

Андрій НАЗАРЕВИЧ<sup>1а</sup>, Леся НАЗАРЕВИЧ<sup>2</sup>, Галина БАЙРАК<sup>3</sup>, Наталія ПИРІЖОК<sup>1б</sup>

<sup>1</sup>Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна Національної академії наук України, вул. Наукова, 3-б, Львів, 79060, Україна, тел. +38(032)2648563, ел. пошта: nazarevych.a@gmail.com, <sup>1а</sup><https://orcid.org/0000-0002-1989-0790>, <sup>1б</sup><https://orcid.org/0000-0002-3976-234X>

<sup>2</sup>Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна Національної академії наук України, відділ сейсмічності Карпатського регіону, вул. Ярославенка, 27, Львів, 79060, Україна, тел. +38(032)2706100, ел. пошта: nazarevych.l@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8038-9535>

<sup>3</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка, кафедра геоморфології і палеогеографії, вул. Дорошенка, 41, Львів, 79011, Україна, тел.+038(032)2394598, ел. пошта: g\_bajrak@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-4802-2706>

## СЕЙМОТЕКТОНІКА ЗОНИ ПЕРЕТИНУ ОАШЬСЬКОГО І ЗАКАРПАТСЬКОГО ГЛИБИННИХ РОЗЛОМІВ (УКРАЇНСЬКЕ ЗАКАРПАТТЯ)

Мета роботи – дослідити особливості сеймотектоніки зони зчленування Оашського і Закарпатського глибинних розломів в Українському Закарпатті. Методика досліджень об'єднує комплексний аналіз геолого-тектонічних, сейсмологічних та геодезичних даних щодо досліджуваного району. Для уточнення координат і глибин вогнищ місцевих землетрусів застосовано методики уточнення їх гіпоцентрії із використанням розрахункового сейсмологічного годографа та кінематичних поправок. Для прив'язки сейсмічних подій до конкретних геологічних структур використано геолого-геофізичні дані, зокрема, щодо регіональних профілів. Встановлено, що поряд із традиційною для Українського Закарпаття неглибокою локалізацією сейсмічних джерел у земній корі Закарпатського прогину (глибини 0–27 км), зокрема в районі підосви насувних осадових товщ/покрівлі донеогенового фундаменту Закарпатського прогину (глибини 2–3 км) у південно-західній частині досліджуваного району, в його північно-східній частині зафіксовано низку сейсмічних подій на глибинах 40–52 км. Оскільки ці землетруси просторово локалізовані північно-східніше від простеженої за геологічними та геоморфологічними даними зони Закарпатського глибинного розлому на поверхні, вони вказують на занурення структур кори Закарпатського прогину в цьому напрямку під насуви Складчастих Карпат. Про це ж свідчить і відповідний нахил сейсмофокальної зони в перетині Закарпатського глибинного розлому на більших (15–30 км) глибинах. Ці та інші особливості місцевої сеймотектоніки (зокрема, зворотний, південно-західний нахил сейсмофокальної зони на менших (0–12 км) глибинах), а також особливості рельєфу Карпат у дослідженій сейсмогенній зоні, відображають, зокрема, так звану “крокодилову” тектоніку в Українських Карпатах і повністю узгоджуються із характерними рисами “альпійської” та “терейнової” геодинаміки регіону – стисканням і зміщенням у північно-східному та східному напрямках відповідно. Вперше встановлено наявність порівняно глибокої (30–55 км) сейсмічної активності в земній корі Українського Закарпаття – у зоні занурення границі Мохо під Карпати в районі зчленування Закарпатського та Оашського глибинних розломів і подано геодинамічне та тектонофізичне обґрунтування її наявності із позицій поєднання “альпійської”, терейнової та астенолітної геодинаміки регіону. Врахування викладених у статті особливостей сеймотектоніки зони зчленування Оашського і Закарпатського розломів сприятиме уточненню оцінок характеристик та особливостей просторового розподілу природних геоекологічних, зокрема, сеймотектонічних ризиків і небезпек у центральній частині Українського Закарпаття.

*Ключові слова:* геодинаміка; сеймотектоніка; Українське Закарпаття; уточнена гіпоцентрія землетрусів; глибинний розлом; сейсмофокальна зона; “крокодилова” тектоніка.

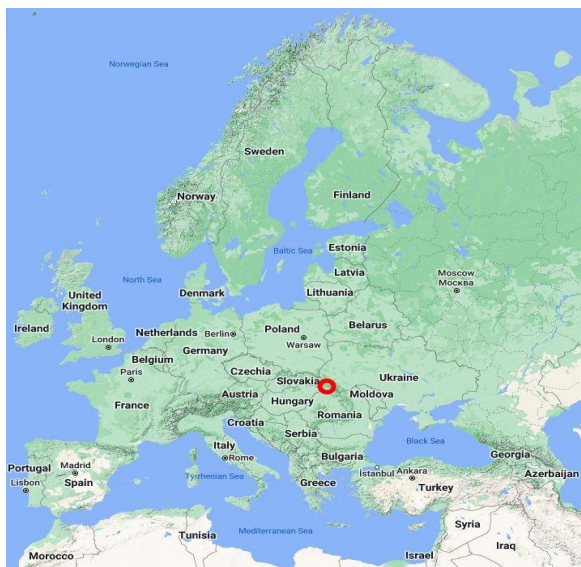
### *Вступ*

Одним із актуальних питань дослідження глибинної будови і геодинаміки Українських Карпат є вивчення особливостей будови, геодинаміки і сеймотектоніки зони Закарпатського глибинного розлому. Цей розлом є структурою, що розділяє дві

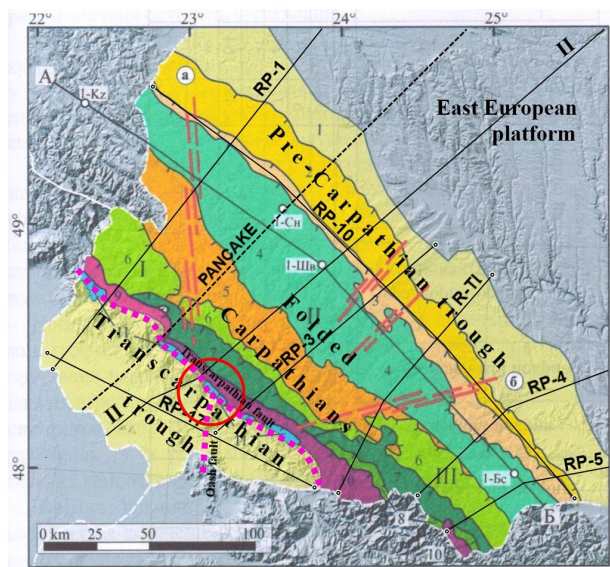
великі тектонічні одиниці – Закарпатський прогин і Складчасті Карпати (рис. 1, 2). Дані багатьох геолого-геофізичних досліджень [Чекунов и др., 1969; Хоменко, 1978; Строение..., 1978; Мельничук, 1982; Геодинамика..., 1985; Петрашкевич, Лозыняк, 1988; Литосфера..., 1987–1993; Сомов, 1990; Круський, 2001, 2020; Бойко та ін., 2003; Павлюк,

Медведєв, 2004; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Дослідження..., 2005; Лозиняк, Місюра, 2010; Гнилко, 2011, 2012; Павлюк та ін, 2013; Хом'як, Хом'як, 2013; Заяць, 2013; Шлапінський, 2015; Andrusov, 1974; Sandulescu, 1988; Csontos, Vörös, 2004; Bezak et al., 2004; Oszczypko et al., 2005; Grad et al., 2006; The Carpathian-Pannonian..., 2006; Kiss, Kovacs, 2011; Plasienska, 2012; Starostenko et al., 2013; Kiss, 2014, 2017; Kiss et al., 2018; Majcin et al., 2018] та ін.), у т.ч. наших [Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2003, 2004, 2006, 2007, 2016, 2019; Назаревич Л., 2006; Назаревич Л., Стародуб, 2010; Лозиняк та ін., 2011; Nazarevych A., Nazarevych L., 2006; Kováčiková et al., 2016; Назаревич А. та ін, 2002a, 2002b, 2016, 2021, 2022; Шлапінський та ін., 2017; Назаревич Л., Назаревич А., 2012, 2021] вказують на те, що зона розлому є складною тектонічною структурою, сформованою здебільшого на етапі доальпійської та альпійської тектоніки в результаті специфічної взаємодії глобальних (плитово-тектонічних) та регіональних (астенолітних і терейнових) геодинамічних процесів і активної участі в цьому наявних у регіоні тектонічних структур (терейнів та мікроплит, складчастих поясів). Результати наших досліджень [Nazarevych A., Nazarevych L., 2007, 2016, 2019; Nazarevych L., Nazarevych A., 2012, 2021; Nazarevych A. et al., 2016] також вказують як на характерні риси, так і на певні особливості будо-

ви, геодинаміки і сейсмотектоніки зони розлому, зокрема уздовж її простягання. Вивчаючи ці особливості, ми звернули увагу на центральний сегмент зони розлому, де за результатами попередніх наших досліджень [Назаревич Л., Стародуб, 2010, Назаревич А. та ін., 2016] зафіксовано вогнища землетрусів порівняно великої (як для Карпатського регіону України) глибини (40–55 км). Очевидно, тут на загальну сейсмотектоніку зони Закарпатського розлому накладаються ще особливості будови і геодинаміки спряженої із нею зони розвитку неогенового закарпатського вулканізму і сформованого ним Вигорлат-Гутинського вулканічного гірського пасма [Ляшкевич, Яцожинский, 2005]. Зокрема, ймовірно, тут специфічно проявляється вплив структур зони меридіонального Оашського розлому, з якою пов'язаний центральний меридіональний сегмент цього пасма [Чекунов та ін., 1969; Хоменко, 1978; Kováčiková et al., 2016]. Все це спонукало авторів детальніше та різноманітніше дослідити особливості сейсмотектоніки зазначеної зони. Під час дослідження враховували, що, оскільки досліджуваний район лежить у центрі Закарпатської сейсмогенної зони Українського Закарпаття, він геодинамічно пов'язаний із сусідніми районами і певною мірою відображає загальні особливості геодинаміки і сейсмотектоніки регіону. Основні результати цих досліджень викладено нижче.



