

УДК 550.4:552.3 (235.216)

Л.В.Генералова

Львів. Державний університет ім. Івана Франка

**РОЗПОДІЛ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І ПЕТРОХІМІЧНИЙ
СКЛАД ПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ВУЛКАНІЧНИХ ПОРІД
ПІВНІЧНО-СХІДНОЇ ФЕРГАНИ**

Петрографічна і геохімічна характеристика вулканітів Північно-Східної Фергани наведена в ряді робіт [1, 3, 5, 8, 11, 12]. Однак до цього часу майже не було відомостей про вміст рідкісноземельних елементів, які на даному етапі досліджень широко використовуються в петрологічних моделях, геодинамічних побудовах, для пізнання мантийних процесів [14]. У результаті робіт зі складання легенди ташкумирської групи карт (Киргизстан) і групової геодинамічної зйомки масштабу 1:50000 вперше отримані дані про вміст рідкісноземельних елементів. Проаналізовані найбільш свіжі магматичні породи.

Відомо, що в Північно-Східній Фергані за виходами утворень офіолітової асоціації проводиться границя між Середнім і Південним Тянь-Шанем [1, 3, 4].

Середньотяньшанська структурно-формаційна одиниця (СФО) в басейні праворічної складової р.Нарин, р.Карасу-зах., представлена каледонськими орогенними формаціями: джалпакташською андезитовою, бозбутауською дацит-ріолітовою середньо-девонського(?) віку та айрмінською пізньодевонсько-ранньокам'яновугільною кременисто-вапняковою. Загальна потужність СФО – 2,5-4,0 км. На схід від р.Карасу-зах. спостерігаються південнотяньшанські СФО: майлісуйська офіолітова, сересуйська теригенно-вулканогенно-кремениста, баубашатинська вулканогенно-карбонатна. Вони мають майже однаковий, переважно ранньопалеозойський, а точніше – ордовіксько(?) або силурійсько-ранньокам'яновугільний вік [3,5]. Потужність СФО коливається в межах 1,0-2,4 км, залежно від повноти розрізу.

Контакти СФО маркуються мікститовими горизонтами потужністю не менше 400 м. Вік мікститів змінюється від башкірського в “підшві” баубашатинської СФО до ранньомосковського в “підшві” майлісуйської офіолітової СФО.

Кожна СФО Південного Тянь-Шаню містить вулканогенні формації. В офіолітовій одиниці вулканіти представлені наступними формаціями: натрових базальтів (O?-S), комагматичною до неї субвулканічною долеритовою (PZ₁?) і карбонатно-вулканогенною (S₂-D₂). У сересуйській СФО ефузивна частина розрізу представлена переважно вапняково-вулканогенно-кременистою (D₁₋₂) формацією, в баубашатинській СФО – андезитобазальто-базальтовою (D₂). Як бачимо, більшість вулканогенних формацій за віком тяжіють до ранньопалеозойської (ордовіксько-силурійської) та девонської фаз вулканізму.

У головних членах вулканогенних формацій вивчалися петрографічні особливості та рідкісноземельні елементи.

Формація натрових базальтів у переважній більшості представлена апобазальтовими та апотуфовими актиноліт-цоїзитовими і хлорит-актинолітовими зеленими сланцями. В них виявлені структури афірових і порфірових базальтів, спілітів, їх туфів, гіалокластитів, кластолав. Вони в середньому містять 47,52 ваг.%

кремнезему, сума лугів – 2,90, вміст TiO_2 – 1,27, MgO – 6.24 ваг.% (табл. 1). Це типові толеїтові базальти помірної глиноземистості ($al' = 0,8$), натрового ряду ($Na_2O/K_2O = 8,35$), мезократові ($f' = 19,86$).

Карбонатно-вулканогенна формація складена сіро-зеленими альбіт-хлорит-епідотовими, альбіт-епідот-актинолітовими сланцями, які розвиваються по спілітах, базальтах та інших породах. Вони містять 49,26% SiO_2 , мінімальну суму лугів – 2,73% при максимальному відношенні Na_2O/K_2O (10,87). Для них характерний високий вміст MgO (9,5%), CaO (11,56%), низькі значення Na_2O (2,5%), K_2O (0,23%), TiO_2 (0,69%). Це породи нормального ряду, натрової серії, помірноглиноземисті ($al' = 0,8$), мезократові ($f' = 19,98$).

