

УДК 549.621.2.01/02(477.8:292.452)

Лариса Володимирівна Генералова,

к. геол. н., доцент, кафедра загальної геології та регіональної геології, геологічний факультет,
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, м. Львів, 79005, Україна,
e-mail: gen_geo@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-6033-6556>;

Володимир Борисович Степанов,

к. геол.-мін. н., доцент, кафедра петрографії, геологічний факультет,
Львівський національний університет імені Івана Франка,
e-mail: vbstepanov23@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-0577-8682>;

Наталія Теодорівна Білик,

асистент, кафедра мінералогії, геологічний факультет,
Львівський національний університет імені Івана Франка,
e-mail: natbilik@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-9684-195X>;

Євгенія Мартинівна Сливко,

к. геол.-мін. н., доцент, кафедра екологічної та інженерної геології і гідрогеології,
геологічний факультет, Львівський національний університет імені Івана Франка,
e-mail: emslivko@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-2731-0602>

СЕРПЕНТИНИ – ІНДИКАТОРИ МЕТАМОРФІЧНИХ І ГЕОДИНАМІЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТІВ ВНУТРІШНІХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

В праці викладені результати дослідження серпентинізованих апонеридотитів офіолітового угольського комплексу Внутрішніх Українських Карпат. Праця ґрунтується на даних геологічного спостереження в середній течії р. Терблї та лабораторних аналізах. Розглянуто матеріали петрографічного, мінералогічного, рентгеноструктурного, термовагового та мікрозондового вивчення серпентинів. Середньотриасово-нижньокрейдові (?) серпентинізовані апонеридотити утворюють олістоліти в нижньокрейдовій соймільській олістостромово-конгломератовій товщі. Вивчені серпентини є породоутвірними мінералами лїзардитових і антигоритових серпентинітів. Лїзардитові серпентиніти мають лїнзовидно-петельчасті текстури, представлені α -лїзардитами з хромшпінелідами за підвищеної хромистості і глиноземистості при меншій залізистості. Антигоритові серпентиніти розпізнаються за смугасто-сланцеватими текстурами, складаються з β -лїзардитів, антигоритів, магнетиту. Лїзардитові серпентиніти характерні для регресивного метаморфізму верхів зеленосланцевої фації. Антигоритові серпентиніти є типовими утвореннями прогресивного метаморфізму низів зеленосланцевої – верхів епідот-амфіболітової фації. Регресивний метаморфізм був реалізований в геодинамічній обстановці спредингу. Прогресивний метаморфізм проходив у субдукційних умовах між терейнами Дакія і Тисія, які призвели до закриття Трансильвансько-Муреського палеоокеану. Лїзардитові серпентиніти мають первинно-мантіїні протоліти ультраосновного (реститового) складу. Антигоритові серпентиніти характеризуються літосферними протолітами основного складу. Вивчення серпентинітів апонеридотитів угольського комплексу, є інформативним для з'ясування метаморфічних перетворень вихідних первинно-мантіїних протолітів і встановлення стадійності формування літосфери складчасто-покривних споруд.

Ключові слова: Внутрішня зона Східних Українських Карпат; перидотити; серпентини; α - і β -лїзардити, антигорит.

Л. В. Генералова, В. Б. Степанов, Н. Т. Білик, Е. М. Сливко. СЕРПЕНТИНЫ – ИНДИКАТОРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ МЕЗОЗОЙСКИХ ПЕРИДОТИТОВ ВНУТРЕННИХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ. В работе изложены результаты изучения серпентинизированных апонеридотитов офіолітового угольського комплексу Внутренних Украинских Карпат. Работа основана на данных геологических наблюдений в среднем течении р. Тербля и лабораторных анализах. Рассмотрены материалы петрографического, минералогического, рентгеноструктурного, термовагового и микророндового исследования серпентинов. Среднетриасово-нижнемеловые серпентинизованные апонеридотиты образуют олістоліти в нижнемеловой соймільской олістостромово-конгломератовой толще. Изученные серпентини являются породообразующими минералами лїзардитовых и антигоритовых серпентинитов. Лїзардитовые серпентиниты имеют лїнзовидно-петельчастые текстуры, представлены α -лїзардитами с хромшпінелідами при повышенной хромистости, глиноземистости и пониженной железистости. Антигоритовые серпентиниты распознаются по полосчато-сланцеватым текстурам, состоят из β -лїзардитов, антигоритов, магнетита. Лїзардитовые серпентиниты характерны для регресивного метаморфизма верхов зеленосланцевой фації. Антигоритовые серпентиниты являются типичными образованиями прогрессивного метаморфизма низов зеленосланцевой – верхов епідот-амфиболітової фації. Регресивный метаморфизм реализован в геодинамической обстановке спрединга. Прогресивный метаморфизм происходил в субдукционных условиях между терейнами Тиссия и Дакия, приведших к закрытию Трансильванско-Мурешского океана. Лїзардитовые серпентиниты имеют первично-мантіїные протоліты ультраосновного (реститового) состава. Антигоритовые серпентиниты характеризуются литосферными протолітами основного состава. Изучение серпентинитов апонеридотитив угольського комплексу, является информативным для выяснения метаморфических преобразований выходных первично-мантіїных протолітами и установления стадийности формирования литосферы складчато-покрывных сооружений.

Ключевые слова: Внутренняя зона Восточных Украинских Карпат; перидотиты; серпентини; α - и β -лїзардиты, антигорит.

Вступ. Перидотити офіолітових комплексів є фрагментами океанічної верхньої мантії, які були виведені на поверхню в результаті тектонічних рухів. Їхній склад визначається вихідним складом океанічної верхньої мантії, ступенем її плавлення, процесами взаємодії розплаву з оточуючими мантійними породами в процесі транспортування з області генерації в верхні горизонти земної кори. Перетворення, які переживають реститові перидотити, відбиваються на їхніх структурах і текстурах, зміні складу породоутворюючих, акцесорних та вторинних мінералів. Аналіз кінцевої будови та складу апоперидотитів дає змогу отримати дані для здійснення геодинамічних реконструкцій щодо стадійності їхнього утворення. Перидотити часто серпентинізовані. Мінерали групи серпентину формуються в різних геодинамічних умовах. Експериментальні і теоретичні дані доводять, що різні поліморфні модифікації серпентину стабільні при різних температурах і тисках.

Аналіз останніх публікацій. Вивчення магматизму для деталізації геодинамічних реконструкцій обстановок, з якими він пов'язаний займає чільне місце серед геологічних проблем Українських Карпат. Магматичні утворення мезозойського віку включають середньотріасово-нижньокрейдові комплекси ультраосновного та основного складу. За геологічними умовами та петрогеохімічними параметрами для них встановлюються спредінгові, субдукційні та плитні геодинамічні обстановки [7]. Угольський комплекс містить офіоліти, які представлені перидотитами, базальтоїдами, яшмоїдами, вапняками [16, 18].

За результатами досліджень останніх десятиліть серпентини є найпоширенішими вторинними мінералами перидотитів угольського комплексу. За даними опублікованих праць вони складають від 50–80 % об'єму порід [18] і представлені антигоритом, хризотилом, баститом. Антигорит зустрічається в парагезисі із залістим нікелем, що свідчить про серпентинізацію перидотитів угольського комплексу, яка протікала на глибинах від 40–50 км до 100 км (?), за температури 450–600°C та тиску 13–16 кбар [16].

Праці дослідників Українських Карпат сприяли розпізнаванню головних петротипів мезозойських магматичних порід у різних комплексах та формаціях. Виконані мінералого-петрографічні, петрохімічні, геохімічні дослідження було використано для моделювання тектонічної еволюції Карпатської геосинклінали [16, 18].

У світовій літературі вивченню серпентинів і серпентинітів приділяють велику увагу. Серпентинізація як процес метаморфічних перетво-

рень інтенсивно проявлена в перидотитах офіолітових комплексів. Вона відбувається майже відразу після становлення перидотитів і змінює їхній мінеральний склад в напрямі ускладнення [2]. В складчастих поясах серпентинізовані апоперидотити та серпентиніти локалізуються в шовних (сутурних) зонах, в меланжових і олістостромових товщах [9–14, 17, 21, 27, 29, 31]. Тут зустрічаються серпентиніти різних типів [12–14, 21, 23, 26, 29], які розділяються за мінералого-петрографічними, петрогеохімічними, термодинамічними та іншими ознаками. Найчастіше в літературі фігурують лізардитові і антигоритові серпентиніти, які мають відповідні породоутворюючі мінерали. Іноді розглядаються перехідні між лізардитовими і антигоритовими типи порід.

Лізардитові серпентиніти є продуктами корової низькотемпературної серпентинізації, яка проходить в умовах регресивного метаморфізму [4, 12–14] цеолітової фації та низів зеленосланцевої фації метаморфізму. Регресивний метаморфізм пов'язано з застиганням перидотитів та їхнім підняттям на вищі рівні літосфери в області рифтогенезу (концентрованого серединно-океанічного та дифузійного задугового й передугового спредінгу). Найінтенсивніша серпентинізація за цих умов тяжіє до ділянок “сухого” повільного спредінгу. За результатами кінематико-термодинамічного моделювання низькотемпературна серпентинізація має низькі і помірні тиски при температурі 130–150° С, розвивається на глибинах 3,5–4,5 км і характеризується утворенням α - та β -лізардитів (та спорадично хризотилів). При серпентинізації за перидотитами утворюються петельчасті серпентини [20] або α -лізардити [4]. За габброїдами можуть формуватися β -лізардити. Утворення лізардитів і хризотилів контролюється вихідним розміром зерен олівину вихідної породи (протоліту): при його розмірі в діапазоні 5–150 мкм утворюється лізардит, при розмірі менше 5 мкм утворюється хризотил [28].

