

Міністерство освіти і науки України

Національний університет «Львівська політехніка»

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Шило Євгеній Олександрович

УДК 550.311

ДИСЕРТАЦІЯ

**Моделювання трансформації фігури Землі і її впливу на геодинамічні
процеси**

05.24.01 – Геодезія, фотограмметрія та картографія

Подається на здобуття наукового ступеня
кандидата технічних наук

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

(підпис, ініціали та прізвище здобувача)

Науковий керівник - Церклевич Анатолій Леонтійович, д.т.н, професор

Ідентичність всіх примірників дисертації

ЗАСВІДЧУЮ:

*Вчений секретар спеціалізованої вченої
ради*

/Б.Б.Паляниця

Львів - 2019

АНОТАЦІЯ

Шило Є.О. Моделювання трансформації фігури Землі і її впливу на геодинамічні процеси. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата технічних наук за спеціальністю 05.24.01 – «Геодезія, фотограмметрія та картографія». Національний університет «Львівська політехніка», Львів, 2019.

У дисертаційній роботі виконані дослідження планетарної динаміки вікових змін форми Землі на основі апроксимації висот поверхні літосфери двовісним і тривісним еліпсоїдами. За даними ГНСС вимірювань на постійно діючих перманентних станціях в північній і південній півкулях в сучасну епоху, виявлені трендові закономірності вікових змін параметрів фігури Землі. Середній радіус Землі за період 2001 - 2016 рр. збільшився майже на 5мм із швидкістю 0,3мм/рік.

Запропонований алгоритм визначення ЦМРП літосфери Землі за даним растрових карт геопалеорекострукцій і обчислені параметри двовісного і тривісного еліпсоїдів на фіксовані моменти геологічного часу. В результаті комп'ютерного моделювання цифрових моделей рельєфу поверхні літосфери на основі геопалеорекострукцій були отримані результати, які надали можливість оцінити в якісному наближенні трендові закономірності вікових змін параметрів фігури Землі на протязі 600 млн. років. Показано як в процесі еволюційного саморозвитку планети в результаті дії гравітаційно-ротаційних та ендегенних сил відбувається перерозподіл мас, що приводить до трансформації фігури літосфери від двовісного еліпсоїда до тривісного і навпаки, зміни сплюсненості та переміщення полюса в геологічному часі.

Введено поняття «геоеволюційного відхилення виска» на основі припущення, що тангенціальні сили пропорційні куту, який визначається як кут між напрямком лінії виска в минулу геологічну епоху і нинішнім напрямком в заданій точці та запропоновані формули для обчислення тангенціальних

масових сил. Виконані дослідження комп'ютерного моделювання переорієнтації фігури літосфери Землі, які дозволили виявити певні закономірності структуроутворюючих процесів, внаслідок динамічного перерозподілу мас. Обчислені поля векторів тангенціальних сил в сучасну епоху показують хорошу узгодженість з результатами горизонтальних складових векторів руху станцій GNSS. Це досить переконливо свідчить про те, що взаємодія між собою блоків і плит в рамках вихрової ротаційно-гравітаційної моделі може бути взаємопов'язана пружними полями, які створюють єдине планетарне геодинамічне поле, що формує еволюційний стан геосередовища. Дана інтерпретація дослідження планетарної динаміки фігури літосфери Землі та глобального напруженого стану. Подані результати можуть використовуватись у подальших дослідженнях, які спрямовані на вивчення планетарних характеристик нашої планети, динаміки їх змін в часі та глобального напруженого стану.

Ключові слова: двовісний і тривісний еліпсоїди, цифрова модель рельєфу поверхні літосфери Землі, переорієнтація фігури літосфери Землі, тангенціальні масові сили, геотектонічні і геодинамічні процеси.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Публікації, які увійшли до наукометричних і фахових видань

1. Церклевич А. Л. Апроксимація висот фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило // Геодинаміка. – 2016. – №1(20). – С.40-50 (***Index Copernicus, фахове видання***).

Особистий внесок: Збір вхідної інформації, розробка алгоритмів апроксимації і їх реалізація.

2. Церклевич А. Л. Про напружений стан тектоносфери Землі / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило // Геодинаміка. – 2016. – №2(21). – С. 45–56 (***Index Copernicus, фахове видання***).

Особистий внесок: Апробація методики розрахунку масових сил, що створюють напружений стан тектоносфери.

3. Tserklevych A. L. , Zayats O. S., Shylo Y. O. Dynamics of the Earth shape transformation // Kinematics and Physics of Celestial Bodies, 2017, Vol. 33, No. 3.–P. 130–141 (***Scopus***).

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм. Надання інтерпретації.

4. Церклевич А. Л., Фігура Землі і геодинаміка / А. Л. Церклевич, Є. О. Шило, О. М. Шило // Геодинаміка. - 2017. – №2(23). – С. 141-163 (***Web of Science, фахове видання***).

Особистий внесок: Збір вхідної інформації, розробка програм і алгоритмів.

5. Tserklevych A. L., Zayats O. S., Shylo Y. O., Shylo O. M. Generation of the stressed state of the lithosphere of the Earth and Mars caused by the reorientation of their figures // Kinematics and Physics of Celestial Bodies, 2018, Vol. 34, No. 1, pp. 19–36 (***Scopus***).

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм. Надання інтерпретації.

6. Церклевич А. Л. Фігура літосфери Землі і геотектоніка / А. Л. Церклевич, Є.О.Шило // Доповіді НАН України. 2018. – №.1. – С. 67-72. *(академічне видання).*

Особистий внесок: Апробація методики розрахунку масових сил, що створюють напружений стан тектоносфери.

Інші публікації, а також ті що увійшли до матеріалів та тез міжнародних і вітчизняних науково-технічних та наукових конференцій

7. Церклевич А. Л. Динаміка трансформації фігури Землі / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило // Кинематика и физика небесных тел. – 2017. – Т. 33, № 3. – С. 54–69 .

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

8. Церклевич А. Л. Генерация напряженного состояния литосферы Земли и Марса, обусловленная переориентацией их фигур / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило, О. М. Шило // Кинематика и физика небесных тел. 2018, – Т.34, № 1. – С. 30–56 .

Особистий внесок: Апробація методики розрахунку масових сил, що створюють напружений стан тектоносфери.

9. Шило Є. О. До питання про динаміку трансформації фігури Землі / Є. О. Шило, О. С. Заяць, А. Л. Церклевич // Програма та тези конференції XXI Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2016». – Львів. – 2016. – С. 35.

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

10. Церклевич А. Л. Планетарна динаміка вікових змін фігури Землі / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило // Матеріали III наукової конференції «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі». – Львів-Верхнє Синьовидне. – 2016. – С.58-64.

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

11. Церклевич А. Л. Визначення «геоеволюційного» відхилення виска за даними трансформації фігури Землі / А. Л. Церклевич, Є. О. Шило // Матеріали VIII-ої міжнародної науково-практичної конференції «Нові технології в геодезії, землевпорядкуванні, лісовпорядкуванні та природокористуванні». – Ужгород: ФОП Сабов А. М. – 2016. – С.53-57.

Особистий внесок: Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

12. Shylo O. The Definition of Deviation of “Goevolutionary” Plumb Line Based on Data from the Transformation of the Earth / O. Shylo, Ye. Shylo // 7th International youth science forum “LITTERIS ET ARTIBUS”. – Lviv. – 2017. – P.202-205.

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

13. Шило Є. О. Визначення тангенціальних сил за результатами трансформації фігури Землі / Є. О. Шило, О. М. Шило // Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «GEOTERRACE-2017» – Львів. – 2017. – С.68-70.

Особистий внесок: Збір вхідної інформації. Розробка програм і алгоритмів. Надання геодинамічної інтерпретації.

SUMMARY

Shylo Y.O. Earth's shape transformation modeling and its influence on geodynamic processes. - Manuscript

Thesis for a PhD degree by specialty 05.24.01 – Geodesy, Photogrammetry and Cartography. – Lviv Polytechnic National University of Ministry of Education and Science of Ukraine, Lviv, 2018.

The planetary dynamics of secular changes in the shape of the Earth is determined based on an approximation of the lithosphere surface heights by biaxial and triaxial ellipsoids. Trends of secular changes in the parameters of the Earth's shape were revealed using GNSS measurements at permanent stations in the northern and southern hemispheres for the period 2001 – 2016. During this period the average radius of the Earth increased by almost 5 mm at a speed of 0.3 mm / year.

The computer modeling of lithosphere surface heights (DEMs) in different geological epochs was made on the basis of two geopaleoreconstructions models. The analysis of obtained DEMs shows at a qualitative and approximately quantitative level such results: the changes in flattening and the pole position in geological time; transformation lithosphere shape from a biaxial ellipsoid to a triaxial and vice versa as a result of action of gravitational-rotational and endogenous forces consequenced in masses redistribution.

The performed investigations of the Earth's lithosphere figure reorientation as a result of dynamic mass redistribution allow revealing certain regularities of structure-forming processes.

Introducing the concept of "geoevolutionary deviation of the plumb line" and assuming that the tangential mass forces are proportional to the angle, between the direction of the plumb line in the past geological epoch and the current direction at a given point, horizontally acting forces in the upper shell of the planet were computed.

The computed fields of the tangential forces show good consistency with the results of the horizontal components of GNSS stations moving vectors. This is quite

convincing evidence that the interaction between blocks and plates within the vortex rotational-gravitational model can be interconnected by elastic fields that create a single planetary geodynamic field that forms the evolutionary state of the geo-environment.

Key words: biaxial and triaxial ellipsoids, digital elevation model of the Earth's lithosphere surface, reorientation of the Earth's lithosphere figure, tangential mass forces, geotectonic and geodynamic processes.

Зміст

АНОТАЦІЯ

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

SUMMARY

Перелік умовних скорочень	12
Вступ	13
Розділ 1. ОГЛЯД ТА АНАЛІЗ ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО ВИВЧЕННЯ ФІГУРИ ЗЕМЛІ І ПЛАНЕТАРНИХ ГЕОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ	21
1.1. Основні концепції та історична ретроспектива вивчення фігури Землі.....	21
1.2. Гравітаційна фігура Землі (геоїд).....	26
1.3. Фізична поверхня і планетарні характеристики фігури Землі.....	30
1.4. Методи геодезії у вивченні планетарних геодинамічних процесів...	32
1.5. Зв'язок фігури Землі з її внутрішньою будовою	38
1.6. Гравітаційне поле і концепція ізостазії	43
1.7. Літосферні плити, їх кінематика та основні тектонічні структури .	49
1.8. Висновки до розділу	54
Розділ 2. ДОСЛІДЖЕННЯ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ЗЕМЛІ І ВПЛИВУ КОСМІЧНИХ ТА ЕНДОГЕННИХ ФАКТОРІВ НА ПАРАМЕТРИ ОБЕРТАННЯ І ОРІЄНТАЦІЮ ПОЛЮСА.....	56
2.1. Еволюція формування фігури Землі. Вплив космічних факторів на трансформацію фігури планети	56
2.1.1. Концепція еволюції фігури Землі	56
2.1.2. Екзогенні фактори, що впливають на трансформацію фігури Землі	57
2.2. Аналіз даних про ротаційний режим Землі і можливі причини переміщення географічного і магнітного полюса	59
2.2.1. Обертання Землі	59

2.2.2. Ротаційний режим Землі.....	63
2.2.3. Причини переміщення географічного полюса.....	65
2.2.4. Причини переміщення магнітного полюса.....	68
2.3. Тектонічні гіпотези, що ґрунтуються на ротаційному режимі Землі.....	71
2.4. Геодинамічні ефекти обертання Землі.....	73
2.5. Постановка задачі визначення параметрів фігури поверхні літосфери Землі.....	76
2.5.1. Апроксимація висот глобальних ЦМР поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом з використанням параметричного способу найменших квадратів.....	78
2.5.2. Апроксимація висот глобальних ЦМР поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом з використанням параметричного способу найменших квадратів.....	83
2.5.3. Методика апроксимації висот глобальних ЦМР поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом з використанням способу ітерацій.....	86
2.5.4. Вхідні дані.....	89
2.5.5. Апробація алгоритмів апроксимації, отримані результати та їх інтерпретація.....	91
2.6. Дослідження змін параметрів фігури літосфери Землі в сучасну епоху та їх геодинамічна інтерпретація.....	95
2.6.1. Опис вхідних даних.....	96
2.6.2. Отримані результати та їх геодинамічна інтерпретація.....	97
2.7. Висновки до розділу.....	100
Розділ 3. МОДЕЛЮВАННЯ ПЕРЕОРІЄНТАЦІЇ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ЗЕМЛІ В МАСШТАБІ ГЕОЛОГІЧНОГО ЧАСУ.....	102
3.1. Моделювання трансформації фігури в минулі епохи геологічної еволюції.....	102
3.1.1. Аналіз сучасних карт палеорекострукцій водної поверхні і суходолу Землі.....	102

3.1.2. Створення цифрової моделі рельєфу поверхні (ЦМРП) літосфери на основі карт геопалеореко­н­струкцій.....	106
3.1.3. Результати визначення параметрів двовісного і тривісного еліпсоїдів, що описують фігуру поверхні літосфери в процесі еволюційного розвитку та їх геодинамічна інтерпретація.....	108
3.2. Методика визначення тангенціальних масових сил	116
3.2.1. Постановка задачі.....	116
3.2.2. Визначення тангенціальних масових сил	117
3.2.3. Отримані результати та їх геодинамічна інтерпретація.....	122
3.3. Висновки.....	128
Висновки	131
Література.....	134
ДОДАТКИ.....	144
Додаток А.....	145
Додаток Б	146
Додаток В.....	147
Додаток Г	148
Додаток Д.....	149
Додаток Е.....	150
Додаток Є.....	151
Продовження додатку Є.....	152
Продовження додатку Є.....	153
Продовження додатку Є.....	154
Продовження додатку Є.....	155
Продовження додатку Є.....	156

Перелік умовних скорочень

Скорочення, термін, позначення	Пояснення
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite; доплерівські супутникові вимірювання
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
LLR	Lunar Laser Ranging; лазерна локація Місяця
SOPAC	Scripps Orbit and Permanent Array Center
VLBI	Very Long Baseline Radio Interferometry; радіо інтерферометрія з наддовгою базою
WDCG	World Data Center for Geomagnetism

Вступ

Актуальність теми. Як відомо, геодезія, вирішуючи основну задачу – визначення фігури і зовнішнього гравітаційного поля Землі та їх змін у часі, інтегрується із всіма науками про Землю. Особливо велику і чи не основну роль відіграють геодезичні методи та результати вимірювань у вирішенні актуальних проблем такої галузі знань в науках про Землю, як «Геодинаміка», що має теоретичне і практичне значення. Щоб визначати параметри гравітаційного поля, обчислювати координати точок на земній поверхні та адекватно розуміти як відбуваються структуроутворюючі тектонічні процеси на Землі, необхідно точно знати, як змінюється форма нашої планети і чи змінюється взагалі. При розгляді ключових проблем геодинаміки форма нашої планети представляє істотний інтерес, так як форма нерозривно пов'язана з будовою та геодинамічними процесами, з історією виникнення та еволюцією Землі. Варіації ротаційного режиму руху Землі як космічного тіла, а також ендегенні і екзогенні процеси призводять до трансформації фігури зовнішньої поверхні літосфери протягом геологічної історії. У зв'язку з цим питання моделювання трансформації фігури Землі і її впливу на геодинамічні процеси є актуальними, оскільки вони пов'язані з важливістю побудови глобальної моделі динаміки Землі. За переконанням авторитетного вченого в області геодинаміки, геолога із світовим ім'ям В. Хаїна *«Глобальна модель динаміки Землі повинна мати два аспекти: актуалістичний та історичний. Актуалістичний аспект передбачає врахування всіх сучасних параметрів, що стосуються фігури Землі: геоїда, сучасних вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів, сейсмічної і вулканічної активності, сучасної динаміки гідросфери та атмосфери, клімату Землі, сучасного стану і активності біосфери. Історичний аспект повинен включати дві складові: ретроспективну, тобто аналіз історії Землі з часу її утворення, а також можливу*

передісторію; і прогностичну, тобто перспективу подальшого розвитку нашої планети»[38].

На сучасному етапі розвитку науково–технічного прогресу та технологій для оцінки змін фігури в часі використовують такі засоби, як супутникові лазерні вимірювання, радіоінтерферометрія з наддовгою базою, дані ГНСС та інші методи. Однак геодинамічна активність Землі нерівномірна в просторі і часі. Ймовірна періодичність глобальних процесів геодинамічної еволюції нашої планети. Часовий масштаб геологічних явищ (мільйони і мільярди років) знаходиться далеко за межами реалізованих геодезичним, астрометричними та космічними методами тривалості експериментів. Ми бачимо лише те, що Земля нам показує на нескінченно малому проміжку своєї геологічної еволюції, і практично позбавлені можливості відтворити ті процеси, які хочемо вивчити. З іншого боку, факти про внутрішню будову і еволюцію планети, отримані різними методами наук про Землю, укладаються у виключно складну картину динамічних явищ і тому природа динамічних сил дотепер залишається багато в чому гіпотетичною. Проте накопичені факти можна спробувати пояснити на основі доказових припущень у відповідності із фундаментальними законами фізики і механіки та математичного моделювання.

У 60-х роках ХХ століття в геології відбулася наукова революція – перехід гіпотези дрейфу континентів А. Вегенера в нову концепцію тектоніки літосферних плит (плейт-тектоніки). Згідно із плейт-тектонікою головним фактором формування рельєфу земної поверхні є взаємодія рухомих в горизонтальному напрямку літосферних плит. Відповідно до цієї концепції повинна відбуватись зміна параметрів і орієнтація фігури поверхні літосфери.

В дисертаційній роботі з використанням теорії і методів динамічної (чотиривимірної) фізичної геодезії виконується комп'ютерне моделювання та ідентифікація геодинамічної системи «Фізичної поверхні Землі» за результатами просторово-часових рядів ГНСС спостережень і геопалеорекострукцій. Саме комп'ютерні і ГІС технології надали можливість

здійснити дослідження щодо динамічної еволюції фігури Землі, оскільки часові геологічні масштаби, на яких протікає еволюція планети, є недоступними для фізичних експериментів.

У методологічному відношенні дисертаційна робота є подальшим розвитком наукових уявлень, які розвивалися на пострадянському просторі Б.П. Лічковим, М.В. Стівасом, В.О. Цареградським, Г.Н. Каттерфельдом, П.С. Вороновим, Ж.С. Єржановим, в Україні К.Ф. Тяпкіним, М. М. Довбнічем, А.Л. Церклевичем, О.Б. Гінтовим, О.С. Зайцем, О.М. Марченком, за кордоном А. Шейдегером Ю.В. Баркіним, О.В. Доліцким, Ю.М. Авсюком, Ю.Л. Ребецьким, Л.М. Расцветаєвим, А.В. Вікуліним, Вэнь Бинь Шеньом, Жун Суньом, Х. Ву та ін. і є наступним кроком у вивченні ролі ротаційних факторів у протіканні різномасштабних геотектонічних і геодинамічних процесів, що враховує сучасні досягнення в науках про Землю.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Науково – дослідна робота автора виконана на кафедрі інженерної геодезії Інституту геодезії Національного університету “Львівська політехніка” і відповідає тематиці кафедри «Модернізація технологій інженерно-геодезичних робіт та геодезичний моніторинг інженерних споруд та геодинамічних явищ» та одному з наукових напрямів Інституту геодезії «Дослідження фігури та зовнішнього гравітаційного поля Землі і планет, створення геоінформаційних систем, програмних продуктів і баз геопросторових даних».

Дослідження планетарної еволюції Землі (рухи земної кори та переміщення полюсів, варіації гравітаційного поля, швидкість обертання тощо) визначено як одно з пріоритетних завдань в концепції науково-технічної програми розвитку топографо-геодезичної діяльності та національного картографування на 2014-2018 роки.

Мета і завдання дослідження. Основною метою роботи є формування моделей фігури літосфери Землі на основі результатів визначення висот планетарного рельєфу в сучасну епоху і за даними геопалеорекострукцій

розміщення материків і океанічної поверхні в масштабі геологічного часу. На якісному і наближено кількісному рівні, використовуючи комп'ютерне моделювання, ГІС технології та математичні апроксимації, показати як в процесі еволюційного саморозвитку планети в результаті дії гравітаційно-ротаційних та ендогенних сил відбувається перерозподіл мас, що приводить до трансформації фігури від двовісного до тривісного еліпсоїда і навпаки, зміни сплюсненості і осьової швидкості обертання та переміщення полюса в геологічному часі. Враховуючи параметри еволюційних змін фігури поверхні літосфери визначити діючі масові сили, які зумовлюють динаміку напруженого стану у верхній оболонці Землі.

Для досягнення цієї мети в роботі були поставлені такі завдання:

1. Провести комплексний огляд та аналіз інформації, що відображує сучасний стан проблеми вивчення фігури і ротаційного режиму Землі та планетарних геодинамічних процесів.

2. Розробити алгоритми, програми і виконати визначення параметрів двовісного та тривісного еліпсоїдів, що апроксимують висоти поверхні літосфери, з оцінкою їх точності.

3. Виконати дослідження зміни параметрів двовісного та тривісного еліпсоїдів, що апроксимують висоти поверхні літосфери, на сучасну епоху за даними координат постійно діючих перманентних станцій ГНСС.

4. Розробити алгоритм і програмно реалізувати побудову цифрових моделей рельєфу поверхні (ЦМРП) літосфери за даними геопалеорекострукцій.

5. Визначити параметри двовісного та тривісного еліпсоїдів, що апроксимують висоти поверхні літосфери на основі геопалеорекострукцій розміщення материків і океанічної поверхні в різні геологічні епохи та дослідити закономірності їх зміни.

6. Розробити алгоритм і програмно реалізувати визначення тангенціальних масових сил, які зумовлюють динаміку напруженого стану у

верхній оболонці Землі, враховуючи параметри еволюційних змін фігури та її переорієнтацію в масштабі геологічного часу.

7. Проаналізувати отримані результати з позицій геодинамічних процесів еволюційного розвитку Землі.

Об'єктом дослідження є фігура поверхні літосфери Землі, що змінюється в процесі еволюційного саморозвитку .

Предметом дослідження є визначення параметрів фігури поверхні літосфери Землі в масштабі геологічного часу та тангенціальних масових сил в результаті зміни орієнтації фігури і їх ролі у протіканні геодинамічних процесів.

Методи дослідження. Для розв'язання поставлених у дисертаційній роботі задач використовувалися: методи математичного моделювання та апроксимації висот рельєфу поверхні літосфери для кількісної оцінки параметрів еліпсоїдів. Для комплексної обробки та аналізу вхідної інформації (координат постійно діючих перманентних станцій ГНСС, планетарної топографії і даних палеорекострукцій) широке використання у роботі знайшли геоінформаційні технології.

Наукова новизна одержаних результатів. Результати виконаних теоретичних досліджень, комп'ютерне моделювання геопалеорекострукцій планетарного переміщення мас та дослідження їх впливу на ротаційні параметри і фігуру літосфери Землі надали нові аргументовані докази для сприйняття геодинамічних процесів і закономірностей структуроутворення, що має важливе значення для геодинаміки та тектоніки.

На підставі виконаних досліджень:

1. Удосконалено методи та алгоритми визначення параметрів двовісного та тривісного еліпсоїдів, що апроксимують висоти поверхні літосфери.

2. Вперше для визначення динаміки зміни фігури літосфери Землі використана ідея апроксимації координат постійно діючих перманентних

станцій ГНСС в північній і південній півкулях двовісним та тривісним еліпсоїдами та виявлені трендові закономірності (з тенденцією до збільшення середнього радіусу) у зміні фігури планети в сучасну епоху.

3. Вперше здійснено побудову ЦМРП літосфери за даними геопалеорекострукцій для визначення вікових змін фігури літосфери Землі.

4. Вперше одержано результати, що визначають трендові закономірності параметрів і орієнтацію еліпсоїдів, що описують поверхню літосфери в масштабі геологічного часу.

5. Вперше запропоновано та апробовано метод визначення тангенціальних масових сил на основі введення поняття «геоеволюційного відхилення виска», пов'язаного з переорієнтацією фігури літосфери. Показано, що тангенціальні масові сили створюють єдине планетарне геодинамічне поле вихрових структур через взаємодію між собою блоків і плит в рамках вихрової ротаційно-гравітаційної моделі еволюційної динаміки геосередовища. Це, в свою чергу, надає нові можливості для побудови динамічних моделей, в основу яких покладена нова геологічна парадигма – вихрова геодинаміка.

6. Запропонована та обґрунтовується гіпотеза щодо дії динамічних сил, які спонукають до трансформації фігури літосфери в процесі еволюційного розвитку Землі: вертикальні (радіальні) сили порушують осьову симетрію, а горизонтальні сили (за рахунок енергії обертання), відновлюють цю симетрію шляхом відповідного переміщення окремих плит і блоків, а також “квазірідкої” внутрішньої речовини.

Практичне значення одержаних результатів. Практичне значення роботи визначається розробкою теоретичних підходів і побудованих на їх основі моделей, алгоритмів та програм, що описують динаміку зміни фігури літосфери в масштабі геологічного часу. Отримані результати можуть бути використані в теоретичних і практичних роботах в галузі астрономії, геодезії та геофізики для вивчення планетарних геодинамічних процесів та глобального напруженого стану. Вони можуть бути впроваджені в навчальний процес у

лекційні і лабораторні курси фахових дисциплін “Планетарна та інженерна геодинаміка” та “Геодезичний моніторинг геодинамічних явищ та деформацій споруд” у Національному університеті “Львівська політехніка”.

Особистий внесок здобувача. Основні теоретичні і прикладні положення роботи є підсумком науково-дослідної роботи автора. У роботах, представлених дисертантом автору належать розробка алгоритмів і безпосередня участь в обчисленнях, геодинамічна інтерпретація отриманих результатів. В ході виконання обчислень використовувалося програмне забезпечення, розроблене автором особисто.

Апробація результатів дисертації. Основні результати наукових досліджень неодноразово доповідалися на ряді міжнародних та Всеукраїнських науково-технічних конференціях, зокрема:

1. XX Міжнародна науково-практична конференція «ГЕОФОРУМ-2015» м. Брюховичі, Львівська область, 23-25 квітня 2015 р.;
2. XXI Міжнародна науково-технічна конференція «ГЕОФОРУМ-2016», Львів-Брюховичі-Яворів, 13-15 квітня 2016 р.;
3. VI Міжнародна наукова конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», Львів, 20-23 вересня 2016 р.;
4. III Міжнародна наукова конференція «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», Львів-Верхнє Синьовидне, 13-15 жовтня 2016 р.;
5. VIII Міжнародна науково-практична конференція «Нові технології в геодезії, землевпорядкуванні, лісовпорядкуванні та природокористуванні», Ужгород-Синевир, 6-8 жовтня 2016 р.;
6. XXII Міжнародна науково-технічна конференція «ГЕОФОРУМ-2017», Львів-Брюховичі-Яворів, 25-27 квітня 2017 р.;
7. 7th International Youth Science Forum «LITTERIS ET ARTIBUS 2017», Lviv, Ukraine November 23–25, 2017;

8. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «GEOTERRACE-2017», Львів, 14-17 грудня 2017 р.

Публікації. Результати досліджень за темою дисертації містяться у 13 публікаціях, з яких 2 статті у наукових періодичних виданнях іншої держави (США), 6 статей у наукових фахових виданнях України, які включено до міжнародних наукометричних баз даних, 5 тез доповідей.

Структура та обсяг робіт Дисертація являє собою закінчену науково-дослідну роботу і складається зі вступу, трьох розділів, висновку, списку використаних джерел (98 найменувань) та семи додатків. Загальний обсяг дисертації становить 156 сторінки, в тому числі 38 рисунків, 7 таблиць та 7 додатків.

Розділ 1. ОГЛЯД ТА АНАЛІЗ ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО ВИВЧЕННЯ ФІГУРИ ЗЕМЛІ І ПЛАНЕТАРНИХ ГЕОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

1.1. Основні концепції та історична ретроспектива вивчення фігури Землі

Загальноприйняті постулати – що геодезія займається вивченням фігури Землі, зазнають певних метаморфоз з розвитком сучасної науки. Ми не маємо на увазі зміни цього твердження, а лише диференціювання геодезії як науки і в той же час глобалізації геодезії та інших наук про Землю, в єдину міждисциплінарну галузь знань для вирішення глобальних задач, які виникають в нашу епоху. Як би суперечливо це не звучало, але це саме так. З одного боку геодезична наука обростає різноманітними сучасними способами вимірювання, що спонукає ще більший поділ галузі, а з іншого стираються границі між геологією, геофізикою та власне геодезією, щоб комплексно оцінити глобальні геодинамічні явища та надати їм відповідну інтерпретацію.

Спробуємо відслідкувати цей процес метаморфоз від найперших досліджень фігури Землі і до сьогодення, але спочатку звернемо увагу на концептуальні особливості вивчення фігури нашої планети. В цілому, існує три загальноприйнятих уявлення про фігуру. Наведемо ці поняття у відповідності з історичним розвитком наукової думки.

Найперше уявлення це те, що можна споглядати як реальне фізичне явище, маючи на увазі тверду поверхню нашої планети, а саме топографічну поверхню Землі, на якій ми пересуваємося. Ця фігура є найрізноманітнішою за своєю природою і не піддається аналітичному опису, лише після значного згладжування (усереднення) можливе математичне представлення фізичної поверхні Землі.

Наступною, в цьому переліку знаходиться так звана фігура гідростатичної рівноваги, або ж рівноважний еліпсоїд обертання чи сфероїд. На відміну від попередньої фігури, це є абсолютно аналітична фігура, яка з легкістю описується математичними виразами. Саме просте представлення забезпечує

найширше використання сфероїда у практиці серед трьох фігур. Вона застосовується в двох варіантах: геометричному – різноманітні референс еліпсоїдів і фізичному – стандартні параметри нормальної Землі, що визначають нормальну зміну гравітаційного поля.

Третя і остання за шкалою історичного розвитку, та не остання за шкалою математичного представлення – загальноприйнята фігура Землі – геоїд. Ця фігура є уособленням розуміння гравітаційного поля планети, і визначає еквіпотенціальну поверхню, що описується складними аналітичними функціями у вигляді математичних рядів (аналогічно, до нормальної Землі). Зауважимо, що реальний геоїд, як і фізична поверхня Землі потребує деякого згладжування для математичного представлення, хоча і не такого масштабного, але воно необхідне.

Варто ще зазначити, що широкого використання для вивчення обертового руху і в планетарних динамічних дослідженнях набуло поняття «динамічна фігура», яка характеризується моментами інерції тривісного еліпсоїда і орієнтацією цих осей відносно прийнятої системи відліку координат.

Визначивши сутність вище перерахованих фігур, перейдемо до історичного екскурсу розвитку вчення про фігуру Землі. Все почалося з того, коли І. Ньютон в своїй знаменитій монографії «Математичні засади натуральної філософії»[27] теоретично довів, що Земля повинна мати форму еліпсоїда обертання, стисненого від полюсів до екватора, тим самим заклавши фундамент динамічного вивчення форми і будови Землі. Попередні дослідження носили в основному геометричний характер. І. Ньютон не тільки використовував для виведення своїх законів геофізичні спостереження і спостереження планет, але і присвятив більшу частину своєї наукової діяльності для дослідження форми Землі і її фізичних властивостей.

А. Клеро, продовжуючи ідейну спадщину І. Ньютона, встановив залежність для стиснення рівноважної фігури у вигляді еліпсоїда обертання, який узагальнював Землю в гідростатичному стані. Важливим було те, що А.

Клеро вірно відзначив взаємозв'язок між стисненням еліпсоїда і розподілом густини в середині планети[10].

Після А. Клеро проблемою фігури планети займалися такі вчені, як К. Гаусс та І. Лістинг. Вони вводять теорію і поняття геоїда[65].

Наступний суттєвий крок в дослідженні фігури Землі здійснив Д. Стокс, який довів, що зміна сили тяжіння на земній поверхні і залежність її від стиснення еліпсоїда не обов'язково пов'язувати з гідростатичним станом планети. Це твердження обґрунтовується відомою теоремою Стокса. Доречно зазначити, що теорема Стокса має розв'язок лише для простих фігур, серед яких двовісний і тривісний еліпсоїди [7]. Дещо пізніше Ф. Слудський опублікував свою роботу «Загальна теорія фігури Землі» [33]. За фігуру Землі він приймав рівневу поверхню, яка збігається з поверхнею океанів і уявно продовжена під континенти. Апроксимуючи цю поверхню двовісним еліпсоїдом він отримав стиснення $\varepsilon = 1/292,7$, а для тривісного еліпсоїда $\varepsilon = 1/297,1$.

Історія фізико-геометричного напрямку дослідження фігури Землі починається з виходу в світ програмних робіт Ф. Красовського в 1941-1947 рр. [12,13,21], в яких нова предметна область геодезії визначена як проблема вивчення внутрішньої будови земної кулі, твердої оболонки Землі, порушень рівноваги в ній, деформацій та переміщень різних частин літосфери. Відзначаючи важливість вивчення внутрішньої будови верхніх шарів літосфери, головним чином, земної кори усіма доступними методами, а також для вирішення геодезичних проблем і, зокрема, вивчення фігури Землі і її зовнішнього гравітаційного поля, Ф. Красовський вказав на шляхи та методи спільного використання даних астрономо-геодезії, гравіметрії, геології та геофізики для вивчення фігури, внутрішньої будови і динаміки Землі. На підтвердження цих тверджень в 1941 р. Ф. Красовський в статті «Сучасні завдання і розвиток градусних вимірювань» [12], посилаючись на неопубліковану дипломну роботу студента В. Магніцького – майбутнього

академіка в галузі наук про Землю, писав, «що найбільші зміни напрямку нормалі, в процесі зміни форми еліпсоїда (і при збереженні його об'єму), припадають на паралелі $35,95$ (північної і південної широти). Як раз між паралелями 20° - 50° на земній поверхні проявляються значні тектонічні деформації». Тут доречно відзначити, що ще в 1889р. А. Тілло в статті «Середня висота суші і середня глибина моря в північній і південній півкулі і залежність середньої висоти материків і середньої глибини морів від географічної широти», використовуючи статистичний аналіз висот рельєфу Землі, вперше показав, що найвищі гірські утворення в північній півкулі розміщені між 30° – 40° [34].

На противагу аргументованим ідеям дослідження фігури Землі, що пропагувались Ф. Красовським, М. Молоденський [24] запропонував не пов'язувати завдання геодезії і теорії фігури Землі з проблемою визначення фігури геоїда. Основне завдання геодезії на його думку повинно полягати у визначенні фізичної поверхні Землі і зовнішнього гравітаційного поля і це завдання необхідно вирішувати на підставі лише вимірювань без залучення будь яких гіпотез про внутрішню будову Землі. В теорії М. Молоденського за фігуру, відносно якої визначається фігура реальної Землі, приймається квазігеоїд, потенціал якого знаходиться в результаті розв'язку задачі Стокса. Поверхня квазігеоїда на океані збігається з геоїдом. На материках квазігеоїд буде тим більше відступати від геоїда, чим більше аномалії сили тяжіння і чим складніше рельєф місцевості. На материках квазігеоїд може бути прийнятий за наближене визначення висот геоїда.

В дискусії, яка розгорілась в той час серед науковців геодезистів про методи визначення фігури Землі, геометричний метод М. Молоденського набув більшого пріоритету і тому цікавість до вивчення геодезичними методами геоїда, літосферної оболонки та порушень її рівноважного стану поступово почала зникати. Лише на початку 60-х років у зв'язку з появою інтересу до актуальних проблем наук про Землю: «Сучасні рухи земної кори» та

«Геодинаміка» М. Молоденський [25] вводить поняття статичної, кінематичної та динамічної геодезії, тим самим розділивши цільову спрямованість теоретичних і практичних досліджень в геодезії.

Підсумовуючи короткий огляд ключових етапів дослідження фігури Землі, відзначимо декілька важливих, на наш погляд, чинників.

1. Під фігурою Землі зазвичай варто розуміти форму фізичної поверхні твердої частини планети. Однак в силу великої складності цієї твердої поверхні з неї давно стали виділяти більш просту (згладжену частину), в якості якої приймають незбурену припливами, вітрами і таким іншим, поверхню океану, продовжену деяким чином під континентами – геоїд. Для такого наближення є досить вагомі підстави, так як на частку поверхні океану припадає велика (3/4) частина поверхні всієї планети. Від цієї поверхні «рівня моря» і ведеться відлік висот для вивчення форми реальної поверхні Землі або її рельєфу.

2. Протягом більш ніж двох століть, починаючи з наукової праці А. Клеро «Теорія фігури Землі, заснована на засадах гідростатики», фігура Землі в теоретичному аспекті розглядалась як рівноважна фігура для визначення земного стиснення і являлась невід'ємною частиною фізичної геодезії. Більш широке трактування ці дослідження набули в роботах математиків А. Ляпунова, К. Якобі, А. Пуанкаре, П. Діріхле, Б. Рімана та ін. у вирішенні задач фізичної стійкості фігур, що обертаються навколо осі, зокрема фігур двовісного і тривісного еліпсоїдів, фігур «грушоподібної» форми.

3. Дотепер впливова для геодезії теорія М. Молоденського, що встановлює принципові обмеження на використання геоїда для вивчення поверхні Землі і її гравітаційного поля, розділяла напрямок досліджень фігури на виключно геометричну складову фізичної геодезії і дослідження зв'язку фігури з внутрішньою будовою планети, які були віднесені до геофізики.. На сьогодні розвиток космічних технологій, методів вивчення фігури Землі та гравітаційного поля, надали широкі можливості для геодинамічних досліджень

зв'язку фігури Землі з її походженням, еволюцією, будовою і процесами всередині планети.

Окремій частині цих питань приділена увага в дисертаційній роботі.

1.2. Гравітаційна фігура Землі (геоїд)

Фундаментальне значення в науках про Землю та зокрема в геодезії, відіграє поняття геоїда. Концепція геоїда була запропонована видатним німецьким науковцем К. Гаусом, а вперше термін геоїд запропонував його учень І. Лістінг у 1873 році.

В геодезичній літературі [65] поверхня геоїда описується наступним рівнянням

$$W(x, y, z) = const, \quad (1.1)$$

де W - потенціал сили тяжіння, а x, y, z - координати.

Еквіпотенціальна поверхня описана таким виразом має складний вигляд, тому що фізична поверхня Землі містить окремі підняття і впадини. Рівневі поверхні, що лежать за межами планети мають строгий математичний вигляд, як показано на рис. 1.1, а поверхні, що лежать частково, або ж повністю в середині планети (геоїд) не мають такого вигляду.

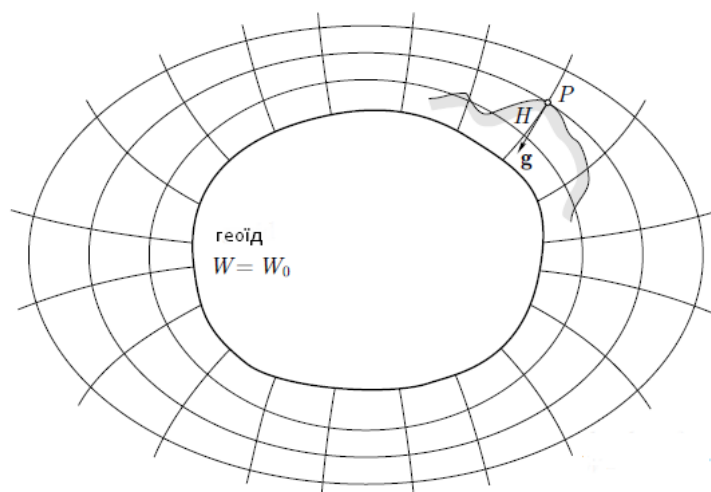


Рис. 1.1. Еквіпотенціальні поверхні та прямовисні лінії [65]

Отже гравітаційна фігура Землі, або ж геоїд – це еквіпотенціальна поверхня, на якій потенціал сили тяжіння є сталим. Поверхня геоїда виражає рівень моря в не збуреному стані, і є перпендикулярною до вектора сили тяжіння. Геоїд змінюється з часом і не є аналітичною фігурою, через внутрішні неоднорідності планети, при цьому його глобальна форма наближається до форми еліпсоїда обертання.

Через неможливість коректного визначення положення геоїда, в п'ятдесятих роках минулого століття радянським вченим М. Молоденським [25] було запропоновано використовувати квазігеоїд. Його відхилення від геоїда не перевищує три метри в районах найвищих гір, а на водній поверхні квазігеоїд співпадає з геоїдом. На рис. 1.2 схематично показано як розміщується поверхня геоїда і квазігеоїда відносно фізичної поверхні Землі та еліпсоїда обертання.

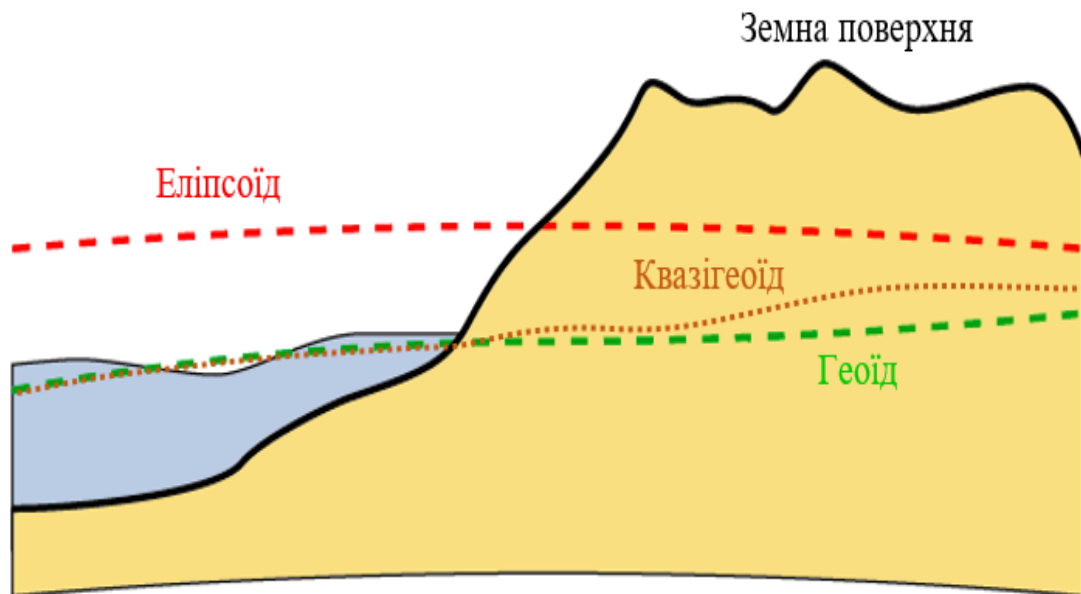


Рис. 1.2. Схема розміщення еквіпотенціальних поверхонь

Для побудови моделей еквіпотенціальних поверхонь Міжнародною асоціацією геодезії IAG (International Association of Geodesy) у 2003 році була створена Міжнародна служба гравітаційного поля IGFS (International Gravity Field Service) [52, 9]. Ця служба координує п'ять центрів:

Міжнародне гравітаційне бюро BGI (International Gravity Bureau) здійснює збір, сортування та зберігання гравітаційних даних; Міжнародний сервіс моделей геоїда IGeS (International Geoid Service) виконує збір і розповсюдження моделей геоїда; Міжнародний центр припливних сил Землі ICET (International Center for Earth Tides) займається збором і зберіганням даних припливних сил Землі; Міжнародний центр глобальних моделей Землі ICGEM (International Centre for Global Earth Models) здійснює розповсюдження і зберігання моделей; Міжнародний сервіс цифрових моделей поверхні Землі IDEMS (International DEM Service) накопичує дані про глобальні цифрові моделі поверхні Землі.

Моделі геоїда можуть бути побудовані лише за одними супутниковими спостереженнями, або ж скомбінувавши ГНСС спостереження, супутникову альтиметрію, виміри спеціальних гравітаційних супутників, а також гравіметричні вимірювання на земній поверхні.

Найчастіше моделі еквіпотенціальних поверхонь представляють сферичними гармонічними коефіцієнтами $(\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm})$. Чим більший порядок і степінь коефіцієнтів моделі тим детальніше вона презентує гравітаційне поле планети. Для моделей гравітаційного поля зовнішній потенціал Землі V обчислюється за формулою [9]:

$$V = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^k \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi), \quad (1.2)$$

де $(\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm})$ – повністю нормовані гармонійні коефіцієнти моделі геопотенціалу; $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ – повністю нормовані приєднані функції Лежандра степеня n і порядку m ; GM – геоцентрична стала; a – велика піввісь земного еліпсоїда, до якого віднесені коефіцієнти $(\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm})$; k – максимальна степінь розкладу потенціалу V ; r, φ, λ – сферичні координати точки, в якій обчислена функція V .

Першою моделлю геопотенціалу була SE1 (1966) із порядком розкладу $k = 8$. Вона була побудована тільки за супутниковими даними. На сьогодні вже важко перелічити велику кількість побудованих моделей геоїда. Дотепер широке використання має модель EGM 2008, порядок розкладу якої складає 2190 [78]. Висоти поверхні квазігеоїда за даними моделі EGM 2008 над еліпсоїдом WGS84 показані на рис. 1.3.

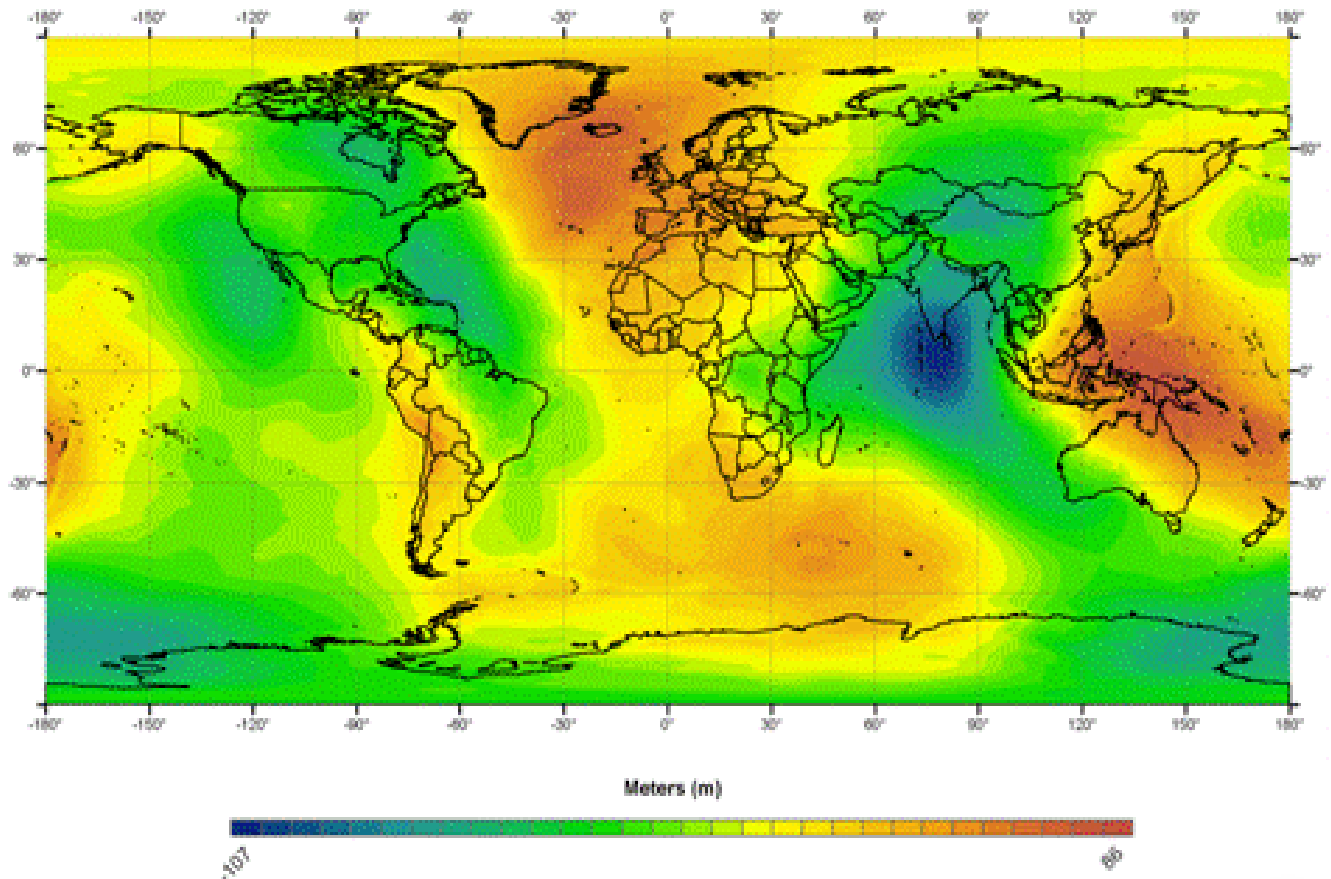


Рис. 1.3. Висоти поверхні квазігеоїда за даними моделі EGM 2008 над еліпсоїдом WGS84 [78]

Завершальним етапом сучасного вивчення гравітаційного поля Землі є космічні місії, які визначають зміни гравітації.

