	Регіон/Модель Землі	$\frac{V_g}{V_h}$, мГал/мм
Ekman and Mäkinen, (1996), [73]	Фенноскандія (відносна гравіметрія і нівелювання)	-0,20±0,06
Lambert et al. (2006), [155]	Лорентайд (абсолютна гравіметрія і GNSS)	-0,18±0,03
Wahr et al. (1995), [290]	емпірична, для великих діапазонів профілів в'язкості і стиснення літосфери	-0,154
James and Ivins (1998), [127]	еластична відповідь	≈-0,27
	в'язкоеластична відповідь	≈-0,16
Fang and Hager (2001), [80]	$-2g_a / R + 2\pi G \langle \tilde{\rho} \rangle$ (нестиснена Земля)	-0,16

Результати визначення $\frac{V_g}{V_h}$ зображено на Рисунку 3.6.

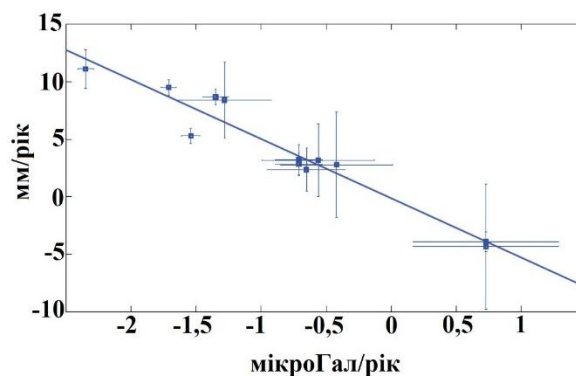


Рисунок 3.6 – Відношення $\frac{V_g}{V_h}$, визначене з результатів близько

розташованих GNSS-станцій і абсолютних гравіметрів в дослідженні [228]

Як видно з аналізу Рисунка 3.6, відношення швидкості зміни g до швидкості зміни h має лінійний характер. В Таблиці 3.2 приведено похибки визначення величин висоти геоїда, сили тяжіння і абсолютного вертикального зміщення. Всі величини виражені в мм/рік.

Таблиця 3.2

Похибки визначення величин висоти геоїда, сили тяжіння і абсолютного вертикального зміщення

Методика	Значення похибки	Літературне джерело
GRACE	1,4 мм/рік	Rangelova E.V., 2007 [228]
Абсолютна гравіметрія	0,2 мГал/рік → 1,1 мм/рік	Lambert et al., 2006 [155]
CBN (Canadian Base Network)	0,1÷5 мм/рік	Henton J.A. et al., 2004 [107]
CGSN (Canadian Gravimetric Standardization Network)	0,06÷0,9 мГал/рік → 0,3÷5,0 мм/рік	Pagiatakis and Salib, 2003 [212]
TGA (Tide gauge/Altimetry)	0,5÷1,6 мм/рік	Кuo, 2006 [152]

Відношення $\frac{V_g}{V_h}$, яке рівне $-0.18 \mu\text{Gal}/\text{мм}$, використане для конвертування

похибки величин сили тяжіння в похибку величин абсолютного вертикального зміщення. Як можна побачити, GRACE і абсолютна гравіметрія можуть забезпечити величини вертикальних зміщень з рівнем точності в 1 мм/рік, що є ідентичне до точності величин, отриманих з допомогою GPS вимірювань і комбінуванням мареографічних і альтиметричних вимірювань.

Комбінування результатів супутникової альтиметрії і мареографічних вимірювань

Для дослідження ВРЗК використовують поєднання результатів супутникової альтиметрії та мареографічні спостереження. Так як мареографи розташовані на земній поверхні, яка зазнає деформацій, вони вимірюють рівень моря/води відносно земної поверхні. Як було показано Кuo (2006) [152], зміни в рівні моря характеризуються значними географічними варіаціями, викликаними стеричною (соленістю та теплом) компонентою, перерозподілом водних мас сучасних льодовиків, таненням полярних льодовикових шапок як результат власного тяжіння океану, і зміною геоїда внаслідок GIA. Схематичне зображення відлікових

поверхонь при мареографічних спостереженнях та результатах супутникової альтиметрії приведена на Рисунку 3.7.

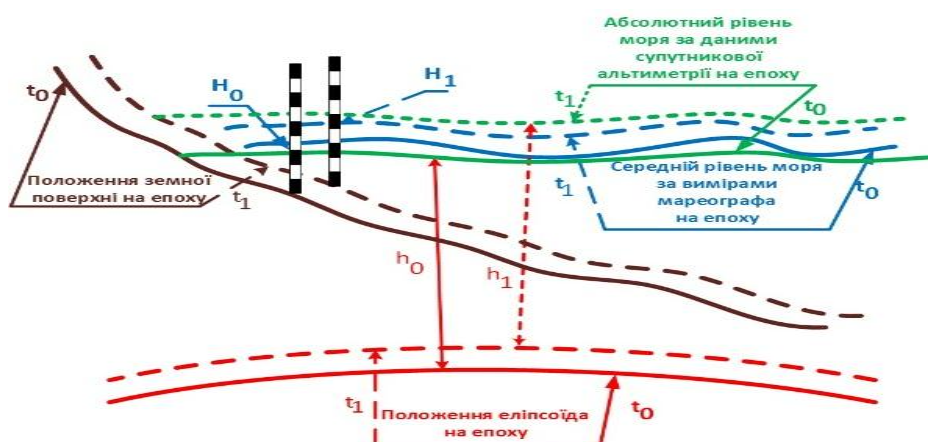


Рисунок 3.7 – Схематичне зображення відлікових поверхонь при мареографічних спостереженнях та результатах супутникової альтиметрії

На Рисунку 3.7: H_0 і H_1 – це положення середнього рівня моря, яке фіксують мареографи, на епоху t_0 і t_1 , за даними супутникової альтиметрії визначаємо положення абсолютного рівня моря h_0 і h_1 на епоху t_0 і t_1 .

Для того, щоб визначити абсолютне вертикальне зміщення, висота рівня моря на (принаймні) одному мареографі повинна бути точно визначена в геоцентричній системі відліку за допомогою GPS вимірювань. Потім, використовуючи дані точного повторного нівелювання і величину зміни геоїда, абсолютне вертикальне зміщення може бути отримане на всіх мареографах.

У відповідності з припущенням, що альтиметр і мареограф вимірюють той самий сигнал рівня моря, абсолютне вертикальне зміщення земної кори є отримане шляхом віднімання величини зміни абсолютного рівня моря, одержане з допомогою результатів супутникової альтиметрії, і величини зміни відносного рівня моря, яке дають нам мареографічні результати.

Вектор зміщення земної кори, одержаний за допомогою мареографічних спостережень можна одержати за допомогою виразу (3.1). За допомогою результатів супутникової альтиметрії ми одержуємо вектор абсолютного зміщення рівня океану, які, ми припускаємо, є рівними Δ (3.5):

$$\overrightarrow{V}_{CA} = \frac{h_1 - h_0}{t_1 - t_0} = \Delta \quad (3.5)$$

Складова $-\frac{H_1 - H_0}{t_1 - t_0}$ у рівнянні (3.1) являє собою величину ВРЗК ($-\frac{H_1 - H_0}{t_1 - t_0} = \overrightarrow{V}_{ВРЗК}$), тому для того, щоб її одержати, необхідно обчислити різницю

альтиметричних спостережень і мареографічних:

$$\overrightarrow{V}_{ВРЗК} = \frac{H_1 - H_0}{t_1 - t_0} - \frac{h_1 - h_0}{t_1 - t_0}. \quad (3.6)$$

Приклади реалізації цієї методики можна знайти в дослідженнях Cazenave et al., (1999) [45], Clark et al., (2000) [57], Lin (2000) [166], Nerem and Mitchum (2002) [200], Shum et al., (2002) [254], Kuo et al., (2004) [151] та інші. В дослідженні Кюо (2006) [152] автор розробив алгоритм, заснований на моделі Гауса-Маркова зі стохастичними стисненнями для визначення величини післяльодовикового підняття/осідання в регіоні Балтійського моря та Великих Озер, а також пост-сейсмічні нелінійні вертикальні деформації в тектонічно активних регіонах, таких як регіон Аляски.

Точність визначених величин вертикального зміщення залежить в основному від точності, з якою мареографи і супутникова альтиметрія вимірюють рівень моря, похибок, з якими рівень моря є екстрапольований, присутність течій вздовж узбережжя, а також річкового стоку, що може спотворити записи мареографів. Точність альтиметричних вимірювань залежить від: орбітальних похибок, запізнення та відставання висотоміра, тропосферної рефракції, іоносферних впливів, атмосферного тиску.

В дослідженні [151] авторам вдалось помітити кореляційний зв'язок (Рис. 3.8) між результатами визначення ВРЗК з допомогою різниці альтиметричних та мареографічних вимірювань та порівняння одержаних значень з GNSS-спостереженнями на території Фенноскандії.

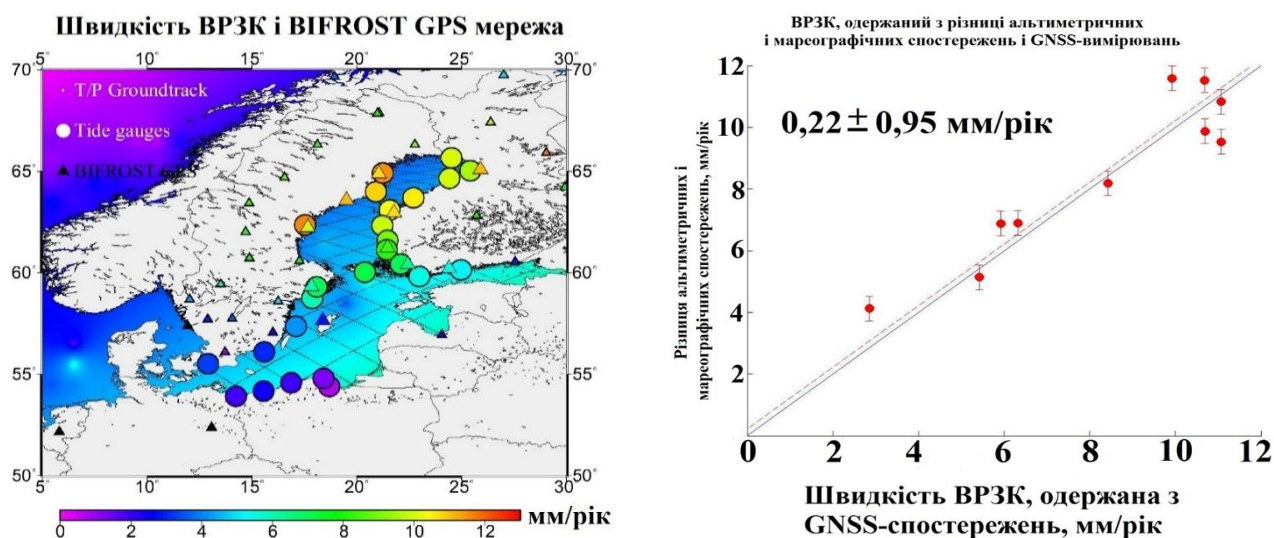


Рисунок 3.8 – Дослідження ВРЗК з допомогою різниці альтиметричних та мареографічних вимірювань та порівняння одержаних значень з GNSS-спостереженнями на території Фенноскандії [151]

Як видно з аналізу Рисунок 3.8, між різницею альтиметричних та мареографічних вимірювань та результатами GNSS-спостережень існує лінійна залежність. Дані дослідження проводились на території Фенноскандії з метою вивчення ВРЗК в цьому регіоні.

3.2 Вплив тривалості мареографічних спостережень на точність визначення вертикальних рухів земної кори

В результаті дії факторів, які описані в Розділі 2, має місце їх вплив на результати вимірювання рівня моря. На Рисунок 3.9 зображено зміну рівня моря на мареографічній станції Dover (Велика Британія) протягом доби (Рис. 3.9а), протягом березня 2012 року (Рис. 3.9б) та з моменту встановлення (Рис. 3.9в). Вихідними даними для Рисуноків 3.9а і 3.9б є 15-ти хвилинні значення рівня моря. Бачимо, що значні коливання з амплітудою в майже 7 м зустрічаються навіть протягом місяця. Основною причиною цього є явище припливів, які майже всюди спостерігаються двічі на добу. Якщо порівняти ці графіки зі зміною рівня моря на цій станції від початку її встановлення (Рис. 3.9в), то бачимо, що рівень моря хоча з меншою амплітудою, але далі продовжує коливатися (вихідними даними тут є місячні значення рівня моря). Причиною цьому служить вплив різноманітних факторів, описаних вище. З графіка видно, що, незважаючи на коливання,

спостерігається лінійний тренд і можна припустити, що він відображає рухи земної кори.

Постає питання як можна визначати рухи земної кори з допомогою мареографічних спостережень: з якою точністю та протягом якого періоду часу?

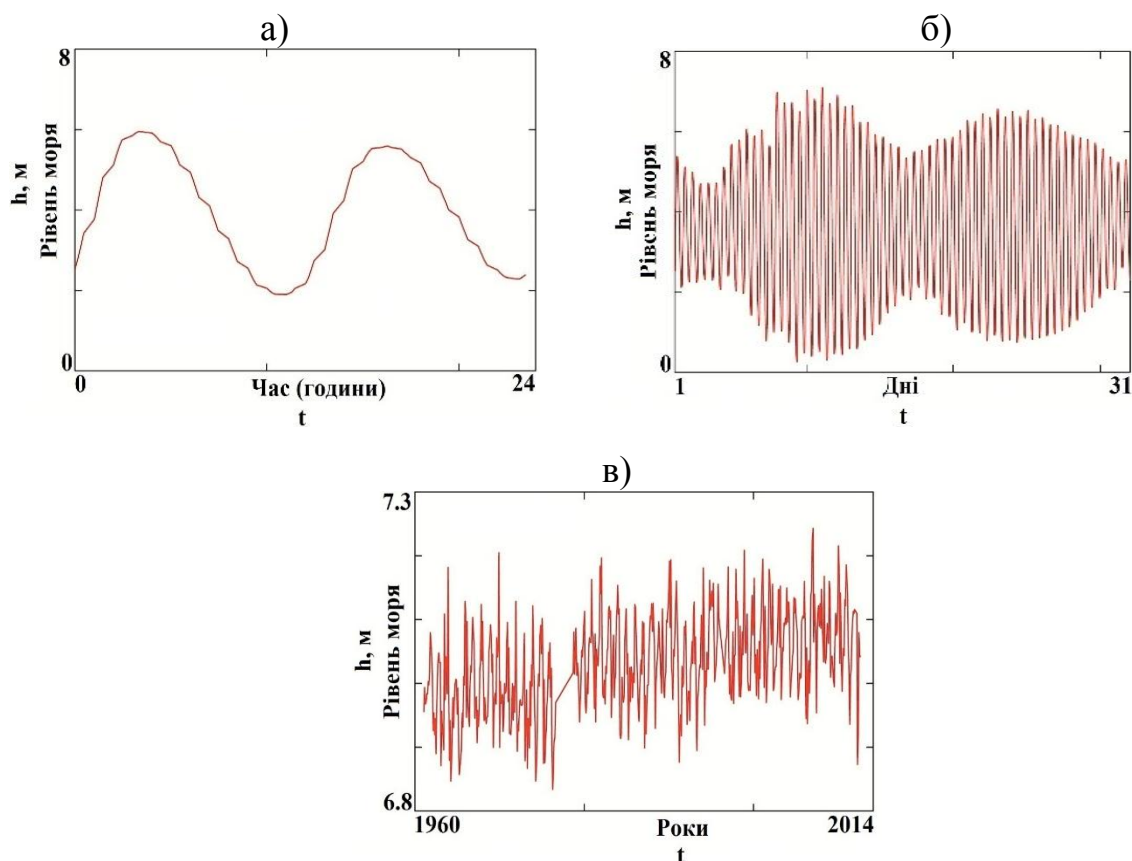


Рисунок 3.9 – Зміна рівня моря на станції Dover (Велика Британія) протягом доби (а), протягом місяця (б) та з моменту встановлення (в)

Як бачимо з аналізу Рисунку 3.9, рівень моря хоча з меншою амплітудою, та все ж таки продовжує коливатися навіть при усередненні за тривалі проміжки часу. Тому постає питання про те, за скільки часу потрібно проводити усереднення мареографічних спостережень щоб можна було з їх допомогою визначати ВРЗК? Яка точність необхідна для цього? Чи буде період усереднення однаковий для всіх мареографів чи змінюватиметься в залежності від географічного розташування?

Очевидним є той факт, що різноманітні фактори впливають на рівень моря, але в більшості випадків всі вони мають циклічний характер (наприклад, зміна атмосферного тиску коливається з року в рік, припливи і відпливи, майже всюди, зустрічаються двічі за добу, El Niño-Southern Oscillation виникає раз в 3-7 років і

триває від 12 до 18 місяців). Тому при усередненні довгоперіодичних часових серій значення їх впливу знівельовується. Остаточна лінійна складова очевидно відображає поведінку земної кори на даній прибережній території. Можливо на ній знайде своє відображення й океанографічна складова (як от термальне розширення океану внаслідок глобального потепління), але в тому випадку, якщо вона має систематичний прояв. Але якщо дані лінійних швидкостей мареографів збігатимуться з даними лінійних швидкостей GNSS-станцій, які розташовані поблизу мареографів, то це, очевидно, є підставою вважати, що це є рухи земної кори, а не вплив океанографічної складової.

Зрозуміло, що чим довше часу проводяться спостереження, тим вони є ціннішими при аналізі. Для коротких періодів спостережень величина середньоквадратичних помилок є вищою, висвітлюючи тим самим вплив міжрічної варіації. Тому тренди, отримані з короткого часового діапазону не повинні одразу трактуватись як ознака зростання чи спадання величини рівня моря.

В дослідженні [227] можна знайти яскравий приклад того, на скільки ненадійним є використання 10-річних трендів рівня моря (Рис. 3.10). Окрім того, автори звертають увагу на важливість вибору початкової точки в часовій серії, від якої відраховуються десятирічні інтервали.

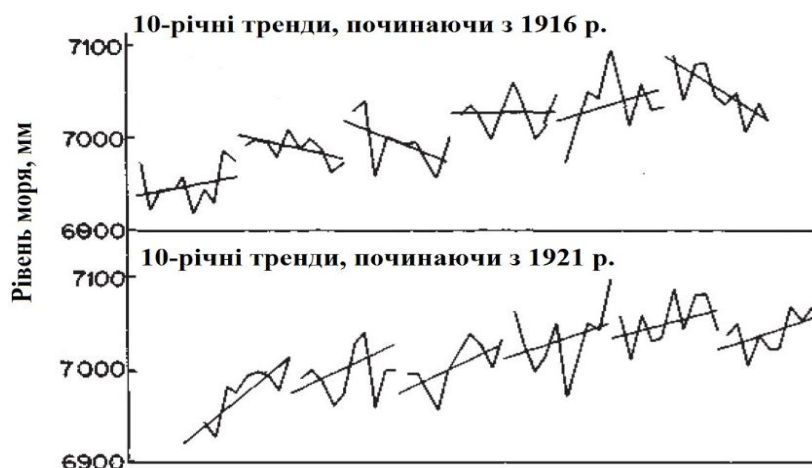


Рисунок 3.10 – Порівняння трендів на мареографі Newlyn (Велика Британія), обчислених починаючи з 1916 та 1921 років

В публікації [280] приведено схоже дослідженням цього питання. Аналізуючи набори даних Середземного та Чорного моря вони помітили, що 30 і

50 років спостережень є необхідні для досягнення точності 0,5 і 0,3 мм/рік відповідно. Але автори отримали такі значення проаналізувавши часові серії лише восьми мареографів.

В роботі [113] можна знайти дослідження прискорення зростання рівня моря від тривалості мареографічних спостережень (Рис. 3.11). Автори для проведення досліджень використовували часові серії тривалістю 10-100 років. Вони помітили, що при тривалості спостережень 10 років, значення прискорення змінюється в діапазоні від ± 2 мм/рік², якщо використовувати часові серії тривалістю 75 років, то це значення становить $\pm 0,03$ мм/рік². Дослідники виконували дослідження для всіх мареографів, які розташовані на світовій береговій лінії, але не привели подібного дослідження для окремих регіонів світу. Також вони виявляли і обчислювали десятилітні коливання у часових серіях і пояснили необхідність використання 75-річних часових серій для обчислення прискорення зростання рівня моря.

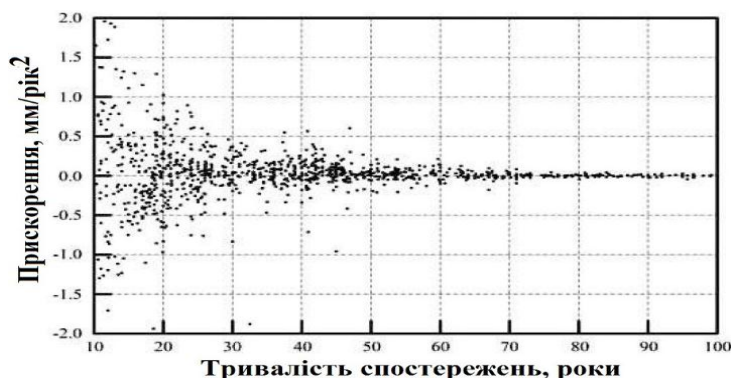


Рисунок 3.11 – Дослідження прискорення зростання рівня моря в залежності від тривалості мареографічних спостережень

В дослідженні [289] автори вивчали зміну середньоквадратичної похибки визначення зростання рівня моря в залежності від тривалості спостережень на окремих мареографах. Вони продемонстрували, що при однаковій тривалості спостережень середньоквадратична похибка визначення зростання рівня моря, яку отримують в результаті спостережень на мареографах Нідерландів і Німеччини є більшою від похибки, яку отримують на мареографі у Великій Британії (Рис. 3.12). Щоправда автори порівнювали результати спостережень на одному мареографі з кожної країни.

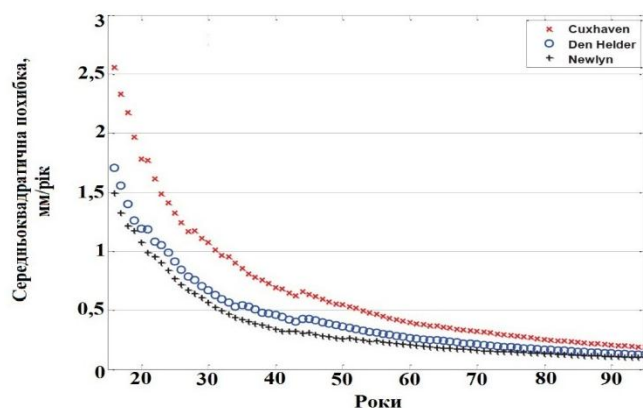


Рисунок 3.12 – Дослідження середньоквадратичної похибки визначення зростання рівня моря в залежності від тривалості спостережень на мареографах Cuxhaven, Den Helder і Newlyn

Ще інші дослідники [69] при вивченні мареографічних часових серій проводили їх корекцію, вводячи поправки за GIA.

Спостереження на мареографах залежать від географічного розташування самих мареографів, від умов, в яких вони знаходяться. Тому необхідно проаналізувати часові серії кожного мареографа. Так як географічно район наших досліджень – це територія Європи, тому потрібно проаналізувати часові серії всіх мареографів, які розташовані на території Європи.

Як бачимо, всі вищенаведені дослідження стосуються вивченню точності визначення зростання рівня моря від тривалості мареографічних спостережень. Але немає досліджень присвячених визначенню ВРЗК за даними мареографічних спостережень. Необхідно розробити методику дослідження точності визначення ВРЗК за допомогою мареографічних спостережень від тривалості спостереження. А також проаналізувати сумісність результатів визначення ВРЗК за даними мареографічних та GNSS-спостережень на території Європи.

3.3 Визначення вертикальних рухів земної кори Європи за даними мареографічних спостережень

Для проведення досліджень була створена база даних, яка містить назви мареографів Європи, координати їх розташування, тривалість спостережень. Місячні та річні серії зміни середніх морських рівнів, отримані глобальною

мережею станцій, збираються та публікуються PSMPL (Permanent Service for Mean Sea Level – Служба постійних спостережень за середнім рівнем моря). Заснована в 1933 році, PSMSL несе відповідальність за збір, публікацію, аналіз та інтерпретацію даних рівня моря від глобальної мережі мареографів, що налічує близько 1800 мареографів. Щоправда, їх географічне розміщення не є рівномірним, оскільки значна їх більшість розташована у Північній півкулі. Дана служба розташована в Ліверпулі в NOC (National Oceanography Centre – Національному Океанографічному Центрі), який є складовою частиною NERC (UK Natural Environment Research Council – Рада Великої Британії з дослідження навколишнього середовища).

Для наповнення цієї бази даних були обчислені середні швидкості ВРЗК $V_{\text{мар}}$ та їх середньоквадратичні похибки $m_{\text{мар}}$ за даними мареографічних спостережень. Для кожного відліку по мареографу складаємо рівняння (3.7):

$$h_{i_{\text{мар}}} = -V_{\text{мар}} t_{i_{\text{мар}}} + a_{\text{мар}}, \quad (3.7)$$

де $a_{\text{мар}}$ – невідомий коефіцієнт, $V_{\text{мар}}$ – невідома швидкість, $h_{i_{\text{мар}}}$ – відлік по мареографу на епоху $t_{i_{\text{мар}}}$.

Розв'язок цієї системи рівнянь за способом найменших квадратів дозволяє визначити швидкість руху земної кори $V_{\text{мар}}$ і коефіцієнт $a_{\text{мар}}$. Точність $m_{\text{мар}}$ визначення швидкості $V_{\text{мар}}$ з часової серії можна обчислити за формулою (3.8):

$$m_{\text{мар}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_{\text{мар}}} [h_{i_{\text{мар}}} + V_{\text{мар}} t_{i_{\text{мар}}} - a_{\text{мар}}]^2}{n_{\text{мар}} - 2}}, \quad (3.8)$$

де $n_{\text{мар}}$ – кількість відліків.

В цій базі також містяться відомості про GNSS-станції, які розташовані поблизу відповідного водомірного поста, а саме: їх назви, координати, тривалість спостереження, обчислені відстані до відповідного мареографа. Дані для опрацювання часових серій та відбір GNSS-станцій проводились з використанням даних сайту Невадської геодезичної лабораторії NGL (Nevada

Geodetic Laboratory) <http://geodesy.unr.edu/index.php> та EUREF Permanent Network <http://www.epncb.oma.be>. Вона проводить дослідження у сфері космічної геодезії для вирішення наукових проблем, що мають як регіональне, так і глобальне значення. З допомогою GPS лабораторія вивчає зони сучасної тектонічної активності літосфери.

Наступним завданням нашого дослідження було встановлення точності визначення вертикальної швидкості земної поверхні за даними мареографів Європи. Нами прийнято, що точність m повинна бути на порядок вища від самої вертикальної швидкості мареографа. Встановлено, що середня швидкість мареографів Європи з врахуванням знаку їх руху («+» - підняття, «-» - опускання) є рівною $-0,7$ мм/рік. Однак швидкість руху мареографа за абсолютною величиною без врахування напрямку руху складає $2,56$ мм/рік. Відповідно вертикальна швидкість повинна визначатись з точністю не гіршою, ніж $0,256 \approx 0,3$ мм/рік.

На Рисунку 3.13 наведено приклад графічного зображення (і таблиці з числовими значеннями) того, як змінюються величини лінійної швидкості (червоні точки) і їх точності (сині точки) в залежності від вибраного інтервалу часу для мареографа Travemunde (Німеччина). Значення лінійної швидкості (стовпчик 1, Таблиця 3.3) та її точність (стовпчик 2) отримані шляхом «розбивання» часової серії на певні часові періоди. В стовпчиках 3 і 4 вказаний часовий період, для якого обчислена величина швидкості, а в стовпчику 5 вказана кількість років спостережень.

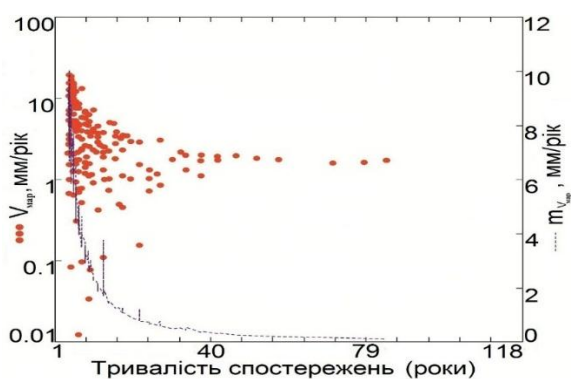


Рисунок 3.13 – Графічне зображення та числові значення лінійних швидкостей та їх точності в залежності від вибраного періоду спостережень

Таблиця 3.3

Фрагмент числових значень $V_{\text{мар}}$ та $m_{V_{\text{мар}}}$ в залежності від вибраного періоду спостережень

$V_{\text{мар}}$, мм/рік	$m_{V_{\text{мар}}}$, мм/рік	Початок спостережень	Кінець спостережень	Тривалість спостережень
0,9	0,6	1928,0	1955,3	27,3
0,9	0,6	1955,4	1982,7	27,3
1,8	0,5	1928,0	1958,4	30,3
2,2	0,5	1979,5	2012,0	32,4
2,0	0,4	1928,0	1961,7	33,7
1,3	0,5	1961,8	1995,5	33,8
1,7	0,4	1928,0	1965,5	37,4
1,1	0,4	1965,5	2003,0	37,5
2,0	0,4	1974,4	2012,0	37,6
1,9	0,3	1928,0	1969,6	41,6
1,7	0,3	1969,7	2011,4	41,7
2,0	0,3	1928,0	1974,3	46,3
1,8	0,2	1928,0	1979,5	51,4

З аналізу Рисунок 3.13 бачимо, що при коротких періодах спостережень (до 20-30 років) спостерігаються значні розбіжності у визначенні лінійної швидкості для різних ділянок часового ряду. Але при триваліших спостереженнях значення лінійних швидкостей стабілізуються. З Таблиці 3.3 бачимо, що починаючи з 42 років спостережень, значення точності становить 0,3 мм/рік. За такою схемою були проаналізовані часові серії всіх мареографів Європи і для кожного з них була встановлена необхідна тривалість спостережень для досягнення поставленої точності визначення лінійної швидкості. Результати досліджень наведені в Додатку 1.

Ми проаналізували всі мареографи Європи і не вводили жодних поправок в результати спостережень. Графічне зображення необхідної тривалості спостережень на мареографах Європи для досягнення точності 0,3 мм/рік представлено на Рисунку 3.14.



Рисунок 3.14 – Графічне зображення необхідної тривалості спостережень на мареографах Європи для досягнення заданої точності

Як видно з графічного представлення результатів, найдовше часу для стабілізації лінійних швидкостей потрібно регіону Фенноскандії, Данії, північно-західній частині Німеччини та Нідерландам. Найменше часу – південній частині Іспанії (Algeciras – 30, Malaga – 30, Tarifa – 32 роки). Для того, щоб з'ясувати причини таких розбіжностей, розглянемо часові серії мареографів Oslo (Норвегія) (Рисунок 3.15, фіолетовий колір) та Algeciras (Іспанія) (Рисунок 3.15 оранжевий).

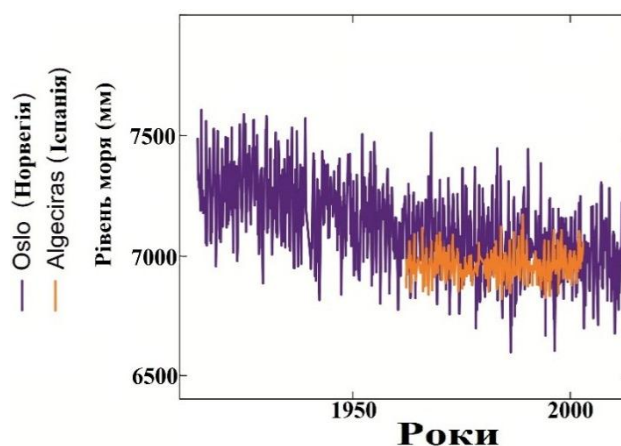


Рисунок 3.15 – Часова серія мареографа Oslo (Норвегія) (фіолетовий) та Algeciras (Іспанія) (оранжевий)

Як видно з графіків, рівень моря на території Фенноскандії коливається з більшою амплітудою, ніж на території Іспанії. Для того, щоб з'ясувати і пояснити причини таких відмінностей у результатах, всі часові серії були проаналізовані з допомогою ряду Фур'є. Відлік по мареографу в часовій серії може бути описаний

функціональною залежністю (3.9), яка являє собою суму лінійної складової та ряду Фур'є:

$$H = a_0 + V \cdot x + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos nx + b_n \sin nx), \quad (3.9)$$

$$\text{де } x = \frac{t - t_{\text{поч}}}{t_{\text{поч}} - t_{\text{кін}}} \cdot 2\pi,$$

де a_0 , a_n , і b_n – невідомі коефіцієнти ряду Фур'є, n – кількість гармонік; t – епоха спостережень; V – вертикальна швидкість мареографа; H – відлік по мареографу на епоху t ; $t_{\text{поч}}$ – епоха початку спостережень; $t_{\text{кін}}$ – епоха завершення спостережень.

На кожен епоху часової серії можна скласти відповідне рівняння (3.9). Розв'язок системи рівнянь за умовою найменших квадратів дає можливість визначити для часової серії будь-якого мареографа коефіцієнти a_0 , a_n , b_n і V . За результатами визначення цих коефіцієнтів була виконана за різною кількістю гармонік апроксимація часових серій всіх мареографів Європи. На Рисунку 3.16 зображено приклад апроксимації часових серій Oslo (Норвегія) (а) та Algeciras (Іспанія) (б) гармонікою 30-го порядку.