Босоготашська андезитобазальтова-базальтова формація складена базальтами, андезитобазальтами, андезитами мигдалекам'яними порфіровими. В базальтах середній вміст кремнезему – 47,46%, сума лугів – 4,89% при високому вмісті TiO_2 – 2,53%, сумарне FeO – 12,23% при низькому MgO – 4,89%, $Na_2O/K_2O = 2,8$. Андезитобазальти містять більше кремнезему – 54,07%, таку ж, як і базальти, суму лугів – 4,88% і менше TiO_2 – 1,75%. В андезитах при середньому вмісті кремнезему 58,15%, сумі лугів 8,40% досить багато TiO_2 – 0,9%. Тобто, становлення формації відбувалося зі зростанням вмісту кремнезему при високому вмісті TiO_2 (2,53-0,9%), з постійною (в базальтах і андезитобазальтах) сумою лугів – 4,9%, з різким підвищенням її до 8,4% в андезитах.

Андезитова формація бозбутауської СФО представлена на 75% андезитами, а на 10-15% – андезитобазальтами, базальтами та їх туфами. Структура ефузивів переважно порфірова. Андезитобазальти при середньому вмісті кремнезему 53,78% мають суму лугів 7,27% і відношення Na_2O/K_2O 1,18. Вони є високоглиноземистими ($al' = 1,6$) мезократовими ($f' = 11,9$) і належать до калій-натрієвої серії. Високий коефіцієнт агпаїтності ($K_a = 0,57$) більше притаманний породам родини трахіандезитів-латитів. Ефузивні й субвулканічні андезити мають подібний склад. Останні збагачені MgO (3,55 проти 2,97%), CaO (4,35 проти 3,70%), бідніші на SiO_2 (59,12 проти 60,27%) і луги (7,62 проти 7,95%). Відношення Na_2O/K_2O в андезитах близьке до 1, коефіцієнт глиноземистості – до 2. Породам притаманний високий коефіцієнт агпаїтності ($K_a = 0,63-0,69$), який не зустрічається в андезитах нормального ряду.

В складі дацит-ріолітової формації домінують ріоліти (75-80 %), ігнімбрити, туфи; трахіріоліти складають до 10%, дацити – 5-7%, андезити – до 3%. Ріоліти багаті лугами – 7,97-8,74%, $K_2O \gg Na_2O$, $Na_2O/K_2O = 0,43-0,59$. Порооди високоглиноземисті ($al' = 4-3,5$).

Для порівняння звичайно інформативними є породи однієї групи, але різних СФО. В даному випадку доцільно співставити базити і пов'язані з ними андезити.

Для вивчення поведінки рідкоземельних елементів (РЗЕ) застосувалися спайдер-діаграми розподілу нормованого до хондриту вмісту РЗЕ. По вертикальній осі наведені відношення вмісту (в $млн^{-1}$) РЗЕ в породі до його вмісту (в $млн^{-1}$) в хондриті. Виявився близький вміст в описуваних вулканітах важких лантаноїдів і широкий спектр легких лантаноїдів.

Таблиця 1
Вміст петрогенних оксидів (ваг. %) та рідкісноземельних елементів (г/т)
у нижньопалеозойських вулканогенних породах Північно-Східної Фергани

