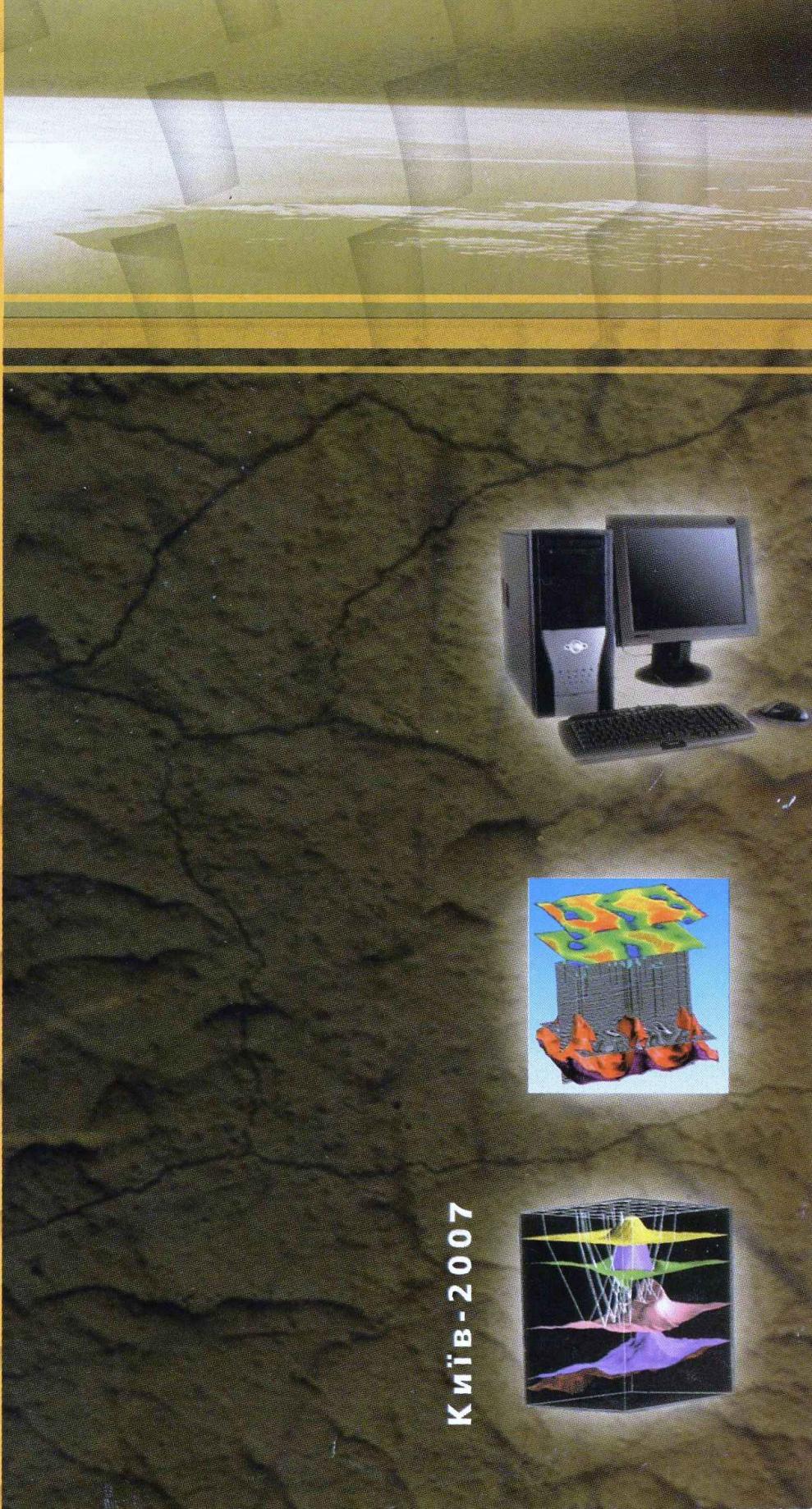


Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики



Київ - 2007

Львівський національний університет ім. Івана Франка,
м. Львів

ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ПІВДЕННОГО РОЗТОЧЧЯ ТА ЇЇ ЗАСТОСУВАННЯ У ВИРІШЕННІ ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИ ПОДІЛЬСЬКОГО УСТУПУ

Північний прикрайовий уступ Поділля піднімається на 150–200 м над Малим Поліссям. Генеза Подільського уступу цікавить вчених уже близько 130 років. За цей час було висунуто низку гіпотез, які мали за мету пояснити виникнення цього явища. Всі ці гіпотези можна поділити на дві групи: ті, де домінують тектонічні, та ті, де вирішальними є ерозійно-денудаційні сили у формуванні Подільського уступу.

У працях кількох останніх десятиліть можна знайти прихильників як першої з них, так і другої, протилежної наукової позиції. Так К.І. Геренчук [1], І.Д. Гофштейн [2,3], І.Л. Соколовський, і Н.Г. Волков [4], Й.М. Свінко [5], Т.А. Знаменська [6] та ін. є прихильниками тектонічної гіпотези, яка була сформульована В. Тейсейром [7] ще в час недостатнього вивчення геологічної будови цього регіону. П.М. Цись [8], А.Б. Богуцький, Й.М. Свінко [9,10] та ін. автори вважають еrozійно-денудаційні сили головними у походженні Подільського уступу.

У статі пропонується розгляд гіпотези тектонічного походження Подільського уступу, даних, одержаних за останні десятиліття.

Основа уваги звертається на ту частину Подільського уступу, яка припадає на українську територію Розточчя. Деякі особливості її тектоніки можна знайти в недавно опублікованих працях [11,12,13,14], однак у них проблема генези Подільського уступу детально не розглядається.

У регіоні Розточчя проходить межа між давньою добайкальською Східноєвропейською (СЄП) і молодою Західноєвропейською платформами (ЗЄП) [15], але конкретне проведення цієї межі неоднакове у різних авторів. Майже всі варіанти положення межі давньої платформи в основному вкладаються в смугу, яка обмежена Устилут-Рогатинською (Радехівською) системою розломів і Рава-Руським насувом. У працях Е. Зноска південно-західний край СЄП співпадає з тектонічними лініями встановленими раніше В. Тейсейром та А. Торнквістом, цей вчений межу між платформами запро-

понував називати "лінеаментом Тейсейра-Торнквіста"¹ [18]. У межах Західної України в глибинних товщах зона Тейсейра-Торнквіста (Т-Т) чітко прослідковується в південно-східному напрямі до перетину з меридіональною Львівсько-Родопською (Радехівсько-Родопською – за В.І. Хоменком) зоною потовщеної кори [19].