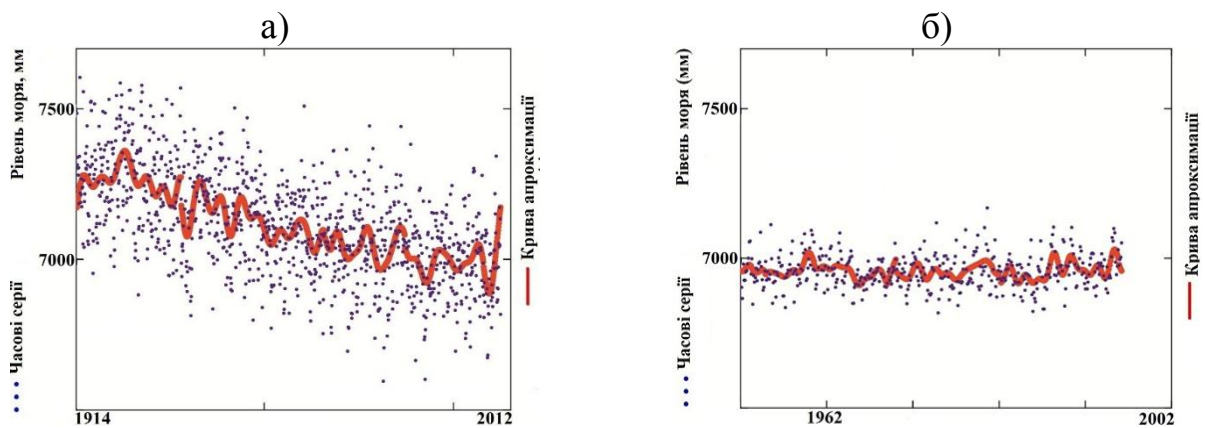
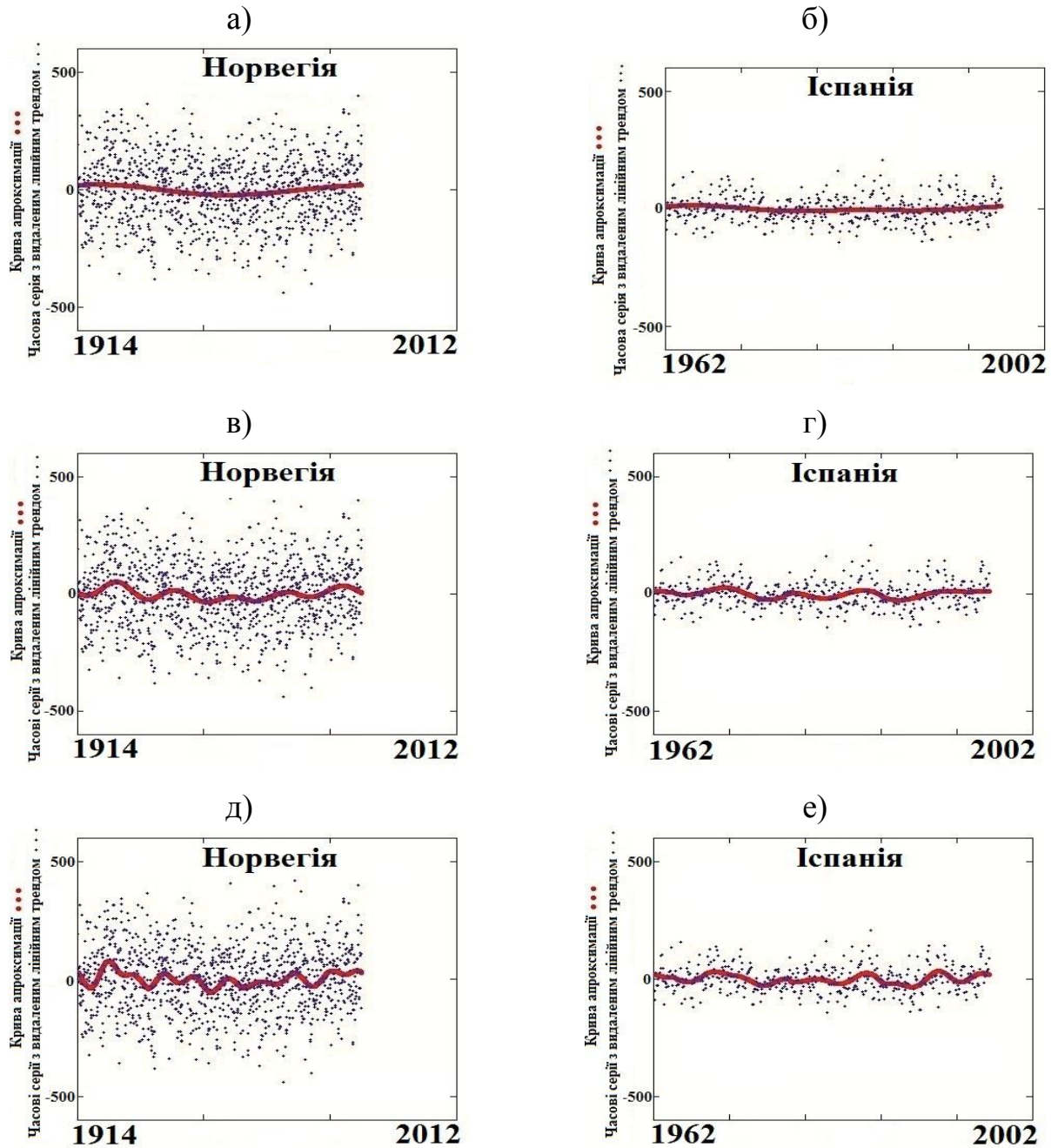


Рисунок 3.16 – Апроксимація часових серій Oslo (Норвегія) (а) та Algeciras (Іспанія) (б) гармоніками 30-го порядку

На основі проведеного дослідження було встановлено, що найбільші амплітуди коливань зазнають мареографи Північного, Балтійського та Чорного морів в порівнянні з рештою мареографів Європи.

Для дослідження цих розбіжностей з часових серій був видалений лінійний тренд $a_0 + v \cdot x$. Після цього часові серії були апроксимовані різною кількістю гармонік. На Рисунку 3.17 зображено апроксимацію цих часових серій гармоніками 2-го, 5-го, 10-го 30-го та 50-го порядків з видаленим лінійним трендом.



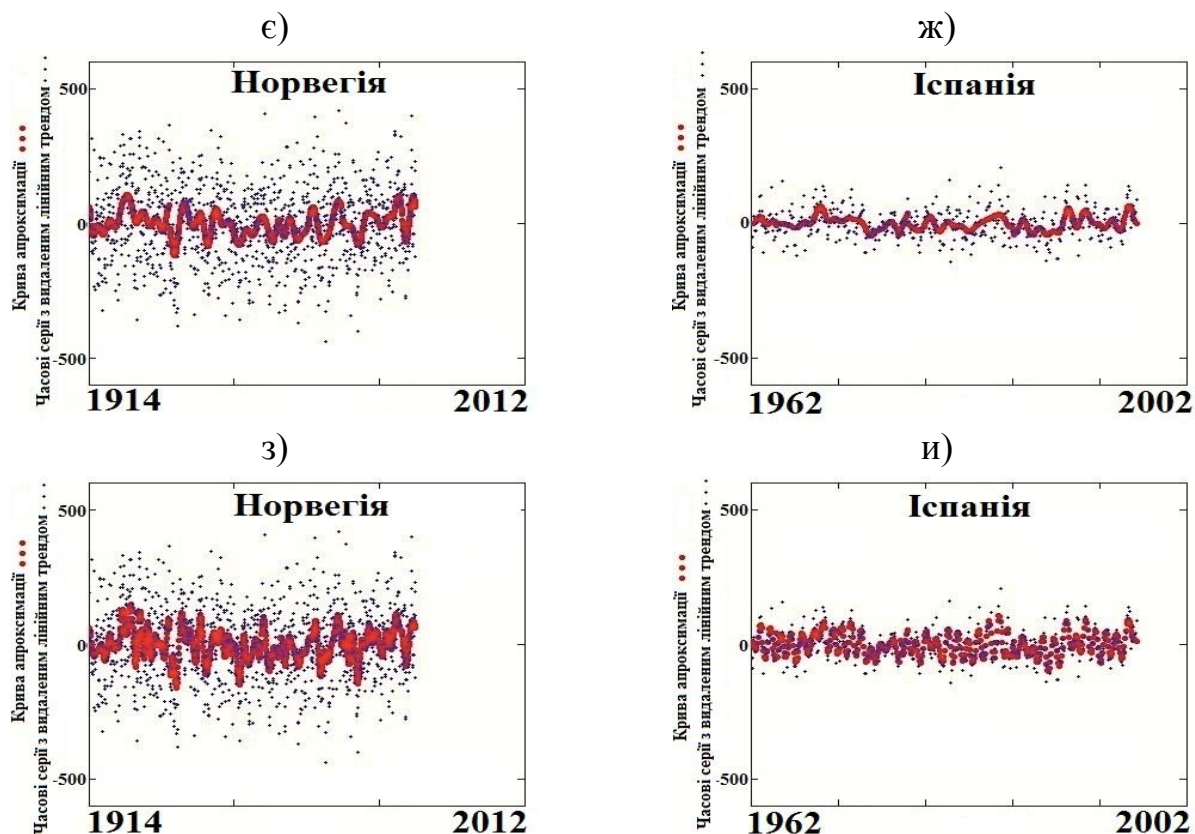


Рисунок 3.17 – Апроксимація часових серій мареографів Oslo (Norway) та Algeciras (Spain) гармонікою 2-го (а, б), 5-го (в, г), 10-го (д, е), 30-го (є, ж) та 50-го (з, и) порядку з видаленим лінійним трендом

З аналізу Рисунка 3.17 видно, що навіть при апроксимації двома гармоніками, амплітуда коливань на мареографі Oslo (Норвегія) є більшою, ніж на мареографі Algeciras (Іспанія). Зі збільшенням кількості гармонік різниця амплітуд між цими мареографами зростає.

В Таблиці 3.4 наведено порівняльний аналіз значень амплітуд на цих мареографах при різній кількості гармонік. Крім цього період амплітуд є більш нерівномірний для мареографа Oslo (Норвегія).

Таблиця 3.4

Порівняльний аналіз значень амплітуд на мареографах Oslo (Норвегія) та Algeciras (Іспанія) при різній кількості гармонік

Кількість гармонік	Амплітуда, мм	
	Oslo (Норвегія)	Algeciras (Іспанія)
1	2	3

1	2	3
2	44,54	24,08
5	86,80	53,95
10	132,26	67,49
30	227,07	112,60
50	312,34	206,43

Для території Фенноскандії значні амплітуди коливань можна пояснити впливом GIA – реакції Землі на відступ льодовика, що вкривав цю землю протягом останнього льодовикового періоду. Це знаходить своє відображення у постійному піднятті даної території, максимальні тренди якого (~11 мм/рік) припадають на Ботнічну затоку, а тренди, близькі до 0 – на околиці колишнього льодовикового щита [188]. Ще однією причиною значних амплітудних коливань рівня моря на території Балтійського моря є вплив NAO (North Atlantic Oscillation). Він характеризується різницею тиску між двома центрами аномалій тиску, перший з яких розташований над Ісландією (Ісландський мінімум), а інший, з протилежним знаком – біля Канарських островів (Азорський максимум). Так як Балтійське море – це напівзакрита територія, то тут вплив NAO [130, 131] і південних вітрів [132] є помітним. Дослідження [318] продемонстрували взаємозв'язок між NAO і рівнем моря північноєвропейського узбережжя. Більша частина північної Європи має додатній кореляційний зв'язок між збільшеними рівнями моря і сильнішим впливом NAO, який чіткіше проявляється в зимовий період. На південно-західному узбережжі Англії, навпаки, панує від'ємний кореляційний зв'язок.

В дослідженні [289] автори визначали тренди рівня моря та їх середньоквадратичні відхилення з допомогою мареографічних спостережень та результатів супутникової альтиметрії на території Північного моря. Аналізуючи середньоквадратичні відхилення, отримані з двох незалежних джерел даних, виявилось, що значні між річні варіації для південно-східної частини Північного моря (територія Данії, Німеччини, Нідерландів і Бельгії) спричинені дією західних вітрів. Ці вітри можуть змінювати свій напрямок, стаючи екваторіальними вітрами, а також свою силу. Цим також можна пояснити значну амплітуду коливань в цьому регіоні.

3.4 Визначення вертикальних рухів земної кори Європи за даними GNSS-спостережень

На наступному етапі нашого дослідження ми порівнювали результати мареографічних та GNSS-спостережень з метою дослідження вертикального руху земної кори в цих регіонах. Для цього була опрацьована база часових серій GNSS-станцій, розташованих неподалік відповідного мареографа.

Нами були обчислені швидкості зміни висотного положення GNSS-станцій (V_{GNSS}) та точності (m_{GNSS}) за формулами (3.10) і (3.11):

$$h_{iGNSS} = V_{GNSS} t_{iGNSS} + a_{GNSS}, \quad (3.10)$$

де a_{GNSS} – невідомий коефіцієнт, V_{GNSS} – невідома швидкість, h_{iGNSS} – висота, виміряна GNSS приймачем на епоху t_{iGNSS} .

Розв'язок цієї системи рівнянь за способом найменших квадратів дозволяє визначити швидкість V_{GNSS} і коефіцієнт a_{GNSS} . Точність m_{GNSS} визначення V_{GNSS} з часової серії можна обчислити за формулою (3.11):

$$m_{GNSS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_{GNSS}} [h_{iGNSS} - V_{GNSS} t_{iGNSS} - a_{GNSS}]^2}{n_{GNSS} - 2}}, \quad (3.11)$$

де n_{GNSS} – кількість відліків.

Значення точності m_{GNSS} визначення лінійної швидкості V_{GNSS} знаходиться в межах $0,03 \leq m_{GNSS} \leq 0,30$ мм/рік. Значення лінійних швидкостей V_{GNSS} знаходиться в межах $-0,02 \leq V_{GNSS} \leq 12,07$ мм/рік. У випадку, якщо запис даних GNSS-станція проводила з перервами, тобто тривалий час не проводились вимірювання на ній (Рисунок 3.18а) чи змінювалась антена (Рисунок 3.18б), величина лінійної швидкості V_{GNSS} та її точність m_{GNSS} обчислювалась за формули (3.12) і (3.13):

$$V_{GNSS} = \frac{V_{1GNSS} t_{1GNSS} + V_{2GNSS} t_{2GNSS} + \dots + V_{nGNSS} t_{nGNSS}}{t_{1GNSS} + t_{2GNSS} + \dots + t_{nGNSS}}, \quad (3.12)$$

$$m_{GNSS} = \frac{m_{1GNSS} t_{1GNSS} + m_{2GNSS} t_{2GNSS} + \dots + m_{nGNSS} t_{nGNSS}}{t_{1GNSS} + t_{2GNSS} + \dots + t_{nGNSS}}, \quad (3.13)$$

де $V_{1_{GNSS}}$, $V_{2_{GNSS}}$ і $V_{n_{GNSS}}$ – величини лінійних трендів обчислені за відповідні періоди спостережень $T_{1_{GNSS}}$, $T_{2_{GNSS}}$, ... $T_{n_{GNSS}}$; $m_{1_{GNSS}}$, $m_{2_{GNSS}}$ і $m_{n_{GNSS}}$ – точність відповідних трендів; $t_{1_{GNSS}}$, $t_{2_{GNSS}}$ і $t_{n_{GNSS}}$ – інтервали часу, в межах яких проводились відповідні безперервні виміри.

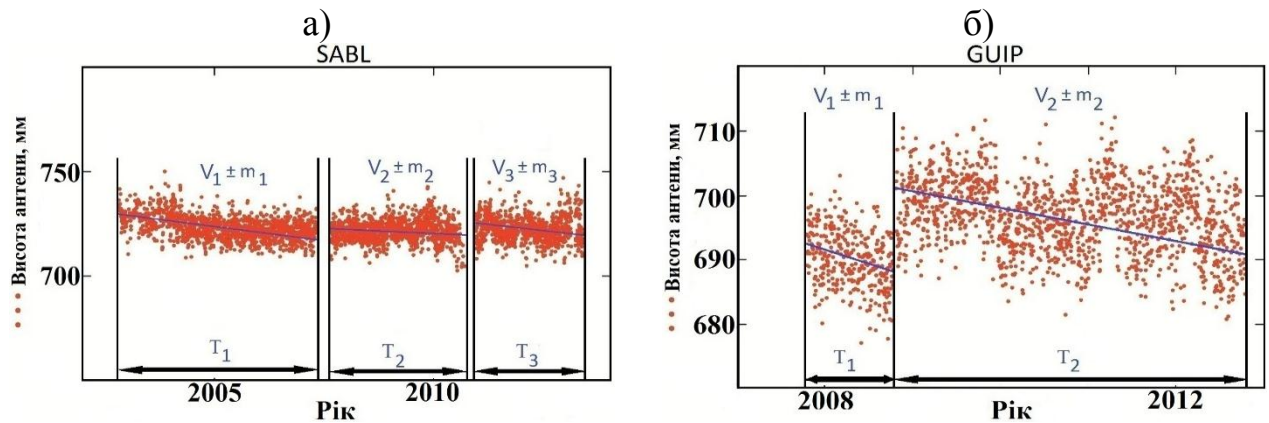


Рисунок 3.18 – Приклад перерви в записі даних (а)
та зміни висоти антени GNSS-станції (б)

3.5 Побудова карт ВРЗК на основі мареографічних та GNSS-спостережень

Після обчислення швидкостей ВРЗК з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень, нами була побудована карта (Рисунок 3.19) швидкостей (мм/рік) ВРЗК.

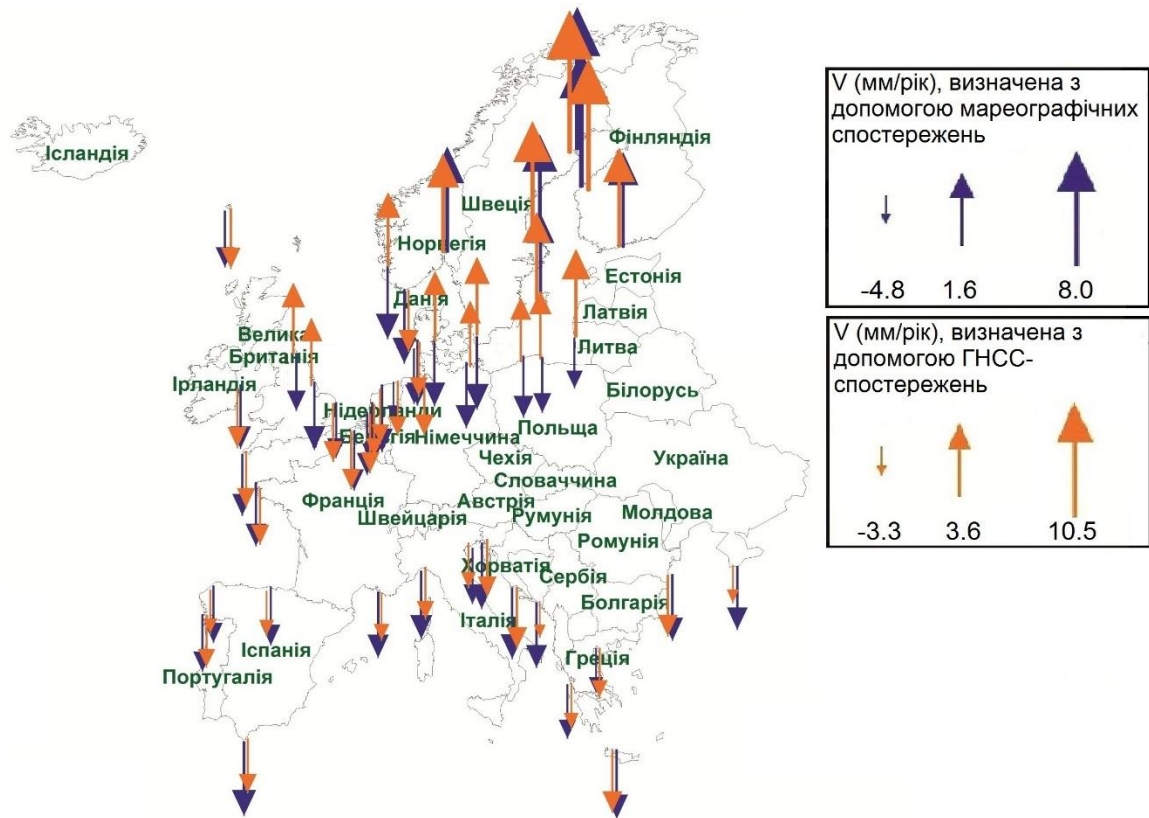


Рисунок 3.19 – Карта швидкостей (мм/рік) ВРЗК,

побудована на основі результатів мареографічних та GNSS-спостережень

На сайті www.sonel.org можна знайти схеми вертикальних та горизонтальних рухів земної кори, основані на результатах GNSS-спостережень. Але побудови цих схем було відібрано незначну кількість GNSS-станцій. Аналогічно можна сказати про число мареографів, які були відібрані для дослідження трендів рівня моря. На цій схемі відсутні мареографи України, Румунії, Греції. Але загальної схеми, на якій би висвітлювались результати обох видів спостережень там немає. Як бачимо, практично на всій досліджуваній території результати спостережень співпадають. Однак існують розбіжності між результатами спостережень на станціях Stavanger і STAS (Норвегія), Klaipeda і KLPD (Литва), Wladyslawowo і WLAD та Ustka і REDZ (Польща), Hornbaek і BUDP та Fredericia і SMID (Данія), Warnemunde 2 і WARN (Німеччина), Immingham і EASN та North Shields і NSTG (Велика Британія). Розбіжність присутня навіть тоді, коли обчислювати величину лінійного тренду мареографів за останні 30-50 років спостережень. Перелік мареографів і GNSS-

станцій, які показують розбіжності у результатах визначення вертикальних рухів земної кори приведено в Таблиці 3.5.

Таблиця 3.5

Перелік мареографів і GNSS-станцій, які показують розбіжності у визначеннях вертикальних рухів земної кори

Країна	Станція	Проміжок часу (роки)	Широта °N	Довгота °E	Лінійний тренд, мм/рік	Відстань, км
Норвегія	Stavanger	1919 - 2012	58,97	5,73	-0,45±0,11	8,94
	STAS	2001 - 2014	59,02	5,60	1,62±0,21	
Литва	Klaipeda	1949 - 2011	55,70	21,13	-3,11±0,35	1,89
	KLPD	2005 – 2009	55,72	21,12	3,42±0,13	
Польща	Wladyslawowo	1951 - 1999	54,80	18,42	-2,48±0,46	0,37
	WLAD	2003 – 2010	54,80	18,42	0,83±0,06	
	Ustka	1951 - 1999	54,58	16,87	-1,75±0,43	20,40
	REDZ	2008 – 2014	54,47	17,12	0,38±0,09	
Данія	Hornbaek	1898 - 2012	56,09	12,46	-0,41±0,10	39,24
	BUDP	2005 - 2014	55,74	12,50	2,15±0,21	
	Fredericia	1890 - 2012	55,56	9,75	-1,10±0,05	15,17
	SMID	2003 - 2014	55,64	9,56	1,04±0,16	
Німеччина	Warnemunde 2	1855 - 2011	54,17	12,10	-1,25±0,05	0,16
	WARN	2003 - 2014	54,17	12,10	0,58±0,15	
Велика Британія	North Shields	1895 - 2012	55,01	-1,44	-2,24±0,20	0,07
	NSTG	2003 - 2010	55,01	-1,44	1,28±0,07	
	Immingham	1960 - 2011	53,63	-0,19	-1,03±0,19	20,11
	EASN	2005 - 2010	53,65	-0,12	0,79±0,09	

Територія, на якій спостерігаються розбіжності у результатах, простягається в межах 55-60°N і 5°W-25°E. Причини таких відмінностей потребують подальшого дослідження. На даних станціях середні квадратичні помилки знаходяться в межах визначення величин лінійних трендів. Можливо домінуючий внесок в рівень моря в цьому регіоні робить океанографічна складова або гравітаційні аномалії.

Порівнюючи наші результати визначення вертикальних рухів земної кори з результатами [238], можна сказати про часткову їх збіжність. Однозначним є підйом земної кори на території Норвегії, Швеції та Фінляндії за результатами обох методів досліджень. Однак присутні й розбіжності у визначенні вертикальних рухів земної кори на певних територіях (наприклад, на мареографах Maassluis та Vlissingen (Netherlands)). На цих мареографах, згідно досліджень Alvaro Santamaría-Gómez та інших його колег [238], швидкість вертикального руху земної кори є меншою від значення їх похибок ($0,26 \pm 0,5$ мм/рік – на мареографі Maassluis і $0,42 \pm 0,6$ мм/рік – на мареографі Vlissingen). За результатами наших досліджень швидкість вертикального руху земної кори на мареографі Maassluis становить: $-1,66 \pm 0,05$ мм/рік – згідно результатів мареографічних спостережень і $-0,43 \pm 0,05$ мм/рік – згідно результатів GNSS спостережень; на мареографі Vlissingen: $-2,12 \pm 0,07$ мм/рік – згідно результатів мареографічних спостережень і $-0,09 \pm 0,05$ мм/рік – згідно результатів GNSS спостережень.

На Рисунку 3.20 зображено результати дослідження [238] (Рисунок 3.20а) і результати наших досліджень (Рисунок 3.20б). Червоним прямокутником позначена область, де не співпадають результати досліджень.

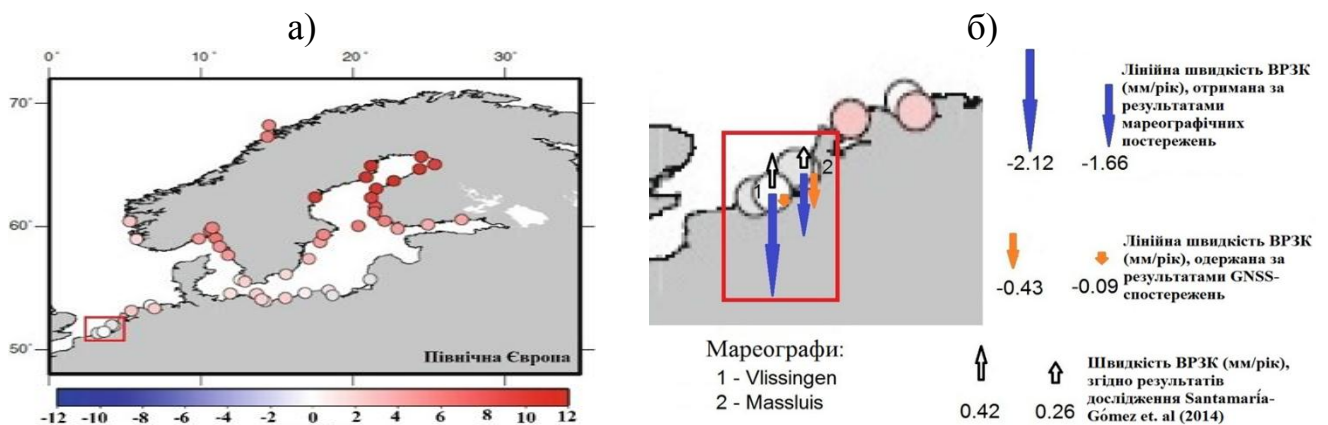


Рисунок 3.20 – Результати дослідження вертикального руху земної кори на мареографах Європи за результатами досліджень Alvaro Santamaría-Gómez та інших його колег [238] (а) і за результатами наших досліджень (б)

3.6 Диференціація вертикальних рухів земної кори берегової лінії Європи, визначених за даними мареографічних та GNSS-спостережень

При аналізі отриманих результатів різними дослідниками бачимо розбіжності у визначенні ВРЗК з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень. Метою виконаного дослідження є аналіз розбіжностей у визначенні ВРЗК на основі мареографічних та GNSS-спостережень на береговій лінії Європейського континенту та встановлення причини таких розбіжностей в залежності від географічного розташування.

3.6.1 Вихідні дані

Предметом дослідження була берегова лінія Європи. На цій території присутня густа мережна перманентних GNSS-станцій та мареографів. На відібраній території деякі мареографи проводять свої спостереження ще з XIX ст., таким чином створюють довгі ряди спостережень для опрацювання. Територія Європи зазнає різноманіття вертикальних рухів: Фенноскандія підіймається достатньо швидко, а південна територія Європи – навпаки – опускається.

Нами відібрано станції мареографів, на яких ведуться спостереження більше 30 років і мають безперервні часові ряди спостережень. Усі відібрані GNSS-станції розташовані вздовж берегової лінії. Мінімальна тривалість спостережень на GNSS-станціях становить 4 роки. Всі відібрані станції працюють в безперервному режимі. В процесі опрацювання результатів проводилась фільтрація відібраних мареографічних та GNSS-станцій у випадку, якщо їхні швидкості носили аномальний характер. Тобто вони значно відрізнялися від швидкостей інших станцій, які розташовані поблизу. Причиною цієї аномалії можуть бути локальні геолого-геоморфологічні умови, техногенні фактори або інші фактори, які впливають на результати вимірювань. Сумарна кількість всіх неврахованих мареографів – 10 (6,7 %), а GNSS-станцій – 18 (8,2 %) (по всій території Європи). Великі за обсягом берегові лінії були поділені на регіони враховуючи їх геолого-тектонічні характеристики. Прикладом таких регіонів є Фенноскандія, Велика Британія та Франція. Схематичне розташування відібраних станцій (мареографів та

GNSS-станцій) на кожній з досліджуваних територій Європи зображено на Рисунку 3.21.

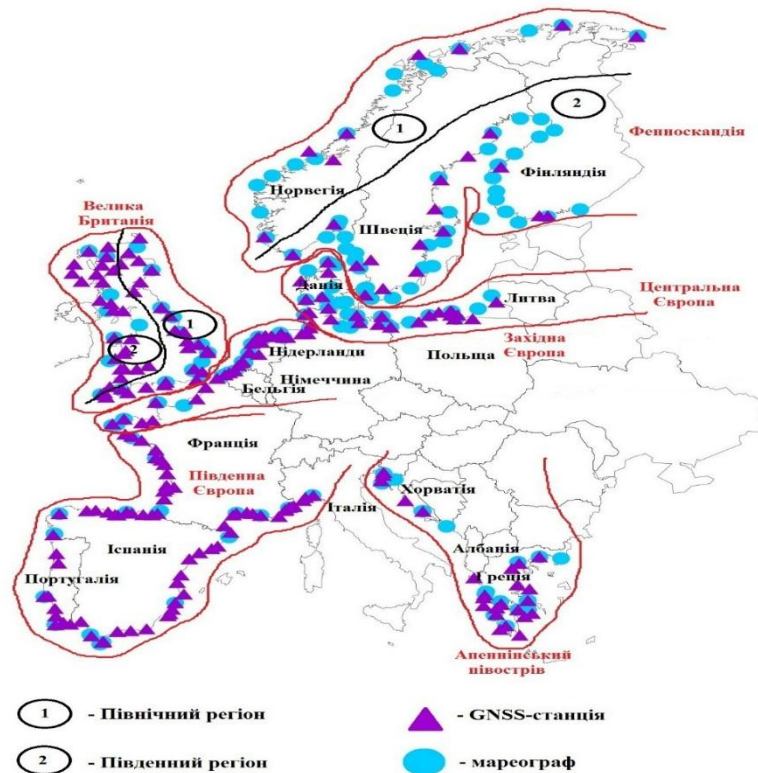


Рисунок 3.21 – Схема розташування відібраних мареографів та GNSS-станцій на території Європи

3.6.2 Методика дослідження

Для проведення дослідження нами була створена база даних, яка містить характеристики мареографів та близько розташованих до них GNSS-станцій, а саме: широту та довготу станцій, середні швидкості ВРЗК, визначені з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень за весь період їх спостережень з оцінкою точності.

Середні швидкості ВРЗК, одержані за допомогою мареографічних спостережень $V_{\text{мар}}$ та їх середньоквадратичні похибки $m_{\text{мар}}$ визначались за наступними виразами (3.7) та (3.8) відповідно. В цій базі також містяться відомості про GNSS-станції, які розташовані поблизу відповідного мареографа, а саме: їх назви, координати, тривалість спостереження, відстані до відповідного мареографа.

Швидкість ВРЗК, одержаної з допомогою GNSS-спостережень (V_{GNSS}) та точності її визначення (m_{GNSS}) обчислювалась за формулами (3.10) і (3.11) відповідно.

Наступний етап дослідження полягає у інтерполяції швидкостей вертикальних рухів за даними мареографічних та GNSS-спостережень в довільній точці берегової лінії. Для цього була обчислена відстань від початкової станції (мареографа чи GNSS-станції, які були відібрані для дослідження) до всіх наступних станцій (мареографа чи GNSS-станції) вздовж берегової лінії кожного окремого блоку. Для того, щоб визначити швидкість вертикального руху в довільній точці узбережжя на задану епоху та її середньоквадратичну похибку скористаємося виразами (3.14, 3.15). Ці розрахунки проводяться окремо: виключно за даними мареографічних спостережень і окремо – за даними GNSS-спостережень.

$$V^{\text{інт}} = \frac{\sum \frac{V \cdot \Delta t}{S \cdot (t - t_{\text{сеп}})}}{\sum \frac{\Delta t}{S \cdot (t - t_{\text{сеп}})}}, \quad (3.14)$$

$$m^{\text{інт}} = \frac{\sum \frac{m \cdot \Delta t}{S \cdot (t - t_{\text{сеп}})}}{\sum \frac{\Delta t}{S \cdot (t - t_{\text{сеп}})}}, \quad (3.15)$$

де V – швидкість ВРЗК, визначена за допомогою мареографічних ($V_{\text{мар}}$) чи GNSS-спостережень (V_{GNSS}) (мм/рік);

Δt – період спостережень на мареографі чи GNSS-станції (рік);

t – епоха, на яку визначаємо шукані параметри;

$t_{\text{сеп}}$ – середня епоха спостережень на мареографі чи GNSS-станції (рік);

S – відстань від початкової станції до мареографа чи GNSS-станції (км);

m – середньоквадратична похибка визначення швидкості ВРЗК, одержаної з допомогою мареографічних чи GNSS-спостережень (мм/рік).

3.6.3 Апробація методики

В результаті проведення досліджень, використовуючи формули (1)-(6) ми отримали для всієї території Європи значення швидкостей ВРЗК з допомогою мареографічних ($V_{\text{мар}}$) та GNSS-спостережень (V_{GNSS}) з їх середньоквадратичними похибками ($m_{\text{мар}}$, m_{GNSS}), а також інтерпольовані значення швидкостей ВРЗК з допомогою мареографічних ($V_{\text{мар}}^{\text{INT}}$) та GNSS-спостережень ($V_{\text{GNSS}}^{\text{INT}}$) через кожні 10 км вздовж берегової лінії території Європи з їх середньоквадратичними похибками ($m_{V_{\text{мар}}^{\text{INT}}}$ та $m_{V_{\text{GNSS}}^{\text{INT}}}$). Фрагмент значень швидкостей ВРЗК, визначених з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень зображено в Таблиці 3.6.

Таблиця 3.6

Фрагмент значень швидкостей ВРЗК, визначених з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень для території південної Європи (середня епоха – 2000 рік)

Станція	Відстань, км	V_{GNSS} , мм/рік	$V_{\text{мар}}$, мм/рік	m_{GNSS} , мм/рік	$m_{\text{мар}}$, мм/рік	Інтерпольована відстань, км	$V_{\text{GNSS}}^{\text{INT}}$, мм/рік	$V_{\text{мар}}^{\text{INT}}$, мм/рік	$m_{V_{\text{GNSS}}^{\text{INT}}}$, мм/рік	$m_{V_{\text{мар}}^{\text{INT}}}$, мм/рік
KONE	0	-0,15	-	0,08	-	10	-0,44	-2,05	0,06	0,30
PLOE	37,91	-0,71	-	0,03	-	20	-0,53	-2,11	0,05	0,31
1247	49,32	-	-2,65	-	0,34	30	-0,61	-2,21	0,04	0,31
SARZ	101,76	-0,18	-	0,07	-	40	-0,68	-2,37	0,04	0,32
MACH	196,72	-0,17	-	0,07	-	50	-0,58	-2,62	0,05	0,34
1747	250,29	-	-3,51	-	0,67	60	-0,52	-2,34	0,05	0,32

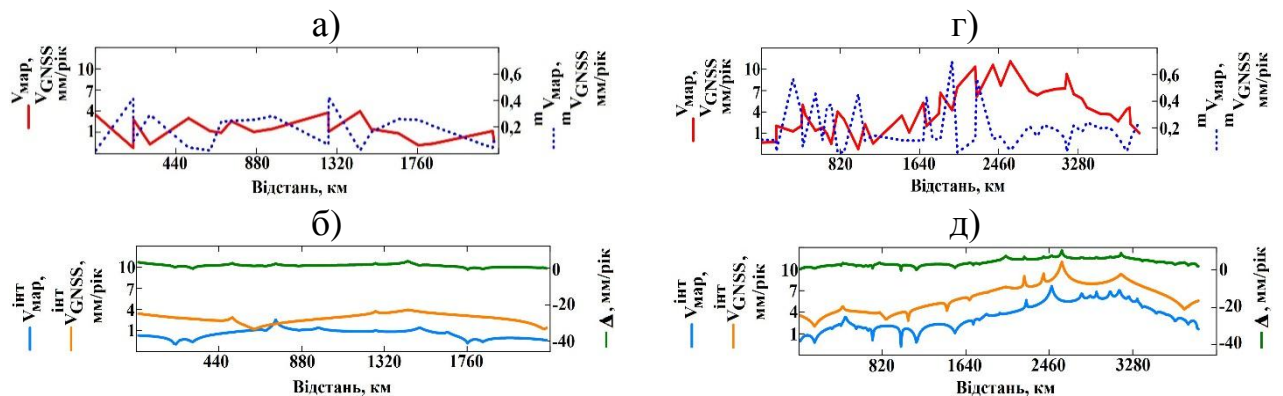
Детально розглянемо результати визначення швидкостей ВРЗК для кожного з регіонів Європи. Фенноскандія була поділена на два регіони – (Північний та Південний) згідно своїх геологічних особливостей [223]. Під блоком **Північний регіон Фенноскандії** розуміємо територію узбережжя Норвегії. Під блоком **Південний регіон Фенноскандії** розуміємо територію узбережжя Норвегії, Швеції та Фінляндії. Ще одним фактором, який впливає на поділ Фенноскандії є те, що територія Норвегії виходить у Атлантичний океан, а Швеція та Фінляндія – у закрите Балтійське море. На Рисунку 3.22 зображено схематичне розташування відібраних для дослідження мареографічних та GNSS-станцій на узбережжі

Фенноскандії, з визначеними швидкостями ВРЗК за допомогою мареографічних $V_{\text{мар}}$ та GNSS-спостережень V_{GNSS} , інтерпольованими швидкостями ВРЗК ($V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}$, $V_{\text{мар}}^{\text{інт}}$) та їх середньоквадратичними похибками ($m_{V_{\text{GNSS}}}$, $m_{V_{\text{мар}}}$, $m_{V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}}$, $m_{V_{\text{мар}}^{\text{інт}}}$). На цей рисунок також нанесено початкові станції (мареографічні чи GNSS-станції), від яких проводились обчислення відстаней. Стрілкою вказано напрямок, по якому обчислювались відстані.



