

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології»
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Громадська організація «Українська міжнародна асоціація вивчення рудних родовищ»
Корпорація «Науковий парк «Київський університет імені Тараса Шевченка»

НАУКОВА КОНФЕРЕНЦІЯ
Метасоматизм та рудоутворення

5-7 жовтня 2016 року, м. Київ
ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені
Тараса Шевченка

ТЕЗИ ДОПОВІДЕЙ

НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
Метасоматизм и рудообразование

5 -7 октября 2016 года, г. Киев
УНИ «Институт геологии» Киевского национального университета имени
Тараса Шевченко

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

SCIENTIFIC CONFERENCE
Metasomatic processes and ore formation

October 5-7, 2016, Kyiv, Ukraine
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv

ABSTRACTS

Київ - 2016

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології»
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Громадська організація «Українська міжнародна асоціація вивчення рудних родовищ»
Корпорація «Науковий парк «Київський університет імені Тараса Шевченка»

МІЖНАРОДНА НАУКОВА КОНФЕРЕНЦІЯ

Метасоматизм та рудоутворення

5-7 жовтня 2016 року, м. Київ
ННІ «Інститут геології» Київського національного університету
імені Тараса Шевченка

ТЕЗИ ДОПОВІДЕЙ

МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

Метасоматизм и рудообразование

5 -7 октября 2016 года, г. Киев

УНИ «Институт геологии» Киевского
национального университета имени
Тараса Шевченко

INTERNATIONAL SCIENTIFIC CONFERENCE

Metasomatic processes and ore formation

October 5-7, 2016, Kyiv, Ukraine

Institute of Geology
Taras Shevchenko National University
of Kyiv

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ABSTRACTS

Київ - 2016

Наукова конференція метасоматизм та рудоутворення: Тези доповідей / Підготовка матеріалів: Андрєєва О.О. Омельченко А.М. Хлонь О.А. Відповідальні за випуск: Донський М.О. Синицин В.О. – К. : ТОВ «НВП «Інтерсервіс», 2016. – 80 с.

ISBN 978-617-696-513-8

Тези доповідей Наукової конференції «Метасоматизм та рудоутворення», 5-7 жовтня 2016 року, м. Київ. – 2016, Київ, ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Призначено для геологів, геохіміків та петрологів, що займаються вивченням гідротермально-метасоматичних порід і руд, а також для студентів та аспірантів, які виконують дослідження у відповідних галузях.

Матеріали у збірнику друкуються в авторській редакції.

Тезисы докладов Научной конференции «Метасоматизм и рудообразование», 5 -7 октября 2016 года, г. Киев. – 2016, Киев, УНИ «Институт геологии» Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

Предназначается для геологов, геохимиков и петрологов, которые занимаются изучением гидротермально-метасоматических пород и руд, а также для студентов и аспирантов, выполняющих исследования в соответствующих направлениях.

Материалы в сборнике напечатаны в авторской редакции.

Abstracts of the Scientific Conference “Metasomatic processes and ore formation” October 5-7, 2016, Kyiv, Ukraine. – 2016, Kyiv, Institute Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv.

The issue is intended for geologists, geochemists and petrologists studying hydrothermal-metasomatic rocks and ores as well as for students and young researchers interested in these fields of investigation.

All materials in this volume have been published in the wording of the authors.

*Рекомендовано до друку Вченою радою
ННІ «Інститут геології»
(Протокол №2 від 7.09.2016)*

ISBN 978-617-696-513-8

© ННІ «Інститут геології»
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка

ЗМІСТ
ОГЛАВЛЕНИЕ

Азімов О.Т., Буніна А.Я. АНАЛІЗ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ ЕНДОГЕННИХ РУДОПРОЯВІВ УРАНУ В МЕЖАХ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ З ВИКОРИСТАННЯМ МАТЕРІАЛІВ КОСМІЧНОГО ЗНІМАННЯ	10
Белевцев Р.Я., Блажко В.І., Лазаренко О.Є., Ніколаєнко В.І., Терещенко С.І. ДЖЕРЕЛО РЕЧОВИНИ ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ АЛЬБІТИТ-УРАНОВИХ РОДОВИЩ В ДОКЕМБРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	12
Береза Д.В., Євтехов В.Д. НАТРІЄВИЙ МЕТАСОМАТОЗ ЯК ФАКТОР ПІДВИЩЕННЯ ЛУЖНОСТІ БАГАТИХ ЗАЛІЗНИХ РУД КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ	14
Бобров О.Б., Гейченко М.В. НОВИЙ ТИП РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО ЗРУДЕНІННЯ ЗОНИ ЗЧЛЕНУВАННЯ ВОЛИНСЬКОГО І ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКІВ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	15
Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Лижаченко Н.М., Грінченко О.В., Курило С.І. ЗОЛОТОРУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В СКАРНАХ БАНДУРКІВСЬКОГО ПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	17
Бурханов Ф.С. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРУНТАУ (УЗБЕКИСТАН)	19
Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н. ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)	21
Заборовская Л.П., Фомин Ю.А., Покалюк В.В., Сорокотяга О.И. ОКОЛОРУДНЫЙ БАРИЙ-КАЛИЕВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ НА ЮРЬЕВСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)	23
Загнітко В.М. ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МЕТАСОМАТИЧНОГО ТА ГІДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДОУТВОРЕННЯ	24
Ісаков Л.В., Шпильчак О.В. УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ, МАГМАТИЧНІ ТА МЕТАСОМАТИЧНІ ПЕГМАТИТИ БАЗАВЛУЦЬКОГО ПОЛЯ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УЩ	25
Калашник А.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА УЩ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ	27
Кекелия С.А., Гагнидзе Н.Э., Кекелия М.А., Попхадзе Н.В. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ПАЛЕООСТРОВНОДУЖНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬНИССКОГО РАЙОНА, ГРУЗИЯ)	29
Кривдік С.Г. ДО ПИТАННЯ ПРО КЛАСИФІКАЦІЮ ТА ФАЦІЇ ГЛИБИННОСТІ МЕТАСОМАТИТІВ	31
Кульчицька Г.О., Герасимець І.М. ЗОНАЛЬНІ КРИСТАЛИ БРИТОЛІТУ: МЕТАСОМАТОЗ ЧИ КРИСТАЛІЗАЦІЯ	34
Лупашко Т.М., Таращан А.М., Ільченко К.О. СПЕКТРОСКОПІЧНІ ПАРАМЕТРИ МІНЕРАЛІВ ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ХАРАКТЕРУ ФЛЮЇДНОГО РЕЖИМУ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ МЕТАСОМАТИТІВ	36
Матковський О.І. ОСОБЛИВОСТІ МЕТАСОМАТИЧНОГО МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ У РАХІВСЬКОМУ Й ЧИВЧИНСЬКОМУ РУДНИХ РАЙОНАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	38

Мельниченко Б.Ф., Студзинская А.О., Синицын В.А. ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ НАТРИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ АПРЕЛЬСКОГО УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)	40
Мельничук В.Г., Мельничук Г.В., Скакун Л.З., Мисяк І.М, ПЕТРОХІМІЧНІ АСПЕКТИ ГІДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ І ПРОБЛЕМА МІДНИХ РОДОВИЩ В ТРАПАХ ВОЛИНИ	42
Митрохин О.В., Вишневська Є.О., Михальченко І.І., Гаценко В.О., Омельченко А.М. ПОСТМАГМАТИЧНІ ЗМІНИ В ПОРОДАХ ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВОЇ ФОРМАЦІЇ НОВОУКРАЇНСЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)	45
Михальченко І.І. ФОРМАЦІЯ УРАНОНОСНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТИВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В КОНТЕКСТІ ГЕОЛОГО-ГЕОХІМІЧНОЇ МОДЕЛІ РУДОУТВОРЕННЯ	47
Онанко Ю.А., Продайвода Г.Т., Вижва С.А., Онанко А.П., Шабатура О.В., Хоменко Р.В. АВТОМАТИЗОВАНА СИСТЕМА “KERN-DP” СЕЙСМОАКУСТИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ДІАГНОСТИКИ ПРОЦЕСІВ РУЙНУВАННЯ ПОРІД	49
Осипенко В.Ю., Шнюков С.Є., Никанорова Ю.Є. ГЕОХІМІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ОРЕОЛІВ ФЕНІТИЗАЦІЇ ЯК КРИТЕРІЙ ОЦІНКИ КОМПОЗИЦІЇ ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДІВ ТА ЇХ РУДОГЕНЕРУЮЧОГО ПОТЕНЦІАЛУ	51
Петрова Л.А. ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ ЮГО-ВОСТОКА УКРАИНЫ ВСЛЕДСТВИИ ТЕХНОГЕНЕЗА	53
Прилепа Д.М., Євтехов В.Д. ГІПЕРГЕННІ ВТОРИННІ КВАРЦИТИ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ЗАЛІЗИСТО-КРЕМНИСТОЇ ФОРМАЦІЇ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ	56
Ремезова Е.А., Охолина Т.В. ПОЛОХОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ, КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА СОВРЕМЕННЫХ АККУМУЛЯТОРОВ	57
Ріпенко В.В. ЛІТІЄВА РУДА ПОЛОХІВСЬКОГО РОДОВИЩА: МІНЕРАЛОГІЯ ТА МОЖЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ У ВИРОБНИЦТВІ ТЕРМОСТІЙКОЇ КЕРАМІКИ	59
Рузіна М.В., Терешкова О.А., Білан Н.В., Жильцова І.В. СТРУКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ ФЛЮЇДОЛІТІВ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО ТА ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	61
Стрельцов В.О. ЛОКАЛІЗАЦІЯ РИБЕКІТОВИХ МЕТАСОМАТИТИВ ІНГУЛЕЦЬКОГО РОДОВИЩА КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ	63
Сукач В.В., Синицин В.О. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНІ ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ЗОЛОТОНОСНИХ МОНАХОВІТІВ У ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІПРОВ'Я	65
Сьомка В.О., Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Донський М.О. ШЕЄЛІТОНОСНІ СКАРНИ БРАТСЬКО-ЗВЕНИГОРОДСЬКОЇ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ	68
Трунин А.Н. ВЛИЯНИЕ КАРБОНАТИЗАЦИИ НА МОРФОЛОГИЮ АПАТИТА КОВДОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	70
Шеремет Е.М. ВЫДЕЛЕНИЕ ПРОГНОЗНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗОН МЕТАСОМАТИТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА	72

Шкодзинский В.С. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОРУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ В КИСЛЫХ МАГМАХ	74
Юрченко Н.Г. ОСОБЛИВОСТІ НОМЕНКЛАТУРИ АМФІБОЛІВ ІЗ ПОРІД ПРОТОЛІТІВ В ОРЕОЛІ ФЕНІТІЗАЦІЇ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ ПРИАЗОВ'Я (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	76

CONTENTS

Azimov O.T., Bunina A.Ya. ANALYSIS OF REGULARITIES OF THE SPATIAL ARRANGEMENT OF ENDOGENOUS URANIUM ORE-MANIFESTATIONS WITHIN THE NEAR-AZOVIAN MEGA-BLOCK WITH USING THE SATELLITE DATA	10
Belevtsev R.Ya., Blazhko V.I., Lazarenko E.E., Nikolaenko V.I., Tereschenko S.I. SOURCES OF SUBSTANCE AND CONDITIONS OF PRECAMBRIAN FORMATION OF ALBIT-URANIUM DEPOSITS OF THE UKRAINIAN SHIELD	12
Bereza D.V., Evtekhov V.D. SODIUM METASOMATISM AS A FACTOR OF INCREASING THE ALKALINITY OF KRIVYI RIH BASIN HIGH-GRADE IRON ORES	14
Bobrov O.B., Gejchenko M.V. A NEW TYPE OF RARE METAL MINERALIZATION IN BOUNDARY ZONE BETWEEN VOLYN AND DNIESTER-BUG MEGA BLOCKS (UKRAINIAN SHIELD)	15
Bondarenko S.M., Syomka V.O., Lyzhachenko N.M., Grinchenko O.V., Kurylo S.I. GOLD MINERALIZATION IN SKARN OF BANDURKA ORE OCCURRENCES (INGUL MEGABLOCK, UKRAINIAN SHIELD)	17
Burkhanov F.S. THE MINERAL PARAGENESES OF METASOMATITES OF MURUNTAU GOLD DEPOSIT (UZBEKISTAN)	19
Dyachkov B.A., Oitseva T.A., Kuzmina O.N. EVOLUTION OF GRANITOID MAGMATISM AND METASOMATIC PROCESS (EAST KAZAKHSTAN)	21
Zaborovskaya L.P., Fomin Yu.A., Pokalyuk V.V., Sorokotyaga O.I. BARIUM-POTASSIUM NEAR-ORE METASOMATISM IN THE YURIEVSKOYE GOLD DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD)	23
Zagnitko V.M. ISOTOPIC - GEOCHEMICAL FEATURES OF HYDROTHERMAL AND METASOMATIC DEPOSITS	24
Isakov L.V., Shpylchak O.V. ULTRAMETAMORPHIC, MAGMATIC AND METASOMATIC PEGMATITES OF BAZAVLUK FIELD OF MIDDLE PRYDNIPROVIA MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD	25
Kulchytska H.O., Gerasimets I.M. ZONAL CRYSTALS OF BRITHOLITE: METASOMATISM OR CRYSTALLIZATION	27
Kalashnyk G.A. REGULARITIES OF LOCALISATION OF URANIUM-ORE METASOMATITES ON UkrSh IN CONNECTION WITH FEATURES OF LITHOSPHERE'S DEEP STRUCTURE	29
Kekelia S.A., Gagnidze N.E., Kekelia M.A., Popkhadze N.V. HYDROTHERMAL-METASOMATIC ALTERATIONS AT VOLCANOGENIC DEPOSITS OF NON-FERROUS METALS OF PALEOISLAND ARC ENVIRONMENT (ON THE EXAMPLE OF BOLNISI DISTRICT, GEORGIA)	31
Kryvdik S.G. ON THE CLASSIFICATION OF METASOMATITES AND THEIR DEPTH'S FACIES	33
Lupashko T.M., Tarashchan A.N., Ilchenko K.O. SPECTROSCOPIC PARAMETERS OF MINERALS AS A REFLECTION OF THE FLUID NATURE CHARACTER OF RARE METAL METASOMATITES	36
Matkovskiy O. I. METASOMATIC MINERALS FORMATION FEATURES IN RAKHIV AND CHYVCHYNY ORE REGIONS OF UKRAINIAN CARPATHIANS	38
Melnichenko B.F., Studzinska A.O., Sinitsyn V.A. ZONATION OF METASOMATIC HALO, MINERAL ASSOCIATIONS AND STAGES OF MINERAL FORMATION IN THE ALKALINE SODIUM METASOMATITES OF APRELSKE URANIUM DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD)	40

Melnychuk V.G., Melnychuk G.V., Skakun L.Z., Mysiak I.M. PETROCHEMICAL ASPECTS OF HYDROTHERMAL-METASOMATIC OF TRANSFORMATION AND PROBLEM OF COPPER DEPOSITS IN LADDERS OF VOLYN	42
Michalchenko I.I. URANOFEROUS ALKALINE SODIUM METASOMATITES ORE-FORMING PROCESSES IN INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD	45
Mytrokhyn O.V., Vishnevskaya E.A., Mikhilchenko I.I., Gatsenko V.A., Omelchenko A.M. POSTMAGMATIC ALTERATION IN THE DOLERITE-DIABASE ASSOCIATION ROCKS OF THE NOVOUKRAINKA DYKE FIELD (INGUL TERRAIN OF THE UKRAINIAN SHIELD)	47
Onanko Y.A., Prodayvoda G.T., Vyzhva S.A., Onanko A.P., Shabatura A.V., Homenko R.V. AUTOMATED SYSTEM “KERN-DP” OF SEISMICACOUSTIC PARAMETERS OF DESTRUCTION PROCESSES DIAGNOSTICS OF ROCKS	49
Osypenko V.Yu., Shnyukov S.Ye., Nykanorova Yu.Ye. GEOCHEMICAL ZONATION OF FENITE HALOS AS CRITERIA OF THE DEEP FLUIDS COMPOSITION AND THEIR ORE GENERATION POTENTIAL ESTIMATION	51
Petrova L.A. SOME FEATURES OF HYPERGENE INFILTRATION METASOMATIC PROCESSES IN ARIDIC CONDITIONS OF SOUTH-EASTER UKRAINE IN CONSEQUENCE OF TECHNOGENESIS	53
Prylepa D.M., Evtekhov V.D. HYPERGENIC SECONDARY QUARTZITES OF BANDED IRONFORMATION CRUST OF WEATHERING, KRYVYI RIH BASIN	55
Remezova O.O., Okholina T.V. POLOKHIVKA LITHIUM DEPOSIT AS PROSPECTIVE OBJECT FOR THE DEVELOPMENT OF DOMESTIC PRODUCTION OF MODERN BATTERIES	57
Ripenko V.V. LITHIUM ORES FROM POLOKHIVKA DEPOSIT: MINERALOGY AND PERSPECTIVES OF USE IN LOW THERMAL EXPANTION CERAMIC PRODUCTION	59
Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Bilan N.V., Zhiltsova I.V. STRUCTURAL FEATURES OF FLUIDOLITHES WITHIN MIDDLE PRIDNEPROVSKY AND INGULSKY MEGABLOCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD	61
Streletsov V.O. LOCALIZATION OF RIEBECKITE METASOMATITES OF INGULETSKE DEPOSIT, KRYVYI RIH BASIN	63
Sukach V.V., Sinitsyn V.O. GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTING OF THE GOLD-BEARING MONAKHOVITES IN GREENSTONE BELTS OF THE MIDDLE DNIPRO REGION	65
Syomka V.O., Ponomarenko O.M., Stepanyuk L.M., Bondarenko S.M., Donskoy N.A. SCHEELITE-BEARING SKARNS OF BRATSK-ZVENYGOROD STRUCTURAL-TECTONIC ZONE	68
Trunin A.N. INFLUENCE OF CARBONATIZATION ON THE MORFOLOGY OF THE KOVDOR DEPOSIT APATITE	70
Sheremet E.M. DISTINGUISHING OF PROGNOSIS AREAS BY THE MEANS OF GEOELECTRIC METHODS ON THE BASE OF INVESTIGATION OF THE METASOMATIC ZONES OF UKRAINIAN SHIELD	72
Shkodzinskiy V.S. GENESIS OF HIGH-METALLIFEROUS HYDROTHERMAS IN ACID MAGMAS	74
Yurchenko N. THE NOMENCLATURE FEATURES OF AMPHIBOLES FROM PROTOLITH ROCKS IN FENITIZATION HALO OF PRE-AZOV REGION CHERNIHIVSKY CARBONATITE MASSIF (THE UKRAINIAN SHIELD)	76

Назви, скорочені назви та розташування організацій
Названия, сокращенные названия и расположение организаций
Names, abbreviation and location of the institutions

Назва мовою тез / Наименование на языке тезисов/ Name as used in the abstract	Скорочення / Сокращение / Abbreviation		Країна, місто / Страна, город / Country, city
	мовою тез / на языке тезисов	English	
Восточно-Казахстанский Государственный технический университет им. Д. Серикбаева	ВКГТУ им. Д.Серикбаева	D. Serikbayev EKSTU	Казахстан, Усть- Каменогорск/ Казахстан Усть- Каменогорск/ Kazakhstan, Ust- Kamenogorsk
Громадська організація «Українська міжнародна асоціація вивчення рудних родовищ»	Ukr I.A.G.O.D.	Ukr I.A.G.O.D.	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Грузинский Институт геологии при Тбилиском Государственном Университете им. И. Джавахишвили	ГИГ ТГУ	GIN TSU	Грузия, Тбилиси / Грузия Тбилиси/ Georgia, Tbilisi
Державний вищий навчальний заклад "Криворізький національний університет"	ДВНЗ "КНУ"	Kryvyi Rih NU	Україна Кривий Ріг, Украина, Кривой Рог Ukraine, Kryvyi Rih
Державний ВНЗ "Національний гірничий університет"	Державний ВНЗ «НГУ»	NMU	Україна Дніпро / Украина, Днипро / Ukraine, Dnipro
ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України"	ДУ "ІГНС НАН України"	SI IEG NASU	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Експертна рада Всеукраїнської громадської організації "Спілка геологів України"	Експертна рада ВГО "Спілка геологів України"	Expert Advice of Ukrainian Association of Geologists	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН	ИГАБМ СО РАН	DPMGI SB RAS	Росія, Якутськ / Россия, Якутск / Russia, Yakutsk
Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Академии наук Республики Узбекистан	ИГГ АН РУз	IGG AS RUz	Узбекистан, Ташкент / Узбекистан Ташкент / Uzbekistan, Tashkent
Институт экспериментальной минералогии РАН	ИЭМ РАН	IEM RAS	Росія, Черногоровка / Россия Черногоровка / Russia, Chernogolovka
Інститут геологічних наук	ІГН НАН України	IGS NAS of Ukraine	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка	ІГМР НАН України	IGMOF of NASU	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Кіровоградська льотна академія Національного авіаційного університету	КЛА НАУ	KFA NAU	Україна, Кропивницький / Украина, Кропивницкий / Ukraine, Kropyvnytskyi
Львівський національний університет імені Івана Франка	ЛНУ імені Івана Франка	Ivan Franko LNU	Україна, Львів / Украина, Львов / Ukraine, Lviv
Казенне підприємство «Кіровгеологія»	КП «Кіровгеологія»	SC «Kirovgeolo- gia»	Україна Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv

Назва мовою тез / Наименование на языке тезисов/ Name as used in the abstract	Скорочення / Сокращение / Abbreviation		Країна, місто / Страна, город / Country, sity
	мовою тез / на языке тезисов	English	
Казенне підприємство „Південукргеологія”	КП Південукргеологія”	CE “Pivdenukrgeo- logia”	Україна Дніпро / Украина, Днипро / Ukraine, Dnipro
Науковий Центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук	ЦАКДЗ ІГН НАН України	CASRE IGS NASU	Україна, Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv
Національний університет водного господарства та природокористування	НУВГП	NUWM	Україна, Рівне / Украина, Ровно / Ukraine, Rivne
ННІ "Інститут геології" Київського національного університету ім. Тараса. Шевченка	ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка	Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology	Україна, Київ / Украина, Киев / Ukraine, Kyiv

Азімов О.Т. (ЦАКДЗ ІГН НАН України, Україна),

Буніна А.Я. (ІНІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)

**АНАЛІЗ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ ЕНДОГЕННИХ
РУДОПРОЯВІВ УРАНУ В МЕЖАХ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ З
ВИКОРИСТАННЯМ МАТЕРІАЛІВ КОСМІЧНОГО ЗНІМАННЯ**

Azimov O.T. (CASRE IGS NASU, Ukraine),

Bunina A.Ya. (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)

**ANALYSIS OF REGULARITIES OF THE SPATIAL ARRANGEMENT OF
ENDOGENOUS URANIUM ORE-MANIFESTATIONS WITHIN THE NEAR-AZOVIAN
MEGA-BLOCK WITH USING THE SATELLITE DATA**

Геологічна практика і наука вже давно встановила безпосередній і прямий зв'язок ділянок ендегенної рудної мінералізації з розривними порушеннями (РП) земної кори [3–6, 7–9 та ін.]. Зовнішньо цей тісний зв'язок проявляється у зосередженні рудних родовищ поблизу зон розломів, здебільшого глибинних, які, як вважають [4], є рудоконтролюючими. Зони родовищ у плані накладаються на зони тектонічних порушень таким чином, що вони розташовані або вздовж їх простягань, або накопичуються у вузлах їх перетинів.

Разом з тим внутрішні зв'язки рудних родовищ з РП є достатньо складними. Адже одні РП є так звані дорудні, інші – рудні та післярудні з огляду на рухи рудоносних гідротермальних розчинів лише у певні геологічні епохи. Стосовно флюїдопровідності РП можуть бути такими, що підводять і розподіляють рудоносні розчини або ж містять у своєму внутрішньому “тілі” рудну речовину.

На прикладі Новотроїцької ділянки і прилеглих площ Південнодонбаської прирозломної вулкано-тектонічної западини (район зони зчленування Донецького кам'яновугільного басейну з Приазовським мегаблоком Українського щита) з використанням матеріалів космічної зйомки (МКЗ), наявних і уточнених нами структурно-тектонічних побудов, картосхем розташування рудних об'єктів [3, 5] розглянемо питання існування їх просторового (генетичного?) зв'язку з диз'юнктивними утвореннями. Ця територія, що входить до складу Південнодонбаської мінерагенічної зони, містить або ж є перспективною на пошуки ендегенних родовищ різних поліметалевих руд, серед яких вирізняються ураноносні, насичені рідкими і рідкоземельними елементами тощо [2, 3 та ін.]. Космічні знімки є інформативними щодо виявлення і простеження на площі елементів диз'юнктивної тектоніки, які утворилися або були активними протягом рельєфоутворювального етапу еволюції земної поверхні, розрізнення пов'язаних з ними полів деформацій [1].

Отже, насамперед за результатами структурно-геодинамічного дешифрування МКЗ [1] було виділено і простежено складові регіональних РП, а також зон, що їх утворюють, області аномального геодинамічного впливу (ОАГДВ) яких було дещо розширено. У ландшафті вони відображаються своєрідними аномаліями, за якими було виявлено і проаналізовано мережу різноспрямованих лінеamentів. Порівняння на основі застосування геоінформаційних систем апріорних даних геолого-геофізичних досліджень з результатами структурного дешифрування МКЗ дозволяє зробити попередню геологічну їх інтерпретацію. Більшість з відомих елементів диз'юнктивної тектоніки проявляється у ландшафті земної поверхні віддешифрованими за МКЗ лінеamentами та їх зонами (передусім власне Південнодонбаська субширотна і Криворізько-Павлівська північно-західна зони, а також, зокрема, В. Анадольське, Олександрійське північно-східні порушення, частково субмеридіональна Грузько-Єланчицька зона). Отже, лінеamentні зони є відображеннями неотектонічно активних, просторово успадкованих у своєму розвитку РП. Вони відображають розломно-блоковий каркас докембрійської основи та осадового чохла території.

Разом з тим ряд виявлених нами лінеamentних зон переважно північно-західного, меншою мірою північно-східного простягання, а також декілька субмеридіональних не знаходять відповідників на структурно-тектонічних картах. Врахувавши їх, створено

уточнену модель розломно-блокової будови Новотроїцької ділянки і прилеглих до неї площ. При цьому на підставі результатів структурно-геодинамічного дешифрування МКЗ отримано уявлення про характер і напрямки пов'язаних з РП неотектонічних рухів і напруг.

Просторовий аналіз по площі місць розташування ендегенних рудопроявів урану стосовно РП і приурочених до них полів деформацій дає можливість дійти таких висновків. А саме: Південнодонбаська субширотна диз'юнктивна зона, до якої й належні рудопрояви, на неотектонічному етапі тектогенезу на території досліджень загалом є лівостороннім зсувом, у внутрішній частині якого близькі до субширотних лінійні осередки дії напруг розтягнення і стиснення та відповідні їм за рангом структури перемешуються. Для В. Анадольської зони порушення притаманні деформації стиснення. Прояви уранового гідротермального в мінералізованих зонах зруденіння «Балка Велика Борсукова» і «Балка Мокра Мандрикіна», а також Миколаївське непромислове родовище в базальних відкладах містяться у західній частині Південнодонбаської зони в умовах тектонічного стиснення поблизу її перетину з В. Анадольською зоною. При цьому вони розташовані неподалік кінців оперяючих субширотну зону локальних північно-східних диз'юнктивів з ознаками розтягу.

Сланчицьке гідротермальне в мінералізованих зонах зруденіння локалізується у приосовій частині передбачуваної й названої нами Мічурінсько-Войківської зони РП північно-східної орієнтації, що виходить далеко за межі території досліджень. Для цієї зони характерна чітко виражена дія полів стиснення. При цьому зруденіння розташоване поряд з західним закінченням однієї з локальних складових Південнодонбаської зони, що має ознаки деформацій розтягнення.

Гідротермально-метасоматичні рудопрояви в пегматоїдних гранітах Павлівське, Новоандріївське і Валер'янівське, а також Василівський гідротермальний в мінералізованій зоні рудопрояв вишукуються вздовж центральної частини Криворізько-Павлівського зони РП поблизу або безпосередньо у вузлі перетину її з Південнодонбаською і В. Анадольською зонами, для якого характерна дія полів деформацій стиснення. Проте знову ж таки поряд з більшістю цих рудопроявів простежуються кінцівки локальних диз'юнктивів розтягу, що кулісоподібно оперяють субширотну зону.

Отже, вздовж ОАГДВ Південнодонбаської субширотної зсувної зони РП сформовані структури вищого таксономічного рангу. Одні з них, виникнувши при напругах розтягнення, були і певною мірою залишаються дотепер ослабленими, легкопроникними зонами і контактами, які майже подібні до відкритих каналів для втілення з глибини різноманітних флюїдів. Зокрема, гідротермальних розчинів, що, вірогідно, під час підйому на верхні структурні поверхні забезпечили розвиток процесів метасоматозу й епігенетичний привніс урану з глибинними флюїдами. Інші локальні структури, являючи собою результат інтерференції процесів і взаємодії різних за рангами і простяганнями лінійних об'єктів, навпаки, були зонами ущільнення, стискування і поганої проникності. Вони перешкоджали просторовому розповсюдженню цих розчинів, створюючи тим самим місця їхньої концентрації й наступної локалізації, умови формування урановорудних скупчень гідротермального типу на девонському етапі уранового зруденіння в мінерагенічній зоні.

З використанням МКЗ у межах Південнодонбаської мінерагенічної зони встановлена закономірність просторового розташування ендегенних рудопроявів урану, які приурочені до локальних площ, що зазнавали геодинамічного стиснення, безпосередньо поблизу парагенетично пов'язаних з ними структур розтягу. Таким чином, виявлення, чітка ідентифікація та історико-тектонічна прив'язка лінійних і спряжених з ними площових об'єктів розтягу і стиснення має важливе геологопошукове значення в аспекті структурно-тектонічного рудоконтролю. Подальше застосування структурно-геодинамічного методологічного підходу до дешифрування МКЗ дасть можливість прогнозувати на території досліджень локальні площові утворення, що можуть відповідати геологічним об'єктам, перспективним на пошуки нових покладів, вузлів, зон, родовищ урану.

Література:

1. Азімов О.Т. Методологія розрізнення диз'юнктивних дислокацій за матеріалами дистанційних зйомок. Ст. 5. Геоіндикаційна інформативність сучасного ландшафту щодо визначення особливостей розривних порушень // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – К., 2010. – № 3-4. – С. 119–146.
2. Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. – Киев-Львов: Изд-во “Центр Европы”, 2005. – 785 с.
3. Калашник А.А. Геолого-структурные особенности проявления эндогенного уранового оруденения в Западном Приазовье и Орехово-Павлоградской минералогической зоне Украинского щита. Ст. 1. Геолого-структурная связь урановорудных объектов с разломными структурами, массивами щелочных пород и карбонатитов в районе исследований // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – К., 2011. – № 2. – С. 56–72.
4. Павлинов В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры (ст. I) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1977. – № 8. – С. 3–14.
5. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры (на примере Украины). – Киев: Наук. думка, 1977. – 84 с.
6. Ярощук М.А., Мякишко В.Д., Вайло А.В. Ураноносность Приазовского блока и Южно-Донбасской приразломной впадины // Зб. наук. пр. ІГНС НАН та МНС України. – К., 2010. – Вип. 18. – С. 50–56.
7. Helmy H., Zoheir B. Metal and fluid sources in a potential world-class gold deposit: El-Sid mine, Egypt // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2015. Vol. 104, no. 3. – P. 645–661.
8. Nouri R., Jafari M.R., Arian M. et al. Correlation between Cu mineralization and major faults using multifractal modelling in the Tarom area (NW Iran) // Geol. Carpathica. 2013. Vol. 64, no. 5. – P. 409–416.
9. Shafaroudi A.M., Karimpour M.H. Hydrothermal alteration mapping in northern Khur, Iran, using ASTER image processing: a new insight to the type of copper mineralization // Acta Geologica Sinica (Engl. Ed.). 2013. Vol. 87, no. 3. – P. 830–842.

Белевцев Р.Я., Блашко В.І., Лазаренко О.Є., Ніколаєнко В.І., Терещенко С.І. (ДУ “ІГНС НАН України”, Україна)

ДЖЕРЕЛО РЕЧОВИНИ ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ АЛЬБІТИТ-УРАНОВИХ РОДОВИЩ В ДОКЕМБРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

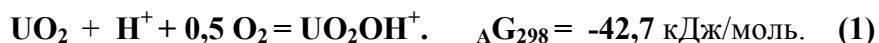
Belevtsev R.Ya., Blazhko V.I., Lazarenko E.E., Nikolaenko V.I., Tereschenko S.I. (SI IEG NASU, Ukraine)

SOURCES OF SUBSTANCE AND CONDITIONS OF PRECAMBRIAN FORMATION OF ALBIT-URANIUM DEPOSITS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Пізні протерозойські (1,8 млрд. років тому) альбіт-уранові родовища є головним промисловим джерелом урану для ядерної енергетики України. Вони залягають в Криворізькому та Кіровоградському районах Українського щита. Звичайно, їх відносять до ендегенних гідротермальних метаморфогенних родовищ, які формуються по гранітоїдах, сланцях та інших кристалічних породах шляхом метасоматозу глибинними рудоносними флюїдами.

Але таким поглядом суперечать наступні дані.

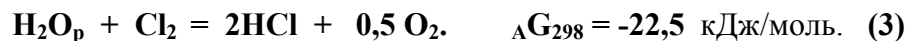
1) Глибинні гідротермальні розчини мають відновну реакцію, а уран не розчиняється в таких умовах, навпаки тільки в окисних флюїдах він розчинний за такою реакцією:



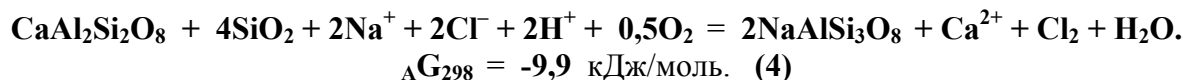
2) В той же час уранініт відкладається лише у відновних водних



Також відомо, що в нижньому протерозої після остигання архейської гранітної кори нижче критичної температури води (374 °C) утворилась киснева атмосфера та кислий океан по реакції між рідкою водою та хлором:



До того ж уранініт в пізньпротерозойських рудах асоціює з альбітом, який заміщує інші польові шпати, наприклад, анортит в кислій та окисленій воді за реакцією:



Таким чином, кисла та окислена вода пізньпротерозойського океану по розломно-тріщинних зонах інфільтрувались в земну кору. Ці води вилуговували на своєму шляху з порід різні елементи, в тому числі натрій і уран, після чого ставали більш лужними. На глибинах більш як 3-4 км і температурі 200-300 °C, середовище з окисленого переходило у відновне, завдяки чому утворювався геохімічний бар'єр і вже в відновних умовах відкладався уранініт з утворенням альбітит-уранінітових родовищ (рис.).

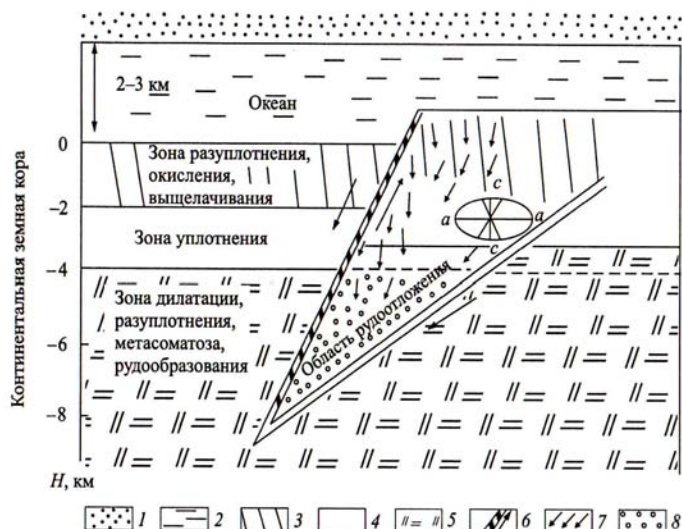


Рисунок - Розріз через зовнішні геосфери та принципова модель інфільтраційного генезису пізньпротерозойських альбіт-уранових родовищ в докембрії Українського щита.

Даний еліпс напружень та деформацій з віссю розтягу (а) і стиснення (с), а також круговими перетинами сколюючих деформацій.

Умовні позначення: 1 — атмосфера; 2 — океан; 3 — зона розушільнення, окислення і вилуговування; 4 — зона ущільнення; 5 — зона дилатанції, розушільнення з проявами альбітитового метасоматозу і уранового рудоутворення; 6 — зони значних розломів та напрямків руху блоків земної кори; 7 — шляхи руху інфільтруючих флюїдів; 8 — область метасоматозу та рудовідкладення.

