

## ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ

УДК 511.8:551.24(477.83)

Богдан ЯВОРСЬКИЙ

**ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ РЕГІОНУ ПІВДЕННОГО РОЗТОЧЧЯ ЯК КЛЮЧ ДО ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИ ПОДІЛЬСЬКОГО УСТУПУ**

Північний прикордонний уступ Поділля відмежовує Мале Полісся від височини Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта. Вивчення генези Подільського уступу триває вже понад століття. Вже на початку досліджень думки вчених щодо вирішенні цієї проблеми розійшлися. К.І. Геренчук [1], Й.М. Свинко [2], Т.А. Знаменская та І.І. Чебаненко [3] та інші є прихильниками головної ролі тектонічних сил у виникненні Подільського уступу, а П.М. Цись [4], А.Б. Богущкий та Й.М. Свинко [5,6] та інші автори вважають основними ерозійно-денудаційні сили. В. Тессейр [7] виникнення Малого Полісся пояснює утворенням смуги флексур вздовж Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта, причому, на його думку, з Малого Полісся були змиті третинні відклади. На думку І.Д. Гофштейна [8], тектонічна зумовленість рельєфу властива лише західній частині уступу, а більш низька східна частина – переважно ерозійного походження.

Від того, яку точку зору приймає кожен з дослідників щодо генези Подільського уступу, залежить його інтерпретація подій, що відбулись в післябаденський час на території Розточчя, Малого Полісся і Гологоро-Кременецького хребта. Якщо вважати, що Подільський уступ ерозійно-денудаційного походження, то мусимо признати розмив 100-150 метрової товщі крейди, палеогену і неогену. В цьому випадку немає змоги достовірно відтворити дочетвертинні палеоландшафти Малого Полісся, бо разом із зденудованими відкладами зникли майже всі палеогеографічні пам'ятники [9]. Прихильники ерозійно-денудаційної точки зору вік Малого Полісся, Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта оцінюють як четвертинний [10, 11]. Дочетвертинні палеорельєф і палеоландшафти Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта з цієї позиції реконструюються по-іншому ніж тоді, коли вважати, що уступ Поділля і Розточчя є наслідком тектонічних рухів, що обмежували поширення чотирьох палеоген-неогенових трансресій на Мале Полісся. Отже, вирішення проблеми генези Подільського уступу має ключове значення для дослідження дочетвертинного етапу розвитку Розточчя, Малого Полісся і Гологоро-Кременецького хребта.

Одним із підходів до вирішення проблеми генези Подільського уступу є відтворення доверхньобаденської історії розвитку Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта. Це питання розглядається в працях А.В. Чекунова [12], А.Я. Радзівіла [13], І.Д. Гофштейна [8], Т.А. Знаменської, І.І. Чебаненка [3], Т. Знаменської, Й. Потапчука [14], В. Гаврилишина, М. Павлюка, Б. Різуна [15], та ін. В нашій публікації хочемо звернути увагу читача на структуру земної кори та історію розвитку Українського Розточчя, на яке припадає західна частина Подільського уступу. Ми погоджуємось із І.Д. Гофштейном [8, с. 145], що “детальне вивчення Розточчя відкриє багато фактів, що стосуються геоморфології, неотектоніки і палеогеографії плейстоцену цього цікавого району”.

По Розточчю проходить межа між давньою добайкальською Східноєвропейською (СЄП) і молодією Західноєвропейською платформами (ЗЄП) [16], але конкретне проведення цієї межі відрізняється у різних авторів. Майже всі варіанти її проведення в основному вкладаються в смугу, яка обмежена Устилуго-Рогатинською (Радехівською) системою розломів та Рава-Руським розломом. В працях Е. Зноско відмічено збіг південно-західного краю СЄП зі встановленими раніше В. Тессейром і А. Торнквістом тектонічними лініями, і цей вчений межу між платформами запропонував називати “лінеаментом Тейсейра-

Торнквіста" [17]. В межах Західної України в глибинних товщах зона Тессейра-Торнквіста (Т-Т)<sup>1</sup> чітко прослідковується в південно-східному напрямі до перетину з меридіональною Львівсько-Родопською (Радехівсько-Родопською, за В.І. Хоменком [17]) зоною потовщеної кори [20]. Т. Знаменська та Й. Потапчук [14] фрагмент зони Т-Т на Волино-Поділлі (Рава-Руська – Сторожинець) виділяє під назвою Розтоцько-Опільської зони розломів.

Із сейсмогеологічного розрізу земної кори за профілем Хмельницький–Рава-Руська–Кельце<sup>2</sup> видно, що між зонами Радехівського і Рава-Руського розломів поверхня Мохоровичича (М) характеризується блоковою будовою [17; 20; 21]. На цій ділянці потужність земної кори досягає 43-44 км, збільшуючись на захід від Рава-Руського розлому до 52 км, і далі на території Польщі становить 50-65 км. Фрагмент земної кори, що належить Львівському палеозойському прогину і, одночасно, зоні Т-Т, характерний наявністю двох поверхонь М [20; 22]. Біля крайового шва древньої платформи і на захід від нього появляється перехідна зона між корою і мантією. Це дозволило В.Б. Сологубу та іншим структуру земної кори в цій зоні відносити до континентальних рифтів. Зона Т-Т з "товстою" корою [17] розділяє Європу на частини з різною потужністю земної кори: 20-35 км в межах молоді ЗСП і 40-65 км – древньої ССП [23].

