

УДК 551.24 (-924.5)

## Новий погляд на механізм формування Українських Карпат як продукт аналізу фактичного та теоретичного матеріалу

Гошовський С.В. – Мінекоресурсів України, Єсипович С.М.  
НАК “Надра України”, м. Київ, вул. Володимирська, 34, тел. 228-62-41

*С позиций классической теории геосинклиналей, в рамках пульсирующего варианта разломно-блоковой тектоники, рассмотрены конкретные геолого-геофизические материалы по Карпатскому региону. Не нужно, как справедливо отмечал А.В.Чекунов, для объяснения механизма образования Карпат “запихивать” с разных сторон под них литосферные плиты.*

*Сложная альпийская тектоника прекрасно истолковывается с классических геотектонических позиций, но при их определенной разработке и усовершенствовании. Ключевыми геодинамическими элементами при развитии геосинклиналей являются сложно построенные области миогеосинклиналей, под прессингом которых и растут горные системы. Важную роль играют поперечные прогибы, пересекающие геосинклинали вкrest простирания.*

*The materials on the Carpathians' region are considered in the view of the geosyncline classical theory and in the frame of the breaks and blocs' tectonics pulse variant. To explain the Carpathians' formation mechanism there is no need to “push under theme” from different sides lithosphere plates.*

*Complex alpinetypical tectonics is perfectly interpreted from the classical geotectonics' positions but with certain exploration and improvement of theme. The key geodynamics elements during the geosyncline development are complicatedly constructed miogeosynclines' zones. Mounting systems are developing under their pressure. Cross flexures that cross geosyncline by stretching play an important role.*

Переважна більшість геологів, які вивчали Карпатський регіон, в усі часи досить твердо стояли на позиціях теорії геосинклиналей, а розуміння та пояснення надскладного механізму формування Карпатської системи ставало більш логічним та обґрунтованим разом з вдосконаленням самої теорії. Саме в їхніх роботах Карпати постають як складна альпійотипна геосинклінальна система, складена з внутрішньої та зовнішньої частин і переміщена в бік свого жорсткого платформеного обрамлення (В.Г.Свириденко, 1978).

### Фактичні дані

Разом з симетричною будовою та приблизно одночасним проявленням фаз складчастості в евгеосинклінальних зонах Карпат та Динарид спостерігається синхронність початкової, синорогенної, субсеквентної та кінцевої магматичної діяльності (Г.Штілле, 1964). Відмічена М.Кутаном, Г.Понто та Г. Штілле і систематизована Л.Г.Данилович (1972) міграція процесів магматизму альпійського циклу розвитку проходила з заходу на схід і південний схід, уздовж простягання Внутрішніх Карпат, місцями порушуючись при перетині евгеосинкліналі Панонно-Волинським поперечним прогином.

В побудові та розвитку геосинклінальних поясів важливе значення мають поперечні структури. Як правило, вони розділяють геосинклінальні області та платформи і в їх межах утворюють окремі великі сегменти з певними особливостями будови та історії формування (В.Ю.Хайн, 1973). Поперечні структури пов'язані з зонами розломів у земній корі, які не можуть бути похідними від рухів по основних повздовжніх розривах геосинклінальних зон, оскільки простежуються через ослаблені області в межі оточуючих платформ на багато сотень кілометрів (А.В.Чекунов, 1970). Зони поперечних розломів мають дуже складну будову (М.Магел, 1965) – коли елементарні розриви групуються в різних співвідношеннях – одні затухають, інші проявляються, простягання та значення окремих розломів змінюються, головним стає то одне то інше. В 1959 році І.В.Висоцький та В.В.Глушко виділили в Східних Карпатах Північно-Буковинське поперечне підняття, яке продовжувалось на північний схід в межах Волино-Подільської плити та на південний захід в гори Апусені. Воно розглядалось, як захоронена, відносно припіднята сідловинна ділянка