Антигоритові серпентиніти є результатом глибинної високотемпературної серпентинізації [14], яка відбувається за умов прогресивного метаморфізму [13, 14, 24–27] з утворенням середньо- і високотемпературних асоціацій серпентинів за участі переважно β -лізардиту з магнетитом і антигоріту, для яких характерні температури 200 (350)–500 (до 300–650)°С. За підвищення температури до рівня епідот-амфіболітової фації можуть утворюватися тальк-антигоритові і тальк-олівінові породи [4, 13]. Прогресивний високотемпературний метаморфізм перидотитів, на думку фахівців, проявляється в надсубдукційних обстановках при зануренні слєбу, що супроводжується зростанням тиску і температури. На

цій стадії мають місце прояви тектонічних деформацій, локальний розігрів при вкоріненні тіл молодого інтрузивного магматизму, процеси гранітизації. Тут відмічають парагенезиси олівіну та антигориту, що формуються і є стійкими на глибинах до 100 км при температурі до 650–700° С. Разом із хлоритом і амфібол-олівіновими породами цей парагенезис характерний для ультраосновних метаморфітів слєбу, який субдукує. В сучасних океанічних структурах є чисельні знахідки антигоритових серпентинітів в глибоководних жолобах (і їхня повна відсутність в серединно-океанічних хребтах) [12].

За даними вивчення акцесорних мінералів різних типів серпентинітів виявлено, що свіжі хромшпінеліди зустрічаються у лізардитових серпентинітах, які пережили низькотемпературну серпентинізацію. В антигоритових серпентинітах, які утворилися завдяки високотемпературній серпентинізації при низькій активності кремнезему (SiO_2), домінує магнетит [23, 24]. Вивчення процесів серпентинізації припускає виокремлення двох фаз: спочатку відбувається утворення багатих магнієм серпентинів, пізніше формуються багаті залізом серпентини, у яких кристалізується магнетит. Термодинамічне моделювання свідчить, що в межах температурного інтервалу 100–300° С лізардит є стабільним, проте ці умови не сприятливі для осадження магнетиту [23]. В інтервалі температур 320–390° С [29] лізардит поступово заміщується на антигорит. В інтервалі 340–370° С, $P \approx 8\text{--}10$ кбар антигорит має перевагу над лізардитом, тоді ж кристалізується магнетит [25, 27], що вказує, на думку дослідників, на фазові переходи між високими фаціями зеленосланцевого – та низькими фаціями блакитносланцевого метаморфізму. При температурі вище 390° С $P \approx 11\text{--}12$ кбар антигорит є єдиним стабільним серпентиновим мінералом до початку вторинної кристалізації олівіну 460° С [29].

Різні мінералогічні типи серпентинітів розрізняються за співвідношення MgO/SiO_2 , $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{SiO}_2$ та $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Із зростанням ступеня метаморфічних змін, що виражено в трансформації лізардитових серпентинів на антигоритові, відмічено незначне зростання вмісту SiO_2 та $(\text{MgO}+\text{FeO})$ за виснаження Al_2O_3 . Тобто лізардитові серпентини мають більш високі значення MgO/SiO_2 [26, 29, 31] та низькі $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в порівнянні з лізардит-антигоритовими і антигоритовими серпентинітами [26, 31]. За термодинамічними розрахунками, які виконані для лізардитових серпентинітів, і розвинулись за дунітами Нової Каледонії, виявлено, що активність FeO , MgO и SiO_2 є функцією складу олівіну та ортопіроксену [24]. Антигоритові серпентини формуються за переважанням флюїдів при знач-

ному окислювально-відновлювальному потенціалі з раніше утвореного серпентину (лізардиту) і бруситу з реакціями утворення магнетиту [24].

Дослідження петрохімічних складів серпентинітів Головного Уральського розлому (палеозойської субдукційної зони) дало змогу диференціювати їх за характером протолітів. Високоглиноземисті та високохромисті серпентиніти мають ультраосновні протоліти, що формувались в умовах мантиї. Середньоглиноземисті та низькохромисті серпентиніти характеризуються протолітами основного складу, що зароджувались в корових умовах [10].

Вивчення мінералогічних і геохімічних особливостей двох типів серпентинітів у сутурній зоні Міанлу (Mianlue) в орогенному поясі Цінлін (Qinling) центрального Китаю дає змогу дослідникам підкреслити, що лізардитові серпентиніти збагачені ірідієвим-типом платинової групи [31]. Це є свідченням їхнього мантійного походження. Антигоритові серпентиніти утворились в результаті взаємодії серпентинізованих апоперидотитів мантійних протолітів з розплавленою породою в субдукційному каналі. Вони збагачені магнетитом [31].

Системне опрацювання мінералогічно-петрографічних ознак серпентинів сприяє виділенню стадій розвитку структур, яким відповідають певні геодинамічні режими. Така періодизація виконана для Уральської складчастої споруди [11]. Перша стадія зі становлення масивів ультрамафітів і їхня наступна лізардизація відбувається за умов рифтогенно-спредінгового геодинамічного режиму у пізньому кембрію-ордовіку. Друга стадія, на якій прослідковується антигоризація, оталькування, карбонатизація, десерпентинізація проявляються в утворенні карбонат-антигорит-олівінових порід з жилами карбонатитів відбувається у субдукційному і колізійному геодинамічних режимах у силурі-перму. Третя стадія охоплює утворення кір звітрявання по ультрамафітах за умов платформного геодинамічного режиму у крейді-палеогені. Четверта стадія представлена частковою трансформацією та знищенням кор звітрявання за епіплатформного орогенезу у неоген-четвертинний період [11].

Використання актуалістичних підходів до аналізу геологічних утворень Українських Карпат у світлі сучасних мобілістичних теоретичних уявлень, зокрема терейнової концепції, спонукало поглиблене вивчення магматичних утворень регіону і, зокрема, вторинних серпентинів перидотитів угольського комплексу. Ретельне геологічне, мінералогічно-петрографічне та петрогеохімічне дослідження серпентинізованих апоперидоти-

тів угольського комплексу, виконане нами, дали змогу отримати нові дані.

Мета роботи полягає у опрацюванні та вивченні серпентинів апоперидотитів угольського офіолітового комплексу, які формують олістоліти і олістоплаки у соймкульській світи у Мармароській зоні Скуль (Вежанському покриві) та у прослідковуванні їхньої еволюції. Для досягнення мети необхідно було виконати **завдання**: провести польові дослідження для уточнення позиції просторової локалізації апоперидотитових серпентинів в складі соймкульської світи та скласти представницьку колекцію серпентинів апоперидотитів угольського комплексу; вивчити мінералогічні, петрогеохімічні, рентгеноструктурні, термічні особливості серпентинів; реконструювати процеси метаморфічних перетворень, завдяки яким виникла та, чи інша група серпентинів; реставрувати протоліти, за якими розвивалися групи серпентинів; відтворити етапи геодинамічних умов становлення перидотитів угольського комплексу.

Об'єкт досліджень: серпентини апоперидотитів угольського комплексу.

Предмет досліджень: перидотити офіолітового угольського комплексу.

Геологічна позиція перидотитів угольського комплексу Мармароської зони скуль. Магматичні утворення угольського комплексу вивчали-

ся у середній течії р. Теремля, у верхів'ях її допливу Угля (рис. 1). Тут кластоліти (олістоліти) серпентинітів, метаморфізованих перидотитів та інших порід, що належать офіолітовій асоціації, занурені у матрикс нижньокрейдової соймкульської світи.

Соймкульська світа розпочинає статиграфічний розріз Мармароської скульної зони (відомої як Вежанський покрив) Внутрішніх Східних Карпат [18], складений крейдово-палеогеновими відкладами. Олістостромовою товща соймкульської світи містить крупні олістоліти двох груп порід. До першої групи відносяться фрагменти порід угольського комплексу мезозойської (середньотріасово-нижньокрейдової, [8, 17]) офіолітової асоціації (серпентинізовані перидотитами, metabазальти, червоними яшмоїдами, вапняками). Друга група олістолітів складена утвореннями, які подібні до порід Мармароського масиву (кристалічні сланці, гнейси, гранітоїди, пермотріасові кварцові конгломерати, тріас-юрські вапняки та доломіти). Матрикс олістостроми представлений хаотичними утвореннями мулистоуламкових потоків (debris-flows) [8].

Мармароська скульна зона та Мармароський масив є північно-західним закінченням композиційного мікроконтинентального терейну Тися-Дакія. Утворення соймкульської світи формувалися на південно-західних схилах нині зануреної

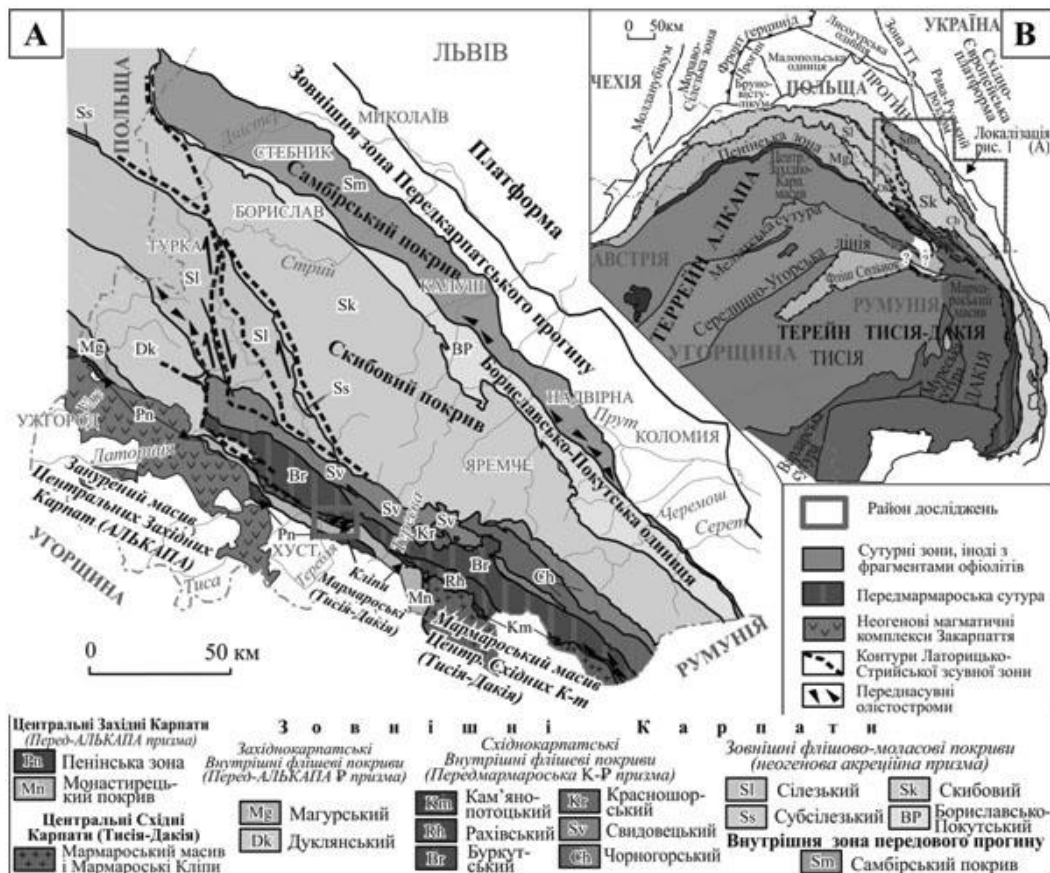


Рис. 1. (А) Схема головних тектонічних одиниць Українських Карпат [6]; (В) Регіональна схема тектонічного положення Українських Карпат, за О. М. Гнілко [17]

