

# Поперечна деформаційна зональність і палинспастичні реконструкції Карпат на основі аналізу складчастості

*В.В. Гончар, 2022*

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна\*

Надійшла 22 лютого 2022 р.

На основі структурного аналізу побудовано комплексний деформаційний профіль вздовж лінії Хуст—Івано-Франківськ, що характеризує розподіл складчастої деформації за такими параметрами — кутами нахилу головної осі стискання і простого зсуву, величинами горизонтального стиску і деформації еліпса. Горизонтальне скорочення демонструє серію піків над більш-менш вирівняним загальним дворазовим стиском. Найбільш інтенсивна деформованість, що виражена максимальними величинами горизонтального і загального стиску (до 4-кратного), властива області Внутрішніх покривів (в основному Дуклянська зона) і закінченню Кросненської зони. Є також указівка на зростання деформованості в тилу Внутрішніх покривів і у фронті Скибової зони. Деформація в цілому зменшується до центральної частини профілю, до зони Кросно, де визначаються також умови практично горизонтального головного стиску. Реконструкція первинних розмірів структурних зон уздовж профілю Хуст—Івано-Франківськ і контурів зони Кросно профілю DOBRE-3 показує збіг з результатами застосування в цих перетинах методу збалансованих розрізів. Довжина профілю в інтервалі Поркулецької—Скибової зон унаслідок повернення в стан до деформації неспіввісної течії збільшилася в 2,4 раза, досягши 183 км, що слід розглядати як нижню оцінку вихідної ширини, яка має бути збільшеною за рахунок складових складчастості вигину.

**Ключові слова:** Українські Карпати, складчастість, деформації вигину і неспіввісної течії, палинспастичні реконструкції.

**Вступ.** Складки як тензодатчики є невід'ємним елементом аналізу при тектонофаціальному і тектонофізичному картуванні [Тектонофаціальний ..., 2008 та ін.]. Отримані при цьому кількісні оцінки деформації в принципі дають змогу зробити крок далі — в зону палеотектонічних (палинспастичних) реконструкцій. Практичним «монополістом» тут є метод збалансованих розрізів, але задіяні в ньому специфічні структури (рампові складки-чешуї, насувні складки і т. п.) рідко можна побачити на вихідних геологічних розрізах. Як альтернативу ми застосували більш загальну (і добре відому) схему розвитку складчастості — «вигин + течія».

У попередньому дослідженні [Гончар, 2018] для цілей тектонофізичних реконструкцій і палинспастики в Українських Карпатах були використані розробки, засновані на моделях неспіввісного деформування — горизонтальної неспіввісної течії і поздовжньо-поперечного вигину. Розглянуті асиметричні складки з різних структурно-фаціальних зон були розосереджені за площею, унаслідок чого вдалося розвинути адекватну їх розмаїтості методичну базу. Звернемося до конкретних питань палеотектонічних реконструкцій. Насамперед увага приділена відображенню й інтерпретації поперечної дефор-

\* На цей час — незалежний дослідник.

маційної зональності в межах профілю, що перетинає складчасто-насувний пояс Карпат у його центральній частині (рис. 1). Показниками такої зональності є зображені на геологічному розрізі складки різного ступеня стислості, асиметрії, змін потужності на крилах і в замку. Виміри цих величин можуть бути основою для експрес-аналізу в палеотектонічних реконструкціях замість трудомісткої операції комп'ютерного повернення об'єму в недеформований стан, що і демонструються в пропонованій праці. Також кількісний деформаційний профіль може бути основою для подальших тектонофізичних досліджень. Їх напрямком бачиться в ефективнішому об'єднанні з методами палинспастичних реконструкцій, для яких, як здається, настав час більш конкретного структурно-орієнтованого аналізу.

