https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.031
УДК 552.553(477)

С.Г. Кривдік, д-р геол.-мін. наук, проф.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net; http://orcid.org/0000-0002-8356-1115
О.В. Дубина, д-р геол. наук, доц., пров. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Навчально-науковий інститут "Інститут геології"
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: dubyna_a@ukr.net; http://orcid.org/0000-0002-6003-4873
О.А. Вишневський, канд. геол.-мін. наук, пров. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34
E-mail: vyshnevskyy@i.ua; https://orcid.org/0000-0002-7206-2185
Л.В. Шумлянський, д-р геол. наук, доц., пров. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419

МІНЕРАЛОГІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ Fe-Ti-P ГАБРОЇДІВ СТРЕМИГОРОДСЬКОЇ ІНТРУЗІЇ (КОРОСТЕНСЬКИЙ ПЛУТОН)

Серед порід анортозитової серії Коростенського плутону відомі невеликі за масштабами розшаровані інтрузії збагачених ільменітом, титаномагнетитом і апатитом габроїдів. У двох із них, Федорівському і Стремигородському, розвідано однойменні Fe-Ti-P родовища. Такі інтрузії подібні за геологічною будовою, мінеральним складом і геохімічними особливостями, їх розглядають як типові розшаровані інтрузії з поступовим нагромадженням рудних мінералів у верхніх розшарованих серіях. У цьому огляді описано мінералогічні та геохімічні особливості руд із Стремигородського інтрузиву. Рудні породи верхньої частини інтрузії представлені олівіновими (мелано-) габро з прошарками перидотитового складу. Головними породоутворювальними мінералами є олівін ($Fa_{46—55}$), клінопіроксен авгітового складу, плагіоклаз ($An_{45—56}$) і біотит. Серед рудних мінералів переважає однорідний за будовою ільменіт ($Hem_{4—6}$), йому кількісно підпорядкований магнетит ($Uspl_{2—39}$) із ламелями ільменіту та апатит. Апатит збагачений LREE ($(La/Yb)_n$ = 11,9—14,8) і має підвищену концентрацію Y і Sr та помірні негативні Eu-аномалії (0,37—0,45). Порядок виділення породоутворювальних і рудних мінералів свідчить про кристалізацію за відновних умов і раннє насичення розплаву TiO_2, що зумовило кристалізацію ільменіту як однієї із ранніх фаз, імовірно, ще до появи клінопіроксе-

Цитування: Кривдік С.Г., Дубина О.В., Вишневський О.А., Шумлянський Л.В. Мінералогічні та геохімічні особливості Fe-Ti-P габроїдів Стремигородської інтрузії (Коростенський плутон). *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 3. С. 31—50. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.031

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2023. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

ну. Оцінка температури ліквідусу за складом плагіоклазу (1060—1100 °С) і вмістом Fo-міналу в олівіні (1090—1100 °С) дає подібні значення. За таких значень температури рівноважні умови кристалізації досягаються за fO_2 від –8,8 до –9,3, відповідно кристалізація руд Стремигородської інтрузії відбувалась у відновних умовах (ΔFMQ від –0,74 до –0,54). Ураховуючи невеликий розмір рудоносних інтрузій, порівняно з породами габро-анортозитових масивів плутону, пізніший характер відносно вмісних основних порід і збагаченість рудними компонентами, їх утворення є результатом сегрегації залишкових розплавів після часткової кристалізації порід анортозитової серії. Можливий склад такого розплаву (феродіоритовий / йотунітовий, базальтовий) залишається дискусійним. Частка Mg# у рівноважному із рудними породами розплаві Стремигородської інтрузії становить 22—26 %, що перекривається із даними для порід йотунітового складу Коростенського плутону і дещо вище, ніж для Федорівської інтрузії (Mg# 14—22 %). Процес відділення (фільтр-пресингу) збагачених рудними елементами розплавів та подальша його міграція у верхні горизонти супроводжувалась частковим захопленням матеріалу анортозитів, що позначається на геохімічних характеристиках рудних габро.

Ключові слова*: Fe-Ti-P габроїди, мінералогічні особливості, геохімічні особливості, Стремигородська інтрузія.*

Вступ. Стремигородська інтрузія і пов'язане з нею однойменне фосфор-титанове родовище є одним із кількох подібних (Федорівське, Кропивнянське, Давидківське, Граби-Меленівські та ін.) Fe-Ti-P родовищ і рудопроявів у межах Коростенського плутону. В таких інтрузивах рудними породами є олівінові габроїди (габро, троктоліти) і мафіти, де головні рудні мінерали представлені ільменітом, титаномагнетитом та апатитом. Родовища такого типу відомі у межах багатьох протерозойських анортозитових масивів і, разом із розсипними родовищами, є одним із основних джерел отримання ільменітових концентратів. Тому рудоносні породи анортозитових масивів залишаються в полі інтересів як через практичне значення, так і дискусійність геологічних процесів щодо їхнього виникнення. З практичної точки зору із інтрузіями рудних габроноритів пов'язаний значний ресурсний потенціал корінних титанових руд, які з часом можуть замінити ільменітові концентрати розсипних родовищ. Окрім того, ільменітові руди із кристалічних порід мають комплексний характер: паралельно із видобутком титанової руди можна отримувати апатитові та збагачені на V магнетитові концентрати. Ільменітові концентрати із магматичних родовищ мають низку переваг і за якісними характеристиками, оскільки ільменіт у цих породах звичайно має значно менший вміст хромоформних елементів (Cr, Mn) і лужних металів, ніж ільменіти з інших родовищ. Ільменіти із кристалічних порід є, як правило, свіжими, порівняно з лейкоксенізованими ільменітами розсипних родовищ.

Нез'ясованим остаточно залишається питання про склад і походження вихідних розплавів, із яких кристалізувались магматичні породи з Fe-Ti-P зруденінням, механізм диференціації таких розплавів і генетичний зв'язок їх з анортозитовими масивами. Власне така контроверсійність обговорюваних у літературі гіпотез, які пояснюють виникнення рудних розплавів, є однією з причин термінологічного різноманіття для опису таких порід — діорити, феродіорити, йотуніти, монцонорити, Fe-Ti-P руди, рудні кумулати, мангерити, ферогабро, рудні габронорити тощо.

Для Коростенського плутону поширенішими і краще дослідженими є невеликі розшаровані інтрузії з ільменіт-титаномагнетит-апатитовими рудами, генетично та просторово пов'язаними із серією основних порід габро-троктолітової асоціації. Відомий лише один рудопрояв (біля с. Пенизевичі) з багатими, виключно ільменітовими рудами (без первинного титаномагнетиту) і низьким вмістом апатиту, вмісними для яких є породи норитового (габро-норитового) типу. Подібний ільменіт-апатитовий тип руд виявлено у габро і троктолітах Давидківського масиву на північно-східній окраїні Коростенського плутону, хоча від усіх згаданих вище інтрузивів він відрізняється наявністю сієнітів у верхній частині. Тому наявність Fe-Ti-P руд у таких різних за асоціацією породах інтрузій (масивів) Коростенського плутону, як і відмінності у асоціації цих порід та їхньому мінеральному складі, дають підстави припускати можливість існування різних початкових розплавів, або інші умови нагро-

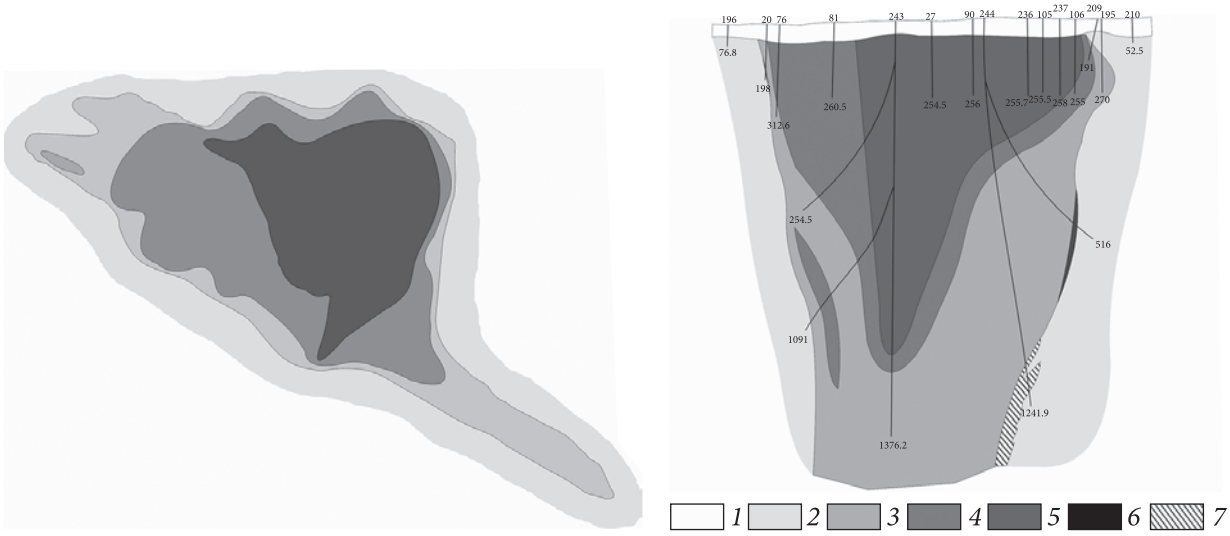
мадження та кристалізації рудоносних розплавів.

Мета роботи. Попри тривалу історію дослідження рудоносних порід плутону і те, що з низкою інтрузивів пов'язані детально розвідані родовища, або виявлено рудопрояви, інформація про їхній мінеральний склад і петролого-геохімічні особливості залишається досить уривчастою, що нерівномірно характеризує різні об'єкти. Стремигородський інтрузив (родовище) є найбільшим представником у серії Fe-Ti-P родовищ і рудопроявів Коростенського плутону, детально розвіданий і відносно добре вивчений щодо рудних мінералів (ільменіт, апатит), проте ми вважаємо, що результати наших досліджень можуть заповнити деякі "прогалини". Насамперед це стосується хімічного складу головних силікатних і рудних мінералів (зокрема клінопіроксенів із рудних троктолітів та ультрамафітів), а також геохімічної характеристики рудних олівінових габро і концентратів апатиту в рудних породах Стремигородської інтрузії.

Методи досліджень. Досліджено шість зразків із розвідувальних свердловин, що в різний час були пробурені в межах Стремигородської інтрузії. Дослідження хімічного і мікроелементного складу порід супроводжено попереднім петрографічним вивченням шліфів та аншліфів. Вміст петрогенних елементів у породах визначено традиційним хімічним аналізом в хімічній лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Електронно-мікроскопічні та мікрозондові дослідження виконано на полірованих зразках з використанням сканівного електронного мікроскопа *JSM*-6700*F*, обладнаного енергодисперсійним спектрометром *JED*-2300 (*JEOL*) в ІГМР НАН України. Умови зйомки: прискорювальна напруга 20 кВ, струм зонда 1,0 нА, діаметр зонда 2 мкм, час набору рентгенівського спектра в одній точці — 90 с. Як стандарти використано чисті метали, синтетичні та природні мінерали. Внесення поправок у результати вимірів і розрахунок концентрацій елементів здійснювали методом *ZAF*-корекції. Частину мікрозондових аналізів виконано на приладі *CAMECA SX*50 (Льєзький університет, Бельгія) за прискорювальної напруги 15 kV, струму і діаметра зонда, відповідно, 20 нА та 2 мкм. Час набору імпульсів: пік — 20 с (Ca, K, Ti), 30 с (Si, Al, Fe, Mg, Mn), 45 с (Na), фон — по 5 с з кожного боку. Для калібровки використано набір штучних і природних стандартів, розрахунок концентрацій елементів здійснено за допомогою програми *CAMECA PAP*. Концентрацію елементів-домішок визначено у чотирьох зразках методом рентгенофлуоресцентного аналізу у Льєзькому університеті (Бельгія) з використанням спектрометра *ARL* 9400*XP*. Матеріал для дослідження відібрано із керну свердловин. Головні оксиди, V, Cr та Ba проаналізовано в скляних дисках, виготовлених шляхом сплавлення з літієвим тетра- і метаборатом (*FLUORE-X*65®), мікроелементи (Sr, Rb, Nb, Zr, Y, Ni, Zn, Co та Cu) — в пресованих дисках. Обрані зразки також було проаналізовано на *REE*, U, Th, Hf, Ta та Ga методом *ICP-MS* на приладі *VG Elemental Plasma Quad PQ*2 після лужного сплавлення [31]. Виділення концентратів апатиту у важких рідинах і за їхніми магнітними властивостями виконано в лабораторії збагачення ІГМР НАН України. Мікроелементний склад у монофракціях апатиту визначали за допомогою методу *ICP-MS* у лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізів ІГМР НАН України. Для аналізу відібрано 50 мг концентрату апатиту. Проби підготовлено за допомогою методу кислотного розкладання з використанням мікрохвильової печі *ETNOS* фірми *MILISTONE* на основі стандартних аналітичних процедур. Вимірювання здійснено на масспектрометрі *HR ICPMS Thermo Element*2. Як внутрішній стандарт використано In (10 ppb). Достовірність аналізів контролювали шляхом вимірювання мультиелементного стандарту апатиту CTAAC1.

