

УДК 550.34.

Д. Малицький¹, д-р фіз.-мат. наук, проф.,
 А. Муровська², канд. геол. наук,
 О. Гінтов², проф., д-р геол.-мінералог. наук,
 А. Гнип¹, канд. фіз.-мат. наук,
 О. Обідина¹, асп.,
 С. Мичак², канд. геол. наук,
 О. Грицай¹, канд. фіз.-мат. наук,
 А. Павлова¹, канд. фіз.-мат. наук

¹Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
 вул. Наукова, 3-б, м. Львів, 79060, Україна

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
 пр. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

МЕХАНІЗМИ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ ТА ПОЛЕ НАПРУЖЕНЬ СОЛОТВИНСЬКОЇ ЗАПАДИНИ ЗАКАРПАТТЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, с.н.с. І.М. Корчагіним та чл.-кор. НАН України О.В. Кендзерою)

У роботі представлено два різні методи для визначення поля напружень Солотвинської западини (СЗ), яка є частиною Закарпатського прогину. Перший метод – це визначення поля напружень із фокальних механізмів землетрусів шляхом розв'язання оберненої задачі, а другий – за результатами польових тектонофізичних досліджень. Задача визначення головних напружень через механізми вогнищ з використанням методу Майкла потребує знання про те, котра з нодальних площин є площиною розриву. У роботі, використовуючи метод Майкла у модифікації В. Ваєричука та критерій нестабільності розриву, визначаються площини розривів та напрями головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 для 30 тягівських землетрусів, які відбулися у період із 19.07 по 06.08.2015. Фокальні механізми серії тягівських землетрусів визначалися графічним методом. Вхідними даними для графічного методу є: знак полярності вступу Р хвилі, кут виходу (або кут падіння) Р хвилі для кожної станції, а також азимуту станцій. В цілому виявилось, що всі 30 визначених механізмів майже ідентичні, тобто відображають єдиний загальний механізм головного поштовху і його афтершоків. З іншого боку, це є ознакою ефективності запропонованого методу вирішення оберненої задачі.

Для визначення головних осей тензора напружень за результатами тектонофізичних досліджень у роботі застосовано кінематичний метод для опрацювання тектонічних дзеркал з бороздами ковзання та структурно-парагенетичний метод для обробки розривів без слідів переміщення. У роботі представлені вісім відслонень, які розміщені в межах Солотвинської западини і на прилеглих ділянках: три з них відносяться до зони Пенінських скель; три розташовані в полі розвитку вулканітів Вигорлат – Гутинської гряди, а два – безпосередньо в межах западини. Для всіх вивчених відслонень зафіксовано повторювані закономірності в типах реконструйованих полів напружень та орієнтації головних осей. В цілому, переважають поля напружень зсувного та скидового типу. Поля скидового типу характеризуються субгоризонтальною південно-західною – північно-східною орієнтацією вісі розтягу σ_3 , і є подібними до механізмів тягівських землетрусів. У найближчих до епіцентральної зони відслоненнях аналогічно орієнтовані осі розтягу в полях як скидового, так і зсувного типу. Збіг орієнтації осей розтягу, визначених за тектонофізичними і сейсмологічними даними дозволяє ідентифікувати наймолодші поля напружень за матеріалами польової тектонофізики.

Ключові слова: вогнище землетрусу, тензор напружень, головні напруження, кінематичний метод, нормальне і дотичне напруження, метод Майкла.

Вступ. Спільна інтерпретація матеріалів польової тектонофізики і сейсмології (механізмів вогнищ землетрусів) має в українській геофізиці багатий досвід. Вона ефективно використана при вивченні Південно-Кримської сейсмогенної зони [10] та зони Вранча [4]. Головним чином, це пов'язано з тим, що вікові співвідношення відновлених тектонофізичними методами полів напружень складно оцінити лише на підставі польових спостережень. Тому для прив'язки їх за часом важливим є співставлення полів напружень, отриманих за тектонофізичними дослідженнями і за механізмами вогнищ сучасних землетрусів. З іншого боку, у добре відслонених регіонах поля напружень, визначені тектонофізичними методами, мають більшу детальність і охоплюють більшу територію, ніж мережа епіцентрів землетрусів, що дозволяє, в окремих випадках, розповсюджувати дані сейсмології на асейсмічні і слабкосейсмічні райони.

Проте, наближений територіально до зони Вранча Закарпатський регіон відрізняється від неї, на щастя, тим, що основна і досить велика кількість закарпатських землетрусів характеризуються невеликою магнітудою. Через це до останнього часу дослідники не мали можливості одержати традиційними методами їх фокальні механізми і геодинамічне вивчення Українських Карпат не використовувало таку важливу сейсмологічну складову.

У даній роботі пропонується метод побудови фокальних механізмів землетрусів невеликої магнітуди і приклад його використання при тектонофізичному вивченні Закарпатського регіону.

Основи методу. На сьогоднішній день існує декілька методів для визначення поля напружень через фокальні механізми [29]. Характерні спільні особливості і припущення, а також відмінності між ними показано в роботах

[30] і [16] з модифікаціями і розширенням їх використання [17, 24, 27, 29] та інші. Ці методи, як правило, припускають, що 1) тектонічне напруження є однакове (однорідне) в досліджуваному регіоні, 2) землетруси відбуваються в існуючих розломах з різною орієнтацією, 3) вектор поштовху по розриву спрямований у напрямку дотичного напруження на розриві – так звана гіпотеза Волеса-Бота [18, 31]. Якщо згадані припущення задовольняються, то методи для визначення напруження шляхом розв'язання оберненої задачі визначають три параметри тензора напружень: три кути, що визначають напрями головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 , а також четвертий параметр: співвідношення форми R [23]

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

У методі Майкла тензор прийнято девіаторним, тобто

$$\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0, \quad (2)$$

тоді тривимірна задача вирішується простіше, так як об'ємна деформація не враховується, а дотичні напруження залишаються незмінними [30].

Однак, визначення тензора напружень з фокальних механізмів пов'язано з головною і загальною проблемою. Щоб застосувати припущення Волеса-Бота, знаходження тензора напружень з оберненої задачі вимагає визначення, яка із нодальних площин є площиною розриву. Цю проблему розв'язати важко, і потрібна додаткова інформація (наприклад, геологічні дані), так як властива фокальним механізмам неоднозначність не дає можливості відрізнити площину розриву від додаткової нодальної площини. З огляду на це, у роботі [27], а пізніше [30] запропоновано використовувати, так званий,

критерій нестабільності площини розриву і визначати площину розриву за нодальною площиною, яка є більш нестабільною в даному полі напружень. Використовуючи цей критерій, у роботі [20] модифіковано метод і покращено його ефективність.

У роботі [30] також використано цю процедуру і, таким чином, модифіковано метод Майкла [30] у подібний спосіб. Як наслідок, напруження обчислюються не відразу, як у методі Майкла, а покроково. Кроки (ітерації) необхідні для того, щоб ідентифікувати площини розривів і визначати, таким чином, більш точне поле напружень. Використання числових тестів показало, що ітераційна інверсія з метою одностороннього визначення тензора напружень і орієнтацій розривів є доволі стійкою і дає набагато більш точні значення для R , ніж метод Майкла [30].

