

УДК 552.11 : 552.33 (477)

О.В. Дубина

ПЕТРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЛУЖНИХ ПОРІД АНТОНІВСЬКОГО МАСИВУ (ПОБУЖЖЯ)

Розглянуто петрохімічні особливості порід Антонівського масиву, приналежного до лужно-ультраосновної формації і розташованого в Дністрово-Бузькому районі Українського щита. Наведено нові результати хімічного аналізу головних типів порід та їх нормативний склад (CIPW). Показано особливості зміни хімічного та нормативного складу від ранніх до пізніх різновидів порід. Виявлено відмінності в розподілі деяких петрогенних компонентів між однотипними породами із різних масивів лужно-ультраосновної формації.

E-mail: dubyna-a@ukr.net

Вступ. Дослідження лужних ультраосновних порід Антонівського масиву тривають вже понад 20 років. За цей час у публікаціях було детально висвітлено геологічну будову масиву, виділено головні типи порід та з'ясовано їх формаційну приналежність, описано петрографічні, мінералогічні та геохімічні особливості порід [3, 5, 6, 12, 13, 15, 24]. Водночас дані про петрохімічні особливості порід Антонівського масиву розглядалися обмежено. Власне аналізу особливостей хімічного складу порід названого масиву і присвячується дана робота.

За петрографічними та мінералогічними особливостями лужні породи Антонівського масиву можна розділити на три групи: 1 — лужні ультраосновні породи (якупірангіти, йоліт-мельтейгіти), 2 — лужні та підвищеної лужності основні породи (лужні піроксеніти, есексити та їх безнефелінові різновиди, польовошпатові йоліт-мельтейгіти, маліньїти), 3 — лужні породи середнього складу (нефелінові та лужні сіеніти) [20, 21]. Тобто в Антонівському масиві маємо неперервну серію порід, що змінюються від меланократових (якупірангітів, піроксенітів) до лейкократових (нефелінових та лужних сіенітів).

На класифікаційній діаграмі (рис. 1) лужних порід показано особливості нормативного складу в головних типах порід масиву. Співвід-

ношення піроксену, нефеліну та польового шпату змінюється в широких межах, обумовлюючи велике різноманіття лужних порід Антонівського масиву. Слід зазначити, що нормативний і модальний склад порід дещо (іноді суттєво) відмінні. Головними факторами, які впливають на це, є майже повна відсутність у мелано- і мезократових різновидах рудних мінералів, вторинні зміни по нефеліну та заміщення піроксену біотитом і амфіболом, що, в свою чергу, збільшує кількість нормативного польового шпату. Такі мінералогічні особливості цих порід призводять до зміщення точок їх нормативного складу в області менш фельдшпатоїдних і більш польовошпатових. У збагачених біотитом породах проявлені зворотні співвідношення (зі збільшенням нормативної кількості фельдшпатоїдів).

Особливості мінерального та хімічного складу порід. Лужні піроксеніти та якупірангіти в Антонівському масиві поширені переважно у внутрішній північно-східній частині масиву, де вони утворюють потужне штокоподібне тіло. В свердловинах вони перешаровуються із малопотужними тілами нефелінових сіенітів, есекситів, іноді мельтейгітів і фенітів. Головними породоутворювальними мінералами цих порід є, %: клінопіроксен (егрін-саліт) — 70—90, амфібол (проміжний різновид ряду гастінгсит — магнезіокатофорит) — 2—20, нефелін — 0—10, у деяких різновидах — польо-

© О.В. Дубина, 2009

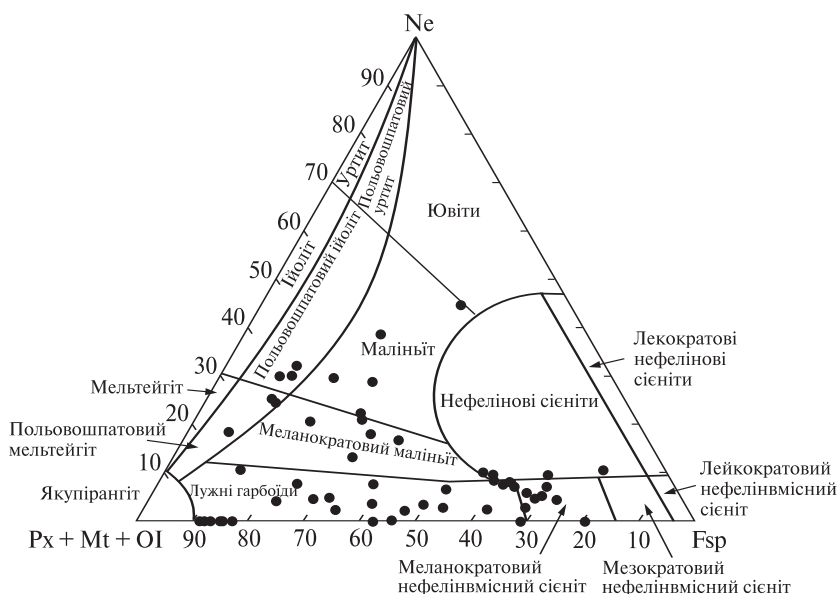


Рис. 1. Нормативний склад головних типів порід Антонівського масиву на класифікаційній діаграмі лужних порід (Г.М. Саранчина, Н.Ф. Шинкарев, 1967)

вий шпат — 5—10. Як другорядний мінерал часто присутній біотит (від 1—3 до 5—10 %).

Серед головних петрохімічних особливостей піроксенітів та якупірангітів слід відзначити підвищений вміст SiO_2 і високий — лугів ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 2,92\text{—}4,0\%$). Така ж концентрація лугів спостерігається в однойменних породах Проскурівського та Чернігівського масивів. Хоча, на відміну від останніх, висока концентрація лугів у Антонівському масиві не обумовлює аґаїтового характеру лужних піроксенітів та якупірангітів, як це відмічається в Проскурівському та Чернігівському масивах [2, 14]. Очевидно, це викликано підвищеним вмістом глинозему (3,46—10,25 % Al_2O_3) в досліджуваних породах, які характеризуються також і досить низьким, як на свій тип, вмістом TiO_2 (1,04—2,95 %) і Fe_2O_3 та підвищеним — FeO , що обумовлено майже повною відсутністю ільменіту та титаномagnetиту. Титан концентрується переважно в амфіболі, піроксені та біотиті.

Особливості хімічного складу істотно піроксенових порід залежать і від їх геологічного положення в масиві. Так, екзоконтактові піроксеніти (таблиця, ан. 4, 5) мають менший вміст лугів (що, очевидно, викликано відтоком лугів у фенітизовані вмісні породи), порівняно з піроксенітами внутрішньої частини (таблиця, ан. 2, 7) масиву ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,03$ і 3,94 відповідно). У цьому ж напрямку відбувається збільшення вмісту глинозему та зменшення — кальцію і кремнію. В піроксенітах внутрішньої частини масиву, згідно з розра-

хунками, присутня значна кількість нормативного анортиту, хоча модальний польовий шпат належить до альбіт-олігоклазу. Очевидно, надлишок алюмінію порівняно з лугами у цих породах зумовлений вторинними змінами (шпреуштейнізація). Такий розподіл цих петрогенних компонентів є причиною більш аґаїтового характеру (в середньому $K_{\text{аґп}} = 0,85$) піроксенітів зовнішньої частини порівняно із тими ж породами внутрішньої (в середньому $K_{\text{аґп}} = 0,54$). Екзоконтактові більш аґаїтові ортопіроксенвмісні різновиди піроксенітів, як правило, збагачені і фосфором. Концентрація P_2O_5 в піроксенітах внутрішньої частини в середньому складає 0,3 %, тоді як в екзоконтактових зростає до 1,06.