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
	n = 50	n = 54	n = 7	n = 51	n = 35	n = 9	n = 17	n = 90
SiO ₂	49,53	47,52	47,97	49,26	47,46	53,78	59,12	72,06
TiO ₂	0,52	1,27	0,70	0,69	2,53	0,81	0,66	0,26
Al ₂ O ₃	14,72	13,98	14,59	14,52	14,32	17,82	16,25	13,07
Fe ₂ O ₃	1,90	4,60	3,11	2,57	4,51	3,79	2,99	1,36
FeO	6,79	7,60	7,00	7,09	7,62	3,35	2,23	0,91
MnO	0,12	0,15	0,14	0,13	0,14	0,09	0,08	0,04
MgO	9,05	6,24	8,11	9,50	4,89	3,99	3,44	0,97
CaO	12,38	11,19	11,36	11,56	9,41	5,05	4,35	1,76
Na ₂ O	2,19	2,59	2,76	2,50	3,60	3,93	3,60	2,41
K ₂ O	0,26	0,31	0,24	0,23	1,29	3,34	4,02	5,56
Na ₂ O/K ₂ O	8,42	8,35	11,50	10,87	2,79	1,18	0,90	0,43
Na ₂ O+ K ₂ O	2,45	2,90	3,00	2,73	4,89	7,27	7,62	7,97
al'	0,83	0,76	0,80	0,76	0,84	1,60	1,88	4,03
f	18,38	19,86	19,06	19,98	19,69	12,03	9,40	3,54
	n = 4	n = 5	n = 2	n = 4	n = 3		n = 5	n = 7
La	1,80	4,70	3,70	1,50	24,00		19,00	42,00
Ce	3,60	11,00	9,80	3,90	41,00		36,00	62,00
Pr	0,53	1,70	1,48	0,60	4,20		38,00	6,40
Nd	2,70	8,30	7,30	3,60	15,00		15,00	23,00
Sm	0,85	2,80	2,50	1,30	4,00		4,00	5,40
Eu	0,42	0,86	1,00	0,40	1,10		1,20	1,00
Gd	1,40	4,30	4,20	2,20	4,00		4,50	5,90
Tb	0,26	0,66	0,72	0,40	0,50		0,65	0,92
Dy	1,80	4,00	4,80	2,50	2,60		3,80	5,10
Ho	0,47	0,89	1,20	0,68	0,50		0,79	1,10
Er	1,50	2,70	3,60	2,30	1,20		2,10	3,20
Tu	0,27	0,43	0,58	0,35	0,17		0,31	0,45
Yb	1,70	2,50	3,60	2,40	0,78		1,70	2,50
Lu	0,35	0,45	0,68	0,47	0,10		0,27	0,42
Ce/Yb	2,118	4,400	2,722	1,625	52,564	28,947	21,176	24,800
Sm/Nd	0,315	0,337	0,342	0,361	0,267	0,257	0,267	0,235
La/Sm	2,118	1,679	1,480	1,154	6,000	5,560	4,750	7,778
La/Yb	1,059	1,880	1,028	0,625	30,769	11,770	11,176	16,800
Ba/La	108,33	33,784	32,766	8,000	4,083	4,667	18,974	7,381

Примітка. 1-6 – Південний Тянь-Шань. 1-4' – офіолітова (PZ₁-C₁) СФО: 1 – габро-долерити, долеритова формація (PZ₁?); 2 – хлорит-актинолітові апобазальтові сланці, 3 – базальти, формація натрових базальтів (O?-S); 4 – кварц-карбонат-епідотові апотуфові сланці, карбонатно-вулканогенна формація (S₂ -D₂); 5 – вулканогенно-карбонатна СФО (S-C₁): базальти, андезитобазальто-базальтова формація (D₂). 6-8 – Середній Тянь-Шань: 6 – андезитобазальти, 7 – андезити, андезитова формація (D₂?); 8 – ріоліти, дацит-ріолітова формація (D₂?).

На спайдер-діаграмі (рис.1), де представлені середні значення РЗЕ, простежуються переважно спектри горизонтального типу з незначним збідненням легкими РЗЕ. Для деяких з них воно є ще меншим, ніж у випадку типових СОХ. Найпримітивнішими виглядають спектри 1 і 4 (див. рис. 1), їх тренди подібні на тренди лерцолітової серії [13]. Тренд 1 ілюструє вміст РЗЕ в габро-долеритах долеритової формації (рис. 3), тренд 4 відповідає апобазальтовим сланцям формації натрових базальтів (рис. 4). Для нього проявлений слабкий європейський мінімум. Іншу групу утворюють тренди 2 і 3, характерні для апотуфів карбонатно-вулканогенної формації (рис. 5) та базальтів формації натрових базальтів (рис. 6). Вони субгоризонтальні, причому для 3-го більше проявлений європейський мінімум, а 2 майже не фракційований. Концентрації РЗЕ 2-го та 3-го спектрів при 10-20-кратному перевищенні (порівняно зі звичайними хондритами) нагадують співвідношення, встановлене для верлітових серій [13].