**Розподіл складчастої деформації уздовж центрального перетину Карпат (геологічний профіль Хуст—Івано-Франківськ).** Розглянутий структурний профіль Хуст—Івано-Франківськ, основою якого є розрізи геологічних зніманих м-бу 1 : 200 000 [Державна ..., 2007, 2009], перетинає головні тектонічні зони Українських Карпат (рис. 1, а): Пояс Утьосов (Пенінська, Монастирецька і Вежанська зони), Внутрішні покриви (Поркулецька і Дуклянська зони) і Зовнішні покриви (зони Кросно і Скибова). Складчасті струк-

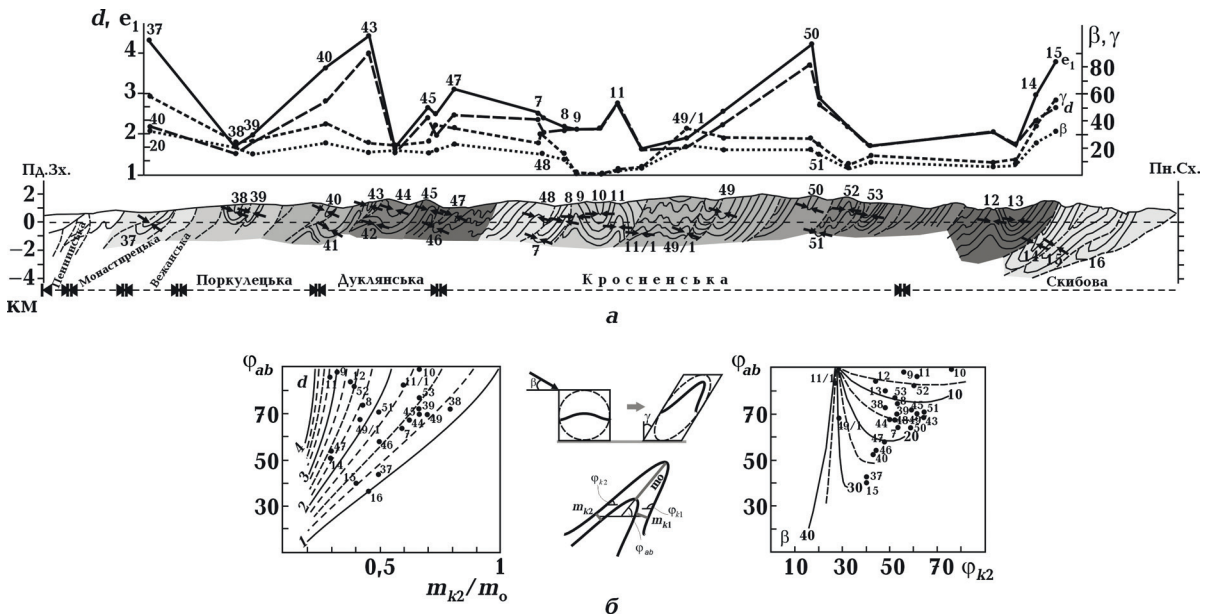


Рис. 1. Результат деформаційної інтерпретації складок профілю Хуст—Івано-Франківськ у рамках моделі неспіввісної течії (а). На профілі стрілками показано отримані орієнтування осей стиску для окремих складок; по-різному тоновані ділянки співвідносяться з обсягами квазіоднорідного деформування, до яких на рис. 2, б застосовано відновлення первинних розмірів. Графіки вгорі апроксимують точкові дані (кружки) окремих складок, що пронумеровані на профілі. Варіанти використаних номограм за визначенням величин неспіввісної деформації для складок, пронумерованих на профілі (б): ліворуч — горизонтального скорочення,  $d$ , праворуч — нахилу осі стиску,  $\beta$ ; між ними схеми, що пояснюють принцип неспіввісного деформування і значення використаних символів.

Fig. 1. Result of interpretation of folds along a profile of Hyst—Ivano-Frankivsk within the deformational model of non-coaxial flow (a). On a profile by arrows the received orientations of axes of compression for separate folds are shown; differently toning sites correspond with volumes of quasi homogeneous deformation to which it is applied restoration of the initial sizes (Fig. 2). Curves above approximate dot data (circles) for the separate folds numbered on a profile (see text for explanation). Variants of used nomograms by definition of sizes of non-coaxial deformation for the folds numbered on a profile (b): at the left — horizontal reduction,  $d$ , on the right — an inclination of an axis of compression,  $\beta$ ; between them the schemes explaining a principle of non-coaxial deformation and meaning of used symbols.

