

**АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ВІДДІЛЕННЯ МЕТАЛОГЕНІЇ**

На правах рукопису
УДК 553.22:553.493.5(477.42)

БІЛОУС ОЛЕКСАНДР ІВАНОВИЧ

**ВИСОКОТЕМПЕРАТУРНІ
МЕТАСОМАТИЧНІ ФОРМАЦІЇ
СУЩАНО-ПЕРЖАНСЬКОЇ ЗОНИ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
ТА ЇХ РУДОКОНТРОЛЮЮЧЕ ЗНАЧЕННЯ**

Спеціальність 04.00.11—Геологія, пошуки та розвідка рудних та нерудних родовищ корисних копалин, металогенія.

АВТОРЕФЕРАТ

дисертації на здобуття вченого ступеню
кандидата геолого-мінералогічних наук



00756663 (X)

Робота виконана в Київському університеті ім. Тараса Шевченка

Науковий керівник:

- доктор геолого-мінералогічних наук
професор І.П. Щербак

Офіційні наукові опоненти:

- член-кореспондент АН України
член-кореспондент РАН
доктор геолого-мінералогічних наук
Е.А. Кузін
- кандидат геолого-мінералогічних наук
В.С. Металіди

Ведуча організація: Український державний інститут мінеральних ресурсів (УкрДІМР, м. Сімферополь).

Захист дисертації відбудеться "6" жовтня 1994 р. о 10 годині на засіданні спеціалізованої Ради Д 016.17.02 в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення, відділення металогенії.

Адреса: 252 068, м. Київ, пр. Паладіна, 34.

З дисертацією можна ознайомитись в бібліотеці Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення АН України.

Відгуки на автореферат в 2-х примірниках, завірені печаткою, прохання надсилати за адресою: 252 068, пр. Паладіна, 34, ВМ ІГМР АН України, вченому секретарю спеціалізованої Ради.

Автореферат розіслано "12" липня 1994 р.

Вчений секретар спеціалізованої
Ради
доктор геолого-мінералогічних наук

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

АКТУАЛЬНІСТЬ ТЕМИ. Вивчення змінених порід має важливе теоретичне та практичне значення завдяки унікальній інформації, що міститься в даних про умови утворення рідкіснометалевих родовищ та локалізації окремих рудних тіл. На прикладі Судано-Пержанської зони Українського щита (УЩ) розглянуто основні питання зв'язку полігенної та поліхронної рідкіснометалевої (TR, Y, Ta, Nb, Be, Sn, W, Ag-сульфідної, фтористої) мінералізації з процесами гранітизації та високотемпературного метасоматозу.

Не дивлячись на значний обсяг раніше проведених розвідувальних та науково-дослідних робіт, багато питань формування Пержанського рідкіснометалевого поля залишилися невирешеними, що і позначилось на актуальності вибору теми і змісту досліджень: 1) вивчення особливостей будови і закономірностей формування вмичуючих аруденіння гранітів та лужних метасоматитів; 2) визначення генетичного зв'язку багатостадійного ендегенного рідкіснометалевого рудоутворюючого процесу з конкретними метасоматичними формаціями і співвідношення рудної та метасоматичної зональності; 3) фізико-хімічний аналіз умов процесів гранітизації і високотемпературного метасоматозу.

МЕТА І ЗАВДАННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ полягають в комплексному (геологічному, мінералого-петрографічному та фізико-хімічному) вивченні основних генетичних та просторово-часових закономірностей формування гранітів пержанського комплексу і високотемпературних лужних польовошпатових метасоматитів як основи для прогнозування ендегенного рідкіснометалевого аруденіння в Судано-Пержанській зоні (СП зоні) та інших шовних зонах УЩ. Саме з польовошпатовими метасоматитами пов'язується розширення берилізової мінерально-сировинної бази Пержанського рудного поля.

МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ПЕРВИННИЙ ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ. Для вирішення поставлених питань було використано комплекс методів, до яких входило польове та мінералогічне картування метасоматитів та різних типів руд раєм з прикладними методами досліджень.

Основу дисертації складають результати особистих досліджень автора, зібрані за період з 1985 по 1993 роки, а також дані порівняльного вивчення інших рідкіснометалевих об'єктів країни СНД, спорідненої формаційної приналежності: Житковичського (Білорусь) та Катугинського (Росія) родовищ.

Речовинний склад руд, порід та мінералів вивчався в корінних відслоненнях порід, за керном свердловин (близько 28 000 пог. м.), в штафак (376 шт.), шліхах (28 шт.) та під мікроскопом (1 187 шліфів та 144 аншліфів) спільно з використанням результатів хімічного (469), кількісного спектрального (1 250), мікросондового (109), ІК-спектроскопічного (31), рентгено-структурного (28) та термобарогеохімічного (99) аналізів, а також ізотопного датування (5). Концентрація рідкісноземельних елементів (РЗЕ) та Y в породах і акцесорних мінералах визначалась хіміко-атомно-емісійним (13 ан.) та спектральним методами. В 30 випадках, додатково до результатів мікроаналізування, було проведено вимір оптичних констант мінералів на отолі Є.С. Федорова.

НАУКОВА НОВИЗНА. 1) Вперше в повному обсязі для Пержанського рудного поля було вивчено та описано рудно-метасоматичну зональність, що має вигляд складної комбінації, суміщення та накладання двох різночасових типів зональності - метаматичного та гідротермально-метасоматичного етапів. Встановлено, що формування зональності кожного з етапів обумовлюється багатостадійними та поліфазіальними метасоматичними змінами. 2) Визначено головні фазико-хімічні параметри утворення метасоматичної та рудної зональності (T, P, $f(\text{CO}_2)$, pH), приведено діаграми стійкості мінеральних парагенезисів в метасоматитах в залежності від активності загальному рухливих компонентів. Показано, що склад і будова метасоматичних колонок визначається складом первинних порід, зовнішніми умовами та режимом розчинів. 3) На підставі нового фактичного матеріалу доведено, що лужні польовшпатові метасоматити, як в межах рудного поля в цілому, так і в окремих рудних тілах характеризуються визначеною зональною будовою в поперечному та позадозв'язьому до потоку розчинів розтинах. 4) Виділено та описано мінеральні фази метасоматитів та пов'язане в них рідкіснометалеве зруденіння, уточнено їх формаційну належність. 5) Виявлено динаміку зміни мінеральних асоціацій та пов'язаних в них типів рідкіснометалевої руди в часі і просторі.

ПРАКТИЧНА ЦІННІСТЬ РОБОТИ. Отримані результати були використані Житомирським ГРЕ ДП "ТівнічУкргеологія". Отримано акти впровадження до практики геологорозвідувальних робіт на площі Пержанського рудного поля (1988, 1991 рр.) розроблених петрохімічних, мінералогічних та геохімічних критеріїв. В лужних польовшпатових метасоматитах визначено три морфологічно-генетичні

типи пертитових зростань лужних польових шпатів по різних зонах метасоматичної колонки, які запропоновано до використання при картуванні навколорудних метасоматитів та рідкіснометалевих руд. Встановлено головні особливості розподілу P2E та Y в гранітах та метасоматитах. Визначено зональність та часову залежність їх концентрацій P2E та Y від зовнішніх умов, що дозволяє користуватися геохімічними даними, як індикаторами метасоматичної зональності.

ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ ЯКІ ЗАХИЩАЮТЬСЯ: 1) Породоутворюючі мінерали, розвинуті в ореолах фельдшпатаціяції гранітів та сіенітів пержанського комплексу, являючи собою мінерали змінного складу, утворюють філогенетичні ряди: актиноліт (Акт) → гастингсітова рогова обманка (P.o.) → феррогастингсіт → ферроеденітова р. о.; ангіт → сідерофіліт (Ві); андезін → олігоклаз → альбіт (Ал); альбіт → пертитовий лужний польовий шпат (ПЛШШ). Склад і властивості головних породоутворюючих мінералів визначаються місцем в метасоматичних колонках, що дає можливість оцінити фізико-хімічні умови гранітаціяції та метасоматичного породоутворення на різних стадіях її розвитку. 2) В просторовому розповсюдженні проявів Y-TR-Ta-Nb-Be встановлюється латеральна зональність, що відображає просторово-часові зміни кислотності-лужності флюїдів прогресивного та регресивного етапів становлення гранітів і сіенітів пержанського комплексу. 3) Рудоносні польовошпатові метасоматити етапу тектоно-магматичної активізаціяції являють собою внутрішньо формаційний генетичний ряд, становлення якого відбувалося за умов постійного зниження температури, лужності метасоматичних розчинів та змін активностей лужних металів. 4) Встановлені елементи зональності зруденіння (Be, Sn, поліметали) на родовищі в цілому та в окремих рудних тілах відповідають стадійно-фаціальній метасоматичній зональності лужних метасоматитів і грейзенів.

АПРОВАЦІЯ РОБОТИ. Дослідження за період з 1985 по 1989 рр. проведено в УкрДІМРі (Сімферополь) та завершено під час навчання в аспірантурі з відривом від виробництва при геологічному факультеті Київського університету (КУ). Головні висновки досліджень викладено в трьох науково-дослідних звітах УкрДІМРа (1988, 1991) та КУ (1993).

Результати проведених досліджень доповідались на загальноосвяній мінералогічній школі (Одеса, 1986), засіданнях НТР Житомирської ГРЕ (Нова Борова) та відділів УкрДІМРа (1988), на щорічних наукових семінарах, спільних засіданнях кафедр ксрисних компа-

дин та мінералогії, геохімії та петрографії КУ, на конференції "Мінералогія та прогнозна оцінка на тверді корисні копалини" (Київ, 1991), конференції професорсько-викладацького складу геологічного факультету КУ (1993), а також висвітлені в 4 публікаціях, в тому числі в одній колективній монографії.

ОБСЯГ ТА СТРУКТУРА РОБОТИ. Дисертація складається з вступу, п'яти розділів та закінчення, які викладено на 292 сторінках друкованого тексту. Вона містить 88 малюнків, 30 таблиць та перелік літератури, який складено з 183 назви.

Дисертаційну роботу виконано під науковим керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук, професора І.П. Шербаня, якому автор висловлює свою вдячність за постійні турботи, високу вимогливість та допомогу при проведенні досліджень.

Автор висловлює ширю вдячність професорам Л.С. Галецькому, В.Г. Мозякю, В.А. Рябенку, доцентам В.В. Шунько, С.Є. Шкокову, В.І. Шевченко, О.В. Зінченко, провідним науковим працівникам Г.І. Князеву, З.Д. Саломонівій, Ю.С. Лебедєву та С.Я. Марченко, за надані консультації та конструктивну критику. Окрема дяка Д.І. Шербаню за проведення ним мікроскопових досліджень. Збиранню представницького фактичного матеріалу сприяли геологи В.А. Парфенки, М.В. Ананченко, М.І. Дуляк та П.А. Кондратенко. Активну допомогу на протязі всіх етапів досліджень в обробці цифрових даних надавали наукові працівники В.В. Кірнічний та С.П. Савенко, в оформленні дисертації - А.І. Колісник.

РОЗДІЛ І. ОГЛЯД РОБІТ, ПРИСВЯЧЕНИХ ВИСОКОТЕМПЕРАТУРНОМУ МЕТАСОМАТИТІВ СУДАНО-ПЕРЯНСЬКОЇ ЗОНИ

В цьому невеликому за обсягом розділі розглянуто питання класифікації метасоматичних утворень СП зони з виділенням серед них формацій двох різночасових етапів (метаматичного та гідротермально-метасоматичного), схематично описано їх мінеральний склад, масштаби проявів (площадні та більш локальні метасоматичні змінення) і стадійність утворення. Наведено, що є тільки незначна кількість робіт, присвячених питанням зональності та фізико-хімічних умов їх утворення.

Історичний огляд проведено окремо для кожної з розглянутих формацій, що дозволило показати розвиток поглядів дослідників в часовому вимірі. Значний внесок в вивчення метасоматитів району зроблено Н.А. Безпалько, Л.С. Галецьким, С.І. Гураїчем, Л.Б. Зуб-

ковим, О.В. Зінченко, В.Ф. Луцько, Є.Я. Марченко, С.В. Металіди, С.В. Металіди, С.В. Нечасвим, В.І. Павлишиним, Ю.І. Половинкіною, Р.Г. Понсмарьовою, В.А. Парфенюком, Т.М. Шацькою та іншими.

РОЗДІЛ II. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЕ ПОЛОЖЕННЯ СУЩАНО-ПЕРЖАНСЬКОЇ ЗОНИ В ЗАГАЛЬНІЙ БУДОВІ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА ТА ЇЇ ВІСТРИШЕЇ БУДОВА

Як неодноразово відмічалось, Сущано-Пержанська зона має складну будову, яку представлено різночасовими метаморфічними, магматичними та метасоматичними комплексами.

Район досліджень віднесено до центральної частини СП зони - Пержанському тектонічному вузлу (Металіди, Нечасв, 1983), якому відповідає рідкіснометалеве одноіменне рудне поле. В геологічній побудові останнього беруть участь породи, що їх віднесено нами за часом утворення та генетичного пов'язання з структурами побудання до трьох геолого-структурних ярусів: нижньопротерозойському, середньопротерозойському та верхньопротерозойському.

Нижньопротерозойський геолого-структурний ярус складено кристалічними сланцями, кислими і середніми еффузівами та кварцитами сущанської світи (Безпалько, 1972), що залягає на гнейсо-магматичній верстві, яку проривають габбро-діабази та габбро-амфіболіти осницького комплексу (2.0 - 1.9 млрд. р.).

Середньопротерозойський геолого-структурний ярус складено продуктами основного магматизму та гранітизації. Основні породи представлено габбро-анортозитами, габбро-амфіболітами, анортозитами, олівіновими габбро, олівіновими габбро-амфіболітами та плагіоклазитами коростенського комплексу (1.8 млрд. р.).