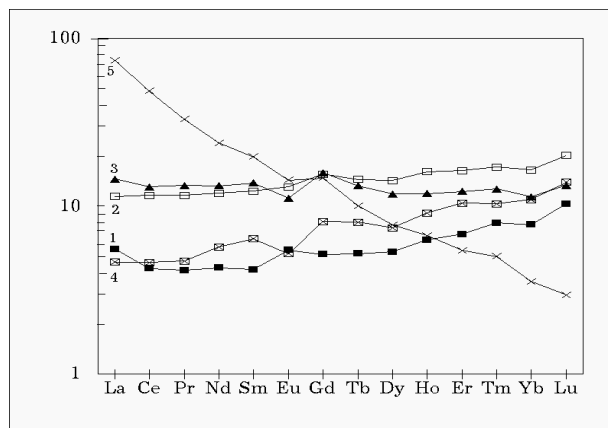


Рис. 1. Спайдер-діаграми розподілу РЗЕ в породах південно-тяньшанських вулканогенних формацій: 1 – габро-долерити долеритової формації; 2 – базальти формації натрових базальтів; 3 – апобазальтові сланці карбонатно-вулканогенної формації; 4 – апотуфові сланці формації натрових базальтів; 5 – андезитобазальти андезитобазальто-базальтової формації.

Спектр 5 (див. рис. 1) відображає розподіл РЗЕ в базальтах андезитобазальто-базальтової формації баубашатинської вулканогенно-карбонатної СФО (рис. 7). Для нього характерним є те, що концентрації легких РЗЕ більше ніж у 70 раз перевищують вміст їх у звичайних хондритах, а вміст важких РЗЕ – лише в 2-10 разів. Європейський мінімум слабо проявлений. $La/Yb = 30,77$; $Ba/La = 4,08$; $La/Sm = 6,0$; $Ce/Yb = 52,56$.

На спайдер-діаграмах (рис. 2) середнього вмісту РЗЕ для андезитів і ріолітів Середнього Тянь-Шаню чітко видно, що концентрації легких РЗЕ не більше ніж у 70-150 раз перевищують їхній вміст у звичайних хондритах. У той же час важких РЗЕ – всього в 10-20 разів більше, ніж у хондритів. Для андезитобазальтів і андезитів андезитової формації простежується чітко проявлений, хоча й ослаблений європейський мінімум (рис. 2 і 8). Для ріолітів дацит-ріолітової формації європейський

мінімум виразний (рис. 2 і 9). Породи андезитової і дацит-ріолітової формацій різко збагачені легкими РЗЕ по відношенню до важких РЗЕ. Саме це зумовлює крутий від'ємний нахил трендів для спектрів легких РЗЕ та високе значення La/Yb (див. табл. 1), яке характеризує ступінь фракціонування легких і важких лантанодів. Для андезитобазальтів $La/Yb = 11,77$, для андезитів – 11,18, для ріолітів – 16,8.

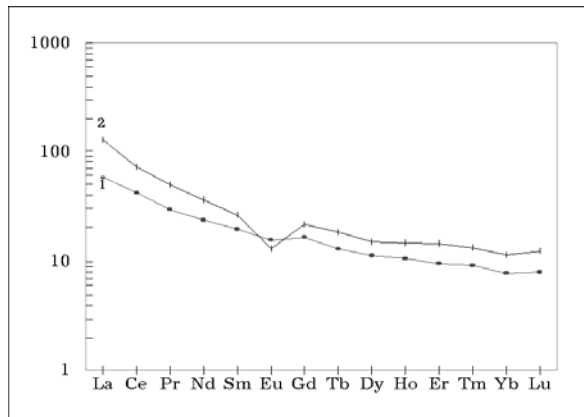


Рис. 2. Спайдер-діаграми розподілу РЗЕ в породах серединно-тяньшанських вулканогенних формацій. 1 – андезитобазальти й андезити андезитової формації; 2 – ріоліти дацит-ріолітової формації.

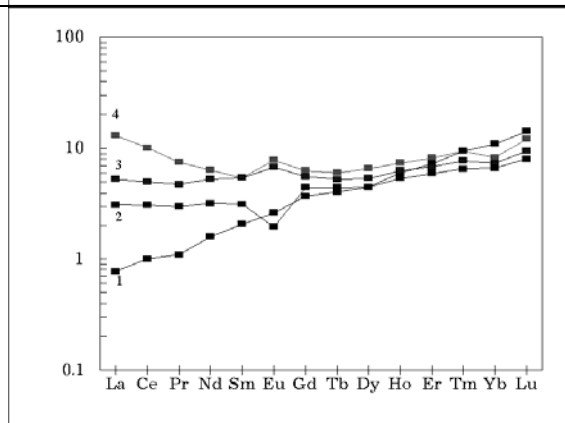


Рис. 3. Спайдер-діаграма розподілу РЗЕ в габродолеритах долеритової формації. Номери на спайдер-діаграмах відповідають конкретним аналізам.