Ця ж зона розмежовує два блоки земної кори із цілком різними геотермічними режимами. Величина теплового потоку на схід від неї в два рази нижча, ніж на південний захід від неї. Різниця в охолодженні блоків відбиває їх різний геологічний вік і тектонічну історію (Й. Зноско 1979, за [17]). Загалом, лінеамент Т-Т розділяє древню платформу із слабким тепловим потоком і спокійним тепловим полем та молодшу платформу з інтенсивнішим потоком, складним і контрастним полем [23].

Територія Розточчя на схемі районування гравітаційного поля [17] виокремлюється як область високих градієнтів, перехідна до глибокого мінімуму, яка відображає занурення щільних утворень і збільшення потужності рихлих слабощільних порід. Загалом, для регіону Розточчя, який належить до Карпатської області гравітаційного поля, характерні аномалії у вигляді вузьких лінійно-витягнутих смуг північно-західного напрямку, тоді як Волино-Подільська область характеризується в цілому знакоперемінним мозаїчним полем.

В межах поширення ранньопротерозойських складчастих структур над центральною частиною Львівського палеозойського прогину поширена одна із найбільших на південно-західній окраїні ССП Львівська регіональна магнітна аномалія [24; 25]. Її джерелом є намагнічені основні і ультраосновні породи, які проникли в глибини земної кори в зонах розтягання (рифтогенезу).

Згідно із геофізичними дослідженнями, ізогіпси поверхні фундаменту західніше Радехівського розлому мають субмеридіональне простягання, ця поверхня доволі круто занурюється від 3-4 км біля Радехова до 8-9 км біля державного кордону, до -10,5 км біля Рава-Руського розлому [20; 26].

Т.А. Знаменська та І.І. Чебаненко [3] фундамент Волино-Поділля ділять на мегаблоки: протоплатформенний Подільський архейської консолідації і протогоєосинклінальні Поліський, Придністровський і Львівський карелід. Протягом всієї геологічної історії Поліський, Придністровський і Львівський мегаблоки характеризувались підвищеною рухомістю, схильністю до занурень, тоді як Подільський мегаблок був відносно стабільний. В межах Львівського мегаблоку перетинаються системи карелід північно-західного та північно-східного напрямів, що зумовило його особливу рухомість. Мегаблоки фундаменту розмежовуються Розтоцько-Опільською, Пержансько-Кременецько-Стрийською [14] і Товтровою планетарними зонами глибинних розломів. В сучасному рельєфі до цих зон

<sup>1</sup> В сучасних геологічних та геофізичних публікаціях для зони Т-Т також використовуються назви "Трансєвропейська шовна зона", "Датсько-Польська борозна", "Датсько-Польсько-Буковинський палеорифт", "Балтійсько-Подільський лінеамент", "лінеамент Північне море–Добруджа" та ін. [14, 18, 19].

<sup>2</sup> Фрагмент VIII міжнародного профілю глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), він же геотравєрс IV.

приурочені відповідно Розточчя і Перемишлянсько-Чернелицький хребет [27], Гологоро-Кременецький хребет і Товтрове пасмо. Розтоцько-Опільська зона розломів розмежовує Львівський і Придністровський мегаблоки карелід СЄП і молодші складчасто-метаморфічні комплекси дальспанід (?) з можливими ядрами карелід молодшої ЗЄП, які були перероблені Англо-Галицькою геосинклінальною в байкальську, каледонську й, можливо, герцинську епохи.

Найдавніші утворення платформового чохла – відклади поліської серії рифею виповнюють Волино-Оршанський прогин, який є частиною Панонсько-Волинського поперечного прогину [28]. Із південно-східним бортом цього прогину А.В. Чекунов [12] пов'язує північне закінчення Товтрів.

Розтоцько-Опільська зона у середньому і верхньому рифеї контролювала межу континент – океан [14]. В пізньому рифеї – ранньому венді вздовж краю СЄП простяглась Англо-Галицька ранньобайкальська геосинкліналь, північно-східна межа якої проходила по Рава-Руському або Белз-Балучинському розломах [29, 30]. У волинський і валдайський час венду, згідно з припущенням А.Я. Радзівіла [13], за простяганням Рава-Руського глибинного розлому простягалась Розтоцька вулканічна дуга. Вздовж поперечної Пержансько-Кременецької зони проходить скорочення розрізу волинської серії і заміщення ефузивних фацій туфогенними, а розріз валдайської серії по обидві сторони від цієї зони має різний характер [3].