В останній час для вивчення гравітаційного поля Землі були реалізовані проекти космічних місій, які визначали тонку структуру зміни гравітації. Дві місії, які вже закінчилися називаються GOCE і GRACE. Місія GRACE була запущена в березні 2002 року, це система двох абсолютно ідентичних космічних апаратів, що рухаються на відстані 220 км відносно один одного на

висоті 500 км і мають полярну орбіту [76]. Ця система визначає гравітаційне поле шляхом точного визначення відстаней між двома супутниками, використовуючи GPS та систему мікрохвильового діапазону. Ця місія показала ключову інформацію про розподіл і потік мас в межах Землі. Гравітаційні варіації вивчені за допомогою GRACE, включають: зміни внаслідок поверхневих і глибинних течій в океанах, зберігання водяних потоків та ґрунтових вод на суходолі, обмін кригою між льодовиками і океанами і варіації мас в межах Землі. Ще однією метою місії є створення докладного перерізу атмосфери [76].

Місія GOCE це остання місія з вивчення гравітаційного поля, яка розпочалася у березні 2009 року і закінчилася у жовтні 2013. На відміну від будови GRACE ця місія складалася лише з одного супутника. На якому було встановлено шість надчутливих акселерометрів (три пари в ортогональних площинах), які в сто разів чутливіші за своїх попередників. Космічний апарат рухався на висоті приблизно 260 км по полярній орбіті. Його задачею було визначення аномалій гравітаційного поля з точністю 1 мГал, висоти квазігеоїда з точністю 1 – 2 см, при розрізнявальній здатності краще ніж 100 км [61].

1.3. Фізична поверхня і планетарні характеристики фігури Землі

Фізична поверхня нашої планети є дуже складною і до недавнього часу була можливість лише грубо моделювати її форму. Та завдяки сучасним геодезичним технологіям за останні десятиліття науковці створили ЦМР високої точності, яка охоплює цілу поверхню планети.

Незважаючи на те, що проекти з вимірювань фізичної поверхні Землі і батиметрія дна океану підтримувались різними країнами та міжнародними союзами, великі ділянки земної поверхні, а саме океанів, залишаються ще погано визначеними. Дійсно, з глобальної точки зору, можна сказати, що рельєф Венери і Марса більш відомий, ніж планети, яку ми називаємо своєю домівкою. До недавнього часу, навіть ділянки континентів не мали детальних ЦМР. Результатом роботи різних країн є численні ЦМР, кожна зі своєю

власною опорною поверхнею. В останнє десятиліття у побудові глобальної моделі рельєфу Землі відбулися значні успіхи, але ще залишається основний дефіцит даних, які пов'язані з батиметрією океанів. Численні топографічні моделі світового суходолу були зібрані з різних джерел, протягом останніх декількох десятиліть, в тому числі ETOPO5 і ETOPO2 [79], GLOBE [64] і GTOPO30. Всі ці моделі є у вільному доступі у всесвітній мережі.

В даний час найбільш точна модель світового суходолу походить від даних зйомки SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). За десять днів роботи на борту космічного корабля США в 2000 році, було опрацьовано майже 80 відсотків суші між широтами 60° і -54° . В результаті отримані дані з розрізненням 1 кутова секунда і точністю, що не перевищує 10 м [89]. Дані батиметрії океанів були одержані за допомогою вимірювань ехолотом на протязі більш ніж півстоліття, але ще існують значні прогалини в даних. Так як аномалії сили тяжіння визначені на дні океану тісно корелюють з топографією в межах локацій, де відсутні вимірювання батиметрії, відмітки ложа океану були обчислені опосередковано через модельну залежність аномалій сили тяжіння від висоти рельєфу (ці місця можуть мати деяку невідповідність з реальністю [87]).

Глобальні моделі рельєфу Землі, що поєднують дані океанічної батиметрії і топографічної поверхні включають ETOPO і SRTM30_PLUS. Відмітки в цих ЦМР надаються відносно еліпсоїда WGS84.

Завдяки проведеним дослідженням з розробки глобальних ЦМР, а також використанню сучасних технологій і методів космічної геодезії був досягнутий значний прогрес у підвищенні точності визначення фундаментальних планетодезичних сталих в порівнянні з класичними астрономічними і геодезичними методами.

В табл. 1.1 наведені сучасні визначення планетоцентричної гравітаційної сталої fM , екваторіального a (середнього R) радіуса, кутової швидкості обертання ω , а також динамічні та геометричні параметри планети. Деякі

значення параметрів планети характеризуються середніми квадратичними похибками їх визначення.

Таблиця 1.1.

Основні геодезичні і динамічні параметри Землі

Параметри	Значення	Посилання
fM – геоцентрична гравітаційна стала	$398,60044(1 \pm 1) \cdot 10^{12} \text{ м}^3 \text{ с}^{-2}$	[60]
a – велика піввісь еліпсоїда	$6378,13(7 \pm 2) \text{ км}$	
R – радіус сфери рівного об'єму	$6371,00079 \text{ км}$	
α – геометричне стиснення еліпсоїда	$1/298,257223563$	
ω – кутова швидкість обертання Землі	$7292115 \cdot 10^{-11} \text{ рад} \cdot \text{с}^{-1}$	
b – мала піввісь еліпсоїда	$6356,7523142 \text{ км}$	
R – середній радіус	$6371,0087714 \text{ км}$	
U_0 – нормальний потенціал на еліпсоїді	$626368517146 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$	
\bar{C}_{20} – нормований зональний коефіцієнт	$-10 \cdot 0,484166774985^{-3}$	
γ_a – нормальна сила ваги на екваторі	$9,7803253359 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$	
γ_b – нормальна сила ваги на полюсі	$9,8321849378 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$	[55]
$\bar{\gamma}$ – середнє значення сили ваги	$9,7976432222 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$	
M – маса Землі (включаючи атмосферу)	$5,9733328 \cdot 10^{24} \text{ кг}$	
H – динамічне стиснення	$3,273956(7 \pm 2) \cdot 10^{-3}$	
A – найменша вісь інерції	$8,009(4 \pm 3) \cdot 10^{37} \text{ кгм}^2$	
B – вісь інерції	$8,009(6 \pm 3) \cdot 10^{37} \text{ кгм}^2$	
C – найбільша вісь інерції	$8,035(8 \pm 3) \cdot 10^{37} \text{ кгм}^2$	

1.4. Методи геодезії у вивченні планетарних геодинамічних процесів

Сучасний етап розвитку наук про Землю швидко прогресує, що, багато в чому, пояснюється інтенсивним впровадженням супутникових технологій.

Вони забезпечують, зокрема, розвиток такого напрямку, як геодинаміка, під якою розуміється наука, що займається вивченням динамічної реакції Землі на вплив різних внутрішніх і зовнішніх сил. У її розвитку важливу роль зіграли супутникові методи позиціонування, що дозволяють на високому рівні точності вивчати геометричні форми Землі, нерівномірність її обертання, руху літосферних плит, деформації земної кори, припливні явища, параметри гравітаційного поля Землі, різні техногенні процеси, а також цілий ряд інших, пов'язаних із Землею наукових напрямів.

Основні геодинамічні явища. До основних геодинамічних явищ, згідно [19], можна віднести: Полярні рухи, під якими розуміються переміщення осі обертання Землі в тілі планети. Вони мають амплітуду порядку $3 \cdot 10^{-6}$ від радіуса Землі. Це Чандлеровський рух з річною і добовою компонентою, механізм яких досі недостатньо ясний. Є дані про вікові зміни координат в певному напрямку, але є і сумніви – чи не є вони помилками вимірювань або переміщеннями опорних точок. Непостійність швидкості добового обертання або зміна тривалості доби вивчались астрономічними методами, точність яких значно підвищилася після винаходу спочатку атомних (рубідієвих) стандартів частоти (не нижче $1 \cdot 10^{-12}$ с), а потім і водневих молекулярних генераторів ($1 \cdot 10^{-14}$ с). Добре визначено вікове уповільнення обертання Землі рівне $\Delta\omega / \omega = (-2,37 \pm 0,55) \cdot 10^{-8}$ за століття і представляє собою сумарний ефект гальмування в основному за рахунок припливів в морях і океанах величиною $(-3,72 \cdot 10^{-8})$ і вікового прискорення обертання $(1,18 \cdot 10^{-8})$, механізм якого ще не встановлений. Досліджено варіації тривалості доби з періодами від двох тижнів до року, викликані, або сезонними переміщеннями повітряних і водних мас, або припливами з амплітудами до $0,6 \cdot 10^{-8}$. Існують і нерегулярні варіації невідомого походження в інтервалах від 2 до 18 років, що досягають величин $2 \cdot 10^{-8}$.

Припливні геодинамічні явища. У глобальному масштабі припливи добре вивчені. Вони досліджуються за допомогою високоточних стаціонарних

безперервних вимірювань. Приливні впливи змінюють силу тяжіння на кілька десятих часток мілігалла ($3 \cdot 10^{-7}$ Гал) при точності визначень порядку 0,1 - 1,0% [19]. Припливні впливи спостерігаються у відхиленнях від розрахункових орбіт штучних супутників Землі (ШСЗ). Лазерні визначення висот польоту супутника над океаном реєструють припливні переміщення мас води, що дозволяє роздільно визначати складові припливів у твердій оболонці Землі і в океанах. Зміна положення центру мас і осей інерції Землі щодо її фізичної поверхні. Осі обертання не завжди збігаються з осями інерції, положення яких (як і центру мас) визначаються розподілом мас у тілі Землі. Зміна їх положення викликається переміщенням мас в тілі Землі. Так переміщення мас атмосфери викликає зміщення центру мас на кілька міліметрів [19]. Це явище ще погано вивчена.

Зміна рівня моря. Крім короткочасних коливань, викликаних припливами, вітровими нагонами і течіями, існують систематичні відхилення поверхні морів і океанів від поверхні геоїда в межах одного метра. Загальне для всієї водної поверхні Землі евстатичні зміни рівня моря, які тільки стають об'єктом точних геодезичних супутникових вимірів і поки оцінюються одним дециметром в сторіччя. Така величина змінює саме поняття геоїда. Зміна елементів гравітаційного поля Землі. З повторних вимірів виявлені варіації порядку 0,01 - 0,02 мГал в рік і досягають в окремих місцях (Японія, Кавказ, Каліфорнія) 0,06 мГал на рік [31]. Наукової інтерпретації цих фактів поки немає. Можна припустити, що вони викликані нерівномірним добовим обертанням Землі, а так само припливом, або відпливом флюїдів, що переміщуються тріщинами в земній корі під час періодичних змін її напруженого стану [19].

Інші геодинамічні явища. До них відносяться явища похідні від перелічених. Це землетруси, зсуви, виверження вулканів, електромагнітні явища та інші.

Роль геодезії в геодинаміці. Методом повторних високоточних геодезичних вимірювань і обчислення поточних координат (X, Y, H) точок земної поверхні визначаються вектори швидкостей їх переміщень щодо обраної системи координат за різні проміжки часу. За цими даними проводиться наукова інтерпретація, мета якої визначення структури та побудова моделі руху земної кори, виявлення параметрів руху її елементів на всіх рівнях - глобальному, регіональному, локальному та місцевому[19]. З розвитком науки і техніки стають доступними нові методи вимірювань, інтенсивно розвиваються методи математичної обробки результатів вимірювань. Виникає необхідність окреслити коло інформації, яка необхідна для розуміння основного завдання геодинаміки: визначення параметрів переміщення енергії і мас в тілі Землі і виникаючих при цьому структур.

Отримання цих даних дозволить з достатньою впевненістю створювати робочі гіпотези про структуру приповерхневої частини земної кори, про фізичні процеси, що призводять до появи у планети Земля сучасної форми, а так само прогнозувати їх зміни в найближчому майбутньому. Звідси і впливає основна проблема геодезії, так геодинаміки в цілому.

Головна геодинамічна задача. [31]. Для інтерпретації результатів вимірювань і спостережень, а так само подальшого прогнозу розвитку геофізичних явищ, необхідно мати представницьку статистику за віковими, періодичними і нерегулярними змінам фігури літосфери Землі та геоїда і пов'язаного з ними гравітаційного та інших геофізичних полів. Ця необхідність поширюється на високоточне функціонування сучасних геодезичних космічних технологій. Комплексне вивчення планетарних, регіональних та локальних геодинамічних процесів є необхідною умовою прогнозу будь-яких катастрофічних природних явищ. Таким чином, головною геодинамічною задачею є розробка теорій, що синтезують знання наук про Землю і дають цілісне висвітлення закономірностей внутрішньої і зовнішньої динаміки планети на основі результатів геодезичних, гравіметричних і астрономічних

вимірів. Геодинаміка планетарного масштабу характеризується варіаціями параметрів геоцентричної геодезичної системи координат, геоцентричної гравітаційної моделі і тензора інерції Землі. При зміні фігури Землі і протікання в тілі Землі різних деформаційних процесів виникають зрушення на земній поверхні і в земній корі.

Всі геодезичні методи вивчення геодинамічних процесів базуються на детальному аналізі вимірних величин. На даний час існує дві групи геодезичних методів вивчення планетарних геодинамічних процесів, а саме методи класичної геодезії та неklasичні методи (космічна геодезія).

До першої групи відносяться такі методи, як нівелювання I класу, гравіметричні, астрономічні вимірювання та ін. Такі способи потребують багато часу і зусиль для проведення вимірювань, а також, наприклад, нівелювання можна застосувати тільки на локальних частинах нашої планети. На даний час ці методи не актуальні для вивчення глобальних геодинамічних процесів.

Що ж до другої групи, то це саме ті методи вимірювань, за рахунок яких можна отримати цілісну картину змін нашої планети, а саме:

- радіо інтерферометрія з наддовгою базою (VLBI);
- ГНСС (GNSS);
- лазерна локація Місяця (LLR);
- супутникова лазерна локація (SLR);
- супутникова альтиметрія (SA);
- доплерівські супутникові вимірювання (DORIS).

VLBI – це метод, який застосовується в радіоастрономії, де спостереження проводяться одночасно за допомогою радіотелескопів розташованих у віддалених місцях на поверхні Землі. Принцип вимірювання полягає у вимірюванні часу прибуття радіо хвильового фронту з так званих квазарів на окремі радіотелескопи. Так як при спостереженнях вимірюється час з дуже високою точністю, завдячуючи атомним годинникам, то їх використовують для

дослідження обертання Землі, визначення положення центру планети, руху тектонічних плит тощо. Точність визначення відстані між окремими радіотелескопами складає декілька міліметрів, а визначення положення джерел радіо випромінення до декількох кутових мілісекунд. Зазвичай дані VLBI отримують протягом 24 годинного періоду спостережень приблизно за 30 квазарами [83, 87].

ГНСС – це всім відомі навігаційні системи такі як GPS, Glonass та Galileo. Принцип роботи аналогічний як і для VLBI, але якщо квазари є природніми джерелами радіохвиль, то в ГНСС вимірюваннях використовуються штучні джерела які розміщені на ШСЗ, а замість радіотелескопів застосовуються спеціалізовані ГНСС приймачі. Точність цієї технології є дещо гірша ніж VLBI, але це компенсується тривалістю спостережень на одному пункті, а перевагою є мобільність, адже ГНСС приймач можна розмістити в будь якому місці на планеті на відміну від масивних стаціонарних радіотелескопів.

LLR – це визначення відстаней між сімома наземними станціями та чотирма відбивачами, що знаходяться на поверхні Місяця. Принцип аналогічний як в двох попередніх способах, але використовується не радіо хвилі, а лазерний промінь, що проходить через телескоп спрямований на відбивач. Точність визначення відстаней становить 2-3 см [11].

SLR – ідентично до LLR, але відбивачі закріплені на ШСЗ [60, 80].

DORIS – технологія, яка працює на основі вимірювання доплерівського зсуву несучої частоти, оскільки в ГНСС джерела радіо сигналів розміщені на ШСЗ. На відміну від інших геодезичних систем, DORIS станції мають активні зв'язки з супутниками. Ця система дозволяє двосторонній зв'язок, це дає змогу уникнути помилок, пов'язаних з різними частотами космічних апаратів і наземних станцій. Цей метод грає важливу роль у відстеженні супутників, які використовуються для радіолокаційної альтиметрії [88].

Всі ці методи вимірювання поодинокі, або ж в комбінації дають змогу моніторингу змін топографії планети, швидкості обертання, розташування центру мас і полюсів обертання.

Глобальна геодинамічна мережа. Одна з характерних особливостей сучасного етапу розвитку геодезії полягає в тому, що досягнутий на основі використання супутникових методів високий рівень точності координатних визначень в поєднанні з оперативністю отримання кінцевих результатів дозволив вивчати більш детально динамічні процеси, що відбуваються в земній корі. При цьому відкрилася можливість досліджувати зміщення пунктів у межах всієї земної кулі, що дозволило здійснити перехід від «статичної» геодезії до «динамічної». Ця задача стала однією з основних для створеної в 90-х роках міжнародної служби ГНСС для геодинаміки. Як вже зазначалося раніше, ця служба стала відповідальною за організацію безперервних супутникових спостережень на пунктах, що входять в глобальну опорну геодезичну мережу. Такий моніторинг дозволяє відстежувати зміщення розглянутих пунктів на сантиметровому (і навіть на міліметровому) рівні точності і складати постійно оновлюванні карти руху як материків, так і окремих острівних утворень, що знаходяться у відкритому океані. Дані свідчать про те, що зміщення окремих пунктів мережі досягають за зазначений період до 3 см і більше. Така інформація становить великий інтерес для вивчення тектонічної активності процесів, що відбуваються в літосфері Землі [19].

1.5. Зв'язок фігури Землі з її внутрішньою будовою

Питання про фігуру Землі і її будову турбують науковців з незапам'ятних часів. Ще давньогрецькі філософи займалися цією проблемою. Вивчення фігури, внутрішньої будови і динаміки Землі викликало значний інтерес і було одним із основних завдань у природознавців, починаючи з епохи Відродження.

Розвиток уявлень науковців, починаючи від І. Ньютона до Ф. Красовського, про цей зв'язок розглядався у підпункті 1.1, тож не будемо повторюватись і перейдемо до сучасного стану цієї проблеми.

Сучасні уявлення про внутрішню будову Землі базуються на основі проведення різноманітних геологічних робіт і наукових досліджень на поверхні Землі (геологозйомочні роботи, розвідка і розробка родовищ та ін.), на основі проходження підземних гірських виробок (шахти, штольні та ін.) і буріння свердловин, а також на основі вивчення фізичних полів Землі – магнітного, гравітаційного, теплового і вивчення розповсюдження в Землі сейсмічних хвиль. Крім того, додаткову інформацію про будову Землі отримують у результаті вивчення таких природних явищ, як виверження вулканів і землетруси. У результаті використання всіх вказаних методів і шляхів вивчення Землі, вчені отримують інформацію про склад і будову Землі, вік гірських порід, розповсюдження температури в Землі, розповсюдження фізичних полів та ін. З допомогою поверхневих геологічних досліджень, проходження гірських виробок і буріння свердловин можливе вивчення лише верхньої частини твердої оболонки Землі – земної кори. Наприклад, найбільш глибока свердловина на Землі, пробурена на Кольському півострові (Кольська надглибока), має глибину лише 12200 м, а найбільш глибокі гірські виробки знаходяться у Південно-Африканській республіці на родовищі золота Вітватерсранд і мають глибину близько 3 км [19]. Отже, навіть за допомогою сучасних надглибоких свердловин можна досліджувати зразки гірських порід, взятих тільки з поверхневих шарів земної кулі. Більш глибокі горизонти недоступні для прямих методів аналізу. Але вчені все ж винайшли методи для вивчення загальних особливостей будови надр Землі. Найбільш доступним і поширеним способом дослідження глибоких шарів є вивчення особливостей поширення сейсмічних хвиль через тіло Землі. Цими знаннями ми завдячуємо молодим наукам: сейсмології та сейсмічній томографії.

Теоретичні початки сейсмології можуть бути простежені у вісімнадцятому та дев'ятнадцятому сторіччях [82], а саме у дослідженнях пружності та поширення пружних хвиль у твердому тілі. В. Томсон дав першу чисельну оцінку періоду основного коливального руху пружних хвиль в 1863

р., але розвиток відповідної теорії для однорідної сфери довелося чекати майже 50 років (А. Ляв, 1911). Дж. Стрет вирішив проблему поширення поверхневих хвиль в пружному півпросторі в 1877 році. Це передувало створенню перших механічних сейсмографів, які були розроблені в 1880-х роках.

Прогрес у першому десятилітті ХХ століття був швидким. Зіставлення сейсмограм, тобто записів форми, величини і часу проходження хвиль землетрусів, зроблених на сейсмічних станціях, розташованих у різних місцях земної поверхні, дозволило визначити швидкість і шлях проходження хвиль через усе тіло Землі. Якщо б Земля була однорідним за хімічним складом тілом, то шлях хвиль через неї був би прямолінійним, а швидкість скрізь однаковою. Насправді шляхи проходження хвиль мають складну форму, а швидкості зазнають стрибкоподібних змін. Що стосується структури Землі, то Б. Гуттенберг (1913) правильно ідентифікував відображення від границі ядромантия і досить точно визначив радіус ядра, а Г. Джеффріс (1926) показав, що ядро є рідким. А. Мохоровичич (1910) виявив границю між земною корою та верхньою мантією, таким чином, почавши епоху досліджень кори і літосфери. Повільний прогрес у розкритті структури Землі завершився в 1930-х роках з відкриттям внутрішнього ядра І. Леман (1936) та побудовою моделей внутрішньої будови Землі (розподіл густини, швидкості поширення сейсмічних хвиль, тиску) Б. Гуттенбергом (1913), Г. Джеффрісом (1926) та К. Буленом (1940).

Після чого почався період бурхливих досліджень пошарової структури нашої планети. На Генеральній Асамблеї 1971 року Міжнародного союзу геодезії та геофізики (МСГГ) в Москві була визначена необхідність створення еталонної моделі Землі. У 1981 році вченими А. Дзевонським та Д. Андерсоном [61] була створена за вказівкою МСГГ загально прийнята модель PREM (Preliminary Reference Earth Model), (рис. 1.4).

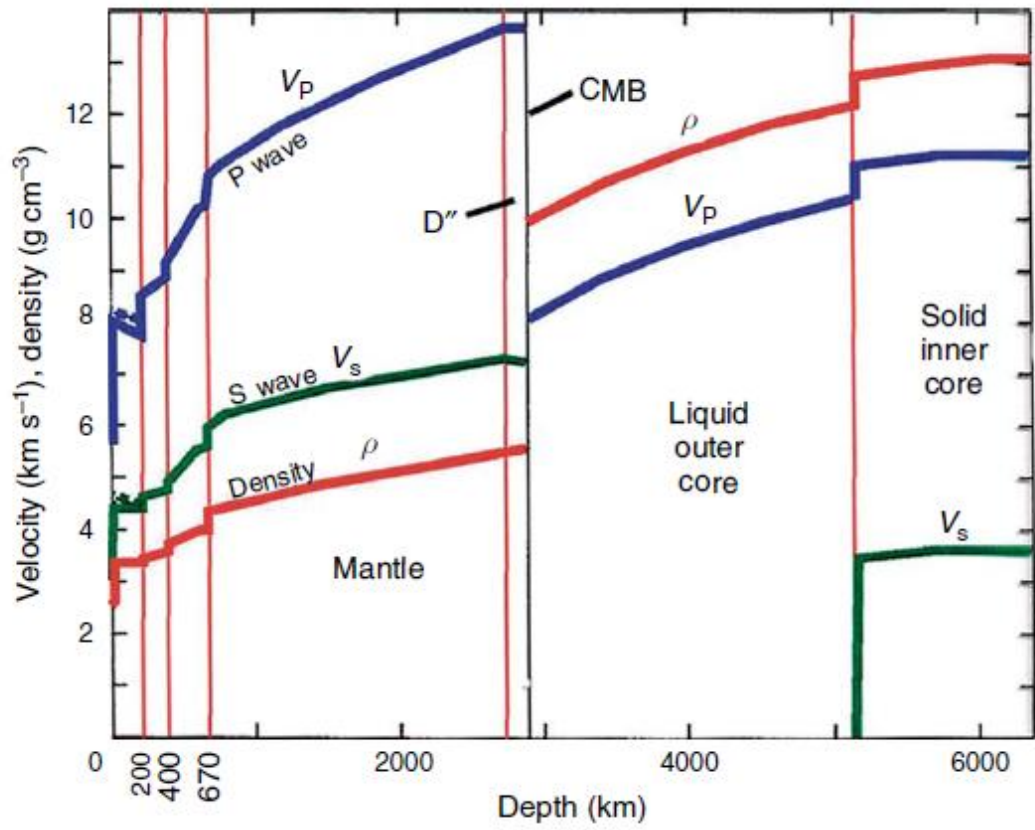
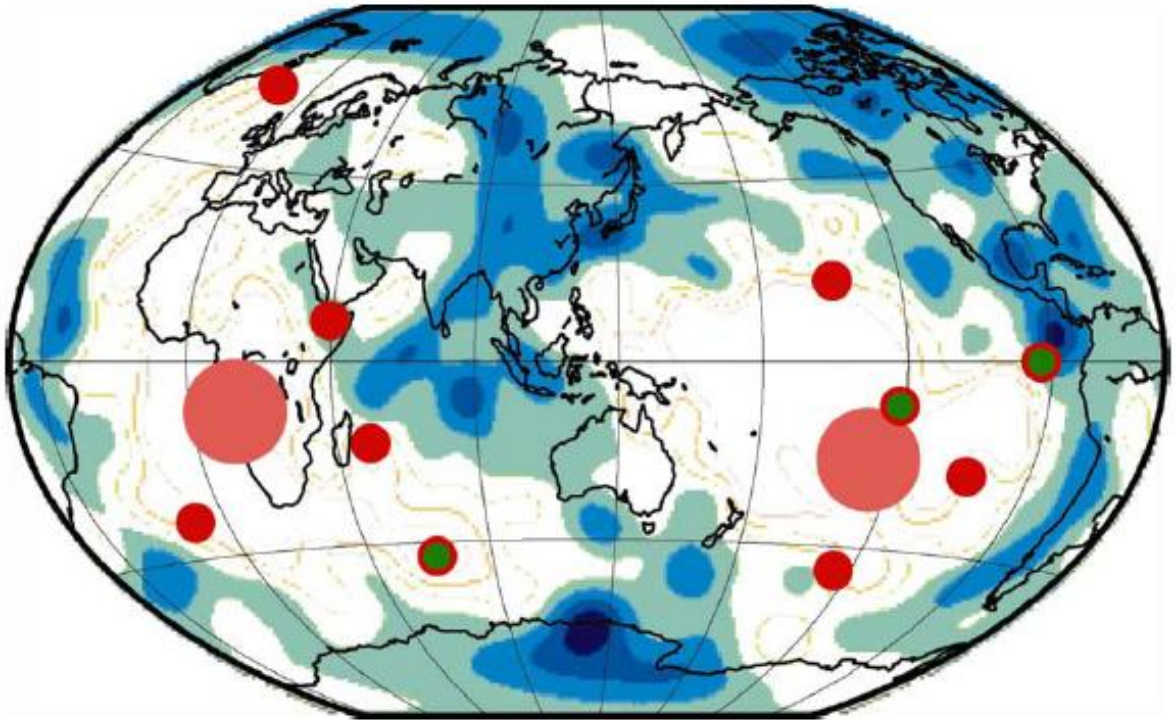


Рис. 1.4. Попередня еталонна модель Землі (PREM) А. Дзевонського та Д. Андерсона [82]



a

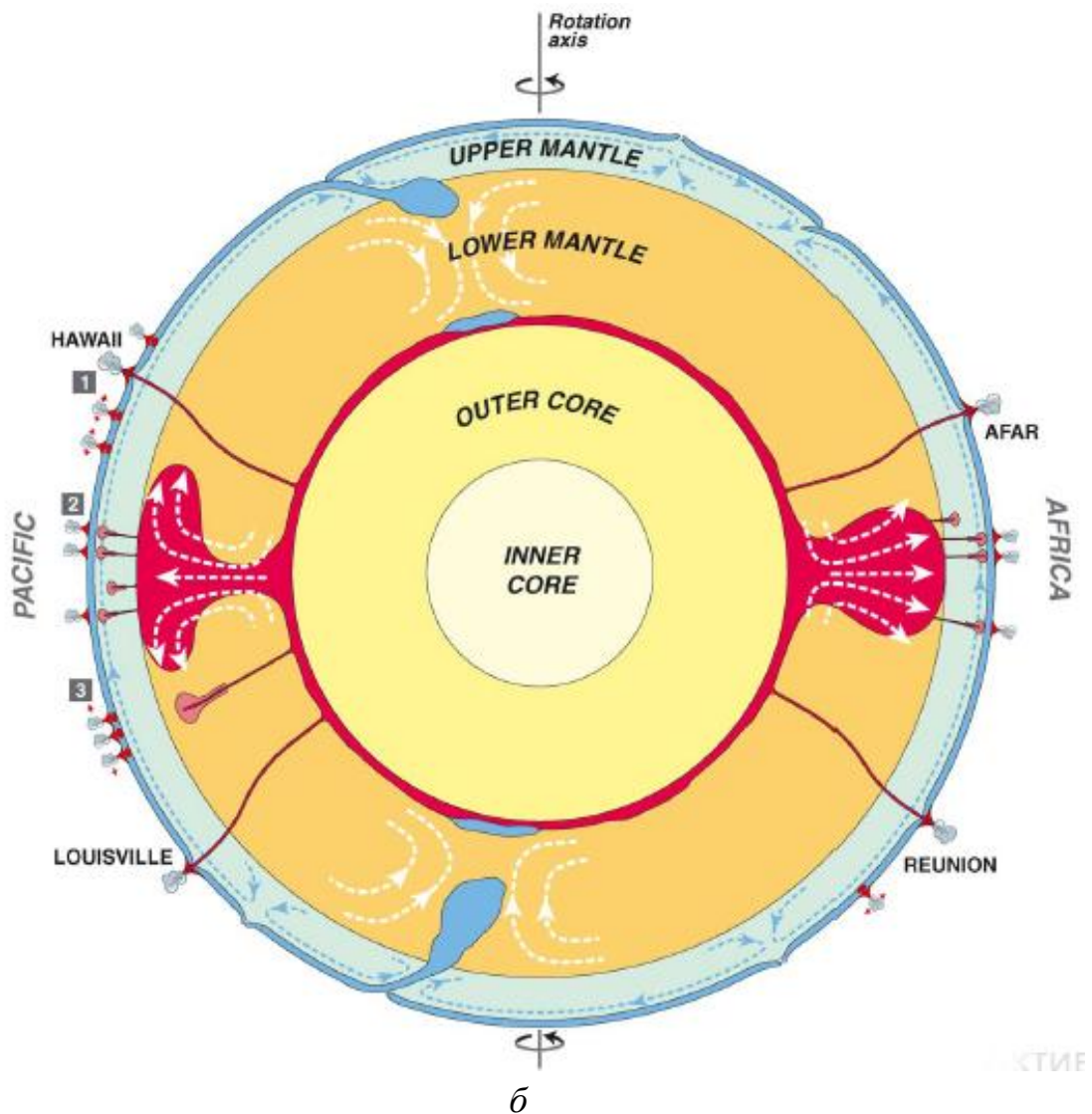


Рис. 1.5. Зображення розміщення найбільших планетарних плюмів [57]: *a* – карта розміщення плюмів на поверхні Землі (проекція Мольвейде); *б* – схематичне зображення плюмових потоків в планетарному перерізі. Плюми показані на основі томографії на глибині 2850 км, холодні аномалії показані в синіх тонах, гарячі аномалії білі, червоними колами показані суперплюми.

Перші уявлення про конвективні течії речовини в мантії Землі дозволили отримати завдяки методу сейсмічної томографії [15] (рис. 1.5). До цього геологи і геофізики мали лише умовні уявлення про подібні речі в мантії, ґрунтуючись на явно недосконалих числових моделях конвекції і зміни поля сили тяжіння на поверхні Землі. Та картина, яка відкрилася геофізикам при використанні сейсмотомографії для вивчення неоднорідностей в мантії Землі,

виявилася багато в чому несподіваною, що було продемонстровано Д. Андерсоном і А. Дзевонським ще на початку 80-х років. Найважливіше, що вдалося виявити – це різноспрямований горизонтальний, або близький до нього рух відносно холодної і нагрітої речовини, а не тільки переміщення у вертикальній площині, як це передбачалося раніше. Холодні і гарячі струмені речовини мантиї утворюють складне переплетіння в горизонтальній і вертикальній площинах, і при цьому не спостерігається повної відповідності їх глибинних продовжень по відношенню до поверхневих.

Підсумовуючи цей довгий і тернистий шлях відзначимо, що сучасна наукова спільнота на перетині наук, які вище перелічені, займається питанням зв'язку внутрішньої будови і форми Землі. Можна стверджувати, що гравітаційна фігура планети є відносно стабільною, більшою частиною залежить від розподілу внутрішніх неоднорідних мас планети та частково (з невеликою часткою) від поверхневих водних мас і континентів. Слід зазначити, що поверхня квазігеоїда (див. 1.2) дуже близька (у планетарному масштабі) до правильної математичної поверхні – сфероїда. Що ж до фізичної поверхні Землі, тут все набагато складніше: по перше вона є далекою від сфероїда і взагалі будь якої математичної поверхні; по друге вона є більш динамічною ніж гравітаційна фігура і залежить від глибинних процесів, таких як конвекційні потоки гарячої і холодної речовини мантиї. Внутрішня енергія планети спонукає тектонічний розвиток зовнішньої фігури планети (див. 1.6), як приклад цієї взаємодії можна навести результати визначення суперплюмів нашої планети за допомогою томографії (рис. 1.5).

1.6. Гравітаційне поле і концепція ізостазії

Як відомо, гравітаційне поле планет зручно представляти у вигляді двох частин: нормального і аномального [8]. За нормальне поле планети приймають поле, що є головною частиною поля сили притягання реальної планети. Воно відображає фігуру і внутрішню будову планети в цілому, без деталей, головне – в

найпростішому вигляді. Зазвичай, під фігурою нормальної планети розуміється проста поверхня (сфера, еліпсоїд обертання, іноді навіть тривісний еліпсоїд) і деякі рівневі поверхні, що відображають характерні довгохвильові особливості фігури реальної планети. При цьому передбачається, що густина всередині планети розподілена за яким - небудь простим законом, але маса і швидкість обертання нормальної планети повинні збігатись з такими характеристиками реальної планети.

Аномальне гравітаційне поле значно менше за величиною, ніж нормальне поле, проте має складний і неправильний розподіл. Відмінності реального гравітаційного поля від його нормальної складової характеризуються коефіцієнтами розкладу гравітаційного потенціалу за кульовими функціями, які відображають тонкі деталі фігури і внутрішньої будови планети. Аномальна частина й представляє найбільшу цікавість при інтерпретації внутрішньої структури планети.

Відзначимо, що розділення гравітаційного поля на нормальне та аномальне є умовним і залежить головним чином від принципу побудови нормального поля і вирішуваних задач.

Моделі гравітаційного поля Землі можуть бути представленими різними фізичними величинами: потенціалом притягання, складовими прискорення сили ваги, градієнтами цих прискорень, відхиленням виска тощо.

Не будемо заглиблюватись у нюанси різних підходів і розглянемо найпростіший метод побудови нормального гравітаційного поля планети заснований на теоремі Стокса (1848 р.), що дозволяє за відомими масою M , кутовою швидкістю обертання ω і зовнішньою рівневою поверхнею S , що цілком охоплює всі маси, однозначно визначити потенціал прискорення сили ваги W і силу ваги γ як зовні, так і на самій поверхні S [9].

В загальному вигляді всі аномалії сили ваги можна записати так:

$$\Delta g = g - \gamma + \delta g , \quad (1.3)$$

де g – виміряна сила ваги; γ – нормальна складова сили ваги; δg – редуційна поправка. Залежно від поправок, що вводяться, розрізняють такі види аномалій: аномалії у вільному повітрі, аномалії Буге, ізостатичні аномалії та інші.

Для обчислення будь-яких аномалій сили ваги необхідно вводити редуцію у вільному повітрі. За допомогою цієї редуції виміряні значення сили ваги відносяться до єдиної поверхні і тим самим усувається гравітаційний ефект, викликаний відмінністю висот точок визначення сили ваги. Отже, якщо у виразі (1.3) фігуруватиме редуція у вільному повітрі, то отримаємо аномалії сили ваги у вільному повітрі.

Даний метод побудови нормального гравітаційного поля рівневої фігури не вимагає знання закону розподілу мас всередині планети. Разом з тим прийнято вважати, що під час обчислень аномалій сили ваги гідростатично зрівноважена фігура планети є найкращою поверхнею відносно якої визначають аномалії сили ваги. Тоді отримані аномалії вказуватимуть на наявність неоднорідних мас і відхилення від гідростатичного стану. Надалі в даному пункті розглянемо поняття ізостатичної рівноваги.

Як зазначалося попередню, Земна куля, як тіло, що постійно обертається намагається увійти у стан гідростатичної рівноваги, саме так передбачають закони гідродинаміки не дивлячись на те, що наша планета не є рідкою. Тонка земна кора, яка складає лише 1/160 частину від загального радіусу планети, представляє собою неоднорідну, як за товщиною так і густиною речовину. І саме зміни цієї тонкої оболонки виводять Землю із стану ізостатичної рівноваги [11].

Термін ізоастазія був вперше введений К. Деттоном в 1889 році, він означає, що земна кора прагне до гідростатичної рівноваги. Це явище можна уявити на прикладі закону Архімеда про тіло, яке занурене у рідину. Тяжке і велике тіло занурене у рідину, має велику частку над поверхнею, але ще більшу частку під водою, мале ж тіло буде мати меншу частину на поверхні і під нею. Це добре ілюструється айсбергами в океані. Чим більша льодяна брила, тим

більша частина над поверхнею і тим глибше айсберг занурений у воду. Логічно, що земна кора поводить себе аналогічно, чим вищі гори тим нижче поверхня Мохоровичича (поверхня, що проходить по нижній границі земної кори).

Саме таку спрощену концепцію ізостатичних процесів у зовнішній оболонці планети ввів Дж. Ері в 1855 році (рис. 1.6 б). В тому ж році Ф. Пратт запропонував дещо інакшу концепцію (рис. 1.6 а), так як в XIX столітті було невідомо про поверхню Мохоровичича, він припустив, що нижня границя земної кори є плоскою і тому ізостатична компенсація повинна відбуватися за рахунок різної густини частин земної кори. Як не дивно подальші дослідження в цьому напрямку показали, що ці моделі ізостазії працюють на локальних частинах планети, як окремо так і в симбіозі.

Найпоширеніше застосування і визнання залишається за вище згаданими моделями, але з невеликими модифікаціями, а саме це модель Ері-Хейсканена і Пратта-Хейфорда [43].

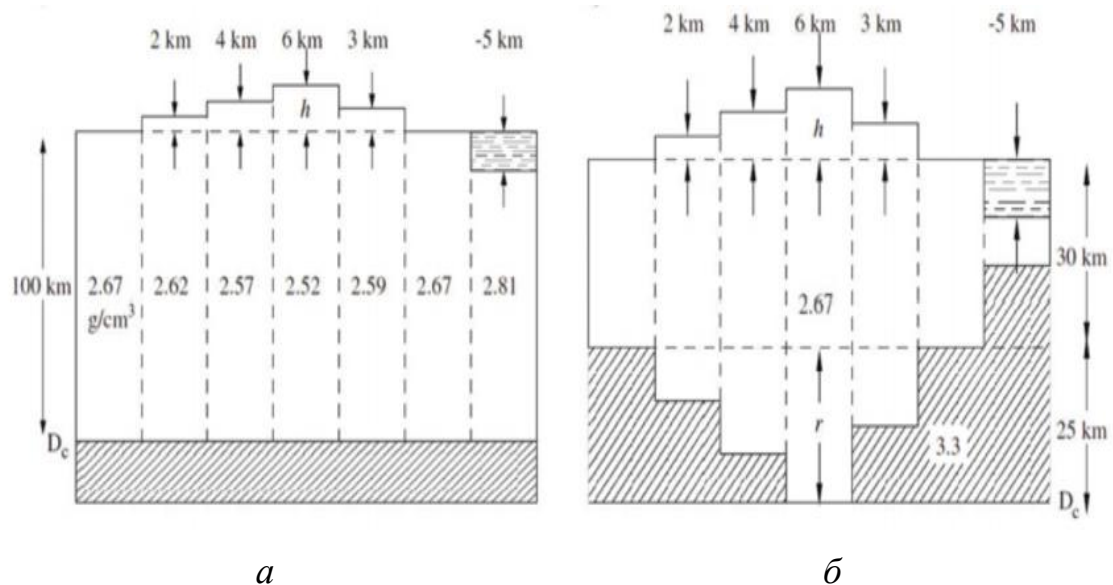


Рис. 1.6. Концепція ізостазії: *a* – за Ф. Пратом, *б* – за Дж. Ері [56]

Ми можемо оцінити ступінь, в якій Земля наближається до ізостатичного рівноваги при розгляді її топографічної поверхні. На Землі, топографія визначається відносно геоїда, він забезпечує зручну базову поверхню для розрахунку величини навантажень, які могли б порушувати ізостазію. Рельєф

вище і нижче рівня моря, можна розглядати в якості таких навантажень. Таким чином, ми можемо використовувати ці навантаження, щоб обчислити очікувану потужність кори і густину підкорової мантії на основі різних моделей ізостатичного стану і порівняти їх із спостереженнями, які засновані на даних сейсмічної томографії [51]. На рис. 1.7 видно, що рельєф Землі має чітко бімодальний розподіл. Один пік відповідає модальним значенням топографії 0,303 км над рівнем моря, в той час як інший пік корелює з модальним значенням топографія -4,301 км нижче рівня моря. Ці спостереження показують, що наша планета знаходиться в близькому положенні до ізостатичної рівноваги, а також можна зробити висновки, що існують фундаментальні відмінності в будові земної кори і мантії, а отже і моделі формування материків і океанів.

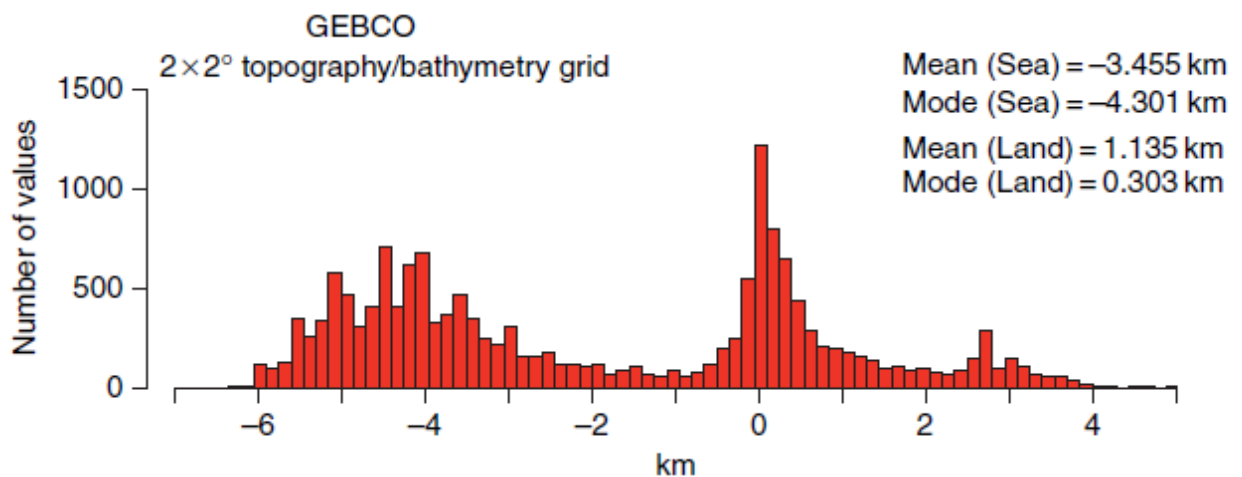


Рис. 1.7. Гістограма батиметрії і топографії Землі [51]

Нагадаємо, що спочатку термін «ізостазія» був введений для визначення механічної рівноваги розподілу мас в зовнішній оболонці Землі. Тому під ізостазією (або станом ізостатичної компенсації), зазвичай, розуміли урівноваження ваги поверхневих навантажень за допомогою аномалій густини під ними, розподілених таким чином, що на деякій однаковій глибині тиск стає постійним і нижче цієї глибини планета знаходиться в стані гідростатичної рівноваги. Розвиток досліджень в області ізостазії та перенесення цих

досліджень на планети земної групи призвів до перегляду і уточнення багатьох уявлень. Так, термін «ізоастазія» набув ширшого значення: це і механічна рівновага літосфери, і динамічна рівновага, і тенденція до компенсації неоднорідностей мас глибоких горизонтів мантиї, тощо. Проте в такому різноманітті підходів відзначається певна неоднозначність в розумінні ізоастазії [43]. Тому пошук нових альтернативних рішень і моделей ізоастатичної рівноваги, які сприяли б оптимальному аналізу спостережуваних геофізичних даних і виконанню ефективною перевірки наявних моделей з метою вибору найбільш адекватної моделі, є актуальним завданням у вивченні будови Землі.

На 27 й сесії Міжнародного Геологічного Конгресу К. Тяпкіним [37] було запропоновано нову модель рівноважного стану Землі, що обертається, названу геоізоастазією. Виходячи із загальної схеми гідростатичної рівноваги, поняттю «ізоастазія» варто надати ширшого тлумачення, а саме: як прагнення мас, що утворюють планету, до стану мінімуму потенційної енергії та підтримки мінімального стану напруження, а також до встановлення умови:

$$\int_{t(\theta, \lambda)}^{R(\theta, \lambda)} \rho(r, \theta, \lambda) r^2 dr - \int_0^{R(\theta, \lambda)} \rho_n(r) r^2 dr = 0 \quad (1.4)$$

де r, θ, λ - сферичні координати, $t(\theta, \lambda)$ - висота денної поверхні, $\rho(r, \theta, \lambda)$ - тривимірний розподіл густини, $\rho_n(r)$ - сферично-симетричний розподіл густини.

Вираз (1.4) описує ізоастатичну модель розподілу густини планети. Відхилення від неї реальних мас – це малі величини, які й підлягають вивченню.

