

**М.В. Лубков**

*Полтавська гравіметрична обсерваторія  
Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України  
м. Полтава*

## **ПРОЦЕС ДЕФОРМУВАННЯ ОКЕАНІЧНИХ ЛІТОСФЕРНИХ ПЛИТ У ЗОНІ СУБДУКЦІЇ**

На основі варіаційної скінченно-елементної методики для в'язкопружних багатопшарових оболонок, які перебувають в умовах квазістаціонарного навантаження, змодельовано процеси деформування океанічної літосфери різного типу на різних етапах її занурення у в'язку мантию в зоні субдукції. Показано, що океанічна літосфера залежно від типу і стадії занурення зазнає розтяжного та згинального деформування різного ступеня інтенсивності. На ранніх стадіях занурення молода океанічна літосфера сильніше згинається порівняно з давнішою і товстою літосферою. Однак на подальших стадіях занурення давніша і швидка океанічна літосфера згинається інтенсивніше. Процеси розтяжного деформування океанічної літосфери усіх типів на усіх етапах занурення відбуваються приблизно лінійно за довжиною слєбу. На пізніх стадіях занурення ступінь інтенсивності згинного та розтяжного деформування океанічної літосфери усіх типів визначається швидкістю її занурення. В процесі подальшого занурення, якщо воно відбувається, океанічна літосфера будь-якого типу деформується характерним чином и набуває форми у вигляді букви “S”.

**Ключові слова:** комп'ютерне моделювання, процеси деформування, океанічна літосфера, зона субдукції.

**Вступ.** Розуміння процесів деформування ділянок океанічних літосферних плит (слєбів), які занурюються у мантию в зонах субдукції є необхідною ланкою для розв'язання багатьох найважливіших проблем геотектоніки, наприклад: визначення тягової сили слєбу та глибини його опускання у мантию; питань формування острівних дуг; сейсміки та вулканізму у зонах субдукції і багатьох інших. Питанням вивчення механічної поведінки океанічних літосферних плит у зоні субдукції на основі чисельного моделювання присвячена велика кількість робіт [6, 12, 14, 18, 19, 20, 21]. Однак через складність цієї проблеми у геометричному (літосферні плити є неоднорідними тримірними об'єктами) та реологічному аспектах (поряд з процесами пружного деформування холодної середньої частини слєбу відбуваються процеси твердотільної повзучості його зовнішніх прогрітих шарів [10], які, залежать від температури і тиску навколишньої мантиї) залишаються невирішені питання. Одним з таких пи-

тань є розуміння динаміки розтяжного деформування та деформування згину слебу, який занурюється, з урахуванням властивостей навколишньої мантиї, які приводять до змін механічних характеристик слебу та механізмів його взаємодії з мантиєю. У статті [6] представлені результати чисельного дослідження загальних принципів механічної поведінки фрагментів тришарових океанічних літосферних плит, які зігнуті по дузі кола радіусом 500 км на кут  $90^\circ$ , занурюються у в'язку мантию з деякою характерною швидкістю. Було показано, що у зоні субдукції океанічні літосферні плити зазнають розтяжного та згинального деформування. При цьому процес деформування згину залежить як від товщини, так і від ширини плити. Ширші плити зазнають сильнішого згинального деформування, товстіші плити можуть чинити опір деформуванню згину і зберігати початкову форму. За сучасними геофізичними даними [22], давніші й товстіші океанічні літосферні плити (маріанського типу) швидше рухаються та згинаються (мають менші радіуси кривизни) порівняно з молодими тонкими океанічними літосферними плитами (чілійського типу). У зв'язку з цим виникає необхідність у дослідженні процесів деформування океанічних літосферних плит різного типу в зоні субдукції на основі уточненої механічної моделі.

**Постановка задачі.** Будемо розглядати процеси деформування океанічної літосфери різного типу – молододі (чілійського типу), середньої, давньої (маріанського типу) на різних етапах занурення у мантию в зоні субдукції. В процесі занурення зовнішні шари слебу розігріваються і втрачають свої пружні властивості, водночас серцевина слебу залишається досить холодною і пружною [10, 18]. З боку навколишньої мантиї на стінки слебу діють сили в'язкого опору, при цьому коефіцієнт в'язкості мантиї залежить від температури і тиску, які змінюються з глибиною. Однак за даними досліджень післяльодовикових піднятих, в'язкість мантиї, за винятком астеносфери, практично не змінюється з глибиною і дорівнює приблизно  $10^{21}$  Па·с. Така сталість коефіцієнта в'язкості в мантиї пов'язана з тим, що збільшення температури мантиї з глибиною зменшує в'язкість, однак приріст тиску з глибиною, навпаки, її збільшує. В результаті ці два ефекти взаємно компенсуються і коефіцієнт в'язкості приблизно залишається сталим [10]. Для визначення сил опору, які діють на бокові поверхні слебу з боку мантиї, скористаємося точним розв'язком Блазіуса для випадку обтікання рухомої широкої пластини в'язкою рідиною [11]. Згідно з цим розв'язком, дотичне напруження в'язкого опору,

яке діє з боку мантиї на бокові поверхні слєбу, можна розрахувати за формулою

$$\sigma_f = 1,328 \sqrt{\frac{\eta_v \rho v^3}{l}}, \quad (1)$$

де  $\eta_v$  – середній коефіцієнт динамічної в’язкості мантиї;  $\rho$  – середня густина мантиї;  $l$  – поздовжня довжина слєбу;  $v$  – швидкість руху слєбу.

