

МОДЕЛЮВАННЯ НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ОСАДОВОГО КОМПЛЕКСУ В ЗОНІ КОЛІЗІЇ ТА ДИНАМІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ РАННІХ НАСУВІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Запропоновано низку двовимірних скінченно-елементних моделей насувоутворення у флішовому басейні на основі рівнянь пружно-пластичності для кусково-однорідних середовищ. З використанням комп'ютерного моделювання уточнено механізм формування ранньокрейдових насувів Українських Карпат. У межах методики комплексного аналізу вивчено поля обчислених напружень та деформацій в осадовому комплексі за умов колізії. Визначено положення перших насувів загальнокарпатського орієнтування, значення тектонічних рухів та морфології дна палеобасейну.

Ключові слова: моделювання насувоутворення; метод скінченних елементів; комплексний аналіз деформацій і напружень; Українські Карпати.

Вступ

Побудова моделей і кількісна оцінка полів напружень та деформацій активних зон структурних перебудов земної кори становить як теоретичний, так і прикладний інтерес. Сучасні тектонофізичні дослідження дають змогу відповісти, принаймні в початковому наближенні, на питання про динамічні умови формування регіональних структур, критично розглянути можливі сценарії їхнього розвитку, отримати нову інформацію щодо особливостей і закономірностей геологічної будови, як у далекому минулому, так і на сучасному етапі [Гинтов, 2005; Ребецкий, 2007]. Детерміністичний підхід (пряма задача) до постановки та розв'язування однієї з основних задач тектонофізики – дослідження деформаційних процесів у гірських породах та масивах – передбачає застосування законів механіки суцільних середовищ [Тёркот, Шуберт, 1985; Ramsay, Lisle, 2003]. Притаманні геологічному середовищу порушення гіпотези суцільності (наявність пористості, тріщинуватості, розривів) ускладнюють застосування розроблених для інженерної оцінки міцності підходів, оскільки вимагають більшого обсягу знань, насамперед, геологічних передумов, а наявні дані, наприклад, про глибинну будову, часто мають якісний чи навіть гіпотетичний характер. Незважаючи на наявні обмеження, деяку абстрактність математичних моделей та недосконалість програмного забезпечення, комп'ютерне моделювання має очевидні переваги і широко застосовується для вивчення складних геодинамічних процесів [Mäkel, Walters, 1993; Wissing et al., 2003; Jing, 2003; Ellis et al., 2004; Henk, Nemcok, 2008].

Метою нашої роботи є уточнення механізму зародження перших насувів Українських Карпат з використанням комп'ютерного моделювання. За об'єкт досліджень вибрано осадове виповнення палеобасейну, для якого потрібно знайти якісні та кількісні характеристики напружено-деформованого стану під час його колізійного стиску, що визначили формування складчасто-насувних структур регіону. Завдання полягає у побудові низки комп'ютерних моделей, які відстежують геологічну ситуацію на момент виникнення в осадовому комплексі регіону ранніх насувів, уточнюють їхнє

тектонічне положення, динамічні умови та чинники формування.

Зауважимо, що Українські Карпати добре вивчені геологічно. Ще століття тому виявлені головні особливості будови регіону, в якому ключове значення мають насувні структури. Проте й сьогодні залишилися спірні питання кореляції розрізів окремих районів, меж та рангів структурних одиниць [Ступка, 2001; Гнилко, 2012]. Можна також констатувати, що вивчення насувних структур мало переважно описовий характер – лише поодинокі праці містять аналіз парагенезису дислокацій усередині окремої луски чи скиби. Відзначимо публікації останніх років, що містять результати комп'ютерного моделювання обернених задач у тектонофізиці саме для регіону Українських Карпат [Еволюция..., 2011] і взаємодоповнюють, на нашу думку, підходи, запропоновані в цій статті. Отже, в контексті сучасних відомостей про геодинамічну та структурну еволюцію Карпато-Панонського регіону постає потреба уточнення динамічних умов, механізму зародження та розвитку насувних структур, виявлення чинників, що зумовили їхні розміри, морфологію, особливості внутрішньої будови.

Геологічні дані

Ранньокрейдова епоха – перехідний рубіж еволюції Карпатського регіону, що ознаменувався кардинальною зміною геодинамічного режиму. У контексті закриття океану Тетіс домінуючими у його межах стали напруження стиску. Карпатський палеорегіон поступово охоплювали процеси конвергентної взаємодії окремих плит і блоків кори різної будови, що супроводжувалося формуванням покривів. Геотектонічна перебудова регіону була особливо активною наприкінці ранньої крейди внаслідок зміни загального вектора переміщення Африканської та Аравійської плит [Зоненшайн, Городницький, 1977; Беэр, 1983; Баженов, Буртман, 1990; Csontos, Vörös, 2004].

Ранньокрейдовий етап об'єднує три фази активності тектонічних рухів: 1) андійську (на межі юрської і крейдового періодів), 2) ранньоавстрійську (впродовж пізнього барему – апту) та 3) пізньоавстрійську (наприкінці сеноману) [Хом'як, 2010].

Відмінною ознакою цього етапу є формування верхньокорових покривів у доальпійських метаморфічних та мезозойських вулканогенно-осадових комплексах. У процесі насування окремі комплекси кори різного типу зближувалися та групувалися у тектонічні агломерати – терейни.

Перші покриви Українських Карпат почали формуватися на межі юрського та крейдового періодів. Геодинамічною передумовою цього було переміщення у північно-східному напрямі терейну Тисія, на периферії якого ще у келовейський вік утворилася зона субдукції, що поглинала океанічну кору Трансільванського басейну [Savu, Udrescu, 1991]. Згодом субдукцію, очевидно, змінила обдукція, у процесі якої утворився Трансільванський офіолітовий покрив. В андійську фазу терейн Тисія наблизився до Мармароської мікроплити. Внаслідок колізії континентальна кора цієї мікроплити зазнала тектонічного сколювання по розломах насувного типу, які розмежували Діловецький та Білопотоцький покриви. Поверхня шар'яжування, ймовірно, сягала рівня зміни реологічних властивостей кори, що пояснює значну протяжність зазначених верхньокорових алохтонів, складених потужними комплексами докембрійських і палеозойських метаморфічних порід. У процесі формування Діловецький та Білопотоцький покриви приєдналися до терейну Тисія, з яким утворили єдину геоструктуру – терейн Тисія-Дакія. Обидва покриви поступово здіймалися, що зумовило появу над рівнем моря великої території, причому відбулися значні переміщення Діловецького покриву, а Білопотоцький покрив набув лише тектонічних обмежень, оскільки немає доказів утворення дислокацій перед його фронтом. У подальшому Білопотоцький і Діловецький алохтони переміщувалися у складі терейну Тисії-Дакії як його чолові структури та скальпували флішові відклади крейди – палеогену, обростаючи поясами нових насувів. Сучасних структурних співвідношень ці покриви набули вже під час тектонічних рухів ранньоавстрійської фази.

