

УДК 552.08:53

В.А.Кисельов, Б.В.Бородиня, Н.А.Козар, С.М.Стрекозов

ЕТАПИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ В ІСТОРІЇ СХІДНОПРИАЗОВСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Східноприазовський блок УЩ після неоархейської кратонізації пережив принаймні два етапи тектоно-магматичної активізації: палеопротерозойський і мезопротерозойський. Розвиток кожного етапу приурочений до певних структур (зон), формування яких супроводжувалося різноманітним магматизмом (коровий – у палеопротерозойській зоні активізації й мантіїний і коровий – у мезопротерозойській). Наведено короткі описи ультраметаморфічних і магматичних утворень Східного Приазов'я, їх еволюцію в часі. У межах Східноприазовського блока УЩ виділено Тельманівську зону тектоно-магматичної активізації північно-східного простягання, яка контролює інтрузії габро-піроксенітової й пікрит-есеєксит-латит-трахітової субформацій. Укорінення інтрузивних тіл супроводжувалося гідротермально-метасоматичними процесами, що несли вольфрам-молібденітову і поліметалеву мінералізацію. Викладені матеріали дозволяють з нових позицій оцінити перспективи розширення мінерально-сировинної бази Східного Приазов'я.

The East Pryazovyan block of Ukrainian Shield after neoarchean cratonization undergone, at least, two stages of tectonomagmatic activation: paleoproterozoic and mesoproterozoic. The development each stages got involved with certain structures (zones) and were accompanied the various magmatism (core magmatism at paleoproterozoic zone of activation and mantle-core magmatism at mesoproterozoic zone). The brief descriptions of ultrametamorphic and magmatic rocks of East Pryazovya and their evolution wrote this paper. Within East Pryazovyan block of Ukrainian shield was determined the Telman zone of tectonomagmatic activation which have north-easterwards strike. This zone controls the intrusions of gabbro-piroxenite and picrite-esexite-latitude-trachyte subformations. In the making the intrusive bodies took place hydrothermal-metasomatic processes which caused tungsten-molybdenum and polymetallic mineralization. Presented material let us, at new point of viewing, estimated prospect the expansion of source of raw materials of East Pryazovya.

© В.А.Кисельов, Б.В.Бородиня, Н.А.Козар, С.М.Стрекозов, 2004

Східноприазовський блок (СПБ) Українського щита (УЩ) в ранньому докембрії пройшов поліциклічний шлях розвитку від моменту закладення і формування первинної кори до етапів кратонізації й тектоно-магматичної активізації (ТМА). Сьогодні можна виділити принаймні три цикли розвитку: архейський, палеопротерозойський і мезопротерозойський.

Архейський цикл розвитку визначається складним комплексом геологічних процесів, що призвели до накопичення вулканогенних і вулканогенно-осадових товщ та їхнього перетворення в процесі тектогенезу і гранулітового метаморфізму. Нижня частина розрізу подана досить одноманітними плагіогнейсами і кристалосланцями, основними темноколірними мінералами яких є гіперстен, діопсид, рогова обманка й амфібол. Варіація кремнекислотності дуже широка (SiO_2 від 46 % до 68 %) з перевагою основних і середніх різновидів. Вони формують купольні структури (Новогригорівська, Красновська й ін.) розміром до 8 км у поперечнику. Верхня частина розрізу більш диференційована. Товща складена ритмічно перешарованими (від грубо- до тонкозернистими) різноманітними гнейсами і кристалосланцями (темноколірні: біотит, піроксени, рогова обманка, гранат, рідше графіт, силіманіт, корунд) із підпорядкованими прошарками кварцитів і карбонатних порід. Дані утворення становлять синформні зони, що облямовують куполи. Вік метапорід дискусійний, метавулканіти відносяться до верхньотокмацької товщі палеоархею, а метавулканогенно-осадові утворення – або до кайінкулацької товщі палеоархею, або до темрюцької й дем'янської світ неоархею.