На сьогоднішній день можна вважати встановленим те, що Земля знаходиться у стані близькому до стану гідростатичної рівноваги неоднорідної за радіусом рідини, яка обертається. При цьому, як критерій рівноваги Землі можуть бути використані відхилення геоїда різного порядку від еліпсоїда – фігури рівноваги рідини, яка обертається, – зумовлені неоднорідностями тектонічної природи зсередини планети, а також відхилення екіпотенційної поверхні потенціалу сили тяжіння під дією варіацій швидкості обертання, зміни положення

осі обертання у тілі Землі, Місячно-Сонячними припливами та ін. У першому випадку інформацію про величину відхилень можна отримати за даними супутникових спостережень та наземними гравіметричними вимірюваннями, у другому – головним чином – способом математичного моделювання. Таким чином, взагалі порушення геоїзостазії можна розглядати, як функцію координат та часу. Присутність порушень геоїзостазії буде приводити до виникнення напружень, спрямованих на вирівнювання цих відхилень. Отже маючі дані про величину порушення геоїзостазії у просторі та часі, можна оцінити величини напружень у тектоносфері, які пов'язані з цими порушеннями.

1.7. Літосферні плити, їх кінематика та основні тектонічні структури

Тектонічна система Землі стосується динаміки літосфери Землі, яка складається з мозаїки незалежних пластин (блоків). Межі цих пластин найбільш динамічні області в світі, в більшості це зони гороутворення. Гори є найбільш очевидним результатом функціонування цієї системи. Саме літосфера в процесі свого розвитку визначає поля геодинаміки – енергії, сил і руху, що змінюють зовнішній вигляд нашої планети.

Історія розуміння і заглиблення в тектонічну систему Землі бере свій початок, ще з кінця XVI-го століття, натуралісти відзначали схожість берегових ліній по обидві сторони Атлантики і уклали первісну єдність суперконтиненту з подальшим дрейфом окремих блоків, одним з перших цю точку зору сформулював англійський філософ Ф. Бекон. Після нього аж до початку XX-го століття науковці шукали докази ідеї Бекона, а в період з 1910 по 1930 роки німецький метеоролог А. Вегенер формулює теорію дрейфу континентів і опубліковує роботи, які доводять її достовірність. Саме теорія Вегенера є попередником сучасної теорії тектоніки плит, яка почала формуватися в період з 1960 по 1970 роки [66, 68, 69, 75, 94, 96].

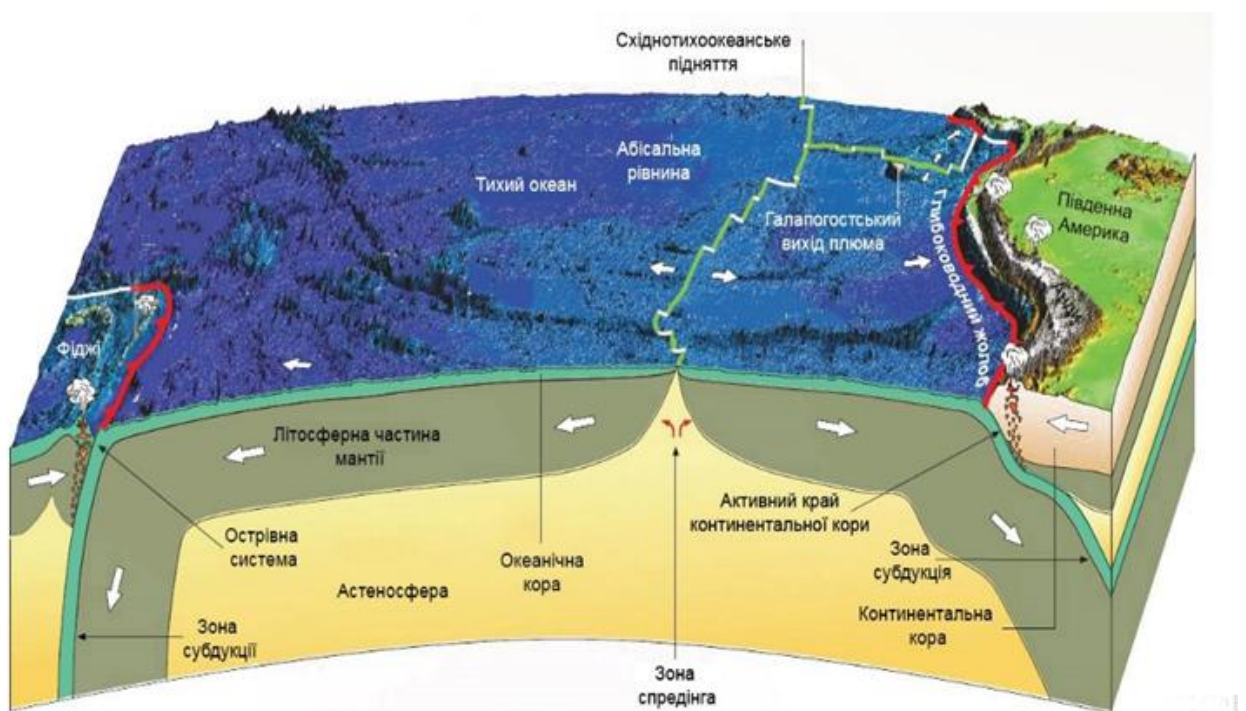
Не будемо заглиблюватись у нюанси тектонічних гіпотез, а розглянемо загальні принципи тектоніки плит. У концепції плейт–тектоніки виділяють літосферу з астеносферою за їх фізичні властивості, такі як температура,

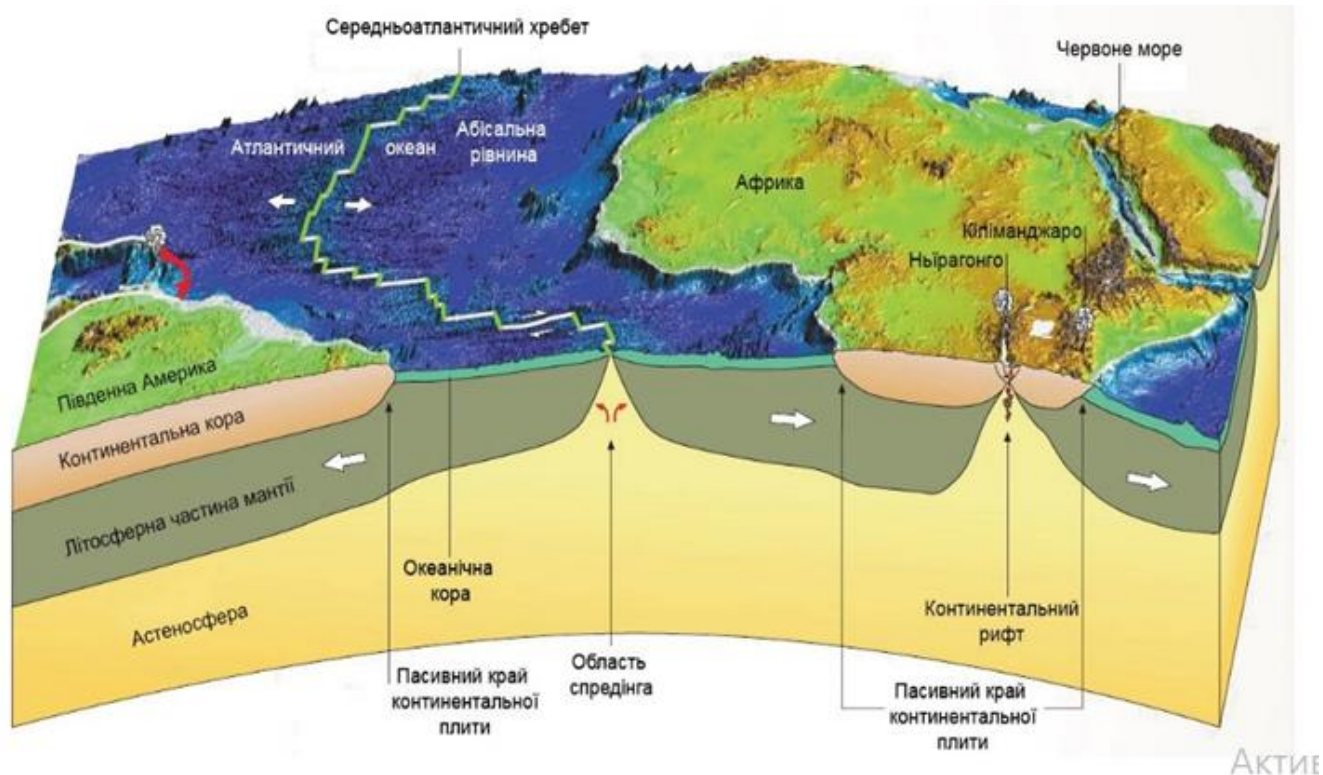
щільність і структура сейсмічної швидкості. Літосфера асоціюється з більш низькими температурами, щільністю порід вище середньої, а також з більшими швидкостями сейсмічних хвиль, ніж астеносфера. Тектоніка плит заснована на припущенні, що літосфера жорстка впродовж тривалих періодів часу і рухається на поверхні Землі блоками.

Так як руйнування і будування поверхні планети відбувається на границях літосферних плит розглянемо їх більш детально. Виділяють три типи границь літосферних плит: конструктивні, деструктивні та консервативні.

Конструктивна границя – це будування за рахунок речовини з астеносфери нового шару океанічної кори, це відбувається коли океанічні плити розходяться в різні боки. Такі процеси відбуваються в зонах спредінга рис. 1.8 і супроводжуються утворенням океанічних хребтів, або ж вулканічних ланцюгів.

Деструктивна границя – утворюється під час насунання однієї з плит на іншу, в такому випадку плита з меншою густиною занурюється в астеносферу, цей процес відбувається в зонах субдукції і супроводжується утворенням глибинних жолобів рис. 1.8.





б

Рис. 1.8. Основні тектонічні процеси, що відбуваються на Землі [62]

Консервативні границі утворюються у випадку, якщо плити ковзають одна відносно іншої уздовж розлому. Цей процес супроводжується невеликим руйнуванням, або ж створенням хребта. Також відбувається трансформація границь, так звана пролонгація, коли ідентичні частини хребта спостерігаються на різних відстанях вздовж розлому рис. 1.8.

Тектонічні плити є різні за товщиною і розмірами (рис. 1.9). Товщина літосфери знаходиться в діапазоні товщини від 70 до 150 км [62], вона є більш масивною під континентами, більш тонкою під океанами. Літосфера складається з двох компонентів – земної кори (океанічної і континентальної) і літосферної частини мантії, рис. 1.8. Астеносфера знаходиться в пластичному стані і локально містить кишені розплавленої породи.

Позитивний контраст густини між літосферою і астеносферою передбачає, що жорсткий шар може бути нестійкий. Дійсно, океанічна літосфера – після того, як вона буде утворена в середині океанічного хребта – остигає і занурюється в астеносферу. Континентальна літосфера також може

бути нестійкою. Наприклад, у Східній Африці літосфера регіонально нагрівається, розщільнюється, і підноситься після чого ці процеси зупиняються. У колізійних системах, таких як Гімалаї, континентальна літосфера потовщена [74]. Обидва процеси можуть викликати ущільнення породи нижньої кори, щоб увійти в поле стійкості. В результаті, нижня кора стає більш щільною, ніж підстилаюча мантія, і може занурюватися в нижню астеносферу Ізостатичні міркування, припускають, що земна кора, яка включає в себе верхню частину літосфери – це плавучі блоки, що знаходиться в стані «плавучості» на підстилаючій мантії. Крім того, дослідження показують, що, коли вона схильна до довгострокових геологічних навантажень, вона не веде себе як чисто незалежні плаваючі блоки, а поводиться як пружна пластина, яка накриває субстрат рідини [51].

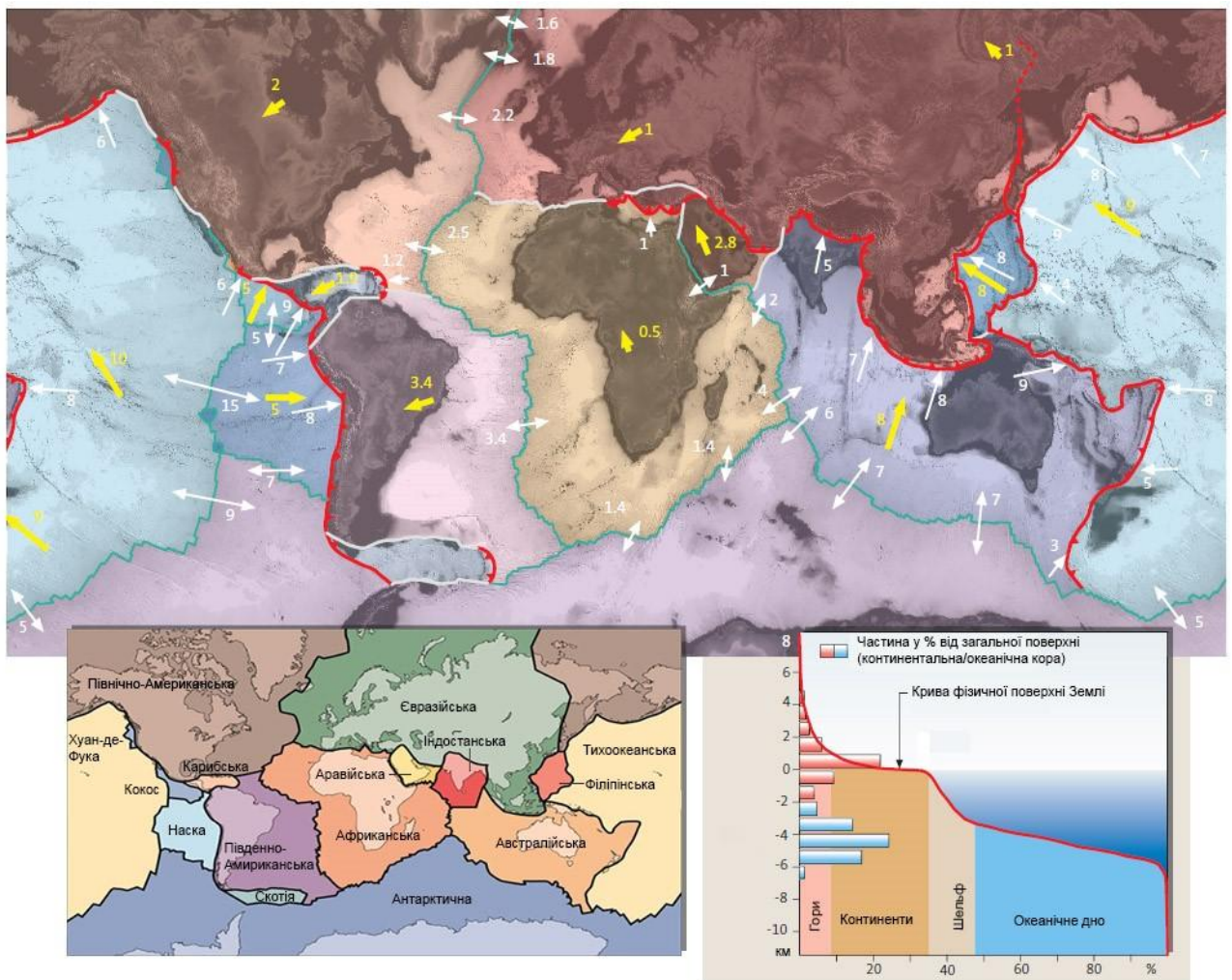


Рис. 1.9. Карта тектонічних плит і розломів [62]

На рис. 1.9 показані серединно-океанічні хребти зеленим кольором; зони субдукції червоними лініями (трикутники вказують на плити, що насуваються зверху); границі плит сірим кольором, білими стрілками показані відносні рухи вздовж їхніх границь, а жовтими абсолютні рухи, в системі координат, що опирається на стаціонарні виходи плюмів [59] (числа біля стрілок характеризують швидкості переміщення плит у см/рік). Справа внизу показано у відсотках фізичну поверхню Землі. Зліва внизу назви літосферних плит.

З геодезичної точки зору варто проілюструвати рухи тектонічних плит отриманих завдяки ГНСС вимірюванням на перманентних станціях на всій планеті, рис. 1.10.

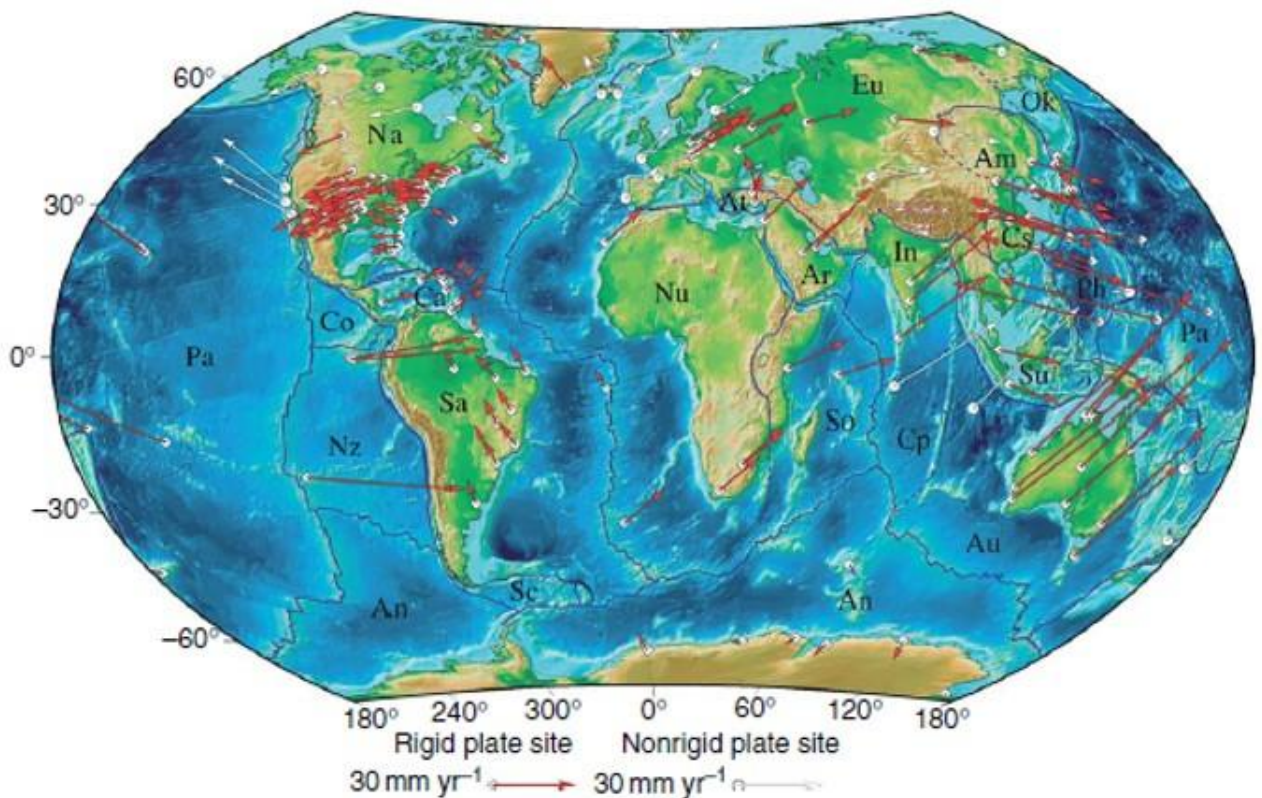


Рис. 1.10. Швидкості руху точок на поверхні літосфери отримані за допомогою ГНСС методів [86]

Червоними стрілками показані точки, які лежать на відповідних літосферних плитах, а білими точки, які розміщуються в місцях з погано визначеними межами плит.

1.8. Висновки до розділу

На основі проведеного оглядового аналізу вивчення фігури Землі і планетарних геодинамічних процесів, можна зробити такі загальні висновки.

1. Під фігурою Землі зазвичай варто розуміти форму фізичної поверхні твердої частини планети. Оскільки вона має складну форму, то з неї давно стали виділяти більш просту (згладжену частину), в якості якої приймають геоїд. Згідно із теорією М. Молоденського, що встановлює принципові обмеження на використання геоїда для вивчення поверхні Землі і її гравітаційного поля, напрямок досліджень фігури був розділений на виключно геометричну складову фізичної геодезії, а дослідження зв'язку фігури з внутрішньою будовою планети були віднесені до геофізики. На сьогодні розвиток космічних технологій та методів вивчення фігури Землі та гравітаційного поля надали широкі можливості для геодинамічних досліджень зв'язку фігури Землі з її походженням, еволюцією, будовою і процесами всередині планети.

2. На сучасному етапі вивчення фігури Землі, варто розрізняти чотири її типи:

- фігуру планети в гідростатичному стані (в основному, теоретичні дослідження, починаючи з Ньютона), яка використовується для оцінки ізостатичного напруженого стану Землі;
- фігуру фізичної поверхні (або геометричну фігуру), яка, стосовно Землі, описує поверхню материків і дно океану (геологи і геофізики в геодинамічних дослідженнях використовують термін «фігура поверхні літосфери»);
- динамічну фігуру, яка пов'язана з моментами інерції небесного тіла, для Землі – це тривісний еліпсоїд інерції;
- гравітаційну фігуру, яка охоплює всі маси, включаючи і водну поверхню, і характеризується основною рівневою поверхнею (геоїдом).

Стандартні параметри Землі включають характеристики загальноземного еліпсоїда, який апроксимує геоїд, і враховують системи координат WGS84, ITRS, ITRF.

3. Побудова динамічної теорії еволюції Землі знаходиться на етапі накопичення результативних даних, теоретичних досліджень, розробок методів та експериментів і вивчення вікових, періодичних та нерегулярних змін фігури, гравітаційного і магнітного полів, внутрішньої будови, параметрів обертання і руху полюсів становить фундаментальну геодинамічну задачу, яка може бути вирішена об'єднанням міждисциплінарних знань таких як геодезія, геодинаміка, геофізика, геологія, астрометрія, тектонофізика, океанологія, палеографія та ін.

Розділ 2. ДОСЛІДЖЕННЯ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ЗЕМЛІ І ВПЛИВУ КОСМІЧНИХ ТА ЕНДОГЕННИХ ФАКТОРІВ НА ПАРАМЕТРИ ОБЕРТАННЯ І ОРІЄНТАЦІЮ ПОЛЮСА

2.1. Еволюція формування фігури Землі. Вплив космічних факторів на трансформацію фігури планети

2.1.1. Концепція еволюції фігури Землі

Фігура Землі є похідною з формування самого планетарного тіла і його подальшого саморозвитку. Землю розглядають, як своєрідний «двигун», що є механізмом самоутворення її фігури з додаванням невеликого творчого ефекту від екзогенних факторів. Фактори внутрішнього формування фігури планети розглядалися в попередньому розділі, це такі явища, як: конвекційні потоки в мантії, суперплюми, землетруси і як наслідок тектонічна активність у верхній оболонці Землі. Ці процеси на протязі еволюційного формування планети змінювали топографічну поверхню Землі, а от її глобальну форму здебільшого формує безперервне обертання і космічні фактори. В цьому параграфі ми розглянемо лише загальні принципи впливу цих груп факторів, а в подальшому буде надана більш детальна якісна і кількісна характеристика.

В науках про Землю є загальноприйнята теорія розвитку гарячої Землі, вона передбачає формування планети з гарячої речовини, поверхня якої під впливом часу охолоджується, а її надра реструктуруються і утворюються внутрішня система сучасної планети (див. п.1.5). За рахунок перманентного сповільнення швидкості її обертання фігура набуває форми сфероїда з меншим стисненням, а космічний вплив вносить флуктуації в цей процес, у вигляді миттєвих і циклічних (в геологічній системі часу) впливів. Тобто, якщо ми розглянемо історію Землі від початку і до сьогодення, можна сказати, що на початковій стадії вона була подібна майже до ідеального сфероїда, так як планетарне тіло повністю складалося з рідкої в'язкої речовини. В подальшому,

за рахунок кристалізації оболонки планети і зміни її кутової швидкості утворювались тектонічні структури у вигляді літосферних плит. З додаванням внутрішніх факторів формування, проявлялася динаміка цих структур. Для найменших деталей розвитку топографічної фігури додайте сюди, ще різноманітні ерозійні процеси, спричинені гідросферою та атмосферою, і в результаті ми отримаємо сучасну фігуру нашої планети.

2.1.2. Екзогенні фактори, що впливають на трансформацію фігури Землі

Мабуть, зовнішні сили здійснюють менш значний вплив на геодинамічні процеси на Землі, ніж внутрішні сили, що формуються гравітаційно-ротаційним режимом. Та все ж таки їх неможливо не враховувати в питанні трансформації фігури планети. Ці сили повинні позначатися в тих випадках, коли в будь-яких процесах спостерігається нестійка рівновага, і сам процес носить нелінійний характер, як, наприклад, в прояві сейсмічності. Тоді найменші зміни прикладання зовнішніх сил слугують спусковим гачком для розрядки накопичених напружень.

Можна умовно поділити екзогенні фактори на дві групи, за джерелами походження, а саме на близькі джерела і далекі. До першої групи віднесемо фактори, що проявляються в межах Сонячної системи, такі як припливні сили Сонця і Місяця, а також падіння космічних тіл на поверхню планети. До другої відносяться фактори, що пов'язують з рухом Сонячної системи навколо галактичного центру.

Цілком можливо, що вкрай слабкі, але постійно діючі припливні сили піддають, наприклад, різноманітні блоки фундаменту платформ циклічному навантаженню, стисненню чи розтягуванню. В такому процесі завжди є «незворотна частина, яка від циклу до циклу накопичується» [35]. Нехай ця частина мізерно мала, але вона достатня, щоб зробити зону корового розлому більшою. Енергія припливних сил незначна, за даними В. Павлова, вона менша за енергію ротаційних сил на 5 порядків [38]. Припливна сила, на зразок вібрації, діє на протязі всієї історії Землі, але на різних етапах її еволюції вона

була, звичайно, більшою. На думку М. Садовського [39], місячні припливи викликають «мембранні напруження» в тонкій поверхневій оболонці Землі і при цьому амплітуда варіацій напружень максимальна на екваторі і мінімальна на полюсах. Таким чином, припливну силу можна прирівняти до циклічного навантаження, на яке реагує середовище, що складається з різноманітних блоків, тобто зовнішньої оболонки Землі і її форми. Не можна заперечувати і вплив падіння на Землю астероїдів, метеоритів і, можливо, комет, але не галактичних, а таких, що належать Сонячній системі, включно з хмарою Офорта. Зараз встановлено близько сотні достовірних астроблем, розміром до 100-200 км і різноманітного віку, хоча насправді їх набагато більше. Падіння метеоритів, діаметром 10-30 км на сушу, чи в океан повинно супроводжуватися природною катастрофою, масовою загибеллю представників органічного світу; зміною клімату внаслідок викиду в атмосферу величезної кількості пилу, газів та обломків; виникненням пожеж та очевидно масштабними руйнуваннями її оболонки і зміною форми. Безперечно, що астероїди, метеорити, комети падали, падають і будуть падати на нашу планету. Цілком можливо, що падіння одного чи кількох астероїдів розміром 10×15 км, наприклад, в районі сучасного краю півострова Юкатан в Мексиці 65 млн. років назад визвало глобальну катастрофу, яка спричинила за собою масове вимирання біосфери.

Факти проходження Сонячної системи крізь зіркові рукави спіралеподібної Галактики Молочного Шляху є беззаперечним. Сонячна система, знаходиться в $3/5$ (104 світлових років) від центру галактики в межах її головного диску і робить один оберт навколо центру галактики приблизно за 212-217 млн. років. Цей оберт, галактичний, або сидеричний рік, своєї тривалістю досить добре співпадає з відомим тектонічними циклами Бертрана та Вільсона [38]. Орбіта Сонця навколо центру галактики еліптична і тому в перигелії і апогеї, перетинаючи газопилові витки, випромінює різну за інтенсивністю радіацію, що тягне за собою кліматичні зміни. Можливо ці події, пов'язані з галактичним роком, впливають і на напружений стан Землі,

посилюючи та послабляючи потоки речовини в мантії. З однієї точки зору тривалість галактичного року постійна, а з іншої – вона скорочується через зменшення радіусу сонячної орбіти. А. Баренбаум [1], навпаки, припускає, що орбітальний період Сонця і середній радіус сонячної орбіти з часом зростають. На думку цього ж дослідника галактичні впливи реалізуються через комети і зірки галактики. Комети бомбардували Землю, здійснюючи на неї великий енергетичний вплив, а проходи Сонця через зіркові хмари викликали стрибкоподібну зміну параметрів його галактичної орбіти. Ця проблема в наші дні супроводжується гострою дискусією і поки що не має прийнятного рішення. Беззаперечним залишається лише той факт, що ексцентриситет земної орбіти, нахил земної осі до поверхні екліптики, час проходження перигелію та інші характеристики постійно змінюються.

2.2. Аналіз даних про ротаційний режим Землі і можливі причини переміщення географічного і магнітного полюса

2.2.1. Обертання Землі

Обертання Землі – найважливіша характеристика, що визначає параметри фігури рівноваги планети. Вивчення нерівномірності обертання Землі дуже важлива для практики і цікава з наукової точки зору. Наприклад, супутникова навігація неможлива без знання обертання Землі. Особливості обертового руху надають інформацію про внутрішню будову Землі, а варіації ротаційного режиму є реальним джерелом енергії тектогенезу. Так наприкінці XIX і на початку XX століття в науках про Землю багато вчених Дж. Дарвін, Б. Бемерсгейм, В. Покельс, Є. Биханов, Б. Лічков, М. Цареградський, Г. Каттерфельд, Д. Мушкетов, П. Воронов та ін. приходили до висновку, що зміна обертання Землі впродовж геологічної історії є суттєвим чинником, який впливає на тектонічні процеси. Математичне обґрунтування ролі цього чиннику у тектогенезі було реалізовано в численних роботах математиками А.

Вероне, П. Апелем, Л. Лейбензоном, геодезистом (завідувачем кафедри геодезії Дніпропетровського гірничого інституту) В. Стівасом, та ін.

Зокрема, Б. Лічков, який товаришував і ділився думками з В. Вернадським, з кінця 20-х років ХХ століття почав розглядати фактор зміни швидкості обертання Землі як основний в тектогенезі, вважаючи, що «головна енергія Землі – це енергія сил обертання Землі і саме на ній треба будувати основні уявлення геології, що пояснюють генезис земних структур» [18]. Згодом найповніше обґрунтування ротаційна гіпотеза отримала в роботах М. Стіваса, який захистив в 1951 році кандидатську дисертацію «До питання про критичні паралелі земного еліпсоїда», а в 1961 – докторську дисертацію «Досвід математичного аналізу тектонічних процесів, що викликаються змінами фігури Землі» [34]. В наступному, 1963 році, з'явилася стаття П. Кропоткіна (пізніше – дійсного члена АН СРСР) і Ю. Трапезнікова «Варіації кутової швидкості обертання Землі, коливань полюсів і швидкості дрейфу геомагнітного поля та їх можливий зв'язок з геотектонічними процесами» [14].

Періодична зміна швидкості призводить, зокрема, до зміни самих параметрів обертання планети. Найбільш короткоперіодні з них тривалістю в 21, 40, 100, 400 тис. і 1,2 млн років знаходять своє відображення у змінах нахилу осі обертання Землі, її прецесії і орбіти. Вони отримали назву циклів Міланковича і були використані цим автором для пояснення чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час останнього льодовикового періоду в історії Землі [20].

В кінці 80-х років А. Шейдеггер [46] в розділі «Обертання Землі» монографії «Основи геодинаміки» надав узагальнюючі висновки щодо можливості деформації літосфери під впливом вікового уповільнення швидкості обертання нашої планети із-за припливного тертя від Місяця (наприклад, на початку фанерозою тривалість доби дорівнювала лише 20,5 год., а потім постійно сповільнювалася на 2 мс за 100 років і дійшла до сучасних 24 год.). Розрядка напруги, яка накопичується при досягненні ними критичних

значень, рівних межі міцності порід тектоносфери, призводить до тектонічних активізацій Землі.

Д. Мушкетов [26] також надавав великого значення змінам форми Землі і пов'язував причини деяких геологічних явищ з процесом пристосування геоїда до форми сфероїда. Він вважав, що малі, але тривалі напруги, що викликаються ротаційними силами, здатні породити так звану «втому» літосферної породи, що приводить до утворення незворотних деформацій.

Проте інтерес до ротаційного режиму Землі як ключового фактору планетарної геодинаміки то зростав, то зменшувався залежно від авторитетного геологічного світогляду.

Нині спостерігається розширення інтересу до осмислення ролі і значення ротаційних процесів, оскільки ротаційні сили входять практично основним компонентом в більшість робочих геодинамічних концепцій. В останні десятиліття вплив ротаційних сил розглядається і в рамках уявлення про слоїсту будову Землі, що вносить свою специфіку в розглянуту проблему.

Так, член-кореспондент РАН Ю. Авсюк з співавторами [47] вважає, що зміна швидкості обертання і переміщення осі в тілі Землі, що відбуваються циклічно, можуть бути використані для пояснення глобальних переміщень океанічних мас води, перебудов в корі і мантії, що супроводжуються «тріщинуватістю» і «утворенням гірських масивів». Вони також зазначають, що виділені в геології цикли і їх зв'язок з характерними періодами еволюції Землі не може бути випадковим.

З осьовим обертанням Землі пов'язана також диференціальна розмежованість полярної і екваторіальної областей планети, яка проходить по 40° паралелі, що має своїм наслідком протилежну спрямованість трансгресії і регресії океану в цих областях [28]; підвищена сейсмічність даної зони, яка характеризується найбільш розчленованими ділянками рельєфу нашої планети [17]. Цілков природно пов'язувати також з обертанням Землі утворення систем широтних трансформних розломів, що перетинають спредінгові серединно-

океанські хребти в меридіональному напрямі. Меридіональні і косі трансформні розломи в Індійському і Індо-Арктичному океанах можуть бути пов'язані з північним дрейфом континентів.

Нерівномірне обертання Землі, її періодичне прискорення і уповільнення мають ще один дуже важливий наслідок. Вони викликають зміну фігури Землі, її полярну сплюсненість і, головне, викликають напругу в літосфері, яка, на думку більшості дослідників, є єдиною причиною утворення так званої регматичної сітки розломів, тріщин і лінеаментів, закономірно орієнтованих щодо фігури Землі, утворюючи ортогональну і діагональну сітки на поверхні. Також важливо додати, що останнім часом встановлено зв'язок між динамікою ядра Землі і особливостями її осьового обертання [81].

Іншим відомим наслідком осьового обертання Землі є прояв так званої сили Коріоліса, що викликає відставання континентальних літосферних плит від спрямованого із заходу на схід обертання більш внутрішніх частин планети і, як наслідок, їх відносне переміщення на захід. Ця ж сила Коріоліса відповідальна за асиметрію видовжених в меридіональному напрямку серединно-океанських хребтів [84].

Як показав М. Гончаров [6], поєднання дії сили Коріоліса і мантийної конвекції зумовлює не тільки західний, але і змінний в меридіональному напрямі північний і південний дрейф континентів і протилежних процесів, які панують в полярних областях Землі, зокрема, переважання в сучасну епоху стиснення і занурення в Арктиці і підняття і розтягування в Антарктиді. З цим же процесом слід пов'язувати ту обставину, що відзначили Н. Божко і Ю. Баркин [4], що суперконтиненти поперемінно утворювалися то в Північній, то в Південній півкулях.

Є. Мірлін [23] вказав, що настав час переоцінити роль «літосфери як твердої і крихкої оболонки, оскільки це не відповідає уявленням про плинність середовища і про різнорангові вихрові рухи в «твердих» оболонках», і припустив, що подальше вивчення природи вихрових рухів приведе до появи

«майбутньої концепції, яка в даний час йде на зміну тектоніки плит » [там же, с. 43].

Тому, ймовірно, варто прислухатися до думки далекосхідного вченого О. Мельникова [22], який в останні роки послідовно і з похвальною наполегливістю проводить «в життя» думку про те, що: «Перш ніж вишукувати якісь інші причини в поясненні, що відбуваються на Землі і всередині неї геологічних процесів, необхідно врахувати (а не нехтувати) вплив на них з зародження Землі як планети її ротаційного режиму, тобто цей режим повинен служити відправним моментом і основою математичного та фізичного моделювання будь-яких геологічних (як і всіх інших) процесів» [22].

Оскільки перелічені вище літературні джерела і описані в них методи та результати є незалежними, застосованими різними дослідниками і в різний час, то достовірність отриманих з їх допомогою відомостей значно зростає і вселяє оптимістичну надію на розробку теорії еволюції Землі, в якій значне місце буде відведено ролі ротаційних процесів у формуванні фігури Землі і структуроутворюючих процесів.

2.2.2. Ротаційний режим Землі

Земля є складною динамічною системою, вона має рухливу атмосферу і океани, постійно змінний розподіл льоду, снігу та води, наявне рідке ядро, що зазнає гідромагнітного руху, постійний конвекційний рух речовини в мантії і рухомі тектонічні плити на поверхні. Крім цього на планету діють зовнішні сили за рахунок притягання Сонця, Місяця та інших планет. Ці внутрішні і зовнішні процеси впливають на ротаційний режим Землі. Обертання Землі змінюється внаслідок накладання зовнішнього кутового моменту, внутрішнього перерозподілу мас і передачі кутового моменту між твердою частиною Землі і рідкими ділянками, а також гідродинамічних напружень, що діють в квазірідкій речовині в надрах планети.

Зміни ротаційного режиму поділяють на довгострокові і короткострокові, прийнято вважати, що довгострокові зміни відбуваються з періодом більше

одного року. Багато дослідників займалися цими проблемами, а зараз навіть є міжнародна служба, яка стежить за змінами ротаційного режиму та переміщеннями полюсу IERS (International Earth Rotation Service). То ж не будемо заглиблюватися в деталі і наведемо факти зміни швидкості обертання. На рис. 2.1 *а*, *б* наведені графіки, зміни періоду обертання Землі від атомної секунди в 1830 – 2000 роки і в 2000 – 2006 роки. Простежується (рис. 2.1 *а*) тенденція до збільшення діб, а також (рис. 2.1 *б*) сезонна нерівномірність[63].

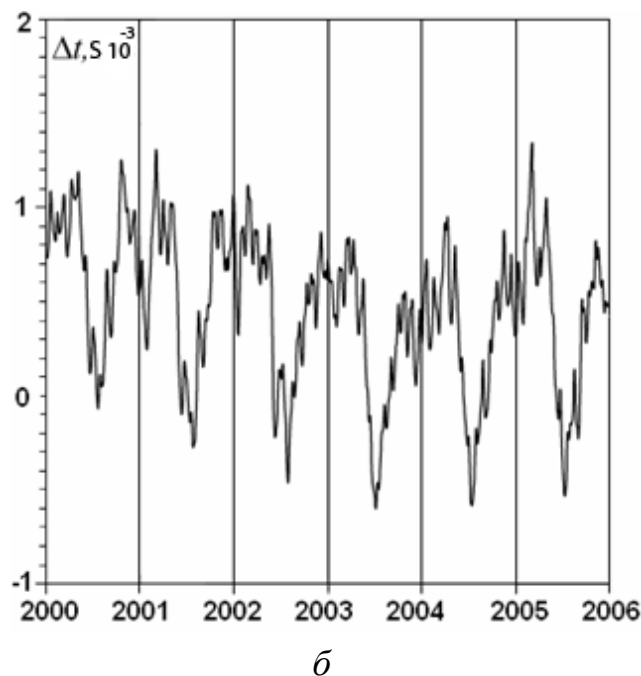
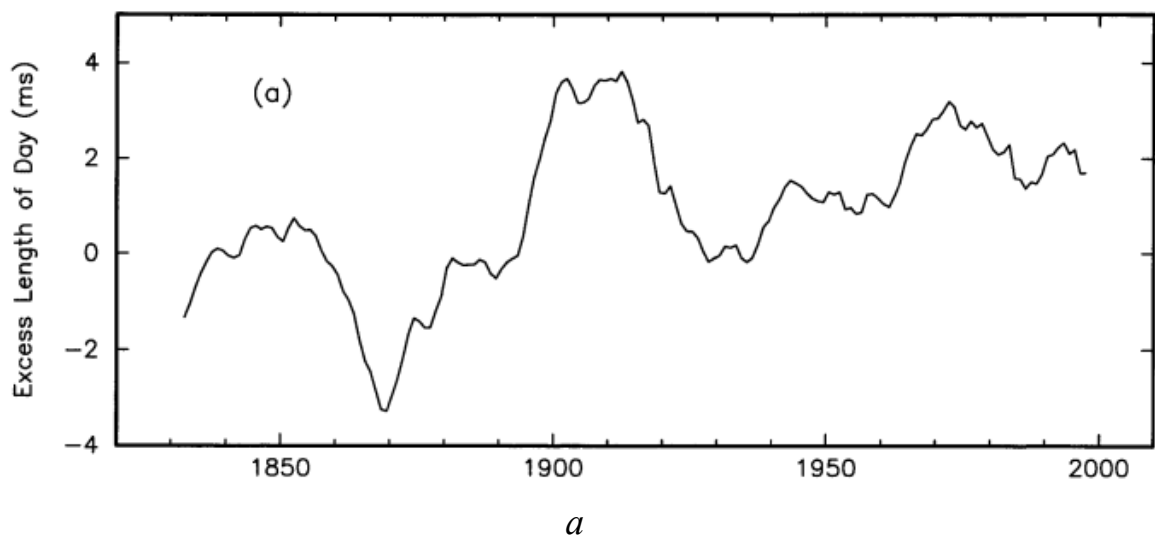


Рис. 2.1. Зміна тривалості доби, в мілісекундах: *а* – в 1830 – 2000 роках; *б* – в 2000 – 2006 роки [63]

Прийнято вважати, що Земля раніше оберталась значно швидше, ніж зараз. На доказ цього, у фізиці Землі зазвичай посилаються на дані тривалості року, доби, періоду місячних припливів тощо, з аналізу кільцевих наростів шарів вапняних скелетів на зрізах копалин коралів, молюсків і раковин. Чергування різного кольору шарів пов'язують з розвитком скелета молюска і зміною фізико-географічних умов її проживання і порівнюється з річними кільцями дерев. З приводу цієї методики у фахівців немає чіткої і однозначної думки, наскільки достовірні підрахунки кілець на зрізах древніх молюсків. Багато вчених розглядали їх у своїх дослідженнях. На рис. 2.2 наведено дані кількості днів в році і годин в добі, отримані по коралах[97].

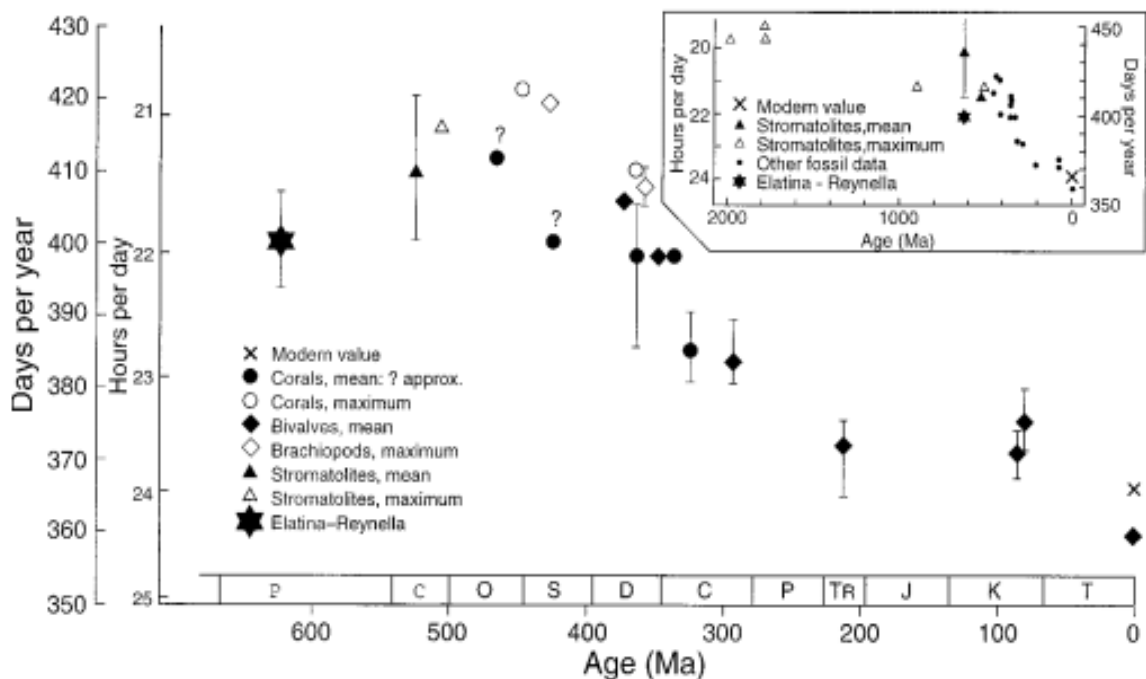


Рис. 2.2. Кількість днів у році і годин в добі в далекі геологічні епохи [97]

Як бачимо питання про швидкість обертання планети в минулому залишається відкритим, адже науковці не можуть дійти до одного знаменника в цій дискусії.

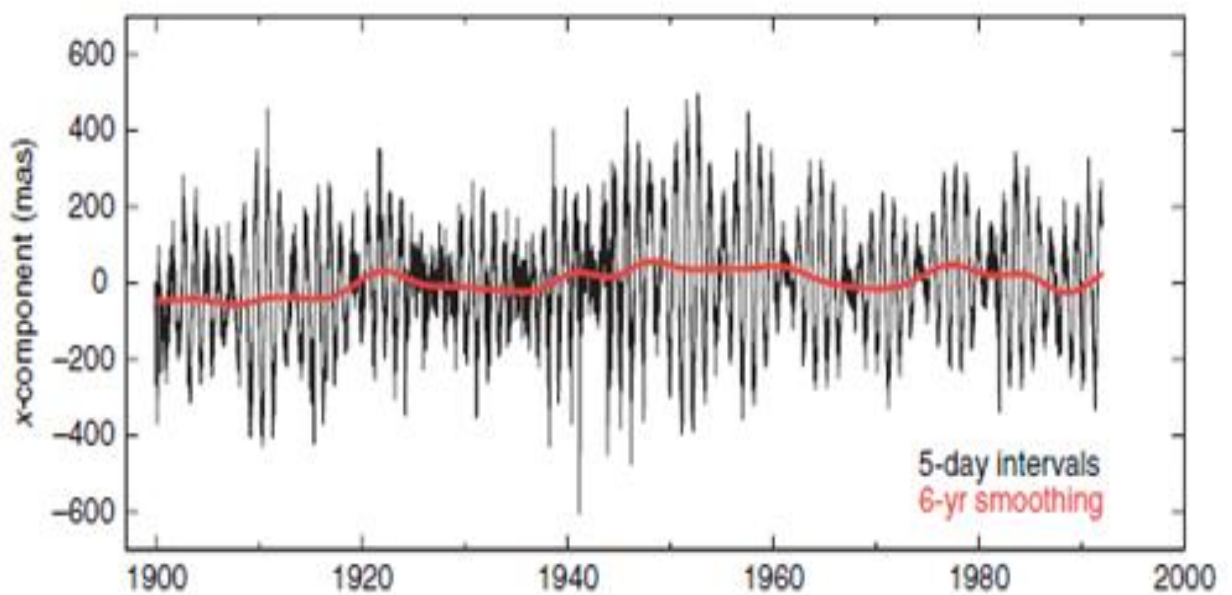
2.2.3. Причини переміщення географічного полюса

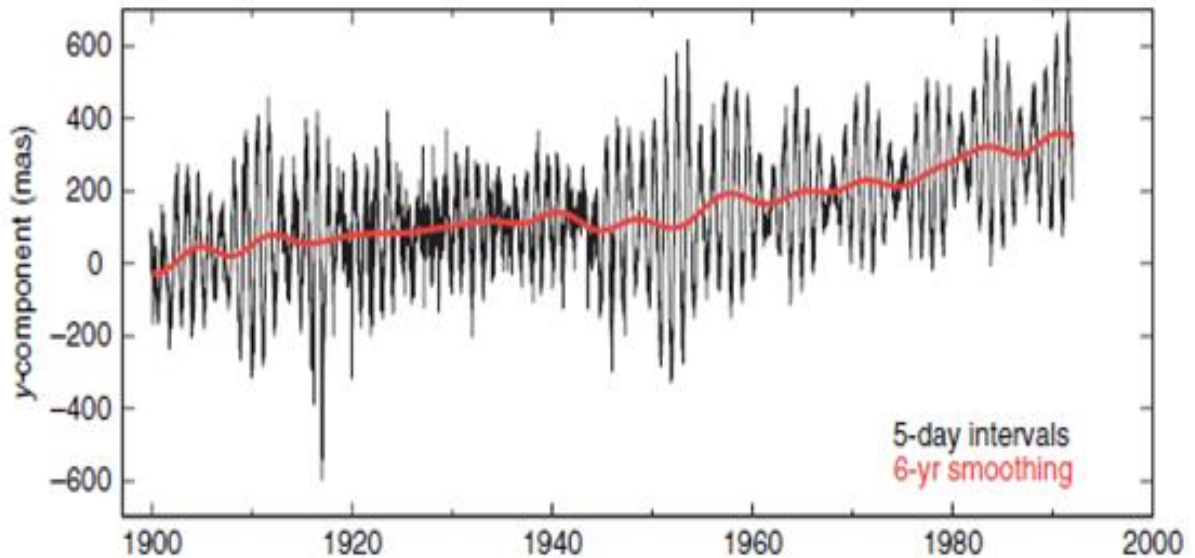
Змінюється не тільки кутова швидкість Землі – наша планета гойдається щодо осі обертання. Тому точки, в яких вісь перетинає земну поверхню,

миттєві географічні полюси Землі – рухаються. Вони переміщуються по земній поверхні навколо середнього багаторічного (за 6 років) полюса в напрямку обертання Землі, тобто із заходу на схід. Траєкторія руху миттєвого полюса має вигляд спіралі, яка періодично то закручується, то розкручується.

