

**ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ РИФТОГЕНЕЗУ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ**

© Д.Б. Венгрович, 2008

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

A new thermal-mechanical model of the brittle-elastic lithosphere has been designed. It is circumscribed via the system of differential equations towards two-dimensional formation of block-structured geophysical medium. This method has been applied both to simulate the process of rifting within the Dnieper-Donets basin, and to analyze obtained results in the central part of the DDB.

І. Огляд геолого-геофізичних відомостей. Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) (рис.1) достатньо детально вивчена бурінням та сейсмічними методами. В її розрізі виділено два різні структурно-формаційних яруси, що відповідають двом різним етапам її розвитку: рифтовому та синеклізному. В основі западини лежить палеорифт, обмежений шовними зонами крайових розломів.

Палеорифт заповнений дорифтовими та рифтовими відкладами середнього та верхнього девону, які з кутовими та стратиграфічними неузгодженнями перекривають пострифтові відклади від кам'яновугільних до сучасних. Найдавніші утворення середнього девону представлені континентальними та мілководними досить однорідними

відкладами. Зміна їх потужності не залежить від сучасного рельєфу фундаменту.

Головна стадія рифтогенезу тривала приблизно 7–10 млн років, від пізнього франу (370 млн років тому) до кінця девону. Вона супроводжувалась формуванням великоамплітудних крайових та приосьових розломів, уздовж яких відбувались швидкі та нерівномірні зсуви великих ділянок земної кори з утворенням грабенів, горстів, півграбенів, інтенсивним вулканізмом і соленакопиченням, підвищенням та ерозією бортів рифту й горстів всередині нього.

Синрифтові утворення характеризуються значною літологічною та фаціальною мінливістю. Їх потужність сягає 4 км і змінюється в дуже широких межах навіть на незначних відстанях. На межі

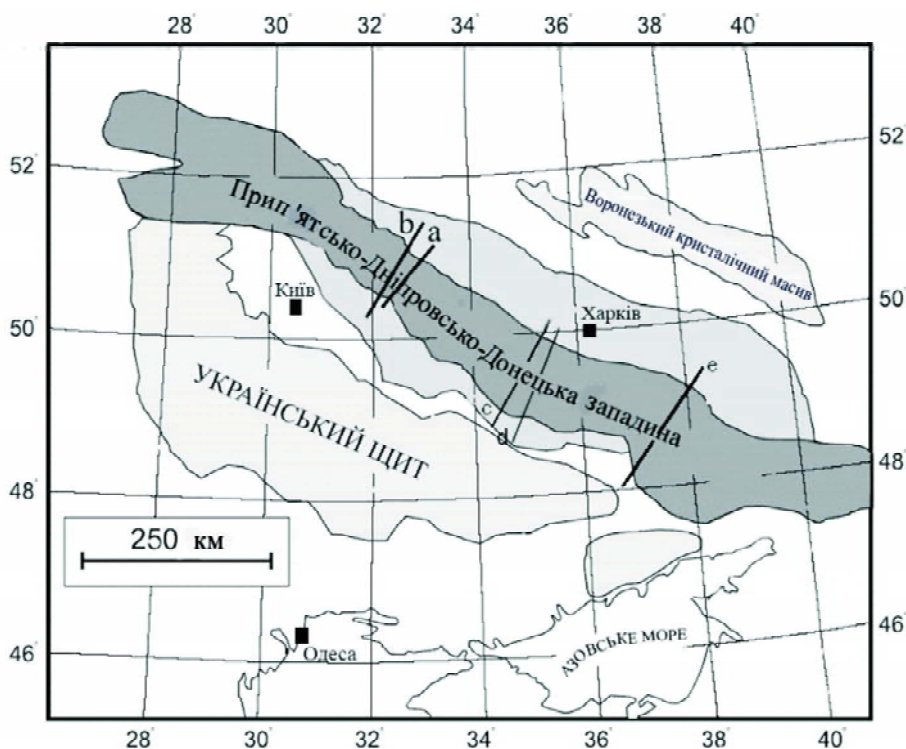


Рис. 1. Положення Дніпровсько-Донецької западини в межах України: a, b – північ, c, d – центр, e – південь западини – сейсмічні профілі, за якими проведено математичне моделювання

девону та карбону характер тектонічних рухів змінився, пострифтовий осадовий комплекс сформував обширну синеклізу, що перекрила рифт та його борти. Потужність цього комплексу збільшується від борти до осі рифту та у південно-східному напрямку вздовж осьової зони. Осади нагромаджувалися переважно в умовах мілководдя. На пострифтовій стадії тривалі періоди занурення змінювалися підняттями. Інверсії тектонічного режиму супроводжувалися розломоутворенням, соляною тектонікою, ерозією. Вони відбувалися наприкінці раннього візе, між раннім та пізнім серпуховом, у пермі, між мезозоем та кайнозоем.

II. Сучасні підходи до моделювання рифтових процесів. Формування внутрішньоконтинентальних рифтів і пострифтових осадових басейнів традиційно ґрунтується на теоретичній концепції розтягування літосфери Мак Кензі [1], яке приводить до стоншування земної кори і підйому геоізоترم. Охолодження літосфери та її ізостатичний відгук зумовлюють пострифтове занурення земної кори й утворення осадового басейну. На основі концепції Мак Кензі, а також її розвитку досягнутий істотний прогрес у розумінні принципів проблем рифтогенезу та еволюції осадових басейнів, тому в дослідженні моделювали й термічну поведінку літосфери [2]. Отже, сучасні підходи до моделювання процесів формування осадових басейнів ґрунтуються на засадах теорії континуальних середовищ, тобто суцільних безструктурних середовищ, що математично описуються законами механіки суцільного середовища. Більшість реальних середовищ вважають при цьому безструктурними, якщо виконуються локальні умови рівноваги. Однак під час побудови моделей природних середовищ (якими є геофізичні середовища), навіть у локальних умовах рівноваги, слід мати на увазі їх реальну неоднорідну структуру. Зокрема, в моделі динаміки літосфери потрібно зважати, що літосфера складається з набору деформованих блоків, відділених один від одного тонкими прошарками. Самі суміжні прошарки мають блочну ієрархію, структурованість і можуть бути розцінені як система блоків меншої шкали. Зазвичай до суміжних прошарків відносять перехідні зони, розриви, поверхні ковзання. Суміжні прошарки тонкі відносно блоків. Самі блоки знаходяться в попередньо напруженому стані, і існує фундаментальне співвідношення між їх розмірами (відношення розміру між двома блоками сусідніх рівнів ієрархії дорівнює $l_k / l_{k-1} \approx 3,5$). Енергетичний і масовий обмін відбувається між блоками завжди, тобто блоки – це відкриті термодинамічні системи. За деяких критичних (біфуркаційних) значень керівних параметрів ці системи можуть втрачати стабільність і переходити у новий стабільний стан з формуванням нових дисипативних структур (нова система