Магматогенні й ультраметагенні утворення представлені послідовною серією породних асоціацій, порядок формування котрих відповідно до [7] відповідає визначенням емпіричним закономірностям їхньої появи в рамках тектоно-магматичного циклу (ТМЦ).

Найдавнішими магматитами 1-го циклу є дометаморфічні шарові й лінзоподібні тіла габро-перидотитів, представлених нині кристалосланцями з рідкими реліктами магматичних структур і мінералів. Одночасно з процесами гранулітового метаморфізму й ультраметаморфізму відбувається становлення тріади чарнокітоїдів – домігматитових (ДЧ), мігматитових (ЧМ) і постмігматитових алохтонних (ПМАЛЧ).

ДЧ представлені кварцвмісними двопіроксеновими діоритами і габро-діоритами, що становлять із вміщуючими породами конкордантний Тавлинський масив. Масив зональний, у північно-східній частині масиву розвинуті більше лейкократові утворення. Зональність можна пояснити результатом диференціації родоначальної магми, причому диференціація відбувалася за рахунок відділення ("спливання") плагіоклазу з формуванням грубозернистих лейкодіоритів. З остаточного розплаву сформувалися габро-діорити, збагачені кварцом і калієво-натрієвим польовим шпатом. Кристалізація розплаву відбувалася в умовах інтенсивного стиску (окремі двійники плагіоклазу вигнуті) [5].

ЧМ пов'язані з кульмінацією гранулітового метаморфізму і складкоутворення і формують ареали чарнокіт-мігматитів. Процеси чарнокітизації по-різному проявлялися в усіх вулканогенних і вулканогенно-осадових утвореннях, повсюдно в них спостерігається порівняно рівномірний розподіл лейкосоми, яка "просочує" гнейси і кристалосланці. Новоутворення являють собою гранітоїдні породи з чіткими реліктами субстрату, причому зернистість новоутворень на порядок вища зернистості субстрату, а гнейсоподібність і смугастість згодні із сланцюватістю субстрату й орієнтуванням основних структур. Морфоло-

гічні форми прояву ЧМ найрізноманітніші: смугасті, лінзоподібно-смугасті, порфіробластичні й тінюві. Кількість лейкосоми варіює в широких межах, склад залежить від складу вміщуючої товщі. У нижній частині розрізу розвинуті тільки плагіомігматити й ендербіто-мігматити. Склад лейкосоми ЧМ у верхній частині розрізу різноманітніший, крім плагіомігматитів і ендербіто-мігматитів широко розвинуті граніти гранатвмісні й лейкократові двопольовошпатові граніти з характерним гранульованим кварцом. Неоархейський вік синорогенних цирконів ЧМ підтверджений двома пробами (скв. 33, ендербіто-мігматит, Новогригорівський купол, ізохрона 2680 млн років; ін. СК-14, ендербіто-мігматит, Старокримський кар'єр, ізохрона 2730 млн років) [2, 5].

ПМАЛЧ складають дискордатний із вміщуючими ЧМ значний (близько 6 км²) Лідинський масив, просторово приурочений до давнього субширотного розлому. Масив має форму овалу із сильно звивистими краями, витягнутого вздовж розлому. Він складений середньозернистими гранітоїдами ряду тоналіт-плагіограніт з досить постійним вмістом темноколірних (гіперстен, діопсид, біотит) – 12–17 % і слабкою гнейсуватістю вздовж напрямку розлому. Петрохімічний склад порід масиву дозволяє вважати їх продуктами виплавки з гранулітового шару [5]. У породах масиву присутні ксеноліти вміщуючих порід – ендербіто-гнейси і кристалосланці. Завершується 1-й цикл упродовження базитових дайок, перетворених у кристалосланці в Р-Т умовах гранулітової фації метаморфізму. Таким чином, на межі близько 2600–2700 млн років у межах СПБ після інтенсивного складкоутворення й ультраметаморфізму відбулася кратонізація фундаменту, після чого він являв собою жорсткий блок з досить потужною корою.