Для моделювання процесів деформування тришарового слєбу (холодний внутрішній шар вважатимемо в’язкопружним, прогріті зовнішні шари – в’язкими), скористаємося теорією багатошарових в’язкопружних ортотропних оболонок з урахуванням зсувної жорсткості [2, 3, 9]. Будемо розглядати оболонки в криволінійній системі координат  $(s, \varphi, z)$ . Тут  $s, \varphi$  – координати уздовж поверхні оболонки;  $z$  – координата за товщиною оболонки. Переміщення уздовж координат  $s, \varphi, z$  для  $j$ -го шару оболонки можуть мати вигляд:

$$\begin{aligned} u_j &= u_0(s, \varphi) + z u_1(s, \varphi); \\ v_j &= v_0(s, \varphi) + z v_1(s, \varphi); \\ w_j &= w_0(s, \varphi) + z w_1(s, \varphi), \end{aligned} \quad (2)$$

де  $u_0, v_0, w_0$  – компоненти переміщення серединної поверхні оболонки;  $u_1, v_1$  – кути повороту нормалі до серединної поверхні відносно координатних ліній;  $\varphi = \text{const}, s = \text{const}$  відповідно;  $w_1$  – стиснення нормального елемента до серединної поверхні.

Процес деформування слєбу під час його занурення у мантию є повільним встановленим урівноваженим процесом, протягом якого перехідними стадіями можна знехтувати. Таким чином, повільний нестационарний процес деформування слєбу можна умовно розглядати як урівноважений процес повільних гармонічних (квазістационарних) коливань. У цьому випадку часову залежність можна врахувати на основі переходу в частотний простір, тому диференціювання за часом може бути замінено множенням на  $i\omega$ , де  $i$  – уявна одиниця,  $\omega$  – частота квазістационарних коливань [7]. Приймаючи характерну циклічну частоту повільного встановленого процесу деформування слєбу за  $\omega$ , на основі теорії багатошарових в’язкопружних ортотропних оболонок складемо комплексний функціонал Лагранжу [3, 6], що виражає повну механічну енергію слєбу, який знаходиться в умовах квазістационарного навантаження в деякій умовній криволінійній системі координат  $(s, \varphi, z)$ :

$$\begin{aligned} \tilde{W} = & \frac{1}{2} \sum_{j=1}^3 \int \int_S \left[ E_{ss}^j \varepsilon_{ss}^{j2} + E_{\varphi\varphi}^j \varepsilon_{\varphi\varphi}^{j2} + E_{zz}^j \varepsilon_{zz}^{j2} + 2E_{s\varphi}^j \varepsilon_{ss}^j \varepsilon_{\varphi\varphi}^j + 2E_{sz}^j \varepsilon_{ss}^j \varepsilon_{zz}^j + 2E_{\varphi z}^j \varepsilon_{\varphi\varphi}^j \varepsilon_{zz}^j + \right. \\ & \left. + 4\tilde{G}_{s\varphi}^j \varepsilon_{s\varphi}^{j2} + 4\tilde{G}_{sz}^j \varepsilon_{sz}^{j2} + 4\tilde{G}_{\varphi z}^j \varepsilon_{\varphi z}^{j2} + \omega^2 \rho_j (u_j^2 + v_j^2 + w_j^2) \right] \left( 1 + \frac{z}{R_1} \right) \left( 1 + \frac{z}{R_2} \right) ds d\varphi dz - (3) \\ & - \int_S \sigma_f v_0 ds d\varphi - \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (T_s u_0 + T_{s\varphi} v_0 + Q_s w_0) d\varphi - \int_{s_1}^{s_2} (T_{\varphi s} u_0 + T_{\varphi} v_0 + Q_{\varphi} w_0) ds. \end{aligned}$$

де  $R_1$  – радіус кривизни Землі;  $R_2$  – радіус кривизни зануреної частини слєбу;  $S$  – площа поверхні слєбу;  $h_j$  – товщина  $j$ -го шару слєбу;  $\rho_j$  – густина  $j$ -го шару;  $\varepsilon_{\alpha\beta}^j$  – компоненти тензора деформацій  $j$ -го шару;  $E_{\alpha\beta}^j$  – дійсні модулі пружності  $j$ -го шару;  $\tilde{G}_{\alpha\beta}^j = G_{\alpha\beta}^j + i\omega\eta_{\alpha\beta}^j$  – комплексні компоненти узагальненого модуля зсуву  $j$ -го шару, що складаються з дійсної частини для пружного матеріалу і комплексної частини для в’язкого матеріалу;  $\eta_{\alpha\beta}^j$  – коефіцієнт динамічної в’язкості  $j$ -го шару;  $T_{\alpha}$ ,  $T_{\alpha\beta}$  – зусилля, які діють на контур слєбу в напрямках, дотичних його поверхні;  $Q_{\alpha}$  – зусилля, які діють на контур слєбу в напрямках, перпендикулярних до його поверхні.