Геологічна будова родовища*. Стремигородська інтрузія розташовується в південно-західній частині Чоповицького габро-анортозитового масиву Коростенського плутону і приурочена до центральної зони глибинних розломів. У плані інтрузія розміром 2,3 × 1,0 км

* Опис геологічної будови інтрузії та характеристику головних типів порід наведено за даними [6, 9, 10].



a *b*

Рис. 1. Геологічна схема Стремигородської інтрузії (за даними [9]) з деякими спрощеннями від авторів (*a*); *b* — розріз по одному із профілів розвідувального буріння: *1* — породи осадового чохла і кори вивітрювання; *2* — вмісні габро-анортозити; *3* — габро лейкократове; *4* — габро мезократове; *5* — габро меланократове (меланотроктоліти); *6* — габро-пегматити; *7* — олівініти. Назви порід згідно з [9]

Fig. 1. Geological scheme of the Stremyhorod intrusion (according to [9]) with some authors' simplifications (*a*); *b* — cross-section of one of the drilling profiles: *1* — sedimentary rocks and weathering crust; *2* — hosted gabbro-anorthosite; *3* — leucocratic gabbroids; *4* — mesocratic gabbroids; *5* — melanocratic gabbroids (melanotroctolites); *6* — gabbro-pegmatites; *7* — olivinites. Rocks nomenclature is indicated according to [9]

(рис. 1) має форму неправильного овалу, витягнутого в північно-західному напрямку, а у розрізі — лійкоподібну форму. Контакти із вмісними габро-анортозитами різкі з крутим падінням. У верхній частині розрізу по рудних габроїдах розвинута кора вивітрювання, яка поступово переходить у корінні руди. Родовище перекрите суцільним чохлом піщано-глинистих відкладів.

За даними буріння [9], породи інтрузії простежено майже до 1380 м і з'ясовано її концентрично-зональну будову у плані та зональну будову на глибині. Виділено три групи габроїдів: лейко-, мезо- і меланократові, які одночасно є природними різновидами апатит-ільменітових руд. За наведеними в публікаціях особливостями геологічної будови ми розглядаємо Стремигородську інтрузію як розшароване тіло, яке за асоціацією порід і характером шаруватості є аналогічним Федорівській інтрузії у Володарськ-Волинському габро-анортозитовому масиві [14]. Як і в останній, у Стремигородській інтрузії простежується збільшення меланократовості порід і вмісту рудних мінералів від периферії до центру та із глибини до поверхні.

За даними Г.П. Проскуріна [6, 9], у вмісних габро-анортозитах із наближенням до контакту з інтрузією відмічається нарощування грануляції та розкиснення плагіоклазу, серпентинізація олівіну, хлоритизація піроксену, а на контакті з габроїдами у вмісних породах з'являються калішпат і кварц.

Нижня серія, згідно з опублікованими геологічними схемами, представлена лейкократовими габро і габро-пегматитами.

Олівінові габро мають дрібнозернисту габрову структуру з елементами пойкілітової. Вміст плагіоклазу досягає 60—70 %, центральні частини його кристалів представлені лабрадором і андезином ($An_{45—55}$), зовнішні — андезином ($An_{32—35}$) або олігоклазом (An_{25}). Олівін утворює округлі або ксеноморфні зерна (Fa_{50}), піроксен — великі ксеноморфні кристали, з пойкілітовими включеннями плагіоклазу і рудних мінералів.

Окремо згадуються також *калішпатові габро і габро-монцоніти (*?) на периферії інтрузії з підвищеною кількістю калішпату та кварцу (вміст нормативного ортоклазу до 14,3 %, нормативний кварц не розраховується), інтенсивним заміщенням піроксену

вторинним амфіболом, магнетитом і хлоритом.

Габро-пегматитові тіла потужністю до декількох метрів виявлені на контакті лейкократових габроїдів із вмісними габро-анортозитами. Породи від велико- до гігантозернистої структури із великими (до 5—7 см) кристалами піроксену, заміщеного амфіболом і хлоритом, та плагіоклазу. Олівін заміщений серпентином, тальком, ідингситом, з виділенням широких облямівок вторинного магнетиту навколо зерен. Серед другорядних мінералів — калішпат, кварц, рудні мінерали та апатит.

Середня серія представлена мезократовими *олівіновими габро* і *троктолітами*. Роль останніх поступово зростає до центру інтрузії. Троктоліти дрібнозернисті із трахітоїдною текстурою та гіпідіоморфнозернистою чи офітовою структурами. Окремі великі плагіоклази мають зональну будову, центральні зони представлені лабрадором ($An_{50—55}$), зовнішні — андезином ($An_{40—50}$). Дрібні округлі кристали складені андезином ($An_{35—40}$). Олівін утворює округлі і ромбоподібні кристали, які за складом відповідають гіалосидериту ($Fa_{35—45}$) та гортоноліту ($Fa_{50—58}$).

Верхню серію формують *плагіоклазові* перидотити, які перешаровуються з *троктолітами*. Олівін представлений хризолітом ($Fa_{20—25}$), а піроксен утворює рідкісні зерна і належить до саліт-авгітового ряду. В меланократових троктолітах і плагіоклазових перидотитах центральної частини виявлено максимальний вміст ільменіту (15 %), підвищений — титаномагнетиту (до 2 %) та апатиту (10 %). Серед троктолітів і плагіоклазових перидотитів простежено шліри дрібно- і середньозернистих *андезинітів,* в яких центральні частини кристалів плагіоклазу представлені андезином ($An_{45—47}$), а периферійні — олігоклазом (An_{25}). У інтерстиціях плагіоклазу є кварц, амфібол, кальцит і хлорит.

Згідно з наведеною у літературі класифікацією рудних порід інтрузії [9] використовуються терміни троктоліти, меланотроктоліти чи перидотити. Враховуючи середній хімічний склад і співвідношення нормативних мінералів у троктолітах, меланотроктолітах та габро-перидотитах, наведених у згаданій роботі, на наш погляд, більш слушними будуть терміни *олівінове лейкогабро* та *олівінове габро*. Лейкократові їх різновиди, де вміст клінопіроксену збільшується до 10—20 % можна визначити як олівінові габро, або перехідні між останніми і троктолітами (серія олівінове габро-троктоліт). Ураховуючи співвідношення головних силікатних мінералів, для досліджуваних нами рудних різновидів використано термін *меланократове олівінове габро* (табл. 1).

Слід зазначити ще одну особливість нормативного складу порід, за опублікованими Г.П. Проскуріним результатами хімічного аналізу. В останніх розраховується значний вміст нормативного ортопіроксену, якого у породах немає. Ймовірно, це зумовлено похибками хімічних аналізів, у яких завищено вміст Fe_2O_3, що розраховується на нормативний магнетит, через що зменшується відносна кількість FeO і відповідно збільшується SiO_2. Можливо, завищений вміст Fe_2O_3 зумовлено підготовкою (розтиранням) проб для хімічних аналізів або якимись іншими причинами (окисненням (гематитизацією) порід).

Жильні породи в межах інтрузії представлені сублужними сієнітами, діабазами і олівінітами потужністю (в більшості випадків) до кількох сантиметрів. Потужність діабазів, поширених серед вмісних габро-анортозитів уздовж висячого контакту, змінюється від перших сантиметрів до 9 м. Сієніти сублужного ряду згадано як малопотужні (3—10 см) прожилки із дрібнозернистою структурою та гніздоподібними скупченнями темнокольорових мінералів. Плагіоклаз має альбітовий склад з антипертитовими вростками, а титаноавгіт характеризується рожево-бузковим кольором і реакційною облямівкою амфіболу та вторинного магнетиту на периферії зерен. Генетичний зв'язок діабазів та сієнітів з інтрузивом, як і їхній мінеральний склад, залишається нез'ясованим.

Олівініти утворюють дайкоподібні тіла, що спостерігаються по всьому контуру родовища, але більш розповсюджені у зоні північно-східного екзоконтакту в анортозитах та габро-пегматитах. Потужність їх коливається від кількох сантиметрів до 30 м. Мають поступові переходи з вмісними породами.

Текстурно-структурні особливості рудоносних порід. Ми вивчали рудні породи

Таблиця 1. **Хімічний (мас. %) і нормативний склад головних типів порід Стремигородської інтрузії**
Table 1. **Whole-rock compositions for major elements (wt. %) and mineral proportions of rocks from Stremyhorod intrusion**

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	231/131	28/143,4	101/198,5								28/147,5	
Type	OGb				Tr				LGb	GPr	Prc	Olv
SiO_2	33,00	33,50	25,20	32,99	31,62	35,89	39,45	31,22	44,88	30,72	24,00	38,56
TiO_2	7,60	6,80	10,28	8,08	8,39	7,30	6,58	8,78	4,47	8,92	13,60	2,63
Al_2O_3	11,60	12,20	5,30	10,19	9,52	11,53	13,98	8,22	17,96	7,38	1,90	6,66
Fe_2O_3	4,00	3,40	4,20	6,59	5,26	9,06	4,50	6,36	3,38	6,74	3,30	6,21
FeO	13,60	17,00	22,20	17,02	18,46	15,72	14,26	18,13	9,95	20,70	29,10	19,70
MnO	0,40	0,40	0,42	0,23	0,24	0,17	0,18	0,26	0,12	0,27	0,48	0,25
MgO	5,50	6,00	7,50	7,67	7,84	7,02	5,32	7,52	3,38	7,97	9,60	17,70
CaO	13,70	11,40	14,20	9,25	9,86	8,60	8,25	9,23	8,26	8,38	9,70	3,60
Na_2O	2,10	2,40	1,40	1,76	1,66	1,93	2,54	1,63	3,16	1,37	0,70	0,97
K_2O	0,70	0,70	0,48	0,59	0,5	0,78	0,86	0,68	1,22	0,56	0,70	0,43
S (SO_3)	Сл,	0,08	0,25	—	—	0,21	—	—	—	—	0,13	—
P_2O_5	6,20	4,63	7,30	3,41	4,00	4,34	2,41	4,95	1,21	4,35	4,87	0,90
H_2O^-	0,20	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	0,20	—
LOI	1,40	1,50	1,20	—	2,04	—	1,68	2,52	1,99	2,67	1,10	2,65
F	0,37	0,42	0,40	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—
Σ	*100,37*	*100,43*	*100,33*	*97,78*	*99,54*	*102,55*	*99,00*	*99,74*	*99,98*	*100,03*	*99,72*	*100,40*
Normative composition (CIPW)												
Qu	—	—	—	—	—	0,82	—	—	—	—	—	—
An	20,37	20,67	6,80	18,57	17,41	13,96	24,61	13,51	31,86	12,67	—	12,27
Alb	17,96	15,26	4,98	15,23	14,35	15,92	21,86	14,22	27,29	11,91	2,11	8,41
Ort	4,18	4,18	2,85	3,57	3,02	4,49	5,17	4,14	7,36	3,40	4,20	2,60
Ne	—	2,85	3,76	—	—	—	—	—	—	—	2,09	—
Di	3,71	2,42	6,81	2,87	1,10	—	0,46	0,18	0,84	0,39	6,71	—
Hed	2,33	2,51	6,55	1,69	0,79	—	0,36	0,12	0,72	0,31	7,07	—
En	1,50	—	—	5,04	5,10	17,05	7,92	10,02	6,48	9,95	—	15,66
Fr	1,08	—	—	3,40	4,22	8,98	7,14	7,50	6,41	9,13	—	9,65
Fo	7,44	9,80	10,96	9,23	10,04	—	3,74	6,45	1,20	7,19	14,83	20,68
Fa	5,91	12,83	13,31	6,87	9,15	—	3,72	5,33	1,31	7,27	19,75	14,04
Ap	15,08	11,26	17,67	8,08	9,47	9,81	5,68	11,83	2,86	10,35	11,90	2,14
Pyr	—	0,17	0,53	—	—	0,43	—	—	—	—	0,28	—
Ilm	14,59	13,05	19,64	15,69	16,28	13,52	12,71	17,19	8,66	17,40	26,22	5,12
Mt	5,86	4,98	6,13	9,77	7,79	12,81	6,64	9,51	5,00	10,04	4,84	9,22
Cor	—	—	—	—	—	2,21	—	—	—	—	—	0,21