Початок палеопротерозойського циклу розвитку характеризується формуванням в умовах розтягу земної кори лінійних трогів. У межах СПБ це вузька (від 0,4 до 1,2 км) Павлівська трогова структура північно-західного простягання. Аналізуючи склад вміщуючих утворень даної структури, Стрекозов С.Н. і Лисак А.М. виділили два формаційні типи: метатолітовий (нижній) і теригено-сланцевий (верхній). Породи метатолітової формації займають переважну частину площі структури. Вони досить одноманітні за складом (тонкозернисті актинолітити й амфіболіти масивної або сланцюватої текстури з рідкісними прошарками мікрогнейсів) і мають помітні варіації кремнекислотності ($\text{SiO}_2=48,3\text{--}62,6\%$). Породи теригено-сланцевої формації зустрінуті в центральній частині структури, де вони становлять вузьку синкліналь. Виділяються три головні типи порід (актинолітити або роговообманкові амфіболіти, різноманітні сланці й плагіогнейси) зі складним чергуванням і поступовими переходами між собою. За набором складових порід і ступенем метаморфізму дану структуру можна віднести до вулканічних рифтогенних поясів типу зеленокам'яних. Вік даних утворень не з'ясовано (ізотопне датування цирконів з гнейсів методом ТЕМ дало визначення віку – 2132 млн років [1]), за складом товщу відносять або до мезоархейської косивцівської товщі, або до неоархейської ольгінської світи.

СПБ після архейської складчастості й формування рифтогенних поясів знаходився в стані спокою, а потім був охоплений потужними тектонічними рухами. Інтенсивна блокова тектоніка, закладення нових і підновлювання старих глибинних розломів стало сприятливим чинником зародження широкої (близько 60 км) зони тектоно-магматичної активізації північно-західного напрямку, яка контролює розміщення різноманітних магматитів палеопротерозоя. Це "чемоданні" інтрузії гіперстенових гранітоїдів (Хлібодарівський і Кальміуський

масиви), батолітоподібні інтрузії кварцових монзонітів з олівіном і гранітів (Тельманівський масив), калієвих гранітів (Анадольський масив) і масиви гранодіоритів (Рибинський, Піщевецький та інші масиви).

Хлібодарівський масив являє собою витягнутий в північно-східному напрямку прямокутник загальною площею близько 140 км². Кальміуський масив витягнутий в північному напрямку з розширенням у північній частині й підворотом у південній частині на південний схід загальною площею близько 850 км². Будова масивів досить проста. Вони складені в основному зеленувато-темно-сірими грубозернистими гіперстеновими і двопіроксеновими кварцовими сієнітами (чарнокітами), що поступово переходять у рожеві біотит-амфіболові граніти. Різко підпорядкованими є кварцові монзоніти. У породах масиву зустрічаються ксеноліти кристалосланців, амфіболітів, ендербіто-мігматитів і двоопольовошпатових гранітів з гранульованим кварцом. Досить часто зустрічаються шліроподібні виділення розміром до 5 м, складені пегматитом кварц-мікроклінового і мікроклін-кварцового складу. Вміщуючі утворення в зонах контакту практично повсюдно змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків (поява габрових і діоритових структур, дуже рідко калішпатизація). Тельманівський масив являє собою округле в плані тіло загальною площею близько 450 км². Його будова ускладнена "оболонкою" гібридних порід діорит-гранодіоритового складу. Внутрішня будова масиву зональна: у західній частині від периферії до центру відбувається перехід (поступовий або різкий) від кварцових олівінмісних монзонітів і сієнітів до порфіробластичних біотит-амфіболових гранітів, східна частина масиву складена гранітами. У центральній частині масиву переважають порфіробластичні біотит-амфіболові граніти і кварцові сієніти з овоїдними або табличчастими порфіробластами рожевого мікроклін-пертита. Петрохімічні характеристики порід масивів однотипні: для них характерний однорідний склад, висока залізистість (0,8–0,99), сублужний склад (сума лугів 6,8–8,76), перевага калію над натрієм і наявність "толейтового" тренду [3]. Структурно-текстурні особливості, речовинний склад порід масивів (парагенезиси гіперстен-кварц, олівін-кварц) і вплив порід рами дозволяють говорити про умови кристалізації й склад вихідної магми. Для Хлібодарівського і Кальміуського масивів характерна спокійна кристалізація первинної магми в гіпабісальних умовах. При формуванні Тельманівського масиву відбувалася диференціація магми і, можливо, автометасоматоз. Для всіх масивів характерні високі температура і тиск кристалізації, а також "сухість" магми. Питання про генезис магми даного типу в даний час не можна вважати вирішеним. Можливо, вони є продуктами плавлення нижньої базисної кори за рахунок мантийних калієвих флюїдів. Вік даних утворень 2035 млн років (ізохрона, пр. ХЛ52, Хлібодарівський кар'єр) [2, 3].