Сучасне бачення причин переміщення географічного полюса передбачає дві групи факторів, а саме короткострокові і довгострокові. Відповідно короткострокові діють на протязі до декількох років, а довгострокові багато десятків, сотень та навіть тисяч років. Отож розглянемо деякі з них.

Закручування і розкручування траєкторії миттєвого полюса пояснюється майже постійно періодичним переміщенням. Так переміщення мають річний цикл, переміщення внаслідок Чандлерового коливання з періодом в 433 дні, квазіперіодичний приблизно десятирічний цикл, а також коливання Міланковича. Сучасна тенденція руху полюса знаходиться в межах 0,0035 кутової секунди на рік у напрямку з азимутом 79° західної довготи. Найбільше віддалення миттєвого полюса від середнього не перевищує 15 м [67]. Складові переміщення полюсу визначені на основі спостережень наведені на рис. 2.3, як бачимо простежуються періодичність різна за тривалістю.





б

Рис. 2.3. Графік зміни положення географічного полюса в період з 1900 до 2000 років (переміщення наведені в тисячних долях кутової секунди) [67] *a* – переміщення полюса по осі *x*, *б* – переміщення полюса по осі *y*.

Перелічені циклічні рухи полюсу є результатом дії на планету екзогенних факторів, рух полюсу може бути спричинений також активністю Землі. Очевидним є той факт, що при внутрішньому, або ж зовнішньому перерозподілі мас наша планета буде відновлювати свій мінімальний момент інерції, а отже буде переміщуватися географічний полюс Землі. Зауважимо, що це напевно єдина внутрішня причина, що може спричинити переміщення географічного полюса такого небесного тіла як Земля. Цей процес може початися після виникнення деякого помітного дисбалансу мас у корі та в мантиї. Наприклад, через зростання супервулкану далеко від екватора. Розрахунки такого явища, були проведені А. Церклевичем і О. Заяцем [41], вони показали, що поява супервулкана на поверхні планети спроможна перемістити географічний полюс приблизно на 15 км. Аналогічною причиною може бути обмін льодовиками і кригою в океанах, або ж просто її розтавання чи намерзання в планетарних

масштабах. Як показує геологічна історія це цілком реалістичний сценарій при переході від льодовикового періоду до помірною і навпаки.

2.2.4. Причини переміщення магнітного полюса

Наші знання про магнітне поле Землі розвиваються протягом багатьох століть, що виникають з деяких ранніх наукових досліджень. Перший науковий трактат, який загалом визнається геомагнітним текстом «*Epistola de Magnete*», написав П. Перегрін у 1269 році. Пізніше понад три століття була написана класична робота «*De Magnete*» В. Гілбертом в 1600 році. Потім був проведений аналіз історичних записів і поставлений на тверду математичну основу К. Гаусом в 1838 році. Розвиток палеомагнітних досліджень у другій половині цього століття дозволив відновити історичні записи про магнітне поле Землі не тільки до археологічних часів, але й майже до всього геологічного часу. Одним з найважливіших відкриттів у палеомагнетизмі було те, що магнітне поле Землі змінювало свою полярність багато сотень разів. Протягом останніх двох декад минулого століття відбулося значне відродження інтересу до геомагнетизму, одним із результатів якого стало формування міжнародного органу SEDI (*Study of the Earth's Deep Interior*). Сьогодні це згуртувало вчених з багатьох дисциплін в галузі геофізики, оскільки широко визнано, що наше розуміння глибинного середовища Землі (ядра та глибокої мантії) покращується шляхом інтеграції досліджень походження магнітного поля Землі з тими, що знаходяться в палеомагнетизмі та інших дисциплінах, таких як сейсмологія, гравіметрія та фізика гіперпресованих мінералів [73].

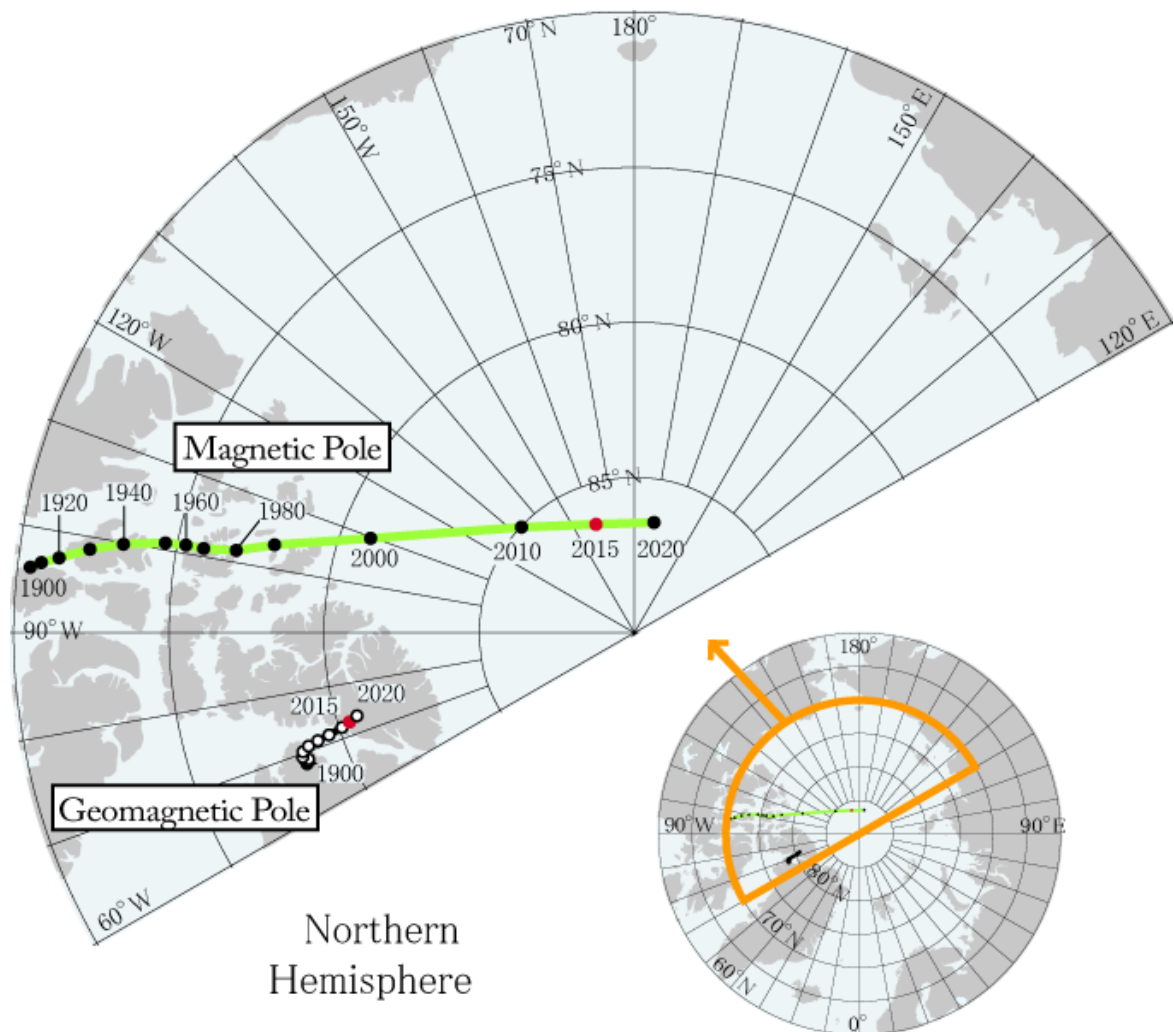
Після дуже короткого історичного екскурсу в питання магнітного поля Землі, перейдемо до полюсів цього поля, власне теми цього підpunkту.

Магнітні полюси це місця на планеті де силові лінії поля сходяться і проходять перпендикулярно до поверхні Землі. Магнітні полюси нашої планети не співпадають з географічними. Вперше цей факт був доведений, ще в ХІХ столітті англійським дослідником Дж. Россом. Він знайшов місце в північній

півкулі, де вертикальний напрям магнітної стріли був рівний 90 градусам, тобто проходив перпендикулярно до поверхні Землі[97].

Положення магнітних полюсів залежить від процесів які проходять в її надрах. Тобто причина криється в перерозподілі рідкої речовини ядра (рідких металів – заліза і нікелю) на межі мантиї і зовнішнього ядра.

На відміну від географічного полюсу, магнітний полюс переміщається дуже динамічно[97]. Слід також зазначити, що північний і південний магнітний полюс рухаються незалежно один від одного. Наведемо деякі кількісні характеристики руху магнітних полюсів. На рис. 2.4 показані траєкторії переміщення полюсів за даними WDCG (World Data Center for Geomagnetism), а також прогноз розміщення полюсів у 2020 році. Як бачимо швидкість руху магнітних полюсів становить десятки кілометрів за рік.



a

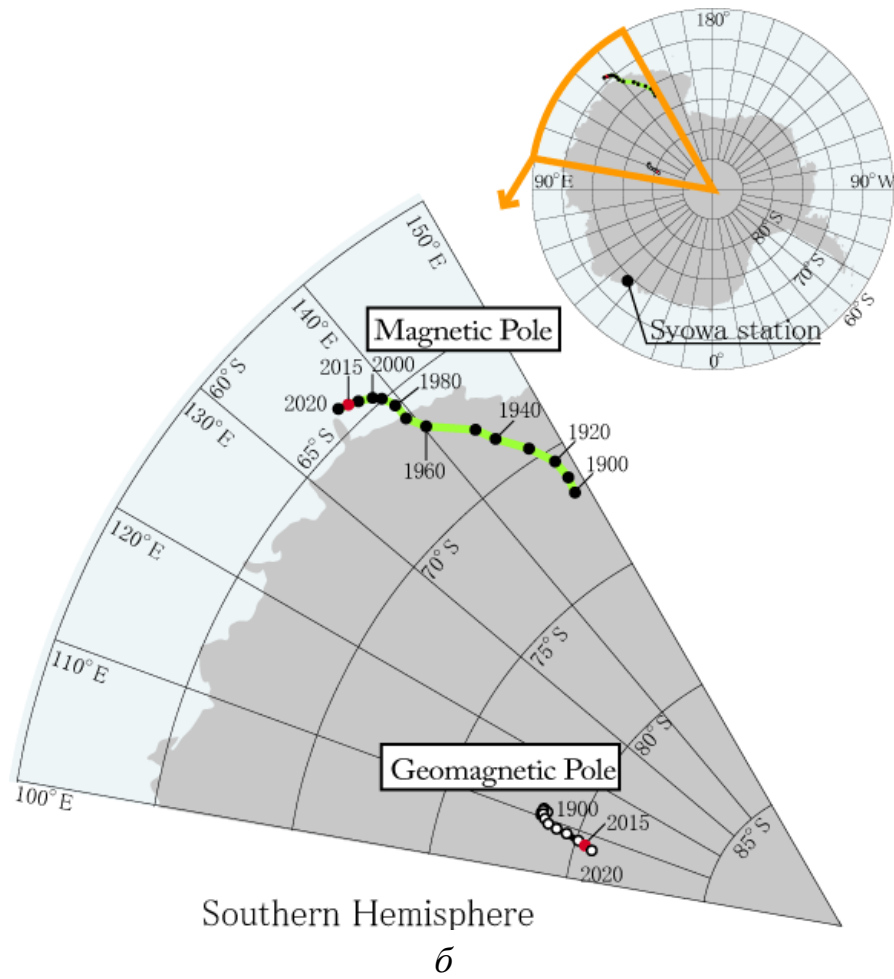


Рис. 2.4. Траекторія руху північного (а) і південного (б) магнітного полюсу за період з 1900 до 2015 років, а також прогноз розміщення до 2020 року [97]



Рис. 2.5. Траекторія руху північного магнітного полюсу в період останніх 470 млн. років, яка отримана за даними палеомагнітних досліджень [73]

Як видно з рис. 2.5 траєкторія переміщення магнітного полюса не обмежується полярними частинами планети.

На відміну від рухів географічного полюсу, магнітний не має циклічного характеру і його переміщення в різні роки є різним. Так з рис. 2.4 бачимо, що за 15 років (в період 2000 – 2015 роки) північний магнітний полюс змістився на величину приблизно рівну переміщенню за минуле століття, а південний магнітний полюс в цей час фактично не змінив свого положення. Траєкторія є лінійною, а географічний полюс рухається по спіралі.

2.3. Тектонічні гіпотези, що ґрунтуються на ротаційному режимі Землі

Ці тектонічні гіпотези в основі котрих лежать уявлення, що джерелом сил і енергії тектонічної активності планети є зміни її ротаційного режиму. В цих гіпотезах основними причинами активізації слугують: кутова швидкість обертання Землі, як найважливіший параметр ротаційного режиму (п. 2.2), а також положення осі обертання планети.

Перші пропозиції для використання змін кутової швидкості планети для тлумачення деформацій її фігури були запропоновані в кінці XVIII, на початку XIX століть і пов'язані з іменами таких вчених, як Дж. Дарвін, Л. Лейбензон, А. Вероне, А. Магницький, Ф. Красовський [35]. До теоретичного обґрунтування цих гіпотез найбільше доклався М. Стівас. Як зазначалось в попередньому розділі, він провів об'ємний експеримент на прикладі восьми моделей оболонки Землі, і продемонстрував всі діючі сили, що виникають при зміні кутової швидкості.

В середині XX століття, науковці звертають увагу не тільки на зміну швидкості, але й на переміщення осі обертання планети відносно її гравітаційної фігури. Таким чином з'являються гіпотези, які базуються на зміні положення осі обертання. Цим питанням займалися Ф. Веннинг-Мейнес, А. Шейдеггер, А. Солнцева, Г. Хізношвілі, К. Тяпкін.

При зміні кутової швидкості змінюється її стиснення і відповідно потенціальні сили в зонах розтягу і стиснення (д. 2.4), а при зміні положення осі

обертання стиснення залишається не змінним, але зони деформації планети зміщуються в меридіональній площині так як показано на рис. 2.6 б. Ці процеси повинні супроводжуватися деформаціями тектоносфери з метою відновлення рівноважного стану Землі, як планетарного тіла. Зважаючи на неперервність зміни ротаційного режиму Землі і просторового положення осі обертання, можна стверджувати про перманентний процес деформацій планети.

Виглядає така гіпотеза дуже реалістичною, але до недавнього часу вона викликала великий сумнів, виникало питання: а чи вистачить накопичених потенційних сил для старту руйнувань в тектоносфері, тобто активізації геодинамічних процесів? Довгий час вважалося, що ці сили занадто слабкі для цього, але в 2007 році автори праці [37] довели протилежне, на основі розв'язування задачі напруженого стану в'язко-пружної тектоносфери. Зазначається, що величини напружень, котрі провокуються зміною положення осі обертання є на два порядки більшими ніж напруження, що виникають за рахунок зміни кутової швидкості. Вони є основною рушійною силою деформацій. Ці напруження накопичуються і досягають таких величин, які перевищують міцність речовин, з яких складається тектоносфера, тобто цього достатньо для початку розломних процесів в тектоносфері.

Наймодернішою тектонічною гіпотезою, що базується на ротаційному режимі планети є вихрова геодинаміка. В її основі лежить теорія потенціалу і рівноваги фігури. Рівновага краплі, яка обертається і підкоряється силі притягання, забезпечується вихровими течіями в середині і на її поверхні. Прихильники цієї гіпотези розглядають Землю (на довгих геологічних інтервалах), як пружно-в'язке (реологічне) тіло [5]. Тому наявні вихрові процеси в її атмосфері і гідросфері, а також і в «твердій оболонці» можна інтерпретувати, як течії, що зрівноважують її фігуру.

2.4. Геодинамічні ефекти обертання Землі

В одному з попередніх підрозділів ми розглядали зміну ротаційного режиму планети і побачили, що швидкість обертання на протязі історії Землі змінилася досить відчутно. Виникає питання, а як ця зміна кутової швидкості впливає на планету? Давайте спробуємо в цьому розібратися.

Можна допустити виникнення напруженого стану через зміну швидкості обертання і положення осі обертання відносно її фігури. Розподіл напруг в літосфері Землі, який може з'явитися в результаті трансформації фігури Землі, схематично показаний на рис. 2.6. Така схема розподілу напруг була запропонована К. Тяпкіним при описі нової ротаційної гіпотези структуроутворення [35]. У разі одночасної зміни параметрів ротаційного режиму Землі (кутової швидкості і положення осі обертання) передбачається, що сповільнення обертання Землі викликає появу напруг у літосфері, розподіл яких зображено на рис. 2.10 *а*. Зміна положення осі обертання призведе до переорієнтування фігури і утворенню зон стиснення та розтягу, рис. 2.6 *б*. З рис. 2.6 видно, що перехід між зонами стиснення і розтягу відбувається в районі меридіану з широтою $\pm 35^\circ$. Це так звані критичні широти, які в перше були виявлені на початку ХХ століття, на них звернув увагу французький математик А. Вероне, і опублікував їх значення, а саме $\pm 35^\circ 15' 52''$ [70].

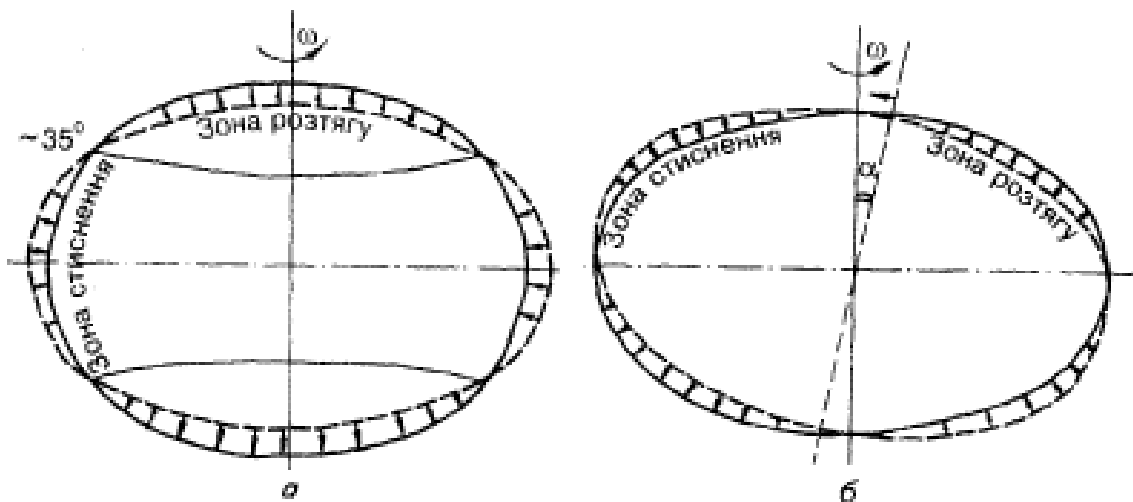


Рис. 2.6. Схематичний розподіл напруг в літосфері Землі: *а* – в результаті зміни обертового руху навколо осі; *б* – в результаті зміни положення осі обертання [5]

Відповідно до назви параграфу зупинимося на геодинамічних ефектах, що виникають в результаті зміни кутової швидкості. В середині минулого століття це питання було дуже актуальне, і був проведений фундаментальний аналіз напруженого стану планети через варіації обертання [12, 14, 34]. Зміна тривалості доби, її перманентне затування, як доказ збільшення часу від 21 до 24 годин (див. п. 2.2.2), цілком реально породжує напружений стан літосфери планети, який в подальшому намагається розвантажити цю напругу і ми відчуваємо цю реакцію у вигляді землетрусів і планетарних розломів, що утворилися після цих подій.

Зміна ротаційного режиму Землі викликає відповідну зміну потенціалу відцентрової сили, а з відси відповідно і потенціалу сил в полі деформацій. Розглянемо визначення цих деформуючих сил згідно із теоретичними напрацюваннями М. Стоваса [34].

Потенціал сил, який виникає через стиснення еліпсоїда обертання запишеться, як:

$$U = \frac{\nu^2 a^2 (1 - \alpha)(1 - 2tg^2 \varphi)}{6((1 - \alpha)^2 + tg^2 \varphi)}, \quad (2.1)$$

де ν – кутова швидкість обертання, α – стиснення, a – велика піввісь, φ – геоцентрична широта.

На критичних широтах цей потенціал буде рівний нулю, так як стиснення дорівнює одиниці.

Для конкретної точки на поверхні еліпсоїда обертання потенціал U запишиться, як

$$U = \frac{1}{3} \nu^2 r (1 - 3 \sin^2 \varphi), \quad (2.2)$$

де r - радіус вектор відповідної точки.

Якщо перейти від потенціалу до діючих сил отримаємо:

$$F = \frac{1}{3} \nu^2 r (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}. \quad (2.3)$$

Формула (2.3) показує загальну діючу силу, що виникає при зміні стиснення еліпсоїда обертання. На відміну від розв'язку задачі через переорієнтацію фізичної поверхні, де складовими загальної сили є сили в площині меридіану і першого вертикалу. Очевидно, що в цьому випадку доцільно розглядати одну горизонтальну (в площині меридіану) та вертикальну складову, яка спрямована вздовж нормалі до еліпсоїда (див. рис. 2.7). Так як складова загальної сили, що проходить дотично до першого вертикалу буде дорівнювати нулю.

Отже, меридіональна складова запишеться, як

$$F_k = \frac{v^2 r (1 + 2(1 - \alpha)^2 \sin \varphi \cos \varphi)}{3((1 - \alpha)^4 \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)^{1/2}}, \quad (2.4)$$

а вертикальна

$$F_N = \frac{v^2 r ((1 - \alpha)^2 \cos^2 \varphi - 2 \sin^2 \varphi)}{3((1 - \alpha)^4 \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)^{1/2}}. \quad (2.5)$$

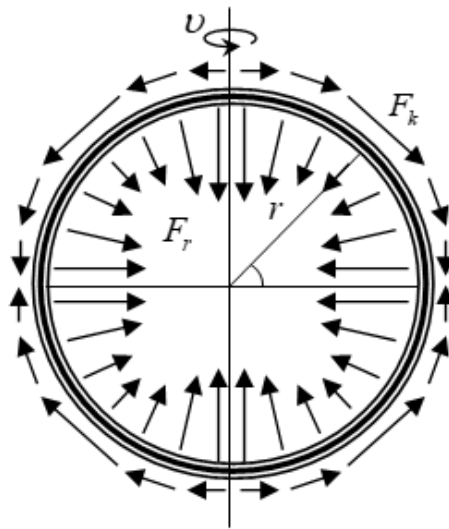


Рис. 2.7. Ілюстрація до визначення сил F_r і F_k

Якщо трансформувати вертикальну складову з дотичної нормалі до напрямку радіус-вектора, то отримаємо

$$F_r = \frac{\omega^2 r ((1 - \alpha)^2 \cos^2 \varphi - 2 \sin^2 \varphi) ((1 - \alpha)^2 \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)}{3((1 - \alpha)^4 \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)^{1/2}} \quad (2.6)$$

Уважно проаналізувавши запис (2.5) і (2.6), можна побачити, що: на критичних широтах радіальна складова рівна нулю, на полюсах і екваторі рівна загальній силі F , а тангенціальна складова поводить себе навпаки – на критичних широтах дорівнює загальній силі, а на полюсах і екваторі рівна нулю. Ці вирази аналітично демонструють масові радіальні та тангенціальні сили, що виникають внаслідок флуктуацій швидкості обертання. Таким чином, в наслідок дії деформуючих сил виникає геодинамічний ефект у вигляді зміни стиснення планети.

2.5. Постановка задачі визначення параметрів фігури поверхні літосфери Землі

З початку розвитку наук про Землю і до тепер науковці прагнуть якомога детальніше відобразити її фізичну і гравітаційну фігуру (фігуру – геоїд, двовісний чи тривісний еліпсоїд, яка включає гравітаційні параметри Землі і описує рівневу поверхню будемо називати гравітаційною фігурою Землі).

Для вирішення теоретичних і прикладних задач, а також для вивчення фігури і гравітаційного поля Землі та їх змін в часі вводять фігури відносності – еліпсоїд обертання, тривісний еліпсоїд, геоїд. Для цього використовують проектування фізичної, або рівневої поверхні планети на різноманітні геометричні фігури, починаючи від сфери і закінчуючи різноманітними еліпсоїдами. Та незамінними геометричними поверхнями в теоретичних та практичних геодезичних дослідженнях залишаються фігури, що знаходяться в середині цієї градації, а саме двовісний і тривісний еліпсоїд. Ці фігури найкраще підходять для відображення фізичної поверхні і гравітаційної фігури планети.

Всім відомо, що за останні три десятки років геодезичні технології неосяжно стрибнули вперед і цим самим надали імпульс розвитку не тільки всім наукам про Землю, а й дистанційним вимірюванням в різноманітних

сферах. Володіючи глобальними результатами вимірювань, виникає необхідність на підставі математичного моделювання моніторингової інформації про просторово-часовий стан фізичної поверхні і гравітаційного поля Землі планетарного, регіонального, локального характеру, а також окремих об'єктів на земній поверхні і поза нею, вирішення відповідних завдань наук про Землю. Зазначимо, що не лише для Землі, а й для інших планет Сонячної системи найкраще підходять тривісні еліпсоїди. Для об'єктів далекого космосу використовують чотиривісні та навіть шестивісні еліпсоїди. Такі підходи потрібні для якомога детальнішого опису небесних тіл.

Сучасні підходи визначення поверхні відліку, як на глобальному рівні так і на локальному передбачають визначення еліпсоїда обертання, що найкраще описує поверхню геоїда, або ж квазігеоїда. Такий підхід забезпечує – поверхню відліку для багатьох референцних систем. Для цього використовують дані високоточних вимірювань GNSS, VLBI, LRS, DORIS [48]. Цей класичний підхід до побудови поверхні відліку є дуже зручним і відносно простим. Адже еліпсоїд обертання є симетричним і обчислення на його поверхні легше реалізувати ніж на поверхні тривісного еліпсоїда. Тривісний еліпсоїд не використовують в класичній геодезії, так як непередбачено практичної користі у розрахунках. Однак в сучасній теоретичній геодезії є думки щодо перегляду класичних підходів [53]. Зокрема, важливими є дослідження щодо еволюції фігури Землі, які надали би можливість інтерпретувати динаміку зміни фігури і гравітаційного поля Землі. Такий підхід найкраще дозволяє судити не тільки про гравітаційну фігуру Землі у вигляді геоїда, а й про зовнішню поверхню літосфери.

В сучасних наукових публікаціях розглянуті різноманітні підходи до задачі визначення фігури фізичної поверхні нашої планети [53, 55, 71, 72, 79, 89, 98]. В даній роботі ми спробуємо удосконалити методики та створити оптимальний алгоритм для апроксимації поверхні літосфери Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами для подальшого дослідження динаміки зміни її фігури.

У відповідності з постановкою задачі необхідно визначити розміри і орієнтування такого еліпсоїда, який найбільш близько підходить би до фізичної поверхні планети.

2.5.1. Апроксимація висот глобальних ЦМР поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом з використанням параметричного способу найменших квадратів

Розглянемо рис. 2.8, де зображені: P'_L – фізична поверхня Землі; G – геоїд; E_L – еліпсоїд, параметри якого необхідно визначити; o – центр мас Землі; o' – центр шуканого еліпсоїда; oZ – напрям осі обертання Землі; $o'Z'$ – лінія паралельна осі oZ ; $o'Z''$ – напрямок малої осі еліпсоїда E_L ; κ, ζ – два з трьох кутів Ейлера; N – напрям лінії вузлів; $\theta_0, \lambda_0, \rho_0$ – кути та відстань, що визначають зміщення центру шуканого еліпсоїда від центру мас; x_0, y_0, z_0 – лінійні величини, що визначають зміщення шуканого еліпсоїда; T – точка на фізичній поверхні Землі; $oT' = \rho'$; $o'o = \rho_0$; $oT = \rho$; $TT'' = h$; $o'T'' = r$; H – висота точки T над рівнем моря [40].

З рис. 2.8 визначмо висоту $TT'' = h$ фізичної поверхні над еліпсоїдом, параметри якого необхідно вирахувати [44]:

$$h = \rho' - r \quad (2.7)$$

$$\rho' = \rho - \rho_0 \cdot \cos\psi, \quad (2.8)$$

$$\rho = a_0 \cdot (1 - \alpha_0 \cdot \cos^2 \theta) + H, \quad (2.9)$$

$$\cos\psi = \cos\theta \cdot \cos\theta_0 + \sin\theta \cdot \sin\theta_0 \cdot \cos(\lambda - \lambda_0) \quad (2.10)$$

де a_0 – велика піввісь загальноземного еліпсоїда; α_0 – його стиснення; θ, λ – полярні координати в системі $oXYZ$.

Для еліпсоїда маємо:

$$r = a(1 - \alpha \cos^2 \theta), \quad (2.11)$$

де a – велика піввісь визначуваного еліпсоїда; α – його стиснення; θ , λ – полярні координати в системі $o'X''Y''Z''$.

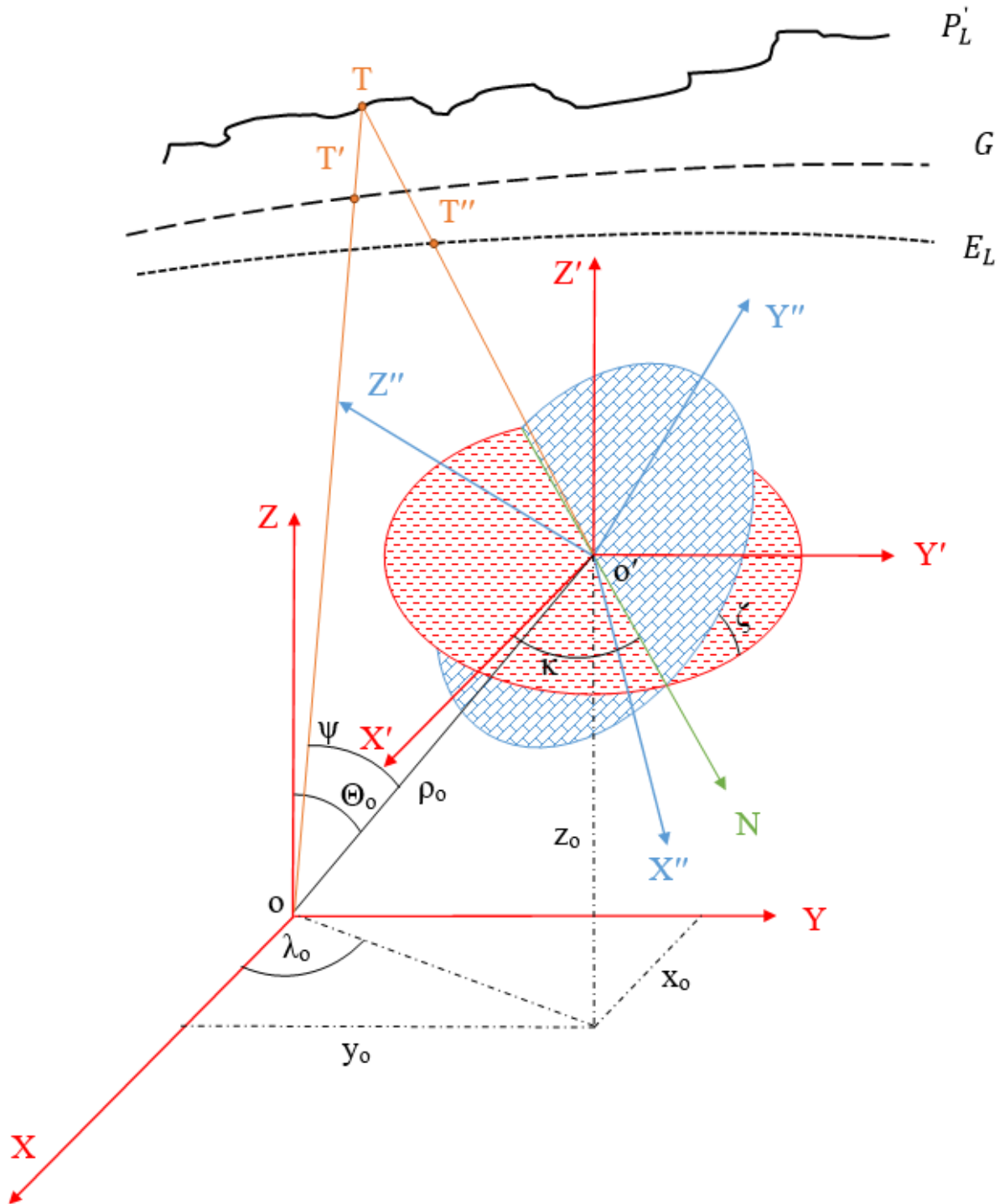


Рис. 2.8. Ілюстрація до апроксимації поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом [40]

Якщо прийняти за одиницю довжини a_0 і $a = a_0 + \Delta a$, то підставивши формули (2.8), (2.9), (2.10) і (2.11) в (2.7), і нехтуючи при цьому величинами $\alpha \frac{\rho_0}{\rho}$ та $\alpha \zeta^2$, після простих перетворень, отримаємо:

$$h = A \cos \theta + B \sin \theta \cos \lambda + C \sin \theta \sin \lambda + D \cos^2 \theta + K \sin 2\theta \cos \lambda + M \sin 2\theta \sin \lambda - \Delta a + H \quad (2.12)$$

в якому коефіцієнти виражаються через формули:

$$\left. \begin{aligned} A &= -\rho_0 \cos \theta_0 \\ B &= -\rho_0 \sin \theta_0 \cos \lambda_0 \\ C &= -\rho_0 \sin \theta_0 \sin \lambda_0 \\ D &= -\alpha_0 + \alpha(1 + \Delta a) \\ K &= \alpha(1 + \Delta a)\zeta \sin \kappa \\ M &= -\alpha(1 + \Delta a)\zeta \cos \kappa \\ \Delta a &= a - a_0 \end{aligned} \right\}, \quad (2.13)$$

Величини, які визначають розміри і орієнтацію шуканого еліпсоїда легко знайти, якщо відомі коефіцієнти $A, B, C, D, K, M, \Delta a$. Знайдемо їх, використавши параметричний підхід в методі найменших квадратів [29].

$$\mathbf{X} = -(\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L}), \quad (2.14)$$

де \mathbf{X} – матриця стовбець шуканих величин $A, B, C, D, K, M, \Delta a$ розмірності $k \times 1$; \mathbf{A} – матриця коефіцієнтів при невідомих розмірністю $k \times n$; \mathbf{P} – вагова матриця розмірністю $n \times n$; \mathbf{L} – матриця-стовбець вільних членів розмірністю $n \times 1$, n – кількість точок на фізичній поверхні, k – кількість невідомих.

З системи (2.13) знайдемо кути та відстань, що характеризують зміщення центру шуканого еліпсоїда $\theta_0, \lambda_0, \rho_0$, його стиснення α , два з трьох кутів Ейлера κ, ζ та велику піввісь a визначуваного еліпсоїда:

$$\left. \begin{aligned} \theta &= \operatorname{arctg} \left(\frac{\sqrt{B^2 + C^2}}{A} \right) \\ \lambda &= \operatorname{arctg} \left(\frac{C}{B} \right) \\ \rho_0 &= \sqrt{A^2 + B^2 + C^2} \\ \alpha &= \frac{D + \alpha_0}{1 + \Delta a} \\ \kappa &= -\operatorname{arctg} \left(\frac{K}{M} \right) \\ \zeta &= \frac{K}{\alpha + (1 + \Delta a \cdot \sin \kappa)} \\ a &= (1 + \Delta a) \end{aligned} \right\}, \quad (2.15)$$

Щоб знайти лінійні величини, що встановлюють зміщення шуканого еліпсоїда та малу піввісь b використаємо наступні рівняння:

$$\left. \begin{aligned} x_0 &= -B \\ y_0 &= -C \\ z_0 &= -A \\ b &= a(1 - \alpha) \end{aligned} \right\}, \quad (2.16)$$

Для оцінки точності знайдемо вектор відхилень (2.17) відомих точок поверхні літосфери від знайденого еліпсоїда та середню квадратичну похибку (СКП) одиниці ваги (2.18)

$$\mathbf{V} = \mathbf{A}\mathbf{X} + \mathbf{L}, \quad (2.17)$$

$$\mu = \sqrt{\frac{\mathbf{V}^T \mathbf{P} \mathbf{V}}{n - k}}, \quad (2.18)$$

Щоб отримати точність визначення величин $\rho_0, \theta_0, \lambda_0, \alpha, \kappa, \zeta, a$, скористаймося правилами перетворення коваріаційної матриці [55]:

$$\mathbf{Q}_x = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1}, \quad (2.19)$$

$$\mathbf{C}_T = \mathbf{T}^{-1} \mathbf{Q}_x \mathbf{T}^T, \quad (2.20)$$

де \mathbf{T} – матриця, що виражає функціональний зв'язок між коефіцієнтами (2.13) та змінними (2.15).

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial \rho_0} & \frac{\partial A}{\partial \theta_0} & \frac{\partial A}{\partial \lambda_0} & \Lambda & \frac{\partial A}{\partial a} \\ \frac{\partial B}{\partial \rho_0} & \frac{\partial B}{\partial \theta_0} & \frac{\partial B}{\partial \lambda_0} & \Lambda & \frac{\partial B}{\partial a} \\ \frac{\partial C}{\partial \rho_0} & \frac{\partial C}{\partial \theta_0} & \frac{\partial C}{\partial \lambda_0} & \Lambda & \frac{\partial C}{\partial a} \\ \frac{\partial \Delta a}{\partial \rho_0} & \frac{\partial \Delta a}{\partial \theta_0} & \frac{\partial \Delta a}{\partial \lambda_0} & \Lambda & \frac{\partial \Delta a}{\partial a} \\ \text{M} & \text{M} & \text{M} & \text{O} & \text{M} \end{pmatrix}. \quad (2.21)$$

СКП шуканих параметрів $\rho_0, \theta_0, \lambda_0, \alpha, \kappa, \zeta, a$ обчислимо як добуток СКП одиниці ваги на діагональні члени матриці \mathbf{C}_T .

$$\begin{aligned} m_{\rho_0} &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{T_{11}}} \\ m_{\theta} &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{T_{22}}}, \\ &\dots \\ m_a &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{T_{77}}} \end{aligned} \quad (2.22)$$

Аналогічна процедура для визначення СКП параметрів x_0, y_0, z_0, b . У виразі (2.20) замінимо матрицю \mathbf{T} на \mathbf{S} .

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial x_0} & \frac{\partial A}{\partial y_0} & \frac{\partial A}{\partial z_0} & \frac{\partial A}{\partial b} \\ \frac{\partial B}{\partial x_0} & \frac{\partial B}{\partial y_0} & \frac{\partial B}{\partial z_0} & \frac{\partial B}{\partial b} \\ \frac{\partial C}{\partial x_0} & \frac{\partial C}{\partial y_0} & \frac{\partial C}{\partial z_0} & \frac{\partial C}{\partial b} \\ \Lambda & \Lambda & \Lambda & \Lambda \\ \frac{\partial \Delta a}{\partial x_0} & \frac{\partial \Delta a}{\partial y_0} & \frac{\partial \Delta a}{\partial z_0} & \frac{\partial \Delta a}{\partial b} \end{pmatrix}, \quad (2.23)$$

де \mathbf{S} – матриця, що виражає функціональний зв'язок між коефіцієнтами (2.13) та змінними (2.16).

$$\mathbf{C}_S = \mathbf{S}^{-1} \mathbf{Q}_x \mathbf{S}^T, \quad (2.24)$$

$$\begin{aligned} m_{x_0} &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{S_{11}}} \\ m_{y_0} &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{S_{22}}}, \\ m_{z_0} &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{S_{33}}} \\ m_b &= \mu \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{S_{44}}} \end{aligned} \quad (2.25)$$

2.5.2. Апроксимація висот глобальних ЦМР поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом з використанням параметричного способу найменших квадратів

Для розуміння апроксимації поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом звернемося до рис. 2.9[40].

T_L – точка на фізичній поверхні Землі; T' – точка на поверхні еліпсоїда, параметри якого необхідно визначити; X_T, Y_T, Z_T – координати точки T у вихідній системі координат; X'_T, Y'_T, Z'_T – координати в системі відліку шуканого еліпсоїда; x_0, y_0, z_0 – координати центру шуканого еліпсоїда відносно вихідної системи координат; a_x, a_y, a_z – півосі; $\varepsilon, \psi, \omega$ – три кути повороту.