П р и м і т к а. 1—3, 11 — авторські аналізи олівінових габро, з яких визначено хімічний склад (мікрозондові дослідження) мінералів (табл. 2) та вміст елементів-домішок (методом *ICP-MS*); 5—8, 10 — аналізи, за [9] (збережено авторські назви порід); 4, 5 — аналізи, за [5]: 1, 2 — олівінове габро; 3, 4 — рудне олівінове габро; 5 — троктоліт; 6 — рудний троктоліт, середнє із 16 аналізів [10]; 7 — троктоліти, середнє із 51 аналізу; 8 — меланотроктоліти, середнє із 60 аналізів; 9 — лейкократове габро, середнє із 50 аналізів; 10 — габроперидотити, середнє із 19 аналізів; 11 — голомеланократовий кумулят (олівін, клінопіроксен, ільменіт, титаномагнетит, апатит) серед троктолітів; 12 — олівініти, середнє з трьох аналізів. Тут і у табл. 2, 3: OGb — олівінові габро; Tr — троктоліт; LGb — лейкогабро; GPr — габро-перидотит; MGb — мезократове габро; Prc — перидотитовий кумулят; Olv — олівініт.

N o t e. No. 1—3, 11 — author's data from olivine gabbroids, where the chemical composition of minerals and trace elements content (*ICP-MS*) have been investigated (Table 2); 5—8, 10 — data of [9] (the rocks' nomenclature is saved); 4, 5 — data of [5]: 1, 2 — olivine gabbro; 3, 4 — ore olivine gabbro; 5 — troctolite; 6 — ore troctolite, average of 16 analyzes [10]; 7 — troctolites, average of 51 analyses; 8 — melanotroctolites, average of 60 analyses; 9 — leucocratic gabbroids, average of 50 analyses; 10 — gabbro-peridotites, average of 19 analyses; 11 — holomelanocratic cumulate (olivine, clinopyroxene, ilmenite, titanomagnetite, apatite) in troctolite; 12 — olivinites, average of 3 analyses. Here and in Tables 2, 3: OGb — olivine gabbro; Tr — troctolite; LGb — leucocratic gabbro; MGb — mesocratic gabbro; GPr — gabbro-peridotite; Prc — cumulate peridotites; Olv — olivinite.

Стремигородської інтрузії, хімічні аналізи яких наведено в табл. 1, і частково — олівінові габро з незначним вмістом рудних мінералів (безрудні різновиди), з яких вдалося дослідити склад головних фемічних мінералів (табл. 2, 3). За структурними особливостями вони представлені переважно середньота дрібнозернистими породами, де олівін проявляє вираженіший ідіоморфізм, тоді як клінопіроксен утворює дрібніші зерна в інтерстиціях між зернами олівіну. Підпорядковане значення мають буруваті (з підвищеним вмістом титану) та зеленуваті (вторинні ?) слюди.

Досліджувані габроїди характеризуються високим вмістом заліза, титану та фосфору і, відповідно, низьким, на рівні ультраосновних порід, вмістом кремнезему (25—39 % SiO_2). Вміст останнього в них на рівні ультраосновних порід, однак високий вміст плагіоклазу (і, відповідно, Al_2O_3, Na_2O і CaO) визначає їх приналежність до габроїдів. Лише в одному з досліджуваних зразків вміст Al_2O_3 знижується до 1,9 % (табл. 1), який ми розглядаємо як кумулятивне утворення перидотитового складу серед троктолітів.

Водночас у рудних породах із високим вмістом оксидів заліза паралельно простежується підвищений (до 7,5—9,6 %) або помірний (5—6 %) вміст MgO. Навіть в олівініті (табл. 1) із максимальним вмістом магнію (17,7 % MgO), вміст FeO^{tot} становить майже 26 %. Зауважимо, що в цьому олівініті досить високий, як для породи з такою назвою, вміст Al_2O_3 (6,66 %) і підвищений CaO і Na_2O, а також TiO_2 і P_2O_5. Такий високий вміст Fe і Mg зумовлено їх високим вмістом у олівінах (табл. 2) і частково клінопіроксенах.

Породоутворювальні мінерали. ***Олівін*** частіше представлений дрібними (0,3—0,5 мм, рідше до 1 мм) кристалами ізометричної форми, іноді з проявленими кристалічними гранями. Часто зовнішня частина кристалів "резорбована", а сам мінерал заміщений вторинними продуктами типу ідингситу-боулінгіту. Продукти заміщення на периферії

Таблиця 2. **Хімічний (wt. %) склад олівіну**
Table 2. **Composition (wt. %) of olivine**

Sample	1		2		3	4	5	6	7	8	9
	28/143,4		101/198,5		101/198,5	231/131		28/147,5		No. 3	
Type	OGb							Prc		OGb	
Area	*c*	*r*	*c*	*r*							
SiO_2	33,97	34,01	34,08	34,34	34,16	35,33	34,94	35,71	35,87	34,77	35,46
TiO_2	0,07	0,03	0,05	0,07	0,08	—	0,28	0,14	0,25	—	—
Al_2O_3	—	0,08	0,03	0,05	0,03	—	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	0,06	0,06	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—
FeO	44,29	45,00	43,52	43,88	44,36	41,48	41,21	40,92	39,81	41,24	40,37
MnO	0,57	0,48	0,60	0,53	0,53	0,07	0,09	—	—	—	—
MgO	20,76	19,75	21,55	21,11	20,26	22,58	22,97	23,12	23,92	23,99	23,92
CaO	0,12	0,78	0,30	0,53	0,81	0,25	0,52	0,12	0,03	—	0,18
Na_2O	0,03	0,04	0,04	0,07	0,05	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,01	—	—	0,01	—	0,29	—	—	0,12	—	0,07
Σ	99,82	100,23	100,23	100,07	100,29	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X_{Mg}	0,46	0,44	0,47	0,46	0,45	0,49	0,50	0,50	0,52	0,51	0,51

П р и м і т к а. X_{Mg} = Mg/(Fe + Mg); *r* — край зерна; *c* — центр зерна; 1—3 — олівінове меланогабро; 4, 5 — олівінове габро; 6, 7 — перидотитовий кумулят; 8, 9 — олівінове габро (габротроктоліт). Ан. 1—3, за даними Л.В. Шумлянського; ан. 4—9 — виконано в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітик О.А. Вишневський.

N o t e. X_{Mg} = Mg/(Fe + Mg); *r* — rim; *c* — core; 1-3 — olivine melanogabbro; 4, 5 — olivine gabbro; 6, 7 — peridotite cumulate; 8, 9 — olivine gabbros (gabrotroctolite). Analyzes: 1-3, according to L.V. Shumlyanskyy; an. 4-9 are performed in the M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, analyst O.A. Vyshnevskyi.

зерен представлені переважно вторинним магнетитом, слюдистим мінералом (тальком) і хлоритом (рис. 2). Як зазначено вище, олівін має проміжний склад ($Fa_{48—56}$), (табл. 2). Мінерал характеризується досить постійним співвідношенням головних елементів. Діапазон коливань значень X_{Fe} також залишається практично ідентичним як в габро, так і у перидотитовому кумуляті (0,47—0,55). Зрідка проявляється слабка тенденція до незначного збільшення *Fa*-міналу від центру до краю зерен. У деяких аналізах (табл. 2) фіксується підвищений вміст MnO (0,48—0,60 %), іноді CaO (до 2,40), тоді як вміст Cr_2O_3 і TiO_2 є стабільно низьким, лише зрідка досягаючи 0,23 і 0,29 % відповідно [9].

Клінопіроксен у шліфах має притаманне титаноавгітам коричнювато-рожевувате забарвлення. Проте вміст TiO_2 загалом в цьому мінералі невисокий (0,7—1,3, у двох аналізах 1,7—1,9 %). Піроксени є більш магнезіальними (X_{Mg} = 0,59—0,71), порівняно із олівінами, що співіснують з ними (табл. 2, 3), що властиво для парагенезисів цих мінералів у магматичних породах. На класифікаційній діаграмі піроксени розташовуються у верхній частині поля авгіту, поодинокі — діопсиду (рис. 3).

Вони частково перекриваються із полем піроксенів Федорівської інтрузії, проте відрізняються більшою магнезіальністю та нижчим вмістом Ca. Однак в обох інтрузіях склад піроксенів узгоджується із таким у габро-норитових породах та анортозитах Коростенського плутону.

Плагіоклаз має дві форми виділення, частіше з підпорядкованим ідіоморфізмом, порівняно із олівінами і клінопіроксенами, хоча спостерігаються (навіть макроскопічно) більші (до 0,5—1,0 см) призматичні (в розрізі витягнуті таблички) кристали, очевидно раннього плагіоклазу. Вміст анортитового

Таблиця 3. **Хімічний склад (wt. %) клінопіроксенів**
Table 3. **Composition (wt. %) of clinopyroxenes**

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	28/143,4				231/131		28/147,5	No. 3		14/495	244-11/ 626-629	18/160
Rock	OGb						Prc	OGb		LGb		MGb
SiO_2	50,59	52,85	52,53	52,74	53,37	51,87	54,01	53,41	53,64	49,72	47,96	50,00
TiO_2	0,92	1,90	1,05	1,32	—	1,73	0,65	0,98	1,17	1,04	1,69	1,09
Al_2O_3	1,57	2,56	1,41	2,30	0,30	1,74	0,62	1,10	1,13	1,94	2,23	1,68
Cr_2O_3	0,07	0,11	—	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,45	3,15	8,60
FeO	12,04	12,13	12,07	11,61	10,65	11,36	10,57	10,93	10,47	13,07	11,44	5,75
MnO	0,25	—	0,07	—	0,12	0,10	0,17	—	0,03	0,20	0,13	0,19
MgO	12,42	13,90	13,64	13,24	12,82	12,90	14,52	14,89	14,81	11,58	12,97	11,80
CaO	21,26	18,27	19,05	18,35	22,06	20,04	19,36	18,85	18,28	20,18	18,39	20,39
Na_2O	0,42	0,20	0,17	0,17	0,09	0,15	0,04	—	0,25	0,40	0,14	0,34
K_2O	—	0,06	—	0,09	—	0,12	0,06	0,03	0,06	—	0,36	0,14
Σ	*99,54*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,01*	*99,85*	*99,98*
#Mg	0,65	0,63	0,67	0,67	0,62	0,61	0,71	0,71	0,71	0,61	0,62	0,59
Wo	44,4	41,4	40,1	40,0	46,2	42,6	40,6	39,4	38,8	43,0	38,6	49,3
En	36,2	37,1	40,1	40,0	36,5	38,4	42,2	43,0	43,6	34,7	38,0	32,8
Fs	19,4	21,5	19,8	20,0	17,3	18,9	17,2	17,6	17,6	22,3	23,4	22,9

П р и м і т к а. 1—6 — рудні олівінові габро (ан. 1, за даними Л.В. Шумлянського); 7 — меланократовий кумулят (див. табл. 1, ан. 11); 8, 9 — олівінові габро (габротроктоліти); 10, 11 — лейкократове габро [9]; 12 — мезократове габро [9]. Аналізи 2—9 — виконано в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітик О.А. Вишневський.