Високі Р-Т умови розплаву в процесі підйому магми з місця зародження обумовили потужний прогрів вміщуючої товщі, а накладений калієвий метасоматоз створив передумови для формування гранодіоритової й гранітної магм. Гранодіоритова магма утворила два масиви (Рибинський і Піщевецький) й "оторочку" навколо Тельманівської батолітоподібної інтрузії. Будова масивів досить проста. Вони складені в основному сірими середньокрупнозернистими трахітоїдними порфіроподібними біотит-амфіболовими діоритами, кварцовими діоритами і гранодіоритами (зрідка до гранітів) з поступовими пере-

ходами між собою. Породи частіше всього є гомогенними за складом, лише зрідка в них спостерігаються ксеноліти і "тіні" кристалосланців і гнейсів. Петрохімічні характеристики варіюють ($\text{SiO}_2=55,0\text{--}68,7\%$, залізистість – 0,62–0,97, сума лугів – 3,4–9,25 %) і дозволяють припустити вапняно-лужний тренд. Вік даних утворень 2082 млн років (ізохрона, сверд. 204) [3].

Формування батолітоподібної інтрузії калієвих гранітів відбувалося в декілька стадій. Високотемпературна і хімічно агресивна магма при переміщенні з місця зародження активно гранітизувала вміщуючі породи, а в зонах тріщинуватості й дроблення формувала ін'єкційні мігматити (пошарові й брекчіїподібні). Головною фазою розвитку розплаву стало становлення значного батолітоподібного Анадольського плутону, складеного нормальними і сублужними гранітами анхікотектичного складу. Вони утворюють досить велике поле (близько 500 км²), витягнуте в північному напрямку і затиснуте між Хлібодарівським і Кальміуським масивами. Плутон має нерівний, дуже звивистий контакт із вміщуючою рамою, і містить численні ксеноліти вміщуючих метаморфічних порід, контакти з якими як поступові, так і різкі, з численними ксенолітами вміщуючих порід (типу агматитів). Граніти, що складають плутон, гомогенні. Це лейкократові або біотитові рожеві, рожево-сірі дрібно-середньозернисті, зрідка порфіроподібні граніти, текстури масивні або неясногнейсоподібні, іноді містять лейкократові (алясітоподібні) відокремлення округлої форми розміром до 1 м. За петрохімічними параметрами граніти відносяться до групи нормальних і сублужних гранітів і лейкогранітів натрій-калієвого ряду. Для них характерна постійна перевага калію над натрієм, високі залізистість (0,64–0,89) і глиноземистість. Аналіз складу гранітів на проєкціях четвертої гранітної системи Аб-Ан-Ор-Кв показав рівноважну кристалізацію анхікотектичного складу при тиску 2–3 кбар [1]. Вік даних утворень 2085 млн р. (ізохрона, проба аН-1, Анадольський кар'єр) [3, 4].

