

М. Короновський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
E-mail: koronovsky@rambler.ru
Л. Дьоміна, канд. геол.-мінералог. наук, пров. наук. співроб.
E-mail: lidem06@rambler.ru
Московський державний університет імені М.В. Ломоносова
ГСП-1, Ленінські гори, б. 1, м. Москва, 119991, РФ

КОЛІЗІЙНИЙ ВУЛКАНІЗМ КАВКАЗЬКОГО СЕКТОРУ АЛЬПІЙСЬКОГО СКЛАДЧАСТОГО ПОЯСУ

Прояв субаерального вулканізму в межах кавказького сегменту Альпійського складчастого поясу відбувався в умовах загального субмеридіонального стиснення, яке продовжується і нинішнього часу. Усталений до пізнього міоцену колізійний режим, який змінив процеси субдукції, зумовив складну схему поліе напружень, провідну роль в якому відігравали зсувні зони ПдЗ, ПдС, субширотного простягання і насуви загальнокавказького орієнтування. Із зонами субмеридіонального стиснення спряжені ділянки призсувних розтягів. Прояви вулканізму на поверхні повсюдно пов'язані із обстановками локального, місцевого розтягу, який в свою чергу контролюється регіональним полем субмеридіонального стиснення.

Колізійні вулканіти, що відносяться, в цілому, до вапнисто-лужної серії, характеризуються геохімічними рисами, властивими з одного боку породам субдукційних зон, а з іншого – континентальним рифтам. За співвідношенням оксидів Si, K, Mg і Ti на потрібних діаграмах, поля власне колізійних вулканітів розташовуються між полями вулканітів субдукційних зон і континентальних рифтів. Вулканіти-індикатори колізійного процесу характеризуються рядом типових рис:

- 1) Відсутністю або слабким проявом процесів кристалізаційної диференціації;
- 2) Антидормною спрямованістю вивержень (зменшення кремнекислотності та підвищення лужності);
- 3) Різким збагаченням більше основних порід (бідних SiO_2) некогерентними елементами і легкими рідкісноземельними;
- 4) Невеликими глибинами генерації базальтових магм;
- 5) Різкою латеральною неоднорідністю хімічного складу вулканітів.

У напрямку на південь зростає толейтова тенденція в хімізмі порід, а геодинамічна обстановка еволюціонує в бік континентального рифтогенезу. Причиною зазначеної неоднорідності є розходження в механізмі плавлення, де головну роль відіграють процеси ліквідації, метасоматичні процеси, характер субстрату (при зміщенні вогнищ магматизму утягувалися гетерогенні, переважно корові, субстрати різного складу), зміни режиму загального тиску на розплави і температури при їх русі до поверхні. Розплави андезит-дацитового складу в процесі еволюції зазнають розігрів (від 750-850°C до 1150°C) і підвищення внутрішнього тиску (від 0,6-0,8 ГПа до 1,5 ГПа).

У порівнянні з базальтами інших геодинамічних обстановок базальти Кавказу істотно збагачені Zr, що дозволяє доповнити загальновідомі діагностичні дискримінаційні діаграми Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y полями для вулканітів, що утворилися при процесах континентальної колізії. Відмінність колізійних вулканітів Кавказу від "надсубдукційних" порід острієних дуг проявляється у загальному зниженні вмісту легких рідкісноземельних елементів і ступеню їх диференційованості від основних порід до кислих.

Ключові слова: колізія, вулканізм, Кавказький сегмент, Альпійська складчаста область.

УДК 551.21+551.24

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
E-mail: svgeol@yandex.ua;

А. Василенко, асп.
E-mail: an_vass@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ТЕКТОНІЧНОГО РОЗВИТКУ ТА ПРОЯВІВ НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ ЗАКАРПАТТЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії, доктором геол.-мінералог. наук, проф. О.І. Лукієнком)

Інтенсивні тектонофізичні дослідження в Закарпатті почалися в другій половині XX століття і використовували кінематичний, а також структурно-парагенетичний аналіз. У ході дослідження Закарпатського прогину був зафіксований ряд субширотних та субмеридіональних тектонічних порушень.

Попередній структурно-парагенетичний аналіз сітки різнопорядкових розломів у межах Закарпаття та прилеглих районів разом із даними про розподіл магматичних центрів у просторі та часі, дозволив запропонувати нову динамо-кінематичну схему неогенової тектоно-магматичної активізації. Згідно з нею у зв'язку з загальним для всієї Карпатської складчасто-покровної системи субмеридіональним стисненням у межах Закарпатського прогину реалізувався структурний парагенезис зони сколювання за умов правого зсуву. Північною межею зони сколювання слугує прямолінійна зона Закарпатського глибинного розлому із північно-західним простяганням та субвертикальним падінням. Південна межа охоплює зону між Прип'янським глибинним розломом та лінією Самош (Сомеш), де зсувні переміщення ускладнювалися, вірогідно, повертанням тектонічних блоків. Дана схема пояснює утворення вулканічних центрів формуванням ешелонованих структур розтягу в межах окресленої зони сколювання.

Механізм проявлення неогенового магматизму Закарпаття розглядається як одна з стадій мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії. При виділенні стадій окрему увагу приділяється питанню щодо наявності чи відсутності океанічної кори в межах Паннонського басейну Неотетису. На думку авторів, його основним субстратом була стоншена субокеанічна кора, водночас, це не виключає існування невеликого об'єму океанічної кори.