N o t e. 1—6 — ore olivine gabbroids (an. 1 according to L.V. Shumlyanskyy); 7 — melanocratic cumulate (see Table 1, an. 11); 8, 9 — olivine gabbroids (gabrotroctolites); 10, 11 — leucocratic gabbroids [9]; 12 — mesocratic gabbro [9]. The analyzes 2—9 were performed in the M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine, analyst O.A. Vyshnevskyi.

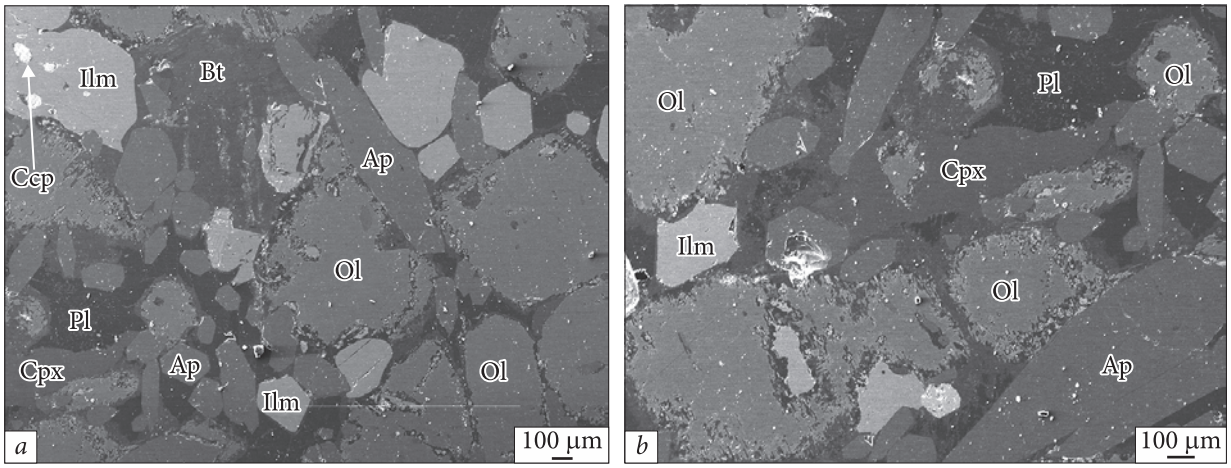


Рис. 2. Мікрофотографія (*BSE*) структурних особливостей виділення головних силікатних і рудних мінералів у перидотитовому кумулаті Стремигородської інтрузії (зр. 28/147,5): *a* — ділянка, одночасно збагачена ідіоморфними зернами ільменіту (Ilm), іноді із включеннями халькопіриту (Ccp), та апатиту (Ap), розташованими між більшими кристалами олівіну (Ol). Периферичні частини зерен олівіну резорбовані, деякі з них із облямівками слюдистого мінералу. Інтерстиційний простір виповнений неправильними агрегатами плагіоклазу (Pl), біотиту (Bt) та клінопіроксену (Cpx); *b* — ділянка, збагачена апатитом та поодинокими кристалами ільменіту

Fig. 2. The distribution of the rock-forming and ore minerals in the peridotite cumulate (pl. 28/147.5) of the Stremyhorod intrusion (*BSE*): *a* — the area is simultaneously enriched with euhedral grains of ilmenite (Ilm), sometimes with inclusions of chalcopyrite (Ccp) and apatite (Ap). Rock-forming minerals are presented by larger grains of olivine (Ol), irregular grains of plagioclase (Pl), biotite (Bt) and clinopyroxene (Cpx). The outers parts of olivine are resorbed and some grains have rims of a micaceous mineral; *b* — apatite enriched area with rare grains of ilmenite

міналу в них варіює від 51 до 56 % зі слабко проявленою прямою зональністю (в одному зерні вона зворотна). Вміст ортоклазового міналу змінюється в межах 2,0—3,8 %. В інтерстиційному просторі рудного кумуляту трапляються дрібні ксеноморфні зерна як плагіоклазу, з пониженою основністю (An_{35}), порівняно із рудними олівіновими габро, так і калішпату. В безрудних зразках варіації складу польових шпатів різноманітніші. В одному з них зафіксовано плагіоклаз ($An_{45—48}$) подібний до рудних габроїдів, а в іншому плагіоклази більш варіабельні за вмістом анортитового міналу ($An_{40—51}$) і присутній калішпат у складних зростаннях із амфіболом.

Біотит спостерігається доволі часто. Виділяється первинний коричневий різновид із підвищеним вмістом TiO_2 (3,10 %) з 15,6 % MgO і 14,6 % FeO (залізистий флогопіт) і практично безтитановий (0,1—0,2 % TiO_2) і більш залізистий (FeO 21—22, MgO 12,6—13,5 %), імовірно, вторинний. Часто спостерігається заміщення його хлоритом. Біотит інколи розвивається по краях зерен ільменіту.

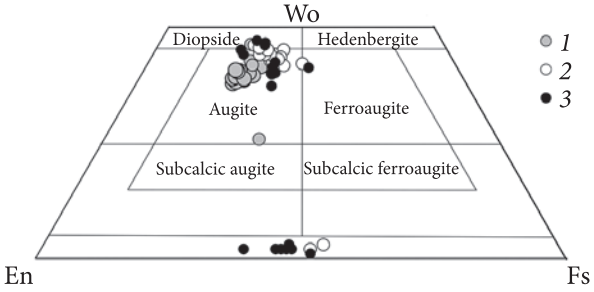


Рис. 3. Класифікаційна діаграма піроксенів із Fe-Ti-P родовищ і основних порід Коростенського плутону: *1* — Стремигородська інтрузія (авторські дані); *2* — Федорівська інтрузія [14]; *3* — основні породи Коростенського плутону, за даними ([7]; Кононова и др., 1989; Юрьев, Бойко, 1971)

Fig. 3. Classification diagram of pyroxenes from Fe-Ti-P deposits and basic rocks of the Korosten pluton: *1* — Stremyhorod intrusion (author's data); *2* — Fedorivka intrusion [14]; *3* — basic rocks of the Korosten pluton ([7]; Kononova et al., 1989; Yuryev, Boyko, 1971)

Рудні мінерали переважно представлені апатитом, ільменітом і титаномагнетитом, вміст яких може досягати 20—30 %, рідше спостерігається вторинний магнетит. З інших мінералів наявні піротин, халькопірит, сфен,

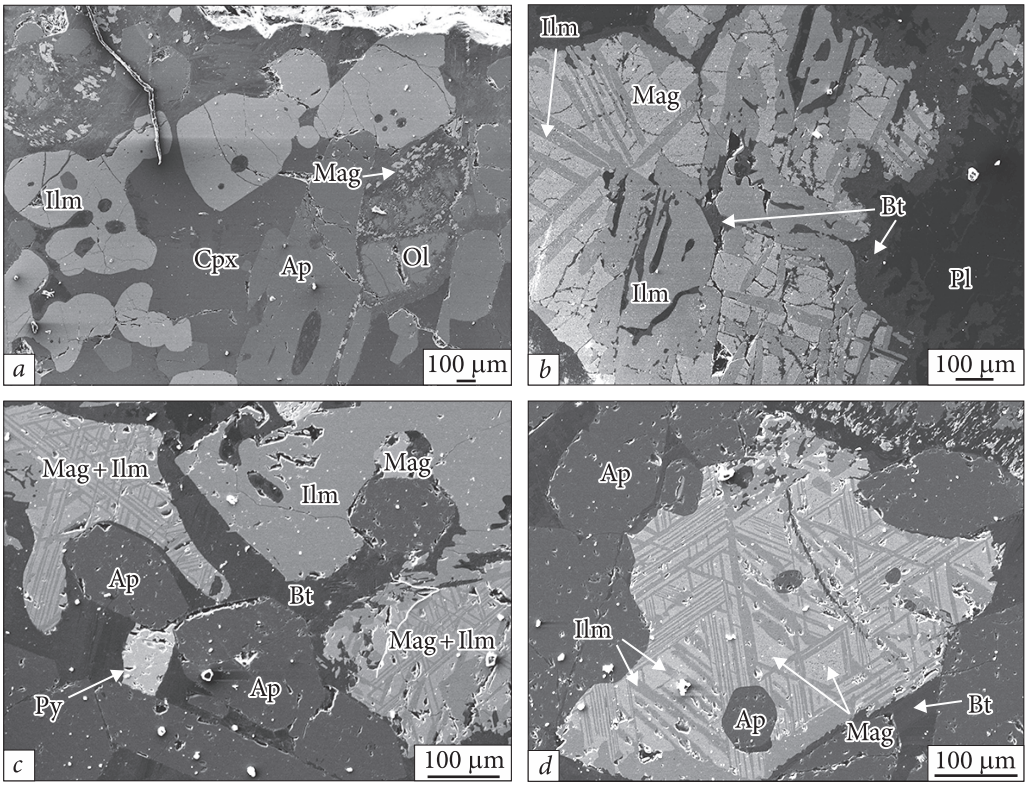


Рис. 4. Структурні особливості рудних габро Стремигородської інтрузії (*BSE*): *a* — округлі зерна ільменіту (Ilm) та призматичні кристали апатиту (Ap), між якими розташовуються ізометричні зерна резорбованого або заміщеного олівіну (Ol) із зовнішніми облямівками залізистої фази (Mt) біотиту і хлориту, ксеноморфного клінопіроксену (Cpx) та плагіоклазу (зр. 3); *b* — сегрегація зерен магнетиту (Mag) із ламелями ільменіту (Ilm) та облямівкою біотиту (Bt) (зр. 2); *c* — ділянка, збагачена рудними мінералами і апатитом та поодинокими зернами піриту (Py). Рудні мінерали представлені магнетитом із ламелями ільменіту та ізометричними зернами ільменіту, дрібним округлим магнетитом (зр. 101/198); *d* — велике зерно магнетиту з ламелями ільменіту та дрібними включеннями апатиту (зр. 101/198)

Fig. 4. The oxide rich gabbroids from the Stremyhorod intrusion (*BSE*): *a* — this sample shows rounded grains of ilmenite (Ilm) and prismatic apatites (Ap). Other minerals are presented isometric grains of resorbed or replaced olivine (Ol), with outer rims of the ferruginous phase (Mag), biotite and chlorite, and xenomorphic clinopyroxene (Cpx) and plagioclase (sm. 3); *b* — segregation of magnetite (Mag) grains with the ilmenite (Ilm) lamellaes, locally with biotitic (Bt) rim (sm. 2); *c* — the area is enriched in ore minerals and apatite, occasionally pyrite (Py). Ore minerals are represented by hosted magnetite with lamellas or isometric grains of ilmenite, sometime small rounded magnetite (sp. 101/198); *d* — the coarse-grained magnetite with ilmenite lamellas and small inclusions of apatites (sm. 101/198)

зрідка циркон, які детально не досліджено. Оксидні рудні мінерали розташовуються в інтерстиційному просторі головних силікатних мінералів.