На завершальному етапі палеопротерозойського циклу розвитку відбувалося формування жильних тіл пегматитів, аплітів і турмалінмісних гранітів, присутніх практично серед усіх вищеописаних утворень. З турмалінмісними гранітами Павлівської структури пов'язаний підвищений вміст літію.

Під час мезопротерозойського циклу СПБ вступає в стадію платформного розвитку з характерним для структур подібного типу магматизмом. Поновлення активності тектонічних рухів виявляється в зародженні Володарської зони глибинних розломів мантийного закладення північно-східного напрямку. Вона контролює розміщення Октябрського лужного і Володарського габросієніт-гранітного масивів, а Кременівський граносієніт-гранітний масив витягнутий вздовж її.

Кременівський масив являє собою овальне тіло розміром до 120 км² з досить простою внутрішньою будовою. Він складений в основному зеленувато-темно-сірими порфіроподібними амфібол-двопіроксеновими (часто олівінмісними) монзонітами, кварцовими монзонітами, кварцовими сієнітами і в центральній частині – рожевими біотит-гастингситовими гранітами з поступовими переходами між собою. За хімічним складом породи масиву віднесені до сублужного ряду з характерною високою залізистістю (0,7–0,98). Вік даних утворень 1785 млн р. (ізохрона, пр. 1338, монзоніт) [3]. Необхідно відзначити, що за внутрішньою будовою, речовинним і хімічним складом порід утворення Кременівського масиву практично ідентичні утворенням Хлібодарівського і Кальміуського масивів. Усі спроби знай-

ти якісь відмінні петрохімічні коефіцієнти результату не дали. Можливо, вони є продуктами диференціації однієї й тієї ж первинної магми. Однакові й взаємовідносини з вміщувачими гнейсами і кристалосланцями, що змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків. Відмінність – у Кременівському масиві чіткіше виявлена зона загартування (різноманітні мікромонзоніти і мікросієніти з великою кількістю автолітів і ксенолітів тонко-дрібнозернистих ороговікованих вміщувачих порід). Завершується становлення масиву жилами мікросієнітів, мікрогранітів, аляскітів, аплітів і лейкогранітів.

Володарський масив являє собою витягнуту в південно-східному напрямку структуру зі звивистими контурами розміром до 170 км². Внутрішня будова масиву досить складна. У південно-східній частині розвинені сублужні габроїди, що в процесі кристалізації вихідного розплаву диференціювали на піроксеніти, сублужне габро, габро-сієніти й анортозити. Це темно-зелені, темно-сірі середньозернисті породи з чіткою трахітоїдною текстурою. Мінеральний склад: олівін, клінопіроксен, плагіоклаз (олігоклаз-андезин) і мікроклін-пертит у різноманітних варіаціях. Темноколірні мінерали супроводжують ільменіт, титаномагнетит, апатит і циркон. Центральна і північно-західна частини масиву складені рожевими порфіроподібними біотит-гастінгситовими кварцовими сієнітами і гранітами з поступовими переходами між собою. Вміщуючі утворення у зонах контакту практично повсюдно змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків (перекристалізація з укрупненням зерен, поява габрових і діоритових структур) з накладеною калішпатизацією (поява порфірових зерен мікроклін-пертиту). На завершальній стадії формування масиву в його північно-західній частині утворився шток сієніт-пегматитів і в межах Володарської зони – жильні тіла мікросієнітів. Вік даних утворень 1810 млн років (ізохрона, пр. 1320, граніт) [3].