Є досить багато спільного між альбітит-урановими протерозойськими родовищами та кайнозойськими гідрогенними проявами урану, які формуються при інфільтраційному вилуговуванні з порід урану поверхневими слабко кислими (з 3-5 рН) водами, з відкладанням уранініту в відновних умовах на глибині.

Берега Д.В., Євтехов В.Д. (ДВНЗ “КНУ”, Україна)

**НАТРІЄВИЙ МЕТАСОМАТОЗ ЯК ФАКТОР ПІДВИЩЕННЯ
ЛУЖНОСТІ БАГАТИХ ЗАЛІЗНИХ РУД КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ**

Bereza D.V., Evtekhov V.D. (Kryvyi Rih NU, Ukraine)

**SODIUM METOSOMATISM AS A FACTOR OF INCREASING
THE ALKALINITY OF KRIVYI RIH BASIN HIGH-GRADE IRON ORES**

В Криворізькому залізорудному басейні видобуваються два основних види залізорудної сировини: 1) багаті залізні руди, які безпосередньо використовуються в аглодаменному виробництві; 2) магнетитові кварцити – сировина для виробництва залізорудного (магнетитового) концентрату. Протягом останніх років відбувається суттєве підвищення вимог до якості багатих залізних руд, переважно, до вмісту в їх складі баластних (кремнезем, глинозем) та шкідливих (сірка, фосфор, лужні метали) хімічних компонентів. За вмістом сірки й фосфору багаті залізні руди Кривбасу відповідають вимогам світового ринку. Вміст же лужних металів (натрію та калію) значно перевищує допустимі показники: в перерахунку на $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ цей показник складає в середньому близько 0,35 мас.% при нормативному показнику 0,1 мас.%.

Останнє обумовлює необхідність визначення мінеральної, хімічної природи лугів, умов їх міграції, концентрації та розсіювання в процесі рудогенезу та епігенетичних явищ, а також у зв'язку з видобутком і складуванням товарних руд.

Багаті залізні руди Криворізького басейну поділяються на шість мінералогічних і генетичних видів: 1) метаморфізовані первинно седиментаційні; 2) гіпергенно змінені первинно магнетитові руди лінійних кір вивітрювання залізистих порід саксаганської світи – так звані руди «саксаганського виду»; 3) гіпергенно змінені первинно магнетитові руди плащоподібної кори вивітрювання залізистих порід саксаганської світи – так звані руди «інгулецького виду»; 4) гіпергенно змінені первинно магнетитові руди базальної частини гданцівської світи – продукт палеопротерозойського перемиву кори вивітрювання залізистих порід саксаганської світи (руди так званого «гданцівського виду»); 5) суттєво магнетитові руди – продукт натрієвого метасоматозу в залізистих горизонтах саксаганської світи – руди так званого «первомайського виду»; 6) бурозалізнякові руди базальної частини кайнозойського осадового чохла – продукти палеогенового перемиву кори вивітрювання залізистих порід саксаганської світи.

Автори дослідили варіативність лужності руд первомайського виду, для яких характерний найбільш високий вміст натрію. Середній вміст заліза в їх складі близько 55 мас.%. Рудиформують поклади в межах верств метасоматично змінених магнетитових кварцитів п'ятого та шостого залізистих горизонтів Первомайського, Жовторіченського родовищ. Крім стратиграфічного, до головних факторів локалізації рудних покладів відноситься тектонічний: субширотні розривні порушення системи Девладівського глибинного розлому були підвідними каналами метасоматизуючих вуглекисло-натрієвих гідротермальних розчинів [1-5]. Форма покладів лінзовидна, верствоподібна, гілчаста, гніздовидна; розміри за максимальним виміром до 500 м, потужність до 70 м.

Руди утворювались шляхом розчинення кварцу та винесення кремнезему лужними розчинами з первинних магнетитових кварцитів за межі зон рудогенезу. Формуванню пористості руд запобігало утворення натрій-залізистих силікатів. Таким чином, одночасно зі збагаченням вихідних залізистих порід відбувалось підвищення вмісту у новоутворених багатих залізних рудах однієї з шкідливих домішок – натрію. Середній вміст Na_2O в складі руд 1-1,5 мас.%, коливання від 0,1 до 5 мас.%.

Головними мінералами-носіями натрію в рудах первомайського виду є рибекіт і егірін. Локальна присутність тетраферібіотиту, селадоніту спричиняє підвищений (до 0,5 мас.%) вміст K_2O в окремих ділянках покладів. Натрій- і калій-вмісні силікати представлені індивідами розміром від 0,01 до 0,5 мм (іноді до 50 мм), середній розмір близько 0,1 мм.

Вони утворюють розріджені або згущені вкраплення в рудах або згідні з шаруватістю руд, рідше січні метасоматичні жили потужністю від 0,1 до 50 мм, найчастіше цей показник становить 3-5 мм.

Особливості морфології індивідів і агрегатів рибекіту та егіринуобумовлюють неможливість видалення лужних силікатів з рудної маси за умови прийнятої крупності її дроблення при виробництві товарної агломераційної залізної руди. Таким чином, при подальшій експлуатації покладів багатих руд первомайського виду можна прогнозувати неминучий перехід від їх прямого використання в аглодоменному виробництві до глибокого збагачення, яке передбачає: 1) дроблення з наступним подрібненням рудного матеріалу до розміру частинок менше 0,1 мм, що дозволить розділити (розкрити) індивіди та агрегати, з одного боку, магнетиту, з другого, – кварцу та лужних силікатів; 2) «мокру» магнітну сепарацію продуктів подрібнення. В результаті буде забезпечене виробництво високоякісного (67-69 мас.% заліза) концентрату. Прогнозований вміст $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в його складі не перевищуватиме 0,1 мас. %.

Лужні силікати містять ізоморфні домішки низки рідкісних та розсіяних елементів: скандію, ванадію, ітрію, лантанодів. Крім того, в силікатній складовій присутній (локально з промисловим вмістом) циркон. Отже силікат-вмісні відходи виробництва магнетитового концентрату можуть розглядатись як первинний матеріал для одержання концентратів зазначених металів.

Література

1. Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд // Киев: Наукова думка, 1991. – 215 с.
2. Евтехов В.Д., Зарайский Г.П., Балашов В.Н., Валеев О.К. Зональность натриевых метасоматитов в железистых кварцитах северного криворожья / Очерки физико-химической петрологии // Москва: Наука, 1988. – № 15. – с. 17-37.
3. Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты криворожского рудного пояса // Москва-Ленинград: изд. АН СССР, 1961. – 204 с.
4. Иванов И.П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов / Труды института физики твердого тела АН СССР // Москва: изд. АН СССР, 1970. – 248 с.
5. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия // Ленинград: Недра, 1972. – 190 с.

Бобров О.Б., Гейченко М.В. (Експертна рада ВГО “Спілка геологів України”)

НОВИЙ ТИП РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО ЗРУДЕНІННЯ ЗОНИ ЗЧЛЕНУВАННЯ ВОЛИНСЬКОГО І ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКІВ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Bobrov.O.B., Gejchenko M.V. (Expert Advice of Ukrainian Association of Geologists)

A NEW TYPE OF RARE METAL MINERALIZATION IN BOUNDARY ZONE BETWEEN VOLYN AND DNIESTER-BUG MEGA BLOKS (UKRAINIAN SHIELD)

При проведенні комплексної геолого-геофізичної зйомки масштабу 1:200 000 (1959 р.), поаркушної геологічної зйомки (1962-1992 рр.), геологозйомочних робіт масштабу 1:50 000 (ГЗ-50) межиріччя Случі та Тетерева наприкінці 80х – початку 90-х років, різномасштабних геофізичних робіт (від аеромагнітної зйомки масштабу 1:25 000 до підготовки геофізичних основ під ГДП-200 масштабу 1:200 000), геохімічних досліджень, пошукових робіт на рідкісні метали, нікель, неметали південно-східніше м. Романів (Житомирська область) було виявлено і закартовано Печанівський плагіогранітоїдний масив. Дослідження продовжились при підготовці геофізичної та геохімічної основи для ГДП-200 території аркуша «Новоград-Волинський». Північніше Печанівського масиву в результаті проведення у 1982 р.

Лабузним В.П. групової геологічної зйомки масштабу 1:50 000 та інших робіт пошукового спрямування було виявлено численні прояви рідкісних металів тантал-рубідій-цезієвої геохімічної спеціалізації в мікроклін-альбітових пегматитах. Втім, донедавна в жодному літературному джерелі наукового або виробничого походження не наведені згадки щодо наявності серед цих рідкісниметалевих проявів прикладів знахідок літєвої мінералізації, до того ж, – локалізованої у пегматитах відповідного мінерального складу.

Печанівський масив [1,2] розташований у зоні зчленування Волинського і Дністровсько-Бузького мегаблоків, у північному борту Андрушівської зони розломів, орієнтований у північно-західному напрямі, обмежений розломами того ж напрямку та має амебоподібну форму (рис.). Він складений плагіогранітоїдами шереметівського комплексу, утвореними по гнейсах та амфіболітах верхньої (метавулканогенної) підсвіти василівської світи тетерівської серії. Мігматити за рахунок інтенсивно проявленого ультраметаморфізму перетворені на практично гомогенні (без яскравих ознак текстурної впорядкованості) плагіогранітоїди, що проходили стадію розплаву. Як правило, вони характеризуються поступовими переходами з мігматитами, що містять різною мірою перероблений суперкрудальний субстрат.

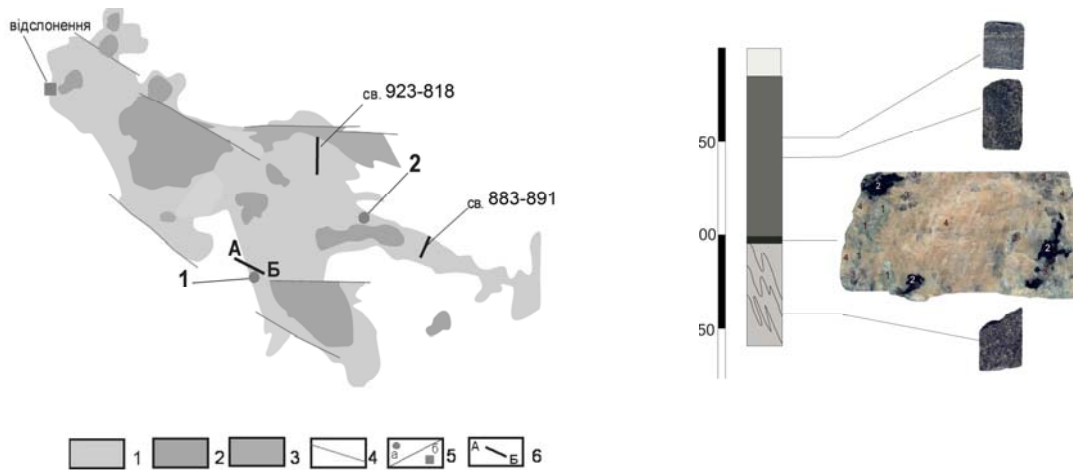


Рисунок - Геологічна схема та розріз свердловини №1 Печанівського масиву з локалізацією сподуменвіщуючих пегматитів: 1 – тоналіти, кварцові діорити, 2 – діорити; 3 – гнейси, амфіболіти (василівська світа); 4 – розломи; 5а – параметричні свердловини №1 та №2 [1,2]; б – відслонення; 6-профілі свердловин

Основними петротипами масиву є тоналіти гнейсовидні середньозернисті амфібол-біотитові, біотитові сірі, рожево-сірі і кварцові діорити середньо-дрібнозернисті масивні, нечітко смугасті, плутонічного вигляду. Сполучення на досить невеликих ділянках у штучних відслоненнях (кар'єрах) як мігматитів фундаменту, так і гомогенних плагіогранітоїдів свідчить про близькість розташування їх контактової зони, наближений до параавтохтонного характер та можливість їх утворення за рахунок гомогенізації й анатектоїного плавлення окремих ділянок мігматитових ареалів. За отриманими нами даними [1,2] це могло відбуватися на більш глибоких рівнях з надходженням утворених унаслідок цього розплавів у гіпсометрично відносно більш високі рівні з обмеженими відстанями міграції. У південно-західному краю масиву цілеспрямовано вивчався його контакт з породами рами. За результатами буріння інтерпретаційної свердловини №1, встановлено (рис.), що у верхній частині розрізу розкриті породи шереметівського комплексу, а нижня частина розрізу складена кордієрит-гранат-біотитовими мігматитами бердичівського комплексу з останцями біотитових гнейсів березнинської товщі дністровсько-бузької серії. Зону контакту цих комплексів ін'єкують крупнозернисті сіро-рожеві пегматити, що просторово супроводжуються зонами розвитку епідозитів, що розвиваються у зонах тектонізації та синхронних метасоматичних контактових змін. Потужність жил пегматитів становить близько 3,0 м.

Пегматити апатит-біотит-кварц-діопсид-сподумен-мікроклінові є досить однорідною у речовинному відношенні породою крупнозернистої структури та масивної текстури рожевого кольору. Аналогічні жильні тіла пегматитів спостерігаються по всій площі масиву, але максимальної концентрації набувають ближче до контактів з вміщуючими породами. Близькі за мінеральним складом пегматити Шевченківського родовища [3], характеризуються дещо іншими закономірностями локалізації, але в основних рисах мінерального складу та морфології будови жильних тіл є подібними до виявлених нами. Кварц в них утворює проростання у блідо-рожевому калієвому польовому шпаті, сподумені. Сподумен характеризується блідо-жовто-салатовим кольором з шовковистим блиском пластин у площині досконало вираженої спайності, має чіткі кристалографічні форми з біпірамідальними завершеннями торців короткопризматичних кристалів (їх розмір сягає до 3-4 см). Біотит утворює вкраплено-подібні скупчення пакетів лусок в проростанні з кварцовими виділеннями. Апатит утворює дрібні (до 2-3 мм) ізометричні кристали зеленого, зеленувато-блакитного кольору. Присутні також мікроклін, діопсид, кварц.

Авторами уперше в південній частині Волинського мегаблоку встановлено досить незвичні за мінеральним парагенезисом пегматити апатит-біотит-кварц-сподумен-діопсид-мікроклінового складу, що за умов їх цілеспрямованого опитування можуть стати важливою основою чергового сплеску прогнозно-пошукових робіт на Li-Be-Cs рідкіснометалеву спеціалізацію.

Література

1. Гейченко М.В., Бобров О.Б. Печанівський масив (Волинський мегаблок, Український щит). Стаття 1. Геологія, петрографія // Геол. журн. 2015. №2 (351).-С. 71-80
2. Гейченко М.В., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бобров О.Б. Печанівський масив (Волинський мегаблок, Український щит). Стаття 2. Радіологічний вік // Геол. журн. 2015. №3 (351).-С. 101-108
3. Ісаков Л.В. До питання генезису та класифікації гранітних пегматитів докембрійських щитів//Збірник наукових праць УкрДГПІ. 2006. № 4. С. 37–45.

Бондаренко С.М. (ІГМР НАН України, Україна), **Сьомка В.О.** (ІГМР НАН України, Україна), **Лижаченко Н.М.** (ДУ “ІГНС НАН України”, Україна), **Грінченко О.В.** (ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Україна), **Курило С.І.** (ІГМР НАН України, Україна)

ЗОЛОТОРУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В СКАРНАХ БАНДУРКІВСЬКОГО ПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Bondarenko S. M. (IGMOF of NASU, Ukraine), **Syomka V. O.** (IGMOF of NASU, Ukraine), **Lyzhachenko N. M.** (SI IEG NASU, Ukraine), **Grinchenko O. V.** (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine), **Kurylo S. I.** (IGMOF of NASU, Ukraine)

GOLD MINERALIZATION IN SKARN OF BANDURKA ORE OCCURRENCES (INGUL MEGABLOCK, UKRAINIAN SHIELD)

Геологічні особливості положення Бандурківського рудопояву відрізняються від типових проявів золоторудної мінералізації Інгульського мегаблоку Українського щита, перш за все, своїм розташуванням в областях метаморфізму гранулітової фації та локалізацією серед високотемпературних скарнових асоціацій. Геологічно Бандурківська ділянка приурочена до Інгульського мегаблоку, північної частини Братського синклінорію (Інгуло-Інгулецька СФЗ) [1].

В межах Бандурківського рудопояву свердловинами була розкрита верхня товща гранат-біотитових, графіт-кордієрит-біотитових гнейсів з тілами кальцифітів. Вся товща має виразну спеціалізацію на золото. В метасоматичних зонах вміст золота варіює від 0,1–0,3 г/т

до 2,0–4,0 г/т. Рудовмісні породи являють собою досить строкату групу реакційно-метасоматичних утворень. В загальному вони представлені графіт – діопсидовими скарнами, що утворюються на межі графіт-біотитових плагіогнейсів та серпентинізованих кальцифірів (гл. 201-220 м). Визначається така уніфікована симетрична метасоматична колонка інфільтраційного типу:

$\text{Srp} + \text{Ol} + \text{Phl} + \text{Cc} / \text{C} + \text{Di} + \text{Cc} \setminus \text{C} + \text{Trem} + \text{Di} \setminus \text{Srp} + \text{Di} + \text{Phl}$ (211 м)

Морфологію рудних тіл ускладнюють невитримані фаційні переходи поміж головними вміщуючими петротипами на фоні плікативних і різновікових диз’юнктивних порушень, завдяки чому графіт-діопсидові скарни, що займають центральну частину метасоматичного ореолу, зустрічаються у вигляді будин, лінз, які обгортають графіт-біотитові плагіогнейси:

1. $\text{C} + \text{Bt} + \text{Pl} / \text{Trem} + \text{Pl} \setminus \text{C} + \text{Di} \setminus \text{Trem} + \text{Di} + \text{Pl} \setminus \text{C} + \text{Bt} + \text{Pl}$ (201 м);

2. $\text{C} + \text{Bt} + \text{Pl} / \text{C} + \text{Di} \setminus \text{Srp} + \text{Di} + \text{Phl}$ (209,5 м).

За текстурно-структурними особливостями переважає вкраплено-гніздовий та прожилково-вкраплений тип руд. Геохімічний фон зруденіння, визначають As, Bi, Te, B, Sb, S, Mo, C (графітовий). Виділяється рудне (пов’язане з графіт-арсенідною мінералізацією) та самородне золото. До утворення останнього приурочені три стадії рудного мінералоутворення, які характеризуються набором стійких мінеральних комплексів: дорудна (маркується утворенням льолінгіту); продуктивна (асоціація самородного золота з арсенідами і сульфоарсенідами Fe, Ni, Co, сульфідами, графітом, телуридами вісмуту, інтерметалічними сполуками); пострудна (визначається розвитком піриту, гідроксидів заліза та титану).

Самородне золото трапляється у вигляді скупчень складених дрібними зернами, що заповнюють мікротріщинки, або частково розташовуються згідно з спайністю в флогопіті та графіті. Іноді зустрічаються досить крупні (0,1–0,3 мм в поперечнику) алотріоморфнозернисті золото-вісмутинові агрегати, що часто приурочені до лусок графіту. Присутність субмікроскопічного золота фіксується інколи в арсенопіриті із пегматоїдних гранітоїдів, які інтродують метаморфічну товщу.

Послідовність формування ендегенного зруденіння Бандурківського прояву золота слід розглядати в загальному контексті еволюції метасоматичних процесів з проявами зональності та рудно-мінералогічного телескопування.

Література:

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений. – Киев: Наук.думка, 1995. – 396 с.
2. Бондаренко С.М., Гринченко О.В., Иванов Б.Н., Сьомка В.О. Мінералого-геохімічні особливості уранового та золотого зруденіння Братсько-Звенигородської металогенічної зони. // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): зб. матеріалів науково-технічної наради, (Київ, 27-29 квітня 2004 р.). – Департамент Державної геологічної служби Державного комітету природних ресурсів України. – Київ, 2004. – С. 81-83.
3. Гринченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. благороднометаллическая минерализация в эндогенных и гипергенных рудах Капитановского массива (Украинский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2006: XII Научная студенческая школа, (24–28 апреля 2006 года). – Миасс: Институт минералогии Уральского отделения АН России, 2006. – С. 60-63.
4. Иванов Б.Н. Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока / Иванов Б.Н., Лысенко В.В. // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота: матеріали Міжнародної конференції. – Львів, 1999. – С. 54.
5. Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. – Киев: «Прастыи луды», 2013. – 500 с.
6. Комплексна металогенічна карта України. Пояснювальна записка / [гол. ред. С.В. Гошовський]. – К.: УкрДГРІ, 2003 – 326 с.
7. Кузнецов Ю.А. О проявлении золота в углеродсодержащих породах одного из районов УЩ / Кузнецов Ю.А., Гриценюк В.И., Веденеев Е.В. // Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1977. – С. 86-89.
8. Мельничук Э.А. Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. Новое рудопроявление благородных металлов на Украинском щите // Докл. АН УССР. – 1989. – № 2. – С. 15-.

9. Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Выходцев Н.К. и др. Новый-арсенидный тип рудной минерализации в Побужском никеленосном районе // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1987. – № 10. – С. 16-18.
10. Нечаев С.В. Семка В.А. Скарны Украины // Киев: Наукова думка, 1989. – 212 с.
11. Нечаев С.В. Минералы висмута и мышьяка в западной части Украинского щита // Геологический журнал. – 1988. – №. 3. – С. 86-90.
12. Носырев И.В. Находки самородного золота в кварцевых жилах Украины / Носырев И.В., Крамских Е.П., Робул В.М. и др. // Докл. АН СССР – 1973. – Т.10, № 4. – С. 929-930.
13. Сьомка В.О. Золотоносні скарни Капітанівського рудного поля (Дністровсько-Бузький район Українського щита) / Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Павлюк В.М. та ін. // Мінерал. журн. – 2006. – Т. 28, № 2. – С. 94-107.

Бурханов Ф.С. (ИГГ АН РУз, Узбекистан)

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МЕТАСОМАТИТОВ
ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРУНТАУ (УЗБЕКИСТАН)**

Burkhanov F.S. (IGG AS RUz, Uzbekistan)

**THE MINERAL PARAGENESES OF METASOMATITES
OF MURUNTAU GOLD DEPOSIT (UZBEKISTAN)**

Узбекистан является одной из крупнейших золотоносных провинций мира. Золоторудное месторождение Мурунтау расположено в Кызылкумском горно-экономическом районе Западного Узбекистана и залегает в толще терригенных углеродистых пород бесапанской свиты венд-нижнепалеозойского возраста.

Возникновение устойчивых минеральных парагенезисов, отвечающих определенным фациям и субфациям [3], на золоторудном месторождении Мурунтау обусловлено последовательными проявлениями осадочно-диагенетических, регионально- и локально метаморфических, а также гидротермально-метасоматических процессов [1].

Продукты регионального метаморфизма (метапесчаники, метаалевролиты, сланцы бесапанской свиты) возникли в результате каледонского этапа складчатости (410-440 млн. лет) и соответствуют условиям зеленосланцевой фации, включая добититовую и биотитовую субфации.

Автор исследовал парагенезисы минералов различных типов метасоматитов, золоторудного месторождения Мурунтау (взятых из участков Карьер и Восточный, а также СГ-10), которые базируются на детальном петрографическом исследовании. Использовались микронзондовские анализы (20 определений составов типоморфных метаморфических и метасоматических минералов), выполненных в лабораториях ЦНИГРИ и ИГЭМ РАН.

К типоморфным минералам относятся минералы переменного состава, изоморфные изменение в которых дают представления о фациальных и физико-химических условиях их формирования в процессе метаморфических и метасоматических преобразований пород. Основными типоморфными минералами изученных разрезов месторождения Мурунтау являются слюды (биотит, мусковит), хлориты, плагиоклазы, альбиты, калиевые полевые шпаты.

Процесс гидротермально-метасоматических изменений горных пород на золоторудном месторождении Мурунтау и генетически связанные с ними рудообразующие флюиды рассматривается в целом как последовательно развивающаяся система с постепенным снижением температурного фактора и активности щелочей.

Таким образом, в развитии системы условно выделяются следующие стадии, различающиеся по температурному режиму активности щелочей и составу типоморфных парагенезисов [1].

1. В ранней высокотемпературной (прогрессивной) стадии кремнещелочного метасоматоза образовались площадные метасоматиты кварц-ортоклазового формационного типа, развитие в пределах зон филлонитов, предположительно связанные (исходя из типоморфных минеральных парагенезисов и температур образования ($T^{\circ}C=540-650^{\circ}$) с глубинными флюидами. В поздней низкотемпературной стадии кремнещелочного метасоматоза ($T^{\circ}C=540-420^{\circ}$) образовались жильные метасоматиты кварц-микроклинового и кварц-адулярового формационных типов.

2. В низкотемпературной (регрессивной) стадии развития гидротермально-метасоматической системы ($T^{\circ}C=350-200$) сформировались площадные и жильные (с сульфидами) щелочно-магнезиально-железистые метасоматиты («диафториты») кварц-хлорит-карбонатного, актинолит-эпидотового, кварц-пирит-хлорит-серицитового и кварц-кальцитового формационных типов.

Типоморфные парагенезисы в метасоматитах:

Кварц-ортоклазового формационного типа –

Корд*₃₈+Сил+Амф+Fe-Карб+Би+Пл₆₂₋₇₀+Орт+Кв;

Корд₂₄₋₃₇+Би₄₁+Гип+К-На-Му₉+Пл₄₆₋₆₀;

Би₃₂₋₃₄+Пл₂₋₁₀+Му₁₆₋₁₈+Орт+Кв+Тур+Ап+Рудн;

Амф₃₇₋₄₆+Орт+Аб+Кв; Амф+(Хл)+(Карб)+Орт+Кв.

Кварц-микроклинового и кварц-адулярового формационных типов –

Кв+Микр+Пл₂+Му+Ап; Амф+Пл₂₀+Цоизит+Тi-Мт+Микр+Кв+Карб.

«Диафторитах» –

Дол+Калц+Хл+Сер+Рудн;

Акт₂₁+Хл₂₉+Пл₀+Карб+Кв+Рудн+Ап;

Акт+Хл₃₁+Му-Сер₂₄+Пл₀+Кв+Эп;

Хл₅₆+Му-Сер₃₁₋₃₃+Кв+Рудн; Хл+Эп+Кв+Карб+Рудн+Ап.

Выводы. Анализ парагенезисов минералов позволяет связать метасоматиты с глубинными «трансмагматическими», по Коржинскому Д.С. [2], растворами. Необходимо учитывать роль интрузии гранитоидной магмы в накоплении золота в породах рудного поля. Основная концентрация золота в них произошла в ходе флюидно-магматического замещения вмещающих пород. Большая часть (более 80%) промышленного золотого оруденения, на золоторудном месторождении Мурунтау, связано с высокотемпературными площадными метасоматитами кварц-ортоклазового формационного типа, приуроченными к зонам филлонитов и связанными, судя по типоморфным минеральным парагенезисам и температуре образования ($520-650^{\circ}C$ и более) с глубинными флюидами. На долю кварц-микроклиновых метасоматитов и «диафторитов» суммарно приходится около 7% промышленных концентраций золота. Приведенные выше материалы свидетельствуют о возможности оценки на качественном и количественном уровнях совокупности всех процессов, формирующих Мурунтауское рудное поле.

* Принятые индексы минералов: Корд*₃₈–кордиерит, Би–биотит, Му–мусковит, Амф–амфибол, Хл₃₄–хлорит, Сер₃₁–серицит и их железистость; Пл₆₂–плагиоклаз и его номер; Аб–альбит; Акт–актинолит; Ап–апатит; Карб–карбонат; Кв–кварц; Клц–кальцит; Микр–микроклин; Орт–ортоклаз; Рудн–рудный; Сил–силлиманит; Тур–турмалин; Цо–цоизит; Эп–эпидот.

Литература:

1. Бурханов Ф.С. Минеральные ассоциации метаморфических пород Мурунтауского рудного поля // Геология и минеральные ресурсы. – 2015, №6. – С. 17-23.
2. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – Москва: Наука, 1969. – 112 с.
3. Маракушев А.А. Минеральные фации метаморфических пород // ДАН СССР. – 1985. Т. 282, №5. – С. 1230-1232.

Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н. (ВКГТУ им. Д. Серикбаева, Казахстан)

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Dyachkov B. A., Oitseva T. A., Kuzmina O. N. (D. Serikbayev EKSTU, Kazakhstan)

EVOLUTION OF GRANITOID MAGMATISM AND METASOMATIC PROCESS (EAST KAZAKHSTAN)

Рассматриваемая территория Восточного Казахстана объединяет геологические структуры Большого Алтая, входящего в систему Центрально-Азиатского подвижного пояса [2]. Это важнейший горно-металлургический центр Казахстана, в котором сосредоточены многие месторождения цветных, благородных, редких металлов и других полезных ископаемых. Выделяются четыре рудных пояса: 1) Рудноалтайский медно-полиметаллический (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.); 2) Калба-Нарымский редкометалльный (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W); 3) Западно-Калбинский золоторудный (Au, Ag, As, Sb); 4) Жарма-Саурский полиметаллический (Cr, Ni, Co, Cu, Au и др.). В Рудном Алтае в рифтогенной геодинамической обстановке (D_{1e}-D_{3fr}) сформировались крупные золото-медно-полиметаллические месторождения, генетически связанные с группой базальт-андезит-риолитовых формаций (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское и др.). Это важные в промышленном отношении месторождения Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt. Рудообразование сопровождалось изменениями вмещающих вулканогенно-осадочных пород в виде микрокварцитов, хлоритолитов, доломитолитов, кварц-серицитовых и кварц-барит-полиметаллических метасоматитов-индикаторов колчеданно-полиметаллического оруденения [3]. Эволюция гранитоидного магматизма проявилась в последовательности образования формационных типов гранитоидов, метасоматических процессов и оруденения.

Плагιοгранит-гранодиоритовая фация (кунушский комплекс С₃) объединяет золотоносные малые интрузии и дайки плагιοгранитов, гранодиоритов, плагιοгранит-порфиров кварцевых порфиров и др., сформированных в коллизионной геодинамической обстановке, в процессе сдвижения Казахстанской и Сибирской литосферных плит, образуя приразломные интрузивно-дайковые пояса северо-западного направления. Наиболее рудоносными являются дайкообразные тела плагιοгранитов известково-щелочной серии и натриевой специфики щелочей. Метасоматические изменения – березитизация, пиритизация, серицитизация и золото-сульфидная минерализация. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, антимонит и золото. Кунушский комплекс металлогенически специализирован на золотое оруденение (месторождения Жерек, Джумба, Манка, Бакырчик и др.).

Гранитовая фация (калбинский комплекс Р₁) представлена крупными гранитными массивами Калба-Нарымского плутона, сформированными в постколлизионной (орогенной) внутриплитной обстановке с мощным развитием гранитоидного магматизма. Выделяется две интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами, метасоматитами и редкометалльными месторождениями. Первая фаза – средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты нормального ряда, натриево-калиевой щелочности,

низкоплумазитовые и умеренной основности. Геохимический тип гранитов – олово-танталовый (с Li и Be). Повышенное содержание (Ta, Nb, Be, Li) установлено в – кварце, полевых шпатах, биотите и гранитах проявлена площадная микроклинизация и в меньшей степени – альбитизация. Кислотная стадия сопровождалась грейзенизацией и окварцеванием с привнесом Sn. С гранитами связаны главные редкометалльно-пегматитовые месторождения (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.). В пегматитах проявлены интенсивные процессы альбитизации, грейзенизации, турмалинизации, сподуменизации и окварцевания. Характерны уникальные минералы: клевеландит, лепидолит, цветные и полихромные турмалины, берилл, поллуцит, сподумен, амблигонит, танталит-колумбит, касситерит и др. Наиболее продуктивны лепидолит-поллуцит-сподуменсодержащие минеральные комплексы (Li+Cs+Ta+Sn+Be). Впервые установлена повышенная золотоносность танталита. Граниты второй фазы – это среднезернистые равномернозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты, близкие к литий-фтористым гранитам по В.И. Коваленко (1977). Для них характерны процессы площадной мусковитизации, а в апикальных зонах и эндоконтактах гранитных массивов сформировались альбитит-грейзеновые метасоматиты (Ta, Li, Sn). Оруденение фиксируется вкрапленностью касситерита, танталит-колумбита, топаза и флюорита (месторождение Карасу и др.). Это новый «внепегматитовый» тип олово-танталового оруденения, близкий к редкометалльным гранитам месторождения Алаха в Горном Алтае [1]. С более поздними локальными процессами грейзенизации и окварцевания связаны мелкие олово-вольфрамовые месторождения.

Лейкогранитовая формация (монастырский комплекс P₂) представлена крупнозернистыми лейкократовыми гранитами и аляскитами повышенной кремнекислотности и калиевой щелочности, монацит-флюорит акцессорной специализации, богатые летучими компонентами и минерализаторами (H₂O, F, B и др.). Характеризуется образованием камерных хрусталеносных пегматитов, а в грейзеново-гидротермальную стадию метасоматоза – кварцевожилых месторождений вольфрамита. Граниты являются также источниками аллювиальных россыпей монацита.

Щелочногранитовая формация (керегетас-эспинский комплекс P₂-T₁) образована двумя штоками щелочных рибекитовых гранитов с флюорит-редкоземельно-цирконовым типом акцессориев. В эндо- и экзоконтактах массивов сформировались метасоматиты кварц-альбитового, рибекит-альбитового, эгирин-рибекит-альбитового и другого состава, обогащенные вкрапленностью циркона, пироклора, торита, гагаринита, фенакита и других минералов. Максимальная концентрация оруденения связана с рибекит-альбитовыми метасоматитами (апогранитами). На микроуровне выявлены иридий-бастнезит, колумбит, касситерит, самородное серебро, иттроцерит и флюоцерит. Выделяемая эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная формация имеет практическое значение (месторождение Верхнее Эспе и др.).

Таким образом, в Восточно-Казахстанском регионе четко проявлена последовательность формирования гранитоидов, сопровождающих их процессов метасоматоза и рудообразования. В рифтогенной геодинамической обстановке с производными базальтоидного вулканизма в девоне сформировались промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая. В стадию коллизии (C₂₋₃-C₃) внедрились малые интрузии и дайки гранодиорит-плагиогранитовой серии с образованием крупного Восточно-Казахстанского золоторудного пояса. Постколлизийная (орогенная) стадия ознаменовались мощным развитием пермского гранитоидного магматизма с последовательной сменой нормальных гранитов аляскитами и щелочными гранитами с отличающейся редкометалльной редкоземельной рудоносностью. Выполненные исследования целесообразно учитывать при проведении дальнейших прогнозно-поисковых работ.

Литература:

1. Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Смирнов С. З., Гаврюшкина О. А. Геология, минералогия и физико-химические условия формирования сподуменовых гранит-порфиров Алахинского месторождения (Горный Алтай). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 27-28.
2. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1,2. Алматы: Гылым, 1998 – 304 с.; РИО ВАК 2000 – 400 с.
3. Дьячков Б. А., Ганженко Г. Д., Сапаргалиев Е. М. Геодинамические обстановки формирования рудоносных структур Большого Алтая. / Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: КазГЕО, 2016. С. 9-21.

Заборовская Л.П., Фомин Ю.А., Покалюк В.В., Сорокотяга О.И. (ДУ «ИГОС НАН України», Украина)

ОКОЛОРУДНЫЙ БАРИЙ-КАЛИЕВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ НА ЮРЬЕВСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Zaborovskaya L.P., Fomin Yu.A., Pokalyuk V.V., Sorokotyaga O.I. (SI IEG NASU, Ukraine)
BARIUM-POTASSIUM NEAR-ORE METASOMATISM IN THE YURIEVSKOYE GOLD DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD)

Методами электронной микроскопии и микрозондового анализа изучен вещественный состав руд, околорудных метасоматитов и вмещающих оруденение пород Юрьевского месторождения золота, относящегося к так называемому клинцовскому рудно-генетическому типу, связанному с тектоно-метасоматическими зонами в глубокометаморфизованных гнейсовых комплексах докембрия [3, 5].

Золотое оруденение месторождения представляет собой серию линейных линзо-, жило- и штокверкоподобных тел кварц-полевошпатового состава с рудной минерализацией, залегающих субсогласно вмещающим биотитовым гнейсам чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии нижнепротерозойского возраста. Рудные зоны выделены по содержанию золота от 0,1 г/т.