а



б

**Рис. 1.** Район досліджень (позначено червоним колом) на карті Європи (а) (картооснова Гугл мапс) та на тектонічній карті Українських Карпат (б) (тектоніка – див. [Крупський, 2020], регіональні профілі – за [Чекунов та ін., 1969; Строеие..., 1978; Крупський, 2001; Заяць, 2013], рожеві пунктирні лінії – основні глибинні розломи в досліджуваному районі)

### **Мета**

Мета роботи – дослідити особливості сейсмо-тектоніки зони зчленування Оашського і Закарпатського глибинних розломів в Українському Закарпатті.

### **Методики та дані**

Методика досліджень об'єднує комплексний аналіз геолого-тектонічних, сейсмологічних та геодезичних даних щодо досліджуваного району з урахуванням геофізичної природи та геоінформаційних характеристик цих даних.

### **Тектоніка району досліджень**

Глибинну будову літосфери Карпатського регіону України вивчать уже впродовж багатьох десятиліть, передусім за допомогою глибинних сейсмічних зондувань по регіональних профілях (рис. 1, б) ([Чекунов и др., 1969; Строе-ние..., 1978; Литосфера..., 1987–1993; Дослідження... 2005; Starostenko et al., 2013; Заяць, 2013] та ін.). По західному краю досліджуваного району проходить другий геотраверс [Строе-ние..., 1978; Литосфера..., 1987–1993], а по південному – регіональний профіль РП-17 [Чекунов и др., 1969] (рис. 1, б).

*Будова зони Закарпатського глибинного розлому* чітко відображається на розрізі по другому геотраверсу [Строе-ние..., 1978; Литосфера..., 1987–1993], який перетинає розлом вхрест його простягання. У приповерхневих (до 10–12 км) горизонтах тут простежуються структури південно-західної вергентності – покриви і складки карпатських насувів. У глибших (від 15–18 км) горизонтах простежуються структури протилежної – північно-східної вергентності. Вони відповідають глибинним горизонтам земної кори, які у ході тектонічного розвитку літосфери Закарпаття занурювались під карпатські насуви. Така структура зони розлому дала підставу академіку Чекунову назвати процес її утворення “крокодиловою” тектонікою.

*Будова зони Оашського меридіонального розлому* та його сеймотектоніка чітко відображаються на розрізі по профілю РП-17 [Чекунов и др., 1969; Назаревич А., Назаревич Л., 2007; Назаревич Л., Назаревич А., 2012; Kováčiková et al., 2016] (див. далі, рис. 4, а). Бачимо, що цей розлом також має складну глибинну будову, але

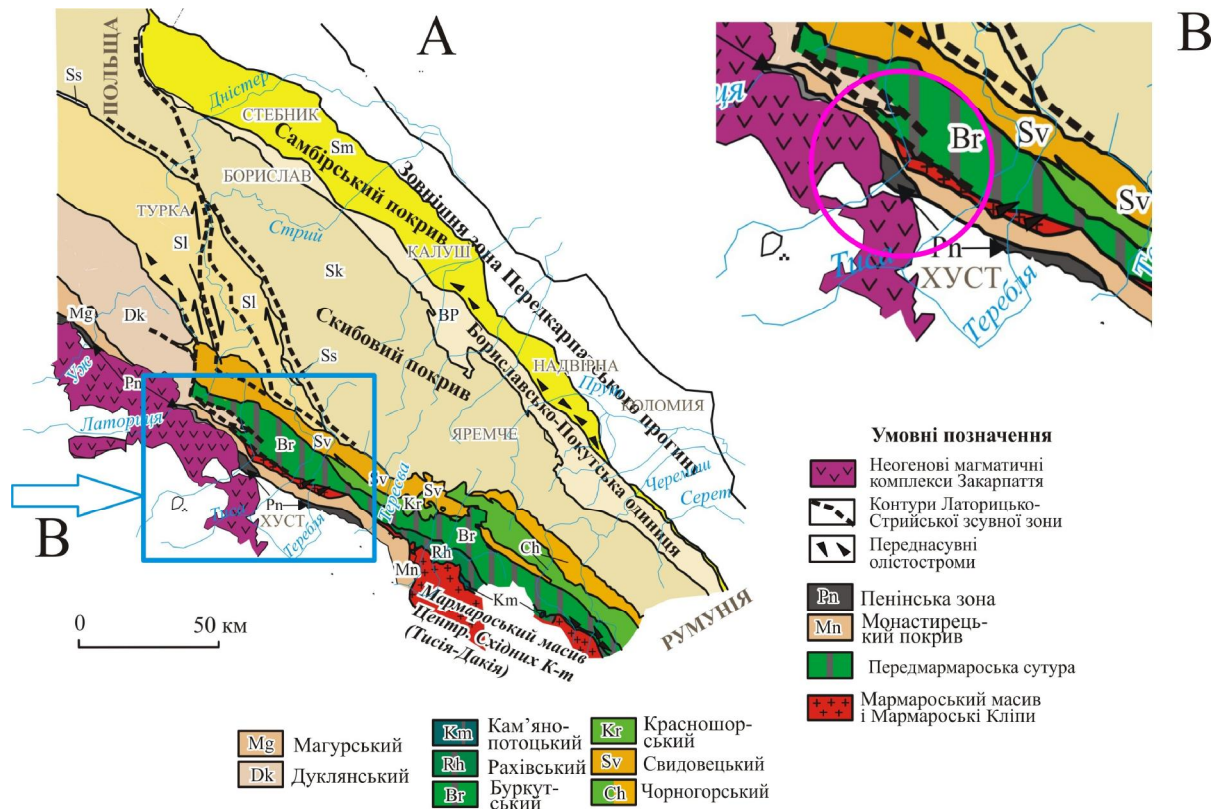
суттєво іншу, ніж Закарпатський розлом. Він складається із вертикального та нахилоного суброзломів. По вертикальному в неогені (близько 7 млн років тому) виливались вулканіти Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди [Ляшкевич, Яцожинский, 2005]. По нахилоному суброзломі, за даними наших попередніх досліджень [Назаревич Л., Назаревич А., 2012; Назаревич А., Назаревич Л., 2019; Kováčiková et al., 2016], відбуваються рухи (насуви/підсуви), пов'язані з “терейною” складовою місцевого геодинамічного процесу.

### **Геологія досліджуваного району**

Карпатський регіон України, у південно-західній частині якого розташований досліджу-ваний район (див. рис. 2), має складну геологічну будову, яку геологи вивчають упродовж майже трьох століть ([Чекунов и др., 1969; Хо-менко, 1978; Строе-ние..., 1978; Мельничук, 1982; Геодинамика..., 1985; Петрашкевич, Лозиняк, 1988; Литосфера..., 1987–1993; Сомов, 1990; Крупський, 2001, 2020; Бойко та ін., 2003; Павлюк, Медведєв, 2004; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Дослідження..., 2005; Лозиняк, Місюра, 2010; Павлюк та ін. 2013; Хом'як, Хом'як, 2013; Заяць, 2013; Шлапінський, 2015] та ін.).

У ХХІ ст. в Українських Карпатах здійснено нові детальні геолого-знімальні роботи, викона-но переінтерпретацію отриманих раніше геологічних даних та побудовано нові геологічні карти [The Carpathian-Pannonian..., 2006; Гнилко, 2011, 2012; Шлапінський та ін., 2017], що дало можливість з'ясувати низку дискусійних питань геології регіону.

За даними всіх досліджень за геологічною будовою верхніх горизонтів земної кори Українські Карпати – це два різновікові комплекси порід: Зовнішні (Флішові) Карпати (сформовані у період пізньоальпійської складчастості (28–22 млн років тому і частково пізніше) та Внутрішні Карпати (утворені у період доальпійської та ранньоальпійської складчастості [Медведєв, Варічев, 2000]), розме-жовані Закарпатським глибинним розломом (див. рис. 1, б). Внутрішні Карпати на території Карпатського регіону України залягають переважно у донеогеновому фундаменті Закарпатського прогину і поховані під неогеновими товщами його оса-дового чохла [Петрашкевич, Лозиняк, 1988; Мед-ведєв, Варічев, 2000; Лозиняк та ін., 2011].