Тектонічний розвиток Паннонії в мезокайнозое описано трьома стадіями. Перша стадія об'єднує субдукційно-обдукційні процеси, друга пов'язується з насувоютворенням Українських Карпат, а третя, відповідно, з формуванням насувно-зсувного механізму релаксації стискальних напружень, що призвело до формування зони сколювання та вулканізму в межах Закарпатського прогину.

Ключові слова: неогеновий вулканізм, вулканічні центри, динамо-кінематична схема, Закарпаття, стадії розвитку.

Вступ. Кайнозойський, головним чином, міоценовий вулканізм Закарпаття був пов'язаний із триваючою колізією і охоплював період близько 10-15 млн р. Його характерними ознаками є великий об'єм пірокластики (приблизно 20 тис км³), перевага середньокислих лав, антидормний порядок укорінення (від ріолітів, ріодацитів до андезитів, андезито-базальтів), відсутність масштабних гранітних масивів, петрохімічна схожість зі складом континентальної кори [7]. За даними О. Ступки, З. Ляшкевич та ін. [14], перший етап кайнозойського вулканізму характеризувався ареально-тріщинуватим вибуховим надходженням кислих магм і максимально

проявився в Паннонській та Закарпатській западинах, утворивши вулканічні товщі потужністю до 700-1000 м із ігнімбритів, ріолітових туфів та пемзо-шлакових потоків (ріодацитова формація). Цими породами заповнена значна частина площі зазначених западин. Другий етап характеризувався більш спокійним виливом андезитових лав, що сформували хребти Вигорлат-Гутин, Оаш, Харгіта та ін. Існує вірогідність, що другий етап відбувся уже в постколізійних умовах, оскільки вулканіти Вигорлат-Гутинського хребта подекуди перекривають неогенову моласу і недислокований підгальський фліш.

Період інтенсивного магматизму в Закарпатті тривав від гелвету до левантину включно. Використовуючи дані, отримані В.С. Соболевим, В.П. Костюком, Л.Г. Даниловичем, Є.Ф. Малєєвим та іншими дослідниками, Б.В. Мерліч та С.М. Спітківська виділяють чотири магматичні фази [9]. Однак, базуючись на загальних даних з магматизму всього Карпатського регіону та Паннонської западини, на порівнянні кайнозойських вулканітів та підрахованих обсягах і активності неогенового вулканізму О. Ступка, З. Ляшкевич та ін. [14] подали загальну схему еволюції магматичних процесів в альпійській історії регіону та виділили лише три основні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен-плейстоценову. У мезозойській фазі проявилися переважно ультраосновний і основний магматизм, у міоценовій – середній та кислий, у пліоцен-плейстоценовій – лужний базальтовий. Крейдово-палеогеновий вулканізм, відомий у Балканідах (Тімок-Середньогірська зона), не одержав в Українських Карпатах істотного розвитку, і на початку кайнозою українська частина Карпат була майже амагматичною.

В.Г. Ніколаєв, на підставі стратиграфічного положення та петрографічного складу, виділив три комплекси вулканітів [10]. Нижній комплекс, датований отнангом – нижнім баденієм представлений переважно ігнібридами, ліпаритами та їх туфами. Вони простягаються поперек Паннонського басейну смугою північно-східного простягання до Закарпатського прогину, де об'єднуються з новоселицькою світою. Середній комплекс відноситься за віком до середнього баденію-паннону і представлений переважно андезитами, андезито-базальтами, дацитами та їхніми туфами. Різновиди середнього та кислого складу знаходяться у неоднозначних співвідношеннях, що потребує спеціального розгляду. Також до складу даного комплексу належать гіпабісальні утворення кислого та середнього складу. За В.Г. Ніколаєвим, основна маса вулканітів середнього комплексу розташована уздовж північної та східної границі Паннонського басейну і складається із окремих субмеридіонально видовжених ареалів. Верхній вулканічний комплекс пізньопліоценового – ранньоплейстоценового віку представлений виключно базальтами та їхніми туфами, розповсюдженими по всій площі Паннонського масиву, але на дуже локальних ділянках.

Наразі при аналізі існуючих тектонічних схем, схем розломів та геологічних карт виявляються значні розбіжності та недостатній рівень аргументації в сенсі визначення геометрії та генезису різнорангових розривних порушень Паннонії та Закарпатського прогину. Досі немає єдиної думки щодо виділення та трасування глибиннорозломних структур. За В.Г. Ніколаєвим, з усіх розломів Паннонії виділяються лише три глибинні: тектонічна лінія Загреб-Кульч, лінія Балатон (розлом Балатон-Дарно) та Трансданубський розлом. Решту крупних розломів до категорії глибинних В.Г. Ніколаєв не відносить [10]. Проте існує думка ряду дослідників [3, 9, 16], що відносять до цієї категорії Закарпатський та Припаннонський розломи у Закарпатті та ряд розломів у прилеглої до Закарпаття Припаннонії (лінії Самош, Горнад та ін.). Слід зазначити, що однією з найважливіших ознак глибинності розломів вважається наявність та характер магматичних проявів у межах їхніх зон. Неоднозначний характер взаємозв'язку між розташуванням магматичних центрів та найкрупнішими розломами і є причиною сумнівів щодо глибинності останніх.