На геосинклінальному етапі розвитку галицид під час байкальського і каледонського етапів горотворення сформувався Дністровський перикратонний прогин (пізній венд – ранній девон) [31]. Розтоцько-Опільська зона в цей час контролювала розташування схилу платформового шельфу. В кебрію, силурі і жединському часі раннього девону західніше цієї зони осідали геосинклінальні відклади (рифтові фації) [3, 14]. Пержансько-Кременецька зона розділяла різні за темпом занурення і осадонакопичення частини палеобасейнів.

На герцинському етапі еволюції земної кори на південно-західній окраїні СЄП і її облямівки існував Львівський середньопалеозойський прогин. На заході він межував із галицидами вздовж Рава-Руського розлому. Розташування північно-східної межі прогину контролює Товтрова зона, а південно-східної – Пержансько-Кременецька [3]. Львівський прогин має триповерхову будову, що відображає три стадії його розвитку. На першій стадії розвинувся вузький гробен, виповнений дністровською серією нижнього девону, формування якого було пов'язане з зоною Т-Т [18]. З простяганням Розтоцько-Опільської зони збігається вісь прогину, максимум опущена частина прогину розташована північно-західніше від Пержансько-Кременецької зони, а на південний схід від неї спостерігається виположення [3]. Другій стадії відповідає накопичення відкладів середнього девону – фамену. Область максимальних потужностей контролювала Товтрова зона. В цей час Львівський прогин в багатьох рисах повторює структури Волино-Поліського рифейського прогину північно-східного простягання, а його осьова частина на молодій основі наслідує північно-західне простягання ранньобайкальських складчастих структур [32]. Третій поверх Львівського прогину сформований відкладами карбону, що виповнюють Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн [32; 33]. Блокові рухи вздовж розломів північно-східної орієнтації згасають, домінуючими (79%) на території басейну є розломи північно-західного напрямку [34].

Наприкінці герцинської тектонічної епохи територія зазнає тангенціального стиснення, що виразилось у насуванні передових складок галицид на Львівський прогин [3]. Тоді ж [33] в західній частині Львівсько-Люблінського прогину були утворені лінійні антиклінальні структури, розділені синкліналями. Вони були виявлені пошуково-розвідувальними геологічними та геофізичними роботами на вугілля, нафту і газ (Л.Ф. Кустова, Е.І. Чиж, І.В. Кик 1963, К.М. Комар, Л.Ф. Кустова, І.В. Кьк и др., 1967,

Л.Ф. Бержинская, К.М. Папроцкая, В.М. Татарченко и др., 1969<sup>3</sup>). Круті тектонічні порушення (скиди, підкиди, часто дуже пологі, аж до насувів) різної амплітуди (до 1000 м), що простягаються паралельно осі антиклінальних піднять, мають відповідні розломи в подрібленому і зануреному кристалічному фундаменті. Вони зумовили основні тектонічні напрямки і загальний візерунок будови даного району [33]. В межах Розточчя автори [15] виокремлюють Зашківський і Сокільницький скидо-насуви. Антиклінальні складки при підході до поперечної Пержансько-Кременецької зони згасають [3].

П.М. Цись (1962) зауважив, що загальне підняття Розточчя збігається з глибинною давньомезозойською геосинклинальною структурою. Дійсно, помітна строга відповідність напрямків сучасного Південного Розточчя і глибинних структур (рис. 1). Розлом, впевнено зафіксований свердловиною 101-Перемишляни на сучасний рельєф проектується як долина р. Черепинки, правої притоки р. Давидівки. Східний уступ Давидівського пасма паралельний Майорівській і Водниківській структурам. Таким чином, можна вважати розташування і простягання Південного Розточчя глибоко успадкованим від структур герцинського віку.

Ще Е. Тіце звернув увагу на відповідність напрямку простягання Розточчя і Карпат [36] (але не повний збіг цих напрямів). Однакове простягання Південного Розточчя і глибинних герцинських структур дозволяє пов'язувати їх розміщення і спрямованість. До речі, про аналогічну подібність загальних рис сучасного рельєфу Поділля і нерівностей відкладів палеозою писав ще В. Тессейр [37].

А. Маліцький [11] встановив на Пасмовому Побужжі лінії Камула – Кам'янопіль – Червоний Камінь – Чорний Камінь – Гарай, Вапнярка – Батятичі і Хом – Чортова Скеля, паралельні до східного уступу Розточчя, і які проходять через найвищі вершини Гологір, Розточчя і Малого Полісся. Цей автор, як і П.М. Цись [35] припускає їх тектонічну природу. Тепер можна стверджувати, що вказані лінії збігаються із пасмами локальних структур палеозойського структурного поверху.

Підсумовуючи висновки про пізньопротерозойсько-палеозойський час еволюції земної кори регіону Розточчя, можна стверджувати, що накопичення кількакілометрової товщі осадів відбулося внаслідок успадкованого прогинання протягом пізнього протерозою, кембрію, ордовіку, силуру, девону і карбону, а швидкість седиментації була близькою до геосинклинальної [33].