Октябрьський масив – це округле в плані тіло розміром близько 30 км². Внутрішня будова масиву складна. З північного, східного й південного боків розвинута оторочка основних-ультраосновних порід шириною до 8 км. Це темно-сірі до чорних масивні середньозернисті породи, за складом вони відповідають верлітам, піроксенітам і габро з поступовими, рідше різкими межами між собою. Вони характеризуються середньою залізистістю (від 0,15 до 0,58), різко зниженим вмістом нікелю (середнє – 0,007 %) і підвищеним – кобальту (0,012 %). У центральній частині масиву розташовано овальне тіло розміром 2х2,5 км, складене пуласкітами – світло-рожевими, сірими, білими різнозернистими (від дрібно- до крупнозернистих, іноді пегматоїдними) породами різноманітної текстури (петельчаста, струмиста, гнейсоподібна, порфіроподібна, плямиста й ін.). Іншу частину масиву займають різноманітні лужні й лужнопольовошпатові сієніти, фойяїти й метасоматити з різкими, рідше поступовими переходами між собою. Широко проявлена метасоматична діяльність як усередині масиву, так і навколо нього. Вміщуючі кварцові сієніти навколо масиву фенітизовані, уздовж Володарської зони розвинуті жильні тіла різноманітних метасоматитів (маріуполіти, альбітити, рибекіт-мікроклінові й інші метасоматити). Час утворення лужних сієнітів 1795 млн років [3].

Магматичні породи масивів, жильні деривати і широко проявлена гідротермально-метасоматична діяльність у межах Володарської зони визначила появу цілого ряду родовищ і проявів ніобію, танталу, цирконію, титана, апатиту і рідкісних земель.

На заключній стадії циклу в зонах перетину розломів відбувалося вкорінення збагачених леткими компонентами кислих магм. Формування масивів сублужних гранітів (Кам'яногильський, Катеринівський та ін.) супроводжувалося широко проявленими процесами грейзенизації, з якими пов'язано прояви ніобію, танталу, цирконію і рідкісних земель. Вік гранітів 1808 млн років [3]. Завершився цикл упровадженням серії дайок сублужних і нормальних порід основного складу.

У герцинський час Східноприазовський блок Українського щита у зв'язку з розвитком складчастого Донбасу пережив декратонізацію. Розломно-блокова тектоніка в зоні зчленування Донбасу із СПБ супроводжувалася магматизмом (лужно-ультраосновним, основним і лужно-основно-середнім та ін.) У межах СПБ на віддаленні від границі з Донбасом формувалися Кузнецово-Михайлівський, Антон-Тарамський і Павлопіль-Октябрьський дайкові пояси північно-західного простягання [6]. Останнім часом у процесі ГГК-50 Володарської (Раздорозний В.Ф.) і Кальміуської (Васильченко В.В.) площ були виявлені різноманітні субвулканічні інтрузії: Зірська, Кирилівська, Приморська й ін. На підставі аналізу отриманих матеріалів можна ймовірно виділити Тельманівську зону тектоно-магматичної активізації (ТЗ ТМА) мантийного закладення північно-східного напрямку (60° від. смт. Мангуш до с. Кумачове шириною близько 12 км і протяжністю до 100 км, яка контролює розміщення даних інтрузій. Зона слабо картується у фізичних полях, помітний зсув Кальміуської тектонічної зони на 500–1000 м. Такий фрагмент закартовано В.В.Васильченком на Кальміуській площі. Це зони дроблення потужністю близько 15 м, у межах яких виділяються інтервали катаклазованих порід, зазвичай, карбонатизованих і олужених. Кут падіння метасоматитів 75–80° на північний схід.

Маріупольський масив розташований в 2 км північно-західніше заводу ім. Ілліча (м. Маріуполь). Він являє собою округле в плані тіло розміром 1,8 км у поперечнику. Масив складений верлітами, габро, габро-долеритами, рідше олівінітами, горнблендитами. Це темно-сірі до чорних середньозернисті масивні породи, що складаються з авгіту, олівіну, магнетиту, плагіоклазу, рідше амфіболу і біотиту в різноманітних варіаціях. За хімічним складом це ультраосновні-основні породи ($\text{SiO}_2=40,7\text{--}48,1\%$) низькоглиноземисті породи нормального ряду, які Васильченко В.В. відніс до габро-піроксенітової субформації.