Золотосодержащие полевошпат-кварцевые прожилки по составу слагающего их полевого шпата подразделяются на два типа: 1) олигоклаз-кварцевые; 2) микроклин-кварцевые (с турмалином). Олигоклаз-кварцевые прожилки часто сопровождаются биотитовой оторочкой и в количественном отношении значительно преобладают по отношению к микроклин-кварцевым. Оба типа прожилков имеют метасоматическое происхождение, являются результатом проявления кремне-щелочного метасоматоза зон глубинных разломов, связанного с метаморфизмом и ультраметаморфизмом [4]. На метасоматическое происхождение олигоклаз-кварцевых жил указывает идентичность химического состава олигоклаза, слагающего прожилки, околожилльные биотитовые оторочки и вмещающие гнейсы. Биотит, слагающий биотитовые оторочки олигоклаз-кварцевых прожилков, по своему химическому составу идентичен биотиту вмещающих гнейсов. Формирование микроклин-кварцевых и олигоклаз-кварцевых жил (метасоматитов) предшествует непосредственно околорудному (синрудному) метасоматозу. Сегрегация жильных минералов (кварца, олигоклаза, микроклина) в жилы олигоклаз-кварцевого и микроклин-кварцевого состава сопровождалась околозальбандовой и внутрижильной сегрегацией сульфидов ранних генераций (пирит, арсенопирит, ранний пирротин), содержащих золото в тонкодисперсной («невидимой») форме.

Видимое самородное золото в обоих типах прожилков развивается исключительно в участках их тонкого катаклаза. Здесь же, в ассоциации с самородным золотом, развиваются поздние пирротин и халькопирит, теллуриды и сульфотеллуриды висмута и свинца, висмутин, самородный висмут, галенит. Околожильная метасоматическая биотитовая оторочка олигоклаз-кварцевых прожилков по микротрещинкам катаклаза также насыщена включениями золота и парагенных ему рудных минералов. Околорудный биотит, находящийся в непосредственной близости с выделениями золота, замещается мусковитом (серицитом). Олигоклаз олигоклаз-

кварцевих прожилков включає по мікротрещинкам катаклаза тончайшу вкрапленість золота і парагенних ему рудних мінералів. Вокруг рудної вкрапленості олигоклаз піддається тонкої, мікроскопічно проявленої калишпатизації. Калиєвий полевої шпат (КПШ), заміщаючий олигоклаз, обогачен барієм (BaO до 1,8 вес.%), що вказує на барій-калієву специфіку золотообразуючих розчинів. В ділянках заміщення олигоклаза калієвим полевым шпатом спостерігаються зерна кальцита мікронних розмірів, які утворюються, по-видимому, в результаті виносу кальцію при калишпатизації плагіоклаза. Крім типової приміси барію, в КПШ відзначається присутність SO_3 (до 1,8 вес.%), SeO_2 (до 0,5 вес.%) і Ti_2O (до 0,5 вес.%). Присутність SO_3 в барійсодержачому калієвому полевым шпате може свідчити про наявність в останньому тонких виділень барита.

Таким чином, виходячи з складу новообразованих метасоматических мінералів, супроводжуваних утворенням золота (барійсодержачий калієвий полевої шпат, мусковит, кальцит), тип околорудних змін на Юр'ївському родовищі відповідає низькотемпературному калієвому метасоматозу – гумбеїтизації. Найважливішою його особливістю є виключно тонкий (мікропрожилковий) характер прояву і наявність барію в складі околорудного калієвого полевого шпата.

Барієність метасоматического калієвого полевого шпата, супроводжуваним утворенням золота (вплоть до утворення барієного ортоклаза – гіалофану), відзначається в останнє час на золоторудних родовищах різного віку і генезису [1, 2]. Процес гумбеїтизації може супроводжуватися не тільки підвищеним вмістом барію, але і селена [1]. Це ж явище відзначається і на Юр'ївському родовищі: селен присутній як приміс в околорудному метасоматическому калієвому полевым шпате і парагенному золоту теллуриді висмута (до 4%).

Література:

1. Вольфсон А.А. Геолого-генетическі особливості золото-кварцевого родовища «Майське» (Северна Карелія). – Дисертація на соискання ученої ступеня кандидата геолого-мінералогіческіх наук. – Москва, 2004.
2. Руссу К.І., Андреева Е.Д., Кім А.У., Пузанков І.М., Шишканова К.О. Адуляр вулканогенних гідротермальних родовищ Камчатки // Матер. X регіон. молод. науч. конф. «Природна середина Камчатки», Петропавловск-Камчатський, 12-13 квітня 2011 г. – С. 131-140.
3. Яценко Г.М., Бабинин А.К., Гурський Д.С. і др. Тектоно-метасоматическі зони – керівна структурно-металлогеніческія позиція золоторудних родовищ нижнього докембрію // Мін. ресурси України. – 2000. № 1. – С. 13-18.
4. Яценко Г. М., Бабинин А. К., Гурський Д. С., Братчук О. Я. і др. Месторождения золота в гнейсових комплексах докембрію Українського щита, – Київ: Геоінформ, 1998. – 256 с.
5. Яценко Г.М., Гайовський О.В., Сливко Є.М., Братчук О.М., Махай О.І., Якубенко П.Ф., Яценко В.Г. Металогенія золота протоплатформних структур Українського щита (Кіровоградський блок). – Київ: Логос, 2009. – 243 с.

Загнітко В.М. (ІНІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)
ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МЕТАСОМАТИЧНОГО ТА
ГІДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДОУТВОРЕННЯ

Zagnitko V.M. (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)
ISOTOPIC - GEOCHEMICAL FEATURES OF HYDROTHERMAL AND
METASOMATIC DEPOSITS

Враховуючи специфіку метасоматичного та гідротермального рудоутворення можна говорити про певні особливості поведінки ізотопних систем, які знайшли відображення в ізотопному складі легких елементів (H, C, O, S, N та інших).

1. Вулканогенно-гідротермальне рудоутворення.

Вважається доведеним фактом важлива роль метеорних вод практично у всіх сучасних і порівняно молодих (фанерозойських) гідротермальних системах на ізотопному рівні.

Для докембрійських систем залишається ще багато проблем, але і у них вплив таких джерел є істотним. Зокрема, у золоторудних родовищах Середнього Придніпров'я, які часто є продуктом древніх вулканічних процесів, прямих ізотопних свідчень участі метеорних джерел немає, скоріше можна говорити про мобілізацію захоронених вод у гідротермальні системи. Ще складніше вирішується питання в родовищах, що розташовані в грануліто-гнейсових областях, де діють, в основному, глибинні джерела як вод, так і вуглекислих флюїдів. В уранових родовищах гідротермальні флюїди мають гібридний характер.

2. Метасоматичні системи.

Якщо в магматичних родовищах різкі відхилення у ізотопному складі Оксигену та Карбону від типових „магматичних” значень (зокрема у Скергардській інтрузії $\delta^{18}\text{O}$ у піроксенах деколи сягають від'ємних значень) пояснюються внутрішньо-кристалізаційними процесами у закритій камері, де „вичерпуються” важкі ізотопи в першу чергу, а залишкові порції магми можуть мати збіднені важким ізотопом кисню сполуки то в метасоматичних родовищах діють зовсім інші причини ізотопних аномалій. Зокрема, велике значення мають обмінні процеси із різними за генезисом флюїдами, а також залучення до складу цих флюїдів осадових, метаморфогенних, ювенільних та інших джерел.

На прикладі матеріалів із родовищ України можна прослідкувати, як змінюються ізотопні характеристики порід і мінералів в метасоматичних та гідротермальних процесах.

Ісаков Л.В. (*Державний ВНЗ “НГУ”, Україна*),

Шпильчак О.В. (*КП „Південукргеологія”, Україна*)

УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ, МАГМАТИЧНІ ТА МЕТАСОМАТИЧНІ ПЕГМАТИТИ БАЗАВЛУЦЬКОГО ПОЛЯ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УЩ

Isakov L.V. (*NMU, Ukraine*), **Shpylchak O.V.** (*CE “Pivdenukrgeologia”, Ukraine*)

ULTRAMETAMORPHIC, MAGMATIC AND METASOMATIC PEGMATITES OF BAZAVLUK FIELD OF MIDDLE PRYDNIPROVIA MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Базавлуцьке пегматитове поле розміщене в межах Саксаганського (Базавлуцького) граніто-гнейсового купола і охоплює площу біля 300 км². Пегматити поля порівняно добре відслонені на берегах Базавлука і Базавлукча та їх приток. Вони утворюють серії згідних, субзгідних і січних загальній сланцюватості плитоподібних жил, але досить часто зустрічаються у вигляді безформних і округлих тіл. Потужність пегматитових тіл коливається в межах від декількох десятків сантиметрів до 3-5-ти метрів, а то і більше – 10-15 метрів, протяжність їх також широко коливається і складає від перших метрів до 100 м і більше.

Дослідження пегматитів проведені в центральній частині Базавлуцького граніто-гнейсового куполу, а також, частково, досліджені пегматити західної і північної частини куполу. Пегматити тут представлені кварц-польовошпатовими керамічними різновидами, що очевидно можуть належати до утворень різних гранітних комплексів. При цьому встановлено, що пегматити центральної частини куполу досить різко відрізняються від пегматитів периферійної частини куполу за морфологією пегматитових жил, складом, внутрішньою структурою та геохімічною спеціалізацією.

Пегматити периферійної частини куполу за вказаними ознаками подібні до пегматитів, які розміщуються безпосередньо в межах гранітних масивів обрамлення, складених утвореннями саксаганського, сурського, токівського, demuринського і мокромосковського

комплексів, і здебільшого знаходяться в зонах екзоконтактів цих масивів, а тим самим їх зв'язок з гранітами вказаних комплексів є незаперечним.

Пегматити центральної частини куполу є досить різноманітними за складом, структурною позицією і генезисом. Вони не мають чіткого зв'язку з гранітними масивами та утворюють протяжні серії жил та шліроподібних безформних виділень, які представляють значний, а в ряді місць повний об'єм неосомової гранітоїдної маси мігматитової товщі об'єднуючись місцями в досить широкі скупчення з насиченням метаморфічної товщі пегматитами до 50%. Ці пегматити апріорі, виходячи із загальних уявлень про розвиток куполів в межах Середньопридніпровського мегаблоку, нами пов'язуються із формуваннями дніпропетровського комплексу.

За петрографічним складом пегматити є кварц-плагіоклазовими, кварц-мікрокліновими, кварц-плагіоклаз (альбіт-олігоклаз)-мікрокліновими різновидами. Для них характерні акцесорні магнетит, ільменіт, лейкоксен, сфен, муасаніт, гранат, циркон, циртолїт, пірит, апатит, у кварц-плагіоклаз-мікроклінових пегматитах встановлено ксенотим. Вмісти рідкісних і рідкісноземельних елементів в пегматитах досягають значень на рівні фонових для гранітів. Максимальні вмісти за спектральним аналізом (в $\text{ppm} \times 10^{-3}\%$): берилію – 0,1; ітрію – 2; ітербію – 0,2; цирконію – 20; літію – 3; лантану – 2; ніобію – 1,5; атомно-адсорбційним аналізом тантал і цезій в них не виявлено [1].

Пегматити відносяться до слабо диференційованих різновидів керамічних пегматитів, що утворилися:

- 1) із виплавленого на місці (при специфічних умовах початкової стадії ультраметаморфізму метаморфічних порід) розплаву;
- 2) із незначно переміщеного цього ж розплаву з формуванням системи січних пегматитів того ж генезису що і попередні;
- 3) із розчин-розплавів, які утворилися при становленні і кристалізації крупних масивів ультраметаморфічних плагіогранітів і були переміщеними у вже сформовану ультраметаморфічну мігматитову товщу;
- 4) в процесі метасоматичних перетворень дрібних лінз лейкократових гнейсів і тектонітів серед товщ амфіболітів.

Перші спостерігаються у вигляді згідних дрібних згідних сланцеватості і смугастості мігматиту прожилків неосоми. З їх можливим ультраметаморфічним походженням погоджуються переважна більшість дослідників, Другі здебільшого представлені дрібними жилами і прожилками, які за складом наближені до складу метатекту із вміщуючих мігматитів. Цьому критерію із досліджених пегматитів відповідають і окремі дрібні сібзгідні і січні пегматити кварц-плагіоклазового складу.

Пегматити, які є похідними від гранітів (треті з перерахованих), утворюють зазвичай крупні пегматитові тіла, які досить суттєво відрізняються за складом від метатекту у навколишніх мігматитах. Тобто найбільш вірогідним є припущення, що крупні тіла Базавлуцького пегматитового поля це результат кристалізації алохтонних розчин-розплавів, переміщених від крупних масивів плагіогранітів похованих у глибині куполу, які заповнювали всі тріщини, що відкрилися у період їх вкорінення.

Пегматити що утворилися в результаті метасоматичних процесів є рідкістю для кристалосланцево-гнейсової аульсько-дніпропетровської асоціації. Нами виявлені лише окремі дрібні тіла пегматитів, які з впевненістю можна віднести до метасоматичних. Ці пегматити є невитриманими за складом та не мають чітко вираженої зональності. Це, зазвичай, дрібні (перші десятки сантиметрів) тіла кварц-плагіоклазового складу, що розміщуються в амфіболітах та гнейсово-кристалосланцевих товщах. Вони розвиваються по зонах брекчіювання порід, мілонітах, а також дрібних тілах гнейсів розміщених серед амфіболіту. Субстрат здебільшого зберігається в центральних частинах пегматитового тіла.

Необхідно також звернути увагу на те, що як при польових дослідженнях так і експериментально [2] доведено утворення багатих калієм двопольовошпатових пегматитів з початкових палінгенних розплавів сформованих в процесі мігматизації плагіогнейсово-

амфіболітової товщі і з залишкових розчин-розплавів, відторгнутих від масивів плагіогрнітів незалежно від віку утворень. Тобто не заперечується зв'язок калійпольовошпатових пегматитів з плагіогранітними масивами архею, а віковий бар'єр у формуванні калійнасичених пегматитів не є визначальним. Ігнорування цього факту призводить до серйозних помилок, наприклад, до ствердження про повсюдне накладення масової калішпатизації і пегматитизації архейських товщ у більш пізній протерозойський період.

Література.

1. Ісаков Л.В., Шурко М.М., Шпильчак О.В., Липчук Л.В. Мінералого-геохімічні та генетичні особливості пегматитів Базавлуцького пегматитового поля // Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2016. № 2. С. 30–44.
2. Никаноров А. С. Гранитные пегматиты. – М. : Недра, 1979. – 168 с.

Калашник А.А. (КЛА НАУ, Украина)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА УЩ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Kalashnyk G.A. (KFA NAU, Ukraine)

REGULARITIES OF LOCALISATION OF URANIUM-ORE METASOMATITES ON UkrSh IN CONNECTION WITH FEATURES OF LITHOSPHERE'S DEEP STRUCTURE

Для локализации промышленных месторождений урана очень важным критерием является наличие областей распространения специализированных урановорудных метасоматитов. Промышленное значение среди месторождений урана эндогенного класса на Украинском щите (УЩ) имеют месторождения в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах (до 95% от общих балансовых запасов урана Украины) и в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах (2% от общих балансовых запасов урана Украины). Иные метасоматические формации на УЩ не представляют интереса с точки зрения возможной концентрации урана промышленной значимости.

Формация натриевых метасоматитов имеет крайне ограниченное распространение на УЩ по сравнению с другими метасоматическими формациями и характерна лишь для центральной части Украинского щита (Кировоградская урановорудная металлогеническая область). Мантийная природа источников вещества в растворах, формировавших урановорудные натриевые метасоматиты ряда крупных месторождений Кировоградского урановорудного района, была подтверждена результатами современных изотопно-геохимических исследований [5].

Формация высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитов и связанное с ней урановое оруденение проявлены в большинстве мегаблоков УЩ, кроме Среднеприднепровского и Днестровско-Бугского [1]. Однако месторождения урана этой формации выявлены только в центральной части УЩ (Алексеевско-Лысогорский рудный район). Формирование месторождений урана Алексеевско-Лысогорского рудного района в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах также имеет связь с подкоровыми источниками рудогенных компонентов и процессами мантийной природы, отвечающими за значимое эндогенное рудообразование урана, что и месторождения урана в натриевых метасоматитах, но сформированными локально, в самостоятельной группе эндогенных процессов в тесной связи с процессами кислого гранитоидного петрогенезиса [1,2].

Формирование специализированных на уран металлогенических провинций и урановорудных районов происходило на планете синхронно и лишь на нескольких этапах. Этапом, обусловившим образование уранового оруденения УЩ, относимого к редкоземельно-торий-урановой формации в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах был 2000-1950 млн. лет [3]. Наиболее важным этапом уранового оруденения

для УЩ был период 1800-1750 млн. лет [3] с формированием значительных по запасам промышленных месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах в Кировоградском и Криворожском урановорудных районах. Эндогенное урановое оруденение всех других урановорудных эпох УЩ не имеет промышленного значения. Анализ условий проявления, пространственно-временных и генетических соотношений эндогенных месторождений урана, их связь с особенностями глубинного строения литосферы и астеносферы и их особенностями [1,2], проведенный нами, позволил составить общую схему развития эндогенного уранового рудообразования наиболее уранорудопродуктивных эпох на УЩ 2000-1950 и 1800-1750 млн лет (рисунок).

Особенности литосферы (ее мощность, степень зрелости) являются главным критерием возможности масштабного инициального концентрирования урана в мантии и структурный контроль является определяющим критерием в реализации формирования и локализации промышленных месторождений урана на верхних структурных горизонтах в щелочных метасоматитах. На УЩ все выявленные промышленные месторождения урана в щелочных метасоматитах сосредоточены в Ингульском мегаблоке - аномальном сегменте литосферы высокой степени зрелости с мощностью до 250 км и контролируются зонами разломов транслитосферного проникновения и/или узлами их пересечения. Это необходимо учитывать при металлогенических и прогнозных построениях и оценках перспектив выявления промышленного уранового оруденения эндогенного класса.

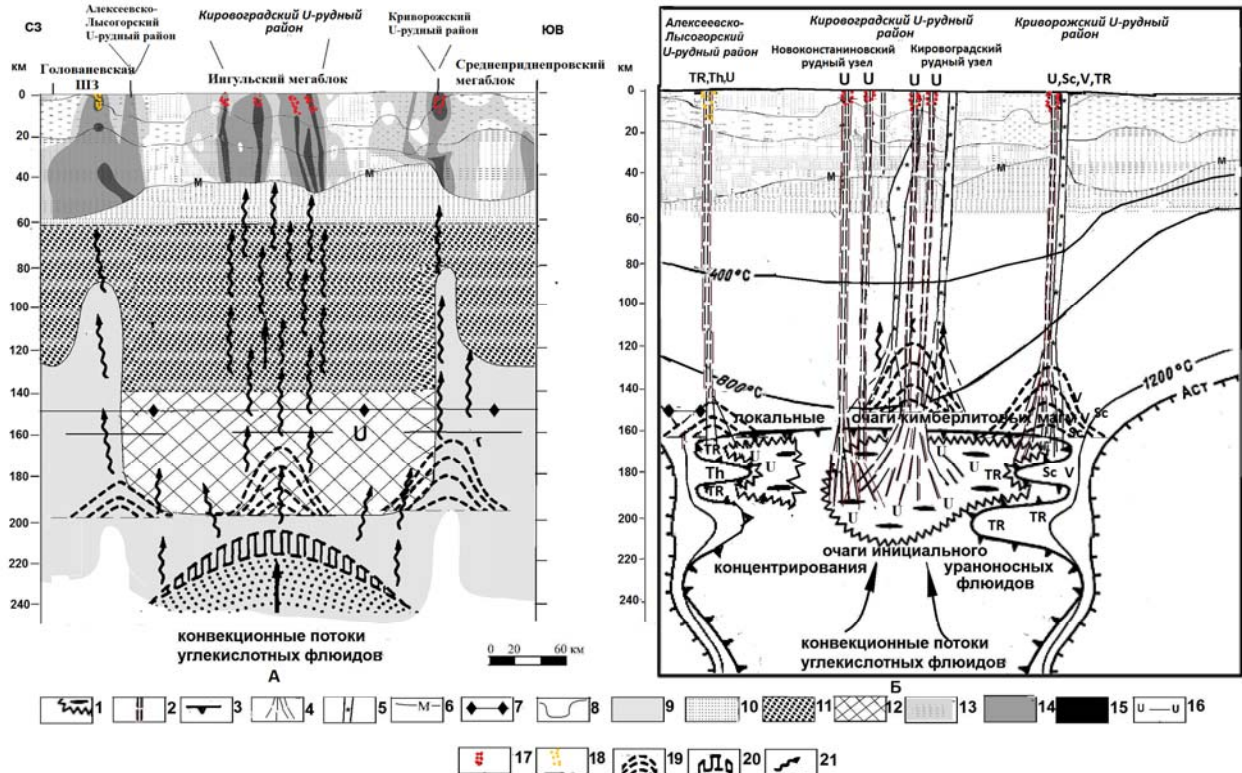


Рисунок - Общая схема развития эндогенного уранового рудообразования наиболее уранорудопродуктивных эпох на УЩ 2000-1950 и 1800-1750 млн лет (с использованием материалов [4,6]).

Условные обозначения: 1 – очаги инициального концентрирования ураноносных флюидов, 2 – приразломные потоки щелочных ураноносных флюидов, 3 – граница аномальной верхней мантии; Аст – граница астеносферы, 4 - предполагаемые пути подъема протокимберлитовой магмы; 5 - каналы внедрения кимберлитов дайковой фации; 6 – граница Мохо; 7 – граница стабильности графит-алмаз; 8 – граница литосфера-астеносфера; 9 – астеносфера; 10 – железистые ультрабазиты; 11 – амфиболовые и пироксеновые глиммериты, гранатовые лерцолиты; 12 – хромшпинелевые гарцбургит-лерцолитовая и дунит-перидотитовая серии; зоны дислокаций с различной степенью проницаемости: 13 – низкой, 14 – средней, 15 – высокой, 16 – уровень формирования очаговых потоков ураноносных трансмагматических флюидов, 17 – среднетемпературные карбонатно-натриевые метасоматиты, 18 – высокотемпературные кремний-калиевые метасоматиты, 19 – локальные астеносферные ловушки на границе литосфера-астеносфера, 20 – термобарогradientный фронт глобальной астеносферной ловушки, сформированный вследствие импульсной дегазации ядра и мантии, 21 – астеносферные флюидопотоки

Литература:

1. Калашник А.А. Структурная позиция месторождений калий-урановой формации Алексеевско-Лысогорского урановорудного района Украинского щита./ А.А.Калашник, А.В.Кузьмин // 36. наукових праць УкрДГРІ. – 2012. - №2. – С.78-90.
2. Калашник А.А. Новые прогнозно-оценочные критерии в технологии прогнозирования формирования промышленных эндогенных месторождений урана Украинского щита/А.А.Калашник// 36. наукових праць УкрДГРІ. – 2014. - № 2. – С.27-54.
3. Пономаренко О.М. Радіогеохронологія процесів метасоматозу в кристалічних породах УЩ/ О.М.Пономаренко, Л.М.Степанюк, С.Г.Кривдік, В.О.Синицин // Тези доп. наук. конф. "Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд ", Київ, 14-16 бер. 2012 р. – Київ: Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, 2012. – С 64-66.
4. Соллогуб В.Б. Литосфера України/ Соллогуб В.Б. – К.: Наук. думка. - 1986. – 184 с.
5. Степанюк Л.М. Джерело натрію та урану ураноносних альбітитів на прикладі Докучаєвського родовища Інгульського мегаблоку УЩ/ Л.М.Степанюк, С.М.Бондаренко, В.О.Сьомка і др.// Тези доп. наук. конф. "Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд ", Київ, 14-16 бер. 2012 р. – Київ: Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, 2012. – С.78-80.
6. Федоришин Ю.І. Модель прогнозу та пошуків джерел корінної алмазності і її реалізація на території Українського щита: дис. доктора геол. наук:04.00.01/Федоришин Юрій Іванович. – К., 2007. – 408 с.

**Кекелия С.А., Гагнидзе Н.Э., Кекелия М.А., Попхадзе Н.В. (ГИГ ТГУ, Грузия)
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА
ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
ПАЛЕООСТРОВНОДУЖНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬНИССКОГО
РАЙОНА, ГРУЗИЯ)**

**Kekelia S.A., Gagnidze N.E., Kekelia M.A., Popkhadze N.V. (GIN TSU, Georgia)
HYDROTHERMAL-METASOMATIC ALTERATIONS AT VOLCANOGENIC
DEPOSITS OF NON-FERROUS METALS OF PALEOISLAND ARC ENVIRONMENT
(ON THE EXAMPLE OF BOLNISI DISTRICT, GEORGIA)**

В центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Восточная Турция и Кавказ) сохранены фрагменты палеоостровнодужных сооружений и прилегающие к ним структуры – задуговые и внутридуговые морские палеобассейны. Именно здесь – в Понтийско-Южнокавказской микроплите (южной периферии Евразийского палеоконтинента) сосредоточены значительные месторождения цветных металлов. Наиболее крупными являются месторождения Турции гидротермально-осадочной природы: это Чаели (Маденкой), которое относят к типу Куроко, и Ашикой, проявляющее сходство с месторождениями Кипрского типа. Мы обратили ваше внимание на эпигенетические месторождения, которые известны как в Турции, так и в Армении и Грузии.

Уникальным в рудно-геологическом смысле является грузинское Маднеульское месторождение, в пределах которого пространственно сближены разноэтапные золотые, барит-сульфидные и медные штокверковые руды. Меловая вулканотектоническая депрессия представляла собой часть задугового бассейна. Вулканоструктура складывается тремя комплексами, которые являются результатом функционирования в течение альба-кампа в начале вулканов трещинного типа, а затем и центрального [4]. Верхний комплекс – базальт-андезит-риолитовый завершает вулканическую деятельность. Рудоносными являются куполовидные „вздутия“ нижнего комплекса андезито-дацитового состава. Купола были образованы в результате выжимания экструзий среднего риодацитового комплекса. Важными и обязательными элементами рудоносных вулканоструктур являются поздние гипабиссальные тела гранодиорит-порфиров, являющиеся, по-видимому, коматиитами кампанского андезито-базальтового комплекса. Под игнимбритами и лавами куполов установлена следующая метасоматическая колонна: на верхних горизонтах и центральных

частях – монакварцити, которые на глубине и флангах сменяются кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, а последние – пропилитизированными и огипсованными (часто с андалузитом) туффитами. На месторождении отчетливо выделяются два рудных уровня: верхний барит-полиметаллический с золотом в кварцитах и нижний – в основном сложенный медными (с пиритом) прожилково-вкрапленными рудами. Следует подчеркнуть, что баритовые, барит-полиметаллические и медные руды разобщены в пространстве и, вероятно, являются разновозрастными. Золотое оруденение во «вторичных кварцитах» является наиболее ранним. Остается впечатление, что интенсивные преобразования пород с образованием метасоматической колонны внутри куполовой маднеульской структуры предшествовали основному рудному процессу. Рудоносный блок ограничен разломами СЗ и СВ простираций, которые являлись магмо- и рудовыводящими. По нашим данным [6], базальты района ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0704910$) могли быть продуктами дифференциации неистощенной мантии, а риолиты маднеульского месторождения – продуктами верхней коры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710269$). О коровом источнике риолитов и игнимбритов свидетельствует и установленные в них европиевые отношения (для риолитов = $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.65-0.68$; игнимбритов – $0.52-0.58$), а также обогащение пород легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами – K, Rb, Ba, Sr [2]. По данным Т. Ш. Гогишвили (1985), метасоматическими изменениями практически была охвачена вся Болнисская вулканодепрессия. В палеодепрессии уверенно картируются метасоматические формации кислотного выщелачивания. Так, на представленной к презентации карте в зоне кислотного выщелачивания выделяются вторичные кварциты (опал-алунитовые, кварц-гидрослюдистые, реже андалузит, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые; в зоне щелочного метасоматоза – кварц-адуляр-серицитовые; в зоне кремнещелочного метасоматоза (пропилитах) – альбит-хлорит-пиритовые; альбит-хлорит-эпидот-гематитовые и альбит-хлорит-ангидритовые; в фельшпатоидах – кварц-калишпат-альбитовые, кварц-альбит-калишпат-хлоритовые, альбит-хлорит-адуляр-цеолитовые.

Распределения типоморфных слоистых силикатов, как и данные определения температур методом гомогенизации [1] свидетельствуют о наиболее высокотемпературных условиях минералообразования на уровне развития медных руд, где распространены слабо гидратированные слюды с высокотемпературной 2М политипной модификацией. На уровне развития барит-полиметаллических руд установлены гидротермальные слюды с низкотемпературной модификацией 1М.

В заключение отметим, что гидротермальные растворы, из которых отлагались сульфиды, и отличались невысокой соленостью [3]. Так на Маднеули соленость флюидов, отложавших медные и барит-цинково-свинцовые руды, была менее 40 гр-экв. NaCl на литр раствора. вулканогенных месторождений. Отметим так же, что для Малокавказских месторождений максимальные температуры рудообразования, установленные методом гомогенизации, составляет $410-390^\circ\text{C}$ не превышают 280°C [5]. Давления составляли при рудоотложении 150-200 бар (была использована диаграмма [7]).

Литература:

1. Аревадзе В. А. физико-химические условия формирования Эндогенных месторождений Закавказья. 362 автореферат докторской диссертаций – Тбилиси мецниереба, 1989-54 с.
2. Гугушвили В.И Кекелия Н. А, Мун 4 Труды. Нацвлишвили М. П // Труды ГИН АН Грузийновая серия 2002. 117 С. 412-419.
3. Кекелия С.А Ярошевич В. З. Ратман И. П. Геолого-генетические модели альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов средиземноморского металлогенического пояса // Геология и Геофизика – 1991 Н 8- С. 71-79.
4. Кекелия С.А, Амбокадзе А. Н Ратман И. П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеобовозутных сооружений и методика их прогнозирования-Тбилиси мецниереба, 1993-96 С
5. Ярошевич В.З. Генетические особенности рудных формации по данны изотопних ислодованийю. Автореферат кандю диссертацию – Тбилиси, мецниереба 1985- 52 с.

6. Kekelia S. Kekelia M, Otkhmezuri Z. Moon Ch. Ozgur N. Ore-forming systems in volcanogenic-sedimentary by the example of non-ferrous metal deposits of the Caucasus and Eastern Pontides. // Turkey. Ankara Mineral Res. Expe. Bull V 129-P 1-16.
7. Shephard T.J. Rankin A.H, Aedorton D.H.M A practical guide to fields inclusion studies. – Blaskie. Glasgow and London. 1985-239p.

Кривдік С.Г. (ІГМР НАН України, Україна)

**ДО ПИТАННЯ ПРО КЛАСИФІКАЦІЮ ТА ФАЦІЇ ГЛИБИННОСТІ
МЕТАСОМАТИТІВ**

Kryvdik S.G. (IGMOF of NASU, Ukraine)

**ON THE CLASSIFICATION OF METASOMATITES AND THEIR DEPTH'S
FACIES**

Під метасоматичними породами (метасоматитами) приймаються такі, які утворюються в процесі повного або часткового (значного) заміщення кристалічних порід магматичного, метаморфічного та осадових порід зі зміною їхнього мінерального та хімічного складу. Вважається (хоча це не є строго безперечним), що в процесі метасоматичного заміщення залишається сталим об'єм як заміщуваних, так і новоутворених (метасоматичних) порід.

Найчастіше метасоматичні процеси відбуваються за участі флюїдів суттєво водного складу, до якого в різній кількості входять луги, CO₂, а також в підпорядкованій кількості інші компоненти, в .ч. рідкісні метали (Ba, Zr, Nb, Sn, REE, Y тощо). Разом з тим в процесі утворення екзоконтактових фенітів в карбонатитових комплексах метасоматизуючими флюїдами можуть бути практично безводні лужнокарбонатні розплави типу сучасних лав вулкану Оллоїньо-Ленгаї в Танзанії. Ці розплави є надзвичайно низьковязкими і повинні бути реакційними з вміщувальними породами (які найчастіше мають гранітоїдний склад). В процесі метасоматозу відбувається привнесення (привнос) одних компонентів породи та винесення (винос) інших компонентів, що часто приводить до утворення метасоматитів, які можуть складатися лише з „залишкових” компонентів заміщеної породи, наприклад, вторинних кварцитів по кислих вулканітах та гранітах. Очевидно, при цьому може бути різним об'єм заміщуваних порід та метасоматитів по них. Це може частково або повністю компенсуватися утворенням порожнин та тріщин в метасоматитах і так званих сухаристих структур.

Крім того, за механізмом утворення метасоматитів та інтенсивністю цього процесу виділяють інфільтраційні (в т.ч. тріщинні) та контактіві екзо- та ендорізнovidи метасоматити.

В опублікованій літературі більшу увагу приділялося таким метасоматитам, які утворювалися в гіпабісальних умовах (грейзени, пропіліти, більшість скарнів, аповулканітові кварцити тощо). Довгий час вважалося, що в умовах гранулітової фації метасоматити, як такі взагалі не утворюються або мають обмежене поширення. Принаймні породи гранулітової фації вважалися неперспективними на зруденіння на рідкісні метали, які властиві типовим метасоматитам (переважно „гіпабісальним”).

Зрештою це пояснюється, з одного боку, різкою відмінністю мінерального складу в більш глибоких порівняно з гіпабісальними метасоматитами, а з другого, - подібністю або ідентичністю мінералів метасоматитів абісальної фації до однотипних мінералів вміщувальних порід. Так, наприклад, під час дослідження Клінцівського родовища золота не було виявлено таких типових метасоматитів, характерних для багатьох інших родовищ золота, як пропіліти та березити [1,2]. А мінерали (перш за все біотити) незвичних суттєво біотитових метасоматитів, згідно з даними одних дослідників [1], виявилися практично такими ж, як і вміщувальних гнейсів та гранітоїдів амфіболітової фації, а інших, [2], - дещо

відмінними (більш залізистими та менш титанистими в суттєво біотитових метасоматитах). Якщо ж відмічалися ділянки прокварцювання, то вони не супроводжувалися макроскопічно чітко вираженими „екзоконтактовими” метасоматитами, характерними, наприклад, для золоторудних родовищ Середнього Придніпров'я [9]. Такі особливості біотитових (кварц-біотитових, біотит-кварц-олігоклазових) метасоматитів зовсім відмінні від типових метасоматитів для золоторудних родовищ. Загалом складається враження, що зі збільшенням глибини (абісальності) формування метасоматитів мінерали останніх стають більш подібними до таких порід оточення. Тому такі метасоматити важко і під час майже неможливо ідентифікувати. В них не кристалізуються такі абісофобні мінерали, як, наприклад, везувіан, меліліт, адуляр, понижується лужність піроксенів та амфіболів. Натомість зростає значення альбіту, діопсид-геденбергітових піроксенів, Са-Al-амфіболів, зростає вміст піропового міналу і зменшується андрадитового в гранатах.

Так, наприклад ураноносні альбітити з егірином та рибекітом на глибоких горизонтах переходять в альбітити з салітом (діпсидом) та актинолітом (тремолітом) [3,12]. В фенітах таких глибоко еродованих лужно-ультраосновних комплексів, як Чернігівський, Проскурівський та Антонівський, відсутні суттєво егіринові піроксени та лужні амфіболи [5]. Те ж можна сказати і про аподжеспілітові метасоматити Правобережного району [11].

Проявляється подібність апофенітів Чернігівського масиву з ураноносними альбітитами Кіровоградського району і в рідкіснометалевій мінералізації. Апофенітові альбітити Чернігівського масиву збагачені (ppm) Nb (1594) і U(76), а в ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудо прояву вміст Nb досягає 100 – 136 паралельно зі збільшенням концентрації U (4500) і Th (1000) [8]. Зауважимо, що в мінералах групи пірохлору з деяких карбонатитів Чернігівського масиву вміст UO_2 досягає 26% [5, 10]. В переважній більшості карбонатитів цього масиву уран переважає над торієм [4, 7]. Є підстави вважати, що Чернігівський карбонатитовий масив є одним з найглибше еродованих.