Рисунок 3.22 – Розташування відібраних для дослідження мареографічних та GNSS-станцій на узбережжі Фенноскандії

На Рисунку 3.23 представлено результати визначення V_{GNSS} , $V_{\text{мар}}$, $V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}$, $V_{\text{мар}}^{\text{інт}}$ з їх середньоквадратичними похибками ($m_{V_{\text{GNSS}}}$, $m_{V_{\text{мар}}}$, $m_{V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}}$, $m_{V_{\text{мар}}^{\text{інт}}}$) для регіону Фенноскандії.



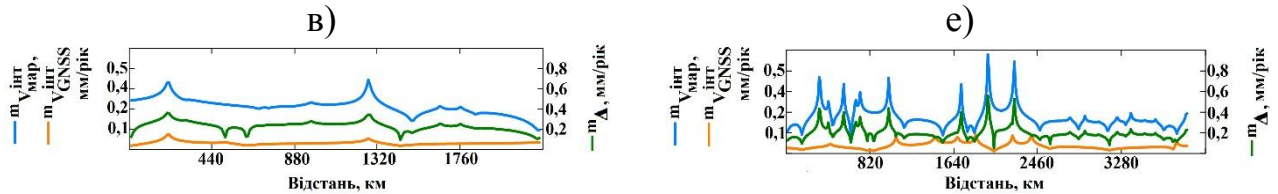


Рисунок 3.23 – Визначення V_{GNSS} , $V_{мар}$, V_{GNSS}^{INT} , $V_{мар}^{INT}$ з їх середньоквадратичними похибками $m_{V_{GNSS}}$, $m_{V_{мар}}$, $m_{V_{GNSS}^{INT}}$, $m_{V_{мар}^{INT}}$ для Фенноскандії

На Рисунку 3.23а, 3.23г зображені розподіл вимірених швидкостей V_{GNSS} , $V_{мар}$ з середньоквадратичними похибками $m_{V_{GNSS}}$, $m_{V_{мар}}$, які отримані з допомогою GNSS-спостережень та мареографічних спостережень в порядку їх розташування на станціях вздовж берегової лінії. Значення швидкостей V_{GNSS} , $V_{мар}$ для Північного регіону (Рис. 3.23а) змінюється в межах від -1,2 мм/рік до 3,98 мм/рік, для Південного (Рис. 3.23г) – від -1,26 мм/рік до 11,12 мм/рік. Середньоквадратичні похибки визначення швидкості $m_{V_{GNSS}}$, $m_{V_{мар}}$ для Північного регіону (Рис. 3.23а) змінюється від 0,021 мм/рік до 0,43 мм/рік, для Південного (Рис. 3.23г) – від 0,01 мм/рік до 0,57 мм/рік.

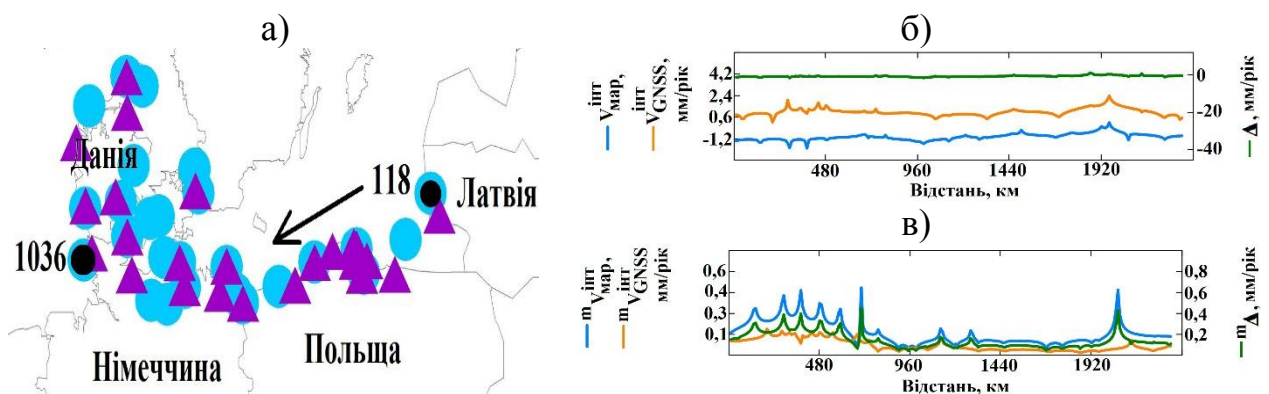
На Рисунку 3.23б, 3.23д приведені зміни інтерпольованих значень швидкостей ВРЗК через кожні 10 км, отримані за допомогою GNSS-спостережень V_{GNSS}^{INT} та мареографічних спостережень $V_{мар}^{INT}$. Для Північного регіону (рис. 3.23б) $V_{мар}^{INT}$ змінюються в межах від -0,92 мм/рік до 2,56 мм/рік, для Південного (рис. 3.23д) від -0,75 мм/рік до 7,62 мм/рік. Для Північного регіону V_{GNSS}^{INT} змінюються в межах від 1,24 мм/рік до 3,96 мм/рік, для Південного – від 2,05 мм/рік до 11,00 мм/рік.

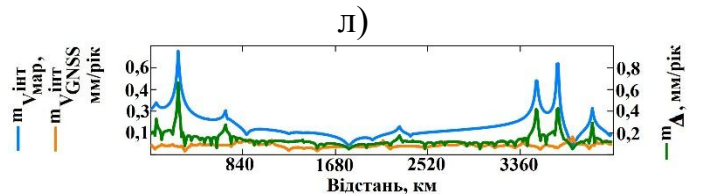
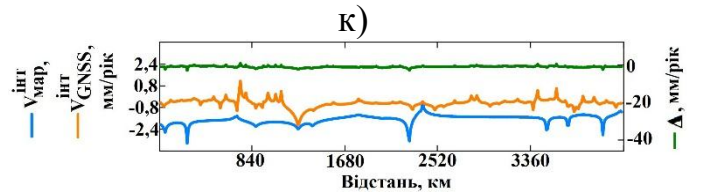
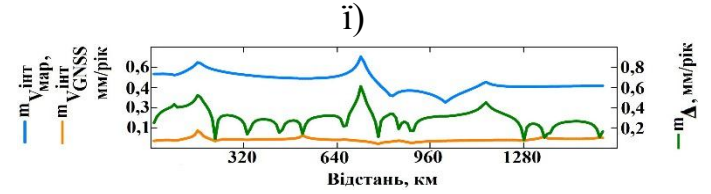
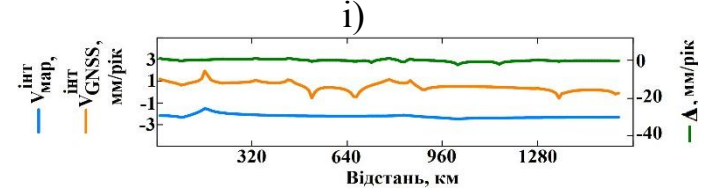
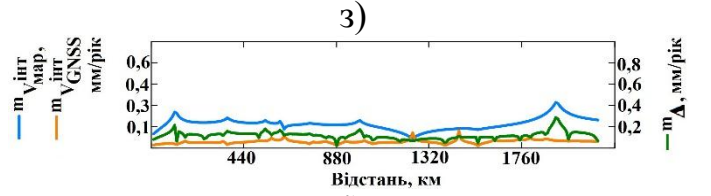
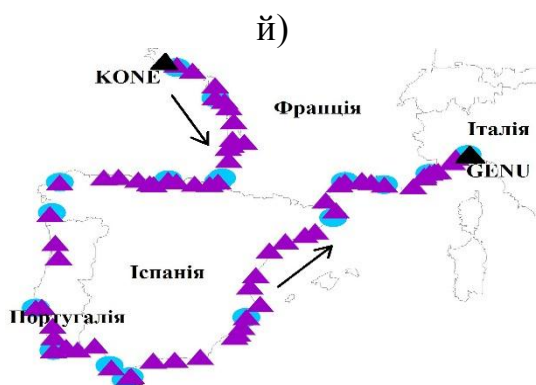
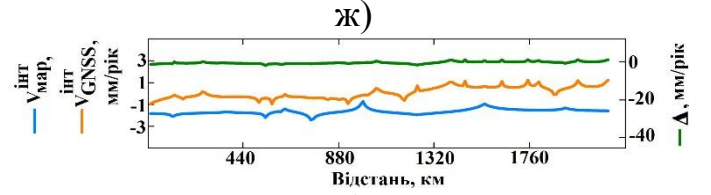
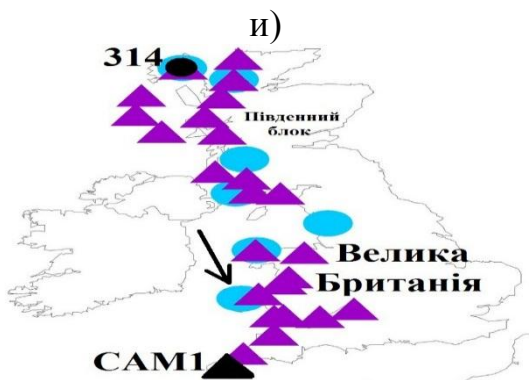
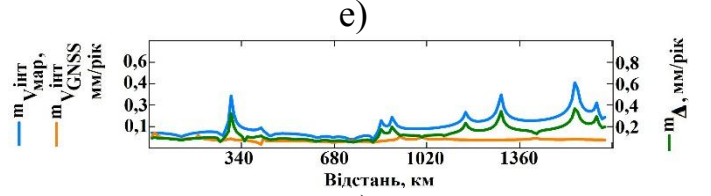
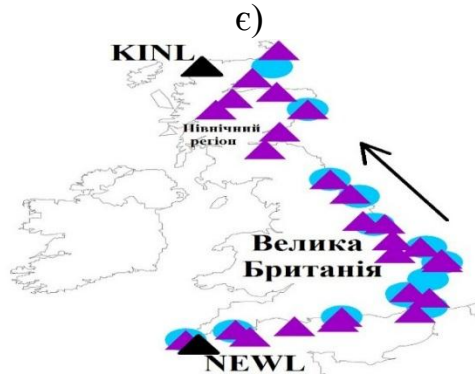
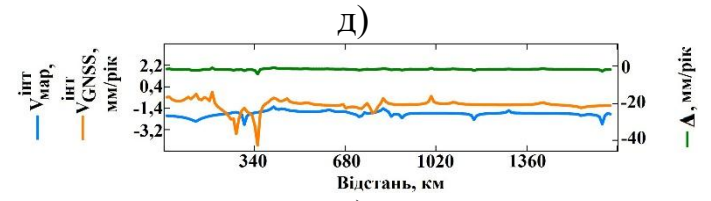
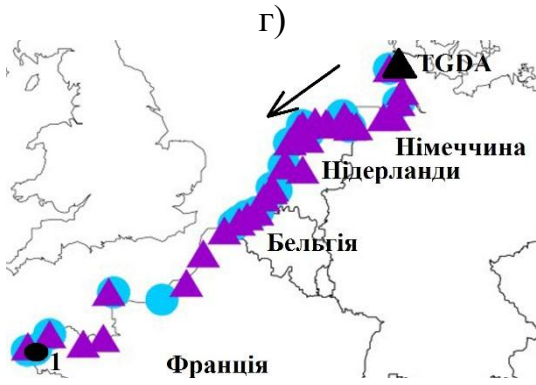
На Рисунку 3.23в, 3.23е зображено значення середньоквадратичної похибки відповідних швидкостей ($m_{V_{GNSS}^{INT}}$ і $m_{V_{мар}^{INT}}$). Для Північного регіону $m_{V_{мар}^{INT}}$ змінюється в межах від 0,12 мм/рік до 0,42 мм/рік, для Південного від 0,11 мм/рік до 0,58 мм/рік. Для Північного регіону $m_{V_{GNSS}^{INT}}$ змінюються в межах від 0,02 мм/рік до 0,09 мм/рік, для Південного – від 0,01 мм/рік до 0,11 мм/рік.

Як видно з аналізу Рисунків 3.23б та 3.23в, різниці між швидкостями V_{GNSS}^{int} та $V_{мар}^{int}$ є сталими і додатними вздовж цілого досліджуваного регіону. В певному місці узбережжя Північного регіону (приблизно на 620 км) вони є рівними нулю, тобто співпадають (Рис. 3.23б). Причиною цього можуть служити особливі геологічні умови, на яких знаходяться мареографи та GNSS-станції. Початковою точкою, від якої відраховувались відстані в Північному регіоні була GNSS-станція VARS, а кінцевою – мареограф №47. Південний регіон Фендоскандії характеризується густою мережею відібраних мареографічних та GNSS-станцій. З аналізу швидкостей бачимо, що найбільшого підймання зазнає район Ботнічної затоки (~10 мм/рік).

Постійне додатне значення у визначенні швидкостей вертикальних рухів земної кори за допомогою двох методів присутнє вздовж цілого досліджуваного узбережжя. Початковою точкою, від якої відраховувались відстані в Південному регіоні був мареограф №302, а кінцевою – мареограф №315.

На Рис. 3.24 зображено результати визначення V_{GNSS} , $V_{мар}$, V_{GNSS}^{int} , $V_{мар}^{int}$ з їх середньоквадратичними похибками ($m_{V_{GNSS}}$, $m_{V_{мар}}$, $m_{V_{GNSS}^{int}}$, $m_{V_{мар}^{int}}$) для решти регіонів Європи. Під блоком **Центральна Європа** розуміємо територію узбережжя Латвії, Польщі, Німеччини і Данії; **Західна Європа** – узбережжя Німеччини, Нідерландів, Бельгії та Франції; **Північний регіон Великої Британії** – узбережжя Великої Британії; **Південний регіон Великої Британії** – західну територію узбережжя Великої Британії; **Південна Європа** – узбережжя Франції, Іспанії, Португалії та Італії; **Балканський півострів** – узбережжя Італії, Хорватії, Албанії та Греції.





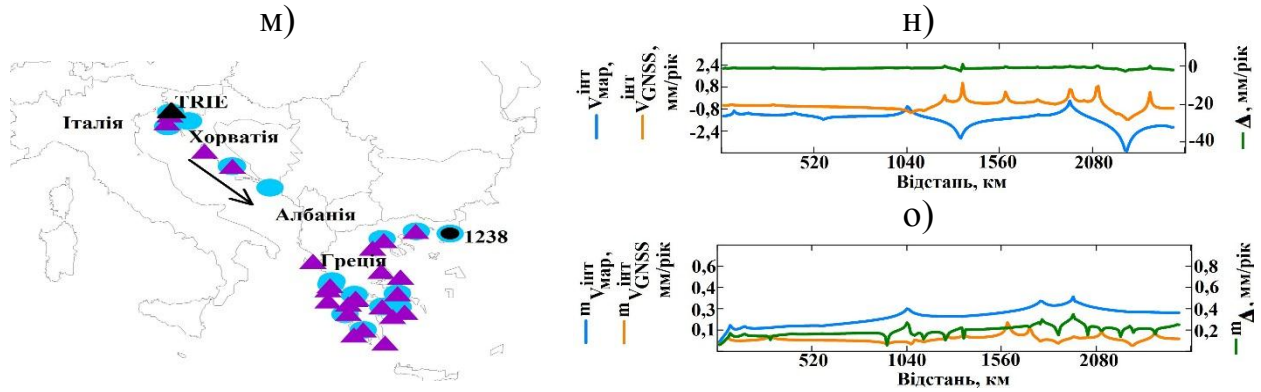


Рисунок 3.24 – Результати визначення V_{GNSS}^{INT} , V_{mar}^{INT} з їх середньоквадратичними похибками $m_{V_{GNSS}^{INT}}$, $m_{V_{mar}^{INT}}$ для решти регіонів Європи

Мареографи, розміщені на території узбережжя Італії не мають довготривалих записів даних. Тривалість спостережень тут становить 13 років (2001-2014 роки). В Таблиці 3.7 представлені статистичні дані про кількість відібраних для дослідження мареографічних та GNSS-станцій, тривалість спостережень на них та середні відстані між ними для всієї території Європи.

Таблиця 3.7

Статистичні дані про кількість відібраних мареографічних та GNSS-станцій, тривалість спостережень на них та середні відстані між ними

Територія		Кількість мареографів	Середня відстань між мареографами (км)	Кількість GNSS-станцій	Середня відстань між GNSS-станціями (км)	Середня тривалість мареографічних спостережень (роки)	Середня тривалість GNSS-спостережень (роки)
Фенно-скандія	Північний регіон	15	120,08	8	309,52	64,93	10,84
	Південний регіон	35	84,64	15	94,10	84,19	10,66
Центральна Європа		26	78,77	24	60,49	97,38	7,60
Західна Європа		19	58,36	34	45,42	95,00	7,07
Велика Британія	Північний регіон	14	57,77	28	69,81	59,93	9,65
	Південний регіон	9	73,92	27	73,50	42,11	7,92
Південна Європа		18	74,30	68	62,45	59,78	7,46
Балканський півострів		18	72,47	25	64,91	53,89	6,70

З аналізу Рисуноків 3.21, 3.22 та 3.24 і Таблиці 3.7 видно, що розташування відібраних мареографічних та GNSS-станцій по всій території Європи не є рівномірною. Кількість відібраних мареографів є більшою на узбережжі північної Європи, а GNSS-станцій – навпаки: більше на узбережжі південної Європи. Середня відстань між відібраними мареографами по всій Європі змінюється від 57,77 км до 120,08 км. Середня відстань між відібраними GNSS-станціями по всій Європі змінюється від 45,42 км до 309,52 км. Середня тривалість спостережень, очевидно, є довшою на мареографах і змінюється від 42,11 років до 97,38 років. Середня тривалість GNSS-спостережень змінюється від 6,70 років до 10,84 років.

Статистичний аналіз результатів визначення V_{GNSS}^{INT} , V_{MAP}^{INT} з їх середньоквадратичними похибками $m_{V_{GNSS}^{INT}}$, $m_{V_{MAP}^{INT}}$ для виділених регіонів Європи представимо у вигляді Таблиці 3.8.

Таблиця 3.8

Статистичний аналіз результатів визначення V_{GNSS}^{INT} , V_{MAP}^{INT} для виділених регіонів Європи

Назва регіону	Зміна інтерпольованих швидкостей V_{MAP}^{INT} (мм/рік)		Зміна інтерпольованих швидкостей V_{GNSS}^{INT} (мм/рік)	
	від	до	від	до
Північний регіон Фенноскандії	-0,92±0,12	2,56±0,42	1,24 ±0,02	3,96 ±0,09
Південний регіон Фенноскандії	-0,75 ±0,11	7,62 ±0,58	2,05 ±0,01	11,00 ±0,11
Центральна Європа	-1,98±0,45	-0,15±0,04	0,21±0,02	2,38±0,18
Західна Європа	-2,75±0,43	-1,27±0,06	-4,50±0,10	-0,04±0,03
Північний регіон Великої Британії	-2,40±0,30	-0,72±0,07	-0,93±0,02	0,61±0,11
Південний регіон Великої Британії	-2,47±0,63	-1,51±0,32	-0,55±0,03	1,95±0,12
Південна Європа	-3,43±0,67	-0,40±0,05	-2,06±0,12	1,16±0,02
Балканський півострів	-3,86±0,36	-0,19±0,06	-1,55±0,04	1,10±0,19

За результатами Таблиці 3.8 виконано розрахунок середніх різниць Δ (мм/рік) між значеннями інтерпольованих швидкостей ВРЗК, одержаних з допомогою GNSS-спостережень та інтерпольованих швидкостей ВРЗК, одержаних

з допомогою мареографічних спостережень ($\Delta = V_{\text{мар}}^{\text{інт}} - V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}$) і приведено їх оцінку точності (m_{Δ}) (мм/рік) (Таблиця 3.9). Вказано територію та довжину берегової лінії, яка охоплює ці середні різниці Δ . В зв'язку з тим, що на території Європи існують аномальні точки, в яких інтерпольовані значення швидкостей ВРЗК, одержані з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень співпадають (як приклад – Рис. 3.23б), то територіально ми поділили всю Європу на окремі зони, для яких є прояв постійних різниць Δ (мм/рік). Початкова і кінцева точки таких зон співпадають з розташуванням мареографів чи GNSS-станцій (чотирма латинськими великими літерами позначено GNSS-станцію, а цифрами – мареограф) (Рис. 3.24).

Результати визначення розподілу Δ узагальнено в 4 умовні блоки – території, для яких спостерігаються майже однакові в межах точності їх визначення значення середніх різниць Δ . Перший блок (I) – це територія Фенноскандії та Центральної Європи, другий блок (II) – це територія Західної Європи, третій блок (III) – це територія Великої Британії та Південної Європи, четвертий блок (IV) – це територія Апеннінського півострова. На карту території Європи нанесено середні різниці між значеннями інтерпольованих швидкостей ВРЗК, одержаних з допомогою GNSS-спостережень та інтерпольованих швидкостей ВРЗК, одержаних з допомогою мареографічних спостережень $\Delta = V_{\text{мар}}^{\text{інт}} - V_{\text{GNSS}}^{\text{інт}}$ (мм/рік) (Рис. 3.25). Також показано чотири умовні блоки з їхніми значеннями середніх різниць Δ .

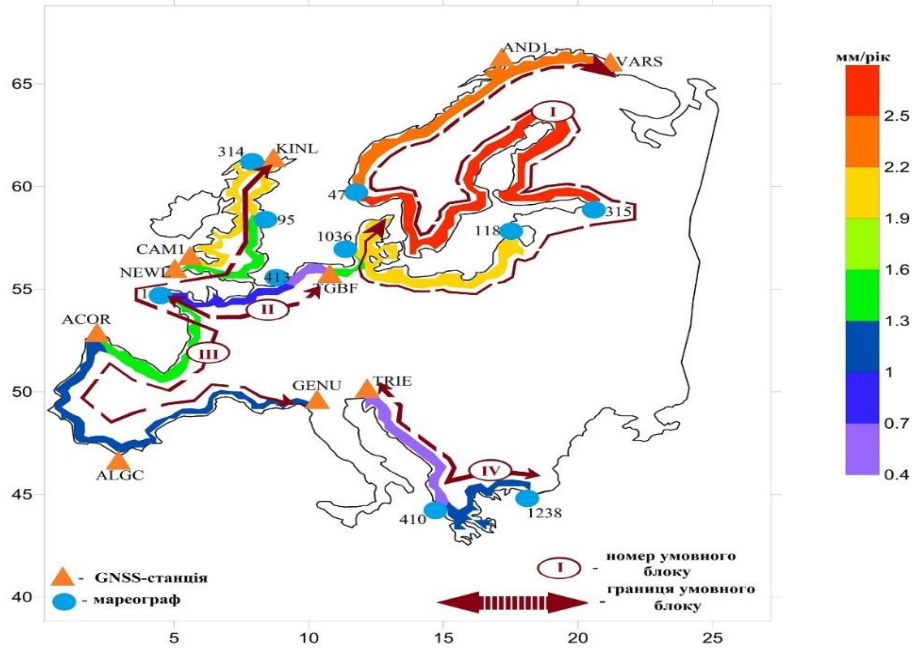


Рисунок 3.25 – Розподіл середніх різниць Δ (мм/рік) вздовж берегової лінії Європи з виділеними чотирма умовними блоками

Як видно з аналізу Рисунок 3.25, найбільші розбіжності (до 2,5 мм/рік) у визначенні ВРЗК за допомогою GNSS-спостережень та мареографічних спостережень характерні півночі узбережжя Європи, найменші (до 0,6 мм/рік) – узбережжі території Нідерландів, Хорватії, Албанії, частково – Бельгії, Італії (північно-східна частина) та Греції (північно-західна частина). Числові характеристики регіонів з постійною середньою різницею $\Delta \pm m_{\Delta}$ вздовж берегової лінії Європи та чотирьох умовних блоків приведено в Таблиці 3.9. Територія (1036-TGBF: 230 км), вздовж узбережжя якої спостерігається аномальне значення $\Delta \pm m_{\Delta}$ не була включена в чотири умовні блоки.

Таблиця 3.9

Числові характеристики отриманих середніх різниць $\Delta \pm m_{\Delta}$ вздовж узбережжя Європи та в межах чотирьох умовних блоків з довжиною берегової лінії (км), яка охоплює ці різниці

Регіон та початкова і кінцева точка берегової лінії, охоплена цими різницями	$\Delta \pm m_{\Delta}$ (мм/рік)	$\Delta \pm m_{\Delta}$ умовних блоків (мм/рік)
1	2	3
<i>Побережжя Атлантичного океану</i>		

1	2	3
Норвегія: <i>VARSA-AND1</i> (620 км)	2,4±0,9	I-ий умовний блок 2,4±0,6
Норвегія: <i>AND1-47</i> (1560 км)	2,3±0,7	
Норвегія-Швеція-Фінляндія: <i>47-315</i> (3920 км)	2,6±0,8	
Латвія-Російська Федерація-Польща-Німеччина-Данія: <i>118-1036</i> (2340 км)	2,1±0,3	
Німеччина: <i>1036-TGBF</i> (230 км)	1,4±0,5	II-ий умовний блок 0,7±0,2
Німеччина-Нідерланди-Бельгія: <i>TGBF-413</i> (420 км)	0,6±0,2	
Бельгія-Франція: <i>413-1</i> (890 км)	0,8±0,2	
Велика Британія: <i>NEWL-95</i> (990 км)	1,4±0,3	III-ий умовний блок 1,5±0,3
Велика Британія: <i>95-KINL</i> (1130 км)	2,1±0,4	
Велика Британія: <i>314-CAM1</i> (1550 км)	2,1±0,4	
Франція-Іспанія: <i>I-ACOR</i> (1250 км)	1,5±0,4	
Іспанія-Португалія-Іспанія: <i>ACOR-ALGC</i> (1130 км)	1,1±0,3	
<i>Побережжя Середземного моря</i>		
Іспанія-Франція-Італія: <i>ALGC-GENU</i> (1800 км)	1,1±0,3	IV-ий умовний блок 1,0±0,3
Італія-Хорватія-Боснія і Герцоговина-Монтенегро-Греція: <i>TRIE-410</i> (1030 км)	0,6±0,1	
Греція: <i>410-1238</i> (1500 км)	1,3±0,5	
<i>Середнє значення по Європі</i>		1,8±0,5

З аналізу Таблиці 3.9 бачимо, що найбільше значення середніх різниць Δ (мм/рік) спостерігається на території Фенноскандії (2,6±0,8 мм/рік), а найменше значення – на території Нідерландів (0,6±0,2 мм/рік) та Балканського півострова (0,6±0,1 мм/рік). Тобто середні різниці змінюються в межах від 0,6 (побережжя Середземного моря) до 2,6 мм/рік (побережжя Атлантичного океану). Оцінка точності середніх різниць m_{Δ} – від 0,1 до 0,9 мм/рік. Середнє значення для території Європи становить 1,8±0,5 мм/рік. Оцінка точності (m_{Δ}) одержаних середніх різниць Δ є, як мінімум, в 3 рази меншою, ніж самі значення Δ . Тобто ступінь достовірності визначення Δ є досить високою. Значення $\Delta \pm m_{\Delta}$ умовно виділених чотирьох блоків змінюється в межах від 0,7 до 2,4 мм/рік і становить: I - 2,4±0,6 мм/рік, II - 0,7±0,2 мм/рік, III – 1,5±0,3 мм/рік, IV - 1,0±0,3 мм/рік. Для кожної частини території Європи характерне більше значення інтерпольованої швидкості ВРЗК, визначене за допомогою GNSS-спостережень, ніж з допомогою мареографічних спостережень. Середні різниці Δ (мм/рік) є завжди додатними і мають практично систематичний характер.

3.6.4 Аналіз отриманих результатів

На Рисунку 3.26 зображені тренди зростання абсолютного середнього рівня моря, отримані з допомогою результатів супутникової альтиметрії з нанесеними середніми різницями Δ (мм/рік).

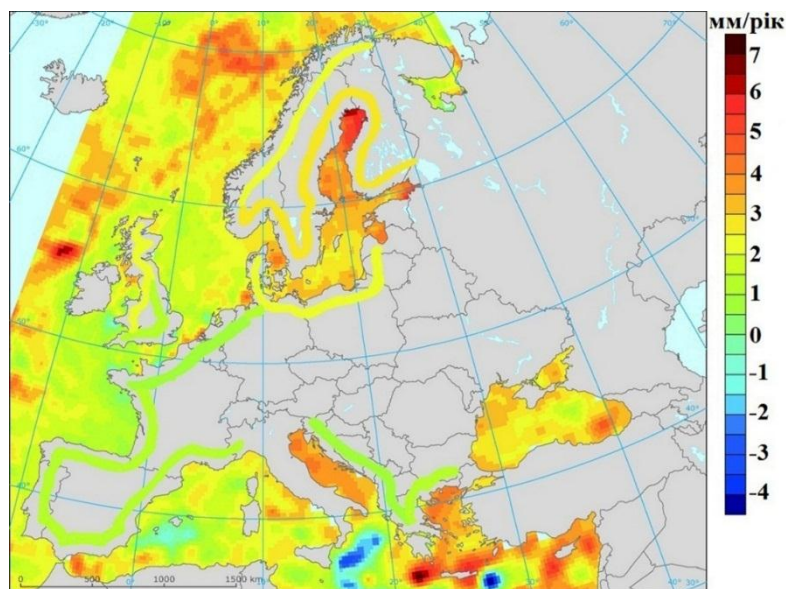


Рисунок 3.26 – Тренди абсолютного глобального зростання рівня моря (мм/рік), отримані з допомогою результатів супутникової альтиметрії (1992-2013 р.) з нанесеними середніми різницями Δ (мм/рік)

Першопричиною появи Δ є підвищення глобального середнього рівня моря. Розбіжності у визначенні швидкостей ВРЗК з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень, є близькими до значень зростання глобального середнього рівня моря. Аномальні значення підвищення чи зниження середнього рівня моря, які присутні на Рисунку 6, можна пояснити систематичними змінами тиску на певних територіях, які призводять до утворення NOA (North-Atlantic Oscillation) та PDO (Pacific Decadal Oscillation). Північно-Атлантичне коливання характеризується різницею тиску між двома центрами аномалій тиску, перший з яких розташований над Ісландією (Ісландський мінімум), а інший, з протилежним знаком – біля Канарських островів (Азорський максимум). Так як Балтійське море – це напівзакрита територія, то тут вплив NAO [130, 131] і південних вітрів [132] є помітним. Дослідження [318] продемонстрували взаємозв'язок між NAO і рівнем

моря північноєвропейського узбережжя. Більша частина північної Європи має додатній кореляційний зв'язок між збільшеними рівнями моря і сильнішим впливом НАО, який чіткіше проявляється в зимовий період. На південно-західному узбережжі Англії, навпаки, панує від'ємний кореляційний зв'язок. Аномальні відхилення також можуть бути спричинені впливом течій [227], за рахунок яких змінюється і солоність води [6], впливом Гольфстріму [262]. В дослідженні [289] автори визначали тренди рівня моря та їх середньоквадратичні відхилення з допомогою мареографічних спостережень та результатів супутникової альтиметрії на території Північного моря. Проаналізувавши середньоквадратичні відхилення, отримані з двох незалежних джерел даних, виявилось, що значні міжрічні варіації для південно-східної частини Північного моря (територія Данії, Німеччини, Нідерландів і Бельгії) спричинені дією західних вітрів. Ці вітри можуть змінювати свій напрямок, стаючи екваторіальними вітрами, а також свою силу. Цим також можна пояснити аномальне спадання глобального середнього рівня моря.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 3

1. Обґрунтовано необхідність визначення ВРЗК берегової лінії Європи за результатами мареографічних спостережень з точністю 0,3 мм/рік.
2. Встановлено, що необхідна тривалість мареографічних спостережень для досягнення цієї точності змінюється в залежності від географічного розташування мареографів і коливається в межах 30-69 років.
3. На основі гармонічного аналізу часових серій мареографів встановлено, що зі зростанням амплітуди коливань рівня моря необхідне видовження періоду спостережень для досягнення заданої точності визначення вертикальної швидкості земної кори. Причинами таких аномальних коливань можуть бути: сезонні зміни атмосферного тиску і сила та напрям західних вітрів, які можуть змінювати свою силу і напрямок, стаючи екваторіальними.
4. На основі роздільного опрацювання результатів GNSS-спостережень та мареографічних спостережень виявлено різниці Δ між швидкостями визначення ВРЗК, яка є в межах $0,6 \pm 0,1 \div 2,6 \pm 0,8$ мм/рік. Встановлено, що найбільшого значення Δ набуває $2,6 \pm 0,8$ мм/рік на береговій лінії Фенноскандії, найменшого – на береговій лінії Нідерландів та Балканського півострова ($0,6 \pm 0,2$ мм/рік). Середнє значення для узбережжя Європи становить $1,8 \pm 0,5$ мм/рік.
5. За результатами аналізу розподілу Δ виділено 4 умовні блоки узбережжя Європи: території, для яких спостерігаються майже однакові в межах точності їх визначення значення середніх різниць Δ . I блок – Фенноскандія та Центральна Європа ($\Delta \pm m_{\Delta} = 2,4 \pm 0,6$ мм/рік), II – Західна Європа ($\Delta \pm m_{\Delta} = 0,7 \pm 0,2$ мм/рік), III – Велика Британія та Південна Європа ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1,5 \pm 0,3$ мм/рік), IV – Балканський півострів ($\Delta \pm m_{\Delta} = 1,0 \pm 0,3$ мм/рік). Різниці Δ мають систематичний характер і завжди додатне значення. Їх необхідно враховувати при спільному визначенні швидкостей ВРЗК, визначених з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень. Основним фактором, який спричиняє появу різниць Δ є зростання абсолютного глобального рівня моря, а також вплив солоності та вітрів.

