

УДК 552.31 : 551.71/72

Трощенко В.М.

Петрохімічна загальна діаграма полігенних алюмосилікатних порід і реконструкція палеолітології амфіболітів зеленоріченської світи (Український щит)

Розглянуто новий варіант поліпшення методики палеолітологічної реконструкції за петрохімічними показниками із залученням даних мінерало-парагенетичного аналізу метаморфічних порід.

В петрології метаморфізму важливе значення надається палеолітологічній реконструкції, тобто з'ясуванню первинного, дометаморфічного стану гірських порід. Цю задачу розв'язують комплексно, маючи на увазі як геологічні дані про умови залягання порід у складі певної формації, так і петрографічні дані про наявність реліктів у складі порід, а також про особливості їх хімічного складу, розподіл малих елементів, співвідношень ізотопів кисню, сірки, вуглецю тощо. Але, вивчаючи глибокометаморфізовані гнейсові, амфіболітові та інші супракрустальні формації, які втратили реліктові риси, за браком геологічних даних користуються, в першу чергу, петрохімічними методами.

Багато дослідників визнали неминаючу актуальність палеолітологічних реконструкцій і вдосконалювали петрохімічні методи [3, 5-9, 11, 12]. Перевага їх у тому, що вони надають можливості за малою кількістю розрахункових хімічних параметрів метаморфічних порід зі значною мірою вірогідності визначити генетичний тип, петрографічне сімейство, іноді – дометаморфічний стан порід і наочно подати результат на петрохімічній діаграмі, де зведені магматичні, осадові й метаморфічні породи.

Обмежують можливості цих методів як прояви конвергентності хімічного складу порід, так і прийняті алгоритми розрахунку петрохімічних параметрів. Як наслідок, на відповідних діаграмах присутні поля невизначеності, в межах яких накладені одна на одну зони розсіяння фігуративних точок осадових і магматичних порід займають від 30 до 50% інформативної площі. Конвергентність мінерального і хімічного складу гірських порід не дає можливості позбавитись неоднозначності палеолітологічних реконструкцій для деяких метаморфічних порід, але шляхом підбору алгоритмів визначення параметрів можна підвищити розв'язувальну здатність методу.

Виходячи з наведених міркувань, пропонуємо варіант петрохімічного методу не як альтернативу, а як додаток до існуючих. Його суттєві відмінності від відомих полягають у використанні еталону, з яким порівнюється кожний об'єкт, що вивчається, і у врахуванні змін хімічного складу порід при метаморфізмі, спираючись при цьому на парагенетич-

ні взаємовідносини породоутворювальних мінералів і результати кількісних мінералогічних підрахунків. За еталон прийнято середній склад олівінового базальту, за даними О.А.Богатікова та ін. [2]. Численні серії вулканічних диференціатів розпочинаються з олівінових базальтів і тенденції подальшої магматичної еволюції можуть бути виявлені при порівнянні її продуктів з першими. Осадова диференціація і формування різних відкладів, у свою чергу, починається з гіпергенних перетворень вулканітів. Тому не буде принципової помилки, якщо продукти літогенезу порівняти з тим самим еталоном – олівіновим базальтом, дотримуючись єдності методичної процедури.

Параметричні характеристики хімічного складу гірських порід, за якими оцінюється як еталон, так і інші об'єкти, що з ним порівнюються, виведені традиційно, зважаючи на нормативні співвідношення елементів у структурах алюмосилікатів. Але додатково враховані поправочні коефіцієнти, які визначені за реальними співвідношеннями вмісту хімічних елементів у складі еталону. Кристалохімічний склад гірської породи, яка містить магній-залізо-кальцієві та вапняно-лужні алюмосилікати, а також силікати і домішки оксидів заліза, відповідає умовам:

$$\text{Si} = \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + 0,2\text{Fe}^{3+} + \text{Al} \quad (1);$$

$$\text{Al} = \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} \quad (2).$$

Внаслідок багатьох різноманітних впливів у складі реальних гірських порід спостерігаємо дисбаланс:

$$\text{Si} = n(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + 0,2\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) \quad (3);$$

$$\text{Al} = m(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) \quad (4),$$

де:

n , m – поправочні коефіцієнти, на значення яких впливають численні фактори, і внаслідок цього вони практично не підлягають логічному виведенню, але можуть бути знайдені емпірично.