Ільменіт разом із апатитом є головним рудним мінералом, вміст якого коливається від 10—15 до 30 %. Для ільменіту характерні субідіоморфні виділення розміром 0,2—0,7 мм, контури деяких зерен заокруглені, "оплавлені" (рис. 4). Межі зерен із магнетитом звичайно різкі. Інколи навколо ільменіту, частіше розташованого поряд із олівіном, утворюються облямівки вторинного біотиту. В більших зернах іноді помітні дрібні (<0,05 мм) включення апатиту та сульфідів. Загалом ільменіт Стремигородської інтрузії однорідний, із незначним вмістом гематитового міналу (X_{Hem}) — від 4 до 6 мол. %, частіше 1—4 % (рис. 5), та невисоким вмістом MgO (до 1,19 %), Al_2O_3 (до 0,76) і MnO (до 1,14 %). За нашими спостереженнями, ільменіт є першим ліквідусним Fe-Ti-мінералом в рудах Стремигородської інтрузії, що переважає за відсутності магнетиту.

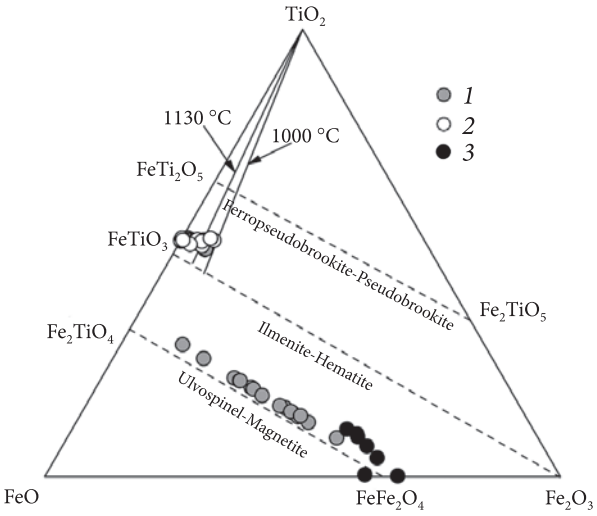


Рис. 5. Діаграма FeO — TiO_2 — Fe_2O_3 для рудних мінералів Стремигородської інтрузії: *1* — ільменіт та ільменітові ламелі в магнетиті; *2* — магнетит; *3* — ільменіт Федорівського інтрузиву [14]. Лінії між ільменітовим і рутиловим парагенезисом відображають температуру кристалізації за 1130 °С, 1000 °С, за даними (Lindsley, 1976)

Fig. 5. The triangular FeO — TiO_2 — Fe_2O_3 diagram for ore minerals from the Stremyhorod intrusion: *1* — separated grains and lamellas of ilmenite in magnetite; *2* — magnetites; *3* — ilmenites of the Fedorivka intrusion [14]. The lines between ilmenite and rutile paragenesis reflect the crystallization temperature under 1130 °C, 1000 °C, according to (Lindsley, 1976) (Lindsley D.H. Experimental studies of oxide minerals. In Oxide Minerals, D. Rumble III (ed.), *Rev. Mineral.* 1976. 3. P. 1-88.)

Магнетит загалом кількісно підпорядкований ільменіту і його вміст становить перші відсотки, дещо збільшуючись у верхній частині розрізу родовища. В магнетитовій матриці спостерігались ільменітові ламелі, що відображає підвищення fO_2 на проміжному або завершальному етапі кристалізації інтрузиву з окисненням ульвошпінелі. В магнетиті міститься від 4,34 до 13,9 % TiO_2, що відповідає вмісту ульвошпінелевого міналу від 12 до 39 %. Цікаво, що в магнетиті у підвищеній кількості фіксується Al_2O_3 від 2,4 до 5,2 %, за низького MgO (0,4—0,8 %) та MnO (0,1—0,2 %). Це може свідчити про наявність шпінелевого міналу типу $FeAl_2O_4$ з домішкою $MnFe_2O_4$ або $MgFe_2O_4$.

Апатит, ймовірно, представлений декількома генераціями. Перша, поширеніша і представлена кумулусним апатитом, що утворює видовженопризматичні з характерними шестикутними перерізами кристали розміром до 0,2—1 мм. Контури зерен апатиту частіше рівні (ідіоморфні), рідше заокруглені ("оплавлені"). Друга генерація трапляється як дрібні (<0,2 мм) включення в ільменіті або олівіні. За даними [9], в ендоконтактових габроїдах апатит утворює тонкі голчасті і стовпчасті кристали, розміром від часток міліметра до 10—15 мм, але трапляються також великі (до 20—30 мм) бочкоподібні і неправильної форми кристали. В цілому цей дослідник зазначає, що розподіл апатиту в породах є вкрай нерівномірним, що проявлено у перешаруванні безапатитових ділянок із густо вкрапленими. Винятком є троктолі-

Таблиця 4. **Вміст елементів-домішок (ppm) у концентратах апатиту**

Table 4. **Content of trace-elements (ppm) in apatite concentrates**

Sample	1	2	3	4
	101/196	28/143	2	3
Sr	509	471	610	547
Ba	37,0	82,0	133,3	39,1
Th	5,501	5,14	5,85	6,30
U	1,43	1,32	1,68	1,81
Y	365,7	350,1	557,7	479,4
La	358	352,3	670,9	528,9
Ce	989	954,5	1677,8	1302,8
Pr	140	132	234,4	185,5
Nd	631	588	1072,0	872,6
Sm	125	116,4	204,3	168,8
Eu	17	15,95	23,6	24,2
Gd	111	102,9	173,8	148,8
Tb	15	13,87	23,0	19,5
Dy	77	72,63	116,4	99,2
Ho	14	13,37	22,2	18,8
Er	33	31,51	52,1	48,3
Tm	3,94	3,8	5,9	5,2
Yb	18,8	18,46	30,6	30,1
Lu	1,93	1,95	4,0	4,0
REE	*2535*	*2418*	*4311*	*3457*
*Eu/Eu**	*0,44*	*0,45*	*0,37*	*0,45*

П р и м і т к а. Аналізи 1, 2 — дані Л.В. Шумлянського; 3, 4 — авторські дані, виконано в лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізів ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України.

N o t e. Analyzes 1, 2 — data of L.V. Shumlyanskyy; 3, 4 — author's data. Analyzes 3 and 4 were performed in the Laboratory of trace element and isotope analyzes of M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine.

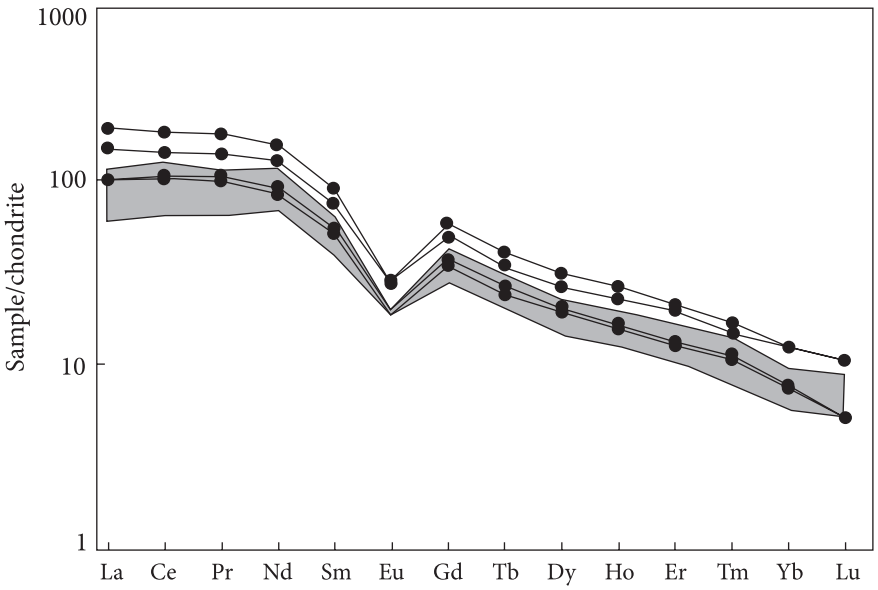


Рис. 6. Хондрит-нормовані спектри *REE* в апатитах Стремигородської інтрузії. Сіре поле відповідає спектрам *REE* в апатитах Федорівської інтрузії, за даними [14]. Значення хондриту за даними (Taylor, McLennan, 1989)

Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns in apatites of the Stremyhorod intrusion. The gray field is present REE patterns for apatites from the Fedorivska intrusion, according to [14]. Concentration REE in chondrite is according to (Taylor, McLennan, 1989)(Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Malden. Mass. 1989. 312 p.)

Таблиця 5. **Концентрація (ppm) елементів-домішок у рудних олівінових габро (1—3) і перидотитовому кумуляті (4)**

Table 5. **Concentration (ppm) of trace-elements in oxide-rich olivine gabbroids (1-3) and peridotite cumulate (4)**

Sample	1	2	3	4	Sample	1	2	3	4
	231/131	101/198,5	28/143,3	28/147,5		231/131	101/198,5	28/143,3	28/147,5
Th	0,7	1,51	1,59	4,5	Y	61,7	68,47	60,5	74,8
Zr	155,5	118,8	132,8	153,6	La	—	62,4	51,9	—
Hf	—	3,17	3,42	—	Ce	116,5	144	128,3	139,4
Nb	15,9	14,9	20,56	17,7	Pr	—	21,1	18,7	—
Ta	—	0,97	1,09	—	Nd	—	93,1	79,5	—
Rb	16,8	12,07	13,14	17	Sm	—	20,8	17,8	—
Sr	485,5	246	312,9	324	Eu	—	3,75	3,45	—
Ba	636,4	334,8	433,3	511	Gd	—	17,6	15,15	—
Ni	88	36,41	290	64	Tb	—	2,21	1,94	—
Cr	63	60,5	55,56	60,8	Dy	—	11,35	9,39	—
V	48,2	722,6	519,5	283	Ho	—	2,15	1,91	—
Zn	147	259	270	205	Er	—	5,0	4,25	—
Cu	143	110	196,7	88,5	Tm	—	0,61	0,58	—
Co	45,6	103,7	108,6	52,1	Yb	—	3,61	3,3	—
Ga	44,7	12,25	12,55	48,3	Lu	—	0,45	0,44	—
Pb	5,1	2,3	2,83	2,7	Σ *REE*	—	*388,13*	*336,61*	—
Mo	—	1,96	1,62	—	*Eu**	—	*0,60*	*0,64*	—

ти і плагіоклазові перидотити центральної частини із рівномірним розподілом апатиту.

Концентрації головних елементів-домішок у концентратах апатиту з рудних і безрудних олівінових габро наведено в табл. 4.

Загалом досліджений апатит за вмістом *REE* і Sr подібний до однойменного мінералу з інших родовищ Коростенського плутону. Вміст *REE* коливається від 2535 до 4300 ppm за суттєвого збагачення *LREE* ($(La/Yb)_n$ = = 11,9—14,8), та, як і більшість апатитів Fe-Ti-P родовищ в анортозитових комплексах, характеризується підвищеною концентрацією Y і Sr, помірними негативними Eu-аномаліями (табл. 4). Концентрація згаданих елементів-домішок дещо перевищує такі у апатитах Федорівської інтрузії (рис. 6). Також зауважимо, що отримані концентрації *REE*

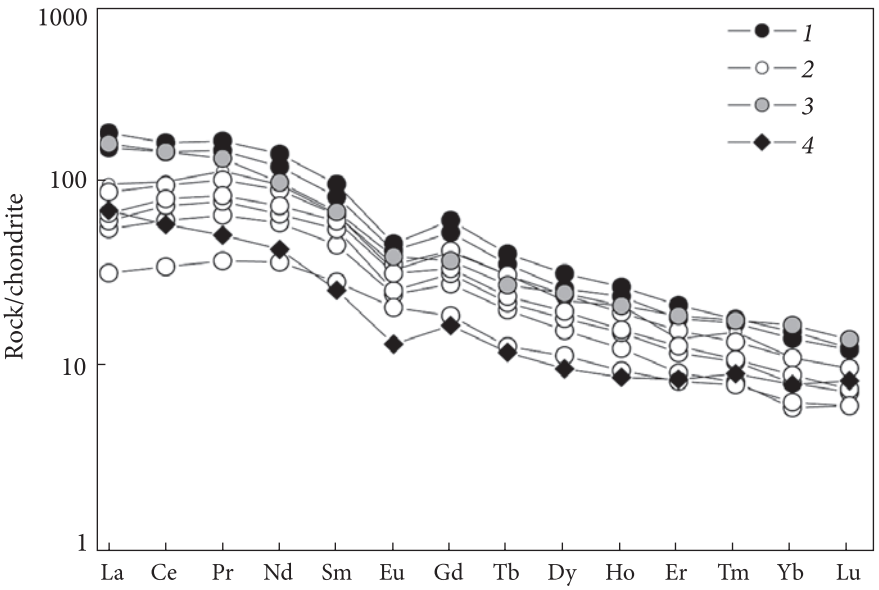


Рис. 7. Спектри *REE* в Fe-Ti-P рудах Коростенського плутону, нормовані до хондриту, за (Taylor, McLennan, 1989). *1* — Стремигородська та *2* — Федорівська (за даними [14]), інтрузії, *3* — Давидківський масив та *4* — Пенизевицький рудопрояв. Спектри для порід Стремигородської інтрузії побудовані за даними Л.В. Шумлянського

Fig. 7. The chondrite-normalized (Taylor, McLennan, 1989) REE-patterns in Fe-Ti-P ores of the Korosten pluton. *1* — Stremyhorod and *2* — Fedorivka, according to [14], intrusions, *3* — Davydkiv massif and *4* — Penizevychy occurence. The REE-patterns for the Stremyhorod intrusion are presented by data of L.V. Shumlyanskyy

значно вищі за раніше вказані для апатитів Стремигородського родовища [9].