І.Ф. Золотарьов [39] справедливо відзначає, що домезозойський рельєф Львівського палеозойського прогину може дати свідчення про розломні порушення північно-східного – південно-західного напрямку. Цей автор після В. Зиха вважає Гологоро-Кременецький уступ відбиттям крупного поперечного порушення, яке заторкує і кристалічний фундамент. Ми бачимо, що із сучасним Гологоро-Кременецьким хребтом збігається верхів'я Бузької палеодолини, виділеної І.Ф. Золотарьовим, а також Коцурівська та верхів'я "Куткорської" палеодолини, виділених І.Б. Вишняковим та Г.А. Гаврилко [40]. На структурній карті Львівського палеозойського прогину [41] виділено Ямпільський розлом, що збігається із відрізком Гологоро-Кременецького хребта.

В юрі-ранній крейді на південний захід від Розтоцько-Опільської зони паралельно до неї формується Стрийський пришовний прогин над молодого платформою [3; 42]. Він успадкував простягання і структурну зональність від Львівського середньопалеозойського прогину. В південно-західній частині Стрийського прогину виділяються лінійні складки, які асоціюються з насувами і підкидами [16; 17; 43], амплітуда горизонтального зміщення блоків сягає до 2,5 км, час їх утворення – рання крейда.

Альб-верхньокрейдові відклади вивізняють Львівсько-Льоблінський крейдовий прогин, який є історико-геологічним аналогом Дністровського перикратонного прогину [3]. Осьова частина Львівського прогину контролюється Розтоцько-Опільською зоною, до неї тяжіє

<sup>3</sup> Фондові матеріали ДГП "Західукргеологія", м. Львів.