організації блоків) та енерговиділення. Подальші зміни зумовлюють досягнення біфуркаційних значень керівних параметрів, втрату стабільності дисипативної структури і створення нової дисипативної структури, і т. п. Таким чином, відбувається самоорганізація геофізичного середовища через реалізацію ієрархії нестабільностей.

Отже, за результатами сучасних експериментальних досліджень, гірські породи за динамічних навантажень виявляють властивості, які засвідчують їх структурну неоднорідність: нелінійний характер поширення сейсмічних хвиль; залежність швидкості поширення хвилі від тиску; нелінійність діаграм деформування, гістерезисну поведінку під час динамічного та квазістатичного деформування; дискретну пам'ять тощо. Геофізичне середовище знаходиться в стані руху, його стан визначається потоком енергії, дисипації. З одного боку, це середовище є відкритою термодинамічною системою, тобто системою, що обмінюється енергією і речовиною з навколишнім середовищем, з іншого – незворотні деформації всередині гірського масиву забезпечують інтенсивний обмін енергії в ньому і це призводить до сильної нерівноважності. Загальновідомо, що більшість природних матеріалів мають внутрішню структуру. Такими є гірські породи, ґрунти, шаруваті середовища і безпосередньо літосфера. Ясно, що внутрішня структура середовища помітно впливає на процеси поширення хвилі в ньому. Зокрема встановлено, що геофізичне середовище в хвильових рухах, зумовлених високоградієнтними процесами (землетрус, вибухи), проявляє свою внутрішню структуру і не лише поглинає, а й випромінює енергію, тобто це активне середовище. Моделювання динамічних і квазістатичних деформаційних процесів у таких середовищах можна проводити в рамках одного з двох підходів: континуального або дискретного.

З огляду на певні успіхи в застосуванні останнього підходу до моделювання процесів рифтогенезу [1] є сенс використати цей підхід для чисельного моделювання рифтової стадії утворення осадових басейнів.

III. Модель елементної динаміки для застосування під час дослідження рифтових процесів. Для відтворення динаміки літосфери скористаємось теорією руху структурованого середовища. Основними його складовими частинами є блоки різного ієрархічного рівня, взаємодію між якими описують короткодійними потенціалами. На межі блоків масові швидкості, напруження та інші механічні характеристики можуть бути розривними. Це одна з основних передумов виникнення можливості відособлення різних ієрархічних рівнів, на яких до певного часу нагромаджується і переробляється механічна енергія, деякою мірою не беручи участі у деформації на вищому рівні.

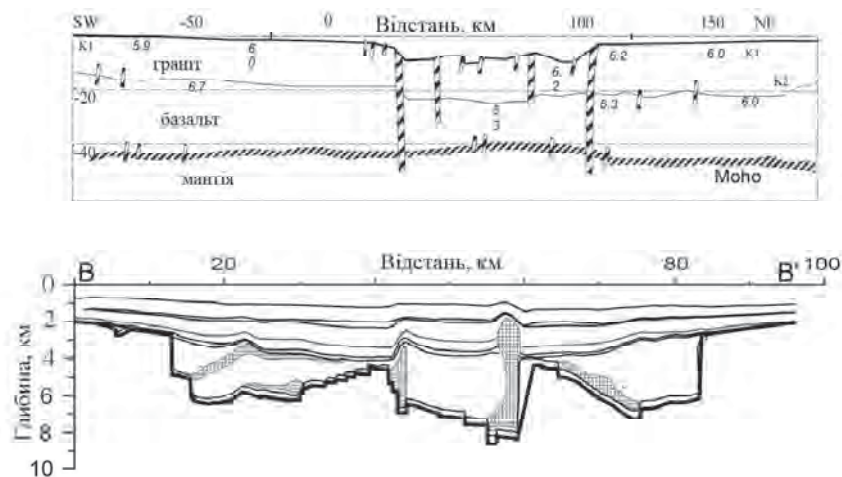


Рис. 2. Схема побудови математичної моделі для розрізів Дніпровсько-Донецької западини

Отримано рівняння руху блоків [1, 4] так званої моделі елементарної динаміки, яке застосовували для розв'язання проблеми континентального рифтингу двохшарової літосфери. Методом теорії груп рівняння зводили до системи рівнянь у повних похідних.

Моделювання складається з крихкопружного верхнього шару (товщина 25 км, густина $\rho_c = 2,64 \text{ г/см}^3$), що лежить на рідкому нижньому шарі (густина $\rho_m = 3,30 \text{ г/см}^3$). Обидва шари знаходяться в полі вертикальної сили тяжіння і внаслідок деяких тектонічних процесів піддані повільному горизонтальному розтягненню. Верхній шар складається з набору пружних деформованих гексагональних блоків з фізичними характеристиками, що відповідають природному матеріалу – граніту. Центри цих блоків розділені відстанню $L_0 = 3,2 \text{ км}$ (рис. 2).