В’язкопружність слєбу в цьому випадку трактують на основі в’язкопружної моделі Кельвіна–Фойта [4], коли загальне напруження зсуву за заданих деформацій і швидкостей деформації зображують у вигляді лінійної суперпозиції пружного і в’язкого напружень. Граничними умовами задачі тут є сили в’язкого опору мантиї (1), що діють уздовж зовнішніх поверхонь слєбу в напрямках, протилежних його руху, а також зусилля, які діють на контур слєбу. Підкреслимо, що в умовах квазістаціонарного навантаження слєбу дії деяких зусиль можуть бути замінені еквівалентним завданням швидкостей відповідних ділянок контуру.

**Метод розв’язання задачі.** Для розв’язання розглянутої вище квазістаціонарної в’язкопружної задачі деформування слєбу скористаємося методом скінченних елементів, який ґрунтується на варіаційному принципі Лагранжа, що виражає мінімум повної механічної енергії системи [8]:

$$\delta \tilde{W}(u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1) = 0. \quad (4)$$

Для розв’язання варіаційного рівняння (4) застосовують дев’ятивузловий ізопараметричний чотирикутний оболонковий скінченний елемент з криволінійною поверхнею [3]. Як глобальну систему координат, тобто

систему, в якій поєднуються усі скінченні елементи (на які розбивають досліджувану область), використовують криволінійну систему координат  $(s, \varphi, z)$ . Як локальну систему координат, у якій визначають функції форми скінченного елемента і проводять чисельне інтегрування, застосовують допоміжну нормалізовану систему координат  $(\xi, \theta)$ . Під час побудови функцій форми, що апроксимують в межах кожного елемента складові переміщень:  $u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1$  для виконання умов гладкості та збіжності скінченно-елементного розв’язку, використовують алгебричні та тригонометричні поліноми [3]:

$$u_0 = \sum_{i=1}^9 N_i u_{0i}; \quad v_0 = \sum_{i=1}^9 N_i v_{0i}; \quad w_0 = \sum_{i=1}^9 N_i w_{0i}; \quad (5)$$

$$u_1 = \sum_{i=1}^9 N_i u_{1i}; \quad v_1 = \sum_{i=1}^9 N_i v_{1i}; \quad w_1 = \sum_{i=1}^9 N_i w_{1i};$$

$$\begin{aligned} N_1 &= H_1(\theta)P_1(\xi); & N_2 &= H_1(\theta)P_2(\xi); & N_3 &= H_3(\theta)P_2(\xi); \\ N_4 &= H_3(\theta)P_1(\xi); & N_5 &= H_1(\theta)P_3(\xi); & N_6 &= H_2(\theta)P_2(\xi); \\ N_7 &= H_3(\theta)P_3(\xi); & N_8 &= H_2(\theta)P_1(\xi); & N_9 &= H_2(\theta)P_3(\xi); \end{aligned} \quad (6)$$

$$H_1(\theta) = \frac{\sin(\theta - \theta_2) - \sin(\theta - \theta_3) + \sin(\theta_2 - \theta_3)}{\sin(\theta_2 - \theta_3) - \sin(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta_3 - \theta_1)};$$

$$H_2(\theta) = \frac{\sin(\theta - \theta_3) - \sin(\theta - \theta_1) + \sin(\theta_3 - \theta_2)}{\sin(\theta_2 - \theta_3) - \sin(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta_3 - \theta_1)};$$

$$H_3(\theta) = \frac{\sin(\theta - \theta_1) - \sin(\theta - \theta_2) + \sin(\theta_1 - \theta_2)}{\sin(\theta_2 - \theta_3) - \sin(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta_3 - \theta_1)};$$

$$H_j(\theta_k) = \begin{cases} 1, & j = 1 \\ 0, & j \neq 1 \end{cases};$$

$$P_1(\xi) = \frac{1}{2}\xi(\xi - 1); \quad P_2(\xi) = \frac{1}{2}\xi(\xi + 1); \quad P_3(\xi) = 1 - \xi^2. \quad (7)$$

Алгоритм скінченно-елементного розв’язання варіаційної задачі (4) полягає у такому [3, 6]. На першому етапі в локальній системі координат  $(\xi, \theta)$  виконуємо апроксимацію всіх компонент переміщень і деформацій, що входять у функціонал Лагранжа (3) і які є функціями від складових переміщень:  $u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1$ , на основі формул (5)–(7). У цій самій

системі проводимо аналітичне інтегрування усередині кожного шару оболонки, а потім підсумовування за всім пакетом шарів оболонки. На другому етапі здійснюємо варіювання функціонала (4) за всіма вузловими складовими переміщеннями:  $u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1$ , і прирівнювання відповідних варіацій до нуля. В результаті для кожного скінченного елемента одержуємо лінійну комплексну алгебричну систему, що складається з 54 рівнянь. На третьому етапі у глобальній системі координат  $(s, \varphi, z)$  виконуємо підсумовування локальних систем комплексних алгебричних рівнянь за всіма скінченими елементами, на які розбито оболонку, і формування глобальної системи комплексних рівнянь. Подвійні інтеграли за площею оболонки обчислюємо за чисельним інтегруванням на основі квадратурних формул Гауса [8]. Глобальну систему лінійних алгебричних рівнянь розв’язуємо за допомогою чисельного методу Гауса [8]. В результаті визначаємо комплексні складові переміщень:  $u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1$  в усіх вузлових точках скінченно-елементної сітки. За знайденими вузловими складовими переміщеннями можуть бути визначені комплексні квазістаціонарні компоненти переміщень, швидкостей, деформацій, напружень та інші величини у довільній точці скінченного елемента, тобто у будь-якій точці оболонки. Для переходу з частотного квазістаціонарного простору в часовий простір необхідно виділити реальну частину від отриманих комплексних значень.

