

РЕКОНСТРУКЦІЯ КАЙНОЗОЙСЬКИХ ПОЛІВ НАПРУЖЕНЬ У ФЛІШОВИХ КОМПЛЕКСАХ ДОЛИНИ РІКИ ОПІР (Скибовий покрив, Українські Карпати)

Реконструйовано різновікові поля палеонапружень та деформаційні режими у флішових комплексах долини ріки Опір. Поля напружень визначені за вивченням крихких і напівкрихких тектонічних мезоструктур з використанням комплексного структурно-парагенетичного та кінематичного методів. Дослідження понад 4000 різних типів тріщин у 41-й точці спостережень та інших мезоструктур (дзеркал ковзання) виконано у відслоненнях шести скиб Скибового покриву (Орівська, Сколівська, Парашки, Зелем'янки, Рожанки, Славська), за винятком Берегової та Мальманстальської.

Поля напружень розставлені у хронологічному порядку узгоджено з важливими тектонічними етапами еволюції орогену, відносним віком головних деформаційних подій, відносним віком досліджених мезоструктур.

Тектонічні режими та виділені деформаційні фази відображають напружено-деформований стан і геодинаміку району досліджень упродовж кайнозойського часу. Параметри та орієнтація осей полів палеонапружень показують зміни осі максимального стиску σ_1 від олігоцену до міоцену.

Ключові слова: тріщина; дзеркало ковзання; поле палеонапружень; деформаційна фаза; тектонічний режим; Скибовий покрив; Українські Карпати.

Вступ

Аналіз сучасних вітчизняних та закордонних публікацій стосовно вивчення різних частин Карпат, а також результати вже проведених авторами подібних досліджень з реконструкції полів палеонапружень показують, що вивчення крихких та напівкрихких структур дає змогу простежити зміну напружено-деформованого стану у комплексах гірських порід упродовж альпійського етапу формування Українських Карпат.

Реконструкція полів палеонапружень, як показують результати досліджень, можлива завдяки дослідженню таких тектонічних мезоструктур, як тріщини [Mastella et al., 1997; Zuchiewicz, 1997; W. Zuchiewicz et al., 1997; Mastella and Zuchiewicz, 2000; Ludwiniak, 2010], дзеркал ковзання та розломів різного рангу [Mastella and Szykaruk, 1998; Rubinkiewicz, 2000], регіональних та локальних складок [Mastella, 1988; Aleksandrowski, 1989; Konon, 2001; Szczęsny, 2003], а також за результатами комплексних досліджень усіх перерахованих мезоструктур [Vojtko et al., 2008, 2010; Pešková et al., 2009; Гинтов и др., 2011].

Тріщини в породах Українських Карпат раніше вивчали передовсім для з'ясування їх впливу під час видобутку вуглеводнів та ролі у їхньому накопиченні. У тектонічному аспекті – для з'ясування особливостей напружено-деформованого стану та для вивчення геодинаміки вони почали вивчатися зовсім недавно – приблизно в кінці ХХ ст. Тектонічні тріщини, що є найпоширенішими серед мезоструктур, мають важливе значення для реконструкції азимутальної орієнтації головних максимальних напрямків стиску і розтягу. Вони дають змогу визначити регіональні та локальні поля палеонапружень і деформаційні режими, що існували тут упродовж усієї історії тектонічного розвитку Українських Карпат.

Під час опрацювання та інтерпретації результатів досліджень мезоструктур (особливо це сто-

сується тріщин) виникають деякі незначні труднощі. Одними із суттєвих є неоднозначність розподілу тріщин у комплексах гірських порід за віком і часом утворення, а також нерівномірний розподіл відслонень на досліджуваній території, відсутність у деяких комплексах порід дзеркал ковзання, мезоскладок тощо. Проте основна їх кількість, все ж таки, виникає перед початком та внаслідок дії інтенсивних складчасто-насувних тектонічних процесів у гірських масивах.

Метою цієї статті є подання реконструкції полів палеонапружень у різновікових комплексах на природних відслоненнях, розташованих уздовж долини р. Опір, за аналізом мезоструктур. Ці поля дають змогу виділити тектонічні режими та деформаційні фази і вивчити зміни кайнозойських полів напружень для цієї частини Скибового покриву. Ріка Опір повністю перетинає Скибовий покрив у межах семи із восьми його скиб. Однак дослідження тут мезоструктур із подальшими аналізом тектонічної тріщинуватості та реконструкцією полів палеонапружень було здійснено лише у віддалених шести скибах. Показано співвідношення перпендикулярних і неперпендикулярних до напластування тріщин у відкладах різного віку та у скибах Скибового покриву.

Геологічна та тектонічна позиція району

За існуючими на сьогодні багатьма опублікованими та неопублікованими тектонічними схемами [Складання..., 2004; Геологічна..., 2007 та ін.] Українські Зовнішні Карпати, що є частиною Східних Карпат, поділяються на кілька насунутих один на одного у північно-східному напрямку покривів. Основні насувні процеси в Українських Зовнішніх Карпатах відбувалися впродовж раннього неогену. У нашій статті основна увага приділена Скибовому покриву, який є фронтальною тектонічною одиницею Українських Зовнішніх Карпат. На його тильну частину насунений Кросненський покрив.

Ця частина та прилеглі ділянки Скибового покриття була об'єктом вивчення багатьох дослідників.

Досліджуваний район охоплює перетин Скибового покриття завдовжки близько 50 км уздовж долини р. Опір. Цей покрив складається з серії скиб, насунених одна на одну з південного заходу на північний схід у середньому–пізньому міоцені: Славська, Рожанки, Зелем'янки, Мальманстальської, Парашки, Сколівської, Орівської та Берегова. Скиби складені різновіковими флішовими комплексами: верхньокрейдовими, тонко- та середньшаруватими відкладами стрийської серії; палеоценовими грубошаруватими ямненськими пісковиками; палеоценово-еоценовими строкатими утвореннями; манявськими верствами різної потужності; а також олігоценовими – менілітовими верствами (у Береговій скибі) та головецькими і верховинськими (у всіх решта скибах) відкладами (рис. 1).