ділянки Мармароського масиву (“Мармароської кордільєри”), що відповідало геодинамічним умовам пізньокрейдово-палеогенової пасивної околиці континентального схилу мікроконтиненту Тися-Дакія [8]. Ці умови виникли після становлення ранньоальпійських ранньокрейдових Трансільванських і Мармароських покривів. На території України Трансільванські офіолітові покриви, вірогідно, денудовані. На території Румунії вони збереглися у вигляді тектонічних останців Трансільванських ранньокрейдових покривів, які зазнали насування на кристалічний масив Центральних Східних Карпат (Мармароський масив, є частиною терейну Дакія). Коріння Трансільванських покривів розташовані між мікроконтинентальними терейнами Тися і Дакія в Муреській зоні [22, 30]. Вона належить Трансільвансько-Муреській (Вардарсько-Муреській) сутурній зоні, сформованої в результаті колізії між згаданими двома терейнами, яка привела до утворення композиційного терейну Тися-Дакія [6, 8, 17]. Трансільвансько-Муреська сутура, як і олістоліти Трансільванських покривів в соймульській свиті, містить інформацію про геодинамічні процеси, що відбувалися в океанічному басейні, який розділяв мікроконтинентальні терейни Тисяю і Дакію.

Методи досліджень. Нами проведений комплекс досліджень, що складався з геологічних спостережень порід у відслоненнях, лабораторних петрографічних, мінералогічних та петрогеохімічних досліджень серпентинів апоперидотитів.

При геокартувальних та тематичних роботах району досліджувались серпентиніти і серпентинізовані перидотити у природних відслоненнях. Для лабораторного вивчення відібрано серпентиніти з різних частин району дослідження, які розрізняються структурно-текстурними характеристиками. При лабораторних дослідженнях неоднорідність зразків серпентинітів контролювалися декількома незалежними методами.

Мінеральний склад та структурно-текстурні особливості порід вивчалися в прозорих шліфах у прохідному світлі оптико-мікроскопічними методами на мікроскопах фірми “Olympus”.

Мікроаналітичні дослідження серпентинітів виконувались протягом вересня–листопада 2018 р. у лабораторії фізичного факультету ЛНУ імені Івана Франка за допомогою растрового (скануючого) електронного мікроскопу РЕММА-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енергодисперсійним аналізатором “EDAR”, аналітик Р. Я. Серкіс. Досліджувались поліровані зразки апоперидотитових серпентинітів (аншліфи). Параметри проведення аналізу такі: прискорювальна напруга 20 кВ, струм зонду 1 нА, діаметру зонду

0,1 мкм. Марка еталону використаного для калібрування приладу – НЭРМА. ГЕО1.25.10.74 ГТ; виробник – фірма “Geotechnology” (Україна). Для калібрування окремих елементів використані наступні стандарти: Na – альбіт; Mg – периклаз; Al, Si, Ca – анортит; P – фтор-апатит; S – пірит; K – мікроклін; Ti – македоніт; Cr – есколаїт; Mn – манганіт; Fe – гематит; As – GaAs (синтетичний); Ba – барит; Sc, Co, Ni, Cu, Zr, Ag, Au – чисті елементи. Для обробки отриманих даних використане програмне забезпечення “Magalanes 3.2”.

Для термічного аналізу використано дериватограф Q-1500D системи “Паулік – Паулік-Ердей” лабораторії хімічного факультету НУ “Львівська Політехніка” в жовтні 2018 р., аналітик В. В. Кочубей. Дериватограф з’єднаний з персональним комп’ютером в інтервалі температур 20–1000°C при вільному доступі повітря в піч. Швидкість нагрівання складала 10°C/хв. Маса зразків становила в середньому 10 мг. Еталонною речовиною слугував алюміній оксид. Результати комплексного термічного аналізу зразків, який включає термогравіметрію (TG), диференційну термогравіметрію (DTG) та диференційний термічний аналіз (DTA), представлені у вигляді термограм. Інтерпретація складу апоперидотитових серпентинітів проводилась з використанням каталогів стандартних термограм різновидів серпентину (лізардиту, хризотилу, антигориту), та інших мінералів перидотитів, які опубліковані в низьці рабів [2, 3, 4, 19, 20].

Рентгеноструктурний аналіз виконано в жовтні 2018 р. у рентгенівській лабораторії геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка на дифрактометрі ДРОН-3 (аналітик А. М. Дворянський) за наступних параметрів: $\text{CuK}\alpha$ – випромінювання, напруга 40 кВ, сила струму 25 мА, швидкість обертання 1 град/хв. Ідентифікація мінералів здійснювалась з використанням інтернет-ресурсів MINCRYST, Mindat та за допомогою програми Match (версія 9).

Результати досліджень. Досліджені апоперидотитові серпентиніти, за результатами нашого вивчення, на 80–100 % складаються з α - і β -лізардитів та антигориту. Первинний склад порід діагностувався за вмістом олівіну і піроксенів. Серед петроструктурних ознак в апоперидотитах іноді фрагментарно відзначається плоскопаралельне орієнтування мінеральних зерен, яке, вірогідно, відбиває первинно нерівномірне розташування породотвірних мінералів. Досліджені серпентинізовані апоперидотити, очевидно, є мантійним реститом [1, 5, 15, 16, 18].

При макроскопічному візуальному аналізуванні порід зверталась увага на відмінності текстур серпентинізованих перидотитів. Одна група

порід вирізнялась виразними лінзовидно-петельчастими макротекстурами. Іншій групі взірців притаманні смугасто-сланцювате просторове розташування мінеральних компонентів. Під мікроскопом у лінзовидно-петельчастих серпентинітах серпентин представлений петельчастим мінеральним агрегатом розміром до 1,0–1,5 мм. Він безбарвний, має від'ємний знак головної зони, пряме загасання і показник заломлення $n_g=1,546$. За ромбічними піроксенами розвиваються таблитчасті псевдоморфози баститу (рис. 2 А). Кристалооптичні властивості цих морфологічно різних відмін серпентину однакові і відповідають α -лізардиту. Виразений ендоефект за температури 630° С на термограмі DTA дає змогу розпізнати α -лізардит (рис. 3А) [8, 13], що є вагомим аргументом на підтвердження наших кристалооптичних досліджень.

В породах зі смугасто-сланцюватою текстурою термічним аналізом встановлено β -лізардит та антигорит, які характеризуються чітко вираженими ендоефектами на термограмах кривих DTA (рис. 3В) в діапазоні температур 670°С і 780°С, відповідно. Мікроскопічно β -лізардит представлений петельчастими виділеннями, які переповнені пілоподібними, точковидними включеннями магнетиту, що притаманно цьому різновиду серпентина, і підтверджено в низьці праць [2, 9, 13]. Локально зустрічаються голкоподібні (розміром до 0,01 мм) індивіди серпентину, котрі перегинаються під різними кутами. Показник заломлення цих індивідів становить $n_g=1,565$, який є типовим для антигориту (рис. 2В). Взаємовідношення між β -лізардитом і анти-

горитом складні, проте можна припустити, що ці різновиди сингенетичні.

Рентгенівський аналіз серпентинів показав, що на дифрактограмах чітко фіксуються піки з міжплощинними відстанями 7,3 Å, 4,54 Å, 3,63 Å, 2,53 Å, 4,49 Å, 2,45 Å. Піки відповідають як лізардиту, так і антигориту (рис. 4). Проте інтенсивність піку з міжплощинною відстанню 3,63 Å у серпентинах, з переважанням α -лізардитів, значно нижча, ніж у серпентинах з переважанням антигориту.

Мікрозондові дослідження елементів з використанням таких параметрів як $Al^{\#}$ ($Al/(Al+Si)\times 100\%$), $Fe^{\#}$ ($Fe/(Fe+Mg)\times 100\%$), $Cr^{\#}$ ($Cr/(Cr+Al)\times 100\%$) дозволили оконтурити два поля на трикутній дискримінаційній діаграмі (рис. 5). Аналізи 1–4, локалізуються в полі α -лізардитів. Аналізи 5–9 потрапляють в поле антигоритів. α -лізардити мають більшу хромистість $Cr^{\#}=Cr/(Cr+Al)\times 100\%$, глиноземистість $Al^{\#}=Al/(Al+Si)\times 100\%$ за меншої залізистості $Fe^{\#}=Fe/(Fe+Mg)\times 100\%$. Антигорити характеризуються більшою залізистістю при меншій хромистості та глиноземистості.