Різниця між лужними піроксенітами і якупірангітами встановлюється за відсутністю або наявністю, відповідно, модального нефеліну. Таке розділення є дещо формальним, оскільки за хімічним складом ці породи не розрізняються, а нормативний нефелін розраховується як у лужних піроксенітах, так і в якупірангітах. Виняток становлять піроксеніти зовнішньої зони масиву, в яких трапляється ортопіроксен (модальний і нормативний), представлений феригіперстеном (таблиця, ан. 4, 5). Хоча ортопіроксен за розрахунками наявний у двох проаналізованих зразках, модальний ортопіроксен спостерігається тільки в одному з них (ан. 5). Щодо нормативного ортопіроксену в другому аналізі, то, можливо, "виникнення" його зумовлене деякими похибками результату хімічного аналізу породи. До того ж він має

значний $K_{\text{агп}} = 1,31$, а в клінопіроксені міститься 10 % егіринового міналу, тоді як у піроксеніті з модальним ортопіроксеном вміст цього міналу зменшується до 8 %. Понижену лужність клінопіроксену в ортопіроксенвмісному піроксеніті до певної міри можна пояснити його контамінованістю гранітоїдним матеріалом. Як відомо, ортопіроксен є невластивим (і навіть забороненим) для лужних порід натрової серії. Проте в окремих випадках поява ортопіроксену в сублужних і лужних породах може пояснюватися контамінацією їхніх роз-

плавів вмісними гранітоїдами, як це має місце, наприклад, в Октябрському масиві. Сублужні олівін-титанавгітові габро цього масиву в приконтатовій частині з навколишніми гранітоїдами переходять в габро з зеленим салітовим піроксеном, гіперстеном, а в їх ендоконтактових фаціях з'являється кварц [14].

Породи під назвою *есексити*, особливо їх безнефелінові різновиди, не мають однозначного положення в класифікаційних системах. Більшість дослідників розглядає їх як типові лужні породи [20, 22], проте в Петрогра-

Хімічний і нормативний (CIPW) склад порід Антонівського масиву, мас. %

| Порода | Лужні піроксеніти і якупірангіти | | | | | | | | Есексити | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|------------|------------|------------|-------------|------------|-------------|-----------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| Номер з/п | 36/ 206 | 58/ 196 | 29/ 206 | 87/ 191 | 113/ 191 | 31/ 206 | 224/ 196 | Середнє з 15 | 36/ 197 | 41/ 197 | 42/ 197 | 28/ 206 | 96/ 191 | Середнє з 10 |
| SiO ₂ | 44,00 | 41,15 | 42,41 | 45,89 | 49,77 | 50,70 | 46,58 | 45,81 | 48,84 | 46,78 | 46,62 | 48,69 | 48,72 | 47,73 |
| TiO ₂ | 2,00 | 2,63 | 2,95 | 2,28 | 1,14 | 1,71 | 1,32 | 1,83 | 1,85 | 2,40 | 1,14 | 2,38 | 1,88 | 1,95 |
| Al ₂ O ₃ | 5,30 | 9,54 | 9,28 | 5,63 | 3,46 | 7,54 | 10,25 | 7,45 | 11,90 | 10,84 | 16,57 | 14,51 | 17,06 | 13,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,00 | 6,03 | 4,81 | 3,81 | 4,10 | 3,65 | 2,81 | 4,24 | 1,98 | 1,23 | 2,16 | 3,51 | 4,05 | 2,76 |
| FeO | 9,90 | 11,70 | 9,27 | 12,60 | 8,03 | 7,76 | 6,77 | 9,34 | 9,12 | 10,92 | 8,12 | 6,90 | 7,16 | 8,78 |
| MnO | 0,34 | 0,22 | 0,20 | 0,36 | 0,21 | 0,14 | 0,24 | 0,25 | 0,16 | 0,18 | 0,14 | 0,12 | 0,26 | 0,19 |
| MgO | 8,80 | 8,95 | 8,74 | 7,52 | 9,36 | 7,71 | 9,86 | 8,87 | 7,91 | 8,30 | 6,19 | 5,21 | 3,17 | 6,45 |
| CaO | 16,50 | 13,44 | 13,46 | 14,50 | 18,03 | 13,82 | 16,18 | 15,34 | 10,86 | 12,32 | 11,42 | 7,78 | 7,62 | 10,24 |
| Na ₂ O | 2,85 | 2,51 | 3,20 | 2,22 | 2,40 | 3,20 | 2,74 | 2,73 | 3,29 | 2,77 | 3,36 | 5,04 | 4,82 | 3,82 |
| K ₂ O | 0,82 | 1,00 | 1,42 | 1,10 | 0,57 | 1,56 | 0,80 | 0,97 | 1,73 | 1,20 | 1,20 | 2,26 | 2,52 | 1,82 |
| P ₂ O ₅ | 0,29 | 0,17 | 1,35 | 2,00 | 1,35 | 0,21 | 0,12 | 0,59 | 0,19 | 0,70 | 0,44 | 0,61 | 0,76 | 0,52 |
| CO ₂ | 1,05 | 1,23 | 0,81 | 0,60 | 0,92 | 0,63 | 1,21 | 0,99 | 0,67 | 0,60 | 1,16 | 1,20 | 0,92 | 0,98 |
| S | 0,36 | 0,61 | 0,10 | 0,18 | 0,07 | 0,17 | 0,44 | 0,26 | 0,29 | 0,25 | 0,14 | 0,06 | 0,06 | 0,32 |
| F | — | 0,25 | 0,55 | 0,23 | 0,16 | 0,08 | 0,13 | 0,23 | 0,38 | — | 0,37 | 0,40 | 0,33 | 0,34 |
| H ₂ O | — | 0,06 | 0,21 | 0,11 | 0,14 | 0,23 | — | 0,17 | 0,06 | 0,22 | 0,22 | 0,28 | — | 0,20 |
| В. п. п. | 2,15 | 1,25 | 1,02 | 0,80 | 0,59 | 0,77 | 0,64 | 1,04 | 1,10 | 1,12 | 0,98 | 0,80 | 0,87 | 0,93 |
| Сума | 100,36 | 100,74 | 99,78 | 99,83 | 100,30 | 99,88 | 100,09 | 100,06 | 100,33 | 99,83 | 100,23 | 99,75 | 100,20 | 100,21 |
| Na + K/Al | 1,05 | 0,55 | 0,74 | 0,86 | 1,31 | 0,92 | 0,52 | 0,79 | 0,61 | 0,54 | 0,41 | 0,74 | 0,63 | 0,63 |
| Fe/(Fe + Mg) | 0,49 | 0,52 | 0,47 | 0,54 | 0,41 | 0,45 | 0,35 | 0,45 | 0,44 | 0,45 | 0,48 | 0,52 | 0,66 | 0,50 |
| Na ₂ O + K ₂ O | 3,67 | 3,51 | 4,62 | 3,32 | 2,97 | 4,76 | 3,54 | 3,70 | 5,02 | 3,97 | 4,56 | 7,30 | 7,34 | 5,65 |
| Ap | 0,68 | 0,41 | 3,30 | 4,86 | 3,26 | 0,51 | 0,29 | 1,44 | 0,46 | 1,65 | 1,07 | 1,49 | 1,84 | 1,25 |
| Ca | 2,43 | 2,81 | 1,87 | 1,38 | 2,10 | 1,45 | 2,77 | 2,28 | 1,54 | 1,39 | 2,66 | 2,77 | 2,11 | 2,26 |
| Fl | — | 0,58 | 1,08 | 0,13 | 0,10 | 0,15 | 0,30 | 0,44 | 0,91 | — | 0,83 | 0,87 | 0,65 | 0,74 |
| Il | 3,87 | 5,02 | 5,68 | 4,38 | 2,17 | 3,28 | 2,52 | 3,52 | 3,54 | 4,63 | 2,19 | 4,58 | 3,59 | 3,73 |
| Mt | 8,22 | 8,79 | 7,08 | 5,58 | 3,45 | 5,35 | 4,10 | 6,22 | 2,89 | 1,81 | 3,16 | 5,16 | 5,91 | 4,03 |
| Pr | 0,78 | 1,30 | 0,22 | 0,39 | 0,15 | 0,36 | 0,94 | 0,57 | 0,62 | 0,54 | 0,30 | 0,13 | 0,13 | 0,69 |
| Cor | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ne | 9,65 | 7,09 | 8,25 | — | — | 2,43 | 7,01 | 5,14 | 1,99 | 2,47 | 2,17 | 4,26 | 3,51 | 3,29 |
| Lc | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Or | 4,93 | 5,94 | 8,51 | 6,57 | 3,38 | 9,32 | 4,75 | 5,82 | 10,31 | 7,20 | 7,16 | 13,54 | 14,99 | 10,86 |
| Alb | 5,29 | 8,27 | 12,24 | 18,99 | 14,69 | 22,91 | 10,38 | 13,83 | 24,40 | 19,23 | 24,70 | 35,35 | 34,58 | 26,55 |
| An | — | 11,88 | 6,86 | 2,17 | — | 1,62 | 13,38 | 5,28 | 12,70 | 13,81 | 26,85 | 10,43 | 17,59 | 13,76 |
| Ac | 1,27 | — | — | — | 5,03 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Di | 42,95 | 24,99 | 26,25 | 24,74 | 42,71 | 36,20 | 36,64 | 34,32 | 17,89 | 19,99 | 8,82 | 8,31 | 3,56 | 13,38 |
| Hed | 17,37 | 11,06 | 8,77 | 19,03 | 17,81 | 13,68 | 9,72 | 14,27 | 9,31 | 12,55 | 5,60 | 3,32 | 2,77 | 7,50 |
| En | — | — | — | 2,93 | 3,13 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fs | — | — | — | 2,58 | 1,50 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fo | 1,69 | 7,59 | 6,95 | 3,18 | 0,34 | 1,85 | 5,40 | 4,51 | 8,11 | 8,22 | 8,04 | 6,52 | 4,41 | 7,00 |
| Fa | 0,86 | 4,25 | 2,94 | 3,09 | 0,18 | 0,88 | 1,81 | 2,37 | 5,33 | 6,52 | 6,45 | 3,29 | 4,35 | 4,96 |