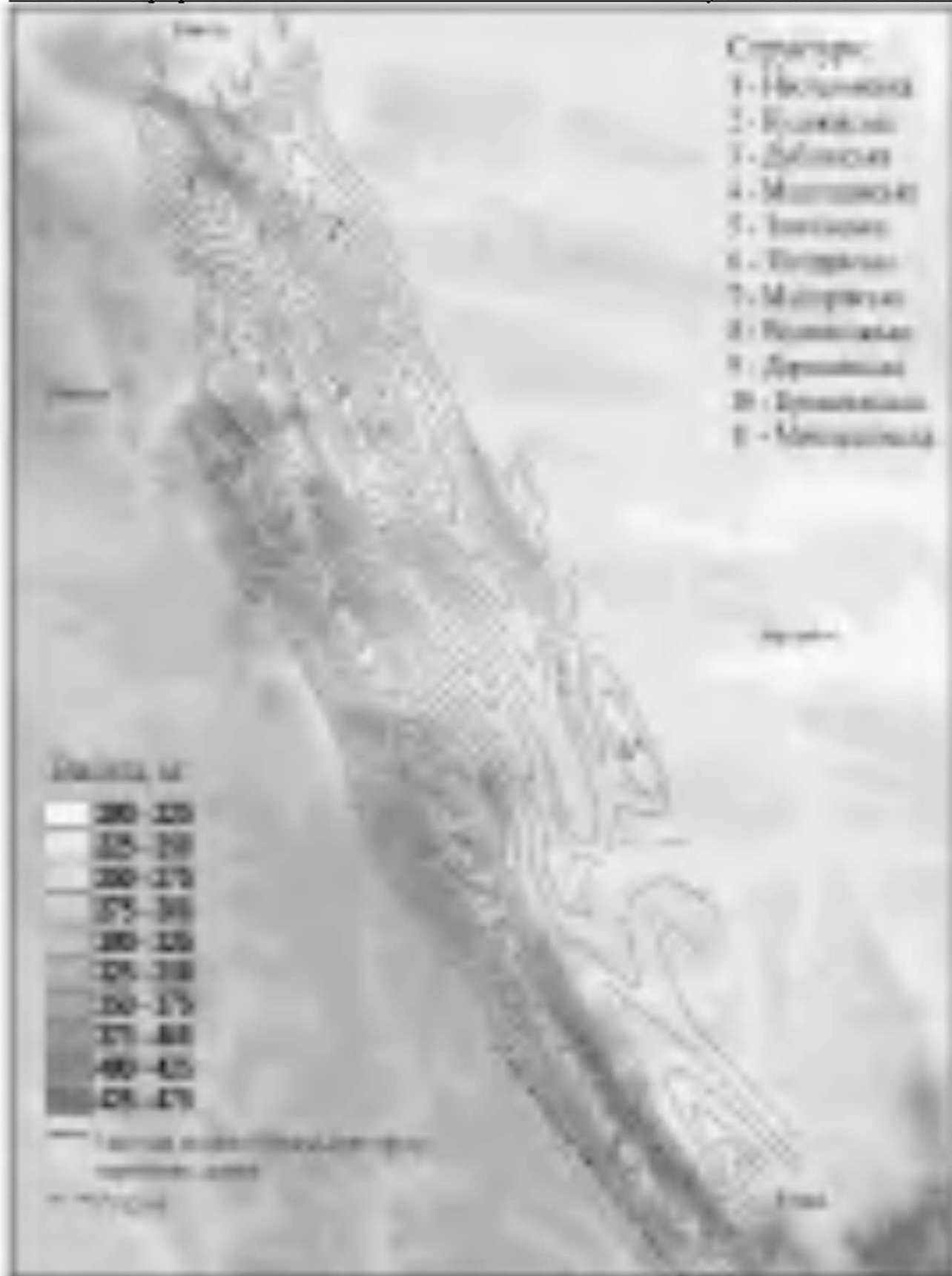


Рис. 1. Стратиграфія і геоморфологія території (заг. С.В.Іванюк, 1987) та геоморфологія території після ліквідації водосховища

максимум потужностей відкладів, що простягається від кордону з Польщею між Немировом та Рава-Руською до району Малої Горожани і далі на південний схід [43]. Біля осьової лінії прогину проявляється Рава-Руська брахіантикліналь [44]. Розтоцько-Опільська зона розмежовує різні за літологією розрізи крейди: писальну крейду, крейдоподібні вапняки на північний схід від неї і мергелі і пісковики на південний захід [3; 45]. Східний борт Львівського прогину І.Б. Вишняков [44] поділяє на поперечні блоки, розділених розривами В'язова – Добротвір і Зашків – Держів північно-східного напрямку.

Структурно-картувальним бурінням, проведеним на площі Пустомити під керівництвом Н.А. Діденка і Л.Н. Колеснікова (1956)<sup>4</sup> по покрівлі маркуючого горизонту вапняку в товщі верхнього маастрихту було виявлено Пустомитівське, Львівське та Задвір'ївське підняття (рис. 2). Львівське брахіантиклінальне підняття ускладнює осьову зону Львівського прогину, яка проходить через Завадів, Брюховичі, Львів, Сихів, Кротошин. Автори роблять висновок про успадкованість палеозойських структур в мезозої. Вони зазначають, що породи верхньої крейди із свого первинного майже горизонтального залягання могли бути виведені лише тектонічними силами радіального характеру, які також заторкнули і підстилаючу основу.

Вплив на рельєф Південного Розточчя складчастих структур у верхньокрейдових відкладах вивчав Р.М. Гнатюк [46]. Простягання плакосинкліналей Городок – Нароль і Львів – Замосць узгоджується із загальним простяганням Південного Розточчя. Приосьова частина синкліналі Городок – Нароль у межах Равського і, частково, Янівського Розточчя збігається з вододільною областю між басейнами Сяну – Західного Бугу і Сяну – Дністра, зауважує автор. Флексура Корне – Крехів проходить вздовж північно-східного краю Равського Розточчя, відділяючи його від Малого Полісся. Від околиць Магерова через Раву-Руську і Любичу Крулевську у напрямі на Краснобруд Р.М. Гнатюк виділяє Рава-Руську антикліналь, яку супроводжують дві синклінальні складки. Її північно-західний відрізок повторює простягання Томашувської долиноподібної улоговини, обмежуючи її з південного заходу. Біля с. Гребенне простягання антикліналі змінюється цілком узгоджено зі зміною в цьому ж районі загального простягання Розточчя. До Рава-Руської антикліналі і синкліналі, що витягнута вздовж її південно-західного крила, приурочені найвищі вершини і підняття Розточчя. Тому співвідношення між верхньокрейдовими локальними складчастими дислокаціями і сучасним рельєфом різне [46].

На рубежі палеогену і неогену Карпати вступають в орогенну стадію розвитку. В умовах стиснення [12] закладається Передкарпатський прогин. Зовнішню його межу контролює Розтоцько-Опільська зона [3]. Під час морської трансгресії в еоцені [47] берегова лінія проходила вздовж Розточчя і, не покриваючи Поділля, повертала на пд в Прикарпаття і простягалась вздовж сучасної долини Дністра. Дещо по-іншому палеогеографічну ситуацію еоцену Розточчя описує Я. Бурачинський [48]. Відклади цього віку виповнюють вузький (2-3 км) тектонічний рів Солокії, що простягається вздовж східного уступу Розточчя. На території Українського Розточчя відклади еоцену встановлені на відрізку Рава-Руська – Жовква [49]. Їх відклала ріка та її дельта, що текла в північно-західному напрямі і впадала в морський басейн на півночі [48]. В будь-якому випадку, переконуємось в активності Розтоцько-Опільської та Пержансько-Кременецької зон в еоцені.

Під час трансгресії в оттанзі-карпаті (“гельвет”) на Розточчі (Потелич, Жовква, Знесіння) і на Гологоро-Кременецькому хребті (Золочів) відкладались прибережні піщано-вуглисті фації в напівопріснених затоках моря [49].