Позаяк класифікація метасоматитів менш розроблена, ніж магматичних і метаморфічних порід, то часто їх опис подається головним чином за мінеральним складом, враховуючи такі більш-менш усталені типи, як, наприклад, скарни, грейзени, пропіліти, вторинні кварцити тощо. Хоча назва за мінеральним складом не завжди розкриває тип та генезис метасоматитів. Не дають однозначної відповіді існуючі класифікації за елементним складом метасоматитів та флюїдів, що їх спричиняють. При цьому виділяються такі найбільш відомі типи метасоматитів, як кислотні, лужні, Mg-Ca (тощо) [14]. Частіше склад метасоматитів залежить від мінерального та хімічного складу заміщуваних порід – скарни по калцифірах і доломітах, альбітити по гранітоїдах. Значною мірою склад різних типів метасоматитів визначається вмістом алюмінію та амфотерними властивостями цього елемента. Інші петрогенні елементи, такі як Na, K, Ca, Fe, Mg є розчинними в метасоматизуючих флюїдах різної кислотності, тоді як Si може розчинюватися і мігрувати в флюїдах високої лужності. Як наслідок цього може бути утворення вторинних кварцитів з залишковим кремнеземом та винос цього компонента в процесі фенітизації кислих порід та винос SiO_2 і формування лужних (з егірином і рибекітом) суттєво альбітових або альбіт-мікроклінових метасоматитів. Принагідно зауважимо, що, побутуючий термін „лужні метасоматити” не має однозначного тлумачення. Так, егіринові та рибекітові альбітити відрізняються від суттєво альбітових порід з епідотом, хлоритом, пренітом та актинолітом, які можуть утворюватися по різних габроїдах (типу гельсинкітів). Наявність альбіту не завжди свідчить про лужний характер порід і метасоматизуючих флюїдів. В зелених сланцях плагіоклаз представлений переважно альбітом. Тобто, наявність альбіту може бути показником низької температури альбітвмісних порід. Те ж можна сказати і про суттєво мікроклінові (калішпатові) метасоматити. Автор [6] пропонував виділяти лужні метасоматити тільки за наявності лужних піроксенів та/або амфіболів, як це прийнято в класифікації магматичних порід. Проте це викликало дискусію і заперечення можливості такого підходу [14]. Звичайно, проблема класифікації метасоматитів (як і інших порід)

залишається недосконалою і потребує подальшої розробки та конкретизації. Проте мінеральний склад та особливості хімізму таких мінералів, як піроксени та амфіболи, може бути вирішальним у класифікації метасоматитів. Якщо в метасоматитах відсутні лужні піроксени та амфіболи (а тим більше, наявні мінерали групи хлориту та епідоту), то, навіть не зважаючи на можливий суттєво альбітовий або мікрокліновий склад таких порід, їх навряд чи можна безперечно віднести до лужних метасоматитів. Як відмічалось вище, альбіт не завжди є індикатором лужності порід або флюїду, за участі якого вони формувалися. Автор вважає, що для класифікації метасоматитів не слід вживати і такий часто вживаний термін, як формація.

Таким чином, в метасоматитах вертикальна зональність є не менш важливою, ніж більш досліджена латеральна.

З глибиною понижується лужність немічних мінералів (піроксенів та амфіболів) та окисненість заліза загалом. В фенітах та ураноносних альбітитах егірин та рибекіт змінюються Са-Mg-Fe-піроксенами і Са-амфіболами відповідно. Схоже на те, що в суттєво польовошпатових та слюдистих метасоматитах абісальної фації слюди, амфіболи та польові шпати близькі або ідентичні за складом до однойменних мінералів вміщувальних порід амфіболітової та гранулітової фацій метаморфізму.

Література:

1. Белевцев А.Р. Изотопный возраст и условия локализации золотого оруденения в Кировоградском Украинского щита // Автореферат дис. канд. геол. наук. – Киев, 2002. – 24 с.
2. Белевцев А.Р., Монахов В.С. Биотит из пород рудной зоны Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – **21**, № 4. – С. 57-62.
3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Ред. Я.Н. Белевцев. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
4. Когарко Л.Н. Условия накопления радиоактивных металлов в процессах дифференциации ультраосновных щелочно-карбонатных формаций // Геология рудных месторождений, 2014. – **56**, № 4. – С. 262-271.
5. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1990. – 408 с.
6. Кривдик С.Г. Про генезис лужних метасоматитів Українського щита // Геохімія та рудоутворення. – 2013. – Вип. 33. – С. 3-17.
7. Кривдик С.Г., Дубина А.В., Когарко Л.Н. Геохимические особенности Черниговского карбонатного массива (Украина, Приазовье) // Мат. XXIX Междунар. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатного магматизма». Москва, 14-18 сент. 2012 г. – М.: ГЕОХИ РАН, 2012. – С. 82.
8. Михальченко І.І., Андреев О.В. Геохімія ніобію і урану в альбітитах Новоолексіївського рудопояву, Український щит // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – Вип. 35. – С. 19-28.
9. Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали. – Киев: Наук. думка, 1986. – 190 с.
10. Нечелюстов Г.Н., Пожарицкая Л.К. Эволюция состава пироклора в одном из карбонатных комплексов Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. – 1986. – **8**, № 5. – С. 38-48.
11. Половко Н.И. Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны. – Киев: Наук. думка, 1970. – 140 с.
12. Синицын В.А., Мельников Б.Ф., Романенко И.М. Химический состав породообразующих минералов апогранитоидных ураноносных альбититов докембрия. – Препринт ИГФМ, 1988. – 49 с.
13. Синицын В., Шунько В. Дослід систематизації метасоматитів Українського щита на формаційній основі // Геолог України. – 2010. – № 3. – С. 57-63.
14. Синицын В.О. До питання, піднятого у статті С.Г. Кривдіка «Про генезис лужних метасоматитів Українського щита» // Геохімія та рудоутворення. – 2013. – Вип. 33. – С. 86-90.

Кульчицька Г.О., Герасимець І.М. (ІГМР НАН України, Україна)

ЗОНАЛЬНІ КРИСТАЛИ БРИТОЛІТУ: МЕТАСОМАТОЗ ЧИ КРИСТАЛІЗАЦІЯ

Kulchytska H.O., Gerasimets I.M. (IGMOF of NASU, Ukraine)

ZONAL CRYSTALS OF BRITHOLITE: METASOMATISM OR CRYSTALLIZATION

Бритоліт як акцесорний мінерал трапляється у багатьох масивах Українського щита [1] і лише в сієнітах Азовського штоку його концентрація досягає рудоутворювального рівня. Більше того, саме наявність бритоліту як головного концентратора *REE* та *Y* робить Азовське *Zr-REE* родовище, розміщене у межах штоку, унікальним [3]. Хімічні аналізи дозволяють ідентифікувати мінерал родовища як бритоліт-(Ce) із загальною кристалохімічною формулою $(\text{Ca}_{10-x}\text{REE}_x)[\text{P}_{6-x}\text{Si}_x\text{O}_{24}](\text{F},\text{OH})_2$ [2].

Для бритоліту з Азовського родовища характерні мінливий хімічний склад, структурна і фазова неоднорідність, різноманітність виділень. Від кулеподібних майже чорних утворень, однорідних і здебільшого рентгеноаморфних, до видовжено-призматичних кристалів, як правило анізотропних, з включеннями інших мінеральних фаз. Кулеподібні виділення бритоліту трапляються всередині кристалів і амфіболу, і калішпату, кристали більш характерні для лейкократових ділянок сієнітів. Неоднорідним є склад мінеральних фаз в бритоліті. На одних ділянках домінують оксиди і гідроксиди феруму, на інших – *REE*-карбонати аж до утворення псевдоморфоз по бритоліту. Передбачалося, що аморфізація бритоліту відбулася під впливом радіоактивного торію, а псевдоморфні структури утворилися на постмагматичній стадії внаслідок дії залишкового флюїду на «розпушену» опроміненням кристалічну ґратку бритоліту [2]. Однак деякі факти суперечать такому висновку, а саме: 1) у псевдоморфозах спостерігається надлишок оксидів Fe і *REE* та дефіцит SiO_2 проти розрахункового складу; 2) сингенетичний бритоліту циркон, що містить не менше Th, дуже рідко буває аморфним.

Єдина фаза, яка стабільно асоціює з бритолітом – аланіт-(Ce). Облямівки цього *REE*-силікату зі схематичною формулою $\text{CaCeFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ постійно оконтурюють виділення бритоліту будь-якої форми, надаючи йому зонального вигляду (рис. а). Настільки стабільно, що служать діагностичною ознакою, яка дозволяє в шліфах відрізнити бритоліт від подібного апатиту.

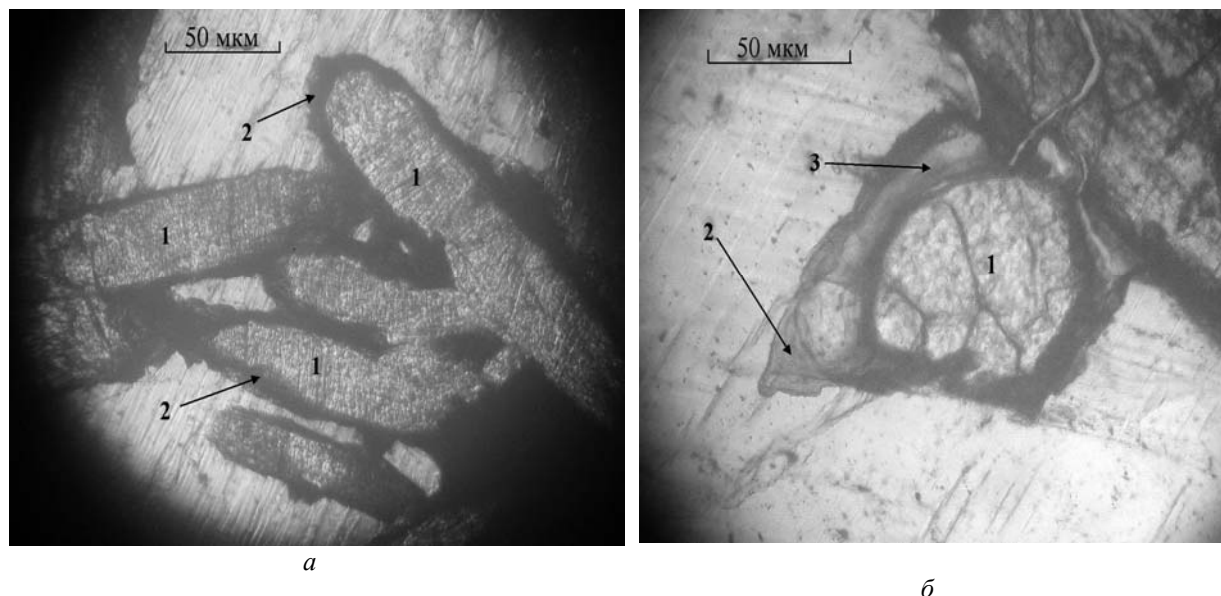


Рисунок - Зональні кристали бритоліту: а) видовжено-призматичні з облямівкою аланіту; б) округлі з облямівками флюориту і аланіту. 1 – бритоліт, 2 – аланіт, 3 – флюорит.

Аналогічні утворення відомі також в інших масивах Українського щита [1]. Аланіт анізотропний, з чітким плеохроїзмом у коричневих тонах. Аланіт з Азовського родовища збагачений на *REE* і Fe^{2+} , збіднений на *Al* [3]. Іноді аланіт покриває майже всю поверхню кристалу бритоліту, що виглядає як заміщення останнього. Насправді між цими двома мінералами нема реакційної взаємодії, що підтверджують такі факти: а) контакт аланіту з бритолітом рівний, тоді як з довколишніми амфіболом або калішпатом – шпичастий. Такі самі рівні межі характерні для бритоліту всередині скупчень аланіту; б) індивіди аланіту в облямівці розміщені орієнтовано – паралельно або перпендикулярно до поверхні бритоліту. Паралельно орієнтовані включення аланітоподібного мінералу іноді спостерігаються всередині бритоліту; в) ширина аланітової зони залежить від ближнього оточення – у кристалі бритоліту, розміщеному на межі амфіболу з калішпатом, у тій частині, що примикає до амфіболу, вона вдвічі ширша; г) у межах одного штуфа ширина аланітової зони для однотипних кристалів стабільна; д) біля вершин призматичних кристалів зони аланіту ширші, ніж довкола граней вертикального поясу; е) аланітова зона утворюється лише на межі бритоліту з амфіболом або калішпатом і відсутня на межі з іншими мінералами (флюоритом, цирконом); є) аланіт – не єдиний мінерал, що формує зовнішню зону бритоліту. Разом з аланітом у ній трапляються кристали флюориту, циркону, магнетиту. Флюорит іноді утворює подібну облямівку довкола бритоліту як проміжну зону між останнім і аланітом (рис. б). Розташування дрібних кристаликів циркону також вказує на їх не випадковий зв'язок з бритолітом, так само як флюоритова кайма на межі бритоліту й циркону.

Факти вказують на те, що аланіт є продуктом реакційної взаємодії бритоліту з мінералами, що його вміщують. Для цього необхідний *Al*, якого нема в бритоліті. Показано [3], що три мінерали – бритоліт, циркон і флюорит ранньої генерації просторово і генетично тісно пов'язані. Всі троє кристалізувалися з високотемпературного магматичного розплаву, в якому відбувалося постійне відокремлення сольового розплаву (фторидного, фосфатного, карбонатного) від силікатного і розшарування останнього на дві алюмосилікатні фази: збагачену на *Fe* і збагачену на луги. У світлі цих фактів утворення бритоліту уявляється як кристалізація ліквіаційних крапель фосфатного розплаву, в різній мірі збагаченого на силікатну і фторидну компоненти. В умовах високої температури (бритоліт належить до найбільш ранніх мінералів сієнітів) відбувалося захоплення домішок більше, ніж це припустимо для структури мінералу, через що в разі швидкого охолодження кристали аморфізувалися, фактично ставали засткліми, що підтверджують характерні тріщини усихання. В разі повільнішого охолодження домішкові компоненти отримали змогу сегрегувати і утворити окремі фази – кристалічні й аморфні, уже як включення в анізотропний бритолітовий матриці. Внаслідок кристалізаційної диференціації або, ймовірно, подальшої ліквіації відокремлених крапель фосфатного розплаву на їх периферії виник шар збагаченого на Fe^{2+} , Fe^{3+} і *REE* силікатного розплаву, з домішками *Zr* і *F*. Після взаємодії останнього з вміщувальним алюмосилікатним розплавом (фемічним або салічним), що послужив джерелом *Al*, утворився аланіт, а домішкові компоненти сегрегували у вигляді циркону і флюориту.

Таким чином, утворення зональних кристалів бритоліту в Азовському родовищі, на нашу думку, є закономірним наслідком ліквіаційної і кристалізаційної диференціації магматичного розплаву сієнітів. Варіації хімічного складу бритоліту в родовищі цілком узгоджуються зі зміною співвідношення компонентів в розшарованих рідинах внаслідок коливання термодинамічних умов.

Література:

1. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1990. – 401с.
2. Мельников В.С., Гречановська О.С., Груба В.В. та ін. Гетерогенність бритоліту Азовського родовища (Східне Приазов'я) // Мінер. журн. – 2007. Т. 29, № 3. – С. 14-24.

3. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, руды, комплексные критерии поисков, проблемы эксплуатации). – Донецк: Ноулидж, 2012. – 374 с.

Лупашко Т.М., Тарашчан А.М., Ільченко К.О. (ІГМР НАН України, Україна)

СПЕКТРОСКОПІЧНІ ПАРАМЕТРИ МІНЕРАЛІВ ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ХАРАКТЕРУ ФЛЮЇДНОГО РЕЖИМУ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ МЕТАСОМАТИТІВ

Lupashko T.M., Tarashchan A.N., Ilchenko K.O. (IGMOF of NASU, Ukraine)

SPECTROSCOPIC PARAMETERS OF MINERALS AS A REFLECTION OF THE FLUID NATURE CHARACTER OF RARE METAL METASOMATITES

Фундаментальні дослідження кристалохімічних особливостей мінералів фізичними методами (зокрема, фото- (ФЛ) і рентгенолюмінесценції (РЛ), оптичної та інфрачервоної (ІЧ-спектроскопії), що були проведені в минулому столітті (в т.ч і українськими вченими [7]), дозволили досконало вивчити природу домішкових і власних дефектів структури в багатьох мінералах та виявити їхню високу генетичну інформативність. Виконані на сучасному методичному рівні такі дослідження, на наш погляд, залишаються актуальними і сьогодні, оскільки сукупно з характерними структурно-хімічними параметрами мінералів, що визначаються іншими методами, є перспективними при вирішенні практичних задач прикладної мінералогії (формаційна приналежність вмисних порід, генетичний тип родовища, пошуки і розвідка родовищ корисних копалин, мінералогічне картування тощо). Вагомі напрацювання в цьому напрямку були зроблені при вивченні мінералів рідкіснометалевих родовищ різного генезису і віку, включаючи і лужні метасоматити. Яскравим прикладом останніх є Пержанське родовище берилію (Волинський блок, Український щит) [1-2, 6]. Асоціація сублужних метасоматитів цього родовища представлена повним еволюційним набором післямагматичних утворень, яка пов'язана з апікальною частиною зони розвитку гнейсоподібних егірин-рибекіт-сидерофілітових пержанських гранітів та їхніх різновидів з блакитним кварцом. Формування рудних тіл з гентгельвіном і фенакітом – це результат локального прояву пізніх стадій лужного (мікроклінізація, альбітизація) і кислотного (окварцування, грейзенізація) інфільтраційного метасоматозу [4].

Відомо [3, 8], що у переміщенні з глибин значної кількості силікатного матеріалу лужних розплавів визначальну роль відіграють високі концентрації окислених флюїдів (вода і вуглекислота). З активністю води у флюїдах пов'язують інтенсивність метасоматичних процесів, ступінь диференційованості метасоматитів, накопичення літофільних елементів тощо [3]. Прослідкувати зміни у характері флюїдного режиму можна вивчаючи природу і розподіл структурних дефектів – склад і концентрацію (в умов. од.) спектроскопічно активних центрів (САЦ) в асоціаціях мінералів, що займають різну просторово-часову позицію в зональній будові об'єктів. Це підтверджується результатами системного вивчення авторами методами ІЧ-спектроскопії і люмінесценції породоутворювальних (мікроклін і альбіт) і акцесорних (циркон і флюорит) мінералів з метасоматитів Пержанського родовища.

Мікроклін (Mc) і альбіт (Ab). Нерешітковий мікроклін-пертит (Mc-pt) – головний породоутворювальний мінерал усіх різновидів метасоматитів [1]. Кристали Mc мають найвищий ступінь упорядкованості, де калієва фаза відповідає максимальному Mc, а натрієва – низькому альбіту. В роботі [5] монокломерна структура Mc-pt пов'язується з високою активністю водовмісного флюїду і, зокрема протонів, дифузія яких спричинює розрив місткових зв'язків кисню в тетраедричному каркасі фаз Mc і Ab. Це провокує входження алюмінію в дефектні Si-тетраедри Mc і утворення центрів на власних дефектах структури типу AlO_4^{4-} (O_{Al} , смуга РЛ 470 нм). За цих же умов в Ab формуються центри з

гідроксильною компенсацією $\text{SiO}_4^{3-} \cdot \text{OH}^-$ (O_{si}^- , смуга РЛ 390÷410 нм). З ростом ступеню диференційованості метасоматитів (від сидерофіліт-, альбіт-, кварц-мікроклін-пертитових різновидів до мусковітових грейзенів) у водовмісному флюїді спостерігається накопичення Rb, Tl, Pb і Mn, а в Mc-pt збільшується концентрація активаторних центрів: в фазі Mc – Ti^+ (смуга РЛ 285-290 нм) і Pb^+ (смуга РЛ 860 нм), а в фазі Ab – Ti^+ і Mn^{2+} (смуга РЛ 580 нм). Ці активаторні і «решіткові» центри є також типоморфною ознакою Mc-pt з пержанських гранітів з голубим кварцем і мусковіт-хлоритових різновидів граніт-порфірів – кінцевих продуктів кристалізаційної диференціації лужного розплаву. Поступове збільшення їхньої концентрації в Mc-pt вказує на перехід від високотемпературної «сухої» до більш низькотемпературної «водонасиченої» системи. В Mc-pt з егірин-рибекітових пержанських гранітів ці центри практично відсутні, проте фіксуються високі концентрації тетраедрично координованих іонів Fe^{3+} , що заміщують Al^{3+} (переважно в позиціях T_{10}).

Циркон і циртолїт. Результати дослідження циркону підтверджують інформацію про те, що в якісному складі і концентрації радикальних САЦ типу SiO_m^n , яким притаманні різні кристалохімічні моделі і механізми компенсації надлишкових зарядів (в т.ч. і іонами O^{2-} і OH^- у вузлах решітки), відображаються основно-лужно-кислотні властивості материнських порід (насиченість кремнеземом та лугами) та вміст води у флюїдах. Так, максимальні концентрації центрів SiO_2^- (дивакансія кисню, з компенсацією заряду вакансіями іонів Zr^{4+} , смуга ФЛ 540 нм) та повна відсутність центрів $\text{SiO}_4^{3-} \cdot \text{OH}^-$ (гідроксильна компенсація заряду, смуга ФЛ 450 нм), що притаманні призматичним кристалам циркону з пержанських гранітів (св. 21с, гл. 1446,5 м), вказують на низьку фугітивність кисню і відновний режим флюїдів за високотемпературних умов їхньої кристалізації з «сухих» магм. Про це свідчать низькі значення середньої інтенсивності смуг поглинання в області валентних коливань OH -груп та молекулярної води (груп OH_n) в ІЧ-спектрах (0,553 умов. од.). Порівняно з ними, біпірамідальні кристали циртолїту з метасоматитів, для яких виявлений високий вміст OH_n (2,63 умов. од.), утворилися за максимальної водонасиченості флюїдів. З високим ступенем метаміктності цих кристалів, ймовірно, пов'язана і відсутність ФЛ-випромінювання.

Флюорит. Розмаїття морфології виділень (вкраплення, гнізда і прожилки), кольору (від безбарвного, фіолетового різних відтінків до чорного) та розподілу САЦ в структурі флюориту зумовлено зміною температурного і флюїдного режимів протягом широкого проміжку часу. Виявлено, що співвідношення концентрації центрів РЛ $\text{Dy}^{3+} \cdot \text{F}_i^-$ (лінія 759 нм) і $\text{Dy}^{3+} \cdot \text{OH}^-$ (лінія 573 нм) – параметр $\text{Dy}^{3+} \cdot \text{F}_i^- / \text{Dy}^{3+} \cdot \text{OH}^-$ – віддзеркалює багатостадійність кристалізації флюориту та еволюційні зміни у водовмісному флюїді. Так, за приблизною оцінкою інтегральної інтенсивності валентних коливань смуг поглинання в ІЧ-спектрах флюорити з гентгельвінвмісних метасоматитів мають максимальний сумарний вміст вакуольної і структурно зв'язаної води. В 5÷10 і більше разів нижчим є вміст води у флюоритах з егірин-рибекітових пержанських гранітів. Зафіксовані високі концентрації М-центрів ($2\text{V}_F^- \cdot \text{O}_F^{2-}$, смуга РЛ 750 нм), що корелюють з накопиченням Mn і U у пізніх генераціях флюориту з тріщини в метасоматитах, свідчать про зниження активності флюору у флюїдах.

Література:

1. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ: Наукова думка. 163 с.
2. Галецький Л.С., Романюк Л.С. Геолого-геохімічні умови формування Пержанського родовища гентгельвіну. // Записки Українського мінералогічного товариства. – 2011. – 8. – С. 41-44.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли и эволюция флюидного режима мантии. // ДАН – 1966. – 348, № 5. – С. 665-667.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. – 110 с.
5. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов. // Минерал. журн. – 2009. – 31, № 4. – С. 16-29.
6. Металиди С.В. и Нечаев С.В. Сушано-Пержанская зона. Киев: Наукова думка, 1983. – С.136.

7. Платонов А.Н. Физика минералов – яркая молодость нашего Института // Тези доп. наук. конф. «Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою», Київ, 17-18 лист. 2015 р. – Київ: Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, 2015. – С. 5-6.
8. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. Чтения им. В.И. Вернадского XXVII. М.: Наука, 1988. – 37 с.

Матковський О.І. (*ЛНУ імені Івана Франка, Україна*)

**ОСОБЛИВОСТІ МЕТАСОМАТИЧНОГО МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ У
РАХІВСЬКОМУ Й ЧИВЧИНСЬКОМУ РУДНИХ РАЙОНАХ УКРАЇНСЬКИХ
КАРПАТ**

Matkovskiy O. I. (*Ivan Franko LNU, Ukraine*)

**METASOMATIC MINERALS FORMATION FEATURES IN RAKHIV AND
CHYVCHYNY ORE REGIONS OF UKRAINIAN CARPATHIANS**

Метасоматичне мінералоутворення в межах Рахівського і Чивчинського рудних районів досить поширене і пов'язане з регресивною (гідротермально-метасоматичною) стадією регіонального метаморфізму і з навколорудними змінами [6]. Воно найбільш інтенсивно проявлене в утвореннях кристалічного фундаменту Мармароського масиву у складі якого виділяються білопотоцький і діловецький комплекси [4]. До останнього приурочене марганцеве, колчедано-поліметалічне і золоте зруденіння.

Метасоматичне мінералоутворення найчіткіше проявлене в регресивних змінах у високометаморфізованих породах, які містять гранат, рогову обманку, біотит, більш основний плагіоклаз. В цих породах мінеральні перетворення зведені до заміщення плагіоклазу альбітом, серицитом, кальцитом і мінералами групи епідоту, рогової обманки й біотиту – хлоритом (\pm епідот, серицит, кварц). В межах Рахівського району до метасоматичних утворень відносяться зеленокам'яні породи, які виникли за рахунок древніх габроїдів і формувалися у два етапи [1]: перший пов'язується з навколотріщинним метасоматозом післямагматичної кислотної стадії за уявленнями Д.С. Коржинського, другий проявився у мілонітизації та заповненні мілонітизованих зон продуктами гідротермального метасоматозу, а саме кристалізацією хлориту й епідоту, а також утворенням карбонатів і піриту.

Досить поширені у кристалічному фундаменті процеси калішпатизації і альбітизації. Перші трактуються по різному. Г.М. Маркіна і С.С. Бистрієвська [2] вважають, що калішпатизація являє собою самостійну фазу еволюції магматичного джерела у верхньому палеозої. Нами [5, 6] калішпатизація пов'язується з регресивною (гідротермально-метасоматичною) стадією другого етапу регіонального метаморфізму, який супроводжувався калієвим метасоматозом з утворенням порфіробласт високовпорядкованого мікрокліну. Процеси альбітизації проявилися в утворенні шахового альбіту за рахунок мікрокліну. Вони свідчать про зміну калієвого метасоматозу натрієвим, з яким, очевидно, пов'язане утворення крупних порфіробласт альбіту у розсланцьованих порфіроїдах.

З регресивною стадією регіонального метаморфізму пов'язане також виникнення численних і різноманітних за складом жильних утворень: кварцових, кварц-альбітових, кварц-альбіт-хлоритових, кварц-альбіт-епідотових, епідотових, кальцитових та інших. Їхня різноманітність залежить від складу вмісних порід, а формування є переважно гідротермально-метасоматичним, що підтверджується результатами вивчення включень у кварці з найбільш поширених кварцових і кварц-польовошпатових жил. Вони гомогенізуються у двох температурних інтервалах: 310–340 °С (умовно віднесені до первинних або первинно-вторинних) і 180–210 °С (вторинні).

Значні метасоматичні зміни (окварцювання і серицитизація) вмісних порід пов’язані з формуванням полігенного колчеданно-поліметалевого зруденіння в діловецькому комплексі. В результаті цих змін виникли освітлені породи, складені серицитом і кварцом, рідко з домішками хлориту. Для них характерна численна дрібна вкрапленість рудних мінералів і голочок рутилу, що типово для серицитвмісних гідротермально змінених порід. Досить інтенсивно проявилось метасоматичне мінералоутворення при формуванні силікатно-карбонатних марганцевих руд на Прилуцькому родовищі родоніту в Чивчинських горах. В ранню прогресивну стадію метаморфізму відбулася перекристалізація первинних карбонатно-кремнисто-глинистих утворень з формуванням родохрозит-родоніт-спесартинового і Mn-феростильпномелан-спесартинового парагенезисів, які зазнали метасоматичного заміщення майже мономінеральними прожитковими агрегатами піроксмангіту або данемориту. Згодом ці мінерали, особливо родохрозит, родоніт і піроксмангіт були заміщені епідотом, бементитом, манганокальцитом, а також прожитковими виділеннями кварцу, родохрозиту, бементиту й манганокальциту та сульфідів заліза, міді, свинцю й цинку.

Надзвичайно інтенсивним є розвиток метасоматичного мінералоутворення при формуванні золотого зруденіння, яке найбільш детально вивчене на родовищі Сауляк. Воно представлене метасоматитами фацій березитів і лиственітів, особливості формування яких висвітлюються в низці публікацій [6–10]. Найдетальніші дослідження цих метасоматитів належать В.Б. Степанову і В.В. Шехоткіну. Ними схарактеризовано метасоматичну зональність в якій виділяються зовнішня і внутрішня зони з властивим їм обширним комплексом новоутворених мінералів, що закономірно змінюються в напрямку до рудоносних зон. Зональність проявляється в наростанні від периферії до осьових частин рудних тіл інтенсивної мілонітизації, ступеня заміщення вихідних порід мінералами лиственіт-березитової асоціації, обособленням кварцу, дрібнолускуватого мусковіту (серициту і фукситу), карбонатів доломіт-анкеритового і брейнеритового складу.

Цікавою є локальна (біляпрожилкова) зональність, в якій виділяються зони найбільш близькі до метасоматичної колонки лиственіт-березитового типу. За результатами вивчення мінерального складу метасоматичних зон та Р–Т–умов лиственітизації за складом співіснуючих карбонатів намічено схему стадійності мінералоутворення родовища Сауляк, яка включає три стадії: 1) передрудна (метасоматична) з пірит-кварц-слюдистою асоціацією; 2) продуктивна (гідротермальна) із золото-сульфідно-карбонатно-кварцовою асоціацією; 3) післярудна з виділенням кварцу, карбонату, можливо, хлориту і піриту третьої генерації [9].

Література:

1. Кирилов С.П. К вопросу о происхождении некоторых зеленокаменных пород (метасоматитов) Раховского кристаллического массива. // Геол. журн., 1965. Т. 25, вып. 5. – С. 73–77.
2. Маркіна Г.М., Бистрієвська С.С. Про калійовий метасоматоз в кристалічних породах Мармароського масиву Східних Карпат // Геол. журн., 1969. Т. 29, вип. 3. – С. 86–96.
3. Матковский О.И. Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Львов: Изд. Львов. ун-та, 1971. 224 с.
4. Матковский О.И. Минералогия и условия образования древних эндогенных комплексов Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Автореферат дисс. на соискание ученой степени док. геол.-минерал. наук. Киев, 1975. 42 с.
5. Матковский О.И. О полевых шпатах из древних метаморфических пород Восточных Карпат // Минерал. сб., 1981. № 35, вып. 2. – С. 21–28.
6. Матковский О., Білоніжка П., Возняк Д. та ін. Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 584 с.
7. Нечаев С.В. Околорудные изменения в породах кристаллического основания Советских Карпат // Геология Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1989. – С. 142–149.
8. Степанов В.Б. Минералого-геохимические особенности золотого оруденения в доверхнепалеозойских метаморфических образованиях Украинских Карпат (Раховское рудное поле). Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Львов, 1993. – 32 с.
9. Шехоткин В.В. Метасоматическая зональность и проблемы возраста оруденения на месторождении Сауляк (Восточные Карпаты) // Минерал. сб., 1995. № 48, вып. 1. – С. 130–138.

10. Щербань И.П., Копылова А.В., Матковский О.И. и др. Околорудные метасоматиты Закарпатья. Киев: Наукова думка, 1988. – 204 с.

**Мельниченко Б.Ф., Студзинская А. О. (ИГОС НАН Украины, Украина),
Синицын В.А. (УНИ Институт геологии КНУ Тараса Шевченко, Украина)
ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ,
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ НАТРИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ
АПРЕЛЬСКОГО УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

**Melnichenko B. F., Studzinska A. O. (IEG NAS of Ukraine, Ukraine)
Sinitsyn V.A. (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)
ZONATION OF METASOMATIC HALO, MINERAL ASSOCIATIONS
AND STAGES OF MINERAL FORMATION
IN THE ALKALINE SODIUM METASOMATITES
OF APRELSKE URANIUM DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD)**

Апрельское месторождение (АМ) урана открыто и предварительно разведано в первой половине 1980-х годов при проведении работ Экспедиции №47 ПГО «Кировгеология». Позднее в 2007-2014 г.г. Экспедицией №46 был получен значительный объем новой информации о месторождении при выполнении детальной разведки.

Апрельское месторождение расположено в пределах северо-западной части Новоукраинского гранитного массива к западу от группы месторождений урана Новоконстантиновского рудного поля. Как и другие месторождения Кировоградского урановорудного района, руды АМ пространственно и генетически связаны со щелочными натриевыми метасоматитами (ЩНМ) зон глубинных разломов [5]. Как отмечено в [3], для ряда урановорудных объектов Украинского щита (УЩ) апогранитоидные альбититы представлены разностями, в которых темноцветными минералами кальциевые силикаты – диопсид (салит), гранатgrossуляр-андрадитового ряда, амфибол тремолит-актинолитового состава, а также иногда волластонит [8]. Как показано поисково-разведочными работами КП «Кировгеология», на АМ более половины рудоносных альбититов представлены диопсид-гранатовыми минеральными типами, что выделяет его среди других урановорудных объектов центральной части УЩ. В данном сообщении предпринята попытка обобщения имеющихся данных ([1-4, 6, 8-10 и др.], а также материалы КП «Кировгеология») о вещественном строении метасоматических ореолов данного месторождения и на этой основе вывести некоторые петрологические закономерности их формирования.

В обобщенном виде зональность метасоматических ореолов для наиболее «полных» пересечений АМ соответствует таковой на других урановых месторождениях, связанных с апогранитоидными альбититами УЩ (от исходных пород к центральным частям ореолов) [1, 5, 8]: гранит – хлорит-эпидот-альбит-микроклин-кварцевая порода («диафторит») или «альбитизированный гранит», в котором темноцветные минералы представлены биотитом или амфиболами рибекитового, иногда актинолит-рибекитового состава – альбит-микроклиновый или микроклин-альбитовый метасоматит («сиенит») – альбитит. К центральным частям альбититов, которые испытали интенсивное тектоническое преобразование, приурочиваются «зоны» развития наложенных флогопит+(хлорит)-карбонат-гематитовых (ФКГ) ассоциаций, с которыми обычно связаны наиболее контрастные и богатые урановые руды.

Несмотря на указанные общие закономерности строения метасоматических ореолов для АМ следует отметить следующие характерные черты. В периферической части ореолов

часто зони «сиенитов» или не устанавлюється или имеют незначительную мощность, причем темноцветные минералы в «сиенитах» нередко представлены амфиболами рибекит-актинолитового или актинолитового состава, а иногда Са-На пироксенами. С внешней стороны «сиенитовые» зоны часто сменяются кварц содержащими породами – «альбитизированными гранитами» с Са-На амфиболами и/или с биотитами, состав и морфология которых подобны таковым у биотитов неизмененных гранитов. Краевые части метасоматических ореолов АМ, как и для большинства урановых объектов в альбититах УЩ, сложены эпидот-хлоритовыми «диафторитами». Для АМ характерно изменение состава пироксенов - от эгиринов до диапсид-салитов в направлении от внешних (краевые альбититы, иногда «сиениты») к внутренним зонам. В альбититах промежуточных зон темноцветные минералы представлены преимущественно тремолитом, андрадитом, реже эгирином, который обычно замещает другие темноцветы. Внутренние зоны ореолов сложены альбититами с Са пироксенами (салитами), гранатами гроссуляр-андрадитового состава и изредка с волластонитом. Здесь же достаточно широко распространены более натриевые пироксены, которые как правило развиваются по салитам и гранатам. ФКГ ассоциации на АМ приурочены исключительно к центральным зонам метасоматических ореолов, где они имеют отчетливый характер минерализации, наложенной на милонитизированные, катаклазированные, брекчированные альбититы. Нередко подобное наложение сопровождается замещением Са пироксенов эгирином, Са-На амфиболами или рибекитом. Сфен устанавлюється практичеcки во всех породах, являясь сквозным второстепенным минералом метасоматических ореолов АМ.

Изменение состава пород в метасоматических ореолах АМ на диаграммах смещенных трендов [7] указывает на то, что по химическим характеристикам эти метасоматиты относятся к группе слабощелочных, натриевых, с выносом калия и практически неизменными атомными отношениями $(Ca+Mg+Fe)/(Si+Al+Ti)$. Указанные химические свойства являются типоморфными для формации ЩНМ. Однако, от этих закономерностей отклоняются альбититы с наложенной ФКГ минерализацией, которые выделяются относительным повышением содержания калия и кальция, что статистически совпадает с возрастанием содержания урана.

Приведенные обобщающие и другие данные из цитируемых источников, позволяют авторам принять следующие положения, относящиеся к классификации и условиям формирования метасоматических ореолов АМ.

