

ИЗУЧЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ. ИСТОРИЧЕСКИЙ ЗАПОВЕДНИК "СОФИЯ КИЕВСКАЯ"

Ю. Стародуб, О. Кендзера, С. Сиреджук, Б. Купльовский, Г. Стародуб

В статье подтверждается эффективность разработанной методологии изучения колебаний инженерных объектов в широком спектральном диапазоне. Полученные результаты показывают спектральные области существенного влияния сейсмического пересечения на вибрации под объектом в широком частотном диапазоне 0 – 500 кГц.

INVESTIGATION OF ENGINEERING OBJECTS OSCILLATIONS. HISTORICAL RESERVATION TERRITORY "SOPHIA KYIVSKA"

J. Starodub, O. Kendzera, S. Syredzhul, B. Kuplyovskyy, G. Starodub

In the paper there is proved the effectiveness of developed methodology of investigations of engineering object oscillations in wide spectral range. Obtained results show spectral fields of considerable influence of seismic intersection on to vibrations under the object in the wide spectral range 0 – 500 KHz

¹Науково-дослідний інститут „Науканафтогаз”

²Інститут геофізики НАН України

Надійшла 10. 03. 06

УДК 550.34

Л.Е.Назаревич¹, А.В.Назаревич²

ОСОБЛИВОСТІ ПІДГОТОВКИ ТА ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОГНИЩА БЕРЕГІВСЬКОГО ЗЕМЛЕТРУСУ 1965 РОКУ (ЗА МАКРОСЕЙСМІЧНИМИ ДАНИМИ)

Вступ

Макросейсмічне поле є основним продуктом землетрусу, воно, поряд з деформаційними процесами у вогнищевій зоні, належить до найважливіших факторів негативного впливу землетрусу на навколишнє середовище та інженерні об'єкти. З іншого боку, макросейсмічне поле несе у собі дуже важливу інформацію про процеси у вогнищі конкретного землетрусу [1-4], тому макросейсмічні дослідження є одними з основних в сейсмологічній практиці. Аналізу макросейсмічних даних щодо одного з найсильніших за останні десятиліття в Закарпатті Берегівського землетрусу 1965 року [5-8], який відбувся в одній з найкраще вивчених геолого-геофізичними методами місцевих сейсмогенних зон [9-12], присвячена дана робота. Цим дослідженням передую загальний аналіз розвитку сеймотектонічного процесу в Берегівській сейсмогенній зоні під час підготовки даного землетрусу [13-15].

Інструментальні сейсмологічні дослідження на території Закарпаття почали проводитись з першої половини 20-го століття, перша сейсмічна станція була відкрита тут в Ужгороді в 1934 році [6]. За наявними сейсмічними даними [5-8] однією з активних сейсмогенних зон Закарпаття є Берегівська зона, в якій історично відомі 6-7-бальні землетруси у 1931, 1965 і 1977 роках. А в той же час за даними донині офіційно чинної в Україні карти

сейсмічного районування території колишнього Радянського Союзу СР-78 Берегівський район віднесено до зони 6-бальної інтенсивності. За даними ж нової карти сейсмічного районування території України, складеної на основі опрацювання історичних даних і нових результатів сейсмологічних досліджень, виконаних за останні роки, Берегівський сейсмоактивний район віднесений до 7-бальної зони (Я.А.Бень, О.В.Кендзера, Р.С.Пронишин та інші [16]), що повністю відповідає фактично реалізованій тут і надійно зафіксованій макросейсмічними обстеженнями бальності. На жаль, ця нова карта офіційно ще не прийнята в якості нормативної.

Об'єктом нашого дослідження став Берегівський землетрус 1965 року [7, 8], та сейсмічні процеси, що йому передували [5, 7]. Цей землетрус відбувся 24 жовтня 1965 року з магнітудою $M=3,7$ і інтенсивністю до 6,5 бала за шкалою MSK-64 в епіцентрі, що знаходився в північно-центральної частині м. Берегове. [7] Наведені у даній роботі дослідження базуються на інструментальних та макросейсмічних даних про сейсмічні події 1961-1965 років [5-7], даних повторного нівелювання по профілю Вилко – Косини [8], а також на результатах проведених за останні роки нових геологічних, геофізичних та геодезичних досліджень [8-15]. Це дало змогу провести комплексний аналіз наявних даних землетрусу 1965 року в м. Берегове, уточнити його основні сейсмологічні характеристики,

тісно пов'язавши їх з новими даними геологічних (поверхневих, шахтних, бурових [9-11]), геодезичних (повторне нівелювання [8]) та геоморфологічних досліджень [12], що дозволяє провести поглиблений аналіз місцевої геодинаміки і сеймотектонічного процесу [13-15].

Нові методи та геоінформаційні технології в аналізі сейсмічності

Одними з найосновніших у даному дослідженні є сейсмологічні дані. Тому опишемо коротко розроблені нами нові методи їх аналізу [17-21], серед яких чільне місце займають методи визначення координат і глибин гіпоцентрів місцевих землетрусів [17-20]. До 90-х років минулого століття в Карпатському регіоні для визначення параметрів гіпоцентрів використовувався Кавказький, а пізніше – Карпатський сейсмологічний годографи і методи “ручного” визначення координат епіцентрів землетрусів [22, 23]. Застосовувавши зараз для цих задач геоінформаційні технології, ми по-новому (використовуючи старі інструментальні дані –

часи вступів Р і S-хвиль на мережі регіональних станцій), за допомогою спеціалізованого програмного пакету [24] (до якого входять програми “НУРО”, “МАР” та інші), перевизначили координати епіцентрів землетрусів Берегівської зони. Цей програмний пакет дає змогу більш точно (застосовуючи ітераційні процедури та нові розроблені нами методики (зокрема, такі, як можливість вводу різних поправок [19, 20], чи використання уточненого розрахункового годографа [17, 18]) визначати параметри гіпоцентрів землетрусів у порівнянні з тими, що були визначені раніше за старими методиками і в “ручному” режимі. Крім того програма “НУРО” пов'язана з цифровою картою Карпатського регіону “МАР” (де за бажанням (див. рис. 1) можна відобразити геофізичні станції, основні і другорядні населені пункти, границі тектонічних зон, розломи та інші елементи тектоніки, границі областей і кордони держав, тощо) і дозволяє відображати епіцентри землетрусів (відповідно до визначених координат) в автоматичному режимі [20].