Із сейсмогеологічного розрізу земної кори за профілем Хмельницький–Рава-Руська–Кельце видно, що західніше Радехівського розлому поверхня Мохоровичича (М) характеризується блоковою будовою. Її глибина різко зростає до 62,5 км в районі м. Рава-Руської і 50–65 км на території Польщі [18, 19]. Заходніше поверхня М піднімається до 45 км, як і східніше Радехівського розлому. Для цієї зони характерна наявність двох поверхонь М. Біля крайового шва древньої платформи і на захід від нього з'являється перехідна зона між корою та мантією. Це дозволяє В.Б. Сологубу та ін. ученим структуру земної кори в цій зоні відносити до континентальних рифтів. Зона Тейсейра-Торнквіста з "тобстою" корою [18] розділяє Європу на території з різною потужністю земної кори: 20–35 км у межах молодої ЗСП та 40–65 км – древньої ССП [20].

Величина теплового потоку на схід від зони Тейсейра-Торнквіста в два рази нижча, ніж на південно-захід від неї. Е. Зносько робить висновок [18], що зона Т-Т проявляється в геофізичних полях як така, що має глибинне коріння і розмежовує два блоки земної кори із цілком різними геотермічними режимами. Різниця в охолодженні відбуває різний геологічний вік та тектонічну історію цих блоків. Загалом, лінеамент Т-Т розділяє древню платформу із слабим тепловим потоком та спокійним тепловим полем і молоду платформу з інтенсивнішим потоком, складним і контрастним полем [20].

Територія Розточчя на схемі районування гравітаційного поля [18] викрімлюється як область високих градієнтів, перехідна до глибокого мінімуму, яка відображає занурення цільних утворень і збільшення потужності рихлих слабоцільніших порід. Для регіону Розточчя, який належить до Карпатської області гравітаційного поля, характерні аномалії у вигляді вузьких лінійно-вигнутих смуг північно-західного напряму, тоді як Волино-Подільська характеризується знакоперемінним мозаїчним полем.

У межах поширення ранньопротерозойських складчастих структур пошиrena одна із найбільших на південно-західній окраїні ССП Львівська регіональна магнітна аномалія [21]. Її джерелом є глибинні магнітоактивні тіла, які виникли в зонах розтягання (рифтогенезу) кори через проникнення

і складного перетворення в процесі тектоно-магматичної активізації порід основного та ультраосновного складу.

У структурі поверхні *M* знаходять відображення Нестеровський, Рава-Руський, Великолюбенський та Городоцький розломи північно-західного та Радехівський – меридіонального напряму. Дорифейський фундамент ускладнюють ці ж, а також Великомостівський (Бель-Балучинський) та Львівський розломи північно-західного напряму [21, 22]. З меншою долею ймовірності виділяються Луцький, Дальніч-Колодинецький та Дрогобицько-Буський розломи північно-східної орієнтації та ін. Т.А. Знаменська виділяє субширотну Червоноградську зону склідів [6].

Заходніше Радехівського розлому ізотіпси поверхні фундаменту мають субмеридіональне простягання. У західному напрямі ця поверхня доволі круті занурюється від 3–4 км біля Радехова до 8–9 км біля державного кордону, 10,5 км – біля Рава-Руського розлому [19, 23].

Як зазначає В.І. Хоменка [18], лінеаменти системи різної орієнтації відбивають процеси активізації на різних етапах розвитку тектоносфери і в цьому розумінні документують історію тектонічного розвитку. У першому наближенні в регіоні встановлено чотири такі системи: субмеридіональна, субширотна, північно-східна та північно-західна. Складна глибинна структура регіону зумовлена його місцевозаходженням на перетині виділених лініаментних систем.

В.Б. Сологуб [19] вважає, що в межах зчленування Західних та Східних Карпат на території України перетин структур трьох різновікових планів: ранньопротерозойських, які мають субмеридіональне простягання, байкальсько-герцинських північно-західного простягання та альпійських, що співпадають із простяганням Карпат, проходить по поверхні Мохо. Цей складний тектонічний вузол мав великий вплив на формування приповерхневих структурних планів.

Увагу В.І. Хоменка [18] після В.Тейсейра та С.І. Субботіна привертують тектонічні елементи північно-східного простягання. При підході з північно-західної до Радехівсько-Родопської зони чи до межі давньої платформи більшість елементів північно-східного простягання обриваються. Деякі із них можна фрагментарно прослідкувати далі на схід.

Лінеаментна система північно-західного простягання проявляється найчастіше. З нею пов'язана південно-західна межа древньої ССП і зона Тейсейра-Торнквіста [18]. Цей напрям переважає в будові структурних зон і димінгтоніческих порушень, що їх розмежовують. Як вважає В.Б. Сологуб [19], зона потовщеної кори, що прослідковується вздовж західної межі ССП, сама межа і розломи північно-західного напряму (Рава-Руський, Краковецький та ін.), мабуть, сформувались у байкальській та герцинській фазі складчастостей.

¹ У сучасних геологічних та геофізичних публікаціях також використовуються назви "Транс-європейська шовна зона" [16], "Датсько-Польська борозна", "Датсько-Польсько-Буковинський палеорифт" [17]

Загалом для СЕП характерні структури переважно північно-східного та субширотного простягання, а для ЗЕП – північно-західного [20].

В.І. Хоменко [18] з того, що широтно-меридіональна система проявляється менш чітко, робить висновок про її давній вік і про те, що її структури зазнали деструкції під впливом процесів, пов'язаних із розвитком молодшої, діагональної системи. Т.А. Знаменська [6] вважає, що розломи діагональної системи, органічно пов'язані з первинною складчастою структурою фундаменту, виступають як давня система порушень, спряжена зі становленням гранітно-метаморфічного шару. З діагональною системою ранньодокембрійських шовних зон закономірно узгоджується північно-західний крайовий шов платформи, виражений у межах Волино-Поділля Розтоцько-Опільською зоною глибоких порушень. Ортогональні розломи стосовно діагональних виступають пізнішими порушеннями, пов'язаними з подібненням уже консолідованого фундаменту.

Отже, в будь-якому випадку напрями, за якими закладений Подільський уступ (Розтоцька і Гологоро-Кременецька частини), є успадкованими ще з криптозою.

