

УДК 552.33.549

С.Г. Кривдік

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ХІМІЗМУ ФЕМІЧНИХ МІНЕРАЛІВ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД ЗАЛЕЖНО ВІД ЇХНЬОЇ ЛУЖНОСТІ

Розглянуто особливості хімізму олівінів, піроксенів, амфіболів, Fe-Mg-слюд, а також оксидів Fe і Ti в магматичних породах різного ступеня лужності. В лужних і сублужних породах кристалізуються тільки висококальцієві та/або лужні піроксени, тоді як для порід нормального ряду характерні ортопіроксени і низькокальцієві клінопіроксени (авгіти, піжоніти). У лужних і сублужних породах можуть кристалізуватися висококальцієві титаністи та високоглиноземисті клінопіроксени (Ti-авгіти, фасайти). Такі піроксени недонасичені SiO₂ або навіть нефеліннормативні, чим пояснюється їх приуроченість до лужних і сублужних порід. У фельдшпатоїдних і нефеліннормативних сублужних породах кристалізуються недосичені SiO₂ і нефеліннормативні амфіболи — гастингсит, арфведсоніт, тараміт, катофорит. Для кварцвмісних лужних порід (лужні граніти, комендити, пантелерити, кварцові сієніти і трахіти) характерні рибекіт, інколи рихтерит. У гранітоїдах нормального ряду кристалізуються різні рогові обманки (кварцнормативні). Хімізм Fe-Mg-слюд залежить від лужності, глиноземистості та насиченості SiO₂ вмісних порід. У лужних гранітах і сієнітах це зазвичай аніти, в плюмазитових лужнопольовошпатових гранітах — сидерофіліти, а в фельдшпатоїдних лужних породах найширший діапазон варіацій хімізму Fe-Mg-слюд — від флогопітів і тетраферифлогопітів до анітів і сидерофілітів. У гранітоїдах помірної і низької лужності кристалізуються Fe-Mg-слюди помірної залізистості і різної глиноземистості. В лужних породах виразно проявляється Mn-Zn-тренд еволюції хімізму фемічних мінералів, починаючи з кристалізації олівінів (і збагаченості їх манганом). В амфіболах лужних порід Октябрського масиву виявлено вміст MnO до 8 %, а в слюдах — до 14 %, ZnO — до 3,5 %. В апаїтових фонолітах кристалізується куплетський з 7,7 % Zn, з'являється Zn-Mn-слюда — хендріксит і серандит. Магнетити в маріуполітах Октябрського і маліньїтах Покрово-Київського масивів збагачуються MnO (до 9 %). Проявляється залежність хімізму фемічних мінералів від глибини ерозійного зрізу масивів лужних порід: у цих мінералах із глибиною зростає залізистість і знижуються титаністість і лужність.*

Ключові слова: хімізм фемічних мінералів, лужність, насиченість кремнеземом порід, нефеліннормативний, кварцнормативний.

Вступ. Магматичні породи, як це прийнято практично всіма дослідниками в геологічній науці, діляться за рівнем їхньої лужності на породи так званого нормального ряду ("нормальної лужності") та лужні.

Менш визначеними є породи проміжного складу, які найчастіше називають сублужними

або підвищеної лужності, їх виділяють у сублужний ряд [25, 26]. Проте не всі дослідники повністю згоджуються з таким класифікаційним поділом. Часто в зарубіжній літературі так звані сублужні породи (без фельдшпатоїдів) називають лужними. На думку автора, в більшості випадків все ж таки вдається впевнено виділяти сублужні породи за особливостями хімізму породоутворювальних мінералів у них. Головним критерієм для виділення лужних порід, передусім — розкристалізованих плутонічних різновидів, вважається наявність фельдшпатоїдів та/або лужних фемічних мінералів. Останні можуть бути представлені піроксена-

* Ця праця спричинила тривалу дискусію між членами Редколегії і автором. Оскільки не всі члени Редколегії підтримали опублікування статті у такому вигляді, вирішили помістити її у відповідному розділі.

ми суттєво акмітового складу або ж діопсид-геденбергіт-егіринової серії, лужними (рибекіт-арфведсоніт) та Са-На-амфіболами з низьким вмістом Al_2O_3 (рихтерити, катофорити), астрофілітом-куплетськітом, енігматитом та іншими досить рідкісними силікатами Na, Ti, Zr. Проте для склуватих вулканічних (ефузивних) порід найчастіше класифікаційним критерієм є їхній хімічний аналіз (за кількістю нормативних фельдшпатоїдів, акміту та величини коефіцієнта агпайтності — $(Na + K)/Al$). Разом з тим, у типових лужних породах (з фельдшпатоїдами, лужними піроксенами та амфіболами) часто наявні такі мінерали, як діопсид-салітові піроксени, Fe-Mg-слюди та Са-На-Al-амфіболи. Мінерали подібного типу або складу характерні також для порід нормального і сублужного рядів. Проте, як показує аналіз літературних та авторських даних, піроксени, амфіболи та Fe-Mg-слюди проявляють свої специфічні особливості хімізму у різних за лужністю типах магматичних порід. Ще більш контрастні відмінності проявляються в хімізмі акцесорних мінералів Ti, Zr, Nb. Власне ці особливості вказаних мінералів розглянуто в даній статті. Варто зауважити, що в петрологічній та мінералогічній літературі цьому питанню приділялося незаслужено мало уваги. Деякий добробок в цьому аспекті зроблено П.М. Чирвінським та О.О. Маракушевим, за даними яких опубліковано середній склад породоутворювальних мінералів з різних типів магматичних порід [24, 30].

Мета роботи та методика досліджень. На основі аналізу та порівняння авторських та численних опублікованих визначень хімічного складу таких фемічних мінералів, як амфіболи та піроксени, рідше — олівіни та слюди з різних типів магматичних порід, було виявлено (хоча це частково було відомо), що вони досить різні. Проте в літературі конкретно не вказувалося, які саме відмінності та особливості хімізму цих мінералів характерні для певного типу порід. Можна лише згадати розрахунки деяких амфіболів, піроксенів та слюд на петрохімічні коефіцієнти (характеристики) в книзі С.Д. Четверикова [30].

Автор звернув увагу, що ці відмінності найбільш контрастно проявляються, якщо порівнювати однотипні мінерали з порід лужного та нормального рядів (особливо порід з фельдшпатоїдами порівняно з кварцвмісними). У зв'язку з цим однотипні мінерали — порівню-

вані амфіболи та піроксени було розраховано на норми *CIPW*, як це прийнято для магматичних порід. При цьому виявилось, що в лужних (з фельдшпатоїдами) породах Са-Al-амфіболи завжди є недонасиченими SiO_2 і нефеліннормативними, тоді як в різноманітних гранітоїдах (нормального ряду) амфіболи (рогові обманки, нині їх рекомендують називати горнблендами) є кварцнормативними. Зауважимо лише, що в наведеній таблиці ці розрахунки подаються для наочності як окремі мінерали (молекули), а не мас. % (як у типових розрахунках за методом *CIPW*). Крім того, запропоновано невеликий за обсягом розділ, в якому коротко розглянуто залежність хімізму (вміст титану, співвідношення дво- і тривалентного заліза) однотипних фемічних мінералів від глибини ерозійного зрізу масивів лужних порід. Це окрема проблема петрології та генетичної мінералогії і в літературі трапляються тільки фрагментарні дані з цього питання.

Хімізм головних фемічних мінералів, до яких належать олівін, піроксени, амфіболи та слюди флогопіт-аніт-сидерофілітової серії, різною мірою (хоча найчастіше досить виразно) залежить від рівня лужності магматичних порід, зокрема від коефіцієнта агпайтності останніх. Деякі особливості в зміні хімізму в ряду нормальні — сублужні — лужні породи проявляють також поширені оксиди заліза і титану — ільменіт і титаномагнетит, які з певною мірою умовності можна віднести до фемічних мінералів або, принаймні, розглядати разом з ними.

Олівін кристалізується переважно в меланократових породах різного рівня лужності. Власне в лужних фельдшпатоїдних породах олівін є характерним мінералом лейцитових і мелілітових порід, часто він трапляється в есекситах і тешенітах, рідше — в гіпабісальних нефелін-піроксенових породах — мельтейгіт-та йоліт-порфірах. У більшості випадків з названих лужних порід олівін представлений магнезіальними відмінами — форстеритом або хризолітом. Можна відмітити підвищений вміст Mn в олівінах лужних порід, порівняно з однойменними мінералами такої ж магнезіальності в породах нормального ряду (перидотитах, габроїдах, базальтах). Крім того, в олівінах з мелілітових порід відмічено підвищений вміст кальцію [8, 10]. Проте в межах України мелілітові породи з олівіном не виявлені. Разом з тим цікавою і, очевидно, єдиною у світі

Деякі складні фемічні мінерали магматичних порід та розрахунок їх на норми *СРПВ* (в молекулярних кількостях)
 Some compound femic minerals of magmatic rocks and their calculation in *СРВ* norms (molecular quantity)