Геохімічна характеристика. Розподіл елементів-домішок у рудних габроїдах Стремигородської інтрузії, як і загалом для подібних інтрузій основних порід Коростенського плутону, залишається практично не вивченим. Еталонним у цьому відношенні об'єктом є Федорівська розшарована інтрузія, де геохімічно охарактеризовано головні типи порід і простежено еволюцію концентрацій характерних елементів-домішок із глибиною [14]. Тому Федорівський інтрузив ми використовуємо як еталонний об'єкт для порівняння із нечисленними результатами аналізування рудоносних олівінових габро Стремигородської інтрузії. До порівняння залучено також деякі аналізи подібних рудних порід Пенизевицького рудопрояву і Давидківського масиву [1, 2].

Концентрація Rb у всіх зразках олівінових габро залишається низькою (12—17 ppm), що загалом характерно для Fe-Ti-P руд, пов'язаних із анортозитовими масивами. Це дещо вище, порівняно із породами Федорівської інтрузії (2—10 ppm), хоча в останній деяке зростання концентрації Rb (15—27 ppm) зафіксовано у верхній розшарованій серії (UBZ_1). Вміст Sr і Ba є досить варіабельним, як це відмічено і у габроїдах Федорівської інтрузії, і залежить від вмісту плагіоклазу у породах, що підтверджує позитивна кореляція цих елементів із вмістом Al_2O_3. Рудні різновиди Стремигородської інтрузії мають підвищений вміст Sr та Ba і корелюють за ним із породами верхньої частини (UBZ_1) Федорівського інтрузиву (Sr 479—594 і Ba 545—677 ppm). Слід зазначити, що концентрація Sr і Ba в UBZ_1 Федорівської інтрузії, за даними різних свердловин, є також неоднорідною, що дає підстави припускати існування не лише вертикальної, а й латеральної неоднорідності у розподілі цих елементів.

Концентрація V і Co залежить від вмісту в породах FeO^{tot} і свідчить про їх концентрування переважно у рудних мінералах. Водночас, на концентрацію Cr і Ni більший вплив має вміст у породах олівіну та сульфідів. За вмістом V руди Стремигородської інтрузії аналогічні рудам Федорівського інтрузиву, але з дещо вищим вмістом Co (табл. 5).

Порівняно із Федорівським інтрузивом, в якому концентрації Zr і Nb близькі до таких у анортозитах і габро-анортозитах Коростенського плутону [8], рудні габроїди Стремигородської інтрузії принаймні удвічі збагаченіші на Zr (частіше у 3—4 рази) і Nb. Такі ж концентрації цих елементів зафіксовано у рудних габро-норитах інших проявів Коростенського плутону.

Концентрація Y та *REE*, як і у більшості Fe-Ti-P руд Коростенського плутону і схожих рудних породах анортозитових масивів, пов'язана із вмістом фосфору. Концентрація цих елементів у рудах Стремигородської інтрузії є вищою (рис. 7), ніж у подібних породах Федорівської інтрузії чи Пенизевицького рудопрояву, але наближена до таких у рудному габро Давидківського масиву [1, 2]. Вища концентрація *REE* досягається переважно за рахунок збільшення частки *LREE*, тоді як у породах Федорівської інтрузії проявлений негативний нахил спектра від La до Pr. Інакший характер розподілу *LREE* у Федорівській інтрузії, порівняно з іншими об'єктами, потребує детальнішого дослідження і може бути спричинений як похибками стандартизації, оскільки аналізи виконано у різних лабораторіях, так і відображати геохімічну особливість порід цієї інтрузії. Закономірності розподілу *MREE* та *HREE* у досліджуваних зразках, як і величина негативних Eu-аномалій, залишаються подібними у доступних аналізах Fe-Ti-P руд Коростенського плутону. Руди Стремигородської інтрузії за рівнем концентрації цих елементів потрапляють у верхній діапазон хондрит-нормованих значень, а величина Eu-аномалій майже така сама, як у породах у *MZ* та *UBZ* Федорівського інтрузиву (0,63—0,70) і рудних норитах Пенизевицького рудопрояву (0,64).

Обговорення результатів. Оскільки ми мали змогу працювати лише з незначною кількістю зразків, а також через обмеженість інформації щодо речовинного складу Стремигородської інтрузії в літературних джерелах, розуміємо, що усі подальші наші міркування та висновки можуть бути дещо суб'єктивними. Це насамперед стосується простеження прихованої (мінералогічної) розшарованості за направленою зміною хімізму головних фемічних мінералів, яку нам не вдалось виявити.

Як зазначено вище, Стремигородське родовище за якісним мінеральним складом і характером зруденіння (Ti, P) подібне до таких родовищ Коростенського плутону як Федорівське, Кропивнянське, Давидківське і, частково, Володарське (Південно-Кальчицький масив, Приазов'я). У всіх цих родовищах рудними породами є олівінові габро, а рудні зони приурочені до різних частин розшарованих серій. Проте у Стремигородській інтрузії максимальне накопичення рудних (TiO_2 і P_2O_5) компонентів відбувається у верхніх частинах, у Федорівській — в центральній; у Давидківському — в нижніх частинах розшарованих серій. Ще у Стремигородській інтрузії наявні олівініти та клінопіроксен-олівінові (з ільменітом та апатитом) кумуляти (табл. 1), що не є поширеними (або слабо вивченими) породами у згаданих масивах та інтрузіях. Лише у нижній частині розшарованої серії Давидківського масиву було виявлено габроїди, подібні до багатих на ільменіт троктолітів. Окрім того згадується і про наявність в інтрузії андезинітів (хоча будь-яка інформація щодо них відсутня), які також описано серед порід Південно-Кальчицького масиву. Враховуючи таку подібність до згаданих магматичних порід, ми схильні розглядати особливості геологічної будови Стремигородської інтрузії та закономірності розподілу рудної мінералізації як результат кристалізаційної диференціації магматичного розплаву. Очевидно, що на вірність такої точки зору вказує і наявність прошарків практично мономінерального та голомеланократового складу (кумуляти рудних перидотитів, андезиніти), які спостерігаються у розшарованих інтрузіях, хоча природа їх появи (пульсаційне заповнення магматичної камери, змішування різних порцій розплаву, зміна умов кристалізації та ін.) залишаються невідомими. Тому у подальших наших міркуваннях ми дотримуємось відмінної від опублікованої раніше петрогенетичної інтерпретації генезису Стремигородського інтрузиву, як і пов'язаних із ним руд [9], і розглядаємо його як розшаровану інтрузію, яка є результатом кристалізаційної диференціації магматичного розплаву.

Попередні геологічні описи й отримані нами дані свідчать про раннє насичення розплаву Стремигородської інтрузії TiO_2, що зумовило кристалізацію ільменіту як однієї із ранніх фаз, ймовірно, ще до кристалізації клінопіроксену. Таку закономірність у порядку кристалізації згаданих мінералів розглядаємо як характерну рису еволюції розплавів, пов'язану із анортозитовими комплексами, де ліквідусний ільменіт передує появі магнетиту. Рання кристалізація ільменіту унаслідок

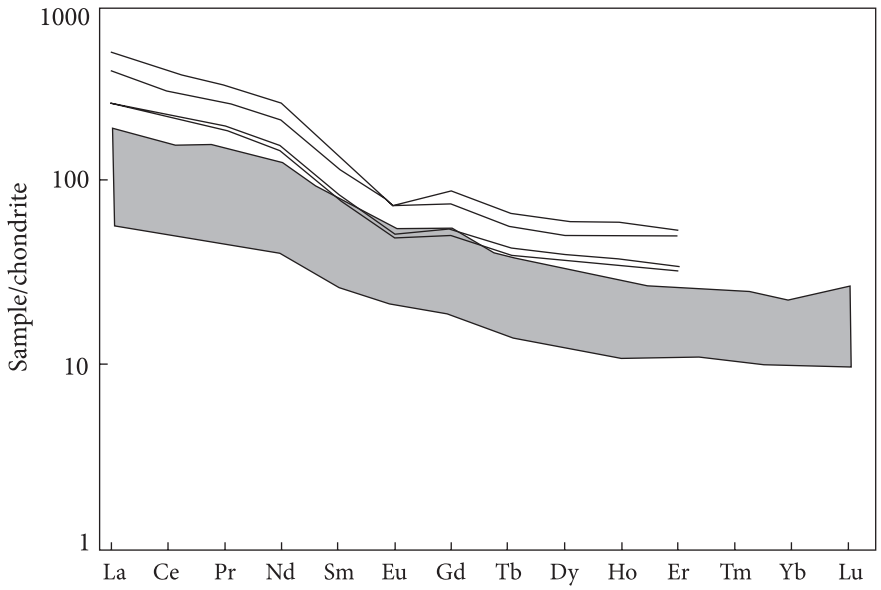


Рис. 8. Хондрит-нормовані спектри *REE* у дайках феродіоритового складу Коростенського плутону (сіре поле) [15] і розрахованих розплавів, рівноважних із апатитами Стремигородської інтрузії

Fig. 8. The chondrite-normalized REE patterns in dykes of ferrodiorite composition (gray field) of the Korosten pluton [15] and calculated melts in equilibrium with apatites of the Stremyhorod intrusion

високого вмісту TiO_2 у розплаві (первинному або залишковому) також узгоджується з відомими експериментальними даними [24, 30, 32]. Ураховуючи особливості кристалізації, а також просторову і, ймовірно, часову зближеність із основними породами Чоповицького габро-анортозитового масиву, можемо припускати, що виникнення Стремигородської інтрузії є результатом кристалізаційної диференціації магматичного розплаву, генетично пов'язаного із породами анортозитової серії. Оскільки кристалізація ільменіту, на відміну від магнетиту, контролюється вмістом TiO_2 у розплаві, то максимальне насичення ним розплаву відбулось у верхній частині магматичної камери, після часткової кристалізації і фракціонування головних силікатних мінералів.

Через те, що у досліджуваних зразках відсутній ліквідусний магнетит, достовірна оцінка fO_2 на ліквідусі є неможливою. Враховуючи експериментальні дані щодо феробазальтів [30], і за вмістом *An*-компоненту в плагіоклазі у рудних габроїдах вважаємо, що температура ліквідусу коливалась у межах 1060—1100 °С. За даними тих самих дослідників, подібні значення температури (1090—1100 °С) отримаємо і за вмістом *Fo*-міналу в олівіні. За таких значень температури рівноважні умови кристалізації досяжні за fO_2 від –8,78 до –9,26, відповідно, кристалізація руд Стремигородської інтрузії відбувалась за відновних умов (ΔFMQ від –0,74 до –0,54). Такі умови кристалізації узгоджуються із низьким X_{Hem} в ільменіті і відсутністю ознак розпаду твердих розчинів ільменіт-гематит. У іншому випадку, за високих значень fO_2, тверді розчини магнетит-ульвошпінель мали б передувати утворенню твердих розчинів ільменіт-гематит [30]. Більш окисні умови кристалізації, за низького $aSiO_2$, панували після практично повної розкристалізації головних силікатних і рудних мінералів, що спричиняло резорбцію олівіну з появою вторинної залізистої фази (і вторинного біотиту навколо ільменіту ?).