Добайкальський вік фундаменту СЕП встановлений на Волино-Поділлі до Устиут-Рогатинського (Радехівського) розлому [24]. Територія, що розміщена між Белз-Балучинським та Рава-Руським насувами, розглядається авторами як найраніший елемент облямування Волино-Подільської окраїни СЕП, який розвинувся на ранньобайкальській основі. У складі фундаменту молодої платформи ця територія виділена як Розтоцька зона байкалід.

Західніше Рава-Руського розлому виділяється Рава-Руська зона пізніх кaledонід, складена дислокованими відкладами силуру-нижнього девону.

Має прихильників і точка зору щодо структурної єдності Рава-Руської та Розтоцької зон у випадку глибшого рівня ерозійного зрізу останньої, зумовленого більш припіднятим положенням до початку мезозойської трансгресії (Герасимов Л.С. та ін., 1997).

Далі на південно-захід від Рава-Руської зони розташована Коханівська зона ранніх кaledонід, яка межує з Лежайським (Лежайсько-Добруджинським) блоком консолідованих байкалід [24].

Значна глибина залягання кристалічного фундаменту в регіоні Розточчя зумовила накопичення потужних товщ відкладів.

Найдавнішими утвореннями платформенного чохла Волино-Подільської окраїни СЕП є відклади поліської серії рифею [25]. Ці відклади виповнюють вузький борозноподібний Волино-Оршанський прогин північно-східного простягання.

Згідно з [24], вздовж краю СЕП простягалась Англо-Галицька ранньобайкальська геосинклінал, північно-східна межа якої проходила вздовж Рава-Руського або Белз-Балучинського розломів [26] (рис. 1).

Як вважають автори [26], у волинському стадію венду поряд із збереженням основних елементів рифейського структурного плану вздовж краю древньої платформи почала формуватись субмеридіональна Кобринська (Шацька) западина. Її появу вказує на початок корінної перебудови структурного плану краю платформи і перший прояв нової тенденції, яка в подальшому зумовила утворення зони перикратонних опускань.

Перебудова структурного плану території відбулася за активізації розломів уже не лише північно-східної та субмеридіональної орієнтації, а й північно-західного простягання [15].

Як вважає А.П. Медведев [25], ділянки земної кори, які в ході байкальської складчастості зазнали регенерації (новотворення), набули рухомості геосинкліналей, а після завершення розвитку останніх ще довгий час зберігали підвищений мобільність за інші риси, притаманні молодим платформам.

Початок нового кaledонського етапу означувався суттєвою перебудовою регіонального структурного плану [25]. Автори [24] припускають, що Лежайський блок консолідованих байкалід на кaledонському етапі був середнім масивом, який розділяв дві геосинкліналі [25]. У Передкарпатті чітко фіксується північно-східна мігро-геосинклінальна область, яка містилась між Лежайським масивом і новим краєм платформи [24], з якою остання межувала вздовж Рава-Руського розлому [26,25].

Після відмирания Волино-Оршанського поперечного крайового прогину на південо-західній окраїні СЕП існувала Балтійсько-Придністровська зона перикратонних опускань [27], яка на кaledонському етапі (з пізнього венду до жединського віку раннього девону [24,28,25])² розташовувалась вздовж всього краю СЕП.

Тектонічні рухи кaledонської епохи, що проходили в геосинкліналі, неодноразово змінили в складі і виводили з-під рівня моря відклади, з яких вони складалися [25]. У результаті підняття, яке настало після останньої, заключної пізньокaledонської фази складчастості, море покинуло геосинклінал. На її місці виник порівняно невисокий, слабо розчленований гірський кряж, перед яким утворився крайовий прогин, що був накладений на вже існуючий (перикратонний) у найпрогнутішій частині, ускладнивши його (рис.1).

Рухи в геосинкліналі постійно та синхронно відбивались і на платформі, зумовлюючи підняття, перерви, неузгодження і зміну одних формаций іншими [25]. Куті падіння верств кaledонського комплексу коливаються від 10-

² Г.В. Зіновенко [27] вважає, що пізньобайкальський етап розвитку Волино-Подільської западини Балтійсько-Придністровської зони перикратонних опускань тривав з волинського часу венду до балтійського часу раннього кембрію, а кaledонський – з раннього (постбалтійського) кембрію до емського часу нижнього девону