Хімічний склад серпентинів [1] (табл. 1) за вмістом SiO_2 і Al_2O_3 [26, 29, 31] показав, що на бінарній дискримінаційній діаграмі $SiO_2-Al_2O_3$ аналізи 1–4 обмежені областю розвитку лізардитів, тоді як аналізи 5–9 розміщуються в області антигориту (рис. 6). Просторова локалізація фігуративних точок серпентинів доводить, що при переході лізардитів до антигоритів спостерігається збільшення SiO_2 , з одночасним зменшен-

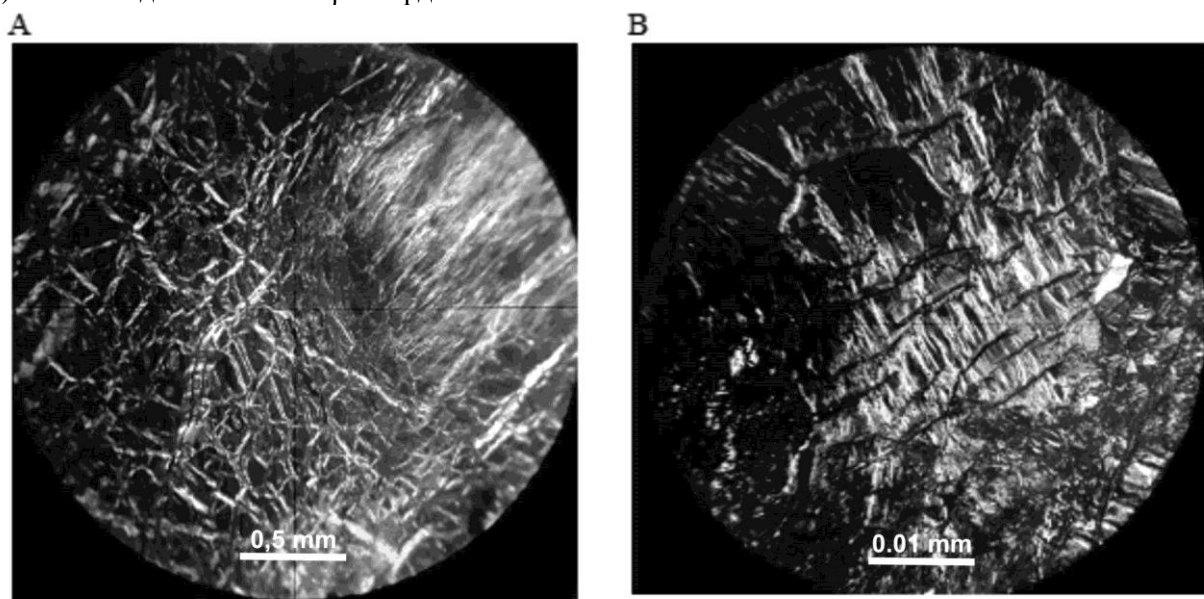


Рис. 2. Шліфи апоперидотитових серпентинітів угольського комплексу. Умовні позначення: А – петельчасті і таблитчасті виділення лізардиту та баститу: петельчастий – α -лізардит (ліворуч) і тонкопластинчастий – бастит (праворуч). Ніколі схрещені. В – видовжено-таблитчасті до голчастих виділення антигориту (біле). Ніколі схрещені. Басейн р. Мала Уголька: правий борт струмка Гребінський, 250 м вгору від гирла струмка Погарський Рункул, околиця с. Мала Уголька

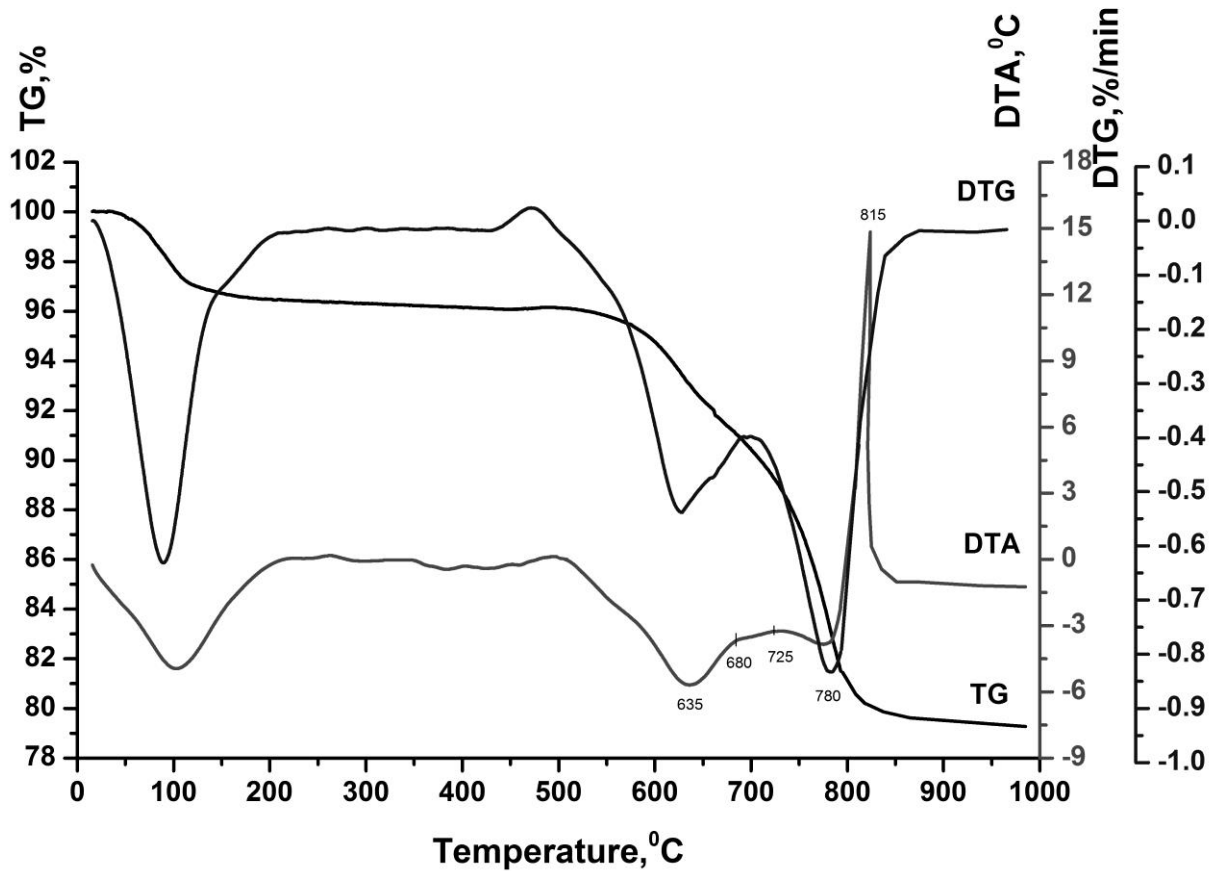
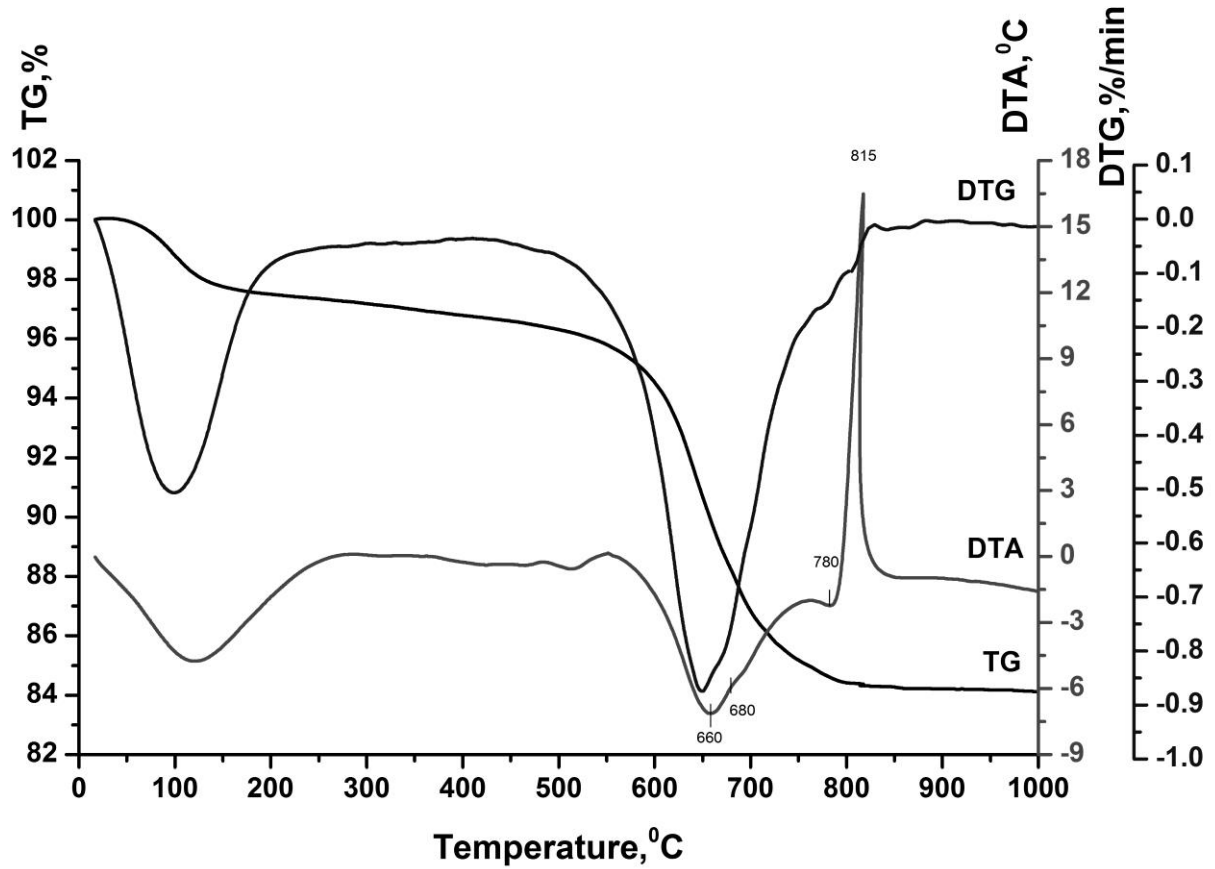


Рис. 3. Термограми серпентинів апоперидотитів угольського комплексу. Умовні позначення: DTG – диференціально-термогравіметрична крива; DTA – диференціальна крива нагрівання; TG – крива втрати маси. вгорі – α -лізардитові; внизу – β -лізардитові та антигоритові