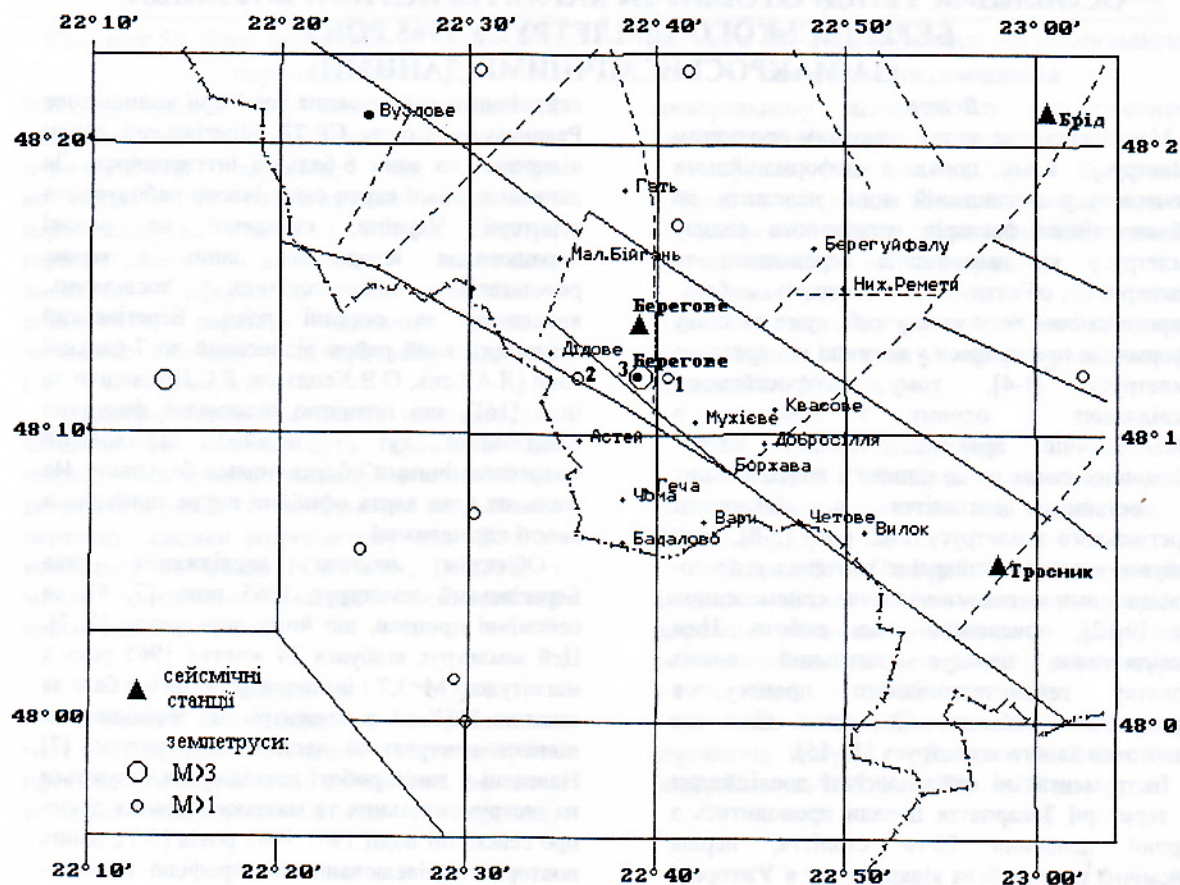
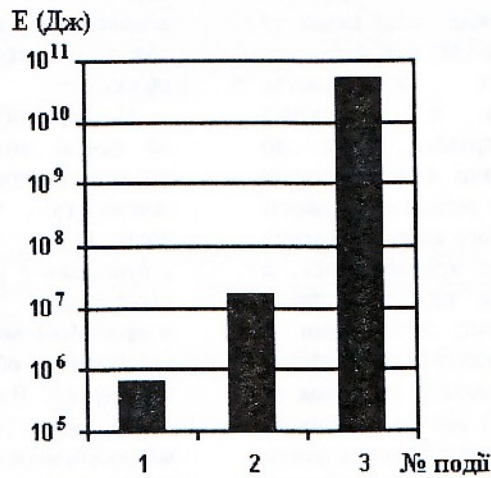


Рисунок 1. Карта епіцентрів землетрусів, які відбулися в Берегівській сейсмоактивній зоні за період 1961-1965 рр. (показані деякі населені пункти та основні розломи (за В.В.Глушко і С.С.Кругловим [25])).

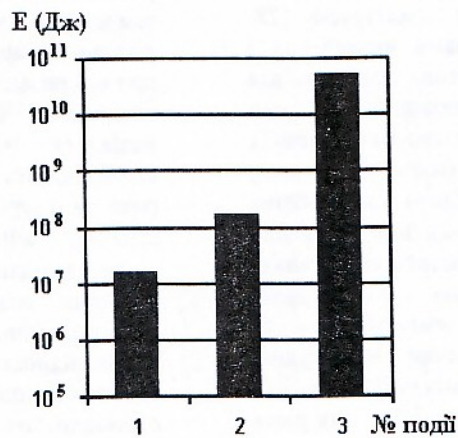
Сейсмічний процес у Берегівській сейсмогенній зоні в 1961-1965 роках

Комплекс цих програм дав змогу швидко і наочно подати хід сейсмічного процесу в Берегівській сейсмоактивній зоні за період 1961 – 1965 роки за сейсмологічними даними [5]. (рис. 1.). При цьому зауважимо, що тектоніка показана на цьому рисунку досить схематично за даними загальної тектонічної карти Карпатського регіону України під ред. В.В.Глушка та С.С.Круглова [25] (1985 рік). Як бачимо з даного рисунка, сейсмічний процес у Берегівській сейсмоактивній зоні розвивався складним чином. Основному землетрусу (подія №3 на рис. 1), який відбувся 24.10.1965 року (з магнітудою $M=3,7$), передувала серія слабших землетрусів (з магнітудами $M=1+1,8$), епіцентри яких знаходились південно-західніше і північніше м. Берегове (деякі з них – на території Угорщини). Детальніший просторовий

аналіз епіцентрів землетрусів з цієї зони показав, що в 1961-1964 роках відбувається певне стягування сейсмічності в зону майбутнього сильного землетрусу 24.10.1965 р. (що є характерною рисою при підготовці багатьох сильних землетрусів [26, 27]), а у 1965 році відбулися два землетруси вже безпосередньо в зоні майбутнього сильного землетрусу, які можна віднести до його форшоків: перший – 23.08.65. з $M=1$ (№1 на рис. 1), другий – 06.09.65. з $M=1,8$ (№2 на рис. 1), інтенсивність струшування від якого оцінено в 3 бали [5]. Виділена енергія форшоків (за даними існуючого каталогу землетрусів) у 3000 разів менша, ніж енергія, яка виділилась при основному землетрусі. Це наочно показує діаграма на рис. 2.а, побудована за результатами розрахунків енергії сейсмічних подій, проведених за допомогою програмного пакету



а.)



б.)

Рисунок 2. Діаграми виділеної енергії землетрусів 1965 року з Берегівської сейсмоактивної зони: а.) – без врахування магнітудно-частотних поправок; б.) – з їх врахуванням (тут: № 1 і 2 – форшоки, № 3 – основний землетрус).

“MATLAB 6.5” з використанням формул кореляційного зв'язку між енергією та магнітудою ($K=lgE=f(M)$).

Уточнення енергетичних характеристик Берегівських землетрусів 1965 р.

Вказане вище співвідношення між енергією форшоків та основного поштовху, як і абсолютне значення енергії кожної з цих подій є важливою кількісною характеристикою сейсмодіалектичного процесу в Берегівській сейсмогенній зоні та особливостей його розвитку в часі, оскільки дозволяє точніше оцінити інтенсивність накопичення тут тектонічних напружень і деформацій, міцнісні характеристики земної кори, величини скинутих напружень та зміщень по розриву в джерелі конкретного землетрусу, інтенсивність коливань в плейстосейстовій зоні та ін. Тому якнайточніше визначення енергетичних характеристик місцевих землетрусів є важливим і актуальним завданням сейсмодіалектичних досліджень у Карпатському регіоні. Зокрема, важливим для уточнення енергетичних характеристик аналізованих землетрусів є врахування магнітудно-частотних поправок. Адже до недавнього часу в практиці сейсмологічних досліджень у Карпатському регіоні особливості частотного складу сейсмічного випромінювання конкретних землетрусів не враховувались, а енергетичні характеристики цих землетрусів визначалися за спрощеними методиками – тільки за максимальними амплітудами об'ємних сейсмічних хвиль і з врахуванням поправок за епіцентральною відстанню [23] або за довжиною запису [24]. В той же час аналіз світових даних вказує на те, що частотний склад сейсмічного випромінювання є одним з основних факторів, вплив яких слід враховувати при уточненні енергетичних характеристик землетрусів [28-30]. І дійсно, проведене нами визначення і врахування магнітудно-частотних поправок для місцевих землетрусів показало [31], що визначувані раніше за спрощеною методикою їх енергетичні характеристики (магнітуди, класи) були суттєво нижчими (особливо для слабших землетрусів з магнітудами 1-2), ніж насправді, тобто з врахуванням частотного складу сейсмічного випромінювання. Так, щодо аналізованих Берегівських землетрусів, то форшок № 1 з врахуванням магнітудно-частотних поправок має магнітуду 1,81 замість 1, а форшок № 2 – 2,38 замість 1,8. Тому після введення поправок отримується суттєво скоректоване на користь форшоків (270 замість 3000) співвідношення між енергією їх та основного поштовху (рис. 2.6). Це дозволяє точніше оцінювати хід сейсмодіалектичного процесу з енергетичної точки зору, реальніше визначати співвідношення між геометричними

параметрами розривів, областями накопичення і розрядки напружень і т.д.