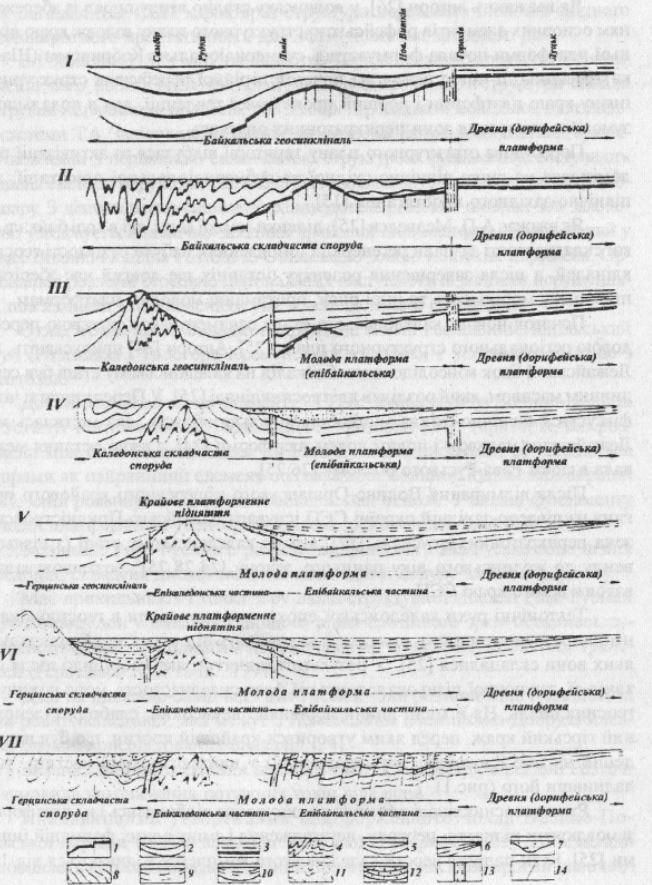


Рис. 1. Схематичні палеотектонічні профілі через Волино-Подільську окраїну Східно-Європейської платформи і суміжну геосинкліналь [25]: I – поверхня кристалічного фундаменту; 2 – байкальська геосинкліналь; 3 – байкальський поперечний крайовий прогин; 4 – відклади, дислоковані в байкальську тектонічну епоху; 5 – каледонська геосинкліналь; каледонська краївова система: 6 – перикратонічний прогин; 7 – крайовий прогин; 8 – відклади, дислоковані в каледонську тектонічну епоху; 9 – герцинська геосинкліналь; 10 – герцинський постумний передовий прогин; 11 – відклади, дислоковані в герцинську тектонічну епоху; 12 – герцинський крайовий прогин; 13 – зони краївних глибинних розломів; 14 – інші розвинуті порушення. Байкальський етап: I – стадія прогинання геосинкліналей (рифей); II – після завершення складчастості і пенепеленізації (довенський час); каледонський етап: III – стадія прогинання геосинкліналей (венд-ранній девон, жедин), IV – орогенна стадія (ранній девон, зіглен-емс); герцинський етап: V – стадія прогинання геосинкліналей (середній девон-ранній карбон); VI – орогенна стадія (пізній карбон-перм); VII – після завершальної складчастості і пенепеленізації (передмелозойський час)

20 до 60–90°. Відклади окремих стратиграфічних підрозділів палеозою утворюють порівняно вузькі смуги, втягнуті в північно-західному напрямі [28]. Ступінь дислокованості порід помітно зменшується на південно-східному напрямі. В ядрах найконтрастніших складок на домелозойську поверхню виступають навіть породи кембрію (р-н с. Ставчани) [15].

Нижньопалеозойські відклади вирізняються насувною будовою [28]. Вздовж Рава-Руського кругого насуву складчасті геосинклінальні формaciї каледонського комплексу насунуті на слабодислоковані відклади герцинського та каледонського платформенного комплексів.

Отже, в результаті каледонської складчастості до СЕП причленувались Коханівська зона ранніх каледонід та Рава-Руська зона пізніх каледонід північно-західного простягання [24].

Як вважає А.П. Медведев [25], до початку середнього девону каледонська гірська споруда була знивелюваною і на всій території позакарпатської частини західних областей України встановився платформений режим. Територія Карпат на герцинському етапі була складовою частиною середньо-європейської геосинкліналь, яка пройшла повний цикл розвитку і на заключній стадії зазнала інтенсивної складчастості, метаморфізму, гранітизації та орогенезу з утворенням гірської країни. Лежайський масив був крайовим платформенным підняттям, що відділяв геосинклінальний басейн осадонакопичення від платформенного (рис. 1).

На герцинському етапі розвитку в межах південно-західної окраїни СЕП і її облямування існував Львівсько-Люблінський палеозойський прогин. Він має триповерхову будову, яка відображає три стадії його розвитку [29]. На першій стадії розвинувся вузький трогоподібний Божнецький прогин, який виповнений дністровською серією нижнього девону. Його широкий східний

борт розташований у межах Волино-Подільської монокліналі, центральна частина перекриває старші утворення чола Розтоцького блоку, а короткий, значною мірою редукований південно-західний борт розвинувся на фронтальних елементах каледонід і зараз похованій під покривом Рава-Руської зони [15].

Другий стадій відповідає накопиченню відкладів серединнього та верхнього девону. У серединньому девоні [29] відбулась чергова перебудова структурного плану південно-західної окраїни древньої платформи з регенерацією багатьох їх елементів, які були властиві рифейському етапу. Львівський прогин значною мірою повторює структури Волино-Поліського рифейського прогину в тілі давньої платформи, а його осьова частина на молодій основі наслідує простягання ранньобайкальських складчастих структур, як припускає І.Б. Вишняков. У західній (епібайкальській) частині палеозойського прогину і на другій стадії існувала повздовжня до краю платформи структурна зональність з дещо більшими швидкостями прогинання блоків.

Бретонська (на межі девону і карбону) фаза герцинського орогенезу зумовила неодноразові підняття у Львівсько-Люблінському прогині, які супроводжувались вулканічною діяльністю в Люблінській його частині, що привели до глибокого розмиву відкладів верхнього та серединнього девону [25]. Бретонські рухи ускладнили морфологію басейну осадонакопичення у всьому регіоні, але особливо це стосується епікалендонської частини платформи, де деякі блоки, піднявши перед карбоном, збереглись, наймовірніше, до кінця герцинського етапу (рис. 1).

На рубежі раннього та пізнього карбону (астурійська фаза складчастості [27]) територія сучасних Карпат була охоплена складчастістю й оргенезом з утворенням гірської споруди. У Львівсько-Люблінському прогині в цей час проходило осадонакопичення [25] – відклади кам'яновугільної системи виповнюють верхній поверх прогину – Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. На цій, третій і останній, стадії розвитку Львівського палеозойського прогину згасають блокові рухи вздовж розломів північно-східній орієнтації, характер повздовжніх (північно-західній) дислокаций відображається переходом від режиму розтягання до режиму інверсії та тангенціального стиснення території [29] (рис. 1).

Таким чином, максимум потужностей усіх трьох підкомплексів Львівського палеозойського прогину припадають на Розтоцький блок [15]. При цьому нижньодевонський прогин має чітке північно-західне простягання, середній елемент характеризується органічним співіснуванням двох структурних зональностей – північно-західного у межах Розтоцького блоку і північно-східного на давньоплатформенному схилі борту. Верхній кам'яновугільний прогин трансгресивно перекриває структури серединнього поверху і знову має переважно північно-західне простягання.

Для західної частини Львівського палеозойського прогину характерний порівняно напружений стиль тектоніки [25]. Ні каледонський, ні герцинський комплекс заходу Львівського палеозойського прогину і його облямовуючих складчастих зон не є типовими геосинклінальними формaciями, але вони і не типово платформенні [24].