тури належать зонам Внутрішніх і Зовнішніх покривів, складених карпатським флішем пізньомелового—палеогенового періоду [Тектоника Украины, 1988]. У переважній більшості складки на розрізі є типовими для крайових складчасто-насувних поясів асиметричними моновергентними, однаковою мірою розвиненими антикліналями і синкліналями, що зазнали (як показав аналіз [Гончар, 2018]) вигину і в'язкопластичної течії в умовах неспіввісного деформування — горизонтального стиску і зсуву.

Виконані виміри нахилів крил і осьової лінії складки, товщини шару на крилах і уздовж осі слугували діагностичними ознаками для визначення середнього для кута нахилу осі головного стискного напруження і кінцевого горизонтального стиску — параметрів  $\beta$  і  $d$  (на підставі розрахованих первинних номограм, див. рис. 1, б). Значна кількість вимірів забезпечує статистичну показовість даних у ситуаціях, коли ті чи інші деталі складок відсутні (часто це підвернене крило, зрізане розломом). Визначено середні величини  $\beta$  і  $d$ , за ними, у рамках теорії неспіввісної прогресивної деформації [Гончар, 2000], обчислювали кут зсуву  $\gamma$  і величину стиску еліпса  $e_1$ :

$$\gamma = \arctg(2/d) \ln(1/d) \operatorname{tg} 2\beta,$$

$$e_1 = \sqrt{\frac{2}{d^2 + (1/d)^2 + (2 \ln(1/d) \operatorname{tg}(2\beta))^2 - \sqrt{\left[ d^2 + (1/d)^2 + (2 \ln(1/d) \operatorname{tg}(2\beta))^2 \right]^2 - 4}}}$$

Результат у вигляді графіків величин  $\beta$ ,  $d$ ,  $\gamma$  і  $e_1$  показано на рис. 1, а. Горизонтальне скорочення демонструє серію піків над більш-менш вирівняною фоновною величиною дворазового стиску; значення загальної кінцевої деформації уздовж осі еліпса ( $e_1$ ) перевищує горизонтальний стиск за рахунок посилювальної дії простого (горизонтального) зсуву, тому перевищення  $e_1$  над  $d$  істотно там, де фіксується більший (що наближається до  $45^\circ$ ) кут нахилу осі стиску; траєкторія обчислених кутів зсуву в цілому повторює поведінку кутів осі стиску. Можна зробити висновок, що найбільш інтенсивна деформованість, виражена максимальними величинами горизонтального і загального стиску, характерна для області Внутрішніх покривів (в основному Дуклянська зона) і закінчення зони Кросно. Є також указівка на збереження її величин по краях — у тилу Внутрішніх покривів і у фронті Скибової зони. Деформація в цілому знижується до центральної частини профілю, де розміщується зона Кросно. Для цього району характерні умови практично горизонтального стиску, де до нього належить ділянка відносно малорозмірної складчастості. Зафіксовані зміни напружено-деформованого стану уздовж профілю засвідчують нерівномірний перебіг складчастої інверсії флішового басейну, варіації її інтенсивності та, ймовірно, механізмів, що розширює уявлення про комплексну природу акреційного орогену Карпат [Паталаха и др., 1995; Гнилко, 2011].

**Відновлення вихідних розмірів.** Отримані чисельні характеристики дають можливість у рамках моделі неспіввісної течії відновити вихідну конфігурацію і потім, використовуючи механізм поздовжньо-поперечного вигину, реконструювати шар до деформації. Така повна реконструкція демонструється на фрагменті сусіднього профілю, що перетинає Дуклянську зону (рис. 2, а). Після зняття неспіввісної течії (з нахилом осі стиску  $\beta + 90^\circ$  і, відповідно, протилежним напрямком зсува) одержуємо складки вигину з приблизно однаковими потужностями на крилах і в замку. Подальше їх випрямлення приводить до горизонтального вихідного положення шарів. Як бачимо, останні зберігають змінну потужність, що може мати як штучне, так і природне походження. Загальне горизонтальне скорочення для цих складок приблизно однакове — наближається до дворазового. Співвідношення внесків у нього механізмів течії і вигину різне: у першому ви-