Аналіз макросейсмічного поля Берегівського землетрусу 24.10.1965 р.

Наступним кроком наших досліджень став аналіз основного сильного землетрусу, який відбувся 24.10.1965 року в Берегівській сейсмогенній зоні, макросейсмічний гіпоцентр його знаходився в районі підніжжя західного схилу горбогір'я безпосередньо під північно-центральною частиною м. Берегове (рис. 3), інтенсивність струшувань в епіцентрі (за макросейсмічними даними) досягла 6,5 балів [7]. Найбільший руйнівний ефект, як правило, спостерігається поблизу епіцентру землетрусу, тому особливу увагу нами приділено детальним дослідженням зони вищих ізосейст макросейсмічного поля даного землетрусу, що дозволяє точніше визначити його вогнищеві параметри, а також краще оцінити параметри коливань ґрунту в ближній зоні і є важливим для проектування народногосподарських об'єктів.

На першому етапі цього дослідження нами на основі визначених за макросейсмічними даними (карти опитування населення після землетрусу та результати обстеження пошкоджень споруд) величин бальності струшувань у різних пунктах була побудована просторова модель і карта-схема макросейсмічного поля, яка потрібна для розв'язання оберненої задачі про вогнище землетрусу. Використовуване при цьому для опису зміни бальності з відстанню рівняння макросейсмічного поля Блейка-Шебаліна ($I=bM-vlgR+c$) [1], яке містить відстань під знаком логарифма, є найбільш оптимальним для розв'язання оберненої задачі про вогнище землетрусу через те, що описана таким рівнянням карта-схема буде містити інформацію про локалізацію ізосейст з постійною відносною похибкою. При цьому велике значення надається ізосейстам ближньої зони, які відображають просторову локалізацію, форму і розміри джерела землетрусу [2]. Саме тому на другому етапі відповідно до існуючих методик та рекомендацій [2, 3] досліджено і враховано дрібніші локальні просторові особливості макросейсмічного поля, які пов'язані з неоднорідностями геологічного середовища. Після редукції впливу цих неоднорідностей ми отримали “очищену” форму ізосейст ближньої зони, які і несуть інформацію про джерело.

Використовуючи описані методики, за допомогою сучасних ПС-технологій і з використанням програмного пакету “Surfer” нами побудовано детальну просторову модель макросейсмічного поля цього землетрусу (рис. 4).

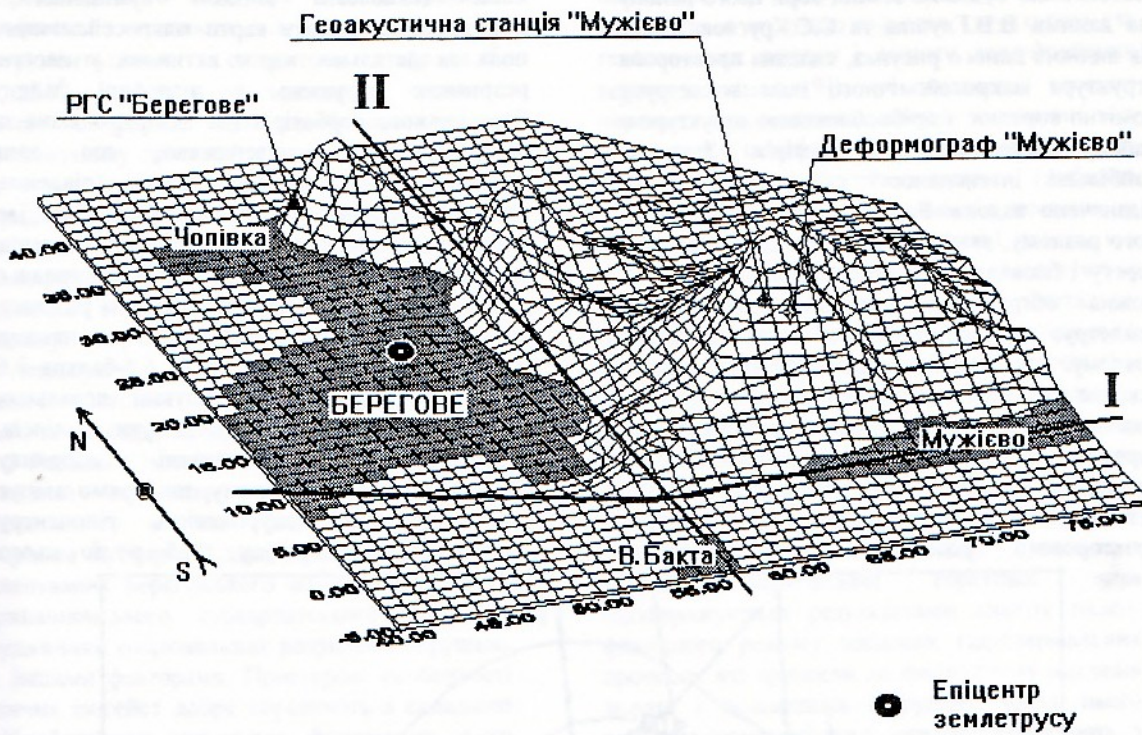


Рисунок. 3. Просторова модель структури рельєфу Берегівського горбогір'я (позначено розташування пунктів геофізичних спостережень) і локалізація епіцентру землетрусу 24.10.1965 р.
(тут: I – Прип'аннонський глибинний розлом, II – Берегівський меридіональний розлом).

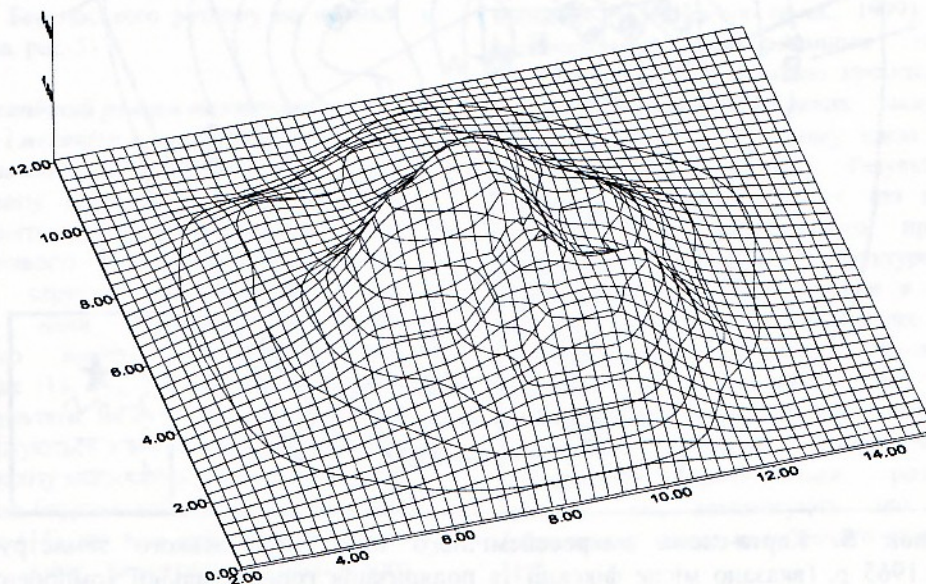


Рисунок. 4. Просторова модель макросейсмічного поля Берегівського землетрусу 24.10.1965 р.

Як видно з рисунка, макросейсмічне поле даного землетрусу має складний просторовий характер. Для визначення можливих причин цього нами з використанням елементів ГС-

технологій шляхом масштабування і суміщення зображень проведено порівняння структури макросейсмічного поля (див. рис. 5) з тектонічною будовою земної кори цього району (за даними В.В.Глушка та С.С.Круглова [25]). Як видно з даного рисунка, складна просторова структура макросейсмічного поля землетрусу помітно корелює з дрібноблоковою структурою району Берегівського горбогір'я. Зокрема, найбільшій інтенсивності струшувань ґрунту відзначено вздовж Берегівського меридіонального розлому, який розділяє блок Берегівського горсту і блок депресії. Отже, виходячи з цього, можна обґрунтовано вважати, що даний землетрус приурочений до зони вказаного розлому. В плані макросейсмічного поля яскраво видно і вплив розривних порушень нижчих рангів субкарпатського простягання на характер ізоліній 6,5- 6- і 5-бальної зон. Проведені побудови дали змогу також більш детально проаналізувати особливості просторового розподілу макросейсмічного

впливу даного землетрусу на території м. Берегове та сусідніх населених пунктів [32].