Для обраного еталону після перерахунку даних хімічного складу на атомні числа були одержані значення:

$$n = \text{Si} / (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + 0,2\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) = 782 / 792 = 0,98 \quad (5);$$

$$m = \text{Al} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) = 292 / 247 = 1,18 \quad (6),$$

тобто значення поправочних коефіцієнтів дещо відмінні від одиниці, очікуваної для збалансованого складу.

Розрахунки параметричних характеристик були виконані з використанням таблиць [1]. Дотримуючись єдності методики, знайдені коефіцієнти були застосовані до всіх обрахованих порід і кожна з них була охарактеризована параметрами:

$$S = 100 [\text{Si} - 0,98 (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + 0,2\text{Fe}^{3+} + \text{Al})] / \text{Si} \quad (7) \text{ і}$$

$$A = 100 [\text{Al} - 1,18(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})] / \text{Al} \quad (8).$$

Перший з них характеризує ступінь насиченості породи кремнієм, а другий – алюмінієм. Відмінність складу породи і складу еталону визначається різницями:

$$\Delta S = S_r - S_e = S_r - 0,67 \quad (9);$$

$$\Delta A = A_r - A_e = A_r - 0,18 \quad (10),$$

де:

– S_r – параметр дослідженої породи; $S_e = 0,67$ – параметр еталону, визначений за рівнянням (7);

– A_r – параметр породи; $A_e = 0,18$ – параметр еталону, визначений за рівнянням (8);

– ΔS і ΔA характеризують відстань між породою та еталонем у двовірному просторі кремнекислотності-глиноземності; відстань обумовлена розвитком диференціації – магматичної або осадової.

База для порівняння полігенних порід і палеолітологічних реконструкцій складена за результатами обрахунків запозичених з літератури 6704 хімічних аналізів гірських порід, у тому числі 4817 вулканічних і 1887 осадових. З магматичних порід перевагу було надано вулканічним, оскільки вони меншою мірою в порівнянні з плутонічними змінюються під дією глибинних факторів і більшою мірою відображають тенденції магматичної диференціації. До того ж плутонічні породи, на відміну від вулканічних, зазнавши метаморфізму, в багатьох випадках легко розпізнаються, і це практично усуває по відношенню до них необхідність палеолітологічної реконструкції. Осадові хемогенні й органогенні породи також не розглядаються, оскільки головні особливості їх складу не можуть бути описані запропонованими характеристиками.

Графічно виявлені зони розсіяння фігуративних точок і контури зон нормально-осадових теригенних і вулканічних порід показані на рис. 1.

Всередині контурів містяться 99% вулканічних і 96% теригенних гірських порід із залучених до бази даних. Змішані вулканічно-осадові утворення розмістились як усередині контуру вулканічних порід, так і на невеликій відстані за його межами. В зоні вулканітів виявлені сектори головних петрографічних сімейств, а в зоні теригенних – сектори пелітових, уламкових і в, залежності від головних домішок, вапнистих і залізистих порід. Додатково, за даними хімічних аналізів мономінеральних фракцій, розміщені фігуративні точки гіпергенних алюмосилікатних породоутворювальних мінералів. Поле невизначеності на діаграмі виявилось як ділянка спільного розміщення вулканітів (сектори андезитів і кислих порід) і деяких теригенних порід – частини секторів вапнис-

тих пелітів та кластитів, – переважно, грауваки і алевроліти. Разом їх кількість становить 18% від кількості аналізів осадових порід з бази даних.