**Рис. 2.** Загальна схема тектонічного зонування Українських Карпат (А) та досліджуваного району (В) (за [Гнилко, 2011])

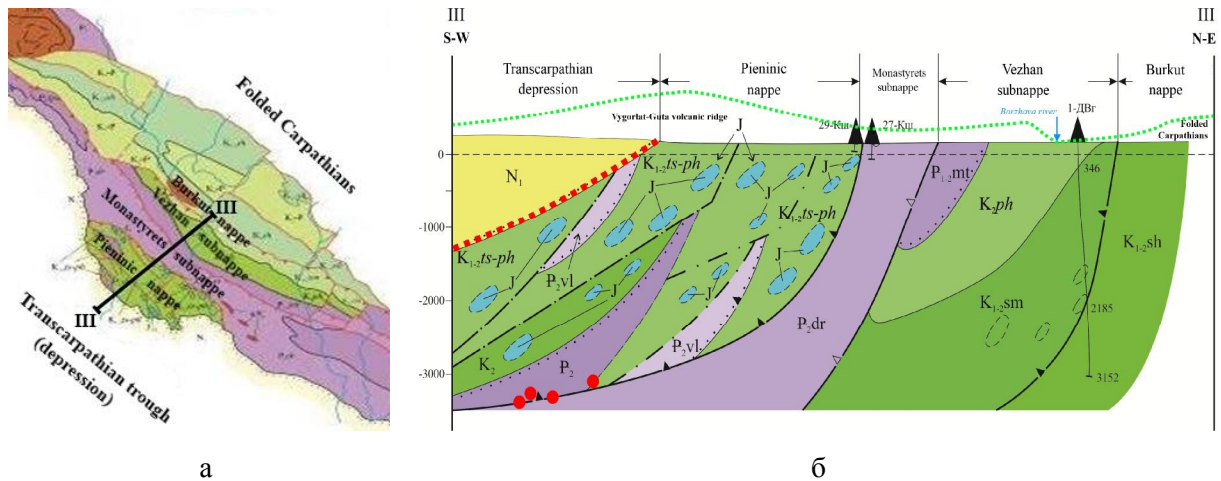
Зовнішні (Флішові) Карпати формують безкореу покривно-складчасту споруду, складену крейдово-міоценовими турбідитами і частково неогеновою моласою, яка сформувалась та насунулась на південно-західний край Східноєвропейської платформи в пізньоальпійський час (міоцен). За класичним підходом геолого-структурного аналізу в Зовнішніх (Складчастих) Карпатах виділено кілька покривів, які утворюють внутрішню, центральну та зовнішню зони Карпатської гірської споруди. У внутрішню зону входять Рахівський, Магурський, Поркулецький, Дуклянський та Чорногорський покриви, Кросненський покрив утворює центральну, а Скибовий – зовнішню зону Зовнішніх (Складчастих) Карпат. Геологічна будова покривів представлена осадовими флішовими товщами крейдового та палеогенового віку, глинистими сланцями, мергелями, пісковиками. У розрізі ці покриви мають вигляд багатоярусних насувів і складок осадових товщ північно-східної вергентності, насунутих на доальпійське ложе Карпат (рис. 3).

Закарпатський прогин у тектонічному плані є накладеною неогеновою депресією, що утворилась на гетерогенному фундаменті Внутрішніх Карпат ([Хоменко, 1978; Петрашкевич, Лозиняк,

1988; Лозиняк, Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011] та ін.). Його формування супроводжувалось магматичною активністю [Ляшкевич, Яцожинский, 2005] та накопиченням моласових відкладів впродовж міоцену-голоцену [Петрашкевич, Лозиняк, 1988; Лозиняк, Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011]. Осадові відклади представлені піщано-глинистими та соленосними неогеновими породами [Хоменко, 1979; Бокун, 1981; Петрашкевич, Лозиняк, 1988; Лозиняк, Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011]. Вулканічні утворення сформовані андезитами, андезито-базальтами, трахітами, туфами міоценового віку [Малеєв, 1964; Мерлич, Спитковская, 1974; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Павлюк та ін., 2013].

Що стосується детальної геолого-тектонічної будови досліджуваного району (окресленого на рис. 2, в рожевим колом), то за даними різних дослідників (див., наприклад, [Петрашкевич, Лозиняк, 1988; Лозиняк та ін., 2011; Гнилко, 2011, 2012; Шлапінський та ін., 2017] та ін.) геологічно зона Закарпатського глибинного розлому в приповерхневих (до 3 км) горизонтах кори є зоною контакту південно-східного краю П'єнінського покриву Українських Карпат з різновіковими неогеновими моласами Закарпатського прогину (рис. 3).





**Рис. 3.** Геологічна карта покривів Українських Карпат (а) у смузі, прилеглий з північного заходу до структур Закарпатського глибинного розлому (фрагмент) у досліджуваному районі (див. рис. 2, б) [Шлапінський та ін., 2017]; геологічна будова та сейсмічність (б) верхніх (0–3 км) горизонтів земної кори по профілю III–III (геологія – за [Шлапінський та ін., 2017])

Червона пунктирна лінія – приповерхнева контактна зона (умовна площина) Закарпатського розлому, червоні кола – вогнища землетрусів, зелена пунктирна лінія – профіль гірських хребтів – вулканітів Вигорлат-Гути і гірських масивів Складчастих Карпат на 5 км західніше від лінії геологічного профілю)

Нижче (на глибинах 3–5–7 км) – це зона тектонічного контакту цього ж покриву з донеогеновим фундаментом прогину. Для цієї зони характерні відокремлені одна від одної безкореневі глиби вапняків розміром від десятка до сотень метрів юрського та неокомського віку, які містяться в матриці мергелів та глин верхньокрейдового віку. З боку Закарпатського прогину зона розлому на значних ділянках перекрита вулканогенною товщею Вигорлат-Гутинської гряди (рис. 3, б). На південному сході досліджуваного району вулканіти Вигорлат-Гути перекривають зону примикання Оашського меридіонального та Закарпатського глибинних розломів.

У структурі Складчастих Карпат у досліджуваному районі на північ від зони Закарпатського розлому і П'єнінського покриву залягають породні масиви Буркутського покриву та Монастирцького і Везжанського субпокривів (рис. 3, а та 3, б), глибинну будову яких детально дослідив В. Шлапінський з колегами [Шлапінський та ін., 2017]. Зазначимо, що будова цих покривів по профілю III–III (рис. 3, б) чітко показує загальнокарпатський напрям насування цих осадових товщ з південного заходу на північний схід, подібне простежується в усіх районах Складчастих Карпат, зокрема прилеглих до зони Закарпатського глибинного розлому (див., наприклад, [Назаревич та ін., 2016]).

За сучасними уявленнями ([Павлюк, Медведєв, 2004; Лозиняк та ін., 2011] та ін.) загалом зона

Закарпатського глибинного розлому є сутурою (глибинною шовною зоною) складної будови між структурами Паннонії (Закарпатським прогином – північно-східним краєм північного закінчення терейна Алькапа) і структурами Українських Карпат. Оашський розлом геологи розглядають як границю розділу між Чоп-Мукачівською і Солотвинською западинами Закарпатського прогину (структурами зі своїми особливостями будови і неогенової геодинаміки земної кори) і як вертикальний канал надходження вулканічного матеріалу до меридіонального сегмента Вигорлат-Гутинської гряди ([Хоменко, 1978; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Павлюк та ін., 2013] та ін.).

#### Особливості рельєфу району досліджень

У рельєфі зона простягання Закарпатського глибинного розлому (його приповерхневих структур) маркується ланцюжком долин карпатського (північний захід – південний схід) простягання між північно-східними схилами Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма і південно-західними схилами власне Складчастих Карпат – вузькою смугою Мармароських та П'єнінських скель (рис. 2). За визначеннями геоморфологів, зона розлому відповідає у рельєфі Березне-Ліпчанській (Турянській) міжгірській долині, виникнення якої пов'язують із етапом неогенової вулканічної активності. Морфологія долини, зокрема, широке днище з крути-

ми схилами, вказує на тектонічну зумовленість закладання цієї структурної одиниці [Кравчук, 2008, 2021; Кравчук, Хомин, 2011] (див. рис. 5). Оашський меридіональний розлом у досліджуваному районі маркується в рельєфі вулканічним хребтом Великий Шолес північного простягання, абсолютні висоти якого, внаслідок особливої будови і геодинаміки цього розлому (детальніше див. далі, зокрема, рис. 4, а), нижчі, ніж інші вулканічні утворення Вигорлат-Гутинського пасма. Утворення масиву зумовлене діяльністю давнього полігенного стратовулкана [Кравчук, 2021].

Зауважимо, що у досліджуваному районі рельєф зони Закарпатського розлому зазнає помітних змін [Чупило(Байрак), 2006] (рис. 5). У північно-західній частині району зона розлому представлена вираженою доволі широкою долиною річки Боржави північ – північно-західного простягання (азимут 330–335°) між селами Кушниця – Бронька – Довге (абсолютні висоти менше ніж 200 м). Із південного заходу цю долину обмежують північно-східні відроги гірського масиву Бужора Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, з північного сходу – південно-західні схили гірського масиву Куку – частини великого гірського масиву Боржава. Далі на південь від села Довге долина ріки Боржави різко змінює напрям на південно-західний (азимут 230–235°), перетинаючи зону Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта в ортогональному до загального простягання карпатських хребтів напрямку.

У південно-східній частині досліджуваного району рельєф зони Закарпатського розлому низькогірний. Між селами Довге і Липецька Поляна тут наявна дуже вузька (ширина до 100–200 м) гірська долина (абсолютні висоти до 280–300 м) струмка Довгого (її південно-західний борт – північно-східні відроги вулканічного хребта Великий Шолес, північно-східний – південно-західні відроги гірського масиву Паленого Груню), а далі зона розлому трасується через кілька низьких (висоти до 350–400 м) кососічних гірських хребтів і долин (східного напрямку, азимут 170–190°) у напрямку сіл Крайне, Монастирець і Горінчово (останнє розташоване вже в долині ріки Ріки також ортогонального до Карпат простягання). Про активність зони розлому свідчить будова долини та виразна динаміка р. Тиси на перетині нею гірських масивів Великий Шолес та Оаш [Байрак, 2011].

Така зміна рельєфу зони Закарпатського розлому, а також динаміка рік, на наш погляд, безпосередньо пов'язана зі зміною геодинамічного режиму земної кори в цьому районі [Назаревич та ін., 2021], що детальніше розглянемо далі. Таку зміну режиму простежено тут за геологічними та

геодезичними даними [Лозиняк та ін., 2011; Со-мов, 1990; Назаревич А., Назаревич Л., 2004, 2007] від верхнього міоцену (сармату (тортону)) дотепер.