У подальшому з використанням описаних вище технологій шляхом суміщення і комплексного аналізу карти макросейсмічного поля та детальної карти активних у неогені розривних порушень у літосфері району Берегівського горбогір'я (за М.Приходьком та іншими [33]) підтверджено, що зона максимальних 6,5-бальних струсів (південна, центрально-східна та північна частина м. Берегове, західна частина с. Чопівка та південна окраїна с. Іванівки) знаходиться безпосередньо в зоні Берегівського меридіонального розлому, ускладненого тут субпаралельними розривними порушеннями нижчого рангу, а 6,5-бальна і 6 бальна ізосейсти (після редукції локальних впливів) мають вигляд витягнутих еліпсів, великі півосі яких орієнтовані у напрямку простягання даного розлому, що прямо вказує на просторову приуроченість гіпоцентру Берегівського землетрусу 1965 р до цього

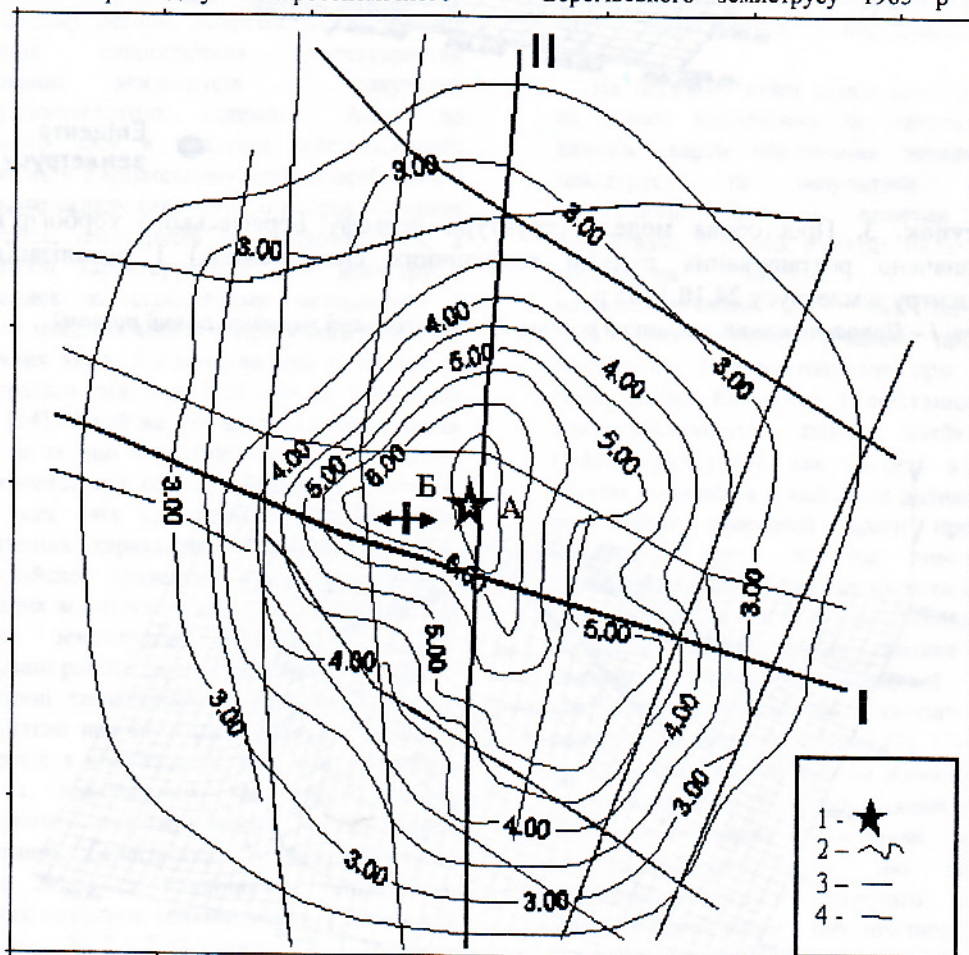


Рисунок 5. Карта-схема макросейсмічного поля Берегівського землетрусу 24.10.1965 р. (вказано місце фіксації та поляризація горизонтальної компоненти сейсмічних коливань) та основних тектонічних розломів земної кори цього району (тут: 1 – епіцентр землетрусу за макросейсмічними даними; 2 – лінії ізосейст з відповідними балами; 3 – розломи першого порядку (I – Припаннонський розлом, II – Берегівський розлом); 4 – інші розломи; А – блок Берегівського горсту, Б – блок Берегівської депресії).

розлому та на помітну горизонтальну протяжність джерела. Неспівпадіння макросейсмічного епіцентру (під центрально-північною частиною м. Берегове) з інструментальним епіцентром ($\varphi=48,2^{\circ}$, $\lambda=22,60^{\circ}$) Берегівського землетрусу також є одним з фактів, що відображає значну горизонтальну протяжність джерела землетрусу. На постійну активність Берегівського меридіонального розлому вказують і ряд геофізичних даних [13, 14, 34, 35], а також землетруси невеликого класу, які зареєстровані протягом останніх років у зоні вказаного розлому.

Аналізуючи далі просторову структуру плейстосейсової області макросейсмічного поля, зауважимо, що просторова конфігурація 6-ї 5-бальних ізосейст свідчить про досить складний характер розриву, можливо, ускладненого меншим додатковим боковим розривом субкарпатського простягання в зоні зчленування Берегівського меридіонального та Прип'янського субкарпатського розломів, збудженням опірвальних розривних порушень та іншими факторами. Просторові особливості нижчих ізосейст добре корелюють з складною дрібноблоковою структурою фундаменту цього району і показують ступінь сейсмічного збудження окремих блоків та ступінь екранування сейсмічних хвиль окремими розломами. Макросейсмічні дані про характеристики хвильового поля свідчать також про наявність помітної горизонтальної складової сейсмічних коливань зі схід-західною поляризацією, яка поширювалась в західному напрямі від Берегівського розлому по нормалі до нього (див. рис. 5).

Геомеханічний режим тектонічних структур і механізм вогнища Берегівського землетрусу 24.10.1965 р.

Для аналізу процесів у вогнищевій зоні досліджуваного землетрусу важливими є дані про особливості геомеханічного режиму тектонічних структур цього району. Таку інформацію нами отримано на основі комплексного аналізу геолого-геофізичних даних раніше [13, 14], тут коротко викладемо основні результати. Як буде показано далі, вони добре узгоджуються з висновками, отриманими на основі аналізу макросейсмічного поля.

