

УДК 550.83

А.В. Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук,
С.А. Попов, інж.,
С.М. Стрекозов, нач. партії,
О.О. Юшин, канд. геол.-мінералог. наук,
М.Н. Решетняк, студ.

МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ПОРІД ЯК КРИТЕРІЙ ЇХ РУДОНОСНОСТІ (НА ПРИКЛАДІ АЗОВСЬКОГО РОДОВИЩА, УЩ)

Детально охарактеризовано особливості магнітних властивостей типових утворень перспективного рідкіснометалічного Азовського родовища. Результати дослідження свідчать про значну металогенічну інформативність магнітометричних робіт для прогнозу родовищ, генетично пов'язаних з проявами лужного магматизму в межах Приазов'я.

Characters of Azov rare-metal deposits' magnetic properties are described. Results of the study are evidences of considerable significance of magnetic researches for prediction of ore presence. It concerns mainly deposits connected with alkaline magmatism displaying of Priazovsky area.

Постановка задачі. Обмежений обсяг фінансових ресурсів (а отже – і пошукового буріння), що властиво геологічній службі України в останнє десятиріччя, актуалізує необхідність залучення для вирішення задач металогенічного прогнозу і загальних пошуків більш економічних методів. У першу чергу йдеться про геофізичні дослідження, зокрема магнітометрію. Цей метод характеризується високою роздільною здатністю і, головне, забезпечує геолога результатами площинних зйомок, часто дуже детальних. Незважаючи на те, що магніторозвідка впродовж десятиріч інтенсивно використовувалась як метод геологічного картування, пошуків та розвідки, загальноновизнаної єдиної технології використання магнітометричного методу в металогенії не існує. При її створенні, очевидно, слід широко користуватись індуктивним методом, досліджуючи цілеспрямовано магнітні властивості та аномальне магнітне поле характерних і перспективних родовищ і рудопроявів.

У наведеній роботі зазначена вище задача вирішується для одного з найбільш цікавих рідкіснометалічних родовищ Приазовської частини УЩ, відомого в літературі під назвою "Азовське".

Методика досліджень та використані матеріали. У ході проведених досліджень проаналізовано аномальне магнітне поле за матеріалами магнітних зйомок виробничих підприємств. Також відібрані зразки керна з п'яти свердловин розвідувального буріння (№ 69, 77, 78, 79, 80), пробурених приазовськими геологами в 2001–2002 рр. Крім цього, нами були використані результати магнітного та γ -каротажу, які є в розпорядженні Приазовської експедиції. Під час роботи з керовим матеріалом виконано суцільне вимірювання магнітної сприйнятливості польвим капаметром КТ-5 та відібрані зразки ($n = 254$) з типовими значеннями магнітної сприйнятливості.

Вивчення магнітних властивостей зразків у лабораторних умовах проводилось таким чином:

на магнітометрі LAM-24 вивчалась магнітна сприйнятливості (MS) та природна залишкова намагніченість (I_n). Частина штуфа (близько 4 г) подрібнювалась і вимірювалась на лабораторному капаметрі KLY-2. Намагніченість насичення (I_s) вимірювалась на оригінальному устаткуванні балістичним методом за допомогою мікровеберметра на матеріалі тієї ж наважки (4 г). Залишкова намагніченість насичення (I_{rs}) вивчалась за допомогою LAM-24. Для зручності інтерпретації на основі отриманих даних розраховувались такі коефіцієнти: фактор Кеніксбергера $Q = I_n/I_i$, $Q_{rs} = I_{rs}/I_i$, $\beta = I_{rs}/I_s$. Ці коефіцієнти свідчать про магнітну жорсткість штуфа і вільні від "історії" зразка, яка закарбована в I_n . Для деяких зразків вивчались залежності $\chi(t)$, $I_{rs}(t)$, $I_s(t)$.

У роботах [1; 4] Азовське родовище, що розташоване в південно-західній частині Південно-Кальчицького масиву (Донецька обл.), описується як трубоподібне тіло сієнітів (шток), у плані овальної форми площею близько 4 км² (рис. 1). Вміщуючі породи – однорідні масивні олівін-піроксенові і олівін-піроксен-амфіболові сієніти. Внутрішню зону рудної структури утворюють лейкократові біотитові сієніти, які вміщують до 10–15 % кварцу, зовнішню – меланократові сієніти, темнокольорова частина яких представлена високозалізистими амфіболом, олівіном, піроксеном. Головні рудні мінерали Азовського родовища представлені цирконом і бритоїтом, другорядні – ортитом та рідкісноземельними карбонатами.