Вибір початкових умов продиктований тим, що рифтовому формуванню осадової западини зазвичай передують передрифтова стадія, і верхній шар блоків можна вважати попередньо розтягненим у горизонтальному напрямку на початку рифтової стадії. Також припускаємо, що ця стадія власне обумовлює зародження розлому, поводження якого протягом наступного періоду і вивчаємо. Межу між цими двома шарами розраховували за рівняннями руху рідини без прослизання за методом маркера на скінченно-різницевої сітці. Для верхнього блокового прошарку систему рівнянь у повних похідних було розв'язано адаптивним методом з відповідним вибором кроку за часом відповідно до порядку апроксимації, коли значення максимальної локальної похибки дорівнювало 10^{-6} .

IV. Особливості моделювання північної частини западини з переходом до південної частини. Як зазначено у розд. I, потужність осадового комплексу ДДЗ збільшується у південно-східному напрямку вздовж осьової зони. Встановлено, що відносно неглибоку північно-східну частину западини можна задовільно моделювати методом елементарної динаміки без урахування термічних

процесів, тоді як для її глибокої південно-східної частини ці термічні процеси впливу мантії потрібно враховувати.

На рис. 2–4 схематично наведено послідовність кроків за такого моделювання. При цьому спочатку відповідно до даних щодо глибинної структури літосфери (рис. 3) було вибрано ділянку дослідження – поперечний перетин ДДЗ – зону літосфери приблизно $200 \times 100 \text{ км}$, верхню частину якої безпосередньо змодельовано методом елементарної динаміки, реологія блоків відповідає граніту чи базальту згідно з глибиною залягання, решту зони як мантію змодельовано стандартними методами континуальної динаміки. Сейсмічні профілі *a*, *b*, *e*, за якими вже проведено математичне моделювання [5], характеризувались достатньо задовільним узгодженням з двовимірною постановкою задачі. Для південно-східної частини, де глибина сучасної западини перевищує 20 км, критичним було врахування глибинних термічних процесів (див. рис. 2).

В результаті моделювання в кожен момент часу отримуємо напружено-деформований стан літосфери в розрізі (темніші блоки на рис. 4 відповідають більшому напруженню), поводження розломів, вплив мантії та осадів та інші термомеханічні параметри.

V. Особливості моделювання центральної частини. Для чисельного моделювання рифтової стадії в центральній частині ДДЗ вибрано регіональні сейсмічні профілі *c* і *d* (див. рис. 1, 5).

На їх основі побудовано геометричну, термічну та математичну моделі. Створено необхідне програмне забезпечення та проведено розрахунки. Слід окремо зазначити, що особливістю моделювання центральної частини ДДЗ є те, що структура літосфери тут має досить значні відхилення від осьової симетрії та існують певні труднощі в побудові саме двовимірної математичної моделі. Тому доведеться проводити додаткові дослідження впливу таких відхилень від симетрії на результати моделювання.

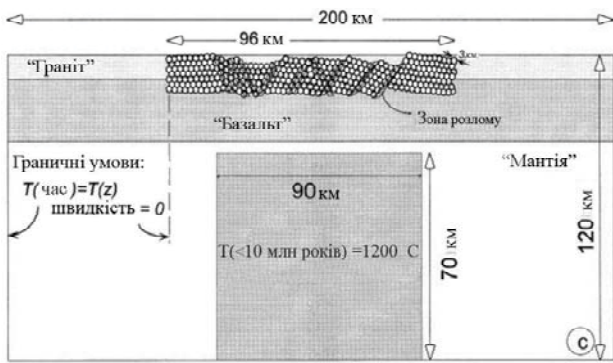


Рис. 3. Глибинна структура літосфери вздовж профілів *a, b*

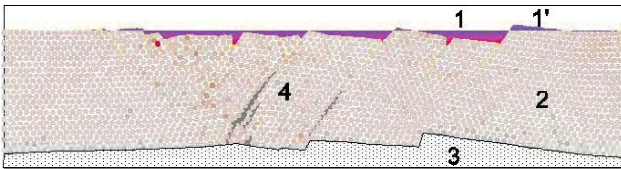


Рис. 4. Результуючий стан блоково-структурованої частини літосфери в межах рифту за даними моделювання: 1, 1' – осади; ерозія; 2 – блоки; 3 – мантия; 4 – розломи

Для проведення чисельного моделювання необхідно задати в комп'ютерній програмі у вигляді чисельних параметрів основні елементи механічної математичної моделі (рис. 6) та визначити положення можливих активних розломів для досліджуваних профілів згідно з їх розташуванням на карті ДДЗ (див. рис. 5).

До поверхні блоків, що знаходяться біля лінії горизонту, прикладається сила тиску еродованого матеріалу. Вагу цього матеріалу розраховуємо за моделлю миттєвої ерозії на кожній часовому кроці. До поверхні найвищих блоків, що опускаються під лінію горизонту, прикладається також сила тиску води, що заповнює впадину. Для контролю розра-

хунку відслідковуємо дію закону збереження енергії в системі взаємодії блоків, активність системи визначаємо за її сумарною кінетичною енергією.

На рис. 7, 8 наведено схему побудови механічної математичної моделі: позиції та напрямки розломів вимірювали по карті (див. рис. 5), зіставляли з регіональним сейсмічним профілем Зачепилівка – Більськ та з регіональним сейсмічним профілем Михайлівка – Прокопенки, відповідно до цих даних у моделі блокового середовища задавали зони виникнення розривів.

VI. Результати чисельного моделювання. Рис. 9 демонструє зміну з часом геометрії фундаменту ДДЗ уздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ. За цими даними можна робити висновки щодо глибини моря в різний час (а отже, про можливість накопичення солі), процесів еродування кори. Цей графік є інтерполяцією координат поверхневих блоків (див. рис. 6, лінія *l*) без відображення еродування (тобто слід враховувати, що зображені тут блоки над лінією горизонту тільки вказують зону еродування). Аналогічний результат показано на рис. 10.