Так, щодо Берегівської сейсмоактивної зони встановлено [14], що весь цей район в останні десятиліття зазнає вираженого склепінневого підняття (величиною 0,7-1,4 мм/рік), диференційованого по окремих структурах і блоках кори, причому Берегівське горбогір'я, яке в плані співпадає з ланцюгом горстових підняття фундаменту, на 300-500 метрів вищих за

оточуючі блоки, за швидкістю підняття (1,4 мм/рік і більше) значно випереджає сусідні блоки (біля 0,7 мм/рік) [36]. Крім того саме горбогір'я є мультикупольною структурою (за геологічними даними і даними дешифрування аерокосмоснімків [9]), тут центральні частини окремих гір зазнають значно інтенсивніших підняття, ніж периферійні частини. Така сучасна геодинаміка горбогір'я має глибинне походження і успадкована ще від неогенової, вона простежується і в морфології схилів, і в тектоніці неогенового чохла, і в структурі донеогенового фундаменту, детально досліджених різними геологічними методами (в тому числі шахтним, шотельневим і бурінням) у зв'язку з розвідкою та освоєнням Берегово-Мужієвського золотополіметалевого родовища [9-11]. На неї накладається також загальнорегіональний стиск в антикарпатському напрямку, притаманний всій корі Закарпаття. Глибинна природа і механізм купольного підняття Берегівської горстової зони підтверджуються результатами аналізу палеофлюїдного режиму місцевих гідротермальних процесів, які призвели до формування покладів золота і поліметалів в рудних зонах цього району, геомеханічного режиму пов'язаних з цими рудними зонами розломів [11], сучасними геотермічними даними (в районі вершинного купола найвищої гори – Мужієвської (Великої Берегівської) вже на глибинах 100-150 метрів зареєстрована різка (понад 30°C) температурна аномалія) і результатами математичного моделювання термопружних полів в земній корі при наявних у Закарпатті геодинамічних процесах (В.В.Шевчук та ін., 1999), а також неодноразово зареєстрованими нами та геомеханічно і геодинамічно проінтерпретованими провісниками місцевих закарпатських землетрусів [13, 14], в тому числі і досить віддалених (до 170 км.). Результати цієї інтерпретації вказують на те, що в періоди активізації сейсмотектонічного процесу в Закарпатті купольна структура гори Мужієвської зазнає випучування в центрі (в районі золоторудних розломних зон і температурної аномалії) з "провисанням" крайових зон, внаслідок чого в зоні геоакустичного контролю (де контролюється вертикальна складова тензора напружень-деформацій) проявляються розтягувальні зусилля, які компенсують цю складову (спричинену вагою налягаючого стовпа порід) [13].

Сценарії розвитку тектонічного процесу та підготовки характерних місцевих землетрусів в Берегівській сейсмоактивній зоні Закарпаття розшифровані нами на основі наведеного комплексу геолого-геофізичних даних і аналізу

та геомеханічної інтерпретації часового ходу геоакустичних провідникових аномалій, в яких чітко відображаються всі основні фази цього процесу [14]. Отже, внаслідок субрегіонального процесу весь район Берегівського горбогір'я зазнає склепінневого підняття, причому на самому горбогір'ї воно найінтенсивніше (до 1,5 мм/рік і більше), а на периферійних блоках – значно менше (0,7-0,9 мм/рік). На початку чергового циклу ця різниця є невеликою і в деформаціях нівелюється за рахунок пружних і пластичних властивостей масивів порід, але при цьому з'являються глибинні тектонічні напруження, які ще не зачіпають безпосередньо приповерхневі геологічні структури (Фаза 0 – фаза “спокою” (відносного)). При дальшому розвитку процесу склепіннево-купольного підняття внаслідок все більшої концентрації глибинних підіймальних тектонічних сил в районі Берегівського горсту різниця у величині підйому між цим блоком та сусідніми блоками зростає і відповідні розтягувальні напруження концентруються навколо цього блоку, особливо на оконтурювальних розломах (Фаза 1 – фаза загальної (глибинної) активізації тривалістю від 2-5 тижнів до 3-4 місяців). В цей час інколи відбуваються слабкі землетруси – форшоки (як у 1965 році) а також крипові мініземлетруси (за

геоакустичними даними), якими частина накопичених напружень розряджається. Надалі різниця у величині підйому між блоком Берегівського горсту і сусідніми блоками стає чимраз більшою і напруження на розломах зростають, захоплюючи приповерхневі структури (Фаза 2 – фаза локальної (приповерхневої) активізації). Коли напруження на одному з розломів (в даному випадку (для Берегівського землетрусу 1965 р.) – на Берегівському меридіональному) досягли критичної величини, зародився і лавинно розвинувся розрив, по якому пройшло взаємне зміщення контактуючих блоків – відбувся землетрус, механізм якого (див. рис. 6) був скидово-розсувним (Фаза 3 – фаза розриву (формування вогнищевої зони і землетрус). При цьому блок Берегівського горсту (рис. 6.в), який за рахунок привантаження сусідніми блоками відносно відставав від рівноважного стану, вивільнився і змістився вгору та частково на схід (вбік) від лінії розриву, а сусідній блок (в даному випадку блок Берегівської депресії), який раніше був дещо піднятий відносно рівноважного стану, тепер також вивільнився і зісковзнув по розриву вниз (тобто опустився і також частково змістився від розриву (тобто на захід)).

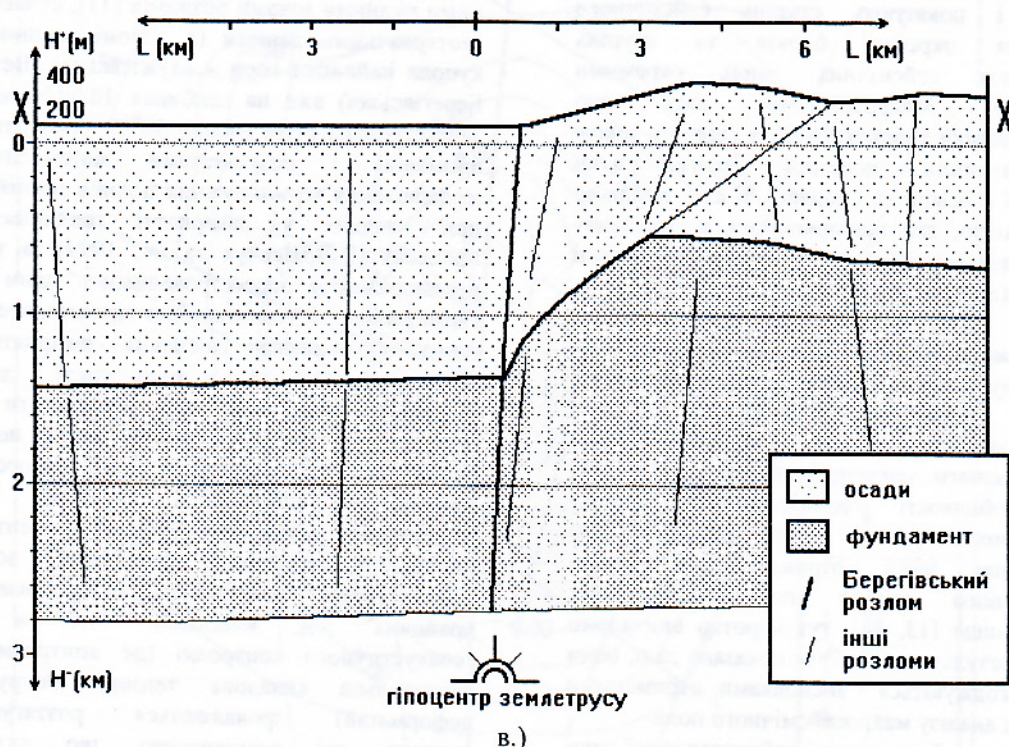


Рисунок 6. Зведені дані по механізму Берегівського землетрусу 1965 року:

а.) – макросейсмічне поле (в балах інтенсивності); б.) – вертикальні рухи земної поверхні (в міліметрах підняття/опускань) у проекції на тектонічний профіль в.) широтного простягання через гіпоцентр землетрусу (показано основні елементи тектонічної будови (за зведеними даними [9-12])).

Такий механізм прямо підтверджений геодезичними даними (дані повторних

нівелювань до і після цього землетрусу (О.Г.Юркевич, О.М.Бокун та інші [8])), де було

зафіксовано підняття на 2-3 міліметри після землетрусу субблоків розташованого під горбогір'ям блоку Берегівського горсту і опускання на 2-4 мм сусідніх блоків (в першу чергу розміщеного на захід, саме під містом Берегове і відокремленого від горбогір'я Берегівським меридіональним розломом блоку Берегівської депресії рис. 6.б)). Цей максимум диференціальних вертикальних рухів співпадає і з макросейсмічними даними (рис. 6.а), оскільки саме вздовж цього розлому було зафіксовано найвищу (6,5 балів) інтенсивність макросейсмічного поля [7]. Підтвердженням вказаного механізму є також наступні дані макросейсмічних спостережень, зафіксовані на південно-західній окраїні м. Берегове (Лужанка) на відстані 5 км на захід від розлому розхитування спостережної вишки зі сходу на захід [7], що свідчить про поширення сейсмічних коливань у західному напрямі від розлому по нормалі до нього і про наявність у них значної горизонтальної складової зі схід-західною поляризацією. Оскільки на поверхні цей скид не проявився, то очевидно, він загас у товщі кори, що і не дивно, враховуючи, що глибина гіпоцентру (за макросейсмічними даними) близько 5 км. (за інструментальними – більша [7]), а величина розриву для землетрусів такої сили (за даними по інших сейсмоактивних регіонах (див. нижче) оцінюється в 1,5-2 км (отже, розрив локалізувався на глибинах приблизно від 4 до 6 км).