Методи та дані досліджень

Польові дослідження мезоструктур виконано у шістьох з восьми скиб Скибового покриття (Орівській, Сколівській, Парашки, Зелем'янки, Рожанки, Славській), за винятком фронтальної Берегової та Мальманстальської. Частину замірів тріщинуватості використано з бази даних 1997 р. В. Зухевича та І. Бубняка. Попередні їхні результати викладені у праці [Zuchiewicz et al., 1997b]. Іншу частину даних зібрано під час недавніх досліджень, переважно, в середній течії долини р. Опір та її притоки – Кобилець.

Детально заміряно орієнтацію площин тектонічних тріщин (азимут і кут падіння) у 41-му відслоненні, у деяких із них вивчено дзеркала ковзання. Кількість тріщин, що були заміряні на кожному відслоненні, становила від 20 до 100. Виконано понад 4000 таких замірів. Крім того, на кожному відслоненні заміряно елементи залягання пласта порід і вони нанесені на геологічну карту (див. рис. 1).

Під час аналізу даних та інтерпретації результатів використано відомі процедури для реконструкції головних параметрів полів палеонапружень, які широко висвітлені у вітчизняних та закордонних публікаціях ([Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2011; Delvaux & Sperner, 2003] та ін.). Це такі загальновідомі методи, як структурно-парагенетичний та кінематичний з деякими змінами.

Аналіз та інтерпретація результатів вивчення мезоструктур (тріщин, дзеркал ковзання) для реконструкції параметрів регіональних та локальних полів палеонапружень проводились із застосуванням структурних комп'ютерних пакетів програм: STERIONET, TENSOR [Delvaux & Sperner, 2003].

Дані тріщинуватості спочатку опрацьовували у програмі STERIONET. За її допомогою тріщини розгруповані за відносним віком та поділені на групи. Після цього кожна група тріщин внесена і проінтерпретована у програмі TENSOR з використанням пакета SHEAR. У цій програмі про-

аналізовано і дані дзеркал ковзання. Ця програма дає змогу побудувати стереограму векторів з напрямками усіх переміщень, а потім їх розділяти і виділяти спільні за походженням регіональні та локальні поля напружень.

У результаті аналізу цих мезоструктур визначено декілька параметрів полів напружень: орієнтація головних осей – σ_1 (вісь максимального стиску), σ_2 (середня вісь), σ_3 (вісь максимального розтягу). Інший параметр R , що визначається за формулою: $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, відображає форму еліпсоїда напружень і змінюється у межах від 0 до 1 [Angelier, 1994; Delvaux D. et al., 1997]. Значення величини $R \geq 0,5$ вказує на стан розтягу, а $R < 0,5$ – на стан стиску (хоч і не завжди).

Результати досліджень

У кожному статиграфічному комплексі флішових порід та у кожній із шести скиб відновлено послідовність полів напружень від давніх до сучасних. Визначено основні параметри для полів напружень.

Орівська скиба. У відкладах палеоцену – ямненській світі – реконструйовано одне давнє зсувне ($\sigma_1 - 125/04$, $\sigma_3 - 034/06$, $R - 0,5$) та одне відносно молодше екстенсійне (режим розтягу, $\sigma_1 - 133/52$, $\sigma_3 - 223/00$, $R - 0,5$) поля напружень.

У еоценових відкладах відновлено два давні зсувні поля напружень: 1. $\sigma_1 - 266/01$, $\sigma_3 - 357/10$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 228/00$, $\sigma_3 - 318/06$, $R - 0,5$. Відносно молодшим у цих комплексах порід є зсувне поле ($\sigma_1 - 134/01$, $\sigma_3 - 043/31$, $R - 0,5$).

У менілітових (олігоценових) відкладах відновлено три зсувних поля напружень – два давніх ($\sigma_1 - 151/02$, $\sigma_3 - 060/05$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 237/00$, $\sigma_3 - 327/07$, $R - 0,5$) та одне молодше ($\sigma_1 - 028/00$, $\sigma_3 - 118/19$, $R - 0,5$).

Сколівська скиба. У межах цієї скиби досліджували тріщини в олігоценових відкладах. У відкладах головецького горизонту відновлено давнє зсувне поле палеонапружень: ($\sigma_1 - 329/08$, $\sigma_3 - 059/05$, $R - 0,5$).

Відносно молодшими полями у цих відкладах є: зсувне з віссю стиску NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 226/01$, $\sigma_3 - 317/29$, $R - 0,5$) та екстенсійне з віссю розтягу NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 054/85$, $\sigma_3 - 288/03$, $R - 0,5$).

У відкладах верховинського горизонту відновлено три давні зсувні поля напружень: 1. $\sigma_1 - 002/03$, $\sigma_3 - 271/08$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 276/01$, $\sigma_3 - 006/06$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 320/02$, $\sigma_3 - 230/01$, $R - 0,5$. Відносно молодшим є зсувне поле з віссю стиску NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 046/00$, $\sigma_3 - 315/33$, $R - 0,5$).

Скиба Парашки. У верхньокрейдових відкладах (стрийська світа) відновлено п'ять давніх зсувних полів напружень з віссю стиску: 1. E-W напрямку ($\sigma_1 - 079/02$, $\sigma_3 - 349/12$, $R - 0,5$); 2. NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 312/02$, $\sigma_3 - 042/05$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 309/15$, $\sigma_3 - 219/02$, $R - 0,5$); 3. NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 021/02$, $\sigma_3 - 291/01$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 038/07$, $\sigma_3 - 307/06$, $R - 0,5$).