В нижньому бадені на Розточчі осідають субліторальні відклади, а також дельтові фації (Кайзервальд). До Розтоцько-Опільської зони в нижньому бадені були приурочені свержівецькі піщанисті моховаткові вапняки і підгаецькі моховаткові мергелі [3]. Дослідженнями А.І. Шайнюк [50] встановлено, що вздовж Гологоро-Кременецького хребта у

<sup>4</sup> Фондові матеріали ДГП “Західукргеологія”, м. Львів.

Рис. 1. Фізична карта і ландшафтні профілі в районі містостроїтвостану в с. Дубове (Львівська обл.).



ранньому бадені виникали напівопріснілі затоки і озера, які заболочуються і перетворюються в торфовища.

У пізньому бадені сформувалось суцільне Прикарпатське рифове пасмо, що включало Товтри, рифи Гологоро-Кременецького хребта і Розточчя [51]. Простягання Прикарпатського пасма рифів тісно пов'язане із Розтоцько-Опільською, Пержансько-Кременецькою і Товтровою зонами. Проходження берегової лінії у верхньому бадені вздовж Українського Розточчя і Гологоро-Кременецького хребта підтверджується фаціальним аналізом (наявність морського бару [49], (Кудрін 1966, Л.С. Герасимов, Л.П. Покопилова, И.И. Герасимова и др., 1967<sup>5</sup>), частими знахідками скрем'янілих дерев і бурштину на Розточчі [52], листя наземної флори (Глинсько, гора Кортумова, Клепарівська височина, Залісці) [53, 54].

Морфометричні дослідження сучасного рельєфу, проведені під керівництвом Г.А. Голубова в 1963-1969 рр., виявили значний збіг морфометричних і геологічних структур (площі Нестеров, Дубляни, Винники, Бібрка, Перемишляни<sup>6</sup>). Більшість виділених морфоструктур розташовані в найбільш припіднятих частинах підняття, які виявлені бурінням. Морфометричні дані також вказують на наявність тектонічного порушення вздовж Гологоро-Кременецького уступу.

І.Д. Гофштейн [8] вважав Розточчя найновішим горстовим підняттям в межах платформи. Сучасні рухи, підтверджені інструментальними спостереженнями, мають вирішальне значення в генезі рельєфу Розточчя. Найновішою активністю характеризується північно-західна частина Рава-Руського глибинного розлому, що проходить через територію Розточчя. Зокрема, в зоні цього розлому пролягла наскрізна меридіональна долина, по якій в протилежні сторони течуть потоки Фійна і Домажир.

Підсумовуючи всі наведені дані, погоджуємось із висновком [3; 14], що Розточчя і Гологоро-Кременецький хребет перебували у тісному зв'язку із північним флангом планетарних Розтоцько-Опільської і центральною частиною Пержансько-Кременецько-Стрийської зон глибинних розломів, що активно себе проявляли із раннього докембрію до сучасного етапу. В палеогені і неогені вони обмежували поширення трансресій з боку Розточчя і Західного Поділля. Регіон Розточчя протягом всієї геологічної історії був своєрідним межовим об'єктом, що першочергово зумовлено розвитком тут глибинних процесів і формування земної кори. Значна інтенсивність тектонічних рухів в регіоні Подільського уступу на ранніх етапах розвитку може свідчити про їх успадковану активізацію і в недалекому геологічному минулому, що можна вважати важливим аргументом на користь гіпотези тектонічного (куестового) походження Подільського уступу. Ставши на цю позицію, отримуємо можливість реконструювати природні умови в дочетвертинний час на території Розточчя, Малого Полісся і Гологоро-Кременецького хребта. На нашу думку, Мале Полісся переживає континентальний етап свого розвитку із пізньої крейди (крім крайньої північно-східної частини, що була затоплена в сарматі). Розточчя і Гологоро-Кременецький хребет зразу ж після виходу з-під рівня моря в післябаденський час мали горбистий рельєф, який був зумовлений розподілом прибережних фаций палеобасейну. Внаслідок неотектонічних рухів Розточчя і Гологоро-Кременецький хребет піднялись над Малим Поліссям, утворивши Подільський уступ. Ерозійно-денудаційні процеси підсилили глибину розчленування Подільського уступу.

Існують різні позиції авторів щодо часу і перебігу періодів в історії розвитку описуваного регіону. Охоплення всієї літератури з цього питання не було метою нашої публікації, але хочемо сподіватись, що події геологічного минулого, зокрема тектонічна історія цього регіону дають змогу пояснити головні особливості регіону Подільського уступу. Подальше всебічне вивчення дочетвертинної історії розвитку Розточчя, Гологоро-Кременецького хребта і Малого Полісся повинне спрямовуватись на пошук інформації про давні компоненти природи для створення палеоландшафтних схем, які дадуть змогу значно глибше зрозуміти сучасну природу цього регіону.

<sup>5</sup> Фондові матеріали Львівської геологорозвідувальної експедиції.

<sup>6</sup> Там само.