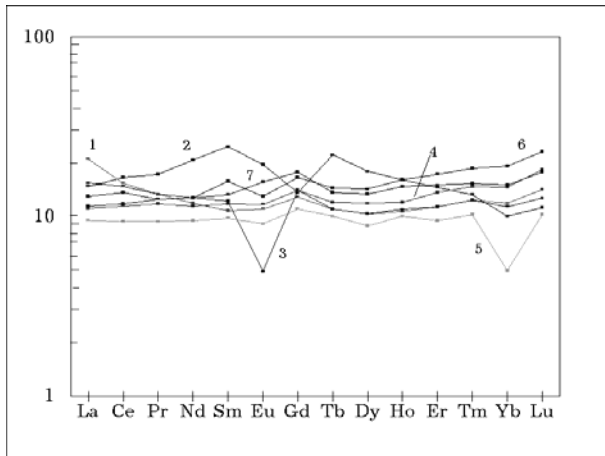


Рис. 4. Спайдер-діаграма розподілу РЗЕ в апотуфових сланцях формації натрових базальтів.

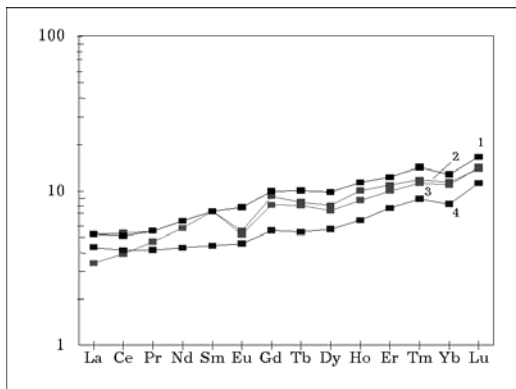


Рис. 5. Спайдер-діаграма розподілу РЗЕ в апобазальтових сланцях карбонатно-вулканогенної формації.

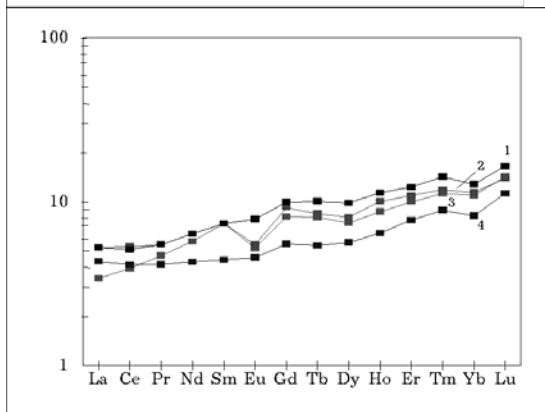


Рис. 6. Спайдер-діаграма розподілу РЗЕ у базальтах формації натрових базальтів.

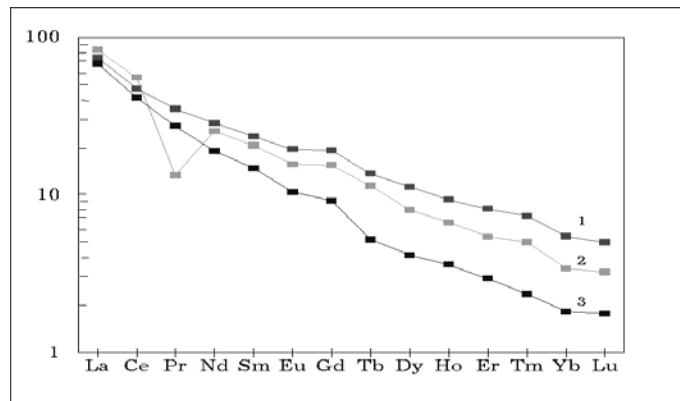


Рис.7. Спайдер-діаграми розподілу РЗЕ в андезитобазальтах і базальтах андезитобазальтово-базальтової формації