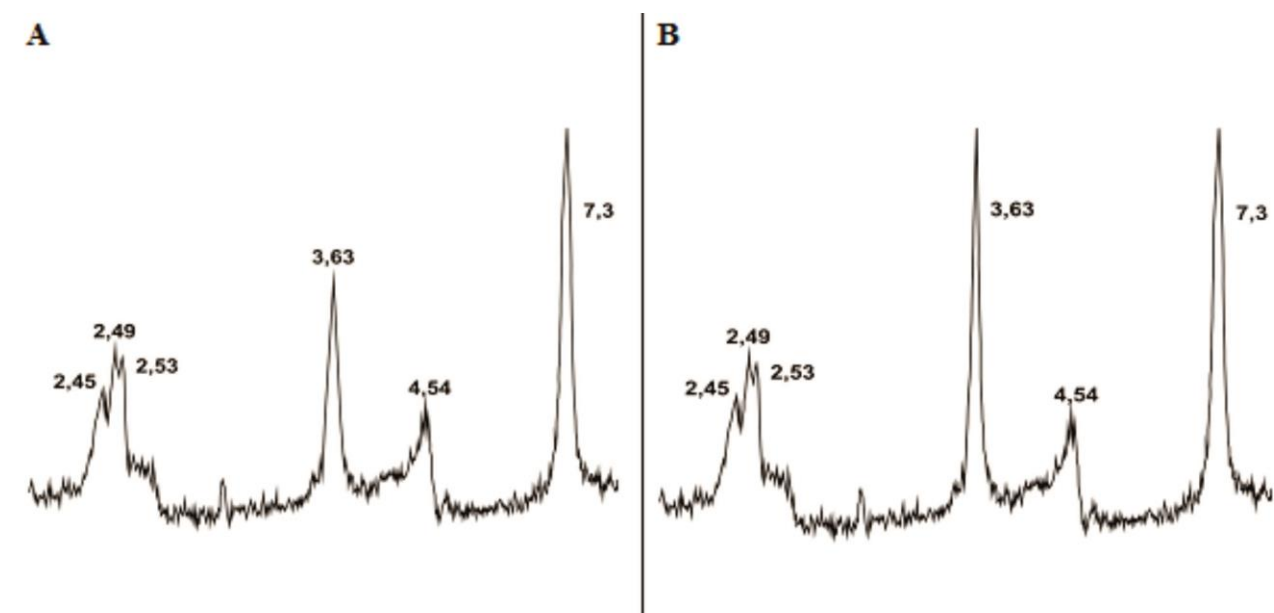


Рис. 4. Дифрактограми серпентинів апоперидотитів угольського комплексу.
Умовні позначення: А – α -лізардитові; В – β -лізардитові та антигоритові

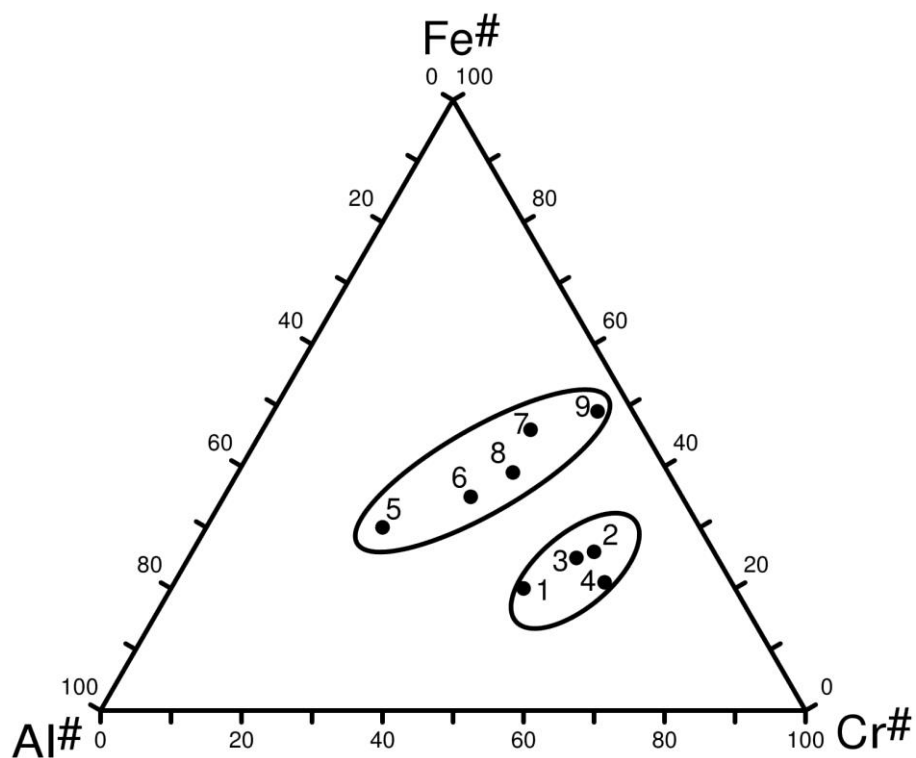


Рис. 5. Розподіл фігуративних точок серпентинів на трикутній діаграмі $Al^{\#}-Fe^{\#}-Cr^{\#}$. Умовні позначення: аналізи: 1–4 – поле лізардитів; 5–9 – поле антигоритів. $Fe^{\#} = Fe / (Fe + Mg) \times 100\%$;
 $Al^{\#} = Al / (Al + Si) \times 100\%$; $Cr^{\#} = Cr / (Cr + Al) \times 100\%$

Таблиця 1

Вміст SiO_2 та Al_2O_3 (мас. %) в серпентині за даними хіманалізу

Мас.%	Номери проб								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	43,08	42,11	42,02	41,09	44,12	43,92	43,90	42,96	44,10
Al_2O_3	0,61	1,99	1,59	1,95	0,21	0,99	0,55	1,86	0,87

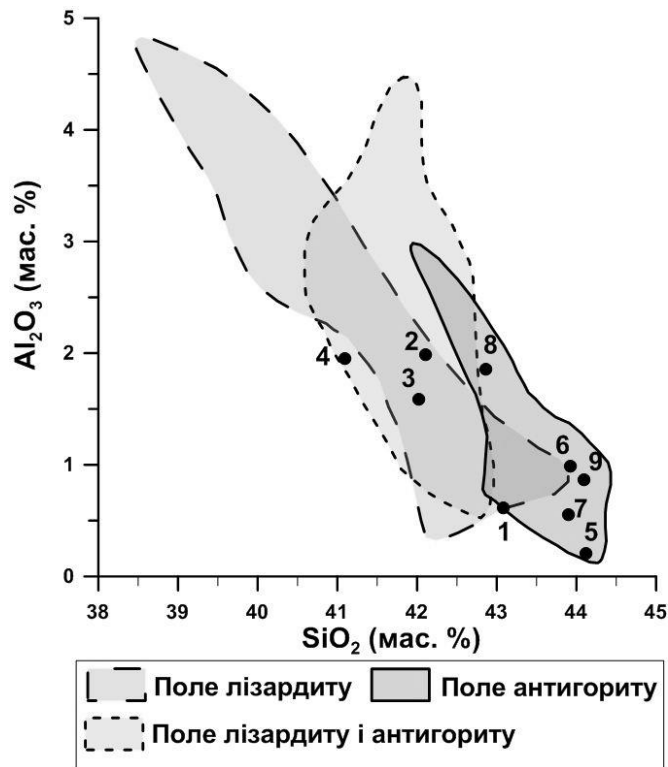
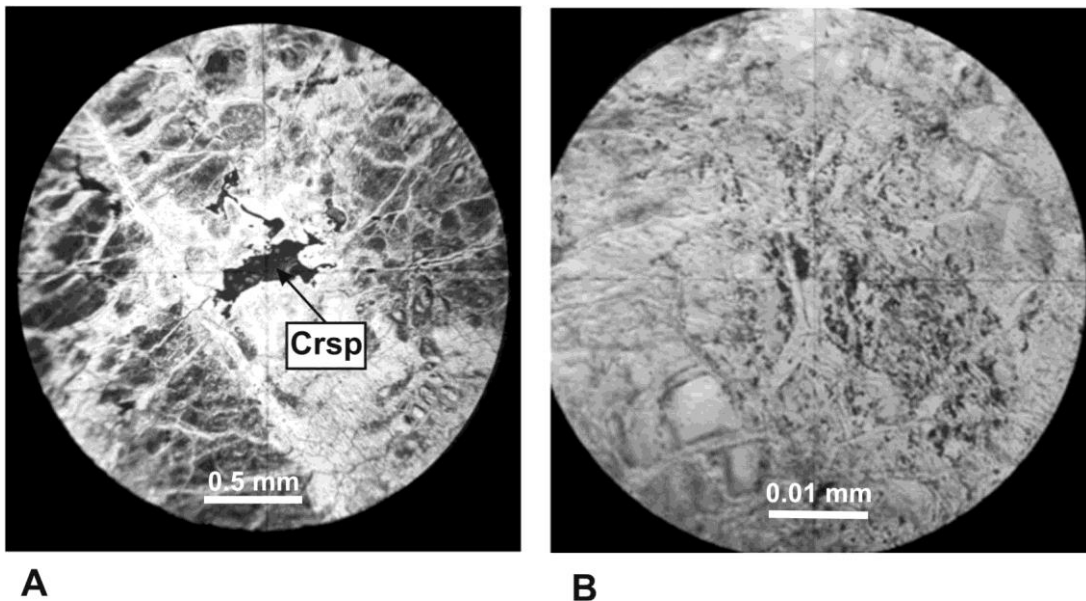


Рис. 6. Розподіл фігуративних точок серпентинів за даними мікрозондового аналізу на діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (мас %) [26, 29]. Умовні позначення: аналізи 1–4 – поле лізардиту; аналізи 5–9 – поле антигориту



A

B

Рис. 7. Акцесорні мінерали у серпентинітах апоперидотитів угольського комплексу.