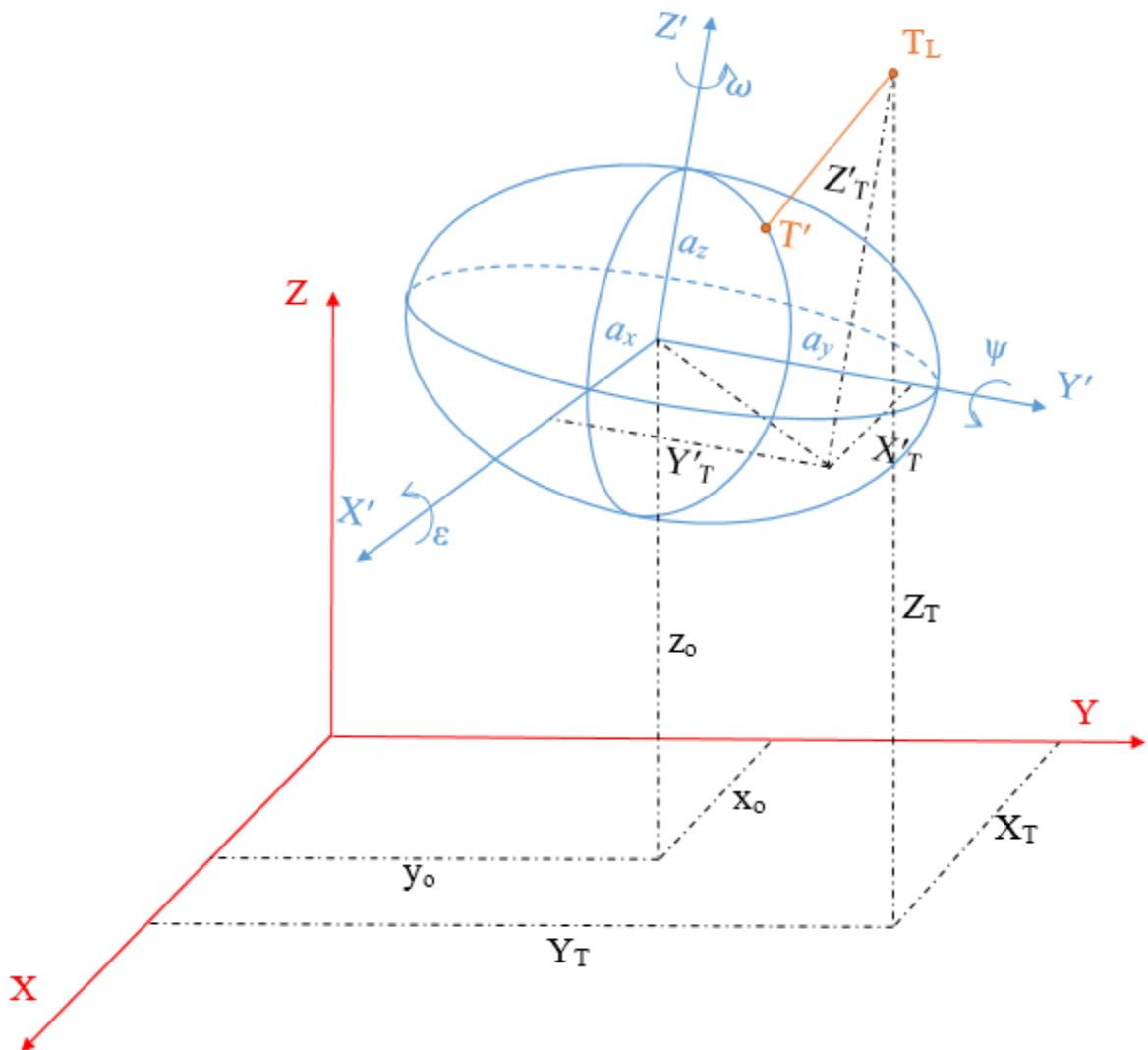


Рис. 2.9. Ілюстрація до апроксимації поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом [40]

Для апроксимації тривісним еліпсоїдом висот поверхні літосфери через задані прямокутні координати точок, використовують класичний спосіб найменших квадратів. Будь яку поверхню другого порядку можна описати відомим рівнянням:

$$AX_T^2 + BY_T^2 + CZ_T^2 + 2DX_TY_T + 2EX_TZ_T + 2FY_TZ_T + 2GX_T + 2HY_T + 2IZ_T - 1 = 0, \quad (2.26)$$

Для того, щоб розподілені на поверхні літосфери точки описати певною фігурою другого порядку вводять такі умови для тривісного еліпсоїда [53,49, 50]:

$$i = A + B + C, \quad (2.27)$$

$$j = AB + BC + AC - F^2 - E^2 - D^2, \quad (2.28)$$

$$4j - i^2 > 0, \quad (2.29)$$

Ці умови гарантують, що рівняння поверхні другого порядку від трьох змінних є еліпсоїдом. Але для нашого випадку можна знехтувати додатковими умовами, так як задані висоти точок рівномірно розміщені на поверхні літосфери. Доцільно використовувати додаткові умови для апроксимації хмари точок, що лежать на локальних ділянках планети. Щоб знайти невідомі коефіцієнти $A, B, C, D, E, F, G, H, I$, використаємо параметричний підхід як в попередньому параграфі. Тоді рівняння (2.26) запишемо в матричному вигляді:

$$\begin{pmatrix} A & D & E \\ D & B & F \\ E & F & C \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} G \\ H \\ I \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (2.30)$$

З рівняння (2.30) можна знайти зміщення координат центру фігури шуканого еліпсоїда, а для знаходження решти шести невідомих скористаємося матрицею

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} A & D & E \\ D & B & F \\ E & F & C \end{pmatrix}, \quad (2.31)$$

Кути повороту ε , ψ , ω визначимо з формул (зауважимо, що використовуються не коефіцієнти матриці \mathbf{M} , а відповідні за розташуванням коефіцієнти з матриці власних векторів \mathbf{M}):

$$\left. \begin{aligned} \psi &= \arcsin(C) \\ \varepsilon &= \operatorname{arctg}\left(-\frac{F}{C}\right) \\ \omega &= \operatorname{arctg}\left(-\frac{D}{A}\right) \end{aligned} \right\}, \quad (2.32)$$

Щоб обчислити півосі шуканого еліпсоїда потрібно знайти власні вектори матриці \mathbf{M}

$$\left. \begin{aligned} a_x &= \frac{1}{\sqrt{\lambda_1}} \\ a_y &= \frac{1}{\sqrt{\lambda_2}} \\ a_z &= \frac{1}{\sqrt{\lambda_3}} \end{aligned} \right\}, \quad (2.33)$$

Для оцінки точності значень невідомих скористаємося виразами (2.17) – (2.22). Для двовісного еліпсоїда кількість матриць, що виражає зв'язок між шуканими параметрами і коефіцієнтами – дві, а для даного випадку потрібно скласти три ($\mathbf{K}_{x_0, y_0, z_0}$, $\mathbf{K}_{\varepsilon, \psi, \omega}$, $\mathbf{K}_{a_x, a_y, a_z}$) розмірністю 3×9 , для зміщення центру фігури (2.35), кутів повороту (2.37) та півосей еліпсоїда (2.39):

$$\mathbf{C}_{x_0, y_0, z_0} = \mathbf{K}_{x_0, y_0, z_0} \cdot (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{K}_{x_0, y_0, z_0}^T, \quad (2.34)$$

$$\mathbf{K}_{x_0, y_0, z_0} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial x_0} & \frac{\partial B}{\partial x_0} & \frac{\partial C}{\partial x_0} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial x_0} \\ \frac{\partial A}{\partial y_0} & \frac{\partial B}{\partial y_0} & \frac{\partial C}{\partial y_0} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial y_0} \\ \frac{\partial A}{\partial z_0} & \frac{\partial B}{\partial z_0} & \frac{\partial C}{\partial z_0} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial z_0} \end{pmatrix}, \quad (2.35)$$

$$\mathbf{C}_{\varepsilon,\psi,\omega} = \mathbf{K}_{\varepsilon,\psi,\omega} \cdot (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{K}_{\varepsilon,\psi,\omega}^T, \quad (2.36)$$

$$\mathbf{K}_{\varepsilon,\psi,\omega} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial \varepsilon} & \frac{\partial B}{\partial \varepsilon} & \frac{\partial C}{\partial \varepsilon} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial \varepsilon} \\ \frac{\partial A}{\partial \psi} & \frac{\partial B}{\partial \psi} & \frac{\partial C}{\partial \psi} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial \psi} \\ \frac{\partial A}{\partial \omega} & \frac{\partial B}{\partial \omega} & \frac{\partial C}{\partial \omega} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial \omega} \end{pmatrix}, \quad (2.37)$$

$$\mathbf{C}_{a_x,a_y,a_z} = \mathbf{K}_{a_x,a_y,a_z} \cdot (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{K}_{a_x,a_y,a_z}^T, \quad (2.38)$$

$$\mathbf{K}_{a_x,a_y,a_z} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial a_x} & \frac{\partial B}{\partial a_x} & \frac{\partial C}{\partial a_x} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial a_x} \\ \frac{\partial A}{\partial a_y} & \frac{\partial B}{\partial a_y} & \frac{\partial C}{\partial a_y} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial a_y} \\ \frac{\partial A}{\partial a_z} & \frac{\partial B}{\partial a_z} & \frac{\partial C}{\partial a_z} & \Lambda & \frac{\partial I}{\partial a_z} \end{pmatrix}. \quad (2.39)$$

СКП шуканих параметрів можна обчислити за аналогічною схемою, як для двовісного еліпсоїда.

$$\left. \begin{aligned} m_{x_0} &= \mu \cdot \sqrt{C_{x_0,y_0,z_0 11}} \\ m_{y_0} &= \mu \cdot \sqrt{C_{x_0,y_0,z_0 22}} \\ m_{x_0} &= \mu \cdot \sqrt{C_{x_0,y_0,z_0 33}} \\ m_{\varepsilon} &= \mu \cdot \sqrt{C_{\varepsilon,\psi,\omega 11}} \\ m_{\psi} &= \mu \cdot \sqrt{C_{\varepsilon,\psi,\omega 22}} \\ m_{\omega} &= \mu \cdot \sqrt{C_{\varepsilon,\psi,\omega 33}} \\ m_{a_x} &= \mu \cdot \sqrt{C_{a_x,a_y,a_z 11}} \\ m_{a_y} &= \mu \cdot \sqrt{C_{a_x,a_y,a_z 22}} \\ m_{a_z} &= \mu \cdot \sqrt{C_{a_x,a_y,a_z 33}} \end{aligned} \right\}. \quad (2.40)$$

2.5.3. Методика апроксимації висот глобальних ЦМР поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом з використанням способу ітерацій

Дану задачу можна також розв'язати ітеративним методом [40]. Для цього канонічне рівняння двовісного еліпсоїда запишемо як:

$$\begin{aligned}
F = & \frac{(x_0 + a_1 \cdot X_T + a_2 \cdot Y_T + a_3 \cdot Z_T)^2}{a^2} + \\
& + \frac{(y_0 + b_1 \cdot X_T + b_2 \cdot Y_T + b_3 \cdot Z_T)^2}{a^2} + , \\
& + \frac{(z_0 + c_1 \cdot X_T + c_2 \cdot Y_T + c_3 \cdot Z_T)^2}{a^2 \cdot (1-f)^2} = 1
\end{aligned} \tag{2.41}$$

де, x_0, y_0, z_0 – координати центру шуканого еліпсоїда у вихідній системі координат; X_T, Y_T, Z_T – відомі координати точок поверхні літосфери; a, f – велика піввісь та стиснення шуканого еліпсоїда; $a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3, c_1, c_2, c_3$, – елементи матриці напрямних косинусів.

Для визначення параметрів шуканого еліпсоїда потрібно привести рівняння (2.41) до лінійного вигляду. Використавши розклад в ряд Тейлора і спростивши подальші перетворення, замінивши чисельники правої частини у виразі (2.41) на X_t, Y_t, Z_t , отримаємо:

$$\begin{aligned}
F = & F_0 + \left(\frac{2 \cdot X_t}{a^2} \right) \cdot \delta_{x_0} + \left(\frac{2 \cdot Y_t}{a^2} \right) \cdot \delta_{y_0} + \left(\frac{2 \cdot Z_t}{(a \cdot (1-f))^2} \right) \cdot \delta_{z_0} + \\
& + \left(-\frac{2 \cdot X_t^2 + 2 \cdot Y_t^2}{a^2} + \frac{2 \cdot Z_t^2}{a^3 \cdot (1-f)^2} \right) \cdot \delta_a + \left(\frac{2 \cdot Z_t^2}{a^2 \cdot (1-f)^3} \right) \cdot \delta_f + \\
& + \left(\frac{2 \cdot X_t^2 \cdot X'_\varepsilon}{a^2} + \frac{2 \cdot Y_t^2 \cdot Y'_\varepsilon}{a^2} + \frac{2 \cdot Z_t^2 \cdot Z'_\varepsilon}{a \cdot (1-f)^2} \right) \cdot \delta_\varepsilon + \left(\frac{2 \cdot X_t^2 \cdot X'_\psi}{a^2} + \frac{2 \cdot Y_t^2 \cdot Y'_\psi}{a^2} + \frac{2 \cdot Z_t^2 \cdot Z'_\psi}{a \cdot (1-f)^2} \right) \cdot \delta_\psi + \\
& + \left(\frac{2 \cdot X_t^2 \cdot X'_\omega}{a^2} + \frac{2 \cdot Y_t^2 \cdot Y'_\omega}{a^2} + \frac{2 \cdot Z_t^2 \cdot Z'_\omega}{a \cdot (1-f)^2} \right) \cdot \delta_\omega
\end{aligned} \tag{2.42}$$

де $\delta_{x_0}, \delta_{y_0}, \delta_{z_0}, \delta_a, \delta_f, \delta_\varepsilon, \delta_\psi, \delta_\omega$ – поправки до наближених значень шуканих величин.

$$\mathbf{R} = \mathbf{R}_\varepsilon \mathbf{R}_\psi \mathbf{R}_\omega, \tag{2.43}$$

$$\begin{pmatrix} X'_\varepsilon \\ Y'_\varepsilon \\ Z'_\varepsilon \end{pmatrix} = \mathbf{R}'_\varepsilon \begin{pmatrix} X_T \\ Y_T \\ Z_T \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} X'_\psi \\ Y'_\psi \\ Z'_\psi \end{pmatrix} = \mathbf{R}'_\psi \begin{pmatrix} X_T \\ Y_T \\ Z_T \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} X'_\omega \\ Y'_\omega \\ Z'_\omega \end{pmatrix} = \mathbf{R}'_\omega \begin{pmatrix} X_T \\ Y_T \\ Z_T \end{pmatrix}, \tag{2.44}$$

де \mathbf{R} – матриця повороту (напрямних косинусів); $\mathbf{R}'_\varepsilon, \mathbf{R}'_\psi, \mathbf{R}'_\omega$ – матриці похідних напрямних косинусів за відповідними кутами повороту.

Знайдемо поправки в наближені значення параметрів еліпсоїда, використавши вираз (2.14). Так як в даному випадку не використовуються ваги, то відповідне рівняння запишемо у вигляді:

$$\mathbf{X} = -(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{L}), \quad (2.45)$$

Членами рівняння є:

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} \delta_{x_0} \\ \delta_{y_0} \\ \delta_{z_0} \\ \delta_a \\ \delta_f \\ \delta_\varepsilon \\ \delta_\psi \\ \delta_\omega \end{pmatrix}, \quad \mathbf{L} = F_0 - 1, \quad (2.46)$$

де матриця \mathbf{A} містить коефіцієнти при невідомих, значення яких можна обчислити, використовуючи формулу (2.42).

СКП одиниці ваги вирахуємо так:

$$\mu = \sqrt{\frac{\mathbf{V}^T \mathbf{V}}{n - 7}}, \quad (2.47)$$

СКП шуканих величин:

$$\mathbf{Q}_x = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1}, \quad (2.48)$$

$$\left. \begin{aligned} m_{x_0} &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x11}} \\ m_{y_0} &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x22}} \\ m_{z_0} &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x33}} \\ m_a &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x44}} \\ m_f &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x55}} \\ m_\varepsilon &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x66}} \\ m_\psi &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x77}} \\ m_\omega &= \sqrt{\mathbf{Q}_{x88}} \end{aligned} \right\}. \quad (2.49)$$

Аналогічний виклад математичних формул можна виконати для апроксимації поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом. Слід зазначити, що для використання цього підходу потрібно знати наближені значення шуканих величин.

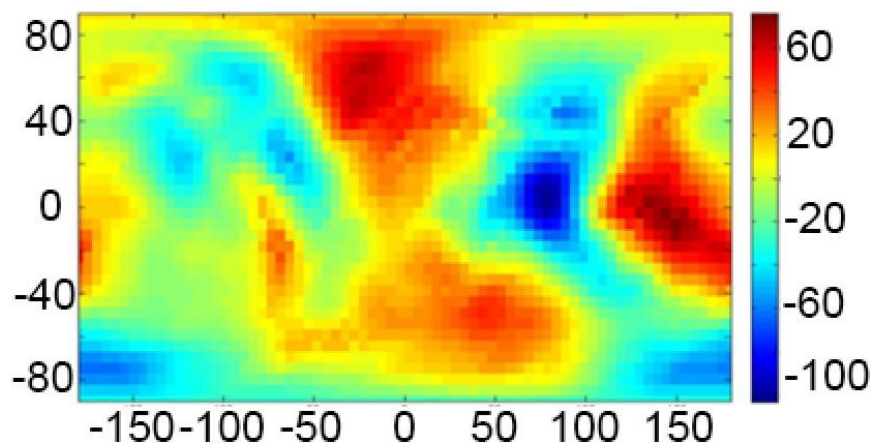
2.5.4. Вхідні дані

Для тестування описаних вище алгоритмів визначення параметрів еліпсоїдів використовувались модель квазігеоїда EGM 2008 рис. 1.3 (див. п. 1.1) [78], а для обчислення параметрів еліпсоїдів, що узагальнено описують поверхню літосфери – цифрову модель поверхні Землі ETOPO1 (див. п. 1.3) [77].

Для моделювання висоти квазігеоїда та топографічної поверхні Землі були усереднені в межах трапецій $5^\circ \times 5^\circ$ (така розріджена сітка обумовлена тим, що для глобальних задач непотрібно дуже детальної ЦМР, так як фігура еліпсоїда є дуже узагальнюючою і гладкою), так як показано на рис. 2.10 *а, б*. В результаті усереднення було отримано 2592 значень висот h , на основі яких виконані розрахунки для двовісного еліпсоїда. Оскільки площа сферичних трапецій зменшується від екватора до полюсів, то вага кожного значення h приймалась рівною:

$$P = \cos B, \quad (2.50)$$

де B – середня широта відповідної трапеції.



a

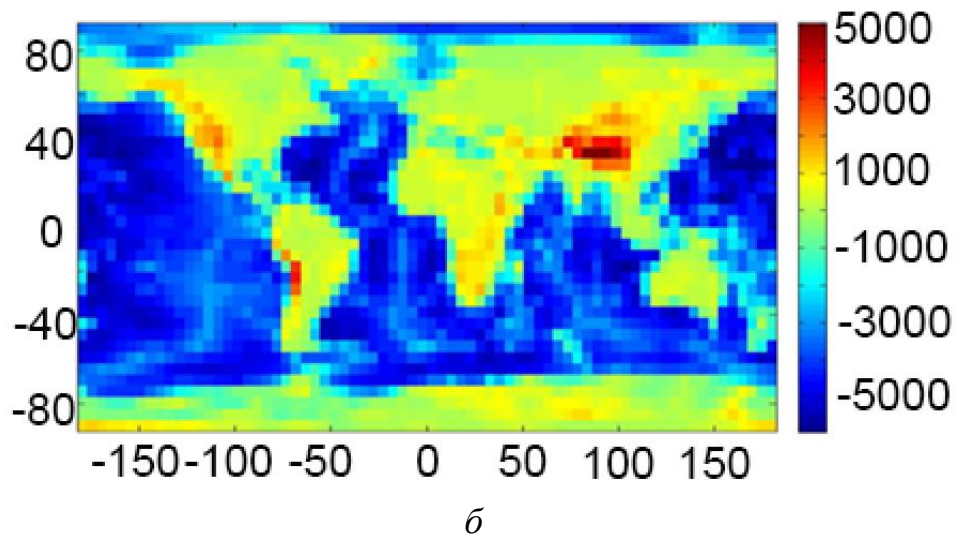


Рис. 2.10. Усереднена модель висот: a – квазігеоїда EGM 2008 (в метрах); b – фізичної поверхні Землі ETOPO1 (в метрах).

Дані моделі містять геодезичні координати B , L та висоту H . Для апроксимації двовісним еліпсоїдом необхідно перейти від B до полярної відстані θ :

$$\theta = 90^\circ - B, \quad (2.51)$$

Зазначимо також, що для вище описаного підходу необхідно використовувати нормовані значення висот H .

Для визначення параметрів тривісного еліпсоїда трансформуємо геодезичні координати B, L, H в Декартові геоцентричні X, Y, Z за відомими формулами:

$$\left. \begin{aligned} X &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \cos L \\ Y &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \sin L \\ Z &= \left(N \cdot \left[\frac{b^2}{a^2} \right] + H \right) \cdot \sin B \end{aligned} \right\}, \quad (2.52)$$

де N – радіус кривини головного перерізу в напрямі схід-захід;

$$N = \frac{a^2}{\sqrt{a^2 \cdot \cos^2 B + b^2 \cdot \sin^2 B}}, \quad (2.53)$$

де a і b – велика і мала півосі відповідного еліпсоїда.

2.5.5. Апробація алгоритмів апроксимації, отримані результати та їх інтерпретація

В табл. 2.1, 2.2 наведені обчислені параметри і їх похибки, отримані шляхом апроксимації висот квазігеоїда та фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами за допомогою параметричного способу найменших квадратів (п. 2.5.1 і п.2.5.2 відповідно) [40]. В табл. 2.3 і 2.4 наведені аналогічні параметри отримані за допомогою способу ітерацій (п.2.5.3), було використано 10 ітерацій. Обчислення виконувались, використовуючи дані на всю поверхню планети, північну та південну півкулі. Забігаючи наперед, зазначимо, що в табл. 2.3 відсутні кути повороту, тому що ці параметри не збігаються, навіть при великих кількостях ітерацій. Тому для двовісного еліпсоїда апроксимація виконувалась без кутових параметрів.

Таблиця 2.1.

Параметри двовісного еліпсоїда

Модель квазігеоїда EGM 2008	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	0,078 ±0,832	0,879 ±0,282	11,269 ±2,232
$y_0, м$	0,035 ±0,376	-0,023 ±0,007	2,755 ±0,546
$z_0, м$	0,044 ±0,464	47,126 ±15,113	76,953 ±15,240
$a_{xy}, м$	6378136,577 ±0,889	6378136,879 ±3,287	6378131,133 ±3,342
$a_z, м$	6356751,760 ±1,447	6356802,933 ±17,181	6356669,933 ±17,518
$1/a$	298,25538 ±0,027648	298,96658 ±0,20447	297,19360 ±0,20602
κ	-65°,98326 ±1"	-88°,49163 ±1"	-77°,79505 ±1"
ζ	-0°,00039 ±1"	0°,10374 ±1"	-0°,14009 ±1"
ЦМР ЕТОРО1	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	-741,887 ±86,041	-1170,641 ±1056,311	-38,991 ±13,191
$y_0, м$	-491,572 ±57,010	-388,464 ±350,526	1,703 ±0,576
$z_0, м$	1421,792 ±164,893	1868,026 ±1685,587	7287,178 ±2462,391
$a_{xy}, м$	6375117,009 ±169,041	6375114,918 ±437,968	6376300,874 ±533,928
$a_z, м$	6355640,089 ±247,837	6355772,534 ±2294,900	6362552,676 ±2798,158

Продовження таблиці 2.1

I/α	327,31650 ±6,32898	329,59304 ±33,20823	463,79175 ±80,16340
κ	133°,77669 ±7,1"	159°,30218 ±16,6"	110°,03196 ±20,2"
ζ	2°,61281 ±10,9"	2°,61001 ±53,0"	-2°,77466 ±51,1"

Таблиця 2.2.

Параметри тривісного еліпсоїда

Модель квазігеоїда EGM2008	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	-0,054 ±0,824	-27,258 ±1,739	-40,511 ±1,611
$y_0, м$	-0,035 ±0,824	0,735 ±1,739	-9,910 ±1,611
$z_0, м$	0,039 ±0,821	-38,254 ±7,613	-65,574 ±7,052
$a_x, м$	6378101,791 ±0,083	6378093,132 ±0,688	6378105,317 ±0,638
$a_y, м$	6378171,373 ±0,083	6378180,664 ±0,688	6378157,089 ±0,638
$a_z, м$	6356751,751 ±0,080	6356802,708 ±0,657	6356669,883 ±0,608
ε	-0,1" ±0°,067	0,1" ±0°,142	-0,7" ±0°,131
ψ	0,1" ±0°,060	-2,2" ±0°,126	3,0" ±0°,117
ω	-1,1" ±0°,067	-1,4" ±0°,077	-0,8" ±0°,071
ЦМР ЕТОРО1	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	1048,114 ±68,120	1919,358 ±156,055	885,226 ±176,692
$y_0, м$	695,108 ±68,148	640,983 ±156,173	-40,427 ±176,698
$z_0, м$	1109,694 ±67,861	935,398 ±683,715	7333,251 ±774,864
$a_x, м$	6374317,514 ±6,803	6373521,235 ±60,810	6375286,651 ±69,171
$a_y, м$	6375959,844 ±6,821	6376764,422 ±61,108	6377391,179 ±69,457
$a_z, м$	6355605,191 ±6,523	6355769,286 ±58,380	6362642,667 ±67,273
ε	1°,744 ±5°,545	2°,290 ±12°,701	-0°,761 ±14°,387
ψ	-1°,975 ±4°,945	1°,098 ±11°,335	-2°,592 ±12°,796
ω	-84°,835 ±5°,530	-77°,500 ±6°,884	49°,099 ±7°,790

Таблиця 2.3

Параметри двовісного еліпсоїда отримані за допомогою ітеративного способу

Модель квазігеоїда EGM 2008	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	-0,054 ±1.026	27,156 ±2,659	40,234 ±1,994
$y_0, м$	-0,035 ±1.026	-0,626 ±2,659	9,982 ±1,994
$z_0, м$	0,039 ±1.022	38,208 ±11,662	65,676 ±8,756
$a_{xy}, м$	6378136,582 ±0,889	6378136,898 ±2,526	6378131,203 ±1,903
$a_z, м$	6356751,751 ±1,444	6356802,712 ±13,222	6356669,882 ±9,961
$1/a$	298,25518 ±0,027592	298,96317 ±0,20447	297,19193 ±0,11711
ЦМР ЕТОР01	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	-1085,806 ±169,759	-1060,465 ±1438,486	-1227,859 ±13,191
$y_0, м$	-727,121 ±169,745	-362,603 ±1473,822	49,438 ±0,576
$z_0, м$	1354,350 ±169,893	1944,951 ±1897,265	7284,739 ±2462,391
$a_{xy}, м$	6375138,009 ±214,041	6375147,337 ±687,357	6376338,133 ±175,409
$a_z, м$	6355605,265 ±286,996	6355791,995 ±859,332	6362644,468 ±911,285
$1/a$	326,37137 ±2,24287	329,37404 ±12,40584	465,64146 ±26,26717

Таблиця 2.4.

Параметри тривісного еліпсоїда отримані ітеративним способом

Модель квазігеоїда EGM 2008	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	-0,043 ±0,824	-26,484 ±1,741	-43,043 ±1,824
$y_0, м$	-0,048 ±0,824	6,448 ±1,768	-10,048 ±1,915
$z_0, м$	0,039 ±0,821	-38,260 ±7,613	--63,357 ±9,821
$a_x, м$	6378171,373 ±1,166	6378180,581 ±1,963	6378101,373 ±3,245
$a_y, м$	6378101,791 ±1,166	6378093,124 ±1,963	6378159,791 ±3,248
$a_z, м$	6356751,751 ±1,160	6356802,796 ±8,660	6356715,883 ±4,857
ε	-0°,001 ±0°,007	0°,004 ±0°,111	-0,001" ±0°,131
ψ	0°,001 ±0°,007	0°,014" ±0°,126	0,001" ±0°,117
ω	-0°,001 ±0°,759	-0°,001 " ±0°,692	-0°,001 " ±0°,759

Продовження таблиці 2.4

ЦМР ЕТОРО1	Вся сфера	Північна півкуля	Південна півкуля
$x_0, м$	1109,757 ±73,142	1730,937 ±158,942	597,051 ±178,789
$y_0, м$	577,830 ±85,181	1048,389 ±164,159	627,534 ±178,592
$z_0, м$	1116,617 ±67,861	935,207 ±683,708	7335,733 ±774,862
$a_{xy}, м$	6374285,344 ±96,325	6373504,895 ±176,149	6377367,138 ±199,585
$a_y, м$	6375741,075 ±96,380	6376731,953 ±176,310	6375276,712 ±199,585
$a_z, м$	6355655, 668 ±95,903	6355817,599 ±777,888	6362676,842 ±881,182
ε	0°,212 ±0°,000	0°,284 ±0°,008	-0°,152 ±0°,007
ψ	0°,266 ±0°,000	0°,181 ±0°,010	-0°,066 ±0°,010
ω	-84°,012 ±2°,637	-77°,110 ±1°,684	49°,509 ±2°,935

Як бачимо з таблиць СКП апроксимації моделі ЕТОРО1 є меншими для тривісного еліпсоїда, що свідчить про близькість геометричної фігури поверхні нашої планети до тривісного еліпсоїда. Для моделі квазігеоїда навпаки СКП апроксимації менші для двовісного еліпсоїда.

Результати визначені класичними методами апроксимації висот квазігеоїда та фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдом та результати отримані з використанням методу ітерацій сходяться з високою точністю. Це свідчить про те, що алгоритми апроксимації є безпомилковими та достовірними. На користь такого висновку вказують також результати апроксимації моделі висот квазігеоїда: центр фігури відхиляється від центру мас на 7,8 см, велика піввісь від зазначеної величини у геодезичних датах на 42,3 см, а стиснення на 0,00184, що можна пояснити різним вибором елементів параметризації еліпсоїдів (відповідно 7 і 2 параметри).

Зазначимо також, що за результатами отриманих параметрів спостерігається яскраво виражена асиметрія півкуль планети, як для топографічної так і для рівневої поверхні.

2.6. Дослідження змін параметрів фігури літосфери Землі в сучасну епоху та їх геодинамічна інтерпретація

Тема розширення Землі є досить суперечливим предметом, який розвивався в основному в ХХ столітті. На сьогоднішній день деякі вчені підтримують, а деякі проти того, що Земля розширюється. Гіпотеза розширення Землі переважно підтримується палеонтологами, палеомагнетологами, палеокліматологами та геологами, які займаються проблематикою в даному напрямку. Тим не менш, величезна кількість геодезичних даних (наприклад деформація поверхні літосфери, зміна сила тяжіння тощо) підтверджують зміну радіуса Землі. На користь цього твердження в таблиці 2.5 наведені деякі дослідження по цій тематиці (в хронологічному порядку), зауважимо, що в таблиці зміна радіуса планети наведена не лише в сучасну епоху, але й на інші геологічні періоди.

Таблиця 2.5.

Інформація про дослідження зміна середнього радіусу Землі [95]

Автор	Зміна радіуса (мм/рік)	Період дослідження	Вхідні дані
Wen-Bin Shen [2011]	0.1-0.2	сучасність	Зміна гравітаційного поля, GPS, VLBI, DORIS
Egyed [1957]	0.5-0.7	від 4400 млн. років тому до нинішнього часу	Палеогеографічні дані
Carey [1958]	12.7	від 250 млн. років тому до нинішнього часу	Палеомагнітні дані
Cox і Doell [1961]	0.24	від 250 млн. років тому до нинішнього часу	Палеомагнітні дані
Dearnley [1965]	0.65	від 4500 млн. років тому до нинішнього часу	Мульти-геологічні дані
Yabushita [1987]	від -0.22 до 0.33	від 4600 млн. років тому до нинішнього часу	Порівняння площі літосфери планет і Місяця
Owen [1992]	0.63	від 200 млн. років тому до нинішнього часу	Спредінг і палеобіологія морського дна
Burša [1993]	від -0.3 до 0.3	сучасність	LLR
Gerasimenko [2003]	0.2	сучасність	VLBI
Wang [1997]	0.64	від 2500 млн. років тому до нинішнього часу	Біопалеогеографія та тектонічна палеографія

Продовження таблиці 2.5

Chen [1990]	0.4	від 4380 млн. років тому до нинішнього часу	Аналіз планет Земної групи в поєднанні з палеобіологічними годинниками
Chen [2000]	0.1	сучасність	Тектонізм і геологічні обмеження
Maxlow [2001]	22	сучасність	VLBI, SLR, GPS і LLR
Scalera [2001]	15	від 220 млн. років тому до нинішнього часу	Палеогеографічні реконструкції
Scalera [2003]	14.3	від 215 млн. років тому до нинішнього часу	Палеогеографічні реконструкції
Scalera [2003]	0.26 (мала піввісь)	сучасність	Дані супутникових гравітаційних вимірювань
Scalera [2003]	3 (вулика піввісь)	сучасність	Дані супутникових гравітаційних вимірювань
Scalera [2006]	14	від 220 млн. років тому до нинішнього часу	Палеогеографічна інформація
Huang et al. [2002]	1.3	сучасність	GPS, VLBI
Sun et al. [2006]	-4.1	сучасність	GPS, VLBI
Shen and Zhang [2008]	0.5	сучасність	GPS
Shen et al. [2008]	від 0.3 до 0.6	сучасність	GPS, зміна гравітаційного поля

Базуючись на різних геологічних доказах, багато вчених дійшли висновку, що Земля розширюється зі швидкістю від 0,1 мм на рік до декількох міліметрів щороку.

2.6.1. Опис вхідних даних

Для обчислень параметрів двовісного еліпсоїда використовувались координати перманентних станцій з бази даних SOPAC [85]. Вхідні дані були завантажені за допомогою утиліти SECTOR на першу добу кожного року, починаючи з 2001 р. і закінчуючи 2016 р. Такий діапазон даних не випадковий, тому що з 2001 р. у базі даних нараховувалось 2593 перманентних станцій, розміщення яких показано на рис. 2.11. Виміри на станціях проаналізовані в центрах опрацювання даних SIO і JPL. Координати перелічених перманентних станцій приведено на сервісі SOPAC до однієї системи координат ITRF2008, а

геодезичну широту, довготу і висоту віднесено до системи WGS84. Зазначимо також, що координати всіх станцій мають відповідні СКП їх визначення.

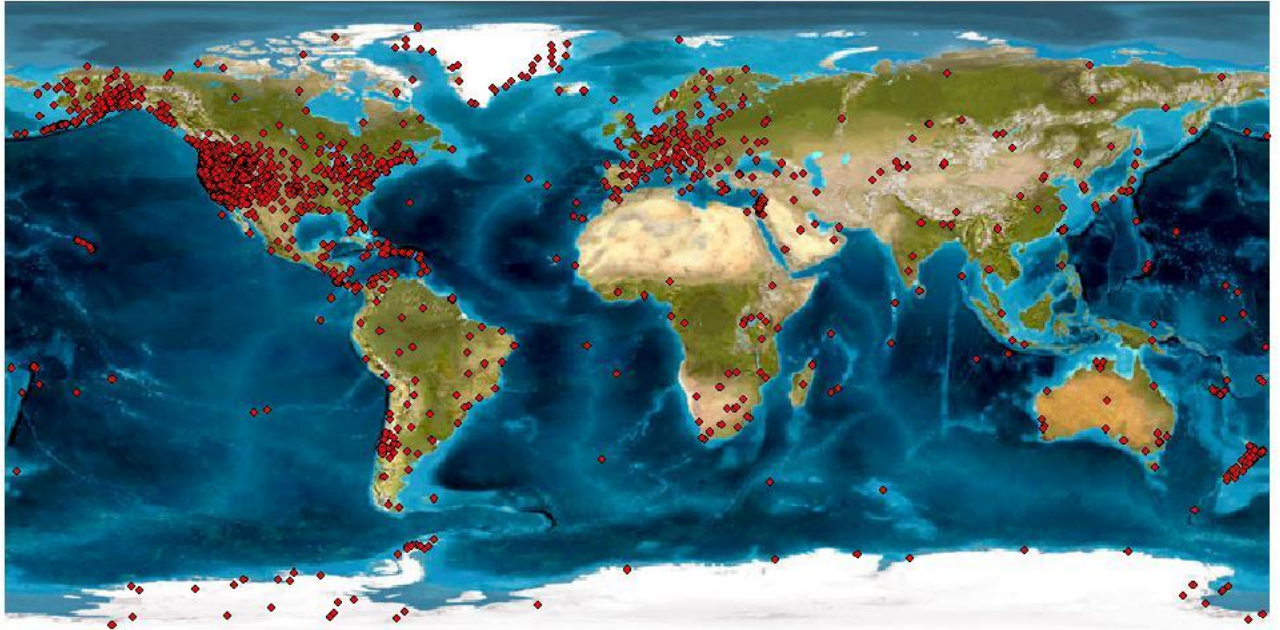


Рис. 2.11. Картосхема розміщення перманентних станцій використаних для розрахунків SOPAC [85]

Згідно із запропонованим алгоритмом апроксимації двовісним еліпсоїдом (див. п.2.5.1) висот фізичної поверхні Землі, описаних даними з вимірювань на перманентних станціях, були отримані результати, які характеризують сім його параметрів в сучасний період.

2.6.2. Отримані результати та їх геодинамічна інтерпретація

Провівши відповідні розрахунки, ми отримали цікаві для аналізу результати [42]. Всі розраховані параметри можна переглянути у додатках А і Б, та насамперед, подивимося на графіки, які ілюструють даний експеримент. На рис. 2.12, 2.14 показано графіки зміщень центра мас і величини зміни півосей двовісного еліпсоїда на вказаному часовому інтервалі, а на рис. 2.16 — СКП визначення варіацій цих параметрів. Аналогічно, на графіках рис. 2.13, 2.15 ілюструються зміни параметрів тривісного еліпсоїда. Якщо порівняти графіки відповідних параметрів двовісного і тривісного еліпсоїда, то відразу

видно, що вони є подібними не лише за конфігурацією, а й числовими значеннями.

У першу чергу відзначимо, що на рис. 2.14 чітко відстежується майже лінійне збільшення малої півосі і зменшення великої півосі еліпсоїда з часом. Лінійна залежність від часу спостерігається і у зміні положення центра мас по осі Z , тобто у напрямку до північного полюса Землі. Виявлена закономірність не може вважатись випадковою на рівні статистичної невизначеності, хоча величини варіацій цих параметрів за один рік характеризуються малими значеннями, близькими до СКП, але лінійний тренд явно відстежується.

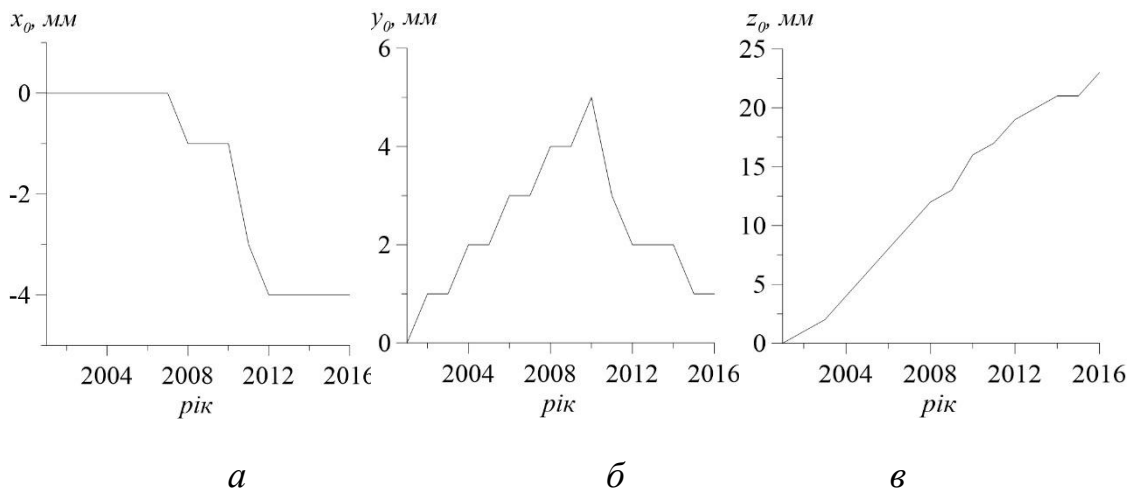


Рис. 2.12. Зміщення центру мас Землі, отримані апроксимацією двовісним еліпсоїдом координат перманентних станцій

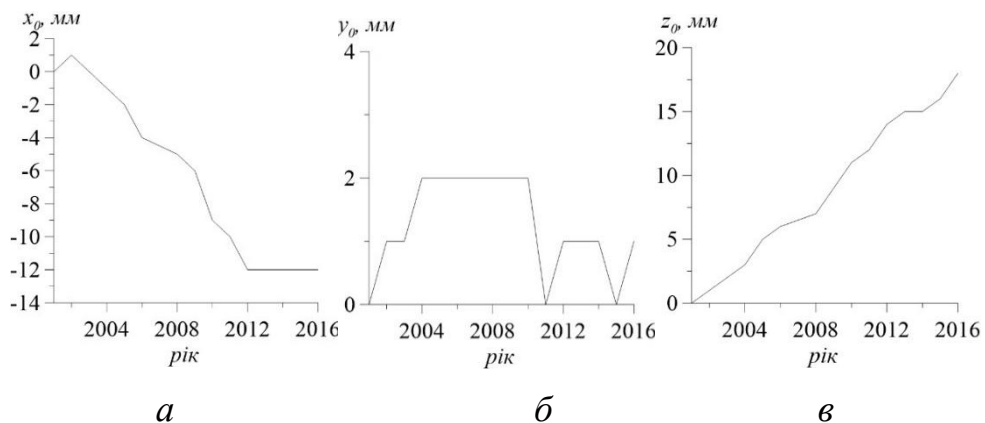


Рис. 2.13. Зміщення центру мас Землі, отримані апроксимацією тривісним еліпсоїдом координат перманентних станцій

Відзначимо, що подібну закономірність раніше було виявлено під час визначення вертикальної складової середньої швидкості переміщення для 27 перманентних станцій південної півкулі. Ця швидкість складала 1,37 мм/рік. У північній півкулі 66 станцій мають додатні вертикальні швидкості, а інші 85 – від’ємні, так що середня швидкість 151 станції складала 0,06 мм/рік [2]. Можлива асиметрія деформації півсфер є ілюстрацією змінності середнього радіуса Землі. Перші оцінки швидкості вікового збільшення середнього радіуса Землі в сучасну епоху склали 0,22 мм/рік [48, 2]. Отримані нами результати, наведені в другій графі табл. 2.6, зіставні з попередніми оцінками швидкості вікового збільшення середнього радіуса Землі.

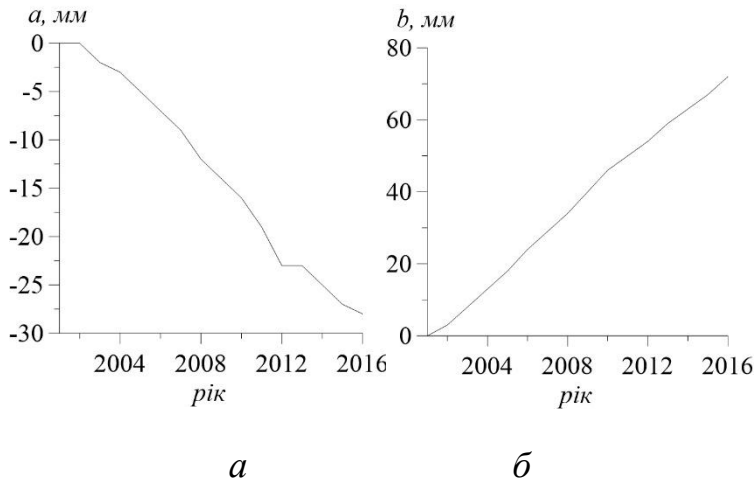


Рис. 2.14. Зміна півосей двовісного еліпсоїда

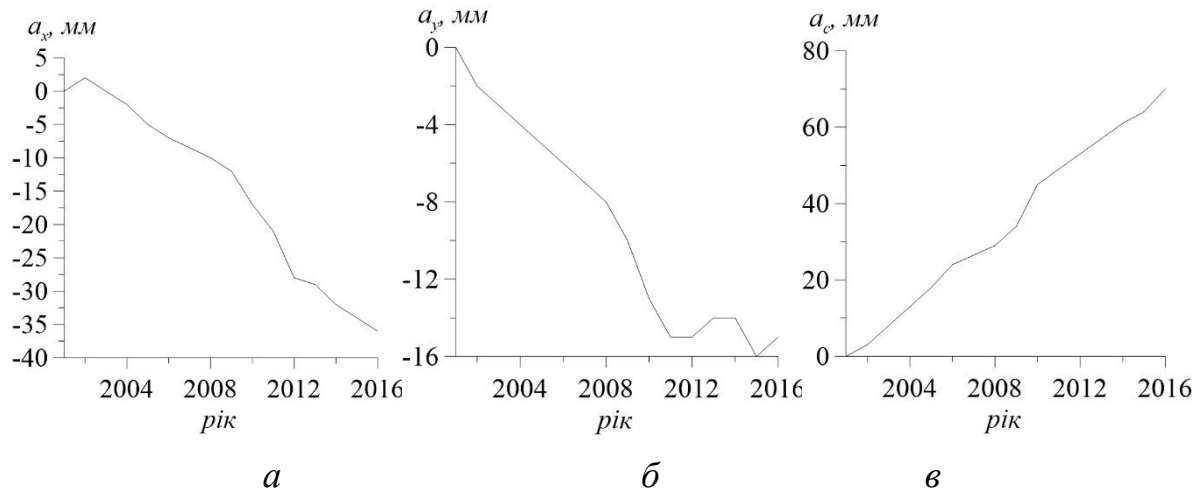


Рис. 2.15. Зміна півосей тривісного еліпсоїда

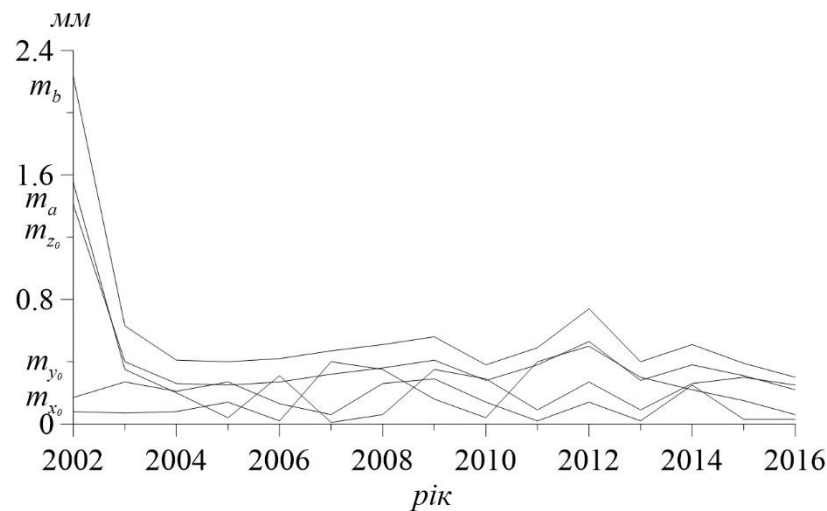


Рис. 2.16. СКП визначення зміни параметрів двовісного еліпсоїда

Таблиця 2.6.

Швидкість вікового збільшення середнього радіуса Землі

Область	Сучасна епоха, мм/рік
Ціла планета	+0,3
Північна півкуля	+6,4
Південна півкуля	+0,2

Отже, виявлену закономірність змін півосей еліпсоїда можна було б пояснити сповільненням обертового руху Землі навколо своєї осі, однак дані Міжнародної служби обертання Землі (IERS) не підтверджують це припущення. Інше пояснення цієї закономірності може бути пов'язане з переміщенням земного ядра і континентальних мас кори в напрямку до півночі, про що аргументовано свідчать результати швидкості зміни радіуса для північної і південної півкулі табл. 2.6 та часовий фактор зміщення центра мас відносно центру фігури рис. 2.12 в.

2.7. Висновки до розділу

1. Розроблено алгоритми і виконано кількісну оцінку параметрів двовісного і тривісного еліпсоїдів, що апроксимують фізичну поверхню Землі.

Отримані результати показали, що полюси отриманих еліпсоїдів не співпадають з полюсами Землі і кут нахилу не перевищує 3° або ~ 300 км на дузі меридіану. Відстежено структурну асиметрію північної і південної півкуль, що вказує на наявність розширення південної півкулі і стиснення північної півкулі відносно центру фігури Землі.

2. За результатами апроксимації координат постійно діючих перманентних станцій ГНСС чітко відстежується майже лінійне збільшення малої півосі і зменшення великої півосі еліпсоїда з часом. Лінійна залежність від часу спостерігається і у зміні положення центра мас відносно осі Z, тобто у напрямку до північного полюса Землі. Виявлена закономірність не може вважатись випадковою на рівні статистичної невизначеності, хоча величини варіацій цих параметрів за один рік характеризуються малими значеннями, близькими до СКП, але лінійний тренд явно відстежується. Мала піввісь збільшилась на 72 мм, а велика піввісь навпаки зменшилась на 25мм за 15 років з 2001р. по 2016р.

3. Результати апроксимації двовісним еліпсоїдом даних з координатами перманентних станцій ГНСС у північній і південній півкулях показали, що швидкості змін середнього радіуса відповідно будуть становити 6,4мм/рік і 0,2 мм/рік.

4. Середній радіус Землі за цей період часу збільшився майже на 5мм із швидкістю 0,3мм/рік. Це наводить на думку щодо припущення вікового дрейфу ядра відносно мантиї в північному напрямку, що може приводити до таких асиметричних деформацій, які відстежуються в результатах ГНСС спостережень.

Розділ 3. МОДЕЛЮВАННЯ ПЕРЕОРІЄНТАЦІЇ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ЗЕМЛІ В МАСШТАБІ ГЕОЛОГІЧНОГО ЧАСУ

3.1. Моделювання трансформації фігури в минулі епохи геологічної еволюції

В цьому параграфі розглядається моделювання трансформації фігури в минулі епохи геологічної історії, на основі растрових зображень геопалеорекострукцій [41]. Ці зображення слугують вхідною інформацією для створення ЦМРП для моделювання. Варто мати на увазі, що наше розуміння тектонічного, палеогеографічного та палеокліматичного розвитку Землі є постійним проектом. Такі карти, в кращому випадку є звітом про прогрес, який описує наш сучасний стан знань та упереджень. З іншого боку цілком зрозумілим є те, що чим давніший вік палеонтологічних фактів та даних історичної геології, тим менш надійний результат їх інтерпретації в порівнянні із сучасними даними, які підтверджуються точними геодезичними, геофізичними і геологічними спостереженнями.

3.1.1. Аналіз сучасних карт палеорекострукцій водної поверхні і суходолу Землі

Наведемо деякі принципи створення глобальних карт палеорекострукцій розміщення материків та океанів. Тут є два ключові питання: як відобразити планове розміщення континентів і водної поверхні та як відобразити їхню висотну складову, гори, западини і т. ін. Перше питання відносно легко вирішити, а от друге є досить складним у розв'язанні. То ж розпочнемо з першого.

Позиції континентів можна визначити, використовуючи наступні п'ять груп доказів: палеомагнетизм, лінійні магнітні аномалії, палеобіогеографія, палеокліматологія та геологічна історія [84].

Палеомагнетизм. Вимірюючи залишкове магнітне поле, яке часто зберігається у залізовмісних породах, палеомагнітний аналіз дозволяє визначити, наскрізь намагнічену породу поблизу полюса, або поблизу екватора. Палеомагнетизм являє собою прямі докази широтного положення континенту, але не обмежує його розміщення по довготі [84].

Лінійні магнітні аномалії. Магнітне поле Землі має ще одну важливу властивість. Як магнітне поле Сонця, магнітне поле Землі «перевертається», або змінює полярність. Коливання, або «аномалії» в інтенсивності магнітного поля відбуваються на межі між нормально намагніченим морським ложем, та морським ложем, яке намагнічене в «зворотному» напрямку. Вік цих лінійних магнітних аномалій можна визначити, використовуючи дані про копальні та визначення радіометричного віку. Оскільки ці магнітні аномалії утворюються в середині океанічних хребтів, вони, як правило, мають довгі лінійні ознаки (звідси і назва «лінійні магнітні аномалії»), які симетрично розташовані навколо хребтів [84].

Палеобіогеографія. Розподіл рослин і тварин в минулому може дати важливі підказки щодо широтної позиції континентів, а також їх відносних позицій. Живі організми, які мешкали в холодних водах можуть відрізнитися від тепловодних фаун, а стародавні флори відображають палеотемпературу та палеоопади. Схожість і відмінність фаун і флор на різних континентах можуть бути використані для оцінки їх географічної близькості. Крім того, еволюційна історія груп рослин і тварин на різних континентах може виявити, коли ці континенти були пов'язані або ізольовані один від одного [84].