У подальшому, у колізійній зоні терейну Тисії-Дакії в баремський вік одним з перших утворився Каменепотоцький покрив. Впродовж пізнього апу складчасто-насувні дислокації розвинулися у флішовому комплексі рахівської світи. Завершився ранньокрейдвий етап рухами пізньоавстрійської фази, які зумовили становлення Буркутського покриву (рис. 1).

Одночасно з тектонічними процесами змінювалися контури і глибина карпатського палеобасейну, карбонатна седиментація поступово переходить у формування флішових відкладів.

Постановка задачі та методика комп'ютерного моделювання

У крейдовий період карпатський палеобасейн з півночі був обмежений пасивною окраїною Східноєвропейської платформи. На півдні його палеогеографічні межі визначали розрізнені мікроконтиненти та блоки континентальної кори, які за

умов регіонального стиску зазнавали тектонічного сколювання, зближення та групувалися в терейнові структури. Враховуючи цю ситуацію, для території Українських Карпат на альпійському циклі розвитку виділено такі головні геоструктури: терейн Тисія-Дакія і пасивну окраїну Східноєвропейської платформи, яка переходить у фундамент флішового басейну.

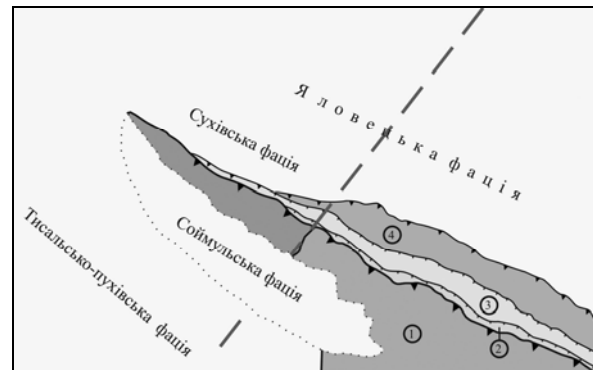


Рис. 1. Покриви ранньокрейдвого етапу формування: 1 – Діловецький і Білопотоцький; 2 – Каменепотоцький; 3 – Рахівський; 4 – Буркутський

Колізія терейну з фундаментом зумовила формування складчасто-насувних структур у вулканогенно-осадовому виповненні карпатського палеобасейну. Тому модель повинна містити три головні елементи: фронтальну частину терейну, окраїну платформи з підфлішовим фундаментом та стратифікований осадовий комплекс. Враховуючи розташування та простягання цих елементів на українській території Карпат, побудовано двовимірну модель описаної тектонічної ситуації у формі геологічного розрізу. Проте вже пробне моделювання засвідчило доцільність додаткових спрощень її будови. Виявлено, що тектонічний стиск та зумовлені ним напруження і деформації поширюються в осадовому комплексі на незначну відстань (до 15 км на моделі) від зони колізії. Тому на вихідній моделі задано лише північно-східну периферію терейну Тисії-Дакії та фрагмент осадового комплексу, підосва якого відповідає поверхні тектонічного скальпування (detachment horizon), де задано умови неідеального механічного контакту (тертя-ковзання). Північно-східну окраїну терейну показано у вигляді профілю його схилу, пологого в підніжжі та стрімкішого (до 25°) на більшій своїй частині, що характерно для внутрішніх схилів конвергентних зон (рис. 2).

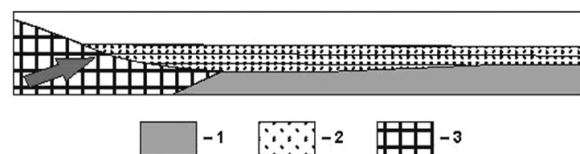


Рис. 2. Складові елементи моделей: 1 – фундамент палеобасейну; 2 – осадовий комплекс; 3 – терейн

На моделях також враховано тиск товщі (2 км) води на покрівлю осадового комплексу та літостатичний тиск порід. Фізико-механічні властивості порід (модуль пружності, коефіцієнт Пуассона, межа пластичності, параметр в'язкості) підібрані з доступних літературних довідників та ста-

тей близької тематики [Физические..., 1988; Wis-sing at al., 2003; Henk, Nemcok, 2008] відповідно до заданої будови розрізу осадового комплексу (див. таблицю), де h – потужність, E – модуль Юнга, ν – коефіцієнт Пуассона, σ_T – межа пластичності, E_T – модуль зміцнення.

Загальні відомості про геометрію та фізико-механічні властивості комп'ютерних моделей

Модель	Геометрія і граничні умови	Усереднені характеристики трьох макрошарів		
		потужність і густина	*пружність	пластичність
		h^* , км / ρ^{**} , г/см ³	E^* , ГПа / ν^{**}	σ_T^* / E_T^{**} , ГПа
M-1.1		0,5 / 2,2	15 / 0,15	0,05 / 0,4
		0,5 / 2,3	20 / 0,15	0,05 / 0,5
		0,5 / 2,4	15 / 0,15	0,05 / 0,4
M-1.2		0,5 / 2,2	15 / 0,1	0,01 / 0,1
		0,5 / 2,3	20 / 0,1	0,04 / 0,2
		0,5 / 2,4	15 / 0,1	0,02 / 0,2
M-2.1		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
M-2.2		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
M-2.3		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
M-2.4		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
M-2.5		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3
		0,5 / 2,2	30 / 0,15	0,1 / 3

Примітка. * – величина в чисельнику, ** – величина в знаменнику

Розрахунок напружень та деформацій у кожній точці заданих моделей виконано методом скінченних елементів [Zienkiewicz, Taylor, 2000]. Цей метод добре себе зарекомендував у моделюванні геологічних структур та процесів [Jing, 2003]. Глобальну нелінійну систему рівнянь отримують підсумовуванням внесків окремих елементів (з урахуванням того, що вузли в межах суцільного середовища мають “наскрізну” нумерацію). Для розв’язування цієї системи найчастіше використовують інкрементні ітераційні методи типу Ньютона-Рафсона, зокрема, метод початкових напружень, розраховані за відомими переміщеннями вузлів елементів, коректують відповідно до досягнутого рівня деформацій [Можаровский Н.С., 1991].