Мінерал	Кристалхімічна формула	Норми <i>СРПВ</i>	Прімітки	Вмісні магматичні породи
Висококальцієвий глиноземистий клінопроксен (фасаїт)	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Al}_{0,5}(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{1,5})\text{O}_6$	An — 0,5CaAl ₂ Si ₂ O ₆ ; Mlch — Ca(Mg, Fe)SiO ₄	За наявності Na-мінерал стає нефеліннормативним	Сублужні і лужні лампрофіри, габроїди
Титанистий фасаїт	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Ti}_{0,5}\text{AlSiO}_6$	An — 0,5CaAl ₂ Si ₂ O ₆ ; Ilm — 0,5(Fe, Mg)TiO ₃ ; Co — 0,5Al ₂ O ₃ ; надстехіометричний 0,5CaO		Сублужні габроїди, урти-ти та йоліти
Серія тремоліт-актиноліт	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8(\text{OH})_2$	Wo — 2CaSiO ₃ ; Opx — 5(Mg, Fe)SiO ₃ ; Qu — SiO ₂		Як вторинний мінерал у меланократових магматичних породах (перидотити, габроїди)
Рогова обманка без тривалентного заліза	$\text{Na}_{0,25}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,5}\text{Al}_{0,5}(\text{Al}_{0,75}\text{Si}_{7,25}) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ab — 0,25NaAlSi ₃ O ₈ ; An — 0,5CaAl ₂ Si ₂ O ₈ ; Wo — 1,5CaSiO ₃ ; Opx — 3,5(Mg, Fe)SiO ₃ ; Ol — 0,5(Mg, Fe) ₂ SiO ₄		Гранітоїди нормативної лужності
Рогова обманка з тривалентним залізом	$\text{Na}_{0,25}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,5}\text{Fe}^{3+}_{0,5}(\text{Al}_{0,75}\text{Si}_{7,25}) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Mt — 0,25Fe ₃ O ₄ ; Ab — 0,25Na, AlSi ₃ O ₈ ; Wo — 1,75CaSiO ₃ ; Opx — 3,75(Mg, Fe)SiO ₃ ; Ol — 0,25(Mg, Fe) ₂ SiO ₄	За наявності Fe ₂ O ₃ зростає насиченість мінералу SiO ₂ (зменшення нормативного олівину)	Те саме
Рогова обманка без тривалентного заліза	$\text{Na}_{0,25}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,75}\text{Al}_{0,25}(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ab — 0,25NaAlSi ₃ O ₈ ; An — 0,25CaAl ₂ Si ₂ O ₈ ; Wo — 1,75CaSiO ₃ ; Opx — 4,25(Mg, Fe)SiO ₃ ; Ol — 0,25(Mg, Fe) ₂ SiO ₄		" "
Рогова обманка з тривалентним залізом	$\text{Na}_{0,25}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,75}\text{Fe}^{3+}_{0,25}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5} \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Mt — 0,125Fe ₃ O ₄ ; Ab — NaAlSi ₃ O ₈ ; An — 0,125CaAl ₂ Si ₂ O ₈ ; Wo — 1,875CaSiO ₃ ; Opx — 4,625(Mg, Fe)SiO ₃	За наявності Fe ₂ O ₃ зростає насиченість SiO ₂ , відсутній нормативний олівін	" "
Рогова обманка без тривалентного заліза	$\text{Na}_{0,20}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,7}\text{Al}_{0,3}(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ab — 0,2NaAlSi ₃ O ₈ ; An — 0,3CaAl ₂ Si ₂ O ₈ ; Wo — 1,7CaSiO ₃ ; Opx — 4,5(Mg, Fe)SiO ₃ ; Ol — 0,1(Mg, Fe) ₂ SiO ₄		" "
Рогова обманка з тривалентним залізом	$\text{Na}_{0,20}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,7}\text{Fe}^{3+}_{0,3}(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Mt — 0,15Fe ₃ O ₄ ; Ab — 0,2NaAlSi ₃ O ₈ ; An — 0,15CaAl ₂ Si ₂ O ₈ ; Wo — 1,85CaSiO ₃ ; Opx — 4,55(Mg, Fe)SiO ₃ ; Qu — 0,2SiO ₂	Незначний вміст Fe ₂ O ₃ може призвести до появи нормативного кварцу	" "

Рогова обманка без тривалентного заліза	$\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,2}\text{Al}_{0,8}(\text{AlSi}_7) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Ab} - 0,2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{An} - 0,8\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8; \text{Wo} - 1,2\text{CaSiO}_3; \text{Opx} - 4,2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Ol} - 0,6(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	Амфібол слабо недонасичений SiO_2 з незначною кількістю нормативного олівину	Гранітоїди нормативної лужності
Рогова обманка з тривалентним залізом	$\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,2}\text{Fe}_{0,8}^{3+}(\text{AlSi}_7) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Mt} - 0,8\text{Fe}_3\text{O}_4; \text{Ab} - 0,2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{An} - 0,4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8; \text{Wo} - 1,6\text{CaSiO}_3; \text{Opx} - 3,8(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Qu} - 0,2\text{SiO}_2$	За наявності Fe_2O_3 зростає насиченість амфіболу SiO_2 , розраховується нормативний кварц	Te same
Рогова обманка без тривалентного заліза	$\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,5}\text{Al}_{0,5}(\text{AlSi}_7) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Ab} - 0,5\text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{An} - 0,5\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8; \text{Wo} - 1,5\text{CaSiO}_3; \text{Opx} - 1,5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Ol} - 1,5(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	Зі збільшенням Na_2O і Al_2O_3 зростає недонасиченість SiO_2	" "
Рогова обманка з тривалентним залізом	$\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,5}\text{Fe}_{0,5}^{3+}(\text{AlSi}_7) \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Mt} - 0,25\text{Fe}_3\text{O}_4; \text{Ab} - 0,5\text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{An} - 0,25\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8; \text{Wo} - 1,75\text{CaSiO}_3; \text{Opx} - 2,25(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Ol} - (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	За наявності Fe_2O_3 збільшується насиченість SiO_2 (зменшується кількість нормативного олівину)	" "
Рибекіт	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Aeg} - 2\text{NaFeSi}_2\text{O}_6; \text{Opx} - 3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Qu} - 3\text{SiO}_2$	У лужних гранітах, сієнітах	
Глаукофан	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Ab} - 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{Ol} - (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4; \text{Opx} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	Магматичним породам глаукофан не властивий, але входження Al в рибекіт (так зв. кроєит) буде понижувати вміст нормативного SiO_2 (кварцу)	
Арфвельсоніт	$\text{Na}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Aeg} - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6; \text{Ns} - \text{Na}_2\text{SiO}_3; \text{Opx} - 4(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3; \text{Qu} - \text{SiO}_2$	Апгітові фельшпатоїдні сієніти, лужні сієніти, згадується в лужних гранітах Ка-туїно	
Екерманіт	$\text{Na}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\text{Ab} - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8; \text{Ns} - \text{Na}_2\text{SiO}_3; \text{Opx} - 4(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	Входження Al призводить до зниження рівня насиченості SiO_2	

Закінчення табл.
The end of Table

Мінерал	Кристалхімічна формула	Норми CIPW	Примітки	Вмісні магматичні породи
Рихтерит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ns — Na_2SiO_3 ; Wo — CaSiO_3 ; Орх — $5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$; Qu — SiO_2		У різних типах порід — від ультраосновних (лампроїти, кімберліти) і карбонатитів до кислих (пантелерити)
Еденіт	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ne — $0,25\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; Ab — $0,75\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; Wo — 2CaSiO_3 ; Ol — $2,5(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$		Карбонатити, йоліт-мельейїти
Гастінгсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ol — $2(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; Ne — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; An — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; Wo — CaSiO_3		У нефелінових міаскітових породах
Керуєтит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH})_2$	Sph — CaTiSiO_5 ; Ol — $2(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; Ne — $0,75\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; An — $0,5\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; Wo — $0,5\text{CaSiO}_3$; Ab — $0,25\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$		Сублужні і лужні габроїди, сієніти
Чермакіт	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	An — $2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; Ol — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; Орх — $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	Якщо додати хоча б незначну кількість натрію, що спостерігається практично у всіх природних чермакітах, то буде розраховуватися нормативний нефелін	Еклогіти
Серія флотовіт-аніт	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Ol — $1,5(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; Ks — $0,5\text{KAlSi}_3\text{O}_8$; Lc — $0,5\text{KAlSi}_2\text{O}_6$		У найрізноманітніших породах — від ультраосновних до кислих
Серія істоніт-сидерофіліт	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Ol — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; Ks — KAlSi_3O_8 ; Co — Al_2O_3		Сидерофіліт в міаскітових сієнітах

Примітка. Індекси нормативних мінералів (компонентів): Ab — альбіт, Aeg — егірін, An — анортит, Co — корунд, Ilm — ільменіт, Ks — кальсиліт, Lc — лейцит, Mt — магнетит, Mtc — монтичелліт, Ne — нефелін, Ns — натросилікат, Ol — олівін, Орх — ортопіроксен, Qu — кварц, Sph — сфен, Wo — воластоніт.
Note. Index of normative minerals (components): Ab — albite, Aeg — aegirine, An — anorthite, Co — corundum, Ilm — ilmenite, Ks — kalsilite, Lc — leucite, Mt — magnetite, Mtc — monticellite, Ne — nepheline, Ns — natrosilicate, Ol — olivine, Орх — orthopyroxene, Qu — quartz, Sph — sphene, Wo — wollastonite.

є знахідка йоліт-мельтейгітів Чернігівського карбонатитового масиву з надзвичайно високозалістим олівіном (Fa_{70}), в якому зафіксовано 3,0 % MnO . Також дещо нижча, проте надзвичайно висока залістість олівіну (до Fa_{60} і більше) і з високим вмістом MnO (~3 %), характерна і для карбонатитів цього масиву [6, 19]. У цих же олівінах, за даними спектрального аналізу, фіксується підвищений вміст Zn (до 0,1 %).