Розглянемо результат чисельного моделювання для форми фундаменту кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ на момент завершення рифтової стадії (рис. 11). Для порівняння форми фундаменту кристалічної кори на пострифтової стадії з польовими даними необхідно розрахувати динаміку пострифтової стадії, однак такий розрахунок затратний (час пострифтового періоду сягає 350 млн років), він не був метою цих досліджень і, крім того, його слід виконувати з включенням ряду додаткових термічних параметрів задачі. Тому для отримання “пост-



Рис. 5. Визначення активних розломів для досліджуваних профілів, згідно з їх розташуванням на карті ДДЗ: *c* – профіль Зачепилівка–Більськ; *d* – профіль Михайлівка–Прокопенки

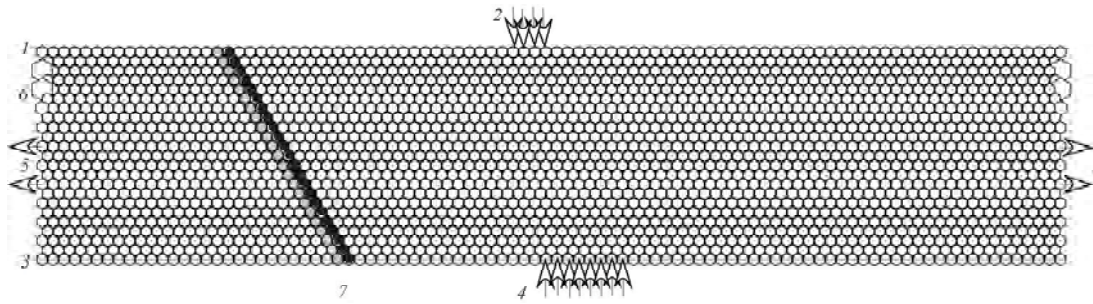


Рис. 6. Основні елементи механічної математичної моделі: 1 – лінія горизонту; 2 – сила тиску еродованого матеріалу на поверхні блоків; 3 – нижня межа блокової частини літосфери, на яку діє сила ізоастатичного врівноважування; 4, 5 – бокові блоки, що розтягують кору на 15 % її попередньої довжини; 7 – сусідні блоки на окремому розломі, що мають мале вязке тертя; 6 – в ілюстраціях до розрахунків розмір блока на рисунку більший при його більшій швидкості повороту

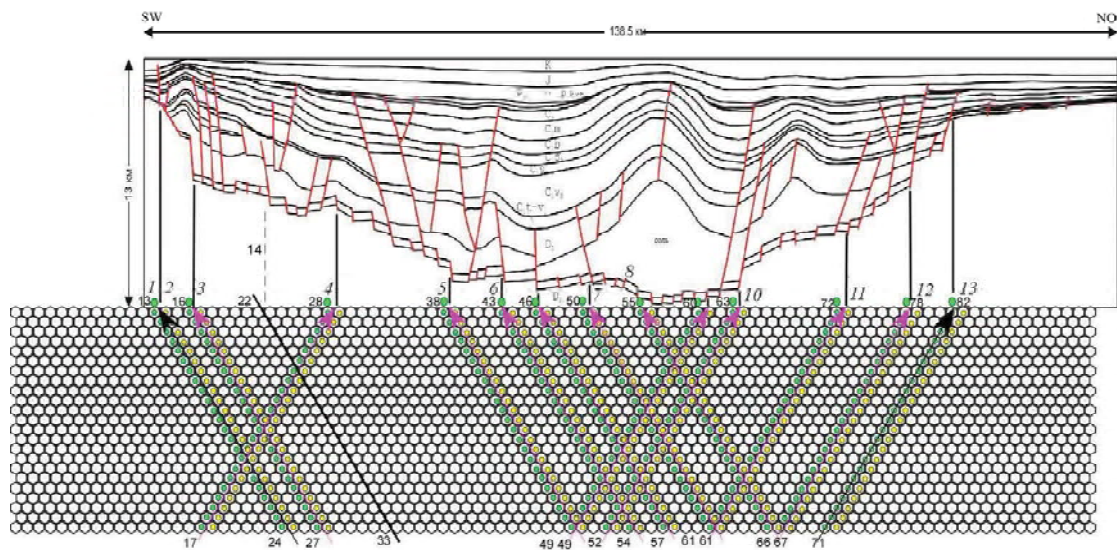


Рис. 7. Необхідні елементи механічної математичної моделі для кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ. Позиціонування розломів: 1 – 0 км (+); 2 – 5,0 км (+); 3 – 24,6 км (-); 4 – 41 км (+); 5 – 48 км (+); 6 – 53 км (+); 7 – 61 км (+); 8 – 68 км (+); 9 – 78 км (-); 10 – 82 км (-); 11 – 98 км (-); 12 – 106 км (-); 13 – 113 км (-)