палеозойського фундаменту, що виникла в середньому палеозої, та розділила в мезозої і кайнозої українську та румунську частини Карпат з досить різними структурами та історіями розвитку. Поміж цим підняттям та “Метакарпатським валом”, який виділяють польські геологи, В.С.Попов та В.В.Глушко в 1962 році виділили Українсько-Венгерський поперечний прогин, що тягнеться через схил Волино-Подільської плити, Львівський прогин, Східні Карпати, Закарпатський прогин та центральну частину Венгерської западини (по суті цей прогин був помічений вже давно в роботах В.Тейсейра (1907,1921), Я.Новака (1927) та ін.). Трохи пізніше, в 1968 році, В.В.Глушко назвав його Панано-Волинським. Простежена частина Панано-Волинського поперечного прогину сягає 900км при ширині 150-215 км. Обмежують прогин на північному заході та південному сході дві зони розломів: Балатонсько-Горнадсько-Волинська та Шопуркінсько-Надвірнянсько-Монастирійська. Внутрішні частини Панано-Волинського поперечного прогину розбиті порушеннями північно-західного та північно-східного напрямів, а субмеридіональні та субширотні зони розломів практично не проявляються.

На захід від Панано-Волинського прогину гірська споруда Карпат має максимальну ширину та найповніший набір структурно-фаціальних зон [10].

В Західних Карпатах представлені обидві головні частини Карпат: зовнішня флішова (крейдово-палеогенова) та внутрішня, складена метаморфізованими породами рифею-палеозою і низів мезозою (Татро-Вепоріди та інші). На схід, в межах Панано-Волинського прогину древні утворення Внутрішніх Карпат повністю зникають з поверхні і за даними буріння та сейсмозвідки знаходяться на значних глибинах у фундаменті Закарпатського прогину. Характерно, що цей неогеновий прогин має повдовжню асиметрію – його найбільш прогнута частина розміщена на північному заході, в Словаччині, де св. Птрукша-2 дійшла подошви неогену на глибині 3625 м. Метаморфічні утворення Внутрішніх Карпат знову з’являються на поверхні по другий бік від поперечного прогину в горах Апусені.

Східні Карпати в межах Панано-Волинського прогину представлені тільки зовнішньою, флішевою частиною, найбільш опущена частина якої, як і для неогенового Закарпатського прогину, зміщена на північний захід від умовної осьової лінії. Те, що найбільш прогнута частина Передкарпатського прогину також зміщена на північний захід, відзначив А.А.Богданов ще в 1949 році.

Таким чином, Панано-Волинський поперечний прогин має чітко виражену асиметрію, яка простежується у всіх його тектонічних зонах – він немовби пресингує розвиток Карпатської геосинклінальної системи. Показово також, що поперечний прогин на північному сході та на південному заході переходить в авлакогени Руської платформи та Панонського середнього масиву.

Дані абсолютної геохронології по Рахівському (Мармарошському) кристалічному масиву, та структурам що його оточують, дали підставу М.П.Семененко, А.Г.Ткачуку та В.І.Клушину (1965) прийти до висновку, про існування в основі Східних Карпат синхронної байкальському етапу деформованої області рифейд та каледонід віком від 700 до 440-380 млн.років (від верхнього рифею – докембрію – венду до середнього палеозою), яку вони називають Галіційською. Про байкальський, додевонський вік фундаменту Карпат йдеться в працях О.С.Вялова (1967), В.В.Глушко (1968), В.С.Журавльова (1965, 1967), М.В.Муратова (1967, 1969), В.М.Утробіна (1968) та інших. Саме М.В.Муратов (1969) довів, що простягання байкальських, каледонських, герцинських та альпійських структур унаслідок для всього Середземноморського поясу Європи і відповідає ізопахітам потужності земної кори, а також сучасним контурам Карпат. Така ж відповідність спостерігається і для Альп (Beranek,1971).

На основі синтезу даних по Середземноморському складчастому поясу Європи та Західної Азії, М.В.Муратов прийшов до висновків про переважачою роль байкальської основи у будові всього цього поясу загалом та в підпорядкованому значенні герцинських структур, які утворюють в фундаменті альпійської геосинклінальної області обмежену кількість порівняно вузьких систем.