### Сейсмологічні дані та методики

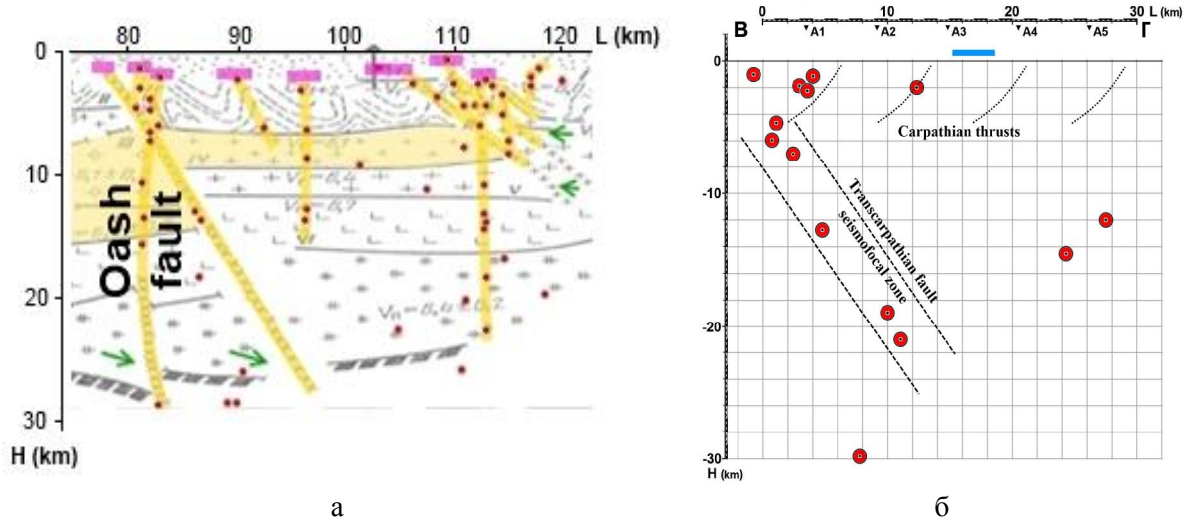
Досліджувані особливості сейсмотектоніки району перетину Оашського і Закарпатського глибинних розломів ми детально вивчили із застосуванням спеціально розроблених методик уточнення гіпоцентрії місцевих землетрусів [Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2003; Назаревич Л., Назаревич А., 2004а, 2004б; Назаревич Л., 2006; Kováčiková et al., 2016]. Ці методики ґрунтуються на використанні розрахункових сейсмологічних годографів, які ми побудували на основі усереднених швидкісних моделей літосфери регіону за даними досліджень методами ГСЗ-КМЗХ по регіональних профілях. Додатково також було розроблено і застосовано методики уточнення гіпоцентрії місцевих землетрусів із використанням усереднених нев'язок сейсмічних хвиль і кінематичних поправок за відхилення швидкісної будови земної кори конкретних зон від усередненої швидкісної моделі літосфери регіону. Досягнута в результаті їх застосування точність визначення координат і глибин вогнищ місцевих землетрусів (результуючі нев'язки не перевищували в середньому 0,7–1,2 км) дала можливість надійно прив'язати зареєстровані місцеві землетруси до відомих за геолого-геофізичними даними розломних тектонічних структур, порівнювати їх механізми з простеженою за цими даними геомеханікою відповідних структур і робити обґрунтовані висновки щодо особливостей їх сейсмотектоніки [Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2003; Назаревич Л., Назаревич А., 2004а, 2004б; Назаревич Л., 2006; Kováčiková et al., 2016].

Як первинні інструментальні дані щодо сейсмічності використано відомості з друкованих та електронних щорічних сейсмологічних бюлетенів за період інструментальних спостережень Карпатської сейсмологічної мережі України (з 1955 р.) [Каталог..., 1958–1975; Сейсмологический..., 1980–1988; Сейсмологический..., 1989–1992; Сейсмологический..., 1995–2004; Карпатська..., 2022]. Крім того, ураховано літературні дані про історичну та сучасну сейсмічність регіону ([Евсеев, 1961; Про-нишин, Пустовитенко, 1982; Костюк та ін., 1997] та ін.).

За сейсмологічними даними і Закарпатський, і Оашський глибинні розломи сейсмотектонічно активні. Зокрема, таку активність проявляють обидва суброзломи Оашського меридіонального розлому, до них приурочені вогнища інструменталь-

но зареєстрованих в останні десятиріччя місцевих землетрусів [Назаревич А., Назаревич Л., 2003; Назаревич Л., Стародуб, 2010; Kováčiková et al., 2016] (рис. 4, а). Також сеймотектонічно активним є Закарпатський глибинний розлом, до нього приурочені як вогнища відчутних, зокрема істо-

ричних, так і слабких інструментальних землетрусів [Євсєєв, 1961; Костюк та ін., 1997; Назаревич А., Назаревич Л., 2007], зокрема, вогнище найсильнішого із відомих місцевих – Свалявського землетрусу 1908 р. з магнітудою  $M = 4,7$  і силою струшувань в епіцентрі до 7,5 бала.



**Рис. 4.** Сеймотектоніка зони Оашського меридіонального розлому (див. рис. 2) по профілю РП-17 (фрагмент) [Назаревич А., Назаревич Л., 2003; Kováčiková et al., 2016] (а); сеймотектоніка зони Закарпатського глибинного розлому (див. рис. 2) [Назаревич А. та ін., 2016] в районі Теребле-Ріцької ГЕС (східніше від зони цих досліджень) (б) (червоними крапками на рис. 4, а і 4, б позначено вогнища землетрусів)

На умовному профілі вхрест розлому східніше зони досліджень [Назаревич А. та ін., 2016] (рис. 4, б), за результатами наших попередніх робіт [Назаревич А. та ін., 2002, 2016; Назаревич Л., Стародуб, 2010; Назаревич А., Назаревич Л., 2019], чітко проявляються особливості характерної для розлому “крокодилової” тектоніки (насув верхніх горизонтів порід на північний схід на край структур Східноєвропейської платформи і підсув у цьому ж напрямку нижніх горизонтів кори), пов’язаної з “альпійською” складовою місцевої геодинаміки і сеймотектонічного процесу [Nazarevych A., Nazarevych L., 2006; Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2019].

#### Геодезичні дані

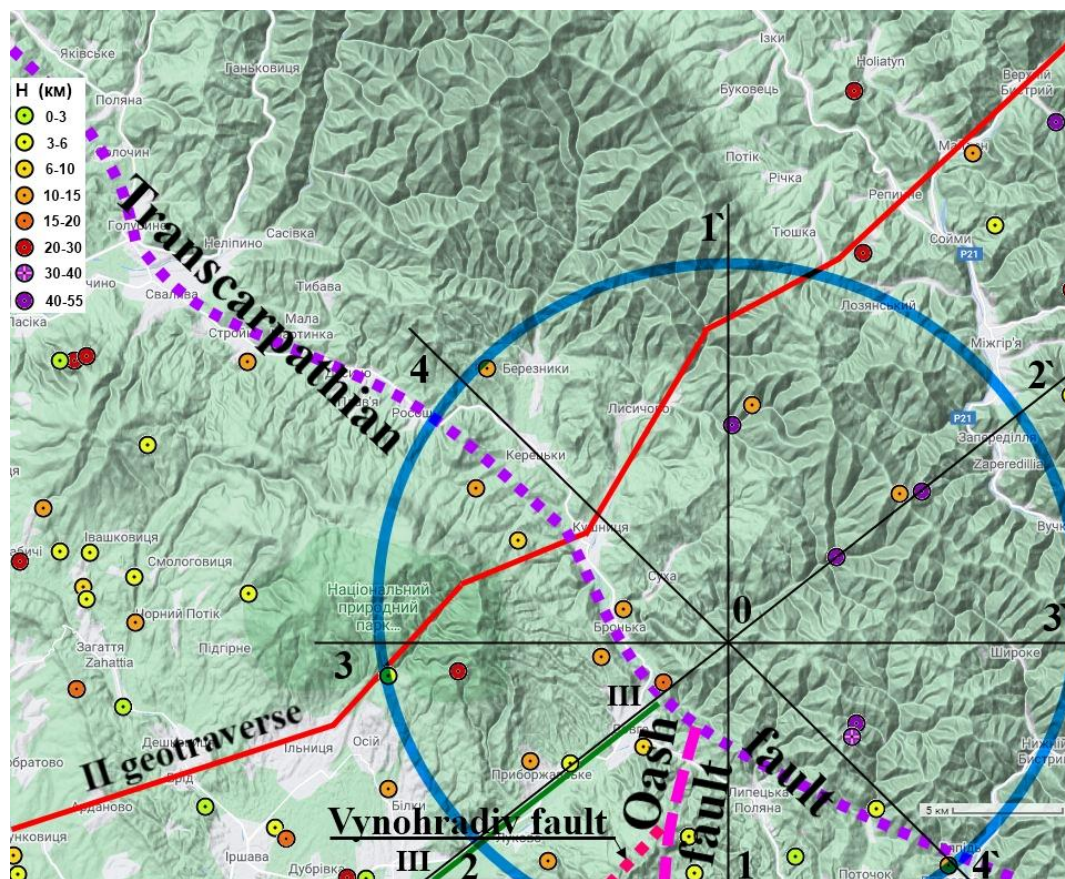
Як уже зазначено вище, сучасний геодинамічний режим земної кори Карпатського регіону України доволі детально вивчено геодезичними методами, зокрема в останні десятиріччя – сучасними методами космічної геодезії ([Сомов, 1990; Демедюк та ін., 1998; Смірнова, 2002; Сучасна..., 2015] та ін.). За цими та за нашими деформографічними даними [Назаревич А., Назаревич Л.,

2004, 2007; Назаревич А. та ін., 2019; Дослідження..., 2005] у досліджуваному районі зчленування Закарпатського й Оашського глибинних розломів спостерігається зміна геодинамічного режиму земної кори – від розтягу і опускань на південному заході, заході та північному заході до стискань і піднять на півночі, північному сході та сході [Назаревич, Назаревич, 2004, 2007]. Ці дані повністю узгоджуються з геологічними даними [Лозиняк, Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011] про просторові зміни геодинамічного режиму земної кори Закарпатського прогину в післяпаннонський (post Tortonian) час (пізніше за 7,5–6 млн років тому) після того, як тут відбула активізація закарпатського неогенового вулканізму й утворився центральний сегмент Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта.