Магнітні властивості порід. Для зручності аналізу магнітних властивостей породи було розбито на три групи: надрудну, рудну та підрудну. Надрудна зона складена лейкократовими, підрудна – меланократовими, а рудна – меланократовими сієнітами з такситовою структурою. Магнітні властивості порід надрудної зони в цілому відповідають утворенням з магнетитовою мінералізацією, але деякі особливості магнітних параметрів указують на своєрідність складу магнетика. Зокрема, про це свідчить деяке підвищення фактора Q (0,8–1,5). При цьому параметри магнітної жорсткості приблизно такі ж, як і в підрудній зоні: $Q_{rs} = 50$ –100; $\beta = 0,05$ –0,15. Ці параметри для стехіометричного магнетиту становлять 13 і 0,016 відповідно. На кривих температурного ходу $\chi(t)$ відмічається перегин, зумовлений окисненням феромагнетика, про що свідчить також зниження сприйнятливості внаслідок нагріву. (рис. 2) На рисунку виділяються дві нестійкі до нагрівання фази феромагнетиту. Перша з них утворюється і одразу руйнується в діапазоні температур більше 100 і менше 300°С. Друга феромагнітна фаза, яка з самого початку присутня в породі, руйнується за температури 400–450°. Ці особливості добре помітні на рис. 3, де на кривій першого нагрівання другої похідної $I_s(t)$ можна виділити три точки Кюрі: перша з температурою 580°, а дві інші відповідають приблизно 400 і 200°. Криві $I_s(t)$ і $I_s''(t)$ свідчать про незворотність перетворень при 400 і 200°, а також про істотний внесок цих фаз у величини магнітних параметрів – крива охолодження на рис. 2 та крива другого нагрівання на рис. 3 проходять на 30–50 % нижче. Магнітні зміни, що спостерігаються в діапазоні температур 300–450° відповідують переходу гематит – гематит. Магнітні зміни за більш низьких температур пов'язані, на наш погляд, з низькотемпературними і вторинними залізовмісними мінералами.