Метаморфізованою основою Східних Карпат є сейсмічний горизонт II [11] з високими значеннями граничних швидкостей (6,1-6,6км/с), характерних для порід “гранітного прошарку”. За наведеними вище даним цей горизонт повинен бути складений дислоційованими та високо метаморфізованими утвореннями рифею – нижнього палеозою (Галіційська складчата область рифейд та каледонід). В роботі [4] породи віком 700-423 млн. років відносяться до утворень Каледонської тектоно-ери – довгої тектоно-ери n+10-го галактичного року. На рубежі раннього та пізнього силуру їй на зміну приходить Герцинська, коротка тектоно-ера галактичного року. Вона розвивається тільки в межах каледонської, але оскільки майже втричі коротша за довгу тектоно-еру,

то утворює обмежену кількість евгеосинклінальних герцинських зон.

Глибина до каледонського фундаменту Східних Карпат складає в середньому 14-16 км [11]. Це добре співпадає з результатами аналізу дисперсії дрібноперіодних поверхневих хвиль від землетрусів, згідно з якими усереднені значення товщин осадового прошарку під Карпатським хребтом рівні 12-15 км. Метаморфічна основа найбільш опущена під скибовою зоною та Внутрішньою зоною Передкарпатського прогину (О.С.Вялов, 1967), де глибина до нього становить 17-19 км. На південний захід, в напрямі на Закарпаття спостерігається чіткий підйом фундаменту, який вперше був вирахований за даними гравіметрії С.І. Суботінін (1955), а відтак підтверджений даними глибинних сейсмічних досліджень [7].

Сейсмічний горизонт I пов'язаний з підшовою флішевою комплексу Карпат, залягає як на крейді – палеогені, так і на породах палеозою. Основна частина комплексу нижче флішевих товщ, поміж горизонтами I-II, складена не мезозойськими породами, а більш древніми утвореннями. Потужність його [2,11] сягає 8-10км і, судячи за значеннями швидкісних параметрів, породи підфлішевого комплексу є слабо видозміненими і такими, що не пройшли ступінь регіонального метаморфізму. Характерні для них швидкості сейсмічних хвиль 5,2-5,6 км/с аналогічні ( в тому ж діапазоні глибин) швидкостям в кам'яновугільних відкладах Донбасу (Силаєва О.І., 1962; Смельяньска Т.В., 1969), Джекказганської западини в Казахстані (Котляров А.М. та інші, 1965; Чекунов А.В., Люльів А.В., 1964) та іншим. Це дає підстави вважати, що товщі Карпат поміж горизонтами I-II за ступенем метаморфізму не відрізняються від середньо-верхньопалеозойських утворень вказаних регіонів, і як показують дані геології вони синхронні з цими відкладами та схожі за даними за складом [11].

За даними В.В. Глушка (1968) з північного заходу під Східні Карпати прямує палеозойський Тарнувський прогин, основа якого складена метаморфізованим та сильно дислоційованим рифеєм, перекритим менш дислоційованими вапняковистими сланцями ордовіку та силуру. Заповнений прогин вапняками девону, конгломератами і пісковиками карбону.

Таким чином, основна частина комплексу, що розміщений поміж горизонтами I-II в межах Скибової зони та зони Кросно, складена малозміненими осадовими утвореннями девону, карбону та пермі [11]. Геофізичні спостереження про слабку метаморфізацію порід цього віку підтверджуються спостереженнями геологів, які свідчать, що на території Українських Карпат метаморфізм та магматизм герцинського віку поки що не виявлений –східний кордон прояву інтенсивного варісційського (герцинського) циклу проходить на заході [11]. Формування середньо-верхньопалеозойського поверху Східних карпат відбувалось, очевидно, в умовах парагеосинклінального, напівплатформенного геотектонічного режиму, який був характерний моласовим басейнам типу Верхньосілезького, Донецького, Джекказганської западини та інших. Тому деформованість герцинського етапу була тут спокійною, що й підтверджує структура Тарнувського прогину. При подальшому альпійському розвитку герцинський поверх ускладнився, але деформації в ньому носили, переважно, розломно-блоковий характер, внаслідок чого спокійні плагіативні форми в межах блоків збереглися [11].