| Порода | МТ | Польовошпатові ййоліти | | | | | Маліньги | | |
|--------------------------------------|---------|------------------------|---------|--------|---------|--------------|----------|--------|---------------|
| | | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| Номер з/п | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| Номер проби | 135/189 | 157/190 | 147/190 | 16/206 | 117/191 | Середнє з 6 | 65/196 | 35/206 | Середнє з 3 |
| SiO ₂ | 41,74 | 41,27 | 43,47 | 46,68 | 45,94 | 44,44 | 44,24 | 43,00 | 44,82 |
| TiO ₂ | 2,38 | 2,00 | 0,84 | 1,38 | 0,54 | 1,24 | 1,61 | 2,38 | 1,83 |
| Al ₂ O ₃ | 10,56 | 18,21 | 19,26 | 17,56 | 20,90 | 19,04 | 18,07 | 15,22 | 17,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,21 | 4,43 | 3,09 | 3,92 | 2,32 | 3,46 | 4,46 | 6,25 | 4,65 |
| FeO | 10,29 | 7,75 | 5,04 | 5,68 | 3,88 | 5,74 | 6,89 | 7,98 | 7,51 |
| MnO | 0,21 | 0,18 | 0,16 | 0,13 | 0,14 | 0,17 | 0,15 | 0,14 | 0,18 |
| MgO | 7,22 | 5,28 | 4,25 | 4,67 | 2,42 | 4,03 | 5,86 | 5,56 | 5,22 |
| CaO | 12,54 | 8,40 | 10,12 | 7,68 | 8,79 | 8,38 | 8,61 | 9,31 | 8,58 |
| Na ₂ O | 3,42 | 5,80 | 8,22 | 6,36 | 8,60 | 7,12 | 5,24 | 4,92 | 4,95 |
| K ₂ O | 1,20 | 2,20 | 2,62 | 2,70 | 3,26 | 2,68 | 2,20 | 2,14 | 2,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,58 | 0,97 | 0,89 | 0,66 | 1,42 | 0,89 | 0,66 | 0,79 | 0,78 |
| CO ₂ | 0,99 | 1,56 | 0,42 | 0,31 | 0,49 | 0,92 | 0,35 | 0,49 | 0,46 |
| S | 0,25 | 0,14 | 0,18 | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,11 | 0,10 | 0,14 |
| F | 0,31 | — | 0,14 | 0,23 | — | 0,19 | — | 0,38 | 0,31 |
| H ₂ O | 0,19 | 0,16 | 0,08 | 0,51 | 0,39 | 0,27 | 0,17 | 0,16 | 0,14 |
| В. п. п. | 1,38 | 1,44 | 0,89 | 1,09 | 0,38 | 1,10 | 1,54 | 1,37 | 1,26 |
| Сума | 100,47 | 99,79 | 99,67 | 99,68 | 99,57 | 99,66 | 100,16 | 100,19 | 100,05 |
| Na + K/Al | 0,65 | 0,66 | 0,85 | 0,76 | 0,84 | 0,76 | 0,61 | 0,68 | 0,62 |
| Fe/(Fe + Mg) | 0,57 | 0,56 | 0,51 | 0,53 | 0,58 | 0,55 | 0,51 | 0,58 | 0,56 |
| Na ₂ O + K ₂ O | 4,62 | 8,00 | 10,84 | 9,06 | 11,86 | 9,79 | 7,44 | 7,06 | 7,19 |
| Ap | 1,41 | 2,29 | 2,17 | 1,62 | 3,33 | 2,19 | 1,55 | 1,93 | 1,90 |
| Ca | 2,28 | 3,61 | 0,97 | 0,72 | 1,13 | 2,12 | 0,81 | 1,13 | 1,05 |
| Fl | 0,65 | — | 0,15 | 0,43 | — | 0,26 | — | 0,78 | 0,60 |
| Il | 4,57 | 3,87 | 1,62 | 2,67 | 1,04 | 2,39 | 3,11 | 4,58 | 3,53 |
| Mt | 10,57 | 6,54 | 4,54 | 5,79 | 3,40 | 5,09 | 6,57 | 9,18 | 6,82 |
| Pr | 0,54 | 0,30 | 0,39 | 0,26 | 0,21 | 0,26 | 0,24 | 0,21 | 0,29 |
| Cor | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ne | 8,97 | 19,98 | 38,18 | 19,74 | 36,40 | 26,73 | 17,15 | 14,62 | 12,67 |
| Lc | — | — | 4,00 | — | — | — | — | — | — |
| Or | 7,17 | 13,24 | 10,58 | 16,27 | 19,50 | 16,07 | 13,21 | 12,82 | 13,45 |
| Alb | 12,70 | 13,11 | — | 18,42 | 6,45 | 11,85 | 13,38 | 15,21 | 19,00 |
| An | 10,03 | 17,47 | 8,02 | 11,61 | 8,90 | 12,30 | 19,59 | 13,30 | 17,99 |
| Ac | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Di | 23,08 | 4,63 | 19,12 | 11,53 | 11,39 | 9,43 | 10,04 | 13,59 | 8,42 |
| Hed | 9,94 | 2,25 | 8,25 | 4,24 | 7,20 | 4,67 | 3,81 | 4,80 | 3,94 |
| En | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fs | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fo | 5,24 | 7,88 | 1,31 | 4,57 | 0,57 | 4,08 | 7,13 | 5,42 | 6,50 |
| Fa | 2,86 | 4,83 | 0,71 | 2,12 | 0,46 | 2,55 | 3,42 | 2,42 | 3,84 |

фічному кодексі Росії [23] вони віднесені до сублужного ряду. Типові есексити з нефеліном описані в Приазов'ї [17], зрідка вони трапляються в Антонівському масиві. Породи мають олігоклаз-баркевікіт-салітовий склад із домішкою біотиту, апатиту і кальциту. Вміст плагіоклазу варіює від 10 до 40 % (частіше 20—25), піроксену (егрін-саліт, Ті-авгіт) — 30—60, амфіболу — 5—30, біотиту — 5—15 %. Другорядні й акцесорні мінерали — кальцит (0,5—5), апатит (0,5—1,5 %), ільменіт, сульфіді, преніт.

Найбільш поширені такі породи в зовнішній південно-західній частині. Есексити утворюють або залягають як дайкоподібні тіла (потужністю до 10 м) і частіше всього перешаровуються із лужними сієнітами і фенітами, рідше із нефеліновими сієнітами і лужними піроксенітами (якупірангітами). За відсутності нефеліну розглядаються як безнефелінові есексити. Різновиди, в яких з'являється нефелін, набувають складу типових есекситів. Проте всі безнефелінові різновиди есекситів цього масиву мають у своєму складі нормативний не-

Закінчення табл.