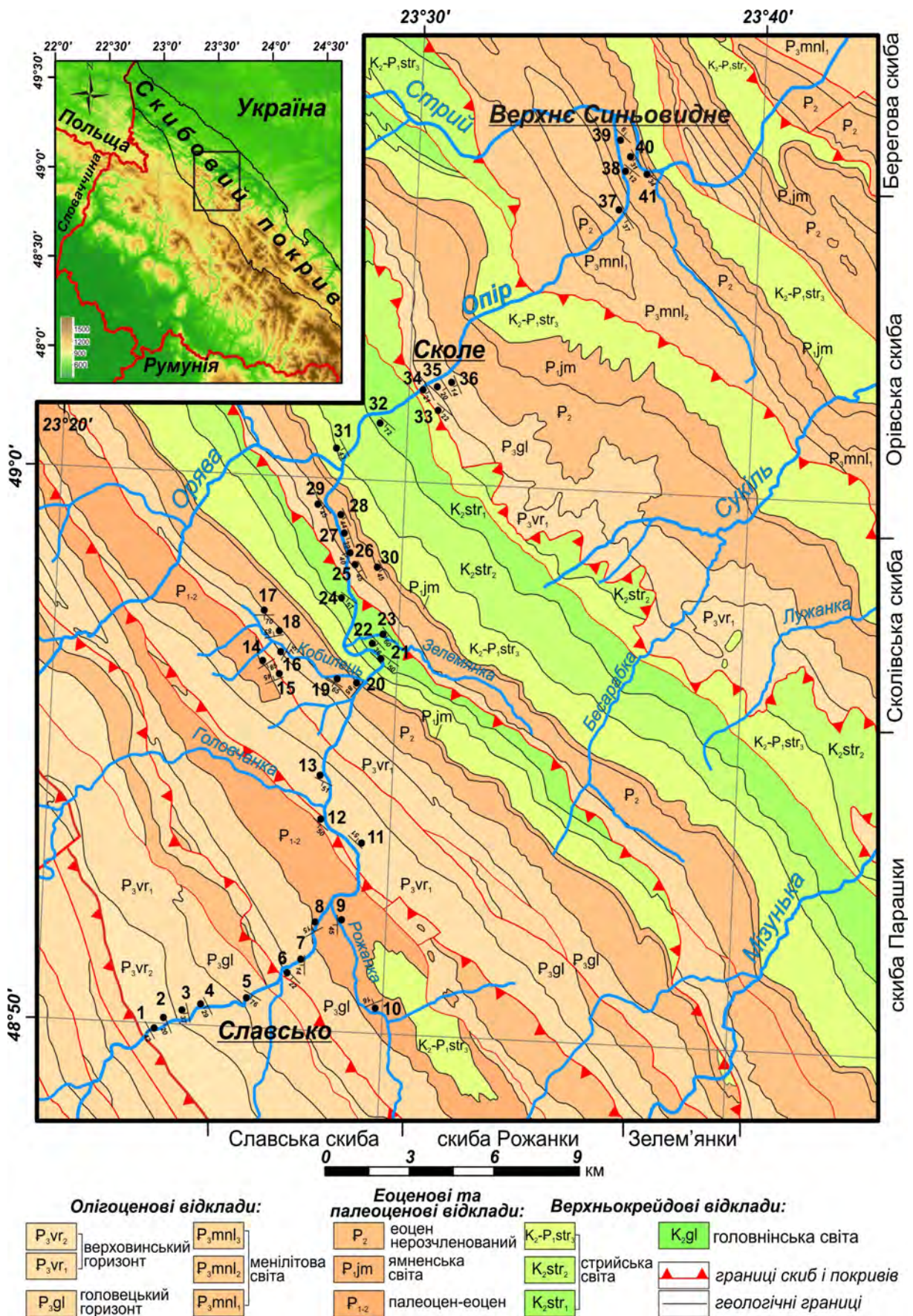


Рис. 1. Геологічна карта долини р. Опір (автори В. Кузовенко, В. Шлапінський, 2006) з нанесеними місцями дослідження мезоструктур та елементами залягання пластів

Молодими полями, визначеними у цих відкладах, є екстенсійні поля з віссю розтягу NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 043/42$, $\sigma_3 - 134/00$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 200/54$, $\sigma_3 - 291/01$, $R - 0,5$).

У яменській світі реконструйовано три давні зсувні поля напружень ($\sigma_1 - 003/08$, $\sigma_3 - 093/00$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 318/17$, $\sigma_3 - 048/00$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 054/15$, $\sigma_3 - 323/01$, $R - 0,5$). Порівняно молодшим є зсувне поле ($\sigma_1 - 326/01$, $\sigma_3 - 057/35$, $R - 0,5$).

У еоценових відкладах теж відновлено три давні поля напружень (1. $\sigma_1 - 011/04$, $\sigma_3 - 101/04$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 315/00$, $\sigma_3 - 045/06$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 253/08$, $\sigma_3 - 344/13$, $R - 0,5$). Усі поля є зсувними.

Скиба Зелем'янки. Поля напружень у цій скибі відновлені за тріщинами та дзеркалами ковзання у флішових комплексах верхньокрейдово-олігоценного віку.

У відкладах стрийської світі реконструйовано чотири давні зсувні поля напружень: 1. $\sigma_1 - 273/10$, $\sigma_3 - 006/18$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 333/06$, $\sigma_3 - 243/01$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 020/12$, $\sigma_3 - 289/03$, $R - 0,5$; 4. $\sigma_1 - 234/04$, $\sigma_3 - 324/06$, $R - 0,5$. Порівняно молодшими полями напружень у відкладах цього комплексу порід є: 1. $\sigma_1 - 013/11$, $\sigma_3 - 276/26$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 171/06$, $\sigma_3 - 077/33$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 346/01$, $\sigma_3 - 077/37$, $R - 0,5$. Ці поля є зсувними. Також реконструйовано поле напружень компресійного (стик) режиму – $\sigma_1 - 155/09$, $\sigma_3 - 056/42$, $R - 0,5$.