#### Результати

Результати наших досліджень сеймотектоніки зони перетину Оашського і Закарпатського розломів в Українському Закарпатті з використанням зазначених методик і підходів наведено на рис. 5 і 6.





**Рис. 5.** Сейсмічність досліджуваного району (зони перетину Оашського і Закарпатського розломів (позначених рожевою та фіолетовою пунктирними лініями відповідно), окреслено синім колом) на картооснові Гугл мапс із рельєфом (малі кружки – епіцентри різноглибинних землетрусів з уточненою гіпоцентрією (глибини вогнищ позначені кольором); чорні лінії – умовні профілі для глибинно-просторового аналізу сейсмічності та сейсмотектоніки, III–III – геологічний профіль (див. рис. 3)

Ми встановили, що зона перетину цих розломів характеризується специфічною сейсмотектонікою. Це, як зазначено вище, ми помітили ще під час вивчення особливостей сейсмотектоніки Закарпатського прогину [Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2004, 2007] та Складчастих Карпат [Назаревич Л., 2006; Назаревич Л., Стародуб, 2010; Назаревич Л., Назаревич А., 2012] (див. рис. 4), зокрема, району Тербле-Ріцької ГЕС в Українському Закарпатті [Назаревич та ін., 2016].

Розглянемо отримані результати досліджень (див. також [Назаревич А. та ін., 2022]) послідовно детальніше.

Сейсмічність у південно-західному сегменті досліджуваної зони (див. рис. 5 і 6), на південь від Закарпатського розлому, в межах кори Чоп-Мукачівської западини Закарпатського прогину, неглибока, вогнища землетрусів залягають переважно на глибинах 3–10 км, в покрівлі та у товщі шарів фундаменту та “гранітів”, тобто в межах основного тут сейсмогенного шару [Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2004, 2007; Назаревич Л., На-

заревич А., 2012; Kováčiková et al., 2016]. Подібний глибинний розподіл сейсмічності спостерігається і в розташованих на південний захід та захід від досліджуваної зони тектонічних структурах Закарпатського прогину. Кілька доволі глибоких (на глибинах 20–27 км, в товщі “базальтів”, вище від границі Мохо) вогнищ землетрусів локалізуються на субвертикальних розломах карпатського простягання, по них у неогені виливались ефузиви Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта [Ляшкевич, Яцожинский, 2005], зокрема, гірського масиву Борлів Діл. Вони свідчать про сучасну сейсмотектонічну активність цих розломів і прилеглих блоків земної кори. Одне із таких вогнищ локалізовано в межах досліджуваної зони – під вершиною гори Бужора (див. рис. 5), два інші північно-західніше, під масивом гори Дехманів.

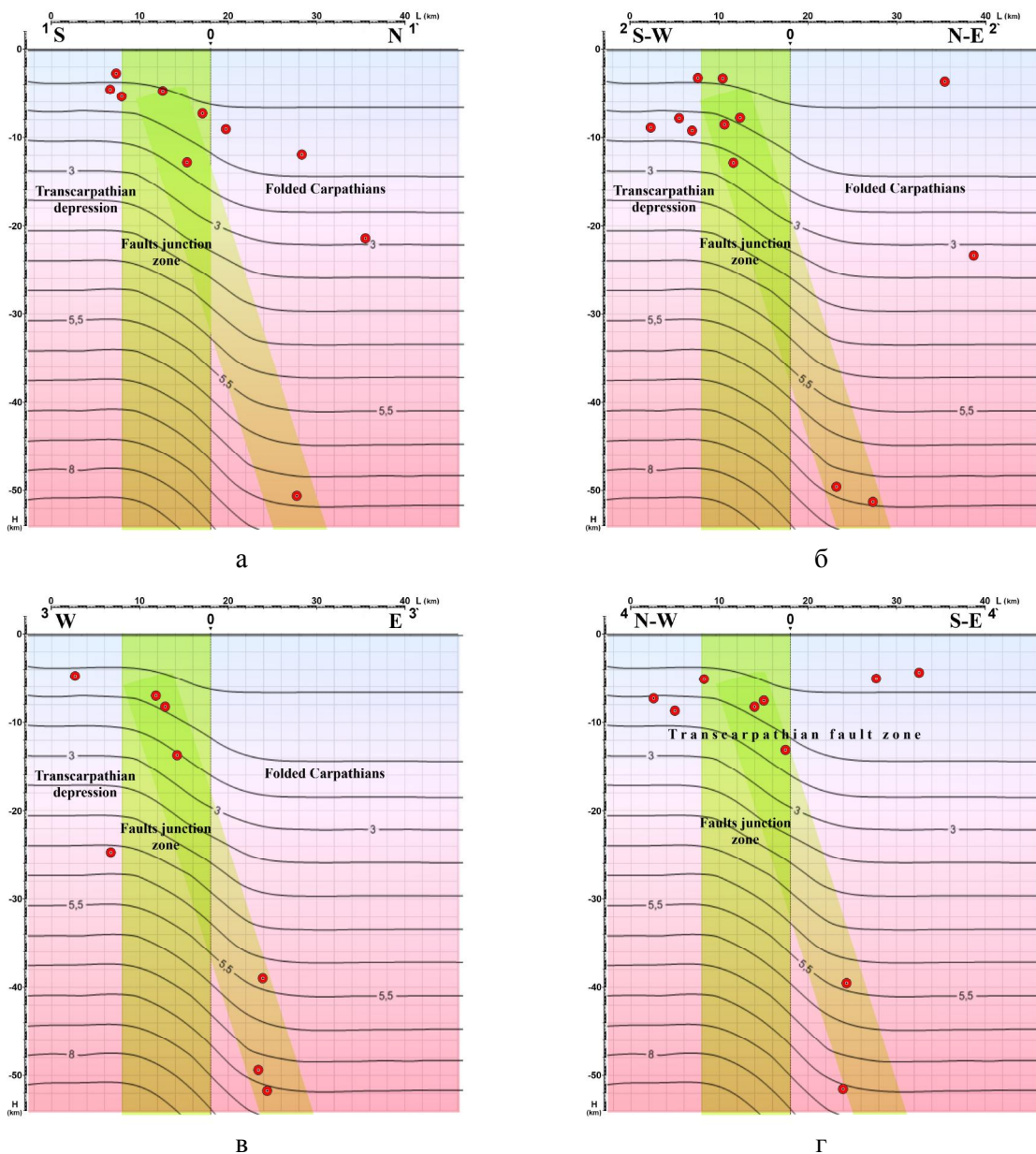
Істотно іншим є глибинний розподіл сейсмічності в північно-східному сегменті досліджуваної зони – в структурах Складчастих Карпат [Назаревич Л., Назаревич А., 2012]. Тут бачимо кілька землетрусів на глибинах 10–15 км, тобто в межах



зони підшви нижнього ярусу насувів і складок – покрівлі тектонічного ложа карпатських насувів. Верхній ярус насувів і складок (див. рис. 6) тут не проявляє сейсмотектонічної активності.

Але найпримітнішою тут є наявність низки доволі глибоких (глибини 40–52 км) землетрусів на північ, північний схід і схід від місця зчленування Закарпатського та Оашського розломів на приповерхневих глибинах. За нашими висновками, ці землетруси відповідають зануренню сейсмофокальних площин Закарпатського та Оашського розломів на північний схід та схід відповідно (див. рис. 6). Такий висновок кореспондується із відповідним зануренням цих розломів та сейсмофокальних структур у сусідніх з досліджуваною

зонах (див. рис. 4), які ми простежили [Назаревич та ін., 2016; Kováčiková et al., 2016] У структурі гірських масивів Карпат це зона морфотруктур гірських хребтів Водиці-Ястрембле і Куку – Паленого Груню, тоді як приповерхнева зона Закарпатського розлому (як зазначено вище) відповідає у рельєфі Березне-Ліпчанській (Турянській) міжгірській долині [Кравчук, Хомин, 2011] (див. рис. 5). Таке занурення сейсмофокальної зони Закарпатського розлому під Карпати повністю узгоджується із глибинною будовою кори в цьому районі. За даними досліджень по геотраверсу II (див. рис. 5) [Строение..., 1978; Литосфера..., 1987–1993], воно трасує на цих глибинах (40–52 км) занурення поверхні Мохо під Карпати.