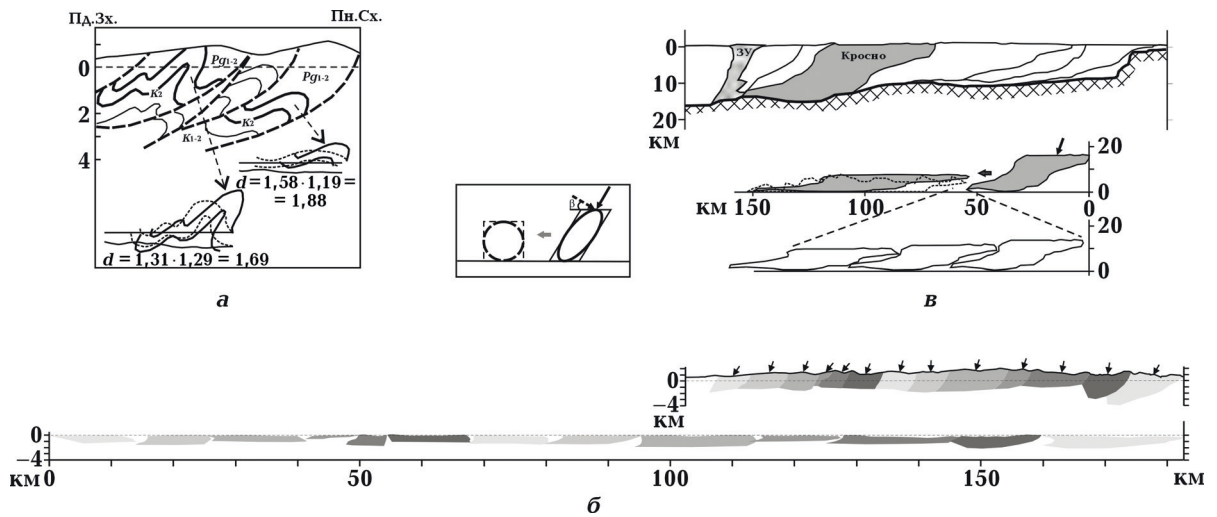


Рис. 2. Результати палинспастичних реконструкцій: *a* — повернення в недеформований стан двох складок профілю Дуклянської зони шляхом послідовного зняття деформацій неспіввісної течії і вигину (пунктирна лінія); *б* — реконструкція первісної форми складчастих доменів, виділених на профілі Хуст—Івано-Франківськ; стрілки позначають напрямок прикладеної головної нормальної напруги при поверненні обсягу в недеформований стан; *в* — відновлення первісної форми зони Кросно, показаної на глибинному розрізі DOBRE-3 [Гинтов и др., 2014]; ліворуч — профіль у схематичному зображенні (ЗУ — Зона утьосов), праворуч — реконструкція, де пунктирною лінією для порівняння відображено контур, отриманий методом збалансованих розрізів [Гинтов и др., 2014].

Fig. 2. Results of palinspastic reconstruction: *a* — returning in not deformed condition of two folds of a profile of the Duklinsky zone by consecutive removal of non-coaxial flow and a bending (dashed line); *б* — reconstruction of the initial form of the folded domains allocated on a profile of Hyst—Ivano-Frankivsk; arrows designate a direction of the enclosed main normal pressure at volume returning in not deformed condition; *в* — restoration of the initial form of the Krosnensky zone shown on deep cut DOBRE-3 [Gintov et al., 2014]; at the left — a profile in the schematic image (ЗУ — Utyosowaya zone), on the right — reconstruction where the dashed line for comparison displays the contour received by a method of balanced cross-sections [Gintov et al., 2014].

падку воно практично однакове (1,31 і 1,29), у другому основний внесок у горизонтальне скорочення робить неспіввісна течія (1,58).