В роботі [9] на прикладі Дніпровсько-Донецької западини пояснюється, чому саме герцинські відклади в басейнах моласового типу мають спокійні форми. Епоха розширення Герцинської тектоно-ери [3] складалася з чотирьох фаз: пізньосилурійської, ранньодевонської, пізньодевонської та ранньокам'яновугільної. Сили їх в межах каледонських геосинклінальних зон загалом вистачало тільки на те, щоб закладанням шовних рифтогенних зон утворити автономні блоки земної кори, які на етапі стиснення (в  $C_2 - C_3$ ) "всмоктуванням" в товщу літосфери утворюють прогини моласового типу. Судячи з товщин середньо-верхньо палеозойського комплексу максимальна рухливість автономних блоків була в зоні Передкарпатського прогину, різко зменшуючись в бік Закарпаття. Оскільки переробці на наступному геотектонічному етапі піддаються перш за все зони міогеосинкліналей, то можна припустити, що Каледонська геосинкліналь Карпат, як і Альпійська була односторонньою з розміщенням зони евгеосинкліналі в межах Закарпатського прогину, а зони правої міогеосинкліналі - в межах Передкарпатського прогину. Вищеприведені геологічні факти це припущення повністю підтверджують.

У фундаментальній академічній праці щодо Карпатського ругіону [7] приведені дані глибинної сейсморозвідки, які доповнюють факти геологічної будови цього складного регіону планети, викладені в роботах С.І. Суботіна, А.В. Чекунова, В.Б. Сологуба та інших. Встановлено, що для Східних Карпат спостерігається узгодженість всіх основних границь земної кори, починаючи від дошви піфлішевого комплексу і закінчуючи поверхнею Мохоровичича.

Всі вони поступово занурюються від Закарпаття в Передкарпатський прогин, досягаючи там

максимальних глибин. Горизонт II в роботі [11] відповідає горизонту  $K_1$  в роботі [7]. В цій же роботі описані ще три горизонти  $K_2$ , К-М та М.

Сейсмічний горизонт  $K_2$  отриманий за відбитими хвилями і пов'язаний на Східно-Європейській платформі (СЄП) з другим хвилеводом, що розміщений поміж гранітним та базальтовим прошарком земної кори. На СЄП він залгає в інтервалі глибин 18-22км, занурюючись до 30км в Передкарпатському прогині і піднімаючись в Передкарпатті до глибини 17км. Під зоною Карпатської гірської системи він спочатку прогинається до 20км, відтак піднімається до 18км і різко занурюється в Передкарпатський прогин [7].

Розділ земної кори К-М простежений тільки під Карпатами і частково в Передкарпатському прогині. Під Карпатами він робить антиклінальний вигин на глибинах 35-33-40 км і занурюється до 45км в Передкарпатському прогині. Рельєф розділу К-М має складну форму. Склепінна частина і обидва схили його порушені зонами розломів. Цей горизонт, крім поздовжніх спостережень, був простежений при непоздовжніх таким чином, щоб зафіксувати поверхню К-М в площині профілю Берегове-Долина. Останнє дало можливість зробити стратифікацію розрізу К-М по значенням граничних швидкостей заломленої хвилі, яку зареєстрували в Закарпатті ( $V_T=8,1$ км/с). У зв'язку з тим, що від горизонту К-М отримані характерні закритичні відбиття, аналогічні відбиттям від поверхні Мохоровичича, а в пласті, що обмежений горизонтами К-М та М, інтервальна швидкість становить 7,6-7,7км/с, автори роботи [7] вважають, що границя К-М є молодою границею Мохо, яка виникла в альпійський час в результаті процесів перетворення речовини на контакті кори та мантії. По фізичним параметрами і, очевидно, за складом, комплекс порід, що знаходиться поміж горизонтами К-М та М, є проміжним між "базальтовим" прошарком та мантією і являє собою специфічну (коромантійну) суміш, що й відображено в назві його покрівлі (К-М).