**Моделювання процесів деформування океанічних літосферних плит у зоні субдукції.** Для спрощення аналізу розглянемо процеси руху слєбів у системі відліку, яка жорстко зв’язана з рухомою океанічною літосферою в момент її занурення у мантию. Таке припущення дає змогу виключити поступовий рух літосфери, як єдиного цілого, і досліджувати тільки процеси деформування слєбу в зоні субдукції. Оскільки залежно від віку  $i$ , відповідно, від товщини океанічна літосфера в зоні субдукції має різну поведінку [5, 22], при моделюванні розглянемо три типи океанічної літосфери: а) молоду літосферу чилійського типу, яка має холодний середній шар завтовшки 20 км і занурюється в мантию відносно вибраної системи відліку зі швидкістю 3 см/рік, згинаючись при цьому по дузі кола радіусом 500 км; б) літосферу середнього типу, яка має середній шар завтовшки 30 км, радіус кривизни слєбу 350 км, відносну швидкість занурення 5 см/рік; в) давню літосферу маріанського типу, яка має середній шар завтовшки 40 км, радіус кривизни слєбу 200 км, відносну швидкість занурення 7 см/рік.

Під час занурення слєб зазнає поверхневий опір мантії з в’язкістю  $10^{21}$  Па·с. Унаслідок розігріву в зовнішніх шарах слєбу переважають процеси твердотільної повзучості, водночас слєб зберігає свою цілісність [10].

Згідно з даними [1, 17, 22], припускаємо, що внутрішній холодний шар слєбу на глибинах, які не перевищують 410 км, має характерні для олівіну в’язкопружні властивості: об’ємний модуль пружності –  $1,915 \cdot 10^{11}$  Па, дійсний модуль зсуву –  $0,756 \cdot 10^{11}$  Па, коефіцієнт Пуассона – 0,27, коефіцієнт динамічної в’язкості –  $10^{23}$  Па·с, густину –  $3600 \text{ кг/м}^3$ . На глибинах, які перевищують 410 км, унаслідок прогресивної стадії ізоморфізму, відбувається перехід олівіну у вадслеїт (wadsleyite), якій має такі в’язкопружні властивості: об’ємний модуль пружності –  $3,0 \cdot 10^{11}$  Па, дійсний модуль зсуву –  $1,4 \cdot 10^{11}$  Па, коефіцієнт Пуассона – 0,3, коефіцієнт динамічної в’язкості –  $10^{23}$  Па·с, густину –  $3900 \text{ кг/м}^3$ . В усіх розглянутих випадках припускаємо, що ширина слєба дорівнює 2000 км і зовнішні розігріті шари слєбу, завтовшки 20 км кожен, мають властивості в’язкої рідини: об’ємний модуль пружності –  $2 \cdot 10^{11}$  Па, дійсний модуль зсуву дорівнює нулю, коефіцієнт Пуассона – 0,5, коефіцієнт динамічної в’язкості –  $10^{23}$  Па·с, густину –  $3500 \text{ кг/м}^3$ .

Для кращого розуміння процесів деформування слєбу розглядаємо механічну поведінку його фрагментів на різних стадіях занурення в мантію. Вважатимемо, що задня торцева межа слєбу (загальна для усіх його фрагментів) жорстко закріплена з навколишньою океанічною літосферою і тому нерухома відносно прийнятої системи відліку. Водночас на передню торцеву межу фрагмента слєба діє тяглове зусилля у поздовжньому напрямку, яке еквівалентно завданню швидкості руху на цій ділянці у відповідному напрямку. При цьому на бокові поверхні фрагмента діють сили опору мантії в напрямку, протилежному руху слєба. В силу симетрії механічної поведінки фрагментів слєбу відносно його поздовжньої осі обмежимося розглядом їх симетричних половин.

На рис. 1–3 представлені діаграми розподілу швидкостей (у см/рік), нормальних до поверхні слєбу, які визначають процеси його згинального деформування, на рис. 4 – розподіл швидкостей (у см/рік), дотичних до поверхні слєбу, які визначають процеси його розтяжного деформування. По осі абсцис відкладено відстань (в км) від поздовжньої осі симетрії слєбу в поперечному напрямку, по осі ординат – відстань (в км) у поздовжньому напрямку слєбу.