РОЗДІЛ 4

РЕКОНСТРУКЦІЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЗА ДАНИМИ МАРЕОГРАФІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Під терміном «реконструкція» ми розуміємо відтворення тих процесів і явищ, які відбувалися в минулому. Проведення реконструкції ВРЗК найчастіше виконують з допомогою геологічних методів та з фотознімків досліджуваної території на протязі певного часу в минулому. Високоточні фотограмметричні знімки за тривалий проміжок часу дають можливість відслідковувати зміну вертикального положення об'єктів. Дослідники [89] виконували реконструкцію вертикальних рухів території кальдери Campi Flegrei (яка знаходиться на південно-західному узбережжі Італії) на протязі 1905-2009 років за результатами нівелювання, а також з допомогою фотознімків даної території. На цій території знаходяться декілька колон (територія довкола яких частково заповнена водою), в які закріплені марки. Після масштабування фотознімків, авторам вдалось прослідкувати зміну положення марок відносно рівня моря в часі, виконували реконструкцію вертикальних рухів території кальдери Campi Flegrei (яка знаходиться на південно-західному узбережжі Італії) за результатами геометричного нівелювання, а також з допомогою наземних фотознімків даної території.

4.1 Методика проведення реконструкції вертикальних рухів земної кори

Для проведення реконструкції ВРЗК ми виділили певну частину побережжя. (Рис. 4.1). Ще однією умовою при відборі мареографів є співпадіння результатів визначення ВРЗК, виконаних з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень.



Рисунок 4.1 – Розташування відібраних для дослідження мареографів

Ми обмежились використанням даних мареографів № 25 та 236, оскільки північніше них знаходиться зона розлому Nantum Fault Zone [281]. Внаслідок цього, значення трендів тих мареографів, які знаходяться вище зони розлому, значно відрізняються від значень, які отримані нижче зони розлому (Рис. 4.2).

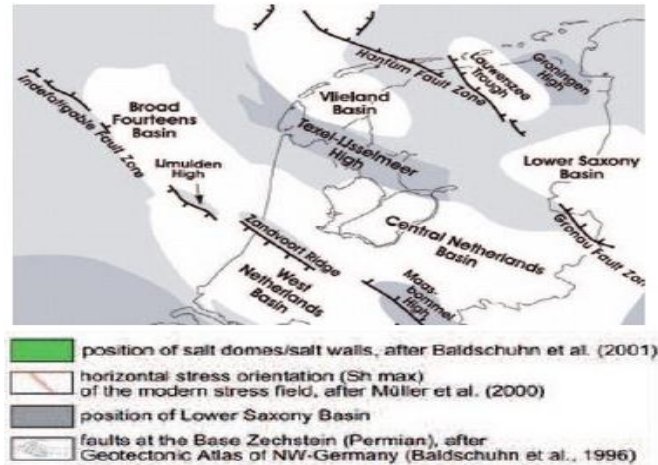


Рисунок 4.2 – Структурний контур Нідерландів [281]

Проаналізуємо як змінювались швидкість руху мареографів під дією геодинамічних факторів при осередненні результатів спостережень на різні середні епохи t_0 і за різні періоди осереднення Δt . Ми можемо обчислити значення лінійної швидкості мареографа та її середню квадратичну похибку, використовуючи вирази (3.7) та (3.8), які будуть усереднені на певну середню епоху t_0 . Для реалізації цього завдання був створений відповідний програмний продукт. Приклад обчислення лінійних швидкостей $V_{\text{мар}}$ на певну епоху t_0 в залежності від періоду усереднення результатів мареографічних спостережень Δt зображено на Рисунку 4.3.

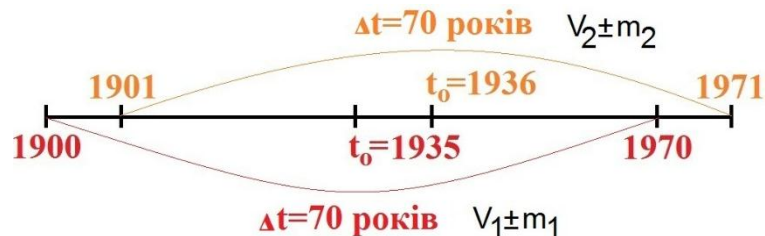


Рисунок 4.3 – Обчислення лінійних швидкостей $V_{\text{мар}}$ на певну середню епоху t_0 в залежності від періоду усереднення Δt

Зрозуміло, що зміна швидкості $V_{\text{мар}}$ залежить від періоду усереднення спостережень Δt . Дослідимо як змінюються вертикальні швидкості наших вибраних мареографів в залежності від Δt . Вихідними даними для цього служать місячні серії мареографів, взяті з сайту <http://www.psmsl.org/>. В нашому дослідженні були використані часові серії мареографів тривалості з 1900 року по 2012 рік.

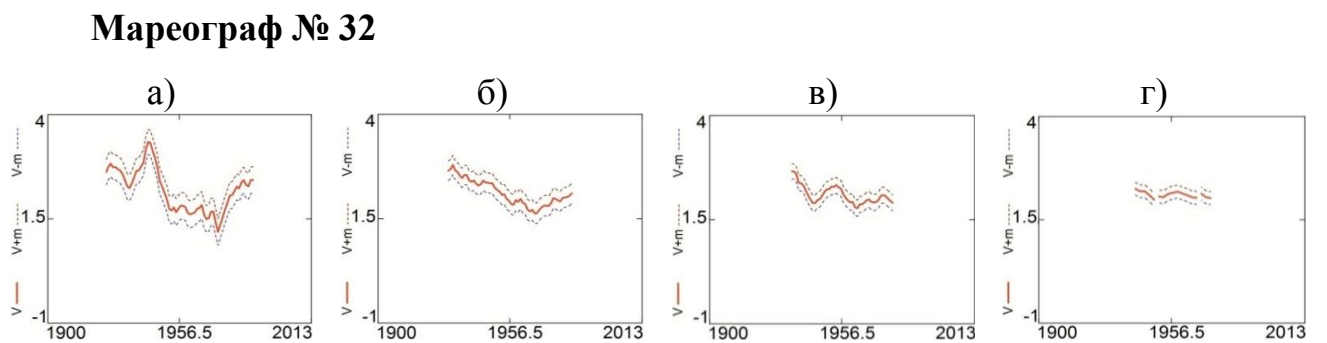
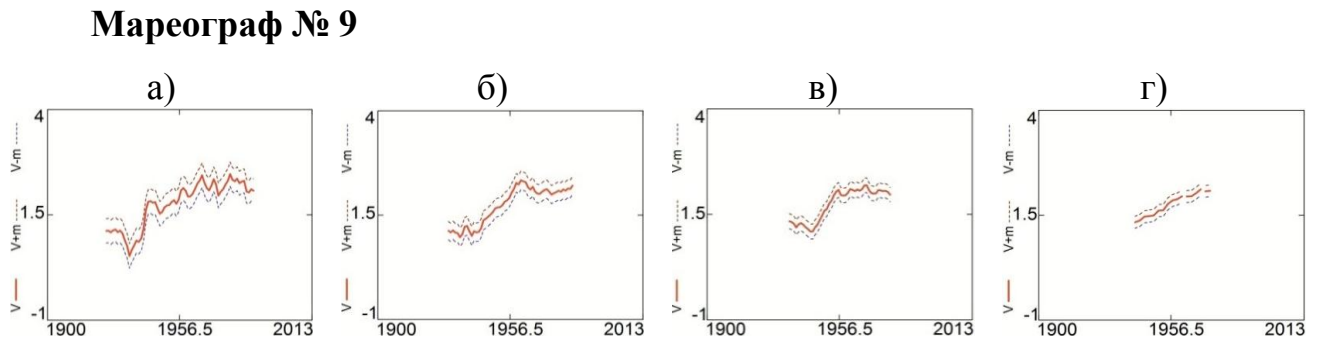
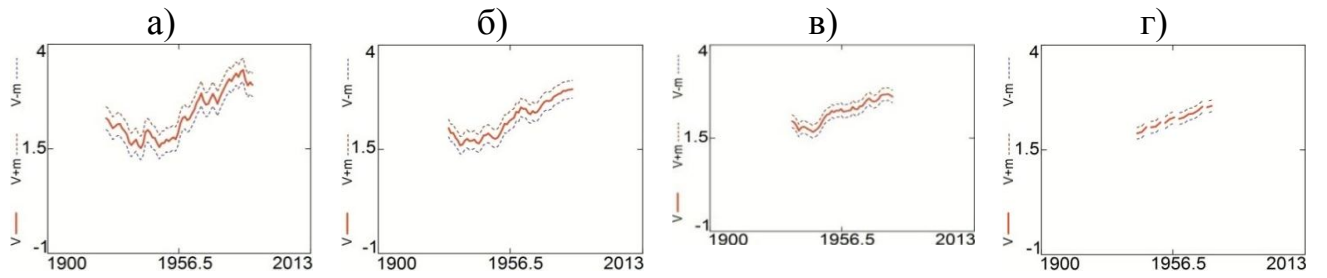
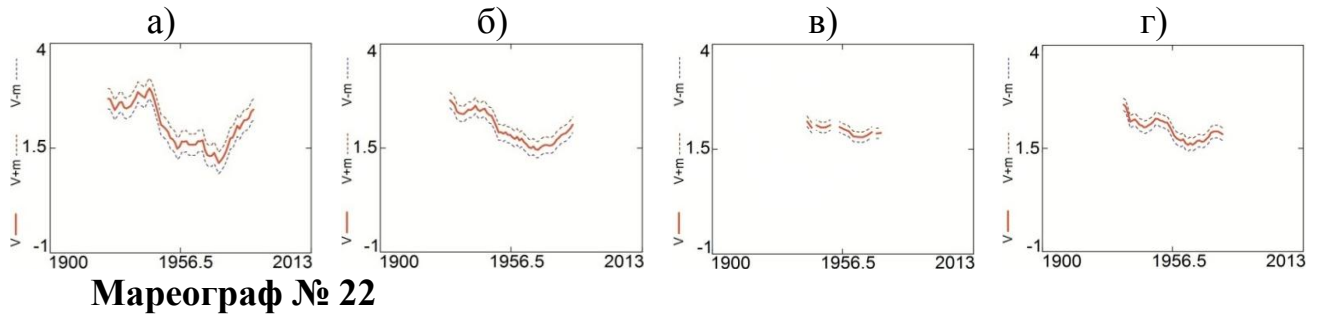
Результати обчислення зміни лінійних осереднених швидкостей в залежності від періоду усереднення Δt ($\Delta t = 50$ років – колонка а, $\Delta t = 60$ років – колонка б, $\Delta t = 70$ років – колонка в, $\Delta t = 80$ років – колонка г) зображено на Рисунку 4.4.

Поблизу мареографа № 22 немає близько розташованої GNSS-станції. Але ми відібрали його для дослідження, тому що його часова серія є схожою до часової серії сусіднього з ним мареографа № 9. А на мареографі № 9 результати визначення вертикального руху земної кори з допомогою мареографічних спостережень співпадають з результатами, визначеними з допомогою GNSS-спостережень.

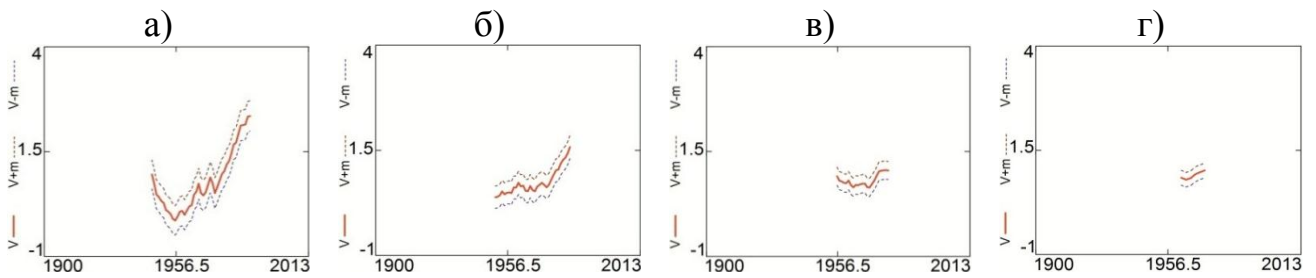
За таким же принципом ми відібрали для дослідження мареограф № 23. Його часова серія є схожою до часової серії сусіднього з ним мареографа № 32. А на мареографі № 32 результати визначення вертикального руху земної кори з допомогою мареографічних спостережень співпадають з результатами, визначеними з допомогою GNSS-спостережень.

З аналогічних міркувань ми відібрали для дослідження мареограф № 25. Його часова серія є схожою до часової серії сусіднього з ним мареографа № 236. А на мареографі № 236 результати визначення вертикального руху земної кори з допомогою мареографічних спостережень співпадають з результатами, визначеними з допомогою GNSS-спостережень.

Мареограф № 20



Мареограф № 236



Мареограф № 25

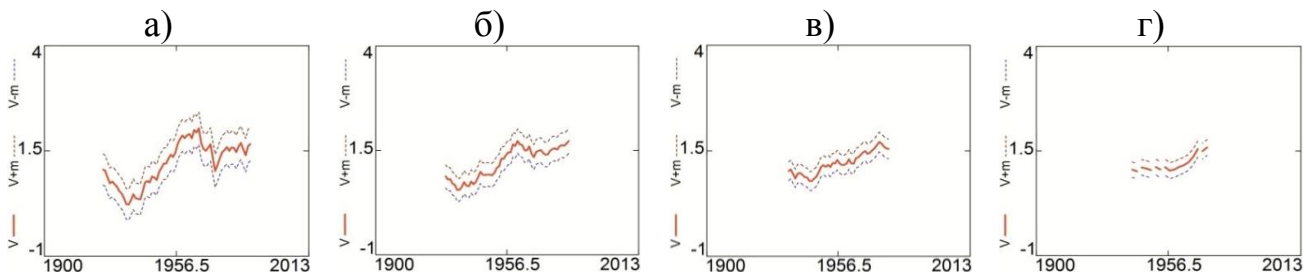


Рисунок 4.4 – Зміни осереднених швидкостей, отриманих з результатів спостережень на мареографі № 20, 22, 9, 32, 23, 236, 25 при $\Delta t = 50$ років (а), $\Delta t = 60$ років (б), $\Delta t = 70$ років (в), $\Delta t = 80$ років (г)

Проаналізувавши Рисунок 4.4, можна зробити висновок, що чим більший період усереднення Δt , тим більш згладжена крива зміни швидкості руху мареографа. Це свідчить про позбавлення відхилень, пов'язаних з регіональними факторами. Таким чином, залишковою є довгоперіодична складова зміни руху земної кори. На Рисунку 4.5 показана гістограма розподілу амплітуд вертикальних швидкостей мареографів при різних значеннях Δt .

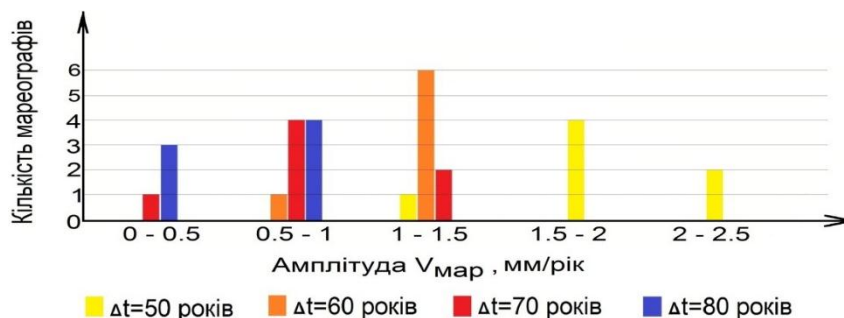


Рисунок 4.5 – Гістограма розподілу амплітуд вертикальних швидкостей мареографів при різних значення Δt

Як видно з аналізу Рисунка 4.5, чим менший період усереднення Δt , тим більше значення амплітуди швидкості. Це ще раз підтверджує, що збільшення

періоду усереднення даних дає нам можливість визначати довготривалий вплив геодинамічних факторів на швидкість руху земної кори.

При дослідженні вікових рухів земної кори, які викликані глибинною природою, нам необхідно проводити усереднення Δt за якнайдовший період спостережень. Але це є обмежено тривалістю мареографічних спостережень: при збільшенні періоду усереднення ми отримуємо коротшу часову серію усереднених результатів.

4.2 Методика визначення кінематичних параметрів вертикальних рухів тектонічного блоку

Ми припускаємо, що всі відібрані для дослідження мареографи знаходяться на одному тектонічному блоці. Апріорно прийнято, що кристалічний масив – це жорсткий тектонічний блок з лінійним полем вертикальних швидкостей.

Зміна нахилу тектонічного блоку характеризується швидкістю зміни максимального кута нахилу α і віссю нульових швидкостей (Рис. 4.6). Положення лінії нульових швидкостей, швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β є кінематичними параметрами тектонічного блоку.

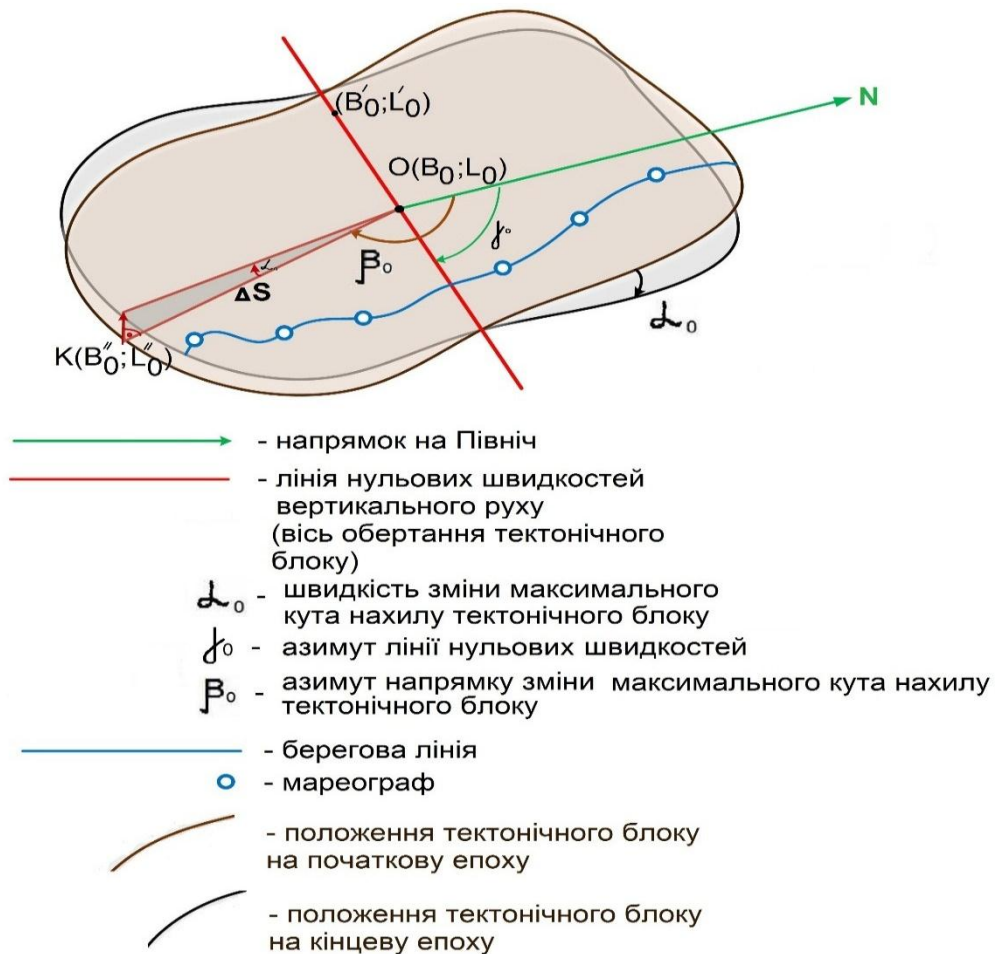


Рисунок 4.6 – Схематичне зображення тектонічного блоку та його кінематичних параметрів

Параметри кінематики тектонічного блоку визначаємо за осередненими спостереженнями мареографів за певний період Δt . Якщо вихідними даними слугують відліки мареографів, то ми можемо визначити параметри положення жорсткого тектонічного блоку. Якщо вихідними даними є швидкості вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних спостережень, то визначаємо площину вертикальних швидкостей руху мареографів або кінематики тектонічного блоку. Основним завданням є підібрати такі кінематичні параметри, які будуть мати мінімальні відхилення від осереднених швидкостей, визначених з допомогою мареографічних спостережень. Дана методика передбачає розв'язання поставленої задачі в декілька етапів методом наближень.

Нульове наближення. Нульове наближення необхідне нам для того, щоб точні методи розв'язку мали збіжність. При нульовому наближенні ми приймаємо,

що лінійна довжина одного градуса широти і градуса довготи є рівні. А координати мареографів є в плоскій прямокутній системі координат (по осі X ми маємо широту, по осі Y – довготу). Запишемо для кожного мареографа за певний період усереднення Δt на певну середню епоху t_0 наступне лінійне рівняння (4.1):

$$m \cdot B + n \cdot L + p = V_{\text{мар}} \quad (4.1)$$

де B і L – координати мареографа, $V_{\text{мар}}$ – усереднена швидкість мареографа, m, n, p – невідомі коефіцієнти. Розв'язавши систему таких лінійних рівнянь за способом найменших квадратів, знайдемо невідомі коефіцієнти m, n, p .

Знаходимо середню широту всіх відібраних для дослідження мареографів $B_{\text{сер}}$ і приймаємо її за широту шуканої точки O , яка знаходиться на лінії нульових швидкостей, тобто $B_{\text{сер}} = B_0$. Підставивши в рівняння (4.1) визначені коефіцієнти та B_0 і прирівнявши його до нуля, знаходимо значення L_0 :

$$L_0 = \frac{-m \cdot B_0 - p}{n}, \quad (4.2)$$

де $(B_0; L_0)$ – це координати точки, через яку проходить лінія нульових швидкостей.

Для визначення азимута нульових швидкостей необхідно визначити ще другу точку, через яку вона проходить. Для цього до B_0 додаємо приріст ΔB , припустимо 1° . Широта другої точки $B_0' = B_0 + \Delta B$. Для B_0' шукаємо відповідне значення L_0' , підставивши в вираз (4.2) замість B_0 значення B_0' .

Таким чином, ми отримали координати двох точок. Маючи координати цих двох точок, знаходимо азимут лінії нульових швидкостей γ_0 . Так як напрямок зміни максимального нахилу тектонічного блоку завжди є перпендикулярним до лінії нульових швидкостей, то, знайшовши азимут лінії нульових швидкостей γ_0 і додавши до нього 90° , отримаємо азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β_0 .

Для визначення швидкості зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку необхідно на напрямку зміни максимального нахилу мати дві точки. Першу точку ми вже маємо – це точка O . Тепер знаходимо другу точку, задавши до точки O приріст, наприклад, $\Delta S = 1^\circ$. Знаходимо координати точки $K(B_0''; L_0'')$ за формулами:

$$B_0'' = B_0 + \Delta S \cdot \cos \beta_0, \quad (4.3)$$

$$L_0'' = L_0 + \Delta L \cdot \sin \beta_0 \quad (4.4)$$

Підставляючи координати точки $K(B_0''; L_0'')$ в рівняння (4.1), знаходимо швидкість V_0'' в точці K . Маючи величину швидкості в точці K , можемо розглянути відповідний прямокутний трикутник і знайти швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α_0 .

Знайдені таким чином параметри тектонічного блоку (координати точки $O(B_0; L_0)$, яка знаходиться на лінії нульових швидкостей, швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α_0 та азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β_0) служать вихідними даними для першого наближення.

Перше наближення – це метод точного розв'язку, який передбачає пошук оптимального положення тектонічного блоку відносно мареографів і їх швидкостей, з врахуванням того, що ми маємо географічні координати мареографів $(B_i; L_i)$ і мареографи, розташовані на сфері.

Швидкість руху тектонічного блоку в довільній точці з заданими координатами відносно лінії нульових швидкостей знаходиться за формулою (4.5):

$$V = \alpha \cdot d \cdot \cos \beta, \quad (4.5)$$

де α – швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку (рад/рік), β – це азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку, d – відстань між точками.

Для знаходження α , β , d скористаємось відомими формулами.

Для двох точок з координатами $(B_1; L_1)$, $(B_2; L_2)$, які знаходяться на сфері є відомі формули для знаходження відстані між ними та азимута напрямку.

$$d = R \cdot \sqrt{(B_2 - B_1)^2 + q^2 \cdot (L_2 - L_1)^2}, \quad (4.6)$$

де R – радіус Землі рівний 6371 км,

$$q = \frac{B_2 - B_1}{\Delta\varphi}, \quad (4.7)$$

$$\Delta\varphi = \ln \left(\frac{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_2}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_1}{2}\right)} \right) \quad (4.8)$$

У випадку, якщо точки B_1 і B_2 лежать на одній широті, то формула для обчислення параметра q матиме вигляд (4.9):

$$q = \cos(B_1) \quad (4.9)$$

Азимут напрямку обчислюється за наступним виразом

$$\beta = \arctan\left(\frac{L_2 - L_1}{\Delta\varphi}\right) \quad (4.10)$$

Підставивши вирази (4.6), (4.7), (4.8), (4.10) у рівняння (4.5) матимемо загальну формулу (4.11) для знаходження швидкості в будь-якій точці

$$V = \alpha \cdot \left(R \cdot \sqrt{(B_i - B_1')^2 + \frac{(B_i - B_1')^2}{\left(\ln \left(\frac{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_i}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_1'}{2}\right)} \right)\right)^2} \cdot (L_i - L_1')^2} \cdot \cos \left(\arctan \left(\frac{L_i - L_1'}{\ln \left(\frac{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_i}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_1'}{2}\right)} \right)} \right) \right) \right)^{-\beta + \begin{cases} 0, (B_2 > B_1) \\ \pi, (B_1 > B_2) \end{cases}} \quad (4.11)$$

де B_i і B_1' – це значення широт i -того мареографа і точки O , яке визначене в нульовому наближенні (точка O знаходиться на лінії нульових швидкостей).

Для кожного мареографа з рівняння (4.11) знаходимо наближені значення швидкостей $v_{\text{набл}}$. За результатами вимірювань вертикальних швидкостей мареографів $V_{\text{вим}}$ та наближених значень швидкостей $v_{\text{набл}}$ складаємо цільову функцію для всіх мареографів

$$f(B, L, \beta, \alpha) = \sum_{i=1}^n (V_{\text{вим}} - V_{\text{набл}})^2, \quad (4.12)$$

де n – кількість мареографів.

Для знаходження мінімуму функції $\sum (V_{\text{вим}} - V_{\text{набл}})^2 = \min$ можна використати метод найменших квадратів. Але у нашому випадку розв'язки за способом найменших квадратів дають незадовільні результати в зв'язку з тим, що поверхня функції (4.12) має багато локальних екстремумів. Тому пошук мінімуму функції здійснюватимемо методом спряжених градієнтів, який був запропонований Р. Флетчером та К. Рівсом в 1964 році. Даний метод використовує перші та другі похідні функції [213]. В результаті виконання даної ітерації ми отримуємо оптимальні значення шуканих параметрів тектонічної плити: $B_{\text{опт}}, L_{\text{опт}}, \alpha_{\text{опт}}, \beta_{\text{опт}}$.

Друге наближення (розв'язок за способом найменших квадратів). Вихідними даними для другого наближення слугують оптимальні результати параметрів плити $B_{\text{опт}}, L_{\text{опт}}, \alpha_{\text{опт}}, \beta_{\text{опт}}$, одержані в першому наближенні.

Ця ітерація необхідна для перевірки збіжності отриманих результатів та їх оцінки точності за допомогою способу найменших квадратів. На основі рівняння (4.11) складаємо рівняння поправок (4.13)

$$\frac{\partial V}{\partial B_1} \cdot \delta B_1 + \frac{\partial V}{\partial L_1} \cdot \delta L_1 + \frac{\partial V}{\partial \alpha} \cdot \delta \alpha + \frac{\partial V}{\partial \beta} \cdot \delta \beta + (V_{\text{вим}} - V_{\text{набл}}) = 0 \quad (4.13)$$

Знаходимо часткові похідні до рівняння поправок (4.13).

Якщо $B_i - B_{\text{опт}} > 0$, тоді

$$\frac{\partial V}{\partial B_1} = \frac{R \cdot \alpha \cdot \left(\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_{\text{опт}}}{2}\right) + 1 \right) \cdot \ln(p)^2 \cdot (B_{\text{опт}} - B_i)^2 \cdot (\sin(k) \cdot (L_{\text{опт}} - L_i) \cdot \ln(p)^3 + \cos(k) \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2)}{2 \cdot \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_{\text{опт}}}{2}\right) \cdot \ln(p)^2 \cdot \ln(p)^3 \cdot (B_{\text{опт}} - B_i)^2 \cdot (\ln(p)^2 + (L_{\text{опт}} - L_i)^2)} - \frac{2 \cdot R \cdot \alpha \cdot \cos(k) \cdot (B_i - B_{\text{опт}}) \cdot \ln(p)^3 \cdot \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_{\text{опт}}}{2}\right) \cdot (\ln(p)^2 + (L_{\text{опт}} - L_i)^2)}{2 \cdot \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_{\text{опт}}}{2}\right) \cdot \ln(p)^2 \cdot \ln(p)^3 \cdot (B_{\text{опт}} - B_i)^2 \cdot (\ln(p)^2 + (L_{\text{опт}} - L_i)^2)} \quad (4.14)$$

$$\frac{\partial V}{\partial L_1} = \frac{R \cdot \alpha \cdot (\sin(k) \cdot \ln(p)^2 - \cos(k) \cdot \ln(p) \cdot (L_i - L_{\text{опт}}))}{\ln(p) \cdot (\ln(p)^2 + (L_{\text{опт}} - L_i)^2)} \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial \alpha} = R \cdot \cos(k) \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial V}{\partial \beta} = R \cdot \alpha \cdot \sin(k) \quad (4.17)$$

$$\text{де } k = \left(-\beta - a \tan\left(\frac{L_{\text{опт}} - L_i}{\ln p}\right) \right) \cdot \sqrt{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 + \frac{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2}{\ln p^2}} \quad (4.18)$$

$$p = \frac{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_i}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{B_{\text{опт}}}{2}\right)} \quad (4.19)$$

Якщо $B_i - B_{\text{опт}} < 0$, то в цьому випадку похідні по відповідних величинах

$\frac{\partial V}{\partial B_i}, \frac{\partial V}{\partial L_1}, \frac{\partial V}{\partial \alpha}, \frac{\partial V}{\partial \beta}$ можна обчислити за аналогічними формулами (4.14) – (4.17),

тільки поставивши перед ними знак «-».

Якщо $B_i = B_{\text{опт}}$, а $L_i - L_{\text{опт}} > 0$, то,

$$\frac{\partial V}{\partial B_i} = \frac{R \cdot \alpha \cdot \sin \beta \cdot (\cos(B_{\text{опт}}) \cdot \sin(B_{\text{опт}}) \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2 - B_{\text{опт}} + B_i)}{\sqrt{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 + \cos(B_{\text{опт}})^2 \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2}} \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial V}{\partial L_1} = \frac{R \cdot \alpha \cdot \sin \beta \cdot \cos(B_{\text{опт}})^2 \cdot (L_i - L_{\text{опт}})}{\sqrt{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 + \cos(B_{\text{опт}})^2 \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2}} \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial V}{\partial \alpha} = R \cdot \sin \beta \cdot \sqrt{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 + \cos(B_{\text{опт}})^2 \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2} \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial V}{\partial \beta} = R \cdot \alpha \cdot \cos \beta \cdot \sqrt{(B_{\text{опт}} - B_i)^2 + \cos(B_{\text{опт}})^2 \cdot (L_{\text{опт}} - L_i)^2} \quad (4.23)$$

Якщо $B_i = B_{\text{опт}}$, а $L_i - L_{\text{опт}} < 0$, то в цьому випадку похідні по відповідних величинах $\frac{\partial V}{\partial B_i}, \frac{\partial V}{\partial L_1}, \frac{\partial V}{\partial \alpha}, \frac{\partial V}{\partial \beta}$ можна обчислити за аналогічними формулами (4.20) – (4.23), тільки поставивши перед ними знак «-».

Складаємо рівняння поправок (4.13) для всіх мареографів. З розв'язку рівнянь поправок знаходимо поправки в оптимальні координати $B_{\text{опт}}, L_{\text{опт}}, \alpha_{\text{опт}}, \beta_{\text{опт}}$ та виконуємо їх оцінку точності. Якщо поправки не значно перевищують точність визначення невідомих, то отримані результати мають повну збіжність. У випадку

значного перевищення поправок над параметрами точності, ми отримуємо нестійкий розв'язок. У цьому випадку необхідно повторити розрахунки з новими нульовими наближеннями. Для цього в нульовому наближенні потрібно вибрати нову вихідну точку O (Рис. 4.7) з координатами $(B_0''; L_0'')$ за виразами:

$$B_0'' = B_0 \pm \frac{B_{\max} - B_{\min}}{3} \quad (4.24)$$

$$L_0'' = L_0 \pm \frac{L_{\max} - L_{\min}}{3} \quad (4.25)$$

де $B_{\max}, L_{\max}, B_{\min}, L_{\min}$ - відповідні максимальні і мінімальні значення координат мареографів.

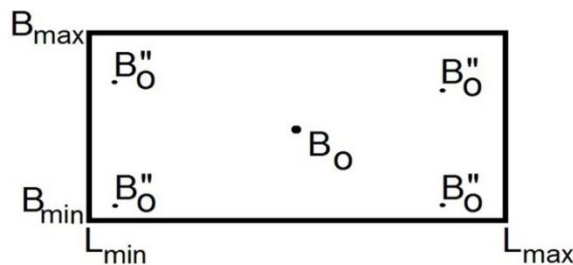


Рисунок 4.7 – Вибір вихідних точок при нестійкому розв'язку системи рівнянь

З виразів (4.24) і (4.25) і з Рисунка 4.7 видно, що таких точок може бути 4. Послідовно повторюємо процес визначення координат на збіжність. Для кожної з вибраних точок виконуємо процедуру визначення параметрів блоку і умови її збіжності. Результат, який виконує умови збіжності – є кінцевий.

В результаті отримуємо кінцеві значення координати точки $O(B_1; L_1)$, яка знаходиться на лінії нульових швидкостей, швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α та азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β з їх оцінкою точності.

4.3 Апробація методики на прикладі тектонічного масиву Авалонія

Проведемо реконструкцію вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних спостережень для північної частини території Європи, а саме для території Авалонії, яка включає в себе територію Нідерландів. Для проведення дослідження ми припустили, що мареографи знаходяться на одному жорсткому

тектонічному блоці. Підставою для цього служив фрагмент геологічної карти Європи, який зображено на Рисунку 4.8.



Рисунок 4.8 – Фрагмент геологічної карти Європи

Для ілюстрації визначення кінематичних параметрів тектонічного блоку в Таблиці 4.1 приведені вихідні дані за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень $\Delta t = 70$ років на середню епоху $t_0 = 1957$ рік для всіх досліджуваних мареографів.