За тріщинами у відкладах яменської світі зафіксовано одне давнє зсувне поле напружень з віссю стиску NW-SE напрямку $\sigma_1 - 307/00$, $\sigma_3 - 036/06$, $R - 0,5$. Молодшим є компресійне поле напружень з віссю стиску того самого напрямку: $\sigma_1 - 121/20$, $\sigma_3 - 292/70$, $R - 0,5$.

У еоценових відкладах відновлено давні поля напружень: 1. $\sigma_1 - 220/11$, $\sigma_3 - 128/08$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 067/05$, $\sigma_3 - 159/19$, $R - 0,5$. Порівняно молодшими є два компресійні поля напружень з віссю стиску NE-SW напрямку: 1. $\sigma_1 - 078/00$, $\sigma_3 - 181/88$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 068/12$, $\sigma_3 - 268/78$, $R - 0,58$. Крім того, реконструйовано ще одне екстенсійне поле з віссю розтягу такого самого напрямку: $\sigma_1 - 111/86$, $\sigma_3 - 234/02$, $R - 0,5$.

Відклади головецького горизонту характеризуються давнім полем напружень: $\sigma_1 - 265/02$, $\sigma_3 - 355/05$, $R - 0,5$.

У відкладах верховинського горизонту виявлено чотири поля палеонапружень: 1. $\sigma_1 - 276/00$, $\sigma_3 - 006/11$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 339/09$, $\sigma_3 - 069/03$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 315/10$, $\sigma_3 - 046/02$, $R - 0,5$; 4. $\sigma_1 - 205/05$, $\sigma_3 - 155/04$, $R - 0,5$. Порівняно молодшим полем є компресійне з віссю стиску NW-SE напрямку – $\sigma_1 - 130/09$, $\sigma_3 - 355/75$, $R - 0,5$. Наймолодшими є екстенсійні поля напружень двох типів: 1. вісь розтягу NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 311/68$, $\sigma_3 - 043/01$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 180/86$, $\sigma_3 - 061/02$, $R - 0,5$); 2. вісь розтягу NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 234/86$, $\sigma_3 - 145/00$, $R - 0,5$).

На рис. 2 показано типовий приклад представлення результатів реконструкції полів напружень за різними мезоструктурами. Ці поля розставлені у відносній послідовності.

Скиба Рожанки. У палеогенових відкладах відновлені найдавніші зсувні поля напружень з віссю стиску: 1. ($\sigma_1 - 008/06$, $\sigma_3 - 098/01$, $R - 0,5$); 2. ($\sigma_1 - 090/00$, $\sigma_3 - 000/05$, $R - 0,5$). Далі відносно молодшими полями є два зсувних: 1. ($\sigma_1 - 321/08$, $\sigma_3 - 230/03$, $R - 0,5$); 2. ($\sigma_1 - 049/05$, $\sigma_3 - 139/00$, $R - 0,5$). Наймолодшими є два екстенсійних поля напружень з віссю розтягу: 1. NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 118/53$, $\sigma_3 - 028/01$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 297/77$, $\sigma_3 - 026/00$, $R - 0,5$); 2. NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 226/73$, $\sigma_3 - 135/00$, $R - 0,5$).

В олігоценових (головецький горизонт) відкладах реконструйовано три давні зсувні поля напружень з віссю стиску: 1. N-S напрямку ($\sigma_1 - 002/15$, $\sigma_3 - 093/10$, $R - 0,5$); 2. NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 131/01$, $\sigma_3 - 220/02$, $R - 0,5$); 3. NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 049/06$, $\sigma_3 - 318/03$, $R - 0,5$). Наймолодшим є екстенсійне поле з віссю розтягу NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 326/50$, $\sigma_3 - 236/00$, $R - 0,5$).

Славська скиба. У відкладах головецького горизонту реконструйовано декілька полів напружень. Давніми є зсувні полями деформаційного режиму з віссю стиску: 1. NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 126/02$, $\sigma_3 - 036/06$, $R - 0,5$); 2. NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 215/02$, $\sigma_3 - 126/02$, $R - 0,5$). Порівняно молодшими є екстенсійні поля: 1. ($\sigma_1 - 125/61$, $\sigma_3 - 025/06$, $R - 0,5$); 2. ($\sigma_1 - 041/52$, $\sigma_3 - 310/00$, $R - 0,5$).

У верховинських відкладах відновлено такі давні поля з віссю стиску: 1. N-S напрямку ($\sigma_1 - 350/13$, $\sigma_3 - 261/02$, $R - 0,5$); 2. NW-SE напрямку ($\sigma_1 - 301/03$, $\sigma_3 - 031/03$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 322/04$, $\sigma_3 - 232/04$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 027/06$, $\sigma_3 - 296/06$, $R - 0,5$) та 3. NE-SW напрямку ($\sigma_1 - 045/11$, $\sigma_3 - 136/06$, $R - 0,5$; $\sigma_1 - 254/05$, $\sigma_3 - 344/03$, $R - 0,5$). Порівняно молодшими у цих відкладах є компресійні поля, що відображають складчасто-насувний процес: 1. $\sigma_1 - 028/05$, $\sigma_3 - 124/50$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 020/07$, $\sigma_3 - 120/59$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 122/00$, $\sigma_3 - 031/42$, $R - 0,5$. Реконструйовано три порівняно молодші екстенсійні поля напружень з віссю розтягнення NW-SE напрямку: 1. $\sigma_1 - 037/81$, $\sigma_3 - 129/00$, $R - 0,5$; 2. $\sigma_1 - 045/85$, $\sigma_3 - 316/00$, $R - 0,5$; 3. $\sigma_1 - 042/41$, $\sigma_3 - 312/00$, $R - 0,5$. Ці скидові поля є наймолодшими за тектонофізичними ознаками.