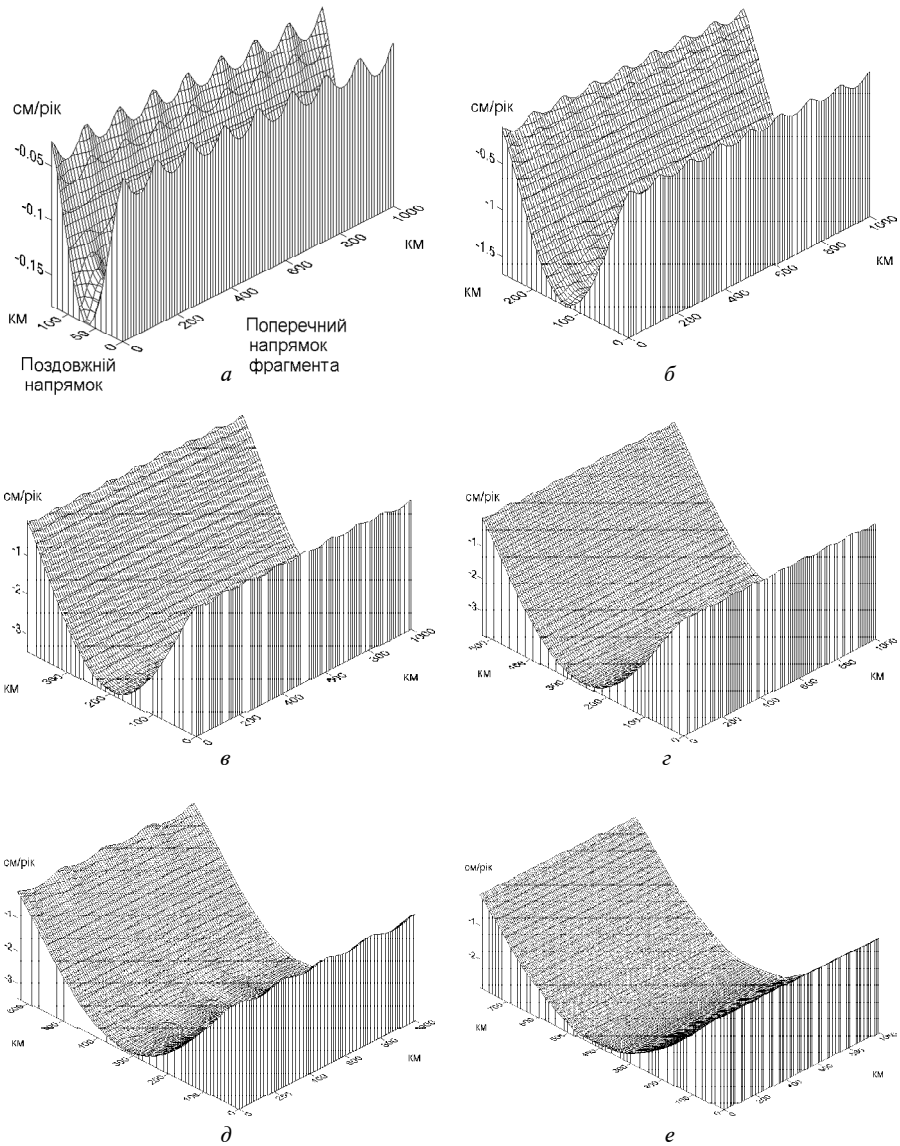


Рис. 1. Розподіл швидкостей, нормальних до поверхонь фрагментів океанічної літосфери чілійського типу, які зігнуті в зоні субдукції під кутами: *a* – 15°; *б* – 30°; *в* – 45°; *г* – 60°; *д* – під кутом, якій відповідає зоні переходу олівін–вадслеїт; *е* – 90°