Таблиця 4.1

Вихідні дані для розрахунку кінематичних параметрів тектонічного блоку за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень $\Delta t = 70$ років на середню епоху $t_0 = 1957$ рік

№ п/п	№ мар.	B, °	L, °	Необхідна тривалість спостережень (роки) для визначення $m_{V_{\text{мар}}} \leq 0,3 \text{ мм/рік}$	Δt , років	t_0 , рік	$V_{\text{мар}}$, мм/с	$m_{V_{\text{мар}}}$, мм/с
1	20	51,442	3,596	45	70	1957	-1,816	0,152
2	22	51,978	4,120	47	70	1957	-2,211	0,173
3	9	51,918	4,250	47	70	1957	-1,962	0,175
4	32	52,462	4,555	52	70	1957	-2,114	0,192
5	23	52,964	4,745	52	70	1957	-1,606	0,203
6	256	53,363	5,22	55	70	1957	-0,808	0,216
7	25	53,176	5,409	55	70	1957	-1,204	0,231

Обчислимо зміни кінематичних параметрів тектонічного блоку Авалонія за результатами осереднених результатів спостережень на мареографах, які

знаходяться на досліджуваній території. Для прикладу, в Таблиці 4.2 представлено результати обчислення кінематичних параметрів тектонічного блоку способом наближень на середню епоху $t_0 = 1957$ рік при $\Delta t = 70$ років. Вихідними даними для цього слугували результати, представлені в Таблиці 4.1.

Таблиця 4.2

Результати обчислення кінематичних параметрів тектонічного блоку способом наближень за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень при $\Delta t = 70$ років на середню епоху $t_0 = 1957$ рік

	Нульове наближення	Перше наближення	Друге наближення
V, рад	0,9901	0,9292	0,9292±0,0005
L, рад	0,8477	0,7006	0,7006±0,0008
α, рад/рік	-0,0006	-0,0002	-0,0002±0,000138
β, рад	4,3903	3,9869	3,9869±0,00004
С.к.п. визначення швидкості мареографа, мм/рік			0,39

Аналогічним чином були визначені кінематичні параметри блоку при $\Delta t = 80, 60, 50$ років на середні епохи, починаючи з $t_0 = 1935$ рік по $t_0 = 1987$ рік.

Фрагмент зміни швидкості зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α та азимута напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β за період з 1935 по 1940 рік при $\Delta t = 70$ років на різні середні епохи спостережень t_0 приведений в Таблиці 4.3.

Таблиця 4.3

Фрагмент зміни швидкості зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α та азимута напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β при $\Delta t = 70$ років за період з 1935 по 1940 рік

t_0 , рік	1935	1936	1937	1938	1939	1940
V, рад	0,919962	0,919964	0,919634	0,919497	0,919493	0,913120
L, рад	0,198799	0,203020	0,194123	0,177495	0,177088	0,113001

α , рад/рік	-0,000983	-0,000934	-0,000923	-0,000936	-0,000953	-0,000901
β , рад	4,025189	4,040431	4,084488	4,147979	4,172175	4,181422
m_B , рад	0,000691	0,000729	0,000734	0,000681	0,000636	0,000553
m_L , рад	0,000929	0,000952	0,000873	0,000707	0,000625	0,000137
m_α , рад/рік	0,000198	0,000199	0,000198	0,000187	0,000178	0,000402
m_β , рад	0,000013	0,000014	0,000014	0,000013	0,000013	0,000004
m_V , мм/рік	0,48	0,48	0,48	0,44	0,42	0,42

Результати зміни параметрів α і β при $\Delta t=70$ років за період з 1935 по 1977 рік представлені на Рисунку 4.9.

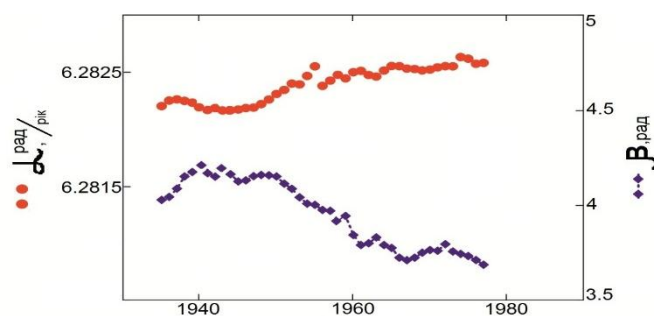


Рисунок 4.9 – Зміна параметрів α і β при $\Delta t=70$ років для тектонічного блоку Авалонія

З аналізу Рисунка 4.9 можна зробити висновок, що азимут β змінюється в межах від 4,03 до 3,68 рад, швидкість зміни максимального кута нахилу α змінюється в межах від -0,000938"/рік до -0,000604"/рік. Швидкість опускання тектонічного блоку також спадає (див. Табл. 3). Це свідчить про те, що інтенсивність рухів земної кори зменшувалась з часом. Крім цього, нами виконані аналогічні дослідження для різних значень Δt , а саме: $\Delta t=80, 60, 50$ років. Зміна α та β для заданих значень Δt зображені на Рис. 4.10.

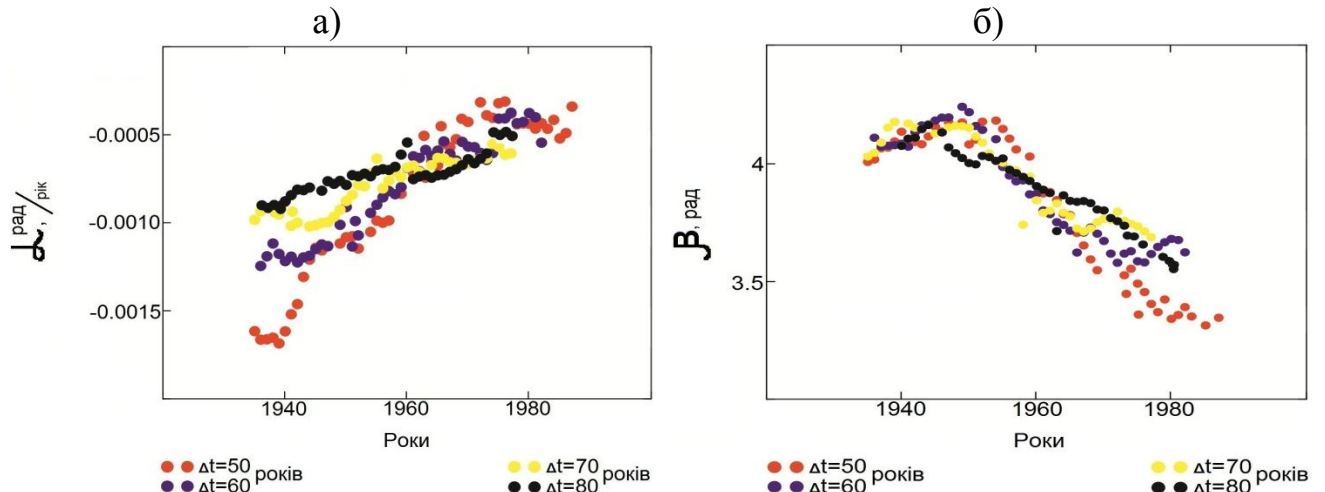


Рисунок 4.10 – Зміна α (а) та β (б) при $\Delta t=50, 60, 70$ та 80 років

Як видно з аналізу Рисунок 4.10, зі зменшенням періоду усереднення результатів мареографічних спостережень Δt , амплітуда швидкості зміни максимального кута нахилу α зростає, а при збільшенні періоду усереднення Δt - амплітуда зменшується. Швидкість зміни максимального кута нахилу α зменшується зі збільшенням періоду усереднення Δt . Зміна азимута напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β практично не залежить від періоду усереднення Δt .

При обчисленні параметрів блоку ми також отримали інформацію про положення точки $O(B_1; L_1)$, яка знаходиться на лінії нульових швидкостей. Положення ліній нульових швидкостей за період $t_0=1935, 1945, 1955, 1965$ та 1975 рік при $\Delta t=50$ років (Рис. 4.11а), 60 років (Рис. 4.11б), 70 років (Рис. 4.11в) та 80 років (Рис. 4.11г) зображена на Рисунок 4.11.



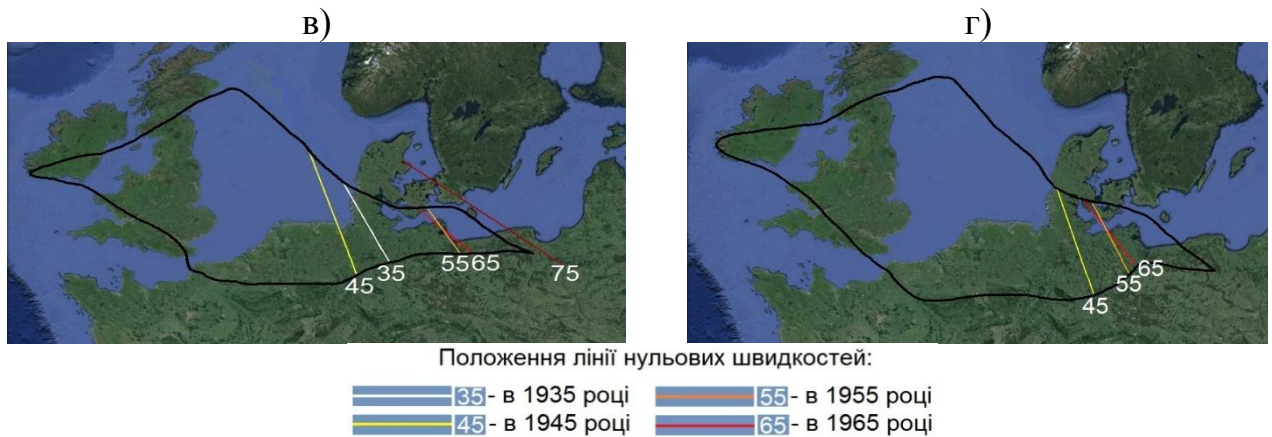
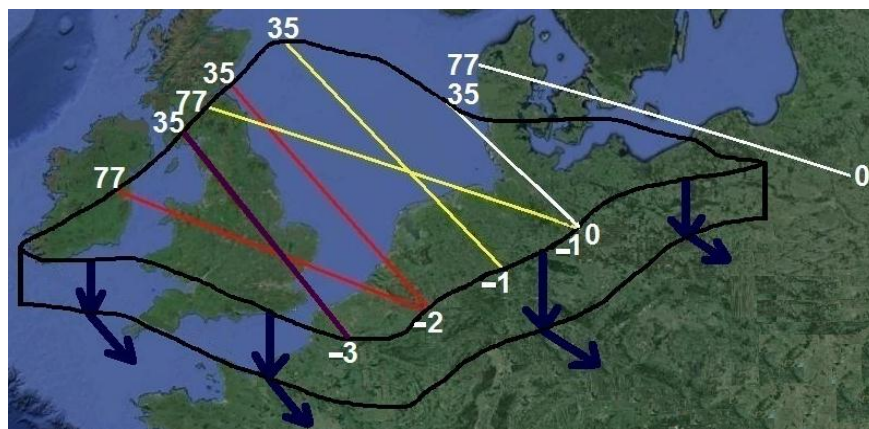


Рисунок 4.11 – Положення лінії нульових швидкостей за період $t_0=1935$, 1945, 1955, 1965 та 1975 рік при $\Delta t=50$ (а), 60 (б), 70 (в) та 80 (г) років

Як видно з аналізу Рисунка 4.11, відстань між лініями нульових швидкостей при збільшенні періоду усереднення Δt зменшується. До прикладу, відстань між лініями нульових швидкостей в 1955 і 1965 році при $\Delta t=50$ років становила близько 330 км, а при $\Delta t=80$ років – близько 50 км. Швидкість руху лінії нульових швидкостей при $\Delta t=50$ та $\Delta t=80$ років змінюється в межах від 13 до 8 км/рік. Самі ж лінії нульових швидкостей рухаються в східному напрямку.

За результатами осереднення при $\Delta t=70$ років, на Рис. 4.12 представлено зміну лінійного поля швидкостей вертикальних рухів земної кори тектонічного блоку Авалонія на середні епохи $t_0=1935$ рік та $t_0=1977$ рік. Синіми стрілками схематично показано просторовий рух тектонічного блоку по вертикалі і зміщення азимута напрямку максимального нахилу лінійного поля швидкостей.



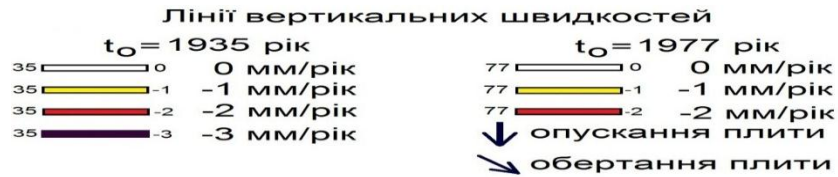


Рисунок 4.12 – Зміна лінійного поля швидкостей вертикальних рухів земної кори тектонічного блоку Авалонія на середні епохи t₀=1935 та 1977 рік при Δt=70 років

Видно, що лінії швидкостей на середню епоху t₀=1935 рік представляють значно інтенсивніші рухи земної кори, ніж лінії швидкостей на середню епоху t₀=1977 рік. Це свідчить про просторове сповільнення вертикальних рухів земної кори. Відбувається сповільнене опускання тектонічного блоку в південно-західному напрямку. Напрямок максимального кута нахилу лінійного поля швидкостей зміщується в південно-західному напрямку. Вісь нульових швидкостей протягом усього періоду спостереження мігрує в межах східної частини плити, а на середню епоху t₀=1977 рік виходить за межі поверхневого трасування масиву.

На Рисунку 4.13 приведено результати просторової часової зміни вертикальних рухів земної кори тектонічного блоку Авалонія. Для цього використано просторову часову інтерполяцію швидкостей вертикальних рухів земної кори на середні епохи t₀=1940, 1955 та 1970 рік за результатами осереднення Δt=70 років. При цьому інтерполяція виконувалась за результатами визначених параметрів кінематики блоку на всі середні епохи t₀: починаючи з 1935 по 1977 рік з вилученими результатами на середні епохи t₀=1940, 1955 та 1977 роки. Інтерполяція виконувалась з використанням ваг за виразом (4.26):

$$P_{ij} = \frac{1}{m^2_{v_{map_i}} \cdot (t_m - t_n) \cdot S_{ij}}, \quad (4.26)$$

де j – точка, для якої виконується інтерполяція; i – точка з відомою швидкістю на епоху усереднення вихідних даних (спостереження мареографів); t_m

– епоха усереднення спостережень мареографа, де $1935 < m < 1977$ рік; t_n – середня епоха інтерполяції (1940, 1955 та 1977 рік); S_{ij} – відстань від точки j до точки i ; $m_{V_{\text{мар}i}}$ – середня квадратична похибка визначення швидкості $V_{\text{мар}}$ в точці i .

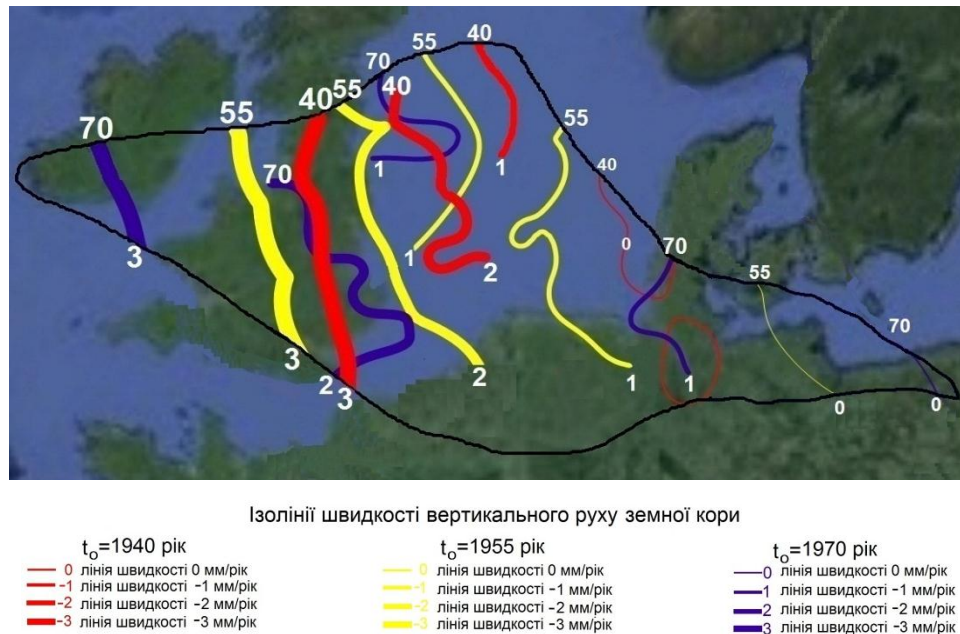


Рисунок 4.13 – Зміна в часі поля швидкостей вертикальних рухів земної кори тектонічного блоку Авалонія на середині епохи $t_0 = 1940, 1955$ та 1970 рік при $\Delta t = 70$ років

Дана схема також підтверджує послаблення інтенсивності вертикальних рухів земної кори за період осереднення $\Delta t = 70$ років. Лінія нульових швидкостей зміщується в східному напрямку.

Згідно результатів досліджень [140], які автори отримали після проведення серій нівелювання на території Нідерландів, автори виявили, що досліджувана територія осідає вздовж осі нахилу, яка простягається в напрямку до Північного моря з північно-східної до південно-західної частини країни. В західному напрямку йде опускання території Нідерландів, а в південно-східному – підйом. Також автори помітили, що ці рухи співпадають з добре відомими тектонічними структурами даного регіону, такими як Roer Valley Graben, Peel High та Zuiderzee Basin (Рис. 4.14).

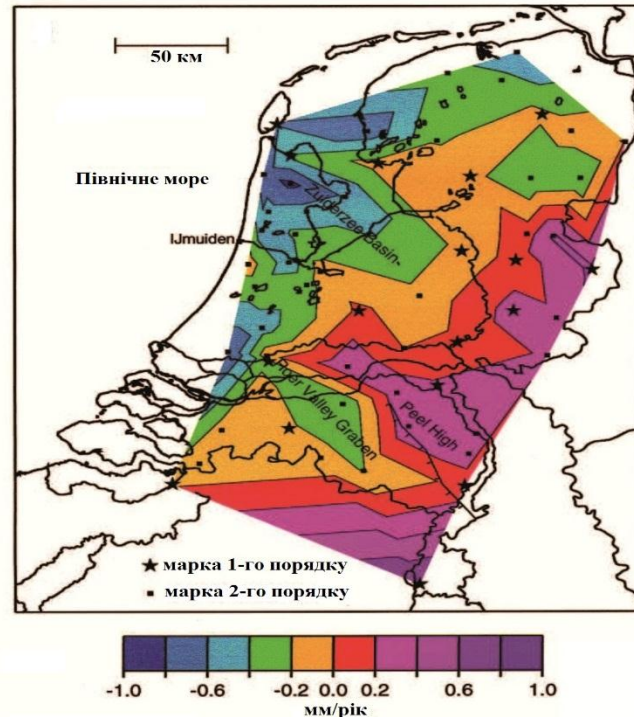


Рисунок 4.14 – Результати визначення вертикальних рухів на території Нідерландів, отримані при нівелюванні ґрунтових реперів та тектонічна структури даного регіону [140]

В дослідженнях [77] автори визначили середній річний вертикальний рух північної Європи відносно рівня моря. Для дослідження вони відбирали навіть ті мареографи, спостереження на яких проводились 10 років. Згідно їхніх досліджень, положення лінії нульових швидкостей практично співпадає з нашими результатами визначення положення цієї лінії. Згідно моделі швидкостей NKG_RF03vel [205], яка визначена з результатів мареографічних вимірів, повторних нівелювань і спостережень на GNSS-станціях, видно, що лінія нульових швидкостей вертикальних рухів практично співпадає з нашими результатами (Рис. 4.15).

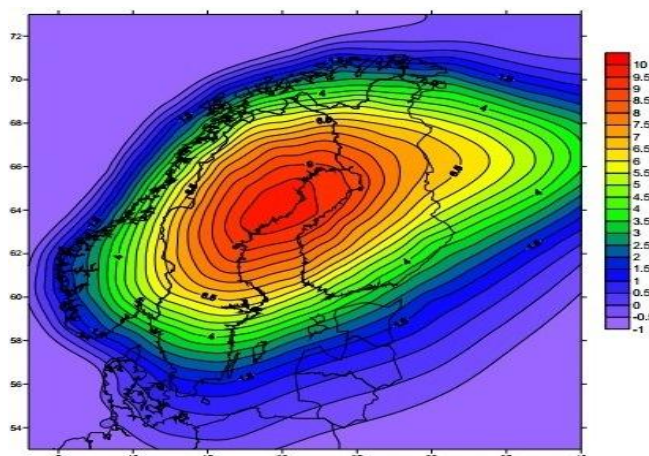


Рисунок 4.15 – Модель NKG_RF03vel руху вертикальних швидкостей (мм/рік) [205]

Дані, отримані нами, співпадають з результатами гляціологічних досліджень [223] північної частини Європи (Рис. 4.16). Автори досліджували рух льодовика протягом Четвертинного періоду – останнього періоду Кайнозойської ери. Границя зледеніння Weichselian співпадає з положенням лінії нульових швидкостей, визначеним в наших дослідженнях. Подальше переміщення льодовика призвело до підняття території, яка розташована на схід від лінії нульових швидкостей, тобто сучасної території Фенноскандії.

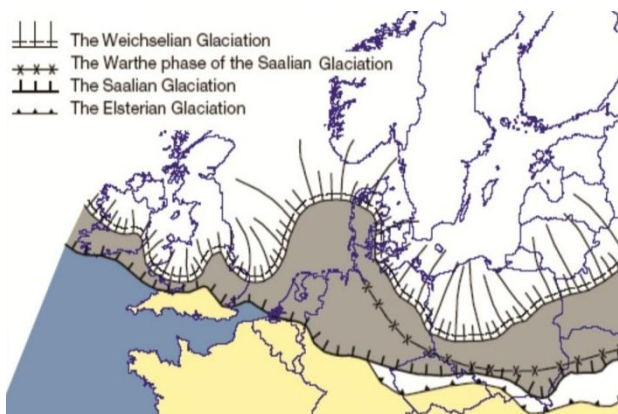


Рисунок 4.16 – Фрагмент протяжності льодовикового щита на території Європи, згідно досліджень [223]

4.4 Апробація методики на прикладі північної частини території Європи

Вихідними даними для проведення реконструкції вертикальних рухів земної кори служили часові серії відібраних мареографів. На Рисунку 4.17а зображений приклад безперервних часових рядів спостережень на мареографі Кемі (Фінляндія)

без розривів у записі даних. Такі мареографи були відібрані для проведення дослідження. На Рисунку 4.17б зображений приклад часових рядів спостережень на мареографі Andenes (Норвегія), які містять розриви в записі даних. Мареографи зі схожими часовими серіями не були відібрані для проведення дослідження. Вихідними даними для побудови графіків є середньомісячні значення рівня моря. Ще одним критерієм при відборі мареографів була збіжність результатів, а саме: результати визначення вертикальних рухів земної кори з допомогою відібраних мареографів повинні співпадати з результатами визначення вертикальних рухів земної кори з допомогою GNSS-станцій, розташованих неподалік [277]. Якщо поблизу мареографа немає близько розташованої GNSS-станції, але його часова серія є за динамікою подібна до часової серії сусіднього з ним мареографа (у випадку якщо на цьому мареографі результати визначення вертикального руху земної кори з допомогою мареографічних спостережень співпадають з результатами, визначеними з допомогою GNSS-спостережень), ми також відбирали і його.

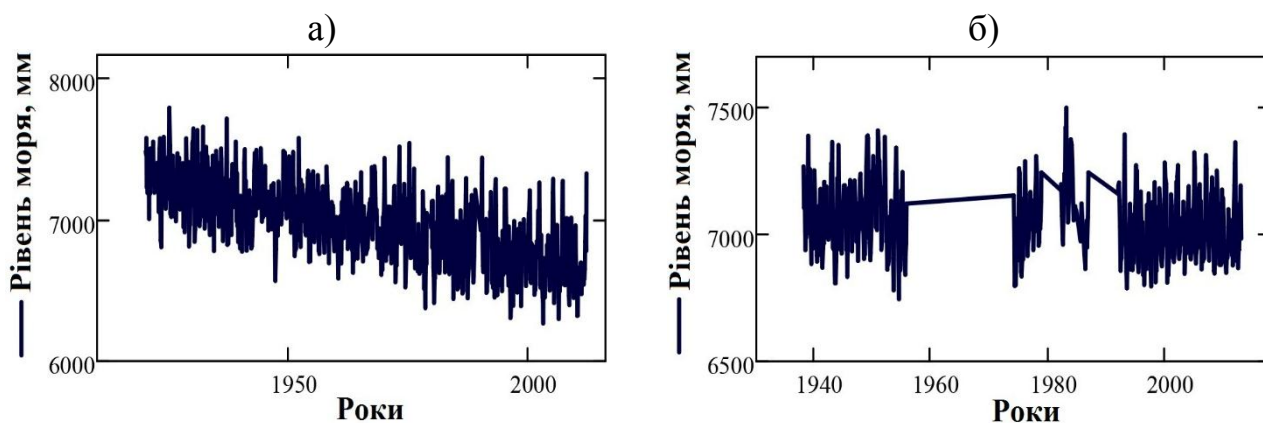


Рисунок 4.17 – Приклад безперервної часової серії на мареографі Кемі (Фінляндія) (а) та часової серії з перервами у записі даних на мареографі Andenes (Норвегія) (б)

Всі відібрані мареографи знаходяться в межах чотирьох блоків (Рис. 4.18) згідно тектонічного районування території Європи. Ці плити були створені в різні геологічні періоди і ми припускаємо, що вони мають різну кінематику.

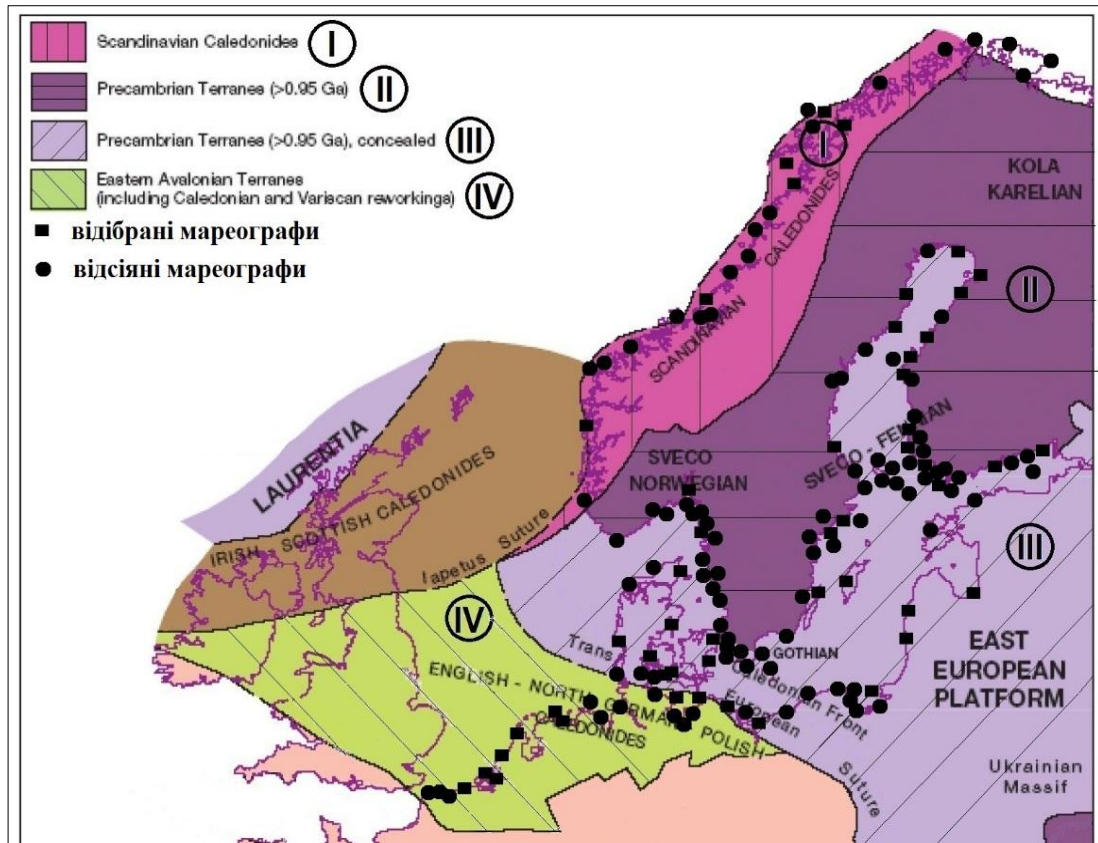


Рис. 4.18 – Тектонічне районування території Європи з позначенням мареографів на ній

Перший тектонічний блок охоплює територію Scandinavian Caledonides – переважно прямолінійна зона 1800 км завдовжки з простою структурою [231]. Каледонська складчастість являє собою еру тектогенезу, що проявився у сукупності геологічних процесів у вигляді інтенсивної складчастості, гороутворення та гранітоїдного магматизму в кінці раннього — на початку середнього палеозою (500-400 млн. років).

Період Докембрію триває від походження Землі (як вважають деякі дослідники – це було близько 4,600 мільйонів років тому) до близько 570 мільйонів років тому, що становить майже дев'яносто відсотків геологічного часу [211].

East European Platform — складна тектонічна структура. В її будові виділяють два структурні поверхи. Нижній поверх — давній фундамент платформи, який складається з кристалічних порід докембрію. Верхній поверх складається з осадочних гірських порід від рифейського до антропогенового (четвертинного) віку.

Avalonia, найбільший террейн часу пери-Гондвани, простягається від Нової Англії і атлантичного узбережжя Канади (West Avalonia) до південної Англії і Брабант (East Avalonia). Еволюція Avalonia має сім основних елементів: (1) розвиток ювенільної кори від 1,2 до 1,0 Ga, (2) на ранній стадії дуги (до 650 млн років тому), (3) акреції Гондвани близько 650 млн років, (4) основної фази дуги (640-570 млн років), (5) його перехід до платформи (570-540 млн років), (6) рифтингу Avalonia від Гондвани (близько 515 млн років тому), і (7) його аккреція до Лаврентію (близько 440 млн років тому) [195].

Як видно з аналізу Рисунка 4.18, жоден з мареографів, які розташовані на території Англії та Ірландії не був відібраний. Причинами цього є незначна тривалість часових серій на мареографах, відсутність поблизу розташованих GNSS-станцій (для перевірки збіжності результатів визначення вертикальних рухів земної кори за допомогою мареографічних та GNSS-спостережень) та розриви у записах даних.

Проведемо реконструкцію вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних спостережень для північної частини Європи, а саме для території, яка включає в себе територію Норвегії, Швеції, Фінляндії, Естонії, Латвії, Литви, Польщі, Німеччини, Данії та Нідерландів (Рис. 4.18). Римськими цифрами позначено тектонічні блоки, для яких виконувалася реконструкція вертикальних рухів земної кори і в межах яких були відібрані мареографи. Для ілюстрації визначення кінематичних параметрів в Таблиці 4.4 приведені вихідні дані за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень років на середню епоху $t_0 = 1970$ рік для всіх досліджуваних мареографів.

Таблиця 4.4

Вихідні дані для розрахунку кінематичних параметрів тектонічних блоків I, II, III та IV за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень $\Delta t = 70$ років на середню епоху $t_0 = 1970$ рік (початок спостережень – 1940 рік, кінець спостережень – 2000 рік)

№	№ мареографа	B,°	L,°	Необхідна тривалість спостережень (роки) для визначення $m_{V_{\text{мар}}} \leq 0,3$	$V_{\text{мар}}$, мм/с	$m_{V_{\text{мар}}}$, мм/с
Тектонічний блок I						
1	58	60,40	5,32	50	0,20	0,24
2	313	63,43	9,10	56	1,86	0,28
3	62	59,91	10,74	62	3,48	0,32
Тектонічний блок II						
1	179	58,35	11,22	50	1,75	0,25
2	69	57,37	17,10	61	1,17	0,34
3	68	58,74	17,87	61	2,45	0,35
4	78	59,32	18,08	60	3,54	0,35
5	2105	57,64	18,28	62	0,73	0,33
6	88	63,99	20,90	69	7,50	0,41
7	285	62,34	21,22	72	6,67	0,41
8	203	64,92	21,23	71	7,70	0,41
9	172	61,59	21,46	67	5,62	0,39
10	57	63,08	21,57	66	6,99	0,42
11	194	63,71	22,69	71	7,10	0,41
12	240	64,67	24,41	72	6,51	0,42
13	229	65,67	24,52	74	7,07	0,43
14	14	60,15	24,96	68	1,33	0,41
15	79	65,04	25,42	70	6,47	0,43
16	315	60,56	27,18	74	0,96	0,44
Тектонічний блок III						
1	80	55,46	8,44	67	-1,28	0,41
2	81	55,56	9,75	36	-1,03	0,15
3	76	56,15	10,22	42	-0,60	0,19
4	98	55,29	10,83	40	-1,07	0,18
5	113	55,33	11,14	43	-0,79	0,18
6	120	54,57	11,93	48	-1,05	0,21
7	119	56,09	12,46	53	-0,57	0,26
8	82	55,71	12,60	50	-0,71	0,24
9	2	53,92	14,23	54	-1,49	0,28
Тектонічний блок IV						
1	20	51,44	3,60	45	-1,56	0,20
2	22	51,98	4,12	47	-2,75	0,22
3	9	51,92	4,25	47	-2,06	0,22
4	32	52,46	4,56	52	-1,78	0,25
5	23	52,96	4,75	52	-1,81	0,26
6	236	53,36	5,22	55	-0,68	0,30
7	25	53,18	5,41	55	-1,49	0,30

Нами встановлено, що середня швидкість руху мареографів на території Європи за абсолютною величиною без врахування напрямку руху складає 2,56 мм/рік. Але для північної частини території Європи (а саме: території північної

Швеції та Фінляндії внаслідок післяльодовикового підняття даної території) ця швидкість є значно більшою (до 9 мм/рік). Тому в Таблиці 4.4 значення $m_{v_{TG}}$ для тектонічного блоку II досягає значень 0,41 - 0,44 мм/рік.

Обчислимо зміни кінематичних параметрів (V, L, α, β) тектонічних блоків I, II, III, IV за результатами осереднених результатів спостережень на мареографах, які знаходяться в межах відповідних тектонічних блоків. Використовуючи формули і перетворення (1) - (25) ми отримуємо значення кінематичних параметрів (V, L, α, β) відповідного тектонічного блоку з їх оцінкою точності, а також значення середньоквадратичної похибки визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю (мм/рік). В Таблиці 4.5 представлено результати обчислення кінематичних параметрів тектонічних блоків I, II, III та IV способом наближень на середню епоху $t_0 = 1970$ рік при $\Delta t = 60$ років. Вихідними даними для цього слугували результати, представлені в Таблиці 4.4.