Умовні позначення: А – хромшпінелід (Crsp) в петельчастому серпентині (α -лізардит), ніколі схрещені; В – пілоподібний магнетит (чорні точки) у смугасто-слацюватому серпентині (β -лізардит, антигорит), ніколі паралельні. Верхів'я басейну р. Мала Уголька, межиріччя струмків правого борту:

Гребінський і Погарський Рункул

ням Al_2O_3 , що чітко видно на діаграмі (див. рис. 6).

При петрографічному вивченні серпентинітів апоперидотитів угольського комплексу ми звернули увагу на відмінності щодо наявності акцесорних мінералів у породах з домінуванням різних відмін серпентинів. Для порід, у яких переважають α -лізардитами, характерні відносно великі (до 0,3 мм) зерна хромшпінелідів (рис.7А). У породах з породотвірними β -лізардитами та антигоритами акцесорний мінерал представлений пілоподібним магнетитом (рис. 7В).

Згідно до петрохімічних досліджень [10] високоглиноземисті, високохромисті та середньонікелесті різновиди серпентинів, які розвиваються за мантийними ультраосновними прото-

літами та низькоглиноземисті й низькохромисті серпентиніти, які формуються за протолітами основного складу в корових умовах, корелюються з даними вивчення мікроструктури, хімічного і фазового складів порід методами ІК-спектроскопії, електронної мікроскопії, термічного, рентгенодифрактометричного і електронно-зондового аналізу, петрофізичними характеристиками та результатами акустичної емісії.

Теоретичні і практичні напрацювання щодо вивчення серпентинізації перидотитів складчасто-покривних систем [2, 3, 9, 10, 12–14, 20, 21, 23, 24, 26, 27, 29–31] дають змогу використати отримані результати для інтерпретації геодинамічних обстановок становлення лізардитових і антигоритових порід. Виявлені лізардитові (точніше α -лізардитові) серпентиніти сформувались в умовах регресивного корового метаморфізму в спредінгових умовах Трансильвано-Муреського палеобасейну між терейнами Тися і Дакія. Антигоритові (та β -лізардитові з магнетитом) серпентиніти утворилися за прогресивного метаморфізму, що мав місце в юрсько-ранньокрейдівський час при субдукції океанічної літосфери Трансильвано-Муреського палеобасейну [8] під енсиматичну дугу, яка знаходилась західніше мікроматинтального терейну Дакія.

Обговорення результатів. Наведений матеріал дає змогу вперше для регіону дослідження відмітити, що головними породоутворюючими мінералами угольських апоперидотитових серпентинітів виявились α - і β -лізардити та антигорит. Серед акцесорних мінералів відмічено хромшпінеліди і магнетит. За мінеральним складом серпентиніти утворюють дві групи: лізардитові та антигоритові. Для лізардитових серпентинітів головним породоутворюючим мінералом є α -лізардит, акцесорним – хромшпінелід. Для антигоритових серпентинітів головним породоутворюючим являються β -лізардит та антигорит, акцесорний представлений переважно магнетитом. Лізардитові і антигоритові серпентиніти розрізняються макро- і мікроскопічно за структурно-текстурними особливостями і петрогеохімічними ознаками і, вірогідно, пов'язані з різними, геодинамічними обстановками формування.

Згідно до теоретичних розробок та аналітичних узагальнень по різних складчасто-покривним областям впливає, що α -лізардит є одним з породоутворюючих серпентинітів, які формуються за регресивного метаморфізму офіолітових перидотитів, антигорит є головним породоутворюючим серпентином ультрабазитів прогресивного метаморфізму. З цього ми робимо висновок, що серед досліджуваних серпентинізованих апоперидотитів є такі, які утворимося за

умов регресивного метаморфізму та такі, які сформувалися за умов прогресивного метаморфізму. Відповідно для кожного з названих типів метаморфізму характерні індивідуальні геодинамічні обстановки.

Для реконструкції геодинамічних умов утворення серпентинів, також використані наші дані з вивчення хромшпінелідів серпентинізованих перидотитів та апоперидотитові серпентинітів угольського комплексу [5]. Хромшпінеліди, які асоціюються з лізардитовими серпентинітами належать алюмохромітам, хромшпінеліди, які трапляються в антигоритових серпентинах представлені феріхромітами. Алюмохроміти більш магнезійальні і менш хромисті, феріхроміти менш магнезійальні та більш хромисті. На бінарній діаграмі Cr#–Mg# хромшпінеліди перидотитів угольського комплексу концентруються у двох областях: абісальних перидотитів та надсубдукційних перидотитів. На діаграмі кореляції середньої хромистості хромшпінелідів та повної швидкості спредінгу виявлено, що великі зерна шпінелідів лізардитових серпентинів кристалізувались за низького ступеня часткового плавлення (D_{melt} до 14 %), який властивий абісальним перидотитам. Дрібні зерна шпінелідів антигоритових серпентинів утворювались за більш вищих ступенів плавлення (D_{melt} до 30%), що характерно для порід надсубдукційних зон.

Отже, матеріали з вивчення серпентинів, що розвиваються по перидотитам отримані нами і попередніми дослідниками та за результатами порівняння їх з даними по іншим комплексам дають змогу зробити висновки щодо протолітів, по яким вони розвиваються.

Вивчені апоперидотитові серпентиніти угольського комплексу вирізняються за речовинними ознаками, які є відбиттям умов утворення і індикаторами геодинамічних обстановок формування. Лізардитові серпентиніти тяжіють до первинно-мантіїних протолітів, які зазнали метаморфічного перетворення в умовах спредінгу. Антигоритові серпентиніти маркують умови субдукції, які привели до трансформації протолітів океанічної літосфери.

Дослідження серпентинів, які розвивались по перидотитам угольського комплексу, є важливим для з'ясування типів метаморфізму по вихідним первинно-мантіїним протолітам. Серпентиніти є індикаторами геодинамічних умов формування метаморфічно перетворених порід. Дослідження сприяють виявленню закономірностей еволюції розвитку океанічної літосфери, фрагменти якої законсервовані у речовинних комплексах складчасто-покривній споруді Українських Карпат. Їх можна використати для прогнозування оцінки зруденіння серпентинів. З серпентинами

першої групи (лізардитовими) пов'язані хроміти (і елементи платинової групи), з серпентинами другої групи (антигоритовими) асоціює магнетит.

Висновки. Отримані результати серпентинів апоперидотитів угольського комплексу, що формують олістоліти в соймульській світі Мармароської скельної зони дають змогу зробити такі висновки:

Вивчені серпентини апоперидотитів розрізняються за структурно-текстурними, мінералогічно-петрографічними, петрогеохімічними особливостями. Зпівставлення цих особливостей дає змогу розділити серпентини на дві групи за домінуючими поліморфними відмінами. Відміни є породоутворюючими мінералами апоперидотитових серпентинітів, які класифікуються на лізардитові і антигоритові.

Лізардитові серпентиніти за макро- і мікроскопічними характеристиками мають лінзовидно-петельчасті текстури і переважно представлені петельчастим серпентином або α -лізардитом, іноді – баститом, акцесорним незміненим хромшпінелідом.

Антигоритові серпентиніти за макро- і мікроскопічними ознаками розпізнаються за смугасто-сланцюватими текстурами. Вони складаються переважно з β -лізардитів, антигоритів, акцесорного пілоподібного магнетиту.

Співставлення петрохімічного складу лізардитових і антигоритових серпентинів свідчить про збільшення в останніх SiO_2 , FeO при зменшенні Al_2O_3 . Крім того, для лізардитових серпентинів характерна підвищена хромістість та нижча залізистість в порівнянні з антигоритовими серпентинами. Ці матеріали добре корелюються з даними отриманими нами для шпінелідів.

За використання термічного аналізу на термограмах при дослідженнях апоперидотитових серпентинітів чітко діагностуються мінерали групи серпентину: для α -лізардитів на кривих ДТА відзначається виражений ендоефект за температури 630°C , для β -лізардиту цей пик становить 670°C , для антигориту -780°C . Зрозуміло, що для лізардитових серпентинітів породоутворюючим є α -лізардит, для антигоритових серпентинітів породоутворюючими є β -лізардит та антигорит, при чому вміст антигориту вдвічі більший за вміст β -лізардиту.

Лізардитові серпентиніти несуть термодинамічні характеристики регресивного метаморфізму верхів зеленосланцевої фації. Антигоритові серпентиніти, очевидно, характеризуються параметрами прогресивного метаморфізму низів зеленосланцевої – верхів епідот-амфіболітової фацій. Проте наявність антигориту в породах є вагомою підставою вважати породи такими, що мають фазові переходи до низьких фацій метаморфізму високих тисків.

Регресивний метаморфізм був реалізований в геодинамічній обстановці спредингу при охолодженні і підйомі перидотитов. Прогресивний метаморфізм проходив у субдукційних умовах. Лізардитові серпентиніти мають первинно-мантіїні протоліти ультраосновного (реститового) складу. Антигоритові серпентиніти характеризуються літосферними протолітами основного складу.

Регресивний метаморфізм з утворенням лізардитових апоперидотитових серпентинітів розвивався при охолодженні і підйомі перидотитів в спрединговій зоні, яка просторово знаходилась між терейнами Тися і Дакія Трансильвано-Муреського басейну, головної гілки океану Тетіс, у середньотріасово-юрський час. Прогресивний метаморфізм зі становленням антигоритових серпентинітів проявився в субдукційній зоні між терейном Дакія, енсінатичною острівною дугою океану Тетіс і / або терейном Тися в келовей-неокомський час.

Закриття Трансильвано-Муреського океану привело до колізії Тисії та Дакії та формуванню (обдукції) Трансильванських офіолітових покривів. В крейдовий час перед фронтом покривів розкрився седиментаційний олістостромовий басейн, куди осувалися олістоліти та олістоплаки з його пластин [8, 17].

Проведені дослідження, дають змогу деталізувати етапи перетворення первинних порід в різних геодинамічних обстановках і відповідно до отриманих результатів удосконалити модель їх трансформацій в структурі Трансильвансько-Муреського палеоокеану і подальшого потрапляння у Мармароську зону скель.

Синтез матеріалів має не лише теоретичний сенс, а й практичне значення. Вони є перспективними для прогнозування оцінки зруденіння апоперидотитових серпентинітів.