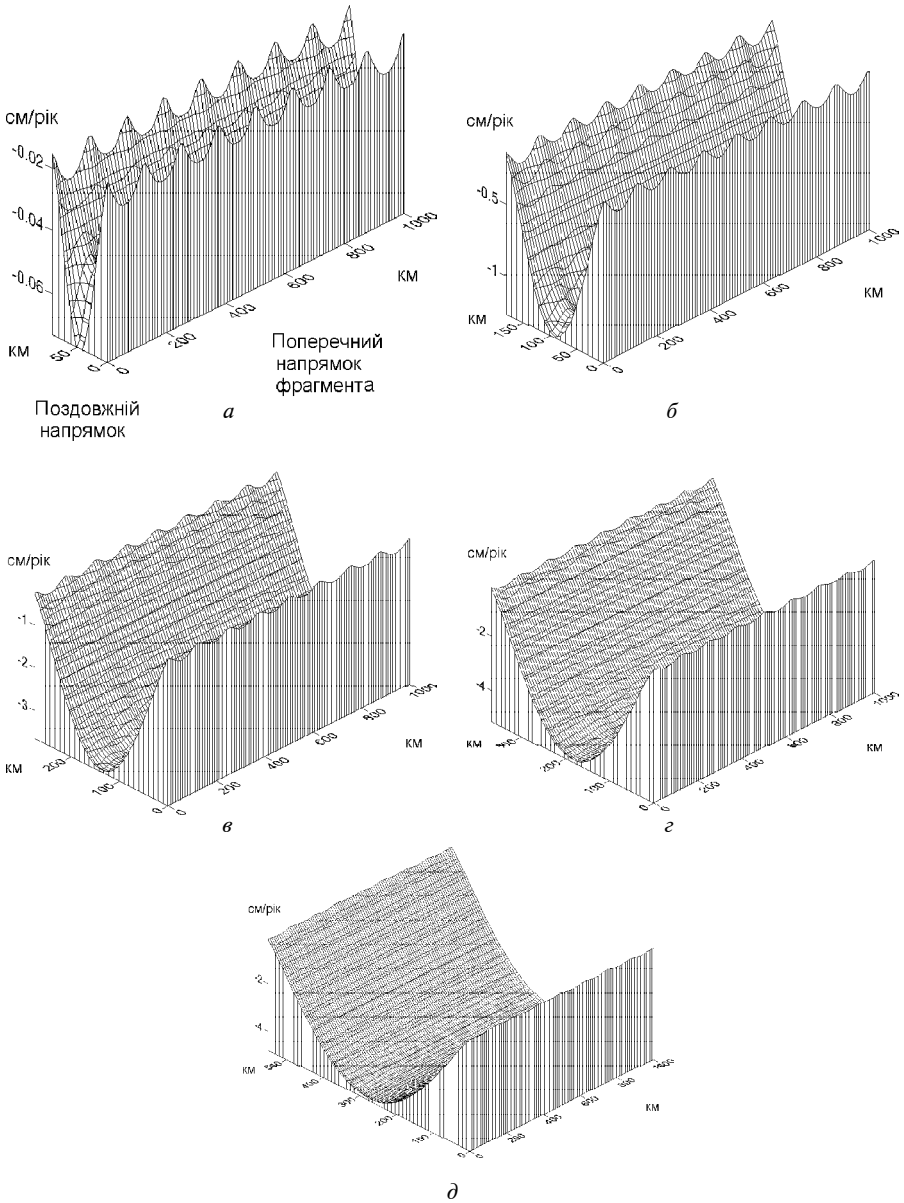


Рис. 2. Розподіл швидкостей, нормальних до поверхонь фрагментів океанічної літосфери середнього типу, які зігнуті в зоні субдукції під кутами: а – 15°; б – 30°; в – 45°; г – 60°; д – 90°

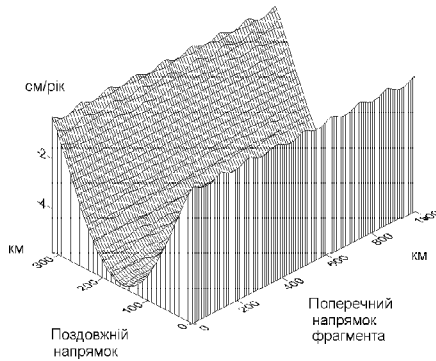


Рис. 3. Розподіл швидкостей, нормальних до поверхні фрагмента океанічної літосфери маріанського типу, зігнутого в зоні субдукції під кутом  $90^\circ$

Рис. 1–3 демонструють згинальне деформування усіх розглянутих типів океанічної літосфери на усіх стадіях занурення у мантию в зоні субдукції. При цьому максимум інтенсивності зазначеного деформування на відповідній стадії занурення слебу припадає приблизно на серединну частину розглянутого фрагмента слебу. У міру занурення слебу положення цієї частини відповідним чином змінюється. На рис. 4 видно, що розтяжне деформування океанічної літосфери усіх розглянутих типів у процесі занурення в мантию відбувається лінійно за довжиною слебу. Подібність механічної поведінки розглянутих фрагментів слебу у поперечному напрямку свідчить про зберігання цілісності форми слебу в процесі його деформування.

Разом з тим механічна поведінка океанічної літосфери різних типів на різних етапах занурення в мантию, має особливості. Так, на ранніх стадіях занурення (рис. 1, *a–в*) молода океанічна літосфера (чілійського типу) зазнає сильнішого згинання порівняно з давнішою і товстою літосферою середнього типу (рис. 2, *a–в*), що узгоджується з результатами роботи [6]. Однак на подальших стадіях занурення давніша і швидка океанічна літосфера демонструє інтенсивніший процес згинального деформування (див. рис. 1, *г–е*; рис. 2, *г, д*; 3). На стадії занурення, яка відповідає згину слебу на кут  $90^\circ$ , швидкості його розтяжного та згинального деформування приблизно відповідають швидкості руху слебу відносно прийнятої системи відліку, для усіх розглянутих типів океанічної літосфери (рис. 1, *е*; 2, *д*; 3; 4, *a–в*). З досягненням межі переходу “олівін–вадслеїт” середній шар слебу зміцнюється, що приводить до зниження інтенсивності деформування згину (рис. 1, *д, е*).