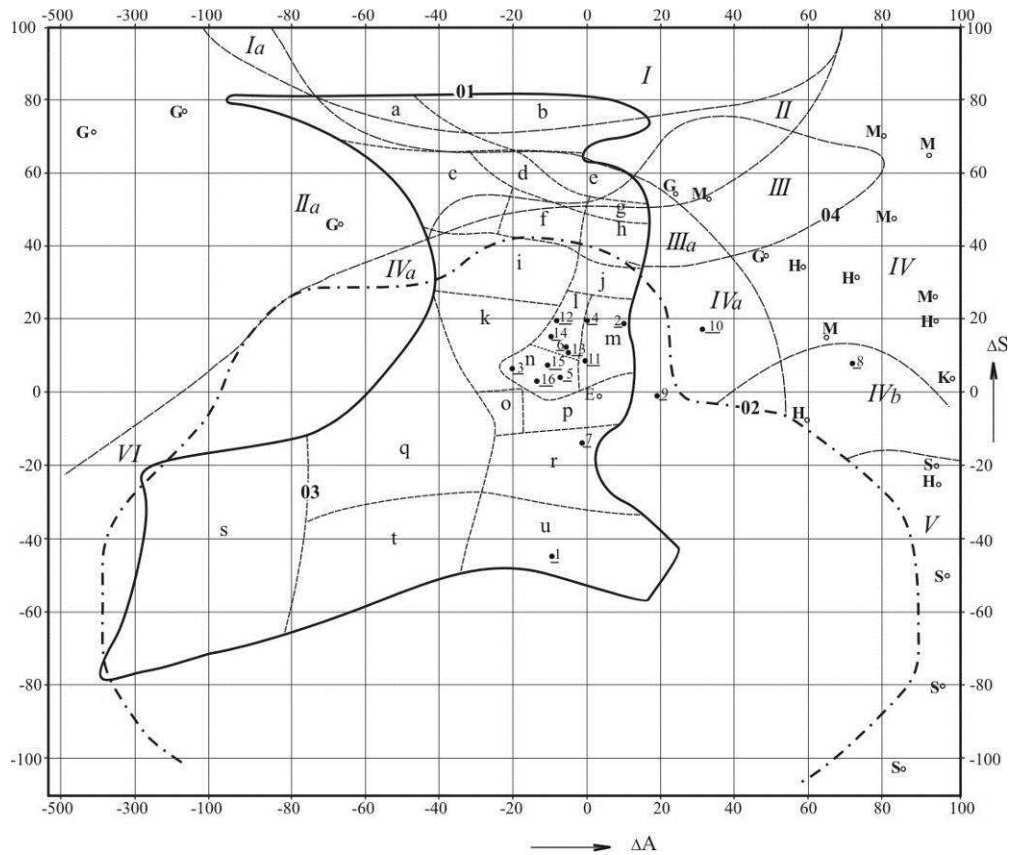


Рис. 1. Діаграма ΔS - ΔA .

Контури зон: 01 – вулканітів; 02 – теригенних порід. Межі секторів у межах зон: 03 – сімейства вулканітів; 04 – підрозділи теригенних порід.

Сектори вулканітів: а – лужні ріоліти та ліпарити; в – ріоліти, ліпарити; с – фоноліти, лужні трахіти; d – трахіти; e – дацити; f – трахіандезити; g – андезидацити; h – андезити; i – муджиєрити, латити; j – андезибазальти; k – трахібазальти, сублужні базальти; l – ваннисто-лужні базальти; m – глиноземні базальти; n – толейтові базальти; o – лужні олівінові базальти; p – олівінові базальти; q – тефрити, базаніти, лужні базальтоїди; r – пікробазальти; s – нефелінові, мелілітові, лужні пікрити, меймечити; t – сублужні пікрити; u – пікрити.

Сектори теригенних порід: I – аркози, кварцові ареніти і літити; Ia – ті ж, але ваннисті; II – грауваки, алевроліти; IIa – ті ж, але ваннисті і доломітисті; III – аргіліти, глинисті сланці; IIIa – ті ж, але ваннисті; IV – пеліти; IVa – ті ж, але ваннисті і доломітисті; IVb – залізисті пеліти; V – шамозитові, лептохлоритові породи; VI – мергелеві породи.

Фігуративні точки: E – еталон; G – глауконіт; H – гідрослюда; K – каолінит; M – монтморилоніт; S – шамозит; 1-16 – амфіболіти згідно з табл. 1.