Статистичний аналіз тріщинуватості

За допомогою пакета програми MICROSOFT EXCEL побудовано гістограми з відсотковим співвідношенням перпендикулярних та неперпендикулярних до напластування тріщин у різновікових комплексах (рис. 3) та у кожній скибі Скибового покриву (рис. 4).

Загалом аналіз кутів падіння усіх досліджених тріщин показав, що 64,6 % є перпендикулярними, а 35,4 % – неперпендикулярними. З рис. 3 бачимо іншу особливість – перпендикулярні (давніші) тріщини переважають у більшості флішових комплексів, за винятком яменської та менілітової світ, у яких переважають неперпендикулярні (молодші) тріщини.

Обговорення результатів

Важливими умовами проведення успішного аналізу палеонапружень та виділення деформаційних фаз є з'ясування послідовності тектонічних режимів упродовж еволюції орогену, відносного віку головних деформаційних подій, врахування відносної хронології досліджених мезоструктур. Час деформаційних процесів визначався за геологічними

даними про вік відкладів, у яких виконувалися заміри. Враховували, що найдавніша тріщинуватість виникає в гірських породах під час їх часткової літифікації, тобто відразу після їхнього відкладення, а тектонічні тріщини можуть утворюватися в будь-який час упродовж відкладення молодших пластів. Натомість, дзеркала ковзання відображають лише молоді інтенсивні тектонічні процеси.

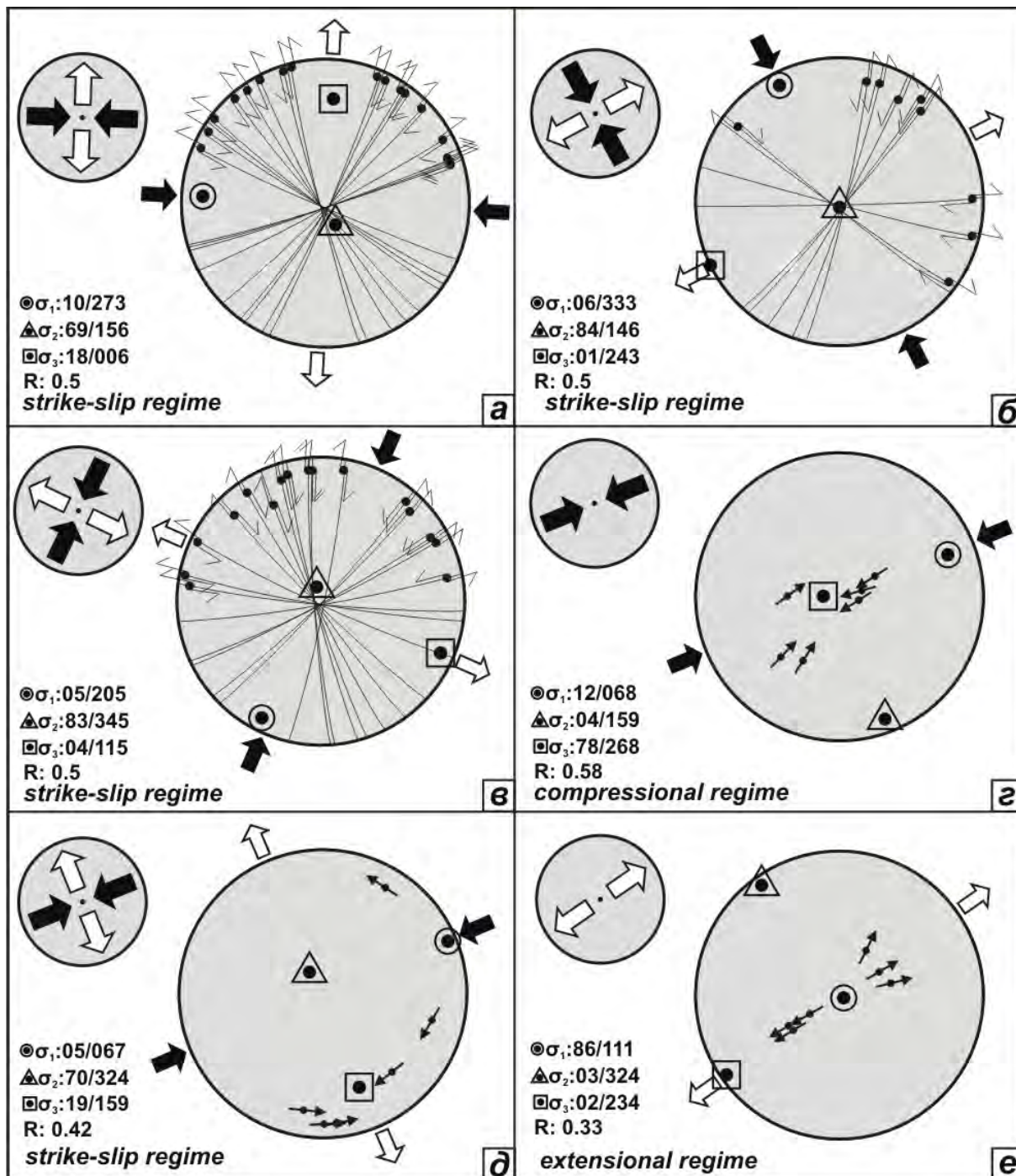


Рис. 2. Типовий приклад реконструкції полів палеонапружень за сполученими тріщинами (а – в) та дзеркалами ковзання (г – е) у скибі Зелем'янки в різновікових флішових комплексах (а – Т.С. 24 і б – Т.С. 23, верхньокрейдові (стрийська світа); в – Т.С. 11, олігоценові (верховинська світа); г – е – палеогенові відклади) за допомогою програми TENSOR