**Рис. 6.** Глибинно-просторова локалізація вогнищ землетрусів по умовних профілях (див. рис. 5) 1-1' (а), 2-2' (б), 3-3' (в), 4-4' (г) у досліджуваному районі (схематично показано зони градієнтів глибинних температур і геомеханічних характеристик геологічного середовища)

## Дискусія

Виявлені особливості глибинно-просторового розподілу сейсмічної активності в земній корі досліджуваного району (зони зчленування Закарпатського й Оашського глибинних розломів) генетично пов'язані з особливостями будови, геодинаміки та реології цієї кори. Особливо це стосується виявленої тут (див. рис. 5 і 6) ділянки заглибленої сейсмічної активності. Зокрема, за результатами аналізу геологічних [Лозиняк та ін., 2011], геодезичних [Сомов, 1990] та геоморфологічних [Назаревич та ін., 2021] (див. таж вище) даних ми зафіксували тут успадковану ще від верхнього міоцену (сармату (тортону)) зміну геодинамічного режиму земної кори – від розтягу й опускання земної поверхні у південно-західній і західній його частині до стискання і підняття у північно-східній і східній частинах [Назаревич А., Назаревич Л., 2002а, 2002b, 2004, 2007]. Такі зміни ми пов'язували раніше [Назаревич А., Назаревич Л., 2002а, 2002b, 2004] з впливом на цю територію астенолітних процесів [Чекунов, 1988; Kiss, 2017], а тепер – із впливом як астенолітних (релаксаційне просідання земної кори Чоп-Мукачівської западини (західної частини Закарпатського прогину) над північною гілкою конвекційного астенолітного потоку, яка загасає, так і терейнових процесів [Назаревич А., Назаревич Л., 2019; Назаревич А. та ін., 2021] (зміщенням терейна Алькапа з належними до нього структурами кори Закарпатського прогину на схід).

Щодо “занурення” сейсмофокальної площини від вузла зчленування Закарпатського й Оашського розломів у східному напрямку зауважимо, що, на наш погляд, це результат, насамперед, дії терейнової складової регіонального геодинамічного процесу [Назаревич А., Назаревич Л., 2019; Назаревич А. та ін., 2021] (руху літосфери терейна Алькапа і його північно-східного сегмента – літосфери Закарпатського прогину – у східному напрямку), хоча вплив астенолітної складової цього процесу також спостерігається (див. нижче). Відображенням цього всього є наявність і сейсмічна активність нахиленого (під кутом близько 60°) розлому з кінематикою насуво-підсуву (у північно-західному – південно-східному напрямку відповідно) дещо південніше, в зоні регіонального профілю РП-17 (див. рис. 4, а) [Назаревич Л., Назаревич А., 2012; Kováčiková et al., 2016].

Щодо геомеханічних причин наявності та сейсмотектонічної активності нахилених на схід розломів у цьому районі можна також вказати на очевидну реакцію опору східній терейновій складовій руху

літосфери Алькапа розташованого на 70 км південно-східніше великого древнього Мармароського кристалічного масиву з достатньо глибокими холодними і достатньо “твердими” стосовно астеносфери під Паннонією “коренями” у мантиї (зважаючи на значно менший тут, порівняно з таким у зоні Чоп-Мукачівської западини, тепловий потік [Дослідження..., 2005; Сучасна..., 2015; Kováčiková et al., 2016]). Така реакція опору цього масиву спричиняє наявність режиму вираженого горизонтального широтного стискання кори розташованої на схід від Оашського розлому Солотвинської западини. Це виражається у наявності тут низки нахилених розломів (рис. 4, а) згаданого вже нахиленого Оашського суброзлому і локалізованого на 30 км східніше пологішого (кут нахилу близько 45°) Тячівського насуво-підсуву, й інших, та у високій їх сейсмічній активності. Це стискання виражається також у здійманні земної поверхні на сході досліджуваного району і далі на схід у Солотвинській западині та прилеглих гірських масивах Карпат на 1–2 мм/рік [Сомов, 1990].

Також зазначимо, що подібну до наведеної на рис. 4, а і рис. 6, в, г тектонічну структуру (з наявністю нахилених на схід розломних зон) має зона зчленування терейнів Алькапа і Тися-Дакія і на території Угорщини [Kiss et al., 2018].

До сказаного додамо, що виявлені тут особливості будови і геодинаміки (зокрема неогенової) зони Оашського розлому (перетин у приповерхневій зоні вертикального і нахиленого розломів і спричинений східним терейновим зміщенням глибинних горизонтів кори режим широтного стискання) і є, на нашу думку, причиною відзначеного вище дещо зниженого (порівняно з гірськими масивами Бужора і Дехманів) рельєфу гірського хребта Великий Шолес. Адже такі будова і геодинаміка зони розлому утруднювали виверження тут вулканітів, і в результаті як загальний об'єм цього вулканічного хребта (це добре видно на рис. 2), так і його висота (див. рис. 5) помітно менші порівняно із іншими.

Коротко опишемо вплив на сейсмотектоніку досліджуваного району саме астенолітної складової регіонального геодинамічного процесу. Оскільки неогеновий вулканізм Закарпаття генетично пов'язаний із астенолітною активізацією північно-східної та східної окраїн Чоп-Мукачівської западини [Ляшкевич, Яцожинский, 2005] і з процесами формування західного (по Закарпатському глибинному розлому) та центрального (по Оашському меридіональному розлому) сегментів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, то такий вплив є безсумнівним. Це підтверджується також особливостями змін геодинамічного режиму і процесів

осадонагромадження у всьому Закарпатському прогині в неогені [Лозиняк та ін., 2011], а також особливостями його сучасної геодинаміки [Назаревич, Назаревич, 2005, 2007, 2019]. Детальніший аналіз особливостей такого впливу потребує спеціального розгляду із залученням значного обсягу відповідних геолого-геофізичних даних.

Тут тільки додамо, що одночасно з приуроченістю місцевих землетрусів до різнорангових і різноглибинних тектонічних порушень ці землетруси приурочені також до зон зміни температурного режиму і геомеханічних характеристик геологічного середовища у напрямку від Чоп-Мукачівської западини Закарпатського прогину до Солотвинської западини і Складчастих Карпат (див. рис. 6). Такі зони є зонами термореологічних градієнтів, з одного боку від них (у порівняно гарячіших і реологічно ослаблених областях літосфери) тектонічні рухи відбуваються у вигляді пластичних деформацій, а з іншого (у холодніших і геомеханічно міцних областях) – у вигляді крихкого руйнування. А саме у градієнтних зонах відбуваються найінтенсивніше накопичення і розрядка порівняно слабкими землетрусами тектонічних напружень, оскільки ці напруження тут вже не можуть розрядитися повністю за рахунок пластичних деформацій (реологічна в'язкість порід зі зниженням температур наростає), але не можуть накопичуватись до значних величин, бо механічна міцність цих порід ще недостатньо велика. Занурення таких градієнтних зон під Складчасті Карпати (рис. 6) спричинено ще й тим, що на зміни геомеханічних та реологічних характеристик гірських порід поряд зі змінами температур впливають також зміни тиску, який діє на них ([Корчин та ін., 2013] та ін.). На наш погляд, все описане можна коротко назвати термореологічним впливом паннонського астеноліту. Деякі аспекти такого впливу дослідники вже аналізували раніше (див, наприклад, [Чекунов, 1988; Литосфера..., 1987–1993; Kiss, 2017] та ін.).

Ще однією примітною особливістю дослідженого району є відсутність інструментально зафіксованої (з 1961 р.) сейсмічної активності в районі гірського масиву Полонини Боржави (на північний захід від розглянутої зони зчленування Закарпатського та Оашського розломів). Одне із можливих пояснень – зона затишся у районі згаданого сильного Свалявського землетрусу 1908 р. (враховуючи встановлений за історичними даними період повторюваності тут таких подій у 125 р. [Пронишин, Пустовитенко, 1982; Костюк та ін., 1997]). Друге – цей масив є об'ємним геомеханічно міцним масивом, оточеним “м'якшими” осадовими товщами (подібно айсбергу в морі

торосів) і в його об'ємі не накопичуються більші геомеханічні напруження, вони накопичуються і розряджаються землетрусами на його периферії. Третій можливий варіант – поєднання двох перших. Але обґрунтованіші висновки можна буде робити після детальних комплексних досліджень сучасної сейсмотектонічної активності в цій зоні та у районах, які оточують її із півночі та заходу

### *Наукова новизна*

Вперше надійно встановлено наявність порівняно глибокої (30–55 км) сейсмічної активності в земній корі Українського Закарпаття – в зоні занурення границі Мохо під Карпати в районі зчленування Закарпатського та Оашського глибинних розломів і подано геодинамічне та тектонофізичне обґрунтування її наявності з позицій поєднання “альпійської”, терейнової та астенолітної геодинаміки регіону.

### *Практична значущість*

Врахування викладених у статті особливостей сейсмотектоніки зони зчленування Оашського і Закарпатського розломів сприятиме уточненню оцінок характеристик та особливостей просторового розподілу природних геоecологічних, зокрема, сейсмотектонічних ризиків і небезпек у центральній частині Українського Закарпаття.

### *Висновки*

Підсумовуючи викладене, відзначимо основне.

Під час досліджень встановлено, що поряд із традиційною для Українського Закарпаття глибинною локалізацією сейсмічних джерел у земній корі Закарпатського прогину (глибини 0–27 км) у дослідженій зоні зчленування Оашського і Закарпатського розломів зафіксовано низку сейсмічних подій на глибинах 40–52 км. Ці землетруси своєю локалізацією вказують на занурення структур кори Закарпатського прогину в північно-східному напрямку під насуви Складчастих Карпат. Вони відображають, зокрема, так звану “крокодилову” тектоніку в Українських Карпатах і повністю узгоджуються з характерними рисами “альпійської” та “терейнової” геодинаміки регіону – стисканням і зміщенням у північно-східному та східному напрямках відповідно. Певну роль (зокрема, термореологічну) відіграє також вплив астеноліту з-під Паннонії.