| Порода | Нефелінові сієніти | | | | | Лужні сієніти | | | | | |
|--------------------------------------|--------------------|---------|---------|---------|--------------|---------------|--------|---------|---------|--------|--------------|
| | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
| Номер з/п | 136/189 | 127/191 | 107/191 | 160/190 | Середнє з 7 | 38/197 | 68/196 | 111/191 | 154/190 | 47/197 | Середнє з 9 |
| Номер проби | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 47,07 | 50,31 | 50,06 | 53,77 | 49,03 | 57,98 | 62,48 | 60,47 | 60,34 | 59,08 | 59,29 |
| TiO ₂ | 0,74 | 0,37 | 0,84 | 0,47 | 0,64 | 1,68 | 0,22 | 0,37 | 0,84 | 0,64 | 0,81 |
| Al ₂ O ₃ | 22,49 | 20,65 | 21,82 | 22,54 | 21,46 | 17,29 | 17,98 | 17,96 | 18,66 | 18,55 | 16,92 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,84 | 3,09 | 3,75 | 2,25 | 3,17 | 1,00 | 0,90 | 0,89 | 2,37 | 1,01 | 1,51 |
| FeO | 4,68 | 3,38 | 4,59 | 2,87 | 4,09 | 5,82 | 1,50 | 4,23 | 4,06 | 5,24 | 4,48 |
| MnO | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,07 | 0,11 | 0,20 | 0,03 | 0,05 | 0,08 | 0,12 | 0,12 |
| MgO | 1,53 | 1,70 | 1,88 | 0,90 | 1,79 | 1,36 | 0,30 | 2,41 | 1,05 | 2,73 | 2,01 |
| CaO | 3,68 | 5,16 | 3,69 | 2,12 | 4,29 | 3,36 | 2,91 | 3,92 | 2,70 | 2,91 | 4,01 |
| Na ₂ O | 8,92 | 8,24 | 6,43 | 8,30 | 8,21 | 5,22 | 5,88 | 6,31 | 5,80 | 5,51 | 5,58 |
| K ₂ O | 4,10 | 4,00 | 3,84 | 4,49 | 4,02 | 4,36 | 5,96 | 2,46 | 3,60 | 3,46 | 3,87 |
| P ₂ O ₅ | 0,73 | 0,89 | 0,80 | 0,37 | 0,63 | 0,60 | 0,86 | 0,20 | 0,26 | 0,20 | 0,48 |
| CO ₂ | 1,32 | 1,39 | 0,74 | 0,78 | 1,57 | 0,42 | 0,28 | 0,53 | 0,28 | 0,38 | 0,45 |
| S | 0,05 | — | 0,01 | 0,05 | 0,04 | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,05 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,07 | 0,15 |
| H ₂ O | 0,06 | 0,07 | 0,15 | 0,16 | 0,11 | 0,30 | 0,12 | 0,09 | 0,13 | 0,06 | 0,12 |
| В. п. п. | 0,62 | 0,54 | 0,81 | 1,19 | 0,80 | — | 0,18 | — | 0,19 | 0,41 | 0,39 |
| Сума | 99,95 | 99,91 | 99,53 | 100,33 | 99,82 | 99,59 | 99,60 | 99,90 | 100,37 | 100,43 | 99,96 |
| Na + K/Al | 0,85 | 0,86 | 0,68 | 0,82 | 0,83 | 0,77 | 0,90 | 0,73 | 0,72 | 0,69 | 0,79 |
| Fe/(Fe + Mg) | 0,75 | 0,67 | 0,70 | 0,75 | 0,68 | 0,73 | 0,81 | 0,54 | 0,77 | 0,56 | 0,62 |
| Na ₂ O + K ₂ O | 13,02 | 12,24 | 10,27 | 12,79 | 12,23 | 9,58 | 11,84 | 8,77 | 9,40 | 8,97 | 9,45 |
| Ap | 1,70 | 2,08 | 1,88 | 0,87 | 1,48 | 1,40 | 2,01 | 0,46 | 0,60 | 0,48 | 1,17 |
| Ca | 3,02 | 3,18 | 1,71 | 1,79 | 3,59 | 0,96 | 0,64 | 1,21 | 0,64 | 0,86 | 1,02 |
| Fl | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,13 | 0,25 |
| Il | 1,42 | 0,71 | 1,62 | 0,90 | 1,22 | 3,21 | 0,42 | 0,70 | 1,59 | 1,22 | 1,54 |
| Mt | 5,61 | 4,51 | 5,52 | 3,30 | 4,64 | 1,46 | 1,31 | 1,29 | 3,43 | 1,46 | 2,19 |
| Pr | 0,11 | — | 0,02 | 0,11 | 0,09 | — | — | 0,02 | 0,02 | 0,13 | 0,11 |
| Cor | 1,50 | — | 4,06 | 2,89 | 0,95 | 0,29 | — | — | 1,58 | 1,95 | — |
| Ne | 29,59 | 22,99 | 9,61 | 17,12 | 23,27 | — | — | — | — | — | — |
| Q | — | — | — | — | — | 1,15 | 1,64 | 1,71 | 5,04 | 1,68 | 1,49 |
| Or | 24,41 | 23,80 | 23,02 | 26,81 | 23,97 | 25,95 | 35,47 | 14,57 | 21,26 | 20,46 | 22,92 |
| Alb | 21,41 | 27,77 | 37,46 | 39,35 | 27,21 | 44,48 | 50,11 | 53,49 | 49,05 | 46,64 | 47,35 |
| An | 5,18 | 7,60 | 8,52 | 3,20 | 7,33 | 10,17 | 5,10 | 13,44 | 9,92 | 10,35 | 9,72 |
| Di | — | 1,71 | — | — | — | — | 0,57 | 0,59 | — | — | 1,44 |
| Hed | — | 1,15 | — | — | — | — | 1,13 | 0,55 | — | — | 1,44 |
| En | — | — | — | — | — | 3,41 | 0,49 | 5,74 | 2,61 | 6,80 | 4,35 |
| Fs | — | — | — | — | — | 7,51 | 1,11 | 6,21 | 4,24 | 7,83 | 5,00 |
| Fo | 2,69 | 2,43 | 3,33 | 1,59 | 3,16 | — | — | — | — | — | — |
| Fa | 3,36 | 2,07 | 3,25 | 2,08 | 3,08 | — | — | — | — | — | — |

Примітка. МТ — мельтейгіт. Символи мінералів: Ac — акміт, Alb — альбіт, An — анортит, Ap — апатит, Ca — кальцит, Cor — корунд, Di — діопсид, En — енстатит, Fa — фаяліт, Fl — флюорит, Fo — форстерит, Fs — феросиліт, Hed — геденбергіт, Il — ільменіт, Lc — лейцит, Mt — магнетит, Ne — нефелін, Or — ортоклаз, Q — кварц, Pr — пірит.

фелін у кількості 1,99—4,26 мас. % (таблиця). До того ж піроксени в них іноді містять підвищену кількість егіринового міналу (до 20 %), а амфібол представлений баркевікітом, що дозволяє відносити ці безнефелінові породи до лужного ряду. Очевидно, що есексити екзоконтактової частини масиву, як і піроксеніти, дещо контаміновані вмісними гранітоїдами.

Так, в безнефелінових есекситах екзоконтакту замість баркевікіту кристалізується титанистий гастингіт, а замість егірин-саліту і Ті-авгіту — більш магнезійний саліт. Коефіцієнт апітності цих порід не перевищує одиниці і змінюється в межах 0,41—0,77, що нижче, ніж в однойменних породах Чернігівського масиву. Порівняно із есекситами останнього, дос-

8,35 % ($K_2O + Na_2O$). В однотипних породах Чернігівського масиву та Городницької інтрузії цей показник менший (5,9 і 1,8 % відповідно). Порівняно з останніми двома масивами, в ійоліт-мельтейгітах Антонівського масиву спостерігається підвищений вміст TiO_2 (0,54—2,38 %), але нижчий, ніж в однотипних породах Карело-Кольської та Маймечя-Котуйської провінцій [7, 19]. У напрямку від мельтейгітів до ійолітів відбувається зменшення вмісту TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MgO і CaO . За коефіцієнтом аґаїтності всі різновиди цієї групи належать до міаскітового типу ($K_{аґп} = 0,57—0,85$). Магнезійність в ійоліт-мельтейгітах Антонівського масиву має найнижчі значення порівняно з однотипними породами в Чернігівському масиві та Північно-Західному блоці (Городницька та Глумчанська інтрузії) [2, 16, 25].

Вміст нормативного нефеліну в мельтейгітах та ійолітах (а також в їх польовошпатових різновидах) Антонівського масиву не завжди збігається із кількісним підрахунком модального складу в шліфах, що обумовлено вторинними змінами (шпреуштенізацією) нефеліну. В одному аналізі ійоліту розраховується нормативний лейцит (таблиця, ан. 17). Вміст фосфору в згаданих породах загалом невеликий — від 0,58 % P_2O_5 в мельтейгіті до 0,97 — в ійоліті, але вищий, ніж у мельтейгітах Городницької інтрузії (0,08—0,15 %), ійолітах і малінітах Маймечя-Котуйської провінції (0,08—0,27) і нижчий, ніж в ійоліт-мельтейгітах Чернігівського масиву (0,25—3,63 %).