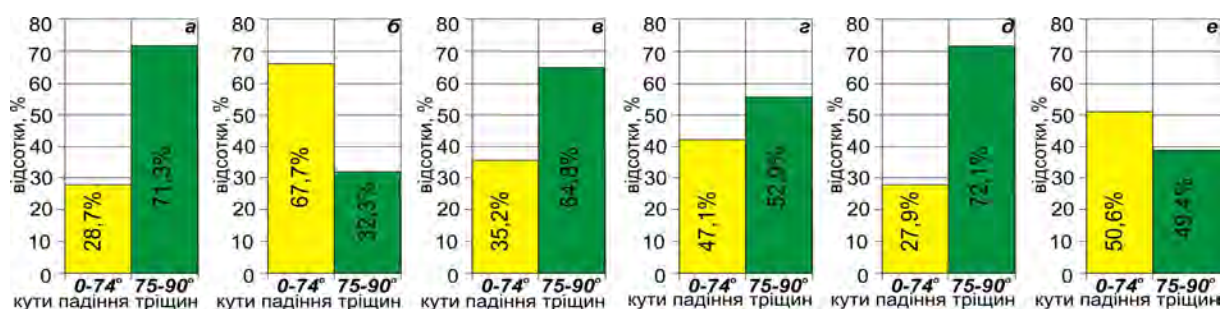


Рис. 3. Гістограми з відсотковим співвідношенням перпендикулярних та неперпендикулярних до напластування тріщин у різновікових відкладах (світи: а – стрийська K_2-P_{1str3} , б – яменська P_{1jm} , в – еоцен нерозчленований – P_2 ; г – головоцька P_3gl , д – верховинська P_3vr , е – менілітова P_3mnl)

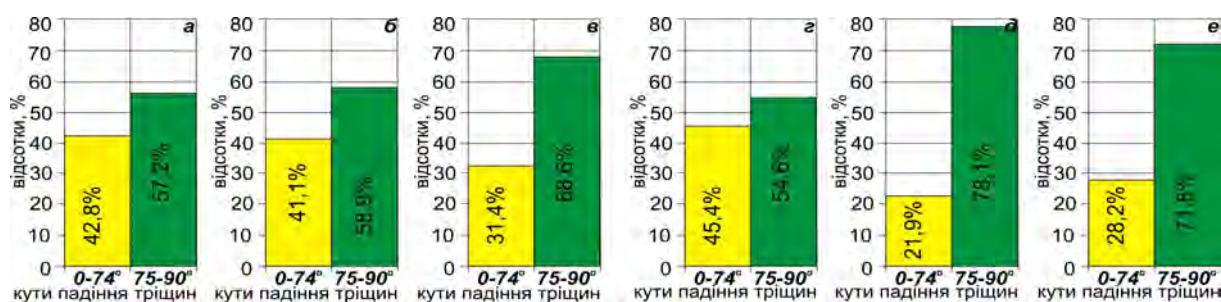


Рис. 4. Гістограми з відсотковим співвідношенням перпендикулярних та неперпендикулярних до напластування тріщин у різних скибах (скиби: а – Орівська, б – Сколівська, в – Парашки, г – Зелемянки, д – Рожанки, е – Славська)

На рис. 5 показано виділені деформаційні фази, що розставлені у хронологічному порядку з урахуванням перерахованих вище ознак. Цей рисунок дає змогу говорити про тектонічні сили у земній корі, що діяли на території досліджуваної ділянки Скибового покриву.

Реконструйовані поля палеонапружень з азимутами орієнтацій головних осей і деформаційними фазами, що визначені у флішових відкладах долини р. Опір Скибового покриву, згруповані у три тектонічні режими. Подальший порівняльний аналіз загального напружено-деформованого стану кори на досліджуваній ділянці та аналіз розділених деформаційних фаз виконано за рис. 5.

1. Тектонічний режим перед та впродовж формування верхньокрейдово-олігоценних відкладів. Найдавнішими зафіксованими деформаційними фазами у верхньокрейдово-олігоценних відкладах є дві. **Перша фаза (D1)** характеризується N-S-стиском та E-W-розтягом. **Друга фаза (D2)** – N-S-розтягом та E-W-стиском. Ці дві деформаційні фази реконструйовані за зсувними полями, що зафіксовані за найдавнішими діагональними системами сколових тріщин.

Розвиток найстаріших систем тріщин почався, коли горизонтальні шари флішового комплексу були достатньо літифікованими для того, щоб у них вже відбувалося нагромадження найдавніших полів палеонапружень. Площина $\sigma_1\sigma_3$ в той час була практично горизонтальною (максимальний кут нахилу становив 18° , див. рис. 5).

2. Тектонічний режим під час формування міоценових відкладів, перед основним процесом

складко- і насуютворення. Час перед початком основного складчасто-насувного процесу характеризується двома фазами. Ці фази переважно відображають давні зсувні поля палеонапружень, реконструйовані за порівняно молодшими парагенезисами тріщин.

Деформаційна фаза (D3) – NE–SW-розтягу – відображає процес утворення басейнів осадонагромадження. Формувальною віссю у цей час була вісь розтягу σ_3 , субперпендикулярна до простягання Карпат. Вісь стиску σ_1 у цей час теж займала субгоризонтальне положення. Режим залишався зсувним.