Первинний розплав. У зв'язку із генезисом Fe-Ti-P руд, приурочених до анортозитових комплексів, залишається актуальним питання про склад можливих первинних розплавів, які були б рівноважними із рудними породами Коростенського плутону. Походження і механізми виникнення збагачених рудними елементами і фосфором розплавів (йотунітового, феродіоритового складу), споріднених із анортозитовими масивами, залишаються дискусійними (частково ці питання розглянуто у попередніх роботах [2, 4]), але в літературі найбільше обговорено дві гіпотези. З одного боку, просторова приуроченість рудних магматичних розплавів до анортозитових комплексів логічно передбачає їх генетичний зв'язок. Тому деякі дослідники розглядають їх як залишкові (інтерстиційні) розплави (феродіоритового / йотунітового складу) після кристалізації анор-

тозитових кумулатів [11, 20—25, 27, 29]; інші дослідники [17—19], вважають їх первинними розплавами, що виникали як результат безпосереднього плавлення нижньої кори в процесі підйому анортозитових діапірів і не пов'язані із процесами диференціації розплавів первинних для анортозитових серії.

Зважаючи на складну проблему походження вихідних розплавів і, зрештою, брак даних, ми у своїх міркуваннях не дійшли одностайного висновку. Так, С.Г. Кривдік та О.В. Дубина вихідним вважають розплав базальтового складу (збагачений титаном і фосфором унаслідок попереднього фракціонування феробазальту), тоді як Л.В. Шумлянський дотримується поглядів про його йотунітовий склад (як це було запропоновано в [15] стосовно Федорівської розшарованої інтрузії). Можливо, що об'єктивнішим рішенням цієї проблеми може бути визначення складу розплавних включень, захоплених апатитом (як найпридатнішим мінералом для таких досліджень).

Нині, окрім просторового зв'язку анортозитових масивів і рудоносних інтрузій, вагомих аргументів, які б підтверджували або заперечували їхню генетичну спорідненість, ми не маємо, а наявних мінералогічних і геохімічних даних із цих двох типів порід Коростенського плутону недостатньо для вирішення таких питань.

Розгляд рудоносних порід анортозитових масивів як залишкових розплавів має ряд переваг, оскільки пояснює: 1) просторову і часову зближеність анортозитів і рудних інтрузивів; 2) незначні масштаби поширення Fe-Ti-P порід, які внаслідок істотно вищої густини таких розплавів концентруються переважно у нижніх (під анортозитами) частинах резервуарів і можуть підніматись у верхні горизонти лише за появи тектонічно ослаблених зон; 3) подібність мінералогічних характеристик рудоносних порід і вмісних анортозитів [3, 7].

Оскільки олівін є важливим мінералом для розуміння умов кристалізації розплавів різноманітного складу, особливості розподілу Mg і Fe між олівіном і розплавом, що з ним співіснує, використовуються для оцінки рівноважності їх кристалізації. За даними [28], рівноважні умови олівін — розплав досягаються за K_d 0,30 ± 0,02, причому цей коефіцієнт не залежить від температури, складу розплаву і фугітивності кисню. Ґрунтуючись на численних експериментальних даних щодо кристалізації базальтових розплавів, олівін разом із плагіоклазом є найбільш ранньою ліквідусною фазою, що узгоджується із порядком кристалізації мінералів у рудних габроїдах Стремигородської інтрузії. Через те, що хімічний склад олівіну в досліджених зразках залишається практично незмінним, оцінена величина *Mg#* рівноважного розплаву становить 22—26 %. Це дещо вище, ніж у можливому вихідному розплаві, рівноважному із породами Федорівської інтрузії (*Mg#* 14—22 %). Проте такі дані знаходяться в тому ж діапазоні, що і *Mg#* порід йотунітового складу Коростенського плутону [15] і можуть бути розглянуті як рівноважні із анортозитовими розплавами.

Інформативнішим щодо генезису рудоносних порід може бути апатит, оскільки є головним концентратором *REE* у досліджуваних породах. Концентрацію та особливості розподілу *REE* у розплаві, рівноважному із ільменіт-апатитовими рудами Стремигородської інтрузії, можна оцінити за допомогою їх концентрації у проаналізованих апатитах за рівнянням $C_{REE}^{Liq} = C_{REE}^{Ap}/D_{REE}^{Ap}$ (де C — концентрація, D — коефіцієнт розподілу). Для розрахунків застосовано коефіцієнти розподілу *REE* ($D_{REE}^{Ap/Liq}$), наведені в роботі [16] для інтрузії Б'єркрейм-Сокндаль *(Bjerkreim-Sokndal,* Southwest Norway). Хоча нагадаємо, що в ній кумуляти мають габроноритовий склад, на відміну від Стремигородської. Розраховані концентрації *REE* рівноважних із апатитом розплавів показано на рис. 8, з якого видно, що отримані теоретичні розплави є збагаченішими, порівняно із дайковими породами феродіоритового складу Коростенського плутону, хоч їхні спектри *REE* характеризуються такими ж помірними величинами негативних Eu-аномалій. Можливо, підвищена концентрація *REE* відображає склад не початкової, а більш диференційованої (збагаченої) порції розплаву.

Як один із факторів, що суперечить гіпотезі про залишкову природу (після відділення анортозитів) рудоносних розплавів, згадуються незначні або помірні негативні Eu-ано-

малії, які проявляються в інтрузіях рудоносних габроїдів Коростенського плутону. За умови раннього фракціонування плагіоклазу залишковий розплав мав би збіднюватись на Sr і, особливо, Eu. Проте, руди Стремигородської, як і породи Федорівської інтрузій, суттєвого зниження Sr, порівняно із анортозитами і габро-анортозитами плутону, не проявляють, а незначне зниження спричинене зменшенням частки плагіоклазу за рахунок підвищеного вмісту рудних мінералів. Для пояснення величини Eu-аномалії необхідні додаткові дослідження, щоб з'ясувати особливості його концентрування не лише у апатиті, але й у польовому шпаті як одному із головних мінералів-концентраторів Eu. Проте, якщо величина Eu-аномалії є меншою в апатитах, ніж у вмісних рудоносних габро, то можемо припустити, що її вирівнювання на хондрит-нормованих спектрах порід може відбуватись лише за рахунок значної концентрації Eu, який входить у плагіоклаз. Наші розрахунки показують, що апатит (зр. 101-198 та 28-143) концентрує лише 2,6 і 2,2 % від загального вмісту Eu порід, а хондрит-нормовані спектри *REE* в плагіоклазі, розраховані з використанням коефіцієнтів розподілу, наведених в [1], будуть характеризуватися значними позитивними Eu-аномаліями (Eu/Eu* 13,8 і 13,1 відповідно). Такі ж різкі позитивні аномалії проявляються і в реальних хондрит-нормованих спектрах плагіоклазу із анортозитів. Тому, спираючись на отримані дані, припускаємо, що плагіоклаз анортозитів, принаймні його частина, може бути захоплений рудоносними розплавами під час їх сепарації (фільтр-пресингу) з подальшою диференціацією і підйомом у верхні частини анортозитових порід.

У рудних породах інтрузиву головним концентратором TiO_2 є ільменіт з низьким вмістом гематитового міналу, MgO і Cr. Останній в аналізах рудних мінералів не зафіксовано, а його концентрація у породах є незначною (55—63 ppm), що свідчить про низький вміст Cr у ільменіті. Тому руди Стремигородської інтрузії можна вважати перспективним джерелом для отримання титану не лише через його високий вміст, а і через якісні характеристики руд, особливо якщо орієнтуватись на більш екологічну хлоридну технологію переробки титанових руд.

Висновки. Подібність геологічної будови, мінерального складу та геохімічних особливостей як порід Федорівської (та низки інших проявів із Fe-Ti-P мінералізацією Коростенського плутону), так і Стремигородської інтрузій вказують на їх належність до типових розшарованих інтрузій, формування яких відбувалось у результаті диференціації магматичного розплаву. Тісна просторова зближеність анортозитових масивів і рудних інтрузивів Коростенського плутону, як і подібність мінералогічних характеристик рудоносних і вмісних порід, дають підставу припустити, що вони є проявами одного геологічного процесу. Зважаючи на невеликі розміри рудоносних інтрузій, порівняно з масштабами поширення порід габро-анортозитових масивів плутону, а також пізніший характер відносно вмісних габро-анортозитів і збагаченість рудними компонентами, ймовірніше, що первинним (вихідним для Стремигородської інтрузії) був залишковий розплав після кристалізації порід анортозитової серії, хоча можливий склад такого розплаву (феродіоритовий, базальтовий) залишається дискусійним. Такий розплав вже на початкових етапах був збагачений рудними елементами, а порядок кристалізації головних силікатних і рудних мінералів відповідає порядку у подібних рудоносних інтрузіях, генетично пов'язаних із анортозитовими комплексами, що формувались за відновних умов. Попередні геохімічні дані свідчать, що принаймні рудні габроїди верхньої частини Стремигородської інтрузії є результатом інтенсивного кристалізаційного фракціонування збагаченого рудними компонентами розплаву після його механічного відділення від анортозитової матриці. Процес такого відділення (фільтр-пресингу), подальшої сегрегації і підйому у верхні горизонти міг супроводжуватись частковим захопленням ще неповністю консолідованого матеріалу анортозитів, що позначається на геохімічних характеристиках рудних габро.