Заключні рухи герцинської тектонічної епохи розбили епікалендонський платформенний чохол на підняття та опущені блоки і надовго вивели всю територію західної частини України з-під рівня моря [25]. Тоді ж у західній частині Львівсько-Люблінського прогину були утворені лінійні антиклінальні структури, розділені синкліналями. Вони виявлені геолого-пошуковими роботами на вугілля, нафту і газ (Кустова Л.Ф. та ін., 1963; Комар К.М. та ін., 1967; Бержинська Л.Ф. та ін., 1969). Ці структури мають асиметричну будову з більш пологими південно-західними крилами і крутишими північно-східними. Кутні падіння змінюються від 6–8 на північно-східному району до 40° на південно-західному. Круті тектонічні порушення (скиди, підкди – часто дуже пологі, аж до насувів) різної амплітуди (до 1 тис м), що простягаються паралельно осі антиклінальних підняттів, мають відповідні розломи в подрібнено му і зануреному кристалічному фундаменті. Вони зумовили основні тектонічні напрямки і загальний рисунок будови даного району [25]. У межах Розточчя автори виокремлюють Защіківський та Сокільницький насуви [30].

За особливостями будови Львівського палеозойського прогину зі складчастою на захід виділяють дві підзони – синклінорно збудовану Бузьку і антиклінорно – Нестеровську [29]. У Нестеровській підзоні (між однайменною лінійною дислокацією та Рава-Руським региональним насувом) складки, які супроводжуються насувами, набирають контрастнішої порівняно з Бузькою підзоною форм і розглядаються як брахіанткліналі повного зім'яття. Тут лінійні дислокації дуже зближені і в загальній структурі домінують додатні, витягнуті вздовж дислокацій антиклінальні складки. Ступінь дислокованості порід значно більший, ніж у Бузькій підзоні, амплітуди окремих складок перевищують 400 м.

Загалом досліджено сім брахіантклінальних пасом, в окремо взятих можна нарахувати від двох до семи локальних структур. Безпосередньо у межах Розточчя знаходяться два антиклінальні пасма – Крехівське та Защіківське. Саме в цих пасмах у скелепіннях антикліналей були зденудовані відклади карбону і частково девону (фамен і фран) [30].

П.М. Цись [31] зауважив, що загальне підняття Розточчя співпадає з глибинною давньопалеозойською антиклінальною структурою. Дійсно, помітна строга відповідність напрямків сучасного Південного Розточчя і глибинних структур (рис. 2). Розлом, впевнено зафікований свердловиною Пемеришляни-101 на сучасний рельєф проєктується як долина р. Черепинки,



Рис. 2. Поверхня франського ярусу верхнього девону (Комар К.М. та ін., 1967) на фоні цифрової моделі рельєфу регіону Південного Розточчя

правої притоки р. Давидівки. Східний уступ Давидівського пасма [32] паралельний Майорівській та Водниківській структурам. Все це дає підставу вважати розташування і простягання Південного Розточчя глибоко успадкованим від структур герцинського віку.

Ще в 1882 р. Е. Тітце звернув увагу на відповідність напряму простягання Розточчя і Східних Карпат [33] але не повний збіг цих напрямів. Співпадіння напрямів сучасного Південного Розточчя та глибинних герцинських структур дозволяє пов'язувати їх розміщення і спрямованість. Про подібність загальних рис сучасного рельєфу Поділля і структурних особливостей відкладів палеозою ще в кінці XIX ст. писав В. Тейсейр [34].

А. Маліцький [35] встановив на Грядовому Побужжі лінії, паралельні до східного уступу Розточчя, які проходять через найвищі вершини Гологір, Розточчя і Малого Полісся – Камула-Кам’янопіль-Червоний Камінь-Чорний Камінь-Гарай, Вапнярка-Батятичі і Хом-Чортова Скеля. Цей автор, як і П.М. Цись [36], припускає їх тектонічну природу. Сьогодні можна стверджувати, що вказані лінії співпадають із пасмами локальних структур палеозойського поверху.

У регіоні Розточчя накопичення кілька кілометрової товщі відкладів відбулося внаслідок успадкованого прогинання протягом пізнього протерозою, кембрію, ордовику, силуру, девону і карбону. Причому майже на всьому відрізку цього часу південно-західна частина Львівсько-Люблінського прогину була мобільнішою, ніж північно-східна, а швидкість накопичення відкладів була близькою до геосинклінальної [25].

І.Б. Вишняков і Г.А. Гаврилко [37] та І.Ф. Золотарьов [38] вивчали палеорельєф поверхні Львівського палеозойського прогину, який сформувався за час від пізнього карбону до середини юри. Після завершення герцинського етапу околиці Львова, Жовкви і Рава-Руської піднімались на 1 тис м і більше над рівнем моря та інтенсивно розмивались. Східніше прилягав район передгір'їв з височинами, що піднімались над навколоишньою місцевістю на 500–700 м [38]. Західніше лінії Рава-Руська-Жовква-Львів-Жидачів первісні форми палеорельєфу суттєво зруйновані і зневелиовані абразією трансгресуючого пізньогорського моря [37].

У домезозойському рельєфі автори [37] виділяють субмеридіональну Томашувську палеодолину, що східніше Рави-Руської, Любельську долину, Радехівську і Новояричівську системи палеодолин з головним північно-східним напрямом. Куровицьку та Коцурівську субширотні палеодолини. І.Ф. Золотарьов [38] виокремлює Батятицьку, Бузьку, Плугівську і Давидівську древні долини східно-південно-східної орієнтації. Регіональний нахил еродованої поверхні на захід біля Львова становить 3–3,5°, біля Жовкви – більше 5°. Загальна потужність зденудованих відкладів середнього та верхнього

палеозою авторами оцінюється в 2,5 км [30]. Виходячи із повного розміру карбону, девону (Рава-Руська), силуру і частини кембрію (Ставчани), І.Ф. Золотарьов [38] робить висновок, що амплітуда коливальних рухів у період герцинської складчастості перевищила 5–6 км.

Як зазначає І.Б. Вишняков [39], кімерійська (ранньоальпійська) історія південно-західної окраїни СЄП і її молодого обливування характеризується утворенням системи шовних прогинів, що простягалися через всю Центральну Європу у вигляді Датсько-Польської борозни. Біля Волино-Подільської окраїни реліктом такої шовної структури є Стрийський юрсько-ранньоальпійський прогин. Він моноклінально накладений на Рава-Руську і Розточку зони. Максимальні потужності юри виявлені в південно-західній частині Коханівської зони.

Волино-Подільська западина зазнавала впливу морських трансгресій з боку Карпатської геосинкліналі [27]. Як і на попередніх каледонському та герцинському етапах, у кімерійсько-альпійський час територія древньої платформи нерівномірно прогиналась. Для цього етапу характерний розвиток усадикових і новоутворених структур.

До передальпійського рубежу кімерійські шовні прогини зазнали інверсійної та складчастої переробки. [39].