## Література:

1. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. – Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1960. – 242 с.
2. Свйинко И.Н. Неотектоника северной части Подолии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1968. – 23 с.
3. Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. Блоковая тектоника Волино-Подолии. – К.: Наукова думка, 1985. – 157 с.
4. Цысь П.Н. Некоторые проблемы унаследованности рельефа западной части Волино-Подолии. – Доповіді та повідомлення Льв. ун-ту. – 1955. – вип. 3, ч. 2. – С. 42-44.
5. Богущький А.Б., Свинко Й.М. Антропогенні денудаційні поверхні вирівнювання Північного краю Подільської височини // Доповіді АН УРСР. – 1975. – Сер. Б, №6. – С. 483-485.
6. Богущький А.Б., Свинко Й.М. Антропогенні денудаційні поверхні вирівнювання Малого Полісся // Доповіді АН УРСР. – 1980. – Сер. Б, №5. – С. 5-8.
7. Teisseyre W. Grzbiet Gologórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne // Kosmos. – 1893. – R. 18. – S. 313-318.
8. Гофштейн И.Д. Неотектоника Западной Волино-Подолии. – К.: Наукова думка, 1979. – 156 с.
9. Веклич М.Ф. Основы палеоландшафтоведения. – К.: Наук. думка, 1990. – 190 с.
10. Łonnicki A.M. Powstanie północnej krawędzi płaskowyżu podolskiego. – Odbitka z Kosmos. – 1884. – R. 9. – 24 s.
11. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzędowego // Kosmos. – 1936. – Ser. A, T. 61. – S. 71-81.
12. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. – К.: Наукова думка, 1972. – 176 с.
13. Радзивилл А.Я. Новые данные о тектонике платформенного покрова Волино-Подольской плиты // Тектоника и стратиграфия. – 1975. – вып. 9. – С. 28-39.
14. Znamenskaja T., Potarczuk J. Roztoczańsko-opolska strefa rozłamów oraz jej rola w tektonice Ukrainy Zachodniej // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. – Lublin: Wyd. UMCS, 1993. – S.47-49.
15. Gawryłyszyn W., Pawłuk M., Rizun B. i in. Tektonika Roztocza // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. – Lublin: Wyd. UMCS, 1993. – S. 25-27.
16. Тектоника Украины / Под ред. С.С. Круглова, А.К.Ципко // Тр. Укр. н.-и. геол.-разв. ин-та. – 1988. – вып. 36. – 254 с.
17. Хоменко В.И. Глубинная структура юго-западного края Восточно-Европейской платформы. – К.: Наукова думка, 1987. – 140 с.
18. Дригант Д.М. Геологічний розвиток Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи і Передкарпатського прогину у середньому палеозої // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – №2. – С. 39-50.
19. Poprawa P., Paczeńska J. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego // Przegląd Geologiczny. – 2002. – vol. 50, №1. – S.49-63.
20. Соллогуб В.В. Литосфера Украины. – К.: Наукова думка, 1986. – 184 с.
21. Трипольский А.А., Гейко В.С., Л.П. Ливанова и др. Сейсмическая модель земной коры // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Гл. ред. Чекунов А.В. – К.: Наукова думка, 1988. – С. 13-25.
22. Гутерх А., Град М., Матежок Р. и др. Глубинное строение земной коры по геотраверсу IV на территории ПНР // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Гл. ред. Чекунов А.В. – К.: Наукова думка, 1988. – С. 13.
23. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа / Гл. ред. Чекунов А.В. – К.: Наукова думка, 1989. – 187 с.
24. Медведев А.П. Основные черты глубинного строения // Геотектоника Волино-Подолии / Отв. ред. Чебаненко И.И. – К.: Наукова думка, 1990. – С. 12-21.
25. Пашкевич И.К., Каратаев Г.И., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Гл. ред. Чекунов А.В. – К.: Наукова думка, 1988. – С. 51-56.
26. Заяць Х.Б., Турчаненко Н.Т., Бойко В.Н. Поверхня дорифейського кристалічного фундаменту західних областей УРСР // Доповіді АН УРСР. – 1980. – Сер. Б, №5. – С. 15-18.
27. Teisseyre W. Ogólne stocunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyskiej // Sprawozd. Komisji fizjogr. A.U. – 1894. – T. 29. – S. 188-191.
28. Заика-Новацкий В.С., Чекунов А.В. Основные особенности сочленения Восточно-Европейской платформы с Галицийской складчатой областью байкалид // Советская геология. – 1970. – №12. – С. 3-15.
29. Вишняков И.Б., Глушко В.В., Помяновская Г.М. и др. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии // Геология запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Гарецкого Р.Г. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 22-35.
30. Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В., Вишняков И.Б. и др. Балтийско-Приднестровская система перикратонных