Після завершення розрахунків виводимо у графічній формі компоненти векторів переміщень, тензорів деформацій і напружень та їхні інваріанти. Першочергове значення для структурної інтерпретації мають інваріанти тензора напружень: еквівалентні напруження (за Мізесом) σ_{eqv} , рівносторонній тиск p , максимальні дотичні напруження τ_{max} , параметр виду напруженого стану μ_σ (Лоде-Надаї). Для обґрунтування положення і ймовірності виникнення розривних порушень потрібно мати розташування на моделі зон максимальних дотичних напружень, області критично високого рівня напружень, розподіл всесторонніх тисків та орієнтацію можливих напрямів сколювання. У стандартних програмних продуктах не передбачено визначення та графічне відображення

цих особливостей напружено-деформованого стану порід. Для їхньої побудови та візуалізації розроблено програму [Фурман та ін., 2007]. Лінії сколювання на графічних матеріалах відповідають напрямам найбільших дотичних напружень, що перетинають лінії головних напружень під кутом внутрішнього тертя. Усереднене значення цього кута для всього осадового комплексу приймаємо 30° . Положення зон крихкого руйнування (поширення тріщин і розривів) визначено за критерієм Байерлі, що достатньо точно описує поведінку гірських порід за умов стиску [Ребецкий, 2007]. Класифікацію розривних порушень за положенням осей головних нормальних напружень виконано відповідно до теорії розломоутворення Андерсона, як це прийнято в тектонофізиці [Гинтов, 2005; Ramsay, Lisle, 2003].

Наведені нижче рисунки містять такі результати візуалізації відносно початкової конфігурації моделі (згори – донизу): весторонні тиски p та еквівалентні деформації ε_{eqv} ; максимальні дотичні напруження τ_{max} та еквівалентні напруження σ_{eqv} ; параметр Лоде-Надаї μ_σ та зони крихких деформацій $\Delta t > 0$; траєкторії головних напружень та лінії ковзання; класифікацію розривних порушень відповідно до визначеного деформаційного режиму. Шкали рівнів для цих величин показано тільки на рис. 3 (модель М–1.1). Оскільки для інших моделей ці шкали ідентичні (так вибрано рівні з метою порівняльного аналізу), то для економії місця їх опущено. “Розкадровку” полів напружень і деформацій дано для стиску на 0,5; 1; 1,5 і 2 км (крім моделі М–1.2). Деякі з графіків для наступних моделей також опущено (якщо вони не мають істотних відмінностей з попередніми аналізованими моделями чи етапами стиску).

Моделювання механізмів формування ранніх насувів Українських Карпат

До ранніх насувів зараховано структури Українських Карпат, що сформувалися на початку колізії терейну Тисії-Дакії з фундаментом флішового палеобасейну. За наведеними вище даними цей процес розпочався у баремський вік. Мілководні фації ранньомезозойського субплатформового чохла Білопотоцького покриву свідчать, що в юрський період його покривало море. Північніше розташовувався периферійний карпатський басейн, в якому також переважала карбонатна седиментація, яка у південній частині супроводжувалася підводним вулканізмом основного складу. Ймовірно, перехід від терейну до фундаменту палеобасейну був морфологічно подібний до окраїни активного типу. Переломний момент настав у ранньоавстрійську фазу, коли Білопотоцький покрив почав насуватися у бік басейну. Його північна тектонічна межа, ймовірно, була приурочена тоді до підніжжя схилу, де змінювалася потужність та будова кори.

За описаною палеогеографічною ситуацією побудовано двовимірну модель тришарового осадового комплексу, що залягає на слабо похилому

підфлішовому фундаменті, схилі й підніжжі терейну, між якими враховано умови контакту – тертя ковзання. За потужністю та фізико-механічними властивостями макрошари тотожні відкладам рахівської світи (див. табл.). Шляхом зміни крайових умов змодельовано два геодинамічні механізми. У першому випадку терейн переміщується горизонтально, зумовлюючи колізійний стиск осадового комплексу (модель М–1.1). У другій постановці змодельовано підкидовий рух Білопотоцького покриву в складі терейну (модель М–1.2).

За обох механізмів початкової стадії колізії на моделях осадового комплексу отримано різко нерівномірний розподіл напружень та деформацій (рис. 3, 4.). Максимальні їхні значення приурочені до конвергентної зони на стику двох геоструктур. За субгоризонтального стиску поле напружень та деформацій майже симетричне відносно осі зони колізії, а насувне переміщення терейну породжує асиметричне поле, осьова частина якого розташована на продовженні розлому фундаменту і має пряму вергентність. За однакової величини горизонтальної складової переміщення терейну напруження і деформації інтенсивніше збільшувалися на моделі насувного механізму колізії. За переміщення на 0,25 км на моделі М–1.1 вони сягали 50–75 МПа, а на моделі М–1.2 – лише 25–50 МПа). На обох моделях чітко виражений зв'язок напружень з літологічним складом макрошарів. Помітно більші значення вони мають у компетентному макрошарі, який відповідає пащі розрізу з більшою кількістю та потужністю прошарків пісковиків.

Істотні відмінності виявлено в орієнтуванні осей головних напружень. Траєкторії осей максимальних напружень (σ_1) за умови субгоризонтального стиску описують в осадовому комплексі аркоподібні дуги з центром у зоні колізії. У частині осадової товщі, де напруження тектонічного походження змінюються літостатичним тиском, ця вісь переорієнтовується у субвертикальне положення. Така перехідна зона відповідає фронтальній частині зони тектонічних впливів, що зміщується вздовж осадового комплексу зі збільшенням стиску. У випадку підкидового руху терейну траєкторії осі стиску описують концентричні дуги лише за невеликого переміщення терейну (до 0,25 км), а далі на їхнє орієнтування впливає шарувата будова осадової товщі. У розрізі товщі можна виділити два рівні: нижній – скісного до субвертикального положення траєкторій осей σ_1 ; верхній – субгоризонтального положення, паралельного до шаруватості.

Лінії сколювання, що відповідають напрямам максимальних дотичних напружень, описують подібні траєкторії за обох кінематичних механізмів колізії (рис. 3, 4) В області максимальних напружень та деформацій вони утворюють дві діагональні щодо шаруватості системи. Досить прямолінійні та пологіші траєкторії сколювання при таманні для субгоризонтального стиску, криволінійні і стрімкіші – для діагонального.