Нефелінові сієніти Антонівського масиву так само, як розглянуті вище ійоліти та мельтейгіти, поширені досить часто як малопотужні жили серед усіх порід масиву. Найпотужніше їхнє тіло (до 60 м) виявлено лише в одній свердловині. Можливо, нефелінові сієніти переважають над іншими породами в центральній частині масиву, де передбачається їхнє залягання у вигляді штокоподібного тіла. За кількісними співвідношеннями нефеліну та польового шпату незалежно від кількості темноколірних мінералів виділяють ювіти, фойяїти, міаскіти. Дуже рідко трапляються різновиди сієнітів, бідні на нефелін (<10—15 %), — пуласкіти. Головні мінерали — лужний польовий шпат і альбіт (40—80 %), нефелін (10—50); другорядні та акцесорні — амфібол (гастингсит), піроксен (егірин-саліт), біотит, апатит, ільменіт, преніт.

За хімічним складом нефелінові сієніти досить однотипні і подібні до нефелінових сієнітів із інших лужно-ультраосновних комплексів. Для всіх проаналізованих їх різновидів характерним є переважання натрію над калієм з приблизно однаковим їх вмістом у всіх проаналізованих зразках. Співвідношення лугів Na_2O/K_2O змінюється в межах 1,51—2,18. За концентрацією CaO виділяють низькокальцієві (<2,5 %), представлені лише одним аналізом (таблиця, ан. 27), і висококальцієві (>4,0 %) різновиди. Нормативний клінопіроксен розраховується тільки в аналізах із підвищеним вмістом CaO , в інших випадках модальний клінопіроксен може спостерігатися в шліфах у незначній кількості (або взагалі бути відсутнім) чи асоціювати зі значною кількістю біотиту. Нефелінові сієніти Антонівського масиву порівняно із канадітами Чернігівського масиву мають підвищений вміст титану та більш залізистий характер. У всіх аналізах $K_{аґп}$ менший від одиниці (0,68—0,90), що, як і мінералогічні особливості нефелінових сієнітів, дозволяє відносити їх до міаскітового типу. Характерною особливістю нефелінових сієнітів Антонівського масиву є підвищений вміст фосфору (0,18—0,89 % P_2O_5).

Лужні сієніти в Антонівському масиві поширені досить обмежено. До них належать крупнозернисті до пегматоїдних піроксенові сієніти, найбільш розвинуті у центральній частині масиву. Більшість же лейкократових і, меншою мірою, мезократових порід сієнітового складу в Антонівському масиві розглядаються як апогранітні феніти. Ці феніти розвинуті у екзоконтактовому ореолі і середині масиву, відокремлюючи описані вище лужні й сублужні породи від вмісних чудно-бердичівських гранітів та вінніцитів. На відміну від описаних вище інтрузивних порід, у сієнітах польовий шпат представлений збагаченим на калій різновидом — ортоклаз-пертитом (рідше мікроантипертитом), вміст якого змінюється від 75 до 90 %. Крім польового шпату в породах присутній біотит (2—10 %), егірин-саліт (1—15, в твейтозитах — до 60). У всіх різновидах відмічений підвищений (до 5 %) вміст рудного мінералу (магнетиту). Типовими другорядними мінералами є кварц і апатит.

Найявний аналітичний матеріал дозволяє розділити лужні сієніти Антонівського масиву на лейко- та мезократові (SiO_2 — 60—63 %, Al_2O_3 — >13, $MgO + CaO$ — 4,5) і меланократові їх

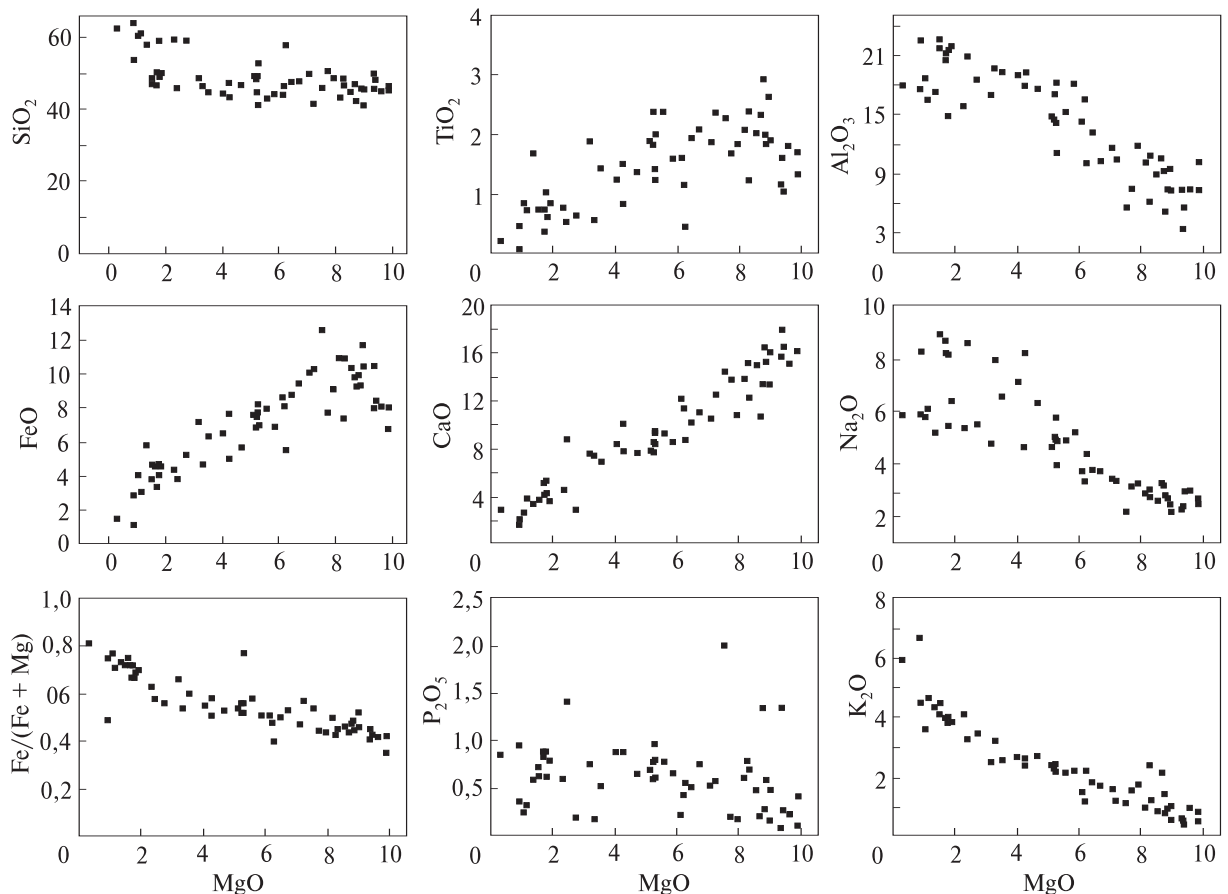


Рис. 3. Парні діаграми співвідношень MgO до інших компонентів у лужних породах Антонівського масиву

різновиди (твейтозити) ($\text{SiO}_2 < 59,5\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 13$, $\text{MgO} + \text{CaO} = 6-15$). У всіх проаналізованих типах лужних сієнітів майже завжди спостерігається переважання Na_2O над K_2O . За співвідношенням лугів $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,88—2,57) всі лужні сієніти належать до натрієвої серії. Коефіцієнт агаїтності у всіх різновидах лужних сієнітів, на відміну від сієнітів Чернігівського масиву, завжди менший від одиниці (0,69—0,96). До міаскітового типу віднесено і лужні сієніти Проскурівського масиву, але твейтозити із цього масиву мають $K_{\text{агп}} > 1$.

Концентрація P_2O_5 змінюється від 0,20 до 0,86 %. Тенденція до збільшення вмісту цього компонента від лейко- до меланократових різновидів не простежується, тоді як у твейтозитах Чернігівського масиву має місце значне підвищення вмісту фосфору (до 5,69 % P_2O_5) [2]. Можливо, цей факт можна пояснити і недостатньою кількістю аналізів цих порід.

Хоча на всіх петрохімічних діаграмах лужні сієніти розташовуються на продовженні варіаційного ряду магматичних нефелін-піроксенових порід, єдиної точки зору щодо їх генези-

су не існує. На даний час можна припустити існування принаймні двох генетичних типів лужних сієнітів у Антонівському масиві. Перший тип — власне магматичні лужні сієніти, що є крайніми диференціатами вихідного магматичного розплаву. Другий тип — сієніти, утворені внаслідок часткового підплавлення фенітів цього масиву. Про існування двох типів лужних сієнітів можуть свідчити і геохімічні особливості цих порід [5, 6, 13]. Так, існує крайня нерівномірність у розподілі елементів-домішок — стронцію (180—2020 г/т), барію (345—1252) та цирконію (5—860). Такі варіації в значеннях вмісту цих компонентів, очевидно, можуть пояснюватися як різними механізмами утворення цих порід, так і різними субстратами, з яких виникали феніти, та їхнім анатексисом.