Моноклінально збудований східний борт Стрийського прогину в основному характеризується чисельними структурами облягання давнього рельєфу. Лише в смузі тектонічного контакту Львівського палеозойського прогину з Рава-Руською зоною з'являються перші консідементальні сформовані плікватинні складки, що утворюють валоподібне підняття північно-західного простягання (Рава-Руське, Ставчанське, Малогорожанське) і поєднану з ним депресію. Далі на південно-захід контрастність структурних форм стає вищою і лінійні складки асоціюються з насувами і підкідами [15, 40, 18]. У підлубенській³ дислокації амплітуда горизонтального зміщення блоків оцінюється в 2,5 км, час її утворення – ранній крейдяний. Для верхньоюрських відкладів характерна значна тріщинуватість, наявність дзеркал ковзання, тектонічна брекчіюваність, кути падіння до 40–60°.

Ранньоальпійський (ларамійський) стадії формування чолла території, що описується, відповідає альб-пізньоальпійському трансгресії [41]. Відклади цього віку виповнюють Львівський крейдовий прогин. У межах Західної України він має чітко виражену асиметричну будову з порівняно вузьким та крутим південно-західним (до 15 км) і пологим моноклінально збудованим північно-східним крилом. Осьова лінія крейдового прогину контролюється витягнутим максимумом товщини комплексу 1300–1500 м, що простягається від кордону з Польщею між Немировим та Рава-Руською до району Малої

Горожанки і далі на південно-схід. Біля осьової лінії прогину на фоні східної монокліналь в потужностях та ізогінках крейдових відкладів з'являється Рава-Руська брахіантклиналь, що продовжувала розвиватись у крейді. Стосовно шовних структур кімерійського циклу осьова зона альб-пізньоальпійського прогину виявилася зміщеною на територію Рава-Руської і частково Коханівської зон палеозойського фундаменту.

Структурно-картувальним бурінням, проведеним на площі Пустомити під керівництвом Н.А. Діденка та Л.Н. Колесникова (1955), було виявлено Пустомитівське, Львівське та Задвір'євське підняття покрівлі маркуючого горизонту вапняку в товщі верхнього маастрихту (рис. 3). Львівське брахіантклинальне підняття ускладнене осьовою зону Львівсько-Люблінського прогину, яка проходить через Кротошин, Сихів, Львів, Брюховичі та Завадів. Автори роблять висновок про успадкованість палеозойських структур у мезозої. Вони зазначають, що породи верхньої крейди із свого первинного, майже горизонтального залигання могли бути виведені лише тектонічними силами радіальногого характеру, які також заторкнули і підіталохаю основу. Сили, які спричинили складкоутворення на пізньогерцинському етапі розвитку Львівського прогину, проявився на раніше прокладених шляхах і в ранньоальпійські фази тектогенезу, дислокувавши одночасно породи палеозою і мезозою.

У тектонічному плані південно-західна частина крейдового прогину ускладнена дислокаціями накладеного на неї неогенового Передкарпатського прогину. Решту частини крейдового прогину і Волино-Подільська монокліналь характеризуються розривами меншої амплітуди, як правило, скідового типу. У крейдових частинах розривів виявлені і протрасовані багаточисельні скідові дислокації на площах Нестеров, Дубляни, Винники-Бірка, Перемиляни, Рава-Руська та ін. [41].

У межах вивченого бурінням східного борту крейдового прогину намітилась і поперечна блокова будова. Тут І.Б. Вишняков [41] виділяє три блоки, розділені розривами північно-східного напряму вздовж ліній В'язова-Добротів та Зашків-Держів.

Вплив на рельєф Південного Розточчя складчастих структур у верхньоальпійському відкладах вивчав Р.М. Гнатюк [13]. Субрегіональні плакосинкліналі Городок-Нароль та Львів-Замосцьце не мають відповідного їм прямого чи оберненого відображення у рельєфі. Однак простягання обох структур добре узгоджується із загальним простяганням Південного Розточчя і головних його орографічних елементів. Приосьова частина областю між басейнами Сяну-Західного Бугу і Сяну-Дністра, як зауважує автор.

Рава-Руська локальна структура простягається від околиць Магерова через Рава-Руську та Любич Крулевську у напрямі на Краснобруд [13]. Довжина складки досягає 60 км, амплітуда вздовж підішви верхньої крейди пе-

³ С. Підлуби розташоване 10 км південно-західніше Розточчя, східніше Яворова

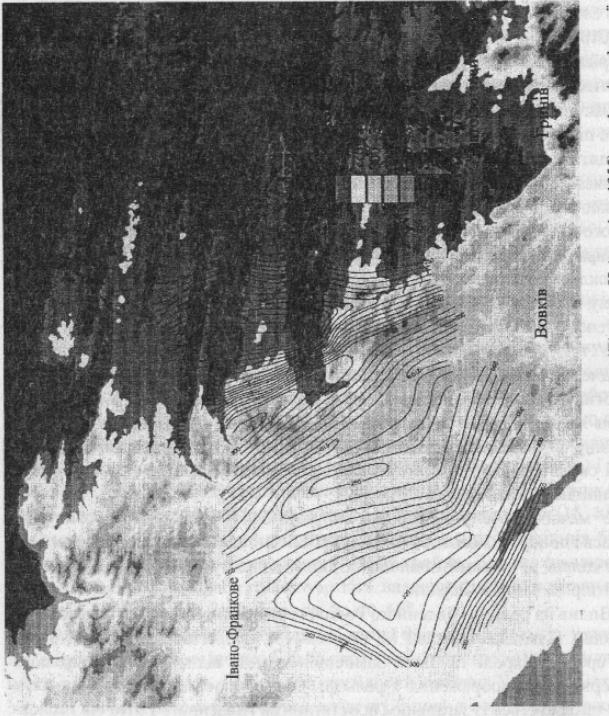


Рис. 3. Поверхня маркучного горизонту верхнього масиву (Дленко Н.А. та ін., 1955) на фоні цифрової моделі рельєфу регіону Південного Розточчя

ревищу 150, місцями – 200–250 м. Антикліналь асиметрична, з порівняно крутим (до 10°) і коротким північно-східним крилом, ускладненим флексурою. Рава-Руську антикліналь супроводжують дві синклінальні складки.