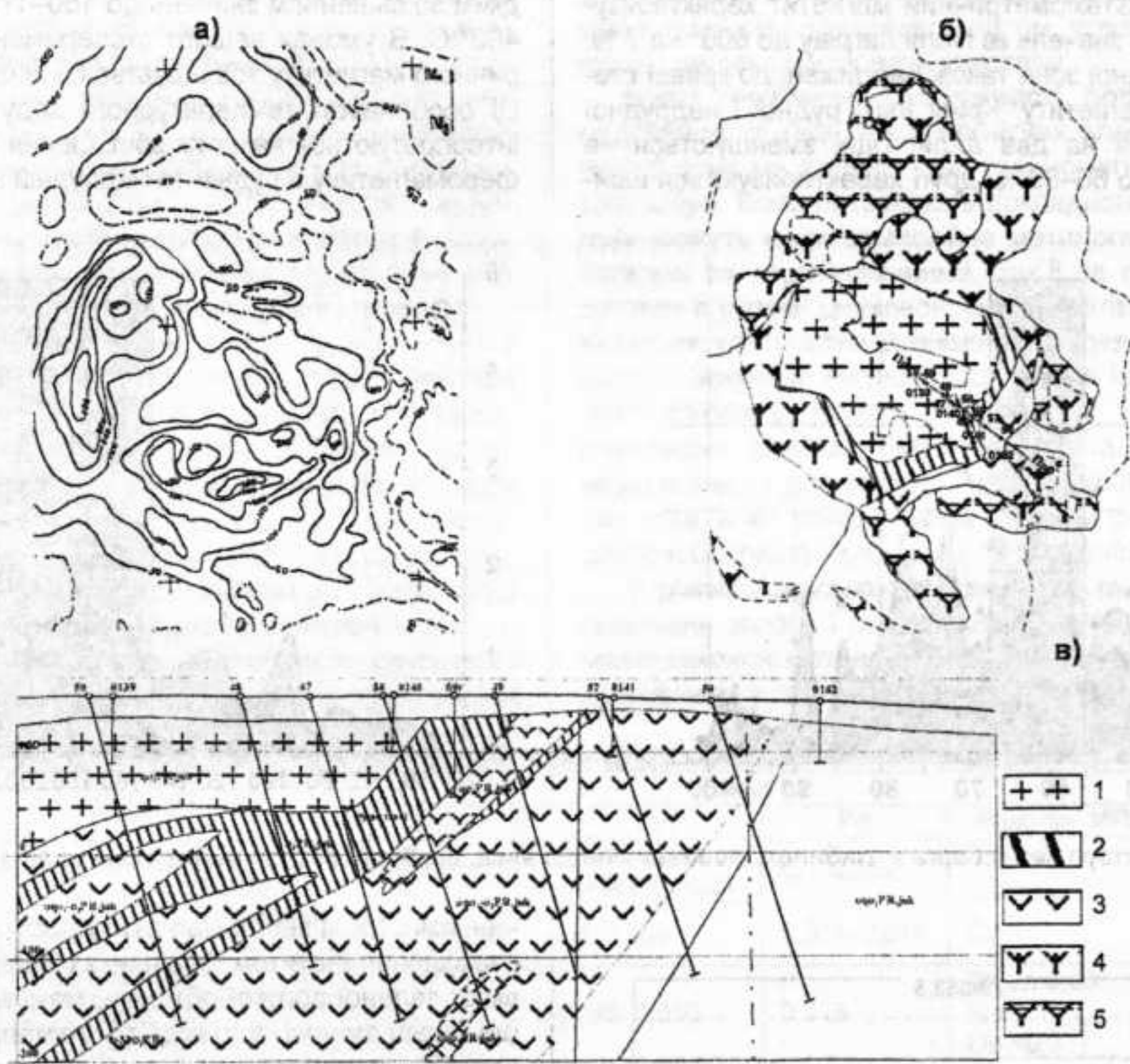


Рис. 1. Геолого-геофізичні особливості Азовського родовища: а) карта аномального магнітного поля ΔT (нТл); б) схематична геологічна карта; в) схематичний геологічний розріз по Пр. 9_9

Умовні позначення до б) і в): 1 – сієніти кварцові лужнопольовошпатові біотитові, рідше амфібол-біотитові; 2 – сієніти "такситові" лужнопольовошпатові олівін-піроксен-амфіболові, олівін-амфіболові, піроксен-амфіболові (рудне тіло); 3 – сієніти "плямисті" лужноземельні, кварцовмісні та безкварцові, піроксен-амфіболові, амфіболові; 4 – сієніти "такситові" лужнопольовошпатові, кварцовмісні та безкварцові, піроксен-амфіболові, амфіболові, біотит-амфіболові; 5 – сієніти "плямисті" лужнопольовошпатові олівін-піроксен-амфіболові; сієніти "однорідні" лужнопольовошпатові, кварцовмісні та безкварцові піроксен-амфіболові, амфіболові

Магнітні властивості порід. Магнітні параметри в рудній зоні в цілому підвищені, характеризуються найбільшим діапазоном значень, що відповідає її шліривій будові. Так, у складі порід рудної зони зустрічаються ділянки 5–15 см, що містять до 50 % рудного мінералу – магнетиту або титаномангнетиту. MS подібних шлірів досягає 800×10^{-3} од. СІ. Фактор Q характеризується несподівано великими значеннями – більше 2. Параметри магнітної жорсткості (ПМЖ) теж підвищені: $Q_{rs} - 65$, $\beta - 120$. Узагалі збільшення фактора Q є характерним для рудної зони (рис. 4). Нами були обраховані коефіцієнти кореляції між Q та ПМЖ.