Для палеолітологічної реконструкції необхідно за результатами хімічного аналізу метаморфічної породи вирахувати значення ΔS і ΔA , за якими, з урахуванням положення відповідної фігуративної точки у відповідному секторі діаграми виявити відповідність сімейству вулканітів або групі осадових порід.

Таблиця 1.

Хімічний склад амфіболітів, мас.%

| | Зеленоріченська світа | | | | | | | | | Метадіабази | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|--------|----------------|-------|----------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|
| | Ортопороди | | | | | Парапороди | | | | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 11 | 8 | 9 | 10 | | | | | |
| SiO ₂ | 37,64 | 51,88 | 47,50 | 50,68 | 49,40 | 52,70 | 44,16 | 50,78 | 49,00 | 49,70 | 49,30 | 51,50 | 50,90 | 50,70 | 50,40 | 49,50 |
| TiO ₂ | 0,14 | 1,52 | 0,82 | 0,86 | 0,80 | 0,60 | 0,32 | 0,50 | 0,86 | 0,40 | 0,40 | 1,90 | 1,85 | 1,85 | 0,30 | 0,77 |
| Al ₂ O ₃ | 5,40 | 13,83 (15,93) | 14,62 (13,02) | 15,54 | 14,82 | 12,06 (14,86) | 13,67 | 16,26 | 21,20 | 18,00 | 16,41 | 13,93 | 13,67 | 13,41 | 13,67 | 13,41 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,21 | 3,14 | 4,85 | 4,07 | 2,64 | 3,60 | 4,57 | 2,71 | 1,42 | 0,28 | 4,20 | 5,78 | 4,20 | 5,14 | 2,71 | 4,00 |
| FeO | 6,26 | 11,73 | 7,96 | 5,74 | 8,97 | 6,13 | 9,93 | 6,97 | 14,07 | 6,97 | 7,55 | 4,45 | 8,13 | 8,91 | 5,68 | 7,87 |
| MnO | 0,25 | 0,20 | 0,23 | 0,10 | 0,21 | 0,15 | 0,21 | 0,10 | 0,08 | 0,17 | 0,11 | 0,05 | 0,10 | 0,09 | 0,05 | 0,21 |
| MgO | 25,81 | 4,20 | 8,40 | 5,01 | 8,10 | 8,96 | 14,96 | 9,30 | 2,83 | 8,91 | 7,00 | 6,00 | 6,57 | 5,57 | 8,71 | 9,38 |
| CaO | 6,97 (4,43) | 7,34 | 10,00 | 4,58 (9,63) | 10,08 | 6,80 | 4,36 | 7,28 | 4,00 | 9,07 | 4,20 | 13,66 (11,21) | 10,97 | 10,97 | 13,24 (12,14) | 10,85 |
| Na ₂ O | 0,14 | 2,83 | 3,30 | 3,29 (2,39) | 3,37 (2,52) | 1,54 | 4,00 | 3,40 | 0,76 | 3,25 (2,35) | 2,00 | 1,40 | 22,10 (1,20) | 2,00 (1,31) | 2,33 (1,29) | 2,48 (1,32) |
| K ₂ O | 0,10 | 1,09 (0,81) | 1,25 (0,45) | 6,33 (0,73) | 0,58 (0,25) | 5,00 (0,50) | 0,90 | 1,60 (0,88) | 0,30 | 0,87 | 2,44 (1,05) | 0,20 | 0,30 | 0,30 | 0,20 | 0,83 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 2,83 | 0,18 | 1,52 | 0,09 | 0,60 | 0,07 | - | 0,11 | 0,01 | 0,09 | 0,14 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | - |
| H ₂ O | 0,40 | 0,02 | 0,40 | 0,14 | 0,10 | 0,05 | 0,08 | 0,15 | 0,20 | 0,22 | 2,55 | 0,03 | 0,08 | 0,05 | 0,06 | 0,05 |
| Загалом | 100,50 | 100,20 | 100,1 | 99,50 | 100,50 | 99,20 | 100,40 | 100,5 | 100,6 | 100,5 | 99,20 | 100,20 | 100,3 | 100,4 | 100,50 | 100,70 |
| ΔS | -52,43 (-45,0) | 25,5 (17,9) | 1,95 (5,66) | 29,73 (19,3) | 3,28 | 23,80 | -16,3 | 8,42 | 8,46 | -0,04 | 17,1 | 14,53 (19,55) | 12,54 | 14,12 | 5,32 (7,54) | 3,11 |
| ΔA | -46,0 (-9,65) | -7,36 (9,88) | -28,5 (-20,6) | -25,1 (-2,2) | -21,8 (-7,6) | -36,5 (-5,8) | -1,0 | -1,22 (3,9) | 71,2 | 8,48 (18,6) | 30,56 (40,8) | -27,7 (-8,6) | -19,1 (-5,8) | -20,0 (-10,1) | -37,9 (-11,1) | -31,7 (-14,5) |