Генезис і формаційна належність гранітів Пержанського вузла залишаються однією з актуальних проблем геології України. Серед них, в прийнятому обсязі, виокремлюються різновиди, подібні за складом до сублужних гранітів (пержанські, сирницькі, львовківські, хочинські, граніт-порфіри) та сієнітів (ястребецькі). Приведено ознаки за якими ці утворення розглядаються в складі осницького (Половинкіна, 1957; Нікольський, Наумов, 1977; Комаров, Притков, 1980) або коростенського (Безпалько, 1965, 1970, 1974; Скобелев, 1987; Щербак та ін., 1989) комплексів або виділяються в самостійний пержанський комплекс (Галецький, 1966, 1970, 1974). Отримане автором за Rb/Pb термоізохронним методом по цирконах з пержанських гранітів геохронологічне датування ($1.76-1.74 \pm 0.05$ млрд. р.) добре узгоджується з літературними даними.

За часом прояву та генетичного зв'язку з гранітами розрізняються дві групи метасоматичних формацій: прогресивного (фельдшпатизовані породи) та регресивного (грейзенизовані, альбітизовані граніти) етапів. В своїх дослідженнях автор виходив з відомих висновків вивчення механізму гранітизації (Жаріков, 1987), що за таким підходом основну увагу було приділено вивченню умов, що існували в зоні СП розлому під час становлення ралакві-гранітної формації Коростенського плутону.

До верхньопротеросайського геолого-структурного ярусу віднесено продукти метасоматичної діяльності етапу тектоно-магматичної активізації. З цим періодом в зоні розлому пов'язано формування "внутрішніх розломів", що обумовлено тектонікою Овруцького субширотного грабену.

Поле лужних польовошпатових метасоматитів представлено двома рудними дільницями: Центральною (5.5 на 1.5 км.) та Східною (4 на 1.2 км.), у внутрішній частині кожної з яких встановлено протяжливі (до кількох сотень метрів), малопотужні (перші метри) рудоносні зони, прив'язані до місць максимальних тектонічних напружень внутрішніх розломів, і які являють собою по суті зближені групи окремих рудних тіл. Метасоматити представлені полімінеральними породами двопольовошпат-кварцового, двопольовошпаткварц-слюдяного складів, а також суттєво мікрокліновими, менше альбітовими породами. Крім того широко розвинені польовошпатові тіла, що складаються на 95 % з пертитових лужних польових шпатів (пертитів за Н.А. Безпалько, 1970). Окварцювання та грейзенизація являють собою накладені процеси кислотної стадії і розвинені як між, так і у відриві від польовошпатових метасоматитів.

Ізотопним датуванням вік лужного метасоматозу визначено в 1.4 ± 0.25 млрд. р., що доводить їх великий часовий відрив від процесів гранітизації (360-340 млн. р.).

Рідкіснометалева мінералізація. Серед рідкіснометалевих проявів Пержанського вузлу нами розрізняється зруденіння двох геолого-структурних ярусів: Zr-Y-TR-Ta-Nb, в меншій мірі Be (фенакіт), в гранітах і сієнітах та Be (мінерали гелвінівої групи) -Sn-W-F-сульфідне в колумбітом в польовошпатових метасоматитах та грейзенах.

Рудопрояви першої групи металів контролюється діагональною системою розривних порушень, яка грає головну роль в регіональному плані і визначає загальну конфігурацію області гранітизації.

Показником в цьому плані є комплекс проявів Ястребецького масиву сієнітів, місце якого контролюється Уборцьким розломом північно-східного напрямку. Для мінералізації другої групи металів важливим є субширотний напрямок, особливо в вузлах перетинання з розривними порушеннями відмінної орієнтації.

РОЗДІЛ III. ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЖАНСЬКОГО ГРАНІТНОГО КОМПЛЕКСУ

Петрографічна зональність прогресивної гранітизації

Метасоматичні ореоли фельдшпатазації характеризуються зональною будовою. В залежності від складу заміщуваної породи розрізняються два типи петрографічної зональності.

А. Фельдшпатазовані метабазити коростенського комплексу.

Зона 0. Первинна порода - метагаббро-плагіоклаїт.

$\text{Пл} + \text{Акт} + \text{ФерроАвг} + \text{Ві}$

Зона 1. $\text{Пл} + \text{Хл} + \text{Ка} + \text{Еп} + \text{Р.о.}$

Зона 2. $\text{ПлШШ} + \text{Еп} + \text{Р.о.} + \text{Кв}$

Зона 3. $\text{ПлШШ} + \text{Р.о.} + \text{Кв}$

Зона 4. $\text{ПлШШ} + \text{Кв} + \text{Ві} \pm \text{Гр}$

Б. Фельдшпатазовані метакристалосланці сущанської світи.

Зона 1. Первинна порода.

$\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Сер}$ (серіцит)

Зона 2. $\text{ПлШШ} + \text{Кв} + \text{Сер}$

Зона 3. $\text{ПлШШ} + \text{Кв} + \text{Ві}$

Загальна тенденція в побудові описаних колонок полягає в розкисленні основних плагіоклаїв і заміщенні їх калієвим польовим шпатом, а темнокольорових мінералів - біотитом, що геохімічно супроводжується виносом фемічних компонентів та привнесенням Si , K менше Na . Контрастно цей процес (дебазифікація) проявлений в алобазитових фельдшпатазованих породах, де простежується закономірна зміна основних темнокольорових мінералів більш кремнієво-кислими: $\text{Пір} + \text{Акт} \rightarrow \text{Хл} + \text{Еп} + \text{Р.о.} \rightarrow \text{висококалієва Р.о.} + \text{Ві}$.

Мінералогія гранітазованих порід

Амфіболи. У зміщуваних породах амфібол представлено виключно актинолітом ($f = 47-61$, $ca = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) = 90-100$), стійкість якого з плагіоклаєм обумовлена передгранітаційним ретроградним метаморфізмом: $\text{Пл}_{\text{Ca}} + \text{Гіп} \rightarrow \text{Пл}_{\text{Ca}} + \text{Акт}$.

Амфіболи з проміжних зон колонок алобазитових фельдшпатазо-

ваних порід у відповідності до прийнятої класифікації (Leak, 1978) віднесено до групи рогових обманок, які належать до трьох видових груп: гастингситової р.о., феррогастингситу та ферроседенитової р. о. Появу гастингситової р.о. (f - 59-88, са - 79-88) в зовнішній зоні обумовлена перекристалізацією актиноліту первинної породи. Встановлено виразану залежність в Si-Al заміщенні, що характеризує актиноліт-роговообманковий перехід. Феррогастингсит (f - 70-76, са - 75-79) розвинутий як продукт гетеровалентного ізоморфізму $Si(Mg, Fe^{2+}) \approx 2Al$ гастингситової р.о. Ферроседенитова р.о. (f - 87-95, са - 76-91) характерна для сильно фельдшпатизованих метабаазитів, але зустрічається також і в магматичних сієнітах (Кривдик та ін., 1985).

Для процесу еволюції ряду амфіболів визначені такі особливості хімічної зміни від зовнішніх зон колонок до внутрішніх: а) підвищення залізистості; б) підвищення вмісту лугів та зменшення Mg; в) вміст Al_{aug} значно коливається, але в цілому, зростаючи у зовнішній зоні (рівнозначно як за рахунок Al^{IV} так Al^{VI}), зменшується до зони 3.

Польові шпати. Склад плагіоклазів знаходиться у прямій залежності від кремнекислотності породи та інтенсивності прояву фельдшпатизації. У внутрішніх зонах колонок його представлено альбітом, який разом з калієвим польовим шпатом (КПШ) входить до складу ПЛПШ.