Решта напружень, особливо по сусідніх розломах і блоках, релаксує крипом і афтершоками (Фаза 4 – фаза релаксації (афтершоки і крип)), і структури кори (а також геоакустичні параметри) повертаються до спокійного стану, близького до стану попередньої Фази 0 (Фаза 0').

Геометрія та просторова локалізація розриву в джерелі Берегівського землетрусу 24.10.1965р.

За отриманими в результаті побудов параметрами вищих ізосейст макросейсмічного поля (рис. 5) та методикою М.В.Шебаліна [1] (виходячи також з того, що на малих відстанях анізотропією поглинання сейсмічних хвиль можна знехтувати) визначено основні геометричні розміри джерела цього землетрусу – протяжність L_{1x} та глибина залягання h_1 верхньої (локальної) частини розриву, протяжність L_{2x} та глибина залягання h_n нижньої (основної) частини розриву, вертикальні розміри джерела L_z :

$$L_{1x}=d_{1max}-d_{1min}, L_{2x}=d_{2max}-d_{2min}, L_z=1,5(h_n-h_1),$$

де: d_{1max}, d_{1min} – найбільший і найменший діаметри першої ізосейсти;

d_{2max}, d_{2min} – найбільший і найменший діаметри другої ізосейсти,

За результатами розрахунків горизонтальні розміри верхньої (L_{1x}) та нижньої (L_{2x}) кромок розриву становлять $4,0 \pm 0,2$ км, орієнтація субвертикальна, орієнтація розриву в плані (що визначається напрямком більшої півосі еліпсів вищих ізосейст) співпадає з напрямком вздовж Берегівського меридіонального розлому.

Що стосується надійності визначення горизонтальних розмірів розриву, то слід відзначити, що вона залежить від точності проведення вищих ізосейст. Грубі помилки в цих визначеннях контролюються кореляційними залежностями, зокрема, щодо L_x використовується наступна формула – $lgL_x=0,5M-1,8$ [1].

Глибина залягання нижнього краю розриву (h_n) визначається відносним зменшенням інтенсивності макросейсмічного поля з відстанню або співвідношенням між "нормальною" бальністю I в епіцентрі і магнітудою M землетрусу [1]. Глибина залягання верхнього краю розриву (h_1) визначається локальним ефектом і описується таким рівнянням [1]:

$$h_1=10^{(bM+c-I_0)/v},$$

де: M – магнітуда землетрусу,

I – локальна бальність в епіцентрі,

b, c, v – коефіцієнти рівняння макросейсмічного поля.

За даними розрахунків вертикальні розміри джерела (L_z) – $2,12 \pm 0,1$ км, глибина фокуса півеліпса верхньої частини розриву – 3,60 км, а нижньої – $5,01 \pm 0,15$ км. Співпадіння визначення h_n двома способами лежить в межах 3%. Точність визначення вертикальної протяжності вогнища землетрусу L_z залежить від точності визначення нормальної і локальної глибини джерела землетрусу і контролюється формулою $lgL_z=0,3M-0,8$ [1], різниця визначень цього параметра для Берегівського землетрусу двома способами $\delta L_z=0,08$ км, що складає 4% від самого L_z (див. табл. 1). Числові значення геометричних параметрів розриву в джерелі цього землетрусу, визначених з врахуванням характеру макросейсмічного поля подані в таблиці 1 у порівнянні з визначеннями за кореляційними залежностями. На основі цих даних побудовано просторову 3-D модель розриву в джерелі Берегівського землетрусу 1965 року. Просторова локалізація розриву показана на рис. 7 на фоні глибинних розрізів по Припаннянському та Берегівському розломах і морфології поверхні самого горбогір'я. Як впливає з порівняльного аналізу даних табл. 1, горизонтальні розміри верхньої і нижньої частин розриву є однаковими і суттєво відрізняються від визначених за кореляційною

залежністю, тоді як вертикальна протяжність розриву майже однакова в обох випадках. Ці відмінності говорять про особливий характер Берегівського землетрусу, що кореспондується з зазначеними вище особливостями геомеханічних процесів у його джерелі. Вкажемо також, що швидкість спорювання розриву кореляційно

оцінена величиною 3,82 км/с (за формулою [37]: $C=3,122+0,208L-0,0028L^2$, де L – середня довжина розриву), що приблизно дорівнює швидкості поширення поперечних хвиль у літосфері даного району (як за даними ГСЗ (швидкісна будова літосфери по профілю РП-17 [38]), так і за сейсмологічними даними [20]).

Таблиця 1

Геометричні розміри розриву в джерелі Берегівського землетрусу 1965 року
(різні варіанти визначень)

Геометричні параметри джерела	L_{1x} (км)	L_{2x} (км)	L_z (км)	h_n (км)	h_l (км)	S (км ²)	V (км ³)
За макросейсмікою	4,0	4,0	2,12	3,6	5,01	8,48	24,69
За кореляційними залежностями	1,12	-	2,04	-	-	2,28	3,44

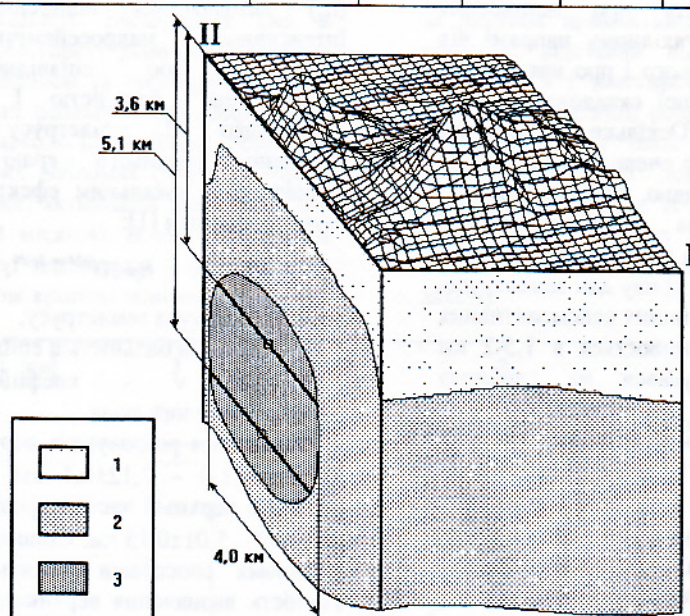


Рисунок 7. Просторова локалізація і геометрія розриву – вогнища Берегівського землетрусу 24.10.1965 року на фоні глибинних розрізів (за зведеними даними [9-12]) по Припаннонському (I) та Берегівському (II) розломах
(тут: 1 – осадові породи, 2 – фундамент, 3 – площадка розриву (показані осі верхнього та нижнього півеліпсів розриву)).

Для порівняння вкажемо, що, наприклад, за даними досліджень у Кримському регіоні [27] швидкості поширення розриву середовища у вогнищах місцевих землетрусів також порівняльні з швидкостями поширення поперечних хвиль або і перевищують їх.

Вогнищеві параметри Берегівського землетрусу 24.10.1965 р.

Дуже цікавим і важливим з точки зору геоекології та інженерної сейсмології є дослідження і створення банку даних вогнищевих параметрів землетрусів, які відбулися на даних територіях і викликали пошкодження чи руйнування будівель та інших інженерних об'єктів.