Якщо фігуративна точка потрапила в поле невизначеності, в деяких випадках можливе однозначне вирішення альтернативи через співвідношення Ca, Na і K за допомогою додаткової діаграми (рис. 2). Вона складена на основі бази хімічних аналізів порід, фігуративні точки яких потрапили в поле невизначеності першої діаграми. Точки теригенних порід виявились розсіяними по всьому простору додаткової діаграми, утворивши згущення поблизу її центру, дещо зміщене до вершини Ca. Вулканіти розмістились в обмеженій зоні, контури якої показані на рис.2.

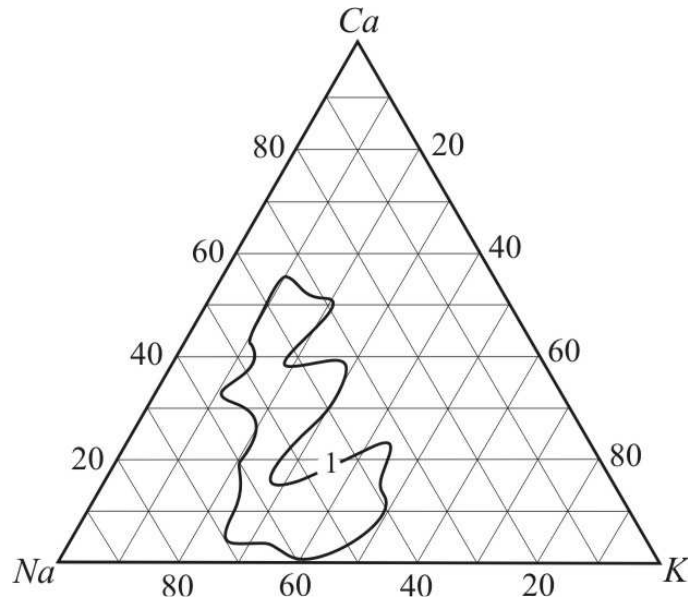


Рис. 2. Діаграма Ca–Na–K (1 – контур зони вулканітів).

Фігуративні точки метаморфічних порід, які потрапили за межі контуру, однозначно відповідають породам первинно теригенним. Точки всередині оконтуреної зони відповідають первинно вулканічним породам з вірогідністю не вище 60%, оскільки до зони потрапили також фігуративні точки 37% осадових порід з використаної бази даних.

В наведеному варіанті зроблено припущення про ізохімічний характер метаморфізму, але ще на стадії катагенезу в пелітових породах відбувається окремніння і підвищення лужності в зв'язку з розкладом монтморилонітів, перетворенням каолініту, що супроводжується засвоєнням лугів із порових розчинів і утворенням гідролюд. Внаслідок цього більшість аргілітів і глинистих сланців характеризуються збільшенням ΔS і зменшенням ΔA в порівнянні з розповсюдженими різновидами глин, що відображено на діаграмі локалізацією сектору аргілітів (рис. 1).