Для ПЛПШ в напрямку внутрішньої зони відмічається зменшення вмісту Ca, Al, Na і зростання кількості K. В цілому по Пержанському полю склад ПЛПШ значно коливається, у відповідності до складу початкової породи. Так для сієнітів та граносієнітів, для яких зміщуючими є основи породи, ПЛПШ описується середнім складом $Or_{47}Ab_{52}An_1$, в той час як для пержанських гранітів, що залягають між метакристалозоланцями суданської світи зафіксовано $Or_{85}Ab_{34}An_1$.

Структурні перетворення КПШ в ПЛПШ мають складний характер. Максимальний ступень рентгенівської триклинності ($\Delta P - 95-99$) мають КПШ в асоціації з більш пізнім цукроподібним кварцом, що дає змогу пов'язувати ступень упорядкованості в структурі мінералу з процесами пізнішого регресивного етапу.

Хлорити (f - 85-70) розповсюджені тільки у зовнішній зоні апобазитових зміщених порід в асоціації з гастингситовою р. о. та кальцитом. Вони належать до валієвстих хлоритів типу Бруновігіта-діабеніта. При фельдшпатизації хлорит разом з гастингситовою

p.o. залучається до реакції утворення більш замінюваного амфіболу - феррогастингіситу.

Біотит є складовою частиною внутрішньої зони колонки та всіх різновидів гранітних порід перманського комплексу в асоціації з ПЛШ, кварцом та гранатом. Встановлено спрямований тренд зміни складу мінералів від наближеного до теоретичного складу аніту (f - 75-85, al - 15-18) до сидерофіліту (f - 90-98, al - 20-21), що відбиває зменшення в системі активності K і підвищення активності H₂O у зв'язку з переходом до подальшої регресивної кислотної стадії. Відміна від біотитів гранітів пов'язана з пониженням змісту Al в октаедричній позиції.

Гранати (альмадин) встановлено в тісній асоціації з біотитом, що і відбивається у відповідності високій заміненості Gr (f - 75-82) цюму ж показнику в біотиті та змішувачій їх породі.

Епідот (пріант) утворено за рахунок основного плагіоклазу та актиноліту. Мінерал встановлено в асоціації з хлоритом, гастингітовою p.o. та ПЛШ.

Петрографічна зональність порід перманського комплексу

При переході фельдшпатисованих порід в граніти та сієніти зстановлюється тотожній зв'язок з елементами будови СП глининого розлому, виражений, як з'ясувалось, невідлячись на відносну простоту і витриманість головної асоціації породотворючих мінералів гранітів та сієнітів (Kz + Bt + ПЛШ) в оснальному розподілі текстурно-структурних ознак.

Зовнішня зона представлена породами, що у вигляді вузької смужки займають зовнішню територію СП зони і частини УІ флангів, що дотичні до північно-східного напрямку (порфіробластичні фації львовковських, сирницьких, хочинських гранітів та приконтаткових ястребецьких сієнітів). Головна особливість цих порід - співнаходження первинних текстурно-структурних ознак змішувачих порід та накладених порфіробластичних та тамситових структур. Для них звичний амфібол, асоційований з ПЛШ, біотитом та кварцом.

Проміжна зона фіксується за площинним розвитком середньокрупнозернистих структур псевдоморфного характеру. Найбільш представницькими є контрастно смужчаті (сланцеваті) перманські граніти, які складено поперемінними промарками ПЛШ з кварц-біотитовими агрегатами. Реакційні взаємодії мінералів, особливо ПЛШ з кварцом та плагіоклазом визначають переважно метасоматичний тип

процесу. Ксеноморфні високремлення кварцу поступово до півдня витісняються зернами, що мають більший ідіоморфізм в порівнянні з ПЛПШ. Суб- та псевдографічні структури ПЛПШ та кварцу розповсюджені у вигляді вузької смуги по зовнішній периферії площі розповсюдження пержанських гранітів.

На всіх геологічних малах породи, що їх віднесено нами до центральної зони, показано як крупнозернисті пержанські граніти. Ці різновиди, що також характеризуються описаною смугастістю, поступово в південному напрямку переходять в порфіровидні, інколи в масивні, повнокристаличні устинівські граніти коростенського комплексу. Порфіровидну структуру устинівського граніту підкреслено кулястими вкрапленнями кварцу, який за своєю морфологією може бути співставлений з кварцом в крупнозернистих пержанських гранітах, що описаний як "первинно магматичний кварц" (Вєрбицький, 1984).

Фізико-хімічні умови гранітизації

Активність рухливих компонентів. Парагенетичним аналізом встановлено головні закономірності геохімічної поведінки основних петрогенних компонентів під час гранітизації, в тому числі залежність мінеральних парагенезисів від активності K та Na. В то й же час присутність сидерофіліту і склад ПЛПШ у внутрішній зоні свідчать про зниження μK до завершення прогресивної гранітизації. Локальне підвищення μCa відбувається тільки біля метабаазитів, де а ПЛПШ асоціюється епідот.

Температура та тиск. В якості геотермометрів використано рівноважні співіснуючі мінерали з однаковими ізоморфними компонентами. В фельдшпатизованих метабаазитах, завдячуючи утворенню по них чотирьох багатомінеральних зон, можливості для визначення T і P значно розширено.

Для визначення реперних (максимальних та мінімальних) значень температур прийнято асоціації зовнішньої та внутрішньої зон відповідно: $Pl + P.o.$ в рівновазі з Ep, Xl, Ka (Плюсина, 1983) та $Bi + Gr$ (Перчук, Рябчиков, 1978). Опрацювання результатів показало значні коливання окремих значень та разом з тим, локальне підвищення температури гранітизації по літералі з 500 до 700°C. Температурні значення для асоціацій проміжних зон "взяті" з діаграм стійкості епідоту та еденіту в порівнянні з літературними даними вивчення оолітатних систем, також викладаються в зазначенні

межі. Розклад значень, можливо, пов'язаний з накладенням процесів пізньої кислотної стадії.

Абсолютні значення флюїдного тиску визначено за особливостями складу амфіболів ($Al_{\text{всг}}$), що являють собою наскрізні мінерали колонки (Ghent et. al., 1982; Hammarstrom et. al., 1987; Johnson et. al., 1989; Thomas et. al., 1990). Розподіл значень по латералі показав зниження $P_{\text{фл}}$ з 0.6 до 0.3 ГПа.

Таким чином, більшість отриманих цифр вказує на термодинамічні умови епідот-амфіболітової та амфіболітової фації гранітизації, що відповідає даним, які отримані при вивченні наявних парагенезисів мінералів.

Фугитивність кисню. Вихідними для розрахунків прийнято емпіричні закономірності залежності Al/Na відношення від величини $f(O_2)$ в амфіболах (Плюсина, 1993), що показує зростаючу роль кисню при підвищенні ступеню гранітизації.

pH. Відносну оцінку кислотно-основних властивостей мінералотворюючого середовища проведено комплексом методів, що включають порівняння мінеральних парагенезисів за показником умовного потенціалу іонізації продуктів реакцій та показником загальної основності порід (Маракушев, 1973). Отримані висліді добре узгоджуються за наявною загальною тенденцією підвищення залізності порід та мінералів при зростанні їх кислотності.