У сучасній практиці для визначення динамічних параметрів вогнищ землетрусів використовується спектральний аналіз їх сейсмічних коливань. Оскільки Берегівський землетрус відбувся у 1965 році і аналогові записи цієї події, на жаль, не дійшли до наших днів, то для визначення деяких динамічних параметрів скористаємося теорією Могі про подібність землетрусів і тим, що сейсмічність Карпатського регіону України має подібний характер до сейсмічності Криму.

Для визначення сейсмічного моменту M_0 було використано його залежність від енергетичного класу K ($\lg M_0 = 0,6K + 15,5$) з роботи [30]. За емпіричними залежностями (Б.Костров) та геометричними параметрами

розриву визначено зміщення по розриву $D = M_0/S\mu$ – сейсмодислокацію, що становить близько 5 мм. Треба вказати на те, що після землетрусу було проведено повторне нівелювання по профілю Вилоч-Косини, в результаті якого було визначено, що Берегівський горст піднявся на 1,5 мм, а Берегівська депресія зазнала опускань на 2 мм. Сумарне зафіксоване диференціальне зміщення денної поверхні у вогнищевій зоні за геодезичними даними становило 3,5 мм, що добре узгоджується з результатами розрахунків за макросейсмічним полем і енергетичним класом.

Скинене напруження ($\Delta\sigma = 7M_0/16R^3_0$), пружна деформація зсуву в області джерела ($\epsilon = \Delta\sigma/\mu$) та деякі інші параметри були розраховані

за геометричними розмірами джерела та за емпіричними формулами з роботи [30]. Розраховані числові значення цих параметрів подані в таблиці 2 (перший рядок). У другому рядку для порівняння наведені значення вогнищевих параметрів, визначені за кореляційними залежностями між відповідними параметрами і магнітудою (класом) з цієї ж роботи [30].

Аналізуючи отримані значення вогнищевих параметрів Берегівського землетрусу, можна сказати, що реальне зміщення по розриву в 3,42 рази менше за те, яке в середньому характерне для землетрусів такої сили, а скинене напруження та пружна деформація зсуву також більше ніж в 10 разів відрізняються від середньокореляційних значень.

Таблиця 2

Динамічні параметри вогнища Берегівського землетрусу 1965 року
(різні варіанти визначень)

Вогнищеві параметри джерела	Сейсмічний момент M_0 (н м)	Сейсмодислокація $D \cdot 10^{-2}$ (м)	Скинене напруження $\Delta\sigma \cdot 10^5$ (Па)	Пружна деформація зсуву $\epsilon \cdot 10^{-6}$	Радіаційне тертя $\sigma_r \cdot 10^5$ (Па)
З врахуванням геометрії розриву	$12,5 \cdot 10^{14}$	0,49	1,24	4,1	0,28
кореляційна залежність	$12,5 \cdot 10^{14}$	1,68	14,35	49,77	5,21

Аналізуючи отримані значення вогнищевих параметрів Берегівського землетрусу, можна сказати, що реальне зміщення по розриву в 3,42 рази менше за те, яке в середньому характерне для землетрусів такої сили, а скинене напруження та пружна деформація зсуву також більше ніж в 10 разів відрізняються від середньокореляційних значень. Про особливості сейсмічного джерела цього землетрусу говорить і радіаційне тертя σ_r , яке пов'язане з шорсткістю поверхні розриву. Як впливає з наведеного вище аналізу, ці особливості пов'язані зі значно більшою (порівняно з середньокореляційною) площею розриву для землетрусу такої магнітуди та з значно меншим скинутим напруженням. Отже, в той час, коли загальна енергія джерела Берегівського землетрусу відповідає магнітуді 3,7, його питома енергія, тобто пружна енергія на одиницю площі розриву (за рахунок більшої площі розриву і меншого скиненого напруження) є значно нижча від середньокореляційної. Такі особливості даного сейсмічного джерела, на нашу думку, пов'язані з напружено-деформованим станом та описаною вище сейсмодинамікою його розломних структур [14] і з точки зору сейсмології повинні добре відображатися таким порівняно новим і ще не дуже широко використовуваним параметром, як кріпекс [39]. На певні кріпексні

особливості даного сейсмічного джерела вказують, зокрема, і макросейсмічні дані, оскільки зафіксоване під час цього землетрусу коливання спостережної вишки свідчить про наявність достатньо низькочастотної (з періодами нижче секунди) складової сейсмічних коливань, про що можна зробити висновок як з інженерно-будівельних даних про характерні власні періоди такого роду споруд, так із самого факту відзначення спостерігачами такого коливання і визначення його поляризації, що свідчить про помітну його амплітуду, а це, в свою чергу, можливе тільки на порівняно низьких періодах.

Ці дані є дуже важливими для параметризації банку даних землетрусів зі специфічними механізмами і впливом сейсмічного випромінювання на окремі конструкції і об'єкти народногосподарського призначення. Такі особливості потребують детального вивчення і врахування при геолого-геофізичному прогнозуванні надзвичайних ситуацій на об'єктах паливно енергетичного комплексу та інших галузей народного господарства у Закарпатті та інших сейсмоактивних регіонах України.

Висновки

Підсумовуючи все сказане вище, констатуємо, що комплексний аналіз наявних сейсмологічних, геофізичних, геодезичних, геологічних та інших даних, кожні з яких несуть різну за своєю фізичною природою інформацію про різні за просторовим масштабом і часовою тривалістю процеси, дозволяє відтворити цілісну картину субрегіонального геодинамічного процесу, починаючи від його причин, простежуючи його розвиток і розшифровуючи його наслідки. Так, щодо Берегівської сейсмоактивної зони встановлено, що весь цей район в останні десятиліття зазнає вираженого купольного підняття, диференційованого по окремих структурах, причому Берегівське горбогір'я за швидкістю підняття випереджає сусідні блоки. На цю геодинаміку накладається ще і загальнорегіональний стиск в анти-карпатському напрямку. Зіставлення цих даних з сейсмологічними даними по Берегівському землетрусу 1965 року і даними нівелювань до і після землетрусу (було зафіксовано підняття на 1,5 мм блоку Берегівського горбогір'я і опускання на 2 мм блоку Берегівської депресії) дозволило зробити висновок, що землетрус 24.10.1965 р. мав скидовий механізм з помітною розсувною складовою, і цей скид був реалізований на Берегівському меридіональному розломі. За даними аналізу макросейсмічного поля визначено параметри розриву, що виник внаслідок даного землетрусу. Вони такі: горизонтальна довжина розриву (вздовж Берегівського меридіонального розлому) становить 4 км, вертикальний розмір розриву – 2,1 км, глибина фокуса півеліпса верхньої частини розриву – 3,6 км, нижньої – 5 км.