Розміття поглядів стосовно тектонічних особливостей і еволюції Паннонії та Закарпатського прогину призводить до різних уявлень щодо механізму прояву неогенового магматизму в межах Закарпаття.

Дані та методи досліджень. У середині ХХ ст широко розповсюджувалася ідея щодо аналогії магматизму Карпат і сучасних островодужних систем. Поштовхом для цієї ідеї слугувала поява та розвиток плейт-тектонічних побудов. Дослідники намагалися вивчити механізм та напрямок рухів плит, знайти в структурі регіону зону субдукції та інші елементи тектоніки плит, проте результати досліджень виявилися неоднозначними. Так, зона субдукції проходила в Передкарпатському [2], Закарпатському прогинах [4] та у зоні Пеннінських скель [13, 17], але геофізичне вивчення території не зафіксувало чітких ознак глибоководного жолоба в цьому регіоні [3].

На даний час, як для Паннонії загалом, так і для Закарпатського прогину зокрема, роль крупних розломів у формуванні і розміщенні магматичних утворень є практично загальновизнаною [8, 9, 10, 16]. Однак, при цьому зазначається, що суміщення магматичних центрів з крупними, в тому числі і глибинними, розломами, є частковим. За даними В. Ніколаєва, навіть найбільш глибинні базальти важко пов'язати з глибинними розломами. Більшість вулканітів пов'язані лише з регіональними розломами, або взагалі не пов'язані з крупними розривними порушеннями [10]. Така неоднозначність повною мірою стосується Закарпатського та Припаннонського глибинних розломів. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, що є найпотужнішим у Закарпатті, частково контролюється північно-західним фрагментом Закарпатського, частково – південно-східною ланкою Припаннонського глибинних розломів. Також, окрім вказаних структур давнього закладення, магмоконтролююче значення у Закарпатті мають різноорієнтовані молоді розривні порушення, які виникли переважно у післятортонський час. Один з таких розломів контролює центральну ланку Вигорлат-Гутинського пасма.

За даними [5, 14], у середині-наприкінці міоцену центри вулканізму зміщуються на схід, південний схід у межах Вигорлат-Гутинського і Келіман-Харгітського хребтів, складених переважно андезитами (андезитова формація). Це підтверджується дослідженнями А. Глеваської. Згідно з її дослідженнями, вулканічні породи в масивах Вигорлат, Попрічний, Анталовський та Маковиця мають вік 12,7–11,4 млн р., палеовулкани Дехманів Верх, Великий Діл, Великий Шоллєс датуються 11,4–9,8 млн р., масив Оаш-Гутин має вік 10–9,4 млн р., масиви Каліман, Гургу, Харгіта датовані 8,6–5,3 млн р. [5]. Наявність ігнібритів, шлакових лав свідчить про насиченість магм флюїдами і їхнє активне виверження вздовж локальних ослаблених зон розломів, що виникають у процесі колізії. Послідовне розкриття розломів, їхнепоглиблення спричинили утворення магматичних осередків спочатку в гранітній частині континентальної кори (ріодацитова формація), потім у базальтовій (андезитова формація), що пояснює антидромний порядок надходження магм і склад захоплених корових ксенолітів.

Слід відзначити, що особливо інтенсивний розвиток молодих розломів зафіксований у Чопській западині. Чопський ланцюг похованих вулканів в цілому паралельний Припаннонській тектонічній зоні, хоча вулканічні центри в одних випадках тяжіють до Припаннонської зони, в інших – віддалені від неї в бік прогину, у відповідності з розташуванням молодих розривів [9]. Вік вулканітів похованих вулканів Чопської западини, на загал, більш ранній, ніж у Вигорлат-Гутинському пасмі, лише найпізніші їхні прояви співпадають у часі. Достатньо аргументовано видається також міграція магматизму у центральній (субмеридіональній) ланці Вигорлат-Гути: за радіологічними та палеомагнітними даними вік магматитів омолоджується з півночі на південь [5, 12].

Узагальнюючи емпіричні дані щодо розвитку в часі і просторі розривних дислокацій та магматичних процесів варто зазначити, що встановлення генетичних зв'язків між ними вимагає більш докладних структурно-тектонічних та динамо-кінематичних характеристик. Корисним на цьому шляху може бути аналіз певних динамічних та кінематичних схем та моделей тектоно-магматичної активізації регіону.

Результати та дискусія.

Схема геодинамічного контролю неогенового магматизму Закарпаття. Попередній структурно-

парагенетичний аналіз сітки різнопорядкових розломів у межах Закарпаття та прилеглих районів разом із даними про розподіл магматичних центрів у просторі та часі, дозволив запропонувати нову динамо-кінематичну схему неогенової тектоно-магматичної активізації [15]. Згідно з нею у зв'язку з загальним для всієї Карпатської складчасто-покровної системи субмеридіональним стищенням у межах Закарпатського прогину реалізовувалась правостороння зона сколювання, сформована в умовах структурного парагенезису правого зсуву.