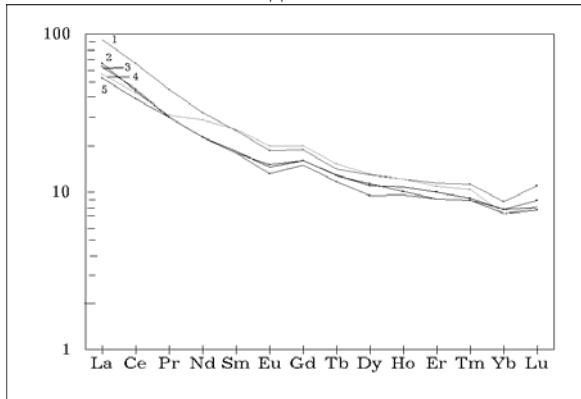


Рис. 8. Спайдер-діаграми розподілу РЗЕ в ріолітах дацит-ріолітової формації

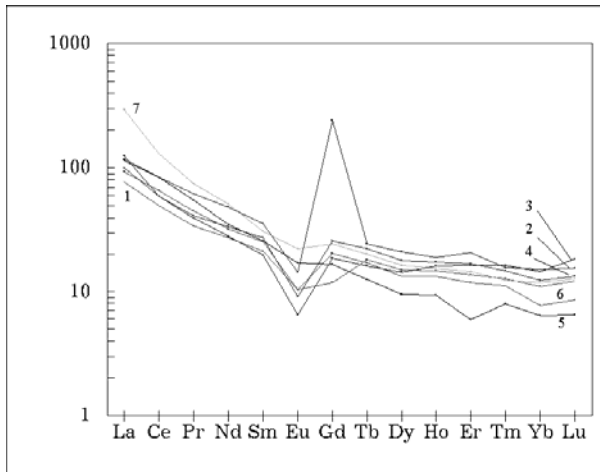


Рис. 9. Спайдер-діаграми розподілу РЗЕ в андезитобазальтах і андезитах андезитової формації

Максимально збагачені легкими РЗЕ вулканіти босоготашської андезито-базальто-базальтової формації ($Ce/Yb = 52,56$; $Sm/Nd = 0,267$). Високий вміст легких РЗЕ мають утворення андезитової формації ($Ce/Yb = 22,35-28,94$ для андезитобазальтів; $21,18$ – для андезитів; $Sm/Nd = 0,257$ та $0,267$ відповідно) і генетично пов'язаної з нею ріолітової (див. табл. 1). Формації офіолітового комплексу характеризуються значно меншими концентраціями РЗЕ. Для вулканітів формації натрових базальтів $Ce/Yb = 4,4$ для базальтів, $2,72$ – для туфів, $Sm/Yb = 0,338$ та $0,325$ відповідно; для порід долеритової формації $Ce/Yb = 2,12$, $Sm/Nb = 0,315$. Базити карбонатно-вулканогенної формації найбільш примітивні: $Ce/Yb = 1,63$, $Sm/Nb = 0,361$ при відносному збагаченні Ba .

Комплексне петро- та геохімічне вивчення вулканогенних формацій Північно-Східної Фергани дозволяє зробити деякі висновки. В процесі магмоутворення в ранньому палеозої приймали участь два джерела магми: примітивний і збагачений. Вулканогенні формації, охарактеризовані вище, характеризуються прив'язаністю до різних геодинамічних ситуацій. У конкретизації обстановки закономірності розподілу РЗЕ відіграють індикаторну роль. В офіолітовій СФО формації натрових базальтів і долеритів утворювалися в умовах спредінгу. Для карбонатно-вулканогенної формації більше притаманні обстановки енсїматичної острівної дуги з бонінітовим характером. Якщо ж врахувати дані, що свідчать про обмеженість розмірів океанічного басейну в девоні [4], реальнішою здається пропозиція щодо існування енсїалічної острівної дуги. Ця дуга, судячи зі значної ролі високомагнезійних порід в її розрізі, не досягла високого ступеня зрілості. Босоготашська андезито-базальто-базальтова формація вулканогенно-карбонатної СФО за характером магматизму більше за все може розглядатися в якості фрагментів кореневих зон вулканічних споруд океанічних островів.