Для визначення головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через механізми вогнищ землетрусів у представлений роботі використано дані серії повторних сейсмічних подій, які відбулись у період із 19.07 по 06.08.2015 р. в епіцентральної зони м. Тячева Закарпатської області. Каталог сейсмологічного бюлетеня містить 79 подій з магнітудою MSH до 3,5 (Сейсмологічний бюлетень України за 2015 рік). Але з використанням спеціально розробленої методики оцінювання ступеню схожості хвильових форм за величиною коефіцієнта кореляції між ними було проведено суцільне сканування усіх записів на станції NSLU (Н. Селище) за цей період, що дозволило ототожнити у підсумку 453 події [6]. Всі події були поділені на шість груп за високим ступенем кореляції хвильових форм. Така особлива увага до повторних землетрусів Закарпаття є тому, що такі дослідження можуть виявитися особливо корисними при аналізі форшокових та афтершокових послідовностей подій та їх просторово-часового розподілу. Так як у даній роботі представлені перші результати для вивчення напруженого стану земної кори даного

регіону з фокальних механізмів, зупинимося коротко на теоретичних викладах теорій Майкла та критерію нестабільності площини розриву.

Метод Майкла. У методі для визначення тензора напружень з фокальних механізмів [15], який розвинутий Майклом (1984 р.), використано співвідношення для нормальних і дотичних напружень на розриві σ_n і τ :

$$\sigma_n = T_j n_j = \tau_{ij} n_i n_j \quad (3)$$

$$\tau_{ij} n_j = \tau_{ik} n_j (\delta_{jk} - n_j n_k) \quad (4)$$

де δ_{jk} – дельта функція, $\mathbf{T}$ – вектор напруження на розриві, який має компоненти σ_n і τ , $\mathbf{n}$ – вектор нормалі до площини розриву, $\mathbf{N}$ – одиничний вектор зсувного напруження τ вздовж розриву, τ_{ij} – тензор напружень, який містить шість незалежних компонент.

Для оцінки правої частини рівняння (4), Вавричук у роботі [30] використав гіпотезу Волеса-Бота, тобто вектор пошуку по розриву $\mathbf{s}$ є спрямований у напрямку дотичного напруження $\mathbf{N}$ на розриві. Далі він також припустив, що дотичного напруження τ на розривах має одне і теж значення для всіх сейсмічних подій, які використано для визначення тензора напружень. Крім того, у даній теорії було відзначено, що дотичне напруження τ у рівнянні (4) є нормалізованим до 1, так як метод не може визначати абсолютні значення напруження. В результаті таких припущень рівняння (4) приведено до матричного вигляду:

$$\mathbf{A} \mathbf{t} = \mathbf{s} \quad (5)$$

де $\mathbf{t}$ – вектор незалежних компонент тензора напружень τ_{ij} :

$$\mathbf{t} = [\tau_{11}, \tau_{12}, \tau_{13}, \tau_{22}, \tau_{23}, \tau_{33}]^T \quad (6)$$

матриця $\mathbf{A}$ розмірністю 3×6 розраховується через компоненти вектора нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} n_1(1-n_1^2) & -n_2 n_1^2 & -n_3 n_1^2 \\ -n_1 n_2^2 & n_2(1-2n_2^2) & -n_3 n_2^2 \\ -n_1 n_3^2 & -n_2 n_3^2 & n_3(1-2n_3^2) \\ -2n_1 n_2 n_3 & n_3(1-2n_2^2) & n_2(1-2n_3^2) \\ n_3(1-2n_1^2) & -2n_1 n_2 n_3 & n_1(1-2n_3^2) \\ n_2(1-2n_1^2) & n_1(1-2n_2^2) & -2n_1 n_2 n_3 \end{pmatrix} \quad (7)$$

$\mathbf{s}$ – одиничний вектор пошуку по розриву:

$$\mathbf{s} = [s_1, s_2, s_3]^T$$

Розглянувши вираз (7) для матриці $\mathbf{A}$ у випадку визначених фокальних механізмів для K сейсмічних подій з відомими векторами нормалей $\mathbf{n}$ і напрямками пошуку $\mathbf{s}$ для кожного з них, ми отримаємо систему $3K$ лінійних рівнянь для шести невідомих значень вектора $\mathbf{t}$ у виразі (6):

$$\mathbf{A}^g \mathbf{t} = \mathbf{s}^g \quad (8)$$

де у матриці $\mathbf{A}^g$ і векторі $\mathbf{s}^g$ включені відомі вектори нормалей $\mathbf{n}$ і напрямки пошуку $\mathbf{s}$ для всіх K сейсмічних подій.

Відомо, що розв'язок такого матричного рівняння зводиться до визначення, так званого, узагальненого розв'язку оберненої задачі [26]:

$$\mathbf{t} = \mathbf{A}^{-g} \mathbf{s}^g \quad (9)$$

Як вже було зазначено, метод Майкла має недолік, який полягає у невизначеності площин розриву для сейсмічних подій. Зрозуміло, що ця проблема зменшує точність визначення тензора напружень. Майкл провів серію чисельних експериментів і виявив, що параметр R може бути спотворений, якщо неправильно вказана площина розриву. Так як чисельні розрахунки за методом Майкла

проходять досить швидко, то перезапуск програмного пакету з відбором другої (правильної) площини розриву дає правильний розв'язок задачі. Відзначимо також, що перехід від тензора напружень, який отримується із (9), до головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – це задача на власні значення і власні вектори стосовно тензора напружень τ_{ij} .

Приведення матриці τ_{ij} до діагонального вигляду, діагональними елементами (власними значеннями) якого є головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, дозволяє визначати напружений стан через визначені фокальні механізми вогнищ землетрусів, які відбулися у досліджуваному регіоні.

Критерій нестабільності площини розриву. Перші спроби ідентифікації площин розриву в фокальних механізмах показано у роботі [23, 30]. Вавричук використав критерій руйнування розриву, який був розвинутий у роботі [24] і модифікований у роботі [30]. Автори статті [24], проаналізувавши орієнтації двох нодальних площин у полі напружень, показали, яка із них є більш нестійкою і, таким чином, більш схильною до зсувного розриву. Умова руйнування оцінюється за критерієм Мора – Кулона (Mohr–Coulomb) (рис. 1).