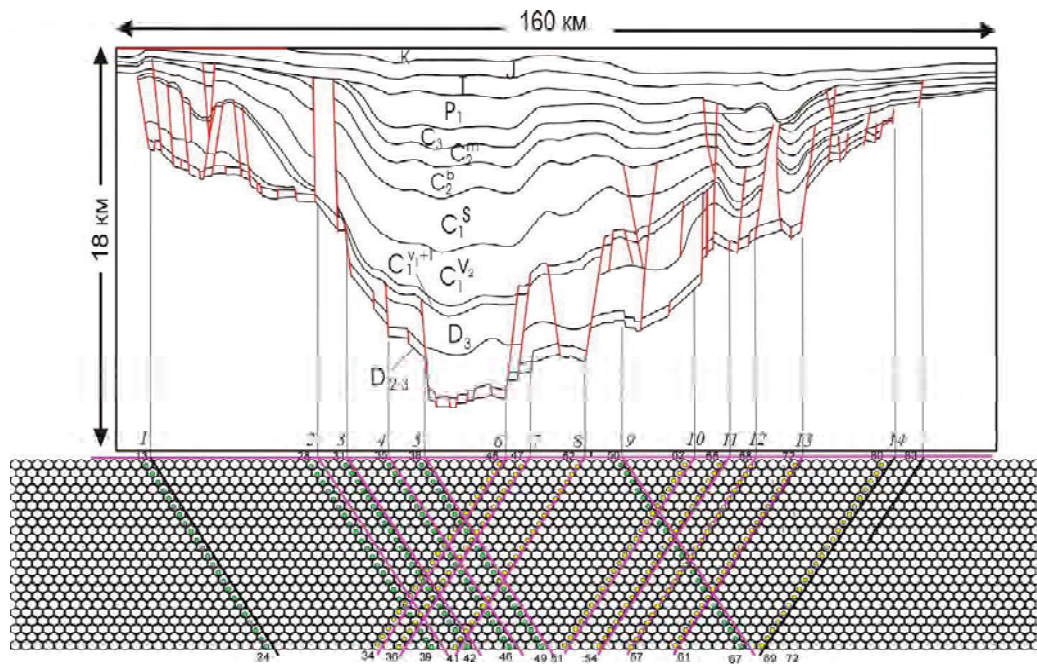


Рис. 8. Необхідні елементи механічної математичної моделі для кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки. Позиціонування розломів: 1 – 0 км (+); 2 – 30,5 км (+); 3 – 36,16 км (+); 4 – 43,3 км (+); 5 – 50 км (+); 6 – 64,6 км (-); 7 – 69 км (-); 8 – 79 км (-); 9 – 85,6 км (+); 10 – 99,2 км (-); 11 – 106 км (-); 12 – 111 км (-); 13 – 119 км (-); 14 – 136 км (-)

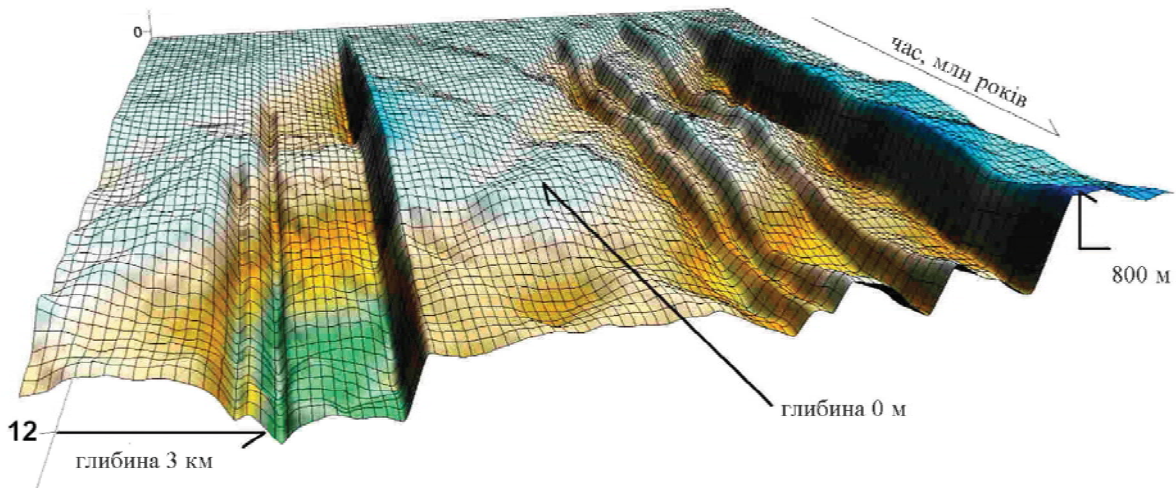


Рис. 9. Результат чисельного моделювання для кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ. Динаміка поверхні фундаменту

рифтової” геометрії кори проведено спрощене моделювання – блокову частину кори нагружали вагою осадів згідно з польовими даними. Незважаючи на це, отримано задовільний збіг форми фундаменту кристалічної кори на пострифтовій стадії з польовими даними на наш час, що може свідчити і про достовірність розрахованої динаміки.

Слід зазначити, що цей сейсмічний профіль чітко відображає істотний прояв галокінезу якраз у місцях незбігання змодельованої та реальної форм фундаменту, отже, в певний момент часу рух великих мас солі в соляних діапірах міг впливати на рух фундаменту западини.

Аналогічний результат для регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки показано на рис. 12. У цьому випадку спостерігається не такий точний збіг форми фундаменту кристалічної кори на пострифтовій стадії з польовими даними на наш час. Це може бути пов’язане як з відхиленням реальної симетрії басейну від закладеної двовимірності в математичній постановці, так і з необхідністю точного врахування термічних процесів на пострифтовій стадії [2].

Зазначимо, що аналогічне моделювання [5] для північної – центральної частин ДДЗ і далі до її півдня виявляє ефект все більшої недостатності пострифтового заглиблення фундаменту, що вдається компенсувати, включивши в модель ефект зменшення об’єму мантийного плюму під фундаментом під час його остигання з фазовим переходом.

Дані [3] щодо палеовулканізму в ДДЗ теж дають можливість верифікувати результати моделювання. Для цього розглянемо стан блокової частини кристалічної кори вздовж регіональних сейсмічних профілів наприкінці франу та фамену (рис. 13).

Як впливає з рис. 13, 14, на ділянках, близьких до південного борту ДДЗ, відбувалось істотне розкриття розломів, що могло спричинити вулканічні прояви. Часові межі таких проявів можна зрозуміти, проаналізувавши моменти активізації рухів блоків літосфери. Виявилось (рис. 15), що саме для пізнього франу та пізнього фамену спостерігаються піки сумарної кінетичної енергії блокової системи (графік “енергії” характерний для всіх без винятку промодельованих сейсмічних профілів). З одного боку, спад сумарної кінетичної