Олівін є характерним мінералом сублужних перидотитів, піроксенітів та габроїдів таких масивів габро-сієнітового комплексу Українського щита (УЩ) як Покрово-Кириївський, Октябрський, Південно-Кальчицький, Давидківський, а також багатьох дайкових габроїдів цього регіону. При цьому залістість ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$) олівіну з цих порід варіює в межах від 0,15 до 0,81 (найнижча $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ в Покрово-Кириївському і найвища — в Південно-Кальчицькому масивах). Зі зростанням залістості збільшується і вміст MnO (від 0,10 до 1,0 %), хоча меншою мірою, ніж в олівінах Чернігівського карбонатитового масиву.

Дуже або вкрай високозалісті олівіни (Fa_{98}) характерні для двопольовошпатових або лужнопольовошпатових і лужних сієнітів Південно-Кальчицького, Великовисківського (південна окраїна Корсунь-Новомиргородського плутону), Октябрського і Малотерсянського масивів. Олівіни з останніх двох масивів, де олівінвмісні сієніти є лужнопольовошпатовими або й лужними (Октябрський масив), значно збагачені MnO (до 4,5 %).

Олівін з такою ж високою залістістю (фаяліти) давно відомий у гранітах групи рапаківі Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів, а також виявлений у кварцових монцосієнітах б. Валі-Тарама [19]. Ці породи слід відносити за рівнем лужності до сублужного ряду (в них калішпат переважає над плагіоклазом) і вони характеризуються високою залістістю інших фемічних мінералів (фероавгіт, гастингіт, аніт).

У гранітоїдах нормального ряду (плагіоклаз переважає над калішпатом) олівін, очевидно, не кристалізується взагалі. Для таких порід характерні магнезіально-залісті фемічні мінерали (частіше біотити), з якими через наявність кварцу не може асоціювати Fe-Mg -олівін (із залістістю нижче 0,89)). Це відомо ще з експериментальних робіт Л. Боуена (1928), діаграми з яких наведено в монографії О.М. За-

рицького і В.С. Соболева ("Физико-химические основы петрографии...", 1961) та в "Эволюция изверженных пород", ред. Х. Йодер (1983), яка присвячена розвитку ідей Л. Боуена за період 50 років.

Піроксени. В лужних породах будь-якої основності-кислотності можуть кристалізуватися тільки висококальцієві та/або лужні піроксени серії діопсид-, геденбергіт-егірін (діопсид-геденбергіт-егірін). Егіринові піроксени (акміт, діопсид-, геденбергіт-егірін) можуть кристалізуватися як в фельдшпатоїдних (агпаїтових) лужних породах, так і в лужних гранітах та їхніх ефузивах (комендити, пантелерити) та дайкових аналогах (грорудити). Тому наявність егіринового піроксену однозначно свідчить про належність породи до лужного ряду. Загалом вміст акмітового міналу в піроксенах лужних порід залежить від таких головних двох факторів, як насиченість лугами (агпаїтність) та температура. На ранніх етапах кристалізуються більш високотемпературні і суттєво діопсидові або геденбергітові піроксени, а на завершальних — суттєво акмітові. Тому нерідко можна спостерігати зональні кристали піроксенів, особливо в гіпабісальних інтрузіях (наприклад, маліньїти Покрово-Кириївського масиву). В лужних породах відсутні типові авгіти, а тим більш первинні ортопіроксени. Можливим винятком можуть бути такі рідкісні породи лампроїтової групи, як фортуніти, в яких наявний ортопіроксен у склуватій основній масі (природу цього ортопіроксену не з'ясовано). Крім того, в лужних і сублужних породах можуть кристалізуватися також такі висококальцієві піроксени, як Al -діопсид, фаяліт та Ti -авгіт. Останній, по суті, є титанистим діопсидом або салітом, а назву "Ti-авгіт" очевидно треба вважати застарілою, позаяк вона не відповідає сучасному розумінню терміну "авгіт" як піроксену з пониженим або низьким вмістом кальцію, який займає проміжне положення між діопсид-салітами і піжонітами. Проте в подальшому будемо користуватися цим вже досить усталеним терміном.

Остаточного залишається не з'ясованим питання про віднесення деяких гіперстенвмісних порід до сублужного ряду або, як це названо в Петрографічному кодексі Росії, помірної лужності [25]. Такими, наприклад, є чарнокіти, в яких калішпат переважає над плагіоклазом, зокрема біркреміти, а серед вулканічних порід — латити, інколи виділяють сіє-

ніти та трахіти двопіроксенові, як це подається в Петрографічних кодексах України і Росії [26, 25]. Згадаємо також такі незвичні породи, як гіперстенові монцоніти, названі М.І. Безбородьком [3] українцями (в типових монцонітах піроксен моноклінний). Принагідно зауважимо, що в монцонітах Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів піроксен представлений моноклінною відміною, яка часто асоціює з фаялітом, біотитом, титанистим (буруватим) амфіболом. На діаграмі Хесса ці піроксени потрапляють в область фероавгіту. У всякому разі, питання про віднесення ортопіроксенвмісних порід до сублужного ряду, на думку автора, є проблематичним і потребує з'ясування. Як відомо, в лужних породах через нефелін-ортопіроксеновий бар'єр первинний ортопіроксен не кристалізується. Якщо ж одним із критеріїв віднесення безкварцових порід до сублужного ряду є наявність нормативного нефеліну (або інших фельдшпатоїдів), то для кварцвмісних порід існує певна невизначеність у цьому питанні. Подібним чином неоднозначними є критерії поділу гранітоїдів на нормальні і сублужні.

У зв'язку з цим слід зазначити ще таку цікаву особливість парагенезисів піроксенів. Ортопіроксен не асоціює з Ті-авгітами або фасайтами, а лише з низькоглиноземистими піроксенами діопсид-геденбергітової серії. Ті-авгіт та фасайт мають у своєму складі так звані міналі Чермака — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ та/або $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$. Ці міналі, якщо виходити з норм *CIPW*, є недонасиченими кремнеземом (SiO_2). Якщо ж в такому піроксені є хоча б незначний вміст натрію, то в розрахунках на норми виникне нефеліновий мінал (NaAlSiO_4). Останній буде розраховано в породі, яка складається з фасайтового або Ті-авгітового піроксенів та, наприклад, плагіоклазу. Знову ж таки, Ті-авгіти і фасайти не асоціюють із кварцом. Тому цілком логічно пояснюється можливість кристалізації фасайту або Ті-авгіту в недонасичених SiO_2 сублужних або лужних породах. Як відомо, одним з критеріїв виділення сублужних порід (за відсутності фельдшпатоїдів) є наявність Ті-авгітів зі специфічним рожево-коричнюватим, інколи фіолетовим, забарвленням у шліфах.

Варто зауважити, що Ті-авгіти кристалізуються в породах з підвищеною лужністю (або у власне лужних) і за підвищеного або високого вмісту титану. Проте, якщо навіть у високотитанистих (до 10–30 % TiO_2) породах

кристалізується ортопіроксен, то клінопіроксен, що асоціює з ним, є низькотитанистим і належить до серії діопсид-саліт-авгіт. Прикладом цього можуть бути багаті на ільменіт (до 30–50 %) габронорити Носачівського родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон) та Пенізевицького рудопрояву [13, 14]. Але у Коростенському плутоні і навіть у Пенізевицькому кар'єрі поруч з ільменітовими габроноритами є інший тип рудоносних габроїдів з ільменітом, титаномagnetитом та апатитом, в якому значно нижчий вміст титану, ніж в ільменітових габроноритах, але клінопіроксен у цих породах збагачений TiO_2 за відсутності ортопіроксену та наявності олівіну. Тобто недосиченість кремнеземом (наявність олівіну) сприяє кристалізації клінопіроксену і входженню до його складу титану.

Звичайно, ортопіроксен може кристалізуватися разом з олівіном, тобто в недонасичених SiO_2 породах (ультраосновного та основного складу), але клінопіроксен у таких породах зазвичай низькоглиноземистий, низькотитанистий і найчастіше належить до авгіту.

Хімізм піроксенів з рудоносних габроїдів розглянуто в окремій статті [14].

Таким чином, у лужних (і типових сублужних) недонасичених SiO_2 меланократових породах кристалізується клінопіроксен (часто з підвищеним вмістом TiO_2 і Al_2O_3) в асоціації з олівіном (а не ортопіроксеном). Ортопіроксен може слугувати як індикатором пониженої лужності та/або насиченості породи SiO_2 , (в багатих ільменітом габроноритах Носачівського родовища наявний інтерстиційний кварц [13]. Ще одним з прикладів, що підтверджує цю тезу, може бути Октябрський масив. В ньому габро і піроксеніти внутрішньої частини потужної інтрузії мають сублужний характер і складаються з титанистого авгіту, олівіну та плагіоклазу, тоді як в ендоконтактах цієї інтрузії в габро з'являються ортопіроксен, кварц і зникає олівін, а клінопіроксен набуває зеленого забарвлення (Ті-авгіт центральної частини рожеватий). Крім того, габроїди внутрішньої частини мають акцесорний бадделейт, а в ендоконтактах — циркон. Тобто, під впливом навколишніх (вмісних) гранітів габро "втрачає" сублужний характер, замість асоціації Ті-авгіт + олівін утворюється зелений клінопіроксен + ортопіроксен + кварц [15].