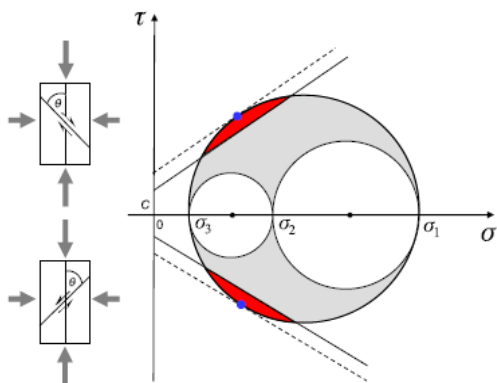


Рис. 1. Mohr–Coulomb критерій оцінки руйнування; величини τ і σ – зсувні і ефективні нормальні напруження, відповідно; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – головні напруження. Червона область показує всі можливі орієнтації площини розлому, які задовольняють критерій руйнування Mohr–Coulomb. Сині точки позначають головні площини розривів, які оптимально орієнтовані з відповідними напруженнями, C позначає коефіцієнт когезії

За цим критерієм дотичне напруження τ вздовж розриву повинно перевищувати критичне значення τ_c , яке у свою чергу, залежить від когезії C , коефіцієнта тертя μ на розриві, нормального напруження на розриві σ_n та гідростатичного тиску p [30]:

$$\Delta\tau = \tau - \tau_c \geq 0 \quad (10)$$

де

$$\tau_c = C + \mu(\sigma_n - p) \quad (11)$$

Площина розриву є нодальною площиною, котра має більше значення $\Delta\tau$. Для визначення $\Delta\tau$ в умові (10) необхідно знати значення коефіцієнта тертя μ . Так як ми порівнюємо відносну різницю напружень, то нам не потрібно знати значення коефіцієнта когезії C та тиску p . Коефіцієнт тертя μ визначався на зразках гірських порід у лабораторних умовах, і його значення коливалося, в основному, в межах від 0,6 до 0,8 [19]. У роботі [30] відзначено, що значення коефіцієнтів μ на розривах для порід земної кори є практично однакові, але для випадку великих розломів, як наприклад Сан-Андреас, цей параметр коливається в межах від 0,2 до 0,4.

Так як напруження τ і τ_c у формулах (10) і (11) вважаємо завжди додатними, то достатньо використання верхньої півплощини діаграми Мора на рис. 1. Повна діаграма Мора може бути отримана, коли враховувати знак дотичного напруження, тобто введення функції sign для дотичного напруження τ [30]:

$$\text{sign}(\tau) = \text{sign}(\mathbf{N} \times \mathbf{e}^{(3)}) \quad (12)$$

де $\mathbf{e}^{(3)}$ – напрям мінімального головного напруження.

У роботі [30] показано ще один спосіб для визначення площини розриву через коефіцієнт нестабільності розриву I (критерій нестабільності площини розриву):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)} \quad (13)$$

де τ_c і σ_c – дотичне напруження і ефективне нормальне напруження на оптимально орієнтованому розриві (рис. 2, червона точка), τ і σ – дотичне напруження і ефективне нормальне напруження на довільно орієнтованому розриві (рис. 2, чорна точка).

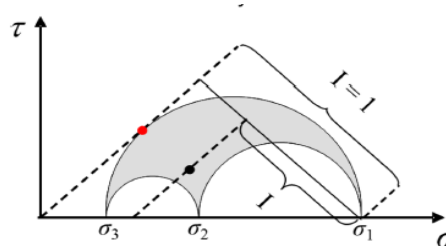


Рис. 2. Визначення нестабільності площини розриву з використанням діаграми Мора. Червоною точкою позначено напруження на головному розриві, який характеризується коефіцієнтом нестабільності розриву $I=1$. Чорною точкою позначено напруження на довільно орієнтованому розриві з довільним коефіцієнтом нестабільності I

Так як рівняння (13) є незалежним від абсолютних значень напружень, то коефіцієнт нестабільності розриву I може бути оцінений через коефіцієнти: тертя μ , співвідношення форми R і напрямних косинусів, які визначено через вектор нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву в системі координат головних напружень. Якщо ми нормалізуємо приведенний тензор напружень, тобто розглянемо головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ таким чином, що позитивне значення напруження відповідає стиску, тобто

$$\sigma_1 = 1, \quad \sigma_2 = 1 - 2R, \quad \sigma_3 = -1 \quad (14)$$

то ми отримаємо

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad \sigma_c = -\frac{\mu}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad (15)$$

і, відповідно до (13):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}} \quad (16)$$

де

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2 \quad (17)$$

$$\tau = (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 + n_3^2 - (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2)^2)^{1/2} \quad (18)$$

Таким чином, у формулах (17) і (18) коефіцієнт співвідношення форми R визначається із (1), вектор нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву – це вектор у координатній системі головних напрямів напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Коефіцієнт нестабільності розриву I змінюється в межах від 0 (найбільш стабільні розриви) до 1 (найбільш нестабільні розриви). Найбільш нестабільний розрив – це оптимально орієнтований розрив (зсувний розрив) (рис. 2, червона точка) і є основним розривом. Після знаходження основних напрямів напружень і коефіцієнта R , ці значення використовують для оцінки коефіцієнта нестабільності I за формулами (16–18) нодальних площин для всіх використаних фокальних механізмів. Площинами розривів є ті, котрі є найбільш нестабільними. Така процедура повторюється декілька разів (ітерацій) для кожного фокального механізму. Це пов'язано з тим, що параметри нодальних площин визначено з певною похибкою. Отже, відповідно до методу Майкла, орієнтації площин розривів, які знайдені в першій ітерації, використовуються в другій ітерації для повторного обчислення основних напрямів напружень і коефіцієнта R . Така процедура триває до тих пір, поки не отримано оптимальні значення напружень. Крім того, для таким обчислень за формулою (16) необхідно мати значення коефіцієнта тертя на розриві μ , яке зазвичай є невідомим. Інколи μ покладають рівним 0,6. Але частіше роблять обчислення для основних напрямів напружень і коефіцієнта R , змінюючи μ в межах від 0,2 до 0,8 з кроком $\Delta\mu = 0,1$ [30].

Район досліджень та повторні тячівські землетруси (19.07.-06.08. 2015 р.). Закарпаття є одним із регіонів України з підвищеним рівнем місцевої сейсмічної активності. Важливою рисою сейсмічної активності у регіоні, яку необхідно враховувати в дослідженнях, є її відносно невелика магнітуда землетрусів. Землетруси руйнівної сили відбуваються тут лише один раз на декілька десятиліть. З огляду на це останнім часом дедалі більшого значення набуває вивчення землетрусів малої сили, які становлять невичерпне джерело інформації про природу сейсмотектонічних процесів і причини виникнення землетрусів. До малих, зазвичай, належать так звані повторні землетруси, ототожнювані за ознакою схожості їхніх хвильових форм на одній і тій самій станції. Після відповідного аналізу хвильових форм виявилося, що повторні землетруси є істотною рисою сейсмічності регіону – їхня кількість становить значну частку від усіх зареєстрованих на його території. Карпатською мережею сейсмічних станцій було зареєстровано, зокрема, мукачівську серію 2005-2006 років, яка складалася з близько 40 неглибоких слабких землетрусів з магнітудою MSH не вище 1,8. У період з 19.07 по 06.08.2015 в епіце-

нтральній зоні м. Тячева каталог сейсмологічного бюлетеня Відділу сейсмічності Карпатського регіону містить 79 подій з магнітудою MSH до 3,5. Із використанням спеціально розробленої методики оцінювання ступеню схожості хвильових форм за величиною коефіцієнта кореляції між ними було проведено суцільне сканування усіх записів на станції NSLU (Н. Селище) за цей період, що дозволило ототожнити 453 події [6, 12]. У даній роботі проведено аналіз записів тячівських сейсмічних подій із зареєстрованої серії. За чистотою записів вибрано 30 землетрусів з магнітудами від 1 до 3,7, для яких визначено механізми вогнищ. Механізми вогнищ землетрусів визначалися за допомогою графічного методу [8, 28].