Метасоматиты АМ, относящиеся к формации ЩНМ, формировались в результате единого гидротермального процесса, который объединен общим источником гидротермального потока. Метасоматические ореолы месторождения имеют неизотермическую зональность, что выражается в том, что по направлению от осевых частей ореола к его периферии, имеет место смена относительно высокотемпературных минеральных ассоциаций (диопсид-гранатовые альбититы, $T > 500^{\circ}C$) ассоциациями, которые образовывались при более низких температурах («диафториты», $T < 350^{\circ}C$). Такая неизотермичность, очевидно, указывает на то, что относительно «горячие» растворы воздействовали на более «холодные» исходные породы (граниты). Диопсид-гранатовые и диопсид-волластонитовые альбититы АМ, следует рассматривать как наиболее высокотемпературные породы, среди известных на УЩ метасоматитов, относящихся к формации ЩНМ. Последовательность минеральных ассоциаций пород в метасоматических ореолах АМ (кроме ФКГ) формировалась на прогрессивной стадии метасоматического процесса под воздействием восходящего гидротермального потока ($P_{\text{раствора}} > P_{\text{литостатическое}}$). Минеральные ассоциации ФКГ образовывались на регрессивной (постальбититовой [5]) стадии гидротермального процесса, который протекал в условиях нисходящего движения растворов на фоне общего снижения температуры и флюидного давления ($P_{\text{раствора}} < P_{\text{литостатическое}}$). Минералы ФКГ кристаллизовались при $T < 250^{\circ}C$

преимущественно путем осаждения вследствие перенасыщения растворов в отношении компонентов, выщелоченных из исходной породы на прогрессивной стадии.

Литература:

1. Белевцев Я.Н. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины // К. : Наукова думка, 1995. – 396 с.
2. Иванов Б. Н. и др. Речовинне перетворення дайок діабазу в ореолі апогранітних лужних натрієвих метасоматитів // Доповіді НАН України, 2013, №9, с.122-128.
3. Мельниченко Б.Ф. и др. Скарноидные и натриевые щелочные метасоматиты гранитоидных и железорудных пород в докембрии Украинского щита. Метасоматизм и рудообразование, Тез.докл. VI Всес. Конференции, ч. II, Ленинград, 1987, с.79-80.
4. Михальченко І.І., Синицин В.О. Актинолітова фація апобазитових натрієвих лужних метасоматитів зон глибинних розломів // Геохімія та рудоутворення, 2012, вип.31, с.77-87
5. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. -М.: Наука. – 1978. - 216С.
6. Синицын В.А и др. Аксессуары монациты в метасоматической колонке ураноносных альбититов докембрия // Доклады АН УССР, 1991, N 10, с.122-127.
7. Синицин В. О. Діаграми трендів атомних співвідношень як засіб хімічної класифікації метасоматитів // Доповіді НАН України, 2014, №12, С.99-105
8. Синицын В.А. Минеральные реакции и метасоматическая зональность апогранитоидных ураноносных альбититов докембрия. // Докл.АН УССР, Сер.Б, 1991, №7, с.105-108.
9. Синицын В.А. и др. Химический состав породообразующих минералов апогранитоидных ураноносных альбититов докембрия. / Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, Препринт, Киев, 1988, 50 с. 12.
10. Хлонь О.А. и др. Співвідношення між монацитом та аланітом в натрієвих лужних метасоматитах Апрельського родовища урану (Новоукраїнський гранітоїдний масив УЩ) / Тези доповідей Наукової конференції "Теоретичні питання і практика досліджень метасоматичних порід і руд (до 70-річчя Віктора Степановича Монахова)", Київ, 2012, с.81-83.

Мельничук В.Г., Мельничук Г.В (НУВГП, Україна),

Скакун Л.З., Мисяк І.М. (ЛНУ імені Івана Франка, Україна)

**ПЕТРОХІМІЧНІ АСПЕКТИ ГІДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧНИХ
ПЕРЕТВОРЕНЬ І ПРОБЛЕМА МІДНИХ РОДОВИЩ В ТРАПАХ ВОЛИНИ**

Melnychuk V.G., Melnychuk G.V. (NUWM, Ukraine),

Skakun L.Z., Mysiak I.M. (Ivan Franko LNU, Ukraine)

**PETROCHEMICAL ASPECTS OF HYDROTHERMAL-METASOMATIC OF
TRANSFORMATION AND PROBLEM OF COPPER DEPOSITS IN LADDERS OF
VOLYN**

У попередніх публікаціях [5, 3] було показано, що низька ефективність магматично-гідротермальної системи в нижньовендських трапах Волині на родовища міді зумовлена недосищеністю базальтової магми сіркою, невеликим об'ємом лав, які є головним джерелом міді, недостатнім забезпеченням теплового режиму системи, а також відсутністю сприятливих бар'єрів осадження з органікою чи карбонатами.

Не менш важливою причиною низької продуктивності гідротермальної системи у вендських платобазальтах на мідь, як вважають автори, стала її відкритість в сторону палеокеану Япетус в силу геодинамічної позиції трапів [2] на краю пракоонтиненту Балтика (південно-західна частина Східноєвропейської платформи). Значні обсяги міді не тільки зазнали перерозподілу в траповому розрізі в результаті стадійних гідротермально-метасоматичних процесів [4], але і, ймовірно, були винесені гідротермами з периконтинентальних трапових розрізів у сусідній палеокеанічний прогин.

Гідротермально-метасоматичні зміни порід у нижньовендських трапах Волині за типоморфними мінеральними асоціаціями відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітовій фаціям метаморфізму, а гідротермальні мінерали мають зональний розподіл [1, 6].

Виділяються регіональні карбонатна, цеолітова і пренітова концентричні зони, послідовна зміна яких направлена в сторону південно-західного краю трапової провінції.

Основними асоціаціями типоморфних гідротермальних мінералів в карбонатній зоні є хлорит+сметити+кальцит+кварц (\pm барит \pm анальцим) \pm сульфіди міді, хлорит+сметити+кальцит; в цеолітовій зоні – хлорит+сметити+стильбіт (\pm гейландит)+морденіт+халцедон \pm мідь, хлорит+стильбіт+анальцим \pm вайракіт \pm кальцит \pm кварц \pm мідь; в пренітовій зоні – хлорит+сметити+ломонтит+преніт \pm вайракіт \pm мідь, хлорит+сметити+преніт+альбіт+авальцим \pm кальцит. Спостерігаються реакційні контакти і направлене заміщення окремих мінералів.

Зазначені зони в певній мірі контролюють розподіл самородного і сульфідного типів мідної мінералізації в трапах регіону. Самородномідна мінералізація поширена переважно в цеолітовій та пренітовій зонах, а сульфіди міді – в карбонатній.

Самородна мідь утворює виділення у формі вкраплень, розсіяних в основній масі базальтів і туфів, а також міститься в гідротермальних прожилках і мигдалинах. В уламкових породах: агломератах і лавокластичних брекчіях, туфах, вулканоміктових відкладах, які були достатньо проникливими для гідротерм, самородна мідь зустрічається спорадично. Магматичні уламки в цих породах цілком змінені, а роль цементу часто виконують гідротермальні мінерали, вміст, яких нерідко сягає 40 %.

Мінералогічними дослідженнями [4, 5, 6] зональних базальтових покривів встановлено, що самородномідне зруденіння локалізоване у фронтальній морденіт-халцедонової зоні колони гідротермально-метасоматичних змін. Від країв до центру покривів спостерігається зміна наступних парагенезисів мінеральних новоутворень: 1) стильбіт+анальцим; 2) стильбіт+хлорит; 3) морденіт+кварц (халцедон).

Петрохімічні дослідження трапів регіону показують, що для більшості базальтових покривів, потужність яких перевищує 10 м, притаманною є ще і петрохімічна зональність, обумовлена епігенетичними змінами порід. Вона проявлена у поступовому зменшенні у напрямі від центру до покривлі та підшви покривів вмістів CaO і FeO та у зростанні вмістів Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, MgO, H₂O, втрат при прокалюванні на фоні відносно стабільної кількості SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, P₂O₅, SO₃. При цьому, базальти в середині та нижній частині покривів за хімічним складом відповідають типовим толейтам. Змінені мигдалекам'яні базальти і лавокластичні брекчії у верхній і припідшовенній зоні покривів, а також коричневі туфи близькі до сублужних базальтів та трахібазальтів. Останні містять найбільшу кількість продуктів гідротермальної мінералізації (до 30-40% об'єму порід). Відповідно, кількість Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, MgO, H₂O і втрати при прокалюванні для них досягають найвищих значень.

Встановлено також, що концентрації міді в породах трапової формації на пряму пов'язані з вмістами певних петрогенних хімічних компонентів. Так, у варіаціях хімічного складу трапів, опробуваних методом суцільної борода на базальтовому родовищі «Іванчі» (135 аналізів), проявляються прямі, значимі кореляційні зв'язки вмістів міді з вмістами CaO та FeO (К.к. – 0,26 та 0,29 при 5 % рівні значимості 0,195), або сумарним їх вмістом. Такі ж тісні кореляційні зв'язки зазначених компонентів встановлено у трапах Прип'ятського валу (238 аналізів). Зіставлення середнього хімічного складу вивержених порід із вкрапленню самородномідною мінералізацією і порід з відсутністю такої також показує, що перші містять підвищені кількості CaO та FeO, а другі – Na₂O, K₂O, Fe₂O₃.

Кореляція вмістів петрогенних хімічних компонентів та міді (за 52 хімічними аналізами та визначеннями нейтронно-активаційним методом) в породах з прожилковою хлорит-цеоліт-халцедоновою мінералізацією за керном свердловини 5910 з базальтових покривів лучичівської світи на Південнорафалівському мідепрояві засвідчила тісний зв'язок міді з SiO₂ (К.к. – 0,35 при критичному значенні 0,27).

Петрохімічні перерахунки та порівняння співвідношень компонентів змінених трапів за методом Т. Барта свідчать про винесення з них в процесі гідротермально-метасоматичних перетворень CaO та привнесення лужних компонентів та кремнезему, що супроводжувалось

гідратацією порід та окисненням заліза. Мідь, з огляду на її кореляційні зв'язки з вмістами СаО, ймовірно, вилугувувалась з порід гідротермальними розчинами разом з вапняним компонентом. За нашими міркуваннями, вона, як і СаО, в значних обсягах була винесена підземними термальними водами з трапових розрізів і лише частково локалізувалась в самородній формі у фронтальній морденіт-халцедоновій зоні гідротемально-метасоматичної колони у центральних частинах базальтових покривів та у зеленоколірних туфах. Приблизні розрахунки показують, що із маси міді винесеної із туфів бабинської світи (близько 200 млн т.) в базальтах волинської серії в межах Волинського міднорудного району (площею 80 тис. км²) її могло відкластись тільки 20 млн т. Решта міді разом з СаО ймовірно була винесена гідротермами за межі цього району, або локалізована в трапах в поки що невідомих нам місцях, вірогідно, в околичній південно-західній частині Східноєвропейської платформи де в Оваднівському піднятті за комплексом пошукових критеріїв і ознак прогнозується серед трапів наявність перспективного рудоносного поля. Зазначене в певній мірі звужує перспективи трапів Волині щодо промислових мідних родовищ, але вказує на важливу роль петрохімічного фактору в їх пошуках.

Література:

1. Мельничук В.Г. Гідротермальна мінералогічна зональність та метаморфізм в міденосних трапах нижнього венду Волино-Подільської плити // Мінерал. зб. ЛНУ – 2005. – № 55. – Вип. 2. – С. 131-142.
2. Мельничук В.Г. Еволюційна модель ранньовендського трапового магматизму у південно-західній частині Східно-Європейської платформи / В. Г. Мельничук // Геол. журн.. - 2010. - № 1. - С. 77-85.
3. Мельничук В.Г. Порівняльна характеристика Волинського та Мічіганського міднорудних районів / В.Г. Мельничук // Геол. журн.. - 2008. - № 3. - С. 58-64.
4. Мисяк І.М. Стадійність гідротермально-метасоматичних перетворень у міденосних базальтах волинської серії [Електронний ресурс] / І. М. Мисяк, Л. З. Скакун, Р. Я. Серкіз // Мінералогічний журнал. - 2012. - Т. 34, № 2. - С. 112-117.
5. Мисяк І.М.. Рудопрояви самородної міді Волині – типовий приклад металогенічного потенціалу плато базальтів / І.М. Мисяк, Л.З. Скакун, В.Г. Мельничук // Мінерал. збірник. – 2015. – № 65. – Вип. 2. – С. 75–88.
6. Скакун Л. Типи цеолітових асоціацій в гідротермальних утвореннях волинської серії / Л. Скакун, А. Ткачук, В. Мельничук // Мінерал. зб. ЛНУ – 2003. – № 53, випуск 1-2. – С. 4-13.

Митрохин О.В. (ННІ “Інститут геології” КНУ імені Тараса Шевченка, Україна),
Вишневська Є.О. (КП «Кіровгеологія», Україна), **Михальченко І.І.** (ДУ “ІГНС НАН України”, Україна), **Гаценко В.О.** (ІГМР НАН України, Україна), **Омельченко А.М.** (ННІ “Інститут геології” КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)

ПОСТМАГМАТИЧНІ ЗМІНИ В ПОРОДАХ ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВОЇ ФОРМАЦІЇ НОВОУКРАЇНСЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Mytrokhyn O.V. (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine), **Vishnevskaya E.A.** (SC «Kirovgeologia», Ukraine), **Mikhalchenko I.I.** (SI IEG NASU, Ukraine), **Gatsenko V.A.** (IGMOF of NASU, Ukraine), **Omelchenko A.M.** (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)

**POSTMAGMATIC ALTERATION IN THE DOLERITE-DIABASE ASSOCIATION
ROCKS OF THE NOVOUKRAINKA DYKE FIELD (INGUL TERRAIN OF THE
UKRAINIAN SHIELD)**

Автори дослідили дайкові породи Новоукраїнського дайкового поля (НДП), які раніше були ідентифіковані ними як гіпабісальні представники долерит-діабазової формації (ДДФ) – палеоаналога континентальних плато-базальтів фанерозою. За даними буріння, дайки ДДФ інтродують в гранітоїди Новоукраїнського масиву (PR_{1пц}, 2,03-2,04 млрд р), чим визначається нижня вікова межа їхнього вкорінення. Верхню вікову межу їхнього формування можна безпосередньо визначити, з’ясувавши співвідношення дайкових порід з лужними натровими метасоматитами (альбітитами), широко розповсюдженими в регіоні. Виконані дослідження показали, що крім звичайних для ДДФ кайнотипних олівінових долеритів та габро-долеритів, серед дайкових порід НДП трапляються і їхні палеотипні аналоги – діабазы та габро-діабазы, які в різній мірі зазнали постмагматичних перетворень. Зокрема, діабазы та габро-діабазы виявлені в керні свердловин 74ф (538,0-554,9 м), 5814 (366-379 м), 6135 (586-598 м), 6155 (163-186 м), 6179 (119-165 м), 6184 (179-187 м) та 6193 (211-220 м), що пробурені КП «Кіровогеологія» на Априлівській та Партизанській ділянках. Важливо відмітити, що в двох дайкових тілах, вскритих свердловинами 6184 та 6193, кайнотипні і палеотипні представники ДДФ залягають практично поруч і, вочевидь, поступово переходять один в одного, що наочно доводить локальність прояву постмагматичних змін.

Серед кайнотипних представників ДДФ НДП найбільш характерними є олівінові габро-долерити. Це масивні повнокристалічні породи з середньозернистою офітовою структурою, яка на окремих ділянках керну переходить у крупнозернисту. Їхніми головними первинно-магматичними мінералами є плагіоклаз An₃₂₋₇₅ – 41-68%, клінопіроксен Wo₆₋₄₂En₂₆₋₅₇ – 10-19% та олівін Fo₂₄₋₇₉ – 7-14%. Звичайні другорядні мінерали досліджуваних габро-долеритів – ільменіт Ilm₈₄₋₉₄FeM₃₋₁₄Pu₁₋₃ та титаномagnetит Mt₅₀₋₇₀Usp₂₀₋₅₀, сумарний вміст яких складає 3-8%. Характерними акцесорними мінералами є апатит, циркон та бадделіт. Практично завжди в габро-долеритах присутні кварц-калішпатові гранофірові агрегати, вміст яких може складати 1-7%. Як правило вони локалізуються в інтерстиціях плагіоклазів та обумовлюють розкислення останніх в суміжній з гранофіром периферійній частині до олігоклазу і навіть альбіту. Спорадично в габро-долеритах трапляється реакційний біотит. По первинно-магматичних мінералах у незначних кількостях можуть розвиватися вторинні променисті амфіболи, гідролуди, хлорит, тальк, магнетит, кальцит, барит та анкерит. Напевно, вторинне походження мають і деякі з рудних мінералів – піротин, пірит, халькопірит та сфалерит, які присутні в акцесорних кількостях.

Палеотипні габро-діабазы відрізняються від своїх кайнотипних аналогів значним поширенням низькотемпературних вторинних мінералів, які частково або повністю заміщують первинні плагіоклази, піроксени, олівіни та Fe-Ti оксидно-рудні мінерали. При цьому порода практично завжди зберігає реліктову офітову структуру, що, разом зі звичайним розвитком псевдоморфоз по первинно-магматичним мінералам, може свідчити про сталість об’єму в процесі постмагматичних перетворень. У свердловині 74Ф габро-діабаз перетинається кількома тонкими (3-4 мм) прожилками альбітитового складу, які різко розмежовані з вміщувальною породою. Обабіч від альбітитового прожилка у габро-діабазі спостерігається поступова поступова зональна зміна новоутворених мінеральних парагенезисів, яку можна простежити за допомогою поляризаційного та електронного мікроскопів при віддаленні на 2-3 см від прожилка. Доповнюючи ці спостереження результатами вивчення зразків керну габро-діабазів з різним ступенем змінення, можна з’ясувати загальну спрямованість та послідовність постмагматичних перетворень.

Найменш стійким первинним мінералом є олівін, який, навіть у кайнотипних габро-долеритах по тріщинах та в периферійній частині зерен починає заміщуватися магнетит-тальковим агрегатом. В найменш змінених зразках габро-діабазів маємо повні

псевдоморфози по олівіну, які складені тальк-магнетитовим агрегатом. У подальшому по таким псевдоморфозам розвивається актиноліт. Спочатку окремі голочки актиноліту тяжіють до меж апоолівінових псевдоморфоз з клінопіроксеном, по якому також розпочинається актинолітизація. Надалі ж, апоолівінові псевдоморфози повністю заміщуються сплутано-волокнистим агрегатом актиноліту. Тальк з магнетитом при цьому зникають, натомість звичайною стає мікроскопічна вкрапленість піриту, що насичує актинолітовий агрегат. Місцями до піриту долучаються халькопірит та пентландит. Вздовж межі апоолівінових псевдоморфоз з плагіоклазом, крім актиноліту звичайно розвиваються Fe-Mg гідрослюда, яка надалі заміщується хлоритом.

Наступним за ступенем стійкості до постмагматичних змін є титаномagnetит. Але, на відміну від олівіну, його заміщення відбувається більш вибірково. Псевдоморфному заміщенню мікрокристалічним агрегатом сфену, Fe-Mg гідрослуди та хлориту підлягає лише титаномagnetитова матриця. Орієнтовані ж ламелі ільменіту, які звичайно включені у титаномagnetитову матрицю, залишаються незміненими, що дозволяє впевнено ідентифікувати псевдоморфози по титаномagnetиту навіть в найбільш змінених габро-діабазах. Крім ільменіту у складі апомагнетитових псевдоморфоз таку ж надзвичайну стійкість виявляють й самостійні зерна ільменіту, які лише подекуди можуть бути зачеплені слабкою лейкоксенізацією.

Клінопіроксен є більш стійким до постмагматичних змін, порівняно з олівіном та титаномagnetитом. Його реліктові зерна зникають лише у найбільш змінених зразках габро-діабазів. Звичайно піроксен псевдоморфно заміщується сплутано-волокнистим агрегатом амфіболів, серед яких домінує актиноліт. Таке заміщення, розпочинаючись по периферії, поступово захоплює все зерно. Новоутворена псевдоморфоза як правило зберігає характерну для офітової структури «інтерстиційну» форму первинного піроксену. На межі з плагіоклазом звичайним є також розвиток мікролускуватих скупчень Fe-Mg гідрослуд, які надалі заміщуються хлоритом. У свердловини 74 дуже вузька зона габро-діабазу, що безпосередньо контактує з вищеописаним альбітитовим прожилком, характеризується майже повним заміщенням апопіроксенових актинолітових псевдоморфоз хлоритом. При цьому надлишок кальцію вивільняється у формі епідоту.

Ще більш стійким до постмагматичних змін виявився плагіоклаз. Реліктові зерна первинно-магматичного лабрадору і навіть бітовніту можна спостерігати в габро-діабазах з повністю амфіболізованими мафічними мінералами. Хоча початкову серицитизацію плагіоклазу можна побачити у слабо-змінених габро-долеритах. Більш інтенсивна серицитизація звичайно супроводжується розкисленням плагіоклазу та виокремленням мікрокристалічних агрегатів кліноцоїзиту та преніту. У свердловини 74 у безпосередній близькості з альбітитовим прожилком, серицитизований плагіоклаз спершу заміщується калішпатом, а потім альбітом. Дослідження ж самого альбітитового прожилка виявило його зональну будову. Його зовнішні метасоматичні частини, які більш ніж на 80% складені дрібнокристалічним альбітом, зберігають ледь помітну «тіньову» структуру вихідного габро-діабазу та його найбільш стійкий реліктовий мінерал – ільменіт. Осьова частина альбітитового прожилку, яка імовірно має гідротермальне походження, складена агрегатом альбіту, преніту, апофіліту та кліноцоїзиту, позбавленими реліктових мінералів та особливостей будови первинної дайкової породи. Як зовнішня так і внутрішня частини альбітитового прожилка перетинаються ще тоншими жилками, що виповнені кальцитом.

Михальченко І.І. (ДУ “ІГНС НАН України”)

**ФОРМАЦІЯ УРАНОНОСНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО
МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В КОНТЕКСТІ ГЕОЛОГО-ГЕОХІМІЧНОЇ
МОДЕЛІ РУДОУТВОРЕННЯ**

Michalchenko I.I. (*SI IEG NASU, Ukraine*)

**URANOIFEROUS ALKALINE SODIUM METASOMATITES ORE-FORMING
PROCESSES IN INGUL MEGABLOCK OF THE UKRANIAN SHIELD**

Основою сировинної бази урану (U) в Україні є об'єкти докембрійської – 1840 – 1800 млн років, за М.П.Щербак та ін., (2008), рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів (геологічна формація лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів (обґрунтування назви у Михальченко (2012)), («Генетические типы...», 1995; «Металлические...», 2005). Головним хімічним елементом, що визначає промислову цінність цих рудних об'єктів, натеper є U.

Існують дві альтернативні гіпотези щодо напрямку міграції флюїдів, які утворили рудні об'єкти раньопротерозойської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів: ендегенна (Белевцев и др., 1968; Рыбалов и др., 1988; Комаров, 1991, 1995 та ін.) та гідатогенна (Кудрявцев и др., 1990). Серед ендегенних гіпотез в різний час розроблялися: метаморфогенна (Белевцев и др., 1968, 1980), магматогенна (Каляев 1968; Егоров, 1970; Омеляненко и др., 1982), ультраметаморфогенна (Белевцев и др., 1968; Комаров, 1991, 1995), латераль-секреційна (Кушев, 1972), мантійна (Крупенников и др., 1986), дальньої (глибинної) мобілізації (Рыбалов и др., 1988). Критичний огляд наведених гіпотез рудоутворення міститься, зокрема в роботах Рыбалова та ін. (1988); Вольфсона та ін. (1991), Іванова (2014). На наш думку, недоліком цих моделей рудоутворення був розгляд проблеми джерела і міграції тільки U. Але натеper відомі концентрації в апогранітних альбітитах центральної частини УЩ не тільки U, а й, зокрема, торію (Th), (Пушкарёв, 1985; Гаврусевич и др., 1986). У результаті геологорозвідувальних робіт 1965 – 1986 рр. виявлені як урановорудні об'єкти, так і торій-урановорудні об'єкти (за даними «Кіровгеологія»).

Наші дослідження розподілу і кореляції U і Th в розрізах Партизанського (Михальченко, 2016), Ватутінського (Михальченко та ін., 2015), Новоолексіївського рудопрояву (Михальченко, 2015), з урахуванням даних О.В.Пушкарьова (1985) підводять до висновку, що первинні рудотвірні флюїди приносили як U, так і Th. На прикладі покладу Партизанського родовища реконструйована «вертикальна» рудна зональність цього об'єкту, яка ідентифікується наявністю на глибоких горизонтах торій-уранових руд, а у верхній частині – уранових руд (Михальченко, 2016).

Ці факти узгоджуються з теоретичним положенням Р.В.Голевої (2000) про наявність “совокупной региональной вертикальной зональности гидротермалитов (гидротермальная колонна), определяющей закономерности размещения гидротермальных рудных месторождений в земной коре” згідно якого “Каждое месторождение соответствует определенному уровню эрозионного среза региональной вертикальной гидротермальной колонны.” Реконструкція «вертикальної» рудної зональності апогранітних альбітитів Партизанського родовища, як і рудної зональності району, підтверджується торій-урановими рудними об'єктами (Кіровське родовище, Новоолексіївський, Олександрівський, Степовий, Роженський рудопрояви) – похідними «нижньої» частини колони лужних натрієвих метасоматитів; урановорудними об'єктами (Новокосянтинівське, Докучаєвське, Апрельське, Літнє, Ватутінське та ін. родовища) – «верхньої» частини (Михальченко, 2016).

На теперішній час достеменно встановлено, що рудоутворення в альбітитах відбулося після вкорінення дайок основних і ультраосновних порід северинського дайкового комплексу (назва за О.М.Сухініним (1984)), які січуть кристалічний фундамент Інгульського мегаблоку (Комаров, 1991, 1995; Михальченко, 2012; Иванов и др., 2012; Митрохин и др., 2016), однак – перед укоріненням анортозит-рапаківігранітної асоціації магматичних порід Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП) і його сателітів (Шмураева, 1981, 1984).

Нами (Михальченко та ін., 2016) доведено, що рідкіснометалеві відміни руськополянських гранітів КНП геохімічно спеціалізовані, зокрема, на U й Th. За геологічними даними (Щербakov, 2005) ці граніти утворилися в завершальний етап

формування плутону, що є доказом накопичення U і Th в залишкових магматичних розплавах, які утворили КНП. Оцінка віку руськополянських рідкіснометалевих гранітів – 1758 ± 3 млн р. (Пономаренко та ін., 2011) близька до деяких оцінок віку уранових мінералів альбітитів Новокопчанської зони 1740 ± 85 млн. р. і 1730 ± 80 млн. р. (Комлев и др., 1980), та Ватутинського родовища ≈ 1750 млн років (Карпенко, 1975), $1752,4 \pm 0,6$ млн років (Бондаренко та ін., 2015).

Положення В.І.Вернадського (1934) про еволюцію геохімічної історії U і Th, дає підстави пов'язувати генезис рудоносних флюїдів і відповідних рудних концентрацій в лужних натрієвих метасоматитах центральної частини УЩ з магматичним джерелом. Як відомо, найбільшою геологічною подією з протоактивізації віком 1840-1720 млн р., вік за (Щербак и др., 2008), центральної частини УЩ, й було становлення Корсунь-Новомиргородського плутону.

Щодо правомірності такої моделі свідчать пропоновані нами аналогії з будови рудного району Маунт-Айза (Mount Isa district, Australia), де урановорудні родовища в альбітитах розломів, що січуть докембрійські метаморфізовані вулканогенно-осадові породи на схід від батоліту Сібелла (Wilde, 2013), що також має граніти рапаківі (Blake et al, 1984), а оцінки віку цих магматитів – 1675-1655 млн р., за (Hoadlev, 2003). Оцінка віку рудної мінералізації в альбітитах району Маунт-Айза – 1560–1510 млн р. (Wilde, 2013).

За сукупністю даних реконструйована послідовність геологічних подій протоактивізації, це уточнює геолого-геохімічні аспекти знаної моделі Ф.І.Вольфсона і К.Г.Корольова (1990), яка, однак, впливає з моделі ультраметаморфогенного рудоутворення Я.М.Белевцева (1968), та узгоджуються з відомими уявленнями з багатоетапності рудних концентрацій:

1. Виникнення субрегіонального глибинного магматичного осередку мантийного походження, на рівні сучасного ерозійного зрізу фундаменту УЩ у вигляді дорудних дайок сублужних пікритів, основних порід северинського дайкового комплексу;

2. Утворення в земній корі проміжного магматичного осередку з гібридизацією глибинної речовини і плавленням порід граніто-гнейсового прошарку кори;

3. Часткова кристалізація з диференціацією основної магми проміжного магматичного осередку і відділення похідних продуктів – рідини-розплаву кислого складу;

4. Часткова кристалізація магми кислого складу з відділенням флюїду, який збагачений, зокрема, U і Th (міграційноздатними сполуками цих елементів), з наступним переміщенням цього флюїду по зонах глибинних розломів до верхньої частини земної кори;

5. Тектоно-метасоматичний етап протоактивізації і утворення порідної асоціації лужних натрієвих метасоматитів і рудних об'єктів, генетично пов'язаних з метасоматитами;

6. Завершальні етапи протоактивізації з укоріненням залишкових основного і кислого розплавів проміжного магматичного осередку у верхах земної кори, кристалізація яких утворила порідну асоціацію Корсунь-Новомиргородського плутону і масивів-сателітів;

7. Укорінення остаточних розплавів з проміжного магматичного осередку, які утворили руськополянські рідкіснометалеві граніти.

Сукупність наявних геологічних і геохімічних даних дозволяє більш упевнено пов'язувати утворення рудоносних флюїдів і відповідних рудних концентрацій лужних натрієвих метасоматитів центральної частини УЩ з глибинними процесами літосфери вікового інтервалу 1840-1720 млн р., не прив'язуючи генезис до відомих магматичних комплексів раннього протерозою, які натеper вивчені на цій території УЩ. По суті, ми повертаємося до уявлень С.С.Смірнова (1947) і Ю.О.Білібіна (1955), які вважали, що гідротермальні розчини, які утворили родовища, не є похідними від конкретних магматичних порід, відомих довкола рудних об'єктів, а формувалися в глибинних (кореневих) частинах магмоутворюючих осередків. Вочевидь, розвитком цих поглядів і є представлена геолого-геохімічна модель U-Th – рудотворення в лужних натрієвих метасоматитах УЩ.

Онанко Ю.А., Продайвода Г.Т., Вижва С.А., Онанко А.П., Шабатура О.В., Хоменко Р.В.
(ІНІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)

**АВТОМАТИЗОВАНА СИСТЕМА “KERN-DP” СЕЙСМОАКУСТИЧНИХ
ПАРАМЕТРІВ ДІАГНОСТИКИ ПРОЦЕСІВ РУЙНУВАННЯ ПОРІД**

Onanko Y.A., Prodayvoda G.T., Vyzhva S.A., Onanko A.P., Shabatura A.V., Homenko R.V.
(Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)

**AUTOMATED SYSTEM “KERN-DP” OF SEISMICACOUSTIC PARAMETERS OF
DESTRUCTION PROCESSES DIAGNOSTICS OF ROCKS**

Вступ. Виявлення формування тріщин, ієрархії тріщинних систем, кількісних співвідношень є актуальним для розуміння метасоматичних змін порід. Визначення повних наборів матриць тензора пружних постійних C_{ijkl} і тензора акустичних констант μ_{il} в триклинному наближенні та їх симетрії, чисельні розрахунки параметрів анізотропії A_d , A_μ і їх графічна візуалізація вимагають великих об’ємів обчислень [1-3]. Розробка стосується технологій пошуків і розвідки порід, вона може бути використана для підвищення ефективності сейсморозвідки при пошуках і розвідці родовищ нафти і газу та надійності оцінки петрофізичних параметрів і параметрів продуктивності порід. Дану розробку можна застосовувати при дослідженнях сильно анізотропних порід. Автоматизована система (АС) дозволяє проводити аналіз параметрів анізотропії пружних хвиль. Розроблена АС “KERN-DP” для аналізу параметрів анізотропії порід. АС обробки даних ультразвукових (УЗ) вимірювань анізотропії швидкостей в гірських породах побудована за віконним принципом. Розроблена структура бази даних на мові MySQL інформації, фізичних властивостей, розроблені спеціальні процедури управління даними.

Зразки, методи дослідження. Розмір пор у дрібнозернистих SiO_2 складав близько $d \approx 50$ мкм, присутні як відкрита так і закрита види пористості. Тріщинуватість носить ознаки декількох генерацій; тріщини заліковуються кальцитом і доломітом; присутні тріщини без заповнювача (рис. 1).

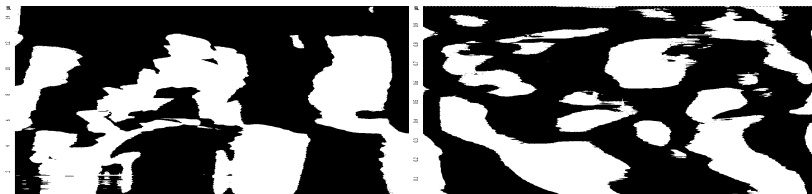


Рисунок 1 - Атомно-силова мікроскопія мікроструктури SiO_2 дрібнозернистого. ($15 \times 15 \times 10^3$ нм; $1 \times 1 \times 10^3$ нм).

Використовувалися УЗ методи для вимірювання ВТ и модуля пружності E складного п’єзоелектричного вібратора на частоті $f \approx 117$ кГц, оптичні спостереження мікроструктури за допомогою мікроскопа “ЛОМО МВТ”, інвертовного металургійного системного мікроскопа “GX51”, акустичної емісії, скануючої атомно-силової мікроскопії. Комп’ютеризована установка “Керн-4” складається із вимірювального блока і персонального комп’ютера із операційною системою “Windows XP”. Використовувалися також теоретичні методи із застосуванням розробленого алгоритму та програмного забезпечення, автоматизованої системи “KERN-DP” на мові програмування Delphi 7 за допомогою зовнішнього OLE 2.0 – сервера, який використовує програму Surfer 10 для чисельного та графічного аналізу і візуалізації в автоматичному режимі даних [1,2].

Експериментальні результати та їх обговорення. Внутрішнє тертя

$Q^{-1} = \frac{\ln \left(\frac{A_1}{A_2} \right)}{\pi}$, дефект внутрішнього тертя $\frac{\Delta Q^{-1}}{Q^{-1}} = \frac{Q_{нас}^{-1} - Q_{ск}^{-1}}{Q_{ск}^{-1}}$ на рис. 2 і коефіцієнт

$$\alpha = \frac{Q^{-1}}{\lambda} = \frac{Q^{-1}}{f} = \frac{\lg\left(\frac{A_0}{A_1}\right)}{h}$$

затухання УЗ визначались з осцилограм імпульсів відповідної поляризації $V_{P[001]}$ в “сухому” скелеті SiO_2 до і після насичення $V_{P[001]}^H$ з \ln відношень амплітуд $A_1, A_2, (A_0 - \text{без зразка})$.

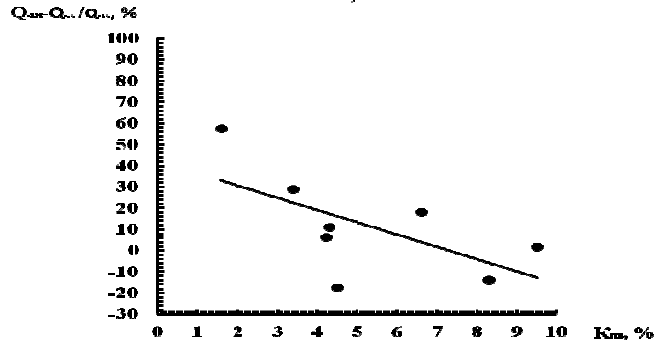


Рисунок. 2 - Кореляційна залежність між геофізичними параметрами та колекторськими властивостями: дефекту внутрішнього тертя $\Delta Q^{-1}/Q^{-1}$ у SiO_2 від коефіцієнту відкритої пористості $K_{ПВ} = V_{ПВ}/V$.

З осцилограм визначалась квазіповздовжня УЗ швидкість $V_{P[001]} = 5280$ м/сек, модуль пружності $E_{001} = \rho V_{P[001]}^2 = 70,53$ ГПа; “швидка” квазіпоперечна УЗ швидкість $V_{S1[001]} = 3200$ м/сек, модуль зсуву $G_{001} = \rho V_{S1[001]}^2 = 25,91$ ГПа, потім коефіцієнт Пуассону $\mu = 0,2097$, температура Дебая $\theta_D = 309,3$ К SiO_2 Су-16.

Глибинна залежність акустичного каротажу (4) in situ корелює з глибинними залежностями квазіповздовжньої $V_{P[001]}$ (1,2) і квазіпоперечної “швидкої” $V_{S1[001]}$ (5) та “повільної” $V_{S2[001]}$ (6) in vitro швидкостей в SiO_2 на рис. 3.