Амфіболи, порівняно з піроксенами, є більш різноманітними за хімізмом фемічними міне-

ралами. Вони кристалізуються як в насичених, так і недонасичених SiO_2 породах лужного, сублужного та нормального рядів. Є підстави вважати, що в більшості випадків хімізм амфіболів "узгоджується" з лужністю вмісних порід та насиченістю їх SiO_2 . Так, в лужних фельдшпатоїдних породах кристалізуються як власне лужні амфіболи (арфведсоніти), так і такі Ca-Na-амфіболи, як катофорит, тараміт, керсутит, гастингсит, еденіт, рихтерит. Перші п'ять з названих амфіболів недосичені SiO_2 і є нефеліннормативними, а рихтерит — з натросилікатом Na_2SiO_3 і незначним вмістом міналу SiO_2 (кварцу) (таблиця). Рибекіт ($\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), як лужний амфібол, одночасно є і кварцнормативним. Цим пояснюється наявність рибекіту в кварцвмісних породах (лужних гранітах, комендитах, пантелеритах, грорудитах), а арфведсоніту ($\text{Na}_3(\text{Mg}_4 \times \text{Fe}^{3+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$) — в фельдшпатоїдних та безкварцових. Інколи арфведсоніт [2] згадується у лужних гранітах Катугінського та Пержанського масивів, проте в останніх рибекіт підтверджено мікрозондовим аналізом [32]. В названих перенасичених лугами кварцвмісних породах разом з рихтеритом, рибекітом та егірином можуть кристалізуватися також енігматит і астрофіліт, які містять нормативні силікати натрію (та/або калію) і кварц. Гастингсит, а також подібний до нього керсутит кристалізуються тільки в недонасичених SiO_2 лужних і сублужних породах. При цьому керсутит, як багатий на титан (до 5 % і більше TiO_2) амфібол найчастіше є характерним мінералом сублужних збагачених титаном габроїдів і піроксенітів, проте інколи він може кристалізуватися і в ійоліт-мельтейгітах з незначним вмістом титану (інтрузії лужноультраосновних порід північно-західної частини УЩ [16, 29], (а також результати останніх мікрозондових досліджень С.М. Цимбала, усне повідомлення).

Водночас для нормальних гранітоїдів характерними є так звані рогові обманки — $\text{Na}_{0,25-0,5}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5\text{Al}_{0,5-1,0}\text{Si}_{7,0-7,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, насичені або слабо недосичені SiO_2 (розраховуються з незначною кількістю олівінового міналу), а коли такі амфіболи містять Fe_2O_3 (це звичайне явище для рогових обманок), то мають у складі нормативний кварц. Fe_2O_3 разом з FeO розраховується на магнетитовий мінал, збільшуючи відносний вміст SiO_2 і, відповідно, кварцовий нормативний мінал (таб-

лиця). Те ж саме можна сказати і про амфіболи тремоліт-актинолітової серії, але вони більш властиві метаморфічним та метасоматичним породам. Еденіт — $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Al Si}_7\text{O}_{22}) \times (\text{OH})_2$, який відрізняється від актиноліту наявністю катіона Na і заміною катіону Si на Al в тетраедричній позиції, належить до нефеліннормативного мінералу. Тому еденіт може кристалізуватися в фельдшпатоїдних лужних породах і карбонатитах (наприклад, в Чернігівському масиві) [6, 19].

У лужних і сублужних породах УЩ відмічено інші різноманітні амфіболи, названі баркевікитами, збагаченими натрієм паргасит-гастингситами, проміжного складу між катофоритом та гастингситом, між катофоритом та еденітом тощо [16, 19]. Всі ці амфіболи, недонасичені SiO_2 і є нефеліннормативними, тобто їхній хімізм "узгоджується" з хімізмом вмісних порід.

Крім того, в амфіболах значна частина натрію (або інколи повністю) може заміщуватися калієм. Частково це може бути пов'язано з температурою (в більш високотемпературних Ca-Al-амфіболах більше K_2O), проте важливішим фактором є характер лужності середовища. Так, наприклад, у таких лужних калієвих породах, як лейцитові лампроїти Австралії, наявний калієвий рихтерит (до того ж в цьому амфіболі ще й високий вміст титану [7]). В Україні лужні амфіболи з високим вмістом калію (4,89 % K_2O) були виявлені в так званих лампроїтах Руської Поляни [5], а також у малінітах Покрово-Київського масиву (до 4 % K_2O).

З появою амфіболів у лужних породах стає інтенсивнішим мангановий тренд еволюції, хоча він починався, як це зазначалося вище, ще на більш ранніх етапах формування цих порід, коли кристалізувалися олівіни. Найвиразніше це проявляється на завершальних етапах формування Октябрського масиву, коли з'являються егіринові фойяїти (в дайковій формі) та агпайтові фоноліти. В амфіболах тарамітового складу егіринових мікрофойяїтів вміст MnO досягає 8,7 % (що відповідає одному катіону у формулі з розрахунку на 13 катіонів), а в агпайтових фонолітах з'являється власне мангановий (натрій-мангановий) силікат — серандит [20, 31].

Паралельно з мангановим "вмикається" цинковий тренд, який інтенсивно позначається на хімізмі слюд та інших філосилікатах [21]. Так, у куплетські агпайтових фонолітів вміст

ZnO досягає 7,7 % і з'являється Zn-Mn-слюда — хендриксит, а аніт дайкових мікрофойяїтів, окрім високого вмісту MnO (14 %), збагачується цинком (до 3,5 % ZnO). Mn і Zn входять до складу магнетитів та ільменітів. У лужних метасоматитах Дмитрівського кар'єру з'являються збагачені на Mn і Zn специфічні слюди, а також цинко-вий аналог ільменіту ($ZnTiO_3$ — екандрюсит). Значно збагачується Mn і Zn магнетит у лужних породах.

Щодо хімізму амфіболів і вмісту в них Mn і Zn в сублужних породах даних мало. Схоже на те, що вміст вказаних металів у амфіболах із цих порід незначний.

Fe-Mg-слюди досить різноманітні в лужних і сублужних породах. Проте в магматичних породах нормального ряду, слюди яких вивчені досить добре (щодо них є монографічні підсумкові праці [27, 28]), вони представлені переважно Mg-Fe-різновидами серії флогопітаніт-сидерофіліт з різним вмістом титану, високим у гранітоїдах гранулітової фації. Загалом це слюди помірної глиноземистості та магnezіальності, рідше проявляються високоглиноземисті біотити-сидерофіліти в асоціації з такими мінералами, як кордієрит, силіманіт, корунд. У сублужних гранітах (наприклад, група рапаківі) біотити стають високозалістими (як і амфіболи, клінопіроксен-(фероавгіт) та інколи фаяліт) з помірною або пониженою глиноземистістю (аніти), чим вони відрізняються від біотитів переважної більшості гранітоїдів нормального ряду. Як зазначалося вище, граніти групи рапаківі потрібно відносити до сублужного ряду.

Більш різноманітними є слюди лужних та сублужних порід. Частково про них згадувалося вище в розділі, де розглянуто амфіболи. Діапазон варіації хімізму слюд із цих порід досить широкий — від низькоглиноземистих і високомагnezіальних флогопітів і тетраферифлогопітів через Fe-Mg-біотити помірної глиноземистості до високозалістих анітів і високоглиноземистих сидерофілітів. При цьому серед них вирізняються багаті Mn і Zn різновиди, які частково згадувалися вище.

Загалом Fe-Mg-слюди більш характерні для лужних порід міаскітової серії: $((Na + K)/Al < 1)$, тоді як в агпаїтових породах замість слюд кристалізуються інші філосилікати (астрофіліт, лампрофіліт). Проте в лужних породах з високим коефіцієнтом агпаїтності можуть кристалізуватися низькоглиноземисті (7–8 %

Al_2O_3) слюди, в яких кількість катіонів калію переважає над такою алюмінію ($K > Al$), тобто такі слюди мають коефіцієнт агпаїтності більший від одиниці і ніби "приспосовуються" до агпаїтності породи. Такі низькоглиноземисті слюди асоціюють з лужними піроксенами та амфіболами, як це спостерігається, наприклад, у малінітах та нефелінових сієнітах (ювітах) Покрово-Кириївського масиву. Подібні слюди наявні в маріуполітах Октябрського масиву. В агпаїтових фонолітах цього масиву було виявлено тільки Zn-Mg-слюду — хендриксит. Високозалісті слюди з високим вмістом мангану (до 14 % MnO) і підвищеним цинку (до 3,5 % ZnO) зафіксовано в дайкових егіринових мікрофойяїтах Октябрського масиву. В цих же породах знайдено і багатий MnO (8,7 %) тараміт, як це згадано вище.

Окрім того, інколи спостерігалось в шліфах (потім підтверджено мікрозондовими дослідженнями) зростання аніту з астрофілітом у жильному сієніті Малотерсянського масиву. Проте послідовність кристалізації цих двох мінералів остаточно не з'ясовано. Схоже на те, що аніт є більш раннім мінералом. У всякому разі ми маємо досить рідкісну асоціацію (хай не сингенетичний парагенезис) астрофіліту та аніту (низькоглиноземистого біотиту). В лужних метасоматитах Дмитрівського кар'єру спостережено пізнішу кристалізацію низькоглиноземистої слюди специфічного складу (з Mn і Zn), яка інколи заміщувала куплетськіт (Mn-астрофіліт).