Палеокліматологія. Клімат Землі, насамперед, є результатом перерозподілу енергії Сонця на поверхні земної кулі: тепліше біля екватора і прохолодніше біля полюсів. Кількість опадів також систематично коливається від екватора до полюса. Висока вологість поблизу екватора, трохи нижча в субтропіках та помірних поясах і низька вологість біля полюсів. У певних кліматичних умовах формуються певні види порід. Наприклад, вугілля

зустрічається там, де вологий клімат, боксити зустрічаються там, де тепле повітря і висока вологість, еваполіт і кальцит зустрічаються там, де тепло і сухо, а тиліт зустрічається там, де волого і прохолодно. Старовинний розподіл цих та інших видів порід може розповісти нам, як змінився глобальний клімат і як континенти переміщувалися через кліматичні пояси [84].

Геологічна та тектонічна історія. Для того, щоб реконструювати минулі позиції континентів, необхідно зрозуміти розвиток тектонічних кордонів плит, що відокремлюють континенти та знову зближують їх. Тільки розуміючи регіональну геологічну і тектонічну еволюцію області, можна визначити місце розташування та час розриву, субдукції, континентального зіткнення та інших основних тектонічних подій [84].

Перелічені вище принципи дають змогу відтворити планове положення материків в далекі епохи історії Землі. Час перейти до наступного питання, а саме до розміщення розподілу гір, низовин, неглибоких морів і басейнів глибокого океану, це не менш важлива і актуальна проблема [84]. Деякі палеогеографічні особливості змінюються дуже повільно і тому легко відображаються на карті. Інші ж змінюються дуже швидко, і тому будь-яка карта, в кращому випадку, є наближеною. У зв'язку з цим Земля, починаючи з раннього докембрю, була поділена на глибокі океанські басейни (середня глибина 3,5 км) та високопоставлені материки (середня висота близько 800 метрів). Через те, що континентальна літосфера менш щільна, більш «плавуча» відносно океанічної, яка в свою чергу, в більшості випадків занурюється під континентальну і зникає (переробляється) в мантії. В результаті континенти складаються з дуже старих порід, деякі – від 3,8 млрд. років. З іншого боку, океанічна кора через постійне занурення в надра планети має вік менше 150 мільйонів років. Площа континентальної літосфери, ймовірно, змінилася дуже мало за останні 2,6 млрд. років (можливо, на 10-15%). Змінився розподіл континентів по всьому світу і їх рельєф.

Берегова лінія, хоч і є краєм поверхні суходолу, проте не є краєм континенту. У більшості випадків континент простягається на узбережжі приблизно на 100 км від берегової лінії. Фактичний край континенту визначається переходом від континентального схилу до континентального підйому. Цей крутий батиметричний градієнт позначає межу між континентальною та океанічною літосферою і позначається переходом від світло-блакитного (дрібного шельфу) до темно-синього (глибокого океану).

Для моделювання трансформації фігури Землі у далекі геологічні епохи використані растрові карти палеорекострукцій розміщення материків і водної поверхні, які були створені професором R. Blakey в університеті північної Аризони [54] (рис. 3.1 *а, б, в*), а також професором С. Scotese в Техаському університеті [84] (рис. 3.1 *г, д, е*).

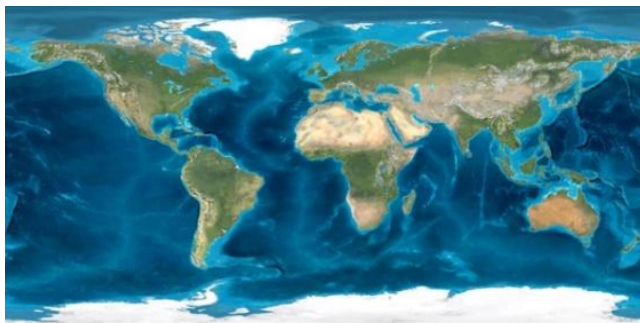
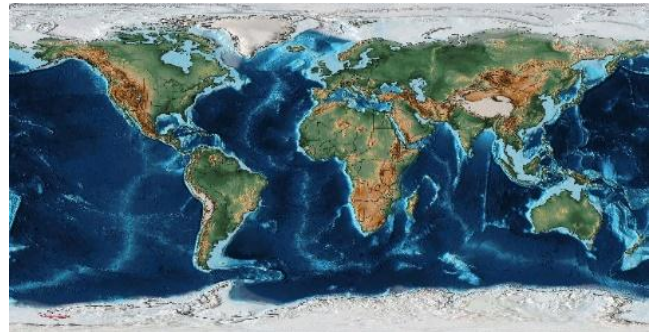
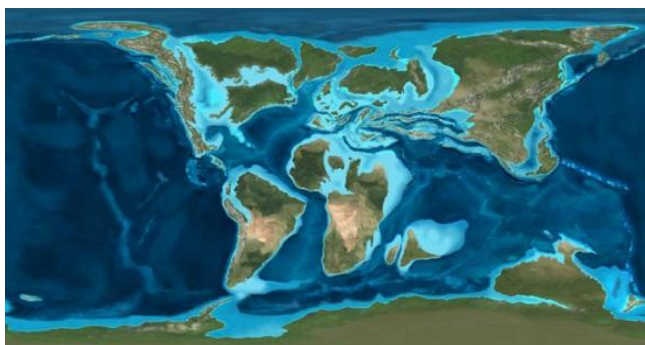
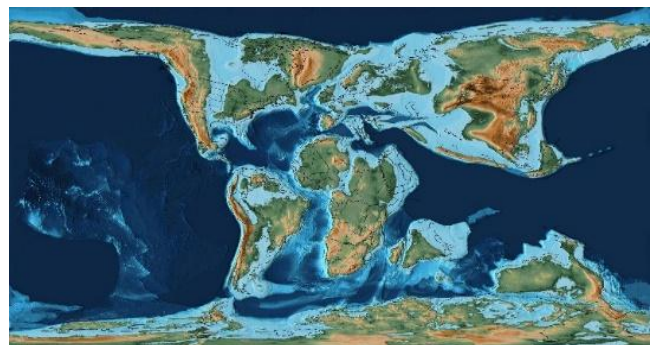
*а**г**б**д*



Рис. 3.1. Геопалеореко́нструкції розміщення материків: *a* – теперішній час, *б* – 90 мільйонів років назад, *в* – 150 мільйонів років назад [54]; *г* – теперішній час, *д* – 90 мільйонів років назад, *е* – 150 мільйонів років назад [84].

Зрозуміло, що проблема створення такого роду карт є дуже складною. Дані матеріали є своєрідним ступенем розуміння дійсності сучасною наукою, однак це розуміння постійно змінюється і змінюються відповідно карти геопалеореко́нструкцій.

3.1.2. Створення цифрової моделі рельєфу поверхні (ЦМРП) літосфери на основі карт геопалеореко́нструкцій

Перед нами постало питання: як зрозуміло, в межах обґрунтованої невизначеності, отримати цифрові моделі висот поверхні Землі за растровими зображеннями геологічних епох [41, 42]. Для цього ми використали дуже просту модель переходу.

Для сучасної геологічної епохи в наявності є цифрова моделі рельєфу поверхні Землі ETOPO1 (рис. 2.10 б). Для інших геологічних епох, окрім карт геопалеореко́нструкцій розміщення материків і водної поверхні, у нас не має навіть наближених даних про висоти фізичної поверхні. Оскільки всі растрові зображення створені послідовно в певних кольорах, то з певним припущенням, знайшовши зв'язок між значеннями висот моделі ETOPO1 і растровим зображенням для сучасної епохи (створеним вищезгаданими науковцями) рис. 3.1, можна буде перейти до ЦМРП літосфери для геологічних епох, які прив'язані до відповідних карт із зображенням материків і водної поверхні.

Якщо кожен піксель цього зображення рис. 3.1 а, г розкласти на три кольорових складових (червоний, зелений і синій R, G, B) з певним рівнем яскравості, то на основі апроксимації заданої функції, що описується трьома змінними, можна отримати значення коефіцієнтів моделі. ЦМРП ЕТОРО1 була осереднена до піксельної структури зображення. Отже, наприклад, якщо розміри зображення в пікселях становлять 750×1500 , то ЦМРП буде відповідати аналогічним розмірам. Для кожного пікселя отримуємо відповідне значення висоти ЕТОРО1 та три кольорових складових відображених у характеристиках яскравості, які вигідно представляти у вигляді поліноміального рівняння

$$F(h) = \left. \sum_{m=0}^n a_m R^i G^j B^k \right\} \quad (3.1)$$

$$i + j + k \leq m$$

де, h – значення усередненої висоти ЕТОРО1 в «трапеції» відповідного пікселя; R, G, B – три складових кольору відповідного пікселя; a – невідомі коефіцієнти.

Для описаного випадку найкраще підходить поліном третього ступеня. Отже, перше рівняння запишеться як:

$$F(h) = a_1 + a_2 \cdot R + a_3 \cdot G + a_4 \cdot B + a_5 \cdot R \cdot G + a_6 \cdot R \cdot B + a_7 \cdot G \cdot B + a_8 \cdot R^2 + a_9 \cdot R \cdot G^2 + a_{10} \cdot R \cdot B^2 + a_{11} \cdot G^2 + a_{12} \cdot G \cdot B^2 + a_{13} \cdot B^2 + a_{14} \cdot R^3 + a_{15} \cdot R^2 \cdot G + a_{16} \cdot R^2 \cdot B + a_{17} \cdot R \cdot G^3 + a_{18} \cdot R \cdot G^2 \cdot B + a_{19} \cdot R \cdot G \cdot B^3 + a_{20} \cdot R \cdot B^3 + a_{21} \cdot G^3 + a_{22} \cdot G^2 \cdot B + a_{23} \cdot G \cdot B^3 + a_{24} \cdot B^3 \quad (3.2)$$

Невідомі коефіцієнти можна обчислити, використавши спосіб найменших квадратів. З правої частини рівняння (3.2) формується матриця коефіцієнтів при невідомих, а ліва – виступає у ролі вектора вільних членів. За вагову матрицю приймемо одиничну діагональну матрицю. За результатами моделювання було визначено, що для цієї апроксимації піксельних кольорів найкраще використовувати лише перші 19 коефіцієнтів рівняння (3.2).

Для описаного випадку за результатами точність відображення висоти одного пікселя не перевищувала 1.5 км і 0.7 км відповідно для геопалеорекострукцій розміщення материків і водної поверхні за R. Blakey і S. Scotese порівняно з висотами поверхні літосфери за моделлю ЕТОРО1[45].

3.1.3. Результати визначення параметрів двовісного і тривісного еліпсоїдів, що описують фігуру поверхні літосфери в процесі еволюційного розвитку та їх геодинамічна інтерпретація

Згідно із запропонованим алгоритмом апроксимації двовісним і тривісним еліпсоїдами висот фізичної поверхні Землі, були отримані результати, які характеризують їх параметри в сучасний період (додаток А, Б) і для різних минулих геологічних епох двовісного (додаток В і додаток Г) і тривісного (додаток Д і додаток Е) еліпсоїдів. Отже, враховуючи наведені дані в цих додатках про планетарні параметри фігури поверхні літосфери, а також приймаючи до уваги фігуру квазігеоїда, можемо стверджувати, що під впливом гравітації і ротаційних сил фігура Землі перебуває в динамічно змінному стані протягом періоду в 600 млн. років.

Розглянемо тепер більш детально результати апроксимації двовісним еліпсоїдом поверхні літосфери за даними комп'ютерного моделювання висот розміщення материків і водної поверхні на растрових картах геопалеорекострукцій за геологічною шкалою, починаючи від сучасної епохи до 600 млн. р. назад. Звернемо насамперед увагу на траєкторію місць розташування північного полюса фігури двовісного еліпсоїда, апроксимуючого поверхню літосфери Землі в різні періоди геологічної історії, яка зображена на рис. 3.2. Червоним кольором показане переміщення полюса за даними моделювання за геопалеорекострукціями С. Scotese, а синім – R. Blakey. Максимальне відхилення полюса малої півосі серед отриманих еліпсоїдів від північного полюса Землі не перевищує $3^{\circ},1$ (це значення отримане за даними моделювання за геопалеорекострукціями С. Scotese і мабуть, воно близьке до критичного), що підтверджує висловлене раніше припущення про переміщення літосферних плит, яке підпорядковується геодинамічному процесу направленому на відновлення осьової симетрії і збереженню моменту кількості обертання.

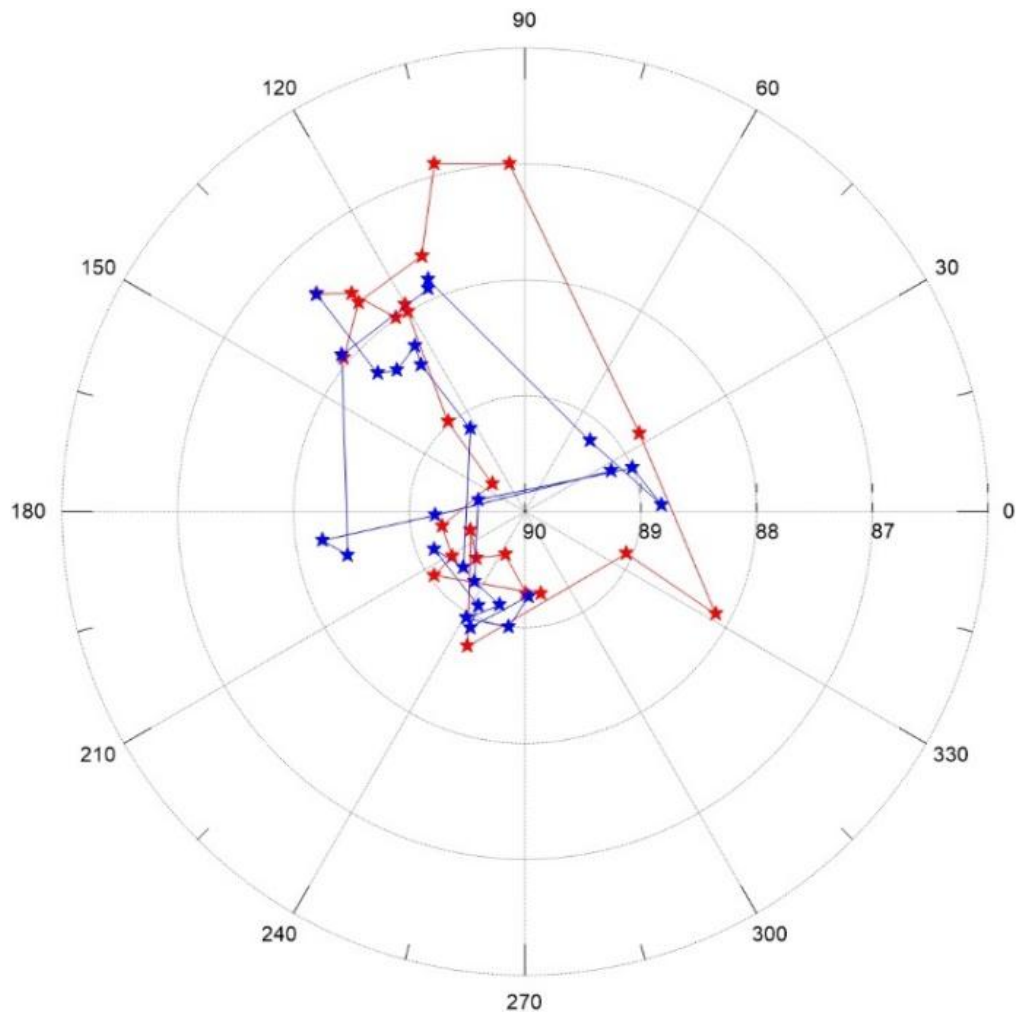


Рис. 3.2. Траєкторія місця розташування північного полюса двовісного еліпсоїда, апроксимуючого поверхню літосфери Землі в різні періоди на протязі 600 млн. р. (червоний колір – за даними С. Scotese, синій колір – за даними R. Blakey)

Наступна група графіків рис. 3.3 - 3.6 аналогічно до додатку В і Г ілюструють результати комп'ютерного моделювання трансформації фігури літосфери Землі. Ці рисунки мають однакову структуру побудови, тобто на кожному з них показані дві криві зміни параметрів фігури, кожна з яких відповідає результатам моделювання за геопалеорекострукціями С. Scotese (червоного кольору) та R. Blakey С. (синього). На них спостерігається відносно систематичне зміщення цих кривих. Його, імовірно, можна пояснити систематичною різницею інтенсивності кольорів піксельних зображень, які однаково датуються (за С. Scotese та R. Blakey). З іншого боку, такий діапазон

в різниці числових характеристик за двома графіками нанесеними на кожному рисунку може впливати в певній мірі на інтерпретацію отриманих результатів. Проте, усвідомлюючи цей недолік, але не маючи вагомих аргументів, ми не наважились надати перевагу одному із варіантів комп'ютерного моделювання трансформації фігури літосфери Землі за геопалеорекоконструкціями С. Scotese чи R. Blakey. Для нас важливим було відстежити закономірності, які вказують на тенденції зміни фігури літосфери в геологічному часі. Отож розглянемо детальніше кожен з представлених графіків.

Цікавим для осмислення є рис. 3.3, на якому показані розміщення полюсу найменшої осі фігури двовісного еліпсоїда в залежності від широти. Як бачимо тут відсутнє відносне зміщення, очевидно тому що, кутові величини на відміну від розмірів осей і стиснення є незалежними від масштабу моделей еліпсоїда. Відзначимо також те, що в положенні полюсу чітко простежуються два найбільші відхилення від осі обертання, це в сучасний період і приблизно через 400 млн. років потому, а в часовому інтервалі 100-300 млн. років відхилення полюса фігури літосфери знаходилось в межах 1° .

На відміну від трендових змін кривих на рис. 3.3, де відстежується періодичність приблизно в 400 млн. років, на рис. 3.4, на якому показані графіки зміни великої півосі (a), малої півосі (b) та стиснення ($1/f$) на протязі 600 млн. років, такі закономірності не спостерігаються. Конфігурація зміни параметрів в обох випадках на переважній більшості епох є подібною і на цих рисунках можна виділити стрімкі зміни відповідних параметрів в період часу від 600 млн. років до 500 млн. років. Для зміни осей та стиснення в період від 500 млн. років до сьогодні характерна трендова закономірність з флуктуаціями, а саме поступове збільшення малої і великої осей в діапазоні приблизно 2,7 км та стиснення двовісного еліпсоїда від $1/335$ до $1/290$.

На рис. 3.5 показані графіки зміни осей тривісного еліпсоїда за результатами апроксимації ЦМРП літосфери створеної на основі геопалеорекоконструкцій С. Scotese і R. Blakey.

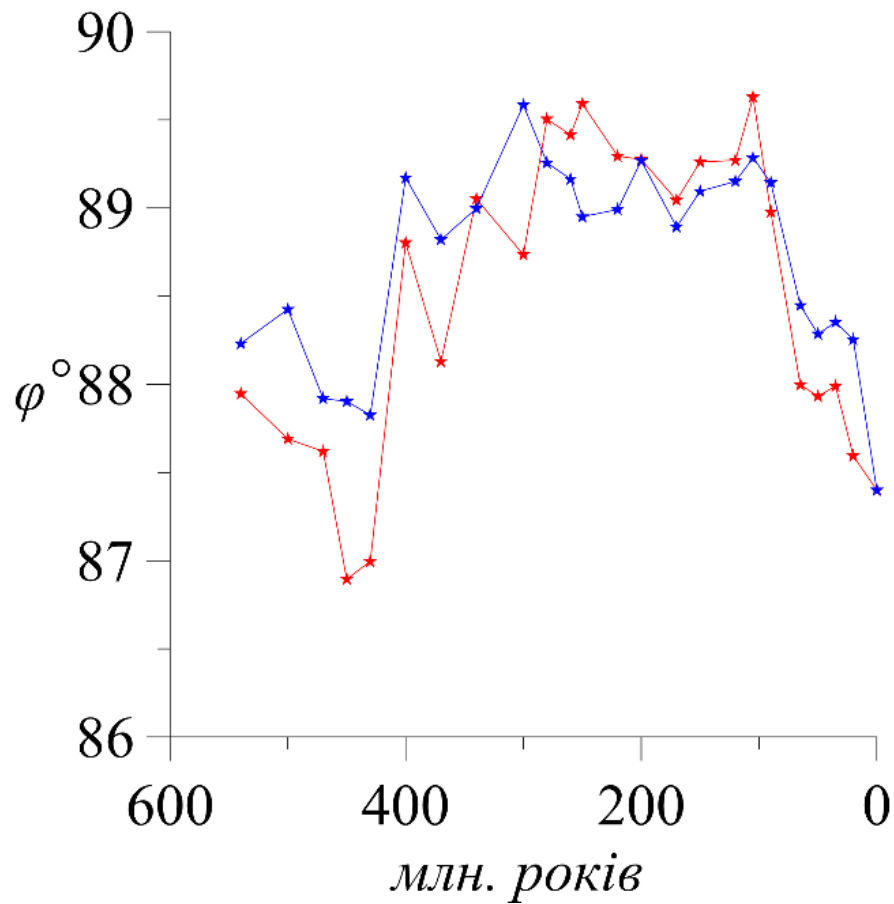
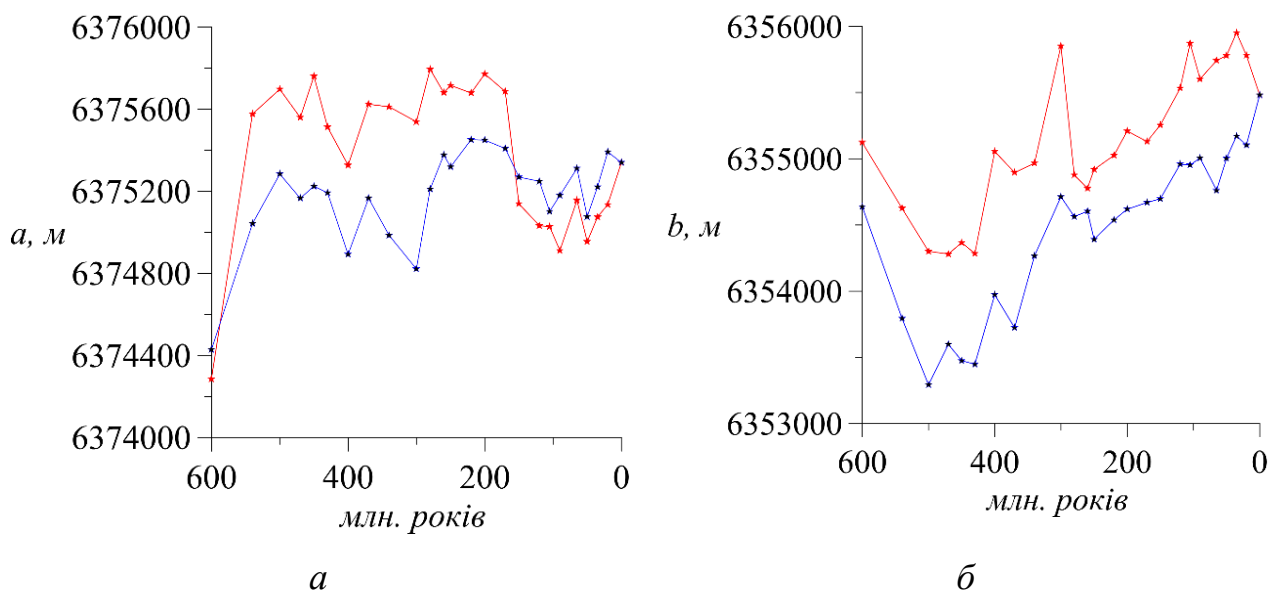


Рис. 3.3. Графіки зміни широти північного полюсу малої осі двовісного еліпсоїда за результатами моделювання (червоний колір – за даними С. Scotese, синій колір – за даними R. Blakey)



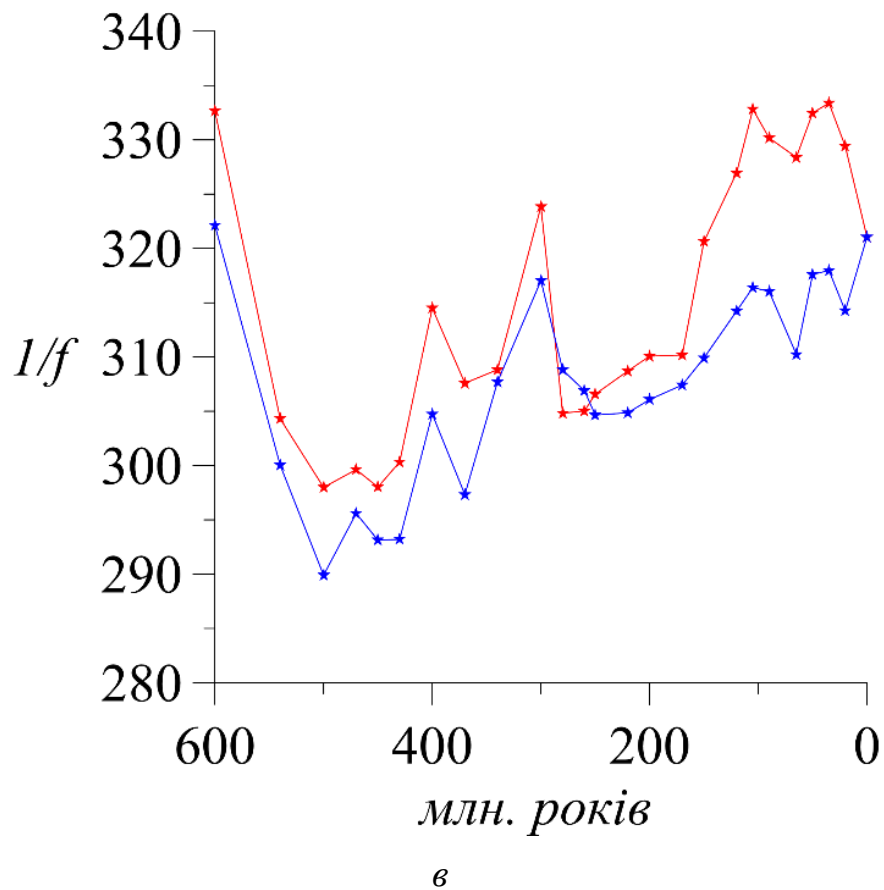
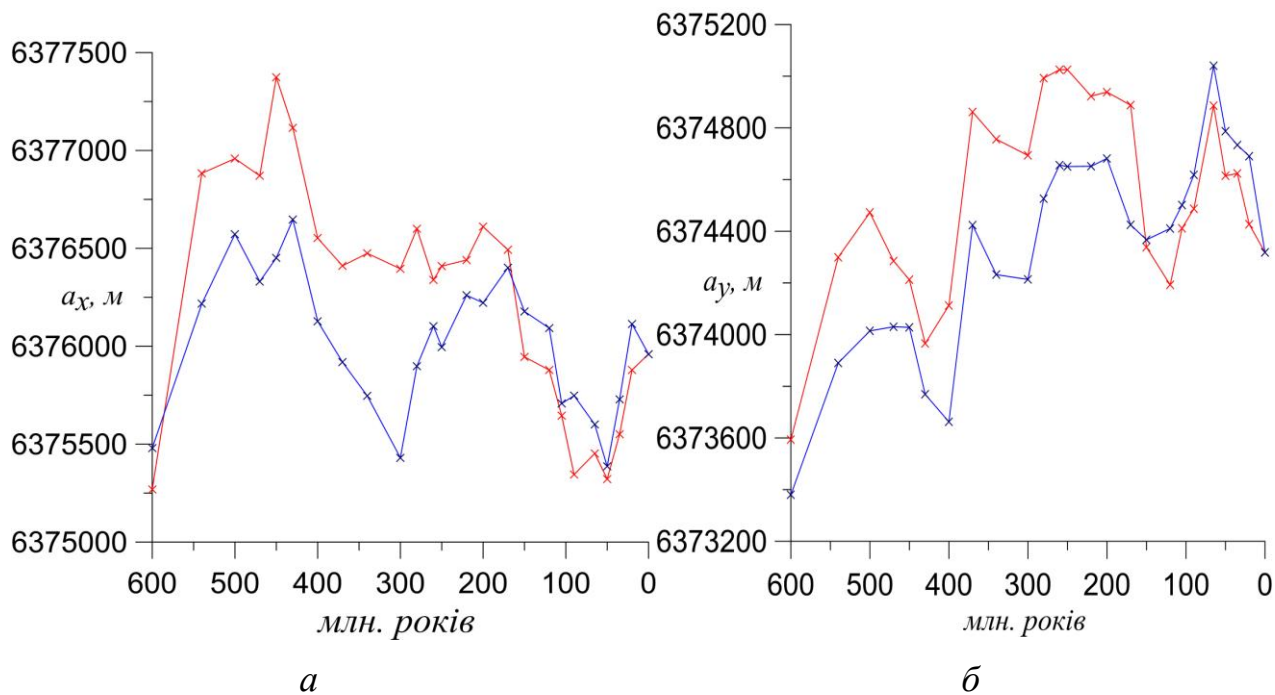


Рис. 3.4. Графіки зміни півосей та стиснення двовісного еліпсоїда за результатами моделювання (червоний колір – за даними С. Scotese, синій колір – за даними R. Blakey): *а* – велика піввісь, *б* – мала піввісь, *в* – стиснення



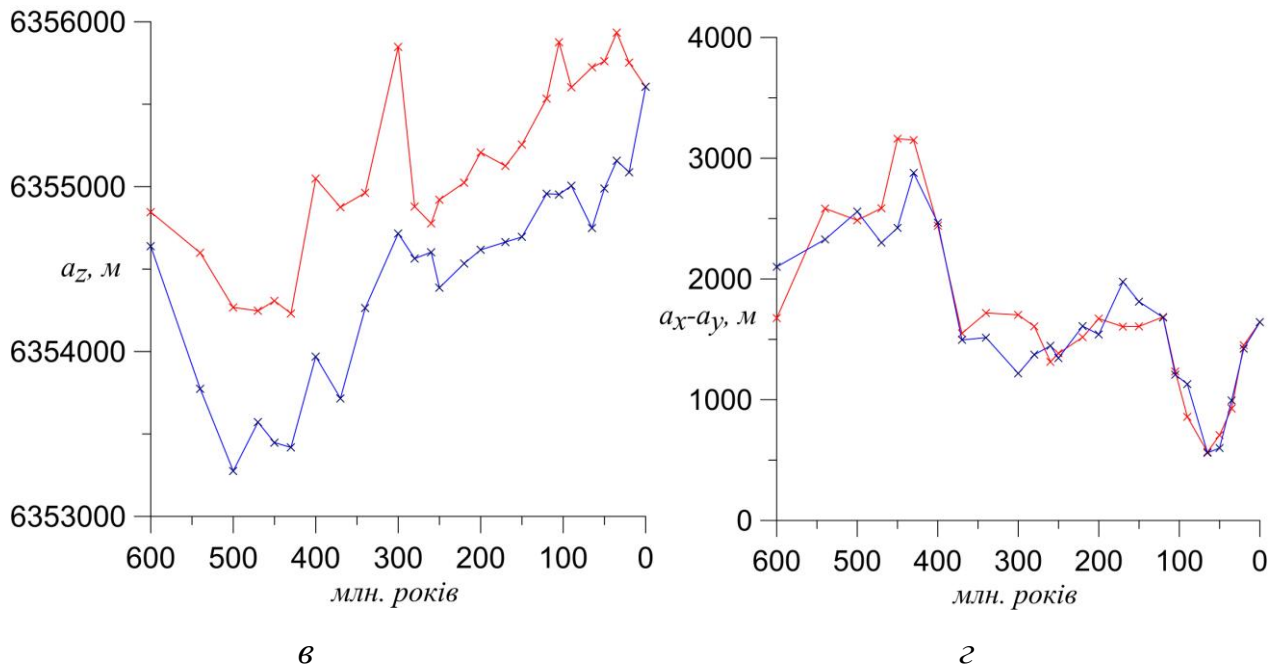


Рис. 3.5. Графіки зміни півосей тривісного еліпсоїда за результатами моделювання (червоний колір – за даними С. Scotese, синій колір – за даними R. Blakey): a і b – велика і мала півосі в площині екватора, c – мала піввісь, z – різниці великої і малої осі в площині екватора

Відзначимо, що на цих графіках чітко відстежується тенденція на збільшення розмірів осей b і c та зменшення розміру осі a в процесі геологічної еволюції Землі від 500 млн. років тому до нинішнього часу. Проміжок часу від 600 млн. років до 500 млн. років, аналогічно як і для параметрів двовісного еліпсоїда, характеризується значними змінами відповідних параметрів.

Цікавими виявилися графіки зміни різниці великої і малої осей тривісного еліпсоїда в площині екватора, які показані на рис. 3.5 z . Вони показують чітку трансформацію двовісного еліпсоїда в тривісний, що відбувалась 400 млн. років тому. В той період геологічного часу материкова і океанічна поверхня літосфери найкраще описувалась тривісним еліпсоїдом з різницею осей в екваторіальній площині $\sim 3,2$ км, а 50 млн. років тому аналогічний показник сягав лише 0,5 км. В нинішній час цей показник становить 1,5 км. Отже, можемо припустити, що в період 50 млн. років тому Земля була близька до

форми сфероїда, так як значення різниць було мінімальним (приблизно 500 м), а в період 430–450 млн. років потому, навпаки – поверхню літосфери найкраще апроксимувала фігура тривісного еліпсоїда.

З отриманих розрахунків також слідує, що середній радіус Землі збільшився за 600 млн. років майже на 1 км, а об'єм Землі за цей період геологічного часу у відсотках відносно нинішнього стану побільшав на 0,04%. Відповідні графіки зміни середнього радіуса Землі, на протязі 600 млн. років показані нарис. 3.6. Отже, отримані результати можуть давати підставу для припущення щодо розширення Землі. Ця гіпотеза охоплює все ширше коло прихильників серед науковців, які вивчають еволюцію Землі, і має цілком вагоме обґрунтування [3, 16, 30].

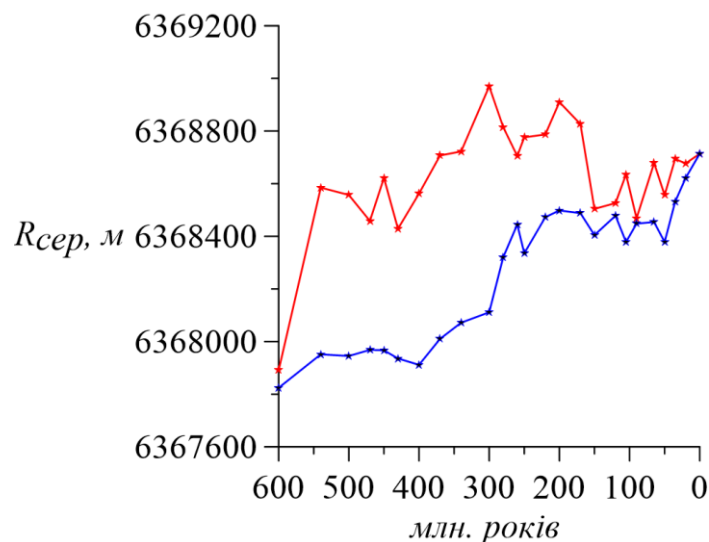


Рис. 3.6. Зміна середнього радіуса Землі на протязі 600 млн. років

Так, наприклад, Н. Павленкова [30] приводить наступні докази щодо розширення Землі:

- Утворення Тихого океану, який оконтурений кільцем зон високої сейсмічності, що має правильну форму і майже під прямим кутом пересікається Альпійсько-Гімалайським кільцем. Така форма глобальних структур свідчить про їх утворення в результаті загальної еволюції планети, наприклад, внаслідок її розширення.

- Геометричну форму серединно-океанічних хребтів, яка відстежується через всю планету у вигляді зон підвищеної водневої дегазації, також можна інтерпретувати з позицій розширення Землі з більш інтенсивним розширенням південної півкулі, про що свідчить грушовидна форма планети.

- Модель розширення Землі дозволяє пояснити переміщення літосферних плит із збереженням їх глибоких коренів, наявність в океанах блоків континентальної кори і давній вік океанічної кори.

- Дегазація Землі є головним джерелом енергії глобальних тектонічних процесів і може спричиняти розщільнення мантійної речовини з відповідним збільшенням об'єму та одночасною концентрацією важких елементів в ядрі. Можливе збільшення об'єму мантійної речовини підтверджується лабораторними дослідженнями.

Модель розширення Землі доповнює плитову тектоніку і пропонує ефективне джерело енергії для розриву потужної континентальної літосфери. При цьому розширення планети ініціює горизонтальні переміщення літосфери, так як жорсткі плити не розширюються як внутрішні пластичні сфери, а розриваються і пересуваються по ослабленим зонам в області менших напруг.

Сценарій розширення Землі в процесі її еволюції підтверджується цілком можливим збільшенням середнього радіуса Землі за результатами комп'ютерного моделювання геопалеорекострукцій розміщення материків і водної поверхні на растрових картах геопалеорекострукцій за геологічною шкалою, починаючи від сучасної епохи до 600 млн. років. тому. Сучасні дані ГНСС спостережень на постійно діючих перманентних станціях також підтверджують тенденцію до збільшення середнього радіуса Землі, що було підтверджено в п.2.6.

3.2. Методика визначення тангенціальних масових сил

3.2.1. Постановка задачі

Щоб зрозуміти підхід до вирішення даної задачі спочатку схематично розглянемо схематична ілюстрацію еволюційного формування фігури Землі (рис. 3.7 *a*, *б*), де введені такі позначення: PP' – вісь обертання, P_L – поверхня літосфери, E_L – еліпсоїд, який найкраще підходить до поверхні літосфери, E_G – еліпсоїд, який зображає фігуру Землі в далеку геологічну епоху; всі попередні позначення на рис. 3.7 *a* підписані зі штрихом на рис. 3.7 *б* для фігури і поверхні літосфери Землі в сучасну епоху [45].

Якщо співставити два положення зовнішніх оболонок Землі на рис. 3.7 *a* і 3.7 *б*, то можна допустити виникнення напруженого стану через зміну положення осі фігури літосфери відносно осі обертання та зміни швидкості обертання. Тут доречно зауважити, що в планетарній геодинаміці розглядаються три основні енергетичні джерела, що викликають напругу в оболонках Землі. До них відноситься гравітаційна, ротаційна і теплова енергія.

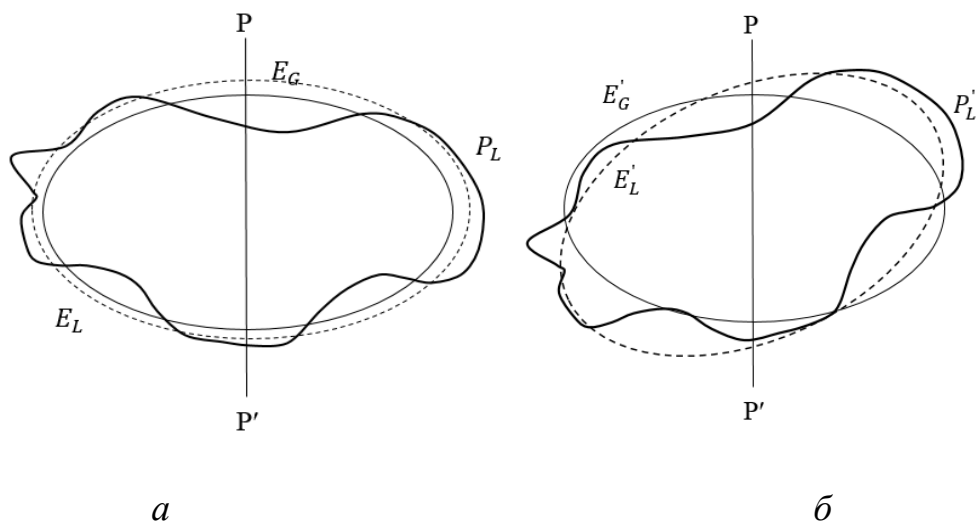


Рис. 3.7. Схематична ілюстрація формування фігури Землі: *a* – в початковий період, коли Земля була ближче до гідростатичного стану; *б* – сучасний стан фігури і поверхні літосфери Землі

В своїх дослідженнях зупинимось лише на гравітаційно-ротаційних силах, що спонукають напругу в літосфері Землі. Для розгляду цього питання обмежимось визначенням тільки тангенціальних (горизонтальних) масових сил, які виникають у зв'язку з перерозподілом мас у верхніх оболонках Землі (кора і верхня мантія).

Розглянемо тангенціальні масові сили, що виникають внаслідок зміни положення осі фігури літосфери відносно осі обертання. Введемо поняття «геоеволюційного» відхилення виска і припустимо, що тангенціальні сили пропорційні куту γ , який визначається як кут між напрямком ліній виска в минулу геологічну епоху і нинішнім напрямком в заданій точці. Зауважимо, що еліпсоїд E_L в минулому наближено представляв рівневу поверхню нашої планети. Тепер йому відповідає еліпсоїд E'_L . Зрозуміло, що розміри еліпсоїда E'_L у порівнянні з E_L змінилися, оскільки змінилася зовнішня поверхня літосфери. Відповідно, параметри еліпсоїдів E'_L і E_L не є ідентичними. Однак можемо припустити, що рівнева поверхня Землі в минулому приблизно співпадала з поверхнею E'_L і в разі такого припущення між напрямками ліній виска (нормальми до еліпсоїдів) утворюється кут γ (рис. 3.8). При визначенні кута γ не будемо враховувати незбігання центрів еліпсоїдів E'_L і E_L , так як воно суттєво не вплине на результат.

3.2.2. Визначення тангенціальних масових сил

Для будь-якої точки на еліпсоїді E'_G можна записати таке рівняння для визначення радіуса-вектора:

$$\rho_0 = a_0(1 - \sin^2 \varphi_0), \quad (3.3)$$

де ρ_0 – радіус-вектор точки, φ_0 – широта, a_0 – стиснення планети.

Радіус-вектор ρ_0 перетинає поверхню E'_L в деякій точці. Позначимо через радіус-вектор ρ цієї точки, і відповідно отримаємо співвідношення для його знаходження:

$$\rho = a(1 - \sin^2 \varphi), \quad (3.4)$$

де ρ – радіус-вектор точки, φ – широта, яка відлічується відносно площини екватора еліпсоїда E'_L ; a і α – відповідно велика піввісь і стиснення цього еліпсоїда.

Відстань між еліпсоїдами E'_G і E'_L визначимо, використовуючи формулу:

$$S = \rho - \rho_0 = a - a_0 + a_0 \alpha_0 \sin^2 \varphi_0 - a \alpha \sin^2 \varphi. \quad (3.5)$$

Розглянемо рис. 3.8, де прийнято наступні позначення P'_G і P'_L точки розташування полюсів еліпсоїдів E'_G і E'_L на одиничній сфері; $P'_G L$ – початковий меридіан, площина якого проходить через лінію; ζ – середня відстань між полюсами P'_G і P'_L ; T – точка, в якій визначаємо кут γ .

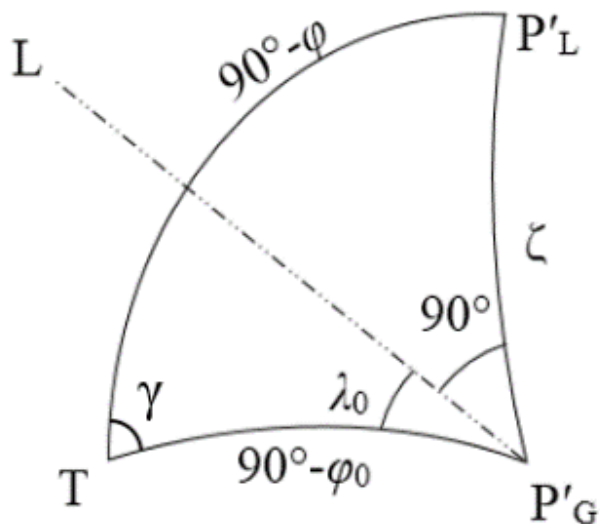


Рис. 3.8. Ілюстрація до визначення кута γ

З сферичного трикутника виразимо φ , як функцію від φ_0 і λ_0 . Зауважимо, що λ_0 – довгота точки, яка відлічується від лінії вузлів.

З рисунку маємо:

$$\sin \varphi = \cos \zeta \sin \varphi_0 - \sin \zeta \cos \varphi_0 \sin \lambda_0. \quad (3.6)$$

Формулу (3.5) можна записати в такому вигляді:

$$S = a - a_0 + (a_0 \alpha_0 - a \alpha \cos^2 \zeta) \sin^2 \varphi_0 - a \alpha \sin^2 \zeta \cos^2 \varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + \frac{1}{2} a \alpha \sin 2\zeta \sin 2\varphi_0 \sin \lambda_0. \quad (3.7)$$

Для спрощення формули (3.7) введемо такі позначки

$$A = a - a_0; \quad B = a_0 \alpha_0 - a \alpha \cos^2 \zeta; \quad C = -a \alpha \sin^2 \zeta; \quad D = \frac{1}{2} a \alpha \sin 2\zeta. \quad (3.8)$$

В результаті отримаємо

$$S = A + B \sin^2 \varphi_0 + C \cos^2 \varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + D \sin 2\varphi_0 \sin \lambda_0. \quad (3.9)$$

Складові «геоеволюційного» відхилення виска в площині меридіану і в площині першого вертикалу можна записати так:

$$\xi = \frac{1}{R} \frac{\partial S}{\partial \varphi_0}, \quad \eta = \frac{1}{R \cos \varphi_0} \frac{\partial S}{\partial \lambda_0}, \quad (3.10)$$

де R – середній радіус планети.

Продиференціюємо вираз (3.9), отримаємо:

$$\frac{\partial S}{\partial \varphi_0} = 2B \sin \varphi_0 \cos \varphi_0 - 2C \sin \varphi_0 \cos \varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + 2D \cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0; \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial S}{\partial \lambda_0} = 2C \cos^2 \varphi_0 \sin \lambda_0 \cos \lambda_0 + D \sin 2\varphi_0 \cos \lambda_0; \quad (3.12)$$

Відповідно для складових відхилення виска, маємо:

$$\xi = \frac{2B}{R} \sin \varphi_0 \cos \varphi_0 - \frac{2C}{R} \sin \varphi_0 \cos \varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + \frac{2D}{R} \cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0; \quad (3.13)$$

$$\eta = \frac{2C}{R} \cos^2 \varphi_0 \sin \lambda_0 \cos \lambda_0 + \frac{D}{R} \sin 2\varphi_0 \cos \lambda_0. \quad (3.14)$$

Від складових «геоеволюційного» відхилення виска перейдемо до тангенціальних складових сил, діючих на одиничну масу у верхньому шарі планети. Для цього помножимо вирази (3.13) і (3.14) на g – прискорення сили тяжіння. Отримаємо:

$$F_\varphi = \frac{Bg}{R} \sin 2\varphi_0 - \frac{Cg}{R} \sin 2\varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + \frac{2Dg}{R} \cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0; \quad (3.15)$$

$$F_\lambda = \frac{Cg}{R} \cos^2 \varphi_0 \sin 2\lambda_0 + \frac{Dg}{R} \sin 2\varphi_0 \cos \lambda_0. \quad (3.16)$$

Отже, формула (3.9) дозволяє розрахувати відстань між еліпсоїдами E'_G і E'_L , тобто підвищення, або ж пониження літосфери відносно поверхні геоїда внаслідок повороту жорсткої частини літосфери планети, викликане її зміщенням, як цілісної оболонки. Формули (3.15) і (3.16) визначають потенційні сили, які діють на розподіл мас і приводять їх в стан рівноваги механічної системи, яка обертається навколо осі з найменшим моментом інерції.