- опусканий // Геология запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Гарецкого Р.Г. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 44-61.
31. Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. – Минск: Наука и техника, 1986. – 215 с.
  32. Вишняков И.Б., Помяновская Г.М., Фильштинский Л.Е. Львовско-Люблинский палеозойский прогиб // Геотектоника Вольно-Подоллии / Отв. ред. Чебаненко И.И. – К.: Наукова думка, 1990. – С.169-177.
  33. Медведев А.П. Природа доальпийской структуры Вольно-Подоллии и смежных районов. – К.: Наукова думка, 1979. – 80 с.
  34. Исаков В.И. Тектоника // Львовско-Вольнский каменноугольный бассейн. Геолого-промышленный очерк / Отв. ред. Широков А.З. – К.: Наукова думка, 1984. – С. 43-67.
  35. Цись П.М. Геоморфология УРСР. – Львів: Вид-во Льв. ун-ту, 1962. – 223 с.
  36. Pawłowski S. Próba morfologicznej analizy okolic Lwowa. Odbitka z Rozpraw i wiadomości z muzeum im. Dzieduszyckich. T.2, z. 3-4. – Lwów: 1 związkowa drukarnia, 1916. – 24 s.
  37. Teisseyre W. Paleomorfologia Podola // Sprawozd. Komisji fizjogr. A.U. – 1894. – T.29. – S. 188-191.
  38. Цись П.Н. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Геогр. сб. Львов. ун-та. – 1951. – вып. 1. – С. 11-62.
  39. Золотарев И.Ф. Основные черты домезозойского погребенного рельефа Львовской палеозойской впадины // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1971. – №13. – С. 53-62.
  40. Вишняков И.Б., Гаврилко Г.А. Палеорельеф поверхні Львівського палеозойського прогину // Нафта і газ України: Матеріали 6-ої Міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України – 2000”. – Івано-Франківськ: Факел, 2000. – Т. 1. – С. 313-314.
  41. Вишняков И.Б., Денег Б.І., Гаврилко Г.П. та ін. Сучасний макет будови Львівського палеозойського прогину. // Нафта і газ України: Матеріали 6-ої Міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України – 2000”. – Івано-Франківськ: Факел, 2000. – Т. 1. – С. 128-129.
  42. Вишняков И.Б. Стрийський юрський прогиб // Геотектоника Вольно-Подоллии / Отв. ред. Чебаненко И.И. – К.: Наукова думка, 1990. – С. 181-185.
  43. Вишняков И.Б., Гаврилко Г.А. Структура мезозойського чохла Волино-Поділля і Зовнішнього Передкарпаття // Нові дані з геології та нафтогазоносності України. – Львів: УкрДГРІ, 1999. – С. 29-41.
  44. Вишняков И.Б. Мазовецко-Львовский меловой прогиб // Геотектоника Вольно-Подоллии / Отв. ред. Чебаненко И.И. – К.: Наукова думка, 1990. – С. 185-187.
  45. Пастернак С.І., Сеньковський Ю.М., Гаврилишин В.І. Волино-Поділля в крейдовому періоді. – К.: Наукова думка, 1987. – 308 с.
  46. Гнатюк Р.М. Головні складчасті структури у верхньокрейдових відкладах Південного Розточчя та їх відображення у рельєфі // Вісник Львів. ун-ту. Сер.геогр. – 2001. – Вип. 28. – С. 58-64.
  47. Вишняков И.Б., Помяновская Г.М. Морская терригенная формация. Палеоген // Геотектоника Вольно-Подоллии / Отв. ред. Чебаненко И.И. – К.: Наукова думка, 1990. – С. 128-132.
  48. Roztocze. Środowisko przyrodnicze / Pod redakcją Jana Buraczyńskiego. – Lublin: Wydawnictwo Lubelskie, 2002. – 341 s.
  49. Кудрин Л.Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. – 174 с.
  50. Шайнюк А.И. Петрография миоценовых отложений северо-восточной части Вольно-Подольской возвышенности. Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук – Львов, 1961. – 19 с.
  51. Bogucki A., Gruzman H., Woloszyn P. Alpejska tektonika Roztocza i podkarpacki pas rafowy. // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. – Lublin: Wyd. UMCS, 1993. – S. 50-55.
  52. Łomnicki A.M. Geologia Lwowa i okolicy. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10, cz. I. – Kraków: PAU, 1897. – 208 s.
  53. Шварева Н.Я. Миоценовая флора Предкарпатья. – К.: Наукова думка, 1983. – 160 с.
  54. Шварева Н.Я. Верхнебаденская флора Залесцев. – К.: Наукова думка, 1989. – 96 с.

### Summary:

*Bohdan Yavorskiy.* HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF SOUTH ROZTOCHCHA REGION AS A CLUE TO THE SOLUTION OF THE PROBLEM OF PODILLYA SCARP GENESIS

In the article the geological history of development of South Roztochcha region is reflected based on literature and funds materials search. As a consequence, accumulation a few kilometer layer of deposits arises at Roztochcha region caused by inherited bending during late Proterozoic, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Jurassic, Cretaceous, Paleogene and Neogen periods. Considerable intensity of tectonic motions on the early stages of Roztochcha development could be the cause the inherited activation of those motions in near geological past. Last is the important argument in support of hypothesis of tectonic origin of the Podillya Scarp.