Низькоглиноземисті (5–7 % Al_2O_3) і високозалісті слюди (аніти) наявні також у лужних (з егірином та рибекітом) пержанських гранітах [1]. У розрахованих кристалохімічних формулах таких низькоглиноземистих слюд (пержанські граніти, яструбецькі сієніти, нефелінові сієніти Покрово-Кириївського масиву) часто сума катіонів ($Si + Al$) < 4 , тобто наявний дефіцит для заповнення тетрадричних позицій. Проте в них, як правило, не проявляється зворотна ("тетраферібіотитова") схема абсорбції. Можна припустити, всупереч поглядам багатьох дослідників, що цей дефіцит заповнюється титаном, а не катіонами тривалентного заліза (Fe^{3+}). Раніше (1982) у роботі [11] зроблено припущення, що в подібних низькоглиноземистих Fe-Mg-слюдах з карбонатитів Чернігівського масиву заповнення дефіциту катіонів у тетрадрах відбувається переважно за рахунок Ti, а не Fe^{3+} . Цим пояс-

нюється передусім відсутність зворотної схеми абсорбції в таких низькоглиноземистих слюдах. У зв'язку з такою роллю Ti в слюдах лужних порід коротко зупинимось на деяких особливостях входження цього елемента в них.

Вміст титану в слюдах лужних порід є досить варіабельним і нерідко має деякі особливості. Інколи спостерігається навіть підвищення вмісту титану в слюдах пізніших диференціатів порівняно зі слюдами більш ранніх порід (або магматичних фаз), що певною мірою не зовсім узгоджується з уявленнями про зростання вмісту титану в слюдах паралельно з підвищенням температури. Прикладами такої "неузгодженості" можуть бути слюди (аніти) з егірин-рибекітових пержанських гранітів та сієнітів з подібним парагенезисом Яструбецького масиву. В пержанських гранітах з егірином та рибекітом згадувані вище слюди низької глиноземистості (5—10 % Al_2O_3) містять значно більше титану (3,0—3,4 % TiO_2) [1, 2], ніж у звичайних біотитових. Подібна картина спостерігається і в біотитах (анітах) рибекіт-егіринових сієнітів Яструбецького масиву, в яких понижується вміст Al_2O_3 (8,8—10,0 %) і підвищується TiO_2 (3,0—3,4 %) порівняно з біотитами з амфіболових (гастингситових) сієнітів.

У насичених глиноземом (плюмазитових) гранітах Катеринського і Кам'яногогільського масивів Приазов'я біотити належать до високозалістистих і високоглиноземистих сидерофілітів [32] з низьким вмістом титану.

Дещо відступаючи від розгляду слюд магматичних порід відмітимо, що подібні або й ще нижчої глиноземистості (7,6—8,5 % Al_2O_3) та з підвищеним вмістом MnO (2,1—3,2 %) і ZnO (1,7—1,9 %) слюди було виявлено в лужних (пересичених лугами — з егірином, арфведсонітом) метасоматитах (фенітах) Дмитрівського кар'єру (с. Дмитрівка Волноваського р-ну Донецької обл.) [17]. Як зазначено вище, такий склад слюд зумовлено, ймовірно, високою лужністю (агпайтністю) середовища мінералоутворення. Такі слюди можуть замінювати куплетськіт у цих метасоматитах.

Якщо коротко розглянуті вище слюди з лужних порід, сильно або значно пересичені лугами (з коефіцієнтом агпайтності більшим одиниці), характеризуються досить специфічними особливостями хімізму (низька глиноземистість, збагаченість Mn і Zn), то Mg - Fe -слюди з лужних порід міаскітової серії ($(Na +$

$+ K) < 1$), особливо помірної залістистості, якихось явно видимих особливостей не проявляють. Винятком можуть бути лише високозалістисті та високоглиноземисті біотити-сидерофіліти, наявні в плюмазитових лужно-польовошпатових гранітах (згадувані Катеринівський та Кам'яногогільський масиви в Приазов'ї) та нефелінових сієнітах (канадитах) Канади [33] та міаскітах Уралу [22, 23]. У канадитах високоглиноземисті слюди інколи асоціюють з корундом. Біотити з нефелінових сієнітів Чернігівського, Проскурівського і Антонівського лужно-ультраосновних масивів мають помірну залістистість (0,4—0,6) і глиноземистість (12,6—16,2 % Al_2O_3) з досить варіабельною титанистістю (0,4—6,2 % TiO_2). Титанистість слюд (амфіболів та піроксенів) у Проскурівському та Антонівському масивах значно вища, ніж в однойменних мінералах Чернігівського масиву. Дещо вищою залістистістю (0,63—0,70) характеризуються біотити з міаскітів Уралу [22]. У них також досить високий вміст TiO_2 .

На відміну від нефелінових і лужних сієнітів габро-сієнітового комплексу, в яких всі фемічні мінерали, в т. ч. і слюди, набувають високої залістистості, в однойменних породах лужно-ультраосновного комплексу (Чернігівський, Проскурівський та Антонівський масиви) невиразно або й зовсім не проявляється залістистий тренд еволюції кристалізаційного фракціонування.

Загалом слюди такого хімічного складу з помірною (проміжною) залістистістю та глиноземистістю на перший погляд не відрізняються від багатьох Fe - Mg -слюд гранітоїдів нормального ряду, хіба що в перших в цілому (хоча не завжди) дещо вищий вміст титану. Можливо, що подібні за валовим хімічним складом слюди з міаскітових лужних порід та гранітоїдів проявляють суттєві відмінності за вмістом деяких індикативних елементів-домішок (Nb , Zr , Rb , Li , Cs , Sn , Zn , Mn тощо). Але цей аспект хімізму слюд потребує додаткових спеціальних досліджень.

Завершуючи короткий опис хімізму слюд у породах різної лужності необхідно зауважити, що всі різновиди слюд флогопіт-аніт-сидерофілітової серії є недонасиченими SiO_2 , на відміну від розглянутих вище амфіболів та піроксенів. Так, флогопіт та біотит помірної або низької залістистості, незалежно від типу вмісних порід, фельдшпатоїдних та/або кварц-

вмісних, є недонасиченими SiO_2 і розраховуються на олівін, лейцит і кальсиліт. У більш глиноземистих різновидах до цих нормативних мінералів (міналів) додається корунд, а за наявності тривалентного заліза і титану — магнетит, ільменіт, рутил. Зазначимо, що з підвищенням вмісту Al_2O_3 і Fe_2O_3 у складі слюд (останній часто фіксується в біотитах гранітоїдів нормального ряду) ці мінерали стають "більш насиченими" SiO_2 щодо їхніх нормативних мінералів (міналів). Так, мусковіт розраховується на калішпат і корунд, тоді як в інших, навіть збагачених Fe_2O_3 і Al_2O_3 слюдах, завжди розраховуються, крім корунду і магнетиту, кальсилітовий, лейцитовий і олівіновий нормативні мінерали. Власне флогопіти та аніти завжди розраховуються майже повністю на останні три нормативні мінерали. До цього можна додати, що в гранітоїдах кристалізуються залізисто-магнезальні або високозалізисті слюди, тоді як в фельдшпатоїдних і безкварцових породах може виділятися вся гама слюд — від флогопітів і тетраферифлогопітів до сидерофілітів. У цьому проявляється аналогія хімізму (за залізистістю) слюд із іншими фемічними мінералами в цих типах порід.

Хімізм оксидів Fe і Ti, які асоціюють з фемічними мінералами. Найголовнішими з них є магнетит, титаномагнетит, ільменіт і мінерали серії FeTiO_3 — MnTiO_3 — Fe_2O_3 . У породах нормальної лужності характерними є магнетит-титаномагнетит та ільменіт з різним вмістом Fe_2O_3 . Вміст титану в магнетиті і гематитового міналу (Fe_2O_3) в ільменіті залежать від температури та фугітивності кисню. На цих параметрах побудовано відомий геотермометр Бадінгтона-Ліндслі. Проте відомо, що в лужних породах ці мінерали збагачуються манганом, а іноді і цинком, як і розглянуті вище фемічні мінерали. Ще з часів Й. Морозевича було відомо про високий вміст MnO (2 %) в магнетиті з маріуполітів. Пізніше мікрозондові дослідження показали, що в магнетиті з маріуполітів наявні ексклюзійні вrostки мінералу серії FeTiO_3 — MnTiO_3 [4]. В егіринових дайкових мікрофойятах Октябрського масиву було виявлено магнетит з вмістом MnO до 4 % [20]. У цих же породах наявні високоманганові амфіболи (до 8,7 % MnO) та біотити (до 14 % MnO і 3,5 % ZnO), які розглядалися вище, а також MnTiO_3 .