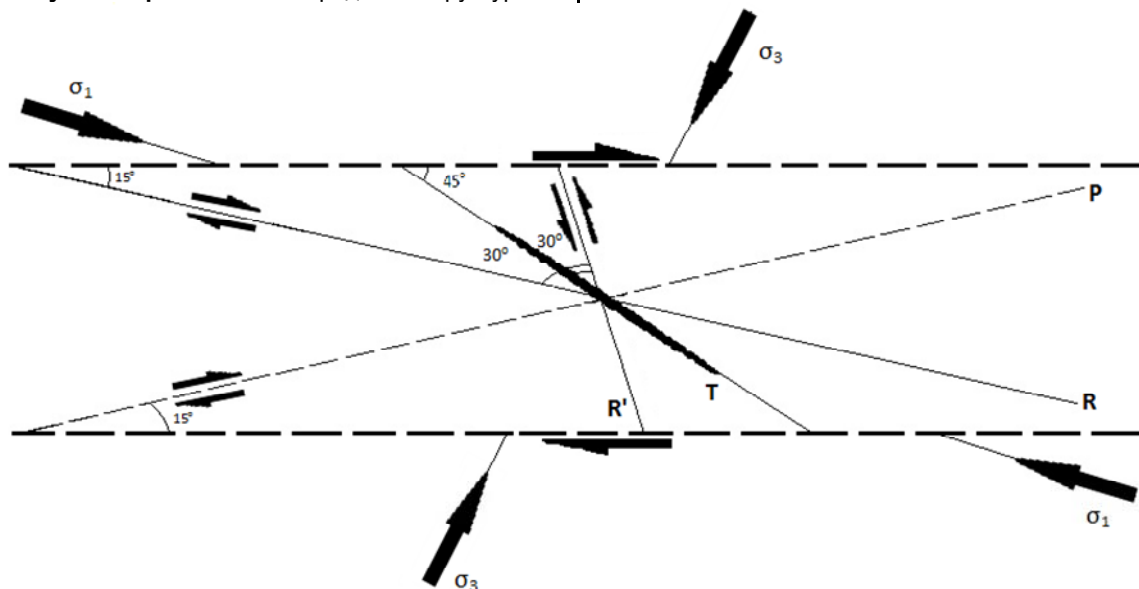


Рис. 1. Співвідношення між різнотипними ешелонованими розломами в зоні правого зсуву

Переорієнтація кінематичних осей в середині зони: σ_1 – вісь максимального стиснення; σ_3 – вісь максимального розтягу; R, R' – спряжені ріделівські системи; T – тріщини відриву; P – система, симетрична до R

На рис. 1 показана принципова схема будови зони правого зсуву. Співвідношення між різнотипними розривами в її межах відповідають умовам гомогенного і неперервного середовища без врахування внутрішніх деформацій при типовому куті сколювання (30°). Початкові кути між цими розривами, що розчленовують зону зсуву на блоки, змінюються в процесі міжблокових проковзувань та обертань. Ширина зони зсуву є функцією величини відносних переміщень породних мас в її межах. Густота розломів та переміщення за ними зростає в місцях реалізації ідеального зрізання, котре не обов'язково співпадає з осевою площиною зони зсуву [18].

Розглядаючи систему активних в неогені розломів Закарпаття та прилеглих районів, варто відмітити близькість їхнього структурного малюнку до парагенезису розривів в зоні простого зсуву. На півночі зона сколювання обмежується прямолінійною зоною Закарпатського глибинного розлому із північно-західним простяганням та субвертикальним падінням. Південна межа менш чітка. Вона охоплює зону між Припаннонським глибинним розломом та лінією Самош (Сомеш), де зсувні переміщення ускладнювалися, вірогідно, повертанням тектонічних блоків. Означені обмеження зони сколювання з'єднані S-подібною структурою Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Центральна ланка Вигорлат-Гути орієнтована під кутом близько 50° до зони Закарпатського глибинного розлому. Приблизно таку ж позицію має Прешівське вулканічне пасмо. Висока магматична активність характеризує їх як структури розтягу, що прогресували з півночі на південь.

Посилення неспівосних переміщень в межах зони сколювання призводить до повороту як структур відриву з подальшим їх розростанням, так і ріделівських ско-

лів. Ці магноактивні структури разом з означеними фронтальними зонами сколового типу окреслюють зону простого правого зсуву, ускладнену густою сіткою різнопорядкових та генетично різнотипних розривів.

Даний механізм проявлення неогенового магматизму Закарпаття є наслідком мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії в цілому, тому ці два процеси неможна розглядати окремо один від одного.

Стадії мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії. Альпійський тектонічний цикл, проявлений в межах Карпатського регіону, мав непростий характер. Складність процесу та недостатня кількість фактичного матеріалу є причинами неоднозначних результатів реконструкцій як дивергентного, так і конвергентного етапів розвитку території. Розглядаючи процес розкриття Неотетису більшість існуючих схем демонструють різкі межі між пд.-зх. обмеженням СЕП та Паннонією, практично не враховуючи слабо досліджену, але "аргі-огі" складну гетерогенну будову окраїни давньої платформи, і, перш за все, масштаби розвитку та тектонічні особливості її рифейсько-палеозойського облямування. Однак, під час розкриття Неотетису ці особливості могли мати суттєве значення, зокрема для масштабу цього розкриття адже це облямування значно слабше консолідоване у порівнянні із кристалічним фундаментом платформи та Паннонського серединного масиву (вірогідного фрагменту платформи). Таким чином, розкриття Неотетису могло спричинити і певний час супроводжуватися послідовним стоншенням континентальної кори за системою лістричних скидів із розосередженням фрагментів, що могло, в свою чергу, обумовити різке переважання легкої субокеанічної кори Неотетису в межах його Карпатського фрагменту.