При метаморфізмі в гірських породах відбуваються також реакції дегідратації-гідратації, декарбонатації-карбонатації, окислення-

відновлення та ін. Вони супроводжуються масообміном між кристалічними фазами і поровими розчинами, причому діючими є не тільки вода, вуглецева кислота і кисень. У відкритій системі декарбонатизація спричиняє втрату кристалами не тільки CO_2 , але також деякої кількості лужних земель, зокрема Ca. Навпаки, при карбонатизації разом з CO_2 кристалічні фази засвоюють додаткову кількість Ca. Дегідратація кристалів у відкритій системі супроводжується дисипацією як H_2O , так і лужних елементів, лужних земель, які частково переходять до порових розчинів. При гідратації кристали здатні разом з водою додатково засвоювати луги. Поведінка Ca, Fe, Mg при цьому неоднозначна.

Вивчення структур метаморфічних порід дозволяє встановити прояви заміщення одних мінералів іншими і скласти уяву про якісні зміни хімічного складу гірських порід. Кількісну їх оцінку можна скласти, враховуючи об'ємні співвідношення реліктових і новоутворених мінералів за даними мікроскопічних кількісних мінералогічних підрахунків. Далі, користуючись методами П.Ніглі, Є.А.Кузнецова, В.Кроса та ін., можна приблизно визначити зміни вмісту хімічних компонентів у молекулярних або масових відсотках [14]. Результати допоможуть наблизитись до складу гірських порід у дометаморфічному стані.

Дослідників докембрію Українського щита може зацікавити варіант палеолітологічної реконструкції, виконаний для амфіболітів і амфібол-хлоритових сланців зеленоріченської світи. Одержаний результат може впливати як на кореляційно-стратиграфічні конструкції, так і на існуючі уявлення про геологічну еволюцію регіону в докембрії. Сучасні оцінки геологічного положення світи неоднозначні. Частина дослідників сприймає її як західне продовження криворізької серії; інші пов'язують її з конкською серією, а в деяких роботах вона розміщена між конкською і криворізькою серіями [15]. При цьому одні геологи спираються на петрографічну подібність згаданих серій і світи, інші – на їх петрографічні відмінності.

Зеленоріченська світа вивчена меншою мірою в порівнянні з криворізькою і конкською серіями. Не маючи за мету уточнення стратиграфічної кореляції, розглянемо дометаморфічний стан амфіболових порід зеленоріченської світи, які були опробовані в південно-східному, західному і північно-західному секторах Інгулецького валу. Амфіболіти ритмічно чергуються в розрізі з біотитовими, амфібол-біотитовими сланцями, гнейсами і кварцитами в узгодженому заляганні. Додатково трапляються неузгоджені жильні і дайкові форми. З них одні метаморфізовані ізофаціально з узгоджено залягаючими стратиформними і разом з ними зазнали мігматизації з боку плагіогранітів інгулецького комплексу, а інші не мігматизовані, але метаморфізовані ізофаціально із зеленокам'яними змінами, які проявлені в плагіогранітах [10, 13].

Стратиформні амфіболіти сланцюваті, нерівнозернисті, від мікро до середньозернистих, що пов'язане з багатостадійною перекристалізацією, внаслідок якої сформувалась їх гетерогранобластова структура.

Ранні мінеральні парагенезиси представлені рідкісними реліктами піроксену діопсид-авгітового ряду, а також їх мікрровключеннями в індивідах рогової обманки. Синхронний з нею парагенезис складають плагіоклази ряду андезин-лабрадор, ільменіт і магнетит. В цілому цей мінеральний парагенезис відповідає амфіболітової фації, як і парагенезис мігматитів інгулецького комплексу. Наступні зміни проявлені заміщенням рогової обманки біотитом (до 60%), появою включень сфену, апатиту, деанортизацією плагіоклазу до олігоклаз-андезину (до 40%). Ці зміни синхронні з калішпатизацією мігматитів. В подальшому відбулись сосюритизація плагіоклазу, хлоритизація біотиту і рогової обманки, лейкоксенізація ільменіту і сфену. Локально проявлені карбонатизація і сульфідизація порід.