Ще більш цікавими виявилися магнетити з маліньїтів Покрово-Кириївського масиву, в

яких мікрозондовим аналізом визначено високий вміст MnO (до 9 %) і TiO_2 (до 17 %). В породі проаналізовано окремі фази MnTiO_3 та мінерали серії MnTiO_3 — FeTiO_3 , в них відмічено підвищений вміст Nb (до 2,2 % Nb_2O_5). За цими матеріалами здано до друку статтю. Одночасно високий вміст титану і мангану в цьому магнетиті пояснюється, з одного боку, високою температурою кристалізації (вміст титану), а з другого, — високою лужністю розплаву, з якого формувалися магнетит- і пірофанітвмісні маліньїти. В останніх коефіцієнт аґпаїтності становить 1,5—1,2, тобто ці породи є аґпаїтовими за рівнем лужності. В них наявні лужні піроксени та амфіболи, нефелін і содаліт, а також такі натрієві титаносилікати (цирконосилікати) і карбонати, як гетценіт, катапліт і Sr-бурбанкіт, а також Na-TR-ніоботитанати і Sr-апатит, тобто характерні мінерали аґпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів та їхніх пегматитів.

Отже, зі зростанням лужності порід в оксидах Fe і Ti підвищується вміст Mn і Nb (аж до утворення власних мінералів).

Серед інших другорядних породоутворювальних та акцесорних мінералів, які кристалізуються в лужних породах, відмічено енігматит, серандит, евдіаліт, Na-TR-фосфати, збагачені Na титаніти тощо, короткий огляд яких викладено в статті [18].

Деякі міркування щодо залежності хімізму мінералів від глибини ерозійного зрізу вмісних порід. Це питання частково розглядалося [9, 12]. У цих публікаціях висловлено ідею про загальне зростання залізистості фемічних мінералів та пониження їхньої лужності зі збільшенням глибини (абісальності) кристалізації масивів лужних порід. Частково це пояснювалось пониженням фугітивності кисню в абісальних умовах і, відповідно, нижчим ступенем окисненості заліза, яке входить переважно у фемічні силікати, тоді як в гіпабісальних умовах значна частина заліза фіксується в магнетитовій фазі (збагачуючи розплав магнієм відносно заліза). Для пояснення цього явища залучався також ефект термодифузії туго- і легкоплавких компонентів за наявності термічного градієнта (ефект Core) [9]. Є підстави вважати, що такі силікати, як піроксени, амфіболи та слюди, збагачуються титаном у гіпабісальних інтрузіях порівняно з абісальними, і, навпаки, з глибиною стають більш залізистими. Прикладом цього можуть бути

кімберліти, в яких флогопіти набувають підвищеної титанистості тільки в основній масі породи, тоді як флогопіти включень у глибинних породах, у тому числі і в алмазі, загалом низькотитанисті. Пониження титанистості мінералів (піроксенів, амфіболів і слюд) проявляється і у порівнянні більш еродованих масивів лужно-ультраосновного комплексу з менш еродованими, наприклад, Чернігівського (найглибше еродованого) з Проскурівським та Антонівським. Для підтвердження цього положення наводимо вміст TiO_2 в амфіболах із порід порівнюваних масивів: Чернігівський — в більшості випадків вміст TiO_2 у цих мінералах становить 0,3—1,5 % і тільки в одному випадку (баркевікіт із есекситу) досягає 2,94 %; Проскурівський — 1,3—2,6; Антонівський — 1,3—3,8. Більш того, навіть у червонувато-буруватому амфіболі із ксеноліту в карбонатиті вміст TiO_2 виявився неочікувано низьким — 2,07 %. Як відмічено вище, високотитанисті амфіболи і навіть керсутит з'являються в гіпабісальних і низькотитанистих лужно-ультраосновних породах Північно-Західної частини УЩ ([16], а також усне повідомлення С.М. Цимбала). Ще більш контрастними за титанистістю виявилися біотити з порівнюваних масивів: в Чернігівському масиві майже всі флогопіти і біотити низькотитанисті (TiO_2 до 2,0 %, в одному випадку 4,0 %), тоді як у Проскурівському — 2,6—5,9 % TiO_2 , а у Антонівському — 4,7—6,2 % TiO_2 . Підвищений вміст титану в біотитах з міаскітів Уралу (4,2—6,2 % TiO_2) може свідчити про менший ерозійний зріз Ільмено-Вишневогірського лінійновитягнутого комплексу порівняно з подібним до нього Чернігівськими масивом, хоча обидва ці лінійновитягнуті карбонатит-нефелін-сієнітові масиви вважаються глибоко еродованими [6, 22, 23].

Можливо, подібна вертикальна зональність існує і в масивах габро-сієнітового комплексу. Так, наприклад, найменш еродований (за всіма геологічними та петрографічними ознаками) Покрово-Кириївський масив характеризується найбільш магнезійними і більш титанистими фемічними мінералами (особливо в дайкових та ефузивних породах) порівняно з Октябрським або ще виразніше — з Південно-Кальчицьким. В останньому фемічні мінерали мають найвищу залізистість і низьку титанистість. Є підстави вважати цей масив глибше еродованим порівняно з Октябрським, а тим

більше з Покрово-Кириївським. Крім того, гіпабісальні масиви лужних порід за однаковості або подібності інших умов характеризуються підвищеною калієвістю. В найменш еродованому Покрово-Кириївському масиві формувалися лейцитові породи (нині епі- або псевдолейцитові).

У глибоко еродованих масивах лужних порід не кристалізуються істотно егіринові піроксени та лужні амфіболи (Чернігівський, Проскурівський та Антонівський масиви).

Отже, склад фемічних мінералів (та й салічних мінералів, які не розглядаються в цій статті) в магматичних породах залежить як від лужності порід, так і від глибини ерозійного зрізу їхніх масивів.

Висновки. Хімізм фемічних мінералів (олівінів, піроксенів, амфіболів, Fe-Mg-слюд) залежить від лужності вмісних порід. У магматичних лужних і сублужних (підвищеної лужності) породах кристалізуються тільки висококальцієві та/або лужні піроксени, тоді як для порід нормальної лужності характерні ортопіроксени та низькокальцієві клінопіроксени (авгіти, піжоніти). Крім того, в лужних і сублужних породах міаскітової серії можуть утворюватися висококальцієві титанисті та глиноземисті клінопіроксени (Ті-авгіти, фацаїти). Такі піроксени є недонасиченими SiO_2 або навіть нефеліннормативними, що пояснює їх приуроченість до лужних порід.

Амфіболи в лужних і сублужних породах представлені лужними (арфведсоніт, рибекіт), Ca-Na-(катофорит) та/або Ca-Al-різновидами (гастингсит, тараміт). У породах нормальної лужності амфіболи належать до рогових обманок. Такі амфіболи лужних і сублужних порід як арфведсоніт, тараміт, катофорит і гастингсит є недонасиченими SiO_2 і нефеліннормативними. Цим пояснюється їхня приуроченість до фельдшпатоїдних або сублужних нефеліннормативних порід, тоді як рибекіт та/або рихтерит є кварцнормативним і кристалізується зазвичай в лужних гранітах, комендітах, пантелеритах та кварцвмісних сієнітах і трахітах. У звичайних рогових обманках найчастіше розраховується нормативний кварц і вони є характерними для гранітоїдів нормальної лужності.

Більш складні залежності хімізму Fe-Mg-слюд від лужності порід. В аґпайтових фельдшпатоїдних породах може кристалізуватися вся гама слюд від низькоглиноземистих флогопітів і тетраферифлогопітів до залізистих

анітів, де $K > Al$. Часто в таких породах замість слюд кристалізуються астрофіліт, куплетськіт і лампрофіліт. У міаскітових лужних породах утворюються Mg-Fe-слюди помірної або високої глиноземистості або залізистості (сидерофіліти).

У лужних гранітах (з егірином і рибекітом) можуть утворюватися вкрай низькоглиноземисті (5–7 % Al_2O_3) аніти з підвищеним вмістом TiO_2 (>3 %). Для порід нормальної лужності характерні Fe-Mg-слюди помірної або високої глиноземистості.

Щодо наявності недонасичених кремнеземом (і кальсиліт- та лейцит-нормативного) мінералів серії біотит — флогопіт як в недонасичених SiO_2 з фельдшпатоїдами, так і в кварцвмісних породах, можна пояснити, виходячи з системи SiO_2 (кварц) — $NaAlSiO_4$ (нефелін) — $KAlSiO_4$ (кальсиліт). Як відомо, між кварц-польовошпатовою (гранітною) і нефелін-польовошпатовою (фонолітовою) евтектиками існує термічний польовошпатовий бар'єр, тоді як у калієвій області між калішпат-лейцитовою та кварц-калішпатовою системами такого бар'єру немає. В лужних комплексах з лейцитовими породами можуть бути кварцові трахіти та гіпабісальні (дайки, штоки) кварцові сієніти. Ймовірно, цим можна пояснити можливість присутності недонасиченого SiO_2 біотиту (або й інших калієвих мінералів, наприклад, астрофіліту) в гранітах. Але в останніх не можуть кристалізуватися недонаси-

чені SiO_2 такі Na-Ca-амфіболи серії гастінгсит-паргасит, катофорит, тараміт, а також піроксени з високим вмістом Al_2O_3 і TiO_2 (фасайти, титанисти фасайти). Останні, як зазначено вище, є недонасиченими SiO_2 , а за наявності хоча б незначної кількості натрію — також і нефеліннормативними.

Лужним породам властивий Mn-Zn-тренд еволюції фемічних мінералів. Останні, починаючи з олівіну, в процесі диференціації розплавів збагачуються Mn і Zn. В агаїтових диференціатах можуть утворюватися Zn-Mn-слюди (хендріксит) або сильно збагачені Mn (до 7–14 % MnO) аніти і амфіболи (Mn-тараміти), які збагачуються Zn, у тому числі Zn-вмісний (до 7,6 % ZnO) куплетськіт. У цих же породах можуть кристалізуватися Na-Mn-силікати (серандит) та мінерали серії $FeTiO_3$ — $MnTiO_3$ — $ZnTiO_3$.