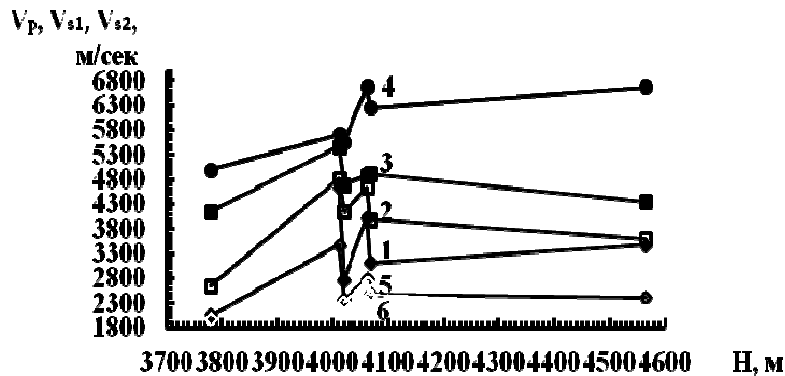


Рисунок. 3 - Глибинна залежність квазіповздовжньої $V_{P[001]}$ і квазіпоперечної “швидкої” $V_{S1[001]}$ та “повільної” $V_{S2[001]}$ швидкостей в SiO_2 Островерхівської площі свердловини № 1 Ос-8п, Ос-26, Ос-27, Ос-28, Ос-32, Ос-60а: 1 – УЗВП-КНУ, 2 – Керн-4, 3 – Керн-4 після насичення $\rho_{\text{NaCl}} = 180$ кг/м³, 4 – акустичний каротаж, 5 – квазіпоперечна “швидка” $V_{S1[001]}$, 6 – квазіпоперечна “повільна” $V_{S2[001]}$.

Висновки.

1. Автоматизована система “KERN-DP” на мові програмування Delphi 7 за допомогою зовнішнього OLE 2.0 – сервера використовує програму Surfer 10 для чисельного та графічного аналізу і візуалізації в автоматичному режимі даних УЗ вимірювань параметрів анізотропії A_d, A_μ швидкостей пружних хвиль в породах для експрес-обробки експериментальних значень фазових швидкостей квазіповздовжньої V_P , “швидкої” V_{S1} і “повільної” V_{S2} квазіпоперечних хвиль інваріантно-поляризаційним методом.

2. Проведений аналіз параметрів пружної анізотропії A_d, A_μ порід Волино - Подільського регіону показав, що ромбічне наближення забезпечило максимальне

узгодження експериментальних і розрахункових даних та ефективність використання інваріантно-поляризаційного методу для вирішення задач акустичного текстурного аналізу. Одержані данні пружних постійних C_{mn} SiO_2 , CaCO_3 .

Література:

1. Вижва С.А., Продайвода Г.Т., Онанко Ю.А. Сейсмоакустична діагностика процесів руйнування в геологічному середовищі // Геоінформатика. – 2011. - № 1. - С. 42-47.
2. Онанко Ю.А. Автоматизована система аналізу даних вимірювань анізотропії в гірських породах // Геоінформатика. – 2013. - № 2(46). - С. 55-60.
3. Продайвода Г.Т., Безродний Д.А. Акустичний текстурний аналіз гірських порід. – К.: ВПЦ “КУ”, 2011. – 303 с.

Осипенко В.Ю., Шнюков С.Є., Никанорова Ю.Є. (ННІ «Інститут геології», КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)

ГЕОХІМІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ОРЕОЛІВ ФЕНІТИЗАЦІЇ ЯК КРИТЕРІЙ ОЦІНКИ КОМПОЗИЦІЇ ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДІВ ТА ЇХ РУДОГЕНЕРУЮЧОГО ПОТЕНЦІАЛУ

Osypenko V.Yu., Shnyukov S.Ye., Nykanorova Yu.Ye. (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)

GEOCHEMICAL ZONATION OF FENITE HALOS AS CRITERIA OF THE DEEP FLUIDS COMPOSITION AND THEIR ORE GENERATION POTENTIAL ESTIMATION

Актуальність вивчення фенітових ореолів карбонатитових масивів, і зокрема їх геохімічної зональності, обумовлена перш за все тим, що їх об'єми зазвичай набагато перевищують об'єми тіл власне порід масивів, які потенційно можуть нести фосфор-рідкіснометалеве рудне навантаження. Саме тому фенітові ореоли розглядаються в якості прогнозно-пошукових критеріїв, які, при умові однозначної ідентифікації (в тому числі геохімічними методами [4 тощо]), здатні значно підвищити ефективність геологорозвідувальних робіт навіть за нерегулярної сітки спостережень (відслонень, свердловин). Однак, на думку авторів, композиція кінцевих продуктів фенітизації, які, за припущенням, рівноважні по відношенню до фенітизуючого флюїду, несе інформацію щодо його хімічного складу, що здатно підвищити актуальність вивчення фенітових ореолів. Спроба дослідження цього питання репрезентована в цій роботі.

На сьогоднішній день у межах Українського щита відомо близько 40 масивів і проявів лужних порід, об'єднаних у дві різновікові формації: ранньопротерозойську лужно-ультраосновну (карбонатитову) (~2 млрд. років) та пізньопротерозойську габро-сієнітову (~1,7 млрд. років) [1]. Розглянуті в даній роботі Проскурівський лужний (ПМ) (Дністровсько-Бузький мегаблок) та Чернігівський карбонатитовий (ЧКМ) (Приазовський мегаблок) масиви належать до першої, хоча й характеризуються певними відмінностями [1].

Вивчення зазначених об'єктів дослідження проводиться вже досить давно, однак причини їх відмінностей, в тому числі й геохімічних [2, 3], на сьогодні остаточно не вирішені. Для їх встановлення необхідно в першу чергу чітко визначити набір контрастних відмінних рис двох масивів, що і є головною метою даної роботи. Для її досягнення необхідним є виконання наступних задач: (1) співставлення геолого-структурної позиції; (2) встановлення характеру поведінки макро- і мікроелементів у процесі фенітизації вміщуючих їх порід; (3) встановлення напрямку зміни композицій фенітизованих порід ПМ у порівнянні з ЧКМ.

Проскурівський масив лужних порід розташований на південно-західному схилі Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського. Він приурочений до перетину Зінківського

розлому з Подільською розломною зоною і являє собою масив центрального типу [5]. Вік його становить 2100 ± 40 млн. років (по циркону з нефелінових сієнітів, термоемісійний метод [1]). На теперішній час прийнято магматичний генезис виявлених у ПМ лужних порід (нефелінових та лужних сієнітів, ійоліт-мельтейгітів [1]), однак гіпотеза їх метасоматичного походження [5], яка передбачає відсутність у масиві магматичних порід, також остаточно не відкинута. Геохімічною особливістю лужних порід ПМ (нефелінових сієнітів, мельтейгітів, лужних піроксенітів) є незвично низькі для лужно-ультраосновної (карбонатитової) формації вмісти таких елементів, як Nb (8-36 ppm), Zr (25-130 ppm), LREE (250 ppm), Sr (940 ppm), TiO_2 (1,65 %) [2, 3]. У процесі фенітизації метасоматичній переробці піддаються бердичівські гранітоїди та біотит-плагіоклазові кристалосланці, які складають раму ПМ [1, 5]. Авторами виділено два ряди перетворення цих вміщуючих порід з виокремленням відповідних стадій: незмінні, фенітизовані, феніти – по гранітоїдах; незмінні та фенітизовані – по біотит-плагіоклазових кристалосланцях.

Чернігівський карбонатитовий масив розташований у Західному Приазов'ї. Він приурочений до Чернігівської зони розломів і витягнутий вздовж неї. У його складі переважають дайкоподібні тіла карбонатитів, у підпорядкованій кількості присутні нефелінові сієніти та лужні піроксеніти. Решту площі займають утворення фенітового ореолу [1, 6]. Вік ЧКМ за цирконом із карбонатитів становить 2090 ± 15 млн. років [7]. У геохімічному плані масив спеціалізований на P, LREE, Sr, Ba, Nb [6]. Процес фенітизації у ЧКМ охоплює контрастні за складом типи порід вміщуючої гнейсово-мігматитової товщі (амфіболіти, гнейси, жильні граніт-апліти та апліто-пегматоїдні граніти) [4, 6].

Дослідження метасоматичних колонок [4, 6], сформованих для провідних типів вміщуючих порід ПМ та ЧКМ, показало зближення (конвергенцію) їх композицій в процесі фенітизації. При цьому кінцеві продукти перетворення ПМ та ЧКМ досить контрастно відрізняються між собою за хімічним складом, який, до того ж, не відповідає композиціям магматичних порід (рис.). Останній факт дозволяє припустити, що формування фенітових ореолів обох масивів відбувалось переважно під дією фенітизуючих флюїдів «передової хвилі» та передувало вкоріненню магматичних порід, які вносили лише обмежений внесок в утворення ореольних зон. Різниця композицій кінцевих продуктів, які одержані шляхом екстраполяції залежностей (подібні наведеним на рис.), встановлених для широкого переліку петрогенних та мікроелементів (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , S, Cl, CO_2 , F, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, U, Ba, LREE), свідчить й про різницю у складі фенітизуючих флюїдів в обох досліджених випадках. Це, в свою чергу, створює передумови для розрахунку його елементного складу.

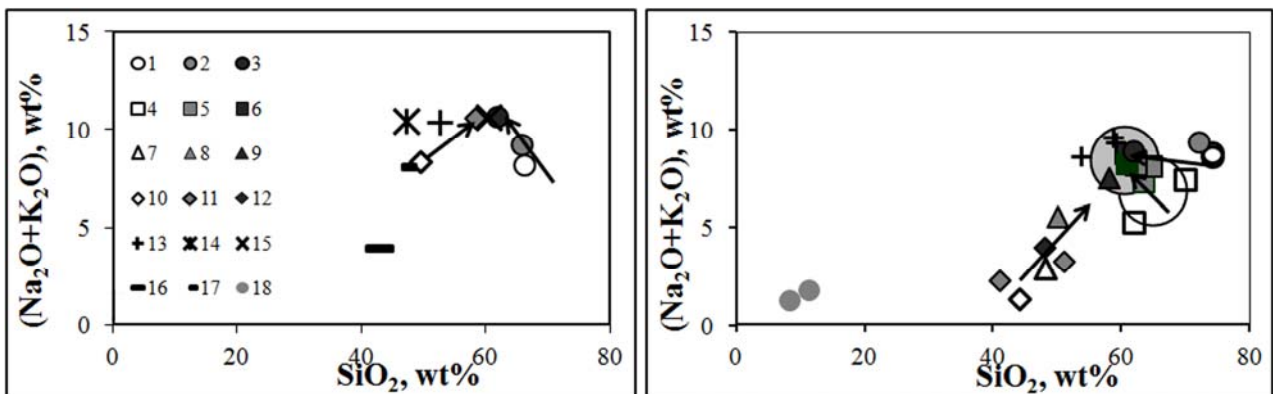


Рисунок - Зближення композицій вміщуючих порід ПМ (а) та ЧКМ (б) у процесі фенітизації. Умовні позначення (середні значення композицій, крім нефелінових сієнітів ЧКМ): 1, 4, 7, 10 – незмінні; 2, 5, 8, 11 – фенітизовані (1, 2 – гранітоїди; 4, 5 – гнейси; 7, 8 – кристалосланці; 10, 11 – амфіболіти); 3, 6, 9, 12 – феніти (3 – апогранітоїдні, 6 – апогнейсові, 9 – апокристалосланцеві, 12 – апоамфіболітові); 13 – нефелінові сієніти; 14 – ійоліти; 15 – лужні сієніти; 16 – лужні піроксеніти; 17 – мельтейгіти; 18 – карбонатити [1]. Великі кола – середній склад незмінених вміщуючих порід (незалите) та розвинутих по них фенітів (залите), розраховані за [6].

Література:

1. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1990. – 406 с.
2. Кривдік С.Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти // Мінерал. журнал. – 2000. Т. 22. № 2/3. – С. 48-56.
3. Кривдік С.Г., Дубина О.В. Геохімічні особливості лужних порід Дністровсько-Бузького району Українського щита // Мінерал. журнал. – 2006. Т. 28. № 4. – С. 32-42.
4. Никанорова Ю.Е., Шнюков С.Е., Лазарева И.И. Геохимические особенности метасоматической зональности линейных карбонатитовых комплексов Украинского щита, Енисейского кряжа и Воронежского кристаллического массива // Уральская минералогическая школа – 2013 (25-27 сентября 2013 г.). Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург, 2013. – С. 94-99.
5. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района (геология, возраст и вещественный состав) (Препринт). – К., 1980. – 46 с.
6. Шнюков С.Е. Особенности процесса фенитизации Черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья // Геол. журнал. – 1983. Т. 43. № 4. – С. 52-61.
7. Щербак Н.П., Загнитко В.Н., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке УЩ // Геохимия и рудообразование. – 1995. Т. 21. – С. 112-129.

Петрова Л.А. *(ИГМР НАН Украины)*

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ ЮГО-ВОСТОКА УКРАИНЫ ВСЛЕДСТВИИ ТЕХНОГЕНЕЗА

Petrova L.A. *(IGMOF of NASU, Ukraine)*

SOME FEATURES OF HYPERGENE INFILTRATION METASOMATIC PROCESSES IN ARIDIC CONDITIONS OF SOUTH-EASTER UKRAINE IN CONSEQUENCE OF TECHNOGENESIS

Впервые гипергенный метасоматоз выделил Добровольский В.В., (1977г), когда неустойчивые минералы замещаются устойчивыми без существенного изменения объема и при этом растворение старых минералов протекает одновременно с отложением из раствора новых: твердое состояние системы сохраняется. Гипергенный метасоматоз больше всего выражен во влажном климате, где гидроксиды Fe и Mn замещают глинистые минералы (кварц и полевые шпаты изменяются меньше).

В нынешнее время основные исследования в области гипергенного метасоматоза принадлежат Кашику С.А. и Карпову И. К. (1968-н время) На базе экспериментальных данных и термодинамического моделирования они установили главные закономерности латеритной коры выветривания с образованием метасоматического профиля на разных типах пород.

В настоящее время при окислении техногенной коры выветривания представленной промышленными отходами горно-добывающей и горно-перерабатывающей промышленности в зону аэрации поступает значительное число металлов в основном в форме истинных растворов и органо-минеральных комплексов образуя техногенные геохимические аномалии с большим набором химических элементов и высоким содержанием металлов и микроэлементов.

Проследивая разрезы техногенных геохимических аномалий выявлено, что они имеют зональность связанную, в первую очередь, со спецификой аридной зоны аэрации и таксоном ландшафта.

Особенность аридной зоны аэрации заключается в том, что она имеет высокое содержание SO_4^{2-} , HCO^- , Ca^{2+} их насыщенные растворы способствуют образованию кальцита и гипса увеличивая плотность зоны на глубинах 20 – 40 см до 1,5 – 1,7 г/см³ при этом почти

весь профіль зони аэрації юго-востока України в місцях неподвергнутих техногенезу має щелочну обстановку рН від 7,5-8 до 9. Изучение глинистої фракції рентгеноструктурним методом показало, що асоціація глинистих мінералів в ній представлена каолінітом, гидрослюдами і монтмориллоном, що характерно для чорноземів даного регіону. Практически во всіх пробах, які досліджувалися в помітній кількості, відзначаються новоутворення гіпсу.

Отвали вугільних підприємств, обогатительних фабрик, терриконів, шламонакопительних являються одними з основних джерел надходження мікроелементів в ґрунт Юго-Восточного Донбасу, утворюючи техногенні геохімічні аномалії, при цьому на перших стадіях їх перетворення відбувається засолення хлоридами і сульфатами, а також зміни рН в бік зменшення. Це призводить до зміни хімічного складу ґрунтів і ґрунтових розчинів. Основними хімічними елементами, що надходять зі стічними водами з-під відвалів і терриконів, є Ва, Нг, F, Mn, Be, важкі метали, Li, Ge, Ga, As, TR і др. Вміст сульфатів становить 234-1988 мг/дм³, іноді - 3868 мг/дм³. Концентрація хлоридів в стічних водах досягає 80-22002 мг/дм³. Сумарні концентрації мікроелементів дуже значущі. Найвищі концентрації важких металів відзначені в джерелах з-під відвалів. Так, в Должань-Ровеньківському районі сумарний показник (Zс) досягає 26241.

Изучение форм знаходження основних металів, які визначають спеціалізацію техногенної аномалії - Hg, Zn, Cu, Pb, Ni, Cd, проводилося на глибинах 0-10, 10 - 15, 15 - 20, 20 - 30, 30 - 50, 50 - 200 см методом стадійної витяжки в Кримському відділенні ГРІ, для визначення акумулюючих горизонтів в техногенних аномаліях. Техногенні геохімічні аномалії досліджувалися по 4-м розрізам ґрунтового профілю, які відповідають максимум значенню техногенного навантаження Zс = 1780 і 265, 3-й з середнім рівнем навантаження Zс = 20, 4-й на периферії аномалії. Геохімічні показники аномалії порівнювалися з фоновими для даної території.

При інтерпретації результатів аналізів було встановлено, що глибина 20-35 см (від поверхні) - редокс-горизонт (B_{SO4}) - тут виражений сульфідний метасоматоз зони аэрації. Суть якого полягає в утворенні сульфідів деяких сидерофільних елементів Hg, Pb, Zn, Cu, As, причому графіки вмісту MeS в ґрунтах

обратнопропорційно вмісту SO_4^{2-} , що свідчить про сульфатредукцію даного процесу (рис.).

Наявність в ґрунті сульфатредуючих бактерій на межі аеробних і анаеробних умов, вказує на те, що вони відновлюють сульфати. Процес протікає за схемою: $2SO_4^{2-} + 4C + 3H_2O \rightarrow H_2S + HS^- + CO_2 + 3HCO_3^-$ при встановленні термодинамічного рівноваги = рівноваги насичення між Me⁺ і H₂S процес протікає за схемою $[Me^+ + H_2S \Rightarrow MeS + 2H^+]$

(Me⁺ = Fe²⁺; Cu²⁺; Ni²⁺; Co²⁺; Cd²⁺; Zn²⁺; Pb²⁺....) — даний процес пояснює появу сульфідів Hg, Pb, Zn, Cu, Ni в даному горизонті, тобто наявність сульфідного метасоматозу, що спостерігається в аридній зоні аэрації, що відбувається на межі щелочної карбонатно-сульфатної середовища з рН > 8 і кислих розчинів техногенної геохімічної аномалії з рН 3,4-5.

Так, наприклад: (аномалія Алчевського металургічного заводу: глибина 20 см — Hg_{сульф} — 0,02 мг/кг; глибина 30 см (редокс-горизонт), Hg_{сульф} — 6 мг/кг збільшення Hg_{сульф} відбувається паралельно з різким зменшенням, майже до 0 вмісту в ґрунтових розчинах SO_4^{2-} (рис).

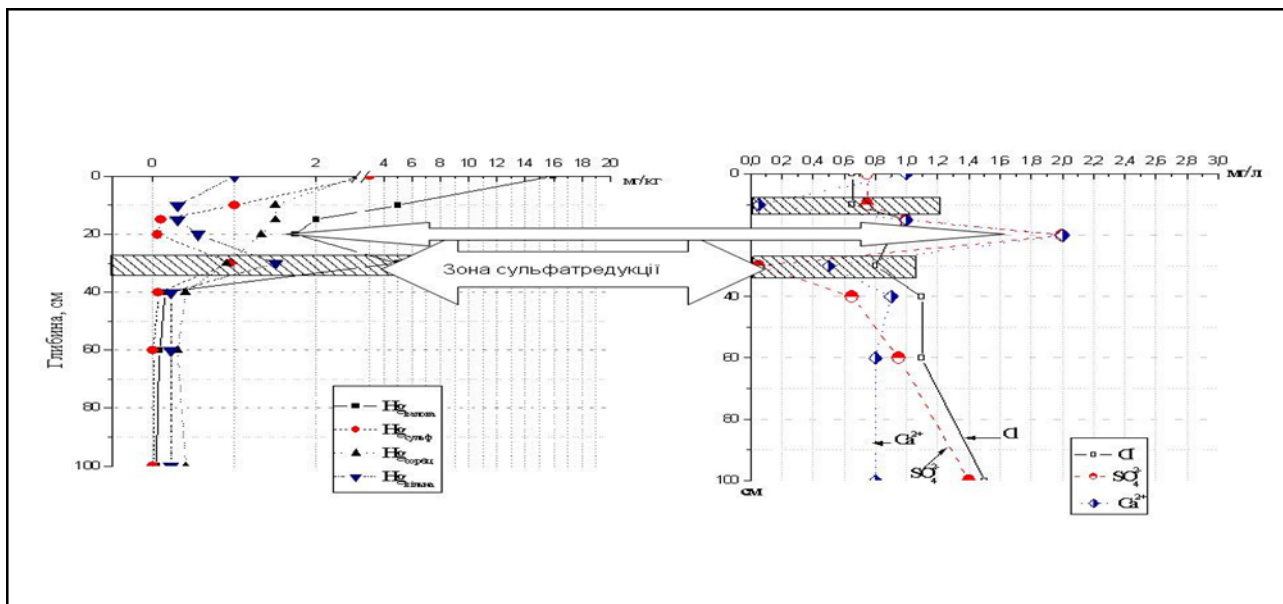


Рисунок - Зависимость различных форм Hg в аридной зоне аэрации от гидрохимического состава почвенных растворов

Гипергенный инфильтрационный сульфидный метасоматоз связанный с техногенными геохимическими аномалиями в элювиальных ландшафтах, имеет небольшую мощность ≈ 10 см и ограниченный увеличенным содержанием каолинита в кровле и кальцитом, а также другими карбонатами в подошве.

На глубине больше 40 см. основное количество тяжелых металлов находится в кислоторастворимой форме в виде карбонатов. Глубина 32-35см - Си, Ni, Pb; 30см - Cd; 40см - Zn. Горизонт 30-40см также характеризуется скачком обменно-сорбированной формы металлов, что связано с наличием глинистых минералов, в основном, монтмориллонита.

Ниже глубины примерно 50-60см, в независимости от величины техногенной нагрузки, резко уменьшается количество (в%) всех форм нахождения тяжелых металлов, в некоторых случаях незафиксированная водорастворимая и ионно-обменная формы. Параллельно с этим увеличивается величина pH от слабощелочной ($\geq 7,5$) к щелочной среде ($\geq 9,5$). При анализе pH на глубину зоны аэрации грунтовых вод, установлено, что величина pH не зависит от состояния pH верхнего горизонта почвы, а от состава пород зоны аэрации, уровня грунтовых вод, и морфологии рельефа.

Выводы:

1. Впервые в аридных условиях юго-востока Украины зафиксирована зона гипергенного инфильтрационного сульфидного метасоматоза, которая прослеживается на глубинах в среднем 20-35 см от поверхности и связана с границей соприкосновения сильнокислых почвенных растворов техногенных геохимических аномалий со щелочной средой зоны аэрации, установление термодинамического равновесия в системе металл/S в следствии восстановления серы с помощью сульфатредукции и замещением сульфидами карбонатного слоя в этом интервале глубин.

2. Для данного горизонта характерно максимальная аккумуляция рудообразующих химических элементов (металлов и TR).

3. При дальнейшем изучении инфильтрационный метасоматоз в местах техногенеза горнодобывающей и горно-перерабатывающей промышленности можно использовать для аккумуляции металлов, микроэлементов и TR включая как промышленный так и экологический аспекты.

Прилепа Д.М., Євтехов В.Д. (ДВНЗ “КНУ”, Україна)

ГІПЕРГЕННІ ВТОРИННІ КВАРЦИТИ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ЗАЛІЗИСТО-КРЕМНИСТОЇ ФОРМАЦІЇ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

Prylepa D.M., Evtekhov V.D. (Kryvyi Rih NU, Ukraine)

HYPERGENIC SECONDARY QUARTZITES OF BANDED IRONFORMATION CRUST OF WEATHERING, KRYVYI RIH BASIN

Кора вивітрювання залізисто-кремнистої формації Криворізького басейну має різне поширення на глибину, що обумовлено різною швидкістю підняття/опускання тектонічних блоків, які формують Криворізьку структуру. Мінімальна вертикальна потужність зон гіпергенних змін (10-50 м) властива для північного флангу структури – Ганнівського родовища магнетитових кварцитів; максимальна (понад 2500 м) – для центрального та північної частини Саксаганського залізорудного району – родовища шахт ім.В.І.Леніна, «Гвардійська», «Ювілейна».

Гематитові кварцити, які є продуктом гіпергенних змін первинних магнетитових кварцитів, що складають залізисті горизонти саксаганської світи, в поточний час досліджуються як перспективна залізорудна сировина, здатна забезпечити гірничодобувний збагачувальні підприємства Криворізького басейну вихідним матеріалом на 250-300 років. Проводяться роботи, спрямовані на визначення мінералогічних, хімічних, текстурних, структурних, фізичних, технічних, технологічних властивостей гематитових кварцитів як сировини для виробництва високоякісного залізорудного (гематитового) концентрату.

Мінералогічні польові та лабораторні дослідження показали, що поклади гематитових кварцитів відзначаються неоднорідністю. Головними її проявами є: 1) наслідувана гіпергенними утвореннями первинна аутигенно-метаморфогенна мінералого-геохімічна зональність залізистих горизонтів; 2) сформована в процесі вивітрювання вертикальна мінералогічна зональність кори вивітрювання. Досить поширеними в покладах гематитових кварцитів є жильні, лінзовидні, верстовподібні, гілчасті, гніздовидні тіла їх маршалізованих різновидів та просторово й генетично пов'язані з ними аналогічні за формою тіла гіпергенних вторинних кварцитів.

Формування кори вивітрювання залізисто-кремнистої формації Криворізького басейну, як і інших породних комплексів Українського щита (УЩ) відбувалось практично безперервно протягом понад 2 млрд.р. [1-4]. Криворізький басейн разом з іншими регіонами південної частини УЩ під час пізнього палеогену-раннього неогену зазнав трансгресії одного з морів деградуючого океану Тетис. У цей час сформувався так званий «кайнозойський чохол» осадових порід (пісків, глин, мергелів, вапняків), який практично горизонтально перекриває товщу гіпергенно змінених кристалічних порід криворізької серії та вмісних гранітоїдів. Після регресії моря гіпергенний процес відновився, але змінився склад розчинів, який впливав на гематитові кварцити кори вивітрювання залізисто-кремнистої формації. Проникаючи крізь збагачений вапняковим матеріалом осадовий чохол, розчини збагачувались бікарбонатом кальцію, набували лужної реакції. Під їх впливом відбувалось розчинення кварцу раніше утворених гематитових кварцитів, формування тіл маршалітів. Міграція розчиненого кремнезему викликала утворення на більш глибоких гіпсометричних горизонтах зон вторинного окварцювання гематитових кварцитів.

Для гіпергенних вторинних кварцитів характерний більш низький вміст заліза порівняно з незміненими гематитовими кварцитами (відповідно, 20-30 мас.% і 35-45 мас.%), значно більш висока міцність (15-22 та 10-15 балів за шкалою М.М.Протодакінова), помітно нижча збагачувальність (вміст заліза в одержаному концентраті 61-64 і 67-69 мас.%).

В зв'язку з цим автори вважають за необхідне виділення вторинних гематитових кварцитів у якості самостійного мінерального різновиду та мінералого-технологічного сорту (підсорт) гематитових кварцитів. Тіла вторинних кварцитів слід виділяти на геолого-

мінералогічних, геолого-технологічних картах родовищ, а їх фізичні, технічні характеристики – враховувати при розробці технологічних схем усереднення гематитових кварцитів перед подачею на збагачувальні фабрики та виробництва гематитового концентрату.

Література

1. Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд // Киев: Наукова думка, 1991.– 215 с.
2. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др. Геология криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
3. Додатко А.Д. Послеархейские эпохи корообразования на территории Украинского щита // Доклады АН УССР. Серия Б.– 1979.– №2.– С. 83-87.
4. Євтехів В.Д. Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізрудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеamentу // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– № 4.– С. 111-114.

Ремезова Е.А., Охолина Т.В. (ІГН НАН України)

ПОЛОХОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ, КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА СОВРЕМЕННЫХ АККУМУЛЯТОРОВ

Remezova O.O., Okholina T.V. (IGS NAS of Ukraine, Ukraine)

POLOKHIVKA LITHIUM DEPOSIT AS PROSPECTIVE OBJECT FOR THE DEVELOPMENT OF DOMESTIC PRODUCTION OF MODERN BATTERIES

Литий используется в большом количестве отраслей промышленности из-за его уникального высоко электрохимический потенциал, низкого коэффициента теплового расширения и каталитических свойств.

Товарными продуктами лития являются соли лития, а также металлический литий. К литиевым солям относятся карбонат, гидроксид и хлорид лития. *Карбонат лития* составляет 48% общего мирового потребления соединений лития (25%- технические сорта карбоната лития; 23%- аккумуляторные сорта карбоната лития). *Гидроксид лития* составляет 16% мирового потребления. Другие формы лития представлены *бромидом лития, хлоридом лития и различными минералами лития*. [4] В связи с ростом мирового спроса на батареи и процессами глобализации, происходящими в мире, географические границы, в которых велось батарейное производство, значительно расширяются. Развитие собственной минерально-сырьевой базы лития (на основе Полоховского месторождения в Кировоградской области, Станковатского и Шевченковского в Днепропетровской области) превратит Украину из импортера в экспортера литиевой продукции. Этому способствует развитие рынка гибридов и электромобилей в Украине и мире, а также наличие множества стекольных и керамических заводов, которые были традиционно основными потребителями литиевых продуктов.

Одним из наиболее перспективных месторождений лития в Украине является Полоховское, расположенное в центральной части Украины на территории Маловисковского района Кировоградской области.

В геолого-структурном отношении Полоховское месторождение петалитовых литиевых руд расположено в пределах нижнепротерозойской синклинали, которая окаймляет с запада, юго-запада Корсунь Новомиргородский плутон. В металлогеническом отношении площадь Полоховского месторождения находится в пределах Хмелевского металлогенического района, специализированного на уран, золото и редкие металлы.

Основными рудосодержащими породами являются пегматоидные, аплит-пегматоидные граниты. Вмещающими для них служат метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии, среди которых преобладают биотитовые, кордиерит-биотитовые гнейсы и кристаллосланцы [2].

Продуктивные рудные зоны представляют собой натрий-литиевые пегматиты, залегающие в аплитовидных гранитах, перекрываются рыхлыми терригенными отложениями мезо-кайнозойского чехла и корой выветривания.

Вмещающие натрий-литиевые пегматиты Полоховского массива гранитов находятся в 4-5 км к юго-востоку от контакта Корсунь Номиргородського плутона. Массив простирается на 1200 м в северо-восточном направлении - азимут 320-330°. Горизонтальная мощность массива достигает 400 м. Залегание гранитного массива субсогласное с гнейсовой толщей, падение юго-западное, углы падения – 65-75°. В строении массива принимают участие лейкократовые аплит-пегматоидные, пегматоидные граниты, а также биотитовые разнотекстурные граниты.

Литиевое оруденение приурочено к юго-западному замыканию массива. Руды локализуются в лейкократовых натрий-литиевых аплит-пегматоидных гранитах.

В рудной минерализации Полоховского месторождения существенно преобладающими является петалитовый тип, сподумен-петалитовый и другие типы резко ему подчинены, в сумме они составляют 10-15%. Петалитовые литиевые руды локализованы в трех рудных залежах, которые субсогласно залегают в гранитном массиве [3].

Первая залежь залегает в восточной части месторождения и является наиболее крупной по размеру. Она прослежена наклонными скважинами по простиранию на 550 м до глубины 500 м. Мощность залежи меняется 10-110 м (профиль 4) до 55 м (профиль 2). Залежь тяготеет к висячей стороне гранитного массива, ее протяженность 350 м и разбурена она до глубины 500 м. Вторая залежь расположена между первой и второй и раскрыта только в профилях 4 и 5 четырьмя скважинами, по простиранию она прослежена на 300 м.

Редкометальные руды представляют собой метасоматически измененные натриевые и кали-натриевые лейкократовые аплит-пегматоидные граниты, породы альбитизированные и грейзенизированные. Последний процесс является наложенным на уже сформированное редкометальное оруденение. Эти данные позволяют предполагать, что объект относится к гидротермально-метасоматическому генетическому типу оруденения, локализованного в зонах объемного катаклаза среди гранитов Полоховского массива в условиях пластических деформаций амфиболитовой фации метаморфизма.

Литиевые руды являются рядовыми по содержанию оксида лития, которое колеблется от 0,615 % до 1,491 %. Среднее содержание по месторождению - 1,171 % (при борте 0,3 %), при борте 0,7 % ср. сод. - 1,331 %, при борте 1.0 % ср. сод. - 1,441 %.

Коэффициент вариации содержания 30-40 % (выдержанное содержание), наиболее богатые руды в первой рудной зоне со средним содержанием 1,202 % (при борте 0,3%). Состав руд: альбит (40-45 %), петалит (25-30 %), микроклин (10-15 %), кварц (10-15 %). В сумме они составляют около 95 %. В подчиненном количестве в составе руд присутствуют сподумен, апатит, трифилин, гранат, кордиерит. Акцессорные: турмалин, ферроколумбит, хризоберилл, касситерит, сульфиды, графит. Попутные компоненты: Be, Ta, Nb, Rb, Cs, Sn.

Средние содержания попутных полезных компонентов в рудах:

- Rb_2O - 0,045 %;
- Ta_2O_5 - 0,002%;
- Nb_2O_5 - 0,002 %;
- SnO_2 - 0,011%;
- BeO - 0,033%.

В 2011г. была проведена геолого-экономическая оценка Полоховского месторождения лития, в результате которой была подтверждена возможность использования продуктов переработки руд для производства керамики и стекла [1].

Во ВНИИХТе при хлоридной возгонке петалитового концентрата с содержанием оксида лития 3,2 % извлечение составило 97-99 % лития. Было сделано предварительное заключение, что производство карбоната лития из руд Полоховского месторождения экономически целесообразно. Поэтому необходимо сосредоточить внимание на разработке рациональной технологии переработки руд с получением баратейного карбоната лития, учитывая высокий спрос на литиевые батареи [1].

В качестве первоочередного мероприятия рекомендуется провести переоценку Полоховского месторождения по современным критериям с разработкой цифровых геолого-экономических моделей и разработать новое ТЭО с участием специалистов Института геологических наук НАН Украины.

Литература:

1. Василевський В.В., Гаврилук Б.І. Попередня геолого-економічна оцінка Полохівського родовища літію у Маловисківському районі Кіровоградської області. Рег.№ 63026. ТОВ «Укрлітвидобування», ТОВ «Магма». Київ, 2011. Кн. 1 - текст 72с.
2. Галецкий Л.С., Зарицкий А.И., Князев Г.И., Кичурчак В.М., Исаков Л.В., Князев Е.В. Субграфические сподуменовые пегматиты одного из докембрийских полей. // Геол. Журнал №1, 1987. -Т. 47. – С. 136-141.
3. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т.1 Металлические полезные ископаемые // Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. - К. - Львов: изд-во «Центр Европы», 2005. - 785с.
4. Roskill Information Services Ltd. “Lithium: Market Outlook to 2017”, Twelfth Edition, 2013. - Available online: http://www.roskill.com/reports/industrial-minerals/news/roskill-at-the-4th-lithium-supply-markets-conference/at_download/attachment

Ріпенко В.В. (ІГМР НАН України, Україна)

ЛІТІЄВА РУДА ПОЛОХІВСЬКОГО РОДОВИЩА: МІНЕРАЛОГІЯ ТА МОЖЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ У ВИРОБНИЦТВІ ТЕРМОСТІЙКОЇ КЕРАМІКИ

Ripenko V.V. (IGMOF of NASU, Ukraine)

LITHIUM ORES FROM POLOKHIVKA DEPOSIT: MINERALOGY AND PERSPECTIVES OF USE IN LOW THERMAL EXPANTION CERAMIC PRODUCTION

Пегматити Полохівського родовища залягають в ін'єктованих гранітоїдами кіровоградського комплексу метаморфічних породах, представлених кордієрит-біотитовим, гранат-кордієрит-біотитовим і діопсид-біотитовим плагіогнейсами [1]. Середній вміст Li_2O в кварц-польовошпат-петалітовій породі становить 1,16%. Руда складається з петаліту (27,6-36,2%), альбіту (26,3-28,0%), пертитового КППШ (19,1-20,9%), кварцу (15,8-21,7%) і сподумену. Хімічний і мінеральний склад петалітової руди відображено в таблиці 1.

З петалітом пов'язано 91-95% загальної кількості Li_2O в руді. Він присутній у вигляді дрібнозернистих мономінеральних скупчень від 10 см і більше в діаметрі, або метасоматично заміщає кварц у розсіяних дрібних включеннях в мікроклін-кварц-альбітовій матриці. В останньому випадку він на межі з польовим шпатом при неповному заміщенні утворює характерні кайомчасті форми.