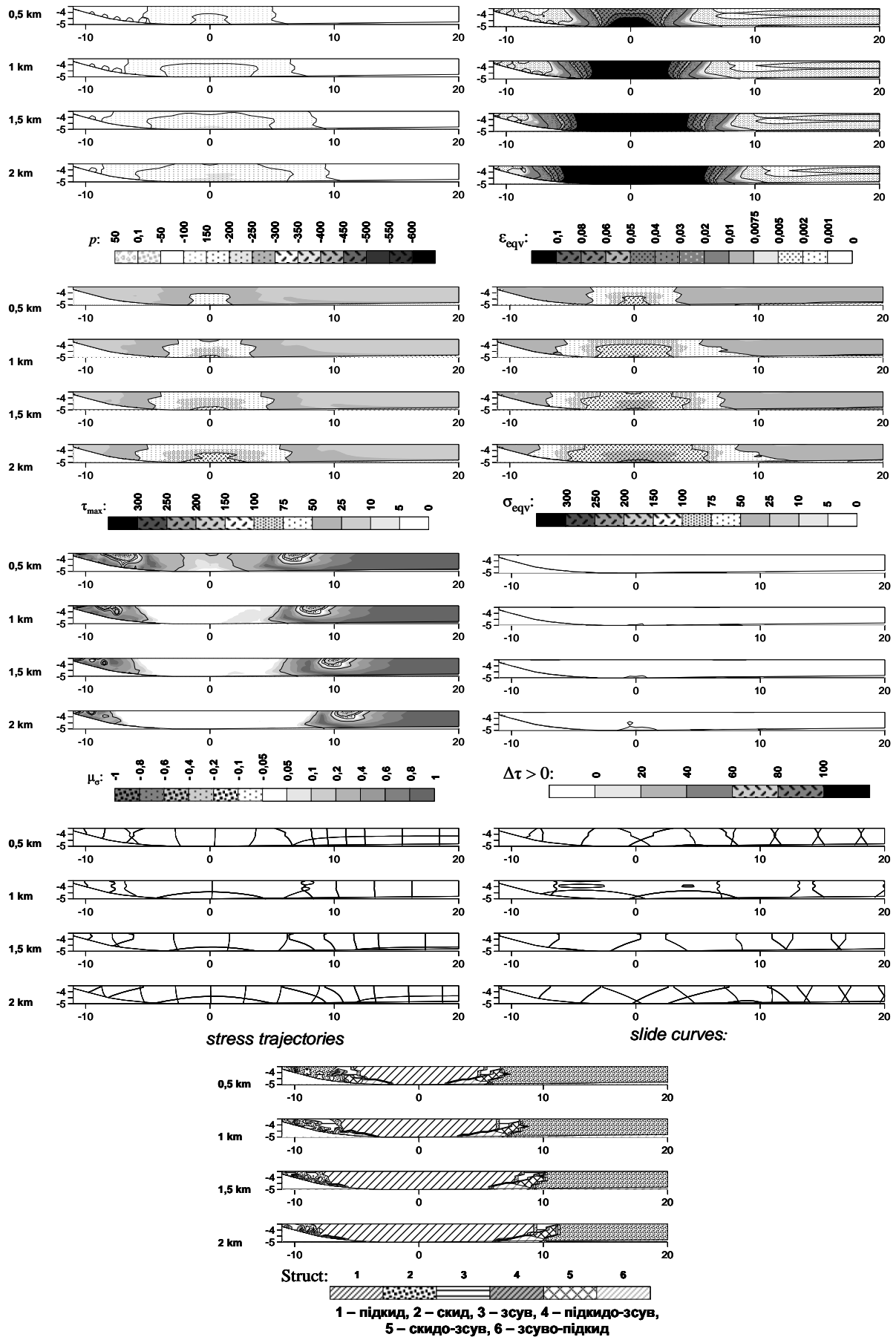


Рис. 3. Складові полів напружень і деформацій для моделі М-1.1 (пояснення в тексті)

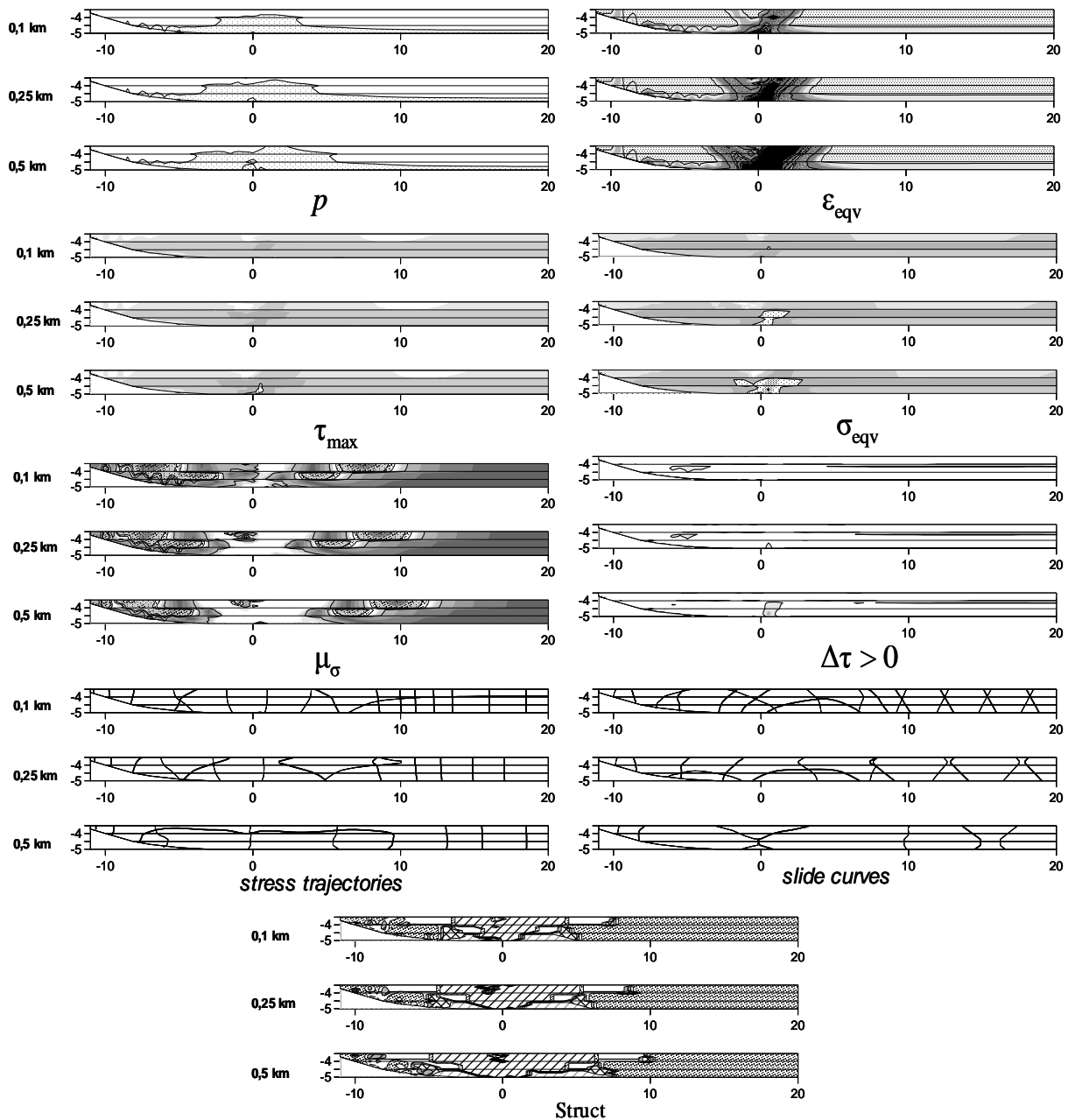


Рис. 4. Складові полів напружень і деформацій для моделі М-1.2

Всесторонні тиски та максимальні дотичні напруження за розподілом та розвитком у часі повторюють особливості поля еквівалентних напружень. Зазначимо лише, що максимальні дотичні напруження швидше збільшуються у компетентному макрошарі та залежать від величини стиску, показником якого є всесторонній тиск. Відповідно зони руйнування збігаються з зонами максимальних всесторонніх тисків і максимальних дотичних напружень. Параметр Лоде-Надаї для цих зон близький до нуля і відповідає механічним деформаціям зсуву, а у змодельованій динамічній ситуації – розвитку насувних порушень.