Рис. 2. Залежність $\chi(t)$ для зразка 69/38

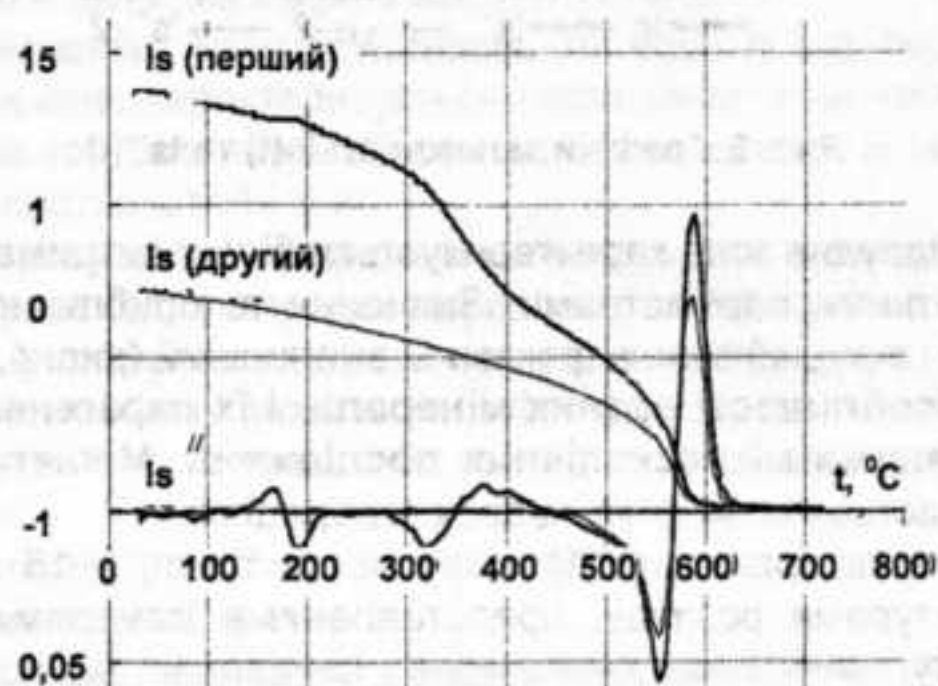


Рис. 3. Криві $I_s(t)$ зразка 69/38

Вони дорівнюють: $Q - Q_{rs} - 0,17$; $Q - \beta - 0,16$. Тобто Q певною мірою залежить від мінералогічного складу. Особливості магнітоактивної мінералогії відбиваються на характерному для рудної зони вигляді кривої $I_s(t)$ (рис. 5), яка відзначається прогином кривої, збільшенням значень після першого нагріву, появою ускладнень на кривих $I_s''(t)$ в інтервалі температур 400–500°С. З метою оцінки ступеня окиснення ферромагнетика була вивчена поведінка кривих $\chi(t)$, $I_{rs}(t)$ методом послідовних нагрівів. Як і очікувалося, значення χ зменшуються швидше в рудній та надрудній зонах. За температури 600°С χ становить 60–70 % від початкової величини, в підрудній

зоні – 80–90 %. Стехіометричний магнетит характеризується зниженням значень α після нагріву до 600° на 7 %. Криві $I_{rs}(t)$ підрудної зони також наближені до кривої стехіометричного магнетиту. Криві $I_{rs}(t)$ рудної і надрудної зони поділяються на два види: одні зменшуються на всьому протязі до 60–80 %, другі характеризуються шви-

дим збільшенням значень до 150–170 %, починаючи з t 400° С. В умовах нашого експерименту $I_{rs}(t)$ стехіометричного магнетиту збільшується в кінці нагріву до 120 %. Ці особливості температурного ходу кривих $\alpha(t)$, $I_{rs}(t)$ інтерпретуються нами як збільшення ступеня окиснення феромагнетиту в рудній та надрудній зонах.