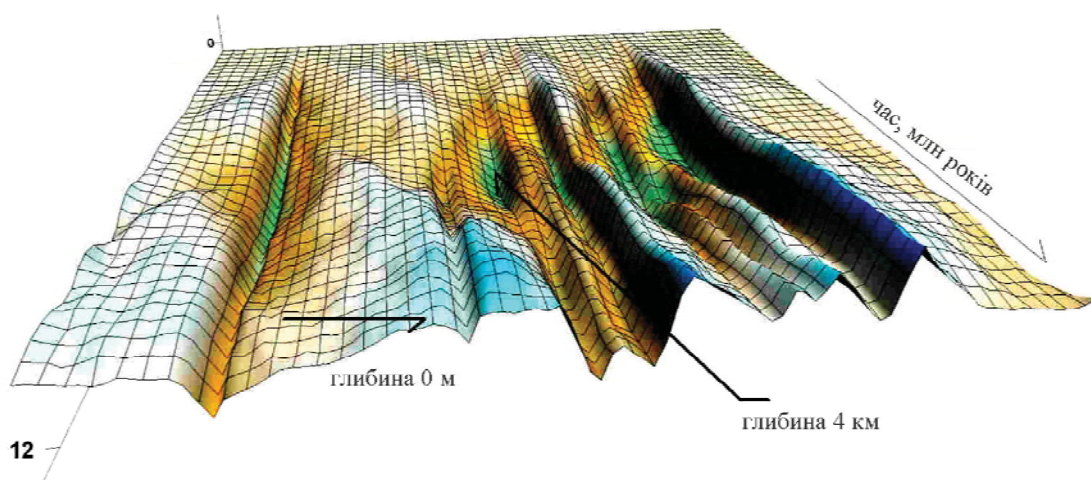


Рис. 10. Результат чисельного моделювання для кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки. Динаміка поверхні фундаменту

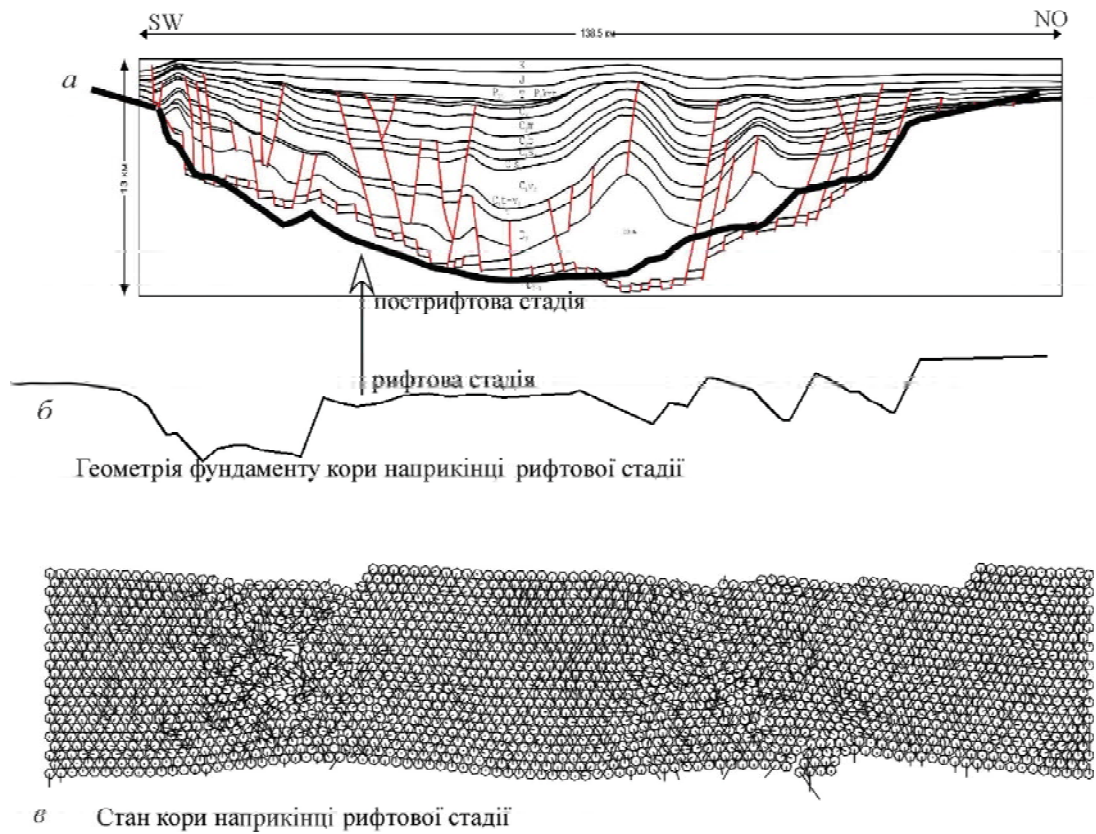


Рис. 11. Результат чисельного моделювання для форми фундаменту кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ на момент завершення рифтової стадії. Порівняння форми фундаменту кристалічної кори на пострифтовій стадії з польовими даними