Деякі петрохімічні характеристики. Головні особливості еволюції хімічного складу порід проявляються на парних варіаційних діаграмах вмісту MgO та інших оксидів (рис. 3). Загальною тенденцією є зменшення вмісту TiO_2 , FeO, MnO, MgO і CaO від меланократових різ-

новидів до нефелінових і лужних сієнітів та зростання в цьому ж напрямку вмісту SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . Як правило, породи з високим вмістом магнію мають і високий вміст кальцію. Основна частина магнію в лужних породах досліджуваних масивів зв'язана з клінопіроксеном, амфіболом і біотитом.

Лужні породи Антонівського масиву відзначаються і досить низьким вмістом титану (частото $< 2\%$ TiO_2) порівняно з подібними породами (піроксенітами, якупірангітами, мельтейгітами) в карбонатитових комплексах інших лужних провінцій, а також у Чернігівському масиві. Зазначимо, що лужні ультраосновні породи із масивів та проявів західної частини Українського щита (УЩ) (Городницька та Глумчанська інтрузії, дайки Новоград-Волинського блоку) також мають низький вміст титану (частіше ще нижчий, ніж в досліджуваних масивах) [16, 25]. Ймовірно, така низька титанистість також є регіональною особливістю лужного магматизму західної частини УЩ. Як наслідок, в меланократових породах спостерігається низький вміст або повна відсутність ільменіту та магнетиту. В той же час для якупірангітів та мельтейгітів з карбонатитових комплексів інших провінцій ці мінерали, а нерідко разом з перовскітом, стають породоутворювальними.

Майже всі породи Антонівського масиву характеризуються пониженим вмістом Fe_2O_3 і підвищеним FeO , що, ймовірно, пов'язано з низькою фугітивністю кисню під час їх кристалізації. Вважається, що фугітивність кисню під час кристалізації лужних порід і карбонатитів УЩ не перевищувала рівня кварц-фаяліт-магнетитового буфера [14].

На відомій діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ породи Антонівського та Проскурівського масивів займають широке поле від ультраосновних до середніх лужних (рис. 2). Проте меланократові типи в цілому відзначаються підвищеним вмістом SiO_2 . Це пояснюється, перш за все, низьким вмістом несилікатних мінералів (рудні, апатит, кальцит). Силікатні породи Чернігівського карбонатитового масиву характеризуються меншим вмістом кремнезему, а лужні породи із Північно-Західного району (Глумчанська і Городницька інтрузії) мають більш магнезіальний склад за близького значення вмісту SiO_2 . Водночас у однотипних породах Маймеча-Котуйської, Східно-Саянської та Карело-Кольської провінцій за близько-

го вмісту MgO спостерігається нижчий вміст SiO_2 . Переважна більшість ійоліт-мельтейгітів, ійолітів та польовошпатових ійолітів, малінітів та нефелінових сієнітів Антонівського масиву розташовується в полі лужних порід, не опускаючись нижче граничної нижньої лінії. Лужні піроксеніти та якупірангіти (і деякі меланократові сієніти), а також есексити потрапляють як в пограничну область лужних і сублужних, так і в область сублужних порід. Деяка частина лужних піроксенітів Антонівського масиву потрапляє в поле порід з нормальною лужністю. Проте, як зазначалося раніше, в піроксенітах цього масиву майже завжди присутній нормативний нефелін. Таку особливість цих порід можна пояснити підвищеним вмістом кремнезему, оскільки вони більше ніж на 90 % складаються із піроксенів (егірін-саліт, егірінвмісний саліт) та містять незначну кількість рудних мінералів. Відсутність рудних мінералів у силікатних породах викликає підвищення кількості SiO_2 (за рахунок силікатних мінералів) та зменшення позначок порід на діаграмі вправо. Очевидно, такі особливості складу впливають і на положення позначок есекситів, що розташовуються в області сублужних порід, а деякі з них потрапляють нижче нижньої граничної лінії поширення лужних фельдшпатоїдних порід, хоча у всіх аналізах із есекситів завжди присутній нормативний нефелін.

Лужність порід визначається двома показниками, як це впливає з самого визначення лужних порід: 1 — кількістю фельдшпатоїдів і, відповідно, загальним вмістом лугів; 2 — коефіцієнтом аґпаїтності. Якщо значення останнього становить більше одиниці (1,10 і більше), це свідчить передовсім про наявність у породах лужних піроксенів і амфіболів, а також, можливо, содаліту та енігматиту, астрорфіліту, лампрофіліту, евдіаліту тощо.

Калій і натрій — найбільш характерні петрогенні елементи, що визначають особливості петрохімії та мінералогії порід. У досліджуваних породах Антонівського масиву вміст натрію та калію збільшується від найбільш меланократових (лужні піроксеніти, якупірангіти) до лейкокатових (нефелінових та лужних сієнітів). Очевидно, що вміст лугів зростає зі збільшенням у породі кількості польового шпату та нефеліну. Всі різновиди лужних порід масиву (крім деяких лужних сієнітів) характеризуються переважанням натрію на калієм,

що є типовим для К-На серії лужно-ультраосновної формації. Співвідношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ завжди вище від одиниці (крім деяких різновидів лужних сієнітів) і поступово зменшується від мелано- до більш лейкократових різновидів. У цьому напрямку відбувається зростання суми лугів, максимальна кількість яких відмічається в нефелінових сієнітах ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 10,27\text{—}13,4\%$). Підвищені значення концентрації лугів спостерігаються і в деяких різновидах ійолітів та лужних сієнітів.

В Антонівському масиві спостерігаються значні варіації значень $K_{\text{агп}}$ навіть у межах окремого різновиду породи. Зростання кількості лугів у породі не завжди призводить до зростання коефіцієнта агаїтності. Так, у лужних піроксенітах і якупірангітах Антонівського масиву $K_{\text{агп}}$ іноді перевищує одиницю за незначного вмісту лугів ($2,82\text{—}4,00\%$ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). В цей же час у нефелінових сієнітах $K_{\text{агп}}$ завжди менший від одиниці. Спостерігається тенденція до зростання $K_{\text{агп}}$ від ранніх диференціатів (піроксенітів) до пізніх (лужних сієнітів). Виняток становлять малініти цього масиву, які мають досить низький $K_{\text{агп}}$ ($0,57\text{—}0,68$) порівняно із малінітами інших масивів лужноультраосновної формації (Гулі, Ковдор, Ально) [7, 20].

Відсутність позитивної кореляції між сумою лугів і $K_{\text{агп}}$ у породах такого типу пояснюється нееквівалентністю (в атомних кількостях) Na_2O і K_2O . Однакова вагова кількість Na_2O вносить більший вклад у лужність породи, ніж така ж кількість K_2O . До того ж, головним мінералом, який впливає на агаїтність породи, є егірін. Тому найбільш агаїтовими виявляються породи, збагачені егірином та суттєво натрієвим польовим шпатом або альбітом. Як відзначалося раніше, в лужних породах Антонівського масиву не були знайдені власне егіринові піроксени. Лише завдяки перерахунку результатів деяких аналізів цих порід на нормативний склад розраховується нормативний егірін. Пониження агаїтності також може бути викликано поширеними в цьому масиві процесами амфіболізації та біотитизації і особливо при шпреуштенізації нефеліну. За приблизно однакового вмісту нормативного альбіту в піроксенітах Антонівського масиву зростає частка нормативного калієвого польового шпату, що також може понижувати $K_{\text{агп}}$. Калій у цих породах входить переважно до складу біотиту (мінерал з низьким $K_{\text{агп}}$).

Безумовно, розплави, з яких формувалися породи Антонівського масиву, мали більший вміст лугів, частина яких могла мігрувати у вмісні породи, викликаючи їх фенітизацію.

Залізистість порід є одним із найважливіших петрохімічних показників (відображає ступінь фракціонування порід). Вважається, що первинні глибинні магми є низькозалістими (незалежно від їх лужності) з коефіцієнтом залізистості ($K_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) не більше $0,3\text{—}0,2$ (лампроїти, кімберліти, олівінові меланефелініти). Поліфазні масиви лужно-ультраосновної формації, генетично зв'язані з мантійними джерелами, як правило, розвиваються за класичною гомодромною схемою — від гіпербазитів до сієнітів (карбонатитів). У таких магматичних розплавах, які потрапляють у земну кору та зазнають кристалізаційної диференціації, коефіцієнт залізистості буде поступово зростати, досягаючи максимального значення у кінцевих (залишкових) диференціатах.