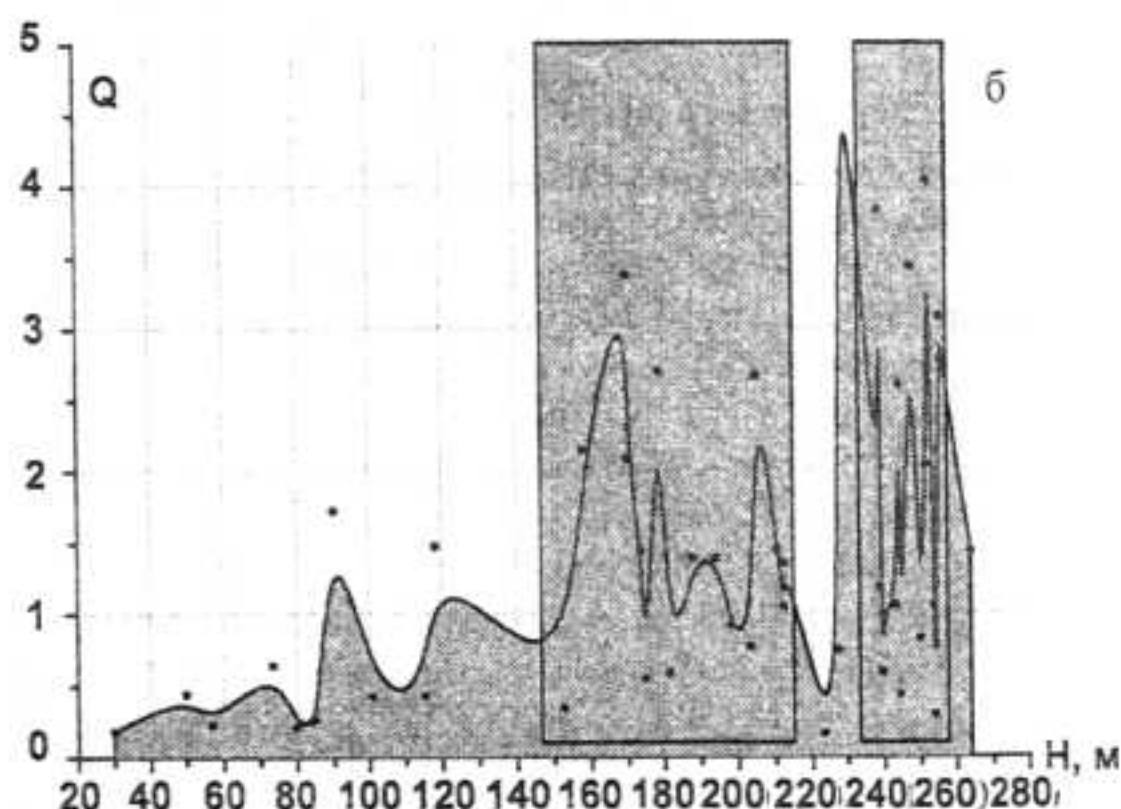
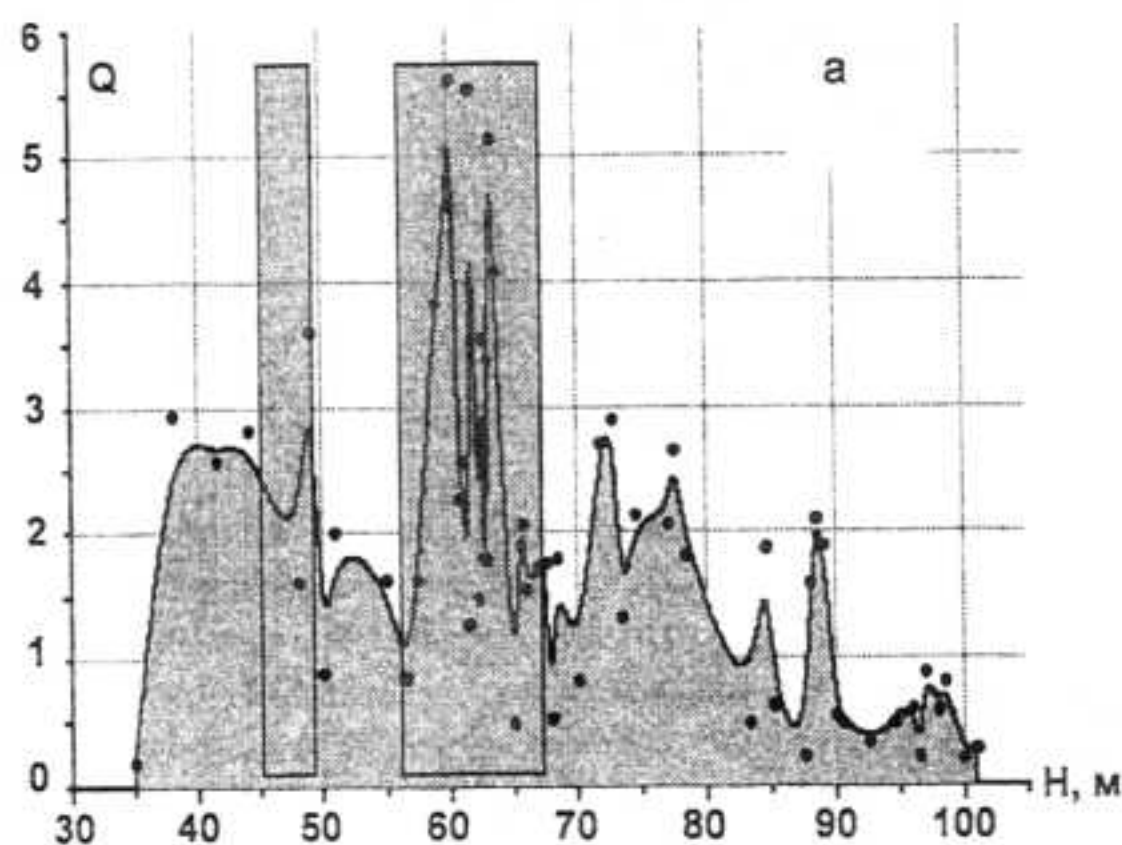