Петаліт є найлегшим з мінералів руди (густина 2,39-2,40 г/см³), що полегшує можливість його гравітаційного збагачення. Завдяки цьому легко отримати петалітовий концентрат для його прямого застосування в керамічній і скляній промисловості.

Таблиця 1 - Хімічний і мінеральний склади (%) петаліт вмісної породи і петалітової руди [2, 3]

Оксиди	Порода*	Руда [2]	Мінерали	Руда [2]
SiO_2	77,85	74,10	Петаліт	27,6
Al_2O_3	9,78	16,54	Альбіт	28,0
Fe_2O_3	0,1	0,47	К-шпат (пертит)	20,9
FeO	2,89	-	Кварц	21,7
CaO	0,45	0,59	Сподумен	Сліди

MgO	0,67	0,07	Трифілін	0,5
MnO	0,34	0,06	Апатит	0,5
K ₂ O	2,48	2,26	Гранат	0,6
Na ₂ O	4,12	3,30	Хризоберил	0,1
Li ₂ O	0,27	1,30	Силіманіт (фіброліт)	0,1
Rb ₂ O	-	0,04	Секанінайт	Сліди
Cs ₂ O	-	<0,003	* Наші дані	
P ₂ O ₅	0,40	0,48		
TiO ₂	0,025	-		
в.п.п.	0,74	0,54		
Сумма	100,07	99,75		

Нами отримані нові деталізовані дані стосовно складу головних (петаліт, польові шпати) і супутніх (гранат, хризоберил, кордієрит, шпінель, біотит) мінералів руд. Також підтверджено метасоматична природа формування деяких з них (кордієрит, хризоберил). Зміни гранат-кордієрит-біотитових гнейсів, які вміщують рідкіснометалеві пегматити, спричинені процесом кремній-калієвого метасоматозу. Внаслідок цього процесу плагіоклаз заміщується мікрокліном, укрупнюються індивіди біотиту та кварцу. За відсутності в метасоматитах петаліту, Li накопичуються у породоутворюючих мінералах, зокрема у біотиті та ЛПШ (Таб. 2). Початковий етап метасоматозу призводить до появи реакційних кайм кордієриту навколо зерен шпінелі ганіт-герцинітового складу, а також обумовлює слабо виражену регресивну зональність дрібних зерен гранату (альмандин з домішкою спесартину, таб. 2) зі зростанням вмісту Mn і падінням Mg.

Таблиця 2 – Хімічний склад досліджуваних мінералів Полохівського родовища

Оксиди	Гранат*	Хризоберил*	Кордієрит*	Шпінель*	Біотит**	Силіманіт**	Польовий шпат**	Петаліт**	Петаліт літ.д. [2]
SiO ₂	36,181	0,021	47,136	0	52,930	52,020	63,330	75,740	78,100
Al ₂ O ₃	20,059	80,905	30,650	58,253	17,910	43,820	20,210	17,030	15,970
FeO+Fe ₂ O ₃	30,613	0,606	12,921	14,396	10,680	0,470	0,070	0,160	0,960
MnO	8,719	0,007	1,159	0,286	0,090	0,090	0,020	0,030	0
MgO	0,882	0	2,761	0,563	5,660	0,110	0,070	0,070	0
CaO	0,123	0,010	0,040	0,002	0,760	0,480	0,430	0,460	0
Na ₂ O	0,026	0,001	1,866	0	2,560	0,740	2,100	0,870	0,460
K ₂ O	0	0	0	0	4,190	0,670	12,750	0,820	0,290
Li ₂ O	0	0	0	0	0,480	0,300	0,400	3,850	4,180
TiO ₂	0,011	0,020	0	0,010	1,080	0,090	0,010	0,020	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0,470	0	0	0	0
BeO	0	19,705	0	0	0	0	0	0	0
ZnO	0	0	0	27,926	0	0	0	0	0
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,080	0,010	0,010	0,100	-
В.п.п	-	-	-	-	2,450	0,750	0,250	0,710	-
Сума	96,615	101,276	96,532	101,437	99,340	99,550	99,650	99,860	99,960

Примітки до Табл.2:

* Метод мікрозондового аналізу (TU Berlin)

** Метод хімічного оксидного аналізу (ІГМР Київ)

Враховуючи дані [4], були розраховані пропорції мінеральних сумішей на основі монофракції петаліту Полохівського родовища для отримання LAS кераміки – аналогу Zerodur[®], з наближеними до цього матеріалу властивостями (низький КТР, підвищена твердість Н, Таблиця 3).

Проведені експериментальні плавки мінеральних сумішей, перелічених у таблиці 3, показали гарні технологічні властивості отриманих стекол.

Таблиця 3 – Хімічний склад та результати аналізів отриманих зразків

Оксиди	1	2	Zerodur [®]
SiO ₂	71,0	67,8	57,2
Al ₂ O ₃	19,2	17,0	25,3
LiO ₂	3,7	2,6	3,4
ZrO ₂	2,1	1,3	1,8

TiO ₂	2,1	1,6	2,3
P ₂ O ₅	—	6,8	6,5
Сума оксидів*	98,1	97,1	100**
КТР, 10 ⁻⁷ К ⁻¹	а	43	35
	б	40	32
	в	23	10
Н, ГПа	а	2,83	3,48
	б	4,81	4,29
	в	4,09	8,01

* дефіцит сум оксидів обумовлений домішками Na₂O, K₂O, CaO і Fe₂O₃ в петаліті (див. табл. 2).

** додатково в складі скла Zerodur присутні MgO – 1%, ZnO – 1,4%, Na₂O – 0,2%, K₂O – 0,4%, As₂O₃ – 0,5%.

а – вихідне скло без термообробки, б – скло після першої стадії термообробки, в – скло після другої стадії термообробки.

Література:

1. Нечаев С.В., Макивчук О.Ф., Белых Н.А. и др. Новый редкометалльный район Украинского щита // Геол. журн. -1991.- № 4. С. 119—123.
2. Щербак Н. П., Бобров А. Б. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1. – Киев-Львов: «Центр Европы», 2005. – 785 с.
3. Возняк Д.К., Бугаенко В.М., Галабурда Ю.О. та ін. Особливості мінерального складу і умов утворення рідкіснометалльних пегматитів в західній частині Кіровоградського блоку (Український щит) // Мінерал. журн.- 2000.- № 1.- С. 21—41.
4. Low Thermal Expansion Glass Ceramics: Hans Bach, Dieter Krause / Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2005.

Рузін М.В., Терешкова О.А., Білан Н.В., Жильцова І.В. (Державний ВНЗ «НГУ», Україна)

СТРУКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ ФЛЮЇДОЛІТІВ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО ТА ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Bilan N.V., Zhiltsova I.V. (NMU, Ukraine)

STRUCTURAL FEATURES OF FLUIDOLITHES WITHIN MIDDLE PRIDNEPROVSKY AND INGULSKY MEGABLOCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Кімберліти і лампроїти є основними традиційними корінними джерелами промислових родовищ алмазу в Африці, Росії, Канаді та інших країнах. Але останнім часом у зв'язку з відкриттям нових, нетрадиційних алмазоносних джерел мінералогія алмазу розвивалася дуже динамічно. Так алмази виявлені в карбонатитах, філітах, лампрофірах, коматіїтах, а також пов'язані з флюїдно-експлозивними утвореннями, сформованими в результаті фізико-механічної та хімічної взаємодії глибинних флюїдів з поверхневими і біляповерхневими породами. Породи, які називають флюїдолітами, вперше описав Г. Клоос серед юрських відкладень Швабії. Він вказував, що на перших етапах вулканічного процесу дезінтеграція шарів верхньої кори відбувається не стільки завдяки сильному вибуху, скільки внаслідок впливу проникаючого крізь них «активного газу». Породи, що утворилися в результаті механічного руйнування субстрату брекчії, які склалися з уламків осадових і магматичних порід, через які проходив «активний газ», він називав туфізитами [1].

Речовинний склад тіл флюїдно-експлозивних утворень залежить від складу вміщувальних порід, в яких знаходиться камера з рідким флюїдом, тобто від глибини її розташування. Найбільш глибинні флюїдні системи утворюють кімберлітовий ряд флюїдизатів: олівінові, діопсидові, карбонатитові кімберліти та ін. Менш глибинні утворюють лампроїтовий ряд – олівінові, олівін-лейцитові, діопсид-санідин-флогопітові, діопсид-лейцит-флогопітові та інші лампроїти. Нерідко в одній діатремі, що складена в основному класичними кімберлітами, більш пізні фази проникнення представлені іншими рядами і різновидами флюїдизатів (лужні базальтоїди, карбонатити та ін.) [2].

Породи ряду флюїдизатно-експлозивних формацій мають різноманітні текстури і структури (рис.): флюїдальні, брекчієподібні, псефітові, псамітові, оолітові, псевдомагматичні, метаморфічні, «галтувальна», «дезінтегрованих на місці ксенолітів» і т.п.

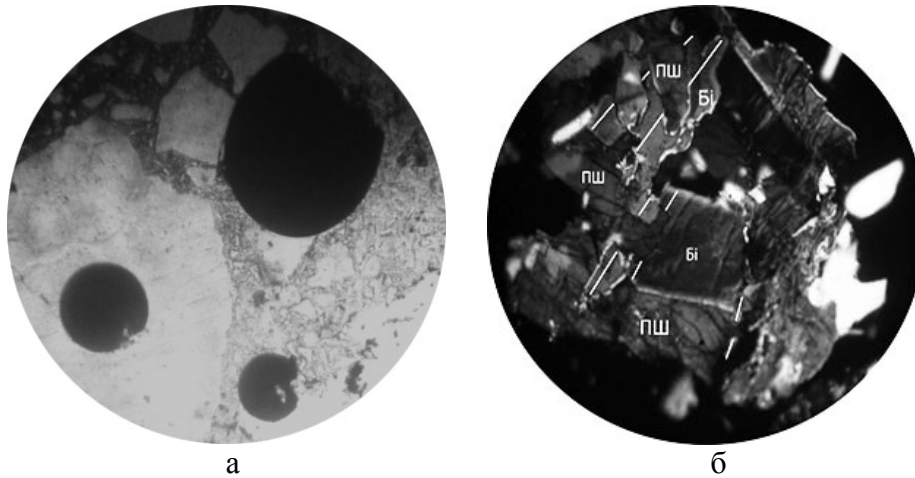


Рисунок – а – «галтувальний ефект» кульок рудної речовини у флюїдоліті з переверзевської світи білозерської серії Середньопридніпровського мегаблоку; б – лейсти біотиту (Бі), «які протикають» зерна польового шпату (ПШ) у флюїдоліті з райгородської товщі Інгульського мегаблоку УЩ. 36. 90°. Світло прохідне. Ніколі +

У результаті вивчення штучного відслонення в правому схилі р. Сухий Ташлик, розташованого на околиці с. Лебедівка Черкаської області за участю співробітників НГУ були встановлені брекчієвидні породи, які представлені уламками кристалічних порід, зцементованих дрібнозернистим сірим матеріалом. Розріз ускладнений жилоподібними утвореннями. Жили, що розгалужуються, за зовнішніми ознаками виявляють схожість з підвідними каналами флюїдно-експлозивних утворень, які заповнені світло-сірим з блакитним відтінком матеріалом, аналогічно встановленим у Красновішерському алмазоперспективному районі Уралу та інших осадових комплексах Росії, Білорусі, Китаю, Канади. Алмазонасні вішерити (ксенотуфізити, флюїдоліти) Уралу є гетерогенні утворення, які містять вулканічну речовину, в формуванні яких брав участь багаторазово перероблений мантийний і коровий матеріал. Дослідниками проблеми алмазонасності раніше передбачалося, що дані об'єкти перспективні щодо розсіпних джерел алмазів. На сучасному етапі досліджень обґрунтована їх приналежність до нового потенційно алмазонасного петротипу порід – туфізітам, ксенотуфізітам, утворення яких пов'язувалося з ін'єкцією і імпрегнацією флюїдів в осадовий чохол у вигляді газів, уламкового матеріалу, розплавлених часток і розчинів-розплавів. Структурні особливості вішеритів свідчать про їхню приналежність до флюїдолітів [3].

Подібні флюїдно-експлозивні утворення зустрінуті раніше і описані Г.М. Яценко (Львівський університет) в с. Рівне, Кіровоградська область; в с. Іллінці, Вінницька область [4]. Особливості будови цих своєрідних утворень найбільш логічно пояснює флюїдна модель утворення транспортерів алмазів, яка допускає кристалізацію породоутворюючих мінералів не з розплаву, а з низькотемпературного кислотного розчину і газової суміші. У Інгульському мегаблочі вже виявлені алмази, генетично пов'язані з флюїдолітами [4]. Аналогічні потенційно алмазонасні породи виявлені авторами в межах переверзевської світи білозерської серії в Білозерській зеленокам'яній структурі Українського щита (Середньопридніпровський мегаблок).

Таким чином, виникає можливість досліджень нового, нетрадиційного, некімберлітового джерела алмазонасності в Україні. Дослідження актуальні, оскільки на даний час промислові джерела алмазів (як корінні, так і розсіпні) в Україні не виявлені.

Література:

1. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах / [А.П. Казак, Н.Н. Копылова, Е.В. Толмачёва и др.] – СПб. : [Б.и.], 2008. – 38 с.
2. Флюидолиты и полезные ископаемые на северо-западе России: поисково-прогнозные исследования на основе детального геолого-минералогического анализа / М.Н. Афанасов, А.П. Казак, К.Э. Якобсон. – Saarbrücken : LAP LAMBERT, 2012. – 98 с.
3. Рыбальченко А.Я. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туфизитового типа / Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2011. – Вып. 1(5). – С. 54-64.
4. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др. Алмазоносные формации и структуры юго-западной Украины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерализации алмаза. – К.: Укр ГГРИ, 2002. – 331 с.

Стрельцов В.О. (ДВНЗ “КНУ”, Україна)

**ЛОКАЛІЗАЦІЯ РИБЕКІТОВИХ МЕТАСОМАТИТІВ ІНГУЛЕЦЬКОГО
РОДОВИЩА КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ**

Streltsov V.O. (Kryvyi Rih NU, Ukraine)

**LOCALIZATION OF RIEBECKITE METASOMATITES OF INGULETSKE
DEPOSIT, KRYVYI RIH BASIN**

Рибекітові метасоматити були об’єктом досліджень М.Г.Світальського та ін., Ю.Ір.Полов’якіної, М.О.Єлісєєва та ін., В.Г.Кушева, В.Д.Євтехова та ін. [1-6], які дійшли висновку про існування закономірностей у розташуванні тіл рибекіт-вмісних залізистих порід і руд саксаганської світи криворізької серії. Порооди залізистих і сланцевих горизонтів світи різною мірою зазнавали рибекітизації. Найбільш активно метасоматичний процес відбувався в центральних частинах залізистих горизонтів, складених магнетит-залізнослюдовими, залізнослюдко-магнетитовими кварцитами. За даними В.Д.Євтехова та ін. [1], залізнослюдко-вмісні залізисті кварцити були термодинамічно найбільш сприятливі для метасоматичного утворення рибекіту. Меншою мірою процес рибекітизації проявлений у верствах кумінгтоніт-магнетитових, магнетит-кумінгтонітових кварцитів при контактних частин горизонтів, а також кумінгтоніт-вмісних сланців периферійних частин сланцевих горизонтів. Положення тіл рибекітових метасоматитів контролюють також розривні порушення, які відігравали роль підвідних каналів метасоматизуючих вуглекисло-натрієвих гідротермальних розчинів.

Протягом останніх років дослідження рибекіт-вмісних магнетитових кварцитів активізувались у зв’язку з необхідністю деталізації геолого-мінералогічних, геолого-технологічних карт родовищ, мінералого-технологічних класифікацій руд, оптимізації технологій виробництва високоякісного залізорудного концентрату, який відповідає вимогам світового ринку.

Метою автора було узагальнення існуючих уявлень про локалізацію рибекітових метасоматитів у межах Інгулецького родовища бідних магнетитових руд, уточнення їх на основі результатів власних спостережень і розробка різномірневої моделі локалізації рибекітових метасоматитів.

Інгулецьке родовище бідних магнетитових руд (магнетитових кварцитів) розташоване у крайній південній частині Криворізького басейну, відноситься до його Лихманівського (Інгулецького) залізорудного району. Продуктивна товща родовища включає п’ять (за новою стратиграфічною схемою – шість) залізистих горизонтів саксаганської світи.

В процесі топомінералогічних досліджень була підтверджена раніше встановлена [1, 4] загальна тенденція до зменшення кількості рибекітових метасоматитів у розрізах залізистих горизонтів у напрямку від їх центральних до периферійних зон. Головна частина досліджень була проведена автором для четвертого залізистого горизонту, розріз якого за породним складом аналогічний розрізам усіх залізистих горизонтів родовища. Центральну зону

горизонту складає відносно малопотужна верства залізнослюдко-магнетитових кварцитів. У напрямку до периферії горизонту (як до висячого, так і лежачого боків) її симетрично змінюють верстви магнетитових червоношаруватих (залізнослюдко-вмісних) та сірошаруватих(кумінгтоніт-вмісних) кварцитів, кумінгтоніт-магнетитових та магнетит-кумінгтонітових кварцитів. Останні поступово переходять у магнетит-силікатні кварцити різного складу сланці четвертого й п'ятого сланцевих горизонтів (рис.).

При кількісних мінералогічних визначеннях враховувались всі різною мірою рибекітизовані залізисті кварцити: від проявів з плівковими пошаровими виділеннями мінералу до продуктів інтенсивного метасоматозу – магнетит-рибекітових метасоматитів.

У відповідності з одержаними даними, найбільше поширення метасоматитів характерне для верств залізнослюдко-магнетитових кварцитів– 13% від об'єму верстви. У верствах магнетитових кварцитів рибекітизація проявлена помітно слабкіше, причому залізнослюдко-вмісні червоношаруваті їх різновиди зазнавали більш активної рибекітизації (9%) у порівнянні з кумінгтоніт-вмісними сірошаруватими (7%). Кумінгтоніт-магнетитові і магнетит-кумінгтонітові кварцити характеризуються найнижчим рівнем метасоматичних змін: кількість рибекітизованих їх різновидів тут складає, відповідно, 4 та 2% від зального об'єму верств.

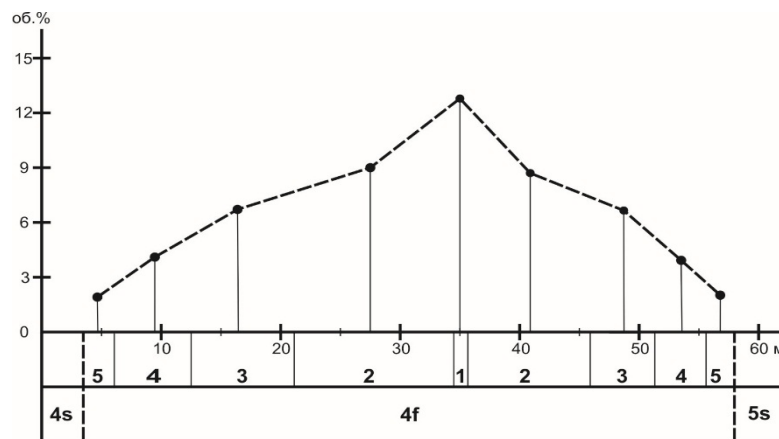


Рисунок - Варіативність поширення рибекітизованих магнетитових кварцитів у розрізі четвертого залізного горизонту Інгuleцького родовища.

Стратиграфічні горизонти: 4s – четвертий сланцевий; 4f – четвертий залізистий; 5s – п'ятий сланцевий.

Мінеральні різновиди первинних залізистих кварцитів: 1 – залізнослюдко-магнетитові; 2 – магнетитові червоношаруваті (залізнослюдко-вмісні); 3 – магнетитові сірошаруваті (кумінгтоніт-вмісні); 4 – кумінгтоніт-магнетитові; 5 – магнетит-кумінгтонітові.

Індивіди метасоматичного рибекіту стовпчасті, голчасті, іноді волокнисті, розташування їх в об'ємі порід хаотичне, часто радіально-променнисте, що свідчить про метасоматичний механізм їх утворення. В сірошаруватих магнетитових, кумінгтоніт-магнетитових, магнетит-кумінгтонітових кварцитах переважало псевдоморфне заміщення натрієвим амфіболом первинного метаморфогенного кумінгтоніту, кристали якого розташовані субзгідно з шаруватістю породи. Новоутворений натрієвий амфібол периферійних зон горизонту наслідував положення кристалів первинного кумінгтоніту, часто зберігались також релікти кумінгтоніту в центральних частинах його індивідів.

Результати визначення оптичних показників натрієвого амфіболу показали, що у верствах залізнослюдко-магнетитових та червоношаруватих магнетитових кварцитів він представлений рибекітом з показниками заломлення: $N_g 1,690-1,710$; $N_p 1,685-1,705$; $N_g-N_p 0,003-0,005$. Склад натрієвого амфіболу з метасоматично змінених кумінгтоніт-вмісних залізистих кварцитів відповідає магнезіо-рибекіту з $N_g 1,660-1,700$; $N_p 1,650-1,690$; $N_g-N_p 0,020-0,010$.

Утворення індивідів і агрегатів рибекіту супроводжувалось перебудовою структури магнетитових кварцитів, що суттєво вплинуло на їх збагачуваність.

Література:

1. Евтехов В.Д., Зарайский Г.П., Балашов В.Н., Валеев О.К. Зональность натриевых метасоматитов в железистых кварцитах Северного Криворожья / Очерки физико-химической петрологии // Москва: Наука, 1988. – №15. – С. 17-37.
 2. Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса / Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР // Москва-Ленинград: Изд. АН СССР, 1961. – Вып. 13. – 204 с.
 3. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия // Ленинград: Недра, 1972. – 190 с.
 4. Пирогов Б.И., Стебновская Ю.М., Евтехов В.Д. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Минералогия // Киев: Наукова думка, 1989. – 168 с.
 5. Половинкина Ю.Ир. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога // Минералогический сборник. – 1953. – №7. – С. 167-186.
- Свитальский Н.И., Фукс Э.К., Половинкина Ю.И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога // Москва-Ленинград: Госгеоліздат, 1932. – 284 с.

Сукач В.В. (ІГМР НАН України, Україна), **Синицин В.О.** (ІНІ “Інститут геології” КНУ імені Тараса Шевченка, Україна)

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНІ ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ЗОЛОТОНОСНИХ
МОНАХОВІТІВ У ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ СЕРЕДНЬОГО
ПРИДНІПРОВ'Я**

Sukach V.V. (IGMOF of NASU, Ukraine), **Sinityn V.O.** (Taras Shevchenko KNU, Institute of Geology, Ukraine)

**GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTING OF THE GOLD-BEARING
MONAKHOVITES IN GREENSTONE BELTS OF THE MIDDLE DNIPRO REGION**

Золотоносні метасоматити, що входять до складу метасоматичної формації монаховітів [3], поширені в межах родовищ і рудопроявів золота в мезоархейських зеленокам'яних структурах (ЗКС) Середнього Придніпров'я, а також виділяються за літературним даними в граніт-зеленокам'яних провінціях інших докембрійських щитів. Монаховіти утворилися під впливом післямагматичних слабо кислих або нейтральних середньотемпературних гідротермальних розчинів, пов'язаних із впровадженням субвулканічних інтрузій кислого складу [2, 3] на завершальних етапах формування зеленокам'яних структур [1]. На сьогоднішній день виділено та вивчено головні типи (фації) метасоматичних колонок монаховітів, які формуються по різних за складом вихідних породах, з'ясовано мінералого-петрографічні особливості та хімічний склад пороодоутворювальних і рудних мінералів, а також фізико-хімічні умови процесів метасоматозу. По відношенню до продукуючих субінтрузивів кислого складу метасоматити розміщуються в їхніх ближніх екзо- та ендоконтактах. Таким чином, достовірна локалізація монаховітів, а відтак і можливих промислових покладів золота в першу чергу обумовлюється геолого-структурними особливостями субвулканічних тіл (умови залягання, морфологія, характер контактів з вміщуючими породами, зв'язком з тектонічними порушеннями, породний склад тощо).

Найбільш відомі та добре вивчені субінтрузиви кислого складу розміщені в Сурській та Чортотлицькій ЗКС, локально відмічаються у Верхівцевській ЗКС. За даними геологозйомочних робіт вони також закартовані у Білозерській ЗКС. Для прикладу розглянемо геолого-структурне положення мезоархейських субвулканічних утворень в межах Солонянського золоторудного поля на півдні Сурської ЗКС [4], де головний обсяг зруденіння пов'язаний саме із кварц-карбонатними метасоматитами – монаховітами.

За морфологією і розміром можна виділити три основні групи субвулканічних тіл кислого складу, до яких приурочені монаховіти: 1) порівняно великі субвулканічні тіла (масиви) площею у перші км². За формою в плані серед них розрізняються: а) лінійно-

втягнуті (Сергіївське субвулканічне тіло); б) неправильної, амебоподібної форми з численними відгалуженнями (Солонянське і Східно-Солонянське субвулканічні тіла); в) ізометричної або правильної геометричної форми (Східно-Сергіївський масив); 2) невеликі (близько 0,1 км²) штокоподібні, іноді овальної форми тіла (Західний і Східний штоки метатоналіт-порфірів); 3) жили та дайки, що супроводжують вищезгадані штокоподібні і субвулканічні тіла (масиви). Загалом перелічені вище тіла підпорядковані субширотному структурному плану, який ортогонально перетинає більш ранні субмеридіональні структури вміщуючого породного комплексу (метабазальти і метагабро-долерити, поодинокі тіла ультраосновного складу).

Сергіївське субвулканічне тіло на поверхні кристалічного фундаменту у вигляді смуги, завширшки від 150 м до 400 м у роздувах, просліджується на відстань понад 3,5 км. Істинна потужність інтрузії змінюється від 80 м до 180-200 м. Простягання субінтрузиву захід-північно-західне 290° з плавним підворотом західного флангу на північний захід; падіння північно-східне під кутами 50-60° в центральній і східній частинах і більш полого 45-50° – на заході. Східний фланг утворює структурне зчленування із субмеридіональним відгалуженням Солонянського субвулканічного тіла у вигляді лежачої букви «Т». Така геологічна ситуація є наслідком перетину субширотного Північно-Сергіївського і субмеридіонального Східно-Сергіївського розломів, уздовж яких укорінилися кислі породи. В складі субінтрузиву переважають порфірові дацити (90%), у підпорядкованій кількості (5-10%) наявні метатоналіт-порфіри і порфіроподібні метатоналіти. У крайових частинах інтрузії відмічаються фельзитоподібні породи (< 5%). Безпосередні контакти Сергіївського тіла представлені стрічкоподібними переривчастими зонами своєрідних тектонічних брекчій потужністю до 5-6 м. В одному випадку матриця брекчії – це розсланцьовані метабазальти або метагаброїди, а уламки із закругленими краями – метадацити і метатоналіт-порфіри, в іншому випадку – уламки змінених метабазитів розміром 10-15 см зцементовані кислими породами. З Сергіївським субвулканічним тілом пов'язане однойменне родовище золота з оціненими запасами золота. Підвищеною рудоносністю характеризуються монаховіти, які розвиваються по більш ранніх карбонатних і кварц-карбонатних гідротермальних жилах.

Східно-Сергіївське субвулканічне тіло (масив) розташовується східніше від Сергіївського та локалізовано в південно-східному борту Сурської ЗКС. Масив має клиноподібну в плані форму, вузька частина якої «урізається» в зеленокам'яну структуру. З півночі і зі сходу він обмежений відповідно Північно-Сергіївським і Золотобалкинським розломам. Південно-західний контакт характеризується комбінацією тектонізованих і нормальних інтрузивних взаємовідносин із метабазитами, які вони проривають. Відмінні риси Східно-Сергіївського масиву: розташування в прибортовій частині зеленокам'яної структури, проста трикутна морфологія, породний склад визначають більш розкristалізовані субвулканіти – порфіроподібних метатоналітів і метатоналіт-порфіри; менш інтенсивний розвиток монаховітів та золоторудної мінералізації у порівнянні з іншими тілами.

Солонянське субвулканічне тіло характеризується складною амебоподібною та видовженою в субширотному напрямку формою. У різні сторони від нього відходять вузькі відгалуження (апофізи), довжина яких сягає 2-2,5 км. Серед вміщуючих базитів відмічаються малопотужні (не більше 2-3 м) лінзи ультраосновних порід, по яких розвиваються монаховіти. У структурному плані субінтрузив контролюється зонами Солонянського та Південно-Солонянського розломів і протягується на відстань понад 4 км. Його східна частина має субширотне простягання (100°) і характеризується простою морфологією, тоді як західна – сформована під впливом магмоконтролюючих ортогональних і діагональних (північно-західних) розломів і відзначається надскладною, дендроподібною формою. Складене Солонянське тіло порфіровими метадацитами; у незначних обсягах наявні фельзитоподібні породи і метатоналіт-порфіри. В зоні накладення екзоконтактових зон субширотного Солонянського і субмеридіонального Східно-Солонянського тіл локалізовані родовище Балка Золота та низка перспективних рудопроявів золота.

Західний та Східний штокоподібні тіла мають у плані овальну форму. Північний контакт Західного штоку падає на північ під кутом 55-60°, південний – у тому ж напрямку, але більш круто (70°). Східний шток утримує порівняно великий ксеноліт метабазитів. Його контакти круто (80°) падають на північ. Окрім метатоналіт-порфірів (80-90%) у складі тіл присутні біотитові порфіроподібні метатоналіти і порфірові метадацити (10-20%).

Жили та дайки тісно асоціюють із описаними вище субінтрузивами, розташовуючись субзгідно в їхніх екзоконтактах або на продовженні. Остання ситуація є типовою для північної частини Солонянського золоторудного поля, де субвулканічні тіла або їхні відгалуження поступово виклинюються і далі за простяганням наслідуються жилами і дайками. Найбільша їхня кількість приурочена до субширотної зони, що вміщує Західний та Східний штоки, а також до північного і східного екзоконтактів відповідно Солонянського і Східно-Солонянського інтрузивів. Зазвичай дайки мають потужність від 0,5 до 5-6 м, іноді – перші десятки метрів. Вони складені порфіровими метадацитами, метаріодацитами, метатоналіт-порфірами, фельзитоподібними породами. Так як найчастіше відмічаються монопородні тіла, можна припустити часову або фаціальну роз'єднаність цих тіл за складом. Водночас, можливі січні взаємовідносини між ними дотепер не виявлені. Поодинокі гетеропородні дайки представлені переважно двома петротипами: порфіровими метадацитами і фельзитоподібними породами. Перші локалізуються у вигляді смуги в осьових зонах дайок, другі – вздовж контактів. Безпосередні переходи між порфіровими метадацитами і фельзитоподібними породами поступові або різкі, без яких-небудь термальних або іншого типу змін.

Дайки і жили, які розташовані ближче до контактів субвулканічних тіл, характеризуються більш інтенсивним розвитком монаховітів, які однаковою мірою накладаються на кислі породи в енде- і на вміщуючі метабазити в екзоконтактах. Такі геолого-структурні обстановки є найбільш сприятливими для локалізації промислової мінералізації золота і в них зосереджений головний обсяг оцінених запасів та ресурсів благородного металу родовищ і рудопроявів Солонянського рудного поля.

Висновки. Золотоносні монаховіти локалізуються в екзо- та ендоконтактах мезоархейських субінтрузивів та штоків кислого складу. Найбільш сприятливими розглядаються такі обстановки: - проста дайкоподібна або ізометрична морфологія субвулканічних тіл, меншою мірою – складна амебоподібна; - розташування у внутрішніх (не бортових) частинах зеленокам'яної структури; - кулісоподібні серії жильних тіл і дайок та їх близькість до контактів більш крупних «материнських» тіл; - наявність у складі вміщуючого породного комплексу, який представлений вулcano-плутонічною асоціацією метабазальтів і метагабро-долеритів, поодиноких, проте вельми сприятливими для монаховітів лінзоподібних тіл ультраосновного складу та більш ранніх гідротермальних карбонатних і кварц-карбонатних жил; - формування кислими субвулканітами нового структурного плану, який ортогонально перетинає більш ранні структури вміщуючого породного комплексу. З'ясовані на прикладі Солонянського золоторудного поля сприятливі геолого-структурні умови локалізації золотоносних монаховітів можуть застосовуватися як критерії виявлення золотого зруденіння в аналогічних за будовою ранньодокембрійських зеленокам'яних структурах (поясах).

Література:

1. Бобров О.Б. Новый тип золотого зруденіння в зеленокам'яних поясах Українського щита (за даними глибинного геологічного картування) // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – №11. 1992. – С.82-88.
2. Синицин В.О., Сукач В.В. О формационной самостоятельности и практическом значении золотоносных кварц-карбонатных метасоматитов зеленокаменных структур докембрия // Тези доп. наук. міжнар. конф. «Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та світу». – Київ, 2011, с. 49-51.
3. Синицин В.О., Сукач В.В. Формация монаховітів (середньотемпературних золотоносних субвулканічних кварц-карбонатних метасоматитів) в архейських зеленокам'яних товщах // Тези доп. наук. конф.

«Теоретичні питання і практика досліджень метасоматичних порід і руд» – Київ: ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, 2012. – С.71-73.

4. Сукач В.В. Геолого-структурное положение, породный состав и рудоносность мезоархейских субвулканических плагиогранитоидов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Тезисы науч. конф. "Гранитоиды: условия формирования и рудоносность". – Киев: ИГМР НАН Украины, 2013. – С.128-130.

Сьомка В.О., Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Донський М.О.
(ІГМР НАН України, Україна)

ШЕЕЛІТОНОСНІ СКАРНИ БРАТСЬКО-ЗВЕНИГОРОДСЬКОЇ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ

Syomka V.O., Ponomarenko O.M., Stepanyuk L.M., Bondarenko S.M., Donskoy N.A. (IGMOF of NASU, Ukraine)

SCHEELITE-BEARING SKARNS OF BRATSK-ZVENYGOROD STRUCTURAL-TECTONIC ZONE

В південно-західній частині Братсько-Звенигородської зони відомі Осичківський, Тарасівський та Ново-Олександрівський прояви шеелітової мінералізації, в північній частині – Селищанський рудопрояв і в центральній – Липнязька група рудопроявів (Північно-Березівський, Березівський, Вербівківський, Овражний, Північно-Станкуватський, «Надія»). Найбільш перспективними шеелітоносними об'єктами є Селищанський, Липнязький та Осичківський.

Серед шеелітоносних скарнів виділяються магнезійні, вапнисті та апомагнезійно-вапнисті генетичні типи [1,2].

Магнезійні скарни генетично пов'язані з процесами ендербітизації і утворилися в контакті магнезійних карбонатних (доломітів) з біотит-гіперстеновими кристалосланцями. Процеси ендербітизації гетерогенних за складом товщ приводять до істотної зміни первинного складу порід і виділення серед них продуктів прогресивного (або магматичного) і регресивного (або постмагматичного) етапів.

При інфільтрації до доломіту хімічно нерівноважних з ними трансмагматичних розчинів виникають реакції за участю компонентів породи і розчину, що призводить і до утворення мінералів магнезійних скарнів з характерними метасоматичними колонками. Найпоширеніші типи колонок на Селищанському та Осичківському скарнопроявах наступні:

I. Бі*+Гіп+Пл

1. Фас+Пл

2. Шп+Фас

3. Шп+Фор+Фас

4. Шп+Фор+Ка

II. Бі+Гіп+Пл

1. Бі+МП+Гіп+Пл

2. Акт+МП+Пл

3. Фл+Акт+МП

4. Фл+Акт+Шп+МП

5. Фл+Серп+Ол(+Гум)+Шп+МП+Ка

6. Фл+Серп+Ол+Ка

* Символи мінералів: Акт – актиноліт, Бі – біотит, Гіп – гіперстен, Гр – гранат, Гум – мінерали групи гуміта, Ка – карбонат, Кум – кумінгтоніт, МП – моноклінний піроксен, Ол – олівін, Пл – плагіоклаз, Рог – рогова обманка, Фас – фасайт, Фл – флогопіт, Фор – форстеріт, Шп – шпінель.

Перша колонка показує мінеральний склад зон, що утворюються в магматичну стадію скарноутворення, друга – в постмагматичну. В другій колонці присутні релікти мінералів магматичної стадії (фасайту, шпінелі, форстериту, анортиту) і мінерали власне

постмагматичної стадії: діопсид, флогопіт, гуміт, актинолітова рогова обманка, скаполіт, клиноцоїзит, серпентин, кальцит. За характером змін мінерального та хімічного складу порід, по зонах колонки, видно, що процес метасоматичного перетворення доломіту попереду фронту гранітизації відповідає послідовному наближенню хімічного складу порід суміжних зон від доломіту до граніту (ендербіту).