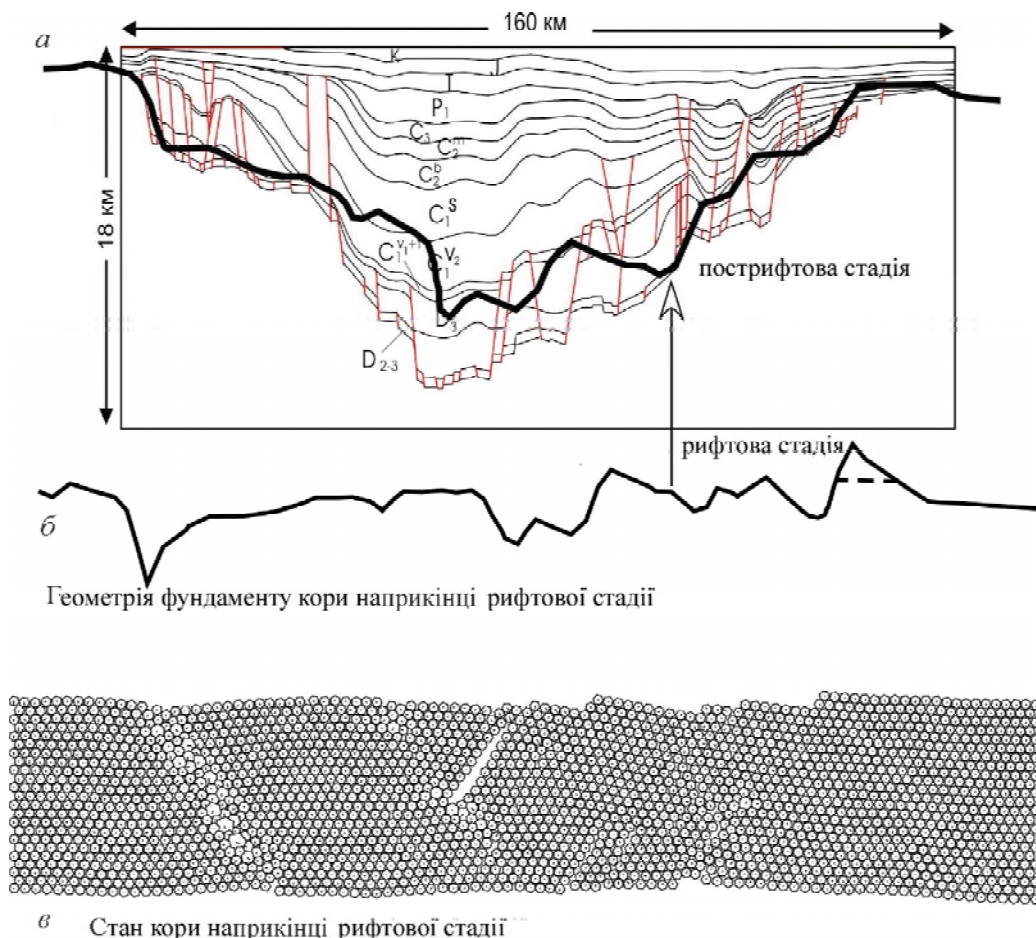


Рис. 12. Результат чисельного моделювання для форми фундаменту кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки на момент завершення рифтової стадії. Порівняння форми фундаменту кристалічної кори на пострифтовій стадії з польовими даними

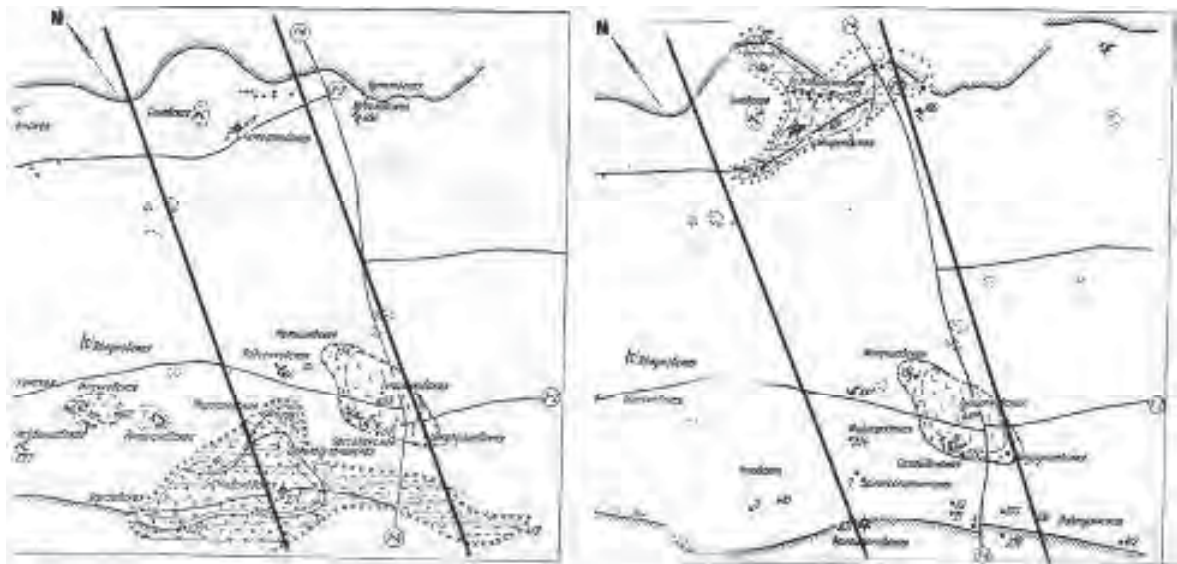


Рис. 13. Прояви вулканізму у пізньофранську та пізньофаменську епохи в досліджуваному регіоні за даними буріння