Література

1. Білик, Н.Т. Мінералогія і геодинамічні умови перетворення перидотитів з офіолітів Мармароської зони Скель (Українські Карпати) [Текст] / Н.Т.Білик, Л.В. Генералова, І.Г. Яценко, В.Б. Степанов // Геодинаміка. – 2016. – №2. – С. 71–83.

2. Брянчанинова Н.С. Серпентиниты и серпентины Полярного Урала [Текст]: автореф. дис... доктора геол.-мин. наук: 25.00.05, 25.00.04/ Н.С. Брянчанинова. – Институт геологии Коми НЦ Уро РАН.– Сыктывкар. – 2004. – 44 с.
3. Брянчанинова Н.С., Макеев А. Б. Методика исследования серпентинизации ультрабазитов [Текст] / Н.С. Брянчанинова, А.Б. Макеев // Минеральные индивиды, агрегаты, парагенезисы: Труды Института геологии Коми НЦ Уро РАН. – Сыктывкар. – 1995.– Вып. 88. – С. 4–11.
4. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей [Текст] / А.С. Варлаков. – Свердловск : УНЦ АН СССР, 1986. – 224 с.
5. Генералова Л.В. Шпинелиды – индикаторы условий образования перидотитов угольского комплекса (Внутренние Украинские Карпаты) [Текст] / Л.В. Генералова, Н.Т. Билык, В.Б. Степанов // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Международной конференции (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.) / отв. ред. Е. В. Кислов. – Улан-Удэ: Издательство Бурятского государственного университета, 2017. – С. 87–89.
6. Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма [Текст] / О. М. Гнилко // Геодинаміка. – 2012. – № 1 (12). – С. 67–78.
7. Гнилко О.М. Ранняя альпийская эволюция Украинских Карпат [Текст] / О.М. Гнилко, Л.В. Генералова // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с океанической/субокеанической корой в областях с континентальной корой: Матер. XLV тектон. совещ. – М.: ГЕОС, 2013. – С. 48–53.
8. Гнилко О.М. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов [Текст] / О.М. Гнилко, С.Р. Гнилко, Л.В. Генералова // Вестн. С.-Петерб. ун-та. – 2015. – Сер. 7. – Вып. 2. – С. 4–24.
9. Добросоцкий С.В. Особенности вещественного состава ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля (Олься-Мусюрский массив, Приполярный Урал) [Текст] / С.В. Добросоцкий С. В. // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геология. – 2013. – № 1. – С. 64–74.
10. Панасьян Л.Л. Минералогические, петрофизические и акустические характеристики серпентинитов – индикаторы палеодинамических условий их образования (на примере зоны Главного Уральского разлома) [Текст] / Л.Л. Панасьян, Т.В. Посухова, Е.Б. Черепецкая, Чжан Цзини // Геология и геофизика.– 2014. – Т. 55. – № 12. – С. 1828–1840.
11. Полянин В.С. История минеральных преобразований и минералогия ультрамафитов Челябинской области [Текст] / В.С. Полянин, Е.Н. Дусманов // Ученые записки Казанского университета. – 2012. – Т. 154, кн. 4. – С. 45–54.
12. Разницын Ю.Н. Угледородный потенциал палео- и современных надсуб-дукционных областей: тектонический, геодинамический, минералого-геохимический и биохимический аспекты [Текст] / Ю.Н. Разницын, Г.Н. Савельева, М.А. Федонкин // Тихоокеанская геология. – 2018. – Том 37. – № 2. – С. 3–16.
13. Савельев Д. Е. Серпентинизация ультрабазитов Кыштымской площади [Текст]/ Д.Е. Савельев, Е.А. Бажин, В.И. Сначёв, Т.И. Черникова // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. – 2009. – № 8. – С. 129–137.
14. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре [Text] / Г.Н. Савельева // Труды ГИН АН СССР. – Вып. 404. – М. :Наука, 1986. – 246 с.
15. Степанов В.Б. Мінералогія та умови утворення перидотитів офіолітів Мармароської зони скель (Українські Карпати) [Текст]/ В.Б. Степанов, Н.Т.Білик, Л.В. Генералова, О.М. Гнилко, В.В. Дикий // Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали / Відп. ред. О. Матковський. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – С. 93–95.
16. Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія [Текст]: автореф. дис... канд. геол. наук: 04.00.02 / О.О. Ступка. – Ін-т геології і геохімії горюч. Копалин НАН України. – Львів. – 2013. – 20 с.
17. Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій [Текст] / К.Р. Третьак, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас та ін. – Львів, в-во Львівської політехніки, 2015. – 420 с.
18. Тектоно-магматическая эволюция Карпат [Текст] / З.М. Ляшкевич, А.П. Медведев, Ю.З. Крупский и др. – Киев : Наук. думка, 1995. – 132 с.
19. Термический анализ минералов и горных пород [Текст] / В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина и др. – Л.: Недра. – 1974. – 399 с.
20. Штейнберг Д.С. Серпентинизация ультрабазитов [Текст] / Д.С. Штейнберг, И.С. Чащухин. – М. : Наука.– 1977. – 312 с.
21. Blanco-Quintero I. F. Serpentinites and serpentinites within a fossil subduction channel LaCorea mélange, eastern Cuba [Text] / I.F. Blanco-Quintero, J.A. Proenza, A. Garcia-Casco, E. Tauler, S. Gali // Geologica Acta. – 2011. – Vol. 9. – № 3–4. – С.389–405.
22. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region [Text] / L. Csontos & A. Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – Vol. 210. – P. 1–56.
23. Evans B.W. Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life(?) [Text] / B.W. Evans // Geology. – 2010. – Vol. 38 (10). – P. 879–882.
24. Frost B.R. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia [Text] / B R. Frost, K.A. Evans, S.M. Swapp, J.S. Beard, F.E. Mothersole // Lithos. – 2013.– Vol. 178. – P. 24–39

25. Koutsovitis P. High-pressure subduction-related serpentinites and metarodingites from East Thessaly (Greece): Implications for their metamorphic, geochemical and geodynamic evolution in the Hellenic–Dinaric ophiolite context [Text] / P. Koutsovitis // *Lithos*. – 2017. – Vol. 276. – P. 122–145
26. Lafay R. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps Romain [Text] / R. Lafay, F. Deschamps, S. Schwartz, S. Guillot, M. Godard, B. Debret, C. Nicollet // *Chemical Geology*. – 2013. – Vol. 343 – P. 38–54.
27. Liu Z-B. Serpentinisation and magnetite formation in the Angwu ultramafic rocks from the central Bangong-Nujiang suture zone, Tibetan Plateau [Text] / Z-B. Liu, J.-C. Li, T. Zhao, Y. Song, G.-L. Yuan, Y. Lin, H.-S. Shao // *Geological Journal*. – 2019. – V. 1. – P. 1–17. <https://doi.org/10.1002/gj.3496>
28. Malvoisin B. Serpentinization of oceanic peridotites: 2. Kinetics and processes of San Carlos olivine hydrothermal alteration [Text] / B. Malvoisin, F. Brunet, J. Carlu, S. Rouméjon, M. Cannat // *Journal of Geophysical Research*. – 2012. – Vol. 117. [Electronic resource]. – Available at : B04102, <https://doi.org/10.1029/2011JB008842>
29. Schwartz S. Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites [Text] / S. Schwartz, B. Reynard, R. Lafay, B. Debret, C. Nicollet, P. Lanari, A. Line // *Lithos*. – 2013. – Vol. 178. – P. 197–210.
30. Schmid S. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units [Text] / S. Schmid, D. Bernoulli, B. Fugenschuh, L. Matenco, S. Schefer, R. Schuster, M. Tischler, K. Ustaszewski, // *Swiss Journal of Geosciences*, 2008. – Vol. 101. – P. 139–183.
31. Wu K. Origins of two types of serpentinites from the Qinling orogenic belt, central China and associated fluid/melt-rock interactions [Text] / K. Wu, X. Ding, M. Ling, W. Sun, L. Zhang, Y. Hu, R. Huang // *Lithos*. – 2018. – V. 302–303. – P. 50–64.

Внесок авторіє: всі автори зробили рівний внесок у цю роботу.

UDC 549.621.2.01/02(477.8:292.452)

Larysa Heneralova,

PhD (Geology), Associate Professor, Department of General and Regional Geology, Faculty of Geology, Ivan Franko National University of Lviv, 4 Hrushevskyyi Street, Lviv, 79005, Ukraine,
e-mail: gen_geo@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-6033-6556>;

Volodymyr Stepanov,

PhD (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Department of Petrography, Faculty of Geology, Ivan Franko National University of Lviv,
e-mail: vbstepanov23@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-0577-8682>;

Nataliia Bilyk,

Assistant, Department of Mineralogy, Faculty of Geology, Ivan Franko National University of Lviv,
e-mail: natbilyk@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-9684-195X>;

Yevheniia Slyvko,

PhD (Geology and Mineralogy), Associate Professor,
Department of Ecological and Engineering Geology and Hydrogeology, Faculty of Geology,
Ivan Franko National University of Lviv,
e-mail: emslivko@i.ua, <https://orcid.org/0000-0002-2731-0602>

SERPENTINES AS THE INDICATORS OF MESOZOIC PERIDOTITES METAMORPHIC AND GEODYNAMIC TRANSFORMATIONS IN THE INTERNAL UKRAINIAN CARPATHIANS

Formulation of the problem. Peridotites of ophiolite complexes, being the fragments of the oceanic upper mantle that have undergone several stages of partial melting, brought to the surface by tectonic movements, also have undergone metamorphic transformations almost immediately after its formation. Because of serpentinization, the mineral composition of the rocks became more complicated. The analysis of the final structure and composition of apoperidotites allows obtaining data for geodynamic reconstructions regarding the stage of their formation.