Вхідними даними для даного методу є: знак полярності вступу Р хвилі, кут виходу (або кут падіння) Р хвилі для кожної станції, а також азимуту станцій. Зауважимо, що важливою інформацією для такої задачі є дані про неточні вступу Р хвиль, так як це дозволяє більш точно визначати нодальні площини на фокальній сфері. На рис. 3 показано визначені механізми вогнищ 30 повторних тячівських землетрусів. Всі механізми є дуже подібними між собою.

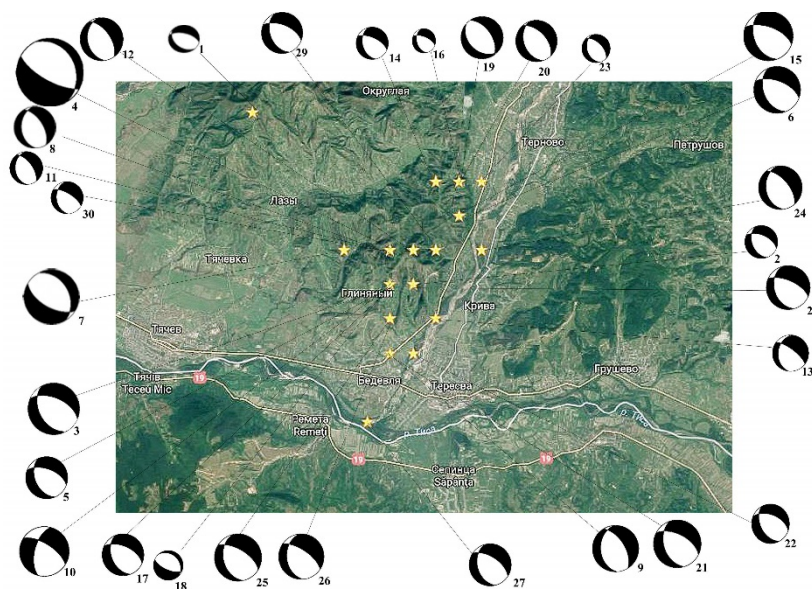


Рис. 3. Механізми вогнищ 30 подій із серії тячівських землетрусів, які відбулися у період з 19.07 по 06.08.2015р. з магнітудами від 1 до 3,7 (визначалися за допомогою графічного методу [8])

Гіпоцентри серії тячівських землетрусів розміщені в межах Солотвинської западини (СЗ), яка є частиною Закарпатського прогину. Закарпатський прогин входить у Панонсько-Трансильванську систему осадових басейнів із потужною товщею неогенових відкладів. У північно-східному напрямі СЗ відділяється від Зовнішніх (Флішових) Карпат зоною Пенінських скель і Закарпатського глибинного розлому. Із заходу СЗ межує з Чоп-Мукачівською западиною по меридіональній гілці Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, який приурочений до Оашського глибинного розлому [13]. Чоп-Мукачівська і Солотвинська западини розрізняються за характером та особливостями сейсмічності [11].

За сучасними уявленнями ороген Українських Карпат являється давньою акреційною призмою, що утворилася в результаті скорочення флішевого басейну

осадо-накопичення і прогресивного переміщення осадових пластів на океанічний або потоншений континентальний корі. Завершальним етапом розвитку складчато-насувної структури було утворення Закарпатського прогину в результаті опускання Внутрішніх Карпат по системі скидів, що може бути наслідком занурення та відриву частини літосферної плити від СЄП в процесі субдукції [13, 20, 22, 25].

Тектонічне напруження в даній сейсмоактивній зоні обчислювалося із 30 фокальних механізмів, використовуючи метод Майкла в модифікації Вавричука [30]. На рис. 4 показано визначення головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через фокальні механізми.

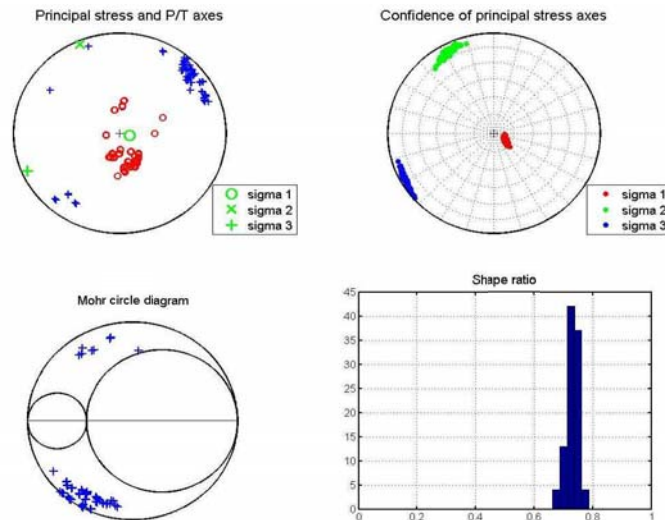


Рис. 4. Визначення головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 через фокальні механізми (рис. 3) за методом Майкла для 30 подій із серії тягівських землетрусів: а – орієнтації головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 у комбінації осей стиску P (червоні кола) і розтягу T (сині хрестики); б – довірчі інтервали для напрямків головних осей напружень, в – діаграма Мора, г – гістограма розподілу коефіцієнта R

Польові тектонофізичні дослідження.

Методика досліджень. Для визначення головних осей тензора напруження ми застосовуємо *кінематичний метод* для опрацювання тектонічних дзеркал з бороздами ковзання та *структурно-парагенетичний* метод для обробки розривів без слідів переміщення.

Ідею кінематичного методу та його перше застосування в сейсмологічних дослідженнях було здійснено Д.П. Маккензі, С.Б. Батдорфом та Б.К. Будянським. Розробка та впровадження кінематичного методу в практику польових тектонофізичних належить О.І. Гуценко [7] та Ж. Анжельє [15].

Польові заміри дзеркал ковзання були опрацьовані та проінтерпретовані за допомогою програми WinTensor v.4.0.4 [21], що базується на методі правої дигетри та реконструює поле напружень для сукупності дзеркал ковзання. Програма також дає можливість розділяти дзеркала в окремі групи, що відповідають різним полям напружень.