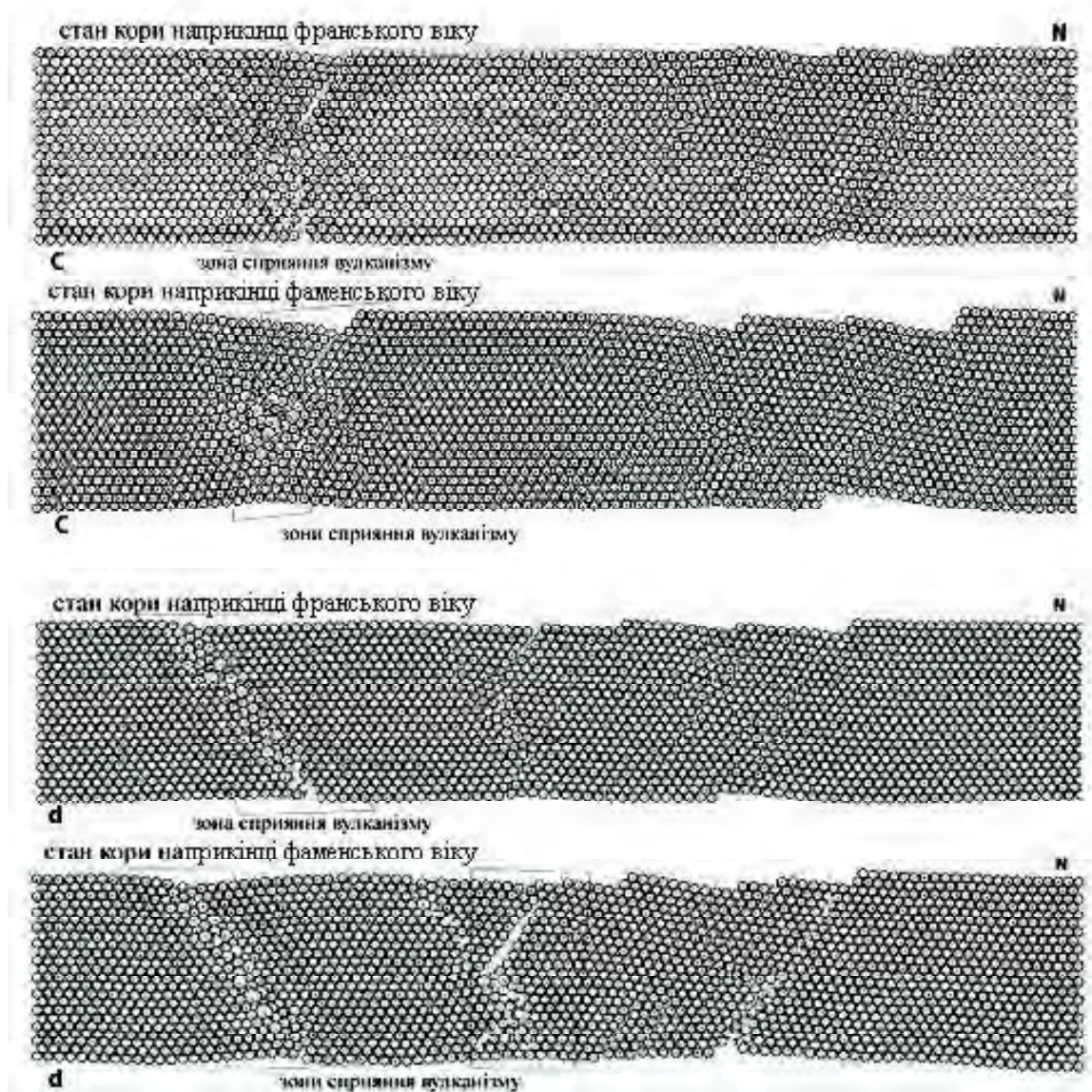


Рис. 14. Результат чисельного моделювання для стану блокової частини кристалічної кори вздовж регіонального сейсмічного профілю Зачепилівка – Більськ (c) та вздовж регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки (d) наприкінці франу та фамену. Порівняння з даними стосовно вулканізму в ДДЗ в ці етапи [4]

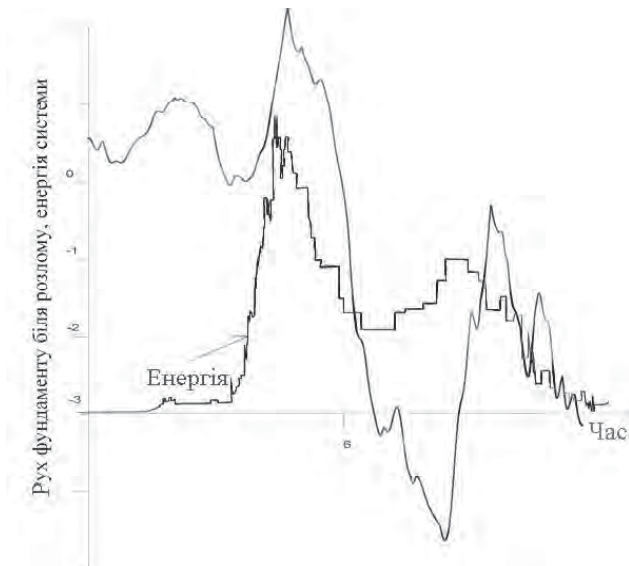


Рис. 15. Динаміка прирозломної зони (південний борг для регіонального сейсмічного профілю Михайлівка – Прокопенки, фран та фамен) у порівнянні із сумарною кінетичною енергією системи блоків (вісь ординат безрозмірна)

енергії системи блоків через 12 млн років після початку рифтингу засвідчує його завершення, отже, фіксує тривалість рифтового періоду, з іншого – пізній фран та пізній фамен характеризуються сплесками енергії та динаміки, що, в свою чергу, добре корелює з даними стосовно підвищення вулканічної активності.

Висновки. На цей час існує дуже обмежене коло математичних, а особливо чисельних моделей, придатних для дослідження саме динамічної поведінки літосфери під час формування осадових басейнів [1]. Застосована модель є новою,

досить продуктивною (при цьому не надто вимогливою до ресурсів обчислювальної техніки) і позбавленою низки обмежень на можливість вивчати реальні фізичні процеси. Отримавши динаміку рифтової стадії утворення ДДЗ, можна відзначити два важливі теоретичні факти – тривалість рифтогенезу становила 10 млн років, упродовж нього саме наприкінці франського та фаменського віків девону активізувалися рухи басейну. Промодельована історія ДДЗ може бути використана для прогнозування перспективних нафтогазоносних областей в басейні.

1. *Starostenko V.I., Danylenko V.A., Vengrovich D.B. et al.* Modeling of the evolution of sedimentary basins including the structure of the natural medium and self-organization processes // *Physics of the Solid Earth*. – 2001. – **37**, № 12. – P. 1004–1014.
2. *Alessandro M. Forte, Jerry X.* Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data // *Mitrovical nature*. – 2001. – **410**, № 26, april.
3. *Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В., Алехина М.А.* Палеовулканическая карта позднефранской и позднефаменской эпохи Днепровско-Донецкой впадины. – 1980.
4. *Starostenko V.I., Danylenko V.A., Vengrovich D.B. et al.* A new geodynamical-thermal model of rift evolution, with application to the Dnieper-Donets basin, Ukraine // *Tectonophysics*. – 1999. – **313**. – P. 29–40.
5. *Венгрович Д.Б.* Термодинамічна еволюція структурованого середовища. Рифтова стадія утворення осадового басейну // *Доп. НАН України*. – 1999. – **9**. – С. 112–118.

Надійшла до редакції 12.03.2008 р.