У головних різновидах лужних порід Антонівського масиву залізистість порід поступово зростає від мелано- до більш лейкократових різновидів (рис. 3), хоча залістий тренд кристалізаційного фракціонування чітко не проявлений. Підвищений K_{Fe} в лейкократових нефелінових сієнітах зумовлений не тільки складом темноколірних мінералів, а й наявністю магнетиту (за майже повної відсутності його в ранніх меланократових різновидах). Хоча останнього в породах мало (перші відсотки), але його кількість відносно темноколірних мінералів може становити 50 % або і більше.

Коефіцієнт залізистості в породах лужно-ультраосновної формації змінюється не в таких широких межах, як це характерно для масивів габро-сієнітової формації (Октябрський, Малотерсянський, Покрово-Київський, Ястребецький), провідним процесом формування яких була кристалізаційна диференціація. Так, залізистість лужних піроксенітів і якупірангітів Антонівського масиву коливається від $0,35$ до $0,52$ (до $0,54$ — в піроксенітах з ортопіроксеном), а в нефелінових сієнітах змінюється від $0,54$ до $0,75$. Залізистість темноколірних мінералів (піроксени, амфіболи, біотит) у головних різновидах порід під час переходу від мелано- до лейкократових різновидів також не проявляє тенденції до інтенсивного зростання [6, 12].

Такі значення K_{Fe} у породах масиву можуть свідчити про кристалізацію їх із розплавів, що вже були частково відфракціоновані на глибині (в проміжних магматичних камерах), а відсутність або невиразність Eu аномалій вказує на незначну роль польовошпатового фракціонування. Крім того, в найбільш пізніх породах (нефелінові та лужні сієніти) не спостерігається накопичення некогерентних елементів і зменшення вмісту барію і стронцію, що властиво нефеліновим сієнітам, лужним та рідкіснометалевим гранітам і їх ефузивним аналогам, які формувалися у процесі кристалізаційної диференціації [3, 13]. Така геохімічна специфіка разом з іншими особливостями порід та мінералів Антонівського масиву дають підставу вважати, що можливим процесом формування лужних порід Антонівського масиву була ліквідація силікатних (можливо, силікатно-карбонатних) розплавів (або термодифузійна диференціація [4]) за підпорядкованої ролі кристалізаційної диференціації.

Діаграму *AFM* зазвичай застосовують для розділення та класифікації вулканічних серій, хоча її використовують і для повнокристалічних магматичних порід. Згідно з [26], лужні базальти розташовуються між толейтовою та вапнисто-лужною серіями вздовж граничної лінії. Згідно з іншими даними [1], вапнисто-лужні і лужні серії на цій діаграмі розташовуються близько одна від одної або майже в одних полях.

Породи Антонівського масиву розташовуються на цій діаграмі нижче лінії, що розділяє толейтову та вапнисто-лужну серію. Лужні піроксеніти та якупірангіти потрапляють в толейтову область (рис. 4) на початок еволюційного тренду, характерного для толейтової серії, а нефелінові та лужні сієніти — на кінець тренду вапнисто-лужної серії. Така підвищена залізистість порід Антонівського масиву, в тому числі у ранніх диференціатах, можливо, пояснюється абісальними умовами кристалізації. Була спроба пояснити такі особливості порід і термодифузійним ефектом *Core* [4]. Таке розташування притаманно породам Проскурівського та силікатним породам Чернігівського масивів. Визначений еволюційний тренд лужно-ультраосновних порід УЩ є досить специфічним і розходиться із трендом, наведеним в [21] для *K-Na* лужної серії. З діаграми помітно, що породи Антонівського масиву не проявляють залізистого тренду фрак-

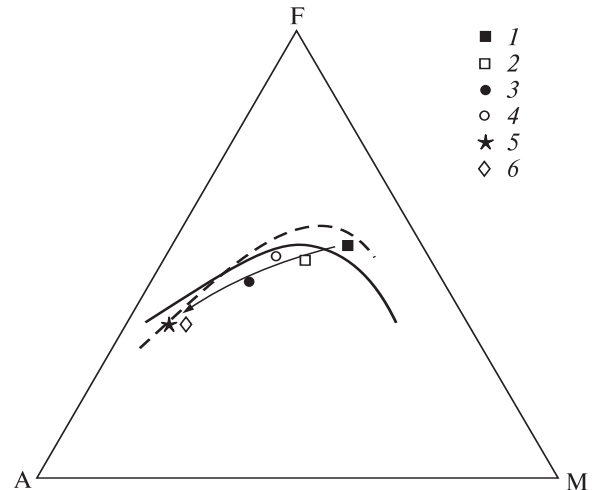


Рис. 4. Положення лужних порід (середні значення по головних типах порід) Антонівського масиву на діаграмі *AFM* (тут і на рис. 5): 1 — лужні піроксеніти та якупірангіти; 2 — есексити; 3 — мельтейгіти та ййоліт-мельтейгіти; 4 — маліньїти; 5 — нефелінові сієніти; 6 — лужні сієніти. Суцільна і пунктирна лінії — границі толейтової серії та вапнисто-лужної серії [18, 26]. Стрілка вказує на напрямок кристалізації

ціонування, що є характерною особливістю масивів лужно-ультраосновної формації УЩ. В Антонівському масиві спостерігається помітний розрив між мелано- і лейкократовими різновидами порід, який відмічено і для порід Чернігівського та Проскурівського масивів і пояснено ліквідаційною природою нефелінових сієнітів та карбонатитів [2, 14].

Петрогенетичні висновки. Особливості хімічної еволюції лужних розплавів, з яких кристалізувалися породи Антонівського масиву, показано на діаграмах $SiO_2 - CaO - MgO$ і $CaO - MgO - (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ (рис. 5). У процесі еволюції вихідної лужно-ультраосновної магми поступово виділялися найбільш меланократові різновиди порід (лужні піроксеніти, якупірангіти, есексити), що призводило до падіння концентрації в розплаві CaO і MgO та різкого збільшення вмісту Al_2O_3 і лугів на загальному фоні недонасиченості SiO_2 . У процесі подальшої кристалізації вихідного розплаву зростала роль SiO_2 , Al_2O_3 та лугів і зменшувався вміст CaO та MgO , що призводило до утворення більш мезократових порід (ййоліти та їх польовошпатові різновиди, мельтейгіти). На пізній стадії розплав максимально збагачувався лугами, глиноземом та кремнеземом, кристалізація якого призводила до утворення нефелінових та лужних сієнітів. В область кристалізації меланократових порід потрапля-

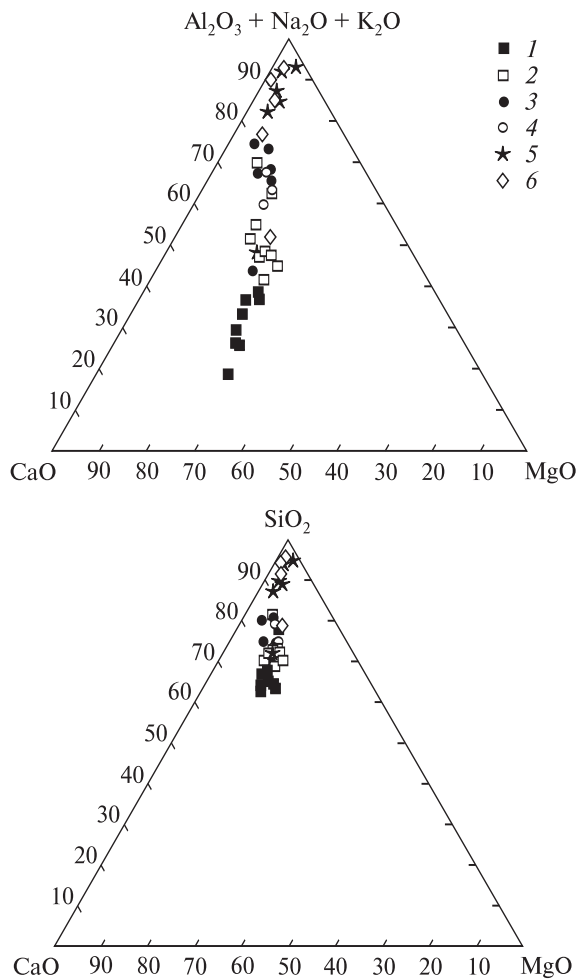


Рис. 5. Діаграма хімічного складу порід Антонівського масиву, ваг. %. Умовні позначення як на рис. 4

ють і деякі збагачені піроксеном сіеніти (твейтозити), генезис яких остаточно не з'ясований.