Структурно-парагенетичний метод базується на вивченні геометричних співвідношень між структурами, які виникають у ході єдиного деформаційного процесу. Для визначення поля напружень для сукупності крихких тріщин без слідів переміщення було використано модель розломної зони С. Стоянова – О. Гінтова [2]. Найбільш характерними розривами у цій моделі, які виникають при деформаціях чистого зсуву є сполучені R- і R'-сколи, відомі також як сколи Ріделя. Кут між цими тріщинами є гострий і становить $\theta = 50-70^\circ$. Поряд зі сколами Ріделя у тому самому полі напружень виникають ортогональні L- та L'-

сколи, які є субпаралельними до площин максимальних дотичних напружень τ_{max} , що пересікаються по осі σ_2 і орієнтовані під кутом 45° до головних осей σ_1 та σ_3 тензора напружень (ми називаємо віссю розтягу вісь мінімального стиску σ_3 , а віссю стиску – вісь максимального стиску σ_1). Досить часто в практиці польових досліджень фіксуються комбінації: L – R' (L' – R) – сколів з кутом $\theta = 70-85^\circ$.

Для опрацювання матеріалів польових досліджень тріщинуватості використано програму Stereo32. Кожна тріщина зображується полюсом, що є точкою виходу на нижню півсферу нормалі до площини тріщини. Потім будуються контурні діаграми, які демонструють кількість полюсів тріщин певних напрямків в ізолініях, та рози – діаграми, що показують кількісний розподіл азимутів простягання розривів.

Результати тектонофізичних досліджень. У межах Українського сегмента Карпат, починаючи з 90-х років було виконано ряд тектонофізичних досліджень [1-3], побудовано збалансований та "тектонофізичний" розрізи [3], відновлено неогенову кінематику Закарпатського глибинного розлому [14]. У 2012-2016 роках проводились тектонофізичні дослідження зони Пенінських скель (ЗПС) [9] і Закарпатського прогину (ЗП).

У даній роботі представлені вісім відслонень, які розміщені в межах СЗ і на прилеглих ділянках ЗПС: три з них: 1, 5 10 відносяться до ЗПС; 31, 33 і 67 розташовані в полі розвитку вулканітів Вигорлат–Гутинської гряди, а відслонення 21 і 65 – безпосередньо в межах СЗ (рис. 5).

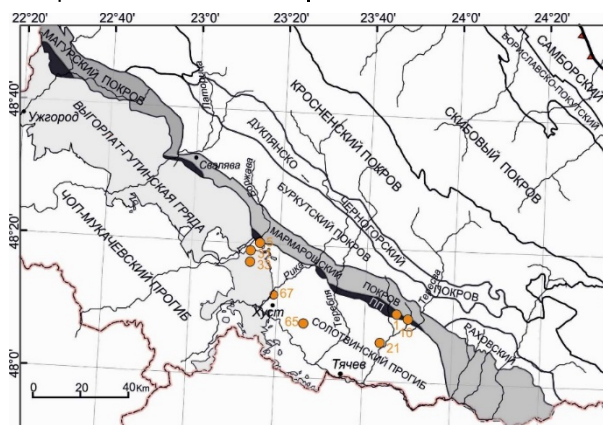


Рис. 5. Тектонічна схема Українських Карпат, модифіковано за В.В. Кузовенко, В.Є. Шлапінский [5] з пунктами тектонофізичних спостережень; ПП – Пенінський покрив

Пункт спостереження 21 (рис. 5) розташований на правому березі р. Тересва є найближчим до епіцентрів тягівських землетрусів. Вздовж дороги Тячів–Нересниця відслонюється майже горизонтально залягаюча глинисто-піщаниста товща із великою кількістю органічної речовини, яка відноситься до міоценової моласи Закарпатського прогину (рис. 6,а).

На стереограмі концентрації полюсів (рис. 6, б) представлені масові заміри тріщинуватості в межах відслонення. Максимуми концентрації полюсів відповідають двом системам сполучених субвертикальних тріщин, для яких відновлено орієнтацію субгоризонтальних осей стиску σ_1 і

розтягу σ_3 (рис. 6, б). Генетично ці тріщини є L- та L'-сколами: вони ідеально прямолинійні і кут між максимумами концентрації їх полюсів становить 90° .

Реконструйоване поле напружень належить до зсувного деформаційного режиму. Орієнтація осі розтягу співпадає з віссю розтягу, яку визначено за фокальними механізмами серії тягівських землетрусів (рис. 4). На розі-діаграмі (рис. 6,в) показано розподіл тріщин за азимутами простягання. Переважають розриви Пн-Зх простягання з азимутами 270° - 290° , відомої системи правих зсувів та розтягу при формуванні Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди. Розломи цієї системи показані на фрагменті геологічної карти Закарпаття (рис. 6,а).

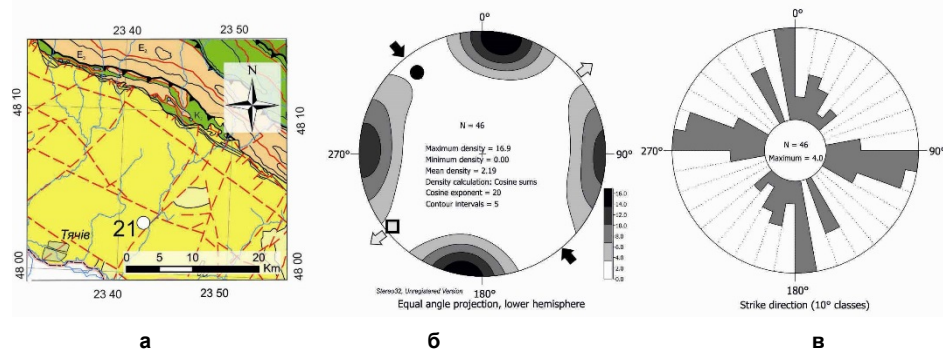


Рис. 6. Визначення напружено-деформованого стану в межах відслонення 21, що є найближчим до епіцентрів серії тягівських землетрусів за період із 19.07 по 06.08.2015 р.: а – фрагмент геологічної карти за В.Є. Шлапінським [5]; б – стереограма концентрації полюсів вимірених розривів та реконструйовані осі стиснення σ_1 (чорні стрілки) та розтягу σ_3 (білі стрілки) (тут і далі нижня півсфера, проекція Вульфа; в – роза-діаграма простягань розривів

Відслонення 65 також знаходиться в межах СЗ. Тут у кар'єрі на Пн-Зх від с. Крайниково розкриті світлі мергелісті вапняки та мергелі міоцену. Для відслонення відновлено поля напружень двох типів: одне із них – аналогічно полю напружень у вогнищах землетрусів (рис. 4) і характеризується ПдЗх-ПнС орієнтацією осі розтягу (рис. 7,а).

У пункті 67, який розташований на правому березі р. Ріка в Пн-Зх напрямі від м. Хуст (рис. 5), відслонюється товща вулканогенно-осадових порід, що залягають субгоризонтально. Відновлене тут поле напружень зсувного типу аналогічне полю в п.21 і характеризується ПдЗх-ПнСх орієнтацією осі розтягу (рис. 7,б).

Для відслонень 31 і 33, які знаходяться в межах меридіанальної гілки Вигорлат–Гутинської гряди, визначені

поля напружень зсувного типу з Пн-Пд та ПдЗх-ПнСх орієнтацією осей стиску (рис. 7, б), які відрізняються від полів напружень СЗ і, можливо, пов'язані з кінематикою Оашського розлому.