Таблиця 4.5

Результати обчислення кінематичних параметрів тектонічних блоків I, II, III та IV способом наближень за результатами періоду усереднення мареографічних спостережень при $\Delta t = 60$ років на середню епоху $t_0 = 1970$ рік

	Нульове наближення	Перше наближення	Друге наближення
1	2	3	4
I блок			
V, °	62,04	61,24	61,24±0,43
L, °	5,49	5,19	5,19±0,10
$\alpha, \text{рад} / \text{рік}$	0,0011	0,0023	0,0023±0,0069
$\beta, °$	99,1420	96,8020	96,8020±0,0057
С.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю $m_{V_{mod}}$, мм/рік			0,0002
II блок			
V, °	58,89	57,00	57,00±0,003
L, °	19,64	19,13	19,13±0,02
$\alpha, \text{рад} / \text{рік}$	0,0029	0,0020	0,0020±0,000036
$\beta, °$	193,1899	196,7415	196,7415±0,00006

1	2	3	4
С.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю $m_{V_{mod}}$, мм/рік			0,9446
III блок			
B, °	56,91	55,55	55,55±0,004
L, °	26,41	25,42	25,42±0,03
α, рад/рік	-0,0006	-0,0009	-0,0009±0,00002
β, °	187,6581	193,5801	193,5801±0,00006
С.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю $m_{V_{mod}}$, мм/рік			0,1235
IV блок			
B, °	54,9082	53,3114	53,3114±0,0401
L, °	71,8226	69,8295	69,8295±0,2578
α, рад/рік	-0,0007	-0,0003	-0,0003±0,00006
β, °	195,8490	194,7832	194,7832±0,0006
С.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю $m_{V_{mod}}$, мм/рік			0,6282

З аналізу Таблиці 4.5 видно, що для тектонічно блоку I с.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю є високою (0,0002 мм/рік). Це означає, що узгодження між модельною швидкістю і швидкостями мареографів (Табл. 4.4) є досить високим. Пояснюється це тим, що мареографів є лише 3. Під модельною швидкістю розуміємо швидкість мареографа, визначена за кінцевими параметрами (B, L, α , β) (з результатів другого наближення).

Діапазон швидкостей для II блоку (Табл. 4.4) є досить великим (0,73 – 7,70 мм/рік). Незважаючи на це, с.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю (Табл. 4.5) є меншою за 1 мм (0,94 мм/рік). Звичайно, ця величина перевищує точність визначення швидкості мареографів. Це може свідчити про те, що, можливо, даний блок потрібно ще поділити на менші блоки.

В тектонічному блоці III присутні 9 мареографів (Табл. 4.4), але результати вимірів узгоджуються з модельним значенням (яке становить 0,12 мм/рік) краще, ніж точність визначення швидкостей мареографів (які змінюються в межах 0,2 –

0,4 мм/рік). Це обумовлено тим, що значення швидкостей всіх мареографів мало змінюються, тобто є в межах від -0,57 до -1,49 мм/рік.

В тектонічному блоці IV с.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю становить 0,63 мм/рік (Табл. 4.4) при швидкості руху мареографів від -0,68 мм/рік до -2,75 мм/рік (Табл. 4.5), що є достатньо задовільним результатом.

Дослідимо зміну кінематичних параметрів (B, L, α, β) тектонічних блоків I, II, III та IV в часі. Для цього було зроблено наступне дослідження. Для періоду усереднення результатів мареографічних спостережень $\Delta t = 60$ років змінювалася середня епоха t_0 : з 1945 року до 1983 року (для тектонічного блоку I), з 1914 року до 1982 року (для тектонічного блоку II), з 1919 року до 1983 року (для тектонічного блоку III), з 1930 року до 1983 року (для тектонічного блоку IV) через 1 рік. Фрагмент зміни параметрів (B, L, α, β) з їх оцінкою точності, а також значення с.к.п. визначення швидкості мареографів за встановленою моделлю $m_{V_{mod}}$, мм/рік представлені в Таблиці 4.6.

Таблиця 4.6

Фрагмент зміни кінематичних параметрів (B, L, α, β) тектонічного блоку I при $\Delta t = 60$ років за період з 1960 по 1965 рік

Тектонічний блок I						
t_0 , рік	1960	1961	1962	1963	1964	1965
$B, ^\circ$	61,2439	61,2439	61,2439	61,2439	60,1533	61,2439
$L, ^\circ$	4,4742	4,7360	4,7114	4,9491	4,2122	4,9686
α , рад/рік	0,0022	0,0021	0,0021	0,0021	0,0023	0,0022
$\beta, ^\circ$	103,0306	101,3914	100,3825	99,8662	119,9613	98,3914
$m_B, ^\circ$	0,2172	0,1758	0,0884	0,0140	0,8011	0,1430
$m_L, ^\circ$	0,1044	0,0736	0,0336	0,2893	0,0759	0,0438
m_α , рад/рік	0,0034	0,0027	0,0013	0,0122	0,0037	0,0022
$m_\beta, ^\circ$	0,0029	0,0023	0,0012	0,0102	0,7424	0,0019
$m_{V_{mod}}$, мм/рік	0,0003	0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	0,0001

Результати зміни параметрів α і β при $\Delta t=60$ років для тектонічних блоків I-IV представлені на Рисунку 4.19. Чорною лінією позначена крива апроксимації.

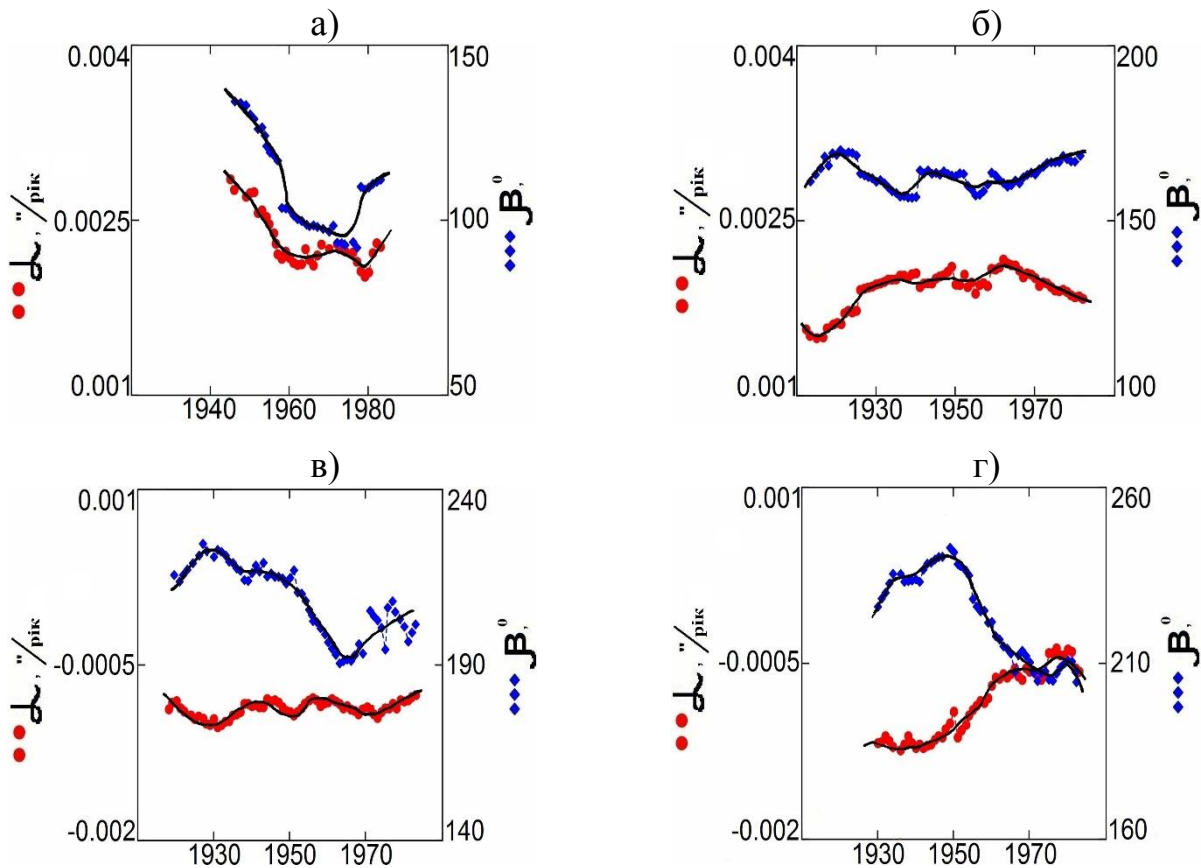


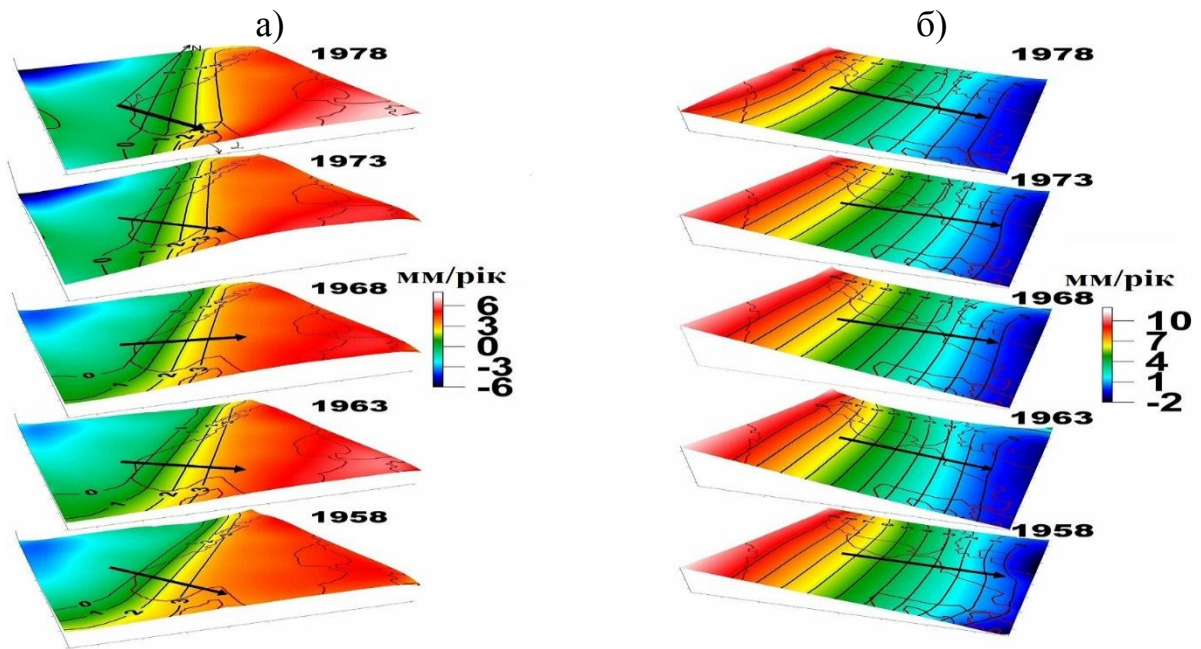
Рисунок 4.19 – Зміна параметрів α і β при $\Delta t=60$ років для тектонічних блоків I (а), II (б), III (в), IV (г)

З аналізу Рисунка 4.19 можна зробити висновок, що практично в усіх тектонічних блоках значення азимута напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β та швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α відносно плавно змінюється.

В зміні азимута напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку I β присутні 2 стрибкоподібні розриви: у 1958 та 1978 році. Вони пов'язані з появою або вилученням нових мареографів, які вносять неоднозначність в розв'язок систем рівнянь. Для цього блоку характерна невелика кількість відібраних для дослідження мареографів (від 3 до 6 мареографів). Тому зміна азимута β має нелінійний характер. У зв'язку з малою кількістю відібраних мареографів на I тектонічному блоці та коротким періодом спостереження на цих

мареографах, спільний період дослідження для всіх чотирьох блоків був скорочений до періоду 1958-1978 роки. Для ілюстрації просторового розподілу швидкостей вертикальних зміщень тектонічних блоків в межах цього періоду було виділено середні епохи 1958, 1963, 1968, 1973 та 1987 рік з інтервалом в 5 років.

На Рисунку 4.20 приведено результати просторової часової зміни вертикальних рухів земної кори тектонічних блоків I, II, III та IV на середні епохи $t_0 = 1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 рік за результатами осереднення $\Delta t = 60$ років. З метою візуалізації змін лінійного поля швидкостей вертикальних рухів на Рисунку 4.20 приведено результати їх просторово-часового розподілу, який характеризується кутами α і β .



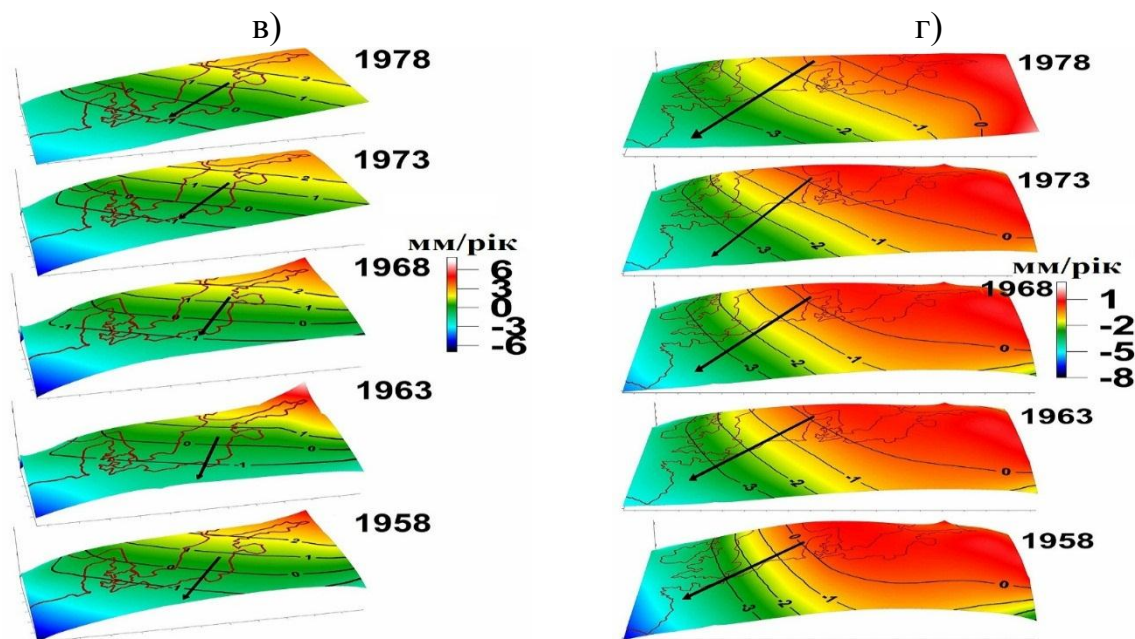


Рисунок 4.20 – Просторово-часовий розподіл поля швидкостей вертикальних рухів земної кори тектонічних блоків I (а), II (б), III (в) та IV (г) на досліджуваній території північної Європи на середні епохи $t_0=1958, 1963, 1968, 1973$ та 1978 рік при $\Delta t=60$ років

Для тектонічного блоку I з аналізу Рисуноків 4.19а та 4.20а можна зробити висновок, що швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α зменшується від $+0,0028''/\text{рік}$ до $+0,0020''/\text{рік}$. Інтенсивність рухів зменшується з часом. Азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β змінюється в південно-східному напрямку (від 144° до 93°). Швидкість підймання тектонічного блоку змінюються в межах від $+0,20$ до $+3,48$ мм/рік (див. Табл. 4.4). В загальному, кінематика цього тектонічного блоку характеризується підйомом території з зміною кута нахилу блоку зі сповільненою швидкістю в часі та його горизонтальним розворотом в південно-східному напрямку. Лінія нульових швидкостей рухається в східному напрямку. Кінематика цього блоку має розбіжності з результатами модельних значень вертикальних швидкостей – модель NKG_RF03vel, [205], (Рис. 4.15), які визначені на підставі GNSS-спостережень. Розбіжності швидкостей вертикальних рухів є практично сталими і сягають ~ 2 мм/рік. Ці розбіжності пояснити підняттям геоїда в північній частині Ботнічної затоки, зміна висоти якого досягає значень 2-4 мм [210].

Для тектонічного блоку II (Рис. 4.19б, 4.20б) швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α є додатною і зростає, але починаючи з 1966 року поступово зменшується. Вона змінюється в межах від $+0,0016''/\text{рік}$ до $+0,0022''/\text{рік}$. Інтенсивність рухів до 1966 року зростає, а після 1966 року – навпаки сповільнюється. Азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β змінюється в південно-східному напрямку (від 170° до 156°). Швидкість підймання тектонічного блоку змінюється в межах від $+0,73$ до $+7,73$ мм/рік (див. Табл. 4.4). В загальному, кінематика цього тектонічного блоку характеризується підйомом території з зміною кута нахилу блоку зі збільшеною швидкістю в часі. Для цього блоку характерна аналогічна розбіжність з модельними NKG_RF03vel значеннями швидкостей вертикальних рухів земної кори [205], що так само пояснюється підйомом поверхні геоїда на даній території.

Отримані результати для тектонічних блоків I та II практично співпадають з результатами [217], які отримані шляхом використання даних повторного нівелювання та мареографічних спостережень.

Для тектонічного блоку III (Рис. 4.19в, 4.20в) значення швидкості зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α є від'ємним і хвилеподібно, поступово зменшується в межах від $-0,0013''/\text{рік}$ до $-0,0008''/\text{рік}$. Інтенсивність рухів тектонічного блоку з часом зменшується. Азимут напрямку зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку β змінюється в південно-західному напрямку (від 190° до 232°). Західна частина тектонічного блоку зазнає опускання, а східна частина – навпаки підймання (Табл. 4.4). Діапазон вертикальних швидкостей змінюється від $-0,57$ до $-1,49$ мм/рік. В загальному, кінематика цього тектонічного блоку описує коливальний рух зі зменшенням швидкості зміни максимального кута нахилу. Аналогічні результати для цього блоку отримали [208] за даними GNSS-вимірів. Коливальний рух цього блоку узгоджується з неотектонічними рухами, що підтверджується даними аналізу геологічних розрізів і геологічних відкладів досліджуваної території, виконаних різними авторами [253, 224, 247, 287, 285]. Опускання західної території

тектонічного блоку підтверджується результатами опрацювання GNSS-вимірів на території Польщі [147, 146].

Для тектонічного блоку IV (Рис. 4.19 г, 4.20 г) швидкість зміни максимального кута нахилу тектонічного блоку α є від'ємною і поступово зменшується в межах від $-0,0013''/\text{рік}$ до $-0,0004''/\text{рік}$). Інтенсивність рухів земної кори з часом спадає. Азимут напрямку зміни максимального нахилу тектонічного блоку β плавно змінюється в південно-західному напрямку (від 203° до 243°). Тектонічний блок зазнавав опускання (Табл. 4.4). Швидкість опускання коливається від $-0,68$ до $-2,75$ мм/рік. Лінія нульових швидкостей рухається в північно-східному напрямку. В загальному, кінематика цього тектонічного блоку характеризується опусканням території зі зменшенням швидкості зміни максимального кута нахилу. Згідно результатів досліджень [140], отриманих після проведення серій нівелювання на території Нідерландів, встановлено, що в західному напрямку йде опускання території, а в південно-східному – підйом. Також автори помітили, що вертикальні рухи добре диференціюються з тектонічними структурами даного регіону. Ці результати дослідження співпадають з отриманими нами даними.

Результати опрацювань мареографічних спостережень дозволили виявити, на підставі тектонічного районування території Європи, чотири тектонічні структури, для яких характерні однорідні вертикальні рухи земної кори. Для виділених блоків земної кори присутня індивідуальна кінематика, яка для прикладу представлена на Рисунку 4.21 на середню епоху $t_0=1973$ рік за результатами осереднення $\Delta t=60$ років.

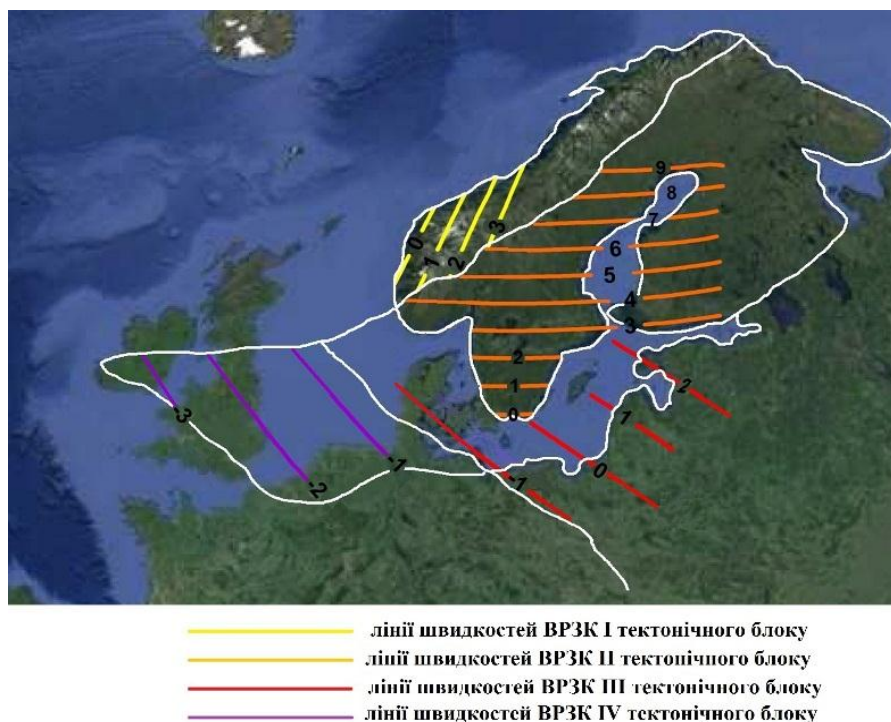


Рисунок 4.21 – Ізолінії швидкостей вертикальних рухів земної кори тектонічних блоків I, II, III та IV на середню епоху $t_0 = 1973$ рік за результатами осереднення $\Delta t = 60$ років

Як видно з аналізу Рисунка 4.21, найбільша швидкість вертикальних рухів земної кори (9 мм/рік) спостерігається в районі Ботнічної затоки. Найбільша швидкість опускання земної кори (-3 мм/рік) спостерігається на території тектонічного блоку Авалонія.

Для переходу до величин абсолютних рухів земної кори необхідно враховувати систематичні різниці Δ між швидкостями земної кори, визначеними з допомогою мареографічних та GNSS-спостережень (див. Розділ 3, Табл. 3.9). В такому випадку, вихідними швидкостями для проведення реконструкції ВРЗК будуть швидкості $v_{\text{мар}}^{\text{вих}}$, мм/рік (Табл. 4.7). Використовуючи алгоритм, описаний вище і формули (4.1)-(4.25), і в якості вихідних даних швидкості $v_{\text{мар}}^{\text{вих}}$, проводять реконструкцію абсолютних ВРЗК (Рис. 4.22).

Таблиця 4.7

Вихідні дані для проведення реконструкції абсолютних ВРЗК

№	№ мареографа	B, °	L, °	Необхідна тривалість спостережень (роки) для визначення $m_{V_{\text{мар}}} \leq 0,3$	$V_{\text{мар}}$, мм/рік	$m_{V_{\text{мар}}}$, мм/рік	Δ , мм/рік	$V_{\text{мар}}^{\text{вих}}$, мм/рік
Тектонічний блок I								
1	58	60,40	5,32	50	0,20	0,24	2,4	-2,2
2	313	63,43	9,10	56	1,86	0,28	2,3	-0,44
3	62	59,91	10,74	62	3,48	0,32	2,6	0,88
Тектонічний блок II								
1	179	58,35	11,22	50	1,75	0,25	2,6	-0,85
2	69	57,37	17,10	61	1,17	0,34		-1,43
3	68	58,74	17,87	61	2,45	0,35		-0,15
4	78	59,32	18,08	60	3,54	0,35		0,94
5	2105	57,64	18,28	62	0,73	0,33		-1,87
6	88	63,99	20,90	69	7,50	0,41		4,9
7	285	62,34	21,22	72	6,67	0,41		4,07
8	203	64,92	21,23	71	7,70	0,41		5,1
9	172	61,59	21,46	67	5,62	0,39		3,02
10	57	63,08	21,57	66	6,99	0,42		4,39
11	194	63,71	22,69	71	7,10	0,41		4,5
12	240	64,67	24,41	72	6,51	0,42		3,91
13	229	65,67	24,52	74	7,07	0,43		4,47
14	14	60,15	24,96	68	1,33	0,41		-1,27
15	79	65,04	25,42	70	6,47	0,43		3,87
16	315	60,56	27,18	74	0,96	0,44		-1,64
Тектонічний блок III								
1	80	55,46	8,44	67	-1,28	0,41	2,1	-3,38
2	81	55,56	9,75	36	-1,03	0,15		-3,13
3	76	56,15	10,22	42	-0,60	0,19		-2,7
4	98	55,29	10,83	40	-1,07	0,18		-3,17
5	113	55,33	11,14	43	-0,79	0,18		-2,89
6	120	54,57	11,93	48	-1,05	0,21		-3,15
7	119	56,09	12,46	53	-0,57	0,26		-2,67
8	82	55,71	12,60	50	-0,71	0,24		-2,81
9	2	53,92	14,23	54	-1,49	0,28		-3,59
Тектонічний блок IV								
1	20	51,44	3,60	45	-1,56	0,20	0,6	-2,16
2	22	51,98	4,12	47	-2,75	0,22		-3,35
3	9	51,92	4,25	47	-2,06	0,22		-2,66
4	32	52,46	4,56	52	-1,78	0,25		-2,38
5	23	52,96	4,75	52	-1,81	0,26		-2,41
6	236	53,36	5,22	55	-0,68	0,30		-1,28
7	25	53,18	5,41	55	-1,49	0,30		-2,09

Результати опрацювань мареографічних спостережень дозволили виявити, на підставі тектонічного районування території Європи, чотири тектонічні структури, для яких характерні однорідні абсолютні вертикальні рухи земної кори. Для виділених блоків земної кори присутня індивідуальна кінематика, яка для прикладу представлена на Рисунку 4.22 на середню епоху $t_0=1973$ рік за результатами осереднення $\Delta t=60$ років.

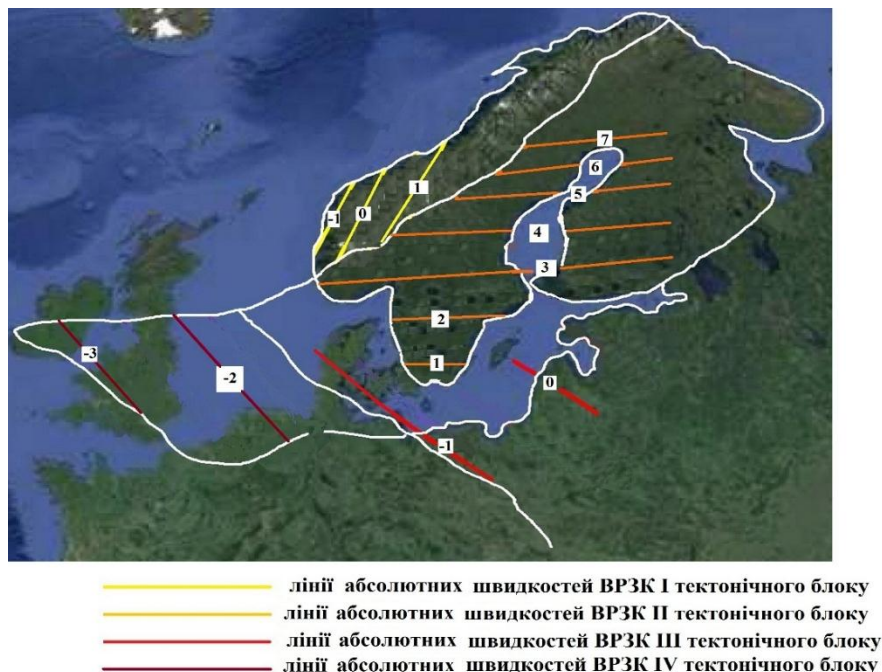


Рисунок 4.22 – Ізолінії абсолютних швидкостей ВРЗК тектонічних блоків I, II, III та IV на середню епоху $t_0=1973$ рік за результатами осереднення $\Delta t = 60$ років

Як видно з аналізу Рисунка 4.22, найбільша швидкість абсолютних вертикальних рухів земної кори (7 мм/рік) спостерігається в районі Ботнічної затоки. Найбільша швидкість опускання земної кори (-3 мм/рік) спостерігається на території тектонічного блоку Авалонія.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 4

1. За результатами дослідження розроблено теоретичні засади і методику визначення кінематичних параметрів лінійного поля швидкостей вертикальних рухів земної кори умовно жорстких тектонічних плит за даними тривалих мареографічних спостережень. Розроблена методика дає можливість виконувати реконструкцію вертикальних рухів земної кори в минулому і, ймовірно, прогнозувати зміну поля швидкостей в часі. Це можна використати під час проектування та будівництва гідротехнічних споруд та для відтворення і прогнозування зміни положення берегової лінії територій.
2. За результатами опрацювання мареографічних спостережень побудовано кінематичну модель поля швидкостей умовно виділених тектонічних блоків території Європи.
3. Отримані результати практично повністю підтверджуються результатами високоточних нівелювань, а систематичні розбіжності пов'язані зі зміною абсолютного глобального зростання рівня моря. В загальному, кінематика тектонічних блоків корелює з неотектонічними рухами, відображених в геологічних розрізах.
4. За допомогою виконаних досліджень можна проводити реконструкцію в часі вертикальних рухів земної кори для вивчення історичного розвитку ізостатичних процесів та змін гравітаційного поля Землі, а також для дослідження змін висотного положення геодезичних мереж та стійкості систем висот.

ВИСНОВКИ

1. Проведено класифікацію ВРЗК за просторово-часовими характеристиками чинників, які їх викликають та виконано огляд існуючих методів дослідження ВРЗК. Виконано детальний аналіз мареографічних спостережень і доведено його ефективність, в порівнянні з іншими методами, для вивчення вікових ВРЗК.
2. На основі розробленої класифікації встановлено систематичні, випадкові, періодичні, антропогенні, екзогенні та ендегенні, атмосферні та геодинамічні фактори, які впливають на зміну рівня моря та океану та визначено їх середні величини внеску в зміну рівня моря. Доведено необхідність розроблення методики визначення вікових ВРЗК за допомогою мареографічних та GNSS-спостережень.
3. Доведено необхідність визначення вікових ВРЗК берегової лінії Європи за результатами мареографічних спостережень з точністю 0,3 мм/рік. При цьому необхідна тривалість мареографічних спостережень залежить від географічного розташування мареографів і коливається в межах 30-69 років.
4. На основі роздільного опрацювання результатів GNSS-спостережень та мареографічних спостережень виявлено систематичні різниці Δ між визначеними швидкостями ВРЗК, які для берегової лінії Європи змінюються в межах від $0,6 \pm 0,1 \div 2,6 \pm 0,9$ мм/рік. Вони обумовлені зміною абсолютного глобального зростання рівня моря, сезонними змінами атмосферного тиску і дією вітрів.
5. За результатами дослідження розроблено теоретичні засади і методику визначення кінематичних параметрів лінійного поля швидкостей вертикальних рухів земної кори умовно жорстких тектонічних плит за даними тривалих мареографічних спостережень. Розроблена методика дає можливість виконувати реконструкцію вертикальних рухів земної кори в минулому і, ймовірно, прогнозувати зміну поля швидкостей в часі. Це можна використати під час проектування та будівництва гідротехнічних споруд та для відтворення і прогнозування зміни положення берегової лінії територій.
6. Побудовано кінематичну модель поля швидкостей умовно виділених тектонічних блоків території Європи на основі опрацювання мареографічних

спостережень. Отримані результати практично повністю підтверджуються результатами високоточних нівелювань, а систематичні розбіжності пов'язані зі зміною висоти геоїда в часі на відповідних територіях та абсолютним глобальним зростанням рівня моря. В загальному, кінематика тектонічних блоків корелює з неотектонічними рухами, відображених в геологічних розрізах.

7. За допомогою виконаних досліджень можна проводити реконструкцію в часі вертикальних рухів земної кори для вивчення історичного розвитку ізостатичних процесів та змін гравітаційного поля Землі, а також для дослідження змін висотного положення геодезичних мереж та стійкості систем висот.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК 1

Необхідна тривалість спостережень на мареографах Європи

для досягнення заданої точності 0,3 мм/рік визначення ВРЗК з допомогою мареографічних спостережень

ID станції	Країна	Широта °N	Довгота °E	Часовий діапазон	Необхідна тривалість спостережень (роки)	ID станції	Країна	Широта °N	Довгота °E	Часовий діапазон	Необхідна тривалість спостережень (роки)
486	Норвегія	61,93	5,11	1943 – 2012	50	249	Аландські острови	60,03	20,39	1924 – 2012	62
33		59,68	10,61	1954 – 2012	53	2	Польща	53,92	14,23	1811 – 1999	48
681		68,80	16,55	1953 – 2012	47	379	Ромунія	44,17	28,67	1933 – 1997	45
682		63,11	7,73	1953 – 2012	53	42	Україна	44,62	33,53	1945 – 1994	45
509		62,47	6,15	1951 – 2012	53	638	Ісландія	64,15	-21,94	1956 – 2012	40
562		67,29	14,39	1950 – 2012	59	13	Німеччина	53,96	10,87	1856 – 2012	42
45		68,22	14,48	1948 – 2012	56	11		54,17	12,10	1855 – 2012	41
312		68,43	17,43	1948 – 2012	56	8		53,90	11,46	1849 – 2012	41
313		63,43	9,10	1928 – 2012	51	7		53,87	8,72	1843 – 2010	58
62		59,91	10,74	1914 – 2012	56	489	Бельгія	51,15	2,73	1966 – 2012	37
758		70,67	23,68	1957 – 2012	50	470		51,35	3,20	1962 – 2012	37
680		69,65	18,96	1953 – 2012	50	413		51,23	2,92	1943 – 2012	37
58		60,40	5,32	1915 – 2012	46	1	Франція	48,38	-4,50	1807 – 2012	39
47		58,97	5,73	1919 – 2012	45	61		43,28	5,35	1885 – 2012	33
302		58,01	7,56	1928 – 2012	40	154	Італія	45,65	13,76	1927 – 2012	39
203		64,92	21,23	1916 – 2012	63	59		44,40	8,90	1928 – 1992	35
179		58,35	11,22	1911 – 2012	48	168		45,43	12,33	1909 – 2000	39
68	Швеція	58,74	17,87	1887 – 2005	59	353	Хорватія	45,30	14,53	1953 – 2012	37
88		63,99	20,90	1892 – 2012	63	352		43,51	16,44	1954 – 2012	37
78		59,32	18,08	1889 – 2012	59	317	Богарія	42,48	27,48	1929 – 1996	45
69		57,37	17,10	1887 – 2012	56	318		43,18	27,92	1929 – 1996	45

330	Фінляндія	55,52	12,89	1930 – 2012	46	432	Ірландія	53,35	-6,22	1938 – 2009	41
70		56,11	15,59	1887 – 2012	53	916		55,37	-7,33	1958 – 2002	43
376		61,13	21,43	1933 – 2011	63	762	Данія	54,66	11,35	1955 – 2012	41
315		60,56	27,18	1928 – 2011	69	120		54,57	11,93	1898 – 2012	42
285		62,34	21,21	1927 – 2011	63	98		55,29	10,83	1896 – 2012	37
240		64,67	24,41	1923 – 2011	69	81		55,56	9,75	1890 – 2012	33
239		60,43	22,10	1922 – 2011	63	76		56,15	10,22	1889 – 2012	39
229		65,67	24,52	1920 – 2011	69	80		55,46	8,44	1889 – 2012	63
194		63,71	22,69	1915 – 2011	63	113		55,33	11,14	1897 – 2012	38
172		61,59	21,46	1911 – 2011	63	119		56,09	12,46	1898 – 2012	51
71		59,82	22,98	1888 – 1997	63	89		57,60	9,96	1892 – 2012	50
79		65,04	25,42	1889 – 2011	59	236		Нідерланди	53,36	5,22	1921 – 2012
57		63,08	21,57	1884 – 2011	64	20	51,44		3,60	1900 – 2012	42
14		60,15	24,96	1879 – 2011	66	24	53,33		6,93	1865 – 2012	51
484	43,37	-8,40	1943 – 2012	36	25	53,18	5,41		1865 – 2012	51	
485	43,47	-3,80	1943 – 2012	36	23	52,96	4,75		1865 – 2012	48	
483	42,23	-8,73	1943 – 2012	41	22	51,98	4,12		1864 – 2012	43	
985	36,53	-6,28	1961 – 2012	37	9	51,92	4,25		1848 – 2012	43	
488	36,00	-5,60	1943 – 2012	32	32	52,46	4,56		1871 – 2012	46	
490	36,12	-5,43	1943 – 2002	30	1239	Греція	38,84		20,71	1969 – 2012	41
496	36,72	-4,42	1962 – 2012	30	373		40,63		22,94	1969 – 2012	37
960	38,33	-0,48	1960 – 1997	33	1240		37,65	21,32	1969 – 2012	37	
286	53,63	-0,19	1960 – 2011	33	1238		40,84	25,88	1969 – 2012	37	
754	52,47	1,75	1955 – 2012	37	1233		37,13	26,85	1969 – 2012	34	
202	50,10	-5,54	1915 – 2012	38	1232		35,49	24,08	1969 – 2012	43	
95	55,01	-1,44	1895 – 2012	39							
830	Велика Британія	60,15	-1,14	1957 – 1999	41						
1109		58,44	-3,09	1965 – 2012	45						

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Ablain M., Cazenave A., Valladeau G., and Guinehut S. A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993-2008. *Ocean Science*, Vol. 5, 2009, p. 193-201.
2. Akilan A., Abdul Azeez K.K, Schuh H. and Yuvraaj N. Large-Scale Present-Day Plate Boundary Deformations in the Eastern Hemisphere Determined from VLBI Data: Implications for Plate Tectonics and Indian Ocean Growth. *Pure and Applied Geophysics*. 172, 2643–2655, 2015, doi 10.1007/s00024-014-0952-2.
3. Altamimi Z., Collilieux X., and Métivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8), 2011, p. 457–473.
4. Ambaum M.H.P, Hoskins B.J, Stephenson D.B. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? *Journal of Climate*. Vol. 14, 2001, p. 3496–3507.
5. Andersson H. Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. Vol. 54, 2002, p. 76–88.
6. Antonov J.I., Levitus S., and Boyer T.P. Steric sea level variations during 1957–1994: Importance of salinity, *Journal of Geophysical Research* 107(C12), 8013, 2002, doi:10.1029/2001JC000964.
7. Aoki Y., Scholz C.H. Vertical deformation of the Japanese islands, 1996–1999. *Journal of Geophysical Research* 108, 2003, p. 2257–2269.
8. Argus D.F. and Herin M.B. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 22, 1995, p. 1973-1976.
9. Argus D.F. and Peltier W.R. Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. *Geophysical Journal International* 181 (2), 2010, p. 697–723. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04562>.
10. Attia, G.F., Hegazy, M.A. and Abd El-Hameed, A.M. (2012) The Use of Satellite Laser Observations in Studying the Crustal Movements. *NRIAG Journal of*

Astronomy and Geophysics, 1, 110-113.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.nrjag.2012.12.006>.