Вихідний склад первинного магматичного розплаву для такого типу порід, як вважають багато дослідників, відповідає за хімічним складом олівіновому меланефелініту. Якщо припустити, що вихідним для порід Антонівського масиву був розплав такого складу, то еволюційний ряд порід був би набагато ширшим. Логічно припустити, що за гомодромної послідовності кристалізації порід масиву описаному вище еволюційному процесу передувала фаза відділення високомагнезійної (суттєво олівінової) недонасиченої кремнеземом частини розплаву. На це вказує і той факт (як вже згадувалося вище), що породи Антонівського масиву на даному ерозійному зрізі вже були досить залізистими, тобто високомагнезійна частина розплаву, очевидно, була інтродована і знаходилася вище (в гіпабісальній області). Однією із можливих причин від-

сутності олівінових порід у цьому масиві вважається їх значний ерозійний зріз та еродованість магнезійних порід [5, 12].

Під питанням залишається і можливість формування на кінцевих етапах еволюції розплаву несилікатних дериватів — карбонатитів, на можливе існування яких вказує як асоціація порід, типових для карбонатитових масивів (ійоліт-мельтейгіти, нефелінові та лужні сіеніти), так і наявність у породах первинного кальциту, рівноважного з нефеліном. У попередніх роботах [13, 15] можливою наявністю карбонатитів, комагматичних нефеліновим сіенітам, пояснено нетипову для цих порід збідненість некогерентними елементами, які могли інтенсивніше екстрагувати рідкісноземельні елементи, збіднюючи ними силікатний розплав.

Таким чином, глибинна еволюція вихідної магми характеризувалася поступовою зміною хімічного складу в напрямку до накопичення кремнію, глинозему і лугів (боуєнівський тренд). Важливу роль у формуванні всього різноманіття лужних порід Антонівського масиву відігравали і метасоматичні процеси, спричинені як високою концентрацією в магматичних розплавах летких компонентів і лугів, так і петрохімічною контрастністю послідовних інтрузивних фаз і вмінних порід. Найбільш поширеним був процес фенітизації вмінних гранітоїдів, детально описаний в [11]. Леткі компоненти в породах Антонівського масиву досліджені з допомогою методів газової хроматографії, протонного магнітного резонансу, електронного парамагнітного резонансу та інфрачервоної спектроскопії [8]. Головні виявлені компоненти — CO₂, CO, H₂, H₂O, N₂ та CH₄ та інші вуглеводні, хоча вміст останніх крайньо низький.

Встановлено, що найвищі значення концентрації в породах масиву мають CO₂ і CO, зафіксовані у всіх аналізах порід. Такий же розподіл летких компонентів характерний і для Проскурівського масиву. Загалом концентрація CO в декілька разів менша, ніж CO₂. Перевага CO₂ над іншими компонентами є характерною рисою більшості глибинних магм (меланефелініти, кімберліти, базальти), а в лужних комплексах зумовлює кристалізацію первинного кальциту аж до формування карбонатитів.

У цілому, дані щодо концентрації летких компонентів підтверджують думку про форму-

вання лужно-ультраосновних масивів Дністрово-Бузького району за високих значень температури і на значній глибині. Вважається, що леткі компоненти еволюціонують під час кристалізації лужних порід у магматичних камерах з утворенням вуглеводнів переважно на пізньо- або постмагматичному етапі. Згідно з Л.Н. Когарко та ін. [10], відновлені гази виникають в ході еволюції і застигання лужної

магматичної системи. Внаслідок зниження температури рівновага в системі С—О—Н значно зміщується в бік CH_4 , H_2 та інших відновлених газів. Крім того, багато хто з дослідників вважає, що з глибиною серед летких компонентів зростає роль CO_2 , він — головний леткий компонент для лужно-ультраосновних магм, які є вихідними для розглянутих порід Антонівського масиву.

1. Андреева Е.Д., Богатииков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М. : Недра, 1981. — 160 с.
2. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1981. — 228 с.
3. Дубина А.В. Геохимия и петрогенезис щелочных ультраосновных комплексов юго-западной части Украинского щита // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: Всерос. совещ., Миасс, 18—23 сент. 2006. — Миасс, 2006. — С. 63—67.
4. Дубина А.В., Кривдик С.Г. Роль эффекта Сорэ в петрогенезисе щелочных пород (на примере Украинского щита) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Междунар. (стран СНГ) совещ., Донецк, 10—16 сент. 2007. — Донецк, 2007. — С. 62—64.
5. Дубина О.В. Особливості лужного магматизму Дністрово-Бузького району // Геохімія та рудоутворення. — 2006. — № 24. — С. 10—20.
6. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Лукаш В.В., Безвинний В.П. Антонівський масив лужних порід (Побужжя): формаційна приналежність та деякі петрогенетичні аспекти // Геохімія та рудоутворення. — 2004. — № 22. — С. 60—67.
7. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. — Л. : Недра, 1991. — 260 с.
8. Калиниченко А.М., Кривдик С.Г., Кульчицкая А.А. и др. Природа и распределение углеводородов в щелочных породах и минералах Украинского щита // Геохімія та рудоутворення. — 2005. — № 23. — С. 4—12.
9. Карбонатиты / Под ред. О. Таттл, Дж. Гиттинс. — М. : Мир., 1969. — 486 с.
10. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Геохимия восстановительного флюида щелочных магм // Геохимия. — 1986. — № 12. — С. 1688—1695.
11. Кривдик С.Г., Брацлавский П.Ф. Фениты Проскуровского массива // Геол. журн. — 1987. — № 2. — С. 111—124.
12. Кривдік С.Г., Дубина О.В. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибинності їх формування // Мінерал. журн. — 2005. — 27, № 1. — С. 64—76.
13. Кривдік С.Г., Дубина О.В. Геохімічні особливості лужних порід Дністровсько-Бузького району Українського щита // Там само. — 2006. — 28, № 4. — С. 32—42.
14. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1990. — 408 с.
15. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Юрчишин А.П. Антоновский массив щелочных пород (Украинский щит) // Геол. журн. — 1991. — № 6. — С. 74—83.
16. Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойский щелочно-ультраосновный магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования // Мінерал. журн. — 2003. — 25, № 5/6. — С. 57—69.
17. Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Раздорозный В.Ф. Палеозойские щелочные породы Восточного Приазовья (Украинский щит) // Там же. — 2006. — 28, № 2. — С. 5—40.
18. Кусиро И. Фракционная кристаллизация базальтовой магмы // Эволюция изверженных пород. — М. : Мир, 1983. — С. 172—202.
19. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. — М. : Недра, 1965. — 772 с.
20. Магматические горные породы: В 6 т. Т. 2. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. — М. : Наука, 1984. — 415 с.
21. Магматические горные породы: В 6 т. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / О.А. Богатииков, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др. — М. : Наука, 1987. — 440 с.
22. Петрографічний кодекс України / Ред. І.Б. Щербаков. — К., 1999. — 81 с.
23. Петрографический кодекс / Н.П. Михайлов, Л.С. Егоров, Ю.Б. Марин и др. — СПб. : ВСЕГЕИ, 1995. — 128 с.
24. Царовський И.Д., Брацлавський П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — Киев : Наук. думка, 1980. — 46 с.

25. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдик С.Г., Лабузный В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (Северо-Запад Украинского щита) // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 3. — С. 61—80.
26. Irvin T.N., Baragar W.R.A. A guide the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth. Sci. — 1971. — **8**, No 5. — P. 523—548.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 24.04.2008

РЕЗЮМЕ. Рассмотрены петрохимические особенности пород Антоновского массива, который относится к щелочно-ультраосновной формации, и расположен в Днестровско-Бугском районе Украинского щита. Приведены новые результаты химического анализа главных типов пород и их нормативный состав (CIPW). Показаны особенности изменения химического и нормативного состава от ранних к поздним разновидностям пород. Выявлены некоторые различия в распределении отдельных петрогенных компонентов между однотипными породами из разных массивов щелочно-ультраосновной формации.

SUMMARY. Petrochemical features of Antonivka massif have been considered in the paper. This massif is referred to alkali ultrabasic complex, and it is located in the Dniester-Bug Area. New results of chemical analysis of the main types of rocks and their normative composition (CIPW) are presented. Features of change of chemical and normative composition from the early to late rock varieties are shown. Some differences in distribution of separate petrogenic components between the single-type rocks from different massifs of the alkali-ultrabasic complex are revealed.