Для андезитової і ріолітової формацій бозбутауської СФО Серединного Тянь-Шаню характер розподілу та вміст РЗЕ близькі до аналогічних асоціацій андійського типу. Деструктивний характер геодинамічної обстановки підкреслюють співвідношення Ba/La (до 24) та La/Th (2,9). Відсутність толейтових базальтів є непрямим свідченням швидкості субдукції менше 7 см/рік [7].

Таким чином, у Північно-Східній Фергані на ранньопалеозойському етапі режим розтягнення (O-S) поступово змінився режимом стискання (D_2). Отримані дані з хімізму й розподілу рідкісноземельних елементів у вулканітах СФО досліджуваного регіону внесли суттєве доповнення в реконструкцію первинної тектонічної зональності області зіткнення Серединного й Південного Тянь-Шаню. Враховуючи латеральний розподіл СФО та геофізичні характеристики палеоокраїни Киргизько-Казахського континенту [9], можна запропонувати наступну модель структурної еволюції герцинід Тянь-Шаню.

Шар'ювання на дні Туркестанського палеоокеану розпочалось у башкірський час. У процесі колізії континентів офіоліти були обдуковані на активну окраїну Киргизько-Казахського континенту [2]. Подібний характер становлення покривних систем описують для ранньої крейди Внутрішньої області Карпат [6, 10].

Становлення Північно-Східної Фергани на ранньопалеозойському етапі дає послідовну зміну особливостей продуктів вулканізму. В ранньому палеозої територія зазнала інтенсивного прогинання, пов'язаного з глибинним розколом земної кори. Магмоутворення відбувалося в умовах розтягнення на великих глибинах в області недеплетованої мантії. Пізніше, в силурі й на початку девона,

глибина зменшилася, хоча залишились обстановки розтягування. І, нарешті, в середньому девоні, коли сформувалась островодужна система і область генерації магми перемістилась у верхи мантії на рівень плагіоклазової фації глибинності, магноутворення стало розвиватися в умовах “стискання” під впливом субдуктивних процесів. Подібну зміну рідкісноземельних особливостей вулканітів логічніше пов’язувати не з еволюційним розвитком єдиного тектономагматичного процесу, а з кардинальними змінами геодинамічних режимів магноутворення.

1. *Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Клишевич В.Л.* Древнейшие породы Туркестанского океана // Тектоника варисцид Тянь-Шаня: Путеводитель экскурсии 27-го Междунар. геол. конгр. Фрунзе, 1984.
2. *Бандурак Я.М., Генералова Л.В., Ковальчук И.А.* Модель строения Северо-Восточной Ферганы (Кыргызстан) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Матер. совещ. М., 1998. Т.І.
3. *Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982.
4. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В. и др.* Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1.
5. *Ванина Л.В., Войтович И.И.* Строение и тектоническое положение метаморфических серий Северо-Восточной Ферганы. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8.
6. *Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З.* Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев, 1995.
7. *Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли.* М., 1987.
8. *Миколайчук А.В.* Догеосинклинальное основание и сейсмичность Фергано-Кокшаальской складчатой системы : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе, 1986.
9. *Памир-Гималаи.* Глубинное строение земной коры / Беляевский Н.А., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др. М., 1982.
10. *Сандулеску М.* Карпаты // Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. Объяснительная записка к Междунар. тектон. карте Европы и смежных областей м-ба 1:2500000. М., 1978.
11. *Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И.* Строение и состав офиолитов Северо-Востока Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2.
12. *Шванов В.Н.* Майлисуйский океанический комплекс в бассейне р. Карасу-западная на северо-востоке Ферганы // Вестн. ЛГУ. 1979. № 12.
13. *Irving A.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic process within the mantle // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280, pt. 2.
14. *Wilson M.* Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. London, 1989.

L.V.Generalova

**THE RARE-EARTH ELEMENTS DISTRIBUTION AND
PETROCHEMICAL COMPOSITION OF THE NORTH-EASTERN FERGANA
PALEOZOIC VOLCANOGENIC ROCKS**

The volcanogenic formations which are included in structure-formations units (SFU) of the South- and Middle Tien-Shan have the individualized characteristics of the rare-earth elements distribution and petrochemical composition. These characteristics can be the indicators of the various geodynamic environments in which the development of the volcanogenic formations and corresponding SFU had taken place.

Стаття надійшла до редколегії 14.02.1999