Метасоматичні перетворення регресивного етапу та їх рудоносність

Між широко розповсюджених продуктів кислотної стадії переважає кварц, який утворює куляподібні виокремлення вздовж сланцюватості граніту. Біотит збагачується Al (сидерофіліт). Останній супроводжується вкращеннями циркону, рідкісноземельного флюориту, а також вперше нами описанного для СП зони, якобіту (Білоус, 1990). Більш пізня альбітизація, в окремих випадках супроводжується утворенням лужних амфіболів та егірину.

У розташуванні рудопроявів, в їх найбільш загальному вигляді вбачається концентрична загалність. Скупчення рідкісноземельного флюориту виявлені в ястребецьких сієнітах, на крайньому заході та на сході рудного поля. Прояви Ta та Nb зміщено на південь та на схід від масиву сієнітів в напрямку до внутрішньої частини СП зони. Ще далі на південь розповсюджені фенакітоносні граніти, якими утворено кільцеподібну зону, в середині ареалу найбільш інтенсивної альбітизації. Фенакітизацію накладено на центральну,

тобто найбільш високотемпературну зону гранітації, яка попередньо піддалась перетворенням процесами кислотного метасоматозу. Зональна будова рідкіснометалевого рудного поля пов'язана, по-перше, з найбільш інтенсивними проявами ранньої кислотної стадії метасоматозу в переферійних частинах поля, а пізніше лужної - у внутрішніх, по-друге, з загальним затуханням метасоматичного процесу в напрямку з півночі на південь.

Особливості розподілу P3E та ітрію. Від порід евакоконтактової зони до її центральної, найбільш переробленої, частини встановлено якісну зміну складу P3E в породах, яку зафіксували по зменшенню співвідношення TR_{Ce}/TR_{Sc} від ютребецьких амфіболових та амфібол-біотитових сієнітів до перманських гранітів в 12-13 разів (Білоус, 1992). В цьому ж напрямку зростає відносний та абсолютний вміст Y. В стадію фельдшпатизації для всіх різновидів порід перманського комплексу характерне зростання суми P3E, яке відбувається, головним чином, за рахунок групи TR_{Ce} та Y. Незалежно від складу заміщуваної породи зростання вмісту P3E відбувається у відповідності до зростання в породі концентрацій K_2O , SiO_2 та лужнометальності. Розподіл P3E та Y в постмагматичних фаціях залежить від вмісту в породах циркону та флюориту, які є головними концентраторами P3E на цих стадіях. Вміст власне рідкісноземельних мінералів (монациту, коенотиму, бритоїту та інш.) незначний. P3E у флюоритах та цирконах мають тенденцію до накопичення серед них TR_Y , по мірі зростання вмісту TR_{Sc} та Y.

Встановлені закономірності є непрямими свідченнями про те, що просторова зональність у розташуванні рідкіснометалево-рідкісноземельного зруденіння є наслідком зміни режиму кислотності-лужності флюїдів в період від ранньої лужної (фельдшпатизація) до кислотної (покварцовання) та пізньої лужної (альбітизація). Індикаторами зональності слугують TR_{Ce}/TR_{Sc} ; TR_{Ce}/TR_Y ; δEu .

РОЗДІЛ IV. ЛУЖНІ ПОЛЬОВОШПАТОВІ МЕТАСОМАТИТИ ПЕРМАНСЬКОГО РУДНОГО ВУЗЛА

Внутрішньоформаційна зональність метасоматитів

При проведенні досліджень автор особливу увагу приділив аналізу закономірностей розташування метасоматичних утворень у відношенні до потоку проникаючих рієчинів. По відношенню до лужних польовошпатових метасоматитів Перманського вузла розрізняються два типи такої зональності: лінійний та поперечний.

Лінійну зональність простежено задовж простягання рудолокалізуючої регіональної структури - СП глибинного розлому, що знаходить своє відображення в поступовому зменшенні в рудних тілах в східному напрямку відносного вмісту мікрокліну, за умов зростання концентрації альбіту. В напрямку Східної рудоносної структури спостерігається зміна різнотипових метасоматитів: мікроклінітів двопольшовшатовими метасоматитами (пертоазитами) і далі - альбітитами. Поперечну зональність представлено внутрішньоформаційною колонкою, зовнішня зона якої складена переважно мікроклінізованими породами, які потім заміщуються пертоазитами. В центральній зоні істотно зростає роль процесів альбітизації. Непоодинокими в випадки перекриття та накладення внутрішніх зон на зовнішні.

Особливості мінерального складу метасоматитів

Під час лужного метасоматозу ПЛПШ гранітів піддався суттєвим змінам, що полягають в "самоочищенні" мінерала-господаря від пертитових вrostків, яке супроводжується перекристалізацією останніх. В межах колонок, у відповідності до застосованої класифікації (Alling, 1929), високремлено три головні різновиди проміжних станів ПЛПШ - морфологічні типи. Пертити 1-роду - стрічкоподібні та гольчаті, які входять до складу зміщуючих гранітів, яких не затркнуто польовошпатовими змінками. Пертити 2-роду - представлені чотками та стяжіннями. Ними складені зовнішні зони колонок окремих метасоматичних тіл. В незалежності від виду процесу заміщення (мікроклінізація, альбітизація), послідовність перекристалізації ідентична. Пертити 3-роду присутні в проміжних зонах та інколи, як реліктові, зустрічаються у зовнішніх зонах колонок, і представлені трубчатими та ниткоподібними зростаннями.

Зміни морфологічних особливостей пертитових зростань обумовлені ступенем заміщення первинної породи і тому це повинно братись до уваги при картуванні метасоматичної зональності.

Фасії метасоматитів та текстурно-структурні особливості нарколорудних проєктів

Описані типи внутрішньоформаційної метасоматичної зональності обумовлені диференційною рухливістю K та Na в колонці розчинів, що фільтрується, і це дає можливість розглядати вказані різновиди, як самостійні мінеральні фасії. Ці фасії відбивають головні часові закономірності взаємодії лужних метасоматичних роз-

чинів з вмішуваними гранітами:

1. $\mu K^+ > \mu Na^+$, мікроклінова фация метасоматитів.

Зона 0. Початкова порода - пержанський граніт.

ПЛПШ + Bi + Kв

Зона 1. ПЛПШ 2-роду + Bi + Mi

Зона 2. ПЛПШ 3-роду + Mi

Зона 3. Mi + Mt

2. $\mu K^+ \approx \mu Na^+$, пертозитова фация метасоматитів.

Зона 0. ПЛПШ + Bi + Kв

Зона 1. ПЛПШ + Si

Зона 2. ПЛПШ + Bi + АБ

Зона 3. ПЛПШ + АБ + Mt

3. $\mu K^+ < \mu Na^+$, альбітова фация метасоматитів.

Зона 0. ПЛПШ + Bi + Kв

Зона 1. ПЛПШ 2-роду + Bi + АБ

Зона 2. ПЛПШ 3-роду + АБ

Зона 3. АБ + Mt

Еволюцію текстурно-структурних ознак виражено в аміні сланцюватих та гнейсовидних текстур гранітів масивними текстурами метасоматитів, гранітних та катакластичних структур - гранобластовими. В масивних метасоматитах наявні порфіробласти магнетиту, а також разом з більш давніми за віком прожилками кварцу, сульфідів, гематиту, й не так часто - карбонату.