У межах відслонень 1, 5 і 10, що знаходяться в околі ЗПС, тектонічні дзеркала вимірювалися в юрсько – крейдових вапняках і мергелях. Поля напружень, відновлені на цих відслоненнях, належать до трьох типів (рис. 7,а), один з яких збігається за напрямком осі розтягу з тягівськими механізмами. Зіставлення полів напружень, відновлених у породах, які пройшли тривалу історію розвитку (в нашому випадку починаючи з пізньої юри) з механізмами вогнищ землетрусів дозволяє ідентифікувати наймолодше поле напружень.

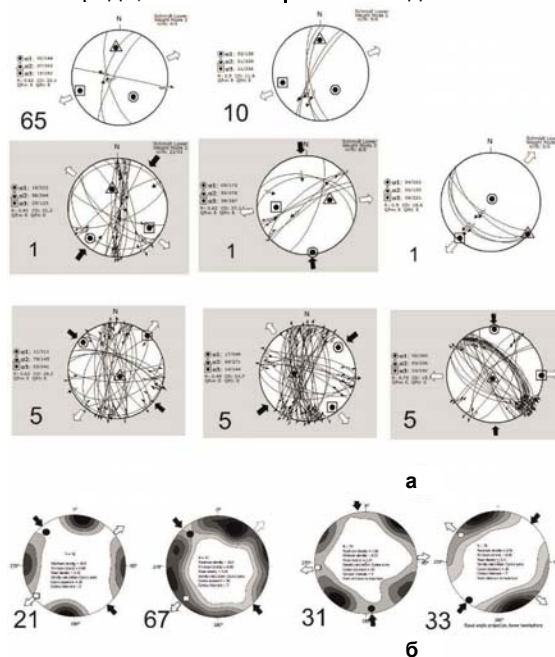


Рис. 7. Результати реконструкції орієнтації полів напружень: чорні стрілки і кола відповідають орієнтації осей стиску, білі стрілки і квадрати – орієнтації осей розтягу: а – кінематичні стереограми для однорідних груп тектонічних дзеркал з борознами ковзання (номера відслонень 1, 5, 10, 65 показані в лівому нижньому куті); б – стереограми концентрації полюсів розривів без слідів переміщення (відслонення 21,31, 33, 67)

Як приклад розриву скидового типу, переміщення по якому відповідає деформації розтягу, можна привести велике тектонічне дзеркало з борознами ковзання в межах відслонення 5 (рис. 8). Дзеркало з простяганням ПнЗ (320°) та падінням на ПнС під кутом 50-60° простежено уздовж усього борту Приборжавського кар'єру. Площини з борознами, виміряні в межах дзеркала, а також інші площини, які

задокументовано на пункті спостереження 5, зображені на лівій стереограмі 5 (рис. 7, а). Для них відновлено поле зсувного типу з ПдЗ-ПнС віссю розтягу, яку ми будемо вважати діючою, з огляду на її орієнтацію вхрест ЗПС та близькість до поля пункту 21.



Рис. 8. Велике тектонічне дзеркало з борознами ковзання, що вказують на скидово-зсувне переміщення в полі ПдЗ-ПнС розтягу: Приборжавський кар'єр (відслонення 5)

Висновки. У запропонованій роботі, використовуючи метод Майкла в модифікації Вавричука, визначено головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через фокальні механізми сейсмічних подій, які відбулися у період з 19.07 по 06.08.2015 в епіцентральної зоні м. Тячева. Відзначимо, що задача знаходження тензора напружень вимагає, згідно гіпотези Волеса-Бота, визначення, яка із нодалічних площин є площиною розриву. Так як є неможливим ідентифікувати площину розриву при визначенні фокальних механізмів, то важливим результатом роботи, на нашу думку, є визначення площини розриву через коефіцієнт нестабільності розриву / (критерій нестабільності площини розриву). Порівняння полів напружень, відновлених у породах, які пройшли тривалу історію розвитку (в нашому випадку починаючи з пізньої юри) з механізмами вогнищ землетрусів дозволяє ідентифікувати наймолодше поле напружень. Для всіх представлених відслонень зафіксовано повторювані закономірності в типах і орієнтуваннях реконструйованих полів напружень. В цілому, переважають поля напружень зсувного та скидового типу. Для поля скидового типу з ПдЗ 240° віссю розтягу характерні скидові і скидо-зсувні переміщення. Спостережені скидо-зсуви, очевидно, відображають деформаційний режим транстенсії, який пов'язаний з сучасним розвитком Солотвинської западини. Ковкі співвідношення відновлених полів напружень складно оцінити тільки на підставі польових спостережень, тому для прив'язки їх за часом ми зіставляємо поля напружень, які отримано в результаті тектонофізичних досліджень і із механізмів вогнищ землетрусів. Це дозволяє ідентифікувати сучасне поле напружень. Для нашого району це розтяг в ПдЗ-ПнС напрямку. На прикладі СЗ ми показали, що такі дослідження з використанням різних методів для вивчення напруженого стану сейсмоактивного регіону, яким є Закарпаття, мають велику перспективу.

Список використаної літератури

- Бубняк І.Н. Напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов Украинских Карпат. / И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, М.В. Накапелюх // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2013. – № 3 (4). – С. 313–326.
- Гинтов О.Б. Полевая геотектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О.Б. Гинтов. – К.: Феникс. – 2005. – 572 с.
- Гинтов О.Б. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE).