При загальному відносно невеликому розтягненні[6] це могло призвести до наступного:

1) більша частина Неотетису мала стоншену субокеанічну, а не океанічну кору, що в подальшому обумовило особливості конвергентного етапу;

2) прогини з олістостромовим і флішодним виповненням закладались на субокеанічній корі, що позначилось на редукційному розвитку офіолітової асоціації;

3) весь басейн мав різко виражену асиметричну будову, а прояви океанічної кори концентрувались по периферії Паннонії.

Зближення континентальних масивів спричинило деформаційний процес, який може бути поділеним на декілька стадій. Такий поділ є достатньо умовним, оскільки деформаційний процес був дискретним в часі і нерівномірним в просторі, до того ж, події, на основі яких виокремлювались стадії, частково перекривались в часі.

1) Субдукційно-обдукційна стадія. Назва її доволі умовна, оскільки достатніх доказів існування повноцінної субдукції на даний час знайдено недостатньо. Разом з тим, припускаючи наявність навіть невеликих масштабів формування океанічної кори під час розкриття Неотетису[6], виключати процеси субдукційного та обдукційного типів було б недоречним.

На цій стадії, вірогідно, відбулося поглинання океанічної кори внаслідок її фрагментування, її змішування з фрагментами субокеанічної кори круто падаючого в бік Паннонії підсуву та витискування вгору з формуванням на межі ранньої та пізньої крейди субвертикальної, круто насувної структури Внутрішніх Карпат. У той же час морський басейн мігрував у бік платформи, де почала накопичуватися потужна флішова формація.

2) Насувна (ранньоколізійна) стадія. Виникла на рубежі палеогену та неогену, коли деформаційний процес субгоризонтального стиснення субмеридіонального напрямку охопив всю субокеанічну кору між Паннонією і кристалічним фундаментом СЄП, що призвело до закриття флішового басейну і формування складчасто-насувної зони Скибових Карпат. Зазначені вище особливості дивергентного етапу могли обумовити значний потенціал субокеанічної кори щодо крихко-пластичного зім'яття та збільшення потужності кори до аномальних масштабів (60-65 км), а особливості будови західного (центрального) сегменту альпійського поясу, його гетерогенність та звисистість обумовили нерівномірне стиснення по всьому "фронту" молодой складчасто-насувної системи.

Одночасно з процесами насувоутворення відбувалися взаємні вертикальні переміщення окремих блоків фундаменту Закарпатського прогину по лінії Оашського розлому, що підтверджується відмінностями в розрізі неогенових відкладів Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин [1]. Занурення фундаменту під час таких переміщень дозволяло морському басейну заходити в межі прогину, про що свідчать стратиграфічні та палеонтологічні дані [19].

3) Пізньоколізійна (насувно-зсувна) стадія. Після головної фази насувоутворення у міоцені процес формування насувів продовжувався, але в ослабленому вигляді. Падіння інтенсивності формування насувів може пояснюватись потовщенням та вичерпанням потенціалу ущільнення кори під час зближення континентальних масивів. За умови продовження цього зближення по досягненні певного критичного рівня фронтального стиснення, подальші імпульси регіонального поля напружень потребували нового механізму релаксації. У зв'язку з неможливістю повноцінної розрядки шляхом насувоутворення подальша релаксація відбувалася шляхом насувно-зсувних переміщень.

На користь такого механізму свідчить цілий ряд структурних ознак переважно правосторонніх зсувів перш за все в межах зони ЗГР (зони меланжування, утворення складок з субвертикальними шарнірами, дзеркала ковзання тощо). Окрім зони ЗГР, де неспівосні деформації мали струменевий, але концентрований характер, у прилеглих зонах Зовнішніх Карпат структурні елементи правозсувного парагенезису проявлені в ослабленому вигляді. До того ж вони асоціюють з рівноцінними структурами, що формують насувний парагенезис та парагенезис антикарпатських зсувів.

Поява і нарощування правозсувної компоненти могли відбутися ще на ранньоколізійній стадії, але різке зростання її значення відзначається вже по її завершенні. Таке нарощування вірогідно пов'язане із переміщенням Паннонського масиву на Пн-Зх, що позначилось виразним перегином складчасто-насувної системи Карпат (коліноподібний вигин). Якщо до розкриття Неотетису існувала певна нерівність (криволінійність) лінії розкриття, то на пізньоколізійній стадії вона значно посилювалась. Цілком імовірно, що у північно-західному обмеженні Паннонії (Західні Карпати і Судети?) міг формуватися лівий зсув.

Переміщення по приграничних розломах давнього закладення на пізньоколізійній стадії супроводжувалося фрагментацією фундаменту Паннонії із оформленням у міоцені зони сколювання (shearzone), обмеженої ЗГР та Припанонським розломом із формуванням структур другого порядку: R та R'-сколів та T-структур розтягу. Субвертикальне залягання граничних розломів зони сколювання та розривних структур другого порядку дозволяє ідентифікувати зону неспівосних деформацій як зону правого зсуву.