Узагальнюючи отримані дані можливо виокремити такі особливості польвошпатівого заміщення: 1) Загальне спрямування метасоматичного заміщення виражене в тенденції до утворення у внутрішніх зонах колонок суттєво польвошпатових порід; 2) Геологічне розташування та аміна текстурно-структурних ознак є однаковими для різних фаций метасоматитів, що є свідченням про формування останніх в подібних структурно-геологічних умовах; 3) Морфологічні типи пертитових зростають віддзеркалюють в найбільш загальному вигляді єдине спрямування при формуванні окремих метасоматичних тіл; 4) Для всіх мінеральних фаций помічено привнесення Fe, S та CO_2 , що дає можливість говорити про утворення метасоматитів з єдиної порції гідротермальних розчинів.

Фізико-хімічні умови утворення

Температури мінералотворення в метасоматитах неодноразово визначалися за польвошпатовими, рудними та жильними мінералами

(Металіди та інш., 1971; Гуров та інш., 1971; Винар та інш., 1972; Гінабург та інш., 1973; Марченко, 1972; Марченко та інш., 1978; Зінченко, Павлишин, 1980). Нами, в обмеженому обсязі, зроблено заміри температури декрепітації польових шпатів, гентгельвіну та касітериту. Процес польовошпатової зміни починався при 500-450°C (мікроклініти) з поступовим зниженням температури до 400-350°C (альбітиту). Найбільш інтенсивна кристалізація гентгельвіну відбувалась в інтервалі 345-300°C, що показує деяке запізнення процесу рудовідкладення. Варіації температури в плані реконструйованого нами профілю метасоматитів показують невелике значення градієнту температури 15-10°C на 1 км.

Поведінка Na та K в розчині. При допомозі парагенетичного аналізу було досліджено систему $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{FeO}-\text{H}_2\text{O}$ для випадків парагенезисів, які представлені мікрокліном, альбітом, сидерофілітом, кварцом та магнетитом. Діаграма $\mu\text{K}^+-\mu\text{Na}^+$ розглянутої одноваріантної мультисистеми добре відбиває залежність зміни парагенезисів в колонках метасоматитів. За експериментальними даними (Orville, 1963; Ellis et al., 1964; Зіранов, 1972), відхилення від лінії монотонної рівноваги M_1-A_6 на діаграмі лімітується Na/K відношенням в розчині. В температурному інтервалі 500-450°C, мікроклін повинен кристалізуватися при перевищенні C_{Na} над C_{K} в розчині не більш ніж в 4- 4.6 рази, альбіт при 400-350°C - не менше ніж в 5.8-7 разів. Тобто, висліді спостережень, дають змогу робити висновки про те, що внутрішньоформатійна горизонтальна зональність в метасоматичній зміні гранітів за своєю природою є концентраційною зональністю, яку обумовлено падінням в розчині концентрацій K на тлі поступового зниження температури.

pH. Термодинамічні розрахунки показали, що реакції з утворенням мікрокліну відбуваються в широких, і майже саме в тих, межах значеннях кислотності-лужності, що й реакції з утворенням альбіту, але з обов'язковим зміщенням альбіту на 0.5-1.5 од. pH в більш кислотну область. Враховуючи просторовий розподіл метасоматитів можна вважати, що "підкислення" розчинів відбувалося в двох напрямках: східному, вадомь протягання рудоносних структур, та південному - в напрямку загального погіршення метасоматичного процесу. Разом з тим для зональності кожної з мінеральних фаций встановлюються елементи циклічності в зміні режиму кислотності-лужності: лужність зростає від фронтальних зон до проміжних, після чого знову слабне до тильних зон. Остання особливість є ха-

рактерною рисою зональності глибинних гідротермальних родовищ (Русінов та ін., 1982).

Таким чином, накладені на "рідкіснометалеві" пержанські граніти рудоносні лужні польовошпатові метасоматити являють собою внутрішньоформаційний генетичний ряд, становлення якого відбувалося за умов стійкого зниження температури та лужності метасоматичних розчинів та змін активності лужних металів.

Рудно-метасоматична зональність Пержанського вузла

Рудно-метасоматична зональність Пержанського вузла проявляється на трьох рівнях: рудних тілах, окремих рудоносійних зонах та родовища в цілому.

Зональність рудних тіл схематично описана С.І. Гурвичем, Н.В. Брусніциною (1962), С.В. Металіди та Р.Г. Пономарьовою (1972) і характеризується змінюю від периферії до тильної частини рудних тіл мінеральних асоціацій польовошпатових метасоматитів грейзеновими - літєвими слюдами, мусковитом, амазонітом та кварцем. Зональний розподіл мінеральних комплексів місцями порушується явищами дроблення польових шпатів та цементації їх більш пізніми слюдами та кварцом. На цих ділянках широкий розвиток отримали процеси амазонітазації лужних метасоматитів. В практиці геолого-розвідувальних робіт ці породи, що мають масивні та порфіробластичні текстури та бластокатакlastичну внутрішню мікробудову, отримали назву "амазонітових гранітів". Нами встановлено, що амазонітація метасоматитів парагенетично пов'язана з процесами кислотної стадії, що доводиться виключно належністю "амазонітових гранітів" до інтенсивно грейзенізованих (слюдизованих) дільниць центральних зон колонок лужних метасоматитів.

Асиметрія метасоматичної зональності на рівні рудоносної зони проявляється у зменшенні найбільш грейзенізованих метасоматитів на глибину, до підосів рудних тіл (Галецький, 1971) та до дільниць викликання зон лужного метасоматозу. До структурних факторів віднесено контроль розподілу грейзенових асоціацій дрібними крутопадаючими тріщинами, що розтинають лужні метасоматити, витягуючись при цьому далеко за межі їх викликання. В напрямку західного та східного флангів рудоносних зон помітно зміню "обсягової" грейзенізації та амазонітазації зільним виконанням.

Зазначені прикмети свідчать про тектонічний контроль рудоносійних зон та так званої зональності "тектонічного розкриття"

(Кігай, 1989), що проявляється в розростанні рудовміщучих розломів під час стадійного мінералотворення.

Зональність родовища встановлюється в диференційному розподілі в розтині та плані формаційних та фаціальних типів метасоматитів, що визначається співвідношенням внутрішньоформаційної (фаціальної) зональності грейзєнів, яку накладено на вже сформовану зональність польвошпатових метасоматитів.

Значено вибіркву приуроченість великих орудів грейзєнів до великих тріщинних структур, маркованих брекчіями, катаклазитами та мілонітами. Крім підновлення старих тріщин, які обумовили морфологію та розміри зон польвошпатових амінів, утворені нові різноорієнтовані тріщинні зони та штокверки. Ці зони, розкриті поблизу денної поверхні, контролюються Уборзьким (дільниця "Кар'єр", "Західно-Ястребецька"), Ястребецьким (дільниця "Східно-Ястребецька") та Голосним (дільниця "Центральна") розломами. Тобто в загальному структурному плані Перманського вузла великі грейзєнські тіла тягнуться до периферійних частин поля лужного метасоматозу, утворюючи його зовнішній дискретний контур.