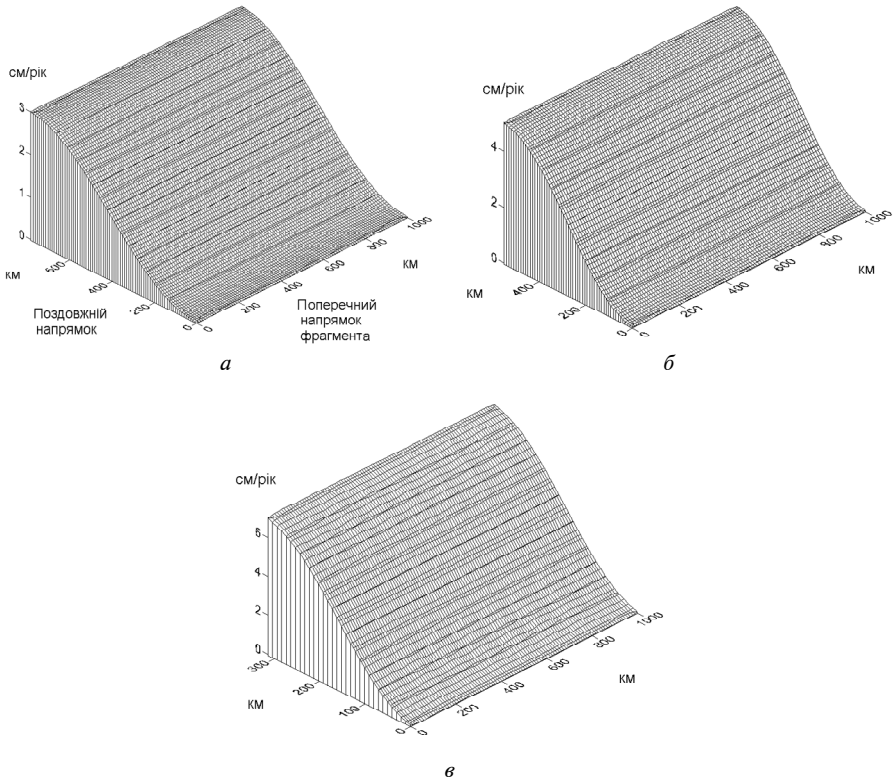


Рис. 4. Розподіл швидкостей, дотичних до поверхні фрагмента океанічної літосфери, зігнутого в зоні субдукції під кутом  $90^\circ$ : а – чілійського типу; б – середнього типу; в – маріанського типу

Порівняння механічної поведінки океанічної літосфери усіх розглянутих типів показує, що під час занурення у мантию в зоні субдукції океанічна літосфера, залежно від типу та стадії занурення, зазнає розтяжного та згинального деформування різного ступеня інтенсивності. На пізніх стадіях занурення океанічної літосфери ступень інтенсивності її деформування визначається швидкістю занурення. В процесі подальшого занурення, якщо воно відбувається, океанічна літосфера будь-якого типу деформується характерним чином и набуває S-подібної форми. Аналогічний результат S-подібної механічної поведінки океанічної літосфери у зоні субдукції, отриманий на основі трьох різних чисельних підходів (кодів): FEM-BEM [16], Underworld [15], E-Script [13], представлений у статті [18]. Отже, даний результат можна розглядати як тестовий (benchmark) на

можливості застосування наведеної тривимірної нестационарної в’язкопружної скінченноелементної методики для моделювання геодинамічних процесів, в тому числі процесів деформування океанічних літосферних плит у зоні субдукції.

**Висновок.** Загальний аналіз отриманих результатів показує, що океанічна літосфера залежно від типу (чільйського, середнього, маріанського) і стадії занурення у мантию в зоні субдукції зазнає розтяжного та згинального деформування різного ступеня інтенсивності. На ранніх стадіях занурення молода океанічна літосфера сильніше згинається порівняно з давнішою і товстою літосферою. Однак на подальших стадіях занурення давніша і швидка океанічна літосфера зазнає інтенсивнішого згинання. За переходу на глибину, яка відповідає зоні прогресивної стадії ізоморфізму “олівін – вадслеїт”, середній холодний шар зануреної літосфери зміцнюється, що приводить до зниження інтенсивності згинального деформування.

Процеси розтяжного деформування океанічної літосфери усіх типів на усіх етапах занурення мають приблизно лінійний за довжиною слєбу характер. На пізніх стадіях занурення ступінь інтенсивності згинального та розтяжного деформування океанічної літосфери усіх типів визначається швидкістю її занурення. В процесі подальшого занурення, якщо воно відбувається, океанічна літосфера внаслідок будь-якого типу деформування набуває форми у вигляді букви “S”.

1. *Воларович М.П.* Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. – М.: Недра, 1978. – 237 с.
2. *Карнаухов В.Г.* Связанные задачи теории вязкоупругих пластин и оболочек / В.Г. Карнаухов, И.Ф. Киричок. – Киев: Наук. думка, 1986. – 221с.
3. *Козлов В.И.* Колебания многослойных ортотропных оболочек вращения с конечной сдвиговой жёсткостью / В. И. Козлов, М. В. Лубков // Тр. 15-й науч. конф. молодых учёных Ин-та механики АН УССР. – Киев, 1990. – Ч. 2. – Деп. в ВИНТИ 26. 10. 90, № 3802-В 90. – С. 439–445.
4. *Кристенсен Р.* Введение в теорию вязкоупругости. – М.: Мир, 1974. – 338 с.
5. *Кужал З.* Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 245 с.
6. *Лубков М.В.* Про механічну поведінку океанічних літосферних плит у зоні субдукції // Геоінформатика – 2012. – Т. 43, № 3. – С. 48–53.
7. *Мориц Г., Мюллер А.* Вращение Земли: теория и наблюдения. – Киев: Наук. думка, 1992. – 512 с.
8. *Образцов И.Ф.* Метод конечных элементов в задачах строительной механики летательных аппаратов / Образцов И. Ф., Савельев Л. М., Хазанов Х. С. – М.: Высш. шк., 1985. – 329 с.