Геометрія T-структур фіксується за розпорядком центрів вулканічних вивержень міоцен-четвертинного віку (рис. 2). На відміну від класичної схеми розвитку зон сколювання, у яких T-структури 2 порядку закладаються як ешелюнована система тріщин відриву у центральній частині зони сколювання, судячи із розповсюдженості та вікової послідовності вулканічних центрів в межах Закарпаття, T-структури в першу чергу виникли поблизу найбільш "ослаблених" граничних розломів, а вже потім розкрилися наскрізно під кутом 45-50° до граничних розломів.

Логічним видається припущення про те, що T-структури не лише контролювали просторове розташування вулканічних центрів, але й могли бути причиною різкої декомпресії на різних, у тому числі достатньо великих глибинах для виникнення осередків плавлення різного за складом субстрату (нижня і верхня кора). Іншими словами, зона сколювання могла бути однією з причин вулканізму Закарпаття.

Оформлення правосторонньої зони сколювання – єдине пояснення виникнення структур розтягу в межах Закарпатського прогину за умов регіонального субмеридіонального стиснення.

Висновки. У питанні неогенового вулканізму Закарпаття та інших сегментів альпійського поясу (зокрема в питанні вулканізму в межах Кавказу) вирішальними факторами вважаються тепловий режим тектоносфери і сприятливі геодинамічні режими. Високий температурний рівень теплових полів на конвергентному етапі розвитку Паннонії, вірогідно, можна пояснити значними об'ємами та високим стоянням після розкриття астеносфери, і, відповідно, наявністю надлишкового відносно стаціонарних режимів тепла і аномальних теплових потоків.

Ще один важливий фактор вулканізму – ступінь консолідованості літосфери та можливість формування глибоких розломів, здатних проникати до достатньо

високотемпературних рівнів і викликати плавлення за рахунок масштабної декомпресії. Таким процесам найбільш сприяють структури розтягу. В межах конверген-

тних зон за умов регіонального стиснення Т-структура зон сколювання чи не найбільш поширений тип структур розтягу.

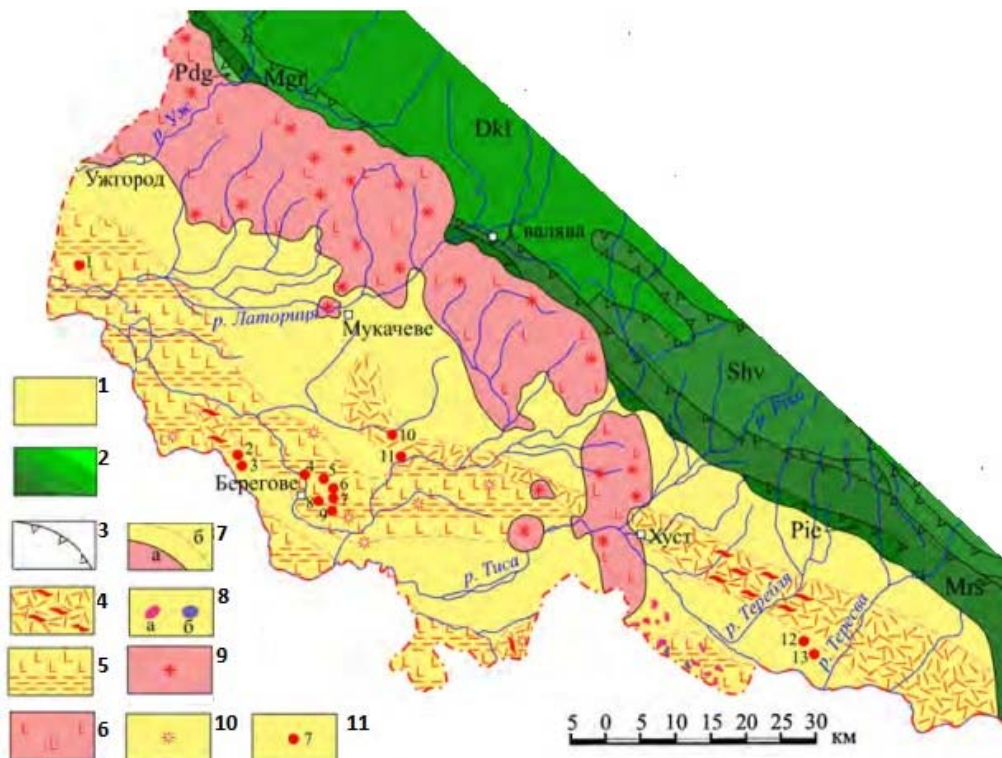


Рис. 2. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід та вулканічних центрів у Закарпатському прогині [11]

Суттєво андезитовий склад вулканітів Закарпаття і ВГГ зокрема, а також збіг у часі вулканізму та конвергентного етапу розвитку Неотетису обумовили виникнення і розвиток уявлень про субдукційну природу вулканізму. В той же час, завжди існували сумніви щодо таких поглядів. Причинами таких сумнівів слугують недостача прямих свідчень існування субдукційного процесу; значний розрив у часі між гіпотетичною субдукцією і початком вулканізму, тим більше, його закінченням; геометрія розривів, що містять центри вивержень, яка демонструє лише частковий, а можливо і опосередкований, зв'язок цих центрів із розломами домагматичного закладення. Ці структури мають діагональне щодо вірогідного фронту субдукції розташування, при чому вони належать до структур розтягу, що безпосередньо зчленовуються із можливим фронтом субдукції. Все це породжує скептицизм щодо субдукційної природи вулканізму.