11. Bacon S. and Carter D.J.T. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 11, 1993. p.545–558.
12. Baker T.F., Woodworth P.L., Blewitt G., Boucher C. & Woppelmann G. A. European network for sea and coastal land level monitoring. *Journal of Marine Systems*, 13, 1997. p. 163–171.
13. Ballu V., Bouin M.-N., Simeoni P., Crawford W.C., Calmant S., Bore J.-M., Kanas T., and B. Pelletier. Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(32), 2011. p.13019–13022, doi:10.1073/pnas.1102842108.
14. Barbot Sylvain, Hamiel Yariv, Fialko Yuri. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 M_w 7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B03403, doi:10.1029/2007JB005063, 2008.
15. Barkin, Yu. V. Secular Effects in the Motion of the Earth's Center of Masses. *IERS Analysis Campaign to Investigate Motions of the Geocenter*, Jim Ray (ed.). (IERS Technical Note; 25) Paris: Central Bureau of IERS - Observatoire de Paris, 1999, p. 3-13.
16. Barnett, T.P. The Estimation of «global» sea level change: a problem of uniqueness. *Journal of Geophysical Research*, 1984: 7980-7988.
17. Beavan J., P. Denys, M. Denham, B. Hager, T. Herring and P. Molnar (2010b). Distribution of present-day vertical deformation across the Southern Alps, New Zealand, from 10 years of GPS data, *Geophysical Research Letters*, 37, L16305. DOI:10.1029/2010GL044165.
18. Beavan J., S. Samsonov, M. Motagh, L. Wallace, S. Ellis and N. Palmer (2010c). The Darfield (Canterbury) earthquake: geodetic observations and preliminary source

- model. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 43(4), 228-235.
19. Beavan J., S. Samsonov, P. Denys, R. Sutherland, N. Palmer and M. Denham (2010a). Oblique slip on the Puysegur subduction interface in the 2009 July M_w 7.8 Dusky Sound earthquake from GPS and InSAR observations: implications for the tectonics of southwestern New Zealand. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1265-1286. DOI:10.1111/j.1365-246X.2010.04798.x.
 20. Beavan R.J., Litchfield N.J. (2012). Vertical land movement around the New Zealand coastline: implications for sea-level rise. *GNS Science Report 2012/29*. 41 p.
 21. Beckley, B.D., Lemoine, F.G., Luthcke, S.B., Ray, R.D., and Zelensky, N. P. (2007). A reassessment of global rise and regional mean sea level trends from Topex and Jason-1 altimetry based on revised reference frame and orbits. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14608, doi:10.1029/2007GL030002.
 22. Bergsten, F., 1930. Changes of level on the coast of Sweden. *Geogr. Annaler*, Heft 1. Stockholm.
 23. Berryman K., M. Marden, D. Eden, C. Mazengarb, Y. Ota and I. Moriya (2000). Tectonic and paleoclimatic significance of Quaternary river terraces of the Waipaoa River, east coast, North Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 229-245.
 24. Berryman K.R. and Hull A. (2003). Tectonic controls on Late Quaternary shorelines: a review and prospects for future research, in *The New Zealand coast*, Goff, J. R., S. L. Nichol and H. L. Rouse (editors) pp. 25-58, Dunmore Press, Palmerston North.
 25. Bindoff, N.L. et al., 2007. Observations: oceanic climate and sea level, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, eds Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L., Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA.
 26. Bingley, R.M., Dodson, A.H., Penna, N.T., Teferle, F.N. and Baker, T.F., 2001. *Monitoring the Vertical Land Movement Component of Changes in Mean Sea Level*

- Using GPS: Results from Tide Gauges in the UK *Journal of Geospatial Engineering*. VOL 3(PART 1), 9-20.
27. Bird, E. C. F. (1987), The modern prevalence of beach erosion, *Mar. Pollut. Bull.*, 18(4), 151–157, doi:10.1016/0025-326x(87)90238-4.
 28. Bird, E. C. F. (1996), Coastal erosion and rising sea level, in *Sea Level Rise and Coastal Subsidence*, edited by J. D. Millimann and B. U. Haq, pp. 87–103, Kluwer Acad., Dordrecht, the Netherlands.
 29. Blewitt, G., Lavall'ee, D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity. *J. geophys. Res.*, 107(B7), doi:1.1029/2001JB000570.
 30. Böckmann, S., ARTZ, T., and Nothnagel, A. (2010), VLBI terrestrial reference frame contributions to ITRF2008, *Journal of Geodesy*, 84(3), 201–219.
 31. Bosch W. 1999. The 1997 sea surface height anomaly of the North Atlantic subpolar gyre. *Global and Regional Sea-level Changes and the Hydrological Cycle — IGBP/GAIM Report No. 8, EGS Vening Meinesz Conference No. 1 ; 13.*
 32. Bosy J., Kontny B., Borkowski A. (2009). IGS/EPN reference frame realization in local GPS networks. *Geodetic Reference Frames*, pp.197-203 DOI: 10.1007/978-3-642-00860-3_31.
 33. Bouin M. N. and G. Wöppelmann (2010). Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation. *Geophysical Journal International*, 180, 193–209. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04411.x.
 34. Brooks B. A., M. A. Merrifield, J. Foster, C. L. Werner, F. Gomez, M. Bevis and S. Gill. Space geodetic determination of spatial variability in relative sea level change, Los Angeles basin. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L01611, doi:10.1029/2006GL028171, 2007.
 35. Bryan, K., 1996: The steric component of sea level rise associated with enhanced greenhouse warming: a model study. *Climate Dynamics*, 12, 545-55.
 36. Buble G., Bennett R. A., and Hreinsdóttir S. Tide gauge and GPS measurements of crustal motion and sea level rise along the eastern margin of Adria. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, B02404, doi:10.1029/2008JB006155, 2010.

37. Bürgmann RP, Rosen A, Fielding EJ (2000) Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth surface topography and its deformation. *Ann Rev Earth Planet Sci* 28:169–209.
38. Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost (2001a), Sea level change from TOPEX-Poseidon altimetry for 1993 –1999 and possible warming of the southern oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 28(1), 9–12.
39. Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost (2001b), Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294, 840–842.
40. Caccamise D.J., Merrifield M.A., Bevis M., Foster J., Firing Y.L., Schenewerk M.S., Taylor F.W. and Thomas D.A. (2005). Sea level rise at Honolulu and Hilo, Hawaii: GPS estimates of differential land motion, *Geophysical Research Letters*, 32(3), L03607. DOI:10.1029/2004GL021380.
41. Caccamise Dana J., Mark A. Merrifield, Michael Bevis, James Foster, Yvonne L. Firing, Mark S. Schenewerk, Frederick W. Taylor, Donald A. Thomas. Sea level rise at Honolulu and Hilo, Hawaii: GPS estimates of differential land motion. *Geophysical Research Letters*. Volume 32, Issue 3, February 2005. DOI: 10.1029/2004GL021380.
42. Çakir Ziyadin, Jean-Bernard de Chaballier, Rolando Armijo, Bertrand Meyer, Aykut Barka, Gilles Peltzer. Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. *Geophysical Journal International*. 2003, DOI: 10.1046/j.1365-246X.2003.02001.x.
43. Campbell, J., and Nothnagel, A. (2000), European VLBI for crustal dynamics, *Journal of Geodynamcis*, 30, 321–326.
44. Carton, J.A., Giese, B.S., Grodsky, S.A. 2005. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. *J. Geophys. Res.*: 110, C09006. <http://www.atmos.umd.edu/~carton/pdfs/cartonetal05.pdf>
45. Cazenave A, Dominh K, Ponchaut F, Soudarin L, Crétaux JF, Le Provost C (1999) Sea-level changes from TOPEX/Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophys Res Lett* 26(14):2077–2080. DOI 10.1029/1999GL900472.

46. Cazenave A, Valette JJ, Boucher C (1992) Positioning results with DORIS on SPOT2 after first year of mission. *J Geophys Res* 97(B5):7109–7119.
47. Cazenave A. and R. S. Nerem (2004). Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.*, 42, RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.
48. Cazenave, A, J-J. Valette, & c. Boucher, Positioning results with DORIS on SPOT-2 after first year of mission, 1. *Geophys. Res.*, 97, 7109-7119, 1992.
49. Chao, B. F. (1991), Man, water, and global sea level, *Eos Trans. AGU*, 72(45), 492.
50. Chao, B. F. (1995), Anthropogenic impact on global geodynamics due to reservoir water impoundment, *Geophys. Res. Lett.*, 22(24), 3529–3532.
51. Chelton, B. B., Ries J. C., Haines B. J., Fu L., Callanan P. S. (2001). Satellite Altimetry, in *Satellite altimetry and earth sciences*, pp. 1-131, Academic Press, San Diego.
52. Cherniawsky, J.Y., Titov, V.V., Wang, K, and Li, J.-Y. 2007. Numerical simulations of tsunami waves and currents for southern Vancouver Island from a Cascadia megathrust earthquake. *Pure Appl. Geophys.*: 164, 465-492.
53. Christensen, E. J., et al., Calibration of TOPEX/POSEIDON at Platform Harvest, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24,465– 24,486, 1994.
54. Church J.A. and J.M. Gregory (2001). *Changes in Sea Level*.
55. Church, J. A., and N. J. White (2011), Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century, *Surv. Geophys.*, 32(4-5), 585–602, doi:10.1007/s10712-011-9119-1.
56. Church, J.A., J.S. Godfrey, D.R. Jackett, and T.J. McDougall, 1991: A model of sealevel rise caused by ocean thermal expansion. *Journal of Climate*, 4(4), 438-56.
57. Clark JA, Haidle FE and Gunningham LN (2000): Comparison of satellite altimetry to tide gauge measurements of sea level: Predictions of glacio-isostatic adjustment. *J Climate*, 15, pp. 3,291 – 3,300.
58. Cogley, J. C. (2009), Geodetic and direct mass balance measurements: Comparison and joint analysis, *Ann. Glaciol.*, 2009(50), 96–100, doi:10.3189/172756409787769744.

59. Colesanti C., Wasowski J. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometry. *Engineering Geology*, 2006, 88. P. 173-199.
60. Cotton PD, Challenor PG. 1999. North Atlantic wave climate variability and the North Atlantic oscillation index. In *Proceedings of the Ninth ISOPE Conference, Brest, May 30–June 4, 1999*, vol. 3; 153–157.
61. Cretaux J-F, L. Soudarin, F. Bouille, and A. Cazenave. Absolute positioning, tectonic plate motions and polar motion determination with the DORIS system. R. Forsberg et al. (eds.), *Geodesy on the Move Springer-Verlag Berlin Heidelberg* 1998.
62. Crétaux, JF, Soudarin L, Cazenave A, Bouillé F (1998) Presentday tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *J Geophys Res* 103(B12):30167–30181. DOI 10.1029/98JB02239.
63. Cubasch, U., B.D. Santer, A. Hellbach, G. Hegerl, H. Höck, E. Meier-Reimer, U. Mikolajewicz, A. Stössel, R. Voss, 1994: Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 10, 1-19.
64. Dambara T. Some Leading Ideas on Research of Crustal Movements. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol. 22, No. 4, (1976), pp. 242-251.
65. De Wolde, J. R., P. Huybrechts, J. Oerlemans, and R.S.W. van de Wal, 1997: Projections of global mean sea level rise calculated with a 2D energy-balance climate model and dynamic ice sheet models. *Tellus*, 49A, 486-502.
66. De Wolde, J.R., R. Bintanja, and J. Oerlemans, 1995: On thermal expansion over the last hundred years. *Climate Dynamics*, 11, 2881-2891.
67. Dixon, T.H., Amelung, F., Ferretti, A., Novali, F. Rocca, F., Sella, G., Kim, S.-W., Wdowinski, S. and Whitman, D. 2006, Space geodesy: subsidence and flooding in New Orleans. *Nature*: 441, 587-588.
68. Doeleman, S. S., Weintroub, J., Rogers, et al. Event-horizon-scale structure in the super massive black hole candidate at the Galactic centre, *Nature*, 455, 2008, 78–80.
69. Douglas, B.C. Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research* 96 (C4), 1991, pp. 6981–6992.

70. Douglas, B.C., 2001. Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, International. Geophysics Series, 75, pp. 37–64, eds Douglas, B., Kearney, M. & Leatherman, S., Chapter 3, Academic, San Diego, California.
71. Dowdeswell, J.A., J.O. Hagen, H. Björnsson, A.F. Glazovsky, W.D. Harrison, P. Holmlund, J. Jania, R.M. Koerner, B. Lefauconnier, C.S.L. Ommanney, and R.H. Thomas, 1997: The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change. *Quaternary Research*, 48, 1-14.
72. Dyurgerov, M.B., and M.F. Meier, 1997a: Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new assessment for 1961–1990. *Arctic and Changes in Sea Level* 685 *Alpine Research*, 29, 379-391.
73. Ekman M. and Mäkinen J. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126:229-234, 1996.
74. Ekman, M. (1988), The world's longest continuous series of sea level observations, *Pure Appl. Geophys.*, 127, 73– 77.
75. El-Fiky G. and Kato T. Study of periodic vertical crustal movement in the Omaezaki peninsula, Central Japan, and its tectonic implications. *Earth Planets Space*, 52, 25–35, 2000.
76. El-Fiky, G., Kato, T., 2006. Secular crustal deformation and interplate coupling of the Japanese Islands as deduced from continuous GPS array, 1996–2001. *Tectonophysics* 422, 1–22.
77. Emery K. O., Aubrey D. G., Glacial rebound and relative sea levels in Europe from tide-gauge records, *Tectonophysics*, 120, 239–255, 1985.
78. Exogenic Forces: Classification. Geography Notes. UPSC Mains General Studies Paper 1 (GS1). <http://www.clearias.com/exogenic-forces/>
79. Ezer T. The Science of Sea Level Rise and the Impact of the Gulf Stream. (2016). July 29, 2016: The Latest in Sea Level Rise Science. Paper 6. http://digitalcommons.odu.edu/hraforum_13/6.

80. Fang M and Hager BH (2001): Vertical deformation and absolute gravity. *Geophys. J. Int.*, 146, pp. 539 - 548.
81. Farina Paolo, Moretti Sandro, Colombo Davide, Fumagalli Alfio, Manunta Paolo. Landslide risk analysis by means of remote sensing techniques: results from the ESA/SLAM project. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS'04. Proceedings. 2004. IEEE International.*
82. Farrell W.E. On postglacial sea-level. / W.E Farrell and J.A Clark // *Geophys. J.*, 46, 1976, p. 79 - 116.
83. Featherstone WE (1995): On the use of Australian geodetic datums in gravity field determination. *Geomatics Research Australasia*, 62, pp. 17 - 36.
84. Fenoglio-Marc, L., Dietz, C., Groten, E., 2004. Vertical land motion in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauge stations. *Mar. Geod.* 27, 683–701. <http://dx.doi.org/10.1080/01490410490883441>.
85. Fomelis M., Is. Parcharidis, E. Lagios, N. Voulgaris. Evolution of post-seismic ground deformation of the Athens 1999 earthquake observed by SAR interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 2009, DOI: 10.1016/j.jappgeo.2009.02.007.
86. Garcia, D., Vigo, I., Chao, B.F., Martinez, M.C., 2007. Vertical crustal motion along the Mediterranean and Black Sea coast derived from ocean altimetry and tide gauge data. *Pure Appl. Geophys.* 64, 851–863.
87. García-Cañada L., Sevilla M.J. Monitoring Crustal Movements and Sea Level in Lanzarote. *IAG Symposium Jaén, Spain March 17–19, 2005. Volume 131 of the series International Association of Geodesy Symposia* pp. 160-165. Doi: 10.1007/978-3-540-38596-7_19. Springer Berlin Heidelberg.
88. Gardner, A. S., et al. (2013), A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise, 2003-2009, *Science*, 340, 852–857, doi:10.1126/science.1234532.
89. Gaudio C. Del, Aquino I., Ricciardi G.P., Ricco C., Scandone R., Unrest episodes at Campi Flegrei: a reconstruction of vertical ground movements during 1905–2009, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195, 48–56, 2010.

90. Gill AE, Niller PD. 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Research* 20: 141–177.
91. Gleick, P. H. (1992), Environmental consequences of hydroelectric development—The role of facility size and type, *Energy*, 17(8), 735–747.
92. Gomisa D. et al. Mediterranean Sea-Level Variability and Trends. *The Climate of the Mediterranean Region*. DOI:10.1016/B978-0-12-416042-2.00004-5. 2012 Elsevier Inc. All rights reserved.
93. Gornitz V. Monitoring sea level changes. *Climatic Change* 31: 515-544, 1995.
94. Gornitz, V. (2001), Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by B. C. Douglas, M. S. Kearney, and S. P. Leatherman, pp. 97–119, Academic, San Diego, Calif.
95. Gornitz, V. 1993. Mean sea level changes in the recent past. In Warrick, R.A, Barrow, E.M. and Wigley, T.M.L. (Eds), *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications*. Cambridge University Press, Cambridge, 25-44.
96. Gornitz, V., C. Rosenzweig, and D. Hillel (1997), Effects of anthropogenic intervention in the land hydrological cycles on global sea level rise, *Global Planet. Change*, 14, 97–116.
97. Gregory, J.M. and J. Oerlemans, 1998: Simulated future sea level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature*, 391, 474-6.
98. Gregory, J.M. and J.A. Lowe, 2000: Predictions of global and regional sea level rise using AOGCMs with and without flux adjustment. *Geophysical Research Letters*, 27, 3069-3072.
99. Gregory, J.M., 1993: Sea level changes under increasing atmospheric CO₂ in a transient coupled ocean-atmosphere GCM Experiment. *Journal of Climate*, 6, 2247-62.
100. Groger, M., and H. Plag. Estimations of a Global Sea Level Trend: Limitations from the Structure of the PSMSL Global Sea Level Data Set. *Global and Planetary Change*, 1993: 161-179.

101. Guo JY, Huang ZW, Shum CK, van der Wal W (2012) Comparisons among contemporary glacial isostatic adjustment models. *J Geod* 61:129–137. doi:10.1016/j.jog.2012.03.011.
102. H.-G. Scherneck, M. Lidberg, R. Haas, J.M. Johansson, and G.A. Milne. BIFROST project: Contemporary strain rates in Fennoscandia from eleven years of continuous GPS. *Journal of Geodynamics*, 50:19-26, 2010.
103. Haas, R., Gueguen, E., Scherneck, H. G., Nothnagel, A., and Campell. J. (2000), Crustal motion results derived from observations in the European geodetic VLBI network, *Earth Planet Space*, 52, 759–764.
104. Harrison, C.G.A., 1990: Long-term eustasy and epeirogeny in continents. pp.141-158 of *sea level Change*, National Research Council Surveys in Geophysics.
105. Heck B (1990): An evaluation of some systematic error sources affecting terrestrial gravity anomalies. *Bull. Geod.*, 64, pp. 88 - 108.
106. Heki, K., Horizontal and vertical crustal movements from three dimensional very long baseline interferometry kinematic referenceframe: Implication for the reversal timescale revision, *J. Geophys'. Res'.*, 101, 3187-3198, 1996.
107. Henton JA, Liard JO, Craymer M, James T, Gagnon GG and Lapelle E (2004): Absolute gravity and global positioning system measurements of glacial isostatic adjustment in Eastern Canada. *Eos Trans.*, AGU 85 (17), 2004.
108. HERRING, T. A. (1992), Sub millimeter Horizontal Position Determination Using Very Long Baseline Interferometry, *Journal of Geophysical Research*, 97, 1981–1990.
109. Hill E.M., Davis J.L., Tamisiea M.E., and Lidberg M.. Combination of geodetic observations and models for glacial isostatic adjustment elds in Fennoscandia. *Journal of Geophysical Research*, 115(B07403), 2010.
110. Hilmer M, Jung T. 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters* 27(7): 989–992.

111. Hobbs, W. R., and J. K. Willis (2013), Detection of an observed 135 year ocean temperature change from limited data, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2252–2258, doi:10.1002/grl.50370.
112. Hoffert, M.I., A.J. Callegari and C.T. Hsieh, 1980: The role of deep sea heat storage in the secular response to climate forcing. *J. Geophys. Res.*, 85, 6667-6679.
113. Houston J.R. and Dean R.G. Effects of Sea-Level Decadal Variability on Acceleration and Trend Difference. *Journal of Coastal Research*, 29(5):1062-1072. 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00238.1>
114. Hsieh Chia-Sheng, Shih Tian-Yuan, Hu Jyr-Ching, Tung Hsin, Huang Mong-Han, Angelier Jacques. Using differential SAR interferometry to map land subsidence: a case study in the Pingtung Plain of SW Taiwan. *Natural Hazards*. DOI 10.1007/s11069-011-9734-7. 2011, Volume 58, Issue 3, pp 1311–1332.
115. http://avspir.narod.ru/geo/khain1995/hain_4_1.htm
116. http://studopedia.su/16_184283_endogenni-ta-ekzogenni-geologichni-protsestvpliv-na-nih-aktivnoi-gospodarskoi-diyalnosti.html
117. <https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A6%D1%83%D0%BD%D0%B0%D0%BC%D1%96>
118. <https://www.ngs.noaa.gov/GRD/GPS/Projects/CB/SEALEVEL/sealevel.html>
119. Hurrell, J. W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676– 679, 1995.
120. Ihde J. Final Report of IAG ICP1.2 (Jointly by Commissions 1 and 2) for the period 2003-2007. 30 p.
121. Ihde J. Report of the International Association of Geodesy 2007-2011.
122. Ihde, J., Boucher, C., Dunkley, P., Farrell, B., Gubler, E., Luthardt, J., Torres, J.: European Spatial Reference Systems – Frames for Geoinformation System -. Presented at the EUREF Symposium, Tromsø, June 22-24, 2000. In: Veröffentlichung der Bayerischen Kommission für die Internationale Erdmessung, München, No. 61, 2000.

123. IPCC 4th Assessment Report (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
124. IPCC, 5th Assessment report (2013), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., New York, USA in press, available at http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/#.UsHKO_tW-Ag.
125. J. Mäkinen, M. Ekman, Å. Midtsundstad, and O. Remmer. The Fennoscandian land uplift gravity lines 1966 - 1984. *Rep. Finn. Geod. Inst.*, 85:4:238 p., 1986.
126. Jackett, D.R., T.J. McDougall, M.H. England, and A.C. Hirst, 2000: Thermal expansion in ocean and coupled general circulation models. *Journal of Climate*. 13, 1384-1405.
127. James TS and Ivins ER (1998): Prediction of Antarctic crustal motions driven by presentday ice sheet evolution and by isostatic memory of the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 4,993 – 5,017.
128. Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted, and P. L. Woodworth (2008), Recent global sea level acceleration started over 200 years ago?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08715, doi:10.1029/2008GL033611.
129. Johansson J M, Davis JL, Scherneck H-G, Milne GA, Vermeer M, Mitrovica JX, Bennett RA, Jonsson B, Elgered G, Elósegui P, Koivula H, Poutanen M, Rönnäng BO, Shapiro II (2002) Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia 1. Geodetic results. *J Geophys Res*, vol. 107, no. B8, 10.1029/2001B000400.
130. Johansson, M., Kahma, K., and Boman, H. (2003). An improved estimate for the long-term mean sea level on the Finnish coast. *Geophysica*, 39, pp. 51–73.

131. Johansson, M., Kahma, K., Boman, H., and Launiainen, J. (2004). Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Environ. Res.*, 9, pp. 153–166.
132. Johansson, M., Pellikka, H., Kahma K., and Ruosteenoja, K. (2012). Global sea level rise scenarios adapted to the Finnish coast. *J. Mar. Syst.*, 129, pp. 35–46, doi:10.1016/j.jmarsys.2012.08.007.
133. Johnston, P., and K. Lambeck (1999), Postglacial rebound and sea level contributions to changes in the geoid and Earth's rotation axis, *Geophys. J. Int.*, 136, 537–558.
134. Jones, P. D., T. Jónsson, and D. Wheeler, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland, *Int. J. Climatol.*, 17, 1433–1450, 1997.
135. Kakkuri Juhani. Postglacial Deformation of the Fennoscandian Crust. *Geophysica* (1997), 33(1), 99-109.
136. Kennosuke H. Observational Accuracy of Crustal Movements. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 22(4), pp.235-241, 1976.
137. King, M.A., Bevis, M., Wilson, T., Johns, B., Blume, F., 2012. Monument-antenna effects on GPS coordinate time series with application to vertical rates in Antarctica. *Journal of Geodesy* 86 (1), 53–63. <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-011-0491-x>.
138. Kiviniemi A. High precision measurements for studying the secular variation in gravity in Finland. *Publ. Finn. Geodet. Inst.*, 78:64p., 1974.
139. Kohl, A., Stammer, D. and Cornuelle, B. 2007. Interannual to decadal changes in the ECCO global synthesis. *J. Phys. Oceanogr.*: 37, 313-337.
140. Kooi H., Johnston P., Lambeck K., Smither C., Molendijk R., Geological causes of recent (~100 yr) vertical land movement in the Netherlands, *Tectonophysics* 299, 297–316, 1998.
141. Kosek W., Wnęk A., Zbylut-Górska M., Popiński Waldemar. Wavelet analysis of the Earth center of mass time series determined by satellite techniques. *Journal of Geodynamics* 80 (2014) 58–65. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.02.005>.

142. Kowalczyk K. and Rapiński J. Evaluation of levelling data for use in vertical crustal movements model in Poland. *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 10, No. 4 (172), 401–410, 2013, Doi: 10.13168/AGG.2013.0039.
143. Kowalczyk K. Dane niwelacyjne w badaniu pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Acta Sci. Pol., Geodesia et Descriptio Terrarum* 8(1) 2009, 31-43.
144. Kowalczyk K., Rapiński J. New elaboration of gradient map of vertical crustal movements in the territory of Poland.
145. Kowalczyk K., Rapiński J. and Mroz M. Analysis of vertical movements modeling through various interpolation techniques. *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 7, No. 4 (160), 399–409, 2010.
146. Kowalczyk, K., Rapiński, J.: 2012. Adjustment of vertical crustal movement network on the basis of last three leveling campaigns in Poland. *Reports on Geodesy*. Vol. 92, No. 1, 123-134.
147. Kowalczyk, K.: 2007. Ruchy pionowe skorupy ziemskiej w Polsce. *Geomatics and Environmental Engineering*. Volume 1, No. 1/1, 157-167.
148. Krynski J. On variability of geoid in Europe / J. Krynski, G. Kloch-Glowka, M. Szelachowska // Symposium of the IAG Subcommittee for Europe European Reference Frame – EUREF – 2012. — Paris, France, 6 - 8 June, 2012.
149. Kuhn, M. 1984. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geogr. Annaler*, 66A, 229-238.
150. Kumar Vijay, G. Venkataraman; Y. S. Rao. SAR interferometry and Speckle tracking approach for glacier velocity estimation using ERS-1/2 and TerraSAR-X spotlight high resolution data. Conference Paper · August 2009 DOI: 10.1109/IGARSS.2009.5417663. Source: IEEE Xplore Conference: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009, Volume: 5.
151. Kuo C. Y. and C. K. Shum, A. Braun, J. X. Mitrovica. Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L01608, doi:10.1029/2003GL019106, 2004.

152. Kuo CY (2006): Determination and characterization of 20th century global sea level rise. Rep. 478, Dept. Geod. Sci. and Surv., Ohio State Univ., Columbus.
153. Kuo, C.Y., Shum, C., Braun, A., Cheng, K.C., Yi, Y., 2008. Vertical motion determined using satellite altimetry and tide gauges. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19, 21–35.
154. Lambeck, K. & Johnston, P. J. 1995 Land subsidence and sea-level change: Contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth, in *Land Subsidence*, edited by Barends, Brouwer, and Schroeder, 3–18, Balkema, Rotterdam.
155. Lambert, A., N. Courtier, and T. S. James (2006), Long-term monitoring by absolute gravimetry: Tides to postglacial rebound, *J. Geodyn.*, 41, 307–317.
156. Larsen Ch. F., Echelmeyer K. A., Freymueller J. T., and Motyka R. J. Tide gauge records of uplift along the northern Pacific-North American plate boundary, 1937 to 2001. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, № B4, 2216, doi:10.1029/2001JB001685, 2003.
157. Larson K. M. and T. van Dam (2000). Measuring Postglacial Rebound with GPS and Absolute Gravity. *Geophysical Research Letters*, 27(23), p. 3925-3928, December 1.
158. Lefebvre M, Cazenave A, Escudier P, Biancale R, Crétaux JF, Soudarin L, Valette JJ (1996) Space tracking system improves accuracy of geodetic measurements. *EOS Trans AGU* 77(4):25, 28–29.
159. Levermann, A., P. U. Clark, B. Marzeion, G. A. Milne, D. Pollard, V. Radic, and A. Robinson (2013), The multimillennial sea level commitment of global warming, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 110(3), 13745–13750, doi:10.1073/pnas.1312464110.
160. Levitus, S., C. Stephens, J. I. Antonov, and T. P. Boyer (2000b), Yearly and year—Season upper ocean temperature anomaly fields, 1948–1998, NOAA Atlas NESDIS 40, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md. (Available at <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/PDF/ATLAS/nesdis40.pdf>).

161. Levitus, S., et al. (2012), World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000 m), 1955-2010, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10603, doi:10.1019/2012GL051106.
162. Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens (2000a), Warming of the world ocean, *Science*, 287, 2225–2229.
163. Lidberg M, J.M. Johansson, H.-G. Scherneck, G. A. Milne, J.L. Davis (2008). New results based on reprocessing of 13 years continuous GPS of the Fennoscandia GIA process from BIFROST. In M. G. Sideris (ed.) “Observing our Changing Earth”, Proceedings of the 2007 IAG general assembly, Perugia Italy, July, 2-13. International Association of Geodesy Symposia Vol. 133, pg 557ff, Springer.
164. Lidberg M, M. Lilje (2007). Evaluation of monument stability in the SWEPOS GNSS network using terrestrial geodetic methods – up to 2003. LMV-rapport 2007:10. ISSN 280-5731. http://www.lantmateriet.se/upload/filer/kartor/geodesi_gps_och_detaljmatning/Rapporter-Publikationer/LMVrapporter/LMV-rapport_Swepos_pelare_till_PDF_2007_h.pdf (sited Jan 2009).
165. Lidberga Martin, Jan M. Johanssona, Hans-Georg Schernecka, Glenn A. Milne. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *Journal of Geodynamics*. Volume 50, Issue 1, July 2010, Pages 8–18. doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.010.
166. Lin, J. (2000), Correction of Tide Gauge Measurements to Absolute Sea Level by Vertical Motion Solutions, Master Thesis, Geodetic Science & Surveying, Columbus, Ohio State Univ.
167. Lisitzin E. Sea-Level Changes. Volume 8 (1974), 1st Edition. Elsevier Science. P. 285.
168. Litchfield N. (2008). Using fluvial terraces to determine Holocene coastal erosion and Late Pleistocene uplift rates: an example from northwestern Hawke Bay, New Zealand, *Geomorphology*, 99, 369-386.

169. Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. Le Traon, and M. Ishii (2005), Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited, *Global Planet. Change*, 47, 1–16, doi:10.1016/j.gloplacha.2004.11.016.
170. Lu, J., and R. J. Greatbatch, The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), doi:10.1029/2001GL014052, 2002.
171. LYZENGA, G. A., WALLACE, K. S., FANSELOW, J. L., RAEFSKY, A., and GROTH, P. M. (1986), Tectonic motions in California inferred from Very Long Baseline Interferometry observations, 1980–1984, *Journal of Geophysical Research*, 91, 9473–9487.
172. Ma, C., Sauber, M., Bell, L.J., Clark, T.A, Gorden, D., Himwich, W.E., and Ryan, J.W. (1990), Measurement of horizontal motions in Alaska using very long baseline interferometry, *Journal Geophysical Research*, 95, 21,991–22,011.
173. MacMillan, D. S. 2004 Rate Difference Between VLBI and GPS Reference Frame Scales. *Eos Trans. AGU*, 85 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract G21B-05.
174. MacMillan, D. S., and MA, C. (1999), VLBI measurements of Caribbean and South American motion, *Geophysical Research Letters*, 26, 919–922.
175. Mäkinen J., Engfeldt A., Harsson B.G., Ruotsalainen H., Stykowski G., Oja T., and D. Wolf. The Fennoscandian land uplift gravity lines 1966-2004. In Christopher Jekeli, Luisa Bastos, and Joana Fernandes, editors, *Gravity, Geoid and Space Missions*, volume 129 of *International Association of Geodesy Symposia*, pages 328-332. Springer Berlin Heidelberg, 2005.
176. Mäkinen J., Saaranen V. Determination of post-glacial land uplift from the three precise levellings in Finland. *Journal of Geodesy* (1998) 72: 516-529.
177. Mangiarotti S, Cazenave A, Soudarin L, Crétaux JF (2001) Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *J Geophys Res* 106(B3):4277–4291. DOI 10.1029/2000JB900347.
178. Mao, A., Harrison, C.G.A. & Dixon, T.H., 1999. Noise in GPS coordinate time series, *J. geophys. Res.*, 104(B2), 2797–2816.