Зірський і Приазовський масиви розташовані в 10 км на захід від м. Маріуполь, Приморський масив – у 12 км південно-західніше с. Тельманове. Це округлі в плані тіла діаметром відповідно 0,5; 0,8 і 0,9 км, складені піроксенітами (пикритами), якупірангітами, есекситами, шонкінітами і габро-долеритами (темно-сірі до чорних дрібно-середньозернисті, часто порфіроподібні породи, що складаються з титанавгіту, магнетиту, плагіоклазу, рідше нефеліну, амфіболу, біотиту і калішпату). За хімічним складом вони відносяться до ультраосновних-основних порід лужного і сублужного ряду з досить високим вмістом Са – до 21,1 %. Завершувалося становлення масивів формуванням жил сієнітів і карбонатизацією у вигляді січних прожилків і ділянок метасоматичної переробки. З даними утвореннями пов'язаний підвищений вміст титану, флюориту й апатиту.

Наступним етапом розвитку ТЗ ТМА стало впровадження вулканічних і субвулканічних порід трахіт-латитового ряду. Вони ускладнили будову Приморського масиву, де утворили палеовулкан лінзоподібної фо-

рми розміром $100 \times 600 \text{ м}^2$, сформували в 25 км південно-західніше с. Тельманове дві досить значні вулканічні будови (Кирилівську й Кичицьку) і численні дайки й дайкоподібні тіла. Вони близькі за складом і представлені трахітами, трахіандезитами, латитами, ксенокластолавами і лавобрекчіями, рідше трахітами-порфірами і сієніт-порфірами. За хімічним складом – це середні ($\text{SiO}_2 = 53,4\text{--}64,9 \%$) сублужні й лужні дуже високоглиноземисті породи калієво-натрієвого і калієвого ряду. Формування інтрузивних тіл супроводжувалося інтенсивними гідротермально-метасоматичними процесами (мікроклінізація, сульфідизація, мусковітизація, егіринізація, аргілізація й окварцювання), що несуть із собою корисну мінералізацію. Вік порід трахіт-латитового ряду 295–310 млн р. (калій-аргоновий метод).

У цілому в межах ТЗ ТМА можна виділити два формаційних ряди: нормальний ультраосновний (габ्रो-піроксенітовий) і лужний ультраосновний-середній (пікрит-есексит-латит-трахітовий). Дана зона контролює до 90 % усіх відомих на сьогоднішній день у межах СПБ проявів вольфраму (вміст WO_3 до 0,98 %), молібдену (до 1,2 %), меншою мірою свинцю (до 1,2 %), міді (до 0,8 %), срібла (до 10 г/т) і золота (до 0,3 г/т). Зруденіння пов'язано із зонами окварцювання, сульфідизації, грейзенізації й аргілізації по тектонічних зонах, орієнтованих узгоджено з простяганням ТЗ ТМА або більш давньої

Октябрьської тектонічної зони. Окварцювання важко пов'язати з породами лужної ультраосновно-середньої формації. Можливо, що розвиток ТЗ ТМА завершувався кислим магматизмом, характерним для герцинської епохи. "Відголосами" гранітного магматизму можна вважати рідкісні дайки граніт-порфірів і кварцових порфірів, які зустрічаються в межах ТЗ ТМА недалеко від границі її з Донбасом.

Викладені матеріали дозволяють розширити сферу пошуків рідкіснометалевого зруденіння на УЩ і з нових позицій оцінити перспективи розширення мінерально-сировинної бази Східного Приазов'я.

1. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С.129-154. 2. Щербак Н.П. и др. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке УЩ // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С.112-129. 3. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др. – К., 1990. 4. Киселев В.А., Васильченко В.В., Загнитко В.Н. Петрология и эволюция гранитоидов приазовского комплекса (Восточное Приазовье) // Геол. журн. – 1992. – № 2. – С.27-35. 5. Васильченко В.В., Киселев В.А., Загнитко В.Н. Чарнокитоиды Восточного Приазовья // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С.27-34. 6. Шаталов Н.Н. Дайки Приазов'я. – К., 1986. 7. Шемякин В.М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. – Л., 1988.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.