Жильні амфіболіти першого типу також сланцюваті, характеризуються подібними мінеральними парагенезисами в діафоричній послідовності від мігматизації до актинолітизації і карбонатизації (до 8% кальциту в пробі 1 (табл. 1), але не містять плагіоклазу. Дайкові амфіболіти другого типу – метадіабази, практично не розсланцьовані, дрібнозернисті з досить чітко проявленою офітовою структурою. В їх складі присутні актиноліт, хлорит, сосюритизований і альбітизований плагіоклаз, включення лейкоксенованого ільменіту і магнетит (табл. 1, проби 12-16).

Взаємовідносини мінералів свідчать про вірогідну спрямованість хімічних змін у процесі метаморфізму. Визначення вмісту новоутворених мінералів дозволяє дати кількісну оцінку змінам. В матеріалі проби 6 (табл. 1) зафіксовано деанортизацію плагіоклазу і новоутворення біотиту (55%), який замінив відповідний об'єм рогової обманки. Це могло бути наслідком засвоєння кристалами додаткового К і виносу Са при незначній зміні вмісту Al. Виходячи з нормативного складу мінералів, можна встановити зміну вмісту К і Са. Задача може бути вирішена за допомогою таблиць [4]. В складі тієї ж проби міститься хлорит (10%), який замінив біотит і меншою мірою – рогову обманку; при цьому з кристалів первинних мінералів були вилучені Al і К. Зважаючи на показники вмісту в породи хлориту і біотиту, можна розрахувати імовірний вміст у її складі Al_2O_3 до хлоритизації. В пробі 12 вміст кальциту (2-3%), який замінив плагіоклаз після сосюритизації, свідчить про додаткове засвоєння породою Са при метаморфізмі. Для з'ясування її дометаморфічного стану потрібно зменшити вміст у її складі СаО на величину, адекватну вмісту цього оксиду в складі кальциту. В табл. 1 для проб, у яких однозначно були виявлені і кількісно оцінені мінеральні зміни, після розрахунків показані в дужках значення вмісту компонентів, які відповідають дометаморфічному стану порід.

В дужках також наведені значення ΔS і ΔA , які визначені за виправленими показниками вмісту елементів. Виявлені зміни хімічного складу гірських порід деяких проб здаються несуттєвими, але вони вплинули на значення ΔS і ΔA , внаслідок чого розподіл фігуративних точок на

діаграмі є більш зближеним, ніж при розрахунках без поправочних показників; він свідчить, що більшість проб відповідають ортопородам. Стратиформні амфіболіти адекватні базальтам глиноземної серії, менша їх кількість – толеїтам і пікробазальтам. Метадіабази відповідають базальтам вапняно-лужної серії, меншою мірою – толеїтам. Догранітні жильні амфіболіти адекватні пікритам. Декілька стратиформних амфіболітів відповідають парапородам – продуктам метаморфізму вулканосадових утворень, близьких до глиноземних базальтів, а також вапняно- та залізо-пелітовим породам з імовірною домішкою вулканогенного матеріалу.