Вертикальну зональність грейзєнів проявлено на локальному рівні де вона виражена в просторовому відокремленні грейзєнових фацій обслуження та відкладення.

А) Кварцова фація грейзєнів широко розповсюджена на флангах рудного поля в місцях виходу рудних тіл на денну поверхню.

Зона 0. Початкова порода - перманський граніт.

ПлПлПл + Бі + Кв

Зона 1. ПлПлПл + Кв + Му

Зона 2. Кв + Му

Зона 3. Кв жильний.

Б) Грейзєни фації відкладення утворені за рахунок заміщення польвошпатових метасоматитів на найбільш глибших горизонтах рудоносійних зон. Тут виділено інший мінеральний тип порід - слюдити.

Зона 0. Початкова порода - альбітрізований мікроклініт.

Мі + Аб + редікти Бі та Кв

Зона 1. Слюди літійового ряду (Пр) + Мі

Зона 2. Пр.

Значені привнесення Si, F, Li, Fe і винесення Al та луг в першому випадку вказує на умови формування в обстановці кислотно-го видужування. Навпаки, грейзєни фації відкладення супроводжуються винесенням Si і Na та привнесенням K, Li, F, Al. Поблизу

кварцових прожилків з амазонітом, змішаних криоліт та інші алюмофториди та флюорит, відмічено процеси поєднаного кислотного вилужування, що й проявлено в зворотньому переміщенні компонентів.

За розподілом мінеральних асоціацій грейєнів встановлюється, що реакція розчинів, які піднімаються, змінювалась від лужної до кислій, чим і можна пояснити присутність грейєнів кварцової фації тільки у верхніх частинах рудних покладів та на виклинуваній тил польовошпатових метасоматитів. Слюда, особливо літєві, стійкі в більш алуженному середовищу, тому, збагачені ними ділянки порід переважно приурочені до найбільш глибоких зон.

Таким чином, описані у відповідних розділах дисертації особливості структурного контролю, зональності, мінерального складу та геохімічних умов утворення польовошпатових метасоматитів дозволяють розглядати їх у складі генетично єдиного ряду метасоматичних формацій. Аналізуючи з викладених позицій причину фізико-хімічної еволюції метасоматитів Пержанського вузла можна зробити висновок про те, що головними параметрами, які визначають розвиток метасоматичної зональності, є температура та кислотність-лужність розчинів.

Елементи зональності зруденіння

Аналіз попередньо цитованих досліджень та висновків пошуково-оцінюючих робіт, дає можливість зробити заключення про можливе існування в рудних тілах двох поясів стадійного зруденіння. Нижній пояс віднесено до глибоких горизонтів рудоносійних зон, і в ньому містяться крім проміслового берилієвого зруденіння польовошпатової формації, ділянки накладеної вкращеності каситеритової мінералізації. Ці утворення благоприємні також для концентрування перевідкладених форм Be - фенакиту, відлепиту.

Встановлену нами зональність верхнього поясу виражено неоднорідністю розташування в межах рудоносних зон двох найважливіших рудних асоціацій: гентгелвіновою в польовошпатових метасоматитах та каситерит-вольфраміт-сульфідною, яка приурочена до порівняно неглибоких флангових зон з мильним покварцюванням, а також до відносно глибоко залягаючих тіл першого типу, що піддалися серицитизації. Рудну зональність окремих рудних тіл проявлено в бік викликування покладів лужних метасоматитів, що пов'язано із змінами рудної спеціалізації у відповідності до зміни метасоматичних формацій та стадійності гідротермального процесу (від більш ран-

них до пізніх мінеральних асоціацій): гентгельвін + каситерит(1) + каситерит(2) + вольфраміт + пірит + галеніт(1) + галеніт(2) + сфалерит + халькопірит + молібденіт + барит.

Зміну хімічного складу мінералів гельвінової групи в обох поясах комплексного зруденіння визначено режимом кислотності-лужності розчинів. Реануючи літературні та власні дані, можна визначити, що максимальні вмісти гентгельвінового мінала визначені в мікроклінітах, гельвінового - в альбітитах, а даналітового - в "амазонітових гранітах" та кварцових жилах, що є у повній відповідності до даних мінерального синтезу (Кляхін та інш., 1984), до послідовності осадження іонів Zn-Mn-Fe по мірі спрямованого переходу системи від лужних до нейтральних та кислих середовищ.

Таким чином, елементи зональності зруденіння на родовищі та в рудних тілах, як наслідок просторового розташування мінеральних асоціацій, обумовлені, з одного боку, стадійним надходженням розчинів та змінами в них концентрацій головних рудогенних компонентів, з іншого - еволюцією фізико-хімічних властивостей кожної стадії розчинів на тлі внутрішньостадійного тріщинотворення.

РОЗДІЛ V. ПОШУКОВІ КРИТЕРІЇ НА КОМПЛЕКСНЕ РІДКІСНОМЕТАЛЕВЕ ЗРУДЕНІННЯ

На основі отриманих висновків розроблені додаткові пошукові критерії на пошук комплексного рідкіснометалевого зруденіння.

Перша група критеріїв ґрунтується на генетичному та просторовому зв'язку окремих типів зруденіння з конкретними метасоматичними формаціями та їхньою зональністю (за часом прояву): покварцовані граніти - Y, TR, Ta, Nb; альбітизовані граніти - Be (фенакіт); лужні польовошпатові метасоматити - Be (мінерали гельвінової групи); грейзени фації відкладення - Sn, Pb, аломофториди; грейзени фації вилужування - Sn, W, Pb, Zn, бісоорит. Виходячи із запропонованого тлумачення рудної зональності Перманського рудного поля, як наслідка суміщення та накладення різних різночасових типів рудно-метасоматичної зональності, знаходить своє пояснення наявність таких нетрадиційних типів зруденіння, як Y-Sn (рудопояси "Західне", "Східно-Ястребецьке") та сфалерит-гентгельвіновий (дільниця "Крушинка").

Друга група (локальних) критеріїв ґрунтується на мінералогічно-петрографічних особливостях метасоматитів: 1) наявність в ру-

доносних гранітах та польовшпатових метасоматитах пертитових аросань другого та третього родів, які дозволяють картувати метасоматичну асональність; 2) розвиток колонок вилукування та відкладення на різних вертикальних рівнях рудних тіл, що є само по собі критерієм глибини проявів мінеральних асоціацій грейзенової формації; 3) асоціації амазонітазації, що завжди супроводжують рудні тіла і мають прояви в місцях найбільшого амінавання і суміщення стадій лужного метасоматозу та грейзенизації.

ЗАКІНЧЕННЯ

Результати вислідів узагальнені у вигляді слідуючих основних висновків:

1. Оросели продуктів метасоматозу кожної з роглянутих формацій у своїй сукупності та рідкіснометалеві руди утворюють єдиний складнопобудований комплекс, який поєднує в собі елементи асональності похідних утворень гранітизації, постмагматичної та гідротермально-метасоматичної діяльності. Аналіз просторового розташування фация кожної окремої формації дав можливість виявити не менше чотирьох різночасових типів метасоматичної асональності.