Поверхня М залгає на глибинах 26-67 км. На поперечному перетині Карпат Кременець-Долина-Берегове спостерігаємо таку конфігурацію горизонту М. В межах СЄП поверхня М зафіксована на глибинах 42-43 км, порушення її чітко зафіксовано в межах глибинного розлому, що переходить паралельно до краю платформи на відстані від останнього 48км. Сам Передкарпатський прогин чітко відображений зовнішньою та внутрішньою зонами, що за матеріалами гравірозвідки встановив С.І.Суботін ще в 1955 році. Глибина до поверхні М в зовнішній зоні 52-53 км, а у внутрішній 66-67 км. При переході до евгеосинклінальної зони Карпат поверхня М різко піднімається до 58 км і далі плавно до 55 км при підході до Закарпатського розлому. В ближній зоні до Закарпаття, яка складає приблизно 35 км, поверхня М має розриви і різкі нахили в бік Передкарпатського прогину. В межах Закарпаття поверхня Мохоровичича простежується на глибинах 30-26 км, піднімаючись в сторону Панонського масиву.

Оскільки під Передкарпатським прогином розділи К-М та М залгають на максимальних глибинах, то чітко вимальовується карпатський "корінь" земної кори, зміщений на північний схід від Карпатської гірської споруди. Цей "корінь" двоповерховий і утворений двома розділами – більш глибоким - ранньопротерозойським (М), та менш глибоким – альпійським (К-М) [7].

### **Можливі моделі розвитку Карпатського регіону**

Можна погодитись з думками А.В. Чекунова (1976), що для пояснення особливостей структури та історії формування Карпат немає ніякої потреби "заштовхувати" літосферні плити в астеносферу з якої б то не було сторони. Єдиний серйозний довід плитотектоністів – будова Скибової зони – на наш погляд спростовується дослідженнями В.Г.Гутермана (1992) та спостереженнями Ю.З.Крупського (2001). Перший довів, що різниці поміж деформаціями гравітаційного сповзання та бокового стиснення в межах алохтонної товщі не існує, і тільки частина її, з боку тиснучого блоку, має підвищену деформованість. Цієї підвищеної деформованості для алохтонних товщ скибової зони Карпат, на думку Ю.З.Крупського, поки що не виявлено. Цей же автор в самій найновішій монографії по Карпатському регіону [5] зазначає, що сьогодні ніхто чітко не вказує де саме проходить зона субдукції в Карпатах. Як показано в роботі [4], типові зони Бенюфа-Заварицького є тільки по периферії Тихого океану, тонка океанічна кора якого стискується, загинаючись по краях, континентальними айсбергами, що рухаються до його центра. В Альпійсько-Гімалайському поясі таких зон немає, бо немає значних площ тонкої океанічної кори – в межах евгеосинклінальних зон та шовних зон міогосинкліналей вона просто не встигає сформуватись, роздавлена автономними блоками земної кори під тиском континентальних айсбергів.

Найбільш прийнятною сьогодні моделлю формування Карпат треба вважати модель

тангенційних тисків величезного астеноліту, що розширювався під Угорськими западинами. Вона не входить в протиріччя з зафіксованими геолого-геофізичними фактами глибинної будови Карпатського регіону. Ця ідея, що конвекційні потоки піднімаючись під Панонським масивом розтікаються, занурюючись під Західні Східні та Південні Карпати і Динариди, була запропонована Е.Садецькі-Кардошем (1966) та А.В.Чекуновим (1968) і отримала розвиток в праці С.С.Круглова та співавторів [1].

Запропонований вищеназваними авторами механізм утворення Венгерських западин, Карпат і Передкарпатського прогину базується на дії конвекційних потоків в мантії, що викликають в земній корі тангенціальні напруги. Він добре пояснює дугоподібний вигин Карпат в плані, асиметрію “коріння” Карпат та Динарид, яке закономірно зміщене на північний схід та південний захід відносно осьових частин цих споруд, а також факт переміщення гірських мас в бік від Венгерських западин.