Література

1. Н.В.Шебалин. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука – 1974. – 54 с.
2. Шебалин Н.В. Параметры очага землетрясения и параметры сейсмического эффекта. / Сейсмическое районирование. – М.: Наука. – 1977 – С. 30–35.
3. Штейнберг В.В., Пономарева О.Н. Параметры очагов сильных землетрясений по экспериментальным данным // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. Вопросы инженерной сейсмологии. – М.: Наука. – 1985. – Вып. 26. – С. 165–171.
4. Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопапов В.Л. Макросейсмическое обследование Нижнекубанского землетрясения 9 ноября 2002 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2002 год. – Симферополь. – 2004. – С. 85–96.
5. Каталог Карпатських землетрусів. №:1 – 15(4 – 18) за 1955–1969 роки. – К.: Наук. думка. – 1958 – 1975.
6. Оксана Костюк, Євгенія Сагалова, Ірина Руденська, Роман Пронишин, Олександр Кендзера. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091–1990 роки. / Праці наукового товариства ім. Шевченка. – Львів. – 1997. – Т.1. – С.114–121.
7. Василенко Е.М., Ивашук А.И., Бокун А.Н., Костюк О.П., Сомов В.И., Скаржевский В.В. Береговское землетрясение 24 октября 1965 г. и его последствия. / Сейсмичность Украины. – К.: Наук. думка. – 1969. – С. 91–102.
8. Юркевич О.И., Волосецкий Б.И., Зяблюк Н.С. Повторное нивелирование Береговского землетрясения 24 октября 1965 г. / Там же. – С. 103–106.
9. Колодій О.М., Матковський О.І., Зайцева В.М., Гожик М.Ф., Драчук В.П., Ліськевич Я.Б., Поморцева Т.П. Структура Берегівського рудного поля і прогноз нових рудовмісних зон за геоіндикацією аерокосмоснімків і комплексом наявних геологічних даних. // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1994. – Вип. 12. – С. 177–185.
10. Григорчук Г.Ю. Геолого-структурна позиція золотого і поліметалевого зруденіння – критерій глибинного прогнозу руд. // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1992. – Вип. 11. – С. 153–159.
11. Ковалишин З.И., Братусь М.Д. Флюидный режим гидротермальных процессов Закарпатья. – К.: Наук. думка. – 1984. – 86 с.
12. Демедюк М.С. Морфоструктури і морфоскульптури території Карпатського геодинамічного полігону. // Геодинаміка гірських систем Європи. Міжнародний симпозіум (тези доповідей). – Львів. – 1994. – С. 17.
13. Назаревич А.В. Експериментальне дослідження спектрально-часової структури варіацій параметрів пружних хвиль в масивах гірських порід. Автореф. дис... канд. фіз.-мат. наук. – Київ: ІГФ. – 1997. – 24 с.
14. Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Геодинаміка і особливості сеймотектонічного процесу Берегівської горстової зони (Закарпаття). // Геодинаміка. – 2000. – №1 (3). – С. 131–147.
15. А.В. Назаревич, Л.Є. Назаревич. Геодинаміка і тріщинуватість породних масивів (на прикладі Берегівського горбогір'я в Закарпатті). // Науковий вісник НГАУ. – 2001. – № 4. – С. 23–24.
16. Я.А.Бень, А.В.Кендзера, Р.С.Пронишин, В.Г. Кузнєцова, В.Е.Максимчук. Схема районирования территории Карпатского региона Украины по максимальной прогнозированной бальности. / Геодинамические исследования в Украине. – К.: ИГФ. – 1996. – С.116–124.

17. Андрій Назаревич, Леся Назаревич. Будова літосфери Закарпаття і проблема гіпоцентрії місцевих землетрусів. // Збірник матеріалів науково-технічного симпозиуму "Геомоніторинг-2002". – Львів. – 2002. – С. 15-18.
18. А.В.Назаревич, Л.Є.Назаревич. Розрахункові годографи сейсмічних хвиль в гіпоцентрії карпатських землетрусів. // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Геологія. – 2002 — № 23-24. – С. 98-103.
19. Л.Є.Назаревич, А.В.Назаревич. Уточнення параметрів карпатських землетрусів з урахуванням глибинної будови літосфери регіону та усереднених кінематичних нев'язок сейсмічних хвиль. // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Геологія. – 2004. – № 29-30. – С. 83-88.
20. Л.Є.Назаревич, А.В.Назаревич. Методики уточнення параметрів гіпоцентрів Карпатських землетрусів. // Геодинаміка. – 2004. – 1 (4). – С. 53-62.
21. А.В.Назаревич, М.В.Баштевич, Л.Є.Назаревич, О.В.Назаревич. Геоінформаційні технології в геофізиці та геомоніторингу. // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – 2004. – Т.1. – С. 190-197.
22. Костюк О.П., Руденская И.М., Москаленко Т.П., Симонова Н.А. Сейсмичность Карпат в 1992 году. // Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 год. – Симферополь. – 1995. – С. 84-89.
23. Карпів Т., Козак О., Руденская И. Сейсмичность Карпат в 1975 г. // Сейсмологический бюллетень западной территориальной зоны единой системы сейсмических наблюдений СССР. Крым-Карпаты за 1975-1976 гг. – К.: Наук. думка. – 1982. – С. 53-57.
24. Руденская И.М., Пронишин Р.С., Стасюк А.Ф., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В. Сейсмичность Карпат в 2001 году. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2001 год. – Симферополь. – 2003. – С. 32-43.
25. Тектоническая карта Украинских Карпат. Под ред. В.В.Глушко и С.С.Круглова. – К. – 1986.
26. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Исследование процессов подготовки землетрясений по распределению слабых толчков. // Геофиз. журн. – 1984. – Т.6. №4. – С. 44-52.
27. Пустовитенко Б.Г. Сейсмічні процеси в Чорноморському регіоні та сейсмічна небезпека Криму. Автореф. дис... докт. фіз.-мат. наук. – Київ, ІГФ. – 2003. – 33 с.
28. К.Аки, П.Ричардс. Количественная сейсмология: Теория и методы. – М.: Мир. – 1983. – Т.2 – 360 с.
29. З.И.Аранович, А.Я.Меламуд, С.А.Негребецкий. Метрология, принципы построения и функциональные особенности сейсмометрических регистрирующих систем. // Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации. – М.: Радио и связь. – 1983. – С.5-20.
30. Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. – К.: Наук. думка. – 1990. – 252 с.
31. Л.Є.Назаревич, О.В.Кендзера, А.В.Назаревич. Уточнення енергетичних характеристик землетрусів Карпатського регіону з врахуванням частотного складу сейсмічних коливань. // Матеріали V Міжнародної наукової конференції "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища". 7-9 жовтня, Київ-2004. – К. – 2004. – С. 51-53.
32. Л.Є.Назаревич, А.В.Назаревич. Вогнищеві параметри Березівського землетрусу 1965 р. за макросейсмічними даними. // Там же. – С. 53-55.
33. Шевчук В.В., Волошин О.В. Динаміко-кінематичні умови неогенового магматизму Закарпаття. // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Геологія. – 2002. – № 21-22. – С. 10 – 13.
34. Латынина Л.А., Юркевич О.И., Вербицкий Т.З., Игнатышин В.В., Бойсарович И.М. О характере современных движений в районе Берегово по данным деформационных наблюдений. // 1-ша Українська наукова конференція "Комплексні дослідження сучасної геодинаміки земної кори". – Львів. – 1993. – С.36.
35. Назаревич А.В. Назаревич Л.Є. Кварцові деформографи з оптоелектронним вимірювальним каналом в геодинамічних дослідженнях. // Геоінформаційні технології сьогодні. – Львів-1999. – С. 43-47.
36. Сомов В.И. Геодинамические особенности земной коры Восточной Европы на примере геотраверса V. // Развитие сейсмопрогностических исследований на Украине. – К.: Наук. думка. – 1984. – С. 57-67.
37. Пустовитенко Б.Г., Капитанова С. А. Параметры разрывов в очагах землетрясений Вранча за период 1974-1993 гг. // Сейсмологический бюллетень Украины за 1993 год. – Симферополь. – 1996. – С. 65-68.
38. Карпатский геодинамический полигон. / Под ред. Я.С.Подстригача и А.В.Чекунова. – М.: Сов. радио, 1978. – 127 с.
39. Назаревич Л.Є., Назаревич А.В., Баштевич Н.В. Крипекс землетрясений и его применение в сейсмологии. // Материалы международной конференции "Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений". Ташкент, 7-8 октября 2004 г. – Ташкент. – 2004. – С. 33-37.

**ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГА
БЕРЕГОВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1965 ГОДА
(ПО МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

Л.Назаревич, А.Назаревич

На основе анализа макросейсмических данных и с привлечением другой геолого-геофизической информации исследованы особенности процессов подготовки, определен механизм и характеристики очага Береговского землетрясения 1965 года, оценены геометрические и физические параметры и определена пространственная локализация разрыва.

**FEATURES OF PREPARATION AND CHARACTERISTICS OF THE SOURCE
OF 1965 YEAR BEREGOVO EARTHQUAKE
(BY MACROSEISMIC DATA)**

L. Nazarevych, A. Nazarevych

On the basis of macroseismic data analysis and with bringing of other geological-geophysical information features of preparation processes of 1965 Beregovo earthquake source are explored, its mechanism and characteristic are specified, probable value of geometrical and physical parameters of break are calculated and its spatial localization is specified.

¹Відділ сейсмічності Карпатського регіону ІГФ НАН України,

²Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України

Надійшла 05. 03. 06