За умови субгоризонтального стиску осадового комплексу зона крихкого руйнування розвивається від нижніх стратиграфічних рівнів догори, є

симетричною або нахилена у бік терейну (рис. 3). У випадку реалізації підкидового механізму колізії домінуватимуть насиви прямої вергентності (рис. 4). Вони також виникатимуть у низах осадового комплексу та поширюватимуться до верхів його розрізу.

Вплив морфології дна палеобасейну на зародження раних насувів

За наведеними вище геологічними даними, вже на початку колізії терейну Тисії-Дакії з фундаментом прилеглому басейну відбулася зміна складу і типу відкладів з поступовим переходом до флішового режиму седиментації. Поява нових літодинамічних типів відкладів відображає зміну морфології та глибини карпатського палеобасейну і па-

леогеографічної ситуації у регіоні загалом. Це підтвердили седиментологічні дослідження відкладів нижньої крейди, завдяки яким реконструйовано палеогеографічні умови їхнього формування, що відповідають континентальному схилу, підніжжю та переддуговому жолобу [Гнилко, 1999]. У межах жолоба формувалися, зокрема, відклади рахівської світи, якими складені насуви ранньої генерації. Тому одним із чинників, який міг визначати положення і вергентність цих структур, є регіональні особливості морфології дна карпатського палеобасейну. Передусім важлива зміна його геоморфологічних елементів уздовж поперечного профілю, адже окремим зонам морських і океанічних басейнів властиві певні типи відкладів та їх різна потужність.

Для вивчення впливу поперечного профілю дна та змінної потужності осадового комплексу на формування ранніх насувів побудовано серію моделей, що відповідають декільком гіпотетичним ситуаціям у переддуговій частині флішового палеобасейну (див. табл. і рис. 5, 6). На вихідній моделі (М–2.1) задано субгоризонтальне дно і однакову потужність осадового комплексу. Така постановка моделює гіпотетичну ситуацію, за якої відсутній переддуговий прогин. На другій моделі (М–2.2) фундамент має пологий (до 1°) нахил зовнішнього борту жолоба у бік його осьової частини; в цьому ж напрямі збільшується потужність відкладів. Геометрично чіткіше виражений жолоб на наступних трьох моделях, де він має стрімкіший (до 3°) нахил зовнішнього крила поблизу осьової частини. Далі, в бік басейну нахил дна постійний (модель М–2.3) або змінюється, моделюючи різнонахилені блоки підфлішового фундаменту (модель М–2.4). Відповідно до профілю дна змінюється і потужність осадового комплексу. Змодельовано також ситуацію (модель М–2.5), за якої потужність відкладів у жолобі та прилеглої частині басейну постійна, а дно має пологий нахил в сторону осі западини. Тут зроблено припущення про інтенсивне некомпенсоване опускання дна в зоні конвергентної взаємодії перед утворенням насувів. Між осадовим комплексом та його фундаментом задано умови контакту тертя–ковзання ($\mu = 0,55$).

На моделях осадового комплексу з відзначеними вище особливостями отримано поля напружень і деформацій, що мають загалом подібний розподіл за величиною та положенням, проте виявлено також важливі відмінності. Напруження та зумовлені ними деформації на всіх моделях розподілені різко нерівномірно, охоплюючи передусім ту частину осадового комплексу, що розташована в зоні конвергентної взаємодії (до 10–15 км). На віддаленіші масиви осадових порід тектонічні зусилля не поширюються, і там діє метастабільний напружений стан, спричинений літостатичним тиском. Відповідно формування дислокацій в осадовому комплексі почалося у прилеглої до терейну частині флішового басейну. З насуванням терейну та збільшенням зусиль стиску чітко вимальовуються дві області максимальних за значенням напружень (до 250–300 МПа) та деформацій (до

10 %). Одна з них локалізована в осадовому комплексі безпосередньо над зоною колізії, а друга – постає пізніше в товщі порід, що залягають у нижній частині схилу терейну. Перша область є головною і до неї приурочені ранні деформації. Положення головної області дислокацій однакове на всіх моделях, за винятком ситуації з різкою зміною потужності осадового комплексу (модель М–2.3), де вона дещо зміщена у бік терейну (рис. 6, 7).

За однакової швидкості переміщення терейну напруження та деформації на окремих моделях збільшуються з різною інтенсивністю. Найшвидше напруження та деформації збільшуються на моделі М–2.2, внаслідок чого й поширюються на порівняно більшу частину осадового комплексу (близько 15 км). Дещо меншого рівня, проте більш локалізованою, є головна область деформацій на моделях М–2.4 і М–2.5. На моделі М–2.4 виявлено нерівномірний у часі розвиток напружено-деформованого стану: відносно повільне зростання величини напружень на початку стиску (до 0,5 км) та прискорене після цього, що виражено в осьовій частині області максимальних значень, розміри якої при цьому не змінюються. Найменший рівень напружень і деформацій та розмах області першочергових дислокацій зафіксовано на моделях М–2.1 та М–2.3. За формою вона має більш чи менш виражену асиметрію та типовий нахил в своїй осьовій частині. На моделях М–2.1, М–2.2, М–2.3 і слабше на моделі М–2.5 область ранніх дислокацій асиметрична і нахилена в бік терейну. Чітко виражений нахил осьової частини у бік осадового басейну вона має на моделі М–2.4. Зони руйнування на моделях за положенням та орієнтацією відповідають осьовій частині області максимальних напружень і деформацій.

Траєкторії осей головних нормальних напружень (σ_1 і σ_3), побудовані за значеннями компонент напружень, на всіх моделях мають подібну орієнтацію. Вісь максимальних напружень, що відповідає напрямам стиску в осадовому комплексі, описує концентричні дуги навколо області максимальних напружень. Вісь мінімальних напружень займає близьке до вертикального положення. Відповідно, не виявлено істотних відмінностей в орієнтації напрямів максимальних дотичних напружень, що відповідають площинам сколювання під час руйнування. Вони утворюють дві діагональні системи щодо шаруватості осадового комплексу. Одна з них описує дуги, перегин яких приурочений до фронтальної частини зони поширення тектонічних напружень. Друга система напрямів сколювання має віялоподібне орієнтування: в зоні дії тектонічних сил лінії ковзання нахилені в бік терейну, на її периферії – субвертикальні, а за межами – у бік басейну. Обчислений за значеннями головних напружень параметр Лоде-Надаї у більшій частині зони тектонічного стиску близький до нуля, що відповідає зсувним деформаціям. За описаного орієнтування площин максимальних дотичних напружень формуватимуться насувні порушення.