Рис. 4. Зміна фактора Кенігсберга з глибиною залягання порід а)-св. 69; б)-св. 79 (сірими смугами виділені рудні інтервали)

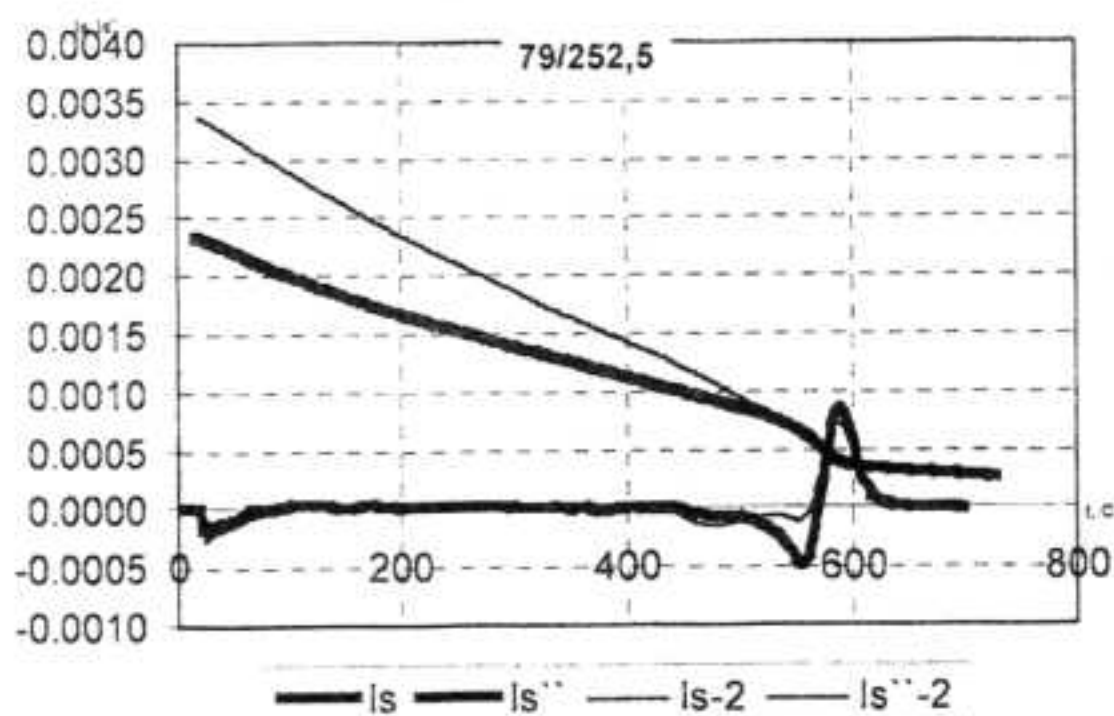


Рис. 5. Графіки залежності $I_s(t)$ та $I_s''(t)$

Підрудна зона характеризується більш витриманими магнітними параметрами. Значення α приблизно такі ж, як і в рудній зоні, а фактор Q зменшений (рис. 4, а).

Особливості рудних мінералів і їх парагенезисів за даними мікроскопічних досліджень. Магнетит зустрічається як мінімум, в двох генераціях:

Перша (рання) (Mt1) – крупні кристали, 2–15 мм, з структурами розпаду, представленими ламелями ільменіту.

Друга (пізня) (Mt2) – скупчення дрібних і щонайдрібніших зерен чистого магнетиту. Гематит (Gem) спостерігається у вигляді облямівок, включень, може відігравати істотну роль. Сульфіді – невеликі кількості їх спостерігаються виключно в рудній зоні, представлені піритом (Pr) і марказитом. Ільменіт (Il) спостерігається скрізь у зв'язку з магнетитом у зрощеннях або структурах розпаду. Особливості морфології цих мінералів, їх склад і парагенезиси з нерудними мінералами цілком певним чином розподілені за зонами в перетині родовища.

Надрудна зона. Магнетит Mt1 спостерігається у вигляді включень у крупні кристали або зрощень кристалів піроксену і біотиту (Bi), а також в оточенні польових шпатів (ПШ) з облямівкою біотиту або без неї. Ламелли Il відносно дрібні, часті, з рівними межами і гострими закін-

ченнями. Межі зерен магнетиту носять сліди розчинення і заміщення біотитом. У ділянках (шліри), де підвищений вміст зеленої рогової обманки, межі кристалів магнетиту ще більш змінені, а ільменіт у ламелях може бути заміщений вторинним мінералом (лейкоксеном?).