179. Marc L. F., Dietz C., Groten E. Vertical Land Motion in the Mediterranean Sea from Altimetry and Tide Gauge Stations. *Marine Geodesy*, 27: 683–701, 2004. DOI: 10.1080/01490410490883441.
180. Massonnet D, Feigl KL (1998) Radar interferometry and its application to changes in the earth surface. *Rev Geophys* 36(4):441–500.
181. Mazzotti S., A. Lambert, N. Courtier, L. Nykolaishen, and H. Dragert. Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L15306, DOI:10.1029/2007GL030283, 2007.
182. McGranahan, G., D. Balk, and B. Anderson (2007), The rising tide: Assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones, *Environ. Urban.*, 19(1), 17–37, doi:10.1177/0956247807076960.
183. Meier M.F., 1984. Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226, 1418-21.
184. Meier, M.F., 1993: Ice, climate and sea level: do we know what is happening? in: *Ice in the climate system*, Peltier, W.R. (ed.), NATO ASI Series I, Springer-Verlag, Heidelberg, 141-160.
185. Meisina C., F. Zucca, F. Conconi, F. Verri, D. Fossati, M. Ceriani, J. Allievi. Use of Permanent Scatterers technique for large-scale massmovement investigation. *Quaternary International* 171–172 (2007) 90–107.
186. Meyssignac, B., and A. Cazenave (2012), Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability, *J. Geodyn.*, 58, 96–109, doi:10.1016/j.jog.2012.03.005.
187. Milne G.A., Mitrovica J.X., Scherneck H.-G., Davis J.L., Johansson J.M, Koivula H., and Vermeer M. Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia: 2. Modeling results. *Journal of Geophysical Research*, 109(B02412), 2004.

188. Milne, G. A, Davis J. L., Mitrovica J. X., Scherneck H.-G., Johansson J. M., Vermeer M., Koivula H. (2001). Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science*, 291(5512), pp. 2381– 2385.
189. Mitchum G. T., R. S. Nerem, M. A. Merrifield, and W. R. Gehrels (2010), Modern Sea-Level-Change Estimates, in *Understanding Sea-Level Rise and Variability*, edited by J. A. Church, P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson, Wiley-Blackwell, Oxford, UK. pp. 122–142, doi: 10.1002/9781444323276.ch5.
190. Mitchum, G. T. An Improved Calibration of Satellite Altimetric Heights Using Tide Gauge Sea Levels with Adjustment for Land Motion, *Marine Geodesy*, 23, 145–166, 2000.
191. Mitchum, G. T., Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24,541– 24,554, 1994.
192. Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, and P. D. Jones (2012), Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set, *J. Geophys. Res.*, 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.
193. Munk, W. (2002), Twentieth century sea level: An enigma, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 99(10), 6550–6555.
194. Munk, W. (2003), Ocean freshening, sea level rising, *Science*, 300, 2041–2043.
195. Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D. , Keppie, J. D.: 2001, Animated History of Avalonia in Neoproterozoic-Early Palaeozoic. In: Jessell, M. J. *General Contributions: 2001. Journal of the Virtual Explorer*, 3, 45-58.
196. Murray, T. 2006. Climate change: Greenland's ice on the scales. *Nature*: 443, 277-278.
197. Natarajan M, Er. K. Mohan and T. Balasubramanian. *Waves and Tides*.
198. Neilan, R. E., Van Scoy, P. A. & Woodworth, P. L. (eds) 1997 *Proceedings of the workshop on methods for monitoring sea level: GPS and tide gauge benchmark monitoring and altimeter calibration*. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, JPL-Publication 97-017.

199. Neilan, R., Van Scoy, P.A. and Woodworth, P.L., (eds) 1998. Proceedings of the Workshop on Methods For Monitoring Sea Level: GPS And Tide Gauge Benchmark Monitoring, GPS altimeter calibration Workshop organized by the IGS and PSMSL, Jet Propulsion Laboratory, 17-18 March 1997. 202 pp.
200. Nerem R. S. and Mitchum G. T. Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements. *Geophysical Research Letter*, Vol. 29, № 19, 1934, doi:10.1029/2002GL015037, 2002.
201. Nerem, R. S., and G. T. Mitchum (2001a), Observations of sea level change from satellite altimetry, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, edited by B. C. Douglas, M. S. Kearney, and S. P. Leatherman, pp. 121–163, Academic, San Diego, Calif.
202. Nerem, R. S., and G. T. Mitchum (2001b), Sea level change, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*, edited by L. Fu and A. Cazenave, pp. 329–349, Academic, San Diego, Calif.
203. Nerem, R. S., D. P. Chambers, C. Choe, and G. T. Mitchum (2010), Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions, *Mar. Geod.*, 33(1), 435–446, doi:10.1080/01490419.2010.491031.
204. Nerem, R. S., D. P. Chambers, E. W. Leuliette, G. T. Mitchum, and B. S. Giese (1999), Variations in global mean sea level associated with the 1997–1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change, *Geophys. Res. Lett.*, 26(19), 3005-3008.
205. Nørbech T. K., Ensager L. J., Knudsen P., Koivula H., Lidberg M., Ollikainen M., Weber M., Transformation from a Common Nordic Reference Frame to ETRF89 in Denmark, Finland, Norway, and Sweden. Proceedings of the 15th General Meeting of the Nordic Geodetic Commission, May 29 – June 2, 2006, Copenhagen, Denmark. Technical Report No. 1, 2008 National Space Institute, ISBN 10 87-92477-00-3 , ISBN 13 978-87-92477-00-2.

206. Nouel, F., et al., Precise CNES orbits for Topex/Poseidon: Is reaching 2 cm still a challenge? *J. Geophys. Res.*, 99, 24405-24419, 1994.
207. Oerlemans, J., 1999: Comments on “Mass balance of glaciers other than the ice sheets”, by J. Graham Cogley and W.P. Adams. *J. Glaciology*, 45, 397-398.
208. Oja, T., Kollo, K., Pihlak, P.: 2014, The verification of GIA in Estonia using GNSS data. EGU General Assembly, September 1-4, 2014, Göteborg, Sweden.
209. Open University, 1989. Waves, tides and shallow-water processes. Open University Oceanography Series Vol.4. Pergamon Press, Oxford, in association with the Open University, 187pp.
210. Owaga, R.: 2010, Transient, seasonal and inter-annual gravity changes from GRACE data: Geophysical modelings. Ph.D. Dissertation, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
211. Oxford Dictionaries [Electronic resource]. Link: <http://www.oxforddictionaries.com/ru/precambrian>.
212. Pagiatakis SD and Salib P (2003): Historical relative gravity observations and the time rate of change of gravity due to postglacial rebound and other tectonic movements in Canada. *J. Geophys. Res.*, 108(B9), 2406, doi:10.1029/2001JB001676.
213. Panteleev, A. V., and T. A. Letova. *Metody optimizacii v primerah i zadachah*. Moscow: Vyssh. shk., 2005.
214. Peltier, W. R. (1998), Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics, *Rev. Geophys.*, 36(4), 603–689.
215. Peltier, W. R. 2001 ICE4G (VM2) glacial isostatic adjustment corrections. In *Sea Level Rise History and Consequences*. International Geophysics Series, Vol. 75, Academic Press, San Diego, 65-96.
216. Per-Anders Olsson, 2013. On modelling of postglacial gravity change. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy. Department of Earth and Space Sciences. Chalmers University of Technology. Gothenburg, Sweden 2013. 42 p.

217. Perttunen, M.: 1986, Fennoscandian Land Uplift: Proceedings of a Symposium at Tvärminne, April 10-11, 1986. Arranged by the Finnish National Committee For Quaternary Research. Geological Survey of Finland, Special Paper 2.
218. Petrov, L., Gordon, D., Gipson, J., Macmillan, D., MA, C., Fomalont, E., Walker, R. C., and Carabajal, C. (2009), Precise Geodesy with the Very Long Baseline Array, *Journal of Geodesy*, 83(9), 859–876.
219. Pillans B. (1990). Late Quaternary marine terraces, south Taranaki-Wanganui, scale 1:100,000, Miscellaneous series map / New Zealand Geological Survey 18, New Zealand Geological Survey, Lower Hutt.
220. Plag Hans-Peter, Markus Rothacher, Richard Gross, Srinivas Bettadpur. The Global Geodetic Observing System (GGOS) of the International Association of Geodesy, IAG
221. Plag Hans-Peter. GGOS Overview. Nevada Geodetic Laboratory, University of Nevada, Reno, USA. ftp://cddis.nasa.gov/misc/ggos/0912/bnc_plag_091216.pdf
222. Plag, H. P., Axe, P., Knudsen, P., Richter, B. & Verstraeten, J. 2000 European Sea-Level Observing Systems (EOSS): status and future developments. European Commission Publication EUR 19682.
223. Plant J. A., Whittaker A., Demetriades A., De Vivo B., Lexa J., The Geological and Tectonic Framework of Europe. In: Salminen R (ed) Geochemical Atlas of Europe. Part 1: background information, methodology and maps. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, 2003.
224. Popovs, K., Saks, T., Ukass, J., Jātnieks, J.: 2012, Genetic approach to reconstruct complex regional geological setting of the Baltic basin in 3D geological model. EGU General Assembly, 22-27 April, 2012, Vienna, Austria, p.422.
225. Prawirodirdjo, L. & Bock, Y. 2004 Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *J. Geophys. Res.*, 109 (8), B08405.
226. PSMSL 2002. Table of MSL secular trends derived from PSMSL RLR data.
227. Pugh David T. (1987). Tides, Surges and Mean Sea-Level. John Wiley & Sons.

228. Rangelova E. V. A Dynamic Geoid Model for Canada. A Thesis Submitted to the Faculty of Graduate Studies in Partial Fulfilment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy. November, 2007, 266 p.
229. Raper, S.C.B., T.M.L Wigley, and R.A. Warrick, 1996: Global sea level rise: Past and Future. In: Sea Level Rise and Coastal Subsidence, Causes, Consequences and Strategies, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 369 pp.
230. Ray R.D., B.D. Beckley, F.G. Lemoine. Vertical crustal motion derived from satellite altimetry and tide gauges, and comparisons with DORIS measurements. *Advances in Space Research* 45 (2010) 1510-1522.
231. Rey P., Burg, J.-P., Casey, M.: 1997, The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. *Orogeny Through Time*, Geological Society London Special Publications No. 121, pp. 179-200.
232. Rothrock, D. A., Y. Yu, and G. A. Maykut (1999), Thinning of the Arctic sea-ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, 26(23), 3469–3472.
233. Russell, G.L., V. Gornitz and J.R. Miller, 2000: Regional sea level changes projected by the NASA/GISS atmosphere-ocean model. *Climate Dynamics*, 16, 789-797.
234. Sabadini, R., and B. L. A. Vermeersen (2002), Long-term rotation instabilities of the Earth: A reanalysis, in *Ice Sheets, Sea Level, and the Dynamic Earth*, *Geodyn. Ser.*, vol. 29, edited by J. X. Mitrovica and B. L. A. Vermeersen, pp. 51–67, AGU, Washington, D. C.
235. Sahagian, D. (2000), Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: Sea level and water redistribution, *Global Planet. Change*, 25, 39–48.
236. Sahagian, D.L., F.W. Schwartz, and D.K. Jacobs, 1994: Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature*, 367, 54-7.
237. Santamaría Gómez Álvaro. Estimation of crustal vertical movements with GPS in a geocentric frame, within the framework of the TIGA Project. Doctoral dissertation of the observatoire de Paris. 2010. 252 p.

238. Santamaría-Gómez, A., Gravelle, M., Wöppelmann, G. (2014). Long-term vertical land motion from double-differenced tide gauge and satellite altimetry data. *Journal of Geodesy*, Volume 88, Issue 3. pp. 207–222, DOI 10.1007/s00190-013-0677-5.
239. Scherneck, H.-G., et al. (2001), BIFROST project: 3-D crustal deformation rates derived from GPS confirm postglacial rebound in Fennoscandia, *Earth Planets Space*, 53, 703–708.
240. Schlesinger, M.E. and X. Jiang, 1990: Simple model representation of atmosphere-ocean GCMs and estimation of the timescale of CO₂-induced climate change. *J Climate*, 3, 1297-1315.
241. Schlüter, W., and Behrend, D. (2007), The International VLBI Service for Geodesy and Astrometry (IVS): current capabilities and future prospects, *Journal of Geodesy*, 81, 379–387.
242. Schöne Tilo, Schön Nana, Thaller Daniela. IGS Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot Project (TIGA): scientific benefits. *J Geod* (2009) 83:249–261. DOI 10.1007/s00190-008-0269-y.
243. Schönwiese, C.-D. and J. Rapp, 1997: *Climate Trend Atlas of Europe Based on Observations 1891-1990*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 228 p.
244. Schönwiese, C.-D., J. Rapp, T. Fuchs and M. Denhard, 1994: Observed climate trends in Europe 1891-1990. *Meteorol. Zeitschrift*, 3, 22-28.
245. Schuh H., and J. Böhm, (2013), Very Long Baseline Interferometry for Geodesy and Astrometry, In Guochang Xu (editor): *Sciences of Geodesy II, Innovations and Future Developments*, Springer Verlag, doi:10.1007/978-3-642-28000-9.
246. Schuh, H., and Behrend, D. (2012), VLBI: A fascinating technique for geodesy and astrometry, *Journal of Geodynamics*, 61, 68–80.
247. Sennikovs, J., Virbulis, J., Bethers, U.: 2012, Geometrical model of the Baltic artesian basin. EGU General Assembly, 22-27 April, 2012, Vienna, Austria, p.5720.
248. Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. Chapin, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. C. Oechel, J. Morison, T. Zhang, and R. G. Barry (2000),

- Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Clim. Change*, 46(1–2), 159–207.
249. Shennan, I. & Horton, B. 2002 Holocene land- and sea-level changes in Great Britain, *J. Quaternary Sci.*, 17 (5-6), 511–526.
250. Shepherd, A. and Wingham, D. 2007. Recent sea-level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets. *Science*: 315, 1529-1532.
251. Shepherd, A., et al. (2012), A reconciled estimate of ice-sheet mass balance, *Science*, 338(6111), 1183–1189, doi:10.1126/science.1228102.
252. Shiklomanov, A. I. (1997), Comprehensive assessment of the freshwater resources of the world: Assessment of water resources and water availability in the world, report, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.
253. Shogenov, K., Shogenova, A., Vizika-Kavvadias, O.: 2013, Potential structures for CO₂ geological storage in the Baltic Sea: case study offshore Latvia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 85, 65-81.
254. Shum CK, Kuo CY and Mitrovica JX (2002): Glacial isostatic adjustment in the Great Lakes region inferred by tide gauges and satellite altimetry. *EOS Trans.*, Spring AGU Meeting 2002.
255. Sieger, R., 1893. Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. *Zft. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*. Bd. XXVIII. Berlin.
256. Sirén, A., 1951. On computing the land uplift from the lake water level records in Finland. *Fennia* 73, N:o 5. Helsingfors.
257. Soudarin L, Crétaux JF, Cazenave A (1999) Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system. *Geophys Res Lett* 26(9):1207–1210. DOI 10.1029/1999GL900215.
258. Soudarin, L., and A Cazenave, Large-Scale tectonic plate motions measured with the DORIS space geodesy system, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 469-472,1995.
259. Spada G, Galassi G (2012) New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling. *Geophys J Int* 191:1067–1094. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05663.x.

260. Stewart, R.W., Bornhold, B.D., Dragert, H. and Thomson, R.E. 1998. Sea Level Change. Chapter 8. In Brink, K.H. and Robinson, A.R. (Eds), "The Global Ocean – Processes and Methods, Vol. 10 The Sea", Wiley, New York, 191-211.
261. Sośnica, K.; Thaller, D.; Dach, R.; Steigenberger, P.; Beutler, G.; Arnold, D.; Jäggi, A. Satellite laser ranging to GPS and GLONASS. *J. Geod.* 2015, 89, 725–743.
262. Tal E. The Science of Sea Level Rise and the Impact of the Gulf Stream. July 29, 2016: The Latest in Sea Level Rise Science.
263. Tapley BD, Ries J, Bettadpur S, Chambers D, Cheng M, Condi F, Gunter B, Kang Z, Nagel P, Pastor R, Pekker T, Poole S and Wnag F (2005): GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE. *J. Geodesy*, 79, pp. 467 - 478.
264. Tapley, B. D., et al., Precision orbit determination for TOPEX/POSEIDON, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24,383– 24,404, 1994.
265. Tavernier G, Fagard H, Feissel-Vernier M, Lemoine F, Noll C, Ries JC, Soudarin L, Willis P (2005) The International DORIS Service (IDS). *Adv Space Res* 36(3):333–341. DOI 10.1016/j.asr.2005.03.102.
266. Teferle F. N., Bingley R. M., Orliac E. J., Williams S. D. P., Woodworth P. L., McLaughlin D., Baker T. F., Shennan I., Milne G. A., Bradley S. L. and D. N. Hansen. Crustal motions in Great Britain: evidence from continuous GPS, absolute gravity and Holocene sea level data. *Geophys. J. Int.* (2009) 178, 23–46. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04185.x.
267. Teferle F. N., R. M. Bingley¹, S. D. P. Williams, T. F. Baker and A. H. Dodson. Using continuous GPS and absolute gravity to separate vertical land movements and changes in sea level at tide gauges in the UK. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2006, 364, 1841, 917.
268. Teferle F., R. Bingley, E. Orliac, S. Williams, P. Woodworth, D. McLaughlin, T. Baker, I. Shennan, G. Milne, S. Bradley and D. Hansen (2009). Crustal motions in Great Britain: evidence from continuous GPS, absolute gravity and Holocene sea level data. *Geophysical Journal International*, 178, 23-46. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04185.x.

269. Thomas, R., Rignot, E., Casassa, G., Kanagaratnam, P., Auna, C., Akins, T., Brecher, F., Frederick, E., Gogineni, P., Krabill, W., Manizade, S., Ramamoorthy, H., Rivera, A., Russell, R., Sonntag, J., Swift, R., Yungel, J., and Zwally, J. 2004. Accelerated sealevel rise from West Antarctica. *Science*: 306, 255-258.
270. Thompson DWJ, Wallace JM. 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25(9): 1297–1300.
271. Thomson R. E., B. D. Bornhold and S. Mazzotti (2008). An Examination of the Factors Affecting Relative and Absolute Sea Level in Coastal British Columbia. *Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences* 260: v + 49 p.
272. Tiwari P. Brief Notes on Earth's Movement (Explained With Diagram). <http://www.geographynotes.com/earth/brief-notes-earths-movement-explained-diagram/805>
273. Tretyak K, Dosyn S. Reconstruction of changing kinematic parameters of tectonic blocks based on the results of tide gauge measurements (the territory of Northern Europe is taken as an example) [Электронный ресурс] / К. Tretyak, S. Dosyn // 18th International Symposium on Geodynamics and Earth Tides. – 2016. – Режим доступа до ресурсу: <https://g-et2016.units.it/node/157>.
274. Tretyak K, Dosyn S. Study of Vertical Movements of the European Crust Using Tide Gauge and GNSS-observations. 5th International Youth Science Forum «Litteris et Artibus». – 2015. – С. 104–105.
275. Tretyak K, Dosyn S. Differences between GNSS observations and tide gauge observations in studying vertical land movements. 6th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS», Lviv, Ukraine, November 26–28, 2016.
276. Tretyak K, Dosyn S. Reconstruction of vertical movements of the Earth's crust, according to tide gauge observations. EUREF Symposium. – 2015. – P. 47.
277. Tretyak K., Dosyn S. Study of vertical movements of the European crust using tide gauge and GNSS observations. *Reports on Geodesy and Geoinformatics*, 97 (2014), 112-131, Doi: 10.2478/rgg-2014-0016.

278. Trupin, A.S., M.F. Meier and J.M. Wahr, 1992: Effects of melting glaciers on the Earth's rotation and gravitational field: 1965-1984. *Geophys. J. Intern.*, 108, 1-15.
279. Tsimplis MN, Josey SA. 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 28(5): 803–806.
280. Tsimplis, M. N., and Spencer, N. E. (1997). Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and the Black Sea. *J. Coastal Res.*, 13, pp. 534–544.
281. Van Balen Ronald et al. (2005). Neotectonics of The Netherlands: a review. *Quaternary Science Reviews* 24(s 3–4):439–454, February 2005 DOI: 10.1016/j.quascirev.2004.01.011
282. Van de Wal, R.S.W. and M. Wild, 2001: Modelling the response of glaciers to climate change, applying volume area scaling in combination with a high-resolution GCM. IMAU Report R-01-06, Utrecht University, Netherlands.
283. Velicogna, I. and Wahr, J. 2006. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. *Nature*: 443, 329-331.
284. Vellinga, P., and S. P. Leatherman (1989), Sea level rise, consequences and policies, *Clim. Change*, 15(1-2), 175–189, doi:10.1007/bf00138851.
285. Vernon, R., O'Neil, N., Pasquali R.: 2013. Screening of prospective sites for geological storage of CO₂ in the Southern Baltic Sea. Espoo 2013. VTT Technology 101. 58 p.+app. 1 p.
286. Vilibic I. Global sea level rise? New techniques for the absolute sea level measurement // *Geofizika*. – 1997. – Vol. 14. – P. 23–28.
287. Virbulis, J., Bethers, U., Saks, T., Sennikovs J., Timuhins, A.: 2013, Hydrogeological model of the Baltic Artesian Basin. *Hydrogeology Journal*. DOI 10.1007/s10040-013-0970-7.
288. Wadhams, P., N. Hughes, and J. Rodrigues (2011), Arctic sea ice thickness characteristics in winter 2004 and 2007 from submarine sonar transects, *J. Geophys. Res.*, 116, C00E02, doi:10.1029/2011JC006982.

289. Wahl, T., Haigh, I.D., Dangendorf, S., Jensen, J. (2013). Inter-annual and long-term mean sea level changes along the North Sea Coastline. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 1987-1992, ISSN 0749-0208.
290. Wahr J, DaZhong H and Trupin A (1995): Prediction of vertical uplift caused by changing polar ice volume on a viscoelastic Earth. *Geophys. Res. Lett.*, 22, pp. 977 - 980.
291. Wakelin SL, Woodworth PL, Flather RA, Williams JA. 2003. Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf. *Geophysical Research Letters* 30(7): 56-1–56-4. DOI: 10.1029/2003GL017041.
292. WARD, S. N. (1990), Pacific-North America Plate Motions: new results from very long baseline interferometry, *Journal of Geophysical Research*, 95, 21965–21981.
293. Warrick, R.A., C. Le Provost, M.F. Meier, J. Oerlemans, P.L. Woodworth, 1996: Changes in Sea Level. In: *Climate Change 1995, The Science of Climate Change*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Klattenberg, K. Maskell (eds.). Cambridge University Press, 359-405.
294. Weidick, A. and E. Morris, 1996: Local glaciers surrounding continental ice sheets. In Haeberli, W., M. Hoeszle and S. Suter (eds.), *Into the second century of world glacier monitoring? Prospects and strategies. A contribution to the IHP and the GEMS*. Prepared by the World Glacier Monitoring Service.
295. White, W. B., D. R. Cayan, M. D. Dettinger, and G. Auad (2001). Sources of global warming in upper ocean temperature during El Niño, *J. Geophys. Res.*, 106(C3), 4349–4367.
296. Wigley, T.M.L and S.C.B. Raper, 1987: Thermal expansion of sea water associated with global warming. *Nature*, 330, 127-31.
297. Wigley, T.M.L and S.C.B. Raper, 1992: Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, 357 (May 28), 293-300.
298. Wigley, T.M.L. and S.C.B. Raper, 1993: Future changes in global mean temperature and sea level, in Warrick, R.A., E.M. Barrow and T.M.L. Wigley (eds),

Climate and sea level change: observations, projections and implications, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 424 pp.

299. Williams, S.D.P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R.M., Prawirodirdjo, L., Miller, L. & Johnson, D.J., 2004. Error analysis of continuous GPS position time series, *J. geophys. Res.*, 109, B03412, doi:10.1029/2003JB002741.
300. Wolfgang A. and Ihde J. Germany Definition and Realization of Vertical Reference Systems –The European Solution EVRS/ EVRF 2000 – FIG XXII International Congress Washington, D.C. USA, April 19-26, 2002.
301. Woodworth P. L. and R. Player (2003). The Permanent Service for Mean Sea Level: An Update to the 21st Century *Journal of Coastal Research* Vol. 19, No. 2, pp. 287-295.
302. Woodworth, P. L., Tsimplis, M. N., Flather, R. A. & Shennan, I. 1999 A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophysical Journal International* 136, 651–670.
303. Woodworth, P.L., 1987: Trends in U.K. mean sea level. *Marine Geodesy*, 11, 57-87.
304. Woolf D, Shaw A, Tsimplis M. 2003. The influence of the North Atlantic oscillation on sea level variability in the North Atlantic region. *Global Atmosphere Ocean System* 9(4): 145–167.
305. Woolf DK, Challenor PG, Cotton PD. 2002. The variability and predictability of North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research* 107(C10): 9-1–9-14. DOI: 10.1029/2001JC001124.
306. Wöppelmann G., Martin Miguez B., Bouin M.-N., Altamimi Z. Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide. *Global and Planetary Change* 57 (2007) 396–406.
307. Wu, X.; Ray, J.; Dam, T. Geocenter motion and its geodetic and geophysical implications. *J. Geodyn.* 2012, 58, 44–61.
308. www.igs.org/about

309. Wyrzykowski T. Nowe wyznaczenie prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*. Tom XXXIV, Zeszyt 1 (78), 1987.
310. Wyrzykowski T., 1985. Mapa prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Inst. Geod. Warszawa*.
311. Wyrzykowski T., 1988. Monografia krajowych sieci niwelacji precyzyjnej I klasy. *Inst. Geod. Warszawa*.
312. Wyrzykowski T., 1993. Niwelacja precyzyjna. *Pol. Przeds. Wyd. Kartogr. Warszawa–Wrocław* (rozdz. 10 i 13).
313. Yan Z, Bate S, Chandler RE, Isham V, Wheeler H. 2002. An analysis of daily maximum wind speed in northwestern Europe using generalized linear models. *Journal of Climate* 15: 2073–2088.
314. Yan Zhongwei, Michael N. Tsimplis and David Woolf. Analysis of the relationship between the North Atlantic Oscillation and sea-level changes in northwest Europe. *International Journal of Climatology*. 24: 743–758 (2004) DOI: 10.1002/joc.1035.
315. Zebker HA (2000) Studying the Earth with interferometric radar. *Comput Sci Eng* 2(3):52–60.
316. Zerbini Susanna, Hans-Peter Plag, Trevor Baker, Matthias Becker, Harris Billiris, Beat Biirki, Hans-Gert Kahle, Iginio Marson, Laura Pezzoli, Bernd Richter, Claudia Romagnoli, Marzenna Sztobryn, Paolo Tomasi, Michael Tsimplis, George Veis, Grazia Verrone. Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations. *Global and Planetary Change* 14 (1996) 1-48.
317. Zervas Ch., Gill S., Sweet W. Estimating Vertical Land Motion from Long-Term Tide Gauge Records. Technical Report NOS CO-OPS 065, May, 2013.
318. Zhongwei, Y., Tsimplis, M.N., and Woolf, D. (2004). Analysis of the relationship between the North Atlantic oscillation and sea-level changes in northwest Europe. *Int. J. Climatol*. 24, pp. 743–758. doi: 10.1002/joc.1035.

319. Zuo, Z., and J. Oerlemans, 1997: Contribution of glacier melt to sea level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation. *Climate Dynamics*, 13, 835-845.
320. Zwally, H.J., Gioveinetto, M.B., Li, J., Cornejo, H.G., Beckley, M.A., Brenner, A.C., Saba, J.L. and Yi, D. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992-2002. *J. Glaciology*: 51, 509-527.
321. Алферьев Г.П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г.П. Алферьев // Тр. Львов. геол об-ва. Сер. геол. – Вып 1. – 1949. – С. 87-106.
322. Андрианова О.Р. Зміни рівня Світового океану в системі «океаносфера-атмосфера-гідросфера-поверхня суходолу» / О.Р. Андрианова // Український географічний журнал - 2014, № 1, с. 14-20.
323. Андрианова О.Р. Зміни рівня Світового океану в системі «океаносфера-атмосфера-гідросфера-поверхня суходолу» / О.Р. Андрианова // Український географічний журнал - 2014, № 1, с. 14-20.
324. Баркин Ю.В. Геофизические следствия относительных смещений и колебаний ядра и мантии Земли. Москва, ИФЗ, ОМТС 16 сентября 2014 г.
325. Белоусов В.В. Геотектоника. Издательство Московского Университета, 1976 г. 334 с.
326. Бондарчук В.Г. Движение и структура тектоносферы / В.Г. Бондарчук. – Киев: Наук. думка, 1970.- 190 с.
327. Галаганов О., В. Горшков, Т. Гусева, Ю. Кузнецов, Н. Розенберг, В. Передерин, Н. Щербакова. Парадокс отличий в вертикальных движениях по данным определений разными методами. *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. Вип. 71. 2009. С. 241-248.
328. Горячкин Ю.Н. Современные вертикальные движения на побережье Чёрного моря // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2008. – 6 с.
329. Гофштейн И.Д. Антропоген - время завершения этапа развития островных дуг в истории Карпат / И. Д. Гофштейн. // *Тект. и страт.*- 1978, №15.- С.47-51.

330. Гофштейн І.Д., Сомов В.І., Кузнецова В.Г. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. Київ: Наукова думка, 1971. — 128 с.
331. Демедюк Н.С. Об орогенном этапе развития Украинских Карпат / Н.С. Демедюк // Четв. пер.- 1976.- Вып.16 - С.126-137.
332. Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2012. т.9, №2, с. 130-142.
333. Доброхотов Ю. С. Высокочувствительные уровни и измерения наклонов / Ю. С. Доброхотов. — Москва. 1988. — 108 с.
334. Досин С. Мареографічний метод визначення вертикальних рухів земної кори - аналіз впливу природних і техногенних факторів. Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. Випуск II (32), 2016, с. 83-98.
335. Досин С. Можливості побудови карт вертикальних рухів земної кори з допомогою мареографічних спостережень та результатів GNSS-вимірювань в Європі. Матеріали XVIII Міжнародного науково-технічного симпозиуму «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS-технології». 10-15 вересня 2013 року, Алушта, Крим.
336. Захаров В.С. Современные вертикальные движения земной коры [Монография] / В.С. Захаров // Современные глобальные изменения природной среды. М. : Научный мир. 2006. — Т.1 — С. 626-643.
337. Земная кора (Сб. статей, пер. с англ.). – М.: Изд-во ИЛ., 1957. – 778 с.
338. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии. Венгрии. ГДР. Польши. Румынии. СССР (Европейская часть). Масштаб 1:10000000. М., 1986.
339. Кожурина М.С. Геоморфологические признаки неоген-антропогеновой активности Буковинского поперечного поднятия / М.С. Кожурина // Респ.

- межвед. совещ. по структ. геом. и неотект.: Тез. докл.- Харьков: Изд. Харьк. ун-та, 1967.- С.58-65.
340. Короновський Н.В. Основы геологии / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова // Учеб. для географ. спец. Вузов. М.: Высш. шк., 1991. – 416 с.
341. Кравчук Я.С. Некоторые вопросы генезиса и возраста поверхностей выравнивания Украинских Карпат / Я.С. Кравчук // Вестн. Львов. ун-та. Сер. географ. 1975.- Вып. 9.- С.93-98.
342. Литвин М.О. (2008). Розробка методик і програм спільної обробки GPS-, РНДБ- і лазерних спостережень на геодинамічному майданчику. Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук. Головна астрономічна обсерваторія НАН України. Київ.
343. Лысков И.А., Мусихин В.В., Кашников Ю.А. Мониторинг деформационных процессов земной поверхности методами радарной интерферометрии. Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2010, №5, с. 11-16.
344. Малинин В.Н. Изменения уровня Мирового океана и климат / В.Н. Малинин // Сб. трудов международной школы-конференции молодых ученых, аспирантов и студентов «Изменение климата и окружающая среда». СПб., Гранд, 2005, 392 с.
345. Мещеряков Ю. О. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы [1:250 000] / Под ред. Ю. А. Мещерякова. — Москва : ГУГК. 1973.
346. Михайлов В.А. Основы геотектоники. Навчальний посібник. Київ ВПЦ «Київський університет». 2002 р. – 111 с.
347. Палиенко В.П. О типах голоценового аллювия долины Днестра // Материалы по четвертичному периоду Украины. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 247–258.
348. Романюк В.В. Геодинамічна інтерпретація вертикальних рухів земної кори Європи, визначених за даними ГНСС-вимірів. Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата технічних наук. Львів, 2015 р. – 172 с.

349. Русов В.Д., О.В. Глушков, В.М. Ващенко, В.М. Павлович, Н.С. Лобода, Ж.І. Патлашенко, В.М. Хохлов, А.А. Свиначенко, Т.В. Солонко. Вплив Північноатлантичної осциляції на часовий розподіл опадів: метод вейвлет-розкладання. Український Антарктичний Журнал № 6-7, с. 150-156 (2007/2008).
350. Свынко И.М. Основные черты новейшей тектоники северной части Подолии // Материалы по четвертичному периоду Украины. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 376–385.
351. Сидоренков М. З. Межгодовое коливання системи атмосфера - океан - Земля // Природа, 1999.- №7.-С. 26-34.
352. Торге В. Гравіметрія / В.Торге; [пер. з англ. к.т.н. Г. А. Шануров, під ред. к.т.н. А. П. Єзефович]. — Москва : Мир, 1999. — 429 с.
353. Третьяк К., Досин С. Реконструкція вертикальних рухів земної кори за даними мареографічних спостережень. Геодинаміка, 2(17)/2014, с. 7-29.
354. Третьяк К.Р., Досин С.І. Аналіз результатів визначення швидкостей вертикальних рухів земної кори берегової лінії Європи, визначених за даними мареографічних та GNSS-спостережень. Геодинаміка, 2017 р. *(в друці)*.
355. Третьяк К.Р., Досин С.І. Реконструкція вертикальних рухів тектонічних блоків за даними мареографічних спостережень. Матеріали VI Міжнародної наукової конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища». с. 269-271, 2016 р.
356. Третьяк К.Р., О.М. Смірнова, Т.М. Бределева. Дослідження періодичних змін висотного положення супутникових перманентних станцій світу. Геодинаміка 1(12)/2012. С. 11-29.
357. Третьяк, Досин. Моделирование вертикальных рухів тектонічних блоків за даними мареографічних спостережень. Геодинаміка, 1(20)/2016, с. 7-20.
358. Тяпкин К. Ф. Новый взгляд на геотектогенез, обусловленный изменением положения тектоносферы Земли относительно оси ее вращения / К. Ф. Тяпкин // Геология и полезные ископаемые мирового океана. - 2014. - № 1. - С. 5-19.
359. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

360. Цысь П.Н. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат / П.Н.Цысь // Мат. по изуч. четв. пер.- М.: Изд. АН СССР, 1961.- т. 2.- С. 335-341.
361. Чечкин С. А. Основы геофизики / С. А. Чечкин. — Ленинград: Гидрометеоиздат. 1990. - .288 с.
362. Шевчук О. З історії вивчення особливостей рельєфу Придністерського Поділля. Вісник Львівського Університету. Серія географічна. 2006. Вип. 33. С. 449–453.
363. Щербак С.С. Изучение современных изменений уровня океана в Северной Атлантике.