Вапнисті контактно-інфільтраційні ендоскарни утворюють лінзи і будини (розміром від 10-20 см до перших метрів) серед біотитових, гранат-біотитових, біотит-гіперстенових плагіогнейсів, а також субзгідні жили і прожилки серед амфіболітів. Характерною особливістю вапнистих контактно-інфільтраційних ендоскарнів є симетрична метасоматична зональність та регіональний характер поширення серед ендербітизованих гнейсово-амфіболітових порід. Найбільш характерні для цього виду скарнів наступні типи метасоматичної зональності:

I. Бі*+Пл гнейс	II. Бі+Гіп+Пл гнейс	III. Амфіболіт	IV. Амфіболіт	V. Амфіболіт
1. Кум+Пл	1. Гіп+Пл	1. МП+Пл	1. МП+Пл	1. Рог+Гіп+МП+Пл
2. Рог+Пл	2. МП+Гіп+Пл	2. Гр+МП+Пл	2. МП	2. МП+Пл
3. МП+Гр+Пл	3. МП+Пл	3. МП+Пл	3. МП+Пл	3. Гр+МП+Пл
4. Рог+Пл	4. МП+Гіп+Пл	Амфіболіт	Амфіболіт	4. МП+Пл
5. Кум+Пл	5. Гіп+Пл			5. Рог+Гіп+МП+Пл
Бі+Пл гнейс	Бі+Гіп+Пл гнейс			Амфіболіт

* Символи мінералів див. вище.

Хімічні зміни субстрату (гнейсово-амфіболітового) при формуванні таких метасоматичних колонок, полягають в інтенсивному привнесенні в зони тріщинуватості розчинів, що збагачені кальцієм. При цьому відбувається десилікація гнейсів і винесення лугів, магнію, титану, алюмінію та заліза. Тому у фронтальних зонах утворюються високомагнезійні (магнезійна рогова обманка), високозалістисті (ферогіперстен, феросаліт) та глиноземисті (кумінгтоніт) мінеральні асоціації.

Апомагнезійні вапнисті скарни просторово та генетично пов'язані з магнезійними скарнами. Умови утворення їх дуже відрізняються від умов утворення скарнів по вапняках. Основна відмінність полягає в тому, що замість карбонатної породи у контакті з гранітоїдами виявляються магнезійно-залістисті силікатні та алюмосилікатні породи основного складу (бітовніт-шпінель-фасаїтові скарни). При цьому процес утворення вапнистих скарнів по магнезійних в постмагматичний етап протікає значно слабкіше, ніж безпосередньо в контакті з вапняками. Друга істотна відмінність визначається сприятливими умовами тріщинної тектоніки та привнесенням кальцію і кремнезему інфільтраційними розчинами. Новоутворені мінерали вапнякових скарнів починають витісняти первинні мінерали магнезійних скарнів. Апомагнезійні вапнисті скарни найбільш поширені на Селищанському скарнопрояві. Вони утворюються в результаті вапнисто-скарнового заміщення флогопіт-фасаїтових та діопсидових екзоскарнів.

Таким чином, в магнезійно-скарнових контактах просторово існує декілька груп високотемпературних скарнових мінеральних асоціацій: 1) магнезійні скарни магматичної стадії (бітовніт-анортит, шпінель, форстерит, фасаїт); 2) постмагматично перетворені магнезійні скарни (флогопіт, діопсид, актиноліт-тремоліт, гуміт); 3) вапнисті скарни: grosular, vesuvian. При цьому для останньої групи характерні істотно магнезійні везувіани та grosularові гранати. Взаємовідносини між мінералами вказаних груп указують на еволюційну послідовність формування скарнових мінеральних асоціацій. При цьому процеси постмагматичного перетворення високотемпературних магнезійних скарнів магматичної стадії та формування апомагнезійних вапнистих скарнів співпадають в часі.

На постмагматичному етапі на скарни також накладаються більш пізні процеси епідотизації, кварц-польовошпатового метасоматозу та грейзенізації, які призводять до утворення контрастної шеелітової мінералізації.

Література:

1. Нечаев С.В., Сёмка В.А. Скарны Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 211 с.
2. Сьомка В.О. Петрологія молібдено- і вольфрамоносних метасоматитів Українського щита: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора. геол. наук. — Київ, 2013. — 46 с.

Трунин А.Н. (ДВНЗ “КНУ”, Україна)

ВЛИЯНИЕ КАРБОНАТИЗАЦИИ НА МОРФОЛОГИЮ АПАТИТА КОВДОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Trunin A.N. (Kryvyi Rih NU, Ukraine)

INFLUENCE OF CARBONATIZATION ON THE MORFOLOGY OF THE KOVDOR DEPOSIT APATITE

Наряду с магнетитом и бадделеитом, апатит является важнейшим рудообразующим минералом Ковдорского комплексного месторождения (Кольский п-ов, Россия) и входит в единую технологическую цепочку переработки руд. Отмеченная особенность делает чрезвычайно актуальным детальный анализ всего спектра типоморфных качеств минерала на фоне сложной, полигенной истории формирования рудного комплекса [2,8].

Целью работы было изучение воздействия наложенной карбонатизации, как внешнего преобразующего фактора, на морфологические черты индивидов апатита месторождения с учётом влияния внутренних факторов (особенности анатомии и конституции минерала). Процессы карбонатизации получили максимальное развитие в центральной части Ковдорского комплексного месторождения, где связаны с проявлением кольцевой системы разрывных нарушений и образованием карбонатитового ядра рудного тела, сформированного сложным сочетанием разнообразных карбонатсодержащих разностей комплексных руд.

Индивиды апатита в этих рудах представлены весьма мелкими (0,02 – 1,3 мм), вытянутыми по шестерной оси, преимущественно эллипсоидальными зёрнами в массе кальцита, реже доломита. Важно подчеркнуть, что первоначальные мозаичные агрегаты апатита в силикатсодержащих разностях комплексных руд подвергались активному динамическому воздействию и дезинтеграции при формировании карбонатитового ядра месторождения [6]. Флюидные агенты, обогащенные CO_2 , активно проникали в мельчайшие трещинные нарушения, межзёрновые границы, что сопровождалось фронтальным замещением полигональных зёрен апатита. При этом циркуляция вещества происходила преимущественно в пространстве между зёрнами или вдоль фронта замещения непосредственно на контакте между индивидами апатита и карбонатным расплавом-раствором [3].

Выделения апатита локализуются обычно на границе между зёрнами карбоната. Вытянутый облик индивидов апатита в карбонатном агрегате удовлетворительно объясняется активным избирательным растворением первоначальных полигональных зёрен минерала в участках своей поверхности, соответствующих граням призмы. Следует отметить, что именно грани гексагональной призмы характеризуются максимальной дефектностью в огранении апатита [1,9], что должно предопределять их предпочтительное растворение по сравнению с другими элементами габитусного оформления минерала. Также важным моментом оказалось наличие, по данным ИК-спектроскопии, в апатитах месторождения, и особенно в апатитах карбонатитового ядра, водородной связи ОН-F [7], что значительно укрепило структуру минерала на участке формирования шестерной оси и, соответственно, уменьшило возможность растворения зёрен апатита в этом же направлении

[4]. Следовательно, в различной степени вытянутая, эллипсоидальная форма индивидов апатита в карбонатсодержащих рудах месторождения является результатом закономерного преобразования изначально полигональных зёрен, слагающих мозаичные агрегаты апатита силикатсодержащих разностей руд, под воздействием агрессивных карбонатных флюидов.

Выделения апатита характеризуются ярко выраженным блоковым строением, что хорошо видно при травлении соляной кислотой. Чем крупнее зерно, тем из большего количества блоков оно состоит. Высокоподвижный карбонатный расплав-раствор легко проникал по границам между блоками (коррозия апатита в участках разреженного расположения атомов) с постепенным разделением зёрен на всё более мелкие фрагменты-субиндивиды, каждый из которых в отдельности представляется уже как самостоятельное выделение. Границы между блоками явились “входящими углами”, вдоль которых происходило самое энергичное растворение индивидов [3]. Многоступенчатая “рекристаллизация” зёрен связывается как с продольной, так и с поперечной системами их трещиноватости. В первом случае образуются преимущественно столбчатые выделения. При совместном наложении систем – эллипсоидальные и округлые. Своего максимума “рекристаллизация” апатита достигла в центральной части карбонатитового ядра, где выделяется, так называемая, “аномальная” зона месторождения с проявлением редкометалльной минерализации.

Сглаженная поверхность зёрен апатита в карбонатных рудах объясняется весьма сложным сочетанием плоских и рёберных некристаллографических форм. Рёбра характеризуются извилистыми контурами, а “гранные” поверхности оформлены в виде разнообразных четырёх – шестисторонних многоугольников, смыкающихся между собой под тупым углом, что обуславливает эффект округлости индивидов. Представленные элементы поверхности могут возникать на фоне анизотропии скоростей растворения минеральных индивидов [5]. Самые мелкие выделения апатита (0,02 – 0,44 мм), интенсивно подвергнутые растворению на более поздних этапах метасоматической карбонатизации, характеризуются уже чёткими, прямолинейными контурами ограняющих плоскостей, что придаёт поверхности апатита некоторую угловатость. Объясняется такой переход постепенным усилением роли дефектов на поверхности минерала, как источника слоёв растворения, на более поздних этапах процесса – следствие возрастания недосыщенности системы (по отношению к апатиту). Особенно это проявляется в центральной части карбонатитового ядра рудного комплекса.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать вывод, что морфология апатита объясняется, с одной стороны, особенностями его анатомии и конституции, а с другой, агрессивным поведением карбонатных расплавов-растворов по отношению к индивидам ранее образованных минералов (в том числе апатита). Причём второй фактор оказался наиболее значимым для принципиального, динамического изменения формы минеральных индивидов. Метасоматическая карбонатизация явилась движущей силой подобных процессов, охвативших широкий спектр типоморфных качеств апатита [6,7]. Внутренние факторы обусловили все тонкости специфики протекания соответствующих изменений.

Литература:

1. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. - Москва: Недра, 1983. – 200 с.
2. Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова. - Ленинград: Наука, 1981. - 272 с.
3. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиды. - Москва: Наука, 1975. – 339 с.
4. Кнубовец Р.Г., Кисловский Л.Д. Исследование анионных замещений в апатитах методом инфракрасной спектроскопии // Физика апатита. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 63-68.
5. Мокиевский В.А. Морфология кристаллов. Методическое руководство. - Ленинград: Недра, 1983. – 295 с.
6. Пирогов Б.И., Трунин А.Н. Морфоструктурные особенности апатита Ковдорского месторождения // Геолого-мінералогічний вісник. - 2000. № 1 – 2 (3 – 4). - С. 153-167.
7. Пирогов Б.И., Трунин А.Н., Холошин И.В. ИК-спектры апатита Ковдорского месторождения // Геолого-мінералогічний вісник. - 2001. № 1 (5). - С. 78-87.

8. Терновой Ю.И., Сулимов В.И., Тарасенко Ю.И. Геолого-промышленные типы руд Ковдорского месторождения. Перспективы развития Ковдорского промышленного комплекса. - Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1972. – С. 7-16.
9. Ященко А.В. Изучение характера раскола апатита рентгенометрическим методом и подсчёты плотностей распределения атомов кальция на поверхности раскола // Минералогический сборник. – 1981. № 35. – С. 61-63.

Шеремет Е.М. (ИГМР НАН Украины, Украина)

**ВЫДЕЛЕНИЕ ПРОГНОЗНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ
НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗОН МЕТАСОМАТИТОВ
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Sheremet E.M. (IGMOF of NASU, Ukraine)

**DISTINGUISHING OF PROGNOSIS AREAS BY THE MEANS OF GEOELECTRIC
METHODS ON THE BASE OF INVESTIGATION OF THE METASOMATIC ZONES OF
UKRAINIAN SHIELD**

Приводятся основные результаты работ за 2012-2016 годы, выполненные в рамках академической госбюджетной темы «Создание геолого-геофизических моделей региональных зон метасоматоза в пределах Украинского щита для поисков рудопроявлений полезных ископаемых».

Основная цель работы – региональный прогноз скоплений рудных полезных ископаемых на основе построения геоэлектрических моделей в зонах метасоматоза и выделение по результатам детальных геоэлектрических исследований площадей, перспективных для дальнейших поисковых и геологоразведочных работ.

Исследования методом аудиоманнитотеллурического зондирования (АМТЗ), выполненные на участках распространения щелочных метасоматитов Восточного Приазовья, показали, что к ним приурочены, прослеженные до глубины 5 км, низкоомные аномалии. Прогнозирование проявлений редкоземельного оруденения, основанное на построении и анализе объемной геоэлектрической модели и результатов полевых геоэлектрических исследований, позволило создать схему прогнозирования редкоземельных проявлений Восточного Приазовья. Первая перспективная площадь (в Кальмиусской зоне разломов) совпадает с глубинным проводником на объемной модели и площадью выявленных проявлений оруденения. Вторая площадь – это Грузско-Еланчикская зона разломов, в которой распространены редкометальные дайки грорудитов и проявления щелочного метасоматоза. Третья площадь – это зона сочленения Донбасса с Восточным Приазовьем, которая характеризуется проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма с развитой фенитизацией в эндо- и экзоконтактах массивов.

Массивы гранитов каменноугольного комплекса в Центральном Приазовье по данным электроразведочных исследований выделяются как низкоомные аномалии до глубины 1,5-6,5 км. В Центральном Приазовье выявить скрытые массивы гранитов можно сочетанием двух методов – гравиметрического и геоэлектрического. На прогнозной гравиметрической карте выделены две прогнозные площади. Первая площадь – в районе Стародубовского массива каменноугольного комплекса и Володарского массива южнокальчикского комплекса с Азовским редкоземельным месторождением – оконтурена при работе с автоматической поисковой системой (АПС). Все прогнозируемые массивы расположены в полях архейских гнейсов. Вторая площадь – это прогнозируемые массивы Мало-Янисольской зоны разломов, где находятся эталонные редкометальные массивы – Екатериновский и Ново-Янисольский.

В сочетании с исследованиями АМТЗ на этих площадях путем разбуривания гравиметрических аномалий можно выявить новые скрытые массивы редкометальных гранитов.

Для Кировоградского рудного района на основе полевых геоэлектрических исследований была построена объемная геоэлектрическая модель [1]. Она применима для установления связи метасоматитов с урановыми и золоторудными проявлениями, даек алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов с аномалиями повышенной электропроводности на различных глубинах. На глубине 100-2 500 м появляется сеть проводящих каналов с сопротивлением 50 Ом·м, которые в значительной степени совпадают с отдельными частями глубинных разломных зон УЩ и с зонами метасоматической проработки пород. Эти аномалии являются перспективными на обнаружение проявлений полезных ископаемых урановой альбититовой формации и золоторудных проявлений. Для того, чтобы провести ревизию всех выявленных низкоомных аномалий на глубине 200-2 500 м необходимо составить прогнозную карту с координатной привязкой каждой аномалии к конкретной геологической структуре, с вынесением на такие аномалии всех известных метасоматических проявлений, обнаруженных в процессе картировочной геологической съемки и бурения. Аномалии повышенной электропроводности необходимо дифференцировать по очередности поисков в зависимости от степени геологической изученности площади, на которой выявлена аномалия.

В Голованевской шовной зоне по результатам полевых геоэлектрических исследований зон метасоматоза, переинтерпретации и построения разрезов по данным предыдущих исследований были построены геолого-геофизические модели северной части ГШЗ. В ее пределах были выделены площади, перспективные на поиски оруденения в границах 11 низкоомных зон. Эти аномалии объединены в общую перспективную площадь, протягивающуюся в юго-восточном направлении от Тальновской до Первомайской зоны разломов.

В Немирово-Кочеровской шовной зоне (НКШЗ) точки титан-циркониевых рудопоявлений и тантал-ниобиевого оруденения тяготеют, главным образом, к глубинным разломам – Виленскому, Центральному, Погребещенскому, Брусиловскому, Великоерчиловскому, а также к габбро-анортозитам Володарско-Волинского массива коростенского комплекса. Все глубинные разломы характеризуются проявлениями приразломного метасоматоза.

Указанные глубинные разломы проявляются как субвертикальные низкоомные аномалии. В объемной геоэлектрической модели НКШЗ расположена в пределах Черновицко-Коростенской аномалии электропроводности на контакте участков с высоким и низким удельным электрическим сопротивлением. Детальные геоэлектрические исследования в пределах зон глубинных разломов позволяют выделять низкоомные аномалии, которые могут быть перспективными на обнаружение новых рудопоявлений.

Литература:

1. Николаев И. Ю., Шерemet Е. М., Бурахович Т. К., Кривдик С. Г., Калашник А. А., Николаев Ю. И., Сетая Л. Д., Агаркова Н. Г. Ингульский мегаблок Украинского щита (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые) /– Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отделение), 2014. – 179 с.

Шкодзинский В.С. (ИГАБМ СО РАН, Россия)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОРУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ В КИСЛЫХ МАГМАХ

Shkodzinskiy V.S. (DPMGI SB RAS, Russia)

GENESIS OF HIGH-METALLIFEROUS HYDROTHERMAS IN ACID MAGMAS

На основании опубликованных экспериментальных и термодинамических данных и построенной Р-Т диаграммы фазового состава рассчитано содержание главных рудных и выносящих их летучих компонентов в расплаве и в равновесном с ним флюиде при различных температуре и давлении в кристаллизующейся и фракционирующей эвтектической гранитной магме с 1 % H_2O , по 0,1 % CO_2 и F, с 0,03 % Cl, 0,04 % S, с 10 г/т Sn, 0,002 г/т Au, 2 г/т Cu, 2 г/т Pb, 6 г/т Zn, 0,2 г/т Sb, 0,15 г/т As (рис.). Установлено, что на диаграмме во всех частях высокотемпературного малобарического поля расплав + флюид содержание рудных компонентов во флюиде остается низким. Это объясняет обычно отсутствие в кислых лавах связанного с ними гидротермального оруденения.

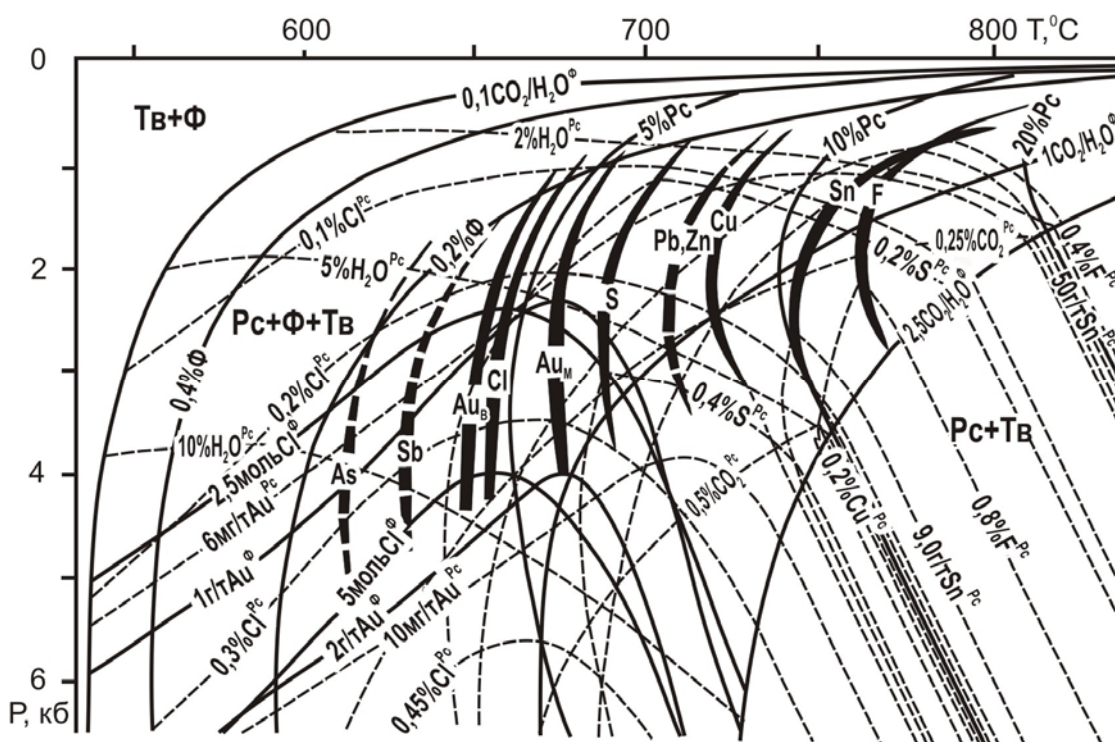


Рисунок - Р-Т диаграмма распределения рудных и летучих компонентов в фракционирующих кислых магмах. Толстые линии – условия отделения наиболее высокорудоносных гидротерм [1]. Рс – расплав, Тв – твердые фазы, Ф – флюид.

В большей части относительно низкотемпературного поля расплав + флюид + твердые фазы содержание рудных и выносящих их летучих компонентов во флюиде увеличивается с уменьшением температуры и с ростом давления. Это обусловлено уменьшением содержания расплава в этом направлении при его кристаллизации. Вследствие незначительного содержания рудных компонентов в породообразующих минералах гранитоидов процессы кристаллизации в них приводят к росту содержания рудных компонентов, а также F, Cl, S в остаточных расплавах и флюиде. Эти содержания растут до тех пор, пока не начинают кристаллизоваться минералы, содержащие в большом количестве рудные и выносящие их летучие компоненты – касситерит, сульфиды, флюорит и др. После их появления концентрация во флюиде рудных и летучих компонентов, содержащихся в эти минералах в большом количестве, уменьшается с падением температуры и ростом давления вследствие

інтенсивного связывания их в этих фазах. Поэтому области начала кристаллизации данных минералов на диаграмме фазового состава отражают Р-Т условия максимального содержания соответствующих рудных компонентов во флюиде кристаллизующихся магм и зарождения наиболее высокорудоносных гидротерм.

При изобарической кристаллизации при прохождении магмами этих максимумов сначала отделяются флюиды с высоким содержанием F, затем Sn, W, далее Cu. В дальнейшем отделяющиеся флюиды проходят через максимумы концентраций Pb, Zn, Au, Sb, As. Это объясняет причину существования различных стадий при процессах гидротермального рудообразования. Вследствие увеличения растворимости многих рудных компонентов во флюиде при высоком содержании в них Cl, S, CO₂ концентрация этих компонентов в отделяющихся гидротермах в области максимумов может возрасти во многие сотни раз. Это объясняет формирование богатых ими месторождений при низком содержании рудных компонентов в исходных магмах.

Глубинность положения максимумов на диаграмме увеличивается в последовательности F, Sn, Cu, Pb, Zn, S, Au, Sb, As. С увеличением глубины отделения гидротерм, особенно от наклонных интрузий, в общем случае должно увеличиваться расстояние сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных тел и уменьшаться его возраст. Это объясняет происхождение зональности рудно-магматических узлов.

В случае большой вертикальной протяженности гранитных интрузий и существования в них процессов гравитационной дифференциации образующиеся остаточные расплавы должны накапливаться в их кровле. В этом варианте летучие компоненты всего объема магмы должны отделяться от расплава преимущественно на уровне кровли. При большом объеме интрузий должны возникать уникально крупные месторождения. Их рудная специализация будет определяться глубиной кровли. При неглубоком ее залегании (3 – 7 км) должны возникать преимущественно оловянные и вольфрамовые месторождения, при глубоком (9 – 12 км) – золотые, сурьмяные и, видимо, урановые.

Очень большая глубина залегания интрузий препятствует формированию ими гидротермального оруденения, так как вследствие высокого давления флюидная фаза при их кристаллизации появляется при содержании твердых фаз более 95 – 98 %. В таких сильно закристаллизованных интрузиях флюидная фаза не может отделяться и рудные компоненты остаются рассеянными. Это объясняет безрудность большинства ультраабиссальных гранитоидов.

При образовании раннедокембрийских ортогнейсов путем кристаллизации кислого слоя магматического океана отделившиеся от него рудоносные флюиды, вследствие высокой температуры газовой оболочки Земли, почти не остывали, поэтому рассеивались в ней и не формировали гидротермального оруденения. Это объясняет безрудность большинства этих ортогнейсов в отличие от высокой гидротермальной рудоносности фанерозойских гранитоидов. Остывание газовой оболочки и осаждение из нее рудных компонентов [1] является причиной массового образования крупных стратиформных месторождений без видимой связи с магматическими породами в основном в протерозое.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). - Якутск: Изд. СВФУ, 2014. – 452 с.

Юрченко Н.Г. (ІГМР НАН України, Україна)

**ОСОБЛИВОСТІ НОМЕНКЛАТУРИ АМФІБОЛІВ ІЗ ПОРІД ПРОТОЛІТІВ В
ОРЕОЛІ ФЕНІТИЗАЦІЇ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ
ПРИАЗОВ'Я (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

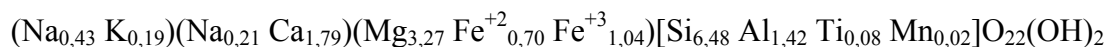
Yurchenko N. (IGMOF of NASU, Ukraine)

**THE NOMENCLATURE FEATURES OF AMPHIBOLES FROM PROTOLITH ROCKS
IN FENITIZATION HALO OF PRE-AZOV REGION CHERNIHIVSKY CARBONATITE
MASSIF (THE UKRAINIAN SHIELD)**

Проаналізовано склад амфіболів із протолітів Чернігівського карбонатитового масиву (ЧКМ). Виявлено дві групи амфіболів, одна пов'язана з етапом мігматизації вмісного чарно-ендербітового комплексу, а друга – із формуванням ореолу фенітизації навколо карбонатитового масиву. Етапу мігматизації належить магнезіо-фері-горнбленд (кореневі назви амфіболів приводяться відповідно до класифікації 2012 р [3]). Рідше спостерігається еденіт. Етапу фенітизації притаманні амфіболи натрій-кальцієвої групи.

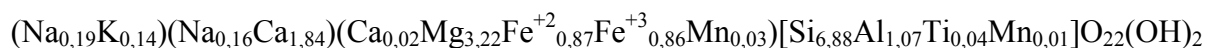
У зразках чарно-ендербітів, що досліджувалися, хімічний склад амфіболів є досить не витриманим і у більшості випадків не відповідає стехіометричним формулам. У сусідніх зернах, а іноді в межах одного зерна виявлені подекуди значні коливання рівня кремнезему, глинозему, кальцію, лугів, співвідношення заліза до магнію та ступеня окислення заліза.

Утворення синювато-зеленого амфіболу в біотит-амфіболових плагіокристалосланцях, рівноважного умовам амфіболітової фації метаморфізму, відбувалося при мігматизації чарно-ендербітової товщі. Склад амфіболу, що утворився при заміщенні первинних піроксенів [1], відповідає перехідним різновидам від магнезіо-фері-горнбленда до паргаситу з відповідною кристалохімічною формулою:

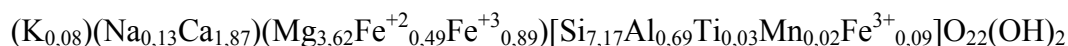


Проте, не зважаючи на підвищену суму лугів у вакантній позиції А, що перевищує 0,5, за пониженням вмістом глинозему в позиції Т цей амфібол віднесений до магнезіо-фері-горнбленда з підвищеним вмістом лугів.

При мігматизації чарно-ендербітів процес заміщення навіть сусідніх зерен авгіт-діопсидів магнезіо-фері-горнблендом має різну інтенсивність та носить локальний характер. Наприклад, при утворенні світлого, блакитно-зеленого амфіболу по діопсид-авгіту відбувається підвищення майже у два рази глинозему, заліза з відповідним пониженням вмісту кальцію. Вміст лугів підвищується привносом у кристалічну решітку іонів калію. Із кристалічної решітки майже повністю зникає хлор і підвищується ступінь окисленості заліза.

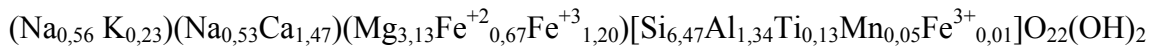


Як видно із наведених осереднених формул амфіболи, що формуються в кристалічних сланцях та заміщують піроксени у вмісних чарно-ендербітах, майже подібні між собою і можливо характеризують найбільш високотемпературну стадію перетворення порід. Поряд з цим в мігматитах в асоціації з попередніми амфіболами виявлений майже безбарвний мірмекітоподібний (з пойкілітовими вклученнями кварцу та кальциту) трохи блакитнуватий магнезіо-фері-горнбленд. При його формуванні у порівнянні із заміщуванням авгіт-діопсидом також відбувається відносно збагачення кремнеземом, магнієм, але із значним зменшенням його лужності :

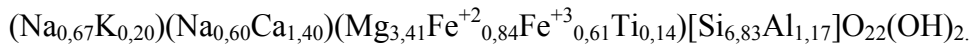


Цей горнбленд спостерігається повсюдно. Він безпосередньо заміщує кальцієві піроксени із чарно-ендербітів, та ззовні обрастає облямітками більш темно забарвленого синювато-зеленого амфіболу, що свідчить про прогресивний напрям кристалізації магнезіо-фері-горнбледа із підвищенням в ньому ролі лугів в позиції А, заліза в позиції С із виносом кальцію та магнію, а також збільшенням ролі алюмінію, що заміщує в кристалічній решітці в позиції Т кремній.

Амфібол-піроксен-плагіоклазовим породам, що є вмісними для карбонатитових жил в центральній частині ЧКМ, характерні густо-зелені магнезіо-гастингсити, що заміщують та обрастають авгіт-геденбергіти та геденбергіти:



Густо-забарвлені зелені та блакитно-зелені амфіболи в реакційних біотит-амфібол-піроксенових облямітках на контакті карбонатитових жил з вмісними силікатними породами докарбонатитового комплексу за своїм складом є проміжними між магнезіо-фері-горнблендом та фері-катофоритом, максимально наближаючись до останнього:



Таким чином, за результатом досліджень амфіболів із протолітів ЧКМ, можна зробити такі висновки:

1. Амфіболи із порід ЧКМ характеризуються широкими коливаннями складу як в якісному, так і кількісному плані із зміною кількості і співвідношення лугів, вмісту кальцію, магнію, заліза та алюмінію, ступеня окислення заліза.

2. Практично всі досліджувані амфіболи утворилися за рахунок заміщення первинних піроксенів в лужних процесах. Вони успадковують їх головні риси за співвідношенням заліза та магнію: діопсиди та магнезіо-авгіти заміщуються магнезіо- та магнезіо-фері-горнблендом, феро-авгіти та геденбергіти заміщуються магнезіо-гастингситом тощо.

3. Більшість амфіболів, як і піроксенів не магматичного походження на класифікаційних діаграмах попадають на ділянки розмежування номенклатурних видів де формально десяти долі відсотку або соті долі формульних одиниць вирішують кореневу назву мінералу.

4. Кількість та якісний склад лугів, що заповнюють вакантну позицію А в амфіболі, визначають рівень та тип олуговування породи, проте за затвердженими правилами [2, 3] не впливають на кореневу назву мінералу, що не є досить коректним для амфіболів, які є нестабільними за своїм складом і утворилися шляхом метаморфічного та метасоматичного заміщення. Окрім кореневої назви такі амфіболи потребують додаткового номенклатурного роз'яснення, як то: «калій-лужний», «калій-натрієво-лужний», «натрієво-лужний», «декарбонатизований» магнезіо-горнбленд, «амфібол проміжний між магнезіо-гастингситом та фері-катофоритом» тощо.

5. Для розробки відповідної номенклатури метасоматично та метаморфічно утворених мінералів потрібно об'єднати зусилля усіх зацікавлених мінералогів петрографів та петрологів.

Література:

1. Юрченко Н., Шнюков С., Павлов Г. Нові дані щодо хімічного складу піроксенів з фенітів Чернігівського карбонатитового масиву (Західне Приазов'я, Український щит) // Мінералогічний збірник. – 2015. – №65. Вип.1 – С. 84–94.
2. IMA Nomenclature of the amphiboles. (Compiled by Leake, B. E.). // Mineral. Mag. – 1978. – v.42, №324 – P. 533–563.
3. IMA Report: Nomenclature of the amphibole supergroup / [F. C. Hawthorne, R. Oberti, G. E. Harlow et al.]. // American Mineralogist. – 2012. – Vol.97. – P. 2031–2048.

Перелік авторів

Список авторов

1	Азімов Олександр Тельманович	10
2	Белевцев Рудольф Якович	12
3	Бережа Дмитро В'ячеславович	14
4	Білан Наталія Валеріївна	61
5	Блажко Володимир Ілліч	12
6	Бобров Олександр Борисович	15
7	Бондаренко Сергій Миколайович	17, 68
8	Буніна Анастасія Яківна	10
9	Бурханов Фазлиддин Самаридинович	19
10	Вижва Сергій Андрійович	49
11	Вишневська Євгенія Олександрівна	45
12	Гагнідзе Нона Елгуджаевна	29
13	Гаценко Віра Олексіївна	45
14	Гейченко Михайло Валентинович	15
15	Герасимець Ірина Миколаївна	34
16	Грінченко Олександр Вікторович	17
17	Донський Микола Олександрович	68
18	Дьячков Борис Александрович	21
19	Євтехов Валерій Дмитрович	14, 56
20	Жильцова Ірина Вікторівна	61
21	Заборовская Лариса Павловна	23
22	Загнітко Василь Миколайович	24
23	Ільченко Катерина Олександрівна	36
24	Ісаков Леонід Васильович	25
25	Калашник Ганна Анатоліївна	27
26	Кекелія Марен Амберкович	29
27	Кекелія Серго Амберкович	29
28	Кривдік Степан Григорович	31
29	Кузьміна Оксана Николаевна	21
30	Кульчицька Ганна Олександрівна	34
31	Курило Сергій Ігорович	17
32	Лазаренко Олена Євгенівна	12
33	Лижаченко Наталія Миколаївна	17
34	Лупашко Тетяна Миколаївна	36
35	Матковський Орест Іллярович	38
36	Мельниченко Борис Федорович	40
37	Мельничук Віктор Григорович	42
38	Мельничук Григорій Вікторович	42
39	Мисяк Іванна Михайлівна	42
40	Митрохин Олександр Валерійович.	45
41	Михальченко Іван Іванович	45, 47
42	Никанорова Юлія Євгенівна	51
43	Ніколаєнко Володимир Іванович	12
44	Ойцева Татьяна Анатольевна	21
45	Омельченко Алла Миколаївна	45
46	Онанко Анатолій Петрович	49
47	Онанко Юрій Анатолійович	49
48	Осипенко Вікторія Юріївна	51
49	Охоліна Тетяна Вячеславівна	57
50	Петрова Людмила Олексіївна	53
51	Покалюк Владимир Васильевич	23
52	Пономаренко Олександр Миколайович	68
53	Попхадзе Нино Валериановна	29
54	Прилепа Дмитро Миколайович	56
55	Продайвода Георгій Трохимович	49
56	Ремезова Олена Олександрівна	57
57	Ріпенко Василь Васильович	59
58	Рузіна Марина Вікторівна	61
59	Синицин Василь Олександрович	40, 65

60	Скакун Леонід Зіновійович	42
61	Сорокотяга Оксана Ивановна	23
62	Степанюк Леонід Михайлович	68
63	Стрельцов Віталій Олегович	63
64	Студзинская Анна Олеговна	40
65	Сукач Віталій Васильович	65
66	Сьомка Володимир Олексійович	17, 68
67	Таращан Аркадій Миколайович	36
68	Терешкова Ольга Анатоліївна	61
69	Терещенко Світлана Іванівна	12
70	Трунін Олександр Миколайович	70
71	Фомин Юрий Александрович	23
72	Хоменко Руслан Володимирович	49
73	Шабатура Олександр Вікторович	49
74	Шеремет Євгеній Михайлович	72
75	Шкодзинский Владимир Степанович	74
76	Шнюков Сергій Євгенович	51
77	Шпильчак Олексій Васильович	25
78	Юрченко Надія Геннадіївна	76

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

**ННІ «Інститут геології»
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка**

Метасоматизм та рудоутворення

**Тези доповідей
Міжнародної наукової конференції**

Відповідальні за випуск:
Донський М.О.
Синицин В.О.

Підготовка матеріалів:
Андрєєва О.О.
Омельченко А.М.
Хлонь О.А.

Видавець: ТОВ «НВП «Інтерсервіс»,
м. Київ, вул. Бориспільська, 9
Свідоцтво: серія ДК №3534 від 24.07.2009 р.

Виготовлювач: СПД Андрієвська Л.В.
м. Київ, вул. Бориспільська, 9
Свідоцтво: серія ДК №5190 від 29.08.2016 р.