Зауважимо, що в формулі (3.9), крім коефіцієнтів B, C, D входить коефіцієнт A , який потребує виправлення з врахуванням незмінності об'єму еліпсоїдів. Відповідно, визначаючи A , будемо виходити з того, що об'єм планети за останні геологічні епохи суттєво не змінився. Ця умова приведе до наступного рівняння

$$a_0^2 b_0 = a^2 b. \quad (3.17)$$

Приймаючи

$$\left. \begin{aligned} a &= a_0 + \Delta a = a_0 \left(1 + \frac{\Delta a}{a_0} \right) \\ b &= a_0 (1 - \alpha_0) = a (1 - \alpha) \end{aligned} \right\} \quad (3.18)$$

отримаємо

$$1 - \alpha_0 = (1 - \alpha) \left(1 + \frac{\Delta a}{a_0} \right). \quad (3.19)$$

Враховуючи, малі величини першого порядку і розклавши в ряд (3.19), отримаємо

$$\alpha_0 = a - 3 \left(\frac{\Delta a}{a_0} \right). \quad (3.20)$$

Відповідно з такою самою точністю маємо

$$a\alpha = a_0\alpha = c, \quad (3.21)$$

де c – константа, яку визначають на основі зміни $a\alpha$ їх значеннями. Після чого, отримаємо

$$\alpha = \frac{c}{a_0}, \Delta a = \frac{a_0}{3} (\alpha - \alpha_0) \quad (3.22)$$

З врахуванням попередніх спрощень виразу (3.9) можна представити в такому вигляді:

$$S = \frac{a\alpha}{2} \sin \lambda_0 \sin 2\varphi_0 \sin 2\zeta - a\alpha \cos^2 \zeta \sin^2 \varphi_0 - a\alpha \sin^2 \zeta \sin^2 \lambda_0 \cos^2 \varphi_0 + a - a_0. \quad (3.23)$$

Певну цікавість представляє визначення найбільшого підняття одного еліпсоїда над іншим, яке може проходити по кривій лінії (умовно цю лінію можна назвати «тектонічним водорозділом»). Вздовж цієї лінії може проходити розлом в літосфері, або кордони літосферних плит.

Максимальне значення висоти в площині заданого меридіану можна визначити з умови:

$$\frac{\partial S}{\partial \varphi_0} = 0; \quad (3.24)$$

або

$$B \sin 2\varphi_0 - C \sin 2\varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + 2D \cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0 = 0. \quad (3.25)$$

Максимальна висота еліпсоїда над геоїдом знаходиться в площині меридіану з довготою $\lambda_0 = 90^\circ$, тобто

$$(B - C) \sin 2\varphi_0 + 2D \cos 2\varphi_0 = 0. \quad (3.26)$$

Підставимо замість B, C, D їх вирази, отримаємо:

$$a_0 \alpha_0 - a \alpha (\cos 2\zeta - \sin 2\zeta \operatorname{ctg} 2\varphi_0) = 0. \quad (3.27)$$

Замінивши в рівнянні (3.27) величини на їх числові значення, отримаємо значення φ_0 .

3.2.3. Отримані результати та їх геодинамічна інтерпретація

Проаналізуємо тепер, яким чином відхилення малої півосі фігури фізичної поверхні планети від осі обертання можуть впливати на напружено-деформований стан літосфери і відповідно активізувати тектонічні процеси на Землі.

На рис. 3.9 показана карта з нанесеними ізолініями висот, які визначають відстані між поверхнями еліпсоїдів, що узагальнено представляють літосферу Землі і геоїд. На цій карті у вигляді широких дугоподібних смуг відображені названі нами умовно «тектонічний водорозділ» і «тектонічний тальвег», які характеризують відповідно найбільші підняття і опускання еліпсоїда, що апроксимує поверхню літосфери відносно поверхні загальноземного еліпсоїда, що відображає геоїд. Як виявилось, ці смуги «тектонічного водорозділу» і

«тектонічного тальвегу» майже в точності охоплюють границі тектонічних плит за винятком Південно - Американської і Тихоокеанської плити. Таким чином, ці дві смуги, які виділяють своєрідний структурний планетарний «водорозділ» і «тальвег» на земній кулі, охоплюють практично всі границі основних літосферних плит. Тому поверхню літосфери можна розглядати як деформаційний еліпсоїд, на якому чітко відстежуються глобальні зони відколювання, що співпадають з діагонально розміщеними полосами планетарного «водорозділу» і «тальвегу». Ця виявлена закономірність наводить на думку про визначальну роль взаємного розташування двох еліпсоїдів, що апроксимують літосферу Землі і геоїд, та ротаційно-гравітаційних сил в структуроутворюючих процесах формування границь літосферних плит.

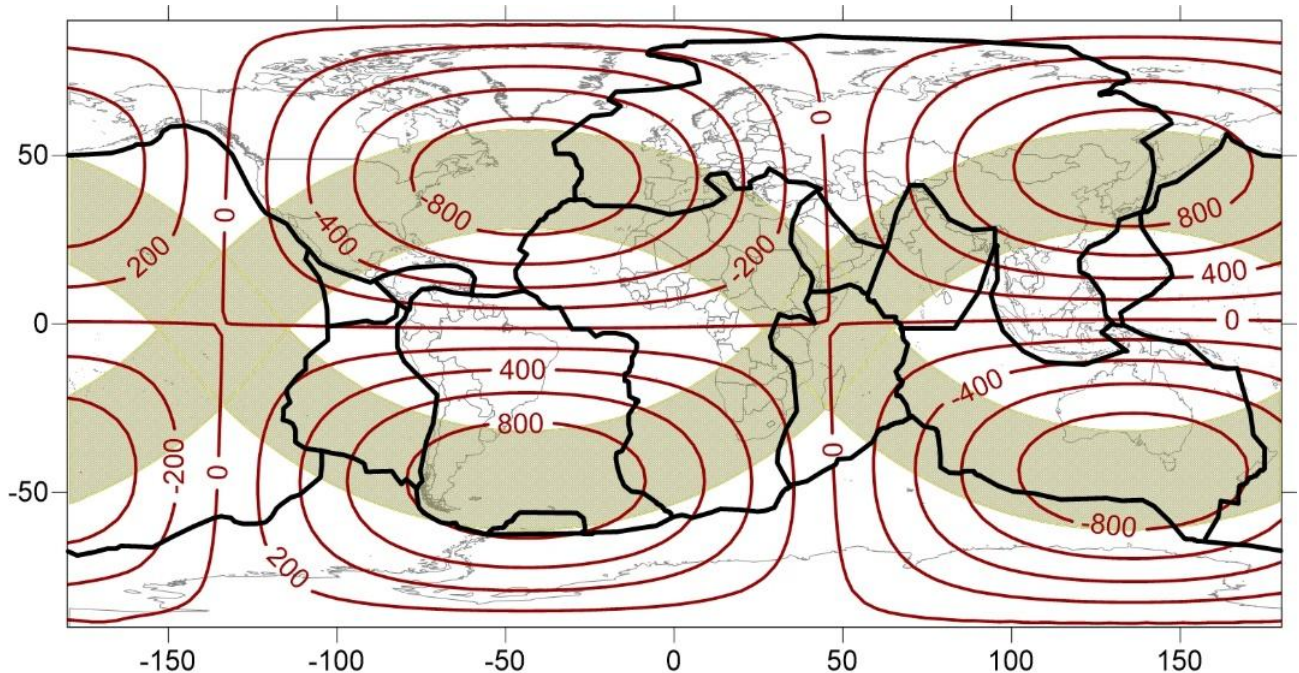


Рис. 3.9. Карта відстаней між еліпсоїдами. Висоти подані в м. Криві смуги на рисунку відповідають «тектонічному водорозділу» і «тальвегу» [45]

Зауважимо, що ще раніше Л.М. Расцветаєвим [32] були виділені дві великі диз'юнктивні системи планетарного рангу – глобальні зони відколів («Критичні діагоналі»), що на його думку виконують важливу структуроутворюючу функцію в будові земної літосфери (див. рис. 3.10). Ці два планетарних пояси диз'юнктивних деформацій земної кори, орієнтовані

діагонально до широтно-меридіональної мережі складчастих і рифових поясів нижніх та середніх широт. Вони перетинаються на екваторі в районі Індонезійського і Південно-Американського гравітаційних мінімумів (в точках виходу на поверхню малої екваторіальної осі тривісного еліпсоїда) і трактуються як прояв в структурі земної кори двох пов'язаних зон глобальних відколів, що сформувались під впливом максимальних тангенціальних напружень уздовж «кругових перетинів» тривісним еліпсоїдом поверхні Землі.

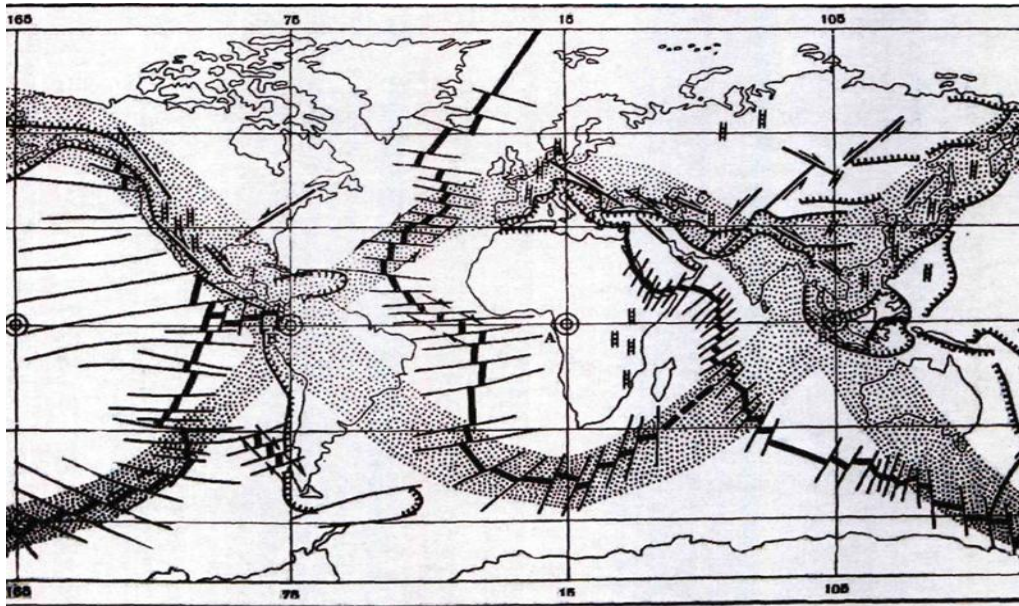
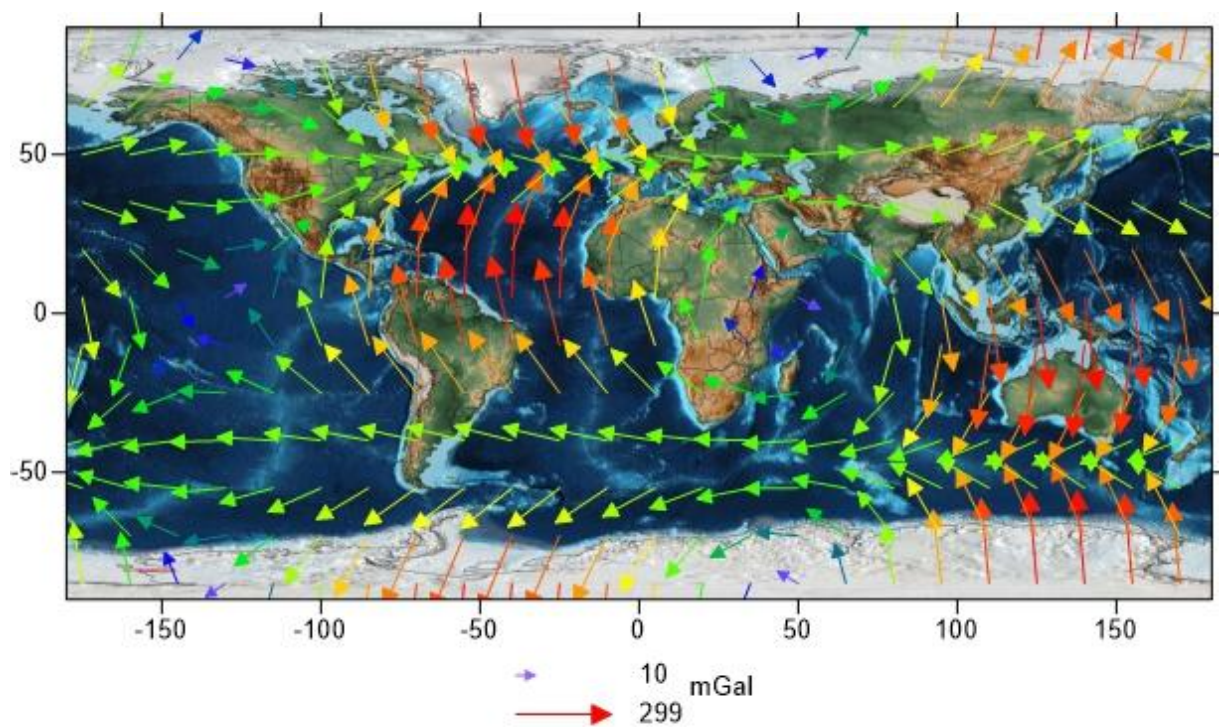
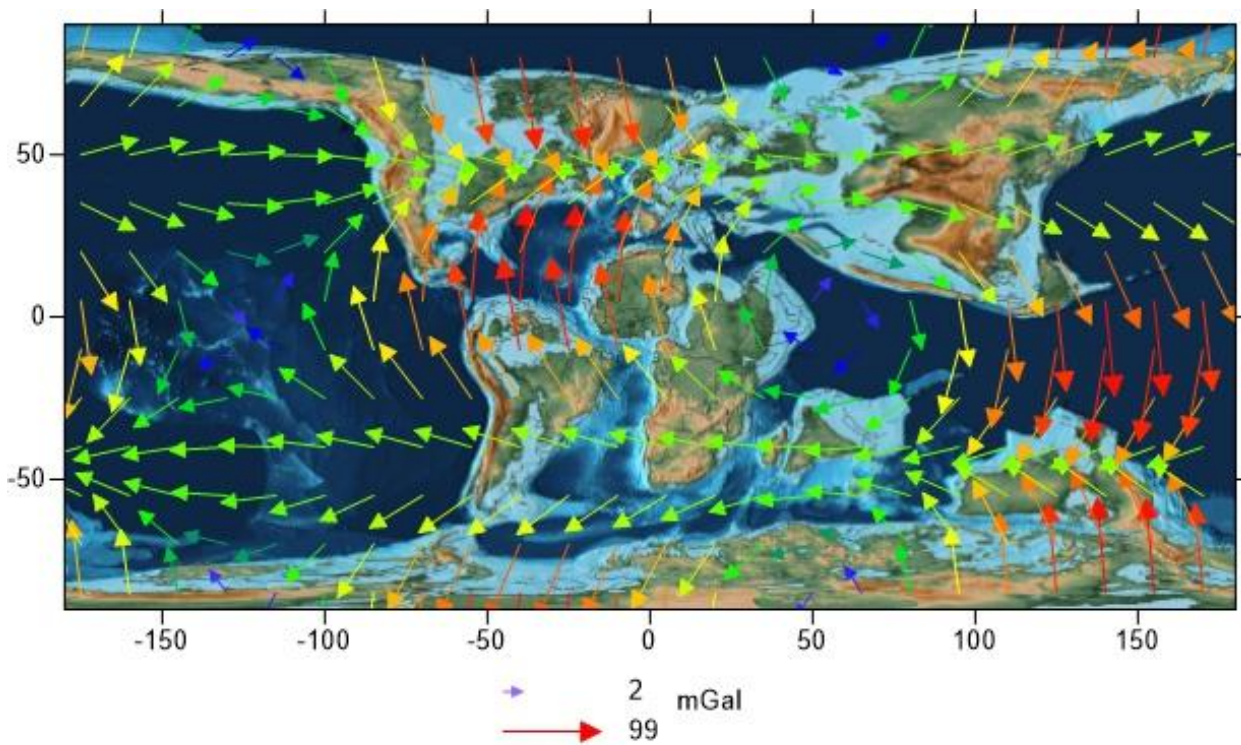


Рис. 3.10. Зони глобальних відколів на поверхні квазігеоїда (показані крапом) в зіставленні з пізньоальпійськими глобальними диз'юнктивними системами [32]

Тепер перейдемо до розгляду тангенціальних масових сил, що виникають внаслідок зміни положення осі фігури літосфери відносно осі обертання (рис. 3.11) (більш розширений список ілюстрацій представлений в додатку Є). Щодо розподілу поля векторів тангенціальних масових сил, то відзначимо їх узгодженість з контурами материків, тобто стрілки векторів чітко вказують на напрямки руху тектонічних плит і переміщення материків та формування океанічної поверхні в процесі еволюції Землі. Важливо тут вказати на те, що представлена нами планетарна картина розподілу векторів тангенціальних масових сил дуже добре збігається з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за ГНСС вимірами, які показані на рис. 3.12, що

взяті із сайту [<https://i.ytimg.com/vi/KxJXiV4oTx0/maxresdefault.jpg>]. Виняток становлять два материка: Північна Америка і Австралія, для яких вектори переміщення перманентних станцій за ГНСС вимірами мають протилежний зміст.

*a**б*

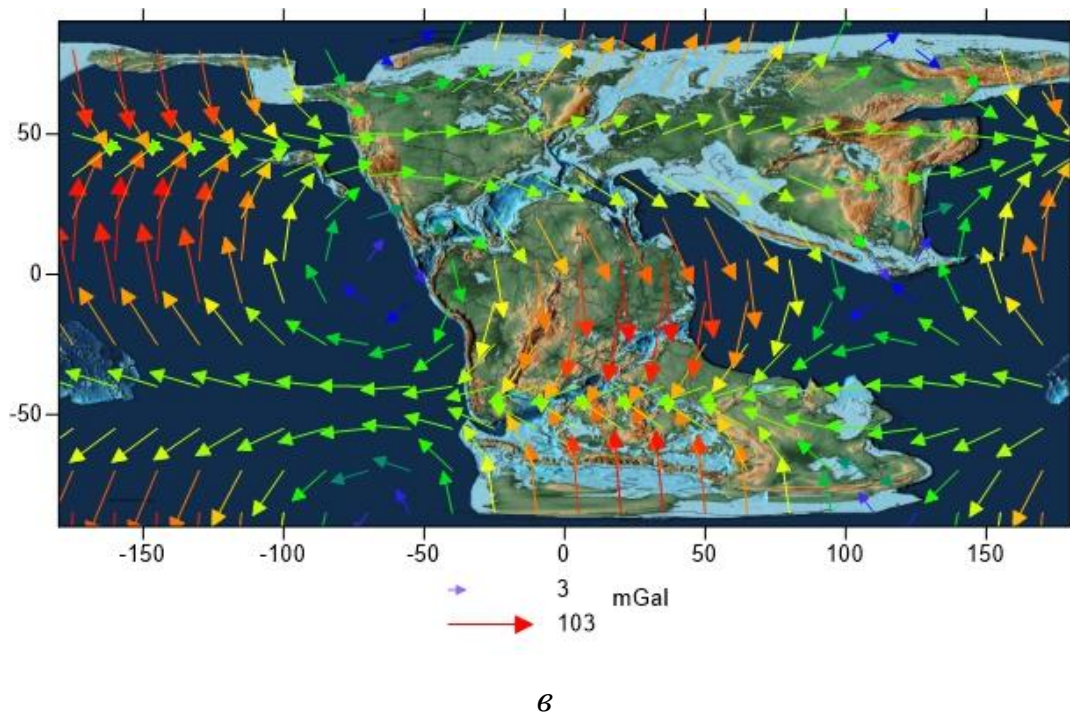


Рис. 3.11. Карти тангенціальних масових сил на фоні материків і океанів та тектонічних плит [45]. Стрілками показані тангенціальні сили в мілігалах *a* – теперішній час, *б* – 90 мільйонів років потому, *в* – 150 мільйонів років потому

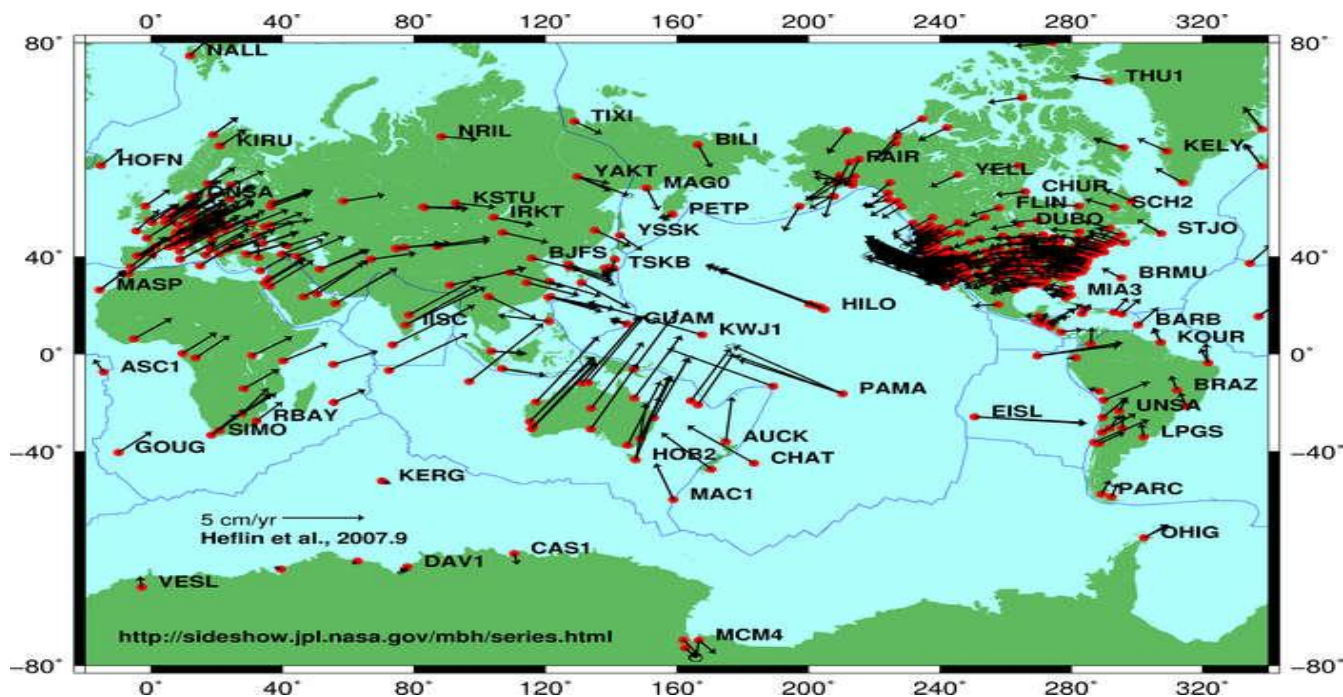


Рис. 3.12. Картографічне зображення векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій GNSS [https://i.ytimg.com/vi/KxJXiV4oTx0/maxresdefault.jpg]

Поверхневий натяг літосфери внаслідок дії тангенціальних масових сил призводить до дрейфу материків (текучому переміщенню поверхневого шару літосфери). Це може відбуватись тільки в тому випадку, коли в об'ємі Землі реалізуються фазові переходи першого роду, що спонукає внутрішні маси переміщатись у вертикальному напрямі. Дія горизонтальних сил відбувається як реакція на вертикальні сили для досягнення рівноважного стану планети, що перебуває під дією гравітаційно-ротаційних сил. В результаті цих процесів відбувається трансформація фігури літосфери, яка характеризується зміною розмірів осей еліпсоїдів, що описує поверхню літосфери, так і їх орієнтацією. В цьому випадку Землю можна розглядати як динамічну систему, в якій відбувається регулярна зміна об'єму, при загальній тенденції до його збільшення. Маса Землі залишається постійною, а сама Земля при цьому циклічно розширюється. З іншого боку, реалізація принципу мінімізації гравітаційної енергії, за умови сталості маси і моменту інерції планети, перетворює однорідну Землю в багат шарову.

Цікавими виявилися також проекції малої осі двовісного еліпсоїда на поверхню літосфери в різні геологічні епохи. Так, максимальне відхилення полюса малої півосі від північного полюса Землі не перевищує $\sim 3^\circ$ для 26 отриманих еліпсоїдів, які апроксимують поверхню літосфери для різних геологічних епох, що може вказувати на критичну величину відхилення географічного полюса від осі обертання Землі для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні.

Розглянуті нами поля тангенціальних сил, а також поверхнєве навантаження показують хорошу узгодженість з формою материків і розміщенням тектонічних плит. Феноменальна картина проходження на сфері Землі названого нами «тектонічного водорозділу», яка майже повністю співпадає з положенням міжплитових границь вказує на те, що це далеко не випадковість. Безумовно, можна підібрати іншу систему сил, які, можливо, пояснювали б таку закономірність для окремих тектонічних плит чи розміщення материків в даному

місці. Однак важко було навіть уявити, що існує досить проста система горизонтальних сил, яка так чудово описує вектор зміни конфігурації материків в динаміці їх геологічного розвитку. Це досить переконливо свідчить про те, що поверхневі маси під дією гравітаційно-ротаційних сил набувають властивості повзучості при довготривалій їх дії.

Дослідження тангенціальних масових сил, що виникають внаслідок переорієнтації тонкої твердої оболонки нашої планети показали, що на її поверхні утворюється поле напружень. Його діючі сили розміщені у вигляді чотирьох вихрів, з них два полярних фокуси, розміщені поблизу полюсів, а також два на екваторі. Проаналізувавши діючі сили, можна відзначити, що поблизу осі вихрів значення діючих сил є мінімальними, а на краях – максимальними. Осі цієї системи вихрів є рухомими, що і проілюструвало моделювання (рис. 3.11).

Слід зазначити, що інтерпретація даного явища в руслі переміщення блоків земної кори є проблематичною. Безумовно, ця система вихрів дає вклад в тектонічну динаміку літосфери, але віднайти абсолютну кореляцію руху тектонічних плит з напрямками сил не вдається. Очевидно, що рухи тектонічних плит потрібно трактувати на основі не тільки сил, що виникають через переорієнтацію, але й сил через зміни стиснення і обертальної швидкості планети, а також руху в'язкої речовини, що знаходиться в тектоносфері. Тобто ця задача є комплексною і має багато інгредієнтів.

Якщо ж подивитися з іншої точки зору на значущість цих сил, то можна прийти до висновку, що максимальні вихрові тангенціальні сили співпадають з зонами планети, де відбуваються глибокофокусні потужні землетруси, і загалом тектонічна активність є найвищою. Та ці тонкі зв'язки ще потрібно досліджувати.

3.3. Висновки

1. Виконане моделювання фігури літосфери Землі за даними геопалеорекопструкцій розміщення материків і океанічної поверхні показало,

що середній радіус Землі збільшився за 600 млн. років майже на 1 км, а об'єм Землі за цей період геологічного часу у відсотках відносно нинішнього стану побільшав на 0,04%. Отримані результати можуть давати підставу для припущення щодо розширення Землі.

2. Виконані дослідження комп'ютерного моделювання переорієнтації фігури літосфери Землі дозволили виявити певні закономірності, які відображають нові можливості в інтерпретації структуроутворюючих процесів, внаслідок динамічного перерозподілу мас. Феноменальна картина проходження на сфері Землі названого нами «тектонічного водорозділу та тальвегу», які майже повністю співпадають з положенням міжплитових границь вказує на те, що поверхню літосфери варто розглядати як деформаційний еліпсоїд, на якому чітко відстежуються глобальні зони відколювання, що співпадають з діагонально розміщеними полосами планетарного «водорозділу» і «тальвегу». Виявлена закономірність наводить на думку про визначальну роль взаємного розташування двох еліпсоїдів, що апроксимують літосферу Землі і геоїд, та ротаційно-гравітаційних сил в структуроутворюючих процесах формування границь літосферних плит.

3. Розглянуті нами поля векторів тангенціальних сил показують хорошу узгодженість з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за GNSS вимірами. Це досить переконливо свідчить про те, що літосферні маси під дією тривалого впливу вихрових ротаційно-гравітаційних сил набувають властивостей повзучості.

4. Взаємодія блоків і плит в рамках вихрової ротаційно-гравітаційної моделі взаємопов'язана пружними полями, які створюють єдине планетарне геодинамічне поле, що формує еволюційний стан геосередовища. Вихрова (обертальна) спрямованість векторів є домінуючою в переміщенні літосфери Землі. Пояснює такий розподіл тангенціальних масових сил взаємне розташування двох еліпсоїдів і орієнтація малої осі еліпсоїда, що описує поверхню літосфери, відносно осі обертання. Внаслідок зміни орієнтації

еліпсоїда, що описує літосферу, відбувається формування оновленого поля потенційних горизонтальних сил, які відповідно до збереження моменту кількості руху переміщують літосферні маси і генерують напруги та деформації в літосферній оболонці. У міру підняття деякого об'єму речовини в процесі регіонального розширення значної території відбувається зміна орієнтації фігури літосфери Землі, що призводить до генерації горизонтальних сил, спрямованих на зрівноважування симетрії щодо осі обертання.

Висновки

Дисертація є закінченою науково-дослідною роботою, в ході виконання якої, на основі кількісних і якісних оцінок висот поверхні літосфери Землі в сучасну (результати вимірювань) і давні (моделі геопалеорекострукцій) геологічні епохи, отримано розв'язок задачі про роль узагальнюючої фігури літосфери та її орієнтації на геодинамічний стан еволюційного розвитку планети, а саме: нестабільності її ротаційного режиму, що приводить до трансформації фігури літосфери від двовісного еліпсоїда до тривісного і навпаки, зміни сплюсненості і осьової швидкості обертання та переміщення полюса фігури в геологічному часі, до формування діючих горизонтальних масових сил, які зумовлюють динаміку напруженого стану у верхній оболонці Землі. Проаналізовано їх вплив на протікання геотектонічних і геодинамічних процесів.

Основні результати, що мають теоретичне і прикладне значення.

1. Розроблено алгоритми і виконано кількісну оцінку параметрів двовісного і тривісного еліпсоїдів, що апроксимують фізичну поверхню Землі. Отримані результати показали, що полюси отриманих еліпсоїдів не співпадають з полюсами Землі і кут нахилу не перевищує 3° або ~ 300 км на дузі меридіану для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні. Також відстежено структурну асиметрію північної і південної півкуль, що вказує на наявність розширення південної півкулі і стиснення північної півкулі відносно центру фігури Землі.

2. Дослідження зміни параметрів двовісного та тривісного еліпсоїдів, що апроксимують висоти поверхні літосфери, на сучасну епоху за даними координат постійно діючих перманентних станцій ГНСС встановили, що мала піввісь збільшилась на 72 мм, а велика піввісь навпаки зменшилась на 25мм за період в 15 років з 2001 по 2016 рр. Середній радіус Землі за цей період часу збільшився майже на 5мм із швидкістю 0,3мм/рік і перевищує максимальні

значення СКП і тому можна вважати, що трендова складова збільшення радіуса Землі де-факто відстежується. Результати апроксимації двовісним еліпсоїдом даних з координатами перманентних станцій ГНСС у північній і південній півкулях показали, що швидкості змін середнього радіуса відповідно будуть становити 6,4мм/рік і 0,2 мм/рік. Отримані результати також виявили лінійну залежність від часу у зміщені центру мас відносно осі Z , тобто у напрямку до північного полюса Землі. Співставні результати отримані за результатами апроксимації висот поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом.

3. Виконане моделювання фігури літосфери Землі за даними геопалеорекострукцій розміщення материків і океанічної поверхні показало, що в період 50 млн. років потому Земля була близька до форми сфероїда, а в період 430–450 млн. років потому, навпаки – поверхню літосфери найкраще апроксимувала фігура тривісного еліпсоїда. З отриманих розрахунків також слідує, що середній радіус Землі збільшився за 600 млн. років майже на 1км, а об'єм Землі за цей період геологічного часу у відсотках відносно нинішнього стану побільшав на 0,04%. Отримані результати можуть давати підставу для припущення щодо розширення Землі.

4. Встановлено, що обчислені поля векторів тангенціальних масових сил показують хорошу узгодженість з напрямком просторово-часового переміщення материків і тектонічних плит на Землі і добре збігаються з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за GNSS вимірами.

5. Просторово-часові особливості полів векторів тангенціальних масових сил на растрових картах геопалеорекострукцій показують, що вихрова (обертальна) спрямованість векторів є домінуючою в переміщенні літосфери Землі. Пояснює такий розподіл тангенціальних масових сил взаємне розташування двох еліпсоїдів і орієнтація малої осі еліпсоїда, що описує поверхню літосфери, відносно осі обертання. Внаслідок зміни орієнтації еліпсоїда, що описує літосферу, відбувається формування оновленого поля

потенційних горизонтальних сил, які відповідно до збереження моменту кількості руху переміщують літосферні маси і генерують напруги та деформації в літосферній оболонці. У міру підняття деякого об'єму речовини в процесі регіонального розширення значної території відбувається зміна орієнтації фігури літосфери Землі, що призводить до генерації горизонтальних сил, спрямованих на зрівноважування симетрії щодо осі обертання.

б. Феноменальна картина проходження на сфері Землі названого нами «тектонічного водорозділу та тальвегу», які майже повністю співпадають з положенням міжплитових границь вказує на те, що це далеко не випадковість. Якщо поверхню літосфери розглядати як деформаційний еліпсоїд, на якому чітко відстежуються глобальні зони відколювання, що співпадають з діагонально розміщеними полосами планетарного «водорозділу» і «тальвегу», то виявлена закономірність наводить на думку про визначальну роль взаємного розташування двох еліпсоїдів, що апроксимують літосферу Землі і геоїд, та ротаційно-гравітаційних сил в структуроутворюючих процесах формування границь літосферних плит.

Література

1. Баренбаум А. А. Галактика. Солнечная система. Земля. / А. А. Баренбаум. – М: ГЕОС, 2002. – 394 с.
2. Баркин Ю. В. Вековые вариации фигуры Земли в современную эпоху / Ю. В. Баркин. // Современное состояние наук о Земле. – М: Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова. – 2011. – С. 183–187.
3. Блинов В. Ф. Растущая Земля: из планет в звезды: [Электронная монография] / В. Ф. Блинов. – Киев, 2011. – 305 с.
4. Божко Н. А. Дисимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамические следствия относительных полярных смещений ядра и мантии Земли / Н. А. Божко, Ю. В. Баркин. // Материалы 42-го тект. совещания. М.: ГЕОС. – 2009. – №1. – С. 66–70.
5. Викулин А. В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика / А. В. Викулин. // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2010. – Vol.1, №2. – С. 119–141.
6. Гончаров М. А. Подъем с всесторонним горизонтальным растяжением Антарктики и опускание с всесторонним горизонтальным сжатием Арктики как следствие северной компоненты дрейфа континентов / М. А. Гончаров. // Материалы 42-го тект. совещания. – М.: ГЕОС. – 2009. – С. 151–155.
7. Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли / Грушинский Н.П.. – Москва: НАУКА, 1976. – 512 с.
8. Двудіт П. Д. Гравіметрія / П. Д. Двудіт. – Львів: ЛАГТ, 1998. – 196 с.
9. Двудіт П. Д. Фізична геодезія: [Підручник] / П. Д. Двудіт. – К, 2008. – 256 с.
10. Клеро А. - Теория фигуры Земли, основанная на началах гидростатики / М.: АН СССР, 1947.– 364 с.

11. Кокурин Ю. Л. Лазерная локация Луны. 40 лет исследований / Ю. Л. Кокурин. // Квантовая электроника. – 2003. – №1. – С.67-83.
12. Красовский Ф. Н. Избранные сочинения / Ф. Н. Красовский. – М: Геодиздат, 1953. Т1. – 372 с., 1956. Т2. – 220 с., 1955. Т3.00 – 816 с., 1955. Т4. – 574 с.
13. Красовский Ф. Н. О некоторых научных задачах астрономо-геодезии в связи с изучением твердой оболочки Земли / Ф. Н. Красовский. // Тр. Инст. теоретич. Геофизики АН СССР. – 1947. – №2. – С. 3–21.
14. Кропоткин П. Н. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами / П. Н. Кропоткин, Ю. А. Трапезников. // АН СССР. Сер. геол. – 1963. – №11. – С. 32–50.
15. Короновский Н. В. Сейсмическая томография / Н. В. Короновский. // Науки о Земле. М. – 2000. – Т.6, №12. – С. 63–68.
16. Кузнецов В. В. Принцип минимизации гравитационной энергии Земли и механизмы его реализации / В. В. Кузнецов. // Вестника Отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал. – 2005. – №1(23). – С. 1–27.
17. Левин Б. В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах / Б. В. Левин. // Фундаментальные проблемы общей тектоники. - М.: Научный мир. – 2002. – С. 444–461.
18. Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосферы / Б. Л. Личков. – М.-Л.: АН СССР, 1960. – 164 с.
19. Мазуров Б.Т. Геодинамика и геодезические методы ее изучения / Мазуров Б.Т., Дорогова И.Е.. – Новосибирск, 2014. – 175 с.
20. Манк У. Вращение Земли / У. Манк, Г. Макдональд. – М: Мир, 1964. – 384 с.

21. Машинов М. М. Физическая геодезия: метаморфозы в начале пути; возрождение учения Красовского в новейшее время / М. М. Машинов. // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 1999. – №6. – С. 63–67.
22. Мельников О. А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов / О. А. Мельников. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXV1 Тектонического совещания. М.: ГЕОС. – 2003. – Т.2. – С. 40–44.
23. Мирлин Е. Г. Проблема вихревых движений в «твёрдых» оболочках Земли и их роли в геотектонике / Е. Г. Мирлин. // Геотектоника. – 2006. – №4. – С. 43–60.
24. Молоденский М. С. Роль геофизики и геологии в исследовании фигуры Земли / М. С. Молоденский. // Сб. научно-техн. и произ. статей по геодезии, картографии, топографии, аэросъемке и гравиметрии. – 1945. – №98. – С. 24–30.
25. Молоденский М. С. Современные задачи изучения фигуры Земли / М. С. Молоденский. // Геодезия и картография. – 1958. – №7. – С. 3–5.
26. Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника / Д. И. Мушкетов. – Л.-М.: ОНТИ, 1935. – 527 с.
27. Ньютон И. Математические начала натуральной философии / Перевод с латинского и примечания А. Н. Крылова. — М. : Наука, 1989. — 688 с.
28. Одесский И. А. Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования / И. А. Одесский. – СПб: Пангея, 2004. – 27 с.
29. Основи математичного опрацювання геодезичних вимірювань: [Навчальний посібник] / П. М.Зазуляк, В. І. Гавриш, Е. М. Євсєєва, М. Д. Йосипчук. – Львів: Растр-7, 2007. – 408 с.
30. Павленкова Н. И. Нерешенные проблемы глобальной тектоники и возможные пути их решения [Электронный ресурс] / Н. И. Павленкова –

Режим доступу до ресурсу: <https://www.youtube.com/watch?v=deVM7FB29FE>.

31. Панкрушин В.К. Математическое моделирование и идентификация геодинамических систем / Панкрушин В.К.. – Новосибирск: СГГА, 2002. – 424 с.
32. Расцветаев Л.М. Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел / Расцветаев Л.М.. // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. – 1991. – С. 137–148.
33. Слудский Ф. А. Общая теория фигуры Земли / Ф. А. Слудский. – М: МГУ, 1888. – 98 с.
34. Стовас М. В. Избранные труды / М. В. Стовас. – М: Недра, 1975. – 153 с.
35. Тадеєв О. Оцінювання деформацій земної поверхні, редукованої на геосферу / О. Тадеєв. // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. – 2013. – №II(26). – С. 46–52.
36. Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование / К. Ф. Тяпкин, М. М. Довбнич. – Донецк: Ноулидж, 2009. – 342 с.
37. Тяпкин К. Ф. О напряжениях, возникающих в тектоносфере в результате изменения ротационного режима упруго-вязкой Земли / К. Ф. Тяпкин, М. М. Довбнич. // Геофиз. журн. – 2002. – №2. – С. 52–59.
38. Хаин В. Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли / В. Е. Хаин. // Геология и геофизика. – 2010. – Т.51, №6. – С. 753–760.
39. Хаин В. Е. Планета Земля. От ядра до ионосферы: учебное пособие / В. Е. Хаин, Н. В. Короновский. – М: КДУ, 2007. – 244 с.
40. Церклевич А. Л. Апроксимація висот фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило. // Геодинаміка. – 2016. - №1(20). – С. 40–49.

41. Церклевич А. Л. Геодинамічна еволюція фігури Землі та Марса / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць. // Геодинаміка. – 2012. - №2(12). – С. 38–42.
42. Церклевич А. Л. Динаміка трансформації фігури Землі / А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, Є. О. Шило. // Кинематика и физика небесных тел. – 2017. - Т33. - №3. – С. 54–69.
43. Церклевич А. Л. Методи і моделі дослідження та інтерпретації гравітаційного поля планет земної групи: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. техн. наук : спец. 05.24.01 «геодезія, фотограмметрія і картографія» / Церклевич А. Л. – Львів, 2011. – 320 с.
44. Церклевич А. Л. Определения размеров и ориентировки обобщенной фигуры Марса / А. Л. Церклевич. // Письма в Астрономический журнал. – 1977. – т.3, №12. - С. 562–565.
45. Церклевич А. Л. Фігура Землі і геодинаміка / А. Л. Церклевич, Є. О. Шило, О. М. Шило. // Геодинаміка. – 2017. – №2(23). – С. 141-163.
46. Шейдегер А. Основы геодинамики / А. Шейдегер. – М: Недра, 1987. – 384 с.
47. Энергетика экзогенных геологических процессов / [Ю. Н. Авсюк, В. А. Зверев, В. И. Макаров и др.]. // М.: ГЕОС. – 1999. – С. 48–86.
48. Accuracy of the international terrestrial reference frame origin and Earth expansion / [X. Wu, Z. Collilieux, B. L. Vermeersen та ін.]. // Geophysical researchletters. – 2011. – №38. С. 124-129.
49. Altamimi Z. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications / Z. Altamimi, P. Sillard, C. Boucher. // Geophys. Res. – 2002. – №107.
50. An Algorithm for Fitting an Ellipsoid to Data [Електронний ресурс]. – 1999. – Режим доступу до ресурсу: https://www.researchgate.net/publication/2239930_An_Algorithm_for_Fitting_a_n_Ellipsoid_to_Data.

51. Anthony B. Watts Crust and Lithosphere Dynamics /Anthony B. Watts. – 2006. – 611p.
52. Barthelmes S. International Centre for Global Earth Models (ICGEM) / S. Barthelmes, W. Köhler. // Journal of Geodesy, The Geodesists Handbook. – 2012. – №86(10). – P. 932–934.
53. Bektaş S. Geodetic computations on triaxial ellipsoid / Bektaş. // International Journal of Mining Science (IJMS). – 2015. – Vol. 1. – P. 25–34.
54. Blakey R. Global Paleogeography [Электронный ресурс] / Blakey – Режим доступа до ресурсу: <https://www2.nau.edu/rcb7/globaltext2.html>.
55. Bursa M. Parameters of common relevance to astronomy, geodesy and geophysics / Bursa. // Bulletin Geodesique (The Geodesist's Handbook). – 1992. – 62, №2. – P. 193–197.
56. Close D. Isostasy and Gravity Modelling: Integrating Potential Field Data in Interpretation Workflows / Close. // Focus article. – 2010. – P. 34–39.
57. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle / V.Courtillot, A. Davaille, J. Besse, J. Stock. // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – Vol. 205. – P. 295–308.
58. Dziewonski A. M. Preliminary reference Earth model / A. M. Dziewonski, D. L. Anderson. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – №25(4). – С. 297–356.
59. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions / C.DeMets, R. G. Gordon, D. F. Argus, S. Stein. // Geophys Res Lett. – 1994. – №21. – С. 2191–2194.
60. Lunar laser ranging: a continuing legacy of the Apollo program [Электронный ресурс] / [J. O. Dickey, P. L. Bender, J. E. Faller et al.]. – 1994. – Режим доступа до ресурсу: <https://trs.jpl.nasa.gov/bitstream/handle/2014/32452/94-0193.pdf?sequence=1&isAllowed%20=y>.
61. European Space Agency GOCE mission [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу:

- http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE/Introducing_GOCE.
62. Frisch W. Plate Tectonics / W. Frisch, M. Meschede, R. Blakey. – New York: Springer, 2011.
 63. Gross R. S. A combined length-of-day series spanning 1823-1997: LUNAR97 / Gross. // *Physics of the Earth and Planetary Interior*. – 1999.
 64. Hastings D. A. Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) / D. A. Hastings, P. K. Dunbar., 1999. – 139 p.
 65. Heiskanen W. A. Physical Geodesy / W. A. Heiskanen, H. Moritz. – San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1967.
 66. Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin / Hess. // *Amer J Sci*. – 1946. – №244. – С. 772–791.
 67. Herring T. Treatise on geophysics geodesy / T. Herring, G. Schubert. – Los Angeles. - Vol. 3. – 447 p.
 68. Isacks B. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere / B. Isacks, P. Molnar. // *Nature*. – 1969. – №223. – P. 1121–1124.
 69. LePichon X. Sea floor spreading and continental drift / LePichon. // *J Geophys Res*. – 1968. – №73. – P. 3661–3697.
 70. Levin B. Zonal concentration of some geophysical process intensity caused by tides and variations in the Earth's rotation velocity / B. Levin, A. Domanski, E. Sasorova. // *Advances in Geosciences*. – 2014. – Vol. 35. – P. 137–144.
 71. Li Q. Least Squares Ellipsoid Specific Fitting [Электронный ресурс] / Li – Режим доступа до ресурсу: https://www.researchgate.net/publication/4070857_Least_squares_ellipsoid_specific_fitting.
 72. Malyugina A. Least-Squares Fitting of a Three-Dimensional Ellipsoid to Noisy Data / A. Malyugina, K. Igudesman, D. Chickrin. // *Applied Mathematical Sciences*. – 2014. – Vol. 8. – P. 107–121.

73. Merrill R. T. The magnetic field of the Earth Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle / R. T. Merrill, M. W. McElhinny, P. L. McFadden. – San Diego: International geophysics series, 1996. – Vol. 63. – 547 p.
74. Molnar P. Rayleigh-Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: Effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and horizontal shortening of the layer / P. Molnar, G. A. Houseman, C. P. Conrad. // *Geophysical Journal International*. – 1998. – №133. – P. 568–584.
75. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks / Morgan. // *Journal of Geophysical Resear.* – 1968. – №73. – P. 1959–1982.
76. National Aeronautics and Space Administration GRACE mission [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: https://www.nasa.gov/mission_pages/Grace/overview/index.html.
77. National Centers for Environmental Information, ETOPO1 Global Relief Model [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.
78. NGA, Geodesy and Geophysics Basic and Applied Research [Электронный ресурс]. – 2013. – Режим доступа до ресурсу: http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html.
79. Nyrtsov M. V. The multiple axis ellipsoids as reference surfaces for mapping of small celestial bodies / M. V. Nyrtsov, L. M. Bugaevsky, P. J. Stooke. // *Proceedings of the 23d International Cartographic Conference (ICC) Moscow Russia, 4-10 August 2007, “Cartography for everyone and for you”*. – 2007. . – P. 17–29.
80. Pearlman M. R. The International Laser Ranging Service / M. R. Pearlman, J. J. Degnan, J. M. Bosworth. // *Advances in Space Research*. – 2002. – №30(2). – P. 135–143.