- О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, В.Е. Шлапинский // *Геофизический журнал*. – 2014. – № 3 (36). – С. 3–33.
- Гинтов О.Б. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. / О.Б. Гинтов, А.В. Муровская, Т.П. Егорова, Ю.М. Вольфман, Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко, Е.Е. Колесникова, А.М. Островной, И.Н. Бубняк, Л.В. Фарфуляк, Т.А. Амашукели // *Геофизический журнал*. – 2015. – №3, т.37. – С. 22–49.
- Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1: 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України / В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Ред. Ю. З. Крупский. Отчет ЗАО "Концерн Надра". Фонд ЗАО "Концерн Надра", 2007. – 228 с.
- Гнип А. Ідентифікація повторних землетрусів тячівської серії 2015р. / А. Гнип, І. Ніщіменко // *Матеріали наукової конференції*, Львів. – 2013. – С. 25 – 28.
- Гущенко О.І. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. Поля напряжений и деформаций в литосфере. / О.І. Гущенко. – М.: Наука. – 1979. – с. 7–25.
- Малицький Д.В. Визначення механізмів вогнищ землетрусів Карпатського регіону / Д.В. Малицький, О.Д. Грицай, О.О. Муила // *Геофизический журнал*. – 2014. – №4 (36). – С. 118–135.
- Муровская А.В. Кинематическая эволюция зоны Пеннинских утесов в кайнозое. (Украинские Карпаты) / А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, Ю.М. Вихоть, В.Е. Шлапинский, И.Н. Бубняк, С.В. Мычак // *Геофизический журнал*. – 2016. – № 5.
- Муровська А. Деформаційні структури та поля напружень південно-західного Криму в контексті еволюції Західно-Чорноморського басейну. / А. Муровська, Ж.-К. Іпполіт, С. Шеремет, Т. Егорова, Ю. Вольфман, К. Колесникова // *Геодинаміка*. – 2015. – Т.1. – С. 10–29.
- Прошишин Р.С. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину / Р.С. Прошишин, В.Г. Кузнецова // *Геодинаміка*. – 2011. – № 2 (11). – С. 254–256.
- Сейсмологічний бюлетень України за 2015 рік. Відділ сейсмічності Карпатського регіону ІГФ НАН України, Львів. 2015. – 295 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій / Ред. К.Р. Третяк, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас. – Львів: Львів. Політехніка, 2015. – 418 с.
- Шевчук В.В. Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. / В.В. Шевчук, А.Ю. Василенко // *Геофизический журнал*. – 2015. – №5 (Т.37). – С. 121–128.
- Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets/ J. Angelier // *J. Geophys. Res.* – 1984. – № 8 (B7). – P. 5835–5848.
- Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines/ J. Angelier // *Geophys. J. Int.* – 2002. – Vol. 150. – P. 588–609.
- Arnold R.A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data / R. Arnold, J. Townend // *Geophys. J. Int.* – 2007. – Vol. 170. – p. 1336–1356.
- Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting/ M.H.P. Bott // *Geol. Mag.* – 1959. – Vol. 96. – P. 109–117.
- Byerlee J. Friction of rocks/ J. Byerlee // *Pure appl. Geophys.* – 1978. – Vol. 116. – P. 615–626.
- Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A.Vörös // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 210 (1). – P. 1–56.
- Devlaux D. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, New insights into Structural interpretation and Modelling/ D. Devlaux, B. Sperner // *Geological Society*. – London: Special Publications. – 2003. – p. 75–100.

22. Fodor L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. / L. Fodor, L. Csontos, G. Bada, I. Györfi, L. Benkovic // Geol. Soc. of London Spec. Publ. – 1999. – 156. – P. 295–334.

23. Gephart J.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. / J.W. Gephart, D.W. Forsyth // J. geophys. Res. – 1984. – Vol. 89. – P. 9305–9320.

24. Hardebeck J.L. Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence. / J.L. Hardebeck, A.J. Michael // J. geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. – B11310. doi: 10.1029/2005JB004144.

25. Horváth F. Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.) / F. Horváth, G. Bada, P. Szafián, G. Tari, A. Ádám, S. Cloetingh // *European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir*. – 2006. – Vol. 32. – p. 191–206.

26. Lay T. Modern Global Seismology. / T. Lay, T.C. Wallace. – Academic Press. – 1995.

27. Lund B. Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: application to Olfus in southwest Iceland. / B. Lund, R. Slunga // J. geophys. Res. – 1999. – Vol. 104. – P. 14947–14964.

28. Malysky D. Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. / D. Malysky, O. Muyla, A. Pavlova, O. Hrytsai // *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*. – 2013. – Vol. 4 (63). – P. 38–44.

29. Maury J. A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). / J. Maury, F.H. Cornet, L. Dorbath, // *Bull. Soc. Geol. France*. – 2013. – Vol. 184(4–5). – P. 319–334.

30. Vavrychuk V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. / V. Vavrychuk // *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 199. – P. 69–67.

31. Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting. / R.E. Wallace // *J. Geol.* – 1951. – Vol. 59. – P. 118–130.

References

1. Bubnyak, I.N., Vyhot Yu. M., Nakapelyuh, M.V. (2013). Stress-strain state of the south-eastern part of Skibovogo and Borislav-Pokutsko covers Ukrainian Carpathians. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(4), 313–326. [in Russian].
2. Gintov, O.B. (2005). Field geotektonofizika and its application in the study of crustal deformation in Ukraine. *Kiev: Feniks*, 572 p. [in Russian].
3. Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vyhot, Yu. M., Murovska, A.V., Nakapelyuh, M. V., Shlapinskyy, B.E. (2014). Tectonophysical and palinspastic cuts Ukrainian Carpathians along geotraverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geophysical Journal*, 3 (36), 3–33. [in Russian].
4. Gintov, A., Murovska, A., Yegorova, T., Volfman, Yu., Tsvetkova, T., Buhayenko, I., Kolesnikov, E., Ostrovnoy, A., Bubniak I., Farfulyak, L., Amashukely, T. (2015). The deep seismogenic zone of Vrancea as an indicator of the geodynamic process. *Geophysical journal*, 3 (27), 22–49. [in Russian].
5. Ukrainian Carpathians Geological Map, scale 1: 100 000. Ivano-Frankivsk, Lviv, Chernivtsi region of Ukraine. (2007) Compiled by Glushko, V., Kuzovenko, V.V., Shlapinsky, V.E. Editor Yu. Z. Krupski. Report of JSC "Nadra Concern". Report of JSC "Nadra Concern". JSC "Concern Nadra" Foundation. *Kiev*, 228 p. [in Russian].
6. Gnyp, A., Nischimenko, I. (2016). Identification of repeated earthquakes Tiachiv 2015 series. *Materials Conference. Lviv*, 25–28. [in Ukrainian].
7. Gushchenko, O.I. (1979). The method of kinematic analysis of the structures of destruction in the reconstruction of tectonic stress fields. *Stress field and deformation in the lithosphere*. M.: Nauka, 7–25. [in Ukrainian].
8. Malysky, D., Grytsay, O., Muyla, O. (2014). Determining the focal mechanism of earthquake in the Carpathian region. *Geophysical journal*, 4(36), 118 – 135. [in Ukrainian].
9. Murovska, A.V., Nakapelyuh, M. V., Vyhot, Yu. M., Shlapinskyy B.E., Bubnyak I.N., Mychak S.V. (2016) Kinematic evolution of the Valais area in the Cenozoic rocks. (Ukrainian Carpathians). *Geophysical Journal*, 5. [in Russian].

D. Malysky¹, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.,

A. Murovska², PhD (Geol.),

O. Gintov², Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.,

A. Gnyp¹, PhD (Phys.-Math.),

O. Obidina¹, PhD student,

S. Mychak², PhD (Geol.),

O. Grytsai¹, PhD (Phys.-Math.),

A. Pavlova¹, PhD (Phys.-Math.)

¹Carpathian Branch of the Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

3-b Naukova Str., Lviv, 79060, Ukraine

²Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

32 Palladina Ave., Kyiv, 03680, Ukraine

10. Proshyshyn, R.S., Kuznetsova, V.G. (2011). How the spatial distribution of seismic tectonic structure of the Transcarpathian basin, *Geodynamics*, 2 (11), 254–256. [in Ukrainian].

11. Murovska, A., Ippolit, Zh.-K., Sheremet, Ye., Yegorova, T., Wolfman, Yu., Kolesnikova, K. (2015). Deformation structure and stress field southwestern Crimea in the context of the evolution of the Western Black Sea. *Geodynamics*, 1, 10–29. [in Ukrainian].