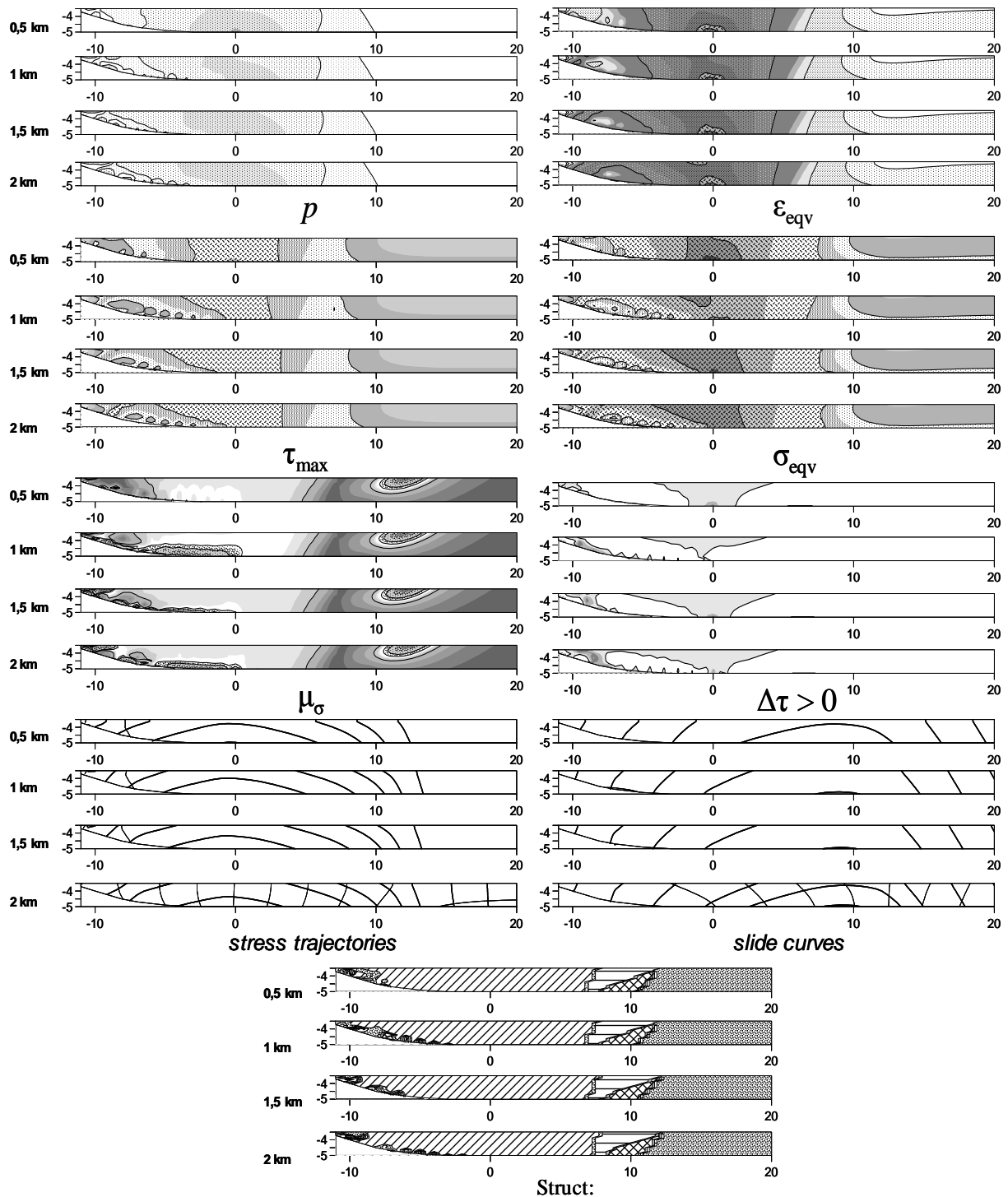


Рис. 5. Складові полів напружень і деформацій для моделі М–2.1

Повна деформація осадового комплексу на всіх моделях представлена пружною та пластичною складовими, що відрізняються за величиною та орієнтуванням областей максимальних значень. Першими виникають пружні деформації, які швидко поширюються від зони зіткнення в осадову товщу та мають малий градієнт значень. На моделі із субгоризонтальним фундаментом пружні деформації мають невелику величину (до 1 %) та поширені від зони зіткнення на 10 км. За умов пологого нахилу фундаменту та зміни потужності порід їхня величина та

площа охоплення збільшуються майже вдвічі. Якщо потужність витримана (М–2.5) або вдвічі більший нахил дна і непостійна потужність, то реалізується проміжний варіант.

Значно більшої величини (до 6–10 %) сягають пластичні деформації. За особливостями розподілу на окремих моделях вони повторюють пружні деформації. Однак пластичні деформації локалізовані в областях максимальних напружень, мають високий градієнт значень та доволі різко загасають у фронтальній частині зони поширення тектонічних впливів.