Виявлено деякі залежності (залізистість, титанистість) фемічних мінералів від глибини ерозійного зрізу масивів: з глибиною загалом підвищується їхня залізистість і знижуються лужність і титанистість.

Таким чином, хімізм фемічних мінералів у магматичних породах контролюється лужністю розплавів, насиченістю їх SiO_2 та глибиною ерозійного зрізу масивів цих порід. У глибоко еродованих масивах лужних порід не кристалізуються істотно егіринові піроксени та лужні амфіболи, що зумовлено пониженою фугітивністю кисню з глибиною.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бучинская К.М., Нечаев С.В. К проблеме пержанских гранитов // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 22–32.
2. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. — К. : Наук. думка, 1970. — 164 с.
3. Безбородько М.І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — К. : Вид-во АН УРСР, 1935. — 414 с.
4. Возняк Д.К., Кривдік С.Г., Кульчицька Г.О., Вишневський О.А. Кристали магнетиту з лейкократового маріуполіту Приазов'я // Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту. — 2015. — № 1 (33). — С. 5–14.
5. Гейко Ю.В., Орлова М.П., Филоненко В.И. Псевдолейцитовые лампроиты Украины // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1991. — 120, № 5. — С. 52–55.
6. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1981. — 227 с.
7. Джейк А., Люис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / Под ред. Н.В. Соболева. — М. : Мир, 1989. — 430 с.
8. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Справ. В 5 т., Т. 2 / Пер. с англ. П.П. Смолина, В.И. Финько ; Под ред. В.П. Петрова. — М. : Мир, 1965. — 406 с.
9. Дубина О.В., Кривдік С.Г. Эффект Соре в петрології магматичних порід // Мінерал. журн. — 2010. — 32, № 4. — С. 51–62.
10. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. — Л. : Недра, 1991. — 260 с.
11. Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б., Левина Р.Л. О составе магнезиально-железистых слюд Черниговского карбонатитового комплекса // Минерал. журн. — 1982. — 4, № 2. — С. 78–85.
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., Гуравський Т.В., Дубина О.В., Братчук О.М., Мархай О.І., Нечаєнко О.М., Якубенко П.Ф. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 3. — С. 55—78.
14. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В. Хімізм піроксенів з рудоносних (apatит, ільменіт) основних та ультраосновних порід Українського щита // Геол. журн. — 2009. — № 3. — С. 51—59.
15. Кривдік С.Г., Ткачук В.И., Кривонос В.П., Загнитко В.Н., Стрекозов С.Н. Основные и ультраосновные породы Октябрьского щелочного массива // Геол. журн. — 1990. — № 6. — С. 35—45.
16. Кривдік С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойський щелочно-ультраосновний магматизм северо-западної частини Українського щита як індикатор кимберлітоутворення // Мінерал. журн. — 2003. — 25, № 5/6. — С. 57—69.
17. Кривдік С.Г., Моргул В.Г., Шаригін В.В. Слюди фенітів і лужних метасоматитів Східного Приазов'я // Мінерал. журн. — 2010. — 32, № 4. — С. 3—11.
18. Кривдік С.Г., Возняк Д.К., Шаригін В.В., Дубина О.В. Мінерали лужних порід України // Зап. Укр. мінерал. т-ва. — 2012. — 9. — С. 7—34.
19. Кривдік С.Г., Ткачук В.И. Петрологія щелочних порід Українського щита. — Киев : Наук. думка, 1990. — 408 с.
20. Кривдік С.Г., Шаригін В.В., Амашукелі Ю.А., Дубина О.В. Еволюція хімізму фемічних мінералів в Октябрьському масиві лужних порід (Приазов'я, Україна) // Мінерал. журн. — 2014. — 36, № 4. — С. 5—19.
21. Кривдік С., Шаригін В., Амашукелі Ю., Дубина О. Zn-Mn-тренд еволюції фемічних мінералів лужних порід України // Мінералогія: сьогодні і майбуття : Матеріали Восьмих наук. читань ім. акад. Є. Лазаренка (Львів-Чинадієве, 11—14 верес. 2014 р.) / Відп. ред. О.І. Матковський. — Львів : Вид-во Львів. нац. ун-ту, 2014. — С. 88—91.
22. Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). — М. : Наука, 1974. — 224 с.
23. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. — Екатеринбург : Уралгеолком, 1997. — 274 с.
24. Петрографія : Учеб. Ч. 2 / Под ред. А.А. Маракушева. — М. : Изд-во МГУ, 1981. — 328 с.
25. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования : Изд. 2-е, перераб. и доп. / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. — СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
26. Петрографічний кодекс України / Уклад. Р.Я. Белевцев ; Відп. ред. І.Б. Щербаков. — К. : [б. в.], 1999. — 80 с.
27. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. — Киев : Наук. думка, 1972. — 207 с.
28. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. — М. : Наука, 1980. — 327 с.
29. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдік С.Г., Лабузний В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (Северо-Запад Украинского щита) // Минерал. журн. — 1997. — 19, № 3. — С. 61—80.
30. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов : Учеб. пособ. — М. : Госгеолтехиздат, 1956. — 246 с.
31. Шарыгин В.В., Кривдік С.Г., Поспелова Л.Н., Дубина А.В. Zn-куплетскит и хендрискит в агапитовых фоновитах Октябрьского массива, Приазовье (Украина) // Докл. РАН. — 2009. — 425, № 6. — С. 810—815.
32. Шеремет Е.М., Кривдік С.Г., Седова Е.В. Редкометалльные граниты Украинского щита (петрология, геохимия, геофизика и рудоносность) / Ред. А.Н. Пономаренко, А.В. Анциферов. — Донецк : Ноулидж, 2014. — 250 с.
33. Adams F.D., Barlow A.E. Geology of the Haliburton and Banoroft areas, province of Ontario // Met. Geol. Surv. Branch. — 1910. — No 6. — P. 1—419. — DOI: <https://doi.org/10.4095/100481>.

Надійшла 08.07.2016

REFERENCES

1. Buchinskaya, K.M. and Nechaev, S.V. (1990), *Geol. Journ.*, No 3, Kyiv, UA, pp. 22-32.
2. Bezpal'ko, N.A. (1970), *Petrologiya i aktsesorni mineraly granitiv ta metasomatytiv Pivnichnoy Volyni*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 164 p.
3. Bezborod'ko, M.I. (1935), *Petrogenезis i petrogenetychna karta krystalichnoy smugy Ukrainy*, Vyd-vo AN URSR, Kyiv, UA, 414 p.
4. Voznyak, D.K., Kryvdik, S.G., Kulchytska, H.O. and Vyshnevskiy, O.A. (2015), *Geol.-mineral. visnik Kryvoriz. nats. Univ.*, No 1 (33), Kryvyi Rih, UA, pp. 5-14.
5. Geyko, Yu.V., Orlova, M.P. and Filonenko, V.I. (1991), *Zap. Vsesoyuz. mineral. ob-va*, Vol. 120, No 5, RU, pp. 52-55.
6. Glevasskiy, E.B. and Kryvdik, S.G. (1981), *Dokembriyskiy karbonatitoviy kompleks Priazov'ya*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 227 p.
7. Jakes, A., Lyuis, D. and Smit, K. (1989), *Kimberlites and lamproites of Western Australia*, in Sobolev, N.V. (ed.), *Transl. by Gornaya, E.N.*, Mir, Moscow, RU, 430 p.

8. Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1964-1966), *Porodoobrazuyushchie mineraly*, in Petrov, V.P. (ed.), Transl. by Smolin, P.P. and Finko, V.I., in 5 vol., Vol. 2, Mir, Moscow, RU, 406 p.
9. Dubyna, O.V. and Kryvdik, S.G. (2010), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 32, No 4, Kyiv, UA, pp. 51-62.
10. Egorov, L.S. (1991), *Iyolit-karbonatitovyi plutonizm*, Nedra, Leningrad, RU, 260 p.
11. Kryvdik, S.G., Glevasskiy, E.B. and Levina, R.L. (1982), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 4, No 2, pp. 78-85.
12. Kryvdik, S.G. and Dubyna, O.V. (2005), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 27, No 1, pp. 64-76.
13. Kryvdik, S.G., Guravskiy, T.V., Dubyna, O.V., Bratchuk, O.M., Marhay, O.I., Nechaenko, O.M. and Yakubenko, P.F. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 31, No 3, pp. 55-78.
14. Kryvdik, S.G., Guravskiy, T.V. and Dubyna, O.V. (2009), *Geol. Journ.*, Kyiv, No 3, UA, pp. 51-59.
15. Kryvdik, S.G., Tkachuk, V.I., Krivonos, V.P., Zagnitko, V.N. and Strekozov, S.N. (1990), *Geol. Journ.*, Kyiv, No 6, UA, pp. 35-45.
16. Kryvdik, S.G., Tsymbal, S.N. and Geyko, Yu.V. (2003), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 25, No 5-6, Kyiv, UA, pp. 57-69.
17. Kryvdik, S.G., Morgun, V.G. and Sharygin, V.V. (2010), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 32, No 4, Kyiv, UA, pp. 3-11.
18. Kryvdik, S.G., Voznyak, D.K., Sharygin, V.V. and Dubyna, O.V. (2012), *Zap. Ukr. mineral. tov.*, Vol. 9, Kyiv, UA, pp. 7-34.
19. Kryvdik, S.G. and Tkachuk, V.I. (1990), *Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 408 p.
20. Kryvdik, S.G., Sharygin, V.V., Amashukeli, Yu.A. and Dubyna, O.V. (2014), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 36, No 5-6, Kyiv, UA, pp. 5-19.
21. Kryvdik, S., Sharygin, V., Amashukeli, Yu. and Dubyna, O. (2014), *Materialy 8 nauk. chytn' im. akad. Ye. Lazarenka, Lviv-Chinadiyev, 11-14 veres. 2014*, in Matkovskiy, O.I. (ed.), I. Franko Lviv Univ., UA, pp. 88-91.
22. Levin, V.Ya. (1974), *Shchelochnaya provintsiya Il'menskih-Vishnevyyh gor (formatsii nefelinovyh sienitov Urala)*, Nauka, Moscow, RU, 224 p.
23. Levin, V.Ya., Ronenson, B.M., Samkov, V.S., Levina, I.A., Sergeev, N.S. and Kiselev, A.P. (1997), *Shchelochno-karbonatitovye komplekсы Urala*, Uralgeolkom, Ekaterinburg, RU, 274 p.
24. Marakushev, A.A. (ed.) (1981), *Petrografiya*, Ucheb. posob., Ch. 2, Izd-vo Moscow Gos. Univ., Moscow, RU, 328 p.
25. Bogatkov, O.A. and Petrov, O.V. (eds.) (2008), *Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya*, Izd. 2-e, pererab. i dop., Izd-vo VSEGEI, St. Petersburg, RU, 200 p.
26. Shcherbakov, I.B. (ed.) (1999), *Petrografichniy kodeks Ukrainy*, in Belevtsev, R.Ya. (uklad.), Kyiv, UA, 80 p.
27. Usenko, I.S., Shcherbakov, I.B. and Zayats, A.P. (1972), *Biotity dokembriya*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 207 p.
28. Ushakova, E.N. (1980), *Biotity magmaticheskikh porod*, Nauka, Moscow, RU, 327 p.
29. Tsymbal, S.N., Shcherbakov, I.B., Kryvdik, S.G. and Labuznyi, V.F. (1997), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 19, No 3, Kyiv, UA, pp. 61-80.
30. Chetverikov, S.D. (1956), *Rukovodstvo k petrohimicheskim pereschetam himicheskikh analizov gornyyh porod i opredeleniyu ih himicheskikh tipov*, Ucheb. posob., Gosgeoltekhizdat, Moscow, RU, 246 p.
31. Sharygin, V.V., Kryvdik, S.G., Pospelova, L.N. and Dubyna, O.V. (2009), *Dokl. RAN*, Vol. 425, No 6, RU, pp. 810-815.
32. Sheremet, E.M., Kryvdik, S.G. and Sedova, E.V. (2014), *Redkometal'nye granity Ukrainського shchita (petrologiya, geohimiya, geofizika i rudonosnost)*, in Ponomarenko, O.M. and Antsiferov, A.V. (eds), Noulidzh, Donetsk, UA, 250 p.
33. Adams, F.D. and Barlow, A.E. (1910), *Met. Geol. Surv. Branch.*, No 6, pp. 1-419, DOI: <https://doi.org/10.4095/100481>.

Received 08.07.2016

С.Г. Кривдик

Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр-т Акад. Палладина, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ФЕМИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ЩЕЛОЧНОСТИ

Рассмотрены особенности химизма оливинов, пироксенов, амфиболов, Fe-Mg слюд, а также оксидов Fe и Ti в магматических породах разной щелочности. В щелочных и субщелочных (повышенной щелочности) породах кристаллизуются только высококальциевые и/или щелочные пироксены, тогда как для пород нормального ряда характерны ортопироксены и низкокальциевые клинопироксены (авгиты, пижониты). В щелочных и субщелочных породах миаскитовой серии могут выделяться высококальциевые титанистые и глиноземистые клинопироксены (Ti-авгиты, фассаиты). Такие пироксены недонасыщены SiO₂ или даже нефелиннормативные, чем объясняется их приуроченность к щелочным породам. Амфиболы в щелочных и субщелочных породах представлены щелочными (арфведсонит, рибекит), Ca-Na-(катофорит, рихтерит) и/или Ca-Al разновидностями (гастингсит, тарамит). В породах нормального ряда амфиболы принадлежат к роговым обманкам. Такие амфиболы щелочных и субщелочных пород, как арфведсонит, тарамит, катофорит и гастингсит недонасыщенные

SiO₂ и нефелиннормативные. Этим объясняется их приуроченность к фельдшпатоидным или субщелочным нефелиннормативным породам, в то время как рибекит является кварцнормативным и кристаллизуется обычно в щелочных гранитах, комендитах, пантеллеритах и кварцсодержащих сиенитах и трахитах. В роговых обманках рассчитывается нормативный кварц, они характерны для гранитоидов нормальной щелочности. Весьма разнообразны слюды в магматических породах. В насыщенных щелочами (агпайтовых) породах (с эгирином и рибекитом) кристаллизуются низкоглиноземистые анниты, (в гранитах и сиенитах), и фельдшпатоидных породах могут быть как низко- так и высокоглиноземистые Fe-Mg слюды разной магнезиальности — от флогопитов и тетраферрифлогопитов до аннитов и сидерофиллитов. Для гранитоидов нормального ряда характерны Fe-Mg слюды умеренной магнезиальности и глиноземистости. В щелочных породах проявляется марганцевый и цинковый тренд эволюции фемических минералов. В перенасыщенных щелочами (агпайтовых) щелочных породах Украины выявлены и сильно обогащенные Mn и Zn амфиболы (до 8 % MnO) и биотиты (до 14 % MnO), а содержание ZnO в последних достигает 3,5 % (в куплетските из фонолитов содержание ZnO достигает 7,7 %, появляются хендриксит и серандит). В мариуполитах Октябрьского и малиньтах Покрово-Киреевского массивов имеются богатые Mn (до 9 %) магнетиты. Кратко рассмотрена зависимость химизма фемических минералов от глубины эрозионного среза массивов щелочных пород. Обычно с глубиной повышается железистость Fe-Mg-силикатов и понижаются их титанистость и щелочность.

Ключевые слова: химизм фемических минералов, щелочность, насыщенность кремнеземом пород, нефелиннормативный, кварцнормативный.

S.G. Kryvdik

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Av., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: kryvdik@ukr.net

SOME PECULIARITIES OF FEMIC MINERAL CHEMISTRY IN MAGMATIC ROCKS DEPENDING ON THEIR ALKALINITY

Peculiarities of chemistry of olivines, pyroxenes, amphiboles, Fe-Mg micas and Fe-Ti-oxides in magmatic rocks of different alkalinity are given in the paper. In alkaline and subalkaline (increased alkalinity) rocks only high-calcium and/or alkaline pyroxenes crystallize, while orthopyroxenes and low-calcium pyroxenes (augites, pigeonites) are available in the rocks of the normal series. High-calcium, titanian and aluminiferous clinopyroxenes (Ti-augites, fassaites) can also crystallize in alkaline and subalkaline rocks of miaskitic series. Pyroxenes of such kind are unsaturated with SiO₂ and even nepheline-normative. That is why these minerals are characteristic for alkaline rocks. Amphiboles of alkaline and subalkaline rocks are represented by alkaline (arfvedsonite, riebeckite), Ca-Na-(katophorite, richterite) and/or Ca-Al-varieties (hastingsite, taramite). In the rocks of normal alkalinity amphiboles belong to ordinary hornblende. Amphiboles of alkaline and subalkaline rocks such as arfvedsonite, taramite, katophorite and hastingsite are unsaturated with SiO₂ and nepheline-normative. This explains their presence in feldspathoid or subalkaline nepheline-normative rocks while riebeckite is quartz-normative and usually crystallizes in alkaline granites, comendites, pantellerites, quartzbearing syenites and trachytes. Hornblendes are usually quartz-normative and these minerals are characteristic of granitoids of normal alkalinity. Micas of magmatic rocks are rather variable. Low-aluminiferous annites crystallize in alkaline granites and syenites, in saturated in alkalis (agpaitic) rocks (with aegirine and riebeckite). Low- as well as high-aluminian Fe-Mg micas of different magnesity (from phlogopites and tetraferriphlogopites up to annites and siderofillites) can occur in feldspathoid rocks. Fe-Mg micas of moderate magnesity and alumininity are available in granitoids of normal alkalinity. Mn and Zn-trends of mineral evolution are displayed in alkaline rocks. Amphiboles strongly enriched in Mn and Zn (to 8 % MnO) and biotites (to 14 % MnO) are found in supersaturated with alkalis (agpaitic) rocks of Ukraine. The ZnO content in the latter reaches 3.5 %, in kupletskite from agpaitic phonolites the ZnO content reaches 7.7 %, hendricksite and serandite appear in these rocks. Magnetites enriched in MnO (to 9 %) are present in malignites of Pokrovo-Kyryiyvo and in mariupolites of Oktyabrsky massifs. Dependence of femic mineral chemistry on depth of erosion section is considered in brief. Magnesity, alkality and Ti-content of Fe-Mg-silicates usually decrease with depth.

Keywords: chemistry of femic minerals, alkalinity, saturation in silica rocks, nepheline normative, quartz normative.