Загалом можна зробити висновок, що особливості сейсмотектоніки досліджуваного району спричинені одночасним впливом комплексу геодинамічних і тектонофізичних факторів, кожний з яких робить внесок у ці особливості як самостійно, так і в поєднанні з іншими факторами.



Значимо, що важливу роль у дослідженні особливостей геодинаміки Карпатського регіону України та його конкретних зон відіграють моніторингові сейсмопрогностичні геофізичні дослідження, зокрема, результати виділення та геомеханічної та сеймотектонічної інтерпретації геофізичних аномалій – провісників місцевих землетрусів, вони надають важливу інформацію про геомеханічний режим тектонічних структур і зон земної кори та його часово-просторові зміни ([Назаревич А., Назаревич Л., 2002, 2004; Назаревич А. та ін., 2002б, 2019; Дослідження..., 2005] та ін.).

Наступним кроком наших досліджень буде, зокрема, детальний порівняльний аналіз сеймотектоніки та геодинаміки цього та сусідніх сегментів зони Закарпатського глибинного розлому.

### Список літератури

- Байрак Г. Р. Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. *Фізична географія та геоморфологія*. 2011. Вип. 62. Київ: ВГЛ “Обрії”. С. 45–54.
- Бойко Г. Ю., Лозиняк П. Ю., Заяць Х. Б., Анікеєв С. Г., Петрашкевич М. Й., Колодій В. В., Гайванович О. П. Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2003. № 2. С. 52–61.
- Бокун А. Н. Соляные структуры Солотвинской впадины. Київ: Наук. думка, 1981. 135 с.
- Геодинаміка Карпат / Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М., Фильштинский Л. Е., Хижняков А. В. Київ: Наук. думка, 1985. 136 с.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1(10). С. 47–57. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047>.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*. 2012. № 1(12). С. 67–78. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>.
- Демедюк М., Заблоцький Ф., Колгунов В., Островський А., Сідоров І., Третяк К. Результати досліджень горизонтальних деформацій земної кори на Карпатському геодинамічному полігоні. *Геодинаміка*. 1998. № 1. С. 3–13. <https://science.lpnu.ua/jgd/all-volumes-and-issues/1998>
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Під ред. В. І. Старостенка. Київ: Наук. думка, 2005. 256 с.
- Евсеев С. В. Землетрясения Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 76 с.
- Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ. ЛВ УкрДГРІ. Львів: Центр Європи, 2013. 79 с.
- Карпатська сейсмологічна мережа України (Carpathian Seismological Network of Ukraine). (2022). Відділ сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України (ВСКР ІГФ НАНУ). Режим доступу: <http://seism.lviv.ua/>
- Каталог Карпатських землетрусів за 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961–1962, 1963–1965, 1966–1967, 1968–1969 рр. Ред. С. В. Євсеев, О. І. Юркевич. Київ: Наук. думка, 1958–1975. № 1–15. 44 с., 42 с., 40 с., 54 с., 52 с., 58 с., 20 с., 96 с., 108 с., 57 с.
- Корчин В. А., Буртний П. А., Коболев В. П. Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике. Киев: Наук. думка, 2013. 312 с.
- Костюк О., Сагалова Є., Руденська І., Пронишин Р., Кендзера О. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091–1990 роки. *Праці наукового товариства імені Шевченка*. Львів, 1997. Т. 1. С. 121–137.
- Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2008. 188 с.
- Кравчук Я. С. Рельєф Українських Карпат. Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2021. 576 с.
- Кравчук Я. С., Хомин Я. Б. Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка. 2011. 185 с.
- Крупський Ю. З. Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України. Львів: Сполом, 2020. 256 с.
- Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: Укр ДГРІ, 2001. 144 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Под ред. А. В. Чекунова. Київ: Наук. думка. Т. 1–6. 1987–1993.
- Лозиняк П., Місюра Я. Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2010. № 3–4 (152–153). С. 73–83.
- Лозиняк П. Ю., Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Неогенова та сучасна геодинаміка і сейсмічність літосфери Закарпаття. *Геодинаміка*. 2011. 2 (11). С. 170–172. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.02.170>

- Ляшкевич З. М., Яцожинский О. М. Альпийский магматизм Украинских Карпат: его эволюция, геодинамика. *Геофиз. журн.* 2005. № 6. С. 1005–1011.
- Малеєв Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпаття. Москва: Наука, 1964. 251 с.
- Медведев А. П., Варичев О. С. Пра-Карпати (конструкція і деструкція). Львів, 2000. 115 с.
- Мельничук М. И. О генетической связи сейсмических процессов с тектоникой Карпатского региона. *Геофиз. журн.* 1982, т. 4, № 2, С. 34–41.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття. В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов, 1974. С. 173–180.
- Назаревич А., Назаревич Л. Будова літосфери Закарпаття і проблема гіпоцентрії місцевих землетрусів. Геомоніторинг-2002: зб. матеріалів наук.-техн. симпозиуму. Львів. 2002. С. 15–18.
- Назаревич А., Назаревич Л., Байрак Г. Особливості геодинаміки і сейсмотектоніки та їхній вплив на рельєф Українських Карпат. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій: матеріали 12 наук.-практ. семінару за міжнародної участі (25–26 листопада 2021 р.). Львів. Видавництво ЛНУ, 2021. С. 121–125.
- Назаревич А., Назаревич Л., Баштевич М. Виділення малоамплітудних деформаційних аномалій – провісників місцевих закарпатських землетрусів з урахуванням метеотермопружних деформацій. *Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія.* 2019. № 1(84). С. 21–28. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.84.03>.
- Назаревич А. В., Ковалишин З. І., Назаревич Л. Є. Геодинаміка сейсмоактивних районів Закарпаття за комплексом геофізичних даних. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія.* 2002. № 23–24. С. 38–43.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Геодинаміка літосфери заходу Закарпаття за комплексом даних. *Геодинаміка.* 2004. № 1 (4). С. 45–53. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.38.F288>
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Глибинні пастково-колекторські тектонічні структури в літосфері Карпатського регіону України: природа, походження і перспективні ресурси. *Наук. вісник ІФНТУНГ.* 2002. № 3(4). С. 10–21.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Про терейнові особливості геодинаміки Українських Карпат та їх зв'язок з нафтогазоносністю. Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: матеріали шостої міжнародної науково-практичної конференції. Україна, м. Трускавець, 7–11 жовтня 2019 р. Київ, 2019. Т. 1. С. 355–359.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Розрахункові годографи сейсмічних хвиль в гіпоцентрії карпатських землетрусів. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія.* 2003. № 26–27. С. 98–103.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Сейсмічність і геодинаміка зони III (транскарпатського) транспортного коридору (Мукачеве – Свалява – Сколе). *Теоретичні та прикладні проблеми геоінформатики.* Київ. 2007. С. 159–166.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є., Ковалишин З. І. Природа підзони знижених швидкостей у гранітах кори Закарпаття та її перспективні ресурси. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2002. Вип. 15. С. 119–125.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є., Шлапінський В. Є. Сейсмічність, геологія, сейсмотектоніка і геодинаміка району Теребле-Ріцької ГЕС (Українське Закарпаття). *Геодинаміка.* 2016. № 1(20). С. 170–192. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.01.170>
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Методики уточнення параметрів гіпоцентрів Карпатських землетрусів. *Геодинаміка.* 2004. № 1(4). С. 53–62. <https://science.lpnu.ua/jgd/all-volumes-and-issues/14-2004/methods-carpathian-earthquakes-hypocenters-parameters>
- Назаревич Л. Є. Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону: автореф. дис... канд. геол. наук. Київ: ІГФ. 2006. 21 с.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Сейсмічність і деякі особливості сейсмотектоніки Українських Карпат. *Геодинаміка.* 2012. № 1(12). С. 145–151. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.145>.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Сейсмічність карпатської частини 5-го міжнародного транспортного коридору Венеція – Трієст – Любляна – Будапешт – Ужгород – Львів і геоecологічні ризики. *Нові технології в геодезії, землевпорядкуванні та природокористуванні: матеріали X Міжнародної наук.-практ. конференції (28–30 жовтня 2021 року).* Ужгород: Видавництво УжНУ. 2021. С. 14–20.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Уточнення параметрів карпатських землетрусів з урахуванням глибинної будови літосфери регіону та усереднених кінематичних нев'язок сейсмічних хвиль. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія.* 2004. № 29–30. С. 83–88.
- Назаревич Л. Є., Стародуб Г. Р. Деякі особливості сейсмічного процесу в Карпатському регіоні України (40 років спостережень). Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Київ. 2010. С. 286–299.