Друга генерація магнетиту (Mt2) спостерігається у вигляді дрібно і мікрокристалічних кварц-польовошпат-магнетитових і кварц-магнетитових сумішей із вторинними мінералами. У цих зонах розвинений флюорит, зональний циркон ізометричної форми, брітолїт, заміщений вторинними мінералами. Цей парагенезис може заміщувати темноколірні мінерали. Зустрічається гематит (він буде описаний при розгляді рудної зони, в якій має більше поширення).

Рудна зона. Mt1 характеризується більшими за розмірами і менш частими ламелями ільменіту. Межі ламелей можуть бути хвилястими, кінці зрізані. Як правило, ці кристали оточені облямівкою з біотиту, рогової обманки, вторинного ПШ, часто присутній сфен. Звичайно кристали Mt1 оконтурюють залишкові ламелі ільменіту, їх продовження зрідка можна спостерігати в оточуючих мінералах, що свідчить про більшу стійкість Il порівняно з Mt в рудній зоні. Mt2 в рудній зоні характеризується більшими розмірами зерен і меншою приуроченістю до ділянок метасоматичних змін. Слід зазначити, що межі цих ділянок розмиті, і мінерали, які складають їх, більш крупнозернисті. У парагенезисі з Mt2 часто зустрічається карбонат (бастнезит?), який, як правило, містить велику кількість гідроксидів заліза і гематиту (у вигляді розсипу).

Нами не спостерігалися контакти гематиту з Mt1, кристали якого захищені амфібол-біотит-ортоклазовою облямівкою. У випадку контакту гематиту з Mt2 останній не мартитизується, навіть якщо перебуває в зоні гематитизації. Рідкісні випадки мартитизації Mt2 носять риси гіпергеного окиснення. Подібні відношення між Mt2 і Gem свідчать, на нашу думку, про неодноразове утворення цих мінералів, незважаючи на те, що вони містяться нерідко на одних і тих же ділянках метасоматичної переробки. Цей висновок впливає з розгляду парагенезисів цих мінералів. Mt2 в рудній зоні найчастіше асоціює з вторинним польовим шпатом, темноколірними мінералами, кварцом і перебуває у від'ємному кореляційному зв'язку з брітолї-

том (Br). Gem і гідроксиди заліза майже завжди присутні в бритоїті у вигляді дрібних включень. Інколи спостерігається Br з гідроксидами заліза всередині зерна і гематитовою облямівкою ззовні. Також на ділянках розвитку Gem спостерігається більша кількість флюориту і карбонату. Таким чином, гематит пов'язаний більшою мірою з бритоїтом, флюоритом і карбонатом, а Mt2 з кварцом і польовим шпатом. На пізніє утворення бритоїту вказує й асоціація з ним піриту, який інколи контактує з бритоїтом або заключений у його зернах. Загалом, пірит і марказит – характерні мінерали рудної зони, хоча і зустрічаються в невеликих кількостях. Іншим рідкісним, однак все-таки притаманним рудній зоні мінералом, є графіт, який асоціює з піритом, Mt2, бритоїтом і цирконом. Циркон, що перебуває в парагенезисі з бритоїтом, тяжіє до більш основних порід – низів рудної зони, які збагачені також магнетитом. Однак інтервали, найбільш багаті цирконом, слабоманітні і не містять бритоїту. Аналогічно і найбагатші бритоїтом ділянки не містять циркону і слабоманітні.

У підрудній зоні Mt1 не утворює крупних кристалів і характеризується середніми за розміром структурами

розпаду. Mt2 менш розвинутий і перебуває в парагенезисі з кварцом і польовим шпатом, утворюючи відносно крупні, нерідко ідіоморфні кристали.

Деякі геохімічні особливості порід Азовського родовища. У ході опису магнітних властивостей порід рудної зони ми згадали про сильномагнітні меланократові шліри. Вони потребують докладного розгляду, оскільки можуть мати самостійне металогенічне значення. Загалом як за геохімічними, так і за петромагнітними даними в розрізі циркононосних сієнітів масиву спостерігається контрастне розподілення деяких рудних елементів. Зокрема, виділяються окремі інтервали, в яких вміст срібла в десятки разів вищий, ніж в безрудних різновидах сієнітів. Такий же рівень аномальностей характерний і для хрому. Причини формування подібних локальних концентрацій і форми знаходження концентрацій срібла і хрому ще не визначені.