Review of previous publications. It has been determined that serpentines are the most common secondary minerals of peridotites of the Uholskyi complex in the Ukrainian Carpathians, and the processes of serpentinization took place at a depth of 40–50 to 100 km (?) at $T = 450\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 13\text{--}16\text{ kbar}$ (Stupka O., 2013). The study of serpentinites of the Main Ural Fault (Panas'yan L. et al., 2014) revealed that high alumina and high chromium serpentinites have ultrabasic protoliths formed in the mantle, and medium alu-

mina and low chromium varieties – the protoliths of the basic composition which were born in the conditions of the crust. Based on the study of serpentinites in the orogenic Qinling belt (China), researchers (Wu K. et al., 2018) determined their mantle origin: magnetite-enriched antigorite serpentinites were formed as a result of the interaction of serpentinitized apoperidotites of mantle protoliths with molten rock in the subduction channel.

Purpose. We have investigated secondary serpentines in order to reconstruct the geodynamic conditions of the formation and transformations of the peridotites (Uhol'skyi complex), localized in the Marmarosh rocky zone in the Internal Ukrainian Carpathians, and are most widely spread in the interfluvium of Velyka and Mala Uholka-rivers.

Methods. The work is based on the results of geological observations of the Uhol'skyi complex rocks in natural outcrops, as well as petrographic, mineralogical (including X-ray diffraction, thermal and microprobe analysis), and geochemical studies.

Results. The paper presents the study results of serpentinitized apoperidotites of the ophiolite Uhol'skyi complex in the Internal Ukrainian Carpathians. Serpentinitized apoperidotites (T_2 – K_1 ?) form olistoliths in the Soimul'ska olistostrome-conglomerate strata of the Lower Cretaceous age. The investigated serpentines are the rock-forming minerals of lizardite and antigorite serpentinites. Lizardite serpentinites are characterized by lenticular-looped textures formed by α -lizardite and non-altered chrome-spinellids. Antigorite serpentinites, recognized by striped-shale textures, contain antigorite, β -lizardite and magnetite. Lizardite serpentinites are characteristic of the regressive metamorphism of the greenschist facies upper part, and antigorite serpentinites are a typical formation of the progressive metamorphism of the lower greenschist – upper lower epidote-amphibolite facies. Regressive metamorphism occurred under geodynamic conditions of spreading and the progressive ones – under subduction conditions between the terrains of Dacia and Tisza, which led to the closure of the Transylvanian-Mureş Paleocyan. It has been concluded, that the protoliths of lizardite serpentinites were the primary mantle rocks of the ultrabasic (restitic) composition, and the protoliths of the antigorite serpentinites were the lithospheric rocks of the basic composition.

Conclusions. The complex study of serpentinitized apoperidotites of the Uhol'skyi complex makes it possible to reconstruct the metamorphic transformations of the primary mantle protoliths and to determine the stages of lithosphere formation within the fold-nappe structures. The obtained results can be used for prediction of serpentinite mineralization.

Keywords: Internal zone of the Ukrainian Carpathians, peridotites, serpentinites, serpentine, α -lizardite, β -lizardite, antigorite.

References

1. Bilyk, N. T., Heneralova, L. V., Yatsenko, I. H., Stepanov, V. B. (2016). *Mineralogy and geodynamic conditions of peridotites' alteration from ophiolites of Marmarosh rocky zone (Ukrainian Carpathians)*. *Geodynamics*, 2, 71–83.
2. Brianchaninova, N. S. (2004). *Serpentinites and serpentines of Polar Urals. Abstract of the thesis for doctor's degree in geol.-mineral. sciences*. Syktyvkar, 44.
3. Brianchaninova, N. S., Makeev, A. B. (1995). *Methods for the study of ultrabasic serpentinitization*. In *Mineral Individuals, Aggregates, Parageneses*. *Proceedings of the Institute of Geology, Komi SC, UrB of RAS*, 88, 4–11.
4. Varlakov, A. S. (1986). *Petrology of the Processes of Serpentinitization of Ultrabasites in Folded Regions*. Sverdlovsk, 224.
5. Generalova, L. V., Bilyk, N. T., Stepanov, V. B. (2017). *Spinellids – Indicators of Formation Conditions of Ugol'skyi Complex Peridotites (Internal Ukrainian Carpathian)*. *Ultramafic-mafic Complexes: geology, structure, ore potential: materials of V International conference (pp. 87–89)*. Buryat State University Publishing Department (Gremyachinsk, 2–6 September 2017), Ulan-Ude.
6. Hnylko, O. M. (1912). *Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics. Article 2. The Flysch Carpathian – ancient accretionary prism*. *Geodynamics*, 1 (12), 71–83.
7. Hnylko, O. M., Generalova, L. V. (2013). *Early Alpine evolution of Ukrainian Carpathians*. In *Geological history, possible mechanisms and problems of formation of basins with oceanic/sub-oceanic crust in regions with continental crust: materials of XLV tectonic meeting (pp. 48–53)*. GEOS, Moscow.
8. Hnylko, O. M., Hnylko, S. R., Generalova, L. V. (2015). *The formation of the structures of the cliff zones and the inter-cliff flysch of the Inner Ukrainian Carpathians – the result of convergence and collision of microcontinental terranes*. *Bulletin of St. Petersburg University, ser. 7 (2)*, 4–24.
9. Dobrosotsky, S. V. (2013). *Features of the material composition of ultrabasites in dunite-harzburgite association of the Niadokotinsky ore field (Olysia-Musiursky massif, Sub-Polar Urals)*. *Bulletin of Voronezh University, ser. Geology (1)*, 64–74.
10. Panas'yan, L. L., Posukhova, T. V., Cherepetskaya, E. B., Jini Zhang. (2014). *Mineralogical, petrophysical, and acoustic features of serpentinites, indicators of the paleodynamic conditions of their genesis (on the example of the Main Ural Fault zone)*. *Geology and geophysics*, 55, 12, 1828–1840.

11. Polyanin, V.S., Dusmanov, E.N. (2012). *The History of Mineral Transformations and Minerageny of Ultramafites in the Chelyabinsk Region*. Scientific notes of Kazan University, 154 (4), 45–54.
12. Raznitsin, Yu. N., Savelieva, G. N., Fedonkin, M. A. (2018). *The hydrocarbon potential of paleo- and modern suprasubduction zones: tectonic, geodynamic, mineralogical-geochemical, and biochemical aspects*. Pacific geology, 37, 2. 3–16.
13. Saveliev, D. E., Bazhyn, Ye. A., Snachev, V. I., Chernikova, T. I. (2009). *Serpentinization of ultrabasites of Kyshtym area*. Geological Collection of IG UrSC RAS, 8, 129–137.
14. Savelyeva, G.N. (1986). *Gabbro-ultrabasite assemblages of the Ural's ophiolites and their analogues in modern oceanic crust*. Moscow: Nauka, 246.
15. Stepanov, V. B., Bilyk, N. T., Heneralova, L. V., Hnylko, O. M., Dykyi, V. V. (2016). *Mineralogy and formation conditions of peridotites from ophiolites of Marmarosh rocky zone*. In Academician Yevhen Lazarenko Tenth Scientific Readings (pp. 93–95). Ivan Franko National University of Lviv, Lviv.
16. Stupka, O. O. (2013). *Ophiolites of the Ukrainian Carpathians*. Abstract of the thesis for candidate's degree in geol. sciences. Lviv, 20.
17. Tretiak, K. R., Maksymchuk, V. Yu., Kutas, R. I., Rokytnianskyi, I. I., Hnylko, O. M., ... & Tereshyn, A. V. (2015). *Modern Geodynamics and Geophysical Fields of the Carpathians and Adjacent Territories*. Publishing House of Lviv Polytechnic National University, Lviv, 420.
18. Liashkevich, Z. M., Medvedev, A. P., Krupsky, Yu. Z., et al. (1995). *Tectono-Magmatic Evolution of the Carpathians*. Naukova Dumka, Kiev, 132).
19. Ivanova, V. P., Kasatov, B. K., Krasavina, T. N., et al. (1974). *Thermal Analysis of Minerals and Rocks*. Nedra, Leningrad, 399.
20. Shteinberg, D. S., Chashchukhin, I. S. (1977). *Serpentinization of Ultrabasites*. Nauka, Moscow, 312.
21. Blanco-Quintero, I.F., Proenza, J.A., Garcia-Casco, A., Tauler, E., Gali, S. (2011). *Serpentinites and serpentinites within a fossil subduction channel LaCorea mélange, eastern Cuba*. Geologica Acta. 9, 3–4, 389–405.
22. Csontos, L., Vörös, A. (2004). *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210, 1–56.
23. Evans, B. W. (2010). *Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life(?)* Geology. 38 (10), 879–882.
24. Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S., Mothersole, F.E. (2013). *The process of serpentinization in dunite from New Caledonia*. Lithos, 178, 24–39
25. Koutsovitis, P. (2017). *High-pressure subduction-related serpentinites and metarodingites from East Thessaly (Greece): Implications for their metamorphic, geochemical and geodynamic evolution in the Hellenic–Dinaric ophiolite context* Lithos. 276, 122–145.
26. Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B., Nicollet C. (2013). *High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps Romain*. Chemical Geology, 343, 38–54.
27. Liu, Z-B., Li, J.-C., Zhao, T., Song, Y., Yuan, G.-L., Lin, Y., Shao H.-S. (2019). *Serpentinisation and magnetite formation in the Angwu ultramafic rocks from the central Bangong-Nujiang suture zone, Tibetan Plateau*. Geological Journal. 1. 1–17. <https://doi.org/10.1002/gj.3496>
28. Malvoisin, B. (2012). *Serpentinization of oceanic peridotites: 2. Kinetics and processes of San Carlos olivine hydrothermal alteration*. Journal of Geophysical Research, 117. [Electronic resource]. – Available at: B04102, <https://doi.org/10.1029/2011JB008842>.
29. Schwartz, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., Line A. (2013). *Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites*. Lithos. 178. 197–210.
30. Schmid, S., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., ... & Ustaszewski, K. (2008). *The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units*. Swiss Journal of Geosciences, 101, 139–183.
31. Wu, K., Ding, X., Ling, M., Sun, W., Zhang, L., Hu, Y., Huang, R. (2018). *Origins of two types of serpentinites from the Qinling orogenic belt, central China and associated fluid/melt-rock interactions*. Lithos, 302–303, 50–64 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.019>