- Павлюк М. І., Ляшкевич З. М., Медведєв А. П. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка*. 2013. № 1(14). С. 45–60. <https://doi.org/10.23939/jgd2013.01.045>
- Павлюк М. І., Медведєв А. П. Панкардія: проблеми еволюції. Львів: Ліга-Прес, 2004. 108 с.
- Петрашкевич М. И., Лозыняк П. Ю. Структурное районирование основания Закарпатского прогиба. В кн.: Региональная геология УССР и направления поисков нефти и газа. Львов, 1988. С. 72–79.
- Пронишин Р. С., Пустовитенко Б. Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982, № 10, С. 74–81.
- Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны единой системы сейсмических наблюдений СССР. Крым – Карпаты, 1970–1974, 1975–1976 гг., 1977 г., 1978–1979 гг., 1980 г., 1981–1982 гг., 1983, 1984, 1985 г. Ред. И. И. Попов, Б. Г. Пустовитенко. Киев: Наук. думка, 1980, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988. 190 с., 160 с., 156 с., 191 с., 111 с., 214 с., 124 с.
- Сейсмологический бюллетень западной территориальной зоны единой системы сейсмических наблюдений СССР, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990 гг. / Ред. Б. Г. Пустовитенко. Київ: Наук. думка. 1989, 1992, 1991, 1992. 136 с., 158 с., 156 с., 144 с., 194 с.
- Сейсмологический бюллетень Украины за 1992, 1993, 1994 год, 1995–1996 гг., 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002 год. Ред. Б.Г. Пустовитенко. ИГФ НАН Украины, Симферополь, 1995, 1996, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004. 130 с., 92 с., 84 с., 148 с., 130 с., 120 с., 113 с., 148 с.
- Смірнова О. Співставлення карти градієнтів швидкостей вертикальних деформацій земної поверхні Карпатського регіону з геолого-геофізичними даними. В кн.: “Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва”. Київ, 2002. С. 104–109.
- Сомов В. И. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона. *Геофиз. журн.*, 1990. Т. 12, № 6. С. 39–47.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Київ: Наук. думка, 1978. 272 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Ред.: К. Р. Третяк, В. Ю. Максимчук, Р. І. Кутас. Львів: Вид-во Нац. ун-ту “Львівська політехніка”. 2015. 420 с.
- Хом’як Л. М., Хом’як М. М. Моделирование напряжено-деформованого стану осадового комплексу в зоні субдукції та динамічні умови формування ранніх насувів Українських Карпат. *Геодинаміка*. 2013. № 1(14). С. 151–162. <https://doi.org/10.23939/jgd2013.01.142>
- Хоменко В. І. Глибинна будова Закарпатського прогину. Київ: Наук. думка. 1978. 230 с.
- Чекунов А. В. Эволюция астенолитов и ее геологические следствия. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1988. № 3. С. 30–34.
- Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Сов. Геология*. 1969, № 10. С. 57–68.
- Чупило (Байрак) Г. Історико-тектонічні особливості формування гідромережі Українських Карпат на основі аналізу 3d-моделі рельєфу. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006. С. 141–151.
- Шлапінський В. Є. Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності: автореф. дис... канд. геол. наук. Львів: ІГТТК НАН України. 2015. 22 с.
- Шлапінський В. Є., Жабіна Н. М., Мачальський Д. В., Тернавський М. М. Уточнення геологічної будови Пенінського покриву Українських Карпат. *Геодинаміка*. 2017. № 1(22). С. 55–73. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.057>.
- Andrusov, D. (1974). The Pieniny Klippen Belt (The Carpathians of Czechoslovakia). In: M. Mahel' (Ed.), *Tectonics of the Carpathian-Balkan regions*, 145–148. Bratislava: Geol. Inst. D. Stur.
- Bezák, V., Broska, I., Ivanicka, J., Reichwalder, P., Vozar, J., Polak, M., et al. (2004). Tectonic map of the Slovak republic 1:500 000. Bratislava: Inst. D. Stur.
- Csontos L., Vörös A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Grad, M., Guterch, A., Keller, G. R., Janik, T., Hegedus, E., Vozar, J., et al. (2006). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111, B03301. <https://doi.org/10.1029/2005JB003647>.
- Kiss J. (2014). Plate tectonics, volcanism and magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian



- Region. *Magyar Geofizika*. 55/2, 51–81 (in Hungarian). <http://real.mtak.hu/17624/>
- Kiss J. & Kovacs I. (2011). Deep structure of the Pannonian Basin, In: Hungarian National Report on IASPEI 2007–2010. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 46, 18–22. <https://doi.org/10.1556/AGeod.46.2011.2.6>
- Kiss, J. (2017). An alternative model for the development of the Carpathian Basin and its environment. *Magyar Geofizika*, 58/2, 66–75 (in Hungarian). [http://real.mtak.hu/64413/1/KissJ\\_MGF\\_58\\_2\\_u.pdf](http://real.mtak.hu/64413/1/KissJ_MGF_58_2_u.pdf)
- Kiss, J., Vértesy, L., Fancsik, T., Kovács, A. Cs., Madarasi, A., & Gulyás, Á. (2018). Tisia – in the light of geophysics and the interpretation of high seismic velocity zones in the crust. *Magyar Geofizika*. 58/4. 209–229 (in Hungarian). <http://real.mtak.hu/79049/>
- Kováčiková S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., & Kalenda P. (2016). Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. geophys. geod.*, 60, 280–296. <https://doi.org/10.1007/s11200-014-0942-y>.
- Majcin D., Bezak V., Klanica R., Vozar J., Pek J., Bilcik D., & Telecky Y. (2018). Klippen Belt, Flysch Belt and Inner Western Carpathian Paleogene Basin Relations in the Northern Slovakia by Magnetotelluric Imaging. *Pure Appl. Geophys.*, 175, 3555–3568. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1891-0>.
- Nazarevych A., Nazarevych L. (2006). Modern and alpine geodynamics of Ukrainian Carpathians (multi-tier “crocodile” or “shaking hand” and “fir-tree” tectonics). Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade. 2006, 399–401.
- Nazarevych A., Nazarevych L., & Bayrak H. (2022). Seismotectonics of the Oash and Transcarpathian faults junction zone as a reflection of the “alpine” and “terrain” geodynamics of the Ukrainian Carpathians. XVI International Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment”. 15–18 November 2022, Kyiv, Ukraine, 22–138.
- Oszczypko, N., Oszczypko-Clowes, M., Golonka, J., & Marko, F. (2005). Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geological Quarterly*, 49(4), 379–402.
- Plasienka, D. (2012). Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Mineralia Slovaca*, 44, 1–16.
- Sandulescu M. (1988). Genozois Tectonic History of the Carpathians. *Amer. Assos. of Petr. Geol. Memoirs*, Vol. 45, 17–25. <https://doi.org/10.1306/M45474C2>
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K. et al. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 2013, 608, 1049–1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography. (2006). Eds: F. Horvath, A. Galacz. Budapest: Hantken Press. 625 p.

Andriy NAZAREVYCH<sup>1a</sup>, Lesya NAZAREVYCH<sup>2</sup>, Galyna BAYRAK<sup>3</sup>, Natalia PYRIZHOK<sup>1b</sup>

<sup>1</sup> Carpathian Branch of S. I. Subbotin name Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, 3-B, Naukova str., Lviv, 79060, Ukraine, tel. +38(032)2648563, e-mai: nazarevych-a@gmail.com,

<sup>1a</sup><https://orcid.org/0000-0002-1989-0790>, <sup>1b</sup><https://orcid.org/0000-0002-3976-234X>

<sup>2</sup> S. I. Subbotin name Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Department of seismicity of the Carpathian region, 27, Yaroslavenko str, Lviv, 79011, Ukraine, tel. +38(032)2706100, e-mail: nazarevych-l@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8038-9535>

<sup>3</sup> Ivan Franko National University of Lviv, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, 41, Doroshenko str., Lviv, 79000, Ukraine, tel. +038(032)2394598, e-mail: g\_bajrak@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-4802-2706>

#### SEISMOTECTONICS OF THE OASH AND TRANSCARPATHIAN DEEP FAULTS JUNCTION ZONE (UKRAINIAN TRANSCARPATHIANS)

The purpose of the work is to study the features of seismotectonics of the junction zone of the Oash and Transcarpathian faults in the Ukrainian Transcarpathians. The research methodology combines a complex analysis of geological-tectonic, seismological, geomorphological and geodetic data on the studied area. For the

clarification of coordinates and depths of local earthquake foci we applied methods of their hypocenters specification, using a calculated seismological hodograph and kinematic corrections. Geological and geophysical data, in particular on regional profiles, were used to link seismic events to specific geological structures. It was established that a number of seismic events were recorded at depths of 40–52 km in the studied zone, in its northeastern part. They occurred simultaneously with traditional deep localization of seismic sources in the crust of the Transcarpathian depression (0–27 km deep), including at the depths of the sole of thrust sedimentary strata/roof of the pre-Neogene basement of the Transcarpathian depression (2–3 km deep) in the southwestern part of the studied area. Since these earthquakes are spatially localized to the northeast of the zone where the Transcarpathian deep fault is traced by geological and geomorphological data on the surface, they indicate the subduction of the crustal structures of the Transcarpathian trough in this direction under the thrusts of the Folded Carpathians. This is also evidenced by the corresponding slope of the seismofocal zone at the intersection of the Transcarpathian Deep Fault at greater (15–30 km) depths. These and other features of local seismotectonics reflect the so-called “crocodile” tectonics in the Ukrainian Carpathians. The features encompass the reverse, south-west slope of the seismofocal zone at shallower (0–12 km) depths, as well as the features of the relief of the Carpathians in the studied seismogenic zone. They fully correspond to the characteristics of the “alpine” and “terrain” geodynamics of the region, i. e. compression and displacement in the northeastern and eastern directions, respectively. For the first time, the research established the presence of relatively deeper (30–55 km) seismic activity in the earth’s crust of the Ukrainian Transcarpathians – in the zone of subduction of the Moho border under the Carpathians in the area of junction of the Transcarpathian and Oash deep faults. Additionally, the geodynamic and tectonophysical justification for its presence was given in terms of combination of “alpine”, terrane and asthenolitic geodynamics of the region. Taking into account the features of seismotectonics of the Oash and Transcarpathian faults junction zone will contribute to clarifying the assessment of the characteristics and peculiarities of the spatial distribution of natural geocological, in particular, seismotectonic risks and hazards in the central part of the Ukrainian Transcarpathians.

*Key words:* geodynamics; seismotectonics; the Ukrainian Transcarpathians; specified hypocenters of earthquakes; deep fault; seismofocal zone; “crocodile” tectonics.

Надійшла 01.10.2022 р.