Пошук альтернативного механізму веде до ідеї про формування на заключній стадії розвитку Карпатської складчастої системи закарпатської зони сколювання як області некоаксіальних деформацій, що при субвертикальній орієнтації граничних структур та при субгоризонтальній позиції осей тиснення і розтягу (σ_1 та σ_3) ідентифікується як зона правого зсуву.

Список використаних джерел:

1. Андреева-Григорьевич А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В., (2009). Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 58-68.
2. Андреева-Григорьевич А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В., (2009). Stratigraphy of Neogene deposits of the Transcarpathian foredeep. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 2, 58-68 (In Ukrainian).
3. Бала З., (1981). Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе. *Геотектоника*, 3, 79-93.
4. Balla Z., (1981). Neogene volcanites and its significance for geodynamic modeling in Carpathian region. *Geotectonics*, 3, 79-93 (In Russian).

5. Чекунов А., Ливанова Л., Гейко В., (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Советская геология*, 10, 57-68.

Chekunov A., Livanova L., Geyko V., (1969). Deep structure of Earth crust and some other features of Transcarpathian foredeep. *Soviet geology*, 10, 57-68 (In Russian).

6. Данилович Л., (1976). О положении зон субдукции в Украинских Карпатах. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 47, 53-58.

Danilovich L., (1976). Location of subduction zones in Ukrainian Carpathians. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 47, 53-58 (In Russian).

7. Глевасская А., (2000). Магнітостратиграфія, геохронологія та деякі особливості неогенового магматизму Українських Карпат. *Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи. Мат-ли наук. конфер. до 55-річчя геол. ф-ту ЛНУ ім. І. Франка. Львів: ЛНУ*, 14

Glevasskaya A., (2000). The magnetostratigraphy, geochronology and some other features of Neogene magmatic activity in Ukrainian Carpathians. *The geological science and education on the border of centuries: conditions, problems and prospects National University of Lviv*, p.14 (In Ukrainian).

8. Ляшкевич З., Медведев А., Крупский Ю., Варичев А., Тимошчук В., Ступка О., (1995). Тектономагматическая эволюция Карпат. *Наукова думка*, 132.

Ljashkevich Z., Medvedev A., Krupskiy U., Varychev A., Tymoshchuk V., Stupka O., (1995). Tectonomagmatic evolution of Carpathians. *Naukova dumka*, p.132 (In Russian).

9. Ляшкевич З., Яцожинский О., (2005). Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика. *Геофизический журнал*, 6, 1005-1011.

Ljashkevich Z., Yatsojinskiy O., (2005). Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians, its evolution and geodynamics. *Geophysical journal*, 6, 1005-1011 (In Russian).

10. Малеев Е., (1964). Неогеновый магматизм Закарпаття. *Наука*, 252.

Maleev E., (1964). Transcarpathian neogene magmatism. *Nauka*, p.252 (In Russian).

11. Мерлич Б., Спитковская С., (1974). Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття. *Вища школа*, 172.

Merlich B., Spitkovskaya S., (1974). Deep faults, neogene magmatism and ores of Transcarpathia. *Vyscha shkola*, p.172 (In Russian).

12. Николаев В., (1984). Соотношение неовулканитов с глубинными разломами в Паннонском бассейне. *Блоковое строение и разломы геосинклинальных областей*, 23-34.

Nikolayev V., (1984). Correlation of Neovolcanic Rocks with Deep-Seated Faults in the Pannonian Basin, *Sofia*, 23-34 (In Russian).

13. Павлюк М., Ляшкевич З., Медведев А., (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка*, 1, 45-59.

Pavlyuk M., Ljashkevich Z., Medvedev A., (2013). Ukrainian Carpathians in the structure of Pancardia (magmatism and geodynamics). *Geodynamics*, 1, 45-59 (In Ukrainian).

12. Pecskey Z., Seghedi I., Downes H., Prychodko M., Mackiv B., (2000). K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica*, 2, 83-89.

13. Radulescu D., Sandulescu M., (1973). The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155-161.

14. Ступка О., Ляшківчиз З., Пономарьова Л., Гнилко О., Братусь Л., Ступка Ок., Лемішко О., Кулянда М., Романів Р., Тернавський М., Попова Л., (2006). Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3-4, 58-75.

Stupka O., Lyashkevich Z., Ponomaryova L., Hnylko O., Bratus L., Stupka Ok., Lemishko O., Kulyanda M., Romaniv R., Ternavsky M., Popova L., (2006). Evolution of Ukrainian Carpathians and adjacent areas from the position of regional geodynamics. *Geology and Geochemistry of Combustible minerals*, 3-4, 58-75 (In Ukrainian).

15. Шевчук В., Волошин О. (2002). Динамо-кінематичні умови неогенового магматизму Закарпаття. *Вісник Київ. ун-ту*, 21, 10-13.

Shevchuk V., Voloshyn O., (2002). The dynamo-kinematical conditions of Transcarpathian Neogene magmatism. *Herald of Taras Shevchenko National University of Kyiv*, 21, 10-13 (In Ukrainian).

16. Щербя В.М., Щербя А., (1976). Разломная тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и ее влияние на структуру и газоносность неогенового чехла. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 47, 47-53.

Shcherba V., Shcherba A., (1976). The fault tectonics of Transcarpathian foredeep preneogene basement and its influence on the structure and gas content in Neogene deposits. *Geology and Geochemistry of Combustible minerals*, 47, 47-53 (In Russian).