В своїх подальших роздумах будемо виходити з того встановленого факту [4] що гірські системи ростуть в епохи стиснення планети, коли мантія зменшується в об’ємі, і до цього зменшеного об’єму змушена пристосовуватись земна кора в межах своїх геосинклінальних поясів. Виходячи з цього, в епохи стиснення буде спостерігатись нисхідний рух мантіїної речовини, яка “всмоктує” в свою товщу континентальні айсберги, серединні масиви і автономні блоки земної кори, розміщені в зонах міогеосинкліналей. А от гірські системи, як тісто поміж пальцями, будуть рости в евгеосинклінальних зонах завдяки “зворотній тязі”.

Дозволимо собі коротко нагадати деякі положення теорії геосинкліналей. Вона народилася в результаті вивчення гірських систем. Дослідники звернули увагу на те, що складчастість властива переважно гірським областям, де різко збільшуються потужності осадових утворень (Дж.Холл, Е.Ог, І.В.Мушкетов). Области, в яких відбувається спочатку інтенсивне прогинання, відтак гороутворення, Д.Дена (1875) запропонував назвати геосинкліналями. Як з’ясувалося пізніше, геосинклінальний режим розвитку властивий не тільки окремим областям, але й усій планеті загалом. Розробка цієї ідеї була почата О. Ротплетцом (1902), продовжена Г.Гребом (1922) і доведена до логічного кінця В.Бухером (1931). Він же і назвав розвиток Землі пульсаційним. Надалі ідею пульсацій підтримали М.М.Тетяєв, М.А.Усов і В.А.Обручев.

У 1949 році Г.Штілле ввів поняття про “рами геосинкліналей”, розуміючи під ним те, що геосинклінальні прогини являють собою западини, вкладені в жорстку решітку земної кори по зонах розломів, і що форма й просторове розміщення геосинкліналей, як і інших геоструктур, залежать від контурів оточуючих їх жорстких брил платформ, плит, щитів, масивів та інших консолідованих ділянок літосфери, тобто, у кінцевому рахунку, від орієнтування ліній первинної тектонічної ділимості земної кори. Близьким до поняття про “рами геосинкліналей” є поняття “бордюрних складок”, якому підкоряються складчасті деформації земної кори. Про це писали М.М.Тетяєв, В.С.Попов, А.Д.Архангельський, В.Г.Бондарчук, І.І.Чабаненко. Поняття “бордюрних складок” було розширено до уявлень про зони міжплатформених, міжмасивних і взагалі міжблокових складчастих деформацій земної кори. Зокрема А.Д.Архангельський, вважав, що в процесі розвитку геосинклінальних областей виникають особливі структури земної кори – стійкі серединні масиви. Історія розвитку Урало-Сибірської і західних частин Альпійсько-Гімалайської геосинкліналей показує, що стійкі платформенні ділянки утворюються не стільки в окраїнних частинах, стільки у внутрішніх. В подальшому складчастість поширюється до платформ від цього початкового ядра, що перетворилося на цей час в серединний масив геосинкліналі.

Саме таким серединним масивом є Панонська міжгірська западина, оточена молодими альпійськими спорудами. Практично всі дослідники Карпатського регіону підкреслювали симетричність будови геосинклінальних зон по різні боки Панонського масиву. По суті, навколо нього були закладені односторонні геосинкліналі з чітко розвиненою однією, дальньою від Панонського масиву міогеосинклінальною зоною. Саме з її динамічним розвитком пов’язаний ріст гірської системи і складна будова скибової зони.

В Українських Карпатах ми маємо зону евгеосинкліналі, розміщену в межах гірського масиву, і дві зони міогеосинкліналей: ліву пасивну, в межах Закарпатського прогину і праву – активну, в Передкарпатському прогині. Треба думати, що пасивність лівої міогеосинкліналі пов’язана з тим, що вона розміщена в зоні каледонської евгеосинкліналі і в середині силуру, коли закінчилась епоха стиснення Каледонської тектоно-ери, була жорстко “припаяна” до Панонського масиву. Зона ж правої альпійської міогеосинкліналі розвивалось унаслідок унаслідок на правій каледонській міогеосинкліналі. Під час Герцинської тектоно-ери [3] була активізована тільки зона каледонської

міогеосинкліналі, в межах якої були обособлені автономні блоки земної кори (АБЗК) завдяки розвитку шовних рифтогенних зон (Шрз), що рухалися в пульсуючому режимі, накопичуючи значні товщі середнього-верхнього палеозою.