9. *Пелех Б.Л.* Теория оболочек с конечной сдвиговой жёсткостью. – Киев: Наук. думка, 1973. – 248 с.
10. *Тёркот Д.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред / Д. Тёркот, Д. Шуберт. – М.: Мир, 1985. – 730 с.
11. *Шлихтинг Г.* Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1974. – 711 с.
12. *Capitanio F.* Dynamic models of downgoing plate-buoyancy driven subduction: subduction motions and energy dissipation / F. Capitanio, G. Morra, S. Goes // *Earth and Planetary Sci. Lett.* – 2007. – Vol. 446. – P. 308–311.
13. *Gross L.* Interface modeling in incompressible media using level sets in Escript / L. Gross, L. Bourgooin, A. Jane Hale, H. B. Muhlhaus // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 2007. – Vol. 163. – P. 23–34.
14. *Lubkov M.* Modeling of the bending deformations of tectonic plates / M. Lubkov // *The 6<sup>th</sup> Orlov conf. Proc.: The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy.* – Kiev: Akademiya, 2010. – P. 115–122.
15. *Moresi L.* Computational approaches to studying non-linear dynamics of the crust and mantle / L. Moresi, S. Quenette, V. Lemiale, C. Meriaux, B. Appelbe, H. B. Muhlhaus // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 2007. – Vol. 163. – P. 69–82.
16. *Morra G.A.* coupled solid-fluid method for modeling subduction / G. Morra, K. Regenauer-Lieb // *Philosoph. Mag.* – 2006. – Vol. 86. – P. 3307–3323.
17. *Nunes-Valdez M.* Influence of iron on the elastic properties of wadsleyite and ringwoodite / M. Nunes-Valdez, P. da Silveria, R. M. Wentzcovitch // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol. 116. – B12207. – doi: 10.1029/2011JB008378, 2011.
18. *OzBench M.* A Model comparison study of large – scale mantle – lithosphere dynamics driven by subduction / M. OzBench, K. Regenauer-Lieb, D. R. Stegman, G. Morra, R. Farrington, A. Hale, D. May, J. Freeman, L. Bourgooin, H. Muhlhaus, L. Moresi // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 2008. – Vol. 171. – P. 224–234.
19. *Roy L.H.* Trench motion, slab geometry and viscous stresses in subduction systems / L.H. Roy, L. Husson // *Geophys. J. Int.* – 2006. – Vol. 167. – P. 881–905.
20. *Schellart W.P.* Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width / W.P. Schellart, J. Freeman, D. R. Stegman, L. Moresi, D. May // *Nature.* – 2007. – Vol. 446. – P. 308–311.
21. *Stegman D.R.* Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3-D models of slab rollback / D.R. Stegman, J. Freeman, W.P. Schellart, L. Moresi // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2006. – Vol. 7, № 3. – P. 1–22.
22. *Stern R.J.* Subduction zones // *Rev. of Geophysics.* – 2002. – Vol. 40, № 4. – P. 1012. – doi: 10.1029/2001 RG000108, 2002.

**Процесс деформирования океанических литосферных плит в зоне субдукции** М.В. Лубков

На основе вариационной конечно-элементной методики для вязкоупругих многослойных оболочек, которые находятся в условиях квазистационарного нагружения, выполнено моделирование процессов деформирования океанической литосферы разного типа на разных этапах ее погружения в вязкую мантию в зоне субдукции. Показано, что океаническая литосфера в зависимости от типа и стадии погружения испытывает деформирование растяжения и изгиба разной степени интенсивности. На ранних стадиях погружения молодая океаническая литосфера испытывает более сильное изгибное деформирование по сравнению с более старой и толстой литосферой. Однако на последующих стадиях погружения более старая и быстрая океаническая литосфера демонстрирует более интенсивный процесс изгибного деформирования. Растягивающие процессы деформирования океанической литосферы всех типов на всех стадиях погружения происходят приблизительно линейно по длине слэба. На поздних стадиях погружения степень интенсивности растягивающего и изгибного деформирования океанической литосферы всех типов определяется скоростью ее погружения. В процессе дальнейшего погружения, если оно происходит, океаническая литосфера любого типа деформируется характерным образом и приобретает форму в виде буквы “S”.

**Ключевые слова:** компьютерное моделирование, процессы деформирования, океаническая литосфера, зона субдукции.

**Deforming process of oceanic lithospheric plates in subduction zone** M.V. Lubkov

On the base of variation finite element method for visco-elastic foliated shells, which were in quasi stationary loading process, it was carried out modeling of different types oceanic lithosphere deforming processes at the different stages of its sinking into viscous mantle in subduction zone. It was shown, that dependently on type and sinking stage, lithosphere was under influence of stretching and bending deformations of different intensity. In early stages of sinking young oceanic lithosphere was under influence of more strong bending deformations in comparison with more old and thick lithosphere. But on the subsequent sinking stages more old and quick lithosphere demonstrated more intensive bending deforming process. Stretching deforming processes for all types of oceanic lithosphere during all sinking stages passed approximately linearly along slab length. On the late stages of sinking the intensity of stretching and bending deforming processes of all types of oceanic lithosphere was defined by its sinking velocity. During further sinking process, if it takes place, oceanic lithosphere of any type are deforming by characteristic way and gets form in view of letter “S”.

**Keywords:** computer modeling, deforming processes, oceanic lithosphere, subduction zon.