У розрізі Азовського масиву було також вивчено розподілення золота і платинових металів (табл. 1). Визначення виконані методом пробірної плавки зі спектральним закінченням у лабораторії геохімії платиноідів ІГМР НАНУ.

Таблиця 1. Вміст Au та МПГ в деяких різновидах порід Азовського родовища

Інтервали	Вміст г/т			
	Au	Pt	Pd	Рідкісні, МПГ
Низькохромисті св. 19	0,006–0,022	Сліди, в деяких пробах до 0,01	Сл.-0,009	
Зі збільшеним вмістом хрому св. 69, св. 79	0,021–0,040	0,0–0,005	0,002–0,018	Сл. Ir
Шліри агрегатів магнетиту в рудних сієнітах св. 79	0,18	0,025–0,050	0,018	Rh-сл-0,03 In-<0,1 Os-<0,3

У магнетитовмісних шлірах спостерігається присутність двох типів магнетиту. Магнетит-I утворює крупні субвиділення і їх агрегати розміром 0,5–4 мм, оточені, як правило, облямівкою більш пізнього (?) амфіболу. Саме з цим амфіболом пов'язаний розвиток магнетиту-II у вигляді найдрібніших включень у тріщинах і облямівках на межах зерен.

Субмікроскопічні виділення сульфідних мінералів (в основному піриту) нечисленні і розсіяні в інтерстиціях основних мінералів породи. Мінерали платинових металів ще не виявлені.

Охарактеризовані вище мінерально-геохімічні особливості магнетитовмісних шлірів в сієнітах масиву можуть бути інтерпретовані по-різному. У випадку реалізації механізму власне ліквідаційного [1; 4] розділення вихідного магматичного розплаву (на сієнітову безрудну фазу і специфічну високоцирконосну, а також цирконо- і магнетитовмісну з МПГ меланократової фази *in situ*) мають виявлятися певні закономірності просторового розподілення цих фаз у розрізі масиву.

Інший механізм утворення локальних концентрацій МПГ у породах комплексів, обґрунтований А.А.Маракушевим [2; 3], припускає провідну роль процесів магматичного заміщення первинних ультраосновних порід при формуванні лужних масивів. При перетворенні різноманітних лужних порід (аж до нефелінових сієнітів, йолітів, уртітів та ін.) в умовах високої лужності трансмагматичних розчинів припускається активна міграція платинових металів. У процесі кристалізаційної диференціації МПГ будуть концентруватися або у фазах залишкових розплавів, збагачених відновними флюїдними компонентами і рудними елементами, або ж в останцях ультрамафітів сумісно з титаномангнетитовою мінералізацією.

На даному рівні вивченості ще складно оцінити реальний механізм формування рудовмісних сієнітів Азовського родовища. Однак сам факт концентрування МПГ в магнетитовмісних шлірах, незалежно від механізму їх утворення, дає нам можливість реконструкції внутрішньої структури масиву на основі використання комплексу геофізичних методів. А перспективи рудної платиноносності можуть бути пов'язані, очевидно, з наявністю досить великих тіл магнетитовмісних мафітів або ультрамафітів.

Висновки. Зона зруденіння, на відміну від вміщуючих сієнітів, характеризується нерівноважними умовами з дуже контрастним набором порід, мінералів, їх магнітних властивостей і т. ін.

У результаті збільшення кислотності середовища, яке супроводжує процес зруденіння, збільшується кількість феромагнетика з підвищеними значеннями параметрів магнітної жорсткості і фактора Q, що може розглядатися як локальний критерій наявності рудного процесу. У цілому порода стає більш магнітною, що виявляється в збільшенні аномального магнітного поля – регіональний критерій.

Породи підвищеної і аномальної намагніченості маркують рудну зону (низи рудної зони?) і можуть слугувати накопичувачем МПГ.

1. Криєдик С.Г., Загнітко В.М., Стрекозов С.М. та ін. Рідкіснометалеві сієніти Українського щита: перспективи пошуків багатих руд цирконію та лантанодів // Мінерал. журн. – 2000. – № 1. – С. 62–73. 2. Маракушев А. А. (1987) Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. – М. – Вып. 14. – С. 24–38. 3. Маракушев А. А. (1995) Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование // Платина России: сб. науч. тр. – М. – С. 49–63. 4. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Мінерал. журн. – 2000. – № 1. – С. 42–61.