На рис. 2, *б* показано відновлені елементи профілю Хуст—Івано-Франківськ: тоновані його відрізки — у кінцевому і реконструйованому станах, де знята лише деформація неспіввісної течії. Реконструкція досягається поверненням виділених контурів структурних зон у вихідне недеформоване становище. Довжина профілю в результаті збільшується в 2,4 раза, і сягає 183 км. В остаточному підсумку вона має бути ще більшою за рахунок складових деформації вигину. Використовуємо у першому наближенні середню оцінку такої деформації — 1,26 (виходячи з даних рис. 2, *a* та отриманих раніше значень горизонтального скорочення за рахунок вигину [Гончар, 2018]), тоді повна довжина відновленого профілю дорівнюватиме 231 км. За даними статті [Гинтов и др., 2014], в якій для реконструкції застосовано метод збалансованих розрізів, вихідна ширина басейну в діапазоні від Скибової до Дуклянсько-Чорногорської зон на захід від розглянутого профілю становила 238 км.

Оцінимо стисло можливість, що надає модель неспіввісної течії для реконструкцій у масштабі повного глибинного перетину Карпат. Перший крок у цьому напрямі був зроблений майже 20 років тому, коли на підставі вивчення деформованості Самборської зони Передкарпатського прогину була відновлена її ширина [Паталаха и др., 2003]. Тоді ми використали наближення однорідної деформації для всього розрізу, у тому чис-

лі на глибину. Аналогічно розглянемо приклад зони Кросно (рис. 2, в), узявши її контур, показаний на тектонічному профілі DOBRE-3 [Гинтов и др., 2014]. З огляду на отримані вище оцінки соскладчастого скорочення, можна прийняти як середню двократну величину горизонтального скорочення у поверхні, а також середній кут нахилу осі стиску зони  $20^\circ$ . У цьому випадку початковий контур зберігає S-образні бічні обмеження, що, очевидно, характеризують умови розподілу деформацій вигину. Якщо порівняти його з відновленим контуром зони Кросно методом збалансованих розрізів, то одержимо задовільний збіг як за довжиною, так і за висотою, притому, що ерозійну складову процесу не враховували. Доволі просто також отримати тимчасове розгорнення деформаційного процесу, що і демонструє послідовність зміни контурів зони Кросно на шляху від вихідного до кінцевого стану (у складі акреційного орогену).

**Висновки.** Побудований комплексний деформаційний профіль по лінії Хуст—Івано-Франківськ виявляє неоднорідний розподіл соскладчастої деформації, що характеризується такими параметрами — кутами нахилу осі стиску і простого зсування, кратними величинами горизонтального стиску і деформації еліпса. Горизонтальне скорочення демонструє серію піків над більш-менш вирівняним загальним фоном дворазового стиску. Найбільш інтенсивна деформованість, виражена максимальними величинами горизонтального і загального стиску (до 4-кратного), властива області Внутрішніх покривів (в основному Дуклянська зона) і закінченню зони Кросно. Є також указівка на зростання деформацій по краях профілю — у тилу Внутрішніх покривів і фронту Скибової зони. Деформація в цілому знижується до центральної частини профілю, тобто зони Кросно, де існують також умови практично горизонтального стискання.

Реконструкції первинних розмірів структурних зон уздовж профілю Хуст—Івано-Франківськ і контурів зони Кросно профілю DOBRE-3 у цілому показують збіг з результатами застосування в цих перетинах методу збалансованих розрізів, що не зменшує, а навпаки, посилює значення використаних різних моделей складкоутворення, тобто засвідчує відповідність їх природним умовам деформування. Довжина профілю в інтервалі Поркулецької—Скибової зон, унаслідок повернення у стан деформації неспіввісної течії, збільшилась у 2,4 раза, досягнувши 183 км. Це значення слід розглядати як нижню оцінку вихідної ширини, яка має бути збільшена за рахунок складових складчастості вигину.

### Список літератури

- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
- Гнилко О. Терейновий аналіз та геологічна еволюція Карпат. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2011. Вип. 25. С. 174—188.
- Гончар В.В. Конечная и прогрессивная деформации при несоосном течении: приложение в структурном анализе. *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2000. № 6. С. 30—34.
- Гончар В.В. Модели несоосного деформирования в структурном анализе складчатости Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2018. № 1. С. 73—86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124017>.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995, 160 с.

Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат. Киев: ЭКМО, 2003, 151 с.

Тектоника Украины. Под ред. С.С. Круглова, А.К. Цыпко. Москва: Недра, 1988, 254 с.

Тектонофаціальний аналіз і проблеми геодинамики (пам'яті Е.И. Паталахи). Киев: Изд. ОМГОР, 2008, 295 с.

Матеріали геологічних знімачь:

1. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Хуст, Бая-Маре, 2009.
2. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Івано-Франківськ, 2007.

## Transverse deformation zonality values and palinspastic reconstructions of Carpathians on the base of structural analysis of folding

*V. V. Gonchar, 2022*

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine,  
Kyiv, Ukraine

On the basis of the structural analysis of folds the complex deformation profile in the Hust—Ivano-Frankivsk (central part of Ukrainian Carpathians) transection is constructed. It characterises distribution of non-coaxial flow deformation on a spectrum of parameters: angles of an axis of compression and simple shear, sizes of horizontal compression and deformational ellipses. Horizontal shortening shows a series of peaks over more or less levelled general background of double compression. The most intensive deformation, expressed in the maximum sizes of horizontal and general compression (to 4 times), is dated for area of Internal Nappes (basically the Dukljansky zone) and to the termination of the Krosnensky zone. There are also indications on growth of deformation in back of Internal Nappes and in front of Skibovaya zone. Deformation as a whole goes down to the central part of a profile occupied by Krosnensky zone where conditions of almost horizontal main compression are marked also. Reconstruction of the primary sizes of structural zones along of Hust—Ivano-Frankivsk profile in the interval of Porkuletsky—Skibovoj zones as a result of returning in a initial condition before deformation of non-coaxial flow has increased in 2.4 times, having reached 183 km that it is necessary to consider as the bottom estimation of initial width which should be increased at the expense of components of bend folding. Possibilities which are given by model of non-coaxial flow for reconstruction on the scale of full deep crossing of Carpathians are short estimated for what approach of homogeneous deformation on depth has been used: 2-time size of horizontal reduction, and also angle of an axis of compression  $20^\circ$  are accepted as averages. Obtained contours of the Krosnensky zone of profile DOBRE-3 shows convergence with results of application of a method of the balanced cross-sections.

**Key words:** the Ukrainian Carpathians, folds, deformations, non-coaxial flow, palinspastic reconstruction.

References

- Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vikhot', Y.M., Murovskaya, A.V., Nakapelyukh, M.V., & Shlapinskiy, V.E. (2014). Tectonophysical and palinspatic sections of the Ukrainian Carpathians along the geo-traverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geophysical Journal*, 36(3), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050> (in Russian).
- Hnylko, O. (2011). Terrain analysis and geological evolution of the Carpathians. *Visnyk L'vivs'koho universytetu. Ser. heol.*, (2), 174—188 (in Ukrainian).
- Gonchar, V.V. (2000). Finite and progressive deformations in non-coaxial flow: application in structural analysis. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, (6), 30—34 (in Russian).
- Gonchar, V.V. (2018). Models of out-of-line deformation in structural analysis of folding of the Ukrainian Carpathians. *Geophysical Journal*, 40(1), 78—92. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124017> (in Russian).
- Patalakha, E.I., Lukienko, A.I., & Gonchar, V.V. (1995). *Tectonic flows as a basis for understanding geological structures*. Kiev: Feniks, 160 p. (in Russian).
- Patalakha, E.I., Gonchar, V.V., Senchenkov, I.K., & Chervinko, O.P. (2003). *Elements of geodynamics of the Carpathians*. Kiev: EKMO, 151 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsytko, A.K. (Eds.). (1988). *Tectonics of Ukraine*. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Tectonofacial analysis and problems of geodynamics (in memory of E.I. Patalahi). (2008). Kiev: Ed. OMGOR, 295 p. (in Russian).

Матеріали геологічних знімачь:

1. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Хуст, Бая-Маре, 2009.
2. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Івано-Франківськ, 2007.