Рава-Руська група складчастих структур добре впісусться у рельєф Південного Розточчя [13]. Флексура Корне–Крехів проходить вздовж північного-східного краю Равського Розточчя, відділяючи його від Побужжя, а північ-західний проміжок Рава-Руської антикліналі повторює простягання Томашувської долиноподібної улоговини, обмежуючи її з південного заходу. Загальне простягання антикліналі в районі с. Гребене змінностя цілком узгоджено зі зміною в цьому ж районі загального простягання Розточчя та головних його орографічних елементів. Рава-Руська антикліналь на місцевості фіксована ланцюгом менш чи більш відособлених невисоких, переважно слабовиражених піднят, складених крейдовими відкладами. Подібно виражена і синкліналь, витягнута вздовж південно-західного крила Рава-Руської антикліналі: з приосьююча частиною цієї структури збігається фрагмент протяжної зони кульмінаційних висот Томашувського Розточчя.

Отже, як виходить з висновку Р.М. Гнатюка [13] співвідношення між верхньокрейдовими локальними складчастими дислокаціями та сучасним рельєфом різне.

Цілісність відкладів крейдового прогину дуже порушені інтенсивними ерозійно-денудаційними процесами в палеоген–ранньому міоцені, що привели до утворення глибоких ерозійних врізів Пустомитівсько–Малого рожанської, Ходорівської та Коломийської долин [40, 41]. Майже всі верхів'я ерозійних палеодолин розташовані поблизу або вздовж скідів амплітудою до 50–100 м [40].

Успадкованість форм у домезозойському та постмезозойському рельєфі визначає І.Ф. Золотарьов [38]. Доміоценові Гологоро-Золочівські височини в домезозойському рельєфі відповідають Балучинська, Золочівська та Коліївська долини. Давидівську поховану долину можна зіставити з одним із відгалужень Ходорівської доміоценової долини.

Процес осадонакопичення відкладів палеогену і неогену в Передкарпатті, а також і на описуваний території Л.Н. Курдін [42] характеризує п'ятьма осадовими циклами, розділеними континентальними перервами. Це, без сумніву, свідчить про вертикальні рухи значної амплітуди, які зазнала територія Південного Розточчя протягом третинного періоду.

Аналіз локальних антиклінальних структур третинного віку на Південному Розточчі наведено в праці [12]. Після Л.Н. Курдіна Р.М. Гнатюк пов'язує більш чи менш виразні орографічні підняття рельєфу з біогермами та рифовими утвореннями Південного Розточчя. Орографічні пасма, складені ланцюгами складок-піднят, як і довгі осі цих піднят, групуються в трьох

напрямах – північно-західному, північно-північно-західному та широтному. Розташування зон локальних підняттів звичайно досить добре узгоджується з простяганням та локацією головних дислокаций, зафіксованих у палеозойських відкладах та кристалічному фундаменті регіону. Лише зони субширотного простягання є чужими стосовно до відомих структур палеозойського структурного поверху. Р.М. Гнатюк та В.П. Палієнко (1992) пов'язують формування цих структур з активізацією субширотних розломів на початку антропогену.

Морфометричні дослідження, проведені під керівництвом Г.А. Скородуля в 1963–1969 рр., виявили значне співпадіння морфометричних та геологічних структур (площі Нестеров, Дубляни, Винники, Бібрка, Перемишляни). В основному виділені морфоструктури розташовані у найбільш припіднятих частинах підняттів, виявлені бурінням. Морфометричні дані також вказують на наявність тектонічного порушення вздовж Гологоро-Кременецького уступу, що ув'язується із геофізичними дослідженнями.

Прояв локальних структур, що прослідковуються в палеозойському структурному плані, в рельєфі Малого Полісся описує Л.Е. Чеботарьова [43]. Вони виявили активність протягом тривалого часу після завершення акумуляції потужної товщі мезозойських відкладів. Більшості локальних підняттів відповідають додатні форми палеорельєфу. Про активність цих структур у четвертинний період свідчить низка геоморфологічних аномалій – зміна літології і потужностей алювіальних та водно-льдовикових відкладів, деформації повз涓ових профілів терас і русел рік та ін.

І.Д. Гофштейн [3] вважає Розточчя прикладом найновішого горстово-го підняття в межах платформи. А також переконаний, що сучасні рухи, підтвердженні 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 проягналася наскрізна меридіональна долина, якою в протилежні боки течуть потоки Фійна та Домажир.

Отже, підsumовуючи сказане, зазначимо, що розвиток Південного Розточчя, як і всього регіону, був тісно пов'язаний з дуже активною периферією південно-західної окраїни СЄП. З одного боку, на південь і південь-захід від описаного регіону в тісному сусідстві, місцями навіть один на одному, існували три крайові прогини – каледонський, герцинський та алпійський [25], які були частинами геосинкліналей відповідного віку. З іншого, вирішальний вплив на Розточчя мала лінія Тейсейра-Торніквіста, яка протягом всієї історії геологічного розвитку, починаючи, мабуть ще, з рифею проявляється як тектонічно активна зона [27] на стику древньої та молодої платформ. Тому

на тектонічних схемах регіон Розточчя виділяється як область поширення найглибоководніших відкладів та їх максимальної потужності.

Виникнення Гологоро-Кременецького кряжу І.Д. Гофштейн [3], Т.А. Знаменська [6] та інші вчені пов'язують із порушенням, імовірно, успадкованим ще з протерозою. На цю думку вчених наштовхує, зокрема, близькість лінійного Подільського уступу з простяганням відрізу південної межі рифейського авлакогену.

Значна інтенсивність тектонічних рухів у регіоні Розточчя на ранніх етапах розвитку може свідчити про їх успадковану активізацію, при тому в недалекому геологічному минулому, що, є важливим аргументом на користь гіпотези тектонічного походження Подільського уступу. І.Д. Гофштейн вважає, що тектонічна зумовленість рельєфу властива лише західній частині Подільського уступу (до меридіану м. Тернопіль), нижча, східна його частина, – переважно ерозійного походження [3]. Тому, проблема генези Подільського уступу ще далеко не вирішена.

Існують різні позиції авторів щодо часу і перебігу періодів в історії розвитку описаного регіону. Автори статті не ставили собі за мету проаналізувати всю літературу з цього питання, але сподіваються, що події геологічного минулого, зокрема, тектонічна історія цього регіону дають змогу пояснити головні особливості Південного Розточчя.

Ця публікація повинна привернути увагу дослідників та поновити дискусію стосовно геологічної історії розвитку Південного Розточчя, яка останнім часом почала згасати.

- Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. – Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1960. – 242 с.
- Гофштейн І.Д. Неотектоника і морфогенез Верхнього Придністров'я. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – 132 с.
- Гофштейн І.Д. Неотектоника Западной Волыни-Подолии. – К.: Наук. думка, 1979. – 156 с.
- Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. – К.: Наук. думка, 1965. – 134 с.
- Свінко І.Н. Неотектоника северной части Подолки. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1968. – 23 с.
- Знаменська Т.А. Основные элементы разломно-блоковой структуры фундамента // Геотектоника Волыни-Подолии. – К.: Наук. думка, 1990. – С.46–56.
- Teisseyre W. Grzbiet Gologorsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne // Kosmos. – 1893. – S. 313–318.
- Цьсь П.Н. Некоторые проблемы унаследованности рельефа западной части Волыни-Подолии // Доп. та повід. Льв. ун-ту. – 1955. – Вип. 3, ч.2. – С. 42–44.
- Богуцький А.Б., Свінко Й.М. Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання Північного краю Подільської височини // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1975. – №6. – С. 483–485.
- Богуцький А.Б., Свінко Й.М. Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання Малого Полісся // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1980. – №5. – С. 5–8.

11. Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. – Lublin: Wyd.UMCS. – 1993. – 123 p.
12. Гнатюк Р.М. Декі морфоструктурні особливості Південного Розточчя // Вісн. Львів. ун.-ту. Сер.геогр. – 2000. Вип. 26. – С. 87–99.
13. Гнатюк Р.М. Головні складчасті структури у верхньокрейдових відкладах Південного Розточчя та їх відображення у рельєфі // Вісн. Львів. ун.-ту. Сер.геогр. – 2001. – Вип.28. – С. 58–64.
14. Roztocze. Hródowiska przyrodnicze / Pod redakcją Jana Buraczyskiego. – Lublin: Wydawnictwo Lubelskie. – 2002. – 341 p.
15. Тектоника України. Пол. ред. С.С. Круглова, А.К. Ципко // Тр. Укр. н.-и. геол.-разв. ин-та. – 1988. – 254 с.
16. Poprawa P., Paczeńska J. Rozwój ryftu w rynnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim sklonie kratona wschodnioeuropejskiego – analiza subsydenji i zapisu facjalnego // Przegl Nauk Geologicznych. – 2002. – Vol. 50, nr 1. – P.49–63.
17. Дрігницький 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.
18. Хоменко В.И. Глубинная структура юго-западного края Восточно-Европейской платформы. – К.: Наук. думка, 1987. – 140 с.
19. Солдатов В.Б. Литосфера Украины. – К.: Наук. думка, 1986. – 184 с.
20. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа / Гл. ред. А.В. Чекунов. – К.: Наук. думка, 1989. – 187 с.
21. Медведев А.П. Основные черты глубинного строения // Геотектоника Волыно-Подолья. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 12–21.
22. Медведев А.П. Структура фундамента // Геотектоника Волыно-Подолья. – К.: Наук. думка, 1990. – С.21–33.
23. Заяць Х.Б., Турнаненко Н.Т., Бойко В.Н. Поверхня дорифейського кристалічного фундаменту західних областей УРСР. – Доп. АН УРСР. Сер.Б. – 1980. – №5. – С.15–18.
24. 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. – Минск: Наук. и техн., 1981. – С. 22–35.
25. Медведев А.П. Природа доальпийской структуры Волыно-Подолии и смежных районов. – К.: Наук. думка, 1979. – 80 с.
26. Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В., Вишняков И.Б. и др. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техн., 1981. – С. 44–61.
27. Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. – Минск: Наука и техн., 1986. – 215 с.
28. Ризун Б.Н., Чиж Е.И., Щерба В.М. Западно-Европейская платформа в пределах СССР // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1984. – Вып.63. – С. 11–14.
29. Вишняков И.Б., Помяновская Г.М., Фильшинский Л.Е. Львовско-Люблинский палеозойский прогин // Геотектоника Волыно-Подолья. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 169–177.
30. Gwarijusz W., Pawluk M., Rizun B. i dr. Tektonika Roztocza // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. – Lublin: Wyd.UMCS. – 1993. – P. 25–25.
31. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Вид-во Львів. ун-ту, 1962.
32. Геренчук К.І. Ландшафти і природні райони // Природа Львів. обл. / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – С. 107–133.
33. Pawiowski St. Tryba morfologicznej analizy okolic Lwowa. Odbitka z Rozpraw i wiadomości z muzeum im. Dzieduszyckich. – Lwów. – 1916. – T.2, z. 3–4. – 24 p.
34. Teisseyre W. Paleomorfologia Podola // Sprawozd. Komisy fizjogr. A.U. – 1894. – T.29. – P. 188–191.
35. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzdkowego. Kosmos. – 1936. – ser. A. – T.61. – S.71–81.
36. Цысь П.Н. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Геогр. сб. Львов. ун-та. – 1951. – Вып. I. – С. 11–62.
37. Вишняков И.Б., Гаврилко Г.А. Палеорельеф поверхні Львівського палеозойського прогину // Нафтa і газ України. Матеріали 6-ї Міжн. наук.-практ. конф. "Нафтa і газ України – 2000". – Івано-Франківськ: Факел, 2000. – Том 1. – С. 313–314.
38. Золотарев И.Ф. Основные черты домезозойского погребенного рельефа Львовской палеозойской впадины // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1971. – №13. – С.53–62.
39. Вишняков И.Б. Стрыйский юрский прогиб // Геотектоника Волыно-Подолии. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 181–185.
40. Вишняков И.Б., Гаврилко Г.А. Структура мезозойского чехла Волыно-Поділля і Зовнішнього Передкарпаття // Нові дані з геології та нафтогазоносності України. – Львів: УкрДГРІ, 1999. – С.29–41.
41. Вишняков И.Б. Мазовецко-Львовский меловой прогиб // Геотектоника Волыно-Подолии. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 185–187.
42. Кудрин Л.Н. Stratigrafija, fazi i ekologicheskiy analiz fauny paleogenovyx i neogenovyx otlozhennyx Predkarpatija. – L'vov: Izd-vo L'vov. un-ta, 1966. – 174 s.
43. Чеботарева Л.Е. Выраженность локальных структур в рельефе Малого Пoles'ya // Физическая география и геоморфология. – 1977. – Вып.17. – С. 42–44.