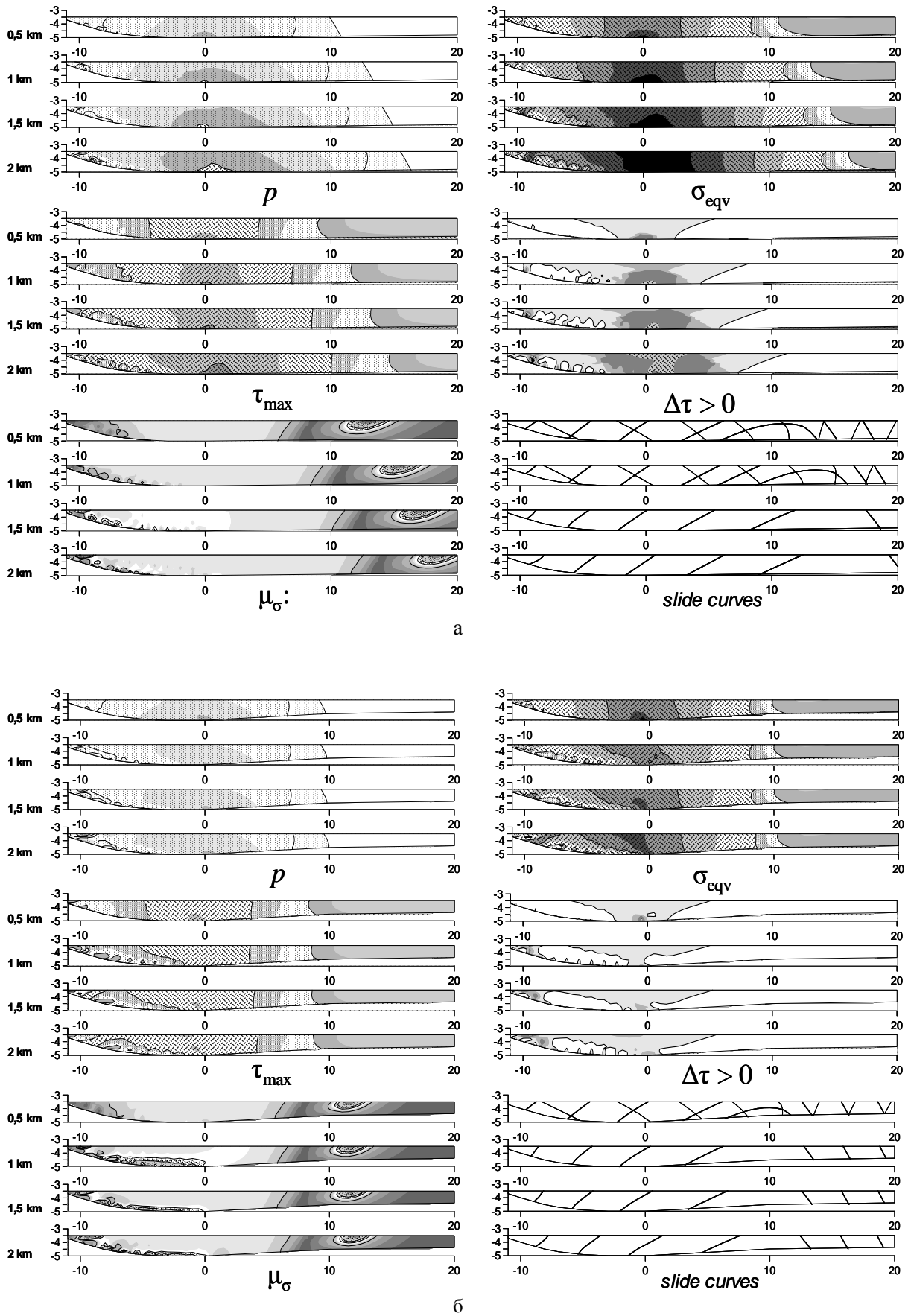


Рис. 6. Деякі основні результати для моделей М-2.2 (а), М-2.3 (б)

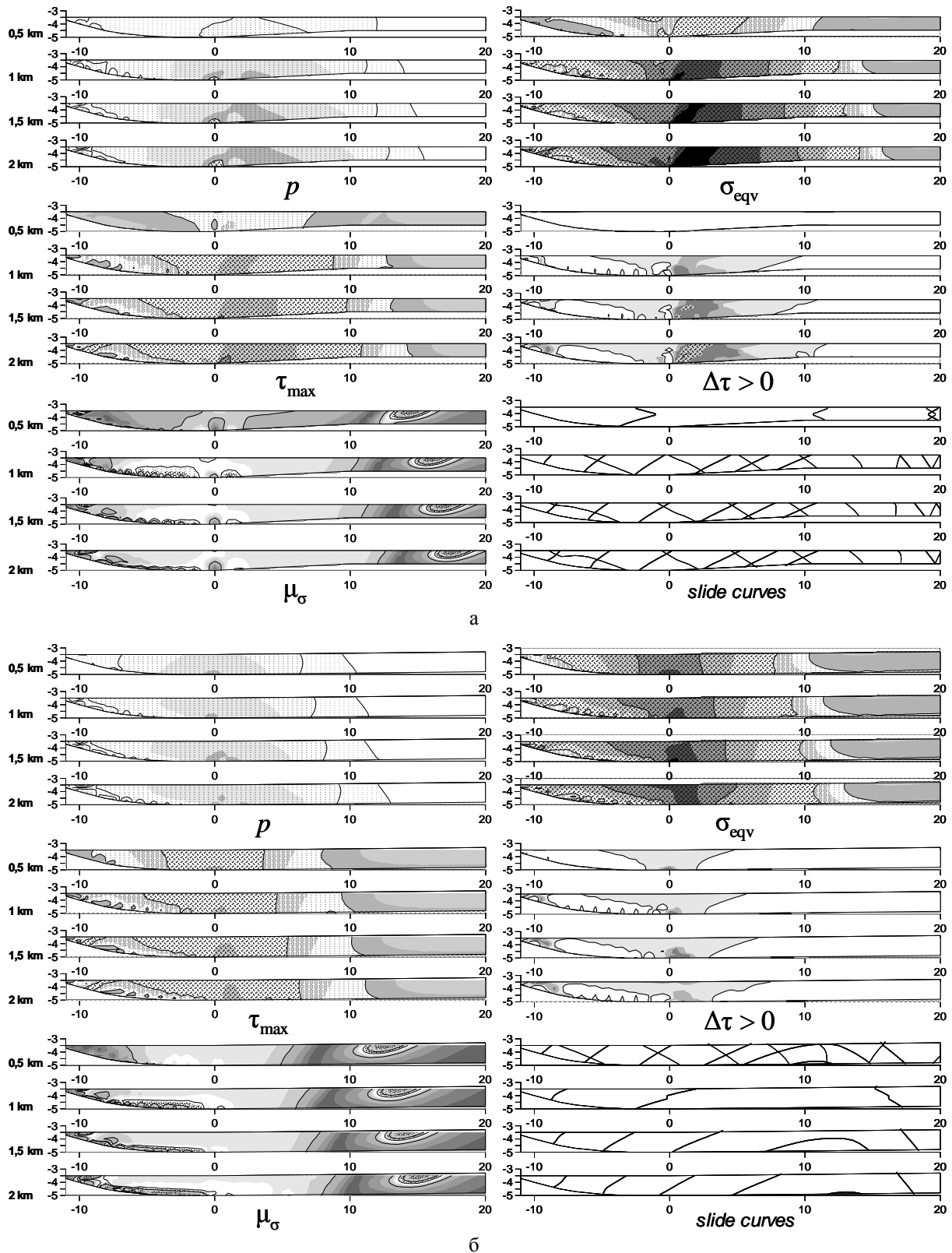


Рис. 7. Деякі основні результати для моделей М-2.4 (а) та М-2.5 (б)

Отже, аналіз полів напружень і деформацій у побудованих моделях засвідчив, що найсприятливішим для формування насувних структур прямої (від терейну) вергентності є регіональний профіль дна флішового басейну з вираженою западиною переддугового жолобу. Потужність осадового ком-

плексу в його межах не повина різко змінюватися. У протилежному випадку можливі насиви зворотної вергентності, що обґрунтовано на моделі М-2.3, де область максимальних напружень та деформацій і зони руйнування нахилені у бік терейну. За умов помірної зміни потужності кон-

центрація напружень в осадовому комплексі відбувається інтенсивніше та більш локалізовано (порівняно з іншими ситуаціями), що сприятиме, передусім, розвитку крихких дислокацій. Перший насув в осадовому комплексі виник у зоні зіткнення терейну з фундаментом флішового басейну і був продовженням насувної зони Білопотоцького покриву. Про це свідчать нахил осьової частини області максимальних напружень та деформацій, зони руйнування, параметр Лоде-Надаї та класифікація розривних порушень за положенням осей головних нормальних напружень.