2. Породоутворюючи мінерали, розвинуті в орослах фельдшпатизації гранітів та сіенітів лержанського комплексу, являючи собою мінерали змінного складу, утворюють філогенетичні ряди: актиноліт + гастингситова рогова обманка + феррогастингсит + ферроеденітова р. о.; анніт + сідерофіліт; андезін + олігонклаз + альбіт; альбіт + пертитовий лужний польовий шпат. Склад і властивості головних породоутворюючих мінералів визначаються місцем в метасоматичних колонках, що дає можливість оцінити фізико-хімічні умови гранітизації та метасоматичного породоутворення на різних стадіях її розвитку, що стало можливим тільки після аналізу та узагальнення всієї доступної літератури з фізико-хімічного моделювання складних систем в прикладенні його до метасоматичного породоутворення і даних мінерального синтезу в гідротермальних умовах.

3. Рідкіснометалева Y-TR-Ta-Nb-Be аруденіння середньопротерозойського геолого-структурного яруса утворено на тлі широко проявлених метасоматичних перетворень гранітів, що обумовлено діями постмагматичних флюїдів регресивного етапу. При цьому, в просторовому розповсюдженні рідкометальних рудопроявів встановлено латеральну асональність, яка відбиває просторово-часові аміни кислотності-лужності флюїдів від ранньої лужної (фельдшпатизації) до

кислотної (покварцовання) та пієної лужної (альбітизація).

4. Накладені на "рідкіснометалеві" пержанські граніти рудоносні лужні польовошпатові метасоматити верхньопротерозойського геолого-структурного ярусу являють собою внутрішньоформаційний генетичний ряд, становлення якого відбувалося за умов стійкого зниження температури та лужності метасоматичних розчинів та зміни активності лужних металів.

5. Вивчено деякі морфологічні особливості польових шпатів в лужних метасоматитах, які було залучено до розшифровки метасоматичної зональності, а також виявлені головні особливості та просторово-часова динаміка в геохімічному розподілі RbE і Y в гранітах та метасоматитах, що дає можливість незалежним чином використовувати отримані значення як індикатори метасоматичної зональності.

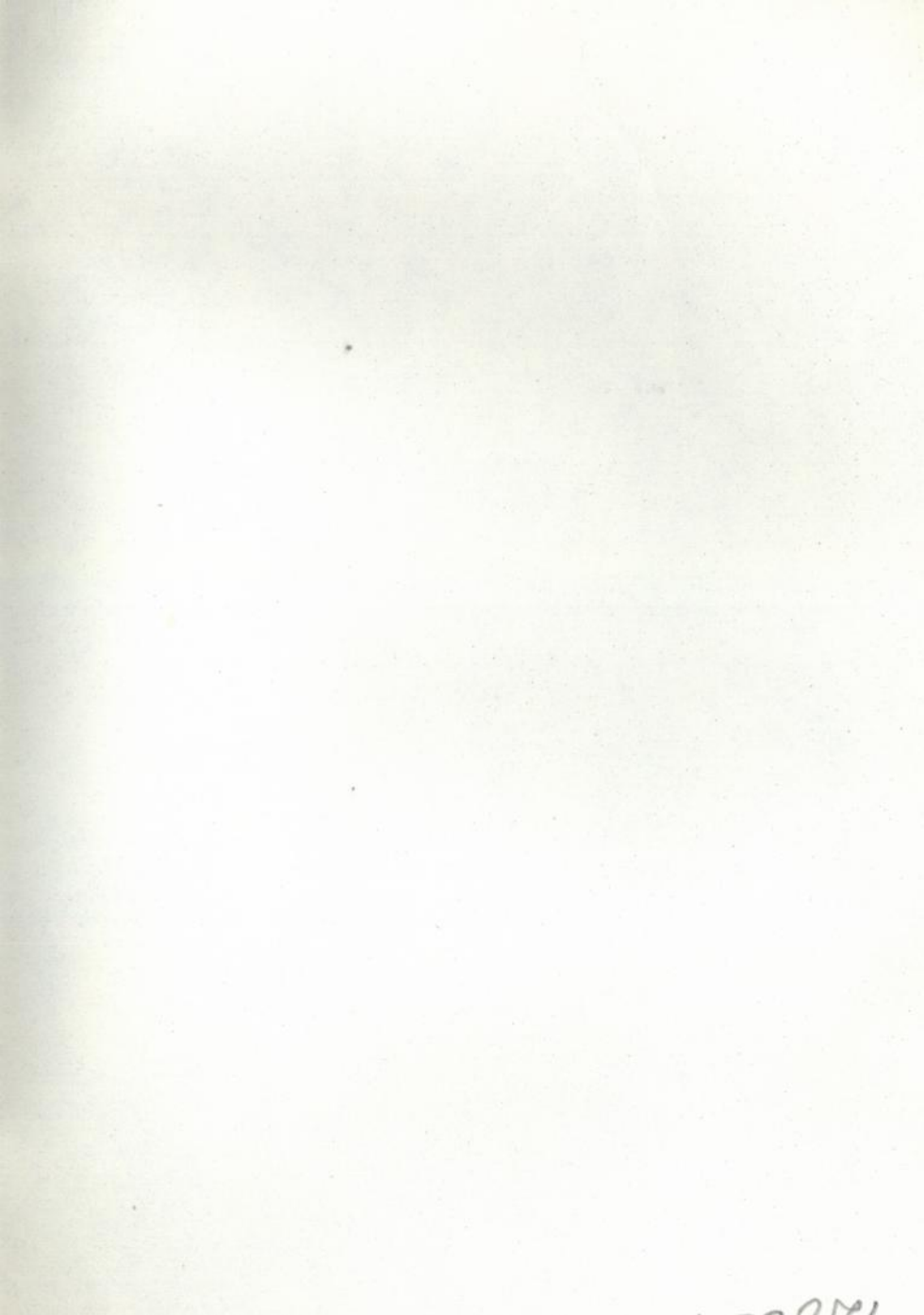
6. У висновку проведених досліджень піддалися уточненню формаційна приналежність різностадійних змінених порід та загальна схема послідовності мінералстворення, що само по собі дає можливість оцінити значення фізико-хімічних факторів в розташуванні зруденіння.

7. Розроблено додаткові, до вже відомих, пошукові критерії окремих типів "оділого" рідкіснометалевого зруденіння.

ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

1. Экзотичное проявление якобсита в гранитоидах Суздано-Пержанской зоны Украинского щита // Докл. АН СССР. - 1990. - т. 314. - № 2. - С. 444 - 446.
2. Редкоземельные элементы и иттрий в высокотемпературных приразломных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитах - индикаторы метасоматической зональности (на примере Суздано-Пержанской зоны Украинского щита) // "Минерогения и прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые. Теор. докл. конф., Киев, 10 - 12 декабря 1991". Киев, 1991, С. 45 - 47.
3. Петрогенетичні особливості гранітоподібних порід Суздано-Пержанської зони Українського щита // Вісник Київського університету. Хім.-біол. науки та науки про Землю. - 1992. - № 5. - С. 63 - 70.
4. Щелочные метасоматиты Суздано-Пержанской зоны. // В кн. Околорудные метасоматиты Украинского щита (Авт. И.П. Щербань, В.В. Шунько, А.И. Белоус и др. В печати.).





AB 30.673