12. Seismological Bulletin of Ukraine for 2015 (2015). Department of seismicity of Carpathian region IGPh NAS of Ukraine. Lviv, 295 p. [in Ukrainian].

13. Tretiak, C.R., Maksymchuk, Yu. V., Kutas, R.I. (Ed.) (2015). Modern geodynamics and geophysical fields Carpathians and adjacent territories. Lviv: Lviv. Polytechnics, 418 p. [in Ukrainian].

14. Shevchuk V., Vasilenko A. (2015). Tectonophysical conditions of late stages of development of the middle link of the Transcarpathian deep fault. *Geophysical Journal*, 5(37), 121–128. [in Ukrainian].

15. Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 8 (B7), 5835 – 5848.

16. Angelier, J. (2002). Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines. *Geophys. J. Int.*, 150, 588–609.

17. Arnold, R., Townend, J. (2007). A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data. *Geophys. J. Int.*, 170, 1336–1356.

18. Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109–117.

19. Byerlee, J. (1978). Fiction of rocks. *Pure appl. Geophys.*, 116, 615–626.

20. Csontos, L., Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 (1), 1–56.

21. Devlaux, D., Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, *New insights into Structural interpretation and Modelling*. Geological Society. – London: Special Publications, 75–100.

22. Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovic, L. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. of London Spec. Publ., 156, 295–334.

23. Gephart, J.W., Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. geophys. Res.*, 89, 9305–9320.

24. Hardebeck, J.L., Michael, A.J. (2006). Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence. *J. geophys. Res.*, 111, B11310. doi: 10.1029/2005JB004144.

25. Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir*, 32, 191–206.

26. Lay, T., Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.

27. Lund, B., Slunga, R. (1999). Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: application to Olfus in southwest Iceland. *J. geophys. Res.*, 104, 14947–14964.

28. Malysky, D., Muyla, O., Pavlova, A., Hrytsai, O. (2013). Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. *Visnyk KNU, Geology*, 4(63), 38–44.

29. Maury, J., Cornet, F.H. & Dorbath, L. (2013). A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bull. Soc. Geol. France*, 184(4–5), 319–334.

30. Vavrychuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 199, 69–67.

31. Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118–130.

Надійшла до редколегії 11.04.17

EARTHQUAKES MECHANISMS AND STRESS FIELD IN THE SOLOTVYNO DEPRESSION OF THE EAST CARPATHIANS

In the paper, two different methods are presented for evaluation of the stress field in the Solotvyno depression, the part of the Transcarpathians trough. In one method, stress field is determined by inverting the focal mechanisms of local earthquakes, in the other one – from data of field tectonophysics investigations. (In the Michael's method, to determine principal stresses from source mechanisms it is needed to know which of the nodal planes exactly coincides with the fault plane.) In the paper, a Vavrychuk's version of Michael's method and his fault instability constraint is used to identify the fault planes and the directions of principal stresses σ_1 , σ_2 , σ_3 for 30 earthquakes which occurred in the area of Tyachiv during the

period from 19.07.2015 to 06.08.2015. Focal mechanisms of the Tyachiv earthquakes are determined by graphic method, from polarities of first arrivals of P-waves, emergence angles (or incidence angles) at each of the stations and station azimuths. To determine principal axes of stress tensor from the data of tectonophysics investigations the cinematic approach is used for processing of tectonic slickensides with slide grooves and the structural-paragenetic method for processing of ruptures without the traces of displacement. In the paper, eight outcrops from the area of Solotvyno depression are analyzed: three of them are from the zone of Pieniny cliffs; three outcrops are located in the area of vulcanite formation in the Vyhorlat-Huta range, and two outcrops are from the Solotvyno depression itself. In all the outcrops, the types and orientations of recovered stress fields are found to recur. In general, stress fields of strike type and of faulting type prevail. The fields of faulting type are characterized by south-western orientation of tension axis σ_3 and are similar to the mechanisms of Tyachiv earthquakes. Age correlation of the recovered stress fields is difficult to estimate only from field observations. That is why it is important to correlate the stress fields recovered in tectonophysics studies and from earthquake mechanisms. That enables to evaluate the current stress field.

Key words: earthquake source, stress tensor, principal stresses, cinematic method, outcrops, normal stress, shear stress, Michael's method.

Д. Малицкий¹, д-р физ.-мат. наук, проф.,

А. Муровская², канд. геол. наук,

О. Гинтов², д-р геол.-минералог. наук, проф.,

А. Гнып¹, канд. физ.-мат. наук,

А. Обидина¹, асп.,

С. Мычак², канд. геол. наук,

О. Грыцай¹, канд. физ.-мат. наук,

А. Павлова¹, канд. физ.-мат. наук

¹Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
ул. Научная, 3-б, г. Львов, 79060, Украина

²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
пр. Палладина, 32, г. Киев, 03680, Украина

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ СОЛОТВИНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАКАРПАТЬЯ

В работе представлены два различных метода для определения поля напряжений Солотвинской впадины (СВ), являющейся частью Закарпатского прогиба. Первый метод – это определение поля напряжений по фокальным механизмам землетрясений путем решения обратной задачи, а второй – по результатам полевых тектонофизических исследований. Задача определения главных напряжений по механизмам очагов с использованием метода Майкла требует знания того, какая из нодальных плоскостей является плоскостью разрыва. В работе, используя метод Майкла в модификации Вавричука и критерий неустойчивости разрыва, определяются плоскости разрывов и направления осей главных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 для 30 тячевских землетрясений, которые произошли в период с 19.07 по 06.08.2015. Фокальные механизмы серии тячевских землетрясений определялись графическим методом. Вводными данными для графического метода являются: знак полярности вступления Р волны, угол выхода (или угол падения) Р волны для каждой станции, а также азимуты станций. Для определения главных осей тензора напряжения по результатам тектонофизических исследований в работе применены кинематический метод для обработки тектонических зеркал с борозды скольжения и структурно-парагенетический метод для обработки разрывов без следов перемещения. В работе представлены восемь обнажений, расположенных в пределах СВ и на прилегающих участках: три из них относятся к зоне Пенинских утесов; три расположены в поле развития вулканитов Вигорлат-Гутинской гряды, а два обнажения находятся в пределах Солотвинской впадины. Для всех обнажений зафиксированы повторяющиеся закономерности в типах реконструированных полей напряжений и ориентировке главных осей. В целом, преобладают поля напряжений сдвигового и сбросового типа. Поля сбросового типа характеризуются субгоризонтальной юго-западной ориентировкой оси растяжения и аналогичны механизмам тячевских землетрясений. Возрастные соотношения восстановленных полей напряжений сложно оценить только на основании полевых наблюдений. Поэтому для привязки их по времени важно сопоставление полей напряжений, полученных по материалам тектонофизических исследований и по механизмам очагов землетрясений. Это позволяет идентифицировать наиболее молодое поле напряжений.

Ключевые слова: очаг землетрясения, тензор напряжений, главные напряжения, кинематический метод, нормальные и сдвиговые напряжения, метод Майкла.