81. Rogister Y. Influence of liquid core dynamics on rotational modes / Y. Rogister, B. Valette. // *Geophysical Journal International*. – 2009. – №176(2). – P. 368–388.
82. Romanowicz B. *Seismology and the Structure of the Earth* / B. Romanowicz, A. Dziewonski. – 858 p.
83. IVS and its important role in the maintenance of the global reference systems. / [W. Schluter, E. Himwich, A. Nothnagel et al.]. // *Advances in Space Research*. – 2002. – №30(2). – P. 145–150.
84. Scotese C. R. PALEOMAP Project [Электронный ресурс] / Scotese – Режим доступа до ресурсу: <http://www.scotese.com>.
85. Scripps Orbit and Permanent Array Center database [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://sopac.ucsd.edu/sector.shtml>.
86. Sella A. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy / A. Sella, H. Dixon, A. Mao. // *Journal of geophysical reserch*. - Louisiana. – 2002. – Vol. 107, №B4. . – P. 93–108.
87. Spencer R. E. Very Long Baseline Interferometry: current status and future prospects / Spencer. // *Vistas in Astronomy*. - Volume 34, Part 1. – 1991. – P. 61–68.
88. Tavernier G. The International DORIS Service / G. Tavernier, H. Fagard, M. Feissel. // *Genesis and early achievements. Journal of Geodesy*. – 2006. – №80. – P. 8–11, 403–428.
89. The shuttle radar topography mission – A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. / R. B.Rabus, M. Eineder, A. Roth, R. Bamler. // *Photogrammatic Remote Sensory*. – 2003. – №57. – P. 241–262.
90. The westward drift of the lithosphere: a rotational drag? / [B. Scoppola, D. Boccaletti, M. Bevis et al.]. // *Geol. Soc. Amer. Bull*. – 2006. – №2, Vol. 118. – P. 199–209.

91. Topography of the Moon from Clementine lidar / D. E. Smith, M. T. Zuber, G. A. Neumann, F. G. Lemoine. // *Journal of Geophysical Research*. – 1977. – №102. – P. 1591–1611.
92. Transformation of the Covariance Matrix [Электронный ресурс]. – 2008. – Режим доступа до ресурсу: http://ccar.colorado.edu/ASEN5070/lectures/Old_Lectures/ASEN_5070_2008_Lecture_27_Supplement.pdf.
93. Turner D. A. An algorithm for fitting an ellipsoid to data / D. A. Turner, I. J. Anderson, J. C. Mason. // National Physical Laboratory, Teddington. – 1999.
94. Vine F. J. Magnetic anomalies over oceanic ridges / F. J. Vine, D. H. Matthews. // *Nature*. – 1963. – №199. – P. 947–949.
95. The expanding Earth at present: evidence from temporal gravity field and space-geodetic data / Wen-Bin Shen, Rong Sun, Wei Chen та ін.]. // *ANNALS OF GEOPHYSICS*. – 2011. – №54. – С. 436–453. doi: 10.4401/ag-4951
96. Tuzo Wilson J. A new class of faults and their bearing on continental drift / Tuzo Wilson. // *Nature*. – 1965. – №207. – P. 343–347.
97. World Data Center for Geomagnetism [Электронный ресурс] // Kyoto. – 2017. – Режим доступа до ресурсу: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/poles/polesexp.html>.
98. Yu J. Robust Fitting of Ellipses and Spheroids / J. Yu, R. Kulkarni, H. Vincent Poor. // 43rd Asilomar Conference on Signals, Systems and Computers. – 2009. . – P. 37–44.

ДОДАТКИ

Додаток А

Параметри двовісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації координат перманентних станцій

ГНСС

Рік	$x_0, м$		$y_0, м$		$z_0, м$		$a, м$		$b, м$		$1/\alpha$		$\kappa, ^\circ$		$\zeta, ^\circ$	
2001	-61.835	±35.815	-39.955	±23.142	148.937	±86.266	6378612.864	±93.326	6357417.313	±124.901	300.941123	±2.558814	-30.883	±5"	-1.164	±2"
2002	-61.835	±35.815	-39.954	±23.141	148.938	±86.267	6378612.864	±93.326	6357417.316	±124.901	300.941166	±2.558818	-30.883	±5"	-1.164	±2"
2003	-61.835	±35.815	-39.954	±23.141	148.939	±86.267	6378612.862	±93.326	6357417.321	±124.901	300.941254	±2.558821	-30.884	±5"	-1.164	±2"
2004	-61.835	±35.814	-39.953	±23.141	148.941	±86.267	6378612.861	±93.326	6357417.326	±124.901	300.941355	±2.558823	-30.884	±5"	-1.164	±2"
2005	-61.835	±35.814	-39.953	±23.14	148.943	±86.267	6378612.859	±93.326	6357417.331	±124.901	300.941459	±2.558825	-30.884	±5"	-1.164	±2"
2006	-61.835	±35.814	-39.952	±23.14	148.945	±86.268	6378612.857	±93.326	6357417.337	±124.901	300.941561	±2.558827	-30.884	±5"	-1.164	±2"
2007	-61.835	±35.814	-39.952	±23.139	148.947	±86.268	6378612.855	±93.326	6357417.342	±124.901	300.941667	±2.558830	-30.884	±5"	-1.164	±2"
2008	-61.836	±35.814	-39.951	±23.138	148.949	±86.268	6378612.852	±93.326	6357417.347	±124.901	300.941772	±2.558832	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2009	-61.836	±35.813	-39.951	±23.138	148.95	±86.268	6378612.85	±93.326	6357417.353	±124.901	300.941881	±2.558833	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2010	-61.836	±35.813	-39.95	±23.138	148.953	±86.268	6378612.848	±93.326	6357417.359	±124.901	300.941995	±2.558835	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2011	-61.838	±35.814	-39.952	±23.138	148.954	±86.268	6378612.845	±93.326	6357417.363	±124.901	300.942098	±2.558836	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2012	-61.839	±35.813	-39.953	±23.138	148.956	±86.268	6378612.841	±93.326	6357417.367	±124.901	300.942216	±2.558827	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2013	-61.839	±35.813	-39.953	±23.138	148.957	±86.268	6378612.841	±93.326	6357417.372	±124.901	300.942290	±2.558830	-30.885	±5"	-1.164	±2"
2014	-61.839	±35.813	-39.953	±23.138	148.958	±86.268	6378612.839	±93.326	6357417.376	±124.901	300.942365	±2.558831	-30.886	±5"	-1.164	±2"
2015	-61.839	±35.813	-39.954	±23.138	148.958	±86.268	6378612.837	±93.326	6357417.38	±124.901	300.942447	±2.558830	-30.886	±5"	-1.164	±2"
2016	-61.839	±35.813	-39.954	±23.138	148.96	±86.268	6378612.836	±93.326	6357417.385	±124.901	300.942541	±2.558832	-30.886	±5"	-1.164	±2"

Додаток Б

Параметри тривісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації координат перманентних станцій ГНСС

Рік	x_0, M		y_0, M		z_0, M		a_x, M		a_y, M		a_z, M		$\varepsilon, ^\circ$		$\psi, ^\circ$		$\omega, ^\circ$	
2001	-82.165	±49.382	-79.653	±56.051	221.413	±44.004	6379046.792	±4.842	6378020.772	±4.833	6357478.567	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2002	-82.164	±49.382	-79.652	±56.051	221.414	±44.004	6379046.794	±4.842	6378020.770	±4.833	6357478.570	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2003	-82.165	±49.382	-79.652	±56.051	221.415	±44.004	6379046.792	±4.842	6378020.769	±4.833	6357478.575	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2004	-82.166	±49.382	-79.651	±56.051	221.416	±44.004	6379046.790	±4.842	6378020.768	±4.833	6357478.580	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2005	-82.167	±49.382	-79.651	±56.051	221.418	±44.004	6379046.787	±4.842	6378020.767	±4.833	6357478.585	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2006	-82.169	±49.382	-79.651	±56.051	221.419	±44.004	6379046.785	±4.842	6378020.766	±4.833	6357478.591	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2007	-82.170	±49.382	-79.651	±56.051	221.420	±44.004	6379046.782	±4.842	6378020.764	±4.833	6357478.596	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2008	-82.170	±49.382	-79.651	±56.051	221.420	±44.004	6379046.782	±4.842	6378020.764	±4.833	6357478.596	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2009	-82.171	±49.382	-79.651	±56.051	221.422	±44.004	6379046.780	±4.842	6378020.762	±4.833	6357478.601	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2010	-82.174	±49.382	-79.651	±56.051	221.424	±44.004	6379046.775	±4.842	6378020.759	±4.833	6357478.612	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2011	-82.175	±49.383	-79.653	±56.051	221.425	±44.004	6379046.771	±4.842	6378020.757	±4.833	6357478.616	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2012	-82.177	±49.383	-79.652	±56.051	221.427	±44.004	6379046.764	±4.842	6378020.757	±4.833	6357478.620	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2013	-82.177	±49.383	-79.652	±56.051	221.428	±44.004	6379046.763	±4.842	6378020.758	±4.833	6357478.624	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2014	-82.177	±49.383	-79.652	±56.051	221.428	±44.004	6379046.760	±4.842	6378020.758	±4.833	6357478.628	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2015	-82.177	±49.383	-79.653	±56.051	221.429	±44.004	6379046.758	±4.842	6378020.756	±4.833	6357478.631	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"
2016	-82.177	±49.383	-79.652	±56.051	221.431	±44.004	6379046.756	±4.842	6378020.757	±4.833	6357478.637	±4.615	-0.643	±1"	0.276	±1"	-56.982	±1"

Додаток В

Параметри двовісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації ЦМРП літосфери за геопалеорекострукціями R. Blakey

Епоха, Млн. років	$x_0, м$		$y_0, м$		$z_0, м$		$a, м$		$b, м$		$1/\alpha$		$\kappa, ^\circ$		$\zeta, ^\circ$	
20	-805	±19	-513	±12	1386	±32	6375392	±34	6355104	±55	314.251	±1.170	-43.036	±1"	1.745	±2"
35	-891	±21	-469	±11	1375	±32	6375221	±35	6355172	±56	317.973	±1.224	-47.650	±1"	1.646	±2"
50	-1008	±21	-554	±12	1642	±35	6375076	±37	6355004	±60	317.604	±1.308	-56.352	±2"	1.715	±2"
65	-1200	±25	-708	±15	1441	±31	6375311	±37	6354762	±60	310.243	±1.241	-54.704	±2"	1.551	±2"
90	-1529	±32	-989	±20	871	±18	6375180	±36	6355007	±59	316.027	±1.268	-56.538	±2"	0.857	±2"
105	-1463	±32	-1013	±22	844	±18	6375102	±37	6354953	±60	316.402	±1.297	42.188	±2"	0.715	±2"
120	-1477	±30	-1166	±24	803	±16	6375248	±36	6354959	±59	314.222	±1.253	22.670	±2"	0.848	±2"
150	-1657	±33	-1039	±21	978	±20	6375269	±38	6354698	±62	309.914	±1.287	63.344	±2"	0.905	±2"
170	-1665	±33	-1046	±21	1051	±21	6375408	±38	6354670	±62	307.422	±1.269	64.548	±2"	1.107	±2"
200	-1860	±35	-946	±18	1095	±20	6375449	±38	6354619	±62	306.079	±1.251	-87.699	±2"	-0.731	±2"
220	-2048	±38	-1055	±19	740	±14	6375451	±39	6354539	±63	304.858	±1.258	82.054	±2"	1.008	±2"
250	-1898	±36	-1269	±24	856	±16	6375319	±40	6354392	±66	304.651	±1.311	61.322	±2"	1.050	±2"
260	-1780	±32	-1214	±22	1313	±24	6375377	±39	6354604	±64	306.899	±1.296	74.869	±2"	0.835	±2"
280	-1669	±32	-1017	±20	1392	±27	6375210	±40	6354565	±65	308.800	±1.337	53.940	±2"	0.743	±2"
300	-1235	±28	-815	±18	1535	±34	6374821	±42	6354713	±68	317.032	±1.459	-14.229	±2"	0.416	±2"
340	-945	±22	-502	±11	1879	±43	6374985	±43	6354267	±70	307.703	±1.418	22.046	±2"	-1.002	±2"
370	-859	±22	-827	±21	1578	±40	6375166	±44	6353724	±71	297.327	±1.358	2.932	±2"	-1.180	±2"
400	-443	±13	-354	±11	1564	±47	6374892	±44	6353973	±71	304.740	±1.417	47.475	±2"	-0.828	±2"
430	-7	±1	0	±1	1101	±51	6375192	±44	6353449	±72	293.205	±1.324	-67.252	±2"	2.174	±2"
450	120	±5	-187	±8	1133	±50	6375224	±44	6353476	±71	293.131	±1.318	-66.534	±2"	2.096	±2"
470	191	±6	150	±5	1499	±50	6375166	±44	6353599	±72	295.601	±1.354	-40.451	±2"	2.081	±3"
500	411	±13	519	±17	1445	±47	6375284	±45	6353293	±73	289.903	±1.318	13.785	±2"	1.574	±2"
540	575	±15	363	±10	1803	±48	6375042	±45	6353795	±72	300.051	±1.402	8.101	±2"	1.768	±3"
600	375	±10	-106	±3	1907	±50	6374428	±44	6354639	±72	322.121	±1.608	25.170	±2"	-0.824	±2"

Додаток Г

Параметри двовісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації ЦМРП літосфери за геопалеорекострукціями С. Scotese

Епоха, Млн.років	$x_0, м$		$y_0, м$		$z_0, м$		$a, м$		$b, м$		$1/\alpha$		$\kappa, ^\circ$		$\zeta, ^\circ$	
20	-913	±98	-553	±59	1421	±152	6375135	±166	6355782	±269	329.414	±6.277	128.493	±7"	2.405	±10"
35	-1222	±117	-643	±61	1484	±142	6375074	±168	6355952	±274	333.386	±6.535	123.612	±7"	2.009	±9"
50	-1420	±129	-673	±61	1610	±146	6374954	±177	6355780	±288	332.475	±6.855	120.065	±7"	2.068	±9"
65	-1582	±146	-780	±72	1119	±103	6375156	±167	6355743	±271	328.389	±6.291	120.447	±7"	2.002	±9"
90	-1953	±177	-859	±78	837	±76	6374911	±180	6355604	±293	330.173	±6.869	130.771	±8"	1.021	±8"
105	-1878	±162	-833	±72	1044	±90	6375027	±173	6355872	±281	332.812	±6.699	139.631	±7"	0.371	±7"
120	-1701	±152	-816	±73	1238	±111	6375032	±175	6355534	±285	326.948	±6.553	189.891	±7"	0.729	±8"
150	-1790	±146	-806	±66	1597	±130	6375139	±179	6355256	±292	320.633	±6.449	211.566	±7"	0.738	±8"
170	-1527	±122	-623	±50	1532	±122	6375686	±156	6355130	±254	310.169	±5.247	215.136	±7"	0.956	±7"
200	-1531	±117	-457	±35	1658	±126	6375772	±153	6355210	±248	310.080	±5.128	280.699	±6"	0.724	±6"
220	-1925	±153	-583	±46	1102	±87	6375679	±158	6355026	±257	308.706	±5.268	270.768	±7"	0.705	±7"
250	-1904	±148	-938	±73	1045	±81	6375716	±159	6354920	±259	306.580	±5.234	245.028	±7"	0.408	±7"
260	-1726	±141	-981	±80	1079	±88	6375680	±161	6354778	±262	305.020	±5.232	223.757	±7"	0.585	±7"
280	-1693	±132	-777	±61	1384	±108	6375795	±157	6354878	±256	304.827	±5.105	199.052	±7"	0.496	±7"
300	-1130	±79	-410	±29	2348	±165	6375539	±161	6355853	±262	323.860	±5.899	246.956	±7"	1.264	±7"
340	-789	±64	-251	±20	2140	±172	6375612	±161	6354967	±261	308.827	±5.356	337.524	±7"	0.948	±6"
370	-816	±67	-477	±39	2045	±169	6375624	±162	6354896	±263	307.594	±5.342	331.738	±7"	1.870	±2"
400	-320	±33	-402	±41	1776	±181	6375327	±164	6355055	±266	314.499	±5.652	34.350	±7"	1.197	±6"
430	84	±11	-21	±3	1426	±193	6375512	±168	6354285	±273	300.345	±5.288	92.607	±7"	3.004	±7"
450	68	±7	-5	±1	1840	±189	6375761	±164	6354367	±267	298.017	±5.093	104.611	±7"	3.104	±9"
470	98	±11	9	±1	1745	±194	6375559	±169	6354281	±274	299.633	±5.289	112.029	±7"	2.380	±9"
500	474	±46	153	±15	1933	±186	6375697	±167	6354301	±271	297.991	±5.178	128.528	±7"	2.309	±10"
540	351	±31	68	±6	2180	±191	6375576	±168	6354626	±273	304.321	±5.436	139.649	±7"	2.052	±10"
600	672	±75	-384	±43	2280	±254	6374285	±233	6355123	±379	332.651	±9.014	64.457	±10"	7.199	±10"

Додаток Д

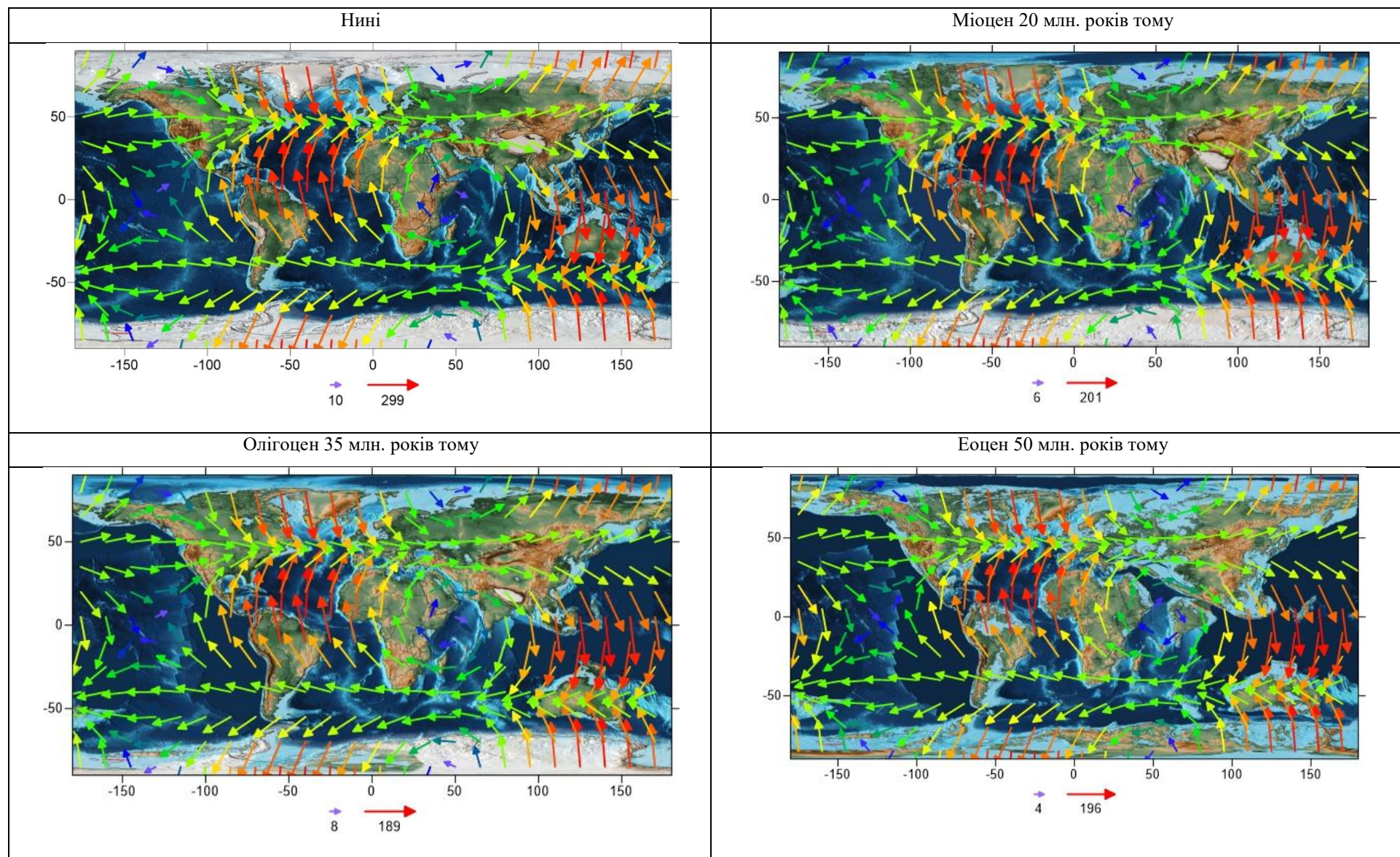
Параметри тривісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації ЦМРП літосфери за геопалеореко́нструкціями R. Blakey

Епоха, Млн.років	x_0, M		y_0, M		z_0, M		a_x, M		a_y, M		a_z, M		$\varepsilon, ^\circ$		$\psi, ^\circ$		$\omega, ^\circ$	
20	1118	±52	713	±52	1036	±52	6376114	±5	6374691	±5	6355087	±5	1.236	±4"	-1.239	±4"	-85.244	±4"
35	1271	±52	670	±52	915	±52	6375728	±5	6374734	±5	6355158	±5	1.086	±4"	-1.253	±4"	-83.125	±4"
50	1447	±52	795	±52	1135	±52	6375386	±5	6374787	±5	6354989	±5	0.937	±4"	-1.453	±4"	-83.624	±4"
65	1528	±51	902	±51	933	±51	6375600	±5	6375040	±5	6354749	±5	0.903	±4"	-1.288	±4"	-58.293	±4"
90	1641	±50	1062	±50	508	±50	6375748	±5	6374618	±5	6355005	±5	0.493	±4"	-0.713	±4"	-21.463	±4"
105	1564	±49	1083	±49	514	±49	6375708	±5	6374501	±5	6354953	±5	0.529	±4"	0.459	±4"	21.886	±4"
120	1553	±48	1226	±48	523	±48	6376092	±5	6374411	±5	6354958	±5	0.800	±4"	0.297	±4"	-18.125	±4"
150	1791	±47	1124	±47	561	±47	6376178	±5	6374367	±5	6354695	±5	0.397	±4"	0.772	±3"	18.519	±4"
170	1817	±47	1142	±47	610	±47	6376402	±5	6374425	±5	6354664	±4	0.468	±4"	0.950	±3"	16.617	±4"
200	2045	±45	1040	±45	546	±44	6376222	±4	6374682	±4	6354617	±4	-0.045	±4"	0.709	±3"	16.260	±4"
220	2129	±47	1097	±47	352	±47	6376260	±5	6374651	±5	6354534	±4	0.128	±4"	0.964	±3"	12.934	±4"
250	1985	±48	1328	±48	-499	±47	6375996	±5	6374650	±5	6354387	±5	0.505	±4"	0.888	±3"	12.743	±4"
260	1972	±44	1346	±44	-822	±44	6376103	±4	6374656	±4	6354603	±4	0.226	±4"	0.780	±3"	-0.438	±4"
280	1922	±44	1172	±44	-836	±44	6375899	±4	6374526	±4	6354564	±4	0.455	±4"	0.586	±3"	-5.473	±4"
300	1545	±47	1020	±47	-1061	±47	6375431	±5	6374213	±5	6354716	±4	0.414	±4"	-0.096	±3"	6.464	±4"
340	1475	±46	783	±46	-1376	±46	6375746	±5	6374232	±5	6354263	±4	-0.963	±4"	-0.355	±3"	-6.432	±4"
370	1050	±45	1011	±45	-1338	±45	6375919	±5	6374423	±5	6353716	±4	-0.036	±4"	-16.381	±3"	88.795	±4"
400	652	±37	521	±37	-1439	±37	6376128	±4	6373662	±4	6353970	±4	-0.580	±3"	-0.568	±3"	10.145	±3"
430	261	±40	6	±40	-1070	±40	6376647	±4	6373769	±4	6353418	±4	0.958	±3"	-1.926	±3"	14.527	±3"
450	-142	±48	220	±48	-1125	±48	6376452	±5	6374028	±5	6353448	±5	0.900	±4"	-1.830	±3"	4.423	±4"
470	-304	±47	-239	±47	-1470	±47	6376331	±5	6374030	±5	6353571	±4	1.686	±4"	-1.304	±3"	-6.554	±4"
500	-498	±42	-629	±42	-1372	±42	6376572	±4	6374014	±4	6353276	±4	1.615	±3"	0.337	±3"	-5.105	±3"
540	-940	±39	-594	±39	-1574	±38	6376218	±4	6373890	±4	6353773	±4	1.850	±3"	0.236	±3"	0.214	±3"
560	-886	±31	-174	±31	-1232	±30	6375589	±3	6373622	±3	6353837	±3	0.815	±2"	0.031	±2"	-0.544	±2"
600	-1123	±37	318	±37	-1560	±37	6375480	±4	6373380	±4	6354638	±4	-0.778	±3"	-0.318	±3"	-10.807	±3"

Додаток Е

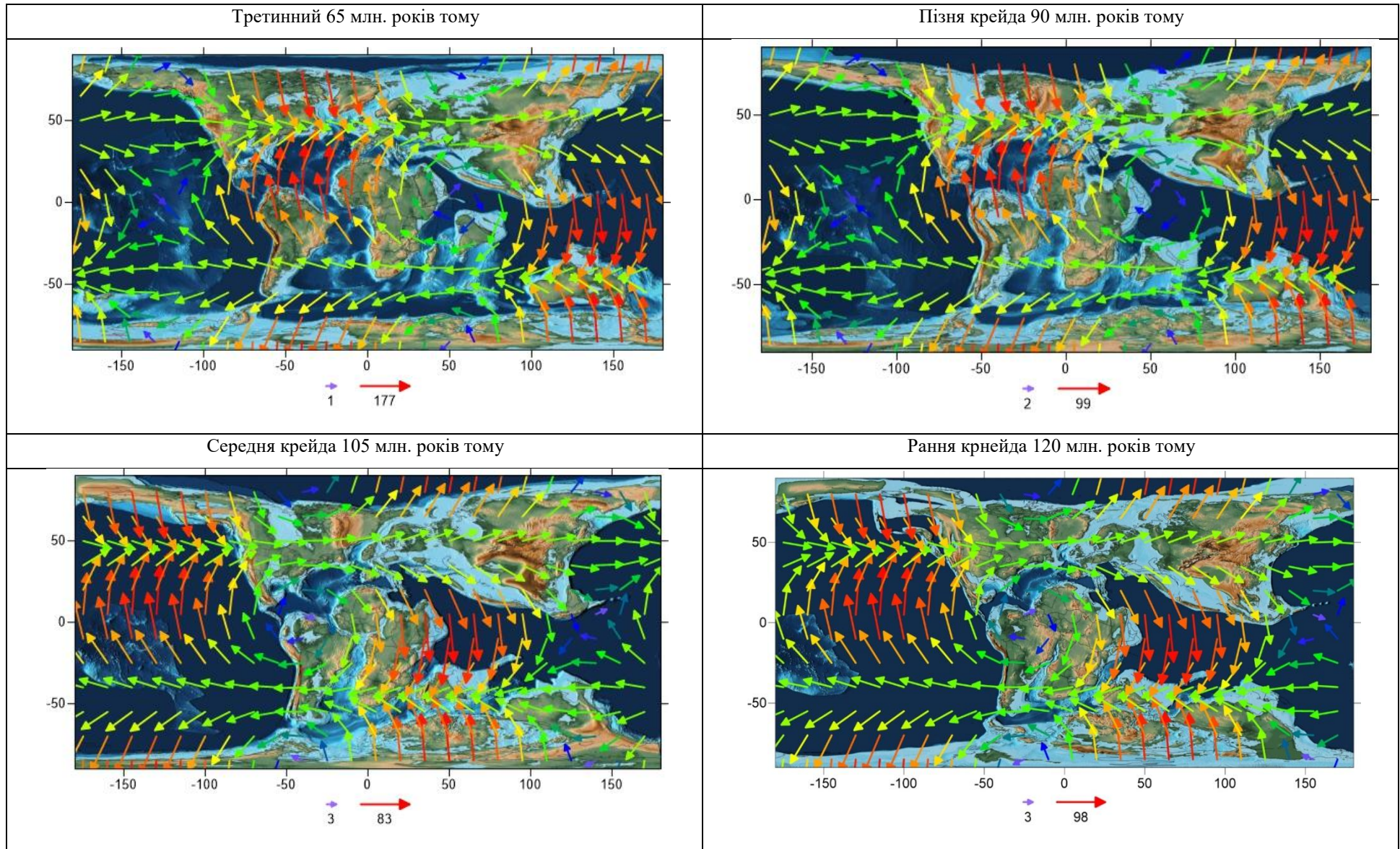
Параметри тривісного еліпсоїда, отримані за результатами апроксимації ЦМРП літосфери за геопалеорекострукціями С. Scotese

Епоха, Млн.років	x_0, M		y_0, M		z_0, M		a_x, M		a_y, M		a_z, M		$\varepsilon, ^\circ$		$\psi, ^\circ$		$\omega, ^\circ$	
20	1250	±62	758	±62	1009	±62	6375879	±6	6374427	±6	6355752	±6	1.713	±1"	-1.414	±12"	86.831	±4"
35	1603	±62	845	±62	907	±62	6375551	±6	6374624	±6	6355934	±6	1.448	±3"	-1.958	±32"	-85.615	±1"
50	1861	±61	883	±61	905	±61	6375322	±6	6374614	±6	6355761	±6	1.080	±3"	-1.713	±18"	-89.627	±5"
65	1804	±56	889	±56	564	±56	6375453	±6	6374886	±6	6355724	±5	1.015	±3"	-1.824	±22"	-88.467	±1"
90	2072	±58	912	±58	358	±58	6375345	±6	6374487	±6	6355602	±6	1.013	±4"	-1.757	±6"	-73.789	±5"
105	2193	±62	956	±62	401	±62	6375456	±6	6374374	±6	6355833	±6	0.685	±5"	-0.779	±5"	-27.974	±2"
120	1957	±54	940	±54	616	±54	6375878	±5	6374192	±5	6355534	±5	0.404	±4"	-0.475	±4"	-23.828	±2"
150	2190	±53	987	±53	802	±53	6375946	±5	6374338	±5	6355255	±5	0.735	±4"	0.102	±4"	-20.765	±1"
170	1967	±45	804	±45	746	±45	6376493	±4	6374888	±4	6355126	±4	0.638	±3"	0.362	±4"	17.323	±1"
200	2116	±44	633	±44	656	±44	6376610	±4	6374939	±4	6355208	±4	0.794	±4"	0.518	±4"	17.103	±3"
220	2169	±44	658	±44	360	±44	6376440	±4	6374923	±4	6355024	±4	-0.148	±4"	0.688	±4"	9.986	±4"
250	2075	±43	1023	±43	-505	±43	6376409	±4	6375025	±4	6354921	±4	-0.021	±3"	0.684	±3"	12.868	±3"
260	1898	±43	1079	±43	-587	±42	6376339	±4	6375025	±4	6354777	±4	0.176	±3"	0.357	±3"	2.811	±2"
280	2015	±45	926	±45	-689	±45	6376600	±5	6374993	±5	6354879	±4	0.434	±3"	0.391	±3"	1.988	±3"
300	2064	±54	749	±54	-1465	±54	6376396	±5	6374693	±5	6355848	±5	0.486	±4"	0.154	±9"	-2.347	±2"
340	1719	±39	548	±39	-1419	±39	6376475	±4	6374756	±4	6354963	±4	0.507	±2"	1.114	±3"	5.106	±1"
370	1315	±39	768	±39	-1662	±39	6376411	±4	6374862	±4	6354875	±4	-0.918	±1"	0.362	±5"	-10.990	±2"
400	399	±39	502	±39	-1735	±38	6376552	±4	6374113	±4	6355048	±4	-1.713	±2"	0.909	±3"	-24.136	±3"
430	-345	±35	84	±35	-1384	±35	6377116	±4	6373966	±4	6354231	±3	-1.004	±3"	-0.607	±3"	22.606	±1"
450	-840	±43	60	±43	-1639	±43	6377374	±4	6374212	±4	6354307	±4	0.307	±2"	-2.869	±3"	23.446	±2"
470	-888	±40	-85	±40	-1504	±39	6376871	±4	6374285	±4	6354246	±4	0.976	±2"	-2.889	±5"	20.829	±1"
500	-1219	±42	-394	±42	-1531	±42	6376958	±4	6374472	±4	6354267	±4	1.014	±1"	-2.133	±16"	16.941	±2"
540	-1411	±40	-275	±40	-1679	±39	6376884	±4	6374300	±4	6354598	±4	1.563	±1"	-1.758	±11"	-13.523	±3"
600	-1185	±95	676	±95	-1992	±95	6375269	±10	6373594	±9	6354846	±9	-1.301	±8"	-12.681	±7"	87.882	±8"



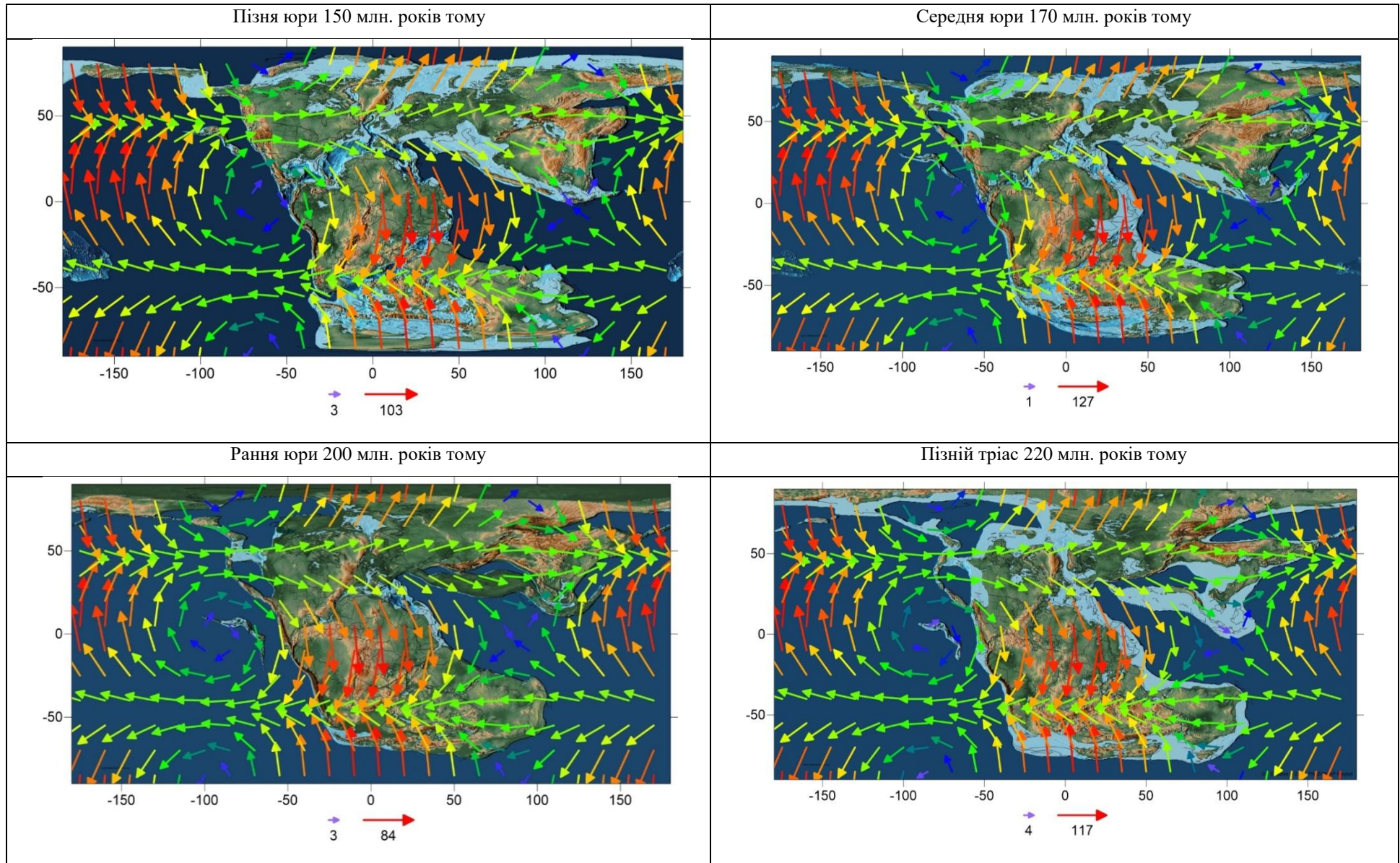
Значення потенціальних масових сил наведені в мГал

Продовження додатку Є

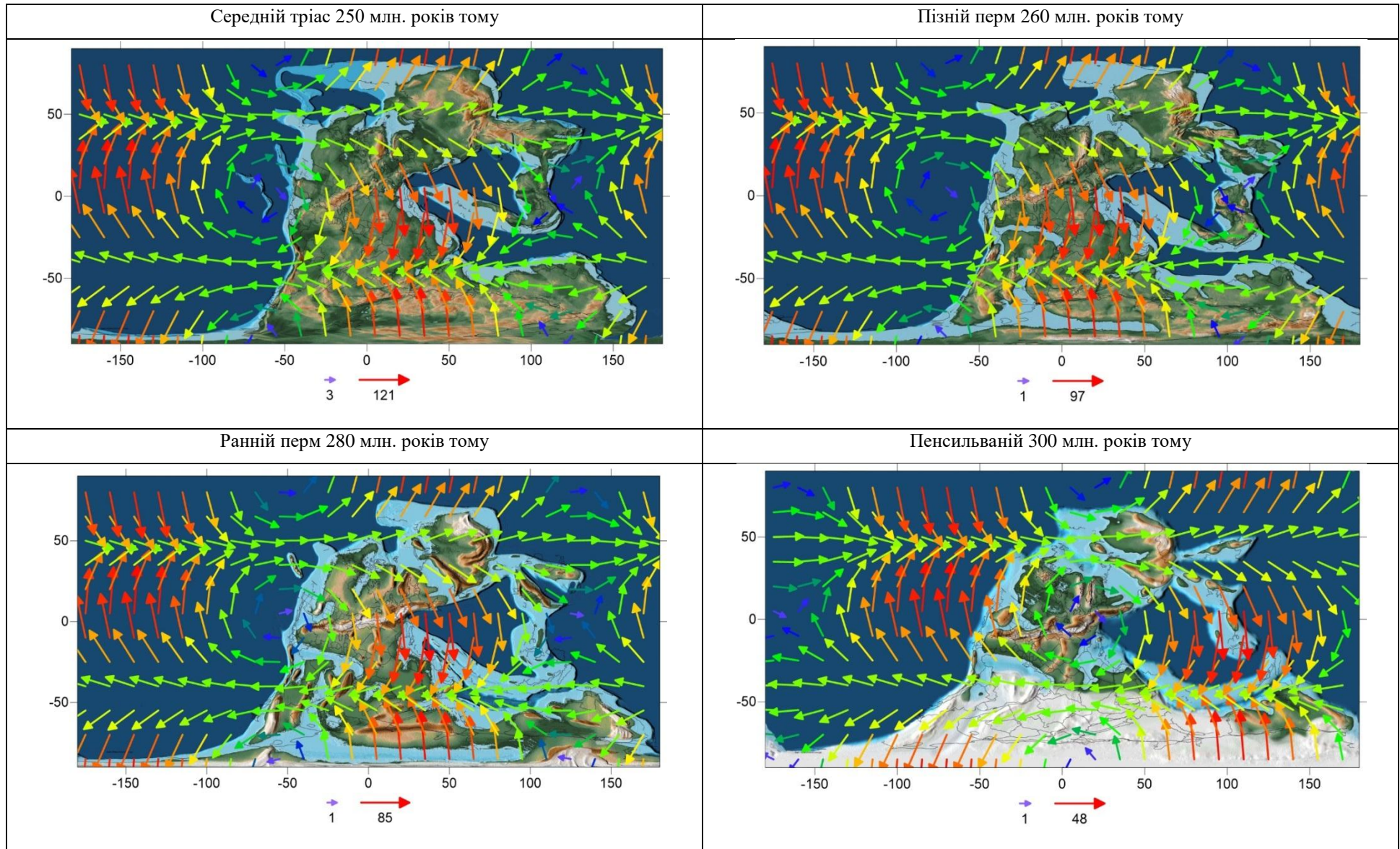


Значення потенціальних масових сил наведені в мГал

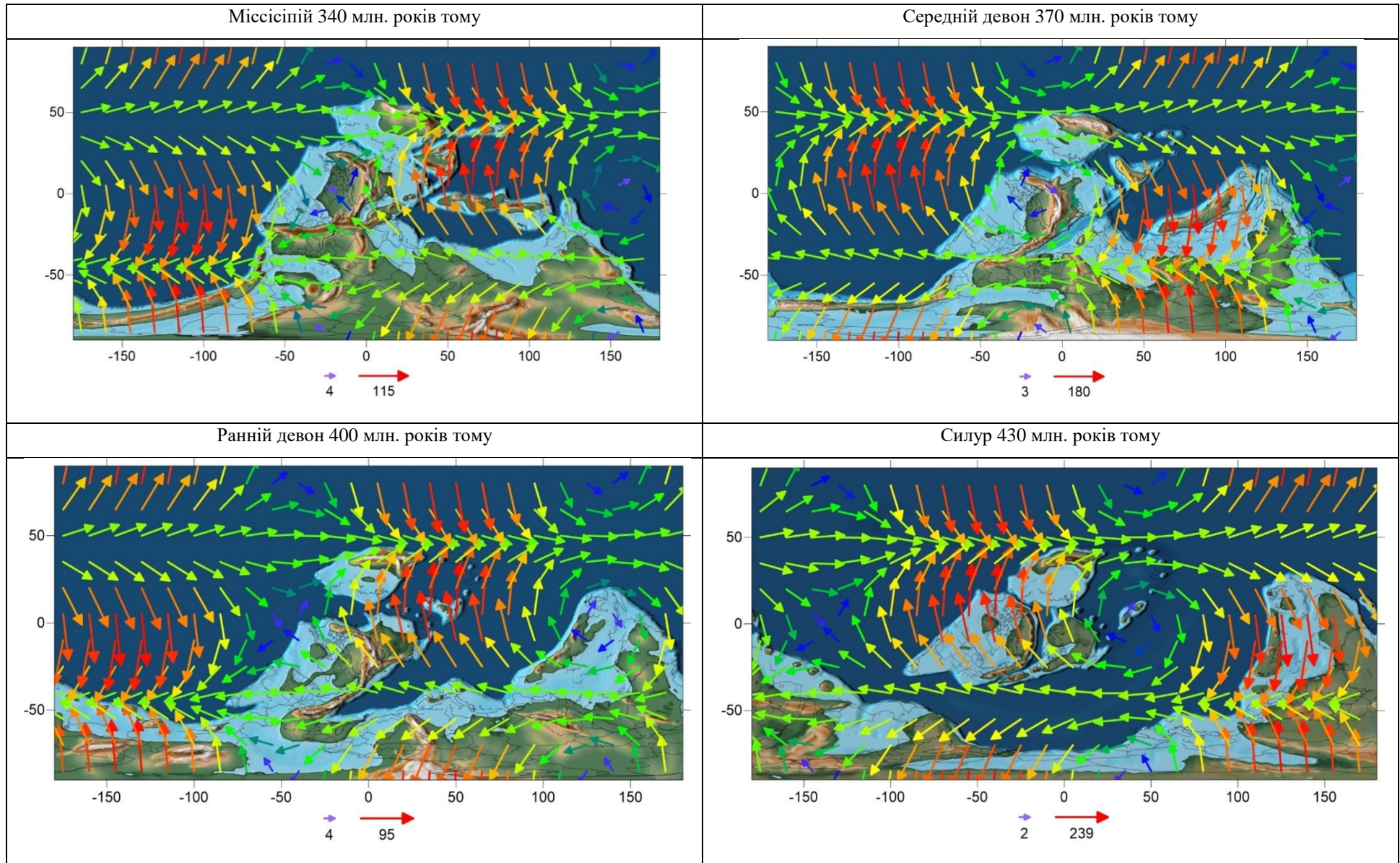
Продовження додатку Є



Продовження додатку Є

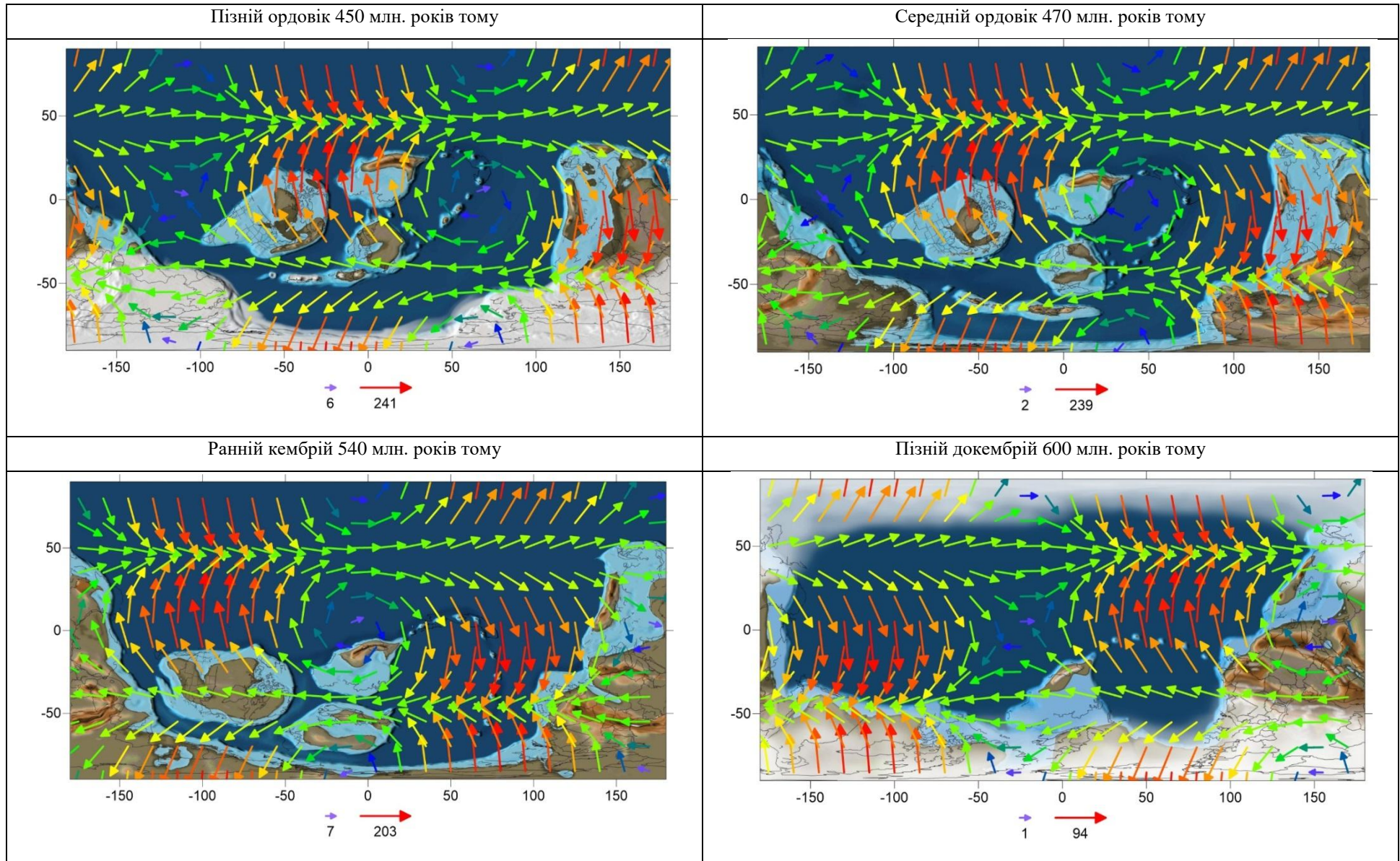


Продовження додатку Є



Значення потенціальних масових сил наведені в мГал

Продовження додатку Є



Значення потенціальних масових сил наведені в мГал