ЛІТЕРАТУРА

1. Дубина О.В., Кривдік С.Г. Геохімічні і петрологічні особливості базитів та ультрабазитів лужних комплексів Українського щита. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2013. № 1. С. 173—191.
2. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Швайка І.А., Швайка І.Д., Якубенко П.Ф., Проскурка Л.І. Геохімічні особливості головних типів порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону (Український щит). *Мінерал. журн*. 2022. **44**, № 2. С. 20—47. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020
3. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 100 с.
4. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Бельський В.М. Нові види основних порід у Корсунь-Новомиргородському анортозит-рапаківігранітному плутоні як індикатор його петрогенезису. *Мінерал. журн.* 2022. **44**, № 4. С. 43—60. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.043
5. Кудинова Л.А., Металиди С.В. Титаноносные массивы габбро-анортозитов. Москва: Наука, 1987. 137 с.
6. Кудинова Л.А., Проскурин Г.П. Некоторые минералого-геохимические особенности рудного оливинового габбро (Коростенский плутон). *Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины.* Киев: Наук. думка, 1979. С. 72—81.
7. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 248 с.
8. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис. … д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
9. Проскурин Г.П. Объемная зональность апатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского плутона. Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. Москва: Наука, 1984. С. 45—67.
10. Проскурин Г.П., Проскурина В.Ф., Фомин А.Б., Металиди С.В. Рудные троктолиты Коростенского плутона (Украинский щит). *Докл. АН УССР*, *Сер. Б.* 1977. № 12. С. 1080—1083.
11. Ashwal L.D. Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, NY. *Amer. Mineral*. 1982. **67**(1). P. 14—27.
12. Bedard J.H. Parental magmas of the Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach. *Contrib*. *Mineral. Petrol*. 2001. **141**. P. 747—771. https://doi.org/10.1007/s004100100268
13. Charlier B., Namur O., Bolle O., Latypov R., Duchesne J.C. Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Revs*. 2015. **141**. P. 56—81. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005
14. Duchesne J.C., Shumlyanskyy L., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasaltic evolution. *Lithos*. 2006. **89**. P. 353—376. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.01.003
15. Duchesne J.C., Shumlyanskyy L., Mytrokhyn O.V. The jotunite of the Korosten AMCG complex (Ukrainian Shield): Crust- or mantle-derived? *Precam. Res.* 2017. **299**. P. 58—74. http://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018
16. Charlier B., Vander Auwera J., Duchesne J.C. Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway): Part II. REE and the trapped liquid fraction. *Lithos*. 2005. **83**, Iss. 3—4. P. 255—276. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.005
17. Duchesne J.C. Origin and evolution of monzonorites related to anorthosites. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*. 1990. **70**. P. 189—198.
18. Duchesne J.C., Wilmart E., Demaiffe D., Hertogen J. Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites. *Precam. Res.* 1989. **45**, Iss. 1—3. P. 111—128. https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90034-X
19. Duchesne J.C., Wilmart E. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (Southwest Norway): a jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite. *J. Petrol.* 1997. **38**. P. 337—369. https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.337
20. Emslie R.F., Hamilton M.A., Thériault R.J. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *Journ. Geol*. 1994. **102**, № 5. P. 539—558. https://www.jstor.org/stable/30068555
21. Fuhrman M.L., Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral*. 1988. **73**. P. 201—205.
22. Li L.X., Li H.M., Li Y.Z., Yao T., Yang X.Q., Chen J. Origin of rhythmic anorthositic-pyroxenitic layering in the Damiao anorthosite complex, China: implications for late-stage fractional crystallization and genesis of Fe-Ti oxide ores. *J. Asian Earth Sci*. 2015. **113**. P. 1035—1055. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.023
23. Markl G., Frost B.R. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten islands, northern Norway: II. Calculation of parental liquid compositions for anorthosites. *J. Petrol.* 1999. **40**. P. 61—77. https://doi.org/10.1093/petroj/40.1.61
24. Mitchell J.N., Scoates J.S., Frost C.D., Kolker A. The geochemical evolution of anorthosite residual magmas in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *J. Petrol.* 1995. **37**. P. 637—660. https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.637
25. Morse S.A. A partisan review of Proterozoic anorthosites. *Amer. Mineral*. 1982. **67**. P. 1087—1100.
26. Owens B.E., Dymek R.F. Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. *Canad. Mineral*. 1992. **30**. P. 163—190.

27. Owens B.E., Rockow M.W., Dymek R.F. Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis. *Lithos.* 1993. **30**. P. 57—80. https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90006-X
28. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium. *Contr. Mineral. and Petrol.* 1970. **29**. P. 275—289. https://doi.org/10.1007/BF00371276
29. Scoates J.S., Frost C.D., Mitchell J.N., Lindsley D.H., Frost B.R. Residual-liquid origin for a monzonitic intrusion in a mid-Proterozoic anorthosite complex: the Sybille intrusion, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *GSA Bull.* 1996. **108**. P. 1357—1371. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1357:RLOFAM>2.3.CO;2
30. Toplis M., Carroll M.R. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *J. Petrol.* 1995. **36**. P. 1137—1170. https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137
31. Vander Auwera J., Bologne G., Roelandts I., Duchesne J.C. Inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) analysis of silicate rocks and minerals. *Geol. Belg*. 1998. **1**. P. 49—53. https://doi.org/10.20341/gb.2014.006
32. Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J.C. A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite. *J. Petrol.* 1998. **39**. P. 439—468. https://doi.org/10.1093/petroj/39.3.439

Надійшла 24.03.2023

REFERENCES

1. Dubyna, O.V. and Kryvdik, S.G. (2013), *Zb. nauk. prats UkrDGRI,* No. 1, pp. 173-191 [in Ukrainian].
2. Dubyna, O.V., Kryvdik, S.G., Shvayka, I.A., Shvayka, I.D., Yakubenko, P.F. and Proskurka, L.I. (2022), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 44, No. 2, pp. 20-47 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020
3. Kononov, Yu.V. (1966), *The Gabbroid massifs of the Ukrainian Shield,* Nauk. dumka, Kyiv, UA, 100 p. [in Ukrainian].
4. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V. and Belsky, V.M. (2022), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 44, No. 4, pp. 43-60 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.043
5. Kudinova, L.A. and Metalidi, S.V. (1987), *Titanium-bearing massifs of gabbro-anorthosites,* Nauka, Moscow, RU, 137 p. [in Russian].
6. Kudinova, L.A. and Proskurin, G.P. (1979), *Problems of geology and stratigraphy of the Precambrian of Ukraine,* Nauk. dumka, Kyiv, pp. 72-81 [in Russian].
7. Lichak, I.L. (1983), *Petrology of the Korosten pluton,* Nauk. dumka, Kyiv, UA, 248 p. [in Russian].
8. Mytrokhyn, O.V. (2011), *Anorthosite-rapakivi-granite complex of the Ukrainian Shield (geology, material composition and formation conditions)*, Abstract of DrSc dissert. of geol. sci., Kyiv, UA, 36 p. [in Ukrainian].
9. Proskurin, G.P. (1984), in *Vertical zonality of igneous ore deposits*, Nauka, Moscow, RU, pp. 45-67 [in Russian].
10. Proskurin, G.P., Proskurina, V.F., Fomin, A.B. and Metalidi, S.V. (1977), *Dokl. AS UkrSSR, Ser. B,* No. 12, Kyiv, pp. 1080-1083 [in Russian].
11. Ashwal, L.D. (1982), *Amer. Mineral.*, Vol. 67(1), pp. 14-27.
12. Bedard, J.H. (2001), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 141, pp. 747-771. https://doi.org/10.1007/s004100100268
13. Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R. and Duchesne, J.C. (2015), *Earth-Science Revs,* Vol. 141, pp. 56-81. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005
14. Duchesne, J.C., Shumlyanskyy, L. and Charlier, B. (2006), *Lithos,* Vol. 89, pp. 353-376. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.01.003
15. Duchesne, J.C., Shumlyanskyy, L. and Mytrokhyn, O.V. (2017), *Precam. Res.,* Vol. 299, pp. 58-74. http://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018
16. Charlier, B., Vander Auwera, J. and Duchesne, J.C. (2005), *Lithos,* Vol. 83, Iss. 3-4, pp. 255-276. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.005
17. Duchesne, J.C. (1990), *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Vol. 70, pp. 189-198.
18. Duchesne, J.C., Wilmart, E., Demaiffe, D. and Hertogen, J. (1989), *Precam. Res.,* Vol. 45, Iss. 1-3, pp. 111-128. https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90034-X
19. Duchesne, J.C. and Wilmart, E. (1997), *J. Petrol.,* Vol. 38, pp. 337-369. https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.337
20. Emslie, R.F., Hamilton, M.A. and Thériault, R.J. (1994), *Journ. Geol.*, Vol. 102, No. 5, pp. 539-558. https://www.jstor.org/stable/30068555
21. Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. (1988), *Amer. Mineral.*, Vol. 73, pp. 201-205.
22. Li, L.X., Li, H.M., Li, Y.Z., Yao, T., Yang, X.Q. and Chen, J. (2015), *J. Asian Earth Sci.*, Vol. 113, pp. 1035-1055. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.023
23. Markl, G. and Frost, B.R. (1999), *J. Petrol.,* Vol. 40, pp. 61-77. https://doi.org/10.1093/petroj/40.1.61
24. Mitchell, J.N., Scoates, J.S., Frost, C.D. and Kolker, A. (1996), *J. Petrol.,* Vol. 37, pp. 637-660. https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.637
25. Morse, S.A. (1982), *Amer. Mineral.*, Vol. 67, pp. 1087-1100.
26. Owens, B.E. and Dymek, R.F. (1992), *Canad. Mineral.*, Vol. 30, pp. 163-190.
27. Owens, B.E., Rockow, M.W. and Dymek, R.F. (1993), *Lithos,* Vol. 30, pp. 57-80. https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90006-X

28. Roeder, P.L. and Emslie, R.F. (1970), *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 29, pp. 275-289. https://doi.org/10.1007/BF00371276
29. Scoates, J.S., Frost, C.D., Mitchell, J.N., Lindsley, D.H. and Frost, B.R. (1996), *GSA Bull.*, Vol. 108, pp. 1357-1371. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1357:RLOFAM>2.3.CO;2
30. Toplis, M. and Carroll, M.R. (1995), *J. Petrol.,* Vol. 36, pp. 1137-1170. https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137
31. Vander Auwera, J., Bologne, G., Roelandts, I. and Duchesne, J.C. (1998), *Geol. Belg.*, No. 1, pp. 49-53. https://doi.org/10.20341/gb.2014.006
32. Vander Auwera, J., Longhi, J. and Duchesne, J.C. (1998), *J. Petrol.,* Vol. 39, pp. 439-468. https://doi.org/10.1093/petroj/39.3.439

Received 24.03.2023

S.G. Kryvdik, DrSc (Geology and Mineralogy), Prof.
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: kryvdik@ukr.net; https://orcid.org/0000-0002-8356-1115
O.V. Dubyna, DrSc (Geology), Associate Professor
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90, Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022
E-mail: dubyna_a@ukr.net; https://orcid.org/0000-0002-6003-4873
O.A. Vyshnevskyi, PhD (Geology and Mineralogy), Senior Research Fellow
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: vyshnevskyy@i.ua**;** https://orcid.org/0000-0002-7206-2185
L.V. Shumlyanskyy, DrSc (Geology), Associate Professor
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PECULARITIES OF Fe-Ti-P MAFIC ROCKS OF THE STREMYHOROD INTRUSION (KOROSTEN PLUTON)

Small-scale layered intrusions of mafic composition enriched in ilmenite, magnetite and apatite are known in association with the rocks of the anorthositic series of the Korosten pluton. Two Fe-Ti-P deposits have been explored in the most well-studied Fedorivka and Stremyhorod intrusions. The geological setting, mineral and chemical composition of mafic intrusions are similar. They are considered to be typical layered intrusions, with gradual accumulation of ore minerals in the upper part of the layered series. This review examines some mineralogical and geochemical features of ores of the Stremyhorod intrusion. Ores are represented by olivine (melano-) gabbro with peridotitic layers. Olivine (Fa_{46-55}), augite, plagioclase (An_{45-56}) and biotite are the main rock-forming minerals. Among the ore minerals, the most common are homogeneous ilmenite (Hem_{4-6}), while magnetite ($Uspl_{12-39}$) with lamellaes of ilmenite, and apatite occur in a subordinate amount. Apatite is enriched in LREE ((La/Yb)n = 11.9-14.8), has moderate negative Eu-anomalies (0.37-0.45) and increased concentrations of Y and Sr. According to the order of appearance of rock-forming and ore minerals, crystallization proceeded under reducing conditions with early melt saturation in TiO_2, which led to the crystallization of ilmenite, probably even before the appearance of clinopyroxene. The estimation of the melt temperature by plagioclase composition (1060-1100 °C) and Fo-minal content in olivine (1090-1100 °C) yielded similar results. The equilibrium conditions were reached at fO_2 –8.8 to –9.3, so crystallization of ores of the Stremyhorod intrusion took place at reducing conditions (ΔFMQ = –0.74-–0.54). Considering the small size of such intrusions, in comparison to the gabbro-anorthosite massifs in the Korosten pluton, as well as ore mineral enrichment and late emplacement relative to the host gabbro-anorthosites, we suppose that these intrusions were formed after separation of residual melts from partly crystallized rocks of the anorthositic series. The composition of such melts (ferrodioritic/jotunitic, basaltic) is still obscure. The Mg# in the equilibrium liquid calculated for ore rocks of the Stremyhorod intrusion is 22-26%, which is slightly higher than that of the Fedorivka intrusion (Mg# 14-22%), and overlaps with jotunites of the Korosten pluton. The process of separation (filter-pressing) of Fe-Ti-P enriched melts and its subsequent migration to the upper level were accompanied by the partial capture of anorthositic material, which affects the geochemical characteristics of the ore gabbroids.

Keywords: Fe-Ti-P mafic rocks, mineralogical composition, geochemical composition, Stremyhorod intrusion.