Висновки

Виконане комп'ютерне моделювання дало змогу з'ясувати та обґрунтувати окремі аспекти механізму формування перших насувів у флішових відкладах нижньої крейди Українських Карпат. На серіях скінченно-елементних моделей осадового комплексу за динамічних умов колізійного стиску вивчено значення чинників, які могли визначати характер дислокацій, а саме, кінематику конвергентної взаємодії, морфологію dna палеобасейну, латеральні зміни потужності осадового комплексу та зміни будови його розрізу. За допомогою методики комплексного аналізу просторово-часової еволюції модельних полів напружень і деформацій здійснено структурну інтерпретацію результатів і визначено положення зони першочергових крихких деформацій та передумови розвитку в ній насувів загальнокарпатської вергентності.

Виявлено, що ранньокрейдіві насуви формувалися в флішових відкладах у зоні динамічного впливу Білопотоцького покриву фундаменту – фронтальної структури терейну Тісі-Дакії. Необхідною умовою утворення розломів північно-східної (карпатської) вергентності є підкидове до насувного переміщення терейну загалом, а сприяти цьому могли асиметричний профіль переддугового жолобу та помірне зменшення потужності осадів у бік його зовнішнього схилу. Неоднорідна (макросхарувата) будова осадового комплексу визначала величину напружень та деформацій у ньому залежно від літологічного складу, проте не впливала на положення та орієнтацію перших насувів. Магістральне насувне порушення зароджувалось у низах осадової товщі, передусім у компетентних пачках, та поширювалось до її верхів.

Очевидно, що перспектива подальших досліджень у цьому напрямку полягає в уточненні та ускладненні комп'ютерних моделей, зокрема, важливим є дослідження напруженого стану тіла насуву, морфології розломних порушень, впливу пластичних та крихких деформацій тощо.

Література

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. – М.: Наука, 1990. – 167 с.
Безр М.А. Карпаты и Динариды в мезозое // Геотектоника. – 1983. – № 2. – С. 58–70.

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры. – К.: “Феникс”, 2005. – 572 с.
Гнилко О.М. Палеоокеанографічні умови седиментації барем-альбських відкладів Українських Карпат та геодинамічна модель формування ранньокрейдівих осадових басейнів регіону // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 3. – С. 6–17.
Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма // Геодинаміка. – 2012. – 1(12). – С. 67–78.
Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеомезозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника – 1977. – № 3. – С. 3–24.
Можаровский Н.С. Теория пластичности и ползучести в инженерном деле: учебник. – К.: Вища шк., 1991. – 264 с.
Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ “Академкнига”, 2007. – 406 с.
Ступка О.С. Тектоніка Українських Карпат – досягнення і проблеми // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 2. – С. 27–37.
Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2: Пер. с англ. – М.: Мир, 1985. – 360 с.
Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: справочник / Под ред. М.П. Воляровича. (2-е изд.). – М.: Недра, 1988. – 255 с.
Фурман В., Хом’як М., Хом’як Л. Методика комплексного аналізу деформацій та напружень скінченно-елементних моделей насувоутворення // Геодинаміка. – 2007. – 1(6). – С. 85–94.
Хом’як Л.М. Насуви в геологічній еволюції Українських Карпат та динамічні умови їх формування за даними комп'ютерного моделювання. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка. – 2010. – 21 с.
Еволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат / О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх // Геофиз. журн. – 2011. – Т. 33, № 5. – С. 17–34.
Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – V. 210. – P. 1–56.
Ellis S., Schreurs G., Marion Panien. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development // J. of Struct. Geol. – 2004. – Vol. 26. – P. 1659–1675.
Henk A., Nemcok M. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures // J. of Struct. Geol. – 2008. – Vol. 30. – P. 81–97.

- Jing L. A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering // *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*. – 2003. – Vol. 40. – P. 283–353.
- Ramsay J.G., Lisle R.G. The techniques of modern structural geology. Vol. 3. Applications of continuum mechanics in structural geology. – Elsevier, 2000. – P. 701–1061.
- Wissing S.B., Ellis S., Pfiffner O.A. Numerical models of Alpine-type cover nappes // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 367. – P. 145–172.
- Mäkel G., Walters J. Finite element analyses of thrust tectonics: Computer simulation of detachment phase and development of thrust faults // *Tectonophysics*. – 1993. – Vol. 226. – P. 167–185.
- Savu H., Udrescu C. A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from Mures zone // *Rev. Roum. geol., geophys. et geogr. Ser. Geolog.* – 1991. – V. 35. – P. 35–43.
- Zienkiewicz O.C., Taylor R.L. The Finite Element Method. Fifth ed. Vol. 1: The Basis. – Butterworth-Heinemann, 2000. – 689 p.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ
ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ РАННИХ НАДВИГОВ УКРАИНСКИХ КАРПАТ**

Л.Н. Хомяк, Н.Н. Хомяк

Предложен ряд двумерных конечно-элементных моделей надвигообразования во флишевом бассейне на основе уравнений упруго-пластичности для кусочно-однородных сред. С использованием компьютерного моделирования уточнен механизм формирования раннемеловых надвигов Украинских Карпат. В рамках методики комплексного анализа изучены поля вычисленных напряжений и деформаций в осадочном комплексе при условиях коллизии. Определены положение первых надвигов общекарпатской ориентации, роль тектонических движений и морфологии дна палеобассейна.

Ключевые слова: моделирование надвигообразования; метод конечных элементов; комплексный анализ деформаций и напряжений; Украинские Карпаты.

**THE STRAIN-STRESS STATE MODELLING OF THE SEDIMENTARY COMPLEX
IN COLLISION ZONE AND DYNAMIC CONDITIONS OF EARLY THRUSTS FORMATION
IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

L.N. Khomyak, N.N. Khomyak

Series of the finite-element 2D-models of thrusts in the flysh basin on the base of elastoplasticity equations for piecewise-homogeneous medium are proposed. Using computer modelling the formation mechanism of thrusting in the Ukrainian Carpathians during Early Cretaceous is improved. Within the framework of the complex analysis the fields of calculated stresses and strains of the sedimentary rocks in the collision zone are studied. The place of first thrusts with general Carpathian orientation, the role of tectonic displacements and paleo-basin basement morphology are determined.

Key words: thrust modelling; finite element method; complex analysis of strains and stresses; Ukrainian Carpathians.