17. Утробин В., Линецкая Л., (1975). О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем. *Newsletter MOIP*, 3, 17-21

Utrobini V., Linetskaya L., (1975). Interrelation of Carpathian and Dinaric geosynclinal fold systems. *Newsletter MOIP*, 3, 17-21 (In Russian).

18. Vialon P., Ruhland M., Grolier J., (1976). Element de tektonique analitique, Masson, p.118.

19. Венглинский И., (1975). Фораминиферы и биостратиграфия миоцена в Закарпатском прогибе. *Наукова думка*, 264.

Venglinskiy I., (1975). Foraminiferas and biostratigraphy of Miocene in Transcarpathian foredeep. *Naukova dumka*, p.264 (In Russian).

Надійшла до редколегії 08.07.14

V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.

E-mail: svgeol@yandex.ua

A. Vasylenko, Postgraduate Student

Institute of Geology

Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: an_vass@ukr.net

TECTONIC EVOLUTION VS NEOGENE MAGMATISM IN TRANS-CARPATHIANS

The second half of XX century marked a period of intensive tectonic and geophysical research in the trans-Carpathian region, with kinematic, structural, and paragenetic analyses used. The research on the trans-Carpathian trough recorded sundry sublatitudinal and submeridional tectonic discontinuities. Previous structural and paragenetic grid analysis of multi-ordinal faults within the trans-Carpathian region and surrounding areas together with data on the distribution of magmatic centers in space and time enabled a new dynamic and kinematic scheme of Neogene tectonic and magmatic activation. According to the scheme mentioned, there evolved structural paragenesis of the shear zone because of the right shift resulting from submeridional compression within the trans-Carpathian region, common to entire Carpathian nappe system. The northern border of the shear zone is a rectilinear zone of the trans-Carpathian deep fault with north-western strike and subvertical fall. The southern border spreads along the zone of Prepannonian deep fault and the Shamos (Somes) line, where the shears got complicated, probably, because of tectonic blocks reversals. This scheme explains the formation of volcanic foci via the formation of layered structures of tension within the designated shear zone. The mechanism of trans-Carpathian Neogene magmatism is regarded as one of the stages of Meso-Cenozoic tectonic evolution of Pannonia. When marking the stages, consideration is to be given to the presence or absence of oceanic crust within the Pannonian basin of Neotetis. According to the authors, its main substratum was a thinned suboceanic crust, which, however, does not exclude the existence of a small layer of oceanic crust. Tectonic evolution of Pannonia during Meso-Cenozoic period is put into three stages. The first stage combines subductive and obductive processes, the second one is associated with creating nappes of the Ukrainian Carpathians, and the third one, respectively, with the formation of overthrust mechanism of weakening compressional stresses, leading to the formation of the shear zone and volcanism within the trans-Carpathian trough.

Key words: Neogene volcanism, trans-Carpathians, tectonic evolution stage, dynamic-kinematical scheme, volcanic centers.

В. Шевчук, д-р геол.-минералог. наук, проф.

E-mail: svgeol@yandex.ua

А. Василенко, асп.

E-mail: an_vass@ukr.net,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПРОЯВЛЕНИЙ НЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЗМА ЗАКАРПАТЯ

Интенсивные тектонофизические исследования в Закарпатье начались во второй половине XX века и использовали кинематический, а также структурно-парагенетический анализ. В ходе исследования Закарпатского прогиба был зафиксирован ряд субширотных и субмеридиональных тектонических нарушений. Предварительный структурно-парагенетический анализ сетки разнорядковых разломов в пределах Закарпатья и прилегающих районов вместе с данными о распределении магматических центров в пространстве и времени, позволил предложить новую динамо-кинематическую схему неогеновой тектоно-магматической активизации. Согласно ей, в связи с общим для всей Карпатской складчато-покровной системы субмеридиональным сжатием в пределах Закарпатского прогиба реализовался структурный парагенезис зоны скальвания в условиях правого сдвига. Северной границей зоны скальвания служит прямолинейная зона Закарпатского глубинного разлома с северо-западным простиранием и субвертикальным падением. Южная граница охватывает зону между Припаннонским глубинным разломом и линией Самош (Сомеш), где сдвиговые перемещения усложнялись, вероятно, поворотом тектонических блоков. Данная схема объясняет образование вулканических центров формированием эшелонированных структур растяжения в пределах очерченной зоны скальвания.

Механизм проявления неогенового магматизма Закарпатья рассматривается как одна из стадий мезокайнозойского тектонического развития Паннонии. При выделении стадий особое внимание уделяется вопросу о наличии или отсутствии океанической коры в пределах Паннонского бассейна Неотетиса. По мнению авторов, основным субстратом была истонченная субокеаническая кора. Одновременно это не исключает существования небольшого объема океанической коры. Тектоническое развитие Паннонии в мезокайнозое описано тремя стадиями. Первая стадия объединяет субдукционно-обдукционные процессы, вторая связывается с формированием надвигов Украинских Карпат, а третья, соответственно, с формированием надвижно-сдвигового механизма релаксации сжимающих напряжений, что привело к формированию зоны скальвания и вулканизма в пределах Закарпатского прогиба.

Ключевые слова: неогеновый вулканизм, вулканические центры, динамо-кинематическая схема, Закарпатье, стадии развития.