Таким чином, у складі зеленоріченської світи присутня метаморфізована ритмічно-переривиста вулканічна серія, ритми якої чергуються з парапородами – гнейсами, кристалосланцями і кварцитами. Серія містить глиноземні базальти і, виходячи зі знахідок жильних пікритів, деякі ритми були антидромними. Виявлені суттєві відмінності від формацій зеленокам'яних зон Середнього Придніпров'я, які віднесені до метакомаїт-толеїтових серій [15]. Якщо останні деякою мірою схожі на офіоліти, то розглянуте в цій роботі формаційне утворення нагадує вулканічні серії острівних дуг і окраїнних частин континентів.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Авидон В.П.** Таблицы для перерасчета весовых процентных содержаний окислов в формульные и атомные (ионные) количества // Москва: Недра, 1968.– 105 с.
2. **Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шариков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород // Москва: Недра, 1987.– 196 с.
3. **Винклер Г.Г.** Генезис метаморфических пород // Москва: Мир, 1969.– 247 с.
4. **Висьневский Я.С.** Универсальные таблицы для пересчета состава горных пород // Ташкент: Наука, 1965.– 198 с.
5. **Предевский А.А.** Реконструкция условий литогенеза и вулканизма раннего докембрия // Ленинград: Наука, 1980.– 152 с.
6. **Розен О.М.** Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы // Советская геология.– 1970.– №7.– С. 31-44.
7. **Розен О.М.** Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия // Москва: Недра, 1975.– Вып. 4.– Кн. 1.– С. 60-74.
8. **Рош де Ла Хубер.** Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории / Международный геохимический конгресс // Москва: Наука, 1971.– Т. 3.– Кн. 1.– С. 263-269.
9. **Семенов Н.П.** Изофизические и изохимические ряды как критерии для восстановления литогенеза метаморфических пород / Проблемы осадочной геологии докембрия // Москва: Недра, 1967.– Вып. 2.– С. 3-18.
10. **Троценко В.Н.** Плагиогранитоидные комплексы Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны // Советская геология.– 1973.– №3.– С. 116-127.
11. **Троценко В.Н.** Геохимические признаки унаследованности состава мигматитов // Геохимия.– 1975.– №10.– С. 1552-1566.
12. **Троценко В.М.** Петрохімічний критерій походження серій порід // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– №4.– С. 43.
13. **Троценко В.Н.** Метаморфізм гранитоїдов саксаганського комплексу // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького технічного університету.– 2000.– №1-2 (3-4).– С. 149-152.
14. **Четвериков С.Д.** Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов // Москва: Госгеолтехиздат, 1965.– 244 с.
15. **Щербак И.Б.** Петрология Украинского щита // Львов: ЗУКЦ, 2005.– 364 с.

ТРОЩЕНКО В.М. Петрохімічна загальна діаграма полігенних алюмосилікатних порід і реконструкція палеолітології амфіболітів зеленоріченської світи (Український щит).

РЕЗЮМЕ. Діаграма, побудова якої ґрунтується на використанні петрохімічного еталону і поправочних коефіцієнтів, дозволяє при розрахунках параметричних характеристик гірських порід покращити петрохімічну методику палеолітологічних реконструкцій. Аналіз даних про хімічний склад амфіболітів зеленоріченської світи за цією методикою дозволив виділити серед них метаморфізовані глиноземні, вапняно-лужні та толейтові базальти, а також пікробазальти й пікрити.

Ключові слова: петрохімія, палеолітологія, метаморфізм, докембрій, Український щит, Криворізько-Кременчуцька зона, зеленоріченська світа, амфіболіти.

ТРОЩЕНКО В.М. Петрохимическая общая диаграмма полигенных алюмосиликатных пород и реконструкция палеолитологии амфиболитов зеленореченской свиты (Украинский щит).

РЕЗЮМЕ. Диаграмма, построение которой основано на использовании петрохимического эталона и поправочных коэффициентов, позволяет при расчетах параметрических характеристик горных пород улучшить петрохимическую методику палеолитологических реконструкций. Анализ данных о химическом составе амфиболитов зеленореченской свиты по этой методике позволил выделить среди них метаморфизованные глиноземные, известково-щелочные и толеитовые базальты, а также пикробазальты и пикриты.

Ключевые слова: петрохимия, палеолитология, метаморфизм, докембрій, Украинский щит, Криворожско-Кременчугская зона, зеленореченская свита, амфиболиты.

TROSHCHENKO V.M. Summary petrochemical diagram for polygenic aluminosilicate rocks and paleolithology reconstruction of the Zelenorichenska suite amphibolites (the Ukrainian Shield).

SUMMARY. The diagram construction is based on the use of petrochemical standard and correction factors. The diagram allows to improve petrochemical methods of paleolithological reconstructions when calculating parametric characteristics of rocks. Data analysis on chemical composition of the Zelenorichenska series amphibolites fulfilled applying this method made it possible to define metamorphosed aluminous, calc-alkali and tholeiitic basalts as well as picrobasalts and picrites among them.

Keywords: petrochemistry, paleolithology, metamorphism, Precambrian, the Ukrainian Shield, Kryvyi Rih-Kremenchuh zone, Zelenorichenska series, amphibolites.

*Надійшла до редакції 22 вересня 2009 р.
Представив до публікації проф. О.Д.Додатко.*