На альпійському етапі розширення, що почався в ранній пермі [3], були закладені евгеосинклінальна та міогеосинклінальні зони. В зоні лівої пасивної міогеосинкліналі можна виділити два АБЗК – це Мукачевський та Солотвинський. Права, активна міогеосинклінальна зона розміщена в межах Передкарпатського прогину і в її межах можна виділити (як це правильно було зроблено ще С.І.Суботініним) Зовнішню та Внутрішню частини. У Зовнішній та у Внутрішніх частинах Передкарпатського прогину сьогодні можна виділити по сім АБЗК, причому АБЗК Внутрішньої зони знаходяться гіпсометрично нижче, а значить мають більш потужну динаміку. Цікаво, що такий чіткий розподіл АБЗК на дві зони спостерігається тільки в межах Панонно-Волинського поперечного прогину, а вже за його межами праву альпійську міогеосинкліналь Карпат можна описати єдиними блоками для всього прогину.

На етапах стиснення планети Панонський масив, а також АБЗК починають “всмоктуватись” в товщу літосфери, видавлюючи зворотною тягою гірські масиви. Конкретно для Українських Карпат ключовими геодинамічними елементами були 17 АБЗК, що розміщені в зоні правій міогеосинкліналі. Оскільки ліва міогеосинкліналь залишається більш пасивною і розміщена гіпсометрично вище, то видавлюваний фліш та моласа з зони евгеосинкліналі буде гравітаційно сповзати на нижчу, активну праву частину. Іншими словами, голова Карпатської евгеосинкліналі буде хилитися на праве плече. Але якщо це дійсно так, то на стику СЄП та Передкарпатського прогину повинно бути дві Шрз – древня каледоно-герцинська і молода – альпійська, крім того, древня Шрз повинна у вигляді “припайки” бути приєднана до СЄП. І це дійсно так – аналіз гравітаційного поля повністю це підтверджує.

### Література

1. Геодинамика Карпат /Круглов С.С., Смирнов С.Е., Снитковская С.М.и др. – К.: :Наук.думка, 1985.- 136 с.
2. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М.:Недра, - 1968, -240 с.
3. Гошовський С.В., Єсипович С.М., Посохов Л.О. Геодинамічні аспекти розвитку Керченсько-Таманської буферної зони в системі Кавказсько-Кримської евгеосинкліналі Мінеральні ресурси України - 2001. - № 3. – с. 35-39.
4. Єсипович С.М. Некоторые аспекты развития планеты Земля //Геодинаміка, 1(3) 2000, Львівське астрономо-геодезичне товариство, с. 28-39.
5. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – К.: Укр.ДГРІ, 2001, - 144с.
6. Свириденко В.Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панонско-Динарскому региону (краткий обзор) //Геотектоника. –1978. -№ 1. – С. 94-105.
7. Строение земной коры и Верхней мантии Центральной и Восточной Европы. /Соллогуб В.Б., Гугерх А., Просен Д. И др. – Киев: Наук. думка, 1978. – 272 с.
8. Субботин С.И. Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза: Избранные труды. – Киев: Наук. Думка, 1979. – 376 с.
9. Теоретичні основи нетрадиційних напрямків пошуку вуглеводнів в Україні. Монографія. Відп.ред. М.І.Євдошук. – К.: Нафтогаз -Прогноз, 2001, - 290 с.
10. Чекунов А.В. Панонно-Волинский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. //Геофизический сборник, 1970, вып.37, с. 3-14.
11. Чекунов А.В. О фундаменте восточных Карпат //Геологический журнал: 1970 - Т.30.- вып.1. - С. 31.
12. Чекунов А.В. Геология Украины, сопредельных районов Тетиса и новая глобальная тектоника //Геологический журнал: 1976- № 3(36). - С.3-19.