Деформаційна фаза (D4) характеризується NE–SW-стиском. Вже почала формуватися структура Карпат. Проте площина $\sigma_1\sigma_3$ ще залишалася субгоризонтальною і деформації були невеликими.

3. Тектонічний режим протягом та після основного процесу складко- і насуютворення. Вісь розтягу σ_3 (мінімального стиску) набула субвертикального положення. Формувальною стала вісь максимального стиску σ_1 . Почався інтенсивний процес формування складчасто-насувної структури Скибового покриву. Характерною особливістю деформаційних фаз **D5** та **D6** є те, що одночасно з основними підкидовими режимами виникають і зсувні. Наявність таких зсувних процесів (для **D5**) можна пояснити нерівномірним за швидкістю і амплітудою переміщення скиб та їхніх частин у північно-східному напрямку. Для деформаційної фази **D6** характерним є підкидовий режим, який формують насиви та підкиди з площинами NNE–SSW-напрямку. Такий підкидовий режим також ускладнюється зсувним.

Деформаційна фаза (D5), що характеризує інтенсивний тектонічний складчасто-насувний процес, складається з двох субфаз. Перша субфаза (**D5a**) відображає NE-SW-стиск (підкидовий режим). Раніше у попередній роботі [Гинтов и др., 2011] такий підкидовий деформаційний режим визначений за максимальною кількістю векторів переміщень і відновлений по сусідніх перетинах (долина р. Сукіль, р. Рибник) за субгоризонтальними дзеркалами ковзання, що утворені в результаті насування комплексів. Цей інтенсивний складчасто-насувний процес супроводжувався утворенням косих до напластування тріщин, що є молодшими. Друга субфаза (**D5b**) характеризується NE-SW-стиском і відображає зсувний деформаційний режим. Поля напружень, виділені у цю субфазу, реконструйовані за порівняно молодшими системами тріщин, що перетинають давніші, а також і за зсувними (правими та лівими) дзеркалами ковзання. Такі субвертикальні дзеркала ковзання виникають найімовірніше одночасно з насувами NE-SW-напряму.

Деформаційна фаза (D6) характеризується також підкидовим та зсувним режимом. Ця фаза складається з двох субфаз, що відбувалися ймовірно одночасно. Перша субфаза (**D6a**) відображає підкидовий режим з віссю стиску NNE-SSW-напряму. Друга субфаза (**D6a**) об'єднує зсувні поля напружень з віссю стиску NNE-SSW-напряму. Таке підкидове поле напружень виділене під час структурних досліджень і для Румунських Східних Карпат [Matenco et al, 1997]

Остання *деформаційна фаза (D7)* об'єднує наймолодші екстенсійні поля напружень двох типів і складається відповідно з двох субфаз. Перша субфаза (**D7a**) – це поля напружень з віссю розтягу NE-SW-напряму. Друга субфаза (**D7b**) характеризує поля з віссю розтягу NW-SE-напряму. Ці поля напружень реконструйовані за системами молодих екстенсійних тріщин, які нерідко заповнені кальцитом та наймолодшими дзеркалами ковзання, що утворюються по площинах найдавніших дзеркал.

Запропонований сценарій еволюції полів палеонапружень та виділені тектонічні режими і фази узгоджуються з регіональними геодинамічними моделями для Альпійсько-Карпатського регіону та подібною еволюцією в інших частинах Карпат [Roure et al., 1993; Fodor et al, 1997; Matenco et al, 1997; Cloetingh et al, 2006, Vojtko et al., 2008, 2010 та ін.].

Висновки

Вивчення крихких та ніпівкрихких мезоструктур дало змогу встановити параметри регіональних полів тектонічних палеонапружень у Скибовому покриві у межах долини р. Опір.

За аналізом кутів падіння тріщин встановлено відсоткове співвідношення різних груп тріщин у різновікових комплексах порід Скибового покриву та у кожній його скибі. Показано, що найімовірніше основна кількість перпендикулярних до напластування тріщин починає виникати перед

початком основних процесів складко- та насувоутворення. Решта тріщин виникають або під час, або вже після інтенсивних тектонічних процесів і супроводжують процеси стиску та розтягу. Системи тріщин різних деформаційних фаз проявляються по всій товщі різновікових флішових верхньокрейдово-олігоценових комплексів.

Детальні польові тектонофізичні дослідження та використання комплексного структурно-парагенетичного і кінематичного аналізу дали змогу визначити хронологічну послідовність полів напружень та виявити головні деформаційні фази для цієї частини Скибового покриву.

Виділені деформаційні фази відображають динаміку та характер напружено-деформованого стану, що існував тут упродовж кайнозойського (палеоген-неогенового) часу формування Українських Карпат.

Література

- Геологічна карта Українських Карпат м-бу 1:100000: Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України: отчет ЗАО “Концерн Надра” // В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский; под ред. Ю.З. Крупского. – Киев, 2007. – 228 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К.: Феникс, 2005. – 572 с.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В. Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат // Геофиз. журн. – 2011. – Т. 33, № 5. – С. 17–34.
- Складання та підготовка до видання тектонічної карти України масштабу 1:1000000: звіт про НДР // С.С. Круглов, Ю.О. Арсірій, О.Б. Бобров та ін. – Київ : УкрДГПІ, 2004. – 216 с.
- Aleksandrowski P. Structural geology of the Magura Nappe in the Mt. Babia Góra region, Western Outer Carpathians // Studia Geologica Polonica. – 1989. – 96. – P. 1–140.
- Angelier J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Continental deformation. – Pergamon Press, University of Bristol (U.K.), London, 1994. – P. 53–100.
- Cloetingh S., Bada G., Matenco L., Lankreijer A., Horvath F., Dinu C. Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian-Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modeling // Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – 32. – P. 207–221.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V. & Sankov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. – 1997. – 282. – P. 1–38.
- Delvaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program // New insights into structural interpretation and modeling. – Geol. Soc. London, Spec. Publ. – 2003. – 212. – P. 75–100.

- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovic L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data // *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. of London Spec. Publ. – The Geological Society, London. 1999. – 156. – P. 295–334.
- Konon A. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland) // *Geological Quarterly*. – 2001. – 45 (2). – P. 179–204.
- Ludwiniak M. Multi-stage development of the joint network in the flysch rocks of western Podhale (Inner Western Carpathians, Poland) // *Acta Geologica Polonica*. – 2010. – Vol. 60, № 2. – P. 283–316.
- Mastella L. Structure and evolution of Mszana Dolna tectonic window, Outer Carpathians, Poland // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 1988. – 58. – P. 53–173.
- Mastella L., Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Rubinkiewicz J., Leonowicz P., Szczęsny R. Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: Case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland) // *Przegląd Geologiczny*. 1997. – 45. – P. 1064–1066.
- Mastella L., Szykaruk E. Analysis of the fault pattern in selected areas of the Polish Outer Carpathians // *Geological Quarterly*. – 1998. – 42 (3). P. 263–276.
- Mastella L., Zuchiewicz W. Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction // *Geological Quarterly*. – 2000. – 44. – P. 377–390.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania) // *Tectonics*. – 1997. – 16. – P. 896–911.
- Pešková I., Vojtko R., Starek D., Sliva L. Late Eocene to Quaternary deformation and stress field evolution of the Orava region (Western Carpathians) // *Acta Geol. Polonica*. – 2009. – Vol. 59, № 1. – P. 73–91.
- Roure F., Roca E., Sassi W. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland / fold-and-thrust belt system // *Sedimentary Geology*. – 1993. – 86. – P. 177–201.
- Rubinkiewicz J. Development of fault pattern in the Silesian Nappe: Eastern Outer Carpathians, Poland Western Bieszczady Mts. // *Geological Quarterly* – 2000. – 44 (4). – P. 391–403.
- Szczęsny R. Reconstruction of stress directions in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds // *Geological Quarterly*, 2003. – 47 (3). – P. 289–298.
- Vojtko R., Hók J., Kováč M., Sliva L., Joniak P. Pliocene to Quaternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia) // *Geological Quarterly*. – 2008. – 52 (1). – P. 19–30.
- Vojtko R., Tokárová E., Sliva L., Pešková I. Reconstruction of Cenozoic paleostress fields and revised tectonic history in the northern part of the Central Western Carpathians (the Spišská Magura and Východné Tatry Mountains) // *Geologica Carpathica*. – 2010. – Vol. 61, № 3. – P. 211–225.
- Zuchiewicz W. Reorientation of the stress field in the Polish Outer Carpathians in the light of joint pattern analysis // *Przegląd Geologiczny*. – 1997. – 45. – P. 105–109.
- Zuchiewicz W., Bubniak I.M., Rauch M. Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowzmi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukrainińskich // *Przegląd Geologiczny*. – 1997. – Vol. 45. – № 4. – S. 408–413.

РЕКОНСТРУКЦИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ ВО ФЛИШОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ДОЛИНЫ РЕКИ ОПОР (Скибовый покров, Украинские Карпаты)

Ю.М. Вихоть, И.Н. Бубняк

Реконструированы разновозрастные поля палеонапряжений и деформационные режимы во флишовых комплексах долины реки Опор. Поля напряжений определены по изучению хрупких и полухрупких тектонических мезоструктур с использованием комплексного структурно-парагенетического и кинематического методов. Анализ более чем 4000 различных типов трещин у 41-й точке наблюдений и других мезоструктур (зеркал скольжения) выполнен в обнажениях шести скиб Скибового покрова (Оривская, Сколевская, Парашки, Зелеманки, Рожанки, Славская), за исключением Береговой и Мальманстальской.

Поля напряжений расставлены в хронологическом порядке согласованно с главными тектоническими этапами эволюции орогена, относительным возрастом главных деформационных событий, относительным возрастом исследованных мезоструктур.

Тектонические режимы и выделенные деформационные фазы отражают напряженно-деформированное состояние и геодинамику района исследований на протяжении кайнозойского времени. Параметры и ориентация осей полей палеонапряжений показывают изменения оси максимального сжатия σ_1 от олигоцена до миоцена.

Ключевые слова: трещина; зеркало скольжения; поле палеонапряжений; деформационная фаза; тектонический режим; Скибовый покров; Украинские Карпаты.

**RECONSTRUCTION OF CENOZOIC PALEOSTRESS FIELDS IN THE FLYSCH COMPLEX
OF THE OPIR RIVER VALLEY (Skyba nappe, Ukrainian Carpathians)****Yu.M. Vikhot, I.M. Bubniak**

The paleostress fields of different ages and deformation regimes in the flysch complex of the Opir River Valley have been reconstructed. Stress fields determined by investigation of the brittle and semi brittle tectonic mesostructures by using complex of structural-paragenetic and kinematic methods. Analysis more than 4000 joints of different types in 41 observation points and other mesostructures (slickensides) was made in outcrops of six thrusts of Skyba nappe (Orivska, Skolivska, Parashka, Zelemyanky, Rozhanka, Slavska) except the Beregova and Malmanstanska ones.

Paleostress fields are placed in chronological order according to the main phases of tectonic evolution of the orogen, the relative age of main deformation events and the relative age of the studied mesostructures.

Tectonic regimes and separated deformation phases show the stress and strain state and geodynamics of the study area during the Cenozoic time. Parameters and orientation of axes of paleostress fields show the changes of maximum compression axis σ_1 from Oligocene to Miocene.

Key words: joint; slickenside; paleostress field; deformation phase; tectonic regime; Skyba nappe; Ukrainian Carpathians.